



**UNIVERSIDAD NACIONAL AUTÓNOMA DE MÉXICO**

Posgrado en Ciencias de la Tierra  
Centro de Geociencias

**Metasomatismo en xenolitos del manto del grupo Santo Domingo, San Luis  
Potosí**

TESIS  
QUE PARA OPTAR POR EL GRADO DE:  
Doctorado en Ciencias de la Tierra

PRESENTA:  
**María Guadalupe Dávalos Elizondo**

TUTOR  
**Dr. José Jorge Aranda Gómez**  
Centro de Geociencias

Querétaro ,.....Octubre 2018



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.

***"Declaro conocer el Código de Ética de la Universidad Nacional Autónoma de México, plasmado en la Legislación Universitaria. Con base en las definiciones de integridad y honestidad ahí especificadas, aseguro mediante mi firma al calce que el presente trabajo es original y enteramente de mi autoría. Todas las citas de, o referencias a, la obra de otros autores aparecen debida y adecuadamente señaladas, así como acreditadas mediante los recursos editoriales convencionales."***

Dedicado a mi **Familia:**

*Augusto y Erandi,  
a mis padres y hermana,  
Francis, Juan y Fanny  
Nye Alassë ar harma*

## AGRADECIMIENTOS

Esta Tesis Doctoral fue financiada gracias a los proyectos de ciencia básica CONACyT 129550 a cargo del Dr. José Jorge Aranda Gómez y UNAM-PAPIIT IN 110912 del Dr. Gilles Levresse.

Agradezco muy especialmente a mi asesor el Dr. José Jorge Aranda Gómez por su tiempo, paciencia y dedicación para la realización de este trabajo. Por su apoyo constante, así como sus comentarios y consejos que han enriquecido mi desarrollo profesional.

Al Dr. Gilles Levresse por su disposición e interés en el proceso de la tesis doctoral, así como sus comentarios prácticos que me guiaron sobremanera a mejorar y encauzar este trabajo de investigación.

A los investigadores que fueron parte de mi jurado: a la Dra. Vanessa Colás Gines por sus observaciones y consejos que me ayudaron a mejorar el presente escrito. ¡Gracias por la amistad brindada y el apoyo!

Al Dr. Fernando Ortega Gutiérrez por su orientación desde el comité tutorial y después como parte de mi sínodo. Gracias por las observaciones en lo concerniente a las interacciones corteza–manto; así como sus comentarios y sugerencias sobre la petrología de rocas ultramáficas.

Al Dr. Juan Alonso Ramírez Fernández por aceptar revisar el manuscrito de esta investigación y por su aporte valioso al estudio de xenolitos del manto. Muchas gracias por su guía académica desde que comencé este camino en la licenciatura en la FCT–UANL y ahora que termina esta etapa con mi tesis doctoral.

Al Dr. Pablo Dávila Harris por el apoyo brindado en campo, las sugerencias y consejos en el examen de candidatura; así como sus observaciones y comentarios que ayudaron a mejorar el enfoque geológico de la investigación.

A la Dra. Karina Elizabeth Cervantes de la Cruz quien me ha apoyado totalmente desde el planteamiento del proyecto doctoral y en las diferentes etapas por las que fue caminando esta investigación. ¡Muchas gracias Kari por tu amistad incondicional!

Al Dr. José María González Jiménez a quien le doy las gracias por su disposición y entusiasmo al realizar las dataciones isotópicas de Re-Os en los sulfuros encontrados en las peridotitas; lo cual es un aporte que complementó de manera importante la comprensión temporal de los procesos mantélicos por debajo de la Mesa Central.

A los Dres. Carlos Ortega y Luigi Solari que me ayudaron en el análisis puntual y reducción de datos de los elementos traza en clinopiroxeno de las peridotitas que se realizaron en el Laboratorio de Estudios Isotópicos; así también al Dr. Arturo Gómez Tuena quien me orientó en el tratamiento e interpretación de los datos geoquímicos realizados en el Laboratorio de Espectrometría de Masas y Cuarto Ultralimpio.

A la Dra. Margarita López Martínez por realizar la datación de argón de dos mega-cristales de kaersutita del maar Joya Prieta; y al Dr. Alexander Iriondo por asesorarme en la interpretación de este fechamiento único en el vulcanismo intraplaca en esta zona de Santo Domingo.

A quienes me apoyaron en los servicios de preparación y análisis de muestras en los distintos laboratorios de la UNAM:

Se agradece la asesoría por parte del técnico Manuel Albarrán Murillo del taller de Molienda y Pulverización del Centro de Geociencias. A M.C. Ofelia Pérez Arvizu por su ayuda y enseñanzas en el tratamiento de las muestras para elementos traza en el Laboratorio de Espectrometría de Masas y Cuarto Ultralimpio del CGEO.

A Juan Tomás Ramírez Vázquez técnico de laminación (CGEO), quien ayudo enormemente a la elaboración de las láminas delgadas para este trabajo. A la Dra. Marina Vega González por el apoyo en el recubrimiento de las láminas delgadas. Al Ing. Carlos Linares por facilitarme y apoyarme en el uso de la microsonda electrónica del Laboratorio Universitario de Petrología del Instituto de Geofísica. Al Quím. Rufino Lozano Santa Cruz por la realización de los análisis químicos de elementos mayores por FRX en el LUGIS del Instituto de Geología.

Al Posgrado en Ciencias de la Tierra, en especial a Araceli Chamán, Marta Pereda, María Luisa Reyes, Blanca Rendón y Armando Ramírez. A los Dres. Christina Siebe, Mariano Cerca y Carlos Mendoza.

A mis amigos y compañeros del posgrado, a los que conocí y reencontré en esta etapa. A mis amigos en la distancia con los que he compartido muchos momentos importantes pero nuestras diferentes metas nos han llevado por caminos distintos. A toda mi Familia, Dávalos-Elizondo y Rodríguez-Díaz, que de un modo u otro con su cariño y confianza han visto por mí.

**¡Muchas Gracias!**

*“No hay nada como mirar, si queréis encontrar algo”*

*J.R.R. Tolkien*



# CONTENIDO

Resumen.....	i
Abstract.....	iii
<b>CAPITULO I: GENERALIDADES</b>	
I.1 Introducción.....	1
I.2 Antecedentes.....	4
I.3 Objetivos.....	7
I.4 Metodología.....	8
<b>CAPITULO II: LOCALIZACIÓN Y GEOLOGÍA</b>	
II.1 Localización.....	14
II.2 Geología Regional.....	15
II.3 Geología Local.....	18
<b>CAPITULO III: PETROGRAFÍA DE XENOLITOS DEL MANTO</b>	
III.1 Petrología.....	23
III.1.1 Mineralogía y Texturas asociadas al metasomatismo.....	23
III.1.2 Descripción Macroscópica.....	28
III.1.3 Análisis Petrográfico.....	32
<b>CAPITULO IV: QUÍMICA MINERAL Y METASOMATISMO</b>	
IV.1 Química Mineral en Xenolitos del Manto con Metasomatismo.....	46
IV.1.1 Metasomatismo: ¿Fundidos y/o Fluidos?.....	48
IV.2 Campo Volcánico Santo Domingo.....	52
<b>CAPITULO V: GEOQUÍMICA Y GEOCRONOLOGÍA</b>	
V.1 Características geoquímicas de xenolitos del manto.....	68
V.1.1 Geoquímica de Elementos Mayores.....	70
V.1.2 Geoquímica de Elementos Traza y Tierras Raras.....	71
V.1.3 Tierras Raras en minerales metasomáticos.....	73
V.2 Elementos Mayores y Traza en Xenolitos del Campo Volcánico de Santo Domingo.....	74
V.3 Tierras Raras y Elementos Traza en Clinopiroxenos de Peridotitas del Campo Volcánico de Santo Domingo.....	85
V.4 Isótopos de Litio en Olivinos de peridotitas del Campo Volcanico de Santo Domingo...	91
V.5 Datación $^{40}\text{Ar} - ^{39}\text{Ar}$ en Kaersituta.....	92
V.6 Isótopos de Re-Os en sulfuros de peridotitas del Campo Volcánico de Santo Domingo.	94
<b>CAPITULO VI: DISCUSIÓN Y CONCLUSIONES</b>	
VI.1 Discusión.....	95
VI.2 Conclusiones.....	106
<b>Referencias.....</b>	<b>108</b>
<b>ANEXOS.....</b>	<b>119</b>

## INDICE FIGURAS

<b>Fig. 1</b>	Mapa de la República Mexicana mostrando las localidades de xenolitos del manto. Área destacada en color: Mesa Central. SD: Campo Volcánico Santo Domingo. FVTM: Faja Volcánica Trans Mexicana. Modificado de Aranda-Gómez et al., 2005.....	5
<b>Fig. 2</b>	Modelo digital de elevación del campo Volcánico Santo Domingo. En la imagen se muestra con líneas rojas el borde de los cráteres de los maares Joya Prieta, Joya de los Contreras y Santo Domingo. En la figura también se señala la ubicación del cono de escoria de La Polvora y del poblado de Santo Domingo. Las montañas están formadas por rocas calcáreas marinas del Mesozoico y la orientación de los ejes de los pliegues laramídicos cambia abruptamente a lo largo de una franja que es burdamente paralela a la carretera federal 80. Al sur de la carretera los ejes son NW y al norte cambian gradualmente a N-S y en la región al norte de la imagen llega a ser NE, prácticamente hasta llegar a la Curvatura de Monterrey de la Sierra Madre Oriental.....	14
<b>Fig.3</b>	Mapa de San Luis Potosí con la geología general y los campos volcánicos de intraplaca. En el recuadro azul se delimita el campo volcánico Santo Domingo M: Matehuala; SLP: San Luis Potosí. Modificado de Aranda et al. (2005).....	16
<b>Fig.4</b>	Mapa Geológico que muestra los tres campos volcánicos de intraplaca: Los Encinos (E), Santo Domingo (SD) y Ventura – Espíritu Santo (VES). La línea azul representa el probable lineamiento que afecta las hawaiitas de Los Encinos y las lavas máficas de Santo Domingo. Modificado de Aranda – Gómez et al. (2005).....	16
<b>Fig.5</b>	Vista parcial de la pared NE del cráter de Joya Honda perteneciente al campo volcánico Ventura Espíritu Santo. En la fotografía se aprecia una discordancia angular notable entre las rocas sedimentarias marinas del Cretácico, que están intensamente plegadas y el depósito piroclástico asociado a la formación del maar. Cerca de la base de las paredes casi verticales del cráter se aprecian depósitos de talud gruesos.....	19
<b>Fig.6</b>	Vista parcial del lado oriental del cráter del maar Joya de los Contreras. En primer plano se aprecia el depósito piroclástico asociado al maar, el cual está bien litificado. Al fondo se observan cerros arredondados en donde está expuesta la caliza de la Formación El Abra (Cretácico), que es la roca pre-maar en el área. B. Vista panorámica de la pared NE del maar Joya Prieta. En el ángulo superior izquierdo se observa la secuencia piroclástica formada por la toba brechoide heterolitológica (hawiita + caliza + xenolitos de peridotita y granulita feldespática + megacristales de kaersutita). En el lado izquierdo de la fotografía se alcanza apreciar que la toba brechoide descansa sobre un depósito de escoria máfico que se acumuló en un paleocañón al inicio de la erupción que originó al maar. Ambos aparatos volcánicos pertenecen al campo volcánico Santo Domingo.....	20
<b>Fig.7</b>	A. Xenolito de peridotita cortado por vetilla de kaersutita. B. Mega cristales de kaersutita y xenolito. Localidad maar Joya Prieta.....	22
<b>Fig.8</b>	A. Fotomicrografía de peridotita donde se observa el anfíbol rodeando olivino y piroxenos. B. Fotomicrografía donde se aprecia al anfíbol rodeando espinela. Láminas delgadas de xenolitos del manto del maar Joya Prieta. Simbología: Anf, anfíbol; opx, ortopiroxeno; cpx, clinopiroxeno; ol, olivino; sp, espinela.....	25
<b>Fig.9</b>	Flogopita intersticial en clinopiroxeno. Imagen de electrones retrodispersados de un xenolito de piroxenita perteneciente al maar Joya Prieta. Simbología: Cpx. Clinopiroxeno; Flog, flogopita.....	25

<b>Fig.10</b>	A. Inclusiones de sulfuros intersticiales. B. Inclusión de sulfuro intracristalino en olivino. Fotomicrografías de un xenolito de peridotita perteneciente a Joya de los Contreras. Simbología: Sulf, sulfuro; Cpx: clinopiroxeno; Ol, olivino.....	27
<b>Fig.11</b>	Xenolitos de peridotita. A. Joya de los Contreras. B. Laguna de los Palau.	29
<b>Fig.12</b>	A) Vista general de piroxenita de hornblenda y olivino JH-2, luz plana polarizada. B) Detalle de clinopiroxeno con textura “esponjada” en sus bordes en Iherzolita, luz plana polarizada. C) Ortopiroxeno fracturado y deformado en Iherzolita, nícoles cruzados. D) Detalle de Iherzolita con sectores equigranulares, nícoles cruzados. Simbología: Ol, olivino, Opx, ortopiroxeno, Cpx, clinopiroxeno, Hbl, hornblenda.....	34
<b>Fig.13</b>	A) Detalle de olivino con límites curvilíneos, luz plana polarizada en lámina LP1. B) Punto triple donde se muestra una inclusión de sulfuro entre olivino y piroxeno, nícoles cruzados. C) Detalle de ortopiroxeno ligeramente deformado y rodeado por espinelas, así como cristales de clinopiroxeno con textura “esponjada”, luz plana polarizada. Simbología: Ol, olivino, Opx, ortopiroxeno, Cpx, clinopiroxeno, Sp, espinela, Sulf, sulfuro.....	36
<b>Fig.14</b>	A) Vista general de porfidoclastos de olivino y piroxeno rodeados por neoblastos, nícoles cruzados en láminas de Joya de los Contreras. B) Porfidoclasto de ortopiroxeno deformado, nicoles cruzados. C) Detalle de cristales de flogopita, luz plana polarizada. D) Espinela xenoblástica rodeada por anfíbol, luz plana polarizada. Simbología: Ol, olivino, Opx, ortopiroxeno, Cpx, clinopiroxeno, Sp, espinela, Sulf, sulfuro, Hbl, hornblenda, Phl, flogopita.....	39
<b>Fig.15</b>	A) Detalle de anfíboles rodeando espinelas. Observe que todos los contactos intergranulares aparecen “manchados” por productos de alteración, luz plana polarizada.en SD7 B) Cristal de clinopiroxeno con textura “esponjada” y lineamiento de inclusiones fluidas, luz plana polarizada en SD8. C) Porfidoclasto de clinopiroxeno poikilitico, nicoles cruzados D) Porfidoclasto de olivino deformado, nícoles cruzados. Simbología: Ol, olivino, Opx, ortopiroxeno, Cpx, clinopiroxeno, Sp, espinela, Sulf, sulfuro, Hbl, hornblenda.....	41
<b>Fig.16</b>	A) Detalle de clinopiroxeno invadido por anfíbol, luz plana polarizada. B) Gota de sulfuro dentro de clinopiroxeno, luz reflejada. C) Cristal de clinopiroxeno con lamelas de exsolución en clinopiroxenita, nícoles cruzados D) Espinela rodeada de anfíbol y a su vez intersticial entre olivinos y piroxenos, luz plana polarizada. Simbología: Ol, olivino, Opx, ortopiroxeno, Cpx, clinopiroxeno, Sp, espinela, Sulf, sulfuro, Hbl, hornblenda.....	43
<b>Fig.17</b>	Diagrama de clasificación de peridotitas y piroxenitas.....	44
<b>Fig.18</b>	Relación P-T de solidus y geotermas en el manto litosférico. Zona sombreada: campo de estabilidad de espinela y anfíbol. PSD: peridotite vapour-absent solidus, KS: kimberlite solidus, OE: peridotite solidus+H2O+CO2, D: límite de estabilidad del diamante. S: zonas escudo, O: zonas oceánicas, 180: 180 Ma en corteza oceánica, 30: 30 Ma en corteza oceánica. Modificado de Bailey (1982).....	51
<b>Fig.19</b>	Gráfico que muestra la relación entre #Mg y #Cr en algunos xenolitos del grupo Santo Domingo. En la gráfica se aprecia que éstos caen adentro del arreglo del manto propuesto por Arai (1994). Zonas en gris representan peridotitas del oeste de los Estados Unidos. Símbolos huecos corresponden a xenolitos sin metasomatismo aparente o modal, símbolos rellenos son xenolitos con metasomatismo modal. Los símbolos empleados se utilizan en las figuras subsecuentes. $Fo\% = (Mg \times 100) / (Mg + Fe)$ . $\#Cr = (Cr) / (Cr + Al)$ .....	53
<b>Fig.20</b>	Gráfico de #Mg vs #Cr en cristales de diópsida para las muestras analizadas del grupo Santo Domingo. Las áreas en gris representan las	

	composiciones de diópsida en peridotitas del suroeste de Estados Unidos y en algunas muestras mexicanas estudiadas por Luhr y Aranda (1997.) Así mismo, se incluyen análisis de muestras metasomatizadas de la región de El Peñón, en el Cinturón Volcánico Mexicano. $\#Mg = (Mg) / (Mg + Fe)$ . $\#Cr = (Cr) / (Cr + Al)$ .....	56
<b>Fig.21</b>	Gráficos de algunos elementos mayores contra el $\#Mg$ reportado para los clinopiroxenos analizados del grupo Santo Domingo. Áreas en gris, representan muestras de clinopiroxeno en peridotitas del suroeste de Estados Unidos.....	59
<b>Fig.22</b>	Gráficos de $\#Mg$ en anfíbol contra el contenido de $TiO_2$ y a $Cr_2O_3$ . Áreas en gris representan muestras estudiadas en la región oeste de los Estados Unidos de América.....	62
<b>Fig.23</b>	Gráfico de $\#Mg$ contra $TiO_2$ en flogopita en peridotitas del manto. El área limitada por la línea punteada corresponde al arreglo del manto propuesto por McDonough y Rudnick (1998). Se incluye la composición de flogopitas reportadas por Luhr y Aranda-Gómez (1997) en una lherzolita proveniente de Laguna de los Palau del grupo Ventura-Espíritu Santo. Nótese que las flogopitas del grupo Santo Domingo (Joya de los Contreras y Joya Prieta) presentan dos composiciones distintas, dependiendo de si se encuentran en lherzolita o en piroxenita.....	65
<b>Fig.24</b>	Esquema que refleja la interacción de fluidos en zonas de subducción y que pueden generar metasomatismo en la zona de la cuña del manto. Las flechas señalan la dirección en que aumenta cada fenómeno, excepto en el caso del agua, en donde el tamaño relativo de las flechas es proporcional a la cantidad de agua producida por la deshidratación de la placa oceánica y los sedimentos subducidos. V.F. = volcanic front; BAB = Back Arc Basin. Tomado de Arai e Ishimaru (2008).....	69
<b>Fig.25</b>	Diagrama <i>spider</i> donde se muestran los campos composicionales de las tierras raras en kimberlitas y xenolitos del manto fértil y empobrecido normalizadas a condrita. Tomado de Nixon et al., 1981.....	72
<b>Fig.26</b>	Diagramas de variación de $MgO$ respecto al contenido en $TiO_2$ (a), $Al_2O_3$ (b), $Fe_2O_{3T}$ (c), $CaO$ (d), $Na_2O$ (e) y $K_2O$ (f). Valores dados en % en peso. Símbolos huecos corresponden a xenolitos sin metasomatismo modal aparente, símbolos rellenos son xenolitos con metasomatismo modal inferido a partir de la presencia de anfíbol y/o flogopita. Las áreas en gris representan xenolitos del manto del Oeste de los Estados Unidos de América.....	76
<b>Fig.27</b>	Diagramas de variación de Ni, Cr, Co, Sc, V y Rb respecto al contenido de $MgO$ . Valores dados en ppm, menos para $MgO$ que es % en peso. Símbolos huecos corresponden a xenolitos sin metasomatismo modal aparente, símbolos rellenos son xenolitos con metasomatismo modal inferido a partir de la presencia de anfíbol y/o flogopita. Áreas en gris, representan xenolitos del manto del oeste de los Estados Unidos de América.....	79
<b>Fig.28</b>	Diagramas de tierras raras normalizadas a condrita (Nakamura, 1974) de todos los xenolitos estudiados, comparados con los del El Peñón (área en gris, Mukasa et al., 2007) y las peridotitas reportadas en el suroeste de los Estados Unidos de América (zona rayada).....	81
<b>Fig.29</b>	Diagramas de elementos traza normalizados con los valores del manto primitivo (Sun y McDonough, 1989), que engloba todos los xenolitos estudiados y se comparan con lo reportado en El Peñón (Mukasa et al., 2007). La zona con patrón en diagonal representan muestras de peridotita reportadas en el suroeste de los Estados Unidos de América.....	83

<b>Fig.30</b>	Diagramas de Tierras Raras de clinopiroxeno de peridotitas del grupo Santo Domingo. Área con patrón en diagonal representa muestras de la región de Cuencas y Sierras estadounidense. Resultados normalizados por manto primitivo de Sun y McDonough (1989).....	89
<b>Fig.31</b>	Diagramas de elementos traza de clinopiroxeno de peridotitas del grupo Santo Domingo. Resultados normalizados por manto primitivo de Sun y McDonough (1989).....	90
<b>Fig.32</b>	Variación de $\delta^7\text{Li}$ con el contenido de Li en olivinos de peridotitas del grupo Santo Domingo. Modificado de Tang et al. (2010).....	92
<b>Fig.33</b>	A. Espectro de edad de los dos experimentos realizados. B. El diagrama $^{37}\text{Ar}_{\text{Ca}}/^{39}\text{Ar}_{\text{K}}$ indica que la muestra es homogénea en su composición Ca/K.....	93

## INDICE TABLAS

<b>Tabla 1</b>	Listado de muestras de xenolitos ultramáficos y detalle de características macroscópicas.....	30
<b>Tabla 2</b>	Proporciones modales (% de área) de los xenolitos de Joya Honda....	33
<b>Tabla 3</b>	Proporciones modales (% de área) de los xenolitos de Laguna de los Palau.....	35
<b>Tabla 4</b>	Proporciones modales (% de área) de los xenolitos de Joya de los Contreras.....	38
<b>Tabla 5</b>	Proporciones modales (% de área) de los xenolitos de Santo Domingo...	40
<b>Tabla 6</b>	Proporciones modales (% de área) de los xenolitos de Joya Prieta....	42
<b>Tabla 7</b>	Datos composicionales en % en peso de olivino obtenidos mediante microsonda electrónica.....	54
<b>Tabla 8</b>	Datos composicionales en % en peso de espinela obtenidos mediante microsonda electrónica.....	55
<b>Tabla 9</b>	Datos composicionales en % en peso de ortopiroxeno obtenidos mediante microsonda electrónica.....	58
<b>Tabla 10</b>	Datos composicionales en % en peso de clinopiroxeno obtenidos mediante microsonda electrónica.....	60
<b>Tabla 11</b>	Datos composicionales en % en peso de anfíbol obtenidos mediante microsonda electrónica.....	63
<b>Tabla 12</b>	Datos composicionales en % en peso de flogopita obtenidos mediante microsonda electrónica.....	65
<b>Tabla 13</b>	Datos composicionales en % en peso de sulfuros obtenidos mediante microsonda electrónica.....	66
<b>Tabla 14</b>	Parámetros geoquímicos que evidencian posible fertilidad o falta de fertilidad en el manto litosférico. Los valores señalados se refieren a la composición global de las peridotitas, excepto el #Mg que es la cantidad de forsterita en el olivino (Nixon et al., 1981).....	70
<b>Tabla 15</b>	Composición de elementos mayores (% en peso) y traza (ppm) de xenolitos del manto y kaersutitas provenientes del campo volcánico Santo Domingo. PxC: Pérdida por calcinación, JP: Joya Prieta, SD: Santo Domingo, Cpxta: clinopiroxenita, L: Lherzolita, Wb-Ol: websterita de olivino, L-Wb: lherzolita-websterita (xenolito compuesto).....	74
<b>Tabla 16</b>	Análisis de elementos traza y tierras raras (ppm) en clinopiroxenos de peridotitas de Joya de los Contreras.....	86
<b>Tabla 17</b>	Concentración total de Li (ppm) y $\delta^7\text{Li}$ en olivino de peridotitas del grupo Santo Domingo.....	91
<b>Tabla 18</b>	Análisis de Re-Os en inclusiones de sulfuros en las peridotitas del grupo Santo Domingo.....	94

## RESUMEN

El campo volcánico de Santo Domingo que se encuentra al noreste de San Luis Potosí, está formado por al menos cuatro maeres de edad cuaternaria: Santo Domingo, Joya de los Contreras, El Banco y Joya Prieta, así como un cono cinerítico y derrames de lava asociados (La Pólvara). Las peridotitas del manto – principalmente lherzolitas de espinela– se encuentran como xenolitos que fueron acarreados hasta la superficie por magmas máficos alcalinos de intraplaca. Características sobresalientes de los xenolitos del campo volcánico Santo Domingo, en comparación con otras localidades con xenolitos del centro y norte de México, son su textura porfidoclástica y la abundancia de megacristales de kaersutita. Xenolitos compuestos, donde vetillas de hornblendita cortan a la foliación de las peridotitas, demuestran que las fases hidratadas (kaersutita, flogopita y pargasita) provienen del manto.

Los xenolitos de peridotitas cizalladas en el manto de los maeres de Joya de los Contreras, Santo Domingo y Joya Prieta presentan metasomatismo modal que se expresa en mayor o menor medida con la presencia de anfíboles y/o mica que se asocian espacialmente a cristales de espinela y clinopiroxeno.

En todos los xenolitos del manto estudiados se encontraron cantidades traza de sulfuros ricos en níquel con formas irregulares o de “gota” en los espacios intracristalinos entre el olivino o como inclusiones aisladas en el clinopiroxeno. La presencia de sulfuros no había sido previamente reportada en los xenolitos del manto de México.

En los conjuntos de xenolitos del manto del campo volcánico de Santo Domingo hay evidencias claras de la interacción con fluidos, pero este fenómeno no afectó

de manera uniforme a la región del manto en donde los xenolitos fueron incorporados en el magma. La indicación más clara acerca del origen del metasomatismo la dan las vetas de hornblendita que se observan en algunas de las peridotitas y la presencia de megacrístales de kaersutita. Las vetas indican que el metasomatismo sucedió en el manto superior y la presencia de minerales hidratados diseminados en la lherzolita, así como las indicaciones sutiles de metasomatismo críptico en algunas muestras, sugieren la existencia de aureolas zonificadas alrededor de estos filones. El origen de los diques de hornblendita parece estar asociado a las primeras fases de volcanismo de intraplaca en la región.

## ABSTRACT

The Santo Domingo volcanic field consists of at least four Quaternary maars: Santo Domingo, Joya de los Contreras, El Banco and Joya Prieta, as well as a cinder cone and associated lava flows (La Pólvara). Mantle peridotites - mainly spinel lherzolite – occur as xenoliths that were carried to the surface by mafic alkalic intraplate magmas. Outstanding features of the xenoliths of Santo Domingo, compared with other xenolith localities in central and northern Mexico, are their porphyroclastic texture and the abundance of kaersutite megacrysts. Composite xenoliths, wherein hornblende veinlets cut across the foliation in the peridotite, show that the hydrated phases come from the mantle. Composite xenoliths, where hornblende veinlets cut across the mylonitic foliation in the peridotite, show that the hydrated phases come from the mantle.

Xenoliths of sheared peridotites collected at Joya de los Contreras, Santo Domingo and Joya Prieta maars display modal metasomatism evidenced by the presence, to a greater or lesser extent, of crystals of amphibole (kaersutite and/or pargasite) and phlogopite. The hydrated phases are spatially associated with spinel and/or clinopyroxene crystals.

All the studied mantle xenoliths contain trace amounts of Ni-rich sulphides, which have irregular- or bleb-like shapes. Sulphides occur in the intracrystalline spaces of olivine crystals or as isolated inclusions in clinopyroxene. Sulphides in mantle xenoliths from Mexico have not been previously reported.

There is a clear evidence of interaction with fluids in the mantle xenoliths from the Santo Domingo volcanic field. However, metasomatism was not pervasive in the mantle region where the xenoliths were incorporated in the transporting magma.



The most important clues about how the mantle was metasomatized are the presence of hornblendite veinlets in some of the peridotites and the occurrence of kaersutite megacrysts. The veinlets indicate that the metasomatism was developed in the upper mantle and the occurrence of some peridotites with disseminated hydrous minerals, as well as peridotites with cryptic metasomatism, suggest the existence of zoning in a metasomatic aureole around the veinlets. Hornblendite dikes originated from magmas related to the first pulses of intraplate magmatism in the region.

# CAPITULO I

## GENERALIDADES

### **1.1 Introducción**

Los procesos metasomáticos en el manto terrestre han sido descritos y estudiados a partir de xenolitos provenientes de ambientes tectónicos muy variados, así como en peridotitas expuestas en macizos ofiolíticos (Ozawa, 1994). Por lo regular, la presencia de minerales hidratados como anfíboles y flogopita, así como de sulfuros o apatito, e incluso en algunos casos ortopiroxeno, se consideran una prueba tangible de que hubo procesos metasomáticos que modificaron a las peridotitas (Blatter y Carmichael, 1998; Arai et al., 2003; Downes et al., 2004; Kovács et al., 2004; Zhao y Zhou, 2007; Arai y Ishimaru, 2008).

El metasomatismo es un tipo de metamorfismo aloquímico, el cual provoca la formación de fases minerales nuevas o produce un enriquecimiento químico selectivo que no se encuentra acompañado por la formación de minerales nuevos. En términos generales, el metasomatismo es un proceso que enriquece al manto litosférico (Coltorti y Grégoire, 2008).

En las zonas de subducción, el metasomatismo es un proceso fundamental en la generación de los magmas calciocalinos (ej., Blatter y Carmichael, 1998; Carmichael, 2002; Luhr et al., 2006). En ese ambiente tectónico, los fluidos que causan el metasomatismo se originan a partir de reacciones metamórficas de deshidratación y descarboxilación que suceden de manera progresiva conforme la placa oceánica y los sedimentos asociados avanzan a profundidades mayores. Este avance produce un consecuente aumento gradual en la temperatura y la presión de confinamiento de los materiales subducidos (ej., Cagnioncle et al., 2007; Johnson et al., 2009). En el caso de los ambientes de intraplaca el origen de los fluidos es menos evidente. Sin embargo, los primeros estudios (Harte, 1983, 1987; Menzies, 1983) que contribuyeron fuertemente a entender los procesos metasomáticos del manto terrestre se realizaron en xenolitos encontrados en

kimberlitas (sur de África) y en basaltos alcalinos (Europa central). En este contexto, los procesos metasomáticos promueven la adición de fluidos acuosos ricos en Ti, K, Fe y otros iones enriquecen estos materiales en elementos incompatibles y en algunos casos dan lugar a la formación de fases minerales hidratadas (Boettcher et al., 1979; Kempton, 1987; Pier, 1989).

### ***Metasomatismo mantélico: conceptos y trabajos pioneros***

El fenómeno del metasomatismo es conocido desde el siglo XIX, y comúnmente se ha relacionado con el reemplazamiento de minerales o al cambio en la composición química de la roca sin haber pasado por un proceso de fusión parcial (Harte, 1987; Wyllie, 1987).

El concepto de “manto metasomatizado” fue explícitamente introducido por Bailey en 1982 para explicar ciertas características del magmatismo alcalino en regiones continentales. Es por ello que a este autor se le considera pionero en su modelado petrogénico. Las observaciones teóricas y experimentales en las que se basó para explicar el comportamiento de los fundidos en presencia de volátiles y otros elementos móviles en provincias alcalinas de África y Alemania donde es común encontrar piroxenitas con mica y/o anfíbol (Roden y Murthy, 1985; Wilshire, 1987).

Por lo tanto, el metasomatismo se define como una serie de procesos que alteran la mineralogía y la composición química de una roca sólida por la introducción de elementos desde una fuente externa; el proceso de alteración es frecuentemente acompañado por la pérdida de otros componentes de la roca original (Wilshire, 1987; Pier, 1989).

Estudios realizados en xenolitos ultramáficos encontrados en rocas alcalinas y en kimberlitas han dado la pauta para entender el metasomatismo como un proceso que sucede en el manto. Por ejemplo, Harte (1983) a partir de datos texturales y químicos de peridotitas provenientes de Sudáfrica, definió tres tipos de metasomatismo: 1) enriquecimiento de tierras raras en roca total, 2) desarrollo de

nuevas fases minerales y 3) enriquecimiento de Fe y Ti sin modificación aparente de la mineralogía. Menzies y colaboradores (1983) estudiaron los xenolitos en basaltos alcalinos de la provincia de Cuencas y Sierras del oeste estadounidense y concluyeron que los eventos metasomáticos pueden alterar la mineralogía original del manto y a su vez, puede haber migración ó infiltración de fluidos ricos en K, P, tierras raras, y/o componentes volátiles, tales como CO<sub>2</sub> y H<sub>2</sub>O. Estos dos trabajos junto con el de Dawson (1987), quien estudió relaciones isotópicas de Nd y Sr en harzburgitas en kimberlitas y rocas alcalinas del sur de África y noroeste de Australia, dieron lugar a la clasificación del metasomatismo en peridotitas.

### ***Tipos de metasomatismo***

La alteración del manto terrestre por medio de agentes metasomáticos puede registrarse en xenolitos peridotíticos y ser detectada ya sea por petrografía y/o análisis químicos; sin embargo, los procesos que causaron este fenómeno no siempre son muy claros. Estudios realizados en peridotitas sugieren que los fluidos metasomáticos pueden invadir un volumen de roca por i) infiltración a lo largo de fracturas o ii) difusión entre los límites de grano (Roden y Murthy, 1985; Harte, 1987; Nielson y Noller, 1987; Wilshire, 1987). Ambos procesos permiten físicamente el intercambio tanto de fluidos como de fundidos y establecen dos tipos principales de metasomatismo para el manto: **modal o patente y críptico**.

El **metasomatismo modal o patente** es generado por procesos de infiltración y da lugar a la formación de venas que cortan y reemplazan minerales en la peridotita por fases hidratadas que comúnmente suelen ser micas, anfíboles y ocasionalmente, clinopiroxeno acompañado de apatito, carbonatos y óxidos de Fe-Ti, tales como rutilo e ilmenita (Roden y Murthy, 1985; Harte, 1983, 1987; Pier, 1989). Los minerales susceptibles al reemplazamiento en una lherzolita suelen ser granate, espinela y ortopiroxeno, seguido por el olivino (Bailey, 1982; Pier, 1989).

El **metasomatismo críptico** se genera por un proceso de difusión y resulta en el cambio químico de la roca sin variación aparente de su mineralogía (Roden y

Murthy, 1985; Pier, 1989). Este tipo de metasomatismo produce a su vez (Harte, 1983, 1987): 1) el enriquecimiento de elementos mayores, menores y traza o 2) el enriquecimiento exclusivo en elementos traza. El primer tipo puede ser reconocido al establecer relaciones entre peridotitas químicamente “prístinas” y las que sí presentan modificaciones en sus patrones químicos. Además, el estudio de zonación química en granos minerales es de utilidad para demostrar las relaciones de este proceso metasomático. Por otro lado, el enriquecimiento exclusivo de elementos traza, es considerado por muchos autores como el verdadero metasomatismo críptico, el cual suele estar relacionado con la incorporación de fluidos ricos en CO<sub>2</sub> (Kempton, 1987; Wilshire, 1987; Downes, 2001; O’Reilly y Griffin, 2013).

Recientemente, estudios petrológicos y geoquímicos realizados en macizos ultramáficos y en xenolitos peridotíticos sugieren que la refertilización en el manto puede considerarse un “metasomatismo discreto” (*stealth metasomatism*). Esto se debe a la naturaleza engañosa de dichos procesos, donde la adición de nuevas fases a la peridotita es mineralógicamente indistinta de los minerales típicos en el manto (Le Roux et al., 2007; O’Reilly y Griffin, 2013).

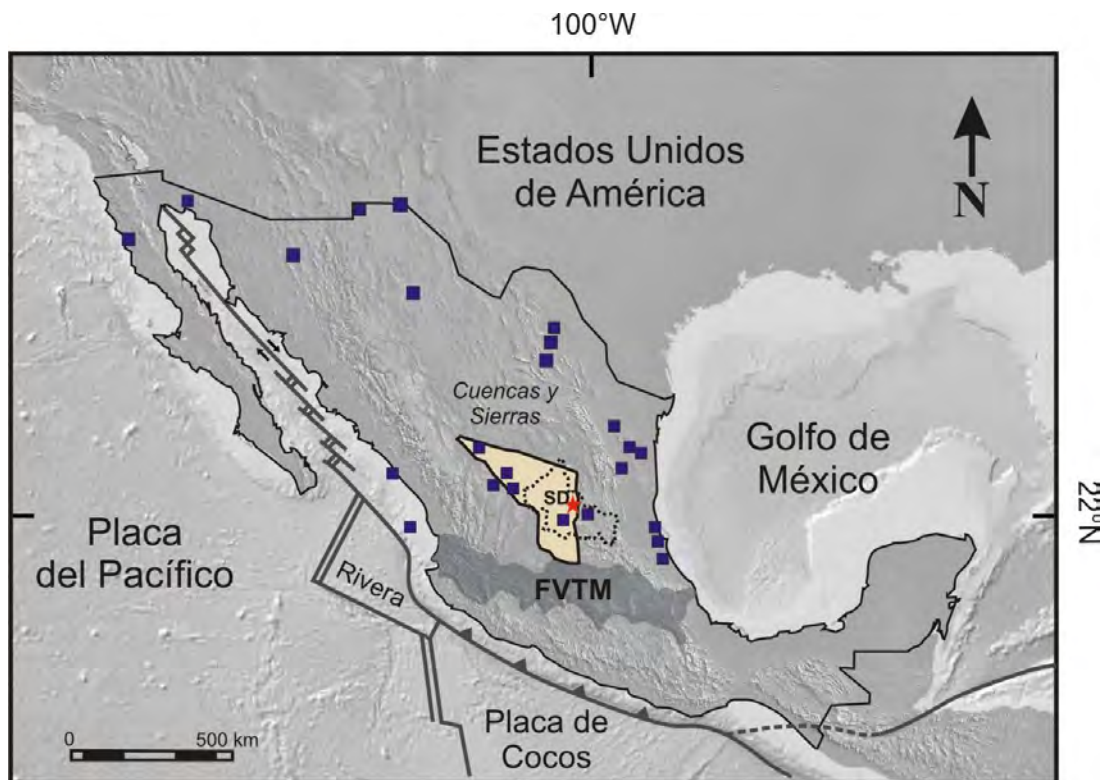
## **1.2 Antecedentes**

Los xenolitos de peridotita son fundamentales para conocer la mineralogía, geoquímica y estructura del manto. Estas rocas, comúnmente incluidas en basaltos de intraplaca o en kimberlitas, presentan ciertas ventajas respecto a las peridotitas de macizos ofiolíticos, ya que su ascenso rápido y los escasos efectos de retrogresión les permite conservar las características mineralógicas y texturales primarias de las peridotitas formadas a gran profundidad (Coltorti y Grégoire, 2008).

El estudio en México de xenolitos del manto provenientes de ambientes tectónicos de intraplaca (ej., Basu, 1977; Heinrich y Besch, 1992; Schaaf et al., 1994; Luhr y Aranda-Gómez, 1997; Treviño-Cázares et al., 2005) y/o de arcos

volcánicos (ej., Blatter y Carmichael, 1988) ha ayudado a comprender mejor los mecanismos que modifican las características físico-químicas del manto litosférico.

En México, los afloramientos con xenolitos asociados a rocas alcalinas se localizan principalmente en la porción meridional de la provincia de Cuencas y Sierras (Fig. 1 y ANEXO A, Tabla A1). En los campos volcánicos de Camargo, Chihuahua y Durango, este vulcanismo alcalino se asocia en tiempo y espacio con fallamiento normal del Cenozoico medio y tardío (Aranda-Gómez y Ortega-Gutiérrez, 1987; Aranda-Gómez et al., 2005). Sin embargo, en las localidades de San Quintín en Baja California y La Olivina en el Campo Volcánico de Camargo (Chihuahua) que han sido las más estudiadas (ej., Basu y Murthy, 1977; Bacon y Carmichael, 1978; Rudnick y Cameron, 1991; Richter y Carmichael, 1993; Luhr et al., 1995; Aranda-Gómez et al., 2003), los xenolitos de peridotita muestran semejanzas geoquímicas con los xenolitos provenientes de la provincia de Cuencas y Sierras en Estados Unidos de América (Aranda-Gómez et al., 2005).



**Fig.1** Mapa de la República Mexicana mostrando las localidades de xenolitos del manto en cuadros azules. Área destacada en color: Mesa Central. Área punteada: estado de San Luis Potosí. SD: Campo Volcánico Santo Domingo. FVTM: Faja Volcánica Trans Mexicana. Modificado de Aranda-Gómez et al. (2005)

Estudios petrológicos y geoquímicos desarrollados en los campos volcánicos de Ventura-Espíritu Santo y Santo Domingo (San Luis Potosí), sugieren que los procesos involucrados en la generación de los magmas que arrastraron los xenolitos a la superficie están asociados con: 1) el ambiente tectónico instaurado en la región durante el Mesozoico-Cenozoico (la paleo-trinchera relacionada a la placa de Farallón), o 2) la zona de trasarco de la Faja Volcánica Trans-Mexicana (Heinrich y Besch, 1992; Luhr y Aranda-Gómez, 1997; Aranda-Gómez et al., 2005; Arai e Ishimaru, 2008).

Dentro de las localidades de rocas alcalinas en el país existen pocos estudios y reportes de xenolitos con evidencias mineralógicas de alteraciones metasomáticas. Los primeros trabajos que reportaron la presencia de evidencias mineralógicas de metasomatismo en xenolitos del manto fueron en el campo volcánico de Santo Domingo en San Luis Potosí (Luhr et al., 1989; Pier et al., 1989). Posteriormente, Liang y Elthon (1990) realizaron un estudio acerca de evidencias de metasomatismo en clinopiroxenos mediante química mineral y elementos de tierras raras en xenolitos de peridotita del xalapasco La Joya Honda ubicado en el campo volcánico Ventura-Espíritu Santo en San Luis Potosí. Más recientemente, Housh y colaboradores (2009) estudiaron inclusiones de vidrio en fenocristales de olivino y vetillas de vidrio en xenolitos de harzburgita, evidenciando procesos metasomáticos en el manto sublitosférico debajo de la Isla Isabel, Nayarit.

Con respecto a la zona de subducción mexicana (Fig.1), Blatter y Carmichael (1998) reportaron la presencia de hornblenda en xenolitos del manto transportados por andesitas de la zona de El Peñón en la región central de la Faja Volcánica-Transmexicana (FVTM). El estudio petrológico, que incluye datos geoquímicos de elementos mayores, traza y tierras raras, así como información isotópica, sugirió a estos autores que el manto situado por debajo del frente volcánico fue metasomatizado por fluidos relacionados a la subducción de la placa de Cocos (Mukasa, 2007). Estudios magnetotelúricos realizados en el sur de México, muestran regiones con conductividades anómalas debajo de la FVTM, las cuales

podrían estar parcialmente fundidas debido a la disminución del punto de fusión de las rocas del manto, provocada por la presencia de fluidos derivados del metamorfismo progresivo de los sedimentos y la corteza oceánica en subducción (Jödicke et al., 2006). En este modelo los fluidos quedarían atrapados debajo de la corteza media, considerada como impermeable. Además, los últimos resultados obtenidos por el MASE (Meso-American Subduction Experiment) de Caltech (California Institute of Technology), infieren la posibilidad de que la deshidratación de la placa de Cocos en subducción suceda desde zonas relativamente someras hasta los 100 kilómetros de profundidad por debajo de la FVTM (Pérez-Campos et al., 2008).

Como se mencionó anteriormente, en México el estudio de xenolitos del manto se ha enfocado principalmente en comprender el origen de las variaciones texturales en las peridotitas, en la composición química global de las inclusiones y en las condiciones de P-T de equilibrio de las mismas. Así mismo se ha investigado el aspecto geológico-estructural responsable de traerlos a la superficie. Sin embargo, el entender los procesos de interacción mineral-fluido-fundido en el manto litosférico se ha abordado muy poco y solo de manera aleatoria.

### **1.3 Objetivo**

El objetivo principal de esta Tesis Doctoral es caracterizar la alteración en peridotitas del manto provenientes de xenolitos del grupo Santo Domingo (región de la Mesa Central), a fin de proponer un modelo para su origen metasomático.

#### **Objetivos específicos**

- Identificar las asociaciones minerales que reflejan procesos metasomáticos en los xenolitos del manto situado por debajo del campo volcánico de Santo Domingo (Mesa Central).



- Determinar la composición química de las fases minerales de interés en los xenolitos del manto metasomatizados seleccionados para el estudio, así como en la roca portadora.
- Hacer uso de técnicas micronanalíticas en clinopiroxeno, olivino y sulfuros para conocer su contenido de elementos traza y composición isotópica, para así corroborar lo visto en la petrografía y lo analizado mediante la geoquímica general de las peridotitas estudiadas.

## **I.4 Metodología**

### **I.4.1 Muestreo**

La campaña de muestreo se desarrolló de manera exhaustiva, colectándose xenolitos en los maares Joya Prieta y Joya de los Contreras, los cuales pertenecen al grupo Santo Domingo. Este material se complementó con peridotitas procedentes de la litoteca del Centro de Geociencias, UNAM. Las muestras fueron colectadas en campañas de campo previas realizadas en el campo volcánico Santo Domingo y en Ventura – Espíritu Santo por el Dr. José Jorge Aranda Gómez. En el campo volcánico de Santo Domingo, además hay hornblenditas que a veces se observan como diques o vetillas cortando la foliación en las peridotitas porfidoclásticas características de este grupo. Las inclusiones en ambos grupos de volcanes se presentan en rocas máficas alcalinas, aunque es notable que las rocas de Ventura – Espíritu Santo (nefelinitas de olivino) son más subsaturadas en sílice que las hawaiitas de Santo Domingo. Un rasgo notable de los volcanes de Santo Domingo es la abundancia de megacristales de kaersutita.

### **I.4.2 Corte y Laminación**

Las muestras cortadas y laminadas proceden de xenolitos ultramáficos que se escogieron por su tamaño, preservación (ej., ausencia de alteración por

intemperismo) y diversidad textural y mineralógica. Este proceso se llevó a cabo en el Taller de Laminación del Centro de Geociencias, UNAM.

En algunos casos, las muestras fueron embebidas en resina antes de ser cortadas debido a que tendían a desmoronarse. A partir del corte, con un tamaño aproximado de 2.4 x 4.6 cm, se procedió al pulido de la briqueta con abrasivo de alúmina de diferente granulometría para después ser pegada sobre un portaobjetos. Posteriormente, se procedió a desbastar cada una de las láminas para ser después pulidas con abrasivos más finos y por último con pasta de diamante para dar el acabado de “pulido espejo”. Estas láminas delgadas se emplearon para el estudio petrográfico y, en ejemplares críticamente seleccionados, para determinar la química mineral de fases minerales seleccionadas.

#### **I.4.3 Microscopía de luz transmitida y reflejada**

Las asociaciones minerales y texturas de treinta y tres xenolitos de peridotita y piroxenita fueron estudiadas en láminas delgadas pulidas mediante microscopía óptica de luz transmitida y reflejada. La cuantificación modal de las fases minerales se realizó primeramente con tablas de estimación visual y se complementó con el analizador de imágenes *ImagePro* para la medición de componentes minerales mediante el porcentaje por área de cada una de las muestras.

