



UNIVERSIDAD DE CHILE  
FACULTAD DE CIENCIAS FÍSICAS Y MATEMÁTICAS  
DEPARTAMENTO DE GEOLOGÍA

LA TRANSICIÓN ESPINELA-GRANATE EN EL MANTO BAJO LA REGIÓN DE PALI  
AIKE, PROVINCIA DE SANTA CRUZ, ARGENTINA: UN ESTUDIO A PARTIR DE  
XENOLITOS ULTRAMÁFICOS

MEMORIA PARA OPTAR AL TÍTULO DE GEÓLOGO

BYRON ANDRÉ RIQUELME VÁSQUEZ

PROFESOR GUÍA:  
Dr. JOSÉ MARÍA GONZÁLEZ-JIMÉNEZ

MIEMBROS DE LA COMISIÓN:  
Dr. DIEGO MORATA CÉSPEDES  
Dra. CLAUDIA CANATELLI

Este trabajo forma parte del proyecto Fondecyt #11140005 “*Decoding precious metals (platinum-group elements and gold) in upper mantle rocks of the Chilean Cordillera*”

SANTIAGO DE CHILE  
2016

## **RESUMEN DE LA MEMORIA PARA OPTAR AL**

**TÍTULO DE:** Geólogo

**POR:** Byron André Riquelme Vásquez

**FECHA:** 2 de Noviembre del 2016

**PROFESOR GUÍA:** José María González-Jiménez

### **LA TRANSICIÓN ESPINELA-GRANATE EN EL MANTO BAJO LA REGIÓN DE PALI AIKE, PROVINCIA DE SANTA CRUZ, ARGENTINA: UN ESTUDIO A PARTIR DE XENOLITOS ULTRAMÁFICOS**

El Campo Volcánico Pali Aike se ubica en la Patagonia Argentina, justo en el límite con Chile, entre los 46° y 52° S y está constituido por una serie de volcanes monogenéticos de composición basáltica, principalmente. Es común encontrar en las lavas de los volcanes, xenolitos en facies de granate y espinela, que representan el manto que subyace esta región.

El objetivo de este trabajo es estudiar la petrogénesis de siete xenolitos de la región de Pali Aike, con un especial enfoque en la zona de transición entre granate y espinela. Para ello se utilizan herramientas como microscopio petrográfico, microscopio electrónico de barrido y microsonda electrónica.

Los xenolitos estudiados están constituidos por olivino, clinopiroxeno, ortopiroxeno, espinela, granate y en menor medida sulfuros. Se equilibraron tanto en facies de espinela como en facies de granate. A partir de la petrografía y el análisis químico de los minerales se plantea que su historia evidencia procesos de fusión parcial, diferentes grados de deformación a altas temperaturas, metasomatismo y re-equilibrio en estado sólido.

El origen de los sulfuros ubicados en venillas intersticiales y en zonas de reacción se consideró como mixto, originados tanto a partir de diferentes eventos de fusión parcial como a partir de fluidos/fundidos metasomáticos ricos en Fe y con menores cantidades de P y Na.

Un agente metasomático con altas concentraciones de Al, Ti y Fe, y menores concentraciones de P y Na afectó levemente a los xenolitos ultramáficos. No se puede relacionar el evento metasomático con la zona de transición granate-espinela, por lo que se plantea que es un evento de mucha mayor escala.

Se interpreta que todas las muestras estudiadas se formaron en el manto litosférico bajo la región de Pali Aike, pero a diferentes profundidades. De este modo, la zona de transición de granate-espinela se pudo restringir a unas temperaturas entre 1200 y 1450°C y a una presión de 24 kbar, aproximadamente, lo que correspondería a una profundidad de 75 km.

*Dedicada a mi familia.*

## AGRADECIMIENTOS

---

Agradezco al profesor José María González-Jiménez por su comprensión y ayuda en la realización de este trabajo, gracias por permitirme desde Proyecto 1 trabajar en mis inquietudes relativas a la petrología, por darme diferentes opciones de trabajo de acuerdo a mis gustos personales, lo que finalmente me llevó a trabajar muy a gusto en xenolitos mantélicos.

Agradezco a los miembros de la comisión por sus correcciones y comentarios.

Agradezco a Santiago Tassara por su ayuda durante todo este proceso y por realizar los análisis de microsonda de los silicatos.

Agradezco a mis papás y hermanos por permitirme hacer siempre todo lo que he querido, por apoyarme y ayudarme a desarrollar cada cosa que se me ha ocurrido hacer en la vida.

Agradezco a mis amigos de geología (en especial a los \$eda\$) y a la Cami y al Juan por su constante apoyo y diferentes estilos de ayuda.

Agradezco al Núcleo Milenio Trazadores de Metales en Zonas de Subducción (NMTM) y al Centro de Excelencia en Geotermia de Los Andes (CEGA).

Agradezco al proyecto Fondecyt #11140005 “*Decoding precious metals (platinum-group elements and gold) in upper mantle rocks of the Chilean Cordillera*”, liderado por el Dr. José María González Jiménez.

# TABLA DE CONTENIDO

---

<b>1</b>	<b>INTRODUCCIÓN.....</b>	<b>1</b>
1.1	XENOLITOS MANTÉLICOS .....	1
1.2	MARCO GEOLÓGICO .....	3
1.2.1	<i>Marco geodinámico de la Patagonia Austral</i> .....	3
1.2.1.1	Marco geodinámico del Campo Volcánico Pali Aike .....	4
1.2.2	<i>Geología del Campo Volcánico Pali Aike</i> .....	7
1.2.2.1	Sucesión volcánica del Campo Volcánico Pali Aike .....	7
1.2.2.2	Petrografía y química mineral.....	10
1.2.2.3	Geoquímica de las rocas volcánicas del Campo Volcánico Pali Aike .....	10
1.2.2.4	Xenolitos ultramáficos .....	13
1.3	OBJETIVO GENERAL .....	20
1.4	OBJETIVOS ESPECÍFICOS.....	20
1.5	HIPÓTESIS.....	20
<b>2</b>	<b>METODOLOGÍA.....</b>	<b>21</b>
2.1	PETROGRAFÍA MACROSCÓPICA .....	21
2.2	PREPARACIÓN DE MUESTRAS PARA ESTUDIO PETROGRÁFICO .....	22
2.3	PETROGRAFÍA MICROSCÓPICA .....	23
2.3.1	<i>Microscopio óptico</i> .....	23
2.3.2	<i>Microscopio electrónico de barrido</i> .....	23
2.4	CONTEO MODAL.....	23
2.5	MICROSONDA ELECTRÓNICA.....	24
2.6	GEOTERMOBAROMETRÍA .....	25
<b>3</b>	<b>RESULTADOS.....</b>	<b>28</b>
3.1	PETROGRAFÍA Y CLASIFICACIÓN DE LAS MUESTRAS .....	28
3.1.1	<i>Caracterización de los xenolitos</i> .....	28
3.1.1.1	Lherzolitas.....	29
3.1.1.1.1	Lherzolitas con espinela .....	29
3.1.1.1.2	Lherzolita con granate .....	32
3.1.1.1.2.1	Perfiles composicionales.....	33
3.1.1.1.3	Lherzolitas con granate y espinela .....	36
3.1.1.2	Harzburgitas .....	39
3.1.1.2.1	Harzburgita con espinela y granate .....	39
3.1.1.2.2	Harzburgita con espinela .....	40
3.2	QUÍMICA MINERAL .....	42
3.2.1	<i>Olivino</i> .....	42

3.2.2	<i>Clinopiroxeno</i> .....	43
3.2.3	<i>Ortopiroxeno</i> .....	45
3.2.4	<i>Granate</i> .....	46
3.2.5	<i>Óxidos</i> .....	47
3.3	CLASIFICACIÓN DE LOS XENOLITOS .....	49
3.4	MINERALOGÍA DE SULFUROS.....	50
3.4.1	<i>Localización micro-estructural de sulfuros</i> .....	50
3.4.1.1	Incluidos en silicatos .....	50
3.4.1.2	Ubicados en venillas intersticiales.....	51
3.4.1.3	Ubicados en zonas de reacción .....	52
3.4.2	<i>Distribución y composición de los sulfuros</i> .....	52
3.4.2.1	Composición química de los sulfuros .....	54
<b>4</b>	<b>DISCUSIÓN</b> .....	<b>55</b>
4.1	PETROGÉNESIS DE XENOLITOS .....	55
4.1.1	<i>Relaciones texturales y grados de fusión parcial</i> .....	55
4.1.2	<i>Metasomatismo</i> .....	59
4.1.2.1	Metasomatismo modal .....	59
4.1.2.2	Metasomatismo críptico .....	60
4.1.3	<i>Geotermobarometría de silicatos y espinelas</i> .....	62
4.1.4	<i>Mineralogía de sulfuros y temperaturas de equilibrio</i> .....	64
4.1.5	<i>Origen de los xenolitos</i> .....	66
4.1.6	<i>Consideraciones sobre la calidad de los datos químicos</i> .....	70
<b>5</b>	<b>CONCLUSIONES</b> .....	<b>71</b>
<b>6</b>	<b>BIBLIOGRAFÍA</b> .....	<b>73</b>
<b>7</b>	<b>ANEXOS</b> .....	<b>79</b>
7.1	ANEXO A: DESCRIPCIÓN PETROGRÁFICA MACROSCÓPICA DE XENOLITOS ULTRAMÁFICOS.....	79
7.2	ANEXO B: DESCRIPCIÓN PETROGRÁFICA INICIAL DE LOS CORTES TRANSPARENTES ...	80
7.3	ANEXO C: TABLAS DE DATOS .....	93
7.4	ANEXO D: PERFILES COMPOSICIONALES.....	105

## ÍNDICE DE TABLAS

---

TABLA 1. LOCALIDADES Y CÓDIGOS DE LAS MUESTRAS ESTUDIADAS .....	22
TABLA 2. GEOBARÓMETROS Y GEOTERMÓMETROS APLICADOS EN ESTE ESTUDIO.....	27
TABLA 3. NORMALIZACIÓN DE PORCENTAJES DE OPX, CPX Y OL PARA ASIGNACIÓN DE NOMBRE A LA ROCA. OPX= ORTOPIROXENO, CPX= CLINOPIROXENO, OL=OLIVINO.....	28
TABLA 4. TABLA RESUMEN DE FÓRMULAS ESTRUCTURALES PARA DIFERENTES MINERALES EN LAS MUESTRAS ESTUDIADAS.....	48
TABLA 5. TABLA RESUMEN CON #MG PROMEDIO EN SILICATOS, Y #MG Y #CR PROMEDIO EN ESPINELAS.....	48
TABLA 6. COMPOSICIONES SEMI-CUANTITATIVAS DE VENILLAS ENCONTRADAS EN LA HARZBURGITA CON ESPINELA RU-3, HARZBURGITA CON GRANATE Y ESPINELA LT-01 Y LHERZOLITA CON GRANATE Y ESPINELA LT-5. ....	60
TABLA 7. RESULTADOS DE CONDICIONES DE PRESIÓN Y TEMPERATURA CON DIFERENTES GEOTERMÓMETROS Y GEOBARÓMETROS. KB90: KÖHLER Y BREY, 1990; NT00: NIMIS Y TAYLOR, 2000; BKN90: BREY Y KÖHLER, 1990; BA91: BALLHAUS <i>ET AL</i> , 1991; HA84: HARLEY, 1984.....	63
TABLA 8. TABLA RESUMEN DE LAS DESCRIPCIONES MACROSCÓPICAS DE LOS XENOLITOS ULTRAMÁFICOS.....	79
TABLA 9. FICHA DE DESCRIPCIÓN DE LA SECCIÓN LT-01.....	80
TABLA 10. FICHA DE DESCRIPCIÓN DE LA SECCIÓN LT-5.....	82
TABLA 11. FICHA DE DESCRIPCIÓN DE LA SECCIÓN PA-LA7.....	84
TABLA 12. FICHA DE DESCRIPCIÓN DE LA SECCIÓN RU-3.....	86
TABLA 13. FICHA DE DESCRIPCIÓN DE LA SECCIÓN SAL-1.....	88
TABLA 14. FICHA DE DESCRIPCIÓN DE LA SECCIÓN SAL-4.....	90
TABLA 15. FICHA DE DESCRIPCIÓN DE LA SECCIÓN SAL-5.....	92
TABLA 16. DETALLE DE CONTEO MODAL. OPX : ORTOPIROXENO. CPX: CLINOPIROXENO. OL: OLIVINO. ESP: ESPINELA. GRT: GRANATE. COMO VACÍO SE CONSIDERAN AQUELLOS ESPACIOS DE CADA CORTE DONDE NO HAY MINERALES.....	93
TABLA 17. DATOS SEMI-CUANTITATIVOS DE PARES DE OLIVINOS Y ESPINELAS, SEM DETECTOR EDS.....	94
TABLA 18. DATOS SEMI-CUANTITATIVOS DE SULFUROS, SEM DETECTOR EDS.....	95
TABLA 19. ANÁLISIS DE MICROSONDA DE OLIVINO (OL). LOS NÚMEROS CON ASTERISCO (*) SON LOS ORIGINALES RECALCULADOS AL 100% Y SE CONSIDERAN SEMI-CUANTITATIVOS.....	96
TABLA 20. RESULTADOS DEL CÁLCULO DE FÓRMULA ESTRUCTURAL DE OLIVINOS EN BASE A 4 OXÍGENOS.....	97
TABLA 21. ANÁLISIS DE MICROSONDA DE ORTOPIROXENO (OPX). LOS NÚMEROS CON ASTERISCO (*) SON LOS ORIGINALES RECALCULADOS AL 100% Y SE CONSIDERAN SEMI-CUANTITATIVOS.....	98
TABLA 22. RESULTADOS DEL CÁLCULO DE FÓRMULA ESTRUCTURAL DE ORTOPIROXENOS EN BASE A 6 OXÍGENOS.....	98
TABLA 23. ANÁLISIS DE MICROSONDA DE CLINOPIROXENO (CPX). LOS NÚMEROS CON ASTERISCO (*) SON LOS ORIGINALES RECALCULADOS AL 100% Y SE CONSIDERAN SEMI-CUANTITATIVOS.....	99
TABLA 24. RESULTADOS DEL CÁLCULO DE FÓRMULA ESTRUCTURAL DE CLINOPIROXENOS EN BASE A 6 OXÍGENOS.....	100
TABLA 25. ANÁLISIS DE MICROSONDA DE ESPINELA (ESP). LOS NÚMEROS CON ASTERISCO (*) SON LOS ORIGINALES RECALCULADOS AL 100% Y SE CONSIDERAN SEMI-CUANTITATIVOS.....	101
TABLA 26. RESULTADOS DEL CÁLCULO DE FÓRMULA ESTRUCTURAL DE ESPINELAS EN BASE A 32 OXÍGENOS.....	101
TABLA 27. ANÁLISIS DE MICROSONDA DE GRANATE (GT). LOS NÚMEROS CON ASTERISCO (*) SON LOS ORIGINALES RECALCULADOS AL 100% Y SE CONSIDERAN SEMI-CUANTITATIVOS.....	102
TABLA 28. RESULTADOS DEL CÁLCULO DE FÓRMULA ESTRUCTURAL DE GRANATES EN BASE A 12 OXÍGENOS.....	103

TABLA 29. ANÁLISIS DE MICROSONDA DE ILMENITA. EL NÚMERO CON ASTERISCO (\*) ES EL ORIGINAL RECALCULADO AL 100% Y SE CONSIDERA SEMI-CUANTITATIVOS.....104

TABLA 30. RESULTADOS DEL CÁLCULO DE FÓRMULA ESTRUCTURAL DE ILMENITA. ....104



## ÍNDICE DE FIGURAS

---

- FIGURA 1. ESQUEMA DE LA CONFIGURACIÓN GEODINÁMICA DE LA PATAGONIA AUSTRAL Y DEL OCEANO PACÍFICO (MODIFICADO DE D'ORAZIO *ET AL.*, 2000, PÁG. 209) .....4
- FIGURA 2. ESQUEMA MOSTRANDO LA APERTURA DE UNA VENTANA ASTENOSFÉRICA (*SLAB-WINDOW*) BAJO LA PLACA SUDAMERICANA DESDE HACE 14 MA. PA, POSICIÓN PRESENTE DE PALI AIKE. ÁREAS GRISES: PROYECCIÓN EN SUPERFICIE DE LA REGIÓN LIBRE DE *SLAB*; ÁREAS NEGRAS: LAVAS DE PLATEAU PATAGÓNICO RELACIONADAS A *SLAB-WINDOW*; FLECHAS GRISES: FLUJOS DE MANTO ASTENOSFÉRICO; FLECHAS NEGRAS: MOVIMIENTO DE PLACAS RELATIVO A SUDAMERICA FIJO; LÍNEAS NEGRAS GRUESAS: SEGMENTOS DEL LA DORSAL DE CHILE; DELGADAS LÍNEAS PUNTEADAS: ZONAS DE FRACTURA OCEÁNICAS (MODIFICADO DE D'ORAZIO *ET AL.*, 2000). .....6
- FIGURA 3. MAPA GEOLÓGICO DEL CAMPO VOLCÁNICO PALI AIKE. SECUENCIA VOLCÁNICA DIVIDIDA EN TRES UNIDADES QUE CONFORMAN EL CAMPO VOLCÁNICO PALI AIKE (MODIFICADO DE D'ORAZIO *ET AL.*, 2000, PÁG. 411). .....9
- FIGURA 4. A, B Y C: PATRONES DE REE NORMALIZADOS A CONDRIITO DE ROCAS VOLCÁNICAS DE PALI AIKE SUBDIVIDIDAS EN LAS UNIDADES ESTRATIGRÁFICAS U1, U2 Y U3. TAMBIÉN SE GRAFICA EL PATRÓN DE OIB PROMEDIO DE SUN & MCDONOUGH (1989). VALORES NORMALIZADOS A PARTIR DE MCDONOUGH & SUN (1995). (MODIFICADO DE D'ORAZIO *ET AL.*, 2000). D, E Y F: PATRONES DE ELEMENTOS INCOMPATIBLES NORMALIZADOS A MANTO PRIMITIVO, DE LAS ROCAS VOLCÁNICAS DE PALI AIKE SUBDIVIDIDAS EN LAS UNIDADES ESTRATIGRÁFICAS U1, U2 Y U3. SE GRAFICA TAMBIÉN LOS VALORES PROMEDIO DE OIB DE SUN & MCDONOUGH (1989) PARA COMPARAR. NORMALIZACIÓN DE VALORES A PARTIR DE MCDONOUGH & SUN (1995). (MODIFICADO DE D'ORAZIO *ET AL.*, 2000) .....12
- FIGURA 5. DIAGRAMA DE  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ - $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  PARA LAS ROCAS VOLCÁNICAS DE PALI AIKE Y OTRAS ZONAS VOLCÁNICAS CENOZOICAS DE SUDAMÉRICA (MODIFICADO DE D'ORAZIO *ET AL.*, 2000). .....13
- FIGURA 6. ZONACIONES DE BORDE A BORDE DE CONCENTRACIONES DE CA (CÍRCULOS) Y AL (CUADRADOS) (U.P.F. = UNIDADES POR FÓRMULA) A LO LARGO DE GRANOS DE ORTOPIROXENO EN PERIDOTITAS CON GRANATE Y ESPINELA. LAS TEMPERATURAS DE LOS NÚCLEOS Y BORDES FUERON CALCULADAS CON LOS TERMÓMETROS DE CA EN ORTOPIROXENO Y EL DE DOS PIROXENOS DE BREY Y KOHLER (1990). EL PRIMERO ES EL DE LA IZQUIERDA DEL SLASH Y EL SEGUNDO ES EL DE LA DERECHA. BASADO EN EL ANÁLISIS DE MÚLTIPLES PARES DE GRANOS, LOS ERRORES EN LAS TEMPERATURAS CALCULADAS SON ESTIMADOS DE 20°C PARA LOS NÚCLEOS Y DE 12°C PARA LOS BORDES. (MODIFICADO DE STERN *ET AL.*, 1990, PÁG. 222). .....15
- FIGURA 7. CONTENIDOS DE CAO Y  $\text{Al}_2\text{O}_3$  DE ROCA TOTAL DE XENOLITOS DE PALI AIKE (SÍMBOLOS VACÍOS) GRAFICADOS VERSUS #MG Y COMPARADOS CON DOS ESTIMACIONES DIFERENTES PARA EL MANTO PRIMITIVO (DIAMANTES SÓLIDOS, PM1: HOFFMAN, 1988; PM2, ALLÈGRE *ET AL.*, 1995; PM3, PALME Y NICKEL, 1985; PM4, RINWOOD, 1979; PM5, MCDONOUGH, 1990), Y COMPILACIONES PUBLICADAS DE COMPOSICIONES PROMEDIOS DE XENOLITOS PERIDOTÍTICOS CON ESPINELA Y GRANATE (CUADRADOS SÓLIDOS, SPP-1 Y GTP-1, MAALOE Y AOKI, 1975; SPP-2, MCDONOUGH, 1990). MUESTRAS CON MÚLTIPLES ANÁLISIS (LS33, LS101, TM1, TM2 Y BN50) ESTÁN CONECTADOS CON LÍNEAS PUNTEADAS Y EL PROMEDIO DE LAS LHERZOLITAS CON GRANATE DE PALI AIKE ESTÁ INDICADO POR EL CUADRADO SÓLIDO PA. LA FIGURA ILUSTRRA LA SIMILITUD DE ELEMENTOS MAYORES ENTRE LHERZOLITAS CON GRANATE DE PALI AIKE Y ESTIMACIONES DEL MANTO PRIMITIVO, Y DIFERENCIAS SIGNIFICATIVAS ENTRE ESTAS LHERZOLITAS Y LAS HARZBURGITAS CON GRANATE Y ESPINELA (MODIFICADO DE STERN *ET AL.*, 1999). .....16
- FIGURA 8. ZONACIÓN LITOLÓGICA DE LA LITÓSFERA CONTINENTAL BAJO EL SUR DE SUDAMÉRICA BASADA EN LOS DATOS CALCULADOS DE TEMPERATURA Y PRESIÓN DE LOS XENOLITOS DE PALI AIKE. GRANULITAS MÁFICAS OCURREN EN LA PORCIÓN MÁS PROFUNDA DE LA CORTEZA CONTINENTAL (SELVERSTONE Y STERN, 1983). HARZBURGITAS INFÉRTILES CON ESPINELA PREDOMINAN EN LA SECCIÓN SUPERIOR Y MEDIA DEL MANTO, MIENTRAS QUE LA PORCIÓN MÁS PROFUNDA DE LA LITÓSFERA

CONSISTE EN LHERZOLITAS FÉRTILES CON GRANATE. LA MÁS INFERIOR DE LA LITÓSFERA FUE MODIFICADA POR METASOMATISMO CRÍPTICO Y MODAL RELACIONADO A LA GENERACIÓN DE LOS BASALTOS DE PALI AIKE (MODIFICADO DE STERN *ET AL.*, 1999).

.....	17
FIGURA 9. FOTOGRAFÍAS DE XENOLITOS ULTRAMÁFICOS ESCOGIDOS PARA ESTUDIAR. A. CÓDIGO LT-01. B. CÓDIGO LT-5. C. CÓDIGO PA-LA7. D. CÓDIGO SAL-5. E. CÓDIGO RU-3. F. CÓDIGO SAL-1. G. CÓDIGO SAL-4.....	21
FIGURA 10. COMPARACIÓN ENTRE IMAGEN PROCESADA Y NO PROCESADA. LA IMAGEN B TIENE LOS COLORES INTENSIFICADOS PARA FACILITAR LA IDENTIFICACIÓN DE LOS MINERALES FORMADORES DE LOS XENOLITOS. OPX= ORTOPIROXENO, CPX=CLINOPIROXENO, OL=OLIVINO, GRT= GRANATE.....	24
FIGURA 11. DIAGRAMA DE CLASIFICACIÓN MODAL DE ROCAS ULTRAMÁFICAS, MODIFICADO DE STRECKEISEN (1973).....	28
FIGURA 12. FOTOGRAFÍAS DE LHERZOLITA PORFIROCLÁSTICA SAL-1. A. FOTOGRAFÍA A NÍCOLES CRUZADOS DE ORTOPIROXENO CON BORDE DE REACCIÓN. B. FOTOGRAFÍA A NÍCOLES CRUZADOS DE ESPINELA ENGLOBANDO UN CRISTAL DE OLIVINO. C. FOTOGRAFÍA A NÍCOLES PARALELOS DE ESPINELA ESTIRADA RODEADA DE ORTOPIROXENO. D. FOTOGRAFÍA A NÍCOLES CRUZADOS DE CLINOPIROXENO CON BORDES ESPONJOSOS Y ADEMÁS CONTENIENDO UN CRISTAL SUBREDONDEADO DE OLIVINO. E. MICROFOTOGRAFÍA DE ELECTRONES RETRODISPERSADOS UTILIZANDO SEM DONDE SE APRECIA UN CRISTAL DE ESPINELA EN CONTACTO CON CRISTALES DE OLIVINO. F. MICROFOTOGRAFÍA DE ELECTRONES RETRODISPERSADOS UTILIZANDO SEM DONDE SE APRECIA UN CRISTAL DE CLINOPIROXENO CON BORDES ESPONJOSOS EN CONTACTO CON OLIVINO. G. MICROFOTOGRAFÍA DE ELECTRONES RETRODISPERSADOS UTILIZANDO SEM DONDE SE APRECIA UN CRISTAL DE ESPINELA CON BORDES ENRIQUECIDOS EN FE. H. MICROFOTOGRAFÍA DE ELECTRONES RETRODISPERSADOS UTILIZANDO SEM DONDE SE APRECIA UN CRISTAL DE CLINOPIROXENO CON BORDES ESPONJOSOS EN CONTACTO CON CRISTALES DE OLIVINO. I. MICROFOTOGRAFÍA DE ELECTRONES RETRODISPERSADOS UTILIZANDO SEM DONDE SE APRECIA UN CRISTAL DE ESPINELA CON BORDES ENRIQUECIDOS EN FE. CORTES DE 30 MM VISTOS EN MICROSCOPIO PETROGRÁFICO Y DE 80 MM VISTOS EN SEM.....	30
FIGURA 13. FOTOGRAFÍAS DE LHERZOLITA PROTOGRANULAR CON TENDENCIA A PORFIROCLÁSTICA SAL-5. A. FOTOGRAFÍA A NÍCOLES CRUZADOS DE TEXTURA POIKILÍTICA DE UN CRISTAL DE ORTOPIROXENO ENGLOBANDO UN CRISTAL DE OLIVINO. B. FOTOGRAFÍA A NÍCOLES PARALELOS DE CLINOPIROXENO CON BORDES ESPONJOSOS. C. FOTOGRAFÍA A NÍCOLES PARALELOS DE ESPINELA ESTIRADA QUE CONTIENE UN CRISTAL DE OLIVINO EN SU INTERIOR. D. FOTOGRAFÍA A NÍCOLES CRUZADOS DE ESPINELA ANHEDRAL INTERSTICIAL RODEADA DE CRISTALES DE ORTOPIROXENO Y OLIVINO. E. MICROFOTOGRAFÍA DE ELECTRONES RETRODISPERSADOS UTILIZANDO SEM DONDE SE APRECIAN CRISTALES DE OLIVINO EN CONTACTO CON CLINOPIROXENOS CON BORDES ESPONJOSOS. F. MICROFOTOGRAFÍA DE ELECTRONES RETRODISPERSADOS UTILIZANDO SEM DONDE SE APRECIAN CRISTALES DE ESPINELA CON BORDES ENRIQUECIDOS EN FE EN CONTACTO CON ORTOPIROXENO. G. MICROFOTOGRAFÍA DE ELECTRONES RETRODISPERSADOS UTILIZANDO SEM DONDE SE APRECIAN DIFERENTES CRISTALES, ENTRE ELLOS CLINOPIROXENO CON BORDES ESPONJOSOS Y ESPINELA POIKILÍTICA ENGLOBANDO CLINOPIROXENO. H. MICROFOTOGRAFÍA DE ELECTRONES RETRODISPERSADOS UTILIZANDO SEM DONDE SE APRECIAN CLINOPIROXENO CON BORDES ESPONJOSOS EN CONTACTO CON ORTOPIROXENO. I. MICROFOTOGRAFÍA DE ELECTRONES RETRODISPERSADOS UTILIZANDO SEM DONDE SE APRECIAN ESPINELA EN CONTACTO CON OLIVINOS. CORTES DE 30 MM VISTOS EN MICROSCOPIO PETROGRÁFICO Y DE 80 MM VISTOS EN SEM.....	31
FIGURA 14. FOTOGRAFÍAS DE LHERZOLITA PROTOGRANULAR PA-LA7. A. FOTOGRAFÍA A NÍCOLES PARALELOS DE CORONA DE REACCIÓN DE ESPINELAS Y ORTOPIROXENO ALREDEDOR DE UN CRISTAL DE GRANATE. B. FOTOGRAFÍA A NÍCOLES CRUZADOS DE EXTINCIÓN ONDULANTE DE OLIVINO. C. FOTOGRAFÍA A NÍCOLES CRUZADOS DE <i>MELT POCKET</i> DE ORTOPIROXENO. D. FOTOGRAFÍA A NÍCOLES PARALELOS DE CORONA DE REACCIÓN DE ESPINELAS ALREDEDOR DE GRANATE, ADEMÁS SE OBSERVA TEXTURA POIKILÍTICA DE UN CRISTAL DE CLINOPIROXENO ENGLOBANDO UN CRISTAL DE OLIVINO.	

E. MICROFOTOGRAFÍA DE ELECTRONES RETRODISPERSADOS UTILIZANDO SEM DONDE SE APRECIA UNA CORONA DE REACCIÓN DE GRANATE EN CONTACTO CON ORTOPIROXENO, COMPUESTA POR CLINOPIROXENO Y ESPINELA. F. MICROFOTOGRAFÍA DE ELECTRONES RETRODISPERSADOS UTILIZANDO SEM DONDE SE APRECIAN CRISTALES DE GRANATE CON CORONAS DE REACCIÓN (POR DENTRO Y FUERA DEL CRISTAL), ADEMÁS UNO DE ELLOS SE ENCUENTRA ENGLOBANDO UN CRISTAL DE OLIVINO. CORTES DE 30 MM VISTOS EN MICROSCOPIO PETROGRÁFICO Y DE 80 MM VISTOS EN SEM.....	33
FIGURA 15. MICROFOTOGRAFÍA DE ELECTRONES RETRODISPERSADOS UTILIZANDO SEM DE LOS GRANATES DE LA MUESTRA PA-LA7, EN LOS CUALES SE REALIZARON PERFILES COMPOSICIONALES A PARTIR DE LA INFORMACIÓN OBTENIDA MEDIANTE MICROSONDA ELECTRÓNICA. PARA LA IMAGEN A EL PERFIL REALIZADO FUE A-A', PARA LA IMAGEN B FUE B-B' Y PARA LA IMAGEN C FUE C-C'.....	33
FIGURA 16. PERFILES COMPOSICIONALES A-A', B-B' Y C-C' DE LOS GRANATES DE LA LHERZOLITA PA-LA7, EN FUNCIÓN DEL % EN PESO DE CAO. ....	34
FIGURA 17. PERFILES COMPOSICIONALES A-A', B-B' Y C-C' DE LOS GRANATES DE LA LHERZOLITA PA-LA7, EN FUNCIÓN DEL % EN PESO DE MGO. ....	35
FIGURA 18. FOTOGRAFÍAS DE LHERZOLITA PROTOGRANULAR CON TENDENCIA A PORFIROCLÁSTICA LT-5. A. FOTOGRAFÍA A NÍCOLES PARALELOS DE TEXTURA POIKILÍTICA DE UN CRISTAL DE ORTOPIROXENO ENGLOBANDO UN CRISTAL DE OLIVINO. B. FOTOGRAFÍA A NÍCOLES CRUZADOS DE <i>MELT POCKET</i> DE ORTOPIROXENO. C. FOTOGRAFÍA A NÍCOLES PARALELOS DE CORONA DE REACCIÓN DE ORTOPIROXENO ALREDEDOR DE CRISTALES DE ESPINELA Y GRANATE. D. FOTOGRAFÍA A NÍCOLES PARALELOS DE CRISTAL DE OLIVINO ELONGADO EN CONTACTO CON ORTOPIROXENO. E. MICROFOTOGRAFÍA DE ELECTRONES RETRODISPERSADOS UTILIZANDO SEM DONDE SE APRECIA ESPINELA CON BORDE DE REACCIÓN EN CONTACTO CON GRANATE. F. MICROFOTOGRAFÍA DE ELECTRONES RETRODISPERSADOS UTILIZANDO SEM DONDE SE APRECIA CLINOPIROXENO POIKILÍTICO ENGLOBANDO UN CRISTAL DE ORTOPIROXENO Y EN CONTACTO CON OTROS DE ESTA MISMA FASE. CORTES DE 30 MM VISTOS EN MICROSCOPIO PETROGRÁFICO Y DE 80 MM VISTOS EN SEM. ....	37
FIGURA 19. FOTOGRAFÍAS DE LHERZOLITA PROTOGRANULAR CON TENDENCIA A PORFIROCLÁSTICA SAL-4. A. FOTOGRAFÍA A NÍCOLES PARALELOS DE CORONA DE REACCIÓN DE ORTOPIROXENO ALREDEDOR DE CRISTALES DE GRANATE Y ESPINELA. B. FOTOGRAFÍA A NÍCOLES CRUZADOS DE TEXTURA POIKILÍTICA DE ORTOPIROXENO ENGLOBANDO UN CRISTAL DE OLIVINO. C. FOTOGRAFÍA A NÍCOLES PARALELOS DE CORONA DE REACCIÓN ALREDEDOR DE CRISTALES MACLADOS DE GRANATE, UNO DE ELLOS ADEMÁS CONTIENE UN CRISTAL DE ESPINELA EN SU INTERIOR. D. FOTOGRAFÍA A NÍCOLES PARALELOS DE ORTOPIROXENO ENGLOBANDO CRISTALES DE ESPINELA, SE OBSERVA ADEMÁS CLINOPIROXENO CON BORDES ESPONJOSOS Y BORDE DE REACCIÓN ENTRE ORTOPIROXENO Y OLIVINO. E. MICROFOTOGRAFÍA DE ELECTRONES RETRODISPERSADOS UTILIZANDO SEM DONDE SE APRECIAN CRISTALES DE GRANATE Y ESPINELA CON CORONAS DE REACCIÓN DE CLINOPIROXENO EN CONTACTO CON OLIVINO. F. MICROFOTOGRAFÍA DE ELECTRONES RETRODISPERSADOS UTILIZANDO SEM DONDE SE APRECIAN CONTACTOS ENTRE OLIVINOS, CLINOPIROXENOS Y ORTOPIROXENOS, UNO DE ESTOS ÚLTIMOS CONTIENE UN CRISTAL DE CLINOPIROXENO. CORTES DE 30 MM VISTOS EN MICROSCOPIO PETROGRÁFICO Y DE 80 MM VISTOS EN SEM. ....	38
FIGURA 20. FOTOGRAFÍAS DE HARZBURGITA PROTOGRANULAR CON TENDENCIA A PORFIROCLÁSTICA LT-01. A. FOTOGRAFÍA A NÍCOLES PARALELOS DE GRANATES CON CORONAS DE REACCIÓN DE ESPINELA, ADEMÁS SE OBSERVA UNA VETILLA DE CLINOPIROXENO CORTANDO LOS GRANATES. B. MICROFOTOGRAFÍA DE ELECTRONES RETRODISPERSADOS UTILIZANDO SEM DONDE SE APRECIA ILMENITA VERMICULAR EN CONTACTO CON CRISTALES DE ORTOPIROXENOS. C. FOTOGRAFÍA A NÍCOLES CRUZADOS DE TEXTURA POIKILÍTICA DE ORTOPIROXENOS ENGLOBANDO OLIVINOS. D. FOTOGRAFÍA A NÍCOLES PARALELOS DE CORONA DE REACCIÓN DE GRANATES Y ESPINELAS CONSTITUIDA PRINCIPALMENTE POR ORTOPIROXENO MICROCRISTALINO. E. MICROFOTOGRAFÍA DE ELECTRONES RETRODISPERSADOS UTILIZANDO SEM DONDE SE APRECIA ILMENITA INTERSTICIAL EN CONTACTO DE OLIVINOS. F. MICROFOTOGRAFÍA DE	

ELECTRONES RETRODISPERSADOS UTILIZANDO SEM DONDE SE APRECIA ILMENITA EN CONTACTO CON OLIVINO, EL CUÁL POSEE BORDE DE REACCIÓN DE CLINOPIROXENO, ESTE ÚLTIMO EN CONTACTO CON ORTOPIROXENO. CORTES DE 30 MM VISTOS EN MICROSCOPIO PETROGRÁFICO Y DE 80 MM VISTOS EN SEM. ....	40
FIGURA 21. FOTOGRAFÍAS DE HARZBURGITA PROTOGRANULAR CON TENDENCIA A PORFIROCLÁSTICA RU-3. A. FOTOGRAFÍA A NÍCOLES CRUZADOS DE ORTOPIROXENO CON BORDES DE REACCIÓN JUNTO A OLIVINO. B. FOTOGRAFÍA A NÍCOLES CRUZADOS DE EXTINCIÓN ONDULANTE DE OLIVINO Y UN BORDE DE REACCIÓN DE ORTOPIROXENO. C. FOTOGRAFÍA A NÍCOLES PARALELOS DE VENILLA ENTRE CRISTALES DE OLIVINO. D. FOTOGRAFÍA A NÍCOLES CRUZADOS DE TEXTURA POIKILÍTICA DE UN ORTOPIROXENO ENGLOBANDO UN CRISTAL DE OLIVINO. E. MICROFOTOGRAFÍA DE ELECTRONES RETRODISPERSADOS UTILIZANDO SEM DONDE SE APRECIA UN CRISTAL DE ESPINELA SUBHEDRAL EN CONTACTO CON OLIVINO, EL QUE POSEE FRACTURAS RELLENAS CON CLINOPIROXENO. F. MICROFOTOGRAFÍA DE ELECTRONES RETRODISPERSADOS UTILIZANDO SEM DONDE SE APRECIAN CRISTALES DE ESPINELA CONTENIDOS POR UN CRISTAL DE OLIVINO. CORTES DE 30 MM VISTOS EN MICROSCOPIO PETROGRÁFICO Y DE 80 MM VISTOS EN SEM. ....	41
FIGURA 22. CONTENIDO DE MG VS SI (U.P.F. = UNIDADES POR FÓRMULA) EN OLIVINOS DE HARZBURGITA CON ESPINELA Y GRANATE LT-01, LHERZOLITA CON GRANATE PA-LA7 Y LHERZOLITA CON ESPINELA SAL-5. ....	43
FIGURA 23. CONTENIDO DE AL VS SI (U.P.F. = UNIDADES POR FÓRMULA) EN CLINOPIROXENOS DE HARZBURGITA CON ESPINELA Y GRANATE LT-01, LHERZOLITA CON GRANATE PA-LA7 Y LHERZOLITA CON ESPINELA SAL-5. ....	44
FIGURA 24. CONTENIDO DE TI VS SI (U.P.F. = UNIDADES POR FÓRMULA) EN CLINOPIROXENOS DE HARZBURGITA CON ESPINELA Y GRANATE LT-01, LHERZOLITA CON GRANATE PA-LA7 Y LHERZOLITA CON ESPINELA SAL-5. ....	44
FIGURA 25. CONTENIDO DE AL VS SI (U.P.F. = UNIDADES POR FÓRMULA) EN ORTOPIROXENOS DE HARZBURGITA CON ESPINELA Y GRANATE LT-01, LHERZOLITA CON GRANATE PA-LA7 Y LHERZOLITA CON ESPINELA SAL-5. ....	45
FIGURA 26. A. CONTENIDO DE TI VS SI (U.P.F. = UNIDADES POR FÓRMULA) EN GRANATES DE HARZBURGITA CON ESPINELA Y GRANATE LT-01, LHERZOLITA CON GRANATE PA-LA7. B. CONTENIDO DE CR VS SI (U.P.F. = UNIDADES POR FÓRMULA) EN ORTOPIROXENOS DE HARZBURGITA CON ESPINELA Y GRANATE LT-01 Y LHERZOLITA CON GRANATE PA-LA7. ....	46
FIGURA 27. CONTENIDO DE CR VS AL (U.P.F. = UNIDADES POR FÓRMULA) EN ESPINELAS DE LHERZOLITA CON GRANATE PA-LA7 Y LHERZOLITA CON ESPINELA SAL-5. ....	47
FIGURA 28. DIAGRAMA CON LAS COMPOSICIONES DE LOS PIROXENOS PERTENECIENTES A LOS XENOLITOS (MORIMOTO <i>ET AL.</i> , 1988). ....	49
FIGURA 29. MICROFOTOGRAFÍAS DE ELECTRONES RETRODISPERSADOS OBTENIDAS UTILIZANDO SEM DE SULFUROS INCLUIDOS EN SILICATOS. A. CRISTAL DE MSS CON BORDES DE ÓXIDOS DE FE CONTENIDO EN HARZBURGITA CON ESPINELA Y GRANATE LT-01. B. CRISTAL DE MSS CON ÓXIDOS DE FE CONTENIDO EN OLIVINO EN LHERZOLITA CON GRANATE Y ESPINELA SAL-4. C. CRISTAL DE MSS CONTENIDO EN OLIVINO EN LHERZOLITA CON GRANATE Y ESPINELA SAL-4. LÁMINAS DE 80 MM. ....	50
FIGURA 30. MICROFOTOGRAFÍAS DE ELECTRONES RETRODISPERSADOS OBTENIDAS UTILIZANDO SEM DE SULFUROS INCLUIDOS EN SILICATOS. A. VENILLA DE MSS CON BORDES DE ÓXIDOS DE FE ENTRE CRISTALES DE OLIVINO Y ORTOPIROXENO EN HARZBURGITA CON ESPINELA Y GRANATE LT-01. B. VENILLA DE CLINOPIROXENO QUE CONTIENE UN CRISTAL DE MSS EN HARZBURGITA CON ESPINELA Y GRANATE LT-01. C. MSS CONTENIDA ENTRE CRISTALES DE OLIVINO EN LHERZOLITA CON GRANATE Y ESPINELA LT-5. D. PIRROTINA (PO) CONTENIDA POR VENILLA DE CLINOPIROXENO EN LHERZOLITA CON GRANATE Y ESPINELA LT-5. E. ZOOM DEL CRISTAL DE PIRROTINA DE LA IMAGEN D, SE OBSERVA QUE ESTÁ COMPUESTO POR PENTLANDITA (PN) Y SUGAIKIITA (SU). F. VENILLA DE MSS CON ÓXIDOS DE FE CONTENIDA ENTRE CRISTALES DE OLIVINO EN LHERZOLITA CON GRANATE Y ESPINELA SAL-4. G. VENILLA DE PENTLANDITA CON ÓXIDOS DE FE CONTENIDA ENTRE CRISTALES DE OLIVINO EN LHERZOLITA CON GRANATE Y ESPINELA SAL-4. H. VENILLA DE PENTLANDITA CONTENIDA ENTRE CRISTALES DE OLIVINO EN LHERZOLITA CON ESPINELA SAL-5. I. VENILLA DE MSS CONTENIDA ENTRE CRISTALES DE OLIVINO EN LHERZOLITA CON ESPINELA SAL-5. LÁMINAS DE 80 MM. ....	51

FIGURA 31. MICROFOTOGRAFÍAS DE ELECTRONES RETRODISPERSADOS OBTENIDAS UTILIZANDO SEM DE SULFUROS INCLUIDOS EN SILICATOS. A. CRISTALES DE MSS Y ÓXIDOS DE FE EN ZONA DE REACCIÓN ENTRE CRISTALES DE ORTOPIROXENOS EN HARZBURGITA CON ESPINELA Y GRANATE LT-01. B. CRISTALES DE MSS Y ÓXIDOS DE FE EN ZONA DE REACCIÓN ENTRE CRISTALES DE OLIVINOS EN LHERZOLITA CON GRANATE Y ESPINELA LT-5. C. CRISTALES DE MSS Y ÓXIDOS DE FE EN ZONA DE REACCIÓN ENTRE CRISTALES DE OLIVINOS EN LHERZOLITA CON GRANATE Y ESPINELA LT-5. D. MSS REDONDEADO Y ÓXIDOS DE FE EN ZONA DE REACCIÓN ENTRE CRISTAL DE OLIVINO, SE OBSERVA ADEMÁS VIDRIO, LHERZOLITA CON GRANATE Y ESPINELA SAL-4. E. CRISTALES DE MSS Y ÓXIDOS DE FE EN ZONA DE REACCIÓN ENTRE CRISTALES DE OLIVINOS EN LHERZOLITA CON GRANATE Y ESPINELA SAL-4. F. CRISTALES DE MSS Y ÓXIDOS DE FE EN ZONA DE REACCIÓN ENTRE CRISTALES DE OLIVINOS EN LHERZOLITA CON GRANATE Y ESPINELA SAL-4. LÁMINAS DE 80 MM .....	52
FIGURA 32. DISTRIBUCIÓN DE DIFERENTES SULFUROS IDENTIFICADOS EN LOS XENOLITOS. ....	53
FIGURA 33. A. CONTENIDO DE FE VS CONTENIDO DE NI EN % EN PESO DE LOS SULFUROS UBICADOS EN DIFERENTES POSICIONES ESTRUCTURALES. B. CONTENIDO DE FE VS CONTENIDO DE S EN % EN PESO DE LOS SULFUROS UBICADOS EN DIFERENTES POSICIONES ESTRUCTURALES.....	54
FIGURA 34. A. FOTOGRAFÍA DE LHERZOLITA CON ESPINELA Y GRANATE SAL-4 CON TEXTURA PROTOGRANULAR. B. FOTOGRAFÍA DE LHERZOLITA CON ESPINELA SAL-1 CON TEXTURA PORFIROCLÁSTICA, SE LOGRAN OBSERVAR LOS CRISTALES DE ESPINELA ORIENTADOS SEGÚN LA DIRECCIÓN DE LAS FLECHAS ROJAS. AMBAS IMÁGENES TIENEN LOS COLORES INTENSIFICADOS PARA FACILITAR LA IDENTIFICACIÓN.....	55
FIGURA 35. DIAGRAMA DE #CR VS $TiO_2$ EN ESPINELAS. ESTE GRÁFICO MUESTRA QUE LA LHERZOLITA CON GRANATE PA-LA7 SUFRIÓ MENOR GRADO DE FUSIÓN PARCIAL QUE LA LHERZOLITA CON ESPINELA SAL-5. AMBOS XENOLITOS SUFRIERON BAJOS GRADOS DE FUSIÓN PARCIAL (<10%). MODIFICADO DE PEARCE <i>ET AL.</i> , 2000.....	56
FIGURA 36. DIAGRAMA OSMA = OLIVINE-SPINEL MANTLE ARRAY. #CR (CR/(CR+AL)) EN ESPINELAS VS #MG (MG/(MG+FE)) EN OLIVINOS. CAMPO DE PERIDOTITAS ABISALES TRAZADO POR DICK Y BULLEN (1984), CAMPOS DE PERIDOTITAS DE ZONAS OCEÁNICAS DE SUPRA SUBDUCCIÓN Y DE MARGEN CONTINENTAL PASIVO TRAZADOS Y GRADO DE FUSIÓN (ESCRITO COMO % DE FUSIÓN) DEFINIDOS POR ARAI (1994). FMM=FERTILE MORB MANTLE. EL GRÁFICO MUESTRA QUE LA LHERZOLITA CON GRANATE PA-LA7 Y LA LHERZOLITA CON ESPINELA SAL-5 SE UBICAN ENTRE EL CAMPO DE PERIDOTITAS DE MARGEN PASIVO Y EL DE PERIDOTITAS ABISALES. DIAGRAMA REALIZADO A PARTIR DE INFORMACIÓN DE MICROSONDA ELECTRÓNICA. ....	57
FIGURA 37. DIAGRAMA OSMA = OLIVINE-SPINEL MANTLE ARRAY. #CR (CR/(CR+AL)) EN ESPINELAS VS #MG (MG/(MG+FE)) EN OLIVINOS. CAMPO DE PERIDOTITAS ABISALES TRAZADO POR DICK Y BULLEN (1984), CAMPOS DE PERIDOTITAS DE ZONAS OCEÁNICAS DE SUPRA SUBDUCCIÓN Y DE MARGEN CONTINENTAL PASIVO Y GRADO DE FUSIÓN (ESCRITO COMO % DE FUSIÓN) DEFINIDOS POR ARAI (1994). FMM=FERTILE MORB MANTLE. DIAGRAMA REALIZADO A PARTIR DE INFORMACIÓN DE MICROSCOPIO ELECTRÓNICO DE BARRIDO (SEM).....	58
FIGURA 38. A. FOTOGRAFÍA A NÍCOLES PARALELOS DE VENILLA DE CLINOPIROXENO ENTRE CRISTALES DE OLIVINO EN HARZBURGITA CON ESPINELA RU-3. B. MICROFOTOGRAFÍA DE ELECTRONES RETRODISPERSADOS UTILIZANDO SEM DONDE SE APRECIA UN CRISTAL DE ESPINELA SUBHEDRAL EN CONTACTO CON OLIVINO, EL QUE POSEE FRACTURAS RELLENAS CON CLINOPIROXENO, EN HARZBURGITA CON ESPINELA RU-3. C. PIRROTINA (PO) CONTENIDA POR VENILLA DE CLINOPIROXENO EN LHERZOLITA CON GRANATE Y ESPINELA LT-5. D. VENILLA DE CLINOPIROXENO QUE CONTIENE UN CRISTAL DE MSS EN HARZBURGITA CON ESPINELA Y GRANATE LT-01. E. MICROFOTOGRAFÍA DE ELECTRONES RETRODISPERSADOS UTILIZANDO SEM DONDE SE APRECIA ILMENITA INTERSTICIAL EN CONTACTO DE OLIVINOS EN HARZBURGITA CON ESPINELA Y GRANATE LT-01. F. MICROFOTOGRAFÍA DE ELECTRONES RETRODISPERSADOS UTILIZANDO SEM DONDE SE APRECIA ILMENITA EN CONTACTO CON OLIVINO, EL CUÁL POSEE BORDE DE REACCIÓN DE CLINOPIROXENO, ESTE ÚLTIMO EN CONTACTO CON ORTOPIROXENO EN HARZBURGITA CON ESPINELA Y GRANATE LT-01. CORTES DE 30 MM VISTOS EN MICROSCOPIO PETROGRÁFICO Y DE 80 MM VISTOS EN SEM. ....	59

FIGURA 39. DIAGRAMA FE-S-NI CON CAMPOS DE TEMPERATURA PARA MSS, MODIFICADO DE WANG <i>ET AL.</i> , 2009.....	65
FIGURA 40. DIFERENTES DETERMINACIONES DE LA TRANSICIÓN GRANATE-ESPINELA EN EL SISTEMA CMAS Y LAS LOCALIZACIONES APROXIMADAS DE LAS MUESTRAS PA-LA7, LT-01 Y SAL-5 A PARTIR DE LAS PRESIONES Y TEMPERATURAS CALCULADAS. NOTAR QUE EN EL CASO DE LA MUESTRA SAL-5, SE TIENE UNA PRESIÓN MÁXIMA DE 16,5 KBAR PARA LA TEMPERATURA ESTIMADA Y CONSIDERANDO EL LÍMITE DEL CAMPO DE ESTABILIDAD DE LA ESPINELA. LOS CÍRCULOS GRANDES REPRESENTAN LOS PUNTOS P-T INVARIANTES DONDE LA TRANSICIÓN SUBSOLIDUS SE INTERSECTA CON EL SOLIDUS. LA LÍNEA CORTADA ES LA TRANSICIÓN DETERMINADA POR KLEMME Y O'NEILL, 2000, LA CUAL ES CONSISTENTE CON EL PUNTO INVARIANTE DETERMINADO POR MILHOLLAND Y PRESNALL (1998); Y LA LÍNEA CONTINUA ES LA DETERMINADA POR GASPARIK, 1984 Y JENKINS Y NEWTON, 1979, LA CUAL ES CONSISTENTE CON EL PUNTO INVARIANTE DETERMINADO POR LONGHI Y BAKER, 1999. ....	67
FIGURA 41. COMPARACIÓN ENTRE GRANATES DE MUESTRA PA-LA7 (A) CON AQUELLOS DE MUESTRA LT-01 (B). EN LA IMAGEN B SE OBSERVA UN MAYOR GRADO DE DESEQUILIBRIO, REPRESENTADO POR UN MAYOR PORCENTAJE DE ESPINELAS Y DE MAYOR TAMAÑO. FOTOGRAFÍAS DE MICROSCOPIO PETROGRÁFICO, A NÍCOLES PARALELOS.....	67
FIGURA 42. PERFILES COMPOSICIONALES A-A', B-B' Y C-C' DE LOS GRANATES DE LA LHERZOLITA PA-LA7, EN FUNCIÓN DEL % EN PESO DE $Al_2O_3$ . ....	105
FIGURA 43. PERFILES COMPOSICIONALES A-A', B-B' Y C-C' DE LOS GRANATES DE LA LHERZOLITA PA-LA7, EN FUNCIÓN DEL % EN PESO DE FEO.....	106

# 1 Introducción

## 1.1 Xenolitos mantélicos

El estudio de las rocas del manto se encuentra muy limitado debido a que éstas se pueden estudiar casi exclusivamente en dos contextos geológicos: macizos emplazados en la corteza y enclaves en rocas volcánicas o subvolcánicas. Los primeros incluyen macizos de peridotitas orogénicas o de manto subcontinental (e.g. Lherz en Francia o Ronda en España) y complejos ofiolíticos que proveen información de los procesos de reequilibrio durante su lenta exhumación (Bodinier y Godard, 2005). En cuanto a los xenolitos, éstos ascienden rápidamente a la superficie, por lo que representan el manto litosférico subyacente al momento de la erupción (O'Reilly y Griffin, 2010). La desventaja que poseen, es que al ser muestras generalmente pequeñas, suponen un muestreo muy puntual del manto de manera que se acentúan las heterogeneidades del mismo y es difícil poder determinar la composición de la roca total y las relaciones de contacto de las litologías presentes (Pearson *et al.*, 2003).

