



UNIVERSIDAD DE CHILE

FACULTAD DE CIENCIAS FÍSICAS Y MATEMÁTICAS

DEPARTAMENTO DE GEOLOGÍA

**GEOLOGÍA Y GEOQUÍMICA DE LAS ROCAS ULTRAMÁFICAS
DEL SECTOR DE LA CABAÑA, IX REGIÓN, CHILE.**

**TESIS PARA OPTAR AL GRADO DE MAGISTER EN
CIENCIAS MENCIÓN GEOLOGÍA**

ELKIN MAURICIO HERNÁNDEZ RÍOS

PROFESOR GUÍA:

Dr. LUIS FERNANDO BARRA PANTOJA

MIEMBROS DE LA COMISIÓN:

Dr. MARTIN REICH MORALES

Dr. DIEGO ANTONIO MORATA CÉSPEDES

Dr. JOSÉ MARÍA GONZÁLEZ JIMÉNEZ

**ESTE TRABAJO HA SIDO FINANCIADO POR EL PROYECTO FONDECYT
1110345**

SANTIAGO DE CHILE

2015

RESUMEN

Los numerosos afloramientos de rocas ultramáficas serpentinizadas presentes en el prisma de acreción Carbonífero son un rasgo distintivo de la Serie Occidental de la Cordillera de la Costa del centro-sur de Chile. En particular, en el sector de La Cabaña se han reconocido cuerpos de peridotitas con distinto grado de serpentización. En Centinela Bajo, el análisis químico de olivinos relictos primarios muestra una composición de Fo que varía entre 89 y 92, y contenidos de $\text{Al}_2\text{O}_3 < 0.15\%$ en peso y de $\text{NiO} < 0.45\%$ en peso, lo que representaría un manto que ha experimentado grados significativos de fusión parcial, e indicaría que la peridotita original corresponde a una porción de manto empobrecido. El cuerpo de Lavanderos corresponde a una dunita completamente alterada a serpentina (antigorita) y estaría asociada a una zona de cizalle entre el macizo peridotítico y los esquistos micáceos de la roca encajante.

Las cromitas accesorias y masivas tanto de Lavanderos como de Centinela Bajo presentan una alteración variable a cromita rica en Fe^{+2} asociada a un incremento de Fe_2O_3 y FeO y una disminución en el contenido de Al_2O_3 y MgO . Las concentraciones de elementos menores (Ti, V, Zn y Ni) es baja y generalmente menor a 0.4% en peso con la excepción de MnO ($< 0.9\%$ en peso). Las cromitas de Lavanderos presentan un #Cr que varía entre 0.6 a 1.0, mientras que el #Mg ($\text{Mg}/\text{Mg}+\text{Fe}^{+2}$) es menor a 0.5, y una razón ($\text{Fe}^{+3}/\text{Fe}^{+3}+\text{Fe}^{+2}$) < 0.4 . En Centinela Bajo las cromitas presentan un grado de alteración menor y tienen un #Cr y #Mg que varía entre 0.65-1.0, y 0.7-0.3, respectivamente y una razón ($\text{Fe}^{+3}/\text{Fe}^{+3}+\text{Fe}^{+2}$) < 0.4 . La composición isotópica de Re y Os de las cromitas es acorde con el promedio de las cromitas de ofiolitas reportado en la literatura. Sin embargo, se sugiere que las condiciones de serpentización y metamorfismo de las cromitas de La Cabaña podrían haber removilizado estos elementos, formando inclusiones secundarias de minerales del grupo del platino, por lo tanto la composición de Os de las cromitas no necesariamente reflejarían la composición del manto parental.

La composición química de las serpentinitas es similar a la de serpentinitas cuyo protolito corresponde a dunitas de ambientes de suprasubducción. Los estudios realizados indican que el proceso de serpentización se llevó a cabo mediante fluidos de fuentes sedimentarias y metasedimentarias, bajo condiciones reductoras y temperaturas inferiores a 400 °C.

AGRADECIMIENTOS

En estas líneas quiero expresar mi agradecimiento a las personas que me apoyaron durante este proceso.

En primer lugar, quiero agradecer a mi profesor guía, Dr. Fernando Barra, por su paciencia, preocupación y guía este tiempo. Muchas Gracias.

También a los miembros de la comisión Dr. Jose María Jimenez, Dr. Martin Reich y Dr. Diego Morata por su guía y excelente disposición durante este proyecto.

Presento además agradecimientos al Proyecto FONDECYT N°11110345, a cargo del Dr. Fernando Barra, que financió este trabajo y junto con este proyecto al Centro de Instrumentación Científica de Granada-CSIC, España y Dr. Fernando Gervilla, donde se realizaron los análisis de microsonda electrónica.

Este agradecimiento también lo expreso de forma especial a Hastblade Parra, mis padres y hermana; por su confianza, aliento, motivación, paciencia y por la gran ayuda que me han dado en este tiempo. Gracias.

También quiero agradecer a todas las personas que en este tiempo se transformaron en una familia para mí en este lugar, a Nestor Gutierrez, Viviana Pedroza, Silvia Carradori, Danielle Tardani, Jose Araos, Ana Vasquez, Monserrat Cascante y Hernan Porras.

A mis compañeros de la sala de posgrado también les agradezco, en especial a Fernanda Soto por su valiosa ayuda, Felipe Orellana por su ayuda en campo y Diego Aravena. Al igual a los funcionarios de la Universidad que se preocuparon por facilitar nuestra estancia allí.

Tabla de Contenido

1. Introducción	1
1.2 Objetivos	3
1.2.1 Objetivo General	3
1.2.2 Objetivos Específicos	3
1.3 Hipótesis de Trabajo	3
1.4.1 Fase de Revisión Bibliográfica y Recopilación de Información.....	4
1.4.2 Fase de Campo.....	4
1.4.3 Fase de Laboratorio	4
2. Antecedentes Generales.....	7
2.1 Complejos Ofiolíticos	7
2.1.1 Clasificación Estructural de los Complejos Ofiolíticos	8
2.1.2 Clasificación Petrológica de las Ofiolitas.....	11
2.1.3 Clasificación de las Ofiolitas en Función del Contenido de Elementos del Grupo del Platino (EGP).....	12
2.2 Proceso de Serpentinización.....	14
2.2.1 Mineralogía	15
2.2.2 Condiciones de la Serpentinización	18
2.2.3 Presión de la Serpentinización	18
2.2.4 Temperatura y Estabilidad de las Especies de Serpentina	19
2.2.5 Elementos Traza y Tierras Raras (REE).....	20
2.3 Mineralogía del Grupo del Espínelo.....	23
2.3.1 La Cromita como Indicador Petrogenético	23
2.3.2 Alteración de la Cromita: Formación de Ferricromita.....	24
2.4. Geoquímica de Elementos del Grupo del Platino (EGP).....	25
2.5 El Sistema Isotópico Re–Os.....	26
2.5.1 Re–Os en Cromita.....	28
3.1 Geología Regional y Local.....	31
3.1.1 Serie Oriental.....	31
3.1.2 Serie Occidental.....	32
3.1.3 Modelo Tectónico	36

3.1.4 Geología Local.....	36
a) Esquistos Micáceos.....	37
b) Metabasitas.....	38
c) Gabros.....	39
d) Peridotitas y Serpentinitas.....	39
4. Resultados.....	41
4.1 Geología de la zona de estudio.....	41
4.2 Petrografía.....	46
4.2.1 Micaesquistos.....	46
4.2.2 Lavaderos.....	48
4.2.3 Centinela Bajo.....	48
4.3 Química Mineral de Olivinos y Espinelas Crómicas.....	51
4.4.1 Olivino.....	51
4.4.2 Cromitas.....	51
4.4.2.1 Lavaderos.....	51
4.4.2.2 Centinela Bajo.....	56
4.3 Geoquímica de Elementos Traza.....	63
4.5 Elementos del Grupo del Platino (EGP) en Cromitas.....	64
4.6 Isótopos de Re-Os en Cromitas.....	66
5. Discusiones.....	68
7. Bibliografía.....	88
ANEXO 1.....	102
ANEXO 2.....	106
ANEXO 3.....	107
ANEXO 4.....	110

1. Introducción

1.1 Presentación del problema

El basamento metamórfico del centro-sur de Chile, distribuido a lo largo de la Cordillera de la Costa, se divide en dos unidades geológicas en base a su grado de metamorfismo: (1) La **Serie Oriental** (González-Bonorino, 1971; Aguirre et al., 1972) y (2) La **Serie Occidental** (González-Bonorino, 1971; Hervé, 1988).

La Serie Oriental (González-Bonorino, 1971; Aguirre et al., 1972) registra evidencias de metamorfismo de alta temperatura y presión intermedia; y está constituida por metagrawacas, metapelitas y rocas corneas. Los materiales de esta unidad se interpretan como pertenecientes a un margen continental pasivo de edad Devónica (Willner et al., 2005) cuya edad máxima de deposición, según circones detríticos, es de 345 Ma (Hervé et al., 2012). La posterior intrusión del Batolito de la Costa (300-305 Ma; Martin et al., 1999) produjo un evento adicional de metamorfismo de contacto en las rocas que conforman esta unidad (Martin et al., 1999; Willner et al., 2005; Glodny et al., 2008).

La Serie Occidental (González-Bonorino, 1971; Hervé, 1988) registra metamorfismo de temperatura baja a intermedia y alta presión. Esta unidad está conformada por esquistos micáceos, metabasitas y en menor medida peridotitas serpentinizadas (Hervé, 1988). Las condiciones del peak metamórfico quedan representadas por la presencia de bloques aislados de esquistos azules asociados a los esquistos micáceos característicos de esta unidad (Willner et al., 2005).

Las rocas presentes en la Serie Occidental tienen un origen pelítico de fondo oceánico y su origen estaría relacionado al emplazamiento de un prisma de acreción desarrollado en la parte frontal de una zona de subducción durante el Carbonífero (Hervé et al., 1974, 1976; Godoy, 1979; Willner et al., 2005). La Serie Occidental se divide a su vez en una zona norte y una zona sur, de acuerdo a la proveniencia de sus circones detríticos. La zona norte fue probablemente depositada en un margen pasivo con escaso aporte de sedimentos devónicos debido a una barrera topográfica entre la Precordillera y posiblemente el terreno alóctono Chilena (Hervé et al., 2012). El contacto entre ambas series está definido por la zona de falla sinistral Lanalhue, de orientación NW-SE y con una edad estimada entre 280 y 270 Ma (isócrona Rb/Sr en mica blanca; Glodny et al., 2008).

Muchos de los estudios realizados hasta la fecha se han focalizado en los metasedimentos del basamento metamórfico, sin embargo, es poca la información que se tiene sobre los numerosos afloramientos de rocas máficas y ultramáficas de la Serie Occidental.

Dentro de estas, las rocas ultramáficas de la localidad de La Cabaña, Provincia del Cautín en la IX Región, son probablemente las mejor estudiadas, ya que es el único cuerpo de peridotitas en Chile en que se han encontrado concentraciones apreciables de cromita en forma de cuerpos masivos (Vergara, 1970; Alfaro, 1980; Barra et al., 1998; Höfer et al., 2001; Galdames et al., 2010).

El contexto geotectónico en el cual se formó el basamento metamórfico de la Cordillera de la Costa es aún incierto y dos modelos principales se han planteado para explicar su origen. El primer modelo plantea que estas rocas se formaron dentro de un contexto de prisma de acreción, donde las rocas de la Serie Oriental se incorporaron al continente por acreción frontal, mientras que las rocas de la Serie Occidental por acreción basal (Hervé et al., 1988; Willner et al., 2005). Un segundo modelo plantea que las rocas del basamento metamórfico se formaron dentro de un contexto de trasarco o bien de cuenca marginal (Kato, 1976; Frutos y Alfaro, 1987; Rabbia et al., 1994).

La composición química de la cromita y la tipología de las asociaciones de inclusiones de minerales del grupo del platino ha sido utilizada por diversos autores para establecer el ambiente tectónico de formación de las cromitas y de las rocas que las contienen (Arai y Yurimoto, 1994; Melcher et al., 1997; Zhou et al., 1998; Proenza et al., 1999, 2004b; Uysal et al., 2005). Estudios preliminares parecen indicar un manto fuertemente metasomatizado en un contexto de suprasubducción (Barra et al., 1998; Galdames et al., 2010). Sin embargo, y a pesar de que La Cabaña es uno de los cuerpos ultramáficos mejor estudiados, de la Serie Occidental de Chile, las características que presenta, ofrecen la posibilidad de realizar un acercamiento al origen y evolución de este complejo ofiolítico, y como consecuencia de esto, aumentar el conocimiento de la composición del manto superior durante el Carbonífero en el margen occidental del supercontinente Gondwana.

El presente trabajo se encuentra enmarcado dentro del proyecto FONDECYT N°1110345, titulado "**ORIGIN AND EVOLUTION OF THE COASTAL CORDILLERA OPHIOLITE COMPLEX, CENTRAL CHILE**" y liderado por el profesor Dr. Fernando Barra. Este proyecto tiene por objetivo general determinar el origen y evolución de los cuerpos de

peridotita/serpentinita y espínelos crómicos asociados de la Cordillera de la Costa del centro-sur de Chile.