El microscopio utilizado fue un binocular modelo Zeiss Photomicroscope III. Además se tomaron fotomicrografías con una cámara digital modelo Leica del Laboratorio de Yacimientos Minerales del Centro de Geociencias de la UNAM.

#### **I.4.4 Microsonda electrónica**

El análisis mediante microsonda electrónica es el método más utilizado para el análisis semicuantitativo y cuantitativo puntual de fases minerales. Esta técnica

puede ser utilizada además para obtener fotomicrografías de electrones retrodispersados.

El estudio mediante microsonda electrónica se llevó a cabo utilizando un instrumento JEOL modelo JXA-8900R equipado con 5 espectrómetros de dispersión de longitud de onda de rayos X, perteneciente al Laboratorio Universitario de Petrología del Instituto de Geofísica, UNAM. Para la realización de los análisis cuantitativos se ha trabajado con un voltaje de aceleración de 20 kV y una corriente de  $2.00 \times 10^{-8}$  A. El diámetro del haz es del orden de 1 micrómetro. En las tablas A2-A5 del ANEXO A se detallan las rutinas empleadas para cada uno de los minerales analizados.

#### **I.4.5 Fluorescencia de Rayos X**

Esta técnica se utilizó para el análisis cuantitativo de elementos mayores en roca total de 15 peridotitas y 4 megacristales de kaersutita. Los análisis se realizaron en el Laboratorio de Fluorescencia de Rayos X del Instituto de Geología, UNAM utilizando un espectrómetro de masas secuencial de rayos X marca Siemens SRS 3000 equipado con un tubo de rodio y una ventana de berilio de 125  $\mu\text{m}$ . El análisis se realizó en muestra fundida formando perlas mediante tetraborato de litio. Los elementos mayores se midieron en el programa SEMIQNT, y el error analítico es menor al 1%. La pérdida por calcinación se realizó a partir de 1 g de muestra en polvo calentando a 950°C durante una hora (Lozano y Bernal, 2005; Lozano-Santa Cruz y Bernal, 2005).

#### **I.4.6 Espectrometría de Masas con Fuente de Plasma Acoplado por Inducción (ICP-MS)**

Esta técnica permite el análisis cuantitativo multielemental y rápido de un gran número de elementos traza, expresado en ppm. Se empleó un ICP-MS Termo Series-Xii equipado con una celda de colisión/reacción para analizar los elementos menores y traza de roca total en 15 xenolitos y 4 kaersutitas en el Laboratorio de

Espectrometría de Masas y Cuarto Ultralimpio del Centro de Geociencias, UNAM, Campus Juriquilla, Qro.

En la preparación de muestras se usaron de 50 mg por cada una de ellas, que se colocaron en viales de teflón, así como seis estándares y dos blancos. Se realizó el pesado de cada una de las muestras y estándares en una micro-balanza de alta precisión, para después seguir con la digestión de ácidos y el secado de las muestras durante tres noches. Se prosiguió a la dilución de las muestras en una solución estándar de preparación interna que posteriormente se utilizó para aforar las muestras hasta 100 ml, para después ser medido en el equipo (Mori et al., 2007).

#### **I.4.7 Ablación Láser Acoplado a Espectrometría de Masas (LA-ICP-MS)**

Se analizaron elementos traza y tierras raras en cristales de clinopiroxeno de nueve peridotitas que corresponden a los maares Joya de los Contreras, Joya Prieta y Santo Domingo. Los elementos analizados con sus respectivas masas fueron los siguientes:  $^{232}\text{Th}$ ,  $^{238}\text{U}$ ,  $^{93}\text{Nb}$ ,  $^{181}\text{Ta}$ ,  $^{139}\text{La}$ ,  $^{140}\text{Ce}$ ,  $^{108}\text{Pb}$ ,  $^{141}\text{Pr}$ ,  $^{88}\text{Sr}$ ,  $^{146}\text{Nd}$ ,  $^{90}\text{Zr}$ ,  $^{178}\text{Hf}$ ,  $^{147}\text{Sm}$ ,  $^{153}\text{Eu}$ ,  $^{157}\text{Gd}$ ,  $^{159}\text{Tb}$ ,  $^{163}\text{Dy}$ ,  $^{89}\text{Y}$ ,  $^{165}\text{Ho}$ ,  $^{166}\text{Er}$ ,  $^{169}\text{Tm}$ ,  $^{172}\text{Yb}$  y  $^{175}\text{Lu}$ . En el Laboratorio de Estudios Isotópicos del Centro de Geociencias, UNAM se utilizó un láser Resonetics Resolution M50 (LPX220, Lambda Physik), acoplado a un cuadrupolo de espectrometría de masas (ICP-MS) de marca iCAP Qc (detalles técnicos en Solari et al, 2010). Se empleó un diámetro de haz de 60 micrómetros, una tasa de repetición de 5 Hz y 122mJ de energía de láser que corresponde a una fluencia de  $7\text{J}/\text{cm}^2$ . Los resultados fueron obtenidos con un tiempo de ablación total de 50 segundos: 20 s para el blanco (mezcla de He con Ar) y 30 s para los cristales de clinopiroxeno. El software *lolyte* fue utilizado para procesar los análisis. Para los cálculos de la concentración y su correspondiente normalización se utilizó el estándar de vidrio NIST 612 (Norman et al., 1998), usando  $^{43}\text{Ca}$  como estándar interno (Norman et al., 1998) y como estándar interno de referencia la

augita Kakanui 122142 (Jarosewich, 1980), así como los valores composicionales previamente obtenidos por medio de la microsonda electrónica.

#### **I.4.8 Datación $^{40}\text{Ar} - ^{39}\text{Ar}$**

Se analizaron 2 megacrístales de kaersutita del maar Joya Prieta para su fechamiento por  $^{40}\text{Ar} - ^{39}\text{Ar}$  en el Laboratorio de Geocronología del CICESE, Ensenada, Baja California. La Dra. Margarita López Martínez realizó dos experimentos de calentamiento en etapas, utilizando un láser marca Coherent modelo Innova 300. Los isótopos de argón se determinaron con un espectrómetro de masas modelo VG5400. Las muestras recibieron una dosis de 120 MW en la posición 8C del reactor nuclear de la *McMaster University* en Hamilton, Ontario, Canadá. Como monitor de irradiación se utilizó el sanidino FCT 2 de  $28.201 \pm 0.046$  Ma (Kuiper et al., 2008). Las muestras y el monitor de irradiación fueron cubiertos con una lámina de Cd durante la irradiación para bloquear los neutrones térmicos.

Cada medición del argón liberado por la muestra es precedido de la medición de la señal del sistema, es decir un blanco que se realiza bajo las mismas condiciones de medición de una muestra excepto por la aplicación del láser. Se determinan todos los isótopos de argón para el blanco y la muestra. Para realizar los experimentos de calentamiento en etapas, la potencia del láser se incrementa sucesivamente en cada paso hasta fundir la muestra. Se utilizaron las constantes recomendadas por Steiger y Jäger (1977) en todos los cálculos.

#### **I.4.9 Otras técnicas micro-analíticas**

Durante el trabajo doctoral, se tuvo la oportunidad de realizar otros estudios a las peridotitas del grupo Santo Domingo con técnicas más especializadas, gracias al apoyo y colaboración del Dr. Gilles Levresse y el Dr. José María González

Jiménez, en los laboratorios de la *Université de Lorraine* en Francia y *Macquarie University* en Australia.

Mediante espectrometría de iones secundarios (SIMS, por sus siglas en inglés) se analizaron concentraciones y composiciones isotópicas de litio (Li) en olivinos de cuatro peridotitas del grupo Santo Domingo. Para ello se utilizó un SIMS Cameca IMS1270 perteneciente al *Centre de Recherches Pétrographiques et Géochimiques* (CRPG), Francia.. Se realizaron de 3 a 5 análisis por cristal de olivino (cuatro por muestra), con una pre-saturación de 60 segundos, 26 ciclos y un tiempo de conteo de cuatro, dieciséis y cuatro segundos para los isótopos  $^6\text{Li}$  y  $^7\text{Li}$  respectivamente (detalles técnicos en Decitre et al., 2002; Gu et al., 2016).

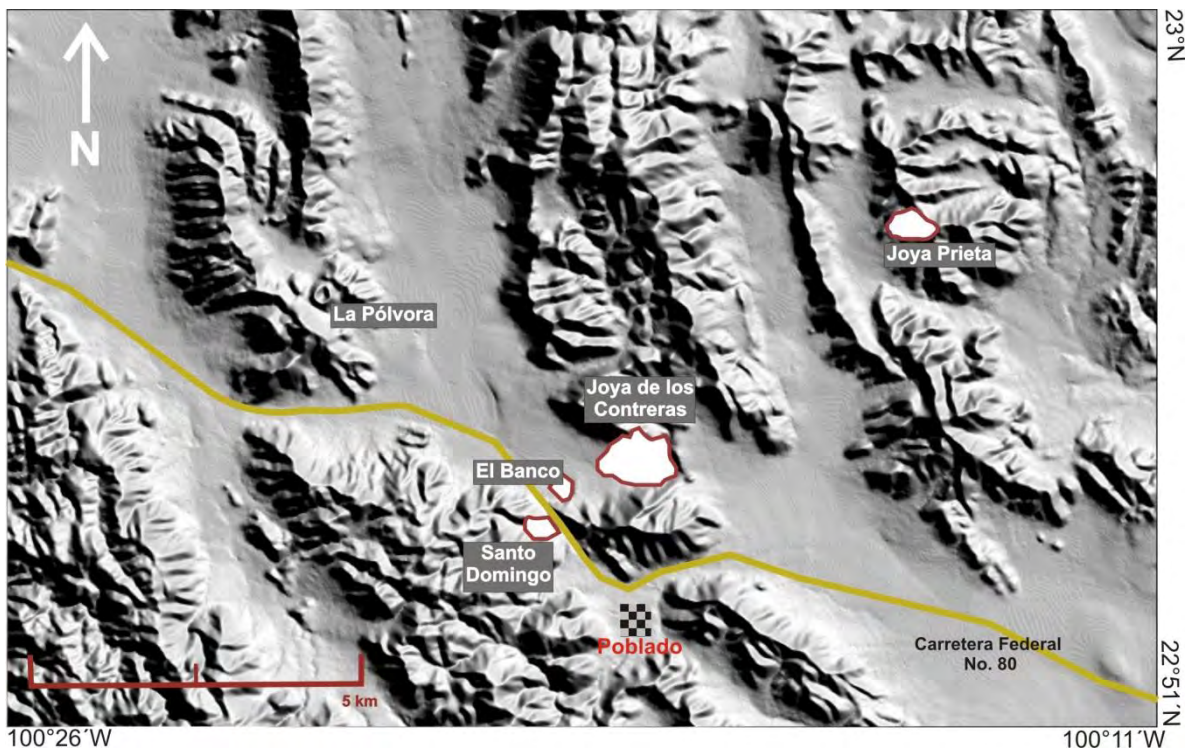
También se realizaron análisis isotópicos de Re-Os en sulfuros tipo mss (monosulfide solid solution) presentes en ocho peridotitas del grupo Santo Domingo. Mediante un multicolector ICP-MS Nu Plasma y un láser con una celda de ablación modificada New Wave/Merchantek UP 213 perteneciente al *GEMOC ARC, Department of Earth and Planetary Sciences, Macquarie University*, Australia; siguiendo el procedimiento descrito por González-Jiménez y colaboradores (2012).

## CAPITULO II

### LOCALIZACIÓN y GEOLOGÍA

#### II.1 Localización

El campo volcánico de Santo Domingo en donde se colectaron los xenolitos estudiados se encuentra en la parte nororiental del estado de San Luis Potosí a  $\approx 100$  km al N40E de la capital potosina. El acceso principal para el maar Santo Domingo es por la carretera federal 80 El Huizache - Cd. Mante. Sin embargo, se tienen que tomar caminos de terracería para llegar a los maares de Joya de los Contreras y Joya Prieta que se encuentran al norte y al noreste del poblado de Santo Domingo (Fig. 2). El área de estudio se encuentra entre la latitud N  $23^\circ$  y  $22^\circ 51'$  y la longitud W  $100^\circ 26'$  y  $100^\circ 11'$ .



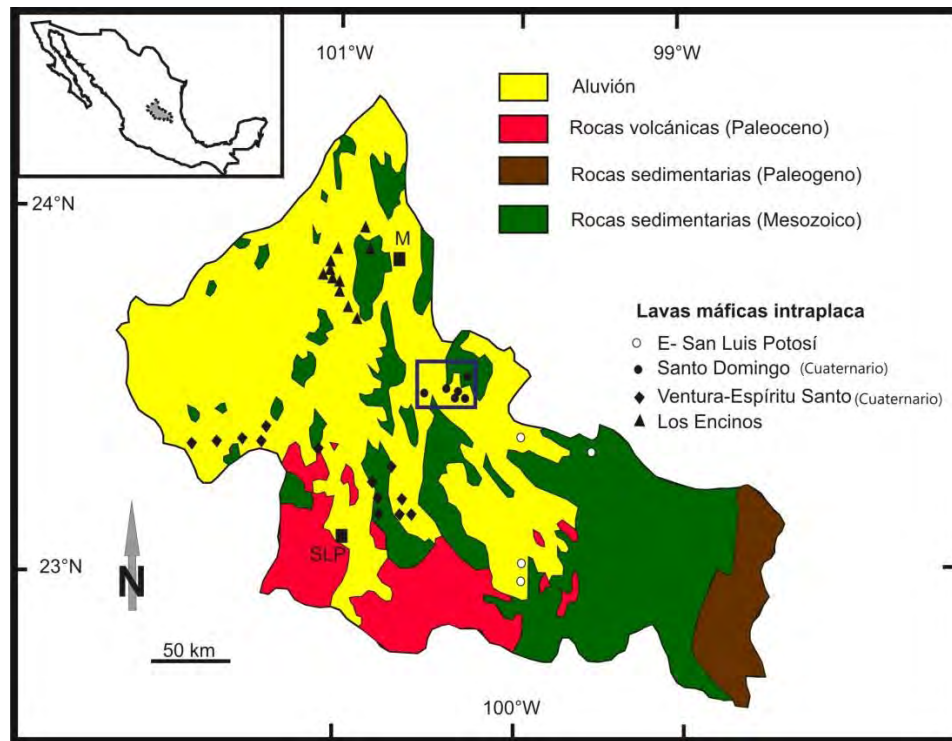
**Fig.2** Modelo digital de elevación del campo Volcánico Santo Domingo. En la imagen se muestra con líneas rojas el borde de los cráteres de los maares Joya Prieta, Joya de los Contreras y Santo Domingo. En la figura también se señala la ubicación del cono de escoria de La Polvora y del poblado de Santo Domingo. Las montañas están formadas por rocas calcáreas marinas del Mesozoico y la orientación de los ejes de los pliegues laramídicos cambia abruptamente a lo largo de una franja que es burdamente paralela a la carretera federal 80. Al sur de la carretera los ejes son NW y al norte cambian gradualmente a N-S y en la región al norte de la imagen llega a ser NE, prácticamente hasta llegar a la Curvatura de Monterrey de la Sierra Madre Oriental.

## **II.2 Geología Regional**

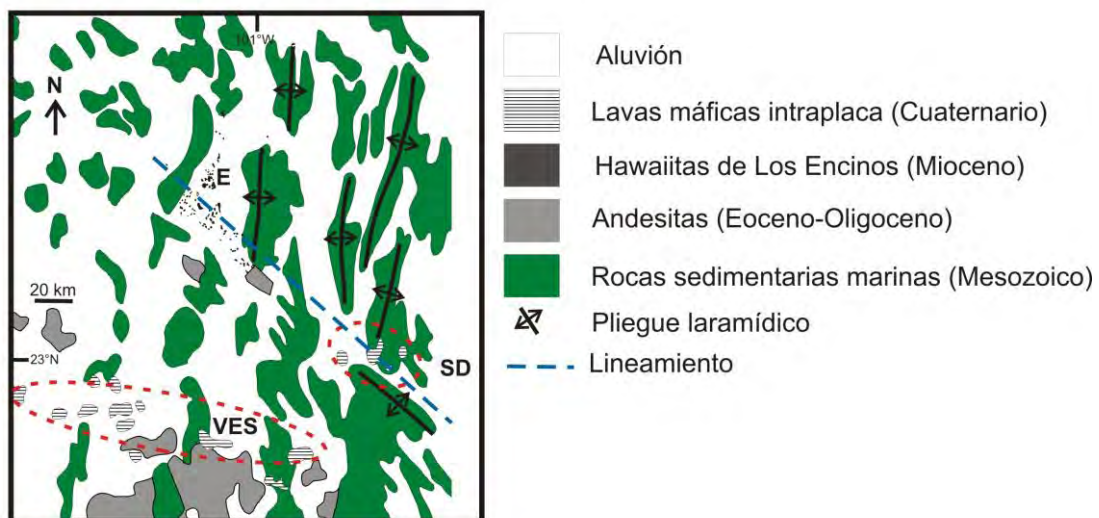
En la Mesa Central (Nieto-Samaniego et al., 2005), ubicada en la parte centro-oriental de México, existen varios campos volcánicos alcalinos de intraplaca en donde se han reportado xenolitos del manto (Fig. 3). La porción central y occidental de San Luis Potosí son parte de la Mesa Central y ahí la mayoría de las sierras están formadas por rocas sedimentarias marinas del Cretácico, las cuales fueron plegadas durante la orogenia Laramide (Aranda-Gómez, 1982, Aranda-Gómez y Luhr, 1996). Hacia su extremo meridional, la Mesa Central está cubierta por rocas volcánicas félsicas del Eoceno – Mioceno temprano que, en base a su composición química se cree que están asociadas al magmatismo orogénico de la Sierra Madre Occidental (Aranda-Gómez et al., 2005). Como un todo, la Mesa Central pertenece a la parte meridional de la provincia tectónica de Cuencas y Sierras, la cual ha experimentado varios eventos de extensión durante el Cenozoico medio y tardío, que fueron acompañados primero por vulcanismo calciocalino orogénico y más tarde por magmatismo máfico alcalino de intraplaca (Aranda-Gómez et al., 2000; Aranda-Gómez et al., 2005). Con base en su edad y/o en la petrología de sus lavas el vulcanismo intraplaca de San Luis Potosí se han dividido en tres campos volcánicos: Los Encinos, Santo Domingo y Ventura – Espíritu Santo (Fig. 4). El campo volcánico de los Encinos está formado por volcanes ubicados en al oeste de la Sierra de Catorce y su edad isotópica oscila entre 10.6 y 13.6 Ma (Luhr et al. 1995). Los maares de Santo Domingo y Ventura – Espíritu Santo son del Plio – Cuaternario, pero la composición química de sus rocas es significativamente distinta, ya que en Ventura – Espíritu Santo predominan nefelinitas de olivino y basanitas muy bajo saturadas en sílice, mientras que en Santo Domingo son comunes los basaltos alcalinos de olivino y los basaltos. En términos de la naturaleza de los xenolitos incluidos en las rocas, ambos campos también son notablemente distintos, ya que en Santo Domingo las lherzolitas de espinela tienen principalmente texturas porfidoclásticas y en Ventura – Espíritu Santo dominan peridotitas con textura protogranular. En los volcanes de Santo Domingo casi invariablemente están presentes megacristales



de kaersutita y/o xenolitos de hornblendita. Dichas inclusiones son muy raras o ausentes en los volcanes del otro grupo.



**Fig.3** Mapa de San Luis Potosí con la geología general y los campos volcánicos de intraplaca. En el recuadro azul se delimita el campo volcánico Santo Domingo M: Matehuala; SLP: San Luis Potosí. Modificado de Aranda et al. (2005).



**Fig.4** Mapa Geológico que muestra los tres campos volcánicos de intraplaca: Los Encinos (E), Santo Domingo (SD) y Ventura – Espíritu Santo (VES). La línea azul representa el probable lineamiento que afecta las hawaiiitas de Los Encinos y las lavas máficas de Santo Domingo. Modificado de Aranda – Gómez et al. (2005).

Las nefelinitas de olivino y las basanitas de Ventura – Espiritu Santo representan a los magmas más primitivos de San Luis Potosí. La geoquímica de elementos mayores y traza de éstos magmas puede ser modelada por fusión parcial progresiva del manto de una peridotita de granate en el manto, pero la composición de las rocas de Santo Domingo requiere de un grado mayor de fusión parcial, en comparación con las de Ventura – Espiritu Santo. En estos magmas la contaminación cortical está ausente o jugó un papel muy limitado (Luhr et al., 1989, Pier et al., 1989).

La mayoría de las rocas de intraplaca del Mioceno de Los Encinos ofrecen contrastes muy marcados con las rocas Plio-Cuaternarias de Santo Domingo y Ventura – Espiritu Santo, ya que en ellas hay evidencia petrográfica y geoquímica de contaminación con rocas corticales. En las rocas volcánicas de Los Encinos es común la presencia de conjuntos complejos de xenocristales y megacristales, provenientes ya sea de granulitas de la corteza profunda o de rocas de grano grueso que cristalizaron lentamente a partir de magmas alcalinos similares a los que llevaron a las inclusiones hasta la superficie. Hasta ahora no se han encontrado xenolitos de peridotita en los volcanes de Los Encinos, mientras que las granulitas feldespáticas de la parte profunda de la corteza, son excepcionales y tienden a estar parcialmente fundidas. Ocasionalmente se encuentran megacristales accidentales de kaersutita en las lavas de Los Encinos.

En Los Encinos los volcanes forman dos alineamientos notorios, uno NW y el otro NE. Los volcanes del alineamiento NW yacen a lo largo de una franja de la misma orientación en donde se presentan cambios marcados en la orientación de las estructuras tectónicas, que puede ser prolongada hasta la región de Santo Domingo. Esta coincidencia ha sido interpretada por Aranda-Gómez et al. (2007), como evidencia de que ambos campos volcanes yacen sobre una falla de basamento que incluyó en el ascenso de los magmas hasta la superficie.

En la parte más al sur de dicha región el vulcanismo alcalino de edad plio-cuaternaria forma parte también de la provincia de Cuencas y Sierras. Las características petrológicas y geoquímicas de estas rocas indican que ascendieron

rápidamente a través de la corteza; la ubicación de los centros eruptivos probablemente se asocian a zonas de fallas profundas que facilitaron su ascenso (Henry y Aranda-Gómez, 2000; Aranda-Gómez et al., 2005).

La Mesa Central es una provincia fisiográfica con una elevación considerable y a su vez una corteza adelgazada (32 a 35 km aprox.) en comparación con las provincias cercanas (Kerdan, 1992). Se limita al norte y oriente por la Sierra Madre Oriental, al occidente por la Sierra Madre Occidental y al sur por la Faja Volcánica Transmexicana (Aranda-Gómez et al., 2005; Nieto-Samaniego et al., 2005).

### **//.3 Geología Local**

El campo volcánico Ventura-Espíritu Santo está formado principalmente por conos cineríticos aislados y derrames de lava asociados, los cuales descansan sobre rocas carbonatadas del Mesozoico de la Sierra Madre Oriental (SMO), sobre rocas volcánicas félsicas del Terciario medio, o sobre depósitos clásticos del Terciario tardío o Cuaternario. Las localidades mejor estudiadas de este campo son tres maares: Joya Honda (Fig. 5), Joyuela y Laguna de los Palau ubicados en la porción oriental del mismo (Aranda-Gómez, 1982; Luhr et al., 1989b; Pier et al., 1989; Heinrich y Besch, 1992; Aranda-Gómez y Luhr, 1997; Aranda-Gómez et al., 2005), los cuales son importantes por la abundancia y variedad de sus xenolitos.



**Fig.5** Vista parcial de la pared NE del cráter de Joya Honda perteneciente al campo volcánico Ventura Espiritu Santo. En la fotografía se aprecia una discordancia angular notable entre las rocas sedimentarias marinas del Cretácico, que están intensamente plegadas y el depósito piroclástico asociado a la formación del maar. Cerca de la base de las paredes casi verticales del cráter se aprecian depósitos de talud gruesos.

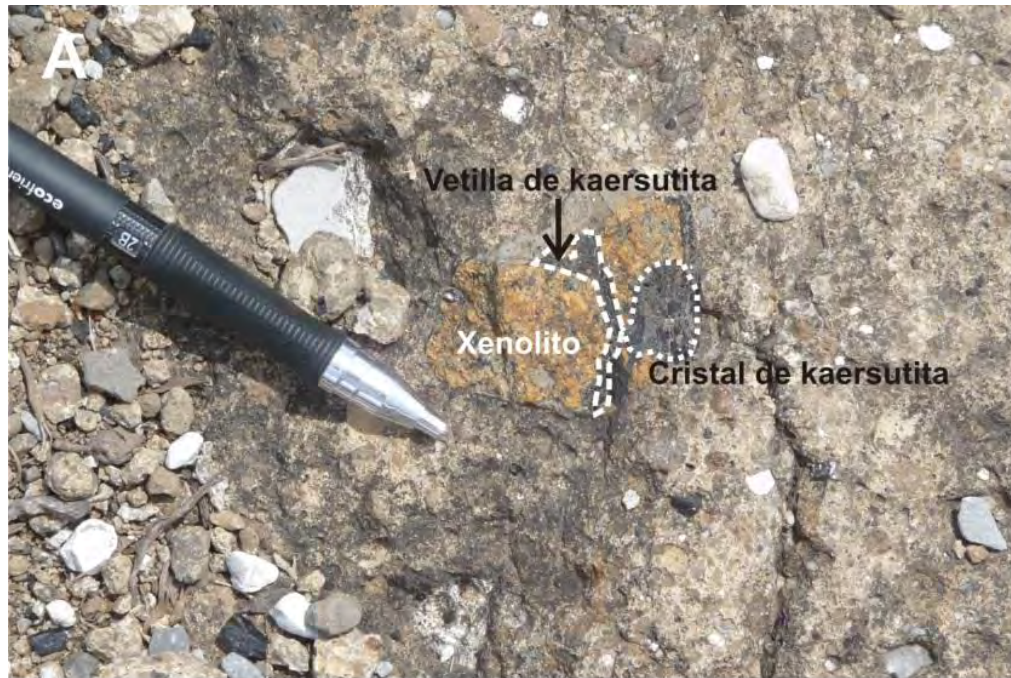
El campo volcánico de Santo Domingo incluye a los maares Joya de los Contreras, Santo Domingo, El Banco y Joya Prieta (Fig. 6, mapa a detalle ANEXO B), así como al cono cinerítico de La Pólvara y sus derrames de lava asociados (Luhr et al., 1989; Luhr y Aranda-Gómez, 1997). Todos estos volcanes presentan xenolitos de peridotita, y piroxenitas del manto, así como conjuntos complejos de granulitas feldespáticas provenientes de la corteza inferior con composiciones variables (ej. Hayob, 1989) y/o xenocristales derivados de la disgregación de estos materiales durante el ascenso y/o extravasación del magma a la superficie.



**Fig.6 A.** Vista parcial del lado oriental del cráter del maar Joya de los Contreras. En primer plano se aprecia el depósito piroclástico asociado al maar, el cual está bien litificado. Al fondo se observan cerros arredondados en donde está expuesta la caliza de la Formación El Abra (Cretácico), que es la roca pre-maar en el área. **B.** Vista panorámica de la pared NE del maar Joya Prieta. En el ángulo superior izquierdo se observa la secuencia piroclástica formada por la toba brechoide heterolitológica (hawiita + caliza + xenolitos de peridotita y granulita feldespática + megacristales de kaersutita). En el lado izquierdo de la fotografía se alcanza apreciar que la toba brechoide descansa sobre un depósito de escoria máfico que se acumuló en un paleocañón al inicio de la erupción que originó al maar. Ambos aparatos volcánicos pertenecen al campo volcánico Santo Domingo.

Algunos de los conjuntos de xenolitos del campo volcánico de Santo Domingo incluyen hornblenditas que a veces se presentan aisladas o como diques o vetillas cortando la foliación en las peridotitas porfiroclásticas características de este campo volcánico. Los xenolitos están incluidos en depósitos piroclásticos del Cuaternario compuestos por “tobas brechoides” (*tuff-breccias*), bien litificadas, formadas por piroclastos primarios de hawaiiita y por numerosos clastos accidentales derivados de la caliza mesozoica provenientes de las rocas pre-maar cercanas al conducto volcánico.

El material cementante en estas rocas piroclásticas es principalmente calcita. Un rasgo distintivo de los volcanes de campo volcánico de Santo Domingo es la abundancia de megacrístales (1 – 5 cm) de kaersutita que se cree son derivados de hornblenditas con texturas pegmatíticas desarrolladas en el manto superior (Pier et al., 1989a; Luhr y Aranda-Gómez, 1997) y que fueron parcialmente disgregadas durante su transporte a la superficie o rotas durante las explosiones freatomagmáticas asociadas a la formación de los maares, originando así los megacrístales de kaersutita (Fig. 7).



**Fig.7 A.** Xenolito de peridotita cortado por vetilla de kaersutita. **B.** Mega cristales de kaersutita y xenolito. Localidad maar Joya Prieta.

## **CAPITULO III**

### **PETROGRAFÍA DE XENOLITOS DEL MANTO**

#### **III.1 Petrología**

El estudio petrográfico se realizó en 30 muestras colectadas en campo, de las cuales 17 son xenolitos de peridotita y 3 de piroxenita del grupo volcánico Santo Domingo y 10 xenolitos de peridotita del grupo Ventura-Espíritu Santo. Los xenolitos de Ventura-Espíritu Santo se emplearon solamente como marco de comparación en nuestra investigación, ya que en esa región son raras las inclusiones con metasomatismo modal, aunque Liang y Elthon (1990) han documentado la presencia de peridotitas con metasomatismo críptico en Joya Honda.

En la siguiente sección se incluye una breve revisión de los aspectos mineralógicos que se consideran fundamentales en el metasomatismo modal del manto en general.

##### **III.1.1 Mineralogía y Texturas asociadas al metasomatismo**

El metasomatismo modal ha sido documentado ampliamente en xenolitos del manto y tiene la característica de presentar asociaciones minerales “secundarias” que evidencian cambios químicos o enriquecimiento en elementos tales como Ti, K y Fe (Menzies et al., 1987). Los minerales más comunes que suelen estar en xenolitos metasomatizados son anfíboles, micas, óxidos de Fe-Ti, apatito y sulfuros. A continuación se describen brevemente cada uno de ellos:

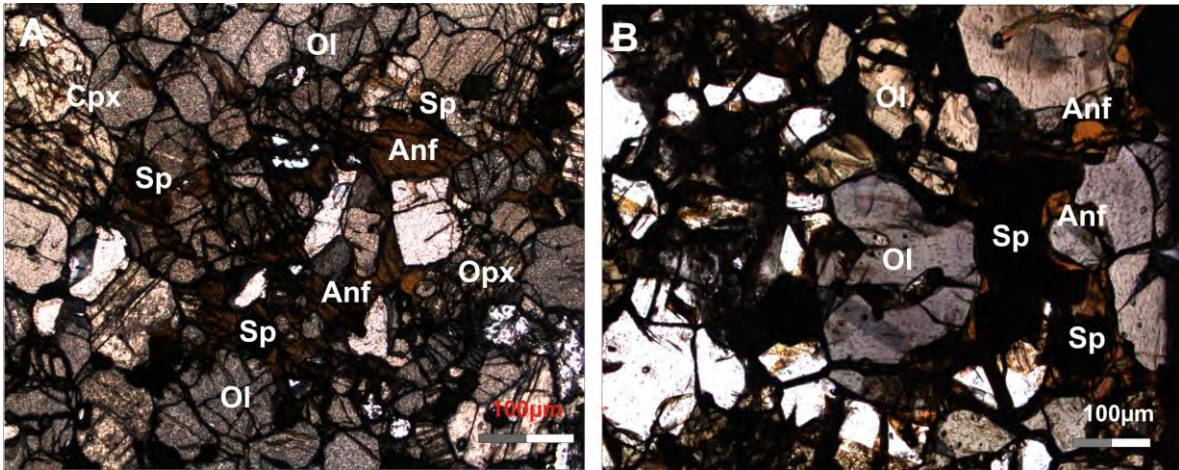


## Anfiboles

La mayoría de las peridotitas y piroxenitas de espinela, en rocas alcalinas o macizos ultramáficos que han experimentado metasomatismo modal contienen kaersutita  $[\text{NaCa}_2\text{Mg}_4\text{Ti}(\text{Si}_6\text{Al}_2\text{O}_{23})(\text{OH})_2]$  o pargasita  $[\text{NaCa}_2\text{Mg}_3\text{Fe}_2+\text{Si}_6\text{Al}_3\text{O}_{22}(\text{OH})_2]$  (Boettcher et al., 1979; Menzies et al., 1987). Por otra parte, los xenolitos de manto incluidos en kimberlitas comúnmente presentan richterita  $[\text{Na}_2\text{CaMg}_3\text{Fe}^{2+}_2(\text{Si}_8\text{O}_{22})(\text{OH})_2]$  rica en K y pequeñas cantidades de pargasita (Roden y Murthy, 1985; Harte, 1987; Menzies et al., 1987).

La kaersutita es estable en el manto superior debido a su íntima relación con xenolitos de lherzolita. Es un anfíbol rico en Ti que por lo regular se presenta en venas en los xenolitos; aunque también llega a presentarse intersticialmente entre los silicatos primarios, de forma poikilítica en piroxeno o en bandas concordantes en piroxenitas, así como en megacristales debido probablemente a la fragmentación de cuerpos de anfíbol con textura pegmatítica en el manto (Best, 1974; Basu y Murthy, 1977; Wilshire et al., 1980; Pier, 1989).

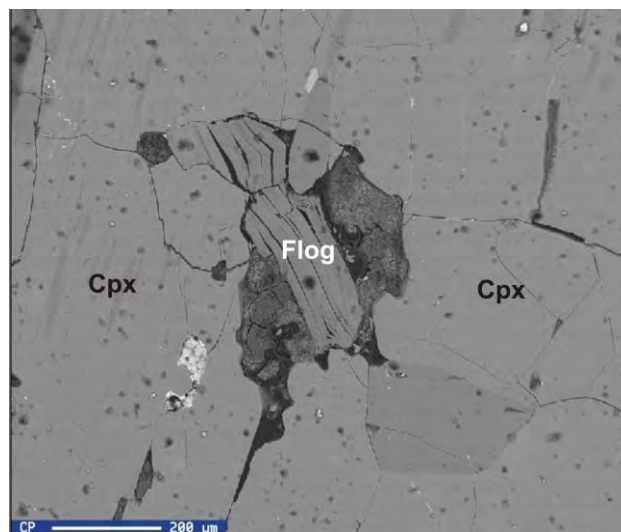
La pargasita anhedral suele encontrarse en intersticios entre otras fases minerales y/o como arreglos paralelos a los planos de cruceo del clinopiroxeno (Fig. 8); en algunas ocasiones puede tener un hábito tabular en equilibrio textural aparente con los minerales primarios del xenolito, tales como piroxeno y espinela (Witt-Eickschen, 1998; Kovács et al., 2004). Estudios petrológicos de xenolitos del manto metasomatizados en zonas de subducción han reportado que la pargasita suele reemplazar a los cristales de clinopiroxeno y/o rodear espinela (Arai e Ishimaru, 2008).



**Fig. 8** A. Fotomicrografía de peridotita donde se observa el anfíbol rodeando olivino y piroxenos. B. Fotomicrografía donde se aprecia al anfíbol rodeando espinela. Láminas delgadas de xenolitos del manto del maar Joya Prieta. Simbología: Anf, anfíbol; opx, ortopiroxeno; cpx, clinopiroxeno; ol, olivino; sp, espinela.

### Micas

La mica más común en xenolitos metasomatizados modalmente es flogopita [ $K_2Mg_6Al_2Si_6O_{20}(OH)_4$ ], aunque en ocasiones también puede presentarse biotita ( $KMg_{2.5}Fe^{2+}_{0.5}AlSi_3O_{10}(OH)_{1.75}F_{0.25}$ ). Su hábito más común es en forma de cristales euhedrales en equilibrio textural aparente con los minerales primarios de la peridotita (Fig. 9). También se puede presentar bordeando minerales en forma de anillos de reacción estrechos, esta última textura se considera secundaria en xenolitos de lherzolita con granate (Carswell, 1975; Roden y Murthy, 1985).



**Fig. 9** Flogopita intersticial en clinopiroxeno. Imagen de electrones retrodispersados de un xenolito de piroxenita perteneciente al maar Joya Prieta. Simbología: Cpx, Clinopiroxeno; Flog, flogopita.

La flogopita también ha sido descrita en xenolitos del manto en zonas de subducción; al igual que la pargasita, tiende a reemplazar al clinopiroxeno. Cuando se encuentra asociada al anfíbol y/o al clinopiroxeno en venas en xenolitos compuestos, suele mostrar un enriquecimiento en Fe y Ti, mientras que su contenido de H<sub>2</sub>O tiende a ser bajo (Boettcher et al., 1979; Menzies, et al., 1987; Shaw et al., 2005; Arai e Ishimaru, 2008).

### **Óxidos de Fe-Ti**

Los óxidos de Fe-Ti que suelen estar presentes en el metasomatismo modal de xenolitos del manto son el rutilo (TiO<sub>2</sub>) e ilmenita (Fe<sup>2+</sup>TiO<sub>3</sub>). Estos óxidos son muy comunes en xenolitos provenientes de kimberlitas y se relacionan a dos tipos de asociaciones minerales que casi siempre se encuentran en venas y/o vetillas; la paragénesis más frecuente es la que está compuesta por Mica - Anfíbol – Rutilo – Ilmenita y Diópsida (*MARID*, por sus siglas en inglés), la otra involucra solo a la Ilmenita – Rutilo – flogopita (Phlogopite) y Sulfuros (*IRPS*, por sus siglas en inglés); esta última llega a observarse principalmente en xenolitos con texturas de grano fino producto de recristalización (Harte et al., 1975; Erlank et al., 1987; Harte, 1987). Por otra parte, en xenolitos en rocas alcalinas es poco común encontrar este tipo de minerales relacionados a metasomatismo; los que se han reportado son titanomagnetita (Fe<sup>2+</sup>(Fe<sup>3+</sup>,Ti)<sub>2</sub>O<sub>4</sub>), ilmenita y titanita (CaTiSiO<sub>5</sub>) (Roden y Murthy, 1985; O'Reilly, 1987).

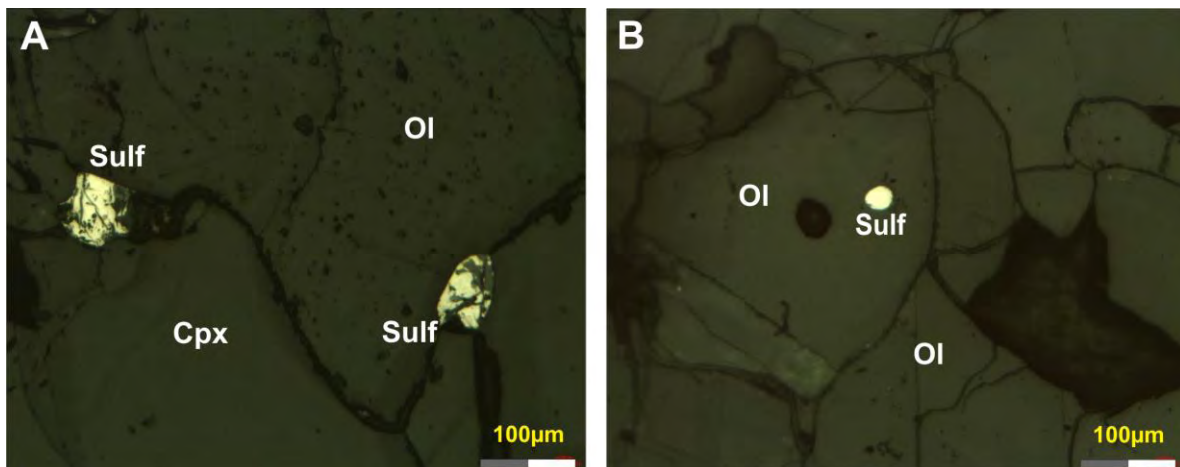
### **Apatito**

Este fosfato (Ca<sub>5</sub>(PO<sub>4</sub>)<sub>3</sub>F) se asocia frecuentemente con anfíbol y se presenta comúnmente en clinopiroxenitas o en rocas constituidas sólo de anfíbol/apatito, ricas además en augita, ilmenita y sulfuros. Las texturas que llegan a presentar son de recristalización en los bordes de grano y de tipo equigranular (Lloyd y Bailey, 1975; Roden y Murthy, 1985; O'Reilly, 1987).

En lherzolitas porfidoclásticas o equigranulares, el apatito se encuentra en vetillas asociado a diópsida rica en Cr y en ocasiones con anfíbol y mica mostrando granos con texturas poligonales (O'Reilly y Griffin, 2000).

## **Sulfuros**

Estos minerales suele encontrarse en cantidades inferiores a 1% en peso, tanto en xenolitos de peridotita como de piroxenitas. Las fases minerales más comunes son pirrotita ( $\text{Fe}^{2+}_{0.95}\text{S}$ ), pentlandita ( $\text{Fe}^{2+}_{4.5}\text{Ni}_{4.5}\text{S}_8$ ), calcopirita ( $\text{CuFe}^{2+}\text{S}_2$ ), pirita ( $\text{Fe}^{2+}\text{S}_2$ ) y en menor cantidad cubanita ( $\text{CuFe}^{2+}_2\text{S}_3$ ). Se presentan en forma de gotas (*blebs*) intracristalinas en piroxenos y olivinos, lo que sugiere un posible origen por inmiscibilidad de un líquido sulfuroso en fundidos del manto (Fig. 10). En algunas ocasiones los sulfuros se han observado como inclusiones orientadas dentro de clinopiroxeno lo que refuerza la idea de ser contemporáneos con el líquido silicatado (Andersen et al., 1987; Dromgoole y Pasteris, 1987; Zajacz y Szabó, 2003; González-Jiménez et al., 2010).



**Fig. 10** A. Inclusiones de sulfuros intersticiales. B. Inclusión de sulfuro intracristalino en olivino. Fotomicrografías de un xenolito de peridotita perteneciente a Joya de los Contreras. Simbología: Sulf, sulfuro; Cpx: clinopiroxeno; Ol, olivino.

En ambientes de subducción, los sulfuros en xenolitos del manto se asocian a los anfíboles y suelen ser de composición monomineral (~ pirrotita); es frecuente

observarlos en inclusiones anhedrales en los límites entre granos (Franz et al., 2002; Ishimaru et al., 2007; Arai y Ishimaru, 2008).

### **Otros minerales**

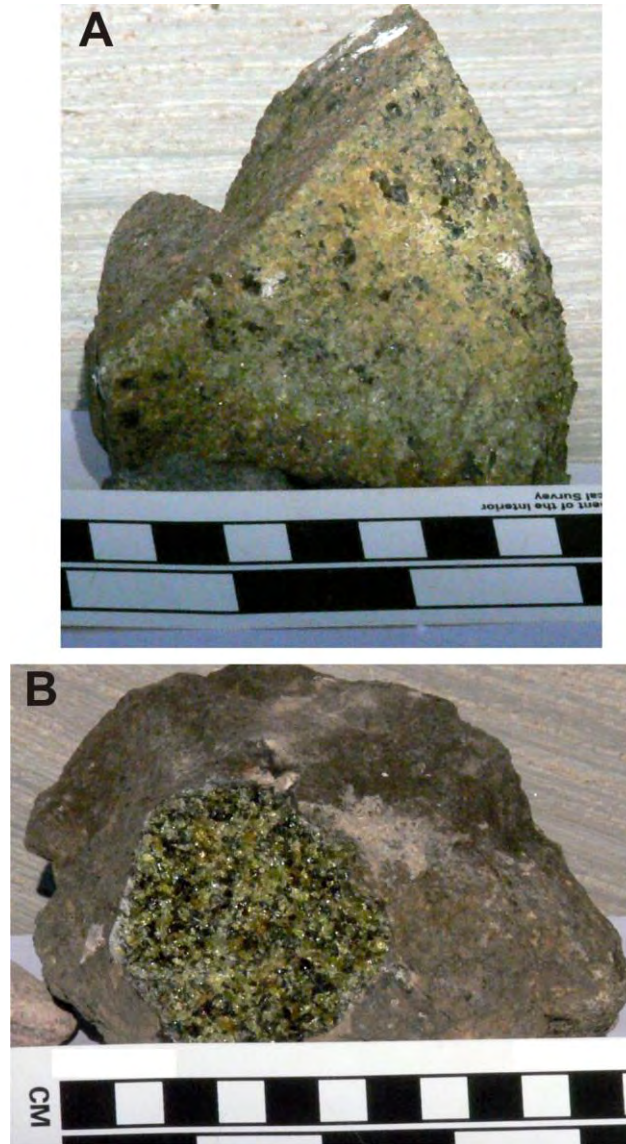
En ocasiones los minerales anteriormente descritos suelen estar acompañados de otras fases menos comunes que llegan a ser también producto de “agentes metasomáticos” que afectaron al manto en la región de donde provienen los xenolitos. Haggerty (1987), por ejemplo ha descrito titanatos relacionados a las asociaciones minerales de tipo MARID en xenolitos de peridotita alojados en kimberlitas en Botswana. En Iherzolitas y clinopiroxenitas de espinela de los campos volcánicos alcalinos de Eifel en Alemania y en el oeste de Uganda en África, se han descrito carbonatos y feldespatos asociados con las fases minerales hidratadas (Lloyd, 1987).

El clinopiroxeno también se considera producto del fenómeno metasomático cuando se encuentra en venas y/o vetillas con minerales hidratados como anfíbol o mica. Su origen metasomático puede ser confirmado con el estudio de química mineral que muestra enriquecimientos de tierras raras ligeras en el clinopiroxeno (O’Reilly y Griffin, 2000; Matusiak-Malek et al., 2010). Texturas de disequilibrio (p.ej. textura “esponjosa” [*spongy*] en clinopiroxeno y espinela) comúnmente relacionadas a efectos de descompresión o fusión parcial en la peridotita, han sido interpretadas también como productos del metasomatismo (Liang y Elthon, 1990; Carpenter et al., 2002).

### **III.1.2 Descripción Macroscópica**

Las treinta muestras de xenolitos estudiadas en esta Tesis Doctoral son de las localidades siguientes: Joya Honda (n = 8) y Laguna de los Palau (2) del campo volcánico Ventura-Espíritu Santo; Santo Domingo (4), Joya de los Contreras (10) y Joya Prieta (6) del campo volcánico Santo Domingo (ver Tabla 1).

Cabe señalar que en el caso de las muestras de Ventura-Espíritu Santo se incluyeron en este apartado exclusivamente para enfatizar las diferencias texturales y petrográficas tan significativas entre ambos grupos de peridotitas.



**Fig. 11** Xenolitos de peridotita. A. Joya de los Contreras. B. Laguna de los Palau.

La mayoría de las muestras son xenolitos de forma redonda y/o ovalada, aunque en ocasiones algunos de ellos presentan límites rectos y angulares (Fig. 11); invariablemente están parcialmente cubiertos por una capa delgada (5mm a 2cm aprox.) de basalto y/o toba heterolitológica, característica de los depósitos piroclásticos cercanos a los mares. La alteración presente en algunos de los xenolitos estudiados consiste principalmente en la presencia de carbonato de

calcio (¿caliche?) y/o oxidación. Algunos xenolitos, especialmente los de Joya Honda y Joya Prieta tienden a desagregarse. El tamaño de grano varía en los xenolitos de un grupo volcánico a otro, siendo grueso (aprox. 3 – 6mm) para las muestras de Joya Honda, Laguna de los Palau y en ocasiones Joya de los Contreras; de grano medio a fino (aprox. 1 – 3mm) para el resto de las localidades. Las texturas van de granulares, sin orientación aparente de los cristales a equigranulares con foliación marcada. Los minerales que se pueden observar a simple vista son el olivino de tonalidades verde claro translúcido, piroxeno de colores verde oscuro a negro y en ocasiones es posible identificar la diópsida por su color verde esmeralda característico.

