



UNIVERSIDAD NACIONAL AUTÓNOMA DE MÉXICO
Posgrado en Ciencias de la Tierra
Centro de Geociencias

**Origen del magmatismo intraplaca en el oeste de la Faja Volcánica
Transmexicana: Rift Tepic-Zacoalco**

TESIS

Que para optar por el grado de:
Doctorado en Ciencias de la Tierra

Presenta

Beatriz Adriana Díaz Bravo

Tutor

Dr. Arturo Gómez Tuena

México, Querétaro septiembre 2014.



Universidad Nacional
Autónoma de México



UNAM – Dirección General de Bibliotecas
Tesis Digitales
Restricciones de uso

DERECHOS RESERVADOS ©
PROHIBIDA SU REPRODUCCIÓN TOTAL O PARCIAL

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

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

Para Marcela, Beatriz, Pamela, Diego y Héctor

“Es mejor viajar lleno de esperanzas que llegar”
adagio japonés

Agradecimientos

Esta tesis fue dirigida por Arturo Gómez-Tuena a quien agradezco infinitamente su asesoría e interés por su buen desarrollo. La investigación formó parte de los proyectos IN107810 y IN103907 del Programa de Apoyo a Proyectos de Investigación e Innovación Tecnológica (PAPIIT) de la Universidad Nacional Autónoma de México. Agradezco al programa de becas para estudios de posgrado del Consejo Nacional de Ciencia y Tecnología de México por beneficiarme con este apoyo durante mis estudios.

Agradezco también la invaluable colaboración en la preparación y desarrollo de los análisis de muestras a: Manuel Albarrán, Ofelia Pérez Arvizu, Juan Vázquez, Carlos Linares y Rufino Lozano; y de manera especial a Carlos Ortega Obregón por el apoyo en los análisis minerales. Mil gracias a toda la administración del Centro de Geociencias de la UNAM por facilitar mi estancia y el desarrollo de mi tesis, especialmente quiero agradecer a: Marta Pereda Miranda, Emilio Nava Alatorre y Armando Ramírez Morán. Del mismo modo agradezco al coordinador del posgrado Mariano Cerca Martínez.

Gracias a Luca Ferrari, Lucia Capra, Vlad Manea y Jorge Aranda quienes en su momento revisaron y realizaron observaciones a este estudio como parte de los comités de evaluación. La versión final de esta tesis se benefició de la revisión y observaciones de Teresa Orozco Esquivel, Dante J. Morán Zenteno, Peter Schaaf y Giovanni Sosa Ceballos, a todos ellos les agradezco su invaluable contribución.

La experiencia que fue realizar el doctorado no pudo haber sido posible sin las personas que se han convertido en una constante en mi vida y una referencia continua pese a la distancia, mil gracias a mis amigos del corazón y del alma Lizet Nava Urrego, María Chapela Lara, Laura Mori, Enrique González Torres, Bárbara Martiny y Dante J. Morán Zenteno, a quienes admiro y quiero; de manera muy especial le agradezco a Valerie Pompa Mera, por ser una gran amiga con quien he recorrido un largo camino. Durante este tiempo descubrí que la amistad es un evento excepcional en la vida, prueba de ello es mi amistad con María Carolina Amorin Catunda a quien tengo siempre en mi pensamiento ¡cariño! La lista de amigos no puede estar completa sin mencionar al buen Armando Ramírez Morán y a Hilda Edith Huerta con quienes viví increíbles momentos; a Francisco J. Orozco Esquivel de quien guardo un grato recuerdo; a Emilio Nava Alatorre cuya amabilidad es infinita; pero tampoco, sin Roberto Molina y Lucy a quienes siempre recordaré con especial cariño; y sin Gabriela Castañeda Miranda con quien compartí especiales y muy divertidos momentos que recordaré con especial alegría; y asimismo sin mencionar la agradable amistad de Lizeth Caballero.

Me falta alguien más, me falta agradecer a Carlos Ortega Obregón por su gran amistad y apoyo durante este tiempo que hemos pasado juntos, constantemente cuando me encuentro a tu lado me asalta el siguiente pensamiento derivado del recuerdo de la lectura de las siguientes líneas *“andábamos sin buscarnos pero sabiendo que andábamos para encontrarnos”* Julio Cortázar, Rayuela.

Mi último agradecimiento es para la Universidad Nacional Autónoma de México por ser la fantástica institución que yo esperaba y por cubrir todas las expectativas que imaginé cuando era una niña de 14 años.

Esta chintolola fue seducida por el bello azul y rosa algodón de azúcar del cielo profundo de Querétaro, y el verde azulado y oro de los fascinantes y expresivos *cactus* que completan su paisaje, y por el sabor de las nieves y salsas de guamichi, Querétaro, México Lindo.

Sólo me falta agregar un *“gato disecado”* y algunas *“galletitas”* en estas malas pero sinceras líneas.

Índice

Resumen	<i>i</i>
Abstract	<i>ii</i>
1. Introducción	<i>1</i>
<i>Marco conceptual</i>	<i>1</i>
<i>OIBs en el oeste de la FVTM: Rift Tepic-Zacoalco</i>	<i>3</i>
<i>Objetivos específicos de esta tesis</i>	<i>4</i>
2. Contexto geológico regional	<i>5</i>
2.1. La Faja Volcánica Transmexicana	<i>5</i>
2.2. Evolución geológica de la FVTM	<i>6</i>
2.2.1. <i>Evolución del magmatismo de intraplaca en la FVTM</i>	<i>7</i>
2.3. Contexto tectónico del oeste de la FVTM	<i>8</i>
2.4. Configuración tectónica actual	<i>11</i>
2.5. Retroceso de la placa de Rivera y movimientos relativos	<i>12</i>
2.6. Modelo térmico de la zona de subducción de Rivera	<i>13</i>
2.7. Espesor de la corteza continental en el oeste de la FVTM	<i>14</i>
3. Geología del Rift Tepic-Zacoalco	<i>15</i>
3.1. Estratigrafía de la región del Rift Tepic-Zacoalco	<i>15</i>
3.1.1. <i>Basamento</i>	<i>17</i>
<i>Terreno Guerrero</i>	<i>17</i>
<i>Bloque Jalisco</i>	<i>18</i>
<i>Sierra Madre Occidental</i>	<i>19</i>
3.1.2. <i>Magmatismo del Mioceno temprano a tardío</i>	<i>20</i>
3.1.3. <i>Magmatismo bimodal del Plioceno-Cuaternario</i>	<i>20</i>
<i>Magmatismo Silícico</i>	<i>20</i>
<i>Magmatismo de Intraplaca</i>	<i>21</i>
<i>Suite de Basaltos Sangangüey</i>	<i>21</i>
<i>Suite Amatlán de Cañas</i>	<i>22</i>
<i>Suite Santa Rosa</i>	<i>23</i>
3.1.4. <i>Magmatismo del Cuaternario</i>	<i>24</i>
3.2. El Magmatismo contemporáneo del frente volcánico	<i>25</i>
3.3. Origen del RTZ	<i>26</i>
3.4. Basaltos alcalinos de las islas del Pacífico Isabel y Socorro	<i>28</i>
<i>Basaltos alcalinos de la Isla Isabel</i>	<i>29</i>
<i>Basaltos alcalinos de la Isla Socorro</i>	<i>29</i>
4. Métodos analíticos	<i>30</i>
<i>Toma de muestras</i>	<i>30</i>
<i>Trituración de muestras</i>	<i>30</i>

<i>Pulverización de muestras</i>	31
<i>Separación de Minerales</i>	32
4.1. Análisis de elementos mayores y traza	33
4.1.1. <i>Procedimiento químico para el análisis de elementos traza</i>	33
4.2. Análisis isotópicos	35
4.2.1. <i>Preparación química</i>	36
<i>Pesado de las muestras</i>	36
<i>Lixiviación (leaching)</i>	37
<i>Digestión en ácidos</i>	37
4.2.2. <i>Separación química de elementos</i>	37
4.2.3. <i>Separación química de Pb</i>	38
4.2.4. <i>Separación de Sr química Sr-spec</i>	39
4.2.5. <i>Separación de REE química TRU-spec</i>	40
4.2.6. <i>Separación de Nd química Ln-spec</i>	41
4.3. Análisis minerales	43
4.3.1. <i>Análisis de olivino y plagioclasa por LA-ICP-MS</i>	43
<i>Métodos analíticos</i>	43
<i>Reducción de datos y calibración del método</i>	44
<i>Estándares internos de olivino y plagioclasa</i>	47
<i>Ventajas y desventajas del análisis de química mineral por LA-ICP-MS</i>	52
4.3.2. <i>Análisis de clinopiroxeno</i>	53
5. Resultados	54
5.1. Descripción petrográfica	54
5.2. Elementos mayores y traza	56
5.3. Isótopos de Sr, Nd y Pb	59
5.4. Química mineral de Olivino	61
5.5. Química mineral de Plagioclasa	64
5.6. Temperaturas magmáticas y contenidos de H ₂ O	67
5.6.1. <i>Premisas establecidas</i>	67
5.6.2. <i>Reconstrucción de líquidos primitivos</i>	68
5.6.3. <i>Reconstrucción de los magmas primitivos de intraplaca del RTZ</i>	69
5.6.4. <i>Termómetro de olivino</i>	72
<i>Obtención de temperaturas de olivino</i>	76
5.6.6. <i>Termómetro de clinopiroxeno</i>	76
<i>Obtención de temperaturas de clinopiroxeno</i>	78
5.6.7. <i>Higrómetro de plagioclasa</i>	78
5.6.8. <i>Estimación de los contenidos de H₂O con el higrómetro</i>	82
5.6.9. <i>Confiabilidad de las temperaturas y la estimación del contenido de H₂O</i>	82
6. Discusión	85
6.1. Cristalización fraccionada y contaminación cortical	85
6.2. Heterogeneidad mantélica primaria	87
6.2.1. <i>Escala de la heterogeneidad mantélica primaria</i>	87

6.2.2. <i>Manto geoquímicamente enriquecido</i>	89
6.3. Fuentes litológicas del manto: peridotitas y piroxenitas	93
6.3.1. <i>Identificación de peridotitas y piroxenitas</i>	94
6.3.2. <i>Fuentes litológicas del magmatismo de intraplaca del RTZ</i>	97
6.4. Efectos de la subducción en la transformación del manto y su fusión	99
6.5. Modelo Petrogenético: magmas de intraplaca y plumas de la placa en subducción	104
7. Conclusiones	111
Referencias bibliográficas	113

Apéndice

Tabla 1. Datos de elementos mayores y traza de las suites de rocas de intraplaca del RTZ
Tabla 2. Composiciones isotópicas de las suites de rocas de intraplaca del RTZ
Tabla 3. Composiciones de olivino por LA-ICP-MS
Tabla 4. Composiciones de plagioclasa por LA-ICP-MS
Tabla 5. Resultados obtenidos en los estándares de olivino
Tabla 6. Resultados obtenidos en los estándares de plagioclasa
Tabla 7. Composiciones de clinopiroxeno y temperaturas estimadas
Tabla 8. Temperaturas estimadas y contenidos de agua

Resumen

A lo largo de la traza principal del rift Tepic-Zacoalco (RTZ), una estructura tectónica del occidente de la Faja Volcánica Transmexicana en la que un régimen tectónico de extensión se sobrepone al sistema convergente, fueron emplazados basaltos alcalinos con composiciones similares a los de las islas oceánicas. Los análisis geoquímicos y petrológicos obtenidos en las rocas volcánicas máficas del rift indican la existencia de una cuña del manto sumamente heterogénea, que ha sido modificada ligeramente por agentes químicos derivados de la placa en subducción. La mayoría de las rocas volcánicas muestran composiciones geoquímicas e isotópicas idénticas a las de las Islas Isabel y Socorro del Pacífico mexicano, y confirman la existencia de un antiguo componente reciclado de tipo *high- μ* (HIMU; $\mu = {}^{238}\text{U}/{}^{204}\text{Pb}$) en la fuente del manto. Los fenocristales de olivino separados de las rocas HIMU tienen concentraciones de NiO y CaO similares a las de olivino de dorsales oceánicas (MORB), indicando que la fuente de enriquecimiento isotópico debe estar completamente hospedada en una peridotita. En contraste, las rocas más evolucionadas del RTZ tienen un mayor contenido de agua y señales de la subducción más pronunciadas, y muestran un arreglo isotópico distintivo que señala contribuciones de la placa subducida. Los fenocristales de olivino de estas rocas son ligeramente menos forsteríticos pero tienen más NiO y menos CaO que los de las rocas más máficas, sugiriendo una proveniencia de una fuente piroxenítica secundaria. Las evidencias geoquímicas indican que la cuña del manto "pre-subducción" bajo el occidente de México debe ser petrológicamente idéntica y tan diversa como el manto bajo la cuenca del Pacífico. El muestreo selectivo de las porciones más fundibles y enriquecidas, es favorecido por los bajos grados de fusión parcial de una peridotita anhidra durante el ascenso del manto en un régimen de extensión continental. Sin embargo, la adición de pequeñas cantidades de sílice desde la placa en subducción promueve una transformación petrológica secundaria a litologías ricas en piroxeno que al fundirse permiten la creación de magmas con composiciones que son más parecidas a las de un ambiente de arco volcánico. Los agentes geoquímicos de la placa en subducción contaminan el régimen de rift continental, a través de la infiltración hacia la cuña del manto de diapiros integrados por mélanges híbridos desprendidos desde la superficie de la placa.

Abstract

Alkaline basalts with geochemical features similar to those of intraplate ocean islands have been emplaced along the main trace of the Tepic-Zacoalco rift (TZR), a unique tectonic structure of the western Trans-Mexican Volcanic Belt in which extension is superimposed to a convergent margin. New geochemical and petrologic data on mafic volcanic rocks along the rift indicate the existence of a highly heterogeneous pre-subduction mantle wedge that has been slightly overprinted by slab-derived chemical agents. Most mafic volcanic rocks display geochemical and isotopic compositions that are indistinguishable from those of the Pacific islands Socorro and Isabel, and confirm the existence of an ancient, recycled, *high- μ* component (HIMU; $\mu = {}^{238}\text{U}/{}^{204}\text{Pb}$) in their mantle source. Olivines separated from samples carrying the HIMU signature have NiO and CaO contents similar to those of olivines from mid-ocean ridge basalt (MORB), indicating that the source of enrichment must be entirely hosted in peridotite. In contrast, more evolved rocks within the TZR have stronger subduction signatures and higher water contents, and display a distinctive isotopic array that points to slab-derived contributions. Olivines from these rocks are slightly less forsteritic but also extend to higher NiO and lower CaO contents than those from more mafic magmas, suggesting provenance from a secondary pyroxenite source. The overall geochemical evidence thus indicates that the pre-subduction background mantle wedge in western Mexico must be identical, and just as diverse, as that below the Pacific basin. Extension-driven mantle upwelling in a continental setting can only melt a dry peridotitic mantle to its slowest extents, and therefore preferentially sample its most enriched and easily fusible components. Yet the addition of even a small amount of slab-derived silica promotes a secondary petrologic transformation to pyroxene-rich lithologies that upon melting create magmas with compositions that are more akin to a volcanic arc setting. Slab geochemical agents ‘pollute’ the upwelling regime of a continental rift through diapirs made of hybrid mélanges which arise from the surface of the plate.

1. Introducción

Marco conceptual

La información geoquímica y petrológica disponible actualmente sobre rocas basálticas, tanto oceánicas como continentales, indica que el manto de la Tierra es composicionalmente heterogéneo en todas las escalas (Hofmann, 2003). Aunque por muchos años se pensó que el manto terrestre estaba conformado únicamente por rocas peridotíticas, diversos estudios realizados a partir de la segunda mitad del siglo XX han mostrado que el manto de la Tierra es probablemente tan heterogéneo como la corteza continental en términos petrológicos (Hofmann, 2003).

La heterogeneidad composicional del manto ha sido sobre todo reconocida a través del estudio de basaltos oceánicos. Las diferencias isotópicas entre los OIBs (*oceanic island basalts*) y los MORBs (*mid-ocean ridge basalts*) permitió establecer que estos basaltos no son isotópicamente uniformes. Además, las características isotópicas más enriquecidas identificadas en los OIBs de manera sistemática, revelaron que el manto de la Tierra contiene porciones recicladas de antiguos reservorios; asimismo su diversidad permitió el reconocimiento de diferentes componentes del manto o “sabores” del manto (Hofmann, 2003). Las diferencias isotópicas y en elementos traza incompatibles (K, Rb, U, Th, y tierras raras ligeras) de los OIBs en comparación con los MORBs representó por mucho tiempo la base geoquímica que sostenía la hipótesis de las “*plumas del manto*” (Morgan, 1971). Esta hipótesis asume que el manto terrestre es estratificado composicionalmente, en donde los OIBs se derivan de las fuentes enriquecidas del manto primordial localizado a gran profundidad en el interior de la Tierra, mientras que los MORBs derivan de fuentes empobrecidas del manto superior que representan residuos de la extracción de corteza continental en las etapas tempranas de la evolución de la Tierra. No obstante, estudios posteriores mostraron que las fuentes de los OIBs resultan ser mucho más enriquecidas en elementos incompatibles, y también, más variables isotópicamente que lo que se esperaba encontrar en el manto primordial terrestre (Sun y McDonough, 1989; Niu y O’Hara, 2003, 2009; Prytulak y Elliott, 2007; Humphreys y Niu, 2009). En consecuencia, los modelos más recientes han preferido asociar las características geoquímicas enriquecidas del manto con la reincorporación de materiales corticales enriquecidos al interior del manto, durante el

establecimiento de la tectónica de placas y de la subducción en particular (Hofmann y White, 1982). Actualmente, el reciclaje de estos materiales es asociado con la formación de heterogeneidades litológicas y químicas que posteriormente son gradualmente disgregadas por transporte, disminución de tamaño y difusión química durante la convección del manto (Hofmann y Hart, 1978; Hofmann y White, 1982; Katz y Rudge, 2011). El trabajo clásico de Hofmann y White (1982), pionero en reconocer el origen de las heterogeneidades del manto como consecuencia de la tectónica de placas, ha sido objeto de numerosas revisiones, que han derivado a su vez en nuevas propuestas para explicar el origen de los OIBs. Algunas de ellas evocan el modelo de reciclaje de cortezas oceánicas (Sobolev *et al.*, 2000, 2005, 2007; Gurenko *et al.*, 2009; Katz y Rudge, 2011), pero algunas otras enfatizan la importancia de procesos metasomáticos en el manto (Niu y O'Hara, 2003; Donnelly *et al.*, 2004; Pilet *et al.*, 2008, 2011; Niu *et al.*, 2011, 2012).

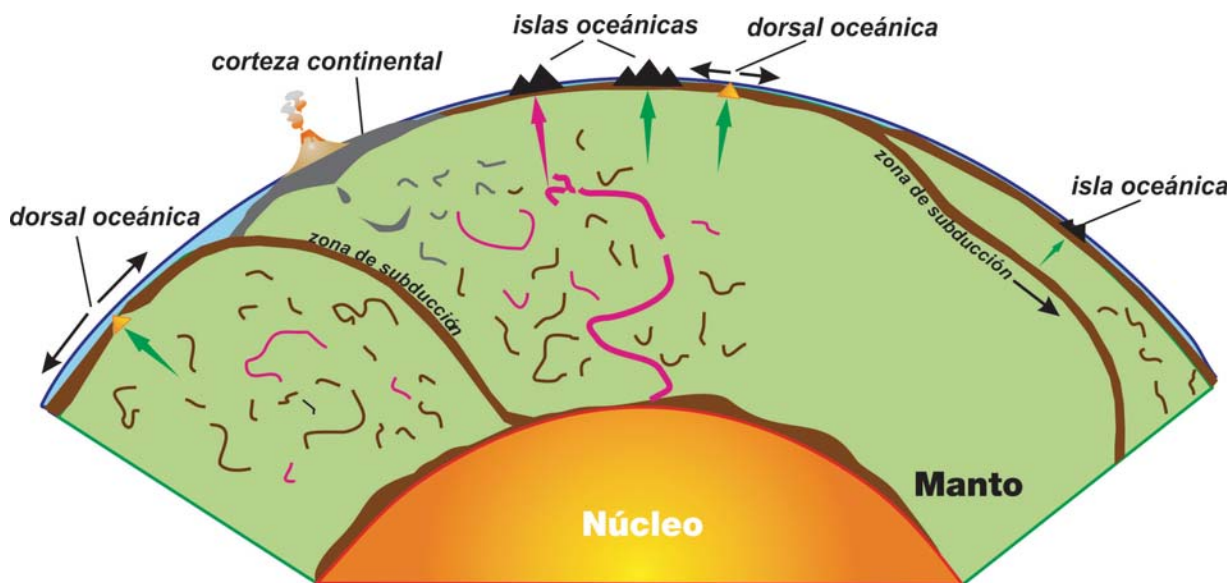


Figura 1.1. Modelo Tectónico de la Tierra. La corteza oceánica (en color café) es un líquido solidificado formado de la fusión parcial del manto peridotítico (en color verde claro) en las dorsales oceánicas junto con los sedimentos la corteza oceánica puede ser reciclada dentro del manto en las zonas de subducción. La corteza continental (en color gris) se forma en las zonas de subducción y es reciclada por procesos de delaminación. Cuando la corteza es reciclada es transformada en litologías piroxeníticas (en color café). Las flechas verdes indican la fusión de una peridotita. Las flechas rosas indican la fusión de una piroxenita. La corteza reciclada (cordones de color gris, rosa y café) probablemente se encuentra distribuida uniformemente a través de todo el manto, o quizá se encuentre concentrada en ciertos hemisferios o profundidades. Tomado de Herzberg (2007).

Mucho de lo que hoy conocemos acerca de las heterogeneidades del manto, proviene del estudio de los volcanes oceánicos asociados a *plumas del manto (hotspots)*, como los de las islas de Hawaii, debido a que se encuentran desconectados de la convección global del manto y muy lejos de las complicaciones geoquímicas encontradas en las zonas de subducción o por debajo de antiguos continentes. Sin embargo, cada vez es más frecuente encontrar basaltos isotópicamente enriquecidos similares a los OIBs en zonas de expansión de piso oceánico alejados de *plumas del manto* (Donnelly *et al.*, 2004), y también en algunos márgenes convergentes que se encuentran claramente aislados de la influencia de *plumas del manto* (Hickey-Vargas *et al.*, 1986; Langmuir *et al.*, 2006; Gómez-Tuena *et al.*, 2007; Hoernle *et al.*, 2008). En este contexto su origen demanda otro tipo de interrogaciones que expliquen entre otras cosas: ¿cuál es la distribución de las heterogeneidades en el manto? ¿cómo se han distribuido? Si estas heterogeneidades tienen una connotación tectónica, ¿qué es lo que están muestreando? Y ¿cómo y cuándo? se formaron. En la actualidad el estudio del magmatismo de intraplaca ha revelado que las litologías del manto no son únicamente de tipo peridotítico sino que también contiene litologías de tipo piroxenítico que también generan magmas de composición basáltica (Sobolev *et al.*, 2005, 2007; Herzberg 2011). Aún cuando esto constituye una nueva herramienta en el estudio del manto el origen de su heterogeneidad geoquímica permanece sin ser totalmente clarificado.

OIBs en el oeste de la FVTM: Rift Tepic-Zacoalco

Uno de los rasgos más notables de la Faja Volcánica Transmexicana es la presencia de pequeños volcanes alcalinos con rasgos geoquímicos similares a los OIBs (Gómez-Tuena *et al.*, 2007 y referencias). Su inusual asociación en tiempo y espacio con volcanismo calcialcalino que es mucho más típico de un margen convergente, ha propiciado el planteamiento de una gran variedad de modelos que literalmente abrazan toda la gama de condiciones petrotectónicas conocidas en la Tierra para explicar su origen. Estas rocas alcalinas han sido asociadas al ascenso de una *pluma del manto* por debajo de la región de Guadalajara (Moore *et al.*, 1994; Márquez *et al.*, 1999), mientras que otros las han relacionado con un proceso de *rifting* continental (Verma, 2002), con una infiltración de manto astenosférico profundo y caliente originado por el retroceso de la placa (*slab roll-back*) (Ferrari, 2004) o por su rompimiento (Ferrari, 2004). Otros autores las consideran como

consecuencia directa de los procesos geodinámicos convergentes (Luhr, 1997; Gómez-Tuena *et al.*, 2011, 2013). La gran mayoría de estas interpretaciones están construidas sobre la premisa de que un tipo de roca inusual requiere una explicación excepcional, sin embargo, anteriormente se estableció la dificultad de asignar una connotación tectónica al origen del magmatismo de tipo OIB, pues en realidad parece no existir ninguna relación entre ellos.

Los basaltos de intraplaca emplazados en el RTZ que corresponde a una estructura tectónica de extensión que se sobrepone a un régimen de convergencia, ofrece un panorama excepcional para explorar el origen de este magmatismo lejos de la influencia de una *pluma del manto* y en estrecha asociación con un ambiente tectónico por definición poco común. En este sentido, este panorama ofrece también la posibilidad de examinar las modificaciones del manto producidas por los agentes de la subducción.

Objetivos específicos de esta tesis

- 1) la caracterización geoquímica integral de los basaltos de intraplaca del RTZ
- 2) la determinación de su fuente magmática y su caracterización litológica,
- 3) determinar las condiciones a las cuales ocurre su fusión, y finalmente
- 4) establecer su relación con el régimen geodinámico de subducción.

Para afrontar dichos objetivos se generó una colección exhaustiva de datos geoquímicos, así como de análisis químicos detallados de fenocristales de olivino y plagioclasa de las rocas máficas de tipo intraplaca del sector oeste de la FVTM, que corresponde a un área bien estudiada del arco mexicano. A partir del análisis de todos los elementos mencionados, se presenta un modelo genético que explique de manera integral el origen del magmatismo de intraplaca emplazado en el occidente de México.

2. Contexto geológico regional

2.1. La Faja Volcánica Transmexicana

La evolución geológica del margen occidental de México ha sido definida por la formación y acreción de numerosos arcos magmáticos que se han desarrollado desde el Jurásico. La Faja Volcánica Transmexicana (FVTM) corresponde al arco magmático más joven formado, cuyo nombre le ha sido asignado por presentar una peculiar distribución transversal con respecto a las grandes provincias geológicas de México (Ortega-Gutiérrez *et al.*, 1992) (Fig. 2.1). Es un arco magmático constituido por cerca de 8 000 centros volcánicos y algunos cuerpos intrusivos, distribuidos desde las costas del Pacífico, en San Blas, Nayarit y Bahía de Banderas, Jalisco, hasta las costas del Golfo de México en Palma Sola, Veracruz (Demant, 1978). Sus dimensiones estimadas son de 1 000 km de longitud y una amplitud irregular de entre 80 y 230 km, su parte central y oriental despliegan una distribución en dirección E-W, y su parte occidental una dirección WNW-ESE, formando un ángulo cercano a los 16° con respecto a la Trinchera Mesoamericana (Gómez-Tuena *et al.*, 2007) (Fig. 2.1).

Su división en los sectores occidental, central y oriental está basada en diferentes estilos de deformación (Demant, 1978; Pasquaré *et al.*, 1988). En el sector occidental se ha desarrollado una deformación extensiva asociada a la formación del Rift Tepic-Zacoalco (RTZ; Ferrari y Rosas-Elguera, 2000). En el sector central la deformación frágil consiste en un sistema de fallas normales en tres orientaciones diferentes cuyo patrón ha sido controlado por los eventos de deformación del Cenozoico (Alaniz-Álvarez *et al.*, 2002). Ambos sectores muestran una orientación bien definida de las estructuras de deformación que gobierna el emplazamiento de conos volcánicos monogenéticos. En el sector oriental no se reconoce con claridad la deformación debido a que ha sido cubierta por vulcanismo reciente o porque no existió una expresión tectónica bien definida. Los tres sectores de la FVTM muestran un basamento pre-Cretácico heterogéneo (Ortega-Gutiérrez *et al.*, 2008) (Fig. 2.1). El sector oriental se edifica sobre rocas similares a las del Complejo Oaxaqueño del Precámbrico, y también sobre rocas del terreno Mixteco del Paleozoico. Los sectores central y occidental sobreyacen a rocas del terreno compuesto Guerrero del Triásico-Jurásico temprano (Centeno-García *et al.*, 2011). Por debajo del terreno compuesto Guerrero se ha inferido también la presencia de un basamento continental en su porción más oriental (Ortega-Gutiérrez *et al.*,

2008), y en su porción occidental, por debajo del bloque Jalisco, con evidencias de un basamento pre-Mesozoico (Schaaf *et al.*, 2003; Valencia *et al.*, 2013).

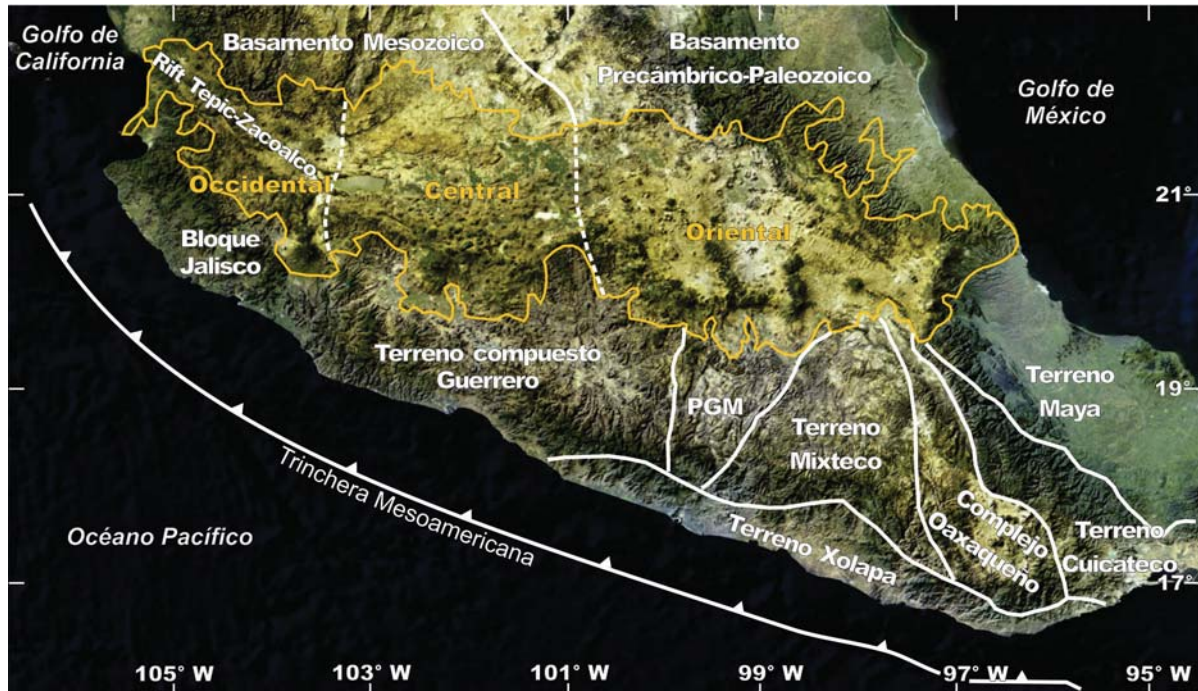


Figura 2.1. Imagen de satélite MODIS del centro de México con la Faja Volcánica Transmexicana delimitada (línea amarilla). Se muestra la localización del área de estudio RTZ: Rift Tepic-Zacoalco y los sectores occidental, central y oriental en los que se divide la FVTM y los diferentes basamentos sobre los que se edifica. Plataforma Guerrero-Morelos (PGM). Modificado de Ferrari *et al.*, 2012.

2.2. Evolución geológica de la FVTM

La individualización de la FVTM como entidad geológica distintiva ocurrió durante el Mioceno temprano y tardío (Ferrari *et al.*, 1999), como el resultado de la rotación en sentido antihorario del arco volcánico del Oligoceno de la Sierra Madre Occidental (SMO) de orientación NNW. Su independencia puede distinguirse por su orientación E-W, y por el cambio en el estilo y composición del volcanismo a efusivo e intermedio, que contrasta con el volcanismo explosivo y silícico del arco volcánico precedente de la SMO (Ferrari *et al.*, 1999; Gómez-Tuena *et al.*, 2007). La historia de su evolución se divide en cuatro diferentes episodios magmáticos que consisten en: 1) la instauración de un arco de composición intermedia en el Mioceno temprano a tardío (Fig. 2.2A); 2) el reemplazamiento por un episodio máfico durante el Mioceno tardío y Plioceno temprano, establecido al norte del arco precursor y que tuvo una migración de este a oeste (Fig. 2.2B); 3) un episodio silícico a finales del Mioceno tardío que se torna bimodal en el Plioceno temprano, y que marca el comienzo de

la migración hacia la trinchera del volcanismo (Fig. 2.2C) y finalmente; 4) la reinstauración, a partir del Plioceno tardío, de un arco magmático cuya característica principal es una gran variedad en la composición de sus productos magmáticos (Fig. 2.2D).

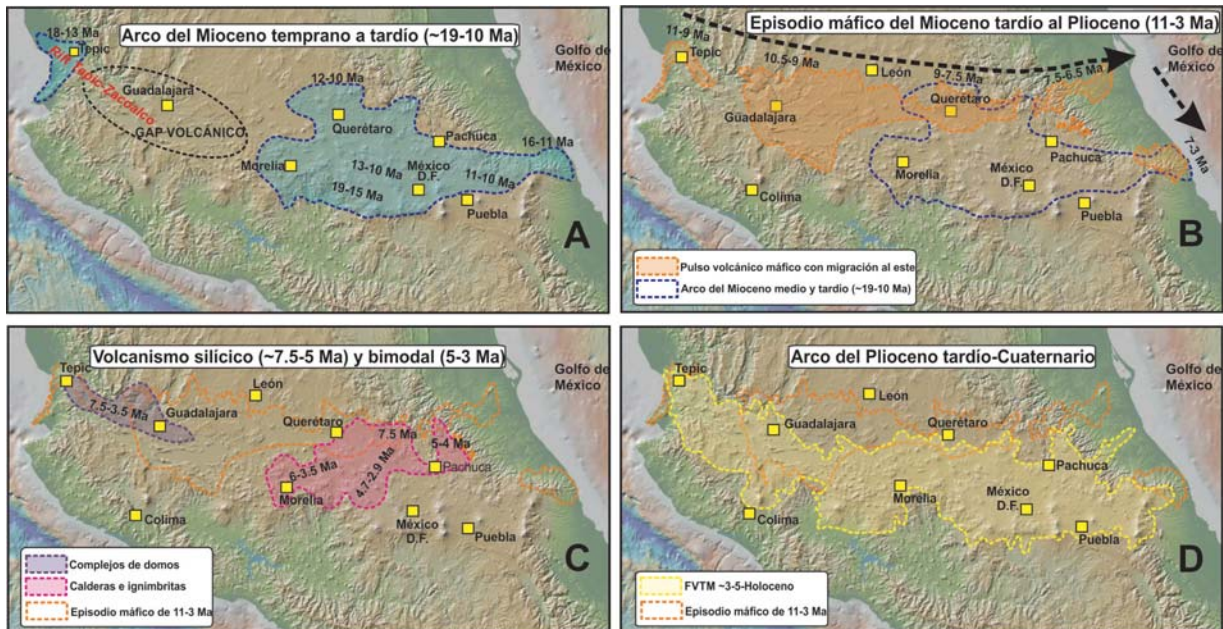


Figura 2.2. Principales episodios evolutivos de la Faja Volcánica Transmexicana (A) Arco del Mioceno temprano a tardío (~19-10 Ma); se muestra la localización del Rift Tepic-Zacoalco. (B) Episodio máfico del Mioceno tardío al Plioceno (11-3 Ma). (C) Vulcanismo silícico (~7.5-5 Ma) y bimodal (5-3 Ma). (D) Arco Plioceno tardío-Cuaternario. Modificado de Gómez-Tuena *et al.* (2007)

2.2.1. Evolución del magmatismo de intraplaca en la FVTM

El magmatismo de intraplaca en la FVTM se desarrolló en el sector oriental durante la migración del episodio magmático máfico del Mioceno tardío. En las localidades de Tlanchinol, Tantima, Álamo y Palma Sola las rocas volcánicas con afinidad de intraplaca se emplazaron entre 7.6 y 3 Ma (Gómez-Tuena *et al.*, 2003; Orozco-Esquivel *et al.*, 2007). El emplazamiento de este magmatismo ha sido explicado en dos diferentes modelos, como un ascenso de manto astenosférico, inducido por el retroceso de la placa de Cocos (*slab roll-back*; Gómez-Tuena *et al.*, 2003), o asociado al desprendimiento de los remanentes de la antigua placa de Farallón (*slab detachment*; Ferrari 2004).

De forma contemporánea, en el sector occidental se inicia el emplazamiento del magmatismo silícico (Fig. 2.2C), a partir de los 7.5 Ma (actualmente norte de la ciudad de Guadalajara; Ferrari *et al.*, 2000; Rossotti *et al.*, 2002) y a partir de los 5.5 Ma en el RTZ (Frey *et al.*, 2007 y referencias). El magmatismo en ambos sectores cambió a una composición

bimodal; en el sector oriental a los 5.9 Ma en el área de Tlanchinol (Cantagrel y Robin, 1979; Ochoa-Camarillo, 1997); y en el sector occidental a los 4.71 Ma al norte de la ciudad de Guadalajara (Gilbert *et al.*, 1985; Moore *et al.*, 1994; Rossotti *et al.*, 2002), norte del Rift de Colima en el campo volcánico de Ayutla y en los alrededores de la Laguna de Chapala (Allan, 1986; Richter y Rosas-Elguera, 2001); y dentro del RTZ a los 4 Ma (Frey *et al.*, 2007 y referencias). La asociación bimodal durante el Plioceno tiene una duración relativamente corta en el sector nororiental concluyendo a los 4.5 Ma (Cantagrel y Robin, 1979; Ochoa-Camarillo, 1997), con su migración hacia el sur del sector oriental; mientras que en sector occidental en el RTZ concluye a los 3.2 Ma (Frey *et al.*, 2007 y referencias). En ambos sectores la asociación bimodal magmática se vuelve mucho menos abundante hacia el Cuaternario. Por otra parte, en el sector central, con el establecimiento del arco moderno, el magmatismo de intraplaca formaría parte de los campos monogenéticos y/o derrames fisurales (por ejemplo, Michoacán-Guanajuato y Chichinautzin). Diversos estudios en el sector central han mostrado que la FVTM se encuentra bajo un régimen tectónico distensivo, el cual ha sido considerado como mecanismo responsable del emplazamiento del magmatismo de intraplaca. Sin embargo, en los sectores de occidente y oriente su emplazamiento parece acentuarse en los periodos de retroceso de las placas de Rivera y de Cocos respectivamente.

2.3. Contexto tectónico del oeste de la FVTM

El oeste de la FVTM comprende la subducción de las placas de Rivera y de Cocos por debajo de la placa de Norteamérica a lo largo de la Trinchera Mesoamericana (Fig. 2.3A; Demant, 1978). La evolución tectónica y la configuración actual de la margen oeste de México es el resultado de la fragmentación gradual de la antigua placa de Farallón (Fig. 2.3B), inducida por la colisión de segmentos de crestas meso-oceánicas y fallas transformantes del antiguo margen divergente Pacífico-Farallón (Fig. 2.3). La placa de Farallón es una corteza oceánica que se subduce por debajo de la placa de Norteamérica a lo largo de una trinchera paralela a la costa oeste de Norteamérica (Atwater, 1989). Durante el Cretácico Tardío y el Cenozoico temprano la placa de Farallón cuya extensión lineal de subducción era >10 000 km, desarrolla una geometría de subducción plana, lo cual causa un acortamiento en la placa de Norteamérica sobreyacente que en algunos lugares excede los 300 km y que corresponde al desarrollo de la orogenia Sevier-Laramide (Schellart *et al.*, 2010). La gradual disminución en

la extensión lineal de subducción de la placa, y la colisión de las crestas meso-oceánicas con la placa de Norteamérica promovió una fragmentación sucesiva en varias microplacas independientes (Schellart *et al.*, 2010). Con la reducción de la extensión lineal de subducción de la placa oceánica, se establecería un flujo del manto de tipo toroidal alrededor de los extremos de la placa, provocando su flotabilidad (*slab-buoyancy*) y el inicio de un periodo de retroceso de la placa (*roll-back*) durante el Eoceno (~45 Ma) (Schellart *et al.*, 2010) (Fig. 2.3B). Poco después de la formación de la junta triple entre las placas Pacífico, Farallón y Norteamérica en la región de Baja California hace ~30 Ma (Fig. 2.3B) a los 23 Ma se formó el segmento de placa correspondiente a la placa de Cocos (Lonsdale, 2005). Posteriormente, se estableció un nuevo flujo del manto toroidal y subsecuentemente el retroceso de la placa oceánica, al cual se atribuye el desarrollo de la amplia provincia extensional de Basin and Range hace ~15 Ma (Schellart *et al.*, 2010). La subducción al oeste de Baja California cesa entre el periodo de 14 Ma y 12.5 Ma (Ferrari *et al.*, 2013) dando comienzo el desarrollo del periodo de extensión de finales del Mioceno medio (~12 Ma, Stock y Hodges, 1989) que generó la *Provincia Extensional del Golfo*. Durante este periodo Baja California fue transferida de la placa de Norteamérica a la placa del Pacífico (Atwater, 1989; Lonsdale, 1991; Atwater y Stock, 1998), a través del desarrollo de un sistema de fallas dextrales con orientación NNW conectadas a zonas de expansión oceánica en dirección ENE perpendiculares al límite de las placas Pacífico-Norteamérica. Asimismo, fue desarrollado el sistema de fallas Tosco-Abrejos-San Benito (lateral-derecho) y el borde transformante de las placas Pacífico-Norteamérica (Atwater, 1970; Mammerickx y Kilitgord, 1982; Lonsdale, 1989; Stock y Hodges, 1989; Michaud *et al.*, 2004, 2006). Los movimientos hacia el sur de la junta triple del límite de placas Cocos-Pacífico-Norteamérica desencadenó la fragmentación de la placa de Cocos a la altura del Golfo de California y la formación de una serie de microplacas que permanecieron sin ser subducidas como parte de la placa del Pacífico (Lonsdale, 1991). Al sur de Baja California el sistema de subducción mexicano quedaría integrado por la subducción oblicua de la placa de Cocos a lo largo de la Trinchera mesoamericana y la formación de la Dorsal Pacífica del Este (*East Pacific Rise*, EPR). El último fragmento desprendido de la placa de Cocos corresponde a la Placa de Rivera formado hace ~10 Ma (DeMets y Trayler, 2000) (Fig. 2.3A). La geometría oblicua de subducción de las placas de Rivera y de Cocos promovió un giro en sentido antihorario del arco volcánico actual

(Mammerickx y Klitgord, 1982; Stock y Hodges, 1989; Morán-Zenteno *et al.*, 1999; Ferrari *et al.*, 2000).

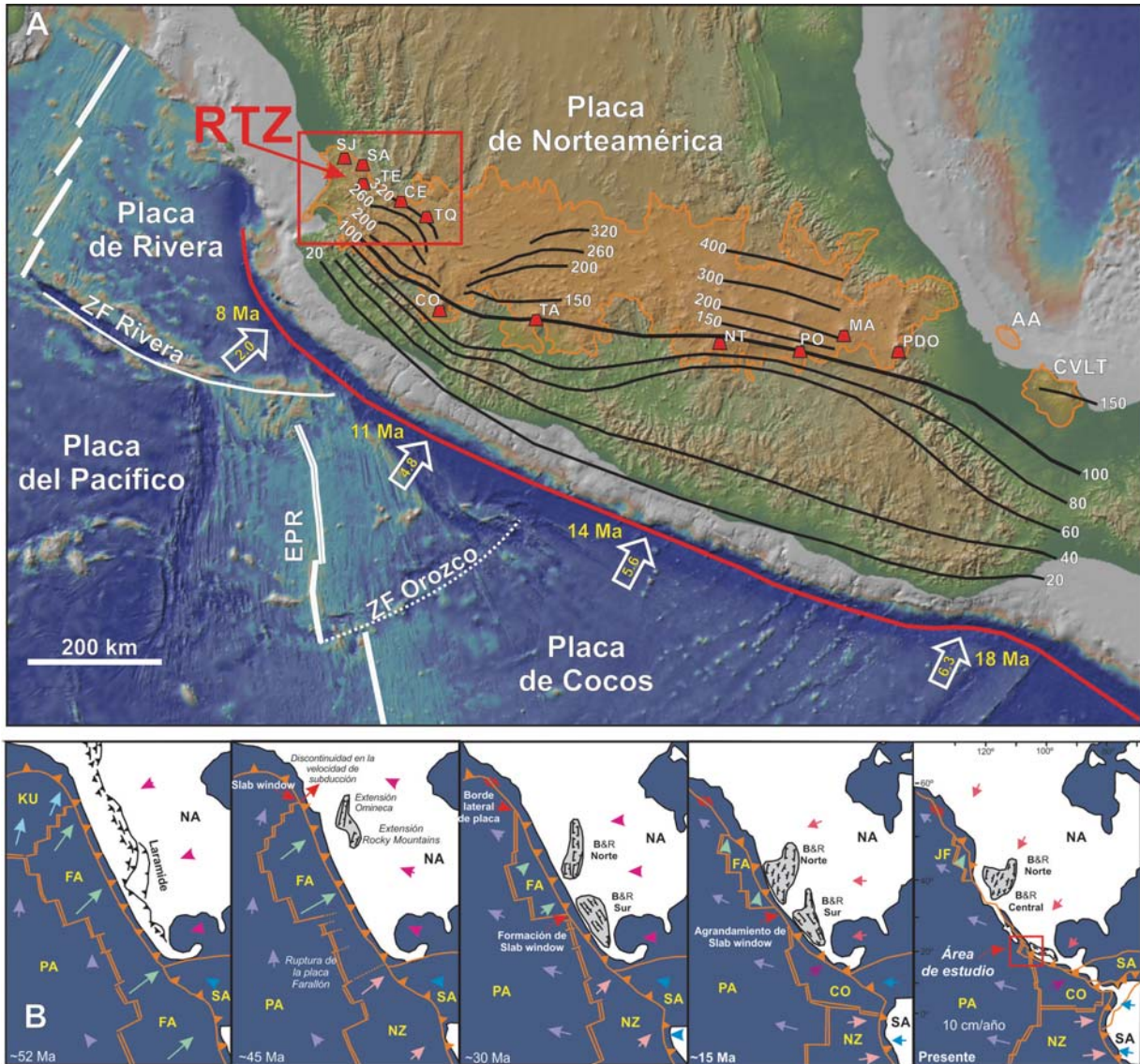


Figura 2.3. (A) Mapa tectónico de la zona de subducción mexicana. Se muestran los límites de las placas de Rivera, Cocos y Pacífico; las edades de la subducción de las placas (Ma) y la dirección y tasa relativa de convergencia con respecto a la trinchera en mm/año (flechas) tomadas de DeMets y Traylen (2000); y los contornos de las profundidades de la placa en subducción basadas en las tomografías sísmicas de Yang *et al.* (2009) y Pérez-Campos *et al.* (2008) y fueron tomados de Ferrari *et al.* (2012). Área coloreada en anaranjado corresponde al contorno de la FVTM; se muestra también la localización de algunos estratovolcanes (SJ: San Juan, SA: Sangangüey, TE: Tepetitlic, CE: Ceboruco, TQ: Tequila, CO: Colima, TA: Tancítaro, NT: Nevado de Toluca, PO: Popocatepetl, MA: Malinche, PDO: Pico de Orizaba); ZF = zona de fractura; EPR = East Pacific Rise; AA = Alto de Anegada; CVLT = Campo Volcánico Los Tuxtles. Mapa general modificado de Ferrari *et al.* (2012). (B) Evolución del margen oeste de México. PA: Placa del Pacífico, FA: Placa Farallón, KU: Placa Kula, NA: Placa de Norteamérica, SA: Placa Suramérica, NZ: Placa de Nazca, JF: Placa de Juan de Fuca, CO: Placa de Cocos. B&R: provincia *Basin and Range*. Tomada de Schellart *et al.* (2010).

2.4. Configuración tectónica actual

El sector occidental de la FVTM se encuentra bajo la influencia de la subducción de la joven placa de Rivera. De acuerdo con los estudios de tomografía sísmica recientes, la placa de Rivera subduce con un ángulo $> 50^\circ$, mientras que al este, la placa adyacente de Cocos presenta una subducción que comienza a ser plana o de menor ángulo (Pérez-Campos *et al.*, 2008; Yang *et al.*, 2009). El límite entre ambas placas se vuelve gradualmente divergente hacia el norte del graben de Colima formando una ventana tectónica (Yang *et al.*, 2009). El frente volcánico activo, en esta porción del arco, es definido por una serie de volcanes monogenéticos que siguen una orientación NW-SE bajo los cuales la placa de Rivera se localiza entre los 140 y 150 km de profundidad. Al norte del frente volcánico se localiza el denominado Rift Tepic-Zacoalco (RTZ), que ha sido interpretado como una estructura tectónica de extensión que refleja el proceso de retroceso (*roll-back*) de la placa de Rivera (Ferrari y Rosas-Elguera, 2000). Las tomografías sísmicas indican que la placa de Rivera se localiza a una profundidad de 250-300 km o incluso puede considerarse ausente por debajo del RTZ (Yang *et al.*, 2009). Los contornos que indican la profundidad de las placas se observan en la Figura 2.3A, y en la Figura 2.4. se esquematiza la distribución del frente volcánico y del RTZ con respecto a la profundidad de la placa.

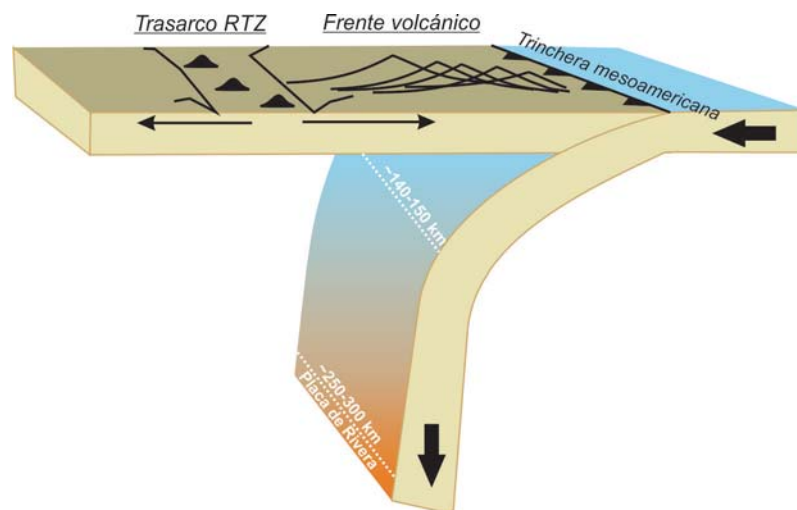


Figura 2.4. Profundidad de la placa de Rivera por debajo del frente volcánico y del *trasarco* (RTZ), de acuerdo con las tomografías sísmicas de Yang *et al.* (2009).

2.5. Retroceso de la placa de Rivera y movimientos relativos

Las placas oceánicas con una extensión lineal de subducción pequeña similar a la placa de Rivera facilitan el desarrollo de un flujo del manto de tipo toroidal alrededor de sus extremos, y en consecuencia una flotabilidad negativa que impulsa su retroceso (Schellart *et al.*, 2010). Asimismo, el retroceso de la placa promueve la migración de la trinchera y una deformación extensional intracontinental. En el oeste de la FVTM, los elementos que integran el proceso anteriormente descrito han sido identificados como parte de la dinámica de subducción de la placa de Rivera. Por ejemplo, se conoce que el material del manto que fluye en la porción media de la cuña del manto y por debajo de la placa de Rivera, se distribuye lateralmente alrededor de los bordes de la placa hacia la cuña del manto con una geometría toroidal, mientras que en la terminación este de la placa de Rivera, en su límite con la placa de Cocos (divergente), se tiene evidencia de un flujo del manto de geometría poloidal (Fig. 2.5A; Soto *et al.*, 2009). La flotabilidad inducida de la placa ha impulsado su retroceso así como la migración de la trinchera. La expresión extensional de este proceso ha sido congruente con el desarrollo de los rifts Tepic-Zacoalco, Colima y Chapala (Rosas-Elguera *et al.*, 1996; Ferrari *et al.*, 2001, Manea *et al.*, 2013); así como con el traslado del arco magmático a ~80 km de la Trinchera mesoamericana (Fig. 2.5B).

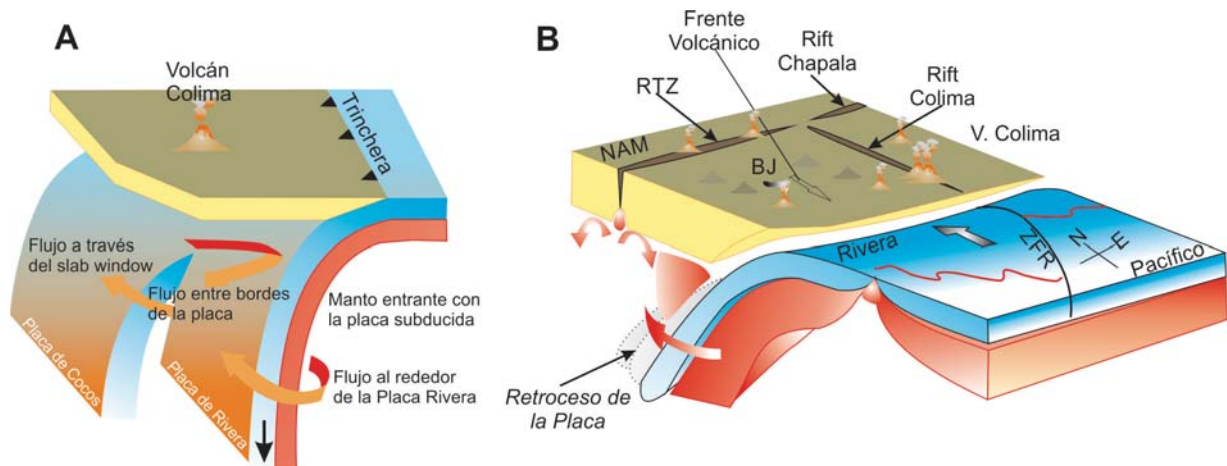


Figura 2.5. (A) Flujo del manto alrededor de las placas. Tomada de Soto *et al.*, 2009. (B) Desarrollo de los rifts Tepic-Zacoalco (RTZ), Colima y Chapala debido al retroceso de la placa de Rivera. Se ilustra la migración del frente volcánico. NAM: Placa de Norteamérica; BJ: bloque Jalisco; ZFR: zona de fractura Rivera. Tomada de Manea *et al.* (2013).

Los movimientos de la placa de Rivera documentados por DeMets y Traylen (2000) se resumen de la siguiente manera: 1) entre 10 y 5 Ma se registra una disminución de la tasa de

convergencia entre ~ 50 a ~ 10 mm/año; 2) entre 4.6 y 3.6 Ma la tasa de convergencia se incrementa a ~ 65 mm/año, con una componente oblicua y de cizalla derecha a lo largo del margen de la trinchera y probablemente sin subducción al norte de los $\sim 20^\circ$ N de latitud; 3) entre 3.6 y 2.6 Ma, la subducción de la placa de Rivera disminuye de nuevo y finalmente; 4) entre 2.6 y 1 Ma el movimiento entre las placas de Rivera y de Norteamérica se detiene casi totalmente y rota a una dirección paralela a la trinchera con un movimiento a rumbo de falla lateral-derecho provocando el cese de la subducción durante un periodo de 1.6 Ma. De manera general pueden identificarse dos periodos principales de decremento en la tasa de convergencia, uno de 10 a 4.6 Ma, y otro a los 3.6 y 1 Ma.

Las velocidades de subducción de la placa de Rivera han sido, en principio, asociadas a los cambios en la tasa de expansión del piso oceánico en la dorsal Pacífico-Rivera y a su rotación (DeMets y Traylen 2000); o bien como consecuencia de la separación de las porciones subducidas de las placas de Rivera y Cocos hace ~ 5 Ma por el salto del segmento de la EPR cercano a la placa de Rivera hacia la trinchera, lo que ocasionaría una pérdida en su fuerza de empuje y la disminución de su convergencia (Manea *et al.*, 2013).

2.6. Modelo térmico de la zona de subducción de Rivera

El experimento sísmico “*Mapping of Rivera Subduction Zone*” (MARS) ha permitido establecer que la placa de Rivera es subducida por debajo del bloque Jalisco con un ángulo mucho más pronunciado (60 - 65°) que el de la placa adyacente de Cocos (Yang *et al.*, 2009). Asimismo, permitió la estimación de un nuevo modelo de la estructura térmica de la zona de subducción de Rivera (Fig. 2.6) (Manea *et al.*, 2011; Ferrari *et al.*, 2012). Este modelo basado en la geometría de la placa de Rivera (Yang *et al.*, 2009) obtenida por el experimento MARS, establece que la cuña del manto por encima de la placa de Rivera tiene temperaturas máximas de ~ 1220 °C a una profundidad de ~ 67 km, mientras que las temperaturas de la superficie de la placa estimadas son de ~ 800 °C por debajo del frente volcánico, y de 950 °C en el *trasarco* (Ferrari *et al.*, 2012). Por otra parte, se ha sugerido que el espesor del manto litosférico en la región debe ser muy delgado, de tal manera que temperaturas típicas de la astenósfera de 1300 °C pueden ser fácilmente alcanzadas a profundidades cercanas a las del límite Moho (límite entre corteza y manto).

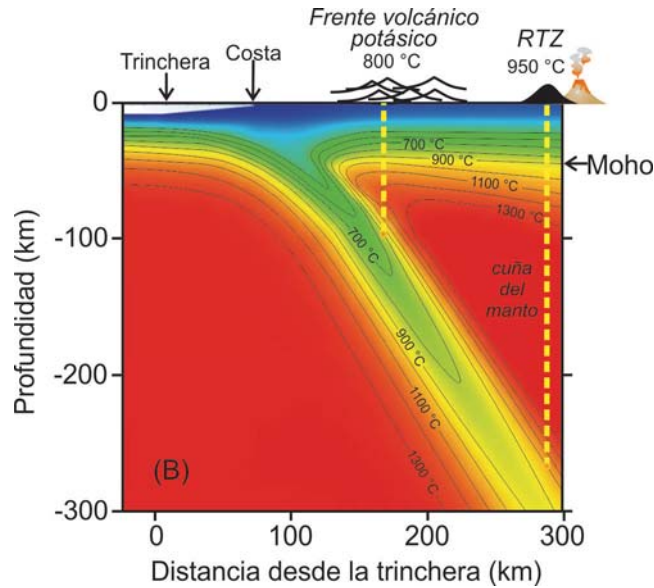


Figura 2.6. Modelo térmico de la zona de subducción Rivera. Modificado de Ferrari *et al.* (2012).

2.7. Espesor de la corteza continental en el oeste de la FVTM

En el oeste de México la placa de Rivera es subducida por debajo del bloque Jalisco y del basamento correspondiente al Terreno Guerrero (se describen en el siguiente apartado). El experimento sísmico MARS ha permitido estimar, en combinación con datos gravimétricos previos (Urrutia-Fucugauchi y Flores-Ruiz, 1996), que esta corteza continental presenta una variación de su espesor de 25 km en la costa de Nayarit, hasta de ~30 y 35 km por debajo del RTZ y del bloque Jalisco (Ferrari *et al.*, 2012).

3. Geología del Rift Tepic-Zacoalco

3.1. Estratigrafía de la región del Rift Tepic-Zacoalco

En la Figura 3.1 se muestra la columna estratigráfica generalizada con las unidades que integran el basamento del área y las unidades magmáticas de la FVTM en el RTZ. Asimismo, la localización de las unidades litológicas pueden ser visualizadas en la Figura 3.2 del mapa generalizado del área.

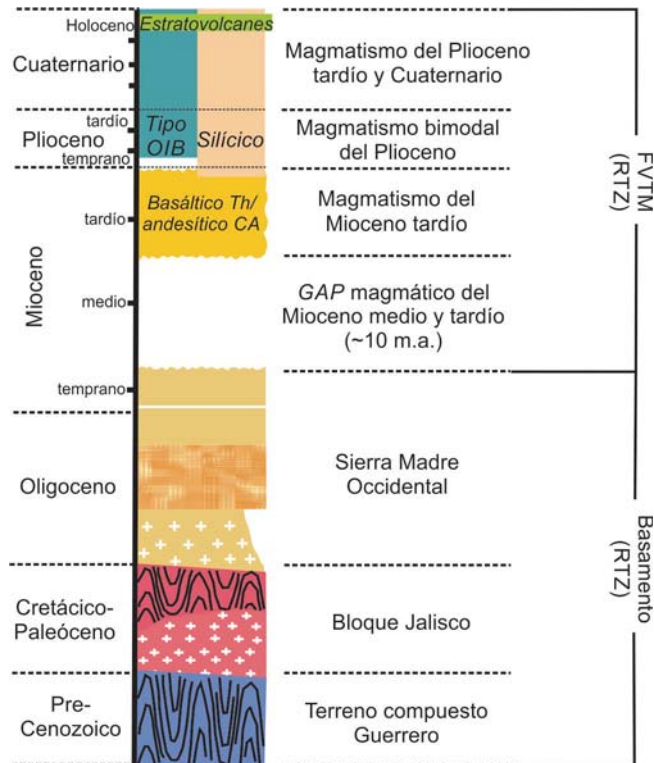


Figura 3.1. Columna estratigráfica generalizada del Rift Tepic-Zacoalco.

El mapa incluye la localización de las suites magmáticas de intraplaca consideradas en el presente estudio correspondientes a la suite de Basaltos Sangangüey (SB), la suite Amatlán de Cañas (AC) y la suite Santa Rosa (SR), que serán descritas a continuación en el apartado *Magmatismo de Intraplaca* de la sección 3.1.3. En la Figura 3.2C se muestran con mejor detalle las unidades magmáticas de las áreas de estudio, así como la localización de las muestras colectadas. Los datos geoquímicos de este trabajo se comparan con datos previamente publicados de las islas del Pacífico Isabel y Socorro. En el mapa tectónico (Fig. 3.2A) se muestra la localización de estas islas y en el apartado 3.4 se presenta su descripción.

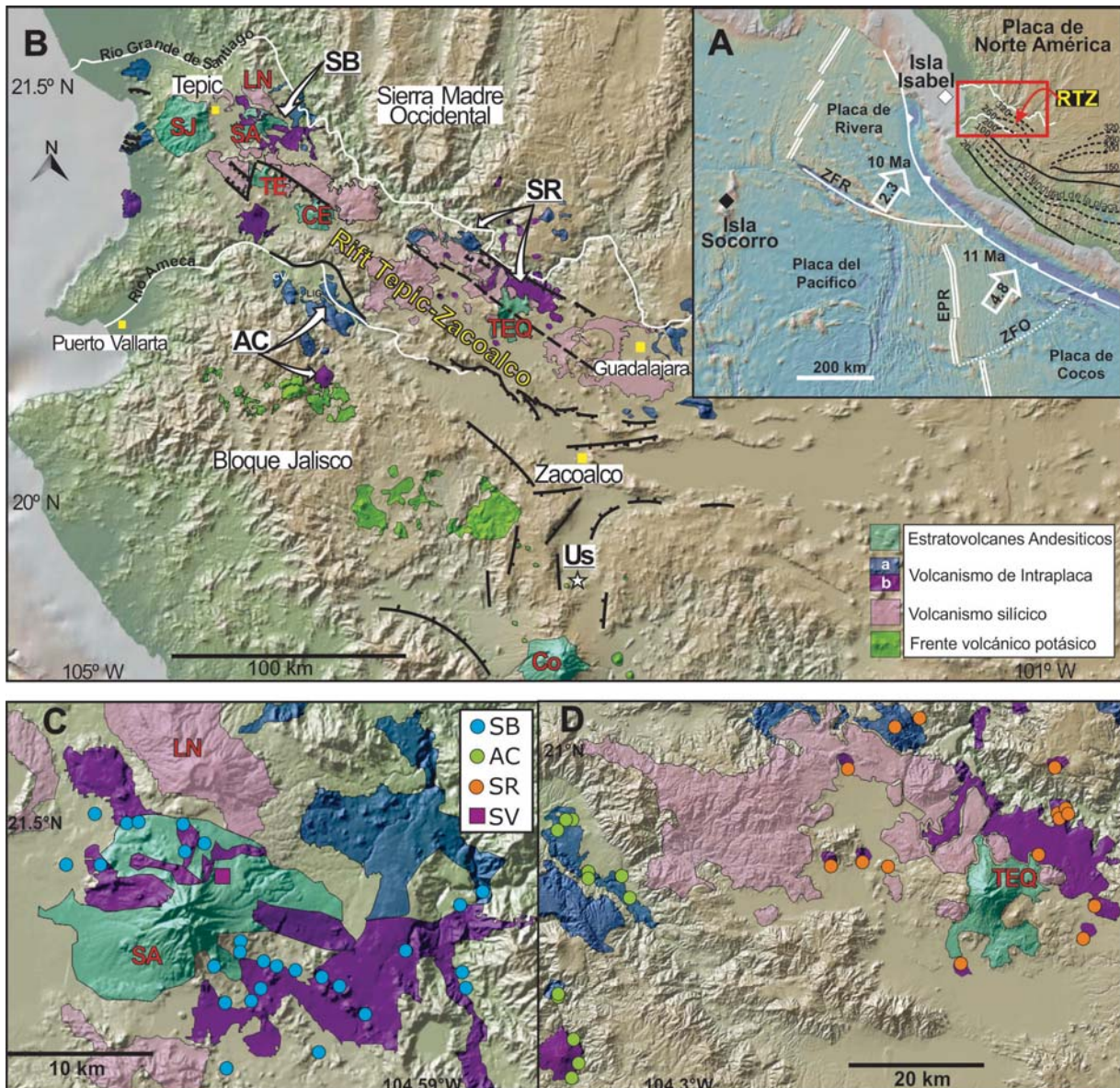


Figura 3.2. (A) Mapa tectónico simplificado de la zona de subducción Mexicana, se muestra los contornos de la profundidad de la placa en kilómetros, basados en las tomografías sísmicas (Pérez-Campos *et al.*, 2008; Yang *et al.*, 2009). La edad de la placa de Rivera y su tasa de convergencia son de DeMets y Traylen (2000). Rasgos del piso oceánico: East Pacific Rise (EPR), Rivera Fracture Zone (RFZ). El mapa general es modificado de Ferrari *et al.* (2012). Se muestra también la localización de las Islas Socorro e Isabel discutidas en el texto. (B) Mapa geológico del oeste de la Faja volcánica Transmexicana, modificado de Digital Geosciences (<http://digitalgeosciences.unam.mx/>) y de Ferrari *et al.* (2001). Los colores (a) corresponde a las unidades de volcanismo de intraplaca del Plioceno y (b) a las unidades del Cuaternario. Se muestra también la localización del cono cinerítico Usmajac (US) en el rift de Colima y de los estratovolcanes andesíticos SJ: San Juan, SA: Sangangüey, TE: Tepetitlic, CE: Ceboruco, TEQ: Tequila y CO: Colima. LN: volcán peralcalino Las Navajas. Los letreros SB, AC y SR corresponde a la ubicación, señalada con flechas, de la suite de basaltos Sangangüey, la suite Amatlán de Cañas y la suite Santa Rosa respectivamente. CV: Cerro La Virgen y LIG: Llano Grande (C) Localización de las muestras en los alrededores del estratovolcán Sangangüey. SV: muestra TPZ-10-27 (Gómez-Tuena *et al.*, 2013). (D) Localización de las muestras alrededor de las áreas de Amatlán de Cañas y Santa Rosa. Los mapas fueron construidos utilizando el modelo digital de elevación GeoMapApp (<http://www.geomapapp.org>).