1.2 Objetivos

1.2.1 Objetivo General

El principal objetivo de este estudio radica en comprender la Geología y petrogénesis de los cuerpos de peridotita serpentizada presentes en la localidad de La Cabaña, IX Región de Chile, con el propósito de aportar nuevos antecedentes para entender la evolución del margen continental de Gondwana durante el Paleozoico.

1.2.2 Objetivos Específicos

- 1.- Establecer las principales características petrográficas de las peridotitas y sus productos de alteración, con el fin de determinar su origen y el grado metamórfico que las afectó.
- 2.- Determinar la naturaleza y fuente del fluido que produjo la alteración de las peridotitas, cromititas y cromitas accesorias.
- 3.- Determinar la composición química de las cromitas para establecer su grado y mecanismo de alteración.
- 4.- Determinar la composición isotópica de Re y Os de las cromititas para establecer su comportamiento durante los procesos de alteración.

1.3 Hipótesis de Trabajo

La composición de las peridotitas y cromititas de La Cabaña presentan características típicas de una porción de manto representativo de una configuración tectónica de suprasubducción, y su alteración corresponde a una respuesta de estas rocas ante el metamorfismo de la Serie Occidental.

Para comprobar esta hipótesis este estudio pretende, mediante el uso de herramientas geoquímicas como lo es el sistema isotópico Re-Os y análisis mediante microsonda electrónica de espinelas crómicas, entender la petrogénesis y alteración de éstas. Además, mediante la geoquímica de las peridotitas y análisis de microsonda electrónica de mineralogía relictas, se pretende dilucidar el origen de las peridotitas que contienen a los cuerpos de cromita. Esto conduce a que las conclusiones de éste trabajo

permitirán aportar nuevos antecedentes para tener una visión global del origen de este complejo ofiolítico y su relación con la evolución de las rocas metamórficas de la Serie Occidental en el margen occidental de Gondwana.

1.4 Metodología de Trabajo

La ejecución de este trabajo de tesis se ha dividido en cuatro fases, con el fin de lograr un trabajo ordenado y consecuente con cada una de las etapas de desarrollo de esta investigación.

1.4.1 Fase de Revisión Bibliográfica y Recopilación de Información

En esta etapa, se recopiló toda la información posible de revistas científicas de la especialidad, memorias de título, tesis de magister y doctorado, así como de libros, que atañen a los objetivos que se pretenden resolver en este trabajo. Asimismo, se realizó una fotointerpretación del área de estudio, con el fin de identificar posibles estructuras y establecer posibles relaciones geomorfológicas.

De acuerdo a los antecedentes recopilados se realizó una planificación de las actividades a desarrollar para cumplir con los objetivos de este estudio.

1.4.2 Fase de Campo

Esta fase consistió en el reconocimiento de las diferentes litologías y estructuras de la zona de estudio, con el fin de definir sus relaciones de campo. De esta forma, se obtuvieron datos de orientación de la foliación de las rocas, tanto de la roca caja como de afloramientos de rocas ultramáficas. Además, se realizó un muestreo de las diferentes unidades para su posterior análisis en los laboratorios.

1.4.3 Fase de Laboratorio

Las muestras recogidas en campo fueron destinadas a los siguientes análisis de laboratorio.

Petrografía: Se elaboraron 28 secciones delgadas y cortes transparente-pulido para determinar las características petrográficas de las distintas unidades litológicas. Este estudio se realizó en el Departamento de Geología de la Universidad de Chile, utilizando un microscopio Olympus modelo BX51, con el cual se tomaron fotomicrografías.

Química Mineral: Cortes transparente-pulido fueron analizados mediante microsonda electrónica. El análisis mediante microsonda electrónica (EMPA) de silicatos y cromitas de las rocas ultramáficas fueron realizadas en el Centro de Instrumentación Científica de Granada-CSIC, España. Las imágenes de electrones retrodispersados (BSE) de cromita fueron tomadas con una CAMEBAX SX100 y fueron comparadas con microfotografías de luz reflejada para correlacionar diferencias de la reflectividad con la composición. Las condiciones analíticas de EMPA fueron basadas en el procedimiento descrito por Gervilla et al. (2012) bajo un voltaje de 20kV y un haz de corriente de 20nA, con un diámetro de 2 a 3 μ m (Anexo 2).

Geoquímica de Peridotitas: Para este estudio se pulverizaron nueve muestras de serpentinita (3 de Lavanderos y 6 de Centinela), en un mortero de ágata en el Departamento de Geología de la Universidad de Chile; con el fin de analizar la composición de elementos traza en roca total.

Las muestras fueron enviadas a ACT Labs en Canadá, donde fueron analizados 25 gramos de cada muestra por digestión total con cuatro ácidos comenzando por ácido fluorhídrico, seguido por una mezcla de ácido nítrico y perclórico. Posteriormente son calentadas y secadas, para después ser llevados a solución nuevamente usando ácido clorhídrico y ácido nítrico.

Las muestras fueron analizadas mediante ICP-MS (Perkin Elmer Sciex ELAN 6000, 6100 y 9000). Los resultados de este análisis se reportan en el Anexo 3.

Geoquímica de Elementos del Grupo del Platino (EGP): Para el estudio de EGP, se separaron seis muestras de cromita masiva (3 de Lavanderos y 3 de Centinela). Las muestras fueron enviadas a ACT Labs en Canadá, donde fueron analizadas mediante Activación Neutrónica (AAN), la cual consiste en irradiar las muestras y un blanco de composición conocida con un flujo de neutrones térmicos, por lo general en un reactor nuclear de investigación. Este método depende de la medición de radiación gamma inducida en la muestra. Cada elemento activado emite una signatura de radiación gamma que puede ser medida y cuantificada.

Geoquímica Isotópica: Análisis de isótopos de Re y Os en roca total de cuatro muestras de cromitas (CEN-07, CEN-08, CEN-09, LAC-1008) en el Departamento de Geología de la

Universidad de Maryland, EEUU, medido por un espectrómetro de masas vía ionización termal en modo negativo (Negative TIMS o N-TIMS).

Para realizar esta medición se disuelve y equilibra la muestra con agua regia en tubos Carius sellados. Se separan 1 o 2 gramos de muestra, a los cuales se agregan 2 ml de HCl y 4 ml de HNO₃. Posteriormente se congela la mezcla de muestra y ácidos en tubos sellados y se calienta a 240°C por un mínimo de 12 horas. Al abrirse los tubos se añade tetracloruro de carbono a la mezcla ácida y se extrae el Os de la solución acuosa.

El tetraóxido de Os es reducido por medio de mezcla con ácido brómico para finalmente ser purificado a través de microdestilación, mientras que el Re es purificado a través de intercambio aniónico en columnas. Todos los análisis de Re fueron llevados a cabo usando copas Faraday. Se usó una muestra estándar para el Os de composición $^{187}\text{Os}/^{188}\text{Os}=0.113778$ y para el Re una de composición $^{185}\text{Re}/^{187}\text{Re}=0.60064$.

2. Antecedentes Generales

2.1 Complejos Ofiolíticos

Los complejos ofiolíticos representan trozos de manto superior o litósfera oceánica que fue incorporada en los márgenes continentales durante periodos de colisión continente–continente, arco–continente e interacciones dorsal–fosa y/o eventos de subducción–acreción (Dilek, 2003) y comúnmente son interpretadas como zonas de sutura y de colisión continental (Ishiwatari, 2003).

De esta forma, Dilek y Furnes (2011) definen estos cuerpos como “fragmentos alóctonos de manto superior y corteza oceánica que es tectónicamente desplazada, de su origen ígneo primario de formación, como el resultado de la convergencia de placas”.

Las rocas del manto superior de la litósfera oceánica constituyen un sistema altamente reactivo química y termalmente, y cuya interacción con el agua marina tiene altas consecuencias a nivel geofísico, geoquímico y biológico para el sistema marino global y para las zonas con procesos de subducción (Bach y Früh–Green, 2010). Existen básicamente dos tipos de fragmentos de manto que se pueden encontrar tectónicamente emplazados en la corteza (Bucher y Grapes, 2011):

- Fragmentos de manto “oceánico” constituido predominantemente por harzburgitas muy empobrecidas y dunitas, y en menor medida lherzolita. Normalmente se localizan en la parte inferior de la pseudoestratigrafía de una ofiolita, que es una porción de litósfera emplazada en el continente.
- Fragmentos de manto subcontinental compuesto en mayor medida de lherzolitas y en menor medida de piroxenitas, harzburgitas y dunitas con contenidos relativamente elevados de piroxenos.

Según Wakabayashi y Dilek (2003), las ofiolitas en sistemas colisionales representan dominios oceánicos desaparecidos y son importantes para reconstruir las características geodinámicas originales.

Basados en los rasgos tectónicos pueden existir dos tipos de ofiolitas:

- Las que ocurren como gruesas secciones cabalgadas, que se emplazan en el sustrato de márgenes pasivos, y son asociadas comúnmente con aureolas metamórficas de alta temperatura en su base.
- Y las que están asociadas a bloques de "mélange" tectónicos de esquistos azules como parte de un prisma de acreción.

Bach y Früh-Green (2010) argumentaron que el modelo típico de una ofiolita, conocido como "*Penrose-type crust*", definido en 1972 y basado en estructuras de basaltos, diabasas (complejos de diques) y gabros, estaría relacionado a un ambiente de dorsal con una alta tasa de extensión como la Dorsal del Pacífico Este, pero no es consistente para dorsales con tasas menores a 40 mm/año; ya que con tasas de expansión alta el abastecimiento de material fundido puede mantenerse en el tiempo. Las dorsales de expansión lenta, con tasas menores a 20 mm/año tienen una morfología que consiste de segmentos avolcánicos y volcánicos acrecionales enlazados, con variaciones en el espesor de la corteza a lo largo de la dorsal oceánica debido a diferencias en el volumen de fundido (Fig. 1). En este caso, la principal unidad de acreción parece ser el emplazamiento de bloques del manto sobre el piso oceánico (Dick et al., 2003), en donde las peridotitas serpentinizadas del manto y las rocas plutónicas de la corteza inferior representan un 20 a 25% del piso oceánico (Cannat et al., 1995).

2.1.1 Clasificación Estructural de los Complejos Ofiolíticos

La distribución de las ofiolitas en diferentes cinturones orogénicos refleja una relación espacio-temporal donde los diferentes grupos con rangos de edad similar, en diferentes cinturones orogénicos reflejan peaks de producción y posterior obducción de litosfera oceánica. Estos se superponen en tiempo con eventos orogénicos de primer orden que se relacionan a la formación de supercontinentes (Dilek y Furnes, 2011). En esta clasificación cada ofiolita presenta una variedad tipológica estructural y geoquímica. En base a características estructurales, petrográficas y geoquímicas Dilek (2003) y Dilek y Furnes (2011) sugieren la existencia de seis tipos estructurales de ofiolitas que se indican en la Tabla 1 y en el Anexo 1.

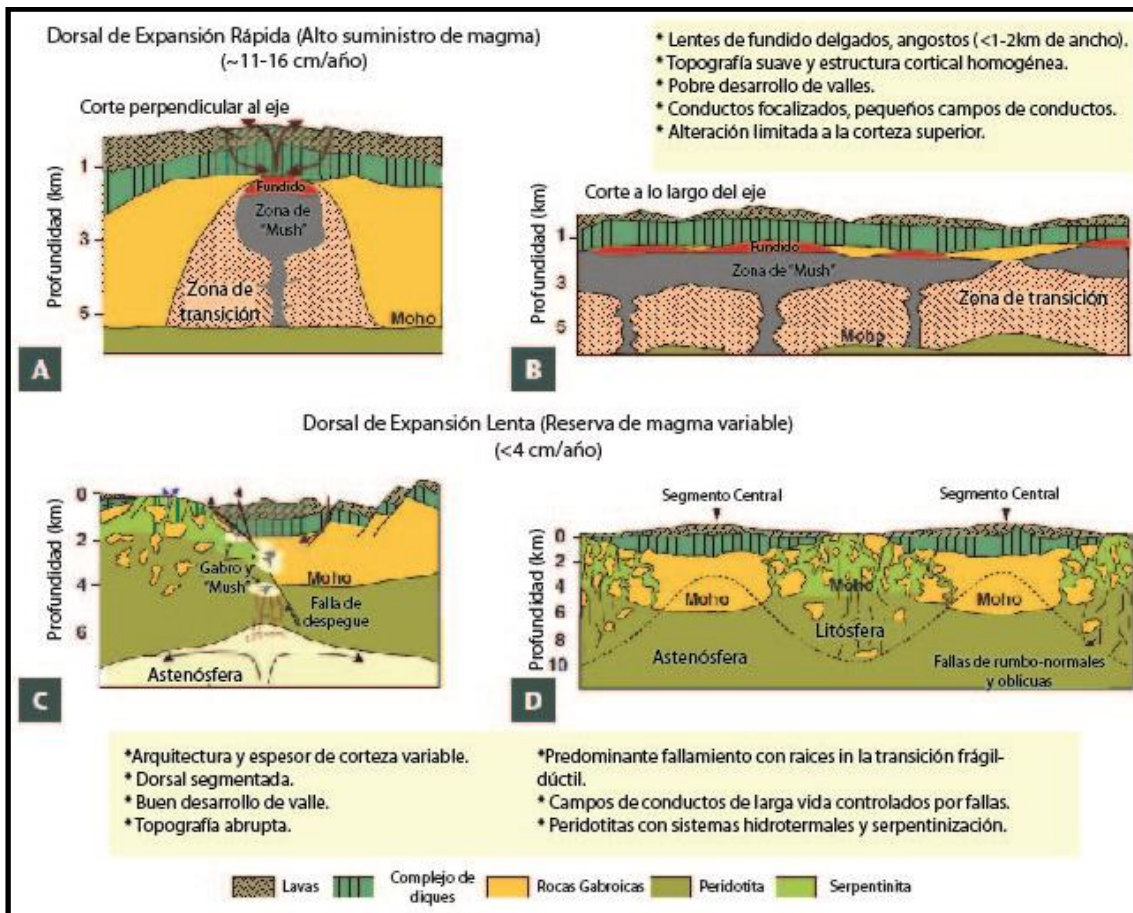


Figura 1. Modelo conceptual de ambientes tectono-magmáticos de generación y de alteración de peridotitas basado en diferencias de tasa de expansión y características petrográficas (Modificado de Bach y Früh-Green, 2010).