**Tabla 1** Listado de muestras de xenolitos ultramáficos y detalle de características macroscópicas.

Localidad	Muestra	Dimensiones (cm)	Color	Alteración	Minerales	Textura
<b>Campo Volcánico Ventura – Espíritu Santo</b>						
<b>Joya Honda</b>	JH-1	8.5 x 6 x 3.5	Negro	Ligera (caliche)	Hbl>Opx>Cpx>>Sp	Granular con ligera foliación
	JH-2	5.5 x 3.5 x 3.5	Negro con bandas verdes	Ligera oxidación	Opx>Cpx>Hbl>>Ol	Equigranular bandeada
	JH-3	6 x 4.5 x 5	Verde con tonos oscuros	Ligera oxidación y caliche	Ol>Opx>Cpx>>Sp	Porfídica inequigranular
	JH-4	6.5 x 5.5 x 10	Verde oliva	Ninguna	Ol>Opx>Cpx>>Sp	Equigranular sin orientación
	JH-5	10.5 x 8 x 7	Verde claro	Ligera oxidación	Ol>Opx>Cpx>>Sp	Inequigranular porfídica
	JH-6	6 x 5.5 x 4	Verde oscuro	Ninguna	Ol>Opx>Cpx>Sp	Inequigranular porfídica
	JH-7	7 x 4 x 3.5	Verde-amarillo	Ligera oxidación	Ol>Opx>Cpx>Sp	Inequigranular porfídica
	JH-8	7 x 6.5 x 6	Verde oliva	Ligera oxidación	Ol>Opx>Cpx>Sp	Granular foliada

<b>Laguna de los Palau</b>	LP-1	12 x 10 x 6	Verde claro	Ninguna	Ol>Opx>Cpx>>Sp	Equigranular con poca foliación
	LP-2	15 x 9 x 8	Verde oscuro	Ninguna	Ol>Opx>Cpx>>Sp	Equigranular foliada
<b>Campo Volcánico Santo Domingo</b>						
<b>Santo Domingo</b>	SD-7	5 x 3 x 4	Verde oscuro	Ligera oxidación	Ol>Opx>Cpx>>Sp>>Hbl	Granular foliada
	SD-8	20.5 x 18.5 x 14.5	Verde oscuro	Ligera oxidación	Ol>Opx>Cpx>>Sp	Equigranular orientada
	SD-10	7.5 x 6 x 5	Verde claro	Caliche y oxidación	Ol>Opx>Cpx>>Sp	Granular
	SD-11	13 x 11 x 8	Verde oscuro	Ligera oxidación	Ol>Opx>Cpx>>Sp	Granular
<b>Joya de los Contreras</b>	JC-2	11.5 x 7.5 x 7	Verde oscuro	Ligera oxidación y caliche	Ol>Opx>Cpx>>Sp	Porfídica inequigranular
	JC-6	19 x 19 x 6	Verde claro	Ligera oxidación	Ol>Opx>Cpx>>Sp	Granular porfídica
	JC-11	10 x 5 x 5	Verde-amarillo	Moderada oxidación	Ol>Opx>Cpx>>Sp	Porfídica inequigranular
	JC-13	10 x 8 x 7	Verde claro	Caliche y oxidación	Ol>Opx>Cpx>>Sp>>Hbl	Equigranular
	JC-14	16 x 11 x 10	Verde oscuro	Ligera oxidación	Ol>Opx>Cpx>>Sp>>Hbl	Equigranular
	JC-15	11 x 5.5 x 5.5	Verde claro	Oxidación	Ol>Opx>Cpx>>Sp	Granular porfídica
	JC-16	9 x 7 x 5	Verde oscuro	Caliche	Ol>Opx>Cpx>>Sp	Granular porfídica
	JC-18	8 x 7 x 5.5	Verde oscuro	Caliche	Ol>Cpx>Opx>>Sp>>Hbl	Granular
JC-20	8 x 6.5 x 3.5	Verde oscuro	Ninguna	Ol>Opx>Cpx>>Sp	Granular	



	JC-21	5 x 5.5 x 4.5	Verde oscuro	Ninguna	Ol>Opx>Cpx>>Sp>>Hbl	Granular
<b>Joya Prieta</b>	JP-1	10 x 9 x 7	Verde muy oscuro	Ligera (caliche)	Cpx>Opx>>Hbl>>Sp	Masiva compacta
	JP-1b	17 x 9 x 7	Verde oscuro	Moderada oxidación	Ol>Opx>Cpx>>Sp	Granular
	JP-2	7 x 5.5 x 3.5	Verde-amarillo	Moderada oxidación	Ol>Opx>Cpx>>Sp	Equigranular
	JP-3	16 x 9 x 8	Verde oscuro	Oxidación	Ol>Opx>Cpx>Sp>>Hbl	Granular bandeada
	JP-5	8.5 x 4 x 1	Verde oscuro	Caliche	Opx>Cpx >Ol>>Sp	Granular
	JP-6	7 x 5 x 3	Verde-amarillo	Oxidación	Ol>Opx>Cpx>Sp>>Hbl	Granular

Ol: olivino, Opx: ortopiroxeno, Cpx: clinopiroxeno, Sp: espinela, Hbl: hornblenda

### III.1.3 Análisis Petrográfico

A continuación se describen, por localidades las características petrográficas realizadas en láminas delgadas a los treinta xenolitos seleccionados para su estudio.

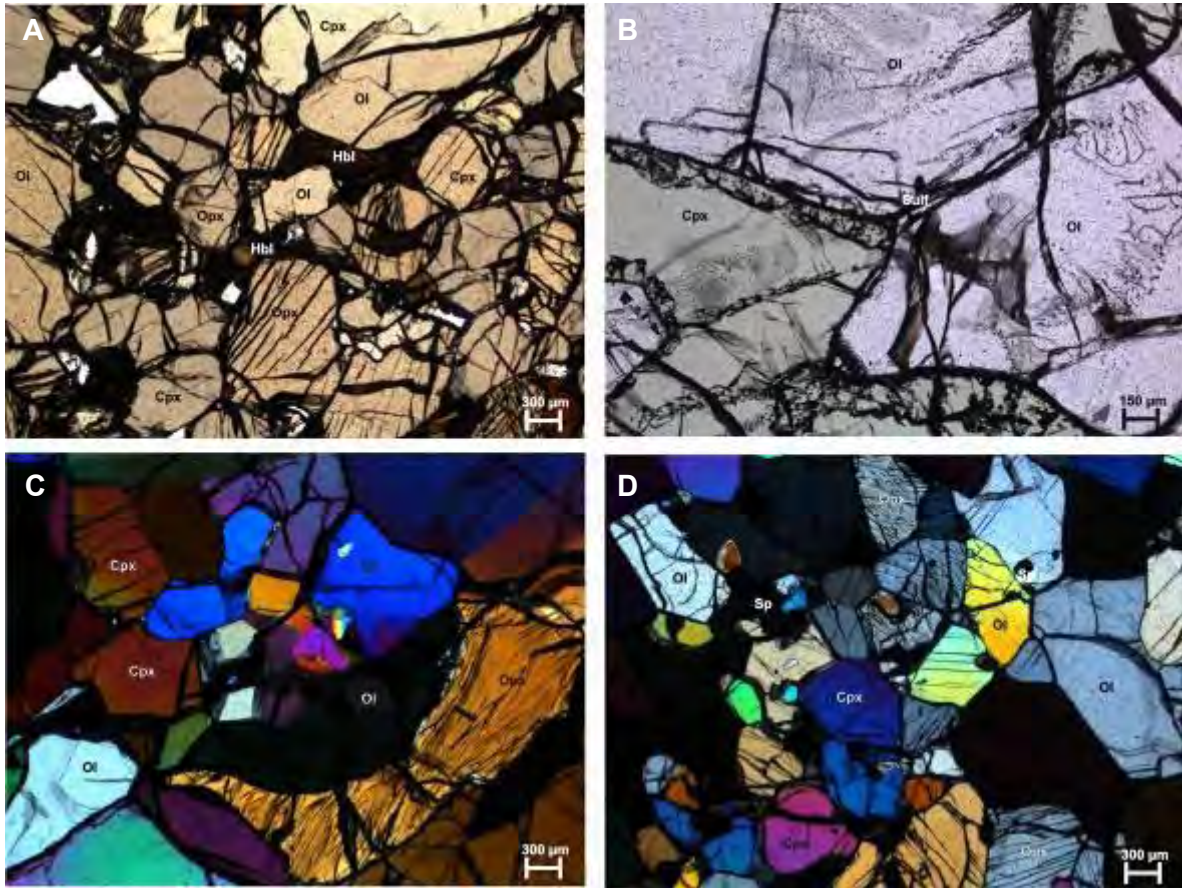
#### Joya Honda

Las lherzolitas de espinela (Tabla 2) de esta localidad muestran una textura protogranular y en algunos sectores de tipo equigranular (Fig. 12d) conforme la clasificación de Mercier y Nicolas (1975). El tamaño de grano varía de grueso a medio (600 µm - 3 mm). La alteración es nula a moderada y se presenta sobre todo en los bordes de los cristales en donde es común observar oxidación e/o iddingsitización del olivino. En el contacto con el basalto se llegan a apreciar

inyecciones de vidrio que cortan y arrastran fragmentos minerales, así como precipitación de cristales anhedrales de clinopiroxeno. Así mismo, en esos contactos se presentan texturas de desequilibrio, como bordes esponjados en el clinopiroxeno, anillos de reacción alrededor del ortopiroxeno, bordes corroídos en olivino y reemplazo parcial a total de la espinela translúcida por una espinela opaca. En las peridotitas la espinela se presenta como cristales xenoblásticos, con formas irregulares, a veces ameboidales con hábito vermicular y a veces sectores engolfados en contacto con olivino y piroxeno. La espinela también puede estar en forma de inclusiones cuasi-esféricas (*blebs*) dentro de ortopiroxeno ó en los puntos triples entre olivino y ortopiroxeno. En general, los piroxenos están fuertemente fracturados (Fig. 12c) y en ocasiones los cristales de ortopiroxeno presentan lamelas de exsolución de clinopiroxeno que son perpendiculares al crucero. Granos grandes de ortopiroxeno presentan textura poikilítica con olivino en su interior. El clinopiroxeno suele ser de forma irregular envolviendo cristales de olivino con límites curvilíneos, y en ocasiones tiene textura “esponjada” (Fig. 12b) que a veces es acompañada por granos diminutos de sulfuros.

**Tabla 2** Proporciones modales (% de área) de los xenolitos de Joya Honda.

<b>Muestra</b>	<b>Tipo de roca</b>	<b>OI</b>	<b>Opx</b>	<b>Cpx</b>	<b>Sp</b>	<b>Hbl</b>	<b>Sulfuros</b>
JH-1	Hornblendita de piroxena	--	15.2	7.6	1.5	75.8	tr
JH-2	Piroxenita de hornblenda y olivino	19.4	27.0	29.2	tr	24.5	tr
JH-3	Lherzolita	50.2	31.8	15.4	2.5	--	--
JH-4	Lherzolita	53.2	25.9	18.6	2.2	--	tr
JH-5	Lherzolita	53.0	19.3	25.2	2.5	--	tr
JH-6	Lherzolita	44.7	28.5	24.9	1.9	--	--
JH-7	Lherzolita	44.3	24.3	29.2	2.2	--	tr
JH-8	Lherzolita	43.5	32.5	21.9	2.1	--	tr



**Fig. 12** A) Vista general de piroxenita de hornblenda y olivino JH-2, luz plana polarizada. B) Detalle de clinopiroxeno con textura “esponjada” en sus bordes en lherzolita, luz plana polarizada. C) Ortopiroxeno fracturado y deformado en lherzolita, nículos cruzados. D) Detalle de lherzolita con sectores equigranulares, nículos cruzados. Simbología: Ol, olivino, Opx, ortopiroxeno, Cpx, clinopiroxeno, Hbl, hornblenda, Sp, espinela.

La hornblendita de piroxena (Le Maitre, 1989, Shelley, 1993) tiene una textura equigranular-tabular, con un tamaño de grano que varía de grueso a medio (300 µm - 2 mm). En ella abundan los anfíboles de forma subhedral y con crucero bueno en dos direcciones, entre ellos hay cristales anhedral de piroxeno, y a veces inclusiones de éstos junto con sulfuros en el interior del anfíbol. La muestra JH-2 es una piroxenita de hornblenda y olivino (Fig. 12a) con textura de mosaico equigranular de grano medio (300µm - 1mm). Los cristales de hornblenda son subidioblásticos con crucero bien marcado. El anfíbol forma bandas intercaladas con los otros silicatos. Algunos cristales de piroxeno muestran lamelas de exsolución deformadas y el olivino ocasionalmente tiene extinción ondulada. Los

cristales anhedrales de sulfuros se encuentran en áreas intersticiales entre piroxeno y hornblenda, y otros en forma de gotas adentro del olivino.

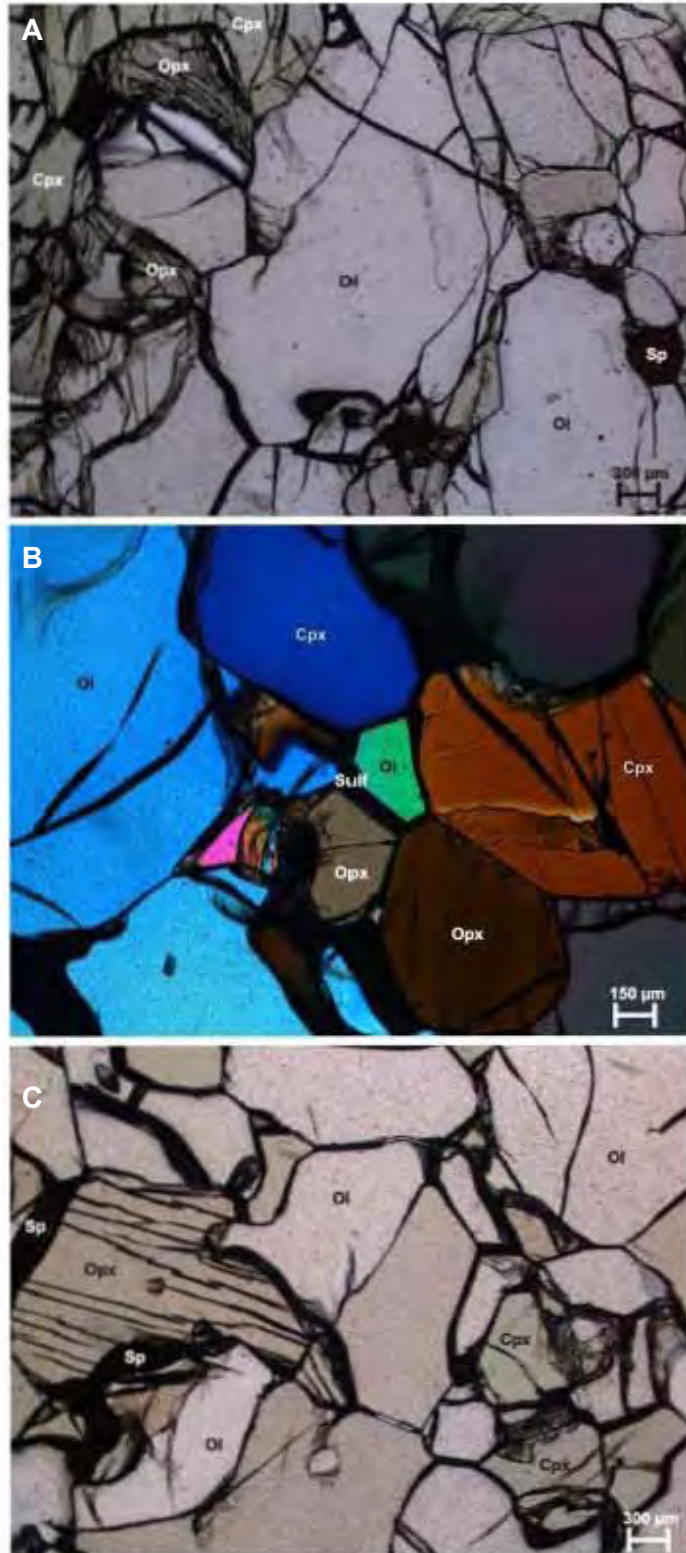
### **Laguna de los Palau**

En esta localidad se colectaron dos muestras de lherzolita de espinela (Tabla 3) con textura protogranular con algunos sectores equigranulares de tipo mosaico (Mercier y Nicolas, 1975). La alteración en los xenolitos es mínima o nula, con algunos sectores entre límites de grano con iddingsita. El tamaño de los cristales primarios es grueso (600  $\mu\text{m}$  - 2 mm) y es común observar límites curvilíneos entre ellos (Fig.13a), principalmente en el olivino. El ortopiroxeno presenta buen crucero y en ocasiones se ve enmascarado por fracturamiento fuerte; el clinopiroxeno tiene forma irregular y suele ser intersticial a las otras dos fases mayores, mostrando además textura “esponjada”. La espinela es xenoblástica con formas irregulares elongadas cuando limita entre dos fases de silicatos (Fig.13c). Se observaron granos de sulfuro intersticiales en puntos triples entre los silicatos (Fig. 13b).

**Tabla 3** Proporciones modales (% de área) de los xenolitos de Laguna de los Palau.

<b>Muestra</b>	<b>Tipo de roca</b>	<b>OI</b>	<b>Opx</b>	<b>Cpx</b>	<b>Sp</b>	<b>Hbl</b>	<b>Sulfuros</b>
LP-1	Lherzolita	56.0	23.5	18.3	2.2	--	tr
LP-2	Lherzolita	41.9	35.7	20.3	2.2	--	--

tr: en cantidades traza



**Fig. 13** A) Detalle de olivino con límites curvilíneos, luz plana polarizada en lámina LP1. B) Punto triple donde se muestra una inclusión de sulfuro entre olivino y piroxeno, nícoles cruzados. C) Detalle de ortopiroxeno ligeramente deformado y rodeado por espinelas, así como cristales de clinopiroxeno con textura “esponjada”, luz plana polarizada. Simbología: Ol, olivino, Opx, ortopiroxeno, Cpx, clinopiroxeno, Sp, espinela, Sulf, sulfuro.

## Joya de los Contreras

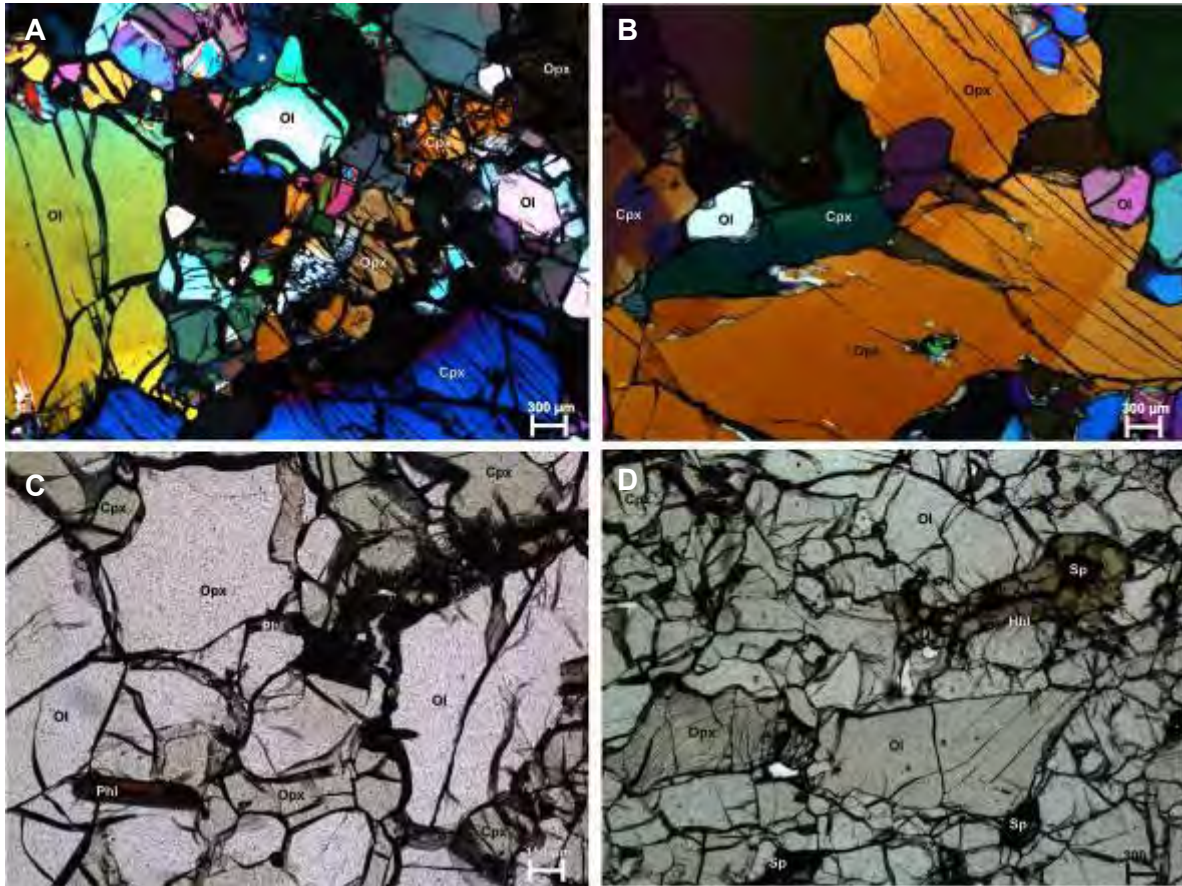
La mayoría de las muestras de este maar son lherzolitas de espinela (Tabla 4) con textura porfidoclástica (Mercier y Nicolas, 1975), que en ocasiones presenta segregación en bandas. La alteración es iddingsitización moderada y en ocasiones se observa material opaco fino y vidrio rodeando límites de cristales con inclusiones fluidas alineadas. El tamaño de grano va de grueso a medio (300  $\mu\text{m}$  - 4 mm). Los porfidoclastos de olivino y ortopiroxeno frecuentemente presentan extinción ondulada y deformada a manera de bandas tipo “*kinks*” (Fig. 14a y 14b). Los cristales de espinela son de forma irregular alargada y suelen asociarse a neoblastos de clinopiroxeno y ortopiroxeno. Fases menores como anfíbol se presentan de forma irregular rodeando espinelas (Fig. 14d) ó como inclusiones adentro del clinopiroxeno. Sulfuros en forma de gotas (*blebs*) o xenoblásticos con forma irregular suelen observarse en los contactos entre los cristales de olivino y clinopiroxeno. Cabe destacar que en la muestra JC-13 se encontraron trazas de flogopita euhedral intersticial entre olivino y ortopiroxeno (Fig. 14c).

La websterita de olivino presenta una textura porfidoclástica con segregación de bandas con textura de tipo equigranular (Mercier y Nicolas, 1975). El tamaño de grano predominante es grueso (600 $\mu\text{m}$  - 6mm). Se observa en límites de cristales de olivino una alteración ligera a iddingsita. Los porfidoclastos de ortopiroxeno son los más abundantes y suelen presentar lamelas de exsolución y extinción ondulada. A su vez, los porfidoclastos están rodeados por neoblastos de clinopiroxeno y olivino que pueden presentar puntos triples e inclusiones de espinela. Trazas de anfíbol suelen observarse como inclusiones dentro de cristales de clinopiroxeno.

**Tabla 4** Proporciones modales (% de área) de los xenolitos de Joya de los Contreras.

<b>Muestra</b>	<b>Tipo de roca</b>	<b>OI</b>	<b>Opx</b>	<b>Cpx</b>	<b>Sp</b>	<b>Hbl</b>	<b>Phl</b>	<b>Sulfuros</b>
JC-2	Lherzolita	43.5	34.7	19.5	2.3	--	--	tr
JC-6	Lherzolita	48.8	26.9	22.0	2.1	--	--	tr
JC-11	Lherzolita	45.1	30.6	21.2	2.9	--	--	tr
JC-13	Lherzolita	54.8	18.4	23.3	3.0	tr	tr	tr
JC-14	Lherzolita	45.9	27.4	23.2	3.5	tr	--	tr
JC-15	Lherzolita	40.5	27.4	29.0	3.2	--	--	--
JC-16	Lherzolita	48.8	37.7	12.3	1.3	--	--	--
JC-18	Websterita de olivino	30.3	27.7	39.9	2.0	tr	--	tr
JC-20	Lherzolita	52.9	28.2	17.4	1.6	--	--	tr
JC-21	Lherzolita	48.1	33.6	14.8	3.1	tr	--	tr

tr: en cantidades traza



**Fig. 14** A) Vista general de porfidoclastos de olivino y piroxeno rodeados por neoblastos, nicoles cruzados en láminas de Joya de los Contreras. B) Porfidoclasto de ortopiroxeno deformado, nicoles cruzados. C) Detalle de cristales de flogopita, luz plana polarizada. D) Espinela xenoblástica rodeada por anfíbol, luz plana polarizada. Simbología: Ol, olivino, Opx, ortopiroxeno, Cpx, clinopiroxeno, Sp, espinela, Sulf, sulfuro, Hbl, hornblenda, Phl, flogopita.

## **Santo Domingo**

Se describieron cuatro xenolitos de Iherzolita de espinela (tabla 5) con textura porfidoclástica y escasos sectores equigranulares - bandeados (Mercier y Nicolas, 1975). La alteración varía de alta a moderada con una mezcla de iddingsita y goethita que se concentra en los límites intergranulares (Fig. 15a). El tamaño de grano dominante es medio (600  $\mu\text{m}$  – 150  $\mu\text{m}$ ). Los porfidoclastos de olivino y ortopiroxeno presentan extinción ondulada y en ocasiones evidencias de deformación interna (Fig. 15d). El clinopiroxeno es común como neoblasto, pero a

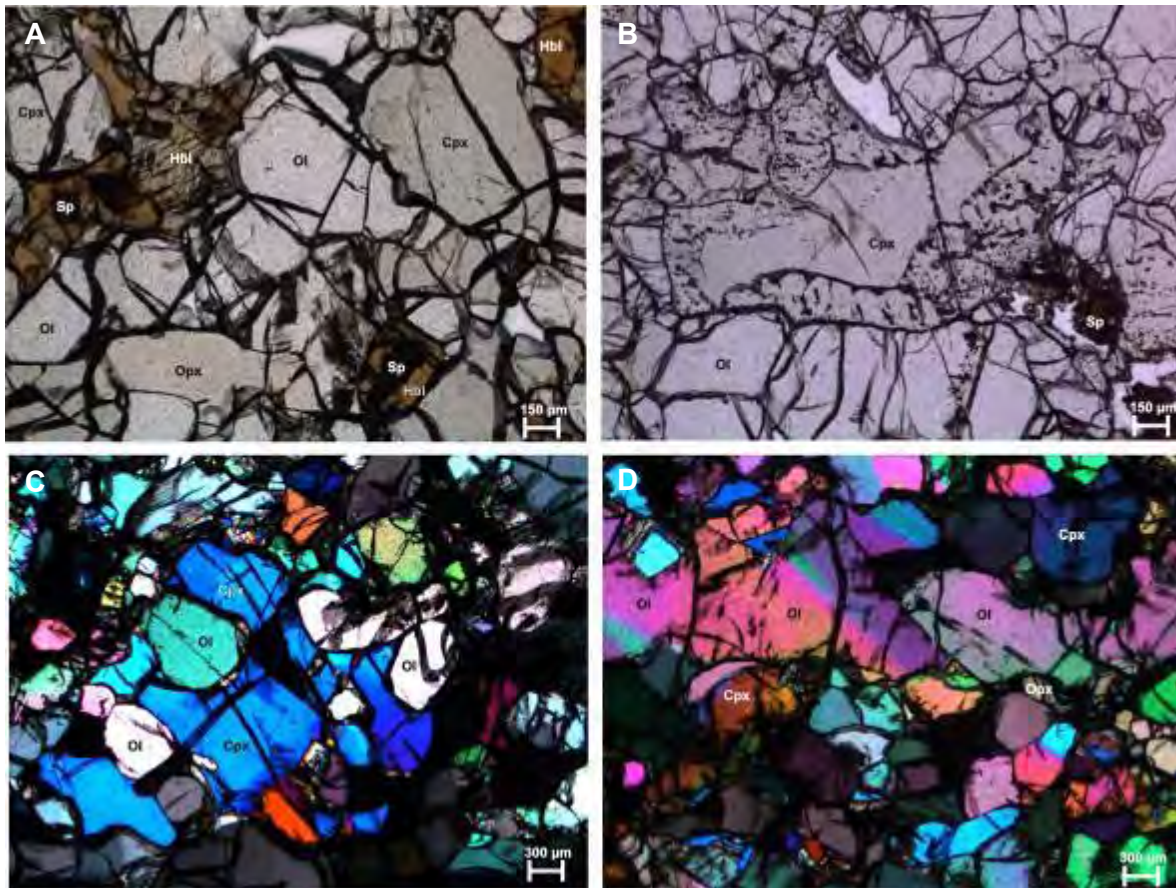


veces se le observa con textura poikilítica alojando granos de olivino (Fig. 15c); también suele presentar textura “esponjada” con inclusiones fluidas dentro del cristal (Fig. 15b). El anfíbol se presenta en cantidades traza, principalmente de forma irregular rodeando espinelas o como inclusiones adentro de piroxenos (Fig. 15a); en ocasiones parece rellenar límites entre los silicatos primarios y puede mostrar un buen crucero en dichos sectores. Sulfuros anhedrales se asocian a zonas de oxidación de la espinela.

**Tabla 5** Proporciones modales (% de área) de los xenolitos de Santo Domingo.

<b>Muestra</b>	<b>Tipo de roca</b>	<b>OI</b>	<b>Opx</b>	<b>Cpx</b>	<b>Sp</b>	<b>Hbl</b>	<b>Sulfuros</b>
SD-7	Lherzolita	46.9	26.4	20.5	3.2	3.0	tr
SD-8	Lherzolita	45.1	29.9	23.9	1.2	--	tr
SD-10	Lherzolita	40.6	28.7	27.5	3.0	tr	tr
SD-11	Lherzolita	41.1	30.6	25.6	2.5	--	tr

tr: en cantidades traza



**Fig. 15** A) Detalle de anfíboles rodeando espinelas. Observe que todos los contactos intergranulares aparecen “manchados” por productos de alteración, luz plana polarizada. en SD7 B) Cristal de clinopiroxeno con textura “esponjada” y lineamiento de inclusiones fluidas, luz plana polarizada en SD8. C) Porfidoclasto de clinopiroxeno poikilítico, nicoles cruzados D) Porfidoclasto de olivino deformado, nicoles cruzados. Simbología: Ol, olivino, Opx, ortopiroxeno, Cpx, clinopiroxeno, Sp, espinela, Sulf, sulfuro, Hbl, hornblenda.

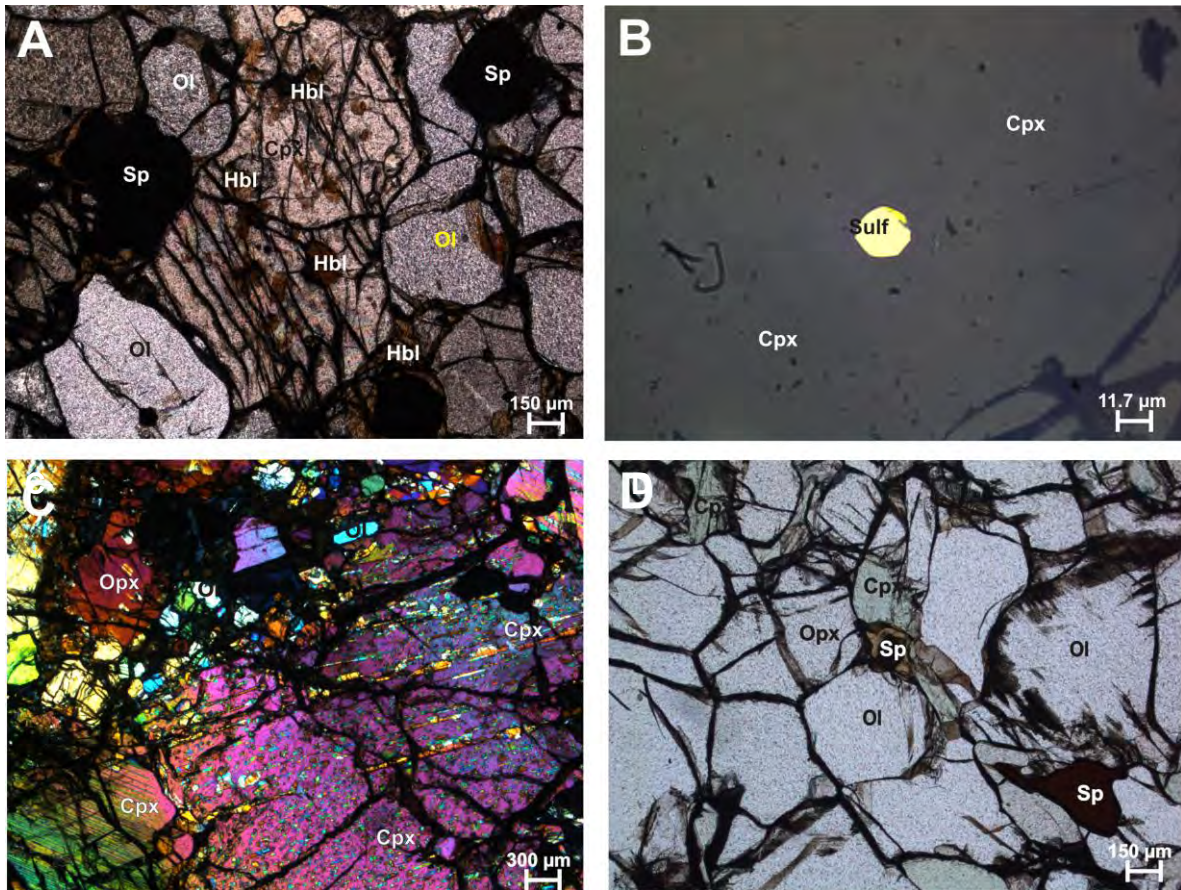
### **Joya Prieta**

Las cuatro lherzolitas de espinela y la websterita de olivino (Tabla 6) colectadas en este volcán muestran una textura porfidoclástica con pocos sectores equigranulares (Mercier y Nicolas, 1975). Es muy común la alteración de goethita-iddingsita entre límites de grano. El tamaño de los cristales va de grueso a medio (300  $\mu\text{m}$  - 4 mm). El ortopiroxeno, así como el olivino, suelen presentarse como porfidoclastos con extinción ondulada. La espinela tiene formas irregulares engolfadas y puede estar intersticial entre los silicatos. El anfíbol se encuentra de forma irregular reemplazando las otras fases minerales o rodeando espinelas (Fig.

16d). En el caso del clinopiroxeno, en su interior puede tener inclusiones orientadas de anfíbol (Fig. 16a). Los sulfuros se presentan como gotas intracristalinas en olivino cerca de su límite con clinopiroxeno ó intersticiales entre éstos silicatos (Fig. 16b). Por otro lado, la clinopiroxenita tiene una textura masiva (sin foliación aparente) con cristales hasta de 1cm; predomina el clinopiroxeno con abundantes lamelas de exsolución (Fig. 16c) e inclusiones de anfíbol siguiendo el patrón del crucero.

**Tabla 6** Proporciones modales (% de área) de los xenolitos de Joya Prieta.

<b>Muestra</b>	<b>Tipo de roca</b>	<b>Oi</b>	<b>Opx</b>	<b>Cpx</b>	<b>Sp</b>	<b>Hbl</b>	<b>Sulfuros</b>
JP-1	Clinopiroxenita	--	3.0	95	tr	2	tr
JP-1b	Lherzolita	53.8	23.6	20.1	2.5	--	tr
JP-2	Lherzolita	61.3	17.5	17.4	3.0	--	tr
JP-3	Lherzolita	58.7	21.0	17.6	2.2	tr	tr
JP-5	Websterita de olivino	16.9	39.1	40.9	3.2	--	tr
JP-6	Lherzolita compuesta	41.9	38.1	13.3	3.7	3	tr



**Fig. 16** A) Detalle de clinopiroxeno invadido por anfíbol, luz plana polarizada. B) Gota de sulfuro dentro de clinopiroxeno, luz reflejada. C) Cristal de clinopiroxeno con lamelas de exsolución en clinopiroxenita, nícoles cruzados D) Espinela rodeada de anfíbol y a su vez intersticial entre olivinos y piroxenos, luz plana polarizada. Simbología: Ol, olivino, Opx, ortopiroxeno, Cpx, clinopiroxeno, Sp, espinela, Sulf, sulfuro, Hbl, hornblenda.

El análisis petrográfico de los treinta xenolitos nos da como resultado que la mayoría de los xenolitos son lherzolita de espinela (25 en total), cuatro son websterita de olivino, uno clinopiroxenita, uno piroxenita rica en hornblenda y olivino y uno hornblendita de olivino (Fig. 17). Las observaciones realizadas a estas peridotitas y piroxenitas nos muestran que sí hay efectos de reemplazamiento mineral que podrían estar relacionados con procesos metasomáticos a los que estuvieron expuestos estos materiales a profundidad.

En general, los xenolitos estudiados se pueden dividir en dos grupos, dadas las observaciones ya antes descritas, uno donde se agrupan los xenolitos de lherzolita de Joya Honda y Laguna de los Palau los cuales tienen la característica

de presentar texturas protogranulares, poca alteración y ocasionalmente venillas de vidrio penetrando entre los cristales, lo cual se puede atribuir a la entrada de material basáltico al momento de ser arrastrados a la superficie.



Fig. 17 Diagrama de clasificación de peridotitas y piroxenitas.

La textura “esponjada” de los clinopiroxenos, comúnmente es atribuida a procesos de fusión parcial por decompresión (p. ej. Luhr y Aranda-Gómez, 1997), sin embargo algunos autores consideran que esta característica presente en estos minerales y en ocasiones en espinela, puede atribuirse a ciertos procesos metasomáticos crípticos (Liang y Elthon, 1990; Carpenter et al., 2002). Por otro lado, los xenolitos de hornblendita de piroxeno y piroxenita de hornblenda y olivino muestran características de carácter ígneo cumúlítico que muy probablemente tienen relación con eventos más superficiales en la corteza.

Todos los xenolitos del grupo Santo Domingo, tienen texturas porfidoclásticas que están relacionadas a procesos de deformación en el manto superior (Mercier y Nicolas, 1975). Además todos ellos tienen la característica de presentar en mayor o menor medida anfíboles que parecen asociarse a fases minerales específicas: espinela y clinopiroxeno; esto ya ha sido bien documentado como una consecuencia de procesos metasomáticos que se pueden llevar a cabo en el

manto litosférico debido a la introducción de fluidos y/o fundidos (p. ej. Harte, 1987; Arai e Ishimaru, 2008).

La presencia de sulfuros en todas las muestras aquí descritas, indican la posible inmiscibilidad de un líquido sulfuroso con el material silicatado en el manto (Zajacz y Szabó, 2003). Su forma en gotas dentro de olivino o piroxeno puede ser una prueba de dicha inmiscibilidad, aunque también la presencia de sulfuros anhedrales entre límites de grano puede ser indicio de un proceso posterior (Dromgoole y Pasteris, 1987).

## CAPITULO IV

### QUÍMICA MINERAL Y METASOMATISMO

#### **IV.1 Química mineral en xenolitos del manto con metasomatismo**

La mayoría de los xenolitos del manto arrastrados a la superficie por basaltos alcalinos se dividen en dos grupos dependiendo del clinopiroxeno que predomine en ellos. Se considera xenolito tipo I si el clinopiroxeno es de tipo diópsida rica en Cr, mientras que si es augita rica en Al se considera una inclusión del manto de tipo II (Kempton, 1987; Nielson y Noller, 1987). En zonas de arco, los xenolitos metasomatizados tienen olivinos con contenidos relativamente bajos en Fo ( $< 0.9$ ) y en algunos casos, espinelas con #Cr bajo ( $< 0.5$ ), posiblemente como resultado de metasomatismo secundario debido a fluidos hidratados, lo cual puede llegar a producir más ortopiroxeno y promover la cristalización de flogopita (Arai e Ishimaru, 2008).

Como ya se mencionó, los xenolitos ultramáficos en kimberlitas, basaltos alcalinos y basanitas comúnmente exhiben enriquecimiento metasomático en  $TiO_2$ ,  $K_2O$ , Fe total y  $H_2O$ . La evidencia de esto en muchos xenolitos es el desarrollo de minerales hidratados y/o secundarios, los cuales fueron formados en el manto pero de manera posterior a la cristalización de la peridotita. Este proceso enriquece la asociación mineral en clinopiroxeno, anfíbol y otras fases, lo cual ha sido documentado en muchas localidades de xenolitos del manto en el mundo (Boettcher et al., 1979).

La revisión realizada por Arai e Ishimaru (2008) acerca de las características petrogenéticas de xenolitos del manto con evidencias de modificaciones metasomáticas indica que una cantidad baja de  $TiO_2$  en minerales hidratados es consistente con la presencia de un fluido acuoso que modifica estos materiales, mientras que cantidades altas de  $TiO_2$  pueden estar más relacionadas con fundidos y/o magmas que interaccionan con el manto. Las peridotitas sujetas a

metasomatismo modal pueden contener uno o más tipos de anfíboles. La mayoría de las peridotitas de espinela con evidencia metasomática, contienen pargasita o kaersutita (Menzies, et al., 1987).

Algunos autores consideran que las vetillas piroxeníticas o de kaersutita, son segregaciones responsables del metasomatismo adyacente al conducto volcánico responsable del ascenso de estos materiales mantelicos (Kramers, et al., 1983, Menzies, et al., 1987). Las variaciones en la química mineral en peridotitas de espinela adyacentes a diques con textura pegmatítica (de donde provienen los megacrístales en las rocas huésped), claramente demuestran que la formación de estos filones metasomatiza el manto como consecuencia de la cristalización local de los magmas o como un efecto de su paso hacia la superficie (Kempton, 1987; Pier et al., 1989).

El clinopiroxeno, ortopiroxeno, olivino y espinela en peridotitas se enriquecen en Fe al contacto en la cercanía a diques o cristales de anfíbol. Dicho enriquecimiento en estas fases anhidras, especialmente en la espinela, es debido a reacciones entre las fases que constituyen la peridotita y los fluidos ricos en volátiles relacionados a la cristalización de los minerales hidratados. Conforme la reacción sucede, el fluido se enriquece progresivamente en Mg y forma pargasita dentro de la peridotita (Nielson y Noller, 1987). Las micas que se pueden presentar en xenolitos metasomatizados (principalmente flogopita) tienen rangos variables en los contenidos de Mg, Fe y Ti. Las micas que coexisten con pargasita-kaersutita son invariablemente ricas en Fe-Ti y tienen contenidos bajos de H<sub>2</sub>O (Menzies, et al., 1987). La cristalización de flogopitas con contenido bajo en Ti (<1%) puede estar relacionada con la presencia de fluidos con contenido bajo en este elemento y/o con la presencia de fundidos silicatados (Erlank et al., 1987; Menzies et al., 1987).

Las flogopitas que despliegan cantidades altas de TiO<sub>2</sub> (>1%) muestran relaciones texturales que sugieren que fueron formadas por un proceso secundario. Tienen núcleos ricos en Fe y coronas enriquecidas en Ti; muestran pleocroísmo invertido, reportado en kimberlitas y en rocas ultramáficas alcalinas.



Las micas normales tienen valores altos de Ti, Cr y Al; las micas “invertidas” están enriquecidas en Fe (Boettcher et al., 1979).

#### **IV.1.1 Metasomatismo: ¿Fundidos y/o Fluidos?**

Existe mucha evidencia de que las rocas del manto traídas a la superficie como xenolitos, han sufrido cambios químicos por influjo o paso de fluidos/fundidos a través de ellas, y muchos autores han hecho mención a “fluidos metasomáticos” sin especificar su naturaleza y sin hacer distinción entre tipos distintos. Para entender este proceso, es esencial establecer las condiciones de su existencia, y las interacciones entre los fundidos, fluidos (líquidos y gases) y la roca portadora (Wyllie, 1987).

Bailey (1970, 1972) es el pionero en el modelado del metasomatismo del manto, sus conceptos fueron basados en consideraciones teóricas y experimentales del comportamiento de los fundidos bajo la influencia de volátiles y otros componentes móviles. Estas ideas fueron aplicadas a xenolitos provenientes de provincias alcalinas en África del Este y en Alemania, donde se observó la abundancia de piroxenitas conteniendo mica y/o anfíbol que evidentemente formaban una parte importante de la fuente del manto “muestreada” por estos basaltos.

La migración de fluidos acuosos a través de las peridotitas del manto puede inducir a la fusión. En el contexto de fundidos silicatados (magmas), inyección y/o migración de fluidos hidratados, ambos pueden generar metasomatismo modal (Menzies et al., 1987).

El metasomatismo modal está generalmente asociado con la migración de fluidos ricos en H<sub>2</sub>O o fundidos silicatados, y resulta de la interacción de estos fluidos/fundidos con las “paredes” de los conductos por los que se mueven adentro de la peridotita. En cambio, el enriquecimiento en elementos traza incompatibles en lherzolitas “anhidras” puede atribuirse a fluidos ricos en CO<sub>2</sub> que se infiltran en

el manto litosférico (Kempton, 1987). Los fluidos hidratados pueden coexistir con las peridotitas (Menzies et al., 1987). Los primeros estudios de anfíboles y micas que se consideraban “productos metasomáticos”, consideraban que los fluidos acuosos que coincidían con estas fases en su transporte a la superficie por basaltos alcalinos, a su vez presentaban cantidades diluidas de CO<sub>2</sub>, O, F y Cl (Bailey, 1982). El metasomatismo críptico puede ser causado por una fase gaseosa enriquecida en CO<sub>2</sub> y tierras raras ligeras que proceden de diques máficos distribuidos a través de fracturas en la peridotita (Wilshire 1987). Algunos consideran que el metasomatismo críptico es un proceso “universal” en el manto litosférico y el metasomatismo patente o modal es un fenómeno local relacionado a un evento ígneo en el manto (Harte, 1983).

Un segundo concepto de metasomatismo del manto tiene que ver con peridotitas originalmente empobrecidas y que de manera local y posterior fueron enriquecidas en Fe, Ti y otros componentes por interacción con magmas máficos, representados en los conjuntos de xenolitos de una localidad por piroxenita(s), con o sin fases hidratadas. El enriquecimiento en Ti y Fe puede indicar la posible participación de fundidos silicatados en el proceso metasomático (Menzies et al., 1987). Eggler (1987), ha sugerido que los fluidos ricos en H<sub>2</sub>O tienen la capacidad de disolver y transportar muchos elementos, excepto el Ti, por lo que se puede suponer que los anfíboles que presentan contenidos bajos en Ti en lherzolitas, involucran fluidos hidratados enriquecidos en tierras raras ligeras en los procesos metasomáticos, en vez de un fundido silicatado de composición basanítica. Las observaciones hechas en peridotitas compuestas, llegan a la conclusión de que las peridotitas magnésicas (empobrecidas) son enriquecidas en Fe, Ti y álcalis en volúmenes adyacentes a vetillas de minerales hidratados por la infiltración de fluidos provenientes de la cristalización de los fundidos que originaron a estos diques.