Las rocas hospedantes de los xenolitos mantélicos pueden ser basaltos alcalinos *sensu-lato*, lamprófiros y kimberlitas (Mitchell, 1995). Estos pueden encontrarse tanto en contextos oceánicos como continentales. Los xenolitos mantélicos son mucho más abundantes en zonas continentales, estando presentes tanto en regiones cratónicas como circum-cratónicas. Los xenolitos de ambos contextos son diferentes en cuanto a la petrología. Los xenolitos cratónicos/circum-cratónicos se definen como aquellos que se encuentran en y alrededor de márgenes cratónicos, mientras que el término xenolitos no cratónicos se utiliza en referencia a aquellos muestreados lejos de cratones, a menudo en áreas que han experimentado reciente adelgazamiento litosférico.

No es inusual encontrar basaltos alcalinos que contengan xenolitos con mineralogía inalterada, de tamaños que van hasta una pocas decenas de centímetros, los cuales consisten en olivino, ortopiroxeno, clinopiroxeno, espinela y con menor frecuencia, granate. Estos xenolitos encontrados en basaltos son interpretados como muestras de la pared del conducto disgregadas y transportadas por el magma que ascendió directamente desde el manto, dejando “congeladas” las características mineralógicas y químicas de su profundidad de origen.

Xenolitos peridotíticos mantélicos se han encontrado en la provincia basáltica del Plioceno-Reciente, al este de los Andes, entre los 40°S y los 52°S. Corresponden principalmente a peridotitas en facies de espinela (Ramos *et al.*, 1982; Gorrington y Kay, 2000; Laurora *et al.*, 2001; Ciuffi *et al.*, 2002), y excepcionalmente peridotitas en facies de granate (Stern *et al.*, 1999; Kempton *et al.*, 1999a,b; Kilian y Stern, 2002). Estos xenolitos registran una gran variabilidad química y composicional debido a diferentes grados de extracción de fundido, metasomatismo carbonático asociado al ascenso de la astenósfera (Gorrington y Kay, 2000) o a fluidos derivados de la deshidratación de placas que han entrado en subducción (Laurora *et al.*, 2001), metasomatismo adakítico (Kilian y Stern, 2002), e infiltración de los basaltos (Ciuffi *et al.*, 2002). Sin embargo, existen pocos estudios que relacionen la petrogénesis de dichos xenolitos con procesos que

ocurren en la zona de transición granate – espinela, y en particular cómo afectan dichos procesos a la distribución de metales en el manto superior.

En este trabajo se presenta un estudio detallado de la petrogénesis de siete xenolitos representativos del Campo Volcánico Pali Aike, con un especial enfoque en aquellos que han muestreado la zona de transición de las facies de granate y espinela.



## 1.2 Marco geológico

### 1.2.1 Marco geodinámico de la Patagonia Austral

La evolución geodinámica del Cenozoico del sur de Sudamérica es el resultado de principalmente dos procesos tectónicos regionales: el primero es la convergencia de las placas de Nazca y de la placa Antártica bajo la placa Sudamericana y el segundo corresponde a movimientos transcurrentes a lo largo del límite entre las placas Scotia y Sudamericana (D'Orazio *et al*, 2000).

Debido a la subducción de placas ocurrió la colisión de segmentos de la Dorsal de Chile con la Fosa de Chile. Esta colisión dorsal-fosa comenzó al oeste de Tierra del Fuego hace 14 Ma aproximadamente (Cande y Leslie, 1986) con el desarrollo del punto triple chileno (PTC) entre las Placas Sudamericana, Nazca y Antártica. El PTC ha migrado desde entonces hacia el norte hasta su posición presente (46,5°S) cerca de la Península de Taitao (Cande y Leslie, 1986; Forsythe *et al.*, 1986). Esta interacción dorsal-fosa es considerada como la responsable de algunas características especiales, entre ellas, la ausencia de volcanismo entre la Zona Volcánica Sur y la Zona Volcánica Austral de la Cordillera de los Andes (Futa y Stern, 1988), el alzamiento Neógeno de este sector de los Andes, y la formación de la faja plegada y corrida de la Patagonia (Ramos, 1989).

El extremo sur de Sudamérica se ha deformado fuertemente debido a movimientos transcurrentes a lo largo del margen norte de la Placa Scotia, formando las zonas de falla Magallanes y Deseado (Klepeis, 1994). La compleja configuración de límites de placas resultó en la presencia de distintas provincias tectónicas en el área. La parte más al este del continente forma el antepaís de Magallanes, relativamente no deformado; al oeste de esto está la faja plegada y corrida Magallanes del Cretácico-Terciario, y más al oeste está el arco magmático activo desde el Mesozoico hasta el Reciente (Figura 1). Fracciones del núcleo metamórfico de la Cordillera Darwin y de la cuenca marginal Rocas Verdes del Jurásico-Cretácico intervienen localmente entre el arco magmático y la faja plegada y corrida (Klepeis, 1994).

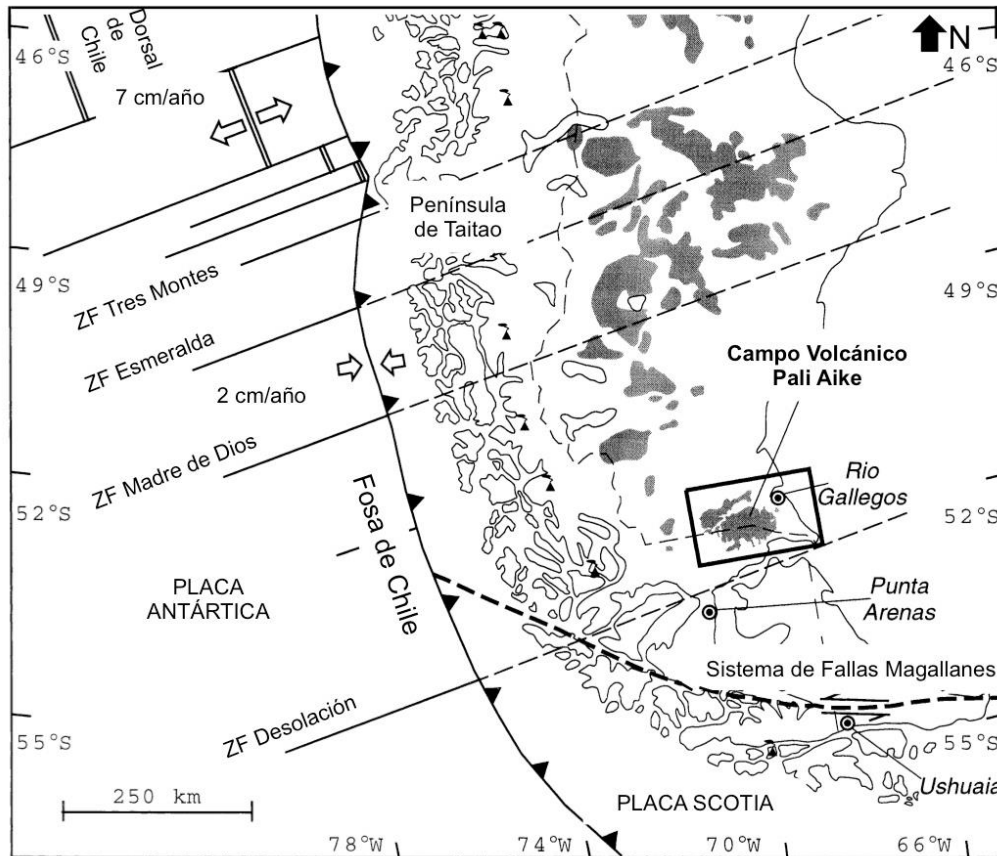


Figura 1. Esquema de la configuración geodinámica de la Patagonia Austral y del Océano Pacífico (Modificado de D’Orazio *et al.*, 2000, pág. 209)

### 1.2.1.1 Marco geodinámico del Campo Volcánico Pali Aike

El Campo Volcánico Pali Aike está localizado en las proximidades de un límite de placas destructivo caracterizado por una larga historia de subducción, por lo que este contexto geodinámico debería haber generado fundidos o fluidos supra *slab* contaminados por el *slab* y posiblemente también modificado por la extracción de fundidos calcoalcalinos. Es por esto que se ha planteado que la existencia de una fuente mantélica primaria bajo esta región requiere un mecanismo capaz de reemplazar el manto modificado por el *slab* por manto sin modificar.

El Campo Volcánico Pali Aike se ubica en una región entre las proyecciones en tierra de las zonas de fractura oceánicas Madre de Dios y Desolación (Figura 1). Estas zonas limitaron un segmento de la Dorsal de Chile que de acuerdo a los modelos de reconstrucción de placas (Cande y Leslie, 1986) colisionó con la Fosa de Chile hace 14 Ma. Esta configuración geodinámica generó una zona libre de *slab*, es decir, una ventana astenosférica (*slab window*) bajo el sur de la placa cabalgante de Sudamérica. Asumiendo tasas de convergencia entre las placas de Nazca y Sudamericana de entre 9 y 10 cm por año durante los últimos 25 m.y. y un ángulo de subducción de 30° (Turcotte y Schubert, 1982; Cande y Leslie, 1986), el borde posterior de la placa de Nazca habría cruzado la posición presente de Pali Aike 4-5 m.y. después de la colisión fosa-dorsal. Así, el paso de una ventana astenosférica es previa al comienzo de la actividad volcánica del campo volcánico por 4-6 m.y. Una hipótesis planteada es que

durante este periodo de tiempo, el manto *supra-slab* fue reemplazado por astenósfera primaria que fluyó a través de la ventana astenosférica para volverse la fuente de los magmas basálticos de Pali Aike.

Se considera que el factor principal que determina la diferente distribución temporal del magmatismo de *slab window* que ocurrió en el Campo Volcánico Pali Aike podría deberse a la configuración geotectónica especial que caracteriza el límite sur de Sudamérica. El movimiento relativo entre la placa Sudamericana y la placa Antártica produjo desde el Cretácico una rotación antihoraria en el límite de Sudamérica, generando un plegamiento de 90° en la Cordillera de Los Andes, lo que se conoce como el oroclino Patagónico (e.g. Cunningham, 1993). La rotación produjo la fragmentación del sur de Los Andes en bloques corticales limitados por fallas de rumbo sinestrales. A medida que esta rotación siguió ocurriendo, regiones inicialmente sujetas a convergencia pura experimentaron una secuencia de regímenes tectónicos desde transpresional hasta transcurrente puro para finalmente pasar a transtensional. Esta secuencia de deformación cortical migró progresivamente al norte (Cunningham, 1993).

Entre los 30 y 8 Ma, el movimiento relativo entre las placas Antártica y Sudamericana fue acomodado por expansión oceánica con dirección NW-SE que formó la Placa Scotia (Barker y Dalziel, 1983; Cunningham *et al.*, 1995). Entre los 8 y 6 Ma, esta dorsal con orientación NE dejó de expandirse, y nuevo suelo oceánico comenzó a extenderse con orientación E-W en el este (Barker y Burrell, 1977; Pelayo y Wiens, 1989; Barker *et al.*, 1991). Como consecuencia de este cambio en la dirección de expansión en la Placa Scotia, todos los movimientos relativos entre Sudamérica y Antártica fueron acomodados por dos límites de placa transformantes: Dorsal Escocesa Norte y Dorsal Escocesa Sur (D’Orazio *et al.*, 2000).

La prolongación en el continente sudamericano de la Dorsal Escocesa Norte está representado por el lineamiento transformante conocido como Sistema de Fallas de Magallanes (Klepeis, 1994), el cual según análisis morfotectónicos y geofísicos, apunta a una cinemática sinistral a lo largo de la Falla de Magallanes (Pelayo y Wiens, 1989; Diraison *et al.*, 1997; Klepeis y Austin, 1997). El sistema Neógeno del rift del Estrecho de Magallanes (Diraison *et al.*, 1997), localizado en el antepaís donde el Campo Volcánico Pali Aike se desarrolló, es considerado como consecuencia de la tectónica transtensional a lo largo del límite de las placas Sudamericana y Scotia.

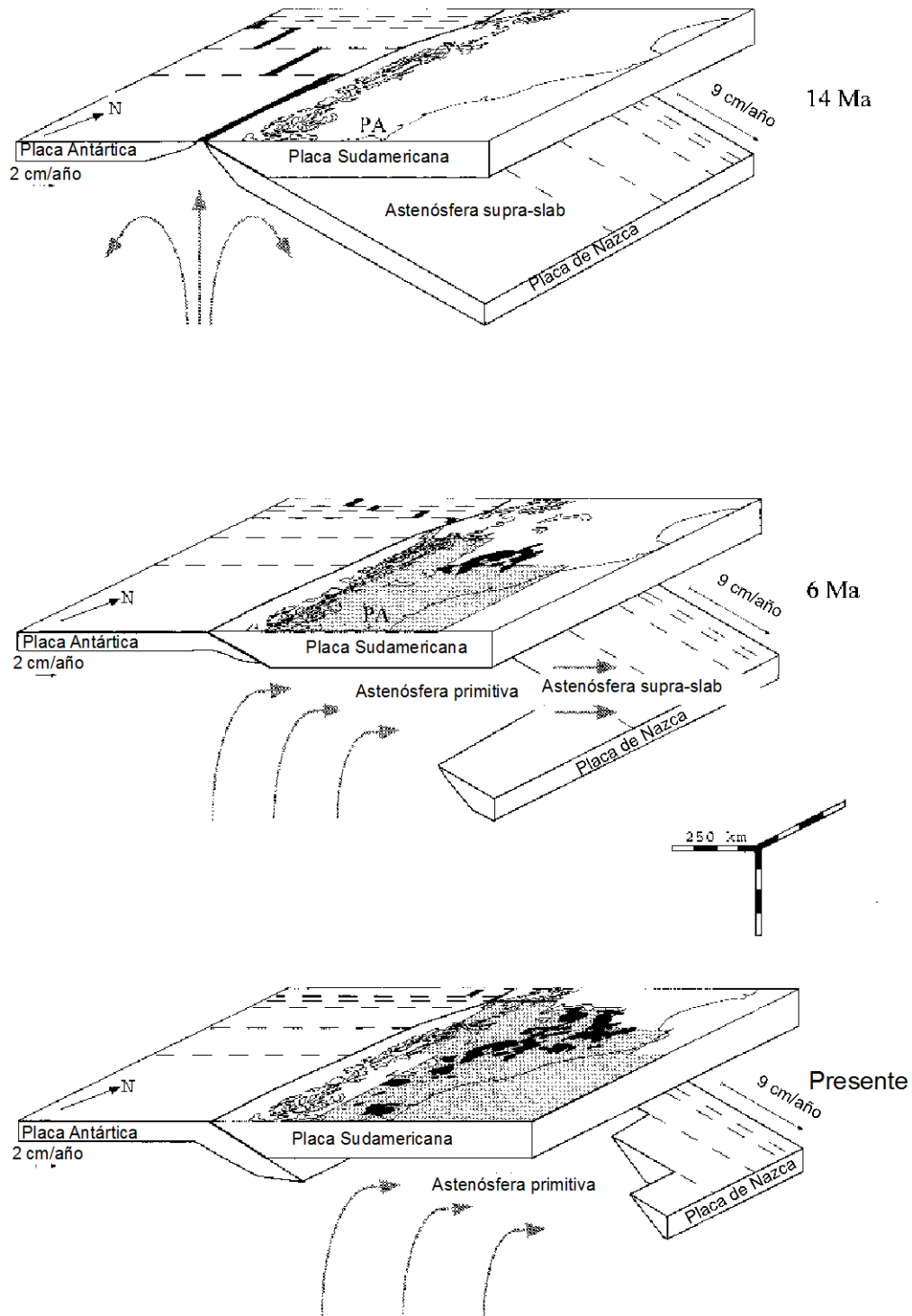


Figura 2. Esquema mostrando la apertura de una ventana astenosférica (*slab-window*) bajo la Placa Sudamericana desde hace 14 Ma. PA, posición presente de Pali Aike. Áreas grises: proyección en superficie de la región libre de *slab*; áreas negras: lavas de Plateau Patagónico relacionadas a *slab-window*; flechas grises: flujos de manto astenosférico; flechas negras: movimiento de placas relativo a Sudamerica fijo; líneas negras gruesas: segmentos del la Dorsal de Chile; delgadas líneas punteadas: zonas de fractura oceánicas (Modificado de D'Orazio *et al.*, 2000).

Un régimen tectónico extensional, que favoreció el ascenso de los magmas, estuvo presente en el área de Pali Aike, después de los 8-6 Ma (Figura 2), cuando un evento de reorganización de placas indujo un significativo componente extensional en el límite transformante lateral izquierdo entre las placas Sudamericana y Scotia. (D’Orazio *et al.*, 2000). El volcanismo del Campo Volcánico Pali Aike fue esencialmente controlado por las estructuras con tendencias ENE y NW. La primera puede ser interpretada como una expresión del Sistema de Rift del Estrecho de Magallanes, y la segunda como fracturas P (Sylvester, 1988) que reactivaron fallas Mesozoicas de orientación NW que limitan el rift de la Patagonia austral (Corbella *et al.*, 1996).

### **1.2.2 Geología del Campo Volcánico Pali Aike**

El Campo Volcánico Pali Aike se extiende en un área de 4500 km<sup>2</sup> aproximadamente, que consiste principalmente en basaltos basaníticos y alcalinos (Mazzarini y D’Orazio, 2003). La sucesión volcánica de este campo volcánico comienza con la efusión de extensos flujos de lavas tabulares, localmente alcanzando, como en el lado noroeste del campo volcánico, un grosor expuesto de más de 120 m (cañón del río Rio Gallegos). Esta secuencia exhibe una morfología planar de tipo plateau. Paredes empinadas del valle del río principal permite observaciones de raros conos de escoria remanentes, diques y sills dentro de la secuencia (D’Orazio *et al.*, 2000).

Más de 450 centros volcánicos, principalmente monogenéticos, se formaron sobre la secuencia basal. Estos incluyen anillos de toba, maares, conos de escoria y de spatter; los últimos dos algunas veces producidos por flujos de lava aa y de bloques. Los centros volcánicos muestran grados variables de disecciones morfológicas y están esparcidos en el campo volcánico a alturas entre 100 y 180 m; a veces, se reducen a raros terraplenes anulares de escoria soldada representando la porción más interna de conos profundamente erosionados, ocasionalmente rellenos por depósitos eólicos. Los conos que tienen morfologías bien preservadas y no están cubiertos por suelo, por lo tanto de edad más joven, ocurren solamente en el área sureste del campo volcánico.

Edades de depósitos volcánicos obtenidas con el método K-Ar y <sup>40</sup>Ar/<sup>39</sup>Ar (Mercer, 1976; Linares y González, 1990; Meglioli, 1992; Singer *et al.*, 1997; Corbella, 1999b.) abarcan intervalos de tiempo desde 3,78 a 0,17 Ma. Las rocas de mayor edad afloran en el sector oeste del campo volcánico.

#### **1.2.2.1 Sucesión volcánica del Campo Volcánico Pali Aike**

La sucesión del Campo Volcánico Pali Aike se subdivide en tres unidades (Figura 3)(D’Orazio *et al.*, 2000) de más antigua a más joven:

- U1: lavas basales de plateau.
- U2: conos antiguos disectados, anillos de toba, maares y flujos de lava asociados.
- U3: conos de escoria jóvenes (posiblemente hasta protohistóricos), bien preservados y flujos de lava asociados con poca cobertura de suelo eólico.

La distribución de los flujos de lava y centros monogenéticos se estudió mediante imágenes satelitales, estereoscopio y recopilación de datos de terreno (D’Orazio *et al.*,

2000). Un total de 468 aparatos volcánicos se reconocieron: 442 pertenecientes a la unidad U2, y 26 a la unidad U3. Entre todos, la superficie cubierta por los depósitos volcánicos es aproximadamente de 4500 km<sup>2</sup>. Las unidades U1, U2 y U3 ocupan 83, 15 y 2% del campo volcánico entero, respectivamente. El grosor aproximado de la pila volcánica, evaluado en varias secciones, es de alrededor de 100 m. Asumiendo la duración de la actividad volcánica de 3,8 m.y., una tasa efusiva del orden de 10<sup>-4</sup> km<sup>3</sup>yr<sup>-1</sup> es obtenida (D'Orazio *et al*, 2000). Este valor es considerablemente menor (al menos dos órdenes de magnitud) que los típicos para tasas de producción de fundido sobre plumas mantélicas (White, 1993).

Las orientaciones de las estructuras estiradas han sido analizadas. Sesenta y cuatro lineamientos de tres o más conos considerados coetáneos y pertenecientes a la U2, y cinco lineamientos de conos de la U3, fueron identificados. Los azimuths de las elongaciones basales de conos singulares fueron determinadas para 154 conos de la U2 y siete de la U3. La distribución de azimuth de ambos lineamientos de conos y elongación muestra claramente tendencias NW-SE y ENE-WSW; una tendencia menor NS es también observada para la distribución de elongación de conos.

Análisis estructural de imágenes satelitales (D'Orazio *et al*, 2000) permitió la determinación de la dirección y el largo de los lineamientos más prominentes afectando la morfología areal del campo volcánico. Intervalos de largo entre 2 y 23 km (7,6 km de promedio), con concentración dominante ENE-WSW sobre la NW-SE. El lineamiento ENE-WSW paralelo a la tendencia principal del aún activo Sistema de Rift del Estrecho de Magallanes descrito por Diraison *et al*. (1997). Además, la dirección NW-SE, esbozada principalmente por la elongación y alineamiento de conos, calza con la tendencia del Rift Patagónico Austral Mesozoico (Corbella *et al*.,1996). La ocurrencia de las mismas tendencias estructurales para las estructuras monogenéticas de U2 y U3, como para las características lineales reconocidas principalmente en las lavas basales de plateau (U1), sugiere que el campo de stress controlando la actividad volcánica no cambia significativamente durante la emisión de toda la pila volcánica de Pali Aike (D'Orazio *et al*, 2000).

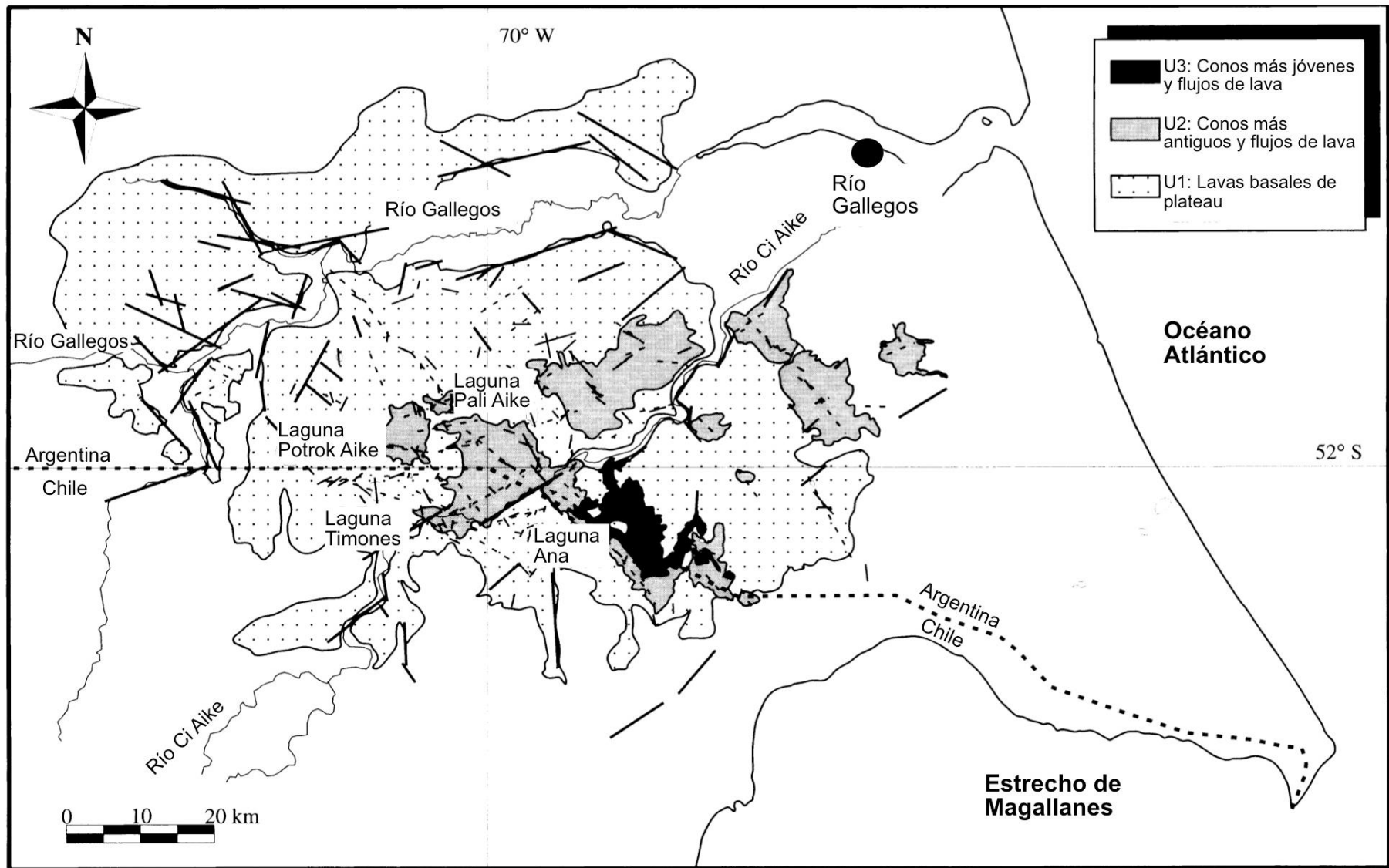


Figura 3. Mapa geológico del Campo Volcánico Pali Aike. Secuencia volcánica dividida en tres unidades que conforman el Campo Volcánico Pali Aike (Modificado de D'Orazio *et al*, 2000, pág. 411).

### **1.2.2.2 Petrografía y química mineral**

D'Orazio *et al*, 2000 realizó los primeros estudios petrográficos en rocas de las tres unidades del Campo Volcánico Pali Aike (D'Orazio *et al*, 2000). En este estudio se concluyó que las rocas de este campo volcánico tienen una afinidad alcalina y pertenecen principalmente a la serie sódica. En diagramas TAS, estas rocas se clasifican como basaltos y basanitas (olivino normativo entre 14 y 29%), definiendo una fuerte correlación negativa entre sílice y alcalis. También cabe destacar que las rocas de la (U1) y de los centros volcánicos más jóvenes de la (U3) son menos alcalinos que los conos de edad intermedia (U2).

Las lavas tienen texturas porfíricas, glomeroporfíricas a subafíricas y contienen fenocristales de olivino forsterítico (F<sub>078-88</sub>), generalmente con inclusiones de cromoespinela. Otros fenocristales consisten en clinopiroxeno de composición diopsídica (raramente augítico), y menos frecuentemente, plagioclasa con zonación normal, de composiciones de andesina a labradorita. Las escorias estudiadas son similares a las lavas, excepto por su menor cantidad de fenocristales y masa fundamental más rica en vidrio. Los basaltos alcalinos y los olivínicos y basanitas exhiben características petrográficas muy similares, y se clasificaron en base puramente química. Sin embargo, los fenocristales de plagioclasa fueron encontrados exclusivamente en basaltos, y fenocristales relativamente grandes de clinopiroxeno fueron encontrados comúnmente en basaltos olivínicos. Las texturas de la masa fundamental son microcristalinas generalmente, y más raramente, criptocristalina o vítrea. Estas texturas consisten comúnmente en intergranular, intersertal, y hialopilítica para las vítreas.

Xenolitos ultramáficos de origen mantélico afloran con gran abundancia dentro de los flujos de lava y depósitos de anillos de toba (Skewes y Stern, 1979; Stern *et al.*, 1986, 1989, 1999; Kempton *et al.*, 1998a,b). Estos consisten predominantemente en lherzolitas de espinela, granate y granate + espinela y harzburgitas, mega cristales de Ti-augita y werhlitas y piroxenitas subordinadas. Las lavas ocasionalmente contienen xenocristales de olivino y menor cantidad de piroxenos y espinelas derivados de xenolitos ultramáficos disgregados.

### **1.2.2.3 Geoquímica de las rocas volcánicas del Campo Volcánico Pali Aike**

Las rocas volcánicas del Campo Volcánico Pali Aike muestran composiciones típicas de lavas muy primitivas, ya que tienen #Mg entre 55 y 70, contenidos de MgO desde 6,4 a 13,0 wt.% y CaO desde 8,8 a 11,8 wt.%. El contenido de TiO<sub>2</sub> en todas las muestras es relativamente alto, en promedio 3,0 ± 0,4 wt.%. (D'Orazio *et al.*, 2000).

La naturaleza primitiva de las rocas del Campo Volcánico Pali Aike se confirma con las altas concentraciones de Ni (en promedio 220 ± 78 ppm) y Cr (en promedio 313 ± 75 ppm). Las razones de Ti/V varían entre 62 y 88. Estos valores están dentro del rango típico para lavas basálticas alcalinas de intra placa y bien por sobre los valores de rangos para MORB, lavas básicas de tras arco y de arcos de isla (Shervais, 1982).

Los contenidos de Cr y de Co disminuyen al igual que el de Ni, mientras las concentraciones de Sc y V permanecen casi constantes. Ya que el Ni y el Co son



favorablemente particionados en olivino, Cr en espinela y Sc y V en clinopiroxeno, las variaciones de estos elementos sugiere que el fraccionamiento de olivino, incluyendo además Cr-espinela, jugaron un papel dominante en la diferenciación de las rocas volcánicas del campo volcánico.

Los patrones de tierras raras (REE) normalizados a condritos (Figura 4) muestran un enriquecimiento significativo en (LREE) y son casi rectilíneos. La razón  $(La/Yb)_N$ , usada como medida de fraccionamiento de LREE/HREE, varía para todos los datos entre 10,9 y 21,0. Las muestras de la U1 y de la U2 muestran una tendencia hacia más altas razones de  $(La/Yb)_N$  (promedio 16,9) con respecto a los conos recientes de la U3 (con promedio de 12,1). El fraccionamiento de LREE/HREE aumenta con el aumento de la concentración de elementos incompatibles, sugiriendo una variación en el grado de fusión durante la génesis de los magmas del Campo Volcánico Pali Aike.

Patrones de REE normalizados al manto primordial (Figura 4) muestran una distribución típica de basaltos de intraplaca continental y ambientes oceánicos (e.g. McDonough, 1989). Los patrones alcanzan su máximo peak en los elementos Nb y Ta y tienden a converger hacia las REE más pesadas. Anomalías negativas de Hf y K son bastante evidentes (D'Orazio *et al.*, 2000).

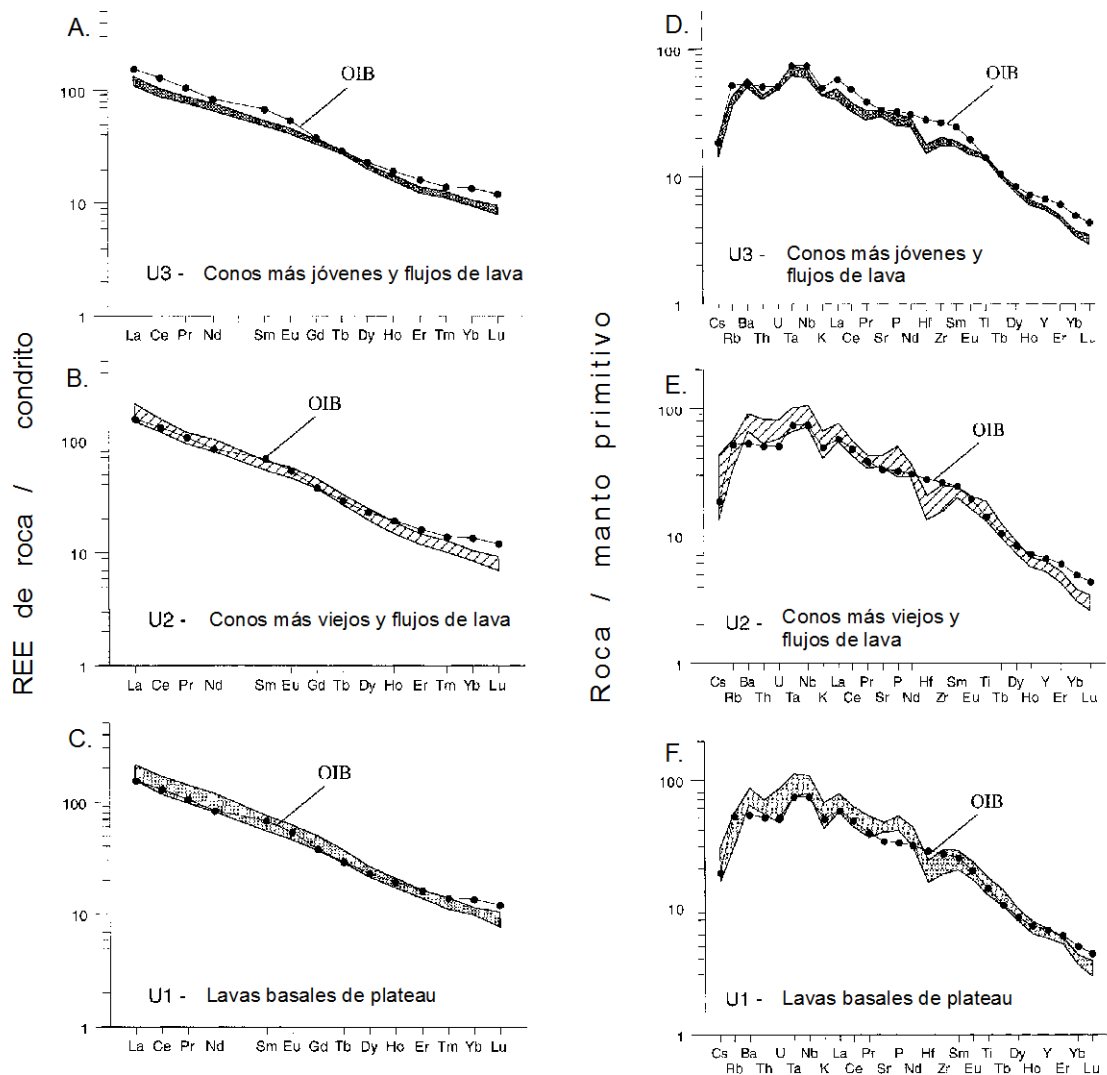


Figura 4. A, B y C: Patrones de REE normalizados a condrito de rocas volcánicas de Pali Aike subdivididas en las unidades estratigráficas U1, U2 y U3. También se grafica el patrón de OIB promedio de Sun & McDonough (1989). Valores normalizados a partir de McDonough & Sun (1995). (Modificado de D’Orazio *et al.*, 2000). D, E y F: Patrones de elementos incompatibles normalizados a manto primitivo, de las rocas volcánicas de Pali Aike subdivididas en las unidades estratigráficas U1, U2 y U3. Se grafica también los valores promedio de OIB de Sun & McDonough (1989) para comparar. Normalización de valores a partir de McDonough & Sun (1995). (Modificado de D’Orazio *et al.*, 2000)

En cuanto a análisis geoquímicos de isótopos de Sr y Nd, las rocas del Campo Volcánico Pali Aike caen en un cuadrante empobrecido del plano  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ - $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  (Figura 5) que es la posición comúnmente ocupada por muchos basaltos continentales y de islas oceánicas (D’Orazio *et al.*, 2000). Las rocas basálticas de este campo volcánico, en términos de isótopos de Sr y Nd, son las más empobrecidas de todas las lavas de plateau del Neógeno Patagónico (Stern *et al.*, 1990; D’Orazio *et al.*, 2000). A diferencia de las lavas, los xenolitos mantélicos de Pali Aike se distribuyen sobre una gran área en el diagrama de isótopos de Sr-Nd. Los xenolitos tienen composiciones isotópicas desde altamente empobrecidas a razonablemente enriquecidas, lo que es

indicativo de un manto litosférico isotópicamente heterogéneo bajo la región de Pali Aike (Kempton *et al.*, 1998b; Stern *et al.*, 1999).

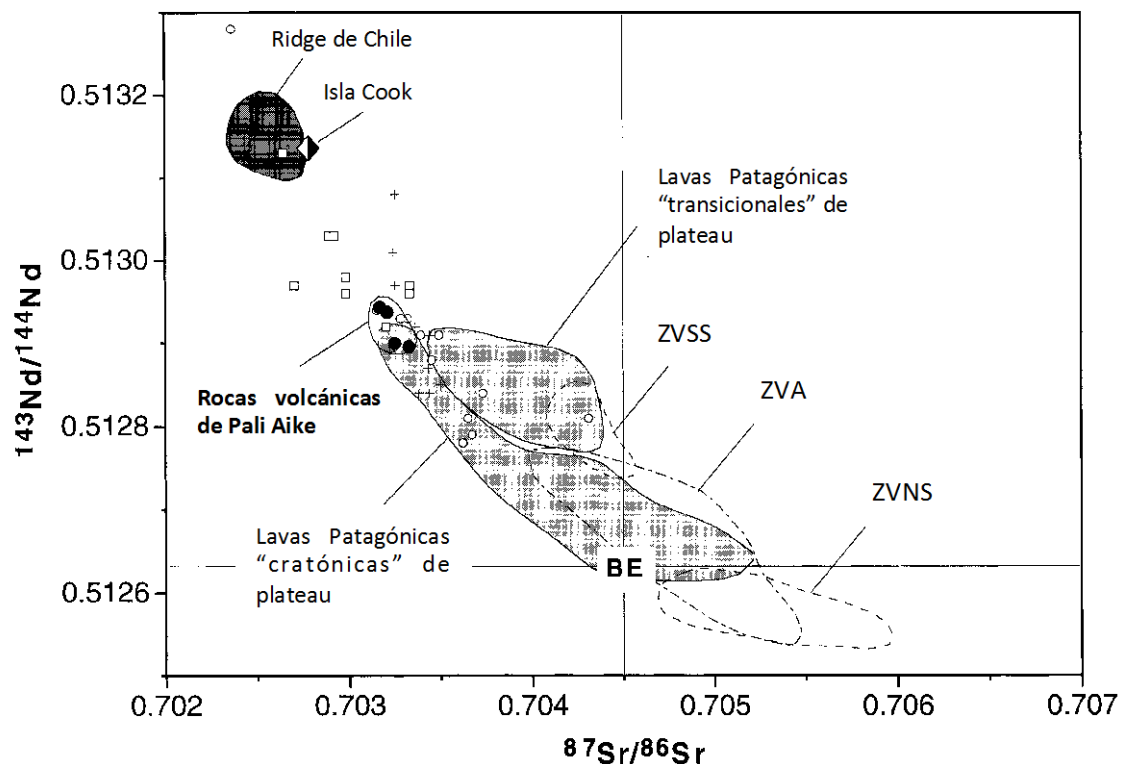


Figura 5. Diagrama de  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ - $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  para las rocas volcánicas de Pali Aike y otras zonas volcánicas cenozoicas de Sudamérica (Modificado de D'Orazio *et al.*, 2000).

En base a la química, isótopos de Sr-Nd-Pb-O y posición geológica, se han dividido los basaltos de plateau de la Patagonia del Plioceno al Cuaternario en grupos "cratónicos" y "transicionales". El primer grupo incluye lavas eruptadas muy lejos al este del arco Andino y caracterizadas por firmas de OIB en cuanto a elementos traza e isótopos. En cambio, el segundo grupo aflora dentro de áreas afectadas por volcanismo Andino Cenozoico y tienen características químicas e isotópicas intermedias entre basaltos "cratónicos" y los basaltos del arco Andino. Desde este punto de vista, los productos del Campo Volcánico Pali Aike pertenecen completamente al grupo "cratónico" (D'Orazio *et al.*, 2000). También es importante destacar que basado en la termometría y la barometría mineral de los xenolitos (Skewes y Stern, 1979; Stern *et al.*, 1986; Douglas *et al.*, 1987; Stern *et al.*, 1989) se determinó que la litósfera continental bajo el área de Pali Aike es relativamente delgada (< 100 km).

#### 1.2.2.4 Xenolitos ultramáficos

Los xenolitos de peridotitas con granate del Campo Volcánico Pali Aike reflejan las porciones más profundas de la litósfera subcontinental en una región de edad Fanerozoica (de Wit, 1977; Ramos, 1988). Basado en la termometría y la barometría mineral de los xenolitos (Skewes y Stern, 1979; Stern *et al.*, 1986; Douglas *et al.*, 1987; Stern *et al.*, 1989) se concluyó que el manto litosférico subcontinental bajo esta región

tiene un alto gradiente geotermal de  $>10^{\circ}\text{C}/\text{km}$  entre 50 y 100 km de profundidad, con una temperatura de  $>1300^{\circ}\text{C}$  a profundidades de  $<100$  km (Stern *et al.*, 1999), sugiriendo la ausencia de una profunda litósfera continental bajo esta región.

Los xenolitos de los basaltos de Pali Aike son predominantemente harzburgitas y lherzolitas, en menor cantidad también afloran websteritas y piroxenitas. Efectos secundarios como infiltración de fundido o fusión de bordes de granos relacionado a descompresión o reacción con el basalto hospedante durante el ascenso a superficie son mínimos o ausentes, así como efectos de meteorización o serpentinización.

Las harzburgitas y lherzolitas tienen espinela, espinela y granate, y granate solamente. Estas constituidas por olivino rico en Mg ( $\text{Fo}_{85-92}$ ), ortopiroxeno ( $\text{En}_{82-90}$ ), clinopiroxeno cr-dióxido, granate cr-piropo y espinela, también en menor medida anfíbola pargasítica y mica Ti-flogopita, la cual ocurre en tanto venillas como en granos aislados. Las espinelas ricas en Al y pobres en Cr se encuentran en peridotitas de baja temperatura ( $<970^{\circ}\text{C}$ ) sin granate y las pobres en Al y ricas en Cr en peridotitas de moderada a alta temperatura ( $>970^{\circ}\text{C}$ ). Las espinelas en xenolitos con granate y espinela son siempre del tipo pobre en Al y ricas en Cr y están típicamente como inclusiones en granate, las que se interpretan como relictos de la reacción de espinela + piroxeno  $\Rightarrow$   $\square$  granate + olivino. El granate en peridotitas sin espinela a menudo tiene inclusiones de olivino, sugiriendo que se formó por la misma reacción a partir de peridotitas que originalmente tenían espinela. Esta reacción puede resultar por enfriamiento, aumento de presión, o ambas, indicando una historia termal de múltiples etapas para la litósfera de Pali Aike. La exsolución de clinopiroxeno desde ortopiroxeno, y viceversa en algunas peridotitas de baja temperatura ( $<970^{\circ}\text{C}$ ) también es considerada como una evidencia mineralógica de enfriamiento. En contraste, los granates en peridotitas de alta temperatura ( $>970^{\circ}\text{C}$ ) tienen bordes kelifíticos conteniendo piroxenos y espinela, indicando un aumento en la temperatura.

Se realizaron perfiles composicionales con microsonda electrónica (Stern *et al.*, 1999) desde núcleo a borde en olivino, piroxeno, espinela y granate, los cuales indican que diferentes xenolitos tienen diferentes zonaciones químicas para Al y Ca, pero no para Fe y Mg, posiblemente debido a la mayor tasa de difusión de estos últimos elementos (Sautter y Haute, 1988; Witt-Eickschen y Seck, 1991; Werling y Altherr, 1997). Además, las zonaciones de Al y Ca son mucho más notorias en ortopiroxeno que en clinopiroxeno, lo que refleja diferencias en tasas de difusión de estos cationes entre ambos tipos de piroxenos (Werling y Altherr, 1997). Algunas peridotitas con espinela y websteritas olivínicas, aquellas equilibradas a bajas temperaturas ( $<970^{\circ}\text{C}$ ), tienen ortopiroxenos caracterizados por núcleos homogéneos y contenidos decrecientes de Al y Ca en los bordes (Figura 6). Al contrario, ortopiroxenos de altas temperaturas ( $>970^{\circ}\text{C}$ ) peridotitas con granate y espinela tienen contenidos crecientes de Al y Ca desde los núcleos a los bordes, con un patrón de zonación parabólico.

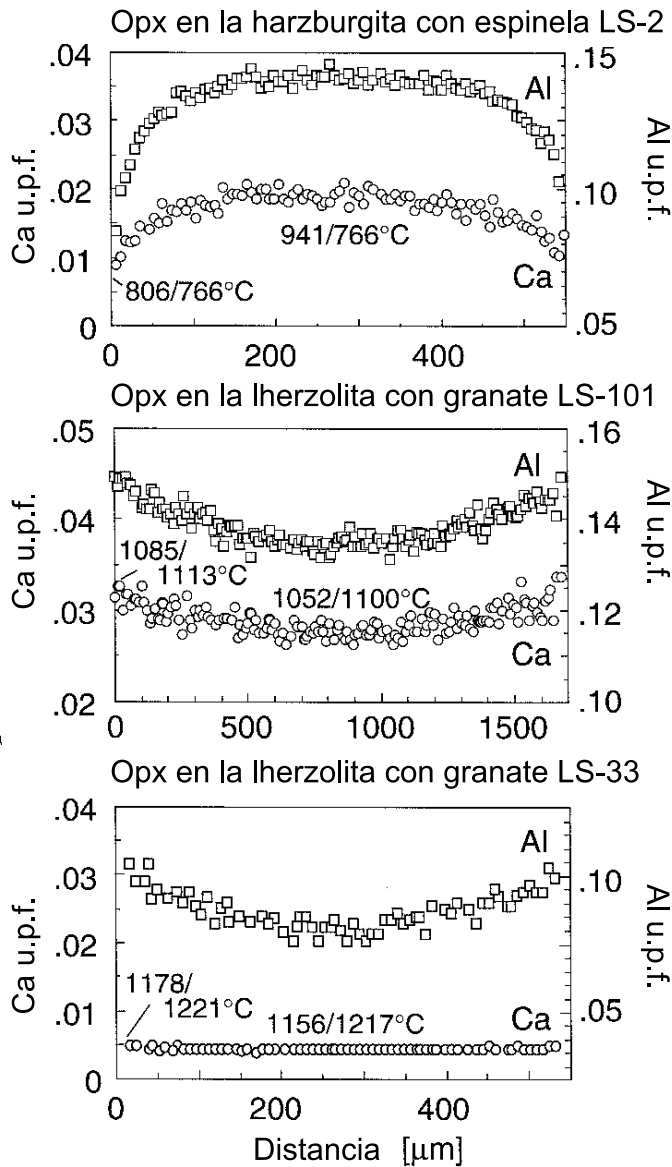


Figura 6. Zonaciones de borde a borde de concentraciones de Ca (círculos) y Al (cuadrados) (u.p.f. = unidades por fórmula) a lo largo de granos de ortopiroxeno en peridotitas con granate y espinela. Las temperaturas de los núcleos y bordes fueron calculadas con los termómetros de Ca en ortopiroxeno y el de dos piroxenos de Brey y Kohler (1990). El primero es el de la izquierda del slash y el segundo es el de la derecha. Basado en el análisis de múltiples pares de granos, los errores en las temperaturas calculadas son estimados de 20°C para los núcleos y de 12°C para los bordes. (Modificado de Stern *et al.*, 1990, pág. 222).

