

Universidad Nacional Autónoma de México



Centro de Geociencias, Campus Juriquilla
Posgrado en Ciencias de la Tierra



**Origen del magmatismo miocénico en el sector central de la FVTM
y sus implicaciones en la evolución del sistema de subducción mexicano**

TESIS

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

presenta

Laura Mori

2007



Universidad Nacional
Autónoma de México

Dirección General de Bibliotecas de la UNAM

Biblioteca Central



UNAM – Dirección General de Bibliotecas
Tesis Digitales
Restricciones de uso

DERECHOS RESERVADOS ©
PROHIBIDA SU REPRODUCCIÓN TOTAL O PARCIAL

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

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

alla mia famiglia

Agradecimientos

Agradezco infinitamente al Dr. Arturo Gómez-Tuena por sus preciosas enseñanzas, por el gran apoyo y confianza que me ha brindado siempre, pero sobretodo por ser un amigo fantástico.

Quiero agradecer a la DGEP-UNAM por la ayuda económica que me ha brindado durante los estudios de doctorado. Gracias también a CONACyT y a NSF por los fondos otorgados respectivamente al Dr. Arturo Gómez Tuena (proyecto 39785) y al Dr. Steven Goldstein (proyecto EAR 96-14782), que permitieron financiar este trabajo.

Gracias a Juan Tomás Vásquez-Ramírez (CGEO) por la preparación de láminas delgadas para la petrografía, y también a Manuel Albarán-Murillo (CGEO) y a mi amigo José Guadalupe Cavazos-Tovar por la gran ayuda proporcionada en el trabajo de molienda y pulverización de las muestras.

Muchas gracias a Rufino Lozano-Santa Cruz (LUGIS) por los análisis de elementos mayores; a Ofelia Pérez-Arvizu (CGEO) por su colaboración durante el análisis de elementos traza; y a Maria del Sol Hernández-Bernal, Teodoro Hernández-Treviño, Juan Morales-Contreras, Peter Schaaf y Gabriela Solís-Pichardo (LUGIS) por realizar parte de los análisis isotópicos. Asimismo agradezco mucho a Steven Goldstein por haberme dado la posibilidad de trabajar en su laboratorio, y a Yue Cai y Anna Cipriani (LDEO) por su ayuda durante las mediciones con el TIMS.

El trabajo de tesis se ha beneficiado notablemente de las sugerencias y comentarios aportados por los miembros del comité evaluador: muchas gracias a Lucia Capra, Steven Goldstein, Arturo Gómez-Tuena, Dante Morán-Zenteno, Fernando Ortega-Gutiérrez, Peter Schaaf y Jesús Solé-Viñas.

Quiero expresar mi agradecimiento a todo el personal académico y administrativo del CGEO, por su disponibilidad y por la ayuda brindada durante mis estudios de posgrado.

Mil gracias también a los estudiantes del CGEO, en particular a Norma y Miche, por la sincera amistad y el gran afecto que nos une.

Unas gracias muy especiales se las debo dar a Isaac, por las aventuras que vivimos juntos, y por todo lo que hemos compartido y nos hemos enseñado en estos años.

Finalmente, debo extender este agradecimiento al otro lado del océano, para que llegue a mi familia, a los grandes amigos de siempre y a nuestros lugares mágicos, por toda la fuerza y el amor que me han transmitido.

Índice

Resumen	1
Abstract	3
1. Introducción	5
<i>Magmatismo en zonas de subducción</i>	5
<i>Caso de estudio: el magmatismo miocénico de la Faja Volcánica Trans-Mexicana</i>	8
<i>Objetivos específicos del trabajo</i>	9
2. Contexto geológico regional	11
2.1 La Faja Volcánica Trans-Mexicana	11
<i>Evolución geológica de la FVTM</i>	11
<i>Características estructurales de la FVTM</i>	14
2.2 Las placas oceánicas en subducción	15
<i>Historia y geometría de las placas oceánicas</i>	15
<i>Composición de las placas oceánicas</i>	18
<i>Estructura térmica de la zona de subducción mexicana</i>	19
2.3 La placa continental	20
<i>Estructura cortical</i>	20
<i>Geología del basamento</i>	21
2.4 Magmatismo de la FVTM	23
<i>Varietades magmáticas e interpretaciones petrogenéticas</i>	23
<i>Modelos alternativos</i>	27
3. Geología del área de estudio	31
3.1 Características estructurales	31
3.2 Estratigrafía	31
3.2.1 ¿Basamento pre-mesozoico?	31
3.2.2 El basamento mesozoico	34
3.2.3 La cubierta cenozoica	35
<i>Ignimbritas oligocénicas</i>	35
<i>Areniscas y conglomerados cenozoicos</i>	36
<i>Dacita Obrajuelo</i>	36
3.2.4 El volcanismo miocénico	37
<i>El Volcán Palo Huérfano</i>	37
<i>El Volcán La Joya</i>	40
<i>El Volcán Zamorano</i>	41
<i>La Sucesión Volcánica de Querétaro</i>	43
3.2.5 El volcanismo pliocénico	44
4. Métodos analíticos	45
4.1 Muestreo, trituración y pulverización	45
4.2 Análisis de elementos mayores y traza	46

<i>Procedimiento químico para el análisis de elementos traza</i>	46
<i>Reducción y calibración de los datos de elementos traza</i>	49
4.3 Análisis isotópicos	51
<i>Separación química del plomo</i>	53
<i>Separación química del estroncio</i>	54
<i>Química TRU-SPEC</i>	55
<i>Separación química del neodimio</i>	55
<i>Beaker Identity</i>	56
<i>Cálculo de la concentración de Sr, Nd y Pb en los microtubos</i>	58
<i>Carga de Sr, Nd y Pb en los filamentos</i>	60
<i>Resultados de los análisis isotópicos</i>	62
5. Petrografía	64
<i>El Complejo Volcánico PH-LJ-Z</i>	64
<i>La SVQ</i>	70
6. Resultados geoquímicos	74
<i>Elementos mayores</i>	74
<i>Elementos traza</i>	77
<i>Isótopos de Sr, Nd y Pb</i>	82
7. Discusión	85
<i>Las adakitas del Complejo PH-LJ-Z: ¿origen por cristalización fraccionada?</i>	85
<i>Las adakitas del Complejo PH-LJ-Z: ¿fusión cortical?</i>	87
<i>Los componentes de la subducción</i>	91
<i>Contribuciones de la corteza continental</i>	94
8. Modelo tectónico-petrogenético para la Faja Volcánica Trans-Mexicana	98
9. Conclusiones	105
Referencias bibliográficas	108
Tabla 1. Análisis modal y norma CIPW de los ensambles PH-LJ-Z y SVQ	118
Tabla 2. Datos de elementos mayores y traza de las secuencias PH-LJ-Z y SVQ	119
Tabla 3. Reproducibilidad y exactitud de los datos de elementos traza	125
Tabla 4. Composiciones isotópicas de las rocas del PH-LJ-Z y de la SVQ	126
Tabla 5. Cálculo del <i>Beaker Identity</i> de Sr	127
Tabla 6. Cálculo de la concentración de Sr en los microtubos	128
Tabla 7. Modelos de cristalización fraccionada	129

Resumen

Las modificaciones temporales en la composición química de las rocas del Mioceno Medio-Tardío del sector central de la Faja Volcánica Trans-Mexicana muestran como un proceso prolongado de subducción sub-horizontal puede influenciar al magmatismo de arco. Estas variaciones químicas están registradas en el Complejo Volcánico Palo Huérfano-La Joya-Zamorano (PH-LJ-Z; ~12-10 Ma), un grupo de estratovolcanes andesítico-dacíticos ubicados a una distancia de ~500 km de la Trinchera Mesoamericana, y en la Sucesión Volcánica de Querétaro (SVQ; ~8-6 Ma), una meseta basáltica a basáltico-andesítica que cubre estratigráficamente los estratovolcanes.

Las dos secuencias presentan patrones de elementos traza típicos de magmas de arco; sin embargo el ensamble PH-LJ-Z alcanza una señal de la subducción más pronunciada con respecto a la SVQ ($Ba/Nb = 54-217$ y $28-98$, respectivamente). Además, los productos de los estratovolcanes presentan características geoquímicas peculiares, típicas de fundidos experimentales y naturales de la corteza oceánica en subducción (fundidos adakíticos) que han interactuado con la cuña del manto durante su ascenso: relaciones Sr/Y muy altas, empobrecimiento de Y y elementos de las tierras raras pesadas, con composiciones isotópicas de Sr , Nd y Pb que tienden a ser similares a las de los basaltos de la Dorsal del Pacífico Oriental. En cambio, las rocas de la SVQ no presentan características adakíticas, y tienen contenidos de $Fe_2O_3^{tot}$ más altos que la secuencia PH-LJ-Z al mismo número de magnesio ($Mg\# \sim 40-70$) y a contenidos equivalentes de MgO y Na_2O . Debido a que el Fe^{+3} en magmas de arco es un indicador sensible del contenido de agua y/o de la presión a la cual ocurre la fusión, y el Na podría reflejar el espesor de la columna de manto que controla el grado de fusión, las diferencias geoquímicas entre las dos secuencias sólo pueden reconciliarse si los magmas primarios se equilibraron con la cuña del manto aproximadamente en las mismas condiciones de presión pero con contenidos distintos de agua disuelta.

La variabilidad geoquímica entre el episodio adakítico del Mioceno Medio y la provincia máfica del Mioceno Tardío ha sido previamente asociada a modificaciones tectónicas importantes, como un retroceso o una ruptura de la placa oceánica en subducción. Sin embargo, las nuevas evidencias indican que las diferencias composicionales primarias entre los dos episodios magmáticos están básicamente relacionadas con mecanismos distintos de reciclaje de elementos en la zona de

subducción, que debieron haber ocurrido sin cambios mayores en la configuración tectónica local durante ese periodo. Las características de fundidos de la placa en subducción de las rocas del PH-LJ-Z y su emplazamiento a gran distancia de la trinchera son consistentes con una geometría de subducción sub-horizontal que favorece la fusión parcial de la corteza oceánica a presiones relativamente bajas. Por otra parte, un periodo prolongado de subducción plana inducirá un enfriamiento gradual de la estructura térmica de la zona de subducción, promoviendo la deshidratación de la corteza oceánica en lugar de su fusión. En este contexto, la liberación de fluidos acuosos hacia la cuña del manto representa el mecanismo favorable para formar las rocas volcánicas de la SVQ.

Abstract

Temporal modifications in the chemical compositions of Middle to Late Miocene rocks from the central sector of the Trans-Mexican Volcanic Belt elucidate how a process of prolonged flat subduction can influence arc magmatism. These geochemical variations are recorded in the Palo Huérfino-La Joya-Zamorano Volcanic Complex (PH-LJ-Z; ~12-10 Ma), a group of andesitic to dacitic stratovolcanoes located at a distance of ~500 km from the Mesoamerican Trench, and in the Querétaro Volcanic Succession (QVS; ~8-6 Ma), a basaltic to basaltic-andesitic plateau that stratigraphically overlies the stratovolcanoes.

The two sequences present typical arc-like trace element patterns; yet, the PH-LJ-Z suite displays a higher subduction signature than the QVS ($Ba/Nb = 54-217$ and $28-98$, respectively). Moreover, products from the stratovolcanoes show peculiar geochemical features that are typical of experimental and natural slab melts (adakitic melts) that have interacted with the mantle wedge: very high Sr/Y ratios, Y and heavy rare earth element depletions, with Sr, Nd and Pb isotopic compositions that tend to be similar to those observed in the East Pacific Rise mid-ocean ridge basalts. In contrast, QVS rocks do not present adakitic features, and display higher $Fe_2O_3^{tot}$ contents at equivalent magnesium number ($Mg\# \sim 40-70$), and at the same MgO and Na_2O contents than the PH-LJ-Z suite. Since Fe^{+3} in arc magmas is a sensitive proxy of water contents and/or melting pressures, and Na may reflect the thickness of the mantle column that controls the extent of melting, the overall geochemical differences between the two sequences can only be reconciled if they equilibrated with the mantle wedge at roughly the same pressures but with different amounts of dissolved water.

The geochemical variability between the Middle Miocene adakitic episode and the Late Miocene mafic province has been previously associated to important tectonic modifications, such as slab rollback or slab detachment. Nevertheless, the new evidence indicates that the primary compositional differences between the two magmatic episodes are basically related to different mechanisms of element recycling in the subduction zone, which should have occurred without major changes in the local tectonic configuration for that period. The slab-melt features of PH-LJ-Z rocks and their emplacement at a large distance from the trench are consistent with a sub-horizontal subduction geometry favoring slab melting at relatively low pressures. On the other hand, a protracted flat subduction will most likely induce a gradual cooling of

the thermal structure in the subduction zone, promoting slab dehydration rather than melting. In this context, fluid fluxing of the mantle wedge represents the mechanism to form the volcanic rocks of the QVS.

1. Introducción

Magmatismo en zonas de subducción

Las zonas de subducción son límites tectónicos en los cuales una placa oceánica se hunde (subduce) por debajo de litósfera oceánica o continental, debido a su mayor densidad. En estas regiones se desarrolla gran parte de la actividad magmática del planeta, que se manifiesta en superficie con la construcción de grandes cadenas volcánicas (arcos volcánicos).

En principio, podría resultar difícil conciliar la subducción de litósfera oceánica relativamente fría con el desarrollo de magmatismo y con el flujo alto de calor característico de las zonas de arco. Sin embargo, los estudios petrológicos llevados a cabo en las últimas décadas han resuelto esta paradoja aparente, descubriendo que la inyección de un “componente de la subducción” rico en agua a la cuña del manto reduce la temperatura del *solidus* de las peridotitas, induciendo su fusión parcial, y promoviendo la generación de magmas en márgenes convergentes (García *et al.*, 1979; Stolper y Newman, 1994; Gaetani y Grove, 1998; Iwamori, 1998; Ulmer, 2001; Grove *et al.*, 2006).

Los magmas de arco exhiben características geoquímicas peculiares que permiten distinguirlos de los productos generados en otros contextos tectónicos como dorsales meso-oceánicas o regiones intraplaca. En particular, presentan un enriquecimiento marcado de Pb y elementos litófilos de radio iónico grande (*Large Ion Lithophile Elements*, LILE) con respecto a los elementos de alto potencial iónico (*High Field Strength Elements*, HFSE) y a las tierras raras (*Rare Earth Elements*, REE). Debido a que las relaciones LILE/HFSE y LILE (Pb)/REE (por ejemplo Ba/Nb y Pb/Ce) no sufren un fraccionamiento significativo durante procesos de fusión parcial y/o cristalización fraccionada, se considera que los patrones de elementos traza de los magmas de arco reflejan propiamente la contribución del “componente de la subducción” (McCulloch y Gamble, 1991; Miller *et al.*, 1994; Stolper y Newman, 1994; Hochstaedter *et al.*, 2001; Solidum *et al.*, 2003). Por lo tanto, parece ser claro que el magmatismo de arco involucra la transferencia de elementos desde la placa en subducción hacia la cuña del manto, y que por ende las márgenes convergentes son lugares clave para comprender el reciclaje de materiales geológicos superficiales hacia el interior de la Tierra.

Se ha reconocido que el componente de la subducción puede derivar tanto de la corteza oceánica como de su cubierta sedimentaria (Miller *et al.*, 1994; Elliott *et al.*, 1997); sin embargo, los mecanismos físicos a través de los cuales los elementos son transportados hacia la cuña del manto representan todavía materia de intenso debate. La naturaleza del agente derivado de la subducción depende esencialmente del estado térmico de la placa oceánica y de las reacciones metamórficas que ocurren en la placa en subducción bajo condiciones distintas de presión y temperatura (Poli y Schmidt, 2002). Durante la subducción, la placa oceánica está sujeta a un metamorfismo progresivo que provoca su deshidratación y la liberación de fluidos acuosos ricos en elementos móviles hacia la cuña del manto (Thompson, 1992; Miller *et al.*, 1994; Ryan *et al.*, 1995; Elliott *et al.*, 1997; Turner *et al.*, 1997). Sin embargo, algunos modelos térmicos más recientes de las zonas de subducción, que consideran una cuña del manto con viscosidad variable en función de la temperatura, también predicen temperaturas suficientemente altas como para permitir la fusión parcial de los sedimentos subducidos y también de los basaltos de la corteza oceánica (van Keken *et al.*, 2002). Los fundidos derivados de la placa en subducción impartirán a los magmas de arco una señal geoquímica muy diferente con respecto a los fluidos acuosos, pues el coeficiente de partición de los elementos varía en función de la temperatura y de la composición del líquido (fluido acuoso o fundido silicatado) (Kessel *et al.*, 2005). Por ejemplo, se ha propuesto que el enriquecimiento en Th y tierras raras ligeras (*Light Rare Earth Elements*, LREE), que se consideran insolubles en fluidos acuosos (Tatsumi *et al.*, 1986; Keppler, 1996), refleja la contribución de fundidos parciales de los sedimentos subducidos (Elliott *et al.*, 1997; Class *et al.*, 2000; Plank, 2005; Barry *et al.*, 2006); por otra parte, el empobrecimiento de Y y tierras raras pesadas (*Heavy Rare Earth Elements*, HREE) acompañado por concentraciones altas de Sr es generalmente atribuido a la participación de fundidos parciales de los basaltos subducidos (Defant y Drummond, 1990).

Durante la evolución del proceso tectónico convergente, la estructura térmica de una zona de subducción puede estar sujeta a modificaciones, y por lo tanto es probable que ocurran cambios en los mecanismos físicos de transferencia de elementos desde la placa oceánica hacia la cuña del manto: la contribución de agentes distintos derivados de la subducción debería reflejarse también en las características geoquímicas de los magmas emplazados en el arco. Las modificaciones en la configuración geométrica de una zona de subducción también podrían inducir cambios en su estructura térmica. Por

ejemplo, se ha propuesto que una ruptura de la placa oceánica, o un aumento del ángulo de subducción, pueden promover un incremento de temperatura en la zona de subducción, y favorecer por ende la fusión de la corteza oceánica, debido a que ambos procesos inducen el ascenso de manto astenosférico profundo y caliente (Yogodzinski *et al.*, 2001; Kincaid y Griffiths, 2003). Por otra parte, también se ha reconocido que una modificación de las condiciones térmicas de la placa en subducción podría ocurrir sin cambios mayores en la geometría del régimen tectónico: por ejemplo, en un contexto de subducción plana, la geometría sub-horizontal favorecerá en principio el calentamiento anómalo de la corteza oceánica, induciendo su fusión parcial a presiones relativamente bajas. Sin embargo, si la subducción plana se prolonga en el tiempo, causará el enfriamiento progresivo de la placa oceánica y de la cuña del manto, hasta provocar el cese de la actividad volcánica (Gutscher *et al.*, 2000).

Estas consideraciones evidencian que para comprender plenamente los mecanismos que gobiernan el magmatismo de arco se necesita entender en que forma el régimen tectónico puede condicionar el estado térmico de la placa oceánica, y de que manera estos factores afectan a los componentes derivados de la subducción, y por ende la variabilidad geoquímica observada en las rocas volcánicas. Solucionar estos problemas es de gran importancia para entender el ciclo geoquímico de la Tierra sólida a escala global, y también por las implicaciones que el magmatismo en márgenes convergentes tiene en los procesos de generación cortical. De hecho, la analogía entre las andesitas generadas en arcos volcánicos y la composición promedio de la corteza continental, también andesítica (Rudnick y Gao, 2003 y referencias), parece indicar que la corteza continental ha crecido a través de contribuciones magmáticas importantes en zonas de subducción (Yogodzinski y Kelemen, 1998), heredando las características geoquímicas propias de los productos de arcos volcánicos.

El origen de las andesitas representa otro de los grandes problemas por resolver en el ámbito del magmatismo de arco. La hipótesis genética “clásica” considera que los magmas andesíticos derivan de un proceso de cristalización fraccionada a partir de un magma basáltico (Gill, 1981; Tatsumi, 1989). Alternativamente, Hildreth y Moorbath (1988) sugieren que los magmas andesíticos se originan en regiones de MASH (*Melting, Assimilation, Storage, Homogenization*) ubicadas en la base de la corteza continental, en donde magmas basálticos de origen mantélico se estacionan por flotabilidad, sufriendo un proceso complejo de asimilación cortical, homogenización y cristalización fraccionada. Por otra parte, Grove *et al.* (2003), Blatter *et al.* (2007) y

Mukasa *et al.* (2007) proponen que la fusión parcial directa de una cuña del manto en condiciones extremadamente hidratadas puede generar andesitas con características petrológicas de magmas primarios. Una hipótesis alternativa invoca la interacción de fundidos parciales de la corteza oceánica subducida con las peridotitas del manto para generar andesitas primitivas de alto número de magnesio (Mg#) (Kay, 1978; Kelemen *et al.*, 2003): las andesitas de alto Mg# derivadas de este proceso presentan a menudo características geoquímicas peculiares (documentadas por primera vez por Kay, 1978 en los productos volcánicos de la Isla de Adak, en las Aleutianas, y sucesivamente denominadas características “adakíticas” por Defant y Drummond, 1990), como patrones de REE muy fraccionados, relaciones Sr/Y muy altas y un marcado empobrecimiento de Y y HREE, que son atribuidas al componente de la subducción, es decir un magma derivado de la fusión parcial de los basaltos en *facies* de eclogita, con granate y sin plagioclasa en la paragenesis residual (*i.e.* fundido “adakítico”, según la definición de Defant y Drummond, 1990); en cambio, se considera que las abundancias de elementos compatibles y el alto Mg# reflejan la contribución del componente mantélico (Kay, 1978; Kelemen *et al.*, 2003). De acuerdo a Kelemen *et al.* (2003), la magnitud de la señal adakítica en las andesitas de alto Mg# depende en gran medida de la proporción entre fundidos parciales de la corteza oceánica y peridotitas del manto al momento de la interacción.

A pesar de que la definición originaria de “fundido adakítico” nació con una connotación genética específica (Defant y Drummond, 1990), estudios recientes documentan que magmas con características geoquímicas prácticamente idénticas se pueden generar mediante otros procesos, como la fusión parcial de la corteza continental inferior (Petford y Atherton, 1996; Xu *et al.*, 2002), o el fraccionamiento de granate y anfíbol a partir de un magma basáltico hidratado en condiciones de alta presión (Macpherson *et al.*, 2006).

Caso de estudio: el magmatismo miocénico de la Faja Volcánica Trans-Mexicana

La margen convergente mexicana representa un lugar excelente para evaluar la influencia del componente de la subducción a los magmas de arco. De hecho, numerosos fechamientos isotópicos y datos geoquímicos han permitido reconocer que la actividad ígnea de la Faja Volcánica Trans-Mexicana (FVTM) ha sufrido cambios significativos en su ubicación geográfica y en la composición de los productos volcánicos a lo largo de toda su historia geológica (Gómez-Tuena *et al.*, 2005). Por lo

tanto, el análisis de la distribución espacio-temporal del magmatismo y el estudio del amplio espectro de composiciones magmáticas que exhibe la FVTM pueden proporcionar información importante sobre cómo se han modificado los componentes y procesos involucrados en la génesis de magmas durante la evolución tectónica de la margen convergente.

El presente estudio está enfocado al análisis de la actividad volcánica temprana de la FVTM con el objetivo de identificar los factores responsables de la variabilidad geoquímica de los magmas emplazados entre el Mioceno Medio y Tardío, pero también busca aportar una contribución al entendimiento de los procesos magmáticos en zonas de subducción. Se examinarán y discutirán los modelos planteados en los últimos años para explicar el origen del magmatismo miocénico en la FVTM, y se usarán nuevos datos y argumentos para proponer ideas alternativas, con el propósito de contribuir al conocimiento de la evolución magmática y tectónica del arco. El trabajo se fundamenta en la caracterización petrogenética de dos eventos magmáticos ubicados en el sector centro-septentrional del arco (Fig. 1): el Complejo Volcánico Palo Huérfano-La Joya-Zamorano (PH-LJ-Z; ~12-10 Ma), un grupo de estratovolcanes andesítico-dacíticos situados en los estados de Querétaro y Guanajuato, y la Sucesión Volcánica de Querétaro (SVQ; ~8-6 Ma), una meseta máfica que cubre estratigráficamente los estratovolcanes. Por su ubicación a ~500 km de la Trinchera Mesoamericana actual, por las relaciones espacio-temporales que guardan, y por sus características petrográficas y geoquímicas contrastantes, estos dos episodios tienen un carácter estratégico para entender los mecanismos de reciclaje de elementos y los procesos de generación de magmas en una de las zonas de subducción más complejas del mundo.

Objetivos específicos del trabajo

- Contribuir con nuevos datos geoquímicos (elementos mayores y traza) e isotópicos (isótopos de Sr, Nd y Pb) de alta calidad a la caracterización composicional del magmatismo miocénico emplazado en el sector central de la FVTM.
- Reconocer los componentes y procesos involucrados en la petrogénesis de las secuencias volcánicas PH-LJ-Z y SVQ.
- Elaborar un modelo tectónico que sea consistente y compatible con la interpretación petrogenética propuesta para los grupos PH-LJ-Z y SVQ.

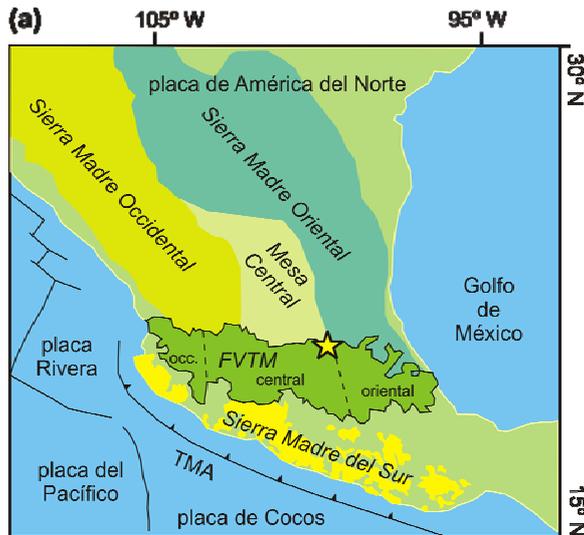


Figura 1. (a) Ubicación geográfica de la Faja Volcánica Trans-Mexicana (FVTM), de las principales provincias geológicas de México, y de las placas tectónicas actuales (modificado de Gómez-Tuena *et al.*, 2005). TMA = Trinchera Mesoamericana. También se muestra la división de la FVTM en tres sectores (occidental, central y oriental) que presentan características estructurales diferentes (Pasquarè *et al.*, 1988). La localización del área de estudio es señalada con una estrella. (b) La imagen de satélite muestra los estratovolcanes Palo Huérfano (PH), La Joya (LJ) y Zamorano (Z), y las lavas de la Sucesión Volcánica de Querétaro (SVQ).

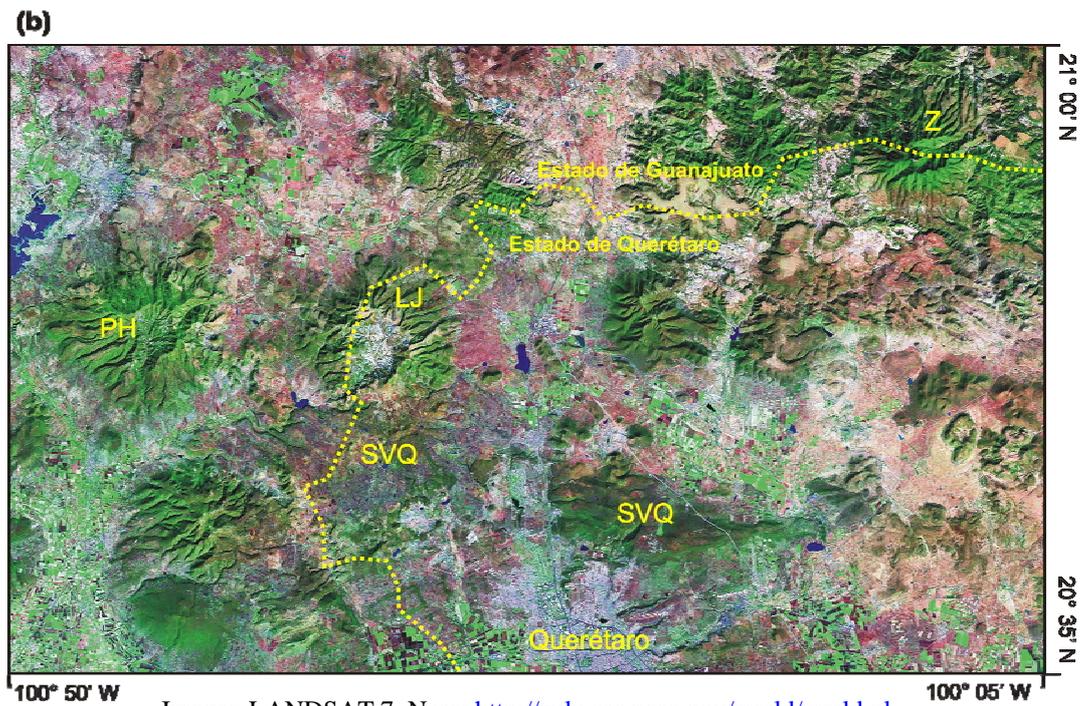


Imagen LANDSAT 7, Nasa: <http://zulu.ssc.nasa.gov/mrslld/mrslld.pl>

2. Contexto geológico regional

2.1 La Faja Volcánica Trans-Mexicana

La FVTM es un arco magmático continental relacionado con la subducción de las placas oceánicas de Cocos y Rivera por debajo de la placa de América del Norte a lo largo de la Trinchera Mesoamericana (Fig. 1). Esta cadena volcánica está conformada por más de 8,000 estructuras, representadas por grandes estratovolcanes, campos de conos monogenéticos y algunos cuerpos intrusivos, que están distribuidos a lo largo de ~1,000 km, con una amplitud variable entre 80 y 230 km (Gómez-Tuena *et al.*, 2005). La FVTM se desarrolla con una orientación preferencial E-W, extendiéndose desde la costa del Pacífico hasta el Golfo de México, delimitada entre los paralelos 19° N y 21° N (Demant, 1978) (Fig. 1). El arco volcánico tiene una orientación oblicua con respecto a la Trinchera Mesoamericana, formando con ésta un ángulo de ~16°, y muestra una distribución transversal con respecto a las grandes provincias geológicas de México (Sierra Madre Occidental, Sierra Madre del Sur, Mesa Central y Sierra Madre Oriental), que corren con orientación preferencial NNW-SSE (Fig. 1).

Se acostumbra dividir la FVTM en tres sectores con características geológicas y estructurales diferentes (Demant, 1978; Pasquarè *et al.*, 1988). Se distinguen (Fig. 1): un sector occidental delimitado entre la costa del Pacífico y el sistema de *rifts* de Tepic-Zacoalco, Chapala y Colima (Demant, 1981; Allan, 1986); un sector central definido entre dichas estructuras y el sistema de fallas Taxco-San Miguel de Allende (Alaniz-Álvarez *et al.*, 2002; Alaniz-Álvarez y Nieto-Samaniego, 2005); y un sector oriental ubicado entre este sistema de fallas y la costa del Atlántico.

Evolución geológica de la FVTM

En el pasado existieron muchas hipótesis sobre la evolución espacio-temporal del volcanismo en la margen convergente mexicana, proponiéndose edades variables desde el Oligoceno (Mooser, 1972) hasta el Cuaternario (Demant, 1978) para el origen de la actividad magmática propiamente relacionada con la FVTM. En la actualidad, un gran número de fechamientos isotópicos obtenidos a lo largo de la Sierra Madre Occidental y de la FVTM han permitido visualizar la reorientación progresiva del volcanismo continental, indicando que un arco con la orientación de la FVTM existió a partir del Mioceno Temprano-Medio (Ferrari *et al.*, 1999, 2003; Gómez-Tuena *et al.*, 2005).

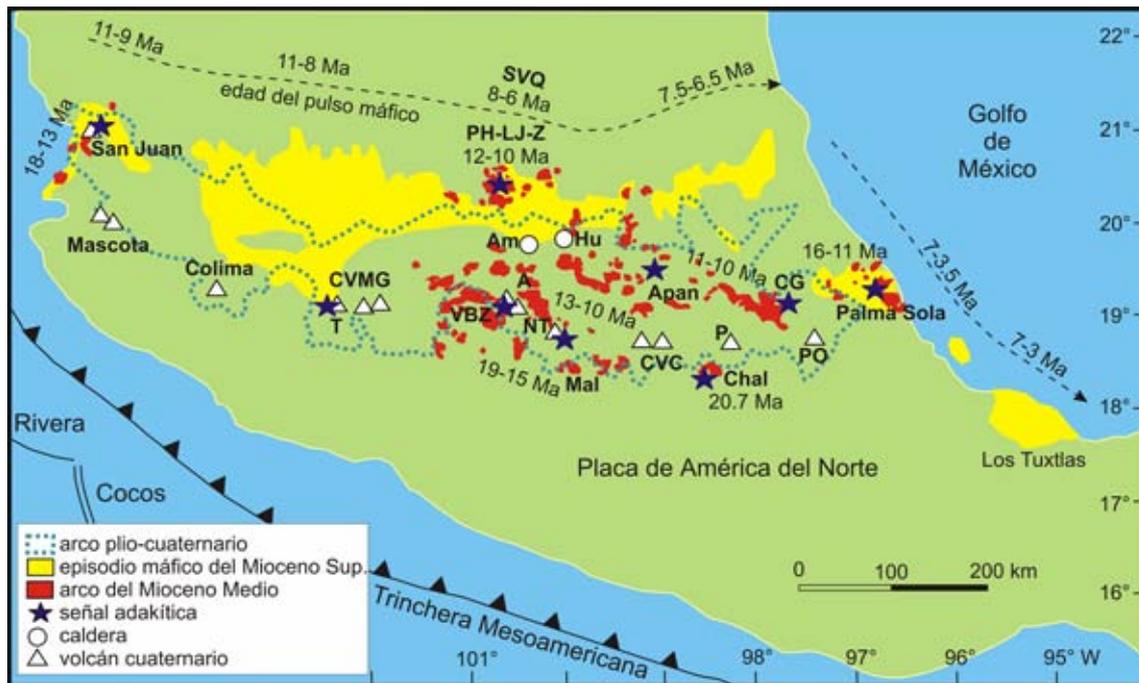


Figura 2. Mapa geológico generalizado de la FVTM (modificado de Gómez-Tuena *et al.*, 2005). Entre los magmas emplazados durante el Mioceno Temprano se señalan los domos de Chalcatzingo (Chal; firma adakítica), las lavas de Malinalco (Mal) y de la Sierra de Angangueo (A). Durante el Mioceno Medio se emplazan magmas con características adakíticas a gran distancia desde la Trinchería Mesoamericana: Campo Volcánico de Palma Sola, Volcán Cerro Grande (CG), Campo Volcánico de Apan, Complejo Volcánico Palo Huérfano-La Joya-Zamorano (PH-LJ-Z). El episodio máfico del Mioceno Tardío-Plioceno está representado en el área de estudio por la Sucesión Volcánica de Querétaro (SVQ). Durante el Plioceno la actividad magmática se manifiesta con ignimbritas emplazadas a través de calderas, entre las cuales se señalan Amealco (Am) y Huichapan (Hu). El frente volcánico actual está definido por algunos grandes estratovolcanes y campos volcánicos monogenéticos, entre los cuales se señalan: Pico de Orizaba (PO), Popocatepetl (P), Campo Volcánico de Chichinautzin (CVC), Nevado de Toluca (NT; firma adakítica), Campo Volcánico Valle de Bravo-Zitácuaro (VBZ; firma adakítica), Campo Volcánico Michoacán-Guanajuato (CVMG) y Tancitaro (T; firma adakítica), Complejo Volcánico de Colima, Campo Volcánico de Mascota, San Juan (firma adakítica).

Los vestigios de la FVTM ancestral afloran en los sectores central y oriental del arco (Fig. 2), y están representados por los domos riolíticos de Chalcatzingo en el estado de Morelos (~20.7 Ma; Rincón-Herrera *et al.*, 2007), los Complejos Volcánicos de la Sierra de Mil Cumbres y de la Sierra de Angangueo en el estado de Michoacán (Pasquarè *et al.*, 1991; Capra *et al.*, 1997) y las secuencias de lavas de Malinalco y Tenancingo en el estado de México (19.5-16 Ma; Ferrari *et al.*, 2003). En episodios sucesivos, la actividad magmática migró gradualmente a mayor distancia de la Trinchería Mesoamericana, hasta alcanzar los límites septentrionales del arco a los 12-10 Ma (Fig. 2), formando los estratovolcanes del Complejo Volcánico Palo Huérfano-La Joya-Zamorano en los estados de Querétaro y Guanajuato (Carrasco-Núñez *et al.*, 1989; Pérez-Venzor *et al.*, 1996; Valdéz-Moreno *et al.*, 1998; Verma y Carrasco-Núñez,

2003), la actividad temprana del Campo Volcánico de Apan en Hidalgo (García-Palomo *et al.*, 2002), y el Volcán Cerro Grande en Puebla (Gómez-Tuena y Carrasco-Núñez, 2000). Hacia el extremo oriental del arco, este episodio volcánico está representado por los cuerpos plutónicos y subvolcánicos de Palma Sola en Veracruz (Gómez-Tuena *et al.*, 2003), con una edad de ~16-11 Ma (Ferrari *et al.*, 2005 y referencias). Muchos de los productos emplazados durante este episodio magmático presentan características geoquímicas peculiares, típicas de rocas adakíticas (Gómez-Tuena *et al.*, 2003). Con base en esta consideración, y en la ubicación a gran distancia desde la trinchera, se ha propuesto que estas rocas derivan de la fusión parcial de la placa en subducción, que debió ocurrir en un contexto de subducción sub-horizontal (Gómez-Tuena *et al.*, 2003).

La actividad volcánica cambió durante el Mioceno Tardío, cuando una amplia provincia de magmatismo máfico fue emplazada de costa a costa, con edades progresivamente más jóvenes desde el oeste hacia el este (Fig. 2): ~11-8.9 Ma en Nayarit; ~11-8 Ma en Jalisco y Michoacán; ~8-6 Ma en Querétaro (magmas de la Sucesión Volcánica de Querétaro) e Hidalgo; ~7.5-3 Ma en Veracruz (Ferrari, 2004 y referencias; Ferrari *et al.*, 2005). Este evento magmático ha recibido gran atención debido a su extensión geográfica y a la presencia esporádica de lavas alcalinas emplazadas en estrecha asociación con los productos calcialcalinos dominantes. Los modelos petrogenéticos que se han propuesto relacionan el emplazamiento de la provincia máfica del Mioceno Tardío con modificaciones tectónicas importantes. Por un lado, Gómez-Tuena *et al.* (2003) consideran que los magmas alcalinos del sector oriental de la FVTM están relacionados con un proceso de *slab rollback* (retroceso de la placa en subducción hacia la trinchera, por efecto de un aumento del ángulo de subducción), que induciría el ascenso y fusión por descompresión de un manto astenosférico profundo, el cual ha sido influenciado de forma variable por la placa en subducción. En cambio, Ferrari (2004) invoca una ruptura de la placa en subducción (*slab detachment*). En este modelo, el manto astenosférico profundo ascendería a través de la *slab window* (apertura en la placa oceánica), induciendo la fusión parcial de una cuña del manto previamente modificada por la subducción, y ocasionalmente también del manto enriquecido más profundo. El autor explica el rango de edades progresivamente más jóvenes hacia el este del pulso máfico como la expresión volcánica de la propagación de la ruptura de la placa en la misma dirección.

El magmatismo del Mioceno Tardío-Plioceno Temprano estuvo caracterizado por el emplazamiento de domos silíceos y grandes volúmenes de ignimbritas extruidas

a través de calderas, distribuidos al sur de la provincia de magmatismo máfico (Fig. 2). Entre las calderas más importantes del sector central del arco se señalan Amazcala (7.3-6.6 Ma; Aguirre-Díaz y López-Martínez, 2001), Huichapan (5.0-4.2 Ma; Aguirre-Díaz y López-Martínez, 2004), Amealco (4.7-3.7 Ma; Aguirre-Díaz, 1996) y Los Azufres (~6-3 Ma; Ferrari *et al.*, 1991; Pradal y Robin, 1994). Durante el Plioceno, lavas máficas alcalinas se emplazaron en asociación bimodal con el magmatismo silíceo (Gómez-Tuena *et al.*, 2005 y referencias).

Posteriormente, la actividad magmática continuó migrando hacia la Trinchería Mesoamericana (Delgado-Granados *et al.*, 1995; Gómez-Tuena *et al.*, 2005). A partir del Plioceno Tardío y durante el Cuaternario, la actividad magmática se ha manifestado a través de la generación de numerosos campos volcánicos monogenéticos (Fig. 2), como el Campo Volcánico Michoacán-Guanajuato, el Campo Volcánico de Valle de Bravo-Zitácuaro y el Campo Volcánico de Chichinautzin en los sectores central y oriental del arco, y los Campos Volcánicos de Mascota, Los Volcanes, San Sebastián y Atenguillo en el sector occidental. Además, durante el Cuaternario y hasta nuestros días se han edificado los grandes estratovolcanes que definen el frente volcánico actual de la FVTM, entre los cuales destacan el Volcán Colima, Tancítaro, Nevado de Toluca, Popocatepetl y Pico de Orizaba (Fig. 2).

Características estructurales de la FVTM

Los estudios de geología estructural realizados en las últimas décadas han permitido definir la geometría, cinemática y edad de los sistemas principales de fallas que afectan a la FVTM en los distintos sectores. La deformación está concentrada principalmente en los sectores central y occidental del arco volcánico. Estas regiones estuvieron sujetas a un régimen tectónico transcurrente y/o transtensional entre el Mioceno Medio y Tardío (Ferrari, 1995), mientras que a partir del Mioceno Tardío-Plioceno Temprano ha actuado una tectónica esencialmente extensional en dirección perpendicular a la FVTM (Ferrari y Rosas-Elguera, 1999a; Suter *et al.*, 2001). Ambos sectores están caracterizados por volcanismo monogenético abundante, probablemente emplazado en estrecha relación con el régimen tectónico dominante. El fallamiento disminuye notablemente hacia el sector oriental, en donde la actividad magmática de la FVTM se manifiesta principalmente a través de grandes estratovolcanes, con manifestaciones monogenéticas menores.

En el sector occidental del arco volcánico se encuentran tres depresiones tectónicas organizadas a formar una junta triple al sur de la ciudad de Guadalajara (Demant, 1981): estas estructuras son los *rifts* de Tepic-Zacoalco, Colima y Chapala. Se considera que los *rifts* de Tepic-Zacoalco y Colima representan las fronteras septentrional y oriental del bloque Jalisco, y que estos límites fueron parcialmente reactivados con movimientos extensionales durante el Plioceno y el Cuaternario, en respuesta a los esfuerzos aplicados en el límite de las placas de Rivera y América del Norte (Luhr *et al.*, 1985; Allan *et al.*, 1991; Ferrari y Rosas-Elguera, 1999a).

En el sector central de la FVTM se han reconocido tres sistemas de fallas principales: el sistema de fallas del Bajío, el sistema de fallas de Morelia-Acambay, y el sistema de fallas Taxco-San Miguel de Allende. El sistema del Bajío tiene una orientación NW-SE, y presenta una longitud de ~70 km y un desplazamiento mínimo de 2 km; estas fallas estuvieron activas principalmente entre el Eoceno y el Oligoceno, aunque se ha documentado un desplazamiento de al menos 500 m después del Mioceno Medio (Alaniz-Álvarez y Nieto-Samaniego, 2005). Las fallas que constituyen el sistema Morelia-Acambay presentan una orientación preferencial WSW-ENE; este sistema empezó su actividad en el Plioceno Temprano con movimientos laterales izquierdos a transtensivos, que sucesivamente se volvieron esencialmente extensionales (Ferrari *et al.*, 1990; Suter *et al.*, 1995). El sistema de fallas Taxco-San Miguel de Allende es un conjunto de estructuras que cruzan la FVTM con una orientación NNW-SSE (Demant, 1978); se extiende desde Taxco, Guerrero, hasta la Sierra de Catorce en el estado de San Luis Potosí (Nieto-Samaniego *et al.*, 1999), presentando una longitud de ~450 km y un ancho máximo de ~30 km en el estado de Querétaro. Se considera que esta estructura representa un límite mayor entre bloques corticales con diferentes espesores, topografías e historias geológicas (Alaniz-Álvarez *et al.*, 2002), y que los segmentos que la componen han sido reactivados por cinemáticas diferentes a partir del Oligoceno (Alaniz-Álvarez *et al.*, 2002; Alaniz-Álvarez y Nieto-Samaniego, 2005).

2.2 Las placas oceánicas en subducción

Historia y geometría de las placas oceánicas

La margen convergente mexicana está caracterizada por la subducción de las placas oceánicas de Cocos y Rivera por debajo de la Placa de América del Norte a lo largo de la Trincheras Mesoamericana (Fig. 3). La configuración tectónica actual de la

zona de subducción mexicana es el resultado de la fragmentación progresiva de la antigua placa oceánica Farallón, que ocurrió cuando segmentos distintos de la Dorsal del Pacífico Oriental alcanzaron la placa de América del Norte (Menard, 1978; Mammerickx y Klitgord, 1982; Lonsdale, 1991). Este proceso produjo variaciones importantes en las direcciones de expansión de la Dorsal del Pacífico y alteró su patrón de segmentación, induciendo modificaciones en las direcciones y velocidades de convergencia a lo largo de la margen del Pacífico (Engebretson *et al.*, 1985). Se ha documentado que Farallón se fragmentó originando la placa de Guadalupe a los ~29 Ma, cuando un segmento de la Dorsal del Pacífico alcanzó América del Norte a la latitud del sur de California (Mammerickx y Klitgord, 1982; Atwater y Stock, 1998). La placa de Cocos se formó a los ~12.5 Ma por efecto de la fragmentación de Guadalupe (Mammerickx y Klitgord, 1982), mientras que la placa Rivera se separó de Cocos a los ~10 Ma (DeMets y Traylen, 2000).

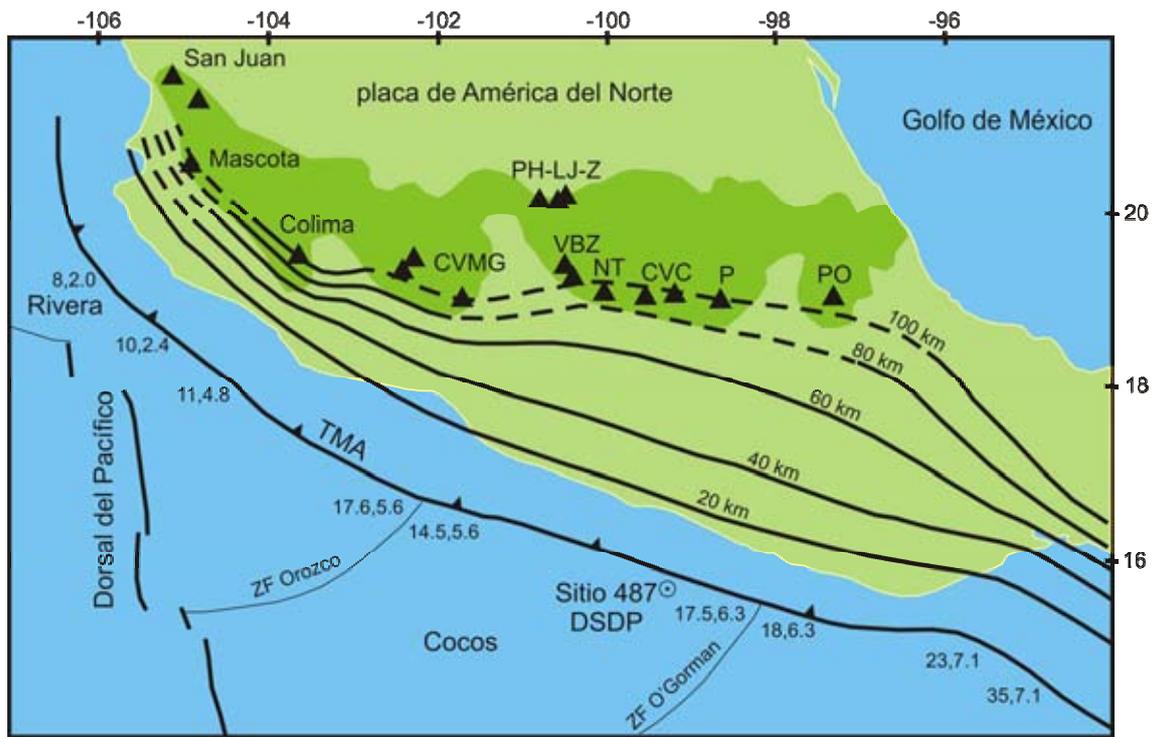


Figura 3. Mapa tectónico de la zona de subducción mexicana actual, modificado de Pardo y Suárez (1995). Los números separados por comas indican la edad (Ma) y velocidad de convergencia (cm/año) de las placas en subducción a lo largo de la Trincherina Mesoamericana (TMA). Las curvas de nivel indican la profundidad de las placas oceánicas (las curvas segmentadas están inferidas). Se incluyen como referencia algunos importantes volcanes mexicanos: Complejo Volcánico Palo Huérano-La Joya-Zamorano (PH-LJ-Z), Pico de Orizaba (PO), Popocatepetl (P), Campo Volcánico de Chichinautzin (CVC), Nevado de Toluca (NT), Campo Volcánico Valle de Bravo-Zitácuaro (VBZ), Campo Volcánico Michoacán-Guanajuato (CVMG), Complejo Volcánico de Colima, Campo Volcánico de Mascota, San Juan. Se señala también la ubicación de la perforación del Deep Sea Drilling Project (DSDP) realizada en el Sitio 487. ZF = Zona de Fractura.

En la actualidad, la placa Rivera se está subduciendo por debajo de la parte occidental de la FVTM, mientras que la porción centro-oriental del arco está subyacida por la placa de Cocos (Fig. 3). Rivera es relativamente más joven, y converge con menor velocidad con respecto a Cocos; las edades y velocidades de convergencia de ambas placas aumentan gradualmente hacia el este a lo largo de la trinchera (Pardo y Suárez, 1995; Fig. 3). Aunque la zona de Wadati-Benioff por debajo de México central no está bien definida, se ha mostrado que el ángulo de subducción cambia gradualmente a una geometría sub-horizontal hacia el este de la Trinchera Mesoamericana, para volverse nuevamente más inclinado hacia el sureste del estado de Veracruz (Pardo y Suárez, 1995; Fig. 3). Se considera que esta configuración tectónica es responsable de la distribución oblicua de la FVTM con respecto a la Trinchera Mesoamericana (Urrutia-Fucugauchi y Del Castillo, 1977; Urrutia-Fucugauchi y Böhnel, 1987; Pardo y Suárez, 1993, 1995).

Algunos autores consideran que la ubicación actual de la Trinchera Mesoamericana es el resultado del desplazamiento progresivo hacia el este del bloque Chortís a lo largo de la margen continental del sur de México, que ocurrió a partir del Oligoceno Temprano (Pindell y Dewey, 1982; Gose, 1985; Ross y Scotese, 1988; Ratschbacher *et al.*, 1991; Schaaf *et al.*, 1995; Morán-Zenteno *et al.*, 1999). De acuerdo con esta idea, antes del Oligoceno la margen occidental del bloque Chortís se encontraba a la longitud de Zihuatanejo. A partir del Oligoceno Temprano, el bloque Chortís empezó a migrar hacia el este, llegando en proximidad del estado de Oaxaca entre el Mioceno Temprano y Medio (Schaaf *et al.*, 1995; Morán-Zenteno *et al.*, 1999), lo que implica que la trinchera estaba en su posición actual a partir de ese periodo. Gómez-Tuena *et al.* (2005) sugieren que la ubicación del arco del Mioceno Temprano en proximidad del frente volcánico actual en el sector centro-oriental de la FVTM (Fig. 2) podría indicar que la placa de Cocos presentaba una geometría sub-horizontal también a los ~20 Ma. En cambio, para el sector occidental del arco, Ferrari *et al.* (2001) invocan un proceso de *slab rollback* de la placa Rivera a partir del Mioceno Tardío, tomando como evidencia la migración del frente volcánico hacia la trinchera a partir de ~8.5 Ma. Esta hipótesis está apoyada por la reducción de la velocidad de convergencia entre la placa Rivera y la placa de América del Norte a partir de 9 Ma (DeMets y Traylen, 2000).

Composición de las placas oceánicas

La composición de la corteza oceánica subducida y las características de su cubierta sedimentaria no se conocen con claridad. Las interpretaciones derivadas del estudio de perfiles gravimétricos a lo largo de la trinchera muestran que la columna sedimentaria de la placa Rivera tiene un espesor ≥ 20 metros, y que el espesor de los sedimentos aumenta progresivamente hacia el este a lo largo de la trinchera (Manea *et al.*, 2003).

La perforación del Deep Sea Drilling Project (DSDP) realizada en el Sitio 487 a una distancia de ~ 11 km desde la costa de Guerrero (Watkins *et al.*, 1982) penetró completamente la capa de sedimentos sobre la placa en subducción, y también alcanzó la porción basáltica de la corteza oceánica. A pesar de que la composición de los sedimentos y de la corteza oceánica pueden variar de manera significativa a lo largo de la trinchera, y también en el curso de la historia geológica de la margen convergente, el estudio petrográfico y el análisis geoquímico de los materiales colectados en el Sitio 487 son extremadamente útiles para tener al menos una estimación de los componentes que están siendo subducidos por debajo de la placa de América del Norte (Fig. 4).