Tabla 1. Clasificación de los tipos de ofiolitas según Dilek y Furnes (2011).

TIPO	CARACTERÍSTICAS
Margen Continental	Fragmentos de transiciones océano-continente (OCT) pobres en magma.
	Manto subcontinental litosférico de lherzolita exhumado que yace directamente bajo lavas intruidas por pequeños plutones gabroicos y pocos diques máficos.
	Señal geoquímica de N-MORB.
	AMBIENTE
	Fases tempranas de la evolución de una cuenca oceánica, seguido de ruptura continental.
	Son los productos de bajos grados de fusión o menos empobrecidas, manto litosférico subcontinental y ascenso astenosférico.
Mid-Ocean Ridge	Ejemplo clásico: Tipo Ligurides.
	CARACTERÍSTICAS

(MOR)	Tienen una arquitectura estructural típica del tipo Penrose (particularmente en los centros de segmentos de dorsal).
	Señal geoquímica de N-MORB, E-MORB.
	AMBIENTE
	Se pueden formar en plumas distales o proximales a "dorsales meso-oceánicas", o trincheras-centros de expansión de cuenca tras arco distal.
	Ejemplo: Taitao, Macquarie.
Tipo Pluma (P)	CARACTERÍSTICAS
	Secuencias plutónicas y volcánicas gruesas.
	Patrón de elementos traza Empobrecido (D-MORB) a Enriquecido (E-MORB)
	AMBIENTE
	Se pueden formar cerca de plumas-dorsal de expansión proximal y como una parte de plateau oceánico.
	Ejemplo: Plateau del Caribe.
Zona de Suprasubducción (SSZ)	CARACTERÍSTICAS
	Comúnmente tienen una arquitectura estructural tipo Penrose y pueden mostrar una secuencia de actividad ígnea MORB-IAT boninitica.
	El rango de edad entre varias de sus subunidades es comúnmente menor a 10 Ma.
	AMBIENTE
	Se forman en las placas extensionales superiores de zonas de subducción.
	Elas pueden evolucionar en cuencas trasarco extensionales, embriónicas, cuencas de antearco, arreglos de antearco, y cuencas trasarco continentales y oceánicas.
	Resultan de corteza oceánica generada durante el cierre de una cuenca y marcan eventos mayores de subducción.
	Se forman como el resultado de extensión de suelo oceánico en condiciones ensimáticas y ensiálicas.
Ejemplo: Ofiolita Rocas Verdes, Chile	
Tipo Arco Volcánico (VA)	CARACTERÍSTICAS
	Arquitectura de corteza poligenética con un basamento oceánico deformado y viejo.
	Corteza baja máfica compuesta de plutones gabroicos e intrusiones hipoabisales.
	Moderada a bien desarrollada corteza media de diorita-tonalita.
	Rocas extrusivas de andesitas a riolitas y diques (localmente capas) formando la corteza superior.
	Cobertera volcanoclástica (localmente subaérea).
	Firmas geoquímicas calcoalcalinas.
	AMBIENTE
Se forman en configuraciones de arco ensimáticos.	

	Difieren de SSZ basados en su espesor y desarrollo más completo de corteza de arco con composiciones calcoalcalinas.
	El rango entre diferentes subunidades de la ofiolita en arcos volcánicos, son ofiolitas que pueden ser más viejas de 20 - 30 Ma.
Tipo Acrecionario	CARACTERÍSTICAS
	Contiene fragmentos de cualquiera de las ofiolitas antes mencionadas.
	Asociadas con sedimentos pelágicos a hemipelágicos y sedimentos de llenado de fosas que puede haber sido depositados antes o después de su incorporación al prisma de acreción.
	Pueden tener diversos ensamblajes litológicos, grados metamórficos, y afinidades químicas no relacionadas entre ellos, porque son pedazos tectónicos de rocas oceánicas arrancados de las placas subductantes.
	AMBIENTE
	Complejos de acreción.
	Se vuelven progresivamente más jóvenes en el descenso estructural con la subducción-complejos acrecionarios
	Ejemplo: Tipo Franciscana.

2.1.2 Clasificación Petrológica de las Ofiolitas

Boudier y Nicolas (1985) de acuerdo al espesor de la corteza oceánica, ambientes de formación, composición y grado de serpentización, definieron dos tipos de ofiolitas desde el punto de vista petrológico: la ofiolitas **Tipo Lherzolita (LOT)** que se asocian con centros de expansión de suelo oceánico lento o zonas circundantes a fallas transformantes, y las ofiolitas **Tipo Harzburgita (HOT)**, que corresponderían a centros de expansión con tasas mayores a 1 cm/año.

Estudios posteriores llevaron a Ishiwatari et al. (2003) a replantear esta clasificación dividiéndola en tres, y cuyas principales características se pueden observar en la Figura 2.

- **Tipo Lherzolita (LT):** Representa la composición "primigenia" del manto superior.
- **Tipo Harzburgita (HT):** Representa porciones de un manto superior lherzolitico que han experimentado porcentajes relativamente bajos de fusión parcial (<25%).
- **Tipo Harzburgita Empobrecida (DHT):** Corresponden a porciones de manto lherzolitico que han experimentado porcentajes de fusión parcial que superan el 25%. Estos están generalmente asociados a fusión parcial hidratada inducida en porciones

de manto por encima de placas que subducen, también conocidas como zonas de suprasubducción.

2.1.3 Clasificación de las Ofiolitas en Función del Contenido de Elementos del Grupo del Platino (EGP)

Prichard et al. (2008), divide las ofiolitas en tres grupos de acuerdo a su contenido de cromita y EGP, que reflejan el grado de fusión parcial del manto y la extracción de EGP del manto, cuya representación esquemática se puede ver en la Figura 3.

- **Grupo 1 (Ofiolitas pobres en Cromititas y EGP):** Bajos grados de fusión parcial del manto producen ofiolitas con signatura tipo MORB, las cuales no contienen cantidades significativas de EGP. Estas ofiolitas comúnmente tienen secuencias de peridotitas delgadas o ausentes, inexistencia de cromititas masivas o lenticulares y secuencias de manto lherzolítico fértil. Los EGP están registrados, raramente, en acumulados en concentraciones muy bajas.
- **Grupo 2 (Ofiolitas con Cromititas ricas EGP):** La fusión parcial del manto favorece la extracción de EGP presentes en las peridotitas, y produce cromititas enriquecidas en EGP, cuyas concentraciones alcanzan valores en ppm. Estas ofiolitas presentan gruesas capas de dunita y harzburgita. Las cromititas se presentan en lentes y el tipo y concentración de EGP varía en las diferentes cromititas, dentro de las cuales, algunas son más ricas en Os, Ir y Ru, que en Pt y Pd; mientras que en otras ocurre lo contrario.
- **Grupo 3 (Ofiolitas con Cromititas pobres en Pt y Pd):** Este tipo es producto de altos grados de fusión parcial del manto en zonas de suprasubducción donde los EGP ya han sido extraídos, para lo cual el fundido ha sido diluido por la adición de un fundido pobre en EGP producto de una fusión parcial más allá del intervalo para la extracción de EGP. Estas ofiolitas contienen una potente capa de acumulados ultramáficos que suprayacen a un manto harzburgítico estéril. Sus cromititas no contienen Pt y Pd, pero hay concentraciones menores de estos en las secuencias máficas y ultramáficas suprayacentes.


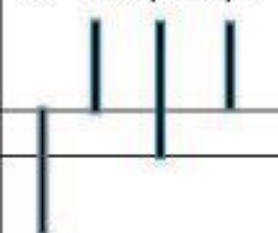
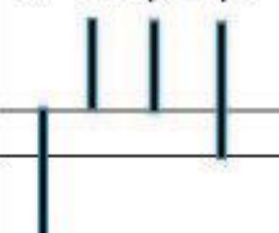
Tipo de Ofiolita	Tipo L	Tipo H	Tipo DH
Rocas Volcánicas	N-, T-, E- MORB, basaltos alcalinos	N-, T-, E- MORB, Basalto de arco de isla y andesita	N-, T-, E- MORB, Basalto de arco de isla y boninita
Tipo Cumulado Cpx TiO ₂ Rocas máficas	Tipo de Plagioclasa 0.8 wt.%	Tipo de Cpiroxeno 0.4 wt.%	Tipo de Opiroxeno 0.1 wt.%
Secuencia de Cristalización máfica	Ol Pl Cpx Opx	Ol Pl Cpx Opx	Ol Pl Cpx Opx
Moho sísmico Cumulados ultramáficos			
Manto residual peridotita Bulk Al ₂ O ₃ + CaO Espinela (Cr#) Opx Al ₂ O ₃ Olivino (Fo)	Harzburgita rica en Cpx y Lherzolita 3 - 5 wt.% 0.3 - 0.5 2 - 4 wt.% 90 ó menos	Harzburgita con Cpiroxeno 1 - 2 wt.% 0.5 - 0.7 1 - 2 wt.% 90 - 91	Harzburgita sin Cpiroxeno 0 - 1 wt.% 0.7 - 0.9 0 - 1 wt.% 90 ó más
Ejemplos Clásicos	Ligurides, Alpes, Trinity Bay of Islands	Semail (Oman), Troodos, Vourinos	Papua, Adamsfield, Khan Taishir

Figura 2. Cuadro resumen de la composición petrográfica de los diferentes tipos de ofiolitas. Modificado de Ishiwatari et al. (2003)

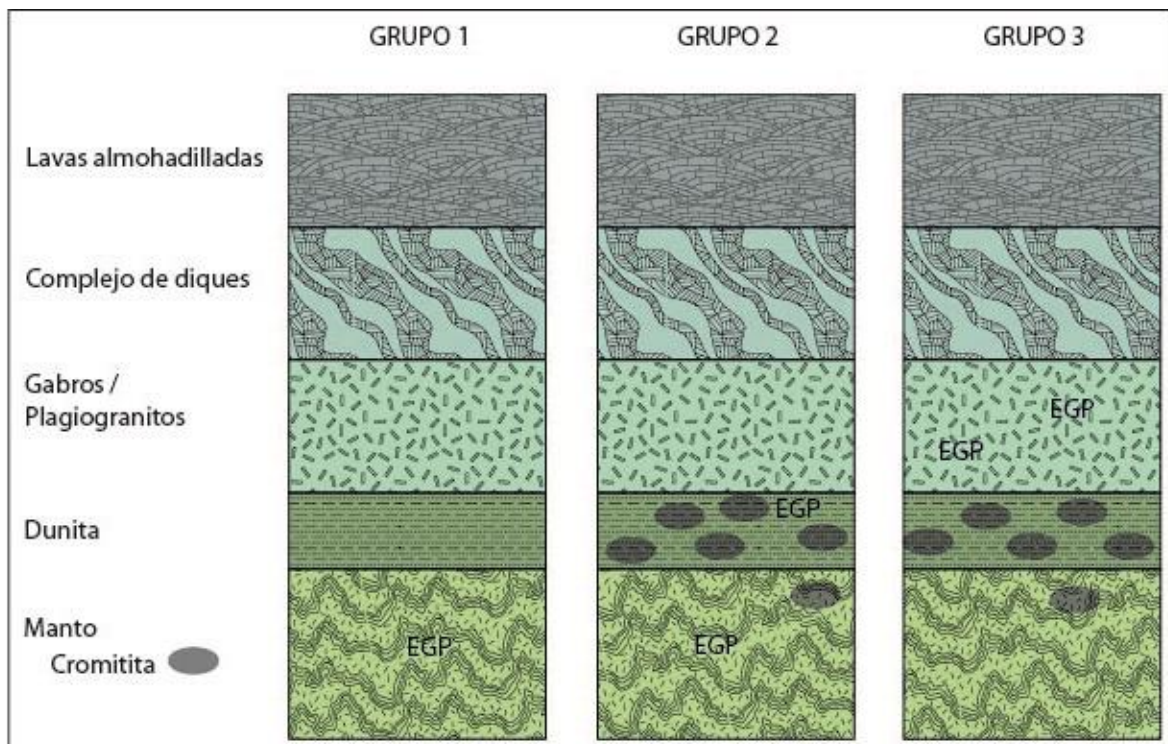


Figura 3. Tipos de ofiolitas de acuerdo al contenido y distribución de EGP. Modificada de Prichard et al. (2008).