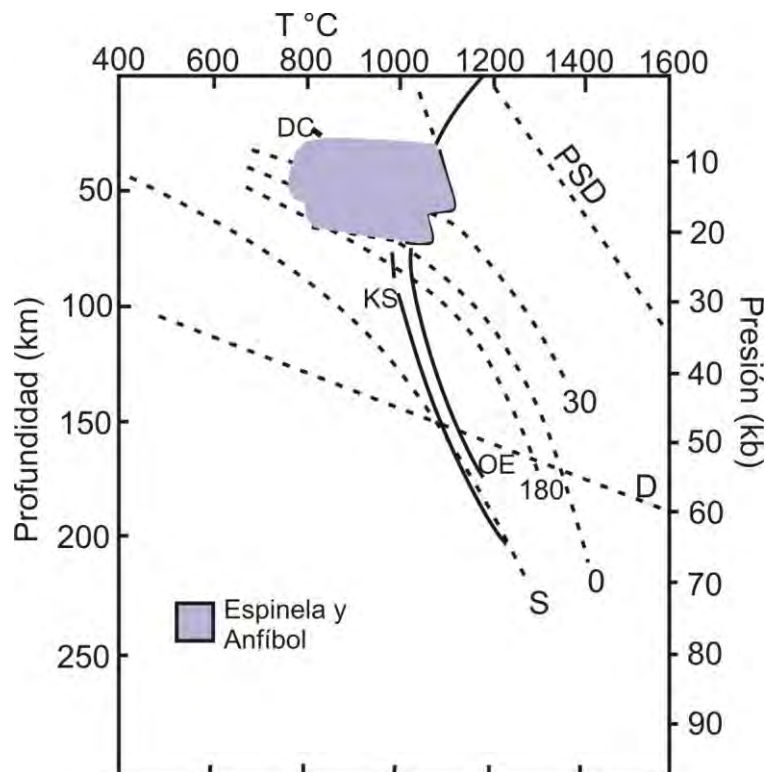
Un tercer concepto asociado al metasomatismo del manto se basa en las concentraciones de elementos traza e isótopos. Se ha observado que peridotitas refractarias (con un #Mg elevado) comúnmente están enriquecidas en tierras raras

ligeras, lo que es explicado por la introducción de fluidos metasomáticos provenientes de una fuente profunda en el manto. Las tierras raras ligeras se alojan en clinopiroxenos y en minerales hidratados, como anfíbol y micas como la flogopita. Muchos autores consideran que el enriquecimiento en elementos incompatibles es un precursor necesario para el vulcanismo alcalino, ya que las peridotitas empobrecidas no son una fuente viable para este tipo de magmas (Menzies & Murthy, 1980; Wass et al, 1980).

Wilshire (1987) se basó en un modelo donde la peridotita interacciona con los fluidos/fundidos, los efectos químicos entre los fluidos y dicha roca dan lugar a las vetillas de minerales hidratados que son ricos en Fe, Ti y otros elementos móviles y/o incompatibles. Las abundancias relativamente altas de tierras raras y los patrones enriquecidos en tierras raras ligeras de la kaersutita, indican que el resultado neto de la infiltración del fluido es un enriquecimiento total de la peridotita en tierras raras y otros elementos incompatibles. El enriquecimiento neto de tierras raras es mucho menor, si solo cristaliza mica, aunque también suelen tener patrones enriquecidos en estos elementos.

En el metasomatismo modal, fluidos enriquecidos en tierras raras ligeras y/o fluidos ricos en volátiles invaden las peridotitas pre-existentes, fértiles o empobrecidas. La reacción consecuente entre peridotitas nominalmente anhidras y los agentes metasomáticos generan nuevas fases (flogopita, pargasita-richterita, kaersutita, apatito, sulfuros, entre otros) ricas en elementos incompatibles. El agente metasomático podría ser una fase fluida rica en elementos menores o traza o podría ser un fundido silicatado saturado en volátiles o de tipo carbonatítico. Un mecanismo propuesto para la generación de fluidos ricos en H-O-C-S-F-Cl y otros componentes volátiles es la cristalización a profundidad de magmas que contienen volátiles. También hay una posibilidad razonable de que cantidades importantes de agua introducidas en el manto mediante subducción de sedimentos y de corteza oceánica alterada, sea otro mecanismo responsable del metasomatismo del manto (Menzies & C.J. Hawkesworth. 1987) en regiones relativamente cercanas a zonas de subducción.

Los componentes que pueden estar disueltos en un fluido acuoso pueden ser álcalis, sílice y alúmina, mientras que el MgO, FeO y TiO<sub>2</sub> se encuentran bastante empobrecidos. Sin embargo, la solubilidad de estos elementos se puede reducir dramáticamente a bajas presiones (menor a 20 kb), justo cuando el anfíbol llega a ser estable para precipitar (Fig. 18). Esta observación puede sugerir que la migración ascendente de fluidos hidratados desde partes profundas en el manto en áreas de bajo flujo de calor (p.ej. la litósfera continental) produce una zona de intensa interacción metasomática a una profundidad aproximada de 70 km (Menzies et al., 1987).



**Fig. 18** Relación P-T de solidus y geotermas en el manto litosférico. Zona sombreada: campo de estabilidad de espinela y anfíbol. PSD: *peridotite vapour-absent solidus*, KS: *kimberlite solidus*, OE: *peridotite solidus+H<sub>2</sub>O+CO<sub>2</sub>*, D: límite de estabilidad del diamante. S: zonas escudo, O: zonas oceánicas, 180: 180 Ma en corteza oceánica, 30: 30 Ma en corteza oceánica. Modificado de Bailey (1982)

## **IV.2 Campo Volcánico Santo Domingo**

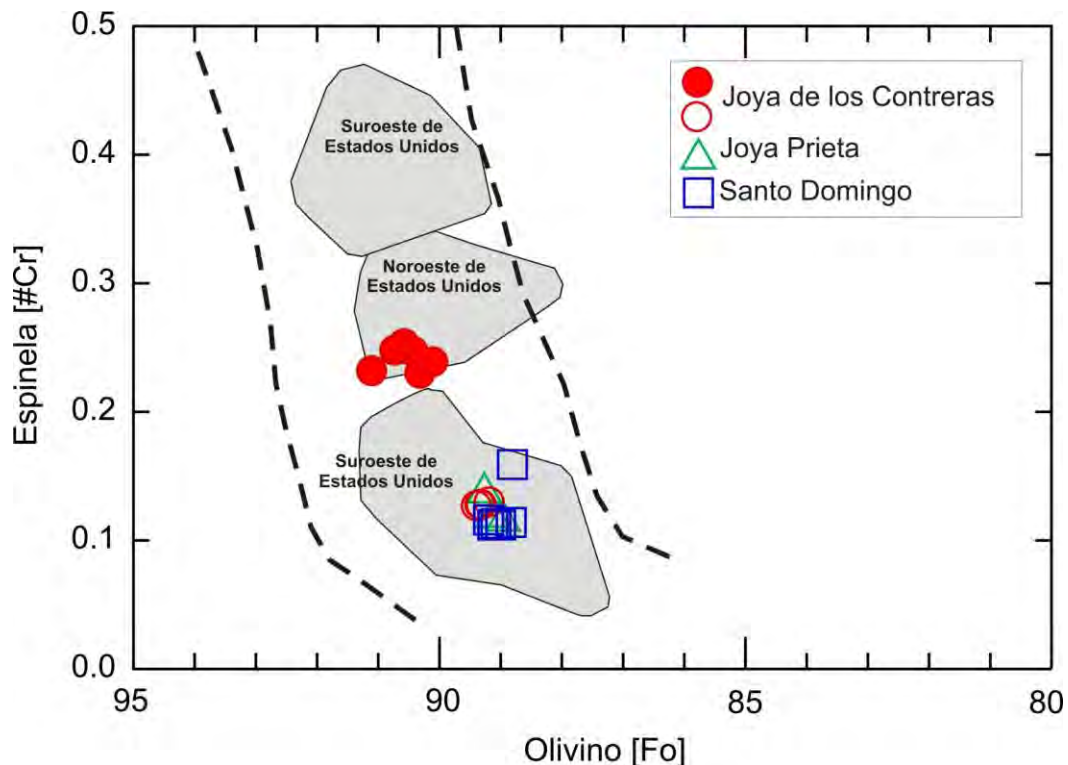
La composición química de los minerales primarios en las peridotitas del campo volcánico Santo Domingo es similar a la de otras lherzolitas de espinela en localidades de xenolitos del manto en el mundo y en macizos ultramáficos alpinos (Mercier y Nicolas, 1975). Los valores obtenidos en los xenolitos estudiados en esta investigación también concuerdan con aquellos reportados previamente (Luhr et al., 1989; Pier et al., 1989; Heinrich & Besch, 1992; Luhr y Aranda-Gómez, 1997) para xenolitos del manto encontrados en San Luis Potosí, algunos de ellos provenientes de las mismas localidades investigadas en esta Tesis Doctoral. Los resultados de los cálculos estequiométricos de los minerales analizados se encuentran en el ANEXO C.

### **IV.2.1 Olivino y Espinela**

Los olivinos analizados en los xenolitos del grupo Santo Domingo son forsterita con números de magnesio (#Mg) que van de 88 a 91 (Tabla 7). Estos valores son típicos de otras localidades de peridotitas en el mundo, así como en macizos ultramáficos alpinos (Mercier y Nicolas, 1975); además concuerdan perfectamente con lo reportado anteriormente para las localidades de xenolitos del manto en San Luis Potosí (Luhr et al., 1989; Pier et al., 1989; Heinrich & Besch, 1992; Luhr y Aranda-Gómez, 1997).

En el caso del maar de Joya de los Contreras, el olivino presente en muestras con metasomatismo modal tiene valores de  $Fo_{90-91}$  (Fig.19). El contenido de NiO en esas mismas muestras metasomatizadas también es de los más altos documentados en esta investigación (hasta 0.42% en peso). La espinela es rica en aluminio (50 - 60% en peso) y su número de cromo (#Cr) varía de 0.1 a 0.25 (Tabla 8). En la variación del manto propuesta por Arai (1994), las espinelas presentes en xenolitos metasomatizados son las que tienen los valores más altos en cromo (Fig.19).

El olivino ( $Fo_{88-89}$ ) en el maar Santo Domingo y Joya Prieta tiene contenidos de NiO (0.34% en peso) ligeramente más bajos que en Joya de los Contreras. La espinela en el maar Santo Domingo tiene el número de cromo más bajo de las tres localidades estudiadas,  $\#Cr = 0.1$  (Fig.19), y contenidos más altos de titanio (hasta 0.4% en peso, ver Tabla 8) en comparación con las peridotitas de los otros maares. También se debe destacar que en la figura 19 las muestras con metasomatismo modal (Joya de los Contreras) son afines en composición a lo estudiado en xenolitos del manto del noroeste de Estados Unidos (Bearpaw Mountain y Simcoe, Washington), mientras que las peridotitas que no presentan metasomatismo aparente (Joya Prieta y Santo Domingo) caen en el campo de xenolitos de la región de Cuencas y Sierras norteamericano: Dish Hill, California y vulcanismo intraplaca del rift Río Grande (Brandon y Draper, 1996; Johnson et al., 1996; Smith et al., 1999; Kil y Wendlandt, 2004., Downes et al., 2004; Luffi et al., 2009).



**Fig.19** Gráfico que muestra la relación entre  $\#Mg$  y  $\#Cr$  en algunos xenolitos del grupo Santo Domingo. En la gráfica se aprecia que éstos caen dentro del arreglo del manto propuesto por Arai (1994). Zonas en gris representan peridotitas del oeste de los Estados Unidos. Símbolos huecos corresponden a xenolitos sin metasomatismo aparente o modal, símbolos rellenos son xenolitos con metasomatismo modal. Los símbolos empleados se utilizan en las figuras subsiguientes.  $Fo\% = (Mg \times 100) / (Mg + Fe)$ .  $\#Cr = (Cr) / (Cr + Al)$ .

**Tabla 7** Datos composicionales en % en peso de olivino obtenidos mediante microsonda electrónica.

<b>Joya de los Contreras</b>									
<b>Muestra</b>	<b>SiO<sub>2</sub></b>	<b>Cr<sub>2</sub>O<sub>3</sub></b>	<b>FeO</b>	<b>MnO</b>	<b>NiO</b>	<b>MgO</b>	<b>CaO</b>	<b>Total</b>	<b>#Mg</b>
JC11-1	41.33	0.03	10.40	0.14	0.40	48.78	0.05	101.13	89.32
JC11-2	40.25	0.00	10.18	0.14	0.41	47.84	0.06	98.88	89.34
JC11-3	40.41	0.02	10.24	0.13	0.40	48.46	0.08	99.74	89.40
JC11-5	40.16	0.02	10.38	0.11	0.42	48.04	0.05	99.18	89.19
JC13-1	40.89	0.06	8.90	0.14	0.37	48.88	0.08	99.33	90.73
JC13-3	41.30	0.00	9.28	0.13	0.38	49.20	0.05	100.36	90.43
JC13-4a	41.42	0.01	9.42	0.12	0.37	49.31	0.06	100.71	90.32
JC13-4b	41.17	0.00	9.56	0.14	0.34	48.82	0.07	100.10	90.11
JC13-5	41.24	0.00	9.09	0.14	0.39	49.05	0.06	100.00	90.58
JC13-6	40.83	0.00	8.53	0.14	0.39	49.04	0.06	99.01	91.11
<b>Santo Domingo</b>									
SD11-1	41.01	0.00	10.62	0.12	0.38	48.22	0.05	100.40	89.00
SD11-2	41.07	0.00	10.82	0.12	0.38	48.19	0.05	100.64	88.81
SD11-3	40.22	0.01	10.45	0.11	0.36	48.06	0.09	99.30	89.13
SD11-4	39.78	0.16	10.28	0.12	0.38	47.65	0.10	98.47	89.20
SD11-5	40.71	0.00	10.52	0.11	0.38	48.18	0.08	99.97	89.08
SD11-10	40.51	0.00	10.75	0.12	0.38	47.98	0.06	99.79	88.83
<b>Joya Prieta</b>									
JP5-3	40.94	0.00	10.40	0.15	0.34	48.57	0.06	100.50	89.27
JP5-4	41.24	0.00	10.52	0.12	0.34	48.37	0.07	100.67	89.13
JP5-5	41.04	0.00	10.74	0.16	0.36	48.56	0.06	100.94	88.96

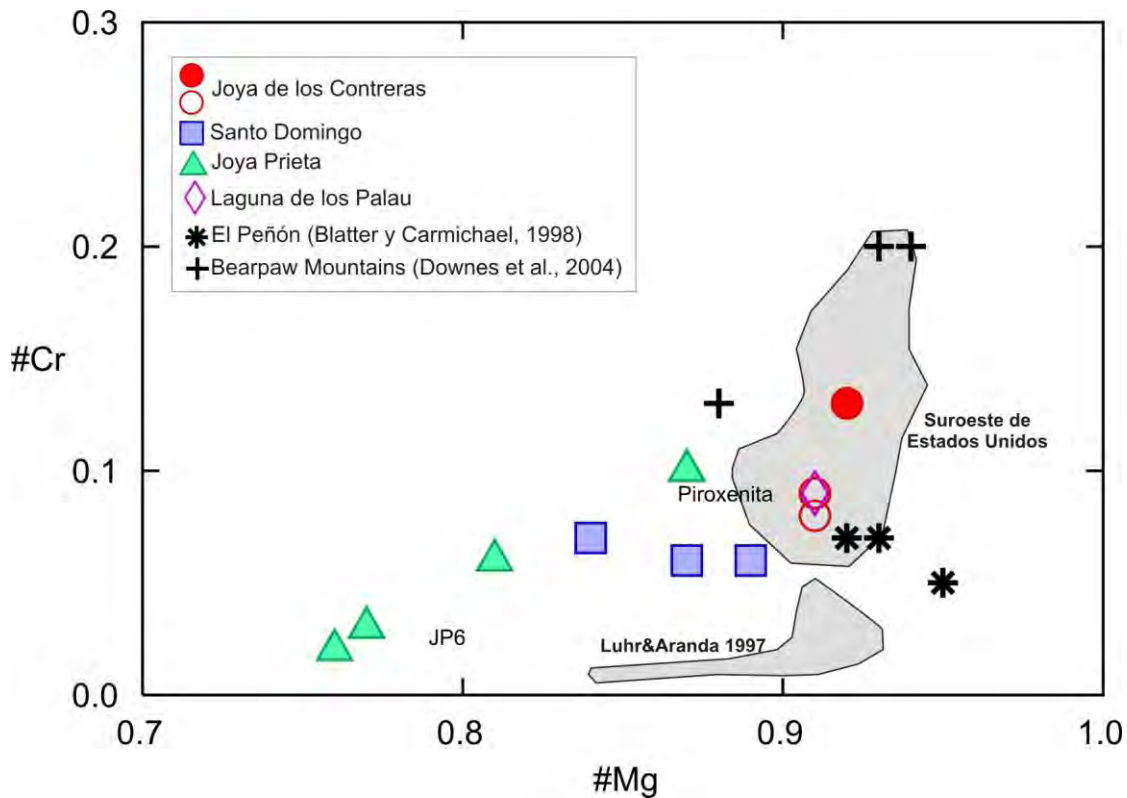
**Tabla 8** Datos composicionales en % en peso de espinela obtenidos mediante microsonda electrónica.

<b>Joya de los Contreras</b>										
<b>Muestra</b>	<b>SiO<sub>2</sub></b>	<b>TiO<sub>2</sub></b>	<b>Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub></b>	<b>Cr<sub>2</sub>O<sub>3</sub></b>	<b>Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub></b>	<b>FeO</b>	<b>MnO</b>	<b>MgO</b>	<b>Total</b>	<b>#Cr</b>
JC11-1	0.02	0.16	56.57	12.40	0.86	9.20	0.17	20.87	100.44	0.128
JC11-2	0.03	0.15	56.51	12.33	0.45	9.39	0.18	20.54	99.58	0.128
JC11-3	0.03	0.15	56.87	12.36	0.54	9.48	0.16	20.68	100.27	0.127
JC11-5	0.04	0.17	56.31	12.53	0.84	9.22	0.16	20.76	100.04	0.130
JC13-1	0.07	0.18	48.88	23.97	0.00	7.50	0.21	19.68	100.50	0.248
JC13-3	0.07	0.26	48.63	23.81	0.00	7.60	0.23	19.31	99.90	0.247
JC13-4a	0.03	0.23	50.15	22.32	0.00	7.32	0.17	19.57	99.79	0.230
JC13-4b	0.04	0.20	49.17	23.01	0.00	7.51	0.25	19.56	99.73	0.239
JC13-5	0.03	0.25	47.96	24.23	0.00	8.05	0.20	19.43	100.15	0.253
JC13-6	0.05	0.30	49.84	22.40	0.00	7.38	0.24	20.37	100.57	0.232
<b>Santo Domingo</b>										
SD11-1	0.05	0.19	58.05	10.94	0.53	9.67	0.16	20.72	100.31	0.112
SD11-2	0.07	0.36	53.95	15.22	0.44	10.47	0.20	19.95	100.67	0.159
SD11-3	0.07	0.19	58.04	10.90	0.75	9.56	0.22	20.82	100.56	0.112
SD11-4	0.23	0.16	57.01	11.09	0.28	9.68	0.16	20.49	99.09	0.116
SD11-5	0.08	0.23	58.55	11.13	0.34	9.93	0.20	20.83	101.28	0.113
SD11-10	0.07	0.19	57.45	11.01	0.81	9.58	0.13	20.67	99.91	0.114
<b>Joya Prieta</b>										
JP5-3	0.05	0.16	57.19	13.48	0.00	7.39	0.20	20.11	98.59	0.137
JP5-4	0.03	0.13	58.74	11.67	0.00	7.55	0.19	20.81	99.11	0.118
JP5-5	0.05	0.12	58.72	11.33	0.00	7.41	0.19	20.64	98.46	0.115



#### IV.2.2 Ortopiroxeno y Clinopiroxeno

El ortopiroxeno presente en todas las muestras analizadas, sin importar la presencia de minerales hidratados o no, son enstatitas con #Mg que varía de 82 a 92. Las muestras de los maeres Santo Domingo y Joya Prieta son las que presentan mayor variabilidad en el #Mg del ortopiroxeno (ver Tabla 9). El clinopiroxeno en todas las muestras del grupo Santo Domingo es diópsida con amplia variabilidad en los #Mg y de #Cr (Fig. 20 y Tabla 10). Es notable la similitud de parámetros de la diópsida en Joya de los Contreras (#Mg y #Cr en Figura 20), con lo reportado con anterioridad por Kil y Wendlandt (2004), Titus et al. (2007) y Luffi et al. (2009), en localidades de peridotitas al suroeste de Estados Unidos (región de Cuencas y Sierras, Dish Hill, California).



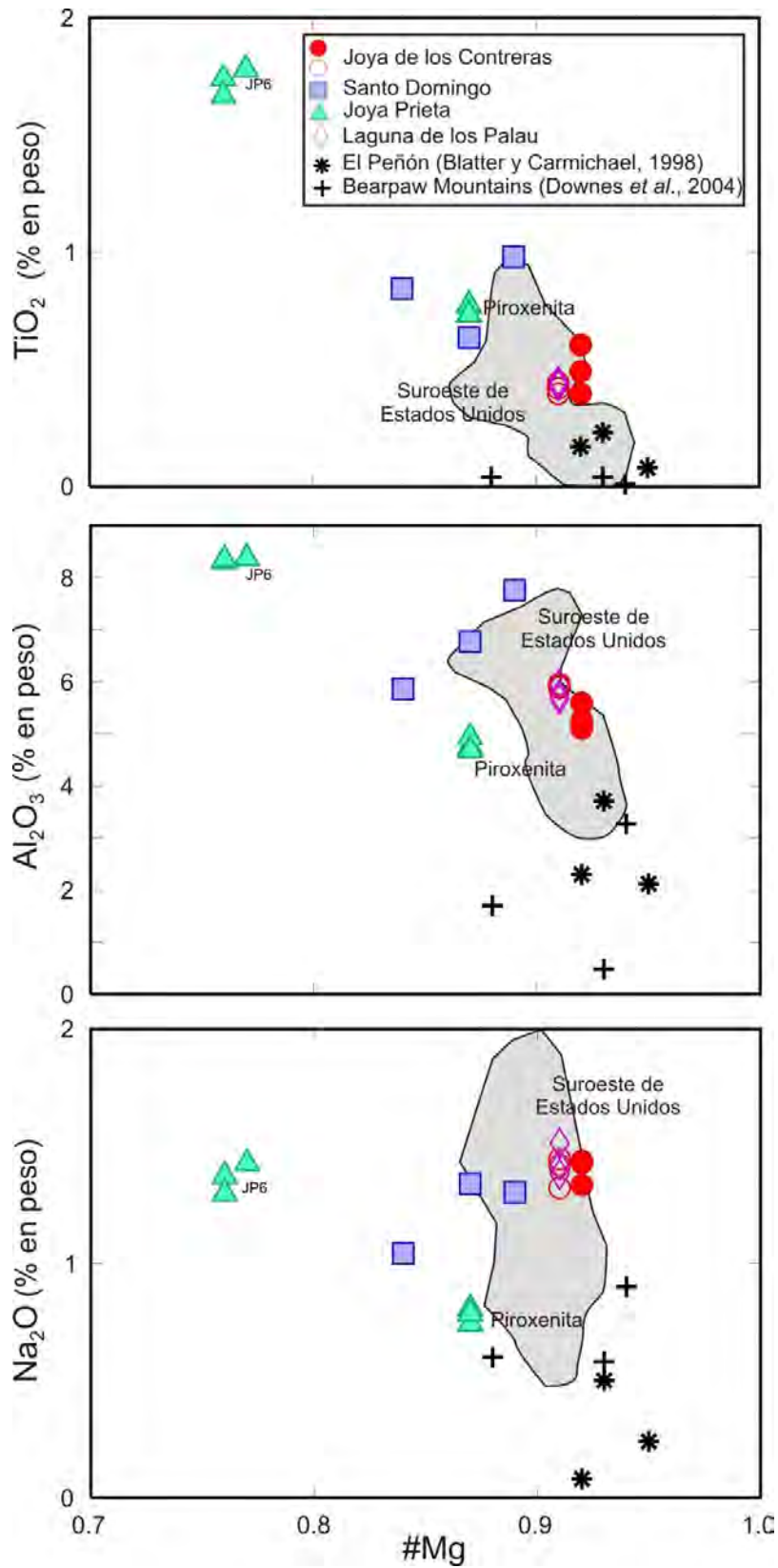
**Fig.20** Gráfico de #Mg vs #Cr en cristales de diópsida para las muestras analizadas del grupo Santo Domingo. Las áreas en gris representan las composiciones de diópsida en peridotitas del suroeste de Estados Unidos y en algunas muestras mexicanas estudiadas por Luhr y Aranda (1997.) Así mismo, se incluyen análisis de muestras metasomatizadas de la región de El Peñón, en el Cinturón Volcánico Mexicano. #Mg= (Mg)/ (Mg + Fe). #Cr= (Cr)/ (Cr + Al).

Para el caso del maar Santo Domingo, el clinopiroxeno presenta valores en el #Cr similares a los reportados por Blatter y Carmichael (1998) para las peridotitas metasomatizadas de El Peñón (Fig. 20), que claramente se encuentran en una zona influenciada por subducción. El xenolito compuesto JP6 (Iherzolita de espinela y websterita rica en kaersutita) del maar Joya Prieta, muestra los valores más bajos en #Mg y #Cr con respecto a otros clinopiroxenos presentes en las peridotitas del grupo Santo Domingo. En la figura 21 se puede apreciar el #Mg del clinopiroxeno graficado contra el contenido de  $Al_2O_3$ ,  $Na_2O$  y  $TiO_2$  del mismo.

Los datos de clinopiroxeno en peridotitas de la región suroeste de Estados Unidos: Río Grande Rift, Coyote Lake y Dish Hill, California (Kil y Wendlandt, 2004; Titus et al., 2007 y Luffi et al., 2009) presentan la misma tendencia que lo reportado aquí para el maar de Joya de los Contreras, en cambio la diópsida presente en los xenolitos del maar Santo Domingo no guarda mucha similitud con lo reportado en las localidades norteamericanas. Los contenidos de titanio, sodio y aluminio son significativamente mayores en el xenolito compuesto (JP6) del maar de Joya Prieta, que aquellos reportados para las muestras metasomatizadas de Bearpaw Mountains, la región de Cuencas y Sierras norteamericano y el resto del grupo Santo Domingo (Downes, et al., 2004, Kil y Wendlandt, 2004; Titus et al., 2007 y Luffi et al., 2009).

**Tabla 9** Datos composicionales en % en peso de ortopiroxeno obtenidos mediante microsonda electrónica

<b>Joya de los Contreras</b>												
<b>Muestra</b>	<b>SiO<sub>2</sub></b>	<b>TiO<sub>2</sub></b>	<b>Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub></b>	<b>Cr<sub>2</sub>O<sub>3</sub></b>	<b>FeO</b>	<b>MnO</b>	<b>NiO</b>	<b>MgO</b>	<b>CaO</b>	<b>Na<sub>2</sub>O</b>	<b>Total</b>	<b>Mg#</b>
JC11-1	55.02	0.09	4.18	0.38	6.45	0.13	0.11	33.07	0.80	0.09	100.3	0.90
JC11-2	55.67	0.09	4.12	0.32	6.42	0.13	0.10	33.07	0.78	0.11	100.8	0.90
JC11-3	55.99	0.11	4.11	0.38	6.42	0.16	0.12	33.24	0.76	0.10	101.4	0.90
JC13-2a	56.73	0.08	3.56	0.52	6.00	0.15	0.08	33.75	0.74	0.11	101.7	0.91
JC13-2b	55.86	0.06	3.23	0.51	5.92	0.14	0.08	33.69	0.80	0.13	100.5	0.91
JC13-4b	55.68	0.13	3.62	0.46	5.93	0.13	0.12	33.55	0.74	0.11	100.5	0.91
JC21-1a	54.29	0.08	3.90	0.41	6.34	0.16	0.10	32.69	0.66	0.10	98.76	0.90
JC21-1b	55.22	0.09	4.03	0.39	6.25	0.16	0.08	32.43	0.67	0.08	99.41	0.90
JC21-2	54.54	0.11	4.25	0.36	6.44	0.14	0.07	32.78	0.67	0.10	99.45	0.90
<b>Santo Domingo</b>												
SD7-3	54.12	0.15	4.43	0.36	8.89	0.23	0.11	30.65	0.86	0.09	99.91	0.86
SD7-4	55.07	0.11	4.43	0.39	7.78	0.19	0.08	31.21	0.75	0.15	100.2	0.88
SD7-5	54.16	0.24	4.19	0.35	10.6	0.22	0.05	29.21	0.97	0.10	100.1	0.83
SD11-2	57.09	0.11	4.18	0.39	5.13	0.15	0.10	32.93	0.78	0.09	100.9	0.92
SD11-3a	57.08	0.13	4.16	0.38	5.10	0.16	0.08	32.60	0.79	0.12	100.6	0.92
SD11-3b	56.93	0.11	4.18	0.35	5.09	0.16	0.11	32.73	0.81	0.10	100.6	0.92
<b>Joya Prieta</b>												
JP1-1	54.55	0.13	2.99	0.65	10.8	0.21	0.09	29.54	0.56	0.02	99.52	0.83
JP1-1b	54.44	0.13	2.93	0.52	10.4	0.22	0.07	29.94	0.53	0.07	99.24	0.84
JP1-7	55.18	0.15	3.17	0.55	11.0	0.24	0.06	29.35	0.59	0.04	100.4	0.83
JP5-4a	53.21	0.08	7.54	0.30	7.26	0.14	0.09	31.89	0.79	0.11	101.4	0.89
JP5-4b	53.18	0.09	7.34	0.35	7.13	0.15	0.10	32.33	0.72	0.10	101.4	0.89
JP5-5	50.01	0.10	8.30	0.28	6.67	0.21	0.11	33.87	0.67	0.10	100.3	0.90
JP6-2	53.75	0.28	4.86	0.44	10.7	0.21	0.04	29.16	1.10	0.13	100.7	0.83
JP6-4	55.71	0.10	4.18	0.48	7.39	0.17	0.10	31.71	0.76	0.08	100.7	0.88
JP6-5b	54.39	0.12	4.21	0.47	6.14	0.13	0.09	31.83	0.95	0.13	98.50	0.90



**Fig.21** Gráficos de algunos elementos mayores contra el #Mg reportado para los clinopiroxenos analizados del grupo Santo Domingo. Áreas en gris, representan muestras de clinopiroxeno en peridotitas del suroeste de Estados Unidos.

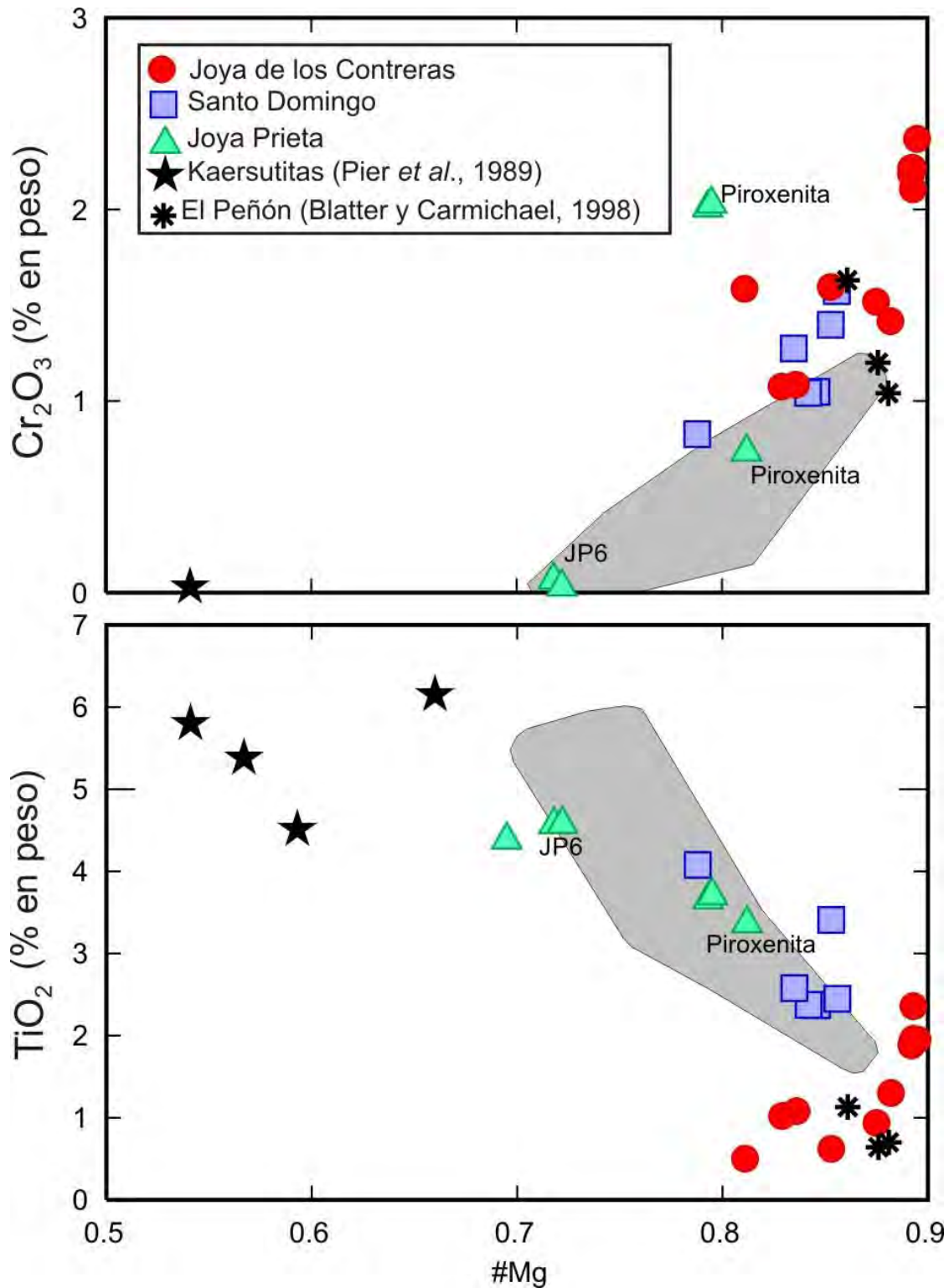
**Tabla 10** Datos composicionales en % en peso de clinopiroxeno obtenidos mediante microsonda electrónica.

<b>Joya de los Contreras</b>												
<b>Muestra</b>	<b>SiO<sub>2</sub></b>	<b>TiO<sub>2</sub></b>	<b>Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub></b>	<b>Cr<sub>2</sub>O<sub>3</sub></b>	<b>FeO</b>	<b>MnO</b>	<b>NiO</b>	<b>MgO</b>	<b>CaO</b>	<b>Na<sub>2</sub>O</b>	<b>Total</b>	<b>Mg#</b>
JC11-3a	52.91	0.44	5.91	0.84	2.75	0.10	0.06	15.95	20.1	1.44	100.6	0.91
JC11-3b	53.00	0.44	6.07	0.92	2.80	0.10	0.00	15.72	20.0	1.49	100.6	0.91
JC11-5a	52.80	0.40	6.00	0.86	2.78	0.09	0.05	15.75	20.0	1.32	100.0	0.91
JC11-5b	53.16	0.42	5.89	0.79	2.84	0.09	0.04	15.84	20.1	1.42	100.6	0.91
JC13-2	51.73	0.49	5.26	1.16	2.64	0.08	0.04	16.06	20.1	1.43	99.00	0.92
JC13-3a	53.07	0.65	5.54	1.13	2.55	0.08	0.07	16.15	20.2	1.52	101.0	0.92
JC13-3b	51.34	0.40	5.11	1.15	2.63	0.11	0.09	16.19	20.2	1.33	98.60	0.92
JC13-5	51.25	0.54	5.59	1.21	2.58	0.09	0.04	15.88	20.2	1.35	98.74	0.92
<b>Santo Domingo</b>												
SD7-1	51.02	0.71	6.63	0.77	4.13	0.12	0.05	14.67	20.7	1.32	100.1	0.86
SD7-4	51.84	0.98	7.76	0.76	3.47	0.12	0.04	14.99	20.1	1.30	101.3	0.86
SD7-5	50.23	0.99	6.29	0.82	4.97	0.13	0.03	14.55	20.8	1.21	100.0	0.84
<b>Joya Prieta</b>												
JP1-7a	53.35	0.77	4.75	0.82	4.16	0.11	0.03	15.10	21.9	0.81	101.4	0.87
JP1-7b	52.50	0.77	4.93	0.80	4.10	0.12	0.04	14.79	21.9	0.74	100.8	0.87
JP1-7c	53.10	0.73	4.68	0.83	4.17	0.11	0.03	15.13	21.9	0.78	101.3	0.87
JP6-1a	49.35	1.74	8.30	0.03	7.37	0.17	0.02	13.32	18.4	1.37	100.1	0.76
JP6-1b	49.24	1.67	8.35	0.00	7.32	0.17	0.02	13.01	18.7	1.30	99.77	0.76
JP6-2	50.15	1.32	7.23	0.72	5.82	0.10	0.07	14.04	19.2	1.32	99.97	0.81
JP6-3	49.73	1.78	8.37	0.04	7.24	0.16	0.01	13.36	18.4	1.43	100.5	0.77

### **IV.2.3 Fases hidratadas: Anfíbol y Mica**

Los anfíboles analizados en las muestras de xenolitos del grupo Santo Domingo, son en su mayoría pargasitas con contenidos moderados de  $\text{TiO}_2$  (1% a 2.5%, Tabla 11, basado en Leake et al., 1997). En el xenolito compuesto JP6 (maar Joya Prieta), fue el único donde se encontró kaersutita como el mineral hidratado predominante. Es importante recalcar que la kaersutita analizada en esta muestra es muy similar en composición (ej. 4.38% en peso de  $\text{TiO}_2$ ) a lo reportado para los megacristales del grupo Santo Domingo (Fig. 22 y Tabla 11) estudiados por Pier (1989) y Pier et al. (1989b).

En la figura 22 se observa que los megacristales de kaersutita estudiados en la zona del grupo Santo Domingo (Pier, 1989) presentan #Mg más bajos que los obtenidos en el presente trabajo para las pargasitas encontradas en las peridotitas del grupo Santo Domingo. También es importante recalcar que los análisis de las pargasitas de las muestras de Joya de los Contreras son muy similares a los reportados para El Peñón (Blatter y Carmichael, 1998), a pesar de ser ambientes tectónicos muy distintos entre sí; también contrastan con lo estudiado en anfíboles de muestras del manto de la región de Cuencas y Sierras en Estados Unidos: Dish Hill, California y Black Canyon, Arizona (Wilshire et al., 1980; Nielson and Nakata, 1994). La pargasita, entre las localidades con xenolitos del manto de México, sólo se había reportado previamente en los xenolitos corticales de San Luis Potosí (Schaaf et al., 1994).



**Fig. 22** Gráficos de Mg# en anfíbol contra el contenido de TiO<sub>2</sub> y a Cr<sub>2</sub>O<sub>3</sub>. Áreas en gris representan muestras estudiadas en la región oeste de los Estados Unidos de América.

**Tabla 11** Datos composicionales en % en peso de anfíbol obtenidos mediante microsonda electrónica.

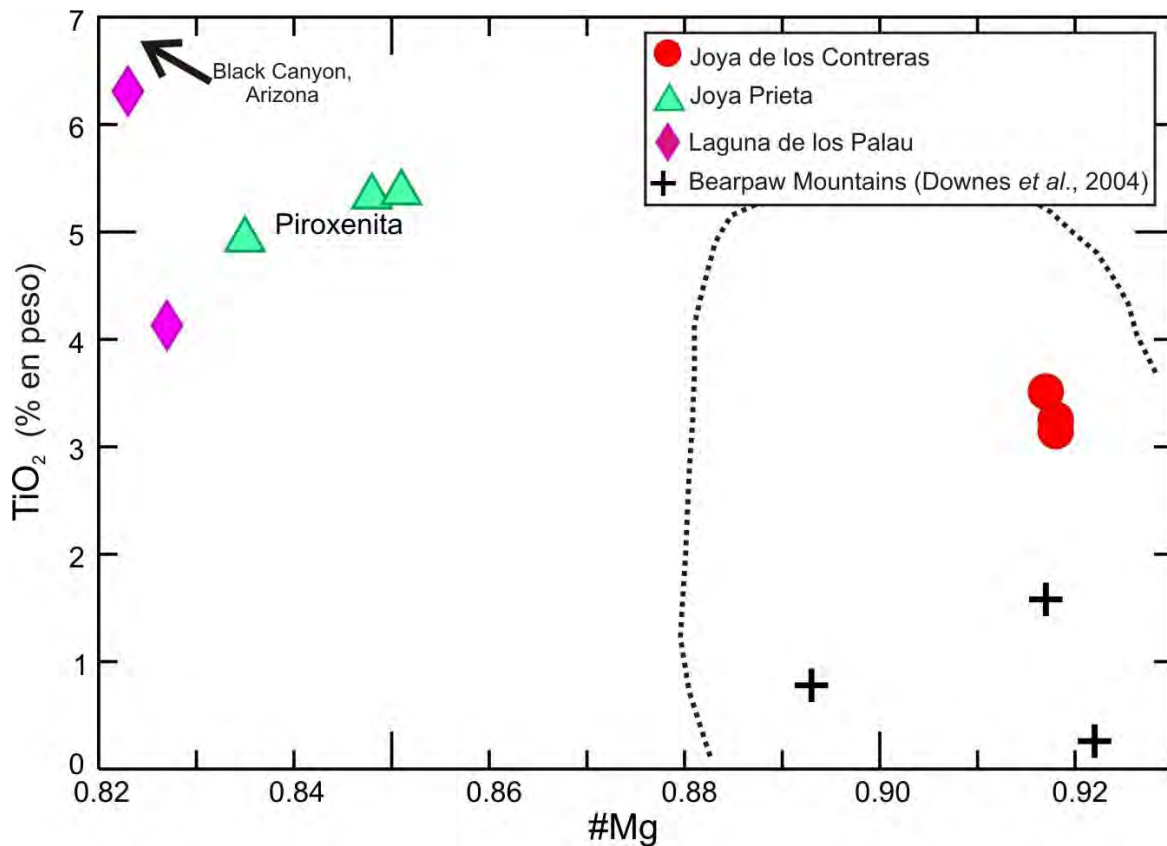
<b>Joya de los Contreras</b>															
<b>Muestra</b>	<b>SiO<sub>2</sub></b>	<b>TiO<sub>2</sub></b>	<b>Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub></b>	<b>Cr<sub>2</sub>O<sub>3</sub></b>	<b>FeO</b>	<b>MnO</b>	<b>NiO</b>	<b>MgO</b>	<b>CaO</b>	<b>Na<sub>2</sub>O</b>	<b>K<sub>2</sub>O</b>	<b>Cl</b>	<b>F</b>	<b>Total</b>	<b>Mg#</b>
JC13-2a	43.14	1.88	13.06	2.18	3.69	0.03	0.11	17.10	10.98	3.24	1.66	0.28	0.00	97.34	0.89
JC13-2b	43.21	1.96	13.03	2.22	3.62	0.07	0.11	16.93	11.19	3.44	1.61	0.27	0.01	97.67	0.89
JC13-4a	42.25	2.36	13.78	2.11	3.60	0.08	0.08	16.84	11.18	3.35	1.64	0.23	0.01	97.50	0.89
JC13-4b	42.82	1.90	14.07	2.22	3.67	0.05	0.13	17.04	10.95	3.32	1.51	0.17	0.01	97.86	0.89
JC13-5	42.52	1.95	14.06	2.37	3.50	0.04	0.12	16.77	11.04	3.37	1.50	0.15	0.00	97.39	0.89
JC21-1	41.87	1.30	15.02	1.42	4.03	0.05	0.13	16.84	10.64	4.18	0.06	0.00	0.00	95.54	0.88
JC21-2	44.13	1.02	13.68	1.08	6.24	0.13	0.16	16.93	10.28	3.98	0.77	0.01	0.01	98.41	0.83
JC21-4	43.72	1.08	13.39	1.09	5.88	0.13	0.09	16.88	10.13	4.05	0.69	0.02	0.01	97.16	0.84
JC21-6	43.48	0.50	13.54	1.59	6.89	0.15	0.08	16.59	10.08	3.81	0.92	0.00	0.01	97.64	0.81
JC21-7	41.73	0.62	14.79	1.60	5.37	0.12	0.10	17.54	9.83	4.15	0.33	0.03	0.01	96.20	0.85
JC21-8	43.86	0.94	14.18	1.52	4.47	0.06	0.10	17.57	10.38	4.25	0.19	0.00	0.00	97.51	0.88
<b>Santo Domingo</b>															
SD7-1	42.35	2.58	13.91	1.27	5.65	0.08	0.10	16.00	10.67	3.94	0.48	0.00	0.00	97.03	0.84
SD7-3a	42.35	2.37	14.77	1.05	5.21	0.09	0.11	16.11	10.88	3.26	1.60	0.02	0.00	97.82	0.85
SD7-3b	42.58	2.37	13.94	1.04	5.44	0.07	0.21	16.26	10.85	3.40	1.52	0.02	0.01	97.73	0.84
SD7-4a	42.42	2.45	13.82	1.57	4.93	0.10	0.09	16.45	10.82	3.59	0.91	0.01	0.00	97.15	0.86
SD7-4b	42.49	3.41	13.32	1.40	4.92	0.10	0.12	15.99	10.97	3.45	1.24	0.00	0.01	97.40	0.85
SD7-5	41.75	4.08	13.47	0.83	7.25	0.10	0.05	15.15	10.76	3.44	0.95	0.01	0.00	97.83	0.79
<b>Joya Prieta</b>															
JP1-2	41.85	3.36	12.85	0.73	6.08	0.02	0.09	14.73	11.57	2.19	1.70	0.00	0.01	95.18	0.81
JP1-3	41.95	3.65	12.35	2.01	6.79	0.07	0.10	14.60	11.63	2.61	1.97	0.04	0.01	97.77	0.79
JP1-4	41.67	3.70	12.41	2.03	6.60	0.08	0.09	14.40	11.69	2.55	1.95	0.03	0.00	97.20	0.80
JP6-1	40.09	4.57	14.65	0.07	9.29	0.11	0.05	13.30	10.77	3.08	1.54	0.00	0.01	97.51	0.72
JP6-4	40.15	4.57	13.85	0.03	9.39	0.11	0.02	13.70	10.71	3.01	1.65	0.00	0.00	97.19	0.72
JP6-6	40.45	4.38	13.44	0.00	10.62	0.12	0.16	13.56	10.33	3.05	1.45	0.03	0.01	97.58	0.70



La flogopita es un mineral que se encontró en cantidades traza ( $\ll 1\%$ ) en una muestra de Joya de los Contreras y en la piroxenita de Joya Prieta (ej. muestra JC13, Tabla 12). Comparándola con las composiciones de flogopitas reportadas en xenolitos ultramáficos de Bearpaw Mountains en Estados Unidos (Downes, et al., 2004), las flogopitas de JC13 tienen #Mg (0.92) como aquellas muestras con los valores más altos en Bearpaw Mountains. En comparación con lo reportado anteriormente por Luhr y Aranda-Gómez (1997) para una peridotita con flogopita de la Laguna de los Palau en el grupo Ventura, las flogopitas de Joya de los Contreras tienen cantidades menores de titanio, pero aun así más elevadas que las de Bearpaw Mountains. Tanto las flogopitas de Joya de Los Contreras como las de Bearpaw Mountains caen dentro del campo de variación del manto para micas propuesto por McDonough y Rudnick (1998) (Fig. 23). Si bien, la flogopita de la piroxenita de Joya Prieta es más similar en composición a lo reportado por Luhr y Aranda-Gómez (1997) para la peridotita SLP400 de Laguna de los Palau (Fig.23). Nielson y Nakata, (1994), reportaron datos composicionales de flogopita en peridotitas de la zona de Black Canyon, Arizona, sin embargo, esas flogopitas difieren radicalmente de las estudiadas en el presente trabajo, ya que las micas de Black Canyon son muy ricas en titanio (ca. 10% en peso) y a su vez el #Mg es muy bajo ( $< 0.6$ ).

