

7



UNIVERSIDAD NACIONAL AUTÓNOMA DE MÉXICO

INSTITUTO DE GEOLOGIA
POSGRADO EN CIENCIAS DE LA TIERRA

CONTROL TEMPORAL DEL MAGMATISMO DE
SUBDUCCION EN LA PORCION ORIENTAL DE LA
FAJA VOLCANICA TRANSMEXICANA:
CARACTERIZACION DEL MANTO, COMPONENTES
EN SUBDUCCION Y CONTAMINACION CORTICAL

T E S I S
QUE PARA OBTENER EL GRADO DE
DOCTOR EN CIENCIAS DE LA TIERRA
(GEOQUIMICA Y PETROLOGIA)
P R E S E N T A
ARTURO GOMEZ TUENA

MEXICO, D.F.

**TESIS CON
FALLA DE ORIGEN**

2002



Universidad Nacional
Autónoma de México



UNAM – Dirección General de Bibliotecas
Tesis Digitales
Restricciones de uso

DERECHOS RESERVADOS ©
PROHIBIDA SU REPRODUCCIÓN TOTAL O PARCIAL

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

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

A Cris y Diego

In inquires respecting the laws of the world and the frame of things, the highest reason is always the truest. That which seems faintly possible –it is so refined, is often faint and dim because it is deepest seated in the mind among the eternal verities. Empirical science is apt to cloud the sight, and, by the very knowledge of functions and processes, to bereave the student of the manly contemplation of the whole. The savant becomes unpoetic. But the best read naturalist who lends an entire and devout attention to truth, will see that there remains much to learn of his relation to the world, and that it is not to be learned by any addition or subtraction or other comparison of known quantities, but is arrived at by untaught sallies of the spirit, by a continual self-recovery, and by entire humility. He will perceive that there are far more excellent qualities in the student than preciseness and infallibility; that a guess is often more fruitful than an indisputable affirmation, and that a dream may let us deeper into the secret of nature than a hundred concerted experiments.

Ralph Waldo Emerson, Nature (1836)

Índice General

Agradecimientos	1
Resumen	3
Abstract	5
1. Introducción	7
2. Contexto Geológico Regional	11
2.1. <i>Sobre la Edad y Estructura de la Faja Volcánica Transmexicana</i>	11
2.2. <i>La Placa Oceánica en Subducción</i>	14
2.3. <i>La Placa Continental: Estructura y Geología del Basamento</i>	19
<i>Terreno Guerrero</i>	23
<i>Terreno Mixteco</i>	23
<i>Oaxaquia</i>	25
3. Geología del Macizo de Palma Sola	27
3.1. <i>Estudios Previos</i>	27
3.2. <i>Estratigrafía</i>	29
<i>Basamento Pre-Mesozoico</i>	31
<i>Rocas Sedimentarias Mesozoicas</i>	32
<i>Magmatismo del Mioceno Medio-Tardío</i>	33
<i>Magmatismo del Mioceno Tardío-Plioceno</i>	35
<i>Magmatismo Cuaternario</i>	36
4. Métodos Analíticos	37
4.1. <i>Muestreo, Trituración y Pulverización</i>	37
4.2. <i>Análisis de Elementos Mayores y Traza</i>	38
4.3. <i>Análisis Isotópicos</i>	39
<i>Separación Química de Pb</i>	40
<i>Separación Química de Sr</i>	42
<i>Separación Química de las Tierras Raras y Nd</i>	43
5. Resultados	45
5.1. <i>Elementos Mayores</i>	45
5.2. <i>Elementos Traza</i>	48

5.3. <i>Isotopía de Sr, Nd y Pb</i>	52
6. Afinidad Geoquímica de los Elementos	55
7. Discusión	59
7.1. <i>Sobre la Contaminación Cortical</i>	59
7.2. <i>Sobre las Características del Manto</i>	68
7.3. <i>Sobre los Componentes de Subducción</i>	78
7.4. <i>Modelado Cuantitativo del Proceso de Subducción</i>	82
8. Modelo Tectónico-Petrogenético de la Faja Volcánica Transmexicana	91
9. Conclusiones	
10. Referencias	104
Tabla 1. Reproducibilidad y Precisión de los Elementos Traza	114
Tabla 2. Datos de Elementos Mayores y Traza	115
Tabla 3. Composición Isotópica de Sr, Nd y Pb	117
Tabla 4. Composición Geoquímica de los Componentes y Coeficientes de Partición Utilizados en los Modelados	118

Agradecimientos

La idea de realizar este trabajo nació de diversas conversaciones informales que sostuvimos el Dr. Fernando Ortega y yo a finales de 1998. Han pasado un poco más de tres años desde que iniciamos formalmente este estudio, y aunque los resultados demostraron que las cosas son mucho más complicadas de lo que esperábamos, me parece notable que nuestras primeras hipótesis, y el mecanismo que seguimos para confirmarlas, hayan sido en buena medida las correctas. Pero lo realmente sorprendente es que el Dr. Ortega haya tenido la gentileza y el carácter profesional necesarios para enfrentarse a un campo nuevo con un estudiante al que casi no conocía, y cuyos conocimientos petrológicos y geoquímicos eran a todas luces escasísimos. Del Dr. Ortega he aprendido muchas cosas, pero tal vez la más importante es haber reconocido que se puede ser un buen geólogo y una extraordinaria persona al mismo tiempo. Mil gracias, doc.

Un agradecimiento especial merece el Profesor Charlie Langmuir, quien me acogió en su espléndido laboratorio y grupo de trabajo por más de dos años. Prácticamente todo lo que sé sobre petrología y geoquímica lo aprendí en Lamont estando bajo su dirección y consejo. Le agradezco mucho el tiempo que invirtió enseñándome a mirar los datos y la paciencia que tuvo al escuchar mis descabellados modelos petrogenéticos. Una parte importante de mi aprendizaje, y muchas de las interpretaciones que aquí se muestran, provienen de varios meses de trabajo conjunto y de interminables discusiones científicas con Alexandra LaGatta. Estoy convencido de que si finalmente logramos entender algo sobre la petrología de la FVTM fue gracias a que lo hicimos juntos, y por supuesto al consumo indiscriminado de tinto californiano. Agradezco también los consejos, comentarios y enseñanzas de Alberto Saal quien siempre tuvo el tiempo y la capacidad de poner un poco de orden y limpieza al natural desorden de mis ideas. Por supuesto le agradezco mucho a Steve Goldstein el haberme abierto las puertas de su laboratorio, y por enseñarme que la geoquímica isotópica es un arte en el que hay que tener cierto colmillo especial que no se aprende en los libros. No puedo dejar de mencionar a todos los miembros del *petrology group* de Lamont quienes siempre estuvieron dispuestos a compartir sus conocimientos y su tiempo para enseñarme el intrincado mundo de la geoquímica y de los Estados Unidos. Agradezco en especial a Katie Donnelly, Beth Gier,

Yonjun Su, Kathy Falato, Alex Piotrowski, Jeannette y Ross Dailey, Dave Walker, Kerstin Lehnert, Conny Class, Marty Fleisher, Rick Mortlock, Charlie Mandeville, Ted Koczynski y Liz Cottrell por su ayuda y entrañable amistad, y por haber hecho que nuestra estancia en Nueva York haya sido maravillosa. Gracias queridos amigos.

Agradezco la invaluable ayuda y la entrañable amistad de Luigi, Lucia y Ale Solari-Capra. Con ellos hemos compartido estos años de locura y aprendizaje. También les agradezco mucho a Antonio González-Espriú y a Laura Rosales por haberse soplado unas buenas temporadas de campo conmigo. Muchísimas gracias a Elena Centeno, Barbara Martiny y Consuelo Macías por las enseñanzas y la ayuda brindada durante la preparación de las muestras. Este trabajo se benefició enormemente por los comentarios y sugerencias de los miembros de mi comité asesor: Arturo Martín, Gerardo Carrasco, Dante Morán, Luca Ferrari, Jesús Solé y Peter Schaaf. Por supuesto, a todo el personal académico y administrativo del Instituto de Geología de la UNAM, les agradezco toda la ayuda brindada durante mis estudios de posgrado.

Agradezco especialmente los apoyos financieros y las becas que me otorgaron la División General de Estudios de Posgrado de la UNAM, la Fundación Fulbright-García Robles y el Lamont-Doherty Earth Observatory de la Universidad de Columbia. Este trabajo estuvo financiado por el proyecto 27642-T otorgado por el CONACYT al Dr. Fernando Ortega-Gutiérrez.

Resumen

Las investigaciones petrológicas realizadas en la porción más oriental de la Faja Volcánica Transmexicana muestran la manera en que las variaciones temporales del proceso tectónico convergente influyen en la composición química de las rocas magmáticas de arco. En el Macizo de Palma Sola se emplazaron tres unidades magmáticas con características geológicas y geoquímicas distintas: plutones del Mioceno medio-tardío, basaltos de plataforma del Mioceno tardío-Plioceno y conos cineríticos del Cuaternario. Las rocas plutónicas son calcialcalinas y tienen patrones de elementos traza típicos de rocas de arco ($Ba/Nb=16-101$). En cambio, los basaltos de plataforma son alcalinos y presentan señales de subducción moderadas ($Ba/Nb=6-31$). Los conos cineríticos son también calcialcalinos, presentan una señal de subducción moderada ($Ba/Nb=16-41$) y parecen haber sido afectados por contaminación cortical.

La composición isotópica de Sr, Nd y Pb de los plutones se vuelve paulatinamente más empobrecida al incrementarse el contenido de SiO_2 . La composición isotópica de Pb de estas rocas está constreñida entre el MORB pacífico y los sedimentos subducidos, y requieren por lo tanto de una mezcla entre un componente isotópicamente empobrecido y los sedimentos. La muestra plutónica más empobrecida y evolucionada también tiene valores muy altos de Gd/Yb (4.7), Nb/Ta (22) y Sr/Y (54), indicando probablemente la participación de un magma proveniente de la fusión parcial de la corteza oceánica. Este modelo parece ser más razonable debido a que no existe una corteza continental engrosada y empobrecida en esta porción de México. Los basaltos de plataforma presentan concentraciones muy altas de Nb (25-58 ppm) y valores altos en la relación Nb/Ta (16-20), sugiriendo que el manto está significativamente enriquecido y es similar al observado en las Islas Oceánicas (OIB). Los basaltos de plataforma presentan relaciones isotópicas de $^{206}Pb/^{204}Pb$ muy enriquecidas (hasta de 18.963), y forman una correlación en el espacio de $^{206}Pb/^{204}Pb$ - $^{207}Pb/^{204}Pb$ que apunta hacia la composición de los sedimentos subducidos. La participación de los sedimentos se deduce también de las correlaciones entre la isotopía de Pb y las relaciones de Ba/Nb, Th/Nb y Pb/Ce. El componente sedimentario tiene también valores altos de Th/Nd y bajos de $^{143}Nd/^{144}Nd$, así como también valores menores de Pb/Nd

y Sr/Nd que los observados en los sedimentos. Estas características sugieren la fusión parcial de un componente sedimentario que ha perdido elementos móviles en fluidos antes de haberse fundido. El enriquecimiento isotópico de los conos cineríticos correlaciona con las concentraciones de SiO₂ y MgO, indicando en este caso una contaminación cortical. La composición química de los conos cineríticos más enriquecidos puede ser modelada mediante un mecanismo de asimilación-cristalización fraccionada (AFC) que involucre la participación de la corteza continental Paleozoica local.

Las diferencias geoquímicas observadas en las distintas secuencias litológicas revelan una variación temporal en las características químicas de los componentes de subducción, y la participación tardía de la corteza continental. Estas variaciones pueden ser asociadas a modificaciones tectónicas en el régimen de subducción del Pacífico. La fase magmática miocénica pudo haberse formado mediante una geometría de convergencia esencialmente plana que favoreció la fusión parcial de la corteza oceánica. Un incremento gradual en el ángulo de convergencia durante el Plioceno pudo haber favorecido la fusión de un manto relativamente más profundo mediante la inyección de magmas provenientes de la fusión parcial de los sedimentos. Una mayor inclinación de la placa oceánica durante el Cuaternario favoreció que la mayor parte de los componentes en subducción se transfirieran hacia un porción más cercana a la trinchera, en el frente volcánico actual, y no parecen haber influido significativamente en la petrogénesis de las rocas más jóvenes emplazadas en el área de Palma Sola.

Abstract

Investigation of three phases of magmatic activity in the easternmost part of the Transmexican Volcanic Belt elucidates how temporal changes in subduction parameters influence the volcanic products caused by plate convergence. In the Palma Sola massif, middle to late Miocene plutons, late Miocene to Pliocene plateau basalts and Quaternary cinder cones have distinct chemical characteristics. The plutonic rocks are calcalkaline and have trace element patterns compatible with a subduction environment ($Ba/Nb=16-101$). The plateau basalts are alkaline and have only moderate subduction contributions ($Ba/Nb=6-31$). The cinder cones once again are calcalkaline, have moderate slab signatures ($Ba/Nb=16-41$) and also appear to have been contaminated by continental crust.

Sr, Nd and Pb isotopic compositions of the plutons become more "depleted" with increasing SiO_2 contents. Pb isotopes of these rocks are bracketed by subducted sediments and Pacific MORB, requiring the participation of an unradiogenic component that mixes with a sediment contribution. High Gd/Yb (4.7), Nb/Ta (22) and Sr/Y (54) in the least radiogenic and evolved plutonic sample might indicate a melt coming from the subducted MORB. This model is favored because no overthickened and isotopically depleted lower crust is apparent in this part of Mexico. Isotopic compositions of the plateau basalts do not correlate with indices of differentiation, also indicating a negligible role of crustal contamination. These rocks have high Nb concentrations (22-58 ppm) and Nb/Ta ratios (16-20), suggesting a mantle wedge that is significantly enriched and similar to an Oceanic Island Basalt (OIB) source. The plateau basalts also have very radiogenic $^{206}Pb/^{204}Pb$ ratios (up to 18.963), and form an array in $^{206}Pb/^{204}Pb$ - $^{207}Pb/^{204}Pb$ space that trends towards the composition of the bulk subducted sediment. The sediment component is also indicated by the inverse correlations between Pb isotopes and Ba/Nb, Th/Nb and Pb/Ce. The sediment component has high Th/Nd coupled with low $^{143}Nd/^{144}Nd$, but lower Pb/Nd and Sr/Nd ratios than the bulk sediment. These characteristics suggest melting of a sediment that has lost fluid mobile elements prior to melting. Isotopic enrichments in the cinder cones correlate with SiO_2 and MgO contents, implying contamination with the continental crust. A model of assimilation-fractional crystallization (AFC) with an upper crustal component,

similar in composition to the local Paleozoic basement, can explain the petrogenesis of the youngest rock suit.

The geochemical differences among the three suites indicate temporal variations in the chemical characteristics of the slab input, and the later participation of the local continental crust. These variations can be associated to modifications in the Pacific subduction regime. We suggest the late Miocene magmatic phase was formed by an essentially flat subduction angle that favored melting of the subducted oceanic crust. An increase in subduction angle in the Pliocene would allow melting of deeper portions of wedge by the injection of dehydrated sediment melts. An even steeper subduction angle in the Quaternary provided negligible slab contributions to the Palma Sola region, and upper crustal contamination largely controls the petrogenesis. Therefore, most of the modern slab derived agents should be focused farther south, at the current volcanic front.

1. Introducción

La dinámica terrestre se refleja geoquímicamente en dos tipos de procesos fundamentales: aquellos que separan los elementos entre sí y aquellos que los mezclan unos con otros. Determinar y cuantificar la forma en que estos procesos afectan la composición de las rocas ígneas es uno de los principales objetivos de las ciencias de la tierra por las importantes repercusiones que tienen en nuestra forma de entender el crecimiento de la corteza terrestre, y su relación e interacción con los niveles más profundos del planeta.

Las rocas volcánicas emplazadas en arcos magmáticos muestran características geoquímicas peculiares que durante décadas han sido motivo de discusión y asombro entre los investigadores. En los clásicos diagramas de elementos traza, lo primero que salta a la vista es el marcado enriquecimiento en Pb y en elementos litófilos de ión grande, o *Large Ion Lithophile Elements* (LILE, por sus siglas en inglés), con respecto a los elementos de alta fuerza de campo, o *High Field Strength Elements* (HFSE), y a las tierras raras (REE). Varias décadas de estudios geoquímicos en rocas asociadas a dorsales meso-oceánicas e islas oceánicas, así como estudios petrológicos experimentales, han evidenciado que la mayoría de estos elementos no muestran un fraccionamiento significativo durante los procesos de fusión parcial y/o cristalización fraccionada. Por este motivo, se ha asumido que el enriquecimiento relativo en elementos LIL debe provenir, de alguna manera, de la placa oceánica que se subduce. Esta simple observación ha propiciado que la gran mayoría de los petrólogos ígneos actuales coincidan en afirmar que el magmatismo de arco involucra la transferencia de materiales desde la placa en subducción hacia la cuña del manto, en un proceso que modifica su composición química e induce su fusión parcial [Gill, 1981].

Durante la mayor parte de los años ochenta, y hasta mediados de la década de los noventa, las interpretaciones petrológicas de las rocas de arco involucraban generalmente la transferencia de un "componente en subducción" genérico cuya proveniencia específica era poco conocida y difícil de evaluar [Tatsumi, 1989; McCulloch y Gamble, 1991; Stolper y Newman, 1994]. Estudios más recientes reconocieron que el componente en subducción podía provenir tanto de la placa oceánica como de la cobertura sedimentaria [Miller et al., 1994; Elliott et al., 1997; Hawkesworth et al., 1997]. No obstante, la forma específica en

que estos elementos se transportan hacia el manto sigue siendo aún motivo de discusión. Algunos autores han propuesto que los elementos LIL se transportan a través de fluidos [Miller *et al.*, 1994; Ryan *et al.*, 1995; Elliott *et al.*, 1997; Ishikawa y Tera, 1999], otros han sugerido una mezcla binaria con los sedimentos [White y Patchett, 1984], o también la inyección de magmas derivados de la fusión parcial de la cobertura sedimentaria [Kay *et al.*, 1978; Class *et al.*, 2000], e incluso de la fusión de la corteza oceánica [Kay, 1978; Defant y Drummond, 1990].

Las evidencias petrológicas con las contamos en la actualidad indican que en el escenario más complejo, los magmas emplazados en la superficie pueden representar mezclas entre: (1) el manto litosférico y/o astenosférico cuya composición puede ser heterogénea; (2) fluidos provenientes de la deshidratación de la placa oceánica o de los sedimentos; (3) magmas provenientes de la fusión parcial de los sedimentos y/o de la placa oceánica. Claramente, esta diversidad de componentes puede producir una plétora de composiciones en los magmas resultantes. No obstante, y dado que las condiciones físicas de transferencia dependen en buena medida de las reacciones metamórficas que se desarrollan a distintas profundidades en la placa que se subduce, bajo diversos campos de presión y temperatura, sería difícil que todos los posibles componentes interactuaran entre sí en un mismo momento. De hecho, debería ser lógico esperar que los agentes derivados de la subducción tuvieran características distintas a lo largo de la historia geológica del arco, y que distintos componentes sean inyectados hacia la cuña del manto en distintas posiciones espaciales, como una respuesta natural a las variaciones del proceso tectónico convergente.

Por si fuera poco, los arcos emplazados sobre una corteza continental gruesa y antigua presentan complicaciones adicionales. La porción cortical impone una barrera natural al libre ascenso de los magmas hacia la superficie. La interacción con la corteza continental también puede modificar la composición química de los magmas provenientes del manto, haciendo particularmente difícil reconocer las características químicas de los componentes provenientes de la subducción. El problema se complica aún más debido a que la composición geoquímica de los fluidos y de los sedimentos subducidos es frecuentemente muy similar a la de la corteza continental, en especial a la corteza superior, pues, en buena medida, representan los mismos materiales geológicos. En ese sentido, se ha propuesto que

los magmas emplazados sobre una corteza continental engrosada siguen un proceso complejo de asimilación, amalgamamiento, homogeneización y cristalización fraccionada cuyas modificaciones químicas impiden observar los procesos que ocurren a niveles más profundos [Hildreth y Moorbath, 1988].

Debido a la multiplicidad de componentes y procesos involucrados, pocos investigadores pondrían en duda que el magmatismo de arco es el proceso petrogenético más complejo del planeta. Por eso no es de sorprender que el origen y la evolución petrológica de la Faja Volcánica Transmexicana (FVTM) hayan estado bajo intensa discusión por al menos los últimos diez años. Aunque tradicionalmente el origen del magmatismo en la FVTM se ha asociado a la subducción de las placas Cocos y Rivera debajo de la placa de Norte América, diversos autores han reconocido que una importante proporción de las rocas emplazadas a lo largo del arco no muestran las características petrológicas que se esperaría encontrar en un ambiente tectónico convergente. En general, se ha reconocido la existencia de dos tipos de rocas con composiciones contrastantes: (1) Rocas generalmente calcialcalinas con patrones de elementos traza aparentemente compatibles con el proceso de subducción (valores altos en las relaciones de LILE/HFSE); y (2) Rocas alcalinas y transicionales con patrones de elementos traza similares a las islas oceánicas (valores bajos de LILE/HFSE). Los argumentos empleados para definir su origen siguen dos líneas de investigación claramente antagónicas y, hasta la fecha, no parece existir una teoría que reconcilie de manera satisfactoria ambos modelos petrológicos. Por un lado, los trabajos de *Luhr y Carmichael* [1985], *Luhr* [1997] y *Ferrari et al.* [2001] sugieren una estrecha relación entre el proceso de subducción y la tectónica local para explicar el origen de ambas secuencias petrológicas. En estos modelos, los magmas con valores altos de LILE/HFSE se relacionan con un manto heterogéneo modificado por la subducción. Las rocas con valores bajos de LILE/HFSE estarían, en contraste, asociadas a la migración de un manto astenosférico enriquecido (tipo OIB), que no ha sufrido modificaciones significativas por el proceso de subducción, y que probablemente se funde gracias a un régimen tectónico distensivo que opera en las inmediaciones del arco. Por el contrario, otros autores han sugerido la existencia de un manto isotópicamente heterogéneo, aunque enriquecido y similar a los OIB, cuya fusión por descompresión (extensión tectónica) genera magmas con valores bajos en las relaciones

LILE/HFSE [Márquez *et al.*, 1999a; Verma, 1999b; Verma, 1999a; Sheth *et al.*, 2000; Verma, 2000]. En estos modelos, las rocas con valores altos de LILE/HFSE estarían asociados a contaminación cortical y no a las contribuciones de la placa que se subduce.

El presente estudio tiene como objetivo contribuir con nuevos datos y argumentos a las diversas interrogantes que se han planteado sobre el origen de la Faja Volcánica Transmexicana, pero también extender y reforzar el conocimiento actual sobre los procesos involucrados en la generación de magmas en ambientes tectónicos convergentes. Atacar estos problemas en la actualidad requiere de una extensa base de datos geoquímicos en secuencias litológicas bien caracterizadas que permitan identificar las características de los componentes involucrados, así como también modelar cuantitativamente sus contribuciones. El trabajo se fundamenta en la caracterización petrogenética de distintas secuencias magmáticas emplazadas en la porción más oriental de la Faja Volcánica Transmexicana, en el denominado Macizo de Palma Sola. En esta región se emplazaron rocas magmáticas con afinidades geoquímicas distintas, de arco y OIB, desde el Mioceno medio. Consecuentemente, la variación temporal en las características de los productos volcánicos nos provee de un excelente marco de referencia para poder estudiar las modificaciones impartidas al manto por el sistema en subducción, en una región donde el magmatismo ha sido aparentemente continuo desde que el arco se establece como una entidad geológica distintiva.

2. Contexto Geológico Regional

2.1. Sobre la Edad y Estructura de la Faja Volcánica Transmexicana

Se acostumbra definir a la Faja Volcánica Transmexicana (FVTM) como un arco magmático continental, constituido por cerca de 8000 estructuras volcánicas y algunos cuerpos intrusivos, que se extiende desde las costas del Pacífico, en San Blás, Nayarit y Bahía de Banderas, Jalisco hasta las costas del Golfo de México en Palma Sola, Veracruz [Demant, 1978]. La provincia tiene aproximadamente 1,000 km de longitud y una amplitud irregular entre los 20 y 200 km, y se distribuye con una dirección preferencial E-W formando un ángulo cercano a los 16° con respecto a la Trinchera Mesoamericana (Fig. 1). Esta característica ha dado lugar a definir de mejor manera a esta provincia como Faja Volcánica Transmexicana, pues claramente muestra una distribución transversal con respecto a las grandes provincias geológicas mexicanas que corren con una orientación preferencial NW-SE [Ortega-Gutiérrez et al., 1992].

Aunque la evolución espacio-temporal del magmatismo estuvo sujeta a discusión por largo tiempo [Mooser, 1972; Demant, 1978; Cantagrel y Robin, 1979; Demant, 1981; Robin y Cantagrel, 1982; Venegas et al., 1985; Nixon et al., 1987], en la actualidad, y gracias a la abundancia de fechamientos isotópicos obtenidos en la década de los noventa, parece ser claro que la individualización de la FVTM como una entidad geológica distintiva ocurrió durante el Mioceno medio y tardío [Ferrari et al., 1999]. Las rocas volcánicas asociadas a la evolución temprana del arco están ampliamente distribuidas, pero durante este periodo también se construyeron grandes centros volcánicos en posiciones muy alejadas de la trinchera. Por ejemplo, los estratovolcanes miocénicos del sistema Palo Huérfano-Zamorano en Querétaro [Carrasco-Núñez et al., 1989; Pérez-Venzor et al., 1996; Valdéz-Moreno et al., 1998] y Cerro Grande en Puebla [Carrasco-Núñez et al., 1997; Gómez-Tuena y Carrasco-Núñez, 2000], están ubicados a ~100 km al norte del frente volcánico actual. Este hecho ha sido documentado ampliamente como el reflejo de una migración paulatina del frente volcánico hacia el sur en los distintos sectores del arco [Nixon et al., 1987; Delgado-Granados et al., 1995].

En términos estructurales la FVTM no puede ser vista en toda su extensión como una entidad uniforme. Estudios detallados acerca de los mecanismos y estilos de deformación

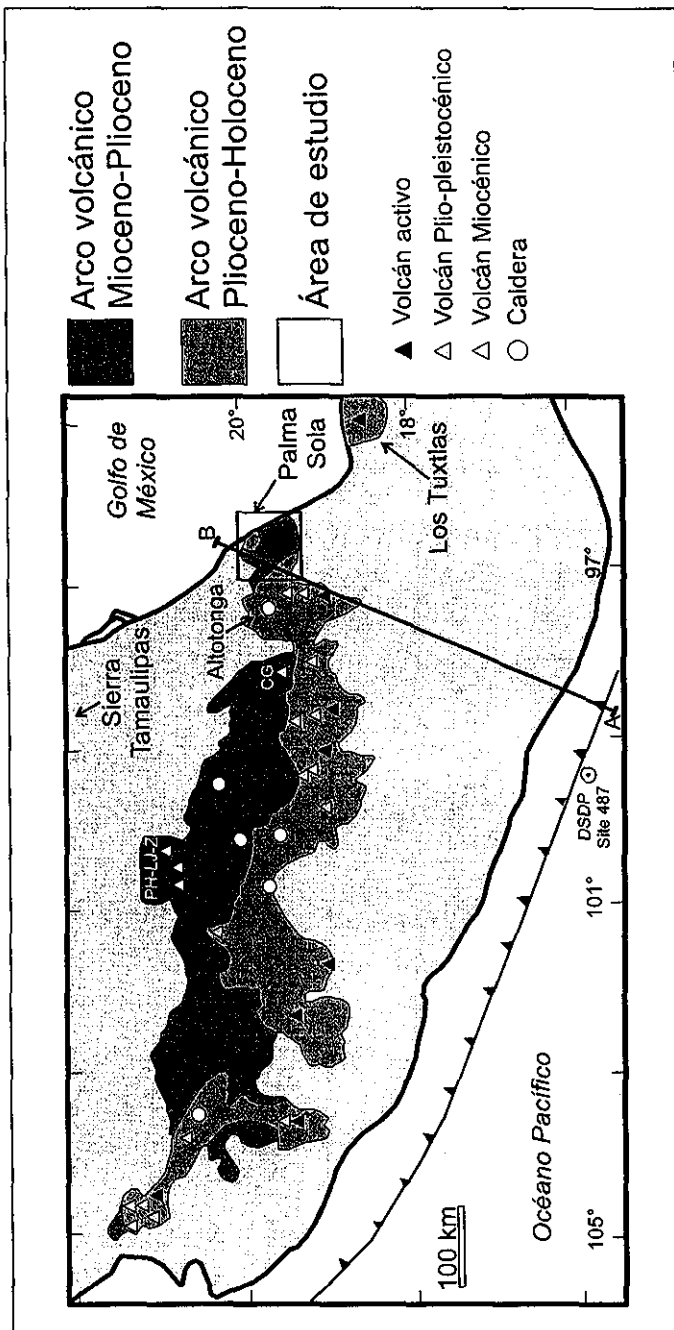


Figura 1. Geología regional de la Faja Volcánica Transmexicana modificada de Gómez-Tuena y Carrasco-Núñez (2000). La columna sedimentaria fue muestreada en el sitio DSDP 487 (Moore et al., 1982). Los estratovolcanes miocénicos señalados son: Palo Huérfano, La Joya y Zamorano (PH-LJ-Z) y el Cerro Grande (CG). La línea A-B describe la orientación de la sección transversal que será discutida en el modelo tectónico y en la figura 21.

han convenido dividir a la FVTM en tres distintos sectores: occidental, central y oriental [Demant, 1978; Pasquaré et al., 1988]. La deformación frágil en las porciones occidental y central muestra patrones de fracturamiento bien organizados, y el emplazamiento de conos volcánicos monogenéticos parece estar en buena medida gobernado por el régimen tectónico prevaleciente [Suter et al., 1995a; Suter et al., 1995b; Luhr, 1997]. En cambio, los patrones de fracturamiento en la porción oriental no se reconocen con facilidad debido a que estos han sido cubiertos u oscurecidos por efectos exógenos y vulcanismo reciente, o porque no existió un patrón tectónico semejante para esta porción de la provincia.

La relación que existe entre los mecanismos de emplazamiento magmático y el sistema de deformación estructural a lo largo del arco ha sido motivo de intensa discusión entre investigadores. Diversos estudios han sugerido que la conspicua alineación de los grandes estratovolcanes mexicanos con una orientación general N-S debe estar relacionada con un sistema de fallamiento distensivo que sigue esa orientación [Cantagrel y Robin, 1979; Höskuldsson y Robin, 1993; Alaníz-Álvarez et al., 1998]. Sin embargo, aunque el modelo podría explicar el alineamiento de estratovolcanes a lo largo del sistema Taxco-San Miguel, hasta la fecha no se han reportado evidencias claras que señalen la existencia fallamientos distensivos o transformes afectando a los estratovolcanes del sistema Popocatepetl-Iztaccihuatl-Tlaloc o al Cofre de Perote-Pico de Orizaba. Se ha sugerido también que las rocas volcánicas más primitivas del sector oriental, asociadas generalmente a los campos monogenéticos y/o a derrames fisurales (Chichinautzin y Tenango, por ejemplo), se han emplazado a lo largo de fallas y fisuras que siguen una orientación preferencial E-W [Márquez et al., 1999b; García-Palomo et al., 2000]. En efecto, dicho sistema de fallamiento parece favorecer en buena medida el rápido ascenso de magmas primitivos en este sector, y aparentemente comparte muchas de las características del sistema de deformación que afecta al sector central del arco volcánico [Suter et al., 1995a; Suter et al., 1995b; Suter et al., 2001]. De esta forma, aunque existen divergencias sobre la orientación, edad y características de la deformación que afecta al arco magmático, las evidencias geológicas señalan que la FVTM se encuentra en buena medida bajo un régimen tectónico distensivo que ha afectado la distribución del magmatismo desde el Mioceno tardío.

2.2. La Placa Oceánica en Subducción

Aunque por más de un siglo se han propuesto un raudal de hipótesis sobre el origen de la FVTM y la misteriosa falta de paralelismo entre la trinchera mesoamericana y el arco magmático [von Humboldt, 1808; De Cserna, 1958; Mooser, 1972; Gastil y Jensky, 1973; Johnson y Harrison, 1989], las múltiples evidencias geofísicas y geológicas con las que se cuenta en la actualidad hacen difícil dudar el hecho de que las placas oceánicas Cocos y Rivera se introducen por debajo del continente. Por este motivo, la mayor parte de los investigadores asumen que la formación de magmas en la FVTM debe estar de alguna manera ligado al proceso en subducción [Urrutia-Fucugauchi y Del Castillo, 1977; Urrutia-Fucugauchi y Böhnel, 1987; Pardo y Suárez, 1993; Pardo y Suárez, 1995]. No obstante dichas evidencias, algunos investigadores encuentran difícil esta relación debido a las peculiaridades petrológicas de las rocas magmáticas, a la conspicua presencia de una tectónica distensiva asociada al emplazamiento de magmas primitivos, y a que el plano de Benioff no se encuentra sísmicamente bien definido debajo de la porción oriental del arco [Márquez et al., 1999b; Verma, 1999b; Verma, 1999a; Sheth et al., 2000; Verma, 2000]. Es evidente que dichas consideraciones deben ser tomadas también en cuenta al evaluar de manera integral el origen de la FVTM, y una discusión más amplia sobre estos problemas será posteriormente plasmada en este trabajo.

La historia tectónica de las placas oceánicas del Pacífico ha sido explorada en diversas publicaciones mediante la observación de los patrones de anomalías magnéticas [Atwater, 1970; Menard, 1978; Mammerickx y Klitgord, 1982; Lonsdale, 1991]. Dichos estudios han mostrado que la configuración tectónica actual es el resultado de una fragmentación sucesiva que sufrió la placa Farallón al momento en que las crestas meso-oceánicas colisionaron con la placa de América del Norte. Este proceso de colisión y fragmentación produjo importantes reorganizaciones en la configuración de las crestas meso-oceánicas y probablemente influyeron en la dirección y velocidad del vector de convergencia a lo largo de la margen pacífica [Engebretson et al., 1985].

En la actualidad, la porción occidental del arco se encuentra subyacida por la placa Rivera, cuya edad (<8 Ma) y velocidad de convergencia (~ 2 cm/año) son significativamente menores que las observadas en la placa de Cocos [Nixon, 1982; Pardo y Suárez, 1995]. La edad y la velocidad de convergencia de la placa de Cocos se incrementan

de manera significativa hacia la porción oriental de la trinchera (Fig. 2). Los estudios sobre la profundidad de los mecanismos focales muestran que la placa Rivera se introduce hacia el manto con un ángulo cercano a los 50° y la señal sísmica puede alcanzar ~ 120 km de profundidad [Pardo y Suárez, 1993; Pardo y Suárez, 1995]. El ángulo de subsidencia de la placa de Cocos es mucho más variable, y es notable que los hipocentros sísmicos se limitan a profundidades menores a 70 km debajo del sector oriental del arco. De esta forma, dichos autores sugieren que la placa de Cocos presenta en la actualidad una geometría subhorizontal debajo de la porción oriental de la FVTM. Dicha configuración es aparentemente la responsable de la oblicuidad del arco con respecto a la trinchera mesoamericana.

Aunque es difícil tener una visión exacta de las variaciones composicionales de la corteza oceánica que se subduce, y del espesor e importancia de su cobertura sedimentaria, los sondeos realizados en la costa pacífica mexicana por el *Deep Sea Drilling Project* (DSDP, por sus siglas en inglés) nos permiten tener, el menos, una aproximación objetiva y tangible de estas variables. El DSDP realizó varios sondeos sísmicos y perforaciones exploratorias en la trinchera mesoamericana en la denominada *Leg 66* [Moore et al., 1982]. De todas ellas, la perforación realizada a unos 11 km de las costas de Guerrero, en el sitio 487 ($15^\circ 51.210'$ de latitud Norte y $99^\circ 10.518'$ de longitud W; Figs. 1 y 2), penetró completamente en la pila sedimentaria y alcanzó la corteza oceánica subyacente. La columna sedimentaria en este sitio está compuesta por ~ 100 m de sedimentos hemipelágicos de edad cuaternaria, subyacidos por ~ 70 m de sedimentos pelágicos cuya edad es Mioceno tardío–Plioceno. Tomando en cuenta el patrón de anomalías magnéticas, la corteza oceánica debe pertenecer al Mioceno medio (~ 16 Ma).

La columna litológica de este sitio ha sido descrita y estudiada con cierto detalle por varios autores [Moore et al., 1982; Plank y Langmuir, 1998; Verma, 1999b; LaGatta et al., En preparation]. Los sedimentos hemipelágicos tienen un origen terrígeno y deben derivarse de la denudación de las rocas continentales. Esta capa está principalmente compuesta por un lodo grisáceo con cristales de cuarzo, feldespato y mica. Los sedimentos pelágicos están compuestos principalmente por arcillas y presenta coloraciones pardas, rojizas y negras. El origen primario de estos sedimentos debe estar asociado a la actividad hidrotermal de las crestas meso-oceánicas. Los fragmentos de corteza oceánica recuperados

TESIS CON FALLA DE ORIGEN

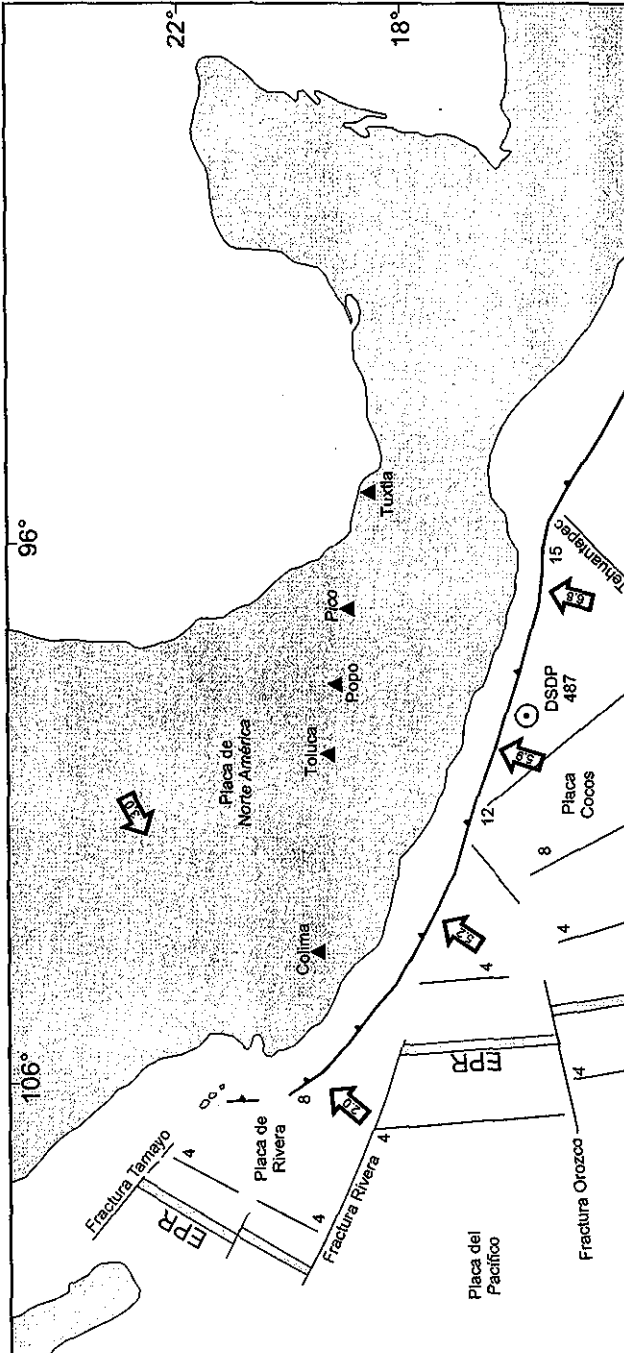


Figura 2. Configuración tectónica actual de las placas de Norte América, Pacífico, Rivera y Cocos modificada de Nixon (1982). Las velocidades y los vectores de convergencia (cm/año) son de Pardo y Suárez (1995). Se muestra también la distribución de los principales estratovolcanes mexicanos formando el frente volcánico actual.

en este sitio están conformados principalmente por un basalto con cristales de plagioclasa y olivino, y menores proporciones de un basalto afirico [*Verma*, 1999b].