2.2 Proceso de Serpentinización

El proceso de serpentinización (Fig. 4) generalmente se produce por la infiltración de agua en las peridotitas, lo cual puede ocurrir en las siguientes situaciones (Li y Lee, 2007; Bucher y Grapes, 2011):

- En dorsales oceánicas, donde el agua se infiltra a través de fracturas de extensión relacionadas con el proceso de apertura del eje de la propia dorsal.
- En zonas de fallas de bajo ángulo, en las cuales las peridotitas son exhumadas, favoreciendo la interacción con el agua marina y por lo tanto la "meteorización marina".
- En la corteza, durante la formación de zonas subducción o cinturones de colisión, donde el agua se puede infiltrar por fallas extensionales formadas en la curvatura de la placa que se subducta o bien por la deshidratación de esta misma, la cual afecta las rocas de la corteza inferior.

- En el manto propiamente tal, si algún fluido rico en H₂O alcanza o está presente a una profundidad de 35 km o bajo la isoterma de 670 °C. En esta situación la harzburgita reacciona en fuerte desequilibrio con el agua dando lugar a una serpentinita.

La serpentización es un proceso de alteración metamórfica que suele afectar a las rocas ultramáficas (Jamtveit y Austrheim, 2010). Se caracteriza por una trayectoria de metamorfismo retrogrado (hidratación progresiva de una peridotita fría) que normalmente ocurre en el fondo oceánico (Bucher y Grapes, 2011). Este proceso de alteración secundaria de las peridotitas afecta en gran medida las propiedades físicas de la litósfera oceánica, tales como su densidad, magnetismo y comportamiento reológico, y ocurre bajo condiciones estáticas, en la mayoría de los casos (Mével, 2003). Uno de sus principales cambios está dado por la ganancia de volumen (cerca del 50%) y la pérdida de densidad de la roca que pasa de 3.3 gr/cm³ a 2.7 gr/cm³, mientras el hierro ferroso se oxida a férrico para formar magnetita (Fe₃O₄) (Hekinian, 1982; Bach et al., 2004, 2006; Jamtveit y Austrheim, 2010; Bucher y Grapes, 2011).

Estas nuevas características que adquiere la roca afecta los modelos actuales de la estructura de la litósfera en las zonas de dorsal, y suelo oceánico en general, ya que si se tienen en cuenta parámetros tales como la profundidad y extensión espacial de serpentinitas, la discontinuidad de MOHO podría no corresponder sistemáticamente a un límite entre corteza-manto, sino más bien a un frente de serpentización o hidratación que coincide con la isoterma de 500 °C en el eje de las dorsales (Mével, 2003; Bach y Früh-Green, 2010).

2.2.1 Mineralogía

Las rocas ultramáficas están constituidas principalmente de silicatos de hierro y magnesio, anhidros: olivino, ortopiroxeno y clinopiroxeno. Por esto su sistema de componentes está basado en SiO₂, FeO, MgO y CaO > 95% (Bucher y Grapes, 2011). Si estos silicatos anhidros llegan a reaccionar con agua, a través de reacciones isoquímicas, se produce la formación de diferentes tipos de minerales del grupo de la serpentina (Hekinian, 1982, Bach et al., 2004, 2006; Marchesi et al., 2013).

Johannes (1968) estableció que en un rango de temperaturas de 350 a 400°C el olivino puede reaccionar con agua para producir serpentina y como subproducto brucita de acuerdo con la siguiente reacción:

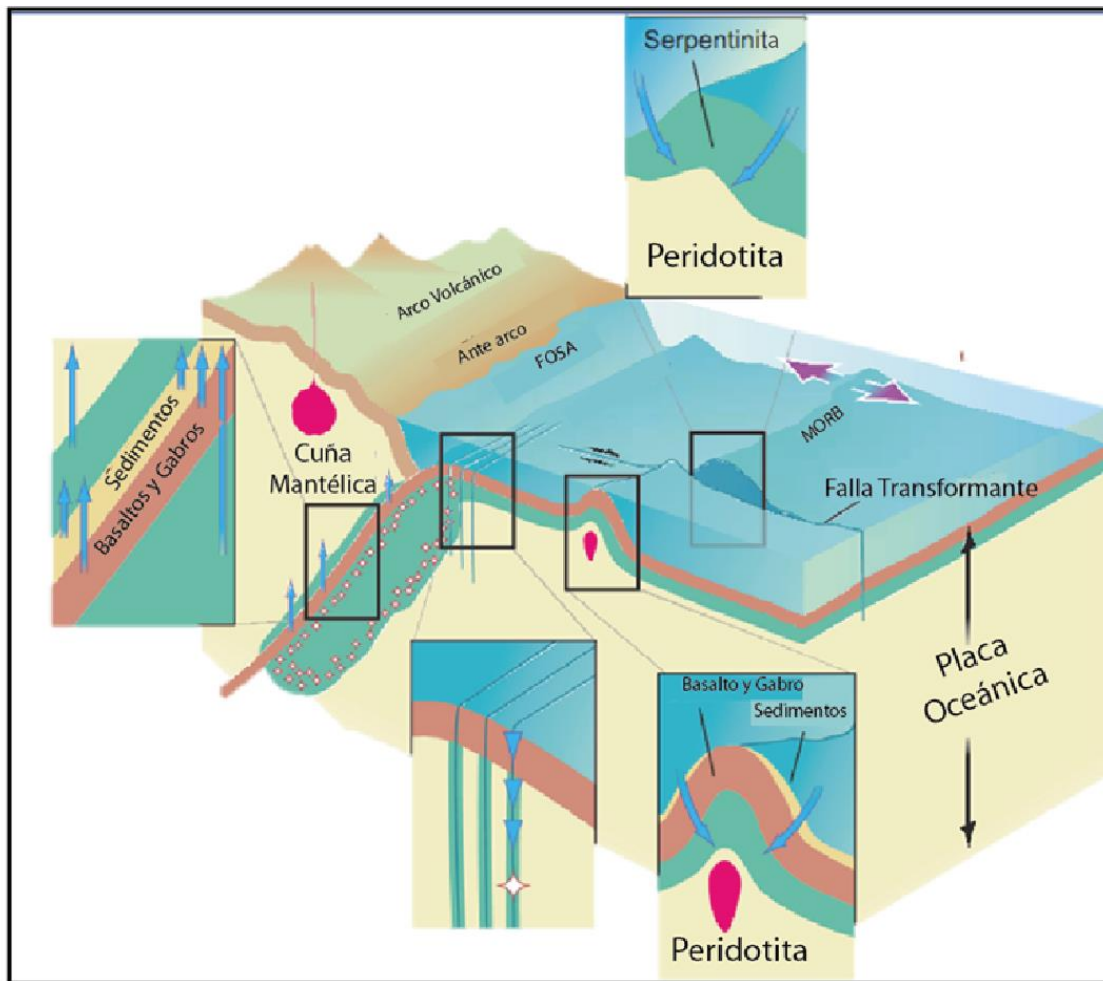
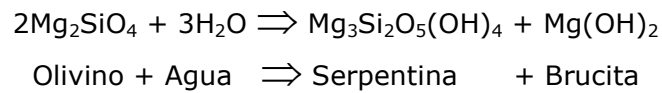
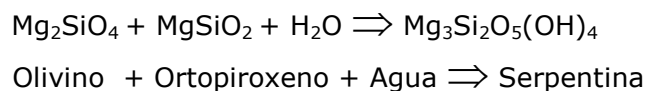


Figura 4. Diferentes ambientes tectónicos, donde el proceso de serpentinización puede llevarse a cabo. Las flechas azules, muestran el ingreso o expulsión de agua (Modificado de Kerrick, 2002).

Asumiendo una razón de 1:1 de olivino y piroxeno, la reacción se podría expresar así:

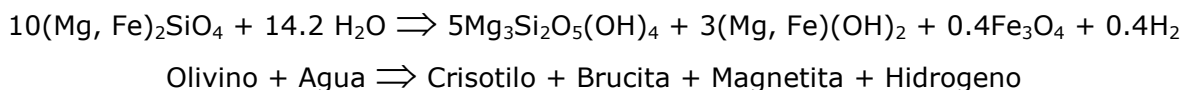
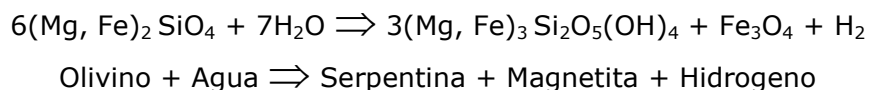


La serpentina presenta básicamente tres polimorfos con una composición muy similar, presentes en la peridotita alterada de acuerdo a las condiciones de metamorfismo que ésta haya alcanzado.

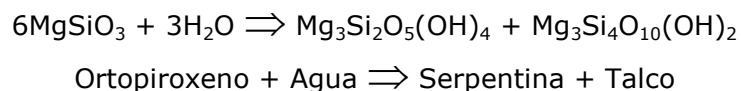
Según Coleman (1977) los minerales del grupo de la serpentina que se llegan a producir durante la hidratación del olivino son **lizardita, crisotilo y antigorita**. La lizardita (Lz) y el crisotilo (Ctl) se pueden formar a temperaturas menores a 350°C (Barnes and O'Neil, 1969; Hekinian, 1982), representando serpentinas de baja temperatura. La antigorita es el polimorfo estable a temperaturas más elevadas (>500°C) y es mucho más frecuente en aquellas rocas que han entrado en el rango de temperaturas y presiones del metamorfismo en facies anfibolitas, esquistos azules y eclogita (Bucher y Grapes, 2011).

Sin embargo, los trabajos modernos sugieren que estas reacciones son mucho más complejas, dado que en la reacción se involucran más reactantes que controlan estas reacciones (Mével, 2003; Bach et al., 2004, 2006; Klein et al., 2009; Marchesi et al., 2013).

- **Magnetita:** Representa un mineral ubicuo, producto de la reacción de serpentización del miembro final de Fe.

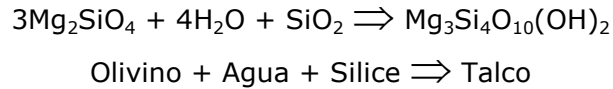


- **Talco:** Comúnmente asociado con la alteración de ortopiroxeno, olivino y serpentina. Generalmente se presenta a lo largo de fracturas y también en rocas deformadas.

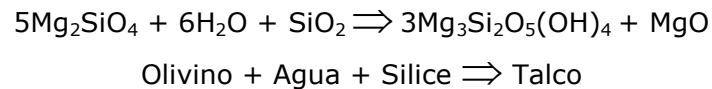
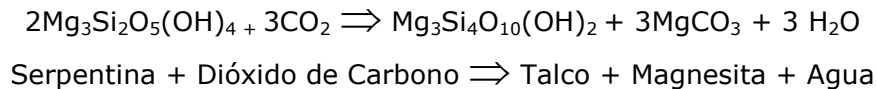


En todo cuerpo ultramáfico incorporado en cinturones de colisión, se presenta una diferencia química con la composición general de la corteza continental que lo rodea, y como resultado, los lentes de rocas ultramáficas son vulnerables a metasomatismo y reacciones de sistemas abiertos. La reacción típica es un intercambio SiO₂-MgO, en el

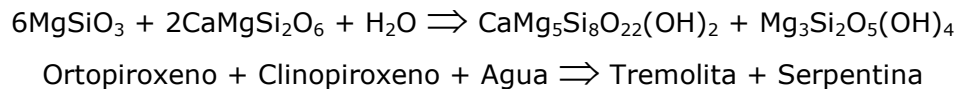
cual la roca ultramáfica pierde MgO y la roca cortical aporta el SiO₂. Uno de los ejemplos de esto es la serpentización de la forsterita (dependiente de la actividad de la sílice) de la siguiente forma (Bucher y Grapes, 2011):



El talco también se puede producir si hay una adición de CO₂ o SiO₂ al sistema:



- **Anfíboles:** El más común es la tremolita, generalmente asociada a la alteración de piroxenos, a través de la siguiente reacción:



2.2.2 Condiciones de la Serpentinización

En la determinación de las condiciones de P-T de las serpentinitas se debe tener en cuenta que son rocas polifásicas que contienen información de sucesivos estados de cristalización y que sus campos o rangos de estabilidad son muy amplios (Mével, 2003), principalmente en cuanto a temperatura se refiere, puesto que ésta puede variar entre los 50° a 600°C (Evans, 2010). Los productos, subproductos y secuencia de reacciones de alteración y formación de las serpentinitas dependen principalmente de la temperatura; además de la presión, composición del protolito, presencia de estructuras y grado de penetración del agua oceánica en la roca como es notorio en la Figura 5 (Bach y Früh-Green, 2010; Evans, 2010).

2.2.3 Presión de la Serpentinización

La máxima presión de serpentización es bien conocida, dado las condiciones geodinámicas de la litósfera. Como se mencionó antes, la serpentización produce cambios significativos en la interpretación geofísica de la corteza oceánica y para ésta, la

discontinuidad de MOHO se presenta como un límite de hidratación. La profundidad de MOHO, generalmente no excede los 6 km, pudiendo alcanzar un máximo de 10 km y un mínimo de 3 km en las dorsales de expansión lenta. Esto representaría presiones del orden de 3 kbar, y generalmente menores a 2 kbar (Mével, 2003).

Aunque estudios recientes han demostrado que un manto serpentizado poseería las mismas propiedades sísmicas de la corteza oceánica inferior (Contreras-Reyes et al., 2008; Van der Avendonk et al., 2011; Lefeldt et al., 2012; Reynard, 2013), con lo cual, la localización exacta de la discontinuidad de MOHO sería inexacta (Reynard, 2013).