Las lherzolitas con granate tienen composiciones de elementos mayores similares a las estimadas del manto primitivo, y con significativamente más alto contenido de CaO y Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, y menor #Mg comparado con compilaciones previas de composiciones de lherzolitas con granate o espinela provenientes de litósfera continental (Figura 7). Las harzburgitas con espinela tienen menor contenido de CaO y Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, y mayor #Mg que las lherzolitas con granate, lo que es consistente con significantes cantidades de extracción de fundido (McDonough, 1990). Las harzburgitas con granate, al contrario, tienen menor contenido de CaO, pero no menor Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> y tampoco más alto #Mg.

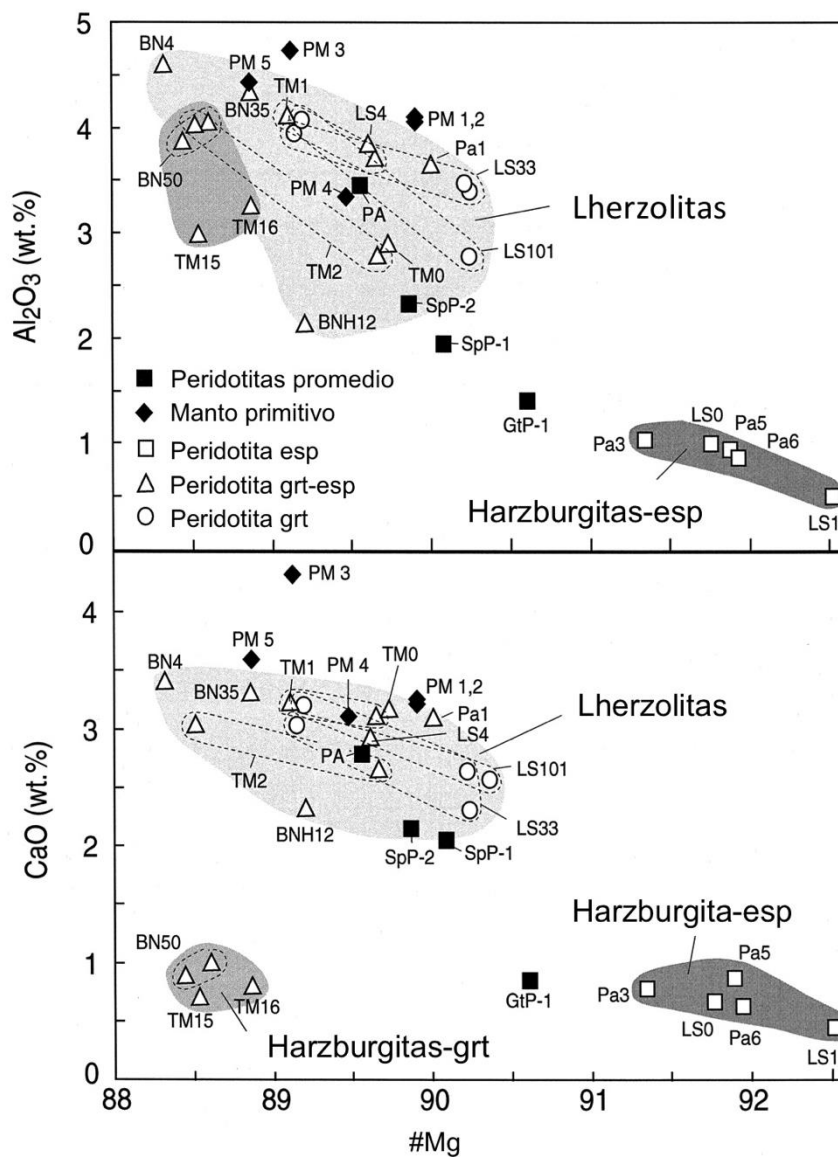


Figura 7. Contenidos de CaO y Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> de roca total de xenolitos de Pali Aike (símbolos vacíos) graficados versus #Mg y comparados con dos estimaciones diferentes para el manto primitivo (diamantes sólidos, PM1: Hoffman, 1988; PM2, Allègre *et al.*, 1995; PM3, Palme y Nickel, 1985; PM4, Rinwood, 1979; PM5, McDonough, 1990), y compilaciones publicadas de composiciones promedios de xenolitos peridotíticos con espinela y granate (cuadrados sólidos, SpP-1 y GtP-1, Maaloe y Aoki, 1975; SpP-2, McDonough, 1990). Muestras con múltiples análisis (LS33, LS101, TM1, TM2 y BN50) están conectados con líneas punteadas y el promedio de las lherzolitas con granate de pali Aike está indicado por el cuadrado sólido PA. La figura ilustra la similitud de elementos mayores entre lherzolitas con granate de Pali Aike y estimaciones del manto primitivo, y diferencias significativas entre estas lherzolitas y las harzburgitas con granate y espinela (Modificado de Stern *et al.*, 1999)

Procesos de metasomatismo modal produjo venas que contienen flogopita rica en Ti, anfíbola pargasítica e ilmenita en algunas peridotitas, también anfíbola y flogopita diseminada (Stern *et al.*, 1986, 1989). Las venas son más abundantes en xenolitos de alta temperatura (>970°C). El metasomatismo agregó Ti, K y Na, también H<sub>2</sub>O en algunos elementos trazas al manto.

Se demostró que la proporción de lherzolita más fértil y densa relativo a la harzburgita menos densa y menos fértil aumenta con la profundidad (Figura 8)(Stern *et al.*, 1986, 1989) y se concluyó que la porción más profunda de esta litósfera subcontinental consiste en lherzolita con granate con proporción de elementos mayores similar a “pirolita” y elementos trazas y características isotópicas similares a la fuente de manto astenosférico global de basaltos de dorsal meso oceánica (MORB).

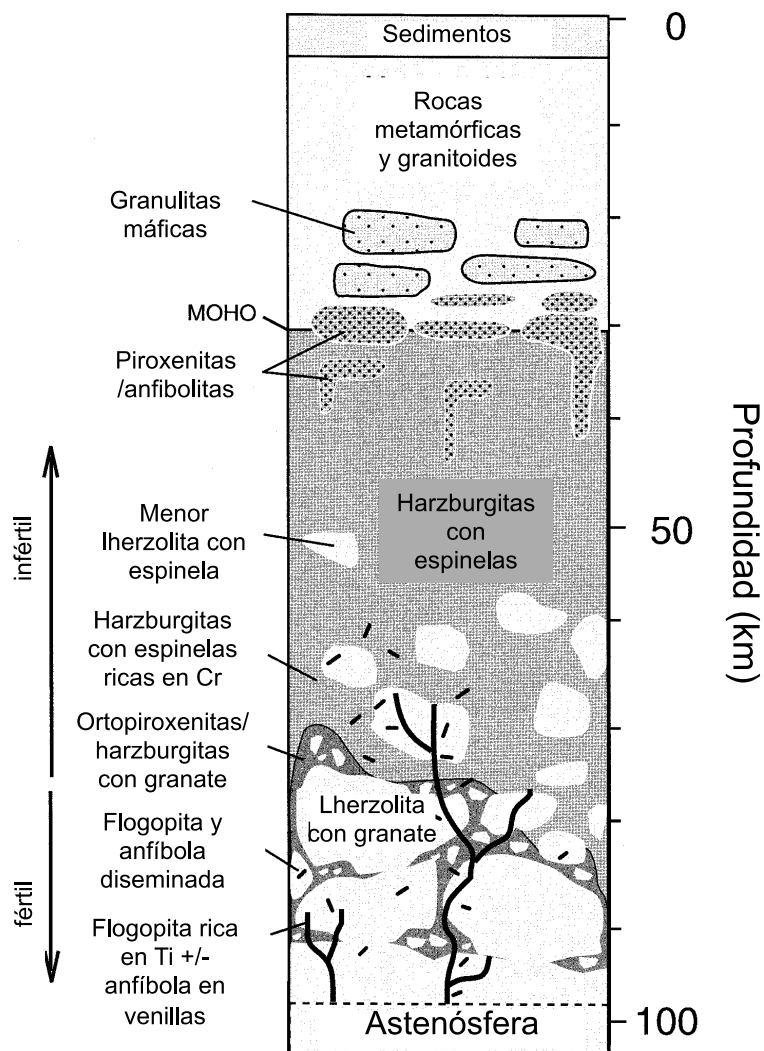


Figura 8. Zonación litológica de la litósfera continental bajo el sur de Sudamérica basada en los datos calculados de temperatura y presión de los xenolitos de Pali Aike. Granulitas máficas ocurren en la porción más profunda de la corteza continental (Selverstone y Stern, 1983). Harzburgitas infértiles con espinela predominan en la sección superior y media del manto, mientras que la porción más profunda de la litósfera consiste en lherzolitas fértiles con granate. La más inferior de la litósfera fue modificada por metasomatismo críptico y modal relacionado a la generación de los basaltos de Pali Aike (Modificado de Stern *et al.*, 1999).

Stern *et al.* (1989) determinó que las lherzolitas con granate tienen razones de roca total de Sm/Nd,  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  y  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$  similares a basaltos de dorsal meso oceánica. Se realizaron análisis isotópicos de Pb, Os y O (Stern *et al.*, 1999) que confirmaron que las lherzolitas con granate son isotópicamente similares a MORB. Las harzburgitas con espinela tienen composiciones isotópicas de O similares a las

lherzolitas con granate, pero tienen significativamente menores concentraciones de roca total de Sr, Nd y Sm, menores razones de Sm/Nd y  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$  y mayores razones de  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ .

La flogopita alta en Ti y la anfíbola pargasítica de las vetillas metasomáticas de los xenolitos tienen altas razones de Rb/Sr (Stern *et al.*, 1989). Estos minerales metasomáticos son isotópicamente diferentes a los basaltos del arco andino, al igual que de los basaltos de Pali Aike, por lo que indican que no hubo interacción con fluidos derivados de la placa que se subdujo bajo el Campo Volcánico Pali Aike, el cual está ubicado a más de 200 km al este del arco andino.

La composición de elementos traza en los núcleos de clinopiroxenos de harzburgitas con espinela son similares a aquellas de clinopiroxenos en lherzolitas con granate. Sin embargo, los elementos traza incompatibles están enriquecidos en los bordes en el caso de las harzburgitas con espinela de baja y moderada temperatura, lo que sugiere metasomatismo críptico de escala de metros a kilómetros, ya que estos xenolitos no tienen evidencias de metasomatismo modal. Aunque la concentración de vetillas metasomáticas es mayor en xenolitos de alta temperatura derivados de la porción más profunda de la litosfera, tal zonación en las lherzolitas con granate de alta temperatura está ausente, lo que puede reflejar la difusión más rápida y mayores tasas de equilibrio a altas temperaturas en lo profundo del manto.

Con respecto a la temperatura, reología, química y densidad, el manto litosférico subcontinental bajo esta zona de Sudamérica es aparentemente similar al que está debajo de corteza oceánica y diferente del que está debajo de cratones Arqueanos (Stern *et al.*, 1999).

Mediante geotermobarimetría basada en las composiciones de los núcleos de los minerales en las peridotitas con granate se obtuvieron temperaturas de entre 970 y 1160°C entre 1,9 y 2,4 GPa, constriñendo el gradiente geotermal, el cual sugiere un grosor litosférico de 100 km bajo esta región. Además se pudo constreñir la historia termal de los xenolitos de Pali Aike. Se planteó que la litósfera fue calentada y adelgazada hasta menos de 80 km de grosor durante la ruptura de Gondwana en el Jurásico. Posteriormente ocurrió un enfriamiento de hasta 175 °C y un engrosamiento de la litósfera de 20 km aproximadamente, lo que se refleja en las peridotitas con espinela de baja temperatura (<970°C), mediante la zonación química de piroxenos, la cual involucra el decrecimiento de Ca en los bordes, y también en peridotitas de moderada a alta temperatura (>970°C) mediante evidencias texturales de transformación de espinela a granate. Un evento de calor reciente, el cual ocurrió probablemente junto con el metasomatismo modal relacionado a la génesis de los basaltos del Campo Volcánico Pali Aike, adelgazó la litósfera nuevamente hasta menos de 100 km de grosor. Evidencias de este calentamiento se preservan en peridotitas de moderada a alta temperatura (>970°C) como zonación química de piroxenos involucrando un aumento de Ca en los bordes y bordes kelifíticos alrededor de granate.

La mayoría de los xenolitos de moderada a alta temperatura (>970°C) son petroquímicamente similares a las fuentes astenosféricas de basaltos de dorsal meso-oceánica. Al contrario, las harzburgitas con espinela son predominantemente de menor



temperatura ( $<970^{\circ}\text{C}$ ). Esto implica un gradiente químico y un aumento de densidad con la profundidad en la sección mantélica representada por los xenolitos, y la ausencia de una raíz de baja densidad y profunda bajo esta región como se las que se han inferido bajo los cratones Arqueanos.

### **1.3 Objetivo general**

El objetivo general de este estudio es comprender la génesis y evolución del manto litosférico bajo el Campo Volcánico de Pali Aike, con un enfoque específico en la zona de transición granate – espinela.

### **1.4 Objetivos específicos**

1. Estudio mineralógico de silicatos, óxidos y sulfuros de los xenolitos y su clasificación a través de relaciones texturales y composicionales.
2. Determinación de eventos de fusión parcial y condiciones de metasomatismo en los xenolitos.
3. Estimación de condiciones de presión y temperatura en las que se formaron los xenolitos en el manto litosférico.

### **1.5 Hipótesis**

Las características petrográficas y geoquímicas de los xenolitos de Pali Aike evidencian procesos ocurridos en el manto litosférico subyacente, los cuales constituyen una compleja historia de re-equilibrios, metasomatismo y deformación a altas temperaturas.

## 2 Metodología

### 2.1 Petrografía macroscópica

Inicialmente se estudiaron petrográficamente, de forma macroscópica 25 xenolitos de rocas ultramáficas muestreados por el profesor José María González. Las dimensiones aproximadas de las muestras son de 7 x 8 x 7 cm (Revisar Anexo A: Descripción petrográfica macroscópica de xenolitos ultramáficos). A partir de las diferencias encontradas en cada muestra y con la finalidad de optimizar el trabajo, se escogieron 7 muestras (Figura 9) para continuar con los estudios posteriores.

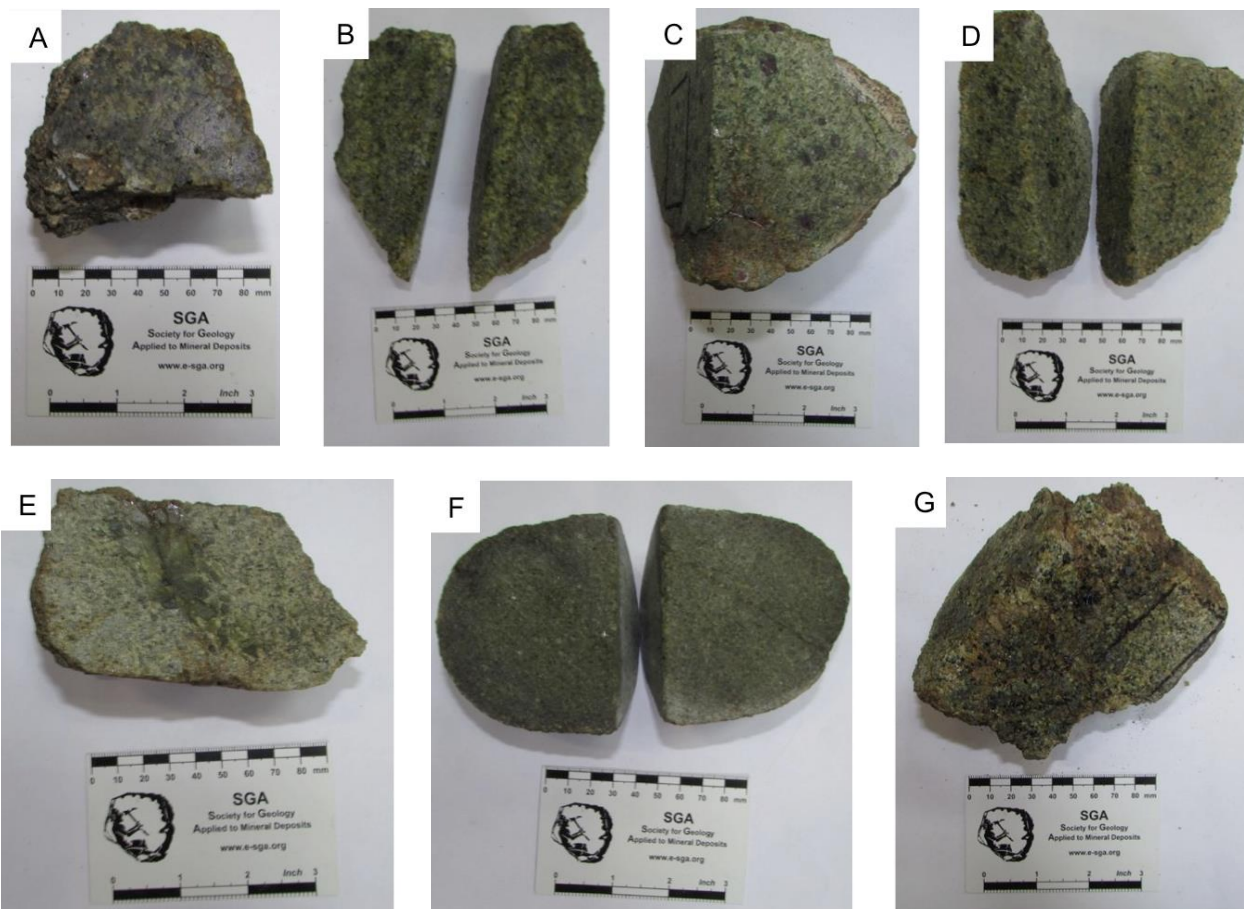


Figura 9. Fotografías de xenolitos ultramáficos escogidos para estudiar. A. Código LT-01. B. Código LT-5. C. Código PA-LA7. D. Código SAL-5. E. Código RU-3. F. Código SAL-1. G. Código SAL-4.

## 2.2 Preparación de muestras para estudio petrográfico

A partir de esta etapa se trabajó con siete muestras de xenolitos de rocas ultramáficas de tamaños variables (hasta 12 cm de diámetro) de diferentes localidades del Campo Volcánico Pali Aike (Tabla 1). Luego, de estas muestras se obtuvieron fragmentos prismáticos de dimensiones aproximadas de 5x3x3 cm, a partir de los cuales se prepararon catorce cortes transparentes pulidos, dos de cada muestra. De los catorce cortes, siete se realizaron con un espesor de 30  $\mu\text{m}$  y otros siete de 80  $\mu\text{m}$  con el objetivo de facilitar la identificación de los minerales y escoger pares de estos para realizar estudios de geotermobarometría. Sus dimensiones son de 24x46 mm y el adhesivo utilizado en ellos fue epoxy.

Tabla 1. Localidades y códigos de las muestras estudiadas

Localidad de las muestras	Código
Laguna Ana	PA-LA7
Laguna Timones	LT-01
	LT-5
Salsa	SAL-1
	SAL-4
	SAL-5
El Ruido	RU-3

## **2.3 Petrografía microscópica**

### **2.3.1 Microscopio óptico**

La petrografía de los cortes transparentes se realizó utilizando un microscopio óptico modelo Olympus CX31-P en el Departamento de Geología de la Universidad de Chile. Mediante este estudio se identificaron los diferentes minerales formadores de los xenolitos, se identificaron las diferentes texturas y se definieron zonas de interés para realizar análisis geoquímicos posteriores.

### **2.3.2 Microscopio electrónico de barrido**

Análisis semi-cuantitativos preliminares de los minerales constituyentes de los diferentes xenolitos peridotíticos se llevaron a cabo utilizando el microscopio electrónico de barrido (*Scanning electron microscope*, SEM) modelo FEI Quanta 200 MK2, el cual pertenece al Departamento de Geología de la Universidad de Chile y Centro de Excelencia de Geotermia de Los Andes (CEGA). Para mejorar la conductividad de los electrones en las superficies pulidas y obtener imágenes de alta resolución, los cortes transparentes seleccionados se cubrieron con una capa de carbono, para lo cual se utilizó el Metalizador modelo Cressington Carbon Coater 108 carbon/A, el cual pertenece también al CEGA. El proceso consiste en sublimar una punta de grafito para crear una película de carbono homogénea sobre la superficie del corte.

Se identificaron zonas de interés como pares de minerales para posteriores estudios de geotermobarometría y también sulfuros. Se realizaron microfotografías de alta resolución las cuales permiten documentar relaciones micro-texturales y estructuras. Además se realizaron mediciones semi-cuantitativas utilizando un detector EDS (dispersión de energía), para detectar la energía de las emisiones de los rayos-X, generadas a partir de la incisión del haz de electrones en la superficie de los cortes transparentes. Posteriormente, mediante el software INCA (Inca x-act, Oxford Instruments) se compararon los patrones obtenidos con los estándares internos del equipo para estimar concentraciones químicas de cada fase. A partir de estas estimaciones se logró obtener composiciones aproximadas de los sulfuros identificados.

## **2.4 Conteo modal**

Para estimar las proporciones relativas de los minerales constituyentes de los xenolitos estudiados, se realizó un tratamiento de imágenes de alta resolución de los cortes transparentes de cada muestra. Las imágenes se obtuvieron mediante un scanner digital modelo EPSON PERFECTION V330, adaptado para este propósito. El tratamiento de imágenes se realizó mediante el software Vista Previa versión 8.1 y el software libre JMicroVision 1.2.7. Con Vista Previa, inicialmente se modificaron los colores de las imágenes variando el grado de saturación y el contraste, principalmente, para así facilitar el reconocimiento de los diferentes minerales (Figura 10). Posteriormente con JMicroVision se realizó un conteo puntual semi-automatizado, con más de 1300 puntos por corte transparente.

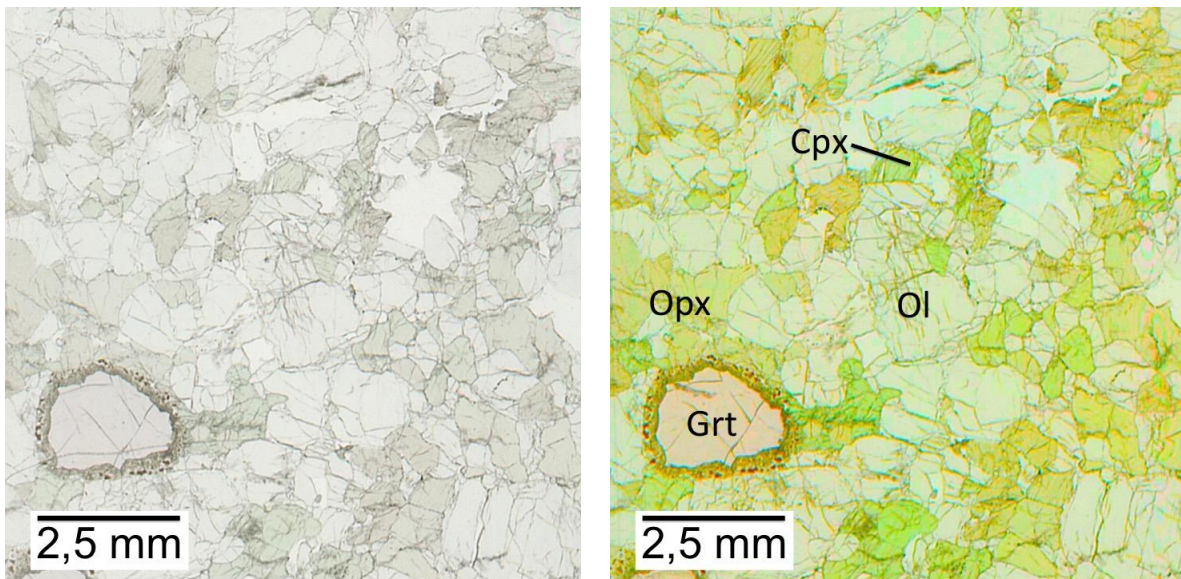


Figura 10. Comparación entre imagen procesada y no procesada. La imagen B tiene los colores intensificados para facilitar la identificación de los minerales formadores de los xenolitos. Opx= Ortopiroxeno, Cpx=Clinopiroxeno, Ol=Olivino, Grt= Granate.

## 2.5 Microsonda electrónica

La composición química de los silicatos mayoritarios (olivino, clinopiroxeno, ortopiroxeno y granate) y de óxidos (espinela e ilmenita) se determinó de manera cuantitativa mediante una Microsonda JEOL JXA-8230 (equipada con cuatro WDS y un EDS), perteneciente a la Universidad de Barcelona, España. Además, se realizaron microfotografías de alta resolución de aquellos minerales que se analizaron cuantitativamente.

Las condiciones de operación fueron a 20 kV, 10 nA, un haz incidente de 2  $\mu\text{m}$  de diámetro y un tiempo de 20 s por elemento.

Los estándares iónicos de calibración usados fueron: hematita (Fe, LIF,  $K\alpha$ ), rodonita (Mn, LIF,  $K\alpha$ ),  $\text{Al}_2\text{O}_3$  (Al, TAP,  $K\alpha$ ),  $\text{Cr}_2\text{O}_3$  (Cr, PET,  $K\alpha$ ), diópsido (Si, TAP,  $K\alpha$ ), NiO (Ni, LIF,  $K\alpha$ ), y wollastonita (Ca, PET,  $K\alpha$ ), albita (Na, TAP,  $K\alpha$ ), ortoclasa (K, TAP,  $K\alpha$ ), cobalto (Co, LIF,  $K\alpha$ ).

Por disponibilidad se analizaron tres de las siete muestras, las cuales corresponden a PA-LA7, SAL-5 y LT-01. Estas se escogieron a partir del estudio petrográfico previo debido a su mineralogía y características distintivas. Los elementos analizados fueron Si, Ti, Al, Cr, Fe, Mn, Mg, Ni, Co, Na, K y Ca, los cuales se obtuvieron en forma de óxidos en % en peso.

Con los datos obtenidos se calculó la fórmula estructural de cada mineral, para ello se utilizó una planilla Excel confeccionada según el caso particular, las cuales se consiguieron en gabbrosoft.org.

## 2.6 Geotermobarometría

Las condiciones de presión y temperatura se determinaron mediante diferentes geotermobarómetros en función de las fases presentes en las rocas (Tabla 2).

- El geotermobarómetro basado en el intercambio de Ca entre olivino y clinopiroxeno definido por Köhler y Brey (1990), el cual se expresa como barómetro mediante dos ecuaciones:

$$P_{KB} [kbar] = \frac{(-T * \ln D_{Ca} - 11982 + 3,61 T)}{56,2} \text{ para } T \geq (1275,25 + 2,827 * P) [K]$$

$$P_{KB} [kbar] = \frac{(-T * \ln D_{Ca} - 5792 - 1,25 * T)}{56,2} \text{ para } T \leq (1275,25 + 2,827 * P) [K]$$

Donde  $D_{Ca} = Ca^{ol}/Ca^{cpx}$ , donde  $Ca^{ol}$  y  $Ca^{cpx}$  corresponden a las proporciones atómicas de Ca en las fórmulas estructurales de Ol y Cpx basadas en 4 y 6 oxígenos, respectivamente. El error asociado a esta metodología es de  $\pm 1,7$  kbar.

- El geobarómetro definido por Nimis y Taylor (2000) basado en el intercambio de Cr entre clinopiroxeno y granate. Este barómetro se utiliza para peridotitas con granate y se expresa mediante la ecuación:

$$P [kbar] = -\frac{T[K]}{126,9} * \ln a_{CaCrTs}^{cpx} + 15,483 * \ln \frac{Cr\#^{cpx}}{T[K]} + \frac{T[K]}{71,38} + 107,8$$

Donde  $a_{CaCrTs}^{cpx} = Cr - 0,81 * \#Cr * (Na + K)$  y  $\#Cr = Cr/(Cr + Al)$ , con elementos en átomos por 6 oxígenos. El error asociado a esta metodología es de 2,3 kbar.

- También se utilizó el geobarómetro de Al en ortopiroxeno, definido por Brey y Köhler (1990), válido solamente para peridotitas en facies de granate. El error asociado a este barómetro es de  $\pm 2,2$  kbar.
- El geotermómetro de dos piroxenos, definido por Brey y Köhler (1990), basado en el intercambio de cationes entre pares de clinopiroxeno y ortopiroxeno en equilibrio, el cual se expresa mediante la ecuación:

$$T_{BKN} = \frac{23664 + (24,9 + 126,3 * X_{Fe}^{cpx}) * P}{13,38 + (\ln K_D^*)^2 + 11,59 * X_{Fe}^{opx}}$$

Donde  $K_D^* = (1 - Ca^*)^{cpx}/(1 - Ca^*)^{opx}$ ;  $Ca^* = Ca^{M2}/(1 - Na^{M2})$  y  $X_{Fe}^{px} = Fe/(Fe + Mg)$ ;  $T_{BKN}$  está en Kelvin y P en kbar. El error asociado a esta metodología es de  $\pm 30$  °C.

- El geotermómetro par olivino – espinela, desarrollado por Ballhaus *et al* (1991), el que se basa en el intercambio de Fe y Mg entre espinela y olivino en equilibrio. Esta metodología se expresa mediante la ecuación:

$$T [K] = (13530 + 388 * P [GPa]) * (1 - 2X_{Mg}^{ol}) - 1960 * (X_{Mg}^{esp} - X_{Fe^{+2}}^{esp}) + 16150 * X_{Cr}^{esp} + 25150 * (X_{Fe^{+3}}^{esp} - X_{Ti}^{esp}) / (R * \ln(K_D^{Mg-Fe_{ol-esp}}) + 4705)$$

donde

$$K_D^{Mg-Fe_{ol-esp}} = (X_{Mg}^{ol} * X_{Fe^{+2}}^{esp}) / (X_{Fe}^{ol} * X_{Mg}^{esp})$$

El error asociado a esta metodología es de  $\pm 30^\circ\text{C}$ .

- El geotermómetro par granate-ortopiroxeno, definido por Harley (1984), el cual se basa en el intercambio de Fe y Mg entre cristales de granate y ortopiroxeno, es por eso que es solo aplicable a peridotitas con granate y granulitas. Esta metodología se expresa mediante la ecuación:

$$T(^{\circ}\text{C}) = \left( \frac{3740 + 1400 * X_{grt}^{ga} + 22,86 * P(\text{kbar})}{R * \ln K_D + 1,96} \right) - 273$$

con

$$K_D = (Fe/Mg)^{grt} / (Fe/Mg)^{opx}$$

y

$$X_{gr}^{ga} = \left( \frac{Ca}{Ca + Mg + Fe} \right)^{ga}$$

En estas ecuaciones “ga” significa granate y “gr” significa grosularia. El error asociado a esta metodología es de  $\pm 45^\circ\text{C}$ .

Los resultados de temperaturas se validaron mediante la aplicación de otros geotermómetros:

- El geotermómetro definido por Brey y Köhler (1990), el cual se basa en el contenido de Ca en ortopiroxeno. Esta metodología tiene un error asociado de  $\pm 19^\circ\text{C}$  y se expresa mediante la ecuación:

$$T_{Ca^{in\ opx}} [K] = (6425 + 26,4 * P) / (-\ln Ca^{opx} + 1,843)$$

- El geotermómetro definido por Brey y Köhler (1990), el cual se basa en el intercambio de Na entre clinopiroxeno y ortopiroxeno en equilibrio. Esta metodología tiene un error asociado de  $\pm 56^\circ\text{C}$  y se expresa mediante la ecuación:

$$T = (35000 + 61,5 * P) / ((\ln D_{Na})^2 + 19,8)$$

$$\text{Donde } D_{Na} = Na^{opx} / Na^{cpx}$$

- El geotermómetro definido por Taylor (1998) el cual se basa en el intercambio de Fe y Mg entre clinopiroxeno y ortopiroxeno en equilibrio. Esta metodología tiene un error asociado de  $\pm 31^\circ\text{C}$  y se expresa mediante la ecuación:



$$T[K] = \frac{24,787 + 678 * P[GP a]}{15,67 + 14,37 * Ti^{cpx} + 3,69 * Fe^{cpx} - 3,25 * X_{ts} + (lnK_d)^2}$$

donde  $lnK_d = \ln(a(En)^{cpx}) - \ln(a(En)^{opx})$  ;  $X_{ts} = (Al + Cr - Na)^{cpx}$  y  $a(En) = (1 - Ca - Na) * (1 - Al^{vi} - Cr - Ti) * (1 - \frac{Al^{vi}}{2})^2$

En la Tabla 2 se muestra un resumen de los diferentes geotermobarómetros útiles en la estimación de presiones y temperaturas de xenolitos mantélicos.

Tabla 2. Geobarómetros y geotermómetros aplicados en este estudio.

Método	Asociación	Equilibrio	Error asociado
Geobarómetros			
Köhler y Brey (1990)	Cpx-Ol	Intercambio de Ca	± 1,7 kbar
Nimis y Taylor (2000)	Cpx	Intercambio de Cr	± 2,3 kbar
Brey y Köhler (1990)	Opx	Intercambio de Al	± 2,2 kbar
Geotermómetros			
Köhler y Brey (1990)	Cpx-Ol	Intercambio de Ca	± 30 °C
Brey y Köhler (1990)	Cpx-Opx	Intercambio de Ca y Mg	± 30 °C
Ballhaus <i>et al.</i> (1991)	Esp-Ol	Intercambio de Fe y Mg	± 30 °C
Harley (1984)	Grt-Opx	Intercambio de Fe y Mg	± 45 °C
Brey y Köhler (1990)	Opx	Intercambio de Ca	± 19 °C
Brey y Köhler (1990)	Cpx-Opx	Intercambio de Na	± 56 °C
Taylor (1998)	Cpx-Opx	Intercambio de Fe y Mg	± 31 °C

Para los cálculos de las presiones y temperaturas se utilizó la planilla Excel elaborada por Köhler a mediados de los 90 y modificada por Giris, esta se encuentra disponible en la página web de la universidad Goethe de Frankfurt (<http://www.geowissenschaften.uni-frankfurt.de/mineralogie/petrologie-geochemie/mitarbeiter/brey/downloads/ptexl3.xls>).

### 3 Resultados

#### 3.1 Petrografía y clasificación de las muestras

##### 3.1.1 Caracterización de los xenolitos

Los xenolitos están constituidos principalmente por olivino, ortopiroxeno, clinopiroxeno y en menor medida espinela, granate y sulfuros (Tabla 16). La distribución de estos minerales dentro de cada xenolito es muy heterogénea, ya que ciertas fases, como por ejemplo granate y espinela, se concentran en dominios particulares. A partir de los porcentajes modales de olivino y piroxenos se distinguieron cinco lherzolitas y dos harzburgitas muy pobres en clinopiroxenos. (Figura 11).

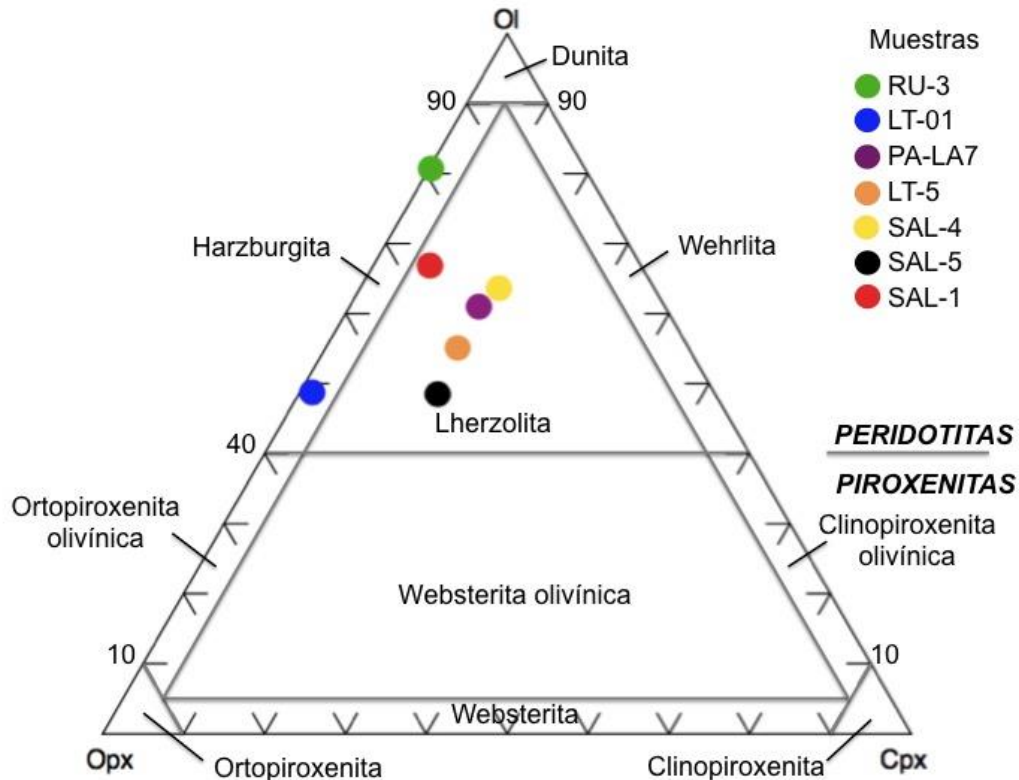


Figura 11. Diagrama de clasificación modal de rocas ultramáficas, modificado de Streckeisen (1973).

Tabla 3. Normalización de porcentajes de Opx, Cpx y Ol para asignación de nombre a la roca. Opx= Ortopiroxeno, Cpx= Clinopiroxeno, Ol=Olivino.

Muestra	Opx (%)	Cpx (%)	Ol (%)	Nombre de la roca
LT-01	50	1	49	Harzburgita con granate y espinela
LT-5	29	17	54	Lherzolita con granate y espinela
PA-LA7	23	16	61	Lherzolita con granate
RU-3	19	0	81	Harzburgita con espinela
SAL-1	26	7	67	Lherzolita con espinela
SAL-4	19	17	64	Lherzolita con granate y espinela
SAL-5	34	18	48	Lherzolita con espinela

### 3.1.1.1 Lherzolitas

#### 3.1.1.1.1 Lherzolitas con espinela

Corresponden a los xenolitos SAL-1, SAL-5 (Tabla 3) compuestos principalmente por ortopiroxeno (24-29% modal), olivino (41-63% modal), clinopiroxeno (7-15% modal) y espinela (2-3% modal). No se observa granate en estas muestras.

La lherzolita SAL-1 (Figura 12) presenta textura porfiroclástica (definida por Mercier y Nicolas, 1975) compuesta de una generación de grandes porfiroclastos de olivinos, ortopiroxenos y clinopiroxenos primarios (diámetros hasta 4 mm) y una segunda generación de cristales de estos minerales más pequeños (neoblastos) de hasta 2 mm de diámetro. Los cristales de espinela llegan a alcanzar hasta 1 mm de diámetro y tienen una orientación bien definida; algunos de estos cristales engloban cristales de olivino constituyendo una textura poikilítica. Se observa extinción ondulante y bordes irregulares en porfiroclastos, algo típico de cristales deformados a altas temperaturas. En los neoblastos de clinopiroxeno se distinguen bordes esponjosos, rodeados de espinela microcristalina. Los neoblastos de ortopiroxeno en contacto con olivino presentan bordes de reacción.

En esta roca se observan dos familias de tamaños de olivino: porfiroclastos de hasta 4 mm de diámetro y neoblastos de 0,7 mm de diámetro promedio. Los primeros presentan extinción ondulante mientras que los segundos no presentan evidencias de deformación. A nícoles paralelos se ven incoloros con pleocroísmo leve a rosado y azul, y a nícoles cruzados se ven de colores del tercer orden. Los ortopiroxenos también se dividen en porfiroclastos y neoblastos; en este caso, los porfiroclastos tienen tamaños hasta 3 mm de diámetro y los neoblastos tienen 1 mm de diámetro promedio. Los porfiroclastos presentan extinción ondulante. Algunos neoblastos tienen bordes de reacción y lamelas de exsolución de clinopiroxeno. A nícoles paralelos se ven marrón oscuro con pleocroísmo a marrón claro y presentan clivaje bien desarrollado. Los clinopiroxenos son de tamaños entre 0,5 y 3 mm de diámetro y presentan extinción ondulante. Los cristales pequeños en su mayoría presentan bordes esponjosos. Se ven de color amarillo pálido a nícoles paralelos. El clivaje está pobremente desarrollado. Las espinelas se encuentran como cristales individuales de tamaños entre 0,5 y 4 mm de largo y ancho hasta 2 mm, y en los bordes de reacción de ortopiroxeno. Son de color pardo oscuro a negro a nícoles paralelos y presentan algunos bordes rectos y otros lobulados. También se observan vermiculares e intersticiales. Se distinguen además sulfuros de tamaños hasta 0,01 mm.

Se observan *melt pockets* constituidos por ortopiroxeno y clinopiroxeno microcristalinos, los que parecen ser recristalizaciones completas de cristales más grandes.

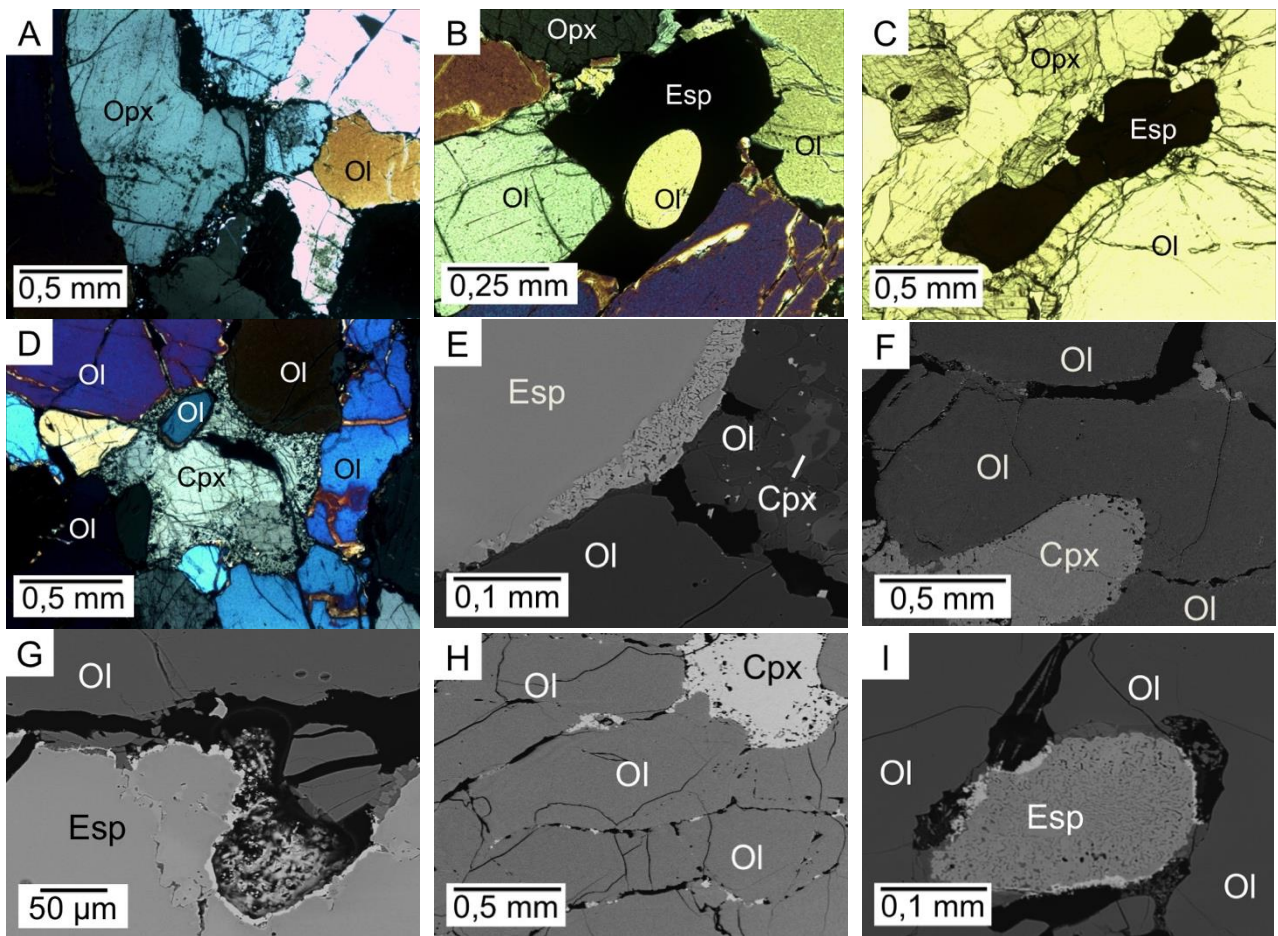


Figura 12. Fotografías de Iherzolita porfiroclástica SAL-1. A. Fotografía a nícoles cruzados de ortopiroxeno con borde de reacción. B. Fotografía a nícoles cruzados de espinela englobando un cristal de olivino. C. Fotografía a nícoles paralelos de espinela estirada rodeada de ortopiroxeno. D. Fotografía a nícoles cruzados de clinopiroxeno con bordes esponjosos y además conteniendo un cristal subredondeado de olivino. E. Microfotografía de electrones retrodispersados utilizando SEM donde se aprecia un cristal de espinela en contacto con cristales de olivino. F. Microfotografía de electrones retrodispersados utilizando SEM donde se aprecia un cristal de clinopiroxeno con bordes esponjosos en contacto con olivino. G. Microfotografía de electrones retrodispersados utilizando SEM donde se aprecia un cristal de espinela con bordes enriquecidos en Fe. H. Microfotografía de electrones retrodispersados utilizando SEM donde se aprecia un cristal de clinopiroxeno con bordes esponjosos en contacto con cristales de olivino. I. Microfotografía de electrones retrodispersados utilizando SEM donde se aprecia un cristal de espinela con bordes enriquecidos en Fe. Cortes de 30  $\mu\text{m}$  vistos en microscopio petrográfico y de 80  $\mu\text{m}$  vistos en SEM.

La Iherzolita SAL-5 (Figura 13) presenta texturas protogranulares (definida por Mercier y Nicolas, 1975) y porfiroclásticas, compuestas de una generación de grandes cristales de olivino y ortopiroxenos primarios (diámetros hasta 4 mm), sin elongación ni evidencias de deformación, y una segunda generación de cristales de estos minerales y además clinopiroxenos más pequeños de entre 0,5 y 1 mm de diámetro; estos últimos presentan formas estiradas en una dirección. Los cristales de espinela tienen formas irregulares ocupando espacios intersticiales y sus tamaños varían entre 0,5 y 2 mm. Algunos de los cristales más grandes de ortopiroxeno engloban cristales

subredondeados de olivino, constituyendo una textura poikilítica. Algunos de los clinopiroxenos presentan bordes esponjosos.

En esta roca se observan al menos dos familias de tamaños de ortopiroxeno: porfiroclastos de 4 mm de diámetro y neoblastos de hasta 2 mm. Tienen bordes irregulares y algunos cristales presentan extinción ondulante, evidenciando deformación a altas temperaturas. Tienen clivaje muy bien desarrollado. En el caso del olivino, también se distinguen dos familias: porfiroclastos de hasta 3 mm y neoblastos de 1 mm de diámetro promedio. Presentan bordes lobulados y redondeados, y algunos cristales tienen formas estiradas indicando algo de deformación. Los clinopiroxenos varían entre 0,5 y 2 mm de tamaño, presentan clivaje pobremente desarrollado. A nícoles paralelos se ven amarillentos a incoloros y a nícoles cruzados se ven anaranjados del primer orden hasta verdes del segundo. Las espinelas tienen tamaños de hasta 2 mm de diámetro y formas variables, están siempre en contacto con ortopiroxenos. Se observan sulfuros redondeados de 0,2 mm de diámetro en cristales clinopiroxenos.