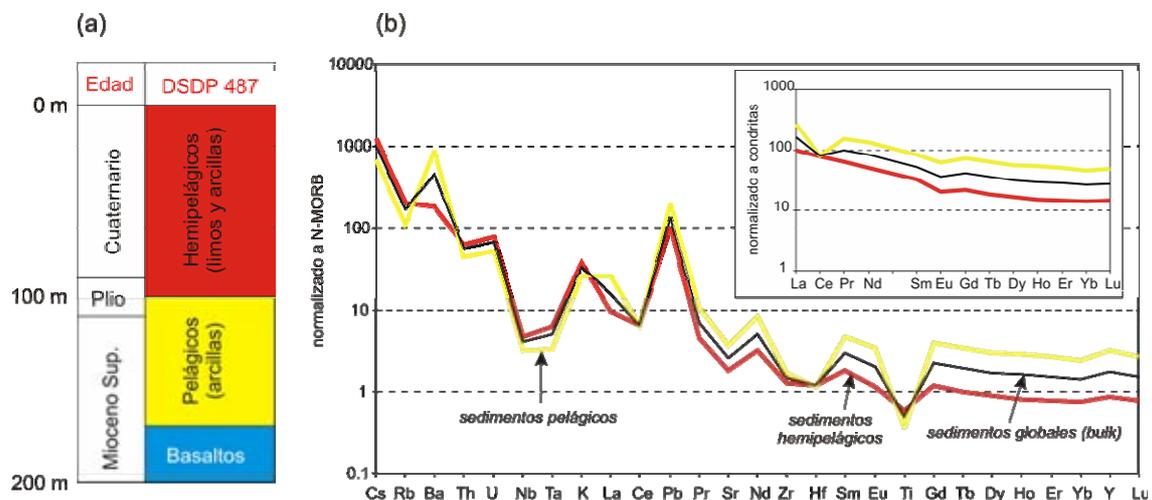


Figura 4. (a) Litología y estratigrafía de la placa de Cocos muestreada en el Sitio 487 del Deep Sea Drilling Project (DSDP) (Verma, 2000). (b) Patrones de elementos traza y tierras raras de la composición promedio de los sedimentos pelágicos, hemipelágicos y del sedimento global (*bulk*) (LaGatta, 2003). Valores del N-MORB de Sun y McDonough (1989); valores de las condritas de McDonough y Sun (1995).

Los fragmentos de la corteza oceánica muestreada en el Sitio 487 del DSDP están representados por basaltos con olivino y plagioclasa, y por basaltos afíricos en proporciones menores (Verma, 2000). La columna sedimentaria está conformada por

una unidad de ~70 m de sedimentos pelágicos del Mioceno Superior-Plioceno, que está cubierta por una secuencia de ~100 m de sedimentos hemipelágicos de edad cuaternaria (Fig. 4a). Los sedimentos pelágicos están compuestos principalmente de minerales arcillosos, mientras que los sedimentos hemipelágicos tienen una naturaleza terrígena y presentan una paragénesis de cuarzo, feldespato y mica (Plank y Langmuir, 1998; LaGatta, 2003). Como muestran los diagramas de la Figura 4b, los dos horizontes sedimentarios presentan composiciones químicas diferentes (Verma, 2000; LaGatta, 2003): la capa de sedimentos pelágicos exhibe concentraciones mayores de elementos traza (especialmente Ba y REE) con respecto a la secuencia terrígena, y está caracterizada por anomalías negativas prominentes de cerio, cuyo origen está relacionado con la insolubilidad de Ce^{4+} en el agua de mar (Rollinson, 1993). Las capas de sedimentos pelágicos y terrígenos presentan prácticamente las mismas composiciones isotópicas de Sr y Nd (valores promedio de $^{87}Sr/^{86}Sr = 0.7085$ y $^{143}Nd/^{144}Nd = 0.5125$; LaGatta, 2003), sin embargo difieren significativamente en las composiciones isotópicas de Pb (LaGatta, 2003): los sedimentos pelágicos están caracterizados por relaciones isotópicas de Pb relativamente bajas ($^{206}Pb/^{204}Pb$ promedio = 18.5), mientras que la fracción terrígena presenta composiciones isotópicas muy radiogénicas ($^{206}Pb/^{204}Pb$ promedio = 18.8), como debería ser lógico esperar considerando que estos sedimentos derivan de la denudación de rocas continentales.

Estructura térmica de la zona de subducción mexicana

Los modelos térmicos más recientes para la zona de subducción mexicana toman en cuenta la existencia de una amplia zona de acoplamiento (~ 200 km) entre la placa de Cocos y la corteza continental para el perfil Guerrero-Ciudad de México (Kostoglodov *et al.*, 1996, 2003; Manea *et al.*, 2004).

El modelo térmico de Manea *et al.* (2005), que considera un manto con viscosidad variable en función de la temperatura, indica que las temperaturas en la cuña del manto son lo suficientemente altas (> 1,200 °C) como para promover la fusión parcial de las peridotitas en condiciones hidratadas. Sin embargo, las temperaturas obtenidas no permiten la fusión parcial de la cuña del manto en condiciones anhidras, y por lo tanto el modelo no permite explicar la génesis de los magmas alcalinos de alto Nb que han sido emplazados a lo largo de la FVTM. Estas consideraciones sugieren que la estructura térmica de la zona de subducción mexicana debe ser todavía más caliente de lo que predice el modelo.

Por otra parte, Manea *et al.* (2004, 2005) documentan que la placa en subducción en el perfil Acapulco-Ciudad de México se encuentra en *facies* de eclogita en condiciones de $T \geq 450$ °C y $P \geq 1.3$ GPa (correspondientes a la zona en la cual ésta se desacopla de la litósfera continental), y que la corteza oceánica puede alcanzar la temperatura de fusión a profundidades de 50-60 km (~ 1.7 - 2.1 GPa). Estos argumentos apoyan la hipótesis de que fundidos parciales del basalto subducido hayan contribuido a la petrogénesis de los magmas con características adakíticas emplazados en el frente volcánico actual (Fig. 2; Luhr, 2000; Martínez-Serrano *et al.*, 2004; Cavazos-Tovar, 2006; Gómez-Tuena *et al.*, 2007), pero también permiten especular que durante el Mioceno Medio la zona de subducción mexicana presentara temperaturas tan altas como las actuales, pues también en ese periodo se generaron magmas adakíticos en la FVTM (Fig. 2; Gómez-Tuena y Carrasco-Núñez, 2000; Gómez-Tuena *et al.*, 2003).

2.3 La placa continental

Estructura cortical

El estudio de perfiles gravimétricos (Fix, 1975; Molina-Garza y Urrutia-Fucugauchi, 1993; Urrutia-Fucugauchi y Flores-Ruiz, 1996; García-Pérez y Urrutia-Fucugauchi, 1997; Campos-Enríquez y Sánchez-Zamora, 2000) y sísmicos (Urrutia-Fucugauchi, 1986; Campillo *et al.*, 1996) ha permitido reconstruir las características estructurales de la corteza continental a lo largo del arco mexicano. Las interpretaciones de dichos perfiles indican que el espesor cortical menor (alrededor de 15-20 km) se registra en proximidad de la costa del Pacífico y del Golfo de México, mientras que la corteza se vuelve progresivamente más gruesa hacia el interior del continente, hasta alcanzar un espesor máximo de ~ 47 km en las cercanías del Valle de México y el Valle de Toluca. En el sector central de la FVTM se han documentado cambios importantes en el espesor cortical y en la topografía a ambos lados del sistema de fallas Taxco-San Miguel de Allende, por lo que esta estructura ha sido interpretada como un límite cortical mayor (Alaniz-Álvarez *et al.*, 2002). En particular, la región ubicada al oeste del lineamiento presenta un espesor cortical de ~ 40 km y una elevación promedio de 1,200 msnm, mientras que al este la corteza tiene un espesor de ~ 45 km y una elevación promedio de 2,200 msnm (Urrutia-Fucugauchi y Flores-Ruiz, 1996 y referencias).

Geología del basamento

El carácter geológico, edad y composición de las rocas del basamento de la FVTM no se conocen con claridad, debido a que están cubiertas por una potente secuencia volcanosedimentaria y sedimentaria mesozoico-holocénica. Algunos autores han sugerido que el arco volcánico está emplazado sobre grandes bloques corticales o terrenos con edades, composiciones e historias geológicas distintas, que se añadieron a América del Norte durante eventos orogénicos distintos (Campa y Coney, 1983; Sedlock *et al.*, 1993; Ortega-Gutiérrez *et al.*, 1994). En la actualidad, las reconstrucciones tectónicas y las correlaciones estratigráficas sugieren que la FVTM podría estar emplazada sobre tres grandes terrenos tectonoestratigráficos: el terreno Guerrero, el terreno Mixteco y el microcontinente Oaxaquia (Fig. 5).



Figura 5. Mapa simplificado de los terrenos tectonoestratigráficos mexicanos que podrían formar el basamento de la FVTM. Los límites de los terrenos Guerrero y Mixteco están tomados de Keppie (2004); la distribución de Oaxaquia es la propuesta por Keppie *et al.* (2003) y Solari *et al.* (2003). Se muestra también la ubicación de algunos xenolitos corticales documentados en proximidad del área de estudio (1: Aranda-Gómez y Ortega-Gutiérrez, 1987; Luhr *et al.*, 1989b; Schaaf *et al.*, 1994; 2: Urrutia-Fucugauchi y Uribe-Cifuentes, 1999; 3: Aguirre-Díaz *et al.*, 2002).

El terreno Guerrero, de edad jurásico-cretácica, ocupa la porción occidental de México, cubriendo un área de alrededor de 700,000 km² (Fig. 5). Está conformado por

secuencias volcánicas y volcanoclásticas de afinidad oceánica y de arco magmático, con una componente importante de rocas sedimentarias de ambiente marino. Su origen y evolución paleogeográfica representan una cuestión aún abierta: por un lado, Centeno-García *et al.* (1993) interpretan el terreno Guerrero como el producto de la acreción de uno o más arcos insulares intraoceánicos a la placa de América del Norte. En cambio, otros autores sostienen la autoctonía del terreno Guerrero, considerando que las rocas que lo conforman se depositaron sobre la corteza atenuada de la placa de América del Norte, que fue posteriormente deformada por la orogenia Laramide (Cabral-Cano *et al.*, 2000). Por otra parte, el análisis de xenolitos sugiere la existencia de un basamento continental antiguo subyaciendo el terreno Guerrero (Schaaf *et al.*, 1994, Elías-Herrera y Ortega-Gutiérrez, 1997; Elías-Herrera *et al.*, 1998; Urrutia-Fucugauchi y Uribe-Cifuentes, 1999; Aguirre-Díaz *et al.*, 2002).

El terreno Mixteco, de edad ordovícico-devónica, está delimitado al oeste por el terreno Guerrero y al este por Oaxaquia; su porción septentrional se encuentra cubierta por los productos de la FVTM (Fig. 5), y por lo tanto se desconoce si su límite con Oaxaquia representa una anisotropía cortical en el centro de México. El basamento del terreno Mixteco está representado por el Complejo Acatlán, que está conformado por sedimentos y rocas volcánicas de afinidad oceánica a continental, con evidencias de metamorfismo en *facies* variable desde esquisto verde hasta eclogita (Ortega-Gutiérrez *et al.*, 1994; Keppie, 2004). Estas unidades están intrusionadas por granitos, y han sido influenciadas por procesos de migmatización (Keppie *et al.*, 2004). El metamorfismo y la deformación de estas unidades han sido interpretados como el efecto de la acreción del Complejo Acatlán a un núcleo continental representado por el Complejo Oaxaqueño (Ortega-Gutiérrez *et al.*, 1994). El Complejo Acatlán está cubierto por secuencias ígneas y sedimentarias, que incluyen rocas del Paleozoico Tardío y del Jurásico Medio-Cretácico (Morán-Zenteno *et al.*, 1999 y referencias; Keppie, 2004 y referencias).

Oaxaquia representa una gran masa cortical de edad precámbrica (~990-1,200 Ma) que cubre una superficie de alrededor de 1,000,000 km² (Ortega-Gutiérrez *et al.*, 1995; Fig. 5). Este microcontinente está conformado por ensambles geológicos distintos que presentan analogías en la composición de las rocas del basamento grenvilliano, pero no necesariamente en las rocas de la cobertura. El estudio de distintos afloramientos, representados por el Gneis Novillo en Tamaulipas (Silver *et al.*, 1994), el Gneis Huiznopala en Hidalgo (Lawlor *et al.*, 1999), y los Complejos Oaxaqueño (Keppie *et al.*, 2003; Solari *et al.*, 2003) y Guichicovi (Weber y Kohler, 1999) en Oaxaca, ha

permitido reconocer que el microcontinente Oaxaquia está conformado por una secuencia de paragneises (metapelitas, gneises cuarzofeldespáticos, calcisilicatos y mármoles), los cuales están comúnmente intrusionados por anortositas, charnokitas y gneises máficos granatíferos. Toda la secuencia se encuentra deformada y metamorfizada en *facies* de granulita (Keppie *et al.*, 2003; Solari *et al.*, 2003).

2.4 Magmatismo de la FVTM

Variedades magmáticas e interpretaciones petrogenéticas

Una de las características peculiares de la FVTM es el amplio espectro de composiciones magmáticas emplazadas a lo largo del arco volcánico. Los productos dominantes muestran una afinidad calcialcalina típica de magmas generados en zonas de subducción, con una composición variable desde basáltica hasta riolítica, siendo la mayoría de las rocas andesitas y dacitas (Aguilar-y-Vargas y Verma, 1987; Moore *et al.*, 1994; Carmichael, 2002). Sin embargo, en algunas porciones de la FVTM los productos calcialcalinos se encuentran en estrecha asociación espacio-temporal con volúmenes menores de lavas alcalinas sódicas y potásicas.

Las lavas plio-cuaternarias emplazadas en el bloque Jalisco en los Campos Volcánicos de Mascota, Los Volcanes, y San Sebastián (Luhr *et al.*, 1989a; Wallace y Carmichael, 1989; Lange y Carmichael, 1991; Wallace y Carmichael, 1992; Carmichael *et al.*, 1996; Richter y Rosas-Elguera, 2001) representan un magnífico ejemplo de la asociación entre rocas potásicas (minetas, absarokitas y lamprófidos de hornblenda) y rocas de afinidad calcialcalina. Ambas secuencias presentan características geoquímicas claramente relacionadas con el proceso de subducción (Lange y Carmichael, 1991; Luhr, 1997). En particular, se considera que las rocas lamprofídicas derivan de la fusión parcial de porciones del manto extremadamente metasomatizadas, representadas por vetas piroxeníticas con flogopita, y que el régimen extensional activo en la región favoreció el emplazamiento de estos magmas en la superficie (Luhr *et al.*, 1989a; Lange y Carmichael, 1991; Carmichael *et al.*, 1996; Luhr, 1997).

Asimismo, en la porción occidental de la FVTM (graben de Atenguillo, graben de San Pedro-Ceboruco; Richter y Carmichael, 1992; Ferrari *et al.*, 2001; Petrone *et al.*, 2003) así como en el sector central (Campo Volcánico de Chichinautzin; Wallace y Carmichael, 1999; Siebe *et al.*, 2004) y en el límite oriental del arco (región de Palma Sola; Besch *et al.*, 1988; Gómez-Tuena *et al.*, 2003) se han emplazado magmas

alcalinos sódicos con características geoquímicas similares a las de basaltos generados en regiones intraplaca. La génesis de estos magmas es comúnmente atribuida a la fusión parcial de un manto astenosférico químicamente enriquecido, cuya composición no ha sido modificada significativamente por el proceso de subducción, y cuyo ascenso podría ser facilitado por un régimen tectónico extensional (Luhr, 1997), o por cambios en la configuración tectónica de la zona de subducción (procesos de *slab rollback* o de *slab detachment*; Gómez-Tuena *et al.*, 2003; Ferrari, 2004; Orozco *et al.*, 2007).

Los magmas calcialcalinos se encuentran ampliamente distribuidos a lo largo del arco volcánico. Rocas de este tipo han sido extruidas a través de una gran diversidad de estructuras volcánicas como conos cineríticos, conos de lava, volcanes escudo, maares, domos, estratovolcanes, calderas, y también a través de fisuras. Los productos de los grandes estratovolcanes y los magmas emplazados a través de aparatos monogenéticos exhiben características petrográficas y geoquímicas diferentes, en relación con el involucramiento de procesos petrogenéticos distintos. En particular, las rocas basálticas más primitivas están siempre asociadas a conos monogenéticos y derrames fisurales, mientras que los productos de los estratovolcanes presentan composiciones mucho más evolucionadas.

En la porción central de la FVTM se encuentran algunos campos volcánicos conformados por numerosos conos cineríticos y conos de lava. Entre ellos, los que han recibido mayor atención entre la comunidad científica son el Campo Volcánico Michoacán-Guanajuato (CVMG), que cuenta con más de 1,000 cráteres eruptivos (Hasenaka y Carmichael, 1987), y el Campo Volcánico de Chichinautzin (CVC), ubicado al sur del Valle de México, que está conformado por ~250 estructuras (Wallace y Carmichael, 1999; Siebe *et al.*, 2004). El CVMG presenta productos basálticos y andesíticos con afinidad calcialcalina típica de arco volcánico, asociados a rocas alcalinas de alto K_2O y bajo MgO , y rocas alcalinas de alto TiO_2 y bajo MgO (Hasenaka y Carmichael, 1987). Los procesos petrogenéticos responsables de dichas asociaciones magmáticas todavía no han sido aclarados y siguen siendo materia de discusión; de hecho, las características geoquímicas de los magmas del CVMG excluyen un origen común por cristalización fraccionada simple a partir de un mismo líquido primitivo, pero tampoco pueden ser explicadas satisfactoriamente invocando un proceso de cristalización fraccionada y asimilación cortical (Luhr y Carmichael, 1985). Análogamente, en el CVC se han emplazado magmas andesítico-dacíticos con afinidad calcialcalina típica de arco volcánico, mientras que los magmas basálticos más

primitivos presentan una afinidad alcalina (Wallace y Carmichael, 1999). Algunos autores consideran que las diferencias composicionales entre las rocas calcialcalinas menos diferenciadas y los basaltos alcalinos primitivos deben estar necesariamente relacionadas con variaciones significativas en la composición del manto por debajo de la FVTM. En este sentido, Wallace y Carmichael (1999) y Siebe *et al.* (2004) interpretan los magmas calcialcalinos menos diferenciados como fundidos parciales de una cuña del manto metasomatizada por la subducción, y geoquímicamente empobrecida por la extracción previa de líquidos; mientras que atribuyen la génesis de los magmas alcalinos a la fusión en condiciones anhidras de un manto enriquecido, que ha sido transferido desde la región de trasarco hacia la trinchera por efecto de la convección inducida por el régimen convergente (*corner flow*).

En cambio, los grandes estratovolcanes de la FVTM presentan productos calcialcalinos de composición principalmente andesítica y dacítica. Estas composiciones evolucionadas sugieren la presencia de cámaras magmáticas de larga vida ubicadas a una profundidad relativamente somera (por ejemplo, Espíndola *et al.*, 2004 y Schaaf *et al.*, 2005 documentan que el reservorio magmático del Volcán Popocatepetl se encuentra a ~7-8 km de profundidad), en las cuales pueden ocurrir procesos de cristalización fraccionada de magmas primarios y/o procesos de mezcla de estos magmas con un componente más diferenciado. Para el Volcán cuaternario Iztaccíhuatl, Nixon (1988a, b) reporta evidencias petrográficas (asociaciones mineralógicas de desequilibrio con olivino y cuarzo, minerales corroídos y/o zonificados) y geoquímicas (variación periódica de la concentración de los elementos traza en los magmas) de procesos de mezcla entre un magma dacítico presente en el reservorio y magmas máficos que rellenan periódicamente la cámara magmática. El mecanismo de mezcla estaría acompañado por un proceso de cristalización fraccionada dinámica del fundido híbrido, y por la homogenización continua y rápida de los líquidos residuales. De acuerdo a Nixon (1988a, b), el componente máfico podría estar representado tanto por un magma basáltico calcialcalino como por un basalto alcalino con características similares a los magmas primitivos del Campo Volcánico de Chichinautzin. Asimismo, Straub y Martin-Del Pozzo (2001) y Schaaf *et al.* (2005) han documentado evidencias de procesos periódicos de mezcla entre un componente máfico y un componente más evolucionado en la cámara magmática del Volcán Popocatepetl. Mientras que Schaaf *et al.* (2005) proponen que el magma primario está representado por un magma basáltico primitivo, Straub y Martin-Del Pozzo (2001) consideran que el componente máfico es

una andesita de alto Mg# con características petrológicas cercanas a un magma primario. La posibilidad de que el magma primario que alimenta a los estratovolcanes sea una andesita de alto Mg# y no un basalto revolucionaría la manera tradicional de estudiar el magmatismo de arco en México y a escala global, pues ya no sería suficiente enfocarse únicamente en las composiciones basálticas más primitivas para analizar la contribución química de la placa en subducción a los magmas de arco.

Los estudios experimentales indican que la generación de magmas primarios con composición andesítica está restringida a condiciones próximas a la saturación de agua (Hirose, 1997; Grove *et al.*, 2003; Parman y Grove, 2004). En este sentido, Blatter y Carmichael (1998, 2001) y Blatter *et al.* (2007) documentan la presencia de xenolitos peridotíticos con hornblenda en algunas andesitas de alto Mg# del Campo Volcánico de Valle de Bravo-Zitácuaro, y utilizan esta evidencia para proponer que las rocas andesíticas emplazadas en este campo volcánico derivan de la fusión parcial directa de una cuña del manto extremadamente hidratada.

Un aspecto petrológico muy interesante de la FVTM es la existencia de andesitas y dacitas calcalcalinas con características adakíticas (Fig. 2). Estos magmas se emplazaron durante el Mioceno Medio a lo largo del límite septentrional de la FVTM, pero también han sido identificados en algunos estratovolcanes y campos monogenéticos del frente volcánico del Cuaternario (Fig. 2). Las características peculiares de estas rocas han sido generalmente atribuidas a la participación de fundidos parciales de la placa oceánica en subducción en su petrogénesis (Gómez-Tuena y Carrasco-Núñez, 2000; Luhr, 2000; Gómez-Tuena *et al.*, 2003; Martínez-Serrano *et al.*, 2004; Cavazos-Tovar, 2006; Gómez-Tuena *et al.*, 2007). La posibilidad de que la placa oceánica por debajo de la FVTM se funda ofrece una hipótesis alternativa a la que considera la fusión parcial de un manto extremadamente hidratado para la generación de andesitas primitivas; de hecho, los trabajos de Kay (1978) y Kelemen *et al.* (2003) indican que la interacción de magmas silíceos derivados de la fusión parcial de la placa oceánica con las peridotitas de la cuña del manto puede generar composiciones andesíticas-dacíticas de alto Mg#.

Resumiendo, las variedades magmáticas emplazadas a lo largo de la FVTM evidencian la naturaleza heterogénea del manto por debajo del arco volcánico, e indican la existencia de al menos dos fuentes magmáticas diferentes. El origen de los magmas alcalinos de tipo intraplaca, que no muestran una señal de la subducción significativa, es generalmente asociado a la fusión parcial de un manto químicamente enriquecido, cuya

composición no ha sido modificada por el proceso de subducción, y cuyo ascenso podría ser favorecido por un régimen tectónico extensional, pero también podría ser propiciado por cambios en la configuración tectónica de la zona de subducción. En cambio, las características típicas de arco volcánico de los magmas calcialcalinos y alcalinos potásicos se relacionan con la fusión parcial de una cuña del manto que ha sido variablemente metasomatizada por un componente derivado de la placa oceánica. La existencia de un manto variablemente hidratado por debajo del arco ha llevado algunos investigadores a sugerir la posibilidad de que algunos magmas andesíticos con características químicas de magmas primarios puedan derivar de la fusión parcial directa de una cuña del manto en condiciones de saturación de agua; sin embargo estas composiciones podrían derivarse también de la interacción de fundidos parciales de la placa oceánica con las peridotitas del manto, como de hecho se pretende demostrar en este trabajo.

Modelos alternativos

A pesar de que en la actualidad la interpretación de la FVTM como un arco volcánico es la más aceptada entre la comunidad científica, algunos autores ponen en duda esta teoría, basándose en algunas evidencias geológicas, geofísicas y petrológicas que en principio podrían parecer difícilmente compatibles con un contexto de subducción, como la falta de paralelismo entre el arco volcánico y la Trinchera Mesoamericana, la ausencia de actividad sísmica por debajo del sector central de la FVTM, y el emplazamiento de magmas alcalinos de tipo intraplaca en estrecha asociación con los productos calcialcalinos dominantes (Márquez *et al.*, 1999; Sheth *et al.*, 2000; Verma, 2002).

En general, los modelos alternativos que han sido propuestos relacionan las variedades petrológicas de la FVTM con un contexto tectónico de *rifting*. Estos modelos consideran que los productos alcalinos de tipo intraplaca derivan de la fusión por descompresión de un manto composicionalmente heterogéneo, mientras que las relaciones altas de LILE/HFSE que caracterizan las rocas calcialcalinas estarían asociadas a un proceso de fusión y/o contaminación cortical, y por lo tanto no reflejarían la contribución de la placa en subducción.

Un modelo particular ha sido planteado por Márquez *et al.* (1999), que asocian la generación de magmas de tipo intraplaca a la presencia de una pluma del manto en el sector occidental de la FVTM, y a la acción conjunta de un *rift* en propagación hacia el

este. Este modelo ha recibido muchas críticas, pues la edad del magmatismo de tipo intraplaca no parece disminuir con claridad hacia el oriente de la FVTM, y además no hay evidencias de un levantamiento topográfico marcado como aquél que se debería esperar en respuesta a la propagación de una pluma del manto. Asimismo, algunos de los magmas de tipo intraplaca extruidos en el sector occidental del arco muestran anomalías negativas de Nb, que parecen reflejar una cierta contribución de la placa en subducción (Ferrari y Rosas-Elguera, 1999b; Ferrari *et al.*, 2001).

Sin duda el mayor opositor a la interpretación de la FVTM como un arco volcánico es Verma (1999, 2000, 2002), que define a la FVTM como el único caso en la Tierra en donde el régimen de subducción activo no es responsable de la actividad magmática continental, que en cambio estaría relacionada a un proceso de *rifting*. Considerando que la placa oceánica de Cocos se está subduciendo con una geometría sub-horizontal, Verma (2002) afirma que los fluidos acuosos derivados de la placa subducida son liberados a una profundidad modesta y en una posición demasiado cercana a la trinchera como para poder inducir la fusión parcial de la cuña del manto. Para sostener su teoría, el autor hace énfasis en las diferencias composicionales entre las rocas más primitivas emplazadas a lo largo de la FVTM, que no muestran señales apreciables de la subducción, y las rocas basálticas del arco de América Central, que en cambio exhiben relaciones de LILE/HFSE muy altas, a pesar de que la placa que se está subduciendo es la misma. Además, a diferencia de lo que se observa en las rocas de América Central, las composiciones isotópicas de las rocas de la FVTM se ubican lejos de la línea de mezcla binaria entre la corteza oceánica alterada y los sedimentos subducidos muestreados en el Sitio 487 del DSDP.

Los argumentos utilizados por Verma (1999, 2000, 2002) para desestimar el papel de la placa oceánica en la petrogénesis ígnea de la FVTM presentan algunas debilidades. De hecho, es natural que los magmas generados en dos zonas de subducción con configuraciones geométricas y estructuras térmicas tan distintas como México y América Central hayan sido influenciados de forma diversa por la placa oceánica, y que por ende presenten señales de la subducción diferentes. Además, la composición de los materiales subducidos podría variar notablemente a lo largo de la trinchera, y por lo tanto es probable que el material muestreado en el Sitio 487 del DSDP no sea propiamente representativo de la composición promedio de la placa de Cocos (Gómez-Tuena *et al.*, 2003). Al mismo tiempo, las rocas utilizadas por Verma (2000) para descartar la influencia de la subducción son los basaltos de tipo intraplaca

del Campo Volcánico de Chichinautzin, que claramente derivan de un manto enriquecido que no ha sido modificado por el proceso de subducción (Wallace y Carmichael, 1999; Siebe *et al.*, 2004).

También el modelo de fusión de la corteza inferior propuesto por Verma (1999, 2000) para explicar la génesis de magmas dacíticos en el Campo Volcánico de Chichinautzin ha estado sujeto a críticas. Por ejemplo, Siebe *et al.* (2004) consideran que para producir magmatismo dacítico abundante por fusión parcial de la corteza continental inferior, y para que estos fundidos puedan atravesar espesores corticales de ~40-50 km antes de ser extruidos, se necesitaría una tasa de calor extraordinariamente elevada, que podría lograrse únicamente mediante la inyección de volúmenes enormes de magmas basálticos de altísima temperatura (sobrecalentados) en la corteza inferior.

Aunque los trabajos de Verma han aportado una contribución importante a nuestra forma de entender el magmatismo de la FVTM, también es cierto que la mayoría de los investigadores considera que el magmatismo de la FVTM debe estar relacionado, en mayor o menor medida, con las placas oceánicas en subducción. Estudios recientes han contribuido a reforzar esta idea, aportando evidencias de la presencia de agua derivada de la placa oceánica en subducción en la fuente mantélica de algunos magmas de la FVTM. Por ejemplo, Cervantes y Wallace (2003a, b) reportan concentraciones de $H_2O = 1.3-5.2 \text{ wt.}\%$ en inclusiones vítreas atrapadas en olivinos primitivos de magmas basálticos del Campo Volcánico de Chichinautzin. A pesar de que parte del agua atrapada en estas inclusiones podría ser agua “primordial”, pues la desgasificación natural del planeta es un proceso muy antiguo que aún no ha finalizado, las concentraciones medidas por Cervantes y Wallace (2003a, b) son más altas con respecto a las que caracterizan los basaltos de dorsales o islas oceánicas ($< 1 \text{ wt.}\%$; Sobolev y Chaussidon, 1996; Saal *et al.*, 2002), sugiriendo que un componente acuoso adicional debe haber sido añadido a la cuña del manto. Además, Cervantes y Wallace (2003a, b) documentan que el contenido de agua en las inclusiones correlaciona positivamente con el grado de enriquecimiento de LILE con respecto a los HFSE (*e.g.* Ba/Nb, K/Nb y La/Nb), confirmando que el agua presente en la fuente mantélica debe haber sido transferida por un componente de la subducción. Cabe la posibilidad de esta agua haya sido incorporada durante un proceso de subducción más antiguo; sin embargo, dado que la cuña del manto está sujeta a una convección continua, una señal de la subducción “heredada” podrá difícilmente preservarse. Además, considerando que la subducción en la margen convergente mexicana es un proceso claramente activo,

debería ser natural, y también más lógico, esperarse que la señal de la subducción que observamos en los productos magmáticos sea transmitida por un componente de la subducción reciente.

3. Geología del área de estudio

3.1 Características estructurales

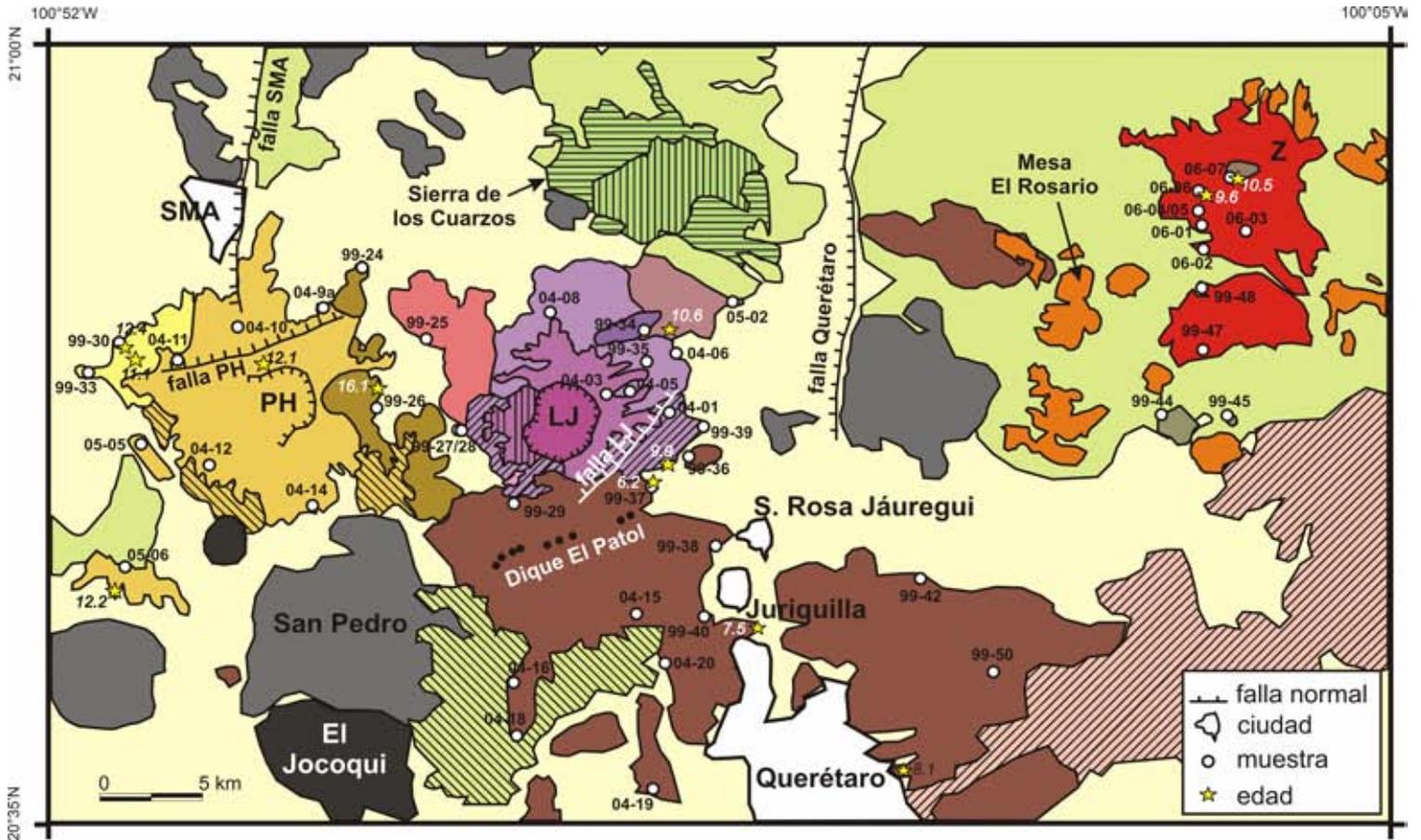
El Complejo Volcánico PH-LJ-Z se localiza en el límite entre tres provincias geológicas distintas (Fig. 1), cuyas fronteras están definidas por sistemas de fallas que fueron reactivados en varios episodios deformativos desde el Oligoceno hasta la actualidad (Alaniz-Álvarez *et al.*, 2001). Un sistema con dirección NE-SW y ENE-WSW separa la FVTM de la Mesa Central, y está definido en el área por algunos segmentos de fallas (fallas Palo Huérfano y La Joya) y por el alineamiento de fuentes de emisión volcánica (Dique El Patol) (Fig. 6). El sistema de fallas Taxco-San Miguel de Allende está representado y delimitado localmente por las fallas de San Miguel de Allende y Querétaro (Fig. 6), que presentan una orientación N-S. Más al norte, en la región de San Luis Potosí, esta estructura separa la Mesa Central de la Sierra Madre Oriental (Nieto-Samaniego *et al.*, 1999), mientras que en el área de estudio marca el límite entre el terreno Guerrero y la Sierra Madre Oriental (Alaniz-Álvarez *et al.*, 2002). En este sentido, las rocas volcanosedimentarias que afloran en la zona han sido interpretadas como la sutura mesozoica entre el terreno Guerrero y el borde meridional del cratón de América del Norte (Tardy *et al.*, 1993).

3.2 Estratigrafía

En este capítulo se describirán las características litológicas y estratigráficas de las rocas emplazadas en el área de estudio, con base en trabajos previos que describen detalladamente las distintas unidades que afloran en la región. La Figura 6 muestra un mapa geológico simplificado, basado en dichos estudios y ligeramente modificado por las observaciones geológicas realizadas en el campo durante este trabajo.

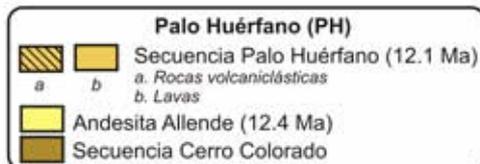
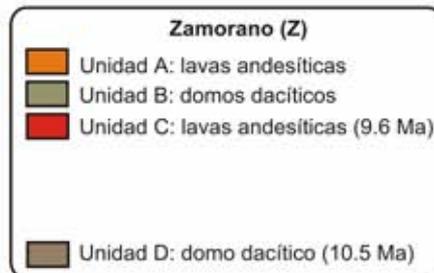
3.2.1 ¿Basamento pre-mesozoico?

La información sobre la presencia de un basamento continental antiguo por debajo del área de estudio es muy escasa, pues el paquete de rocas volcanoclásticas mesozoicas, y la potente secuencia de rocas ígneas relacionadas con la actividad de la Sierra Madre Occidental y de la FVTM, impiden el reconocimiento y el estudio de sus posibles afloramientos. A pesar de estas dificultades, el análisis de xenolitos corticales encontrados en rocas volcánicas emplazadas en las cercanías del Campo Volcánico PH-



Leyenda

- Plioceno**
- Conos basáltico-andesíticos
 - Depósitos piroclásticos asociados a las calderas de Amealco y Huichapan
- Mioceno-Cuaternario**
- Areniscas y conglomerados cenozoicos
- Mioceno**
- Sucesión Volcánica de Querétaro (8.1-5.6 Ma)
 - Complejo Volcánico PH-LJ-Z (~12-10 Ma)



- Otros estratovolcanes andesítico-dacíticos indiferenciados
- Oligoceno-Mioceno**
- Dacita Obrajuelo
 - Ignimbritas silíceas de la Sierra Madre Occidental
- Cretácico**
- Areniscas, margas y lutitas
 - Unidad volcanosedimentaria de la Sierra de Guanajuato

Figura 6. Mapa geológico del área de estudio. PH = Palo Huérfano; LJ = La Joya; Z = Zamorano; SMA = San Miguel de Allende. Los círculos con etiquetas indican la localización y el nombre de las muestras. Las edades isotópicas disponibles en la literatura, indicadas con estrellas, están tomadas de: Pasquarè *et al.* (1991); Pérez-Venzor *et al.* (1996); Valdéz-Moreno *et al.* (1998); Cerca-Martínez *et al.* (2000); Aguirre-Díaz y López-Martínez (2001); Verma y Carrasco-Núñez (2003). El mapa es recopilado de Pérez-Venzor *et al.* (1996); Valdéz-Moreno *et al.* (1998); Alaniz-Álvarez *et al.* (2001); Verma y Carrasco-Núñez (2003).

LJ-Z ha proporcionado una información importante sobre la naturaleza del basamento pre-mesozoico en el sector central del arco magmático.

Al norte de la FVTM, en la Mesa Central, Schaaf *et al.* (1994) realizaron un estudio de xenolitos corticales encontrados en los productos piroclásticos de los maeres del Campo Volcánico cuaternario de San Luis Potosí, ubicado ~180 km al norte del área de estudio (Fig. 5). Los xenolitos están representados por rocas metaígneas máficas-intermedias y metasedimentos en *facies* de granulita. Las granulitas metaígneas presentan texturas granoblásticas y están conformadas por una paragénesis de plagioclasa, granate, dos piroxenos, anfíbol, scapolita y cuarzo, con opacos, espínela verde, apatito, rutilo y circón como fases accesorias. En cambio, los metasedimentos presentan texturas granoblásticas y foliadas, con una paragénesis de cuarzo, granate, feldespatos, silimanita y rutilo en proporciones distintas. Schaaf *et al.* (1994) reportan relaciones isotópicas de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0.7035\text{-}0.7128$ y $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0.5123\text{-}0.5130$ para los xenolitos metaígneos, mientras que los metasedimentos presentan composiciones isotópicas de Sr más radiogénicas ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0.7087\text{-}0.7279$) y relaciones $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0.5121\text{-}0.5123$. Estudios geobarométricos (utilizando el barómetro granate-ortopiroxeno-plagioclasa-cuarzo de Perkins y Chipera, 1985a, b; y el barómetro granate-plagioclasa-silimanita-cuarzo de Koziol y Newton, 1988) indican que los xenolitos provienen de la corteza inferior ($P = 9\text{-}11$ kbar; Schaaf *et al.*, 1994). Los autores han calculado edades modelo de 1.77-3.09 Ga para los xenolitos metaígneos y de 1.60-1.77 Ga para los metasedimentos, y además reportan una edad de $1,248 \pm 69$ Ma obtenida con el método de la isócrona de Sm/Nd sobre roca total para las granulitas metaígneas.

En el sector central de la FVTM, Urrutia-Fucugauchi y Uribe-Cifuentes (1999) realizaron un estudio geoquímico e isotópico de xenolitos granulíticos y gabróticos, encontrados en los depósitos freatomagmáticos de los maeres Rincón de Parangueo y La Cintora (Campo Volcánico Valle de Santiago, estado de Guanajuato, ~70 km al suroeste del Volcán Palo Huérfano; Fig. 5). Los xenolitos gabróticos están constituidos por plagioclasa, ortopiroxeno y clinopiroxeno, mientras que los xenolitos granulíticos presentan una paragénesis de diópsida, hiperstena y plagioclasa, formando una textura granoblástica. Éstos últimos están caracterizados por relaciones isotópicas de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0.7037$ y $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0.512641$, que entran en el rango de composiciones isotópicas de los xenolitos granulíticos estudiados por Schaaf *et al.* (1994). Para los xenolitos granulíticos, Urrutia-Fucugauchi y Uribe-Cifuentes (1999) obtuvieron una edad modelo de Nd de ~1.5 Ga.

Más recientemente, Aguirre-Díaz *et al.* (2002) documentaron la presencia de un xenolito granulítico metaígneo en una brecha co-ignimbrítica de la caldera de Amealco (estado de Querétaro, ~90 km al sur del Volcán Zamorano; Fig. 5). El xenolito es una roca de composición dacítica, que exhibe una paragénesis de plagioclasa, cuarzo, ortopiroxeno, clinopiroxeno, con ilmenita, apatito y circón como fases accesorias. Los autores reportan relaciones isotópicas de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0.705874$ y $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0.512681$, y una edad modelo de Nd de 693 Ma, para este xenolito. Estudios de inclusiones fluidas englobadas en las plagioclasas estiman una presión máxima de atrapamiento de 2.9-3.2 Kbar, que corresponde a una profundidad de 5-10 km (niveles de la corteza media-superior; Aguirre-Díaz *et al.*, 2002).

En su conjunto, estas informaciones son de suma importancia, debido a que proporcionan evidencias tangibles de la existencia de una corteza continental granulítica por debajo del sector central de la FVTM, ya en niveles relativamente superficiales. Las edades modelo de Nd obtenidas para los xenolitos sugieren que la corteza continental que conforma el basamento en esta porción de México es muy antigua, probablemente precámbrica. Sin embargo, hay que tomar en cuenta que las edades modelo de Nd no siempre reflejan con precisión la edad de formación de la corteza continental; de hecho, una muestra podría estar formada por una mezcla de materiales derivados del manto en tiempos distintos, y en este caso la edad modelo de Nd proporcionaría solamente una estimación del tiempo promedio durante el cual los materiales que constituyen la muestra se han estacionado en la corteza continental (Arndt y Goldstein, 1987).

3.2.2 El basamento mesozoico

El basamento mesozoico, denominado “Complejo Basal” por Ortiz-Hernández *et al.* (1992), está representado localmente por la secuencia volcanosedimentaria de la Sierra de Guanajuato, que aflora en la Sierra de los Cuarzos, al norte del Volcán La Joya (Fig. 6). La secuencia está compuesta por rocas sedimentarias (areniscas, lutitas, pedernal y algunos horizontes radiolaríticos) intercaladas con rocas volcánicas básicas, entre las cuales se encuentran lavas masivas y almohadilladas, diques y capas de material piroclástico. Estas rocas sufrieron metamorfismo hidrotermal en *facies* de esquisto verde, como demuestra la presencia de la asociación albita-epidota-clorita en los metabasaltos, y también la presencia de filitas y pizarras (Alaniz-Álvarez *et al.*, 2001). La base de la secuencia volcanosedimentaria aflora en la Sierra de Guanajuato, al oeste del área de estudio (no se muestra en el mapa), e incluye cuerpos plutónicos

ultramáficos serpentinizados asociados a rocas intrusivas de composición diorítica-tonalítica (Ortiz-Hernández *et al.*, 1992). Los datos geoquímicos disponibles en la literatura (Lapierre *et al.*, 1992; Ortiz-Hernández *et al.*, 1992) indican que las lavas basálticas y las rocas plutónicas de la secuencia magmática de Guanajuato presentan una afinidad toleítica de arco insular, con relaciones isotópicas de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0.7033-0.7048$ y $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0.5128-0.5131$. Con base en estos datos, Lapierre *et al.* (1992) y Ortiz-Hernández *et al.* (1992) consideran que la secuencia de la Sierra de Guanajuato representa la sección cortical completa (desde los cuerpos ultramáficos hasta las lavas basálticas y su cubierta sedimentaria) de un arco insular del Jurásico Tardío-Cretácico Temprano, que se añadió a América del Norte durante el Cretácico. Asimismo, Centeno-García *et al.* (1993) consideran la Sierra de Guanajuato como parte del terreno Guerrero, que aflora en todo el occidente de México.

La porción superior del basamento mesozoico está caracterizada por la presencia de calizas intercaladas con areniscas calcáreas, margas y lutitas, que pertenecen a la provincia sedimentaria de la Sierra Madre Oriental (Alaniz-Álvarez *et al.*, 2001). Esta secuencia aflora en la Sierra de los Cuarzos en contacto discordante con la unidad volcanosedimentaria (Fig. 6). La edad de esta unidad ha sido determinada con base en su contenido fósil por Chiodi *et al.* (1988), que documentaron una amonita de edad Aptiano-Albiano.

3.2.3 La cubierta cenozoica

Ignimbritas oligocénicas

Esta unidad yace discordantemente sobre las rocas del basamento mesozoico, y está conformada por ignimbritas silíceas relacionadas con la actividad de la provincia volcánica de la Sierra Madre Occidental. Comprende las ignimbritas que afloran en el bloque levantado de la falla San Miguel de Allende, las que afloran en la Sierra de los Cuarzos, y las secuencias ignimbríticas que subyacen directamente al Volcán Zamorano (Fig. 6). En las primeras dos localidades, las ignimbritas presentan un espesor promedio de ~100 m (Alaniz-Álvarez *et al.*, 2001), mientras que en la zona del Volcán Zamorano tienen un espesor promedio de ~150 m (Verma y Carrasco-Núñez, 2003). De acuerdo a Verma y Carrasco-Núñez (2003), las ignimbritas del área de estudio contienen cristales de cuarzo, sanidino, oligoclasa, biotita y óxidos, así como líticos de composición andesítico-riolítica embebidos en una matriz de vidrio que exhibe texturas de flujo. Para

las ignimbritas ubicadas en la base del Volcán Zamorano, los autores reportan composiciones isotópicas de Sr y Pb muy radiogénicas ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0.7067\text{-}0.7217$; $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 18.84\text{-}18.87$; $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 15.65$; $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 38.78\text{-}38.82$) y relaciones de $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0.5125\text{-}0.5125$, que ponen de manifiesto una fuerte contribución de la corteza continental en su petrogénesis.

Nieto-Samaniego *et al.* (1996) documentan un rango de edades relativamente amplio para estas rocas, comprendido entre 28.6 ± 0.7 Ma y 24.8 ± 0.6 Ma (fechamientos isotópicos de sanidino por el método K-Ar). En cambio, Verma y Carrasco-Núñez (2003) reportan edades de 28.1 ± 0.3 Ma y 29.9 ± 0.3 Ma (fechamientos isotópicos de sanidino por el método K-Ar) para las ignimbritas que subyacen el Volcán Zamorano.

Areniscas y conglomerados cenozoicos

Esta unidad, caracterizada por espesores de ~350 m (Alaniz-Álvarez *et al.*, 2001 y referencias), comprende los sedimentos aluviales y lacustres que rellenan las depresiones presentes en el área de estudio, es decir las cuencas asociadas a las fallas de San Miguel de Allende y Querétaro (Fig. 6). Las rocas que conforman esta unidad son areniscas y conglomerados, con proporciones menores de margas y lutitas. Estas litologías se encuentran generalmente cubiertas por suelo.

Nieto-Samaniego (1990) reporta que, al oriente de la ciudad de San Miguel de Allende, estos sedimentos están intercalados a la porción superior de las ignimbritas oligocénicas; por otra parte, en la parte superior de la secuencia sedimentaria, se ha documentado la presencia de fósiles de vertebrados (Carranza-Castañeda *et al.*, 1994). Por ende, Alaniz-Álvarez *et al.* (2001) consideran que la edad de esta unidad está comprendida entre finales del Oligoceno-principios del Mioceno y el Pleistoceno.

Dacita Obrajuelo

Esta unidad está representada por las rocas volcánicas efusivas que afloran al sur del Volcán La Joya, entre el Volcán San Pedro y el poblado de Santa Rosa Jáuregui (Fig. 6). Se trata de domos dacíticos con una altura de 150-200 m desde su base, caracterizados por una paragénesis de plagioclasa, feldespato potásico, biotita y relictos de anfíbol, con cantidades modestas de cuarzo (Alaniz-Álvarez *et al.*, 2001). La Dacita Obrajuelo está cubierta por los productos del Volcán San Pedro y por las rocas de la Sucesión Volcánica de Querétaro, por lo que Alaniz-Álvarez *et al.* (2001) le atribuyen

tentativamente una edad comprendida entre el Oligoceno y el Mioceno Medio. Sin embargo, las relaciones estratigráficas, y la falta de fechamientos, también hacen posible que los domos que conforman esta unidad pertenezcan al mismo episodio magmático que originó los grandes estratovolcanes en el área de estudio.

3.2.4 El volcanismo miocénico

Durante el Mioceno Medio se desarrollaron en el área de estudio algunos estratovolcanes (entre los cuales se señalan el Palo Huérfano, La Joya, Zamorano y San Pedro; Fig. 6), conformados cada uno por un edificio principal asociado a centros de emisión periféricos más pequeños, como domos y conos de lava. Los productos de los estratovolcanes están cubiertos estratigráficamente por las mesetas de lavas máficas de la Sucesión Volcánica de Querétaro (Fig. 6), que se emplazaron en el área entre el Mioceno Medio y Tardío.

En seguida se describirán las características litológicas y estratigráficas de los tres estratovolcanes estudiados (Palo Huérfano, La Joya y Zamorano) y de la Sucesión Volcánica de Querétaro, con base en trabajos previos y en el reconocimiento geológico realizado durante este trabajo.

El Volcán Palo Huérfano



Figura 7. Fotografía panorámica del sector septentrional del del Volcán Palo Huérfano.

El Volcán Palo Huérfano (PH) se ubica al sur de la ciudad de San Miguel Allende, en el estado de Guanajuato (Figs. 6, 7). Tiene una base casi circular con un diámetro de ~12 km, y está coronado por un amplio cráter (~4 km) en forma de herradura abierto hacia el SW. La altura máxima del volcán excede los 700 m sobre el

territorio circundante. El PH se encuentra a lo largo de la traza de la falla San Miguel de Allende, que sigue una dirección preferencial N-S. Esta estructura ha afectado los productos generados durante la actividad temprana del volcán, mientras que ha sido posteriormente cubierta por el cuerpo principal del PH (Alaniz-Álvarez *et al.*, 2001). En cambio, en el sector septentrional del volcán, los derrames de lava están desplazados por fallas con orientaciones NE-SW (Pérez-Venzor *et al.*, 1996; Alaniz-Álvarez *et al.*, 2001) (Fig. 6).

Pérez-Venzor *et al.* (1996) agrupan los productos asociados a la actividad del PH en una unidad litoestratigráfica única denominada Secuencia Palo Huérfano (12.1 ± 0.6 Ma; fechamiento de plagioclasa por el método K-Ar), que está conformada por depósitos piroclásticos basales y derrames de lavas andesíticas en forma de lengüetas con terminaciones globulares.

De acuerdo con Pérez-Venzor *et al.* (1996), los productos del volcán sobreyacen discordantemente: (a) los productos andesítico-dacíticos del domo Cerro Colorado (Fig. 8a) (Secuencia Cerro Colorado: 16.1 ± 1.7 Ma; fechamiento de plagioclasa por el método K-Ar), ubicado en el flanco oriental del PH; y (b) la Andesita Allende (11.1 ± 0.4 Ma, Pérez-Venzor *et al.*, 1996; 12.4 ± 0.3 Ma, Cerca-Martínez *et al.*, 2000; fechamientos de roca total por el método K-Ar), cuyas lavas se caracterizan por la ausencia de fenocristales de plagioclasa.

Las observaciones realizadas en el campo durante este trabajo confirman que el emplazamiento de la Secuencia Cerro Colorado debió anteceder la edificación del Volcán Palo Huérfano, pues se aprecia que el flanco occidental del domo ha actuado como barrera topográfica para los derrames de lava que fluyeron de la cima del volcán hacia el oriente (Fig. 8b). Sin embargo, cabe señalar que existe mucha incertidumbre sobre la edad de 16.1 Ma reportada por Pérez-Venzor *et al.* (1996) para la Secuencia Cerro Colorado: esta edad es anómalamente vieja en comparación con el rango de edades de las rocas andesíticas en el área, y también con el rango de edades obtenidas mediante trazas de fisión en circones detríticos, encontrados en cenizas y sedimentos de la cuenca de San Miguel de Allende (12-10 Ma; Kowallis *et al.*, 1986, 1998).