Por otro lado, se ha evidenciado serpentización de la cuña mantélica somera (10–20 km de profundidad), a través del uso de las propiedades sísmicas de la antigorita, pues en las zonas de subducción las velocidad de las ondas sísmicas se reduce y la relación V_p/V_s se incrementa (Reynard, 2013).

2.2.4 Temperatura y Estabilidad de las Especies de Serpentina

Los primeros datos obtenidos experimentalmente para fases de serpentinas fueron publicados por Evans (1976). Sus resultados mostraron una secuencia de estabilidad a temperatura decreciente que se aproxima a: antigorita>crisotilo>lizardita (Mével, 2003).

Las condiciones de estabilidad de los minerales del grupo de la serpentina se pueden extender a temperaturas y presiones superiores a los 550°C y 6 GPa (~200 km de profundidad), respectivamente (Hilairt y Reynard, 2009; Marchesi et al., 2013; Reynard, 2013; Schwartz et al., 2013) y su geoquímica dependerá de las condiciones geodinámicas en que se formen, acordes con las diferencias en la composición y temperatura de los fluidos de hidratación (Kodolányi et al., 2012).

La lizardita (Lz) y el crisotilo (Ctl) se pueden formar a temperaturas menores a 350°C (Barnes y O'Neil, 1969 en Hekinian, 1982), mientras que en rocas, como las de Erro-Tobbio, Italia, se ha demostrado que la antigorita alcanza peaks metamórficos de 550°–600°C y 2.0 a 2.5 GPa, condiciones que pueden asociarse a facies de eclogita (John et al., 2011; Fig. 6). Los resultados experimentales de Hilairt y Reynard (2009) sugieren que estas condiciones se alcanzan a profundidades próximas a los 150 km.

También se ha demostrado que el talco es estable hasta los 800°C y 5 GPa y, consecuentemente es uno de los últimos filosilicatos que se deshidrata durante el proceso de subducción (Fig. 6; Escartin et al., 2008). La formación del talco se ve favorecida por altas actividades del SiO₂, MgO y H⁺, y a través de experimentos se ha demostrado que a altas temperaturas la alteración de los piroxenos (con respecto al olivino) favorece el enriquecimiento de Ca disuelto y con ello la formación de talco y tremolita (Mével, 2003).

La estabilidad de las serpentinas está controlada también por la actividad de la sílice (relativa al cuarzo) ($10^{-2.5}$ a 10^{-5}), y depende de la temperatura. La liberación de H₂ (según las ecuaciones que forman magnetita) produce ambientes extremadamente reductores (Klein y Bach, 2009), que son evidenciadas por las aleaciones de Ni-Fe tales como la awaruita que contienen las peridotitas parcialmente serpentinizadas (Frost y Beard, 2007; Bach et al., 2009). La reacción siempre depende de la relación fluido/roca; con lo cual la temperatura de serpentización puede ser más baja que la ocurrida bajo condiciones de saturación de agua (Frost y Beard, 2007).

Así, la actividad de la SiO₂ durante la serpentización, controlará la precipitación de minerales ricos en hierro, como es el caso de la magnetita. De esta forma, en condiciones con alta a_{SiO_2} , lo más probable es que precipite serpentina y brucita rica en hierro, mientras que en el caso contrario se precipitará magnetita (Evans, 2008; Frost y Beard, 2007; Bach et al., 2004, 2006), cuya formación está controlada por la extracción de sílice de Fe₃Si₂O₅(OH)₄ produciendo condiciones extremadamente reductoras (Frost y Beard, 2007; Bach et al., 2009). La magnetita también puede formarse por nucleación sobre cromitas primarias, y la reacción del olivino puede producir serpentina y magnetita sin dejar residuos del mineral original. Sin embargo, el olivino siempre es más magnésico y produce brucita (Bucher y Grapes, 2011). Además, con baja $f(\text{O}_2)$, $f(\text{H}_2\text{O})$, ($f\text{H}_2$) y actividad de la sílice, la cristalización de la magnetita es inevitable para este modelo (Evans, 2008).

2.2.5 Elementos Traza y Tierras Raras (REE)

Las rocas ultramáficas generalmente tienen concentraciones muy bajas de elementos del grupo de las Tierras Raras (REE) y elementos traza, debido a su comportamiento geoquímico incompatible durante la fusión parcial; y es notable que el empobrecimiento decrece desde las dunitas, pasando por las harzburgitas hasta las lherzolitas (Lesnov, 2010). Sin embargo, su comportamiento durante la serpentización es aún incierto ya que algunos autores plantean que estos elementos son móviles durante este proceso (Mével, 2003; Lesnov, 2010; Deschamps et al., 2011; Kodolányi et al., 2012; Tenthorey y Hermann, 2012;

Marchesi et al., 2013). Otros sugieren que las serpentinas tienden a enriquecerse en Elementos Fluidos Móviles (As, Sb, B, Li, Cs, Pb, U, Ba, Sr) debido a que su estructura permite que actúen como "esponjas" que retienen de manera muy efectiva estos elementos (Deschamps et al., 2011; Tenthorey y Hermann, 2012).

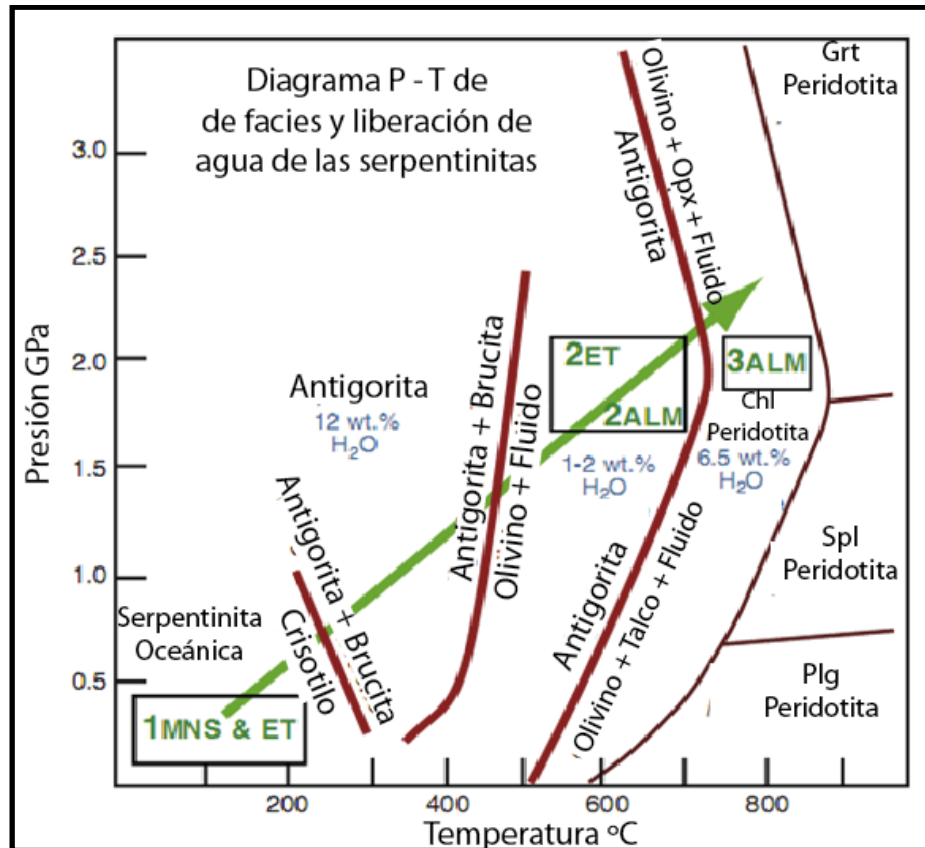


Figura 5. Diagrama de estabilidad de serpentinas y liberación de agua, donde se observa la transición de serpentinitas oceánicas a serpentinitas de alta presión (antigorita). Modificado de John et al. (2011).

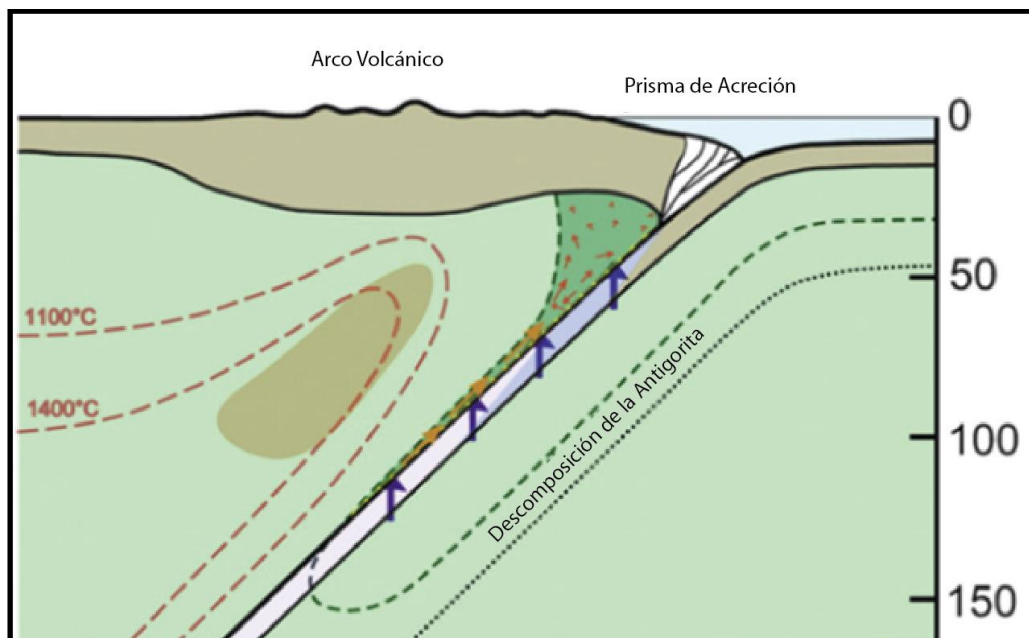


Figura 6. Isotermas en zona de subducción y zona de estabilidad de la antigorita (línea verde discontinua). Los fluidos producto de la deshidratación entran en la cuña mantélica. Modificado de Hilairet y Reynard (2009).

Diferentes estudios (Deschamps et al., 2010; 2011; Kodolányi et al., 2012; Tenthorey y Hermann, 2012) sugieren que la deshidratación de las serpentinas es responsable de la firma geoquímica del magmatismo de arco y también son capaces de transportar estos FME a grandes profundidades en el manto.

En los EFM no se observa pérdida desde las peridotitas abisales a ambientes de subducción (Deschamps et al., 2010; 2011; Kodolányi et al., 2012; Tenthorey y Hermann, 2012) y están relativamente enriquecidos en comparación con elementos con compatibilidad similar durante la fusión parcial del manto (Burgath et al., 1997; Stephens, 1997; Niu, 2004; Li y Lee, 2006; Paulick et al., 2006; Agranier et al., 2007; Hattori y Guillot, 2007; Kodolányi et al., 2012), aunque éstos presentan concentraciones muy bajas en la magnetita y la cromita (Deschamps et al., 2011).

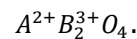
Teniendo en cuenta lo anterior, Deschamps et al. (2010, 2011) y Kodolányi et al. (2012), proponen los siguientes comportamientos para estos elementos:

- Cuando el olivino se hidrata incorpora preferencialmente Sb y As.
- Al hidratarse, el ortopiroxeno tiende a incorporar Pb, Cs, Li y posiblemente Ba.
- El B y U son incorporados en ambas fases minerales.

- La antigorita muestra un fuerte enriquecimiento en As y Sb, lo que probablemente puede indicar una fuente sedimentaria de los fluidos.
- Las rocas ultramáficas de las dorsales oceánicas muestran un pronunciado enriquecimiento en U, además de Cl, B y Sr. Particularmente también poseen una anomalía positiva de Eu.
- Los márgenes pasivos tienden a acumular los elementos trazas más incompatibles y presentan un particular enriquecimiento en B.
- Las serpentinitas de antearco están caracterizadas por un bajo contenido de elementos traza, y muestran el contenido más bajo de Cl; aunque presentan un enriquecimiento en Rb, Cs y Sr.

2.3 Mineralogía del Grupo del Espínelo

Los espinelos son minerales del grupo de los óxidos, comúnmente de alta temperatura y rocas pobres en SiO₂, los cuales poseen una gran variedad de soluciones sólidas cuya fórmula general es expresada como (Klein y Hurlbut, 1993):



El grupo de los espínelos comprende 22 minerales, que se encuentran agrupados en cinco subgrupos (Gaines et al., 1997):

- Subgrupo del Aluminio (A·Al₂O₄), donde A = Mg, Mn, Fe, Zn.
- Subgrupo del Hierro (A·Fe₂O₄), donde A = Mg, Mn, Fe²⁺, Zn, Ni, Cu, Ge.
- Subgrupo del Cromo (A·Cr₂O₄), donde A = Mg, Fe, Zn, Ni, Co.
- Subgrupo del Vanadio (A·V₂O₄), donde A = Mn, Fe⁺², Cr, Mg.
- Subgrupo del Titanio (A₂·TiO₄), donde A = Mg, Fe²⁺.