3.1.1. Basamento

La columna estratigráfica del RTZ (Fig. 3.1) incluye un basamento inferido pre-Cenozoico asociado al terreno Guerrero (Campa y Coney, 1983; Talavera-Mendoza y Guerrero-Suástegui, 2000; Centeno García *et al.*, 2008; Martini *et al.*, 2009); una secuencia volcánica antigua del Cretácico Tardío-Paleoceno correspondiente al denominado bloque Jalisco (Gastil *et al.*, 1978; Wallace y Carmichael, 1992; Righter *et al.*, 1995; Righter y Rosas-Elguera, 2001; Ferrari *et al.*, 2003; Frey *et al.*, 2007); y una cobertura volcánica del Oligoceno-Mioceno asociada a la actividad de la Sierra Madre Occidental (SMO) (Gastil *et al.*, 1978; Ferrari *et al.*, 2002; Frey *et al.*, 2007).

Terreno Guerrero

La porción occidental de la FVTM se encuentra edificada sobre el denominado terreno Guerrero descrito originalmente por Campa y Coney (1983) (Fig. 2.1). Este terreno se caracteriza principalmente por contener evidencia de una intensa actividad volcánica submarina del Jurásico (Titoniano) al Cretácico (Cenomaniano), y por haber sufrido un proceso de deformación durante el Cretácico Tardío (Centeno García *et al.*, 2008). La naturaleza específica del basamento por debajo del RTZ no se reconoce debido a la extensa cobertura de los productos volcánicos de la Sierra Madre Occidental (SMO). Sin embargo, de acuerdo con la subdivisión de los diferentes ensambles metamórficos que integran al Terreno Guerrero, este basamento puede corresponder específicamente al de rocas similares del Terreno Zihuatanejo, desarrolladas durante el Triásico Tardío al Jurásico Temprano; que corresponden a una secuencia de turbiditas ricas en sílice, que contiene además, bloques de basaltos almohadillados, diabasas, gabros bandeados, pedernal y limonitas con rasgos de metamorfismo que van desde muy bajo grado hasta un metamorfismo en facies de anfíbolita (Centeno-García *et al.*, 2008). Secuencias de rocas metamórficas similares han sido identificadas al sur del RTZ, en el bloque Jalisco, y corresponden a secuencias antiguas sedimentarias subordinadas (Gastil *et al.*, 1978; Köhler *et al.*, 1988, Lange y Carmichael, 1991) compuestas de volcanoclásticos en facies de esquistos verdes del Triásico Tardío-Jurásico (Schaaf *et al.*, 2000), esquistos y filitas de grado medio a bajo de metamorfismo en facies de anfíbolita (Righter *et al.*, 1995). Valencia *et al.* (2013) en un estudio acerca de la proveniencia y evolución del basamento del bloque Jalisco, encontraron zircones detríticos

provenientes de los esquistos y sedimentos con edades que varían desde 135 a 240 Ma, con lo que confirman que el basamento del bloque Jalisco es tan antiguo como el del Terreno Guerrero y que innegablemente corresponde al Terreno Zihuatanejo. Rocas pertenecientes al bloque Jalisco han sido encontradas en la porción media del RTZ en el pozo geotérmico CB1 de la *Comisión Federal de Electricidad* (Ferrari y Rosas-Elguera, 2000; Ferrari *et al.*, 2003); sin embargo, no corresponden a las edades más antiguas del Terreno Zihuatanejo, sino a sus productos volcánicos más jóvenes del Eoceno descritos en el siguiente apartado.

Bloque Jalisco

El bloque Jalisco es una corteza continental limitada al norte por el RTZ y al este por el rift de Colima (Fig. 3.2). Se compone de esquistos, turbiditas sedimentarias (anteriormente descritas), granitoides y una secuencia volcánica que incluye ignimbritas, riolitas y andesitas subordinadas. La variedad plutónica incluye, al oeste, tonalitas y granitos de dos micas (Schaaf *et al.*, 2000), y al este, dioritas y granodioritas. De acuerdo con la clasificación de Chappel y White (1974) los granitos son de tipo I de composición calcialcalina a calcialcalina de alto potasio, con biotita y hornblenda como ferromagnesianos dominantes, magnetita y titanomagnetita e ilmenita subordinada o ausente (Böhnell y Negendank, 1988). El estudio de Valencia *et al.* (2013) concluye que el bloque Jalisco forma parte del Terreno Guerrero, y determinan una edad para sus granitoides que varían entre 92 a 59 Ma. Además establecen su división en dos grupos: uno de 91-80 Ma correspondiente al batolito de Vallarta, y otro con edades de 64-59.4 Ma correspondientes a los intrusivos de Atenguillo y Ameca. Para la secuencia volcánica determinan edades jóvenes de hasta 58 Ma y antiguas de hasta 83 Ma. La cima de esta secuencia es cubierta por las lavas potásicas del frente volcánico de la FVTM (Wallace y Carmichael, 1992; Rigther y Rosas-Elguera, 2001), indicando que el bloque Jalisco ya había sido exhumado (Richter *et al.*, 2010; Ramírez-Herrera *et al.* 2011) antes de los 5 Ma (Frey *et al.* 2007). La exhumación del bloque Jalisco continua hasta el presente (Richter *et al.*, 2010; Ramírez-Herrera *et al.*, 2011) y es atribuida a la dinámica de subducción de la placa Rivera. Otros autores proponen que principalmente debió ocurrir durante el Cretácico-Eoceno y subsecuentemente durante el Eoceno y Oligoceno (Calmus *et al.*, 1999). Esto explica porqué los flujos de la SMO no se encuentran aflorando sobre el bloque Jalisco, y favorece el modelo que propone que el bloque Jalisco ya estaba levantado durante el Oligoceno, actuando como

una barrera durante el emplazamiento de los flujos de la SMO (Ferrari *et al.*, 2000). La prolongación del bloque Jalisco en el interior del RTZ, ha sido sugerida por la presencia de rocas del Eoceno en los pozos geotérmicos de la *Comisión Federal de Electricidad* (Ferrari y Rosas-Elguera, 2000; Ferrari *et al.*, 2000; 2003), en las áreas de La Primavera, Ceboruco y San Marcos. Estas rocas corresponden a ignimbritas alteradas y andesitas con bajo grado de metamorfismo con edades de 51 ± 2.5 Ma, 51.7 Ma y 51.5 Ma, y además, a algunas intercalaciones de areniscas. Adicionalmente, al norte del límite tectónico Río Ameca (Nieto-Obregón *et al.*, 1992), cerca de la Sierra Guamuchil, han sido reportadas edades de 54 y 61 Ma (Gastil *et al.*, 1979; Rigther *et al.*, 1995), para una riolita y una toba silícica respectivamente y una edad K-Ar de enfriamiento de 62 Ma para una roca plutónica (Gastil *et al.*, 1978). Estas edades fueron complementadas por Frey *et al.* (2007) con edades de riolitas de 55, 49, 48 y 47 Ma (Fig. 3.2).

Sierra Madre Occidental

La Sierra Madre Occidental es una de las provincias ígneas silícicas más grandes de la Tierra (*silicic large igneous province*, SLIP, Bryan *et al.*, 2002) con un área de $\sim 300,000$ km² (McDowell y Keizer, 1977; McDowell y Clabaugh, 1979; Ward, 1995). Se extiende desde el estado de Sonora hasta el RTZ en los estados de Nayarit y Jalisco. Los espesores de esta provincia volcánica son hasta de 1 km (McDowell y Clabaugh, 1979). Su origen se atribuye a la subducción de la placa de Farallón por debajo del oeste de México durante el Cretácico-Cenozoico. Las edades conocidas para la extensión sur de la SMO dentro del RTZ, cubren un rango de edades de entre 34-18 Ma (Frey *et al.*, 2007 y referencias). La extensión hacia la porción media del RTZ había sido inferida anteriormente con cuatro fechamientos con un rango de edad de 21-18 Ma (Gastil *et al.*, 1978; Ferrari *et al.*, 2002) correspondientes a edades del Mioceno temprano. Frey *et al.* (2007) complementan estos fechamientos con seis dataciones que representan edades del Mioceno temprano y Oligoceno de 19, 20, 21, 25 y 28 Ma. La distribución de las edades muestra que la secuencia volcánica de la SMO se extiende por todo el RTZ hasta el límite sur en el Río Ameca (Fig. 3.2).

3.1.2. Magmatismo del Mioceno temprano a tardío

La única evidencia parcial de magmatismo del Mioceno temprano se localiza cerca de la ciudad de Tepic en Nayarit y en la costa del Pacífico (Fig. 2.2A). Sin embargo, estas lavas han sido interpretadas como parte de una extensión del volcanismo más hacia el sur del arco Comondú, expuesto principalmente en Baja California (Gastil *et al.*, 1979; Ferrari *et al.*, 2000). En consecuencia, puede afirmarse que el RTZ presenta un *hiatus* magmático con una duración de ~10 ma en su registro estratigráfico (Fig. 3.1). El magmatismo en el área se reanudó con el emplazamiento de mesetas de basaltos toleíticos y calcialcalinos con edades entre ~11 y 8 Ma (Gómez-Tuena *et al.*, 2007). En el RTZ este magmatismo se observa aflorando en el distrito volcánico de Nayarit localizado al noroeste de la ciudad de Tepic y a lo largo de la costa de Nayarit entre punta Mita y punta Raza (Fig. 2.2B) (Ferrari *et al.*, 2000); pero también, se ha sugerido su extensión a 50 km hacia el sureste de la ciudad de Tepic, debido al hallazgo de una secuencia de 850 m de lavas con características similares encontradas en el pozo de exploración CB1 de la Comisión Federal de Electricidad (Ferrari *et al.*, 2000).

3.1.3. Magmatismo bimodal del Plioceno-Cuaternario

Durante el Plioceno (5.5-3 Ma) el magmatismo tiene un cambio a composición bimodal definida por domos riolíticos e ignimbritas y basaltos de intraplaca de alto TiO₂ y Nb (Frey *et al.*, 2007) (Fig. 3.2A). Los basaltos de intraplaca de alto TiO₂ y Nb corresponden a las suites magmáticas de intraplaca del presente estudio, cuyas características principales estratigráficas y de control estructural han sido definidas en trabajos previos, y a continuación se presentan de manera resumida en el apartado correspondiente.

Magmatismo Silíceo

Los domos e ignimbritas tienen una distribución desde la ciudad de Tepic hasta la ciudad de Guadalajara (Fig. 3.2A), con una extensión de ~185 km de largo y ~50 km de ancho. Cubren un área de ~4200 km² con espesores de 500 m al NNE del volcán Ceboruco, y espesores de 200 y 300 m al oeste del volcán Tequila; su volumen estimado es de 600 km³ (Frey *et al.*, 2007). Su génesis es asociada al desarrollo de un pulso ignimbrítico (*ignimbrite flare up*) producido por el emplazamiento de magmas basálticos en la corteza inferior promovido por el adelgazamiento litosférico de la región (Frey *et al.*, 2007).

Magmatismo de Intraplaca

Los basaltos de intraplaca de alto TiO_2 y Nb provienen de conos cineríticos y constituyen mesetas basálticas emplazados sobre estructuras regionales pre-existentes de orientación NW-SE localizadas a lo largo del RTZ. En el presente estudio se han definido tres principales suites de basaltos de intraplaca (Fig. 3.2B-3.2D), con base en características petrográficas y geoquímicas similares, denominadas en el presente trabajo de acuerdo con su localización geográfica como: (1) Basaltos Sangangüey (SB) que corresponde a un grupo de basaltos que afloran en los alrededores del campo volcánico Sangangüey, localizado en el límite oeste del RTZ; (2) la suite magmática Amatlán de Cañas (AM) que representa un grupo de basaltos que afloran en el límite sur del RTZ, muy cerca a sus límites con el bloque Jalisco; y (3) la suite Santa Rosa que es un grupo de basaltos localizados en el límite este del RTZ en los alrededores del campo volcánico Tequila.

Suite de Basaltos Sangangüey

Los basaltos de intraplaca de la suite SB corresponden a flujos de lava fisurales (*fisural-fed*), que rellenan el valle del Río Grande de Santiago de orientación NW-SE, y a conos cineríticos con sus flujos de lava asociados, que han sido emplazados a lo largo de cinco líneas subparalelas de fracturas extensionales de orientación NW-SE. Dos de estos lineamientos de conos cineríticos cortan los flancos del estratovolcán andesítico Sangangüey de < 200 ka de edad (Nelson y Livieres, 1986), mientras que otro de los lineamientos pasa directamente por su centro. Los conos cineríticos incluyen basaltos alcalinos, hawaitas, mugaritas y benmoreitas.

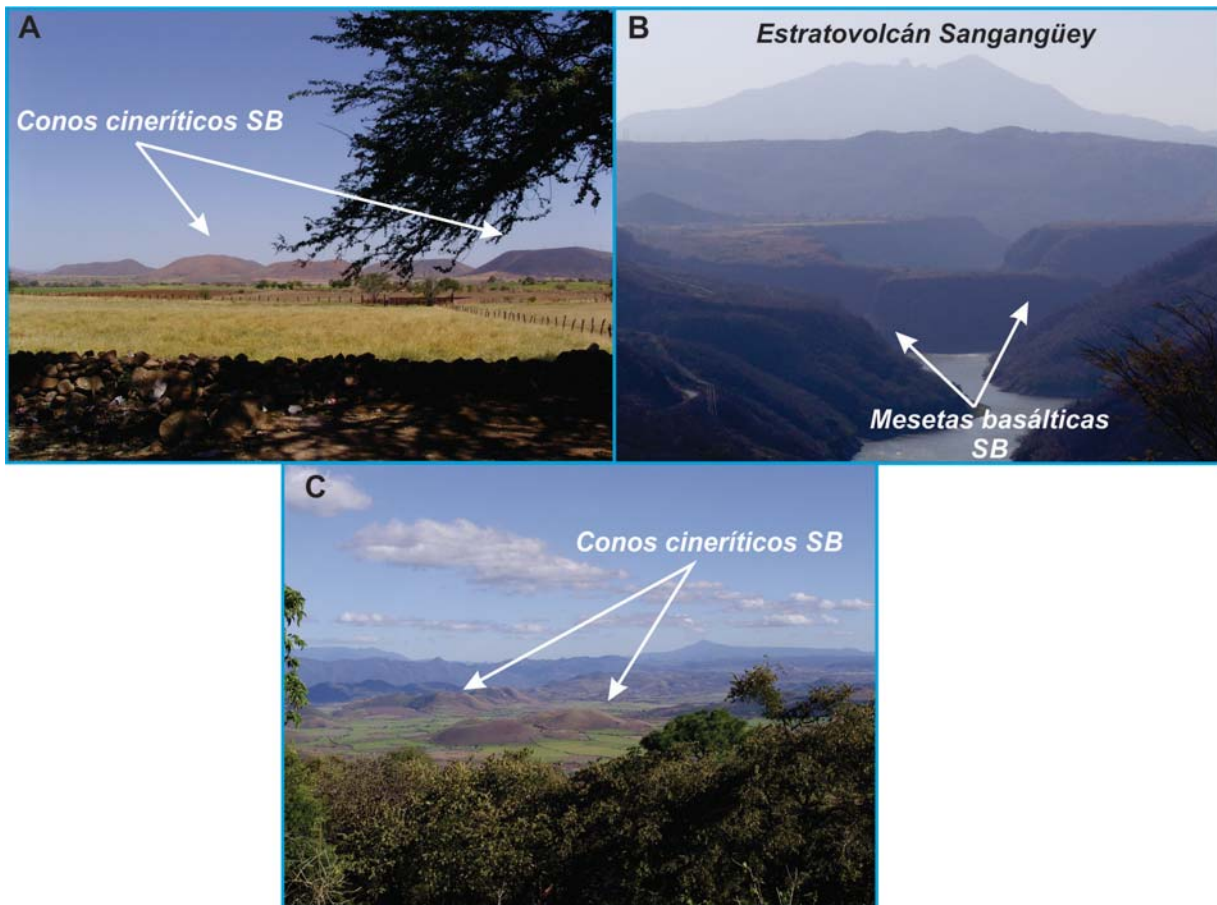


Figura 3.3. (A) Lineamiento NW-SE de conos cineríticos de las series SB. (B) Mesetas basálticas de la suite SB formadas por flujos de lava fisurales y expuestas sobre el Río Grande de Santiago. Al fondo tenemos una vista hacia el estratovolcán andesítico Sangangüey. (C) Se muestran dos lineamientos paralelos NW-SE de conos cineríticos de la suite SB.

Suite Amatlán de Cañas

Las mesetas basálticas y volcanes en escudo de la suite AC (~3.4- 0.65 Ma; Richter *et al.*, 1995) se emplazan directamente sobre ignimbritas y granitos del bloque Jalisco. Los flujos de lava que integran las mesetas basálticas rellenan el pequeño semigraben o depresión tectónica de Amatlán de Cañas desarrollada durante el Plioceno temprano (Ferrari y Rosas-Elguera, 2000; Richter y Rosas Elguera, 2001). Los basaltos de olivino que integran la suite AC tienen una elevación de 700 m y 1 km de largo (Cerro La Virgen en Figura 3.2B), y siguen la orientación de la falla de Ameca N80°W (Fig. 3.7) y , definida como una extensión de la falla normal Guamuchil, que representa uno de los bordes de la depresión tectónica de Amatlán de Cañas (Richter *et al.*, 1995). La secuencia magmática se expone también al sur del

Río Amecca en la meseta basáltica Llano Grande (Fig. 3.2B) que presenta una elevación de 1400 m (Righter y Carmichael, 1992).

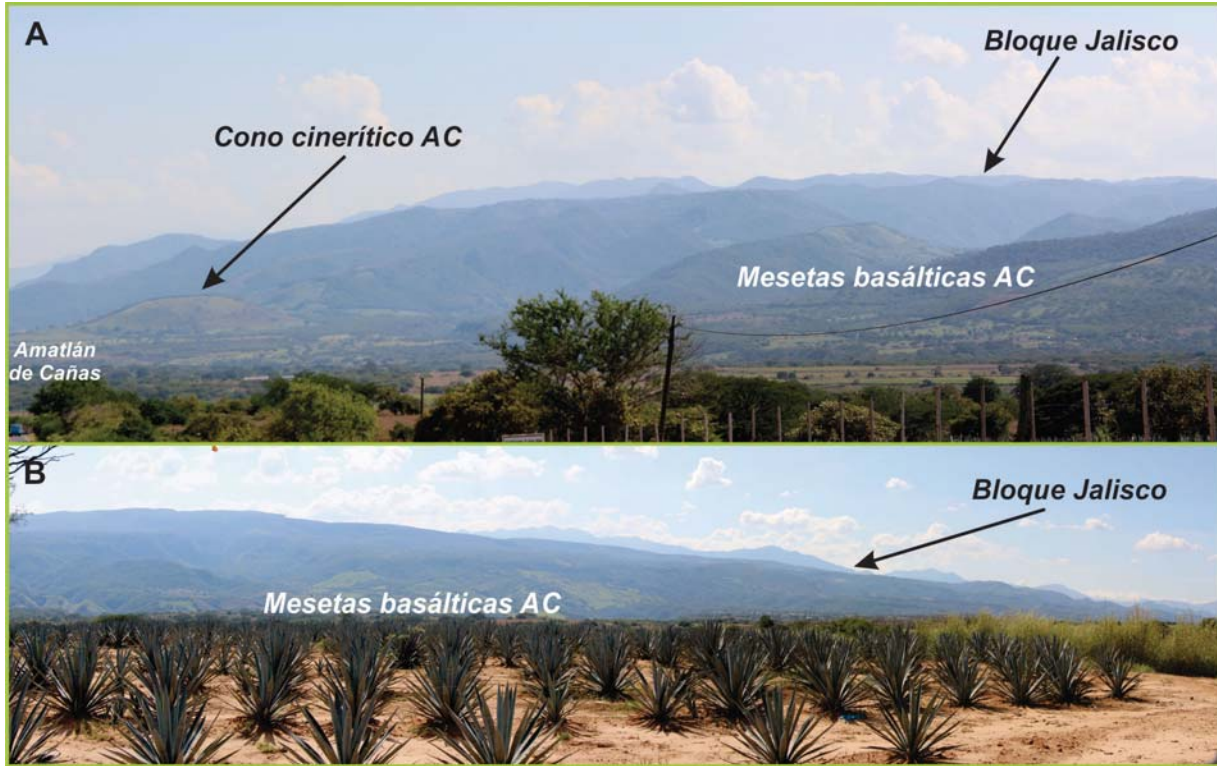


Figura 3.4. (A) Cono cinerítico de la suite AC en las cercanías del poblado de Amatlán de Cañas y vista hacia las mesetas basálticas de la misma suite que limitan al norte y sur con el Bloque Jalisco. (B) Mesetas basálticas de la suite AC localizadas dentro del semigraben Amatlán de Cañas limitado por el Bloque Jalisco.

Suite Santa Rosa

Las rocas que pertenecen a la suite SR conforman mesetas basálticas y volcanes monogenéticos emplazados en el llamado graben Plan de Barrancas-Santa Rosa (Fig. 3.7), que corresponde a una estructura extensional con 30 km de ancho cuya extensión tiene una orientación WSW, y que es limitado al norte por el Río Grande de Santiago (Ferrari y Rosas-Elguera, 2000; Righter y Rosas-Elguera, 2001). Las mesetas basálticas más jóvenes que 1 Ma fueron emplazadas al norte del volcán Tequila a través de fisuras NW-SE, localizadas en el valle del Río Grande de Santiago, donde han sido datados pulsos subsecuentes de ~ 0.67 y 0.59 Ma; mientras que los conos cineríticos más jóvenes (140 ± 12 ka; 261 ± 11 ka y 427 ± 20 ka; Lewis-Kenedi *et al.*, 2005) y sus flujos asociados, fueron emplazados directamente sobre la meseta basáltica Santa Rosa (Lewis-Kenedi *et al.*, 2005; Frey *et al.*, 2007). Los basaltos de intraplaca de la suite SR integran una asociación bimodal con volcanismo riolítico de entre 1 y

0.2 Ma que incluye la actividad precursora del estratovolcán Tequila (Lewis-Kenedi *et al.*, 2005; Frey *et al.*, 2007).



Figura 3.5. (A) Vista desde el mirador de la barranca de Achio hacia el NNW, localizado en el camino rumbo a la presa Santa Rosa. Se observan las mesetas basálticas de la suite SR y al fondo el estratovolcán andesítico Tequila. Las mesetas se emplazan a lo largo de la traza del Río Grande de Santiago que limita al norte con la Sierra Madre Occidental. (B) Conos cineríticos alineados de la suite SR; al fondo el estratovolcán Tequila. (C) Vista desde el poblado Hostotipaquillo hacia el SSW, se observan las mesetas basálticas de la suite SR emplazadas en los alrededores del volcán Tequila. (D) Vista desde el poblado de Tequila hacia el NNE, se observan las mesetas basálticas de la suite SR.

3.1.4. Magmatismo del Cuaternario

Durante el Cuaternario la asociación magmática bimodal descrita en el apartado anterior se vuelve menos abundante y forma parte del magmatismo precursor al establecimiento de grandes estratovolcanes andesíticos como el San Juan, Sangangüey, Ceboruco, Tepetitlic y Tequila (Fig. 3.2B). Estos estratovolcanes fueron emplazados a lo largo de la traza principal del RTZ y de fallas regionales de orientación WNW-ESE. Presentan volúmenes menores a $\sim 100 \text{ km}^3$ y su altura puede variar entre 1300 y 2300 m. Sus características geoquímicas corresponden a las de un magmatismo típico de arco, el cual fue emplazado apenas en los últimos 200 mil años (Nelson y Livieres 1986; Nelson y Hegre 1990; Luhr 2000; Lewis-Kenedi *et al.*, 2005). Su evento más reciente corresponde a la erupción histórica de 1870 del volcán Ceboruco (Sieron y Siebe 2008). En el contexto tectónico del RTZ la generación de magmatismo andesítico resulta poco factible, debido a que la placa en

subducción yace a una profundidad de 300 km o incluso está ausente (Yang *et al.*, 2009). Adicionalmente, la deshidratación previa de la placa en el frente volcánico dificulta la incorporación de fluidos adicionales a la cuña del manto que desencadenen un proceso de fusión importante (Gómez-Tuena *et al.*, 2011). El magmatismo de arco en el RTZ es una componente clave en la modificación del manto primigenio del que deriva el magmatismo de intraplaca. Con la intención de analizar su conexión, en el análisis geoquímico de este estudio se integran los datos que corresponden a los estratovolcanes Tequila y Sangangüey; de manera particular en algunos casos se usará la muestra TPZ-10-27 del Sangangüey, cuya localización es indicada en el mapa geológico (Fig. 3.2C). Los datos de los estratovolcanes fueron desarrollados durante esta investigación y publicados previamente en Gómez-Tuena *et al.* (2013).

3.2. El Magmatismo contemporáneo del frente volcánico

La construcción del frente volcánico en el sector oeste de la FVTM (Fig. 3.2B) es en gran medida contemporáneo al emplazamiento del magmatismo de intraplaca en el *trasarco*. Con la finalidad de establecer el contexto geológico adecuado para la discusión de los resultados de este estudio, a continuación se presenta una breve descripción de sus productos magmáticos y de su temporalidad.

El frente volcánico se integra por los campos de volcanes monogenéticos Mascota, Los Volcanes, San Sebastián y Atenguillo, conformados por una variedad magmática que incluye andesitas basálticas y andesitas calcialcalinas, lamprófidos con altos contenidos de potasio y basaltos de intraplaca (Gómez-Tuena *et al.*, 2007; 2011). Los productos más antiguos del frente volcánico comúnmente denominado “potásico”, se localizan al NW del volcán de Colima, en la localidad de Tapalpa y tienen una edad de 4.69 Ma (Allan 1986). El magmatismo migró gradualmente hacia San Sebastián en el NW del área donde el magmatismo tiene una edad de 1.52 Ma (Lange y Carmichael 1991). El magmatismo del frente volcánico potásico ha sido explicado como el producto de la deshidratación derivada de las reacciones metamórficas ocurridas a la placa en subducción a diferentes profundidades (Gómez-Tuena *et al.*, 2011). Particularmente, el magmatismo con altos contenidos de potasio es explicado como el producto de la adición de fluidos supercríticos a la cuña del manto, los cuales fueron generados, a una gran profundidad de la placa en subducción, por la

descomposición o destrucción de fases minerales como la fengita, alanita y monacita (Gómez-Tuena *et al.*, 2011). Por otra parte, el magmatismo de intraplaca es explicado como el producto de la fusión por descompresión del manto superior promovida por la dinámica de la subducción (Gómez-Tuena *et al.*, 2011). El cono cinerítico Usmajac (Us) localizado al NNE del volcán de Colima forma parte del magmatismo de intraplaca del frente volcánico potásico; en este trabajo, con fines comparativos se incluye el análisis geoquímico publicado en Gómez-Tuena *et al.* (2011), perteneciente a una muestra de este cono cinerítico cuya localización se muestra en la Figura 3.2B. La simultaneidad entre el magmatismo del frente volcánico potásico y el magmatismo de intraplaca en el RTZ y sus diferencias geoquímicas se ilustran en la Figura 3.6.

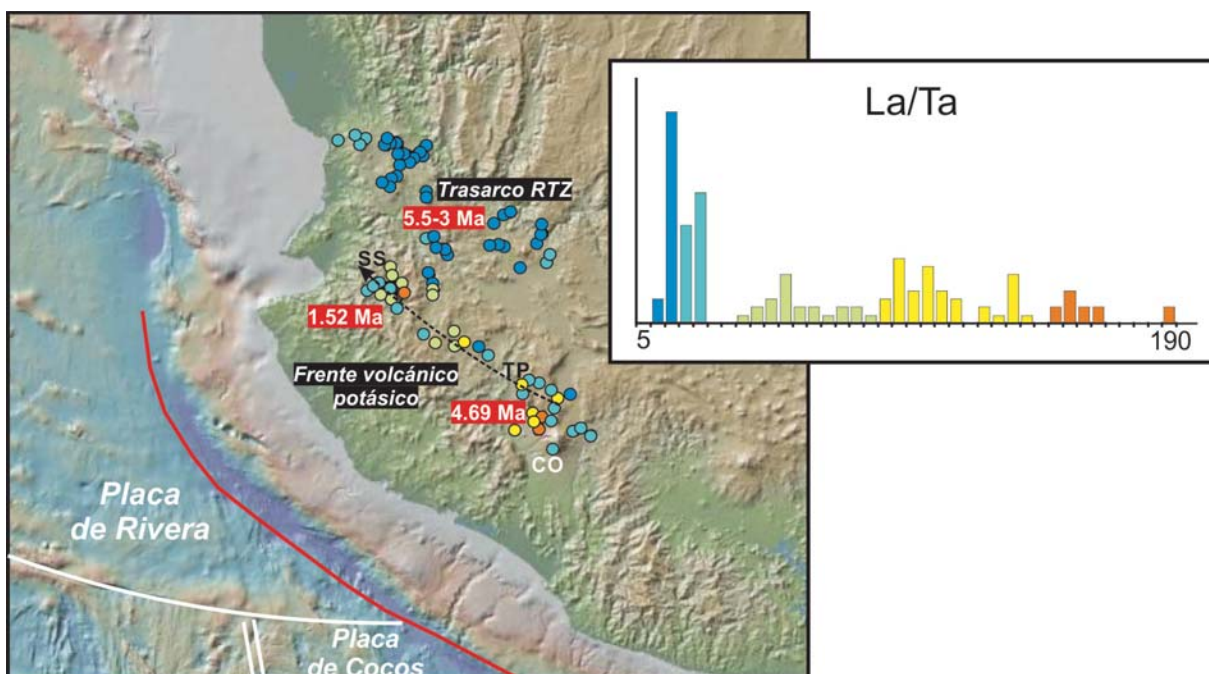


Figura 3.6. Diferencias geoquímicas entre el magmatismo contemporáneo del frente volcánico potásico y el volcanismo del RTZ. Se observa la migración hacia el NW del magmatismo del frente volcánico potásico. En el histograma se muestra la abundancia relativa entre muestras sin señal de la subducción (bajo La/Ta en el *trasarco*) y muestras con señal de subducción (alto La/Ta en el frente volcánico potásico). Modificada de Gómez-Tuena *et al.* (2013). RTZ: Rift Tepic-Zacoalco, SS: San Sebastián, TP: Tapalpa, CO: volcán de Colima.

3.3. Origen del RTZ

El denominado rift Tepic-Zacoalco (Allan *et al.*, 1991) es una estructura tectónica del Mioceno-Cuaternario que se extiende entre la costa del Golfo de California y la unión triple de los grábenes de Zacoalco, Chapala y Colima (Demant, 1981; Allan, 1986;). Presenta una

orientación NW y sus dimensiones son de ~50 km de ancho por ~250 km de largo (Frey *et al.*, 2007). Su desarrollo ha sido explicado principalmente según los siguientes modelos: 1) como un sistema de junta triple, resultado del desplazamiento (*jump*) y continuación hacia el este de la Dorsal del Pacífico del Este (*East Pacific Rise*) por debajo del continente, implicando la transferencial hacia el NW del bloque Jalisco a la placa del Pacífico, por medio de una tectónica extensiva con desplazamientos laterales derechos a lo largo del RTZ, y de fallas normales en el graben de Colima durante el Plioceno y el Cuaternario (Luhr *et al.*, 1985); 2) como el resultado de una deformación transcurrente, ocasionada por la subducción oblicua de la placa de Rivera con una orientación de la extensión NW-SE (Serpa *et al.*, 1989) y; 3) como la expresión de una dinámica extensional, producto del retroceso de la placa en subducción (Rosas-Elguera *et al.*, 1996).

De acuerdo con el estudio de sus estructuras se ha descrito al RTZ como una estructura compuesta de una serie de grábenes y cuencas *pull-apart* del Plioceno y Holoceno (Barrier *et al.*, 1990; Allan *et al.*, 1991 y Garduño y Tibaldi, 1991); o como una estructura tectónica de fallas laterales derechas activas en su parte oriental (Nieto-Obregón *et al.*, 1992; Quintero-Legorreta *et al.*, 1992; Ferrari *et al.*, 1994; Rosas-Elguera *et al.*, 1997). Sin embargo, los estudios estructurales más recientes lo definen como la combinación de tres sistemas de fallas de extensión independientes cronológica y geoméricamente, desarrollados durante el Mioceno tardío (12-9 Ma), el Plioceno temprano (5.5-3.5 Ma) y en menor grado durante el Plioceno y el Cuaternario (Ferrari y Rosas-Elguera, 2000). Ferrari y colaboradores (2012) redefinen al RTZ como una serie de grábenes y semigrábenes distribuidos a lo largo de dos franjas principales desarrolladas en diferentes episodios (Fig. 3.7). La franja norte incluye los grábenes de San Pedro-Ceboruco y Plan de Barrancas-Cinco Minas, todos ellos formados sobre el contacto tectónico del bloque Jalisco y la Sierra Madre Occidental. La franja sur incluye el graben de Puerto Vallarta, y el semi-graben de Amatlán de Cañas, las fallas de Ameca y San Marcos y la zona de falla de Zacoalco. Los elementos tectónicos de la franja norte corresponden al sistema de fallas desarrollado durante el Mioceno, relacionado con el inicio de la apertura del Golfo de California, que actualmente se asume como inactivo (Ferrari *et al.*, 2012). Por otro lado, las estructuras tectónicas de la franja sur, desarrolladas durante el Plioceno, sí muestran evidencia de actividad neotectónica (Ferrari *et al.*, 1994; Pacheco *et al.*, 1999; Rosas-Elguera *et al.*, 1997; Suárez *et al.*, 1994). Este sistema de extensión ha sido interpretado como el resultado de

la baja tasa de convergencia y del ángulo pronunciado de subducción de la placa Rivera, asociado a un retroceso de la placa (*roll-back*). Por lo tanto, las estructuras del Plioceno y Cuaternario desarrolladas en los bordes del bloque Jalisco corresponden a deformaciones intraplaca, relacionadas con los esfuerzos en los límites de las placas de Rivera, Cocos y Norteamérica (Rosas-Elguera *et al.*, 1996), y no a la reorganización (*jump*) de la dorsal del Pacífico del Este (EPR) por debajo del continente (Luhr *et al.*, 1985).

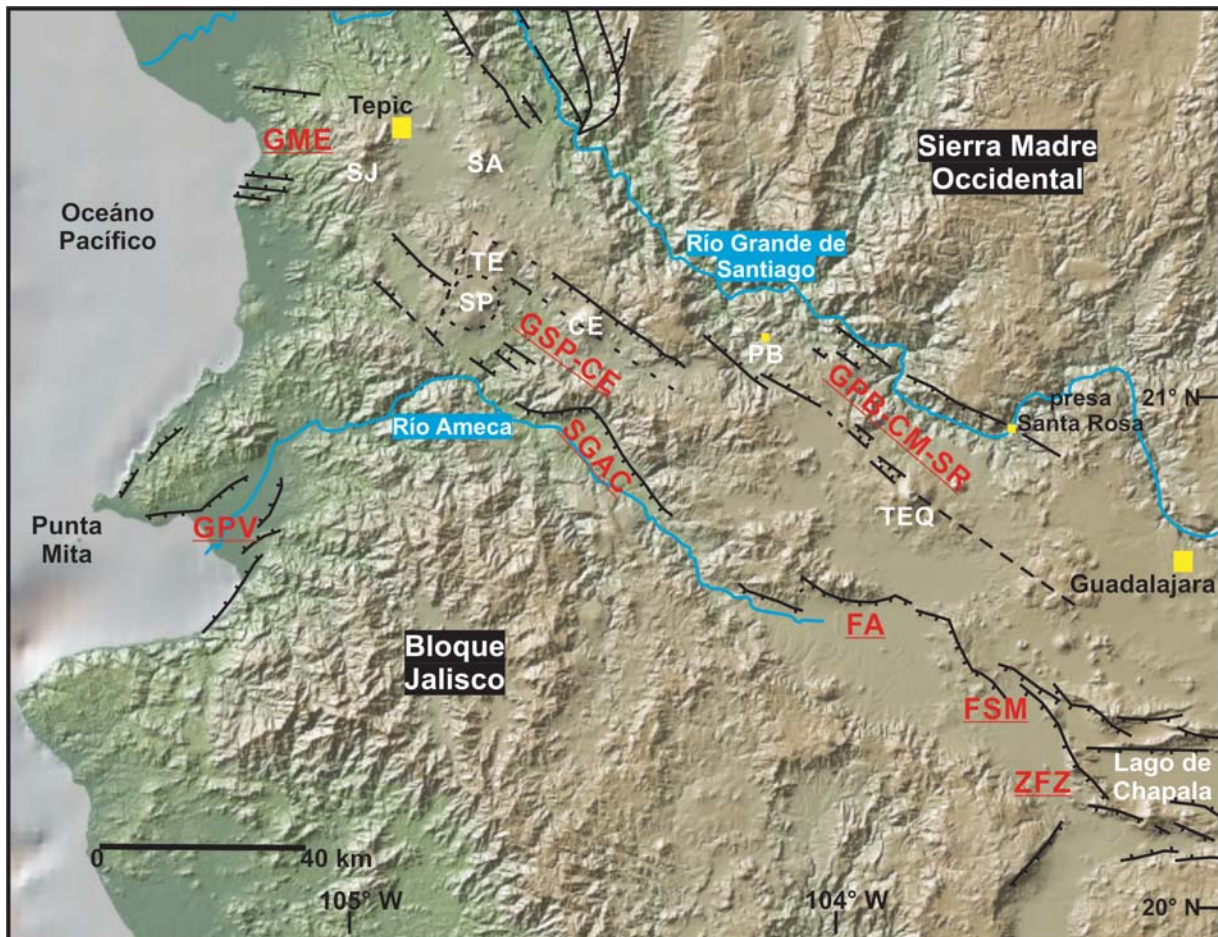


Figura 3.7. Elementos estructurales del RTZ. Franja norte: 1) graben Mecatán (GME); graben San Pedro-Ceboruco (GSP-CE); graben Plan de Barrancas-Cinco Minas-Santa Rosa (GPB-CM-SR). Franja sur: graben Puerto Vallarta (GPV); semigraben Amatlán de Cañas (SGAC); fallas Ameca (FA), y San Marcos (FSM); y la zona de falla de Zacoalco (ZFZ). Estratovolcanes: San Juan (SJ); Sangangüey (SA); Tepetitlic (TE); caldera San Pedro (SP); Ceboruco (CE); Tequila (TEQ). Modificado de Ferrari y Rosas-Elguera (2000).

3.4. Basaltos alcalinos de las islas del Pacífico Isabel y Socorro

Los basaltos alcalinos de intraplaca son frecuentemente descritos como parte de una asociación atípica en el contexto del arco magmático de la FVTM. Esta idea preconcebida ha

derivado en una serie de modelos especulativos que han tratado de explicar su origen. En esta contribución se pretende establecer un panorama que permita clarificar su origen, bajo la consideración de que el magmatismo de intraplaca con características similares al emplazado en el RTZ, se ha emplazado en otras regiones de México desde el Oligoceno tardío hasta el Cuaternario (Aranda-Gómez *et al.*, 2005). En este contexto los datos geoquímicos de este trabajo se compararon por su proximidad con los basaltos de intraplaca del RTZ, con los basaltos alcalinos emplazados en las Islas Isabel y Socorro del Pacífico (Fig. 3.2A), cuyas características no influenciadas por la subducción y/o por la interacción con la corteza continental, ofrecen un contexto general interpretativo independiente al contexto tectónico regional.

Basaltos alcalinos de la Isla Isabel

La isla Isabel, desarrollada durante el Cuaternario, se localiza a ~30 km al oeste de la costa del Pacífico Mexicano sobre la placa de Norteamérica (Fig. 3.2A), correspondiente a una litósfera continental atenuada por la dinámica extensiva inicial de la apertura del Golfo de California (Housh *et al.*, 2010 y referencias). Sus basaltos alcalinos contienen fenocristales de olivino con inclusiones de espinela, plagioclasa y clinopiroxeno, y microfenocristales de titanomagnetita. Su matriz está compuesta por los mismos minerales y vidrio. Sus características petrológicas y geoquímicas reflejan la fusión de una fuente del manto que no ha sido modificada por la corteza continental o la placa en subducción (Housh *et al.*, 2010).

Basaltos alcalinos de la Isla Socorro

La isla Socorro, desarrollada también durante el Cuaternario, se localiza en el archipiélago de Revillagigedo en la porción este de la placa del Pacífico en el segmento de la dorsal Matemático que fue abandonado hace ~3.5 Ma (Fig. 3.2A). Por su posición geográfica alejada de cualquier influencia continental o de subducción, los basaltos de intraplaca oceánicos de la Isla Socorro representan los de una región del manto superior sin contaminación cortical (Bohrson y Reid, 1995). Los basaltos de la isla muestran un ensamble mineral de fenocristales de plagioclasa, olivino y clinopiroxeno; con una matriz integrada por los mismos minerales más óxidos de Fe-Ti y apatito. Su geoquímica refleja un proceso de diferenciación magmática por cristalización fraccionada con una evolución hacia rocas volcánicas de composición silícica (Bohrson y Reid, 1995).

4. Métodos analíticos

Toma de muestras

La colección de muestras representativas de cada suite de basaltos de intraplaca del RTZ fue seleccionada tomando en cuenta su apariencia fresca y sin evidencias de alteración hidrotermal o intemperismo, con la finalidad de eliminar una alteración en las composiciones químicas iniciales de las rocas por procesos secundarios. Las muestras fueron colectadas y descostradas para eliminar las capas superficiales de alteración utilizando un marro de acero común. Se colectaron muestras con tamaños de entre 10 y 15 cm y en algunos casos del tamaño de bloque, que fueron posteriormente fragmentados en el Taller de Molienda del Centro de Geociencias (CGEO), UNAM. Para la realización de los estudios petrográficos fue necesaria la integración de una colección de láminas petrográficas a partir de la selección de fragmentos homogéneos y representativos de cada muestra colectada en campo.

Trituración de muestras

El procedimiento de trituración de las muestras se realizó en el Taller de Molienda del CGEO utilizando una prensa hidráulica. El primer paso consistió en asegurar la limpieza óptima del área de trabajo y de los materiales a utilizar que incluyó: 1) la limpieza de los tamices con aire comprimido y la eliminación de probables residuos de muestras anteriores en ellos, y 2) la limpieza de los dos platillos de acero de la prensa hidráulica entre los que se ejerce presión a la muestra para lograr su trituración. Estas piezas fueron desmontadas y pulidas con una lija metálica adaptada a un rotomartillo o taladro, su limpieza fue concluida con acetona y aire comprimido. El procedimiento de limpieza se repitió para cada muestra diferente.

Para la trituración de la muestra se colocó en el platillo inferior una hoja de papel bond limpia para facilitar la colección del material triturado. En una primera etapa de trituración se buscó eliminar el material que forma parte de la costra o superficie expuesta al intemperismo, hasta asegurarse que el material que será triturado en una segunda etapa corresponda a material fresco del núcleo de la muestra. Posteriormente, los fragmentos frescos de roca de ~15 cm fueron triturados en una segunda etapa, en la que son generados fragmentos de entre 3 a 5 mm, estos fragmentos denominados esquirlas, son concentrados y separados de los demás

tamaños que no son de interés utilizando cribas. El concentrado de esquirlas fue sometido a un proceso de limpieza y posteriormente a su pulverización.

La limpieza de las esquirlas se realizó en un vaso de precipitado de vidrio de capacidad de 100 y/o 125 ml, donde fueron cubiertos con DI-H₂O (agua desionizada con 18.2 MΩ de resistividad) y enjuagados repetidamente, hasta eliminar el polvo más fino y fragmentos de roca más pequeños. Posteriormente el concentrado de esquirlas fue sometido a un baño ultrasónico por 15 minutos, utilizando nuevamente DI-H₂O en el vaso de precipitado; al finalizar este tiempo se desechó el agua. Las esquirlas fueron secadas en un horno a una temperatura de ~70 °C por 10 horas. Para protegerlas de cualquier contaminación externa el vaso de precipitado contenedor de las esquirlas fue cubierto con papel aluminio facilitando la evaporación del agua con pequeñas perforaciones hechas en su superficie.

Pulverización de muestras

Como primer paso se asegura la limpieza óptima del área de trabajo eliminando cualquier tipo de residuo en las superficies con DI-H₂O y papel limpio. Durante todo el proceso se utilizaron guantes de laboratorio (guantes de látex sin talco en su interior) para evitar contaminar las muestras. La pulverización fue realizada utilizando un *shatterbox* y una pulverizadora de alúmina de la marca SPEX del Taller de Molienda del CGEO. La pulverizadora se limpió pulverizando de 20 a 30 g de arena de sílice, con un grado de pureza del 99%, durante un período de 3 a 4 minutos. Posteriormente se lavó utilizando un cepillo y DI-H₂O, y después con acetona de grado analítico. Para su secado se colocó bajo una lámpara con escape de aire independiente.

Para pulverizar las esquirlas primero se realizó una precontaminación pulverizando entre 20 y 25 g de esquirlas; este material se desechó. Con este paso se reduce el riesgo de una contaminación de la muestra con otros materiales. Finalmente, se introdujeron de nuevo entre 30 y 40 g de chips en la pulverizadora, y se pulverizaron por un lapso de entre 3 y 4 minutos; durante este tiempo el diámetro de las partículas se reduce a ~75 μm (malla 200). El polvo fue guardado hasta su análisis en frascos pequeños de plástico lavados previamente con DI-H₂O.

Separación de minerales

La separación de cristales de olivino, clinopiroxeno y plagioclasa fue realizada del material residual de la fragmentación de las muestras en la prensa hidráulica. Este material con tamaños menores a ~3-5 mm fue cribado y separado en las mallas No. 80, 60 y 40, correspondientes a 0.180, 0.250 y 0.425 mm respectivamente. Posteriormente, cada separado fue lavado y secado de manera similar al tratamiento de limpieza antes descrito para el concentrado de esquilas.

La separación de los fenocristales de olivino, clinopiroxeno y plagioclasa de cada una de las fracciones granulométricas se realizó utilizando técnicas magnéticas y gravimétricas convencionales. Cada separado granulométrico fue pasado a través de un separador magnético de tipo *Frantz* en repetidas ocasiones. Primero se eliminaron de la muestra los fragmentos de matriz para obtener un concentrado de fenocristales, para dicho efecto el *Frantz* se ajustó a una intensidad de entre 2 y 3 amperes (A). Es importante en este paso asegurarse de la recuperación de fenocristales magnéticos que pudieron haber sido concentrados con los fragmentos de matriz, pasando de nuevo esta fracción a través del *Frantz* para su recuperación. El concentrado de fenocristales se pasa de nuevo a través del *Frantz* para la separación de las fases minerales. En casi todos los casos fue posible separar las fases minerales magnéticas, ajustando el *Frantz* entre 2.6 y 3.6 A y una inclinación del riel de entre 15 y 20° a una vibración de baja a moderada. Variando las condiciones del separador magnético en los rangos mencionados, la muestra fue pasada por el *Frantz* la cantidad de veces necesaria, hasta lograr un concentrado de minerales magnéticos oscuro con olivino y clinopiroxeno y uno blanco compuesto principalmente de plagioclasa y vidrio. Los concentrados minerales finales de olivino y clinopiroxeno, fueron separados a mano de la fracción de minerales magnéticos, utilizando un binocular *Leica*; sin embargo, también fue posible separarlos de la fracción de minerales no magnéticos debido a que fenocristales de olivino y clinopiroxeno que excedían en tamaños de ~ 1 mm caían por peso en esta fracción y fueron recuperados. Los concentrados de plagioclasa se tomaron de la fracción no magnética de cada muestra. La selección final de los fenocristales se realizó escogiendo familias de cada fase con tamaños similares, y considerando únicamente cristales completos sin fracturas y sin rasgos de alteración. Finalmente los fenocristales de cada fase y muestra se montaron en resina *epoxy* que posteriormente fue pulida para exponer los fenocristales a su microanálisis.

4.1. Análisis de elementos mayores y traza

La concentración de los elementos mayores en las muestras (Tabla 1 del apéndice) fue determinada utilizando un instrumento de fluorescencia de rayos X marca Siemens modelo SRS-3000 del Laboratorio Universitario de Geoquímica Isotópica (LUGIS) de la Universidad Nacional Autónoma de México (UNAM). Las muestras pulverizadas fueron medidas siguiendo los procedimientos descritos en Lozano y Bernal (2005).

La concentración de los elementos traza (Tabla 1) fue determinada por espectrometría de masas con plasma de acoplamiento inductivo (ICP-MS), utilizando un instrumento Thermo Series XII del Centro de Geociencias (CGEO), UNAM. La reducción, la corrección por deriva del instrumento y la reproducibilidad de los datos de elementos traza obtenidos en el CGEO, son estimados utilizando las concentraciones promedio y la desviación estándar de múltiples digestiones de los estándares internacionales del U.S. Geological Survey AGV-2, BHVO-2, BCR-2 y del Geological Survey of Japan JR-1 y JB-2, y han sido reportadas en varias publicaciones previas (Mori *et al.*, 2007, 2009; Gómez-Tuena *et al.*, 2011).

4.1.1. 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 30-40 muestras por sesión, de las cuales 5 correspondían a estándares internacionales de rocas con concentraciones conocidas y certificadas (AGV-2, BHVO, BCR-2, JR-1 y JB-2), 1 muestra al estándar interno (“*high standard*”: muestra PS-99-25 del Macizo de Palma Sola; Gómez-Tuena *et al.*, 2003), y 2 blancos. Todas las muestras siguieron el mismo procedimiento de digestión química que a continuación se describe:

✓ **Limpieza de viales y pesado de muestras:** El pesado de las muestras fue realizado en viales de teflón marca Savillex con tapa de rosca, con una capacidad de 15 y/o 8 ml. La limpieza previa de los viales consistió en: 1) dejarlos durante una noche sobre la parrilla a 100 °C, con HNO₃ diluido al 50 % hasta la mitad de su capacidad, para promover recirculación del ácido dentro del vial; 2) a la mañana siguiente se desechó el HNO₃ de los viales, y se dejaron sobre la parrilla a 100 °C por dos horas con DI-H₂O, hasta la mitad de su capacidad; y 3) fueron puestos a secar dentro de una campana de flujo laminar que proporciona una calidad

local de aire 10. Una vez secos se taparon. Posteriormente, en los viales limpios fueron pesados entre 0.04950 y 0.05050 g de muestra pulverizada, utilizando una microbalanza de alta precisión (resolución de 1 μg) del laboratorio del CGEO, localizada en un área que presenta una calidad de limpieza 1000 (menos de 1000 partículas $> 5 \mu\text{m}$ por pie cúbico de aire). Para reducir los efectos de la estática, durante el pesado se envolvió la base de los viales con papel aluminio. Una vez colocado el vial dentro la balanza, se disparó la pistola antiestática y se esperó a que la balanza estuviera en ceros para pesar la muestra. Cuando el peso fue determinado por la balanza, el vial se sacó cuidadosamente y se le añadieron dos gotas de DI-H₂O para evitar la dispersión del polvo. El vial se tapó inmediatamente, y se colocó en un lugar a parte. Posteriormente, se limpió la espátula utilizada en el pesado y se repitió el proceso para las otras muestras.

✓ **Digestión en ácidos:** el procedimiento de digestión de muestras se efectuó en un área de calidad 300 de limpieza y 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. Las muestras se digieren en 0.5 ml de HNO₃ 8N Instra (ácido nítrico al 69-70 %, “Baker Instra-analyzed Reagent”) y 1 ml de HF concentrado (ácido fluorhídrico cuatro veces destilado, preparado en el Laboratorio de Química Ultrapura del LUGIS, UNAM); una vez añadidos los ácidos, se taparon los viales, y se dejaron por una noche sobre una parrilla de calentamiento de cerámica y teflón a una temperatura de 100 °C. Al día siguiente se evaporaron los ácidos sobre la parrilla a 100 °C hasta lograr un residuo blanco. Después se añadieron 15 gotas de HNO₃ 8N Instra y se evaporaron a la misma temperatura hasta la formación de un residuo amarillo. Posteriormente, se añadieron otras 15 gotas de HNO₃ 8N Instra, se taparon los viales y se dejaron una noche a 100 °C sobre la parrilla; durante este procedimiento los fluoruros se convierten en nitratos solubles. Finalmente, al siguiente día, cuidando de no dejar gotitas adheridas a las paredes y tapas del vial, se evaporaron los ácidos a 100 °C y se añadieron posteriormente 2 ml de HNO₃ 8N Instra y 2 ml de DI-H₂O, se taparon los viales y se dejaron por una noche sobre la parrilla nuevamente a 100 °C. Al siguiente día las muestras debían de estar en solución.

✓ **Dilución de muestras en la solución estándar interna (Internal Standard Solution, ISS):**

➤ La preparación de la ISS se realizó en el laboratorio ultralimpio en un área con calidad de aire 300 y dentro de una campana de flujo laminar que proporciona una calidad local de aire 10. 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. 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, 3949 ml de DI-H₂O, y 50 ml de 0.2N HNO₃ Instra (esta normalidad asegura que todos los elementos estén en solución). La ISS se agita repetidamente hasta lograr su homogenización. Su preparación se realizó un día antes de su utilización para asegurar su homogenización eficazmente, ya que una homogenización insuficiente puede comprometer la precisión del análisis.

➤ Para la dilución de las muestras en la ISS se realizó un aforo en botellas de teflón con capacidad de 100 ml, los cuales fueron limpiados en su exterior con alcohol para evitar estática, y fueron etiquetados con la clave de cada una de las muestras correspondientes. El procedimiento de aforo es el siguiente:

- Se pre-enjuaga la botella con un poco de ISS que se es desechada posteriormente.
- Se agrega a la botella la muestra colectada del vial de digestión con 1 ml de DI-H₂O.
- Se complementa la capacidad de la botella con ISS casi hasta 100 ml.
- El aforo final a 100 ml se finaliza en la balanza, agregando con la piseta la ISS restante, considerando el peso de la tapa del bote incluyéndola a un lado de la balanza. El peso final anotado es el peso correspondiente al peso de la botella con tapa más los 100 ml de aforo de la ISS. En el aforo es preferible siempre no sobrepasar de los 100 g y mejor aforar a un volumen un poco menor pero lo más cercano posible a los 100 g.

4.2. Análisis isotópicos

La preparación de las muestras para la determinación de las relaciones isotópicas de Sr, Nd y Pb fue realizada en el laboratorio ultralimpio del CGEO, siguiendo los procedimientos químicos establecidos en Gómez-Tuena *et al.* (2003 y 2011). Los análisis de las relaciones de Sr, Nd y Pb fueron realizados en el multicolector ICP-MS Thermo Neptune *Plus* del CGEO, siguiendo los procedimientos descritos por Gómez-Tuena *et al.* (2013).

Las mediciones de las relaciones de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ fueron corregidas por fraccionamiento normalizando con el valor $^{86}\text{Sr}/^{88}\text{Sr}=0.1194$, y posteriormente ajustadas con respecto al valor del estándar NBS-987 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}=0.710230$. El valor promedio obtenido del estándar NIST SRM 987 fue de 0.710264 ± 0.000012 (2σ , $n=22$). Los valores obtenidos de la relación $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ fueron normalizados con respecto al valor $^{146}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}=0.72190$, y ajustadas al valor del estándar JNdi de $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}=0.512115$ (Tanaka *et al.*, 2000), medido repetidamente durante la misma sesión analítica. El valor promedio de las relaciones de $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ del estándar JNdi fue de 0.512090 ± 0.000009 (2σ , $n=32$). Utilizando estas mismas correcciones el valor del estándar La Jolla fue de 0.511859 ± 0.000007 (2σ , $n=9$). Los valores de las relaciones isotópicas de Pb fueron corregidas por fraccionamiento de masa usando el valor de la relación $^{205}\text{Tl}/^{203}\text{Tl}=2.387$ de la solución estándar NIST SRM 997, que fue adicionada a las muestras para obtener una relación de Pb/Tl ~ 4 . Los valores corregidos por fraccionamiento de masa utilizando la solución de Tl fueron posteriormente ajustados a los valores del estándar NIST SRM-981 de $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}=16.9356$, $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}=15.4891$, y $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}=36.7006$ (Todt *et al.*, 1996). Las composiciones isotópicas de Pb del estándar NIST SRM-981 corregidas por fraccionamiento de masa utilizando Tl fueron de $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}=16.9305$, $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}=15.4839$, y $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}=36.6739$ (2σ de 57, 60, 56 ppm, respectivamente, $n=27$). La reproducibilidad y precisión de las mediciones isotópicas fue también monitoreada utilizando los estándares de roca BHVO-2 y AGV-2 del U.S. Geological Survey, que fueron tratadas con los mismos procedimientos de preparación y medición que las muestras del estudio. Las composiciones isotópicas obtenidas de Sr, Nd y Pb reportadas en la Tabla 2 del apéndice se encuentran dentro de los valores de incertidumbre analítica publicados en la base de datos GEOREM (<http://georem.mpch-mainz.gwdg.de/>).

4.2.1. Preparación química

✓ **Pesado de las muestras:** el primer paso consistió en la selección de las esquirlas utilizando un microscopio binocular en el laboratorio ultralimpio en un área con calidad de aire 1000. Se seleccionaron utilizando unas pinzas limpias escogiendo únicamente esquirlas en buen estado (sin alteraciones visibles) y de tamaños similares aproximadamente < 3 mm. Las esquirlas se reservaron en bolsitas limpias provisionales. Antes de pesar las esquirlas, el área de trabajo se limpió con una toalla de papel y DI- H_2O . Cuando la balanza fue encendida

se esperó su estabilización para colocar un vial de teflón marca Savillex con tapa de rosca de capacidad de 15 y/o 8 ml, previamente sometido a un proceso de limpieza igual al realizado a los viales utilizados para la digestión de las muestras de elementos traza. Se taró la balanza y se agregaron con unas pinzas limpias ~300 mg de chips, el peso fue anotado. El vial se retiró de la balanza y se tapó. Las esquirlas pesadas en los viales fueron enjuagados repetidamente con DI-H₂O. Después, se les agregó DI-H₂O y los viales se taparon antes de colocarlos en un baño ultrasónico a 70 °C por media hora. Finalmente, el DI-H₂O en los viales se eliminó y las esquirlas se enjuagaron nuevamente varias veces.

✓ **Lixiviación (leaching):** este proceso tiene la finalidad de limpiar eficientemente la superficie de las esquirlas, eliminando las capas con probables alteraciones. Para esto se añadió a cada muestra 1 ml de 1N HNO₃ Labqup (ácido nítrico destilado tres veces, preparado en el Laboratorio de Química Ultrapura del LUGIS) y se colocaron durante una hora sobre la parrilla a una temperatura de 100 °C. Posteriormente, se retiró el ácido utilizando una pipeta y se enjuagaron 3 veces con DI-H₂O, el agua se desechó.

✓ **Digestión en ácidos:** fueron añadidos a cada muestra 1 ml de 8N HNO₃ y 2 ml de HF, los viales se taparon y se dejaron por dos noches sobre la parrilla a una temperatura de 100 °C. Para favorecer el proceso de digestión los viales fueron agitados a menudo. Al tercer día los viales se destapan procurando no dejar gotas adheridas a la tapa y/o las paredes, y se dejaron evaporar los ácidos a 100 °C hasta obtener un residuo de digestión completamente seco. A continuación se realizó el rompimiento de fluoruros a nitratos (refluxing), añadiendo 20 gotas de 16N HNO₃ y se evaporaron posteriormente a una temperatura de 100 °C. Después se agregaron 15 gotas de 16N HNO₃ se taparon los viales y se dejaron por una noche a 100 °C. (*Vol. estimado de una gota=30 µl*)

4.2.2. Separación química de elementos

La separación química de los elementos de interés (Pb, Sr, Nd) se realiza para evitar interferencias isobáricas en el espectro de masas durante el análisis isotópico. 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. El procedimiento se realizó bajo una campana de flujo laminar de calidad de aire 10, la cual fue limpiada exhaustivamente con DI-H₂O junto con el portacolumnas de acrílico. El portacolumnas fue cubierto con película

plástica para lograr una mayor estabilidad de las columnas. En todos los casos las columnas son lavadas con DI-H₂O repetidas veces utilizando una piseta. A continuación, se explica la separación química realizada para cada elemento.

4.2.3. Separación química de Pb

Para la separación química de Pb se utilizan columnas de teflón con capacidad de 100 µl. Se rellenan con resina Bio G1-X8 (malla 100-200; resina en forma de cloruros), hasta el cambio de pendiente entre la columna y el reservorio. Es útil llenar la columna con agua manteniéndola inclinada y posteriormente inyectar la resina teniendo cuidado de evitar la formación de burbujas. Una vez con la resina dentro, se debe asegurar que la columna gotee el agua adecuadamente, sino, se debe verificar el estado del tapón de la columna; las columnas listas se colocan en portacolumnas. Durante la separación química es necesario contar con tres reservorios de colección: 1) uno para la colección de los líquidos de limpieza y acondicionamiento de la resina; 2) el “vial muestra” o de digestión para la recolección de REE, Sr, Ba y Rb...otros; y 3) un vial nuevo para la recolección del elemento de interés, en este caso Pb, a continuación se explica el procedimiento seguido (ver diagrama en Fig. 4.1).

1) Conversión de los nitratos en bromuros:

- ✓ Los viales con las muestras se destaparon y se evaporaron a ~100° C.
- ✓ Se añadieron 15 gotas de 0.7N HBr (ácido bromhídrico destilado tres veces, preparado en el Laboratorio de Química Ultrapura del LUGIS) a cada muestra y se dejaron evaporar a T ~100 °C.
- ✓ Sucesivamente se agregaron 1100 µl de 0.7N HBr, se taparon los viales, y se dejaron por una noche sobre la parrilla de calentamiento a T ~100 °C.

2) Limpieza y acondicionamiento de la resina:

- ✓ Al día siguiente se limpiaron 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 acondicionaron con 10 gotas de 0.7N HBr.

3) Carga de muestras, lavados y eluciones:

- ✓ El contenido de cada vial (“vial muestra”) se pasó a microtubos para ser centrifugada y separar la fase líquida del residuo sólido. Se pipeteó el líquido procurando no incorporar el sólido residual, y se cargó en las columnas (~1000 μ l 0.7N HBr). El residuo sólido se regresó directamente al “vial muestra”, mismo que se utilizó después para coleccionar las REE, Sr, Ba y Rb.
- ✓ Se lavó cada columna con 10 gotas (300 μ l) de HBr 0.7N, 10 gotas (300 μ l) de 0.7N HBr, 10 gotas (300 μ l) de 0.7N HBr y 8 gotas (240 μ l) de 2N HCl. Colectando todo (1140 μ l) en el “vial muestra”.
- ✓ La primera elución de Pb se coleccionó en un vial nuevo (“vial Pb”) agregando a la columna 1 reservorio de 6N HCl.
- ✓ Se evaporó la elución sobre la parrilla a T ~100 °C, y sucesivamente se diluyó con 500 μ l 0.7N HBr.
- ✓ Se lavaron de nuevo las columnas con 1 reservorio de DI-H₂O, 2 reservorios de 6N HCl y medio reservorio de DI-H₂O.
- ✓ Se acondicionaron las columnas con 10 gotas de 0.7N HBr.
- ✓ Se vació la muestra contenida en el “vial Pb” en la columna, se colocó el “vial muestra” para coleccionar.
- ✓ Se lavó cada columna con 30 gotas de 0.7N HBr, y luego con 8 gotas de 2N HCl, se usó el “vial muestra” para coleccionar.
- ✓ La segunda elución de Pb se coleccionó en el “vial Pb” agregando 1 reservorio de 6N HCl. Las dos eluciones realizadas para separar el Pb tiene como finalidad eliminar concentraciones de Fe relativamente altas, que dificulten la ionización eficiente del Pb en el espectrómetro.
- ✓ La elución de Pb se evaporó ~100 °C hasta lograr un residuo seco. El residuo se disolvió en 500 μ l de 2N HNO₃, y fue guardado en un microtubo (“microtubo Pb”), etiquetado con la clave de cada muestra, hasta el momento de la medición.

4.2.4. Separación de Sr química Sr-spec

Para la separación química de Sr se utilizan columnas de teflón con capacidad de 30 μ l. Su proceso de lavado y relleno es igual al mencionado anteriormente, utilizando ahora resina

Eichrom Sr resin SR-B50-A. A continuación se explica el procedimiento seguido (ver diagrama en Fig. 4.1).

1) Conversión de los bromuros a nitratos:

- ✓ Se evaporó el residuo de la química del Pb (el colectado en el “vial muestra”) a ~100 °C, procurando no dejar gotas en las paredes o en la tapa de los viales.
- ✓ Se le agregaron 10 gotas de 2N HNO₃ y se evaporaron a ~100 °C.
- ✓ Finalmente se añadieron 600 µl de 2N HNO₃.

2) Limpieza y acondicionamiento de la resina:

- ✓ Las columnas se limpiaron con 3 reservorios de DI-H₂O, para eliminar cualquier contaminación ambiental.
- ✓ Se acondicionaron las columnas con 8 gotas de 2N HNO₃.

3) Carga de muestras, lavados y eluciones:

- ✓ Las muestras se pasaron a microtubos, y se centrifugaron para separar la fase líquida del residuo sólido.
- ✓ En cada columna fueron cargados 500 µl de muestra en dos pasos de 250 µl cada uno. En este punto se colocó un vial nuevo (“vial REE) para colectar REE, Ba...Rb, cuya colecta se utilizó en la química TRU-SPEC posteriormente.
- ✓ Se lavó cada columna con 8 gotas de 7N HNO₃, 8 gotas de 2N HNO₃ y 4 gotas de 2N HNO₃, la colecta se hizo en el “vial muestra” (600 µl). En este paso se liberó posible Rb restante.
- ✓ Finalmente, la elución de Sr se colectó en un nuevo vial (“vial Sr”) agregando a la columna 1 reservorio de DI-H₂O. Se le agregó al vial una gota de 8N HNO₃ y se guardó en un microtubo (“microtubo Sr”) etiquetado con la clave de cada muestra, hasta el momento de la medición.

4.2.5. Separación de REE química TRU-spec

Este procedimiento químico se realiza 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 TRB25-A. El procedimiento que se siguió es el siguiente (ver diagrama en Fig. 4.1).

1) Limpieza y acondicionamiento de la resina:

- ✓ Las columnas se limpiaron con 2 reservorios de DI-H₂O, 2 veces 500 µl de 0.05N HNO₃ para remover eventuales REE contaminantes, y 1 reservorio de DI-H₂O.
- ✓ El acondicionamiento de la resina se hizo agregando 2 veces 200 µl de 2N HNO₃.

3) Carga de muestras, lavados y eluciones:

- ✓ Se cargaron a las columnas los 500 µl contenidos en el “vial REE” colectados en la química Sr-spec.
- ✓ Se lavaron las columnas con 500 µl de 2N HNO₃, 200 µl de 2N HNO₃, y se acondicionaron de nuevo con 100 µl de 0.05N HNO₃, con la finalidad de eliminar el Rb y el Sr. La colecta se realizó en el “vial muestra”

La elución de las REE se realizó con 3 cargas de 250 µl de 0.05N HNO₃. Se colectó en un vial limpio REE, su contenido se utilizó posteriormente en la química Ln-spec de separación de Nd.

4.2.6. Separación de Nd química Ln-spec

Para la separación química del Nd se utilizan columnas de teflón marca Savillex con una capacidad de 800 µl. Las columnas se rellenan con resina Bio-Rad AG50W-X4. A continuación el procedimiento (ver diagrama en Fig. 4.1).

1) Limpieza y acondicionamiento de la resina:

- ✓ La limpieza de las columnas se realizó con 1 reservorio de 3N HNO₃ y 2 veces 500 µl de DI-H₂O.
- ✓ Se acondicionaron adicionando 2 veces 2 ml de 0.05N HNO₃.