Durante el trabajo de campo ha sido también posible reconocer la relación estratigráfica entre la Andesita Allende y la Secuencia PH. En el sector septentrional del volcán, en proximidad del afloramiento en donde se colectó la muestra QRO-04-11, se ha observado que la Andesita Allende (identificada por la ausencia de fenocristales de plagioclasa) subyace estratigráficamente a una autobrecha andesítica altamente

porfídica y rica en fenocristales de plagioclasa, que evidentemente pertenece a la Secuencia PH (Fig. 9). Esto indica que la Andesita Allende es relativamente más vieja de la Secuencia PH. Sin embargo, la falta de paleosuelos al contacto entre las dos secuencias, así como la ausencia de un horizonte de conglomerados con clastos reabajados de la Andesita Allende que separe las dos unidades, sugieren que ambas se emplazaron dentro de un periodo muy breve, como de hecho confirman los fechamientos disponibles en la literatura. En este sentido, las observaciones de campo y los fechamientos publicados no permiten excluir que también la Andesita Allende haya sido emitida por el propio PH.

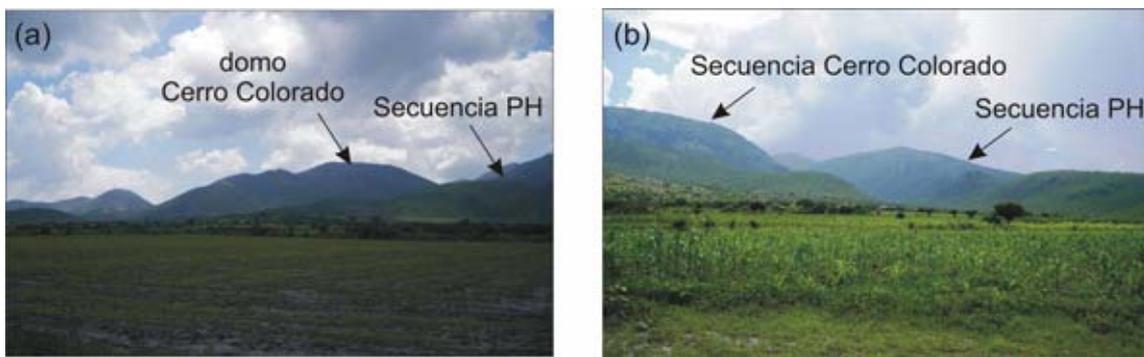


Figura 8. (a) Vista panorámica del domo Cerro Colorado, ubicado en el sector oriental del PH, y de las lavas pertenecientes a la Secuencia PH. (b) El domo Cerro Colorado ha actuado como barrera topográfica para los derrames de lava que fluyeron de la cima del volcán hacia el oriente.

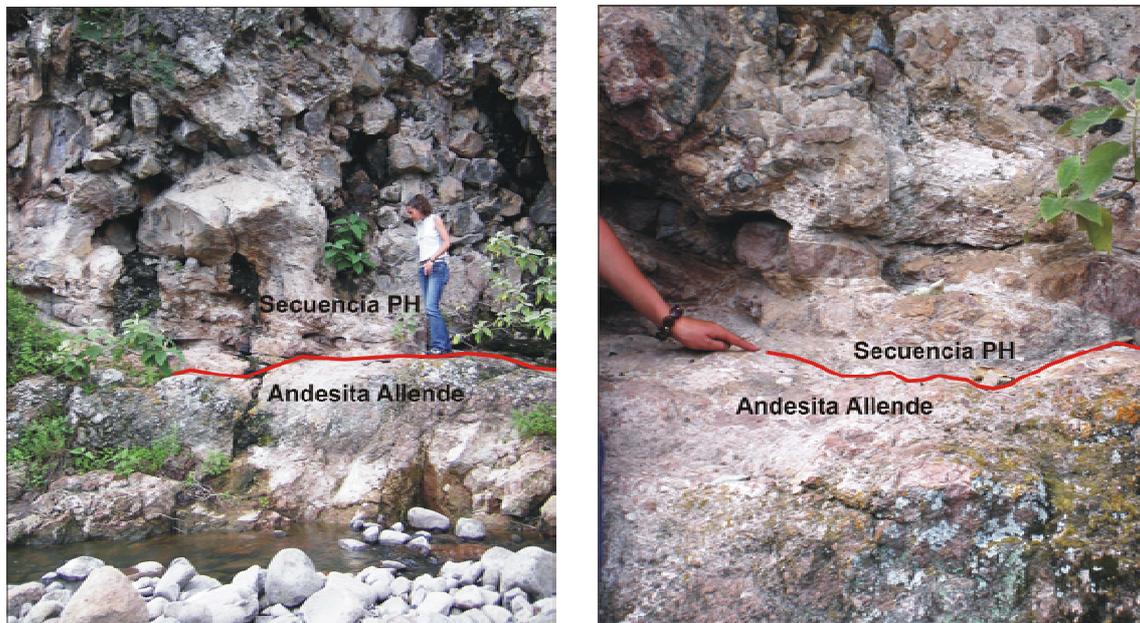


Figura 9. Afloramiento en el sector septentrional del Volcán PH, en el cual se aprecia la relación estratigráfica entre la Andesita Allende y la Secuencia PH. A pesar de que ambas secuencias se emplazaron dentro de un periodo muy breve, las observaciones en el campo confirman que la Andesita Allende es relativamente más vieja que la Secuencia PH.

Con base en estas consideraciones y en las analogías composicionales entre los magmas del PH, los productos del Cerro Colorado y la Andesita Allende, en este trabajo se considera que estas unidades litológicas pertenecen al mismo episodio magmático y se tratarán en conjunto con las rocas del propio Volcán PH.

El Volcán La Joya



Figura 10. Fotografía panorámica del sector occidental del Volcán La Joya.

El Volcán La Joya (LJ) se ubica entre el poblado de Santa Rosa Jáuregui (Querétaro) y San Miguel de Allende (Guanajuato) (Figs. 6, 10). Se encuentra hacia la terminación septentrional del sistema de fallas Taxco-San Miguel de Allende, aunque no existen evidencias de haber sido afectado por este fallamiento (Valdéz-Moreno *et al.*, 1998). El volcán tiene un diámetro basal de 14 km y una altura de 690 m a partir de su base. En su cima, presenta un circo de erosión de forma elíptica con una anchura de ~3 km, una longitud de 5 km, y una profundidad de más de 200 m.

Valdéz-Moreno *et al.* (1998) efectuaron un estudio detallado de la estratigrafía, vulcanología y petrografía del Volcán La Joya, e hicieron una reconstrucción de su historia eruptiva. El volcán inició su actividad con erupciones explosivas que originaron la Toba La Loma, una secuencia de depósitos de caída de pómez, ignimbritas y oleadas piroclásticas que está expuesta en los arroyos que drenan el volcán en el sector sur-occidental. Posteriormente el volcanismo cambió de explosivo a efusivo, con emisiones radiales de derrames de lavas andesíticas y dacíticas de alta viscosidad en forma de *coulees* (lóbulos de corta extensión y de espesor elevado: Andesita Los Ricos, Dacita

Tambula, Dacita Carbonera con una edad de 9.9 ± 0.4 Ma obtenida mediante el método ^{40}Ar - ^{39}Ar en un concentrado de plagioclasa, Dacita Pinalillo y Dacita La Joya).

De acuerdo a Valdéz-Moreno *et al.* (1998), los productos del Volcán La Joya sobreyacen: (a) los productos andesíticos del domo El Maguey (unidad Andesita el Maguey), ubicado en el flanco nor-occidental del volcán; y (b) una secuencia de lavas pre-volcán (Lavas Viejas), conformada por derrames estratificados de lavas andesíticas y dacíticas (10.6 ± 0.5 Ma; fechamiento de un separado de matriz por el método ^{40}Ar - ^{39}Ar). Con base en las analogías composicionales entre los magmas del Volcán LJ, los productos del domo El Maguey y las lavas pre-volcán, en este trabajo se considera a estas unidades como parte del mismo episodio magmático.

El Volcán Zamorano



Figura 11. Fotografía panorámica del sector sur-occidental del Volcán Zamorano.

El Volcán Zamorano (Z), con una altura de 1500 m a partir de su base, se ubica 40 km al noreste de la ciudad de Querétaro (Figs. 6, 11). Presenta la forma de un cono truncado, con una pequeña caldera elíptica en cuyo interior se encuentra un domo de 1500 m de diámetro.

Verma y Carrasco-Núñez (2003) reconocieron cuatro etapas principales en la actividad volcánica del Zamorano: (a) construcción de un cono central, con emisión de lavas viscosas de composición dacítica (Unidad D: 10.5 ± 0.3 Ma; fechamiento de roca total por el método ^{40}Ar - ^{39}Ar); (b) incremento de la tasa de erupción, con producción de lavas andesíticas y depósitos piroclásticos que incluyen líticos andesíticos y escorias

(Unidad C: 9.6 ± 0.2 Ma; fechamiento de roca total por el método $^{40}\text{Ar}-^{39}\text{Ar}$); (c) erosión sucesiva de los derrames andesíticos y dacíticos, que se han preservado exclusivamente en las porciones más internas del edificio; (d) actividad volcánica a través de cráteres secundarios o fisuras, con formación de domos dacíticos (Unidad B) y mesetas de lavas (Unidad A).

Verma y Carrasco-Núñez (2003) no reportan análisis químicos de las lavas documentadas como Unidad A; sin embargo, los autores consideran que estas rocas son composicionalmente análogas a las andesitas basálticas que conforman la Sucesión Volcánica de Querétaro. Con la finalidad de aclarar las características geológicas de las mesetas cartografiadas como Unidad A, durante el trabajo de campo se han observado las unidades litológicas que afloran en la Mesa El Rosario (Figs. 6, 12), a lo largo de un camino que conduce hasta su cima. La mesa está conformada por un paquete de ignimbritas riolíticas de la Sierra Madre Occidental, sobre las cuales descansa una secuencia de rocas altamente porfídicas con fenocristales de plagioclasa y anfíbol. Esta paragénesis ha sido comúnmente observada en los productos de los estratovolcanes estudiados en esta tesis, pero es muy diferente de la asociación mineralógica que caracteriza la SVQ. Por lo tanto, es probable que la Unidad A no muestre diferencias composicionales con respecto a la mayoría de las andesitas y dacitas generadas por el Volcán Zamorano. Por otra parte, la porción inferior de la Mesa El Rosario se ha encontrado un afloramiento de basaltos con fenocristales de olivino y plagioclasa, los cuales descansan directamente sobre una terraza de ignimbritas (Fig. 12). Estas rocas guardan una gran semejanza con los productos de la SVQ, y por lo tanto podrían representar el evento volcánico más reciente en el área.



Figura 12. Imagen de Google Earth® en la cual se observan algunas mesetas cartografiadas como Unidad A por Verma y Carrasco-Núñez (2003). Las observaciones en el campo indican que las rocas de la Unidad A presentan analogías petrográficas con los productos típicos del Volcán Zamorano, pero no guardan semejanza con las rocas de la SVQ.

La Sucesión Volcánica de Querétaro



Figura 13. Mesetas de lavas que conforman la Sucesión Volcánica de Querétaro, al sur del Volcán LJ.

Se denomina como Sucesión Volcánica de Querétaro (SVQ; Figs. 6, 13) a un conjunto de estructuras volcánicas tabulares que fueron emplazadas a través de fisuras, conos cineríticos y pequeños volcanes a escudo, que cubren un área de algunas decenas de km² (Ferrari *et al.*, 2000). La SVQ está conformada por derrames de lavas subhorizontales de composición basáltica o basáltico-andesítica, con un espesor promedio de ~80 m (Ferrari *et al.*, 2000).

Al norte de Querétaro la SVQ cubre estratigráficamente los productos del Complejo Volcánico PH-LJ-Z (Figs. 6, 14), mientras que hacia el sur está cubierta por los productos piroclásticos de la caldera de Amealco (Aguirre-Díaz, 1996).

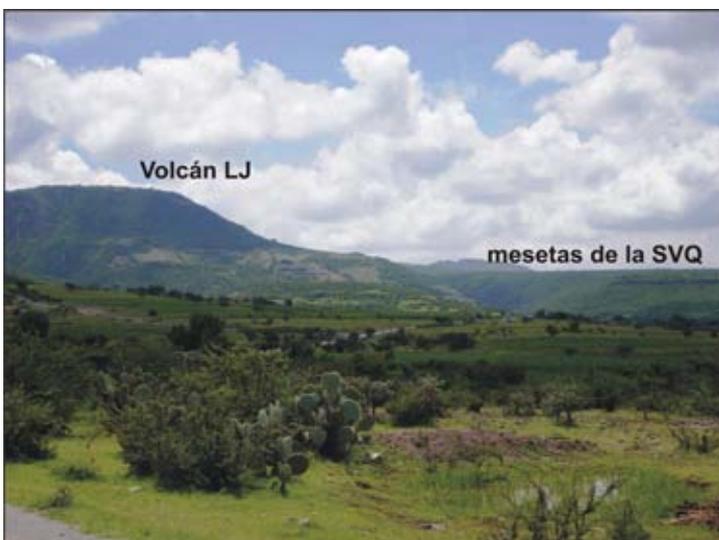


Figura 14. Fotografía en la cual se observan las mesetas de la SVQ cubriendo a los productos del sector meridional del Volcán LJ.

Las edades reportadas en la literatura para la SVQ varían desde 8.1 ± 0.8 Ma (fechamiento de roca total por el método K-Ar; Pasquarè *et al.*, 1991; afloramiento cercano al antiguo aeropuerto de Querétaro), 7.5 ± 0.5 Ma (fechamiento de roca total por el método $^{40}\text{Ar}-^{39}\text{Ar}$; Aguirre-Díaz y López-Martínez, 2001; afloramiento al norte de Querétaro), 6.2 ± 0.6 Ma (fechamiento de roca total por el método $^{40}\text{Ar}-^{39}\text{Ar}$; Valdéz-Moreno *et al.*, 1998; lavas que cubren los productos del Volcán La Joya), hasta 5.6 ± 0.4 Ma (fechamiento de roca total por el método $^{40}\text{Ar}-^{39}\text{Ar}$; Aguirre-Díaz y López-Martínez, 2001; Volcán Cimatarío, Fig. 15).

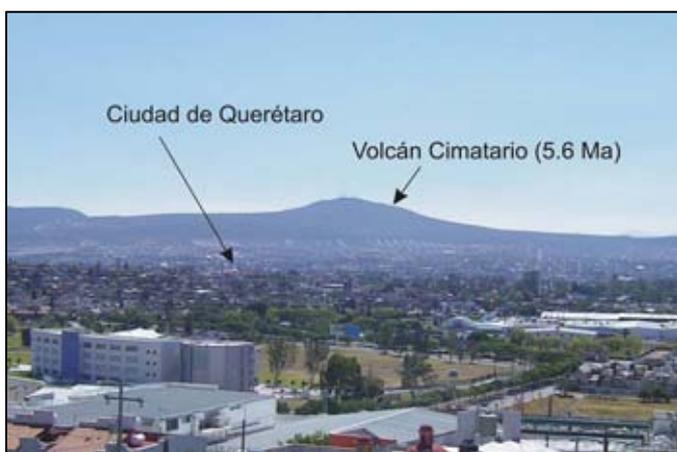


Figura 15. Vista panorámica del Volcán Cimatarío, ubicado al sureste de la ciudad de Querétaro.

3.2.5 El volcanismo pliocénico

El volcanismo pliocénico en el área (Fig. 6) está representado por los depósitos piroclásticos asociados a las calderas de Huichapan ($5.0-4.2$ Ma; Aguirre-Díaz y López-Martínez, 2004) y Amealco (de 4.7 ± 0.1 , fechamiento de vidrio y plagioclasa por el método K-Ar, a 3.7 ± 0.2 Ma, fechamiento de matriz por el método K-Ar; Aguirre-Díaz, 1996), ubicadas al sur y sureste del Volcán Zamorano.

Además, al sur de los Volcanes Palo Huérfino y San Pedro, se emplazaron durante el Plioceno algunos aparatos centrales con composiciones basálticas y andesíticas, entre los cuales se señala el Volcán El Jocoqui (Fig. 6). A diferencia de los estratovolcanes PH-LJ-Z y San Pedro, que presentan un estado moderadamente avanzado de erosión, El Jocoqui se encuentra mejor preservado, y se correlaciona por su apariencia morfológica con los Volcanes Culiacán y La Gavia (o Cerro Grande), ubicados al SW del PH (no se muestran en el mapa), y fechados en 2.10 ± 0.24 Ma y 2.27 ± 0.27 Ma, respectivamente (edades obtenidas en concentrado de matriz por el método K-Ar; Ban *et al.*, 1992).

4. Métodos analíticos

4.1 Muestreo, trituración y pulverización

Con base en los mapas geológicos publicados y en las descripciones petrográficas reportadas, se realizó un extenso muestreo de las lavas del Complejo Volcánico PH-LJ-Z y de la Sucesión Volcánica de Querétaro (Fig. 6). Se procuró que las rocas colectadas presentaran la mayor variedad de textura y/o de ensambles mineralógicos, y que fueran representativas de distintos afloramientos dentro del área de estudio. La colección de las muestras se realizó seleccionando las rocas con aspecto más fresco, sin evidencias apreciables de alteración hidrotermal o intemperismo (minerales de re-emplazamiento y/o vetillas mineralizadas), debido a que los procesos secundarios pueden alterar la composición química inicial de las rocas. Las muestras se colectaron utilizando un marro de acero común y, cuando fue posible, fueron descostradas directamente en el campo con un martillo de acero para eliminar las capas superficiales de alteración: de esta manera se colectaron fragmentos de 10-15 cm. En algunos casos se colectaron porciones más grandes de roca, que fueron posteriormente fragmentadas en el Taller de Molienda del Centro de Geociencias (CGEO), UNAM, con un marro de acero de 10 libras, utilizando como base una placa de acero. Una porción de roca homogénea y representativa de cada una de las muestras fue seleccionada para su laminación petrográfica (véase la Tabla 1).

El procedimiento de trituración de las muestras se realizó en el Taller de Molienda del CGEO utilizando un mortero y un pistilo de acero. Para cada muestra se seleccionaron los fragmentos más frescos y libres de alteración, que se trituraron manualmente después de haber precontaminado los instrumentos moliendo una pequeña porción de muestra, que fue desechada. Los fragmentos obtenidos se tamizaron con una malla de plástico, seleccionando de esta forma esquirlas de dimensiones menores de 4 mm. Antes y después de la trituración de cada muestra se procuró limpiar cuidadosamente el área de trabajo y los instrumentos, para evitar que las muestras se contaminaran una con otra. Las esquirlas obtenidas se enjuagaron repetidamente con agua desionizada de 18.2 M Ω de resistividad (DI-H₂O), procurando eliminar el polvo más fino y los fragmentos de roca más pequeños, y se dejaron dentro de un baño ultrasónico por 15 minutos. Posteriormente, se pusieron a secar dentro de un horno a T ~70 °C por unas 10 horas, y finalmente se examinaron bajo un microscopio binocular

para eliminar fragmentos alterados y/o esquirlas de metal que pudieran haber sido introducidas accidentalmente en la muestra durante la trituración.

El proceso de pulverización se realizó en el Taller de Pulverizado del CGEO utilizando un *shatterbox* y una pulverizadora de alúmina marca SPEX. Antes y después de cada pulverización se procuró limpiar el instrumento pulverizando 20-30 g de arena sílica por 3-4 minutos; se lavó la pulverizadora con DI-H₂O y con un cepillo de dientes suave, y sucesivamente con acetona de grado analítico, dejándola secar bajo una lámpara incandescente. El primer paso para pulverizar consistió en precontaminar la pulverizadora con 20-25 g de muestra, desechando el polvo obtenido; consecutivamente se introdujeron 30-40 g de la misma muestra, y se redujeron a polvo del diámetro de 75 µm (malla 200) en un tiempo de 3-4 minutos. El polvo se guardó inmediatamente en un frasquito limpio de vidrio o plástico.

4.2 Análisis de elementos mayores y traza

Todas las muestras fueron analizadas por elementos mayores (Tabla 2) en el Laboratorio Universitario de Geoquímica Isotópica (LUGIS), UNAM, utilizando un aparato de Fluorescencia de Rayos X (FRX) marca Siemens modelo SRS-3000. Se realizaron análisis de muestras de roca pulverizada, de acuerdo a los procedimientos descritos por Lozano-Santa Cruz *et al.* (1995) y Verma *et al.* (1996).

Los datos de elementos traza (Tabla 2) se obtuvieron por espectrometría de masas de plasma inducido acoplado (*Inductively Coupled Plasma Mass Spectrometry*, ICP-MS). La mayoría de las muestras se analizaron en el CGEO utilizando un instrumento Thermo Series X^{II}. La muestra QRO-99-50 fue analizada en el Lamont-Doherty Earth Observatory (LDEO) de la Universidad de Columbia de Nueva York, E.U.A., usando un aparato VG-PQ2+; mientras que la muestra QRO-99-39 fue analizada comercialmente en los Activation Laboratories de Ancaster, Canadá (Actlabs: <http://www.actlabs.com/>), utilizando fusiones de metaborato/tetraborato de litio.

Procedimiento químico para el análisis de elementos traza

El procedimiento químico para el análisis de elementos traza se realizó en el laboratorio ultralimpio del CGEO, e incluyó el procesado de 15-20 muestras, al menos 4 estándares internacionales de rocas con concentraciones conocidas y certificadas (AGV-2, BCR-2, AGV-2, JB-2), 3 muestras de un estándar interno (estándar “alto”: muestra PS-99-25 del Macizo de Palma Sola; Gómez-Tuena *et al.*, 2003) y 2 blancos, que

siguieron el mismo procedimiento químico de las muestras, como se describe a continuación.

- Pesado de las muestras: este paso se realiza utilizando una microbalanza de alta precisión ubicada en un cuarto de calidad de limpieza nominal 300 (menos de 300 partículas $> 0.5 \mu\text{m}$ por pie cúbico de aire). Antes de efectuar el pesado de las muestras, se limpia cuidadosamente el área de trabajo con una toalla de papel húmeda para eliminar cualquier polvo contaminante. Sucesivamente, se enciende la balanza y se espera a que se estabilice. Una vez estabilizada, se coloca un vial de teflón marca Savillex con tapa de rosca y fondo redondo, de capacidad de 15 y/o 8 ml, apoyado en una base de papel aluminio para evitar la dispersión del polvo por efecto de la estática. Una vez colocado el vial, se tara la microbalanza y se dispara con una pistola antiestática para lograr una mayor estabilidad (Fig. 16). Cuando la microbalanza está en ceros, se pesan entre 0.04950-0.05050 g de muestra y se anota el peso, debido a que la reducción de los datos analíticos está calibrada con respecto al peso. Después de haber pesado la muestra, se saca cuidadosamente el vial y se le añaden dos gotas de DI- H_2O para evitar la dispersión del polvo. El vial se tapa inmediatamente, y se coloca en un lugar separado y cubierto para que no se contamine. Posteriormente, se limpia la espátula utilizada para recuperar el polvo, y se repite el proceso para las otras muestras.



Figura 16. Microbalanza de precisión ubicada en el cuarto de calidad de limpieza nominal 300. Para evitar la dispersión del polvo por efecto de la estática, se envuelve la base del vial con papel aluminio, y se dispara con la pistola antiestática dentro de la balanza antes de efectuar el pesado.

- Digestión en ácidos: este procedimiento se realiza en un cuarto ultralimpio de calidad nominal 300, dentro de una campana de extracción y flujo laminar construida en propileno, con filtración de aire adicional, para obtener localmente una calidad de aire de clase 100 o incluso menor (Fig. 17). Las muestras se digieren

con 1 ml de HF concentrado (ácido fluorhídrico destilado cuatro veces, preparado en el Laboratorio de Química Ultrapura del LUGIS) más 0.5 ml de 8N HNO₃ (ácido nítrico al 69.0-70.0%, Baker Instra-analyzed[®]), dejando por una noche los viales tapados sobre una parrilla de calentamiento de cerámica cubierta de teflón a ~100 °C. Al día siguiente se destapan los viales y se dejan evaporar los ácidos a T ~100 °C, hasta lograr un residuo sólido completamente seco (pasta blanca). Posteriormente se añaden 15 gotas de 16N HNO₃ y se dejan evaporar. Una vez evaporado el ácido (pasta amarilla), se agregan otras 15 gotas de 16N HNO₃ y se tapan los viales, dejándolos por una noche sobre la parrilla de calentamiento a T ~100 °C, con la finalidad de romper los fluoruros y convertirlos en nitratos solubles. Al día siguiente se destapan los viales, cuidando que no queden gotas adheridas a la tapa o a las paredes, y se evapora el ácido a T ~100 °C. Una vez seco (pasta amarilla), se agregan 2 ml de DI-H₂O más 2 ml de 8N HNO₃, se tapan los viales y se dejan por una noche sobre la placa de calor a ~100 °C. Al día siguiente todas las muestras deben estar en solución. Se puede descartar que algunos minerales accesorios como los circones no se hayan disuelto completamente, debido a que las rocas analizadas no muestran anomalías prominentes de Zr-Hf.



Figura 17. El proceso de digestión con ácidos se realiza dentro de una campana de extracción y flujo laminar, con filtración de aire adicional, dentro de la cual se obtiene una calidad de aire ≤ 100 .

- Dilución de las muestras en una solución estándar: después de la digestión en ácidos se añade a cada muestra, estándar y blanco una solución estándar de preparación interna (*Internal Standard Solution*, ISS). La ISS es una solución de 0.2N HNO₃ que

contiene 10 ppb de Ge, 5 ppb de In, 5 ppb de Tm, y 5 ppb de Bi, elementos cuya masa abarca el rango de masas de los elementos que se pretende analizar. La preparación de la ISS se realiza en el cuarto ultralimpio de calidad nominal 300, dentro de una campana de flujo laminar de calidad de aire 10 (Fig. 18). Para preparar 4 litros de ISS, se necesitan: 0.4 ml de solución de Ge 100 ppm, 0.2 ml de solución de In 100 ppm, 0.2 ml de solución de Tm 100 ppm, 0.2 ml de solución de Bi 100 ppm, 49.98 ml de 16N HNO₃ y 3,949.02 ml de DI-H₂O. Es conveniente preparar la ISS un día antes de que se utilice, para que se pueda homogeneizar de manera eficaz (una homogeneización insuficiente puede comprometer la precisión del análisis). Las muestras se diluyen a 1: 2,000 con la ISS para proveer las concentraciones adecuadas dentro de los límites de detección del instrumento, y para obtener la señal necesaria para adquirir datos de alta precisión. Se transfiere el contenido de cada vial (4 ml de solución) en una botella de plástico limpia de capacidad de 125 ml; se enjuaga cada vial con 1 ml de DI-H₂O para coleccionar posibles residuos de muestra, y se vacía el agua en la botella. Finalmente se añaden 95 ml de ISS, se tapa la botella, y se agita enérgicamente para obtener una solución homogénea.



Figura 18. Campana de flujo laminar de calidad de aire 10 dentro de la cual se prepara la ISS, y se realiza el procedimiento de separación de los elementos para el análisis isotópico.

Reducción y calibración de los datos de elementos traza

Para la reducción y calibración de los datos reportados en este estudio se utilizaron los estándares internacionales AGV-2, BCR-2, BHVO-2 y JB-2, el estándar

“alto” PS-99-25 y al menos dos blancos. Las muestras y los estándares internacionales se analizan dos veces por ICP-MS, mientras que el estándar “alto” y el blanco se analizan 6-8 veces.

Se efectúa primero una corrección por blanco, para eliminar el ruido de fondo del instrumento y de la química (*machine and chemistry noise*): para cada muestra, la señal de cada elemento X (expresada en número de cuentas por segundo o cps) se normaliza con respecto a la línea de interpolación de los blancos, construida en un diagrama de cps del elemento X contra número de tubo (los tubos que contienen las muestras están numerados según el orden en que son analizados):

$$\text{cps}_{\text{blk-cor}}^{\text{X}} = \text{cps}_{\text{med}}^{\text{X}} - \text{cps}_{\text{int}}^{\text{X}},$$

donde $\text{cps}_{\text{blk-cor}}^{\text{X}}$ = cps del elemento X corregidas por blanco; $\text{cps}_{\text{med}}^{\text{X}}$ = cps del elemento X medidas por el ICP-MS; $\text{cps}_{\text{int}}^{\text{X}}$ = cps del elemento X en la línea de interpolación.

Durante el análisis químico, el instrumento puede estar sujeto a una disminución de sensibilidad. Para corregir la deriva del instrumento (*long-term drift*) se utilizan los datos del estándar “alto”. En un diagrama de cps de cada elemento X contra número de tubo, se grafica la línea que describe la variación de la señal, de manera tal que sus extremos correspondan a estándares “altos”. Los datos de las muestras se normalizan con respecto a esta línea de interpolación:

$$\text{DC}_{\text{drift-cor}}^{\text{X}} = \text{cps}_{\text{blk-cor}}^{\text{X}} / \text{cps}_{\text{int}}^{\text{X}},$$

donde $\text{DC}_{\text{drift-cor}}^{\text{X}}$ = valor del elemento X (expresado como *Dilution Concentration Output* o *DC-Output*) corregido por *drift*; $\text{cps}_{\text{blk-cor}}^{\text{X}}$ = cps del elemento X corregidas por blanco; $\text{cps}_{\text{int}}^{\text{X}}$ = cps del elemento X en la línea de interpolación.

La sensibilidad del instrumento en muestras distintas (es decir, la intensidad de la señal) varía en función de la matriz. Para corregir los efectos de la matriz, se utilizan los estándares internos (*internal standard correction*). Para los estándares “altos”, los valores de cada elemento X se correlacionan con los valores de los estándares internos (^{72}Ge , ^{115}In , ^{169}Bi , ^{209}Tm). Si el coeficiente de correlación de algún elemento X con los estándares internos es > 0.7 , entonces es necesario efectuar la corrección para este mismo elemento. Se escoge el estándar interno con el cual el elemento X muestra la correlación mejor, y se grafica la curva de correlación entre el elemento X y el estándar interno, utilizando los datos de estándares “altos”. El *DC-output* del elemento X en cada muestra se normaliza con respecto a la línea de correlación:

$$\text{DC}_{\text{int-cor}}^{\text{X}} = \text{DC}_{\text{drift-cor}}^{\text{X}} - \text{DC}_{\text{int}}^{\text{X}},$$

donde $DC_{\text{int-cor}}^X = DC\text{-output}$ del elemento X corregido con los estándares internos; $DC_{\text{drift-cor}}^X = DC\text{-output}$ del elemento X corregido por *drift*; $DC_{\text{int}}^X = DC\text{-output}$ del elemento X en la línea de interpolación.

Finalmente, para cada muestra se dividen los valores de cada elemento (*DC-Output*) con respecto al peso corregido. La corrección del peso se hace dividiendo el peso medido de cada muestra por el promedio de los pesos medidos.

Después de haber corregido los datos y de haber transformado la señal eléctrica en *DC-output*, se utilizan los estándares internacionales para construir la curva de calibración de cada elemento X ($y = m \cdot x + q$) en un diagrama de concentración (ppm) contra *DC-Output*. Con base en esta curva, se calcula la concentración de cada elemento X en las muestras analizadas:

$$y^X = m \cdot x^X + q,$$

donde $y^X =$ concentración del elemento X (ppm); $m =$ pendiente de la curva de calibración; $x^X = DC\text{-Output}$ del elemento X; $q =$ intercepta de la curva de calibración.

La reproducibilidad de los datos de elementos traza se basa en digestiones múltiples de los estándares internacionales y del estándar PS-99-25, y está reportada en la Tabla 3.

4.3 Análisis isotópicos

Las relaciones isotópicas de Sr, Nd y Pb de las muestras seleccionadas (Tabla 4) se obtuvieron con espectrómetros de masas de ionización térmica (*Thermal Ionization Mass Spectrometry*, TIMS). La mayor parte de los análisis isotópicos se realizaron en el LDEO usando un instrumento VG Sector 54-30 equipado con nueve colectores Faraday, mientras que algunas determinaciones isotópicas se obtuvieron en el LUGIS, usando un aparato Finnigan MAT 262 equipado con ocho colectores Faraday.

La preparación de las muestras y los detalles de las adquisiciones para los análisis hechos en el LUGIS están reportados en Schaaf *et al.* (2005). La preparación química de las muestras para las determinaciones isotópicas llevadas a cabo en el LDEO se realizó en el CGEO, y en parte en el laboratorio ultralimpio del LDEO (química TRU-SPEC y separación química del neodimio), y se describe a continuación.

- Pesado de las muestras: para el análisis isotópico se utilizan pequeños fragmentos de roca en lugar de polvo para evitar el riesgo de contaminar las muestras con la pulverizadora. La representatividad de las esquirlas ha sido comprobada analizando algunos duplicados de muestras pulverizadas, que arrojaron resultados

prácticamente idénticos. Con la ayuda de un microscopio binocular ubicado en el cuarto de calidad de limpieza nominal 300 del laboratorio ultralimpio del CGEO, se seleccionan las esquirlas más frescas de cada muestra, con dimensiones < 3 mm, y se guardan en un frasquito limpio de vidrio o plástico. Antes de efectuar el pesado con la microbalanza de precisión, se limpia el área de trabajo con una toalla de papel húmeda. Sucesivamente se enciende la balanza y se espera a que se estabilice. Una vez estabilizada, se coloca un vial de teflón marca Savillex con tapa de rosca y fondo redondo, de capacidad de 15 y/o 8 ml. Colocado el vial, se tara la microbalanza. Cuando la microbalanza está en ceros, se pesan ~ 250 mg de esquirlas y se anota el peso. El vial se extrae de la balanza y se tapa. Posteriormente se limpian las pinzas utilizadas para recuperar las esquirlas, y se repite el proceso para las otras muestras. Las muestras obtenidas se enjuagan repetidamente con DI-H₂O, y se dejan por media hora con los viales tapados en un baño ultrasónico a $T = 70$ °C. Posteriormente, se enjuagan una última vez con DI-H₂O, y el agua se desecha.

- Lixiviación (*leaching*): este procedimiento es útil para limpiar de manera más eficaz la superficie de las esquirlas que podría presentar capas de alteración. Se añade 1 ml de 1N HNO₃ (ácido nítrico destilado tres veces, preparado en el Laboratorio de Química Ultrapura del LUGIS) a cada muestra, se tapan los viales, y se dejan por una hora sobre la parrilla de calentamiento a $T \sim 100$ °C. Posteriormente, el ácido se pipetea y se guarda en un microtubo de plástico de capacidad de 2 ml (“microtubo *leach*”). Las esquirlas de cada muestra se enjuagan repetidamente con DI-H₂O, y el agua se desecha.
- Digestión en ácidos: se añaden a cada muestra 1 ml de 8N HNO₃ más 2 ml de HF concentrado. Se tapan los viales, y se dejan sobre la parrilla de calentamiento a $T \sim 100$ °C por al menos dos noches. Las mezclas se deben agitar a menudo para favorecer el proceso de digestión. Al tercer día se destapan los viales procurando no dejar gotas adheridas a la tapa o a las paredes, y se dejan evaporar los ácidos a $T \sim 100$ °C hasta que se obtenga un residuo de digestión completamente seco. Para lograr el rompimiento de los fluoruros y su conversión en nitratos, se añaden 15 gotas de 16N HNO₃ y se evaporan a $T \sim 100$ °C. Se agregan otras 15 gotas de 16N HNO₃, se tapan los viales, y se dejan por una noche sobre la placa de calor a $T \sim 100$ °C. Al día siguiente se destapan los viales, y las muestras se evaporan a $T \sim 100$ °C.
- Separación química de los elementos: para poder efectuar los análisis isotópicos, se deben separar los elementos de interés (Pb, Sr, Nd) para evitar interferencias

isobáricas en el espectro de masas. La separación de los elementos se realiza por intercambio iónico entre un ácido diluido (*eluent*) y una resina (*stationary phase*) contenida en columnas de teflón (Fig. 19). La separación química de los elementos se realiza bajo la campana de flujo laminar de calidad de aire 10. Antes de empezar el procedimiento es necesario limpiar con extremo cuidado el área de trabajo y el banco portacolumnas.

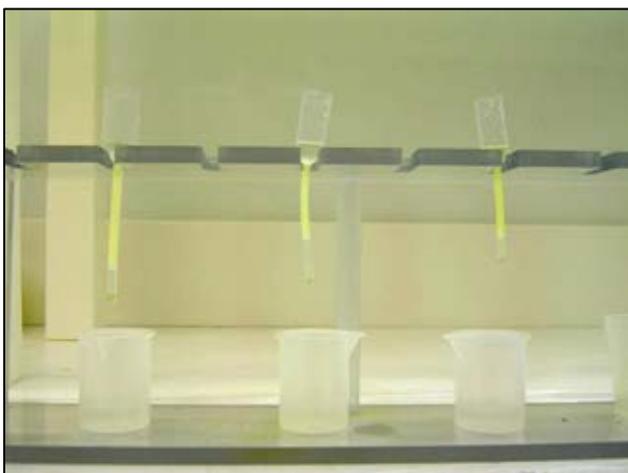


Figura 19. La separación de los elementos se realiza por intercambio iónico entre un ácido diluido y una resina contenida en columnas de teflón.

Separación química del plomo

Para la separación del Pb se utilizan columnas de teflón de capacidad de 100 μ l. Las columnas se enjuagan repetidamente con DI-H₂O, y se rellenan con resina Bio-Rad AG1-X8 (malla 100-200; resina en forma de cloruros) hasta el borde superior, al contacto con el reservorio.

- Conversión de los nitratos en bromuros: se añaden 15 gotas de 0.7N HBr (ácido bromhídrico destilado tres veces, preparado en el Laboratorio de Química Ultrapura del LUGIS) a cada muestra (en el vial originario, el “vial muestra”) y se dejan evaporar a T ~100 °C. Sucesivamente se agregan 40 gotas de 0.7N HBr, se tapan los viales, y se dejan por una noche sobre la parrilla de calentamiento a T ~100 °C.
- Al día siguiente se limpian las columnas con 2 reservorios de DI-H₂O, 3 reservorios de 6N HCl (ácido clorhídrico destilado tres veces, preparado en el Laboratorio de Química Ultrapura del LUGIS) y medio reservorio de DI-H₂O, para eliminar cualquier contaminación de Pb ambiental.
- Las columnas se acondicionan con 10 gotas de 0.7N HBr.
- El contenido de cada vial (“vial muestra”) se pasa a microtubos, y éstos se centrifugan para separar la fase líquida del residuo sólido. Se pipetea el líquido

procurando no incorporar el sólido residual, y se carga en las columnas, colectándolo en el mismo “vial muestra”. El sólido residual, que consiste en una pequeña pasta gelatinosa de color amarillento-blanquecino, es regresado directamente al “vial muestra”.

- Se lava cada columna con algunas gotas de 0.7N HBr*, y sucesivamente con 8 gotas de 2N HCl, colectando en el “vial muestra”.
- Primera elución: se colecta Pb en un nuevo vial (“vial Pb”) con 1 reservorio de 6N HCl.
- Se evapora la elución sobre la parrilla a T ~100 °C, y sucesivamente se agregan 0.5 ml de 0.7N HBr al residuo seco, procurando ponerlo en solución.
- Se lavan las columnas con 1 reservorio de DI-H₂O, 2 reservorios de 6N HCl y medio reservorio de DI-H₂O.
- Se equilibran las columnas con 15 gotas de 0.7N HBr.
- Se vacía la muestra contenida en el “vial Pb” en la columna, sin colectar.
- Lavado: se lavan las columnas con 30 gotas de 0.7N HBr, y luego con 8 gotas de 2N HCl, sin colectar.
- Segunda elución: se colecta Pb con 1 reservorio de 6N HCl, en los “viales Pb” en donde se había colectado la primera elución. Para separar el plomo se realizan dos eluciones, debido a que durante la primera se colectan también concentraciones de Fe relativamente altas, que dificultan una ionización eficiente del Pb en el espectrómetro.
- Se evapora la elución de Pb a T ~100 °C hasta lograr un residuo seco. El residuo se disuelve en una gota de 8N HNO₃, y se guarda en un microtubo (“microtubo Pb”).

Separación química del estroncio

Para la separación de Sr se utilizan columnas de teflón de capacidad de 30 µl. Las columnas se enjuagan repetidamente con DI-H₂O, y se rellenan con resina Eichrom Sr resin SR-B50-A hasta el borde superior, al contacto con el reservorio.

- Las columnas se limpian con 3 reservorios de DI-H₂O, para eliminar cualquier contaminación ambiental.
- Se equilibran las columnas con 8 gotas de 3N HNO₃.

* n° gotas HBr = [2,200 µl (vol. máx. que se quiere colectar en el “vial muestra”) - 240 µl (vol. de 2N HCl necesario para el lavado) - µl de muestra cargada en la columna]/30 µl (vol. estimado de una gota)

- Conversión de los bromuros en nitratos: se evapora el residuo de la química del Pb (en el “vial muestra”) a T ~100 °C, procurando no dejar gotas en las paredes o en la tapa de los viales; se agregan 10 gotas de 3N HNO₃, y se evaporan a la misma T. Finalmente se añaden 500 µl de 3N HNO₃. Las muestras se pasan a microtubos, y se centrifugan para separar la fase líquida del residuo sólido.
- En un microtubo (“microtubo REE”) se colectan el Rb y las REE, añadiendo 0.5 ml de muestra (el líquido centrifugado), y sucesivamente 24 gotas de 3N HNO₃.
- Elución: se colecta Sr en un nuevo vial (“vial Sr”) con 1 reservorio de DI-H₂O.
- Se evapora la elución a T ~100 °C, se disuelve el residuo seco en 30 µl de 8N HNO₃, y se guarda en un microtubo (“microtubo Sr”).
- El residuo de la separación de Pb y Sr se guarda en un microtubo (“microtubo muestra”).

Química TRU-SPEC

Este procedimiento químico es útil para separar las REE de Sr, Rb y otros cationes. Se utilizan columnas de teflón de capacidad de 100 µl (se pueden utilizar las columnas para la separación de Pb), que se rellenan con resina Eichrom TRU resin TR-B25-A hasta el borde superior, al contacto con el reservorio.

- Las columnas se limpian con 24 gotas de 1N HNO₃ (ácido dos veces destilado en cuarzo, preparado en el laboratorio ultralimpio del LDEO) para remover eventuales REE contaminantes.
- Se carga la resina con 8 gotas de 1N HCl (ácido dos veces destilado en cuarzo, preparado en el laboratorio ultralimpio del LDEO).
- Se evapora el contenido de los “microtubos REE” a T ~100 °C, y el residuo se disuelve en 0.5 ml de 1N HNO₃. Sucesivamente, se centrifugan las muestras para separar la fase líquida del residuo sólido.
- Se carga la porción de líquido de cada muestra centrifugada, sin colectar.
- Se eliminan Rb, Sr y otros cationes con 20 gotas de 1N HNO₃.
- Elución: se colectan las REE con 8 gotas de 1N HCl en un nuevo “vial REE”.

Separación química del neodimio

Para la separación química del Nd se utilizan columnas de teflón marca Saville con una capacidad de 800 µl: se necesita una precisión extrema en el volumen de las

columnas, debido a que las variaciones más pequeñas pueden comprometer la curva de elución del Nd. Las columnas se rellenan con resina Bio-Rad AG50W-X4.

- Se carga la resina en las columnas con 0.5 ml de ácido 0.15N α -HIBA (ácido alfa-hidróxi-isobutírico preparado en el laboratorio ultralimpio del LDEO) y con 1 ml de 0.15N α -HIBA.
- Se evapora a T \sim 100 °C el corte de REE colectado durante la química TRU-SPEC, y el residuo seco se disuelve en 100 μ l de 0.15N α -HIBA.
- Se eliminan las HREE cargando la muestra, y sucesivamente añadiendo 400 μ l de 0.15N α -HIBA.
- Se eliminan Gd y Eu con 2 ml de 0.15N α -HIBA.
- Se elimina Sm con 1.9 ml de 0.15N α -HIBA.
- Elución: se colecta el Nd en el vial originario (“vial REE”) con 1.5 ml de 0.15N α -HIBA.
- Eliminación del α -HIBA (*clean-up*): para destruir el ácido α -HIBA, se añade agua regia a cada muestra (4-5 ml), y los viales tapados se dejan en la placa de calor a T \sim 150 °C por una noche. El día siguiente se destapan los viales, y se evapora el agua regia a alta temperatura (T \sim 200 °C) para evitar que se formen cristales de α -HIBA. El residuo seco se disuelve en 30 μ l de 16N HNO₃, y se guarda en un microtubo (“microtubo Nd”).

Beaker Identity

El procedimiento del *Beaker Identity* es útil para conocer la concentración de los elementos que se separan en cada etapa de una química de separación, averiguando de esta forma la eficiencia del procedimiento de separación del elemento requerido. Como ejemplo, enseguida se describe el proceso de *Beaker Identity* de Sr, como se realizó en la muestra QRO-04-19.

Se realiza la química de separación de Sr para un blanco, la muestra QRO-04-19, y para el estándar IV-ICPMS-71A (Custom Grade Standard fabricado por la empresa Inorganic Ventures, <http://www.ivstandards.com/>), que consiste en una solución de 0.2N HNO₃ con elementos presentes en concentraciones de 10 μ g/ml (Ag, Al, As, B, Ba, Be, Ca, Cd, Ce, Co, Cr³⁺, Cs, Cu, Dy, Er, Eu, Fe, Ga, Gd, Ho, K, La, Li, Lu, Mg, Mn, Na, Nd, Ni, P, Pb, Pr, Rb, S, Se, Sm, Sr, Th, Tl, Tm, U, V, Yb, Zn).

Para la muestra y el estándar, se colectan los pasos sucesivos de la química de separación de Sr en viales distintos, de esta forma:

- vial 1: se colectan 500 µl de muestra (para QRO-04-19: se diluye el residuo seco de la química de separación de Pb en 500 µl de 3N HNO₃; para IV-ICPMS-71A: se evapora 1ml de solución con 10 ppm de cada elemento, y el residuo se diluye en 500 µl de 3N HNO₃), y 8 gotas de 3N HNO₃ (740 µl en total);
- vial 2: se colectan 8 gotas de 3N HNO₃ (240 µl);
- vial 3: se colectan 8 gotas de 3N HNO₃ (240 µl);
- vial 4: se colectan 500 µl de DI-H₂O;
- vial 5: se colectan 500 µl de DI-H₂O;
- vial 6: se colectan 500 µl de DI-H₂O.

Se toma la mitad de líquido de cada vial, y se diluye para obtener 10 ml de solución de 0.2N HNO₃. Las soluciones obtenidas se ponen en tubos de plástico limpios de capacidad de 15 ml, para el análisis químico mediante ICP-MS (el muestreador automático del instrumento toma la muestra directamente del tubo).

Además, se preparan tres soluciones de IV-ICPMS-71A (10 ml de solución de 0.2N HNO₃) con concentraciones elementales de 5 ppb, 50 ppb y 500 ppb, respectivamente.

- Se analizan el blanco y las tres soluciones de IV-ICPMS-71A.
- Para cada elemento X se construye un diagrama del tipo mostrado en la Figura 20, y se grafica la línea de tendencia de los datos, que representa una curva de calibración para el elemento X.

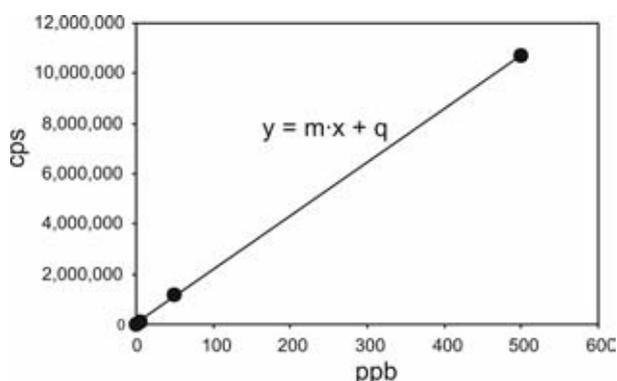


Figura 20. Diagrama de cps vs. concentración (ppb) en donde se grafica la curva de calibración para el elemento X, construida con los datos del blanco y de las tres soluciones de IV-ICPMS-71A.

Por medio de la ecuación de la curva de calibración, es posible calcular la concentración del elemento X en cada tubo:

$$x = (y - q) / m,$$

donde x = concentración (ppb) del elemento X en el tubo; y = cps del elemento X detectadas por el ICP-MS en el tubo considerado; q = intercepta de la línea de calibración; m = pendiente de la línea de calibración.

En la Tabla 5 se muestran los cálculos y resultados del *Beaker Identity* de Sr para el estándar y la muestra QRO-04-19. Los diagramas multielementos (Fig. 21) y las concentraciones de Sr en cada vial del estándar y de la muestra QRO-04-19 (Tabla 5) indican que la mayor cantidad de Sr se colecta en el vial 4: en la química de separación de Sr, esta etapa corresponde efectivamente a la elución de Sr en el “vial Sr” con un reservorio de DI-H₂O. Para el procedimiento de separación de Sr en el estándar IV-ICPMS-71A se calcula un rendimiento del ~68%. Para la separación química de Sr en QRO-04-19 se obtiene un rendimiento menor (19%), sin embargo esto no representa un problema para el análisis isotópico, debido a que las muestras generalmente presentan concentraciones altas de Sr.

Cálculo de la concentración de Sr, Nd y Pb en los microtubos

Para efectuar el análisis isotópico, se necesitan al menos 100 ng de Sr y Pb, y 50-100 ng de Nd de cada muestra: por lo tanto, para saber cuantos μ l de solución se deben utilizar para disponer de estas cantidades, es necesario conocer la concentración de estos elementos en los “microtubos Sr, Nd y Pb”. La concentración de Sr, Nd y Pb en los microtubos se determina mediante el *Beaker Identity*. Como ejemplo, enseguida se describe el procedimiento realizado para conocer la concentración de Sr en los “microtubos Sr”. Los cálculos y resultados están descritos en la Tabla 6.

- Se realiza el *Beaker Identity* de tres muestras con concentraciones de Sr respectivamente altas, intermedias y bajas (determinadas mediante análisis químico de elementos traza con ICP-MS). Para cada muestra, se toman 0.5 μ l de solución guardada en el “microtubo Sr” (30 μ l en total), y se diluyen en 5 ml de 0.2N HNO₃. La curva de calibración para cada elemento se construye analizando un blanco (5 ml de 0.5N HNO₃) y cuatro soluciones del estándar IV-ICPMS-71A (5 ml de solución de 0.2N HNO₃) con concentraciones elementales de 1 ppb, 10 ppb, 50 ppb y 150 ppb, respectivamente.
- Se calcula el rendimiento promedio de la química de separación de Sr en estas muestras.
- Conociendo la concentración de Sr de cada muestra que se pretende analizar isotópicamente; y suponiendo para la separación química de Sr de cada muestra un

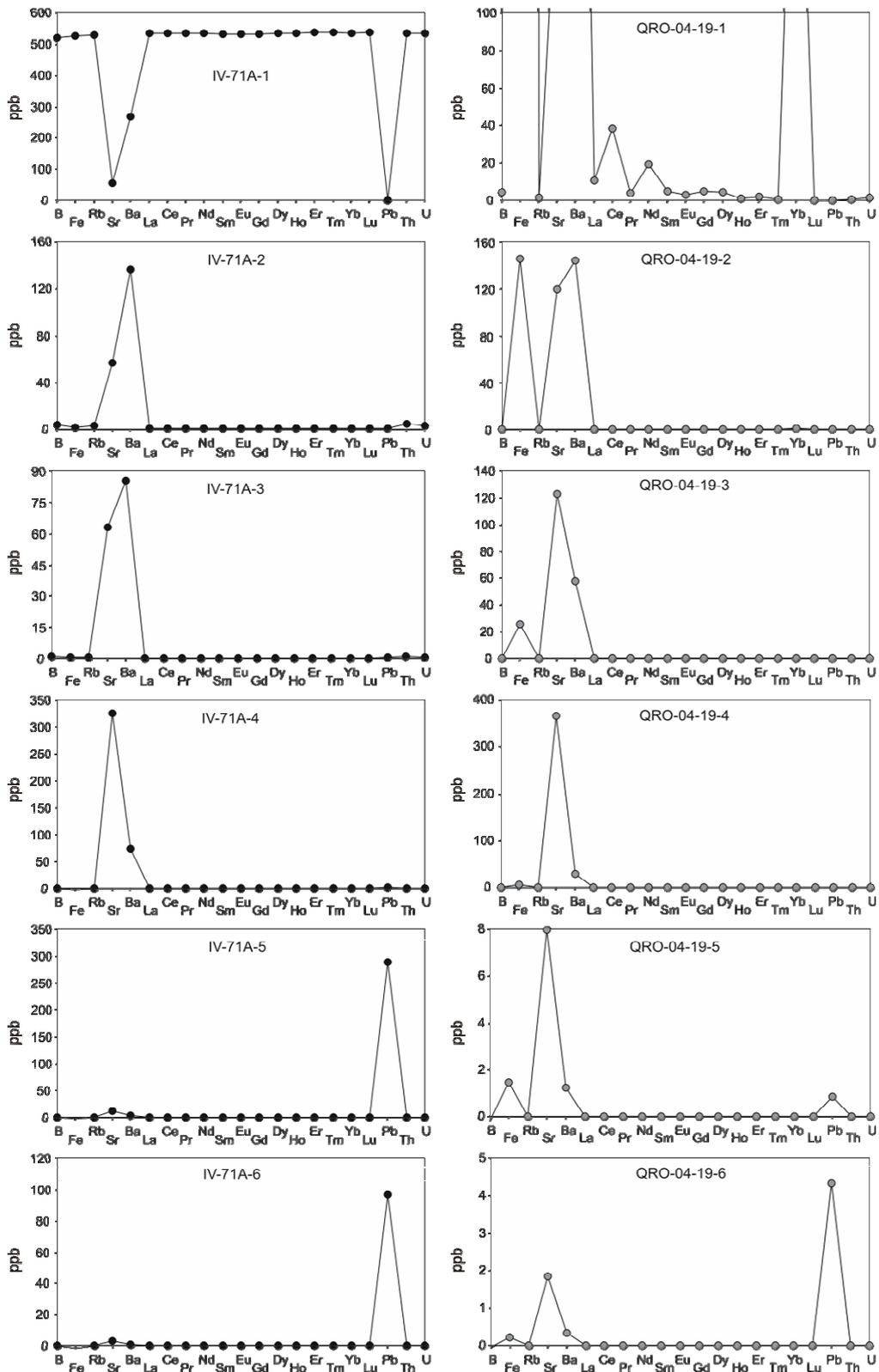


Figura 21. *Beaker Identity*: concentración de los elementos en cada elución para el estándar IV-ICPMS-71A y la muestra QRO-04-19.

rendimiento análogo al rendimiento promedio calculado previamente, se calcula para cada muestra la concentración de Sr en los 30 μl de solución guardada en el “microtubo Sr”.