Aunque es evidente que la composición de los sedimentos y la corteza oceánica pueden variar de manera significativa a lo largo de la trinchera, los materiales colectados y analizados en el sitio 487 representan la única aproximación directa que tenemos a los componentes que están siendo subducidos. Por eso *Plank y Langmuir* [1998]; *Verma*, 1999b y *LaGatta et al.* [en preparación] realizaron estudios geoquímicos en los distintos componentes asociados a la columna sedimentaria del sitio 487. La figura 3 muestra los patrones de elementos traza y de tierras raras de los distintos componentes sedimentarios, así como el promedio ponderado de la columna sedimentaria total (*bulk sediment*) [*LaGatta et al.*, en preparación]. Claramente, los horizontes pelágicos y hemipelágicos son geoquímicamente distintos. En general, el componente pelágico tiene mayores concentraciones de elementos traza que su contraparte terrígena. Por ejemplo, los sedimentos pelágicos tienen casi 5 veces más Ba, cerca del doble de LREE y poco más del triple de HREE que los sedimentos hemipelágicos. La diferencia más notable entre ambos horizontes reside en la denominada “anomalía de Ce”. La figura 3b muestra claramente que, a diferencia de los sedimentos terrígenos, el componente pelágico tiene menores concentraciones relativas de Ce con respecto a sus vecinos inmediatos (La y Pr). Esta anomalía es una característica común en los sedimentos marinos, y resulta de la solubilidad relativa del Ce tetravalente en el agua de mar [*Rollinson*, 1993; *Plank y Langmuir*, 1998]. Curiosamente, ambos horizontes sedimentarios presentan poca variación en la composición isotópica de Sr y Nd (0.7085 y 0.5125, en promedio), pero difieren significativamente en la composición isotópica de Pb. Los sedimentos terrígenos presentan valores muy radiogénicos en la relación $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ (~18.80, en promedio), mientras que las capas pelágicas presentan valores similares al MORB (~18.5, en promedio) [*Verma*, 1999b; *LaGatta et al.*, en preparación].

Los datos presentados por *Verma* [1999b] y *LaGatta et al.* [en preparación] son extraordinariamente útiles para constreñir composicionalmente las contribuciones sedimentarias al proceso en subducción. Sin embargo, el componente sedimentario involucrado difícilmente provendrá de una capa u horizonte específico sino que muy probablemente muestreará la columna completa. Por ese motivo, durante este estudio se

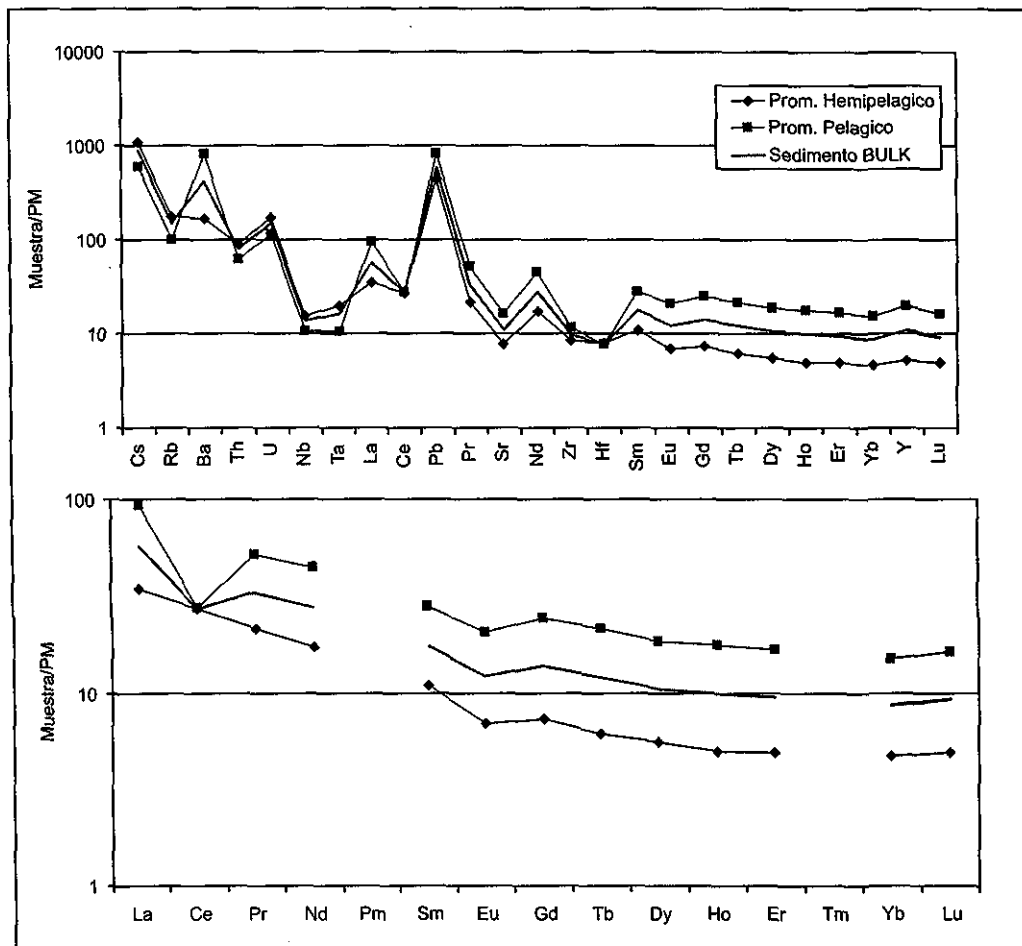


Figura 3. Patrones normalizados de elementos traza y tierras raras de los distintos horizontes litológicos muestreados en el sitio DSDP-487. Las gráficas muestran la composición promedio de 6 análisis en cada horizonte litológico: pelágico y hemipelágico, así como la composición del promedio ponderado calculado por LaGatta et al. (en preparación) (Tabla 4). Nótese la pronunciada anomalía negativa de Ce en el componente pelágico. Normalización con respecto al manto primitivo (Sun y McDonough, 1989)

utilizará el componente sedimentario calculado del promedio ponderado (*bulk sediment*) que resulta de evaluar los espesores relativos de ambos horizontes sedimentarios [LaGatta *et al.*, en preparación] (Tabla 4, Fig. 3). Estos valores son muy similares a los calculados por Plank y Langmuir [1998], confirmando de manera independiente la validez estadística de dicha composición.

2.3. La Placa Continental: Estructura y Geología del Basamento

La información más completa sobre la estructura cortical a todo lo largo de la FVTM ha sido principalmente determinada con base en estudios de anomalías gravimétricas [Molina-Garza y Urrutia-Fucugauchi, 1993; De la Fuente *et al.*, 1994; Urrutia-Fucugauchi y Flores-Ruiz, 1996; Flores-Ruiz, 1997; Campos-Enríquez y Sánchez-Zamora, 2000] y estudios sísmicos [Urrutia-Fucugauchi, 1986; Valdés *et al.*, 1986; Nava *et al.*, 1988; Geolimax-Group, 1994; Campillo *et al.*, 1996]. Existen también algunos estudios de anomalías magnéticas [Campos-Enríquez *et al.*, 1990] y levantamientos magnetotelúricos [Jording *et al.*, 2000] que cubren de manera aislada ciertos sectores del arco, y aunque sus interpretaciones son aún demasiado generalizadas y difíciles de evaluar en un contexto geológico regional, en general parecen ser consistentes con los trabajos sísmicos y gravimétricos.

Los patrones de anomalías gravimétricas a lo largo del arco magmático muestran una estructura relativamente simple, compatible con un incremento en el espesor cortical desde las costas hacia el interior del continente (Fig. 4a). El espesor promedio a lo largo de la provincia es de 40 km. El mayor espesor cortical se localiza en el sector oriental, en las cercanías del Valle de México y el Valle de Toluca (47 km). Las zonas en donde la corteza es más delgada se localizan hacia las costas del Pacífico y el Golfo de México (15-20 km). Dicha estructura correlaciona de manera general con los datos obtenidos mediante estudios sísmicos en el sur de México, en donde el espesor cortical se incrementa desde la costa pacífica y alcanza cerca de 47 Km debajo del Complejo Oaxaqueño [Urrutia-Fucugauchi, 1986; Valdés *et al.*, 1986].

El mapa hipsométrico de la Faja Volcánica Transmexicana muestra características que se correlacionan en buena medida con los datos gravimétricos y de espesor cortical (Fig. 4b). La topografía a lo largo del arco magmático muestra elevaciones promedio de 2,200

TESIS CON FALLA DE ORIGEN

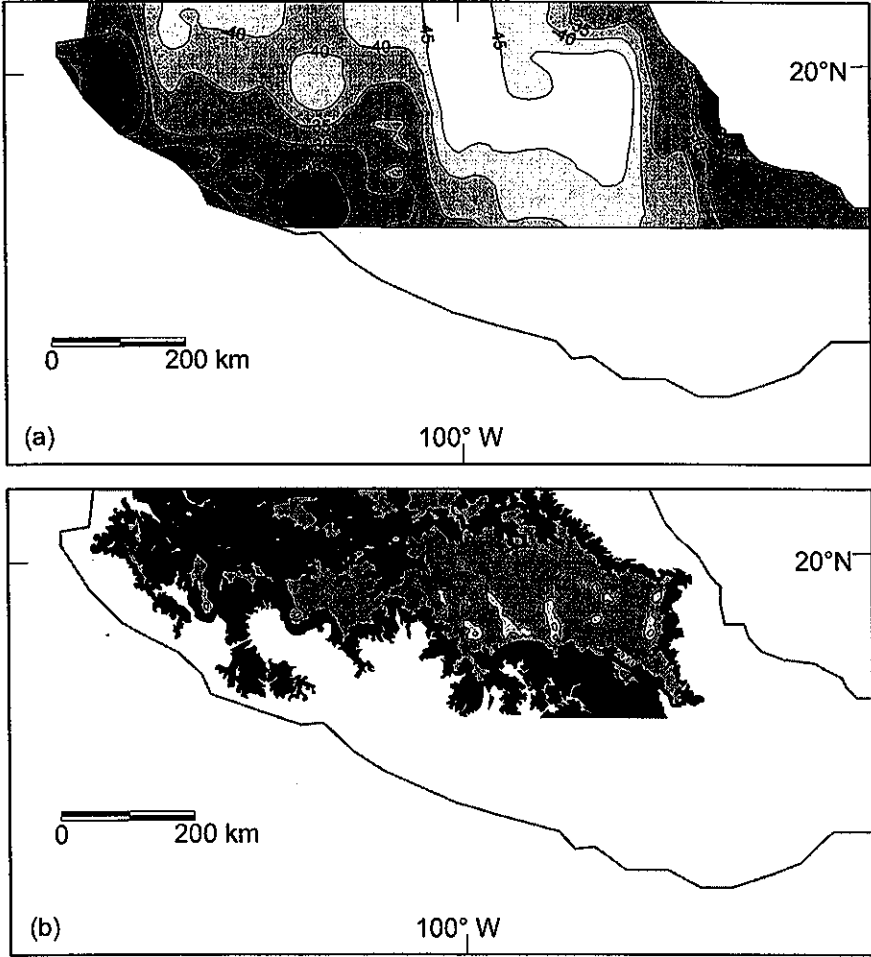


Figura 4. (a) Esquema del espesor cortical de la FVTM interpretado a partir de las anomalías gravimétricas (Molina-Garza and Urrutia-Fucugauchi, 1993; De la Fuente et al., 1994; Urrutia-Fucugauchi and Flores-Ruiz, 1996; Flores-Ruiz, 1997). Nótese que el espesor cortical en la región de Palma Sola no excede los 25 km. (b) Mapa hipsométrico de la FVTM (Atlas Nacional de México, 1999). Curvas de nivel a cada 1000 m. Es notable la buena correlación que existe entre el espesor cortical y la topografía.

m.s.n.m. y concentra los picos de mayor elevación del país. De manera general, la topografía muestra un incremento desde las costas hacia el interior del continente. Las mayores elevaciones (>3,500 m.s.n.m.) se localizan hacia la porción oriental del arco magmático, destacando la presencia de grandes estratovolcanes alineados a lo largo del paralelo 19° N; orientación que marca el frente volcánico activo. Es también evidente un aumento en la densidad de estratovolcanes en el sector oriental del arco, coincidente de manera general con el incremento en el espesor cortical. A todo lo largo de la FVTM la elevación disminuye de manera gradual hacia el norte del frente volcánico.

La naturaleza geológica, edad y composición del basamento cristalino sobre el cual está emplazada la FVTM son prácticamente desconocidos debido a que se encuentran ocultos debajo de una amplia cobertura volcánica y sedimentaria de edad post-Mesozoica. Por esta razón, la extensión geográfica de los terrenos cristalinos que afloran en el sur de México, y sus correlaciones con afloramientos aislados y con los xenolitos colectados en secuencias volcánicas recientes al norte de la FVTM, han estado sujetos a múltiples discusiones [Keppie y Ortega-Gutiérrez, 1998; Ruiz et al., 1999].

Los trabajos pioneros de *Campa y Coney* [1983] demostraron que gran parte del territorio mexicano está constituido por un ensamble de masas corticales, con historias geológicas diferentes, que fueron acrecionados a la placa de América del Norte en distintos eventos tectónicos. Más tarde, los trabajos de *Sedlock et al.* [1993] y *Ortega-Gutiérrez et al.* [1994] propusieron una subdivisión de México en terrenos tectonoestratigráficos siguiendo algunos de los lineamientos de *Campa y Coney* [1983], pero añadiendo la evolución cinemática de sus límites tectónicos. El resultado fue una subdivisión mucho más compleja que, sin embargo, se ha ido simplificando con la acumulación de nuevos fechamientos, datos estructurales y petrológicos en las zonas donde estos terrenos afloran en superficie, con la investigación de xenolitos acarreados por rocas volcánicas recientes y con la inspección de las rocas colectadas en perforaciones profundas.

Atendiendo a las reconstrucciones tectónicas y correlaciones estratigráficas propuestas por *Sedlock et al.* [1993] y *Ortega-Gutiérrez et al.* [1994], y al reconocimiento del microcontinente Grenvilliano Oaxaquia [Ruiz et al., 1988b; Keppie y Ortega-Gutiérrez, 1995; Ortega-Gutiérrez et al., 1995], la FVTM podría estar emplazada sobre al menos tres terrenos tectonoestratigráficos distintos: Guerrero, Mixteco y Oaxaquia (Fig. 5). Aunque

TESIS CON FALLA DE ORIGEN

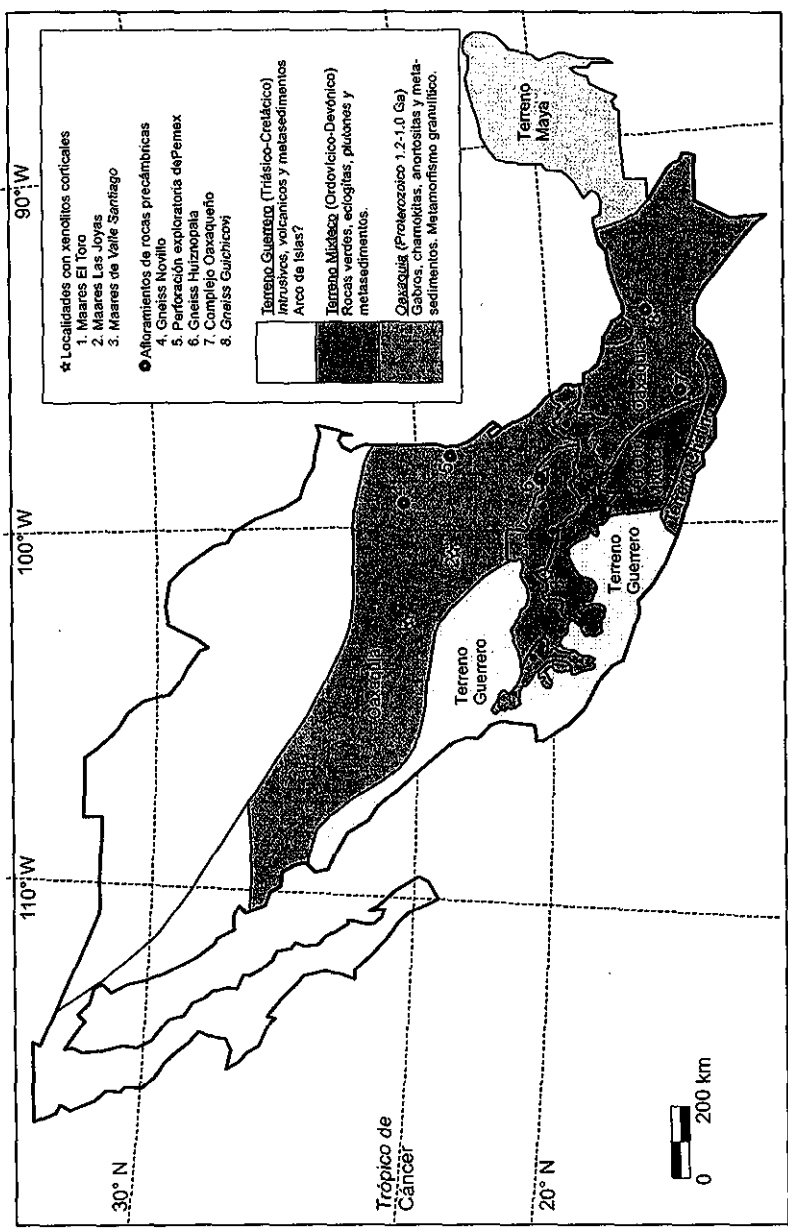


Figura 5. Mapa simplificado de los terrenos tectonostratigráficos mexicanos que podrían formar el basamento de la FVTM. Modificado de Campa y Coney (1983); Ortega-Gutiérrez et al., (1994); Sedlock et al., (1993); Ortega-Gutiérrez et al., (1995) y Ruiz et al., (1988b). Bajo este esquema, la porción oriental de la FVTM y la región de Palma Sola estarían subyucados por el microcontinente grenvilliano Oaxaquía.

todos ellos muestran una evolución geológica compleja, y varios aspectos acerca de su extensión, límites tectónicos y composición siguen siendo polémicos en la actualidad, se resumirán a continuación sus características geológicas por ser de suma importancia para este estudio.

Terreno Guerrero

El terreno Guerrero cubre una extensión cercana a 700,000 km² y es por lo tanto el terreno cordillerano más extenso de América del Norte. El terreno fue definido originalmente por *Campa y Coney* [1983], modificado por *Sedlock et al.* [1993] y ha sido también estudiado más detalladamente en sus características geoquímicas y petrológicas [*Lapierre et al.*, 1992; *Centeno-García et al.*, 1993; *Freydier et al.*, 1996; *Elías-Herrera y Ortega-Gutiérrez*, 1997; *Freydier et al.*, 1997; *Elías-Herrera y Ortega-Gutiérrez*, 1998; *Elías-Herrera et al.*, 1998]. De manera general está compuesto por rocas volcánicas y vulcanoclásticas de afinidad oceánica a continental, con una importante componente de rocas sedimentarias marinas. *Centeno-García et al.* [1993] sugieren que la base estructural del terreno Guerrero refleja un ambiente marino profundo, relativamente cercano al continente, sobre el cual se emplazó un arco de islas intraoceánico que fue acrecionado a la placa de América del Norte durante el Cretácico tardío. A pesar de que la mayor parte del terreno Guerrero está claramente constituido por rocas de afinidad oceánica y de arco magmático, datos recientes en xenolitos incorporados en rocas volcánicas del Oligoceno han sugerido la existencia de rocas continentales silíceas debajo del terreno Guerrero [*Elías-Herrera y Ortega-Gutiérrez*, 1997; *Elías-Herrera y Ortega-Gutiérrez*, 1998; *Elías-Herrera et al.*, 1998]. Por otra parte, las edades modelo de Nd encontradas en las rocas intrusivas de la margen pacífica mexicana sugieren también la presencia de un basamento antiguo [*Schaaf et al.*, 1995]. Estas evidencias podrían indicar que el terreno Guerrero se encuentra de hecho emplazado sobre rocas cristalinas de afinidad continental.

Terreno Mixteco

El basamento del terreno Mixteco está conformado por el denominado Complejo Acatlán [*Yañez et al.*, 1991; *Sedlock et al.*, 1993; *Ortega-Gutiérrez et al.*, 1994]. Las rocas que lo conforman son principalmente metasedimentos y metabasitas de afinidad oceánica a

continental metamorizadas en facies de anfibolita, eclogita y esquistos verdes, junto con intrusiones graníticas y periodos de migmatización.

La estratigrafía del complejo Acatlán comprende los subgrupos Acateco y Petlalcingo, la Formación Tecomate, los troncos Totoltepec y los intrusivos San Miguel. La división de estas unidades está basada en los diferentes estilos de deformación y metamorfismo que las afectan. El subgrupo Petlalcingo está conformado por esquistos pelíticos, cuarcitas, metagrauvas y diques gabroicos de la Formación Chazumba; y por anfibolitas, cuarcitas, pedernales, esquistos calcáreos y rocas verdes de la Formación Cosoltepec. Las rocas de este subgrupo han sido interpretadas como rocas sedimentarias marinas interestratificadas con rocas máficas de afinidad oceánica, que han sido metamorizadas a presión moderada y alta temperatura. Las rocas del subgrupo Acateco incluyen rocas verdes miloníticas, anfibolitas, metagabros, serpentinitas, eclogitas, cuarcitas y metapelitas de la formación Xayacatlán; y rocas plutónicas graníticas, aplíticas y pegmatíticas del Ordovícico–Silúrico denominadas como los Granitoides Esperanza (440-428 Ma). Las rocas eclogíticas de la Formación Xayacatlán alcanzan picos metamórficos de 15 Kb y 500-550 °C [Ortega-Gutiérrez, 1981]. Esta secuencia de basamento se encuentra discordantemente cubierta por conglomerados, arcosas, lutitas y calizas de la llamada Formación Tecomate del Devónico. Posteriormente, la Formación Tecomate fue deformada y metamorizada antes del emplazamiento de sedimentos marinos del Misisípico–Pérmico (Formación Patlanoaya), y continentales del Pensilvánico(?)–Pérmico (Formación Matzitzitzi). El Complejo Acatlán fue afectado por un evento intrusivo del Pensilvánico tardío (287 ± 2 Ma) denominado como el tronco de Totoltepec, y por un evento tectonotérmico del Jurásico temprano al Medio (205-170 Ma) en donde se emplazaron los intrusivos San Miguel y la Migmatita Magdalena. La cobertura de las secuencias Paleozoicas incluyen: 1. Rocas volcánicas e intrusivas del Triásico al Jurásico medio (Formación Rosario e Intrusivos San Miguel), 2. Rocas sedimentarias marinas (conglomerados, calizas, lutitas y areniscas) del Jurásico al Cretácico tardío, 3. Conglomerados, areniscas, lutitas y rocas volcánicas del Paleogeno, 4. Ignimbritas riolíticas, secuencias volcanoclásticas, lavas andesíticas, cuerpos hipabisales andesíticos y secuencias sedimentarias lacustres del Oligoceno al Plioceno [Morán-Zenteno *et al.*, 1997].

El terreno Mixteco limita al oriente con Oaxaquia, al sur con el terreno Chatino, y al oeste con el terreno Guerrero. La frontera norte del terreno Mixteco se encuentra cubierta por la FVTM y por lo tanto se desconoce si el límite con Oaxaquia representa una anisotropía cortical en el centro de México.

Oaxaquia

El concepto del microcontinente Oaxaquia [*Ortega-Gutiérrez et al.*, 1995] es uno de los temas que ha despertado más atención en los últimos años en las discusiones sobre la evolución geológica de México. De manera simple, Oaxaquia representaría una gran masa cortical de edad Grenvilliana (~1 Ga), con una extensión que podría alcanzar cerca de 1,000,000 km². El microcontinente estaría conformado por los terrenos Oaxaca, Juárez, Sierra Madre, Maya y partes del terreno Coahuila de *Campa y Coney* [1983]; o por sus equivalentes de *Sedlock et al.* [1993]: Zapoteco, Guachichil, Tepehuano, Maya y partes del terreno Cuahuiltecano. No obstante, la unificación de estos terrenos en el microcontinente Oaxaquia atiende únicamente a la similitud de las rocas que conforman el basamento del Proterozoico medio (Grenvillianas) y no necesariamente a las rocas de cobertura.

El microcontinente Oaxaquia está definido por distintos afloramientos localizados hacia la porción Oriental de México (Fig. 5): Gneiss Novillo (Ciudad Victoria, Tamps.) [*Ortega-Gutiérrez*, 1978], Gneiss Huiznopala (Molango, Hgo.) [*Lawlor et al.*, 1999], Complejo Oaxaqueño (Oaxaca) [*Ortega-Gutiérrez*, 1984], Complejo Guichicovi (La Mixtequita, Oaxaca) [*Murrillo-Muñetón*, 1994; *Weber y Köhler*, 1998]; por las edades modelo de Nd e isócronas de Sm-Nd encontradas en xenolitos de la corteza inferior acarreados por rocas volcánicas cenozoicas: Maares de la Joya (San Luis Potosí) y La Olivina [*Ruiz et al.*, 1988b; *Schaaf et al.*, 1994]; y mediante su identificación en perforaciones profundas hechas por PEMEX en Tampico (Tamaulipas) [*Quezadas-Flores*, 1961].

Los afloramientos del Complejo Oaxaqueño están conformados principalmente por metapelitas, gneisses cuarzofeldespáticos, calcisilicatos, anfibolitas y mármoles, comúnmente intrusionados por anortositas, charnokitas y gneisses máficos granatíferos. Toda la secuencia se encuentra metamorfizada en facies de granulita, y localmente reequilibrada en facies de anfibolita. Las rocas descritas en los afloramientos de los Gneisses Novillo, Huiznopala y Guichicovi presentan de manera general las mismas

características litológicas, condiciones metamórficas y estructurales que las descritas en el Complejo Oaxaqueño. Por su parte, los xenolitos colectados en las secuencias volcánicas tienen predominantemente un carácter máfico a intermedio, y están constituidos por gabros y tonalitas metamorfozados en facies de granulita.

3. Geología del Macizo de Palma Sola

3.1. Estudios Previos

Los primeros trabajos geológicos realizados en el Macizo de Palma Sola y áreas circunvecinas fueron realizados por geólogos de Petróleos Mexicanos, de la Comisión Federal de Electricidad, y por investigadores franceses y alemanes [*Viniegra*, 1965 y referencias incluidas]. Estos trabajos describen de manera general la paleogeografía y estratigrafía de la región; y en gran medida estuvieron enfocados hacia la exploración de hidrocarburos y al aprovechamiento de los recursos hidrológicos.

A finales de los años setenta y principios de los ochenta, Robin y colaboradores hicieron los primeros estudios vulcanológicos y petrológicos del área de Palma Sola y de la porción oriental de la FVTM [*Cantagrel y Robin*, 1978; *Robin y Nicolas*, 1978; *Robin y Tournon*, 1978; *Cantagrel y Robin*, 1979; *Robin*, 1982]. Estos estudios reconocen por primera vez la existencia de rocas con afinidad alcalina en estrecha relación con rocas de carácter calcialcalino. Haciendo uso de argumentos petrológicos y estratigráficos, Robin y colaboradores concluyeron que el vulcanismo alcalino debe ser considerado como parte de una provincia volcánica independiente a la Faja Volcánica Transmexicana, que se extiende a lo largo de la costa del Golfo de México desde Tamaulipas hasta el sur de Veracruz. Según estos estudios, la denominada "Provincia Alcalina Oriental" comenzó su actividad durante el Oligoceno en el norte de México (Sierra de San Carlos, Tamaulipas) y ha migrando paulatinamente hacia el sur, localizándose en la zona de Palma Sola durante el Plioceno-Cuaternario, y más tarde ubicándose en el campo volcánico de los Tuxtlas (Fig. 1). En ese contexto, Robin y colaboradores sugieren que la presencia de magmas calcialcalinos y alcalinos en la zona de Palma Sola debe verse como la intersección de dos provincias magmáticas cuyas características petrológicas se ven, de alguna manera, interconectadas en el tiempo y en el espacio. Los estudios de Robin y colaboradores sostienen que el origen de los magmas alcalinos no está relacionado con la subducción pacífica, sino con una tectónica cortical distensiva que permite el ascenso de magmas astenosféricos sin modificaciones geoquímicas inducidas por la placa en subducción.

Estudios petrológicos y estratigráficos de los años ochenta, realizados sobre todo por investigadores alemanes [*Negendank et al.*, 1985; *Besch et al.*, 1988], ponen en duda las

conclusiones de Robin y colaboradores, argumentando, sobre todo, que los magmas alcalinos de la región de Palma Sola muestran patrones de tierras raras y elementos traza con marcadas anomalías negativas de elementos HFS y enriquecimientos relativos en elementos LIL y en las tierras raras ligeras (LREE). Estos estudios argumentan que los magmas de la región de Palma Sola se derivan de la fusión parcial de un manto modificado por la acción de fluidos derivados de la placa en subducción y, en ese sentido, desestiman la existencia de una tectónica distensiva para generar los magmas alcalinos. Por su parte, *Besch et al.* [1988] sugieren que las rocas volcánicas más diferenciadas (dacitas, riolitas y sílexitas) son el producto de la fusión parcial de la corteza continental.

Los estudios más recientes sobre la geología de la provincia volcánica de Palma Sola fueron realizados por *López-Infanzón* [1991] y *Orozco-Esquivel* [1995], en sus respectivas tesis doctorales. Sin embargo, hasta la fecha, los datos petrológicos y las interpretaciones que se derivan de estos estudios no han sido publicados en revistas científicas formales. Cabe destacar que ambos trabajos siguieron metodologías muy similares, basando sus interpretaciones en datos geoquímicos de elementos mayores y traza. Ambos estudios coinciden en afirmar que, en buena medida, el origen de las secuencias volcánicas alcalinas está estrechamente ligado al proceso de subducción, y que por lo tanto la concurrencia en el espacio y tiempo de suites volcánicas con distinta afinidad geoquímica debe estar asociado a la fusión de distintos reservorios del manto.

Orozco-Esquivel [1995] propone que la provincia alcalina oriental y el Macizo de Palma Sola registran periodos de emplazamiento magmático que pueden ser asociados a al menos tres eventos tectónicos: (a) La subducción de la Placa Farallón entre 140 y 20 Ma; (b) La extensión post-laramídica en el oriente de México a partir del Oligoceno; y (c) La subducción de la Placa de Cocos a partir del Plioceno. En este marco tectónico *Orozco-Esquivel* [1995] sugiere que las rocas alcalinas del Macizo de Palma Sola son el producto de la fusión parcial de un manto peridotítico con granate, con la participación de residuos hidratados ricos en potasio (flogopita y/o anfíbol). Los patrones de elementos traza, y los valores bajos en las relaciones LILE/HFSE de las rocas alcalinas emplazadas durante el Mioceno medio, sugieren una procedencia a partir de la fusión parcial de un manto enriquecido tipo OIB sin participación alguna de metasomatismo. En cambio, las rocas emplazadas a partir del Plioceno presentan características geoquímicas que permiten

asociarlas con el metasomatismo asociado a la subducción. En ese sentido, las variaciones geoquímicas pueden ser explicadas mediante un bajo grado de fusión parcial de un manto enriquecido heterogéneamente por metasomatismo. Por otro lado, las rocas transicionales y subalcalinas del área de Palma Sola presentan patrones de elementos traza que permiten asociarlos a la fusión parcial de un manto peridotítico de espinela con una importante componente de subducción debido a que presentan valores altos en las relaciones LILE/HFSE. *Orozco-Esquivel* [1995] concluye que existió una variación en el régimen tectónico durante el Mioceno tardío-Plioceno que implantó, de manera transicional, una variación a partir de un régimen magmático anorogénico a un magmatismo relacionado con la subducción.

Por su parte, *López-Infanzón* [1991] elaboró un mapa geológico a semidetalle y una estratigrafía general para las unidades geológicas aflorantes. Con base en fechamientos de K-Ar y análisis químicos, *López-Infanzón* [1991] muestra que las lavas más antiguas de la zona de Palma Sola, emplazadas durante el Mioceno medio y tardío (14-10 Ma), tienen un carácter calcialcalino. Posteriormente, a partir del Mioceno tardío, las rocas volcánicas tienen una composición alcalina mostrando, en ocasiones, nefelina en la norma CIPW. Es notable que todas las rocas analizadas por el autor presentan patrones de elementos traza con marcados empobrecimientos en HFSE y enriquecimientos relativos en LREE, poniendo en evidencia su posible relación con un proceso de subducción. En ese sentido, *López-Infanzón* [1991] propone que el magmatismo de la región debe ser asociado a una tectónica distensiva de transarco en el régimen de subducción de la Placa de Cocos.

3.2. Estratigrafía

Aunque es evidente la necesidad de un estudio geológico detallado de la región de Palma Sola, la estratigrafía general propuesta en los trabajos previos [*Cantagrel y Robin*, 1979; *López-Infanzón y Torres-Vargas*, 1984; *Negendank et al.*, 1985; *López-Infanzón*, 1991] permite tener un panorama global de las principales unidades litoestratigráficas emplazadas en la región. La figura 6 muestra un mapa geológico simplificado basado en dichos estudios y ligeramente modificado por las observaciones geológicas realizadas durante este trabajo.

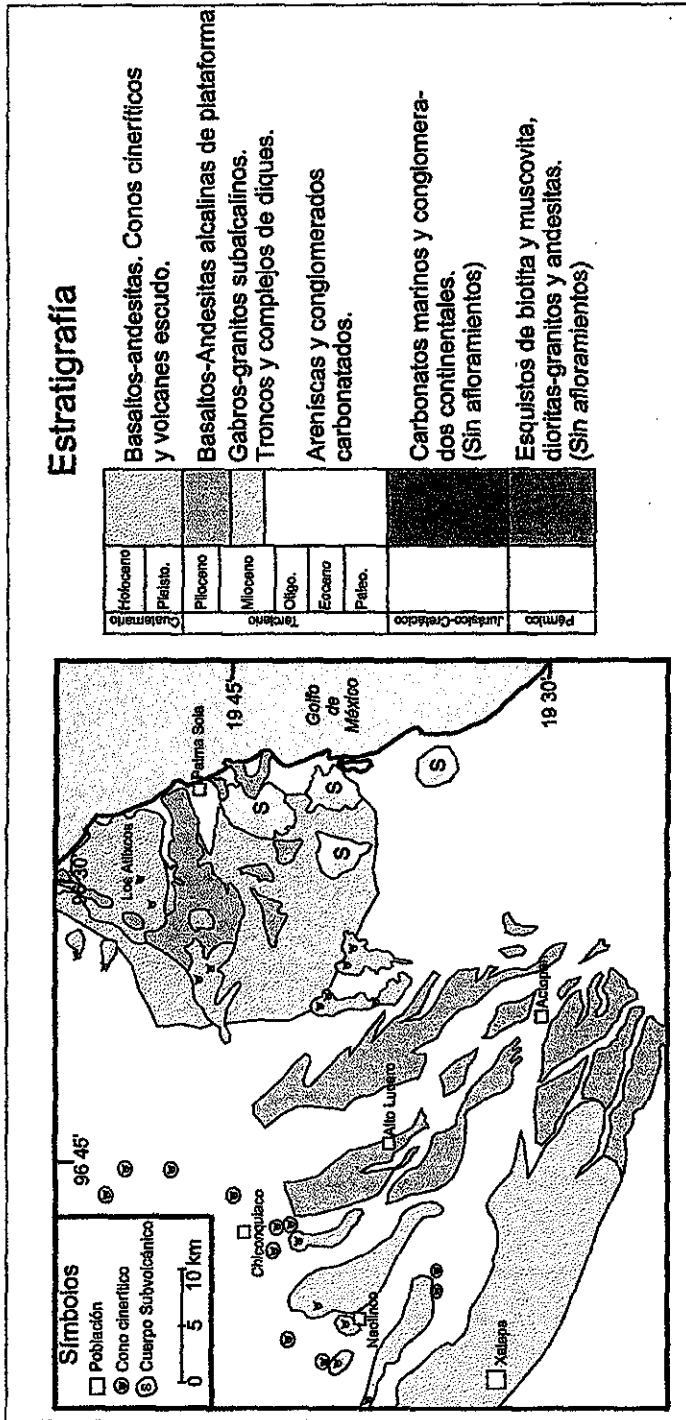


Figura 6. Mapa geológico simplificado de la región de Palma Sola, modificado a partir de Cantagrel y Robin (1979); López-Infanzón y Torres-Vargas (1984); Negendank et al., (1985) y López-Infanzón (1991). El basamento no se encuentra expuesto en el área del mapa, pero ha sido verificado en pozos exploratorios de PEMEX y correlacionado estratigráficamente con el "Macizo de Tezuitlán" (López-Infanzón y Torres-Vargas, 1984). Rocas del volcán "El Volcancito", que afloran en los alrededores de Naolinco, fueron fechadas recientemente en 900 años por Siebert y Carrasco-Núñez (en prensa), indicando que el vulcanismo ha sido prácticamente continuo desde el Mioceno medio hasta fechas pre-hispánicas.

TESIS CON
FALLA DE ORIGEN

Basamento Pre-Mesozoico

Las rocas que conforman el basamento pre-Mesozoico de esta provincia han sido poco estudiadas debido a la escasez de afloramientos y a la dificultad de establecer correlaciones estratigráficas con los pocos fechamientos isotópicos disponibles. De hecho, el basamento pre-Mesozoico no se encuentra expuesto en la región de Palma Sola sino que ha sido verificado únicamente en pozos exploratorios. Los reportes sobre las rocas que subyacen a las unidades volcánicas se encuentran en publicaciones internas de Petróleos Mexicanos y de la Comisión Federal de Electricidad y, desgraciadamente, en muchos de los casos es difícil evaluar la calidad de la metodología empleada en el fechamiento, el tipo de roca analizada y la localidad de muestreo.

El estudio más detallado sobre las rocas pre-mesozoicas que afloran en esta porción de México fue realizado por geólogos del Instituto Mexicano del Petróleo (IMP) [*López-Infanzón y Torres-Vargas, 1984; López-Infanzón, 1991*]. Las rocas del basamento están conformadas principalmente por esquistos de muscovita, y una menor proporción de rocas metavolcánicas y metaplutónicas que afloran sobre el cauce del río Apulco y la Presa de la Soledad, en la región de Mazatepec y Altotonga, en el Estado de Puebla. Dichos autores identifican un pico metamórfico en la facies de esquistos verdes, aunque consideran la posibilidad de diversas fases de metamorfismo afectando a la secuencia. Por otra parte, las rocas metamórficas se encuentran asociadas a un complejo plutónico de composición básica a félsica, que aparentemente migmatizó a un paleosoma compuesto por esquistos de muscovita y biotita. Las edades de K-Ar determinadas en los esquistos y cuerpos plutónicos ascienden a 269 ± 22 Ma (Muestra MGC -1231, K-Ar en muscovita-IMP, Jalatepec, Puebla) y a 252 ± 20 Ma (Muestra LIRT-85-84, K-Ar en biotita-IMP, Altotonga-El Pimiento), respectivamente [*López-Infanzón y Torres-Vargas, 1984; López-Infanzón, 1991*]. Por otra parte, se menciona también la existencia de una edad “precámbrica anómala” (K-Ar en hornblenda-IMP) en los alrededores del El Pimiento (1760 ± 140 Ma), que aparentemente puede estar perturbada por un metamorfismo de contacto, aunque los autores no proveen de mayores explicaciones.

Las rocas que conforman el basamento pre-Mesozoico de la región también han sido identificadas en pozos exploratorios de PEMEX (Pozos Misantla 1 y Plan de las Hayas 1). Ambos pozos penetraron rocas intrusivas de composición granodiorítica a una profundidad

promedio de 3000 metros, y sus fechamientos arrojaron edades K-Ar que varían entre 233 ± 19 y 424 ± 16 Ma [López-Infanzón y Torres-Vargas, 1984; López-Infanzón, 1991]. Hacia la región de Poza Rica, diversas perforaciones exploratorias han penetrado rocas plutónicas con edades K-Ar que varían entre 240 y 276 Ma [Jacobo, 1985]. Hacia el sur, en la denominada plataforma de Córdoba, los pozos de PEMEX han perforado rocas graníticas cuya edad K-Ar asciende a 323 ± 8 Ma [González-Alvarado, 1980].