3) Carga de muestras, lavados y eluciones:

- ✓ Se cargaron a las columnas los 750 µl de REE colectados en la química TRU-spec gota por gota.
- ✓ Se lavaron las columnas 2 veces con 250 µl de 0.22N HNO₃, se dejaron pasar gota a gota, después se adicionaron 3.5 ml de 0.22N HNO₃. La colecta se realizó en el “vial muestra” (4750 µl), en este paso se eliminan elementos como el Ce y La.
- ✓ La elución de Nd se realizó con 2.5 ml de 0.22N HNO₃. Se evaporó y guardó en 500 µl de 2N HNO₃ en un microtubo (“microtubo Nd”) etiquetado con la clave de cada muestra, hasta el momento de la medición.

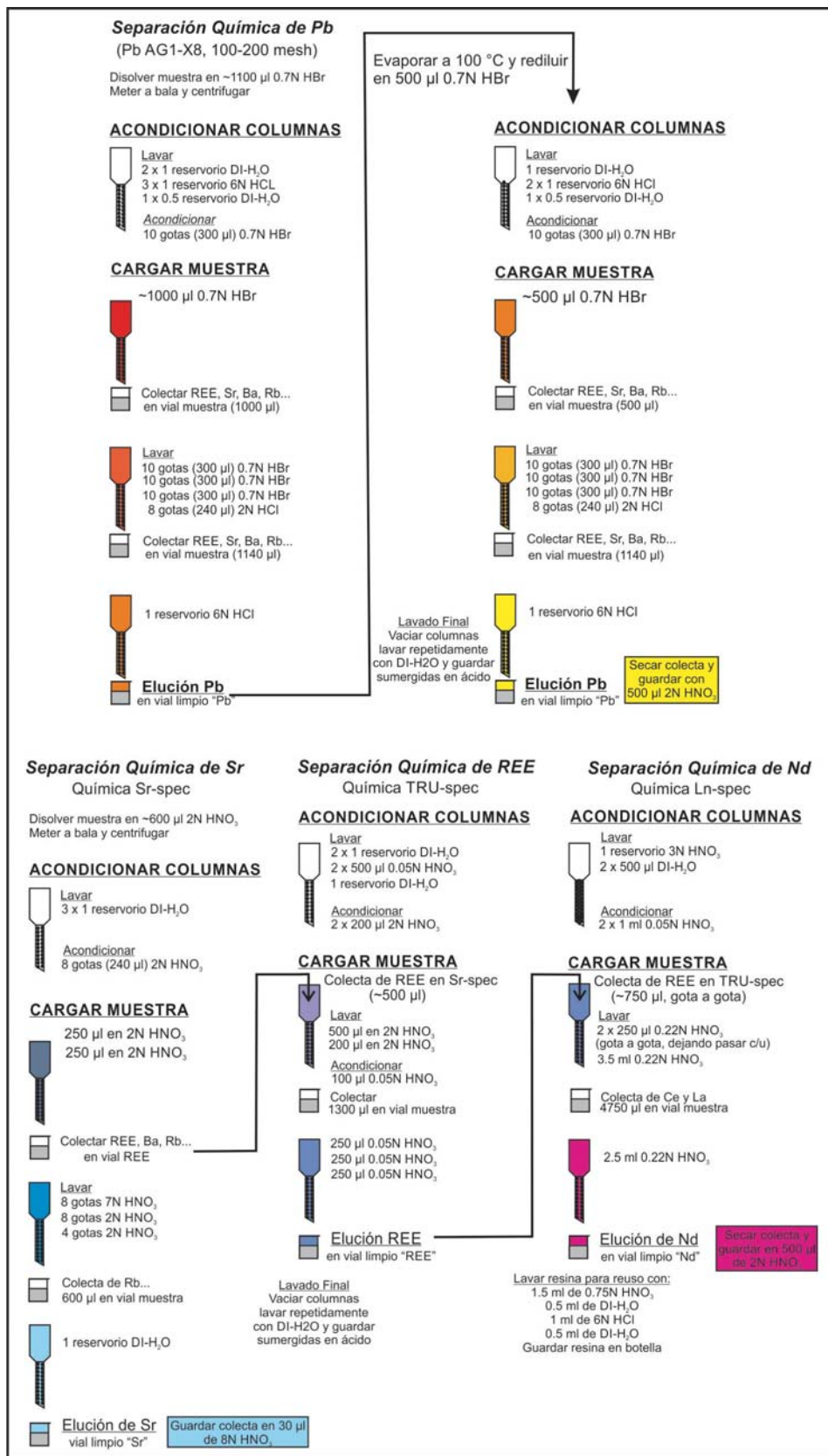


Figura 4.1. Diagrama de flujo de los procedimientos químicos seguidos en las columnas de intercambio iónico para la separación de elementos.

4.3. Análisis minerales

4.3.1. Análisis de olivino y plagioclasa por LA-ICP-MS

Durante este estudio se desarrolló la metodología para el análisis de elementos mayores y traza en cristales de olivino y plagioclasa utilizando un sistema de Ablación Láser Acoplado a Espectrometría de Masas (LA-ICP-MS) en el Laboratorio de Estudios Isotópicos del Centro de Geociencias de la UNAM. La calibración del método se logró mediante la medición repetida de estándares internacionales y estándares internos que permitieron corregir los errores por *mass bias* en los análisis de este trabajo. La metodología permitió la obtención de datos de química mineral en olivino y plagioclasa con aceptable precisión y reproducibilidad. Además, se estableció el estándar interno “*sco-sms*” de olivino, y el estándar interno “*La Gema*” de plagioclasa. A continuación se describe la metodología.

Métodos analíticos

La técnica de LA-ICP-MS en el Centro de Geociencias se realiza con un láser Resonetics Resolution M50 (LPX220, Lambda Physik) de excímeros de 193 nm (ArF) acoplado a un cuadrupolo de espectrometría de masas (ICP-MS) Thermo Xii Series (ver Solari *et al.*, 2010 para detalles técnicos adicionales). Los análisis fueron realizados con un diámetro de haz del láser de ~60 μm y una tasa de repetición de 5 Hz, empleando una energía de salida de ~122 mJ que correspondía con una fluencia (energía por unidad de área) en el blanco de ~7 J/cm^2 . El transporte del material ablacionado hacia el ICP-MS se realiza con Helio (~700-600 mL/min) de ultra alta pureza. Posteriormente, el aerosol con la muestra y el Helio son mezclados con gas Argón (~700 mL/min) para su homogenización previa a la entrada en la antorcha del ICP-MS. Los análisis fueron obtenidos con 20s de pre-ablación y un tiempo de ablación de adquisición de 30s y otros 20s posteriores a la ablación (*washout*). Por cada ablación se analizaron los siguientes isótopos (tiempo de adquisición, en milisegundos): 1) en olivino ^7Li (40); ^{11}B (40), ^{25}Mg (20), ^{27}Al (60), ^{29}Si (20), ^{44}Ca (80), ^{45}Sc (40), ^{48}Ti (20), ^{51}V (20), ^{52}Cr (40), ^{54}Fe (20), ^{55}Mn (20), ^{57}Fe (20), ^{59}Co (20), ^{60}Ni (20), ^{63}Cu (30), ^{65}Cu (30), ^{66}Zn (30), ^{90}Zr (30), ^{140}Ce (20) y ^{208}Pb (20); y 2) en plagioclasa ^7Li (40); ^9Be (40), ^{23}Na (20), ^{24}Mg (40), ^{25}Mg (40), ^{27}Al (20), ^{29}Si (20), ^{39}K (40), ^{44}Ca (20), ^{48}Ti (40), ^{55}Mn (40), ^{57}Fe (40), ^{85}Rb

(60), ^{88}Sr (40), ^{138}Ba (40), ^{139}La (60), ^{140}Ce (60), ^{141}Pr (60), ^{146}Nd (60), ^{147}Sm (60), ^{151}Eu (60), ^{152}Sm (60), ^{172}Yb (60) y ^{208}Pb (60).

Reducción de datos y calibración del método

La composición química de los fenocristales de olivino y plagioclasa fue establecida utilizando los siguientes estándares: 1) el estándar de olivino del Instituto Smithsonian denominado USNM 111312/444 San Carlos (Jarosewich *et al.*, 1980), cuyas concentraciones elementales están reportadas en Sobolev *et al.* (2005); y 2) el estándar de labradorita microbeam AS1285-AB comercialmente disponible por Structure Probe Incorporated (SPI; <http://www.2spi.com/>). Ambos estándares fueron analizados repetidamente después de cada bloque de 10 fenocristales de composición desconocida. La composición química de fenocristales de olivino obtenida en este estudio se reporta en la Tabla 3 del apéndice y la composición química de plagioclasa se reporta en la Tabla 4 del apéndice. La desviación estándar obtenida de los análisis de olivino y plagioclasa obtenida durante las sesiones analíticas se reporta en las Tablas 5 y 6 del apéndice, respectivamente.

Una vez concluida la medición de cada muestra se seleccionaron los parámetros de adquisición de los datos en el software Plasmalab del ICP-MS. Estos parámetros consisten en la selección del mejor rango de tiempo de medición con la mejor detección y estabilidad de la señal. El rango de tiempo definido fue aproximadamente de 2700 a 6000 ms y fue establecido revisando el comportamiento de la señal en cada elemento de interés (Fig. 4.3A-B). Asimismo, en el tiempo de pre-ablación se define un rango que corresponde al valor denominado “blanco” en donde se cuantifican la cantidad de isótopos en el gas y que son restados a la señal de análisis para asegurar que no haya contaminación entre casa análisis (Fig. 4.3A-B).

Los resultados fueron copiados en una hoja de cálculo de Excel para su reducción. Como primer paso se resta a la señal de cada elemento durante la ablación el valor de “blanco” detectado por el equipo. Posteriormente, la reducción de los datos consiste principalmente en: 1) asignar a cada elemento un valor porcentual ya que sus concentraciones determinadas por el equipo son en cuentas por segundo (cps) (impactos por segundo de un determinado isótopo en el detector); y 2) corregir por *mass bias* para disminuir el error analítico asociado a diferencias

en la medición de masa (cantidad de muestra medida), provocado entre otras cosas por el decaimiento de la señal asociado a la deriva instrumental durante las sesiones analíticas.

Las hojas de cálculo elaboradas para la reducción de datos fueron diseñadas con base en cálculos descritos previamente por: Longerich *et al.*, 1996; Halicz y Günther, 2004; Guillong *et al.*, 2005 y Liu *et al.*, 2008 y. El procedimiento a través del cual se determinaron las concentraciones de los elementos medidos utilizando los estándares fue el siguiente:

1) Se calcula un factor de normalización (FN) dividiendo la señal en cps medida para cada elemento en los estándares (stdm) entre su concentración reportada en por ciento en peso (stdr).

$$FN = \frac{\text{concent. elemento en cps (stdm)}}{\text{concent. elemento en por ciento en peso (stdr)}} \dots \dots \dots (4.3.1)$$

2) Una vez calculado el FN de los estándares se calcula la deriva del instrumento con respecto al tiempo (t), calculando la pendiente (m) y la ordenada al origen (b) de la recta que define el comportamiento de los estándares durante el tiempo de medición;

A1	B1	C1	D1	E1	F1	G1	H1	I1	J1	K1	L1
A2		Estándar	MgO	Al₂O₃	SiO₂	CaO	Cr₂O₃	FeO(t)	MnO	CoO	NiO
A3		USNM	49.20	0.03	40.63	0.09	0.01	9.51	0.14	0.02	0.37
A4	t	Estándares en cps									
A5	2.53	USNM 111312-1	5055136	39685	1206623	12677	47843	1360032	1001923	84918	342904
A6	2.62	USNM 111312-2	4824323	37878	1127530	11497	44052	1306579	928722	79328	319601
A7	2.90	USNM 111312-3	4955665	36612	1145720	11277	45397	1358782	949102	81109	330144
A8	3.00	USNM 111312-4	5110458	36711	1149372	11442	45442	1384707	953372	80560	328162
A9	3.28	USNM 111312-5	4961869	36294	1130529	10750	44796	1321107	920058	79589	322273
A10	3.40	USNM 111312-6	4734199	35002	1069937	10332	42478	1267285	876851	75030	304516
A11	3.68	USNM 111312-7	4583462	33077	1036562	9800	41129	1222759	857295	72998	298334
A12	3.77	USNM 111312-8	4477571	31385	1017282	8992	40595	1194722	840666	72374	294191
A13	t	Factor de normalización									
A14	2.53	USNM 111312-1	102743	1240901	29700	136866	3460723	143042	7189780	4793266	931053
A15	2.62	USNM 111312-2	98052	1184403	27754	124117	3186525	137420	6664494	4477740	867780
A16	2.90	USNM 111312-3	100721	1144817	28201	121744	3283832	142911	6810738	4578270	896405
A17	3.00	USNM 111312-4	103867	1147915	28291	123530	3287109	145637	6841384	4547263	891024
A18	3.28	USNM 111312-5	100847	1134849	27827	116062	3240328	138948	6602323	4492459	875035
A19	3.40	USNM 111312-6	96220	1094469	26336	111541	3072650	133288	6292267	4235114	826820
A20	3.68	USNM 111312-7	93156	1034269	25514	105806	2975097	128604	6151932	4120447	810036
A21	3.77	USNM 111312-8	91004	981356	25040	97074	2936467	125656	6032604	4085179	798787
A22		Deriva del instrumento									
A23	m		-7673.87	-170545	-3085.82	-25395.3	-332421	-12622.2	-771346	-483372	-88560.3
A24	b		122483.1	1657235	37046.93	197034.7	4226775	176671.8	9001323	5937833	1140898

Figura 4.2. Ejemplo de hoja de cálculo de Excel utilizada para la determinación del factor de normalización (FN), la deriva del instrumento con respecto al tiempo (cálculo de m y b), la corrección por mass bias y determinación de la concentración de cada elemento (Mcorr). Los cálculos corresponden a los realizados para la muestra RTZ-11-22. Los valores del renglón A3 corresponden a los del estándar de olivino USNM. Los análisis de los elementos en los estándares en cps se encuentran en los renglones de A4 a A12; y el tiempo consecutivo de la medición de cada elemento en la columna B1. Los valores en los renglones de A14 a A21 corresponden al cálculo del FN. La deriva del instrumento con respecto al tiempo (columna B1) se obtiene con el cálculo de la pendiente y la ordenada al origen de la recta definida al graficar el factor de normalización (FN) de cada elemento y el tiempo.

3) La pendiente y la ordenada al origen posteriormente son utilizadas para realizar la corrección por *mass bias* (M_{corr}) y determinar además la concentración de cada elemento obtenido, a través de la siguiente ecuación:

$$M_{corr} = \frac{\text{concent. elemento en cps}}{(m \times t) + b} \dots \dots \dots (4.3.2)$$

t: es el tiempo consecutivo de la medición de cada elemento;

4) Finalmente, se normalizan los valores (M_{norm}) de cada análisis al 100 % mediante la siguiente ecuación:

$$M_{norm} = \frac{M_{corr} \times 100}{\sum M_{corr} \text{ de los elementos de cada análisis}} \dots \dots \dots (4.3.3)$$

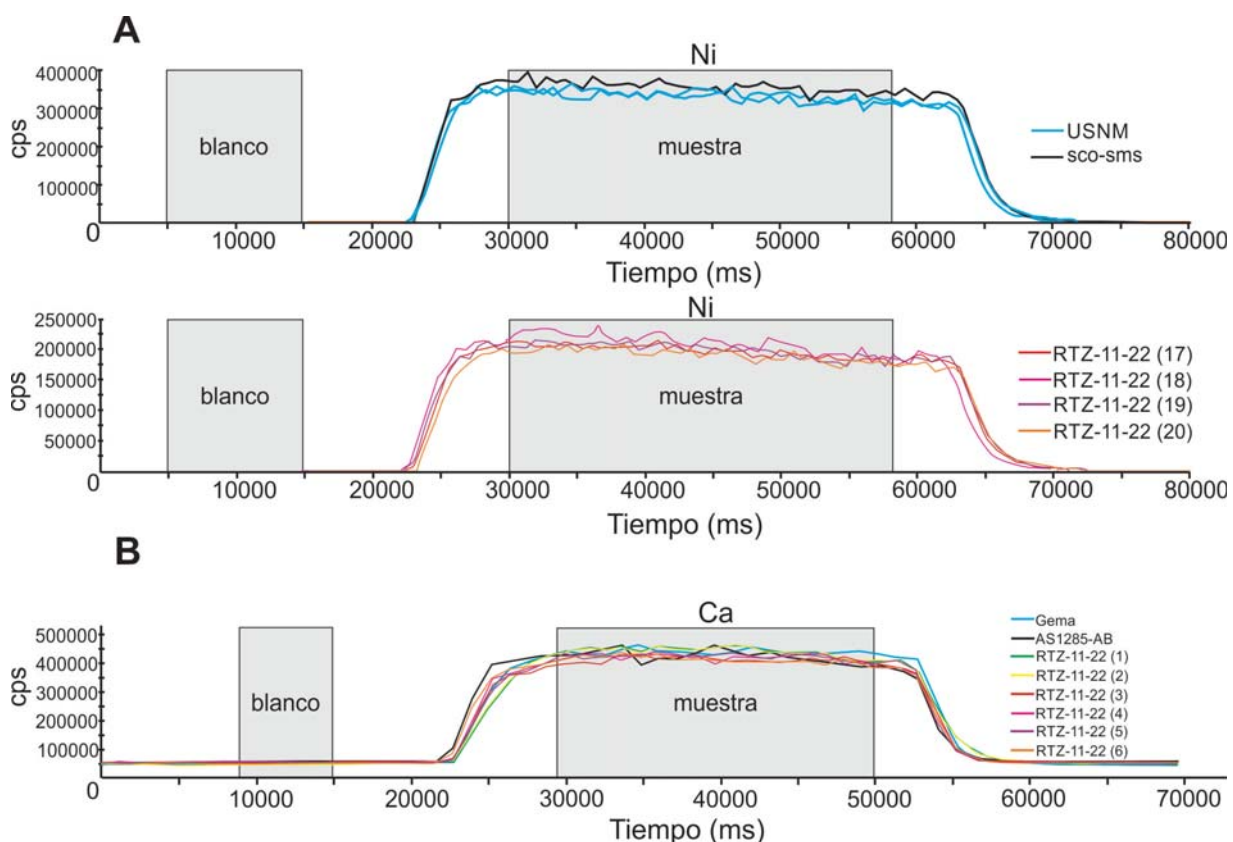


Figura 4.3. Ejemplo de la señal de la medición de los fenocristales de olivino y plagioclasa de la muestra RTZ-11-22 (A) Señal de Ni en estándares y fenocristales de olivino. (B) Señal de Ca en estándares y fenocristales de plagioclasa. Las áreas en gris con la leyenda “muestra” corresponden al mejor tiempo de medición definido en los análisis. El área con la leyenda “blanco” corresponde rango definido como ruido de fondo.

Estándares internos de olivino y plagioclasa

Con el fin de evaluar la reproducibilidad y de garantizar la comparabilidad de los resultados de este estudio durante las sesiones analíticas se analizó, después de cada bloque de 10 fenocristales de olivino de composición desconocida, el fragmento de cristal de olivino “*sco-sms*” proveniente de la misma localidad que el olivino USNM 111312/444 San Carlos del Smithsonian (USNM). Los resultados que se obtuvieron en el *sco-sms* son equivalentes dentro del error a los reportados por Straub *et al.* (2011, 2013) (Tabla 5), y confirman también su observación de que este cristal de olivino es similar pero no idéntico al USNM. En la Tabla 5 se reportan la desviación estándar de las mediciones en los estándares *sco-sms* y USNM. De manera gráfica, en la Figura 4.4 se observa que los datos no presentan una gran dispersión con respecto a la media y la mayoría de ellos presenta valores dentro del error 2σ . También se observan las diferencias composicionales entre ambos estándares principalmente en Al_2O_3 , CaO y Cr_2O_3 ; y muy ligeramente en FeO, MgO y NiO (Fig. 4.4B, F e I; y 4.4C, E y G). Aunque los estándares no son idénticos composicionalmente, el cálculo de la composición química en fenocristales de olivino de composición desconocida utilizando el estándar *sco-sms* durante la reducción de los datos es correlacionable con la composición determinada utilizando el estándar USNM que ha sido bien caracterizado. Esto puede observarse en la Figura 4.5 en donde la mayoría de las pendientes de las rectas que correlacionan las composiciones químicas obtenidas con ambos estándares muestran valores cercanas a uno, lo que indica una correlación perfecta entre ambas reducciones. Todos estos resultados indican que el olivino *sco-sms* es lo suficientemente homogéneo para ser usado como estándar interno (*in-house standard*) en futuras sesiones analíticas.

La reproducibilidad analítica y precisión en los análisis de plagioclasa fue establecida a través de mediciones iterativas del estándar interno denominado aquí como “*La Gema*” que consiste en una piedra preciosa de labradorita. El estándar *La Gema* fue también analizado utilizando la microsonda electrónica en el Instituto de Geofísica de la UNAM (EMP; *electron microprobe*). Los resultados fueron comparados con las mediciones realizadas en el estándar AS1285-AB, también analizado en ambos instrumentos. Las desviaciones estándar se reportan en la Tabla 6 y en la Figura 4.6 se muestran de manera gráfica. Los estándares *La Gema* y AS1285-AB muestran diferencias en el contenido de CaO, Na_2O y K_2O (Fig. 4.6F-H) indicando que son diferentes en términos composicionales. Las mediciones en ambos

estándares utilizando LA-ICP-MS muestran poca dispersión con respecto a la media con valores dentro del error 2σ . Las mediciones obtenidas por LA-ICP-MS muestran un comportamiento similar y valores similares dentro del error a los datos obtenidos por EMP. Los elementos como TiO_2 , FeO , SrO y BaO (Fig. 4.6B, D, I y J) fueron mejor caracterizados por LA-ICP-MS que por EMP en donde muestran un error grande y una mayor dispersión con respecto a la media.

El cálculo de la composición química en fenocristales de plagioclasa de composición desconocida usando como estándar *La Gema* es correlacionable con la composición determinada utilizando el estándar AS1285-AB. En la Figura 4.7 se muestra que las pendientes de las rectas que correlacionan la composición química obtenida con ambos estándares es cercana a uno y por tanto perfectamente correlacionables. Lo anterior muestra que los resultados obtenidos por LA-ICP-MS en el estándar *La Gema* indican que su composición química es homogénea dentro de la incertidumbre analítica del método, y que puede ser usado como estándar interno (*in-house standard*) en futuras sesiones analíticas.

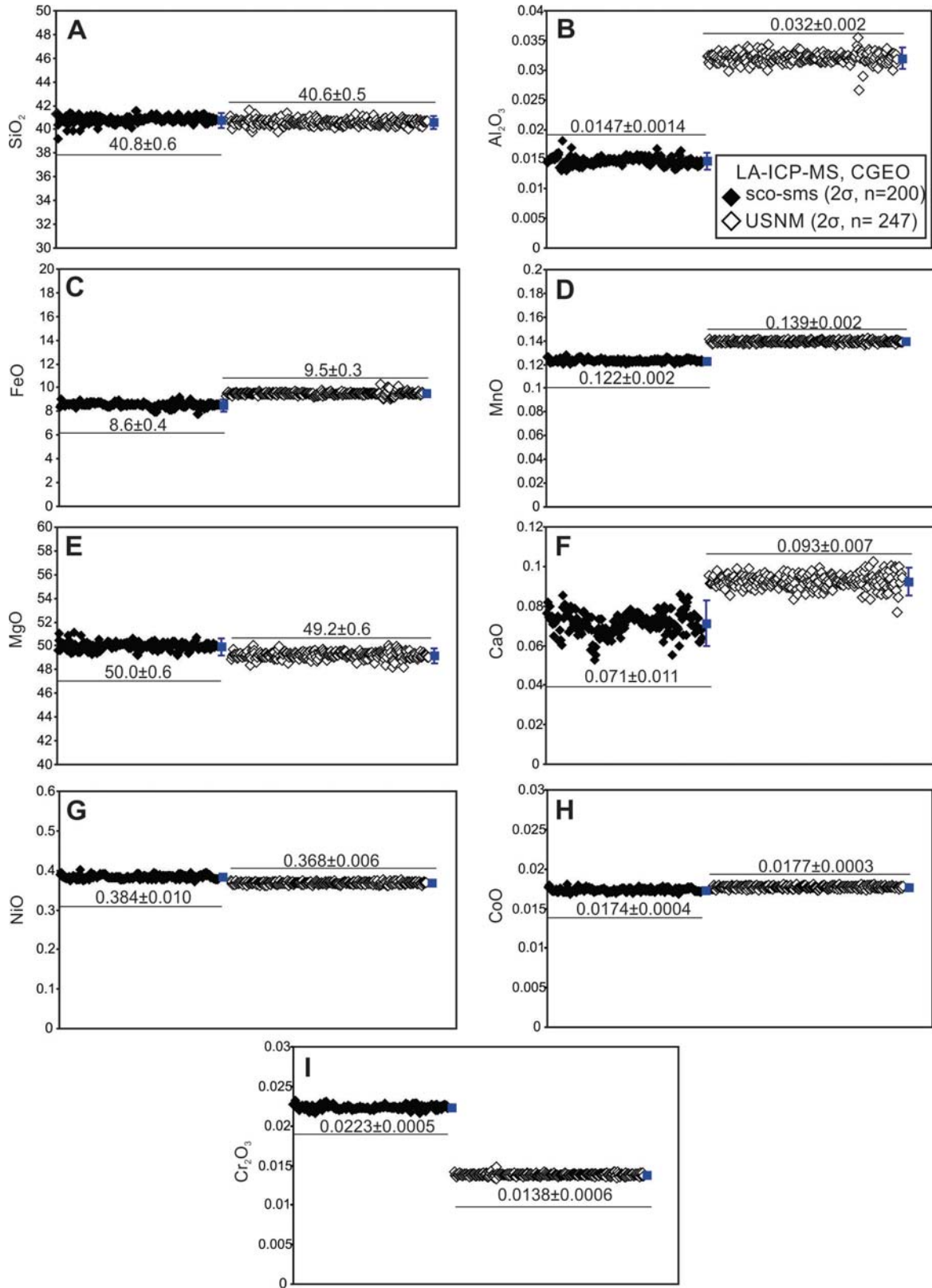


Figura 4.4. Concentraciones, expresados en % en peso, medidas por LA-ICP-MS en los estándares *sco-sms* y USNM. Los cuadrados azules representan los valores promedio de cada elemento y las barras el error 2σ asociado.

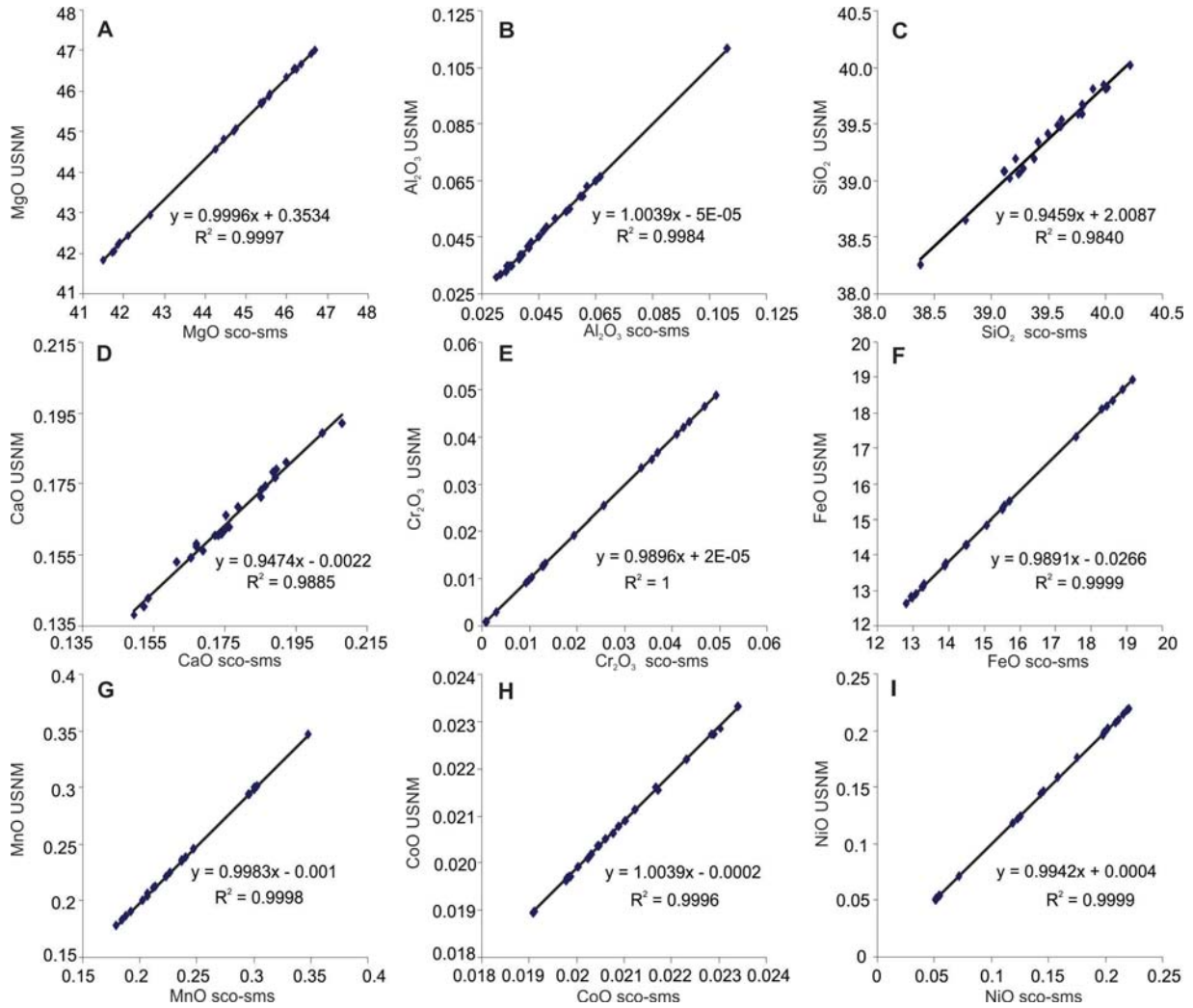


Figura 4.5. Comparación de las concentraciones obtenidas para olivino de la muestra RTZ-11-22, usando los estándares sco-sms vs. USNM. Las ecuaciones de las rectas de las composiciones determinadas con ambos estándares tienen en la mayoría de los elementos pendientes cercanas a uno, lo que indica que los datos son correlacionables.

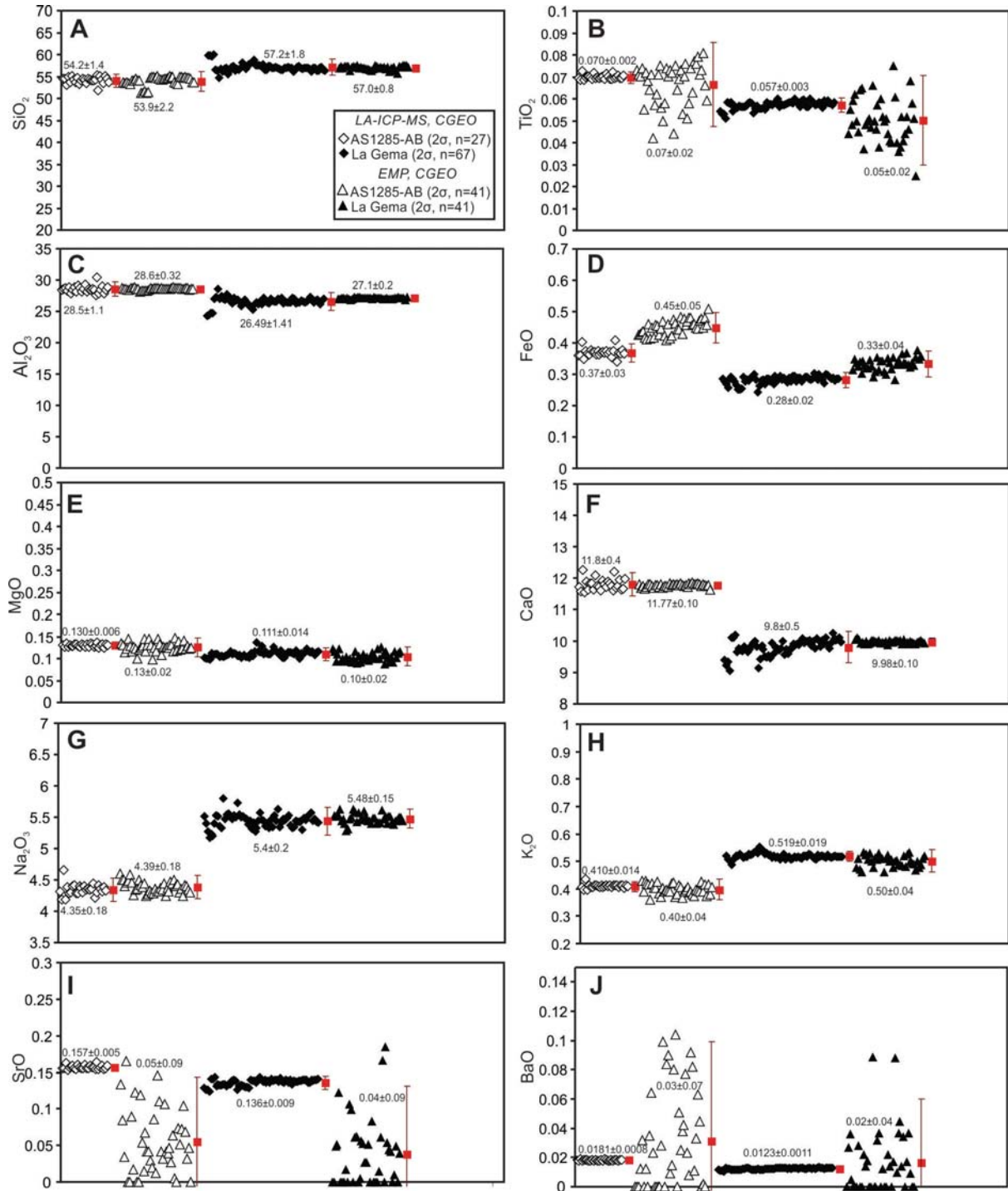


Figura 4.6. Concentraciones medidas por LA-ICP-MS y EMP en los estándares *La Gema* y AS1285-AB de plagioclasa. Las concentraciones de los óxidos están expresados en % en peso. Los cuadrados rojos representan los valores promedio de cada elemento y las barras el error 2σ asociado.

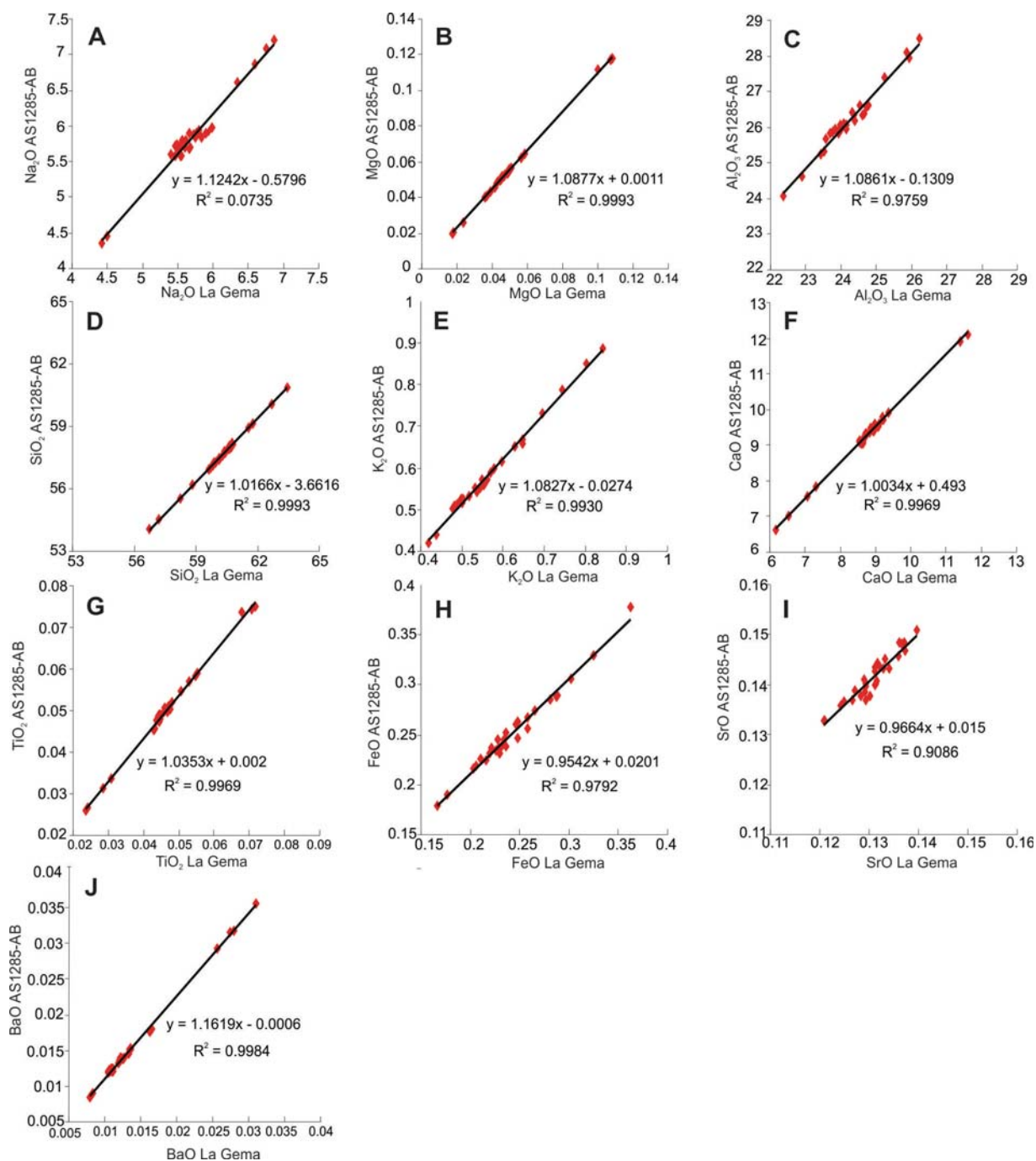


Figura 4.7. Comparación de las concentraciones obtenidas para plagioclasa de la muestra RTZ-11-22, usando los estándares La Gema vs. AS1285-AB. Las ecuaciones de las rectas de las composiciones determinadas con ambos estándares tienen en la mayoría de los elementos pendientes cercanas a uno, lo que indica que los datos son correlacionables.

Ventajas y desventajas del análisis de química mineral por LA-ICP-MS

El análisis mineral por LA-ICP-MS permite una mejor medición de las concentraciones de elementos traza como Sr y Ba, con números atómicos grandes, que

resultan difíciles de determinar por EMP (Fig. 4.6I y J). La determinación de las heterogeneidades representadas por elementos como Sr y Ba en soluciones sólidas como la plagioclasa es relevante para fines petrogenéticos y por lo tanto representa una ventaja.

Las desventajas del método reside en la escasa disponibilidad de estándares minerales naturales caracterizados de manera integral y no sólo parcialmente para sus constituyentes más abundantes y algunos elementos traza. La técnica por LA-ICP-MS requiere además de una adecuada evaluación del efecto denominado *matrix match*, que es la diferencia en el comportamiento de absorción del láser entre estándares y muestras, sin embargo, este efecto se corrige adecuadamente con la utilización de estándares externos (Evans y Giglio, 1993; Kroslakova y Günther, 2007).

4.3.2. Análisis de clinopiroxeno

Los fenocristales de clinopiroxeno se analizaron utilizando la microsonda de electrones (EMP) JEOL JXA-8900R del Laboratorio Universitario de Petrología (LUP) de la UNAM. Los análisis se realizaron con un voltaje de aceleración de 20 keV, con un diámetro de haz de ~1 µm. Para la medición es necesario realizar el procedimiento de medición de picos que consiste en realizar un escaneo con el haz de electrones con la finalidad de detectar la máxima señal o pico de medición de los elementos de interés. La medición de picos se realizó con base en los elementos Si, Ca y Al, que son constituyentes estequiométricos del piroxeno, utilizando los estándares de silicio 6 (sintético), calcita 58 y Aluminio 5 (sintético), todos ellos correspondientes al set de estándares comerciales de Structure Probe Incorporated SPI#02757-AB de minerales (<http://www.2spi.com/>). Posteriormente, se realiza una calibración del equipo con base en los elementos de mayor concentración como Ca, Fe, Si y Mg; proporcionando al equipo información del número de copa donde se tiene la mejor señal del elemento. El estándar utilizado en esta calibración fue la diópsida 26 sin cromo de la localidad de Wakefield en Quebec, Canadá; también perteneciente al set de estándares SPI#02757-AB. Posteriormente, durante la sesión analítica el estándar de diópsida fue medido dos veces consecutivamente por cada bloque de 15 análisis de fenocristales de clinopiroxeno de composición desconocida.

5. Resultados

A continuación se presenta la descripción de los análisis geoquímicos correspondientes a las suites magmáticas SB (Basaltos Sangangüey), AC (Amatlán de Cañas) y SR (Santa Rosa) obtenidos para este trabajo. Los datos geoquímicos isótopos, elementos mayores y traza de la suite AC fueron previamente publicados en Gómez-Tuena *et al.* (2011). Como se ha mencionado y justificado anteriormente, con fines comparativos se incluyen en los diagramas datos geoquímicos previamente publicados de las islas del Pacífico Isabel y Socorro (Bohrson y Reid, 1995, 1997; Housh *et al.*, 2010) y del cono cinerítico Usmajac (Us) (Gómez-Tuena *et al.*, 2011) localizado a 40 km al norte del volcán Colima (Fig. 3.2B), así como de los estratovolcanes andesíticos y la muestra TPZ-10-27 (SV) representativa de la composición del estratovolcán andesítico Sangangüey publicados en Gómez-Tuena *et al.* (2013).

5.1. Descripción Petrográfica

Las rocas máficas de tipo intraplaca del RTZ generalmente muestran texturas porfíricas con fenocristales de olivino y plagioclasa; y algunas muestras también contienen escasos fenocristales de clinopiroxeno (Fig. 5.1). Los fenocristales de olivino tienen un tamaño máximo de hasta 2 mm y frecuentemente presentan formas redondeadas o de golfos. Los fenocristales de plagioclasa son de grano fino (1-2 mm) a muy grandes (de hasta 10 mm) euhedrales a subhedrales y presentan maclas de Carlsbad y de albita. Algunos fenocristales presentan texturas de desequilibrio de tipo cedazo o de corrosión, zoneamientos complejos, maclas en forma de cuña o extinción ondulante. En algunos casos, los fenocristales de plagioclasa de grano fino a grandes y microfenocristales de olivino forman agregados glomeroporfíricos de hasta 5 mm. Los fenocristales de clinopiroxeno varían en tamaño de medianos a grandes (~2 mm), y tienen típicamente formas redondeadas y extinción ondulante. La matriz de las muestras consiste de microlitos de plagioclasa y titanomagnetita así como de vidrio, olivino y piroxeno. Sus texturas varían de hipocristalinas en las variedades más cristalinas que generalmente pertenecen a flujos de lava, a hialopíliticas en las menos cristalinas pertenecientes a los conos cineríticos. Algunas muestras presentan una alteración a clorita en la matriz, y algunos cristales de olivino están iddingsitizados a lo largo de sus fracturas y bordes. Pueden distinguirse algunos rasgos entre las diferentes suites; los basaltos

Sangangüey y los Santa Rosa tienen un ensamble mineral de fenocristales de olivino, plagioclasa y escaso clinopiroxeno, mientras que las rocas de Amatlán de Cañas tienen olivino y plagioclasa, pero no piroxeno. Adicionalmente, las suites SB y SR tienen usualmente fenocristales grandes de plagioclasa y olivino, mientras que la suite AC tiene fenocristales de pequeños a medianos y no contienen agregados glomeroporfíricos.

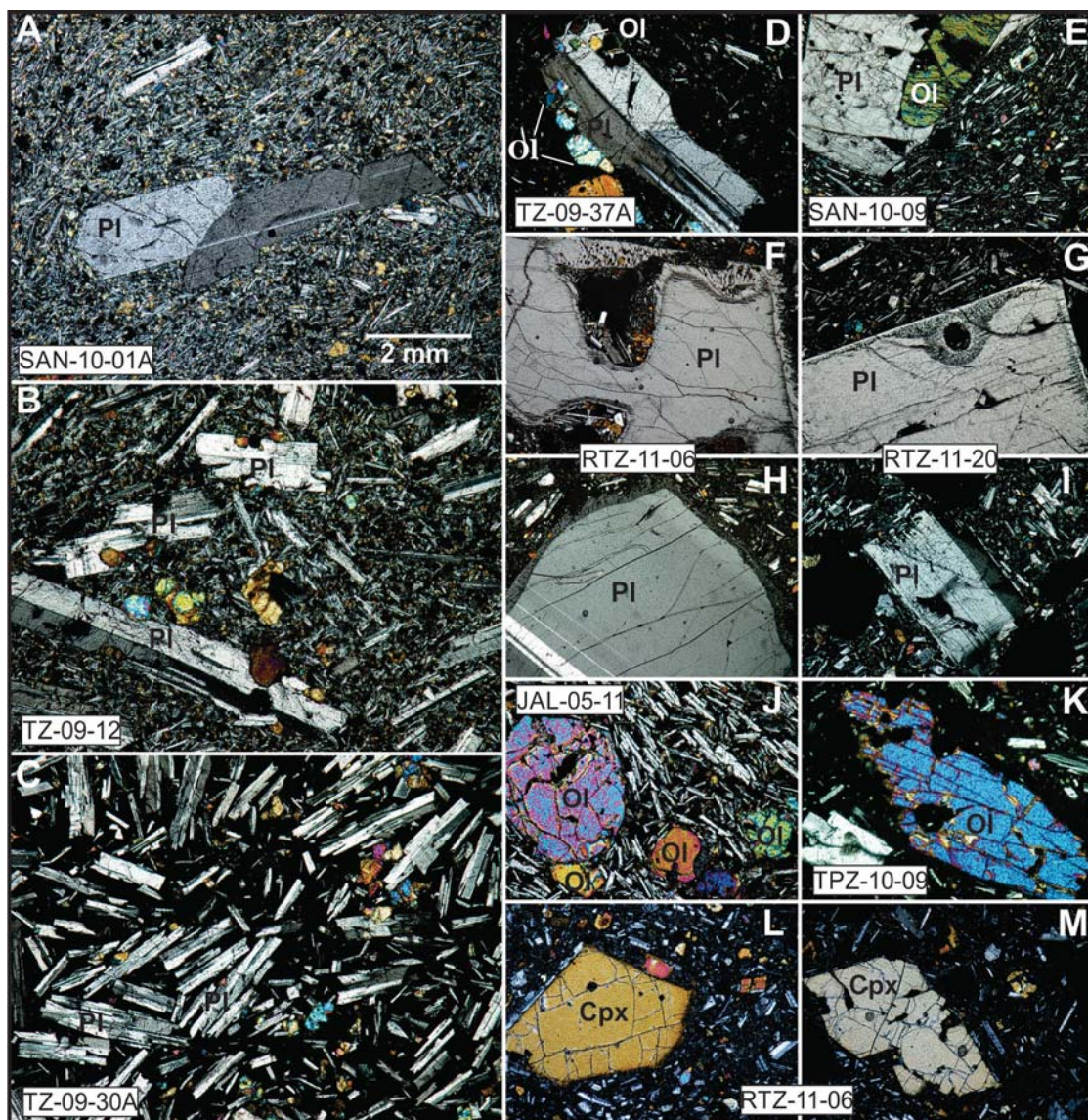


Figura 5.1. Microfotografías de secciones delgadas seleccionadas de las rocas estudiadas. (A) y (B) Fenocristales grandes de plagioclasa y cristales de olivino en una matriz hipocristalina. Muestras de las suites SB y SR, respectivamente. (C) Textura hipocristalina hecha de plagioclasa y olivino. Muestra de la suite SR. (D) y (E) Fenocristales de plagioclasas con olivinos intercrecidos. Muestras de las suites SB y SR, respectivamente. (F) a (I) Fenocristales de plagioclasa con diferentes texturas de reacción en una matriz hialopilitica. Muestras de la suite SB. (J) y (K) Fenocristales de olivino con formas redondeadas y en golfos en una matriz de textura hipocristalina y hialopilitica, respectivamente. Muestras de las suites AC y SB, respectivamente. (L) y (M) Fenocristales de clinopiroxeno con formas de euhedrales a redondeadas en una matriz hialopilitica. Muestra de la suite SB. Abreviaciones Minerales: plagioclasa (Pl), olivino (Ol), clinopiroxeno (Cpx)

5.2. Elementos Mayores y Traza

La mayoría de las rocas estudiadas representan magmas alcalinos sódicos con una variación composicional que abarca desde traquibasaltos (hawaitas) hasta basaltos traquiandesíticos (mugearitas); no obstante las rocas de la suite AC grafican entre los campos de las rocas alcalinas y las sub-alcalinas en el diagrama de clasificación de Le Bas *et al.* (1986) (Fig. 5.2A).

Las rocas más primitivas de las suites magmáticas en este estudio muestran altas concentraciones de TiO_2 y K_2O , y Na_2O y P_2O_5 (no se muestran) pero bajo contenido de CaO con respecto a los basaltos típicos de dorsal oceánica (MORB, mid-ocean ridge basalts) (Fig. 5.2B-D), y composición muy similar a la que se observa en las rocas poco diferenciadas de las islas del Pacífico mexicano Isabel y Socorro, las cuales son también típicos Basaltos de Isla Oceánica (OIB). El contenido de los elementos mayores en la mayoría de las suites no varían significativamente y generalmente su composición se traslapa (Fig. 5.2). Las suites siguen una tendencia de diferenciación muy cercana a una toleítica (Fig. 5.2E), sin embargo, las principales diferencias que muestran las suites son notables en el diagrama SiO_2 vs. Mg\# , donde se observa que la suite SB presenta como rasgo característico bajo contenido de SiO_2 a un número de magnesio (Mg\#) muy variable (Fig. 5.2F). En contraste las suites AC y SR presentan alto contenido de SiO_2 a alto y constante Mg\# (Fig. 5.2F). Este rasgo es similar al de las andesitas y dacitas calcalcalinas de los grandes estratovolcanes del Cuaternario como el Tequila y Sangangüey (Gómez-Tuena *et al.*, 2013). El comportamiento del contenido de SiO_2 respecto al Mg\# en las suites es una característica que difiere drásticamente de la tendencia de diferenciación que se observa en la isla Socorro, con el desarrollo de traquitas y riolitas peralcalinas que comúnmente tienen $\text{Mg\#} < 10$ (Bohrson y Reid 1995, 1997).

Elementos traza como el Rb y Th presentan una correlación positiva con el SiO_2 , y siguen una tendencia que traslapa con los datos de las Islas Isabel y Socorro (Fig. 5.3A-B). Asimismo, el contenido de Pb se incrementa de manera similar con el sílice, aunque los datos siguen una pendiente más pronunciada que en las islas (Fig. 5.3C). A pesar de estas similitudes en composición con los OIB vecinos, los contenidos de Sr permanecen casi constantes en las rocas estudiadas, mientras que en las islas se puede observar su notable disminución (Fig. 5.3D). Además, en otros elementos incompatibles como el Nb y Dy se

observa un decrecimiento en sus contenidos cuando el sílice se incrementa, siguiendo por lo tanto, una tendencia divergente a la observada en las islas oceánicas (Fig. 5.3E-F).

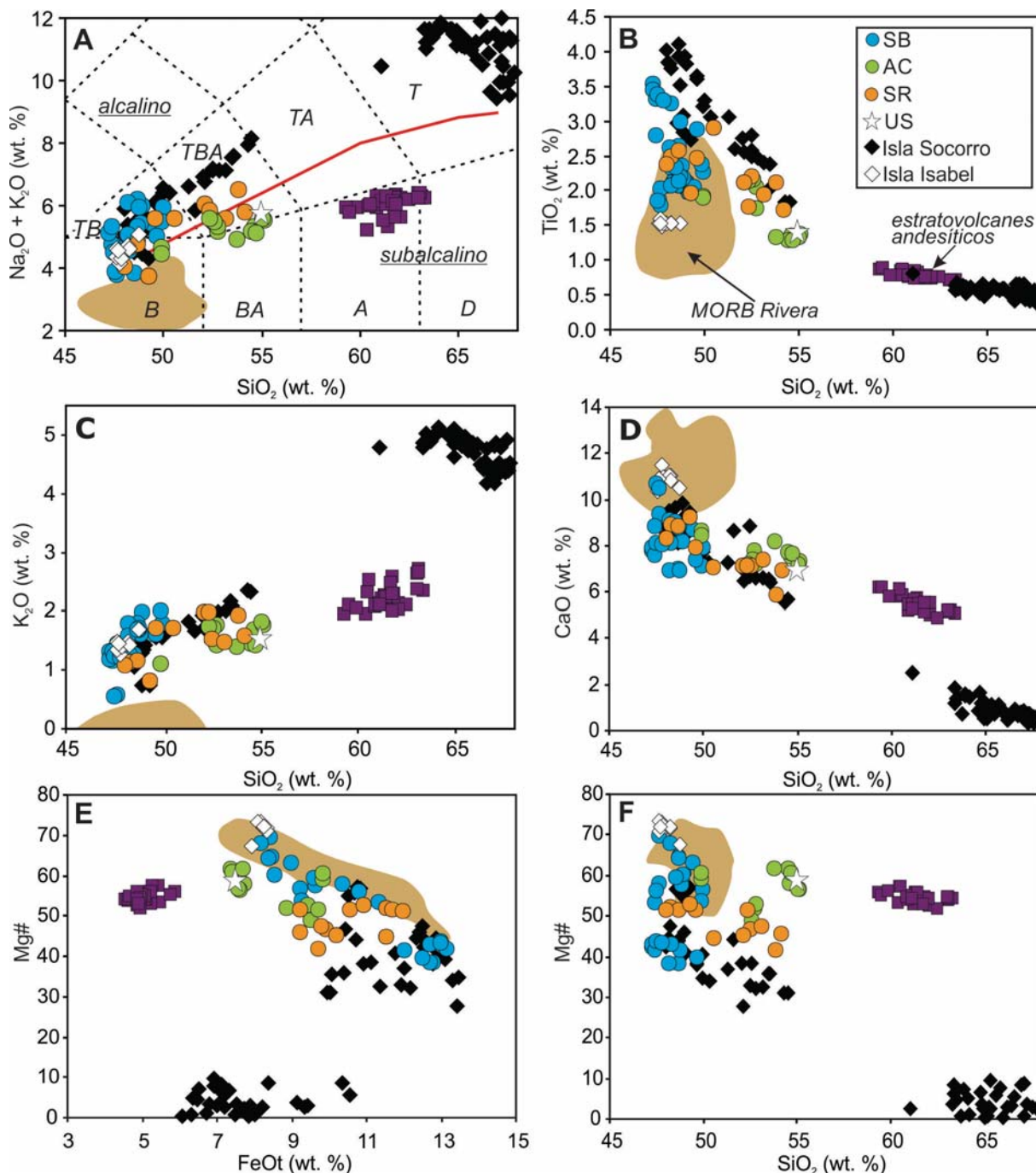


Figura 5.2. Diagramas de variación de los elementos mayores de las suites estudiadas. Las abundancias de los elementos mayores expresadas en óxidos están normalizadas al 100 wt.% en base anhidra. (A) Diagrama de variación de álcalis totales vs. SiO_2 de Le Bas *et al.* (1986); división de los campos alcalino y subalcalino de Irvine y Baragar (1971). (B) SiO_2 vs. TiO_2 ; (C) SiO_2 vs. K_2O ; (D) SiO_2 vs. CaO ; (E) FeOt vs. Mg#; (F) SiO_2 vs. Mg#. Mg# = $\text{MgO}/(\text{MgO}+0.85\text{FeO}^{\text{tot}})$. Los datos de los estratovolcanes andesíticos corresponden al Tequila y Sangangüey (Gómez-Tuena *et al.*, 2013). Los datos de la placa de Rivera pertenecen al segmento 20°-23°N de la East Pacific Rise

(<http://www.petdb.org/>; Lehnert *et al.*, 2000) y a datos mar adentro de la costa de Colima (Schaaf *et al.*, 2008; Valdez-Moreno, 2006). Los datos de las islas del Pacífico Isabel y Socorro son datos de Bohrsen y Reid (1995, 1997) y Housh *et al.* (2010) y los del cono cinerítico Usmajac (US) de Gómez-Tuena *et al.* (2011).

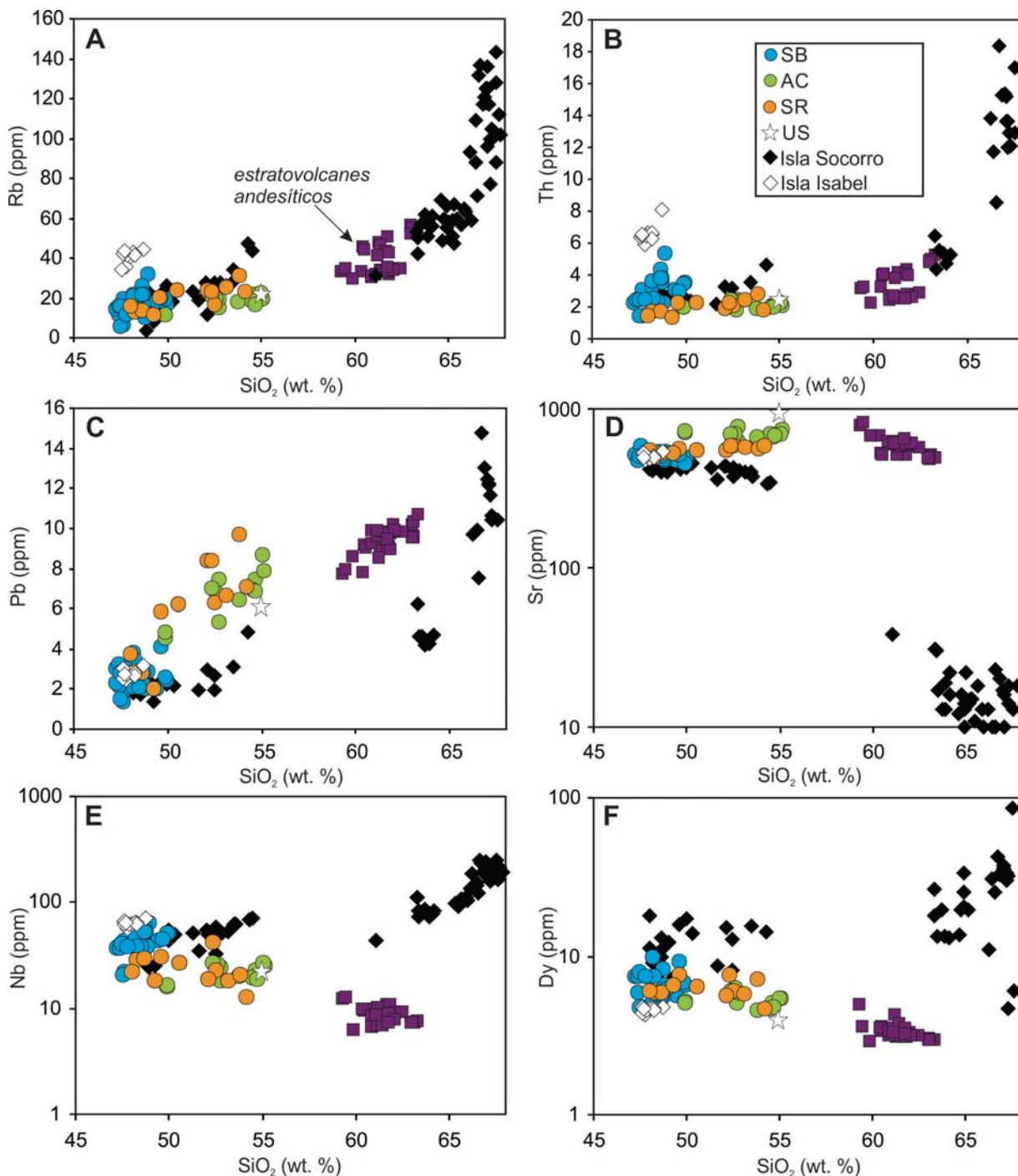


Figura 5.3. Diagramas de variación de elementos traza para las suites estudiadas. Las abundancias de SiO_2 están normalizadas al 100 wt.% en base anhidra. (A) SiO_2 vs. Rb; (B) SiO_2 vs. Th; (C) SiO_2 vs. Pb; (D) SiO_2 vs. Sr; (E) SiO_2 vs. Nb; (F) SiO_2 vs. Dy. Los datos de las islas del Pacífico Isabel y Socorro

(Bohrson y Reid 1995, 1997; Housh *et al.*, 2010) y los del cono cinerítico Usmajac (US) (Gómez-Tuena *et al.*, 2011) se muestran con fines comparativos.

Los patrones de elementos traza, en los diagramas multielementales normalizados (Fig. 5.4.), permiten una mejor discriminación entre las suites de rocas estudiadas en este trabajo. Las rocas de las suite SB muestran un enriquecimiento en elementos de alto potencial iónico, o *High Field Strength Elements* (HFSE), con respecto a los elementos litófilos de ión grande, o *Large Ion Lithophile Elements* (LILE), con concentración en elementos traza que traslapa los valores típicos que presentan los OIBs, y con patrones casi indistinguibles de los de las rocas más primitivas de la isla Socorro (Fig. 5.4A); con las cuales además, como rasgo característico, comparten pequeñas anomalías positivas de Ba y Sr, y que por lo tanto son independientes del contexto geológico en el que se generaron estas rocas máficas. En contraste, las suites SR y AC presentan sutiles pero claras anomalías positivas en los LILE, Pb y Sr con respecto a los HFSE, y por lo tanto muestran una tendencia hacia características típicas de magmatismo de margen convergente (Fig. 5.4B).

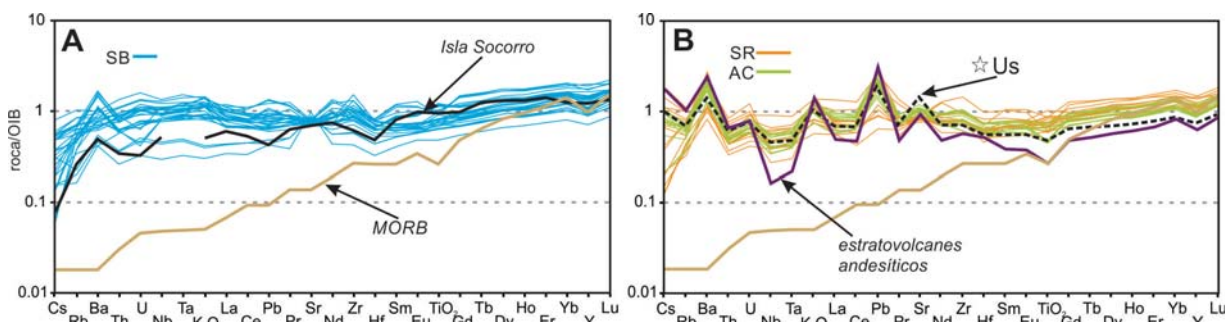


Figura 5.4. Patrones de elementos traza de las suites de estudio en diagramas multielementales normalizados con los valores de OIB de Sun y McDonough, 1989. (A) SB: suite de basaltos Sangangüey. (B) SR: suite Santa Rosa y AC: suite Amatlán de Cañas. También se muestra un basalto primitivo (90-59) de la Isla Socorro (Bohrson y Reid, 1995); y una andesita típica (TPZ-10-27) del volcán Sangangüey (Gómez-Tuena *et al.*, 2013), la composición del cono cinerítico basáltico Usmajac (Gómez-Tuena *et al.*, 2011), y la composición de MORB normal (Sun y McDonough, 1989).

5.3. Isótopos de Sr, Nd y Pb

La composición isotópica de Sr-Nd de las distintas suites de rocas volcánicas estudiadas se traslapa entre ellas, y grafican entre la composición de la Dorsal del Pacífico del Este (*East Pacific Rise mid-ocean ridge basalts*, EPR–MORB) y una componente cortical similar a la de los sedimentos del Pacífico o a la de la corteza superior continental local (Bloque Jalisco, Sierra Madre Occidental) (Fig. 5.5A). Las rocas más empobrecidas de la suite SB se traslapan con la composición isotópica de Nd de las rocas de las islas mexicanas del

Pacífico que son ligeramente menos radiogénicas que las de la placa de Rivera (Rivera MORB). En contraste,

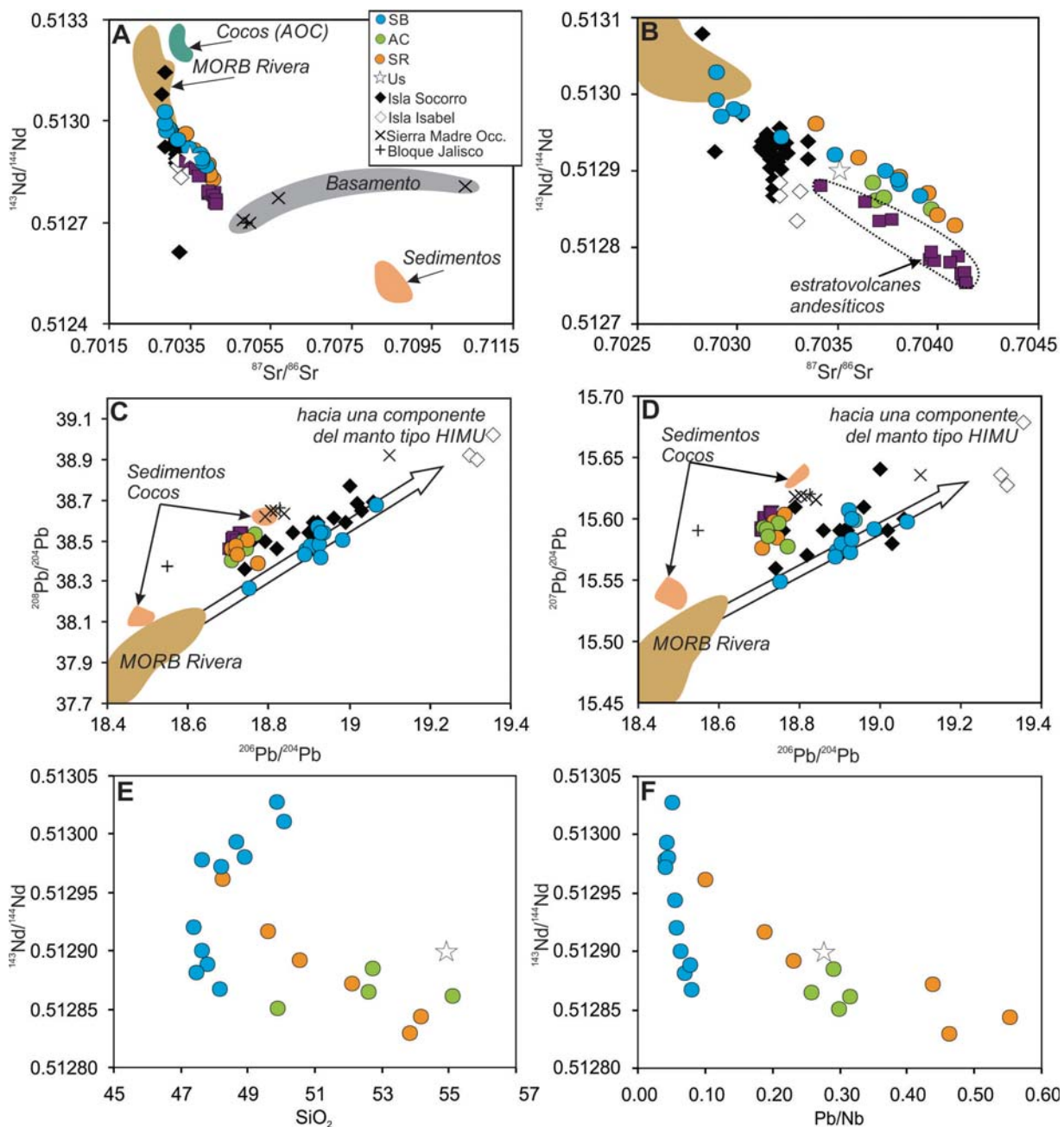


Figura 5.5. Composición isotópica de las rocas estudiadas y de los componentes que podrían estar involucrados en su petrogénesis. (A) Diagrama de variación isotópica de $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ vs. $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$. (B) Detalle de la variación isotópica de $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ vs $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ en el que se observa un arreglo sub-paralelo entre las suites de tipo intraplaca y los estratovolcanes andesíticos Tequila y Sangangüey (Gómez-Tuena *et al.*, 2013). (C) y (D) Diagrama de las variaciones isotópicas de Pb. En los diagramas se muestran también datos de la Sierra Madre Occidental y del Bloque Jalisco (Gómez-Tuena *et al.*, 2013); de la placa de Rivera pertenecientes al sector 20°-23°N de la EPR-MORB (<http://www.petdb.org/>; Lehnert *et al.*, 2000) y muestras colectadas mar adentro de la costa de Colima (Schaaf *et al.*, 2008; Valdez-Moreno, 2006); la composición isotópica de la corteza oceánica alterada

de Cocos (AOC) (Verma 2000), que se sobrepone a la de los sedimentos muestreados por el DSDP sitio 487 (LaGatta 2003); y las composiciones isotópicas de las islas mexicana del Pacífico Isabel y Socorro (Bohrson y Reid, 1997; Housh *et al.*, 2010). (E) Variación de la relación isotópica de $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ vs. Con el contenido de sílice y (F) con la relación Pb/Nb.