2.3.1 La Cromita como Indicador Petrogenético

Generalmente las cromitas de ofiolitas están limitadas o asociadas a canales de dunitas en el manto profundo (Ballhaus, 1998; Matveev y Ballhaus, 2002; González-Jiménez et al., 2013), o cercana a una zona transicional-MOHO petrográfico (Paktunc, 1990; Lago et al., 1982; en Matveev y Ballhaus, 2002). Se forman a partir de una harzburgita o lherzolita (Ballhaus, 1998) y como resultado de una mezcla de fluidos basálticos con diferentes concentraciones de SiO₂ (González-Jiménez et al., 2013), donde el ortopiroxeno es inestable (Ballhaus, 1998).

Las cromitas tienen una naturaleza refractaria, son relativamente resistentes a la alteración secundaria (Barnes y Roeder, 2001; Walker et al., 2002; Aswad et al., 2011), y son un constituyente común de las rocas máficas y ultramáficas (Sack y Ghiorso, 1991). Su composición es sensible a procesos como la fusión parcial y cristalización fraccionada (Irvine, 1965; Sack y Ghiorso, 1991; Barnes y Roeder, 2001) y por lo tanto muestran un alto potencial para ser indicadores petrográficos (Irvine, 1965; Sack y Ghiorso, 1991; Arai, 1994; Barnes y Roeder, 2001; Proenza et al., 2008).

2.3.2 Alteración de la Cromita: Formación de Ferricromita

Se ha encontrado que las cromitas son susceptibles a modificaciones debido a la reacción con fluidos derivados de la serpentización de las rocas encajantes (Evans y Frost, 1975; Barnes, 2000; Proenza et al., 2004, 2008; González-Jiménez et al., 2009; Mukherjee et al., 2010; Gervilla et al., 2012). La alteración de las cromitas puede formar ferricromita como resultado del intercambio de componentes con su alrededor silicatado, principalmente durante las facies anfibolita (Barnes, 2000; Fig. 7) la cual, se encuentra caracterizada por altos contenidos de Fe^{3+} , y altos valores en las relaciones Cr/Al y Mg/Fe^{2+} (Gervilla et al., 2012). Por esta razón es usada también como un trazador de la fase fluida durante el metamorfismo regional de rocas ultramáficas (Sack y Ghiorso, 1991). Como resultado de esto, en la interpretación de los resultados de análisis geoquímicos de las espinelas crómicas, debe ser considerado también el efecto de su reequilibrio subsólido metamórfico (Kimball, 1990).

La formación y composición de la ferricromita dependerá entonces del grado metamórfico al que éstas se encuentren expuestas, y se verá reflejado en la relación Cr/Fe^{3+} , la cual incrementa a medida que el grado metamórfico también lo hace (Evans y Frost; 1975; Frost, 1991).

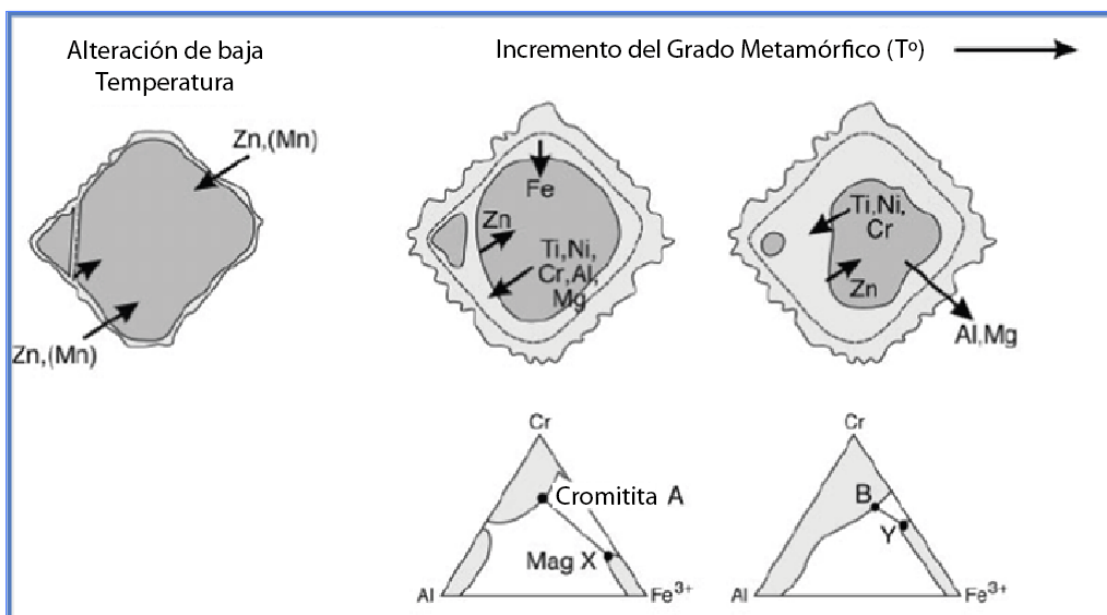


Figura 7. Representación gráfica de los cambios composicionales sufridos por la cromita, a medida que aumenta el grado metamórfico (Modificado de Barnes, 2000).

2.4. Geoquímica de Elementos del Grupo del Platino (EGP)

Los elementos del grupo del platino, se encuentran en el Grupo VIIIB de la tabla periódica dentro de la categoría de los "Metales de Transición", y se caracterizan por agrupar seis metales con características físicas y químicas similares, los cuales a saber son: Osmio (Os), Iridio (Ir), Rutenio (Ru), Rhodio (Rh), Platino (Pt) y Paladio (Pd). Estos seis elementos, además de Renio y el Oro, son altamente siderófilos, y calcófilos.

Debido precisamente a su comportamiento altamente siderófilo y calcófilo, estos elementos se fraccionaron hacia el núcleo de la Tierra durante los primeros estadios de su diferenciación. Recientemente el estudio de sulfuros en peridotitas de un amplio rango de ambientes tectónicos ha demostrado que los EGP pueden usarse para trazar procesos de fusión parcial en infiltración de fundidos metasomáticos en el manto (Alard et al., 2000, 2002; Griffin et al., 2004; Aulbach et al., 2004; Pearson et al., 2007; Lorand et al., 2008, 2012).

Dado su comportamiento geoquímico, los EGP se dividen en dos grupos (Barnes et al., 1985), subgrupo del Ir o I-EGP (Os, Ir y Ru) y el subgrupo del Pt o Pt-EGP (Pd, Pt y Rh). Los EGP del subgrupo del Ir tienen mayores puntos de fusión parcial que aquellos del subgrupo del Pt, así como una mayor afinidad con la cromita durante su cristalización a

partir de fundidos basálticos en el manto superior (Bockrath et al., 2004; Mungal et al., 2005; Gervilla et al., 2005; Ballhaus et al., 2006; Finnigan et al., 2008; González-Jiménez et al., 2009a, b).

Recientemente González-Jiménez et al. (2013b) ha usado los EGP para proponer una nueva clasificación de los yacimientos de cromita asociados con los complejos ofiolíticos.

Tipo I: Muestran un enriquecimiento en Ru, Os e Ir, con respecto a Rh, Pt y Pd.

Tipo II: Están fuertemente enriquecidas en Pt, Pd y Rh. Este tipo, se divide en dos subtipos, a partir de la composición de la cromita:

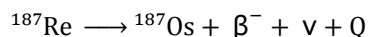
- Tipo IIA: En estos los #Cr vs #Mg, se solapa con la composición de las Tipo I.
- Tipo IIB: Presentan una importante variación de #Mg, y limitada de #Cr, solapándose con campos composicionales de cromita en intrusiones máficas estratificadas.

2.5 El Sistema Isotópico Re–Os

El sistema isotópico ^{187}Re – ^{187}Os , fue introducido por Hirt et al. (1963) y desarrollado por Luck et al. (1980). El renio, se caracteriza por ser un elemento de transición del grupo VIIb y número atómico 75, el cual posee una alta densidad (21 g/cm^3), es altamente refractario con un punto de fusión de 3180°C y estados de oxidación que van del -1 a +7. En la naturaleza existen dos isótopos, ^{185}Re y ^{187}Re , de los cuales el ^{187}Re es el más abundante con un 62,6% de abundancia natural, mientras que la ocurrencia del ^{187}Re es de 37.40%.

El osmio es el miembro menos abundante de los seis miembros del grupo del platino, se identifica con el número atómico 76 del grupo VIII de la tabla periódica y es el elemento más denso conocido en la Tierra (22.6 g/cm^3). El Osmio muestra un amplio rango de estados de oxidación que van de 0 a +8, y también es altamente refractario con un punto de fusión de 3033°C . Tiene siete isótopos naturales cuyas abundancias naturales son ^{184}Os (0.023%), ^{186}Os (1.600%), ^{187}Os (1.510%), ^{188}Os (13.286%), ^{189}Os (16.251%), ^{190}Os (26.369%), and ^{192}Os (40.957%), de los cuales dos (^{187}Os y ^{186}Os) son producto radioactivo de isótopos con una alta vida media.

El ^{187}Re se desintegra por emisión β^- a ^{187}Os , aunque la energía de desintegración es extremadamente baja (2.65 keV), lo cual dificulta la medición de su constante de decaimiento por conteo directo (Dickin, 2008).



La desintegración del ^{187}Re a ^{187}Os , está caracterizada por una vida media del ^{187}Re de 4.16×10^{10} años y una constante de decaimiento (λ) igual a 1.666×10^{-11} años $^{-1}$ (Walker et al., 2002), donde la producción del ^{187}Os es expresada frecuentemente relativa al isotopo estable ^{188}Os (Shirey y Walker, 1998), quedando la ecuación que expresa esta producción de la siguiente forma:

$$\left[\frac{^{187}\text{Os}}{^{188}\text{Os}} \right]_m = \left[\frac{^{187}\text{Os}}{^{188}\text{Os}} \right]_i + \left[\frac{^{187}\text{Re}}{^{188}\text{Os}} \right]_m (e^{\lambda t} - 1)$$

El potencial de este sistema isotópico reside en el hecho que el Re y Os son elementos altamente siderófilos y calcófilos, lo que implica que prefieren las fases metálicas o sulfuradas sobre las silicatadas (Shirey y Walker, 1998).

Además, durante la fusión parcial del manto el Os es retenido en la peridotita, mientras el Re se comporta de forma moderadamente incompatible (Carlson, 2005; Shirey y Walker, 1998). Sin embargo, su abundancia es controlada primariamente por los sulfuros (Rudnick y Walker, 2009). Tal comportamiento queda evidenciado por la mayor concentración de Re en materiales corticales y su extremado empobrecimiento en Os (Tabla 2). Esta diferencia de comportamiento de estos elementos hace único al sistema Re–Os, ya que en otros sistemas isotópicos que se basan en elementos litófilos, tanto el isótopo padre como el hijo tienden a concentrarse en el fundido (Hattori, 2002). Así, este sistema resulta particularmente útil como trazador de la evolución geoquímica del manto y la cronología de la diferenciación del mismo (Shirey y Walker, 1998; Walker et al., 2002; Meisel et al., 2003; Aulbach et al., 2004; Carlson, 2005; Brandon et al., 2006; Shi et al., 2007; Rudnick y Walker, 2009; Puchtel et al., 2009; González–Jiménez et al., 2012c, 2013c; Griffin et al., 2013). La comparación de datos de geocronología absoluta (U–Pb) en circones de rocas continentales con dataciones in situ de sulfuros de Re–Os y mimnerales del grupo del platino (MGP) en rocas del manto superior parece indicar que la composición del manto oceánico se

aproxima, en términos de Re-Os, a aquella de los condritos enstatíticos (Shi et al., 2007; Marchesi et al., 2011).

2.5.1 Re-Os en Cromita

La composición isotópica de Os del manto superior se ha intentado estimar usando peridotitas oceánicas, xenolitos derivados del manto y cromitas (Tabla 3). Rudnick y Walker (2009) han sugerido que las condiciones reductoras predominantes durante los estadios iniciales de serpentinización de las peridotitas del manto pueden causar desestabilización de los sulfuros magmáticos que contienen Re y Os, empobreciéndolos en Os, y como consecuencia elevando la relación Re/Os. Sin embargo Walker et al. (2002) ha propuesto que el material más adecuado para estudiar la composición isotópica de Re-Os en el manto son los depósitos de cromita masiva o lenticular. Estos investigadores proponen que la cromita ofrece varias ventajas sobre los minerales silicatados, ya que es más resistente a la alteración post-magmática, y por ende las inclusiones que ella contiene, normalmente enriquecidas en Os, podrían llegar a no ser afectadas, o si lo son muy levemente, por los procesos de alteración post-magmática.

Tabla 2. Abundancias típicas de Re, Os y $^{187}\text{Re}/^{188}\text{Os}$, en materiales terrestres, extraterrestres y minerales, tomada de Shirey y Walker (1998).