Con el fin de constreñir de mejor manera las características composicionales de la corteza continental que podría afectar el magmatismo, en este trabajo se realizó un muestreo de las rocas que afloran en el área de Tlatlauquitepec-Caltepec-Alototonga, en el Estado de Puebla (Fig. 1). La base estructural de la secuencia está conformada por esquistos de clorita y mica blanca con una foliación subhorizontal que podrían corresponder a las rocas pérmicas estudiadas por López-Infanzón y Torres-Vargas [1984] y López-Infanzón [1991] en la misma región. Petrográficamente, estas rocas pueden ser clasificadas como un esquisto metapelítico foliado y, aparentemente, milonitizado; conformado localmente por intercalaciones de cuarzo y feldespato y folios de muscovita y clorita. Encima de los esquistos reposan rocas esquistosas de color gris verdoso al intemperismo y gris verdosa al fresco, que presenta vetillas y algunos porfidoclastos de cuarzo blanco. Bajo el microscopio, esta roca presenta una foliación persistente, evidencias de milonitización, y una mineralogía conformada por cuarzo, feldespato, clorita y epidota. Estos esquistos se encuentran sobreyacidos por una potente secuencia de lavas de composición intermedia a ácida con un avanzado grado de cloritización, y una ligera foliación subhorizontal. Petrográficamente, las lavas presentan una textura porfídica con fenocristales de plagioclasa subhedral y cristales máficos ampliamente cloritizados, englobados en una matriz pseudotraquítica de plagioclasas. Destaca la presencia de pequeñas vetillas secundarias conformadas principalmente por cuarzo con extinción ondulante.

Rocas Sedimentarias Mesozoicas

El registro litológico mesozoico de la región está conformado por secuencias sedimentarias continentales del Triásico Tardío (Formación Huizachal), sobreyacida por

rocas marinas del Jurásico Temprano (Formación Huayacocotla), cuya cima está conformada por rocas sedimentarias continentales con importantes componentes vulcanogénicas [López-Infanzón y Torres-Vargas, 1984; López-Infanzón, 1991]. Estas rocas están ampliamente expuestas en la región de Teziutlán, y han sido verificadas en pozos exploratorios en la ciudad de Jalapa. El Jurásico Superior y el Cretácico están representados por secuencias carbonatadas de plataforma y cuenca (Formaciones Orizaba, Guzmantla y Atoyac) emplazadas en las denominadas cuencas de Córdoba y Tampico-Misantla. A finales del Cretácico e inicios del Terciario, y durante la Orogenia Laramide, estas secuencias sedimentarias fueron intensamente plegadas y cabalgadas. Al ser levantada la Sierra Madre Oriental, la cuenca de Veracruz fue el receptáculo de una importante cantidad de sedimentos arenosos que, durante el Oligoceno y el Mioceno temprano, evolucionaron hacia molasas carbonatadas.

Magmatismo del Mioceno Medio – Tardío

Las rocas ígneas más antiguas que afloran en el área de Palma Sola están conformadas por rocas plutónicas y subvolcánicas de composición variable (gabros a granitos) que afloran a lo largo de la costa del Golfo de México (Fig. 6). Estas rocas forman troncos prominentes y complejos de diques que en ocasiones presentan mineralizaciones de sulfuros y alteraciones cloríticas. Estas rocas han sido fechadas y estudiadas por diversos autores con distintos resultados [Cantagrel y Robin, 1979; Mooser y Soto, 1980; Robin, 1982]. Sin embargo, el trabajo de *Negendank et al.* [1985] es tal vez el más completo debido a que compila y analiza las edades reportadas en los estudios previos.

Negendank et al. [1985] señalan que las rocas plutónicas deben ser consideradas como una formación magmática antigua, pues claramente existe una discordancia erosional superior con las unidades volcánicas más recientes. Estos autores mencionan también que las rocas de la “formación antigua” están conformadas por rocas magmáticas de composición variable, aunque predominantemente diorítica, de afinidad calcialcalina, y que se encuentran cortadas por diques de afinidad alcalina. Por otra parte, en dicho trabajo se menciona también la existencia de rocas piroclásticas y vulcanoclásticas que pudieran estar asociadas a esta misma fase magmática, aunque esta aseveración no se corrobora con fechamientos ni tampoco se establece una distribución geográfica de estos productos. Los

fechamientos reportados por *Negendank et al.* [1985] en esta secuencia arrojan edades K-Ar que varían entre 17.9 ± 0.6 (Microdiorita Laguna Verde) y 6.5 ± 0.2 Ma (Andesita Cerro Cantera), pero desafortunadamente no se reportan detalles acerca del material analizado ni la precisión de la metodología empleada. Por su parte, el estudio de *López-Infanzón* [1991] reporta edades K-Ar en biotita y roca total con valores similares en rocas dioríticas y gabros de afinidad calcalina, confirmando el rango de edades determinado por *Negendank et al.* [1985].

El afloramiento más conspicuo y mejor conservado de esta secuencia plutónica se localiza en las cercanías del poblado La Candelaria, al sur de los volcanes Los Atlixcos (Fig. 6). En el campo, el cuerpo plutónico presenta zonas de segregación de los minerales máficos formando lentes o bandeamientos, y destaca también la presencia de diques aplíticos conformados principalmente por cristales de feldespato y cuarzo. Petrográficamente, el plutón tiene una textura fanerítica, holocristalina con cristales de plagioclasa poikilitica con oikocristales de piroxeno, clinopiroxeno euhedral, trazas de biotita (?) y minerales opacos. Algunos minerales máficos muestran un avanzado grado de cloritización. Los diques aplíticos están conformados por cristales de pertita, cuarzo, zircón y trazas de clinopiroxeno.

En la región de Palma Sola, los cuerpos plutónicos se encuentran aparentemente intrusionando a secuencias siliciclásticas terciarias, formando aureolas de metamorfismo de contacto y alteración hidrotermal en la roca encajonante [*López-Infanzón*, 1991]. Por su parte, el contacto superior es claramente discordante con las secuencias volcánicas del Plioceno y Cuaternario. La discordancia superior está marcada por un horizonte de erosión que permitió la exposición en superficie de cuerpos intrusivos de dimensiones considerables (troncos), además de ser frecuente encontrar diques y conductos alimentadores de derrames lávicos basálticos alcalinos cortando a las secuencias intrusivas.

Aunque la escasez de fechamientos isotópicos, y la dudosa calidad de los existentes, no permiten establecer con exactitud el periodo durante el cual se emplazó la secuencia plutónica, también es cierto que con los datos disponibles y con las evidencias estratigráficas señaladas es posible asumir que la actividad magmática en esta región comenzó durante el Mioceno medio y tardío con el emplazamiento de rocas ígneas de afinidad calcalina. Dicho periodo magmático parece ser consistente también con el

rango de edades propuesto para el inicio de la actividad magmática en otros sectores de la FVTM (~16 Ma) [Ferrari *et al.*, 1999] y por lo tanto no es aventurado considerar que pertenezcan a la misma fase magmática.

Magmatismo del Mioceno Tardío – Plioceno

La secuencia litológica más representativa del área de estudio está constituida por extensos derrames de rocas basálticas, emplazadas a partir de fallas y fisuras que cortan directamente a los cuerpos plutónicos (Fig. 6). Estas rocas también forman extensas plataformas que cubren y nivelan el relieve formado por los cuerpos plutónicos. La denominada sierra de Chiconquiaco, por ejemplo, está formada por una superposición de derrames basálticos que forman una extensa planicie de al menos 500 metros de espesor. El espesor de los derrames lávicos individuales varía generalmente entre 1 y 10 m. Petrográficamente, las rocas más comunes son basaltos porfídicos, holocristalinos o vitrofíricos con fenocristales de olivino \pm plagioclasa \pm clinopiroxeno \pm ortopiroxeno en una matriz microcristalina a criptocristalina con la misma mineralogía. Es común encontrar también texturas glomeroporfídicas con aglutinamiento de plagioclasa, clinopiroxeno y olivino. Algunas lavas presentan texturas traquíticas en la matriz microcristalina.

Al menos uno de los derrames lávicos basálticos presenta abundantes xenolitos ultramáficos y xenocristales de clinopiroxeno. La roca que los encajona presenta una textura porfídica con fenocristales de olivino y piroxeno, englobados por una matriz microcristalina de plagioclasa y piroxeno. Los xenolitos presentan coloraciones verde olivo a negro, con diámetros que varían entre 2 y 20 cm. Megascópicamente presentan una textura fanerítica conformada por cristales de olivino y piroxeno. Bajo el microscopio, los xenolitos están conformados por un arreglo fanerítico de cristales anhedrales a subedrales de olivino, clinopiroxeno, ortopiroxeno y algunos pequeños cristales de espinela. Los cristales de olivino presentan también inclusiones subsféricas y, en ocasiones alargadas, de vidrio(?). Al parecer, estas inclusiones se forman por la coalescencia de inclusiones de menor tamaño sugiriendo un proceso de fusión parcial o de migración de fluidos.

Las edades de K-Ar reportadas para esta secuencia varían entre el Mioceno tardío y el Pleistoceno (9.4 ± 0.9 a $0.82 \pm .08$ Ma), aunque la mayor parte de ellas se localizan dentro del Plioceno [Negendank *et al.*, 1985; López-Infanzón, 1991]. Aunque desafortunadamente

los fechamientos reportados generalmente no incluyen la localidad en donde se colectó la muestra, los basaltos fisurales se encuentran emplazados discordantemente sobre las secuencias plutónicas y están en ocasiones cubiertos por derrames lávicos o depósitos de escoria basáltica derivados de conos volcánicos monogenéticos. En ese sentido, y a pesar de que los fechamientos isotópicos son escasos y tal vez poco precisos, parece claro que la formación de esta extensa secuencia de derrames lávicos fisurales, representa una fase magmática independiente y distintiva en composición, edad y mecanismo de emplazamiento que aquella que formó las secuencias plutónicas subyacentes y las rocas volcánicas que la cubren.

Magmatismo del Cuaternario

Las rocas pertenecientes a esta unidad afloran a todo lo largo de la provincia volcánica del Macizo de Palma Sola formando conos monogenéticos de composición basáltica (volcán Naolinco), edificios basálticos tipo escudo con conos cineríticos asociados (Los Atlixcos), y rocas vulcanoclásticas y piroclásticas asociadas a la actividad de los grandes estratovolcanes ubicados al occidente del área de estudio (Sierra Cofre de Perote - Pico de Orizaba) (Fig. 6). A diferencia de los derrames basálticos fisurales, las rocas asociadas a los conos cineríticos son vesiculares, y generalmente presentan texturas vitrofiricas o porfídicas con fenocristales de olivino, plagioclasa y escaso piroxeno.

Estas secuencias volcánicas sobreyacen generalmente a los basaltos fisurales o a los cuerpos plutónicos. Las estructuras volcánicas a partir de las cuales se derivaron presentan expresiones morfológicas poco erosionadas, poniendo en evidencia su relativa juventud. Las fechas reportadas en la literatura abarcan entre los 0.8 y los 0.02 Ma [*Negendank et al.*, 1985; *López-Infanzón*, 1991], aunque *Siebert y Carrasco-Núñez* [en prensa] recientemente descubrieron rocas basálticas asociadas a conos cineríticos cercanos a la zona de Naolinco con una edad de ^{14}C de 900 a. En ese sentido, tanto el rango de edades reportadas como el claro cambio en los mecanismos de emplazamiento y, como veremos más adelante, en composición química, deben reflejar también una modificación en las condiciones genéticas del magmatismo.

4. Métodos Analíticos

4.1. Muestreo, trituración y pulverización

Las rocas colectadas fueron seleccionadas en el campo mediante una cuidadosa inspección del grado de alteración en sus minerales y en la matriz que los engloba. La gran mayoría de las rocas colectadas fueron despojadas de su cobertura alterada directamente en el campo, utilizando un marro de acero de la casa Estwing y el afloramiento como mortero natural. De esta forma se colectaron fragmentos de roca fresca con menos de 15 cm de diámetro. Cuando no fue posible emplear este procedimiento, se colectó un solo bloque de roca que fue posteriormente descostrado en el laboratorio mediante el uso de un marro y una placa de acero, o utilizando una sierra de diamante. Las superficies cortadas con la sierra fueron posteriormente desgastadas con una lija de sílice para evitar la contaminación derivada del disco.

Los fragmentos de roca descostrada, y sin signos visibles de alteración secundaria, como versículas rellenas y vetas, fueron inicialmente resquebrajados utilizando una trituradora de quijadas de acero, un mortero y pestilo de acero o placas de acero montadas en una compresora hidráulica. Los fragmentos resultantes fueron tamizados en una malla de plástico, seleccionando de esta forma un tamaño de grano menor a los 0.5 cm de diámetro. Los fragmentos seleccionados fueron posteriormente enjuagados en agua MilliQ dentro de un baño ultrasónico por al menos media hora y puestos a secar bajo una fuente luminosa. Una vez secos, los fragmentos fueron inspeccionados bajo un microscopio estereoscópico binocular para garantizar su limpieza y frescura, y evitar que fragmentos de metal se vieran introducidos dentro de la muestra.

Todas las muestras fueron pulverizadas utilizando una pulverizadora de alúmina (*alumina shatterbox*). La limpieza de la pulverizadora se logró mediante la pulverización de ~60 ml de fragmentos de cuarzo o arena de sílice, limpia y con el menor grado de contaminación de otros minerales. El cuarzo se muele por 3 o 4 minutos dentro de la pulverizadora, se desecha el polvo, y la pulverizadora se limpia y enjuaga bajo el chorro de agua con un cepillo de dientes suave. La pulverizadora se enjuaga una última vez en abundante agua MilliQ y metanol o acetona, y se pone a secar bajo una lámpara incandescente. El primer paso para pulverizar consiste en precontaminar la pulverizadora

con ~30 ml de fragmentos de muestra por 3 a 5 minutos, dependiendo de la dureza de la muestra. De esta forma, todas las cavidades e irregularidades de la pulverizadora se rellenarán del polvo derivado de la muestra y por lo tanto se reducirán las posibilidades de contaminación con otros materiales no deseados. El polvo derivado de la precontaminación generalmente se desecha, y se procura que la pulverizadora quede lo más limpia posible del polvo contaminado. Una vez logrado esto, se introducen 30 ml de la misma muestra y se repite el proceso de pulverización. El polvo obtenido mediante este método se introduce inmediatamente en un recipiente tapado de vidrio o plástico.

4.2. Análisis de Elementos Mayores y Traza

Todas las muestras fueron analizadas por elementos mayores utilizando un aparato de fluorescencia de rayos X marca Siemens modelo SRS-3000 del Laboratorio Universitario de Geoquímica Isotópica en el Instituto de Geología, UNAM. El análisis lo 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]. La concentración de los elementos traza fueron determinados utilizando un espectrómetro de masas de plasma inducido acoplado (*Inductively Coupled Plasma Mass Spectrometry*, o ICP-MS por sus siglas en inglés) de marca VG-PQ2+ propiedad del *Lamont-Doherty Earth Observatory* (LDEO) de la Universidad de Columbia en Nueva York, E.U.A.

El procedimiento que se siguió para el análisis de los elementos traza incluyó la digestión química de 10 a 15 muestras, al menos 4 estándares internacionales, 6 alícuotas de un estándar interno que se utiliza para corregir la variación natural del instrumento (*instrumental drift*), y al menos dos blancos cuya preparación sigue el mismo proceso químico de las muestras. Con el objeto de corregir la variación natural del instrumento, tanto las muestras como los estándares y los blancos se doparon con una solución estándar de fabricación interna con concentraciones conocidas de elementos cuya masa abarca el rango de masas de los elementos que se pretende analizar. Los elementos de dopaje utilizados fueron: Bi (7.2 ppm), Tm (5.6 ppm), In (4 ppm) y Ge (25 ppm).

El procedimiento químico de ICP-MS se realizó en viales de teflón marca Savillex de 15 ml, con tapa de rosca y fondo redondo. Para la determinación de la concentración de los elementos traza se utilizaron 50 mg de muestra. El peso de las muestras debe localizarse

entre 0.04950 y 0.5050 gramos, dado que la reducción de los datos está calibrada con respecto al peso. Una vez medido y anotado el peso, se agregaron 3 a 5 gotas de agua bi-distilada en cuarzo (QD) para evitar que la estática hiciera que el polvo se dispersara.

Todos los ácidos involucrados en las reacciones de digestión fueron bi-distilados en cuarzo, a excepción del HF que fue fabricado por la empresa *Seastar Chemicals Inc.* con una pureza *Baseline Acids* (<http://www.seastarchemicals.com/>). La digestión en ácidos se llevó a cabo mediante la adición de 1 ml de HF y 0.5 ml de 7N HNO₃, dejando reaccionar la muestra toda la noche sobre una placa de calor (*hot plate*) a 125°C. Al día siguiente, los ácidos se evaporan dentro de una caja de aire limpio y de flujo laminar a 125°C. Una vez evaporada la mezcla de HF + HNO₃, se añaden 15 a 20 gotas de 16N HNO₃ y se dejan evaporar nuevamente. Este paso se repite al menos dos veces con la finalidad de convertir los fluoruros en nitratos. Posteriormente, se añaden 2 ml de 7N HNO₃ y 2 ml de QD, se cierran los viales y se dejan reposar toda la noche sobre la placa de calor a 125°C. Al día siguiente, las muestras deben estar completamente en solución. Una vez en solución, las muestras se diluyen a 1:2000 y 1:10000 con el objetivo de proporcionar las concentraciones adecuadas para los límites de detección del instrumento.

Para la calibración y reducción de los datos se utilizaron las concentraciones conocidas de los estándares internacionales BCR-1, BHVO-1 y los internos MAR y Tp10c. La reproducibilidad y precisión de los datos obtenidos se muestran en la tabla 1.

4.3. Análisis Isotópicos

Todos los análisis isotópicos reportados en este trabajo fueron obtenidos en el LDEO-Columbia, utilizando un espectrómetro de masas de ionización térmica (TIMS) marca VG Sector 54 equipado con nueve colectores Faraday. Las mediciones de Sr y Nd se realizaron de forma dinámica, mientras que el Pb se midió estáticamente.

Los valores medidos de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ fueron corregidos por fraccionamiento utilizando la relación $^{86}\text{Sr}/^{88}\text{Sr} = 0.1194$, y fueron ajustados con respecto al estándar NBS-987 con un valor de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0.710230$. Los valores obtenidos en el NBS-987 durante dos periodos de medición fueron $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0.710245 \pm 0.000016$ (2σ , $n = 4$) y 0.710271 ± 0.000014 (2σ , $n = 6$). Los valores obtenidos en la relación $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ fueron normalizados con respecto a un valor de $^{146}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0.72190$, y corregidos con respecto al estándar La Jolla

con un valor de $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0.511860$. Durante este estudio, los valores obtenidos en La Jolla fueron 0.5118359 ± 0.000013 (2σ , $n = 15$). Las relaciones isotópicas de Pb común fueron corregidas por fraccionamiento utilizando un doble (triple) spike (207-204-(206)) fabricado por el Dr. Steven L. Goldstein en el LDEO-Columbia, siguiendo la metodología descrita en *Hamelin et al.* [1985]. Todas las muestras se analizaron dos veces, una mezclada con el doble spike y otra sin él. Los valores corregidos se ajustaron al estándar NBS-981 utilizando los valores de $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 16.9356$, $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 15.4891$ y $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 36.7006$ reportados por *Todt et al.* [1996]. Al lo largo de este estudio, los valores obtenidos y corregidos por fraccionamiento en el NBS-981 fueron $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 16.9356 \pm 0.0048$ (143 ppm), $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 15.4912 \pm 0.0047$ (152 ppm), $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 36.7025 \pm 0.014$ (191 ppm) (2σ , $n = 13$). Los blancos de Pb obtenidos durante todo el proceso variaron entre 0.3 y 0.5 ng, y por lo tanto son insignificantes al ser comparados con las concentraciones de Pb en las rocas analizadas.

Para los análisis isotópicos se utilizaron 200-300 mg de fragmentos de roca total (*rock chips*) con un diámetro menor a 5 mm. La utilización de fragmentos en vez de polvos reduce considerablemente la posibilidad de contaminación derivada de la pulverizadora [ver *Class et al.*, 2000]. Por lo tanto, es mucho más conveniente utilizar fragmentos cuando la roca es de grano fino o vítrea. En todos los casos, los fragmentos utilizados en las digestiones fueron seleccionados cuidadosamente bajo un microscopio binocular para garantizar su homogeneidad y frescura. A continuación se describe el procedimiento utilizado en la digestión de las muestras y en la separación de los concentrados de Pb, Sr y Nd.

Separación Química de Pb

- Los fragmentos de roca se pesan en viales de teflón de 15 ml marca Savillex.
- Las muestras se enjuagan repetidamente en agua bi-distilada en cuarzo (QD), y se les deja por media hora en un baño de ultrasonido. El agua se desecha.
- Las muestras se limpian (*leaching*) con 1 ml de 1N HNO₃ y se dejan por 1 hora en una plancha de calor con el vial cerrado a 120°C. Posteriormente el ácido se pipetea y se guarda por separado.
- Las muestras se enjuagan nuevamente en repetidas ocasiones y el agua se desecha.

- La digestión se realiza añadiendo 1 ml de HNO_3 a 8N y 2 ml de HF concentrado, y dejando la mezcla durante tres días sobre una placa de calor a 100°C , con los viales cerrados. Es conveniente agitar un poco la mezcla al menos una vez todos los días. Incluso es posible que sea necesario utilizar un baño de ultrasonido para romper los fluoruros y permitir la digestión de los núcleos de los fragmentos de roca.
- Los ácidos se evaporan hasta lograr un residuo de digestión completamente seco de color blanquecino o verdoso.
- Se añaden 10-20 gotas de HNO_3 concentrado ($\sim 16\text{N}$), la mezcla se agita y se evapora el ácido. Es conveniente repetir este paso al menos dos veces con el objetivo de romper completamente los fluoruros y convertir el residuo sólido en nitratos.
- Se añaden nuevamente 10-20 gotas de HNO_3 concentrado y se deja reposar la mezcla durante toda la noche. Al día siguiente la muestra debe estar en solución o con pequeños residuos blanquecinos. Al evaporar el HNO_3 , el residuo debe tener la coloración amarillenta característica de los nitratos.
- El siguiente paso consiste en convertir los nitratos en bromuros. Para lograr esto se añaden a la muestra seca 16-20 gotas de HBr a 0.7N, se agita la mezcla y se deja evaporar. Este proceso se repite al menos dos veces para asegurar la precipitación de bromuros.
- Se añaden 0.9-1 ml de HBr a 0.7N y se deja reposar toda la noche en una plancha de calor a 100°C . Debido a la baja concentración del HBr, será difícil que toda la muestra esté en completa solución y es común encontrar residuos blanquecinos. Por este motivo, se pipetea el líquido y se centrifuga por al menos 15 minutos.
- Para la separación de Pb se utilizan columnas de teflón con un volumen de 100 μl y con un receptáculo superior de ~ 1 ml. Las columnas se enjuagan previamente en repetidas ocasiones en QD, y se rellenan con resina BioRad AG1-X8 100-200 mesh hasta el borde superior de la columna.
- Las columnas y la resina se limpian de Pb ambiental con 3 reservorios de QD y 3 reservorios de HCl a 6N.
- Las columnas se enjuaga con un reservorio de QD y posteriormente se equilibran con 10 gotas de 0.7N HBr.

- Con una pipeta se extrae el líquido de la muestra procurando no incorporar ningún sólido. Se carga la columna con todo el líquido (~0.9 ml), asegurándose de coleccionar en este momento todo lo que salga de ella para las separaciones ulteriores.
- La columna se lava tres veces con 20 gotas de 0.7N HBr.
- Se lava con 5 gotas de HCl a 2N
- Se colecciona el Pb con 2 reservorios de HCl a 6N en un vial limpio.
- Se evapora el ácido en una plancha caliente a una temperatura menor a 100°C. Si el producto de la recolección es mayor a la punta de un alfiler, probablemente será necesario repetir el proceso de las columnas por una segunda vez.
- Las muestras se cargan en filamentos de Re con un gel de silicio que favorece su ionización dentro del espectrómetro. Durante este trabajo, generalmente se procuró cargar ~100 ng de muestra en el filamento, y obtener de esta forma una señal mayor a 1 voltio en el colector del isótopo ^{208}Pb .

Separación Química de Sr

- Para la separación química de Sr se utiliza el residuo de la química de Pb, completamente seco dentro del vial de teflón.
- La muestra se disuelve en 0.5 ml de HNO_3 a 3N. La mezcla se agita y se deja reposar por al menos un par de horas para que se equilibre. Es probable que no toda la muestra esté en solución, así que es conveniente centrifugar la mezcla por al menos 15 minutos antes de introducirla en la columna.
- Para la separación de Sr se utilizan columnas de teflón con un volumen de 25 μl y con un reservorio superior de ~1 ml. Las columnas se enjuagan en repetidas ocasiones y se rellenan con resina Eichrom Sr-Spec.
- Las columnas y la resina se limpian con al menos 3 reservorios de QD para deshacerse de cualquier contaminación ambiental.
- Las columnas se equilibran con 8 gotas de HNO_3 a 3N
- Se carga la columna con la muestra disuelta en 0.5 ml de HNO_3 a 3N, asegurándose de coleccionar a partir de este momento todo lo que salga de ella para las separaciones ulteriores.
- La columna se lava 3 veces con 8 gotas de HNO_3 a 3N.

- Se colecta el Sr con tres reservorios de QD en un vial limpio.
- Las muestras de Sr se cargan en filamentos sencillos de W. Durante este trabajo se procuró cargar ~100 ng de Sr en el filamento, obteniéndose generalmente señales >3 voltios en el colector del isótopo ^{88}Sr .

Separación Química de las Tierras Raras y Nd

- La separación de Nd incluye dos procesos químicos independientes: uno para separar las tierras raras (REE) y el otro para la separación de Nd.
- El procedimiento inicial utiliza el residuo de los procesos químicos anteriores, completamente seco dentro del vial de teflón.
- La muestra se disuelve en 1 ml de HNO_3 a 1N. La mezcla se agita y se deja reposar por un par de horas para que se equilibre. Es probable que no toda la muestra esté en solución, así que es conveniente centrifugar la mezcla por al menos 15 minutos antes de introducirla en la columna.
- Para la separación de las REE se utilizan las mismas columnas teflón utilizadas en la química de Pb (100 μl). Las columnas se enjuagan en repetidas ocasiones y se rellenan con resina Eichrom Tru-Spec.
- Las columnas y la resina se limpian con 3 reservorios de HCl a 1N para deshacerse de cualquier contaminación ambiental.
- Las columnas se equilibran con 0.5 ml de HNO_3 a 1N.
- Se carga la columna con la muestra disuelta en 1 ml de HNO_3 a 1N, asegurándose de colectar a partir de este momento todo lo que salga de ella.
- La columna se lava dos veces con 12 gotas de HNO_3 a 1N. Durante este proceso se debe observar como la resina cambia de color amarillo a blanco debido al lavado de Fe.
- Se coleccionan las REE con 1 ml de HCl a 1N en un vial limpio y se ponen a secar a muy baja temperatura (< 70° C) durante toda la noche.
- Para separar el Nd del resto de las REE, el resultado de la colecta se disuelve en 0.1 ml de ácido alpha-hydroxy isobutyric (α -hiba) a 0.15M y con un pH de ~4.5.
- En este caso se utilizan columnas de teflón de 0.8 ml rellenas con la resina BioRad AG 50 X-4 200-400 mesh.
- Las columnas y la resina se equilibran con 1 ml de α -hiba a 0.15M.

- Se introducen los 100 μ l de muestra en la columna gota a gota, sobre la resina, sin dejar que descansa en el reservorio. A partir de este momento se debe coleccionar todo lo que salga de la columna en un tubo de ensayo limpio.
- Se lava la columna 2 veces con 100 μ l de α -hiba a 0.15M, gota a gota.
- Se lava la columna con 200 μ l de α -hiba a 0.15M
- Se lava la columna con 2.75 ml de α -hiba a 0.15M
- Se colecciona el Nd con 1 ml de α -hiba a 0.15M en un vial limpio.
- Una vez coleccionado el Nd en un vial separado, es posible seguir coleccionando el resto de las tierras raras dentro del tubo de ensayo en caso de ser necesarias. Esto se logra introduciendo 3 a 3.5 ml de α -hiba a 0.15M dentro de la columna.
- El concentrado de Nd se debe poner a secar a $\sim 200^{\circ}$ C dentro del vial.
- Una vez seco, y con la finalidad de romper los cristales de α -hiba, se a\u00f1aden 6 gotas de HCl concentrado y 2 gotas de HNO₃ y se deja reposar en el vial cerrado sobre una plancha de calor a 150° C durante toda la noche.
- Al d\u00eda siguiente la muestra se seca a 200° C. El resultado debe ser un peque\u00f1o punto de color verdoso al fondo del vial.
- Las muestras de Nd se cargan en filamentos de Re. Durante este trabajo se procur\u00f3 cargar entre 50 y 100 ng de Nd en el filamento, obteni\u00e9ndose generalmente se\u00f1ales >0.3 voltios en el coleccionador del is\u00f3topo oxidado de ^{144}Nd (^{160}NdO).

5. Resultados

Como se mencionó anteriormente, las rocas magmáticas emplazadas en la región de Palma Sola pueden ser divididas en términos de sus características geológicas y estratigráficas en tres grandes grupos: Plutones del Mioceno medio-tardío, derrames lávicos de plataforma del Mioceno tardío-Plioceno y conos cineríticos del Cuaternario. Los datos geoquímicos de las tablas 2 y 3, y las figuras subsecuentes utilizan esta división.

5.1. Elementos mayores

Las distintas suites magmáticas muestran similitudes y diferencias importantes en la composición química de los elementos mayores (Figs. 7 y 8). Las concentraciones de sílice de las distintas secuencias varían entre 44.8 wt% y 65.8 wt%. Las rocas se clasifican como basaltos ($\text{SiO}_2 < 52.5$ wt%), basaltos andesíticos ($52.5 \text{ wt\%} < \text{SiO}_2 < 55$ wt%), andesitas ($55 \text{ wt\%} < \text{SiO}_2 < 63$ wt%) y dacitas (> 63 wt%). Por simplicidad, los términos equivalentes intrusivos (gabros, diorita, granodiorita y granito) se manejarán como rocas extrusivas. Utilizando la división de *Irvine y Baragar* [1971], las lavas de plataforma presentan una tendencia de diferenciación compatible a la suite alcalina (Fig. 7a). En cambio, los plutones y los conos cineríticos pertenecen a la suite subalcalina. Las rocas subalcalinas pueden dividirse a su vez en toleíticas y calcialcalinas, con base en la tendencia a un enriquecimiento en hierro en un diagrama AFM. De esta forma, la mayor parte de los plutones y los conos cineríticos pertenecen claramente a la suite calcialcalina (Fig. 7b). La mayor parte de las rocas alcalinas presentan también nefelina normativa, mientras que las rocas calcialcalinas tienen hiperstena normativa.

La figura 8 muestra los diagramas de variación de los elementos mayores para las distintas secuencias litológicas de Palma Sola, en comparación con los datos obtenidos por *Wallace y Carmichael* [1999] en el campo volcánico de Chichinautzin (CVF). Las distintas secuencias litológicas de Palma Sola tienen una variación similar en el contenido de MgO de entre 11.3 y 1.3 wt%, aunque son escasas las rocas con $\text{MgO} < 3$ wt%. Los contenidos de SiO_2 , Al_2O_3 , Na_2O y K_2O se incrementan gradualmente al disminuir el contenido de MgO en todas las secuencias. En contraste, los contenidos de TiO_2 , Fe_2O_3 y el CaO disminuyen gradualmente al disminuir el MgO. No obstante la similitud en el

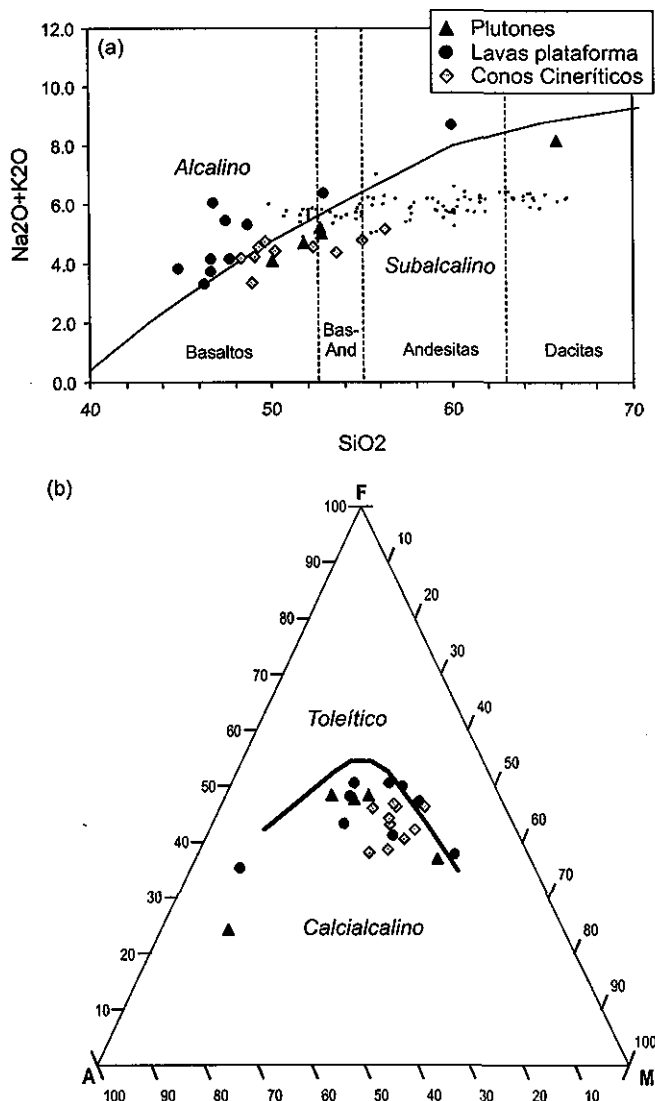


Figura 7. (a) Diagrama de clasificación de álcalis contra sílice y (b) AFM según Irvine y Baragar (1971). Los puntos negros en (a) son datos del campo volcánico de Chichinautzin (Wallace y Carmichael, 1999). Nótese el enriquecimiento en álcalis de los basaltos de plataforma.

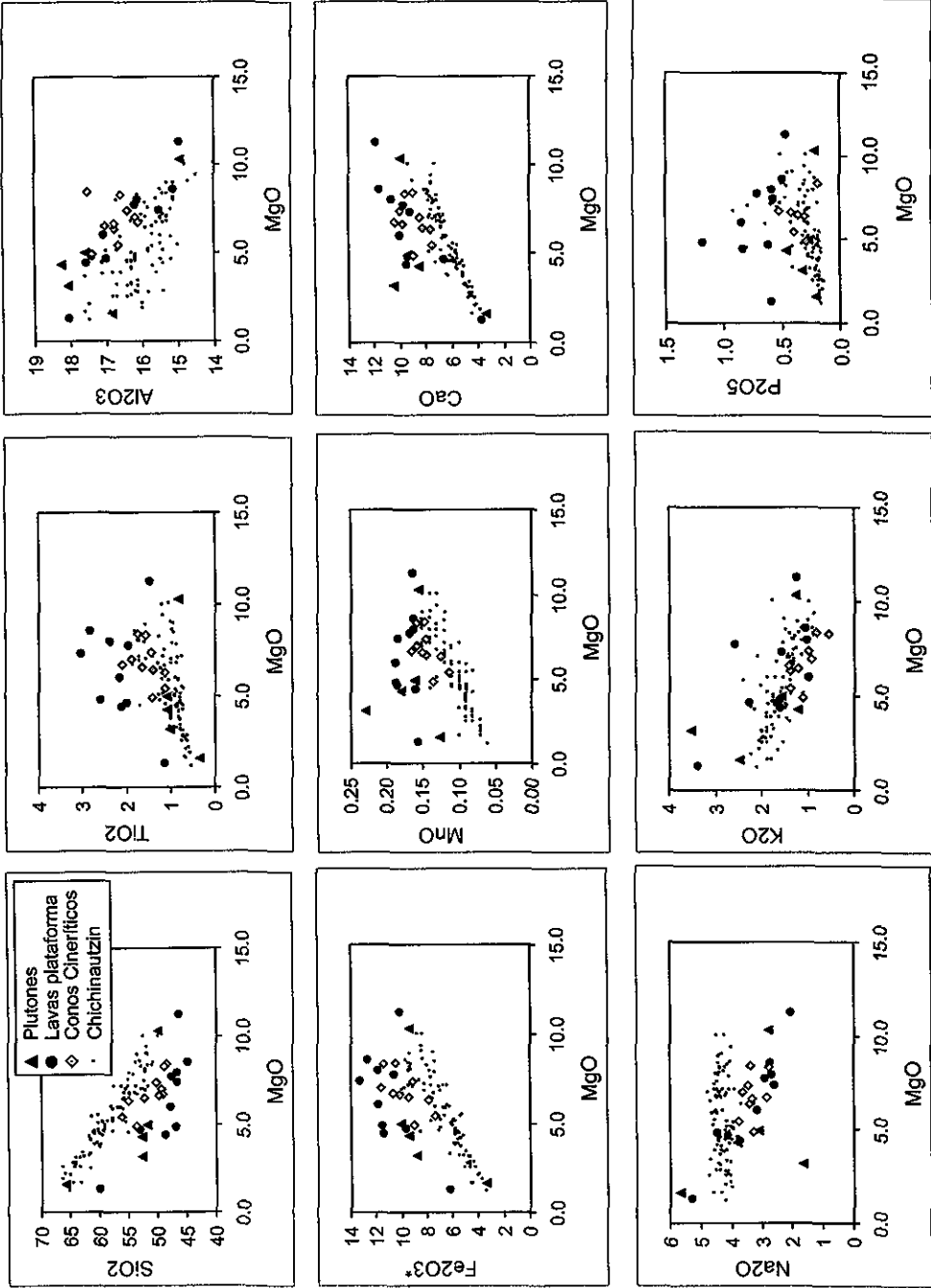


Figura 8. Diagramas de variación de los elementos mayores. Se incluyen datos de Chichinautzin (Wallace y Carmichael, 1999) como comparación. Los basaltos de plataforma de Palma Sola tienen menos SiO₂ y Al₂O₃, pero más Fe₂O₃ y TiO₂, que el resto de las secuencias a valores similares de MgO. Nótese también las diferencias en las concentraciones relativas de los elementos mayores en Palma Sola y Chichinautzin.

comportamiento general de los elementos mayores, las concentraciones relativas difieren significativamente en las distintas suites. Los basaltos de plataforma presentan concentraciones menores de SiO_2 y Al_2O_3 , y tienen relativamente más Fe_2O_3 , TiO_2 , MnO , K_2O y P_2O_5 que el resto de las secuencias a valores equivalentes de MgO . Las concentraciones de los elementos mayores en los plutones y los conos cineríticos son muy similares entre sí, aunque las rocas plutónicas tienen claramente menores contenidos de TiO_2 que el resto de las secuencias litológicas.

Las rocas de Palma Sola muestran también diferencias significativas cuando se las compara con el campo volcánico de Chichinautzin [Wallace y Carmichael, 1999] (Fig. 8). Las rocas más primitivas de Palma Sola presentan en general menos SiO_2 y Na_2O , pero mucho más TiO_2 , Fe_2O_3 , Al_2O_3 y CaO que rocas con concentraciones similares de MgO en Chichinautzin. Por otra parte, aunque los patrones evolutivos son similares en la mayor parte de los elementos mayores, existen también importantes diferencias. Mientras que en Chichinautzin las concentraciones de Na_2O son altas y permanecen relativamente constantes, las rocas más primitivas de Palma Sola tienen valores bajos y estos tienden a aumentar al decrecer el contenido de MgO . En cambio, el contenido de MnO muestra una correlación opuesta: permanece constante en Palma Sola, pero disminuye en Chichinautzin.

Las diferencias en las características de los elementos mayores de las distintas secuencias litológicas de Palma Sola, y su comparación con Chichinautzin nos permiten hacer inferencias sobre las características del magmatismo en la FVTM. La discusión sobre estas características será evaluada más adelante.