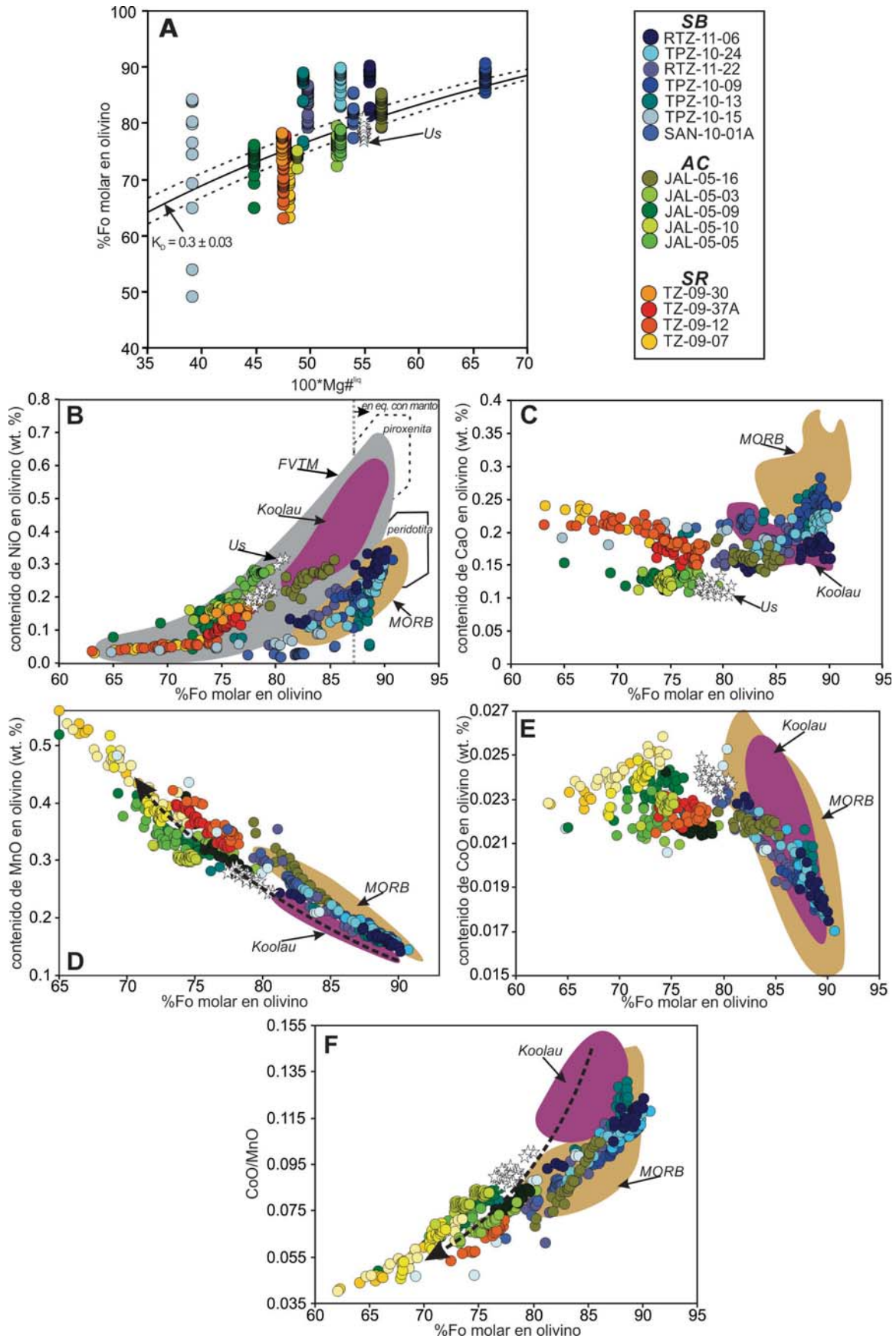
las rocas de las suites SR y AC se extienden hacia composiciones isotópicas más enriquecidas de Sr-Nd, y muestran relaciones isotópicas de Sr más radiogénicas que las muestras de las Islas Socorro e Isabel a relaciones equivalentes de $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ (Fig. 5.5B). De manera interesante, se observa que la composición isotópicas de Sr-Nd de los estratovolcanes andesíticos del área grafica a lo largo de un arreglo de mezcla subparalelo que sugiere que evolucionaron de forma independiente (Gómez-Tuena *et al.*, 2013). La composición isotópica de Pb de la suite SB exhibe una tendencia de mezcla distintiva graficando entre la componente MORB del Pacífico y una componente enriquecida *high- μ* (HIMU; $\mu = ^{238}\text{U}/^{204}\text{Pb}$) que también se reconoce en las islas mexicanas del Pacífico Socorro e Isabel (Bohrson y Reid, 1995; Housh *et al.*, 2010). En contraste, las composiciones isotópicas de las suites de AC y SR forman un arreglo independiente entre la componente MORB y los sedimentos de la placa del Pacífico y/o la corteza continental local, con valores que también traslapan con la composición isotópica de los estratovolcanes andesíticos del área (Fig. 5.5C-D). Las rocas de la suite SB presentan un carácter isotópico muy heterogéneo que es generalmente independiente de los contenidos de sílice o de los indicadores de subducción como las relaciones de Pb/Nb (Fig. 5.5E-F). En contraste, la composición isotópica de las suites de AC y SR son igual de diversas que las de la suite SB (Tabla 2), pero con correlaciones apreciables tanto con los índices de la subducción como con los de fraccionamiento.

5.4. Química mineral de Olivino

El olivino de las suites de rocas volcánicas de este estudio (Tabla 3) son fenocristales euhedrales a subhedrales (Fig. 5.1J-K) con un rango de tamaño de 0.5 a 1 mm. Los granos analizados de las suites SB y AC y las del cono cinerítico Usmajac muestran poca variación composicional entre sus núcleos y bordes y solo algunos cristales presentan zoneamiento normal o inverso. Los fenocristales de olivino de la suite SR son composicionalmente más complejos; tienen bajos contenidos de Fo y frecuentemente muestran zoneamiento inverso.

Los fenocristales de olivino analizados de cada muestra presentan contenidos variables de Fo y la mayoría se encuentra en desequilibrio con la composición de roca total (Fig. 5.6A). Los fenocristales de olivino de la suite SB muestran una tendencia hacia contenidos más altos de Fo que los de la roca que los contiene, mientras que los olivinos de las suites SR y AC se encuentran en equilibrio con su roca contenedora o presentan bajos contenidos de Fo.

Las Figuras 5.6B-F muestra los contenidos de NiO, CaO, MnO y CoO de los fenocristales de olivino del área de estudio comparados con los olivinos de la porción central de la FVTM (Straub *et al.*, 2008, 2011), los olivinos cristalizados en rocas MORB y los del volcán Koolau en Hawaii, el cual representa un ambiente de intraplaca con una litósfera gruesa (Sobolev *et al.*, 2007). En contraste a lo que se ha documentado en el centro de México, los olivinos de la suite SB traslapan totalmente con la composición de olivinos de tipo MORB, con contenidos de NiO que no exceden 0.34 wt.% y valores de Fo₉₀ en equilibrio cercano con el manto (Fig. 5.6B). De manera notable, los olivinos más evolucionados de las suites AC y SR comparten rangos similares de NiO pero cada muestra sigue un arreglo subparalelo que traslapa con las composiciones observadas en Koolau y la porción central de la FVTM (Fig. 5.6B). Las suites AC y SR muestran además contenidos de CaO mucho menores que los de la suite SB y MORB (Fig. 5.6C), mientras que sus contenidos de MnO son bastante mayores y forman una continuidad en tendencia con las composiciones de Koolau. En el contenido de CoO las suites definen dos tendencias diferentes (Fig. 5.6E); la suite SB tiene contenido bajo en CoO y correlaciona con el contenido de Fo y traslapa con la composición de olivinos del tipo MORB; por otra parte, las suites AC y SR muestran contenido de CoO alto y relativamente constante a lo largo de un rango amplio de Fo. En la relación CoO/MnO se observa de manera similar al comportamiento en el contenido de NiO, que cada muestra de roca de las suites AC y SR siguen un arreglo subparalelo con una tendencia hacia la composición de los olivinos de Koolau, mientras que la suite SB traslapa totalmente con la composición de olivinos del tipo MORB, y es totalmente consistente con las tendencias observadas en los demás elementos. En resumen los olivinos que pertenecen a las suites AC y SR muestran contenido de NiO virtualmente alto, alto contenido de CoO y MnO, y bajo contenido de CaO. Estas características reflejan su afinidad con olivinos que cristalizaron en magmas derivados de fuentes piroxeníticas, mientras que los olivinos de la suite SB son consistentes con olivinos que cristalizaron en magmas derivados de una fuente peridotítica.



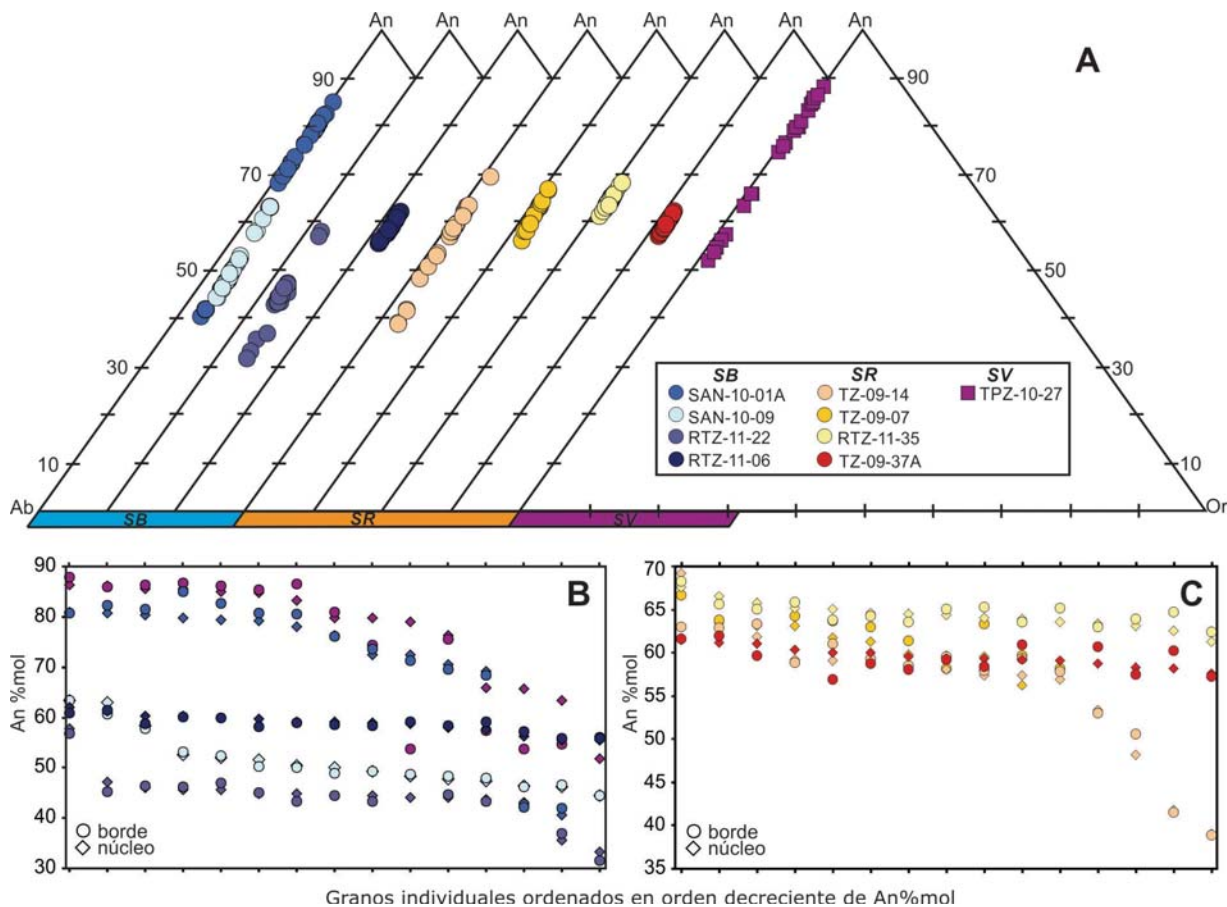
Origen del magmatismo intraplaca en el oeste de la Faja Volcánica Transmexicana: Rift Tepic-Zacoalco

Figura 5.6. (A) Diagrama de %Fo molar vs. $100 * Mg^{#liq}$ (%Fo molar = $MgO^{ol}/(MgO^{ol}+FeO^{ol})$; liq = composición de roca total) propuesta por Rhodes *et al.* (1979). K_D es el valor del equilibrio (0.3 ± 0.03) del coeficiente de partición entre Fe y Mg entre olivino y líquido, presentado por las líneas discontinuas y la línea sólida (Roeder y Emslie, 1970). Las composiciones de los olivinos son de colores azules para la suite SB, de colores verdes para la suite AC y de colores anaranjados para la suite SR. Las estrellas son olivinos del cono Usmajac. (B) NiO (wt.%) vs. Fo (% molar). (C) CaO (wt.%) vs. Fo (% molar). (D) MnO (wt.%) vs. Fo (% molar). (E) CoO (wt.%) vs. Fo (% molar). (C) CoO/MnO (wt.%) vs. Fo (% molar). También se muestra el campo de datos que representan a olivinos del tipo MORB (campo en amarillo, Sobolev *et al.*, 2007), olivinos del sector central de la Faja Volcánica Transmexicana (campo en gris, Straub *et al.*, 2008, 2011), y olivinos pertenecientes al volcán Koolau de Hawaii (campo en púrpura, Sobolev *et al.*, 2005). Los campos delimitados con línea discontinua y línea sólida representan fundidos en equilibrio con el manto piroxenítico y peridotítico (Straub *et al.*, 2008, 2011). La línea punteada vertical representa la composición de fenocristales de olivino que se encuentran en equilibrio con el manto (Straub *et al.*, 2008, 2011).

5.5. Química mineral de Plagioclasa

Los fenocristales de plagioclasa fueron analizados en muestras seleccionadas de las suites SR y SB, y con propósitos comparativos, también fue analizada una andesita perteneciente al estratovolcán Sangangüey (muestra TPZ-10-27). Los fenocristales de plagioclasa de las rocas máficas (Tabla 4) tienen formas de euhedrales a subhedrales (Fig. 5.1D a I) con un rango de tamaño que varía de cerca de 1 a 2 mm hasta megacristales que alcanzan más de 4 mm de tamaño. Estos grandes cristales de plagioclasa frecuentemente presentan maclas de carlsbad y de albita, y muy pocos de ellos presentan claras texturas de desequilibrio. En contraste, los fenocristales de plagioclasa del estratovolcán andesítico usualmente muestran complejos zoneamientos y texturas en tamiz o *sieve* que claramente indican un crecimiento en desequilibrio.

Los fenocristales de plagioclasa de la suite SR tienen una composición intermedia relativamente homogénea (Fig. 5.7A) que varía entre $\sim An_{55}$ y An_{70} , con excepción de algunos cristales como los de la muestra TZ-09-14 con $< An_{50}$. En contraste los fenocristales de plagioclasa de la suite SB son más variables en su composición y alcanzan composiciones tan altas como An_{80} en la muestra SAN-10-01A, o bajas como de An_{30} en la muestra RTZ-11-22. En términos generales los fenocristales de plagioclasa de ambas suites no son zoneados, con excepción de un par de cristales de la suite SR que muestran un zoneamiento inverso. En contraste, los fenocristales de plagioclasa separados de la andesita de Sangangüey son muy variables composicionalmente hablando ($\sim An_{50-90}$), y presentan un claro zoneamiento normal (Fig. 5.7B y C).



Granos individuales ordenados en orden decreciente de An%mol

Figura 5.7. (A) Diagrama de clasificación de plagioclasa anortita (An)–albita (Ab)–ortoclasa (Or) para las suites SB y SR y para la muestra TPZ-10-27 del estratovolcán Sangangüey (SV). (B) y (C) Contenidos de An de los fenocristales de plagioclasa de cada muestra analizada. Se representan los pares núcleo (rombos) y borde (circulo) uno sobre otro. Los colores de las muestras corresponden a los colores en (A). $An \%mol = CaO / (CaO + NaO_{0.5} + KO_{0.5})$ calculado en fracciones catiónicas.

El equilibrio entre los fenocristales de plagioclasa y la composición de la roca total fue determinado comparando los contenidos de An_{max} y An_{min} de cada muestra y el $A\#$ del líquido o de la composición de la roca total. Debido a que la correlación entre la composición de los fenocristales y el $An\#$ en el líquido es positiva podemos asegurar que los fenocristales se encuentran en equilibrio (Fig. 5.8). Adicionalmente, la Figura 5.8 muestra que los contenidos de An en los fenocristales y el $An\#$ en la roca total de las muestras de este estudio traslapan con los datos experimentales utilizados para calibrar el higrómetro de plagioclasa-líquido de Lange *et al.* (2009) para los cuales se ha asegurado el equilibrio.

Los análisis químicos en los fenocristales de plagioclasa de la andesita de Sangangüey de este estudio son consistentes y comparables con los análisis obtenidos en rocas equivalentes del volcán Sangangüey y Tequila (Crabtree y Lange, 2011).

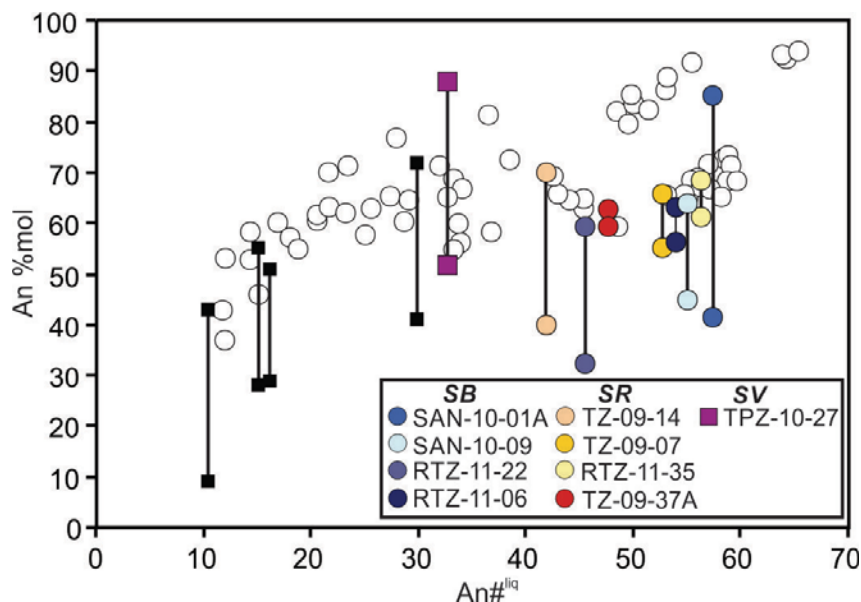


Figura 5.8. $An\#^{liq}$ vs. $An\%mol$ en los fenocristales de plagioclasa analizados. El contenido de An_{max} y An_{min} en los fenocristales de plagioclasa presenta una correlación positiva con el $An\#$ calculado a partir de la composición del líquido o roca total, y se sobreponen a los datos experimentales (círculos blancos) usados para calibrar el higrómetro de plagioclasa-líquido (Lange *et al.*, 2009) indicando su cristalización en condiciones de equilibrio. Se muestran también con fines de comparación los datos obtenidos en los estratovolcanes Tequila y Sangangüey (cuadrados negros) (Crabtree y Lange, 2011). $An\#^{liq} = \left(\frac{X^{An}}{X^{An} + X^{Ab}} \right) * 100$ donde: $X^{An} = 64 * (X_{CaO}^{liq}) * (X_{Al_2O_3}^{liq}) * (X_{SiO_2}^{liq})^2$ y $X^{Ab} = 18.963 * (X_{Na_2O}^{liq})^{0.5} * (X_{Al_2O_3}^{liq})^{0.5} * (X_{SiO_2}^{liq})^3$ donde X^{liq} es la fracción molar de CaO, Al_2O_3 , Na_2O_3 y SiO_2 obtenida a partir de las proporciones molares.

La concentración de elementos traza como el BaO y SrO en los fenocristales de plagioclasa analizados, muestra patrones distintivos entre las suites magmáticas y también con respecto a la concentración en los fenocristales de plagioclasa pertenecientes al volcán Sangangüey (TPZ-10-27) del área de estudio (Fig. 5.9). La suite SB muestra un incremento en la concentración de BaO y SrO a medida que disminuye el contenido de An (Fig. 5.9A y B). Mientras que la suite SR muestra una variación en los contenidos de BaO y SrO a contenidos de An casi constantes y con una tendencia que apunta hacia la composición de las plagioclasas de la muestra TPZ-10-27 del volcán Sangangüey (Fig. 5.9A y B), la cual, presenta mayores contenidos de BaO y SrO y además se distribuye con una tendencia paralela a las composiciones de la suite SB (Fig. 5.9A y B). En la Figura 5.9C, que muestra la variación de Sr/Ba con el contenido de anortita, se observa la tendencia paralela entre la suite SB y la muestra TPZ-10-27, así como la ramificación de la suite SR hacia composiciones similares a las de la muestra TPZ-10-27.

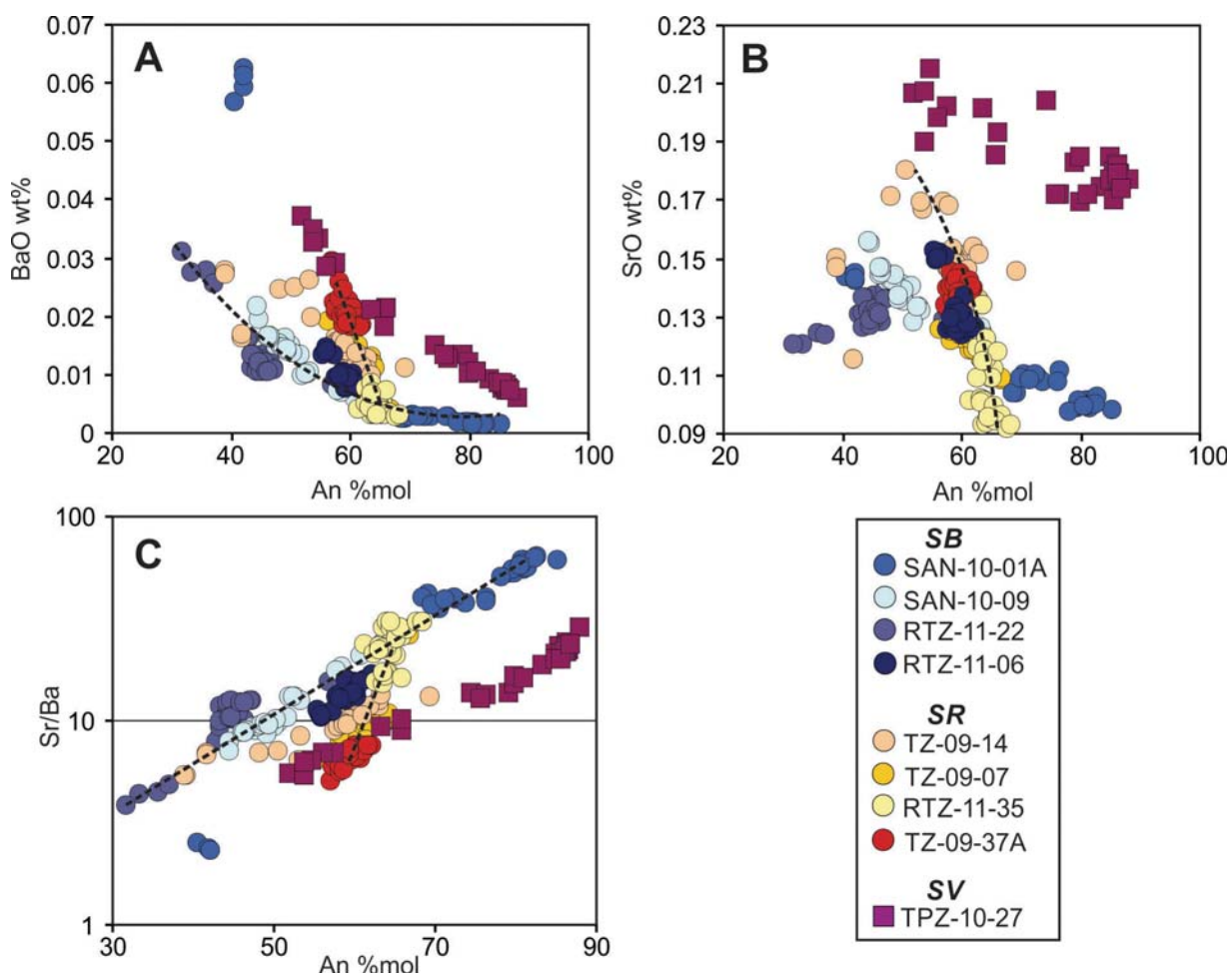


Figura 5.9. Variación de las concentraciones de BaO y SrO (en porcentaje en peso; wt.%) respecto a los contenidos de An %mol en los fenocristales de plagioclasa analizados. (C) El eje “y” de relación Sr/Ba se muestra en escala logarítmica.

5.6. Temperaturas magmáticas y contenidos de H₂O

5.6.1. Premisas Establecidas

La composición química de los fenocristales de olivino fue usada para la determinación de las temperaturas magmáticas a través del termómetro de equilibrio olivino-líquido de Putirka *et al.* (2007). En las rocas en donde no fue posible separar olivinos frescos, se utilizó el geotermómetro de clinopiroxeno-líquido de Putirka (2008) (muestras TZ-09-14 y SAN-10-09, Tabla 7), o la temperatura de *liquidus* calculada a partir de la composición de roca total utilizando el algoritmo MELTS (Ghiorso y Sack, 1995) (muestra RTZ-11-35). Posteriormente, las temperaturas calculadas fueron utilizadas para estimar los contenidos de agua disuelta en

los magmas estudiados, utilizando el higrómetro de plagioclasa-líquido de Lange *et al.* (2009). Con el propósito de comparar los resultados, en todos los modelos se asume que los cristales de olivino y plagioclasa con los contenidos máximos de forsterita (Fo) y anortita (An), respectivamente, han cristalizado en la interfaz manto-corteza a una presión de 1.3 GPa, que es congruente con un espesor cortical en la región del rift Tepic-Zacoalco de ~40 km (Molina-Garza y Urrutia-Fucugauchi, 1993). Evidentemente esta es una suposición muy simplificada, pues la cristalización o crecimiento mineral ocurre en un rango de temperaturas y presiones muy amplio. Sin embargo, esta premisa nos permite obtener una comparación útil para los parámetros de interés en cada muestra estudiada. Siguiendo este enfoque, las temperaturas máximas fueron obtenidas a partir de fenocristales de olivino con los contenidos más altos de Fo, mientras que las estimaciones de las cantidades iniciales de agua disueltas en el fundido quedaron registradas en los fenocristales de plagioclasa con los máximos contenidos de An (Tabla 8 del apéndice).

Para la obtención de las temperaturas con el termómetro de olivino fue necesario verificar el equilibrio entre los fenocristales de olivino y la composición de la roca total que los contiene. En la mayoría de los casos se tuvo la necesidad de reconstruir los líquidos primitivos a partir de los cuales se formaron fenocristales de olivino. Por lo anterior, además de presentar las bases teóricas y métodos seguidos al aplicar el termómetro de olivino y el higrómetro de plagioclasa, se presenta a continuación también las bases y metodologías de la reconstrucción de líquidos primitivos.

5.6.2. Reconstrucción de líquidos primitivos

Los estudios de petrología experimental han mostrado que la concentración de los elementos mayores en magmas primitivos (*fundido parcial derivado del manto*) es controlada por las condiciones de presión y temperatura que prevalecen durante la fusión del manto (Herzberg *et al.*, 2007). Por ejemplo, la fusión de un manto peridotítico seco y caliente genera magmas con mayor concentración de MgO que la fusión de un manto más frío (Herzberg *et al.*, 2007). Sin embargo, determinar la temperatura de formación de un magma primitivo a partir de la composición de una roca ígnea no es una tarea sencilla, pues es necesario reconstruir los cambios composicionales producidos por el proceso de cristalización fraccionada que

disminuye los contenidos de MgO en los magmas derivados (Putirka 2005; Herzberg *et al.*, 2007).

Debido a la relevancia de la información térmica que puede contener un magma primitivo, han sido diseñados software como PRIMELT2 (Herzberg y Asimow 2008) que buscan eliminar los efectos de la cristalización fraccionada en los magmas derivados, utilizando modelos numéricos que funcionan con soluciones iterativas de balance de masa a partir de las ecuaciones de fusión por lotes o de fusión fraccionada acumulada. A diferencia de otros métodos para la determinación de la composición de magmas primitivos que utilizan la composición conocida de cristales de olivino en una roca (como en este trabajo), en PRIMELT2 la composición de olivino que cristalizaría en el magma primitivo, se calcula utilizando las temperaturas de cristalización de olivino de Beattie (1993) y el coeficiente de partición K_D Fe-Mg de Toplis (2005). La composición del magma primitivo en PRIMELT2 se genera utilizando la composición del olivino (*target olivine composition*) a una composición en equilibrio con un manto peridotítico con el máximo contenido Fo~92. En este trabajo, se decidió utilizar el método de adición de olivino de composición conocida, debido a que el análisis de fenocristales de olivino permitió determinar el contenido máximo de Fo (Fo_{max}). Una ventaja de la aplicación de este método es que permite asumir que los magmas primitivos a partir de los cuales cristaliza olivino pueden provenir de una fuente con contenidos máximos de Fo diferentes a Fo~92, en consecuencia la metodología utilizada permite establecer condiciones más realistas y precisas de las composiciones del líquido a partir del cual cristalizan olivino, y por lo tanto una buena estimación de las temperaturas de fusión.

5.6.3. Reconstrucción de los magmas primitivos de intraplaca del RTZ

La Figura 5.6A ($Mg^{\#liq}$ vs. Fo mol % para cada muestra) muestra que los fenocristales de olivino no siempre se encuentran en equilibrio con la composición de la roca que los contiene. Esto indica que los fenocristales de olivino cristalizaron bajo condiciones térmicas diferentes a partir de una gran variedad de líquidos, y que por lo tanto la temperatura que se obtiene a partir de la composición de la roca total representa sólo el promedio de una amplia gama de condiciones térmicas que ha quedado registrado en los fenocristales (Thomson y Maclennan, 2013). La reconstrucción de los magmas primitivos se realizó aplicando como método la adición de olivino con Fo_{max} . El procedimiento consistió en una regresión efectuada

a partir de la composición de la roca total (magma derivado), aplicando una ecuación de balance de masa, a través de la cual se agrega a la composición del líquido derivado una fracción de olivino con Fo_{max} . El objetivo fue determinar la composición del líquido a partir del cual el olivino con Fo_{max} cristalizó, usando como parámetro la condición de equilibrio $K_D(Fe-Mg)^{ol-liq} = 0.30$, que representa el coeficiente de partición de Fe y Mg entre el olivino y el líquido (Fig. 5.6 y 5.11). A continuación se explica de manera resumida el procedimiento seguido, usando como ejemplo la muestra RZT-11-22.

- 1) en una hoja excel se copiaron las composiciones del olivino de Fo_{max} (Tabla 3) y la composición de la roca total correspondiente (Tabla 1).
- 2) se realizó la normalización de ambas composiciones al 100%
- 3) utilizando los datos normalizados, a cada elemento expresado en óxido, se aplicó la ecuación de balance de masa:

$$Ci = Cl(1 - \%F) + (Cs \times \%F) \dots \dots \dots (5.1)$$

Donde:

Ci es la concentración del elemento en el líquido o magma

Cl es la concentración del elemento en la composición de roca total

Cs es la concentración del elemento en el olivino

$\%F$ es la fracción de olivino agregada

- 4) la ecuación se aplicó de manera repetitiva hasta satisfacer el valor del coeficiente de partición $K_D(Fe-Mg)^{ol-liq} = 0.30$. El coeficiente de partición se calcula de la siguiente manera:

$$K_D(Fe - Mg)^{ol-liq} = \frac{(X_{FeO}^{ol}/71.85)/\Sigma X^{ol}}{(X_{FeO}^{liq} \times 0.98/71.85)/\Sigma X^{liq}} \bigg/ \frac{(X_{MgO}^{ol}/40.3)/\Sigma X^{ol}}{(X_{MgO}^{liq}/40.3)/\Sigma X^{liq}} \dots \dots \dots (5.2)$$

Donde:

X_{FeO} y X_{MgO} son las fracciones catiónicas de FeO y MgO en el olivino y líquido

X^{ol} y ΣX^{liq} es la sumatoria reacciones catiónicas de todos los componentes (óxidos) del olivino y líquido, respectivamente.

Los valores 71.85 y 40.3 son los pesos moleculares del FeO y MgO respectivamente; y 0.98 es la fracción catiónica de FeO.

- El procedimiento para el cálculo de las fracciones catiónicas se explica en Putirka 2008. El cálculo del coeficiente de partición de Fe y Mg entre el olivino y el líquido $K_D(\text{Fe-Mg})^{\text{ol-liq}}$ se realizó con base en el procedimiento seguido en las hojas de cálculo del termómetro de olivino de Putirka 2005.

Las composiciones de los magmas primitivos reconstruidos para muestras selectas de las suites SB y SR se muestran en la Tabla 8 del apéndice. Para la muestra TZ-09-07 no se reporta un líquido reconstruido debido a que su olivino con Fo_{max} se encontraba en equilibrio con la composición de roca total.

A1	B	C	D	E	F	G	H	I	J	K	L	M	N	O
A2	Muestra	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	FeOt	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	Cr ₂ O ₃	P ₂ O ₅	total	K _D (Fe-Mg)
A3	RTZ-11-22													
A4	Olivino Fo_{max}	40.1		0.04	12.6	0.19	46.6	0.2			0.0493		99.8	
A5	magma (roca total)	49.2	2.34	18.6	9.1	0.19	5.1	7.0	3.4	2.0	0.0109	0.67	97.6	0.154
A6	normalizado													
A7	Olivino Fo_{max}	40.2		0.04	12.7	0.19	46.7	0.2			0.0494		100.0	
A8	magma (roca total)	50.4	2.40	19.0	9.3	0.19	5.2	7.2	3.5	2.0	0.0112	0.69	100.0	0.155
A9	F													K _D (Fe-Mg)
A10	0.01	50.3	2.37	18.9	9.4	0.19	5.6	7.1	3.5	2.0	0.0115	0.68	100.0	0.165
A11	0.02	50.2	2.35	18.7	9.4	0.19	6.0	7.0	3.4	2.0	0.0119	0.68	100.0	0.177
A12	0.03	50.1	2.33	18.5	9.4	0.19	6.4	7.0	3.4	2.0	0.0123	0.67	100.0	0.189
A13	0.04	50.0	2.30	18.3	9.5	0.19	6.9	6.9	3.4	2.0	0.0127	0.66	100.0	0.200
A14	0.05	49.9	2.28	18.1	9.5	0.19	7.3	6.8	3.3	1.9	0.0131	0.66	100.0	0.211
A15	0.06	49.8	2.25	17.9	9.5	0.19	7.7	6.8	3.3	1.9	0.0135	0.65	100.0	0.223
A16	0.07	49.7	2.23	17.7	9.6	0.19	8.1	6.7	3.3	1.9	0.0138	0.64	100.0	0.234
A17	0.08	49.6	2.21	17.5	9.6	0.19	8.5	6.6	3.2	1.9	0.0142	0.64	100.0	0.245
A18	0.09	49.5	2.18	17.3	9.6	0.19	8.9	6.5	3.2	1.9	0.0146	0.63	100.0	0.256
A19	0.11	49.3	2.13	17.0	9.7	0.19	9.8	6.4	3.1	1.8	0.0154	0.61	100.0	0.278
A20	0.13	49.1	2.09	16.6	9.8	0.19	10.6	6.3	3.1	1.8	0.0161	0.60	100.0	0.300
A21	0.15	48.8	2.04	16.2	9.8	0.19	11.4	6.1	3.0	1.7	0.0169	0.59	100.0	0.321
A22	0.17	48.6	1.99	15.8	9.9	0.19	12.3	6.0	2.9	1.7	0.0177	0.57	100.0	0.342
A23	0.19	48.4	1.94	15.4	10.0	0.19	13.1	5.8	2.9	1.7	0.0184	0.56	100.0	0.363
A24	0.21	48.2	1.89	15.1	10.0	0.19	13.9	5.7	2.8	1.6	0.0192	0.55	100.0	0.383
A25	0.23	48.0	1.85	14.7	10.1	0.19	14.7	5.6	2.7	1.6	0.0200	0.53	100.0	0.403
A26	0.25	47.8	1.80	14.3	10.2	0.19	15.6	5.4	2.6	1.5	0.0207	0.52	100.0	0.423
A27	0.27	47.6	1.75	13.9	10.2	0.19	16.4	5.3	2.6	1.5	0.0215	0.50	100.0	0.443
A28	0.29	47.4	1.70	13.5	10.3	0.19	17.2	5.1	2.5	1.4	0.0223	0.49	100.0	0.462
A29	0.31	47.2	1.65	13.2	10.4	0.19	18.1	5.0	2.4	1.4	0.0230	0.48	100.0	0.481

Figura 5.10. Ejemplo de hoja de cálculo de Excel utilizada en la reconstrucción de los magmas primitivos de intraplaca del RTZ utilizando el método de adición de olivino de Fo_{max} . Los cálculos corresponden a los realizados para la muestra RTZ-11-22. En los renglones A4 y A5 tenemos la composición del olivino con Fo_{max} y la composición de la roca total de la que derivan los fenocristales de olivino. En los renglones A7 y A8 se tienen sus composiciones normalizadas. En la columna B en el rango B10 a B29 se indica fracción de olivino adicionado. Los renglones de A10 a A29 corresponden a los cálculos obtenidos de la aplicación de la ecuación de balance de masa. En la columna O renglón 5 se tiene el cálculo del coeficiente de partición $K_D(\text{Fe-Mg})^{\text{ol-liq}}$, como se observa no se satisface el valor de equilibrio (0.30) entre las composiciones del olivino con Fo_{max} y la roca total. En cambio en la columna O renglón 20, señalado en color amarillo, la condición de equilibrio entre la composición del olivino con Fo_{max} y el magma primitivo reconstruido de la muestra RTZ-11-22 se cumple.

Con la finalidad de validar el método utilizado en este estudio, en la Figura 5.10 se muestran los resultados obtenidos con el método de adición de olivino empleado en este estudio y los resultados que se obtendrían si se utilizara la parametrización de PRIMELT2 (Herzberg y Asimow, 2008) que corresponde a uno de los métodos más sofisticados para el

cálculo de las composiciones de líquidos derivados a partir de la adición sucesiva de olivino en equilibrio a las composiciones de roca total. Sin embargo, a diferencia de PRIMELT2 que tiene como objetivo encontrar la composición primitiva de un magma en equilibrio con un manto con olivino con un contenido máximo de $\sim Fo_{92}$, el método de adición de olivino de este estudio sólo calcula la composición magmática en equilibrio con el contenido de Fo_{max} de cada muestra, debido a que no existe ninguna razón para suponer que los magmas estudiados estuvieron en equilibrio con una fuente peridotítica. Adicionalmente, es importante señalar que las reconstrucciones de la composición de magmas primitivos con PRIMELT2 son únicamente exactas cuando el olivino es la única, o al menos la más abundante fase de cristalización (Herzberg y Asimow, 2008), y por tanto las temperaturas son ligeramente sobreestimadas si fases como piroxeno y/o plagioclasa son fraccionadas del fundido junto con el olivino. Por lo anterior, debe enfatizarse que las temperaturas magmáticas reportadas en este trabajo deben ser consideradas como máximas.

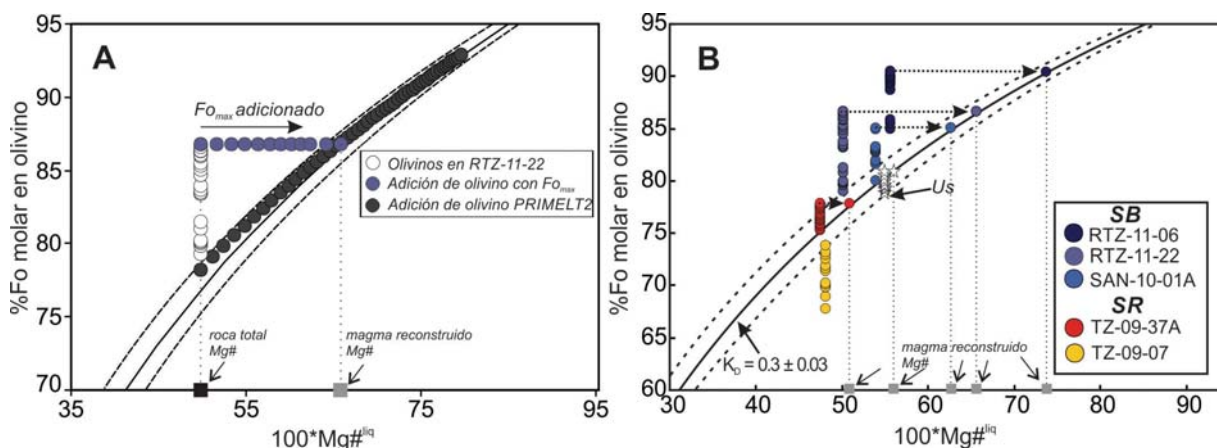


Figura 5.11. (A) Comparación gráfica de un fundido reconstruido usando PRIMELT2 y usando el método de adición de olivino con Fo_{max} utilizado en este trabajo. La muestra utilizada como ejemplo de comparación es la RTZ-11-22. PRIMELT2 calcula los líquidos primitivos por la adición de olivino hipotéticos en equilibrio, mientras que el método de adición de olivino utiliza los Fo_{max} contenidos hasta lograr el equilibrio olivino-líquido. Las líneas curvas discontinua y sólida representan el campo de equilibrio olivino-líquido $K_D(Fe-Mg)^{ol-liq} = 0.3 \pm 0.03$ (Roeder y Emslie, 1970). (B) Olivino con Fo_{max} y la reconstrucción del $Mg\#$. Todos los magmas fueron reconstruidos para la condición de equilibrio igual a 0.3. A la muestra TZ-09-07 no se le aplicó el método.

5.6.4. Termómetro de Olivino

El termómetro de olivino es una de las herramientas más precisas que los petrólogos utilizan para determinar la temperatura de fusión del manto. Los fenocristales de olivino son utilizados para la determinación de estas temperaturas por ser la primera fase que cristaliza en

un magma basáltico y por ser resistentes al reequilibrio composicional. Su fundamento teórico se basa en la parametrización de las condiciones de equilibrio entre un olivino y un líquido basáltico (Roeder y Emslie 1970). El modelo establece que el coeficiente de partición de Fe y Mg entre el olivino y el fundido basáltico se mantiene relativamente constante e igual a ~ 0.30 ($K_D(\text{Fe-Mg})^{\text{ol-liq}} = 0.30$) e independiente de la temperatura.

$$K_D(\text{Fe} - \text{Mg})^{\text{ol-liq}} = \frac{K_D(\text{Fe})}{K_D(\text{Mg})} \dots \dots \dots (5.3)$$

Donde: $K_D(\text{Fe}) = \frac{X_{\text{Fe}}^{\text{ol}}}{X_{\text{Fe}}^{\text{liq}}} \dots \dots (5.4)$ y $K_D(\text{Mg}) = \frac{X_{\text{Mg}}^{\text{ol}}}{X_{\text{Mg}}^{\text{liq}}} \dots \dots (5.5)$

X_{MgO} y X_{FeO} son las fracciones catiónicas calculadas dividiendo el porcentaje en peso de los óxidos entre su peso molecular (procedimiento en Putirka 2008).

Sustituyendo ecuaciones 5.4 y 5.5 en 5.3

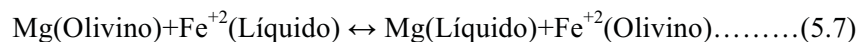
$$K_D(\text{Fe} - \text{Mg})^{\text{ol-liq}} = \frac{\frac{X_{\text{Fe}}^{\text{ol}}}{X_{\text{Fe}}^{\text{liq}}}}{\frac{X_{\text{Mg}}^{\text{ol}}}{X_{\text{Mg}}^{\text{liq}}}}, \text{ simplifcamos:}$$

$$K_D(\text{Fe} - \text{Mg})^{\text{ol-liq}} = \frac{X_{\text{Fe}}^{\text{ol}} \times X_{\text{Mg}}^{\text{liq}}}{X_{\text{Fe}}^{\text{liq}} \times X_{\text{Mg}}^{\text{ol}}} \dots \dots \dots (5.6)$$

La ecuación 5.6 está expresada de acuerdo a la notación usada por Roeder y Emslie (1970), en Putirka 2005 y 2008 se usan las siguientes notaciones equivalentes respectivamente: $K_D(\text{Fe-Mg})^{\text{ol-liq}} = (X_{\text{Fe}}^{\text{ol}} X_{\text{Mg}}^{\text{liq}}) / (X_{\text{Mg}}^{\text{ol}} X_{\text{Fe}}^{\text{liq}})$ y $K_D(\text{Fe-Mg})^{\text{ol-liq}} = (X_{\text{Fe}} / X_{\text{Mg}})^{\text{ol}} / (X_{\text{Fe}} / X_{\text{Mg}})^{\text{liq}}$.

En el modelo de equilibrio olivino-líquido de Roeder y Emslie (1970) la composición de un olivino puede ser utilizada para calcular la relación de Mg/Fe del líquido a partir del cual cristalizó, e inversamente se puede predecir la composición del olivino que cristalizaría en el líquido conociendo la relación Mg/Fe del líquido. Adicionalmente, este modelo, conocido también como de saturación de olivino, predice efectivamente la solubilidad del olivino en los fundidos basálticos en función de la temperatura, y es útil para determinar la

temperatura a la cual un olivino y un fundido basáltico de determinada composición pueden coexistir en equilibrio. La reacción de equilibrio es descrita por la siguiente ecuación:



Donde: Mg(Olivino) es el magnesio en el olivino y $\text{Fe}^{+2}(\text{Líquido})$ es el hierro ferroso en la fase líquida.

Las primeras ecuaciones termodinámicas que definieron el equilibrio representado en la ecuación (5.7) fueron desarrolladas experimentalmente en sus estudios del sistema $\text{Mg}_2\text{SiO}_4\text{-Fe}_2\text{SiO}_4$ por Bowen y Schairer (1935), y más tarde retomadas por Bradley (1962) quien introduce el parámetro de capacidad calorífica.

Una de las revisiones más recientes del termómetro de olivino-líquido ha sido realizada por Putirka (2005, 2007, 2008), quien basa sus ecuaciones termodinámicas de equilibrio en las realizadas por Beattie (1993) por considerarlas las más completas. El termómetro de olivino-líquido de Putirka ha sido desarrollado bajo las siguientes consideraciones: 1) las relaciones del coeficiente de partición $K_D(\text{Fe-Mg})^{\text{ol-liq}} = (X_{\text{Fe}}/X_{\text{Mg}})^{\text{ol}} / (X_{\text{Fe}}/X_{\text{Mg}})^{\text{liq}}$ permanecen constantes en un rango amplio de temperaturas, composiciones de roca total y de $f\text{CO}_2$ (Roeder y Emslie 1970); 2) la relación de $K_D(\text{Mg}) = X_{\text{Mg}}^{\text{ol}} / X_{\text{Mg}}^{\text{liq}}$ es altamente sensible a la temperatura, y por lo tanto $K_D(\text{Mg}) = f(T)$; 3) debido a que el termómetro calcula las temperaturas con la composición del olivino con el máximo contenido de Fo, se asume que en un punto en su historia éste estuvo en equilibrio con el líquido del que se generó, y que el olivino adquirió su composición química mediante el intercambio iónico con la fase líquida, y 4) la condición de equilibrio del termómetro es $K_D(\text{Fe-Mg})^{\text{ol-liq}} = 0.30$ (Roeder y Emslie, 1970; ver prueba de equilibrio en la Fig. 5.6A).

El modelo de Putirka (2005) y su solución a la temperatura de saturación de olivino o de la temperatura a la que se forma el primer olivino en el magma se basa en la solución gráfica de Roeder y Emslie (1970) con base en la estequiometría del olivino donde:

$$X_{\text{Mg}}^{\text{ol}} + X_{\text{Fe}}^{\text{ol}} = 0.667 \dots \dots \dots (5.8)$$

Despejamos de (5.4) y (5.5) las fracciones catiónicas de MgO y FeO en el olivino:

$$X_{\text{Mg}}^{\text{ol}} = X_{\text{Mg}}^{\text{liq}} K_D(\text{Mg}); X_{\text{Fe}}^{\text{ol}} = X_{\text{Fe}}^{\text{liq}} K_D(\text{Fe}) \dots \dots \dots (5.9)$$

Sustituimos (5.9) en (5.8):

$$X_{\text{Mg}}^{\text{liq}} K_D(\text{Mg}) + X_{\text{Fe}}^{\text{liq}} K_D(\text{Fe}) = 0.667 \dots \dots \dots (5.10)$$

se sustituyen las ecuaciones empíricas de T independientes a la composición (5.11) y (5.12) en (5.10)

$$\ln K_D(\text{Mg}) = -2.02 (\pm 0.07) + 4490(\pm 89.5)/T^{\circ}\text{C} \dots \dots \dots (5.11)$$

$$\ln K_D(\text{Fe}) = -2.66 (\pm 0.08) + 3793.3(\pm 126.4)/T^{\circ}\text{C} \dots \dots \dots (5.12)$$

Finalmente, la ecuación para calcular las isotermas del diagrama de Roeder y Emslie 1970 es:

$$X_{\text{Mg}}^{\text{liq}} \times \exp\left(-2.02 (\pm 0.07) + 4490(\pm 89.5)/T^{\circ}\text{C}\right) + X_{\text{Fe}}^{\text{liq}} \times \exp\left(-2.66 (\pm 0.08) + 3793.3(\pm 126.4)/T^{\circ}\text{C}\right) = 0.667 \dots \dots \dots (5.13)$$

La ecuación (5.13) representa el modelo de temperaturas de olivino dependientes de la composición que ejemplifica el diagrama de (Roeder y Emslie 1970) (Fig. 5.12), donde T es la temperatura que satisface la ecuación y corresponde a la temperatura a la que el líquido comienza a saturarse en olivino a condiciones de equilibrio. El error en el modelo es de $T \pm 45^{\circ}$.

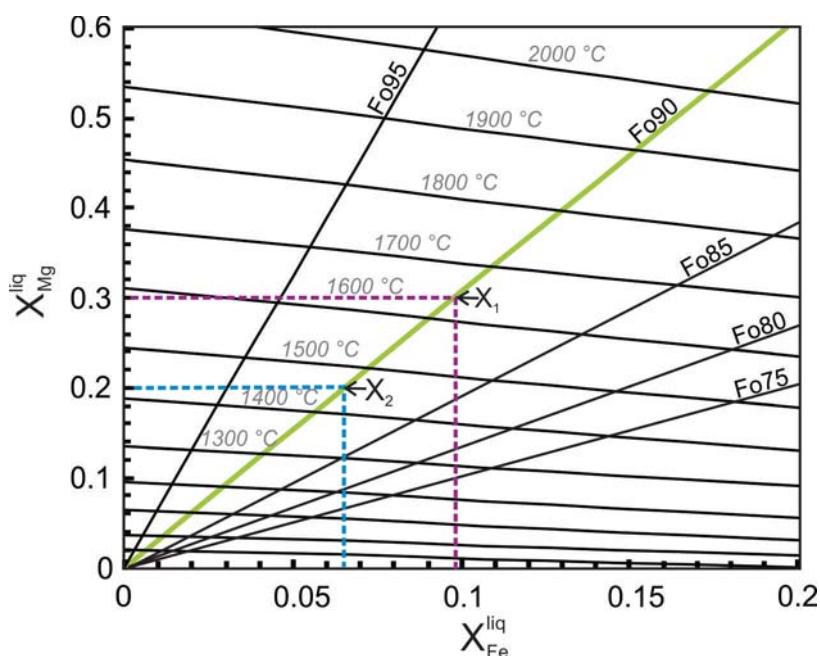


Figura 5.12. Diagrama de saturación de olivino de Roeder y Emslie 1970. $X_{\text{Fe}}^{\text{liq}}$ y $X_{\text{Mg}}^{\text{liq}}$ son las fracciones catiónicas de FeO y MgO en el líquido. Las líneas radiales desde el origen son composiciones de olivino con contenido de forsterita (Fo) constante. Las líneas semi-horizontales son las isotermas en $^{\circ}\text{C}$ calculadas usando la ecuación (5.6.13). El diagrama se realizó en el software de Putirka (2005) usando un $K_D(\text{Fe-Mg})^{\text{ol-liq}}=0.30$ (Roeder y Emslie 1970). En el diagrama, la temperatura T ($^{\circ}\text{C}$) de equilibrio entre el líquido y un olivino de composición determinada se estima en la intersección con de una línea de composición Fo constante correspondiente al olivino y con el punto correspondiente a los valores de $X_{\text{Fe}}^{\text{liq}}$ y $X_{\text{Mg}}^{\text{liq}}$ del líquido. La composición del olivino es definida por la relación entre las fracciones catiónicas de Mg y Fe en el líquido ($X_{\text{Mg}}^{\text{liq}} / X_{\text{Fe}}^{\text{liq}}$). Es decir, de todos los líquidos con una relación $X_{\text{Mg}}^{\text{liq}} / X_{\text{Fe}}^{\text{liq}}$ igual, cristalizará un olivino de igual composición, por lo tanto,

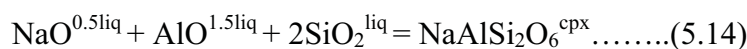
un olivino de composición forsterítica Fo90, puede cristalizar a diferentes temperaturas de equilibrio $X_1(1640\text{ °C})$ y $X_2(1450\text{ °C})$.

Obtención de temperaturas de olivino

Las temperaturas de fusión de los magmas de intraplaca se estimaron utilizando el termómetro de equilibrio olivino-líquido de Putirka (2007) cuya base teórica ha sido explicada previamente. Los cálculos para la obtención de las temperaturas fueron realizados utilizando la hoja de cálculo excel *olivine and glass thermometers* que se descarga desde la página <http://www.fresnostate.edu/csm/ees/faculty-staff/putirka.html>. Los datos que se utilizaron en la hoja de cálculo fueron: 1) la composición de los magmas primitivos reconstruidos, 2) la composición del olivino con Fo_{max} , y 3) una presión de 1.3 Gpa correspondiente a la interfaz manto-corteza. Los parámetros utilizados y las temperaturas obtenidas son reportadas en la Tabla 8 del apéndice.

5.6.6. Termómetro de clinopiroxeno

En las rocas en donde no fue posible separar fenocristales de olivino frescos, se utilizó el geotermómetro de clinopiroxeno-líquido de Putirka (2008) (muestras TZ-09-14 y SAN-10-09, Tabla 7). Su desarrollo se basa en el equilibrio químico de los componentes del sistema y los cambios de entropía (ΔS_r) en la reacción:



Donde:

liq = líquido y cpx = clinopiroxeno y $NaAlSi_2O_6^{cpx}$ corresponde al componente Jadeita (Jd) en clinopiroxeno.

La constante de equilibrio mineral de la reacción (5.14) es:

$$K_{eq} = \frac{a_{Jd}^{cpx}}{a_{NaO0.5}^{liq} \times a_{Al2O3}^{liq} \times (a_{SiO2}^{liq})^2} \dots\dots\dots(5.15)$$

Donde sus componentes representan las actividades de los componentes en el clinopiroxeno y en el líquido. La actividad en casos ideales es equivalente a la fracción molar $a_{Jd}^{cpx} = X_{Jd}^{cpx}$, donde X_{Jd}^{cpx} es la fracción molar de Jd que entra en solución sólida en el clinopiroxeno.

Para relacionar la ecuación (5.15) con la presión y la temperatura se aplica la ecuación (5.16) que es la base de todos los modelos termodinámicos, y deriva de la ley de los gases

$PV=nRT$ porque se asume que la actividad de los elementos en el sistema pueden representarse por su fugacidad o presión parcial.

$$-RT\ln K_{eq} = \Delta G \dots \dots \dots (5.16)$$

Donde:

R es la constante de los gases

ΔG es la energía libre de Gibbs $\Delta G = 0$ para sistemas en equilibrio.

Para utilizar la ecuación (5.16) se usa la ecuación de la segunda ley de la termodinámica

$$\Delta G = \Delta H + T\Delta S \dots \dots \dots (5.17)$$

Donde: ΔH y ΔS son la diferencia de entalpía y entropía respectivamente para el equilibrio químico.

Sustituyendo (5.17) en (5.16):

$$\ln K_{eq} = -\Delta H/RT + \Delta S/R \dots \dots \dots (5.18)$$

Para calcular la temperatura T reescribimos la ecuación (5.18) en términos de K_{eq} y T como:

$$\ln K_{eq} = aT + b \dots \dots \dots (5.19)$$

Donde: $a = -\Delta H/RT$ y $b = \Delta S/R$

Los términos a y b de la ecuación (5.19) se determinan con datos experimentales para composición y T conocidas. Adicionalmente se incluyen otras variables térmicas como compresibilidad (β) o expansión térmica (α), capacidad calorífica (ΔC_p), presión (P) y diferencia de volumen (ΔV). La ecuación (5.19) puede tener la forma:

$$\ln K_{eq} = \frac{a}{T} + c \ln \frac{T}{T_0} + d \frac{P}{T} + e \frac{P^2}{T} + fP + gP^2 \dots \dots \dots (5.20)$$

Donde: $c = \Delta C_p/R$, $d = -\Delta V/R$, $e = \Delta \beta \Delta V/2R$, $f = \Delta \alpha \Delta V/R$ y $g = \Delta \alpha \Delta \beta \Delta V/2R$;

T_0 = temperatura de fusión de una sustancia pura natural.

Finalmente, el modelo del geotermómetro de clinopiroxeno-líquido de Putirka (2008) sustituyendo las constantes termodinámicas y la constante de equilibrio K_{eq} en fracciones molares y la fracción molar enstatita (En) en solución sólida en clinopiroxeno es:

$$T(K) = \frac{93100 + 544P(\text{kbar})}{61.1 + 36.6(X_{Ti}^{cpX})} + 10.9(X_{Fe}^{cpX}) - 0.95(X_{Al}^{cpX} + X_{Cr}^{cpX} - X_{Na}^{cpX} - X_{K}^{cpX}) + [\ln(a_{En}^{cpX})]^2 \dots \dots (5.21)$$

La ecuación (5.21) reproduce la temperatura de fusión o de saturación de clinopiroxeno en el líquido con un error $T = \pm 87$ °C.

Obtención de temperaturas de clinopiroxeno

Las temperaturas fueron estimadas utilizando la hoja de cálculo excel *Clinopyroxene P-T* disponible en la página mencionada en el apartado anterior. Los datos que se ingresan en la hoja de cálculo son la composición de roca total y la composición de los fenocristales de clinopiroxeno. Con el propósito de comparar los resultados los cálculos fueron también efectuados para una presión de 1.3 GPa. La hoja de cálculo ofrece un prueba de equilibrio basada en el coeficiente de partición de Fe y Mg entre el clinopiroxeno y el líquido $K_D(\text{Fe-Mg})^{\text{cpx-liq}} = 0.27 \pm 0.03$. Únicamente fueron consideradas las temperaturas máximas que cumplieron con esta condición de equilibrio. Las temperaturas estimadas se reportan en la Tabla 8 del apéndice.

5.6.7. Higrómetro de Plagioclasa

El higrómetro de plagioclasa-líquido de Lange *et al.* (2009) es un modelo termodinámico basado en experimentos de equilibrio de fases que permiten evaluar los cambios en los coeficientes de partición de las componentes anortita ($\text{CaAl}_2\text{Si}_2\text{O}_8$) y albita ($\text{NaAlSi}_3\text{O}_8$) entre la plagioclasa y el líquido del que se formaron en función de los cambios de temperatura, presión y composición del líquido. La ecuación de intercambio en equilibrio entre un cristal de plagioclasa y el fundido magmático se expresa de la siguiente manera:



El equilibrio para la reacción (5.22) en función de la temperatura y la presión está dado por:

$$\Delta G(T, P) = 0 = \Delta H^\circ(T) - T\Delta S^\circ(T) + \int_1^P \Delta V_T^0(P) dP + RT \ln K \dots \dots \dots (5.23)$$

Donde:

$$\Delta H^\circ = \Delta H_{\text{fusión}}^{\text{An}}(T) - \Delta H_{\text{fusión}}^{\text{Ab}}(T)$$

$$\Delta S^\circ = \Delta S_{\text{fusión}}^{\text{An}}(T) - \Delta S_{\text{fusión}}^{\text{Ab}}(T)$$

$$\Delta V_T^0 = \Delta V_{\text{fusión}}^{\text{An}}(T) - \Delta V_{\text{fusión}}^{\text{Ab}}(T)$$

La constante de equilibrio mineral de la reacción (5.22) en función de la actividad es:

$$\ln K = \ln \frac{a_{\text{CaAl}_2\text{Si}_2\text{O}_8}^{\text{liq}}}{a_{\text{NaAlSi}_3\text{O}_8}^{\text{liq}}} + \ln \frac{a_{\text{NaAlSi}_3\text{O}_8}^{\text{cris}}}{a_{\text{CaAl}_2\text{Si}_2\text{O}_8}^{\text{cris}}} \dots \dots \dots (5.24)$$

Donde:

“a” representa la actividad de los componentes albita y anortita respectivamente

liq: en el líquido

cris: en el cristal

El efecto del contenido de agua en la actividad de los componentes $\text{CaAl}_2\text{Si}_2\text{O}_8$ y $\text{NaAlSi}_3\text{O}_8$ en el líquido (primer miembro del lado derecho de la ecuación 5.24), es la base teórica del higrómetro. Debido a que la actividad “a” de las componentes no es igual a su concentración “X”, es necesario encontrar el coeficiente de actividad “ γ ” en cristales de plagioclasa y líquidos, a partir de datos de fracción molar de cristales y líquidos no ideales. Por tanto, la ecuación 5.24 se reescribe en las ecuaciones 5.25 y 5.26:

$$\ln \frac{a_{\text{NaAlSi}_3\text{O}_8}^{\text{cris}}}{a_{\text{CaAl}_2\text{Si}_2\text{O}_8}^{\text{cris}}} = \ln \frac{X_{\text{NaAlSi}_3\text{O}_8}^{\text{cris ideal}}}{X_{\text{CaAl}_2\text{Si}_2\text{O}_8}^{\text{cris ideal}}} + \ln \frac{\gamma_{\text{NaAlSi}_3\text{O}_8}^{\text{cris no ideal}}}{\gamma_{\text{CaAl}_2\text{Si}_2\text{O}_8}^{\text{cris no ideal}}} \dots \dots \dots (5.25)$$

$$\ln \frac{a_{\text{CaAl}_2\text{Si}_2\text{O}_8}^{\text{liq}}}{a_{\text{NaAlSi}_3\text{O}_8}^{\text{liq}}} = \ln \frac{X_{\text{CaAl}_2\text{Si}_2\text{O}_8}^{\text{liq ideal}}}{X_{\text{NaAlSi}_3\text{O}_8}^{\text{liq ideal}}} + \ln \frac{\gamma_{\text{CaAl}_2\text{Si}_2\text{O}_8}^{\text{liq no ideal}}}{\gamma_{\text{NaAlSi}_3\text{O}_8}^{\text{liq no ideal}}} \dots \dots \dots (5.26)$$

Lange *et al.* (2009) obtienen los coeficientes de actividad para los cristales de plagioclasa utilizando el programa THERMOCALC y los coeficientes de actividad para el líquido son obtenidos modelando la relación de los coeficientes de actividad como una función lineal de la composición del líquido, incluyendo la componente de H_2O disuelta en el líquido (5.27):

$$\ln \frac{\gamma_{\text{CaAl}_2\text{Si}_2\text{O}_8}^{\text{liq}}}{\gamma_{\text{NaAlSi}_3\text{O}_8}^{\text{liq}}} = a + \frac{b}{T} + \sum d_i X_i + d_{\text{H}_2\text{O}} \times X_{\text{H}_2\text{O}} \dots \dots \dots (5.27)$$

Donde:

γ es el coeficiente de actividad

a, b y d_i son parámetros calibrados para experimentos en fenocristales de plagioclasa hidratada y anhidra.

$X_{\text{H}_2\text{O}}$ es la fracción molar de agua disuelta en el fundido

X_i es la fracción molar de otros componentes en óxidos como el SiO_2 , Al_2O_3 , etc.

Sustituyendo (5.27) en (5.23) y reordenando, el equilibrio de la reacción de intercambio plagioclasa-líquido se expresa como:

$$0 = \frac{\Delta H^\circ(T)}{RT} - \frac{\Delta S^\circ(T)}{R} + \frac{\int_1^P \Delta V_T^0(P) dP}{RT} + \ln K^* + a + \frac{b}{T} + \sum d_i X_i + d_{\text{H}_2\text{O}} \times X_{\text{H}_2\text{O}} \dots \dots \dots (5.28)$$

Despejando X_{H_2O} :

$$-d_{H_2O} \times X_{H_2O} = \frac{\Delta H^\circ(T)}{RT} - \frac{\Delta S^\circ(T)}{R} + \frac{\int_1^P \Delta V_T^0(P) dP}{RT} + \ln K^* + a + \frac{b}{T} + \sum di Xi \dots \dots \dots (5.29)$$

Donde:

$$\ln K^* = \ln \frac{X_{CaAl_2Si_2O_8}^{liq \text{ ideal}}}{a X_{NaAlSi_3O_8}^{liq \text{ ideal}}} + \ln \frac{a_{NaAlSi_3O_8}^{cris}}{a_{CaAl_2Si_2O_8}^{cris}} \dots \dots \dots (5.30)$$

La ecuación (5.30) representa la mezcla de actividades en el cristal de plagioclasa y fracciones molares del líquido, en donde las fracciones molares del líquido se multiplican por la relación de coeficiente de actividad, ecuación (5.27), para obtener la actividad de las componentes.

para simplificar la ecuación (5.29) se define x como:

$$x = \frac{\Delta H^\circ(T)}{RT} - \frac{\Delta S^\circ(T)}{R} + \frac{\int_1^P \Delta V_T^0(P) dP}{RT} + \ln K^*; \text{ y se divide todo entre } -d_{H_2O}:$$

$$X_{H_2O} = mx + a' + \frac{b'}{T} + \sum di' Xi \dots \dots \dots (5.31)$$

Donde: $m = \frac{-1}{-d_{H_2O}}$, $a' = \frac{a}{-d_{H_2O}}$, $b' = \frac{b}{-d_{H_2O}}$ y $di' = \frac{di}{-d_{H_2O}}$

reemplazando X_{H_2O} por $H_2O \text{ wt.}\%$ y sustituyendo las constantes obtenidas de la regresión lineal de la ecuación (5.31) utilizando las composiciones anhidras e hidratadas de líquidos en equilibrio con plagioclasa naturales compiladas de la literatura se tiene finalmente:

$$\text{wt.}\% X_{H_2O} = m'x + a'' + \frac{b''}{T} + \sum di'' Xi \dots \dots \dots (5.32)$$

Donde: $m'=18.0185m$, $a''=18.015a'$, $b''=18.015b'$ y $di''=18.015 di'$

Los efectos de la composición del magma en la composición de los fenocristales de plagioclasa a una misma presión, temperatura y contenido de H_2O se ilustran en la Figura 5.13. Por ejemplo, a 3 wt.% de H_2O , el contenido de anortita (An) en la plagioclasa varía entre An_{82} y An_{68} para composiciones de magma basálticos y andesíticos, lo que significa una diferencia de ~14% mol en la composición de la plagioclasa, mientras que existe una diferencia de ~26% mol entre las composición de plagioclasa con An_{68} y An_{42} correspondiente a una andesita y una riolita respectivamente. Lo anterior quiere decir, que los cambios en las concentraciones de CaO y Na_2O en el fundido implican también cambios en las concentraciones de FeO, MgO, Al_2O_3 y SiO_2 . Por lo tanto, la composición del fundido afecta el equilibrio plagioclasa-líquido,

a través, de los coeficientes de la actividad de los elementos en el líquido. Por otra parte, el equilibrio plagioclasa-líquido es también afectado por el contenido de agua disuelto.