- Finalmente, para cada muestra se calculan los μl de solución necesarios para disponer de 100 ng de Sr.

Carga de Sr, Nd y Pb en los filamentos

Después de la separación química, Sr, Nd y Pb son cargados en forma de solución en un filamento. Un filamento es una fajita metálica de dimensiones de $\sim 1 \cdot 15$ mm, con un espesor de $\sim 10 \mu\text{m}$, cuyas extremidades son soldadas a un pequeño soporte (Fig. 22). Las muestras de Sr se cargan en filamentos sencillos de tungsteno (W), mientras que para Nd y Pb se utilizan filamentos de renio (Re).



Figura 22. Preparación de los filamentos.

Antes de cargar las muestras, es necesario proceder a la desgasificación de los filamentos preparados, que se realiza aplicando una corriente eléctrica (3.8 amps para W; 4.8 amps para Re) a los filamentos por un tiempo de ~ 20 minutos, en condiciones de alto vacío (Fig. 23). La desgasificación también favorece la formación de una capa oxidante que evita la dispersión de la muestra a lo largo de la superficie del filamento.



Figura 23. Proceso de degasificación de una torre de 24 filamentos, que se realiza aplicando una corriente eléctrica a través de ellos.

- Carga de Sr: se cargan 100 ng de muestra (los μl de solución calculados previamente) en el centro del filamento (Fig. 24), y se seca la solución muy lentamente, aplicando una intensidad de 1.1-1.3 amps. Antes de que la muestra se seque completamente, se carga 1 μl de TaCl_4 (*activator solution*; Birck, 1986), y se deja secar manteniendo el mismo amperaje. Sucesivamente, se incrementa la corriente hasta que el filamento empieza a brillar, y se mantiene la misma intensidad por unos segundos. Finalmente se apaga la corriente, y la muestra está lista para el análisis. Los ~ 100 ng de Sr en el filamento son necesarios para obtener una señal mínima de 4 V en el colector del isótopo ^{88}Sr .

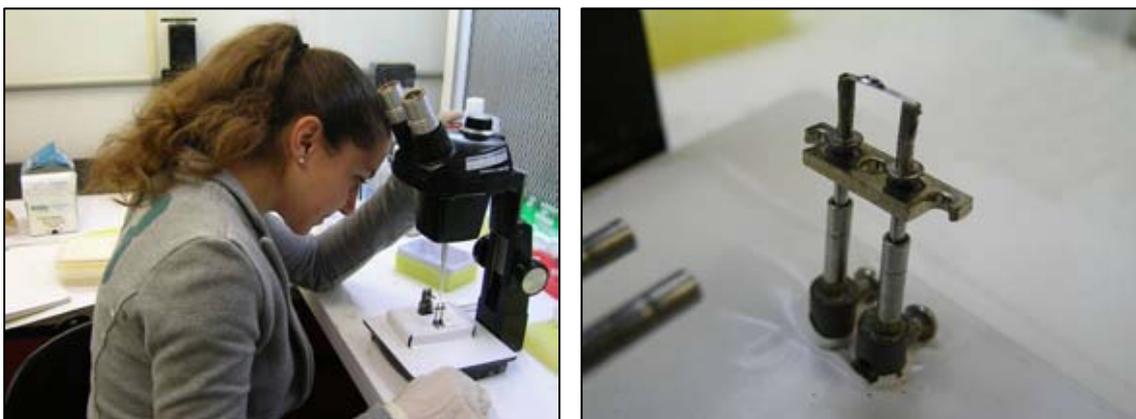


Figura 24. Etapas del procedimiento de carga de una muestra de Sr en un filamento de W. La operación se realiza dentro de una campana de flujo laminar.

- Carga de Pb: se cargan 100 ng de muestra (los μl de solución calculados previamente) en el centro del filamento, y se seca la solución muy lentamente, aplicando una intensidad de 1 amp. Antes de que la muestra se seque completamente, se cargan 2 μl de gel de sílice (favorece la ionización de las muestras dentro del espectrómetro) y 0.4 μl de H_3PO_4 , y se dejan secar a 1.3 amps. Posteriormente se incrementa la corriente muy lentamente. Apenas el filamento empieza a brillar, se incrementa el amperaje de manera muy rápida por un segundo, y luego se apaga la corriente. La muestra está lista para el análisis. Para cargar las muestras con *double spike* (isótopos ^{207}Pb y ^{204}Pb artificiales) se sigue el mismo procedimiento; sin embargo, en vez de cargar 100 ng de muestra, se carga una mezcla de 50 ng de muestra y 50 ng de *double spike*. Los ~ 100 ng de Pb en el filamento son necesarios para obtener una señal mínima de 3.7 V en el colector del isótopo ^{208}Pb .
- Carga de Nd: se cargan entre 50-100 ng de muestra (los μl de solución previamente calculados) en el centro del filamento, y se seca la solución aplicando una intensidad de 1.2-1.4 amps. Cuando la muestra está seca, se incrementa la corriente muy lentamente hasta que el filamento empieza a brillar, y se mantiene la misma intensidad por un segundo. Finalmente se apaga la corriente, y la muestra está lista para el análisis. Cargando 50-100 ng de Nd en el filamento, se ha obtenido una señal mínima de 500 mV en el colector del isótopo oxidado de ^{144}Nd (medido como NdO^+).

Resultados de los análisis isotópicos

Las relaciones de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ obtenidas en ambos laboratorios fueron normalizadas a $^{86}\text{Sr}/^{88}\text{Sr} = 0.1194$ y se corrigieron con respecto al valor del estándar NBS-987: $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0.710230$. En el LDEO los isótopos de Sr se midieron de forma dinámica, y cada análisis consistió de ~ 120 relaciones isotópicas. Durante cinco intervalos separados de análisis, los valores medidos de NBS-987 fueron: $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0.710245 \pm 0.000016$ (2σ , $n = 4$); 0.710271 ± 0.000014 (2σ , $n = 6$); 0.710274 ± 0.000016 (2σ , $n = 18$); 0.710310 ± 0.000013 (2σ , $n = 5$); 0.710261 ± 0.000012 (2σ , $n = 10$). En el LUGIS, los isótopos de Sr se midieron de forma estática, y cada análisis consistió de ~ 60 relaciones isotópicas. La reproducibilidad del estándar NBS-987 en el LUGIS es $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0.710236 \pm 0.000042$ (2σ , $n = 302$).

Las relaciones de $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ obtenidas en ambos laboratorios se normalizaron a $^{146}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0.72190$ y se corrigieron con respecto al valor del estándar La Jolla: $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0.511860$. En el LDEO, los isótopos de Nd se midieron de forma dinámica, y cada análisis consistió de ~120 relaciones isotópicas. Durante los análisis, el valor medido de La Jolla fue $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0.5118359 \pm 0.000013$ (2σ , $n = 15$). En el LUGIS, los isótopos de Nd se midieron de forma estática, y cada análisis consistió de ~60 relaciones isotópicas. La reproducibilidad del estándar La Jolla en el LUGIS es $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0.511875 \pm 0.000042$ (2σ , $n = 148$).

Las relaciones isotópicas de Pb obtenidas en el LDEO se corrigieron por fraccionamiento de masa usando el *double spike* ^{207}Pb - ^{204}Pb del LDEO, preparado y calibrado por Steven L. Goldstein, Sidney Hemming y Cornelia Class, cuya composición isotópica es: $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 0.124175$, $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 4.56785$ y $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 0.231107$. Las relaciones isotópicas de Pb se calcularon mediante dos mediciones, una con el *double spike* y una sin éste. Los análisis se realizaron de forma estática, y cada análisis consistió de ~100 relaciones isotópicas. Durante dos intervalos separados de análisis, las composiciones isotópicas de Pb del estándar NBS-981 corregidas por fraccionamiento con el *double spike* fueron $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 16.9356$, $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 15.4906$, $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 36.7028$ ($2\sigma = 188, 242$ y 284 ppm, respectivamente; $n = 11$) y $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 16.9407$, $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 15.4967$, $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 36.7302$ ($2\sigma = 188, 255$ y 308 ppm, respectivamente; $n = 21$). Los análisis isotópicos de Pb efectuados en el LUGIS se realizaron de forma estática, y cada análisis consistió de 100 relaciones isotópicas. El factor de fraccionamiento para las relaciones isotópicas de Pb medidas en el LUGIS se determinó por comparación con el valor promedio del estándar NBS-981. La reproducibilidad de NBS-981 en el LUGIS es $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 16.8952$, $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 15.4316$, $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 36.5220$ ($2\sigma = 0.1\%$, 0.15% , 0.22% , respectivamente; $n = 156$). Todos los valores reportados en la Tabla 4 están corregidos con respecto a los valores del estándar NBS-981: $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 16.9356$, $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 15.4861$ y $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 36.7006$ (Todt *et al.*, 1996). Los blancos de Pb obtenidos durante todo el proceso variaron entre 160 y 500 pg, y por lo tanto son insignificantes al ser comparados con las concentraciones de Pb en las rocas analizadas en ambos laboratorios.

5. Petrografía

Se realizó el análisis petrográfico de las muestras más representativas del área de estudio, con el objetivo de estimar las características texturales y la paragénesis mineralógica de las rocas. El análisis modal (Tabla 1) se llevó a cabo utilizando un contador de puntos acoplado al microscopio: para las rocas con textura porfídica, se calcularon las proporciones modales de los fenocristales (considerando como tales los cristales de dimensiones > 0.3 mm) con un mínimo de 1,200 puntos; mientras que para las muestras QRO-99-40, QRO-04-19 y QRO-04-20 de la SVQ, caracterizadas por una textura intergranular, se calcularon las proporciones modales de todos los cristales, con un mínimo de 1,200 puntos.

A continuación se presentará una descripción petrográfica de los productos de los estratovolcanes y de la SVQ, con la finalidad de evidenciar las analogías o diferencias entre las dos secuencias litológicas.

El Complejo Volcánico PH-LJ-Z

Las rocas del Complejo Volcánico PH-LJ-Z son andesitas y dacitas típicas de arco continental. Todas muestran texturas hipocrystalinas porfídicas, con asociaciones y porcentajes de fenocristales muy variables. Esta variabilidad no se manifiesta únicamente entre los productos de centros volcánicos diferentes (*i.e.* PH, LJ, Z), sino que también se aprecia entre las unidades de cada estratovolcán.

Los productos del Volcán Palo Huérfano presentan el contenido mayor de fenocristales (hasta el ~42%), representados por plagioclasa (11-33.7%), ortopiroxeno (0.6-9.5%), clinopiroxeno (0.5-4.5%) y anfíbol (0.1-7%). La muestra QRO-99-26 (Secuencia Cerro Colorado) presenta también fenocristales de biotita (1.2%), mientras que las muestras QRO-99-30 y QRO-99-33, pertenecientes a la Andesita Allende, se caracterizan por la ausencia de fenocristales de plagioclasa.

Las muestras del Volcán La Joya presentan un contenido de fenocristales variable entre 1.5 y 36.5%. La paragénesis de fenocristales está conformada principalmente por plagioclasa (6-29.5%), ortopiroxeno (0.4-7.9%) y anfíbol (0.1-1.9%). Además, las muestras QRO-99-28 y QRO-99-35 contienen fenocristales de clinopiroxeno (2.9% y 1.9%, respectivamente), mientras que QRO-99-39 y QRO-04-5 presentan fenocristales de biotita (2.3% y 0.5%, respectivamente). En las muestras QRO-99-35, QRO-99-39 y QRO-04-06 se han observado también fenocristales de

minerales opacos en proporciones modales pequeñas (0.1-0-7%). Por otra parte, la muestra MG-05-02, perteneciente a la secuencia de Lavas Viejas, se distingue por no presentar fenocristales de plagioclasa. Ninguna de las rocas analizadas presenta fenocristales de olivino, aunque éstos habían sido reportados por Valdéz-Moreno *et al.* (1998) en el Volcán La Joya.

Las rocas del Volcán Zamorano exhiben los porcentajes más bajos de fenocristales (~3-23%), representados en mayor medida por plagioclasa (0.3-21.2%) y ortopiroxeno (0.5-4.6%). Las muestras QRO-99-44 y QRO-99-45 presentan también fenocristales de anfíbol (4.5% y 5.5%, respectivamente), mientras que QRO-99-47 y QRO-99-48 contienen fenocristales de clinopiroxeno (3% y 4.8%, respectivamente). Por otra parte, QRO-99-47 se caracteriza por la ausencia de fenocristales de plagioclasa.

En las rocas del ensamble PH-LJ-Z, los fenocristales están embebidos en una matriz hipocristalina de plagioclasa, ortopiroxeno, escaso clinopiroxeno, anfíbol (se reconocen fantasmas de hornblenda completamente oxidados) y minerales opacos en proporciones distintas; la matriz es generalmente isótropa, aunque en algunos casos los microlitos de plagioclasa presentan arreglos hialopilíticos.

A pesar de las diferencias en porcentaje de fenocristales o en las abundancias modales de las fases minerales, los fenocristales presentes en los productos de los tres estratovolcanes muestran características petrográficas similares, que serán descritas en seguida.

Los fenocristales de plagioclasa están representados por andesina. Tienen dimensiones variables desde finas a medias (~0.5-4 mm) y presentan formas subhedrales-anhedrales. La mayoría de los cristales muestran evidencias de desequilibrio, como formas redondeadas causadas por absorción, y/o el desarrollo de texturas de tamiz derivadas de un proceso de disolución; en general, se observa crecimiento del cristal sucesivo a la formación de la textura de tamiz (Figs. 25a, b). Muchas plagioclasas exhiben también zonaciones concéntricas evidentes (Fig. 25c). Los fenocristales de plagioclasa de dimensiones más pequeñas (0.5-1 mm) presentan a menudo hábitos aciculares, formas esqueléticas rellenas de vidrio, y/o terminaciones en forma de cola de golondrina (*swallow-tailed terminations*) (Fig. 25d).

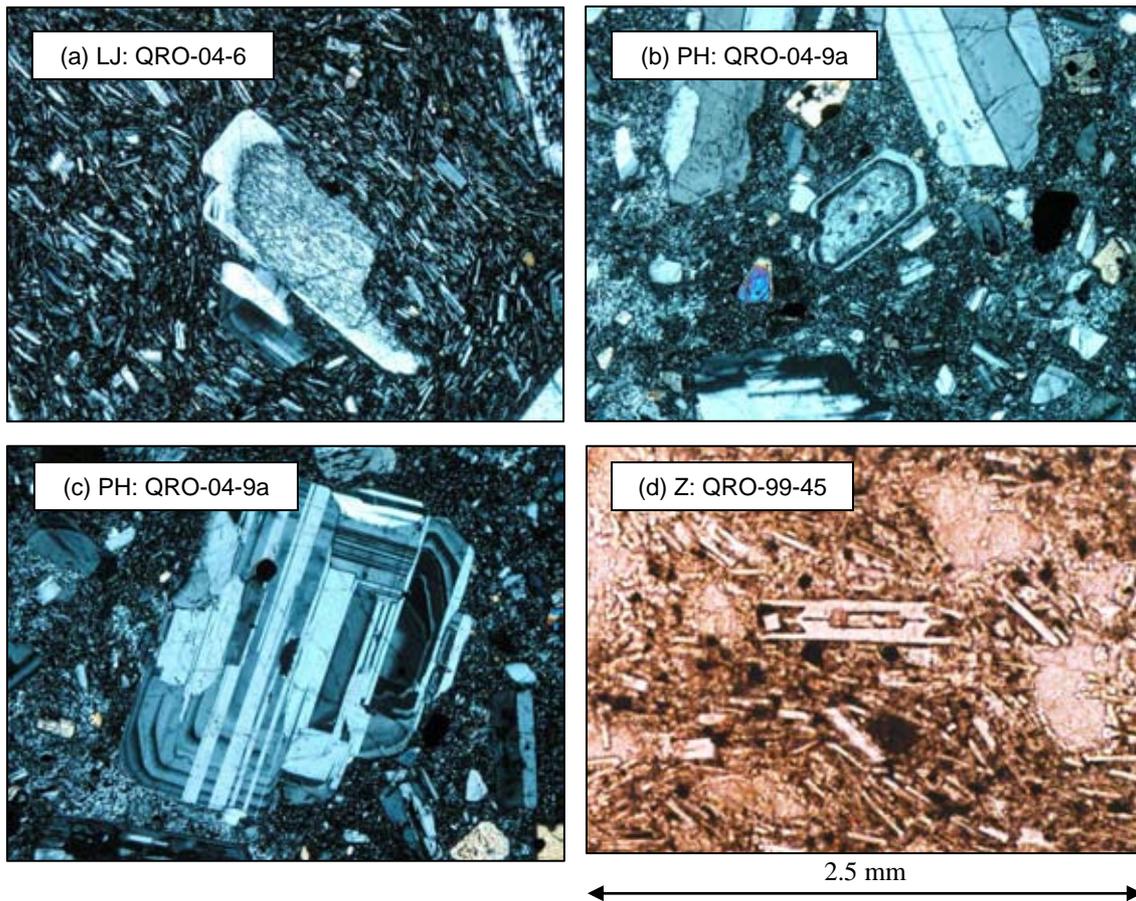


Figura 25. Fenocristales de plagioclasa en las rocas del ensamble PH-LJ-Z. (a, b) Desarrollo de texturas de tamiz y crecimiento sucesivo del cristal (nícoles cruzados); (c) plagioclasa con zonaciones concéntricas, en la cual se reconocen también maclas polisintéticas según la ley de la albita (nícoles cruzados); (d) plagioclasa esqueletal con terminaciones en forma de cola de golondrina (nícoles paralelos).

Los fenocristales de ortopiroxeno, representados por hiperstena, tienen dimensiones variables entre 0.5-1.5 mm y muestran formas variables desde euhedrales a subhedrales. Se reconocen con nícoles paralelos por su pleocroismo débil en los tonos del verde-rosa claro; en las observaciones con nícoles cruzados presentan extinción recta y están caracterizados por colores de birrefringencia del primer orden (Fig. 26a).

Los fenocristales de clinopiroxeno, representados por augita, tienen grano fino-medio (0.5-2 mm) y formas generalmente euhedrales-subhedrales, aunque se han observado algunos fenocristales con bordes corroídos o formas irregulares causadas por absorción. Las secciones basales muestran el sistema típico de fracturas conjugadas formando ángulos de $\sim 90^\circ$ (Fig. 26b). La augita presenta un color café claro con nícoles paralelos, mientras que exhibe colores de birrefringencia altos en las observaciones con

nícoles cruzados. Los cristales de clinopiroxeno presentan comúnmente inclusiones de óxidos.

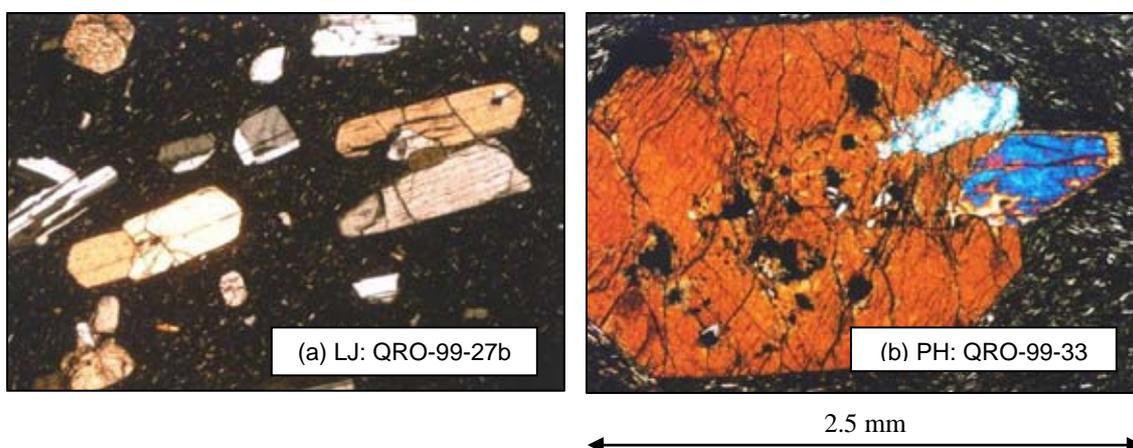
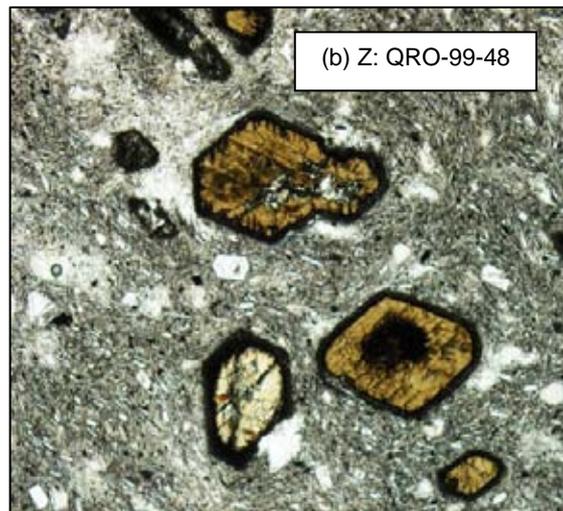
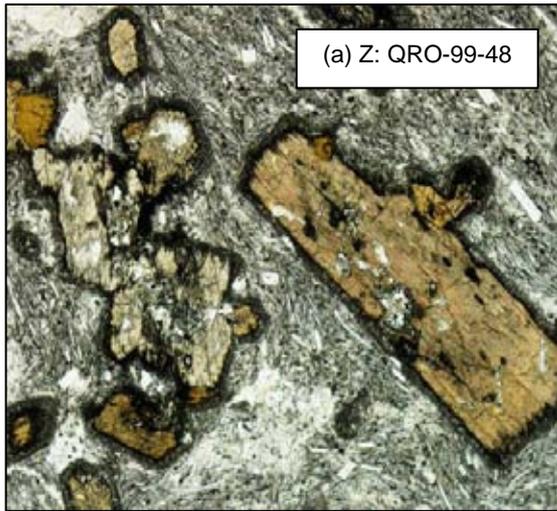


Figura 26. Muestras del ensamble PH-LJ-Z, fotografiadas con nícoles cruzados. (a) Fenocristales de ortopiroxeno y plagioclasa embebidos en una matriz microcristalina isotrópica; (b) fenocristales de clinopiroxeno embebidos en una matriz microcristalina con textura hialopilitica. En la sección basal se puede apreciar el sistema típico de fracturas conjugadas formando ángulos de $\sim 90^\circ$.

Los fenocristales de anfíbol están representados por hornblenda de grano fino-medio (0.3-1.5 mm) con formas euhedrales-subhedrales. Se reconocen por el pleocroismo característico en las tonalidades del verde y café (Fig. 27a). Se encuentran cristales aciculares, así como secciones basales que muestran el sistema típico de fracturas conjugadas formando ángulos de $\sim 60^\circ$ - 120° (Fig. 27b). Todos los cristales de hornblenda presentan bordes oxidados y/o alteraciones opacas a lo largo de los cruceros, que se deben a un proceso de devolatilización durante la erupción (Devine *et al.*, 1998). Sin embargo, muchos cristales se encuentran completamente reemplazados por opacita, formando fantasmas que aún conservan la forma típica del anfíbol (Fig. 27c).

Algunos fenocristales de biotita de grano medio (hasta 2 mm) han sido encontrados en cantidades pequeñas en una muestra del Volcán Palo Huérfano y en dos rocas del Volcán La Joya. En las observaciones en luz paralela, la biotita es pleocroica entre el amarillo claro y el café, mientras que a nícoles cruzados exhibe colores de birrefringencia altos (Fig. 28) y presenta extinción recta en las secciones longitudinales. Algunos cristales están parcialmente reabsorbidos, mientras que otros presentan bordes oxidados debido a la pérdida de volátiles durante la erupción. La biotita muestra ocasionalmente inclusiones de plagioclasa y óxidos.



2.5 mm

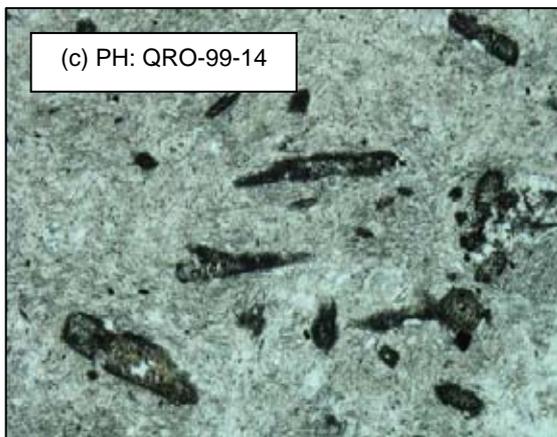
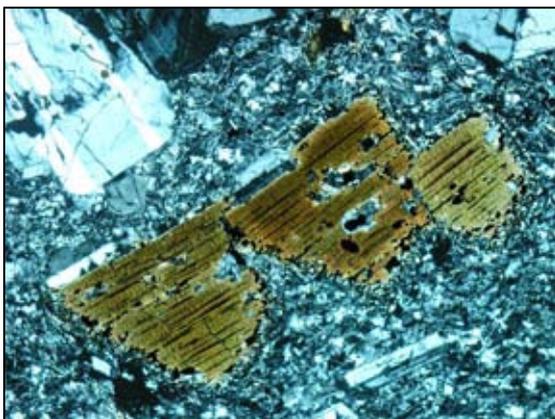


Figura 27. Fenocristales de hornblenda en las rocas del ensamble PH-LJ-Z (nícoles paralelos). Los cristales presentan frecuentemente bordes oxidados (a, b), mientras que en algunos casos están completamente reemplazados por opacita (c).



2.5 mm

Figura 28. Muestra QRO-99-39 del Volcán La Joya en donde se observa un fenocristal de biotita parcialmente reabsorbido y oxidado. Fotografía tomada con nícoles cruzados.

La roca QRO-04-11 del Volcán Palo Huérfano y las muestras QRO-99-25, QRO-04-05, QRO-04-06 y QRO-04-08 del Volcán La Joya contienen agregados glomeroporfídicos de grano fino de plagioclasa, dos piroxenos y óxidos con textura

intergranular (Fig. 29), que presentan ocasionalmente crecimiento secundario de tremolita y calcita.

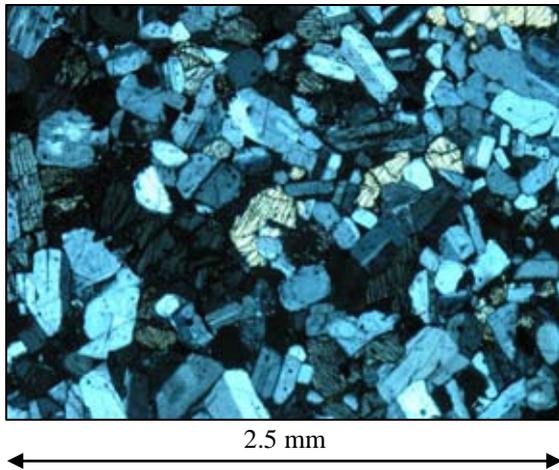


Figura 29. Muestra QRO-04-11 del Volcán Palo Huérfano en donde se observa un agregado glomeroporfídico de plagioclasa, piroxenos y óxidos. Fotografía tomada con nicoles cruzados.

En algunas muestras de los estratovolcanes se han encontrado xenocristales de cuarzo. Éstos están presentes en una andesita del Volcán Palo Huérfano (muestra QRO-99-26), y exhiben formas redondeadas causadas por un proceso de absorción (Fig. 30a). Análogamente, las muestras QRO-99-28 del Volcán La Joya y QRO-99-48 del Volcán Zamorano incluyen xenocristales de cuarzo bordeados por una corona de reacción de clinopiroxeno (Fig. 30b).

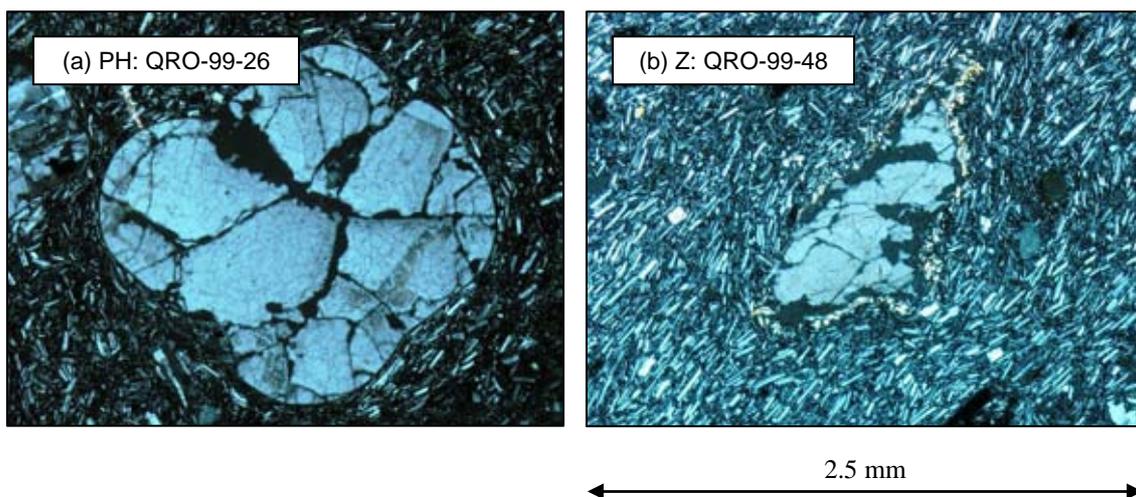


Figura 30. Xenocristales de cuarzo en las rocas de los estratovolcanes (nicoles cruzados). (a) Xenocristal de cuarzo con bordes redondeados por absorción; (b) xenocristal de cuarzo bordeado por una corona de reacción de clinopiroxeno.

La SVQ

Los productos de la Sucesión Volcánica de Querétaro exhiben características petrográficas típicas de magmas basálticos. En general, las rocas muestran una textura inequigranular, porfídica, con un porcentaje de fenocristales variable entre ~1-30% (Figs. 31a-c). Los fenocristales están representados esencialmente por plagioclasa (0.2-21%) y olivino (1-8%); sin embargo, en las muestras QRO-99-18, QRO-04-15 y QRO-04-18 se han observado también fenocristales de clinopiroxeno en proporciones modales pequeñas (0.4-1%). Los fenocristales están embebidos en una matriz hipocristalina de plagioclasa acicular, olivino, clinopiroxeno y minerales opacos. A diferencia de la mayoría de las rocas, las muestras QRO-99-40, QRO-04-19 y QRO-04-20 presentan una textura holocristalina intergranular en la cual el clinopiroxeno (9.7-46.5%), el olivino (1.3-14.3%) y los óxidos (1.2-5%) ocupan los intersticios entre los cristales de plagioclasa (~47-73%) (Fig. 31d).

La plagioclasa representa el fenocristal más abundante en la mayoría de las rocas de la SVQ. Se ha determinado una composición variable de andesina a labradorita, calculada mediante el método de Michel-Lévy. Los cristales presentan generalmente formas euhedrales-subhedrales sin evidencias de desequilibrio, y tienen dimensiones menores de 1 mm, aunque ocasionalmente se han encontrado plagioclasas de hasta 2 mm.

Los cristales de olivino tienen grano fino (0.3-0.7 mm) y exhiben formas euhedrales-subhedrales. Su tonalidad varía desde pardo claro a incolora en luz paralela polarizada, mientras que presentan colores de birrefringencia altos y exhiben extinción recta en las observaciones con nícoles cruzados. El olivino se encuentra frecuentemente alterado en iddingsita a lo largo de los bordes o de las fracturas; sin embargo, algunos cristales están completamente remplazados por este pseudomorfo (Fig. 31c).

Los fenocristales de clinopiroxeno, representados por augita, están presentes en proporciones pequeñas en algunas rocas porfídicas de la SVQ (0.4-1%). En estas rocas presentan dimensiones generalmente inferiores a 1mm y formas euhedrales-subhedrales. La augita es más abundante en las rocas con textura intergranular (9.7-46.5%). Los cristales presentan un tamaño variable de 0.3 a 2 mm y formas subhedrales-anhedrales. En algunos casos, los cristales de dimensiones mayores incluyen parcialmente a cristales de plagioclasa, generando una textura subofítica (Fig. 31d).

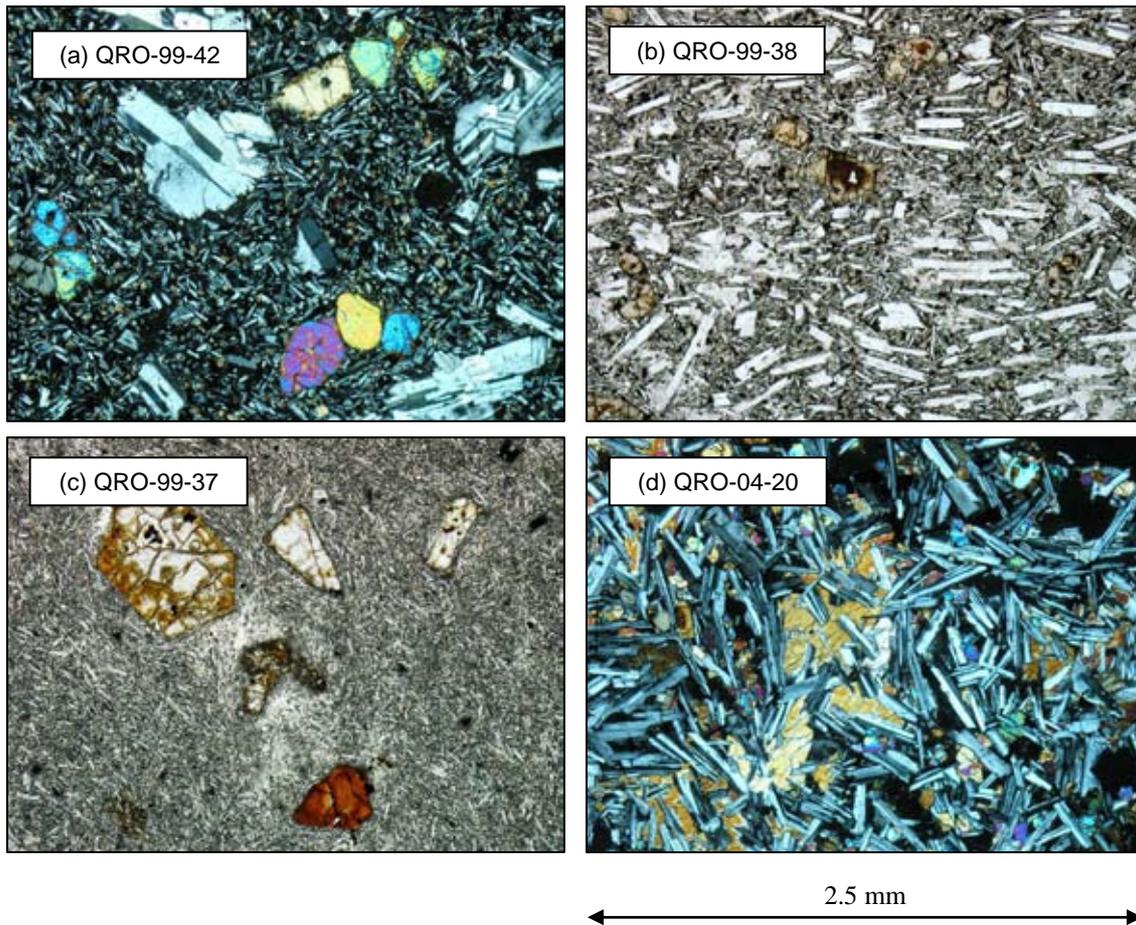


Figura 31. Características texturales y mineralógicas de las rocas de la SVQ. (a) Roca hipocristalina con textura porfídica, con fenocristales de plagioclasa y olivino embebidos en una matriz isotrópica de grano fino. Fotografía tomada con nicoles cruzados; (b) roca hipocristalina con textura porfídica en la cual los fenocristales de plagioclasa están alineados según la dirección preferencial del flujo. Fotografía tomada con nicoles paralelos; (c) roca hipocristalina con textura porfídica en la cual se observan fenocristales de olivino variablemente alterados o completamente reemplazados por iddingsita. Fotografía tomada con nicoles paralelos; (d) roca con textura intergranular en la cual el clinopiroxeno, el olivino y los minerales opacos ocupan los intersticios entre los cristales de plagioclasa. En la parte central de la fotografía se observa también un cristal de clinopiroxeno de ~1.8 mm que incluye parcialmente algunos cristales de plagioclasa, formando una textura subofítica. Fotografía tomada con nicoles cruzados.

La muestra QRO-99-18 engloba un xenolito con un ancho variable entre 2-8 mm y de ~30 mm de largo, que está bordeado por una corona de reacción de clinopiroxeno (Fig. 32). El xenolito está representado por un clasto metamórfico de cuarzo policristalino, que muestra evidencias de deformación cristaloplástica (*subgrain domains*), extinción ondulante y recristalización.

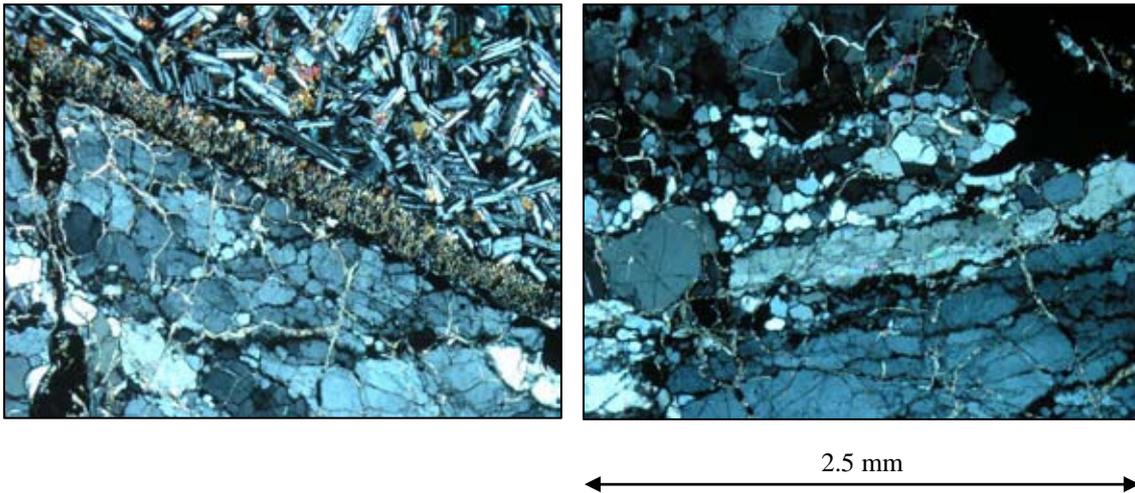


Figura 32. Muestra QRO-99-18 de la SVQ en la cual se observa una porción de un xenolito (clasto de cuarzo policristalino metamórfico) bordeado por una corona de reacción de clinopiroxeno. Fotografías tomadas con nícoles cruzados.

Resumiendo, el estudio petrográfico ha permitido identificar diferencias importantes entre las rocas del Complejo Volcánico Palo Huérfano-La Joya-Zamorano y los productos de la Sucesión Volcánica de Querétaro.

Las rocas de los estratovolcanes presentan una paragénesis que es propia de magmas de arco evolucionados, caracterizada por la presencia de fases hidratadas (hornblenda y biotita) que acompañan los fenocristales de plagioclasa y piroxenos; además, muchos de los fenocristales muestran evidencias de desequilibrio. En su conjunto, las características mineralógicas y texturales del grupo PH-LJ-Z se pueden relacionar con la existencia de grandes cámaras magmáticas por debajo de los edificios volcánicos, en las cuales han ocurrido procesos de cristalización fraccionada de fundidos hidratados. En este sentido, los agregados glomeroporfídicos observados en algunas muestras podrían representar fragmentos de la cámara magmática en donde está ocurriendo un proceso de cristalización (Shelley, 1993). La variabilidad en el porcentaje y en la paragénesis de fenocristales que caracteriza las rocas del grupo PH-LJ-Z podría reflejar grados diferentes de cristalización fraccionada, pero también podría estar relacionada con procesos de mezcla y/o asimilación dentro del reservorio. Por otra parte, la presencia de cristales con texturas esqueletales (*quench textures*; Shelley, 1993) indica un enfriamiento rápido del magma durante el ascenso y la erupción. De hecho, una disminución repentina de la temperatura reduce notablemente la tasa de difusión de los átomos e incrementa la velocidad de crecimiento de los cristales, inhibiendo de esta

forma el desarrollo regular de sus caras; los cristales crecerán preferentemente en las extremidades (aristas y vértices), debido a que están rodeadas por un volumen mayor de magma, y por lo tanto los átomos pueden ser transferidos con más eficacia a los sitios cristalinos.

En cambio, los productos de la SVQ muestran la petrografía típica de magmas basálticos, con una paragénesis de minerales anhidros representados por plagioclasa, olivino y poco clinopiroxeno. Estas características se pueden relacionar con la erupción de la SVQ a través de pequeños volcanes monogenéticos, que carecen de cámaras magmáticas de larga vida en donde el magma pueda estacionarse y estar sujeto a grados avanzados de cristalización fraccionada. Al mismo tiempo, la presencia de rocas con textura intergranular entre los productos de la SVQ indica que los magmas de esta secuencia se emplazaron también a través de diques. De hecho, esta textura se encuentra comúnmente en rocas subvolcánicas, y se forma por tasas de enfriamiento intermedias entre las que producen rocas volcánicas y rocas plutónicas holocristalinas de grano grueso.

La presencia de xenocristales y xenolitos de cuarzo en las rocas estudiadas parece indicar que los magmas de ambas secuencias interaccionaron con la corteza continental durante su estacionamiento en la cámara magmática, o durante su ascenso a la superficie. El xenolito encontrado en la SVQ es litológicamente incompatible con los litotipos descritos en el área de estudio (basamento mesozoico y cubierta cenozoica). Por lo tanto, es probable que los magmas de la SVQ hayan muestreado una porción de un basamento continental ubicado por debajo de la secuencia mesozoica de la Sierra de Guanajuato. Sin embargo, identificar el tipo de roca de la cual deriva el xenolito es una tarea complicada, debido a que clastos de cuarzo policristalino pueden encontrarse comúnmente en una gran variedad de rocas metamórficas tales como cuarcitas, cuarzo-esquistos y/o gneises, que caracterizan diferentes niveles de la corteza continental. Alternativamente, es posible que el xenolito sea una restita derivada de la fusión de un xenolito granítico.

6. Resultados geoquímicos

Elementos mayores

Las rocas del Complejo Volcánico PH-LJ-Z y de la SVQ presentan características diferentes en términos de los elementos mayores. Los productos de los estratovolcanes están representados por andesitas y dacitas con contenidos de SiO_2 variables entre 60 y 66 wt.% (base anhidra), mientras que las rocas de la SVQ presentan composiciones máficas, desde basálticas a basáltico-andesíticas ($\text{SiO}_2 = 51\text{-}57$ wt.%; base anhidra) (Fig. 33a). Un *gap* de sílice entre el ~57 y el 60 wt.% (base anhidra) permite discriminar claramente entre las dos secuencias. De acuerdo a la división propuesta por Irvine y Baragar (1971), ambos grupos se grafican dentro del campo de las rocas subalcalinas (Fig. 33a); sin embargo, el diagrama de clasificación de Miyashiro (1974) evidencia que el ensamble PH-LJ-Z sigue una tendencia típica de diferenciación calcialcalina, en la cual la relación $\text{FeO}^{\text{tot}}/\text{MgO}$ varía a FeO^{tot} prácticamente constante, mientras que los magmas de la SVQ describen una tendencia ligeramente toleítica, en la cual la relación $\text{FeO}^{\text{tot}}/\text{MgO}$ describe una correlación positiva con FeO^{tot} (Fig. 33b).

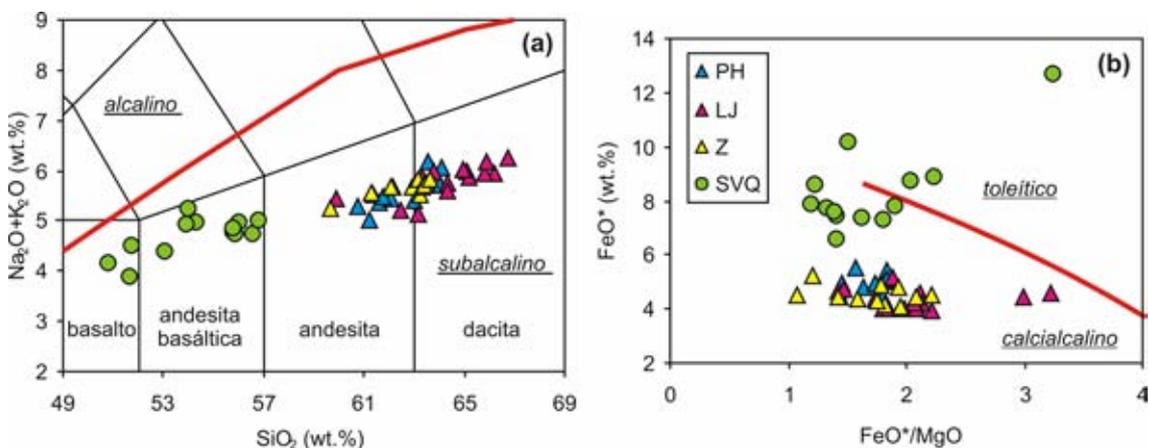


Figura 33. Diagramas de clasificación química para las secuencias PH-LJ-Z y SVQ. Las abundancias de los elementos mayores, expresadas en óxidos, están normalizadas al 100 wt.% en base anhidra. (a) Diagrama de variación de álcalis totales vs. SiO_2 de Le Bas *et al.* (1986); división de los campos alcalino y subalcalino de Irvine y Baragar (1971). (b) Diagrama de variación de FeO^{tot} vs. $\text{FeO}^{\text{tot}}/\text{MgO}$ de Miyashiro (1974). FeO^{tot} calculado = $0.8998 \cdot \text{Fe}_2\text{O}_3^{\text{tot}}$.

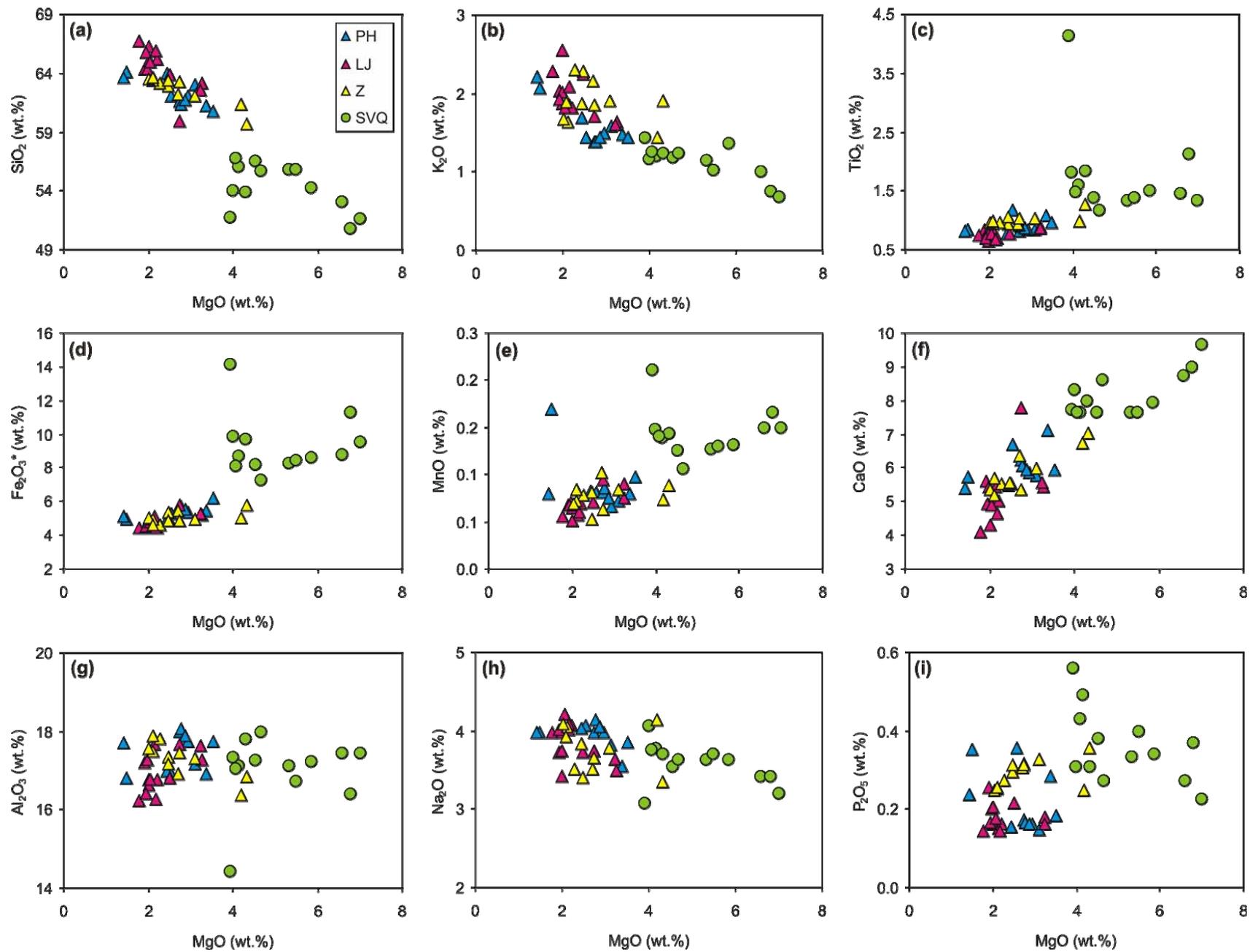


Figura 34. Diagramas de variación de los elementos mayores para los grupos PH-LJ-Z y SVQ. Las abundancias de los elementos mayores, expresadas en óxidos, están normalizadas al 100 wt.% en base anhidra. Diagramas de (a) SiO₂, (b) K₂O, (c) TiO₂, (d) Fe₂O₃^{tot}, (e) MnO, (f) CaO, (g) Al₂O₃, (h) Na₂O, (i) P₂O₅ vs. MgO.

En la Figura 34 se muestran los diagramas de variación de elementos mayores para las secuencias estudiadas. Se utiliza la concentración de MgO como índice de diferenciación, con la finalidad de evidenciar las analogías o diferencias composicionales entre rocas del PH-LJ-Z y productos de la SVQ que presenten el mismo grado de evolución (es decir el mismo contenido de MgO). Esta comparación no podría hacerse con respecto a SiO₂ debido al *gap* que separa los dos ensambles. Además, la variabilidad observada en el contenido de algunos elementos mayores al mismo MgO entre las dos secuencias será utilizada en el Capítulo 8 para argumentar una parte importante de la discusión.

A pesar de las diferencias en las abundancias relativas de los elementos mayores, las secuencias PH-LJ-Z y SVQ presentan generalmente un comportamiento similar en los diagramas de variación: el contenido de SiO₂ y K₂O incrementa gradualmente al disminuir la concentración de MgO en ambos grupos (Figs. 34a, b), mientras que el contenido de MgO correlaciona positivamente con TiO₂, Fe₂O₃^{tot}, MnO y CaO (Figs. 34c-f). Se puede observar que una muestra de la SVQ (QRO-99-40) presenta un enriquecimiento prominente en Fe₂O₃, TiO₂ y MnO con respecto a la mayoría de las rocas de esta secuencia: estas características parecen estar relacionadas con una acumulación anómala de óxidos de Fe-Ti y/o clinopiroxeno (Tabla 1). Los dos ensambles presentan concentraciones análogas de Al₂O₃ y Na₂O (Figs. 34g, h), que se mantienen prácticamente constantes, aunque se puede observar una ligera correlación negativa entre Na₂O y MgO para la SVQ. Los datos de P₂O₅ son muy dispersos; sin embargo las rocas de la SVQ muestran una débil correlación negativa con MgO (Fig. 34i).