5.2. Elementos traza

Las abundancias relativas de los elementos traza muestran también similitudes y diferencias sustanciales en las distintas secuencias litológicas (Fig. 9). En comparación con el resto de las secuencias, los basaltos de plataforma tienen claramente mayores concentraciones de elementos traza. Los elementos traza más incompatibles durante la fusión parcial del manto, como Ba, Th y Nb; así como los moderadamente incompatibles como las LREE, generalmente incrementan su concentración al disminuir el contenido de MgO en todas las secuencias. En cambio, las concentraciones de Sr son muy variables y aunque de manera general tienen un comportamiento similar a los elementos más

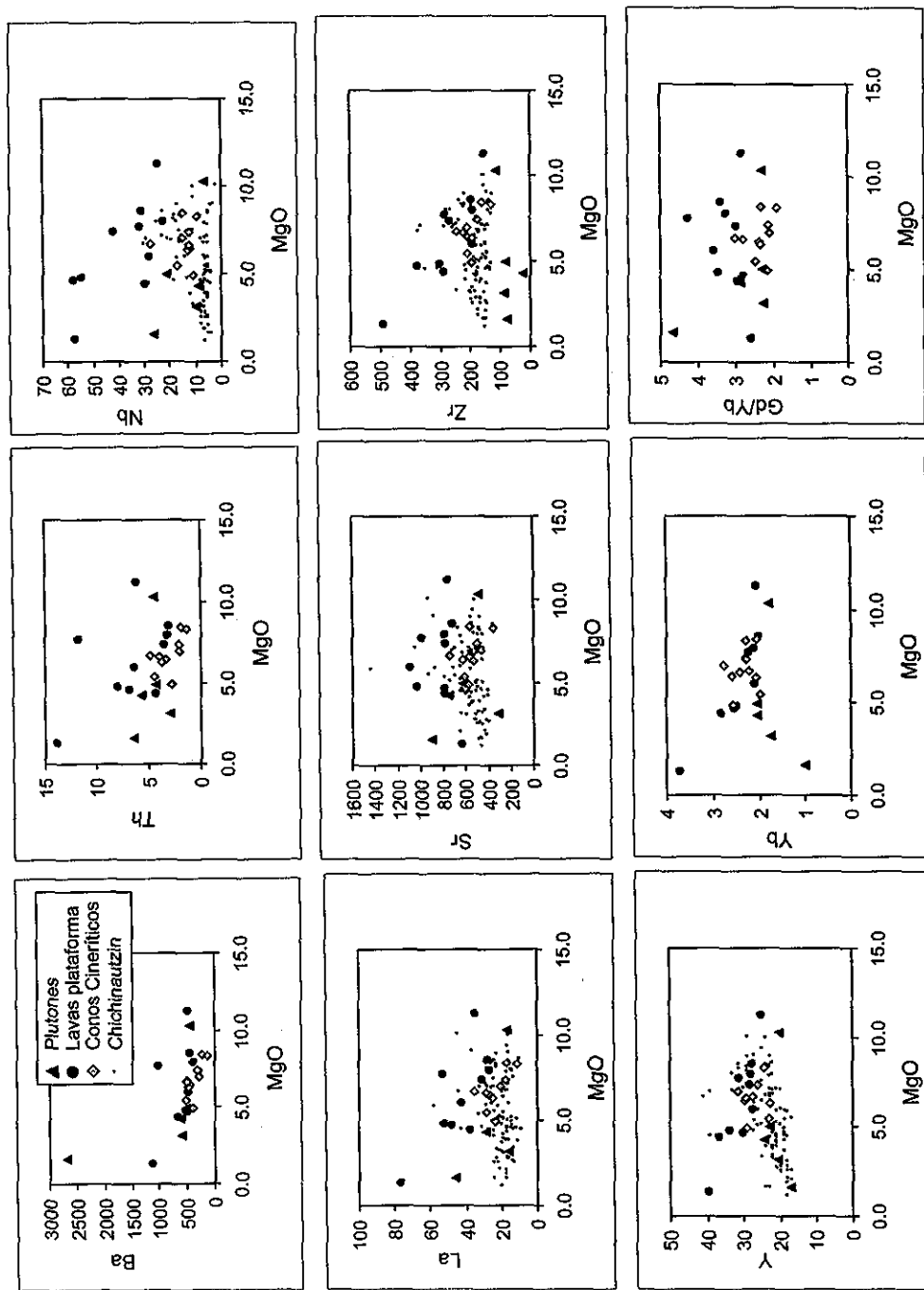


Figura 9. Diagramas de variación de algunos elementos traza (en ppm). Datos de Chichinautzin de Wallace y Carmichael (1999). Los elementos más incompatibles incrementan su concentración al disminuir el contenido de MgO. En cambio nótese que el Zr, Y e Yb despliegan una correlación positiva en las rocas plutónicas. Es notable también que la relación Gd/Yb es relativamente mayor en los basaltos de plataforma y en el plutón más evolucionado.

incompatibles, no muestran un proceso evolutivo coherente. Las diferencias en los elementos traza comienzan a ser más evidentes en los elementos traza moderadamente compatibles como el Zr, Y y las HREE. Los basaltos de plataforma muestran un incremento en la concentración de estos elementos al disminuir el contenido de MgO. En cambio, mientras la variación en los conos cineríticos es muy pequeña, permaneciendo prácticamente constante, los plutones muestran un claro descenso al disminuir el contenido de MgO.

Tal vez la mejor forma de visualizar las variaciones relativas en los elementos traza de las distintas secuencias es con diagramas multi-elementales normalizados, los llamados "diagramas de araña" (Fig. 10). Las rocas plutónicas muestran prominentes enriquecimientos en los elementos LIL, Pb y Sr con respecto a los elementos HFS y a las tierras raras. Son notables las anomalías negativas de Nb-Ta y Zr-Hf, así como una pendiente muy pronunciada en el patrón de las REE en las rocas más evolucionadas (Fig. 10a). Dichos patrones de elementos traza son típicos de rocas asociadas a arcos magmáticos y, por simplicidad, a lo largo de este trabajo, la frase "señal de subducción" se referirá a dichas características geoquímicas.

A diferencia de las secuencias plutónicas, las rocas basálticas de plataforma muestran patrones de elementos traza mucho más variables (Fig. 10b). Un importante grupo de muestras asociado a esta secuencia litológica muestra patrones enriquecidos en Nb-Ta con respecto a los elementos LILE, y anomalías positivas muy pequeñas o inexistentes en Pb y Sr. Este patrón de elementos traza se observa comúnmente en rocas asociadas a vulcanismo intraplaca: en islas oceánicas (OIB) o en basaltos alcalinos asociados a rifts continentales. Por simplicidad, a lo largo de este trabajo, las siglas OIB se referirán a dichas características geoquímicas. Otro grupo de muestras asociado a los basaltos de plataforma muestra patrones con valores altos en la relación LILE/HFS; es decir patrones con una marcada señal de subducción. En el campo, ambos tipos de roca se presentan interestratificados y, aunque no existen fechamientos absolutos en las rocas analizadas, las relaciones de campo sugieren que no existe una variación temporal en las características geoquímicas del magmatismo asociado a esta fase. Es notable también que la variación entre ambos estilos geoquímicos, arco y OIB, se presente en muestras que tienen prácticamente el mismo contenido de MgO (7.4-7.8 wt%).

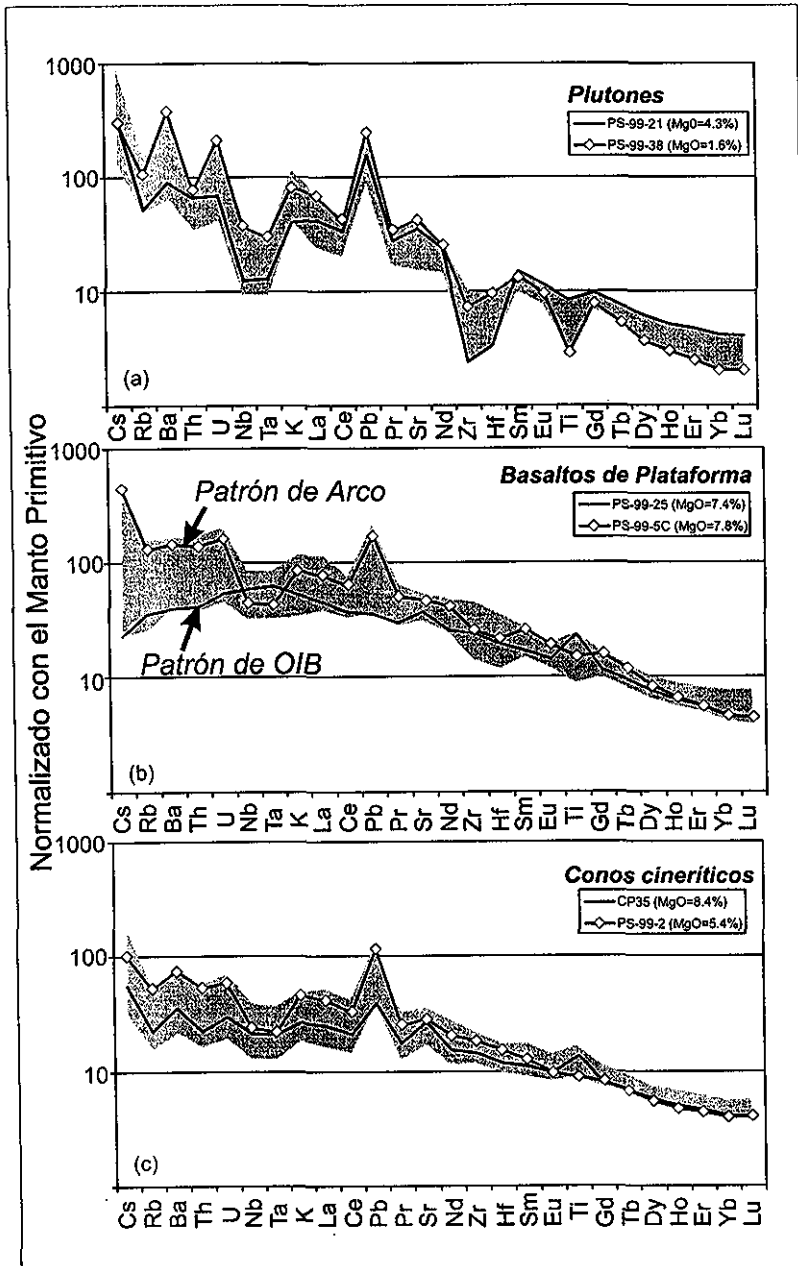


Figura 10. Diagramas normalizados de elementos traza de rocas representativas de las distintas secuencias. El área sombreada representa el campo de variación de todas las muestras. Normalización con respecto al manto primitivo (Sun y McDonough, 1989). (a) Plutones, (b) Basaltos de plataforma, (c) Conos cineríticos.

Los conos cineríticos de la región de Palma Sola muestran también dos tipos de patrones en los diagramas de multi-elementos (Fig. 10c). Las rocas más primitivas (SiO_2 entre 48% y 50%) tienen una señal de subducción muy pequeña, mostrando patrones casi planos en los elementos más incompatibles. Sin embargo, la señal de subducción se vuelve gradualmente más pronunciada en las rocas más evolucionadas (SiO_2 entre 50% y 56%).

5.3. Isotopía de Sr, Nd y Pb

La figura 11 muestra las variaciones isotópicas de las distintas suites magmáticas de la región de Palma Sola y los posibles componentes involucrados en su petrogénesis. De manera general, los datos de Sr y Nd de las rocas magmáticas muestran una buena correlación negativa, graficándose dentro del “arreglo del manto” (Fig. 11a). Los basaltos de plataforma con características de OIB están empobrecidos¹ en su composición isotópica de Sr-Nd cuando se les compara con rocas que presentan señales de subducción. La composición isotópica de las rocas de tipo OIB está también significativamente más enriquecida que la observada en los basaltos del *East Pacific Rise* (EPR-MORB). La composición isotópica de Pb en estas rocas está también muy enriquecida cuando se le compara con el MORB pacífico, con valores de $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ que alcanzan ~18.96 en rocas con patrones de elementos traza similares a los OIB (Fig. 11b). En el diagrama de correlación de $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ contra $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$, los basaltos de plataforma muestran una estrecha correlación lineal que decrece en $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ con valores casi constantes de $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$, apuntando en la dirección de los sedimentos subducidos [LaGatta *et al.*, en preparación]. Por lo tanto, las variaciones en la composición isotópica de Sr, Nd y Pb correlaciona con un incremento en la señal de subducción, caracterizada por un incremento en las relaciones LILE/HFSE (Figs. 11c-d).

Las rocas plutónicas se ubican dentro del campo de los basaltos de plataforma en el diagrama de Sr-Nd, pero forman una correlación diferente a ellos en el diagrama de isotopía de Pb, dirigiéndose hacia valores menores de $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ y $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$. Como la

¹ Los términos “empobrecido” y “enriquecido” que se utilizan a lo largo del texto se refieren, sobre todo, a la comparación entre reservorios o componentes cuya composición isotópica es conocida. De esta forma, un reservorio mantélico empobrecido, como el que da origen a los basaltos meso-oceánicos (MORB), está empobrecido en elementos incompatibles y por lo tanto tendrá valores bajos de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$, $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$, $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ y altos de $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$. En contraste, la corteza superior está generalmente enriquecida en elementos incompatibles y por lo tanto tendrá valores altos de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$, $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$, $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ y bajos de $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$.

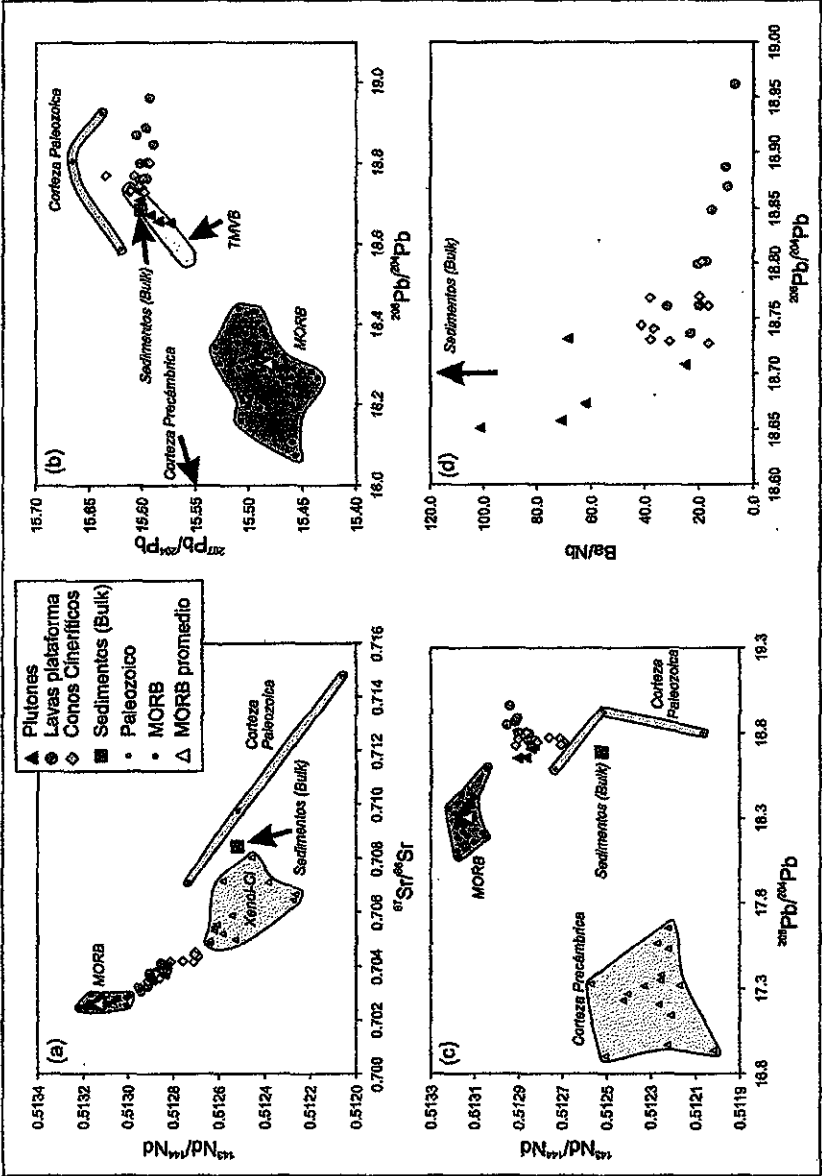


Figura 11. Composición isotópica de Sr, Nd y Pb de las rocas de Palma Sola y los posibles componentes involucrados en sus variaciones. (a) Variación isotópica de Sr-Nd; (b) Variación isotópica de Pb. El campo en amarillo engloba la composición de la mayor parte de las muestras colectadas en el frente volcánico actual (LaGatta y Gómez-Tuena, datos no publicados). (c) Variación entre Pb y Nd; (d) Las señales de subducción (por ejemplo, Ba/Nb) correlacionan con la isotopía de Pb (y de Sr-Nd) en los plutones y en los basaltos de plataforma. Dicha correlación no es clara en los conos chimerificos. También se muestran datos del *East Pacific Rise* (5°-15°N) tomados de PETDB database (2007); la composición bulk de los sedimentos colectados en el sitio DSDP 487 (LaGatta et al., en preparación); rocas paleozoicas del Macizo de Tezuitlán (Tablas 1 y 2); datos de Sr-Nd en los xenolitos de la corteza inferior colectados en el norte de México (Ruiz et al., 1988a y Ruiz et al., 1988b) y datos de Pb-Nd del Gneiss Huiznopala (Lawlor et al., 1999).

gran mayoría de los datos isotópicos de Pb de la FVTM (Gómez-Tuena y LaGatta, datos no publicados), las rocas plutónicas se encuentran constreñidas entre la composición isotópica del EPR-MORB y un componente de Pb enriquecido similar a los sedimentos o a la corteza superior.

Por su parte, los conos cineríticos más primitivos (SiO_2 entre 48% y 50%) tienen características isotópicas de Sr-Nd muy similares a las de los basaltos de plataforma, pero las rocas más evolucionadas (SiO_2 entre 50% y 56%) se extienden hacia valores mucho más enriquecidos (Fig. 11a). La isotopía de Pb de estas rocas no muestra una correlación coherente, ubicándose de manera general sobre el campo definido por los basaltos de plataforma. Sin embargo, las rocas más evolucionadas tienden hacia valores de $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ más enriquecidos que los sedimentos, apuntando hacia la composición isotópica del basamento Paleozoico local (Fig. 11b).

6. Afinidad Geoquímica de los Elementos

Con base en estudios petrológicos experimentales, y gracias a la caracterización geoquímica de un gran número de arcos magmáticos, en la actualidad existe un consenso general sobre las contribuciones relativas y la sistemática que siguen los distintos elementos en la cuña del manto, y las contribuciones derivadas de la subducción y de la corteza continental. A continuación se resumen los fundamentos y la lógica seguida en este trabajo para diferenciar las características de los componentes involucrados en las variaciones geoquímicas de las rocas magmáticas emplazadas en Palma Sola.

- A. Las concentraciones de los elementos mayores y, específicamente, los diagramas de correlación entre ellos, nos proveen de información sobre el nivel evolutivo de una secuencia litológica co-magmática. Debido al gran contraste que existe entre los coeficientes de partición de ciertos elementos mayores y los principales minerales formadores de roca, las correlaciones específicas entre estos elementos nos permiten inferir las posibles fases cristalinas involucradas en la diferenciación. Por otra parte, la comparación entre las concentraciones de los elementos mayores en rocas primitivas de distintas secuencias co-magmáticas nos permiten hacer inferencias sobre las condiciones de presión y/o el grado de fusión parcial a que estuvo sujeto el manto. En ese sentido, las concentraciones relativas de Fe_2O_3 , Al_2O_3 y SiO_2 de rocas primitivas dependen en buena medida de la presión, mientras que las variaciones en Na_2O y el CaO parecen estar gobernadas por el grado de fusión parcial [Klein y Langmuir, 1987].

De particular importancia en el estudio de arcos magmáticos continentales son las correlaciones entre la composición isotópica de Sr, Nd y Pb y el grado de diferenciación de una secuencia co-magmática. Debido a que el proceso de diferenciación por cristalización fraccionada no debe modificar la composición isotópica de estos elementos, dichas correlaciones nos permiten asumir que el proceso de cristalización estuvo acompañado de la adición de un componente distinto al magma original, una de las evidencias más robustas para argumentar un mecanismo de contaminación cortical [DePaolo, 1981; Hildreth y Moorbath, 1988]. Por supuesto, tanto el proceso de diferenciación por cristalización fraccionada como

el mecanismo de contaminación cortical no necesariamente invalidan la participación de otros componentes y procesos en la petrogénesis, pero nos proveen de un importante marco de referencia sobre el cual es posible elaborar interpretaciones más complejas.

- B. Los elementos HFS, como el Nb, Ta, Zr, Hf y TiO_2 , y las HREE, como el Dy, Ho, Er, Yb y Lu, son elementos insolubles en fluidos acuosos [McCulloch y Gamble, 1991; Brenan *et al.*, 1994; Brenan *et al.*, 1995b] y generalmente tienen concentraciones muy bajas en los sedimentos oceánicos [Plank y Langmuir, 1998]. Por lo tanto, sus concentraciones, y en especial los cocientes entre elementos cuyos coeficientes de partición (*bulk D*) son similares (por ejemplo, Nb/Ta o Zr/Hf), pueden ser utilizados para inferir las características de la cuña del manto, debido a que estas relaciones no deben verse modificadas por la fusión parcial ni por la cristalización fraccionada [Davidson, 1996; Class *et al.*, 2000; Hochstaedter *et al.*, 2001]. Por otra parte, el incremento gradual en los coeficientes de partición del granate hacia las tierras raras más pesadas [Johnson, 1994], nos permite inferir la profundidad relativa a la que estuvo sujeto el manto durante la fusión parcial, debido a que la presencia o ausencia de granate en el manto peridotítico está estrechamente controlada por la presión [Green y Ringwood, 1970].
- C. Las LREE (La, Ce, Pr y Nd) y el Th están generalmente enriquecidas en los sedimentos marinos [Plank y Langmuir, 1998], pero no se consideran solubles en fluidos magmáticos acuosos [Brenan *et al.*, 1994; Brenan *et al.*, 1995b; Stadler *et al.*, 1998]. Por lo tanto, las concentraciones de estos elementos en las rocas de arco deben estar controladas por su abundancia relativa en la cuña del manto, más la contribución proveniente de los sedimentos. Por ejemplo, Hawkesworth *et al.* [1997] propusieron que la mayor parte del Th presente en los magmas de arco proviene de los sedimentos subducidos, y que cerca del 30% del Th presente en los sedimentos se recicla hacia la corteza mediante el magmatismo inducido por la subducción. Por otro lado, las estrechas correlaciones observadas entre los sedimentos subducidos y los isótopos de Nd en las rocas de arco requieren a su vez que el Nd se recicle de manera efectiva [Vroon *et al.*, 1995; Class *et al.*, 2000]. De esta forma, la inyección directa de sedimentos, o de magmas provenientes de su

fusión parcial, debe modificar la composición isotópica de Nd del manto hacia valores menos radiogénicos.

Tal vez la evidencia más contundente sobre la participación de los sedimentos en los magmas de arco es el enriquecimiento relativo en el isótopo cosmogénico ^{10}Be , y las correlaciones observadas con la relación B/Be [Tera *et al.*, 1986; Morris *et al.*, 1990]. Sin embargo, el isótopo ^{10}Be tiene una vida media tan breve (~ 1.5 Ma) que la aplicación de este método se limita al estudio de rocas muy jóvenes.

- D. Elementos como el Ba, Sr y Pb; y en menor medida el Rb y el U, son solubles en fluidos acuosos, e incompatibles en las fases minerales dominantes en rocas peridotíticas y eclogíticas [Brenan *et al.*, 1994; Brenan *et al.*, 1995b; Keppler, 1996; Adam *et al.*, 1997; Ayers *et al.*, 1997; Stadler *et al.*, 1998]. Por lo tanto sus concentraciones relativas en las rocas de arco pueden ser utilizadas para visualizar las contribuciones de los fluidos provenientes de la subducción. Adicionalmente, si el Sr y el Pb se movilizan e incorporan en la cuña del manto a través de fluidos, su composición isotópica puede utilizarse como una poderosa herramienta para diferenciar entre fluidos provenientes de distintas fuentes del sistema en subducción: fluidos provenientes de la deshidratación de la placa oceánica tendrán generalmente composición isotópicas empobrecidas, similares al MORB; mientras que los fluidos provenientes de la deshidratación de los sedimentos tendrán composiciones isotópicas enriquecidas, similares a las de los sedimentos subducidos [Miller *et al.*, 1994; Brenan *et al.*, 1995a; Class *et al.*, 2000; Hochstaedter *et al.*, 2001].
- E. Diversos autores han propuesto que, bajo ciertas condiciones termodinámicas especiales, la placa oceánica que se subduce puede llegar a fundirse [Kay, 1978; Defant y Drummond, 1990; Peacock *et al.*, 1994]. Algunos de estos magmas, denominados como adakitas, pueden alcanzar la superficie sin sufrir mayores modificaciones geoquímicas durante su tránsito a través del manto y la corteza [Defant *et al.*, 1991; Defant y Drummond, 1993]; pero también se ha documentado que estos magmas pueden metasomatizar extensamente a la cuña del manto formando magmas híbridos [Rapp *et al.*, 1999; Sajona *et al.*, 2000]. Estudios experimentales han demostrado que, bajo las condiciones de presión y temperatura

típicos de ambientes de subducción (1-3 GPa y 900-1100 °C), la litología restítica estaría formada principalmente por anfibolitas o eclogitas [*Rapp et al.*, 1999 y referencias incluidas]. Los magmas derivados de la fusión parcial de la corteza oceánica estarían relativamente empobrecidos en aquellos elementos compatibles con el granate y/o el anfíbol (es decir en Y y las tierras raras medias y pesadas), pero enriquecidas en Sr, Na y Eu dado que la plagioclasa no es una fase estable en el residuo. Por eso, las características geoquímicas típicas de las adakitas incluyen valores altos en la relaciones de La/Yb y Sr/Y. Más aún, los magmas derivados de la fusión parcial de la placa oceánica deben preservar la composición isotópica empobrecida característica de los MORBs.

7. Discusión

Los objetivos de esta sección están enfocados, en primer lugar, a la caracterización geoquímica de los distintos componentes involucrados en la petrogénesis de las distintas secuencias litológicas de Palma Sola. Posteriormente se procederá al modelado cuantitativo de sus contribuciones.

7.1. Sobre la Contaminación Cortical

Cualquier estudio de petrología ígnea en condiciones continentales no puede dejar de considerar la posibilidad de que las rocas emplazadas en la superficie hayan sido modificadas en alguna medida por un proceso de contaminación con la corteza continental. La corteza provee de una gruesa barrera natural que impide el libre ascenso de los magmas mantélicos hacia la superficie, sin importar el proceso tectónico original que los genere.

Hildreth y Moorbath [1988] realizaron uno estudio clásico que documenta la participación de la corteza continental en el magmatismo andino, en condiciones tectónicas semejantes a las de la FVTM. Estos autores argumentaron que la mayor parte de las variaciones composicionales de los magmas andinos, incluyendo las variaciones isotópicas y las señales de subducción, se desarrollan en el límite corteza-manto en zonas de fusión, asimilación, almacenaje y homogeneización (zonas de MASH, por sus siglas en inglés). Los magmas formados en zonas de MASH pueden ascender a través de la corteza, y alojarse en cámaras magmáticas someras, en donde pueden sufrir una contaminación cortical posterior siguiendo patrones definidos de AFC. La composición primigenia de los magmas formados en las zonas MASH debe corresponder, por lo tanto, a una mezcla física entre magmas provenientes del manto y magmas derivados de la fusión parcial de la corteza continental inferior. La fusión de la corteza continental requiere, evidentemente, del consumo de calor proveniente del magma y es por lo tanto inevitable que durante este proceso el magma original cristalice y sufra una diferenciación parcial. De esta manera, *Hildreth y Moorbath* [1988] mostraron que las señales de subducción adquiridas mediante un proceso de tipo MASH son mayores en rocas más evolucionadas, y que los magmas mantélicos primitivos, cuyas características geoquímicas reflejarían el metasomatismo inducido por la subducción, difícilmente podrán alcanzar la superficie. Por este motivo, la

diferenciación entre un proceso de contaminación cortical y un mecanismo de subducción ha sido siempre difícil de evaluar utilizando las herramientas geoquímicas convencionales.

A diferencia del proceso MASH, la fusión parcial del manto peridotítico en un ambiente tectónico convergente generará inicialmente un magma basáltico, cuya señal de subducción dependerá de la cantidad de fluidos o magmas derivados de la placa que se subduce. La inyección de estos componentes hacia la cuña del manto puede modificar considerablemente las concentraciones relativas de los elementos traza, y claramente la composición isotópica de Sr, Nd y Pb, pero tendrán un efecto menor en los contenidos relativos de SiO₂ y MgO. En estos casos, la señal de subducción debe ser independiente del grado evolutivo de los magmas que alcanzan la superficie.

Es claro, pues, que tanto el metasomatismo inducido por la subducción como el proceso MASH o el AFC pueden producir magmas con características geoquímicas similares. Pero también es cierto que los procesos físicos que las generan son diametralmente opuestos, pues no sólo se desarrollan bajo distintas condiciones de presión y temperatura, sino que también definirán patrones evolutivos diferentes. Es por este motivo que, en principio, debe ser posible diferenciar ambos procesos a pesar de que los componentes involucrados y los productos finales tengan composiciones geoquímicas similares.

De cualquier forma, es evidente que para poder evaluar adecuadamente el origen de las secuencias magmáticas es necesario conocer la composición geoquímica de los componentes involucrados, o que éstas características puedan ser razonablemente inferidas con la información geológica disponible. Desafortunadamente, las características geológicas de la corteza continental que subyace a la FVTM no se conocen con claridad debido a que, en gran medida, se encuentran cubiertas por secuencias sedimentarias y volcánicas de edad post-Mesozoica. También es notable la ausencia de xenolitos corticales profundos en las rocas volcánicas. Sin embargo, y como vimos anteriormente, diversos estudios han indicado que el arco volcánico podría estar emplazado sobre grandes masas corticales, o terrenos tectonoestratigráficos, cuya edad y características geológicas están relativamente bien estudiadas [*Campa y Coney, 1983; Sedlock et al., 1993; Ortega-Gutiérrez et al., 1994*]. De acuerdo con estos estudios, la porción oriental de la FVTM estaría muy probablemente emplazada sobre un ensamble granulítico de gabros, charnokitas, anortositas y metapelitas, de edad grenvilliana del denominado

microcontinente Oaxaquia [Ortega-Gutiérrez et al., 1995]. Los afloramientos de rocas precámbricas más cercanos al área de estudio se localizan a 220 km al NW y a 250 km al sur del Pico de Orizaba, en Molango y Oaxaca respectivamente. Sin embargo, y gracias a las perforaciones exploratorias realizadas a lo largo de la costa del Golfo de México, generalmente se asume que Oaxaquia podría extenderse, incluso, al oriente de la margen continental [Keppie y Ortega-Gutiérrez, 1995; Ortega-Gutiérrez et al., 1995].

La corteza inferior de México ha también sido estudiada en xenolitos colectados en secuencias volcánicas alcalinas del *Basin and Range* mexicano y, aunque éstos nódulos son generalmente más máficos que las rocas granulíticas expuestas, las edades modelo de Nd, y las isócronas de Sm-Nd determinadas en ellos, coinciden de manera general con las de la provincia Grenville [Ruiz et al., 1988a; Ruiz et al., 1988b; Cameron et al., 1992; Schaaf et al., 1994]. Por este motivo, y aunque claramente existe un zoneamiento composicional entre los terrenos de alta presión y los xenolitos, las características petrológicas de ambos son aparentemente compatibles con una corteza continental inferior antigua y geoquímicamente empobrecida en los elementos más incompatibles.

Las características geoquímicas de los terrenos granulíticos expuestos y de los xenolitos de la corteza inferior (i.e. Oaxaquia) han sido bien estudiadas, y en la actualidad existe una amplia base de datos disponible en la literatura [Ruiz et al., 1988a; Ruiz et al., 1988b; Roberts y Ruiz, 1989; Cameron et al., 1992; Schaaf et al., 1994; Lawlor et al., 1999]. De manera general, las rocas de Oaxaquia tienen las características típicas de los materiales asociados a la corteza inferior: valores altos en la relación Ba/Th, relaciones muy bajas de Th/Nd, anomalías positivas de Sr y Eu, y anomalías negativas de Pb (Fig. 12). En términos isotópicos, todos los materiales de la corteza inferior analizados hasta el momento en México están relativamente enriquecidos en sus valores actuales de Sr y Nd, pero significativamente empobrecidos en Pb cuando se les compara con los valores obtenidos en Palma Sola (Fig. 11).

Como se mencionó anteriormente, las rocas más antiguas verificadas directamente en la región de Palma Sola y áreas circunvecinas están compuestas por un ensamble de rocas plutónicas, metasedimentarias y metavolcánicas de edad paleozoica del denominado Macizo de Teziutlán [López-Infanzón y Torres-Vargas, 1984; Jacobo, 1985; López-Infanzón, 1991]. Para definir de mejor manera un posible mecanismo de contaminación con

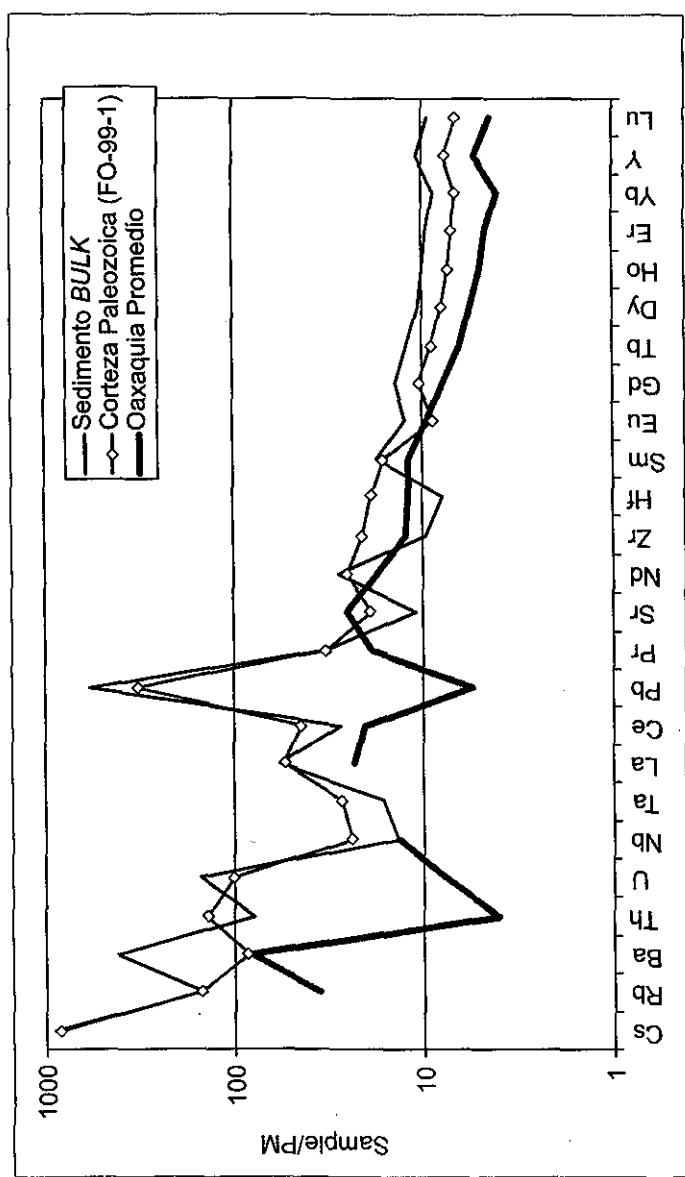


Figura 12. Patrones de elementos traza de los componentes corticales que pudieron estar involucrados en la petrogénesis de Palma Sola. La composición de Oaxaquia es el promedio de los datos publicados por Lawlor et al., (1999). La composición del sedimento bulk fue calculada por LaGatta et al., (en preparación). La muestra FO-99-1 (Tablas 2 y 3), proviene del núcleo estructural del Macizo de Teziutlán y fue colectada en la región de Atotonga, Puebla. Esta composición es la que se utiliza en los modelados de AFC descritos en el texto.

la corteza superior, en este trabajo se analizaron 3 muestras pertenecientes a la base estructural del Macizo de Teziutlán, colectadas en la región de Altotonga, Puebla (Fig. 1, datos en tablas 1 y 2). Las muestras colectadas son esquistos de mica blanca (FO-99-1) y rocas meta-volcánicas ligeramente foliadas y cloritizadas (FO-99-2 y FO-99-3). Las rocas paleozoicas presentan una sistemática de elementos traza típica de rocas de la corteza superior: valores altos en las relaciones LILE/HFSE y anomalías negativas de Sr y Eu (Fig. 12). La composición isotópica de Sr y Nd en estas rocas es muy variable, pero también están relativamente enriquecidas cuando se les compara a las rocas magmáticas de Palma Sola (Fig. 11a). Es destacable que, en términos isotópicos de Pb, la corteza paleozoica muestra valores similares a los de las rocas volcánicas en la relación de $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ pero valores más enriquecidos en $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ (Fig. 11b).

La figura 13 muestra la variación entre la composición isotópica de las rocas de Palma Sola y los índices de diferenciación (SiO_2 y MgO). Claramente, los basaltos de plataforma no forman una correlación coherente entre el enriquecimiento isotópico y el grado evolutivo. También existen rocas primitivas con características geoquímicas de arco o con patrones típicos de OIB con casi los mismos contenidos de MgO (ver Fig. 10). Es evidente, en este caso, que el contraste entre ambos patrones de elementos traza no puede ser relacionado con un proceso de contaminación cortical. Por otra parte, las relaciones de campo indican que los basaltos de plataforma fueron extraídos a través de fallas y fisuras; y al menos uno de los derrames lávicos de plataforma presenta abundantes xenolitos peridotíticos. Todas estas características son evidencias claras de que el ascenso de estos magmas hacia la superficie fue muy rápido, y por lo tanto la interacción con la corteza debió ser insignificante. Las evidencias geoquímicas y geológicas indican que las variaciones geoquímicas de esta secuencia deben haber sido controladas por el proceso en subducción, y no por la asimilación de la corteza continental.

Las rocas plutónicas y los conos cineríticos muestran claras correlaciones entre la composición isotópica y el grado de diferenciación, pero curiosamente las tendencias siguen direcciones opuestas (Fig. 13). Si ambas correlaciones están gobernadas por asimilación cortical, la composición de las cortezas involucradas como contaminantes debe ser diametralmente opuesta. Por simplicidad, se discutirán primero las características de los conos cineríticos y en seguida las de los plutones.