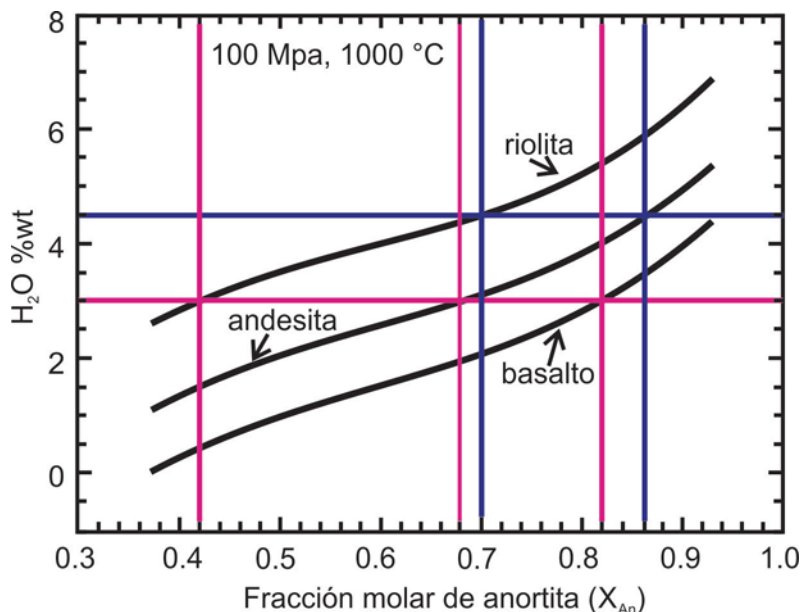
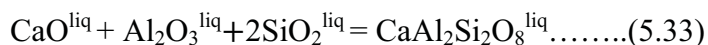


Figura 5.13. Contenido estimado de H₂O wt.% en función de la composición de fenocristales de plagioclasa, calculado a 1000 °C y 100 megapascales (Mpa) para tres fundidos con diferente composición. Tomado de Lange *et al.* (2009).

Los efectos del contenido de H₂O en la composición de los fenocristales de plagioclasa y fundidos ha sido explicada como un probable efecto de los grupos hidroxilo y su interacción con los fundidos silicatados, los cuales afectan la actividad (a) de los componentes CaAl₂Si₂O₈ y NaAlSi₃O₈ en el líquido. Por ejemplo, las ecuaciones (5.33) y (5.34) representan reacciones homogéneas que tienen lugar en el líquido.



sí en el líquido se forman principalmente grupos de hidroxilo de Si-OH para una cantidad de agua disuelta, se espera que la actividad del SiO₂ se reduzca respecto del componente Al₂O₃ en el líquido magmático; como una plagioclasa de composición NaAlSi₃O₈ contiene más SiO₂ que una de composición CaAl₂Si₂O₈, el incremento de la formación de Si-OH reduce los componentes disponibles para la formación de plagioclasa de composición albítica en relación a las componentes para formar plagioclasa de composición anortítica (Fig. 5.14).

<p>A</p> <p>Si por efecto del H₂O disuelta en el magma se forma el hidroxilo Si-OH tenemos: $a\text{SiO}_2 < a\text{Al}_2\text{O}_3$</p> <p>por lo tanto, hay poco SiO₂ para formar la componente NaAlSi₃O₈ y por lo tanto ocurre la reacción: $\text{CaO}^{\text{liq}}\text{Al}_2\text{O}_3^{\text{liq}} + 2\text{SiO}_2^{\text{liq}} = \text{CaAl}_2\text{SiO}_8^{\text{liq}}$</p>	<p>B</p> <p>Si por efecto del H₂O disuelta en el magma se forma el hidroxilo Al-OH tenemos: $a\text{SiO}_2 > a\text{Al}_2\text{O}_3$</p> <p>por lo tanto, hay suficiente SiO₂ para formar la componente NaAlSi₃O₈ y por lo tanto ocurre la reacción: $0.5\text{Na}_2\text{O}^{\text{liq}} + 0.5\text{Al}_2\text{O}_3^{\text{liq}} + 3\text{SiO}_2^{\text{liq}} = \text{NaAlSi}_3\text{O}_8^{\text{liq}}$</p>
--	--

Figura 5.14. El contenido de agua disuelta en el magma induce la formación de grupos hidroxilo que afectan las actividades relativas de los componentes CaAl₂Si₂O₈ y NaAlSi₃O₈ en el líquido. (A) Para la formación de CaAl₂Si₂O₈ (B) Para la formación de NaAlSi₃O₈.

5.6.8. Estimación de los contenidos de H₂O con el higrómetro

La estimación de los contenidos de H₂O disueltos en los magmas de intraplaca de este estudio fueron obtenidos utilizando la hoja de cálculo *plagioclase-liquid hygrometer/thermometer in Excel 2004* de Lange *et al.* (2009) disponible en http://www.minsocam.org/MSA/AmMin/TOC/2009/Apr09_Data/Apr09_Data.html. Los datos utilizados en la hoja de cálculo para estimar los contenidos de H₂O fueron: 1) la temperatura de cada muestra estimada por el termómetro de olivino, de clinopiroxeno, por el algoritmo MELTS, o con base a datos previos (TPZ-10-27), 2) una presión de 1.3 GPa, 3) la composición de la plagioclasa con el máximo contenido de An, y 4) la composición del líquido primitivo reconstruido o la composición de roca total en algunas muestras. Los contenidos de H₂O estimados y los parámetros utilizados se reportan en la Tabla 8 del apéndice.

5.6.9. Confiabilidad de las temperaturas y la estimación del contenido de H₂O

Los cálculos de temperatura y contenido de agua son mutuamente dependientes y por lo tanto es inevitable que correlacionen inversamente (Tabla 8; Fig. 5.15A). Sin embargo, pese a esta dependencia, las abundancias de agua determinadas en las rocas de intraplaca estudiadas, con una variación en contenido de H₂O entre 0 y 6.2 wt.%, son equivalentes a las determinadas en magmas máficos de ambientes de intraplaca o de *back-arc* (Stolper y Newman, 1994; Kelley *et al.*, 2006; Langmuir *et al.*, 2006), y virtualmente idénticas a las determinadas en inclusiones vítreas de olivino en basaltos composicionalmente semejantes de la porción central de la FVTM (Cervantes y Wallace 2003), y en el cono cinerítico Usmajac (Vigouroux *et al.*, 2008; muestra CU-02-02). Del mismo modo, las abundancias de agua

estimadas en la andesita de Sangangüey de 6.2 wt.% son similares a los valores previamente reportados en Sangangüey y Tequila (Crabtree y Lange, 2011) y a los valores determinados en inclusiones fundidas de otros estratovolcanes andesíticos de México (Roberge *et al.*, 2009).

Adicionalmente, como se ha observado previamente en México, en el *trasarco* de las Marianas y en muchos otros ambientes de *trasarco* (Newman, 1994; Cervantes y Wallace, 2003; Stolper y Kelley *et al.*, 2006), el enriquecimiento relativo en agua también correlaciona inversamente con el contenido y relaciones entre HFSE, y con otros indicadores de subducción como LILE/HFSE y relaciones de Pb/Nb (Fig. 5.15B a D). Dado que las concentraciones y relaciones de elementos traza de las rocas estudiadas provienen de mediciones independientes, se concluye que el contenido de agua calculado mediante el método desarrollado son suficientemente robustos, y quizá hasta más confiables, que las mediciones directas en inclusiones de vidrio que suelen verse afectadas por modificaciones post-captura y otras complicaciones analíticas.

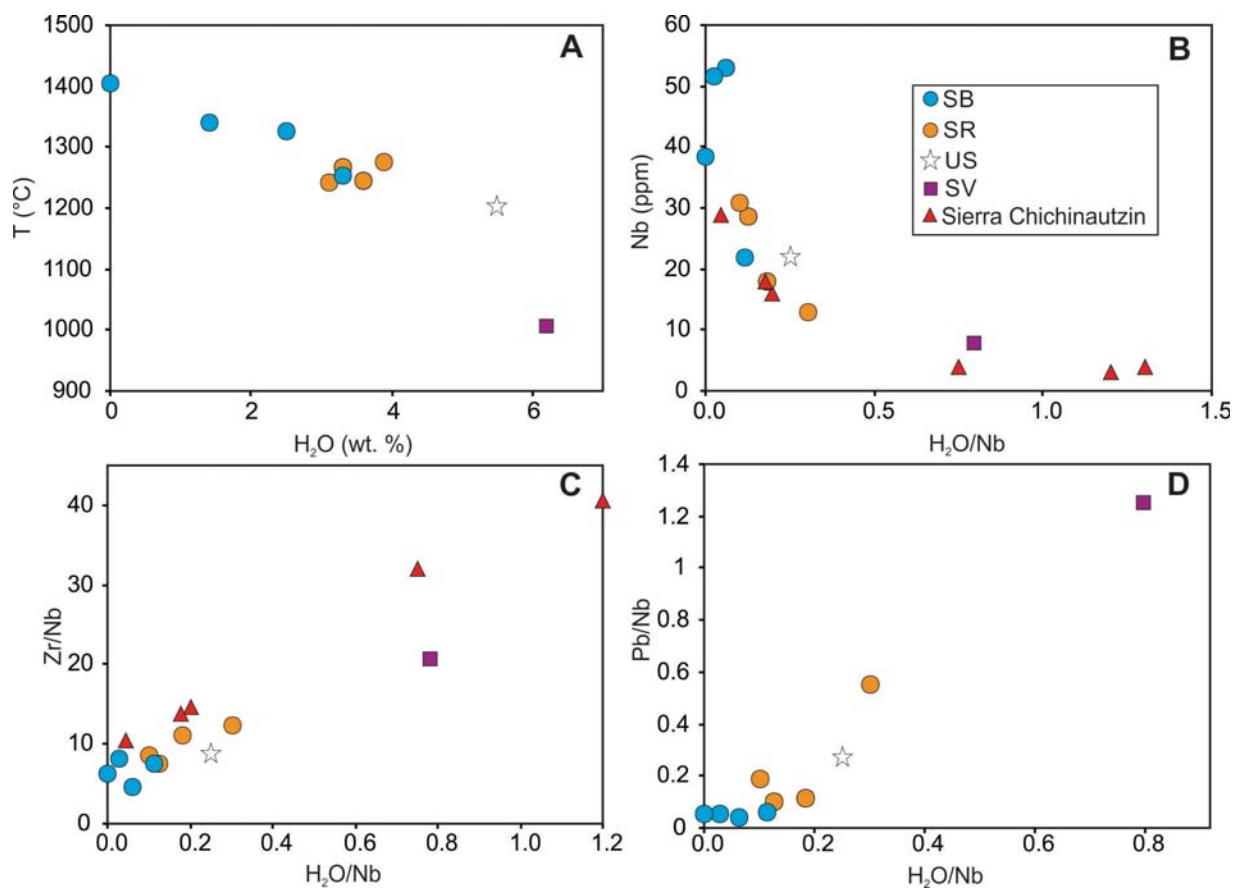


Figura 5.15. (A) Temperaturas magmáticas estimadas a 1.3 GPa vs. contenidos de agua pre-eruptivos estimados utilizando el higrómetro de plagioclasa (Lange *et al.*, 2009). El enriquecimiento relativo de agua correlaciona inversamente con los contenidos de Nb (B) y positivamente con el indicador de

fusión fraccionada Zr/Nb (C) y el indicador de subducción Pb/Nb (D). Los contenidos de agua y elementos traza determinados en inclusiones fundidas que se muestran para su comparación pertenecen a los volcanes Xitle, Tepetlapa, Las Tetillas, Jumiltepec, y Tuxtepec de la Sierra Chichinautzin en el oeste de México, cuyos contenidos de H₂O estimados varían entre 1.3 y 5.2 wt.% (Cervantes y Wallace, 2003). Los contenidos de agua estimadas en inclusiones fundidas del cono cinerítico Usmajac son de 5.5 wt.% (Vigouroux *et al.*, 2008).

6. Discusión

6.1. Cristalización fraccionada y contaminación cortical

Previamente a la determinación de la naturaleza primaria de los magmas de intraplaca emplazados en el RTZ, se evaluó si los rasgos geoquímicos que presentan las rocas estudiadas, no presentan modificaciones producidas por un mecanismo simple de cristalización fraccionada y/o modificaciones secundarias causadas por la interacción con la corteza continental. Los siguientes argumentos aseguran que las suites magmáticas corresponden con verdaderos productos primitivos derivados de la cuña del manto por debajo del oeste de México.

Las rocas de la suite SB muestran composición isotópica de Sr, Nd y Pb diferente a las del basamento del área de estudio, lo que indica que sus fundidos no tuvieron alguna interacción con las principales componentes corticales involucradas (Fig. 5.5A, C y D). Asimismo, las composiciones isotópicas de la suite SB muestran un comportamiento casi constante a lo largo de su amplia variación composicional y sin ninguna correlación con el índice de fraccionamiento sílice y la relación de Pb/Nb (LILE/HFSE) (Fig. 5.5E a F). Lo anterior indica que la composición geoquímica de la suite SB corresponde a la de productos magmáticos que no interaccionaron con la corteza continental, y por lo tanto, deben representar la diversidad composicional del manto.

En contraste, los productos magmáticos de las suites AC y SR muestran composiciones isotópicas que sí parecen indicar una interacción con las componentes corticales del área y, muestran además, una correlación con el índice de diferenciación de sílice y la relación de Pb/Nb, lo que podría sugerir en primera instancia un proceso de cristalización fraccionada acompañado de asimilación cortical (Fig. 5.5A a F). Sin embargo, si se toma en cuenta el comportamiento de sus elementos mayores y traza, dicho proceso resulta difícil de explicar. Por ejemplo, las rocas de estas suites tienen un alto contenido de sílice a un Mg# igualmente alto, e incluso puede observarse que las rocas con los más altos contenidos de sílice corresponden a las que contienen el Mg# más alto. Este comportamiento no es compatible con lo que se debería encontrar durante la cristalización de minerales como el olivino, que produciría una disminución en el Mg# conforme aumenta la diferenciación magmática, análogo al que siguen las rocas más diferenciadas de la isla Socorro (Fig. 5.3F), para las que

ha sido bien documentado un proceso de cristalización fraccionada (Bohrson y Reid, 1995, 1997). Asimismo, los altos contenidos de Sr y de H₂O que presentan estas suites no corresponden al comportamiento esperado durante el fraccionamiento de plagioclasa y difieren nuevamente del que siguen las rocas de la isla Socorro (Fig. 5.3D). Adicionalmente, la tendencia hacia bajos contenidos de HFSE y REE (Figs. 5.2F, 5.3D, 5.3E, 5.3F, y 5.15) en las suites AC y SR, no pueden ser explicados como consecuencia de una cristalización fraccionada debido a que estos elementos no suelen modificarse durante este proceso, como puede observarse en las rocas de la isla Socorro (Fig. 5.3D a F).

De manera alternativa, el comportamiento descrito en las suites AC y SR puede ser explicado a través del fraccionamiento de ciertos ensamblajes minerales que contengan óxidos de Ti-Fe, granate y anfíbol, a condiciones de alta presión en una corteza engrosada (Davidson *et al.*, 2007; Alonso-Pérez *et al.*, 2009, Zellmer *et al.*, 2012). Dichas fases minerales, podrían controlar el comportamiento de ciertos elementos durante la diferenciación magmática, produciendo un empobrecimiento en HREE (Fig. 5.3F) originado por el fraccionamiento a alta presión de granate en la fuente, o un empobrecimiento de HREE, Mg, Nb y Ta originado por el fraccionamiento de anfíbol en la fuente. Sin embargo, lo anterior sólo ha sido comprobado para fundidos primitivos más oxidados e hidratados diferentes a los fundidos de las suites AC y SR.

Del mismo modo, los altos contenidos de Sr (Fig. 5.3D) pueden atribuirse a la presencia de agua disuelta en el fundido, cuyo efecto es demorar la estabilidad de plagioclasa (Zimmer *et al.*, 2010) e inducir la formación de líquidos derivativos con altos contenidos de Sr. Sin embargo, este proceso es incapaz de explicar la disminución gradual en la concentración de Nb conforme aumenta el contenido de agua y la relación H₂O/Nb, dado que todos esos elementos deberían tener compatibilidades semejantes (Fig. 5.15B).

Otra manera de evaluar el proceso de cristalización fraccionada y/o asimilación cortical es observando las composiciones de los fenocristales de olivino de este estudio. En cada muestra podemos observar arreglos subparalelos con diferente contenido de Fo a contenidos de NiO equivalente, lo que representa una evidencia más de que las suites magmáticas de este trabajo no pudieron formarse a partir de la cristalización un mismo líquido parental. Si fuera el caso, la composición de los fenocristales de olivino deberían seguir una única línea de descenso composicional, y de hecho, esta evidencia más bien sugiere una cristalización a

partir de diferentes tipos de magma. De manera similar, la variedad composicional que muestran los fenocristales de plagioclasa con composiciones de An_{max} y An_{min} indistinta a las composiciones del líquido es difícil explicar a través de la cristalización fraccionada por el enfriamiento de un mismo líquido, pero son consistentes con la presencia de diversos magmas con distintos contenidos de agua disuelta (Lange *et al.*, 2009).

En resumen, tanto las composiciones de roca total como las de minerales individuales, indican que las suites de rocas estudiadas no son líquidos derivados de un mismo fundido parental. Las rocas estudiadas representan distintos tipos de magmas que experimentaron fraccionamiento de manera independiente con poca interacción entre sí o con la corteza continental durante su ascenso a la superficie. En conclusión la variabilidad composicional de las suites de este estudio proviene de su derivación primaria de una cuña del manto intrínsecamente heterogénea, que ha sido modificada subsecuentemente por agentes químicos hidratados probablemente provenientes de la placa en subducción como será explicado en los siguientes apartados.

6.2. Heterogeneidad mantélica primaria

6.2.1. Escala de la heterogeneidad mantélica primaria

Algunos estudios indican que las fuentes enriquecidas que originan los característicos OIBs pueden también ser reconocidas alejadas de la influencia de los *hot spots* y encontrarse ampliamente distribuidas en el manto superior, y por lo tanto participar en la generación de magmas en diferentes ambientes tectónicos. Prueba de ello son los basaltos enriquecidos en elementos incompatibles reconocidos en la dorsal mesoatlántica (Donnelly *et al.*, 2004) y en las cuencas de *trasarco* de las Marianas y Tonga (Langmuir *et al.*, 2006; Escrig *et al.*, 2009). La distribución de los basaltos de intraplaca del tipo OIB en el oeste de México no presenta una asociación con un ambiente tectónico en particular. Por ejemplo, las composiciones químicas y características isotópicas de Sr-Nd-Pb de las rocas primitivas de la suite SB emplazada en el continente, son casi idénticas a las de los basaltos de las islas oceánicas Socorro e Isabel. Asimismo, las islas oceánicas presentan diferencias en su entorno tectónico de emplazamiento: 1) la isla Isabel se localiza a ~30 km de la costa del Pacífico Mexicano, sobre la placa de Norteamérica, y probablemente sobre una litósfera continental atenuada. Sus características

petrológicas y geoquímicas reflejan la fusión de una fuente del manto que no ha sido modificada por la corteza continental o la placa en subducción (Housh *et al.*, 2010), y 2) la isla Socorro se localiza sobre la placa del Pacífico en la traza de la antigua dorsal Matemático. Debido a su posición alejada de cualquier influencia continental o de subducción, sus características geoquímicas corresponden con las de una región del manto superior sin contaminación cortical (Bohrson y Reid, 1995). Las rocas de la suite SB y de las islas oceánicas en términos de isotopía son más enriquecidas que MORB, definen una línea de mezcla con las composiciones de la placa de Rivera y Cocos (Fig. 5.5A a D). Las analogías composicionales de las suites de rocas con sus homólogos oceánicos sugieren que la cuña del manto en el occidente de México debe ser idéntica e igual de heterogénea que el manto por debajo de la cuenca del Pacífico (Gómez-Tuena *et al.*, 2011, 2013). Sin embargo, como veremos esta no representa su máxima extensión. Rocas alcalinas con señal del tipo *high- μ* han sido también reconocidas no sólo a lo largo de la FVTM (Gómez-Tuena *et al.*, 2007), sino también en la provincia Mexicana de *Basin and Range* (Luhr *et al.*, 1989; Pier *et al.*, 1989; Luhr, 1997), a lo largo de la costa en el Golfo de México (Gómez-Tuena *et al.*, 2003; Orozco-Esquivel *et al.*, 2006), en el Campo Volcánico de Los Tuxtlas (Nelson y Gonzalez-Caver, 1992), en el extenso margen del Golfo de California (Ferrari *et al.*, 2013), e incluso en antiguos centros de expansión oceánica alejados de la costa oeste de Baja California (Tian *et al.*, 2011). La amplia distribución de estas rocas sugiere que su emplazamiento es independiente a una localidad geográfica específica, campo volcánico o ambiente tectónico. De hecho, rocas con casi la misma señal isotópica de Pb, han sido también encontradas en el *trasarco* de América Central (Hoernle *et al.*, 2008) y en las Islas Galápagos (Harpp y White, 2001). La vasta extensión de este manto heterogéneo plantea innumerables interrogantes acerca de su evolución; por ejemplo, su amplia extensión ¿será el reflejo de algún proceso que modificó la composición del manto en algún momento de su historia? ¿cuál es su naturaleza petrológica? ¿cuáles son los procesos que permiten su fusión y reconocimiento conservando sus características prístinas? y ¿cuál es su relación con un margen convergente como al que está asociado el del RTZ? Aunque no son preguntas fáciles de contestar, es evidente que la comprensión de su origen demanda un enfoque independiente al de su asociación con un contexto tectónico específico. A continuación, se analizan algunas propuestas científicas que establecen algunos mecanismos para la generación de magmas de tipo OIB como: 1) fusión a

bajos grados, 2) reciclaje de cortezas antiguas, 3) metasomatismo litosférico, y 4) componentes de la subducción.

6.2.2. Manto geoquímicamente enriquecido

El origen de las altas concentraciones en elementos traza incompatibles (Nb, Ta, Zr, Hf y TiO₂), y del enriquecimiento isotópico representado por altas relaciones de ²⁰⁶Pb/²⁰⁴Pb en todos los OIBs similares a los de las rocas de la suite SB y de las islas del Pacífico, es un debate que continua tratándose en los estudios actuales, y es el objeto de numerosas revisiones científicas. El origen de este enriquecimiento en las suites de basaltos mexicanos no lo podemos determinar con certeza, sin embargo, en la siguiente discusión se establecen algunas evidencias que sugieren o rechazan algunas de las posibles causas de su origen.

Originalmente el enriquecimiento en elementos traza incompatibles fue asociado con un proceso de fusión a bajos grados como mecanismo de concentración opuesto al experimentado por los MORB donde se tienen una fusión a altos grados (Gast, 1968). El enriquecimiento en elementos traza de las rocas de la suite SB y de las islas del Pacífico, no puede ser explicado como el resultado de la fusión a bajos grados de un manto superior empobrecido, considerando que en trabajos recientes realizados en basaltos alcalinos similares, sus características concentraciones de TiO₂, han sido catalogadas como demasiado altos para ser formados a partir de la fusión de una típica peridotita (Prytulak y Elliott, 2007). Los datos experimentales han demostrado que el contenido de TiO₂ es mayor al que se esperaría por 0-10% de fusión del manto primitivo, e incluso superiores a las que se esperarían de una fuente en el Manto Primitivo; en consecuencia se sospecha de la presencia de una componente adicional enriquecida en TiO₂ en sus fuentes.

La existencia de una componente enriquecida en la fuente magmática de los OIBs, es también evocada por la alta relación isotópica de ²⁰⁶Pb/²⁰⁴Pb que sistemáticamente muestran sus productos magmáticos. Comúnmente es interpretada como producto del enriquecimiento isotópico producido por largos periodos de residencia de una componente del tipo *high-μ* (high; $\mu = ^{238}\text{U}/^{204}\text{Pb}$), con una relación de ²³⁸U/²⁰⁴Pb mayor a la de un manto del tipo MORB. De manera tradicional esta señal ha sido interpretada como el resultado del reciclaje de basaltos de corteza oceánica subducida a profundidad, los cuales han residido en la convección del manto por miles de millones de años (Hofmann y White, 1982; White, 1985; Zindler y

Hart, 1986). Pero también, en estudios más recientes, ha sido asociada a un origen metasomático derivado de cúmulos/venas ricos en anfíbol/clinopiroxeno formadas en el manto litosférico (Pilet *et al.*, 2008, 2011; Niu *et al.*, 2011), o con fundidos solidificados formados a bajos grados de fusión en la corteza oceánica subducida (Donnelly *et al.*, 2004; Langmuir *et al.*, 2006).

El manto continental litosférico pudo estar sujeto a procesos de enriquecimiento metasomático y en consecuencia representar la fuente de los magmas estudiados. Los xenolitos peridotíticos recolectados en los campos volcánicos máficos de México, indican que el manto litosférico es extremadamente heterogéneo tanto en escala local como regional (Luhr y Aranda-Gómez, 1997 y referencias). Su heterogeneidad en buena medida es esperada debido a que la corteza continental de México está formada por un ensamble de terrenos exóticos acrecionados, así como de arcos magmáticos y rifts sobrepuestos en una historia geológica desarrollada desde el Mesoproterozoico (Campa y Coney, 1983; Sedlock *et al.*, 1993; Ortega-Gutiérrez *et al.*, 1994). Asimismo, los ensambles minerales observados en los xenolitos (lherzolitas de espinela y hazburgitas de los campos volcánicos de Santo Domingo y Ventura Espíritu) incluyen fases metasomáticas, como la kaersutita y flogopita, así como algunos otros con composiciones altamente refractarias, que indican una larga y compleja historia de extracción de fundido acompañada de transformaciones metasomáticas. Sin embargo, estos xenolitos frecuentemente, no presentan relación alguna con las fuentes de las que se generan los basaltos en los cuales están hospedados. La mayoría de los xenolitos del manto encontrados dentro de las lavas alcalinas de tipo intraplaca, contienen un ensamble de fases minerales de piroxeno-espinela intercrecidos en las peridotitas (Luhr y Aranda-Gómez, 1997 y referencias), que indican condiciones de estabilidad a profundidades someras; mientras que sus patrones de REE sugieren que su fusión se generó en el campo de estabilidad del granate (Gómez-Tuena *et al.*, 2003; Gómez-Tuena *et al.*, 2007). Los magmas alcalinos de intraplaca de las suites SB, AC y SR de este estudio así como los de las Islas Isabel y Socorro, tienen valores enriquecidos de Dy/Yb con respecto a MORB (Fig. 6.1), lo que sugiere que sus fundidos provienen de una región del manto en el campo de estabilidad de peridotitas con granate, es decir, mayor a 80 km de profundidad (Green y Ringwood, 1970). Esta evidencia muestra una clara desconexión entre la naturaleza heterogénea del manto litosférico por debajo

de México y el origen del magmatismo de intraplaca. Adicionalmente, la naturaleza heterogénea de los xenolitos a nivel local, es inconsistente con las características químicas de los magmas alcalinos donde se hospedan, pues ellos son notablemente iguales a escala regional y se extienden a miles de kilómetros en diferentes ambientes tectónicos.

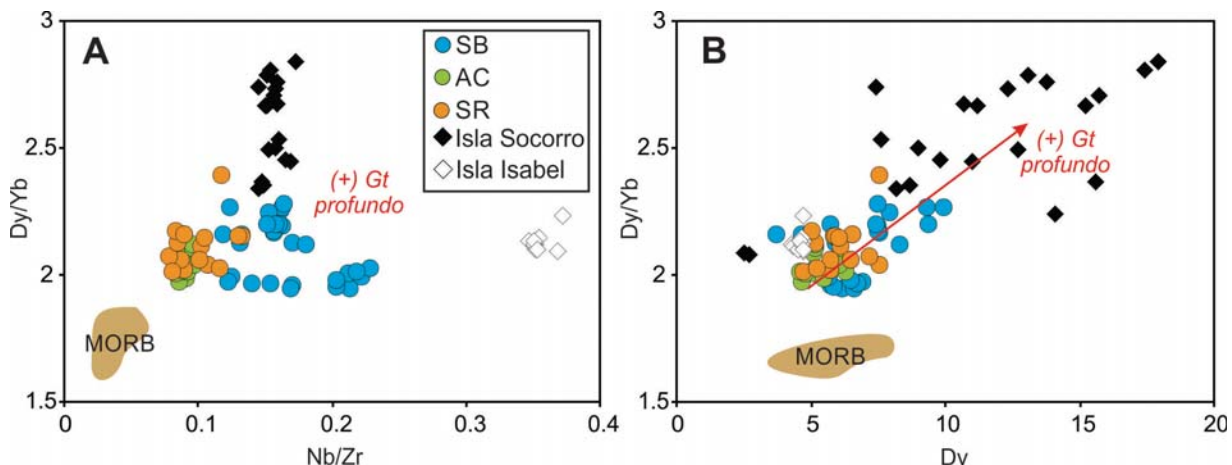


Figura 6.1. (A) Las relaciones de Dy/Yb vs. Nb/Zr y Dy indican que las suites de este estudio y las rocas de las islas del Pacífico (Bohrson y Reid 1995, 1997; Housh *et al.*, 2010) son fundidos formados en el campo de estabilidad del granate. Los datos del campo MORB son del EPR-MORB a una latitud de 20°-23°N (<http://www.petdb.org/>; Lehnert *et al.* (2000) y a muestras mar adentro de la costa de Colima (Schaaf *et al.*, 2008; Valdez-Moreno, 2006).

El origen del enriquecimiento geoquímico de los OIBs ha sido explicado por Niu *et al.* (2012) como consecuencia del metasomatismo de la litósfera oceánica. En este modelo, porciones de manto enriquecido son generadas por el ascenso, desde la base del límite litósfera-astenosfera, de fundidos producidos a bajos grados de fusión enriquecidos en volátiles y elementos incompatibles. Estos fundidos se acumulan en la base de la litósfera y posteriormente son colectados y redistribuidos dentro del manto peridotítico durante el crecimiento litosférico. Este mecanismo permite su dispersión en toda la litósfera oceánica y su influencia en las fuentes magmáticas de OIBs que se encuentran alejados de las plumas del manto. El modelo de Niu *et al.* (2012) no puede explicar el origen del enriquecimiento de las suites magmáticas de este estudio porque la litosfera sobre la que son emplazados es de tipo continental. El origen de la señal isotópica del tipo *high-μ* de la suite SB y las islas oceánicas, es generalmente asociada con tiempos de residencia de una componente antigua de entre 1 y 2 Ga (Zindler *et al.*, 1982; White, 1985; Zindler y Hart, 1986). Lo anterior establece que el enriquecimiento geoquímico en las islas del Pacífico debe ser mucho más antiguo que el

producido en las dorsales oceánicas desarrolladas entre los límites de placas del Pacífico y de Farallón a lo largo de una evolución de ~60 Ma (Atwater, 1989).

Niu *et al.* (2012) concilian la discrepancia entre los tiempos requeridos para el enriquecimiento en elementos incompatibles e isotópicos, a través de un acoplamiento producido al interactuar con las componentes isotópicamente enriquecidas de las plumas del manto. Por supuesto, una interacción de ese tipo en el manto por debajo del oeste de la FVTM no ha sido documentada; incluso considerando una infiltración de manto astenosférico profundo (Ferrari, 2004), no existen evidencias que soporten la presencia de una enorme y antigua corteza oceánica que herede las composiciones isotópicas requeridas en la suite SB y en las rocas de la isla Isabel. Como se mencionó al principio de este apartado, el origen del enriquecimiento de las suites magmáticas de este estudio no puede ser resuelto con certeza. Dicho lo anterior, existe la posibilidad de que el enriquecimiento de las suites magmáticas de este estudio sea el reflejo de un proceso de metasomatismo más antiguo o el reflejo de la permanencia dentro del manto peridotítico de antiguas cortezas oceánicas después de haber sufrido una disminución de su tamaño e incluso su difusión, inducida por su disgregación extrema dentro del manto. Esta posibilidad será analizada más adelante.

Finalmente, el enriquecimiento en elementos incompatibles ha sido estudiado también para entender la heterogeneidad de la cuña del manto debajo de las cuencas de *trasarco* (Langmuir *et al.*, 2006; Escrig *et al.*, 2009), en donde los basaltos de cuenca oceánica presentan una tendencia geoquímica entre una componente de enriquecimiento de tipo OIB y una componente de subducción. Estos basaltos, aunque presentan un enriquecimiento en Nb, sus composiciones isotópicas no reflejan un enriquecimiento en función del tiempo, por lo que determinan que probablemente el enriquecimiento en los elementos traza puede representar un proceso reciente que ocurre con la subducción en curso (Langmuir *et al.*, 2006). De manera similar, en los estudios del arco de América Central la transferencia de Pb radiogénico de tipo *high- μ* hacia la cuña del manto se ha asociado con la acción de fluidos/fundidos derivados de la placa en subducción (Hoernle *et al.*, 2008). Los basaltos de alto Nb de los estudios anteriormente mencionados muestran una correlación positiva entre sus relaciones isotópicas y contenidos de H₂O, de tal manera, que un proceso de esta naturaleza resulta poco probable para explicar el origen del enriquecimiento de las rocas de la suite SB y las de la isla Isabel,

pues aunque presentan una notable señal *high- μ* cuentan también con los contenidos más bajos de agua (Fig. 5.5, 5.15 y 6.5), además de la falta de indicadores geoquímicos que evidencien la adición de componentes provenientes de la placa en subducción. Por otra parte, las rocas de las suites AC y SR que sí presentan indicadores de la señal de la subducción (p.e. alta relación Pb/Nb(Zr)), presentan un arreglo de mezcla diferente para las relaciones isotópicas de Pb (Fig. 5.5, 5.15 y 6.5), lo que sugiere que la componente de la subducción no aporta la señal *high- μ* . Es decir, el enriquecimiento geoquímico de los basaltos de intraplaca de este estudio no se encuentra asociado con contribuciones derivadas de las componentes de la subducción actual. En contraste, los agentes de la subducción promueven la modificación de sus características primigenias y geoquímicamente enriquecidas.

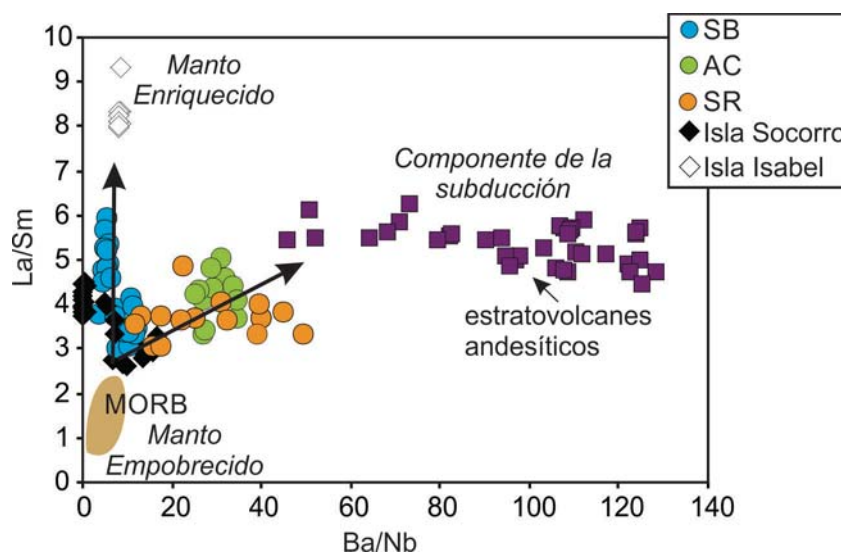


Figura 6.2. El diagrama La/Sm vs. Ba/Nb muestra la modificación del manto prístino del occidente de México, originada por los agentes de la subducción. Los elementos traza de las islas del Pacífico son datos de Bohrsen y Reid (1995, 1997) y Housh *et al.*, (2010). Los datos del campo MORB son del EPR-MORB a una latitud de 20°-23°N (<http://www.petdb.org/>; Lehnert *et al.* (2000).

6.3. Fuentes Litológicas del Manto: Peridotitas y Piroxenitas

Independientemente de cuál sea el mecanismo responsable del enriquecimiento del manto superior por debajo del RTZ, a continuación se presenta una discusión en torno a su naturaleza litológica, pues los estudios del origen y de identificación de la diversidad litológica del manto y su relación con el magmatismo de intraplaca, han permitido demostrar que el manto peridotítico no es la principal fuente litológica para producir magmas basálticos. La mayoría de los modelos coinciden en que los OIBs contienen antiguas cortezas oceánicas recicladas en sus fuentes, que proveen una señal isotópica heredada con una alta relación

$^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$, conocida como señal *high- μ* (Hofmann y White, 1982). Además, varios autores han propuesto que la fuente petrológica de donde proviene la señal *high- μ* , debe contener un ensamble mineral pobre en olivino diferente al del manto peridotítico, constituido probablemente como un ensamble reciclado metamórfico de alto grado (p.ej. una eclogita), o como un producto secundario derivado de la reacción entre el fundido circundante y la roca (p.ej. una piroxenita) (Hofmann y White, 1982; White, 1985; Pilet *et al.*, 2008, 2011; Niu *et al.*, 2011).

El uso por sí sólo de las relaciones isotópicas y los elementos traza en roca total, son herramientas insuficientes que no pueden decirnos si la componente enriquecida reside como una discreta entidad petrológica eclogítica o piroxenítica; o si la señal geoquímica ha sido incorporada dentro del manto peridotítico a través su hibridación después de sufrir un largo periodo de transportación dentro de la convección del manto, lo cual eventualmente, promovió su difusión química en estado sólido.

6.3.1. Identificación de Peridotitas y Piroxenitas

Con el objetivo de identificar las señales geoquímicas de las cortezas recicladas como fuentes litológicas en el manto, Sobolev *et al.* (2005) y posteriormente Straub *et al.* (2008, 2011) encuentran que a través de los contenidos de NiO y CaO en fenocristales de olivino se puede reconocer de manera eficiente, la existencia de litologías sin olivino (piroxenitas), gracias a las diferentes particiones de estos elementos en olivino y piroxeno. El desarrollo de la metodología de identificación litológica se explica brevemente a continuación.

El olivino es el principal constituyente mineral del manto superior con más de un 50% de abundancia. Debido a su abundancia se ha asumido que los fundidos primitivos se encuentran siempre en equilibrio con esta fase mineral, y que a alta presión (> 3.0 GPa) los fundidos derivados de una lherzolita de granate deberán contener alto contenido de MgO y bajo de SiO₂. Sin embargo, en los estudios realizados en los magmas hawaianos se han identificado lavas con alto contenido de SiO₂ y alto contenido de MgO, lo que es inconsistente con un ensamble mineral de olivino, piroxeno y granate encontrado en una típica peridotita. Aunque el incremento en SiO₂ en las lavas de los escudos hawaianos (*shield-building lavas*) puede también ser atribuido a altos grados de fusión durante su formación, provocando el consumo de granate y piroxeno cálcico de la fuente peridotítica, este no es un argumento

posible debido al enriquecimiento en NiO en estos basaltos. Si se toma en cuenta que la fase mineral con el más alto coeficiente de partición para NiO en el manto silicatado es el olivino, el contenido de NiO en los basaltos de Hawaii en realidad tendería a decrecer significativamente en presencia de olivino en la fuente, por lo que tal inconsistencia, sólo puede ser explicada asumiendo que las lavas de Hawaii provienen de la fusión de una litología que carece de olivino.

Recientemente, la combinación de lavas con alto contenido de SiO₂ y alto contenido de NiO ha sido explicada por un modelo que propone la proveniencia de una fuente sin olivino de tipo piroxenítica, y que concilia de alguna manera, las señales isotópicas observadas en los OIBs (Sobolev *et al.*, 2005). Esta fuente es generada por la presencia de cuerpos de eclogita (corteza oceánica) que comienza a fundirse a una profundidad de entre 190 y 180 km. Los fundidos producidos ricos en SiO₂ se infiltran y reaccionan con la peridotita sobreyacente, disolviendo el olivino y produciendo una piroxenita en estado sólido. Bajo este esquema, los fundidos derivados de la fuente secundaria piroxenítica serán notablemente más ricos en NiO, debido a que el olivino ya no controla la partición del NiO, y el piroxeno presenta poca preferencia por este elemento con un coeficiente de partición de NiO tres veces menor al del olivino, y además presentarán, bajo contenido de CaO debido al control del piroxeno en su partición (Beattie *et al.*, 1991).

Otros estudios como los de Herzberg (2011) han investigado el contenido de NiO y CaO en magmas primitivos con diferentes composiciones. Sus estudios experimentales asocian los cambios en la partición del NiO y CaO ocasionados por su compatibilidad e incompatibilidad en función de la composición del fundido (Fig. 6.3), con el cálculo de la línea de descenso para líquidos derivados de peridotitas empleando las ecuaciones de fusión fraccionada en lotes y acumulada. En la metodología utilizan los coeficientes de distribución de NiO y MgO entre olivino/líquido y piroxeno/líquido de Jones (1984) y Beattie *et al.* (1991), para obtener con ellos una buena correlación entre la composición de olivino pronosticada y la observada. Herzberg (2011) calcula que las concentraciones de NiO en fundidos provenientes de peridotitas no son mayores que 3000-3200 ppm (0.38-0.4 wt.% NiO) (Fig. 6.3A), y los olivinos que cristalizan de estos fundidos primitivos con un contenido de MgO entre 8 y 20%, tendrán contenidos de NiO entre 2700 y 3000 ppm (0.34-0.38 wt.% NiO) y un contenido de Fo de 89 a 92%. Los resultados son aplicables para peridotitas enriquecidas o empobrecidas,

salvo que los olivinos en estas últimas tendrán las más bajas concentraciones de NiO a alto contenido de Fo cuando el grado de fusión sea máximo o se esté más alejado del *solidus*, y los ensambles en el líquido sean L+Ol y L+Ol+Opx (Fig. 6.3A). Por otra parte, sus cálculos de los contenidos de NiO en los olivinos que cristalizan de fundidos piroxeníticos demuestran que el contenido de NiO siempre será más alto que los de olivinos de una fuente peridotítica (Fig. 6.3A). De manera similar, el contenido de CaO esperado en olivino en equilibrio tanto en magmas primitivos derivados de peridotitas como en fundidos de piroxenitas, utilizando los coeficientes de distribución de Herzberg y O'Hara (2002), indican claras tendencias hacia altos y bajos contenidos de CaO respectivamente (Fig. 6.3B), por lo que pueden ser también utilizados para discriminar entre litologías de la fuente, aunque su utilización puede ser ambigua si la fuente piroxenítica contiene piroxeno cálcico o si altos grados de fusión los incorporan en mayor proporción, de tal manera que el fundido podría tener de igual forma contenidos de CaO similares a los de una fuente peridotítica. Las predicciones de Herzberg correlacionan perfectamente con la composición de fenocristales de olivino para los que se han inferido su cristalización a partir de fuentes peridotíticas y piroxeníticas (Fig. 6.3A y B).

En resumen, la metodología taxonómica de discriminación litológica se basa sencillamente en que los fundidos provenientes de peridotitas tendrán un contenido alto de CaO y bajo NiO y cristalizarán olivino con contenido alto de CaO y bajo NiO. En contraste, los fundidos provenientes de litologías piroxeníticas secundarias, tendrán concentraciones opuestas.

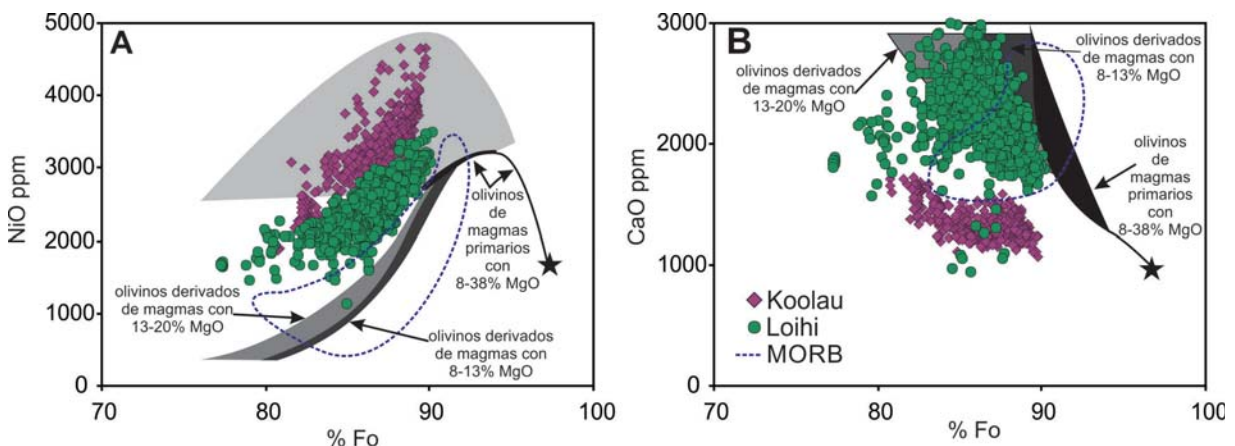


Figura 6.3. Contenidos de NiO en fundidos y en fenocristales de olivino derivados de fuentes peridotíticas y piroxeníticas. Tomado de Herzberg 2011. (A) Las altas concentraciones de NiO en los olivinos del volcán Koolau en Hawaii son las esperadas para los olivinos derivados de fuentes piroxeníticas, (B) mientras que las altas concentraciones de CaO del volcán Loihi son esperadas para olivinos derivados de la fusión de una peridotita. Se muestra en línea punteada las composiciones de

los olivinos derivados de fuentes del tipo MORB (Sobolev *et al.*, 2007), también representantes de la fusión de una peridotita.

6.3.2. Fuentes Litológicas del magmatismo de intraplaca del RTZ

Fenocristales de olivino de la suite SB tienen contenidos de NiO, CaO, MnO y CoO que son virtualmente idénticos a los de MORB, lo que indica que cristalizaron a partir de un típico fundido de composición peridotítica. Este es un resultado inesperado debido a que las composiciones enriquecidas en elementos traza e isotópicas de esta suite indican la existencia de litologías recicladas antiguas (Hofmann y White, 1982; Zindler y Hart, 1986). Sin embargo, en estudios recientes realizados en las Islas Canarias (Gurenko *et al.*, 2009) y en las Islas Cook-Austral (Herzberg, 2006) se ha encontrado, en lavas primitivas similares que también contienen una señal high- μ , olivinos que son indistinguibles de los de MORB, indicando que la fuente de enriquecimiento debe de estar albergada en una peridotita. Lo anterior indica que la componente antigua y reciclada que contiene la señal high- μ en los magmas de intraplaca de México debe estar completamente reabsorbida dentro de una peridotita y que sólo asciende en pequeños volúmenes desde el manto por debajo del RTZ. Dichos componentes son probablemente muy heterogéneos en sí mismos, y están constituidos por materiales más fundibles que el olivino mantélico. En consecuencia estos componentes contribuirán de manera desproporcionada durante las etapas iniciales de la fusión de los rifts continentales y en los montes submarinos o islas oceánicas. Estas pequeñas heterogeneidades son fácilmente diluidas cuando son incorporadas a un ambiente geodinámico que induce una fusión del manto a altos grados, de manera similar a como ocurre en el régimen de fusión de las dorsales oceánicas (Asimow y Langmuir, 2003). Asimismo, serán virtualmente imperceptibles si son modificadas por una segunda transformación metasomática en los ambientes de subducción.

Los fenocristales de olivino de las suites AC y SR presentan bajos contenidos de Fo pero similares contenidos de NiO que los de la suite SB, lo que claramente indica su derivación de diferentes tipos de líquido. A pesar de que los contenidos de NiO en estos olivinos no se extienden hacia los altos contenidos de NiO observados en la porción central de la FVTM, siguen una misma tendencia y superponen a las composiciones menos primitivas (Fig. 5.6B), lo que sugiere un origen en común con una fuente piroxenítica. Dicha afinidad también se observa en la composición de MnO (Fig. 5.6D) y la relación de los elementos CoO/MnO (Fig. 5.6F). Sin embargo, el contenido de CaO en los fenocristales de olivino en estas suites

magmáticas es más bajo en comparación a los de la suite SB, MORB e incluso con los fenocristales de olivino de Koolau. Lo anterior sugiere que los fundidos hidratados con señal de la subducción perceptible de las suites AC y SR pueden cristalizar fenocristales de olivino con contenidos más bajos de CaO que los cristalizados a partir de fundidos derivados de una fuente piroxenítica como la de Koolau formada por metasomatismo (Fig. 5.6C).

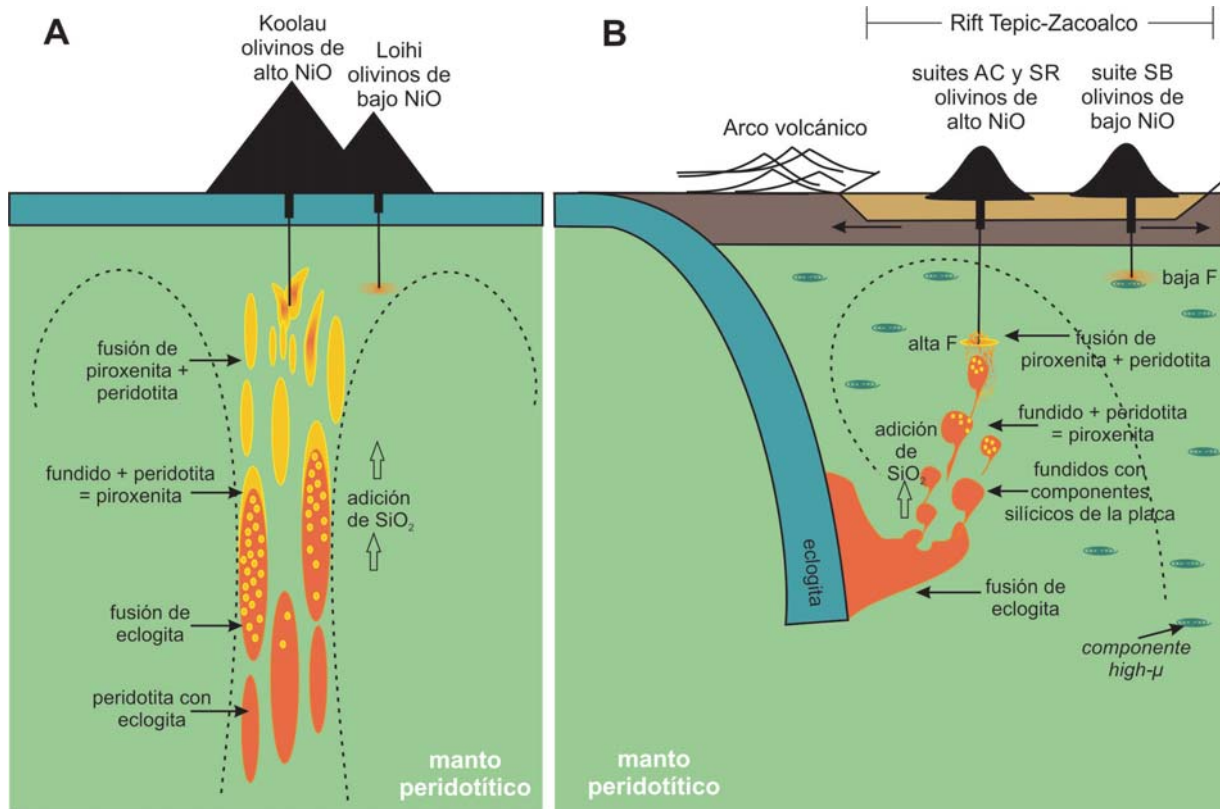


Figura 6.4. Esquemas de la formación de litologías piroxeníticas en ambientes tectónicos de intraplaca de isla oceánica y en zonas de subducción. (A) Se muestra la incorporación de eclogitas (cortezas oceánicas antiguas) que residen en el manto peridotítico y conforme ascienden en el régimen convectivo de la pluma de manto de Hawaii ocurre su fusión. Este fundido rico en SiO₂ al interactuar con el manto peridotítico circundante forma una litología secundaria de tipo piroxenítico. Finalmente en las porciones más someras se tiene la fusión de peridotitas y piroxenitas, fundidos en los que cristaliza olivino de alto NiO como los del volcán Koolau, pero también se forma olivino de bajo NiO que se derivan de basaltos como los del volcán Loihi formados de la fusión de la peridotita. Basado en Sobolev *et al.* (2005). (B) Se muestra la incorporación de agentes de la subducción derivados de la placa transformada en eclogita. Estos fundidos ricos en SiO₂ y otros componentes geoquímicos de la subducción ascienden a la cuña del manto para interactuar con la peridotita circundante y formar piroxenitas; posteriormente su fusión deriva en basaltos con olivino de alto NiO como los de las suites AC y SR. La fusión de porciones del manto peridotítico no impregnadas por los fundidos piroxeníticos forma basaltos con olivino de bajo NiO como los de la suite SB.

Tradicionalmente fenocristales de olivino con alto NiO como los de las suites AC y SR, son asociados con ambientes de intraplaca donde la formación de grandes volúmenes de

piroxenitas secundarias se originan por la interacción del manto peridotítico y fundidos ricos en sílice provenientes de la incorporación de cortezas oceánicas gigantes en la dinámica ascendente de una pluma del manto (Sobolev *et al.*, 2007; Fig. 6.4A). Sin embargo, Straub *et al.* (2008, 2011) indican que su formación está también comúnmente asociada a zonas de subducción, en donde la adición de sílice de la placa reacciona con las peridotitas de la cuña del manto e induce la formación de piroxenitas secundarias (Fig. 6.4B). Los productos magmáticos derivados de estas piroxenitas secundarias han sido asociadas con la formación de una gran variedad de líquidos primitivos ($Mg\# > 70$) con composición que varía desde basáltica hasta dacítica en la porción central de la FVTM, los cuales durante su ascenso se mezclan y producen gradualmente magmas típicos de arco magmático. Al igual que las suites AC y SR de este trabajo, el elevado contenido de sílice en basaltos de la porción central de la FVTM no está asociado con un proceso de cristalización fraccionada y/o asimilación cortical, sino con el contenido inicial y característico de fundidos primitivos del manto. Este alto contenido de SiO_2 y MgO , y alta concentración de NiO en sus fenocristales de olivino, sugieren su derivación de una fuente secundaria piroxenítica. En conclusión, el alto contenido de NiO en los fenocristales de olivino de basaltos con alto SiO_2 y MgO en los ambientes de intraplaca reflejan el reciclaje de antiguas litologías transformadas a profundidad (Fig. 6.4A), pero estas mismas características asociadas a arcos magmáticos son el producto de un metasomatismo producido por los agentes de la subducción en curso (Fig. 6.4B).

6.4. Efectos de la subducción en la transformación del manto y su fusión

Como se discutió anteriormente, el manto prístino por debajo del RTZ tiene características heterogéneas, es antiguo y astenosférico, y su distribución regional no se encuentra asociada con alguna cuenca oceánica particular, continente o límite tectónico, y se encuentra hospedado dentro de una peridotita. Asimismo, se ha dicho que sus componentes altamente enriquecidas sólo son visibles cuando la fusión ocurre a muy bajos grados, y sin ninguna influencia de la subducción. Estas evidencias indican que el manto superior debe encontrarse a temperaturas cercanas a las de fusión, por lo que un pequeño efecto de descompresión puede conducir a la fusión de sus componentes menos refractarios. En las dorsales oceánicas, donde se generan grandes volúmenes de magma, se tiene un proceso de

homogenización muy eficiente que borra las huellas geoquímicas de heterogeneidades pequeñas en los magmas. En las zonas de subducción también se tiene la generación de grandes volúmenes de magma, pero en contraste con las dorsales, generalmente se considera que la fusión se induce por el flujo de agua proveniente de la deshidratación de la corteza oceánica en subducción. En los márgenes convergentes, el agua reduce efectivamente la temperatura del *solidus* del manto (Kushiro *et al.*, 1968) y por lo tanto, la fusión de una peridotita húmeda ocurre bajo condiciones de presión y temperatura menores a las de una peridotita seca. Debido a que el contenido de agua en arcos y cuencas de *trasarco* (*back arc*) casi siempre correlaciona con los indicadores geoquímicos del grado de fusión y los indicadores de la subducción (Fig. 5.15 y 6.5), la mayoría de los autores considera que la petrogénesis magmática en los márgenes convergentes ocurre principalmente por la adición de agua (*flux melting*) de la cuña del manto (Stolper y Newman, 1994; Kelley *et al.*, 2006; Langmuir *et al.*, 2006).

El modelo de *flux melting* está soportado por bases experimentales y teóricas, pero presupone que las contribuciones provenientes de la subducción son pequeñas y que por lo tanto son incapaces de desarrollar una transformación petrológica significativa en la cuña del manto por debajo de los arcos (Fig. 6.6). El agua y otros volátiles claramente juegan un papel importante durante la fusión de peridotitas en las zonas de subducción (Grove *et al.*, 2012), pero cada vez resulta más claro que el agua no es el único componente que está siendo transferido hacia la cuña del manto en los márgenes convergentes. Los fundidos derivados del reciclaje de sedimentos, de la corteza erosionada, y de los basaltos subducidos pueden aportar cantidades significativas de sílice al manto (Fig. 6.6), y en ese sentido funcionan como un agente de metasomatismo mucho más eficiente que los fluidos acuosos pobres en solutos (Gómez-Tuena *et al.*, 2007; Gómez-Tuena *et al.*, 2011; Cooper *et al.*, 2012). Si la contribución de sílice reciclado es significativa, se tendrá la formación de piroxenitas por reacción. La fuente de los magmas de arco no será una peridotita, y por lo tanto los productos de fusión poco a poco serán andesíticos y no basálticos (Kelemen, 1998; Straub *et al.*, 2011; Gómez-Tuena *et al.*, 2013; Straub *et al.*, 2013).

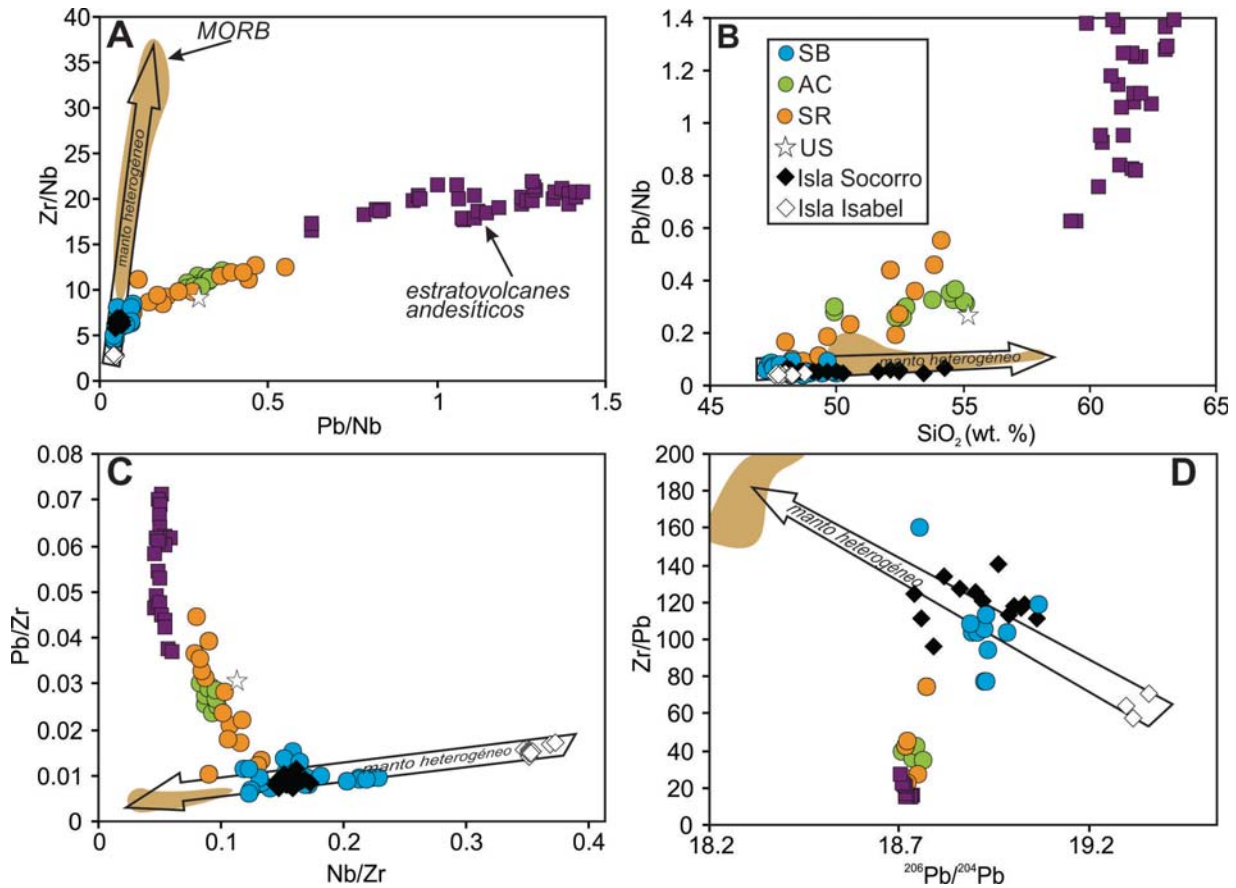


Figura 6.5. El manto heterogéneo y el reciclaje de elementos traza en la zona de subducción Mexicana. (A) Pb/Nb vs. Zr/Nb; (B) SiO₂ vs. Pb/Nb; (C) Nb/Zr vs. Pb/Zr; (D) ²⁰⁶Pb/²⁰⁴Pb vs. Zr/Pb. Las rocas de la suite SB tienen composiciones que se superponen a las de las islas del Pacífico y que en conjunto representan el manto prístino y la heterogeneidad intrínseca (pre-subducción) de la cuña del manto. Las rocas de las suites de AC y SR requieren en su génesis una contribución de la placa en subducción que les proporciona Pb no radiogénico y SiO₂ en sus fuentes. Los datos del campo MORB son del EPR-MORB a una latitud de 20°-23°N (<http://www.petdb.org/>; Lehnert *et al.* (2000), Los datos de elementos traza de las Islas Socorro e Isabel son de Bohrsen y Reid (1995 y 1997) y Housh *et al.* (2010).

Al igual que en otros márgenes convergentes, los indicadores geoquímicos del grado de fusión en las rocas estudiadas, como la relación Zr/Nb, correlacionan con la temperatura del fundido, con las relaciones Pb/Nb(Zr), con los isotopos de Pb, y con el contenido de agua y sílice (Fig. 5.15 y 6.5). Como se indicó anteriormente, esta correlación no puede ser el resultado de procesos de cristalización fraccionada o asimilación cortical, y por lo tanto debe ser el reflejo de los efectos de una contribución hacia la cuña del manto de componentes hidratados derivados de la placa en subducción. A primera vista, todas las evidencias parecen ser consistentes con un modelo de *flux melting*, donde la adición de volátiles induce altos grados de fusión y la formación de fundidos hidratados con altas relaciones LILE/HFSE. De

hecho, los contenidos de sílice de las suites AC y SR están por debajo de 55 wt.%, dentro de los rangos de fundidos hidratados peridotíticos (Grove et. al., 2012), y por lo tanto es concebible que se hayan formado por efectos de *flux melting* de una peridotita común. Sin embargo, como se ha visto anteriormente, los fenocristales de olivino de estas rocas muestran una tendencia hacia contenidos más altos de NiO y bajos contenidos de CaO, que son distintos a los fenocristales de olivino de magmas peridotíticos, lo que sugiere una cristalización a partir de un líquido primitivo diferente. Es probable entonces que los fenocristales de olivino están registrando una transformación petrológica en la fuente de los magmas de arco que no es registrada por otros indicadores químicos. Si esto es correcto, ¿qué nos dicen acerca del régimen de fusión en las zonas de subducción?

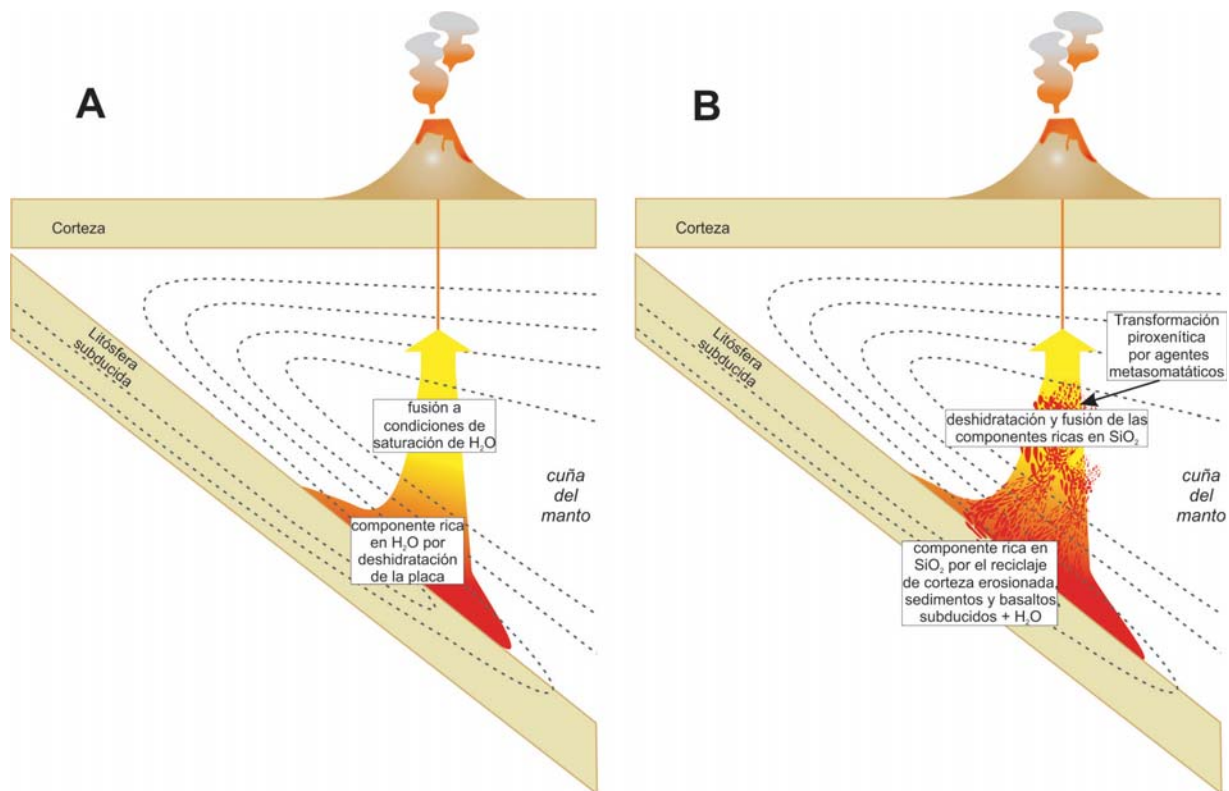


Figura 6.6. Ilustración modelos *flux melting* vs. agentes metasomáticos ricos en sílice, para el origen del magmatismo en arcos volcánico. (A) Modelo clásico *flux melting* que muestra una componente enriquecida en H₂O que hace que disminuya la temperatura del *solidus* de la peridotita, promoviendo un proceso de fusión a condiciones de saturación de agua en la base de la cuña del manto. (B) Modelo de adición de componentes ricos en sílice, que funcionan como agentes metasomáticos de la cuña del manto con la transformación a litologías piroxeníticas que posteriormente funden en la cuña del manto.