El mayor contenido de sílice y el menor contenido de MgO del ensamble PH-LJ-Z con respecto a la SVQ parecen indicar que los productos de los estratovolcanes presentan un mayor grado de diferenciación. Sin embargo, ambas secuencias exhiben el mismo Mg#, variable entre ~40 y 70. Por este motivo, y a pesar de que presentan patrones coherentes en la mayoría de los diagramas de variación de elementos mayores, los dos grupos de rocas no pudieron haberse formado a partir de una misma línea de descenso del líquido (Fig. 35). De hecho, las características del grupo PH-LJ-Z son típicas de rocas andesíticas de alto Mg#, para las cuales se ha descartado un origen por diferenciación a partir de un magma basáltico. En cambio, se considera que las andesitas de alto Mg# presentan características geoquímicas cercanas a magmas primarios, que podrían derivar tanto de la fusión parcial de una cuña del manto

extremadamente hidratada (Blatter y Carmichael, 2001; Grove *et al.*, 2003; Mukasa *et al.*, 2007), como de la interacción entre fundidos silíceos derivados de la corteza oceánica subducida y las peridotitas del manto (Kay, 1978; Kelemen *et al.*, 2003).

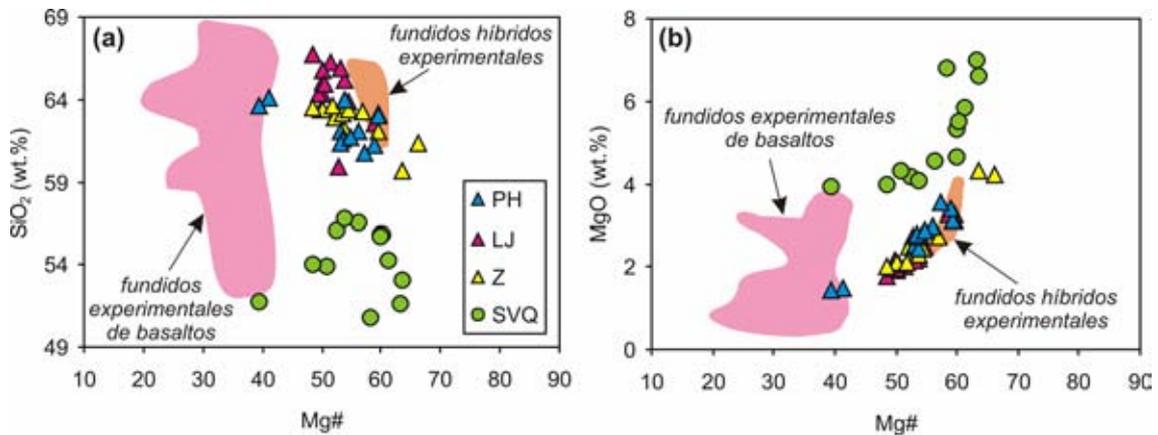


Figura 35. Diagramas de (a) SiO₂ y (b) MgO vs. Mg# para los ensambles PH-LJ-Z y SVQ. Mg# molar calculado = $100 \cdot \text{Mg} / (\text{Mg} + 0.85 \cdot \text{Fe}^{\text{tot}})$. Se incluyen datos de fundidos experimentales de basaltos toleíticos hidratados a P = 0.8-3.8 GPa y T = 900-1150 °C (Sen y Dunn, 1994; Rapp, 1995; Rapp y Watson, 1995; Rapp *et al.*, 1999), y datos de fundidos híbridos experimentales (fundidos parciales de eclogitas más peridotitas del manto) a P = 3.8 GPa y T = 1100 °C tomados de Rapp *et al.* (1999).

Elementos traza

Las rocas del área de estudio muestran patrones de elementos traza que son típicos de magmas de arco continental, tales como un enriquecimiento marcado de LILE, Pb y Sr con respecto a los HFSE (Fig. 36), y un enriquecimiento de LREE con respecto a las HREE (Fig. 37). Sin embargo, los productos del grupo PH-LJ-Z presentan señales de la subducción mucho más pronunciadas en comparación con la SVQ, como lo indican las relaciones más altas de Ba/Nb (PH-LJ-Z: 54-217, valor promedio de 89; SVQ: 28-98, valor promedio de 45; Fig. 38a) y La/Yb (8.90-28.25 y 4.05-8.80, respectivamente; Fig. 38b). Además, los productos del ensamble PH-LJ-Z muestran patrones de HREE fraccionados, mientras que las rocas de la SVQ presentan patrones relativamente planos (Gd/Yb = 2.43-3.96 y 1.75-2.32, respectivamente; Figs. 37, 38c). Las anomalías de Eu (Eu/Eu*) de los estratovolcanes varían desde positivas a negativas (1.16-0.91), mientras que en la SVQ son esencialmente negativas (1.07-0.78) (Fig. 38d).

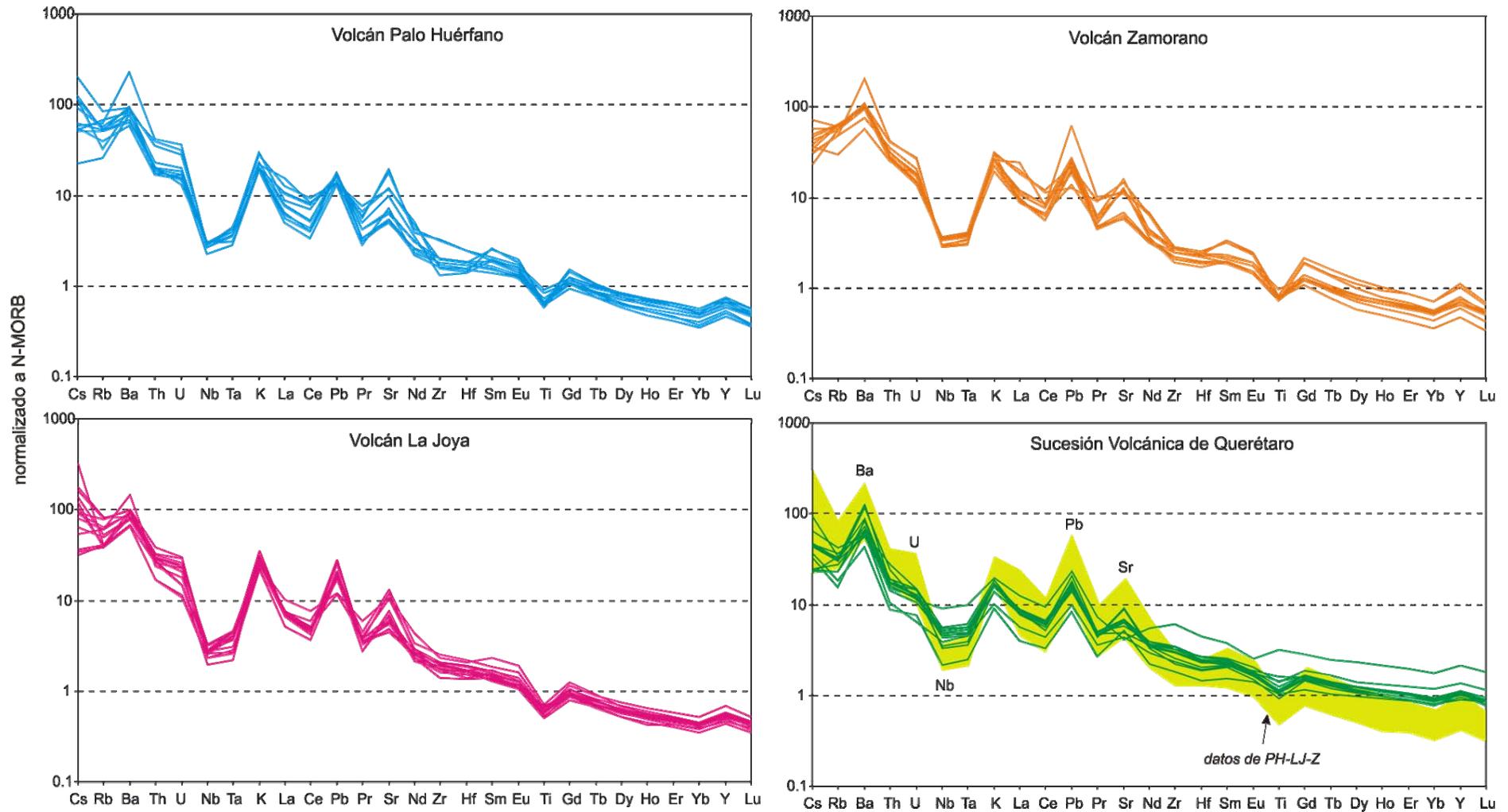


Figura 36. Patrones de elementos traza de las rocas del PH-LJ-Z y de la SVQ. Valores del N-MORB de Sun y McDonough (1989). Nótese la señal de la subducción más pronunciada de la secuencia PH-LJ-Z en comparación con la SVQ.

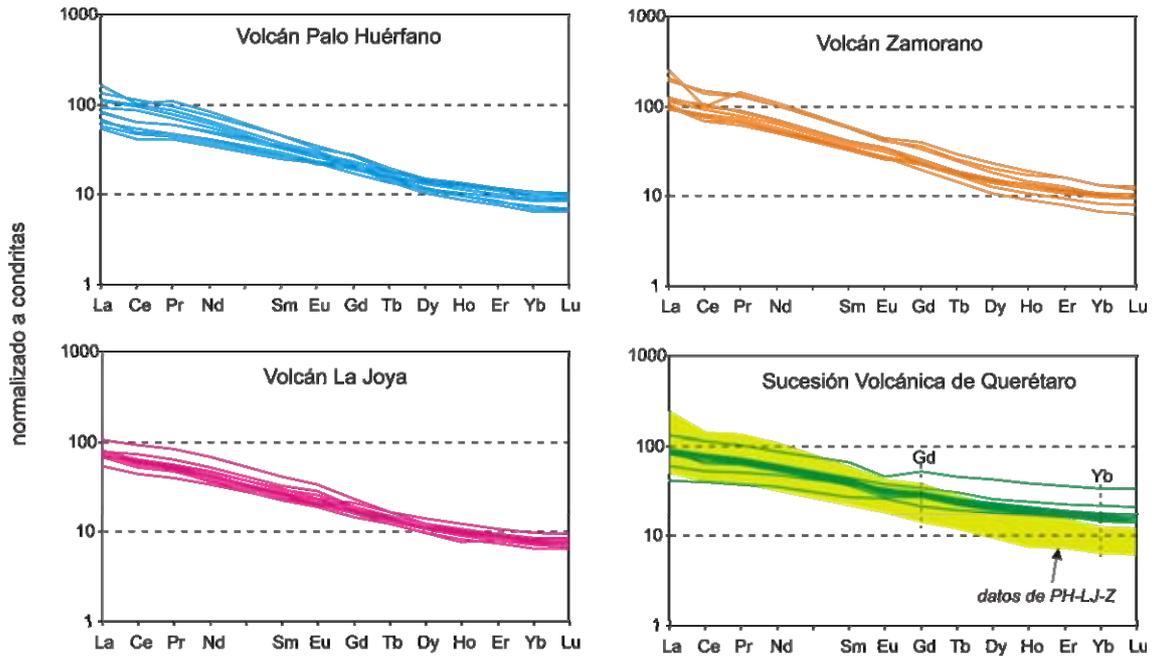


Figura 37. Patrones de los elementos de las tierras raras normalizados con respecto a las condritas (McDonough y Sun, 1995). Nótese el fraccionamiento mayor de HREE del ensamble PH-LJ-Z en comparación con la SVQ.

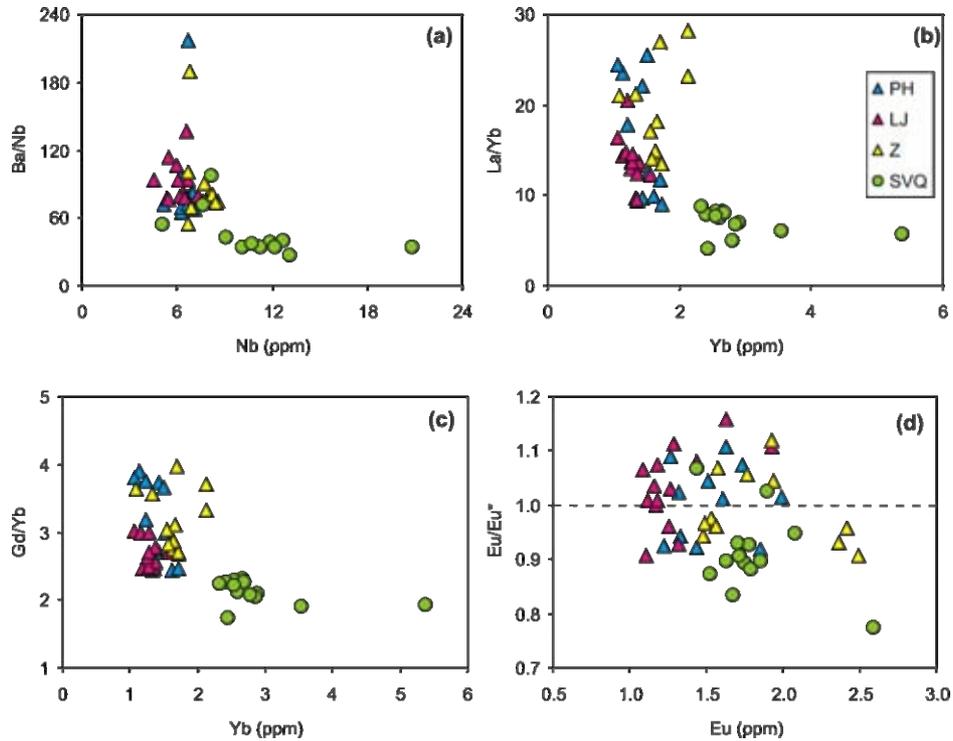


Figura 38. El ensamble PH-LJ-Z presenta una señal de la subducción más pronunciada con respecto a la SVQ, como se observa en el diagrama de (a) Ba/Nb vs. Nb. Los productos de los estratovolcanes muestran también patrones de tierras raras más fraccionados, como indican los diagramas de (b) La/Yb y (c) Gd/Yb vs. Yb. (d) El diagrama de anomalías de Eu (Eu/Eu^*) vs. Eu evidencia que muchas muestras del grupo PH-LJ-Z presentan Eu/Eu^* positivas, diversamente de lo que se observa para las rocas de la SVQ. $Eu/Eu^* = Eu_N / (Sm_N \cdot Gd_N)^{1/2}$.

Los diagramas de variación de Harker para los elementos traza también ilustran diferencias importantes entre las dos secuencias (Fig. 39).

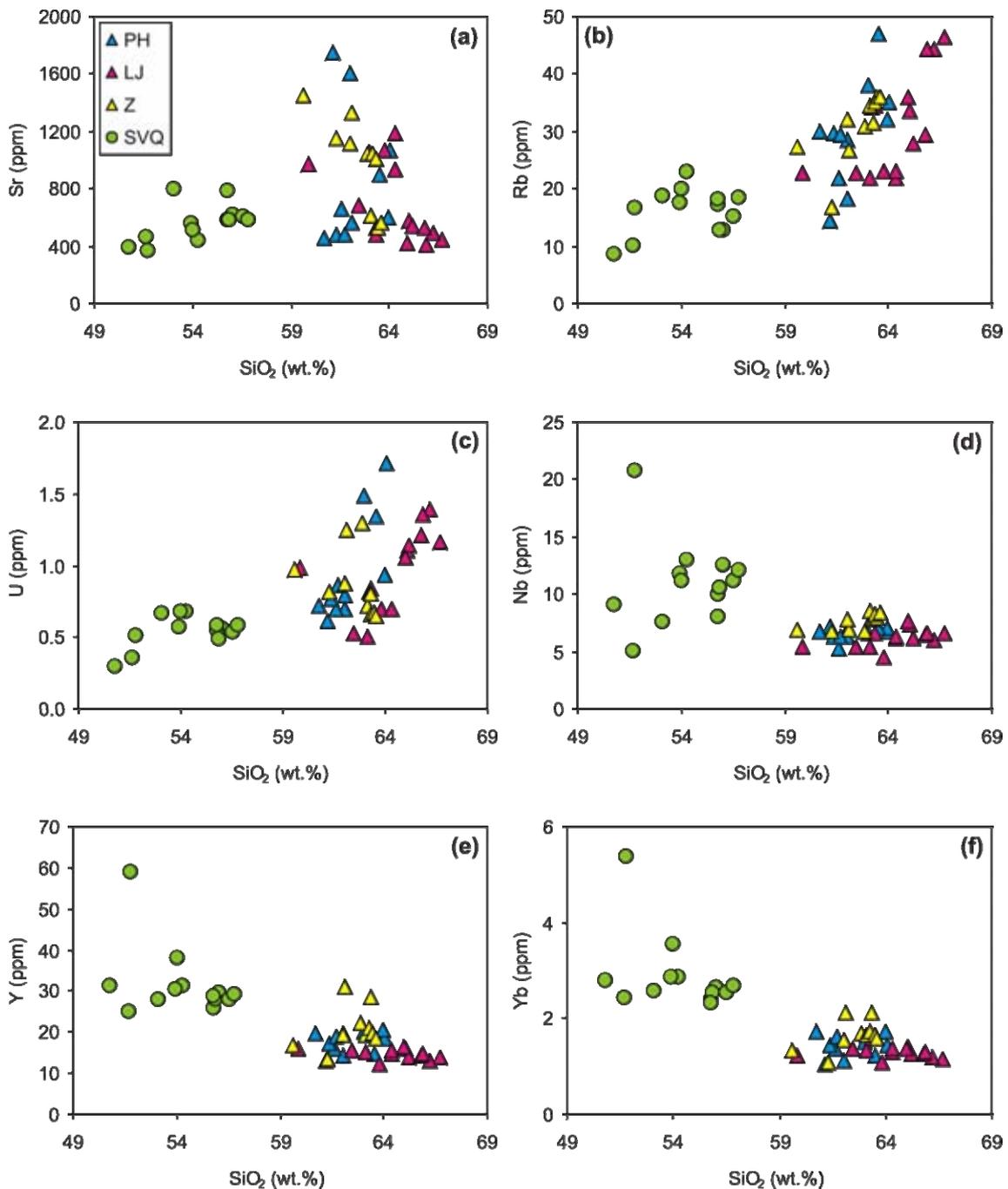


Figura 39. Diagramas de variación de elementos traza para las secuencias PH-LJ-Z y SVQ. Los productos de los estratovolcanes presentan contenidos mayores de (a) Sr, (b) Rb y (c) U con respecto a la SVQ, y concentraciones menores de (d) Nb, (e) Y e (f) Yb.

Una característica distintiva de algunas rocas del PH-LJ-Z es el enriquecimiento marcado de Sr (hasta 1,752 ppm), aunque otras muestras presentan concentraciones de

Sr de ~500-600 ppm, que son más similares a las de los magmas de la SVQ. El Sr describe una débil correlación negativa con el índice de diferenciación en los estratovolcanes, mientras que su concentración se incrementa conforme aumenta el contenido de sílice en la SVQ (Fig. 39a). Todas las rocas del área de estudio muestran incrementos en la concentración de elementos altamente incompatibles como Rb y U con respecto a SiO₂ (Figs. 39b, c). Sin embargo, los estratovolcanes presentan un enriquecimiento mayor, y parecen seguir líneas de evolución distintas con respecto a las de la SVQ. Es interesante notar también que la secuencia PH-LJ-Z muestra concentraciones menores de HFSE, Y y HREE en comparación con los magmas máficos de la SVQ (Figs. 39d-f).

Las características geoquímicas del ensamble PH-LJ-Z se traducen en relaciones Sr/Y y Gd/Yb generalmente muy altas (Fig. 40). Estas características se observan frecuentemente en magmas de arcos volcánicos en donde se subduce litósfera joven y caliente, y para los cuales se ha reconocido la participación de fundidos parciales de la corteza oceánica subducida metamorfozada en *facies* de eclogita (con una paragénesis de granate y piroxeno) en su petrogénesis (magmas adakíticos: Defant y Drummond, 1990; Martin, 1999).

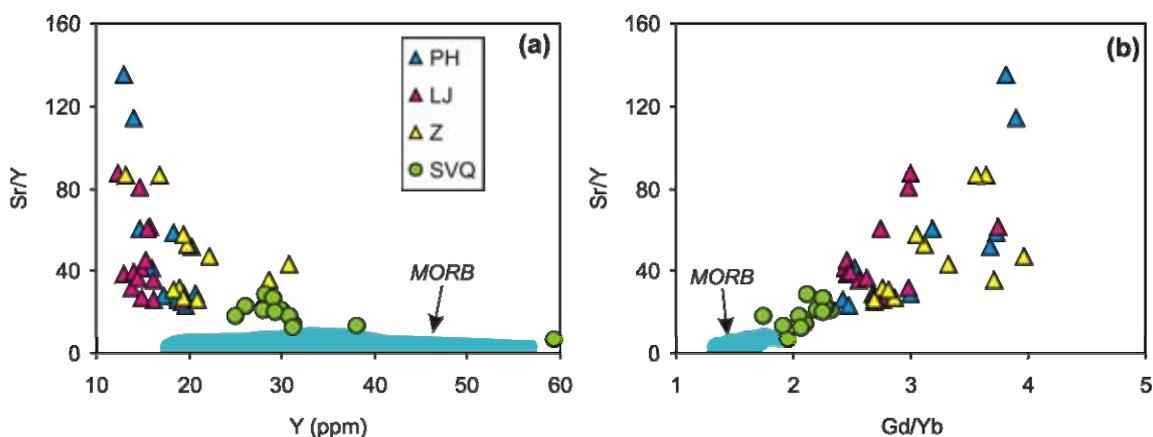


Figura 40. Las rocas del Complejo Volcánico PH-LJ-Z presentan características adakíticas, como indican las relaciones altas de (a) Sr/Y y (b) Gd/Yb, y el empobrecimiento de Y. Estas características geoquímicas reflejan la presencia de granate residual (responsable del fraccionamiento de HREE), y la ausencia de plagioclasa (que produce las concentraciones altas de Sr en el líquido) en la fuente. Se incluyen los datos de basaltos de la Dorsal del Pacífico Oriental (MORB) a 5°-15°N (Lehnert *et al.*, 2000; <http://petdb.ldeo.columbia.edu/>).

La relación Sr/Y en los productos de los estratovolcanes disminuye conforme incrementa el contenido de fenocristales de plagioclasa (Fig. 41). Este patrón podría

estar gobernado por un proceso de cristalización fraccionada de plagioclasa, o alternativamente podría deberse a la asimilación de xenocristales de plagioclasa con relaciones bajas de Sr/Y (por ejemplo términos más albíticos). Sin embargo, e independientemente de que haya ocurrido uno u otro proceso en la cámara magmática, es importante evidenciar que las muestras del ensamble PH-LJ-Z con relaciones Sr/Y más altas presentan el porcentaje menor (o nulo) de fenocristales de plagioclasa (Fig. 41), y por lo tanto esta característica no parece derivar de una acumulación anómala de plagioclasa en las rocas. Esta característica tampoco podría deberse a una acumulación de fenocristales de clinopiroxeno, pues estos minerales son presentes en proporciones modales muy pequeñas (0.4-3.7%) en las rocas con relaciones Sr/Y más altas, y además el Sr no presenta un grado de compatibilidad extremadamente alto para el clinopiroxeno. Por lo tanto, es evidente que las concentraciones altas de Sr (y las relaciones altas de Sr/Y) en el ensamble PH-LJ-Z representan características primarias del líquido magmático.

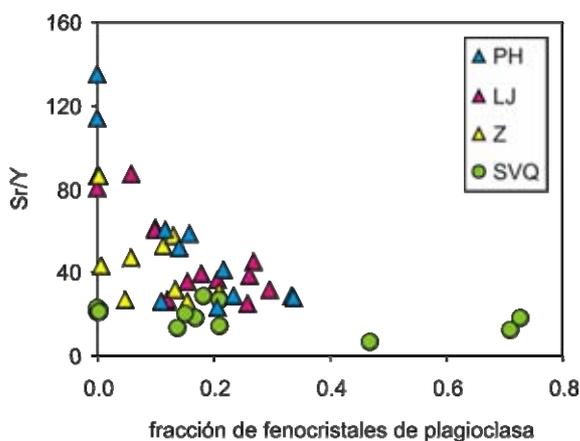


Figura 41. Diagrama Sr/Y vs. la fracción de fenocristales de plagioclasa, que evidencia que las características adakíticas de la secuencia PH-LJ-Z no son un efecto de la acumulación anómala de plagioclasa, sino que son propias del magma primario.

Isótopos de Sr, Nd y Pb

La Figura 42 muestra las relaciones isotópicas de Sr, Nd y Pb de las rocas del área de estudio, y las composiciones isotópicas de los componentes que podrían estar involucrados en su petrogénesis. A pesar de las diferencias en términos de elementos mayores y traza, los dos grupos de rocas presentan composiciones isotópicas similares, caracterizadas por un rango de variación amplio. Las composiciones isotópicas de Sr y Nd forman una correlación negativa (Figs. 42a, b), ubicándose entre un componente con relaciones de $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ altas, que podría estar representado por los basaltos de la Dorsal del Pacífico Oriental (*Mid-Ocean Ridge Basalts*, MORB) pero también por las

rocas de la secuencia magmática de Guanajuato (Lapierre *et al.*, 1992), y un componente con isótopos de Sr más radiogénicos. Este otro componente podría ser la corteza continental local (Schaaf *et al.*, 1994; Urrutia-Fucugauchi y Uribe-Cifuentes, 1999; Aguirre-Díaz *et al.*, 2002; Verma y Carrasco-Núñez, 2003) o los sedimentos muestreados en el Sitio 487 del DSDP (LaGatta, 2003). Análogamente, las relaciones isotópicas de Pb de ambos ensambles se grafican dentro de una línea de mezcla binaria entre las composiciones del MORB del Pacífico, los sedimentos subducidos, y/o un componente cortical con isótopos radiogénicos de Pb (Figs. 42c, d). Las relaciones isotópicas de Sr, Nd y Pb correlacionan entre ellas en las dos secuencias magmáticas (Figs. 42e, f).

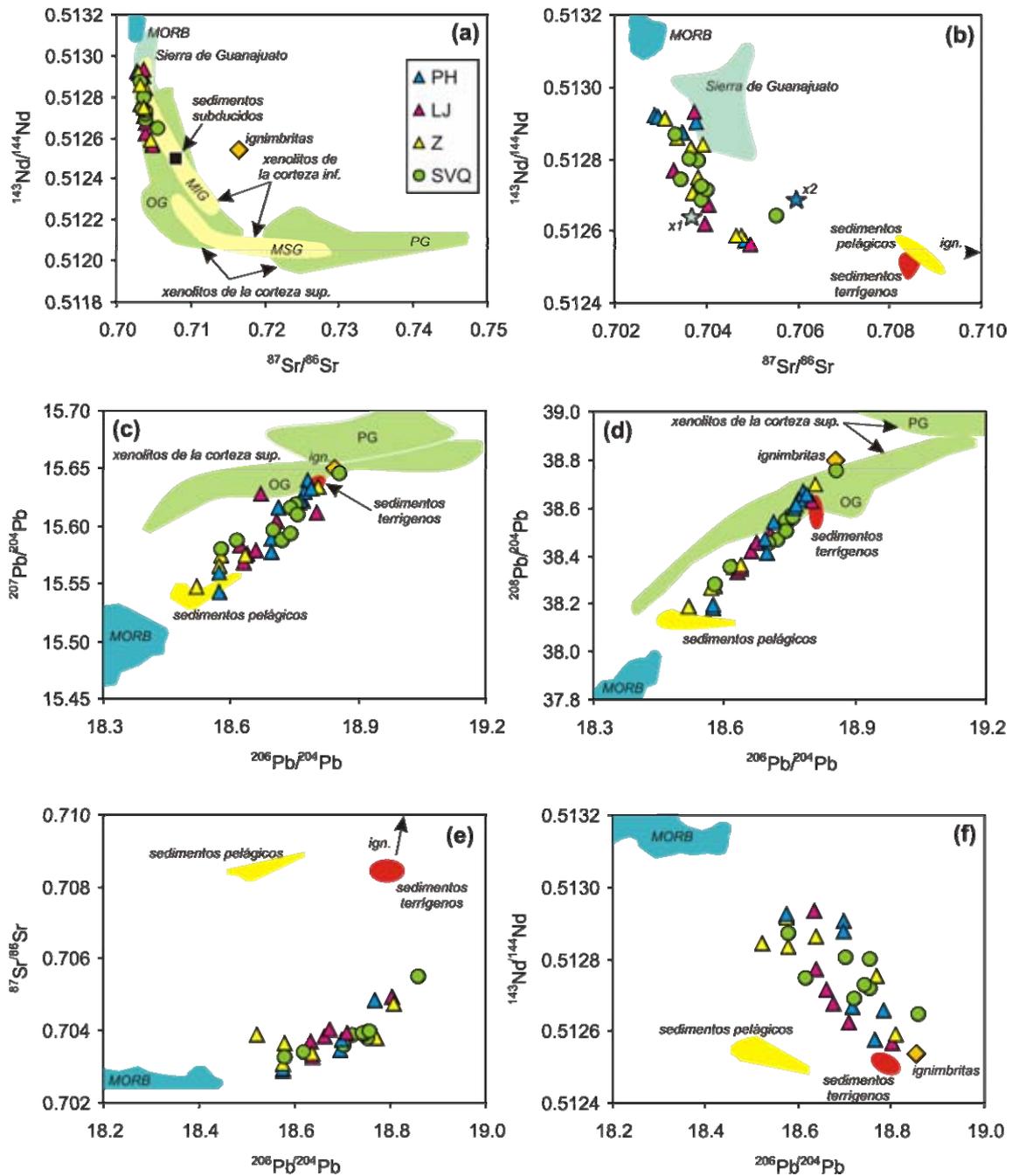


Figura 42. Composición isotópica de las rocas estudiadas y de los componentes que podrían estar involucrados en su petrogénesis: (a, b) isótopos de Nd vs. Sr; (c, d) isótopos de Pb; (e) isótopos de Sr vs. Pb; (f) isótopos de Nd vs. Pb. Se muestran los datos de: MORB del Pacífico a 5°-15°N (Lehnert *et al.*, 2000; <http://petdb.ldeo.columbia.edu/>); sedimentos subducidos del Sitio DSDP 487 (LaGatta, 2003); xenolitos de la corteza inferior colectados en México central (Schaaf *et al.*, 1994; Urrutia-Fucugauchi y Uribe-Cifuentes, 1999; Aguirre-Díaz *et al.*, 2002); xenolitos de la corteza superior colectados en México septentrional (Cameron *et al.*, 1992); secuencia magmática de Guanajuato (Lapierre *et al.*, 1992); ignimbritas a la base del Volcán Zamorano (Verma y Carrasco-Núñez, 2003). MIG = xenolitos metaigneos en *facies* de granulita; MSG = xenolitos metasedimentarios en *facies* de granulita; OG = ortogneises; PG = paragneises; x1 = xenolito reportado por Urrutia-Fucugauchi y Uribe-Cifuentes (1999); x2 = xenolito reportado por Aguirre-Díaz *et al.* (2002).

7. Discusión

El análisis petrográfico y geoquímico permite identificar diferencias composicionales importantes entre las secuencias PH-LJ-Z y SVQ. Los productos de los estratovolcanes son andesitas y dacitas de arco continental que presentan un alto Mg#, y un enriquecimiento de Sr acompañado por un fuerte empobrecimiento de HREE e Y: estas características generan altas relaciones Sr/Y y Gd/Yb, que son típicas de magmas adakíticos (Defant y Drummond, 1990; Martin, 1999). En cambio, las rocas de la SVQ son basaltos y andesitas basálticas de arco continental que muestran una señal de la subducción generalmente más moderada respecto a la que se observa en la secuencia PH-LJ-Z.

En esta sección se examinarán y discutirán hipótesis petrogenéticas distintas con la finalidad de identificar los componentes y procesos que impartieron las características geoquímicas de los magmas del PH-LJ-Z y de la SVQ.

Las adakitas del Complejo PH-LJ-Z: ¿origen por cristalización fraccionada?

Muchos autores consideran que las andesitas de arco continental derivan de un proceso de cristalización fraccionada a partir de una magma primario de composición basáltica (Gill, 1981). En principio, las características petrográficas y la geoquímica de elementos mayores de las rocas estudiadas parecen consistentes con esta idea: es decir, el ensamble PH-LJ-Z podría haberse formado por cristalización fraccionada a partir de un magma máfico análogo a la SVQ. De hecho, la cristalización de una asociación mineralógica de baja presión como la que se ha observado en las láminas delgadas (plagioclasa, olivino, piroxenos, anfíbol, óxidos de Fe-Ti) podría explicar el incremento coherente del contenido de SiO₂ (Fig. 34a) y la disminución de Fe₂O₃^{tot} y CaO (Figs. 34d, f) al disminuir la concentración de MgO en ambas secuencias. Sin embargo, y de acuerdo con lo que ha sido documentado en estudios previos (Defant y Drummond, 1990; Martin, 1999), este proceso no podría producir un incremento de la concentración de Sr y una disminución de la concentración de Y y HREE (y por ende relaciones altas de Sr/Y y Gd/Yb) en los líquidos derivados, debido a que Y y HREE no son incorporados significativamente en estas fases minerales, mientras que el Sr presenta una fuerte afinidad por la plagioclasa. Además, el fraccionamiento de olivino y piroxeno a partir de un magma máfico parecido a la SVQ provocaría una disminución continua del Mg#, y las andesitas derivadas de este proceso deberían ubicarse a lo largo de la

misma línea de descenso del líquido. En cambio, la Figura 35a muestra que el grupo PH-LJ-Z presenta contenidos de SiO₂ generalmente más altos que la SVQ al mismo Mg#, y los dos ensambles de rocas evolucionan siguiendo patrones distintos, prácticamente sub-paralelos.

A pesar de que la cristalización a presión baja no puede explicar las dos líneas de descenso del líquido, no se puede descartar un escenario más complejo de cristalización fraccionada profunda, e interacción sucesiva de los fundidos silíceos derivados de este proceso con la cuña del manto a profundidades menores (*e.g.* Macpherson *et al.*, 2006). De hecho, el fraccionamiento a alta presión de granate y anfíbol a partir de un magma basáltico hidratado podría producir líquidos con características geoquímicas idénticas a los magmas que se forman por fusión parcial de la placa oceánica en subducción (Macpherson *et al.*, 2006). Los estudios experimentales de Müntener *et al.* (2001) indican que, a presiones de 1.2 GPa (condiciones de la corteza inferior), aún pequeñas cantidades de agua (3 wt.%) disuelta en un magma basáltico suprimen la estabilidad de la plagioclasa, y en cambio pueden inducir la cristalización de granate y anfíbol, generando líquidos derivados andesíticos peraluminosos con corindón normativo. En este sentido, el fraccionamiento de granate y anfíbol a alta presión podría ser responsable del empobrecimiento de HREE y Nb que se observa en los magmas del PH-LJ-Z. Para averiguar si esta hipótesis es correcta, la Figura 43 muestra algunos modelos de cristalización fraccionada que utilizan una de las muestras más primitivas de la SVQ como magma inicial (QRO-04-19, con MgO ~6.6 wt.%), y que toman en consideración la formación de asociaciones mineralógicas distintas (véase la Tabla 7 para detalles).

Aunque es evidente que definir la paragénesis mineralógica exacta y los coeficientes de partición involucrados en un proceso de cristalización fraccionada polibárica no es un asunto sencillo, los modelos demuestran que para reproducir simultáneamente una disminución de la relación Nb/La y un incremento en las relaciones de Sr/Y y Gd/Yb se debe asumir el fraccionamiento de cantidades enormes de anfíbol (30-85%) y granate (15-20%). Sin embargo, las evidencias experimentales y naturales indican que el fraccionamiento a alta presión de un basalto hidratado produce esencialmente litologías piroxeníticas, mientras que el anfíbol y el granate cristalizan en etapas tardías (Müntener *et al.*, 2001). Además, sólo unas pocas muestras analizadas de los estratovolcanes presentan corindón en la norma (Tabla 1), y no son éstas las que presentan la señal de granate más pronunciada. Esto sugiere que su carácter peraluminoso podría derivarse más bien de un proceso de asimilación de la corteza

continental superior o de la incorporación de sedimentos subducidos, y no de los efectos inducidos por un fraccionamiento a presiones altas. Por lo tanto, podemos concluir que las características adakíticas de las andesitas y dacitas de alto Mg# del PH-LJ-Z no pueden ser simplemente explicadas mediante un proceso de cristalización fraccionada a presión baja o alta a partir de un magma máfico similar a los de la SVQ.

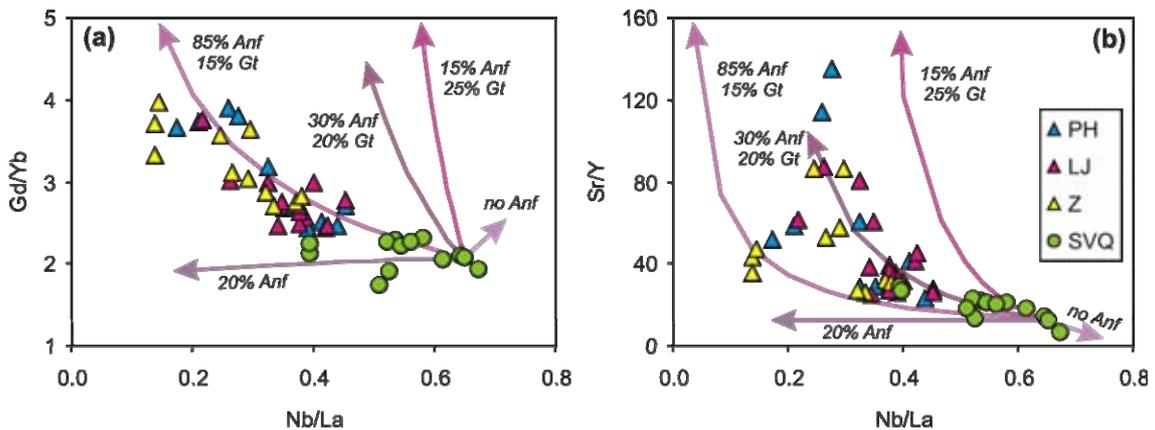


Figura 43. Las características adakíticas de la secuencia PH-LJ-Z son difíciles de explicar por fraccionamiento de un magma máfico análogo a la SVQ, a menos que se considere el fraccionamiento de enormes cantidades de anfíbol (30-85%) y granate (15-20%). Se muestran modelos de cristalización fraccionada que contemplan el fraccionamiento de proporciones diferentes de anfíbol y granate, en diagramas de (a) Gd/Yb y (b) Sr/Y vs. Nb/La. Los modelos utilizan la muestra QRO-04-19 de la SVQ como magma inicial. Los detalles sobre los modelos de cristalización fraccionada están reportados en la Tabla 7.

Las adakitas del Complejo PH-LJ-Z: ¿fusión cortical?

Algunos autores han reconocido que la fusión parcial de una corteza continental inferior con granate puede generar magmas con características geoquímicas de adakitas (Kay y Abbruzzi, 1996; Petford y Atherton, 1996; Xu *et al.*, 2002). Los xenolitos corticales en *facies* de granulita que se han colectado en el sector central de la FVTM y al norte del área de estudio (Schaaf *et al.*, 1994; Urrutia-Fucugauchi y Uribe-Cifuentes, 1999; Aguirre-Díaz *et al.*, 2002) contienen abundante plagioclasa, y por lo tanto su fusión generaría magmas silíceos con relaciones bajas de Sr/Y y anomalías negativas de Eu si esta fase permanece estable en la paragénesis residual. Sin embargo, las rocas del grupo PH-LJ-Z con las relaciones Sr/Y y Gd/Yb más elevadas presentan también anomalías positivas de Eu (Fig. 44a), y además muestran composiciones isotópicas de Sr que tienden hacia la composición del MORB del Pacífico (Fig. 44b) y que son muy distintas de las que se observan en los xenolitos corticales (Figs. 42a, b). Como muestra

la Figura 42a, también la secuencia magmática de Guanajuato presenta composiciones isotópicas que tienden al MORB, y por lo tanto la génesis del grupo PH-LJ-Z podría estar relacionada con un proceso de fusión parcial de las rocas del basamento mesozoico local. Sin embargo, ninguna de las unidades plutónicas y volcánicas que conforman la secuencia completa de la Sierra de Guanajuato presentan metamorfismo en *facies* de eclogita (Lapierre *et al.*, 1992), y por lo tanto la fusión parcial del basamento mesozoico no sería capaz de producir magmas con las características geoquímicas observadas en los estratovolcanes. Todas estas observaciones indican que la secuencia PH-LJ-Z no puede derivar de la fusión parcial de las rocas que conforman la corteza continental que se conoce en el área.

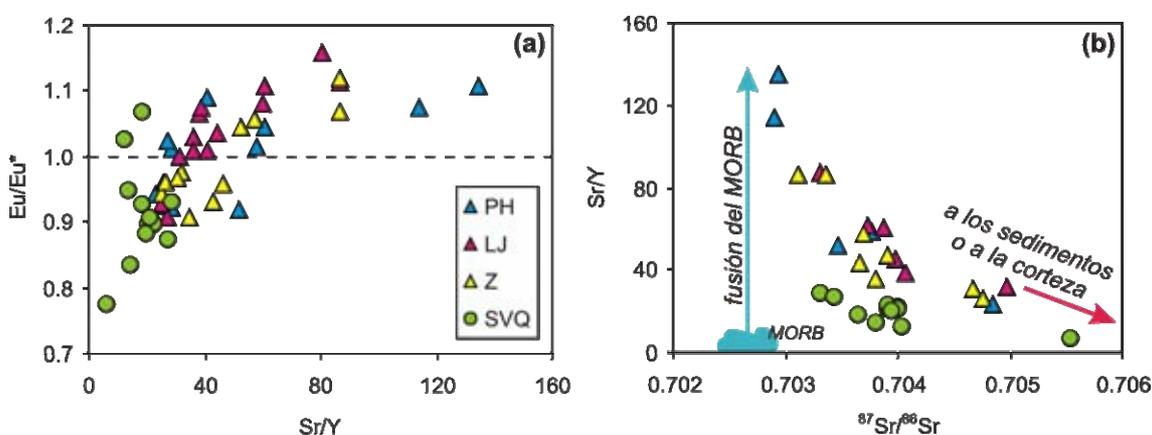


Figura 44. Las rocas de la secuencia PH-LJ-Z con las relaciones Sr/Y más altas muestran (a) Eu/Eu* positivas y (b) composiciones isotópicas de Sr análogas al MORB del Pacífico (Lehnert *et al.*, 2000; <http://petdb.ldeo.columbia.edu/>), características geoquímicas incompatibles con un proceso de fusión parcial de la corteza continental mexicana, debido a que los xenolitos corticales presentan composiciones isotópicas de Sr más radiogénicas.

Asimismo, los magmas derivados de la fusión de una corteza inferior máfica, ya sea antigua o añadida recientemente (*underplated*), deberían mostrar contenidos de MgO y Mg# relativamente bajos, y en todo caso deberían ser similares a los fundidos experimentales de basaltos a presión alta (Sen y Dunn, 1994; Rapp, 1995; Rapp y Watson, 1995; Rapp *et al.*, 1999). En cambio, las rocas del PH-LJ-Z con relaciones altas de Sr/Y y Gd/Yb presentan también concentraciones altas de MgO y alto Mg# (Fig. 35b), demostrando en todo caso que los fundidos de rocas eclogíticas debieron haber interactuado con las peridotitas del manto para adquirir estas características (Kay, 1978; Rapp *et al.*, 1999).

En este sentido, existe la posibilidad de que las características adakíticas de la secuencia PH-LJ-Z deriven de la fusión parcial de una corteza máfica añadida recientemente (por ejemplo durante el episodio magmático que dio origen a las ignimbritas de la Sierra Madre Occidental) que haya estado sujeta a metamorfismo en *facies* de eclogita o anfibolita de granate, pero que se haya delaminado y hundido en el manto subyacente (Arndt y Goldstein, 1989; Xu *et al.*, 2002). Las características geoquímicas de los magmas resultantes serían prácticamente idénticas a las de fundidos de la corteza oceánica subducida que interaccionaron con el manto, debido a que los materiales y procesos petrológicos involucrados son esencialmente los mismos. Por lo tanto, es muy difícil discriminar entre los dos procesos utilizando únicamente argumentos geoquímicos. Sin embargo, las rocas de la secuencia PH-LJ-Z con las relaciones Sr/Y más altas presentan relaciones $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ menos radiogénicas que las de los basaltos de la SVQ (Fig. 44b) o de cualquier otro basalto que haya sido reportado a lo largo de la FVTM ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} > 0.7035$; Gómez-Tuena *et al.*, 2005). Se podría argumentar que las composiciones isotópicas de todos los basaltos emplazados en el arco mexicano han sido ligeramente contaminadas con la corteza continental; sin embargo resulta difícil imaginar que sólo algunas de las andesitas hayan escapado la contaminación, pero ninguno de los basaltos. Al mismo tiempo, es también muy poco probable que se haya delaminado la porción inferior de la secuencia de Guanajuato y que ésta haya interaccionado con el manto para formar el ensamble PH-LJ-Z, debido a que las rocas ultramáficas que constituyen la base de la secuencia afloran al occidente del área de estudio (Lapierre *et al.*, 1992). Además, la existencia de xenolitos corticales profundos con edades modelo de Nd precámbricas sugiere la presencia de corteza continental más antigua por debajo del basamento mesozoico, y por lo tanto es evidente que éste no pudo haberse delaminado. Por otra parte, se ha documentado que algunas basanitas de la provincia de Cuencas y Sierras mexicana presentan composiciones isotópicas de Sr análogas al MORB del Pacífico ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} \sim 0.70286$; Aranda-Gómez *et al.*, 2005 y referencias). En este sentido, las rocas del Complejo PH-LJ-Z con composiciones isotópicas de Sr más empobrecidas podrían derivar de la delaminación y fusión de una corteza máfica añadida que sea composicionalmente análoga a los magmas emplazados en la región de San Luis Potosí. Sin embargo, tampoco esta hipótesis parece ser posible, debido a que las basanitas de la provincia de Cuencas y Sierras muestran composiciones isotópicas de Pb mucho más radiogénicas ($^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$

~18.74; Aranda-Gómez *et al.*, 2005 y referencias) con respecto a las del MORB y de los productos del ensamble PH-LJ-Z con relaciones $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ más bajas.

A pesar de que el proceso de delaminación y fusión de una corteza máfica añadida recientemente no puede ser completamente descartado, la evolución geológica de la FVTM tampoco parece ser consistente con este escenario. La actividad temprana de la FVTM empezó a los ~20 Ma en una posición cercana al frente volcánico actual (Gómez-Tuena *et al.*, 2005). Posteriormente el magmatismo migró hacia el norte hasta alcanzar los límites septentrionales del arco, generando magmas con características adakíticas que forman una cadena con dirección NW-SE que corre casi paralela a la trinchera actual (Fig. 2). Salvo en el caso aislado de los domos de Chalcatzingo en el estado de Morelos (20.7 Ma; Rincón-Herrera *et al.*, 2007), no parecen existir magmas con estas características en las fases más tempranas del arco, ni tampoco en los eventos volcánicos sucesivos. Rocas con características adakíticas se presentan nuevamente en el Cuaternario, a lo largo de una faja que se extiende desde el Volcán Nevado de Toluca (Martínez-Serrano *et al.*, 2004) hacia los sectores central (Campo Volcánico Valle de Bravo-Zitácuaro, Gómez-Tuena *et al.*, 2007; Volcán Tancítaro, Cavazos-Tovar, 2006) y occidental (Volcán San Juan, Luhr, 2000) del arco, en el frente volcánico actual (Fig. 2). Es decir, las adakitas miocénicas se emplazaron cuando el magmatismo se había extinguido en posición más cercana a la trinchera, y reaparecieron en una locación distinta en el Cuaternario, después del cese del volcanismo a distancia mayor de la trinchera. Si el episodio adakítico del Mioceno Medio derivara efectivamente de la fusión parcial de una corteza máfica delaminada, no existiría razón para justificar el cese de la actividad volcánica relacionada con la subducción a distancia menor de la trinchera para ese periodo (~12-10 Ma), pues la subducción y el magmatismo de arco han sido en gran medida procesos continuos, al menos a partir del Oligoceno. Además, la presencia de magmatismo adakítico no parece estar en conexión con variaciones del espesor cortical, el estado de esfuerzos y la deformación dominante en cualquier periodo, la edad y/o la composición del basamento (Gómez-Tuena *et al.*, 2005). Con base en estas consideraciones, las características geoquímicas de la secuencia PH-LJ-Z difícilmente pueden ser explicadas mediante la fusión parcial de una corteza inferior basáltica, ya sea pre-existente y antigua o añadida recientemente, a menos que se invoque un fenómeno *ad hoc* sin evidencias colaterales que lo sostengan. Por lo tanto, los argumentos subsecuentes asumirán que las características geoquímicas de ambos ensambles (o al menos de las muestras con composiciones isotópicas de Sr menos

radiogénicas) estuvieron controladas principalmente por diferentes contribuciones de la placa en subducción a la cuña del manto.

Los componentes de la subducción

Como se describió previamente (véase el Capítulo 2), la presencia de xenolitos peridotíticos con hornblenda en algunas andesitas de alto Mg# del Campo Volcánico de Valle de Bravo-Zitácuaro ha llevado algunos autores a proponer que estas rocas derivan de la fusión parcial directa de una cuña del manto extremadamente hidratada (Blatter y Carmichael, 1998, 2001; Blatter *et al.*, 2007; Mukasa *et al.*, 2007). De acuerdo con esta idea, también las andesitas de alto Mg# del Complejo Volcánico PH-LJ-Z podrían representar fundidos primarios de una cuña del manto intensamente metasomatizada por fluidos acuosos. En un trabajo reciente, Mukasa *et al.* (2007) documentan que las características geoquímicas de las andesitas de alto Mg# del Campo Volcánico de Valle de Bravo-Zitácuaro (en particular las relaciones altas de La/Yb y el enriquecimiento de Sr) pueden ser modeladas mediante el 1-5% de fusión parcial de una lherzolita fértil, considerando un residuo sólido conformado por olivino, piroxenos, espinela y poco anfíbol (~1.5%). El patrón plano de HREE que caracteriza estas andesitas implica necesariamente la ausencia de granate o de cantidades abundantes de anfíbol en el residuo, pues estas fases producirían un fraccionamiento notable de REE medias/HREE en los líquidos derivados (Mukasa *et al.*, 2007). Estas observaciones ponen de manifiesto que la fusión parcial de una lherzolita fértil con espinela no podría producir las relaciones altas de Gd/Yb observadas en los productos de los estratovolcanes estudiados en esta tesis. En cambio, las características geoquímicas de la secuencia PH-LJ-Z (relaciones altas de Sr/Y y Gd/Yb y anomalías positivas de Eu, con composiciones isotópicas de Sr y Pb tendientes hacia el MORB; Fig. 44) parecen ser más consistentes con la fusión parcial de la porción basáltica de la placa en subducción en *facies* de eclogita o anfíbolita con granate, pero sin plagioclasa en la paragénesis residual. Por otra parte, también los productos de la SVQ muestran patrones de elementos traza que son típicos de magmas de arco; sin embargo estas rocas presentan una señal de la subducción más débil respecto a la que se observa en los estratovolcanes (Fig. 36) y no exhiben características geoquímicas de fundidos adakíticos.

La Figura 45 indica que componentes de la subducción distintos están involucrados en la génesis de las dos secuencias. En el diagrama de variación de Rb/Nb vs. Sr/Nb, los dos grupos de rocas siguen tendencias divergentes, positiva para la SVQ y

dispersa aunque discerniblemente negativa para los estratovolcanes (Fig. 45a). Las rocas del PH-LJ-Z con las relaciones Sr/Nb más elevadas presentan también una señal de granate más pronunciada (Fig. 45b), confirmando que el componente que proporciona las concentraciones altas de Sr no radiogénico (Fig. 44b) también requiere de granate residual en la fuente. Esto corrobora que el componente de la subducción involucrado en la petrogénesis del ensamble PH-LJ-Z fue transferido como un fundido silicatado de la placa oceánica. De hecho, un magma derivado del 1% de fusión parcial del MORB del Pacífico (Sr promedio ~152 ppm; Lehnert *et al.*, 2000; <http://www.petdb.org/>) tendrá más de 1700 ppm de Sr, si la fusión ocurre en *facies* de eclogita o anfibolita de granate ($D_{Sr} < 0.08$, véase el trabajo de Defant y Drummond, 1990 y referencias; Kessel *et al.*, 2005). Curiosamente, el componente adakítico derivado de la fusión de la placa oceánica presenta relaciones bajas de Rb/Nb y valores altos en la relación Sr/Nb (Fig. 45a). Esta característica podría deberse a la compatibilidad variable de Rb, Nb y Sr en el agente de la subducción durante el calentamiento progresivo de la placa oceánica. El Rb es altamente incompatible ya sea a temperaturas bajas y altas ($D_{Rb} \sim 0.01$; Kessel *et al.*, 2005). En cambio, la incompatibilidad del Nb incrementa notablemente conforme aumenta la temperatura ($D_{Nb} \sim 18-0.07$; Kessel *et al.*, 2005); a pesar de que la incompatibilidad del Nb se ve atenuada si el rútilo es presente como fase residual ($D_{Nb} \sim 31-0.24$), este elemento es móvil a temperaturas más elevadas. Por lo tanto, un fluido derivado de la placa en subducción debería presentar relaciones altas de Rb/Nb. Por otra parte, el Sr es relativamente compatible a baja temperatura (*i.e.* en fluidos), mientras que su incompatibilidad aumenta con la temperatura ($D_{Sr} \sim 2.93-0.05$; Kessel *et al.*, 2005). De acuerdo con estas consideraciones, la liberación continua de fluidos desde la placa oceánica durante su calentamiento progresivo provocará una disminución más rápida de las relaciones Rb/Nb con respecto a Sr/Nb. Por consiguiente, los fundidos de la placa oceánica presentarán relaciones Rb/Nb menores con respecto a los fluidos derivados de su deshidratación. De hecho, esta característica se observa en las típicas adakitas de la Isla de Cook, en los Andes Australes (Stern y Kilian, 1996) (Fig. 45a).