**Tabla 12** Datos composicionales en % en peso de flogopita obtenidos mediante microsonda electrónica.

Joya de los Contreras													
Muestra	SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO	MnO	NiO	MgO	CaO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	Total	Mg#
JC13-1	38.81	3.15	17.31	1.63	3.50	0.01	0.20	21.96	0.01	1.00	9.86	97.44	0.92
JC13-2	38.20	3.51	17.09	1.74	3.50	0.01	0.20	21.63	0.06	1.06	9.18	96.18	0.92
JC13-3	38.09	3.25	17.22	1.65	3.46	0.08	0.21	21.72	0.01	0.91	9.49	96.07	0.92
Joya Prieta													
JP1-5a	37.61	5.32	15.15	1.73	6.31	0.06	0.19	19.77	0.29	0.20	7.65	94.28	0.85
JP1-5b	38.20	5.36	15.23	1.69	6.28	0.02	0.18	20.06	0.27	0.19	7.51	94.99	0.85
JP1-6	36.44	4.92	15.84	1.61	6.74	0.04	0.16	19.11	0.06	0.71	9.81	95.44	0.84



**Fig. 23** Gráfico de #Mg contra TiO<sub>2</sub> en flogopita en peridotitas del manto. El área limitada por la línea punteada corresponde a la variación del manto propuesto por McDonough y Rudnick (1998). Se incluye la composición de flogopitas reportadas por Luhr y Aranda-Gómez (1997) en una lherzolita proveniente de Laguna de los Palau del grupo Ventura-Espíritu Santo. Nótese que las flogopitas del grupo Santo Domingo (Joya de los Contreras y Joya Prieta) presentan dos composiciones distintas, dependiendo de si se encuentran en lherzolita o en piroxenita.

#### IV.2.4 Sulfuros

Los sulfuros presentes en las peridotitas del grupo Santo Domingo son de tipo mss (*monosulfide solid solution*, por sus siglas en inglés) con cantidades significativas de Ni para los cristales analizados en el maar de Joya de los Contreras, los cuales varían entre 44% y 16% en peso y porcentajes de azufre de 42 a 45% en peso, lo que las hace equivalentes a pentlandita y pirrotina rica en níquel, respectivamente (Tabla 13).

**Tabla 13** Datos composicionales en % en peso de sulfuros obtenidos mediante microsonda electrónica.

<b>Joya de los Contreras</b>															
<b>Muestra</b>	<b>Ni</b>	<b>Co</b>	<b>Fe</b>	<b>Cu</b>	<b>Sn</b>	<b>Cr</b>	<b>Au</b>	<b>Pt</b>	<b>Pd</b>	<b>As</b>	<b>Sb</b>	<b>Se</b>	<b>Te</b>	<b>S</b>	<b>Total</b>
JC11-6-1	43.73	0.22	25.91	0.07	0.00	0.00	0.12	0.00	0.00	0.00	0.02	0.00	0.00	29.78	99.85
JC11-6-2	44.20	0.22	25.65	0.12	0.02	0.00	0.13	0.00	0.00	0.04	0.00	0.00	0.01	28.75	99.14
JC11-8-1	33.78	0.21	26.47	0.16	0.01	0.00	0.13	0.09	0.03	0.05	0.01	0.21	0.12	39.73	100.9
JC13-4-1	28.87	0.27	36.64	0.81	0.00	0.07	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.03	33.99	100.7
JC13-4-2	30.84	0.26	34.53	0.73	0.01	0.08	0.10	0.00	0.02	0.06	0.00	0.00	0.03	34.78	101.4
JC13-4-4	23.63	0.24	36.31	4.83	0.00	0.07	0.00	0.00	0.01	0.03	0.02	0.00	0.06	34.65	99.84
JC21-4-1	15.62	0.19	48.51	0.04	0.00	0.04	0.05	0.00	0.06	0.02	0.00	0.00	0.00	34.37	98.90
JC21-5-2	18.58	0.22	46.82	0.03	0.00	0.03	0.00	0.00	0.00	0.06	0.00	0.00	0.01	34.16	99.91
JC21-6-5	16.04	0.15	45.98	0.14	0.00	0.06	0.08	0.00	0.02	0.02	0.00	0.00	0.00	36.99	99.46
<b>Santo Domingo</b>															
SD7-1-1	2.55	0.08	51.51	0.02	0.00	0.00	0.11	0.11	0.00	0.01	0.00	0.02	0.00	45.54	99.94
SD7-2-2	2.10	0.07	52.57	0.02	0.03	0.00	0.13	0.06	0.03	0.01	0.00	0.26	0.03	44.57	99.86
SD7-5-1	21.13	0.13	35.94	0.03	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.25	0.07	41.76	99.33
SD11-4-1	27.28	0.10	26.31	0.02	0.00	0.00	0.06	0.02	0.05	0.00	0.00	0.56	0.14	44.63	99.31
SD11-4-3	26.59	0.11	27.60	0.06	0.00	0.00	0.02	0.01	0.00	0.01	0.00	0.63	0.14	43.29	98.45
SD11-5-1	14.44	0.18	41.39	0.01	0.03	0.00	0.11	0.02	0.00	0.04	0.00	0.00	0.01	45.16	101.4

---

**Joya Prieta**

---

JP1-1-1	9.01	0.21	51.34	0.04	0.00	0.02	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.04	38.53	99.19
JP1-1-2	9.26	0.22	51.95	0.01	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.02	0.01	0.00	0.00	37.51	99.00
JP5-1-1	15.39	0.13	45.46	0.02	0.00	0.00	0.00	0.00	0.08	0.08	0.05	0.00	0.01	39.77	100.9
JP5-1-3	14.57	0.12	45.79	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.03	0.04	0.05	0.00	0.00	38.11	98.73
JP5-5-1	30.38	0.21	32.00	0.04	0.01	0.00	0.00	0.00	0.03	0.00	0.03	0.00	0.00	38.04	100.7
JP5-5-2	31.75	0.17	30.59	0.00	0.03	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.01	0.00	0.00	37.94	100.5
JP5-5-3	31.08	0.18	30.69	0.05	0.00	0.00	0.00	0.00	0.04	0.04	0.03	0.00	0.02	37.95	100.1
JP5-5-8	25.31	0.20	36.33	0.03	0.00	0.00	0.00	0.00	0.02	0.02	0.00	0.00	0.03	38.51	100.4

---

## **CAPITULO V**

### **GEOQUÍMICA Y GEOCRONOLOGÍA**

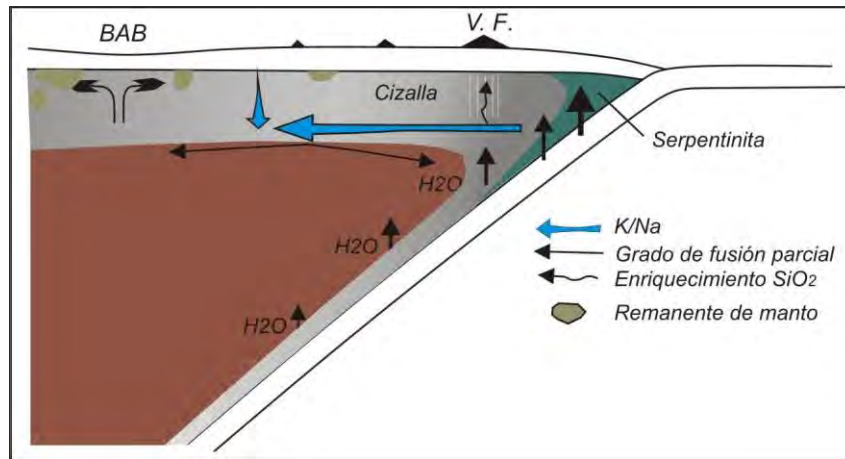
#### **V.1 Características geoquímicas de xenolitos del manto**

La heterogeneidad química que se puede observar en los basaltos y en los xenolitos del manto litosférico en ellos incluidos se ha interpretado como resultado de la migración de fluidos y/o fundidos silicatados que reaccionan con los minerales que componen el manto terrestre; sin dejar de mencionar los procesos habituales de fusión parcial y extracción de magmas, que producen cambios químicos notables en las peridotitas residuales. El metasomatismo es un mecanismo por el cual se modifican la petrología, química y el estado de oxidación de las rocas del manto litosférico, tanto en zonas continentales como oceánicas (Menzies, 1990).

El fenómeno metasomático puede en muchos casos, influir en la composición química de los magmas que ascienden desde la astenósfera a través de la interacción selectiva entre las rocas de caja alrededor de los conductos y los fundidos. Como resultado de estos procesos, el manto litosférico situado por debajo de partes de la corteza oceánica o continental está anómalamente enriquecido en K, Ti, Fe, tierras raras ligeras y volátiles. Se ha argumentado que el enriquecimiento en estos componentes sucede en zonas donde se generan kimberlitas y magmas alcalinos. Los elementos traza se caracterizan por alojarse en silicatos hidratados (anfíboles y micas) y otros minerales accesorios como rutilo o apatito en las rocas del manto (Menzies, et al., 1987; Menzies, 1990). Aunque también es importante enfatizar que los clinopiroxenos son fases que reflejan muy bien el fraccionamiento de los elementos traza, debido a que fácilmente puede alojar fácilmente dichos elementos en su red cristalina, hecho que se ha constatado en diversas localidades con muy distintos ambientes tectónicos, desde zonas de cratón hasta regiones de vulcanismo intraplaca y de subducción

(Kempton, 1987; Nielson y Noller, 1987; Liang y Elthon, 1990; Luhr y Aranda-Gómez, 1997).

Los fluidos acuosos, principalmente relevantes en zonas de subducción, pueden reaccionar con los minerales del manto, cambiando su composición o formando nuevas fases (Fig. 24). Además, estos fluidos pueden generar cambios significativos en la geoquímica de la cuña del manto que puede suceder en niveles en donde los componentes volátiles, principalmente el  $H_2O$  y  $CO_2$ , generan nuevos fundidos que cristalizan y/o ascienden a la superficie (Wyllie, 1987; Arai e Ishimaru, 2008).



**Fig. 24** Esquema que refleja la interacción de fluidos en zonas de subducción y que pueden generar metasomatismo en la zona de la cuña del manto. Las flechas señalan la dirección en que aumenta cada fenómeno, excepto en el caso del agua, en donde el tamaño relativo de las flechas es proporcional a la cantidad de agua producida por la deshidratación de la placa oceánica y los sedimentos subducidos. V.F. = *volcanic front*; BAB = *Back Arc Basin*. Tomado de Arai e Ishimaru (2008).

Fragmentos provenientes de porciones del manto metasomatizadas y/o enriquecidas en elementos traza dan una oportunidad única de estudiar los procesos que involucran la interacción de la peridotita con fundidos o fluidos. Es importante enfatizar que estas inclusiones metasomatizadas provenientes del manto nos dan información acerca de los procesos que se dan en esta región de la litósfera y “enmascaran” total o parcialmente la composición del manto primordial o primitivo (Menzies et al., 1987).

### V.1.1 Geoquímica de Elementos Mayores

Los materiales provenientes del manto, según Nixon y colaboradores (1981), pueden ser fértiles o empobrecidos (Tabla 14), dependiendo de algunas características en la composición de elementos mayores que puedan presentar. Una peridotita fértil es aquella que al ser fundida parcialmente genera un magma basáltico.

**Tabla 14** Parámetros geoquímicos que evidencian posible fertilidad o falta de fertilidad en el manto litosférico. Los valores señalados se refieren a la composición global de las peridotitas, excepto el #Mg que es la cantidad de forsterita en el olivino (Nixon et al., 1981)

Parámetros Químicos	Empobrecidos	Fértiles
#Mg	91-93	86-91
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	<2	>2
CaO	≤1	≥1
Na <sub>2</sub> O	≤0.15	≥0.15
TiO <sub>2</sub>	<0.10	>0.10

#Mg: número de magnesio y/o cantidad de forsterita medido en olivino. #Mg=  $Mg/[Mg+Fe^{2+}]$

Esta sencilla clasificación de las peridotitas del manto, basada en el contenido de algunos elementos mayores claves, en ocasiones ha sido relacionada al enriquecimiento o empobrecimiento de los magmas debido a fundidos/fluidos que los modifican y que, a su vez, puedan estar relacionados a posibles procesos metasomáticos en el manto litosférico (Kempton, 1987; Menzies et al., 1987; Nielson y Noller, 1987; Menzies, 1990).

Algunas peridotitas metasomatizadas pueden presentar contenidos altos en calcio o incluso estar enriquecidas en hierro. En ocasiones, los xenolitos del manto contienen cantidades considerables de flogopita (lo que aumenta el contenido de K<sub>2</sub>O a valores entre 1.14 y 1.99 % en peso en la peridotita) y/o de Ti, Al, Ca, Na y P, que son típicas de procesos metasomáticos en el manto, debido a la precipitación de minerales tales como ilmenita y rutilo, que se han observado en xenolitos del manto en kimberlitas, y clinopiroxeno y apatito en localidades de rocas alcalinas (Nixon et al., 1981; Harte, 1983).

En cuanto al efecto de los fluidos que suelen “hidratar” el manto, éstos pueden enriquecer al manto en componentes como álcalis, aluminio y sílice, mientras que llegan a causar empobrecimiento en MgO, FeO y notablemente en TiO<sub>2</sub>, cuando

se observa cantidades considerables de agua (Kempton, 1987; Menzies et al., 1987). La adición de anfíbol (que suele relacionarse con el contenido de agua), también enriquece a las peridotitas en Al, Ti y Fe, pero para los álcalis predomina el Na (Kempton, 1987).

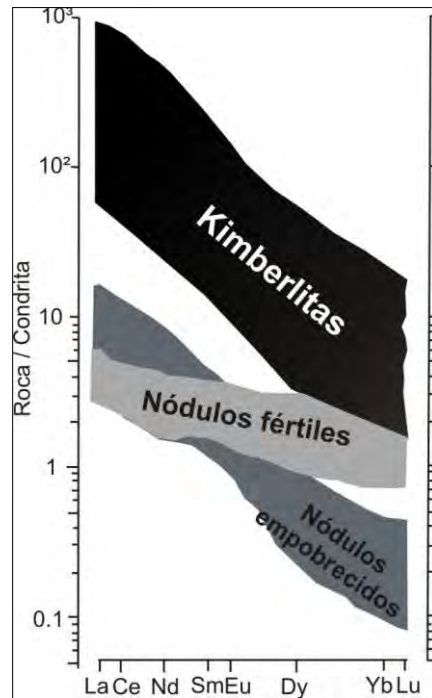
En la región de la cuenca Panoniana en Hungría, por ejemplo, los xenolitos con evidencia de metasomatismo modal (i.e. con anfíbol y clinopiroxeno), la peridotita presenta en análisis de roca total contenidos bajos en MgO, mientras que el Al, Na, Ti y Fe tienen valores altos (Kovács et al., 2004).

### **V.1.2 Geoquímica de Elementos Traza y Tierras Raras**

Experimentos realizados en la década de los 80's, demostraron que fluidos ricos en agua a presiones altas equivalentes a las del manto litosférico causan un empobrecimiento en las tierras raras, así como en fases de vapor (CO<sub>2</sub>) en las peridotitas. Estos fluidos son agentes metasomáticos potentes, y fomentan el enriquecimiento subsecuente de tierras raras ligeras en las lherzolitas (Nixon et al., 1981). Los procesos metasomáticos pueden resultar de la acumulación de elementos incompatibles en la litósfera que previamente pudo ser empobrecida (Fig.25), lo que da lugar a la cristalización de minerales como flogopita, ilmenita y sulfuros (Harte et al., 1975; Nixon et al., 1981).

Se ha observado que los elementos traza altamente incompatibles en los xenolitos del manto están frecuentemente en desequilibrio con los elementos mayores y los elementos traza compatibles, lo cual se puede interpretar como evidencias de metasomatismo críptico en el manto (Liang y Elthon, 1990).





**Fig. 25** Diagrama *spider* donde se muestran los campos composicionales de las tierras raras en kimberlitas y xenolitos del manto fértil y empobrecido normalizadas a condrita. Tomado de Nixon et al., 1981.

Otros trabajos también argumentan que el enriquecimiento de tierras raras ligeras en rocas del manto, así como anomalías positivas de Ba, Sr y algunos HFSE (*High Field Strength Elements*, por sus siglas en inglés) en diagramas de tipo “araña”, son consistentes con la presencia de anfíboles y, por lo tanto, con algún proceso metasomático (Kempton, 1987). Los estudios experimentales y las interpretaciones de datos en muestras naturales, indican que en condiciones de P-T del manto, los elementos tipo LILE (*Large Ion Lithophile Elements*, por sus siglas en inglés), así como Ba y Sr son bastante móviles en presencia de fluidos acuosos, mientras que los elementos HFSE no se ven afectados, a menos de que estén presentes fundidos silicatados durante el proceso metasomático (Kovács et al., 2004).

Los elementos mayores son insolubles en presencia de CO<sub>2</sub>, en cambio las tierras raras son muy solubles en fluidos con CO<sub>2</sub>, por lo que la generación de fundidos en presencia de esta fase pueden enriquecerse de tierras raras ligeras, que posteriormente modifican el manto involucrado (Kempton, 1987).

### V.1.3 Tierras Raras en minerales metasomáticos

Los minerales hidratados que se consideran producto de procesos metasomáticos, cristalizan a partir de fluidos/fundidos enriquecidos en tierras raras. En el caso de las kaersutitas el fluido/fundido tiene una relación de Ce/Yb similar a las basanitas (Menzies, et al., 1987). Esta observación también ha sido constatada en megacristales de anfíbol, y en ocasiones también en clinopiroxeno, los cuales pueden estar relacionados con la génesis de los magmas alcalinos que llegan a la superficie y por consiguiente arrastran material desde el manto (Bailey, 1982; Pier et al., 1989; Liang y Elthon, 1990).

Megacristales y vetas de anfíbol presentan rangos mayores de Ce e Yb (ej., Ce = 35-120 ppm e Yb = 9-25 ppm), mientras que micas y anfíboles intergranulares tienen rangos menores en dichos elementos (ej., Ce = 0.85-8.5 ppm e Yb = 0.02-1.1 ppm) Además, las micas se caracterizan por una anomalía positiva de Eu en los diagramas de tierras raras para esta fase mineral (Menzies et al., 1987).

Los rangos composicionales de tierras raras en estos minerales son muy similares a los rangos en magmas alcalinos. Irving y Frey (1984), demostraron que en muchos casos, los megacristales de anfíbol y clinopiroxeno son fases de alta presión cercanos al *liquidus* de basaltos alcalinos o basanitas.

A diferencia de otras fases en las rocas ultramáficas del manto, el clinopiroxeno fácilmente puede “acomodar” cantidades considerables de tierras raras en su retícula cristalina. Por éste motivo el clinopiroxeno puede controlar el contenido total de estos elementos en los análisis de roca total de las peridotitas. Estudios experimentales han constatado que el clinopiroxeno aloja tierras raras ligeras, particularmente el Nd, en determinadas posiciones estructurales de su red cristalina (Nielson y Noller, 1987).

## V.2 Elementos Mayores y Traza en Xenolitos del Campo Volcánico Santo Domingo

El contenido en roca total de SiO<sub>2</sub> en las lherzolitas de espinela analizadas en esta Tesis Doctoral varía entre 43.6 y 41% en peso. Las websteritas, en cambio, varían entre 46% a casi 50% en peso; dicho incremento en el contenido de SiO<sub>2</sub> se debe a la cantidad mayor de clinopiroxeno y ortopiroxeno modal en las piroxenitas. Para el caso del xenolito compuesto de Joya Prieta (muestra JP6), no fue posible analizar por separado las dos litologías presentes, debido a que la piroxenita sólo se preservó como una capa muy delgada adherida a la pared del dique. Por tanto, el análisis reportado corresponde a la composición química de la lherzolita de espinela.

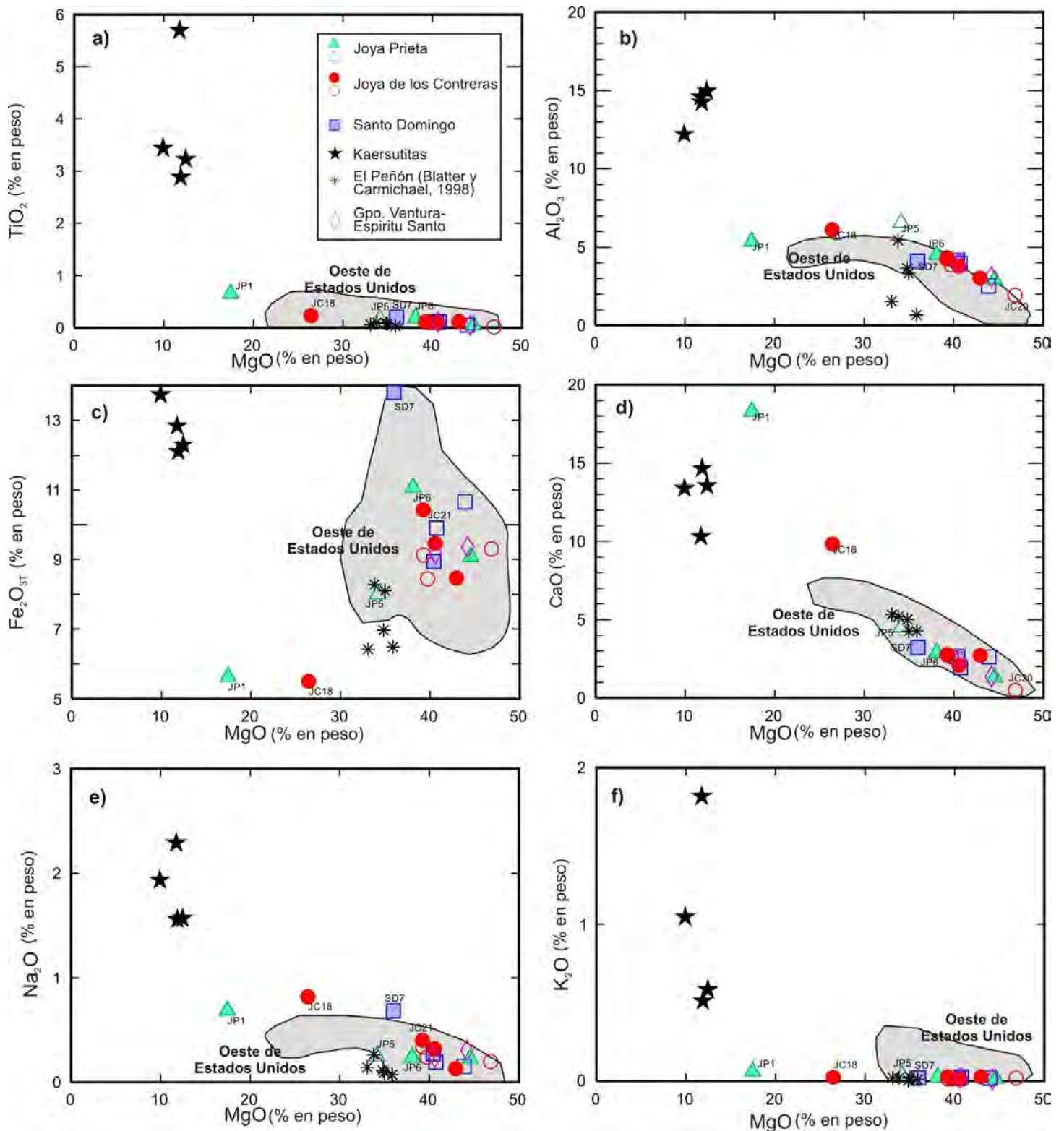
Los resultados de los análisis de roca total se muestran en la Tabla 15, mientras que la variación en contenido de algunos elementos mayores (TiO<sub>2</sub>, Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, Fe<sub>2</sub>O<sub>3T</sub>, CaO, Na<sub>2</sub>O y K<sub>2</sub>O) contra contenido de MgO en los xenolitos se ilustra en la Figura 26.

**Tabla 15** Composición de elementos mayores (% en peso) y traza (ppm) de xenolitos del manto y kaersutitas provenientes del campo volcánico Santo Domingo. PxC: Pérdida por calcinación, JP: Joya Prieta, SD: Santo Domingo, Cpxta: clinopiroxenita, L: Lherzolita, Wb-Ol: websterita de olivino, L-Wb: lherzolita-websterita (xenolito compuesto)

Muestra	JP1	JP3	JP5	JP6	SD7	SD8	SD10	SD11	JC11	JC13	JC14	JC15	JC18	JC20	JC21	K1	K2	K3	Kaers4
Litología	Cpxta	L	Wb-Ol	L-Wb	L	L	L	L	L	L	L	L	Wb-Ol	L	L	Mega-K	Mega-K	Mega-K	Mega-K
SiO <sub>2</sub>	50.73	42.39	46.10	42.72	42.22	40.98	43.63	42.69	44.45	42.66	42.83	43.35	50.25	40.74	42.61	41.89	40.11	39.94	39.44
TiO <sub>2</sub>	0.65	0.05	0.17	0.18	0.20	0.05	0.11	0.11	0.1	0.12	0.1	0.11	0.23	0.01	0.11	3.44	3.23	2.88	5.70
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	5.35	2.92	6.53	4.48	4.11	2.51	4.16	3.96	3.86	3.03	3.77	4.30	6.11	1.92	4.25	12.20	14.97	14.25	14.59
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	5.63	9.08	8.01	11.06	13.80	10.65	8.95	9.90	8.45	8.47	9.46	9.13	5.50	9.30	10.43	13.74	12.30	12.11	12.84
MnO	0.12	0.13	0.14	0.15	0.20	0.14	0.13	0.15	0.13	0.12	0.14	0.14	0.12	0.13	0.16	0.18	0.14	0.15	0.12
MgO	17.46	44.57	34.14	38.11	35.99	43.89	40.45	40.74	39.73	42.95	40.58	39.27	26.43	46.86	39.23	9.91	12.45	11.89	11.75
CaO	18.29	1.32	4.51	2.90	3.23	2.62	2.66	1.94	2.64	2.71	2.08	2.78	9.83	0.49	2.76	13.39	13.56	14.65	10.31
Na <sub>2</sub> O	0.68	0.22	0.24	0.24	0.68	0.15	0.27	0.19	0.24	0.13	0.32	0.34	0.82	0.19	0.40	1.94	1.57	1.56	2.29
K <sub>2</sub> O	0.06	0.01	0.03	0.02	0.02	0.02	0.02	0.03	0.01	0.03	0.01	0.01	0.02	0.02	0.03	1.05	0.58	0.51	1.82
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.06	0.01	0.02	0.02	0.04	0.01	0.03	0.03	0.01	0.02	0.02	0.03	0.03	0.004	0.03	0.17	0.07	0.08	0.06
Total	99.41	100.59	100.31	99.60	99.99	100.55	100.02	99.52	99.27	99.96	98.81	99.02	99.37	99.35	99.48	99.43	99.26	99.20	99.23
PxC	0.38	-0.11	0.41	-0.29	-0.5	-0.47	-0.37	-0.21	-0.34	-0.28	-0.51	-0.44	0.02	-0.33	-0.53	1.52	0.28	1.19	0.31
#Mg	84.25	89.43	88.02	85.59	81.81	87.66	88.63	87.64	89.02	89.73	88.09	88.12	89.23	89.67	86.64	58.83	66.72	66.04	64.45
Sc	50.77	9.26	19.49	16.09	14.31	9.94	15.98	12.32	15.11	14.23	13.89	15.64	26.45	6.83	15.74	34.82	43.86	40.04	34.67
V	219.07	39.11	113.49	91.42	76.17	33.53	67.32	54.90	68.84	57.58	60.52	77.95	129.10	20.63	69.61	506.71	533.03	471.98	467.67
Cr	5330.39	1805.20	1700.19	1641.29	1905.69	1254.32	1650.49	1694.85	1930.57	2220.35	1765.20	1721.36	3445.34	1410.78	1865.19	71.64	126.37	163.31	86.78
Co	40.83	117.93	78.45	110.62	109.28	128.50	105.70	108.82	101.03	111.99	108.00	105.18	46.06	124.82	105.95	57.94	63.41	61.24	64.41
Ni	361.68	2371.38	1435.72	1740.43	1655.68	2344.40	1980.28	2022.90	1982.85	2322.42	2046.61	1967.99	741.02	2701.52	1991.59	56.63	156.17	154.56	105.05

Cu	64.44	16.05	45.25	24.28	6.50	2.09	25.66	12.00	20.52	26.82	15.84	23.19	3.44	7.18	11.53	57.86	46.70	57.76	22.17
Zn	29.72	46.75	35.90	59.08	75.77	45.64	40.59	47.76	38.54	41.70	43.87	39.41	23.22	53.14	55.50	76.11	94.20	98.23	64.63
Rb	1.08	0.17	0.46	0.46	0.43	0.31	0.25	0.26	0.20	0.85	0.27	0.23	0.29	0.49	0.44	9.10	3.16	2.74	7.17
Sr	91.76	5.86	24.34	19.42	21.55	7.73	5.42	13.62	5.74	19.53	22.14	10.03	25.26	5.18	10.34	480.37	276.33	264.66	646.39
Y	8.37	0.72	4.44	3.19	4.11	0.58	2.64	1.84	2.37	1.88	2.27	3.00	6.24	0.002	2.91	23.42	18.27	18.08	21.39
Zr	32.99	6.01	10.51	13.43	16.81	6.02	7.48	9.62	6.50	16.12	17.69	8.96	14.15	5.91	8.79	131.08	59.42	73.50	74.05
Nb	3.24	0.16	0.96	0.38	0.46	0.29	0.12	0.64	0.1	2.03	0.53	0.10	0.27	0.25	0.36	27.68	7.78	8.47	27.10
Cs	0.02	0.003	0.01	0.005	0.01	0.01	0.01	0.004	0.003	0.01	0.004	0.003	0.003	0.005	0.01	0.07	0.02	0.02	0.01
Ba	20.12	5.93	14.62	7.41	7.66	5.94	6.26	10.26	5.88	7.56	5.45	5.69	6.51	6.29	6.76	198.16	77.34	61.14	238.84
La	5.26	0.14	0.60	0.52	1.08	0.20	0.13	0.29	0.08	0.64	1.25	0.05	0.68	0.31	0.25	11.00	4.07	5.09	6.50
Ce	12.21	0.59	1.54	1.71	3.08	0.83	0.49	1.02	0.47	1.51	3.61	0.65	2.16	0.84	0.94	29.19	12.34	15.54	21.30
Pr	1.61	0.03	0.17	0.23	0.47	0.08	0.06	0.10	0.04	0.17	0.45	0.08	0.34	0.09	0.10	4.53	2.10	2.56	3.73
Nd	7.59	0.41	1.10	1.50	2.65	0.68	0.66	0.76	0.56	1.12	2.14	0.77	2.33	0.63	0.81	22.19	11.93	13.71	20.38
Sm	1.95	0.04	0.31	0.42	0.70	0.11	0.18	0.16	0.13	0.29	0.39	0.22	0.81	0.06	0.22	6.20	3.98	4.29	6.02
Eu	0.64	0.06	0.16	0.18	0.27	0.08	0.11	0.10	0.10	0.14	0.16	0.13	0.31	0.06	0.12	1.99	1.37	1.44	1.98
Gd	2.03	0.15	0.57	0.59	0.81	0.19	0.37	0.30	0.32	0.43	0.44	0.42	1.08	0.11	0.41	6.11	4.45	4.54	5.96
Tb	0.31	0.03	0.11	0.10	0.13	0.04	0.07	0.06	0.06	0.07	0.08	0.08	0.18	0.02	0.08	0.91	0.67	0.69	0.86
Dy	1.72	0.14	0.71	0.58	0.75	0.15	0.43	0.32	0.38	0.37	0.39	0.49	1.12	0.04	0.48	5.02	3.84	3.86	4.64
Ho	0.33	0.05	0.17	0.13	0.16	0.04	0.11	0.08	0.10	0.09	0.10	0.12	0.23	0.02	0.12	0.88	0.69	0.69	0.81
Er	0.79	0.10	0.47	0.33	0.41	0.09	0.29	0.22	0.27	0.19	0.25	0.33	0.59	0.03	0.32	2.10	1.61	1.62	1.85
Yb	0.60	0.10	0.48	0.30	0.36	0.06	0.29	0.21	0.27	0.15	0.24	0.33	0.51	0.02	0.32	1.46	1.11	1.13	1.20
Lu	0.09	0.03	0.08	0.05	0.06	0.02	0.05	0.04	0.05	0.03	0.05	0.06	0.08	0.02	0.06	0.19	0.15	0.15	0.16
Hf	0.9	0.09	0.25	0.33	0.40	0.09	0.16	0.18	0.13	0.31	0.29	0.19	0.39	0.07	0.17	3.90	2.00	2.38	2.54
Ta	0.22	0.03	0.08	0.05	0.06	0.04	0.02	0.04	0.02	0.23	0.01	0.02	0.03	0.03	0.03	1.65	0.53	0.58	1.71
Pb	0.79	0.29	0.34	0.33	0.43	0.30	0.36	0.29	0.35	0.39	0.32	0.24	0.32	0.37	0.33	0.95	0.59	0.65	0.64
Th	0.55	0.02	0.06	0.04	0.06	0.08	0.02	0.04	0.01	0.28	0.07	0.02	0.13	0.03	0.12	0.71	0.20	0.26	0.16
U	0.13	0.02	0.03	0.02	0.03	0.03	0.01	0.01	0.002	0.08	0.02	0.01	0.06	0.004	0.03	0.29	0.07	0.12	0.05

Los megacrístales de kaersutita analizados presentan cantidades de SiO<sub>2</sub> que van de 39% a casi 42% en peso, similar a lo reportado por Pier (1989) y Pier et al. (1989) para las kaersutitas del maar de Joya Prieta, San Luis Potosí. En los diagramas de la Figura 26 se compara con análisis de xenolitos de localidades al Oeste de los Estados Unidos: Kilbourne Hole y San Carlos, Arizona, Dish Hill en California, vulcanismo intraplaca en Colorado Plateau, Bearpaw Mountain y Simcoe, Washington (Irving, 1980; Roden et al., 1988; Nielson et al., 1993; Brandon y Draper, 1996; Condie et al., 2004; Downes et al., 2004; Luffi et al., 2009).



**Fig.26** Diagramas de variación de MgO respecto al contenido en TiO<sub>2</sub> (a), Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> (b), Fe<sub>2</sub>O<sub>3T</sub> (c), CaO (d), Na<sub>2</sub>O (e) y K<sub>2</sub>O (f). Valores dados en % en peso. Símbolos huecos corresponden a xenolitos sin metasomatismo modal aparente, símbolos rellenos son xenolitos con metasomatismo modal inferido a partir de la presencia de anfíbol y/o flogopita. Las áreas en gris representan xenolitos del manto del Oeste de los Estados Unidos de América.

En la Figura 26a se observa que, en general, el contenido de  $\text{TiO}_2$  en los xenolitos no es elevado (0.01 a 0.65 % en peso de  $\text{TiO}_2$ ) especialmente en comparación con las kaersutitas. JP1 (clinopiroxenita) y JC18 (websterita) destacan por un ligero incremento en dicho elemento (JP1 = 0.65 % en peso de  $\text{TiO}_2$  y JC18 = 0.23 % en peso de  $\text{TiO}_2$ ), mientras que JP5 (websterita) y SD7 (lherzolita) presentan valores muy similares (JP5 = 0.17 % en peso de  $\text{TiO}_2$  y SD7 = 0.20 % en peso de  $\text{TiO}_2$ ) a lo reportado en los xenolitos claramente metasomatizados por fluidos asociados a subducción de El Peñón (Blatter y Carmichael, 1998).

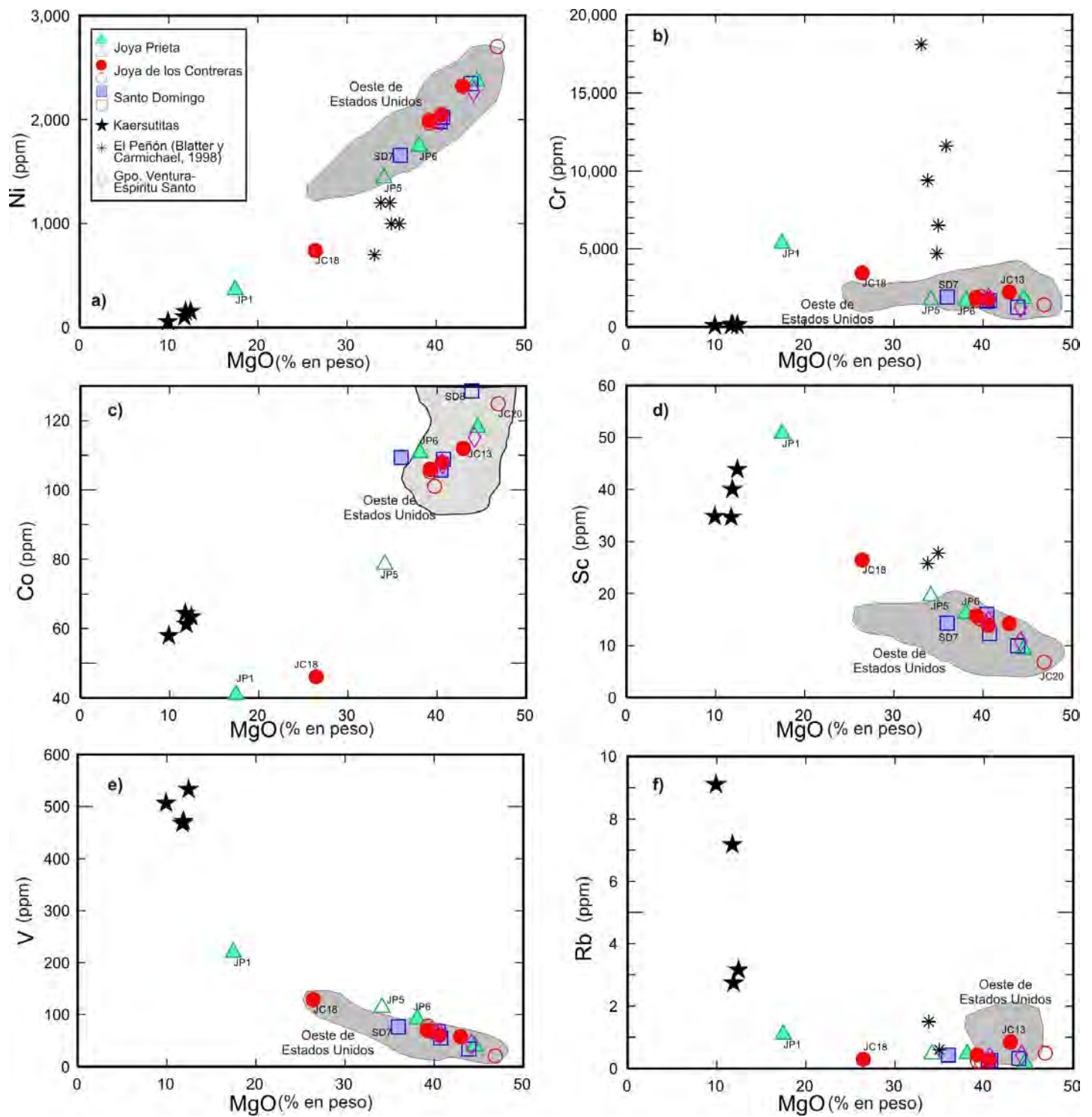
JP1 y JC18 tienen valores intermedios de  $\text{Al}_2\text{O}_3$  (5.35 % en peso y 6.11 % en peso de  $\text{Al}_2\text{O}_3$ , respectivamente) entre los megacristales de anfíbol y el resto de los xenolitos, ésto probablemente se debe a la cantidad de piroxeno presente en dichas muestras. Algunos xenolitos de San Luis Potosí muestran valores altos de aluminio con respecto a su contenido de magnesio, como es el caso de JP5 (6.53 % en peso de  $\text{Al}_2\text{O}_3$ ), SD7 (4.11 % en peso de  $\text{Al}_2\text{O}_3$ ) y JP6 (4.48 % en peso de  $\text{Al}_2\text{O}_3$ ). En el resto de las muestras el contenido de aluminio disminuye con el incremento del magnesio (Fig.26).

En la mayoría de las lherzolitas hay un incremento moderado en el contenido de  $\text{Fe}_2\text{O}_{3\text{T}}$  al mismo tiempo que aumenta la cantidad de magnesio (Fig.26c). Al menos dos muestras (SD7 = 13.8 % en peso y JP6 = 11.06 % en peso) con la mayor cantidad de  $\text{Fe}_2\text{O}_{3\text{T}}$  se apartan de esta tendencia y presentan metasomatismo modal. Las kaersutitas analizadas en este estudio son, en comparación con las peridotitas y piroxenitas, muy ricas en  $\text{Fe}_2\text{O}_{3\text{T}}$ ,  $\text{Na}_2\text{O}$ ,  $\text{Al}_2\text{O}_3$ ,  $\text{CaO}$  y  $\text{K}_2\text{O}$  aunque tienen valores bajos de  $\text{MgO}$ . Estos rasgos, en su conjunto las hacen más similares a los magmas de intraplaca a los que se cree que se relacionan (Luhr et al., 1995).

Las kaersutitas tienen rangos de 10% a 15% en peso de  $\text{CaO}$ , mientras que JP1 (clinopiroxenita) y JC18 (websterita olivínica) presentan los valores de calcio más altos (JP1 = 18.29 % en peso y JC18 = 9.83 % en peso) con respecto al resto de los xenolitos aquí estudiados (Fig.26d). El  $\text{Na}_2\text{O}$  presenta una correlación

negativa con el MgO (Fig.26e), con los valores más altos para las kaersutitas (2.29 a 1.56 % en peso de Na<sub>2</sub>O); mientras que en el caso de los xenolitos, SD7 y JC21 son Iherzolitas con los contenidos más altos en Na<sub>2</sub>O (SD7 = 0.68 % en peso y JC21 = 0.40 % en peso). Los xenolitos del manto del grupo Santo Domingo muestran contenidos bajos de K<sub>2</sub>O (0.02 – 0.03 % en peso), mientras que las kaersutitas van de un rango aproximado de 0.5% a poco menos de 2% en peso de K<sub>2</sub>O (Fig.26f).

En los elementos menores, las peridotitas y piroxenitas de los xenolitos del grupo Santo Domingo definen tendencias lineales claras, con relativamente poca dispersión, mientras que los megacristales de kaersutita tienden a definir un grupo separado de esas tendencias lineales (Fig. 27). La mayoría de las peridotitas estudiadas en esta Tesis Doctoral muestran valores similares de Ni, Cr, Co, Sc, V y Rb que las de otras localidades del Oeste de los Estados Unidos de América (Irving, 1980; Roden et al., 1988; Nielson et al., 1993; Brandon y Draper, 1996; Nimz et al., 1997; Condie et al., 2004; Downes et al., 2004; Luffi et al., 2009). Una excepción notable son JC18 y JP1, que corresponden a piroxenitas dentro del grupo Santo Domingo, ya que tienen valores menores en Ni y Co, mientras que presentan valores altos en Cr, Sc y V.



**Fig.27** Diagramas de variación de Ni, Cr, Co, Sc, V y Rb respecto al contenido de MgO. Valores dados en ppm, menos para MgO que es % en peso. Símbolos huecos corresponden a xenolitos sin metasomatismo modal aparente, símbolos rellenos son xenolitos con metasomatismo modal inferido a partir de la presencia de anfíbol y/o flogopita. Áreas en gris, representan xenolitos del manto del oeste de los Estados Unidos de América.



La Iherzolita JC20 es la que presenta el contenido más alto en Ni (2701.5 ppm) así como de MgO (46.86% en peso). Las piroxenitas JP1 y JC18 yacen sobre la misma línea pero en el extremo con los valores más bajos en Ni (JP1 = 361.68 ppm y JC18 = 741.02 ppm) y MgO (JP1 = 17.46 % en peso y JC18 = 26.43 % en peso) alejadas del agrupamiento definido por las peridotitas (Fig.27a). Las kaersutitas despliegan valores aún más bajos de Ni (156.1 ppm a 56.63 ppm) que las piroxenitas.

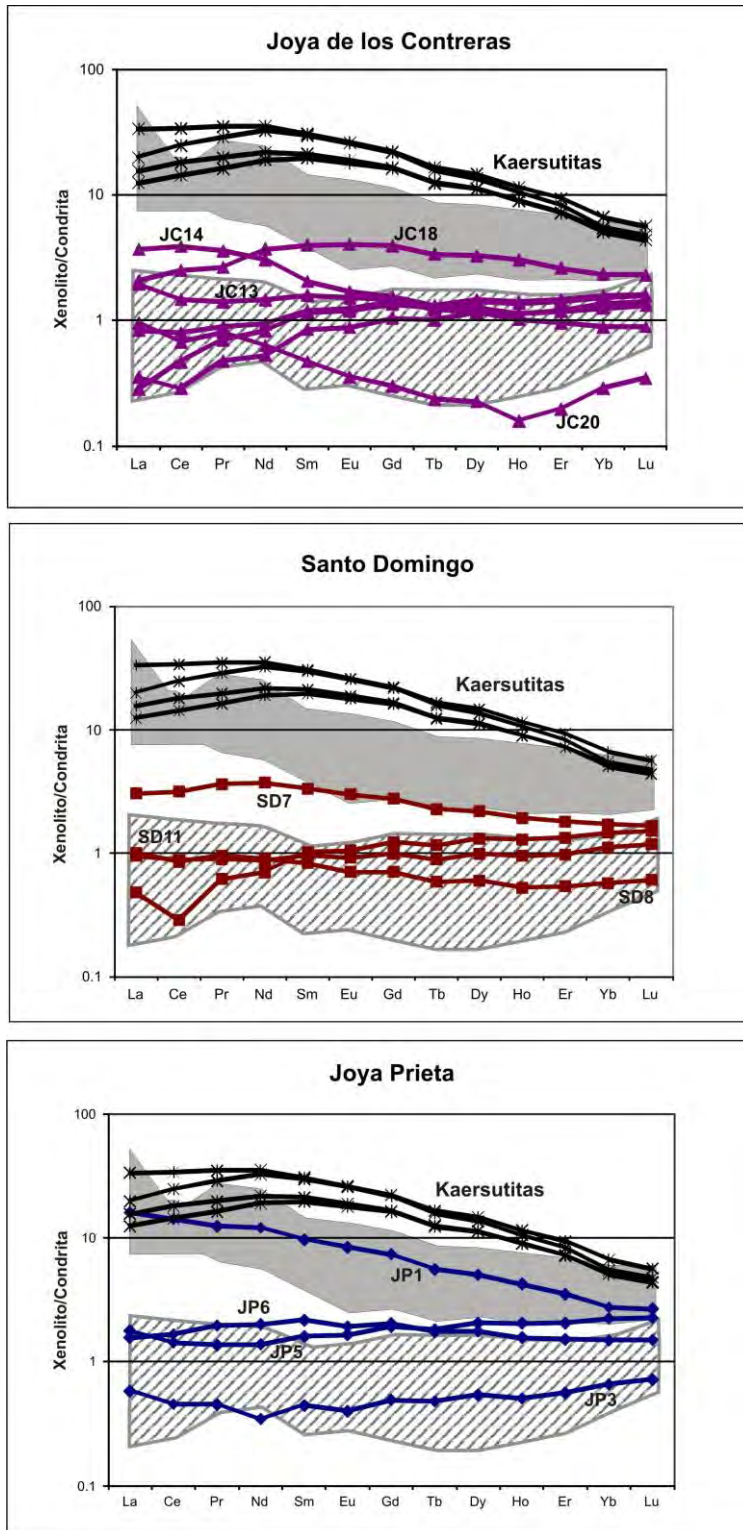
El contenido de Cr no varía mucho para la mayoría de las peridotitas aquí estudiadas, salvo para JP1 y JC18, las cuales presentan los contenidos más altos de este elemento (JP1 = 5330.3 ppm y JC18 = 3445.3 ppm, Fig. 27b). Las Iherzolitas SD8 y JC20 tienen los contenidos más altos de Co (SD8 = 128.5 ppm, JC20 = 124.82 ppm) y MgO; les siguen JP3 (117.93 ppm), JC13 (111.99 ppm), JP6 (110.62 ppm) y SD7 (109.28 ppm), las cuales presentan minerales hidratados (Fig.27c).