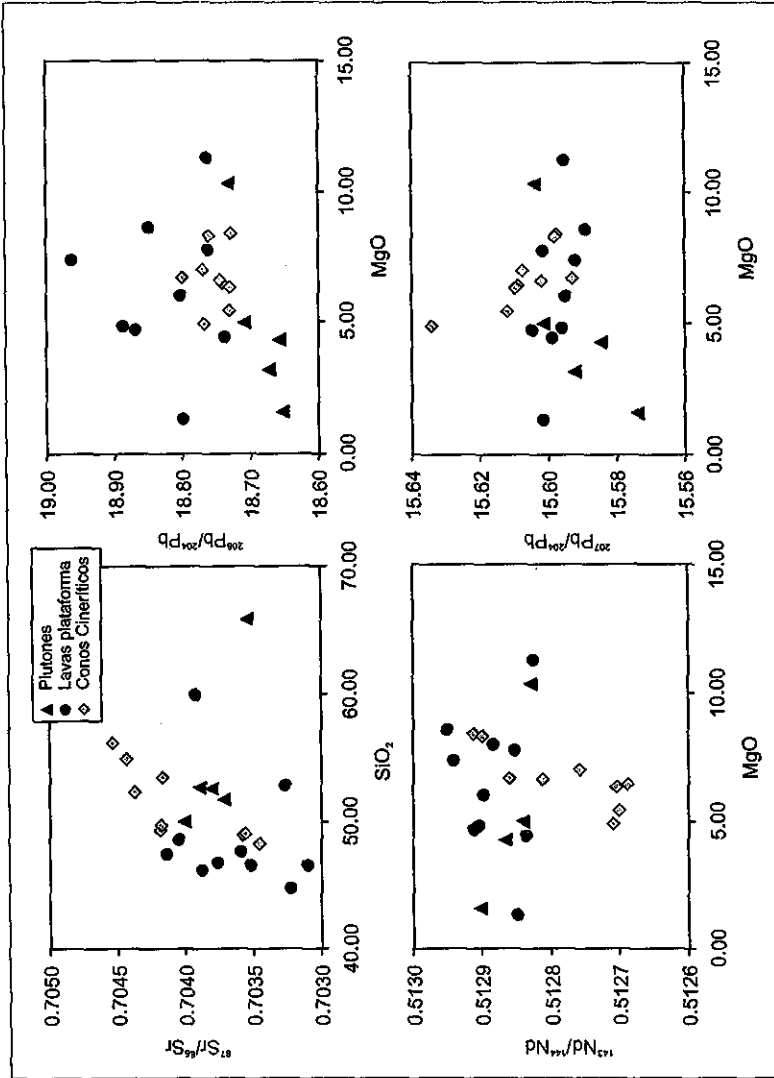


Figura 13. Variaciones de la composición isotópica de Sr, Nd y Pb con respecto a los índices de fraccionamiento (MgO y SiO_2). Los basaltos de plataforma no muestran una correlación coherente. En contraste, los conos cineríticos y los plutones sí muestran correlaciones definidas pero en distintas direcciones. La variación composicional de los conos cineríticos parece ser consistente con la asimilación de un componente cortical enriquecido, similar a la corteza Paleozoica local. Sin embargo, si la composición de los plutones está controlada por la corteza continental, se necesitaría un componente isotópicamente empobrecido y similar al MORB. No parecen existir evidencias geológicas que nos permitan asumir la presencia de dicha corteza continental en esta porción de México. Por eso, las correlaciones observadas en los plutones también pueden ser el resultado de la fusión de la corteza oceánica que se subduce (ver discusión en el texto).

El acoplamiento entre las variaciones isotópicas de Sr y Nd y el grado de diferenciación que despliegan los conos cineríticos parecen ser consistente con la asimilación de un componente cortical enriquecido, cuyas características geoquímicas podrían ser similares a la corteza paleozoica local. En efecto, un mecanismo de AFC con un componente cortical enriquecido isotópicamente en Sr, Nd y Pb induciría una variación hacia valores altos de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ y bajos de $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ en las rocas más diferenciadas. Por otro lado, la relación $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ no sigue un patrón definido con respecto al grado de diferenciación, aunque es posible observar correlaciones incipientes en las relaciones $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ y $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$. En este caso, la falta de una correlación coherente en los valores de $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ y el grado de diferenciación puede ser el resultado del poco contraste que existe entre la composición isotópica del manto (modificado por subducción o no) y la corteza continental superior.

Para corroborar cuantitativamente la hipótesis anterior, la figura 14 muestra un modelo de asimilación-cristalización fraccionada [DePaolo, 1981] que utiliza la muestra más primitiva (e isotópicamente empobrecida) de los conos cineríticos como la composición del magma inicial (muestra CP-35) y diversos posibles contaminantes. La línea anaranjada de la figura 14a describe la tendencia que debe seguir la asimilación de una corteza inferior que tenga las características típicas de Oaxaquia. En este caso, el modelo predice una modificación extrema en la composición isotópica de Pb de las rocas contaminadas debido a que existe un gran contraste entre la isotopía de Pb de Oaxaquia y la del magma inicial. En cambio, los datos muestran que la relación $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ de los conos cineríticos permanece prácticamente constante al variar la relación $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$. En ese sentido, y dado que al variar los parámetros del modelo o los coeficientes de partición utilizados las tendencias no se modifican, es evidente que Oaxaquia no puede ser el contaminante que gobernó las variaciones composicionales de los conos cineríticos. Si se utilizara, en cambio, la composición promedio de los datos colectados en las rocas Paleozoicas como componente contaminante, el modelo predeciría una tendencia muy enriquecida en la relación $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ con una pendiente muy distinta a la que se observa en los datos de Sr-Nd (Fig. 14b). Por lo tanto, una corteza paleozoica "promedio" tampoco describe satisfactoriamente la variación de los datos isotópicos. Por otra parte, al utilizar la composición de la muestra Paleozoica más enriquecida como contaminante (muestra FO-

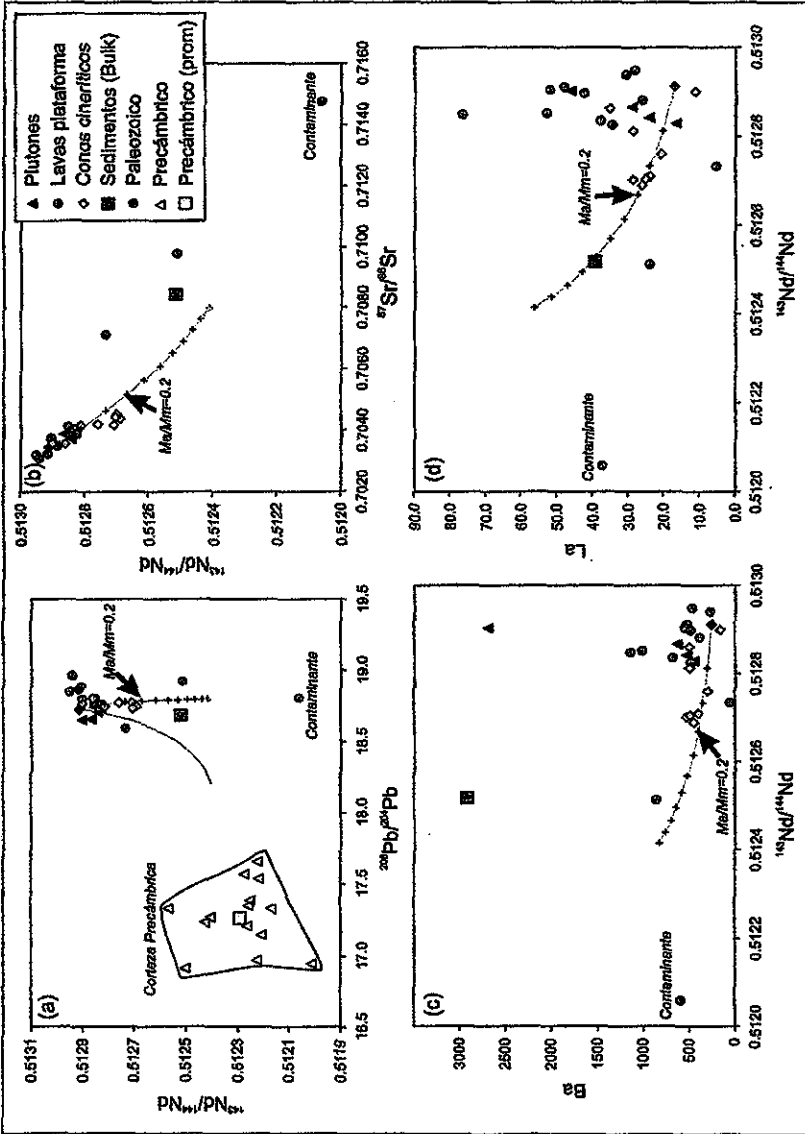


Figura 14. Modelados de contaminación cortical (AFC) para los conos cineríticos. Todos los modelos utilizan la composición de la muestra CP-35 ($\text{MgO}=8.4$ wt%) como el magma inicial. Las líneas verdes utilizan la muestra FO-99-1 como el contaminante. Las líneas anaranjadas utilizan la composición promedio de Oaxaquia (Fig. 12) como contaminante. Todos los modelos asumen una relación de Ma/Mc (r) de 0.8. Los coeficientes de partición bulk, utilizados son $\text{DSr}=0.307$, $\text{DNd}=0.142$, $\text{DPb}=0.128$, $\text{DBa}=0.104$ y $\text{DLa}=0.047$, compatibles con la cristalización de 35% Cl, 34% Cpx, 20% Opx, 10% Plag y 1% ilmenita (GERIM database). El extremo enriquecido en los modelos representa un valor de $\text{Ma}/\text{Mm}=1$ (es decir, una mezcla de 1:1 entre la corteza y el magma original), y 80% del volumen del magma original aún presente. Todos los parámetros son de DePaolo (1987). (a) Modelos AFC en el campo isotópico de Pb-Nd. Nótese como la utilización de Oaxaquia como contaminante modifica de manera extrema la composición isotópica de Pb en los magmas resultantes; (b) Modelos AFC en la isotopía de Sr-Nd; (c) $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ vs Ba; (d) $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ vs La.

99-1), las tendencias resultantes parecen describir de mejor manera las variaciones isotópicas de Pb-Nd y, en menor grado, de Sr; y también permite modelar las variaciones en concentración de la mayor parte de los elementos incompatibles o las relaciones entre ellos (Fig. 14c-d y 18). Por lo tanto, y aunque es evidente que no existe un contaminante único que nos permita modelar completamente la variación composicional de los conos cineríticos, parece razonable asumir que al menos los conos cineríticos más evolucionados y enriquecidos fueron contaminados con un componente cortical enriquecido, que tiene una composición geoquímica similar a la corteza paleozoica local. Es decir, el proceso de contaminación debió haber ocurrido a niveles de la corteza superior.

Como se mencionó anteriormente, las rocas plutónicas siguen una correlación opuesta a la de los conos cineríticos, en donde la roca más evolucionada (PS-99-38) es también la más empobrecida en las relaciones isotópicas de Sr, Nd y Pb. Esta muestra en particular presenta una pendiente muy pronunciada en su patrones de REE y una marcada anomalía positiva de Sr (Fig. 10). Por lo tanto, si las variaciones geoquímicas de los plutones, y en especial de la muestra PS-99-38, están controladas por una contaminación cortical, un proceso MASH o por fusión parcial de la corteza inferior, entonces la corteza involucrada debe estar isotópicamente empobrecida en Sr, Nd y Pb, y además debió haber equilibrado granate como fase residual en su paragénesis, pues de otra forma el fraccionamiento extremo de las HREE y las anomalías positivas de Sr no podrían haberse formado. En otras palabras, es necesario invocar la presencia de una corteza inferior muy gruesa e isotópicamente empobrecida. Por supuesto, dicha corteza debe ser distinta a la que aparentemente contaminó a los conos cineríticos, pero también debe ser diferente a la corteza inferior que conocemos e inferimos como basamento: es decir Oaxaquia. En efecto, la composición isotópica de los xenolitos de la corteza inferior colectados en el norte de México, y la de los terrenos granulíticos, está mucho más enriquecida en los valores isotópicos de Sr y Nd que la observada en el plutón más evolucionado (Fig. 11). Por lo tanto, no es posible que dicha corteza continental haya estado involucrada en la contaminación y en la modificación isotópica de los plutones.

Además, y como se mencionó en el capítulo 2.3, los estudios gravimétricos han estimado que, en la actualidad, la corteza continental de esta porción de México no alcanza un espesor mayor a los 25 km [*Molina-Garza y Urrutia-Fucugauchi, 1993*], equivalentes a

aproximadamente 8 Kb de presión litostática (Fig. 4a). Siguiendo los resultados experimentales de *Rapp y Watson* [1995] dicho espesor cortical es insuficiente para estabilizar granate como fase residual durante la fusión parcial de la corteza continental inferior. Los datos de *Rapp y Watson* [1995] consideran una presión de al menos 16 kb (~50 km) para la estabilidad del granate. Por esta razón, y aún cuando los datos gravimétricos tuvieran un amplio margen de incertidumbre, se necesitaría de una corteza continental con más del doble de espesor que el estimado por *Molina-Garza y Urrutia-Fucugauchi* [1993] para que el granate fuera estable.

Tomando en cuenta todas estas consideraciones, las variaciones geoquímica de los plutones pueden ser explicadas mediante dos mecanismos petrogenéticos claramente antagónicos: (1) La asimilación de una corteza continental gruesa e isotópicamente empobrecida, de la cual no existe registro alguno ni en los terrenos granulíticos ni en los xenolitos, que se recicló (delaminó) hacia el manto inmediatamente después del emplazamiento de los plutones; o (2) la fusión de la corteza oceánica subducida. Dado que no existe ninguna evidencia geológica tangible que permitan asegurar que el primer proceso se llevó a cabo, y que el mecanismo de delaminación es *ad hoc* sin evidencias que lo sostengan, la segunda posibilidad se analizará con mayor detalle más adelante.

7.2. Sobre las Características del Manto

Existen dos maneras de estudiar las características composicionales del manto que subyace a la FVTM. Una de ellas consiste en el análisis directo de xenolitos peridotíticos acarreados por las rocas volcánicas, y la otra se basa en el estudio de los productos de su fusión parcial: las rocas volcánicas más primitivas. Aunque la primera opción permite tener una visión directa de las características mineralógicas y composicionales del manto, su estudio presenta también problemas que, con frecuencia, son difíciles de evaluar e interpretar. El principal problema reside en la escasez de muestras. En efecto, aunque existen algunas referencias aisladas, es sorprendente los pocos estudios petrológicos y estratigráficos realizados hasta la fecha en la FVTM en donde se haya reportado la presencia de nódulos peridotíticos frescos y útiles para su estudio geoquímico [*Blatter y Carmichael*, 1998]. Esto ha propiciado que con frecuencia se utilicen datos de xenolitos colectados en regiones con historias geológicas complejas, muy alejadas de la provincia, y

que además hayan estado sujetos a condiciones de presión y temperatura muy distintas a las que se esperaría encontrar debajo de un arco magmático. El segundo problema, que tal vez sea el más importante desde el punto de vista petrológico, es la representatividad de los xenolitos como la fuente primaria de los magmas que los traen a la superficie. Diversos estudios petrológicos en los xenolitos y en las rocas que los portan han hecho evidente que, con inusitada frecuencia, las rocas volcánicas no parecen haber sido formadas por la fusión parcial de los xenolitos que contienen [Luhr *et al.*, 1989b; Pier *et al.*, 1989]. En efecto, los xenolitos representan muchas veces fragmentos acarreados de porciones más someras que aquellas que dieron origen a las rocas volcánicas, y por lo tanto su composición no es representativa de lo que ocurre a niveles más profundos del manto.

En cambio, las rocas volcánicas, y en especial los basaltos más primitivos, son el producto final de distintos grados de fusión parcial del manto a distintas profundidades. De esta forma, representan un muestreo certero y eficaz de las características y variaciones composicionales del manto a todo lo largo de la columna de fusión. Como vimos anteriormente, las concentraciones relativas de los elementos HFS y las HRE en las rocas volcánicas de arco nos permiten tener una visión más amplia de las características composicionales del manto ya que, en general, se considera que estos elementos son inmóviles en los componentes de subducción.

Los basaltos de plataforma de Palma Sola tienen mayores concentraciones de Nb, y tienen valores enriquecidos en las relaciones de Nb/Ta y Gd/Yb cuando se les compara con los basaltos en las crestas meso-oceánicas (MORB), con valores muy similares a los encontrados en rocas asociadas a vulcanismo intraplaca e islas oceánicas (Fig. 15). Los basaltos de plataforma que no presentan señales de subducción también tienen un patrón de elementos traza prácticamente idéntico al de los reservorios OIB [Sun y McDonough, 1989]. La composición isotópica de Sr, Nd y Pb de estas rocas está mucho más enriquecida que la observada en los MORB, y por lo tanto es evidente que su origen no debe estar en el manto empobrecido. Todas estas características indican que la fuente mantélica que dio origen a los basaltos de plataforma está más bien relacionada con un manto enriquecido de tipo OIB, que aparentemente no estuvo sujeto a un proceso previo de empobrecimiento por extracción de magmas.

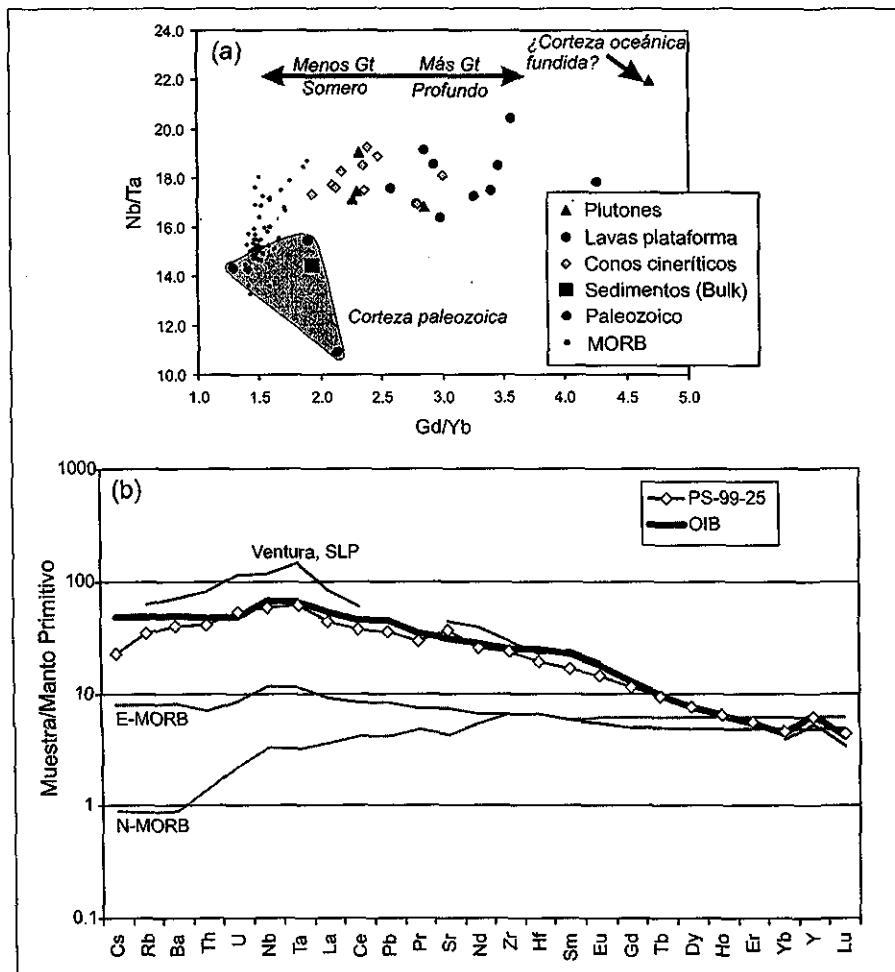


Figura 15. Características geoquímicas de la cuña del manto. (a) Las rocas de Palma Sola presentan valores mayores de Nb/Ta y Gd/Yb que el MORB, con valores que se sobreponen a los observados en islas oceánicas. Los basaltos de plataforma tienen, además, valores mayores de Gd/Yb que el resto de las secuencias. Esta característica indica que estas rocas provienen de la fusión de una región relativamente más profunda en el manto. (b) Comparación del patrón de elementos traza de la muestra PS-99-25 y distintos reservorios mantélicos: N-MORB, E-MORB y OIB (Sun y McDonough, 1989). Se muestra también el promedio de los basaltos alcalinos colectados en Ventura, San Luis Potosí por Lassiter y Luhr (2001).

Los conos cineríticos y la gran mayoría de los plutones tienen valores de Nb/Ta muy similares a la de los de los basaltos de plataforma. Esto indica que la fuente mantélica que dio origen a estas secuencias debe ser también muy similar a la que formó a los basaltos de plataforma. Sin embargo, la mayor parte de los plutones y los conos cineríticos presentan valores menores de Gd/Yb. Debido a que el fraccionamiento de las HRE depende, en buena medida, de la estabilidad del granate, los valores mayores de Gd/Yb indican que los basaltos de plataforma deben provenir de una región en el manto en donde el granate es relativamente más abundante. Generalmente se considera que estas “señales de granate”, o *garnet signatures*, requieren que la fusión parcial del manto se haya llevado a cabo dentro del campo de estabilidad de las peridotitas con granate, a profundidades ≥ 80 km [Green y Ringwood, 1970]. Por supuesto, si el manto que dio origen a los plutones y a los conos cineríticos estuvo sujeto a un mayor grado de fusión parcial que aquel asociado a los basaltos alcalinos, sería lógico esperar que la relación Gd/Yb sea menor en ellos. Sin embargo, las concentraciones relativas de SiO_2 y Fe_2O_3 también dependen de la presión bajo la cual se lleva a cabo la fusión [Klein y Langmuir, 1987]. Los conos y los plutones más primitivos tienen más SiO_2 y menos Fe_2O_3 a concentraciones similares de MgO que los basaltos de plataforma (Fig. 8). Estas evidencias confirman, de manera independiente, que los basaltos de plataforma provienen de una región relativamente más profunda del manto. La similitud en los valores de Nb/Ta de las rocas primitivas en las distintas secuencias indican que el manto debajo de esta porción del arco tiene características composicionales muy similares a distintas profundidades, pero que los cambios en la paragénesis mineralógica a distintas presiones debieron tener un efecto significativo en las características geoquímicas de los magmas resultantes.

La muestra PS-99-38, el plutón más empobrecido isotópicamente, es una excepción a esta regla. Esta roca tienen los valores más altos de Gd/Yb y Nb/Ta de todo el conjunto de rocas analizadas. Los coeficientes de partición de Nb y Ta en las paragénesis mineralógicas mantélicas son tan bajos y similares que estos dos elementos no deberían fraccionarse durante la fusión parcial o durante una cristalización fraccionada posterior. De hecho, el único mineral que puede fraccionar al Ta del Nb es el rutilo en presencia de un magma rico en sílice [Green, 1995]. Varios estudios experimentales han demostrado que el rutilo no está en equilibrio con magmas basálticos derivados de la fusión parcial del manto pues los

contenidos de TiO_2 son generalmente muy bajos; pero al parecer dicho mineral puede ser estable durante la fusión parcial de basaltos hidratados y eclogitas [Green y Pearson, 1986; Ryerson y Watson, 1987; Rapp y Watson, 1995]. Por lo tanto, los valores altos de Nb/Ta y Gd/Yb en esta muestra son evidencias geoquímicas consistentes con la presencia de rutilo y granate como fases residuales durante la fusión de una fuente eclogítica. Nuevamente, y como se mencionó en el capítulo anterior, dicha fuente eclogítica puede estar localizada tanto en la placa que se subduce como en una corteza continental engrosada. Debido a que no existen evidencias geológicas, geoquímicas y/o geofísicas que nos permitan asumir la existencia de dicha corteza continental, parece lógico asumir que el origen de esta roca está en la fusión parcial de la corteza oceánica subducida. En otras palabras, esta roca podría ser clasificada como una adakita [Kay, 1978].

Rocas basálticas alcalinas con características geoquímicas similares a las descritas en los basaltos de plataforma de Palma Sola han sido identificadas y estudiadas en la provincia de Cuencas y Sierras (*Basin and Range*) del norte de México [Luhr et al., 1989b; Pier et al., 1989] (Fig. 15a); y algunas rocas alcalinas o transicionales con características semejantes han sido también verificadas en distintas zonas de la FVTM [Moore et al., 1994; Márquez et al., 1999a; Verma, 1999b]. Las interpretaciones petrológicas acerca de su origen siguen siendo motivo de discusión entre investigadores. Algunos estudios han señalado que dichas rocas deben ser asociadas a una pluma del manto [Moore et al., 1994; Márquez et al., 1999a]. Pero dicha interpretación tiene poco sustento geológico debido a que la distribución geográfica y la estratigrafía no concuerdan con la cinemática de las placas tectónicas involucradas (placas de América del Norte, Cocos y Rivera) [Ferrari et al., 2001]. La existencia de una posible interacción con los remanentes de una pluma del manto antigua también parece ser poco probable, pues el punto caliente (*hot spot*) más cercano a la FVTM se localiza a más de 2,000 km de distancia (i.e. las Islas Galápagos o la Placa del Caribe). Otros investigadores han sugerido la existencia de un manto muy heterogéneo, formado por vetas de piroxenita englobadas por una peridotita empobrecida [Sheth et al., 2000]. En este modelo, los magmas enriquecidos de tipo OIB podrían provenir de bajos grados de fusión parcial de dichas vetas piroxeníticas, mientras que un mayor grado de fusión parcial podría inducir la fusión de las porciones peridotíticas del manto. Para estos autores, las señales de subducción que muestran la gran mayoría de las

rocas volcánicas en la FVTM son el producto de una asimilación con la corteza continental, y no se derivan de la placa oceánica que se subduce. Otros trabajos han propuesto también que los magmas OIB podrían asociarse a la migración de un manto astenosférico enriquecido dentro del régimen de fusión del arco magmático [Luhr *et al.*, 1989a; Luhr y Aranda-Gómez, 1997; Wallace y Carmichael, 1999; Ferrari *et al.*, 2001]. A continuación se discutirán los distintos modelos propuestos dentro del marco petrológico de Palma Sola.

Si el manto estuviera compuesto por vetas piroxeníticas rodeadas de una peridotita normal y empobrecida sería lógico esperar, en efecto, que la porción piroxenítica se fundiera primero a mayor profundidad, debido a que su punto de fusión es mucho menor que el de la peridotita [Hirschmann y Stolper, 1996]. Así, la inyección de una pequeña cantidad de fluidos (o magmas) provenientes de la placa que se subduce, o la fusión inducida por una descompresión adiabática, debería producir en un inicio magmas enriquecidos provenientes de la fusión de la porción piroxenítica, sin una señal apreciable de subducción. Sin embargo, debido a que existe una relación directa entre la cantidad de fluidos (o magmas) inyectados hacia el manto y el grado de fusión parcial [Stolper y Newman, 1994; Reiners *et al.*, 2000], debería ser necesaria una mayor cantidad de fluidos para que la porción peridotítica alcance su temperatura de solidus. En este caso, mientras que la peridotita podría apenas comenzar a fundirse, la porción piroxenítica se deberá fundir mucho más todavía.

Por mucho, los minerales que controlan las concentraciones relativas de los elementos traza, en las rocas magmáticas derivadas de la fusión parcial del manto, son el clinopiroxeno y el granate. Por este motivo, la fusión parcial de una piroxenita presentará una sistemática de REE muy distinta a la que se esperaría encontrar durante la anatexis de una peridotita, pues las proporciones modales de estos dos minerales en ambas litologías son muy diferentes (Fig. 16a). En efecto, la fusión parcial de una piroxenita típica [Hirschmann y Stolper, 1996; Reiners, 2002] tendrá valores muy bajos en la relación Yb/Sm pero moderados de La/Sm pues el granate residual concentra de manera selectiva a las tierras raras pesadas. En cambio, la fusión parcial de una peridotita empobrecida, en donde el granate es sólo un mineral accesorio, presentará variaciones moderadas en Yb/Sm y La/Sm, en un proceso que explica con cierta precisión la formación de magmas en las dorsales meso-oceánicas (MORB).

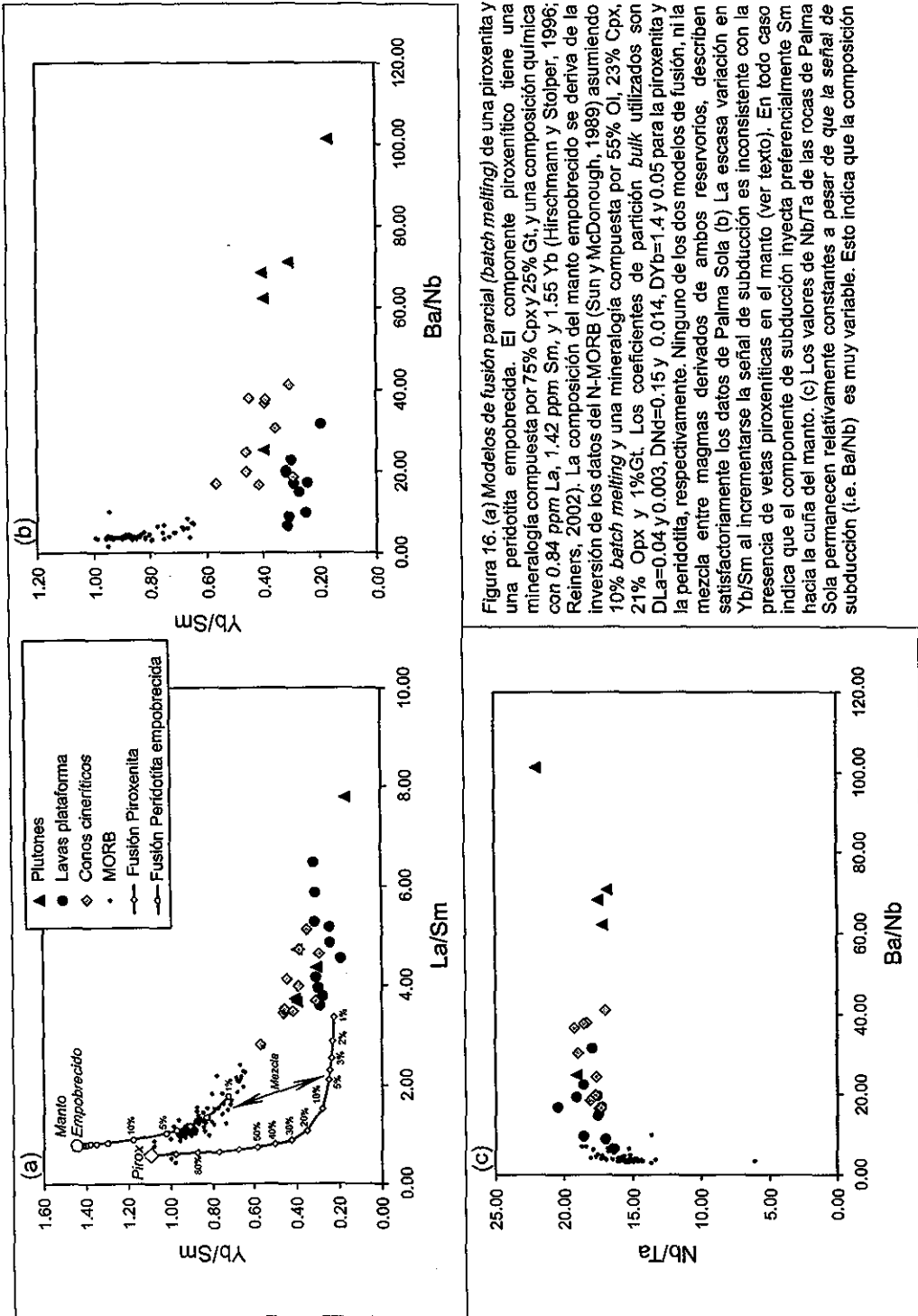


Figura 16. (a) Modelos de fusión parcial (*batch melting*) de una piroxenita y una peridotita empobrecida. El componente piroxenítico tiene una mineralogía compuesta por 75% Cpx y 25% Gt, y una composición química con 0.84 ppm La, 1.42 ppm Sm, y 1.55 Yb (Hirschmann y Stolper, 1996; Reiners, 2002). La composición del manto empobrecido se deriva de la inversión de los datos del N-MORB (Sun y McDonough, 1989) asumiendo 10% *batch melting* y una mineralogía compuesta por 55% Ol, 23% Cpx, 21% Opx y 1% Gt. Los coeficientes de partición *bulk* utilizados son $D_{La}=0.04$ y 0.003 , $D_{Nd}=0.15$ y 0.014 , $D_{Yb}=1.4$ y 0.05 para la piroxenita y la peridotita, respectivamente. Ninguno de los dos modelos de fusión, ni la mezcla entre magmas derivados de ambos reservorios, describen satisfactoriamente los datos de Palma Sola (b). La escasa variación en Yb/Sm al incrementarse la señal de subducción es inconsistente con la presencia de vetas piroxeníticas en el manto (ver texto). En todo caso indica que el componente de subducción inyecta preferencialmente Sm hacia la cuña del manto. (c) Los valores de Nb/Ta de las rocas de Palma Sola permanecen relativamente constantes a pesar de que la señal de subducción (i.e. Ba/Nb) es muy variable. Esto indica que la composición

Los datos de REE de las rocas más primitivas de Palma Sola, que no presentan una señal apreciable de subducción y/o contaminación cortical, no son consistentes con la fusión parcial de una piroxenita o con la fusión de un manto peridotítico empobrecido (Fig 16a). Estas rocas tampoco pueden ser explicadas mediante la mezcla de magmas provenientes de la fusión parcial de ambos reservorios. Dichas mezclas deberán tener valores variables de Yb/Sm pero relativamente constantes de La/Sm. Los datos de Palma Sola muestran, en cambio, una relación opuesta: valores relativamente constantes de Yb/Sm pero variables de La/Sm. Más aún, si el proceso en subducción fomentara un mayor grado de fusión parcial de la piroxenita con la participación de pequeñas cantidades de magmas derivados de la peridotita, entonces debería existir una correlación positiva entre Ba/Nb e Yb/Sm. Los datos muestran, en cambio, que las relaciones Yb/Sm de cada una de las suites magmáticas de Palma Sola permanecen relativamente constantes, o incluso decrecen un poco, al incrementarse la señal de subducción (Fig 16b). En conjunto, estas evidencias indican que si existieran vetas piroxeníticas en el manto, su proporción e importancia en la petrogénesis de los magmas debe ser insignificante y que, en todo caso, el componente en subducción debió favorecer la transferencia de Sm, sin haber movilizado al Yb.

Un argumento similar puede construirse al observar la relaciones de Nb/Ta y el incremento en la señal de subducción (Fig. 16c). A diferencia de lo que sucede con las tierras raras, el proceso en subducción no debe transferir cantidades apreciables de Nb ó Ta, y la relación entre ambos elementos tampoco debe variar durante la fusión parcial. Si el manto estuviera formado por vetas piroxeníticas englobadas por una peridotita empobrecida, entonces debería existir una relación inversa entre Ba/Nb y Nb/Ta pues, como vimos, se necesitará una mayor cantidad de fluidos (o magmas) para poder fundir las porciones refractarias y empobrecidas del manto. A excepción de la muestra PS-99-38 (ver más arriba), los valores de Nb/Ta permanecen relativamente constantes (~18) a pesar de que existan variaciones significativas en las relaciones de Ba/Nb.

Las evidencias y argumentos descritos anteriormente parecen indicar que la cuña del manto involucrada en la petrogénesis de las rocas de Palma Sola debió ser esencialmente peridotítica, aunque enriquecida y similar al manto que da origen a las islas oceánicas. La poca variación en la relación Nb/Ta de la mayor parte de las rocas magmáticas sugiere que

la composición geoquímica del manto (*bulk composition*) debe ser relativamente homogénea. No obstante, la presencia o ausencia de granate residual a distintas profundidades debió ejercer un control significativo en la sistemática de las tierras raras pesadas.

A diferencia de los que ocurre en las dorsales meso-oceánicas e islas oceánicas, la fusión parcial inducida por un proceso de subducción no debe ser un proceso homogéneo. Estudios experimentales recientes han mostrado que los magmas pueden verse canalizados a lo largo de la columna de fusión, formando conductos y diapiros [Hall y Kincaid, 2001]. Si estos patrones de fusión y migración magmática son correctos, es lógico asumir que ciertas porciones del manto se fundirán mucho más que otras dejando en consecuencia porciones adyacentes de materiales enriquecidos y empobrecidos. Al finalizar el proceso de fusión, será inevitable que la cuña del manto presente heterogeneidades mineralógicas y composicionales. Si este residuo mantélico migra hacia el frente volcánico y, por alguna razón, vuelve a experimentar un mecanismo de fusión parcial, entonces la segunda generación de rocas volcánicas deberán mostrar también una variación composicional dependiendo de cuales porciones del manto vuelvan a fundirse. Se podría esperar, por supuesto, que aquellas porciones del manto que no se vieron afectadas por el proceso magmático previo se fundirán más fácilmente que aquellas que sufrieron un empobrecimiento previo por extracción de magmas. En un ambiente en subducción, las porciones del manto más empobrecidas seguramente necesitarán de una mayor cantidad de fluidos para lograr fundirse que aquellas porciones que permanecieron relativamente intactas. De esta forma es posible visualizar que las rocas con características de OIB localizadas a todo lo largo de la FVTM, en estrecha relación con rocas más empobrecidas pero con fuertes firmas de subducción, representen la fusión de aquellas porciones del manto que permanecieron intactas durante eventos previos de fusión. Estas porciones enriquecidas del manto pueden estar, en efecto, localizadas en la astenósfera; pero también pueden estar presentes a niveles más someros del manto como parece ser el caso de Chichinautzin en donde las concentraciones relativas de Fe_2O_3 y SiO_2 son mucho menores, y las firmas de granate son pequeñas y semejantes a las observadas en los conos cineríticos de Palma Sola [Verma, 1999b; Verma, 1999a; Wallace y Carmichael, 1999]. Bajo esta lógica, las porciones mantélicas enriquecidas y empobrecidas podrían ser adyacentes y

localizarse a la misma profundidad en la cuña del manto. De esta forma, tampoco es necesario invocar la migración de un manto astenosférico enriquecido dentro del régimen de fusión del arco. Las heterogeneidades composicionales en el frente volcánico actual deben ser una consecuencia natural del proceso convectivo inducido por la subducción, y por la generación de magmas en épocas previas.

Es evidente, sin embargo, que el modelo planteado arriba no responde a la pregunta fundamental sobre el origen primigenio del manto enriquecido de tipo OIB debajo de la FVTM y del norte de México. No es fácil contestar a esa pregunta, y tal vez pasarán todavía algunos años antes de tener un modelo satisfactorio. El registro geológico nos dice, sin embargo, que la región de Palma Sola estuvo sujeta a magmatismo de arco durante el Paleozoico tardío [Torres *et al.*, 1999], y que el proceso de subducción ha sido prácticamente continuo a lo largo de la margen pacífica de México al menos desde el Paleoceno [Ferrari *et al.*, 1999]. Dada esta larga historia de magmatismo y crecimiento cortical sería lógico esperar que la cuña del manto se encontrara muy empobrecida, en vez de enriquecida como de hecho la observamos. Por otra parte, los modelos más aceptados por la comunidad científica indican que la formación de los magmas de tipo OIB requiere de un componente magmático derivado del reciclaje de cortezas oceánicas subducidas [Weaver, 1991a; Weaver, 1991b]. Es decir, el reciclaje de un componente basáltico metamorfozado, su fusión parcial a gran profundidad y la inyección de estos magmas hacia porciones superiores del manto. En otras palabras, el proceso de generación de un manto OIB implica la refertilización o hibridación geoquímica del manto empobrecido por magmas derivados de la fusión parcial de eclogitas, gabros y metasedimentos: componentes inherentes a placas oceánicas recicladas. Algunos autores han sugerido que el origen primario de los puntos calientes debe ocurrir a grandes profundidades dentro del manto y que, incluso, podría alcanzar el límite entre el manto y el núcleo externo del planeta [Brandon *et al.*, 1998 y referencias incluidas]. Sin embargo, es cada vez más común observar que el magmatismo intraplaca no se restringe a esos puntos calientes. Magmas con características de OIB se localizan en condiciones tectónicas tan dispares como rifts continentales, dorsales meso-oceánicas y arcos continentales. Por eso, si el proceso geoquímico de refertilización del manto implica la fusión parcial de la corteza oceánica subducida, algunos autores han especulado sobre la posibilidad de que este proceso ocurra,

de hecho, durante la inmersión de las placas oceánicas hacia el manto. Es decir, durante el proceso mismo de subducción. En efecto, el hecho de encontrar rocas adakíticas en estrecha relación espacial y temporal con rocas de tipo OIB en diversos arcos magmáticos no parece ser un proceso fortuito, y se ha especulado sobre su posible relación genética [*Kepezhinskas et al.*, 1996]. Este modelo ha cobrado fuerza recientemente, pues parece ser una alternativa lógica para poder explicar la presencia de rocas con características típicas de OIB en zonas alejadas de los puntos calientes [*Donnelly et al.*, 2001]. ¿Será posible, entonces, que el manto OIB presente en la FVTM y en el norte de México esté relacionado con un proceso de fertilización inducida por la fusión parcial de la corteza oceánica en algún momento previo de la historia geológica? Esta posibilidad deberá ser explorada con mayor detalle en el futuro.

7.3. Sobre los Componentes de Subducción

Hasta el momento se ha identificado que la cuña del manto involucrada en los magmas de Palma Sola tiene una composición similar al manto que genera a los OIB, y que lo más probable es que tenga las características mineralógicas de una peridotita con distintas proporciones de granate. En esta sección se identificarán las características geoquímicas de los componentes involucrados en el proceso de subducción y la forma en que éstos materiales modificaron la composición del manto. Aunque las figuras subsecuentes mostrarán también los datos de los conos cineríticos cuaternarios, las discusiones e interpretaciones sobre los componentes en subducción está fundamentada en las características petrológicas de los plutones y los basaltos de plataforma. Pues como se mencionó en la sección 7.1, las evidencias petrológicas señalan que al menos los conos más diferenciados parecen estar contaminados por la corteza continental superior.