	Re (ng/g)	Os (ng/g)	$^{187}\text{Re}/^{188}\text{Os}$
CONDRIOS			
Allende	63,23	773,9	0,3935
O.C.E	42,3-96,96	417,9-1048	0,3731-0,4779
Irons			
IIAB	0,778-4,816	8,808-65,745	0,3526-0,9396
MANTO			
Fertil	0,25-0,30	2,8 - 3,4	0,401
Empobrecido	0,051-0,135	0,8 - 9	0,06-1,0
Komatiitas	0,5-1,5	0,5 - 6	1,0-6,0
MORB	0,5-2,0	0,001-0,05	100-5000
OIB	0,1-1,0	0,01-0,5	20-3000
Promedio Corteza Continental	<1	<0,05	~50
Sedimentos Pelágicos	0,076-1,49		
Lutitas Negras	517	2,46	17,78
MINERALES			
Cromita	0,22-0,64	13-67	0,02-0,2
Molibdenita	0,7-160 ppm	Radiogénico	Muy Alto
Sulfuros			
Tipo E	52-357	4,7-122	5,2-104
Tipo P	300-2551	6000-10000	0,24-2,0

Estos investigadores han identificado que las cromitas encajadas en secuencias del manto oceánico muestran una muy baja razón de Re/Os y concentraciones elevadas de Os, que interpretan como un factor crucial a la hora de preservar la composición isotópica del Os durante los procesos secundarios de alteración que normalmente afectan a las rocas del manto.

Estas observaciones están en franco desacuerdo con los resultados de González-Jiménez et al. (2012). Estos autores han analizado in situ inclusiones primarias y secundarias de MGP en cromitas metamorizadas del Complejo Rhodope (Bulgaria) demostrando que los fluidos metamórficos que produce la serpentización son capaces de disolver parcialmente la cromita y las inclusiones de minerales del Os que ésta contiene,

produciendo una modificación substancial de las relaciones de $^{187}\text{Os}/^{188}\text{Os}$ de las cromitas, incluso en minerales con alto contenido de Os.

Tabla 3. Valores de referencia de la composición isotópica de Os en distintas fases y reservorios (Modificado de Walker et al., 2002).

	Os	$^{187}\text{Os}/^{188}\text{Os}$	Promedio	Referencia
Agua Marina		1	1	Sharma et al. (1997)
Condrito		0,127	0,127	Walker et al. (2002)
C. Carbonáceo		0,1262	0,1262	Walker et al. (2002)
C. Enstatítico		0,1282	0,1282	Walker et al. (2002)
MORB	<10ppt	0,127->0,2(a)	0,127	Roy-Barman y Allègre (1994)
PUM		0,1296 ± 0,008	0,1296 ± 0,008	Meisel et al. (2001)
Xenolitos (SCLM)		0,1296 ± 0,008		Meisel et al. (2001)
Peridotitas Abisales	>1ppb	0,120-0,129	0,1247(b)	Martin (1991)
Complejos Igneos Ultramáficos (PGM Placeres)		0,119-0,135		Hattori y Hard (1991)
Cromitas (Ofiolitas)		0,12809 ± 0,00085	0,12809 ± 0,00085	Walker et al. (2002)
Manto Empobrecido		0,120-0,1222	0,1247(c)	Snow y Reisberg (1995)
			0,1227(d)	Hattori y Hard (1991)
OIB		>0,14	>0,14(e)	Reisberg et al. (1993)

(a) Los valores >2, serían debidos a la interacción con el agua marina.

(b) Según Snow y Reisberg (1995); citan este valor promedio como más representativo del manto empobrecido.

(c) Valor promedio de Snow y Reisberg (1995) y rango de Walker et al. (2002). El segundo argumenta este rango tomando el valor más bajo de peridotitas abisales, como no contaminadas por interacción con aguas marinas.

(d) Según estos autores, los valores más altos o más bajos estarían relacionados con variaciones locales, contaminación cortical o heterogeneidades del manto.

(e) Sus altos valores son debido a contaminación cortical.

3.1 Geología Regional y Local

A lo largo de la costa occidental de Chile se encuentra el llamado basamento metamórfico, entre los 34° y 42°S (Fig. 8), el cual está constituido por un cinturón pareado, que en un comienzo fue discriminado en tres series llamadas: Serie Curepto, Pichilemu y Nirivilo (González-Bonorino, 1970; 1971). Posteriormente Aguirre et al. (1972) reagrupó estas series en una, Serie Oriental y Serie Occidental; el contacto entre ambas series queda delimitado por una zona de cizalla de orientación NW-SE, de componente sinistral, denominada como Falla Lanalhue (Glodny et al., 2008).

La Serie Oriental registra evidencias de un metamorfismo de baja-intermedia presión y alta temperatura (González-Bonorino, 1971; Aguirre et al., 1972), mientras que la Serie Occidental registra metamorfismo en condiciones de temperatura baja-intermedia y alta presión (Hervé et al., 1974, 1976; Godoy, 1979; Willner et al., 2005).

3.1.1 Serie Oriental

Esta Serie aflora entre los 34° 23' y los 38° 30'S, identificándose de forma más clara en los alrededores de Pichilemu, Rio Maule y Cordillera de Nahuelbuta (Fig. 8).

La Serie Oriental está compuesta principalmente de metagrauvacas de origen turbidítico, acompañados por lentes calcosilicatados (Hervé, 1988; Willner et al., 2001) y petrográficamente incluyen filitas y pizarras hasta gneises, esquistos (Willner et al., 2005) y rocas corneas (Aguirre et al., 1972). Las rocas de la Serie Oriental se interpretan como porciones de una retrocuña pobremente deformada en el contexto de margen continental (Willner et al., 2005).

La intrusión del Batolito de la Costa durante el Carbonífero (~305 Ma, Martin et al, 1999) añade un evento metamórfico de contacto adicional a las rocas de la Serie Oriental. El batolito, que se presenta de forma elongada en dirección N-S y tiene una afinidad calco-alcalina, genera una zona de metamorfismo de contacto cuya gradación es dividida en una zona de biotita, zona de andalucita y zona de sillimanita (González-Bonorino, 1970, 1971; Aguirre et al., 1972; Hervé, 1977), las cuales corresponden a un aumento progresivo de la temperatura desde 400° hasta 720°C, a una profundidad de 10 km y facies de esquistos verdes a anfibolita y granulita (Fig. 9; Aguirre et al., 1972; Hervé, 1977; Willner et al., 2005).

González-Bonorino (1971) describe estas zonas de la siguiente forma:

- **Zona de Biotita:** Consiste principalmente de pizarras interestratificadas con metareniscas. Las metareniscas están parcialmente recristalizadas; el cuarzo y las micas en la matriz están comúnmente intercrecidas. La asociación mineralógica presente está caracterizada por cuarzo–muscovita–clorita–albita; donde la clorita esta interlaminada con biotita y muscovita. Los principales minerales accesorios son magnetita, turmalina, apatito y circón.
- **Zona de Andalucita:** Las capas arenosas han sido metamorfizadas a cuarcitas micáceas de grano fino y las capas pelíticas a filitas, donde el tamaño de grano promedio es de 0.1 mm y la asociación mineral principal es cuarzo–muscovita–biotita–albita.
- **Zona de Sillimanita:** La roca predominante en esta zona consiste de esquistos de mica nodular, de grano muy fino, fuertemente foliados, con nódulos de albita oscura de 1 a 2 mm de diámetro y granates. La típica asociación de esta zona está representada por cuarzo–muscovita–clorita–albita ± granate.

3.1.2 Serie Occidental

Esta Serie contiene rocas de origen continental como metagrauvas y metapelitas, hasta un 85%; además, de rocas de origen oceánico tales como: metabasitas, serpentinas, metachert, metaexhalativas; en un 15 a 20% (Willner et al., 2004), las cuales, fueron interpretadas en sus comienzos como características de una zona cercana a dorsal (Hervé, 1988). Este complejo metamórfico alcanza condiciones hasta de esquistos azules (Aguirre et al., 1972; Hervé, 1988; Willner et al., 2004, 2005), obteniendo valores de $350 \pm 50^\circ\text{C}$ y 7 a 11 kbar de presión como se puede observar en la Figura 9, donde son notorios 3 periodos de exhumación posteriores a la formación de éste (Willner et al., 2005).

Los esquistos metapelíticos corresponden a rocas constituidas por cuarzo-muscovita-albita ± clorita ± biotita ± granate (Godoy y Kato, 1979). Estas rocas son clasificadas por Ardiles (2003) en seis tipos:

- Mica esquistos de albita y granate
- Mica esquistos de albita
- Mica esquistos de escasa albita
- Esquistos cuarzomicáceos–granatíferos

- Esquistos cuarzo feldespáticos–micáceos.
- Esquistos cuarzo–micáceos.

Las metabasitas corresponden a rocas máficas y tobas, intercaladas con las metapelitas. Son de aspecto masivo y presentan una esquistosidad poco desarrollada (González-Bonorino, 1970, 1971; Hervé et al., 1977; Höfer et al., 2001). En algunos casos presentan también granates accesorios, los cuales evidencian temperaturas y presiones locales más altas (Willner et al., 2004). Cerca de Curepto están constituidos por muscovita-clorita-albita. Hervé (1979), Godoy y Kato (1979) y Hufmann (1997) describen rocas con estructuras de lavas almohadilladas con relictos de minerales ígneos en los márgenes del río Toltén, Bahía Mansa y al SE de Gorbea.

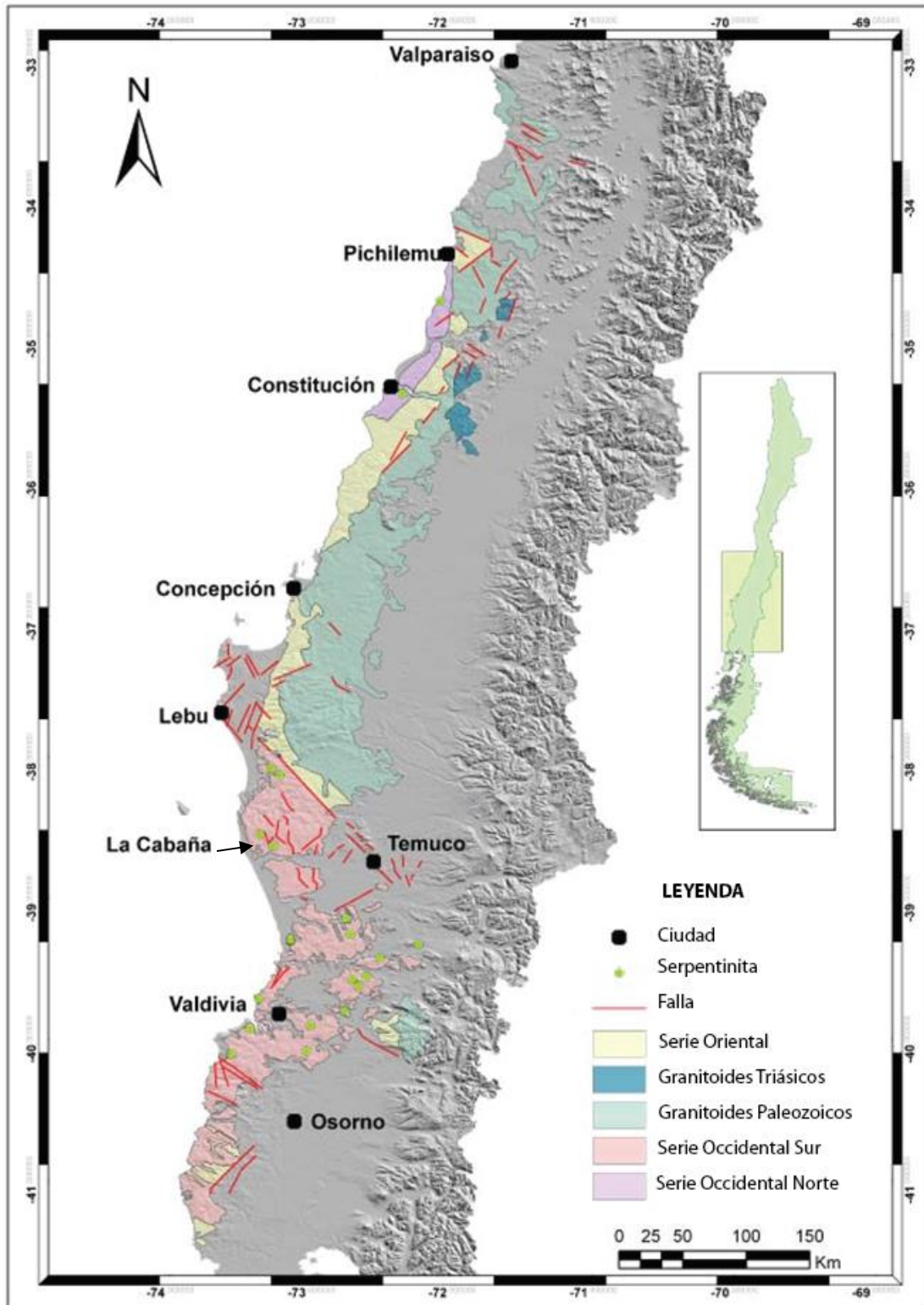


Figura 8. Mapa regional de la Serie Oriental y Occidental, en el centro-sur de Chile, con la ubicación de los diferentes cuerpos ultramáficos reportados (Modificado de Hervé et al., 2012).