Los análisis de tierras raras de los xenolitos del manto y de las kaersutitas del grupo Santo Domingo fueron graficados normalizando los valores obtenidos con los establecidos para las condritas (Nakamura,1974). En la Figura 28 se muestran las gráficas distinguiendo con diferentes colores y símbolos los xenolitos provenientes de cada volcán adentro del grupo.

Así mismo, la Figura 28 también muestra los análisis de los megacristales de kaersutita. El campo en gris representan los datos reportados para El Peñón (Mukasa et al., 2007). El campo con patrón en diagonal representa los análisis de peridotitas del suroeste de los Estados Unidos (campo volcánico Geronimo, Río Puerco, Kilbourne Hole, Green Knobs, Elephant Butte y los maeres Potrillo y Lunar Crater), reportado por Condie y colaboradores en el 2004.

Las kaersutitas (líneas en negro) definen patrones ligeramente convexos y las gráficas muestran pendientes negativas, lo que indica que estas muestras están enriquecidas en las tierras raras ligeras (Fig. 28). En Joya de los Contreras, sólo tres xenolitos tienen una tendencia sutil en el enriquecimiento de tierras raras

ligeras (JC13, JC14 y JC18). La Iherzolita JC20 muestra un comportamiento muy diferente al resto (Fig. 28), con un empobrecimiento evidente en tierras raras pesadas.



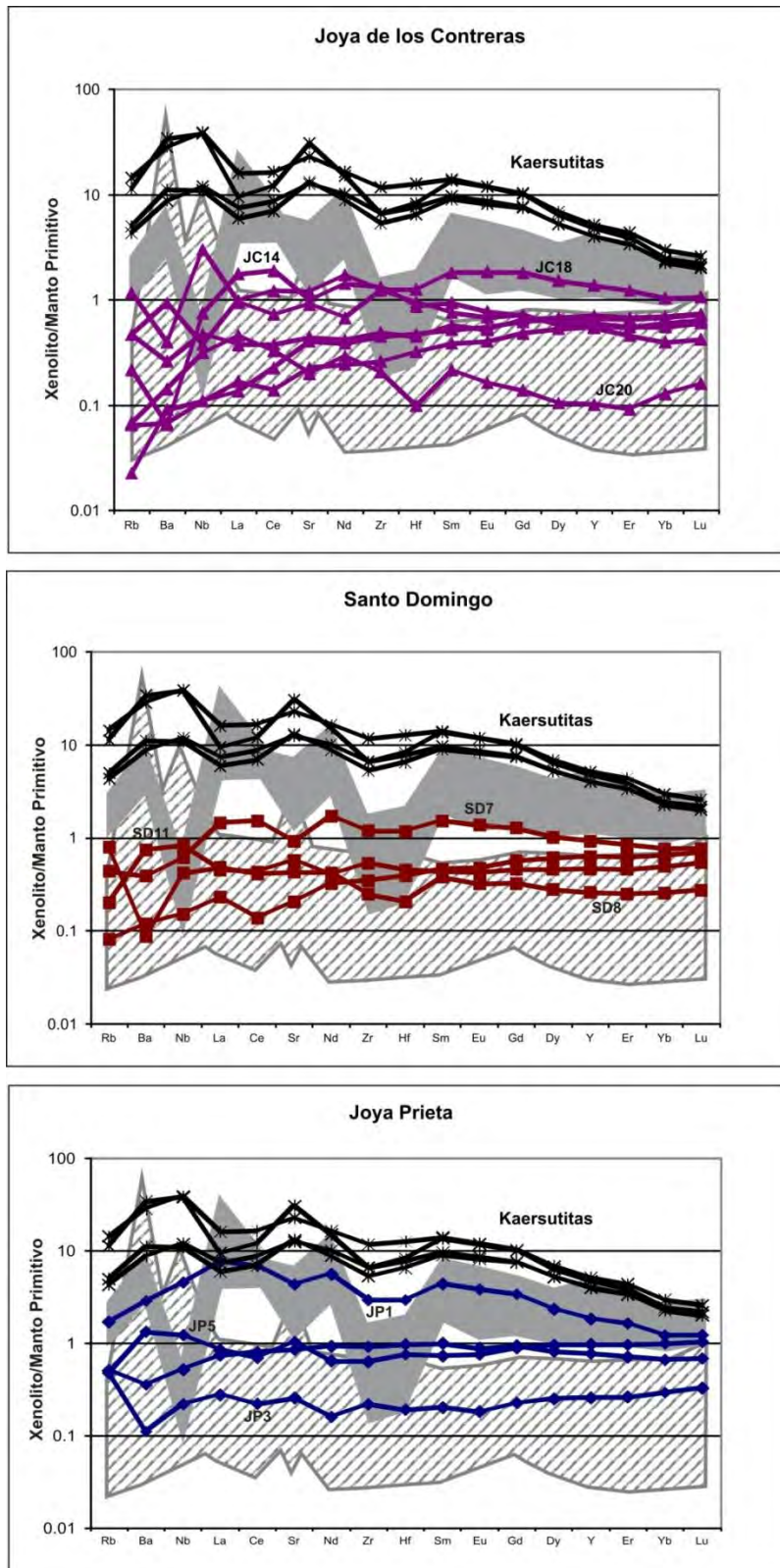
**Fig. 28** Diagramas de tierras raras normalizadas a condrita (Nakamura, 1974) de todos los xenolitos estudiados, comparados con los del El Peñón (área en gris, Mukasa et al., 2007) y las peridotitas reportadas en el suroeste de los Estados Unidos de América (zona rayada).

Los xenolitos provenientes del maar de Santo Domingo despliegan forma de meseta, con excepción de la muestra SD7 que tiene una pendiente ligeramente negativa similar a las kaersutitas, aunque sus contenidos totales de REE son menores (Fig. 28). La lherzolita SD8 muestra una anomalía negativa pequeña en Ce, mientras que el resto de los elementos no presenta variación.

En Joya Prieta, la clinopiroxenita (JP1) muestra una tendencia de enriquecimiento en tierras raras ligeras, siendo muy diferente a las peridotitas, donde se presentan como mesetas (Fig. 28). El patrón en JP1 se ubica en la parte media del campo de las muestras de El Peñón. JP6 tiene un enriquecimiento muy ligero en tierras raras ligeras y el comportamiento del resto de los elementos es similar a una meseta.

Los xenolitos de El Peñón tienen concentraciones más elevadas en tierras raras que la mayoría de los xenolitos de San Luis Potosí (Fig. 28) y, en general, muestran un enriquecimiento en tierras raras ligeras con respecto a las tierras raras pesadas. Cabe señalar que dos de las muestras del Peñón presentan una anomalía negativa de Ce, un rasgo que se observa claramente en la muestra SD8. Con respecto a lo reportado para el suroeste de los Estados Unidos de América (Condie et al., 2004), la mayoría de las muestras aquí estudiadas tienen una tendencia similar, con diferencias pequeñas para las muestras que presentan metasomatismo modal (SD7, JP6) o que son piroxenitas (JC18, JP1).

En la Figura 29 se muestran los diagramas de elementos traza para los xenolitos del manto del grupo Santo Domingo fueron normalizados respecto al manto primitivo (Sun y McDonough, 1989). Los diferentes colores y símbolos en la Figura 29 representan los xenolitos provenientes de cada maar. El campo gris representa los datos publicados para los xenolitos de la localidad de El Peñón (Mukasa et al., 2007); mientras que el campo con patrón en diagonal representa datos publicados para xenolitos del manto del suroeste de los Estado Unidos (Condie et al., 2004).



**Fig. 29** Diagramas de elementos traza normalizados con los valores del manto primitivo (Sun y McDonough, 1989), que engloba todos los xenolitos estudiados y se comparan con lo reportado en El Peñón (Mukasa et al., 2007). La zona con patrón en diagonal representan muestras de peridotita reportadas en el suroeste de los Estados Unidos de América.

Los patrones de distribución de elementos traza de las kaersutitas presentan varias características notables, entre ellas, anomalías positivas de Ba, Nb y Sr, un empobrecimiento considerable en La y Ce, así como una ligera anomalía negativa de Zr y Hf (Fig. 29). Los xenolitos de peridotita de Joya de los Contreras tienen patrones de elementos incompatibles muy variados, pero las diferencias entre ellos no llegan a ser tan grandes como aquellas con las kaersutitas. Así mismo, las formas de estos patrones difieren notablemente de los patrones documentados en los xenolitos de El Peñón; sin embargo, JC14 y JC20 reflejan un incremento en tierras raras ligeras (La y Ce), mientras que JC18 tiene una anomalía positiva de Ba (Fig. 29). Cabe destacar que las peridotitas del suroeste de Estados Unidos de América muestran anomalías positivas notables de Ba, Nb y Sr (Condie et al., 2004) lo cual se observa en algunas de las muestras del grupo Santo Domingo, solo que de manera más sutil.

En los maeres de Santo Domingo y Joya Prieta, los patrones de elementos traza de las peridotitas tienden, en general, a definir mesetas. Se puede observar que la lherzolita de espinela con metasomatismo modal (SD7), presenta un incremento en algunas de las tierras raras ligeras (La y Ce), mientras que la muestra SD11 tiene anomalías positivas de Ba y Nb (Fig. 29). En contraste, la muestra de peridotita SD8 esta empobrecida en Ba, así como en Zr y Hf. La clinopiroxenita de Joya Prieta (JP1) muestra un enriquecimiento en tierras raras ligeras y, a su vez, una anomalía negativa en Zr y Hf (Fig. 29). La peridotita JP3 también tiene un ligero enriquecimiento en La y Ce, mientras que para el resto de elementos no hay variación aparente. La websterita JP5 presenta enriquecimientos importantes en Ba, Nb y Sr.

### **V.3 Tierras Raras y Elementos Traza en Clinopiroxenos de Peridotitas del Campo Volcánico de Santo Domingo**

El estudio de tierras raras y elementos traza en cristales de diópsida se realizó en nueve peridotitas del campo volcánico Santo Domingo, tanto en muestras con metasomatismo modal y otras sin presencia de minerales hidratados (JC13, JC18, JC21, JP5, JP6, SD7, SD8, SD10, SD11). En la Tabla 16 se presentan los datos que se obtuvieron a partir de diversas mediciones por clinopiroxeno.

En general, la tendencia de los patrones de tierras raras en los clinopiroxenos del grupo Santo Domingo (Fig. 30) es muy similar a lo reportado en localidades de peridotitas de la región de Cuencas y Sierras de Estados Unidos (maares del Rift Río Grande y Dish Hill en California; Frey y Prinz, 1978; Johnson et al., 1996; Kil y Wendlandt, 2007), donde es notable que en un mismo campo volcánico se presenten muestras con enriquecimiento en tierras raras ligeras y otras no, o al contrario, se observa un empobrecimiento en estos elementos.

El comportamiento de los elementos traza en los cristales de clinopiroxeno analizados presentan una gran variación (Fig. 31), destacando que algunas peridotitas de Santo Domingo y Joya de los Contreras muestran anomalías positivas en elementos como U, Sr, La y Ce, y/o anomalías negativas en Nb, Ta y Zr, Hf.

**Tabla 16** Análisis de elementos traza y tierras raras (ppm) en clinopiroxenos de peridotitas de Joya de los Contreras.

<b>Joya de los Contreras Clinopiroxenos</b>											
	<b>JC13-1</b>	<b>JC13-2</b>	<b>JC13-3</b>	<b>JC13-4</b>	<b>JC13-5</b>	<b>JC13-6</b>	<b>JC13-7</b>	<b>JC18-3</b>	<b>JC18-4</b>	<b>JC21-1</b>	<b>JC21-2</b>
<b>Th</b>	32.55	32.18	31.18	31.53	36.45	37.07	36.18	2.37	3.26	1.23	7.34
<b>U</b>	34.29	34.83	34.94	33.46	34.79	37.10	34.62	6.95	6.01	4.05	11.40
<b>Nb</b>	9.35	10.33	12.75	7.85	11.60	18.59	6.47	0.10	0.18	0.02	0.02
<b>Ta</b>	13.05	9.75	6.44	11.50	47.35	52.68	33.37	0.26	0.42	0.02	0.02
<b>La</b>	7.21	6.88	6.06	6.89	9.16	9.14	8.98	2.11	2.09	0.11	0.40
<b>Ce</b>	5.27	4.84	4.43	4.99	6.99	6.80	7.00	2.56	2.04	0.57	0.62
<b>Pb</b>	1.68	1.38	1.20	2.38	1.80	2.10	1.99	2.22	2.88	0.31	1.74
<b>Pr</b>	4.99	4.78	4.50	4.78	6.28	6.10	6.11	3.25	2.43	1.21	1.20
<b>Sr</b>	7.07	6.82	6.27	6.84	8.03	8.74	7.13	3.04	2.10	0.96	1.03
<b>Nd</b>	6.56	6.22	6.29	6.32	6.85	6.88	6.69	4.33	3.11	1.94	2.05
<b>Zr</b>	3.91	3.75	3.72	3.92	12.74	13.57	12.61	2.22	1.79	1.44	1.45
<b>Hf</b>	6.42	6.28	5.98	6.51	8.42	8.96	8.51	3.76	2.98	2.20	2.32
<b>Sm</b>	8.01	7.63	8.14	7.99	7.61	7.73	7.12	5.56	4.08	3.20	3.28
<b>Eu</b>	6.98	6.94	7.02	6.78	6.68	6.87	6.47	5.41	3.61	3.61	3.67
<b>Gd</b>	7.22	6.91	7.20	7.18	7.03	6.77	6.56	6.00	4.03	3.89	3.75
<b>Tb</b>	6.40	6.25	6.22	6.32	6.33	5.85	5.71	5.41	3.61	4.14	4.02
<b>Dy</b>	6.09	5.95	6.00	6.19	5.99	6.04	5.71	5.53	3.74	4.49	4.51
<b>Y</b>	4.79	4.66	4.70	4.71	4.65	4.58	4.48	4.55	3.10	4.01	3.99
<b>Ho</b>	5.34	5.17	5.26	5.50	5.49	5.30	5.22	5.16	3.48	4.42	4.34
<b>Er</b>	4.92	4.97	4.85	4.87	4.90	4.97	4.69	4.79	3.37	4.54	4.29
<b>Tm</b>	4.50	4.27	4.31	4.34	4.46	4.25	4.07	4.49	3.22	4.22	4.35
<b>Yb</b>	3.70	3.91	3.87	3.82	4.01	3.68	3.65	3.75	2.71	4.08	3.91
<b>Lu</b>	3.68	3.43	3.41	3.60	3.56	3.63	3.56	3.60	2.40	3.90	3.78

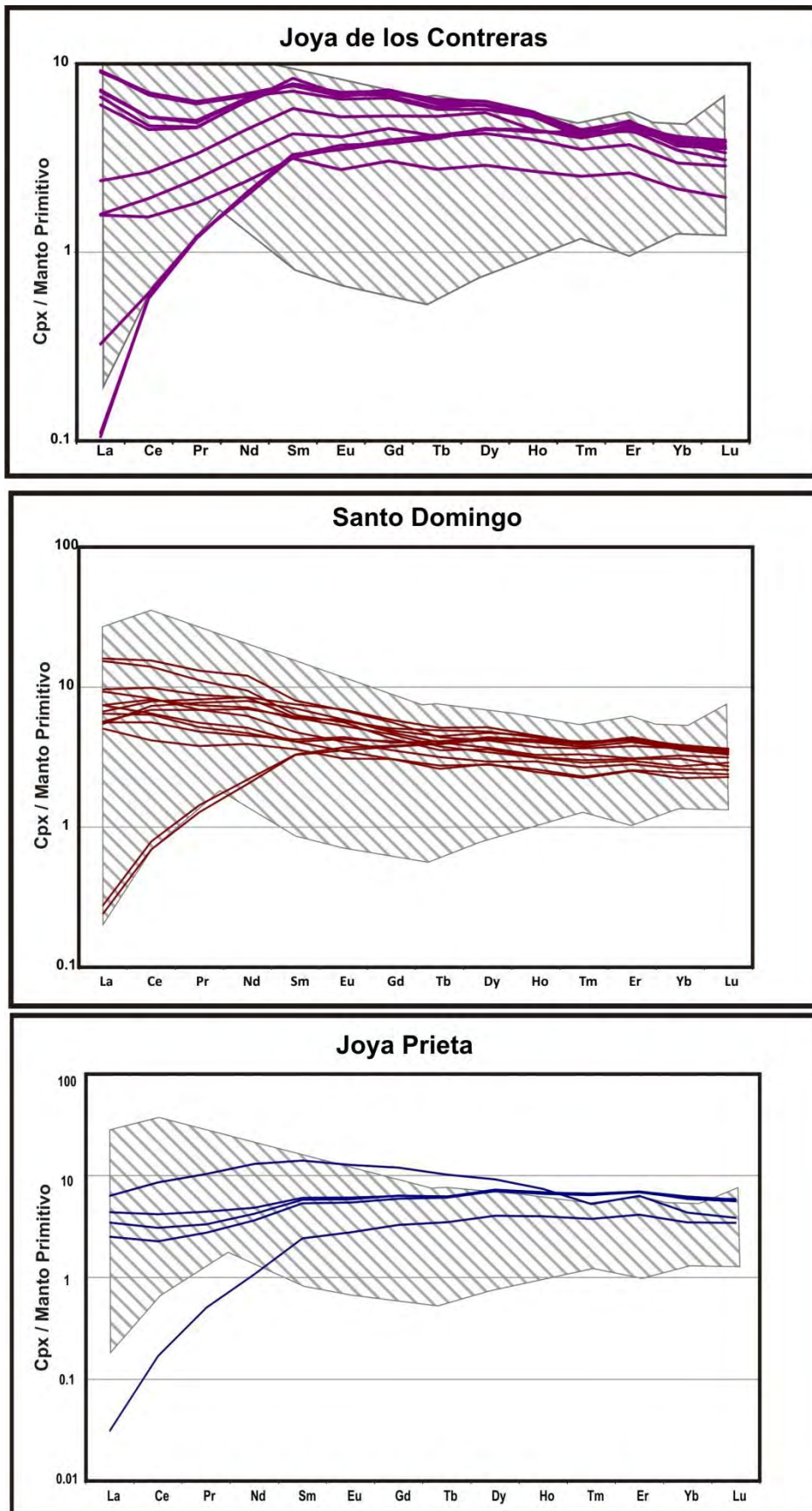
**Tabla 16** Continuación. Análisis de elementos traza y tierras raras (ppm) en clinopiroxenos de peridotitas de Santo Domingo.

<b>Santo Domingo Clinopiroxenos</b>													
	<b>SD8-1</b>	<b>SD8-2</b>	<b>SD8-3</b>	<b>SD8-4</b>	<b>SD8-5</b>	<b>SD8-6</b>	<b>SD11-1</b>	<b>SD11-2</b>	<b>SD10-1</b>	<b>SD10-2</b>	<b>SD7-1</b>	<b>SD7-2</b>	<b>SD7-3</b>
<b>Th</b>	11.26	12.11	13.02	15.69	11.65	13.62	2.25	2.96	0.11	0.20	2.90	2.84	3.36
<b>U</b>	10.92	11.19	13.41	15.86	12.79	15.88	3.57	4.89	0.26	0.64	4.90	4.56	4.59
<b>Nb</b>	1.20	1.65	1.44	2.74	1.21	1.62	0.64	0.53	0.07	0.04	0.39	0.91	0.67
<b>Ta</b>	2.67	2.68	3.14	2.94	1.68	2.00	1.29	1.47	0.03	0.04	1.68	3.13	3.41
<b>La</b>	10.22	10.49	11.81	9.30	7.42	5.04	5.68	5.60	0.28	0.24	6.69	6.46	7.43
<b>Ce</b>	10.86	10.64	11.65	8.29	6.48	4.17	6.88	5.60	0.79	0.69	7.91	6.35	8.16
<b>Pb</b>	4.30	6.06	5.77	7.41	6.70	7.56	2.64	2.42	0.98	15.46	1.71	1.90	2.03
<b>Pr</b>	10.01	9.24	10.00	6.88	5.55	3.80	6.87	4.81	1.43	1.28	8.17	5.18	7.41
<b>Sr</b>	4.00	3.53	4.44	3.71	3.00	2.99	3.57	3.64	1.29	1.10	4.08	4.36	5.04
<b>Nd</b>	9.72	8.53	9.06	6.23	5.13	3.93	6.98	4.51	2.19	2.03	8.47	4.69	7.17
<b>Zr</b>	10.11	5.42	7.60	2.66	1.59	1.22	2.64	1.61	1.67	1.51	3.46	1.55	2.44
<b>Hf</b>	2.77	2.15	2.51	1.64	1.83	1.60	3.01	1.92	2.50	2.35	3.07	2.17	2.57
<b>Sm</b>	7.08	6.40	6.62	4.77	4.08	3.60	6.14	4.23	3.30	3.29	7.54	4.08	5.92
<b>Eu</b>	6.03	5.48	5.77	4.07	3.49	3.09	5.71	4.39	3.71	3.53	6.91	4.25	5.86
<b>Gd</b>	5.19	4.35	4.59	3.55	3.07	3.07	5.07	4.01	3.82	3.75	5.83	4.11	4.89
<b>Tb</b>	4.20	3.56	3.84	3.17	2.75	2.61	4.91	4.11	3.91	3.94	5.13	3.93	4.46
<b>Dy</b>	3.86	3.37	3.71	2.94	2.80	2.82	4.82	4.34	4.27	4.39	5.16	4.20	4.71
<b>Y</b>	3.19	2.89	3.05	2.64	2.41	2.33	4.05	3.82	3.85	3.84	4.09	3.69	4.01
<b>Ho</b>	3.38	3.23	3.22	2.95	2.59	2.48	4.37	4.12	4.14	4.20	4.50	4.04	4.50
<b>Er</b>	3.46	2.94	3.10	2.81	2.55	2.53	4.35	4.15	4.23	4.25	4.32	4.06	4.39
<b>Tm</b>	3.15	3.16	3.14	2.67	2.30	2.24	3.86	4.09	3.89	4.00	3.90	3.74	3.99
<b>Yb</b>	3.10	2.91	3.24	2.60	2.45	2.24	3.67	3.73	3.85	3.87	3.56	3.60	3.80
<b>Lu</b>	3.23	2.83	2.98	2.56	2.39	2.28	3.47	3.45	3.58	3.63	3.30	3.35	3.64

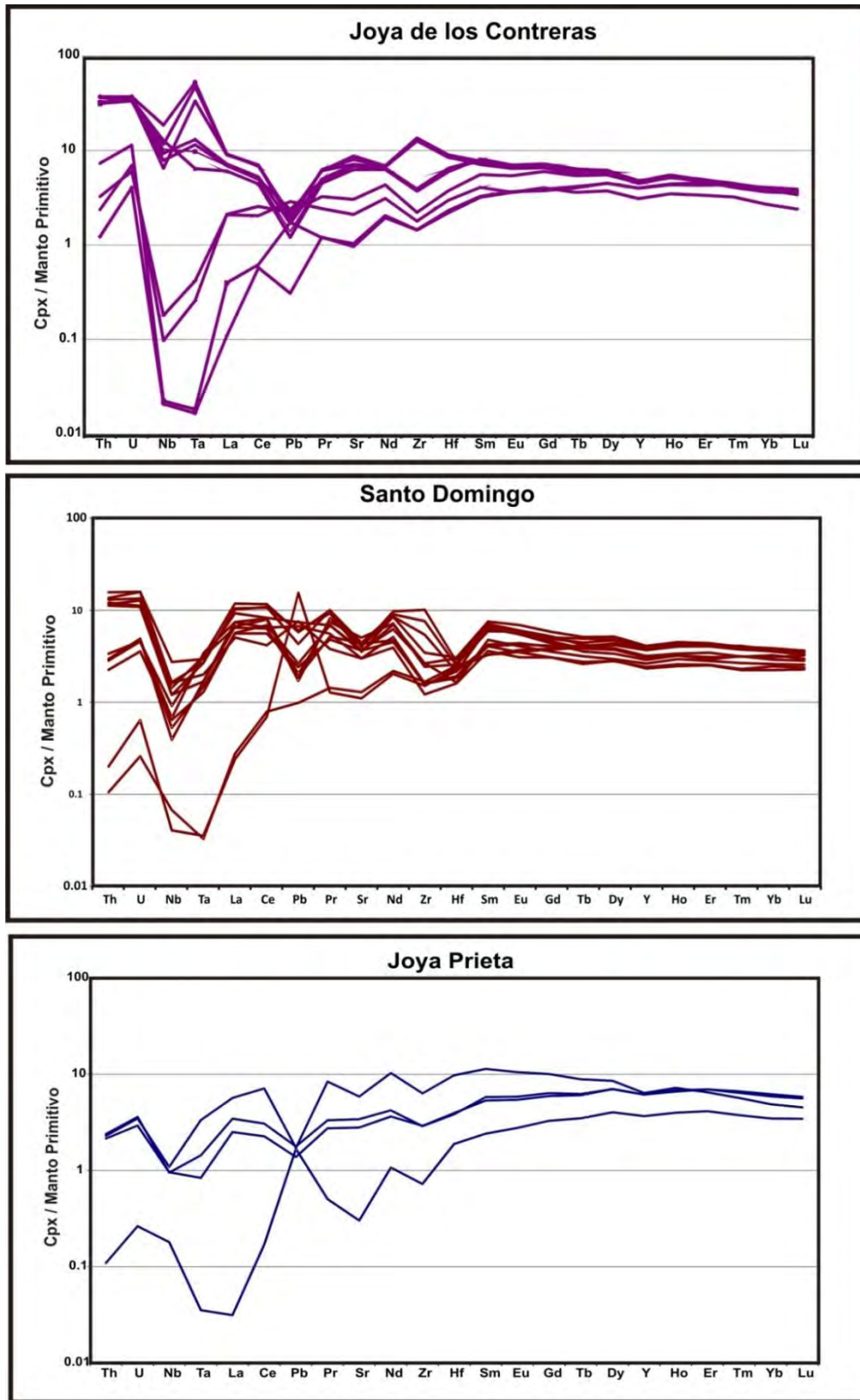


**Tabla 16** Continuación. Análisis de elementos traza y tierras raras (ppm) en clinopiroxenos de peridotitas de Joya Prieta.

<b>Joya Prieta</b>				
<b>Clinopiroxenos</b>				
	<b>JP6-2</b>	<b>JP6-2</b>	<b>JP6-1</b>	<b>JP-5-1</b>
<b>Th</b>	2.39	2.15	2.29	0.11
<b>U</b>	3.60	2.94	3.47	0.26
<b>Nb</b>	0.95	0.96	1.09	0.18
<b>Ta</b>	1.44	0.84	3.35	0.04
<b>La</b>	3.46	2.51	5.69	0.03
<b>Ce</b>	3.07	2.27	7.12	0.17
<b>Pb</b>	1.78	1.38	1.72	1.68
<b>Pr</b>	3.33	2.75	8.39	0.50
<b>Sr</b>	3.41	2.80	5.88	0.30
<b>Nd</b>	4.23	3.64	10.31	1.08
<b>Zr</b>	2.90	2.92	6.33	0.73
<b>Hf</b>	3.84	3.96	9.76	1.89
<b>Sm</b>	5.80	5.35	11.39	2.42
<b>Eu</b>	5.85	5.44	10.51	2.77
<b>Gd</b>	6.38	5.95	10.08	3.29
<b>Tb</b>	6.24	6.07	8.89	3.49
<b>Dy</b>	7.01	7.05	8.56	4.04
<b>Y</b>	6.16	6.17	6.39	3.68
<b>Ho</b>	6.82	6.62	7.23	3.99
<b>Er</b>	6.98	6.97	6.51	4.14
<b>Tm</b>	6.66	6.42	5.68	3.76
<b>Yb</b>	6.22	5.90	4.88	3.47
<b>Lu</b>	5.82	5.60	4.53	3.45



**Fig. 30** Diagramas de Tierras Raras de clinopiroxeno de peridotitas del grupo Santo Domingo. Área con patrón en diagonal representa muestras de la región de Cuencas y Sierras estadounidense. Resultados normalizados por manto primitivo de Sun y McDonough (1989).



**Fig. 31** Diagramas de elementos traza de clinopiroxeno de peridotitas del grupo Santo Domingo. Resultados normalizados por manto primitivo de Sun y McDonough (1989).

## V.4 Isótopos de Litio en Olivinos de Peridotitas del Campo Volcánico de Santo Domingo

El litio se considera un trazador geoquímico importante para el estudio de procesos donde estén involucrados fluidos, ya que se comporta de manera incompatible durante la fusión del manto. Sin embargo, tiende a concentrarse en materiales corticales, piso oceánico o en zonas que sufren metamorfismo por subducción (Tang et al., 2010; 2014). En peridotitas del manto, la composición isotópica del litio ha sido estudiada en piroxenos y olivinos, siendo estos últimos más fiables debido a que no son tan susceptibles a la difusión de este elemento ligero (Ionov y Seitz, 2008; Tang et al., 2014).

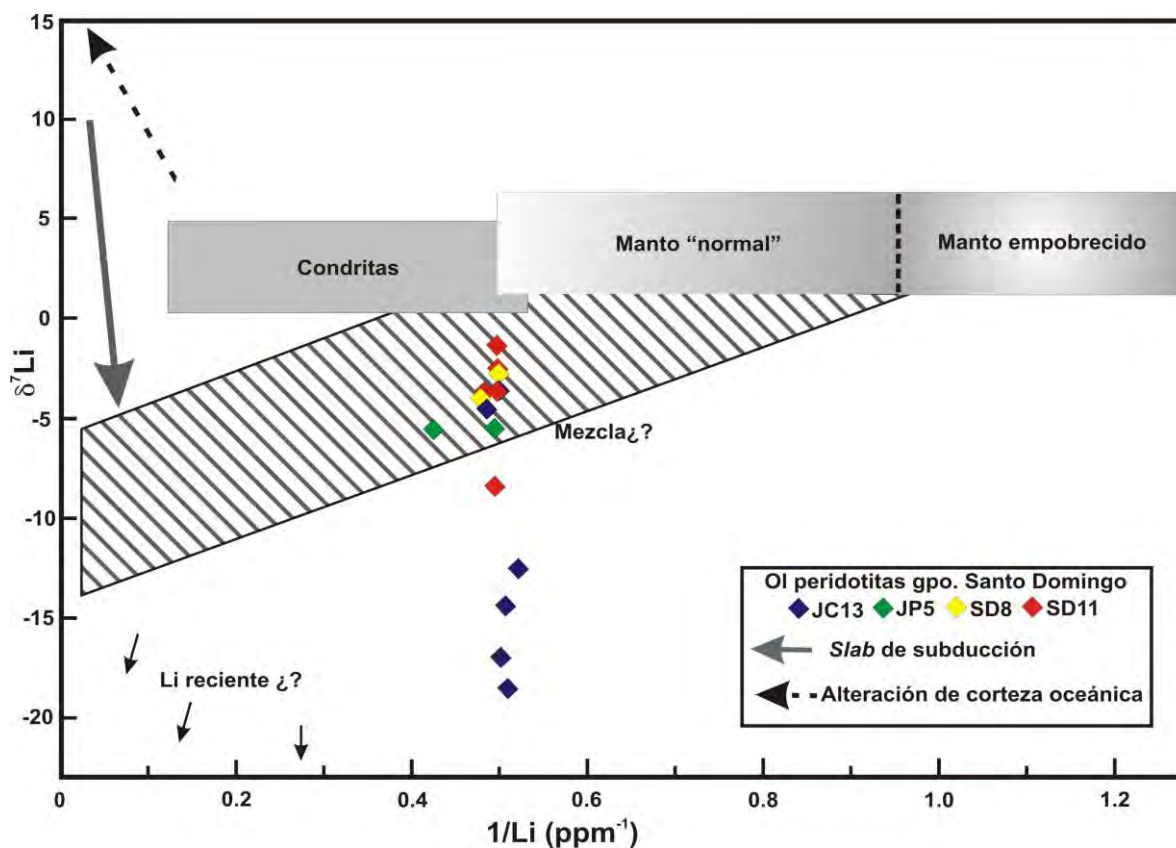
En las peridotitas del grupo Santo Domingo se seleccionaron olivinos de cuatro xenolitos (Tabla 17), dos de ellas con metasomatismo modal (JC13 y SD11), y el resto sin minerales hidratados presentes.

**Tabla 17** Concentración total de Li (ppm) y  $\delta^7\text{Li}$  en olivino de peridotitas del grupo Santo Domingo

<b>Joya de los Contreras</b>			
<b>Olivinos</b>			
<b>Muestra</b>	<b><math>\delta^7\text{Li}</math></b>	<b><math>2\sigma</math></b>	<b>Li (ppm)</b>
JC13-1	-15.16	0.4	1.96
JC13-2	-16.55	0.5	1.93
JC13-3	-13.35	0.5	1.87
JC13-4	-12.14	0.5	1.89
<b>Santo Domingo</b>			
<b>Olivinos</b>			
SD8-1	-3.70	0.3	2.12
SD8-2	-3.42	0.3	2.04
SD8-3	-3.64	0.4	2.07
SD8-4	-4.15	0.3	2.12
SD11-1	-2.65	0.3	2.13
SD11-2	-1.37	0.3	2.15
SD11-3	-2.45	0.3	2.16
SD11-4	-7.60	0.3	2.04
<b>Joya Prieta</b>			
<b>Olivinos</b>			
JP5-1	-3.41	0.5	1.84
JP5-2	-3.35	0.4	2.06
JP5-3	-5.05	0.4	2.02
JP5-4	-5.09	0.4	2.31

$$\delta^7\text{Li} = [ ({}^7\text{Li} / {}^6\text{Li}_{\text{muestra}}) / ({}^7\text{Li} / {}^6\text{Li}_{\text{estándar}}) - 1 ] \times 100$$

En la Figura 32, se graficaron los datos obtenidos en olivino de las peridotitas estudiadas. Se observa que la mayoría tienen valores de  $\delta^7\text{Li}$  entre -7.6 a -1.37, de forma que caen en el campo que se considera de mezcla entre un manto “empobrecido” y otro “enriquecido” (*EM* y *DM*, por sus siglas en inglés, según Tang et al., 2010). Los valores más bajos de  $\delta^7\text{Li}$  (-16.55 a -12.14) proceden de la muestra JC13, la cual en su paragénesis mineral presenta flogopita en equilibrio con olivino.

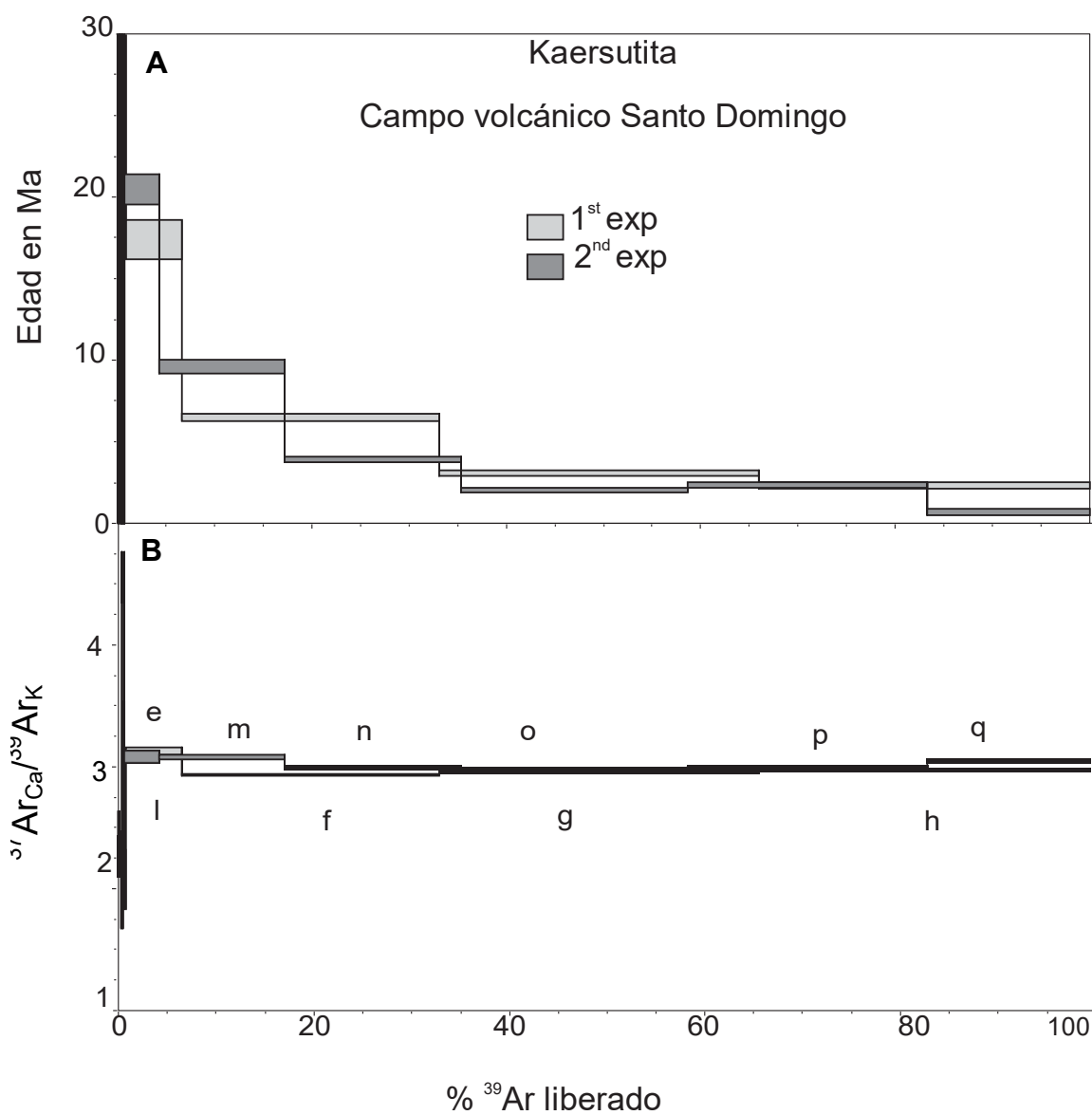


**Fig. 32** Variación de  $\delta^7\text{Li}$  con el contenido de Li en olivinos de peridotitas del grupo Santo Domingo. Modificado de Tang et al. (2010).

## V.5 Datación $^{40}\text{Ar} - ^{39}\text{Ar}$ en Kaersutita

Dos cristales de kaersutita del maar Joya Prieta fueron datados por  $^{40}\text{Ar} - ^{39}\text{Ar}$ . Se considera la edad de  $1.22 \pm 0.31$  Ma como la edad más probable para esta muestra debido a la forma en semi “U” del espectro de edad que sugiere la

presencia de argón inicial (Fig. 33a). Este argumento está soportado por la línea recta obtenida utilizando únicamente las fracciones **o** y **p** que también indica la presencia de argón inicial ( $^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}_i \approx 511$ ) (Fig. 33b). El diagrama  $^{37}\text{Ar}_{\text{Ca}}/^{39}\text{Ar}_{\text{K}}$  (Fig. 33b) indica que la muestra es homogénea en su composición Ca/K. En el ANEXO D se reporta tabla con los experimentos realizados y los parámetros medidos para la obtención de la edad de la kaersutita del campo volcánico Santo Domingo.



**Fig. 33** A. Espectro de edad de los dos experimentos realizados. B. El diagrama  $^{37}\text{Ar}_{\text{Ca}}/^{39}\text{Ar}_{\text{K}}$  indica que la muestra es homogénea en su composición Ca/K.

## V.6 Isótopos de Re-Os en sulfuros de peridotitas del Campo Volcánico de Santo Domingo

El osmio (Os) es un elemento que se comporta de manera compatible en las peridotitas, mientras que el renio (Re) es menos compatible durante eventos de fusión en el manto litosférico. El sistema Re-Os da como resultado edades modelo que pueden reflejar eventos en el manto, además de ser resistente al metasomatismo que se pueda presentar en las rocas ultramáficas (Griffin et al., 2002; González-Jiménez et al., 2012).

De las peridotitas estudiadas en el campo volcánico Santo Domingo, se seleccionaron cuatro de Joya de los Contreras, dos de Santo Domingo y dos de Joya Prieta; todas ellas presentan sulfuros entre las fases minerales primarias. En la Tabla 18 se presentan los datos obtenidos en los sulfuros de las peridotitas seleccionadas del grupo Santo Domingo, destacando que la mayoría de las edades modelo obtenidas son del Mesoproterozoico.

**Tabla 18** Análisis de Re-Os en inclusiones de sulfuros en las peridotitas del grupo Santo Domingo

Muestras	$^{187}\text{Os}/^{188}\text{Os}$	$2\sigma$	$^{187}\text{Re}/^{188}\text{Os}$	$2\sigma$	$\gamma$ Os	$T_{\text{Ma}}$ (Ga)	$2\sigma$ (Ga)	$T_{\text{RD}}$ (Ga)	$2\sigma$ (Ga)
<b>Joya de los Contreras</b>									
JC11	0.1195	0.003	0.2298	0.0220	-6.7	2.63	0.84	1.21	0.36
JC14	0.1219	0.004	0.1266	0.0116	-4.9	1.26	0.80	0.88	0.56
JC20	0.1150	0.0003	0.0218	0.0007	-10.2	1.94	0.05	1.84	0.05
JC21	0.1220	0.001	0.1290	0.0180	-4.8	1.24	0.22	0.86	0.14
<b>Santo Domingo</b>									
SD10	0.1222	0.001	0.1187	0.0146	-4.6	1.15	0.19	0.83	0.14
SD11	0.1250	0.002	0.1149	0.0036	-2.4	0.60	0.37	0.44	0.27
<b>Joya Prieta</b>									
JP2	0.1210	0.001	0.1660	0.0088	-5.5	1.65	0.21	1.00	0.13
JP3	0.1160	0.001	0.0294	0.0046	-9.5	1.83	0.15	1.70	0.14

$2\sigma$  definido por Pearson et al (2002),

$\gamma$ Os cálculos de Walker et al (2002a);

$T_{\text{MA}}$  se define como:

$$T_{\text{MA}} = 1/\lambda \times \ln \left[ 1 + \left( \frac{^{187}\text{Os}/^{188}\text{Os}}{\text{muestra}} - \frac{^{187}\text{Os}/^{188}\text{Os}}{\text{CHUR}} \right) / \left( \frac{^{187}\text{Re}/^{188}\text{Os}}{\text{muestra}} - \frac{^{187}\text{Re}/^{188}\text{Os}}{\text{CHUR}} \right) \right]$$

$$T_{\text{RD}} \text{ se define como: } T_{\text{RD}} = 1/\lambda \times \ln \left[ 1 + \left( \frac{^{187}\text{Os}/^{188}\text{Os}}{\text{muestra}} - \frac{^{187}\text{Os}/^{188}\text{Os}}{\text{CHUR}} \right) / 0 - \left( \frac{^{187}\text{Re}/^{188}\text{Os}}{\text{CHUR}} \right) \right]$$

## **CAPITULO VI**

### **DISCUSIÓN Y CONCLUSIONES**

#### **VII.1 DISCUSIÓN**

##### **VII.1.1 Tectónica y texturas en xenolitos del manto**

Los xenolitos del Campo Volcánico Santo Domingo tienen texturas porfidoclásticas que están relacionadas a procesos de deformación en el manto superior (Mercier y Nicolas, 1975). Se ha especulado que el campo volcánico de Santo Domingo yace sobre una estructura de basamento importante (lineamiento de San Tiburcio) importante que ha sido reactivada varias veces durante el Cenozoico (Luhr y Aranda-Gómez, 1997; Aranda-Gómez et al., 2005). Por la ubicación geográfica del campo volcánico, también se ha sugerido la posibilidad de que estas rocas alcalinas del Cuaternario se encuentren sobre el límite de los terrenos Guachichil-Tepehuano (Sedlock et al., 1993; Luhr y Aranda-Gómez, 1997), aunque la ubicación precisa de ese rasgo tectónico no es conocida, por lo que no hay muchos elementos que respalden esta opción.

Por otro lado, Heinrich y Besch (1992) interpretaron que la textura porfidoclástica en las peridotitas del grupo Santo Domingo se debe a la deformación causada por el ascenso de un diapiro en el manto y que las peridotitas debajo del grupo Ventura-Espíritu Santo se encontrarían en el centro de esta estructura lo que explicaría su textura protogranular, mientras que los xenolitos de Santo Domingo serían muestras del flanco del diapiro. Debido a que no existe evidencia complementaria que apoye la hipótesis del diapiro no puede descartarse que un alineamiento tectónico afecte al manto superior y por lo tanto sea capaz de deformar el manto litosférico por debajo del grupo Santo Domingo.

En superficie se observa que los pliegues de la Sierra Madre Oriental en la zona de estudio cambian de una dirección NW-SE a N-S justo en el área en donde se ubica el campo volcánico de Santo Domingo. Esto sugiere la presencia de un



cambio tectónico importante que ha controlado la orientación de los pliegues durante la Orogenia Laramide y, posteriormente, el ascenso de los magmas de intraplaca durante el Cuaternario (Aranda-Gómez et al., 2005).

Sin embargo, en otras localidades del mundo con xenolitos en rocas volcánicas, como la cuenca Panoniana (Hungría), Downes et al., (1992) y Falus et al., (2000) han observado que los xenolitos de peridotita pueden presentar ambas texturas (porfidoclástica y protogranular). Este hecho se ha interpretado como el producto de ascenso diapírico y a la presencia en el manto superior de zonas de cizalla locales que obedecen a deformación y al adelgazamiento de la corteza.