Las concentraciones y relaciones entre Th, Nd y Pb son muy útiles para identificar las contribuciones derivadas de la subducción. El Th y el Nd no son móviles en los fluidos magmáticos acuosos, mientras que el Pb es uno de los elementos más solubles [*Brenan et al.*, 1995a]. Por eso, las concentraciones relativas de Th y Nd en las rocas de arco deben estar ligadas a su abundancia relativa en el manto más las adiciones derivadas de los sedimentos subducidos [*Plank y Langmuir*, 1993; *Elliott et al.*, 1997; *Class et al.*, 2000]. Las contribuciones de Pb hacia el manto pueden estar controladas por la inyección de

fluidos y/o la adición de sedimentos. Los coeficientes de partición de Pb y Nd durante la fusión parcial del manto son muy semejantes, y por eso la relación Pb/Nd no debe cambiar significativamente a distintos grados de fusión parcial y/o cristalización fraccionada. Adicionalmente, las relaciones entre estos elementos nos permite construir diagramas de mezcla de correlación lineal que incluyan las relaciones isotópicas de Nd y Pb.

En un diagrama de Th/Nd contra Pb/Nd todas las muestras siguen una correlación lineal positiva, pero los plutones (y los conos cineríticos) presentan valores mayores en la relación Pb/Nd a valores similares de Th/Nd (Fig. 17a). En general, las rocas plutónicas presentan también valores mayores en las relaciones LILE/HFS que los basaltos de plataforma (Fig. 10). Si la petrogénesis de estas dos secuencias litológicas no está controlada por una contaminación cortical, entonces parece lógico deducir que ambas secuencias se vieron afectadas por dos componentes en subducción con características geoquímicas distintas. La diferencia composicional entre estos dos componentes se confirma al observar una gráfica de la relación Nd/Pb contra la composición isotópica de Pb (Fig. 17b). Mientras que los basaltos de plataforma presentan una estrecha correlación negativa entre el componente mantélico de tipo OIB y los sedimentos subducidos, las rocas plutónicas requieren de un componente adicional con valores bajos de Nd/Pb y Pb no radiogénico. En este diagrama es posible ver, nuevamente, que los conos cineríticos más enriquecidos requieren de una componente con valores mayores de $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ que los sedimentos subducidos, confirmando un mecanismo de AFC con la corteza paleozoica local.

La relación de Th/Nd de las rocas plutónicas y de la mayor parte de los basaltos de plataforma correlaciona negativamente con la isotopía de Nd (Fig. 17c). La correlación tiende hacia valores mayores de Th/Nd que el observado en la composición promedio de los sedimentos. Debido a que el Th es un elemento mucho más incompatible que el Nd durante la fusión parcial de los sedimentos subducidos [Johnson y Plank, 1999], la correlación observada en los datos es una fuerte evidencia de que el componente con Nd no radiogénico proviene de la fusión parcial de los sedimentos subducidos. Es notable que en este diagrama los conos cineríticos sigan una correlación poco coherente pero claramente distinta a la de las otras secuencias. Un vez más, la asimilación de la corteza continental paleozoica es capaz de explicar dicha variación.

ESTA TESIS NO SALE
DE LA BIBLIOTECA

TESIS CON FALLA DE ORIGEN

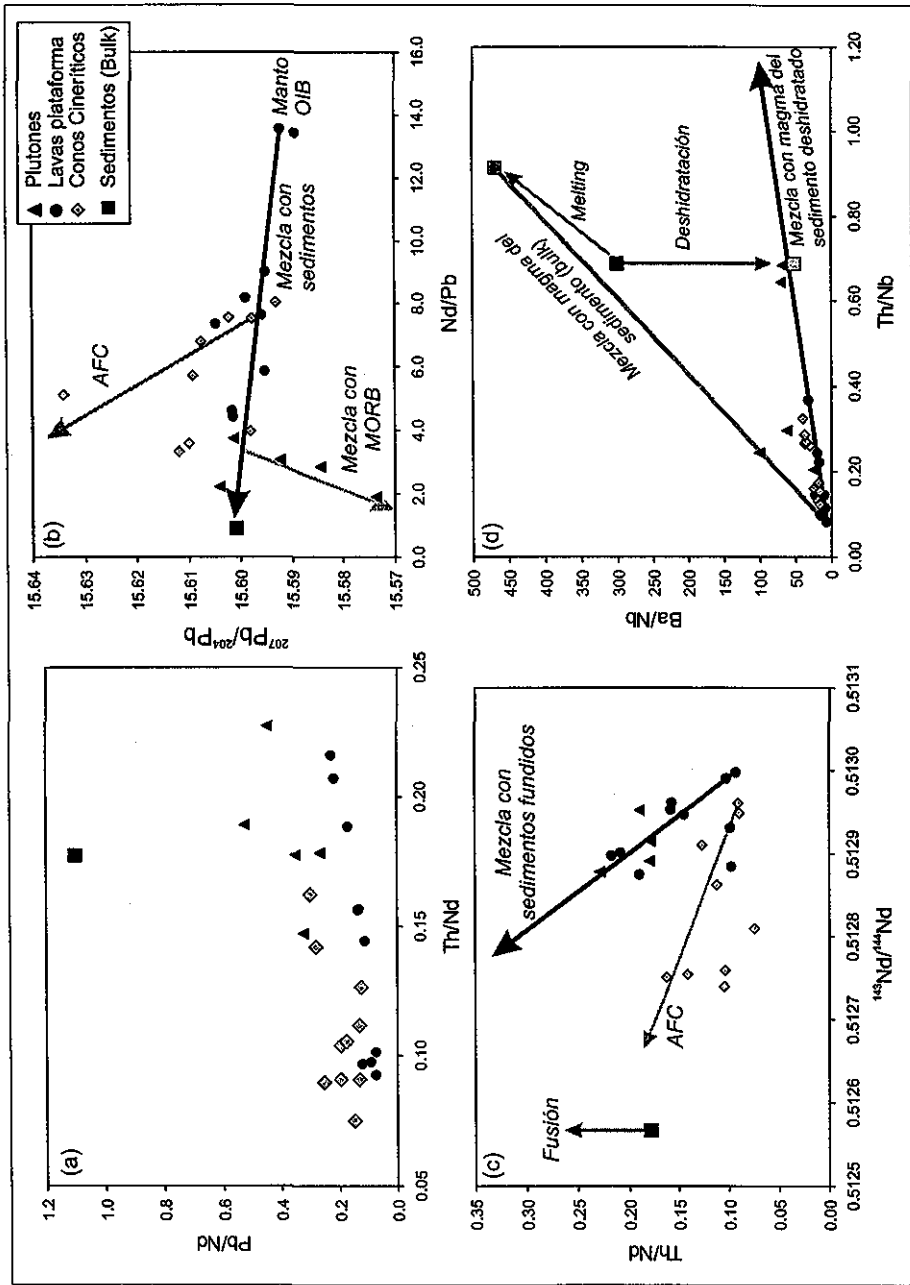


Figura 17. Componentes en subducción. (a) Los plutones tienen valores mayores de Pb/Nd a valores similares de Th/Nd que los basaltos de plataforma. Esto indica que ambas secuencias se vieron afectadas por dos componentes en subducción distintos. (b) La composición de los basaltos de plataforma está constreñida por la composición del manto y los sedimentos subducidos. En cambio, los plutones requieren de un componente adicional con Pb no radiogénico. (c) Ambas secuencias requieren de un componente en subducción con Nd no radiogénico y con valores muy altos de Th/Nd. Este componente debe provenir de la fusión parcial de los sedimentos subducidos. (d) El componente sedimentario involucrado tiene menos Ba (y Pb) que el determinado en los sedimentos, indicando que los elementos móviles en fluidos debieron haberse perdido en un proceso de deshidratación previo a la anatexis.

Aunque los diagramas y argumentos señalados anteriormente parecen confirmar que los plutones y los basaltos de plataforma se vieron afectados por distintas proporciones de magmas provenientes de la fusión parcial de los sedimentos subducidos, las rocas plutónicas aún requieren de un componente con valores mayores en las relaciones LILE/HFS y composiciones isotópicas no radiogénicas (Figs. 17a-b). En primera instancia, estas características podrían apuntar hacia la participación de un componente rico en fluidos e isotópicamente empobrecido, similar al que podría esperarse de la deshidratación de la placa oceánica subducida [Miller *et al.*, 1994]; pero lo cierto es que la participación de éste componente no nos permite explicar los valores altos de Nb/Ta y Gd/Yb de la muestra plutónica isotópicamente más empobrecida (PS-99-38). La adición de los fluidos no debería modificar dichos parámetros debido a que estos elementos son los menos solubles. La sola inyección de fluidos provenientes de la placa oceánica hacia el manto debería también formar un arreglo de mezcla binaria lineal en el diagrama de isotopía de Pb, que uniera la composición isotópica del manto OIB y la composición isotópica del MORB (Fig. 11). Como vimos, la fusión de la corteza oceánica podría explicar los valores altos de Nb/Ta, el fraccionamiento de las HREE y también el carácter no radiogénico de la muestra plutónica más empobrecida pero, al igual que con los fluidos, la sola inyección de magmas provenientes de la placa que se subduce produciría una correlación lineal en el diagrama isotópico de Pb conectando el componente mantélico tipo OIB y el MORB. En cambio, la mayor parte de los datos isotópicos de Pb en los plutones sigue una correlación positiva acotada por la composición de los sedimentos subducidos y los MORB del EPR. Por eso, parece más probable que el componente en subducción que se busca sea, de hecho, una mezcla entre estos dos componentes: el MORB y los sedimentos. Evidentemente es poco probable que la corteza oceánica y su cobertura sedimentaria se fundan al mismo tiempo formando un magma híbrido. Sin embargo, los magmas derivados de la fusión de ambos componentes podrían mezclarse posteriormente, durante su ascenso a través del manto o en cámaras magmáticas más someras, si las condiciones de migración magmática son lo suficientemente efectivas. Los magmas provenientes de ambos reservorios también pueden interactuar con el manto de una forma compleja, haciendo extremadamente difícil identificar las características geoquímicas y proporciones relativas de todos los

componentes involucrados. Aunque este escenario es difícil de visualizar, tal vez sea la forma más sencilla de explicar las características geoquímicas de las rocas plutónicas.

Afortunadamente, la geoquímica de los basaltos de plataforma parece estar relacionada con un mecanismo más sencillo. La figuras 11 y 17 muestran que una mezcla binaria entre un manto enriquecido de tipo OIB y un magma proveniente de la fusión de los sedimentos subducidos son suficientes para explicar las variaciones composicionales de esta secuencia. No obstante, la situación se complica cuando se observan diagramas de mezcla binaria que involucren a los elementos móviles en fluidos. En efecto, la figuras 17a y 17d muestran que una mezcla binaria simple entre el componente mantélico OIB y los sedimentos subducidos no reproducen la correlación lineal observada en los datos obtenidos en los basaltos de plataforma. Si los sedimentos subducidos, o lo magmas derivados de su fusión parcial, son los responsables de las variaciones geoquímicas observadas en los basaltos de plataforma, entonces se necesitaría un componente sedimentario con menores concentraciones de Ba y Pb que el que se observa en los sedimentos. Debido a que estos elementos son extremadamente solubles en fluidos acuosos, sería lógico deducir entonces que los sedimentos perdieron una importante cantidad de fluidos antes de alcanzar su punto de fusión. Estas evidencias confirman independientemente los resultados obtenidos en los estudios de fusión parcial realizados en sedimentos bajo condiciones experimentales de subducción [Johnson y Plank, 1999]. En efecto, dichos estudios indican que los sedimentos subducidos sufren una fase inicial de deshidratación que precede irremediablemente a la fusión parcial.

7.4. Modelado Cuantitativo del Proceso en Subducción

Se ha reconocido que las características geoquímicas de la cuña del manto son similares a las de sistemas magmáticos intraplaca e islas oceánicas. También se ha discutido que dicho componente mantélico pudo haberse fundido a distintas profundidades, generando magmas con distintas concentraciones relativas de elementos mayores y diferentes patrones de tierras raras. Las rocas plutónicas del Mioceno parecen estar relacionadas con la fusión parcial de la corteza oceánica y los sedimentos que la cubren, en un proceso que metasomatizó a la cuña del manto. Por su parte, la geoquímica de los basaltos de plataforma del Plioceno parece estar relacionada únicamente con la inyección de un magma proveniente de la fusión parcial de los sedimentos subducidos deshidratados. Los conos

cineríticos emplazados durante el Cuaternario no parecen haber sido afectados de manera significativa por el proceso de subducción, pero su composición registra un importante mecanismo de contaminación con la corteza continental superior.

Para poder modelar cuantitativamente la participación de los distintos componentes del proceso en subducción es necesario asumir ciertas consideraciones que sean razonablemente consistentes con las evidencias geológicas y geoquímicas disponibles. Parece, pues, lógico asumir que la muestra basáltica PS-99-25 (Fig. 10), que carece de una señal apreciable de subducción, represente la fusión parcial del manto primigenio. Si esta suposición se considera como válida, entonces la composición de esta roca debe reflejar la composición geoquímica de la fuente mantélica antes de verse modificada por el proceso subducción. Esta roca tiene un patrón normalizado de elementos traza y una composición isotópica muy parecida a la que se observa en rocas alcalinas primitivas del *Basin and Range* mexicano, en donde el proceso de subducción y/o la contaminación cortical no parecen haber jugado un papel preponderante [Pier et al., 1989; Luhr y Aranda-Gómez, 1997; Lassiter y Luhr, 2001]. Esta relación composicional con el *Basin and Range* brinda una evidencia independiente que valida la suposición inicial. De esta manera es posible reconstruir la composición del manto primigenio utilizando la ecuación general de *batch melting* expresado en términos de su mineralogía original (ecuación 1) [Rollinson, 1993]:

$$\frac{Cl}{Co} = \frac{1}{D + F(1 - P)} \dots\dots\dots(1)$$

En donde *Cl* representa la concentración del elemento traza en el magma, *Co* la concentración del elemento traza en la fuente, *D* el coeficiente de partición *bulk* del elemento traza en el manto, *F* el grado de fusión parcial y *P* el coeficiente de partición *bulk* de los minerales que participan en la fase fundida. La concentración de cada elemento traza en el manto primigenio asume también que la muestra PS-99-25 se formó mediante ~3% fusión parcial (*F*) de una peridotita de granate conformada por 53% de olivino, 24% de clinopiroxeno, 20% de ortopiroxeno y 3% de granate (Tabla 4). Los coeficientes de partición utilizados para cada fase mineralógica provienen de la literatura [Hart y Dunn, 1993; Kelemen et al., 1993; Johnson, 1994]. El modelado de las modificaciones

composicionales impartidas por el proceso de subducción utiliza esta composición mantélica, y se simula matemáticamente siguiendo un proceso de mezcla simple definido por las ecuaciones 2 y 3 [Faure, 1986]:

$$X_m = f(X_a - X_b) + X_b \dots\dots\dots(2)$$

$$R_m = \frac{RaX_{af} + RbX_b(1-f)}{X_{af} + X_b(1-f)} \dots\dots\dots(3)$$

En donde X_m representa la concentración del elemento X en la mezcla, f la proporción del componente a en la mezcla, X_a y X_b las concentraciones iniciales del elemento X en los componentes a y b , respectivamente; R_m la relación isotópica de la mezcla, R_a y R_b las relaciones isotópicas de los componentes a y b , respectivamente.

La composición del magma derivado de la fusión parcial de los sedimentos subducidos se calculó utilizando la composición promedio ponderada de la columna sedimentaria muestreada en el sitio DSDP 487 [LaGatta et al., en preparación], y un mecanismo de *batch melting* con los coeficientes de partición determinados experimentalmente por Johnson y Plank [1999] (Tabla 4, excepto Nb; ver justificación más abajo). La composición del magma derivado de la fusión parcial de la corteza oceánica utiliza la composición promedio de los análisis obtenidos en el *East Pacific Rise* entre los 5° y los 15° de latitud Norte (PETDB database, 2001) (Tabla 4) y un mecanismo de *batch melting*. La fusión de la corteza oceánica asume que la paragénesis metamórfica residual está compuesta por 35% clinopiroxeno, 30% granate, 34.8 anfíbol y 0.2% rutilo, y coeficientes de partición en equilibrio con magmas dacíticos y riolíticos [Rollinson, 1993; Green, 1995; van Westrenen et al., 2001 y la GERM database].

Primero se examinarán las características petrológicas de los basaltos de plataforma debido a que siguen un proceso petrológico más sencillo, aparentemente consistente con una mezcla binaria entre el manto y los sedimentos subducidos. Posteriormente se discutirán las características de los plutones debido a que su petrogénesis es claramente más compleja.

La figura 18 muestra las modificaciones composicionales impartidas hacia la cuña del manto al ser metasomatizada con distintas proporciones de sedimentos fundidos. La

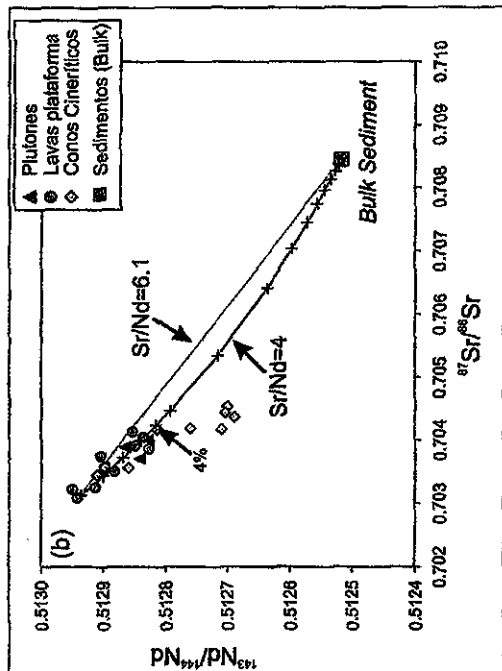


Figura 18. Modelados isotópicos de los componentes en subducción. Variaciones isotópicas de (a) Pb-Nd; (b) Sr-Nd; (c) Sr-Pb. Las líneas anaranjadas describen las modificaciones isotópicas impartidas a la cuña del manto mediante la adición de distintas proporciones de sedimentos *bulk* (Pb/Nd=1, Sr/Nd=6). Estos modelos no reproducen satisfactoriamente los datos de los basaltos de plataforma. Las líneas azules consideran un sedimento deshidratado (Pb/Nd=0.53 y Sr/Nd=4). En este caso, los datos isotópicos de los basaltos de plataforma pueden ser reproducidos con menos del 4% de sedimentos inyectados hacia el manto. Las líneas marrones describen una mezcla simple entre la composición promedio del MORB y los sedimentos. La composición isotópica del plutón más empobrecido puede ser reproducida mediante una mezcla compuesta por 20% sedimentos y 80% MORB.

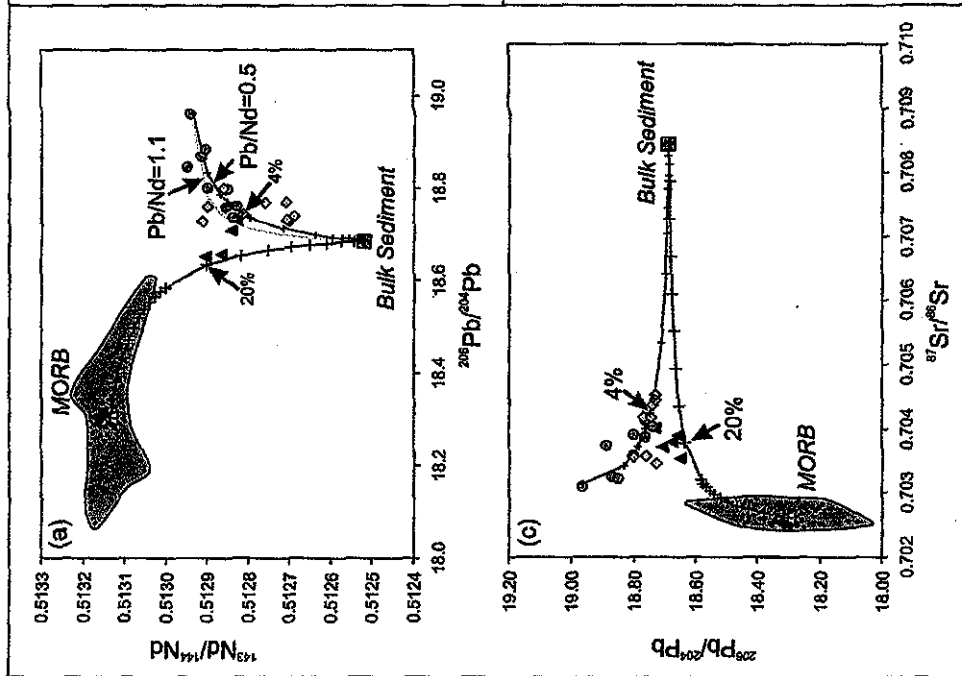


figura 18a muestra que al utilizar la relación Pb/Nd (~ 1.1) determinada en los sedimentos originales (línea amarilla), la curva de mezcla predice valores mayores de $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ para cada valor de $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$, con una correlación que no reproduce de manera adecuada la tendencia de los datos obtenidos en los basaltos de plataforma. En la figura 18b se observa un fenómeno similar: al utilizar la relación Sr/Nd (~ 6.1) determinada en los sedimentos originales, el modelo describe una línea casi recta con valores mayores de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ que los definidos por los datos. Recordemos que, al igual que el Ba, el Sr y el Pb son dos de los elementos más solubles en fluidos acuosos, mientras que el Nd es insoluble. Por eso, las curvas definidas en los modelados confirman nuevamente que los sedimentos subducidos debieron sufrir una importante fase de deshidratación antes de fundirse. Siguiendo esta lógica, se requieren relaciones significativamente menores de Pb/Nd (~ 0.53) y Sr/Nd (~ 4) en los sedimentos (Tabla 3) para modelar satisfactoriamente los datos isotópicos de los basaltos de plataforma (líneas azules). El componente sedimentario involucrado en la petrogénesis de estas rocas debió haber perdido poco más del 50% del Pb y alrededor del 35% del Sr durante un proceso de deshidratación previo a la anatexis. Tomando en cuenta estas consideraciones, los datos isotópicos de los basaltos de plataforma pueden ser modelados satisfactoriamente con menos del 4% de sedimentos fundidos añadidos a la cuña del manto OIB (Fig. 18).

La figura 19a muestra que el patrón de elementos traza de la muestra basáltica más enriquecida y con una fuerte señal de subducción (PS-99-5c), cuyo contenido de MgO es prácticamente idéntico al de la muestra PS-99-25, también puede ser modelado mediante $\sim 3\%$ de fusión parcial (*batch melting*) del manto OIB al que se le ha añadido $\sim 3\%$ de sedimentos fundidos deshidratados. De esta manera, los coeficientes de partición determinados experimentalmente por Johnson y Plank [1999] para la fusión de los sedimentos parecen ser razonables para la mayor parte de los elementos incompatibles, con la notable excepción del Nb. Si los datos geoquímicos de los basaltos de plataforma registran la participación de un componente sedimentario fundido, entonces el proceso de anatexis debió inducir la formación de una fase mineralógica residual que retenga al Nb, Ta y al TiO_2 . De no haber sido así, las anomalías negativas de estos elementos no se hubiera desarrollado en las rocas más enriquecidas, a pesar de que el contenido de elementos LIL sea proporcionalmente mayor que el de Nb en los sedimentos. En efecto, mientras que el

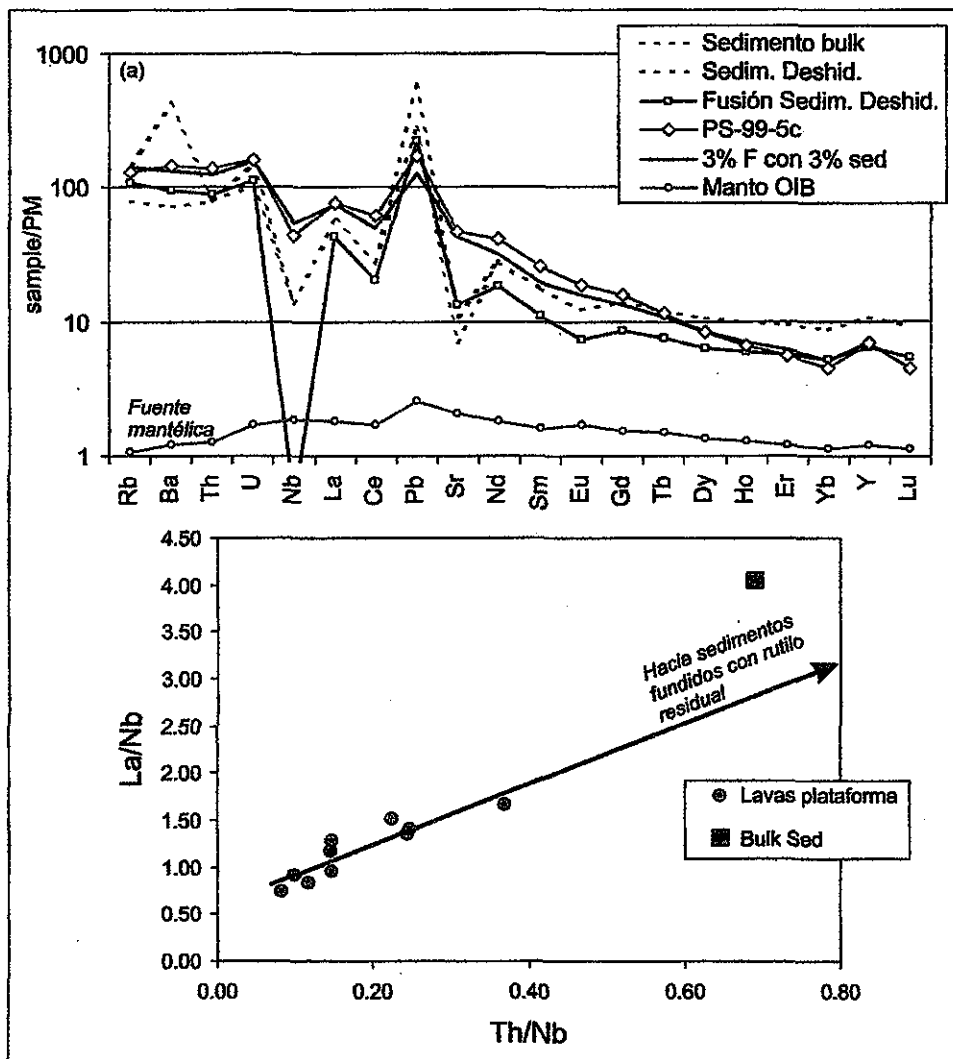


Figura 19. Modelado de elementos traza. (a) El patrón de elementos traza de la muestra PS-99-5c puede ser reproducido con ~3% de fusión parcial (*batch melting*) del manto OIB metasomatizado con ~3% de sedimentos fundidos deshidratados. Los coeficientes de partición para la fusión de los sedimentos son de Johnson y Plank (1999), con la excepción de $D_{Nb}=20$ (ver Tabla 4). (b) La correlación de los basaltos de plataforma requiere que el componente sedimentario tenga valores de Th/Nb y La/Nb más altos que los observados en el sedimento bulk. Esto indica que el rutilo debe ser una fase residual durante la anatexis de los sedimentos.

componente sedimentario original tiene relaciones de Th/Nb y La/Nb relativamente moderadas (~ 0.7 y ~ 4 , respectivamente), los datos requerirían que los sedimentos fundidos involucrados tuvieran relaciones de Th/Nb y La/Nb mucho mayores (~ 14.5 y ~ 58.3 respectivamente) para guardar las proporciones que los datos isotópicos indican (Fig. 19b). Por lo tanto, es necesario asumir que el coeficiente de partición del Nb durante la anatexis de los sedimentos sea cercano a 20 (Tabla 4). Estas evidencias parecen confirmar nuevamente que el rutilo residual juega un papel preponderante en el desarrollo de las anomalías de negativas de Nb, Ta y TiO_2 en arcos magmáticos que involucran un componente sedimentario [Elliott et al., 1997; Turner y Hawkesworth, 1997; Class et al., 2000].

Si se toma como válida la interpretación de que la geoquímica de los plutones difícilmente puede estar relacionada con un proceso de asimilación cortical, entonces su petrogénesis debe involucrar la participación de magmas provenientes de la fusión parcial de los sedimentos y de la corteza oceánica subducida. Debido a que las proporciones relativas de cada uno de estos componentes en la petrogénesis de las rocas debe seguir un patrón complejo, modelar cuantitativamente su participación no es un proceso simple.

La figura 18 muestra que una mezcla simple entre la composición promedio de la placa oceánica y los sedimentos deshidratados describe una curva que pasa cerca de la composición isotópica de los plutones más empobrecidos, con una proporción de 80:20 (MORB:Sedimentos). Si se utiliza esta mezcla de sedimentos deshidratados y el MORB, y se modela su fusión siguiendo un mecanismo de *batch melting* y coeficientes de partición en equilibrio con magmas dacíticos y riolíticos (Tabla 4), es posible reproducir con cierta precisión el patrón de elementos traza definido por la muestra plutónica más empobrecida (Fig. 20, muestra PS-99-38). Aunque evidentemente el modelo podrá variar de manera significativa si se modifica la mineralogía residual, de cualquier forma es posible observar que las características típicas asociadas a la fusión parcial de la corteza oceánica se preservan. Tal es el caso del fraccionamiento extremo en las HREE (derivado de la fusión parcial de un reservorio con abundante granate en el residuo); valores altos de Nb/Ta producidos probablemente por el rutilo, y por supuesto, anomalías positivas pronunciadas de Sr y Pb relacionadas con la inestabilidad de plagioclasa en residuos eclogíticos [Defant y Drummond, 1990]. Los demás plutones podrían estar entonces relacionados con distintas

TESIS CON FALLA DE ORIGEN

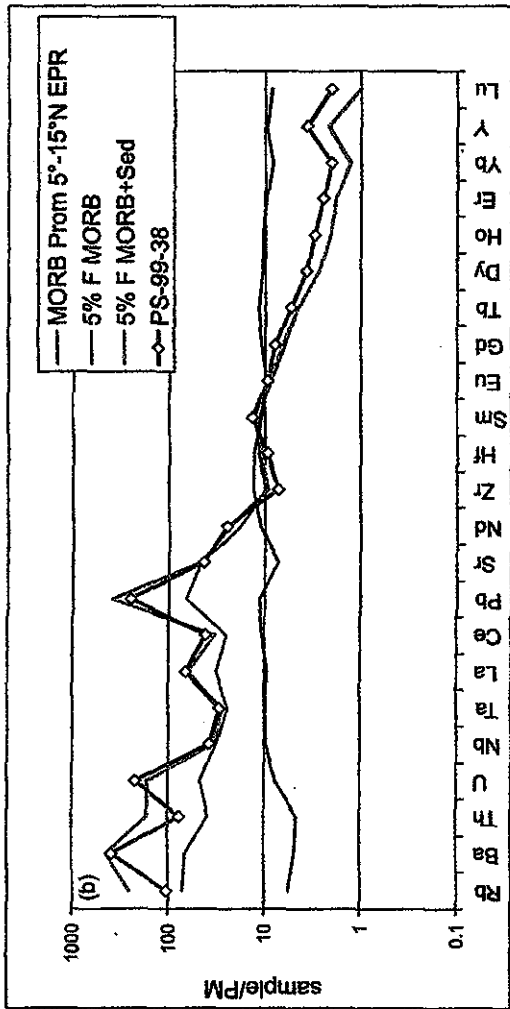


Figura 20. El patrón de elementos traza de la muestra PS-99-38 puede ser reproducido mediante un modelo de fusión parcial (*batch melting*) de una mezcla formada por 80% MORB y 20% sedimentos deshidratados. En este caso, los coeficientes de partición utilizados corresponden a magmas dacíticos y ríolíticos (Tabla 4). La mineralogía residual considerada está compuesta por 35% Cpx, 30% Gt, 34.8 Ant y 0.2% Rut. Los valores altos de Nb/Ta (22), La/Yb (46) y Sr/Y (53) son consistentes con magmas provenientes de la fusión parcial de la corteza oceánica.

proporciones de sedimentos fundidos, magmas derivados de la fusión de la corteza oceánica y la fusión del manto metasomatizado con estos componentes.

8. Modelo Tectónico-Petrogenético de la Faja Volcánica Transmexicana

Gracias a la existencia de un gran número de fechamientos isotópicos, y al avance significativo en los estudios estratigráficos y geológicos de las secuencias volcánicas cenozoicas mexicanas, en la actualidad parece existir un consenso para situar temporalmente el establecimiento de la FVTM como una entidad geológica distintiva durante el Mioceno medio y tardío [Ferrari *et al.*, 1999]. El establecimiento del arco magmático con una orientación general E-W está aparentemente relacionado con la migración, y rotación opuesta al sentido horario, del arco magmático Oligoceno que formó la Sierra Madre Occidental y la Sierra Madre del Sur. En efecto, la distribución geográfica de las rocas magmáticas emplazadas a partir del Oligoceno tardío (~25 Ma) parecen describir ese patrón migratorio [Ferrari *et al.*, 1999; Morán-Zenteno *et al.*, 1999].

La evolución temprana de la FVTM se caracteriza por el emplazamiento de rocas plutónicas, domos, y grandes estratovolcanes cuyos productos volcánicos son relativamente más evolucionados que los que se han emplazados en épocas más recientes [Aguilar-y-Vargas y Verma, 1987; Ferrari *et al.*, 1999]. Aunque la distribución geográfica de estos productos parece haber formado un arco relativamente ancho, destaca la presencia de grandes estratovolcanes en posiciones muy alejadas de la trinchera (~500 km) (Fig. 1). Tal es el caso de los estratovolcanes Palo Huérfano [Pérez-Venzor *et al.*, 1996], La Joya [Valdéz-Moreno *et al.*, 1998] y Zamorano [Carrasco-Núñez *et al.*, 1989] en el estado de Querétaro; el volcán Cerro Grande en el norte de Puebla [Carrasco-Núñez *et al.*, 1997; Gómez-Tuena y Carrasco-Núñez, 2000] o el campo volcánico de Apan, en Hidalgo [García-Palomo *et al.*, en prensa]. En la porción más oriental del arco, los cuerpos plutónicos de Palma Sola pertenecen a esta fase de magmatismo temprano.

Todavía no son del todo claras las razones por las cuales el vulcanismo migró desde la Sierra Madre Occidental hacia su ubicación transversal en la FVTM. La observación de los patrones de anomalías magnéticas en las placas tectónicas del Pacífico para tiempos post-mesozoicos indican que la placa Farallón sufrió una fragmentación sucesiva como resultado de la colisión de las crestas meso-oceánicas con la placa de América de Norte. Este proceso de colisión y fragmentación produjo también importantes reorganizaciones geométricas en la configuración de los centros eruptivos oceánicos [Atwater, 1970; Menard, 1978;

Mammerickx y Klitgord, 1982; *Lonsdale*, 1991]; y aparentemente también influyeron en la dirección y en la velocidad del vector de convergencia [*Engebretson et al.*, 1985]. Por eso, recientemente se ha especulado sobre su posible efecto en las variaciones del ángulo de subsidencia a lo largo de la trinchera mesoamericana [*Morán-Zenteno et al.*, 1999; *Gómez-Tuena y Carrasco-Núñez*, 2000]. Estos autores sugieren que el desplazamiento del arco hacia una posición muy alejada de la trinchera durante el Mioceno medio y tardío debió estar relacionado con una disminución en el ángulo de subducción.

Una vez establecido como un arco magmático distintivo durante el Mioceno medio y superior, el frente volcánico activo de la FVTM ha venido migrando hacia el sur hasta localizarse a lo largo del paralelo $\sim 19^{\circ}\text{N}$. Evidentemente, los grandes estratovolcanes activos deben marcar el frente volcánico actual (Figs. 1 y 2). Nuevamente, si la distribución espacial del foco volcánico se relaciona con el ángulo de subducción, es posible que la migración post-miocénica del vulcanismo esté también relacionada con un incremento paulatino de dicha inclinación.

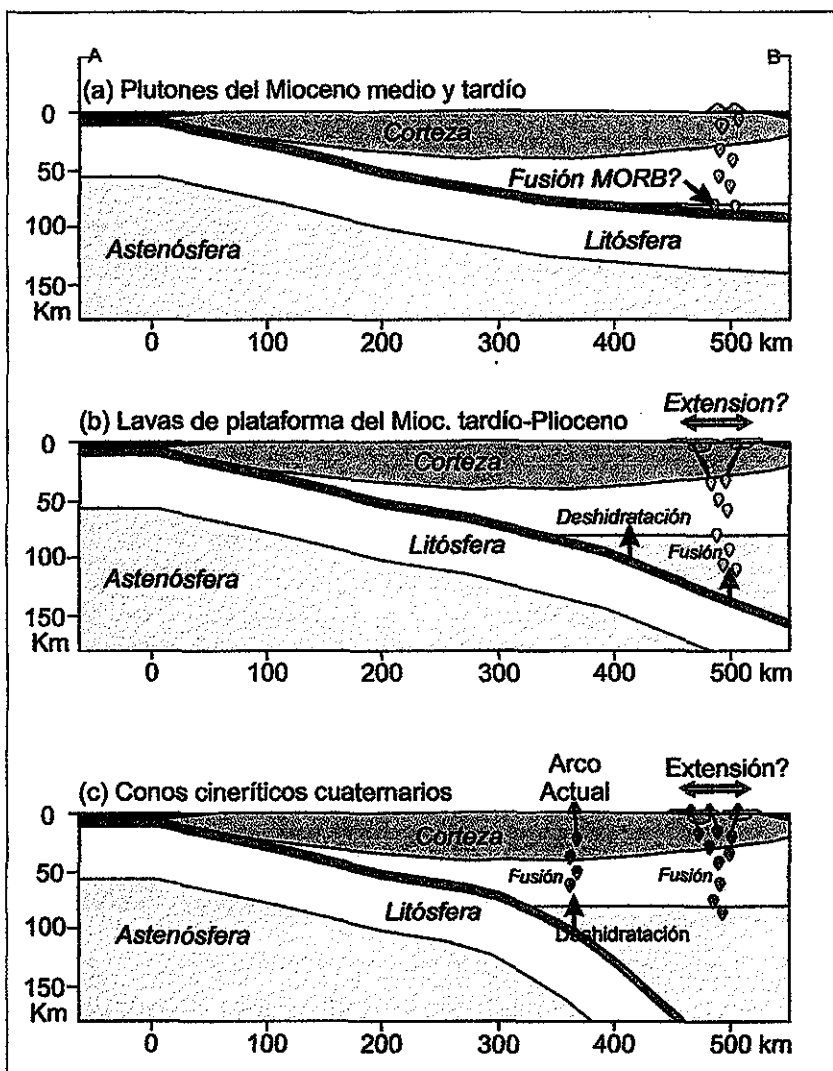
La posibilidad de que la corteza oceánica se funda bajo un ambiente tectónico convergente ha sido evaluada experimentalmente, mediante la observación geoquímica de los materiales geológicos y con modelaciones numéricas que describen la evolución térmica de la placa que se subduce. Los resultados derivados de dichos estudios muestran claras discrepancias. Por un lado, los resultados experimentales indican que la formación de magmas adakíticos provenientes de la fusión parcial de la corteza oceánica debe ocurrir a temperaturas mayores a los 1000°C [*Rapp y Watson*, 1995]. Por otro lado, las observaciones geológicas y geoquímicas indican que el emplazamiento de magmas adakíticos generalmente se restringe a zonas en donde la placa que se subduce es muy joven ($< 25 \text{ Ma}$) [*Defanti y Drummond*, 1990]. Los modelados térmicos indican por su parte que el gradiente geotérmico del manto superior actual no debe exceder los 800°C , y por lo tanto estas temperaturas son generalmente insuficientes para fundir la corteza oceánica [*Peacock et al.*, 1994].

A pesar de que dichos estudios parecen indicar que las condiciones geológicas necesarias para la fusión de la corteza oceánica deben ser muy poco comunes, lo cierto es que cada vez es más frecuente encontrar rocas adakíticas en regiones en donde no se esperarían gradientes geotérmicos muy elevados. Por ejemplo, en zonas muy alejadas de la

trinchera, y/o en donde la corteza oceánica que se subduce no es tan joven. Tal es el caso del arco chileno central [Kay y Abbruzzi, 1996], la margen activa costarricense [Defant et al., 1992] o los andes ecuatorianos [Gutscher et al., 1999].