Algunos autores han sugerido que las variaciones observadas en los elementos traza en fenocristales de olivino reflejan únicamente las diferencias en los coeficientes de partición en

función de la temperatura, por lo tanto, pueden ser explicados con base en el régimen de fusión y el efecto que ejerce el espesor cortical en el régimen de fusión (*lid effect*) (Niu *et al.*, 2011). Los magmas formados en un ambiente con una corteza engrosada como Hawaii se equilibran a mayor profundidad y alta temperatura en comparación con los formados en las dorsales oceánicas (Niu *et al.*, 2011), por lo tanto estos magmas muestran alto contenido de NiO y bajo de CaO y consecuentemente cristalizarían fenocristales de olivino con alto NiO y bajo CaO. Por otra parte, los altos grados de fusión esperados en las dorsales oceánicas inhibe la formación de olivino con alto NiO y bajo CaO debido a que logran un equilibrio a menor temperatura y presión, bajo condiciones que permiten el agotamiento de piroxeno en la fuente magmática (Niu *et al.*, 2011) (Fig. 6.7).

Debido a que el espesor cortical no cambia significativamente a lo largo del RTZ, el *lid effect* no debe ejercer un efecto importante en la composición de los magmas. Además, las variaciones químicas observadas en las suites de rocas de México son exactamente opuestas a las relaciones de fusión sugeridas por Niu *et al.* (2011). En México, las rocas que presumiblemente se forman a altos grados de fusión son las que cristalizan olivino con alto NiO y bajo CaO (Fig. 6.7). Si la adición de agua es el principal mecanismo de fusión en los arcos volcánicos, entonces el olivino cristalizado a partir de fundidos húmedos deberían mostrar alto CaO y bajo NiO, debido a que el agua extiende el campo de estabilidad de minerales como el olivino y reduce el de minerales como piroxeno y plagioclasa (Grove *et al.*, 2012). Dado que esto no se observa, la evidencia en los fenocristales de olivino en México indica que la subducción debe ejercer una modificación litológica significativa en la fuente. En otras palabras, es probable que la fuente de los magmas de arco no sea una peridotita que se funde a altos grados debido a la adición de agua, como se sugiere comúnmente (Stolper y Newman, 1994; Kelley *et al.*, 2006; Langmuir *et al.*, 2006), si no una litología totalmente diferente rica en piroxeno que es generada dentro la cuña del manto por fluidos o fundidos ricos en sílice derivados de la placa en subducción. Sí es así, entonces la formación de piroxenitas secundarias puede brindar evidencias adicionales sobre el régimen tectónico y de fusión del oeste de México, y en los arcos magmáticos en general.

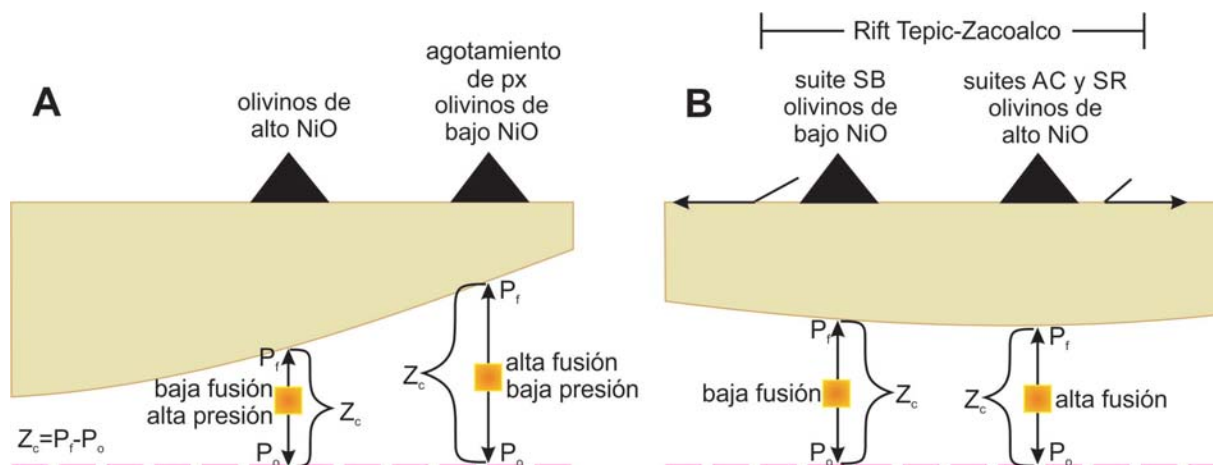


Figura 6.7. Resumen del comportamiento de los elementos traza en fenocristales de olivino en (A) el modelo *lid effect* de Niu *et al.* (2011), y (B) lo observado en las suites de rocas del RTZ. Z_c es el espesor de la columna de fusión en el manto obtenido de la resta de P_f que es la presión de fusión, y P_o que es la presión en el residuo. En las muestras de este estudio el grado de fusión no es función del espesor cortical, y por tanto, tampoco del olivino que cristalizan. Las rocas de las suites AC y SR con olivino de alto NiO formadas a altos grados de fusión al contrario de lo que se observa en las dorsales oceánicas, no indican un agotamiento de la fase piroxeno (px).

6.5. Modelo petrogenético: magmas de intraplaca y plumas de la placa en subducción

Como se ha mencionado anteriormente, en la FVTM los magmas anhidros de intraplaca de la región del RTZ han hecho erupción junto con típicos volcanes de arco magmático, formando una composición continua que puede ser atribuida a los efectos tanto de una fusión por descompresión, como a una piroxenitización secundaria, asociada con la adición de sílice y otros componentes hidratados de la placa en subducción. Un aspecto importante es descifrar las condiciones en las que esta diversidad de magmas pueden ser formados dentro del contexto tectónico de extensión sobreimpuesto a un margen convergente.

La Figura 6.8 muestra varios modelos petrotectónicos para la zona de subducción del oeste de México. Si una peridotita y una piroxenita ascienden desde la misma profundidad a lo largo del mismo gradiente geotérmico (Fig. 6.8A), la piroxenita comenzará a fundirse antes (a mayor profundidad) y se fundirá a mayores grados en comparación con la peridotita, debido a que tiene una temperatura de *solidus* menor. Se tendrán entonces fundidos generados a bajos grados de fusión derivados de la peridotita anhidra, mientras que, altos grados de fusión serán observados en los fundidos piroxeníticos ascendentes de mayor profundidad. Sin embargo, y de manera similar a lo que describe Niu *et al.* (2011) para los ambientes oceánicos, a altos grados de fusión no es posible la formación de olivino con alto NiO y bajo CaO, debido a que

el piroxeno debe ser la principal fase contribuyente en el fundido, y por tanto, la primera fase en agotarse a lo largo de la columna de fusión. A menos que se cuente con el aporte de un gran volumen de piroxenitas secundarias, como en el caso de la pluma de Hawaii (Sobolev *et al.*, 2005), parece poco probable que una cantidad significativa de piroxeno pueda permanecer en estado sólido durante el ascenso a través de una larga columna de descompresión.

Se ha propuesto que los magmas de intraplaca en México son el resultado de la infiltración de manto astenosférico profundo y caliente como consecuencia de un evento de ruptura de la placa (*slab detachment*) (Ferrari *et al.*, 2004). En algunos modelos geofísicos también se ha sugerido la presencia de un flujo del manto de geometría toroidal, introduciéndose desde abajo de la placa subducida (*sub-slab mantle*) hacia la cuña del manto como consecuencia del retroceso de la placa (*slab roll-back*) (Soto *et al.*, 2009). Por lo tanto, es razonable que el calentamiento conductivo producido por el ascenso de manto caliente induzca la fusión de porciones más someras del manto previamente hidratadas, mientras que al mismo tiempo se produzcan fundidos del manto sin ninguna señal de la subducción (Ferrari *et al.*, 2004). Sin embargo, y aunque el flujo toroidal de manto exista alrededor de la placa subducida (Soto *et al.*, 2009), en la Figura 6.8B se muestra que una peridotita hidratada que es calentada conductivamente desde abajo comenzará a fundirse a temperaturas menores que las del manto anhidro, y gradualmente se fundirá más conforme se incrementa la temperatura. Los productos iniciales en este escenario serán relativamente fríos, ricos en agua, y pobres en NiO, y mostrarán características de elementos traza que indiquen su fusión a bajos grados. Los magmas anhidros serán más calientes y con alto contenido de NiO, pero sólo podrán ser creados a altos grados de fusión, probablemente porque ascienden desde mucho mayor profundidad, o porque la fuente hidratada ha sido diluida por fusión a altas temperaturas. En este modelo, las variaciones de elementos traza (Fig. 5.15 y 6.5), así como los elementos traza en los fenocristales de olivino (Fig. 5.6), serían opuestos a los observados en el oeste de México.

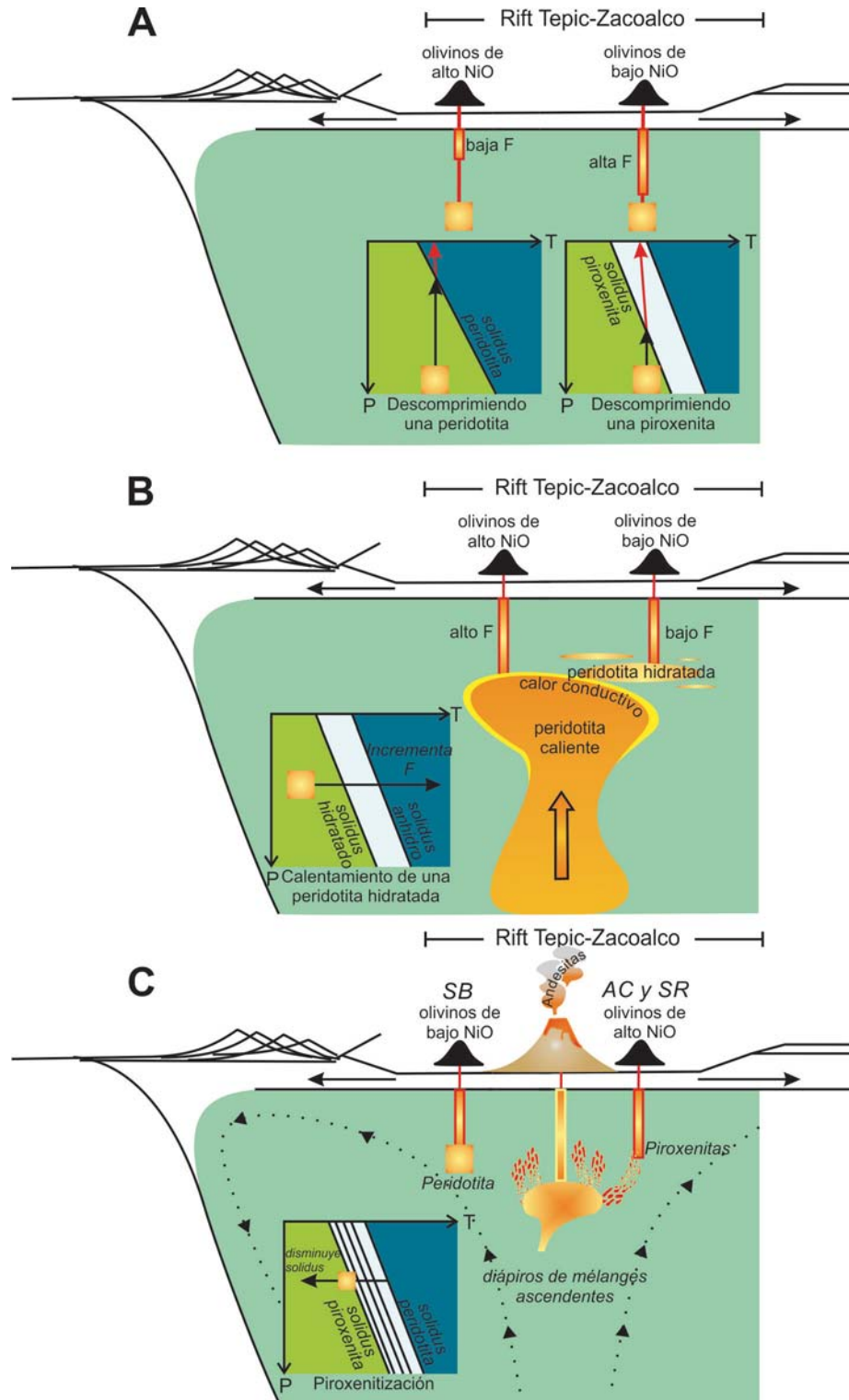


Figura 6.8. Modelos petrotectónicos relevantes para el contexto tectónico del oeste de México. (A) Fusión por descompresión de litologías peridotíticas y piroxeníticas a una profundidad similar. (B) Infiltración de manto astenosférico caliente y profundo dentro de una cuña del manto peridotítica (hidratada) previamente metasomatizada. (C) Transformación secundaria de una peridotita anhidra a una piroxenita por la infiltración de fundidos ricos en sílice derivados de mélanges ascendentes desprendidos de la placa en subducción, que contaminan el ambiente tectónico híbrido de rift-arco de

la zona de subducción oeste de México. Ver Gómez-Tuena *et al.* (2013). Los esquemas tectónicos y diagramas de fases no están a escala y sólo representan una ilustración con propósitos explicativos.

La Figura 6.8C muestra una posible solución a estos dilemas petrológicos. Una peridotita anhidra permanecerá en estado sólido en la cuña del manto hasta que se vea perturbada por algún tipo de influencia externa. Si la peridotita anhidra asciende como parte del régimen tectónico de extensión del RTZ, probablemente se generarán fracciones pequeñas de fundido donde las componentes más fusibles y enriquecidas contribuirán de manera preferencial en el fundido, el olivino permanecerá como fase residual, y las composiciones del líquido serán alcalinas y similares a las de la suite SB y las islas oceánicas de México. Alternativamente, si la misma peridotita es transformada metasomáticamente en una piroxenita a la misma profundidad, su fusión será inevitable debido a una reducción efectiva en la temperatura del *solidus*. Las composiciones de los fundidos presentarán las correlaciones positivas documentadas, principalmente en los indicadores de las componentes de la placa y el grado de fusión (Fig. 5.15 y 6.5); pero de manera opuesta al modelo petrogenético de *flux melting* que produce fundidos de composiciones basálticas, los magmas resultantes serán gradualmente de composición andesítica, y cristalizarán fenocristales de olivino de alto NiO y bajo CaO debido a que los fenocristales de olivino originales de la fuente fueron transformados en piroxeno secundario por la adición de sílice de la placa.

El modelo anterior demanda un mecanismo mediante el cual se puedan crear piroxenitas secundarias a profundidades virtualmente iguales a las de donde son creados fundidos del manto alcalinos a través del ascenso de manto en condiciones anhidras. Gómez-Tuena *et al.* (2011, 2013) han propuesto que la diversidad química de las rocas de arco volcánico en el oeste de México puede ser atribuida a diferentes tipos composicionales de fluidos y/o fundidos, aparentemente extraídos de distintos ensambles mineralógicos de la placa en subducción generados a diferentes condiciones de metamorfismo. Pero contrario a lo que se espera durante la extracción de fluidos metamórficos conforme se incrementa la profundidad (Kessel *et al.*, 2005; Plank *et al.*, 2009; Cooper *et al.*, 2012), la composición de las rocas de arco volcánico del oeste de México no describen una directa relación con la estructura térmica de una típica zona de subducción (Fig. 6.9). Los fluidos de la placa asociados a la génesis de las rocas del frente volcánico en México registran temperaturas más altas que las asociadas a los fluidos de los que derivan las rocas del *trasarco*, incluso cuando la placa en el *trasarco*

está a una profundidad > 300 km (Gómez-Tuena *et al.*, 2011; Gómez-Tuena *et al.*, 2013) (Fig. 6.9). Con la finalidad de reconciliar dichas incongruencias Gómez-Tuena *et al.* (2013), propusieron que los estratovolcanes en México pueden estar relacionados con la formación de fundidos a baja presión integrados por una mezcla híbrida y mecánica de litologías continentales erosionadas, sedimentos, fragmentos de facies de anfibolita del tipo MORB, y manto muy hidratado, que es desprendida de la placa en subducción debido a su baja densidad produciendo la formación de una red de conductos y diapiros enlazados (Gerya y Yuen, 2003; Gerya *et al.*, 2004; Behn *et al.*, 2011; Gerya, 2011) (Fig. 6.9). Una vez incorporados dentro del núcleo caliente de la cuña del manto, estos diapiros son gradualmente calentados por difusión y experimentan una variedad de deshidrataciones y reacciones metamórficas que inevitablemente conducirán a la fusión debido a la baja temperatura de *solidus* de la mayoría de sus constituyentes. Aunque la identificación específica de estas fuentes y de todas sus reacciones es una tarea compleja (Tumiati *et al.*, 2013), la diversidad composicional continua en el oeste de México, desde los basaltos de intraplaca hasta las andesitas de arco (Fig. 5.15 y 6.5) debe estar íntimamente relacionada con la interacción a baja presión, entre el manto circundante y mélanges de diapiros desprendidos de la placa en subducción (Fig. 6.8C).

Tanto la evidencia experimental y modelos numéricos (Castro *et al.*, 2010, 2013), así como evidencia geoquímica de los estratovolcanes andesíticos en el oeste de México (Gómez-Tuena *et al.*, 2013), soportan que la fusión de mélanges de subducción pueden crear andesitas primitivas directamente en el manto en los márgenes convergentes. La transición natural de las rocas de este estudio indica que el proceso de hibridación del manto puede ser más sutil, y quizá involucrar reacciones muy complejas entre los distintos componentes. Como se ha propuesto por Straub *et al.* (2011, 2013), es posible que las rocas de las suites AC y SR estén registrando las etapas iniciales de las reacciones entre los fundidos silíceos derivados de los diapiros desprendidos de la placa y el manto peridotítico deficiente en sílice. Por otra parte, también es razonable pensar que estas rocas representen los productos de la fusión de porciones diluidas de discretas porciones de diapiros que contienen pequeñas proporciones de materiales de la placa reciclados. No obstante, cualquiera que sea el modelo que se adopte para explicar su petrogénesis, parece ser claro que la diversidad petrológica y características geoquímicas en el oeste de México no pueden ser explicadas de manera simple como el producto de cantidades variables de agua liberada de la placa que afecta a una peridotita del

manto homogénea. En el caso de México, la subducción parece crear transformaciones profundas en los constituyentes químicos y petrológicos del manto superior, y puede por lo tanto producir una variedad de composiciones magmáticas, de basaltos a andesitas e incluso dacitas.

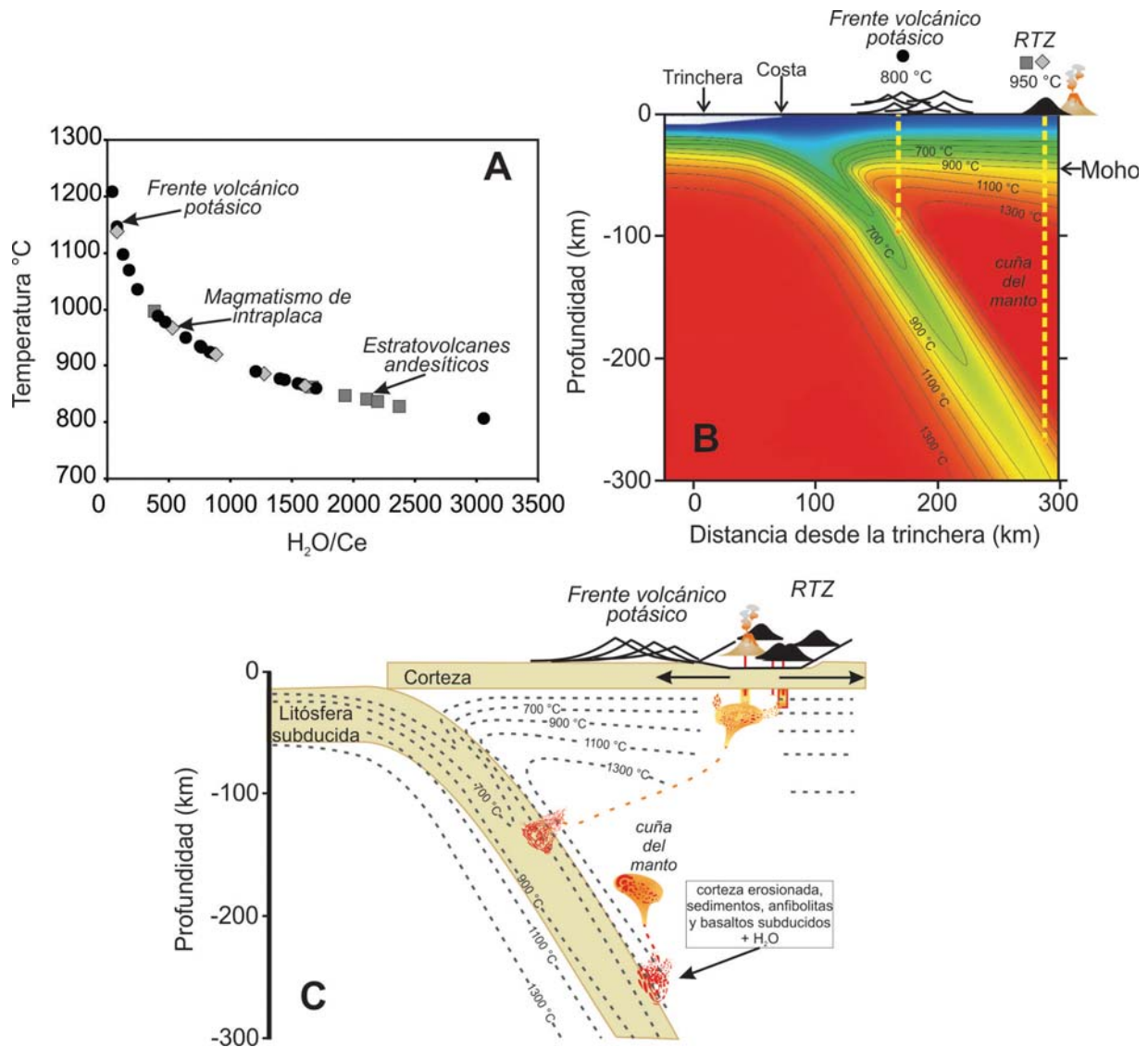


Figura 6.9. Temperaturas magmáticas vs. estructura térmica de la zona de subducción. (A) Temperaturas magmáticas estimadas con el termómetro H_2O/Ce de Plank *et al.* (2009) y Cooper *et al.* (2012). Figura modificada de Gómez-Tuena *et al.* (2013), ver trabajo original para mayores detalles. Las temperaturas del frente volcánico potásico alcanzan hasta más de 1000 °C, y quedan fuera de la parametrización del geotermómetro de H_2O/Ce . Aunque las temperaturas son consistentes con la interpretación de que estas rocas son derivadas de fluidos de alta temperatura (líquidos super críticos) de gran profundidad (Gómez-Tuena *et al.*, 2011), son temperaturas demasiado altas para las reconocidas en cualquier arco magmático en la Tierra (Cooper *et al.*, 2012). Las temperaturas de los fluidos de las andesitas de los estratovolcanes se encuentran por debajo de los 870 °C, sin embargo, si la temperatura fuera obtenida a la profundidad a la que se encuentra la placa \approx 300 km, las temperaturas por debajo de los estratovolcanes como el Tequila y San Juan sería de 1300 °C, e igualmente demasiado altas para cualquier geoterma de la placa a esas profundidades (Syracuse *et al.*, 2010). (B) Los modelos numéricos recientes predicen temperaturas para la superficie de la placa de \approx 800 °C por debajo del

frente volcánico potásico y de más de 950 °C por debajo del *trasarco* (Ferrari *et al.*, 2012); esta propuesta elimina la contribución de fundidos calientes profundos relacionados con la desintegración de alanita y monzonita (Gómez-Tuena *et al.*, 2011), y por otra parte son inconsistentes con la transferencia de fluidos de baja temperatura asociados a una litología residual de anfíbol (Gómez-Tuena *et al.*, 2013). (C) Las temperaturas de los modelos numéricos y del geotermómetro H₂O/Ce indican un ascenso de fluidos vertical cuyas temperaturas resultan inconsistentes con la evidencia geoquímica y petrológica. Para conciliar los modelos petrogenéticos con estas temperaturas, Gómez-Tuena *et al.* (2013) proponen para el frente volcánico potásico, que los procesos de fusión involucrados no ocurran en la superficie de la placa a 800 °C, sino dentro de la cuña del manto donde temperaturas de más de 1300 °C puedan ser alcanzadas, y, para el *trasarco* que los fundidos/fluidos de las andesitas de los estratovolcanes, sean canalizados a una distancia alejada de la placa mediante la formación de parcelas composicionales como las descritas en el texto.

7. Conclusiones

Los magmas de intraplaca emplazados en la FVTM son productos inusuales para un margen convergente. Sin embargo, la existencia de este tipo de productos mantélicos formados bajo condiciones virtualmente anhidras y sin contribuciones significativas de la corteza continental, representan una oportunidad única para comprender los fundamentos composicionales sobre las que se edifica un continente. Sin embargo, y a pesar de lo inusual de sus características, la evidencia geoquímica confirma que en realidad no existe nada particularmente exótico en la composición de su fuente mantélica, pues magmas como estos se generan en una gran variedad de ambientes tectónicos, abarcando un área gigantesca que incluye la cuenca del Pacífico, la porción continental de México y probablemente se extiende hacia América Central. La cuña del manto en el oeste de México pudo haber experimentado un reabastecimiento por infiltración profunda o lateral como sugieren algunos modelos (Ferrari, 2004; Soto *et al.*, 2009), pero no existe ninguna razón para pensar que estas nuevas adiciones deben ser radicalmente diferentes a las que ya existen en la cuña del manto, o de aquellas que puedan ser introducidas por advección desde la parte trasera del arco. La única condición necesaria para reconocer la naturaleza heterogénea del manto prístino es fundirlo en pequeñas cantidades bajo condiciones anhidras. En otras palabras, lo que parece estar cambiando en el oeste de México no es la composición prístina del manto, sino el mecanismo por el cual se funde y está siendo modificado y transformado por la subducción.

Las evidencias isotópicas y de elementos traza de las rocas de intraplaca más prístinas inequívocamente indican el reciclaje de antiguas litologías subducidas, pero la química mineral indica que estos contaminantes enriquecidos deben ser relativamente pequeños, estar ampliamente disgregados y totalmente alojados en una peridotita. A pesar de su omnipresencia, pequeñas heterogeneidades como éstas sólo son visibles cuando la fusión del manto se produce en bajos grados, pero virtualmente desaparecen a altos grados de fusión o cuando son modificados por incluso pequeñas contribuciones de la placa en subducción. El flujo de fluidos derivados de la placa ha sido tradicionalmente considerado como mecanismo responsable de los procesos de fusión en los márgenes convergentes, pero la evidencia en México indica que los componentes de la subducción pueden también promover una

transformación litológica profunda en la cuña del manto, de tal modo que no puede ser considerada simplemente como una peridotita hidratada.

La composición de los elementos traza en los fenocristales de olivino indica la relevancia de las transformaciones metasomáticas en el manto debajo de los arcos, originadas por la reacción (disolución) del olivino a causa de la infiltración de fundidos ricos en sílice dentro de la cuña del manto. Las adiciones metasomáticas de sílice deben estar íntimamente relacionadas a los márgenes convergentes, pero el contexto petrológico y tectónico del oeste de México excluye su derivación directa de la superficie de la placa. La participación de mélanges híbridos que se desprenden desde la superficie de la placa subducida y se funden en la cuña del manto puede ser una explicación viable y alternativa para la génesis de los magmas en los márgenes convergentes.

Referencias bibliográficas

- Alaniz-Álvarez, S.A., Nieto-Samaniego, A.F., Orozco-Esquivel, M.T., Vasallo-Morales, L.F., Xu, S.S., 2002. El sistema de fallas Taxco-San Miguel de Allende: Implicaciones en la deformación posteocénica del centro de México. *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana* v. 55, p. 12–29.
- Allan, J. F., 1986, Geology of the Colima and Zacoalco grabens, SW Mexico: Late Cenozoic rifting in the Mexican Volcanic Belt.: *Geological Society of America Bulletin*, v. 97, p. 473–485.
- Allan, J. F., Nelson, S. A., Luhr, J. F., Carmichael, I. S. E., Wopat, M. y Wallace, P. J., 1991, Pliocene-recent rifting in SW Mexico and associated volcanism: an exotic terrain in the making, in Dauphin, J.P., and Simoneit, B.R.T., eds., *The Gulf and the Peninsular Province of the Californias: American Association of Petroleum Geologists Memoir* 47, p. 425–445.
- Alonso-Perez, R., Müntener, O., y Ulmer, P., 2009, Igneous garnet and amphibole fractionation in the roots of island arcs: experimental constraints on andesitic liquids: *Contributions to Mineralogy and Petrology*, v. 157, p. 541–558, doi: 10.1007/s00410-008-0351-8.
- Aranda-Gómez, J.J., Luhr, J.F., Housh, T.B., Valdez-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* v. 57, p. 187–225.
- Asimow, P.D., Langmuir, C.H., 2003. The importance of water to oceanic mantle melting regimes. *Nature* v. 421, p. 815–820.
- Atwater, T., 1970, Implications of plate tectonics for the Cenozoic tectonic evolution of western North America: *Geological Society of America Bulletin*, v. 81, p. 3513–3536.
- Atwater, T., y Severinghaus, J., 1989, Tectonic maps of the northeast Pacific. *The Geology of North America*, p. 15-20.
- Atwater, T., y Stock, J. M., 1998, Pacific-North America plate tectonics of the Neogene southwestern United States: an update: *International Geology Review*, v. 40, p. 375-402.
- Barrier, E., Bourgois, J., y Michaud, F., 1990, Le système de rift actifs du point triple de Jalisco: vers un proto-golfe de Jalisco: *Paris, Académie des Sciences Comptes Rendus* v. 310, p. 1513–1520.
- Beattie, P., Ford, C., Russell, D., 1991. Partition coefficients for olivine-melt and orthopyroxene-melt systems. *Contributions to Mineralogy and Petrology* v. 109, p. 212–224.
- Beattie, P., 1993, Olivine-melt and orthopyroxene-melt equilibria, *Contrib. Mineral. Petrol.*, v. 115, p. Cantagrel y Robin 103–111, doi:10.1007/BF00712982.
- Behn, M.D., Kelemen, P.B., Hirth, G., Hacker, B.R., y Massonne, H.-J., 2011, Diapirs as the source of the sediment signature in arc lavas: *Nature Geoscience*, v. 4, p. 641–646, doi: 10.1038/ngeo1214.
- Böhnel, H., Negendank, J.F.W., 1988. Palaeomagnetism of the Puerto Vallarta intrusive complex and the accretion of the Guerrero terrain, Mexico. *Physics of the earth and planetary interiors* v. 52, p. 330–338.
- Bohrson, W.A., y Reid, M.R., 1995, Petrogenesis of alkaline basalts from Socorro Island, Mexico: Trace element evidence for contamination of ocean island basalt in the shallow ocean crust: *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, v. 100, p. 24555–24576, doi: 10.1029/95JB01483.
- Bohrson, W. A., Reid, M. R., 1997, Genesis of silicic peralkaline volcanic rocks in an ocean island setting by crustal melting and open-system processes; Socorro Island, México: *Journal of Petrology*, v. 38, p. 1137-1166.

- Bourgeois, J., y Michaud, F., 1991, Active fragmentation of the North America plate at the Mexican triple junction area off Manzanillo: *Geo-Marine Letters*, v. 11, p. 59–65.
- Bowen, N. L., Schairer, J. F., 1935, The system MgO-FeO-SiO₂: *Am J. Sci.*, v. 29, p. 151-217.
- Bradley, R. S., 1962, Thermodynamic calculations on phase equilibria involving fused salts. Part II. Solid solutions and application to the olivines. *Am. ft. Sci.*, v. 260, p. 550-554.
- Bryan, S.E., y Ernst, R.E., 2008, Revised definition of Large Igneous Provinces (LIPs): *Earth-Science Reviews*, v. 86, p. 175–202, doi: 10.1016/j.earscirev.2007.08.008.
- Calmus T, Poupeau G, Bourgeois J, Michaud F, de Lepinay B, Labrin E, Azdimousa A., 1999, Late Mesozoic and Cenozoic thermotectonic history of the Mexican Pacific margin (18 to 258N): new insight from apatite and zircon fission-track analysis of coastal and offshore plutonic rocks. *Tectonophysics*, v. 306, p. 163–182.
- Campa, M.F., y Coney, P.J., 1983, Tectono-stratigraphic terranes and mineral resource distributions in Mexico: *Canadian Journal of Earth Sciences*, v. 20, p. 1040–1051.
- Cantagrel, J., Robin, C., 1979. K–Ar dating on eastern Mexican volcanic rocks—relations between the andesitic and the alkaline provinces. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, v. 5, p. 99–114. doi:10.1016/0377-0273(79)90035-0.
- Castro, A., Gerya, T., García-Casco, A., Fernández, C., Díaz-Alvarado, J., Moreno-Ventas, I., y Löw, I., 2010, Melting Relations of MORB–Sediment Mélanges in Underplated Mantle Wedge Plumes; Implications for the Origin of Cordilleran-type Batholiths: *Journal of Petrology*, v. 51, p. 1267–1295, doi: 10.1093/petrology/egq019.
- Castro, A., Vogt, K., y Gerya, T., 2013, Generation of new continental crust by sublithospheric silicic-magma relamination in arcs: A test of Taylor’s andesite model: *Gondwana Research*, v. 23, p. 1554–1566, doi: 10.1016/j.gr.2012.07.004.
- Centeno-García, E., Guerrero-Suastegui, M. y Talavera-Mendoza, O., 2008. The Guerrero composite terrane of western Mexico: collision and subsequent rifting in a suprasubduction zone. In: Draut, A. E., Clift, P. D. & Scholl, D.W. (eds) *Formation and Applications of the Sedimentary Record in Arc Collision Zones*. Geological Society of America, Special Papers, v. 436, p. 279-308.
- Centeno-García E, Busby C, Busby M, Gehrels G., 2011, Evolution of the Guerrero composite terrane along the Mexican margin, from extensional fringing arc to contractional continental arc. *Geol Soc Am Bull* v. 123, p. 1776–1797.
- Cervantes, P., y Wallace, P.J., 2003, Magma degassing and basaltic eruption styles: a case study of 2000 year BP Xitle volcano in central Mexico: *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, v. 120, p. 249–270.
- Chappel, B.W. y White, A.J.R., 1974. Two contrasting granite types. *Pacific Geol.*, v. 8, p. 173-174.
- Cooper, L.B., Ruscitto, D.M., Plank, T., Wallace, P.J., Syracuse, E.M., y Manning, C.E., 2012, Global variations in H₂O/Ce: 1. Slab surface temperatures beneath volcanic arcs: *Geochemistry Geophysics Geosystems*, v. 13, p. Q03024, doi: 10.1029/2011GC003902.
- Crabtree, S.M., y Lange, R.A., 2011, Complex Phenocryst Textures and Zoning Patterns in Andesites and Dacites: Evidence of Degassing-Induced Rapid Crystallization?: *Journal of Petrology*, v. 52, p. 3–38, doi: 10.1093/petrology/egq067.
- Davidson, J., Turner, S., Handley, H., Macpherson, C., y Dosseto, A., 2007, Amphibole “sponge” in arc crust?: *Geology*, v. 35, p. 787 –790, doi: 10.1130/G23637A.1. de Energía, Minas e Industria Paraestatal, Consejo de Recursos Minerales, 1 mapa, texto explicativo 74 p.
- Demant, A., 1978, Características del Eje Neovolcánico Transmexicano y sus problemas de interpretación: *Revista Instituto de Geología*, v. 2, p. 172–187.

- Demant, A., 1981, Interpretación geodinámica del volcanismo del Eje Neovolcánico Transmexicano: *Revista Instituto de Geología*, v. 5, p. 217–222.
- DeMets, C., y Traylen, S., 2000, Motion of the Rivera plate since 10 Ma relative to the Pacific and North American and the mantle: *Tectonophysics*, v. 318, p. 119–159.
- Donnelly, K.E., Goldstein, S.L., Langmuir, C.H., y Spiegelman, M., 2004, Origin of enriched ocean ridge basalts and implications for mantle dynamics: *Earth and Planetary Science Letters*, v. 226, p. 347–366, doi: 10.1016/j.epsl.2004.07.019.
- Escrig, S., Bézou, A., Goldstein, S.L., Langmuir, C.H., Michael, P.J., 2009. Mantle source variations beneath the Eastern Lau Spreading Center and the nature of subduction components in the Lau basin-Tonga arc system: *Isotope Geochemistry of Lau Basin Lavas*. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems* v. 10, n/a–n/a. doi:10.1029/2008GC002281.
- Evans, E.H., y Giglio, J.J., 1993, Interferences in inductively coupled plasma mass spectrometry. A review: *Journal of Analytical Atomic Spectrometry*, v. 8, p. 1–18, doi: 10.1039/JA9930800001.
- Ferrari, L., y Rosas-Elguera, J., 1994, Structure, kinematics and rate of deformation of the Tepic–Zacoalco rift, Western Mexico: *EOS, Transactions, American Geophysical Union, Fall Meeting*, v. 75 (44), p. 675.
- Ferrari, L., y Rosas-Elguera, J., 2000, Late Miocene to Quaternary extension at the northern boundary of the Jalisco block, western Mexico: the Tepic-Zacoalco rift revised, in Aguirre-Díaz, G., Delgado-Granados, H., y Stock, J.M. eds., *Cenozoic Tectonics and Volcanism of Mexico*, Geological Society of America Special Paper, v. 334, p. 42–64.
- Ferrari, L., Petrone, C.M., y 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*, v. 20, p. 507–510.
- Ferrari, L., López-Martínez, M., Rosas-Elguera, J., 2002. Ignimbrite flare-up and deformation in the southern Sierra Madre Occidental, western Mexico: Implications for the late subduction history of the Farallon plate: Ignimbrite flare-up and deformation, western México. *Tectonics* v. 21, p. 17–1–17–24. doi:10.1029/2001TC001302.
- Ferrari, L., Petrone, C.M., Francalanci, L., Tagami, T., Eguchi, M., Conticelli, S., Manetti, P., y Venegas-Salgado, S., 2003, Geology of the San Pedro–Ceboruco graben, western Trans-Mexican volcanic belt: *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, v. 20, p. 165–181.
- Ferrari, L., 2004, Slab detachment control on mafic volcanic pulse and mantle heterogeneity in central Mexico: *Geology*, v. 32, p. 77–80.
- Ferrari, L., Orozco-Esquivel, T., Manea, V., y Manea, M., 2012, The dynamic history of the Trans-Mexican Volcanic Belt and the Mexico subduction zone: *Tectonophysics*, v. 522–523, p. 122–149, doi: 10.1016/j.tecto.2011.09.018.
- Ferrari, L., López-Martínez, M., Orozco-Esquivel, T., Bryan, S.E., Duque-Trujillo, J., Lonsdale, P., Solari, L., 2013. Late Oligocene to Middle Miocene rifting and synextensional magmatism in the southwestern Sierra Madre Occidental, Mexico: The beginning of the Gulf of California rift. *Geosphere*, v. 9, p. 1161–1200.
- Frey, H.M., Lange, R.A., Hall, C.M., Delgado-Granados, H., y Carmichael, I.S.E., 2007, A Pliocene ignimbrite flare-up along the Tepic-Zacoalco rift: Evidence for the initial stages of rifting between the Jalisco block (Mexico) and North America: *Geological Society of America Bulletin*, v. 119, p. 49–64, doi: 10.1130/B25950.1.
- Garduño, V. H., y Tibaldi, A., 1991, Kinematic evolution of the continental active triple junction of the western Mexican Volcanic Belt: *Académie des Sciences Comptes Rendus, Paris*, v. 312, p. 135–142.

- Gast P. W., 1968, Trace element fractionation and the origin of tholeiitic and alkaline magma types: *Geochim. Cosmochim. Acta* 32, p. 1057–1086.
- Gastil, G., Krummenacher, D., y Jency, A.W., 1978, Reconnaissance geologic map of the west-central part of the state of Nayarit, Mexico: Geological Society of America, Map and Chart Series, MC-24, scale 1:200.000, 1 map.
- Gastil, G., Krummenacher, D., y Minch, J., 1979, The record of Cenozoic volcanism around the Gerya, T.V., y Yuen, D.A., 2003, Rayleigh–Taylor instabilities from hydration and melting propel “cold plumes” at subduction zones: *Earth and Planetary Science Letters*, v. 212, p. 47–62, doi: 10.1016/S0012-821X(03)00265-6.
- Gerya, T.V., Yuen, D.A., y Sevre, E.O.D., 2004, Dynamical causes for incipient magma chambers above slabs: *Geology*, v. 32, p. 89–92, doi: 10.1130/G20018.1. Gulf of California. *Geol. Soc. Am. Bull.*, v. 90, p. 839–857.
- Gerya, T., 2011, Future directions in subduction modeling: *Journal of Geodynamics*, v. 52, p. 344–378, doi: 10.1016/j.jog.2011.06.005.
- Ghiorso, M.S., y Sack, R.O., 1995, Chemical mass transfer in magmatic processes IV. A revised and internally consistent thermodynamic model for the interpolation and extrapolation of liquid-solid equilibria in magmatic systems at elevated temperatures and pressures: *Contributions to Mineralogy and Petrology*, v. 119, p. 197–212, doi: 10.1007/BF00307281.
- Gilbert, C., Mahood, G., y Carmichael, I., 1985, Volcanic stratigraphy of the Guadalajara area, Mexico: *Geofísica Internacional*, v. 24, p. 169–191.
- Gómez-Tuena, A., LaGatta, A., Langmuir, C.H., Goldstein, S.L., Ortega-Gutiérrez, F., y 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*, v. 4, p. doi:10.1029/2003GC000524.
- Gómez-Tuena, A., Orozco-Esquivel, M.T., y Ferrari, L., 2007, Igneous Petrogenesis of the Transmexican Volcanic Belt, in Alaniz-Álvarez, S.A. and Nieto-Samaniego, A.F. eds., *Geology of México: Celebrating the Centenary of the Geological Society of México*, Geological Society of America Special Paper, v. 422, p. 129–181.
- Gómez-Tuena, A., Mori, L., Goldstein, S.L., y Pérez-Arvizu, O., 2011, Magmatic diversity of western Mexico as a function of metamorphic transformations in the subducted oceanic plate: *Geochimica et Cosmochimica Acta*, v. 75, p. 213–241, doi: 10.1016/j.gca.2010.09.029.
- Gómez-Tuena, A., Díaz-Bravo, B., Vázquez-Duarte, A., Pérez-Arvizu, O., y Mori, L., 2013, Andesite petrogenesis by slab-derived plume pollution of a continental rift: *Geological Society, London, Special Publications*, v. 385, doi: 10.1144/SP385.4.
- Green, D., and A. Ringwood, 1970, Mineralogy of peridotitic compositions under upper mantle conditions, *Phys. Earth Planet. Inter.*, v.3, p. 359–371.
- Grove, T.L., Till, C.B., y Krawczynski, M.J., 2012, The Role of H₂O in Subduction Zone Magmatism: *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, v. 40, p. 413–439, doi: 10.1146/annurev-earth-042711-105310.
- Guillong, M., Hametner, K., Reusser, E., Wilson, S.A., y Günther, D., 2005, Preliminary characterisation of new glass reference materials (GSA-1G, GSC-1G, GSD-1G and GSE-1G) by laser ablation-inductively coupled plasma-mass spectrometry using 193 nm, 213 nm and 266 nm wavelengths: *Geostandards and Geoanalytical Research*, v. 29, p. 315–331.
- Gurenko, A.A., Sobolev, A.V., Hoernle, K.A., Hauff, F., y Schmincke, H.-U., 2009, Enriched, HIMU-type peridotite and depleted recycled pyroxenite in the Canary plume: A mixed-up mantle: *Earth and Planetary Science Letters*, v. 277, p. 514–524, doi: 10.1016/j.epsl.2008.11.013.

- Halicz, L., y Günther, D., 2004, Quantitative analysis of silicates using LA-ICP-MS with liquid calibration: *Journal of Analytical Atomic Spectrometry*, v. 19, p. 1539–1545, doi: 10.1039/b410132d.
- Harpp, K.S., y White, W.M., 2001, Tracing a mantle plume: Isotopic and trace element variations of Galápagos seamounts: *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, v. 2, p. n/a–n/a, doi: 10.1029/2000GC000137.
- Herzberg, C. & O'Hara, M. J., 2002, Plume-associated ultramafic magmas of Phanerozoic age. *Journal of Petrology*, v. 43, p. 1857-1883.
- Herzberg, C., 2006, Petrology and thermal structure of the Hawaiian plume from Mauna Kea volcano. *Nature*, v. 444, p. 605-609.
- Herzberg, C., 2007. Food for a volcanic diet. *Science-New York the Washington*, v. 316, p. 378.
- Herzberg, C., Asimow, P.D., Arndt, N., Niu, Y., Leshner, C.M., Fitton, J.G., Cheadle, M.J., Saunders, A.D., 2007. Temperatures in ambient mantle and plumes: Constraints from basalts, picrites, and komatiites: Mantle temperatures inferred from volcanoes. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems* v. 8, n/a–n/a. doi:10.1029/2006GC001390.
- Herzberg, C., y Asimow, P.D., 2008, Petrology of some oceanic island basalts: PRIMELT2.XLS software for primary magma calculation: *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, v. 9, p. n/a–n/a, doi: 10.1029/2008GC002057.
- Herzberg, C., 2011. Identification of Source Lithology in the Hawaiian and Canary Islands: Implications for Origins. *Journal of Petrology*, v. 52, p. 113–146. doi:10.1093/petrology/egq075.
- Hickey-Vargas, R., Frey, F., Gerlach, D., y López-Escobar, L., 1986, Multiple sources for basaltic arc rocks from the southern volcanic zone of the andes (34°-41° S): Trace element and isotopic evidence for contributions from subducted oceanic crust, mantle and continental crust: *Journal of Geophysical Research*, v. 91, p. 5963–5983.
- Hoernle, K., Abt, D.L., Fischer, K.M., Nichols, H., Hauff, F., Abers, G.A., van den Bogaard, P., Heydolph, K., Alvarado, G., Protti, M., y Strauch, W., 2008, Arc-parallel flow in the mantle wedge beneath Costa Rica y Nicaragua: *Nature*, v. 451, p. 1094–1097, doi: 10.1038/nature06550.
- Hofmann, A.W., y Hart, S.R., 1978, An assessment of local and regional isotopic equilibrium in the mantle: *Earth and Planetary Science Letters*, v. 38, p. 44–62, doi: 10.1016/0012-821X(78)90125-5.
- Hofmann, A.W., y White, W.M., 1982, Mantle plumes from ancient oceanic crust: *Earth and Planetary Science Letters*, v. 57, p. 421–436, doi: 10.1016/0012-821X(82)90161-3.
- Hofmann, A., 2003, Sampling Mantle Heterogeneity through Oceanic Basalts: Isotopes and Trace Elements, in Carlson, R. ed., *Treatise on Geochemistry*, Elsevier, Amsterdam, p. 61–101.
- Housh, T.B., Aranda-Gómez, J.J., y Luhr, J.F., 2010, Isla Isabel (Nayarit, México): Quaternary alkalic basalts with mantle xenoliths erupted in the mouth of the Gulf of California: *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, v. 197, p. 85–107, doi: 10.1016/j.jvolgeores.2009.06.011.
- Humphreys, E.R., y Niu, Y.L., 2009, On the composition of ocean island basalts (OIB): The effects of lithospheric thickness variation and mantle metasomatism: *Lithos*, v. 112, p. 118-136.
- Irvine, T., y Baragar, W., 1971, A guide to the chemical classification of the common volcanic rocks: *Canadian Journal of Earth Sciences*, v. 8, p. 523–548.
- Jarosewich, E., Nelen, J. a., y Norberg, J.A., 1980, Reference Samples for Electron Microprobe Analysis*: *Geostandards Newsletter*, v. 4, p. 43–47, doi: 10.1111/j.1751-908X.1980.tb00273.x.

- Jones, J. H., 1984, Temperature and pressure-independent correlations of olivine-liquid partition coefficients and their application to trace element partitioning. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, v. 88, p. 126-132.
- Katz, R.F., y Rudge, J.F., 2011, The energetics of melting fertile heterogeneities within the depleted mantle: *Geochemistry Geophysics Geosystems*, v. 12, p. 22 PP., doi: 201110.1029/2011GC003834.
- Kelemen, P.B., 1998, Silica enrichment in the continental upper mantle via melt/rock reaction: *Earth and Planetary Science Letters*, v. 164, p. 387-406.
- Kelley, K.A., Plank, T., Grove, T.L., Stolper, E.M., Newman, S., y Hauri, E., 2006, Mantle melting as a function of water content beneath back-arc basins: *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, v. 111, p. n/a-n/a, doi: 10.1029/2005JB003732.
- Kessel, R., Schmidt, M., Ulmer, P., y Pettke, T., 2005, Trace element signature of subduction-zone fluids, melts and supercritical liquids at 120-180 km depth: *Nature*, v. 437, p. 724-727.
- Köhler, H., Schaaf, P., Müller-Sohnius, D., Emmerman, R., Negendank, J. F. W., y Tobschall, H. J., 1988, Geochronological and geochemical investigations on plutonic rocks from the complex of Puerto Vallarta, Sierra Madre del Sur: *Geofísica Internacional*, v. 27, p. 519-542.
- Kroslakova, I., y Günther, D., 2007, Elemental fractionation in laser ablation-inductively coupled plasma-mass spectrometry: Evidence for mass load induced matrix effects in the ICP during ablation of a silicate glass: *Journal of Analytical Atomic Spectrometry*, v. 22, p. 51-62, doi: 10.1039/b606522h.
- Kushiro, I., Syono, Y., y Akimoto, S., 1968, Melting of a peridotite nodule at high pressures and high water pressures: *Journal of Geophysical Research*, v. 73, p. 6023-6029, doi: 10.1029/JB073i018p06023.
- LaGatta, A., 2003, Arc magma genesis in the eastern Mexican volcanic belt [Ph.D. thesis]: Columbia University.
- Lange, R.A., y 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*, v. 103, p. 928-940.
- Lange, R.A., Frey, H.M., y Hector, J., 2009, A thermodynamic model for the plagioclase-liquid hygrometer/thermometer: *American Mineralogist*, v. 94, p. 494-506, doi: 10.2138/am.2009.3011.
- Langmuir, C., Bézou, A., Escrig, S., y Parman, S., 2006, Chemical Systematics and Hydrous Melting of the Mantle in Back-Arc Basins, in Christie, D., Fisher, C., Lee, S., y Givens, S. eds., *Back-Arc Spreading Systems: Geological, Biological, Chemical, and Physical Interactions*, Geophysical Monograph Series 166, Washington, DC.
- Le Bas, M., Le Maitre, R., Streckeisen, A., y Zanettin, B., 1986, A chemical classification of volcanic rocks on the total alkali-silica diagram: *Journal of Petrology*, v. 27, p. 745-750.
- Lehnert, K., Su, Y., Langmuir, C.H., Sarbas, B., y Nohl, U., 2000, A global geochemical database structure for rocks: *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, v. 1, p. n/a-n/a, doi: 10.1029/1999GC000026.
- Lewis-Kenedi, C.B., Lange, R.A., Hall, C.M., y Delgado-Granados, H., 2005, The eruptive history of the Tequila volcanic field, western Mexico: ages, volumes, and relative proportions of lava types: *Bulletin of Volcanology*, v. 67, p. 391-414.
- Liu, Y., Hu, Z., Gao, S., Günther, D., Xu, J., Gao, C., y Chen, H., 2008, In situ analysis of major and trace elements of anhydrous minerals by LA-ICP-MS without applying an internal standard: *Chemical Geology*, v. 257, p. 34-43, doi: 10.1016/j.chemgeo.2008.08.004.

- Longerich, H.P., Jackson, S.E., y Günther, D., 1996, Laser ablation inductively coupled plasma mass spectrometric transient signal data acquisition and analyte concentration calculation: *Journal of Analytical Atomic Spectrometry*, v. 11, p. 899–904.
- Lonsdale, P., 1991, Structural pattern of the Pacific floor offshore peninsular California, in Dauphin, J.P., and Simoneit, B.R.T., eds., *The Gulf and the Peninsular Province of the Californias: American Association of Petroleum Geologists Memoir 47*, p. 87–125.
- Lonsdale, P., 2005, Creation of the Cocos and Nazca plates by fission of the Farallon plate. *Tectonophysics*, v. 404, p. 237–264. doi:10.1016/j.tecto.2005.05.011.
- Lozano, R., y Bernal, J.P., 2005, Characterization of a new set of eight geochemical reference materials for XRF major and trace element analysis: *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, v. 22, p. 329–344.
- Luhr, J.F., Nelson, S., Allan, J.F., y Carmichael, I.S.E., 1985, Active rifting in southwestern Mexico: manifestations of an incipient eastward spreading-ridge jump: *Geology*, v. 13, p. 54–57.
- Luhr, J.F., Aranda-Gómez, J.J., y Pier, J.G., 1989, Spinel-lherzolite-bearing quaternary volcanic centers in San Luis Potosí, Mexico I. Geology, mineralogy, and petrology: *Journal of Geophysical Research*, v. 94, p. 7916–7940.
- Luhr, J.F., 1997, Extensional tectonics and the diverse primitive volcanic rocks in the western Mexican Volcanic Belt: *Canadian Mineralogist*, v. 35, p. 473–500.
- Luhr, J., y Aranda-Gomez, J., 1997, Mexican Peridotite Xenoliths and Tectonic Terranes: Correlations among Vent Location, Texture, Temperature, Pressure, and Oxygen Fugacity: *Journal of Petrology*, v. 38, p. 1075–1112.
- Luhr, J. F., 2000, The geology and petrology of Volcan San Juan Nayarit, Mexico and the compositionally zoned Tepic Pumice: *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, v. 95, p. 109–156.
- Mammerickx, J., y K. Klitgord, 1982, Northern East Pacific Rise: from 25 m.y. B.P. to the Present: *Journal of Geophysical Research*, v. 87, p. 6751–6759.
- Manea, M., Manea, V.C., 2011. Curie Point Depth Estimates and Correlation with Subduction in Mexico. *Pure and Applied Geophysics*, v. 168, p. 1489–1499. doi:10.1007/s00024-010-0238-2.
- Manea, V.C., Manea, M., Ferrari, L., 2013. A geodynamical perspective on the subduction of Cocos and Rivera plates beneath Mexico and Central America. *Tectonophysics* v. 609, p. 56–81. doi:10.1016/j.tecto.2012.12.039.
- Márquez, A., Oyarzún, R., Doblás, M., y Verma, S.P., 1999, Alkalic (oceanic-island basalt type) and calc-alkalic volcanism in the Mexican volcanic belt: A case for plume-related magmatism and propagating rifting at an active margin?: *Geology*, v. 27, p. 51–54.
- Martini, M., Ferrari, L., López-Martínez, M., Cerca-Martínez, M., Valencia, V., y Serrano-Duran, L., 2009, Cretaceous-Eocene magmatism and Laramide deformation in Southwestern Mexico: no role for terrane accretion, in Kay, S.M., Ramos, V.A., Dickinson, W.R. (eds.), *Backbone of the Americas: Shallow Subduction, Plateau Uplift, and Ridge and Terrane Collision: Geological Society of America Memoir*, v. 204, p. 151–182.
- Michaud, F., Quintero-Legorreta, O., Barrier, y E., Burgois, J., 1991, La frontière Nord du Bloc Jalisco (ouest Mexique): localisation et évolution de 13 Ma à l'actuel: *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences, Paris, II*, v. 312, p. 1359–1365.
- Michaud, F., Sosson, M., Royer, J.Y., Chabert, A., Burgois, J., Calmus, T., Mortera, C., Bigot-Cormier, F., Bandy, W., Dymant, J., Pontoise, B., y Sichler, B., 2004, Motion partitioning between the Pacific plate, Baja California and the North American plate: *The Tosco-*

- Abreojos fault revisited: *Geophysical Research Letters*, v. 31, p. L08604, doi: 10.1029/2004GL019665.
- Michaud, F., Royer, J.Y., Burgois, J., Dymont, J., Calmus, T., Bandy, W., Sosson, M., Mortera-Gutierrez, C., Sichler, B., Rebolledo-Viera, M., y Pontoise, B., 2006, Ocean-ridge subduction vs. slab break off: Plate tectonic evolution along the Baja California Sur continental margin since 15 Ma: *Geology*, v. 34, p. 13–16, doi: 10.1130/g22050.1.
- Molina-Garza, R., y Urrutia-Fucugauchi, J., 1993, Deep crustal structure of central Mexico derived from interpretation of Bouger gravity anomaly data: *Journal of Geodynamics*, v. 15, p. 181–201.
- Moore, G., Marone, C., Carmichael, I.S.E., y 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*, v. 106, p. 383–394.
- Morán-Zenteno, D., Tolson, G., Martínez-Serrano, R., Martiny, B., Schaaf, P., Silva-Romo, G., Macías-Romo, y C., Alba-Aldave, L., Hernández-Bernal, M., Solís-Pichardo, G., 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*, v. 12, p. 513–535.
- Morgan W. J., 1971, Convection plumes in the lower mantle. *Nature*, v. 230, p. 42–43.
- Mori, L., Gómez-Tuena, A., Cai, Y., y Goldstein, S.L., 2007, Effects of prolonged flat subduction on the Miocene magmatic record of the central Trans-Mexican Volcanic Belt: *Chemical Geology*, v. 244, p. 452–473.
- Mori, L., Gómez-Tuena, A., Schaaf, P., Goldstein, S.L., Pérez-Arvizu, O., y Solís-Pichardo, G., 2009, Lithospheric Removal as a Trigger for Flood Basalt Magmatism in the Trans-Mexican Volcanic Belt: *Journal of Petrology*, v. 50, p. 2157–2186, doi: 10.1093/petrology/egp072.
- McDowell, F., y Keizer, R.P., 1977, Timing of mid-Tertiary volcanism in the Sierra Madre Occidental between Durango city and Mazatlán, Mexico: *Geological Society of America Bulletin*, v. 88, no. 10, p. 1479–1487, doi:10.1130/00167606(1977)88<1479:TOMVIT>2.0.CO;2.
- McDowell, F., y Clabaugh, S.E., 1979, Ignimbrites of the Sierra Madre Occidental and their relation to the tectonic history of western Mexico, in Chapin, C.E., and Elston, W.E., eds., *Ash-Flow Tuffs: Geological Society of America Special Paper 180*, p. 113–124.
- Nelson, S.A., y Livieres, R.A., 1986, Contemporaneous calc-alkaline and alkaline volcanism at Sanganguey Volcano, Nayarit, Mexico: *Geological Society of America Bulletin*, v. 97, p. 798–808.
- Nelson, S.A., y Hegre, J., 1990, Volcan Las Navajas, a Pliocene–Pleistocene trachyte–peralkaline rhyolite volcano in the Northwestern Mexican Volcanic Belt: *Bulletin of Volcanology*, v. 52, p. 186–204.
- Nelson, S.A., y González-Caver, E., 1992. Geology and K-Ar dating of the Tuxtla volcanic field, Veracruz, México. *Bulletin of volcanology*, v. 55, p. 85–96.
- Nieto-Obregon, J., Urrutia Fucugauchi, J., Cabral-Cano, E., y Guzman de la Campa, 1992, Listric faulting and continental rifting in western Mexico—A paleomagnetic and structural study: *Tectonophysics*, v. 208, p. 365–376.
- Niu, Y., Wilson, M., Humphreys, E.R., O'Hara, M.J., 2012. A trace element perspective on the source of ocean island basalts (OIB) and fate of subducted ocean crust (SOC) and mantle lithosphere (SML). *Episodes—Newsmagazine of the International Union of Geological Sciences*, v. 35, p. 310.

- Niu, Y. y O'Hara, M. J., 2003, Origin of ocean island basalts: a new perspective from petrology, geochemistry, and mineral physics considerations. *Journal of Geophysical Research* 108, B4, 2209.
- Niu, Y.L., y O'Hara, M.J., 2009, MORB mantle hosts the missing Eu (Sr, Nb, Ta and Ti) in the continental crust: New perspectives on crystal growth, crust-mantle differentiation and chemical structure of oceanic upper mantle: *Lithos*, v. 112, pp. 1-17.
- Niu, Y., Wilson, M., Humphreys, E.R., y O'Hara, M.J., 2011, The Origin of Intra-plate Ocean Island Basalts (OIB): the Lid Effect and its Geodynamic Implications: *Journal of Petrology*, v. 52, p. 1443–1468, doi: 10.1093/petrology/egr030.
- Ochoa-Camarillo, H., 1997. Geología del anticlinorio Huayacocotla en la región de Molango, Hidalgo, México. In: II Convención sobre la Evolución Geológica de México, Pachuca, Hidalgo, libro-guía de las excursiones geológicas, Excursión 1. Instituto de Investigaciones en Ciencias de la Tierra, Universidad Autónoma del Estado de Hidalgo and Instituto de Geología, Universidad Nacional Autónoma de México, p. 1–17.
- Orozco-Esquivel, T., Petrone, C.M., Ferrari, L., Tagami, T., y Manetti, P., 2006, Geochemical and isotopic variability controlled by slab detachment in a subduction zone with varying dip: The eastern Tran-Mexican Volcanic Belt: *Lithos*, v. 93, p. 149–174.
- Orozco-Esquivel, T., M. Petrone, C., 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, p. 149–174. doi:10.1016/j.lithos.2006.06.006.
- Ortega-Gutiérrez, F., Mitre-Salazar, L. M., Roldán-Quintana, J., Aranda-Gómez, J. J., Morán-Zenteno, D. J., Alaniz-Álvarez, S. A., Nieto-Samaniego, Á. F., 1992, Carta geológica de la Republica Mexicana: quinta edición escala 1:2.000,000: México, D. F., Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Geología; Secretaría
- Ortega-Gutiérrez, F., Sedlock, R.L., y Speed, R.C., 1994, Phanerozoic tectonic evolution of Mexico, in Speed, R.C. ed., *Phanerozoic Evolution of North American Continent-Ocean Transitions*, Geological Society of America, Boulder, CO, p. 265–306.
- Ortega-Gutiérrez, F., Elías-Herrera, M., Dávalos-Elizondo, M.G., 2008. On the nature and role of the lower crust in the volcanic front of the Trans-Mexican Volcanic Belt and its fore-arc region, southern and central Mexico. *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, v. 25, p. 346–364.
- Pacheco, J., Mortera-Gutiérrez, C., Delgado-Granados, H., Singh, S., Valenzuela, R., Shapiro, N., Santoyo, M., Hurtado, A., Barrón, R., Gutiérrez-Moguel, E., 1999. Tectonic significance of an earthquake sequence in the Zacoalco half-graben, Jalisco, Mexico. *Journal of South American Earth Sciences*, v. 12, p. 557–565. doi:10.1016/S0895-9811(99)00039-5.
- Pasquaré, G., Garduño, V., Tibaldi, A., Ferrari, M., 1988, Stress pattern evolution in the central sector of the Mexican Volcanic Belt: *Tectonophysics*, v. 146, p. 353-364.
- Pérez-Campos, X., Kim, Y., Husker, A., Davis, P.M., Clayton, R.W., Iglesias, A., Pacheco, J.F., Singh, S.K., Manea, V.C., y Gurnis, M., 2008, Horizontal subduction and truncation of the Cocos Plate beneath central Mexico: *Geophysical Research Letters*, v. 35, p. n/a–n/a, doi: 10.1029/2008GL035127.
- Pier, J.G., Podosek, F.A., Luhr, J.F., Brannon, J.C., y Aranda-Gómez, J.J., 1989, Spinel-lherzolite-bearing quaternary volcanic centers in San Luis Potosi, Mexico 2. Sr and Nd isotopic systematics: *Journal of Geophysical Research*, v. 94, p. 7941–7951.
- Pilet, S., Baker, M.B., y Stolper, E.M., 2008, Metasomatized Lithosphere and the Origin of Alkaline Lavas: *Science*, v. 320, p. 916–919, doi: 10.1126/science.1156563.