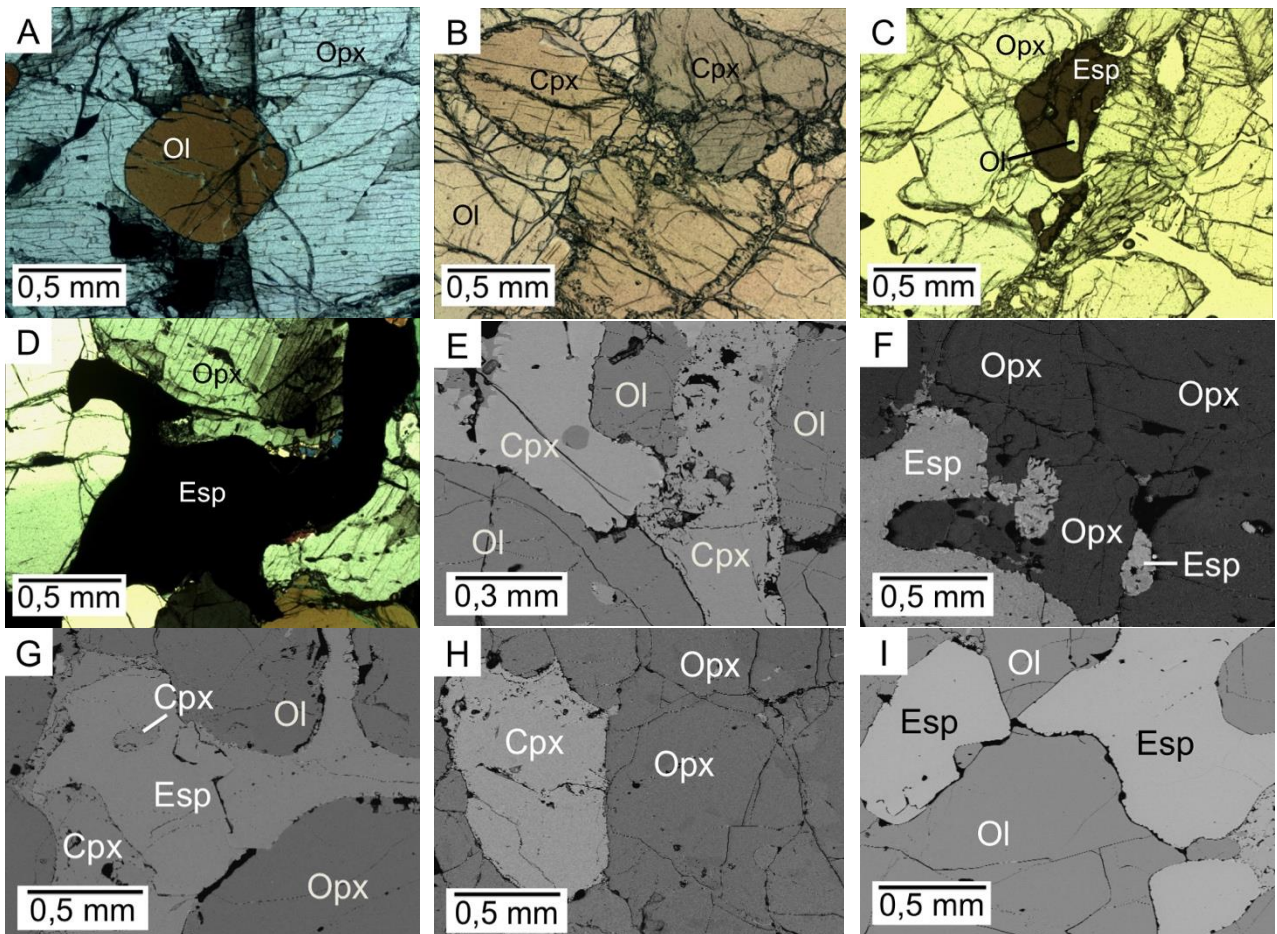


Figura 13. Fotografías de Iherzolita protogranular con tendencia a porfiroclástica SAL-5. A. Fotografía a nícoles cruzados de textura poikilítica de un cristal de ortopiroxeno englobando un cristal de olivino. B. Fotografía a nícoles paralelos de clinopiroxeno con bordes esponjosos. C. Fotografía a nícoles paralelos de espinela estirada que contiene un cristal de olivino en su interior. D. Fotografía a nícoles cruzados de espinela anhedral intersticial rodeada de cristales de ortopiroxeno y olivino. E. Microfotografía de electrones retrodispersados utilizando SEM donde se aprecian cristales de olivino en contacto con clinopiroxenos con bordes esponjosos. F. Microfotografía de electrones retrodispersados utilizando SEM donde se aprecian cristales de

espinela con bordes enriquecidos en Fe en contacto con ortopiroxeno. G. Microfotografía de electrones retrodispersados utilizando SEM donde se aprecian diferentes cristales, entre ellos clinopiroxeno con bordes esponjosos y espinela poikilítica englobando clinopiroxeno. H. Microfotografía de electrones retrodispersados utilizando SEM donde se aprecian clinopiroxeno con bordes esponjosos en contacto con ortopiroxeno. I. Microfotografía de electrones retrodispersados utilizando SEM donde se aprecian espinela en contacto con olivinos. Cortes de 30  $\mu\text{m}$  vistos en microscopio petrográfico y de 80  $\mu\text{m}$  vistos en SEM.

#### 3.1.1.1.2 Lherzolita con granate

Corresponde al xenolito PA-LA7 (Tabla 3) compuesto principalmente por ortopiroxeno (21% modal), olivino (57% modal), clinopiroxeno (15% modal), granate (2% modal) y espinela (menos de 1% modal) restringida a coronas de reacción de granate.

La lherzolita PA-LA7 (Figura 14) presenta textura protogranular, compuesta por cristales con tamaños relativamente similares y con algunas evidencias de deformación, como extinción ondulante en cristales de olivino. El diámetro de los cristales varía entre 0,5 y 4 mm, siendo los de olivino, ortopiroxeno y granate los más grandes. Los cristales de clinopiroxeno son más pequeños, de hasta 2 mm de diámetro y los de espinela se restringen a bordes de reacción de granates y son de hasta 0,1 mm de diámetro. Los cristales en general no presentan bordes rectos. Se observa también textura coronítica, marcada por el desarrollo de cristales fibrosos y microcristalinos de ortopiroxeno y espinela alrededor de cristales de granate. Algunos de estos últimos presentan bordes muy rectos mientras que otros se ven totalmente anhedrales. Esta textura no solo se da en los bordes de los cristales, sino también por dentro.

Los olivinos tienen diámetros promedio de 3 mm y algunos cristales presentan extinción ondulante. Los clinopiroxenos tienen tamaños entre 0,5 y 2 mm de diámetro, tienen clivaje pobremente desarrollado y al igual que el olivino, algunos cristales presentan extinción ondulante. Los ortopiroxenos tienen tamaños variables entre 1 y 4 mm de diámetro, presentan bordes irregulares y clivaje fuertemente desarrollado. Además, algunos ortopiroxenos presentan lamelas de exsolución de clinopiroxeno. Cabe destacar que hay una familia microcristalina de ortopiroxenos fibrosos bordeando granates y en forma de cúmulos, representando una posible recristalización completa de un cristal más grande. Los granates presentan diámetros entre 2 y 4 mm, presentan textura coronítica con microcristales de espinela y ortopiroxeno, se ven “limpios” y con algunas fracturas menores, además, presentan inclusiones de olivino. Las espinelas se restringen a los bordes de reacción de los granates y se ven marrón rojizo a nícoles paralelos. Se observan además sulfuros de tamaño 0,05 mm alrededor de cristales de granate principalmente.

En cuanto a estructuras, se distinguen acumulaciones de ortopiroxeno y en menor cantidad clinopiroxeno, ambos microcristalinos, similar a lo que se encuentra en los bordes de reacción pero sin granate en este caso, solamente con espinela, por lo que podrían corresponder *melt pockets*.

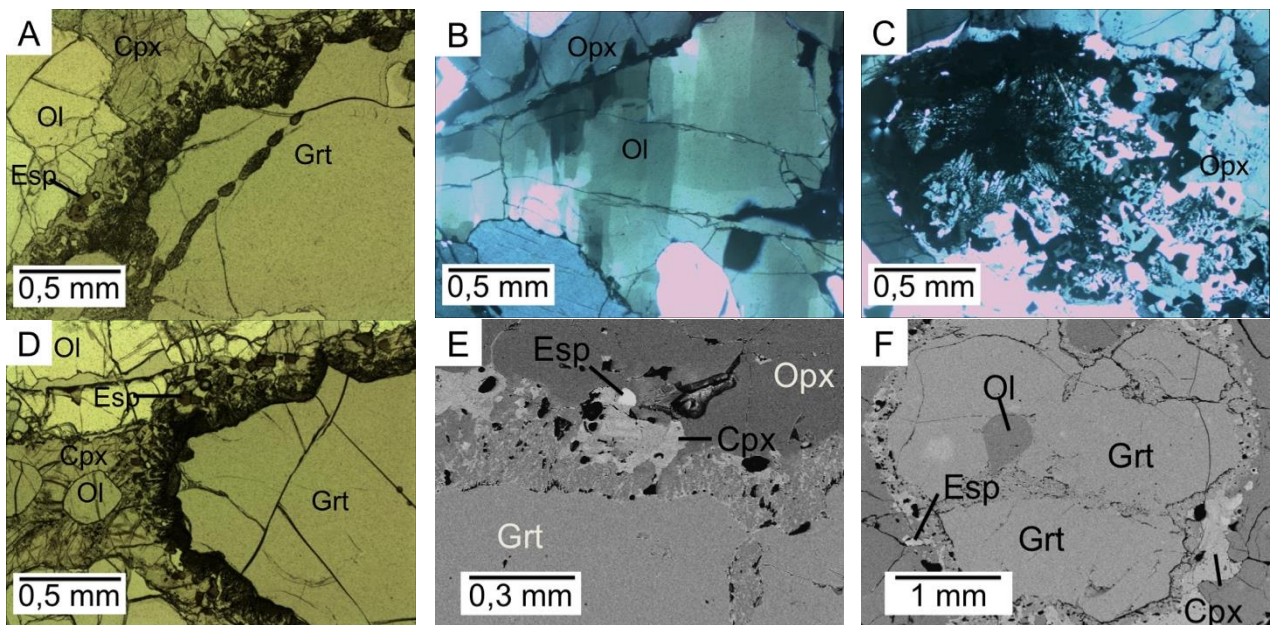


Figura 14. Fotografías de Iherzolita protogranular PA-LA7. A. Fotografía a nícoles paralelos de corona de reacción de espinelas y ortopiroxeno alrededor de un cristal de granate. B. Fotografía a nícoles cruzados de extinción ondulante de olivino. C. Fotografía a nícoles cruzados de *melt pocket* de ortopiroxeno. D. Fotografía a nícoles paralelos de corona de reacción de espinelas alrededor de granate, además se observa textura poikilitica de un cristal de clinopiroxeno englobando un cristal de olivino. E. Microfotografía de electrones retrodispersados utilizando SEM donde se aprecia una corona de reacción de granate en contacto con ortopiroxeno, compuesta por clinopiroxeno y espinela. F. Microfotografía de electrones retrodispersados utilizando SEM donde se aprecian cristales de granate con coronas de reacción (por dentro y fuera del cristal), además uno de ellos se encuentra englobando un cristal de olivino. Cortes de 30  $\mu\text{m}$  vistos en microscopio petrográfico y de 80  $\mu\text{m}$  vistos en SEM.

### 3.1.1.1.2.1 Perfiles composicionales

En la Iherzolita PA-LA 7 se realizaron perfiles composicionales (Figura 16, Figura 17) a los granates que se observan en la Figura 15, a partir de lo cual se estableció que estos granates presentan zonaciones oscilatorias para la mayoría de los elementos analizados mediante microsonda electrónica.

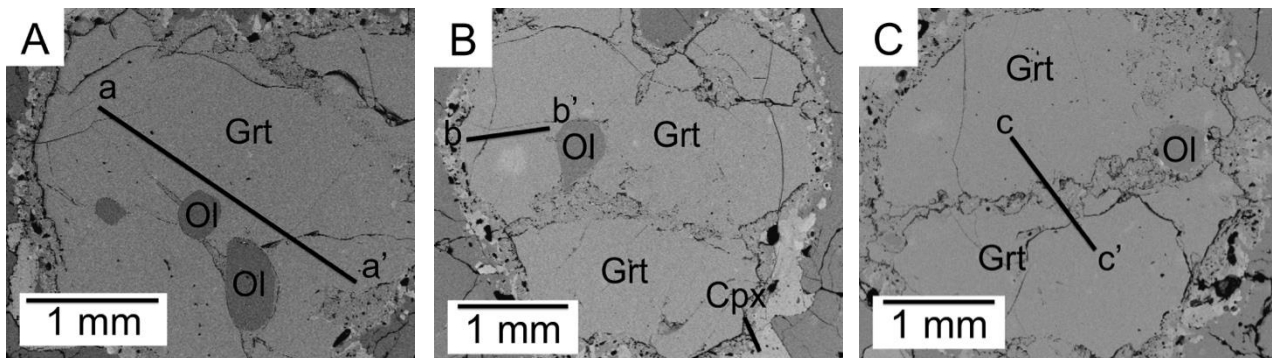


Figura 15. Microfotografía de electrones retrodispersados utilizando SEM de los granates de la muestra PA-LA7, en los cuales se realizaron perfiles composicionales a partir de la información obtenida mediante microsonda electrónica. Para la imagen A el perfil realizado fue a-a', para la imagen B fue b-b' y para la imagen C fue c-c'.

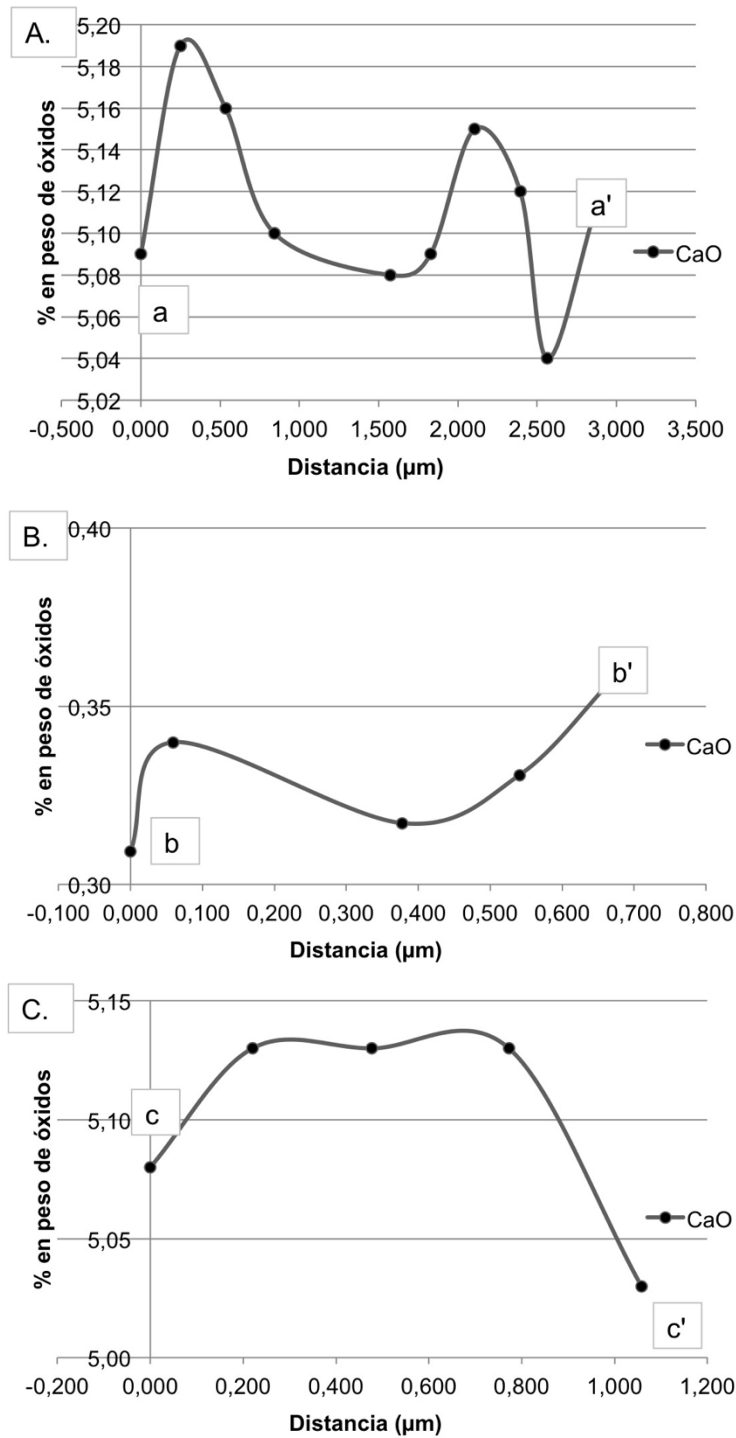


Figura 16. Perfiles composicionales a-a', b-b' y c-c' de los granates de la Iherzolita PA-LA7, en función del % en peso de CaO.



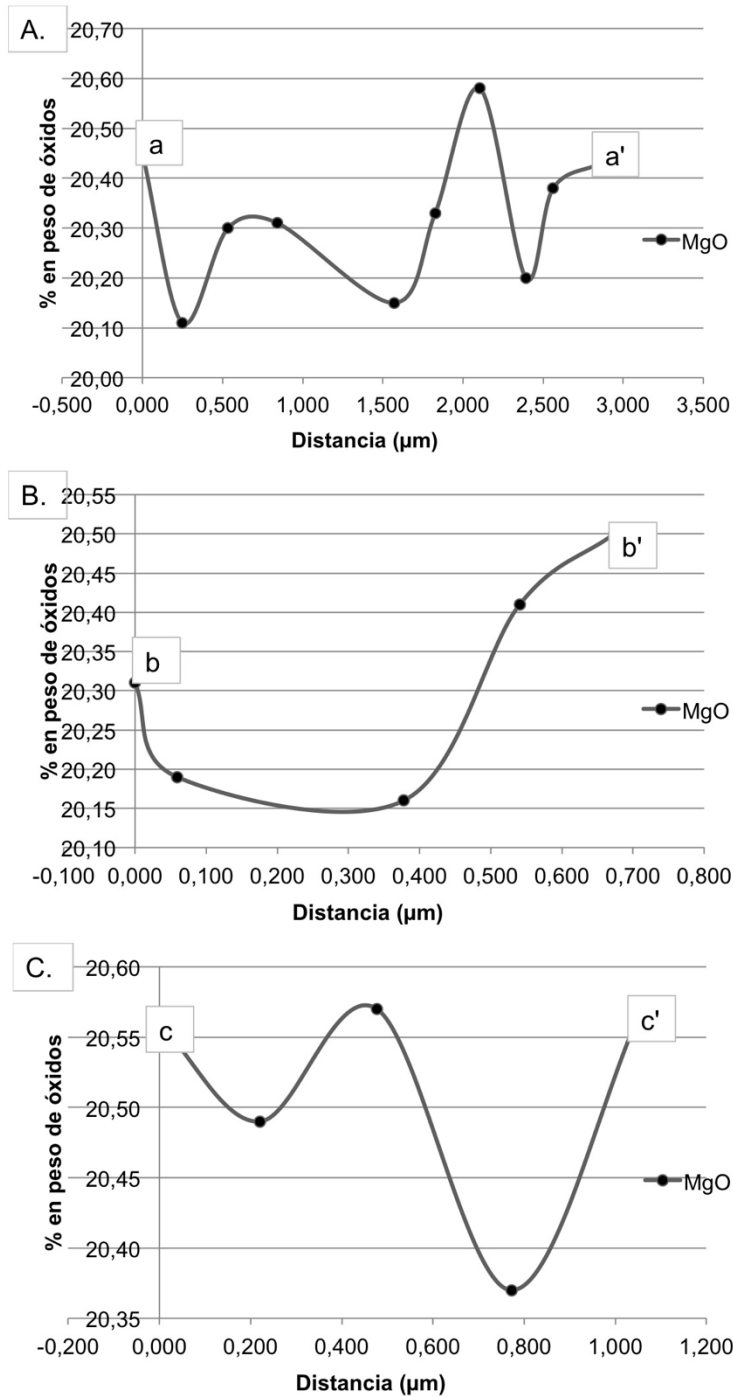


Figura 17. Perfiles composicionales a-a', b-b' y c-c' de los granates de la lherzolita PA-LA7, en función del % en peso de MgO.

En el Anexo D: Perfiles composicionales, se ilustran perfiles composicionales realizados a partir de los % en peso de otros óxidos, en los cuales se respaldan las zonaciones oscilatorias que se identificaron en los granates de la lherzolita PA-LA7.

### 3.1.1.1.3 Lherzolitas con granate y espinela

Corresponden a los xenolitos LT-5 y SAL-4 (Tabla 3) compuestos principalmente por ortopiroxeno (16-25% modal), olivino (48-51% modal), clinopiroxeno (14-15% modal), granate (2-9% modal) y espinela (1-3% modal).

La lherzolita LT-5 (Figura 18) presenta texturas protogranulares y porfiroclásticas, compuestas de una generación de grandes cristales de olivinos y ortopiroxenos primarios (diámetros hasta 8 mm) y una segunda generación de cristales de estos minerales, además de clinopiroxenos, espinelas y granates más pequeños de hasta 1 mm de diámetro. Se observa extinción ondulante y bordes irregulares en algunos cristales, algo típico de cristales deformados a altas temperaturas. Se observa ortopiroxeno microcristalino y fibroso alrededor de cristales de granate y espinela, constituyendo una textura coronítica. Al igual que en otros casos, algunos de los cristales más grandes de ortopiroxeno engloban cristales subredondeados de olivino y clinopiroxeno, constituyendo una textura poikilítica.

En esta roca se observan al menos tres poblaciones de tamaño de ortopiroxeno: porfiroclastos, neoblastos y microcristalino. Los porfiroclastos tienen hasta 8 mm de diámetro, bordes lobulados y clivaje bien desarrollado. Los neoblastos son de hasta 1 mm de diámetro. Los ortopiroxenos microcristalinos son fibrosos y se encuentran bordeando cristales de espinela y granate, su tamaño es menor a 0,05 mm. En general los cristales de este mineral se ven marrones a nícoles paralelos y a nícoles cruzados blancos a grises del primer orden. Los olivinos se ven de tamaños similares, variando entre 2 y 4 mm de diámetro. Tienen bordes irregulares, a nícoles paralelos son incoloros y a nícoles cruzados se ven entre naranja, violeta y azul entre el segundo y tercer orden. Los clinopiroxenos son de hasta 3 mm de diámetro y en promedio de 1 mm. Tienen clivaje pobremente desarrollado, a nícoles paralelos se ven incoloros a amarillentos y a nícoles cruzados se ven anaranjados del segundo orden. Al igual que los ortopiroxenos, se encuentran rodeando cristales de espinela y granate. Los granates se observan junto a espinela por lo general, tienen diámetro promedio de 0,7 mm y con textura coronítica compuesta por ortopiroxeno microcristalino; presentan bordes lobulados y se ven incoloros a nícoles paralelos. Algunos cristales de granate tienen cristales de espinela en su interior. Se observa una población de menor tamaño (0,1 mm) en las coronas de reacción. La espinela es de color pardo oscuro a negro a nícoles paralelos y su tamaño varía hasta 1 mm de radio, presenta textura coronítica al igual que el granate. Los cristales más grandes tienen formas vermiculares, mientras los pequeños son euhedrales. Se observan sulfuros de tamaño menor a 0,01 mm de diámetro en todos los dominios.

Se observan *melt pockets* constituidos por ortopiroxeno microcristalino, posiblemente producto de la recristalización completa de un cristal de mayor tamaño.

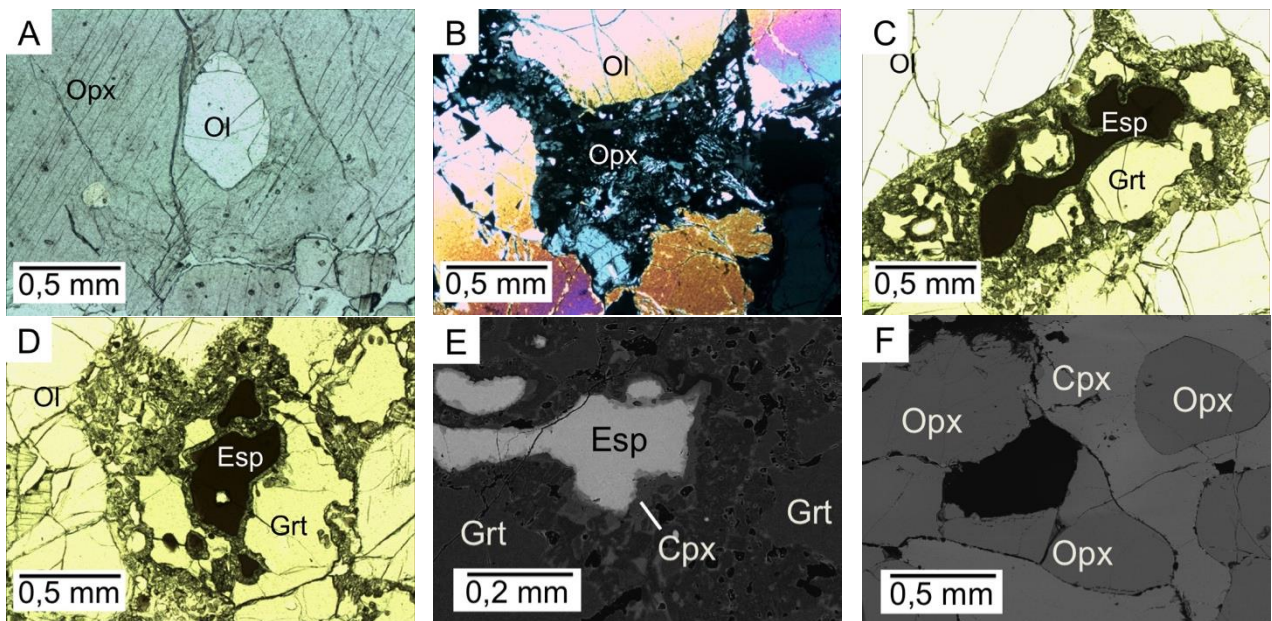


Figura 18. Fotografías de Iherzolita protogranular con tendencia a porfiroclástica LT-5. A. Fotografía a nícoles paralelos de textura poikilítica de un cristal de ortopiroxeno englobando un cristal de olivino. B. Fotografía a nícoles cruzados de *melt pocket* de ortopiroxeno. C. Fotografía a nícoles paralelos de corona de reacción de ortopiroxeno alrededor de cristales de espinela y granate. D. Fotografía a nícoles paralelos de cristal de olivino elongado en contacto con ortopiroxeno. E. Microfotografía de electrones retrodispersados utilizando SEM donde se aprecia espinela con borde de reacción en contacto con granate. F. Microfotografía de electrones retrodispersados utilizando SEM donde se aprecia clinopiroxeno poikilítico englobando un cristal de ortopiroxeno y en contacto con otros de esta misma fase. Cortes de 30  $\mu\text{m}$  vistos en microscopio petrográfico y de 80  $\mu\text{m}$  vistos en SEM.

La Iherzolita SAL-4 (Figura 19) presenta texturas protogranulares y porfiroclásticas, compuestas de una generación de grandes porfiroclastos de olivinos y ortopiroxenos primarios (diámetros entre 3 y 5 mm), de los cuales solo algunos presentan extinción ondulante; y una segunda generación de cristales de estos minerales, además de clinopiroxenos, espinelas y granates más pequeños de hasta 2 mm de diámetro. Se observan bordes esponjosos en los cristales más pequeños de clinopiroxeno. En ortopiroxenos se observan bordes de reacción, formando pequeños cristales euhedrales de espinela de tamaños promedios de 0,05 mm. En los cristales más grandes de ortopiroxeno se observa textura poikilítica, ya que algunos de estos cristales engloban cristales subredondeados de olivino. Además se distinguen microcristales fibrosos de ortopiroxeno rodeando cristales de espinela, constituyendo texturas coroníticas.

En esta roca se observan tres familias de ortopiroxenos: porfiroclastos de tamaños entre 4 y 6 mm, algunos de estos cristales presentan lamelas de exsolución y otros extinción ondulante; neoblastos de tamaños entre 1 y 2 mm de diámetro, de los cuales algunos presentan bordes de reacción y lamelas de exsolución; y microcristalino (tamaño menor a 0,01 mm) en bordes de reacción de espinela. Todos estos cristales son de color marrón oscuro a nícoles paralelos y blancos a grises a nícoles cruzados.

Los clinopiroxenos tienen tamaños entre 0,5 y 2 mm de diámetro, algunos de estos cristales presentan bordes esponjosos. A nícoles paralelos se ven amarillos a incoloros y tienen clivaje pobremente desarrollado. Se observan dos familias de tamaño de olivino: porfiroclastos de hasta 4 mm y neoblastos de entre 1 y 2 mm de diámetro. Los primeros presentan extinción ondulante y los segundos no. A nícoles paralelos se ven incoloros con leve pleocroísmo a rosa o violeta. Algunos cristales se encuentran contenidos en cristales de ortopiroxeno, otros contienen cristales de clinopiroxeno en su interior. Los granates tienen tamaños entre 0,5 y 1 mm de diámetro, presentan bordes de reacción a ortopiroxeno y se encuentran restringidos a dominios junto con espinela y ortopiroxeno. Tienen formas irregulares, fracturas y bordes lobulados. Las espinelas tienen tamaños entre 0,01 mm a 0,5 mm y tienen formas irregulares. Los cristales más pequeños tienen bordes rectos y se encuentran rodeando los bordes esponjosos de los clinopiroxenos. Se ven de color pardo a negro a nícoles paralelos. Se observan sulfuros de tamaños entre 0,01 y 0,05 mm con formas redondeadas, principalmente.

Se logran evidenciar *melt pockets*, que consisten en acumulaciones de vidrio y ortopiroxeno microcristalino en zonas intersticiales y dentro de cristales de ortopiroxeno de mayor tamaño.

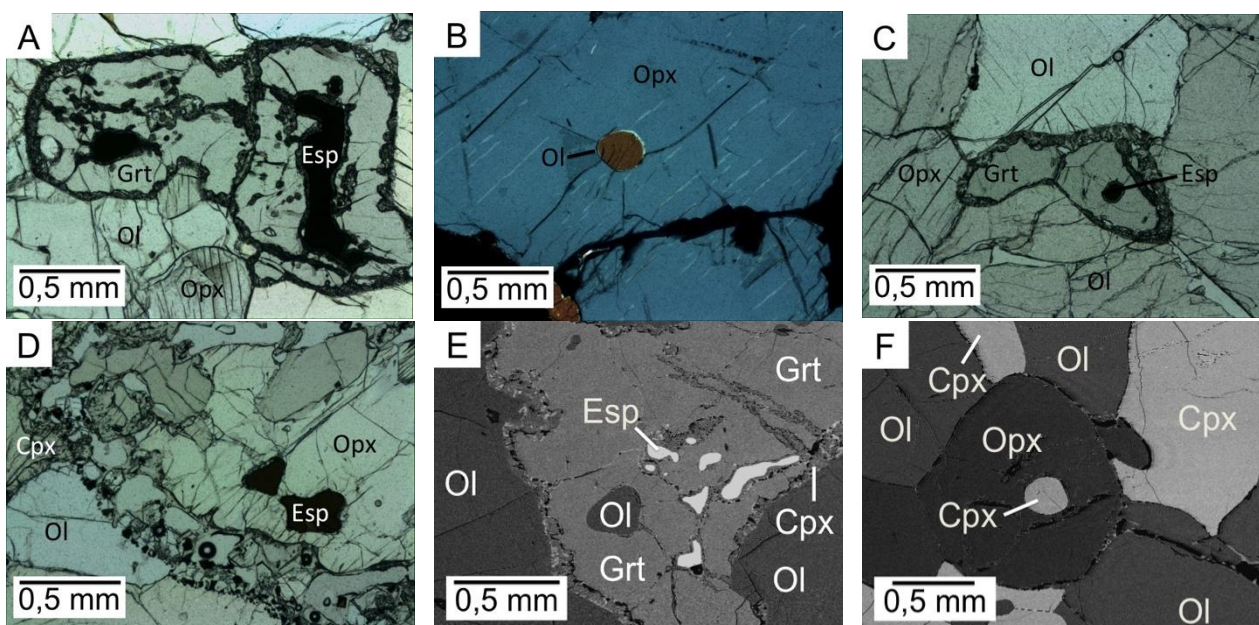


Figura 19. Fotografías de lherzolita protogranular con tendencia a porfiroclástica SAL-4. A. Fotografía a nícoles paralelos de corona de reacción de ortopiroxeno alrededor de cristales de granate y espinela. B. Fotografía a nícoles cruzados de textura poikilítica de ortopiroxeno englobando un cristal de olivino. C. Fotografía a nícoles paralelos de corona de reacción alrededor de cristales maclados de granate, uno de ellos además contiene un cristal de espinela en su interior. D. Fotografía a nícoles paralelos de ortopiroxeno englobando cristales de espinela, se observa además clinopiroxeno con bordes esponjosos y borde de reacción entre ortopiroxeno y olivino. E. Microfotografía de electrones retrodispersados utilizando SEM donde se aprecian cristales de granate y espinela con coronas de reacción de clinopiroxeno en contacto con olivino. F. Microfotografía de electrones retrodispersados utilizando SEM donde se aprecian contactos entre olivinos, clinopiroxenos y ortopiroxenos, uno de estos últimos contiene un cristal de clinopiroxeno. Cortes de 30  $\mu\text{m}$  vistos en microscopio petrográfico y de 80  $\mu\text{m}$  vistos en SEM.

### **3.1.1.2 Harzburgitas**

#### **3.1.1.2.1 Harzburgita con espinela y granate**

Corresponde al xenolito LT-01 (Tabla 3) compuesto principalmente por ortopiroxeno (42% modal), olivino (41% modal), granate (7% modal) y espinela (5% modal). Los clinopiroxenos representan menos del 2% modal.

La harzburgita (Figura 20) presenta textura protogranular y porfiroclástica, compuesta de una generación de grandes cristales de olivino y ortopiroxenos primarios (diámetros hasta los 6 mm) y una segunda generación de cristales de estos minerales más pequeños (hasta 2 mm de diámetro). Los cristales de granate y espinela llegan a alcanzar hasta 2 y 1 mm de diámetro, respectivamente. Se observa extinción ondulante en cristales de ortopiroxeno y olivino de mayor tamaño, algo típico de cristales deformados a altas temperaturas. Se observan grandes cristales de ortopiroxeno con textura poikilítica englobando cristales subredondeados de olivino de diámetro 0,7 mm. También se observan coronas de reacción de ortopiroxeno microcristalino y en menor medida clinopiroxeno alrededor de cristales de granate y espinela.

En esta roca se observan al menos dos poblaciones de olivino, donde prima la de tamaño promedio de 1,5 mm. Estos olivinos presentan bordes lobulados y se encuentran fracturados, son incoloros a nícoles paralelos y presentan muy alto color de interferencia. En cuanto a los ortopiroxenos, se agrupan en tres familias de tamaños: los más grandes de hasta 6 mm de diámetro tienen clivaje marcado y algunos de estos tienen evidencias de desequilibrio marcado por el desarrollo de cristales de clinopiroxeno, ortopiroxeno y granate en su interior; la segunda familia es de menor tamaño (1 mm de diámetro promedio) y no presentan una orientación particular; la tercera familia es la de los bordes de reacción, de mucho menor tamaño (en promedio 0,05 mm de diámetro), bordeando cristales de espinela y granate. Los granates son de muy alto relieve e isótropos, presentan algunos bordes lobulados y otros rectos, se restringen a dominios junto con espinela y ortopiroxeno y hay al menos dos poblaciones de tamaño: los más grandes de diámetro de 0,7 mm en promedio y los más pequeños junto con cristales fibrosos de ortopiroxeno y espinela. Los cristales de espinela son de tamaños promedios de 0,1 mm de diámetro, tienen color pardo oscuro y son tienen formas anhedrales intersticiales, vermiculares o redondeadas. Además se observan abundantes cristales de ilmenita, con tamaños menores a 0,5 mm y diferentes formas, entre ellas: anhedrales intersticiales, vermiculares y subhedrales.

Se observan venillas con composición de clinopiroxeno, esta composición se discutirá más adelante. Su espesor es de 0,2 mm aproximadamente y corta cristales de ortopiroxeno y clinopiroxeno.

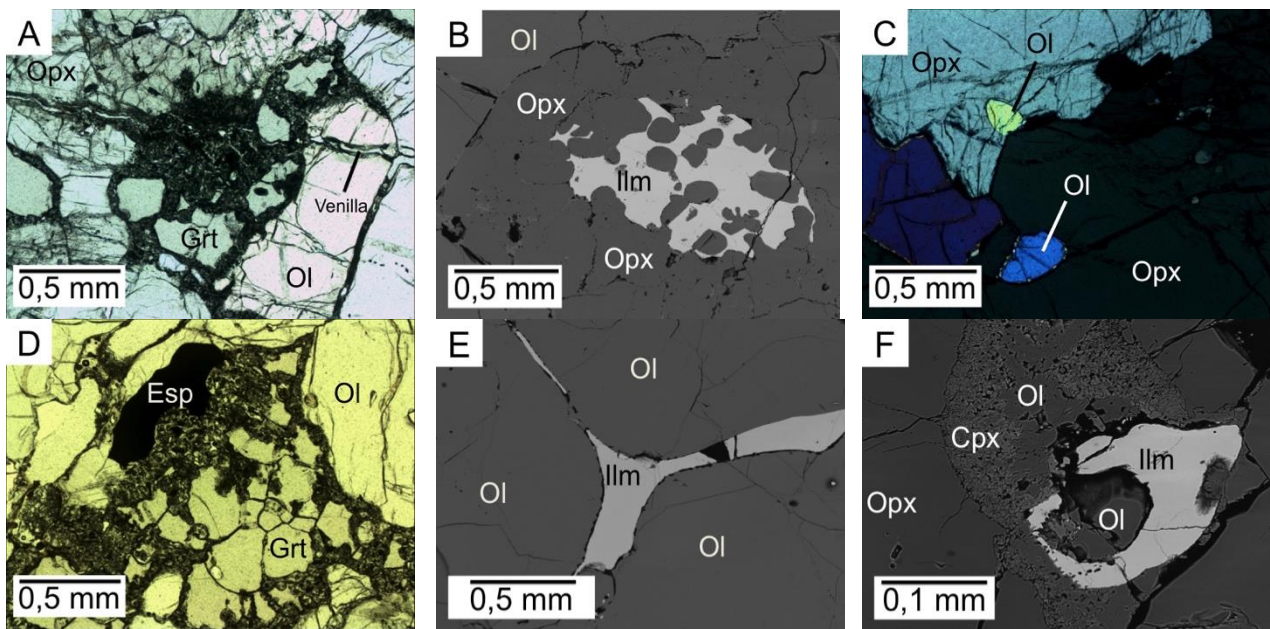


Figura 20. Fotografías de harzburgita protogranular con tendencia a porfiroclástica LT-01. A. Fotografía a nícoles paralelos de granates con coronas de reacción de espinela, además se observa una vetilla de clinopiroxeno cortando los granates. B. Microfotografía de electrones retrodispersados utilizando SEM donde se aprecia ilmenita vermicular en contacto con cristales de ortopiroxenos. C. Fotografía a nícoles cruzados de textura poikilítica de ortopiroxenos englobando olivinos. D. Fotografía a nícoles paralelos de corona de reacción de granates y espinelas constituida principalmente por ortopiroxeno microcristalino. E. Microfotografía de electrones retrodispersados utilizando SEM donde se aprecia ilmenita intersticial en contacto de olivinos. F. Microfotografía de electrones retrodispersados utilizando SEM donde se aprecia ilmenita en contacto con olivino, el cuál posee borde de reacción de clinopiroxeno, este último en contacto con ortopiroxeno. Cortes de 30  $\mu\text{m}$  vistos en microscopio petrográfico y de 80  $\mu\text{m}$  vistos en SEM.

### 3.1.1.2.2 Harzburgita con espinela

Corresponde al xenolito RU-3 (Tabla 3) compuesto principalmente por ortopiroxeno (19% modal) y olivino (79% modal); la espinela y el clinopiroxeno representan menos del 1% modal y no se observa granate.

Esta harzburgita (Figura 21) tiene textura protogranular y porfiroclástica, caracterizada por la presencia de olivino de hasta 1,3 cm de diámetro y en promedio entre 6 y 7 mm y ortopiroxenos de tamaños entre 3 y 4 mm de diámetro. La mayoría de estos cristales presentan extinción ondulante, lo que evidencia deformación a altas temperaturas. Por otra parte, se observa una generación de menor tamaño de ortopiroxeno y olivino (diámetros menores a 2 mm), los cuales no presentan extinción ondulante y tienen bordes irregulares. No se observan orientaciones preferenciales en los cristales, pero sí tienen muchas evidencias de deformación, es por esto que se define como una textura transicional. También se observan bordes de reacción en cristales de ortopiroxeno de menor tamaño, compuestos por cristales de espinela y ortopiroxeno de tamaños 0,05 mm. En sólo algunos de los cristales pequeños de ortopiroxeno se observan lamelas de exsolución de clinopiroxeno de espesor 0,01 mm. Algunos de los grandes cristales de ortopiroxeno engloban cristales subredondeados de olivino, constituyendo una textura poikilítica.

En este xenolito se observan al menos dos familias de tamaños de ortopiroxenos: porfiroclastos de tamaños entre 4 y 6 mm y neoblastos de tamaños menores a 2 mm de diámetro. Los porfiroclastos presentan extinción ondulante y los neoblastos presentan bordes esponjosos y lamelas de exsolución de clinopiroxeno. A nícoles paralelos se ven de color marrón claro y a nícoles cruzados se ven de gris a blanco del primer orden; tienen clivaje bien desarrollado. Los olivinos son de tamaños variables, hay porfiroclastos de hasta 1,3 cm de diámetro y presentan variaciones en el color de interferencia entre naranja y violeta del tercer orden, los neoblastos son de hasta 2 mm de diámetro. Los cristales de espinela son de color pardo a negro a nícoles paralelos, se observan euhedrales en bordes de reacción de ortopiroxeno. Además se observan sulfuros de hasta 0,5 mm de radio que tienen forma redondeada. Una gran acumulación de sulfuros pequeños (0,1 mm de diámetro) se observa en una zona de ortopiroxeno recrystalizado.

Se observan *melt pockets* de tamaño 0,1 mm, compuestos por recrystalizaciones de ortopiroxeno, olivino y clinopiroxeno, asociados a venillas de clinopiroxeno. Estas últimas rellenan fracturas de olivinos de gran tamaño, se distingue por su color marrón anaranjado y se extingue a nícoles cruzados; su grosor es de 0,01 mm aproximadamente.

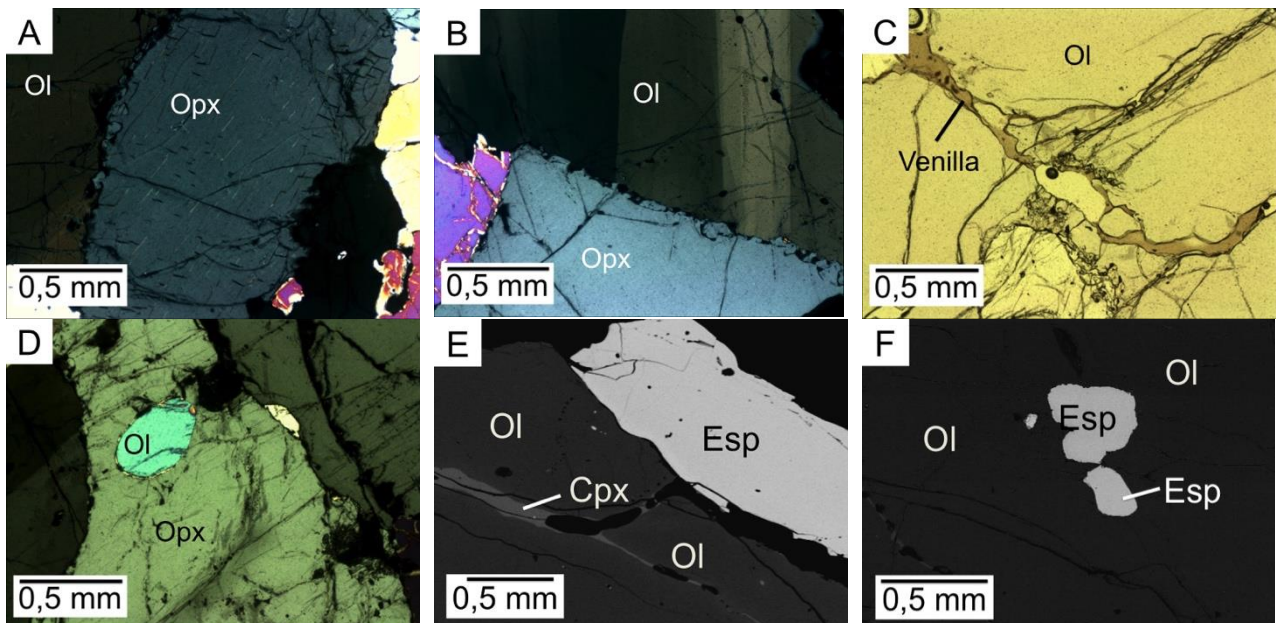


Figura 21. Fotografías de harzburgita protogranular con tendencia a porfiroclástica RU-3. A. Fotografía a nícoles cruzados de ortopiroxeno con bordes de reacción junto a olivino. B. Fotografía a nícoles cruzados de extinción ondulante de olivino y un borde de reacción de ortopiroxeno. C. Fotografía a nícoles paralelos de venilla entre cristales de olivino. D. Fotografía a nícoles cruzados de textura poikilítica de un ortopiroxeno englobando un cristal de olivino. E. Microfotografía de electrones retrodispersados utilizando SEM donde se aprecia un cristal de espinela subhedral en contacto con olivino, el que posee fracturas rellenas con clinopiroxeno. F. Microfotografía de electrones retrodispersados utilizando SEM donde se aprecian cristales de espinela contenidos por un cristal de olivino. Cortes de 30  $\mu\text{m}$  vistos en microscopio petrográfico y de 80  $\mu\text{m}$  vistos en SEM.

## 3.2 Química mineral

En esta sección se presentan los resultados de química mineral obtenidos mediante microsonda electrónica para las muestras SAL-5, PA-LA7 y LT-01.

### 3.2.1 Olivino

En la Iherzolita con espinela SAL-5, desde el punto de vista composicional, se reconoce solamente una familia de olivino cuya fórmula promedio es  $Mg_1(Mg_{0,81}Fe_{0,18}Ni_{0,01})_{\Sigma=1}SiO_4$ ,  $Fo_{91}$ . Se puede decir que tanto porfiroclastos como neoblastos de olivino presentan una composición química muy similar, al igual que aquellos olivinos que se encuentran incluidos en cristales de espinela. Entre estos grupos existen pequeñas variaciones en el contenido de Si (Figura 22), pero no se pueden diferenciar como dos grupos distintos. Estos cristales presentan contenidos de NiO entre 0,37 y 0,39 % en peso y contenidos menores a 0,04 % en peso de  $TiO_2$  y  $Cr_2O_3$ .

En la Iherzolita con granate PA-LA7, al igual que en la muestra SAL-5, no se pueden relacionar las pequeñas diferencias composicionales con los diferentes tipos de olivino, por lo que finalmente se plantea la existencia de solamente una familia de olivino desde el punto de vista composicional, esto debido a que tanto los porfiroclastos como los neoblastos presentan concentraciones químicas similares, al igual que aquellos olivinos incluidos en cristales de granate. La fórmula promedio de estos olivinos es  $Mg_1(Mg_{0,81}Fe_{0,18}Ni_{0,01})_{\Sigma=1}SiO_4$ ,  $Fo_{91}Fa_9$ . Presentan contenidos de  $Cr_2O_3$  de 0,35 % en peso aproximadamente y contenidos menores a 0,05 % en peso de  $TiO_2$ .

En la harzburgita con granate y espinela LT-01, composicionalmente, se distingue solamente una familia de olivino cuya fórmula promedio es  $Mg_1(Mg_{0,73}Fe_{0,26}Ni_{0,01})_{\Sigma=1}SiO_4$ ,  $Fo_{87}$ , con contenidos de NiO entre 0,22 y 0,46 % en peso y con nulo contenido de  $Cr_2O_3$ . Presentan #Mg promedio de 0,87. Se identificó un cristal con menor contenido de Mg en los bordes de un *melt pocket*.

En general, como se observa en la Figura 22, dentro de cada muestra, no existe una gran variabilidad en la composición de los olivinos, pero sí entre ellas. Aquellos olivinos de la harzburgita con espinela y granate LT-01, presentan contenidos de Mg mucho menores que las Iherzolitas PA-LA7 y SAL-5.



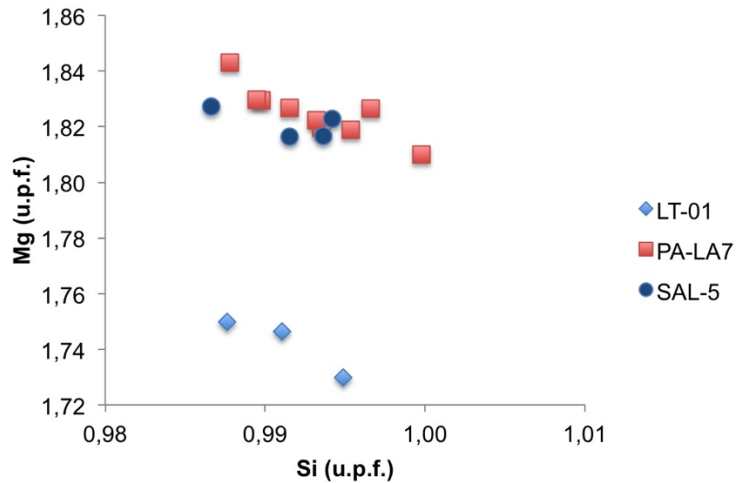


Figura 22. Contenido de Mg vs Si (u.p.f. = unidades por fórmula) en olivinos de harzburgita con espinela y granate LT-01, lherzolita con granate PA-LA7 y lherzolita con espinela SAL-5.

### 3.2.2 Clinopiroxeno

En la lherzolita con espinela SAL-5, los clinopiroxenos se pueden agrupar ya que presentan composiciones químicas similares (Figura 23). Estos son augitas con fórmula promedio  $(Ca_{0,74}Na_{0,13}Mg_{0,08}Fe_{0,05})_{\Sigma=1}(Al_{0,17}Cr_{0,02}Fe_{0,03}Mg_{0,77}Ti_{0,01})_{\Sigma=1}(Si_{1,9}Al_{0,1})_{\Sigma=2}O_6$ ,  $Wo_{43}En_{52}Fs_5$ , y #Mg de 0,91 (#Mg =  $Mg^{+2} / (Mg^{+2} + Fe^{+2})$ ). Presentan contenidos de  $Cr_2O_3$  de 0,8 % en peso y contenidos de 0,4 % en peso de  $TiO_2$ .