Por estos motivos, algunos modelados termo-tectónicos publicados recientemente han sugerido la posibilidad de que la corteza oceánica pueda sobrecalentarse y alcanzar la anatexis si permanece en una ventana constante de presión durante periodos de tiempo relativamente largos [Gutscher et al., 2000]. En otras palabras, este modelo sugiere la posibilidad de que la corteza oceánica pueda fundirse durante un proceso de subducción esencialmente plano o de muy bajo ángulo. En este escenario tectónico, la parte frontal de la placa que se subduce puede permanecer a una profundidad de 70-80 km por un periodo de tiempo relativamente largo (5-10 Ma), de tal manera que tiene tiempo suficiente para sobrecalentarse y cruzar el campo de solidus en la presencia de fluidos (*wet melting*) a temperaturas menores a 900°C. En efecto, la presencia de una mayor cantidad de fluidos que aquellos enlazados en la red estructural de los minerales hidratados parece ser un requisito indispensable para que la corteza oceánica alcance la anatexis dentro de un gradiente geotérmico razonable [Drummond y Defant, 1990; Peacock et al., 1994; Peacock, 1996; Prouteau et al., 1999]. De esta forma, no sería necesario alcanzar las elevadas temperaturas determinadas experimentalmente durante un proceso de fusión seca (*dry melting*) [Rapp y Watson, 1995].

La fase magmática inicial de la FVTM, que en Palma Sola formó la secuencia plutónica, podría estar relacionada a un proceso tectónico similar al descrito anteriormente (Fig. 21a). La extinción del magmatismo en la Sierra Madre del Sur al final del Oligoceno y la aparición de rocas de arco durante el Mioceno medio y tardío alejadas a casi 500 km desde la trinchera mesoamericana en la FVTM, son evidencias geológicas consistentes con una disminución en el ángulo de convergencia al final del Oligoceno [Morán-Zenteno et al., 1999; Gómez-Tuena y Carrasco-Núñez, 2000]. Esta disminución en el ángulo de convergencia, y el desarrollo de una geometría de subducción esencialmente plana, pudo fomentar el recalentamiento anómalo de la porción frontal de la placa en subducción, e inducir su fusión parcial. Las características geoquímicas de los plutones de Palma Sola parecen ser consistentes con la participación de magmas provenientes de la fusión de la placa oceánica y de los sedimentos que la cubren. Estos magmas metasomatizaron a un



TESIS CON
 FALLA DE ORIGEN

Figura 21. Modelo tectónico-petrogenético para la porción oriental de la FVTM. (a) El magmatismo temprano de la FVTM debió estar relacionado con un ángulo de subducción muy bajo o esencialmente plano. Dicha configuración geométrica pudo favorecer la fusión parcial de la corteza oceánica y su cobertura sedimentaria. Magmas provenientes de ambos reservorios metasomatizaron al manto enriquecido. (b) Al final del Mioceno y durante el Plioceno debió ocurrir un incremento gradual en el ángulo de subducción. El magmatismo asociado a esta fase está aparentemente relacionado con la fusión parcial de un manto relativamente más profundo que fue metasomatizado únicamente con sedimentos deshidratados. (c) Durante el Cuaternario, el foco de magmatismo de arco se transfirió hacia una posición más cercana a la trinchera, formando el frente volcánico actual (i.e. Pico de Orizaba). Un incremento gradual en el ángulo de subducción debió favorecer esta migración. De esta forma, las rocas emplazadas en Palma Sola durante este periodo recibieron cantidades insignificantes del componente en subducción, y pudieron haberse formado en cambio por un proceso tectónico en extensión en el transarco y mediante asimilación con la corteza Paleozoica local. La localización de la sección geológica A-B se muestra en la figura 1. El perfil cortical es una interpretación derivada de los estudios gravimétricos y sísmicos (ver sección 2.3 para referencias). La configuración tectónica del Cuaternario es de Pardo y Suárez (1995). Nótese que los focos sísmicos reportados en ese estudio no exceden los 70 km de profundidad, y por lo tanto la extensión de la placa oceánica hacia niveles más profundos es sólo una interpretación basada en las características geoquímicas de los magmas.

manto enriquecido tipo OIB, localizado a una profundidad relativamente somera ~80 km (con poco granate residual). Estas evidencias confirman también que el proceso metasomático del manto debió ocurrir a baja presión. Por otra parte, el establecimiento de una geometría plana por un periodo de tiempo demasiado prolongado producirá inevitablemente una estructura térmica en el manto mucho más fría, que probablemente será incapaz de generar magmatismo [Dumitru et al., 1991; Gutscher et al., 2000]. Por eso, si la migración del magmatismo desde la Sierra Madre del Sur hacia la FVTM se debe, en efecto, a una disminución en el ángulo de convergencia, entonces la transferencia debió ocurrir relativamente rápido (< 10 Ma). Dicho periodo de tiempo es consistente con la existencia de un hiatus volcánico entre los 97° y los 100° de longitud W para el periodo comprendido entre los 26 Ma y los 16 Ma documentado por [Morán-Zenteno et al., 1999].

Si la geometría de subducción de bajo ángulo produjo un calentamiento anómalo de la corteza oceánica y su consecuente anatexis, entonces sería lógico esperar que otros centros volcánicos Miocénicos de la FVTM presentaran características geoquímicas similares. La figura 22 muestra la variación entre la relación Sr/Y contra la concentración de Y en las rocas de Palma Sola analizadas en este estudio, y los datos de la “formación antigua” colectados por *Negendank et al.* [1985] en la misma zona. Adicionalmente, se muestran datos obtenidos en el complejo de estratovolcanes Palo Huérfano-Zamorano (Gómez-Tuena et. al, datos no publicados), el volcán Cerro Grande [Gómez-Tuena y Carrasco-Núñez, 2000] y la porción Miocénica del campo volcánico de Apan [García-Palomo et al., en prensa]. Todos estos campos volcánicos se localizan a ~500 km de la trinchera y sus edades isotópicas están dentro del rango establecido por los plutones de Palma Sola. Las rocas volcánicas del Mioceno muestran una clara tendencia a tener valores mayores en la relación Sr/Y y menores concentraciones de Y que los observados en rocas volcánicas más recientes. Estas características han sido ampliamente documentadas y discutidas como el mejor diagnóstico para caracterizar la fusión de la corteza oceánica [Defant y Drummond, 1990]. Por lo tanto, la geoquímica de estos centros volcánicos provee de una evidencia adicional que confirma, de manera independiente, que la configuración tectónica que dio origen a la fase miocénica de la FVTM pudo haber fomentado la fusión parcial de la corteza oceánica.

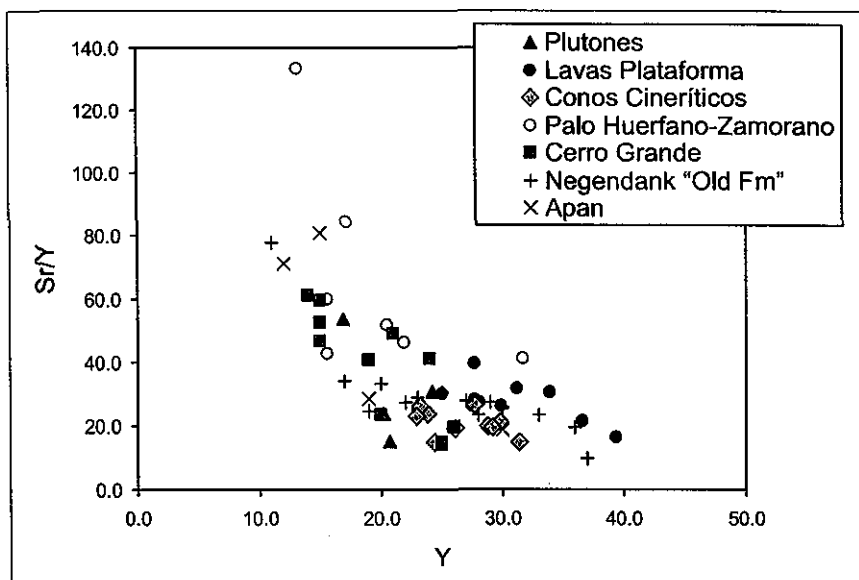


Figura 22. Variación de la relación Sr/Y contra la concentración de Y en las rocas de Palma Sola, y su comparación con otros complejos volcánicos del Mioceno tardío localizados a ~500 km de la trinchera (Fig. 1). Nótese que las rocas miocénicas tienden hacia valores altos de Sr/Y y tienen bajas concentraciones de Y. Estas características son típicas de magmas adakíticos derivados de la fusión parcial de la corteza oceánica (Defant and Drummond, 1990). Datos de la "formación antigua" de Palma Sola (Negendank et al., 1985); Cerro Grande (Gómez-Tuena y Carrasco-Núñez, 2000); Palo Huérfano-Zamorano (Gómez-Tuena et al., datos no publicados); Campo volcánico de Apan (García-Palomo, en prensa).

Al final del Mioceno, y durante el Plioceno, la composición y los mecanismos de emplazamiento de los productos volcánicos en el área de Palma Sola cambiaron radicalmente. Durante este periodo se emplazaron basaltos de plataforma de afinidad alcalina a través de fallas y fisuras. Debido a que no parece existir centros eruptivos asociados a estos derrames lávicos, y a que los cuerpos plutónicos se encuentran con frecuencia cortados e intrusionados por diques que alimentan a las mesetas basálticas, es posible suponer que dicha fase magmática debió estar relacionada con un importante periodo de extensión tectónica. La composición isotópica y la variación en los elementos mayores y traza en estas rocas están claramente relacionados con un componente mantélico enriquecido de tipo OIB que sufrió fusión parcial a una profundidad relativamente mayor (> 80 km, más granate residual que los plutones). El proceso de fusión mantélica estuvo al parecer asociado con la inyección de magmas provenientes de la fusión parcial de los sedimentos subducidos. Sin embargo, el hecho de que este componente sedimentario tenga concentraciones menores de elementos solubles en fluidos, indica que los sedimentos debieron sufrir un importante periodo de deshidratación antes de fundirse.

Todas estas evidencias parecen indicar que el proceso tectónico que dio origen a esta secuencia magmática debió estar relacionado con un incremento relativo en el ángulo de subsidencia durante el Mioceno tardío y el Plioceno (Fig. 21b). Un ángulo mayor debió permitir que el proceso de subducción afectara regiones más profundas del manto. Además, si el proceso de deshidratación de la placa que se subduce depende en gran medida de la presión, el aumento en la profundidad debió inducir la segregación de fluidos no sólo en el componente sedimentario sino también en la corteza oceánica que los subyace. De esta forma, es posible que gran parte de los fluidos alojados en los poros y fracturas de la placa oceánica se hayan perdido, así como también los fluidos incluidos en la red estructural de los minerales hidratados. Es decir, un aumento en la presión durante este periodo pudo haber transformado a la corteza oceánica en una eclogita deshidratada y refractaria. Bajo estas condiciones, los sedimentos aún podrán fundirse pero difícilmente se alcanzarán las temperaturas necesarias para fundir la corteza oceánica, despojada de su componente acuoso [Peacock, 1996; Johnson y Plank, 1999].

Las condiciones del magmatismo también cambiaron al final del Plioceno y durante el Cuaternario. En la región de Palma Sola, un gran número de conos cineríticos se

emplazaron discordantemente encima de las rocas alcalinas y los plutones. La composición geoquímica de las rocas asociadas a estos conos parece estar relacionada con la fusión parcial de un manto enriquecido de tipo OIB pero, nuevamente, localizado a una profundidad relativamente menor que la que dio origen a los basaltos de plataforma (< 80 km, menor granate residual). Debido a que la señal de subducción en las rocas más primitivas es notablemente pequeña, y que las rocas más evolucionadas parecen estar contaminadas con un componente de la corteza paleozoica local, es posible asumir que el papel que jugó la subducción en la petrogénesis de los conos cineríticos fue relativamente menor. No hay que olvidar, sin embargo, que durante el Cuaternario se han emplazado rocas con una fuerte señal de subducción a lo largo del frente volcánico actual. Tal es el caso de los grandes estratovolcanes mexicanos y los complejos monogenéticos ubicados cerca del paralelo 19°N. Dicha configuración espacial del magmatismo es consistente con una transferencia del foco de subducción hacia porciones más próximas a la trinchera, y podría indicar que el ángulo de subducción se incrementó aún más durante este periodo (Fig. 21c). De esta forma, la geometría que describe el plano de Benioff de la Placa de Cocos en el oriente de México [Pardo y Suárez, 1995] debe inducir un metasomatismo intenso en el manto que subyace al frente volcánico actual (por ejemplo, en el Pico de Orizaba), pero el efecto de la subducción debe ser muy reducido en las partes más alejadas. El esporádico vulcanismo Cuaternario de Palma Sola podría estar entonces estrechamente relacionado con un proceso de extensión tectónica en el transarco, contaminación cortical somera, y pequeñísimas o nulas contribuciones de la placa que se subduce.

9. Conclusiones.

El magmatismo de la porción más oriental de la FVTM, en el Macizo de Palma Sola, está constituido por tres paquetes litoestratigráficos con características vulcanológicas y composicionales distintas. La fase inicial del magmatismo, ocurrida durante el Mioceno medio y tardío, se caracterizó por el emplazamiento de rocas plutónicas (gabros a granitos) de afinidad subalcalina. Al final del Mioceno, y durante el Plioceno, el magmatismo de la región se caracterizó por el emplazamiento de rocas volcánicas alcalinas, aparentemente extraídas a lo largo de fallas y fisuras. La ausencia de estructuras volcánicas centrales, la presencia de diques alimentadores de basaltos de plataforma cortando a las rocas plutónicas, y la presencia de xenolitos peridotíticos en algunos derrames lávicos, son evidencias que permiten asumir que esta fase magmática estuvo relacionada con un importante periodo tectónico en extensión que permitió el rápido ascenso de los magmas provenientes del manto. La última fase magmática, en cambio, se caracterizó por el emplazamiento de conos cineríticos calcialcalinos distribuidos esporádicamente sobre los plutones o los basaltos de plataforma. La presencia de estructuras volcánicas centrales indica, en este caso, la existencia de cámaras magmáticas pequeñas, localizadas probablemente a pocos kilómetros de profundidad, en donde las condiciones de fraccionamiento y asimilación fueron más favorables.

La composición de la cuña del manto debajo de esta porción de la FVTM está significativamente más enriquecida que un manto empobrecido de tipo MORB, con características isotópicas y de elementos traza similares a los que se encuentran en las islas oceánicas y en regiones de vulcanismo intraplaca. La presencia de porciones mantélicas enriquecidas ha sido verificada en distintas zonas de la FVTM y del norte de México, indicando que dicho manto probablemente representa una proporción volumétrica importante. En este trabajo se propone, por lo tanto, que el manto involucrado en la evolución temprana de la FVTM tiene características composicionales similares a los OIB, que difieren en gran medida de aquellas observadas en los MORB y en la mayor parte de los arcos de islas. La extracción de magmas en la fase temprana de vulcanismo asociado a la FVTM pudo entonces formar una cuña del manto extremadamente heterogénea. La migración y convección inducida por la tectónica en subducción debió desplazar este manto

heterogéneo hacia las porciones frontales del arco. De esta forma, la presencia de rocas enriquecidas, en estrecha relación espacial con rocas más empobrecidas pero con una fuerte señal de subducción en el frente volcánico actual, debe estar relacionada con la extracción de una segunda generación de magmas derivados de un manto composicionalmente heterogéneo. Es decir, la aparente heterogeneidad del manto en el frente volcánico actual debe ser una consecuencia natural de la convección inducida por el proceso tectónico, ya que el proceso de fusión en un ambiente de subducción difícilmente es uniforme. Este modelo permite también visualizar porciones enriquecidas y empobrecidas a distintas profundidades sin la necesidad de invocar una migración de un manto enriquecido anómalo proveniente de la asténosfera. Tampoco requiere de la fusión preferencial de vetas piroxénicas cuya señal debería ser fácilmente reconocible en la composición de las rocas magmáticas.

Aunque los datos geoquímicos parecen confirmar la existencia de regiones mantélicas enriquecidas debajo de una gran parte de México, su origen primario y la relación que guarda con la historia geológica y tectónica de la región sigue siendo un misterio difícil de evaluar. El registro geológico no parece ser consistente con la existencia de una pluma del manto activa, y la extrema lejanía geográfica con los puntos calientes conocidos hacen difícil también una posible interacción. La intensa actividad magmática que se ha desarrollado durante la mayor parte de la historia geológica de México es también un factor incompatible con la existencia de un manto enriquecido, pues sería lógico esperar que el magmatismo y el crecimiento cortical consecuente deberían producir un empobrecimiento extremo en la cuña del manto. Por eso, por el momento sólo queda especular que el enriquecimiento del manto sea una consecuencia natural del metasomatismo inducido por un largo proceso de subducción. Como se ha sugerido recientemente, y dadas las evidencias planteadas en este trabajo, no parece ser imposible que la fusión de la corteza oceánica induzca un enriquecimiento en elementos incompatibles a distintos niveles del manto. Será necesario, por lo tanto, evaluar dicha posibilidad en trabajos futuros.

La composición geoquímica de las distintas secuencias litoestratigráficas emplazadas en Palma Sola es consistente con la participación de distintos componentes derivados del proceso en subducción y con la asimilación de la corteza continental superior. La fase magmática inicial, constituida en Palma Sola por los cuerpos plutónicos miocénicos, parece

estar estrechamente ligada con la inyección de magmas provenientes de la fusión parcial de la corteza oceánica y los sedimentos que la cubren, hacia la cuña del manto enriquecido. La fusión de la corteza oceánica y los sedimentos produjo inicialmente magmas con composiciones similares a las adakitas, cuyas características han sido reportadas en distintas partes del mundo. Destacan, sobre todo, las anomalías positivas de Sr, el fuerte fraccionamiento en las tierras raras pesadas y el empobrecimiento isotópico que tiende hacia la composición del MORB. Aunque todas estas características son consistentes con la fusión de la corteza oceánica metamorfozada, la fusión de una corteza continental inferior y empobrecida puede también generar magmas con características geoquímicas semejantes a las adakitas. No obstante, las evidencias geológicas con las que contamos actualmente no parecen indicar la participación de la corteza continental por varias razones: (1) El espesor cortical actual en el área de Palma Sola (< 25 Km) es insuficiente para estabilizar granate como fase residual, y por lo tanto la fusión de la corteza inferior es incapaz de producir el fraccionamiento en las HREE y la anomalía positiva de Sr. (2) La composición isotópica de los xenolitos de la corteza inferior colectados en México y la de los terrenos metamórficos de alta presión son también muy distintas al MORB, y por lo tanto su asimilación produciría un patrón isotópico distinto al que despliegan los plutones. (3) El emplazamiento de magmas adakíticos en distintas posiciones geográficas de la FVTM parece estar restringido a un periodo de tiempo específico: Mioceno medio y tardío. Si el proceso de subducción y generación de magmas continuó prácticamente de forma continua desde ese periodo ¿por qué no existen magmas con las mismas características geoquímicas en épocas más recientes? Por eso, si la fusión de la corteza inferior dio origen a los magmas adakíticos, entonces es necesario asumir que dicha corteza se delaminó y se recicló hacia el manto al final del Mioceno sin haber dejado rastro alguno de su existencia. Aunque dicho mecanismo es posible, el conjunto de evidencias geológicas, geofísicas y geoquímicas disponibles lo hacen francamente poco probable.

El magmatismo pliocénico que dio origen a los basaltos de plataforma parece estar relacionado con la inyección de magmas provenientes de la fusión parcial de los sedimentos subducidos hacia una cuña del manto enriquecida y más profunda que la involucrada en la fase anterior. Los modelos de mezcla construidos para esta secuencia indican que los sedimentos involucrados sufrieron un importante proceso de deshidratación

antes de fundirse. De esta forma, gran parte del Ba, el Pb y el Sr debieron haberse perdido junto con los fluidos a niveles más someros dentro del manto, y sin embargo no haber inducido un proceso de magmatismo en porciones más próximas a la trinchera. El intenso proceso de deshidratación que sufrieron los sedimentos debió haber afectado de igual forma a la corteza oceánica que los subyace. Es difícil que la placa oceánica pueda alcanzar la temperatura de anatexis al verse despojada de su fase fluida, y por eso solamente podrán fundirse los sedimentos que la cubren.

La composición química de la fase cuaternaria de Palma Sola refleja que los magmas más primitivos se vieron sólo ligeramente influenciados por el proceso en subducción, pero que las rocas más evolucionadas parecen haber sido afectadas sustancialmente por un proceso de contaminación cortical. Sin embargo, y a diferencia de lo que se ha sugerido en diversos arcos magmáticos continentales (por ejemplo, en los Andes), la contaminación en este caso no parece ocurrir en la base de la corteza mediante un proceso de anatexis o MASH. Las evidencias de Palma Sola señalan, en cambio, que la mayor parte de la asimilación debió ocurrir a niveles relativamente superficiales, y probablemente durante el estancamiento de los magmas en pequeñas cámaras magmáticas someras. Por ese motivo, a pesar de que los componentes involucrados en la subducción y durante la asimilación cortical sean muy similares, las evidencias y argumentos descritos en este estudio señalan que es posible distinguir ambos fenómenos, pues uno y otro siguen patrones evolutivos diametralmente opuestos.

El marco geológico descrito anteriormente, junto con las características geoquímicas de las distintas unidades litoestratigráficas, permiten tener una visión integral del proceso tectónico que les dio origen. En un sentido más amplio, nos permiten acercarnos de una forma dinámica hacia la evolución de la FVTM y de los arcos magmáticos en general. Los ~16 Ma de historia geológica registrados en las rocas magmáticas de Palma Sola, y sus diferencias composicionales, parecen estar estrechamente relacionados con cambios graduales en el régimen convergente a lo largo de la margen Pacífica. El establecimiento de un ángulo de subsidencia de muy bajo ángulo, o esencialmente plano, durante la evolución temprana del arco, parece ser el responsable de un recalentamiento anómalo de la placa oceánica y su consecuente fusión parcial. No obstante, esta configuración tectónica no parece haber durado demasiado tiempo, pues de otra forma el régimen térmico inducido por

esta geometría se hubiera traducido en un enfriamiento paulatino de la cuña del manto y en la culminación inevitable del magmatismo. La fase magmática posterior es, en cambio, intensa y productiva. Dicho cambio en las condiciones térmicas y magmáticas debió estar relacionado entonces con un incremento gradual en el ángulo de subsidencia. Las características geoquímicas de los magmas pliocénicos son de hecho consistentes con este cambio, pues reflejan la fusión de un manto relativamente más profundo. Las últimas fases de magmatismo de Palma Sola indican, por otro lado, que el proceso de subducción no jugó un papel preponderante, y el registro geológico nos muestra que el frente magmático más activo debió transferirse hacia porciones más cercanas a la trinchera, en el lugar que ocupan los grandes estratovolcanes activos. Es decir, la distribución geográfica del vulcanismo y las características geoquímicas de sus productos son consistentes nuevamente con un incremento paulatino en el ángulo de subsidencia hasta su configuración geométrica actual.

Gracias al avance en el campo de la petrología experimental, y a la gran cantidad de datos geoquímicos disponibles en rocas magmáticas emplazadas en los más distintos ambientes tectónicos terrestres, es finalmente posible acercarse de manera integral, objetiva y cuantitativa a los múltiples procesos involucrados en la formación de magmas en el ambiente tectónico más complejo del planeta: los arcos magmáticos continentales. Hemos aprendido que la gran variedad de composiciones encontradas en las rocas de Palma Sola, por ejemplo, difícilmente pueden ser atribuidas a un proceso geológico aislado y simple, sino que dependen de la interacción de múltiples procesos y componentes numerosos. Por si esto fuera poco, los componentes y los mecanismos petrológicos involucrados en el arco tampoco son constantes a lo largo del tiempo, sino que se modifican continuamente dependiendo de las condiciones inducidas por un proceso que ocurre, en ocasiones, a cientos de kilómetros de distancia, a lo largo de la trinchera. Son estos procesos los que, de hecho, gobiernan las múltiples reacciones metamórficas que ocurren a lo largo de placa oceánica que se hunde, y que en última instancia producirán las variaciones geoquímicas de los magmas que observamos en la superficie. Por eso, aunque existen todavía muchas interrogantes, y las interpretaciones no están aún exentas de ambigüedades y cabos sueltos, es sorprendente, a pesar de todo, que en la actualidad sea realmente posible identificar estos componentes, trazar sus modificaciones en el tiempo, y asociarlos a conceptos y modelos que parecen ser geológicamente válidos.

10. Referencias

- Adam, J., T.H. Green, S. Sie, y C. Ryan, Trace element partitioning between aqueous fluids, silicate melts and minerals, *Eur. J. Mineral.*, 9, 569-584, 1997.
- Aguilar-y-Vargas, V., y S. Verma, Composición química (elementos mayores) de los magmas en el cinturón volcánico mexicano., *Geofis. Int.*, 26 (2), 195-272, 1987.
- Alaníz-Álvarez, S., A. Nieto-Samaniego, and L. Ferrari, Effects of strain rate in the distribution of monogenetic and polygenetic volcanism in the Transmexican volcanic belt, *Geology*, 26 (7), 591-594, 1998.
- Atwater, T., Implications of Plate Tectonics for the Cenozoic Tectonic Evolution of Western North America, *Geol. Soc. Am. Bull.*, 81, 3513-3536, 1970.
- Ayers, J., S. Dittmer, y G. Layne, Partitioning of elements between silicate melt and H₂O-NaCl fluids at 1.5 and 2.0 GP pressure; implications for mantle metasomatism, *Geochim. Cosmochim. Acta*, 59, 4237-4246, 1997.
- Besch, T., J. Negendank, y R. Emmermann, Geochemical constraints on the origin of the calc-alkaline and alkaline magmas of the eastern Trans-Mexican Volcanic Belt, *Geofis. Int.*, 27, 641-663, 1988.
- Blatter, D., y I. Carmichael, Hornblende peridotite xenoliths from central Mexico reveal the highly oxidized nature of subarc upper mantle, *Geology*, 26, 1035-1038, 1998.
- Brandon, A., R. Walker, J. Morgan, M. Norman, y H. Prichard, Coupled 186Os and 187Os Evidence for Core-Mantle Interaction, *Science*, 280, 1570-1573, 1998.
- Brenan, J., H. Shaw, D. Phinney, y F. Ryerson, Rutile-aqueous fluid partitioning of Nb, Ta, Hf, Zr, U and Th: U and Th: Implications for high field strength element depletions in island-arc basalts, *Earth and Planet. Sci. Lett.*, 128, 327-339, 1994.
- Brenan, J., H. Shaw, y F. Ryerson, Experimental evidence for the origin of lead enrichments in convergent-margin magmas, *Nature*, 378, 54-56, 1995a.
- Brenan, J., H. Shaw, F. Ryerson, y D. Phinney, Mineral-aqueous fluid partitioning of trace elements at 900°C and 2.0 GPa: Constrains on the trace element chemistry of mantle and deep crustal fluids, *Geochim. Cosmochim. Acta*, 59, 3331-3350, 1995b.
- Cameron, K., J. Robinson, S. Niemayer, G. Nimz, D. Kuentz, R. Harmon, S. Bohler, y K. Collerson, Constraining styles of pre-Cenozoic and mid-Tertiary crustal evolution in northern Mexico: Evidence from deep crustal xenoliths from La Olivina, *J. Geophys. Res.*, 97 (B12), 17353-17376, 1992.
- Campa, M.F., y P.J. Coney, Tectono-stratigraphic terranes and mineral resource distributions in Mexico, *Can. J. Earth. Sci.*, 20, 1040-1051, 1983.
- Campillo, M., S. Singh, N. Shapiro, J. Pacheco, y R. Herrmann, Crustal structure south of the Mexican volcanic belt, based on group velocity dispersion, *Geof. Int.*, 35 (4), 361-370, 1996.
- Campos-Enriquez, J., M. Arroyo-Esquivel, y J. Urrutia-Fucugauchi, Basement, curie isotherm and shallow-crustal structure of the Trans-Mexican Volcanic Belt, from aeromagnetic data, *Tectonophysics*, 172, 77-90, 1990.
- Campos-Enriquez, J., y O. Sánchez-Zamora, Crustal structure across southern Mexico inferred from gravity data, *Journal of South American Earth Sciences*, 13, 479-489, 2000.
- Cantagrel, J., y C. Robin, Géochimie isotopique du strontium dans quelques séries types du volcanisme de l'Est mexicain, *Bull. Soc. Geol. France*, 7 t. XX, 935-939, 1978.
- Cantagrel, J., y C. Robin, K-Ar dating on eastern Mexican Volcanic rocks -relations between the andesitic and the alkaline provinces, *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, 5, 99-114, 1979.
- Carrasco-Núñez, G., A. Gómez-Tuena, y L. Lozano-Velázquez, Geologic Map of Cerro Grande Volcano and Surrounding Area, Central Mexico, Geol Soc Am Map and chart series MCH081, Boulder, CO, 1997.

- Carrasco-Núñez, G., M. Milán, y S. Verma, Geología del volcán El Zamorano, Estado de Querétaro, *Revista Inst Geol UNAM*, 8, 194-201, 1989.
- Centeno-García, E., J. Ruiz, P.J. Coney, P.J. Patchett, y F. Ortega-Gutiérrez, Guerrero terrane of Mexico: its role in the Southern Cordillera from new geochemical data, *Geology*, 21, 419-422, 1993.
- Class, C., D.M. Miller, S.L. Goldstein, y C.H. Langmuir, Distinguishing melt and fluid subduction components in Umnak Volcanics, Aleutian Arc, *Geochem. Geophys. Geosyst.*, 1 (1999GC000010), 2000.
- Davidson, J., Deciphering mantle and crustal signatures in subduction zone magmatism, en *Subduction Top to Bottom*, editado por G. Bebout, D. Scholl, S. Kirby, y J. Platt, pp. 251-262, Washington, DC, 1996.
- De Cserna, Z., Notes on the tectonics of Southern Mexico, *Amer Assoc Petrol Geol*, 86, 523-532, 1958.
- De la Fuente, M., C. Aitken, y M. Mena, Cartas gravimétricas de la República Mexicana, Carta de anomalía de Bouguer, UNAM, México, DF, 1994.
- Defant, M., y M. Drummond, Derivation of some modern arc magmas by melting of young subducted lithosphere, *Nature*, 347, 662-665, 1990.
- Defant, M., y M. Drummond, Mount St. Helens: Potential example of the partial melting of the subducted lithosphere in a volcanic arc, *Geology*, 21, 547-550, 1993.
- Defant, M., T. Jackson, M. Drummond, J. De Boer, H. Bellon, M. Feigenson, R. Maury, y R. Stewart, The geochemistry of young volcanism throughout western Panama and southeastern Costa Rica: An overview, *Geological Society of London*, 149, 569-579, 1992.
- Defant, M., P. Richerson, J. De Boer, R. Stewart, R. Maury, H. Bellon, M. Drummond, M. Feigenson, y T. Jackson, Dacite Genesis via both Slab Melting and Differentiation: Petrogenesis of La Yeguda Volcanic Complex, Panama, *J. Petrol.*, 32, 1101-1142, 1991.
- Delgado-Granados, H., J. Urrutia-Fucugauchi, T. Hasenaka, y B. Masso, Southwestward volcanic migration in the western Trans-mexican Volcanic Belt during the last 2 Ma, *Geofis. Int.*, 34 (341-352), 1995.
- Demant, A., Características del Eje Neovolcánico Transmexicano y sus problemas de interpretación., *Revista Instituto de Geología*, 2, 172-187, 1978.
- Demant, A., Interpretación geodinámica del volcanismo del Eje Neovolcánico Transmexicano, *Revista Inst Geol UNAM*, 5, 217-222, 1981.
- DePaolo, D., Trace element and isotopic effects of combined wallrock assimilation and fractional crystallization, *Earth Planet. Sci. Lett.*, 53, 189-202, 1981.
- Donnelly, K., C. Langmuir, S. Goldstein, y A. LaGatta, The origin of alkali and ocean island basalts: contradictions and solutions, editado por E. Trans., AGU Fall meeting, San Francisco, CA, 2001.
- Drummond, M., y M. Defant, A model for trondhjemite-tonalite-dacite genesis and crustal growth via slab melting: archean to modern comparisons, *J. Geophys. Res.*, 95, 21505-21521, 1990.
- Dumitru, T., P. Gans, D. Foster, y E. Miller, Refrigeration of the western Cordilleran lithosphere during Laramide shallow-angle subduction, *Geology*, 19 (1145-1148), 1991.
- Elías-Herrera, M., y F. Ortega-Gutiérrez, The Early Cretaceous Arperos oceanic basin (western Mexico). Geochemical evidence for an aseismic ridge formed near a spreading center-Comment, *Tectonophysics*, 292, 321-326, 1998.
- Elías-Herrera, M., F. Ortega-Gutiérrez, y R. Lozano-Santa Cruz, Evidence for pre-Mesozoic sialic crust in the southern Guerrero terrane: Geochemistry of the Pepechuca high grade gneiss xenoliths, *Actas INAGEQ*, 4, 169-181, 1998.
- Elías-Herrera, M., y F. Ortega-Gutiérrez, Petrology of high-grade metapelitic xenoliths in an oligocene rhyodacite plug - Precambrian crust beneath the southern Guerrero terrane, Mexico?, *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, 14 (1), 101-109, 1997.

- Elliott, T., T. Plank, A. Zindler, W. White, y B. Bourdon, Element transport from slab to volcanic front at the Mariana arc, *J. Geophys. Res.*, 102 (B7), 14991-15019, 1997.
- Engelbreton, A., A. Cox, y R. Gordon, *Relative motions between oceanic and continental plates in the Pacific Basin*, Geol. Soc. Am. Spec. Pap., Boulder, CO, 1985.
- Faure, G., *Principles of isotope geology*, 589 pp., John Wiley, New York, 1986.
- Ferrari, L., M. Lopez-Martinez, G. Aguirre-Díaz, y G. Carrasco-Núñez, Space-time patterns of Cenozoic arc volcanism in central Mexico: from the Sierra Madre Occidental to the Mexican volcanic belt, *Geology*, 27, 303-306, 1999.
- Ferrari, L., C. Petrone, y L. Francalanci, Generation of oceanic-island basalt-type volcanism in the western Trans-Mexican volcanic belt by slab rollback, asthenosphere infiltration, and variable flux melting, *Geology*, 20 (6), 507-510, 2001.
- Flores-Ruiz, J., Estructura cortical de la FVTM, Ph.D. thesis, UNAM, Mexico DF, 1997.
- Freydier, C., H. Lapiere, L. Briquieu, M. Tardy, C. Coulon, y J. Martinez-Reyes, Volcaniclastic sequences with continental affinities within the late Jurassic early Cretaceous Guerrero intra-oceanic arc terrane (western Mexico), *Journal of Geology*, 105 (4), 483-502, 1997.
- Freydier, C., J. Martinez, H. Lapiere, M. Tardy, y C. Coulon, The Early Cretaceous Arperos oceanic basin (western Mexico). Geochemical evidence for an aseismic ridge formed near a spreading center, *Tectonophysics*. Jul, 259 (4), 343-367, 1996.
- García-Palomo, A., J. Macías, y V. Garduño, Miocene to Recent structural evolution of the Nevado de Toluca volcano region, Central Mexico, *Tectonophysics*, 318, 281-302, 2000.
- García-Palomo, A., J. Macías, G. Tolson, R. Valdez, y J. Mora-Chaparro, Volcanic stratigraphy and geological evolution of the Apan region, east-central sector of the Transmexican Volcanic Belt, *Geofis. Int.*, en prensa.
- Gastil, G., y W. Jency, Evidence of strike-slip displacement beneath the Trans-Mexican Volcanic Belt, in *Proceedings of the conference on tectonics problems of the San Andreas fault system*, editado por R. Kovach, y A. Nur, pp. 171-180, Stanford University Publications, Geological Sciences, 1973.
- GERM database. Geochemical Earth Reference Model. <http://www.earthref.org/>
- Geolimes-Group, Reflections of the subducting plate? First results of a Mexican geotraverse, *Zbl. Geol. Paleontol. Teil.*, 1, 541-553, 1994.
- Gill, J., *Orogenic andesites and plate tectonics*, 358 pp., Springer-Verlag, Berlin, 1981.
- Gómez-Tuena, A., y G. Carrasco-Núñez, Cerro Grande Volcano: The evolution of a Miocene stratocone in the Early Transmexican Volcanic Belt, *Tectonophysics*, 318, 249-280, 2000.
- González-Alvarado, J., Perspectivas petroleras del distrito de exploración Córdoba, Veracruz, in *Congreso Panamericano de Ingeniería del Petróleo*, pp. 16, México, DF, 1980.
- Green, D., y A. Ringwood, Mineralogy of peridotitic compositions under upper mantle conditions, *Phys. Earth Planet. Inter.*, 3, 359-371, 1970.
- Green, T.H., Significance of Nb/Ta as an indicator of geochemical processes in the crust mantle system, *Chem. Geol.*, 120, 347-359, 1995.
- Green, T.H., y N. Pearson, Ti-rich accessory phases saturation in hydrous mafic-felsic compositions at high P, T, *Chem. Geol.*, 54, 185-201, 1986.
- Gutscher, M., J. Malavieille, S. Lallemand, y J. Collot, Tectonic segmentation of the North Andean margin: Impact of the Carnegie Ridge collision, *Earth and Planet. Sci. Lett.*, 168, 252-270, 1999.
- Gutscher, M., R. Maury, J. Eissen, y E. Bourdon, Can slab melting be caused by flat subduction?, *Geology*, 28 (6), 535-533, 2000.
- Hall, P., y C. Kincaid, Diapiric Flow at Subduction Zones: A Recipe for Rapid Transport, *Science*, 292, 2472-2475, 2001.
- Hamelin, B., G. Manhès, F. Albarede, y C. Allègre, Precise lead isotope measurements by double spike technique: a reconsideration, *Geochim. Cosmochim. Acta*, 49, 173-182, 1985.