- Pilet, S., Baker, M.B., Muntener, O., and Stolper, E.M., 2011, Monte Carlo Simulations of Metasomatic Enrichment in the Lithosphere and Implications for the Source of Alkaline Basalts: *Journal of Petrology*, v. 52, pp. 1415-1442.
- Plank, T., Cooper, L., y Manning, C., 2009, Emerging geothermometers for estimating slab surface temperatures: *Nature Geoscience*, v. 2, p. 611–615.
- Prytulak, J., y Elliott, T., 2007, TiO₂ enrichment in ocean island basalts: *Earth and Planetary Science Letters*, v. 263, p. 388–403, doi: 10.1016/j.epsl.2007.09.015.
- Putirka, K. D., 2005, Mantle potential temperatures at Hawaii, Iceland, and the mid-ocean ridge system, as inferred from olivine phenocrysts: Evidence for thermally driven mantle plumes. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems* v. 6, doi:10.1029/2005GC000915.
- Putirka, K.D., Perfit, M., Ryerson, F.J., y Jackson, M.G., 2007, Ambient and excess mantle temperatures, olivine thermometry, and active vs. passive upwelling: *Chemical Geology*, v. 241, p. 177–206, doi: 10.1016/j.chemgeo.2007.01.014.
- Putirka, K.D., 2008, Thermometers and Barometers for Volcanic Systems: *Reviews in Mineralogy and Geochemistry*, v. 69, p. 61–120, doi: 10.2138/rmg.2008.69.3.
- Quintero-Legorreta, O., Michaud, F., Bourgois, J., y Barrier, E., 1992, Evolución de la frontera septentrional del bloque Jalisco, México, desde hace 17 Ma: *Revista Instituto de Geología, Universidad nacional Autónoma de México*, v. 10, p. 111-117.
- Ramírez-Herrera, M.T., Kostoglodov, V., y Urrutia-Fucugauchi, J., 2011, Overview of Recent Coastal Tectonic Deformation in the Mexican Subduction Zone: *Pure y Applied Geophysics*, v. 168, p. 1415–1433, doi: 10.1007/s00024-010-0205-y.
- Rhodes, J.M., Dungan, M.A., Blanchard, D.P., y Long, P.E., 1979, Magma mixing at mid-ocean ridges: Evidence from basalts drilled near 22° N on the Mid-Atlantic Ridge: *Tectonophysics*, v. 55, p. 35–61, doi: 10.1016/0040-1951(79)90334-2.
- Righter, K., Caffee, M., Rosas-Elguera, J., y Valencia, V., 2010, Channel incision in the Rio Atenguillo, Jalisco, Mexico, defined by ³⁶Cl measurements of bedrock: *Geomorphology*, v. 120, p. 279–292, doi: 10.1016/j.geomorph.2010.04.001.
- Righter, K., Carmichael, I., 1992, Hawaiites and related lavas in the Atenguillo graben, western Mexican Volcanic Belt: *Geological Society of America Bulletin*, v. 104, p. 1592-1607.
- Righter, K., Carmichael, I.S., Becker, T.A., Renne, P.R., 1995. Pliocene-Quaternary volcanism and faulting at the intersection of the Gulf of California and the Mexican Volcanic Belt. *Geological Society of America Bulletin*, v. 107, p. 612–626.
- 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*, v. 42(12), p. 2333-2361.
- Roberge, J., Delgado-Granados, H., y Wallace, P.J., 2009, Mafic magma recharge supplies high CO₂ and SO₂ gas fluxes from Popocatepetl volcano, Mexico: *Geology*, v. 37, p. 107–110, doi: 10.1130/G25242A.1.
- Roeder, P.L., y Emslie, R.F., 1970, Olivine-liquid equilibrium: *Contributions to Mineralogy and Petrology*, v. 29, p. 275–289, doi: 10.1007/BF00371276.
- Rosas-Elguera, J., Ferrari, L., Garduño, V.H., y Urrutia-Fucugauchi, J., 1996, The continental boundaries of the Jalisco block and their influence on the Plio–Quaternary kinematics of western Mexico: *Geology*, v. 24, p. 921–924.
- Rosas-Elguera, J., Ferrari, L., Lopez-Martinez, M., y Urrutia-Fucugauchi J., 1997, Stratigraphy and tectonics of the Guadalajara region and the triple junction area, western Mexico: *International Geology Review*, v. 39, p. 125–140.
- Rossotti, A., Ferrari, L., López-Martínez, M., Rosas-Elguera, J., 2002. Geology of the boundary between the sierra Madre Occidental and the Trans-Mexican Volcanic Belt in the

- Guadalajara Region, western México: *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, año/vol. 19, número 001 Universidad Nacional Autónoma de México. *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas* v. 19, p. 1–15.
- Schaaf, P., Böhnel, H., y Perez-Venzor, J.A., 2000, Pre-Miocene palaeogeography of the Los Cabos Block, Baja California Sur; geochronological and palaeomagnetic constraints: *Tectonophysics*, v. 318, p. 53–69.
- Schaaf P, Hall BV, Bissig T, 2003, The Puerto Vallarta Batholith and Cuale Mining District, Jalisco, Mexico—high diversity parenthood of continental arc magmas and Kuroko-type volcanogenic massive sulphide deposits. In: *Geologic transects across cordilleran Mexico, guidebook for field-trips of the 99th anual meeting of the Cordilleran section of the Geological Society of America, Mexico, D. F., 31 Mar 2003: Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Geología, Publicación Especial 1, Field trip 8*, p. 183–199.
- Schaaf, P., Bandy, W., Mortera, C., and Canet, C., 2008, Sr-Nd-Pb isotopic signatures of high-Ti basalts from the Pacific Rivera plate, western margin of Mexico: San Francisco, California: *Eos (Transactions, American Geophysical Union) Fall meeting*, p. T11B-1861.
- Schellart, W.P., Stegman, D.R., Farrington, R.J., Freeman, J., Moresi, L., 2010. Cenozoic Tectonics of Western North America Controlled by Evolving Width of Farallon Slab. *Science*, v. 329, p. 316–319. doi:10.1126/science.1190366.
- Sedlock, R.L., Ortega-Gutiérrez, F., y Speed, R.C., 1993, Tectonostratigraphic terranes and the tectonic evolution of Mexico: *Geological Society of America Special Paper*, v. 278, p. 153.
- Serpa, L., Katz, C., and Skidmore, C., 1989, The southeastern boundary of the Jalisco block in west-central Mexico: *Eos (Transactions, American Geophysical Union)*, v. 70, p. 1319.
- Sieron, K., Siebe, C., 2008. Revised stratigraphy and eruption rates of Ceboruco stratovolcano and surrounding monogenetic vents (Nayarit, Mexico) from historical documents and new radiocarbon dates. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, v. 176, p. 241–264. doi:10.1016/j.jvolgeores.2008.04.006.
- Sobolev, A., Hofmann, A., Sobolev, V., y Nikogosian, I., 2005, An olivine-free mantle source of Hawaiian shield basalts: *Nature*, v. 434, p. 590–597.
- Sobolev, A., Hoffman, A., y Kuzmin, D., 2007, The amount of recycled crust in sources of mantle-derived melts.: *Science*, v. 316, p. 412–417.
- Solari, L.A., Gómez-Tuena, A., Bernal, J.P., Pérez-Arvizu, O., y Tanner, M., 2010, U-Pb Zircon Geochronology with an Integrated LA-ICP-MS Microanalytical Workstation: Achievements in Precision and Accuracy: *Geostandards and Geoanalytical Research*, v. 34, p. 5–18, doi: 10.1111/j.1751-908X.2009.00027.x.
- Soto, G.L., Ni, J.F., Grand, S.P., Sandvol, E., Valenzuela, R.W., Speziale, M.G., González, J.M.G., y Reyes, T.D., 2009, Mantle flow in the Rivera–Cocos subduction zone: *Geophysical Journal International*, v. 179, p. 1004–1012, doi: 10.1111/j.1365-246X.2009.04352.x.
- Stock, J. M., y Hodges, K. V., 1989, Pre-Pliocene extension around the Gulf of California and the transfer of Baja California to the Pacific plate: *Tectonics*, v. 8, p. 99–115.
- Stolper, E., y Newman, S., 1994, The role of water in the petrogenesis of Mariana trough magmas: *Earth and Planetary Science Letters*, v. 121, p. 293–325, doi: 10.1016/0012-821X(94)90074-4.
- Straub, S., LaGatta, A., Martin-Del Pozzo, A.L., y Langmuir, C.H., 2008, Evidence from high Ni olivines for a hybridized peridotite/pyroxenite source for orogenic andesites from the central Mexican Volcanic Belt: *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, v. 9, p. doi:10.1029/2007GC001583.

- Straub, S.M., Gomez-Tuena, A., Stuart, F.M., Zellmer, G.F., Espinasa-Perena, R., Cai, Y., y Iizuka, Y., 2011, Formation of hybrid arc andesites beneath thick continental crust: Earth and Planetary Science Letters, v. 303, p. 337–347, doi: 10.1016/j.epsl.2011.01.013.
- Straub, S.M., Gómez-Tuena, A., Zellmer, G.F., Espinasa-Perena, R., Stuart, F.M., Cai, Y., Langmuir, C.H., Pozzo, A.L.M.-D., y Mesko, G.T., 2013, The Processes of Melt Differentiation in Arc Volcanic Rocks: Insights from OIB-type Arc Magmas in the Central Mexican Volcanic Belt: Journal of Petrology, v. 54, p. 665–701, doi: 10.1093/petrology/egs081.
- Suárez, G., García-Acosta, V., Gaulon, R., 1994, Active crustal deformation in the Jalisco block, Mexico: evidence for a great historical earthquake in the 16th century: Tectonophysics, v. 234, 1p. 17-127.
- Sun, S., y McDonough, W., 1989, Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: Implications for mantle compositions and processes, in Saunders, A. y Norry, M. eds., Magmatism in the Ocean Basins, Geological Society Special Publications, London, p. 313–345.
- Syracuse, E. M., Van Keken, P. E. y Abers, G. A. 2010, The global range of subduction zone thermal models. Physics of the Earth and Planetary Interiors, v. 183, p. 73–90, doi: <http://dx.doi.org/10.1016/j.pepi.2010.02.004>
- Talavera-Mendoza, O., and Guerrero-Suástegui, M., 2000, Geochemistry and isotopic composition of the Guerrero terrane (western Mexico): Implication for the tectonomagmatic evolution of southwestern North America during the late Mesozoic: Journal of South American Earth Sciences, v. 13, p. 297–324, doi: 10.1016/S0895-9811(00)00026-2.
- Tanaka, T., Togashi, S., Kamioka, H., Amakawa, H., Kagami, H., Hamamoto, T., Yuhara, M., Orihashi, Y., Yoneda, S., Shimizu, H., Kunimaru, T., Takahashi, K., Yanagi, T., Nakano, T., et al., 2000, JNdi-1: A neodymium isotopic reference in consistency with LaJolla neodymium: Chemical Geology, v. 168, p. 279–281, doi: 10.1016/S0009-2541(00)00198-4.
- Thomson, A., y McLennan, J., 2013, The Distribution of Olivine Compositions in Icelandic Basalts and Picrites: Journal of Petrology, v. 54, p. 745–768, doi: 10.1093/petrology/egs083.
- Tian, L., Castillo, P.R., Lonsdale, P.F., Hahm, D., y Hilton, D.R., 2011, Petrology and Sr-Nd-Pb-He isotope geochemistry of postspreading lavas on fossil spreading axes off Baja California Sur, Mexico: Geochemistry, Geophysics, Geosystems, v. 12, p. n/a–n/a, doi: 10.1029/2010GC003319.
- Todt, W., Cliff, R., Hanser, A., y Hofmann, A.W., 1996, Evaluation of a ^{202}Pb - ^{205}Pb double spike for high-precision lead isotope analysis, in Basu, A. y Hart, S. eds., Earth Processes: Reading the isotopic code, American Geophysical Union Geophysical Monograph, p. 429–437.
- Toplis, M. J. (2005), The thermodynamics of iron and magnesium partitioning between olivine and liquid: Criteria for assessing and predicting equilibrium in natural and experimental systems Contrib. Mineral. Petrol., v. 149, p. 22–39, doi:10.1007/s00410-004-0629-4.
- Tumiati, S., Fumagalli, P., Tiraboschi, C., y Poli, S., 2013, An Experimental Study on COH-bearing Peridotite up to 3.2 GPa and Implications for Crust–Mantle Recycling: Journal of Petrology, v. 54, p. 453–479, doi: 10.1093/petrology/egs074.
- Urrutia-Fucugauchi, J., y Flores-Ruiz, J., 1996, Bouger gravity anomalies and regional crustal structure in central Mexico: International Geology Review, v. 38, p. 176-194.
- Valdez-Moreno, G., 2006, Evolución geoquímica e isotópica del complejo volcánico de Colima [Ph.D. thesis]: Universidad Nacional Autónoma de México.

- Valencia, V.A., Richter, K., Rosas-Elguera, J., López-Martínez, M., Grove, M., 2013. The age and composition of the pre-Cenozoic basement of the Jalisco Block: implications for and relation to the Guerrero composite terrane. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, v. 166, p. 801–824. doi:10.1007/s00410-013-0908-z.
- 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, in Delgado-Granados, H., Aguirre-Díaz, G., and Stock, J.M., eds., *Cenozoic Tectonics and Volcanism of Mexico: Geological Society of America Special Paper*, v. 334, p. 1–28.
- Verma, S.P., 2002, Absence of Cocos plate subduction-related basic volcanism in southern Mexico: A unique case on Earth?: *Geology*, v. 30, p. 1095–1098.
- Vigouroux, N., Wallace, P.J., y Kent, A.J.R., 2008, Volatiles in High-K Magmas from the Western Trans-Mexican Volcanic Belt: Evidence for Fluid Fluxing and Extreme Enrichment of the Mantle Wedge by Subduction Processes: *Journal of Petrology*, v. 49, p. 1589–1618, doi: 10.1093/petrology/egn039.
- Wallace, P., y 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*, v. 111, p. 423–439.
- Ward, P.L., 1995, Subduction cycles under western North America during the Mesozoic and Cenozoic Eras, in Miller, D.M., and Busby, C., eds., *Jurassic Magmatism and Tectonics of the North American Cordillera: Geological Society of America Special Paper 299*, p. 1–46.
- White, W.M., 1985, Sources of oceanic basalts: Radiogenic isotopic evidence: *Geology*, v. 13, p. 115–118, doi: 10.1130/0091-7613(1985)13<115:SOOBRI>2.0.CO;2.
- Yang, T., Grand, S.P., Wilson, D., Guzman-Speziale, M., Gomez-Gonzalez, J.M., Dominguez-Reyes, T., y Ni, J., 2009, Seismic structure beneath the Rivera subduction zone from finite-frequency seismic tomography: *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, v. 114, p. n/a–n/a, doi: 10.1029/2008JB005830.
- Zellmer, G.F., Iizuka, Y., Miyoshi, M., Tamura, Y., y Tatsumi, Y., 2012, Lower crustal H₂O controls on the formation of adakitic melts: *Geology*, v. 40, p. 487–490, doi: 10.1130/G32912.1.
- Zimmer, M.M., Plank, T., Hauri, E.H., Yogodzinski, G.M., Stelling, P., Larsen, J., Singer, B., Jicha, B., Mandeville, C., Nye, C.J., 2010. The Role of Water in Generating the Calc-alkaline Trend: New Volatile Data for Aleutian Magmas and a New Tholeiitic Index. *Journal of Petrology*, v. 51, p. 2411–2444. doi:10.1093/petrology/egq062.
- Zindler, A., Jagoutz, E., Goldstein, S., 1982. Nd, Sr and Pb isotopic systematics in a threecomponent mantle: a new perspective. *Nature* 298, 519–523.
- Zindler, A., y Hart, S., 1986, Chemical geodynamics: *Ann. Rev. Earth Planet. Sci.*, v. 14, p. 493–571.

TABLA 1. DATOS DE ELEMENTOS MAYORES Y TRAZA DE LAS SUITES DE ROCAS DE INTRAPLACA DEL RTZ

Suite	SB	SB	SB	SB	SB	SB	SB	SB	SB	SB	SB
Muestra	TPZ-10-09	TPZ-10-22	TPZ-10-24	TPZ-10-12	TPZ-10-13	TPZ-10-08	TPZ-10-15	TPZ-10-20	SAN-10-02	SAN-10-03	RTZ-11-10
Long. W	-104.715	-104.789	-104.772	-104.662	-104.644	-104.708	-104.616	-104.589	-104.684	-104.698	-104.646
Lat. N	21.413	21.475	21.501	21.411	21.407	21.391	21.384	21.423	21.400	21.422	21.361
Elementos mayores (wt.%)											
	TPZ-10-09	TPZ-10-22	TPZ-10-24	TPZ-10-12	TPZ-10-13	TPZ-10-08	TPZ-10-15	TPZ-10-20	SAN-10-02	SAN-10-03	RTZ-11-10
	XRF	XRF	XRF	XRF	XRF	XRF	XRF	XRF	XRF	XRF	ICP
SiO ₂	47.3	48.9	49.9	46.8	47.3	48.7	47.0	46.7	47.6	48.4	
TiO ₂	2.02	2.37	2.27	3.50	2.80	2.65	3.44	3.28	1.86	2.20	1.38
Al ₂ O ₃	16.9	17.6	17.0	16.0	16.5	16.5	15.9	15.8	17.1	17.3	
Fe ₂ O ₃ ^{tot}	9.3	10.7	10.2	14.3	12.5	14.2	14.4	14.4	12.0	9.3	
MnO	0.146	0.173	0.169	0.217	0.187	0.255	0.210	0.253	0.185	0.153	0.150
MgO	9.2	6.2	5.8	4.6	6.2	3.8	4.7	4.4	6.6	7.4	5.8
CaO	9.3	8.2	7.9	7.7	8.8	7.0	7.9	7.5	10.7	8.8	12.4
Na ₂ O	3.2	3.8	4.1	3.8	3.6	4.4	3.9	4.0	3.3	3.6	
K ₂ O	1.4	1.6	1.8	1.3	1.2	1.8	1.2	1.3	0.6	1.7	0.4
P ₂ O ₅	0.44	0.56	0.67	0.77	0.68	0.81	1.00	0.92	0.27	0.54	0.23
LOI	0.42	-0.35	0.13	0.08	-0.28	0.04	-0.18	0.88	-0.38	-0.02	
Total	99.7	99.8	100.0	99.0	99.5	100.1	99.4	99.5	99.9	99.3	
Elementos traza (ppm)											
	ICP-MS	ICP-MS	ICP-MS	ICP-MS	ICP-MS	ICP-MS	ICP-MS	ICP-MS	ICP-MS	ICP-MS	ICP-MS
Sc	28.0	25.8	21.8	28.4	28.1	22.3	32.2	27.7	31.1	24.5	25.2
V	214	216	182	350	296	176	375	314	305	191	240
Cr	460	132	134	1.87	75.8	138	23.6	11.5	19.6	213	25.6
Co	39.8	33.6	29.5	32.7	38.3	30.1	36.0	32.5	43.2	34.7	33.1
Ni	192	74.4	65.1	4.54	68.3	87.6	15.9	9.01	21.9	122	14.6
Cu	55	51	46	27	53	45	37	33	17	51	13
Zn	68	85	84	134	100	76	127	133	92	76	68
Ga	17.8	22.5	22.5	24.1	22.4	21.0	25.4	23.8	20.8	20.1	18.5
Li	5.9	7.6	7.9	8.0	7.8	7.6	8.0	6.5	5.5	6.8	4.8
Be	1.77	2.29	2.49	1.99	1.80	2.63	2.02	1.96	1.18	2.25	0.784
Rb	20	11	17	15	12	26	15	16	6.1	22	5.1
Sr	481	476	495	518	518	501	516	477	583	523	644
Y	26.7	37.2	36.7	41.5	31.4	32.1	42.5	41.8	25.9	30.4	20.7
Zr	197	276	302	238	225	287	238	237	160	249	118
Nb	43.9	38.8	50.9	38.7	38.4	58.3	37.0	37.1	21.1	52.9	14.0
Mo	2.29	1.65	3.09	2.31	1.72	2.94	2.32	2.18	2.67	1.64	0.89
Sn	1.4	2.0	2.0	1.9	1.7	1.9	1.5	1.9	1.0	0.01	0.77
Sb	0.09	0.05	0.07	0.05	0.07	0.12	0.06	0.04	1.63	0.05	0.001
Cs	0.18	0.07	0.19	0.14	0.03	0.22	0.05	0.08	0.06	0.22	0.06
Ba	247	143	234	369	274	293	378	381	161	261	145
La	25.8	25.0	34.0	30.3	25.5	36.4	30.6	29.6	15.7	32.2	12.5
Ce	52.8	52.1	66.1	64.1	53.9	70.2	61.3	63.4	35.5	62.8	26.9
Pr	6.12	6.73	8.17	8.56	6.71	7.88	8.10	8.46	4.85	7.46	3.77
Nd	24.1	27.8	32.1	36.4	29.2	31.3	36.0	36.0	21.4	28.8	16.9
Sm	5.24	6.64	7.09	8.61	6.55	6.42	8.29	8.52	5.20	6.12	4.05
Eu	1.70	2.18	2.24	2.80	2.07	1.99	2.68	2.71	1.76	1.89	1.44
Gd	5.24	6.97	7.21	8.31	6.60	6.37	8.47	8.32	5.28	6.04	4.16
Tb	0.816	1.07	1.08	1.26	1.01	0.991	1.29	1.26	0.806	0.934	0.630
Dy	4.75	6.59	6.59	7.46	5.90	5.87	7.55	7.46	4.78	5.57	3.74
Ho	0.95	1.30	1.29	1.43	1.14	1.16	1.48	1.44	0.94	1.11	0.74
Er	2.59	3.57	3.55	3.83	3.11	3.24	3.99	3.86	2.50	3.02	1.95
Yb	2.38	3.35	3.39	3.40	2.77	3.01	3.48	3.43	2.24	2.78	1.73
Lu	0.353	0.497	0.502	0.507	0.410	0.451	0.516	0.510	0.331	0.411	0.256
Hf	4.08	5.55	5.94	5.12	4.74	5.66	5.13	5.12	3.41	4.90	2.54
Ta	2.63	2.47	3.30	2.32	2.28	3.39	2.17	2.24	1.26	3.07	0.883
W	0.31	0.45	0.45	0.45	0.25	0.38	0.26	0.45	0.45	0.45	0.45
Tl	0.020	0.046	0.057	0.041	0.018	0.057	0.006	0.053	0.019	0.022	0.019
Pb	1.9	2.0	2.4	3.0	2.2	2.5	2.3	3.2	1.5	2.3	1.4
Th	3.07	2.26	3.51	2.41	2.46	4.32	2.29	2.47	1.44	3.79	1.03
U	0.948	0.749	1.12	0.799	0.716	1.35	0.744	0.787	0.477	1.13	0.334

(continua)

TABLA 1. DATOS DE ELEMENTOS MAYORES Y TRAZA DE LAS SUITES DE ROCAS DE INTRAPLACA DEL RTZ

Suite	SB	SB	SB	SB	SB	SB	SB	SR	SR	SR	SR
Muestra	RTZ-11-20	RTZ-11-26	RTZ-11-06	RTZ-11-13	RTZ-11-14	RTZ-11-17A	RTZ-11-17B	TZ-09-06	TZ-09-12	TZ-09-30	TZ-09-33
Long. W	-104.764	-104.72	-104.707	-104.552	-104.553	-104.538	-104.538	-103.762	-103.720	-103.880	-104.057
Lat. N	21.501	21.49	21.351	21.409	21.451	21.459	21.459	20.847	20.908	20.686	20.970
Elementos mayores (wt.%)											
	RTZ-11-20	RTZ-11-26	RTZ-11-06	RTZ-11-13	RTZ-11-14	RTZ-11-17A	RTZ-11-17B	TZ-09-06	TZ-09-12	TZ-09-30	TZ-09-33
	ICP	ICP	XRF	ICP	XRF	XRF	XRF	XRF	XRF	XRF	XRF
SiO ₂			48.0		49.1	48.1	47.7	51.5	47.7	51.8	52.8
TiO ₂	1.94	2.31	2.32	2.63	2.86	3.25	3.30	2.16	2.52	1.75	1.94
Al ₂ O ₃			18.0		15.7	16.0	16.0	16.4	15.2	16.7	16.1
Fe ₂ O ₃ ^{tot}			10.6		13.7	14.0	14.4	10.8	12.8	10.2	10.8
MnO	0.160	0.176	0.178	0.250	0.245	0.228	0.236	0.151	0.186	0.169	0.155
MgO	6.5	5.1	6.6	3.6	3.9	4.5	4.8	4.1	5.8	4.6	4.2
CaO	8.1	7.3	9.0	7.2	7.3	8.1	8.0	7.0	8.7	7.1	7.4
Na ₂ O			2.6		3.4	3.3	3.3	4.0	3.6	3.9	4.1
K ₂ O	1.7	2.0	1.2	1.7	1.6	1.3	1.2	1.5	1.2	2.0	1.5
P ₂ O ₅	0.59	0.69	0.55	1.34	1.19	0.84	0.85	0.55	0.52	0.95	0.50
LOI			0.38		0.18	-0.60	-0.50	1.86	1.36	0.56	0.22
Total			99.4		99.2	99.0	99.4	99.9	99.5	99.6	99.7
Elementos traza (ppm)											
	ICP-MS	ICP-MS	ICP-MS	ICP-MS	ICP-MS	ICP-MS	ICP-MS	ICP-MS	ICP-MS	ICP-MS	ICP-MS
Sc	22.7	21.4	27.2	24.8	26.0	28.9	30.4	24.3	32.1	22.3	25.5
V	162	176	251	168	211	334	327	256	280	167	237
Cr	203	84.4	179	2.42	4.58	10.0	8.91	24.1	36.3	66.0	38.2
Co	31.3	27.8	37.1	23.1	22.7	32.6	35.5	28.5	40.7	26.7	28.2
Ni	92.8	44.1	108	2.94	4.48	9.60	9.31	20.3	39.7	44.3	22.8
Cu	44	44	49	20	24	32	30	44	66	44	44
Zn	77	87	92	146	148	132	132	102	105	113	112
Ga	20.1	22.1	21.6	24.7	24.9	23.9	23.8	22.2	21.8	22.2	22.0
Li	7.1	8.2	7.0	10.0	8.3	8.4	8.7	9.0	7.4	12.2	10.1
Be	2.12	2.31	1.60	2.35	2.19	1.72	1.31	1.71	1.78	2.97	1.74
Rb	15	16	15	21	20	14	12	17	14	23	26
Sr	480	549	544	503	516	512	501	581	528	590	575
Y	30.4	37.0	30.1	49.2	57.4	40.0	39.2	33.1	31.6	42.9	31.9
Zr	365	322	238	283	366	252	235	223	227	399	214
Nb	45.6	49.6	38.3	44.8	45.2	38.1	38.7	22.9	29.6	42.9	18.6
Mo	1.59	1.27	1.56	2.94	2.70	1.87	1.36	1.80	2.00	2.90	1.57
Sn	1.8	2.1	1.6	1.9	2.0	1.8	1.8	1.6	1.6	2.0	1.5
Sb	0.06	0.04	0.05	0.08	0.07	0.04	0.05	0.13	0.04	0.11	0.06
Cs	0.10	0.12	0.11	0.22	0.21	0.15	0.03	0.25	0.05	0.27	0.43
Ba	244	316	276	529	511	386	394	712	347	954	597
La	29.5	32.4	24.5	38.1	43.7	28.9	29.1	29.6	24.2	49.2	24.9
Ce	59.3	65.0	52.4	85.0	84.0	64.5	64.2	60.6	53.1	101.0	53.1
Pr	7.16	7.90	6.78	11.4	11.0	8.34	8.48	8.05	7.09	12.8	7.19
Nd	28.0	31.8	28.1	48.9	47.1	36.2	36.7	33.2	29.4	49.4	29.7
Sm	6.13	7.07	6.57	11.5	11.0	8.51	8.62	7.30	6.84	10.1	6.80
Eu	1.87	2.17	2.02	3.40	3.30	2.63	2.70	2.29	2.17	2.87	1.98
Gd	6.04	7.12	6.40	11.0	10.8	8.42	8.54	7.00	6.64	9.04	6.50
Tb	0.937	1.11	0.974	1.64	1.60	1.27	1.28	1.03	0.997	1.33	0.975
Dy	5.68	6.73	5.74	9.35	9.32	7.44	7.50	6.07	5.88	7.58	5.75
Ho	1.11	1.34	1.09	1.81	1.76	1.45	1.44	1.18	1.14	1.49	1.13
Er	3.05	3.69	2.91	4.85	4.74	3.86	3.83	3.20	3.06	4.06	3.08
Yb	2.85	3.42	2.61	4.25	4.11	3.38	3.29	2.87	2.73	3.72	2.79
Lu	0.423	0.517	0.382	0.617	0.594	0.504	0.489	0.421	0.401	0.551	0.413
Hf	5.37	6.08	4.72	6.23	5.98	5.16	5.09	4.93	4.71	7.51	4.82
Ta	2.83	3.12	2.38	2.71	2.72	2.38	2.45	1.40	1.78	2.37	1.11
W	0.45	0.45	0.45	0.45	0.45	0.45	0.45	0.18	0.18	0.23	0.22
Tl	0.041	0.057	0.031	0.065	0.053	0.051	0.023	0.077	0.026	0.099	0.074
Pb	2.5	2.8	2.1	4.3	4.1	3.5	3.0	6.3	2.8	8.4	6.7
Th	3.32	3.47	2.41	3.14	3.01	2.51	2.46	2.07	1.74	2.27	2.46
U	0.932	1.08	0.455	1.08	1.02	0.776	0.418	0.682	0.588	0.910	0.817

(continua)

TABLA 1. DATOS DE ELEMENTOS MAYORES Y TRAZA DE LAS SUITES DE ROCAS DE INTRAPLACA DEL RTZ

Suite	SR	SR	SR	SR	SR	SR	SR
Muestra	TZ-09-36	TZ-09-14	TZ-09-37A	TQ-10-10	RTZ-11-44	RTZ-11-45	RTZ-11-37
Long. W	-104.033	-103.736	-104.083	-103.994	-103.674	-103.691	-103.946
Lat. N	20.834	20.970	20.828	20.828	20.771	20.722	21.042
Elementos mayores (wt.%)							
	TZ-09-36	TZ-09-14	TZ-09-37A	TQ-10-10	RTZ-11-44	RTZ-11-45	RTZ-11-37
	XRF	XRF	XRF	ICP	ICP	ICP	XRF
SiO ₂	52.9	52.6	49.5				47.1
TiO ₂	2.08	1.68	2.46	1.71	1.69	2.13	2.33
Al ₂ O ₃	16.5	16.5	15.8				16.9
Fe ₂ O ₃ ^{tot}	10.6	9.9	11.7				13.0
MnO	0.162	0.128	0.188		0.152	0.180	0.209
MgO	3.3	3.6	5.4	3.6	3.2	5.6	5.9
CaO	5.8	6.7	7.9	6.7	5.6	9.0	8.2
Na ₂ O	4.5	4.1	3.9				2.9
K ₂ O	1.9	1.5	1.7	1.9	2.1	1.1	1.1
P ₂ O ₅	0.57	0.30	1.30	0.59	0.71	0.47	0.47
LOI	1.07	2.72	0.54				1.05
Total	99.3	99.9	100.3				99.1
Elementos traza (ppm)							
	ICP-MS	ICP-MS	ICP-MS	ICP-MS	ICP-MS	ICP-MS	ICP-MS
Sc	19.0	20.9	25.6	21.1	19.7	29.2	27.9
V	142	221	222	207	125	254	291
Cr	2.13	4.57	76.1	9.41	21.4	58.1	33.5
Co	21.6	29.8	29.7	22.6	15.0	37.8	43.7
Ni	2.11	24.1	46.6	10.1	20.3	50.6	60.4
Cu	18	51	46	44	26	57	51
Zn	124	99	106	91	85	97	126
Ga	23.4	21.8	21.3	22.1	19.2	21.1	23.1
Li	15.5	9.1	9.2	12.8	9.4	6.9	9.3
Be	2.22	1.52	1.90	1.83	1.49	1.64	1.63
Rb	31	24	20	30	34	10	16
Sr	558	584	567	570	545	564	549
Y	39.2	25.9	39.4	29.1	26.8	29.0	32.5
Zr	267	160	263	224	198	197	213
Nb	21.1	12.9	31.0	18.8	16.5	22.9	22.4
Mo	1.77	1.24	2.06	1.96	2.78	1.53	1.33
Sn	1.9	1.2	1.7	1.1	1.2	1.3	1.6
Sb	0.16	0.13	0.09	0.09	0.17	0.05	0.04
Cs	0.43	0.16	0.29	0.54	0.71	0.08	0.08
Ba	822	637	684	743	741	404	388
La	27.9	17.6	37.7	27.0	25.3	23.3	20.6
Ce	62.3	38.7	83.8	56.1	54.6	46.7	46.2
Pr	8.43	5.18	11.3	7.32	7.24	6.46	6.44
Nd	35.4	22.0	47.7	30.6	30.2	27.0	27.8
Sm	8.34	5.26	10.4	6.73	6.63	6.19	6.77
Eu	2.37	1.67	3.14	1.95	2.08	1.97	2.07
Gd	8.04	5.20	9.56	6.24	6.10	5.90	6.65
Tb	1.21	0.795	1.36	0.897	0.886	0.903	1.01
Dy	7.15	4.70	7.58	5.13	5.06	5.20	6.06
Ho	1.40	0.93	1.43	1.00	0.97	1.03	1.17
Er	3.83	2.54	3.76	2.69	2.59	2.80	3.15
Yb	3.45	2.34	3.16	2.41	2.33	2.57	2.82
Lu	0.516	0.350	0.469	0.355	0.347	0.382	0.414
Hf	6.34	3.95	5.43	4.83	4.30	4.32	4.50
Ta	1.30	0.809	1.90	1.13	1.04	1.40	1.33
W	0.26	0.15	0.19	0.24	0.45	0.45	0.45
Tl	0.075	0.043	0.059	0.065	0.028	0.052	0.038
Pb	9.7	7.1	5.8	7.3	7.0	3.4	3.8
Th	2.80	1.78	2.25	3.01	3.32	1.70	1.43
U	0.951	0.608	0.802	1.000	1.221	0.529	0.473

Nota: SB-suite Basaltos Sangangüey; SR-suite Santa Rosa; XRF-Fluorescencia de rayos X; ICP-MS-espectrometro de masas de plasma inducido acoplado. Coordenadas geográficas longitud y latitud (W-oeste; N-Norte) de las muestras colectadas.

TABLA 2. COMPOSICIONES ISOTÓPICAS DE LAS SUITES DE ROCAS DE INTRAPLACA DEL RTZ

Muestra	Litología	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$	$2\sigma_{\text{error}}$	$^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	$2\sigma_{\text{error}}$	$^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	$2\sigma_{\text{error}}$	$^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	$2\sigma_{\text{error}}$	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$	$2\sigma_{\text{error}}$
SB suites											
TPZ-10-09	Basalto	0.703016	9	18.8926	9	15.5744	8	38.4557	20	0.512978	5
TPZ-10-13	Basalto	0.703488	7	18.9837	11	15.5913	9	38.5056	22	0.512921	7
RTZ-11-06	Basalto	0.703213	8	18.9293	8	15.5838	7	38.4183	19	0.512943	5
RTZ-11-17b	Basalto	0.703796	8	18.9291	8	15.5999	7	38.5428	18	0.512888	8
SR suites											
TZ-09-36	Traquiandesita- Andesita-	0.704086	7	18.7487	6	15.5965	6	38.5039	14	0.512830	9
TZ-09-14	basáltica	0.703997	6	18.7204	5	15.5912	5	38.4716	13	0.512843	9
TZ-09-37A	Basalto	0.703601	7	18.7212	7	15.5853	6	38.4306	17	0.512917	5
Mediciones en estándares											
BHVO-2	Basalto	0.703458	8	18.6180	10	15.4992	9	38.1817	21	0.512989	10
AGV-2	Andesita	0.703999	6	18.8954	5	15.6083	5	38.546	12	0.512804	10

Los valores reportados no están corregidos respecto a la edad. Los errores 2σ (n=80) para mediciones individuales de Sr y Nd están multiplicadas por 10^6 , y por 10^4 para las relaciones isotópicas de Pb. SB-suite de Basaltos Sangangüey; SR-suite Santa Rosa.

TABLA 3. COMPOSICIONES DE OLIVINO POR ABLACIÓN LÁSER Y ESPECTROMETRÍA DE MASAS CON PLASMA ACOPLADO POR INDUCCIÓN

Muestra	suite de rocas	Olivine*	grain**	SiO ₂	Al ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	NiO	CoO	Cr ₂ O ₃	Fo
RTZ-11-22	SB	RTZ-11-22 1	1	39.1	0.030	18.5	0.300	41.8	0.149	0.051	0.0231	0.0008	80.2
RTZ-11-22	SB	RTZ-11-22 2	1	39.2	0.034	18.4	0.297	41.8	0.153	0.051	0.0230	0.0009	80.2
RTZ-11-22	SB	RTZ-11-22 3	2	39.7	0.042	13.4	0.200	46.2	0.184	0.201	0.0191	0.0420	86.0
RTZ-11-22	SB	RTZ-11-22 4	2	39.7	0.062	14.2	0.212	45.3	0.175	0.213	0.0193	0.0440	85.0
RTZ-11-22	SB	RTZ-11-22 5	3	40.1	0.051	13.0	0.193	46.1	0.169	0.209	0.0198	0.0258	86.3
RTZ-11-22	SB	RTZ-11-22 6	3	40.0	0.048	13.4	0.202	45.9	0.208	0.216	0.0199	0.0432	85.9
RTZ-11-22	SB	RTZ-11-22 7	4	39.4	0.041	15.6	0.237	44.4	0.174	0.123	0.0208	0.0099	83.5
RTZ-11-22	SB	RTZ-11-22 8	4	39.2	0.039	15.8	0.238	44.4	0.175	0.126	0.0218	0.0105	83.4
RTZ-11-22	SB	RTZ-11-22 10	5	39.8	0.046	13.8	0.214	45.7	0.174	0.225	0.0203	0.0366	85.5
RTZ-11-22	SB	RTZ-11-22 11	6	38.7	0.032	19.3	0.304	41.5	0.154	0.055	0.0229	0.0008	79.3
RTZ-11-22	SB	RTZ-11-22 13	7	39.1	0.035	15.5	0.241	44.8	0.173	0.119	0.0210	0.0092	83.7
RTZ-11-22	SB	RTZ-11-22 17	8	39.8	0.065	12.9	0.176	46.7	0.189	0.203	0.0198	0.0467	86.6
RTZ-11-22	SB	RTZ-11-22 18	8	40.1	0.045	12.6	0.186	46.6	0.187	0.220	0.0204	0.0493	86.8
RTZ-11-22	SB	RTZ-11-22 19	9	39.6	0.066	13.2	0.184	46.5	0.203	0.201	0.0199	0.0369	86.3
RTZ-11-22	SB	RTZ-11-22 20	9	39.7	0.059	13.4	0.187	46.2	0.185	0.200	0.0200	0.0333	86.1
RTZ-11-22	SB	RTZ-11-22 21	10	39.6	0.041	15.2	0.237	44.6	0.193	0.143	0.0209	0.0127	84.0
RTZ-11-22	SB	RTZ-11-22 22	10	39.6	0.039	15.6	0.220	44.1	0.167	0.146	0.0212	0.0128	83.4
RTZ-11-22	SB	RTZ-11-22 23	11	39.8	0.054	13.9	0.207	45.6	0.179	0.175	0.0206	0.0193	85.3
RTZ-11-22	SB	RTZ-11-22 25	12	39.5	0.061	14.6	0.212	45.3	0.188	0.159	0.0204	0.0133	84.7
RTZ-11-22	SB	RTZ-11-22 26	12	39.5	0.055	14.6	0.214	45.3	0.189	0.158	0.0205	0.0131	84.7
RTZ-11-22	SB	RTZ-11-22 27	13	39.1	0.035	18.7	0.300	41.6	0.161	0.052	0.0235	0.0009	79.8
RTZ-11-22	SB	RTZ-11-22 28	13	39.2	0.033	18.5	0.297	41.7	0.167	0.052	0.0235	0.0009	80.1
RTZ-11-22	SB	RTZ-11-22 29	14	39.2	0.037	17.7	0.354	42.5	0.176	0.072	0.0216	0.0032	81.1
RTZ-11-22	SB	RTZ-11-22 30	14	38.7	0.034	17.5	0.300	43.2	0.164	0.068	0.0223	0.0022	81.5
SAN-10-01A	SB	SAN-10-01A 1	1	39.0	0.038	17.0	0.271	43.4	0.222	0.026	0.0228	0.0010	81.9
SAN-10-01A	SB	SAN-10-01A 2	1	39.0	0.035	17.2	0.273	43.3	0.218	0.027	0.0227	0.0011	81.8
SAN-10-01A	SB	SAN-10-01A 3	2	39.0	0.044	16.6	0.261	43.8	0.229	0.030	0.0225	0.0015	82.5
SAN-10-01A	SB	SAN-10-01A 4	2	39.1	0.043	16.6	0.260	43.7	0.215	0.029	0.0225	0.0011	82.5
SAN-10-01A	SB	SAN-10-01A 5	3	39.2	0.040	16.7	0.260	43.5	0.215	0.028	0.0224	0.0014	82.3
SAN-10-01A	SB	SAN-10-01A 6	3	39.0	0.053	16.5	0.258	43.9	0.219	0.028	0.0222	0.0015	82.6
SAN-10-01A	SB	SAN-10-01A 7	4	39.3	0.037	17.1	0.272	43.0	0.221	0.026	0.0228	0.0014	81.7
SAN-10-01A	SB	SAN-10-01A 8	4	39.1	0.036	17.2	0.272	43.1	0.212	0.026	0.0228	0.0011	81.7
SAN-10-01A	SB	SAN-10-01A 9	5	39.2	0.037	16.7	0.258	43.5	0.211	0.030	0.0224	0.0012	82.3
SAN-10-01A	SB	SAN-10-01A 10	5	39.3	0.037	16.6	0.259	43.6	0.212	0.030	0.0227	0.0012	82.4
SAN-10-01A	SB	SAN-10-01A 11	6	39.4	0.037	16.8	0.262	43.3	0.206	0.031	0.0229	0.0011	82.2
SAN-10-01A	SB	SAN-10-01A 12	6	39.1	0.037	16.6	0.262	43.7	0.211	0.031	0.0228	0.0012	82.4
SAN-10-01A	SB	SAN-10-01A 13	7	39.0	0.035	18.3	0.291	42.1	0.211	0.018	0.0233	0.0007	80.4
SAN-10-01A	SB	SAN-10-01A 14	7	38.9	0.034	18.3	0.294	42.2	0.214	0.019	0.0233	0.0008	80.5
SAN-10-01A	SB	SAN-10-01A 15	8	39.2	0.037	16.8	0.259	43.5	0.206	0.031	0.0229	0.0012	82.2
SAN-10-01A	SB	SAN-10-01A 17	9	39.3	0.035	16.7	0.259	43.5	0.210	0.031	0.0227	0.0014	82.3
SAN-10-01A	SB	SAN-10-01A 18	9	39.3	0.037	16.9	0.263	43.2	0.205	0.030	0.0225	0.0016	82.0
SAN-10-01A	SB	SAN-10-01A 19	10	39.2	0.038	16.9	0.257	43.3	0.209	0.029	0.0227	0.0012	82.1
SAN-10-01A	SB	SAN-10-01A 20	10	39.0	0.035	17.0	0.265	43.4	0.212	0.030	0.0228	0.0013	82.0
SAN-10-01A	SB	SAN-10-01A 21	11	39.1	0.039	16.9	0.267	43.4	0.219	0.028	0.0226	0.0011	82.0
SAN-10-01A	SB	SAN-10-01A 22	11	39.2	0.038	17.0	0.266	43.3	0.219	0.028	0.0223	0.0012	82.0
SAN-10-01A	SB	SAN-10-01A 23	12	39.0	0.041	16.6	0.261	43.8	0.223	0.029	0.0225	0.0012	82.5
SAN-10-01A	SB	SAN-10-01A 25	13	39.6	0.042	13.9	0.215	45.9	0.219	0.050	0.0213	0.0034	85.4
SAN-10-01A	SB	SAN-10-01A 26	13	39.8	0.040	14.0	0.214	45.7	0.217	0.050	0.0211	0.0032	85.4
SAN-10-01A	SB	SAN-10-01A 27	14	38.7	0.033	20.8	0.355	39.9	0.208	0.024	0.0223	0.0010	77.4
SAN-10-01A	SB	SAN-10-01A 28	14	39.1	0.036	18.7	0.313	41.6	0.211	0.026	0.0228	0.0011	79.8
SAN-10-01A	SB	SAN-10-01A 29	15	39.1	0.036	16.8	0.265	43.5	0.209	0.029	0.0229	0.0011	82.2
SAN-10-01A	SB	SAN-10-01A 30	15	39.2	0.036	16.8	0.264	43.4	0.209	0.029	0.0228	0.0012	82.1
TPZ-10-09	SB	TPZ-10-09 1	1	40.4	0.057	10.8	0.167	48.1	0.255	0.246	0.0186	0.0435	88.8
TPZ-10-09	SB	TPZ-10-09 2	1	40.1	0.054	10.8	0.168	48.3	0.232	0.241	0.0186	0.0356	88.8
TPZ-10-09	SB	TPZ-10-09 3	2	40.0	0.051	12.0	0.191	47.3	0.230	0.183	0.0203	0.0289	87.5
TPZ-10-09	SB	TPZ-10-09 4	2	39.8	0.052	12.2	0.186	47.3	0.230	0.184	0.0203	0.0294	87.4
TPZ-10-09	SB	TPZ-10-09 5	3	39.3	0.057	13.4	0.204	46.6	0.191	0.204	0.0196	0.0151	86.1
TPZ-10-09	SB	TPZ-10-09 6	3	39.3	0.055	14.0	0.208	46.1	0.186	0.199	0.0198	0.0137	85.5
TPZ-10-09	SB	TPZ-10-09 7	4	39.5	0.052	12.4	0.195	47.4	0.206	0.186	0.0197	0.0209	87.2
TPZ-10-09	SB	TPZ-10-09 8	4	39.9	0.052	11.3	0.178	48.1	0.227	0.217	0.0190	0.0293	88.3
TPZ-10-09	SB	TPZ-10-09 9	5	39.7	0.054	10.8	0.167	48.7	0.249	0.254	0.0181	0.0399	88.9
TPZ-10-09	SB	TPZ-10-09 10	5	39.7	0.057	10.9	0.166	48.6	0.257	0.252	0.0180	0.0402	88.8
TPZ-10-09	SB	TPZ-10-09 11	6	39.2	0.055	12.6	0.195	47.5	0.194	0.208	0.0192	0.0188	87.0
TPZ-10-09	SB	TPZ-10-09 12	6	39.5	0.054	12.5	0.192	47.4	0.206	0.210	0.0192	0.0205	87.2
TPZ-10-09	SB	TPZ-10-09 13	7	39.5	0.057	11.9	0.183	48.0	0.236	0.223	0.0190	0.0248	87.8
TPZ-10-09	SB	TPZ-10-09 14	7	39.5	0.058	10.7	0.167	49.1	0.261	0.255	0.0182	0.0406	89.1
TPZ-10-09	SB	TPZ-10-09 15	8	39.3	0.057	12.9	0.197	47.1	0.200	0.208	0.0195	0.0178	86.6
TPZ-10-09	SB	TPZ-10-09 16	8	39.6	0.063	12.4	0.190	47.3	0.216	0.213	0.0193	0.0195	87.2
TPZ-10-09	SB	TPZ-10-09 17	9	39.5	0.059	10.6	0.163	49.1	0.264	0.253	0.0183	0.0370	89.2
TPZ-10-09	SB	TPZ-10-09 18	9	39.5	0.061	10.5	0.163	49.1	0.269	0.255	0.0181	0.0373	89.3
TPZ-10-09	SB	TPZ-10-09 19	10	39.6	0.055	10.4	0.168	49.2	0.221	0.244	0.0184	0.0429	89.4
TPZ-10-09	SB	TPZ-10-09 20	10	39.7	0.056	10.2	0.163	49.4	0.239	0.262	0.0180	0.0470	89.6
TPZ-10-09	SB	TPZ-10-09 21	11	39.8	0.058	12.0	0.188	47.4	0.231	0.227	0.0195	0.0261	87.5
TPZ-10-09	SB	TPZ-10-09 22	11	40.1	0.056	11.7	0.182	47.5	0.228	0.234	0.0192	0.0299	87.9
TPZ-10-09	SB	TPZ-10-09 23	12	39.7	0.057	12.5	0.196	47.1	0.211	0.214	0.0195	0.0214	87.1
TPZ-10-09	SB	TPZ-10-09 24	12	40.1	0.057	12.2	0.191	47.0	0.222	0.217	0.0193	0.0206	87.3
TPZ-10-09	SB	TPZ-10-09 25	13	39.9	0.052	11.8	0.191	47.6	0.234	0.196	0.0196	0.0236	87.8

(continúa)

TABLA 3. COMPOSICIONES DE OLIVINO POR ABLACIÓN LÁSER Y ESPECTROMETRÍA DE MASAS CON PLASMA ACOPLADO POR INDUCCIÓN

Muestra	suite de rocas	Olivine*	grain**	SiO ₂	Al ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	NiO	CoO	Cr ₂ O ₃	Fo
TPZ-10-09	SB	TPZ-10-09 26	13	39.8	0.057	11.8	0.189	47.7	0.237	0.198	0.0194	0.0240	87.8
TPZ-10-09	SB	TPZ-10-09 27	14	40.2	0.060	10.9	0.174	48.1	0.257	0.243	0.0189	0.0395	88.7
TPZ-10-09	SB	TPZ-10-09 28	14	40.2	0.061	10.4	0.165	48.6	0.284	0.259	0.0182	0.0484	89.2
TPZ-10-09	SB	TPZ-10-09 29	15	40.2	0.058	11.6	0.181	47.4	0.245	0.231	0.0193	0.0262	87.9
TPZ-10-09	SB	TPZ-10-09 30	15	40.0	0.058	12.2	0.189	47.1	0.231	0.214	0.0195	0.0178	87.4
TPZ-10-13	SB	TPZ-10-13 1	1	40.3	0.058	11.9	0.169	47.2	0.232	0.114	0.0202	0.0152	87.6
TPZ-10-13	SB	TPZ-10-13 2	1	40.2	0.058	11.9	0.169	47.3	0.232	0.124	0.0204	0.0168	87.6
TPZ-10-13	SB	TPZ-10-13 3	2	40.2	0.065	11.0	0.163	48.1	0.264	0.227	0.0190	0.0460	88.6
TPZ-10-13	SB	TPZ-10-13 4	2	40.2	0.068	11.1	0.163	48.0	0.255	0.207	0.0194	0.0433	88.5
TPZ-10-13	SB	TPZ-10-13 5	3	40.3	0.056	11.2	0.163	47.9	0.237	0.131	0.0202	0.0130	88.4
TPZ-10-13	SB	TPZ-10-13 6	3	40.3	0.060	11.2	0.160	47.9	0.236	0.127	0.0203	0.0133	88.4
TPZ-10-13	SB	TPZ-10-13 7	4	37.9	0.040	21.5	0.288	40.0	0.200	0.075	0.0228	0.0053	76.8
TPZ-10-13	SB	TPZ-10-13 8	4	37.5	0.038	22.2	0.282	39.8	0.197	0.075	0.0224	0.0052	76.2
TPZ-10-13	SB	TPZ-10-13 9	5	39.4	0.064	15.3	0.215	44.7	0.230	0.099	0.0217	0.0115	83.9
TPZ-10-13	SB	TPZ-10-13 10	5	39.3	0.065	15.4	0.217	44.7	0.218	0.102	0.0220	0.0119	83.8
TPZ-10-13	SB	TPZ-10-13 11	6	40.1	0.061	10.7	0.158	48.4	0.267	0.222	0.0188	0.0472	88.9
TPZ-10-13	SB	TPZ-10-13 12	6	40.3	0.065	10.9	0.159	48.0	0.252	0.222	0.0190	0.0469	88.8
TPZ-10-13	SB	TPZ-10-13 13	7	40.3	0.061	11.1	0.160	48.1	0.248	0.056	0.0204	0.0076	88.6
TPZ-10-13	SB	TPZ-10-13 14	7	40.0	0.059	11.1	0.160	48.3	0.248	0.051	0.0209	0.0078	88.6
TPZ-10-13	SB	TPZ-10-13 15	8	40.2	0.063	11.8	0.167	47.4	0.220	0.154	0.0206	0.0207	87.8
TPZ-10-13	SB	TPZ-10-13 16	8	39.8	0.060	11.7	0.169	47.8	0.241	0.153	0.0203	0.0198	87.9
TPZ-10-13	SB	TPZ-10-13 17	9	39.8	0.061	11.6	0.169	47.8	0.258	0.187	0.0197	0.0330	88.0
TPZ-10-13	SB	TPZ-10-13 18	9	39.9	0.062	12.4	0.179	47.0	0.252	0.156	0.0201	0.0198	87.1
TPZ-10-13	SB	TPZ-10-13 19	10	40.1	0.058	11.2	0.161	48.0	0.236	0.155	0.0199	0.0281	88.4
TPZ-10-13	SB	TPZ-10-13 20	10	40.1	0.060	11.2	0.159	48.1	0.244	0.155	0.0198	0.0277	88.5
TPZ-10-13	SB	TPZ-10-13 21	11	40.5	0.053	11.2	0.165	47.7	0.227	0.178	0.0199	0.0312	88.3
TPZ-10-13	SB	TPZ-10-13 22	11	40.6	0.051	11.1	0.169	47.6	0.225	0.187	0.0198	0.0344	88.4
TPZ-10-13	SB	TPZ-10-13 23	12	40.6	0.050	11.1	0.167	47.5	0.225	0.249	0.0195	0.0507	88.4
TPZ-10-13	SB	TPZ-10-13 24	12	40.7	0.057	11.4	0.167	47.2	0.217	0.212	0.0198	0.0470	88.1
TPZ-10-13	SB	TPZ-10-13 25	13	40.8	0.057	11.0	0.164	47.5	0.237	0.237	0.0193	0.0496	88.5
TPZ-10-13	SB	TPZ-10-13 26	13	40.9	0.058	11.0	0.163	47.4	0.229	0.203	0.0196	0.0403	88.5
TPZ-10-13	SB	TPZ-10-13 27	14	40.8	0.052	11.4	0.169	47.2	0.216	0.148	0.0209	0.0215	88.0
TPZ-10-13	SB	TPZ-10-13 28	14	40.9	0.049	11.6	0.168	46.8	0.208	0.153	0.0217	0.0226	87.8
TPZ-10-13	SB	TPZ-10-13 29	15	40.2	0.063	11.0	0.160	48.1	0.241	0.183	0.0198	0.0223	88.6
TPZ-10-13	SB	TPZ-10-13 30	15	40.3	0.060	11.1	0.158	47.9	0.239	0.180	0.0198	0.0215	88.5
TPZ-10-09F	SB	TPZ-10-09F 1	1	40.5	0.052	9.9	0.159	48.8	0.243	0.276	0.0178	0.0461	89.8
TPZ-10-09F	SB	TPZ-10-09F 2	1	40.5	0.055	9.9	0.157	48.8	0.238	0.276	0.0180	0.0449	89.8
TPZ-10-09F	SB	TPZ-10-09F 3	2	40.7	0.061	10.0	0.157	48.5	0.233	0.282	0.0177	0.0568	89.6
TPZ-10-09F	SB	TPZ-10-09F 4	2	40.2	0.058	10.0	0.157	49.0	0.243	0.286	0.0177	0.0542	89.8
TPZ-10-09F	SB	TPZ-10-09F 5	3	40.4	0.047	10.7	0.168	48.2	0.204	0.232	0.0184	0.0326	89.0
TPZ-10-09F	SB	TPZ-10-09F 6	3	40.1	0.047	12.0	0.184	47.3	0.175	0.189	0.0192	0.0180	87.5
TPZ-10-09F	SB	TPZ-10-09F 7	4	39.8	0.048	13.3	0.200	46.3	0.187	0.139	0.0216	0.0084	86.1
TPZ-10-09F	SB	TPZ-10-09F 8	4	40.2	0.051	10.9	0.172	48.2	0.245	0.213	0.0188	0.0390	88.7
TPZ-10-09F	SB	TPZ-10-09F 9	5	40.5	0.043	9.0	0.144	49.6	0.240	0.313	0.0170	0.0551	90.7
TPZ-10-09F	SB	TPZ-10-09F 11	6	40.1	0.043	10.8	0.169	48.4	0.233	0.242	0.0186	0.0359	88.9
TPZ-10-09F	SB	TPZ-10-09F 12	6	40.3	0.043	10.8	0.171	48.1	0.231	0.251	0.0183	0.0365	88.8
TPZ-10-09F	SB	TPZ-10-09F 13	7	40.3	0.049	10.5	0.167	48.4	0.241	0.232	0.0187	0.0466	89.1
TPZ-10-09F	SB	TPZ-10-09F 14	7	40.2	0.052	10.4	0.164	48.7	0.245	0.247	0.0186	0.0490	89.3
TPZ-10-09F	SB	TPZ-10-09F 15	8	40.1	0.049	10.3	0.162	48.9	0.235	0.265	0.0179	0.0412	89.4
TPZ-10-09F	SB	TPZ-10-09F 16	8	40.2	0.048	10.2	0.162	48.7	0.237	0.265	0.0181	0.0413	89.5
TPZ-10-09F	SB	TPZ-10-09F 17	9	39.8	0.054	12.4	0.197	47.2	0.213	0.106	0.0209	0.0143	87.1
TPZ-10-09F	SB	TPZ-10-09F 18	9	40.0	0.057	11.5	0.182	47.9	0.229	0.166	0.0199	0.0231	88.1
TPZ-10-09F	SB	TPZ-10-09F 19	10	39.9	0.050	12.3	0.196	47.1	0.232	0.174	0.0200	0.0238	87.2
TPZ-10-09F	SB	TPZ-10-09F 20	10	40.1	0.046	11.7	0.186	47.5	0.238	0.199	0.0195	0.0277	87.9
TPZ-10-09F	SB	TPZ-10-09F 21	11	40.7	0.052	9.9	0.159	48.6	0.244	0.285	0.0180	0.0455	89.8
TPZ-10-09F	SB	TPZ-10-09F 22	11	40.7	0.054	10.1	0.163	48.4	0.248	0.284	0.0183	0.0491	89.5
TPZ-10-09F	SB	TPZ-10-09F 25	12	40.4	0.055	10.3	0.162	48.6	0.243	0.263	0.0181	0.0475	89.4
TPZ-10-09F	SB	TPZ-10-09F 26	12	40.6	0.054	10.3	0.162	48.3	0.242	0.263	0.0183	0.0475	89.3
TPZ-10-09F	SB	TPZ-10-09F 27	13	40.6	0.053	10.7	0.165	48.0	0.241	0.259	0.0185	0.0401	88.9
TPZ-10-09F	SB	TPZ-10-09F 28	13	40.5	0.059	10.9	0.168	47.8	0.252	0.256	0.0187	0.0428	88.7
TPZ-10-09F	SB	TPZ-10-09F 29	14	40.8	0.049	10.0	0.160	48.5	0.243	0.277	0.0181	0.0445	89.6
TPZ-10-09F	SB	TPZ-10-09F 30	14	40.7	0.057	10.1	0.160	48.4	0.252	0.281	0.0179	0.0495	89.5
TPZ-10-15	SB	TPZ-10-15 1	1	39.7	0.050	15.3	0.208	44.5	0.190	0.089	0.0207	0.0101	83.8
TPZ-10-15	SB	TPZ-10-15 5	2	39.2	0.047	18.3	0.286	41.9	0.204	0.056	0.0253	0.0035	80.3
TPZ-10-15	SB	TPZ-10-15 6	2	38.9	0.046	18.7	0.279	41.8	0.202	0.060	0.0245	0.0062	79.9
TPZ-10-15	SB	TPZ-10-15 7	3	39.5	0.052	15.0	0.210	44.9	0.189	0.087	0.0207	0.0083	84.2
TPZ-10-15	SB	TPZ-10-15 8	3	39.6	0.050	15.2	0.209	44.6	0.183	0.091	0.0206	0.0108	83.9
TPZ-10-15	SB	TPZ-10-15 9	4	38.1	0.035	21.6	0.348	39.6	0.207	0.059	0.0215	0.0071	76.6
TPZ-10-15	SB	TPZ-10-15 10	4	37.8	0.037	23.3	0.435	38.2	0.216	0.049	0.0206	0.0060	74.6
TPZ-10-15	SB	TPZ-10-15 15	5	37.7	0.034	23.4	0.346	38.3	0.202	0.045	0.0229	0.0037	74.5
TPZ-10-15	SB	TPZ-10-15 16	5	37.8	0.034	23.3	0.347	38.2	0.199	0.046	0.0232	0.0037	74.5
TPZ-10-15	SB	TPZ-10-15 17	6	38.4	0.024	26.9	0.482	34.0	0.181	0.040	0.0226	0.0029	69.2
TPZ-10-15	SB	TPZ-10-15 18	6	38.9	0.024	29.6	0.634	30.6	0.192	0.033	0.0217	0.0027	64.8
TPZ-10-15	SB	TPZ-10-15 23	7	39.7	0.022	35.7	0.901	23.4	0.234	0.011	0.0202	0.0006	53.9
TPZ-10-15	SB	TPZ-10-15 26	8	39.9	0.029	38.2	0.964	20.7	0.195	0.009	0.0208	0.0002	49.1
TPZ-10-24	SB	TPZ-10-24 1	1	40.7	0.048	10.4	0.161	48.1	0.205	0.246	0.0187	0.0379	89.2
TPZ-10-24	SB	TPZ-10-24 2	1	40.5	0.049	10.4	0.160	48.4	0.208	0.236	0.0188	0.0357	89.3

(continua)

TABLA 3. COMPOSICIONES DE OLIVINO POR ABLACIÓN LÁSER Y ESPECTROMETRÍA DE MASAS CON PLASMA ACOPLADO POR INDUCCIÓN

Muestra	suite de rocas	Olivine*	grain**	SiO ₂	Al ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	NiO	CoO	Cr ₂ O ₃	Fo
TPZ-10-24	SB	TPZ-10-24 3	2	40.0	0.047	13.7	0.213	45.6	0.189	0.138	0.0209	0.0120	85.5
TPZ-10-24	SB	TPZ-10-24 4	2	40.0	0.047	12.6	0.192	46.8	0.199	0.159	0.0206	0.0136	86.8
TPZ-10-24	SB	TPZ-10-24 5	3	40.2	0.048	10.5	0.163	48.6	0.201	0.216	0.0186	0.0282	89.1
TPZ-10-24	SB	TPZ-10-24 6	3	40.2	0.052	10.2	0.155	48.9	0.228	0.258	0.0181	0.0428	89.5
TPZ-10-24	SB	TPZ-10-24 7	4	40.2	0.047	11.1	0.171	48.0	0.213	0.220	0.0188	0.0302	88.6
TPZ-10-24	SB	TPZ-10-24 8	4	40.3	0.047	10.8	0.164	48.3	0.220	0.233	0.0185	0.0340	88.9
TPZ-10-24	SB	TPZ-10-24 9	5	40.0	0.050	11.8	0.178	47.6	0.195	0.181	0.0201	0.0228	87.8
TPZ-10-24	SB	TPZ-10-24 10	5	40.1	0.048	11.0	0.168	48.2	0.205	0.219	0.0194	0.0330	88.7
TPZ-10-24	SB	TPZ-10-24 11	6	39.7	0.043	11.6	0.182	48.0	0.184	0.184	0.0198	0.0241	88.0
TPZ-10-24	SB	TPZ-10-24 12	6	39.8	0.056	10.7	0.163	48.8	0.227	0.233	0.0186	0.0399	89.0
TPZ-10-24	SB	TPZ-10-24 13	7	39.9	0.050	10.8	0.166	48.5	0.215	0.226	0.0193	0.0334	88.9
TPZ-10-24	SB	TPZ-10-24 14	7	40.2	0.046	11.0	0.168	48.0	0.221	0.239	0.0187	0.0356	88.6
TPZ-10-24	SB	TPZ-10-24 15	8	40.1	0.067	10.1	0.152	49.0	0.221	0.297	0.0179	0.0591	89.7
TPZ-10-24	SB	TPZ-10-24 16	8	40.1	0.056	9.9	0.153	49.2	0.223	0.297	0.0179	0.0552	89.9
TPZ-10-24	SB	TPZ-10-24 17	9	39.8	0.053	10.1	0.155	49.3	0.228	0.268	0.0181	0.0476	89.7
TPZ-10-24	SB	TPZ-10-24 18	9	39.9	0.054	10.1	0.155	49.2	0.229	0.267	0.0180	0.0470	89.7
TPZ-10-24	SB	TPZ-10-24 19	10	39.4	0.049	14.3	0.223	45.6	0.178	0.125	0.0214	0.0090	85.0
TPZ-10-24	SB	TPZ-10-24 20	10	39.4	0.049	13.0	0.195	47.0	0.221	0.114	0.0208	0.0121	86.6
TPZ-10-24	SB	TPZ-10-24 21	11	40.0	0.051	10.5	0.162	48.7	0.223	0.267	0.0186	0.0447	89.2
TPZ-10-24	SB	TPZ-10-24 22	11	40.1	0.051	10.3	0.162	48.8	0.200	0.237	0.0186	0.0401	89.4
TPZ-10-24	SB	TPZ-10-24 23	12	39.2	0.038	16.1	0.251	44.0	0.177	0.108	0.0213	0.0052	82.9
TPZ-10-24	SB	TPZ-10-24 24	12	39.1	0.038	16.0	0.248	44.3	0.180	0.109	0.0212	0.0054	83.1
TPZ-10-24	SB	TPZ-10-24 25	13	39.2	0.041	16.0	0.247	44.2	0.176	0.114	0.0217	0.0044	83.1
TPZ-10-24	SB	TPZ-10-24 26	13	39.7	0.039	15.7	0.244	44.1	0.166	0.116	0.0225	0.0043	83.4
TPZ-10-24	SB	TPZ-10-24 27	14	40.2	0.055	10.4	0.164	48.6	0.217	0.256	0.0189	0.0444	89.3
TPZ-10-24	SB	TPZ-10-24 28	14	40.3	0.052	10.5	0.163	48.4	0.227	0.253	0.0186	0.0440	89.2
TPZ-10-24	SB	TPZ-10-24 29	15	40.3	0.050	11.7	0.181	47.2	0.195	0.239	0.0195	0.0282	87.8
RTZ-11-06	SB	RTZ-11-06 1	1	40.2	0.083	9.6	0.142	49.4	0.161	0.340	0.0175	0.0498	90.2
RTZ-11-06	SB	RTZ-11-06 2	1	39.5	0.142	10.3	0.151	49.4	0.160	0.333	0.0182	0.0454	89.6
RTZ-11-06	SB	RTZ-11-06 3	2	40.0	0.054	9.8	0.150	49.5	0.179	0.313	0.0179	0.0398	90.0
RTZ-11-06	SB	RTZ-11-06 4	2	40.2	0.052	12.1	0.180	46.9	0.159	0.298	0.0189	0.0334	87.3
RTZ-11-06	SB	RTZ-11-06 5	3	40.6	0.057	10.3	0.161	48.4	0.185	0.300	0.0182	0.0347	89.3
RTZ-11-06	SB	RTZ-11-06 6	3	40.5	0.061	10.5	0.164	48.2	0.173	0.302	0.0183	0.0357	89.1
RTZ-11-06	SB	RTZ-11-06 7	4	41.1	0.056	11.3	0.169	46.8	0.186	0.276	0.0201	0.0380	88.0
RTZ-11-06	SB	RTZ-11-06 8	4	39.1	0.050	12.3	0.182	47.9	0.166	0.235	0.0206	0.0260	87.4
RTZ-11-06	SB	RTZ-11-06 9	5	39.3	0.052	16.8	0.242	43.3	0.147	0.122	0.0231	0.0029	82.1
RTZ-11-06	SB	RTZ-11-06 10	5	38.8	0.051	16.7	0.240	43.9	0.140	0.120	0.0228	0.0030	82.4
RTZ-11-06	SB	RTZ-11-06 11	6	40.1	0.049	10.3	0.155	48.9	0.190	0.287	0.0181	0.0406	89.4
RTZ-11-06	SB	RTZ-11-06 12	6	38.5	0.045	16.5	0.234	44.4	0.145	0.130	0.0220	0.0038	82.8
RTZ-11-06	SB	RTZ-11-06 13	7	40.6	0.048	17.1	0.244	41.7	0.154	0.134	0.0228	0.0041	81.3
RTZ-11-06	SB	RTZ-11-06 14	7	40.4	0.049	10.3	0.157	48.6	0.179	0.282	0.0183	0.0318	89.4
RTZ-11-06	SB	RTZ-11-06 15	8	40.1	0.051	10.6	0.159	48.6	0.181	0.299	0.0184	0.0360	89.1
RTZ-11-06	SB	RTZ-11-06 16	8	39.9	0.053	11.2	0.168	48.2	0.171	0.265	0.0191	0.0245	88.5
RTZ-11-06	SB	RTZ-11-06 17	9	40.0	0.082	10.6	0.159	48.7	0.178	0.287	0.0187	0.0300	89.1
RTZ-11-06	SB	RTZ-11-06 18	9	40.5	0.057	10.3	0.154	48.4	0.184	0.332	0.0182	0.0355	89.3
RTZ-11-06	SB	RTZ-11-06 19	10	40.2	0.062	10.3	0.154	48.7	0.182	0.329	0.0182	0.0415	89.4
RTZ-11-06	SB	RTZ-11-06-21	11	40.2	0.058	10.3	0.152	48.8	0.183	0.310	0.0182	0.0365	89.5
RTZ-11-06	SB	RTZ-11-06-22	11	40.3	0.050	11.2	0.164	47.8	0.171	0.330	0.0186	0.0384	88.4
RTZ-11-06	SB	RTZ-11-06 23	12	40.3	0.061	11.2	0.170	47.8	0.185	0.241	0.0195	0.0247	88.4
RTZ-11-06	SB	RTZ-11-06 24	12	40.4	0.058	12.0	0.184	46.9	0.175	0.223	0.0206	0.0211	87.4
RTZ-11-06	SB	RTZ-11-06 25	13	41.1	0.067	10.0	0.155	48.2	0.186	0.327	0.0185	0.0439	89.6
RTZ-11-06	SB	RTZ-11-06 26	13	41.0	0.068	10.3	0.157	47.9	0.195	0.321	0.0186	0.0441	89.2
RTZ-11-06	SB	RTZ-11-06 27	14	40.3	0.051	10.6	0.163	48.4	0.191	0.270	0.0192	0.0286	89.1
RTZ-11-06	SB	RTZ-11-06 29	15	40.6	0.059	10.8	0.166	47.9	0.180	0.280	0.0190	0.0346	88.8
RTZ-11-06	SB	RTZ-11-06 30	15	40.5	0.060	11.2	0.173	47.5	0.178	0.269	0.0192	0.0320	88.3
TZ-09-07	SR	TZ-09-07 1	1	37.8	0.028	27.0	0.480	34.4	0.221	0.050	0.0236	0.0056	69.5
TZ-09-07	SR	TZ-09-07 2	1	37.1	0.032	29.3	0.536	32.7	0.234	0.042	0.0230	0.0048	66.5
TZ-09-07	SR	TZ-09-07 3	2	37.1	0.041	29.3	0.518	32.7	0.241	0.044	0.0226	0.0044	66.5
TZ-09-07	SR	TZ-09-07 5	3	37.9	0.027	25.9	0.433	35.4	0.203	0.054	0.0247	0.0052	70.9
TZ-09-07	SR	TZ-09-07 10	4	38.4	0.025	24.1	0.392	36.8	0.184	0.070	0.0252	0.0065	73.1
TZ-09-07	SR	TZ-09-07 11	5	37.4	0.026	29.3	0.523	32.6	0.219	0.045	0.0234	0.0036	66.5
TZ-09-07	SR	TZ-09-07 13	6	36.8	0.035	30.5	0.557	31.9	0.235	0.040	0.0234	0.0025	65.1
TZ-09-07	SR	TZ-09-07 14	6	38.0	0.034	25.0	0.407	36.2	0.211	0.055	0.0239	0.0050	72.1
TZ-09-07	SR	TZ-09-07 19	7	37.8	0.025	26.6	0.450	34.8	0.206	0.054	0.0241	0.0063	70.0
TZ-09-07	SR	TZ-09-07 24	8	37.6	0.029	25.5	0.417	36.2	0.213	0.052	0.0239	0.0047	71.7
TZ-09-07	SR	TZ-09-07 27	9	36.7	0.023	31.7	0.583	30.6	0.240	0.029	0.0228	0.0006	63.2
TZ-09-07	SR	TZ-09-07 28	9	37.5	0.028	27.4	0.483	34.3	0.211	0.045	0.0237	0.0030	69.1
TZ-09-07	SR	TZ-09-07 30	10	37.1	0.025	29.0	0.520	33.0	0.231	0.040	0.0231	0.0021	67.0
TZ-09-07	SR	TZ-09-07 31	11	37.1	0.024	28.9	0.525	33.1	0.235	0.044	0.0230	0.0035	67.2
TZ-09-12	SR	TZ-09-12 1	1	36.9	0.032	27.3	0.489	35.0	0.221	0.043	0.0236	0.0041	69.6
TZ-09-12	SR	TZ-09-12 2	1	37.8	0.027	23.9	0.372	37.7	0.202	0.058	0.0252	0.0054	73.8
TZ-09-12	SR	TZ-09-12 3	2	37.2	0.044	28.5	0.490	33.4	0.218	0.045	0.0237	0.0039	67.6
TZ-09-12	SR	TZ-09-12 4	2	37.5	0.028	27.3	0.467	34.4	0.213	0.046	0.0240	0.0044	69.2
TZ-09-12	SR	TZ-09-12 6	3	37.6	0.030	26.9	0.459	34.7	0.218	0.049	0.0240	0.0042	69.7
TZ-09-12	SR	TZ-09-12 7	4	37.5	0.033	27.4	0.469	34.3	0.209	0.049	0.0236	0.0042	69.1
TZ-09-12	SR	TZ-09-12 9	5	38.3	0.028	23.1	0.362	37.9	0.190	0.068	0.0250	0.0059	74.5
TZ-09-12	SR	TZ-09-12 10	5	37.8	0.027	23.8	0.375	37.7	0.196	0.062	0.0246	0.0057	73.8