En cambio, la SVQ presenta relaciones de Sr/Nb y Rb/Nb variables, pero relaciones de Gd/Yb relativamente constantes, que en general son más bajas que las observadas en los estratovolcanes (Figs. 45a, b). Las relaciones de Gd/Yb de la SVQ son ligeramente mayores respecto a las del MORB del Pacífico, pero la falta de una correlación clara entre Sr/Nb y Gd/Yb evidencia que el componente de la subducción que afectó la SVQ no fue capaz de modificar las relaciones de HREE de los fundidos

resultantes. Por lo tanto, las relaciones Gd/Yb de la SVQ deben reflejar las características de la fuente mantélica local. De hecho, las relaciones Gd/Yb de la SVQ son parecidas a las que se han observado en los basaltos alcalinos de alto Nb del Campo Volcánico de Chichinautzin (LaGatta, 2003), sugiriendo que una cuña del manto similar a la que generó los basaltos de Chichinautzin participó también en la petrogénesis de la SVQ. Por otra parte, la señal de la subducción más alta de la SVQ con respecto a los basaltos alcalinos de Chichinautzin (Fig. 45b) sugiere que el componente de la subducción fue transferido a través de fluidos acuosos ricos en elementos LILE, que no incorporaron elementos inmóviles en fluidos como Nb, Nd, Gd e Yb.

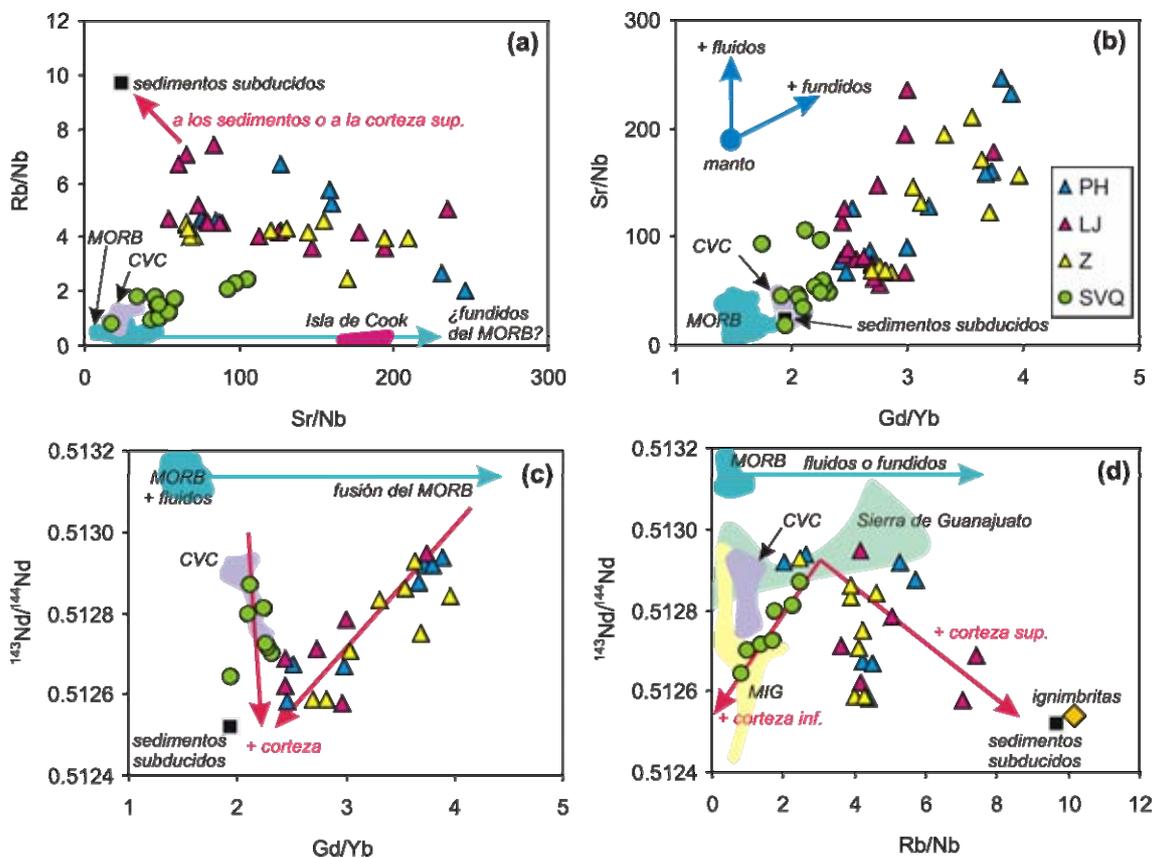


Figura 45. Componentes de la subducción y contaminación cortical. Los diagramas de (a) Rb/Nb vs. Sr/Nb y (b) Sr/Nb vs. Gd/Yb evidencian que componentes de la subducción distintos contribuyeron a la petrogénesis de las dos secuencias: fundidos de la placa oceánica para el PH-LJ-Z y fluidos acuosos para la SVQ. Las variaciones de $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ con (c) Gd/Yb y (d) Rb/Nb indican que ambos grupos requieren también la participación de un componente de tipo cortical. La secuencia PH-LJ-Z podría presentar contribuciones de los sedimentos subducidos y/o de la corteza superior, que presentan relaciones altas de Rb/Nb y relaciones bajas de $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$; mientras que la SVQ asimiló más bien una corteza inferior con relaciones bajas de $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ y de Rb/Nb. Se muestran los datos de: MORB del Pacífico a 5°-15°N (Lehnert *et al.*, 2000; <http://petdb.ldeo.columbia.edu/>); sedimentos subducidos muestreados en el Sitio DSDP 487 (LaGatta, 2003); xenolitos metaígneos en *facies* de granulita (MIG) de la corteza inferior (Schaaf *et al.*, 1994); secuencia magmática de Guanajuato (Lapierre *et al.*, 1992); ignimbritas a la base del Volcán Zamorano (Verma y Carrasco-Núñez, 2003); basaltos “intraplaca” de Chichinautzin (CVC) de LaGatta (2003); las típicas adakititas de la Isla de Cook (Stern y Kilian, 1996).

Resumiendo, las evidencias geoquímicas indican que la petrogénesis de los dos grupos de rocas estuvo gobernada por mecanismos distintos de reciclaje de elementos en la zona de subducción. Las andesitas y dacitas de alto Mg# del PH-LJ-Z recibieron contribuciones importantes de fundidos parciales provenientes de la porción basáltica de la placa en subducción. Por el contrario, la SVQ deriva más propiamente de la fusión parcial de una cuña del manto relativamente enriquecida en elementos incompatibles, que fue metasomatizada por fluidos derivados del MORB subducido. Estas variaciones temporales en los agentes químicos derivados de la placa en subducción implican que debe haber ocurrido una modificación en la estructura térmica de la zona de subducción, en particular un enfriamiento progresivo de la placa oceánica, durante la formación de las dos secuencias de rocas. De acuerdo con esta idea, una disminución de la temperatura afectará y reducirá la movilidad de los elementos traza en el agente de la subducción (Kessel *et al.*, 2005), explicando de esta forma la señal de la subducción menos pronunciada de la SVQ respecto al ensamble PH-LJ-Z.

Contribuciones de la corteza continental

Los magmas del PH-LJ-Z y de la SVQ exhiben variaciones prominentes en las composiciones isotópicas, que se extienden hacia valores de Sr y Pb muy radiogénicos y relaciones bajas de $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ (Fig. 42). Debido a que los componentes derivados del basalto subducido no pueden ser los responsables de la variación isotópica observada en las rocas del área de estudio, es necesario considerar también la participación de otro componente. Por un lado, existe la posibilidad que fundidos parciales derivados de los sedimentos subducidos hayan sido involucrados en la petrogénesis de estas secuencias; alternativamente, los magmas de ambos ensambles podrían haber sufrido procesos de contaminación con la corteza continental durante su ascenso hacia la superficie.

A pesar de que las composiciones isotópicas de Sr, Nd y Pb de ambos grupos de rocas se sobreponen significativamente, las relaciones $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ de los productos del PH-LJ-Z y de la SVQ describen patrones divergentes cuando se grafican contra las relaciones Gd/Yb y Rb/Nb (Figs. 45c, d). Esta observación evidencia que las dos secuencias magmáticas no sólo recibieron contribuciones de distintos componentes de la subducción, sino que también el componente “cortical” que las afectó debió ser diferente.

Las rocas de la SVQ con isótopos de Nd más radiogénicos presentan composiciones isotópicas de Nd similares a los basaltos alcalinos del Campo Volcánico

de Chichinautzin, pero exhiben relaciones Rb/Nb más altas debido a la adición de fluidos derivados de la placa en subducción. La variación de la secuencia SVQ se extiende hacia valores bajos en las relaciones $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ y Rb/Nb, mientras que la relación Gd/Yb se mantiene relativamente constante (Figs. 45c, d). Esta tendencia indica que el componente con relaciones bajas de Rb/Nb y Sr/Nb que está involucrado en la génesis de la SVQ no representa la fuente mantélica, como podría deducirse de las Figuras 45a, b, sino un componente que debe tener su origen en la corteza continental. La participación de los sedimentos subducidos y también de una corteza continental superior de naturaleza granítica o riolítica (representada en el área por las ignimbritas oligocénicas de la SMO) puede ser descartada en este caso, debido a que estos componentes presentan valores de la relación Rb/Nb generalmente muy altos (Rb/Nb ~10; LaGatta, 2003; Verma y Carrasco-Núñez, 2003), y por lo tanto no se grafican a lo largo de la tendencia descrita por las rocas de esta secuencia (Fig. 45d). Por otra parte, la correlación positiva observada entre las composiciones isotópicas de Nd y el contenido de MgO (Fig. 46) parece indicar que los magmas de la SVQ estuvieron sujetos a un proceso de contaminación cortical, durante el cual la asimilación de corteza continental y la diferenciación del magma por cristalización fraccionada ocurrieron de forma simultánea (*Assimilation plus Fractional Crystallization*, AFC; DePaolo, 1981).

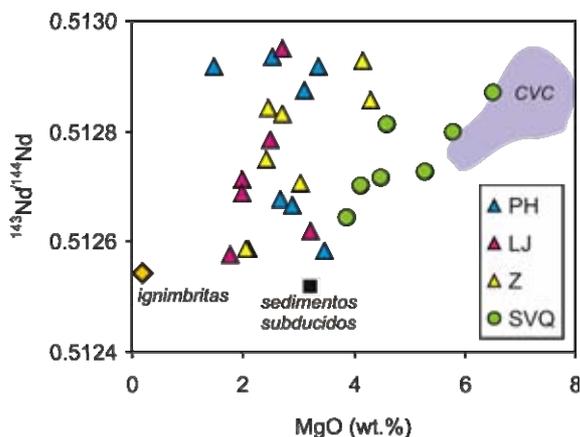


Figura 46. Diagrama de variación de los isótopos de Nd vs. MgO. La correlación lineal de las rocas de la SVQ sugiere que éstas sufrieron un proceso AFC, mientras que los productos de los estratovolcanes presentan un patrón más disperso, que refleja un proceso más complejo. Se muestran también los datos de: sedimentos subducidos muestreados en el Sitio DSDP 487 (LaGatta, 2003); basaltos alcalinos de Chichinautzin (CVC) de LaGatta (2003); ignimbritas a la base del Volcán Zamorano (Verma y Carrasco-Núñez, 2003).

Constreñir el componente cortical que fue asimilado por los magmas de la SVQ es una tarea complicada, debido a que las características geológicas de la corteza sobre la cual está emplazada la FVTM no se conocen con claridad. Actualmente se considera que la porción centro-occidental del arco se encuentra subyacida por el terreno Guerrero, representado en el área de estudio por la secuencia magmática de la Sierra de

Guanajuato. Sin embargo, como se observa en Fig. 45d, las rocas de la secuencia magmática de Guanajuato presentan relaciones isotópicas de Nd muy altas (Lapierre *et al.*, 1992), y por lo tanto es evidente que esta unidad no puede ser el contaminante que gobernó las variaciones composicionales de la SVQ. Es también poco probable que los productos de la SVQ hayan asimilado metasedimentos mesozoicos derivados de la denudación de una corteza continental grenvilliana, debido a que estas litologías no han sido documentadas en la Sierra de Guanajuato, y en todo caso los sedimentos deberían presentar relaciones altas de Rb/Nb, pues el Rb muestra una fuerte afinidad por los minerales arcillosos. En cambio, composiciones isotópicas no radiogénicas de Nd y valores bajos en la relación Rb/Nb son típicos de los xenolitos granulíticos y gabróticos colectados en el maar Rincón de Parangueo del Campo Volcánico de Valle de Santiago (Rb/Nb = 0.09-0.5; datos no publicados de Gómez-Tuena *et al.*) y en los maares del Campo Volcánico de San Luis Potosí, al norte del área de estudio (Rb/Nb = 0.21-2; Schaaf *et al.*, 1994), pero también de la composición global de la corteza continental inferior (Rb/Nb promedio = 2.2; Rudnick y Gao, 2003). Estas consideraciones indican que los productos de la SVQ debieron adquirir las composiciones isotópicas de Nd menos radiogénicas por un proceso de contaminación en niveles de la corteza inferior. La corteza con la cual interactuaron los magmas de la SVQ debe ser necesariamente una corteza continental antigua, pues sus relaciones isotópicas de Nd tan bajas requieren de un tiempo de residencia muy largo. De hecho, un proceso de contaminación con un componente cortical antiguo análogo a la corteza inferior documentada por Schaaf *et al.* (1994) podría describir satisfactoriamente la variación de los datos isotópicos y geoquímicos de la SVQ (Fig. 45d). Estas consideraciones tienen implicaciones muy importantes para el conocimiento del basamento debajo del área de estudio y de esta parte de México, pues permiten afirmar que el terreno Guerrero está subyacente por una corteza continental antigua, que de hecho podría presentar características similares a la corteza precámbrica de Oaxaquia. Las edades modelo de Nd de 0.9-1.2 Ga obtenidas por Schaaf *et al.* (1995) en las rocas plutónicas cretácicas de Puerto Vallarta parecen apoyar esta idea. La presencia de una corteza continental antigua por debajo del área de estudio permite descartar definitivamente la posibilidad de que la señal adakítica del ensamble PH-LJ-Z se derive de la delaminación y fusión de la secuencia magmática de Guanajuato. Por otra parte, si se hubiera delaminado una porción del basamento continental, las rocas de los estratovolcanes con la señal adakítica más prominente deberían mostrar composiciones isotópicas mucho más radiogénicas que las del MORB.

Las variaciones geoquímicas e isotópicas de las rocas del Complejo PH-LJ-Z indican que el componente cortical involucrado en la petrogénesis de los estratovolcanes tiene una naturaleza distinta respecto a aquél que contribuyó a la formación de la SVQ. La secuencia PH-LJ-Z describe una correlación positiva en el diagrama de variación de $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ vs. Gd/Yb (Fig. 45c), pero se extiende hacia relaciones de Rb/Nb más altas que las de la SVQ (Fig. 45d). Estas características geoquímicas podrían reflejar la incorporación de fundidos parciales de los sedimentos subducidos; pero también podrían ser generadas por un proceso de contaminación con rocas de la corteza continental superior que presenten valores altos en la relación de Rb/Nb, como por ejemplo las ignimbritas riolíticas de la Sierra Madre Occidental, que conforman la cubierta oligocénica en el área de estudio (Verma y Carrasco-Núñez, 2003). Si la variación isotópica de los estratovolcanes estuviera relacionada solamente con un proceso de contaminación cortical, también deberíamos esperar una correlación lineal entre el enriquecimiento isotópico y el grado de diferenciación, como de hecho se observa en la SVQ. En cambio, las relaciones isotópicas de Nd de la secuencia PH-LJ-Z no forman una correlación clara con el contenido de MgO (Fig. 46), indicando que la contaminación cortical simple (o también un proceso de mezcla con fundidos corticales) es en gran medida inadecuada para explicar la variación isotópica de este grupo de rocas. De igual forma, los isótopos de Nd no se extienden de manera muy clara hacia las composiciones de los sedimentos subducidos, pues rocas con composiciones isotópicas similares presentan relaciones Rb/Nb variables (Fig. 45d), indicando que la asimilación de los sedimentos tampoco puede ser el único mecanismo responsable del enriquecimiento isotópico observado en el ensamble PH-LJ-Z. Estas consideraciones indican que la génesis de los estratovolcanes debe estar relacionada con un proceso mucho más intrincado, en el cual probablemente han sido involucrados ambos componentes (sedimentos y corteza), así como los procesos descritos (subducción y contaminación). En este sentido es virtualmente imposible discriminar entre las características geoquímicas adquiridas a través del proceso de contaminación cortical y las que reflejan la contribución de los sedimentos. De hecho, la corteza continental superior y los sedimentos subducidos (en particular la capa de sedimentos terrígenos derivados de la erosión de los continentes) presentan composiciones muy parecidas, y por lo tanto podrían producir variaciones similares en la composición geoquímica e isotópica de los magmas.

8. Modelo tectónico-petrogenético para la Faja Volcánica Trans-Mexicana

Se ha documentado previamente que las secuencias de rocas estudiadas siguieron procesos petrogenéticos diferentes. Las composiciones geoquímicas del grupo PH-LJ-Z son consistentes con la participación de fundidos parciales de la placa oceánica subducida que han interactuado con la cuña del manto durante su ascenso. En cambio, las características geoquímicas de la SVQ sugieren que el componente de la subducción fue transferido a la cuña del manto en forma de fluidos acuosos. Como se observa comúnmente en muchos arcos construidos sobre corteza continental muy gruesa, los procesos de contaminación cortical en niveles distintos parecen haber jugado un papel importante en la variabilidad geoquímica e isotópica de los dos episodios magmáticos. Sin embargo, es claro que las señales geoquímicas impartidas por el ambiente de subducción no han sido completamente destruidas por los efectos de la contaminación, y por lo tanto pueden proporcionar información valiosa sobre las condiciones tectónicas existentes durante la evolución temprana del arco mexicano. De hecho, las modificaciones químicas observadas entre las dos secuencias deberían estar relacionadas con variaciones notables en la estructura térmica y/o tectónica de la zona de subducción, en un proceso que influyó directamente las características de los agentes químicos derivados de la placa oceánica subducida, pero también en las reacciones que ocurrieron durante la interacción de los componentes de la subducción con la cuña del manto.

La mayoría de los investigadores concuerdan en relacionar la extinción del arco de la Sierra Madre Occidental-Sierra Madre del Sur, y la migración del magmatismo de la FVTM a una distancia progresivamente más lejana de la Trinchera Mesoamericana entre el Oligoceno y el Mioceno (Ferrari *et al.*, 1999), a una disminución gradual del ángulo de subducción en la zona de subducción mexicana (Morán-Zenteno *et al.*, 1999; Gómez-Tuena y Carrasco-Núñez, 2000; Gómez-Tuena *et al.*, 2003, Keppie y Morán-Zenteno, 2005). En efecto, un cambio gradual a una geometría de subducción sub-horizontal tendría el efecto de reducir el volumen de la cuña del manto que puede estar sujeta a fusión parcial, provocando la extinción del volcanismo sobre las porciones más superficiales de la placa oceánica (Kay y Mpodozis, 2002), y produciendo una migración de la actividad magmática a mayor distancia de la trinchera. En este sentido, la cadena adakítica que corre casi paralelamente a la trinchera actual a una distancia de ~500 km debería representar el frente volcánico del Mioceno Medio de la FVTM (Fig.

2). Se ha propuesto también que un cambio a un ángulo de subducción bajo puede contribuir a un calentamiento anómalo de la placa oceánica, favoreciendo su fusión parcial a profundidades relativamente modestas (Gutscher *et al.*, 2000). Este modelo fue adoptado por Gómez-Tuena *et al.* (2003) para explicar las características geoquímicas de la actividad del Mioceno Temprano en la FVTM oriental, y también parece consistente con los procesos petrogenéticos registrados en la secuencia PH-LJ-Z.

Posteriormente al episodio adakítico al cual pertenece el Complejo Volcánico PH-LJ-Z, se emplazaron los magmas máficos de la SVQ, con características geoquímicas distintas. Dos modelos tectónicos diferentes han sido propuestos para explicar las modificaciones composicionales del magmatismo de arco durante la evolución miocénica de la FVTM (Fig. 47).

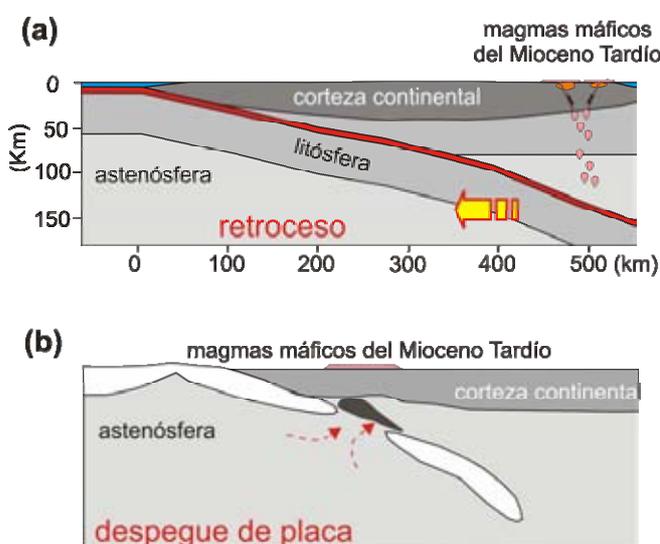


Figura 47. La génesis de la provincia máfica del Mioceno Tardío ha sido relacionada con cambios tectónicos importantes, como (a) un retroceso de la placa en subducción (Gómez-Tuena *et al.*, 2003) o (b) un rompimiento de la placa (Ferrari, 2004).

Por un lado, Gómez-Tuena *et al.* (2003) consideran que los magmas emplazados después del evento adakítico en el sector más oriental de la FVTM están relacionados con un proceso de *slab rollback* que indujo el ascenso y fusión por descompresión de una cuña del manto astenosférico relativamente más profunda (Fig. 47a). Las contribuciones de la placa en subducción a las secuencias máficas en aquella zona están restringidas a la adición de fundidos derivados de los sedimentos subducidos. Por otro lado, Ferrari (2004) interpreta el emplazamiento del magmatismo máfico en migración desde la costa del Pacífico hacia el este como la expresión volcánica de un *slab detachment* (Fig. 47b) que empezó a desarrollarse a la boca del Golfo de California en el Mioceno Tardío, cuando la Dorsal del Pacífico Oriental intersectó la placa de

América del Norte. En este modelo, el manto astenosférico profundo ascendería a través de una ventana tectónica, produciendo un incremento de temperatura en el manto superior y promoviendo su fusión parcial. De acuerdo al modelo, la señal geoquímica típica de arco observada en la mayoría de los magmas pertenecientes a este episodio máfico (incluyendo la SVQ) es heredada de una cuña del manto preexistente, cuya composición química había sido modificada por eventos de subducción previos. Aunque los dos modelos propuestos involucran escenarios tectónicos completamente diferentes, ambos coinciden en relacionar la génesis del magmatismo máfico post-adakítico con la fusión de una cuña del manto astenosférico relativamente más profunda y caliente. El objetivo de esta sección es examinar si las variaciones geoquímicas de las rocas volcánicas del área de estudio son consistentes con cualquiera de estas dos hipótesis.

En principio, el salto en las concentraciones de SiO_2 y $\text{Fe}_2\text{O}_3^{\text{tot}}$ a contenidos similares de MgO observado entre las secuencias estudiadas parece consistente con un proceso de fusión del manto a presiones relativamente más altas para la SVQ (Figs. 34a, d). De hecho, estudios experimentales de fusión de peridotitas en condiciones hidratadas han demostrado que, si se incrementa la presión manteniendo constante el contenido de agua disuelta en las peridotitas, los fundidos parciales presentarán concentraciones menores de SiO_2 y contenidos más altos de $\text{Fe}_2\text{O}_3^{\text{tot}}$, cuando las composiciones son comparadas en base anhidra (Gaetani y Grove, 1998; Parman y Grove, 2004). Sin embargo, si se asume que el espesor de la placa superior permaneció constante durante cualquiera de los dos escenarios tectónicos propuestos, la infiltración de una cuña del manto más profunda y caliente tendrá el efecto de extender (alargar) la columna de manto disponible para fundirse. Si el componente de la subducción continuara inyectándose en la cuña del manto, como sería el caso para el escenario de *slab rollback*, un incremento de espesor de la columna del manto se traduciría en un incremento del grado de fusión parcial (Plank y Langmuir, 1988). Pero el mismo efecto debería esperarse también durante la apertura de una *slab window*, debido a que el ascenso de manto astenosférico a través de la ventana produciría un incremento rápido de temperatura en la base de la cuña del manto. El grado de fusión sería aún más alto si la cuña del manto estaba ya relativamente “húmeda” por efecto de eventos de subducción previos (Ferrari, 2004). Sin embargo, los indicadores geoquímicos del grado de fusión parcial del manto no soportan esta hipótesis: las relaciones Nb/Zr de las dos secuencias se traslapan ampliamente (Nb/Zr = 0.03-0.07 y 0.04-0.06 para las rocas del PH-LJ-Z y de la SVQ, respectivamente), y las concentraciones de Na_2O se extienden

hacia valores similares a contenidos de MgO ~4 wt.% (Fig. 34h). Se podría argumentar que las concentraciones de Na₂O del ensamble PH-LJ-Z pueden representar una característica heredada de los fundidos de la placa en subducción, y que por lo tanto no sean propiamente indicativas del grado de fusión del manto. Sin embargo, si durante la formación de la SVQ la placa oceánica había dejado de fundirse (como se ha mostrado previamente), entonces la aportación adicional de Na₂O desde la placa hacia el manto probablemente se habría suspendido, o al menos se habría reducido de forma significativa. Por lo tanto, si las rocas de la SVQ derivaran efectivamente de la fusión de una columna de manto relativamente más gruesa y caliente, éstas deberían presentar relaciones Nb/Zr más bajas y contenidos menores de Na₂O con respecto a las que se observan en el grupo PH-LJ-Z.

Los trabajos experimentales de Gaetani y Grove (1998) y Parman y Grove (2004) reconocen también que, si se incrementa el contenido de H₂O disuelta en una peridotita y si ésta se funde manteniendo la presión constante, se obtiene el efecto opuesto respecto a lo que se observa incrementando la presión y manteniendo constante el contenido de agua: los líquidos resultantes presentarán concentraciones más altas de SiO₂ y menores de Fe₂O₃^{tot} (cuando las composiciones son comparadas en base anhidra), debido a las menores temperaturas a las cuales los fundidos hidratados coexisten con los minerales del manto en comparación con fundidos anhidros (o fundidos con menos agua). Las concentraciones relativas de Na₂O serán similares si el grado de fusión permanece siendo prácticamente el mismo, aunque éstas también podrían haber sido influenciadas por las contribuciones de un fundido de la corteza oceánica. Sin embargo, la sobreposición en las relaciones de Nb/Zr es también indicativa de grados similares de fusión parcial del manto, a pesar de que las dos secuencias tienen señales de subducción distintas. Por lo tanto, las diferencias geoquímicas de ambos grupos, claramente evidentes en el salto de SiO₂ y Fe₂O₃^{tot} a contenidos equivalentes de MgO, se pueden explicar únicamente considerando que los magmas primarios de ambos grupos de rocas se equilibraron con la cuña del manto a las mismas presiones, pero con cantidades distintas de agua disuelta. El contenido mayor de agua disuelta en las rocas del PH-LJ-Z estaría confirmado por la señal de la subducción más pronunciada (relaciones Ba/Nb más altas) y por la paragénesis de minerales hidratados. Además, a pesar de que ambas tienen un carácter subcalcalino, las dos secuencias evolucionan siguiendo tendencias distintas (Fig. 33b): los patrones de diferenciación contrastantes, calcalcalino para el grupo PH-LJ-Z, y cercano a toleítico

para la SVQ, resultan también de cantidades distintas de agua disuelta en los magmas (Arculus, 2003; Grove *et al.*, 2003).

Todas estas evidencias muestran que las diferencias composicionales entre los dos episodios magmáticos están principalmente relacionadas con contribuciones distintas de la placa en subducción y con contenidos variables de agua disuelta, pero no parecen ser consistentes con una modificación geométrica de la tectónica local durante ese periodo. Un rompimiento de la placa oceánica es ulteriormente inconsistente para explicar las diferencias geoquímicas entre las secuencias PH-LJ-Z y SVQ, ya que produciría un incremento notable de temperatura en el sistema en subducción, promoviendo aún más la fusión parcial en los bordes de la ventana tectónica (Johnston y Thorkelson, 1997; Yogodzinski *et al.*, 2001). Análogamente, un incremento del ángulo de subducción por *slab rollback* podría también favorecer la fusión de la placa subducida, especialmente en su porción central (Kincaid y Griffiths, 2003); pero inducirá al mismo tiempo convección abundante y flujo de manto hacia la esquina (*corner flow*), promoviendo la fusión por descompresión de una cuña del manto profunda (Gvirtzman y Nur, 1999; Gómez-Tuena *et al.*, 2003).

Con base en estas observaciones no parece ser necesario invocar un cambio mayor en la configuración tectónica local para explicar las diferencias petrogenéticas entre las rocas estudiadas. En cambio, una modificación gradual de la estructura térmica de la zona de subducción parece ser un mecanismo más apropiado para explicar estas diferencias (Fig. 48). La señal adakítica del ensamble PH-LJ-Z es consistente con el calentamiento y la fusión de la corteza oceánica en un contexto de subducción plana (Gutscher *et al.*, 2000; Maury *et al.*, 2003; Fig. 48a). De hecho, una placa oceánica que se está subduciendo con una geometría sub-horizontal se mantiene a la misma profundidad y a presión prácticamente constante por un tiempo suficientemente largo para que pueda calentarse hasta alcanzar la temperatura de fusión (Gutscher *et al.*, 2000). Además, el proceso de fusión a presiones bajas (*i.e.* en un contexto de subducción sub-horizontal) podrá ocurrir con relativa facilidad, pues en estas condiciones la placa oceánica presenta una menor temperatura del *solidus* húmedo ($T_{solidus} \sim 600-700^{\circ}\text{C}$ a $P \sim 1-2$ GPa; Peacock *et al.*, 1994; Peacock, 1996; Davies, 1999). Por otra parte, los modelos numéricos han demostrado que las altas temperaturas alcanzadas por efecto de la geometría de subducción sub-horizontal se mantienen sólo por un periodo de pocos millones de años, después del cual ambas litósferas tenderán a enfriarse gradualmente, probablemente en respuesta a la progresiva reducción de

volumen y al progresivo enfriamiento de la cuña del manto (Gutscher *et al.*, 2000; Maury *et al.*, 2003). Por lo tanto es razonable pensar que un escenario de subducción plana prolongada inhiba gradualmente la fusión de la corteza oceánica, de tal forma que los componentes derivados de la subducción también se modifiquen desde fundidos silicatados hacia fluidos acuosos. De hecho, este cambio en los agentes derivados de la subducción se manifiesta en superficie con el emplazamiento de la SVQ, cuyas características geoquímicas sugieren un proceso de fusión parcial de la cuña del manto metasomatizada por fluidos acuosos (Fig. 48b). Por supuesto, la fusión de la cuña del manto ocurrirá siempre y cuando la temperatura se mantenga por encima del *solidus* húmedo, pero la actividad volcánica cesará si el escenario de subducción plana persiste y la temperatura continúa descendiendo. Esta evolución ha sido documentada para el arco volcánico de Chile (Kay y Abbruzzi, 1996), y también se observa en el área de estudio, pues el volcanismo basáltico se extinguió a los ~6 Ma, siendo remplazado más al sur durante el Plioceno por ignimbritas voluminosas asociadas a calderas, intercaladas con lavas relativamente más máficas (Ferrari *et al.*, 1991; Pasquarè *et al.*, 1991; Aguirre-Díaz, 1996; Capra *et al.*, 1997; Aguirre-Díaz y McDowell, 1999; Aguirre-Díaz y López-Martínez, 2001). En etapas posteriores el volcanismo se emplazó aún más cerca de la trinchera, en correspondencia del frente volcánico actual de la FVTM (Fig. 48c). Es evidente que esta migración del vulcanismo hacia el sur no podría haber ocurrido si la misma configuración tectónica hubiera persistido después del Mioceno Tardío. Con base en argumentos puramente geométricos, se podría especular que la porción más densa y fría de la placa comenzó a retraerse por efecto de un incremento del ángulo de subducción, permitiendo que la fusión de la cuña del manto ocurriera en posición más cercana a la trinchera. De hecho, la subducción sub-horizontal persiste en la actualidad; pero esta geometría se mantiene hasta una distancia menor desde la trinchera, en comparación con la geometría supuesta para el Mioceno Medio (Fig. 48c). Es posible que el retroceso de la placa en subducción pudo también haber sido inducido por la disminución de la velocidad de convergencia a lo largo de la Trinchera Mesoamericana desde el Mioceno Temprano (~120 mm/año) hacia el presente (~50 mm/año) (Engebretson *et al.*, 1985).

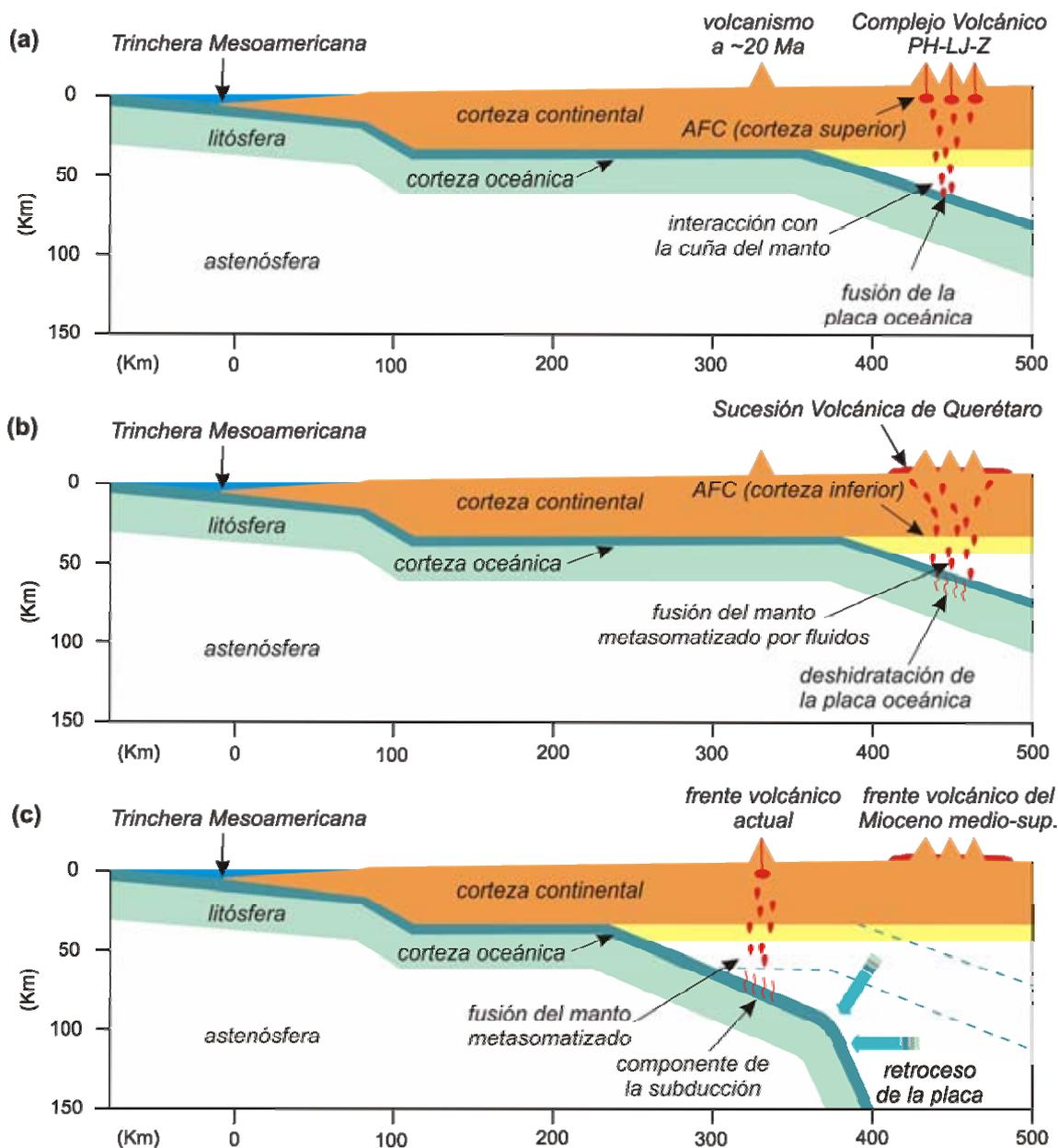


Figura 48. Modelo tectónico-petrogenético para los episodios magmáticos miocénicos de la FVTM. (a) Los productos más viejos de la FVTM (~20 Ma) se emplazaron a ~300 km desde la trinchera. Entre ~12 y 10 Ma, el frente volcánico migró gradualmente a ~500 km de distancia de la trinchera, lo cual sugiere una transición a un ángulo de subducción bajo. Este contexto tectónico favoreció el calentamiento y la fusión de la placa oceánica. Los fundidos adakíticos interaccionaron con la cuña del manto durante su ascenso y adquirieron los altos valores de Mg#. Estos magmas se estacionaron probablemente en cámaras magmáticas en niveles de la corteza superior, en donde experimentaron contaminación cortical por mezcla y/o asimilación y cristalización fraccionada (AFC). (b) Entre ~8 y 6 Ma, un periodo prolongado de subducción plana produjo una estructura térmica progresivamente más fría, y por lo tanto la fusión de la corteza oceánica fue remplazada por un proceso de deshidratación. La inyección de fluidos derivados de la placa en subducción a la cuña del manto indujo su fusión parcial, con generación de los basaltos de la SVQ. Estos magmas se estacionaron probablemente en niveles de la corteza inferior, en donde sufrieron un proceso de contaminación de tipo AFC. (c) El volcanismo en el área se extinguió a los ~6 Ma por efecto del enfriamiento progresivo de la placa en subducción, y empezó a migrar gradualmente hacia la trinchera a partir del Plioceno Temprano. Desde un punto de vista puramente geométrico, la migración del volcanismo hacia el sur podría explicarse asumiendo que la placa más fría y densa empezó a retraerse, permitiendo que la fusión de la cuña del manto ocurriera en posición más cercana a la trinchera.

9. Conclusiones

La actividad temprana del sector central de la FVTM estuvo caracterizada por el emplazamiento de dos secuencias magmáticas con características vulcanológicas y composicionales diferentes, ubicadas a una distancia de ~500 km de la Trinchera Mesoamericana. En una primera etapa del magmatismo se emplazaron los estratovolcanes andesítico-dacíticos que conforman el Complejo Volcánico PH-LJ-Z (~12-10 Ma) mientras que, entre el Mioceno Medio y Tardío (~8-6 Ma), se emplazaron las mesetas de lavas máficas pertenecientes a la SVQ, que fueron expulsadas a través de edificios monogénicos pequeños y a lo largo de fallas o fracturas.

Ambas secuencias presentan características geoquímicas de magmas de arco; sin embargo, los estratovolcanes exhiben una señal de la subducción más pronunciada con respecto a la SVQ (*i.e.* relaciones LILE/HFSE más altas), y además muestran analogías composicionales con fundidos parciales de la porción basáltica de la placa oceánica en subducción (magmas adakíticos), como indican las relaciones altas de Sr/Y, el empobrecimiento marcado de Y y HREE, y las composiciones isotópicas similares al MORB.

El estudio geoquímico ha permitido reconocer que los dos grupos de rocas no pueden estar relacionados genéticamente por un proceso de cristalización fraccionada simple a partir de un mismo magma basáltico. Además, las características geoquímicas de la secuencia PH-LJ-Z no parecen ser compatibles con un proceso de fusión parcial de una corteza continental inferior pre-existente o recientemente añadida. Por lo tanto, las diferencias composicionales observadas entre las rocas del Complejo PH-LJ-Z y los productos de la SVQ reflejan esencialmente procesos distintos de reciclaje de elementos en la zona de subducción. Las características geoquímicas de los magmas del PH-LJ-Z son consistentes con la participación de fundidos silicatados de la corteza oceánica en subducción en su petrogénesis; en cambio, la inyección de fluidos acuosos a la cuña del manto representa un mecanismo más razonable para formar los productos volcánicos de la SVQ.

Al mismo tiempo, para explicar las variaciones isotópicas observadas en las dos secuencias magmáticas, es necesario invocar la participación de un componente de origen cortical. Las características geoquímicas de la SVQ sugieren un proceso de contaminación con una corteza inferior: por lo tanto, aunque la modalidad de emplazamiento de la SVQ parece indicar que este episodio magmático estuvo asociado

con un régimen tectónico extensional que favoreció la erupción relativamente rápida de fundidos máficos; es razonable asumir que estos magmas se estacionaron por un cierto tiempo en niveles de la corteza inferior, en donde experimentaron un proceso AFC. El estudio geoquímico ha permitido reconocer que la corteza con la cual interactuaron los magmas de la SVQ debe ser necesariamente una corteza continental antigua, que de hecho podría presentar composiciones isotópicas y geoquímicas similares a la corteza inferior documentada al norte del área de estudio gracias a la existencia de xenolitos granulíticos con bajo Rb/Nb. Esto tiene implicaciones muy importantes para el conocimiento del basamento debajo de esta porción de la FVTM, pues permite afirmar que el terreno Guerrero está subyacente por una corteza continental granulítica antigua, que posiblemente sea precámbrica. En cambio, las composiciones isotópicas y las características geoquímicas de los estratovolcanes sugieren un proceso más intrincado, en el cual probablemente han sido involucrados fundidos parciales de los sedimentos subducidos, pero también un componente cortical de naturaleza granítica-riolítica: de hecho, la edificación de grandes aparatos centrales sugiere la existencia de cámaras magmáticas de larga vida ubicadas en niveles relativamente superficiales en donde los magmas pudieron estacionarse, y sufrir un proceso de asimilación cortical y cristalización fraccionada. Los productos de los estratovolcanes pudieron haberse contaminado con la corteza continental superior ubicada a la base del terreno Guerrero, o alternativamente pudieron haber asimilado las rocas ignimbríticas de la Sierra Madre Occidental que representan la cubierta oligocénica en el área.

Las diferencias entre el episodio adakítico del Mioceno Medio y la provincia máfica del Mioceno Tardío han sido generalmente justificadas proponiendo cambios importantes en la configuración tectónica de la zona de subducción durante este periodo. Sin embargo, las nuevas evidencias indican que las variaciones composicionales entre las dos secuencias deberían relacionarse más propiamente con una variación gradual en la estructura térmica de la zona de subducción (en particular con un enfriamiento de la placa oceánica), sin la necesidad de invocar cambios mayores en el régimen tectónico local. Las características de fundidos de la placa oceánica subducida de las rocas del PH-LJ-Z, y su emplazamiento a gran distancia de la trinchera, son consistentes con un escenario de subducción plana que promueve el calentamiento y la fusión de la corteza oceánica a presiones relativamente bajas. Por otra parte, una subducción sub-horizontal prolongada tenderá a producir un estado térmico progresivamente más frío, que inhibirá la fusión de la placa, y favorecerá en

cambio su deshidratación y la inyección de fluidos acuosos hacia el manto sub-arco. En efecto, la fusión parcial de la cuña del manto metasomatizada por fluidos acuosos representa un proceso más apropiado para la generación de los magmas máficos de la SVQ.

Referencias bibliográficas

- Aguilar-y-Vargas, V., Verma, S.P., 1987. Composición química (elementos mayores) de los magmas en el Cinturón Volcánico Mexicano. *Geofísica Internacional*, 26, 195-272.
- Aguirre-Díaz, G.J., 1996. Volcanic stratigraphy of the Amealco caldera and its vicinity, central Mexican Volcanic Belt. *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, 13 (1), 10-51.
- Aguirre-Díaz, G.J., Dubois, M., Laureyans, J., Schaaf, P., 2002. Nature and P-T conditions of the crust beneath the central Mexican Volcanic Belt based on a Precambrian crustal xenolith. *International Geology Review*, 44, 222-242.
- Aguirre-Díaz, G.J., López-Martínez, M., 2001. The Amazcala Caldera, Querétaro, Mexico. *Geology and geochronology*. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 111, 203-218.
- Aguirre-Díaz, G.J., López-Martínez, M., 2004. Donguinyó and Huichapan Tuffs: superimposed contrasting erupting styles from the same volcanic complex. IV Reunión Nacional de Ciencias de la Tierra, libro de resúmenes, resumen SE08-6.
- Aguirre-Díaz, G.J., McDowell, F., 1999. Volcanic evolution of the Amealco caldera, central Mexico. En: Delgado-Granados, H., Stock, J., Aguirre-Díaz, G.J. (eds.), *Cenozoic tectonics and volcanism of Mexico*. Geological Society of America Special Paper, 334, 167-178.
- Alaniz-Álvarez, S.A., Nieto-Samaniego, A.F., 2005. El sistema de fallas Taxco-San Miguel de Allende y la Faja Volcánica Trans-Mexicana, dos fronteras tectónicas del centro de México activas durante el Cenozoico. *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana*, Volumen Conmemorativo del Centenario, LVII (1), 65-82.
- Alaniz-Álvarez, S.A., Nieto-Samaniego, A.F., Orozco-Esquivel, M.T., Vassallo-Morales, L., Xu, S., 2002. El sistema de fallas Taxco-San Miguel de Allende: implicaciones en la deformación post-Eocénica del centro de México. *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana*, 55, 12-29.
- Alaniz-Álvarez, S.A., Nieto-Samaniego, A.F., Reyes-Zaragoza, M.A., Orozco-Esquivel, M.T., Ojeda-García, A.C., Vassallo, L.F., 2001. Estratigrafía y deformación extensional en la región San Miguel de Allende-Querétaro, México. *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, 18 (2), 129-148.
- Allan, J., 1986. Geology of the Colima and Zacoalco grabens, SW Mexico: late Cenozoic rifting in the Mexican Volcanic Belt. *Geological Society of America Bulletin*, 97, 473-485.
- Allan, J., Nelson, S., Luhr, J.F., Carmichael, I.S.E., Wopat, M., Wallace, P., 1991. Pliocene-Recent rifting in SW Mexico and associated volcanism: an exotic terrain in the making. En: Dauphin, J., Simoneit, B. (eds.), *The gulf and peninsular province of the Californias*. American Association of Petroleum Geologists, Memoir, 47, 425-445.
- Aranda-Gómez, J.J., Luhr, J.F., Housh, T.B., Valdéz-Moreno, G., Chávez-Cabello, G., 2005. El volcanismo tipo intraplaca del Cenozoico tardío en el centro y norte de México: una revisión. *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana*, Volumen Conmemorativo del Centenario, LVII (3), 187-225.
- Aranda-Gómez, J.J., Ortega-Gutiérrez, F., 1987. Mantle xenoliths in Mexico. En: Nixon, P.H. (ed.), *Mantle xenoliths*, Wiley, 75-84.
- Arculus, R.J., 2003. Use and abuse of the terms calcalkaline and calcalkalic. *Journal of Petrology*, 44 (5), 929-935.
- Arndt, N., Goldstein, S.L., 1987. Use and abuse of crust-formation ages. *Geology*, 15, 893-895.
- Arndt, N., Goldstein, S.L., 1989. An open boundary between lower continental crust and mantle: its role in crust formation and crustal recycling. *Tectonophysics*, 161, 201-212.
- Atwater, T., Stock, J., 1998. Pacific-North America plate tectonics of the Neogene southwestern United States. *International Geology Review*, 8, 375-402.
- Ban, M., Hasenaka, T., Delgado-Granados, H., Takaoka, N., 1992. K-Ar ages of lavas from shield volcanoes in the Michoacán-Guanajuato Volcanic Field, Mexico. *Geofísica Internacional*, 31, 467-473.
- Barry, T.L., Pearce, J.A., Leat, P.T., Millar, I.L., le Roex, A.P., 2006. Hf isotope evidence for selective mobility of high-field-strength elements in a subduction setting: South Sandwich Islands. *Earth and Planetary Science Letters*, 252, 223-244.
- Besch, T., Tobschall, H.J., Negendank, J.F.W., Emmermann, R., 1988. Geochemical constraints on the origin of calcalkaline and alkaline magmas of the Eastern Mexican Volcanic Belt. *Geofísica Internacional*, 27 (4), 641-663.
- Birck, J.L., 1986. Precision K---Rb---Sr isotopic analysis: application to Rb---Sr chronology. *Chemical Geology*, 56, 73-83.

- Blatter, D.L., Carmichael, I.S.E., 1998. Hornblende peridotite xenoliths from central Mexico reveal the highly oxidized nature of subarc upper mantle. *Geology*, 26 (11), 1035-1038.
- Blatter, D.L., Carmichael, I.S.E., 2001. Hydrous phase equilibria for a Mexican high-silica andesite: a candidate for a mantle origin? *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 65 (21), 4043-4065.
- Blatter, D.L., Land Farmer, G., Carmichael, I.S.E., 2007. A north-south transect across the Central Mexican Volcanic Belt at ~100° W: spatial distribution, petrological, geochemical, and isotopic characteristics of Quaternary volcanism. *Journal of Petrology*, 48 (5), 901-950.
- Bottazzi, P., Tiepolo, M., Vannucci, R., Zanetti, A., Brumm, R., Foley, S.F., Oberti, R., 1999. Distinct site preferences for heavy and light REE in amphibole and the prediction of $^{Amph/L}D_{REE}$. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 137, 36-45.
- Cabral-Cano, E., Lang, H., Harrison, C., 2000. Stratigraphic assessment of the Arcelia-Teloloapan area, southern Mexico: implications for southern Mexico's post-Neocomian tectonic evolution. *Journal of South American Earth Sciences*, 13, 443-457.
- Cameron, K.L., Robinson, J.V., Niemeyer, S., Nimz, G.J., Kuentz, D.C., Harmon, R.S., Bohlen, S.R., Collerson, K.D., 1992. Contrasting styles of Pre-Cenozoic and Mid-Tertiary crustal evolution in Northern Mexico: evidence from deep crustal xenoliths from La Olivina. *Journal of Geophysical Research*, 97 (B12), 17353-17376.
- Campa, M.F., Coney, P.J., 1983. Tectono-stratigraphic terranes and mineral resource distributions in Mexico. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 20, 1040-1051.
- Campillo, M., Singh, S.K., Shapiro, N., Pacheco, J., Herrmann, R., 1996. Crustal structure south of the Mexican Volcanic Belt, based on group velocity dispersion. *Geofísica Internacional*, 35 (4), 361-370.
- Campos-Enríquez, J., Sánchez-Zamora, O., 2000. Crustal structure across southern Mexico inferred from gravity data. *Journal of South American Earth Sciences*, 13, 479-489.
- Capra, L., Macías, J., Garduño, V.H., 1997. The Zitácuaro Volcanic Complex, Michoacán, México: magmatic and eruptive history of a resurgent caldera. *Geofísica Internacional*, 36 (3), 161-179.
- Carmichael, I.S.E., 2002. The andesite aqueduct: perspectives on the evolution of intermediate magmatism in west-central (105-99° W) Mexico. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 143, 641-663.
- Carmichael, I.S.E., Lange, R.A., Luhr, J.F., 1996. Quaternary minettes and associated volcanic rocks of Mascota, western Mexico: a consequence of plate extension above a subduction modified mantle wedge. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 124, 302-333.
- Carranza-Castañeda, O., Petersen, M.S., Millar, W.E., 1994. Preliminary investigation of the geology of northern San Miguel de Allende area, northeastern Guanajuato, Mexico. *Brigham Young University Geology Studies*, 40, 1-9.
- Carrasco-Núñez, G., Milán, M., Verma, S.P., 1989. Geología del Volcán Zamorano, estado de Querétaro. *Revista del Instituto de Geología de la Universidad Nacional Autónoma de México*, 8, 194-201.
- Cavazos-Tovar, J.G., 2006. Magmatismo adakítico en el Volcán Tancítaro, Michoacán, México. Tesis de Maestría, Centro de Geociencias, Universidad Nacional Autónoma de México, Querétaro, 75 págs.
- Centeno-García, E., Ruíz, J., Coney, P.J., Patchett, P.J., Ortega-Gutiérrez, F., 1993. Guerrero terrane of Mexico: its role in the Southern Cordillera from new geochemical data. *Geology*, 21, 419-422.
- Cerca-Martínez, L.M., Aguirre-Díaz, G.J., López-Martínez, M., 2000. The geological evolution of the southern Sierra de Guanajuato; a documented example of the transition from the Sierra Madre Occidental to the Mexican Volcanic Belt. *International Geology Review*, 42, 131-151.
- Cervantes, P., Wallace, P.J., 2003a. Role of H₂O in subduction-zone magmatism: new insights from melt inclusions in high-Mg basalts from Central Mexico. *Geology*, 31 (3), 235-238.
- Cervantes, P., Wallace, P.J., 2003b. Magma degassing and basaltic eruption styles: a case study of ~2000 year BP Xitle volcano in central Mexico. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 120, 249-270.
- Chiodi, M., Monod, O., Busnardo, R., Gaspar, D., Sánchez, A., Yta, M., 1988. Une discordance ante Albienne datée par une faune d'ammonites et de braquiopodes de type Téthysien au Mexique Central. *Geobios*, 21, 125-135.
- Class, C., Miller, D.M., Goldstein, S.L., Langmuir, C.H., 2000. Distinguishing melt and fluid subduction components in Umnak Volcanics, Aleutian Arc. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 1 (6), DOI: 10.1029/1999GC000010.
- Davies, J.H., 1999. Simple analytic model for subduction zone thermal structure. *Geophysical Journal International*, 139, 823-828.
- Defant, M.J., Drummond, M.S., 1990. Derivation of some modern arc magmas by melting of young subducted lithosphere. *Nature*, 347, 662-665.