- Hart, S., y T. Dunn, Experimental cpx/melt partitioning of 24 trace elements, *Contrib. Mineral. Petrol.*, 113, 1-8, 1993.
- Hawkesworth, C., S. Turner, D. Peate, F. McDermott, y P. van Calsteren, Elemental U and Th variations in island arc rocks: implications for U-series isotopes, *Chemical Geology*, 139, 207-221, 1997.
- Hildreth, W., y S. Moorbath, Crustal contributions to arc magmatism in the Andes of central Chile, *Contrib. Mineral. Petrol.*, 98, 455-489, 1988.
- Hirschmann, M., y E. Stolper, A possible role for garnet pyroxenite in the origin of "garnet signature" in MORB, *Contrib. Mineral. Petrol.*, 124, 185-208, 1996.
- Hochstaedter, A., J. Gill, R. Peters, P. Broughton, y P. Holden, Across-arc geochemical trends in the Izu-Bonin arc: Contributions from the subducting slab, *Geochem. Geophys. Geosyst.*, 2 (2000GC000105), 2001.
- Höskuldsson, A., y C. Robin, Late Pleistocene to Holocene eruptive activity of Pico de Orizaba, Eastern Mexico., *Bull. Volcanol.*, 55, 571-587, 1993.
- Irvine, T., y W. Baragar, A guide to the chemical classification of the common volcanic rocks, *Can. J. Earth. Sci.*, 8, 523-548, 1971.
- Ishikawa, T., y F. Tera, Two isotopically distinct fluid components involved in the Mariana arc: Evidence from Nb/B ratios and B, Sr, Nd, and Pb isotope systematics, *Geology*, 27, 83-86, 1999.
- Jacobo, A., Estudio petrogenético de las rocas del basamento del distrito Poza Rica, Instituto Mexicano del Petróleo, México, DF, 1985.
- Johnson, C., y C. Harrison, Neotectonics in central Mexico, *Phys Earth Planet Int*, 64, 187-210, 1989.
- Johnson, K., Experimental cpx/ and garnet/melt partitioning of REE and other trace elements at high pressures; petrogenetic implications, *Mineralogical Magazine*, 58A, 454-455, 1994.
- Johnson, M., y T. Plank, Dehydration and melting experiments constrain the fate of subducted sediments, *Geochem. Geophys. Geosyst.*, 1 (1999GC000014), 1999.
- Jording, A., L. Ferrari, J. Arzate, y H. Jodicke, Crustal variations and terrane boundaries in southern Mexico as imaged by mangetotelluric transfer functions, *Tectonophysics*, 327, 1-13, 2000.
- Kay, R., Aleutian magnesian andesites: melts from subduction Pacific Oceanic crust, *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, 4, 117-132, 1978.
- Kay, R., S. Sun, y C. Lee-Hu, Pb and Sr isotopes in volcanic rocks from the Aleutian islands and Pribilof Islands, Alaska, *Geochim. Cosmochim. Acta*, 42, 263-272, 1978.
- Kay, S., y J. Abbruzzi, Magmatic evidence for Neogene lithospheric evolution of the central Andean "flat slab" between 30°S and 32°S, *Tectonophysics*, 259, 15-28, 1996.
- Kelemen, P.B., N. Shimizu, y T. Dunn, Relative depletion of niobium in some arc magmas and the continental crust: partitioning of K, Nb, La and Ce during melt/rock interaction in the upper mantle, *Earth Planet. Sci. Lett.*, 120, 111-134, 1993.
- Kepezhinskias, P., M. Défant, y M. Drummond, Progressive enrichment of island arc mantle by melt-peridotite interaction inferred from Kamchatka xenoliths, *Geochim. Cosmochim. Acta*, 60, 1217-1229, 1996.
- Keppie, J., y F. Ortega-Gutiérrez, Provenance of Mexican Terranes: Isotopic Constrains, *Int. Geol. Rev.*, 37, 813-824, 1995.
- Keppie, J., y J. Ortega-Gutiérrez, Middle American Precambrian basement: a missing piece of the reconstructed 1 Ga orogen, *Geol. Soc. Am. Spec. Paper, In Press*, 1998.
- Keppler, H., Constraints from partitioning experiments on the composition of subduction-zone fluids, *Nature*, 380, 237-240, 1996.
- Klein, E., y C. Langmuir, Global correlations of ocean ridge basalt chemistry with axial depth y crustal thickness, *J. Geophys. Res.*, 92 (8), 8089-8115, 1987.
- LaGatta, A., C. Langmuir, S. Goldstein, y S. Straub, Changing sediment contributions across the Mexican Volcanic Belt, En preparación.

- Lapierre, H., L. Ortiz, W. Abouchami, O. Monod, C. Coulon, y J. Zimmerman, A crustal section of an intra-oceanic island arc: The Late Jurassic-Early-Cretaceous Guanajuato magmatic sequence, central Mexico, *Earth Planet. Sci. Lett.*, 108, 61-77, 1992.
- Lassiter, J., y J. Luhr, Osmium abundance and isotope variations in mafic Mexican volcanic rocks: Evidence for crustal contamination and constraints on the geochemical behavior of osmium during partial melting and fractional crystallization, *Geochem. Geophys. Geosys.*, 2 (2000GC000116), 2001.
- Lawlor, P., F. Ortega-Gutiérrez, K. Cameron, H. Ochoa-Carrillo, R. Lopez, y D. Sampson, U/Pb Geochronology, Geochemistry and Provenance of the Grenvillian Huiznopala Gneiss of Eastern Mexico, *Precambrian Research*, 94, 73-99, 1999.
- Lonsdale, P., Structural patterns of the Pacific floor offshore Peninsular California, in *The Gulf and the Peninsular Province of the Californias*, editado por J. Dauphin, y B. Simoneit, pp. 87-125, Am. Assoc. Petrol. Geol., 1991.
- López-Infanzón, M., Petrologic study of the volcanic rocks in the Chiconquiaco-Palma Sola area, central Veracruz, Mexico, M. Sc. thesis, Tulane University, New Orleans, 1991.
- López-Infanzón, M., y R. Torres-Vargas, Estudio petrogenético de las rocas ígneas en el prospecto Mísantla - Perote, Veracruz, Instituto Mexicano del Petroleo, México, DF, 1984.
- Lozano, R., S. Verma, P. Giron, F. Velasco, D. Moran, F. Viera, y G. Chavez, Calibracion preliminar de fluorescencia de rayos X para analisis cuantitativo de elementos mayores en rocas ígneas, *Actas INAGEQ*, 1, 203-208, 1995.
- Luhr, J., Extensional tectonics and the diverse primitive volcanic rocks in the western Mexican Volcanic Belt, *Can. Miner.*, 35, 473-500, 1997.
- Luhr, J., J. Allan, I. Carmichael, S. Nelson, y T. Hasenaka, Primitive calc-alkaline and alkaline rock types from the western Mexican volcanic belt, *J. Geophys. Res.*, 94 (B4), 4515-4530, 1989a.
- Luhr, J., y J.J. Aranda-Gómez, Mexican Peridotite Xenoliths and Tectonic Terranes: Correlations among Vent Location, Texture, Temperature, Pressure, and Oxygen Fugacity, *Journal of Petrology*, 38, 1075-1112, 1997.
- Luhr, J., J.J. Aranda-Gómez, y J. Pier, Spinel-lherzoesite-bearing quaternary volcanic centers in San Luis Potosi, Mexico I. Geology, mineralogy, and petrology, *J. Geophys. Res.*, 94 (B6), 7916-7940, 1989b.
- Luhr, J., y I. Carmichael, Contemporaneous eruptions of calc-alkaline and alkaline magmas along the volcanic front of the Mexican Volcanic Belt, *Geofis. Int.*, 24, 203-216, 1985.
- Mammerickx, J., y K. Klitgord, North East Pacific Rise: Evolution from 25 m.y.B.P. to the present, *J. Geophys. Res.*, 87, 6751-6759, 1982.
- Márquez, A., R. Oyarzun, M. Doblas, y S. Verma, Alkalic (oceanic-island basalt type) and calc-alkalic volcanism in the Mexican volcanic belt: A case for plume-related magmatism and propagating rifting at an active margin?, *Geology*, 27, 51-54, 1999a.
- Márquez, A., S. Verma, F. Anguita, R. Oyarzun, y J. Brandle, Tectonics and volcanism of Sierra Chichinautzin: extension at the front of the central transmexican volcanic belt, *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, 93, 125-150, 1999b.
- McCulloch, M., y J. Gamble, Geochemical and geodynamical constraints on subduction zone magmatism, *Earth Planet. Sci. Lett.*, 102, 358-374, 1991.
- Menard, H., Fragmentation of the Farallon plate by pivoting subduction, *J. Geol.*, 86, 181-201, 1978.
- Miller, D.M., S.L. Goldstein, y C. Langmuir, Cerium/lead and lead isotope ratios in arc magmas and the enrichment of Pb in the continents, *Nature*, 368, 514-520, 1994.
- Molina-Garza, R., y J. Urrutia-Fucugauchi, Deep crustal structure of central Mexico derived from interpretation of Bouger gravity anomaly data, *J. Geodynam.*, 15, 181-201, 1993.
- Moore, G., C. Marone, I. Carmichael, y P. Renne, Basaltic volcanism and extension near the intersection of the Sierra Madre volcanic province and the Mexican Volcanic Belt, *Geol. Soc. Am. Bull.*, 106, 383-394, 1994.

- Moore, J., J. Watkins, S. Bachman, F. Beghtel, A. Butt, B. Didyk, G. Foss, J. Leggett, N. Lundberg, N. McMillan, N. Niitsuma, L. Shephard, J. Stephen, T. Shipley, y H. Strander, Facies belts of the Middle America Trench and forearc region, southern Mexico: Results from Leg 66 DSDP, en *Trench-forearc geology: Sedimentation and tectonics on modern and ancient active plate margins*, editado por J. Leggett, pp. 77-94, Geological Society of London, Oxford, 1982.
- Mooser, F., The Mexican volcanic belt structure and tectonics, *Geofis. Int.*, 12, 55-70, 1972.
- Mooser, F., y S. Soto, Geología de Laguna Verde, Comisión Federal del Electricidad, 1980.
- Morán-Zenteno, D., L. Alba-Aldave, R. Corona-Ezquivel, M. Reyes-Salas, R. Martínez-Serrano, y S. Ángeles-García, Relaciones estratigráficas y significado tectónico del volcanismo silíceo del NW del estado de Guerrero, México, in *Convención geológica mexicana*, Instituto de Geología, UNAM, Pachuca, México, 1997.
- Morán-Zenteno, D., G. Tolson, R. Martínez-Serrano, B. Martiny, P. Schaaf, G. Silva-Romo, C. Macías-Romo, L. Alba-Aldave, M. Hernández-Bernal, y G. Solís-Pichardo, Tertiary arc-magmatism of the Sierra Madre del Sur, Mexico, and its transition to the volcanic activity of the Trans-Mexican Volcanic Belt, *Journal of South American Earth Sciences*, 12, 513-535, 1999.
- Morris, J., W. Leeman, y F. Tera, The subducted component in island arc lavas: Constraints from Be isotopes and B-Bé systematics, *Nature*, 344, 31-36, 1990.
- Murrillo-Muñetón, G., 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, M.Sc. thesis, University of Southern California, Los Angeles, 1994.
- Nava, A., F. Núñez-Cornu, D. Córdoba, M. Mena, J. Ansoorge, J. González, M. Rodríguez, E. Banda, S. Müller, A. Udías, M. García-García, y G. Calderón, Structure of the Middle America in Oaxaca, México, *Tectonophysics*, 154, 241-251, 1988.
- Negendank, J., R. Emmermann, R. Krawczyk, F. Mooser, H. Tobschall, y D. Wehrle, Geological and geochemical investigations on the eastern Trans-Mexican Volcanic Belt, *Geofis. Int.*, 24, 477-575, 1985.
- Nixon, G., The relationship between Quaternary volcanism in central Mexico and the seismicity and structure of subducted ocean lithosphere, *Geol. Soc. Am. Bull.*, 93, 514-523, 1982.
- Nixon, G., A. Demant, R. Armstrong, y J. Harakal, K-Ar and geologic data bearing on the age and evolution of the Trans-Mexican Volcanic Belt, *Geofis. Int.*, 26, 109-158, 1987.
- Orozco-Esquivel, M., Zur Petrologie des Vulkangebietes von Palma-Sola, Mexiko. Ein Beispiel für den Übergang von anorogenem zu orogenem Vulkanismus, Ph. D. thesis, Universität Karlsruhe, Karlsruhe, 1995.
- Ortega-Gutiérrez, F., El Gneiss Novillo y rocas metamórficas asociadas en los cañones del Novillo y la Peregrina, area de Ciudad Victoria, Tamaulipas, *Revista del Instituto de Geología, UNAM*, 2, 19-30, 1978.
- Ortega-Gutiérrez, F., Metamorphic belts of southern Mexico and their tectonic significance, *Geofis. Int.*, 20, 177-202, 1981.
- Ortega-Gutiérrez, F., Evidence of Precambrian evaporites in the Oaxacan granulite Complex of Southern Mexico, *Precambrian Research*, 23, 377-393, 1984.
- Ortega-Gutiérrez, F., L. Mitre-Salazar, J. Roldán-Quintana, J. Aranda-Gómez, D. Morán-Zenteno, S. Alaniz-Álvarez, y A. Nieto-Samaniego, Carta Geológica de la República Mexicana y texto explicativo., Instituto de Geología-UNAM, Consejo de recursos minerales, SEMIP, México, DF, 1992.
- Ortega-Gutiérrez, F., J. Ruiz, y E. Centeno-García, Oaxaquia, a Proterozoic microcontinent accreted to North America during the late Paleozoic, *Geology*, 23 (12), 1127-1130, 1995.

- Ortega-Gutiérrez, F., R. Sedlock, y R. Speed, Phanerozoic tectonic evolution of Mexico, en *Phanerozoic Evolution of North American Continent-Ocean Transitions*, editado por R. Speed, pp. 265-306, Geol. Soc. Am., Boulder, CO, 1994.
- Pardo, M., y G. Suárez, Steep subduction geometry of the Rivera plate beneath the Jalisco Block in western Mexico, *Geophys. Res. Lett.*, 20, 2391-2394, 1993.
- Pardo, M., y G. Suárez, Shape of the subducted Rivera and Cocos plate in southern Mexico: Seismic and tectonic implications, *J. Geophys. Res.*, 100, 12357-12373, 1995.
- Pasquaré, G., V. Garduño, A. Tibaldi, y M. Ferrari, Stress pattern evolution in the central sector of the Mexican Volcanic Belt, *Tectonophysics*, 146, 353-364, 1988.
- Peacock, S., Thermal and Petrologic Structure of Subduction Zones, en *Subduction Top to Bottom*, editado por G. Bebout, D. Scholl, S. Kirby, y J. Platt, Washington DC, 1996.
- Peacock, S., T. Rushmer, y A. Thompson, Partial melting of subducting oceanic crust, *Earth Planet. Sci. Lett.*, 121, 227-244, 1994.
- Pérez-Venzor, J., J. Aranda-Gómez, F. McDowell, y J. Solorio Munguía, Geología del Volcán Palo Huérano, Guanajuato, México, *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, 13 (2), 174-183, 1996.
- PETDB database. Geochemical Database of the Ocean Floor. <http://petdb.ideo.columbia.edu/>
- Pier, J., F. Podosek, J. Luhr, J. Brannon, y J. Aranda-Gómez, Spinel-lherzoesite-bearing quaternary volcanic centers in San Luis Potosi, Mexico 2. Sr and Nd isotopic systematics, *J. Geophys. Res.*, 94 (B6), 7941-7951, 1989.
- Plank, T., y C. Langmuir, Tracing Trace Elements from Sediment Input to Volcanic Output at Subduction Zones, *Nature*, 362, 739-742, 1993.
- Plank, T., y C. Langmuir, The Chemical Composition of Subducting Sediment and its Consequences for the Crust and Mantle, *Chem. Geol.*, 145, 325-394, 1998.
- Prouteau, G., B. Scaillet, M. Pichavant, y R. Maury, Fluid-present melting of oceanic crust in subduction zones, *Geology*, 27 (12), 1111-1114, 1999.
- Quezadas-Flores, A., Las rocas del basamento de la cuenca Tampico-Misantla, *Boletín de la Asociación Mexicana de Geólogos Petroleros*, 13, 289-232, 1961.
- Rapp, R., N. Shimizu, M. Norman, y G. Applegate, Reaction between slab-derived melts and peridotite in the mantle wedge: experimental constraints at 3.8 GPA, *Chem. Geol.*, 160, 335-256, 1999.
- Rapp, R., y E. Watson, Dehydration melting of metabasalt at 8-32 kb: implications for continental growth and crust-mantle recycling, *J. Petrol.*, 36, 891-931, 1995.
- Reiners, P., Temporal-compositional trends in intraplate basalt eruptions: Implications for mantle heterogeneity and melting processes, *Geochem. Geophys. Geosyst.*, 3, 2001GC000250, 2002.
- Reiners, P., P. Hammond, J. McKenna, y R. Duncan, Young basalts of the central Washington Cascades, flux melting of the mantle, and trace element signatures of primary arc magmas, *Contrib. Mineral. Petrol.*, 138, 249-264, 2000.
- Roberts, S., y J. Ruiz, Geochemistry of exposed granulite facies terrains and lower crustal xenoliths in Mexico, *J. Geophys. Res.*, 94 (B6), 7961-7974, 1989.
- Robin, C., Relations volcanologie-magmatologie-geodynamique: application au passage entre volcanismes alcalin et andésitique dans le sud Mexicain (Axe Trans-mexicain et Province Alcaline Orientale), Ph. D. thesis, L'universite de Clermont-Ferrand II, Clermont-Ferrand, 1982.
- Robin, C., y J. Cantagrel, Le Pico de orizaba (Mexique). Structure et evolution d' un grand volcan andésitique complexe, *Bull. Volcanol.*, 45, 299-315, 1982.
- Robin, C., y E. Nicolas, Particularités géochimiques des suites andésitiques de la zone orientale de l'axe transmexicain, dans leur contexte tectonique, *Bull. Soc. Geol. France*, 71. XX, 193-202, 1978.

- Robin, C., y J. Tourmon, Spatial relations of andesitic and alkaline province in Mexico and Central America, *Can. J. Earth. Sci.*, 15, 1633-1641, 1978.
- Rollinson, H., *Using geochemical data*, 352 pp., Longman Group Limited, Essex, 1993.
- Ruiz, J., P. Patchett, y R. Arculus, Nd-Sr isotope constraints of lower crustal xenoliths -Evidence for the origin of mid-tertiary felsic volcanics in Mexico, *Contrib. Mineral. Petrol.*, 99, 36-43, 1988a.
- Ruiz, J., P. Patchett, y F. Ortega-Gutiérrez, Proterozoic and Phanerozoic basement terranes of Mexico from Nd isotopic studies, *Geol. Soc. Am. Bull.*, 100, 274-281, 1988b.
- Ruiz, J., R. Tosdal, P. Restrepo, y G. Murillo-Muñeton, Pb Isotope evidence for Colombia-Southern Mexico connections in the Proterozoic, in *Geol. Soc. Am. Spec. Paper*, editado por V. Ramos, y J. Keppie, pp. 183-197, 1999.
- Ryan, J., J. Morris, F. Tera, W. Leeman, y A. Tsvetkov, Cross-arc geochemical variations in the Kurile Arc as a function of slab depth, *Science*, 270, 625-627, 1995.
- Ryerson, F., y E. Watson, Rutile saturation in magmas -Implications for Ti-Nb-Ta depletion in island-arc basalts, *Earth Planet. Sci. Lett.*, 86, 225-239, 1987.
- Sajona, F., R. Maury, G. Prouteau, J. Cotten, P. Schiano, H. Bellon, y L. Fontaine, Slab melt as metasomatic agent in island arc magma mantle sources, Negros and Batan (Philippines), *The Island Arc*, 9, 472-486, 2000.
- Schaaf, P., W. Heinrich, y T. Besch, Composition and Sm-Nd isotopic data of the lower crust beneath San Luis Potosí, central Mexico: Evidence from a granulite-facies xenolith suite, *Chem. Geol.*, 118, 63-84, 1994.
- Schaaf, P., D. Morán-Zenteno, M. Hernández-Bernal, G. Solís-Pichardo, G. Tolson, y H. Köhler, Paleogene continental margin truncation in southwestern Mexico: Geochronological evidence, *Tectonics*, 14 (5), 1339-1350, 1995.
- Sedlock, R., F. Ortega-Gutiérrez, y R. Speed, Tectonostratigraphic terranes and the tectonic evolution of Mexico, *Geol. Soc. Am. Spec. Pap.*, 278, 153, 1993.
- Sheth, H., I. Torres-Alvarado, y S. Verma, Beyond subduction and plumes: A unified tectonic-petrogenetic model for the Mexican volcanic belt, *Int. Geol. Rev.*, 42 (12), 1116-1132, 2000.
- Siebert, L., y G. Carrasco-Núñez, Late-Pleistocene to precolumbian behind-the-arc mafic volcanism in the eastern Mexican Volcanic Belt; implications for future hazards, *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, In press.
- Stadler, R., S. Foley, G. Brey, y I. Horn, Mineral-aqueous fluid partitioning of trace elements at 900 - 1200 °C and 3.0 -5.7 GPa: New experimental data for garnet, clinopyroxene, and rutile, and implications for mantle metasomatism, *Geochim. Cosmochim. Acta*, 62, 1781-1801, 1998.
- Stolper, E., y S. Newman, The role of water in the petrogenesis of Mariana trough magmas, *Earth Planet. Sci. Lett.*, 121, 293-325, 1994.
- Sun, S., y W. McDonough, Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: Implications for mantle compositions and processes, en *Magmatism in the Ocean Basins*, editado por A. Saunders, y M. Norry, pp. 313-345, Geol. Soc. Spec. Publ., 1989.
- Suter, M., M. Carrillo-Martínez, M. López-Martínez, y E. Farrar, The Aljibes half-graben -Active extension at the boundary between the trans-Mexican volcanic belt and the Basin and Range Province, Mexico, *Geol Soc Am Bull*, 107 (6), 627-641, 1995a.
- Suter, M., M. López-Martínez, O. Quintero-Legorreta, y M. Carrillo-Martínez, Quaternary intra-arc extension in the central Trans-Mexican volcanic belt, *Geol. Soc. Am. Bull.*, 113 (6), 693-703, 2001.
- Suter, M., O. Quintero, M. López, G. Aguirre, y E. Ferrar, The Acambay graben: Active intraarc extension in the Trans-Mexican Volcanic Belt, *Tectonics*, 14, 1245-1262, 1995b.
- Tatsumi, Y., Migration of fluid phases and genesis of basalt magmas in subduction zones, *J. Geophys. Res.*, 94, 4697-4707, 1989.

- Tera, F., L. Brown, J. Morris, I.S. Sacks, J. Klein, y R. Middleton, Sediment incorporation in island arc magmas: Inferences from Be-10, *Geochim. Cosmochim. Acta*, 50, 535-550, 1986.
- Todt, W., R. Cliff, A. Hanser, y A.W. Hofmann, Evaluation of a ^{202}Pb - ^{205}Pb double spike for high-precision lead isotope analysis, en *Earth Processes: Reading the isotopic code*, editado por A. Basu, y S. Hart, pp. 429-437, American Geophysical Union Geophysical Monograph, 1996.
- Torres, R., J. Ruiz, P.J. Patchett, y M. Grajales, Permo-Triassic continental arc in eastern Mexico: Tectonic implications for reconstructions of southern North America, en *Mesozoic Sedimentary and Tectonic History of North-Central Mexico*, editado por C. Bartolini, J. Wilson, y T. Lawton, pp. 191-196, Geol. Soc. Am. Spec. Pap., Boulder, CO, 1999.
- Turner, S., y C. Hawkesworth, Constraints on flux rates and mantle dynamics beneath island arcs from Tonga-Kermadec lava geochemistry, *Nature*, 389, 568 - 573, 1997.
- Urrutia-Fucugauchi, J., Crustal thickness, heat flow, arc magmatism, and tectonics of Mexico - Preliminary report, *Geofis. Int.*, 25 (4), 559-573, 1986.
- Urrutia-Fucugauchi, J., y H. Böhnel, Tectonic interpretation of the Trans-Mexican Volcanic Belt, *Tectonophysics*, 138, 319-323, 1987.
- Urrutia-Fucugauchi, J., y L. Del Castillo, Un modelo del Eje Volcánico Mexicano, *Bol. Soc. Geol. Mex.*, 38, 18-28, 1977.
- Urrutia-Fucugauchi, J., y J. Flores-Ruiz, Bouger gravity anomalies and regional crustal structure in central Mexico, *Internal. Geol. Rev.*, 38, 176-194, 1996.
- Valdés, C., W. Mooney, S. Singh, R. Meyer, C. Lomnitz, J. Luetgert, C. Helsley, B. Lewis, y M. Mena, Crustal structure of Oaxaca, Mexico, from seismic refraction measurements, *Bull. Seismol. Soc. Amer.*, 76, 547-563, 1986.
- Valdéz-Moreno, G., G. Aguirre-Díaz, y M. López-Martínez, El Volcán La Joya, Edos. de Querétaro y Guanajuato. Un estratovolcán antiguo del cinturón volcánico mexicano, *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, 15 (2), 181-197, 1998.
- van Westrenen, W., J. Blundy, y B. Wood, High field strength element/rare earth fractionation during partial melting in the presence of garnet: Implications for identifications of mantle heterogeneities, *Geochem. Geophys. Geosyst.*, 2 (2000GC000133), 2001.
- Venegas, S., F. Herrera, y R. Maciel, Algunas características de la Faja Volcánica Mexicana y sus recursos geotérmicos, *Geofis. Int.*, 24, 97-157, 1985.
- Verma, S., Geochemistry of evolved magmas and their relationship to subduction-unrelated mafic volcanism at the volcanic front of the central Mexican Volcanic Belt, *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, 93, 151-171, 1999a.
- Verma, S., Geochemistry of the subducting Cocos plate and the origin of subduction-unrelated mafic volcanism at the front of the central Mexican Volcanic Belt, en *Cenozoic Tectonics and Volcanism of Mexico*, editado por H. Delgado-Granados, Aguirre-Díaz, G., y Stock, J.M., pp. 1-28, Geol. Soc. Am. Spec. Pap., Boulder, Colorado, 1999b.
- Verma, S., Geochemical evidence for a lithospheric source for magmas from Los Hornos caldera, Puebla, Mexico, *Chem. Geol.*, 164, 35-60, 2000.
- Verma, S., R. Lozano, P. Giron, y F. Velasco, Calibración preliminar de fluorescencia de rayos X para análisis cuantitativo de elementos traza en rocas ígneas, *Actas INAGEQ*, 2, 237-242, 1996.
- Viniegra, F., Geología del Macizo de Teziutlán y la cuenca cenozoica de Veracruz, *Bol. Asoc. Mex. de Geol. Petrol.*, 17, 101-163, 1965.
- von Humboldt, A., *Essai politique sur le Royaume de la Nouvelle Espagne*, 905 pp., F. Shoell, Paris, 1808.
- Vroon, P., M. Bergen, G. Klaver, y W. White, Strontium, neodymium and lead isotopic and trace-element signatures of the East Indonesian sediments: Provenance and implications for Banda Arc magma genesis, *Geochim. Cosmochim. Acta*, 59, 2573-2598, 1995.

- Wallace, P., y I. Carmichael, 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, 1999.
- Weaver, B., The origin of of oceanic island basalts end-member composition: trace element and isotopic constraints, *Earth Planet. Sci. Lett.*, 104, 381-397, 1991a.
- Weaver, B., Trace element evidence for the origin of oceanic-island basalts, *Geology*, 19, 123-126, 1991b.
- Weber, B., y H. Köhler, Evidence for a 1.4 to 1.2 Ga crust-forming event in the Grenville-aged Guichicovi Complex of Southern Mexico, en *Laurentia-Gondwanan connections beofre Pangea*, editado por J. Keppie, pp. 36, Oaxaca City, México, 1998.
- White, W., y P. Patchett, Hf-Nd-Sr isotopes and incompatible element abundances in island arcs: Implications for magma origins and crust-mantle evolution, *Earth and Planet. Sci. Lett.*, 67, 167-185, 1984.
- Yañez, P., J. Ruiz, J. Patchett, F. Ortega-Gutiérrez, y G. Gehrels, Isotopic studies of the Acatlán Complex, southern México: Implications for Paleozoic North American tectonics, *Geol. Soc. Am. Bull.*, 103, 817-828, 1991.

TESIS CON
FALLA DE ORIGEN

símbolo UN	CP22		CP27		CP29		FO-99-1		FO-99-3		FO-99-4	
	CC	Palmas	CC	Palmas	CC	Palmas	CC	Palmas	CC	Palmas	CC	Palmas
Long	96.500	97.167	97.233	97.505	96.813	96.791	96.500	97.233	97.505	96.813	96.791	96.770
Lat	19.367	19.350	19.317	19.924	19.661	19.670	19.367	19.350	19.317	19.924	19.661	19.670
SiO ₂	49.31	50.16	49.71	67.14	71.80	55.05	49.31	50.16	49.71	67.14	71.80	55.05
TiO ₂	1.89	1.45	1.85	0.79	0.38	1.58	1.89	1.45	1.85	0.79	0.38	1.58
Al ₂ O ₃	16.17	16.41	16.78	14.51	14.99	14.85	16.17	16.41	16.78	14.51	14.99	14.85
FeO ³⁺	11.57	9.11	10.15	6.15	3.11	13.68	11.57	9.11	10.15	6.15	3.11	13.68
MnO	0.18	0.15	0.15	0.15	0.04	0.20	0.18	0.15	0.15	0.15	0.04	0.20
MgO	7.00	7.39	6.62	2.42	0.89	4.10	7.00	7.39	6.62	2.42	0.89	4.10
CaO	8.43	8.94	9.77	3.90	0.35	5.62	8.43	8.94	9.77	3.90	0.35	5.62
Na ₂ O	3.65	3.45	3.22	2.08	4.75	4.83	3.65	3.45	3.22	2.08	4.75	4.83
K ₂ O	0.82	0.97	1.43	2.71	3.82	0.10	0.82	0.97	1.43	2.71	3.82	0.10
P ₂ O ₅			0.42	0.14	0.07	0.20			0.42	0.14	0.07	0.20
Li ₂ O				2.03	1.23	2.89				2.03	1.23	2.89
S ₂	29.77	29.65	27.85	13.12	4.59	39.14	29.77	29.65	27.85	13.12	4.59	39.14
V	214.5	221.5	216.3	74.62	19.90	308.74	214.5	221.5	216.3	74.62	19.90	308.74
Cr	209.5	249.9	262.1	79.24	7.36	1.78	209.5	249.9	262.1	79.24	7.36	1.78
Co	49.3	34.9	34.0	12.82	3.81	23.01	49.3	34.9	34.0	12.82	3.81	23.01
Ni	121.2	84.6	85.0	49.23	6.30	8.25	121.2	84.6	85.0	49.23	6.30	8.25
Cu	46.8	40.7	31.6	64.38	17.88	52.83	46.8	40.7	31.6	64.38	17.88	52.83
Zn	118.8	74.1	82.2	122.02	40.02	98.42	118.8	74.1	82.2	122.02	40.02	98.42
Ga	20.33	18.84	20.02	18.74	13.98	17.32	20.33	18.84	20.02	18.74	13.98	17.32
B	7.91	7.14	7.55	10.43	12.25	14.25	7.91	7.14	7.55	10.43	12.25	14.25
Li				2.18	0.84	0.93				2.18	0.84	0.93
Sr	0.16	0.60	0.44	6.60	2.18	0.13	0.16	0.60	0.44	6.60	2.18	0.13
Ca	265.2	309.4	292.4	583.85	851.20	48.43	265.2	309.4	292.4	583.85	851.20	48.43
Ba	0.51	0.65	1.04	3.09	2.36	0.59	0.51	0.65	1.04	3.09	2.36	0.59
Ti	1.08	0.14	0.25	0.89	0.80	0.92	1.08	0.14	0.25	0.89	0.80	0.92
Rb	1.08	16.01	30.90	97.30	108.39	2.36	1.08	16.01	30.90	97.30	108.39	2.36
W	0.16	0.15	0.14	1.85	0.84	6.92	0.16	0.15	0.14	1.85	0.84	6.92
Th	2.01	1.98	3.98	11.65	8.27	1.23	2.01	1.98	3.98	11.65	8.27	1.23
Nb	14.93	12.27	12.25	17.17	6.58	1.80	14.93	12.27	12.25	17.17	6.58	1.80
Ta	0.84	0.70	0.72	1.11	0.60	5.11	0.84	0.70	0.72	1.11	0.60	5.11
Te	17.58	28.78	37.26	23.92	44.33	12.58	17.58	28.78	37.26	23.92	44.33	12.58
La	46.45	39.08	64.32	78.76	41.33	12.58	46.45	39.08	64.32	78.76	41.33	12.58
Pb	3.92	4.21	4.70	20.15	6.51	6.60	3.92	4.21	4.70	20.15	6.51	6.60
Pr	8.18	5.11	8.48	9.09	5.27	1.74	8.18	5.11	8.48	9.09	5.27	1.74
Sm	0.82	1.17	0.97	0.28	0.54	4.54	0.82	1.17	0.97	0.28	0.54	4.54
Ag	468.1	497.2	587.9	388.72	169.42	130.61	468.1	497.2	587.9	388.72	169.42	130.61
Sr	26.71	21.77	35.67	34.22	18.36	8.11	26.71	21.77	35.67	34.22	18.36	8.11
Nd	6.05	5.00	7.81	7.10	4.01	2.20	6.05	5.00	7.81	7.10	4.01	2.20
Hf	4.65	4.01	5.28	5.78	3.88	1.48	4.65	4.01	5.28	5.78	3.88	1.48
Zr	200.7	178.8	222.7	231.78	152.78	49.18	200.7	178.8	222.7	231.78	152.78	49.18
Eu	1.81	1.62	2.28	1.47	1.02	0.75	1.81	1.62	2.28	1.47	1.02	0.75
Sn	1.51	1.19	1.98	2.75	1.59	0.85	1.51	1.19	1.98	2.75	1.59	0.85
Sb	0.03	0.03	0.02	0.34	0.45	1.08	0.03	0.03	0.02	0.34	0.45	1.08
Gf	5.60	4.87	8.78	6.29	3.53	2.54	5.60	4.87	8.78	6.29	3.53	2.54
Tb	0.83	0.78	0.99	0.97	0.54	0.45	0.83	0.78	0.99	0.97	0.54	0.45
Dy	5.51	4.48	5.43	5.83	3.11	2.88	5.51	4.48	5.43	5.83	3.11	2.88
Y	31.44	26.06	29.17	35.12	18.14	16.69	31.44	26.06	29.17	35.12	18.14	16.69
Ho	1.10	0.91	1.02	1.20	0.61	0.65	1.10	0.91	1.02	1.20	0.61	0.65
Er	3.00	2.45	2.68	3.35	1.88	1.94	3.00	2.45	2.68	3.35	1.88	1.94
Tm	2.77	2.29	2.41	3.31	1.85	1.94	2.77	2.29	2.41	3.31	1.85	1.94
Lu	0.42	0.35	0.36	0.49	0.27	0.32	0.42	0.35	0.36	0.49	0.27	0.32

Tabla 3. Composición isotópica de Sr, Nd y Pb de Palma Sola y el Basamento Paleozoico^a

	⁸⁷ Sr/ ⁸⁶ Sr	2σ	²⁰⁶ Pb/ ²⁰⁴ Pb	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁴ Pb	²⁰⁸ Pb/ ²⁰⁴ Pb	¹⁴³ Nd/ ¹⁴⁴ Nd	2σ
Plutones							
PS-99-21	0.703897	16	18.658	15.585	38.402	0.512866	16
PS-99-30A	0.703719	12	18.709	15.601	38.465	0.512842	14
PS-99-31	0.703805	10	18.673	15.592	38.426		
PS-99-37	0.704014	10	18.731	15.604	38.507	0.512828	12
PS-99-38	0.703538	10	18.652	15.574	38.359	0.512903	20
Basaltos de Plataforma							
PS-99-14	0.703520	8				0.512883	14
PS-99-18	0.703260	12	18.870	15.605	38.545	0.512912	14
PS-99-19	0.703759	8	18.887	15.596	38.610	0.512904	32
PS-99-25	0.703096	10	18.963	15.592	38.534	0.512941	12
PS-99-35	0.703230	10	18.849	15.589	38.483	0.512949	22
PS-99-6	0.703919	16	18.800	15.601	38.533	0.512849	16
PS-99-26	0.704050	10	18.737	15.599	38.454	0.512835	14
PS-99-27	0.703593	12	18.802	15.595	38.496	0.512898	14
PS-99-11	0.703877	10	18.762	15.595	38.494	0.512826	22
PS-99-5C	0.704144	10	18.761	15.602	38.535	0.512853	18
Conos Cineríticos							
PS-99-1	0.703577	10	18.761	15.598	38.497	0.512899	14
PS-99-3	0.703559	10	18.802	15.593	38.486	0.512861	12
PS-99-2	0.704535	18	18.730	15.612	38.510	0.512701	16
PS-99-20B	0.704173	10	18.768	15.634	38.590	0.512710	12
PS-99-22	0.704373	12	18.741	15.609	38.489	0.512689	12
PS-99-9	0.704443	10	18.731	15.610	38.491	0.512705	12
CP35	0.703456	19	18.728	15.598	38.427	0.512912	10
CP22	0.704194	8	18.770	15.608	38.517	0.512759	9
CP29	0.704181	17	18.744	15.602	38.494	0.512813	10
Basamento Paleozoico							
FO-99-1	0.714767	10	18.806	15.665	38.813	0.512061	14
FO-99-3	0.709781	12	18.926	15.637	38.797	0.512512	12
FO-99-4	0.707143	10	18.590	15.620	38.329	0.512734	14

^aLos datos reportados son los valores medidos y no están corregidos por la edad.

En este trabajo no se determinaron edades absolutas.

Los valores 2σ reportados para Sr y Nd representan la precisión de la medición y están multiplicados por 10⁶. La precisión de los valores de Pb está representada por la dispersión de los valores obtenidos en el estándar NBS-981: ²⁰⁶Pb/²⁰⁴Pb = 16.9356 ± 0.0048 ²⁰⁷Pb/²⁰⁴Pb = 15.4912 ± 0.0047, ²⁰⁸Pb/²⁰⁴Pb = 36.7025 ± 0.014 (2σ, n = 13).

**TESIS CON
FALLA DE ORIGEN**

Tabla 4. Composición geoquímica de los componentes y coeficientes de partición utilizados en los modelos

	Manto ^a	Dmanto/fundido ^b	Sed Bulk ^c	Sed Dash ^d	Deed/fundido ^e	Magma Sed	Cort Ocean ^f	Decio/fundido ^h
Rb	0.88	0.00018	94.14	50.00	0.72	68.12	3.59	0.02955
Ba	8.39	0.00020	2910.31	500.00	0.75	665.74	33.89	0.02413
Th	0.11	0.00082	6.70	6.70	0.89	7.48	0.39	0.07092
U	0.04	0.00212	3.17	2.20	0.93	2.36	0.16	0.12728
Nb	1.39	0.00361	9.71	9.71	20	0.34	6.87	0.25810
Ta							0.40	0.35333
La	1.24	0.01314	39.31	39.31	1.34	29.71	6.49	0.24906
Ce	3.01	0.01796	48.83	48.83	1.35	36.64	18.70	0.39460
Sr	43.20	0.02960	231.40	150.00	0.51	280.64	152.27	0.11104
Pb	0.18	0.04978	41.36	20.00	1.29	15.68	0.80	0.11976
Nd	2.46	0.04954	37.68	37.68	1.53	25.06	15.28	0.59326
Sm	0.71	0.07831	7.78	7.78	1.6	4.95	4.77	0.94468
Zr	17.87	0.04261	107.78	107.78			146.44	1.52804
Hf	0.53	0.06929	2.42	2.42			4.02	1.19450
Eu	0.29	0.10451	2.06	2.06	1.68	1.25	1.62	1.09700
Gd	0.92	0.11820	8.32	8.32	1.65	5.14	6.53	1.99220
Tb	0.16	0.14858	1.31	1.31	1.66	0.81	1.26	2.86520
Dy	1.00	0.17577	7.75	7.75	1.68	4.71	7.83	4.49020
Y	5.53	0.18562	49.15	49.15	1.89	29.69	44.03	5.17000
Ho	0.21	0.20323	1.63	1.63	1.69	0.99	1.74	5.79590
Er	0.56	0.21744	4.55	4.55	1.69	2.75	4.70	6.35040
Yb	0.56	0.24924	4.28	4.28	1.68	2.60	4.10	7.70500
Lu	0.08	0.26310	0.69	0.69	1.72	0.41	0.63	10.07800
⁸⁷ Sr/ ⁸⁶ Sr	0.703096		0.70846	0.70846		0.70846	0.70262	
²⁰⁶ Pb/ ²⁰⁴ Pb	18.963		18.687	18.687		18.687	18.303	
²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁴ Pb	15.592		15.601	15.601		15.601	15.483	
²⁰⁸ Pb/ ²⁰⁴ Pb	38.534		38.423	38.423		38.423	37.749	
¹⁴³ Nd/ ¹⁴⁴ Nd	0.512941		0.512518	0.51252		0.51252	0.51314	

^aLa composición de la coña del manto es la muestra PS-99-25 inventada al 3% de batch melting

^bCoefficientes de partición bulk (solido/fundido) asumiendo que el manto tiene una mineralogía compuesta por 53% OI, 24% Cpx, 20% Opx, y 3% Gt. Los coeficientes de partición de los minerales provienen de *Hart y Dunn* [1993];

Johnson [1994] y *Kelmen et al.*, [1993]

^cComposición de los sedimentos bulk del sitio DSDP 487 [LaGaita et al., En preparación]

^dComposición de los sedimentos bulk deshidratados

^eCoefficientes de partición bulk para la fusión de los sedimentos [Johnson y Plank, 1999], excepto DNB=20

^fComposición de la corteza oceánica es el promedio de los análisis del EPR-MORB entre 5°-15°N [PETDB database, 2001]

^hCoefficientes de partición bulk de magmas dacíticos y riolíticos en equilibrio con un residuo eclogítico compuesto por

35% Cpx, 30% Gt, 34.8% Anf y 0.2% Rut. Los coeficientes de partición de los minerales provienen de

Green [1995]; *Rollinson* [1993] y referencias incluidas; *van Westrenen et al.* [2001] y la GERM database [2001]