(continua)

TABLA 3. COMPOSICIONES DE OLIVINO POR ABLACIÓN LÁSER Y ESPECTROMETRÍA DE MASAS CON PLASMA ACOPLADO POR INDUCCIÓN

Muestra	suite de rocas	Olivine*	grain**	SiO ₂	Al ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	NiO	CoO	Cr ₂ O ₃	Fo
TZ-09-12	SR	TZ-09-12 11	6	37.6	0.041	27.5	0.474	34.2	0.224	0.051	0.0238	0.0046	68.9
TZ-09-12	SR	TZ-09-12 13	7	38.0	0.031	26.2	0.463	34.9	0.223	0.048	0.0243	0.0044	70.4
TZ-09-12	SR	TZ-09-12 14	7	38.4	0.026	24.4	0.397	36.5	0.211	0.056	0.0251	0.0054	72.7
TZ-09-12	SR	TZ-09-12 15	8	37.8	0.027	26.9	0.476	34.4	0.210	0.057	0.0240	0.0053	69.5
TZ-09-12	SR	TZ-09-12 16	8	37.4	0.023	29.8	0.535	31.9	0.211	0.040	0.0238	0.0029	65.6
TZ-09-12	SR	TZ-09-12 17	9	36.8	0.024	31.8	0.601	30.5	0.212	0.037	0.0228	0.0027	63.1
TZ-09-12	SR	TZ-09-12 20	10	38.3	0.027	23.4	0.376	37.6	0.206	0.061	0.0259	0.0065	74.1
TZ-09-12	SR	TZ-09-12 21	11	38.5	0.042	24.5	0.391	36.3	0.226	0.054	0.0245	0.0054	72.6
TZ-09-12	SR	TZ-09-12 22	11	37.7	0.026	28.2	0.479	33.4	0.203	0.044	0.0239	0.0035	67.9
TZ-09-12	SR	TZ-09-12 23	12	37.6	0.025	29.4	0.526	32.2	0.211	0.041	0.0236	0.0030	66.1
TZ-09-12	SR	TZ-09-12 24	12	38.1	0.033	26.4	0.435	34.8	0.205	0.049	0.0245	0.0044	70.2
TZ-09-12	SR	TZ-09-12 25	13	38.2	0.039	27.4	0.463	33.7	0.213	0.047	0.0242	0.0040	68.7
TZ-09-12	SR	TZ-09-12 26	13	38.3	0.024	24.9	0.403	36.0	0.204	0.058	0.0247	0.0052	72.1
TZ-09-12	SR	TZ-09-12 27	14	38.4	0.026	23.6	0.387	37.3	0.205	0.062	0.0247	0.0057	73.9
TZ-09-12	SR	TZ-09-12 28	14	38.1	0.028	23.7	0.417	37.4	0.211	0.057	0.0249	0.0062	73.8
TZ-09-12	SR	TZ-09-12 29	15	38.0	0.032	25.3	0.426	36.0	0.216	0.057	0.0249	0.0060	71.7
TZ-09-12	SR	TZ-09-12 30	15	38.3	0.027	24.5	0.391	36.5	0.200	0.058	0.0254	0.0059	72.7
TZ-09-37A	SR	TZ-09-37A 1	1	38.2	0.029	20.8	0.320	40.3	0.160	0.166	0.0223	0.0148	77.5
TZ-09-37A	SR	TZ-09-37A 2	1	37.9	0.034	20.8	0.321	40.6	0.158	0.165	0.0224	0.0161	77.7
TZ-09-37A	SR	TZ-09-37A 3	2	37.7	0.023	22.7	0.362	38.9	0.170	0.114	0.0226	0.0084	75.3
TZ-09-37A	SR	TZ-09-37A 4	2	37.4	0.030	23.3	0.381	38.6	0.170	0.105	0.0226	0.0078	74.7
TZ-09-37A	SR	TZ-09-37A 5	3	37.5	0.023	23.0	0.364	38.8	0.179	0.109	0.0229	0.0070	75.1
TZ-09-37A	SR	TZ-09-37A 6	3	37.6	0.026	23.9	0.395	37.8	0.178	0.085	0.0227	0.0043	73.8
TZ-09-37A	SR	TZ-09-37A 7	4	37.4	0.023	24.1	0.396	37.8	0.177	0.086	0.0227	0.0041	73.7
TZ-09-37A	SR	TZ-09-37A 8	4	37.6	0.024	22.5	0.364	39.2	0.185	0.120	0.0226	0.0091	75.7
TZ-09-37A	SR	TZ-09-37A 9	5	37.3	0.023	23.4	0.381	38.6	0.176	0.109	0.0225	0.0077	74.7
TZ-09-37A	SR	TZ-09-37A 10	5	37.5	0.033	22.1	0.358	39.7	0.185	0.125	0.0228	0.0096	76.2
TZ-09-37A	SR	TZ-09-37A 11	6	37.5	0.029	21.1	0.323	40.6	0.169	0.165	0.0226	0.0137	77.4
TZ-09-37A	SR	TZ-09-37A 12	6	37.5	0.031	21.4	0.324	40.4	0.173	0.165	0.0228	0.0148	77.1
TZ-09-37A	SR	TZ-09-37A 13	7	37.3	0.025	23.1	0.373	38.9	0.177	0.117	0.0228	0.0095	75.0
TZ-09-37A	SR	TZ-09-37A 14	7	37.5	0.023	23.0	0.375	38.8	0.178	0.115	0.0228	0.0088	75.1
TZ-09-37A	SR	TZ-09-37A 15	8	37.8	0.031	21.2	0.326	40.3	0.159	0.159	0.0228	0.0137	77.2
TZ-09-37A	SR	TZ-09-37A 16	8	37.5	0.029	21.5	0.330	40.3	0.163	0.158	0.0230	0.0131	77.0
TZ-09-37A	SR	TZ-09-37A 17	9	37.6	0.022	23.2	0.383	38.4	0.184	0.096	0.0226	0.0061	74.7
TZ-09-37A	SR	TZ-09-37A 18	9	37.8	0.033	23.8	0.394	37.7	0.176	0.088	0.0229	0.0043	73.8
TZ-09-37A	SR	TZ-09-37A 19	10	37.5	0.022	23.6	0.394	38.3	0.174	0.095	0.0229	0.0062	74.3
TZ-09-37A	SR	TZ-09-37A 20	10	37.6	0.024	23.3	0.359	38.5	0.186	0.103	0.0229	0.0069	74.7
TZ-09-37A	SR	TZ-09-37A 21	11	37.2	0.028	23.6	0.387	38.5	0.190	0.097	0.0231	0.0058	74.4
TZ-09-37A	SR	TZ-09-37A 22	11	37.8	0.025	22.6	0.365	38.9	0.178	0.119	0.0229	0.0099	75.5
TZ-09-37A	SR	TZ-09-37A 23	12	37.9	0.025	22.7	0.373	38.7	0.181	0.110	0.0227	0.0070	75.2
TZ-09-37A	SR	TZ-09-37A 24	12	37.5	0.023	23.3	0.388	38.5	0.190	0.100	0.0228	0.0066	74.6
TZ-09-37A	SR	TZ-09-37A 25	13	37.8	0.025	23.5	0.388	38.0	0.182	0.093	0.0225	0.0051	74.3
TZ-09-37A	SR	TZ-09-37A 26	13	37.7	0.033	22.2	0.346	39.4	0.149	0.140	0.0217	0.0150	76.0
TZ-09-37A	SR	TZ-09-37A 27	14	37.8	0.033	22.2	0.346	39.3	0.154	0.131	0.0217	0.0142	75.9
TZ-09-37A	SR	TZ-09-37A 28	14	38.2	0.035	21.5	0.327	39.6	0.164	0.116	0.0226	0.0084	76.7
TZ-09-37A	SR	TZ-09-37A 29	15	37.8	0.022	23.9	0.390	37.6	0.161	0.081	0.0222	0.0041	73.8
TZ-09-37A	SR	TZ-09-37A 30	15	38.6	0.033	20.9	0.346	39.7	0.152	0.151	0.0222	0.0165	77.2
TZ-09-37A	SR	TZ-09-37A 31	16	38.3	0.035	21.7	0.346	39.3	0.158	0.140	0.0222	0.0143	76.3
TZ-09-37A	SR	TZ-09-37A 32	16	37.8	0.031	22.7	0.365	38.8	0.165	0.109	0.0220	0.0083	75.3
TZ-09-30	SR	TZ-09-30 1	1	38.2	0.025	21.7	0.354	39.3	0.175	0.167	0.0222	0.0139	76.4
TZ-09-30	SR	TZ-09-30 2	1	38.0	0.026	21.6	0.361	39.6	0.177	0.169	0.0220	0.0142	76.6
TZ-09-30	SR	TZ-09-30 4	2	38.4	0.029	20.8	0.352	40.1	0.177	0.178	0.0223	0.0201	77.5
TZ-09-30	SR	TZ-09-30 5	3	38.2	0.025	20.7	0.348	40.4	0.176	0.185	0.0225	0.0135	77.7
TZ-09-30	SR	TZ-09-30 6	3	37.6	0.026	24.1	0.419	37.5	0.197	0.133	0.0215	0.0142	73.5
TZ-09-30	SR	TZ-09-30 7	4	38.4	0.019	20.9	0.360	40.0	0.160	0.144	0.0223	0.0104	77.3
TZ-09-30	SR	TZ-09-30 10	5	38.2	0.025	22.4	0.398	38.6	0.180	0.167	0.0219	0.0134	75.5
TZ-09-30	SR	TZ-09-30 11	6	38.3	0.025	20.2	0.338	40.7	0.179	0.184	0.0224	0.0141	78.2
TZ-09-30	SR	TZ-09-30 12	6	38.6	0.032	20.1	0.327	40.5	0.180	0.184	0.0225	0.0147	78.3
TZ-09-30	SR	TZ-09-30 13	7	38.3	0.027	20.6	0.350	40.3	0.177	0.183	0.0223	0.0143	77.7
TZ-09-30	SR	TZ-09-30 14	7	37.7	0.025	22.9	0.401	38.6	0.183	0.131	0.0222	0.0137	75.1
TZ-09-30	SR	TZ-09-30 15	8	38.3	0.027	20.4	0.340	40.5	0.180	0.181	0.0220	0.0148	78.0
TZ-09-30	SR	TZ-09-30 16	8	38.3	0.026	20.6	0.332	40.4	0.176	0.182	0.0224	0.0133	77.7
TZ-09-30	SR	TZ-09-30 18	9	38.3	0.026	22.2	0.396	38.7	0.184	0.160	0.0219	0.0130	75.7
TZ-09-30	SR	TZ-09-30 21	10	38.2	0.028	20.9	0.349	40.1	0.178	0.176	0.0221	0.0143	77.4
TZ-09-30	SR	TZ-09-30 22	10	38.6	0.025	20.6	0.349	40.1	0.174	0.182	0.0223	0.0141	77.6
TZ-09-30	SR	TZ-09-30 23	11	38.5	0.028	20.6	0.343	40.2	0.178	0.182	0.0226	0.0144	77.7
TZ-09-30	SR	TZ-09-30 24	11	38.0	0.041	23.2	0.400	38.0	0.186	0.151	0.0218	0.0145	74.5
TZ-09-30	SR	TZ-09-30 25	12	38.6	0.027	20.4	0.347	40.2	0.175	0.185	0.0227	0.0144	77.8
TZ-09-30	SR	TZ-09-30 26	12	38.3	0.027	20.6	0.348	40.3	0.173	0.184	0.0224	0.0147	77.8
TZ-09-30	SR	TZ-09-30 27	13	38.3	0.024	20.8	0.349	40.2	0.151	0.174	0.0222	0.0125	77.5
TZ-09-30	SR	TZ-09-30 29	14	38.4	0.034	20.6	0.349	40.2	0.183	0.181	0.0225	0.0135	77.7
JAL-05-16	AC	JAL-05-16 2	1	39.8	0.035	16.4	0.283	43.0	0.155	0.265	0.0220	0.0223	82.4
JAL-05-16	AC	JAL-05-16 3	2	39.6	0.037	17.6	0.322	42.0	0.170	0.262	0.0217	0.0227	81.0
JAL-05-16	AC	JAL-05-16 4	2	39.2	0.032	19.0	0.367	40.9	0.187	0.212	0.0225	0.0198	79.3
JAL-05-16	AC	JAL-05-16 5	3	39.9	0.035	14.5	0.231	44.9	0.150	0.292	0.0220	0.0241	84.7
JAL-05-16	AC	JAL-05-16 6	3	39.7	0.037	16.1	0.270	43.4	0.155	0.270	0.0219	0.0238	82.7
JAL-05-16	AC	JAL-05-16 7	4	39.7	0.031	17.1	0.300	42.5	0.167	0.204	0.0223	0.0166	81.6

(continua)

TABLA 3. COMPOSICIONES DE OLIVINO POR ABLACIÓN LÁSER Y ESPECTROMETRÍA DE MASAS CON PLASMA ACOPLADO POR INDUCCIÓN

Muestra	suite de rocas	Olivine*	grain**	SiO ₂	Al ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	NiO	CoO	Cr ₂ O ₃	Fo
JAL-05-16	AC	JAL-05-16 8	4	39.9	0.038	16.8	0.292	42.5	0.161	0.227	0.0222	0.0181	81.8
JAL-05-16	AC	JAL-05-16 9	5	39.8	0.034	17.6	0.297	41.9	0.158	0.219	0.0219	0.0192	80.9
JAL-05-16	AC	JAL-05-16 10	5	39.5	0.032	18.9	0.348	40.9	0.190	0.174	0.0224	0.0120	79.4
JAL-05-16	AC	JAL-05-16 12	6	40.2	0.039	14.8	0.243	44.2	0.172	0.267	0.0221	0.0237	84.2
JAL-05-16	AC	JAL-05-16 13	7	40.2	0.038	15.0	0.244	44.0	0.140	0.273	0.0217	0.0232	83.9
JAL-05-16	AC	JAL-05-16 14	7	39.9	0.034	17.2	0.311	42.1	0.165	0.215	0.0223	0.0186	81.4
JAL-05-16	AC	JAL-05-16 15	8	40.7	0.035	14.6	0.237	44.0	0.152	0.276	0.0220	0.0227	84.3
JAL-05-16	AC	JAL-05-16 17	9	40.6	0.041	14.8	0.233	43.9	0.161	0.271	0.0221	0.0233	84.1
JAL-05-16	AC	JAL-05-16 18	9	40.5	0.040	16.1	0.278	42.6	0.158	0.259	0.0218	0.0226	82.5
JAL-05-16	AC	JAL-05-16 19	10	40.9	0.037	13.7	0.219	44.6	0.159	0.313	0.0213	0.0274	85.3
JAL-05-16	AC	JAL-05-16 20	10	40.5	0.036	16.5	0.304	42.2	0.164	0.241	0.0215	0.0126	82.0
JAL-05-16	AC	JAL-05-16 21	11	40.8	0.037	15.3	0.258	43.2	0.145	0.273	0.0219	0.0235	83.4
JAL-05-16	AC	JAL-05-16 22	11	40.8	0.032	16.3	0.288	42.1	0.158	0.250	0.0219	0.0203	82.1
JAL-05-16	AC	JAL-05-16 23	12	40.8	0.042	14.1	0.225	44.4	0.164	0.283	0.0220	0.0243	84.9
JAL-05-16	AC	JAL-05-16 24	12	40.9	0.036	15.2	0.256	43.2	0.145	0.276	0.0219	0.0228	83.5
JAL-05-16	AC	JAL-05-16 26	13	40.5	0.032	16.3	0.290	42.5	0.183	0.194	0.0221	0.0151	82.3
JAL-05-16	AC	JAL-05-16 27	14	40.6	0.040	14.6	0.232	44.0	0.180	0.270	0.0215	0.0183	84.3
JAL-05-16	AC	JAL-05-16 28	14	40.7	0.040	15.7	0.268	42.8	0.162	0.256	0.0217	0.0222	82.9
JAL-05-16	AC	JAL-05-16 29	15	41.0	0.035	14.1	0.227	44.2	0.159	0.287	0.0219	0.0247	84.8
JAL-05-16	AC	JAL-05-16 30	15	40.9	0.034	16.1	0.280	42.3	0.164	0.244	0.0216	0.0159	82.5
JAL-05-11	AC	JAL-05-11 1	1	38.3	0.019	22.6	0.329	38.4	0.120	0.194	0.0239	0.0104	75.2
JAL-05-11	AC	JAL-05-11 2	1	37.9	0.018	24.4	0.380	36.9	0.131	0.157	0.0238	0.0079	72.9
JAL-05-11	AC	JAL-05-11 3	2	38.1	0.022	23.0	0.338	38.2	0.131	0.192	0.0243	0.0098	74.8
JAL-05-11	AC	JAL-05-11 4	2	38.0	0.023	22.7	0.321	38.6	0.142	0.182	0.0236	0.0103	75.2
JAL-05-11	AC	JAL-05-11 5	3	37.8	0.022	22.4	0.313	39.0	0.135	0.186	0.0234	0.0096	75.6
JAL-05-11	AC	JAL-05-11 6	3	37.8	0.021	24.6	0.385	36.9	0.125	0.138	0.0240	0.0061	72.8
JAL-05-11	AC	JAL-05-11 7	4	37.6	0.019	24.2	0.339	37.6	0.132	0.107	0.0235	0.0047	73.5
JAL-05-11	AC	JAL-05-11 9	5	38.1	0.021	22.6	0.317	38.6	0.144	0.186	0.0240	0.0092	75.3
JAL-05-11	AC	JAL-05-11 10	5	38.0	0.022	22.7	0.317	38.7	0.132	0.181	0.0236	0.0097	75.2
JAL-05-11	AC	JAL-05-11 11	6	37.9	0.020	23.2	0.327	38.3	0.134	0.135	0.0238	0.0067	74.6
JAL-05-11	AC	JAL-05-11 12	6	37.7	0.021	23.4	0.329	38.2	0.136	0.145	0.0237	0.0074	74.4
JAL-05-11	AC	JAL-05-11 13	7	38.1	0.020	22.0	0.310	39.3	0.134	0.170	0.0240	0.0086	76.1
JAL-05-11	AC	JAL-05-11 14	7	37.8	0.022	22.7	0.317	38.8	0.132	0.187	0.0241	0.0103	75.3
JAL-05-11	AC	JAL-05-11 15	8	37.7	0.020	23.5	0.343	38.2	0.131	0.138	0.0241	0.0069	74.3
JAL-05-11	AC	JAL-05-11 16	8	37.7	0.019	23.7	0.343	37.9	0.125	0.145	0.0241	0.0077	74.1
JAL-05-11	AC	JAL-05-11 18	9	37.3	0.019	24.8	0.356	37.3	0.132	0.121	0.0231	0.0058	72.8
JAL-05-11	AC	JAL-05-11 19	10	37.4	0.021	25.0	0.342	37.0	0.133	0.133	0.0231	0.0060	72.5
JAL-05-11	AC	JAL-05-11 20	10	37.3	0.021	24.5	0.346	37.5	0.126	0.157	0.0230	0.0084	73.2
JAL-05-11	AC	JAL-05-11 21	11	37.4	0.021	24.3	0.347	37.7	0.139	0.102	0.0234	0.0043	73.4
JAL-05-11	AC	JAL-05-11 22	11	37.1	0.020	25.2	0.358	37.0	0.129	0.086	0.0232	0.0042	72.4
JAL-05-11	AC	JAL-05-11 23	12	36.7	0.019	27.6	0.416	35.0	0.139	0.121	0.0220	0.0043	69.4
JAL-05-11	AC	JAL-05-11 24	12	36.0	0.016	30.9	0.518	32.2	0.153	0.079	0.0217	0.0032	65.0
JAL-05-11	AC	JAL-05-11 25	13	37.1	0.024	25.3	0.372	37.0	0.130	0.044	0.0227	0.0009	72.3
JAL-05-11	AC	JAL-05-11 26	13	37.2	0.023	26.4	0.413	35.8	0.119	0.058	0.0234	0.0020	70.8
JAL-05-11	AC	JAL-05-11 27	14	37.2	0.020	24.0	0.336	38.2	0.134	0.108	0.0239	0.0050	74.0
JAL-05-11	AC	JAL-05-11 29	15	37.6	0.022	22.7	0.311	39.1	0.145	0.182	0.0238	0.0095	75.5
JAL-05-11	AC	JAL-05-11 30	15	37.3	0.022	24.2	0.334	37.8	0.138	0.141	0.0232	0.0072	73.6
JAL-05-03	AC	JAL-05-03 2	1	37.7	0.020	21.5	0.331	40.0	0.138	0.180	0.0222	0.0126	76.8
JAL-05-03	AC	JAL-05-03 3	2	37.6	0.018	22.1	0.341	39.6	0.146	0.178	0.0216	0.0132	76.2
JAL-05-03	AC	JAL-05-03 5	3	37.8	0.019	20.7	0.313	40.8	0.124	0.220	0.0223	0.0136	77.9
JAL-05-03	AC	JAL-05-03 6	3	37.4	0.019	21.0	0.318	40.8	0.139	0.181	0.0220	0.0116	77.6
JAL-05-03	AC	JAL-05-03 7	4	37.7	0.021	21.3	0.325	40.3	0.152	0.180	0.0220	0.0120	77.1
JAL-05-03	AC	JAL-05-03 10	5	38.1	0.018	21.7	0.330	39.5	0.127	0.165	0.0222	0.0106	76.4
JAL-05-03	AC	JAL-05-03 12	6	37.9	0.023	19.3	0.285	42.0	0.119	0.284	0.0218	0.0193	79.5
JAL-05-03	AC	JAL-05-03 13	7	37.4	0.027	22.3	0.333	39.6	0.137	0.171	0.0219	0.0115	76.0
JAL-05-03	AC	JAL-05-03 14	7	37.2	0.023	22.4	0.340	39.8	0.138	0.166	0.0216	0.0119	76.0
JAL-05-03	AC	JAL-05-03 16	8	37.4	0.022	21.1	0.315	40.8	0.141	0.183	0.0216	0.0122	77.5
JAL-05-03	AC	JAL-05-03 17	9	37.5	0.021	21.1	0.311	40.7	0.128	0.215	0.0216	0.0107	77.4
JAL-05-03	AC	JAL-05-03 20	10	37.4	0.019	23.7	0.355	38.2	0.130	0.147	0.0217	0.0107	74.2
JAL-05-03	AC	JAL-05-03 21	11	37.8	0.018	21.7	0.324	39.9	0.123	0.178	0.0219	0.0113	76.6
JAL-05-03	AC	JAL-05-03 22	11	37.5	0.020	21.6	0.322	40.2	0.139	0.181	0.0218	0.0121	76.9
JAL-05-03	AC	JAL-05-03 24	12	37.6	0.020	22.2	0.330	39.5	0.140	0.174	0.0220	0.0114	76.0
JAL-05-03	AC	JAL-05-03 26	13	37.1	0.016	23.8	0.353	38.5	0.135	0.157	0.0211	0.0103	74.2
JAL-05-03	AC	JAL-05-03 28	14	37.5	0.019	22.4	0.330	39.4	0.128	0.201	0.0210	0.0142	75.8
JAL-05-03	AC	JAL-05-03 29	15	37.3	0.017	22.9	0.341	39.1	0.126	0.167	0.0218	0.0112	75.2
JAL-05-03	AC	JAL-05-03 30	15	37.0	0.017	25.2	0.393	37.1	0.141	0.132	0.0212	0.0102	72.4
JAL-05-05	AC	JAL-05-05 2	1	37.6	0.023	21.9	0.329	39.7	0.135	0.210	0.0216	0.0139	76.3
JAL-05-05	AC	JAL-05-05 4	2	37.5	0.023	20.8	0.302	41.0	0.131	0.252	0.0214	0.0172	77.9
JAL-05-05	AC	JAL-05-05 5	3	37.5	0.021	19.9	0.282	41.8	0.117	0.273	0.0215	0.0176	78.9
JAL-05-05	AC	JAL-05-05 8	4	37.3	0.019	22.2	0.323	39.8	0.133	0.176	0.0216	0.0117	76.1
JAL-05-05	AC	JAL-05-05 9	5	37.7	0.020	20.0	0.284	41.5	0.119	0.274	0.0218	0.0161	78.8
JAL-05-05	AC	JAL-05-05 10	5	37.6	0.022	20.5	0.293	41.2	0.120	0.262	0.0215	0.0174	78.2
JAL-05-05	AC	JAL-05-05 11	6	37.2	0.015	23.6	0.412	38.4	0.112	0.180	0.0242	0.0124	74.3
JAL-05-05	AC	JAL-05-05 12	6	37.0	0.019	23.3	0.363	39.1	0.142	0.168	0.0219	0.0115	75.0
JAL-05-05	AC	JAL-05-05 15	7	37.8	0.020	20.0	0.278	41.5	0.117	0.272	0.0215	0.0167	78.7
JAL-05-05	AC	JAL-05-05 16	7	37.2	0.020	22.2	0.318	40.0	0.131	0.164	0.0215	0.0109	76.3
JAL-05-05	AC	JAL-05-05 18	8	37.5	0.019	20.9	0.297	40.9	0.121	0.274	0.0215	0.0167	77.8

(continua)

TABLA 3. COMPOSICIONES DE OLIVINO POR ABLACIÓN LÁSER Y ESPECTROMETRÍA DE MASAS CON PLASMA ACOPLADO POR INDUCCIÓN

Muestra	suite de rocas	Olivine*	grain**	SiO ₂	Al ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	NiO	CoO	Cr ₂ O ₃	Fo
JAL-05-05	AC	JAL-05-05 19	9	37.6	0.020	20.4	0.289	41.2	0.118	0.278	0.0219	0.0173	78.3
JAL-05-05	AC	JAL-05-05 20	9	37.3	0.019	21.4	0.304	40.5	0.121	0.234	0.0217	0.0151	77.1
JAL-05-05	AC	JAL-05-05 21	10	37.8	0.019	20.3	0.280	41.2	0.116	0.272	0.0216	0.0158	78.4
JAL-05-05	AC	JAL-05-05 22	10	37.6	0.019	20.2	0.278	41.5	0.118	0.275	0.0215	0.0160	78.6
JAL-05-05	AC	JAL-05-05 23	11	37.6	0.020	20.7	0.292	40.9	0.117	0.250	0.0214	0.0172	77.9
JAL-05-05	AC	JAL-05-05 25	12	37.7	0.019	20.6	0.283	41.0	0.116	0.284	0.0217	0.0157	78.0
JAL-05-05	AC	JAL-05-05 26	12	37.6	0.019	20.6	0.278	41.1	0.122	0.277	0.0214	0.0164	78.1
JAL-05-05	AC	JAL-05-05 27	13	37.5	0.018	21.7	0.308	40.1	0.110	0.250	0.0214	0.0152	76.8
JAL-05-05	AC	JAL-05-05 28	13	37.1	0.018	22.6	0.318	39.6	0.123	0.183	0.0217	0.0122	75.8
JAL-05-05	AC	JAL-05-05 30	14	37.7	0.019	20.6	0.278	40.9	0.112	0.277	0.0214	0.0162	78.0
JAL-05-10	AC	JAL-05-10 1	1	37.3	0.021	23.1	0.306	39.0	0.125	0.164	0.0231	0.0083	75.0
JAL-05-10	AC	JAL-05-10 3	2	37.2	0.021	23.4	0.306	38.8	0.139	0.163	0.0229	0.0082	74.7
JAL-05-10	AC	JAL-05-10 5	3	37.2	0.023	23.1	0.301	39.1	0.119	0.167	0.0228	0.0091	75.1
JAL-05-10	AC	JAL-05-10 6	3	37.2	0.020	23.4	0.308	38.8	0.124	0.153	0.0229	0.0068	74.7
JAL-05-10	AC	JAL-05-10 7	4	37.1	0.022	23.5	0.309	38.8	0.124	0.154	0.0227	0.0078	74.6
JAL-05-10	AC	JAL-05-10 8	4	37.0	0.022	23.7	0.303	38.7	0.131	0.161	0.0228	0.0078	74.4
JAL-05-10	AC	JAL-05-10 9	5	36.9	0.023	23.4	0.303	39.1	0.127	0.163	0.0229	0.0082	74.9
JAL-05-10	AC	JAL-05-10 10	5	37.0	0.021	23.6	0.305	38.8	0.128	0.160	0.0225	0.0076	74.6
JAL-05-10	AC	JAL-05-10 11	6	37.1	0.021	23.4	0.303	38.9	0.124	0.155	0.0227	0.0075	74.8
JAL-05-10	AC	JAL-05-10 12	6	37.2	0.021	23.5	0.304	38.7	0.121	0.159	0.0228	0.0071	74.5
JAL-05-10	AC	JAL-05-10 13	7	37.1	0.021	23.5	0.305	38.8	0.126	0.159	0.0230	0.0077	74.6
JAL-05-10	AC	JAL-05-10 14	7	37.0	0.022	23.5	0.302	38.8	0.131	0.157	0.0229	0.0077	74.6
JAL-05-10	AC	JAL-05-10 15	8	37.0	0.020	23.5	0.297	38.9	0.111	0.173	0.0228	0.0084	74.7
JAL-05-10	AC	JAL-05-10 16	8	36.9	0.020	24.0	0.300	38.5	0.125	0.165	0.0225	0.0079	74.1
JAL-05-10	AC	JAL-05-10 17	9	36.9	0.022	23.7	0.297	38.8	0.127	0.160	0.0224	0.0082	74.5
JAL-05-10	AC	JAL-05-10 19	10	36.8	0.020	24.0	0.305	38.6	0.126	0.158	0.0231	0.0079	74.1
JAL-05-10	AC	JAL-05-10 20	10	36.8	0.019	24.3	0.308	38.4	0.126	0.146	0.0229	0.0068	73.8
JAL-05-10	AC	JAL-05-10 21	11	36.8	0.020	23.9	0.298	38.7	0.116	0.165	0.0227	0.0082	74.3
JAL-05-10	AC	JAL-05-10 23	12	36.8	0.022	23.8	0.299	38.7	0.134	0.160	0.0226	0.0080	74.3
JAL-05-10	AC	JAL-05-10 24	12	37.0	0.020	24.1	0.305	38.3	0.122	0.159	0.0228	0.0075	73.9
JAL-05-10	AC	JAL-05-10 26	13	36.6	0.019	25.7	0.325	37.1	0.113	0.161	0.0218	0.0081	72.0
JAL-05-10	AC	JAL-05-10 27	14	36.8	0.020	24.2	0.304	38.4	0.130	0.160	0.0230	0.0078	73.9
JAL-05-10	AC	JAL-05-10 28	14	36.7	0.023	24.1	0.301	38.5	0.130	0.165	0.0232	0.0087	74.0
JAL-05-10	AC	JAL-05-10 29	15	37.1	0.019	24.1	0.302	38.1	0.125	0.146	0.0232	0.0073	73.8
JAL-07-1A	Usmajac	JAL-07-1A 1	1	38.9	0.014	20.3	0.285	40.1	0.114	0.198	0.0249	0.0085	77.9
JAL-07-1A	Usmajac	JAL-07-1A 2	1	38.7	0.015	19.5	0.276	41.1	0.114	0.207	0.0237	0.0102	78.9
JAL-07-1A	Usmajac	JAL-07-1A 3	2	38.7	0.016	19.2	0.260	41.5	0.114	0.221	0.0233	0.0114	79.4
JAL-07-1A	Usmajac	JAL-07-1A 4	2	38.4	0.015	19.8	0.271	41.2	0.123	0.207	0.0237	0.0101	78.7
JAL-07-1A	Usmajac	JAL-07-1A 5	3	38.7	0.016	19.2	0.264	41.5	0.107	0.221	0.0235	0.0115	79.4
JAL-07-1A	Usmajac	JAL-07-1A 6	3	38.7	0.017	18.8	0.263	41.8	0.134	0.217	0.0232	0.0108	79.8
JAL-07-1A	Usmajac	JAL-07-1A 8	4	38.6	0.015	19.6	0.270	41.2	0.110	0.212	0.0238	0.0105	78.9
JAL-07-1A	Usmajac	JAL-07-1A 9	5	38.6	0.016	20.6	0.277	40.1	0.114	0.186	0.0242	0.0084	77.6
JAL-07-1A	Usmajac	JAL-07-1A 11	6	38.6	0.015	19.6	0.267	41.1	0.120	0.220	0.0242	0.0101	78.9
JAL-07-1A	Usmajac	JAL-07-1A 12	6	38.6	0.015	20.1	0.272	40.7	0.122	0.211	0.0241	0.0091	78.3
JAL-07-1A	Usmajac	JAL-07-1A 14	7	38.8	0.014	19.1	0.264	41.5	0.110	0.230	0.0238	0.0111	79.5
JAL-07-1A	Usmajac	JAL-07-1A 15	8	38.7	0.016	20.1	0.275	40.6	0.118	0.195	0.0238	0.0101	78.3
JAL-07-1A	Usmajac	JAL-07-1A 16	8	38.7	0.016	19.9	0.275	40.8	0.114	0.198	0.0240	0.0100	78.5
JAL-07-1A	Usmajac	JAL-07-1A 18	9	38.1	0.016	20.2	0.278	41.0	0.125	0.200	0.0242	0.0097	78.3
JAL-07-1A	Usmajac	JAL-07-1A 19	10	38.4	0.014	20.2	0.273	40.7	0.111	0.200	0.0243	0.0085	78.2
JAL-07-1A	Usmajac	JAL-07-1A 21	11	38.1	0.016	20.7	0.280	40.6	0.123	0.199	0.0244	0.0097	77.8
JAL-07-1A	Usmajac	JAL-07-1A 22	11	38.1	0.016	20.4	0.277	40.9	0.117	0.193	0.0243	0.0088	78.2
JAL-07-1A	Usmajac	JAL-07-1A 25	12	38.4	0.017	18.7	0.250	42.2	0.107	0.294	0.0240	0.0141	80.1
JAL-07-1A	Usmajac	JAL-07-1A 26	12	38.3	0.017	20.0	0.274	41.1	0.128	0.192	0.0243	0.0101	78.5
JAL-07-1A	Usmajac	JAL-07-1A 27	13	38.5	0.018	18.3	0.243	42.5	0.103	0.312	0.0238	0.0155	80.5
JAL-07-1A	Usmajac	JAL-07-1A 28	13	38.4	0.018	18.1	0.243	42.8	0.117	0.316	0.0237	0.0155	80.8
JAL-07-1A	Usmajac	JAL-07-1A 29	14	38.1	0.017	20.5	0.285	40.8	0.120	0.168	0.0239	0.0108	78.0
JAL-07-1A	Usmajac	JAL-07-1A 30	14	38.1	0.016	19.8	0.274	41.5	0.122	0.208	0.0236	0.0104	78.9

Nota: SB-suite de Basaltos Sangangüey; SR-suite Santa Rosa; AC-suite Amatlán de Cañas; Fo-Forsterita.

*Identificación de cada análisis; el número al final de la identificación indica la zona analizada en el olivino, #impar es para núcleo y #par para borde.

**Número consecutivo de cada análisis individual en cada muestra.

TABLA 4. COMPOSICIONES DE PLAGIOCLASA POR ABLACIÓN LÁSER Y ESPECTROMETRÍA DE MASAS CON PLASMA ACOPLADO POR INDUCCIÓN

Muestra	suite de rocas	Plagioclase*	grain**	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	FeO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	SrO	BaO	An %
TZ-09-14	SR	TZ-09-14 18	9	54.2	0.052	28.9	0.43	0.140	10.3	5.40	0.287	0.181	0.0252	51
TZ-09-14	SR	TZ-09-14 19	10	53.5	0.058	29.0	0.40	0.120	12.5	4.12	0.197	0.136	0.0114	62
TZ-09-14	SR	TZ-09-14 20	10	53.2	0.057	29.2	0.41	0.120	12.7	3.94	0.186	0.134	0.0101	63
TZ-09-14	SR	TZ-09-14 21	11	58.9	0.023	25.7	0.14	0.017	8.4	6.18	0.492	0.116	0.0164	42
TZ-09-14	SR	TZ-09-14 22	11	58.9	0.023	25.7	0.16	0.016	8.4	6.18	0.490	0.116	0.0169	42
TZ-09-14	SR	TZ-09-14 23	12	56.3	0.058	26.9	0.38	0.097	10.8	5.03	0.267	0.167	0.0200	53
TZ-09-14	SR	TZ-09-14 24	12	56.0	0.056	27.4	0.38	0.096	10.6	5.04	0.272	0.169	0.0264	53
TZ-09-14	SR	TZ-09-14 25	13	54.2	0.055	28.3	0.42	0.105	11.9	4.54	0.217	0.153	0.0158	58
TZ-09-14	SR	TZ-09-14 26	13	53.7	0.056	28.8	0.43	0.126	12.0	4.54	0.220	0.154	0.0162	59
TZ-09-14	SR	TZ-09-14 27	14	54.4	0.056	28.2	0.40	0.128	12.0	4.44	0.222	0.148	0.0154	59
TZ-09-14	SR	TZ-09-14 28	14	53.7	0.057	28.8	0.40	0.109	12.4	4.22	0.224	0.146	0.0138	61
TZ-09-14	SR	TZ-09-14 29	15	59.6	0.021	25.1	0.12	0.026	8.0	6.53	0.512	0.150	0.0279	39
TZ-09-14	SR	TZ-09-14 30	15	59.6	0.022	25.1	0.15	0.046	7.8	6.46	0.522	0.147	0.0272	39
TZ-09-37A	SR	TZ-09-37A 1	1	54.6	0.077	28.2	0.48	0.168	11.9	4.18	0.283	0.137	0.0182	60
TZ-09-37A	SR	TZ-09-37A 2	1	54.0	0.074	28.7	0.48	0.162	11.5	4.60	0.330	0.151	0.0295	57
TZ-09-37A	SR	TZ-09-37A 3	2	54.8	0.069	28.2	0.49	0.133	11.4	4.45	0.303	0.133	0.0207	58
TZ-09-37A	SR	TZ-09-37A 4	2	54.6	0.070	28.2	0.46	0.132	11.5	4.54	0.307	0.135	0.0223	57
TZ-09-37A	SR	TZ-09-37A 5	3	55.4	0.070	27.5	0.44	0.135	11.7	4.34	0.290	0.132	0.0188	59
TZ-09-37A	SR	TZ-09-37A 6	3	52.3	0.075	30.3	0.46	0.153	12.0	4.12	0.294	0.141	0.0216	61
TZ-09-37A	SR	TZ-09-37A 7	4	54.5	0.071	28.4	0.44	0.138	11.8	4.24	0.286	0.136	0.0190	60
TZ-09-37A	SR	TZ-09-37A 8	4	54.6	0.073	28.1	0.46	0.141	11.7	4.46	0.305	0.146	0.0261	58
TZ-09-37A	SR	TZ-09-37A 9	5	54.2	0.074	28.5	0.45	0.136	11.7	4.45	0.302	0.141	0.0214	58
TZ-09-37A	SR	TZ-09-37A 10	5	54.4	0.075	28.4	0.46	0.135	11.6	4.53	0.314	0.140	0.0214	58
TZ-09-37A	SR	TZ-09-37A 11	6	53.4	0.075	29.1	0.46	0.142	12.3	4.13	0.277	0.139	0.0186	61
TZ-09-37A	SR	TZ-09-37A 12	6	53.5	0.072	29.1	0.42	0.141	12.0	4.31	0.296	0.145	0.0229	60
TZ-09-37A	SR	TZ-09-37A 13	7	53.8	0.073	28.7	0.44	0.133	12.1	4.38	0.294	0.136	0.0194	59
TZ-09-37A	SR	TZ-09-37A 14	7	54.3	0.072	28.4	0.48	0.122	11.8	4.44	0.301	0.136	0.0202	58
TZ-09-37A	SR	TZ-09-37A 15	8	53.2	0.073	29.2	0.42	0.139	12.1	4.41	0.301	0.139	0.0196	59
TZ-09-37A	SR	TZ-09-37A 16	8	53.6	0.073	28.8	0.49	0.142	12.3	4.17	0.277	0.138	0.0182	61
TZ-09-37A	SR	TZ-09-37A 17	9	53.9	0.072	28.4	0.45	0.140	12.0	4.56	0.309	0.141	0.0233	58
TZ-09-37A	SR	TZ-09-37A 18	9	53.4	0.073	29.0	0.48	0.141	12.2	4.27	0.290	0.142	0.0214	60
TZ-09-37A	SR	TZ-09-37A 19	10	53.6	0.073	28.8	0.46	0.137	12.2	4.30	0.292	0.140	0.0196	60
TZ-09-37A	SR	TZ-09-37A 20	10	54.6	0.072	27.9	0.48	0.136	11.9	4.42	0.311	0.141	0.0247	59
TZ-09-37A	SR	TZ-09-37A 21	11	52.6	0.081	29.5	0.49	0.161	12.4	4.30	0.305	0.143	0.0214	60
TZ-09-37A	SR	TZ-09-37A 23	12	52.7	0.075	29.6	0.44	0.156	12.2	4.45	0.316	0.143	0.0205	59
TZ-09-37A	SR	TZ-09-37A 25	13	53.0	0.073	29.3	0.46	0.139	12.4	4.16	0.281	0.143	0.0198	61
TZ-09-37A	SR	TZ-09-37A 26	13	53.3	0.071	29.1	0.44	0.130	12.5	4.07	0.274	0.140	0.0186	62
TZ-09-37A	SR	TZ-09-37A 27	14	53.0	0.073	29.3	0.44	0.140	12.5	4.14	0.276	0.139	0.0182	62
TZ-09-37A	SR	TZ-09-37A 28	14	53.0	0.074	29.0	0.49	0.139	12.7	4.19	0.276	0.141	0.0184	62
TZ-09-37A	SR	TZ-09-37A 29	15	53.8	0.091	28.3	0.59	0.145	12.2	4.40	0.330	0.139	0.0202	59
TZ-09-37A	SR	TZ-09-37A 30	15	53.9	0.070	28.7	0.40	0.131	12.0	4.35	0.296	0.137	0.0189	59
RTZ-11-35	SR	RTZ-11-35 1	1	53.6	0.056	28.9	0.35	0.168	12.7	3.92	0.178	0.093	0.0032	64
RTZ-11-35	SR	RTZ-11-35 2	1	52.9	0.061	29.3	0.35	0.158	13.2	3.78	0.165	0.113	0.0054	65
RTZ-11-35	SR	RTZ-11-35 3	2	53.4	0.059	29.0	0.34	0.170	12.6	4.04	0.193	0.119	0.0076	63
RTZ-11-35	SR	RTZ-11-35 4	2	52.6	0.061	29.6	0.34	0.169	13.1	3.83	0.176	0.109	0.0051	65
RTZ-11-35	SR	RTZ-11-35 5	3	53.5	0.059	28.8	0.33	0.185	12.9	3.91	0.185	0.094	0.0031	64
RTZ-11-35	SR	RTZ-11-35 6	3	52.5	0.059	29.7	0.33	0.174	13.2	3.75	0.171	0.096	0.0036	65
RTZ-11-35	SR	RTZ-11-35 7	4	53.0	0.060	29.3	0.35	0.173	13.1	3.85	0.170	0.098	0.0040	65
RTZ-11-35	SR	RTZ-11-35 8	4	52.7	0.061	29.4	0.37	0.148	13.1	3.92	0.189	0.116	0.0067	64
RTZ-11-35	SR	RTZ-11-35 9	5	53.5	0.059	29.0	0.37	0.152	12.8	3.88	0.163	0.123	0.0071	64
RTZ-11-35	SR	RTZ-11-35 10	5	53.6	0.059	28.8	0.37	0.154	12.8	3.95	0.159	0.134	0.0088	64
RTZ-11-35	SR	RTZ-11-35 11	6	52.7	0.059	29.5	0.37	0.159	13.1	3.78	0.167	0.109	0.0043	65
RTZ-11-35	SR	RTZ-11-35 12	6	52.8	0.059	29.4	0.38	0.133	12.9	3.91	0.206	0.119	0.0072	64
RTZ-11-35	SR	RTZ-11-35 13	7	53.8	0.059	28.6	0.36	0.175	12.5	4.23	0.193	0.101	0.0043	61
RTZ-11-35	SR	RTZ-11-35 14	7	53.3	0.059	29.2	0.35	0.150	12.6	4.06	0.190	0.109	0.0051	62
RTZ-11-35	SR	RTZ-11-35 15	8	52.9	0.058	29.5	0.34	0.168	12.9	3.84	0.170	0.096	0.0033	64
RTZ-11-35	SR	RTZ-11-35 16	8	53.1	0.057	29.5	0.34	0.171	12.8	3.70	0.165	0.095	0.0033	65
RTZ-11-35	SR	RTZ-11-35 17	9	53.4	0.059	29.1	0.34	0.172	12.7	3.98	0.178	0.102	0.0044	63
RTZ-11-35	SR	RTZ-11-35 18	9	53.2	0.061	29.5	0.35	0.171	12.6	3.83	0.168	0.101	0.0044	64
RTZ-11-35	SR	RTZ-11-35 19	10	52.9	0.059	29.4	0.33	0.176	13.1	3.67	0.161	0.097	0.0038	66
RTZ-11-35	SR	RTZ-11-35 20	10	53.3	0.058	29.2	0.33	0.172	12.9	3.73	0.168	0.096	0.0035	65
RTZ-11-35	SR	RTZ-11-35 21	11	53.8	0.060	28.8	0.35	0.137	12.6	3.90	0.193	0.102	0.0045	63
RTZ-11-35	SR	RTZ-11-35 22	11	53.5	0.060	29.1	0.33	0.174	12.6	3.96	0.181	0.101	0.0046	63
RTZ-11-35	SR	RTZ-11-35 23	12	53.1	0.059	29.3	0.35	0.154	13.0	3.73	0.159	0.100	0.0039	65
RTZ-11-35	SR	RTZ-11-35 24	12	53.4	0.071	28.9	0.43	0.162	13.1	3.65	0.164	0.118	0.0073	66
RTZ-11-35	SR	RTZ-11-35 25	13	53.2	0.059	29.2	0.34	0.164	13.2	3.58	0.157	0.096	0.0034	67
RTZ-11-35	SR	RTZ-11-35 26	13	53.8	0.057	28.7	0.33	0.162	13.0	3.65	0.165	0.095	0.0033	66
RTZ-11-35	SR	RTZ-11-35 27	14	53.4	0.058	29.2	0.34	0.164	12.8	3.77	0.170	0.096	0.0031	64
RTZ-11-35	SR	RTZ-11-35 28	14	53.6	0.060	29.0	0.36	0.121	12.7	3.86	0.212	0.115	0.0067	64
RTZ-11-35	SR	RTZ-11-35 29	15	53.1	0.059	29.4	0.33	0.164	13.3	3.42	0.151	0.092	0.0030	68
RTZ-11-35	SR	RTZ-11-35 30	15	53.1	0.058	29.3	0.33	0.170	13.4	3.35	0.148	0.093	0.0031	68
TPZ-10-27	SV	TPZ-10-27 1	1	48.0	0.051	33.5	0.36	0.091	16.3	1.38	0.034	0.174	0.0078	87
TPZ-10-27	SV	TPZ-10-27 2	1	49.1	0.050	32.2	0.37	0.117	16.2	1.78	0.048	0.175	0.0093	83
TPZ-10-27	SV	TPZ-10-27 3	2	48.2	0.051	32.9	0.39	0.079	16.7	1.55	0.037	0.182	0.0078	85
TPZ-10-27	SV	TPZ-10-27 4	2	48.2	0.052	32.6	0.39	0.075	16.8	1.63	0.042	0.185	0.0086	85
TPZ-10-27	SV	TPZ-10-27 5	3	54.5	0.044	28.2	0.41	0.086	11.7	4.63	0.219	0.202	0.0291	57
TPZ-10-27	SV	TPZ-10-27 6	3	52.6	0.051	29.3	0.46	0.090	13.5	3.76	0.149	0.193	0.0216	66

(continua)

TABLA 4. COMPOSICIONES DE PLAGIOCLASA POR ABLACIÓN LÁSER Y ESPECTROMETRÍA DE MASAS CON PLASMA ACOPLADO POR INDUCCIÓN

Muestra	suite de rocas	Plagioclase*	grain**	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	FeO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	SrO	BaO	An %
TPZ-10-27	SV	TPZ-10-27 7	4	55.9	0.042	27.0	0.33	0.071	10.8	5.37	0.240	0.207	0.0373	52
TPZ-10-27	SV	TPZ-10-27 8	4	54.8	0.044	27.9	0.40	0.077	11.5	4.83	0.219	0.198	0.0287	56
TPZ-10-27	SV	TPZ-10-27 9	5	53.5	0.048	28.6	0.44	0.087	12.9	4.02	0.148	0.202	0.0213	63
TPZ-10-27	SV	TPZ-10-27 10	5	55.4	0.046	27.4	0.42	0.085	11.3	4.99	0.227	0.215	0.0334	55
TPZ-10-27	SV	TPZ-10-27 11	6	48.0	0.052	32.9	0.36	0.094	16.8	1.55	0.039	0.180	0.0084	86
TPZ-10-27	SV	TPZ-10-27 12	6	48.0	0.053	32.6	0.37	0.094	17.2	1.49	0.038	0.182	0.0075	86
TPZ-10-27	SV	TPZ-10-27 13	7	49.5	0.052	31.7	0.44	0.064	15.7	2.26	0.074	0.183	0.0134	79
TPZ-10-27	SV	TPZ-10-27 14	7	54.8	0.050	27.9	0.43	0.082	11.1	5.10	0.252	0.190	0.0351	54
TPZ-10-27	SV	TPZ-10-27 15	8	52.5	0.052	29.5	0.46	0.086	13.3	3.74	0.137	0.186	0.0182	66
TPZ-10-27	SV	TPZ-10-27 16	8	55.4	0.042	27.7	0.40	0.075	10.9	5.03	0.251	0.207	0.0329	54
TPZ-10-27	SV	TPZ-10-27 17	9	48.7	0.052	32.3	0.39	0.095	16.7	1.61	0.040	0.177	0.0088	85
TPZ-10-27	SV	TPZ-10-27 18	9	48.4	0.052	32.4	0.37	0.078	17.0	1.48	0.038	0.178	0.0082	86
TPZ-10-27	SV	TPZ-10-27 19	10	49.5	0.056	31.7	0.50	0.084	15.8	2.14	0.125	0.185	0.0122	80
TPZ-10-27	SV	TPZ-10-27 20	10	50.8	0.050	30.5	0.48	0.080	14.9	2.79	0.088	0.204	0.0150	74
TPZ-10-27	SV	TPZ-10-27 21	11	50.3	0.051	31.2	0.44	0.067	15.1	2.55	0.076	0.172	0.0128	76
TPZ-10-27	SV	TPZ-10-27 22	11	50.7	0.052	30.7	0.44	0.070	15.2	2.65	0.083	0.172	0.0135	76
TPZ-10-27	SV	TPZ-10-27 23	12	48.6	0.051	32.4	0.37	0.097	16.9	1.45	0.035	0.179	0.0077	86
TPZ-10-27	SV	TPZ-10-27 24	12	47.8	0.053	33.1	0.40	0.062	17.1	1.27	0.030	0.177	0.0062	88
TPZ-10-27	SV	TPZ-10-27 25	13	48.8	0.051	32.5	0.36	0.100	16.5	1.44	0.035	0.182	0.0080	86
TPZ-10-27	SV	TPZ-10-27 26	13	48.3	0.052	32.7	0.36	0.099	16.8	1.48	0.036	0.179	0.0082	86
TPZ-10-27	SV	TPZ-10-27 27	14	49.8	0.050	31.5	0.43	0.089	15.7	2.16	0.063	0.169	0.0102	80
TPZ-10-27	SV	TPZ-10-27 28	14	50.1	0.052	31.3	0.43	0.078	15.8	2.01	0.062	0.172	0.0105	81
TPZ-10-27	SV	TPZ-10-27 29	15	49.1	0.051	32.1	0.37	0.100	16.5	1.52	0.040	0.170	0.0086	85
TPZ-10-27	SV	TPZ-10-27 30	15	48.5	0.051	32.7	0.37	0.074	16.7	1.40	0.035	0.174	0.0074	87

Nota: SB-suite de Basaltos Sangangüey; SR-suite Santa Rosa; AC-suite Amatlán de Cañas; An-Anortita.

*Identificación de cada análisis; el número al final de la identificación indica la zona analizada en la plagioclase, #impar es para núcleo y #par para borde.

**Número consecutivo de cada análisis individual en cada muestra.

TABLA 5. RESULTADOS OBTENIDOS EN ESTÁNDARES DE OLIVINO

	USNM 111312/444 CGEO, LA-ICPMS	StDev n=247	sco-sms CGEO, LA-ICPMS	StDev n=200	sco-sms Straub 2011	StDev n=90	sco-sms Straub 2013	StDev n=12
Elementos mayores en wt%								
SiO ₂	40.6	0.3	40.8	0.3	40.6	0.2	40.1	0.5
Al ₂ O ₃	0.032	0.001	0.0147	0.0007				
FeO	9.5	0.1	8.6	0.2	8.63	0.07	8.6	0.1
MnO	0.139	0.001	0.123	0.001				
MgO	49.2	0.3	50.0	0.3	49.6	0.2	49.7	0.3
CaO	0.093	0.003	0.071	0.006				
NiO	0.368	0.003	0.384	0.005	0.391	0.005	0.397	0.005
CoO	0.0177	0.0002	0.0174	0.0002				
Cr ₂ O ₃	0.0138	0.0002	0.0223	0.0003				
Total	100		100		99.2		98.8	
Fo	90.2		91.2		91.1		91.2	

Nota: CGEO-Centro de Geociencias; LA-ICPMS-Laser Ablation Inductively Coupled Plasma Mass Spectrometry; StDev-Desviación Estándar; Fo-Forsterita

TABLA 6. RESULTADOS OBTENIDOS EN ESTÁNDARES DE PLAGIOCLASA

	AS1285-AB CGEO, LA-ICPMS	St Dev n=27	AS1285-AB IGeof, EMP	StDev n=41	La Gema CGEO, LA-ICPMS	StDev n=67	La Gema IGeof, EMP	StDev n=41
Major elements in wt%								
SiO ₂	54.2	0.7	53.9	1.1	57.2	0.9	57.0	0.4
TiO ₂	0.070	0.001	0.07	0.01	0.057	0.002	0.05	0.01
Al ₂ O ₃	28.5	0.6	28.6	0.2	26.49	0.71	27.1	0.1
FeO	0.37	0.01	0.45	0.02	0.28	0.01	0.33	0.02
MgO	0.130	0.003	0.13	0.01	0.111	0.007	0.10	0.01
CaO	11.8	0.2	11.77	0.05	9.8	0.3	9.98	0.05
Na ₂ O	4.35	0.09	4.39	0.09	5.4	0.1	5.48	0.08
K ₂ O	0.410	0.007	0.40	0.02	0.519	0.009	0.50	0.02
SrO	0.157	0.003	0.05	0.04	0.136	0.005	0.04	0.05
BaO	0.0181	0.0004	0.03	0.03	0.0123	0.0006	0.02	0.02
Total	100		99.8		100.0		100.6	

Nota: CGEO-Centro de Geociencias; LA-ICPMS-Laser Ablation Inductively Coupled Plasma Mass Spectrometry; StDev-Desviación Estándar; IGeof-Instituto de Geofísica; EMP-microsonda de electrones.

TABLA 7. COMPOSICIONES DE CLINOPIROXENO POR MICROSONDA DE ELECTRONES Y TEMPERATURAS ESTIMADAS

Muestra	suite de rocas	SiO ₂	Al ₂ O ₃	FeO ^t	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	Cr ₂ O ₃	Total	T (°C)*	KD(Fe-Mg) ^{sp-xliq}
TZ-09-14-1	SR	50.64	5.08	8.75	0.19	14.57	19.06	0.68	0.00	0.04	99.02	1242	0.29
TZ-09-14-2	SR	51.32	5.19	8.62	0.22	14.68	19.17	0.64	0.00	0.00	99.84	1245	0.29
TZ-09-14-9A	SR	50.81	3.73	7.98	0.20	14.89	19.11	0.52	0.00	0.01	97.26	1253	0.29
TZ-09-14-10A	SR	51.15	4.67	7.96	0.19	14.86	19.37	0.66	0.00	0.01	98.88	1249	0.29
TZ-09-14-15	SR	50.89	5.29	9.52	0.22	13.86	19.16	0.82	0.00	0.00	99.76	1231	0.29
TZ-09-14-16	SR	49.96	5.12	9.28	0.19	14.17	19.16	0.72	0.00	0.00	98.60	1233	0.29
TZ-09-14-7	SR	48.43	8.15	4.07	0.11	15.46	20.92	0.56	0.00	0.97	98.66	1267	0.29
TZ-09-14-8	SR	49.21	7.58	3.90	0.09	15.77	20.98	0.56	0.03	0.94	99.07	1272	0.30
TZ-09-14-9	SR	49.35	6.37	3.85	0.10	16.14	21.06	0.48	0.02	0.93	98.30	1273	0.30
TZ-09-14-10	SR	49.67	6.33	3.92	0.08	16.16	21.00	0.55	0.00	0.94	98.66	1273	0.30
TZ-09-14-17	SR	50.16	5.91	3.99	0.09	16.23	20.79	0.57	0.01	0.88	98.62	1275	0.30
TZ-09-14-18	SR	49.57	6.29	3.93	0.09	16.31	21.00	0.54	0.02	0.86	98.61	1272	0.30
TZ-09-14-19	SR	49.10	7.21	4.53	0.12	15.11	21.43	0.48	0.02	0.52	98.52	1254	0.29
TZ-09-14-20	SR	48.80	7.41	4.63	0.12	15.31	21.39	0.50	0.01	0.60	98.76	1253	0.29
TZ-09-14-21	SR	48.81	6.93	4.53	0.08	15.79	20.92	0.61	0.03	0.95	98.65	1264	0.29
TZ-09-14-22	SR	49.21	6.98	4.49	0.11	16.07	20.93	0.56	0.02	1.00	99.37	1268	0.29
TZ-09-14-23	SR	51.69	2.74	9.54	0.37	14.07	20.07	0.66	0.01	0.00	99.15	1238	0.29
TZ-09-14-24	SR	49.52	4.58	9.04	0.28	13.29	21.54	0.73	0.03	0.02	99.02	1206	0.28
TZ-09-14-26	SR	49.98	4.28	9.63	0.20	13.10	21.01	0.66	0.01	0.02	98.88	1214	0.28
TZ-09-14-45	SR	48.84	6.94	3.93	0.09	15.56	20.90	0.56	0.02	1.04	97.88	1268	0.29
TZ-09-14-46	SR	49.42	6.74	3.89	0.10	16.13	20.87	0.55	0.01	1.01	98.72	1274	0.30
TZ-09-14-47	SR	50.38	6.02	3.93	0.10	16.10	20.73	0.55	0.03	0.86	98.69	1276	0.30
TZ-09-14-48	SR	48.59	7.63	3.96	0.09	15.52	20.95	0.54	0.03	1.07	98.37	1266	0.29
SAN-10-09-9	SB	48.74	5.49	9.79	0.25	14.33	18.50	0.66	0.01	0.00	97.75	1230	0.29
SAN-10-09-10	SB	48.74	5.88	10.15	0.22	14.49	18.75	0.74	0.02	0.00	98.98	1226	0.29
SAN-10-09-17	SB	49.88	4.05	10.37	0.30	14.34	19.25	0.70	0.03	0.01	98.93	1227	0.29
SAN-10-09-18	SB	50.38	3.43	10.77	0.39	14.29	19.19	0.76	0.02	0.00	99.21	1227	0.29
SAN-10-09-19	SB	50.30	3.17	10.72	0.34	14.63	18.70	0.72	0.01	0.00	98.59	1231	0.29
SAN-10-09-20	SB	48.99	4.77	10.85	0.34	14.01	18.57	0.83	0.03	0.00	98.38	1219	0.28
SAN-10-09-21	SB	49.08	5.12	9.07	0.20	14.47	19.37	0.61	0.02	0.00	97.93	1234	0.29
SAN-10-09-22	SB	48.26	5.08	9.04	0.15	14.18	19.20	0.61	0.01	0.00	96.54	1231	0.29
SAN-10-09-23	SB	50.52	3.84	8.44	0.23	16.01	18.76	0.55	0.04	0.00	98.39	1254	0.29
SAN-10-09-24	SB	50.72	4.30	8.32	0.17	15.99	19.05	0.64	0.03	0.00	99.22	1253	0.29
SAN-10-09-26	SB	50.32	4.31	8.57	0.21	15.64	19.27	0.58	0.02	0.02	98.92	1248	0.29

Nota: SR-suite Santa Rosa; SB-suite de Basaltos Sangangüey.

*Las temperaturas fueron calculadas usando las composiciones de roca total a 1.3 Gpa de acuerdo a Putirka (2008).

TABLA 8. TEMPERATURAS ESTIMADAS Y CONTENIDOS DE AGUA

Muestra	suites de rocas	Líquido	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	FeOt	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	Cr ₂ O ₃	P ₂ O ₅	Fo% max	An% max	T (°C)	P (GPa)	H ₂ O%
RTZ-11-06	SB	reconstruido	47.4	1.93	15.0	9.7	14.6	7.5	2.2	1.0	0.0092	0.46	90	0.62	1404 ¹	1.3	0.0
RTZ-11-22	SB	reconstruido	49.1	2.09	16.6	9.8	10.6	6.3	3.1	1.8	0.0161	0.60	87	0.58	1340 ¹	1.3	1.6
SAN-10-01A	SB	reconstruido	47.4	1.66	16.2	10.8	10.4	9.6	2.9	0.5	0.0035	0.25	85	0.85	1326 ¹	1.3	2.6
SAN-10-09	SB	roca total	49.1	2.17	18.5	8.5	7.2	8.9	3.2	1.7	0.0311	0.57		0.63	1254 ²	1.3	2.3
TZ-09-14	SR	roca total	54.7	1.74	17.2	9.3	3.8	7.0	4.3	1.6	0.0007	0.32		0.69	1276 ²	1.3	4.1
TZ-09-37A	SR	reconstruido	49.9	2.44	15.7	10.9	6.3	7.8	3.8	1.7	0.0004	1.29	78	0.62	1243 ¹	1.3	3.9
TZ-09-07	SR	roca total	48.9	2.53	16.4	11.7	6.1	9.0	3.6	1.2	0.5362	0.01	73	0.67	1244 ¹	1.3	3.5
RTZ-11-35	SR	roca total	49.9	1.99	17.6	11.1	5.9	9.3	3.0	0.8	0.0055	0.30		0.68	1267 ³	1.3	3.1
JAL-07-1A	Usmajac	reconstruido	55.4	1.41	17.1	7.5	5.1	7.0	4.2	1.5	0.0158	0.45	81		1203 ¹	1.3	5.5 ⁵
TPZ-10-27	SV	roca total	61.8	0.76	17.1	5.0	2.9	5.4	4.3	2.0	0.0010	0.00		0.88	1007 ⁴	1.3	6.2

Nota: los líquidos reconstruidos y las composiciones de roca total fueron normalizados al 100%. Fo% max = composiciones de olivino usadas en el termómetro de equilibrio olivino-líquido de Putirka et al. (2007). An% max = composición de plagioclasa usada en el higrómetro de plagioclasa-líquido de Lange et al. (2009). SB-suite de Basaltos Sangangüey; SR-suite Santa Rosa; SV-volcán Sangangüey.

¹Temperaturas estimadas empleando el termómetro de olivino-líquido de Putirka et al. (2007).

²Temperatura máxima estimada empleando el geotermómetro de clinopiroxeno-líquido de Putirka et al. (2008).

³Temperaturas de líquidos usando las composiciones de roca total en el algoritmo MELTS (Ghiorso & Sack 1995) a 1.3 GPa.

⁴Promedio de las temperaturas de las andesitas del volcán Sangangüey (Crabtree and Lange, 2011).

⁵Contenidos de agua estimados en inclusiones fundidas (Vigouroux et al., 2008, muestra: CU-02-02).