En la lherzolita con granate PA-LA7 se pueden distinguir tres familias de clinopiroxenos (Figura 23): la primera, corresponde a aquellos que forman porfiroclastos y neoblastos, que desde el punto de vista composicional se pueden agrupar en una sola familia y su fórmula promedio es  $(Ca_{0,7}Na_{0,11}Mg_{0,13}Fe_{0,06})_{\Sigma=1}(Al_{0,13}Cr_{0,03}Fe_{0,03}Mg_{0,8}Ti_{0,01})_{\Sigma=1}(Si_{1,9}Al_{0,1})_{\Sigma=2}O_6$ ,  $Wo_{41}En_{53}Fs_6$ , presentan #Mg entre 0,91 y 0,92, contenidos promedios de  $Cr_2O_3$  de 1,13 en % en peso, contenidos de MnO menores a 0,1 en % en peso, y contenidos menores a 0,19 % en peso de  $TiO_2$ ; la segunda familia, corresponde a aquellas augitas pertenecientes a las coronas de reacción de los granates, cuya fórmula calculada es  $(Ca_{0,67}Na_{0,1}Mn_{0,01}Mg_{0,15}Fe_{0,06})_{\Sigma=1}(Al_{0,2}Cr_{0,02}Fe_{0,06}Mg_{0,7}Ti_{0,02})_{\Sigma=1}(Si_{1,82}Al_{0,18})_{\Sigma=2}O_6$ ,  $Wo_{40}En_{52}Fs_8$ , presentan #Mg de 0,88, menor que los porfiroclastos y neoblastos, presentan concentraciones de  $Cr_2O_3$  de 0,59 en % en peso y concentraciones de  $TiO_2$  de 0,55 % en peso; la tercera familia se distinguió como pigeonita, en bordes de reacción de ortopiroxenos, las que tienen altos contenidos de  $Al_2O_3$  y CaO, entre 13 y 19 % en peso y 2 y 5 % en peso, respectivamente, presentan #Mg entre 0,86 y 0,89.

En el caso de la harzburgita LT-01, se analizaron dos cristales de clinopiroxeno, los que no se pueden agrupar debido a que presentan diferencias composicionales como se ve en la Figura 23. Estas diferencias pueden tener relación con la ubicación de estos cristales, ya que ambos están rodeando un *melt pocket*. La fórmula estructural calculada de un cristal es  $(Ca_{0,73}Na_{0,13}Mg_{0,08}Fe_{0,06})_{\Sigma=1}(Al_{0,14}Cr_{0,02}Fe_{0,06}Mg_{0,7}Ti_{0,03})_{\Sigma=1}(Si_{1,88}Al_{0,12})_{\Sigma=2}O_6$ ,  $Wo_{43}En_{49}Fs_8$  mientras que la fórmula calculada del segundo cristal es  $(Ca_{0,69}Na_{0,1}Mg_{0,11}Fe_{0,10})_{\Sigma=1}(Al_{0,1}Cr_{0,01}Fe_{0,02}Mg_{0,83}Ti_{0,02})_{\Sigma=1}(Si_{1,94}Al_{0,06})_{\Sigma=2}O_6$ ,  $Wo_{39}En_{53}Fs_8$ .

Ambos cristales tienen #Mg de 0,87 y presentan contenidos de Cr<sub>2</sub>O<sub>3</sub> menores a 0,5 % en peso, contenidos de MnO menores a 0,1 en % en peso, y contenidos menores a 1,1 % en peso de TiO<sub>2</sub>.

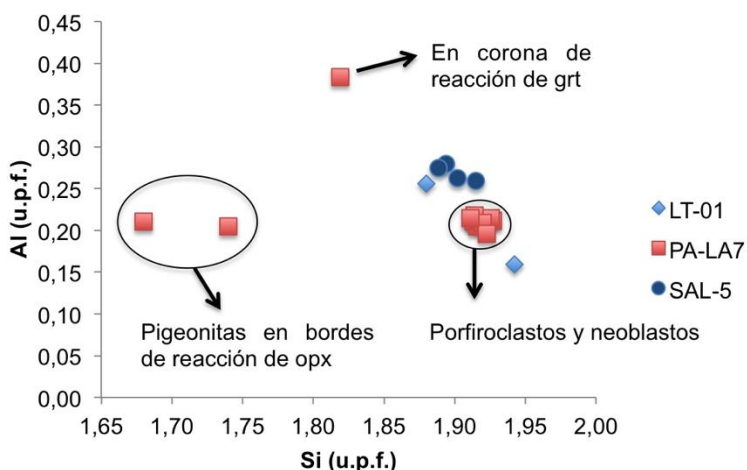


Figura 23. Contenido de Al vs Si (u.p.f. = unidades por fórmula) en clinopiroxenos de harzburgita con espinela y granate LT-01, lherzolita con granate PA-LA7 y lherzolita con espinela SAL-5.

En la Figura 24, se observan los mismos grupos de clinopiroxenos en función del contenido de Ti. Además, se observa un claro enriquecimiento de este elemento en la harzburgita con espinela y granate LT-01 en relación a la lherzolitas, lo que podría ser una evidencia de metasomatismo. Del mismo modo, se observa que en general, los clinopiroxenos de la lherzolita con espinela SAL-5 están más enriquecidos en Ti que aquellos de la lherzolita con granate PA-LA7, salvo por el cristal analizado que se ubica en la corona de reacción de los granates de esta última muestra.

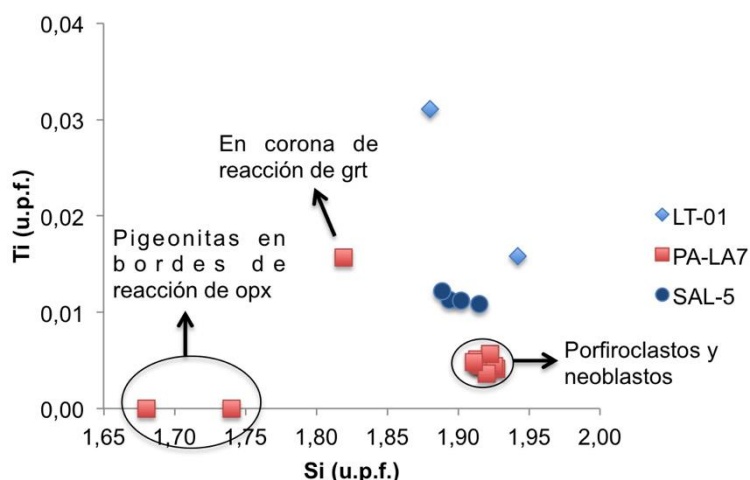


Figura 24. Contenido de Ti vs Si (u.p.f. = unidades por fórmula) en clinopiroxenos de harzburgita con espinela y granate LT-01, lherzolita con granate PA-LA7 y lherzolita con espinela SAL-5.

### 3.2.3 Ortopiroxeno

En la lherzolita con espinela SAL-5, Los ortopiroxenos son enstatitas, con fórmula promedio  $(Ca_{0,03}Na_{0,01}Mg_{0,82}Fe_{0,14})_{\Sigma=1}(Al_{0,08}Cr_{0,01}Fe_{0,03}Mg_{0,88})_{\Sigma=1}(Si_{1,89}Al_{0,11})_{\Sigma=2}O_6$ ,  $Wo_1En_{90}Fs_9$ . Tienen #Mg promedio de 0,91. Presentan contenidos de 0,36 % en peso de  $Cr_2O_3$ .

En la lherzolita con granate PA-LA7, si bien no se puede definir una familia de ortopiroxenos debido a sus diferencias composicionales, si se puede establecer que tanto los porfiroclastos como los neoblastos son de composición enstatítica, cuya fórmula promedio es  $(Ca_{0,04}Na_{0,01}Mg_{0,84}Fe_{0,11})_{\Sigma=1}(Al_{0,07}Cr_{0,01}Fe_{0,05}Mg_{0,87})_{\Sigma=1}(Si_{1,89}Al_{0,11})_{\Sigma=2}O_6$ ,  $Wo_2En_{89}Fs_9$ , con #Mg entre 0,91 y 0,92, además tienen bajos contenidos de  $Al_2O_3$  y CaO, con menos del 5% en peso y 2% en peso, respectivamente. Se analizó solamente un cristal perteneciente a una corona de reacción de granate, el cual está enriquecido en Al (Figura 25) en relación a los porfiroclastos y neoblastos, su fórmula estructural calculada es  $(Ca_{0,06}Na_{0,01}Mg_{0,84}Fe_{0,09})_{\Sigma=1}(Al_{0,09}Cr_{0,01}Fe_{0,07}Mg_{0,83})_{\Sigma=1}(Si_{1,87}Al_{0,13})_{\Sigma=2}O_6$ ,  $Wo_3En_{88}Fs_9$  y su #Mg es de 0,91.

En la harzburgita con granate y espinela LT-01, los ortopiroxenos corresponden a augitas ricas en Ca, con fórmula promedio de  $(Ca_{0,03}Na_{0,01}Mg_{0,78}Fe_{0,18})_{\Sigma=1}(Al_{0,05}Cr_{0,01}Fe_{0,04}Mg_{0,9})_{\Sigma=1}(Si_{1,91}Al_{0,09})_{\Sigma=2}O_6$ ,  $Wo_1En_{87}Fs_{12}$ . Presentan #Mg de 0,88 y contenidos de NiO de 0,13 % en peso, 0,18 % en peso de  $TiO_2$  y 0,41 % en peso de  $Cr_2O_3$ .

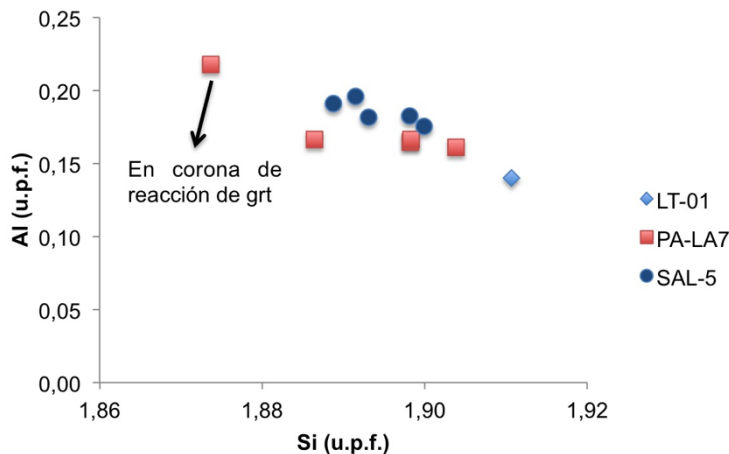


Figura 25. Contenido de Al vs Si (u.p.f. = unidades por fórmula) en ortopiroxenos de harzburgita con espinela y granate LT-01, lherzolita con granate PA-LA7 y lherzolita con espinela SAL-5.

### 3.2.4 Granate

En la lherzolita con granate PA-LA7, los granates se identificaron como Cr-piropo y su composición química promedio resultó ser  $(\text{Mg}_{2,26}\text{Fe}_{0,31}\text{Ca}_{0,41}\text{Mn}_{0,02})_{\Sigma=3}(\text{Al}_{1,85}\text{Fe}_{0,09}\text{Cr}_{0,06})_{\Sigma=2}\text{Si}_3\text{O}_{12}$ ,  $\text{Py}_{73}\text{Alm}_{13}\text{Gro}_{13}\text{Sp}_1$ , con #Mg entre 0,84 y 0,86. Poseen contenidos de  $\text{Cr}_2\text{O}_3$  de 2,2 % en peso aproximadamente y contenidos de  $\text{TiO}_2$  menores al 0,1 % en peso.

En la harzburgita con espinela y granate LT-01, se analizó solo un cristal de granate, el cual resultó ser Cr-piropo y su composición química es  $(\text{Mg}_{2,14}\text{Fe}_{0,48}\text{Ca}_{0,36}\text{Mn}_{0,02})_{\Sigma=3}(\text{Ti}_{0,01}\text{Al}_{1,85}\text{Fe}_{0,11}\text{Cr}_{0,03})_{\Sigma=2}\text{Si}_3\text{O}_{12}$ ,  $\text{Py}_{69}\text{Alm}_{19}\text{Gro}_{11}\text{Sp}_1$ , con #Mg de 0,87. Posee contenidos de  $\text{Cr}_2\text{O}_3$  menores al 1,3 % en peso y contenidos de  $\text{TiO}_2$  entre 0,26 % en peso.

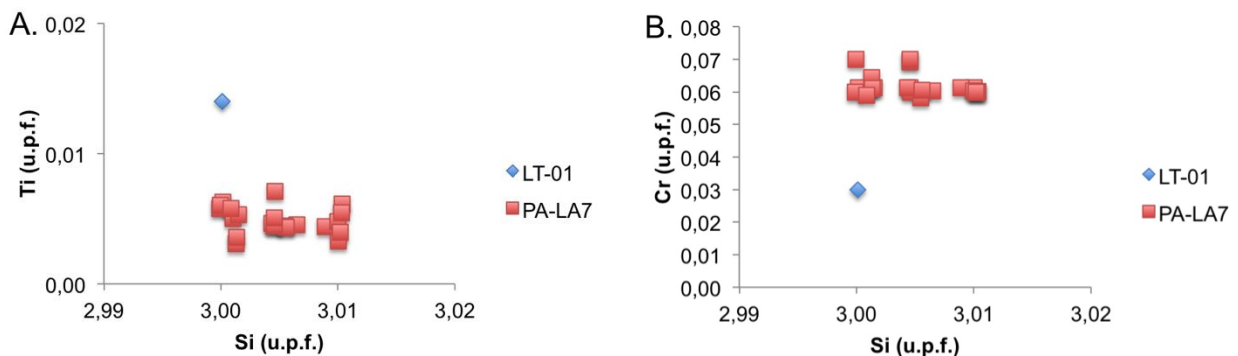


Figura 26. A. Contenido de Ti vs Si (u.p.f. = unidades por fórmula) en granates de harzburgita con espinela y granate LT-01, lherzolita con granate PA-LA7. B. Contenido de Cr vs Si (u.p.f. = unidades por fórmula) en ortopiroxenos de harzburgita con espinela y granate LT-01 y lherzolita con granate PA-LA7.

Como se observa en la Figura 26, los granates de la lherzolita PA-LA7 presentan cierta variabilidad química, sin embargo, se pueden agrupar como una sola familia con menor contenido de Ti y mayor contenido de Cr que el granate estudiado en la harzburgita con granate y espinela LT-01.

### 3.2.5 Óxidos

En la Iherzolita con espinela SAL-5, Se reconoce solamente una familia de espinelas en cuanto a composición, cuya fórmula promedio es  $(\text{Fe}_{1,97}\text{Mg}_{6,03})_{\Sigma=8}(\text{Al}_{13,39}\text{Cr}_{1,97}\text{Mg}_{0,59}\text{Mn}_{0,02}\text{Ti}_{0,03})_{\Sigma=16}\text{O}_{32}$  y presentan #Cr entre 0,12 y 0,13.

En el caso de la Iherzolita con granate PA-LA7, se analizó solamente un grano de espinela ubicado en la corona de reacción de un cristal de granate, su fórmula resultó  $(\text{Fe}_{1,92}\text{Mg}_{6,08})_{\Sigma=8}(\text{Al}_{14,19}\text{Cr}_{1,32}\text{Mg}_{0,42}\text{Mn}_{0,04}\text{Ti}_{0,03})_{\Sigma=16}\text{O}_{32}$ , y su #Cr es 0,09.

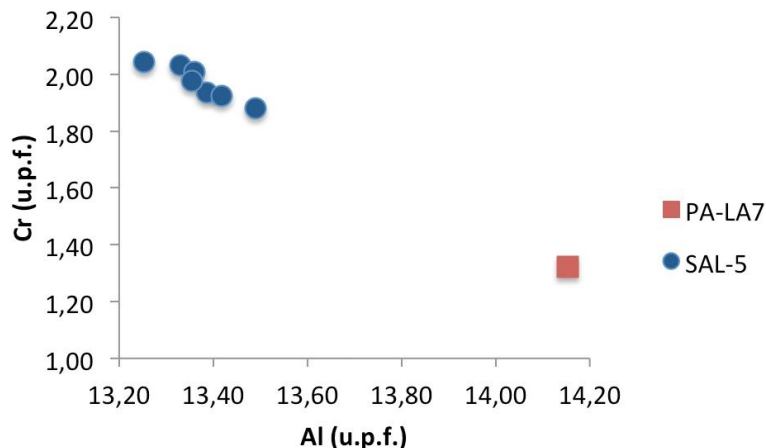


Figura 27. Contenido de Cr vs Al (u.p.f. = unidades por fórmula) en espinelas de Iherzolita con granate PA-LA7 y Iherzolita con espinela SAL-5.

Como se observa en la Figura 27, el contenido de Cr es mucho menor en las espinelas de la Iherzolita con granate PA-LA7 que en la Iherzolita con espinela SAL-5. Las espinelas de esta última muestra no presentan gran variabilidad química en cuanto al contenido de Cr y al #Mg (Tabla 5), por lo que se pueden agrupar como una familia.

En la harzburgita con espinela y granate LT-01, se analizó un cristal de ilmenita, cuya fórmula resultó ser  $(\text{Fe}_{1,12}\text{Mg}_{0,88})_{\Sigma=2}(\text{Ti}_{1,93}\text{Mg}_{0,07})_{\Sigma=12}\text{O}_6$ , con #Mg de 0,46. Este cristal se encuentra en los intersticios de cristales de olivino.

En la Tabla 4 se presenta un resumen de las fórmulas estructurales calculadas a partir de las concentraciones químicas obtenidas mediante microsonda electrónica para la harzburgita con espinela y granate LT-01, la lherzolita con granate PA-LA7 y la lherzolita con espinela SAL-5.

Tabla 4. Tabla resumen de fórmulas estructurales para diferentes minerales en las muestras estudiadas.

Muestra	Fórmula estructural	
<b>Olivino</b>		
LT-01	$Mg_1(Mg_{0,73}Fe_{0,26}Ni_{0,01})_{\Sigma=1}SiO_4$	$Fe_{0,87}Fa_{1,3}$
PA-LA7	$Mg_1(Mg_{0,81}Fe_{0,18}Ni_{0,01})_{\Sigma=1}SiO_4$	$Fe_{0,91}Fa_9$
SAL-5	$Mg_1(Mg_{0,81}Fe_{0,18}Ni_{0,01})_{\Sigma=1}SiO_4$	$Fe_{0,91}Fa_9$
<b>Clinopiroxeno</b>		
LT-01	1) $(Ca_{0,73}Na_{0,13}Mg_{0,08}Fe_{0,06})_{\Sigma=1}(Al_{0,14}Cr_{0,02}Fe_{0,06}Mg_{0,75}Ti_{0,03})_{\Sigma=1}(Si_{1,88}Al_{0,12})_{\Sigma=2}O_6$ 2) $(Ca_{0,69}Na_{0,10}Mg_{0,11}Fe_{0,10})_{\Sigma=1}(Al_{0,10}Cr_{0,01}Fe_{0,02}Mg_{0,83}Ti_{0,02})_{\Sigma=1}(Si_{1,94}Al_{0,06})_{\Sigma=2}O_6$	$Wo_{43}En_{49}Fs_8$ $Wo_{39}En_{53}Fs_8$
PA-LA7	1) $(Ca_{0,7}Na_{0,11}Mg_{0,13}Fe_{0,06})_{\Sigma=1}(Al_{0,13}Cr_{0,03}Fe_{0,03}Mg_{0,8}Ti_{0,01})_{\Sigma=1}(Si_{1,9}Al_{0,1})_{\Sigma=2}O_6$ 2) $(Ca_{0,67}Na_{0,1}Mn_{0,01}Mg_{0,15}Fe_{0,06})_{\Sigma=1}(Al_{0,2}Cr_{0,02}Fe_{0,06}Mg_{0,7}Ti_{0,02})_{\Sigma=1}(Si_{1,82}Al_{0,18})_{\Sigma=2}O_6$ 3) $(Ca_{0,14}Na_{0,01}Mn_{0,01}Mg_{0,67}Fe_{0,17})_{\Sigma=1}(Al_{0,42}Cr_{0,03}Mg_{0,55})_{\Sigma=1}(Si_{1,89}Al_{0,11})_{\Sigma=2}O_6$	$Wo_{41}En_{53}Fs_6$ $Wo_{40}En_{52}Fs_8$ $Wo_9En_{79}Fs_{12}$
SAL-5	$(Ca_{0,74}Na_{0,13}Mg_{0,08}Fe_{0,05})_{\Sigma=1}(Al_{0,17}Cr_{0,02}Fe_{0,03}Mg_{0,77}Ti_{0,01})_{\Sigma=1}(Si_{1,9}Al_{0,1})_{\Sigma=2}O_6$	$Wo_{45}En_{50}Fs_5$
<b>Ortopiroxeno</b>		
LT-01	$(Ca_{0,03}Na_{0,01}Mg_{0,78}Fe_{0,18})_{\Sigma=1}(Al_{0,05}Cr_{0,01}Fe_{0,04}Mg_{0,9})_{\Sigma=1}(Si_{1,91}Al_{0,09})_{\Sigma=2}O_6$	$Wo_1En_{87}Fs_{12}$
PA-LA7	1) $(Ca_{0,04}Na_{0,01}Mg_{0,84}Fe_{0,11})_{\Sigma=1}(Al_{0,07}Cr_{0,01}Fe_{0,05}Mg_{0,87})_{\Sigma=1}(Si_{1,89}Al_{0,11})_{\Sigma=2}O_6$ 2) $(Ca_{0,06}Na_{0,01}Mg_{0,84}Fe_{0,09})_{\Sigma=1}(Al_{0,09}Cr_{0,01}Fe_{0,07}Mg_{0,83})_{\Sigma=1}(Si_{1,87}Al_{0,13})_{\Sigma=2}O_6$	$Wo_2En_{89}Fs_9$ $Wo_3En_{88}Fs_9$
SAL-5	$(Ca_{0,03}Na_{0,01}Mg_{0,82}Fe_{0,14})_{\Sigma=1}(Al_{0,08}Cr_{0,01}Fe_{0,03}Mg_{0,88})_{\Sigma=1}(Si_{1,89}Al_{0,11})_{\Sigma=2}O_6$	$Wo_1En_{90}Fs_9$
<b>Granate</b>		
LT-01	$(Mg_{2,14}Fe_{0,48}Ca_{0,36}Mn_{0,02})_{\Sigma=3}(Ti_{0,01}Al_{1,85}Fe_{0,11}Cr_{0,03})_{\Sigma=2}Si_3O_{12}$	$Py_{69}Alm_{19}Gro_{11}Sp_1$
PA-LA7	$(Mg_{2,26}Fe_{0,31}Ca_{0,41}Mn_{0,02})_{\Sigma=3}(Al_{1,85}Fe_{0,09}Cr_{0,06})_{\Sigma=2}Si_3O_{12}$	$Py_{73}Alm_{13}Gro_{13}Sp_1$
<b>Espinela</b>		
PA-LA7	$(Fe_{1,92}Mg_{6,08})_{\Sigma=8}(Al_{14,19}Cr_{1,32}Mg_{0,42}Mn_{0,04}Ti_{0,03})_{\Sigma=16}O_{32}$	
SAL-5	$(Fe_{1,97}Mg_{6,03})_{\Sigma=8}(Al_{13,39}Cr_{1,97}Mg_{0,59}Mn_{0,02}Ti_{0,03})_{\Sigma=16}O_{32}$	
<b>Ilmenita</b>		
LT-01	$(Fe_{1,12}Mg_{0,88})_{\Sigma=2}(Ti_{1,93}Mg_{0,07})_{\Sigma=2}O_6$	

1), 2) y 3) representan diferentes familias de minerales en los xenolitos.

En la Tabla 5 se muestran los valores de #Mg Y #Cr para las diferentes fases estudiadas.

Tabla 5. Tabla resumen con #Mg promedio en silicatos, y #Mg y #Cr promedio en espinelas.

Muestra	PA-LA7	SAL-5	LT-01
Olivino	#Mg= 0,91-0,92	#Mg= 0,91	#Mg= 0,87
Clinopiroxeno	1) #Mg= 0,91-0,92 2) #Mg= 0,88 3) #Mg= 0,86-0,89	#Mg= 0,90-0,91	#Mg= 0,87
Ortopiroxeno	1) #Mg= 0,91-0,92 2) #Mg = 0,91	#Mg= 0,91	#Mg= 0,88
Granate	#Mg= 0,84-0,86		#Mg= 0,79
Espinela	#Mg= 0,77 #Cr= 0,09	#Mg= 0,77-0,78 #Cr= 0,12-0,13	
Roca	Lherzolita con granate	Lherzolita con espinela	Harzburgita con granate y espinela

1), 2) y 3) representan diferentes familias de minerales en los xenolitos.

### 3.3 Clasificación de los xenolitos

Los xenolitos no cratónicos extruidos por magmas máficos alcalinos se pueden clasificar en base a la composición química de los clinopiroxenos, en dos grupos: grupo de Iherzolitas con Cr-diópsido con #Mg mayor a 0,85 en promedio, de grano grueso y comúnmente poco deformadas; y grupo de Iherzolitas con Al-augita con #Mg menor a 0,85 (Pearson, 2003).

Los clinopiroxenos de las muestras analizadas por microsonda tienen #Mg entre 0,87 y 0,91 (Tabla 5), sin embargo, no todos clasifican como diópsidos de acuerdo al diagrama ternario de Morimoto *et al.*, 1988 (Figura 28). Aquellos pertenecientes a las muestras LT-01 y PA-LA7 corresponden a augitas, pero con un alto contenido de Ca y se ubican cercanas al límite del campo de diópsido. Por otra parte, los clinopiroxenos poseen altas concentraciones de Al y Cr en % en peso. Además, desde el punto de vista textural, los xenolitos tienen por lo general texturas protogranulares y en menor medidas porfiroclásticas, lo que indica un bajo grado de deformación. Es por esto que a pesar de que los clinopiroxenos no clasifiquen en su totalidad como diópsidos, los xenolitos se consideran parte del grupo de las Iherzolitas con Cr-diópsido.

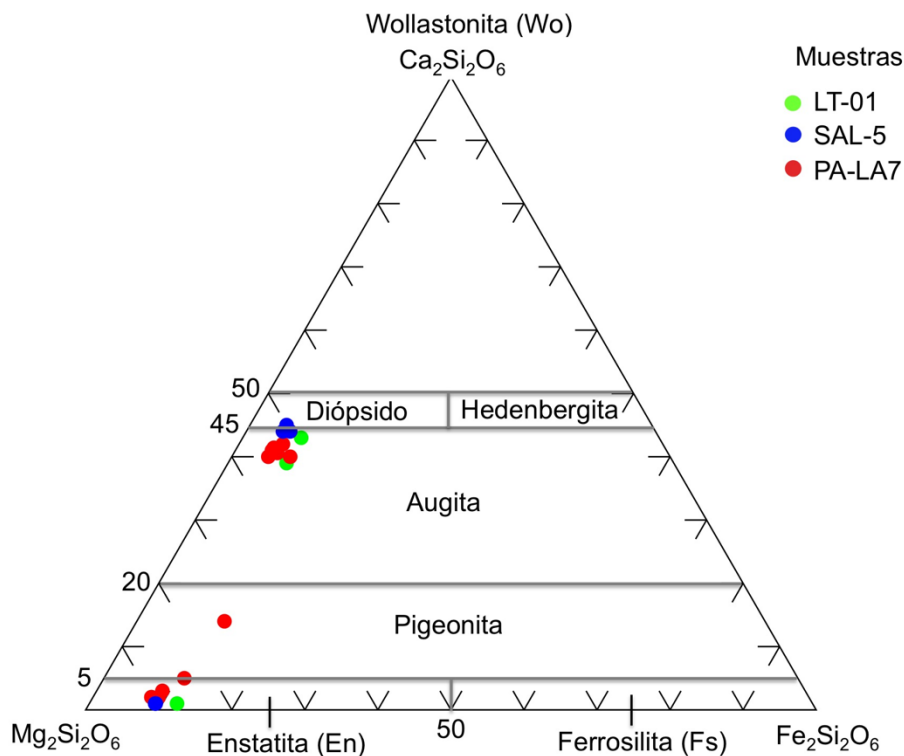


Figura 28. Diagrama con las composiciones de los piroxenos pertenecientes a los xenolitos (Morimoto *et al.*, 1988).

Los clinopiroxenos que clasificaron como augita se encuentran tanto en la Iherzolita con granate PA-LA7 y en la harzburgita con granate y espinela LT-01. Mientras que los clinopiroxenos que clasifican como diópsido se encuentran en la Iherzolita con espinela SAL-5.

### 3.4 Mineralogía de sulfuros

#### 3.4.1 Localización micro-estructural de sulfuros

Los sulfuros identificados en los xenolitos estudiados se localizan en tres posiciones micro-estructurales:

##### 3.4.1.1 *Incluidos en silicatos*

Las muestras LT-01 y SAL-4 tienen sulfuros en esta posición (Figura 29). Por lo general, corresponden a cristales de soluciones sólidas monosulfuradas (Mss) y están incluidos dentro de cristales de olivino. Tienen morfologías circulares y elípticas. Sus tamaños varían entre 20 y 50  $\mu\text{m}$ .

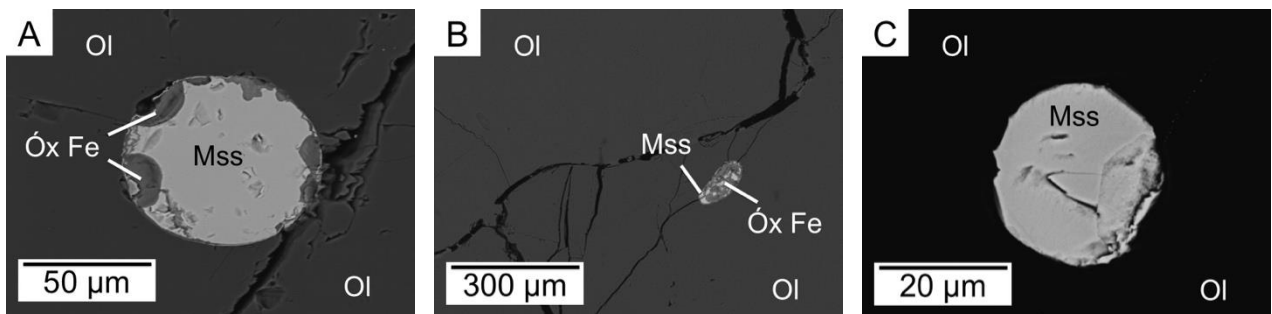


Figura 29. Microfotografías de electrones retrodispersados obtenidas utilizando SEM de sulfuros incluidos en silicatos. A. Cristal de Mss con bordes de óxidos de Fe contenido en harzburgita con espinela y granate LT-01. B. Cristal de Mss con óxidos de Fe contenido en olivino en lherzolita con granate y espinela SAL-4. C. Cristal de Mss contenido en olivino en lherzolita con granate y espinela SAL-4. Láminas de 80  $\mu\text{m}$ .



### 3.4.1.2 Ubicados en venillas intersticiales

Estos sulfuros se ubican en espacios entre silicatos de las muestras LT-01, LT-5, SAL-4 y SAL-5 corresponden principalmente a soluciones sólidas mono sulfuradas (Mss) (Figura 30) y en menor medida a pentlandita. Tienen morfologías alargadas de entre 5 y 120  $\mu\text{m}$  de largo, salvo dos cristales subredondeados ubicados en las muestras LT-01 y LT-5, ambos están contenidos en venillas de composición de clinopiroxeno. La mayoría de estos cristales se encuentran junto con óxidos de Fe, junto con estos últimos, se identificaron concentraciones de P de hasta un 2,5 % en peso y de Na de hasta un 3,5 % en peso.

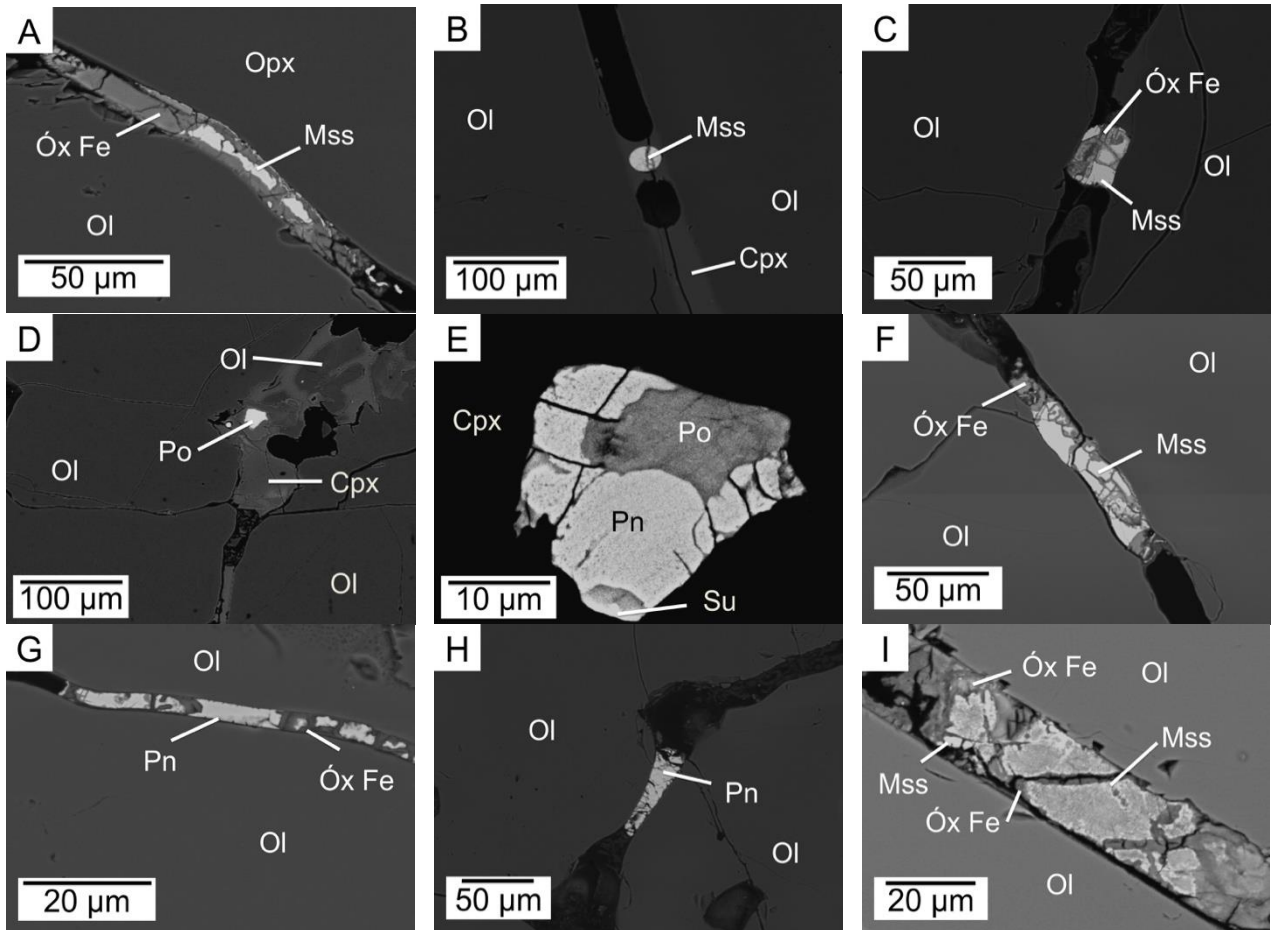


Figura 30. Microfotografías de electrones retrodispersados obtenidas utilizando SEM de sulfuros incluidos en silicatos. A. Venilla de Mss con bordes de óxidos de Fe entre cristales de olivino y ortopiroxeno en harzburgita con espinela y granate LT-01. B. Venilla de clinopiroxeno que contiene un cristal de Mss en harzburgita con espinela y granate LT-01. C. Mss contenida entre cristales de olivino en Iherzolita con granate y espinela LT-5. D. Pirrotina (Po) contenida por venilla de clinopiroxeno en Iherzolita con granate y espinela LT-5. E. Zoom del cristal de pirrotina de la imagen D, se observa que está compuesto por pentlandita (Pn) y sugaikiita (Su). F. Venilla de Mss con óxidos de Fe contenida entre cristales de olivino en Iherzolita con granate y espinela SAL-4. G. Venilla de pentlandita con óxidos de Fe contenida entre cristales de olivino en Iherzolita con granate y espinela SAL-4. H. Venilla de pentlandita contenida entre cristales de olivino en Iherzolita con espinela SAL-5. I. Venilla de Mss contenida entre cristales de olivino en Iherzolita con espinela SAL-5. Láminas de 80  $\mu\text{m}$ .

### 3.4.1.3 Ubicados en zonas de reacción

Al igual que en los casos anteriores, se identificaron sulfuros en esta posición solamente en las muestras LT-01, LT-5 y SAL-4 (Figura 31). En esta posición estructural se encuentra una gran cantidad de sulfuros, correspondientes en su totalidad a Mss, de tamaños entre 5 y 50  $\mu\text{m}$ . Todos estos cristales se encuentran parcialmente reabsorbidos y con bordes de óxidos de Fe. Se encuentran entre cristales de olivino y ortopiroxenos. Además, al igual que en las zonas intersticiales, se identificaron concentraciones de P de hasta un 2,5 % en peso.

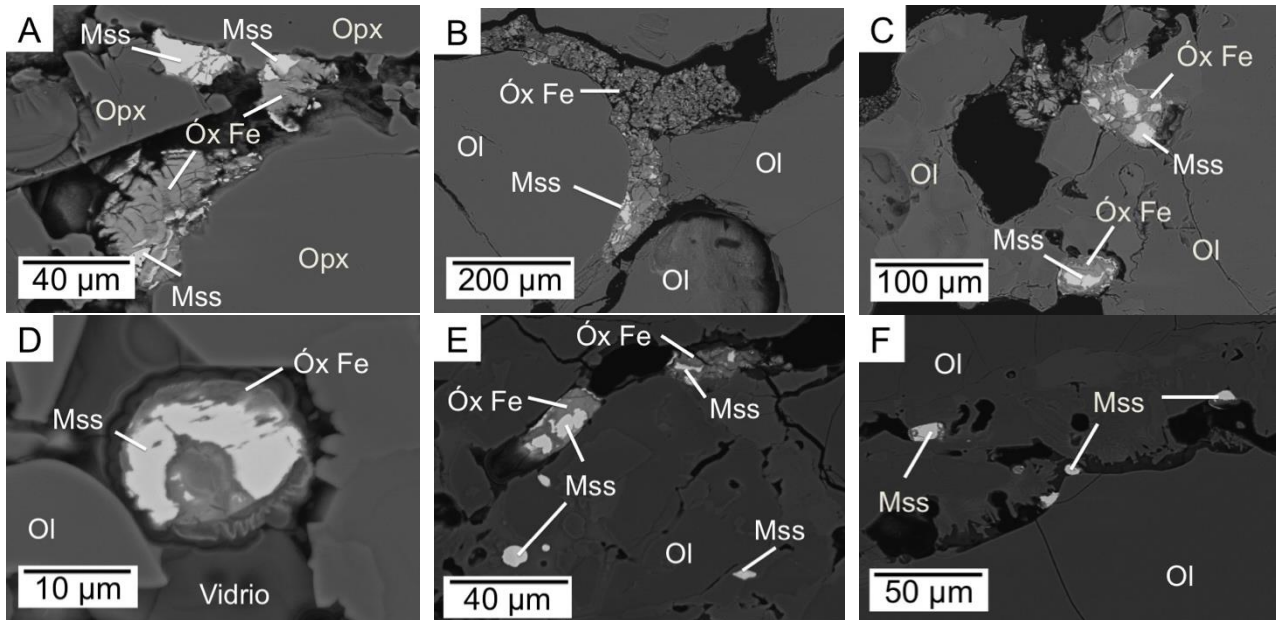


Figura 31. Microfotografías de electrones retrodispersados obtenidas utilizando SEM de sulfuros incluidos en silicatos. A. Cristales de Mss y óxidos de Fe en zona de reacción entre cristales de ortopiroxenos en harzburgita con espinela y granate LT-01. B. Cristales de Mss y óxidos de Fe en zona de reacción entre cristales de olivinos en Iherzolita con granate y espinela LT-5. C. Cristales de Mss y óxidos de Fe en zona de reacción entre cristales de olivinos en Iherzolita con granate y espinela LT-5. D. Mss redondeado y óxidos de Fe en zona de reacción entre cristal de olivino, se observa además vidrio, Iherzolita con granate y espinela SAL-4. E. Cristales de Mss y óxidos de Fe en zona de reacción entre cristales de olivinos en Iherzolita con granate y espinela SAL-4. F. Cristales de Mss y óxidos de Fe en zona de reacción entre cristales de olivinos en Iherzolita con granate y espinela SAL-4. Láminas de 80  $\mu\text{m}$

### 3.4.2 Distribución y composición de los sulfuros

Los sulfuros corresponden a una fase accesoria ya que representan menos del 1% en volumen. Se identificaron 36 granos de tamaños variables entre 5 y 100  $\mu\text{m}$  de diámetro en el caso de los cristales redondeados y venillas de hasta 120  $\mu\text{m}$  de largo (Figura 32), solamente en las muestras LT-01, LT-5, SAL-4 y SAL-5. La mayoría corresponden a cristales de Mss, mientras que unos pocos son de pentlandita y pirrotina.

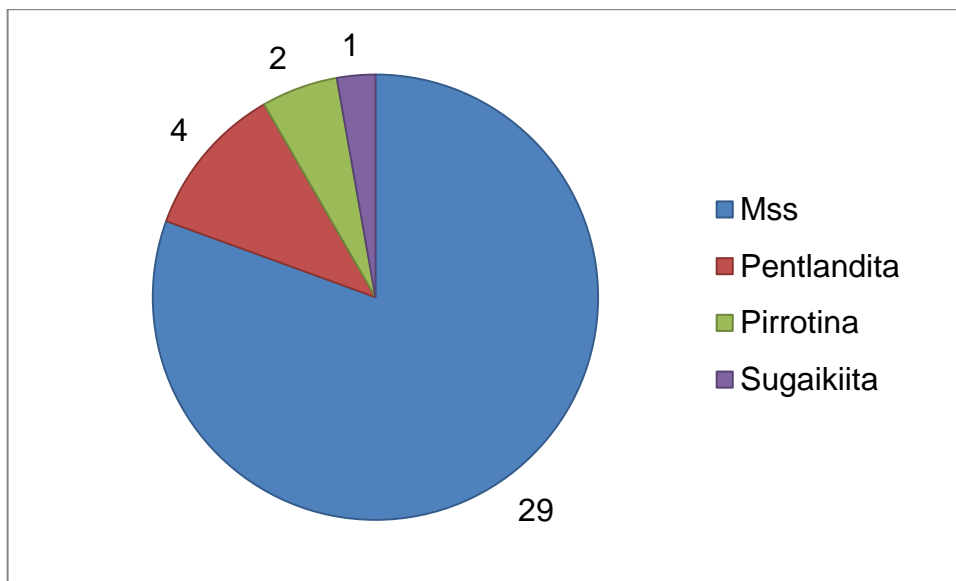


Figura 32. Distribución de diferentes sulfuros identificados en los xenolitos.

En la lherzolita con granate y espinela SAL-4, 12 de los 13 cristales analizados corresponden a Mss con contenidos variables de Ni entre 5 y 29 % en peso. La mayoría se ubica en zonas de reacción y de forma intersticial como venillas. Solo se estudio un cristal de pentlandita que se encuentra incluido en olivino.

Los sulfuros de la lherzolita con granate y espinela LT-5, corresponden principalmente a Mss con contenidos de Ni variables entre 5 y 29 %. Se estudió un cristal de pentlandita compuesto con pirrotina y sugaikiita con un enriquecimiento de Cu de hasta el 12% en peso (Figura 29-B). Estos cristales se ubican en la misma proporción incluidos en silicatos, en zonas de reacción y en venillas intersticiales.

En la lherzolita con espinela SAL-5 se identificaron 2 sulfuros, uno que se estimó de composición de Mss con un 21% de Ni y otro se identificó como pentlandita con un 34% de Ni. Estos cristales se ubican en venillas intersticiales entre cristales de olivino. El cristal de Mss se encuentra reaccionando con óxidos de Fe. Además, es importante destacar que en posiciones intersticiales se identificaron granos con concentraciones de Fe de 100% en peso.

En la harzburgita con espinela y granate LT-01, 11 de los 13 sulfuros analizados corresponden a Mss, con contenidos de Ni que varían entre 6 y 19 % en peso y contenidos de Fe que varían entre 34 y 52% en peso. La mayoría de estos cristales se ubican como venillas intersticiales entre cristales de olivino y se encuentran reaccionando con óxidos de Fe. La pirrotina estudiada en esta muestra se encuentra formando un cristal compuesto junto con la pentlandita y se ubican en una zona de reacción.

### 3.4.2.1 Composición química de los sulfuros

Ya que los análisis cuantitativos se enfocaron principalmente en los silicatos, los sulfuros se estudiaron solamente mediante microscopio electrónico de barrido. Es por esto que a partir de la información obtenida mediante el detector EDS se logró estimar la composición de los sulfuros analizados.

La discriminación entre pirrotina y Mss se realizó utilizando la concentración de Ni en % en peso. Considerando Mss a las fases con concentraciones de Ni mayores a 5% en peso (Cabri, 1973). La pentlandita se distinguió mediante comparación con la concentración de Ni de otros cristales identificados como pentlandita y además por tener concentraciones de Fe y Ni relativamente similares en % en peso.

Al observar la Figura 33 se puede notar que la composición de los sulfuros no depende de su posición micro-estructural debido a que en cada caso se tiene un continuo de concentraciones tanto de Fe, Ni y S. En la Figura 33 – A, se observa que además de un continuo de concentraciones de Fe y Ni en los sulfuros, existe una correlación negativa entre ambos elementos. Esto se explica por que a medida que disminuye la temperatura, los sulfuros se van enriqueciendo en Ni y empobreciendo en Fe (Kullerud *et al.*, 1969).

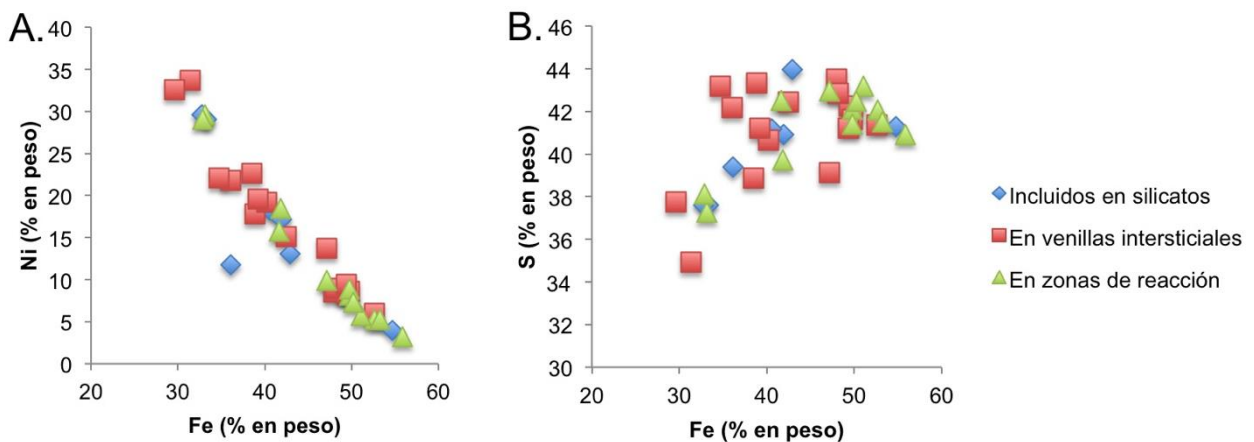


Figura 33. A. Contenido de Fe vs contenido de Ni en % en peso de los sulfuros ubicados en diferentes posiciones estructurales. B. Contenido de Fe vs contenido de S en % en peso de los sulfuros ubicados en diferentes posiciones estructurales.

## 4 Discusión

### 4.1 Petrogénesis de xenolitos

#### 4.1.1 Relaciones texturales y grados de fusión parcial

La petrografía provee una evidencia clara de que los xenolitos estudiados tuvieron historias marcadas por diferentes grados de deformación, en general de bajo grado. Las texturas protogranulares con leve tendencia a porfiroclásticas, observadas en la mayoría de las muestras, son consistentes con un origen mantélico en el que ocurrió deformación de alta temperatura en bajo grado (Figura 34 - A). Sin embargo, en la lherzolita con espinela SAL-1 se identificó textura porfiroclástica, en la que los cristales de espinela se encuentran completamente orientados, lo que indica que ocurrió deformación de alta temperatura en un grado mayor que el observado en las otras muestras (Figura 34 - B). El grado de deformación observado es consistente con lo identificado en estudios previos (Douglas *et al.*, 2000; Pearson, 2003). Esta deformación también se evidencia en la extinción ondulante que presentan algunos silicatos, como olivinos y clinopiroxenos, principalmente.

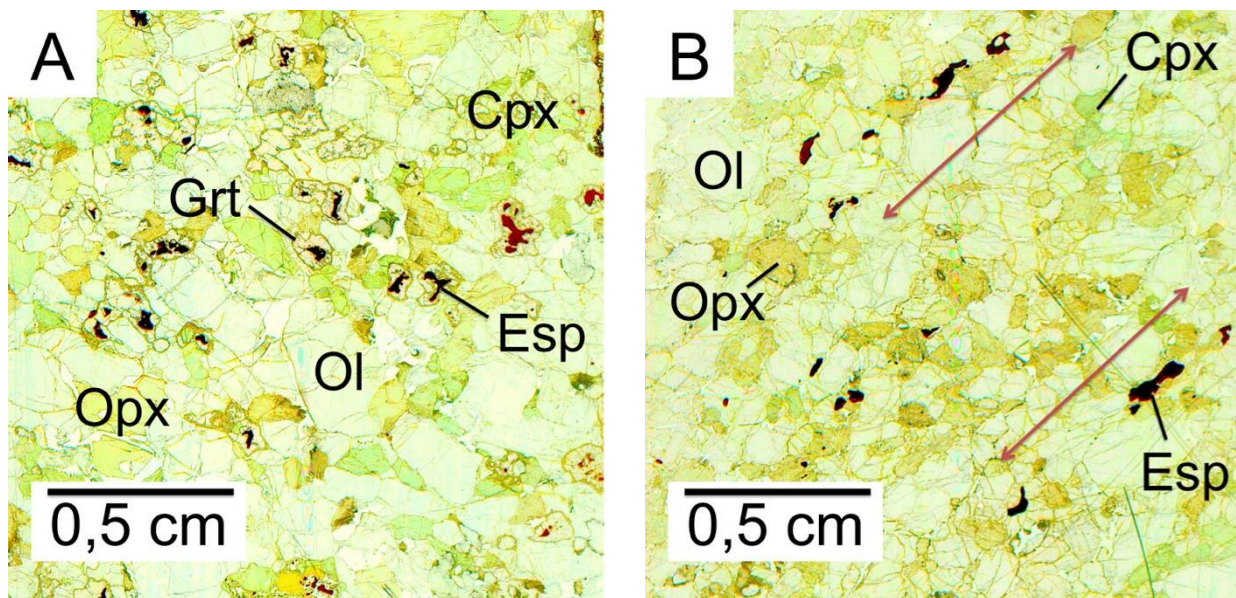


Figura 34. A. Fotografía de lherzolita con espinela y granate SAL-4 con textura protogranular. B. Fotografía de lherzolita con espinela SAL-1 con textura porfiroclástica, se logran observar los cristales de espinela orientados según la dirección de las flechas rojas. Ambas imágenes tienen los colores intensificados para facilitar la identificación.