- Delgado-Granados, H., Urrutia-Fucugauchi, J., Hasenaka, T., Ban, M., 1995. Southwestward migration in the western Trans-Mexican Volcanic Belt during the last 2 Ma. *Geofísica Internacional*, 34 (3), 341-352.
- Demant, A., 1978. Características del Eje Neovolcánico Transmexicano y sus problemas de interpretación. *Revista del Instituto de Geología de la Universidad Nacional Autónoma de México*, 2, 172-187.
- Demant, A., 1981. Interpretación geodinámica del volcanismo del Eje Neovolcánico Transmexicano. *Revista del Instituto de Geología de la Universidad Nacional Autónoma de México*, 5, 217-222.
- DeMets, C., Traylen, S., 2000. Motion of the Rivera plate since 10 Ma relative to the Pacific and North American plates and the mantle. *Tectonophysics*, 318, 119-159.
- DePaolo D.J., 1981. Trace element and isotopic effects of combined wallrock assimilation and fractional crystallization. *Earth and Planetary Science Letters*, 53, 189-202.
- Devine, J.D., Rutherford, M.J., Gardner, J.E., 1998. Petrologic determination of ascent rates for the 1995-1997 Soufriere Hills Volcano andesitic magma. *Geophysical Research Letters*, 25 (19), 3673-3676.
- Donnelly, K., 2002. The genesis of E-MORB: extensions and limitations of the hot spot model. Tesis de Doctorado, Universidad de Columbia, Nueva York.
- Elías-Herrera, M., Ortega-Gutiérrez, F., 1997. 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.
- Elías-Herrera, M., Ortega-Gutiérrez, F., Lozano-Santa Cruz, R., 1998. Evidence for pre-mesozoic sialic crust in the southern Guerrero terrane: geochemistry of the Pepechuca high-grade gneiss xenoliths. *Actas INAGEQ*, 4, 169-181.
- Elliott, T., Plank, T., Zindler, A., White, W., Bourdon, B., 1997. Element transport from slab to volcanic front at the Mariana Arc. *Journal of Geophysical Research*, 102, 14991-15019.
- Engelbreton, D., Cox, A., Gordon, R.G., 1985. Relative motions between oceanic and continental plates in the Pacific Basin. *Geological Society of America Special Paper*, 206, 59 págs.
- Espíndola, J.M., Godínez, M.L., Espíndola, V.H., 2004. Models of ground deformation and eruption magnitude from a deep source at Popocatepetl Volcano, central Mexico. *Natural Hazards*, 31, 191-207.
- Ferrari, L., 1995. Miocene shearing along the northern boundary of the Jalisco block and the opening of the southern Gulf of California. *Geology*, 23 (8), 751-754.
- Ferrari, L., 2004. Slab detachment control on mafic volcanic pulse and mantle heterogeneity in central Mexico. *Geology*, 32 (1), 77-80.
- Ferrari, L., Conticelli, S., Vaggelli, G., Petrone, C.M., Manetti, P., 2000. Late Miocene volcanism and intra-arc tectonics during the early development of the Trans-Mexican Volcanic Belt. *Tectonophysics*, 318, 161-185.
- Ferrari, L., Garduño, V.H., Pasquarè, G., Tibaldi, A., 1991. Geology of Los Azufres caldera, Mexico, and its relations with regional tectonics. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 47, 129-148.
- Ferrari, L., López-Martínez, M., Aguirre-Díaz, G.J., Carrasco-Núñez, G., 1999. Space-time patterns of Cenozoic arc volcanism in central Mexico: from the Sierra Madre Occidental to the Mexican Volcanic Belt. *Geology*, 27 (4), 303-306.
- Ferrari, L., López-Martínez, M., González-Cervantes, N., Jacobo-Albarrán, J., Hernández-Bernal, M.S., 2003. Volcanic record and age of formation of the Mexico City basin. *GEOS*, 23 (2), 120.
- Ferrari, L., Pasquarè, G., Tibaldi, A., 1990. Plio-Quaternary tectonics of central Mexican Volcanic Belt and some constraints on its rifting mode. *Geofísica Internacional*, 29, 5-18.
- Ferrari, L., Petrone, C.M., Francalanci, L., 2001. 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.
- Ferrari, L., Rosas-Elguera, J., 1999a. Late Miocene to Quaternary extension at the northern boundary of the Jalisco block, western Mexico: the Tepic-Zacoalco rift revisited. En: Delgado-Granados, H., Stock, J., Aguirre-Díaz, G.J. (eds.), *Cenozoic tectonics and volcanism of Mexico*. Geological Society of America Special Paper, 334, 42-64.
- Ferrari, L., Rosas-Elguera, J., 1999b. Alkalic (ocean-island basalt type) and calc-alkalic volcanism in the Mexican Volcanic Belt: A case for plume-related magmatism and propagating rifting at an active margin?. *Comment. Geology*, 27, 1055-1056.
- Ferrari, L., Tagami, T., Eguchi, M., Orozco-Esquivel, M.T., Petrone, C.M., Jacobo-Albarrán, J., López-Martínez, M., 2005. Geology, geochronology and tectonic setting of late Cenozoic volcanism

- along the southwestern Gulf of Mexico: the Eastern Alkaline Province revisited. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 146, 284-306.
- Fix, J.E., 1975. The crust and upper mantle of central Mexico. *Geophysical Journal of the Royal Astronomical Society*, 43, 453-499.
- Gaetani, G.A., Grove, T.L., 1998. The influence of water on melting a mantle peridotite. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 131, 323-346.
- García, M.O., Liu, N.W.K., Muenow, D.W., 1979. Volatiles in submarine volcanic rocks from the Mariana island arc and trough. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 43, 305-312.
- García-Palomo, A., Macías, J., Tolson, G., Valdez, R., Mora-Chaparro, J., 2002. Volcanic stratigraphy and geological evolution of the Apan region, east-central sector of the Trans-Mexican Volcanic Belt. *Geofísica Internacional*, 41, 133-150.
- García-Pérez, F., Urrutia-Fucugauchi, J., 1997. Crustal structure of the Arteaga Complex, Michoacán, southern Mexico, from gravity and magnetics. *Geofísica Internacional*, 36, 235-244.
- Gill, J.B., 1981. *Orogenic andesites and plate tectonics*. Springer, 390 págs.
- Gómez-Tuena, A., Carrasco-Núñez, G., 2000. Cerro Grande Volcano: the evolution of a Miocene stratocone in the early Trans-Mexican Volcanic Belt. *Tectonophysics*, 318, 249-280.
- Gómez-Tuena, A., LaGatta, A., Langmuir, C.H., Goldstein, S.L., Ortega-Gutiérrez, F., Carrasco-Núñez, G., 2003. Temporal control of subduction magmatism in the eastern Trans-Mexican Volcanic Belt: mantle sources, slab contributions, and crustal contamination. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 4 (8), DOI: 10.1029/2003GC000524.
- Gómez-Tuena, A., Langmuir, C.H., Goldstein, S.L., Straub, S.M., Ortega-Gutiérrez, F., 2007. Geochemical evidence for slab melting in the Trans-Mexican Volcanic Belt. *Journal of Petrology*, 48, 537-562.
- Gómez-Tuena, A., Orozco-Esquivel, M.T., Ferrari, L., 2005. Petrogénesis ígnea de la Faja Volcánica Trans-Mexicana. *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana, Volumen Conmemorativo del Centenario, LVII (3)*, 227-283.
- Gose, W.A., 1985. Paleomagnetic results from Honduras and their bearing on Caribbean tectonics. *Tectonics*, 4, 565-585.
- Grove, T.L., Chatterjee, N., Parman, S.W., Médard, E., 2006. The influence of H₂O in mantle wedge melting. *Earth and Planetary Science Letters*, 249, 74-89.
- Grove, T.L., Elkins-Tanton, L.T., Parman, S.W., Chatterjee, N., Müntener, O., Gaetani, G.A., 2003. Fractional crystallization and mantle-melting controls on calc-alkaline differentiation trends. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 145, 515-533.
- Gutscher, M.A., Maury, R., Eissen, J.P., Bourdon, E., 2000. Can slab melting be caused by flat subduction? *Geology*, 28 (6), 535-538.
- Gvirtzman, Z., Nur, A., 1999. The formation of Mount Etna as the consequence of slab rollback. *Nature*, 401, 782-785.
- Hart, S., Dunn, T., 1993. Experimental cpx/melt partitioning of 24 trace elements. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 113, 1-8.
- Hasenaka, T., Carmichael, I.S.E., 1987. The cinder cones of Michoacán-Guanajuato, central Mexico: petrology and chemistry. *Journal of Petrology*, 28 (2), 241-269.
- Hildreth, W., Moorbath, S., 1988. Crustal contributions to arc magmatism in the Andes of Central Chile. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 98, 455-489.
- Hirose, K., 1997. Melting experiments on lherzolite KLB-1 under hydrous conditions and generation of high-magnesian andesites. *Geology*, 25, 42-44.
- Hockstaedter, A., Gill, J., Peters, R., Broughton, P., Holden, P., Taylor, B., 2001. Across-arc geochemical trends in the Izu-Bonin arc: contributions from the subducting slab. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 2, DOI: 2000GC000105.
- Irvine, T.N., Baragar, W.R.A., 1971. A guide to the chemical classification of the common volcanic rocks. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 8, 523-548.
- Iwamori, H., 1998. Transportation of H₂O and melting in subduction zones. *Earth and Planetary Science Letters*, 160, 65-80.
- Johnson, K., 1994. Experimental cpx/ and garnet/melt partitioning of REE and other trace elements at high pressures: petrogenetic implications. *Mineralogical Magazine*, 58 (A), 454-455.
- Johnston, S.T., Thorkelson, D.J., 1997. Cocos-Nazca slab window beneath Central America. *Earth and Planetary Science Letters*, 146, 465-474.
- Kay, R.W., 1978. Aleutian magnesian andesites: melts from subducted Pacific oceanic crust. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 4, 117-132.
- Kay, S.M., Abbruzzi, J.M., 1996. Magmatic evidence for Neogene lithospheric evolution of the central Andean "flat-slab" between 30°S and 32°S. *Tectonophysics*, 259, 15-28.

- Kay, S.M., Mpodozis, C., 2002. Magmatism as a probe to the Neogene shallowing of the Nazca plate beneath the modern Chilean flat slab. *Journal of South American Earth Sciences*, 15, 39-57.
- Kelemen, P., Hanghøj, K., Greene, A., 2003. One view of the geochemistry of subduction related magmatic arcs, with emphasis on primitive andesite and lower crust. En: Rudnick, R.L. (ed.), *Treatise on Geochemistry*, Elsevier, 3, 593-659.
- Kelemen, P., Shimizu, N., Dunn, T., 1993. 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 and Planetary Science Letters*, 120, 111-134.
- Keppie, J.D., 2004. Terranes of Mexico revisited: a 1.3 billion year odyssey. *International Geology Review*, 46, 765-794.
- Keppie, J.D., Dostal, J., Cameron, K.L., Solari, L.A., Ortega-Gutiérrez, F., Lopez, R., 2003. Geochronology and geochemistry of Grenvillian igneous suites in the northern Oaxacan Complex, southern Mexico: tectonic implications. *Precambrian Research*, 120, 365-389.
- Keppie, J.D., Miller, B.V., Nance, R.D., Murphy, J.B., Dostal, J., 2004. New U-Pb zircon dates from the Acatlán Complex, Mexico: implications for the ages of tectonostratigraphic units and orogenic events. *Geological Society of America, Northeastern and Southeastern Section Joint Meeting, Abstracts with Programs*, 38-2.
- Keppie, J.D., Morán-Zenteno, D.J., 2005. Tectonic implications of alternative Cenozoic reconstructions for southern Mexico and the Chortis Block. *International Geology Review*, 47, 473-491.
- Kepler, H., 1996. Constraints from partitioning experiments on the composition of subduction-zone fluids. *Nature*, 380, 237-240.
- Kessel, R., Schmidt, M.W., Ulmer, P., Pettke, T., 2005. Trace element signature of subduction-zone fluids, melts and supercritical liquids at 120–180 km depth. *Nature*, 437, 724-727.
- Kincaid, C., Griffiths, R.W., 2003. Laboratory models of the thermal evolution of the mantle during rollback subduction. *Nature*, 425, 58-62.
- Kostoglodov, V., Bandy, W., Domínguez, J., Mena, M., 1996. Gravity and seismicity over the Guerrero seismic gap, Mexico. *Geophysical Research Letters*, 23 (23), 3385-3388.
- Kostoglodov, V., Singh, S.K., Santiago, J.A., Franco, S.I., Larson, K.M., Lowry, A.R., Bilham, R., 2003. A large silent earthquake in the Guerrero seismic gap, Mexico. *Geophysical Research Letters*, 30 (15), DOI: 10.1029/2003GL017219, 9.1-9.4.
- Kowallis, B.J., Heaton, J.S., Brinhurst, K., 1986. Fission-track dating of volcanically derived sedimentary rocks. *Geology*, 14 (1), 19-22.
- Kowallis, B.J., Swisher III, C.C., Carranza-Castañeda, O., Miller, W.E., Tingey, D.G., 1998. Fission-track and single-crystal $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ laser-fusion ages from volcanic ash layers in fossil-bearing Pliocene sediments in central Mexico. *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, 15, 157-160.
- Koziol, A.M., Newton, R.C., 1988. Redetermination of the anorthite breakdown reaction and improvement of the plagioclase-garnet- Al_2SiO_5 -quartz geobarometer. *American Mineralogist*, 73, 216-223.
- LaGatta, A., 2003. Arc magma genesis in the eastern Mexican Volcanic Belt. Tesis de Doctorado, Universidad de Columbia, Nueva York, 365 págs.
- Lange, R.A., Carmichael, I.S.E., 1991. A potassic volcanic front in Western Mexico: the lamprophyric and related lavas of San Sebastian. *Geological Society of America Bulletin*, 103, 928-940.
- Lapierre, H., Ortiz-Hernández, L.E., Abouchami, W., Monod, O., Coulon, C., Zimmermann, J.L., 1992. A crustal section of an intra-oceanic island arc: the Late Jurassic-Early Cretaceous Guanajuato magmatic sequence, central Mexico. *Earth and Planetary Science Letters*, 108, 61-77.
- Lawlor, P.J., Ortega-Gutiérrez, F., Cameron, K.L., Ochoa-Camarillo, H., Lopez, R., Sampson, D.E., 1999. U-Pb geochronology, geochemistry, and provenance of the Grenvillian Huiznopala Gneiss of Eastern Mexico. *Precambrian Research*, 94, 73-99.
- Le Bas, M.J., Le Maitre, R.W., Streckeisen, A., Zanettin, B., 1986. A chemical classification of volcanic rocks based on the total alkali-silica diagram. *Journal of Petrology*, 27, 745-750.
- Lehnert, K., Su, Y., Langmuir, C.H., Sarbas, B., Nohl, U., 2000. A global geochemical database structure for rocks. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 1, DOI: 10.1029/1999GC000026.
- Lonsdale, P., 1991. Structural patterns of the Pacific floor offshore peninsular California. En: Dauphin, J., Simoneit, B. (eds.), *The gulf and the peninsular province of the Californias*. American Association of Petroleum Geologists, Memoir, 47, 87-125.
- Lozano-Santa Cruz, R., Verma, S.P., Girón, P., Velasco-Tapia, F., Morán-Zenteno, D., Viera, F., Chávez, G., 1995. Calibración preliminar de fluorescencia de rayos X para análisis cuantitativo de elementos mayores en rocas ígneas. *Actas INAGEQ*, 1, 203-208.
- Luhr, J.F., 1997. Extensional tectonics and the diverse primitive volcanic rocks in the Western Mexican Volcanic Belt. *Canadian Mineralogist*, 35, 473-500.

- Luhr, J.F., 2000. The geology and petrology of Volcán San Juan (Nayarit, Mexico) and the compositionally zoned Tepic Pumice. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 95, 109-156.
- Luhr, J.F., Allan, J.F., Carmichael, I.S.E., Nelson, S.A., Hasenaka, T., 1989a. Primitive calc-alkaline and alkaline rock types from the Western Mexican Volcanic Belt. *Journal of Geophysical Research*, 94 (B4), 4515-4530.
- Luhr, J.F., Aranda-Gómez, J.J., Pier, J.G., 1989b. Spinel-lherzolite-bearing Quaternary volcanic centers in San Luis Potosí, Mexico. I: Geology, mineralogy, and petrology. *Journal of Geophysical Research*, 94 (B6), 7910-7940.
- Luhr, J.F., Carmichael, I.S.E., 1985. Contemporaneous eruptions of calc-alkaline and alkaline magmas along the volcanic front of the Mexican Volcanic Belt. *Geofísica Internacional*, 24, 203-216.
- Luhr, J.F., Nelson, S., Allan, J., Carmichael, I.S.E., 1985. Active rifting in southwestern Mexico: manifestations of an incipient eastward spreading-ridge jump. *Geology*, 13, 54-57.
- Macpherson, C.G., Dreher, S.T., Thirlwall, M., F., 2006. Adakites without slab melting: high pressure differentiation of island arc magma, Mindanao, the Philippines. *Earth and Planetary Science Letters*, 243, 581-593.
- Mammerickx, J., Klitgord, K., 1982. North East Pacific Rise: evolution from 25 m.y. B.P. to the present. *Journal of Geophysical Research*, 87, 6751-6759.
- Manea, M., Manea, V.C., Kostoglodov, V., 2003. Sediment fill in the Middle America Trench inferred from gravity anomalies. *Geofísica Internacional*, 42 (4), 603-612.
- Manea, V.C., Manea, M., Kostoglodov, V., Currie, C.A., Sewell, G., 2004. Thermal structure, coupling and metamorphism in the Mexican subduction zone beneath Guerrero. *Geophysical Journal International*, 158, 775-784.
- Manea, V.C., Manea, M., Kostoglodov, V., Sewell, G., 2005. Thermo-mechanical model of the mantle wedge in Central Mexican subduction zone and a blob tracing approach for the magma transport. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 149, 165-186.
- Márquez, A., Oyarzun, R., Doblás, M., Verma, S.P., 1999. Alkalic (ocean-island basalt type) and calc-alkalic volcanism in the Mexican Volcanic Belt: a case for plume-related magmatism and propagating rifting at an active margin? *Geology*, 27, 51-54.
- Martin, H., 1999. Adakitic magmas: modern analogues of Archaean granitoids. *Lithos*, 46, 411-429.
- Martínez-Serrano, R.G., Schaaf, P., Solís-Pichardo, G., Hernández-Bernal, M.S., Hernández-Treviño, T., Morales-Contreras, J.J., Macías, J.L., 2004. Sr, Nd and Pb isotope and geochemical data from the Quaternary Nevado de Toluca Volcano, a source of recent adakitic magmatism, and the Tenango Volcanic Field, Mexico. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 138, 77-110.
- Maury, R.C., Gutscher, M.A., Bourdon, E., Peacock, S., 2003. Slab melting during the transition from steep to flat subduction: evidence from numerical models of forearc thermal structure. *European Geophysical Society, Geophysical Research Abstracts*, 5, resumen 5922.
- McCulloch, M.T., Gamble, J.A., 1991. Geochemical and geodynamical constraints on subduction zone magmatism. *Earth and Planetary Science Letters*, 102, 358-374.
- McDonough, W.F., Sun, S.S., 1995. The composition of the Earth. *Chemical Geology*, 120, 223-253.
- Menard, H., 1978. Fragmentation of the Farallon plate by pivoting subduction. *Journal of Geology*, 86, 181-201.
- Miller, D.M., Goldstein, S.L., Langmuir, C.H., 1994. Cerium/lead and lead isotope ratios in arc magmas and the enrichment of lead in the continents. *Nature*, 368, 514-520.
- Miyashiro, A., 1974. Volcanic rock series in island arcs and active continental margins. *American Journal of Science*, 274, 321-355.
- Molina-Garza, R.S., Urrutia-Fucugauchi, J., 1993. Deep crustal structure of central Mexico derived from interpretation of Bouguer gravity anomaly data. *Journal of Geodynamics*, 15, 181-201.
- Moore, G., Marone, C., Carmichael, I.S.E., Renne, P., 1994. Basaltic volcanism and extension near the intersection of the Sierra Madre volcanic province and the Mexican Volcanic Belt. *Geological Society of America Bulletin*, 106, 383-394.
- Mooser, F., 1972. The Mexican Volcanic Belt: structure and tectonics. *Geofísica Internacional*, 12, 55-70.
- Morán-Zenteno, D.J., Tolson, G., Martínez-Serrano, R.G., Martiny, B., Schaaf, P., Silva-Romo, G., Macías-Romo, C., Alba-Aldave, L., Hernández-Bernal, M.S., Solís-Pichardo, G.N., 1999. Tertiary arc-magmatism of the Sierra Madre del Sur, Mexico, and its transition to the volcanic activity of the Trans-Mexican Volcanic Belt. *Journal of South American Earth Sciences*, 12, 513-535.
- Mukasa, S.B., Blatter, D.L., Andronikov, A.V., 2007. Mantle peridotite xenoliths in andesite lava at El Peñón, central Mexican Volcanic Belt: isotopic and trace element evidence for melting and

- metasomatism in the mantle wedge beneath an active arc. *Earth and Planetary Science Letters*, 260, 37-55.
- Müntener, O., Kelemen, P.B., Grove, T.L., 2001. The role of H₂O during crystallization of primitive arc magmas under uppermost mantle conditions and genesis of igneous pyroxenites: an experimental study. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 141, 643-658.
- Nieto-Samaniego, A.F., 1990. Fallamiento y estratigrafía cenozoicos en la parte sudoriental de la Sierra de Guanajuato. *Revista del Instituto de Geología de la Universidad Nacional Autónoma de México*, 9, 146-155.
- Nieto-Samaniego, A.F., Ferrari, L., Alaniz-Álvarez, S.A., Labarthe-Hernández, G., Rosas-Elguera, J., 1999. Variation of Cenozoic extension and volcanism across the southern Sierra Madre Occidental Volcanic Province, Mexico. *Geological Society of America Bulletin*, 111, 347-363.
- Nieto-Samaniego, A.F., Macías-Romo, C., Alaniz-Álvarez, S.A., 1996. Nuevas edades isotópicas de la cubierta volcánica cenozoica de la parte meridional de la Mesa Central, México. *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, 13, 117-122.
- Nixon, G.T., 1988a. Petrology of the Younger Andesites and Dacites of Itzacífhuatl Volcano, Mexico. I: Disequilibrium phenocryst assemblages as indicators of magma chamber processes. *Journal of Petrology*, 29 (2), 213-264.
- Nixon, G.T., 1988b. Petrology of the Younger Andesites and Dacites of Itzacífhuatl Volcano, Mexico. II: Chemical stratigraphy, magma mixing, and the composition of basaltic magma influx. *Journal of Petrology*, 29 (2), 265-303.
- Orozco-Esquivel, T., Petrone, C.M., Ferrari, L., Tagami, T., Manetti, P., 2007. Geochemical and isotopic variability in lavas from the eastern Trans-Mexican Volcanic Belt: slab detachment in a subduction zone with varying dip. *Lithos*, 93, 149-174.
- Ortega-Gutiérrez, F., Ruiz, J., Centeno-García, E., 1995. Oaxaquía, a Proterozoic microcontinent accreted to North America during the late Paleozoic. *Geology*, 23 (12), 1127-1130.
- Ortega-Gutiérrez, F., Sedlock, R., Speed, R., 1994. Phanerozoic tectonic evolution of Mexico. En: Speed, R. (ed.), *Phanerozoic Evolution of North American Continent-Ocean Transitions. The Geology of North America, Continent-Ocean Transect Volume*. Geological Society of America, 265-306.
- Ortiz-Hernández, L.E., Chiodi, M., Lapierre, H., Monod, O., Calvet, P., 1992. El arco intraoceánico alóctono (Cretácico inferior) de Guanajuato - características petrográficas, geoquímicas, estructurales e isotópicas del complejo filoniano y de las lavas basálticas asociadas; implicaciones geodinámicas. *Revista del Instituto de Geología de la Universidad Nacional Autónoma de México*, 9 (2), 126-145.
- Pardo M., Suárez G., 1993. Steep subduction geometry of the Rivera Plate beneath the Jalisco block in western Mexico. *Geophysical Research Letters*, 20, 2391-2394.
- Pardo, M., Suárez, G., 1995. Shape of the subducted Rivera and Cocos plates in southern Mexico: seismic and tectonic implications. *Journal of Geophysical Research*, 100, 12357-12373.
- Parman, S.W., Grove, T.L., 2004. Harzburgite melting with and without H₂O: experimental data and predictive modelling. *Journal of Geophysical Research*, 109, B02201, DOI:10.1029/2003JB002566.
- Pasquarè, G., Ferrari, L., Garduño, V.H., Tibaldi, A., Vezzoli, L., 1991. Geology of the central sector of the Mexican Volcanic Belt, states of Guanajuato and Michoacán, Mexico. *Geological Society of America Map and Chart series, MCH 072*, 22 págs.
- Pasquarè, G., Garduño, V.H., Tibaldi, A., Ferrari, L., 1988. Stress pattern in the central sector of the Mexican Volcanic Belt. *Tectonophysics*, 146, 353-364.
- Peacock, S.M., 1996. Thermal and petrologic structure of subduction zones. En: Bebout, G.E., Scholl, D., Kirby, S., Platt, J. (eds.), *Subduction: top to bottom*. American Geophysical Union Geophysical Monograph, 96, 119-133.
- Peacock, S.M., Rushmer, T., Thompson, A.B., 1994. Partial melting of subducting oceanic crust. *Earth and Planetary Science Letters*, 121, 227-244.
- Pérez-Venzor, J.A., Aranda-Gómez, J.J., McDowell, F., Solorio-Munguía, J.G., 1996. Geología del Volcán Palo Huérfano, Guanajuato, México. *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, 13 (2), 174-183.
- Perkins III, D., Chipera, S.J., 1985a. Garnet-orthopyroxene-plagioclase-quartz barometry: refinement and application to the English River subprovince and the Minnesota River valley. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 89, 69-80.
- Perkins III, D., Chipera, S.J., 1985b. Garnet-orthopyroxene-plagioclase-quartz barometry: refinement and application to the English River subprovince and the Minnesota River valley. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 90, 410 (erratum).

- Petford, N., Atherton, M., 1996. Na-rich partial melts from newly underplated basaltic crust: the Cordillera Blanca Batholith, Peru. *Journal of Petrology*, 37 (6), 1491-1521.
- Petrone, C.M., Francalanci, L., Carlson, R.W., Ferrari, L., Conticelli, S., 2003. Unusual coexistence of subduction-related and intraplate-type magmatism: Sr, Nd and Pb isotope and trace element data from the magmatism of the San Pedro-Ceboruco graben (Nayarit, Mexico). *Chemical Geology*, 193, 1-24.
- Pindell, J.L., Dewey, J.F., 1982. Permo-Triassic reconstruction of western Pangea and the evolution of the Gulf of Mexico/Caribbean region. *Tectonics*, 1, 179-211.
- Plank, T., 2005. Constraints for Thorium/Lanthanum on sediment recycling at subduction zones and the evolution of the continents. *Journal of Petrology*, 46, 921-944.
- Plank, T., Langmuir, C.H., 1988. An evaluation of the global variations in the major element chemistry of arc basalts. *Earth and Planetary Science Letters*, 90, 349-370.
- Plank, T., Langmuir, C.H., 1998. The chemical composition of subducting sediment and its consequences for the crust and mantle. *Chemical Geology*, 145, 325-394.
- Poli, S., Schmidt, M.W., 2002. Petrology of subducted slabs. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, 30, 207-235.
- Pradal, E., Robin, C., 1994. Long-lived magmatic phases at Los Azufres volcanic center, Mexico. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 63, 201-215.
- Rapp, R.P., 1995. The amphibole-out phase boundary in partially melted metabasalt, and its control over melt fraction and composition, and source permeability. *Journal of Geophysical Research*, 100, 15601-15610.
- Rapp, R.P., Shimizu, N., Norman, M.D., Applegate, G.S., 1999. Reaction between slab-derived melts and peridotite in the mantle wedge: experimental constraints at 3.8 GPa. *Chemical Geology*, 160, 335-356.
- Rapp, R.P., Watson, E.B., 1995. Dehydration melting of metabasalt at 8-32 kbar: implications for continental growth and crust-mantle recycling. *Journal of Petrology*, 36, 891-931.
- Ratschbacher, L., Riller, U., Meschede, M., Herrmann, U., Frisch, W., 1991. Second look at suspect terranes in southern Mexico. *Geology*, 19 (12), 1233-1236.
- Righter, K., Carmichael, I.S.E., 1992. Hawaiites and related lavas in the Atenguillo graben, western Mexican Volcanic Belt. *Geological Society of America Bulletin*, 104, 1592-1607.
- Righter, K., Rosas-Elguera, J., 2001. Alkaline lavas in the volcanic front of the Western Mexican Volcanic Belt: geology and petrology of the Ayutla and Tapalpa volcanic fields. *Journal of Petrology*, 42 (12), 2333-2361.
- Rincón-Herrera, N.E., Gómez-Tuena, A., Mori, L., Ortega-Gutiérrez, F., 2007. Rhyolite genesis by slab melting and mantle interaction: an example from the Trans-Mexican Volcanic Belt. *American Geophysical Union Joint Assembly*, resumen V53B-03.
- Rollinson, H.R., 1993. Using geochemical data: evaluation, presentation, interpretation. Longman, 352 págs.
- Ross, M.L., Scotese, C.R., 1988. A hierarchical tectonic model of the Gulf of Mexico and Caribbean region. *Tectonophysics*, 155, 139-168.
- Rudnick, R.L., Gao, S., 2003. Composition of the continental crust. En: Rudnick, R.L. (ed.), *Treatise on Geochemistry*, Elsevier, 3, 1-64.
- Ryan, J.G., Morris, J., Tera, F., Leeman, W.P., Tsvetkov, A., 1995. Cross-arc geochemical variations in the Kurile Arc as a function of slab depth. *Science*, 270, 625-627.
- Saal, A.E., Hauri, E.H., Langmuir, C.H., Perfit, M.R., 2002. Vapor undersaturation in primitive mid-ocean ridge basalt and the volatile content of the Earth's upper mantle. *Nature*, 419, 451-455.
- Salters, V., Longhi, J., 1999. Trace element partitioning during the initial stages of melting beneath mid-ocean ridges. *Earth and Planetary Science Letters*, 166, 15-30.
- Schaaf, P., Heinrich, W., Besch, T., 1994. Composition and Sm-Nd isotopic data of the lower crust beneath San Luis Potosí, central Mexico: evidence from a granulite-facies xenolith suite. *Chemical Geology*, 118, 63-84.
- Schaaf, P., Morán-Zenteno, D., Hernández-Bernal, M., Solís-Pichardo, G., Tolson, G., Köhler, H., 1995. Paleogene continental margin truncation in southwestern Mexico: geochronological evidence. *Tectonics*, 14 (6), 1339-1350.
- Schaaf, P., Stimac, J., Siebe, C., Macías, J.L., 2005. Geochemical evidence for mantle origin and crustal processes in volcanic rocks from Popocatepetl and surrounding monogenetic volcanoes, central Mexico. *Journal of Petrology*, 46 (6), 1243-1282.
- Sedlock, R., Ortega-Gutiérrez, F., Speed, R., 1993. Tectonostratigraphic terranes and the tectonic evolution of Mexico. *Geological Society of America Special Paper*, 278, 153 págs.

- Sen, C., Dunn, T., 1994. Dehydration melting of a basaltic composition amphibolite at 1.5 and 2.0 GPa: implications for the origin of adakites. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 117, 394-409.
- Shelley, D., 1993. *Igneous and metamorphic rocks under the microscope*. Chapman & Hall, 468 págs.
- Sheth, H.C., Torres-Alvarado, I.S., Verma, S.P., 2000. Beyond subduction and plumes: a unified tectonic-petrogenetic model for the Mexican Volcanic Belt. *International Geology Review*, 42, 1116-1132.
- Siebe, C., Rodríguez-Lara, V., Schaaf, P., Abrams, M., 2004. Geochemistry, Sr-Nd isotopic composition, and tectonic setting of Holocene Pelado, Guespalapa and Chichinautzin scoria cones, south of Mexico City. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 130, 197-226.
- Silver, L.T., Anderson, T.H., Ortega-Gutiérrez, F., 1994. The “thousand million year” old orogeny of southern and eastern Mexico. Geological Society of America, Annual Meeting, Abstracts with Programs, 26, A48.
- Sobolev, A.V., Chaussidon, M., 1996. H₂O concentrations in primary melts from supra-subduction zones and mid-ocean ridges: implications for H₂O storage and recycling in the mantle. *Earth and Planetary Science Letters*, 137, 45-55.
- Solari, L.A., Keppie, J.D., Ortega-Gutiérrez, F., Cameron, K.L., Lopez, R., Hames, W.E., 2003. 990 and 1100 Ma Grenvillian tectonothermal events in the northern Oaxacan Complex, southern Mexico: roots of an orogen. *Tectonophysics*, 365, 257-282.
- Solidum, R.U., Castillo, P.R., Hawkins, J.W., 2003. Geochemistry of lavas from Negros Arc, west central Philippines: insights into the contribution from the subducting slab. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 4 (10), doi: 10.1029/2003GC000513.
- Stern, C.R., Kilian, R., 1996. Role of the subducted slab, mantle wedge and continental crust in the generation of adakites from the Andean Austral Volcanic Zone. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 123, 263-281.
- Stolper, E., Newman, S., 1994. The role of water in the petrogenesis of Mariana trough magmas. *Earth and Planetary Science Letters*, 121, 293-325.
- Straub, S.M., Martin-Del Pozzo, A.L., 2001. The significance of phenocryst diversity in tephra from recent eruptions at Popocatepetl Volcano (central Mexico). *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 140, 487-510.
- Sun, S.S., McDonough, W.F., 1989. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes. En: Saunders, A.D., Norry, M.J. (eds.), *Magmatism in the ocean basins*. Geological Society of London Special Publications, 42, 313-346.
- Suter, M., López-Martínez, M., Quintero-Legorreta, O., Carrillo-Martínez, M., 2001. Quaternary intra-arc extension in the central Trans-Mexican Volcanic Belt. *Geological Society of America Bulletin*, 113 (6), 693-703.
- Suter, M., Quintero-Legorreta, O., López-Martínez, M., Aguirre-Díaz, G.J., Farrar, E., 1995. The Acambay graben – active intra-arc extension in the Trans-Mexican Volcanic Belt, Mexico. *Tectonics*, 14, 1245-1262.
- Tardy, M., Lapierre, H., Bourdier, J., Coulon, C., Martínez, J., Ortix, E., Ita, M., Beck, C., Théry, J., 1993. Intra-oceanic settings of the western Mexico late Jurassic-early Cretaceous arc sequences: implications for the Pacific-Tethys geodynamic relationships during the Cretaceous. *Geodinamica Acta*, 6, 174-185.
- Tatsumi, Y., 1989. Migration of fluid phases and genesis of basalt magmas in subduction zones. *Journal of Geophysical Research*, 94, 4697-4707.
- Tatsumi, Y., Hamilton, D.L., Nesbitt, R.W., 1986. Chemical characteristics of fluid phase released from a subducted lithosphere and origin of arc magmas: evidence from high pressure experiments and natural rocks. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 29, 293-309.
- Thompson, A.B., 1992. Water in the Earth's upper mantle. *Nature*, 358, 295-302.
- Tiepolo, M., Bottazzi, P., Foley, S.F., Oberti, R., Vannucci, R., Zanetti, A., 2001. Fractionation of Nb and Ta from Zr and Hf at mantle depths: the role of titanian pargasite and kaersutite. *Journal of Petrology*, 42 (1), 221-232.
- Todt, W., Cliff, R., Hanser, A., Hofmann, A.W., 1996. Evaluation of a ²⁰²Pb-²⁰⁵Pb double spike for high-precision lead isotope analysis. En: Basu, A., Hart, S. (eds.), *Earth Processes: reading the isotopic code*. American Geophysical Union Geophysical Monograph, 95, 429-437.
- Turner, S.P., Hawkesworth, C.J., Rogers, N., Bartlett, J., Worthington, T., Hergt, J., Pearce, J., Smith, I., 1997. ²³⁸U/²³⁰Th disequilibria, magma petrogenesis, and flux rates beneath the depleted Tonga-Kermadec island arc. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 61, 4855-4884.
- Ulmer, P., 2001. Partial melting in the mantle wedge – the role of H₂O in the genesis of mantle-derived “arc-related” magmas. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 127, 215-232.

- Urrutia-Fucugauchi, J., 1986. Crustal thickness, heat flow, arc magmatism, and tectonics of Mexico - preliminary report. *Geofísica Internacional*, 25 (4), 559-573.
- Urrutia-Fucugauchi, J., Böhnel, H., 1987. Tectonic interpretation of the Trans-Mexican Volcanic Belt. *Tectonophysics*, 138, 319-323.
- Urrutia-Fucugauchi, J., Del Castillo, L., 1977. Un modelo del Eje Volcánico Mexicano. *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana*, 38, 18-28.
- Urrutia-Fucugauchi, J., Flores-Ruiz, J., 1996. Bouguer gravity anomalies and regional crustal structure in central Mexico. *International Geology Review*, 38, 176-194.
- Urrutia-Fucugauchi, J., Uribe-Cifuentes, R.M., 1999. Lower-crustal xenoliths from the Valle de Santiago Maar Field, Michoacán-Guanajuato Volcanic Field, Central Mexico. *International Geology Review*, 41, 1067-1081.
- Valdéz-Moreno, G., Aguirre-Díaz, G.J., López-Martínez, M., 1998. El Volcán La Joya, estados de Querétaro y Guanajuato - un estratovolcán Miocénico del Cinturón Volcánico Mexicano. *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, 15 (2), 181-197.
- van Keken, P.E., Kiefer, B., Peacock, S.M., 2002. High resolution models of subduction zones: implications for mineral dehydration reactions and the transport of water into the deep mantle. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 3, DOI: 2001GC000256.
- Verma, S.P., 1999. Geochemistry of evolved magmas and their relationship to subduction-unrelated mafic volcanism at the volcanic front of the central Mexican Volcanic Belt. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 93, 151-171.
- Verma, S.P., 2000. Geochemistry of the subducting Cocos plate and the origin of subduction-unrelated mafic volcanism at the front of the Central Mexican Volcanic Belt. En: Delgado-Granados, H., Aguirre-Díaz, G.J., Stock, J. (eds.), *Cenozoic tectonics and volcanism of Mexico*. Geological Society of America Special Paper, 334, 1-28.
- Verma, S.P., 2002. Absence of Cocos plate subduction-related basic volcanism in southern Mexico: a unique case on Earth? *Geology*, 30 (12), 1095-1098.
- Verma, S.P., Carrasco-Núñez, G., 2003. Reappraisal of the geology and geochemistry of Volcán Zamorano, Central Mexico: implications for discriminating the Sierra Madre Occidental and Mexican Volcanic Belt Provinces. *International Geology Review*, 45, 724-752.
- Verma, S.P., Lozano-Santa Cruz, R., Girón, P., Velasco-Tapia, F., 1996. Calibración preliminar de fluorescencia de rayos X para análisis cuantitativo de elementos traza en rocas ígneas. *Actas INAGEQ*, 2, 237-242.
- Wallace, P.J., Carmichael, I.S.E., 1989. Minette lavas and associated leucitites from the Western front of the Mexican Volcanic Belt: petrology, chemistry and origin. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 103, 470-492.
- Wallace, P.J., Carmichael, I.S.E., 1992. Alkaline and calc-alkaline lavas near Los Volcanes, Jalisco, Mexico: geochemical diversity and its significance in volcanic arcs. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 111, 423-439.
- Wallace, P.J., Carmichael, I.S.E., 1999. Quaternary volcanism near the Valley of Mexico: implications for subduction zone magmatism and the effects of crustal thickness variations on primitive magma compositions. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 135, 291-314.
- Watkins, J.S., Moore, J.C., *et al.*, 1982. Site 487. En: Watkins, J.S., Moore, J.C., *et al.* (eds.), *Initial reports of the Deep Sea Drilling Project*, 66, 31-58.
- Weber, B., Köhler, H., 1999. Sm-Nd, Rb-Sr and U-Pb geochronology of a Grenville terrane in southern Mexico: origin and geologic history of the Guichicovi Complex. *Precambrian Research*, 96, 245-262.
- Xu, J.F., Shinjo, R., Defant, M.J., Wang, Q., Rapp, R.P., 2002. Origin of Mesozoic adakitic intrusive rocks in the Ningzhen area of east China: partial melting of delaminated lower continental crust? *Geology*, 30 (12), 1111-1114.
- Yogodzinski, G.M., Kelemen, P.B., 1998. Slab melting in the Aleutians: implications of an ion probe study of clinopyroxene in primitive adakite and basalt. *Earth and Planetary Science Letters*, 158, 53-65.
- Yogodzinski, G.M., Lees, J.M., Churikova, T.G., Dorendorf, F., Wörner, G., Volynets, O.N., 2001. Geochemical evidence for the melting of subducting oceanic lithosphere at plate edges. *Nature*, 409, 500-504.

Tabla 1. Análisis modal y norma CIPW de los ensambles PH-LJ-Z y SVQ

Muestra	Análisis modal ^a										Norma CIPW ^b											
	Ol	Pl	Cpx	Opx	Hbl	Bt	Qtz	Op	Gms	Qtz	Crn	Or	Ab	An	Ne	Di	Hy	Ol	Mag	Ilm	Ap	Cal
<i>Volcán Palo Huérfano</i>																						
QRO-99-24	-	15.9	-	-	7.0	-	-	-	77.0	19.4	-	12.2	33.6	21.9	-	3.5	4.2	-	2.9	1.6	0.8	-
QRO-99-26	-	14.5	-	-	2.5	1.2	-	-	81.6	17.5	-	9.3	32.2	25.0	-	2.1	9.4	-	2.5	1.6	0.3	-
QRO-99-30	-	-	3.7	-	0.5	-	-	-	95.5	16.3	-	8.5	34.3	23.7	-	5.7	6.0	-	2.7	2.2	0.8	-
QRO-99-33	-	-	1.3	1.9	-	-	-	-	96.7	15.8	-	8.7	30.0	25.8	-	6.1	8.1	-	2.8	2.1	0.6	-
QRO-04-9a	-	33.5	2.5	4.5	-	-	-	-	59.4	15.8	-	8.7	33.5	26.2	-	1.3	9.7	-	2.7	1.6	0.4	-
QRO-04-10	-	23.4	0.5	4.4	0.1	-	-	-	71.4	19.2	0.1	9.9	33.8	22.8	-	-	8.8	-	2.5	1.4	0.3	1.1
QRO-04-11	-	21.8	2.3	4.7	-	-	-	-	71.0	13.9	-	10.7	33.4	25.7	-	3.2	8.4	-	2.8	1.5	0.4	-
QRO-04-12	-	33.7	4.5	3.3	-	-	-	-	58.3	14.4	-	8.2	34.9	26.5	-	2.0	9.1	-	2.9	1.7	0.4	-
QRO-04-14	-	11.0	-	0.6	4.5	-	-	-	83.7	15.1	-	8.5	34.2	26.4	-	1.7	9.3	-	2.8	1.7	0.4	-
MG-05-5	-	20.7	-	9.5	-	-	-	-	69.5	14.1	-	8.5	32.5	26.8	-	1.2	11.7	-	3.1	1.8	0.4	-
MG-05-6	-	11.6	-	-	4.9	-	-	-	83.4	18.2	-	13.0	33.6	23.8	-	1.0	5.3	-	3.0	1.6	0.6	-
<i>Volcán La Joya</i>																						
QRO-99-25	-	10.0	-	-	1.8	-	-	-	88.0	12.5	-	10.0	31.6	26.3	-	8.2	6.0	-	2.9	1.7	0.7	-
QRO-99-27b	-	27.0	-	7.9	-	-	-	-	65.0	17.6	0.2	9.5	30.6	26.5	-	-	11.0	-	2.7	1.6	0.4	-
QRO-99-28	-	6.0	2.9	2.5	-	-	-	-	88.5	18.4	-	13.3	31.4	22.5	-	2.8	6.9	-	2.8	1.4	0.5	-
QRO-99-34	-	29.5	-	6.9	-	-	-	-	63.5	22.9	0.1	13.4	33.6	19.4	-	-	6.3	-	2.6	1.4	0.3	-
QRO-99-35	-	25.9	1.9	3.0	-	-	-	0.7	68.3	17.7	-	10.9	33.9	24.6	-	1.1	7.0	-	2.9	1.5	0.3	-
QRO-99-35b	-	9.9	-	1.0	0.1	-	-	-	88.7	20.6	-	11.1	31.6	24.7	-	0.8	6.5	-	2.7	1.5	0.5	-
QRO-99-39	-	26.2	-	-	1.9	2.3	-	0.1	69.3	23.9	0.8	15.1	28.9	20.2	-	-	7.0	-	2.6	1.2	0.4	-
QRO-04-1	-	15.5	-	1.5	1.6	-	-	-	81.3	20.6	-	11.9	33.5	21.9	-	1.0	6.4	-	2.7	1.5	0.5	-
QRO-04-3	-	18.0	-	1.4	0.5	-	-	-	80.0	20.5	-	10.6	34.4	22.1	-	1.3	6.8	-	2.6	1.3	0.4	-
QRO-04-5	-	20.6	-	2.5	1.0	0.5	-	-	75.1	21.7	-	11.3	33.8	21.1	-	1.9	5.9	-	2.6	1.3	0.4	-
QRO-04-6	-	12.1	-	2.3	-	-	-	0.2	85.2	19.7	-	10.7	35.5	21.5	-	1.3	7.1	-	2.4	1.5	0.4	-
QRO-04-8	-	12.1	-	3.2	1.0	-	-	-	83.4	20.9	-	12.3	34.5	19.8	-	1.7	6.5	-	2.6	1.3	0.3	-
MG-05-2	-	-	-	0.4	1.0	-	-	-	98.5	20.4	-	12.0	31.4	24.1	-	1.5	5.8	-	2.6	1.6	0.6	-
<i>Volcán Zamorano</i>																						
QRO-99-44	-	0.8	-	-	4.5	-	-	-	94.6	16.5	-	12.8	29.6	24.0	-	4.3	7.6	-	2.7	1.7	0.7	-
QRO-99-45	-	5.7	-	-	5.5	-	-	-	88.6	18.4	-	13.5	28.8	25.2	-	0.1	8.9	-	2.7	1.7	0.7	-
QRO-99-47	-	-	3.0	4.6	-	-	-	-	92.3	12.8	-	8.5	34.9	21.8	-	7.9	9.1	-	2.5	1.9	0.6	-
QRO-99-48	-	0.3	4.8	-	-	-	-	-	94.5	12.7	-	11.3	28.2	25.3	-	5.8	10.7	-	2.9	2.4	0.8	-
QRO-06-1	-	11.4	-	3.0	-	-	-	-	85.5	19.4	0.4	10.9	30.9	24.5	-	-	8.5	-	2.8	1.9	0.7	-
QRO-06-2	-	1.3	-	1.3	-	-	-	-	97.3	15.8	-	11.3	31.9	24.5	-	2.3	9.0	-	2.5	2.0	0.8	-
QRO-06-3	-	13.4	-	3.5	-	-	-	-	83.0	18.7	0.2	13.6	29.6	25.5	-	-	7.3	-	2.7	1.8	0.6	-
QRO-06-4	-	15.5	-	3	-	-	-	-	81.3	18.3	-	9.6	34.3	24.6	-	1.6	6.3	-	2.8	1.8	0.6	-
QRO-06-5	-	4.7	-	0.5	-	-	-	-	94.6	18.7	-	9.9	34.5	24.6	-	0.3	6.8	-	2.9	1.8	0.6	-
QRO-06-7	-	21.2	-	1.8	-	-	-	-	76.9	19.3	0.6	11.1	33.2	23.9	-	-	6.8	-	2.6	1.8	0.6	-
<i>Sucesión Volcánica de Querétaro</i>																						
QRO-99-18	6.2	21.0	1.0	-	-	-	-	-	71.6	2.8	-	8.0	30.6	26.6	-	8.4	16.1	-	3.7	2.8	0.8	-
QRO-99-29	1.1	-	-	-	-	-	-	-	98.8	7.6	-	7.0	31.9	26.1	-	6.9	12.5	-	3.8	3.0	1.1	-
QRO-99-36	1.1	0.5	-	-	-	-	-	-	98.2	8.4	-	7.0	29.8	27.4	-	6.2	13.5	-	3.5	2.6	0.9	-
QRO-99-37	2.6	-	-	-	-	-	-	-	97.3	4.7	-	9.4	30.5	25.5	-	8.1	14.8	-	3.6	2.5	0.8	-
QRO-99-38	3.8	16.9	-	-	-	-	-	-	79.2	4.3	-	7.2	31.0	28.1	-	7.5	13.0	-	4.2	3.5	0.7	-
QRO-99-40	1.3	47.0	46.5	-	-	-	-	4.9	-	5.8	-	8.5	26.0	21.3	-	11.1	14.1	-	4.1	7.8	1.3	-
QRO-99-42	8.0	18.4	-	-	-	-	-	-	73.5	0.6	-	5.9	28.7	29.0	-	9.9	19.4	-	2.5	2.7	0.6	-
QRO-99-50	1.5	13.7	-	-	-	-	-	-	84.6	3.1	-	6.9	34.0	25.4	-	11.0	10.7	-	4.2	3.4	0.7	-
QRO-04-16	1.0	0.2	-	-	-	-	-	-	98.6	8.4	-	7.4	31.8	25.9	-	7.5	11.7	-	3.5	2.8	1.0	-
QRO-04-15	1.9	15.3	0.4	-	-	-	-	-	82.3	4.9	-	8.7	31.2	24.5	-	8.5	15.1	-	3.7	2.6	0.9	-
QRO-04-18	6.2	21.0	1.0	-	-	-	-	-	71.6	5.5	-	7.3	30.7	29.1	-	9.5	11.9	-	3.2	2.2	0.6	-
QRO-04-19	14.3	70.9	9.7	-	-	-	-	5.0	-	-	-	7.1	28.8	25.7	-	13.3	9.0	8.0	3.3	4.0	0.9	-
QRO-04-20	13.9	72.8	11.5	-	-	-	-	1.2	-	-	-	4.0	27.1	31.2	-	12.3	17.0	2.6	2.8	2.5	0.5	-

Abreviación de los minerales: olivino (Ol), plagioclasa (Pl), clinopiroxeno (Cpx), ortopiroxeno (Opx), hornblenda (Hbl), biotita (Bt), cuarzo (Qtz), minerales opacos (Op), matriz (Gms), corindón (Crn), ortoclasa (Or), albita (Ab), anortita (An), nefelina (Ne), diópsida (Di), hiperstena (Hy), magnetita (Mag), ilmenita (Ilm), apatito (Ap), calcita (Cal).

^a Proporciones modales de los fenocristales (> 0.3 mm) calculadas con un mínimo de 1,200 puntos. Para QRO-99-40, QRO-04-19 y QRO-04-20, con textura intergranular: proporciones modales de los cristales calculadas con un mínimo de 1,200 puntos.

^b La norma CIPW se calculó considerando la relación $Fe_2O_3/(FeO+Fe_2O_3) = 0.2$ para los basaltos, 0.3 para las andesitas basálticas, 0.35 para las andesitas y 0.4 para las dacitas, de acuerdo a Rollinson (1993). Utilizamos el programa de cálculo de la norma desarrollado por el Dr. Kurt Hollocher al Union College de Schenectady, E.U.A.: <http://www.union.edu/PUBLIC/GEODEPT/COURSES/petrology/norms.htm>.