### **VII.1.2 Flujo de calor y termobarometría**

Diversos estudios sobre el espesor de la corteza situada bajo la Mesa Central se han realizado tomando en cuenta la estructura sísmica (Nieto-Samaniego et al., 2005). Adicionalmente, se ha interpretado la estructura cortical de esta región basándose en un perfil gravimétrico, concluyendo que la corteza por debajo de la Mesa Central tiene un espesor aproximado de 32 km (Kerdan, 1992). Considerando los valores de flujo de calor para esta provincia (un promedio de 77 mW/m<sup>2</sup>; Ziagos et al., 1985), se infiere que estos valores son muy similares a los reportados para la zona de Cuencas y Sierras en los Estados Unidos de América (Ziagos et al., 1985; Luhr y Aranda-Gómez, 1997). El gradiente geotérmico calculado con ese flujo de calor es consistente con los valores de temperatura calculados en varias fases minerales para los xenolitos corticales y del manto superior de los campos volcánicos de Ventura-Espíritu Santo y Santo Domingo (Heinrich y Besch, 1992; Luhr y Aranda-Gómez, 1997; Cervantes-de la Cruz et al., 2012; Levresse et al., 2016), que en promedio van desde 900°C a 1000°C. La relación entre flujo de calor, temperatura de equilibrio de las peridotitas, y ubicación geográfica de los campos volcánicos de Ventura-Espíritu Santo y Santo Domingo con la trinchera de Mesoamérica, de acuerdo a la interpretación de Heinrich y Besch (1992) y de Schaaf et al. (1994) es consistente con un ambiente de tras-arco. En la Figura 19 se muestra como la composición del olivino y la

espinela en las peridotitas del grupo Santo Domingo caen dentro del campo definido por Arai (1994) para las variaciones del manto. Además, los valores del #Cr en las espinelas no sobrepasa de 0.5, lo que sugiere que las peridotitas pueden estar relacionadas con una zona de tras-arco (*back arc basin* [BAB], por sus siglas en inglés)(Arai e Ishimaru, 2008; Raye et al., 2011).

### **VII.1.3 Alteración en peridotitas**

Las peridotitas de Santo Domingo suelen presentar algo de oxidación que transformó al olivino en iddingsita al olivino y/o formó una película de limonita que recubre algunos cristales en el xenolito. En la mayoría de las localidades con xenolitos del manto situadas en las porciones áridas de México los xenolitos de peridotita no exhiben esta alteración, lo cual es común en las localidades de Santo Domingo y que en algunos casos, puede llegar a ser generalizada y penetrante en muchos xenolitos, tanto del manto como de la corteza. Sin embargo, se conocen excepciones a esto, habiéndose notado que en algunos conos de escoria de los campos volcánicos de San Quintín (BC), Llera de Canales (Tam) y San Diego de la Unión (Gto) existen volcanes en donde la alteración del olivino a iddingsita es intensa, sobre todo en áreas cercanas al conducto volcánico, fenómeno que interpretamos como producto de alteración deutérica. El origen de esta oxidación puede deberse a varios factores: 1) debido a un fenómeno de intemperismo a baja temperatura; o 2) que la iddingsita sea de origen magmático (alta temperatura y baja presión) debido al agua presente en el magma, ya sea antes del ascenso del material o durante su extrusión (Furgal y McMillan, 2001; Low et al., 2011). También se ha sugerido que la iddingsita de alta temperatura puede deberse a metasomatismo de tipo hidrotermal (Low et al., 2011).

Una característica importante en los xenolitos del campo volcánico Santo Domingo, que se consideran metasomatizados, es que presentan, en mayor o menor medida, anfíbol que se asocia con fases minerales primarias en las rocas del manto como lo son espinela y clinopiroxeno. Este fenómeno ha sido bien documentado en otras localidades del mundo y se le interpreta como una

consecuencia de procesos que se pueden llevar a cabo en el manto litosférico debido a la introducción de fluidos y/o fundidos (p. ej. Bailey, 1982; Harte, 1983; Harte, 1987; Arai e Ishimaru, 2008).

#### **VII.1.4 Metasomatismo y sus posibles mecanismos**

Se considera que los “agentes” metasomáticos en el manto se desarrollan de dos formas principales: 1) por migración de fluidos a través de fracturas que se propagaron en el manto litosférico o, 2) por infiltración de fluidos/fundidos en los límites entre los granos (Wilshire, 1987; Menzies, 1990; O’Reilly y Griffin, 2013).

El primer mecanismo se produce a gran escala y ejemplos de ello se encuentran en macizos ultramáficos en Europa (Le Roux et al., 2007; O’Reilly y Griffin, 2013). En el campo volcánico de Santo Domingo, en especial en Joya Prieta, la presencia de xenolitos compuestos con vetillas de kaersutita puede ser una prueba de este proceso. Sin embargo, el segundo mecanismo, suele ser menos eficiente y no llega a mover gran cantidad de fluidos en corto tiempo; es por ello que se considera el proceso generador del metasomatismo críptico suele relacionarse a éste (O’Reilly y Griffin, 2013), el cual se ve reflejado en los límites de grano de los minerales formadores de la peridotita. Este fenómeno podría estar presente en todas las muestras estudiadas, debido a la presencia de sulfuros intersticiales entre los cristales de olivino y clinopiroxeno. Las “fracturas sanadas”, formadas por arreglos planares de inclusiones fluidas de CO<sub>2</sub> y/o de vidrio también sugieren la posibilidad de metasomatismo críptico. Ambos fenómenos pueden ser producto de infiltración de fluidos en la peridotita.

En algunas muestras del maar de Joya Prieta se ha reportado la presencia de inclusiones fluidas de CO<sub>2</sub> (JP-5, JP-1). En ocasiones estas inclusiones fluidas presentan minúsculos cristales de magnesita y se puede detectar la presencia de H<sub>2</sub>O dentro de ellas (Cervantes-de la Cruz. et al., 2012; Levresse et al., 2016). O’Reilly y Griffin (2013), indican que la presencia de fluidos como el CO<sub>2</sub> y el H<sub>2</sub>O se propagan rápidamente por el manto a través de fracturas. Según estos autores,

se reconoce que el  $\text{CO}_2 \pm \text{H}_2\text{O} \pm \text{Cl}$  son los principales agentes que generan el metasomatismo.

Los “bordes esponjados” de los clinopiroxenos pueden ser atribuidos a varios procesos: 1) fusión parcial, inducida por decompresión durante el transporte de los xenolitos a la superficie; 2) calentamiento del material en el momento de ser transportado en el magma; o 3) por influjo de pequeños volúmenes de fundidos ricos en volátiles (ej., Luhr y Aranda-Gómez, 1997 y referencia en él; Young and Lee, 2009). Sin embargo, algunos autores (ej. Liang y Elthon, 1990; Carpenter et al., 2002) consideran que esta característica presente en clinopiroxenos y ocasionalmente en espinela, puede atribuirse también a procesos metasomáticos crípticos relacionados con la infiltración de fluidos acuosos, los cuales pueden o no inducir fusión parcial por la introducción de fundidos alcalinos y a la vez enriquecer a la peridotita en Fe, Na y elementos traza ligeros que tienden a concentrarse en el clinopiroxeno. En las muestras de peridotita del campo volcánico Santo Domingo, se encontró escaso vidrio en forma de “parches” y/o alterado en “bordes esponjados” en clinopiroxeno y espinela. Heinrich y Besch (1992), también mencionan que los vidrios en los xenolitos del manto del grupo Santo Domingo suelen ser escasos (presentándose como “parches” o rodeando ciertos minerales). Su trabajo se enfocó en estudiar las venillas de vidrio (“*veinlet-type glasses*”) que delimitan los minerales primarios en los xenolitos de Ventura y concluyeron que ese tipo de vidrio se encuentra en equilibrio con los minerales presentes en la Iherzolita a una temperatura de 1000°C.

### **VII.1.5 Clinopiroxeno y re –fertilización del manto**

En la Figura 21 se muestra como el contenido de sodio, aluminio y titanio en el clinopiroxeno analizado en las peridotitas del campo volcánico de Santo Domingo es muy similar al de los xenolitos del manto de la región de Cuencas y Sierras norteamericano (Kil y Wendlandt, 2004; Titus et al., 2007 y Luffi et al., 2009). Es notable que varias muestras (SD7 y JP6) del presente trabajo, muestran contenidos de titanio altos en el clinopiroxeno (hasta 1% en peso de  $\text{TiO}_2$ ). Esta

característica se ha atribuido a procesos de re-fertilización, los cuales han sido bien documentados en el macizo de Lherz (Le Roux et al., 2007), donde han concluido que las lherzolitas fértiles (>15% de cpx) no representan un manto prístino, sino que son un producto secundario formado a partir de las harzburgitas pre-existentes. En el campo volcánico de Santo Domingo, no se reportó ninguna harzburgita y la mayoría de las lherzolitas tienen más de 15% de clinopiroxeno, igual que en los trabajos de Heinrich y Besch (1992) y Luhr y Aranda-Gómez (1997), donde tampoco se reportan xenolitos de harzburgita en el campo volcánico objeto de este estudio.

#### **VII.1.6 Anfíbol y su relación con fluidos y fundidos en el manto**

En esta Tesis Doctoral se documentaron dos tipos de anfíbol en el campo volcánico de Santo Domingo: 1) kaersutita presente como mega-cristales en piroxenitas ricas en anfíbol y hornblenditas (>99% de kaersutita, Luhr et al., 1989) que cortan a las peridotitas a manera de venas y/o diques; y 2) pargasita intercrystalina en algunas de las peridotitas, principalmente rodeando a espinela y clinopiroxeno. El origen de la kaersutita parece estar asociado a las primeras fases de volcanismo de intraplaca en la región (Pier et al., 1989), lo cual queda sustentado por las edades obtenidas con Ar – Ar ( $1.22 \pm 0.31$  Ma) en dos megacristales de kaersutita del maar Joya Prieta. También puede estar relacionado con rocas cumuloefíricas de alta presión que cristalizaron a partir de magmas similares a las basanitas de la zona, sugiriendo una componente de contaminación cortical (Pier et al., 1989; Heinrich y Besch, 1992; Schaaf et al., 1994). Pier et al. (1989) también argumentan acerca de otro componente enriquecido en Sr que pudiera deberse a fluidos hidratados o fundidos derivados de un proceso de subducción. A pesar de que es claro que la zona donde se encuentra el campo volcánico de Santo Domingo no estaba directamente influenciada por una placa en subducción al tiempo en que se formaron los campos volcánicos de Ventura y Santo Domingo, como es el caso de los xenolitos de peridotita de El Peñón (Blatter y Carmichael, 1998; Mukasa et al., 2007), sí se ha sugerido una conexión indirecta con el magmatismo orogénico. Ya sea porque

el área está en la región de tras-arco (Heinrich y Besch, 1992) o porque existe un componente heredado de la subducción del Paleogeno en el manto superior (Pier et al., 1989). Los valores extremadamente bajos de  $\delta^7\text{Li}$  en olivinos de algunas peridotitas del grupo Santo Domingo pueden apoyar lo propuesto por Pier et al. (1989), debido a que pueden estar relacionados con componentes reciclados de una corteza oceánica antigua (Tang et al., 2010).

La pargasita presente en peridotitas se considera producto de procesos de metasomatismo por fluidos acuosos (Luth, 2003; Arai e Ishimaru, 2008) y es común encontrarla en xenolitos ultramáficos provenientes de arcos volcánicos. Éste es el caso de los xenolitos de El Peñón que contienen pargasita y por consiguiente no hay duda que los fluidos liberados de la subducción tuvieron un papel importante para precipitar esta fase hidratada. Sin embargo, en Santo Domingo la precipitación de pargasita en las peridotitas no queda tan claro. En la Figura 22 se puede observar que el anfíbol de las muestras del maar de Joya de los Contreras tiene los mismos valores de Cr y Ti que lo reportado para El Peñón.

¿Significará esto que hay fluidos acuosos derivados de una placa en subducción por debajo de esta zona de la Mesa Central? Schaaf y colaboradores (1994) observaron que en xenolitos corticales (granulitas metaígneas) pueden encontrarse pargasitas ferrosas ricas en Ti rodeando a clinopiroxeno, el cual probablemente reacciona con una fase fluida, de forma que el anfíbol es de origen secundario. A este respecto, es importante considerar el modelo de Arai e Ishimaru (2008), donde se muestra que aunque la mayor parte del agua asociada a la deshidratación progresiva de los materiales involucrados en la subducción (corteza oceánica y sedimentos) se presenta cerca del arco, una parte pequeña de este material también sucede en la región cercana al tras-arco (Fig. 24).

### **VII.1.7 Isótopos de Re – Os en sulfuros**

La presencia de sulfuros (pentlandita y pirrotita rica en Ni) en todas las muestras descritas, indica la posible inmiscibilidad de un líquido sulfuroso con el material silicatado en el manto (Zajacz y Szabó, 2003). El hábito de los sulfuros

con forma de gota o de esfera (Fig. 10) dentro de olivino o clinopiroxeno puede ser una prueba de dicha inmiscibilidad, aunque la presencia de sulfuros anhedrales entre límites de grano también puede ser indicio de un proceso posterior que involucre agentes metasomáticos y la tectónica particular de la zona (Dromgoole y Pasteris, 1987; O'Reilly y Griffin, 2013). Las edades modelo obtenidas a partir del sistema isotópico Re-Os (Tabla 18) sugieren que el manto situado por debajo de la Mesa Central ha estado presente desde el Mesoproterozoico, por lo tanto, diversos procesos de fusión parcial y refertilización han podido afectarlo.

### **VII.1.8 Geoquímica en xenolitos del manto del campo volcánico Santo Domingo.**

Las variaciones en el contenido de elementos mayores y algunos elementos traza (Figs. 26 y 27), las tendencias lineales con pendientes negativas y positivas presentes en los xenolitos estudiados, concuerda con lo observado en trabajos anteriores del grupo Santo Domingo (Luhr y Aranda-Gómez, 1997; Heinrich y Besch, 1992) y también coincide con una perspectiva más regional, al presentar tendencias similares con lo reportado en xenolitos del suroeste de los Estados Unidos (Irving, 1980; Roden et al., 1988; Nielson et al., 1993; Brandon y Draper, 1996; Nimz et al., 1997; Condie et al., 2004; Downes et al., 2004; Luffi et al., 2009). Estos patrones reflejan claramente las tendencias generadas por fusión parcial gradual en el manto litosférico.

La re-fertilización del manto implica la adición de “componentes basálticos”, tales como calcio, sodio, aluminio, hierro, titanio y algunos elementos traza (Nixon et al., 1981); sin embargo, algunos autores han considerado que el enriquecimiento en Ti y Fe en peridotitas del manto puede reflejar la participación de fundidos silicatados causados por procesos metasomáticos (Menzies et al., 1987). En las peridotitas del grupo Santo Domingo, la cantidad de hierro es considerable (5.5 a 13.8 % en peso) si bien, el contenido de titanio (0.05 a 0.23 % en peso) no sugiere un enriquecimiento aparente. El escandio y sodio (Figs.26 y 27) son muy compatibles en clinopiroxeno, de forma que ambos elementos pueden mostrar una mayor dispersión en xenolitos de peridotita que en los

macizos ultramáficos. Esto probablemente se deba a que los xenolitos han experimentado metasomatismo, aunque también puede deberse a contaminación por la intrusión del material de la roca encajante en la peridotita (Pearson et al., 2003). Cabe señalarse que en la petrografía de los xenolitos de los campos volcánicos de Santo Domingo y Ventura-Espíritu Santo es común observar algunas vetillas del magma anfitrión adentro de estos materiales.

En el caso de los elementos traza, la mayoría de las muestras de peridotita y piroxenita analizadas en esta Tesis Doctoral no muestran un enriquecimiento evidente en tierras raras ligeras, lo cual se ha interpretado como una característica importante de peridotitas afectadas por procesos metasomáticos en el manto (Bailey, 1982; Kempton, 1987; Menzies y Hawkesworth, 1987; Menzies, 1990). Sin embargo, es notable que en cada uno de los maeres del campo volcánico de Santo Domingo se observen uno o dos xenolitos con un enriquecimiento sutil en elementos traza que, en la mayoría de los casos, coincide con evidencias claras de metasomatismo modal. Ejemplos de lo anterior son las muestras SD7 y JP6 en los diagramas de la Figura 29.

En otras localidades con xenolitos se ha observado que pueden presentarse juntas peridotitas empobrecidas ó enriquecidas en tierras raras ligeras en el mismo edificio volcánico (Zangana et al., 1997; Downes, 2001; Condie et al., 2004). Este fenómeno es similar a lo observado en cada uno de los maeres del campo volcánico de Santo Domingo, donde hay xenolitos de peridotita con firma isoquímica característica del metasomatismo modal y, a su vez, otros sin metasomatismo aparente y empobrecidos en tierras raras ligeras. Nielson y Noller (1987), difieren en considerar como criterio absoluto de metasomatismo el enriquecimiento de tierras raras ligeras, debido a que en sus estudios observaron que hay excepciones, muchas veces controladas por la mineralogía modal y/o por la composición de las fases minerales en las rocas ultramáficas del manto.

Algo que es evidente en los patrones de elementos traza aquí presentados, es que la mayoría de las muestras describen un comportamiento de “meseta”, común entre las peridotitas anhidras, provenientes de campos volcánicos alcalinos como



de macizos ultramáficos (Downes, 2001). Algunos autores consideran esas mesetas como evidencia de equilibrio químico en la fuente o un enriquecimiento secundario (Stachel et al., 1998, Witt-Eickschen et al., 1998). Otra posibilidad, es que las peridotitas que interactuaron con la pared del conducto eruptivo y/o peridotitas cortadas por vetas/filones de anfíboles o piroxenitas pueden presentar patrones de “meseta” en las tierras raras y a su vez enriquecimientos en Fe (Downes, 2001; Xu y Bodinier, 2004). En las peridotitas estudiadas en el campo volcánico de Santo Domingo es muy probable que los fundidos silicatados tengan un papel importante en el metasomatismo, si tomamos en cuenta la presencia de las vetillas/diques de kaersutita y su relación con los xenolitos del área de Joya Prieta.

Los diagramas de multi-elementos obtenidos a partir de los análisis de roca total pueden ser usados en cierta medida como indicadores para sugerir posibles procesos en el manto litosférico (Downes, 2001). Por ejemplo, el incremento en Nb, Ba y Rb puede ser debido a un metasomatismo inicial. Esto se puede observar en algunas muestras de las localidades del suroeste de los Estados Unidos (Condie et al., 2004).

Trabajos realizados en xenolitos de peridotita en Knippa, Texas, han propuesto que el metasomatismo del manto litosférico puede deberse a eventos tectónicos antiguos (apoyándose en modelos estructurales y tectónicos), en este caso proponen que una subducción ó la actividad de un arco magmático relacionado con la orogenia Grenvilliana afectó a la zona (Young y Lee, 2009). Además estos trabajos hacen énfasis en que la falta de anomalías en los elementos HFSE (Nb, Ta, Zr y Hf) en algunos xenolitos se debe al posible metasomatismo causado por fundidos silicatados en lugar de metasomatismo asociado a fluidos (Young y Lee, 2009; Raye et al., 2011). En la mayoría de los xenolitos del campo volcánico de Santo Domingo no se aprecian anomalías en los elementos HFSE. En Joya de los Contreras, las muestras JC14 y JC20 no tienen metasomatismo modal evidente y sin embargo, se ven enriquecidas en tierras raras ligeras, lo cual se ha interpretado en localidades de Europa como una posible interacción de fundidos

silicatados con el manto litosférico (Downes, 2001). Anteriormente, Pier y colaboradores (1989) ya habían sugerido que las kaersutitas del maar de Joya Prieta están relacionadas con un posible fundido silicatado. Es notable destacar la muestra SD8 (maar Santo Domingo) que no presenta metasomatismo modal y muestra una anomalía de Ce, lo cual puede interpretarse desde una posible contaminación cortical hasta adición de sedimentos pelágicos por procesos de subducción; aunque tampoco se descarta metasomatismo críptico (Neal y Taylor, 1989).

La mayoría de las peridotitas del grupo Santo Domingo no reflejan la tendencia típica de enriquecimiento de los elementos traza ligeros y en los pocos casos donde se observa no es tan clara dicha característica, además de que no parece obedecer a si tienen o no metasomatismo modal por la presencia de anfíboles y/o flogopita. Una alternativa para explicarlo puede ser que el metasomatismo sea de carácter local, como lo propuesto por Wilshire et al. (1980), quienes sugieren un modelo a base de “vetas hidratadas” que cruzan el manto litosférico y donde solo la interacción cercana de éstas con la peridotita puede producir las características geoquímicas antes mencionadas. O’Reilly y Griffin (2013) sugieren un modelo similar (“efecto cromatográfico”) donde la composición de un fundido silicatado va cambiando gradualmente y, por consiguiente, metasomatiza de diferente manera conforme se va alejando de su fuente.

Sin embargo, la información que proporciona el contenido de tierras raras en cristales de clinopiroxeno de los xenolitos del grupo Santo Domingo difiere un poco respecto a lo reflejado en la peridotita, siendo más notorio en algunas de las muestras el enriquecimiento en La y Ce que se considera debido a metasomatismo críptico (Fig. 30). El clinopiroxeno suele presentar de siete a diez veces más concentración de elementos traza ligeros que lo que puede contener una peridotita (Downes, 2001). El contenido alto de Nd y Sm con respecto a La y Ce puede estar relacionado a procesos metasomáticos donde se involucra anfíbol (Downes et al., 1992; Downes, 2001); como en el caso de algunos clinopiroxenos en Joya de los Contreras (Fig. 30) donde se observa un patrón de “cuchara” en

esos elementos. En los diagramas de elementos traza (Fig. 31) se observa que algunas muestras de clinopiroxeno presentan anomalías positivas de U, La, Pb y Sr, lo cual puede sugerir la presencia de fluidos (Downes et al., 1992; Downes, 2001).

El modelo de Menzies et al. (1985) proporciona una posible explicación para un conjunto de xenolitos con características variables que fueron colectados en el campo volcánico Gerónimo, Arizona, en el que se encuentran de manera dominante peridotitas sin metasomatizar, así como fragmentos de hornblendita derivados de diques y algunas peridotitas con metasomatismo modal. Si se asume que el conjunto de xenolitos proviene de un área restringida en el manto, la información colectada en esta investigación sugiere que cualquiera de estos supuestos puede ser aplicable a los volcanes de Santo Domingo.

## **VII.2 CONCLUSIONES**

- Las observaciones realizadas en los xenolitos de peridotitas y piroxenitas del campo volcánico de Santo Domingo nos muestran que en algunas de ellas hay evidencia de reemplazamiento mineral, lo que sugiere la acción de procesos metasomáticos. Estos procesos actuaron muy probablemente a nivel local o de manera aleatoria en el manto litosférico por debajo de la Mesa Central. Ejemplos de ello es la presencia de anfíboles, flogopita y sulfuros como pentlandita y pirrotita rica en Ni. Esta conclusión es consistente con el hecho de que Luhr y Aranda-Gómez encontraron al menos un xenolito con flogopita en la Laguna de los Palau, a aproximadamente 100 km al SSW de Joya Prieta. Lo que resulta extraordinario en el caso de los maeres Santo Domingo y Joya Prieta es la abundancia de megacristales de anfíbol y la presencia de xenolitos compuestos.

- Los estudios de química mineral en las peridotitas sin metasomatismo modal del campo volcánico de Santo Domingo, presentan un comportamiento típico de un manto litosférico anhidro, con excepción de las piroxenitas (JP1, JC18) y el xenolito compuesto JP6 que está cortado por un dique de kaersutita. Los datos geoquímicos obtenidos en roca total no dan respuestas concluyentes, de forma que no se puede indicar si los xenolitos fueron o no afectados por metasomatismo. Los diagramas de tierras raras y elementos traza tampoco son concluyentes para indicar si existió un evento de metasomatismo generalizado en el manto litosférico situado por debajo del grupo Santo Domingo.
- La composición de elementos traza y tierras raras en clinopiroxenos de las peridotitas estudiadas, reflejan de manera más clara la posible presencia de agentes metasomáticos crípticos que afectaron el manto situado por debajo del campo volcánico de Santo Domingo.
- Los datos isotópicos de  $\delta^7\text{Li}$  en olivino apoyan la posibilidad de componentes metasomáticos relacionados a subducción. Las edades modelo de Re-Os indican sobre la presencia de un manto Mesoproterozoico que ha estado presente por debajo de la Mesa Central y, por lo tanto, pudo haber sido expuesto a numerosos procesos tectono-magmáticos que lo han modificado a través del tiempo, ya sea por metasomatismo o por eventos de fusión parcial.
- En el campo volcánico de Santo Domingo es evidente que el manto litosférico es heterogéneo debido a la presencia de peridotitas con metasomatismo modal y, a su vez, otras sin metasomatismo aparente que en ocasiones puede llegar a presentar una señal geoquímica de metasomatismo críptico. Los modelos de diques y/o filones “hidratados”, así como un posible “efecto cromatográfico” debido a fundidos silicatados puede ser una explicación a este fenómeno.

## REFERENCIAS

- Arai, S., 1994, Characterization of spinel peridotites by olivine-spinel compositional relationships: review and interpretation: *Chemical Geology*, 113(3), 191-204.
- Arai, S., Ishimaru, S., Okrugin, V. M., 2003, Metasomatized harzburgite xenoliths from Avacha volcano as fragments of mantle wedge of the Kamchatka arc: an implication for the metasomatic agent: *Island Arc*, 12, 233-246.
- Arai, S., e Ishimaru, S., 2008, Insights into Petrological Characteristics of the Lithosphere of Mantle Wedge beneath Arcs through Peridotite Xenoliths: a Review: *Journal of Petrology*, 49(4), 665-695.
- Aranda-Gómez, J. J., 1982, Ultramafic and high grade metamorphic xenoliths from central México: Eugene, Estados Unidos, University of Oregon, tesis doctoral, 236 pp.
- Aranda-Gómez, J. J., y Ortega-Gutiérrez, F. (1987). Mantle xenoliths in Mexico. *Mantle xenoliths: New York, Wiley*, 75-84.
- Aranda-Gómez, J. J. y Luhr, J. F., 1996, Origin of the Joya Honda Maar, San Luis Potosí, México: *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 74, 1–18.
- Aranda-Gómez, Henry, C. D., J. J., Luhr, J. F., 2000, Evolución tectonomagmática post-paleocénica de la Sierra Madre Occidental y de la porción meridional de la provincia tectónica de Cuencas y Sierras, México: *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana*, LIII, 59-71.
- 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: Volumen Conmemorativo del Centenario*, LVII(3), 187-225.
- Aranda-Gómez, J. J., Molina-Garza, R., McDowell, F. W., Vassallo-Morales, L. F., Ortega-Rivera, M. A., Solorio-Munguía, J. G., & Aguillón-Robles, A. (2007). Las relaciones entre el volcanismo y la extensión en la Mesa Central: el caso de Pinos, Zacatecas, México. *Revista mexicana de ciencias geológicas*, 24(2), 216-233.
- Bailey, D. K., 1982, Mantle metasomatism-continuing chemical change within the Earth: *Nature*, 296, 525-530.
- Basu, A. R., 1977b, Olivine–spinel equilibria in Iherzolite xenoliths: from San Quintín, Baja California: *Earth and Planetary Science Letters*, 33, 443-450.

Basu, A. R., y Murthy, V. R., 1977, Ancient lithospheric lherzolite xenoliths in alkali basalt from Baja California: *Earth Planetary Science Letters*, 35, 239-246.

Basu, A. R., 1979, Geochemistry of ultramafic xenoliths from San Quintin, Baja California: The mantle sample: inclusion in kimberlites and other volcanics, 391-399.

Bernal, J. P., y Lozano-Santacruz, R., 2005, Characterization of a new set of eight geochemical reference materials for XRF major and trace element analysis: *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, 22(3), 329-344.

Blatter, D. L. y Carmichael, I. S. E., 1998, Hornblende peridotite xenoliths from central Mexico reveal the highly oxidized nature of subarc upper mantle: *Geology*, 26(11), 1035-1038.

Boettcher, A.L., O'Neil, J.R., Windom, K.E., Stewart, D.C. y Wilshire, H.G., 1979, Metasomatism of the upper mantle and the genesis of kimberlites and alkali basalts. The Mantle Sample: Inclusions in Kimberlites and other volcanics, en. F.R. Boyd, H.O.A. Meyer (ed.), *Proceedings of the Second International Kimberlite Conference*, Vol. 2. American Geophysical Union, Washington, D.C., 173-182.

Brandon, A. D., y Draper, D. S., 1996, Constraints on the origin of the oxidation state of mantle overlying subduction zones: an example from Simcoe, Washington, USA: *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 60(10), 1739-1749.

Cagnioncle, A.-M., Parmentier, E. M., y Elkins-Tanton, L. T., 2007, Effect of solid flow above a subduction slab on water distribution and melting at convergent plate boundaries: *Journal of Geophysical Research: Solid Earth* (1978-2012), 112(B9).

Carmichael, I. S. E., 2002, The andesite aqueduct: perspectives on the evolution of intermediate magmatism in west-central (105-99°W) Mexico: *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 143, 641-663.

Carpenter, R. L., Edgar, A. D., y Thibault, Y., 2002, Origin of spongy textures in clinopyroxene and spinel from mantle xenoliths, Hessian Depression, Germany: *Mineralogy and Petrology*, 74(2-4), 149-162.

Cervantes-de la Cruz K.E., Levresse G., Aranda-Gómez J.J., JiménezSandoval S., Rodríguez-Melgarejo F., Dávalos-Elizondo M.G., Linares-López C., 2012, CO<sub>2</sub> Barometry of fluid inclusions: Application to mantle xenoliths from the southern Basin and Range province, Mexico (resumen), en *GEOFLUIDS VII – International Conference*, IFP Energies Nouvelles, Rueil-Malmaison (France), Abstract volume, p. 55-58.

Coltorti, M., y Grégoire, M. (Eds.). (2008). Metasomatism in oceanic and continental lithospheric mantle. Geological Society of London.

Condie, K. C., Cox, J., O'Reilly, S. Y., Griffin, W. L., y Kerrich, R., 2004, Distribution of high field strength and rare earth elements in mantle and lower crustal xenoliths from the southwestern United States: the role of grain-boundary phases: *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 68(19), 3919-3942.

Decitre, S., Deloule, E., Reisberg, L., James, R., Agrinier, P., y Mével, C. (2002). Behavior of Li and its isotopes during serpentinization of oceanic peridotites. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 3(1), 1-20.

Downes, H., 2001, Formation and modification of the shallow sub-continental lithospheric mantle: a review of geochemical evidence from ultramafic xenolith suites and tectonically emplaced ultramafic massifs of western and central Europe: *Journal of Petrology*, 42(1), 233-250.

Downes, H., Embey-Isztin, A., y Thirlwall, M. F., 1992. Petrology and geochemistry of spinel peridotite xenoliths from the western Pannonian Basin (Hungary): evidence for an association between enrichment and texture in the upper mantle: *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 109(3), 340-354.

Downes, H., Macdonald, R., Upton, B. G. J., Cox, K. G., Bodinier, J.-L., Mason, P. R.D., James, D., Hill, P. G. & Hearn, B. C., Jr., 2004, Ultramafic xenoliths from the Bearpaw Mountains, Montana, USA: evidence for multiple metasomatic events in the lithospheric mantle beneath the Wyoming craton: *Journal of Petrology*, 45, 1631-1662.

Dromgoole, E. L., y Pasteris, J. D., 1987, Interpretation of the sulfide assemblages in a suite of xenoliths from Kilbourne Hole, New Mexico: *Geological Society of America Special Papers*, 215, 25-46.

Droop, G. T. R. (1987). A general equation for estimating Fe<sup>3+</sup> concentrations in ferromagnesian silicates and oxides from microprobe analyses, using stoichiometric criteria. *Mineralogical magazine*, 51(361), 431-435.

Drury, M. R., y Van Roermund, H. L. M., 1989, Fluid assisted recrystallization in upper mantle peridotite xenoliths from kimberlites: *Journal of Petrology*, 30(1), 133-152.

Falus, G., Szabó, C., y Vaselli, O., 2000, Mantle upwelling within the Pannonian Basin: evidence from xenolith lithology and mineral chemistry: *Terra Nova*, 12(6), 295-302.

Furgal, S. A., y McMillan, N. J., 2001, Magmatic iddingsite: changes in H<sub>2</sub>O in magma chambers prior to eruption: Annual Meeting of the Geological Society of America, Boston, Massachusetts. Paper, (155-0).

Frey, F. A., y Prinz, M. (1978). Ultramafic inclusions from San Carlos, Arizona: petrologic and geochemical data bearing on their petrogenesis. *Earth and Planetary Science Letters*, 38(1), 129-176.

González-Jiménez, J. M., Gervilla, F., Griffin, W. L., Proenza, J. A., Augé, T., O'Reilly, S. Y., & Pearson, N. J. (2012). Os-isotope variability within sulfides from podiform chromitites. *Chemical Geology*, 291, 224-235.

Griffin, W. L., Spetsius, Z. V., Pearson, N. J., & O'Reilly, S. Y. (2002). In situ Re-Os analysis of sulfide inclusions in kimberlitic olivine: New constraints on depletion events in the Siberian lithospheric mantle. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 3(11), 1-25.

Gu, X., Deloule, E., FranceGu, L., y Ingrin, J. (2016). Multi-stage metasomatism revealed by trace element and Li isotope distributions in minerals of peridotite xenoliths from Allègre volcano (French Massif Central). *Lithos*, 264, 158-174.

Gutmann, J. T., 1986, Origin of four- and five-phase ultramafic xenoliths from Sonora, México: *American Mineralogist*, 71, 1076–1084.

Harte, B., 1983, Mantle Peridotites and Processes: The Kimberlite Sample. *Continental Basalts and Mantle Xenoliths*, en C.J. Hawkesworth and M.J. Norry (ed.). Shiva Publishing Limited. 46-91.

Harte, B., 1987, Metasomatic events recorded in mantle xenoliths: an overview. In *Mantle xenoliths*, Chichester: Wiley, en P. H. Nixon (ed.), 625-640.

Hayob, J. L., Essene, E. J., Ruíz, J., Ortega-Gutiérrez, F., and Aranda-Gómez, J. J., 1989, Very high-temperature deep- crustal metamorphism revealed in pelitic xenoliths from central México: *Nature*, 342, 265-268.

Heinrich, W., y Besch, T., 1992, Thermal history of the upper mantle beneath a young back-arc extensional zone: ultramafic xenoliths from San Luis Potosi, Central Mexico: *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 111(1), 126-142.

Henry, C. D., y Aranda-Gomez, J. J. (2000). Plate interactions control middle–late Miocene, proto-Gulf and Basin and Range extension in the southern Basin and Range. *Tectonophysics*, 318(1), 1-26.



Ionov, D. A., y Seitz, H. M. (2008). Lithium abundances and isotopic compositions in mantle xenoliths from subduction and intra-plate settings: mantle sources vs. eruption histories. *Earth and Planetary Science Letters*, 266(3), 316-331.

Irving, A. J., 1980, Petrology and geochemistry of composite ultramafic xenoliths in alkalic basalts and implications for magmatic processes within the mantle: *American Journal of Science*, 280(2), 389-426.

Jarosewich, E., Nelen, J. A., & Norberg, J. A. (1980). Reference samples for electron microprobe analysis. *Geostandards and Geoanalytical Research*, 4(1), 43-47.

Johnson, K. E., Davis, A. M., y Bryndzia, L. T., 1996, Contrasting styles of hydrous metasomatism in the upper mantle: an ion microprobe investigation: *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 60(8), 1367-1385.

Johnson, E. R., Wallace, P. J., Delgado-Granados, H., Manea, V. C., Kent, A. J. R., Bindeman, I. N., and Donegan, C. S., 2009, Subduction-related volatile recycling and magma generation beneath Central Mexico: Insights from melt inclusions, oxygen isotopes and geodynamic models: *Journal of Petrology*, 50(9), 1729-1764.

Kempton, P. D., 1987, Mineralogic and geochemical evidence for differing styles of metasomatism in spinel lherzolites xenoliths: enriched mantle source of basalt? En: Menzies, M.A. & Hawkesworth, C.J. (ed). *Mantle Metasomatism*. London: Academic Press, 45-90.

Kerdan, T. P., 1992, Estructura de la corteza y manto superior en el norte de México (a lo largo del Trópico de Cáncer desde Baja California hasta el Golfo de México): México, Universidad Nacional Autónoma de México, Colegio de Ciencias y Humanidades, Unidad Académica de los Ciclos Profesionales y de Posgrado, Tesis de maestría, 347 pp.

Kil, Y., y Wendlandt, R. F., 2004, Pressure and temperature evolution of upper mantle under the Rio Grande Rift: *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 148(3), 265-280.

Kil, Y., & Wendlandt, R. F. (2007). Depleted and enriched mantle processes under the Rio Grande rift: spinel peridotite xenoliths. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 154(2), 135-151.

Kovács, I., Zajacz, Z., Szabó, Cs., 2004, Type II xenoliths and related metasomatism from the Nógrád-Gómór Volcanic Field, Carpathian–Pannonian Region (N-Hungary/S-Slovakia): *Tectonophysics*, 393, 139–161.

Leake, B. E., Woolley, A. R., Arps, C. E., Birch, W. D., Gilbert, M. C., Grice, J. D., & Linthout, K. (1997). Report. Nomenclature of amphiboles: report of the subcommittee on amphiboles of the international mineralogical association commission on new minerals and mineral names. *Mineralogical magazine*, 61(2), 295-321.

Le Roux, V., Bodinier, J. L., Tommasi, A., Alard, O., Dautria, J. M., Vauchez, A., y Riches, A. J. V., 2007, The Lherz spinel lherzolite: refertilized rather than pristine mantle: *Earth and Planetary Science Letters*, 259(3), 599-612.

Levresse, G., Cervantes-de la Cruz, K. E., Aranda-Gómez, J. J., Dávalos-Elizondo, M. G., Jiménez-Sandoval, S., Rodríguez-Melgarejo, F., & Alba-Aldave, L. A. (2016). CO<sub>2</sub> fluid inclusion barometry in mantle xenoliths from central Mexico: A detailed record of magma ascent. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 310, 72-88.

Liang, Y. y Elthon, D., 1990, Geochemistry and petrology of spinel lherzolite xenoliths from Xalapasco de la Joya, San Luis Potosí, México: partial melting and mantle metasomatism: *Journal of Geophysical Research* 95, 15859–15877.

Low, P. C., Schultz, L., y Stier, N., 2011, Iddingitized olivine in mantle xenoliths: Evidence for (really) early alteration: en AGU Fall Meeting Abstracts, 1, 2511.

Lozano, R., and 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.

Lozano-Santa Cruz, R., y Bernal, J. P., 2005, Composición química, clasificación y caracterización de los minerales del grupo de las cloritas: *Sociedad Mexicana de Mineralogía. Boletín de Mineralogía*, 16, 1-20.

Luffi, P., Saleeby, J. B., Lee, C. T. A., y Ducea, M. N., 2009, Lithospheric mantle duplex beneath the central Mojave Desert revealed by xenoliths from Dish Hill, California: *Journal of Geophysical Research: Solid Earth* (1978–2012), 114(B3).

Luhr, J. F., Aranda-Gómez, J. J., Pier, J. G., 1989, Spinel-lherzolite bearing, Quaternary volcanic centers in San Luis Potosí, México. I. *Geology, Mineralogy, and Petrology: Journal of Geophysical Research*, 94(B6), 7916-7940.

Luhr, J. F., Aranda-Gómez, J. J., & Housh, T. B. (1995). San Quintín volcanic field, Baja California Norte, México: geology, petrology, and geochemistry. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 100(B6), 10353-10380.

Luhr, J. F., Pier, J. G., Aranda-Gómez, J. J., and Podosek, F., 1995, Crustal contamination in early Basin-and-Range hawaiites of the Los Encinos volcanic field, central México: *Contributions to Mineralogy and Petrology*, v. 118, p. 321-339.

Luhr, J. F. & Aranda-Gómez, J. J., 1997, Mexican peridotite xenoliths and tectonic terranes: correlations among vent location, texture, temperature, pressure, and oxygen fugacity: *Journal of Petrology*, 38, 1075-1112.

Luhr, J. F., Kimberly, P., Siebert, L., Aranda-Gómez, J. J., Housh, T. B., y Kysar, G., 2006, México's Quaternary volcanic rocks: Insights from the MEXPET petrological and geochemical database: *Geological Society of America Special Paper*, 402, 1-44.

Luth, R. W., 2003, Mantle volatiles-distribution and consequences: *Treatise on Geochemistry*, 2, 319-361.

McDonough, W. F., y Rudnick, R. L., 1998, Mineralogy and composition of the upper mantle: *Reviews in Mineralogy*, 37, 139-164.

Melgarejo, J. C., Proenza, J. A., Galí, S., & Llovet, X. (2010). Técnicas de caracterización mineral y su aplicación en exploración y explotación minera. *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana*, 62(1), 1-23.

Menzies, M. A., 1990, The Petrology and Geochemistry of the Continental Mantle-an Historical Perspective, en: *Continental Mantle*: Oxford University Press. Gran Bretaña, 31-54.

Menzies, M., Kempton, P., & Dungan, M. (1985). Interaction of continental lithosphere and asthenospheric melts below the Geronimo volcanic field, Arizona, USA. *Journal of Petrology*, 26(3), 663-693.

Menzies, M. A., Rogers, N., Tindle, A., y Hawkesworth, C. J., 1987, Metasomatic and enrichment processes in lithospheric peridotites, an affect of asthenosphere lithosphere interaction, en *Mantle metasomatism*, M. Menzies & C. J. Hawkesworth (ed.), London: Academic Press, 313-361.

Mercier, J. C., y Nicolas, A., 1975, Textures and fabrics of upper-mantle peridotites as illustrated by xenoliths from basalts: *Journal of Petrology* 16, 454-487.

Mori, L., Gómez-Tuena, A., Cai, Y., & Goldstein, S. L., 2007, Effects of prolonged flat subduction on the Miocene magmatic record of the central Trans-Mexican Volcanic Belt: *Chemical Geology*, 244(3), 452-473.

- Mukasa, S.B., Blatter, D.L., Andronikov, A.V., 2007, Mantle peridotite xenoliths in andesite lava at El Peñón, central Mexican Volcanic Belt: Isotopic and trace element evidence for melting and metasomatism in the mantle wedge beneath an active arc: *Earth and Planetary Science Letters*, 260, 37-55.
- Nakamura, N., 1974, Determination of REE, Ba, Fe, Na and K in carbonaceous and ordinary chondrites: *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 38(5), 757-775.
- Nielson, J.E., y Noller, J. S., 1987, Processes of mantle metasomatism; constraints from observations of composite peridotite xenoliths: *Geological Society of America, Special Paper*, 215, 61-76.
- Nielson, J. E., Budahn, J. R., Unruh, D. M., y Wilshire, H. G., 1993, Actualistic models of mantle metasomatism documented in a composite xenolith from Dish Hill, California: *Geochimica et cosmochimica Acta*, 57(1), 105-121.
- Nielson, J. E., y Nakata, J. K., 1994, Mantle origin and flow sorting of megacryst-xenolith inclusions in mafic dikes of Black Canyon, Arizona , 1541.
- Nieto-Samaniego, A. F., Alaniz-Álvarez, S. A., & Camprubí, A., 2005, La Mesa Central de México: estratigrafía, estructura y evolución tectónica cenozoica: *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana*, 57(3), 285-318.
- Nixon, P.H., Roger, N.W., Gibson, I.L., Grey, A., 1981, Depleted and fertile mantle xenoliths from southern African kimberlites: *Annual Review Earth and Planetary Science*, 9, 285-309.
- Norman, M. D. (1998). Melting and metasomatism in the continental lithosphere: laser ablation ICPMS analysis of minerals in spinel lherzolites from eastern Australia. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 130(3-4), 240-255.
- O'Reilly, S.Y., y Griffin, W.F., 2013, Mantle Metasomatism: Chapter 12, en Harlov, D.E. y Austrheim, H. *Metasomatism and the Chemical Transformation of Rock*, Springer-Verlag, Berlin, 471-533.
- Ozawa, K., 1994, Melting and melt segregation in the mantle wedge above a subduction zone: evidence from the chromite-bearing peridotites of the Miyamori Ophiolite Complex, northeastern Japan: *Journal of Petrology*, 35(3), 647 – 678.
- Pearson, N.J., Alard, O., Griffin, W.L., Jackson, S.E., O'Reilly, S.Y., 2002. In situ measurement of Re–Os isotopes in mantle sulfides by laser ablation multicollector-inductively coupled plasma mass spectrometry: analytical methods and preliminary results. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 66, 1037–1050.

Pearson, D. G., Canil, D., y Shirey, S. B., 2003, Mantle samples included in volcanic rocks: xenoliths and diamonds: *Treatise on Geochemistry*, 2, 171-275.

Pier, J.G., 1989, Isotope and trace element systematics in a spinel-lherzolite-bearing auite of basanitic volcanic rocks from San Luis Potosí, Mexico, Washington University, St. Louis, MO, tesis doctoral, 316 pp.

Pier, J. G., Podosek, F., Luhr, J. F., Brannon, J., Aranda-Gómez, J. J., 1989, Spinel-lherzolite-bearing, Quaternary volcanic centers in San Luis Potosí, México. II. Sr and Nd isotopic systematics: *Journal of Geophysical Research*, 94(B6), 7941-7951.

Raleigh, C. B., 1968, Mechanisms of plastic deformation of olivine: *Journal of Geophysical Research*, 73(16), 5391-5406.

Roden, M. F., Irving, A. J., y Murthy, V. R., 1988, Isotopic and trace element composition of the upper mantle beneath a young continental rift: results from Kilbourne Hole, New Mexico: *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 52(2), 461-473.

Sedlock, R. L., Ortega-Gutiérrez, F., y Speed, R. C., 1993, Tectonostratigraphic terranes and tectonic evolution of Mexico: *Geological Society of America Special Papers*, 278, 1-153.

Smith, D., 1999, Temperatures and pressures of mineral equilibration in peridotite xenoliths: review, discussion, and implications. *Mantle petrology: field observations and high pressure experimentation: A Tribute to Francis R.(Joe) Boyd*, 6, 171-188.

Solari, L.A., Gómez-Tuena, A., Bernal, J.P., Pérez-Arvizu, O., and 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.

Stachel, T., Viljoen, K. S., Brey, G., y Harris, J. W., 1998, Metasomatic processes in lherzolitic and harzburgitic domains of diamondiferous lithospheric mantle: REE in garnets from xenoliths and inclusions in diamonds: *Earth and Planetary Science Letters*, 159(1), 1-12.

Steiger, R., & Jäger, E. (1977). Subcommittee on geochronology: convention on the use of decay constants in geo- and cosmochronology. *Earth and planetary science letters*, 36(3), 359-362.

Sun, S.-S., McDonough, W.F., 1989, Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes. en: Saunders, A.D.,

Norry, M.J. (ed), *Magmatism in the Ocean Basins: Geological Society Special Publication*, 42, 313–345.

Sylvester, P., 2001, *Laser-ablation-ICPMS in the earth sciences: Ottawa, Mineralogical Association of Canada Short Course Series Vol. 29*, 243 p.

Szabó, C., Falus, G., Zajacz, Z., Kovács, I., y Bali, E., 2004, Composition and evolution of lithosphere beneath the Carpathian–Pannonian Region: a review: *Tectonophysics*, 393(1), 119-137.

Tang, Y. J., Zhang, H. F., & Ying, J. F. (2010). A brief review of isotopically light Li—a feature of the enriched mantle?. *International Geology Review*, 52(9), 964-976.

Tang, Y. J., Zhang, H. F., Deloule, E., Su, B. X., Ying, J. F., Santosh, M., & Xiao, Y. (2014). Abnormal lithium isotope composition from the ancient lithospheric mantle beneath the North China Craton. *Scientific reports*, 4, 4274.

Taylor, L. A., y Neal, C. R., 1989, Eclogites with oceanic crustal and mantle signatures from the Bellsbank kimberlite, South Africa, Part I: mineralogy, petrography, and whole rock chemistry: *The Journal of Geology*, 551-567.

Titus, S. J., Medaris, L. G., Wang, H. F., y Tikoff, B., 2007, Continuation of the San Andreas fault system into the upper mantle: evidence from spinel peridotite xenoliths in the Coyote Lake basalt, central California: *Tectonophysics*, 429(1), 1-20.