La presencia de coronas de reacción de ortopiroxeno y espinela alrededor de cristales de granate, representada por la reacción espinela + piroxeno  $\leftrightarrow$  granate + olivino, preservadas en las peridotitas con granate y con granate y espinela, sugiere una compleja historia termal, en la que los granates se encuentran en desequilibrio con el resto de los minerales. A partir del estudio de química mineral, se pudo establecer que los clinopiroxenos de las coronas de reacción se encuentran enriquecidos en Al y Ti en comparación con aquellos que forman porfiroclastos y neoblastos. Las zonaciones oscilatorias identificadas en los granates mediante los perfiles composicionales sugieren eventos de aumento y disminución de temperatura sucesivos, es decir, estos

xenolitos podrían evidenciar diferentes eventos de adelgazamiento o engrosamiento litosférico, como fue planteado en estudios previos (Stern *et al.*, 1999).

En la Figura 35 se observa el diagrama de #Cr versus el % en peso de TiO<sub>2</sub> en las espinelas, el cual permite establecer los porcentajes de fusión parcial que han ocurrido en las peridotitas estudiadas. Solamente se tiene información de las espinelas de las muestras PA-LA7 y SAL-5, las cuales, según el diagrama, sufrieron grados de fusión parcial menores al 10%.

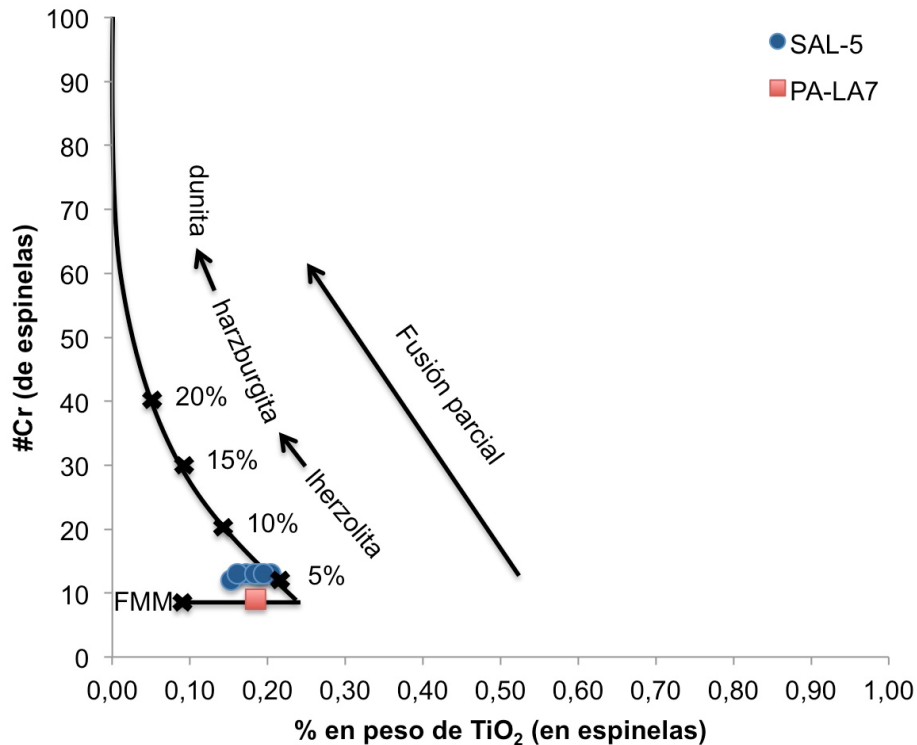


Figura 35. Diagrama de #Cr vs TiO<sub>2</sub> en espinelas. Este gráfico muestra que la lherzolita con granate PA-LA7 sufrió menor grado de fusión parcial que la lherzolita con espinela SAL-5. Ambos xenolitos sufrieron bajos grados de fusión parcial (<10%). Modificado de Pearce *et al.*, 2000.

Se realizaron diagramas OSMA (*olivine - spinel mantle array*) de dos formas: utilizando la información obtenida mediante microsonda electrónica (Figura 36) y aquella obtenida mediante microscopio electrónico de barrido (Figura 37). En ambos diagramas, las muestras PA-LA7 y SAL-5 se grafican en los mismos campos. Además, al considerar que en este diagrama se grafican relaciones entre el porcentaje atómico de diferentes elementos, como lo son el #Mg (Mg/(Mg+Fe)) y el #Cr (Cr/(Cr+Al)), la información obtenida mediante el microscopio electrónico de barrido se considera como una buena estimación, al menos para obtener relaciones relativas entre las muestras (Figura 37).

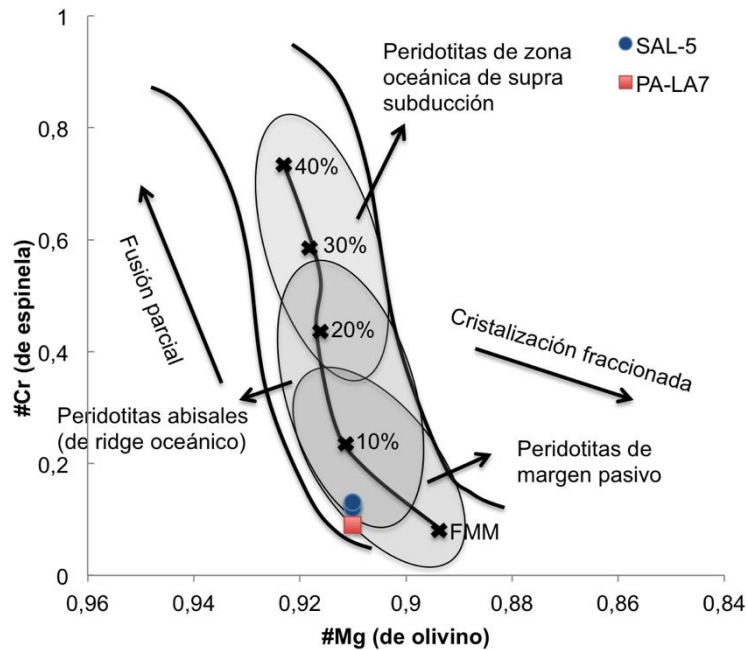


Figura 36. Diagrama OSMA = olivine-spinel mantle array. #Cr (Cr/(Cr+Al)) en espinelas vs #Mg (Mg/(Mg+Fe)) en olivinos. Campo de peridotitas abisales trazado por Dick y Bullen (1984), campos de peridotitas de zonas oceánicas de supra subducción y de margen continental pasivo trazados y grado de fusión (escrito como % de fusión) definidos por Arai (1994). FMM=Fertile MORB mantle. El gráfico muestra que la lherzolita con granate PA-LA7 y la lherzolita con espinela SAL-5 se ubican entre el campo de peridotitas de margen pasivo y el de peridotitas abisales. Diagrama realizado a partir de información de microsonda electrónica.

Como se muestra en la Figura 37, la mayoría de los puntos se grafican en el límite o dentro del campo de peridotitas abisales, aunque esto no es diagnóstico, ya que las peridotitas de margen pasivo también pueden graficarse en este campo. En el caso de los puntos de la lherzolita con espinela SAL-1, se grafican en el campo de peridotitas abisales que se intersecta con las peridotitas de zona oceánica de supra-subducción. Lo anterior refleja el origen primitivo de los xenolitos discutido en estudios previos (Stern *et al.*, 1999). Arai (1994) discute que en el diagrama OSMA aquellas peridotitas que se grafican hacia la derecha corresponden a cumulados, este es el caso de la harzburgita con espinela y granate LT-01 y la harzburgita con espinela RU-3, esta última limita el campo de peridotitas de zona oceánica de supra subducción. Por lo tanto se puede inferir que las harzburgitas estudiadas en este trabajo tienen origen cumulítico y que la ausencia o bajo porcentaje de clinopiroxeno se debe a diferentes grados de cristalización fraccionada.

Además, a partir del diagrama OSMA, se puede estimar el grado de fusión que han sufrido las muestras. Así se puede decir que las lherzolita con granate PA-LA7 y la lherzolita con espinela SAL-5 sufrieron menos de un 10% de fusión parcial; las lherzolitas con granate y espinela LT-5 y SAL-4 sufrieron aproximadamente un 10 % de fusión parcial; y la lherzolita con espinela SAL-1 sufrió un poco más del 20% de fusión parcial, lo que se ve representado en su bajo porcentaje de clinopiroxeno (Figura 11) y que a su vez es consistente con modelos que plantean que la desaparición de esta fase ocurre entre el 22 y 28% de fusión parcial (Johnson *et al.*, 1990; Niu, 1997). Desde este

punto de vista, no se puede establecer una relación directa entre el grado de fusión parcial y la presencia de espinela o granate.

Los diferentes grados de fusión parcial se evidencian petrográficamente mediante la presencia de *melt pockets* y bordes esponjosos en los clinopiroxenos, en diferentes muestras, suponiendo que la fusión parcial es el origen de estas estructuras y texturas, y no otro, esto se discutirá más adelante.

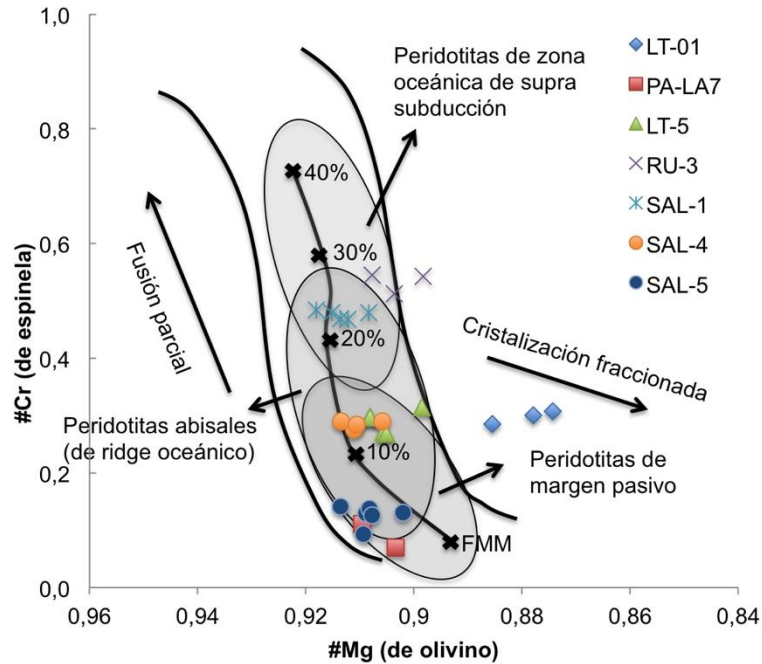


Figura 37. Diagrama OSMA = olivine-spinel mantle array. #Cr (Cr/(Cr+Al)) en espinelas vs #Mg (Mg/(Mg+Fe)) en olivinos. Campo de peridotitas abisales trazado por Dick y Bullen (1984), campos de peridotitas de zonas oceánicas de supra subducción y de margen continental pasivo y grado de fusión (escrito como % de fusión) definidos por Arai (1994). FMM=Fertile MORB mantle. Diagrama realizado a partir de información de microscopio electrónico de barrido (SEM).



## 4.1.2 Metasomatismo

### 4.1.2.1 Metasomatismo modal

A partir de la química mineral no se puede concluir que existan familias de porfiroclastos y/o neoblastos con origen metasomático, debido a que las diferencias composicionales dentro de los grupos minerales analizados (olivinos, piroxenos, granates y espinelas) no permiten distinguir minerales con características especiales que sugieran que se generaron por procesos metasomáticos. Aunque si se observan diferencias químicas entre aquellos minerales que se encuentran en coronas de reacción de granate o en bordes de reacción de ortopiroxenos, pero estas se consideran producto de las reacciones que ocurren entre estas fases por variaciones de presión y/o temperatura.

Algunas venillas (Figura 38) de composición de clinopiroxeno con concentraciones de Ti de hasta 4 % en peso, Na hasta 3,1 % en peso y K hasta 1,3 % en peso se encontraron en la harzburgita con espinela RU-3; en la harzburgita con espinela y granate LT-01 también se encontraron venillas de composición de clinopiroxeno pero con concentraciones de Ti de hasta 1,4 % en peso; y en la lherzolita con espinela y granate LT-5, las venillas de clinopiroxeno tienen mayor contenido de Al y concentraciones de Na de hasta 2 % en peso, aproximadamente (Tabla 6).

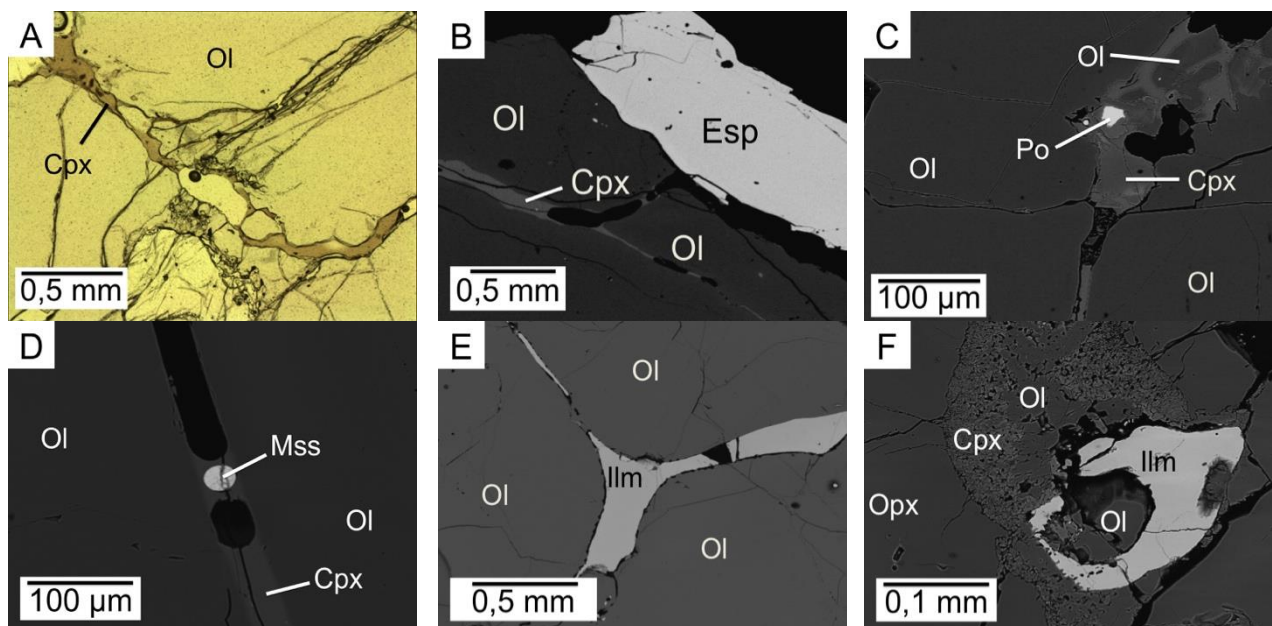


Figura 38. A. Fotografía a nícoles paralelos de venilla de clinopiroxeno entre cristales de olivino en harzburgita con espinela RU-3. B. Microfotografía de electrones retrodispersados utilizando SEM donde se aprecia un cristal de espinela subhedral en contacto con olivino, el que posee fracturas rellenas con clinopiroxeno, en harzburgita con espinela RU-3. C. Pirrotina (Po) contenida por venilla de clinopiroxeno en lherzolita con granate y espinela LT-5. D. Venilla de clinopiroxeno que contiene un cristal de Mss en harzburgita con espinela y granate LT-01. E. Microfotografía de electrones retrodispersados utilizando SEM donde se aprecia ilmenita intersticial en contacto de olivinos en harzburgita con espinela y granate LT-01. F. Microfotografía de electrones retrodispersados utilizando SEM donde se aprecia ilmenita en contacto con olivino, el cual posee borde de reacción de clinopiroxeno, este último en contacto

con ortopiroxeno en harzburgita con espinela y granate LT-01. Cortes de 30  $\mu\text{m}$  vistos en microscopio petrográfico y de 80  $\mu\text{m}$  vistos en SEM.

Tabla 6. Composiciones semi-cuantitativas de venillas encontradas en la harzburgita con espinela RU-3, harzburgita con granate y espinela LT-01 y lherzolita con granate y espinela LT-5.

% en peso	O	Na	Mg	Al	Si	K	Ca	Ti	Fe	Total
RU-3	48,01	3,11	2,85	6,08	22,78	1,33	6,50	4,01	5,33	100,00
LT-01	49,20		3,42	9,39	23,72		8,31	1,38	4,58	100,00
LT-5	48,78	1,97	2,41	11,11	24,53		7,41		3,79	100,00

Además, en la harzburgita con granate y espinela LT-01 se encontraron cristales de ilmenita (Figura 38), ubicados tanto de forma intersticial, vermicular, como reaccionando con olivino. La presencia de ilmenita sugiere un agente metasomático rico en Ti. Esto último se reafirma con la existencia de pequeños bordes enriquecidos en Ti y en Fe en espinelas de todas las muestras estudiadas.

Las venillas encontradas en este estudio no se relacionan con venillas de ortopiroxenita con granate encontradas en estudios previos (Wang *et al.*, 2008), es más, a partir del conteo modal, ninguna muestra se clasificó como ortopiroxenita ni tampoco se tienen evidencias petrográficas que permitan distinguir estas estructuras.

#### **4.1.2.2 Metasomatismo críptico**

A partir de la química mineral estudiada, se puede establecer que el metasomatismo críptico se expresa como un menor #Mg y mayores concentraciones de  $\text{TiO}_2$  en olivinos y piroxenos de la harzburgita con espinela y granate LT-01 en relación con las lherzolitas analizadas, lo que es concordante con estudios previos (Wang *et al.*, 2008). Wang *et al.*, 2008 sugiere que las harzburgitas encontradas en el Campo Volcánico Pali Aike habrían sido afectadas por un agente metasomático diferente al basalto hospedante, ya que estos son muy primitivos y no podrían haber disminuido su #Mg.

Por otra parte, las concentraciones menores de P y Na (hasta 3,5 % en peso) encontradas junto con los óxidos que afectan tanto a los sulfuros de venillas intersticiales como a aquellos ubicados en zonas de reacción se consideran como parte de un evento metasomático que habría afectado a los sulfuros.

Wang *et al.* (2008) planteó que la formación de una ventana astenosférica desde el Terciario tardío resultó en el ascenso de un fundido derivado de la astenósfera y el metasomatismo en las peridotitas, especialmente para las facies de granate. El fundido metasomatizado se caracterizó por altas concentraciones de  $\text{Al}_2\text{O}_3$ ,  $\text{SiO}_2$ ,  $\text{TiO}_2$  y FeO. De este modo, la información desarrollada por Wang *et al.* (2008) se relaciona de buena manera con las evidencias de metasomatismo encontradas en las muestras con granate LT-01 y LT-5 y en la harzburgita con espinela RU-3, como lo son: las venillas de composición de clinopiroxeno; los cristales de ilmenita, ubicados tanto intersticialmente y reaccionando con silicatos; los bordes de espinelas enriquecidos en Fe y Ti; la gran cantidad de óxidos de Fe alterando a los sulfuros de las venillas y a los de zonas de

reacción; y el menor #Mg que presentan los olivinos y piroxenos de la harzburgita con granate y espinela LT-01 en relación con las lherzolitas analizadas químicamente. Además, se identificó la presencia de pequeñas concentraciones de P y Na (de hasta 3,5 % en peso) en los óxidos de Fe que alteran a los sulfuros.

### 4.1.3 Geotermobarometría de silicatos y espinelas

Definir la distribución de temperaturas en las profundidades de la Tierra en función del espacio y tiempo es la base para entender muchos procesos geológicos (Verhoogen, 1956). Los xenolitos tienen un rol fundamental en este sentido porque representan fragmentos de la litósfera y el intercambio de elementos entre minerales en estas rocas registran las condiciones físicas al momento de su ascenso (Pearson, 2003).

La geotermobarometría sirve para diferentes propósitos: provee una estimación del intervalo de profundidades y el grosor mínimo de la litósfera muestreada por una roca volcánica; las presiones y temperaturas proveen un contexto espacial entre las muestras dentro de una población de xenolitos, las cuales pueden ser divididas de acuerdo a sus texturas y/o composiciones; los xenolitos pueden registrar gradientes de presión y temperatura en la litósfera, los que varían con la configuración tectónica y/o edad de la provincia cortical, además proveen el estado termal del manto en estos ambientes.

Un número de geotermobarómetros se encuentra disponible para estimar las presiones y temperaturas de xenolitos mantélicos, dependiendo de las fases minerales presentes (Tabla 2). Sin embargo, la mayoría de los geobarómetros se pueden utilizar con exactitud en muestras en facies de granates (Pearson, 2003). En general, hay pocos geobarómetros disponibles para rocas en facies de espinelas. El intercambio de Ca entre olivino y clinopiroxeno es dependiente de la presión pero también es muy sensible a los cambios de temperatura, es por esto que eventos de calentamiento tardíos en los xenolitos pueden ser un problema para este método, a causa de lo anterior es que solo se considera como un método cualitativo (Köhler y Brey, 1990).

En la lherzolita con granate PA-LA7 se estimó la presión mediante el geobarómetro de intercambio de Ca entre clinopiroxeno y olivino (Köhler y Brey, 1990) y se obtuvo una presión promedio de 28 kbar, con el geobarómetro de intercambio de Cr en clinopiroxenos (Nimis y Taylor, 2000) se obtuvo una presión promedio de 25,3 kbar y con el geobarómetro de intercambio de Al en ortopiroxenos (Brey y Köhler, 1990) se obtuvo una presión promedio de 20,2 kbar. Por otra parte, la temperatura se pudo estimar con diferentes geotermómetros y se obtuvieron resultados que varían en el rango entre 1131°C (Köhler y Brey, 1990) y 1190°C (Brey y Köhler, 1990). El geotermómetro de intercambio de Fe y Mg entre granate y ortopiroxeno no se consideró debido a las coronas de reacción que presentan los cristales de granate (Figura 14), lo que evidencia desequilibrio entre estos cristales y el resto de las fases que lo rodean. De todos los geotermómetros utilizados, el definido por Brey y Köhler es considerado el más preciso hasta el momento (Putirka, 2008).

En el caso de la lherzolita con espinela SAL-5, no se estimó la presión debido a la carencia de pares de minerales para realizar la estimación, y además, debido a la falta de geobarómetros calibrados en la facies de espinela. La temperatura se estimó mediante el geotermómetro de intercambio de Fe y Mg entre clinopiroxeno y ortopiroxeno (Brey y Köhler, 1990) y se obtuvo un resultado de 1065°C y mediante el geotermómetro de intercambio de Fe y Mg entre espinela y olivino (Ballhaus *et al*, 1991)

y se obtuvo un resultado de 695,7°C. La menor temperatura obtenida para el intercambio de Fe y Mg entre olivino y espinela (Ballhaus *et al.*, 1991) se debe a la menor temperatura de cierre para el intercambio iónico entre espinela y olivino (DeHoog *et al.*, 1994).

Para la harzburgita con espinela y granate LT-01, se estimó la presión mediante el geobarómetro de intercambio de Cr en clinopiroxeno (Nimis y Taylor, 2000) a partir del cual se obtuvo una presión de 24 kbar. Por otra parte, la temperatura se estimó mediante el geotermómetro de intercambio de Ca entre clinopiroxeno y olivino (Köhler y Brey, 1990) a partir del cual se obtuvo un resultado de 1443°C.

En la Tabla 7 se resumen las temperaturas y presiones estimadas con las diferentes metodologías. En trabajos previos (Stern *et al.*, 1999) se reportan temperaturas entre 970°C y 1160°C y presiones en el rango entre 19 kbar y 24 kbar. Estos valores fueron calculados mediante los geotermómetros y geobarómetros definidos por Brey y Köhler, 1990, utilizados también en este estudio. A partir de estas estimaciones se pudo constreñir el gradiente geotermal, el que sugiere un grosor litosférico de aproximadamente 100 km bajo la región de Pali Aike (Stern *et al.*, 1999). Las estimaciones realizadas en este estudio calzan dentro del rango de aquellas realizadas por Stern *et al.* (1999), por lo que complementan su interpretación del grosor litosférico.

Tabla 7. Resultados de condiciones de presión y temperatura con diferentes geotermómetros y geobarómetros. KB90: Köhler y Brey, 1990; NT00: Nimis y Taylor, 2000; BKN90: Brey y Köhler, 1990; BA91: Ballhaus *et al.*, 1991; HA84: Harley, 1984.

	Método		Muestras			Error
			PA-LA7	SAL-5	LT-01	
Presión (kbar)	KB90	Cpx – Ol	28,0			± 1,7 kbar
	NT00	Cr en Cpx	25,3		24,0	± 2,3 kbar
	BKN90	Al en Opx	20,2			± 2,2 kbar
Temperatura (°C)	KB90	Cpx – Ol	1131,3		1443,3	± 30 °C
	BKN90	Cpx – Opx	1190,3	1064,5		± 30 °C
	BA91	Esp – Ol		695,7		± 30 °C
	HA84	Grt – Opx	1098,8			± 45°C

#### 4.1.4 Mineralogía de sulfuros y temperaturas de equilibrio

Algunos sulfuros con hábitos esféricos o elongados se encuentran incluidos en olivino (Figura 29), pero la mayoría son anhedrales y se encuentran ubicados en venillas intersticiales entre granos de silicatos o infiltrando fracturas de ellos.

Los sulfuros en las peridotitas se pueden originar por: fundidos sulfurados atrapados en residuos de manto durante eventos de fusión parcial (Szabo and Bodnar, 1995); precipitación de fundidos/fluidos metasomáticos percoladores (Irving, 1980; Lorand *et al.*, 2003); o por la interacción de ambos factores anteriores. El origen está asociado a las diferentes posiciones estructurales que ocupan. En términos cronológicos, los sulfuros incluidos en silicatos suelen ser previos a los que ocupan posiciones intersticiales (Guo *et al.*, 1999). Los sulfuros primarios son aquellos que precipitaron directamente del magma o que quedaron como inclusiones dentro de fases minerales primarias, mientras que los secundarios migraron a posiciones intersticiales luego de procesos de fusión parcial o cristalizaron a partir de fluidos metasomáticos.

Los sulfuros primarios que ubicados cercanos a fracturas se encuentran por lo general reabsorbidos o con algún grado de corrosión junto con óxidos de Fe, mientras que aquellos que no tienen fracturas alrededor se preservan sin ser corroídos ni presentan signos de reacción con óxidos de Fe. Por otra parte, los sulfuros secundarios que se ubican tanto en venillas intersticiales como en zonas de reacción se encuentran corroídos o reabsorbidos, con una gran presencia de óxidos de Fe. La mayoría corresponden a Mss y solo algunos se estimaron como pentlandita y pirrotina. La presencia de óxidos de Fe probablemente sea una consecuencia de percolación de fluidos con altas concentraciones de Fe y bajas concentraciones de P y Na, como se evidenció a partir de la información obtenida por microscopio electrónico de barrido.

Los experimentos de Kullerud *et al.* (1969) en el sistema Cu-Fe-Ni-S muestran que la primera fase monosulfurada en cristalizar es FeS a 1192 °C. A menores temperaturas entra Ni y Cu a FeS para formar Mss, la cual contiene menos de 5% en peso de Cu y hasta 14% en peso de Ni a los 1100 °C. Con enfriamiento posterior, el campo de las Mss se expande hacia el Cu, y el líquido sulfurado se vuelve más rico en Ni, así se puede tener hasta un 46% en peso de Ni a los 1000 °C. Las Mss pueden contener hasta 7,5% en peso de Cu a los 935 °C, el cual se exsuelve a menores temperaturas como una solución sólida intermedia (ISS), el precursor de alta temperatura de calcopirita y cubanita (Cabri, 1973). Cerca de los 900 °C, se alcanza la máxima solubilidad de Ni en las Mss y puede llegar a una concentración de 60% en peso, el cual puede ser retenido durante el enfriamiento hasta los 700 °C (Kullerud *et al.*, 1969; Guo *et al.*, 1999). En este momento ocurre la exsolución de fases ricas en Ni como la pentlandita. A temperaturas cercanas a los 200 °C muchas Mss se transforman en pirrotina acompañadas de fases como calcopirita, cubanita y pentlandita.

A partir de las composiciones químicas semi cuantitativas obtenidas en el microscopio electrónico de barrido se clasificaron los sulfuros como Mss con temperaturas de equilibrio entre 1000 y 1100 °C (Figura 39), lo que en el caso de la harzburgita con espinela y granate LT-01 son 300 °C menos que lo obtenido mediante la geotermobarometría de silicatos; sin embargo, los sulfuros ubicados en esta muestra

están ubicados en su mayoría en zonas de reacción y venillas intersticiales, por lo que no están asociados al equilibrio entre diferentes silicatos.

Para la lherzolita con espinela SAL-5 se clasificaron los sulfuros como Mss con temperaturas de equilibrio de 1000 °C y como pentlandita de 700 °C (Kullerud *et al.*, 1969) aproximadamente (Figura 39), lo que coincide con los diferentes métodos utilizados en geotermobarometría, el cristal de Mss coincide con el método de equilibrio entre clinopiroxeno y ortopiroxeno (Brey y Köhler, 1990), mientras que la pentlandita da aproximadamente la misma temperatura que el método de equilibrio entre olivino y espinela (Ballhaus, 1991). Lo anterior indica una diferencia de aproximadamente 300°C entre la temperatura de equilibrio entre los piroxenos y la espinela con el olivino, que se correlaciona con la misma diferencia de temperatura existente entre el equilibrio de Mss y pentlandita, lo que al considerar el hecho de que ambos sulfuros se ubican en posiciones intersticiales, indicaría que el líquido sulfurado intersticial se enriqueció en Ni a medida que descendió la temperatura.

En el caso de las lherzolitas con granate y espinela SAL-4 y LT-5, no se realizó geotermobarometría de silicatos por lo que no es posible comparar, no obstante, las temperaturas de equilibrio de los sulfuros están en un rango intermedio entre aquellas obtenidas en la lherzolita con granate PA-LA7 y en la lherzolita con espinela SAL-5 mediante geotermobarometría de silicatos (Tabla 7).

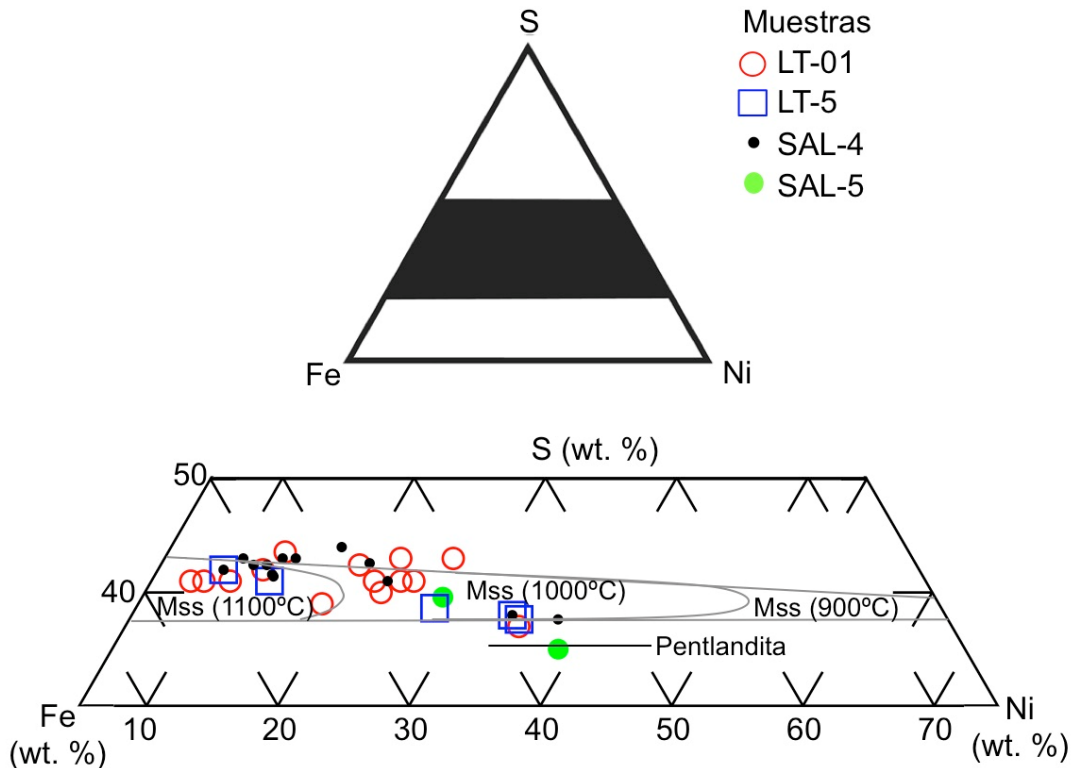
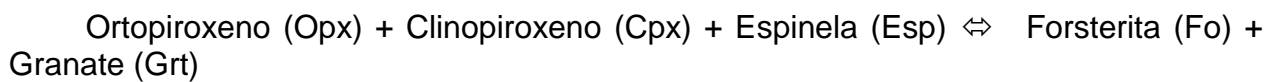


Figura 39. Diagrama Fe-S-Ni con campos de temperatura para Mss, modificado de Wang *et al.*, 2009.

#### 4.1.5 Origen de los xenolitos

La transición de peridotitas con espinela a aquellas con granate es fundamentalmente importante para el entendimiento de la petrología del manto superior. La localización de la transición en el espacio de presión y temperatura ayuda a constreñir la profundidad del origen de los xenolitos peridotíticos. Es por esto que muchos estudios teóricos y experimentales han tratado de localizar este límite, especialmente en el sistema simplificado CaO-MgO-Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>-SiO<sub>2</sub> (CMAS) (MacGegor, 1965; Kushiro y Yoder, 1966; O'Hara *et al.*, 1971; Herzberg, 1978; Jenkins y Newton, 1979; O'Neill, 1981; Gasparik, 1984, 2000; Wood and Holloway, 1984; Milholland y Presnall, 1998; Longhi y Baker, 1999; Klemme y O'Neill, 2000, Walter *et al.*; 2002). En el sistema CMAS, la transición subsólida es termodinámicamente univariante y es descrita por la reacción:



La reacción anterior permite explicar también los olivinos presentes como inclusiones dentro de granates, se sugiere que se formaron por la misma reacción a partir de peridotitas con espinela. Stern *et al.* (1999), a partir de zonaciones composicionales en clinopiroxenos, sugirió que las lherzolitas con espinela de Pali Aike habrían sufrido un enfriamiento mayor que 175 °C, y también planteó que este enfriamiento causó la descomposición de la espinela para formar granate y olivino.

La intersección de esta transición con el solidus de las lherzolitas crea un punto P-T invariante en el sistema CMAS (Figura 40).

En la Figura 40 se grafican la lherzolita con granate PA-LA7 y la harzburgita con granate y espinela LT-01 en un diagrama de presión y temperatura, en el cual además se observan diferentes límites de espinela y granate. A partir de esta figura se puede inferir que los granates de la muestra PA-LA7 presentarían menos evidencias de desequilibrio que aquellos de la muestra LT-01, lo que es consistente con la petrografía realizada, ya que en el primer caso, las espinelas solamente se identificaron en las coronas de reacción de los granates, mientras que en el segundo caso, se encontraron más granos de espinela y de mayor tamaño reaccionando con los granates (Figura 41). La lherzolita con espinela SAL-5, se ubicó en la Figura 40 considerando la temperatura estimada de 1065°C (Brey y Köhler, 1990) y el límite del campo de estabilidad de la espinela, así se pudo obtener una presión máxima de formación de este xenolito.



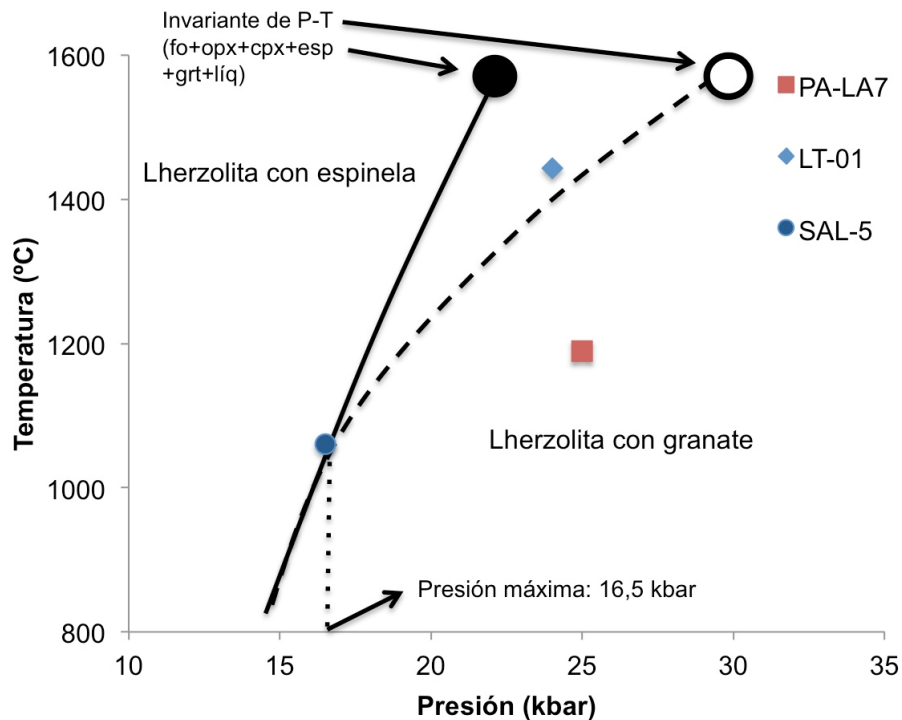


Figura 40. Diferentes determinaciones de la transición granate-espínela en el sistema CMAS y las localizaciones aproximadas de las muestras PA-LA7, LT-01 y SAL-5 a partir de las presiones y temperaturas calculadas. Notar que en el caso de la muestra SAL-5, se tiene una presión máxima de 16,5 kbar para la temperatura estimada y considerando el límite del campo de estabilidad de la espínela. Los círculos grandes representan los puntos P-T invariantes donde la transición subsolidus se intersecta con el solidus. La línea cortada es la transición determinada por Klemme y O'Neill, 2000, la cual es consistente con el punto invariante determinado por Milholland y Presnall (1998); y la línea continua es la determinada por Gasparik, 1984 y Jenkins y Newton, 1979, la cual es consistente con el punto invariante determinado por Longhi y Baker, 1999.

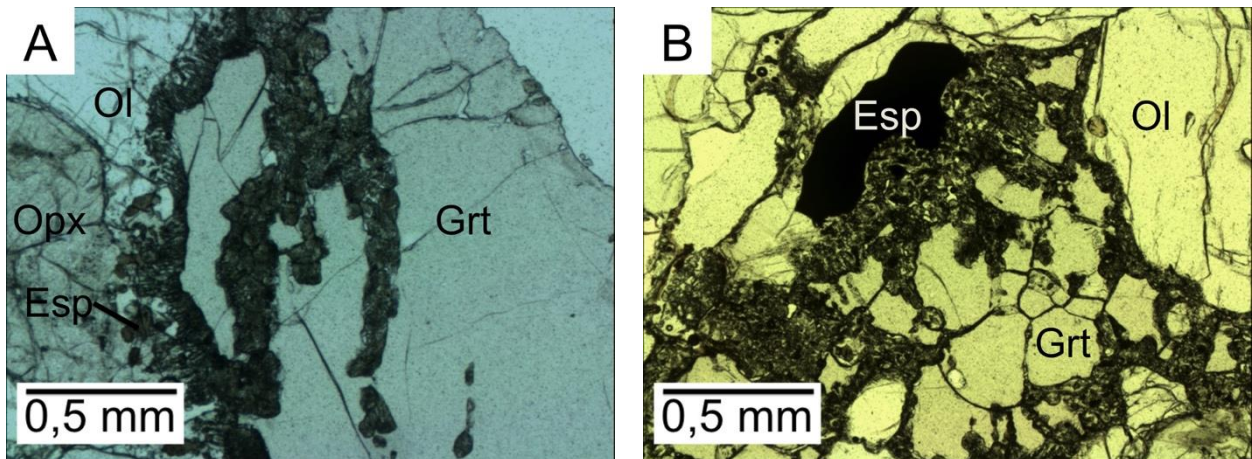


Figura 41. Comparación entre granates de muestra PA-LA7 (A) con aquellos de muestra LT-01 (B). En la imagen B se observa un mayor grado de desequilibrio, representado por un mayor porcentaje de espínelas y de mayor tamaño. Fotografías de microscopio petrográfico, a nícoles paralelos.

En estudios previos, el límite de la reacción granate-espínela se constriñó entre 1357 y 1500°C, mientras que la transición se limitó a temperaturas entre 1108 y 1545°C (Walter *et al.*, 2002). En el caso de Pali Aike, se puede establecer, a partir de las muestras estudiadas, que esta transición se encontraría al menos entre 1200 y 1450°C, lo que es consistente con los modelos realizados previamente. Las diferencias entre los modelos se pueden deber a la cinética de las reacciones de re-equilibrio, ya que evidentemente el tiempo que transcurrió, en esta particular área de presión y temperatura, fue insuficiente para completar los procesos de re-equilibrio. De esta forma se puede establecer que estas fases son metaestables en la zona de transición. Por otra parte, el rol del Cr en la estabilidad del granate y la espínela es fundamental, ya que en estudios previos se estableció que ambas fases pueden coexistir entre composiciones cuyo #Cr varía entre 0 y 1, como en este caso (Klemme, 2004).

La presión en la zona de transición de granate a espínela se estimó de 20 kbar a 1200°C y entre 26 y 27 kbar a 1500°C (Klemme y O'Neill, 2000), lo que es consistente con la presión de 24 kbar obtenida para esta zona en la región de Pali Aike.

Así es como a partir de geotermobarometría se puede establecer que la lherzolita con granate PA-LA7 y la harzburgita con espínela y granate LT-01 provienen de la zona de transición granate-espínela. A partir de la petrografía se pueden relacionar estas muestras con los otros xenolitos con granate y espínela, como lo son las muestras LT-5 y SAL-4. Sin embargo, por el porcentaje y tamaños de espínela, se podría inferir que estas dos últimas muestras se encuentran en un estado de desequilibrio similar al de la muestra LT-01.

Para el caso de la lherzolita con espínela SAL-5, no se calculó la presión con ningún geotermobarómetro, sin embargo, la ausencia de granate en esta muestra permite establecer que proviene de menor profundidad que aquellos que contienen este mineral. En esta muestra, se estimaron temperaturas de 1060 y 700°C aproximadamente, mediante diferentes geotermobarómetros, basados en silicatos, óxidos y en sulfuros, a partir de lo que se puede decir que: los piroxenos se equilibraron a aproximadamente 1065°C, mientras que las espínelas lo hicieron a 360°C menos; además, los sulfuros intersticiales se fueron enriqueciendo en Ni a medida que descendió la temperatura, lo que se evidencia mediante la presencia de Mss de 1000°C y pentlandita de 700°C (Figura 39). Mediante la Figura 40 y al considerar las temperaturas obtenidas para esta muestra se puede estimar una presión máxima de 16,5 kbar para su formación, debido a que se encuentra en el campo de estabilidad de la espínela.

La lherzolita con espínela SAL-1 se puede asociar genéticamente al xenolito SAL-5, sin embargo, esta muestra presenta un mayor grado de deformación, lo que se evidencia por su textura porfiroclástica y la alineación de las espínelas. La harzburgita con espínela RU-3 también se puede asociar genéticamente con el xenolito SAL-5, sin embargo, debido a su mineralogía, representaría una textura cumúlítica.

Al considerar tanto las evidencias petrográficas, como los modelos de fusión parcial y los resultados obtenidos mediante microscopio electrónico de barrido, se puede establecer un origen mixto para los sulfuros intersticiales encontrados en las

muestras estudiadas. Es decir, los sulfuros pueden provenir de fundidos sulfurados atrapados en residuos de manto durante eventos de fusión parcial (Szabo and Bodnar, 1995), que en este caso, habrían generado menos del 22% de fundido aproximadamente; y de la precipitación de fundidos/fluidos metasomáticos percoladores (Irving, 1980; Lorand *et al.*, 2003), que en este caso serían ricos en Fe y con menores cantidades de P y Na.

Con respecto a los bordes esponjosos identificados en algunos clinopiroxenos de las muestras, estos pueden ser producto tanto de los eventos de fusión parcial a los cuales fueron sometidas estas rocas, como del metasomatismo de los fundidos/fluidos ricos en Fe, sin embargo, no se encontraron grandes diferencias composicionales entre los núcleos y los bordes de estos cristales, por lo que finalmente, se atribuye esta textura a eventos de fusión parcial, dejando libre la posibilidad de fusión por descompresión. Lo anterior también se considera para la formación de *melt pockets*. De todas formas, sea cual sea el origen de estas texturas, los efectos son mínimos en la mineralogía primaria.

Si se consideran las evidencias de metasomatismo descritas en este trabajo, no se puede establecer una relación entre este evento con la zona de transición granate-espínela, pero si se puede decir, que este evento afectó principalmente a las harzburgitas, ya que en estas muestras (LT-01 y RU-3) se encontraron la mayoría de las evidencias, como por ejemplo: la presencia de venillas con composición de clinopiroxeno, la disminución de #Mg de los olivinos y piroxenos y la presencia de ilmenita. Como además se encontraron evidencias similares en la lherzolita con granate y espínela, se puede decir que el evento metasomático, no se relaciona directamente con el origen cumúlítico propuesto para las harzburgitas en el diagrama OSMA (Figura 37), ya que a las lherzolitas no se les asignó este origen.

En muchas espínelas se identificaron bordes enriquecidos en Fe, por lo se infiere que el evento metasomático que enriqueció las venillas intersticiales de sulfuros en Fe ocurrió dentro del rango o a menores presiones y temperaturas en las que las espínelas aparecen.

A grandes rasgos, se puede establecer que el agente metasomático se caracteriza por altas concentraciones de Al, Ti y Fe, y menores concentraciones de P y Na. Además, se puede establecer que el grado de metasomatismo es bajo, debido a que no se encontraron diferencias composicionales entre porfiroclastos y neoblastos, es decir, no hay evidencias químicas que permitan distinguir familias primarias y secundarias, desde este punto de vista.

#### **4.1.6 Consideraciones sobre la calidad de los datos químicos**

Como se observa en el Anexo C: Tablas de datos, muchos datos obtenidos mediante microsonda electrónica se recalcularon al 100%, esto debido a que los datos originales sobrepasaban un rango aceptable de error. Las causas de los errores en la medición de microsonda pueden ser múltiples, desde problemas con el metalizado de los cortes, hasta la no consideración de algún elemento que forma parte de las peridotitas. Sin embargo, al mirar los datos recalculados, se puede establecer que las proporciones de elementos se asemejan a aquellos que no fueron recalculados por tener un rango de error mucho menor, por lo que los primeros se consideraron como semi-cuantitativos, ya que las proporciones relativas entre los diferentes elementos es aceptable.

Por otra parte, las estimaciones de presión y temperatura realizadas en este trabajo están dentro del rango de aquellas calculadas en trabajos previos. Del mismo modo, los diagramas OSMA indican que aquellas muestras analizadas con SEM se ubican en los mismos campos que aquellas analizadas por microsonda.

Es por esto que a pesar de los errores en algunos análisis de microsonda, los resultados obtenidos a partir de esta información trabajada, se consideran aceptables.

## 5 Conclusiones

Los xenolitos peridotíticos estudiados están equilibrados tanto en facies de espinela como en facies de granate. Sus texturas y química mineral son el resultado de una historia marcada por procesos de fusión parcial, diferentes grados de deformación a altas temperaturas, metasomatismo y re-equilibrio en estado sólido.

A los bordes esponjosos identificados en algunos clinopiroxenos de las muestras estudiadas y a los *melt pockets* se les asigna un origen debido a diferentes eventos de fusión parcial, dejando libre la posibilidad de que sean producto de fusión por descompresión.

Las muestras estudiadas sufrieron bajos grados de deformación a altas temperaturas, lo que se evidenció por la predominancia de las texturas protogranulares, salvo en el xenolito SAL-1, en el cual se identificó textura porfiroclástica y alineación de espinelas, lo que indica un mayor grado de deformación (Mercier y Nicolas, 1975).

El agente metasomático que afectó a las peridotitas se caracteriza por tener altas concentraciones de Al, Ti y Fe, y menores concentraciones de P y Na. No se puede relacionar el evento metasomático con la zona de transición granate-espinela ni con el origen cumúlítico de las harzburgitas, por lo que se plantea que es de mucha mayor escala. A pesar de lo anterior, las evidencias son escasas y puntuales, por lo que se considera que el metasomatismo ocurrió en un bajo grado.

Los sulfuros se identificaron como minerales accesorios, en diferentes posiciones estructurales, dominando aquellos ubicados en venillas intersticiales y zonas de reacción en comparación con los incluidos en silicatos. La composición de la mayoría de éstos se estimó como Mss, y en menor medida pentlandita y pirrotina.

El origen de los sulfuros ubicados en venillas intersticiales y en zonas de reacción se consideró como mixto, originados tanto a partir de diferentes eventos de fusión parcial como a partir de fluidos/fundidos metasomáticos ricos en Fe y con menores cantidades de P y Na.