Tabla 2. Datos de elementos mayores y traza de las secuencias PH-LJ-Z y SVQ

Unidad	PH							
Muestra	QRO-99-24	QRO-99-26	QRO-99-30	QRO-99-33	QRO-04-9a	QRO-04-10	QRO-04-11	QRO-04-12
Lon. W	100°40'29"	100°40'21"	100°49'28"	100°50'39"	100°42'06"	100°45'27"	100°47'42"	100°46'18"
Lat. N	20°53'26"	20°48'41"	20°50'46"	20°50'02"	20°51'51"	20°51'10"	20°50'07"	20°46'51"
<i>Elementos mayores (wt.%)</i>								
	LUGIS							
SiO ₂	63.8	62.7	61.7	60.9	61.0	62.8	60.2	60.0
TiO ₂	0.8	0.8	1.2	1.1	0.8	0.8	0.8	0.9
Al ₂ O ₃	16.7	17.1	16.8	16.8	17.4	16.7	17.6	17.6
Fe ₂ O ₃ ^{tot}	4.9	4.9	5.2	5.4	5.3	4.8	5.4	5.5
MnO	0.17	0.07	0.08	0.08	0.07	0.08	0.08	0.08
MgO	1.5	3.1	2.5	3.4	2.9	2.4	2.7	2.7
CaO	5.7	5.8	6.6	7.1	5.7	5.4	6.1	5.9
Na ₂ O	4.0	3.8	4.0	3.5	3.9	4.0	3.9	4.0
K ₂ O	2.1	1.6	1.4	1.5	1.5	1.7	1.4	1.4
P ₂ O ₅	0.3	0.1	0.4	0.3	0.2	0.2	0.2	0.2
LOI	0.0	0.7	0.0	1.3	1.1	0.5	0.6	0.7
Total	100.0	100.7	100.0	101.3	99.9	99.2	98.9	99.0
Mg#*	41.3	59.5	53.2	59.0	56.1	53.9	53.5	53.3
<i>Elementos traza (ppm)</i>								
	CGEO							
Sc	11	11	17	13	14	13	13	14
V	99	84	99	86	91	82	86	93
Cr	21	23	128	66	27	23	20	21
Co	11.7	10.1	19.1	15.6	10.5	11.2	10.4	11.8
Ni	7	7	53	36	5	5	6	6
Cu	3	6	30	28	4	10	3	6
Zn	70	48	59	58	58	60	57	68
Ga	21.4	20.2	20.2	21.4	20.0	19.9	19.8	20.5
Li	13.0	13.4	7.1	6.2	13.0	13.5	10.1	10.7
Be	2.0	1.8	1.1	1.1	1.4	1.3	1.1	1.2
B	3.2	4.0	1.9	2.2	4.7	3.2	0.7	3.6
Rb	35.1	38.0	18.3	14.5	28.5	32.1	22.0	29.6
Sr	1071	1050	1603	1752	563	597	657	476
Y	18.4	20.3	14.1	13.0	19.5	20.7	16.0	17.3
Zr	146	115	234	242	125	151	118	133
Nb	6.67	6.63	6.93	7.11	6.29	6.97	5.19	6.26
Sn	0.52	0.88	0.42	0.32	1.14	1.02	0.87	1.38
Sb	0.10	0.06	0.06	0.04	0.08	0.06	0.04	0.06
Cs	0.41	0.37	0.81	0.16	0.36	0.65	0.39	0.88
Ba	1446	521	563	486	402	572	375	604
La	31.58	38.48	26.63	25.87	19.35	19.88	12.61	13.81
Ce	70.21	61.85	60.74	59.10	38.97	39.47	25.33	29.44
Pr	8.76	10.00	7.91	7.29	5.64	5.49	3.79	4.04
Nd	34.53	38.02	30.73	28.11	22.95	22.57	16.17	17.16
Sm	6.70	6.81	5.52	4.98	5.11	4.89	3.67	4.02
Eu	1.99	1.85	1.74	1.63	1.61	1.44	1.27	1.32
Gd	5.34	5.53	4.40	4.03	4.58	4.61	3.41	3.85
Tb	0.68	0.71	0.57	0.51	0.65	0.67	0.50	0.56
Dy	3.44	3.73	2.92	2.60	3.63	3.78	2.83	3.22
Ho	0.63	0.69	0.54	0.48	0.71	0.74	0.58	0.63
Er	1.61	1.76	1.35	1.23	1.79	1.92	1.49	1.63
Tm								
Yb	1.43	1.51	1.13	1.06	1.53	1.72	1.36	1.43
Lu	0.214	0.216	0.168	0.161	0.223	0.254	0.213	0.213
Hf	3.64	2.93	5.11	5.02	3.25	3.85	3.12	3.51
Ta	0.521	0.592	0.406	0.408	0.472	0.522	0.377	0.476
Tl	0.030	0.106	0.032	0.144	0.108	0.079	0.069	0.124
Pb	4.15	3.99	4.06	4.86	5.44	4.84	3.93	5.25
Th	4.96	4.70	2.36	2.49	2.34	2.73	2.02	2.06
U	1.718	1.488	0.695	0.612	0.793	0.930	0.699	0.770

* Mg# molar calculado = $100 \cdot \text{Mg} / (\text{Mg} + 0.85 \cdot \text{Fe}^{\text{tot}})$.

continúa la Tabla 2

Unidad	PH	PH	PH	LJ	LJ	LJ	LJ	LJ
Muestra	QRO-04-14	MG-05-5	MG-05-6	QRO-99-25	QRO-99-27	QRO-99-27b	QRO-99-28	QRO-99-34
Lon. W	100°42'39"	100°48'37"	100°48'36"	100°38'43"	100°37'24"	100°37'24"	100°37'24"	100°30'59"
Lat. N	20°45'26"	20°43'14"	20°47'27"	20°50'36"	20°47'37"	20°47'37"	20°47'37"	20°51'01"
<i>Elementos mayores (wt.%)</i>								
	LUGIS							
SiO ₂	60.5	59.6	62.4	59.5	62.8	62.2	63.5	66.4
TiO ₂	0.8	0.9	0.8	0.9	0.9	0.9	0.8	0.7
Al ₂ O ₃	17.5	17.4	17.4	17.6	17.2	17.5	16.7	16.2
Fe ₂ O ₃ ^{tot}	5.4	6.0	5.0	5.7	5.1	5.3	4.8	4.4
MnO	0.07	0.10	0.08	0.09	0.07	0.09	0.07	0.06
MgO	2.8	3.5	1.4	2.7	3.2	3.2	2.5	1.8
CaO	5.8	5.8	5.3	7.7	5.4	5.5	5.5	4.1
Na ₂ O	4.0	3.8	3.9	3.7	3.5	3.6	3.7	4.0
K ₂ O	1.4	1.4	2.2	1.7	1.6	1.6	2.2	2.3
P ₂ O ₅	0.2	0.2	0.2	0.3	0.2	0.2	0.2	0.1
LOI	0.9	0.7	1.6	2.1	0.0	0.8	0.6	0.0
Total	99.4	99.3	100.3	102.1	100.0	100.8	100.6	100.0
Mg#	54.7	57.2	39.4	52.7	59.6	58.8	54.7	48.7
<i>Elementos traza (ppm)</i>								
	CGEO							
Sc	16	17	12	12	13	14	13	11
V	100	106	87	99	82	90	88	58
Cr	30	46	27	32	69	81	59	15
Co	12.2	13.9	10.7	12.3	12.4	14.6	12.2	6.9
Ni	6	15	5	7	26	31	20	5
Cu	7	10	6	7	7	35	13	3
Zn	65	69	61	65	60	65	56	54
Ga	19.4	20.1	21.9	20.7	18.0	19.3	19.5	20.1
Li	12.2	12.7	10.6	8.8	5.5	3.6	6.0	20.0
Be	1.1	1.3	1.6	1.5	1.1	1.2	1.2	1.7
B	4.3	4.8	0.2	0.2	3.5	3.6	2.6	4.6
Rb	29.5	29.9	47.0	22.6	21.7	22.7	23.0	46.3
Sr	483	449	893	966	609	686	1068	438
Y	18.9	19.6	14.7	15.8	14.9	15.4	12.3	13.8
Zr	134	148	99	171	130	131	146	103
Nb	6.29	6.74	7.04	5.44	5.40	5.45	4.53	6.60
Sn	1.26	0.93	0.70	0.83	0.77	0.41	1.35	1.39
Sb	0.09	0.17	0.20	0.04	0.06	0.06	0.05	0.06
Cs	0.44	0.81	1.44	0.25	0.83	0.73	2.28	1.26
Ba	430	485	579	615	419	414	421	519
La	16.08	15.35	21.73	25.02	12.87	12.86	17.33	16.45
Ce	29.91	32.84	52.21	57.60	27.24	27.37	36.44	31.53
Pr	4.44	4.46	6.51	7.78	3.67	3.66	4.88	4.33
Nd	18.43	18.80	25.62	31.20	15.38	15.60	19.58	17.16
Sm	4.13	4.36	4.98	6.10	3.47	3.46	3.90	3.68
Eu	1.22	1.33	1.51	1.92	1.11	1.15	1.29	1.17
Gd	3.94	4.26	3.90	4.59	3.25	3.34	3.19	3.43
Tb	0.58	0.62	0.55	0.61	0.47	0.49	0.44	0.48
Dy	3.38	3.67	2.77	3.06	2.72	2.86	2.37	2.63
Ho	0.67	0.71	0.53	0.57	0.54	0.55	0.46	0.50
Er	1.78	1.88	1.34	1.43	1.44	1.49	1.18	1.27
Tm								
Yb	1.62	1.72	1.22	1.22	1.34	1.36	1.06	1.15
Lu	0.238	0.250	0.173	0.185	0.200	0.205	0.159	0.169
Hf	3.49	3.68	2.82	4.22	3.32	3.34	3.53	2.77
Ta	0.472	0.470	0.554	0.373	0.348	0.348	0.292	0.575
Tl	0.116	0.071	0.037	0.082	0.068	0.020	0.083	0.199
Pb	4.28	5.42	5.06	3.57	5.66	5.33	5.13	8.38
Th	2.38	2.23	4.20	3.42	2.01	2.05	3.12	3.58
U	0.864	0.724	1.340	0.980	0.507	0.531	0.692	1.163

continúa la Tabla 2

Unidad	LJ							
Muestra	QRO-99-35	QRO-99-35b	QRO-99-39	QRO-04-1	QRO-04-3	QRO-04-5	QRO-04-6	QRO-04-8
Lon. W	100°30'55"	100°30'55"	100°28'40"	100°30'20"	100°32'12"	100°31'28"	100°29'47"	100°33'59"
Lat. N	20°49'21"	20°49'21"	20°42'56"	20°48'19"	20°48'56"	20°49'01"	20°50'22"	20°51'39"
<i>Elementos mayores (wt.%)</i>								
	LUGIS							
SiO ₂	63.0	64.1	65.9	63.5	63.9	63.9	62.4	64.6
TiO ₂	0.8	0.8	0.6	0.7	0.7	0.7	0.7	0.7
Al ₂ O ₃	17.6	17.2	16.6	16.4	16.4	15.9	16.1	15.9
Fe ₂ O ₃ ^{tot}	5.0	4.7	4.4	4.5	4.4	4.4	4.6	4.4
MnO	0.06	0.07	0.05	0.06	0.07	0.07	0.07	0.06
MgO	2.1	2.0	2.0	2.0	2.2	1.9	2.0	2.1
CaO	5.4	5.4	4.3	4.8	4.9	4.8	4.7	4.5
Na ₂ O	4.0	3.7	3.4	3.9	4.0	3.9	4.0	4.0
K ₂ O	1.8	1.9	2.5	2.0	1.8	1.9	1.7	2.0
P ₂ O ₅	0.2	0.2	0.2	0.2	0.2	0.2	0.2	0.1
LOI	0.7	0.6	2.2	0.8	0.4	1.2	1.5	0.8
Total	100.7	100.6	102.2	98.8	98.8	98.7	98.0	99.3
Mg#	49.8	49.5	51.4	50.2	53.7	50.3	50.4	53.1
<i>Elementos traza (ppm)</i>								
	CGEO	CGEO	Actlabs	CGEO	CGEO	CGEO	CGEO	CGEO
Sc	13	11	10*	12	10	11	12	12
V	75	77	54	69	69	60	61	70
Cr	27	11	21*	22	16	18	21	29
Co	10.4	8.3	7.6	8.5	8.3	8.4	9.2	8.7
Ni	11	4	7*	6	4	4	5	7
Cu	6	2	3*	4	1	3	7	6
Zn	58	51	50	58	57	55	64	54
Ga	19.7	20.5	17.6	18.9	19.0	18.9	19.5	18.7
Li	9.8	9.2	23.87*	13.4	12.8	14.4	15.8	13.8
Be	1.4	1.4	1.59*	1.4	1.3	1.3	1.4	1.5
B	3.8	2.4	1.95*	4.3	4.2	3.2	3.2	4.3
Rb	34.3	23.0	44.2	33.6	27.9	29.4	36.0	44.4
Sr	485	940	497	579	544	522	420	406
Y	19.1	15.6	13.0	16.1	14.0	14.4	16.2	14.9
Zr	141	155	136	127	119	125	151	125
Nb	6.61	6.35	5.96	7.33	6.18	6.50	7.65	6.64
Sn	0.91	0.34	1.04	0.43	0.72	0.80	1.36	1.78
Sb	0.05	0.04	0.05*	0.04	0.04	0.05	0.03	0.07
Cs	0.38	0.22	0.66	0.56	0.45	0.96	0.63	1.15
Ba	906	524	637	575	486	506	571	617
La	19.13	18.27	17.47	18.92	16.38	17.29	16.97	17.62
Ce	36.32	38.64	35.91	37.90	33.67	34.88	35.46	34.46
Pr	5.05	5.26	4.50	4.90	4.30	4.58	4.64	4.66
Nd	20.55	21.34	16.61	19.40	17.04	18.12	18.82	18.34
Sm	4.45	4.35	3.33	3.96	3.57	3.81	4.16	3.98
Eu	1.32	1.43	1.09	1.26	1.18	1.18	1.25	1.11
Gd	4.23	3.77	2.91	3.54	3.16	3.31	3.79	3.50
Tb	0.60	0.52	0.45	0.50	0.45	0.47	0.55	0.51
Dy	3.43	2.86	2.37	2.82	2.55	2.65	3.09	2.82
Ho	0.66	0.56	0.43	0.57	0.51	0.52	0.59	0.54
Er	1.74	1.47	1.26	1.50	1.35	1.35	1.52	1.41
Tm			0.19					
Yb	1.57	1.37	1.19	1.38	1.27	1.26	1.37	1.29
Lu	0.232	0.206	0.179	0.212	0.196	0.191	0.202	0.193
Hf	3.49	3.87	3.40	2.89	3.14	3.32	3.79	3.26
Ta	0.488	0.403	0.529	0.574	0.502	0.547	0.602	0.602
Tl	0.093	0.020	0.237	0.050	0.042	0.111	0.172	0.196
Pb	5.64	3.48	8.45	5.98	5.15	6.38	8.00	7.51
Th	2.81	3.09	4.56	3.48	3.36	3.74	3.09	3.90
U	0.842	0.695	1.387	1.097	1.139	1.206	1.054	1.356

* Analizado en el CGEO.

continúa la Tabla 2

Unidad	LJ	Z	Z	Z	Z	Z	Z	Z
Muestra	MG-05-2	QRO-99-44	QRO-99-45	QRO-99-47	QRO-99-48	QRO-06-1	QRO-06-2	QRO-06-3
Lon. W	100°27'37"	100°13'13"	100°10'44"	100°11'25"	100°11'12"	100°11'48"	100°11'20"	100°10'05"
Lat. N	20°52'01"	20°48'29"	20°48'29"	20°50'28"	20°52'38"	20°54'14"	20°53'53"	20°54'10"
<i>Elementos mayores (wt.%)</i>								
	LUGIS							
SiO ₂	63.1	61.8	62.6	61.0	59.3	62.9	61.0	61.5
TiO ₂	0.8	0.9	0.9	1.0	1.3	1.0	1.0	0.9
Al ₂ O ₃	16.9	16.8	17.2	16.3	16.7	17.4	17.0	17.3
Fe ₂ O ₃ ^{tot}	4.4	5.4	5.3	5.0	5.8	4.8	4.9	4.5
MnO	0.07	0.10	0.08	0.07	0.09	0.06	0.08	0.08
MgO	1.9	2.7	2.5	4.2	4.3	2.7	3.1	2.2
CaO	5.5	6.3	5.5	6.7	7.0	5.3	5.9	5.4
Na ₂ O	3.6	3.5	3.4	4.1	3.3	3.6	3.7	3.4
K ₂ O	2.0	2.1	2.3	1.4	1.9	1.8	1.9	2.2
P ₂ O ₅	0.3	0.3	0.3	0.2	0.4	0.3	0.3	0.3
LOI	1.2	0.6	1.4	0.0	0.4	0.5	0.8	1.4
Total	99.7	100.6	101.4	100.0	100.4	100.5	99.6	99.2
Mg#	50.1	53.9	52.1	66.1	63.4	56.9	59.5	53.6
<i>Elementos traza (ppm)</i>								
	CGEO							
Sc	11	12	11	12	13	12	12	13
V	79	102	92	95	110	86	90	77
Cr	20	31	30	165	92	39	56	26
Co	8.3	12.9	11.4	20.1	18.4	10.5	13.2	9.0
Ni	7	11	10	96	71	27	35	11
Cu	12	7	13	50	27	13	14	7
Zn	56	62	64	45	69	59	65	62
Ga	22.0	21.1	21.5	20.3	21.9	21.2	21.2	20.5
Li	7.8	9.0	6.7	9.4	4.9	11.4	12.1	7.7
Be	1.5	1.7	2.1	1.3	1.7	1.6	1.5	1.4
B		2.5	2.6	1.1	2.0	2.3	2.1	2.9
Rb	21.8	26.8	30.7	16.6	27.2	34.3	32.1	34.4
Sr	1183	1327	1038	1144	1455	1042	1119	610
Y	14.7	30.9	22.2	13.2	16.8	19.9	19.4	19.1
Zr	186	211	180	142	183	195	202	182
Nb	6.08	6.82	6.68	6.73	6.93	7.99	7.73	8.52
Sn	0.32	0.20	0.50	0.63	0.59	0.60	0.56	0.52
Sb	0.13	0.09	0.07	0.03	0.04	0.04	0.04	0.03
Cs	0.24	0.22	0.16	0.25	0.22	0.51	0.40	0.24
Ba	564	1291	667	364	477	645	697	632
La	18.72	49.37	45.84	22.70	28.16	30.05	26.57	23.01
Ce	44.28	84.77	89.33	50.01	64.89	61.51	57.44	46.97
Pr	5.85	11.98	12.28	6.69	8.15	8.37	7.37	6.25
Nd	24.19	47.01	47.40	26.80	31.65	32.51	28.93	24.67
Sm	4.81	8.45	8.76	5.10	5.83	6.19	5.49	5.04
Eu	1.63	2.36	2.42	1.57	1.93	1.94	1.76	1.53
Gd	3.83	7.10	6.76	3.93	4.74	5.18	4.72	4.51
Tb	0.53	0.95	0.91	0.52	0.62	0.70	0.63	0.63
Dy	2.68	5.06	4.54	2.67	3.19	3.84	3.44	3.54
Ho	0.54	0.96	0.80	0.50	0.60	0.72	0.67	0.68
Er	1.39	2.58	2.07	1.27	1.53	1.88	1.76	1.79
Tm								
Yb	1.28	2.14	1.70	1.08	1.33	1.66	1.55	1.64
Lu	0.184	0.316	0.241	0.155	0.196	0.241	0.232	0.240
Hf	4.44	5.19	4.71	3.46	4.65	4.91	4.95	4.52
Ta	0.355	0.408	0.400	0.450	0.446	0.502	0.484	0.540
Tl	0.020	0.111	0.071	0.044	0.018	0.106	0.124	0.126
Pb	5.26	3.83	6.50	4.18	5.45	8.24	7.60	7.74
Th	3.27	4.95	4.90	3.03	4.28	3.74	3.64	3.41
U	0.692	1.249	1.292	0.810	0.971	0.815	0.873	0.713

continúa la Tabla 2

Unidad	Z	Z	Z	Z	SVQ	SVQ	SVQ	SVQ
Muestra	QRO-06-4	QRO-06-5	QRO-06-6	QRO-06-7	QRO-99-18	QRO-99-29	QRO-99-36	QRO-99-37
Lon. W	100°11'53"	100°11'50"	100°11'42"	100°10'53"	100°33'38"	100°35'27"	100°29'28"	100°30'29"
Lat. N	20°54'48"	20°54'50"	20°55'13"	20°55'57"	20°17'06"	20°45'34"	20°47'18"	20°46'18"
<i>Elementos mayores (wt.%)</i>								
	LUGIS							
SiO ₂	62.8	62.4	62.5	62.4	53.8	55.5	56.1	55.3
TiO ₂	0.9	0.9	1.0	1.0	1.5	1.6	1.4	1.3
Al ₂ O ₃	17.3	17.3	16.9	17.6	17.1	17.0	17.1	17.0
Fe ₂ O ₃ ^{tot}	4.9	4.9	4.7	4.5	8.5	8.7	8.1	8.2
MnO	0.07	0.07	0.05	0.08	0.13	0.14	0.12	0.13
MgO	2.1	2.0	2.4	2.1	5.8	4.1	4.5	5.3
CaO	5.7	5.3	5.5	5.1	7.9	7.6	7.6	7.6
Na ₂ O	4.0	4.0	3.8	3.9	3.6	3.7	3.5	3.6
K ₂ O	1.6	1.6	1.8	1.8	1.3	1.2	1.2	1.1
P ₂ O ₅	0.2	0.2	0.3	0.3	0.3	0.5	0.4	0.3
LOI	0.5	0.7	0.4	0.9	0.3	0.0	0.2	0.3
Total	100.2	99.5	99.5	99.5	100.3	100.0	100.2	100.3
Mg#	50.2	48.6	54.4	51.9	61.3	52.6	56.3	59.9
<i>Elementos traza (ppm)</i>								
	CGEO							
Sc	14	14	12	13	23	22	20	20
V	78	75	85	74	153	137	131	134
Cr	7	6	31	19	137	100	116	158
Co	9.5	9.1	10.4	8.7	29.4	23.4	22.4	25.6
Ni	4	3	29	8	77	35	42	64
Cu	4	3	13	7	26	17	12	16
Zn	68	64	92	62	81	86	89	85
Ga	20.1	20.3	21.3	20.6	19.1	20.4	20.1	19.8
Li	11.0	12.7	11.9	11.0	8.3	8.7	6.8	8.5
Be	1.4	1.4	1.5	1.4	1.7	1.5	1.5	1.5
B	2.4	2.8	2.4	3.1	3.8	1.3	3.1	2.3
Rb	31.5	35.9	35.0	36.0	23.1	12.8	15.3	17.3
Sr	533	522	1006	568	443	617	612	591
Y	21.0	19.5	28.6	18.4	31.3	30.0	28.1	26.1
Zr	163	163	199	155	245	258	235	223
Nb	7.79	7.92	8.29	8.42	13.07	12.64	11.20	10.04
Sn	0.57	0.55	0.54	0.68	1.41	1.17	1.12	0.91
Sb	0.07	0.03	0.04	0.04	0.07	0.03	0.05	0.03
Cs	0.30	0.34	0.33	0.27	0.45	0.16	0.17	0.31
Ba	595	595	665	620	364	514	387	348
La	23.24	24.65	60.24	22.10	20.32	21.78	20.99	19.23
Ce	42.10	41.81	61.00	47.56	47.52	49.54	45.96	42.51
Pr	5.83	6.35	13.27	6.08	6.24	6.68	6.40	5.93
Nd	23.40	24.98	50.08	24.03	26.30	28.11	27.06	25.10
Sm	4.89	5.18	8.93	4.95	6.12	6.43	6.09	5.63
Eu	1.48	1.56	2.49	1.48	1.68	1.86	1.75	1.63
Gd	4.67	4.72	7.90	4.44	6.10	6.15	5.81	5.47
Tb	0.65	0.66	1.07	0.62	0.94	0.91	0.87	0.82
Dy	3.76	3.76	5.71	3.49	5.68	5.43	5.18	4.91
Ho	0.74	0.71	1.03	0.67	1.14	1.10	1.02	0.96
Er	1.93	1.84	2.59	1.74	3.10	2.92	2.78	2.62
Tm								
Yb	1.73	1.65	2.13	1.57	2.89	2.66	2.54	2.41
Lu	0.254	0.236	0.295	0.229	0.426	0.404	0.379	0.357
Hf	3.94	4.00	4.93	3.78	5.09	5.28	4.87	4.72
Ta	0.501	0.507	0.522	0.547	0.798	0.742	0.641	0.583
Tl	0.110	0.107	0.156	0.113	0.106	0.059	0.055	0.034
Pb	6.33	5.84	18.76	7.09	5.17	4.64	6.12	4.92
Th	3.11	3.26	3.71	3.27	2.29	1.80	1.94	1.91
U	0.660	0.667	0.803	0.645	0.688	0.563	0.538	0.555

continúa la Tabla 2

Unidad	SVQ								
Muestra	QRO-99-38	QRO-99-40	QRO-99-42	QRO-99-50	QRO-04-15	QRO-04-16	QRO-04-18	QRO-04-19	QRO-04-20
Lon. W	100°28'16"	100°28'54"	100°26'07"	100°18'43"	100°36'09"	100°35'30"	100°35'50"	100°30'46"	100°30'19"
Lat. N	20°44'10"	20°41'55"	20°43'15"	20°40'55"	20°42'00"	20°40'00"	20°37'52"	20°36'03"	20°40'49"
<i>Elementos mayores (wt.%)</i>									
	LUGIS								
SiO ₂	53.4	51.0	52.6	53.5	55.4	54.7	55.1	49.4	50.6
TiO ₂	1.8	4.1	1.4	1.8	1.4	1.4	1.2	2.1	1.3
Al ₂ O ₃	17.6	14.2	17.3	17.2	16.6	16.4	17.8	15.9	17.1
Fe ₂ O ₃ ^{tot}	9.6	13.9	8.7	9.8	7.9	8.3	7.2	11.0	9.4
MnO	0.14	0.21	0.15	0.15	0.14	0.13	0.11	0.16	0.15
MgO	4.3	3.9	6.5	3.9	4.0	5.4	4.6	6.6	6.9
CaO	7.9	7.6	8.7	8.2	7.5	7.5	8.5	8.8	9.5
Na ₂ O	3.7	3.0	3.4	4.0	3.7	3.6	3.6	3.3	3.1
K ₂ O	1.2	1.4	1.0	1.2	1.2	1.0	1.2	0.7	0.7
P ₂ O ₅	0.3	0.6	0.3	0.3	0.4	0.4	0.3	0.4	0.2
LOI	-0.1	0.0	0.5	0.2	1.0	0.1	0.5	0.2	0.2
Total	99.9	98.6	100.5	100.2	99.3	98.8	100.0	98.5	99.1
Mg#	50.9	39.3	63.7	48.5	53.9	60.2	59.8	58.4	63.1
<i>Elementos traza (ppm)</i>									
	CGEO	CGEO	CGEO	LDEO	CGEO	CGEO	CGEO	CGEO	CGEO
Sc	23	36	24	28	22	22	22	30	32
V	141	183	175	172	139	133	161	178	176
Cr	19	16	179	18	84	144	88	183	186
Co	24.9	30.7	33.4	24.5	20.5	26.2	21.8	37.4	35.9
Ni	7	8	89	3	20	67	16	92	72
Cu	18	28	33	18	16	21	14	36	27
Zn	99	141	78	93	83	85	71	91	68
Ga	21.6	23.6	19.2	21.5	20.7	19.9	19.6	19.6	17.8
Li	7.8	8.2	7.7	6.9	8.4	6.9	7.0	10.8	7.4
Be	1.6	1.9	1.4	0.9	1.5	1.4	1.3	1.1	0.8
B	2.4	1.8	3.2	4.8	2.3	0.9	1.6	1.2	
Rb	17.7	16.8	18.7	20.2	18.7	12.8	18.4	8.6	10.3
Sr	560	372	804	511	584	583	789	395	468
Y	30.8	59.3	28.2	38.0	29.3	28.0	29.0	31.3	25.1
Zr	216	445	187	238	248	234	164	174	132
Nb	11.89	20.83	7.64	11.23	12.14	10.70	8.11	9.12	5.03
Sn	0.84	1.67	1.11	1.25	0.98	1.01	1.01	1.00	0.88
Sb	0.04	0.01	0.06	0.01	0.02	0.01	0.02	0.01	0.00
Cs	0.33	0.30	0.64	0.32	0.16	0.16	0.31	0.23	0.26
Ba	456	723	550	386	419	402	796	392	273
La	19.40	31.00	19.40	21.47	21.59	19.64	20.52	14.02	9.87
Ce	44.71	70.27	44.76	48.03	48.43	45.34	38.87	32.55	24.79
Pr	5.86	9.42	5.93	6.63	6.68	6.10	5.76	4.72	3.52
Nd	24.79	40.05	25.10	28.29	27.97	25.68	23.92	21.33	15.87
Sm	5.87	9.90	5.61	6.58	6.29	5.85	5.35	5.45	3.95
Eu	1.78	2.59	1.70	2.08	1.79	1.71	1.52	1.89	1.44
Gd	5.85	10.46	5.51	6.78	6.06	5.64	5.26	5.77	4.26
Tb	0.90	1.66	0.84	1.10	0.91	0.86	0.79	0.90	0.69
Dy	5.49	10.43	5.07	6.43	5.43	5.10	4.78	5.55	4.37
Ho	1.12	2.13	1.02	1.32	1.08	1.03	0.98	1.14	0.93
Er	3.05	5.77	2.82	3.66	2.92	2.77	2.64	3.05	2.55
Tm									
Yb	2.86	5.37	2.60	3.54	2.68	2.55	2.33	2.79	2.43
Lu	0.428	0.829	0.387	0.518	0.395	0.387	0.351	0.425	0.379
Hf	4.67	9.07	4.08	5.44	5.29	4.93	3.75	3.89	2.97
Ta	0.729	1.308	0.473	0.692	0.733	0.626	0.507	0.590	0.323
Tl	0.066	0.081	0.087	0.093	0.046	0.058	0.155	0.069	0.057
Pb	5.33	6.95	4.10	4.30	4.91	4.45	4.53	3.00	2.47
Th	2.28	2.87	2.08	3.31	2.02	1.71	2.11	1.27	1.06
U	0.571	0.515	0.669	0.680	0.587	0.488	0.590	0.304	0.357

Tabla 3. Reproducibilidad y exactitud de los datos de elementos traza

	AGV-2		AGV-2 ^a		BCR-2		BCR-2 ^a		BHVO-2		BHVO-2 ^a		JB-2		JB-2 ^b	
	n = 11	1σ	valor	1σ	n = 10	1σ	valor	1σ	n = 11	1σ	valor	1σ	n = 9	1σ	valor	1σ
<i>Elementos traza (ppm)</i>																
Sc	14	1	13	1	33	0.3	33	2	31	0.4	32	1	54	0.2	53.5	6.6
V	118	4	122	4	420	9	416	14	309	20	317	11	577	6	575	36
Cr	17	0.3	16	1	16	0.4	18	2	279	2	280	19	25	1	28.1	5.3
Co	15.8	0.2	16	1	37.1	0.5	37	3	44.5	0.7	45	3	36.3	0.5	38.0	6.6
Ni	18	0.3	20	1	12	0.4	18	1	118	2	119	7	14	1	16.6	6.7
Cu	52	1	53	4	22	1	21	1	135	3	127	7	222	2	225	16
Zn	87	1	86	8	129	1	127	9	102	2	103	6	103	1	108	11
Ga	21.0	0.4	20	1	22.4	0.3	23	2	21.5	0.4	22	2	16.5	0.2	17.0	2.7
Li	11.0	0.1	11	1	9.3	0.1	9	2	4.6	0.1	4.8	0.2	8.1	0.1	7.78	1.39
Be	2.5	0.1	2.3	0.4	2.3	0.1	n.r.	n.r.	1.2	0.04	1	0.1	0.3	0.01	0.26	0.043
B	6.6	0.2	n.r.*	n.r.	4.1	0.6	n.r.	n.r.	2.8	0.3	n.r.	n.r.	29.7	0.5	30.2	5.3
Rb	69.2	0.8	66.3	0.5	47.0	1.3	46.9	0.1	9.5	0.2	9.11	0.04	6.5	0.1	7.37	2.89
Sr	660	9	661	6	334	7	340	3	391	13	396	1	178	3	178	19
Y	19.9	0.4	19	2	37.0	0.5	37	2	26.4	0.6	26	2	24.1	0.2	24.9	3.1
Zr	233	4	230	4	185	4	184	1	171	4	172	11	47	2	51.2	6.1
Nb	14.51	0.31	14.5	0.8	12.81	0.19	12.6	0.4	18.82	0.26	18.1	1	0.70	0.08	1.58	1.09
Sn	2.03	0.15	2.3	0.4	2.11	0.12	n.r.	n.r.	1.77	0.11	1.7	0.2	0.52	0.08	0.95	0.44
Sb	0.58	0.05	n.r.	n.r.	0.40	0.11	n.r.	n.r.	0.14	0.04	0.13	0.04	0.30	0.03	0.25	0.043
Cs	1.15	0.02	1.2	0.1	1.12	0.02	1.1	0.1	0.10	0.003	0.1	0.01	0.78	0.01	0.85	0.20
Ba	1143	6	1130	11	677	11	677	2	129	6	131	1	217	10	222	31
La	38.42	0.48	37.9	0.04	24.36	0.65	24.9	0.2	14.82	0.37	15.2	0.1	2.37	0.18	2.35	0.23
Ce	69.09	0.70	68.6	0.5	52.21	0.68	52.9	0.2	37.28	1.09	37.5	0.2	6.76	0.26	6.76	0.95
Pr	8.23	0.08	7.84	0.31	6.80	0.11	6.7	0.1	5.35	0.12	5.35	0.17	1.11	0.02	1.01	0.26
Nd	30.36	0.42	30.5	0.1	28.25	0.42	28.7	0.1	24.33	0.41	24.5	0.1	6.45	0.09	6.63	0.70
Sm	5.67	0.10	5.49	0.03	6.70	0.09	6.58	0.02	6.23	0.09	6.07	0.01	2.29	0.02	2.31	0.37
Eu	1.55	0.03	1.53	0.02	1.92	0.02	1.96	0.01	1.99	0.04	2.07	0.02	0.82	0.01	0.86	0.070
Gd	4.68	0.06	4.52	0.05	6.84	0.08	6.75	0.03	6.24	0.13	6.24	0.03	3.26	0.04	3.28	0.31
Tb	0.66	0.01	0.64	0.01	1.06	0.01	1.07	0.03	0.95	0.01	0.92	0.03	0.57	0.01	0.60	0.10
Dy	3.59	0.05	3.47	0.03	6.61	0.08	6.41	0.05	5.46	0.10	5.31	0.02	4.03	0.04	3.73	0.59
Ho	0.69	0.01	0.65	0.03	1.33	0.02	1.28	0.03	1.01	0.02	0.98	0.04	0.89	0.02	0.75	0.17
Er	1.83	0.03	1.81	0.02	3.65	0.05	3.66	0.01	2.52	0.07	2.54	0.01	2.53	0.05	2.60	0.30
Yb	1.67	0.03	1.62	0.02	3.44	0.03	3.38	0.02	2.04	0.04	2	0.01	2.56	0.03	2.62	0.40
Lu	0.251	0.005	0.247	0.004	0.508	0.005	0.503	0.009	0.286	0.008	0.274	0.005	0.392	0.009	0.40	0.060
Hf	5.02	0.08	5	0.1	4.70	0.08	4.9	0.1	4.28	0.09	4.36	0.14	1.40	0.02	1.49	0.31
Ta	0.925	0.041	0.87	0.08	0.851	0.033	0.74	0.02	1.281	0.058	1.14	0.06	0.048	0.010	0.13	0.067
Tl	0.237	0.023	0.27	n.r.	0.221	0.023	n.r.	n.r.	0.011	0.013	n.r.	n.r.	0.023	0.014	0.042	0.0095
Pb	13.42	0.16	13.2	0.5	10.48	0.69	11	1	1.91	0.16	1.6	0.3	5.32	0.08	5.36	1.08
Th	6.25	0.08	6.1	0.2	6.02	0.07	5.7	0.5	1.23	0.03	1.22	0.06	0.25	0.01	0.35	0.17
U	1.887	0.010	1.86	0.09	1.677	0.012	1.69	0.19	0.414	0.007	0.403	0.001	0.146	0.003	0.18	0.067

La reproducibilidad de los datos de elementos traza está dada por las concentraciones promedio y la desviación estándar (1σ) de digestiones múltiples (n = número de digestiones) de los estándares de rocas AGV-2, BCR-2, BHVO-2 de la U.S. Geological Survey, y JB-2 de la Geological Survey of Japan.

^a Valores reportados en <http://georem.mpch-mainz.gwdg.de/>.

^b Valores reportados en <http://www.aist.go.jp/GSJ/>.

* n.r. = valores no reportados.

Tabla 4. Composiciones isotópicas de las rocas del PH-LJ-Z y de la SVQ

Muestra	V y C (2003)	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$	2σ mean	$^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	$^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	$^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$	2σ mean
<i>Volcán Palo Huérano</i>								
QRO-99-24		0.703771 ^b	12	18.696 ^b	15.577 ^b	38.409 ^b	0.512902 ^b	5
QRO-99-26		0.703474 ^c	10	18.6958 ^c	15.5896 ^c	38.4661 ^c	0.512876 ^c	7
QRO-99-30		0.702889 ^b	10	18.574 ^b	15.542 ^b	38.177 ^b	0.512922 ^b	5
QRO-99-33		0.702937 ^c	11	18.5729 ^c	15.5587 ^c	38.1952 ^c	0.512917 ^c	9
QRO-04-9a				18.782 ^b	15.640 ^b	38.671 ^b	0.512655 ^b	4
QRO-04-10				18.764 ^b	15.620 ^b	38.600 ^b		
QRO-04-11				18.714 ^b	15.617 ^b	38.540 ^b	0.512663 ^b	8
QRO-04-12				18.776 ^b	15.630 ^b	38.632 ^b		
QRO-04-14				18.789 ^b	15.632 ^b	38.657 ^b		
MG-05-05		0.704852 ^c	11	18.7656 ^c	15.6217 ^c	38.6125 ^c	0.512571 ^b	10
<i>Volcán La Joya</i>								
QRO-99-25		0.703737 ^b	10	18.632 ^b	15.568 ^b	38.329 ^b	0.512933 ^b	5
QRO-99-27b		0.703983 ^c	6	18.7075 ^c	15.6036 ^c	38.4911 ^c	0.512619 ^c	
QRO-99-28		0.703305 ^b	9	18.638 ^b	15.576 ^b	38.343 ^b	0.512763 ^b	7
QRO-99-34		0.704965 ^b	11	18.804 ^b	15.612 ^b	38.624 ^b	0.512561 ^b	4
QRO-99-35b		0.703874 ^c	14	18.6610 ^c	15.5787 ^c	38.4158 ^c	0.512712 ^c	8
QRO-99-39		0.704066 ^b	11	18.674 ^b	15.628 ^b	38.457 ^b	0.512671 ^b	6
MG-05-02				18.623 ^b	15.583 ^b	38.355 ^b		
<i>Volcán Zamorano</i>								
QRO-99-44		0.703668 ^c	7	18.5780 ^c	15.5736 ^c	38.2732 ^c	0.512830 ^c	6
QRO-99-45		0.703915 ^c	7	18.5201 ^c	15.5479 ^c	38.1863 ^c	0.512843 ^c	7
QRO-99-47		0.703106 ^b	12	18.573 ^b	15.565 ^b	38.267 ^b	0.512912 ^b	6
QRO-99-48		0.703371 ^c	8	18.6367 ^c	15.5742 ^c	38.3586 ^c	0.512858 ^c	7
QRO-06-2 ^a	ZA-02	0.703698					0.512707	
QRO-06-4 ^a	ZA-09	0.704763		18.809	15.634	38.695	0.512587	
QRO-06-6 ^a	ZA-08	0.703803		18.770	15.622	38.631	0.512750	
QRO-06-7 ^a	ZA-07	0.704671					0.512588	
<i>Sucesión Volcánica de Querétaro</i>								
QRO-99-18		0.703802 ^c	11	18.7535 ^c	15.6159 ^c	38.5540 ^c	0.512798 ^c	9
QRO-99-29		0.703901 ^b	10	18.721 ^b	15.588 ^b	38.472 ^b	0.512688 ^b	7
QRO-99-36		0.703999 ^c	10	18.7531 ^c	15.6190 ^c	38.5667 ^c	0.512715 ^c	8
QRO-99-37		0.703906 ^c	10	18.7437 ^c	15.6155 ^c	38.5483 ^c	0.512728 ^c	7
QRO-99-40		0.705544 ^c	16	18.8579 ^c	15.6456 ^c	38.7545 ^c	0.512643 ^c	10
QRO-99-42		0.703311 ^c	11	18.5783 ^c	15.5809 ^c	38.2785 ^c	0.512869 ^c	8
QRO-04-15		0.703943 ^c	8	18.7430 ^c	15.5941 ^c	38.5045 ^c		
QRO-04-16		0.703994 ^c	15					
QRO-04-18		0.703436 ^c	11	18.6165 ^c	15.5878 ^c	38.3553 ^c	0.512743 ^b	11
QRO-04-19		0.704030 ^c	11	18.7563 ^c	15.6109 ^c	38.5607 ^c		
QRO-04-20		0.703644 ^c	14	18.7006 ^c	15.5961 ^c	38.4545 ^c	0.512801 ^b	10

Los valores reportados no están corregidos con respecto a la edad, y son considerados como iniciales. Los errores 2σ mean para mediciones individuales de Sr y Nd están multiplicados por 10^6 . La reproducibilidad para los isótopos de Pb está dada por el 2σ mean de mediciones repetidas del estándar NBS-981 (véase el texto para los detalles).

^a Los datos isotópicos para estas muestras están tomados de Verma y Carrasco-Núñez (2003). Las muestras se colectaron en los mismos afloramientos y se consideran equivalentes a las de la columna "V y C (2003)".

^b Datos obtenidos en el LUGIS.

^c Datos obtenidos en el LDEO.

Tabla 5. Cálculo del *Beaker Identity* de Sr

IV-ICPMS-71A

vial	ppb	ng en 1 ml (ppb·1)	concentración medida en el tubo (ng/ml)	ng en 10 ml (concentración·10)	ng colectados en el vial (ng en 10 ml·2)	rendimiento% (ng en el vial·100/ng en 1 ml)	ng en la elución
1	10000	10000	54	542	1085	11	
2	10000	10000	57	565	1131	11	
3	10000	10000	63	627	1255	13	
4	10000	10000	326	3256	6512	65.1	6512
5	10000	10000	12	117	234	2.3	234
6	10000	10000	3	26	52	0.5	52
rendimiento total						68.0	6799
							ng colectados

QRO-04-19

vial	ppm	ng en 250 mg	ng en 100 mg	concentración medida en el tubo (ng/ml)	ng en 10 ml (concentración·10)	ng colectados en el vial (ng en 10 ml·2)	rendimiento% (ng en el vial·100/ng en 1 ml)	ng en la elución
1	395	98750	39500	177	1769	3538	9.0	
2	395	98750	39500	119	1194	2388	6.0	
3	395	98750	39500	122	1224	2448	6.2	
4	395	98750	39500	366	3655	7310	18.5	7310
5	395	98750	39500	8	79	159	0.4	159
6	395	98750	39500	2	18	37	0.1	37
rendimiento total						19.0	7506	
							ng colectados	

Tabla 6. Cálculo de la concentración de Sr en los microtubos

Beaker Identity de 3 muestras con concentraciones de Sr respectivamente alta, media y baja:

muestra	ppm	ng en 250 mg	concentración medida en el tubo (ng/ml)	ng en 5 ml (concentración.5)	ng colectados en el microtubo (ng en 5 ml.30/0.5)	rendimiento real (ng en el microtubo.100/ng en 250 mg)	ng calculados por un rendimiento del 4.5% (ng en 250 mg.0.045)	concentración en 30 µl (ng calculados/30 µl)	µl que se deben cargar para tener 100 ng de Sr (100/concentración)
JAL-05-23	3445	861350	94.52	472.6	28356	3.3	38761	1292	0.08
MG-04-11	1160	290045	69.21	346.1	20763	7.2	13052	435	0.23
MG-05-21	237	59350	6.08	30.4	1824	3.1	2671	89	1.12

rendimiento promedio

Considerando un rendimiento análogo al rendimiento promedio previamente calculado, se calcula la concentración de Sr en cada microtubo, de esta forma:

QRO-04-16	583	145750					6559	219	0.46
QRO-04-18	789	197250					8876	296	0.34
QRO-04-20	468	117000					5265	176	0.57
QRO-04-15	584	146000					6570	219	0.46
...

Tabla 7. Modelos de cristalización fraccionada

composición inicial	Gd	Yb	Nb	La	Sr	Y	Gd/Yb	Nb/La	Sr/Y
QRO-04-19	5.77	2.79	9.12	14.02	395	31.34	2.07	0.65	12.62
K_D^a	Gd	Yb	Nb	La	Sr	Y			
Olivino (Ol)	0.0012	0.023	0.001	0.000007	0.00001	0.023			
Clinopiroxeno (Cpx)	0.37	0.43	0.0077	0.0536	0.1283	0.467			
Ortopiroxeno (Opx)	0.04	0.1	0.0029	0.001	0.003	0.1			
Plagioclasa (Pl)	0.0415	0.009	0.0265	0.1275	2.45	0.024			
Ilmenita (Ilm)	0.14	0.17	0.8	0.098	0.001	0.0045			
Anfibol (Anf)	0.993	0.787	1.63	0.116	0.23	1.03			
Granate (Gt)	0.9	7	0.013	0.001	0.007	2.8			
asociación mineral	Ol	Cpx	Opx	Pl	Ilm	Anf	Gt		
<i>(no Anf)</i>	0.35	0.34	0.20	0.10	0.01	0.00	0.00		
D global^b	Gd	Yb	Nb	La	Sr	Y			
	1.39	0.10	0.20	0.98	1.30	1.72			
cristalización fraccionada (X)^c	Gd	Yb	Nb	La	Sr	Y	Gd/Yb	Nb/La	Sr/Y
0.01	5.82	2.82	9.21	14.15	398	31.60	2.07	0.65	12.61
0.1	6.32	3.04	10.11	15.52	426	34.14	2.07	0.65	12.49
0.2	6.99	3.35	11.36	17.39	463	37.56	2.08	0.65	12.34
0.3	7.84	3.74	12.96	19.79	510	41.85	2.09	0.65	12.18
0.4	8.95	4.25	15.08	22.98	569	47.42	2.11	0.66	11.99
0.5	10.47	4.94	18.05	27.41	647	54.98	2.12	0.66	11.77
0.6	12.69	5.94	22.49	34.02	758	65.88	2.14	0.66	11.51
0.7	16.25	7.52	29.87	44.94	931	83.18	2.16	0.66	11.19
0.8	23.04	10.50	44.55	66.54	1241	116	2.19	0.67	10.74
0.9	41.82	18.58	88.22	130	2032	203	2.25	0.68	10.02
0.99	303	124	854	1209	10438	1311	2.45	0.71	7.96
asociación mineral	Ol	Cpx	Opx	Pl	Ilm	Anf	Gt		
<i>(20% Anf)</i>	0.34	0.15	0.20	0.10	0.01	0.20	0.00		
D global	Gd	Yb	Nb	La	Sr	Y			
	0.27	0.25	0.34	0.05	0.31	0.31			
cristalización fraccionada (X)	Gd	Yb	Nb	La	Sr	Y	Gd/Yb	Nb/La	Sr/Y
0.01	5.81	2.81	9.18	14.15	398	31.56	2.07	0.65	12.62
0.1	6.23	3.02	9.77	15.50	425	33.72	2.06	0.63	12.61
0.2	6.79	3.30	10.56	17.34	461	36.59	2.06	0.61	12.60
0.3	7.49	3.65	11.54	19.70	506	40.14	2.06	0.59	12.60
0.4	8.39	4.09	12.78	22.83	562	44.67	2.05	0.56	12.59
0.5	9.58	4.69	14.42	27.17	638	50.69	2.04	0.53	12.58
0.6	11.28	5.54	16.71	33.62	744	59.18	2.04	0.50	12.57
0.7	13.93	6.87	20.21	44.24	907	72.25	2.03	0.46	12.55
0.8	18.74	9.30	26.42	65.16	1199	95.72	2.01	0.41	12.53
0.9	31.12	15.62	41.79	126	1933	155	1.99	0.33	12.49
0.99	168	87.35	192	1138	9449	765	1.92	0.17	12.36

^a K_D = coeficiente de partición de un elemento para un cierto mineral. Los valores de K_D están tomados de Hart y Dunn (1993), Kelemen *et al.* (1993), Johnson (1994), Bottazzi *et al.* (1999), Salters y Longhi (1999), Tiepolo *et al.* (2001) y Donnelly (2002).

^b D global = coeficiente de partición global de un elemento = $\sum_j (x_j \cdot K_{Dj})$, en donde: x_j = proporción del mineral j; K_{Dj} = coeficiente de partición del elemento considerado para el mineral j.

^c Los modelos de cristalización fraccionada utilizan la ecuación: $C_1 = (1-X)^{(D-1)} \cdot C_i$, en donde: C_1 = concentración de un elemento en el líquido; X = fracción de sólidos removidos; D = coeficiente de partición global del elemento considerado; C_i = concentración del elemento en el magma inicial.

continúa la Tabla 7

composición inicial	Gd	Yb	Nb	La	Sr	Y	Gd/Yb	Nb/La	Sr/Y
QRO-04-19	5.77	2.79	9.12	14.02	395	31.34	2.07	0.65	12.62
Kd	Gd	Yb	Nb	La	Sr	Y			
Olivino (Ol)	0.0012	0.023	0.001	0.000007	0.00001	0.023			
Clinopiroxeno (Cpx)	0.37	0.43	0.0077	0.0536	0.1283	0.467			
Ortopiroxeno (Opx)	0.04	0.1	0.0029	0.001	0.003	0.1			
Plagioclasa (Pl)	0.0415	0.009	0.0265	0.1275	2.45	0.024			
Ilmenita (Ilm)	0.14	0.17	0.8	0.098	0.001	0.0045			
Anfibol (Anf)	0.993	0.787	1.63	0.116	0.23	1.03			
Granate (Gt)	0.9	7	0.013	0.001	0.007	2.8			
asociación mineral	Ol	Cpx	Opx	Pl	Ilm	Anf	Gt		
<i>(15% Anf 25% Gt)</i>	0.00	0.45	0.15	0.00	0.00	0.15	0.25		
D global	Gd	Yb	Nb	La	Sr	Y			
	0.55	2.08	0.25	0.04	0.09	1.08			
cristalización fraccionada (X)	Gd	Yb	Nb	La	Sr	Y	Gd/Yb	Nb/La	Sr/Y
0.01	5.80	2.76	9.18	14.15	399	31.32	2.10	0.65	12.74
0.1	6.05	2.49	9.86	15.50	435	31.08	2.43	0.64	14.00
0.2	6.38	2.20	10.77	17.36	484	30.79	2.91	0.62	15.72
0.3	6.78	1.90	11.90	19.72	546	30.46	3.57	0.60	17.93
0.4	7.27	1.61	13.36	22.86	628	30.09	4.52	0.58	20.87
0.5	7.90	1.32	15.31	27.23	741	29.66	5.97	0.56	24.98
0.6	8.74	1.04	18.10	33.72	907	29.14	8.40	0.54	31.12
0.7	9.96	0.76	22.44	44.42	1177	28.48	13.04	0.51	41.32
0.8	11.97	0.49	30.40	65.50	1699	27.57	24.25	0.46	61.61
0.9	16.39	0.23	51.07	127	3182	26.09	70.04	0.40	122
0.99	46.59	0.02	286	1155	25600	21.72	2374	0.25	1179
asociación mineral	Ol	Cpx	Opx	Pl	Ilm	Anf	Gt		
<i>(30% Anf 20% Gt)</i>	0.00	0.30	0.20	0.00	0.00	0.30	0.20		
D global	Gd	Yb	Nb	La	Sr	Y			
	0.60	1.79	0.49	0.05	0.11	1.03			
cristalización fraccionada (X)	Gd	Yb	Nb	La	Sr	Y	Gd/Yb	Nb/La	Sr/Y
0.01	5.79	2.77	9.16	14.15	399	31.33	2.09	0.65	12.73
0.1	6.02	2.57	9.61	15.49	434	31.25	2.34	0.62	13.90
0.2	6.31	2.34	10.20	17.32	482	31.14	2.69	0.59	15.49
0.3	6.66	2.11	10.92	19.66	543	31.02	3.16	0.56	17.52
0.4	7.09	1.87	11.80	22.75	623	30.88	3.79	0.52	20.18
0.5	7.63	1.62	12.94	27.05	733	30.72	4.71	0.48	23.87
0.6	8.35	1.36	14.49	33.43	894	30.52	6.14	0.43	29.30
0.7	9.37	1.08	16.75	43.92	1155	30.26	8.64	0.38	38.18
0.8	11.04	0.79	20.56	64.53	1658	29.91	13.99	0.32	55.43
0.9	14.60	0.46	29.19	125	3073	29.31	31.88	0.23	105
0.99	36.93	0.08	93.50	1107	23885	27.41	492	0.08	871
asociación mineral	Ol	Cpx	Opx	Pl	Ilm	Anf	Gt		
<i>(85% Anf 15% Gt)</i>	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.85	0.15		
D global	Gd	Yb	Nb	La	Sr	Y			
	0.98	1.72	1.39	0.10	0.20	1.30			
cristalización fraccionada (X)	Gd	Yb	Nb	La	Sr	Y	Gd/Yb	Nb/La	Sr/Y
0.01	5.77	2.77	9.08	14.14	399	31.25	2.08	0.64	12.76
0.1	5.78	2.59	8.75	15.41	430	30.38	2.23	0.57	14.17
0.2	5.80	2.38	8.36	17.14	473	29.34	2.44	0.49	16.12
0.3	5.81	2.16	7.94	19.33	527	28.21	2.69	0.41	18.67
0.4	5.83	1.93	7.48	22.21	596	26.95	3.02	0.34	22.12
0.5	5.85	1.70	6.97	26.18	690	25.54	3.45	0.27	27.03
0.6	5.88	1.44	6.39	32.01	826	23.91	4.07	0.20	34.54
0.7	5.92	1.17	5.72	41.48	1040	21.96	5.04	0.14	47.38
0.8	5.97	0.88	4.89	59.78	1441	19.48	6.80	0.08	73.98
0.9	6.05	0.53	3.74	112	2515	15.87	11.35	0.03	158
0.99	6.35	0.10	1.53	889	15996	8.04	62.38	0.002	1990