Treviño-Cázares, A., Ramírez-Fernández, J. A., Velasco-Tapia, F., y Rodríguez-Saavedra, P., 2005, Mantle xenoliths and their host magmas in the Eastern Alkaline Province, northeast Mexico: *International Geology Review*, 47(12), 1260-1286.

Verma, S. P., Pandarinath, K., Velasco-Tapia, F., y Rodríguez-Ríos, R., 2009, Evaluation of the odd–even effect in limits of detection for electron microprobe analysis of natural minerals: *Analytica Chimica Acta*, 638(2), 126-132.

Walker, R.J., Horan, M.F., Morgan, J.W., Becker, H., Grossman, J.N., Rubin, A.E., 2002a. Comparative  $^{187}\text{Re}$ – $^{187}\text{Os}$  systematics of chondrites: implications regarding early solar system processes. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 66, 4187–4201.

Wilshire, H. G., Pike, J. E. N., Meyer, C. E. y Schwarzmann, E. C., 1980, Amphibole-rich veins in Iherzolite xenoliths, Dish Hill and Deadman Lake, California: *American Journal Science*, A280, 576-593.

Wilshire, H. G., 1987, A model of mantle metasomatism: *Geological Society of American, Special Volume*, 215, 47-60.

Wilshire, H. G., y Kirby, S. H., 1989, Dikes, joints, and faults in the upper mantle: *Tectonophysics*, 161(1), 23-31.

Witt-Eickschen, G. y Kramm, U., 1998, Evidence for the multiple stage evolution of the subcontinental lithospheric mantle beneath the Eifel (Germany) from pyroxenite and composite pyroxenite/peridotite xenoliths: *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 131, 258–272.

Xu, Y. G., y Bodinier, J. L., 2004, Contrasting enrichments in high-and low-temperature mantle xenoliths from Nushan, Eastern China: results of a single metasomatic event during lithospheric accretion?: *Journal of Petrology*, 45(2), 321-341.

Young, H. P., y Lee, C. T., 2009, Fluid-metasomatized mantle beneath the Ouachita belt of southern Laurentia: Fate of lithospheric mantle in a continental orogenic belt: *Lithosphere*, 1(6), 370-383.

Zangana, N. A., Downes, H., Thirlwall, M. F., y Hegner, E., 1997, Relationship between deformation, equilibration temperatures, REE and radiogenic isotopes in mantle xenoliths (Ray Pic, Massif Central, France): an example of plume-lithosphere interaction?: *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 127(1-2), 187-203.

Zajacz, Z., Szabó, Cs., 2003, Origin of sulfide inclusions in cumulate xenoliths from Nógrád-Gömör Volcanic Field Pannonian Basin (North Hungary/South Slovakia): *Chemical Geology*, 194, 105– 117.

Zhao, J.-H., y Zhou, M.-F., 2007, Geochemistry of Neoproterozoic mafic intrusions in the Panzhihua district (Sichuan Province, SW China): Implications for subduction-related metasomatism in the upper mantle: *Precambrian Research* 152, 27–47.

Ziagos, J. P., Blackwell, D. D., y Mooser, F., 1985, Heat flow in southern Mexico and the thermal effects of subduction, *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 90(B7), 5410-5420.

# ANEXOS

## ANEXO A

**Tabla A1** Localidades con vulcanismo intraplaca donde se han reportado xenolitos del manto, corticales y/o megacristales. Tomado de Aranda et al. (2005)

<b>Localidad</b>	<b>Provincia</b>	<b>Edad</b>
San Quintín	Occidental / Baja California	Plioceno - Pleistoceno
Pinacate	Cuencas y Sierras Meridional	Pleistoceno
Moctezuma	Cuencas y Sierras Meridional	Pleistoceno
Palomas	Cuencas y Sierras Meridional	Plioceno ?
Potrillo	Cuencas y Sierras Meridional	Pleistoceno
Camargo	Cuencas y Sierras Meridional	Plioceno - Pleistoceno
Las Esperanzas	Cuencas y Sierras Meridional	Plioceno
Ocampo	Cuencas y Sierras Meridional	Plioceno - Pleistoceno
Las Coloradas	Cuencas y Sierras Meridional	Pleistoceno
Rodeo - Nazas	Cuencas y Sierras Meridional	Mioceno
Metates	Cuencas y Sierras Meridional	Mioceno medio
Durango	Cuencas y Sierras Meridional	Pleistoceno
Sombrerete	Cuencas y Sierras Meridional	Pleistoceno
Nieves	Cuencas y Sierras Meridional	Pleistoceno
Fresnillo	Cuencas y Sierras Meridional	Pleistoceno
Ventura – Espíritu Santo	Cuencas y Sierras Meridional	Pleistoceno
Santo Domingo	Cuencas y Sierras Meridional	Pleistoceno
Los Encinos	Cuencas y Sierras Meridional	Mioceno medio
Mesa Cacaxta	Cuencas y Sierras Meridional	Plioceno - Pleistoceno
Isla Isabel	Cuencas y Sierras Meridional	Holoceno ?
Este de San Luis Potosí	Cuencas y Sierras Meridional	Plioceno - Pleistoceno
San Diego de la Unión	Cuencas y Sierras Meridional	Plioceno - Pleistoceno
San Carlos - Cruillas	Oriental / Alcalina	Mioceno
Sierra Maratínez	Oriental / Alcalina	Mioceno
Llera	Oriental / Alcalina	Plioceno
Aldama	Oriental / Alcalina	Plioceno - Pleistoceno
Bernal de Horcasitas	Oriental / Alcalina	Mioceno medio
Tlanchinol	Oriental / Alcalina	Mioceno tardío
Álamo	Oriental / Alcalina	Mioceno tardío
Palma Sola	Faja Volcánica Transmexicana	Cuaternario
Valle de Bravo	Faja Volcánica Transmexicana	Cuaternario



**Tabla A2** Condiciones de trabajo para la microsonda electrónica

	<b>JEOL JXA-8900R</b>
<b>Voltaje de aceleración</b>	20 kv
<b>Corriente de sonda</b>	20nA
<b>Diámetro del haz</b>	1 $\mu$ m

**Tabla A3** Rutina y estándares empleados para el análisis cuantitativo en la microsonda electrónica.

<b>Olivino</b>			
<i>Líneas espectrales</i>	<i>Cristal</i>	<i>Estándar</i>	<i>Tiempo de conteo (seg.)</i>
Ca K $\alpha$	PETJ	Diópsida	40
Mg K $\alpha$	TAP	Olivino	40
Ni K $\alpha$	LIF	Olivino	40
Cr K $\alpha$	PETJ	Diópsida	40
Si K $\alpha$	TAP	Jadeita	40
Fe K $\alpha$	LIF	Kaersutita	40
Mn K $\alpha$	LIF	Piropro	40

<b>Piroxenos</b>			
<i>Líneas espectrales</i>	<i>Cristal</i>	<i>Estándar</i>	<i>Tiempo de conteo (seg.)</i>
Na K $\alpha$	TAP	Kaersutita	10
Mg K $\alpha$	TAP	Olivino	40
Al K $\alpha$	TAP	Plagioclasa	40
Si K $\alpha$	TAP	Olivino	40
Ca K $\alpha$	PETJ	Piropro	40
Ti K $\alpha$	PETJ	Ilmenita	40
Cr K $\alpha$	PETJ	Diópsida	40
Mn K $\alpha$	LIF	Ilmenita	40
Fe K $\alpha$	LIF	Ilmenita	40
Ni K $\alpha$	LIF	Olivino	40
K K $\alpha$	PETJ	Kaersutita	10

**Tabla A4** Rutina y estándares empleados para el análisis cuantitativo en la microsonda electrónica.

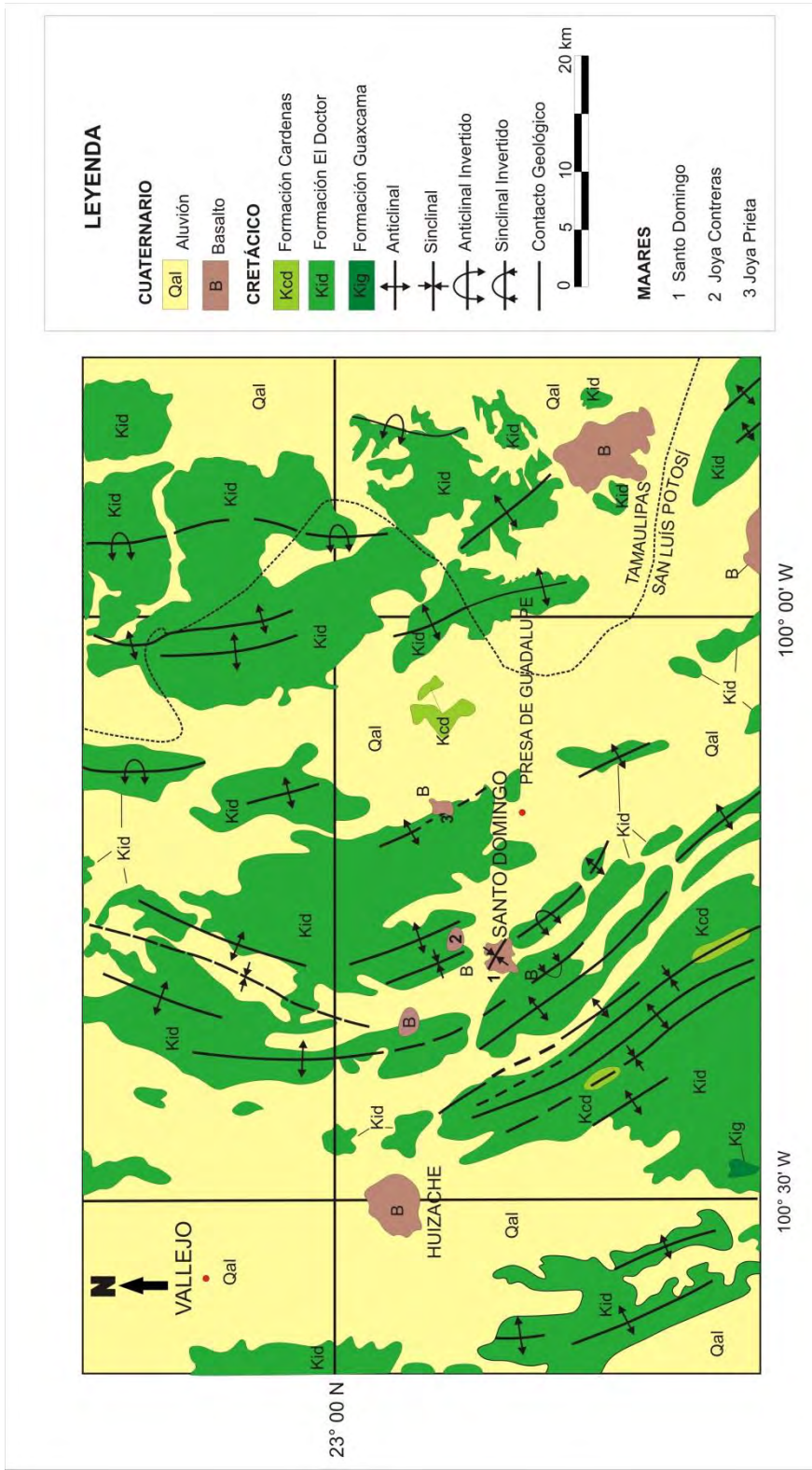
<b>Anfíbol y Flogopita</b>			
<i>Líneas espectrales</i>	<i>Cristal</i>	<i>Estándar</i>	<i>Tiempo de conteo (seg.)</i>
Ca K $\alpha$	PETJ	Kaersutita	40
Na K $\alpha$	TAP	Plagioclasa	10
K K $\alpha$	PETJ	Kaersutita	10
Al K $\alpha$	TAP	Kaersutita	40
Cr K $\alpha$	PETJ	Diópsida	40
Mg K $\alpha$	TAP	Kaersutita	40
Ti K $\alpha$	PETJ	Ilmenita	40
Si K $\alpha$	TAP	Kaersutita	40
P K $\alpha$	PETJ	Apatito	40
Ni K $\alpha$	LIF	Olivino	40
Fe K $\alpha$	LIF	Kaersutita	40
Mn K $\alpha$	LIF	Olivino	40

Cl K $\alpha$	PETJ	Obsidiana	40
F K $\alpha$	TAP	Apatito	40
<b>Espinela</b>			
<i>Líneas espectrales</i>	<i>Cristal</i>	<i>Estándar</i>	<i>Tiempo de conteo (seg.)</i>
Cr K $\alpha$	PETJ	Crocoita	40
Si K $\alpha$	TAP	Olivino	40
Ti K $\alpha$	PETJ	Diópsida	40
Al K $\alpha$	TAP	Plagioclasa	40
Mg K $\alpha$	TAP	Olivino	40
Fe K $\alpha$	LIF	Pentlandita	40
Ni K $\alpha$	LIF	Olivino	40
Mn K $\alpha$	LIF	Piropero	40

**Tabla A5** Rutina y estándares empleados para el análisis cuantitativo en la microsonda electrónica.

<b>Sulfuros</b>			
<i>Líneas espectrales</i>	<i>Cristal</i>	<i>Estándar</i>	<i>Tiempo de conteo (seg.)</i>
Cr K $\alpha$	PETJ	Diópsida	40
Pt M $\alpha$	TAP	Pt	50
Au L $\alpha$	LIF	Au	10
As L $\alpha$	TAP	Arsenopirita	40
Te L $\alpha$	PETJ	Te	40
Zn K $\alpha$	LIF	Esfalerita	40
Sb L $\alpha$	PETJ	Sb	40
Cu K $\alpha$	LIF	Cuprita	40
Sn L $\alpha$	PETJ	Sn	40
Ni K $\alpha$	LIF	Pentlandita	40
Pd L $\alpha$	PETJ	Pd	40
Co K $\alpha$	LIF	Pentlandita	40
S K $\alpha$	PETJ	Pentlandita	40
Fe K $\alpha$	LIF	Ilmenita	40

## ANEXO B



**Fig.B1** Mapa geológico del campo volcánico Santo Domingo. Modificado de Aranda – Gómez (1982) y complementado con información del Servicio Geológico Mexicano.

## ANEXO C

A continuación se presentan las tablas con los cálculos estequiométricos de los minerales analizados en los xenolitos del manto del campo volcánico Santo Domingo. El cálculo de Fe<sup>3+</sup> se obtuvo mediante el algoritmo propuesto por Droop (1987).

**Tabla C7** Resultados estequiométricos de olivino con base en 4 oxígenos

<b>Joya de los Contreras</b>										
$[Mg_{(1.77-1.80)}Fe_{(0.18-0.22)}Ni_{(0.01)}Si_{(0.99-1.01)}O_4$										
<b>Muestra</b>	<b>Si</b>	<b>Cr</b>	<b>Fe</b>	<b>Mn</b>	<b>Ni</b>	<b>Mg</b>	<b>Ca</b>	<b>Total</b>	<b>Fo%</b>	<b>Fa%</b>
JC11-1	1.00	0.00	0.21	0.00	0.01	1.77	0.00	2.99	89.32	10.68
JC11-2	1.00	0.00	0.21	0.00	0.01	1.77	0.00	2.99	89.34	10.66
JC11-3	0.99	0.00	0.21	0.00	0.01	1.78	0.00	2.99	89.40	10.60
JC11-5	1.00	0.00	0.22	0.00	0.01	1.78	0.00	3.00	89.19	10.81
JC13-1	1.01	0.00	0.18	0.00	0.01	1.80	0.00	3.00	90.73	9.27
JC13-3	1.00	0.00	0.19	0.00	0.01	1.78	0.00	2.99	90.43	9.57
JC13-4a	1.01	0.00	0.19	0.00	0.01	1.79	0.00	3.00	90.32	9.68
JC13-4b	1.01	0.00	0.20	0.00	0.01	1.78	0.00	3.00	90.11	9.89
JC13-5	1.01	0.00	0.19	0.00	0.01	1.79	0.00	3.00	90.58	9.42
JC13-6	1.01	0.00	0.18	0.00	0.01	1.80	0.00	3.00	91.11	8.89

<b>Santo Domingo</b>										
$[Mg_{(1.76-1.78)}Fe_{(0.22)}Ni_{(0.01)}Si_{(0.99-1.01)}O_4$										
<b>Muestra</b>	<b>Si</b>	<b>Cr</b>	<b>Fe</b>	<b>Mn</b>	<b>Ni</b>	<b>Mg</b>	<b>Ca</b>	<b>Total</b>	<b>Fo%</b>	<b>Fa%</b>
SD11-1	1.00	0.00	0.22	0.00	0.01	1.76	0.00	2.99	89.00	11.00
SD11-2	1.01	0.00	0.22	0.00	0.01	1.76	0.00	3.00	88.81	11.19
SD11-3	1.00	0.00	0.22	0.00	0.01	1.78	0.00	3.00	89.13	10.87
SD11-4	0.99	0.00	0.22	0.00	0.01	1.77	0.00	3.00	89.20	10.80
SD11-5	1.00	0.00	0.22	0.00	0.01	1.77	0.00	3.00	89.08	10.92
SD11-10	1.00	0.00	0.22	0.00	0.01	1.77	0.00	2.99	88.83	11.17

<b>Joya Prieta</b>										
$[Mg_{(1.76-1.77)}Fe_{(0.21-0.22)}Ni_{(0.01)}Si_{(1-1.01)}O_4$										
<b>Muestra</b>	<b>Si</b>	<b>Cr</b>	<b>Fe</b>	<b>Mn</b>	<b>Ni</b>	<b>Mg</b>	<b>Ca</b>	<b>Total</b>	<b>Fo%</b>	<b>Fa%</b>
JP5-3	1.00	0.00	0.21	0.00	0.01	1.77	0.00	3.00	89.27	10.73
JP5-4	1.01	0.00	0.22	0.00	0.01	1.76	0.00	3.00	89.13	10.87
JP5-5	1.00	0.00	0.22	0.00	0.01	1.77	0.00	3.01	88.96	11.04

Tabla C8 Resultados estequiométricos de espinela con base en 4 oxígenos

<b>Joya de los Contreras</b>										
	$[\text{Mg}_{(0.77-0.80)}\text{Fe}^{2+}_{(0.16-0.21)}\text{Mn}_{(0.01)}][\text{Al}_{(1.52-1.73)}\text{Cr}_{(0.25-0.51)}\text{Fe}^{3+}_{(0.01-0.02)}\text{Ti}_{(0.01)}]\text{O}_4$									
Muestra	Si	Ti	Al	Cr	Fe <sup>3+</sup>	Fe <sup>2+</sup>	Mn	Mg	Total	Cr#
JC11-1	0.00	0.00	1.72	0.25	0.02	0.20	0.00	0.80	3.00	12.79
JC11-2	0.00	0.00	1.73	0.25	0.01	0.20	0.00	0.80	3.00	12.77
JC11-3	0.00	0.00	1.73	0.25	0.01	0.21	0.00	0.80	3.00	12.72
JC11-5	0.00	0.00	1.72	0.26	0.02	0.20	0.00	0.80	3.00	12.99
JC13-1	0.00	0.00	1.54	0.51	0.00	0.17	0.01	0.78	3.00	24.75
JC13-3	0.00	0.01	1.54	0.51	0.00	0.17	0.01	0.77	3.00	24.72
JC13-4a	0.00	0.01	1.58	0.47	0.00	0.16	0.00	0.78	3.00	22.99
JC13-4b	0.00	0.00	1.55	0.49	0.00	0.17	0.01	0.78	3.00	23.89
JC13-5	0.00	0.01	1.52	0.51	0.00	0.18	0.01	0.78	3.00	25.31
JC13-6	0.00	0.01	1.55	0.47	0.00	0.16	0.01	0.80	3.00	23.16

<b>Santo Domingo</b>										
	$[\text{Mg}_{(0.78-0.80)}\text{Fe}^{2+}_{(0.21-0.23)}\text{Mn}_{(0.01)}][\text{Al}_{(1.66-1.76)}\text{Cr}_{(0.22-0.31)}\text{Fe}^{3+}_{(0.01-0.02)}\text{Ti}_{(0.01)}]\text{O}_4$									
Muestra	Si	Ti	Al	Cr	Fe <sup>3+</sup>	Fe <sup>2+</sup>	Mn	Mg	Total	Cr#
SD11-1	0.00	0.00	1.76	0.22	0.01	0.21	0.00	0.79	3.00	11.23
SD11-2	0.00	0.01	1.66	0.31	0.01	0.23	0.00	0.78	3.00	15.91
SD11-3	0.00	0.00	1.75	0.22	0.02	0.21	0.01	0.80	3.00	11.19
SD11-4	0.01	0.00	1.75	0.23	0.01	0.21	0.00	0.80	3.00	11.55
SD11-5	0.00	0.00	1.76	0.22	0.01	0.21	0.00	0.79	3.00	11.31
SD11-10	0.00	0.00	1.75	0.23	0.02	0.21	0.00	0.80	3.00	11.39

<b>Joya Prieta</b>										
	$[\text{Mg}_{(0.79-0.80)}\text{Fe}^{2+}_{(0.16)}][\text{Al}_{(1.77-1.80)}\text{Cr}_{(0.23-0.28)}]\text{O}_4$									
Muestra	Si	Ti	Al	Cr	Fe <sup>3+</sup>	Fe <sup>2+</sup>	Mn	Mg	Total	Cr#
JP5-3	0.00	0.00	1.77	0.28	0.00	0.16	0.00	0.79	3.00	13.65
JP5-4	0.00	0.00	1.79	0.24	0.00	0.16	0.00	0.80	3.00	11.76
JP5-5	0.00	0.00	1.80	0.23	0.00	0.16	0.00	0.80	3.00	11.46

Tabla C3 Resultados estequiométricos de ortopiroxeno con base en 6 oxígenos

<b>Joya de los Contreras</b>																	
$[Mg_{(1.68-1.73)}Fe_{(0.17-0.19)}Al^{VI}_{(0.07-0.1)}Ca_{(0.03)}Cr_{(0.01)}Mn_{(0.01)}][Si_{(0.9-0.93)}Al^{IV}_{(0.07-0.1)}]O_6$																	
Muestra	Si	Ti	Al <sup>IV</sup>	Al <sup>VI</sup>	Cr	Fe	Mn	Ni	Mg	Ca	Na	Total	Mg#	Cr#	xWo	xEn	xFs
JC11-1	1.90	0.00	0.10	0.07	0.01	0.19	0.00	0.00	1.70	0.03	0.00	4.00	90.13	5.67	1.54	88.74	9.72
JC11-2	1.91	0.00	0.09	0.08	0.01	0.18	0.00	0.00	1.69	0.03	0.00	4.00	90.17	4.89	1.50	88.82	9.68
JC11-3	1.91	0.00	0.09	0.08	0.01	0.18	0.01	0.00	1.69	0.03	0.00	4.00	90.23	5.84	1.46	88.91	9.63
JC13-2a	1.93	0.00	0.07	0.07	0.01	0.17	0.00	0.00	1.71	0.03	0.00	4.00	90.93	8.90	1.41	89.64	8.94
JC13-2b	1.93	0.00	0.08	0.06	0.01	0.17	0.00	0.00	1.73	0.03	0.00	4.01	91.03	9.50	1.52	89.65	8.83
JC13-4b	1.92	0.00	0.08	0.07	0.01	0.17	0.00	0.00	1.72	0.03	0.00	4.01	90.98	7.78	1.42	89.69	8.89
JC21-1a	1.91	0.00	0.09	0.07	0.01	0.19	0.01	0.00	1.71	0.03	0.00	4.01	90.19	6.54	1.29	89.02	9.69
JC21-1b	1.92	0.00	0.08	0.09	0.01	0.18	0.01	0.00	1.68	0.03	0.00	3.98	90.25	6.15	1.32	89.05	9.63
JC21-2	1.90	0.00	0.10	0.07	0.01	0.19	0.00	0.00	1.70	0.03	0.00	4.01	90.07	5.41	1.30	88.90	9.80
<b>Santo Domingo</b>																	
$[Mg_{(1.54-1.67)}Fe_{(0.15-0.26)}Al^{VI}_{(0.08-0.12)}Ca_{(0.03-0.04)}Cr_{(0.01)}Mn_{(0.01)}Ti_{(0.01)}Na_{(0.01)}][Si_{(1.95-1.90)}Al^{IV}_{(0.05-0.1)}]O_6$																	
SD7-3	1.90	0.00	0.10	0.08	0.01	0.26	0.01	0.00	1.60	0.03	0.00	4.01	86.00	5.12	1.71	84.53	13.76
SD7-4	1.92	0.00	0.08	0.10	0.01	0.23	0.01	0.00	1.62	0.03	0.01	4.00	87.73	5.62	1.49	86.43	12.09
SD7-5	1.91	0.01	0.09	0.09	0.01	0.31	0.01	0.00	1.54	0.04	0.00	4.00	83.07	5.25	1.95	81.45	16.60
SD11-2	1.94	0.00	0.06	0.11	0.01	0.15	0.00	0.00	1.67	0.03	0.00	3.97	91.97	5.90	1.55	90.54	7.91
SD11-3a	1.95	0.00	0.05	0.12	0.01	0.15	0.01	0.00	1.66	0.03	0.00	3.97	91.94	5.74	1.58	90.48	7.94
SD11-3b	1.94	0.00	0.06	0.11	0.01	0.15	0.01	0.00	1.66	0.03	0.00	3.97	91.97	5.24	1.61	90.49	7.90
<b>Joya Prieta</b>																	
$[Mg_{(1.53-1.76)}Fe_{(0.18-0.32)}Al^{VI}_{(0.05-0.13)}Ca_{(0.02-0.04)}Cr_{(0.01-0.02)}Mn_{(0.01)}Ti_{(0.01)}Na_{(0.01)}][Si_{(1.74-1.94)}Al^{IV}_{(0.06-0.26)}]O_6$																	
JP1-1	1.94	0.01	0.07	0.05	0.02	0.32	0.01	0.00	1.57	0.02	0.00	4.00	83.01	11.84	1.08	82.11	16.80
JP1-1b	1.93	0.00	0.07	0.05	0.02	0.31	0.01	0.00	1.58	0.02	0.00	3.99	83.73	10.64	1.06	82.84	16.10
JP1-7	1.94	0.00	0.06	0.07	0.02	0.32	0.01	0.00	1.54	0.02	0.00	3.98	82.60	10.37	1.19	81.62	17.19
JP5-4a	1.83	0.00	0.18	0.13	0.01	0.21	0.00	0.00	1.63	0.03	0.00	4.01	88.67	2.63	1.55	87.30	11.15
JP5-4b	1.82	0.00	0.18	0.12	0.01	0.20	0.00	0.00	1.65	0.03	0.00	4.02	88.99	3.12	1.41	87.74	10.85
JP5-5	1.74	0.00	0.26	0.08	0.01	0.19	0.01	0.00	1.76	0.03	0.00	4.07	90.05	2.21	1.26	88.91	9.83
JP6-2	1.89	0.01	0.11	0.09	0.01	0.32	0.01	0.00	1.53	0.04	0.00	4.00	82.90	5.77	2.20	81.08	16.73

JP6-4	1.92	0.00	0.08	0.09	0.01	0.21	0.01	0.00	1.63	0.03	0.00	3.99	88.44	7.13	1.49	87.12	11.39
JP6-5b	1.91	0.00	0.09	0.08	0.01	0.18	0.00	0.00	1.67	0.04	0.01	3.99	90.23	6.98	1.90	88.52	9.58

**Tabla C4** Resultados estequiométricos de clinopiroxeno con base en 6 oxígenos

<b>Joya de los Contreras</b>																	
$[\text{Ca}_{(0.77-0.80)}\text{Mg}_{(0.84-0.89)}\text{Al}^{\text{VI}}_{(0.11-0.16)}\text{Fe}_{(0.08-0.09)}\text{Na}_{(0.05)}\text{Cr}_{(0.02-0.04)}\text{Ti}_{(0.01-0.02)}][\text{Si}_{(1.88-1.91)}\text{Al}^{\text{IV}}_{(0.09-0.12)}]\text{O}_6$																	
Muestra	Si	Ti	Al <sup>IV</sup>	Al <sup>VI</sup>	Cr	Fe	Mn	Ni	Mg	Ca	Na	Total	Mg#	Cr#	xWo	xEn	xFs
JC11-3a	1.90	0.01	0.10	0.15	0.02	0.08	0.00	0.00	0.86	0.78	0.05	3.96	91.19	8.68	45.27	49.91	4.82
JC11-3b	1.91	0.01	0.10	0.16	0.03	0.08	0.00	0.00	0.84	0.77	0.05	3.95	90.92	9.27	45.45	49.60	4.95
JC11-5a	1.91	0.01	0.09	0.16	0.02	0.08	0.00	0.00	0.85	0.77	0.05	3.95	90.99	8.81	45.33	49.75	4.92
JC11-5b	1.91	0.01	0.09	0.16	0.02	0.09	0.00	0.00	0.85	0.77	0.05	3.96	90.87	8.27	45.27	49.73	5.00
JC13-2	1.89	0.01	0.11	0.12	0.03	0.08	0.00	0.00	0.88	0.79	0.05	3.97	91.56	12.91	45.13	50.24	4.63
JC13-3a	1.90	0.02	0.10	0.13	0.03	0.08	0.00	0.00	0.86	0.78	0.05	3.95	91.86	11.99	45.24	50.30	4.46
JC13-3b	1.89	0.01	0.11	0.11	0.03	0.08	0.00	0.00	0.89	0.80	0.05	3.97	91.64	13.10	45.16	50.25	4.58
JC13-5	1.88	0.02	0.12	0.12	0.04	0.08	0.00	0.00	0.87	0.79	0.05	3.96	91.64	12.64	45.60	49.85	4.55
<b>Santo Domingo</b>																	
$[\text{Ca}_{(0.77-0.82)}\text{Mg}_{(0.79-0.80)}\text{Al}^{\text{VI}}_{(0.11-0.18)}\text{Fe}_{(0.10-0.15)}\text{Na}_{(0.04-0.05)}\text{Cr}_{(0.02)}\text{Ti}_{(0.02-0.03)}][\text{Si}_{(1.84-1.86)}\text{Al}^{\text{IV}}_{(0.14-0.16)}]\text{O}_6$																	
SD7-1	1.86	0.02	0.14	0.14	0.02	0.13	0.00	0.00	0.80	0.81	0.05	3.97	86.36	7.25	46.65	46.08	7.28
SD7-4	1.86	0.03	0.15	0.18	0.02	0.10	0.00	0.00	0.80	0.77	0.05	3.96	88.50	6.17	46.03	47.76	6.21
SD7-5	1.84	0.03	0.16	0.11	0.02	0.15	0.00	0.00	0.79	0.82	0.04	3.97	83.91	8.06	46.28	45.08	8.64
<b>Joya Prieta</b>																	
$[\text{Ca}_{(0.72-0.85)}\text{Mg}_{(0.72-0.81)}\text{Al}^{\text{VI}}_{(0.11-0.18)}\text{Fe}_{(0.12-0.23)}\text{Na}_{(0.03-0.05)}\text{Cr}_{(0.02)}\text{Ti}_{(0.02-0.05)}\text{Mn}_{(0.01)}][\text{Si}_{(1.82-1.91)}\text{Al}^{\text{IV}}_{(0.09-0.18)}]\text{O}_6$																	
JP1-7a	1.91	0.02	0.09	0.11	0.02	0.12	0.00	0.00	0.81	0.84	0.03	3.96	86.61	10.34	47.50	45.47	7.03
JP1-7b	1.91	0.02	0.10	0.12	0.02	0.12	0.00	0.00	0.80	0.85	0.03	3.97	86.56	9.84	47.98	45.02	6.99
JP1-7c	1.91	0.02	0.09	0.11	0.02	0.13	0.00	0.00	0.81	0.84	0.03	3.96	86.61	10.60	47.38	45.58	7.04
JP6-1a	1.82	0.05	0.19	0.18	0.00	0.23	0.01	0.00	0.73	0.73	0.05	3.96	76.31	0.21	43.17	43.37	13.46
JP6-1b	1.82	0.05	0.18	0.18	0.00	0.23	0.01	0.00	0.72	0.74	0.05	3.96	76.01	0.00	43.94	42.61	13.45
JP6-2	1.84	0.04	0.16	0.15	0.02	0.18	0.00	0.00	0.77	0.75	0.05	3.96	81.13	6.27	44.35	45.14	10.50
JP6-3	1.82	0.05	0.18	0.18	0.00	0.22	0.01	0.00	0.73	0.72	0.05	3.96	76.70	0.30	43.10	43.64	13.26

Tabla C5 Resultados estequiométricos de anfíbol con base en 23 oxígenos

<b>Joya de los Contreras</b>															
[Na <sub>(0.64-0.99)</sub> K <sub>(0.01-0.31)</sub> ][Al <sup>VI</sup> <sub>(0.43-0.67)</sub> Cr <sub>(0.12-0.27)</sub> Fe <sub>(0.42-0.83)</sub> Ti <sub>(0.07-0.26)</sub> Ca <sub>(1.53-1.73)</sub> Mg <sub>(3.57-3.80)</sub> Mn <sub>(0.01-0.02)</sub> Ni <sub>(0.01-0.02)</sub> Na <sub>(0.19-0.26)</sub> ] [Si <sub>(6.07-6.30)</sub> Al <sup>IV</sup> <sub>(1.7-1.93)</sub> ]O <sub>22</sub> (F <sub>0.01</sub> OH <sub>1.99</sub> )															
Muestra	Si	Ti	Al <sup>IV</sup>	Al <sup>VI</sup>	Cr	Fe <sup>2+</sup>	Fe <sup>3+</sup>	Mn	Ni	Mg	Ca	Na	K	Total	Mg#
JC13-2a	6.22	0.20	1.78	0.45	0.25	0.39	0.06	0.00	0.01	3.68	1.70	0.91	0.31	15.96	89.21
JC13-2b	6.22	0.21	1.78	0.43	0.25	0.38	0.05	0.01	0.01	3.63	1.73	0.96	0.30	15.96	89.28
JC13-4a	6.10	0.26	1.90	0.44	0.24	0.38	0.05	0.01	0.01	3.62	1.73	0.94	0.30	15.98	89.28
JC13-4b	6.14	0.21	1.87	0.51	0.25	0.39	0.06	0.01	0.02	3.64	1.68	0.92	0.28	15.98	89.21
JC13-5	6.12	0.21	1.88	0.51	0.27	0.37	0.05	0.01	0.01	3.60	1.70	0.94	0.28	15.95	89.50
JC21-1	6.09	0.14	1.91	0.67	0.16	0.43	0.06	0.01	0.02	3.65	1.66	1.18	0.01	15.99	88.17
JC21-2	6.29	0.11	1.71	0.59	0.12	0.65	0.09	0.02	0.02	3.60	1.57	1.10	0.14	16.01	82.87
JC21-4	6.30	0.12	1.70	0.58	0.12	0.62	0.09	0.02	0.01	3.63	1.57	1.13	0.13	16.01	83.64
JC21-6	6.28	0.05	1.72	0.58	0.18	0.73	0.10	0.02	0.01	3.57	1.56	1.07	0.17	16.04	81.11
JC21-7	6.07	0.07	1.93	0.61	0.18	0.57	0.08	0.01	0.01	3.80	1.53	1.17	0.06	16.11	85.35
JC21-8	6.24	0.10	1.75	0.63	0.17	0.47	0.07	0.01	0.01	3.73	1.59	1.17	0.03	15.98	87.52
<b>Santo Domingo</b>															
[Na <sub>(0.71-0.91)</sub> K <sub>(0.09-0.29)</sub> ][Al <sup>VI</sup> <sub>(1.86-1.95)</sub> Cr <sub>(0.10-0.18)</sub> Fe <sub>(0.59-0.88)</sub> Ti <sub>(0.26-0.45)</sub> Ca <sub>(1.66-1.70)</sub> Mg <sub>(3.27-3.54)</sub> Mn <sub>(0.01)</sub> Ni <sub>(0.01-0.02)</sub> Na <sub>(0.15-0.23)</sub> ] [Si <sub>(6.05-6.14)</sub> Al <sup>IV</sup> <sub>(1.86-1.95)</sub> ]O <sub>22</sub> (F <sub>0.01</sub> Cl <sub>0.01</sub> OH <sub>1.98</sub> )															
SD7-1	6.13	0.28	1.87	0.50	0.15	0.60	0.09	0.01	0.01	3.45	1.66	1.10	0.09	15.93	83.47
SD7-3a	6.09	0.26	1.91	0.59	0.12	0.55	0.08	0.01	0.01	3.45	1.68	0.91	0.29	15.95	84.65
SD7-3b	6.14	0.26	1.86	0.51	0.12	0.57	0.08	0.01	0.02	3.50	1.68	0.95	0.28	15.97	84.19
SD7-4a	6.13	0.27	1.87	0.48	0.18	0.52	0.07	0.01	0.01	3.54	1.68	1.01	0.17	15.93	85.62
SD7-4b	6.13	0.37	1.87	0.40	0.16	0.52	0.07	0.01	0.01	3.44	1.70	0.97	0.23	15.88	85.27
SD7-5	6.05	0.45	1.95	0.35	0.10	0.77	0.11	0.01	0.01	3.27	1.67	0.97	0.18	15.88	78.84
<b>Joya Prieta</b>															
[Na <sub>(0.62-0.73)</sub> K <sub>(0.27-0.37)</sub> ][Al <sup>VI</sup> <sub>(0.27-0.55)</sub> Cr <sub>(0.01-0.24)</sub> Fe <sub>(0.76-1.31)</sub> Ti <sub>(0.38-0.51)</sub> Ca <sub>(1.04-1.89)</sub> Mg <sub>(2.92-3.29)</sub> Mn <sub>(0.01)</sub> Ni <sub>(0.01-0.02)</sub> Na <sub>(0.1-0.17)</sub> ] [Si <sub>(5.90-6.35)</sub> Al <sup>IV</sup> <sub>(1.65-2.10)</sub> ]O <sub>22</sub> (F <sub>0.01</sub> Cl <sub>0.01</sub> OH <sub>1.98</sub> )															
JP1-2	6.21	0.38	1.79	0.45	0.09	0.67	0.09	0.00	0.01	3.26	1.84	0.63	0.32	15.73	81.20
JP1-3	6.35	0.00	1.65	0.55	0.24	0.75	0.11	0.01	0.01	3.29	1.89	0.77	0.38	16.00	79.31
JP1-4	6.12	0.41	1.88	0.27	0.24	0.71	0.10	0.01	0.01	3.15	1.84	0.73	0.37	15.83	79.55
JP6-1	5.90	0.51	2.10	0.44	0.01	1.00	0.14	0.01	0.01	2.92	1.70	0.88	0.29	15.90	71.84



JP6-4	5.94	0.51	2.06	0.35	0.00	1.02	0.15	0.01	0.00	3.02	1.70	0.86	0.31	15.93	72.23
JP6-6	5.98	0.49	2.02	0.33	0.00	1.15	0.16	0.01	0.02	2.99	1.64	0.88	0.27	15.93	69.48

**Tabla C6** Resultados estequiométricos de flogopita con base en 22 oxígenos

<b>Joya de los Contreras</b>															
$[K_{(1.65-1.75)}Na_{(0.25-0.29)}Ca_{(0.01)}][Al^{VI}_{(0.22-0.25)}Ti_{(0.33-0.37)}Cr_{(0.18-0.19)}Fe_{(0.41)}Mn_{(0.01)}Ni_{(0.02)}Mg_{(4.54-4.57)}][Si_{(5.38-5.41)}Al^{IV}_{(2.59-2.62)}]O_{20}(OH)_4$															
Muestra	Si	Ti	Al <sup>IV</sup>	Al <sup>VI</sup>	Cr	Fe <sup>2+</sup>	Fe <sup>3+</sup>	Mn	Ni	Mg	Ca	Na	K	Total	Mg#
JC13-1	5.41	0.33	2.59	0.25	0.18	0.36	0.05	0.00	0.02	4.56	0.00	0.27	1.75	15.77	91.79
JC13-2	5.38	0.37	2.62	0.22	0.19	0.36	0.05	0.00	0.02	4.54	0.01	0.29	1.65	15.70	91.67
JC13-3	5.38	0.35	2.62	0.25	0.18	0.36	0.05	0.01	0.02	4.57	0.00	0.25	1.71	15.73	91.79
<b>Joya Prieta</b>															
$[K_{(1.37-1.82)}Na_{(0.25-0.20)}Ca_{(0.01-0.05)}][Al^{VI}_{(0.01-0.03)}Ti_{(0.54-0.58)}Cr_{(0.19-0.20)}Fe_{(0.75-0.82)}Mn_{(0.01)}Ni_{(0.02)}Mg_{(4.14-4.27)}][Si_{(5.30-5.46)}Al^{IV}_{(2.54-2.70)}]O_{20}(OH)_4$															
JP1-5a	5.43	0.58	2.57	0.02	0.20	0.67	0.09	0.01	0.02	4.25	0.05	0.06	1.41	15.34	84.81
JP1-5b	5.46	0.58	2.54	0.03	0.19	0.66	0.09	0.00	0.02	4.27	0.04	0.05	1.37	15.30	85.05
JP1-6	5.30	0.54	2.70	0.01	0.19	0.72	0.10	0.01	0.02	4.14	0.01	0.20	1.82	15.73	83.48

**Tabla C7** Resultados estequiométricos de sulfuros tipo mss.

<b>Joya de los Contreras</b>						
$Fe_{(0.45-0.87)}Ni_{(0.27-0.75)}Cu_{(0.01-0.08)}Co_{(0.01)}S_{(0.9-1.1)}$						
Muestra	Ni	Co	Fe	Cu	S	Total
JC11-6-1	0.75	0.00	0.46	0.00	0.93	2.14
JC11-6-2	0.75	0.00	0.46	0.00	0.90	2.12
JC11-8-1	0.70	0.00	0.45	0.04	0.91	2.10
JC13-4-1	0.49	0.01	0.66	0.01	1.06	2.23
JC13-4-2	0.53	0.01	0.62	0.01	1.08	2.25
JC13-4-4	0.40	0.00	0.65	0.08	1.08	2.21
JC21-4-1	0.27	0.00	0.87	0.00	1.07	2.21
JC21-5-2	0.32	0.00	0.84	0.00	1.07	2.23

JC21-6-5	0.27	0.00	0.82	0.00	1.15	2.25
<b>Santo Domingo</b>						
$\text{Fe}_{(0.47-0.94)}\text{Ni}_{(0.04-0.47)}\text{S}_{(1.3-1.42)}$						
SD7-1-1	0.04	0.00	0.92	0.00	1.42	2.38
SD7-2-2	0.04	0.00	0.94	0.00	1.38	2.36
SD7-5-1	0.36	0.00	0.64	0.00	1.30	2.30
SD11-4-1	0.47	0.00	0.47	0.00	1.39	2.33
SD11-4-3	0.45	0.00	0.49	0.00	1.35	2.29
SD11-5-1	0.25	0.00	0.74	0.00	1.40	2.39
<b>Joya Prieta</b>						
$\text{Fe}_{(0.55-0.93)}\text{Ni}_{(0.15-0.54)}\text{S}_{(1.17-1.24)}$						
JP1-1-1	0.15	0.00	0.92	0.00	1.20	2.27
JP1-1-2	0.16	0.00	0.93	0.00	1.17	2.26
JP5-1-1	0.26	0.00	0.81	0.00	1.24	2.32
JP5-1-3	0.25	0.00	0.82	0.00	1.19	2.26
JP5-5-1	0.52	0.00	0.57	0.00	1.18	2.28
JP5-5-2	0.54	0.00	0.55	0.00	1.18	2.27
JP5-5-3	0.53	0.00	0.55	0.00	1.18	2.26
JP5-5-8	0.43	0.00	0.65	0.00	1.20	2.28

## ANEXO D

### Kaersutita Campo volcánico de Santo Domingo, San Luis Potosí

En la tabla se reporta en la primera columna la potencia del láser utilizada seguida por el tamaño de la señal de la masa  $^{39}\text{Ar}$  en microvolts y en porcentaje. El valor de  $^{40}\text{Ar}^*/^{39}\text{Ar}_K$  reportado está corregido por blanco, las reacciones de interferencia con isótopos de Ca, K y Cl, discriminación del espectrómetro de masas, decaimiento radiactivo del  $^{37}\text{Ar}$  y  $^{39}\text{Ar}$  y  $(^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar})_i = 295.5$ .

Se utilizaron las constantes recomendadas por Steiger y Jäger 1977 en todos los cálculos. Los factores utilizados para las reacciones de interferencia fueron:  $(^{39}\text{Ar}/^{37}\text{Ar})_{Ca} = 6.50 \times 10^{-4}$ ;  $(^{36}\text{Ar}/^{37}\text{Ar})_{Ca} = 2.55 \times 10^{-4}$ ;  $(^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar})_K = 0$ . Además la masa 36 fue corregida por cloro según la reacción  $^{36}\text{Ar} (^{35}\text{Cl} (n, \gamma) ^{36}\text{Cl} \rightarrow ^{36}\text{Ar} + \beta$  con una vida media de  $3.1 \times 10^5$  a). Como información adicional se da para cada fracción el porcentaje del  $^{40}\text{Ar}$  radiogénico, la relación  $^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$  y el  $^{37}\text{Ar}_{Ca}/^{39}\text{Ar}_K$  representativo de la relación Ca/K de la muestra analizada.

**Tabla D1** Experimento de calentamiento en etapas con concentrado de kaersutita

Potencia Láser	$^{39}\text{Ar} \times 10^{-6}$	% $^{39}\text{Ar}$	$^{40}\text{Ar}^*/^{39}\text{Ar}_K$	1 $\sigma$	Edad en Ma	1 $\sigma$		% $^{40}\text{Ar}^*$	$^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$	$^{37}\text{Ar}_{Ca}/^{39}\text{Ar}_K$
0.20	1.343	0.21	3.46	7.40	17.12	36.45	a ‡	2.42	302.83	2.458
0.60	1.972	0.31	8.15	4.95	40.07	24.10	b ‡	7.01	317.79	2.358
1.20	1.706	0.27	-6.68	6.98	-33.55	35.36	c ‡	-3.07	286.69	4.562
2.00	0.821	0.13	41.61	9.87	195.96	44.07	d	39.37	487.41	2.078
3.50	36.506	5.71	3.52	0.25	17.42	1.21	e	36.03	461.96	3.134
4.50	169.147	26.45	1.31	0.05	6.51	0.24	f ‡	61.97	776.96	2.936
6.00	210.159	32.86	0.62	0.03	3.09	0.16	g	61.18	761.17	2.963
8.00	217.863	34.07	0.47	0.04	2.34	0.18	h	45.93	546.48	2.977
0.50	3.123	0.40	-5.99	5.21	-30.03	26.37	i ‡	-4.71	282.20	2.268
1.00	1.473	0.19	10.65	4.65	52.22	22.45	j ‡	10.76	331.12	1.951
2.00	1.223	0.16	17.22	7.01	83.70	33.29	k ‡	17.99	360.31	3.181
3.50	28.008	3.56	4.14	0.19	20.48	0.92	l	43.51	523.09	3.085
4.20	101.899	12.96	1.94	0.09	9.60	0.43	m ‡	64.81	839.79	3.086
4.60	142.396	18.11	0.79	0.03	3.91	0.16	n ‡	62.37	785.23	2.996
4.80	183.099	23.29	0.41	0.03	2.05	0.16	o	58.97	720.15	2.982
6.00	193.610	24.62	0.47	0.04	2.35	0.19	p	56.08	672.83	2.997
6.50	131.483	16.72	0.14	0.04	0.69	0.19	q ‡	45.26	539.86	3.049