Mediante geotermobarometría se asignó un origen mantélico para la lherzolita con granate PA-LA7, la lherzolita con espinela SAL-5 y la harzburgita con granate y espinela LT-01. Para la primera se obtuvo una presión aproximada de 25 kbar y una temperatura de 1200 °C, para la segunda solamente se calculó la temperatura de forma fiable y se obtuvo un valor de 1100°C para los silicatos y de 700°C para los pares olivino-espinela y para la pentlandita, a partir de esto se estimó una presión máxima de formación de 16,5 kbar; y para la tercera se obtuvo una presión de 24 kbar a 1450 °C.

A partir el estudio textural se relacionaron las muestras a las cuales no se les realizó estimaciones de presión y temperaturas con aquellas a las que si se les realizó. De este modo se asigna un origen con condiciones similares para las muestras que contienen granate y espinela (LT-5, SAL-4 y LT-01); un origen con condiciones de mayor presión para la muestra con granate PA-LA7; y un origen de menor presión para

aquellas muestras con espinela SAL-1, SAL-5 y RU-3, donde SAL-1 presenta un mayor grado de deformación y RU-3 un origen cumúlítico.

La zona de transición de granate-espinela se pudo restringir a unas temperaturas entre 1200 y 1450°C y a una presión de 24 kbar, aproximadamente, lo que correspondería a una profundidad de 75 km de acuerdo a las estimaciones realizadas por Stern *et al.*, 1999.

Este estudio permitió asignar un origen estimado a cada xenolito, los cuales se ubicaron en diferentes posiciones dentro de la litósfera bajo Pali Aike, pero quedan bastantes interrogantes relativas a geotermobarometría, relación con la roca hospedante, inclusiones fluidas, contenido de tierras raras en silicatos, entre otros aspectos que quedan propuestos para realizar en el futuro.

## 6 Bibliografía

Allègre, C.J., Poirier, J.P., Humler, E., Hofmann, A.W., (1995). The chemical composition of the earth. *Earth Planet. Sci. Lett.* 134, 515–526.

Arai S. (1994). Characterisation of spinel peridotites by olivine  $\pm$  spinel compositional relationships: review and interpretation. *Chem. Geol.* 113: 191±204.

Ballhaus C., Berry R. F., and Green D. H. (1991). High pressure experimental calibration of the olivine-orthopyroxene-spinel oxygen barometer: implications for the oxidation state of the upper mantle. *Contrib. Mineral. Petrol.* 107, 27–40.

Barker, P.F., Burrell, J., (1977). The opening of Drake Passage. *Mar. Geol.* 25, 15–34.

Barker, P.F., Dalziel, I.W.D., (1983). Progress in geodynamics of the Scotia Arc region. In: Cabre, R. (Ed.), *Geodynamics of the eastern Pacific region, Caribbean and Scotia Arcs. Geodyn. Ser. 9.* AGU, Washington, DC, pp. 137–170.

Barker, P.F., Dalziel, I.W.D., Storey, B.C., (1991). Tectonic development of the Scotia Arc region. In: Tingey, R. (Ed.), *Geology of Antarctica.* Oxford University Press, New York, pp. 215–248.

Brey G. and Köhler T. (1990). Geothermobarometry in four-phase lherzolites. II: New thermobarometers and practical assessment of existing thermobarometers. *J. Petrol.* 31, 1352–1378.

Cabri, LJ (1973). New data on phase relation in the Cu-Fe-S system. *Econ Geol* 68:443-454.

Cande, S.C., Leslie, R.B., (1986). Late Cenozoic tectonics of the Southern Chile Trench. *J. Geophys. Res.* 91, 471–496.

Corbella, H., Chelotti, L., Pomposiello, C., (1996). Neotectónica del rift Jurásico austral en Pali Aike, Patagonia Extrandina, Santa Cruz, Argentina. In: XIII Congreso Geológico Argentino y III Congreso de Exploración de Hidrocarburos, Actas, II, 383–393.

Cunningham, W.D., (1993). Strike-slip faults in the southernmost Andes and the development of the Patagonian Orocline. *Tectonics* 12, 169–186.

DeHoog, J.C.M., Hattori, K.H., Hoblitt, R.P. (2004). Oxidized sulfur-rich mafic magma at Mount Pinatubo, Philippines. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 146, 750-761.

Dick H.J.B., Bullen T. (1984). Chromian spinel as a petrogenetic indicator in abyssal and alpine-type peridotites and spatially associated lavas. *Contrib Mineral Petrol* 86: 54±76.

Diraison, M., Coppold, P.R., Gapais, D., Rossello, E.A., (1997). Magellan Strait: part of a Neogene rift system. *Geology* 25 (8), 703–706.

Douglas, B.J., Saul, S.L., Stern, C.R., (1987). Rheology of the upper mantle beneath southernmost South America inferred from peridotite xenoliths. *J. Petrol.* 95, 241-253.

D'Orazio, M., Agostini, S., Mazzarini, F., Innocenti, F., Manetti, P., Haller, M., y otros, (2000). The Pali Aike Volcanic Field, Patagonia: *slab-window* magmatism near the tip of South America. *Tectonophysics* , 321, 407-427.

Forsythe, R.D., Nelson, E.P., Carr, M.J., Kaeding, M.E, Herve, M., Mpodozis, C., Soffia, J.M., Harambour, S., (1986). Pliocene near-trench magmatism in southern Chile: A possible manifestation of ridge collision. *Geology* 14, 23–27.

Futa, K., Stern, C.R., (1988). Sr and Nd isotopic and trace element composition of Quaternary volcanic centers of southern Andes. *Earth Planet. Sci. Lett.* 88, 253–263.

Gasparik T. (2000). An internally consistent thermodynamic model for the system CaO-MgO-Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>-SiO<sub>2</sub> derived primarily from phase equilibrium data. *J. Geol.* 108, 103-119.

Guo J., Griffin W. L. and O'Reilly S. Y., (1999). Geochemistry and origin of sulphide minerals in mantle xenoliths: Qilin, South-eastern China. *J. Petrol.* 40, 1125–1149.

Herzberg C.T. (1978). Pyroxene geothermometry and geobarometry: Experimental and thermodynamic evaluation of some subsolidus phase relations involving pyroxenes in the system CaO-MgO-Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>-SiO<sub>2</sub>. *Geochim. Cosmochim. Acta.* 42, 945-957.

Hofmann, A.W., (1988). Chemical differentiation of the Earth: relationship between mantle, continental crust and oceanic crust. *Earth Planet. Sci. Lett.* 91, 271–285.

Irving A. J., (1980). Petrology and geochemistry of composite ultramafic xenoliths in alkalic basalts and implications for magmatic processes within the mantle. *Am. J. Sci.*, 389–426.

Jenkins D.M. y Newton R.C. (1979). Experimental determination of the spinel peridotite to garnet peridotite inversion at 900°C and 1000°C in the system CaO-MgO-Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>-SiO<sub>2</sub>, and at 900°C with natural garnet and olivine. *Contrib. Mineral. Petrol.* 68. 407-419.

Johnson K.T.M., Dick H.J.B., Shimizu N. (1990). Melting in the oceanic upper mantle: an ion microprobe study of diopsides in abyssal peridotites. *J Geophys Res* 95: 2661-2678.

Kempton, P.D., Lopez-Escobar, L., Hawkesworth, C.J., Pearson, G., Ware, A.J., (1998<sup>a</sup>). Spinel ± Garnet Iherzolite Xenoliths from Pali Aike, Part 1. Petrography, Mineral Chemistry and Geothermobarometry, in press.



Kempton, P.D., Hawkesworth, C.J., Lopez-Escobar, L., Ware, A.J., (1998<sup>b</sup>). In: Spinel ± Garnet Lherzolite Xenoliths from Pali Aike, Part 2. Trace Element and Isotopic Evidence Bearing on the Evolution of Litospheric Mantle Beneath Southern Patagonia, in press.

Kilian, R.; Stern, C.R. (2002). Constraints on the interaction between slab melts and the mantle wedge from adakitic glass in peridotite xenoliths. *European Journal of Mineralogy*, Vol. 14, p. 25-36.

Klemme S. y O'Neill H.S. (2000) The near-solidus transition from garnet lherzolite to spinel lherzolite. *Contrib. Mineral. Petrol.* 138, 237-248.

Klemme S. (2004). The influence of Cr on the garnet-spinel transition in the Earth's mantle: experiments in the system MgO-Cr<sub>2</sub>O<sub>3</sub>-SiO<sub>2</sub> and thermodynamic modelling. *Lithos* 77 (2004) 639-646.

Klepeis, K.A., (1994). The Magallanes and Deseado fault zones, major segments of South American–Scotia transform plate boundary in southernmost South America, Tierra del Fuego. *J. Geophys. Res.* 99, 22001–22014.

Köhler, T. P. & Brey, G. P. (1990). Calcium exchange between olivine and clinopyroxene calibrated as geothermobarometer for natural in spinel-wehrlite xenoliths peridotites from 2 to 60 Kb with applications. *Geochimica et Cosmogroup, Antarctica*.

Kullerud, G., Yund, R. A., and Moh, G. H., (1969). Phase relations in the Cu-Fe-S, Cu-Ni-S, Fe-Ni-S systems, in Wilson, H. D., ed., *Magmatic ore deposits: Economic Geology Monograph*, v. 4, p. 323-343.

Kushiro I. y Yoder H.S. (1966). Anorthite-forsterite and anorthite-enstatite reactions and their bearing on the basalt-eclogite transformation. *J. Petrol.* 7, 337-362.

Linares, E., Gonzalez, R.R., (1990). Catálogo de edades radiométricas de la República Argentina 1957–1987. In: *Asociación Geológica Argentina Publicaciones Especiales Serie B* 19, 628 pp.

Longhi J. y Baker M.B. (1999). The spinel/garnet transition in CMAS. EOS, AGU Fall Meeting 80, (Suppl No. 17) p S379.

Lorand J.P. (1987). Caractères mineralogiques et chimiques généraux des microphases du système Cu-Fe-Ni-S dans les roches du manteau supérieur: exemples d'hétérogénéités en domaine sub-continentale. *Bull.Soc. Geol. Fr.* 4, 643-656.

Lorand J.-P., Reisberg L. and Bedini R. M. (2003). Platinum-group elements and melt percolation processes in Sidamo spinel peridotite xenoliths, Ethiopia, East African rift. *Chem. Geol.* 196, 57–75.

MacGregor I.D. (1965). Stability fields of spinel and garnet peridotites in the synthetic system CaO-MgO-Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>-SiO<sub>2</sub>. *Carnegie Inst. Wash. Year book* 65, 126-134.

McDonough, W.F., Sun, S.S., (1995). The composition of the Earth. *Chem. Geol.* 120, 223–253.

Mella, P., (2001). Control tectónico en la evolución de la cuenca de antepaís de Magallanes, XII Región, Chile. Tesis, Universidad de Concepción, Departamento de Ciencias de la Tierra.

Mercer, J.H., (1976). Glacial history of southernmost South America. *Quat. Res.* 6, 125–166.

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

Meglioli, A., (1992). Glacial geology and geochronology of southernmost Patagonia and Tierra del Fuego, Argentina and Chile. Ph.D. dissertation, Leigh University, Bethlehem, PA.

Millholland C.S. y Presnall D.C., (1998). Liquidus phase relations in the CaO-MgO-Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>-SiO<sub>2</sub> system at 3,0 GPa: the aluminous pyroxene ternary divide and high pressure fractionation of picritic and komatitic magmas. *J. Petrol.* 39, 3-27.

Morimoto, N. (1988). Nomenclature of pyroxenes. *Mineralogy and Petrology*, 39(1), 55- 76.

Nimis P., Taylor W.R., (2000). Single clinopyroxene thermobarometry for garnet peridotites. Part I. Calibration and testing of Cr-in-Cpx barometer and an enstatite in Cpx thermometer. *Mineral Petrol.* 139, 541-554.

Niu, Y., (1997). Mantle melting and melt extraction processes beneath ocean ridges: evidence from abyssal peridotites. *J Petrol* 38: 1047-1074.

O'Hara M. J., Richardson S., y Wilson G. (1971) Garnet-peridotite stability and occurrence in crust and mantle. *Contrib. Mineral Petrol.* 32, 48-68.

O'Neill H.S. (1981). The transition between spinel lherzolite and garnet lherzolite, and its use as a geobarometer. *Contrib. Mineral. Petrol.* 77, 185-194.

Palme, H., Nickel, K.G., (1985). Ca-Al ratio and composition of the Earth's upper mantle. *Geochim. Cosmochim. Acta* 49, 2123 – 2132.

Pearce J.A., Barker P.F., Edwards S.J., Parkinson I.J., Leat P.T. (2000). Geochemistry and tectonic significance of peridotites from the South Sandwich arc-basin system, South Atlantic. *Mineral Petrol*, 139, 36-53.

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

Pelayo, A.M., Wiens, D.A., (1989). Seismotectonics and relative plate motion in the Scotia Sea region. *J. Geophys. Res.* 94, 7293–7320.

Putirka KD (2008) Thermometers and barometers for volcanic systems. *Rev Mineral Geochem* 69:61–120.

Ramos, V. (1989). Late Proterozoic-Early Paleozoic of South America - a collisional history. *Episodes* 11, 168-174.

Ringwood, A.E., (1979). *Origin of the Earth and Moon*. Springer-Verlag, New York.

Sautter, V., Harte, B., (1988). Diffusion gradients in an eclogite xenolith from the Roberts Victor Kimberlite Pipe: 1. Mechanism and evolution of garnet exsolution in Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>-rich clinopyroxene. *J. Petrol.* 29, 1325–1352.

Shervais, J.W., (1982). Ti–V plots and the petrogenesis of modern and ophiolitic lavas. *Earth Planet. Sci. Lett.* 59, 101–118.

Selverstone, J., Stern, C.R., (1983). Petrochemistry and recrystallization history of granulite xenoliths from the Pali-Aike volcanic field, Chile. *Am. Mineral.* 68, 1102–1112.

Singer, B.S., Ton-That, T., Vincze, T., Rabassa, J., Roig, C., Brunstad, K., (1997). Timescale of late Cenozoic climate change in the southern hemisphere from <sup>40</sup>Ar/<sup>39</sup>Ar dating of Patagonia lavas. *Terra Abs., Eur. Union Geosci.* 9 (9), 65–66.

Skewes, M.A., Stern, C.R., (1979). Petrology and geochemistry of alkali basalts and ultramafic inclusions from the Pali-Aike volcanic field in southern Chile and the origin of the Patagonian plateau lavas. *J. Volcanol. Geotherm. Res.* 6, 3–25.

Stern, C. R., Kilian, R., Olker, B., Hauri, E. H., y Kyser, T. K., (1999). Evidence from mantle xenoliths for relatively thin (<100 km) continental lithosphere below the Phanerozoic crust of southernmost South America. *Lithos* , 48, 217-235.

Streckeisen A., (1976). To every plutonic rock its proper name. *Earth Sci. Rev.* 12, 1–33.

Sun, S.S., McDonough, W.F., (1989). Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts, implications for mantle composition and processes. In: Saunders, A.D., Norry, M.J. (Eds.), *Magmatism in the Ocean Basins*. *Geol. Soc. London, Spec. Publ.* 42., 313–345.

Sylvester, A.G., (1988). Strike-slip faults. *Geol. Soc. Am. Bull.* 100, 1666–1703.

Szabo C. and Bodnar R. J. (1995) Chemistry and origin of mantle sulfides in spinel peridotite xenoliths from alkaline basaltic lavas, Nograd-Gomor volcanic field, northern Hungary and southern Slovakia. *Geochim. Cosmochim. Acta* 59, 3917–3927.

Turcotte, D.L., Schubert, G., (1982). *Geodynamics: Applications of Continuum Physics to Geological Problems*. Wiley, New York. 450 pp.

Verhoogen J. (1956). Temperatures within the earth. *Phys. Chem. Earth* 1, 17–43.

Walter M., Katsura T., Kubo A., Shinmei T., Nishikawa O., Ito E., Leshner C., y Funakoshi K. (2002). Spinel-garnet lherzolite transition in the system CaO-MgO-Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>-SiO<sub>2</sub> revisited: An in situ X-ray study. *Geochim. Cosmochim. Acta* 66, 12, 2109-2121.

Wang J., Hattori K., Li J., Stern C. (2008). Oxidation state of Paleozoic subcontinental lithospheric mantle below the Pali Aike volcanic field in southernmost Patagonia. *Lithos* 105: 98-100.

Wang J., Hattori K., Stern C. (2008). Metasomatic origin of garnet orthopyroxenites in the subcontinental lithospheric mantle underlying Pali Aike volcanic field, southern Sout America. *Miner. Petrol.* 94: 243-258.

Werling, F., Altherr, R., (1997). Thermal evolution of the litho- sphere beneath the French Massif Central as deduced from geothermobarometry on mantle xenoliths. *Tectonophysics* 275, 119–141.

White, R.S., (1993). Melt production rates in mantle plumes. In: Cox, K.G., McKenzie, D.P., White, R.S. (Eds.), *Philos. Trans. R. Soc. London* 342, 137–153.

Witt-Eickschen, G., Seck, H.A., (1991). Solubility of CaO and Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> in orthopyroxene from spinel peridotite: an improved version of an empirical geothermometer. *Contrib. Mineral. Petrol.* 106, 431–439.

Wood B.J. y Holloway J.R. (1984). A thermodynamic model for subsolidus equilibria in the system CaO-MgO-Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>-SiO<sub>2</sub>. *Geochim. Cosmochim. Acta* 48, 159-176.

## 7 Anexos


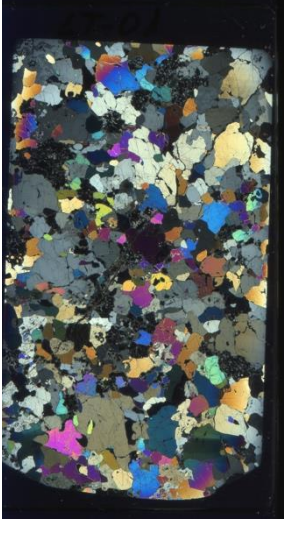
### 7.1 Anexo A: Descripción petrográfica macroscópica de xenolitos ultramáficos

Tabla 8. Tabla resumen de las descripciones macroscópicas de los xenolitos ultramáficos.

No.	Localidad	Código	Tamaño de muestra [cm]	Tamaño relativo de cristales	Estructura / Fábrica	Mineralogía	Clasificación de Mano	Presencia de vidrio
1	Salsa	SAL-1	7 x 8 x 14	Equigranular	Homogénea / Isótropa	Ol, Plg, Esp, (Opx)	Dunita con Esp	Sí
2		SAL-2	6 x 8,5 x 6	Equigranular	Homogénea / Isótropa	Ol, Opx, Cpx, Esp	Lherzolita con Esp	Sí
3		SAL-3	7 x 7 x 12	Equigranular	Homogénea / Isótropa	Ol, Cpx, Opx, Esp	Lherzolita con Esp	Sí
4		SAL-4	7 x 10 x 8,9	Equigranular	Homogénea / Isótropa	Ol, Cpx, Opx, Grt, Esp	Lherzolita con Esp y Grt	No
5		SAL-5	6 x 7 x 11	Inequigranular	Homogénea / Isótropa	Ol, Opx, Cpx, Esp	Lherzolita con Esp	Sí
6	El Ruido	RU-1	8 x 8 x 8	Equigranular	Homogénea / Isótropa	Ol, Cpx, Opx, Esp	Lherzolita o Wherlita con Esp	Sí
7		RU-2	6 x 6,5 x 8	Equigranular	Homogénea / Isótropa	Ol, Cpx, Esp	Dunita con Esp	Sí
8		RU-3	5 x 10 x 5,5	Inequigranular	No homogénea / Anisótropa	Ol, Opx	Dunita	Sí
9		RU-4	5 x 7,5 x 5,5	Equigranular	Homogénea / Isótropa	Ol, Cpx, Opx, Esp	Lherzolita con Esp	Sí
10		RU-5	6 x 6,5 x 8	Equigranular	No homogénea / Anisótropa	Ol, Cpx, Opx, Esp	Lherzolita o Wherlita con Esp	Sí
11	Laguna Ana	PA-LA1	6 x 4 x 6	Inequigranular	Homogénea / Isótropa	Ol, Cpx, Opx, Esp	Lherzolita con Esp	No
12		PA-LA2	5 x 12 x 15	Inequigranular	Homogénea / Isótropa	Opx, Ol, Esp	Ortopiroxenita con Esp	No
13		PA-LA3	6 x 9 x 7	Equigranular	Homogénea / Isótropa	Ol, Opx, Esp, Cpx	Piroxenita con Esp	No
14		PA-LA4	8 x 10 x 7	Equigranular	Homogénea / Isótropa	Ol, Opx, Cpx, Esp	Lherzolita con Esp	No
15		PA-LA5	5 x 7 x 6,5	Equigranular	Homogénea / Isótropa	Ol, Opx, Cpx, Esp	Harzburgita con Esp	Sí
16		PA-LA6	5 x 6,5 x 5	Inequigranular	Homogénea / Isótropa	Ol, Opx, Grt, Cpx	Harzburgita con Grt	No
17		PA-LA7	10 x 12 x 10	Inequigranular	No homogénea / Anisótropa	Ol, Cpx, Grt	Lherzolita con Esp y Grt	No
18	Laguna Timones	LT-1	5 x 7,5 x 4,5	Inequigranular	Homogénea / Isótropa	Opx, Ol	Ortopiroxenita	Sí
19		LT-2	6 x 8 x 6	Inequigranular	Homogénea / Isótropa	Ol, Opx, Cpx, Esp	Lherzolita con Esp	Sí
20		LT-3	5 x 6,5 x 6,5	Inequigranular	Homogénea / Isótropa	Ol, Opx	Harzburgita	Sí
21		LT-4	6 x 7,5 x 7	Inequigranular	No homogénea / Isótropa	Ol, Opx, Cpx, Esp	Lherzolita con Esp	No
22		LT-5	5 x 11 x 8	Inequigranular	Homogénea / Anisótropa	Opx, Ol, Cpx, Esp	Lherzolita con Esp	No
23		LT-6	5 x 9,5 x 10,5	Inequigranular	Homogénea / Isótropa	Opx, Ol, Cpx, Esp	Ortopiroxenita con Esp	No
24	Brazo Norte	BN1-1	5 x 8 x 9	Equigranular	Homogénea / Isótropa	Ol, Opx, Cpx, Esp	Lherzolita con Esp	Sí
25		BN1-2	5 x 8 x 6	Equigranular	Homogénea / Isótropa	Ol, Cpx, Esp, Opx	Lherzolita con Esp	No

## 7.2 Anexo B: Descripción petrográfica inicial de los cortes transparentes

Tabla 9. Ficha de descripción de la sección LT-01.

Código Sección		LT-01
Imagen escaneada a nícoles paralelos		Imagen escaneada a nícoles cruzados
		
<b>I. Texturas</b>		
Protogranular con tendencia a porfiroclástica.	Se observa que los cristales de olivino y ortopiroxeno son los de mayor tamaño en la sección llegando hasta los 6 mm de diámetro, mientras que los cristales de espinela y granate son de menor tamaño, hasta los 2 mm de diámetro en el caso del clinopiroxeno y granate, mientras que la espinela es aún más pequeña e irregular (hasta 1 mm de diámetro). Se observa leve evidencia de deformación en algunos cristales de olivino y ortopiroxenos, como extinción ondulante.	
Textura coronítica	Se observan coronas de reacción alrededor de los cristales de granate y espinela, formando agregados microcristalinos de ortopiroxeno principalmente y con menores cantidades de olivino.	
Poikilítica	Se observan grandes cristales de ortopiroxeno englobando cristales subredondeados más pequeños de olivino (de hasta 0,7 mm de diámetro).	
<b>II. Mineralogía</b>		
Ortopiroxeno	Se pueden distinguir al menos 3 familias de tamaños: los más grandes, que llegan a tener diámetros de hasta 6 mm, caracterizados por un marcado clivaje, largo lento, pleocroísmo leve entre incoloro y marrón amarillento muy claro. Presentan estructuralidad baja e integridad alta, presentan bordes lobulados y algunos granos presentan texturas de desequilibrio en su interior con desarrollo de cristales de cpx, opx y granate. La otra familia de opx es la de los bordes de reacción, de mucho menor tamaño (0,05 mm), baja estructuralidad y alta integridad, bordeando cristales de granate y espinela. La última familia es de tamaño intermedio, de tamaño menor a 1 mm pero distinguible, sin orientación particular, estructuralidad baja e integridad alta. Se observan muchos cristales	

	recristalizados a cristales de menor tamaño.
Granate	Estructuralidad baja e integridad alta, presentan algunos bordes lobulados y otros más rectos. Se restringen a pequeños dominios junto con espinela y ortopiroxeno principalmente. Hay al menos dos poblaciones de tamaños. Los más grandes de diámetro 0,7 mm y otros más pequeños junto con los cristales fibrosos de ortopiroxeno y con pequeños cristales de espinela. También se encuentra de la misma manera dentro de cristales de ortopiroxeno. Tienen muy alto relieve y son isótopos.
Espinela	Es de color pardo oscuro, casi negro y conforma cristales anhedrales o vermiculares (con ortopiroxeno), también se observan cristales subredondeados en los dominios con granate (fuera y dentro de ortopiroxeno). Son de tamaño aproximado de 0,1 mm de radio, no presentan forma definida. Es prácticamente opaca y en luz reflejada es de color gris claro. También se observa espinela intersticial, entre cristales de ortopiroxeno.
Olivino	Se observan al menos dos poblaciones, donde prima la de tamaño de diámetro 1,5 mm. Incoloro a nícoles paralelos y alto color de interferencia. Presenta fracturas. Estructuralidad media a baja. Integridad alta. Presentan bordes lobulados.
Sulfuros	Se logran distinguir pequeños sulfuros de tamaño 0,05 mm hasta 0,1 mm restringidos a zonas de <i>melt pockets</i> o alrededores. También se encuentran en las vetillas y al igual que el caso anterior, son de muy bajo tamaño.
III. Estructuras	
Venillas	Se observan venillas de vidrio, con microlitos de clinopiroxeno y ortopiroxeno solo en algunas zonas de la vetilla. Su espesor es de 0,2 mm aproximadamente y corta cristales de opx, cpx y también <i>melt pockets</i> por lo que se infiere que es un evento posterior.


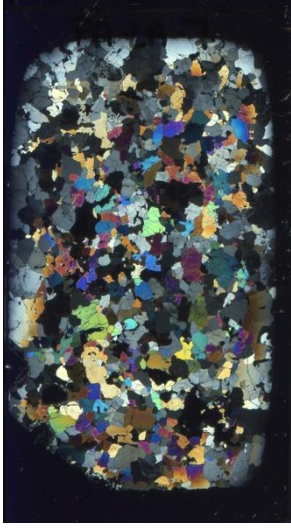
Tabla 10. Ficha de descripción de la sección LT-5.

Código Sección		LT-5	
Imagen escaneada a nícoles paralelos		Imagen escaneada a nícoles cruzados	
			
<b>I. Texturas</b>			
Protogranular con tendencia a porfiroclástica.	<p>Se observan diferentes poblaciones de tamaño. Los cristales más grandes, definidos como porfiroclastos, son de olivino y ortopiroxeno, mientras que los neoblastos son de olivino, ortopiroxeno, clinopiroxeno, espinela y granate. Se define como una textura de transición debido a que hay ciertos cristales que presentan bandas kink (y extinción ondulante) y al mismo tiempo hay otros que están levemente alargados, además los cristales más pequeños de olivino se encuentran con algo de poligonización. Los porfiroclastos de ortopiroxeno son los de mayor tamaño, hasta 8 mm de diámetro y en promedio de 6 a 4 mm; los de olivino son de tamaño similar y de diámetro hasta 4 mm existiendo algunos más pequeños. En general no se observa ninguna orientación preferencial, es por esto que se define como transicional. Por otra parte los cristales de granate y espinela tienen tamaños aproximados de 1 mm y 0,7 mm de diámetro respectivamente, rodeando a estos cristales se observa ortopiroxeno microcristalino.</p>		
Textura coronítica	<p>Alrededor de cristales de granate y espinela se observan cristales de opx microcristalinos.</p>		
Poikilítica	<p>Se observan cristales de ortopiroxeno englobando pequeños cristales subredondeados de olivino y clinopiroxeno.</p>		
<b>II. Mineralogía</b>			
Ortopiroxeno	<p>Se observan al menos tres poblaciones de tamaño (porfiroclastos, neoblastos y microcristalino). Los porfiroclastos tienen tamaño hasta 8 mm de diámetro, esta población de tamaño, al igual que los neoblastos, presentan buena integridad y baja estructuralidad, bordes curvos a lobulados. Dentro de algunos cristales se encuentran englobados otros de clinopiroxeno. Se observan de</p>		



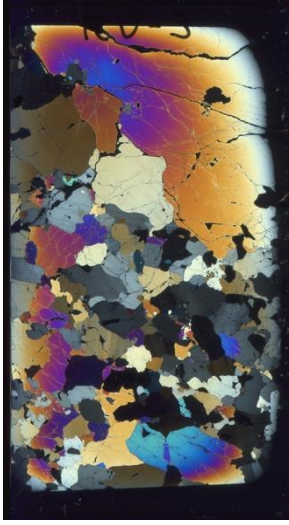
	color marrón a nícoles paralelos y blanco a gris de primer orden a nícoles cruzados. Presentan clivaje bien desarrollado y son largo lento. En cuando a los neoblastos, son de tamaños hasta 1 mm pero distinguibles y se presentan al igual que los porfiroclastos. Por otra parte, los cristales microcristalinos son fibrosos y se encuentran bordeando cristales de espinela y granate y su tamaño es menor a 0,05 mm, se distinguen por el color de interferencia blanco a gris.
Olivino	Se ven de tamaños similares, variando en el rango entre 2 a 4 mm de diámetro. Presentan baja estructuralidad y alta integridad. A nícoles paralelos se ven incoloros y a nícoles cruzados se ven entre naranja, violeta y azul entre el 2º y 3er orden. Presentan leve pleocroísmo entre incoloro y azul/violeta. No están tan fracturados.
Clinopiroxeno	Se observan cristales hasta de 3 mm, pero en promedio son de 1 mm de diámetro. Unos pocos cristales se encuentran como microcristales junto a los de opx alrededor de granate y espinela. Estructuralidad baja e integridad alta. Bordes no definidos. A nícoles paralelos se ven incoloros a amarillentos. Pleocroísmo débil. A nícoles cruzados se ven anaranjados de primer orden a tonos verdosos del segundo orden. Clivaje pobremente desarrollado. Al igual que el ortopiroxeno, se encuentra rodeando cristales de espinela y granate.
Granate	Se observan cristales de granate junto con espinela generalmente. Tienen diámetro de aproximadamente 0,7 mm con textura coronítica rodeados de microcristales de ortopiroxeno y en mucha menor cantidad clinopiroxeno. Estructuralidad baja e integridad alta. Presentan bordes lobulados (como si hubieran sido "comidos"). Incoloros a nícoles paralelos. Isótopos. Algunos cristales presentan espinela en su interior y ortopiroxeno microcristalino alrededor de esta. Se observan al menos dos poblaciones de tamaño de granate: los de diámetro 0,7 mm y otros más pequeños (0,1 mm aproximadamente), ambas poblaciones poseen las mismas característica.
Espinela	Es de color pardo oscuro a negro a nícoles paralelos. Tamaños varían hasta 1 mm de radio. Estructuralidad baja e integridad alta. Presenta textura coronítica al igual que el granate. Se encuentran restringidos a dominios cercanos a granate donde se ven diferentes tamaños. Algunos cristales presentan otros de granate en su interior de mucho menor tamaño. Se encuentran en contacto con ortopiroxeno principalmente. Los cristales más grandes tienen formas subhedrales vermiculares mientras que los más pequeños se ven algo más euhedrales.
Sulfuros	Se observan sulfuros en zonas aleatorias de la sección, mientras que otros se encuentran cercanos a granate y espinela.
III. Estructuras	
	No se observan estructuras predominantes

Tabla 11. Ficha de descripción de la sección PA-LA7.

Código Sección		PA-LA7
Imagen escaneada a nícoles paralelos		Imagen escaneada a nícoles cruzados
		
<b>I. Texturas</b>		
Protogranular	Se observan cristales con tamaños relativamente similares y con algunas evidencias de deformación leve, como extinción ondulante. El diámetro de los cristales varía entre 0,5 a 4 mm siendo los más grandes los de ortopiroxeno, olivino y granate, mientras que los más pequeños son de clinopiroxeno y espinela. Se observan espinelas rodeando a granate y son de tamaño mucho menor (0,1 mm en promedio). Los cristales en general no presentan bordes rectos.	
Coronítica	Se observa el desarrollo de cristales fibrosos y microcristalinos de ortopiroxeno y espinela alrededor de los cristales de granate. La espinela se ve de mayor tamaño. Algunos cristales de espinela presentan bordes muy rectos mientras que otros se ven totalmente anhedrales. Hay que notar también que esta textura no se da sólo en los bordes de los cristales, sino también por dentro, como si un cristal de granate estuviera siendo “comido”.	
Poikilítica	Se observan cristales de clinopiroxeno y ortopiroxeno englobando cristales redondeados de olivino.	
<b>II. Mineralogía</b>		
Clinopiroxeno	Tamaños entre 0,5 y 2 mm de diámetro. Presentan estructuralidad baja e integridad alta. Presenta pleocroísmo débil en tonos amarillos claros a incoloro. A nícoles cruzados se ve anaranjado de fines del primer orden a verde claro o celeste del segundo orden. Clivaje pobremente desarrollado. Algunos cristales presentan extinción ondulante, lo que podría indicar cierta evidencia de deformación.	
Ortopiroxeno	Los tamaños varían entre 1 a 4 mm de diámetro. Presentan estructuralidad baja e integridad alta. Bordes irregulares. Una familia de microcristales se encuentra bordeando los cristales de granate y también se observan en <i>melt pockets</i> (uno solo), junto con espinela en ambos casos. Son cristales marrones a nícoles paralelos y con poco o nada de pleocroísmo a incoloro. Clivaje fuertemente	


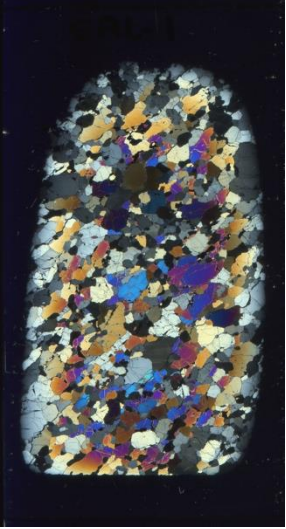
	desarrollado en una y dos direcciones dependiendo de la sección que se vea. A nícoles cruzados se ve blanco o gris de primer orden. Algunos cristales presentan lamelas de exsolución de clinopiroxeno.
Olivino	En general de tamaño hasta 3 mm de diámetro. Presentan estructuralidad baja e integridad alta. Algunos cristales presentan evidencias de deformación como por ejemplo kink bands, lo que se distingue por la extinción ondulante. Presentan pleocroísmo entre tonos rosados claros y azules violetas. Se ven “limpios”. Presentan fracturas irregulares. A nícoles cruzados se ven azules o violetas del tercer orden.
Granate	Tamaño entre 3 y 4 mm de diámetro. Alta integridad y baja estructuralidad . Incoloros a nícoles paralelos. Isótropos. Presentan bordes de reacción (textura coronítica) con microcristales de espinela y ortopiroxeno. Se ven “limpios” y con algunas fracturas menores.
Espinela	Tamaños entre 0,1 y 0,3 mm. Formas irregulares de algunos cristales y otros con bordes más rectos. Estructuralidad variable e integridad alta. Isótropa. Se encuentra restringida a bordes de reacción de los granates. A nícoles paralelos se ve de color marrón oscuro.
Sulfuros	Se observan sulfuros de tamaño 0,05 mm alrededor de cristales de granate alterados a espinela (en este dominio principalmente)
III. Estructuras	
<i>Melt Pocket</i>	Se logran ver acumulaciones de ortopiroxeno y en menor cantidad clinopiroxeno de tamaño microcristalino, similar a lo que se encuentra en los bordes de reacción pero sin granate en este caso, sólo con espinela. Puede corresponder a un cristal o varios cristales de granate que ya reaccionaron completamente, no se observa vidrio. Se encuentra en medio de cristales de ortopiroxeno y clinopiroxeno.

Tabla 12. Ficha de descripción de la sección RU-3.

Código Sección		RU-3
Imagen escaneada a nícoles paralelos		Imagen escaneada a nícoles cruzados
		
<b>I. Texturas</b>		
Protogranular pasando Porfiroclástica	a	Se observan una familia de mayor tamaño de olivino y ortopiroxeno, siendo los primeros de gran tamaño (hasta 1,3 cm de diámetro y en promedio varía entre 6 y 7 mm; mientras que el ortopiroxeno varía entre 3 y 4 mm de diámetro). Estos se pueden definir como porfiroclastos. La mayoría de estos presentan extinción ondulante (ortopiroxeno principalmente), lo que indica procesos de deformación. Por otra parte, se observa una familia más pequeña de ortopiroxeno, olivino. Estos últimos no presentan extinción ondulante, tienen formas irregulares, sus diámetros son menores a 2 mm por lo general y se pueden definir como neoblastos. No se observa mucha orientación preferencial en los cristales, pero aún así se tienen muchas evidencias de deformación, es por eso que se considera como una textura transicional.
Bordes de reacción	de	En cristales de ortopiroxeno principalmente y del dominio de neoblastos. Se observan bordes lobulosos en cristales pequeños de ortopiroxeno que además presentan lamelas de exsolución de clinopiroxeno.
Lamelas de exsolución	de	Se observan en los neoblastos de ortopiroxeno, son de clinopiroxeno, en dos direcciones preferenciales y de espesor 0,01 mm aproximadamente.
Poikilítica		Se observan pequeños cristales redondeados (0,7 mm) de olivino siendo englobados por cristales más grandes de ortopiroxeno principalmente..
<b>II. Mineralogía</b>		
Ortopiroxeno		Se observan al menos dos familias de tamaños (porfiroclastos y neoblastos). Los porfiroclastos varían entre 4 y 6 mm y los neoblastos son menores a 2 mm de diámetro. Presentan estructuralidad baja e integridad alta. Los porfiroclastos tienen


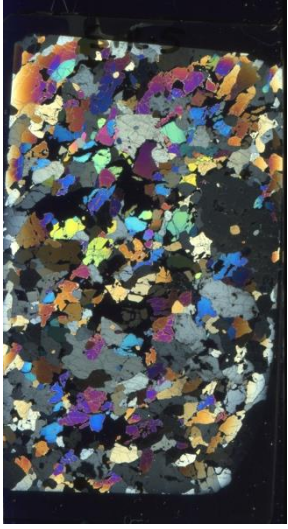
	extinción ondulante mientras que los neoblastos no. Los neoblastos presentan bordes esponjosos y lamelas de exsolución de clinopiroxeno. En los bordes de reacción se observan pequeños cristales de espinela. En general, todos los cristales presentan bordes irregulares. Algunos cristales de ortopiroxeno tienen pequeños cristales (0,5 mm) de olivino en su interior. A nícoles paralelos se ven de color marrón claro con leve pleocroísmo a incoloro, mientras que a nícoles cruzados se ven gris a blanco del primer orden. Presentan clivaje bien desarrollado. Extinción recta de neoblastos o simétrica en caras basales.
Olivino	Tamaño variable. Porfiroclastos hasta de 1,3 cm, en promedio varían entre 7 y 8 mm, presentan variaciones en el color de interferencia. Los neoblastos tienen tamaños mucho menores (hasta 2 mm de diámetro). Todos los cristales presentan baja estructuralidad y alta integridad. A nícoles paralelos presentan pleocroísmo entre rosa y azul. A nícoles paralelos se ven entre naranjos de fin del segundo orden hasta violeta del tercer orden.
Espinela	Se observan cristales en los bordes de reacción de ortopiroxeno, euhedrales. Color pardo a negro a nícoles paralelos. Isótropa.
Sulfuros	Se logran visualizar algunos cristales con el objetivo 5x, tamaños 0,5 mm de radio. Forma redondeada. Se logra ver una gran acumulación en una zona que parece recristalizada de tamaño 0,1 mm (tamaño mucho menor en comparación al resto de los que se presentan en la sección)
III. Estructuras	
<i>Melt pocket</i>	Se observan acumulaciones de ortopiroxeno, clinopiroxeno y olivino de tamaño 0,1 mm en promedio y otros cristales más grandes de 0,5 mm asociados a vidrio en vetillas. Esta acumulación se ve en un cristal grande de olivino.
Vetillas	Vetillas de vidrio, relleno de fracturas del olivino grande de la sección. Se ve de color marrón anaranjado y se extingue a nícoles cruzados. Grosor de 0,01 mm aproximadamente.

Tabla 13. Ficha de descripción de la sección SAL-1.

Código Sección		SAL-1	
Imagen escaneada a nícoles paralelos		Imagen escaneada a nícoles cruzados	
			
<b>I. Texturas</b>			
Porfiroclástica	Se logran distinguir con claridad porfiroclastos de neoblastos. En el caso de los porfiroclastos, estos son de ortopiroxeno, olivino y clinopiroxeno y tienen diámetros de hasta 4 mm, si bien no todos se encuentran alargados, si tienen evidencias de deformación como extinción ondulante, presentan además bordes irregulares. En el caso de los neoblastos, son de las mismas fases anteriores y tienen tamaños hasta 2 mm de diámetro, tienen bordes muy irregulares y se podrían definir como una familia equigranular. La orientación de los cristales se nota mucho en la espinela, cristales anhedrales alargados en una dirección.		
Bordes esponjosos	Se observan solo en los neoblastos de ortopiroxeno y clinopiroxeno, los cuales están reaccionando a espinela microcristalina (tamaño 0,05 mm), sería un tipo de textura coronítica. Los porfiroclastos no presentan esta textura.		
Bordes de reacción	Se observan en neoblastos de ortopiroxeno en contacto con olivino principalmente.		
Poikilítica	Se observan cristales de espinela englobando cristales de olivino con formas redondeadas.		
<b>II. Mineralogía</b>			
Ortopiroxeno	Se logran distinguir al menos dos familias de tamaño, porfiroclastos y neoblastos. En este caso, los porfiroclastos tienen tamaños menores que los de olivino, alcanzando hasta 3 mm de diámetro y en promedio de 2 mm aprox. Presentan extinción ondulante y bordes irregulares, mientras que los neoblastos son de tamaños de hasta 2 mm de diámetro, aunque en general son de menos de 1 mm, entre 0,5 y 1 mm. Además algunos de los neoblastos presentan bordes de reacción (no todos). En general presentan estructuralidad baja e integridad alta. A nícoles paralelos se ven marrón oscuro con leve pleocroísmo a marrón		

	claro. A nícoles cruzados se ven blancos a gris de primer orden. Presentan el clivaje bien desarrollado. Extinción ondulante o recta dependiendo si son porfiroclastos o neoblastos. Algunos neoblastos tienen lamelas de exsolución de clinopiroxeno.
Clinopiroxeno	Se observan tamaños entre 0,5 y 3 mm de diámetro y tienen evidencias de deformación como extinción ondulante. Los cristales más pequeños, en su mayoría presentan bordes esponjosos (textura coronítica) y no tienen extinción ondulante. En general, los cristales se ven de color amarillo pálido a nícoles paralelos y con leve pleocroísmo hacia incoloro. A nícoles cruzados se ven anaranjados del primer orden y violeta del segundo orden. Presentan extinción oblicua y ondulante. Presentan integridad regular a buena y estructuralidad baja. Presentan clivaje pobremente desarrollado. Representan un 15% de la sección.
Olivino	Se observan dos familias de tamaños: porfiroclastos y neoblastos. Los porfiroclastos tienen diámetro hasta 4 mm y extinción onduolas, además algunos cristales se encuentran levemente alargados, presentan bordes irregulares. Los neoblastos son de menor tamaño (0,7 mm aproximadamente) y no presentan evidencias de deformación. A nícoles paralelos se ven incoloros y presentan pleocroísmo leve en tonos claros de rosado, azul y violeta. A nícoles cruzados se ven violetas a azules de comienzos del tercer orden. Presentan fracturas irregulares. La estructuralidad es baja y la integridad es alta. Representan un 35% de la sección aproximadamente.
Espinela	Se observan pequeños cristales de espinela en los bordes de reacción de los ortopiroxenos y clinopiroxenos de tamaño entre 0,05 y 0,1 mm o más pequeños incluso. A nícoles paralelos se ven pardos oscuros a negros. Son isótropos. La otra familia es de mayor tamaño, y son cristales de entre 0,5 y 4 mm de largo y ancho hasta 2 mm, se encuentran orientados, se ven de color marrón rojizo a nícoles paralelos, presentan algunos bordes rectos y otros ondulado (Estructuralidad media), integridad alta. Formas vermiculares e intersticiales.
Sulfuros	Se encuentran opacos de tamaño menor (0,01 mm) asociados en general a los cristales de espinela.
III. Estructuras	
<i>Melt pocket</i>	Se observan clinopiroxenos y ortopiroxenos microcristalinos, por lo que parecen ser parte del cristal más grande que se fundió, formando un <i>melt pocket</i> .


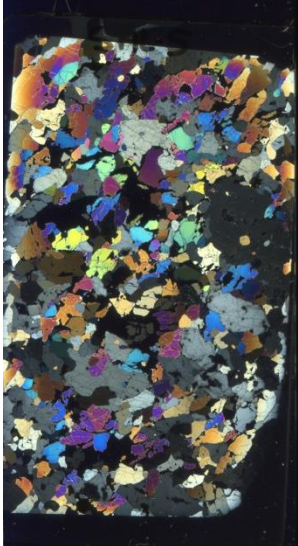
Tabla 14. Ficha de descripción de la sección SAL-4.

Código Sección		SAL-4	
Imagen escaneada a nícoles paralelos		Imagen escaneada a nícoles cruzados	
			
<b>I. Texturas</b>			
Protogranular pasando a Porfiroclástica.	a	Se logran distinguir diferentes familias de tamaños, que se pueden definir como porfiroclastos y neoblastos: Porfiroclastos de ortopiroxeno, y olivino, y neoblastos de ortopiroxeno, olivino, clinopiroxeno, granate y espinela. Los porfiroclastos tienen tamaños de entre 3 y 5 mm de diámetro y se encuentra parcialmente orientados mientras que los neoblastos tienen diámetros de 2 mm o menos. Hay que notar que solo algunos porfiroclastos presentan evidencias de deformación (extinción ondulante).	
Bordes esponjosos		Se observan bordes esponjosos en cristales en clinopiroxeno. Hay que notar que esta textura ocurre principalmente en neoblastos.	
Bordes de reacción	de	Se observan en cristales de ortopiroxeno principalmente. Formando cristales pequeños y euhedrales de espinela alrededor de estos, de tamaños aproximados de 0,05 mm.	
Textura coronítica		Se observan microcristales fibrosos de ortopiroxeno rodeando cristales de espinela de tamaño 0,5 mm de diámetro, lo que indica una reacción.	
Poikilítica		Se observan grandes cristales de ortopiroxeno englobando cristales redondeados de olivino principalmente.	
<b>II. Mineralogía</b>			
Ortopiroxeno		Se observan al menos tres familias de tamaños: porfiroclastos, neoblastos y microcristalino en bordes de reacción de espinela. Por una parte los porfiroclastos tienen tamaños de 4 a 6 mm de diámetro, algunos cristales presentan lamelas de exsolución y otros evidencias de deformación como extinción ondulante, por otra parte, los neoblastos son de menor tamaño (entre 1 y 2 mm de diámetro) y algunos cristales presentan bordes de reacción, mientras que otros no. Los neoblastos también presentan lamelas de exsolución. La familia microcristalina se distingue por su color de interferencia y los cristales son de menos de 0,01 mm. En general, todos los cristales	



	de ortopiroxeno son marrones oscuros a nicos paralelos y presentan buen clivaje. Tienen extinción recta u ondulante dependiendo de la textura. Algunos neoblastos presentan cristales de espinela y granate en su interior indicando una posible reacción. Estructuralidad baja e integridad alta.
Clinopiroxeno	Tienen tamaños entre 0,5 y 2 mm de diámetro. Algunos de estos cristales presentan bordes esponjosos con pequeños cristales de espinela. En general presentan buena integridad y mala estructuralidad. A nicos paralelos se ven amarillos y con leve pleocroísmo a incoloro. Presentan clivaje pobremente desarrollado. A nicos cruzados se ven anaranjados de primer orden hasta verdes del segundo orden. Tienen extinción oblicua y simétrica u ondulante dependiendo de la textura.
Olivino	Se observan dos familias de tamaños: porfiroclastos de hasta 4 mm de diámetro y neoblastos de entre 1 y 2 mm de diámetro. En general, los porfiroclastos presentan evidencias de deformación como extinción ondulante y los neoblastos no. Presentan estructuralidad baja e integridad alta. A nicos paralelos se ven rosas a violetas con leve pleocroísmo. A nicos cruzados se ven violetas a azules del tercer orden. Tienen fracturas. Algunos se encuentran dentro de otros cristales de ortopiroxeno, otros tienen cristales de clinopiroxeno en su interior.
Granate	Tienen tamaños entre 0,5 y 1 mm de diámetro. Estructuralidad baja e integridad media. Presentan bordes de reacción a ortopiroxeno. Se encuentran en dominios restringidos con espinela y ortopiroxeno principalmente. Son incoloros a nicos paralelos e isotropos. Tienen pequeñas fracturas. Formas irregulares y bordes lobulados. Representan un 5% de la sección aproximadamente.
Espinela	Tamaños de 0,01 a 0,5 mm. Los cristales más grandes tienen formas irregulares y lobuladas. Integridad alta y estructuralidad baja. Los cristales pequeños de los bordes esponjosos de ortopiroxeno aparentemente tienen bordes más rectos que los cristales más grandes. Se encuentran en dominios asociados a granate y ortopiroxeno principalmente. Se ven pardos a negros a nicos paralelos y son isotropos.
Sulfuros	Se observan algunos sulfuros asociados a espinela y otros no. Tamaños variables entre 0,01 y 0,05 mm. Formas redondeadas principalmente.
III. Estructuras	
<i>Melt Pockets</i>	Se logran evidenciar acumulaciones de vidrio y ortopiroxeno en algunas zonas intersticiales y dentro de cristales de ortopiroxeno, reaccionando con estos. Se ven de color amarillo a marrón a nicos paralelos y a nicos cruzados se ven negro y los cristales de ortopiroxeno se ven blancos a grises del primer orden. Algunos se encuentran en proximidades de espinela.

Tabla 15. Ficha de descripción de la sección SAL-5.

Código Sección		SAL-5	
Imagen escaneada a nícoles paralelos		Imagen escaneada a nícoles cruzados	
			
<b>I. Texturas</b>			
Protogranular pasando a porfiroclástica	Se observan diferentes poblaciones de tamaños de cristales de olivino y ortopiroxeno (hasta 4 mm de diámetro) sin elongación ni evidencias de deformación (extinción ondulante), el resto de los cristales son de menor tamaño (entre 0,5 y 1 mm y presentan bordes levemente más rectos, no todos). Por otra parte los cristales de clinopiroxeno, en general, son de menor tamaño y presentan formas estiradas en una dirección (los más grandes), pero no presentan extinción ondulante. Los cristales de espinela tienen formas irregulares ocupando espacios intersticiales, sus tamaños son variables variando entre 0,5 y 2 mm de radio.		
Poikilítica	Se observan grandes cristales de ortopiroxeno (de hasta 5 mm de diámetro) englobando pequeños cristales subredondeados de clinopiroxeno de entre 0,2 y 0,5 mm de diámetro.		
Bordes esponjosos	Se observan bordes irregulares y con pequeñas inclusiones de espinela en cristales de clinopiroxeno principalmente y también en algunos cristales de olivino.		
<b>II. Mineralogía</b>			
Ortopiroxeno	Se observan al menos dos familias de tamaños. Porfiroclastos de aproximadamente 4 mm de diámetro y otros más pequeños (hasta 2 mm). Algunos cristales con textura poikilítica engloban cristales redondeados de olivino. Presentan baja estructuralidad y alta integridad. Tienen bordes muy irregulares. Los cristales grandes presentan extinción recta y algunos de los pequeños presentan extinción ondulante evidenciando algo de deformación. Tienen clivaje muy bien desarrollado. Color marrón a nícoles paralelos y gris claro a nícoles cruzados. Se encuentra siempre en contacto con cristales de espinela presentes en el corte. En los cristales grandes se observan lamelas de exsolución.		

Olivino	Al igual que el ortopiroxeno, se observan al menos dos familias de tamaños: cristales de hasta 3 mm de diámetro y otros hasta 1 mm. Presentan baja estructuralidad y alta integridad. Bordes redondeados y lobulados. Algunos cristales presentan cierta elongación indicando leve deformación. A nícoles paralelos presentan un leve pleocroísmo entre tonos azules y violetas y a nícoles cruzados se ven azules y violetas del tercer orden. Presentan pocas fracturas, por lo general, se ven limpios.
Clinopiroxeno	Su tamaño varía entre 0,5 y 2 mm de diámetro. Algunos cristales están alargados. Estructuralidad baja e integridad alta. Presentan clivaje pobremente desarrollado. A nícoles paralelos presentan pleocroísmo leve en tonos amarillos a incoloro. A nícoles cruzados se ve anaranjado del primer orden hasta celeste/verdedel segundo orden. Algunos cristales muy redondeados se encuentran siendo englobados por grandes cristales de ortopiroxeno, otros presentan extinción oblicua evidenciando cierta deformación.
Espinela	Tienen tamaños y formas variables, hasta 2mm de diámetro. No presentan alineación o elongación preferencial. Estructuralidad baja e integridad alta. A nícoles paralelos se ven marrón y marrón rojizo. Isótropas. Se presentan asociadas por lo general a ortopiroxeno. Se ven en zonas intersticiales.
Sulfuros	Se observan solo dos cristales de sulfuros redondos en un cristal de clinopiroxeno. Son de tamaño 0,2 mm de diámetro.
III. Estructuras	
	No se observan estructuras predominantes

### 7.3 Anexo C: Tablas de datos

Tabla 16. Detalle de conteo modal. Opx : Ortopiroxeno. Cpx: Clinopiroxeno. Ol: Olivino. Esp: Espinela. Grt: Granate. Como vacío se consideran aquellos espacios de cada corte donde no hay minerales.

Muestra	nº puntos	Opx (%)	Cpx (%)	Ol (%)	Esp (%)	Grt (%)	Vacío (%)	Vidrio (%)	Suma (%)
LT-01	1735	42,48	1,33	41,38	5,01	6,8	1,27	1,73	100
LT-5	1371	25,38	14,44	47,78	1,31	2,19	8,9	0	100
PA-LA7	1560	21,35	15	56,86	0,55	1,88	4,36	0	100
RU-3	1637	18,69	0,24	78,62	0,37	0	1,29	0,79	100
SAL-1	1827	24,41	6,95	62,73	1,75	0	4,16	0	100
SAL-4	1735	15,62	14,01	51,93	2,77	8,53	7,14	0	100
SAL-5	1767	29,15	14,94	40,97	2,83	0,4	11,71	0	100

Tabla 17. Datos semi-cuantitativos de pares de olivinos y espinelas, SEM detector EDS.

Muestra	Olivinos						Espinelas							
	% atómico					#Mg	% atómico						#Cr	
	O	Mg	Si	Fe	Total		O	Mg	Al	Cr	Fe	Ti		Total
LT-01	59,33	23,89	13,69	3,09	100	0,89	62,25	9,00	16,10	6,42	6,23	100	0,29	
	59,28	23,80	13,60	3,31	100	0,88	60,42	9,52	16,39	7,03	6,65	100	0,30	
	60,64	22,83	13,24	3,28	100	0,87	60,89	8,97	16,31	7,26	6,11	0,46	100	0,31
LT-5	61,05	23,40	13,11	2,44	100	0,91	60,78	9,99	17,98	6,68	4,58	100,01	0,27	
	61,26	22,71	13,66	2,38	100	0,91	59,67	10,29	18,45	6,80	4,79	100	0,27	
	60,46	23,92	13,20	2,42	100	0,91	62,31	9,54	16,62	7,06	4,48	100	0,30	
	59,34	24,98	12,86	2,82	100	0,90	60,27	10,13	17,22	7,91	4,48	100,01	0,31	
	59,80	24,30	13,43	2,46	100	0,91	62,46	10,25	16,31	6,88	4,10	100	0,30	
PA-LA7	58,73	24,97	13,82	2,48	100	0,91	60,79	11,16	22,45	2,81	2,80	100	0,11	
	58,02	25,43	13,83	2,72	100	0,90	60,55	11,37	23,96	1,78	2,33	100	0,07	
RU-3	59,27	24,59	13,64	2,50	100	0,91	61,59	9,85	10,60	12,70	5,27	100,01	0,55	
	59,08	24,74	13,38	2,80	100	0,90	60,70	9,84	10,83	12,88	5,75	100	0,54	
	59,31	24,94	13,09	2,66	100	0,90	61,43	8,63	10,99	11,54	6,17	1,24	100	0,51
SAL-1	58,44	24,94	14,20	2,42	100	0,91	59,47	10,07	13,50	11,77	5,19	100	0,47	
	58,62	25,11	14,03	2,24	100	0,92	59,68	9,49	13,32	12,53	4,98	100	0,48	
	58,03	25,49	14,07	2,41	100	0,91	60,27	10,42	12,66	11,19	5,05	0,4	100	0,47
	58,35	24,93	14,32	2,40	100	0,91	59,15	9,39	13,97	12,29	5,19	100	0,47	
	57,43	25,13	14,45	2,99	100	0,89	60,87	9,41	12,78	12,18	4,76	100	0,49	
	56,61	25,55	14,82	3,01	100	0,89	57,37	10,05	13,48	13,66	5,44	100	0,50	
	54,58	24,91	14,31	2,31	96	0,92	59,94	9,69	13,20	12,17	4,81	0,19	100	0,48
SAL-4	59,71	24,73	12,84	2,71	100	0,90	63,04	9,65	16,79	6,28	4,24	100	0,27	
	61,02	23,58	12,94	2,45	100	0,91	62,44	9,35	17,32	7,05	3,84	100	0,29	
	59,34	24,92	13,31	2,43	100	0,91	63,26	10,29	16,37	6,25	3,83	100	0,28	
	60,96	24,08	12,68	2,28	100	0,91	61,89	9,98	16,96	6,92	4,24	100	0,29	
SAL-5	59,08	25,41	13,29	2,22	100	0,92	61,04	10,82	21,75	3,19	3,19	100	0,13	
	58,24	25,04	14,21	2,51	100	0,91	59,87	10,98	22,62	3,36	3,17	100	0,13	
	59,40	24,94	13,31	2,36	100	0,91	60,20	11,15	22,04	3,61	2,99	100	0,14	
	59,50	23,87	14,25	2,38	100	0,91	60,47	10,69	23,20	2,38	3,26	100	0,09	
	58,40	24,94	13,95	2,71	100	0,90	59,27	11,29	22,46	3,38	3,60	100	0,13	
	58,54	24,76	14,20	2,50	100	0,91	59,42	10,74	23,13	3,69	3,01	100	0,14	

Tabla 18. Datos semi-cuantitativos de sulfuros, SEM detector EDS.

Porcentaje en peso						
Muestra	Nº	Fe	Ni	S	Cu	Total
LT-01	1	41,89	17,19	40,92		100
	2	52,62	6,01	41,37		100
	3	49,76	8,15	42,09		100
	4	47,98	8,5	43,52		100
	5	42,48	15,09	42,43		100
	6	38,86	17,82	43,33		100
	7	40,18	19,15	40,67		100
	8	39,21	19,58	41,21		100
	9	34,72	22,11	43,17		100
	10	47,15	13,74	39,11		100
	11	55,87	3,21	40,93		59
	12	41,8	18,48	39,71		100
	13	33,15	29,59	37,27		100
LT-5	1	54,72	3,99	41,3		100
	2	36,12	11,72	39,39	12,76	100
	3	33,33	29,07	37,6		100
	4	32,79	29,59	37,62		100
	5	38,51	22,6	38,88		100
	6	52,65	5,27	42,08		100
	7	49,76	8,85	41,39		100
SAL-4	1	42,95	13,08	43,97		100
	2	40,54	18,3	41,16		100
	3	49,42	8,34	42,24		100
	4	49,77	8,62	41,61		100
	5	48,14	9	42,86		100
	6	49,37	9,43	41,2		100
	7	29,65	32,58	37,77		100
	8	53,26	5,22	41,52		100
	9	51,06	5,76	43,18		100
	10	50,24	7,27	42,48		100
	11	47,14	9,9	42,96		100
	12	41,69	15,79	42,52		100
	13	32,84	29,02	38,14		100
SAL-5	1	36,06	21,76	42,18		100
	2	31,38	33,7	34,92		100

Tabla 19. Análisis de microsonda de olivino (Ol). Los números con asterisco (\*) son los originales recalculados al 100% y se consideran semi-cuantitativos.

No.	% en peso	SiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	MgO	Na <sub>2</sub> O	FeO	MnO	CaO	TiO <sub>2</sub>	NiO	CoO	K <sub>2</sub> O	Total
Harzburgita con granate y espinela LT-01														
1	Ol	39,910	0,284	0,001	46,550	0,041	12,380	0,185	0,440	0,036	0,225	0,032	0,035	100,120
2		39,840	0,040	0,000	47,350	0,036	12,520	0,164	0,044	0,026	0,461	0,015	0,000	100,496
3		39,950	0,010	0,000	47,220	0,025	12,530	0,111	0,048	0,003	0,433	0,040	0,009	100,379
Lherzolita con granate PA-LA7														
1	Ol	38,690	0,044	0,017	48,420	0,010	7,960	0,065	0,067	0,009	0,351	0,031	0,006	95,670
2		39,280	0,079	0,000	48,290	0,046	7,920	0,089	0,095	0,008	0,316	0,043	0,005	96,170
3		39,640	0,042	0,000	48,700	0,040	8,690	0,111	0,080	0,000	0,348	0,038	0,010	97,699
4		39,700	0,053	0,000	48,860	0,025	8,590	0,112	0,068	0,000	0,339	0,027	0,005	97,778
5		39,470	0,000	0,000	48,380	0,000	8,610	0,113	0,062	0,000	0,322	0,022	0,013	96,991
6		39,350	0,048	0,000	48,790	0,036	8,470	0,112	0,076	0,020	0,372	0,035	0,010	97,318
7		39,300	0,048	0,035	48,750	0,040	8,470	0,129	0,086	0,000	0,344	0,020	0,007	97,231
8		40,440	0,008	0,026	49,110	0,011	8,650	0,085	0,080	0,049	0,349	0,000	0,000	98,808
9		39,640	0,025	0,044	48,990	0,046	8,490	0,107	0,071	0,017	0,359	0,050	0,008	97,848
1*		40,441	0,046	0,018	50,611	0,011	8,320	0,068	0,070	0,010	0,367	0,033	0,006	100,000
2*		40,844	0,082	0,000	50,213	0,047	8,235	0,093	0,098	0,008	0,328	0,045	0,005	100,000
3*		40,574	0,043	0,000	49,847	0,041	8,895	0,114	0,082	0,000	0,356	0,039	0,011	100,000
4*		40,602	0,054	0,000	49,970	0,026	8,785	0,114	0,070	0,000	0,346	0,027	0,005	100,000
5*		40,694	0,000	0,000	49,881	0,000	8,877	0,117	0,064	0,000	0,332	0,022	0,013	100,000
6*		40,435	0,049	0,000	50,135	0,037	8,703	0,115	0,078	0,021	0,382	0,035	0,010	100,000
7*		40,419	0,050	0,036	50,138	0,042	8,711	0,132	0,089	0,000	0,354	0,021	0,008	100,000
8*		40,928	0,008	0,026	49,703	0,011	8,754	0,086	0,081	0,050	0,353	0,000	0,000	100,000
9*		40,512	0,026	0,045	50,067	0,047	8,677	0,110	0,073	0,017	0,367	0,051	0,009	100,000
Lherzolita con espinela SAL-5														
1	Ol	40,230	0,040	0,001	49,480	0,051	8,560	0,120	0,060	0,005	0,371	0,023	0,009	98,952
2		40,380	0,047	0,000	49,520	0,040	8,940	0,100	0,050	0,018	0,375	0,012	0,007	99,488
3		40,310	0,010	0,101	49,530	0,028	9,070	0,153	0,059	0,002	0,377	0,029	0,003	99,672
4		39,990	0,000	0,000	49,680	0,039	9,090	0,122	0,051	0,042	0,395	0,031	0,009	99,448

Tabla 20. Resultados del cálculo de fórmula estructural de olivinos en base a 4 oxígenos.

Fórmulas de olivino (n=4)												End members de olivinos		
No.	Si	Ti	Al	Cr	Fe(ii)	Mn	Mg	Ni	Ca	TOTAL	#Mg	Fo	Fa	Tp
Harzburgita con granate y espinela LT-01														
1	0,99	0,00	0,01	0,00	0,26	0,00	1,73	0,00	0,01	3,01	0,87	87	13	0
2	0,99	0,00	0,00	0,00	0,26	0,00	1,75	0,01	0,00	3,01	0,87	87	13	0
3	0,99	0,00	0,00	0,00	0,26	0,00	1,75	0,01	0,00	3,01	0,87	87	13	0
Lherzolita con granate PA-LA7														
1	0,99	0,00	0,00	0,00	0,17	0,00	1,84	0,01	0,00	3,01	0,92	91	8	0
2	1,00	0,00	0,00	0,00	0,17	0,00	1,83	0,01	0,00	3,00	0,92	91	8	0
3	0,99	0,00	0,00	0,00	0,18	0,00	1,82	0,01	0,00	3,01	0,91	91	9	0
4	0,99	0,00	0,00	0,00	0,18	0,00	1,82	0,01	0,00	3,01	0,91	91	9	0
5	1,00	0,00	0,00	0,00	0,18	0,00	1,82	0,01	0,00	3,01	0,91	91	9	0
6	0,99	0,00	0,00	0,00	0,18	0,00	1,83	0,01	0,00	3,01	0,91	91	9	0
7	0,99	0,00	0,00	0,00	0,18	0,00	1,83	0,01	0,00	3,01	0,91	91	9	0
8	1,00	0,00	0,00	0,00	0,18	0,00	1,81	0,01	0,00	3,00	0,91	91	9	0
9	0,99	0,00	0,00	0,00	0,18	0,00	1,83	0,01	0,00	3,01	0,91	91	9	0
Lherzolita con espinela SAL-5														
1	0,99	0,00	0,00	0,00	0,18	0,00	1,82	0,01	0,00	3,01	0,91	91	9	0
2	0,99	0,00	0,00	0,00	0,18	0,00	1,82	0,01	0,00	3,01	0,91	91	9	0
3	0,99	0,00	0,00	0,00	0,19	0,00	1,82	0,01	0,00	3,01	0,91	91	9	0
4	0,99	0,00	0,00	0,00	0,19	0,00	1,83	0,01	0,00	3,01	0,91	91	9	0

Tabla 21. Análisis de microsonda de ortopiroxeno (Opx). Los números con asterisco (\*) son los originales recalculados al 100% y se consideran semi-cuantitativos.

No.	% en peso	SiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	MgO	Na <sub>2</sub> O	FeO	MnO	CaO	TiO <sub>2</sub>	NiO	CoO	K <sub>2</sub> O	Total
Harzburgita con granate LT-01														
1	Opx	55,300	3,440	0,407	32,620	0,160	7,810	0,159	0,717	0,177	0,127	0,036	0,015	100,968
Lherzolita con granate PA-LA7														
1	Opx	51,680	3,870	0,603	32,150	0,182	5,060	0,107	0,899	0,042	0,101	0,002	0,008	94,705
2		52,410	5,170	0,359	31,300	0,180	5,530	0,218	1,540	0,095	0,025	0,031	0,006	96,864
3		53,570	3,940	0,662	32,610	0,185	5,320	0,112	0,928	0,068	0,110	0,016	0,001	97,522
4		53,750	4,000	0,667	32,590	0,140	5,530	0,156	0,944	0,021	0,093	0,017	0,008	97,916
5		53,930	3,870	0,611	32,580	0,179	5,480	0,109	0,927	0,077	0,103	0,007	0,012	97,883
1*		54,570	4,086	0,637	33,948	0,192	5,343	0,113	0,949	0,045	0,106	0,002	0,009	100,000
2*		54,107	5,337	0,371	32,313	0,186	5,709	0,225	1,590	0,098	0,026	0,032	0,006	100,000
3*		54,931	4,040	0,679	33,439	0,190	5,455	0,114	0,952	0,070	0,113	0,016	0,001	100,000
4*		54,894	4,085	0,681	33,284	0,142	5,648	0,159	0,964	0,021	0,095	0,018	0,008	100,000
5*		55,097	3,954	0,624	33,285	0,182	5,599	0,111	0,947	0,078	0,105	0,007	0,012	100,000
Lherzolita con espinela SAL-5														
1	Opx	54,540	4,270	0,300	33,130	0,134	5,710	0,157	0,633	0,096	0,091	0,014	0,013	99,087
2		54,750	4,470	0,357	32,960	0,185	5,860	0,147	0,677	0,111	0,088	0,031	0,010	99,645
3		55,010	4,480	0,371	33,480	0,136	5,890	0,129	0,667	0,117	0,104	0,031	0,004	100,417
4		54,510	4,790	0,361	32,860	0,129	5,850	0,147	0,664	0,097	0,086	0,020	0,010	99,526
5		54,070	4,640	0,359	32,780	0,178	5,890	0,121	0,713	0,104	0,102	0,023	0,009	98,988

Tabla 22. Resultados del cálculo de fórmula estructural de ortopiroxenos en base a 6 oxígenos.

Fórmulas de ortopiroxenos (n=6)													End members de piroxenos		
No.	Si	Ti	Al	Cr	Fe(ii)	Mn	Mg	Ca	Na	K	TOTAL	#Mg	Wo	En	Fs
Harzburgita con granate LT-01															
1	1,91	0,00	0,14	0,01	0,23	0,00	1,68	0,03	0,01	0,00	4,01	0,88	1	87	12
Lherzolita con granate PA-LA7															
1	1,89	0,00	0,17	0,02	0,15	0,00	1,75	0,04	0,01	0,00	4,03	0,92	2	90	8
2	1,87	0,00	0,22	0,01	0,17	0,01	1,67	0,06	0,01	0,00	4,02	0,91	3	88	9
3	1,90	0,00	0,16	0,02	0,16	0,00	1,72	0,04	0,01	0,00	4,01	0,92	2	90	8
4	1,90	0,00	0,17	0,02	0,16	0,00	1,72	0,04	0,01	0,00	4,01	0,91	2	89	9
5	1,90	0,00	0,16	0,02	0,16	0,00	1,71	0,04	0,01	0,00	4,01	0,91	2	90	9
Lherzolita con espinela SAL-5															
1	1,90	0,00	0,18	0,01	0,17	0,00	1,72	0,02	0,01	0,00	4,01	0,91	1	90	9
2	1,90	0,00	0,18	0,01	0,17	0,00	1,70	0,03	0,01	0,00	4,01	0,91	1	90	9
3	1,89	0,00	0,18	0,01	0,17	0,00	1,72	0,02	0,01	0,00	4,01	0,91	1	90	9
4	1,89	0,00	0,20	0,01	0,17	0,00	1,70	0,02	0,01	0,00	4,01	0,91	1	90	9
5	1,89	0,00	0,19	0,01	0,17	0,00	1,71	0,03	0,01	0,00	4,01	0,91	1	89	9



Tabla 23. Análisis de microsonda de clinopiroxeno (Cpx). Los números con asterisco (\*) son los originales recalculados al 100% y se consideran semi-cuantitativos.

No.	% en peso	SiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	MgO	Na <sub>2</sub> O	FeO	MnO	CaO	TiO <sub>2</sub>	NiO	CoO	K <sub>2</sub> O	Total
Harzburgita con granate LT-01														
1	Cpx	51,320	5,920	0,526	15,400	1,880	4,200	0,124	18,630	1,128	0,054	0,015	0,011	99,207
2		53,750	3,740	0,361	17,560	1,460	4,620	0,134	17,800	0,583	0,015	0,003	0,002	100,027
Lherzolita con granate PA-LA7														
1	Cpx	48,990	4,450	1,130	16,210	1,450	2,630	0,068	16,960	0,154	0,054	0,028	0,030	92,153
2		49,340	4,610	1,059	16,380	1,450	2,670	0,055	17,020	0,176	0,050	0,015	0,014	92,838
3		49,630	4,670	1,052	16,290	1,410	2,910	0,070	17,030	0,155	0,041	0,000	0,009	93,268
4		50,260	4,670	1,057	16,400	1,500	2,670	0,101	16,830	0,144	0,068	0,025	0,006	93,731
5		50,360	4,770	1,127	16,560	1,460	2,700	0,098	16,590	0,154	0,049	0,018	0,006	93,892
6		50,840	4,910	1,158	16,430	1,490	2,940	0,086	17,650	0,164	0,050	0,004	0,010	95,732
7		50,840	4,700	1,164	16,420	1,520	2,880	0,068	17,640	0,127	0,046	0,016	0,010	95,431
8		48,310	8,640	0,598	15,640	1,347	3,890	0,193	16,680	0,554	0,001	0,002	0,016	95,870
9		48,870	4,220	1,121	15,550	1,329	2,890	0,102	17,460	0,191	0,050	0,000	0,026	91,809
10		50,480	4,810	1,163	16,500	1,450	2,880	0,087	17,650	0,170	0,041	0,005	0,007	95,243
11		47,700	12,450	1,260	25,550	0,070	5,840	0,300	1,990	0,070	0,000	0,010	0,030	95,270
12		47,290	18,910	0,860	19,400	0,340	5,450	0,230	5,080	0,120	0,010	0,030	0,200	97,920
1*		53,162	4,829	1,226	17,590	1,573	2,854	0,073	18,404	0,167	0,059	0,031	0,032	100,000
2*		53,146	4,966	1,140	17,644	1,562	2,876	0,059	18,333	0,189	0,053	0,016	0,015	100,000
3*		53,212	5,007	1,128	17,466	1,512	3,120	0,075	18,259	0,166	0,044	0,000	0,010	100,000
4*		53,622	4,982	1,127	17,497	1,600	2,849	0,108	17,956	0,154	0,072	0,027	0,007	100,000
5*		53,636	5,080	1,201	17,637	1,555	2,876	0,104	17,669	0,164	0,053	0,019	0,006	100,000
6*		53,107	5,129	1,210	17,163	1,556	3,071	0,090	18,437	0,172	0,052	0,004	0,010	100,000
7*		53,274	4,925	1,219	17,206	1,593	3,018	0,071	18,485	0,133	0,048	0,017	0,011	100,000
8*		50,391	9,012	0,624	16,314	1,405	4,058	0,201	17,399	0,578	0,001	0,002	0,016	100,000
9*	53,230	4,597	1,221	16,937	1,447	3,148	0,111	19,018	0,208	0,054	0,000	0,029	100,000	
10*	53,001	5,050	1,221	17,324	1,522	3,024	0,091	18,532	0,179	0,043	0,005	0,008	100,000	
11*	50,068	13,068	1,323	26,819	0,073	6,130	0,315	2,089	0,073	0,000	0,010	0,031	100,000	
12*	48,295	19,312	0,878	19,812	0,347	5,566	0,235	5,188	0,123	0,010	0,031	0,204	100,000	
Lherzolita con espinela SAL-5														
1	Cpx	52,090	6,530	0,835	15,560	1,900	2,800	0,108	18,880	0,411	0,038	0,006	0,004	99,161
2		52,390	6,020	0,765	15,120	1,860	2,840	0,081	19,060	0,395	0,046	0,000	0,025	98,602
3		52,440	6,140	0,856	15,500	1,930	2,810	0,095	19,260	0,410	0,032	0,000	0,010	99,483
4		51,870	6,410	0,771	15,630	1,980	2,890	0,102	19,050	0,445	0,046	0,000	0,000	99,194

Tabla 24. Resultados del cálculo de fórmula estructural de clinopiroxenos en base a 6 oxígenos.

Fórmulas de clinopiroxenos (n=6)													End members de piroxenos		
No.	Si	Ti	Al	Cr	Fe(ii)	Mn	Mg	Ca	Na	K	TOTAL	#Mg	Wo	En	Fs
Harzburgita con granate LT-01															
1	1,88	0,03	0,26	0,02	0,13	0,00	0,84	0,73	0,13	0,00	4,02	0,87	43	49	8
2	1,94	0,02	0,16	0,01	0,14	0,00	0,95	0,69	0,10	0,00	4,01	0,87	39	53	8
Lherzolita con granate PA-LA7															
1	1,92	0,00	0,21	0,03	0,09	0,00	0,95	0,71	0,11	0,00	4,02	0,92	41	54	5
2	1,91	0,01	0,21	0,03	0,09	0,00	0,95	0,71	0,11	0,00	4,01	0,92	41	54	5
3	1,92	0,00	0,21	0,03	0,09	0,00	0,94	0,70	0,11	0,00	4,01	0,91	41	54	6
4	1,93	0,00	0,21	0,03	0,09	0,00	0,94	0,69	0,11	0,00	4,00	0,92	40	55	5
5	1,93	0,00	0,21	0,03	0,09	0,00	0,94	0,68	0,11	0,00	4,00	0,92	40	55	5
6	1,91	0,00	0,22	0,03	0,09	0,00	0,92	0,71	0,11	0,00	4,01	0,91	41	53	5
7	1,92	0,00	0,21	0,03	0,09	0,00	0,92	0,71	0,11	0,00	4,01	0,91	41	53	5
8	1,82	0,02	0,38	0,02	0,12	0,01	0,88	0,67	0,10	0,00	4,01	0,88	40	52	8
9	1,92	0,01	0,20	0,03	0,10	0,00	0,91	0,74	0,10	0,00	4,01	0,91	42	52	6
10	1,91	0,00	0,21	0,03	0,09	0,00	0,93	0,72	0,11	0,00	4,01	0,91	41	53	5
11	1,74	0,00	0,54	0,04	0,18	0,01	1,39	0,08	0,01	0,00	3,98	0,89	5	84	11
12	1,68	0,00	0,79	0,02	0,16	0,01	1,03	0,19	0,02	0,01	3,92	0,86	14	74	12
Lherzolita con espinela SAL-5															
1	1,89	0,01	0,28	0,02	0,09	0,00	0,84	0,74	0,13	0,00	4,01	0,91	44	51	5
2	1,91	0,01	0,26	0,02	0,09	0,00	0,82	0,75	0,13	0,00	4,00	0,90	45	50	5
3	1,90	0,01	0,26	0,02	0,09	0,00	0,84	0,75	0,14	0,00	4,01	0,91	45	50	5
4	1,89	0,01	0,28	0,02	0,09	0,00	0,85	0,74	0,14	0,00	4,02	0,91	44	50	5

Tabla 25. Análisis de microsonda de espinela (Esp). Los números con asterisco (\*) son los originales recalculados al 100% y se consideran semi-cuantitativos.

No.	% en peso	SiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	MgO	Na <sub>2</sub> O	FeO	MnO	CaO	TiO <sub>2</sub>	NiO	CoO	K <sub>2</sub> O	Total
Lherzolita con granate PA-LA7														
1	Esp	0,12	55,96	7,79	20,33	0,00	10,71	0,23	0,01	0,18	0,04	0,04	0,00	95,41
1*		0,12	58,65	8,16	21,31	0,00	11,23	0,24	0,01	0,19	0,04	0,05	0,00	100,00
Lherzolita con espinela SAL-5														
1	Esp	0,10	52,84	10,98	20,63	0,03	10,51	0,10	0,00	0,15	0,36	0,02	0,00	95,72
2		0,07	53,03	11,43	20,75	0,03	11,12	0,11	0,00	0,17	0,39	0,04	0,00	97,13
3		0,07	53,27	11,38	20,78	0,02	11,04	0,13	0,00	0,16	0,39	0,05	0,01	97,29
4		0,08	52,17	11,99	20,61	0,02	11,15	0,11	0,01	0,19	0,38	0,05	0,01	96,77
5		0,06	52,46	11,92	20,40	0,04	11,16	0,11	0,00	0,20	0,37	0,06	0,01	96,80
6		0,06	53,06	11,90	20,88	0,00	10,77	0,08	0,01	0,18	0,38	0,05	0,00	97,37
7		0,11	52,96	11,68	20,74	0,00	11,04	0,13	0,00	0,20	0,39	0,05	0,01	97,29
1*		0,10	55,20	11,47	21,55	0,03	10,98	0,10	0,00	0,16	0,38	0,02	0,00	100,00
2*		0,07	54,60	11,77	21,36	0,03	11,45	0,11	0,00	0,18	0,40	0,04	0,00	100,00
3*		0,07	54,75	11,70	21,36	0,02	11,35	0,13	0,00	0,17	0,40	0,05	0,01	100,00
4*		0,08	53,91	12,39	21,30	0,02	11,52	0,11	0,01	0,20	0,39	0,05	0,01	100,00
5*		0,07	54,19	12,31	21,07	0,04	11,53	0,11	0,00	0,21	0,39	0,06	0,01	100,00
6*		0,06	54,49	12,22	21,44	0,00	11,06	0,08	0,01	0,19	0,39	0,05	0,00	100,00
7*		0,11	54,43	12,01	21,32	0,00	11,35	0,13	0,00	0,20	0,40	0,05	0,01	100,00

Tabla 26. Resultados del cálculo de fórmula estructural de espinelas en base a 32 oxígenos.

Fórmulas de espinelas (n=32)														
No.	Si	Ti	Al	Cr	V	Fe(ii)	Mn	Mg	Ca	Zn	TOTAL	#Mg	#Cr	
Lherzolita con granate PA-LA7														
1	0,03	0,03	14,15	1,32	0,00	1,92	0,04	6,50	0,00	0,00	24,00	0,77	0,09	
Lherzolita con espinela SAL-5														
1	0,02	0,02	13,49	1,88	0,00	1,90	0,02	6,66	0,00	0,00	24,00	0,78	0,12	
2	0,01	0,03	13,39	1,94	0,00	1,99	0,02	6,63	0,00	0,00	24,00	0,77	0,13	
3	0,01	0,03	13,42	1,92	0,00	1,97	0,02	6,62	0,00	0,00	24,00	0,77	0,13	
4	0,02	0,03	13,25	2,04	0,00	2,01	0,02	6,62	0,00	0,00	24,00	0,77	0,13	
5	0,01	0,03	13,33	2,03	0,00	2,01	0,02	6,56	0,00	0,00	24,00	0,77	0,13	
6	0,01	0,03	13,36	2,01	0,00	1,92	0,01	6,65	0,00	0,00	24,00	0,78	0,13	
7	0,02	0,03	13,35	1,98	0,00	1,98	0,02	6,62	0,00	0,00	24,00	0,77	0,13	

Tabla 27. Análisis de microsonda de granate (Gt). Los números con asterisco (\*) son los originales recalculados al 100% y se consideran semi-cuantitativos.

No.	% en peso	SiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	MgO	Na <sub>2</sub> O	FeO	MnO	CaO	TiO <sub>2</sub>	NiO	CoO	K <sub>2</sub> O	Total
Harzburgita con granate y espinela LT-01														
1		41,880	21,870	1,369	19,970	0,088	9,720	0,388	4,620	0,256	0,001	0,024	0,002	100,186
Lherzolita con granate PA-LA7														
1	Gt	40,970	20,850	2,180	20,150	0,000	6,470	0,309	5,080	0,070	0,014	0,016	0,009	96,117
2		41,060	20,940	2,110	20,430	0,035	6,170	0,338	5,110	0,094	0,025	0,014	0,003	96,329
3		41,100	20,660	2,210	20,380	0,009	6,320	0,287	5,040	0,112	0,021	0,000	0,004	96,143
4		40,780	20,940	2,140	20,200	0,032	6,360	0,314	5,120	0,055	0,006	0,006	0,001	95,952
5		40,940	20,930	2,130	20,580	0,021	6,460	0,301	5,150	0,064	0,000	0,003	0,006	96,585
6		40,880	20,900	2,120	20,330	0,032	6,390	0,288	5,090	0,103	0,000	0,011	0,007	96,150
7		40,970	20,840	2,220	20,310	0,027	6,410	0,310	5,100	0,058	0,000	0,002	0,005	96,252
8		40,740	20,980	2,180	20,300	0,047	6,330	0,314	5,160	0,079	0,010	0,000	0,007	96,147
9		40,950	20,830	2,200	20,110	0,000	6,380	0,313	5,190	0,081	0,000	0,033	0,008	96,095
10		40,930	20,840	2,160	20,450	0,041	6,360	0,275	5,090	0,078	0,011	0,016	0,003	96,254
11		40,780	20,920	2,160	20,650	0,034	6,380	0,309	5,180	0,085	0,031	0,011	0,003	96,543
12		41,300	20,860	2,290	20,510	0,013	6,510	0,287	5,130	0,109	0,000	0,001	0,009	97,020
13		41,330	20,950	2,210	20,570	0,014	6,460	0,311	5,030	0,098	0,004	0,017	0,001	96,994
14		41,070	20,890	2,180	20,370	0,031	6,510	0,319	5,130	0,126	0,000	0,000	0,011	96,636
15		41,300	20,940	2,290	20,570	0,037	6,480	0,332	5,130	0,079	0,007	0,006	0,007	97,178
16		41,580	20,970	2,210	20,490	0,000	6,640	0,301	5,130	0,071	0,018	0,014	0,007	97,432
17		41,440	21,160	2,270	20,560	0,017	6,690	0,279	5,080	0,083	0,028	0,058	0,004	97,669
18		41,270	21,070	2,280	20,500	0,070	6,690	0,358	5,130	0,078	0,020	0,014	0,009	97,489
19		41,460	20,920	2,230	20,190	0,035	6,720	0,340	5,250	0,108	0,000	0,020	0,013	97,287
20		41,150	21,100	2,240	20,310	0,004	6,650	0,309	5,220	0,103	0,015	0,043	0,010	97,154
21		41,550	20,950	2,180	20,410	0,010	6,780	0,331	5,180	0,080	0,012	0,018	0,007	97,508
22		41,420	21,160	2,230	20,160	0,063	6,790	0,317	5,230	0,091	0,009	0,036	0,006	97,512
1*		42,625	21,692	2,268	20,964	0,000	6,731	0,322	5,285	0,072	0,015	0,017	0,009	100,000
2*		42,625	21,738	2,190	21,209	0,036	6,405	0,351	5,305	0,098	0,026	0,014	0,003	100,000
3*		42,749	21,489	2,299	21,198	0,009	6,574	0,298	5,242	0,116	0,022	0,000	0,004	100,000
4*	42,500	21,823	2,230	21,052	0,033	6,628	0,327	5,336	0,057	0,006	0,006	0,001	100,000	
5*	42,387	21,670	2,205	21,308	0,021	6,688	0,312	5,332	0,066	0,000	0,003	0,006	100,000	
6*	42,517	21,737	2,205	21,144	0,033	6,646	0,300	5,294	0,107	0,000	0,011	0,008	100,000	
7*	42,565	21,651	2,306	21,101	0,028	6,660	0,322	5,299	0,061	0,000	0,002	0,005	100,000	
8*	42,373	21,821	2,267	21,114	0,049	6,584	0,326	5,367	0,082	0,010	0,000	0,008	100,000	
9*	42,614	21,677	2,289	20,927	0,000	6,639	0,326	5,401	0,084	0,000	0,035	0,008	100,000	
10*	42,523	21,651	2,244	21,246	0,043	6,607	0,286	5,288	0,081	0,011	0,016	0,004	100,000	
11*	42,240	21,669	2,237	21,390	0,035	6,608	0,320	5,366	0,088	0,032	0,012	0,003	100,000	
12*	42,569	21,501	2,360	21,140	0,013	6,710	0,296	5,288	0,113	0,000	0,001	0,009	100,000	
13*	42,611	21,599	2,278	21,208	0,014	6,660	0,320	5,186	0,101	0,004	0,017	0,001	100,000	
14*	42,500	21,617	2,256	21,079	0,032	6,737	0,330	5,309	0,131	0,000	0,000	0,011	100,000	
15*	42,499	21,548	2,357	21,167	0,038	6,668	0,341	5,279	0,082	0,007	0,007	0,007	100,000	

16*	42,676	21,523	2,268	21,030	0,000	6,815	0,309	5,265	0,073	0,019	0,015	0,007	100,000
17*	42,429	21,665	2,324	21,051	0,018	6,850	0,286	5,201	0,085	0,028	0,059	0,004	100,000
18*	42,333	21,613	2,339	21,028	0,072	6,862	0,368	5,262	0,080	0,020	0,014	0,009	100,000
19*	42,616	21,503	2,292	20,753	0,036	6,907	0,349	5,396	0,111	0,000	0,021	0,013	100,000
20*	42,355	21,718	2,306	20,905	0,004	6,845	0,318	5,373	0,106	0,015	0,044	0,010	100,000
21*	42,612	21,485	2,236	20,932	0,010	6,953	0,339	5,312	0,082	0,012	0,019	0,007	100,000
22*	42,477	21,700	2,287	20,674	0,065	6,963	0,325	5,363	0,093	0,009	0,037	0,006	100,000

Tabla 28. Resultados del cálculo de fórmula estructural de granates en base a 12 oxígenos.

Fórmulas de granates (n=12)											End members de granates			
No.	Si	Ti	Al	Fe	Mn	Mg	Ca	Cr	TOTAL	#Mg	Py	Alm	Gro	Sp
Harzburgita con granate y espinela LT-01														
1	3,00	0,01	1,86	0,59	0,02	2,15	0,36	0,03	8,01	0,79	69	19	11	1
Lherzolita con granate PA-LA7														
1	3,00	0,01	1,83	0,40	0,02	2,27	0,41	0,06	8,00	0,85	73	13	13	1
2	3,00	0,01	1,84	0,39	0,02	2,28	0,41	0,06	8,01	0,86	74	12	13	1
3	3,00	0,01	1,83	0,40	0,02	2,29	0,40	0,06	8,01	0,85	74	13	13	1
4	3,00	0,00	1,84	0,40	0,02	2,26	0,41	0,06	8,00	0,85	73	13	13	1
5	3,00	0,00	1,84	0,40	0,02	2,26	0,41	0,06	8,00	0,85	73	13	13	1
6	3,00	0,01	1,84	0,40	0,02	2,27	0,41	0,06	8,01	0,85	73	13	13	1
7	3,01	0,00	1,84	0,40	0,02	2,27	0,41	0,06	8,01	0,85	73	13	13	1
8	3,00	0,00	1,84	0,40	0,02	2,25	0,41	0,06	8,00	0,85	73	13	13	1
9	3,01	0,00	1,84	0,40	0,02	2,25	0,42	0,06	8,00	0,85	73	13	14	1
10	3,01	0,00	1,84	0,40	0,02	2,27	0,41	0,06	8,01	0,85	73	13	13	1
11	3,01	0,00	1,84	0,40	0,02	2,25	0,41	0,06	8,00	0,85	73	13	13	1
12	3,01	0,01	1,83	0,40	0,02	2,27	0,41	0,06	8,01	0,85	73	13	13	1
13	3,01	0,01	1,83	0,40	0,02	2,28	0,40	0,06	8,01	0,85	74	13	13	1
14	3,00	0,01	1,84	0,41	0,02	2,27	0,41	0,06	8,01	0,85	73	13	13	1
15	3,01	0,00	1,83	0,40	0,02	2,27	0,41	0,06	8,00	0,85	73	13	13	1
16	3,01	0,00	1,83	0,41	0,02	2,26	0,41	0,06	8,00	0,85	73	13	13	1
17	3,00	0,00	1,84	0,41	0,02	2,27	0,40	0,06	8,01	0,85	73	13	13	1
18	3,01	0,00	1,84	0,41	0,02	2,25	0,41	0,06	8,01	0,84	73	13	13	1
19	3,00	0,01	1,83	0,42	0,02	2,23	0,42	0,07	8,00	0,84	72	13	14	1
20	3,00	0,01	1,84	0,41	0,02	2,25	0,42	0,06	8,00	0,84	73	13	13	1
21	3,00	0,00	1,83	0,42	0,02	2,25	0,41	0,07	8,01	0,84	73	14	13	1
22	3,00	0,01	1,85	0,42	0,02	2,23	0,42	0,06	8,00	0,84	72	14	13	1

Tabla 29. Análisis de microsonda de Ilmenita. El número con asterisco (\*) es el original recalculado al 100% y se considera semi-cuantitativos.

No.	% en peso	SiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	MgO	Na <sub>2</sub> O	FeO	MnO	CaO	TiO <sub>2</sub>	NiO	CoO	K <sub>2</sub> O	Total
Harzburgita con granate LT-01														
1	Ilmenita	0,000	0,622	1,438	13,470	0,000	28,280	0,256	0,118	54,360	0,322	0,056	0,009	98,931
1*		0,000	0,629	1,454	13,616	0,000	28,586	0,258	0,119	54,948	0,325	0,056	0,009	100,000

Tabla 30. Resultados del cálculo de fórmula estructural de ilmenita.

Fórmula de ilmenita										
No.	Si	Ti	Nb	Al	Fe(ii)	Mn	Mg	Ca	TOTAL	#Mg
Harzburgita con granate LT-01										
1	0,00	1,93	0,00	0,03	1,12	0,01	0,95	0,01	4,00	0,46

## 7.4 Anexo D: Perfiles composicionales

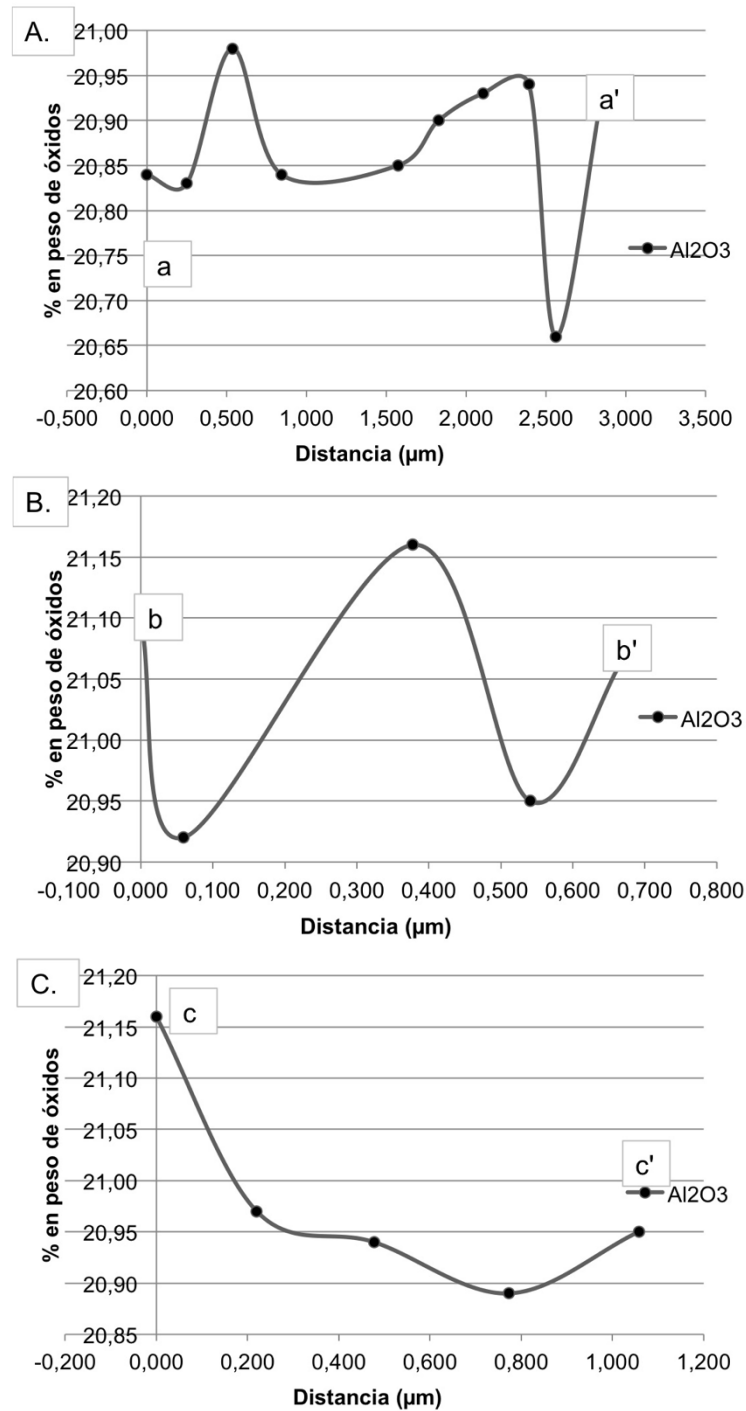


Figura 42. Perfiles composicionales a-a', b-b' y c-c' de los granates de la Iherzolite PA-LA7, en función del % en peso de  $\text{Al}_2\text{O}_3$ .

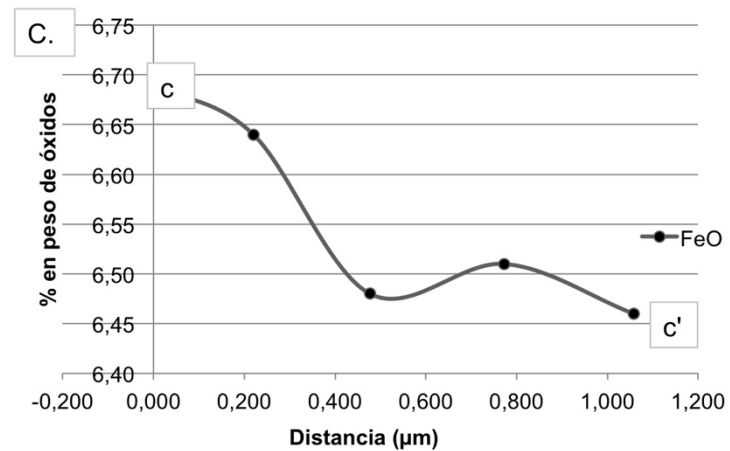
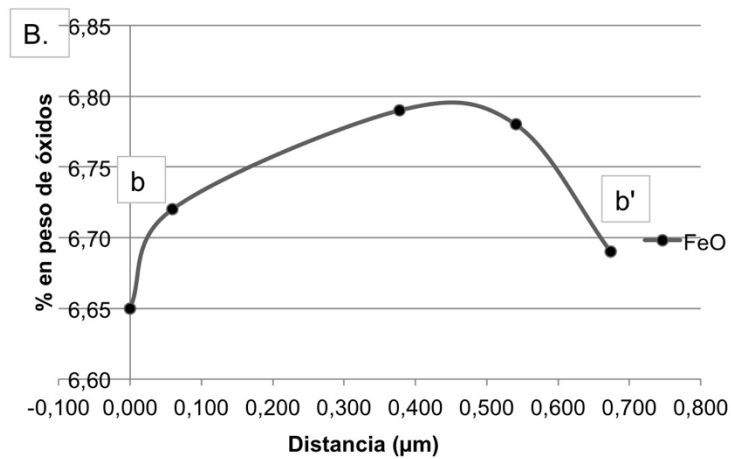
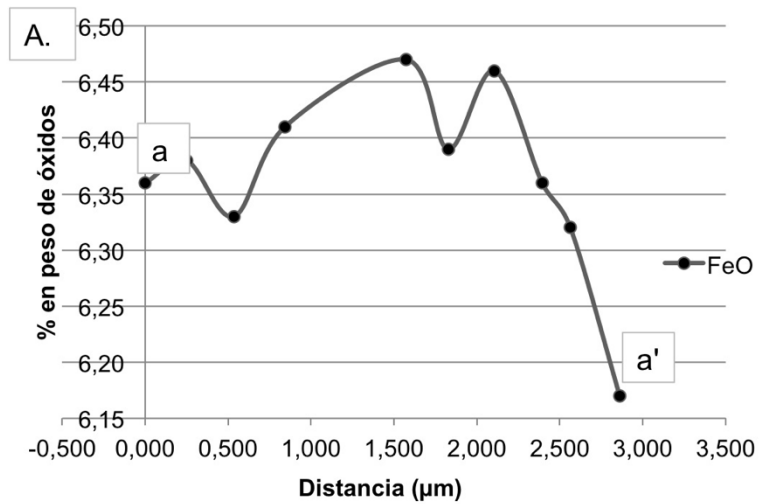


Figura 43. Perfiles composicionales a-a', b-b' y c-c' de los granates de la Iherzolita PA-LA7, en función del % en peso de FeO.