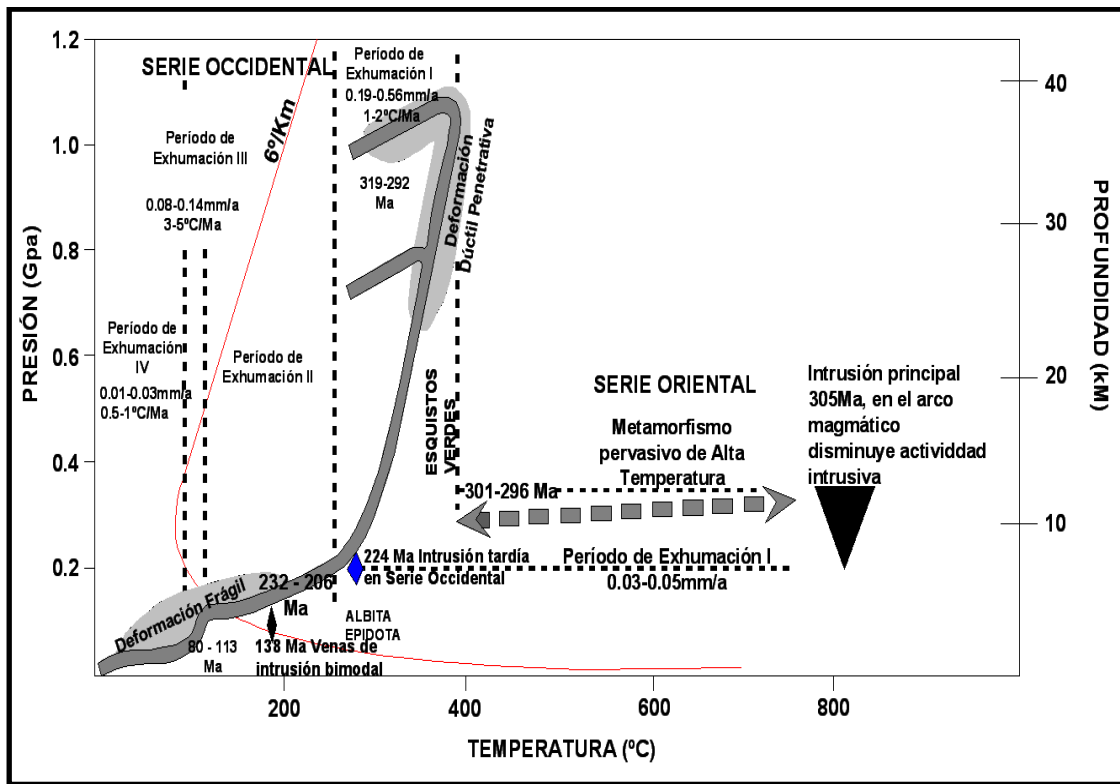


Figura 9. Trayectoria P-T de las rocas de la Serie Oriental y Serie Occidental (Modificado de Willner et al., 2005).

Las cuerpos ultramáficos fueron identificadas durante diferentes proyectos de exploración llevados a cabo durante los años 70. Trabajos científicos posteriores describieron estas rocas como intrusiones de diques ultramáficos en un geosinclinal (Vergara, 1970) y posteriormente como una asociación ofiolítica fragmentada (Godoy y Kato, 1979).

Godoy y Kato (1979) reconocieron cuerpos ultramáficos en las localidades de Morro Bonifacio, Los Guindos, Iñaque y Pillecozcoz, Catamutún, Llanacura, Bahía Mansa y Los Pabilos. Dichos cuerpos fueron identificados a partir de la interpretación de anomalías aeromagnéticas producidas por la magnetita asociada a las serpentinas.

Kato (1976, 1977) sugiere que estos cuerpos de serpentinitas tiene un origen en la apertura de una cuenca marginal, en la sección trasera de un arco, el cual tendría su expresión en forma de rocas metavolcánicas.

3.1.3 Modelo Tectónico

Sobre la base de estudios de circones detríticos se estimó que la edad máxima de deposición para los protolitos de las rocas de la Serie Oriental y Occidental son de 345 Ma y 330 Ma, respectivamente (Hervé et al., 2012). Su proceso de metamorfismo por acreción comenzaría hacia los 320 Ma (Willner et al., 2005) y la Serie Oriental sería afectada por un posterior metamorfismo dada la intrusión del Batolito de la Costa, aproximadamente entre los 305–300 Ma (González–Bonorino, 1971; Aguirre et al., 1972; Hervé, 1988; Martin et al., 1999; Willner et al., 2005).

La información petrológica y geocronológica sugiere que la asociación de rocas entre las Series Oriental y Occidental fueron productos de las etapas iniciales de la subducción en el Carbonífero Tardío (Glodny et al., 2008) donde la Serie Oriental pasó de ser un margen pasivo a representar una retrocuña del prisma debido a una acreción frontal que deforma y levanta el margen (Willner et al., 2000; Glodny et al., 2008), mientras la acreción de sedimentos siliciclásticos comienza a generar una acreción basal (Glodny et al., 2008; Fig. 10).

Edades de circones detríticos de sedimentos siliciclásticos de la Serie Occidental, sugieren que estas rocas se formaron en dos etapas y dos localidades, una Norte y una Sur. La zona sur muestra dos periodos de acumulación con abundantes detritos Pérmicos derivados de la provincia Choiyoi y una segunda fuente de edad Devónica, la cual está ausente en la zona Norte, probablemente debido a una barrera topográfica que podría corresponder a la Precordillera o al terreno Chilenia (Herve et al., 2012; Fig. 10).

Los cuerpos ultramáficos presentes en la Serie Occidental, corresponderían a bloques aislados pertenecientes a un arco de isla o una cuenca de trasarco (Godoy y Kato, 1990). Estos cuerpos se presentan acoplados en los micaesquistos en forma de lentes siguiendo la foliación regional de los esquistos en dirección WNW–ESE (Willner et al., 2005).

3.1.4 Geología Local

La Cabaña forma parte de la Cordillera de Nahuelbuta, la cual desde el punto de vista geológico se enmarca dentro de la Serie Occidental. Esta zona atrajo gran interés debido a la presencia de depósitos de hierro tipo BIF (Oyarzun et al., 1986) y bloques de cuerpos ultramáficos con concentraciones importantes de cromita de forma diseminada como en

cuerpos masivos (Vergara, 1970; Alfaro, 1980; Barra, 1996; Barra et al., 1998; Höfer et al., 2001; Galdames et al., 2009, 2010).

Los cuerpos ultramáficos están encajados en intercalaciones de esquistos micáceos, metabasitas, metachert y gabros (Vergara, 1970; Alfaro, 1980; Barra et al., 1998; Höfer et al., 2001). Frutos y Alfaro (1985, 1987) interpretaron esta secuencia de rocas como parte de un complejo ofiolítico desmembrado. El análisis de la composición de los núcleos relictos de olivino y clinopiroxeno en las rocas ultramáficas parece indicar que estas derivan de dunitas de grano grueso, con posibles núcleos de wherlita, precipitados en el manto superior oceánico (Alfaro, 1980; Barra et al., 1998). La edad de estas rocas es incierta, aunque Rabbia et al. (1997) le atribuyen una edad de metamorfismo de 282 ± 6 Ma, después de emplear el método de K-Ar en fuchcita (mica rica en cromo, con aproximadamente 6% de Cr_2O_3).

La geología de esta zona ha sido descrita por diversos autores, y se ha encontrado lo siguiente:

a) Esquistos Micáceos

En los esquistos los minerales más comunes son la mica blanca y el cuarzo. Adicionalmente, está presente albita con clorita, granate, pequeñas cantidades de turmalina y localmente se observan lentes métricos de cuarcita con contenidos mayores a 50% de granate (Höfer et al., 2001).

La turmalina microscópicamente se observa con una zonación amarilla-verde y un fuerte pleocroísmo, con inclusiones de minerales de mena (Höfer et al., 2001) y ha sido caracterizada por Rabbia et al. (1997) como dravita crómica, dado que se determinó que contiene un 13.2% de Cr_2O_3 , planteando como origen del boro los fluidos de poro del protolito sedimentario de los esquistos.

Höfer et al. (2001) plantean que la asociación de albita-granate, en la misma roca, muestra un metamorfismo de transición de facies entre esquistos verdes y anfibolita, y dada la escasez de fases minerales portadoras de Ca se podría pensar en un protolito arenoso a arcilloso, aunque Hufmann et al. (1997) en rocas cercanas a la zona, encontró que el protolito correspondería a una grauvaca.

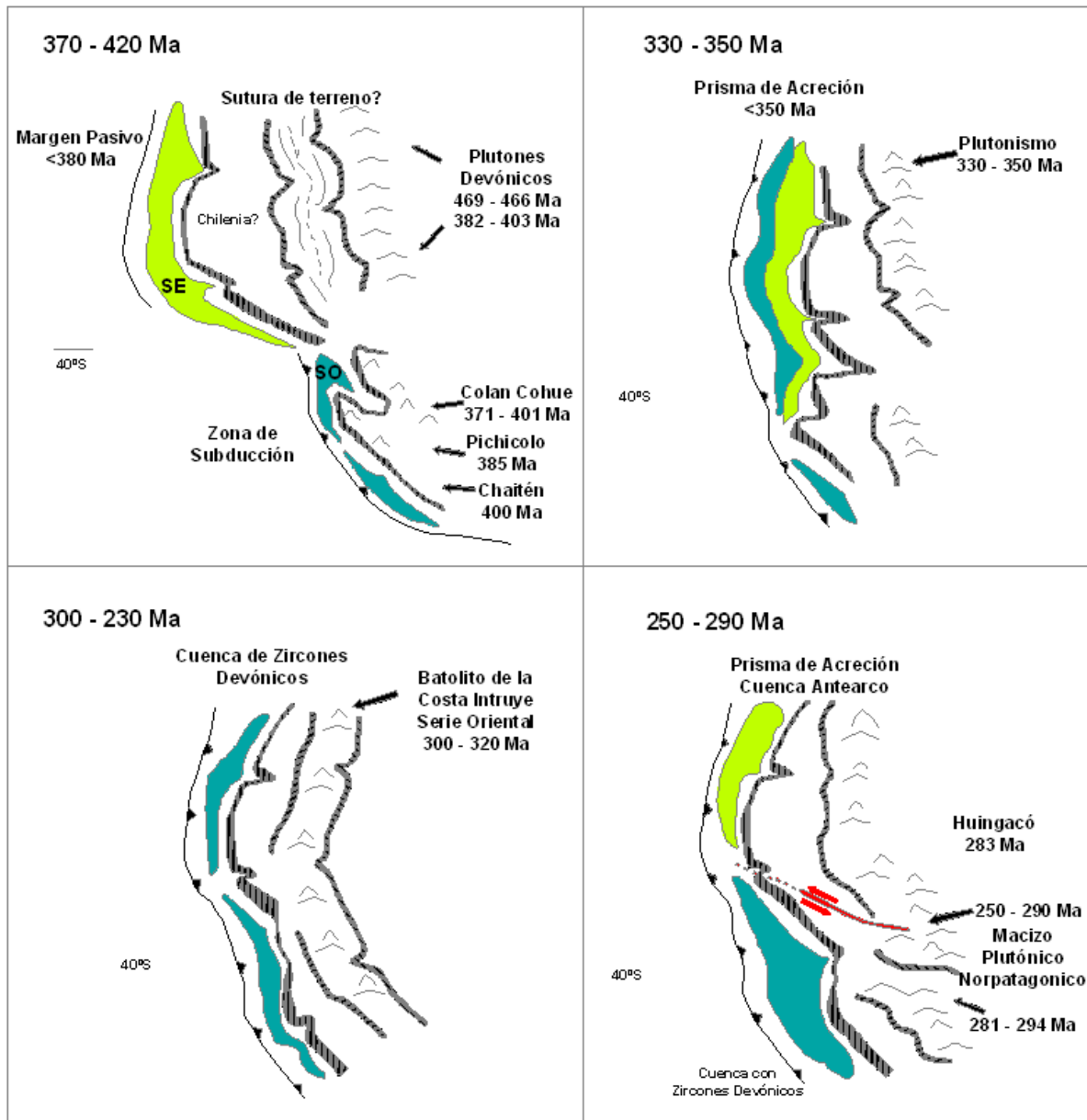


Figura 10. Reconstrucción paleo geográfica de la evolución de la Serie Occidental (Modificado de Hervé et al., 2012).

b) Metabasitas

Las metabasitas forman capas de unos 30 m de espesor que afloran en un área de 1000 m. Estas rocas están caracterizadas por una paragénesis de albíta-actinolita-clorita-titanita-epidota-clinozoisita-cuarzo ± biotita ± magnetita, con escaso apatito (Höfer et al., 2001).

El análisis de la geoquímica de elementos traza y mayores de cuerpos de metabasitas presentes en otros lugares dentro de la Serie Occidental, indica una afinidad toleítica (Hervé et al., 1976; Godoy 1979). Este resultado fue confirmado posteriormente por Hervé et al. (1990) con estudios de isótopos de Sm–Nd. Aunque, Höfer et al. (2001) interpreta estas ocurrencias como rocas volcánicas piroclásticas o sills de basalto que intruyeron los sedimentos.

c) Gabros

Höfer et al. (2001) identificó un cuerpo de forma lenticular en contacto con el bloque de serpentinita principal. De acuerdo con dichos autores esta roca está compuesta por un 40 a 60% de clinopiroxeno uralitizado, clorita y zoisita con trazas de titanita.

d) Peridotitas y Serpentinitas

En el área de La Cabaña existen dos cuerpos de peridotitas, que pueden distinguirse en función a su grado de serpentización y localización: Lavanderos y Centinela Bajo (Barra et al., 1998).

Lavanderos es un cuerpo elongado en una dirección NE, con una extensión de aproximadamente 250 m y una potencia estimada de 35 m (Vergara, 1970; Barra et al., 1998). Está compuesto fundamentalmente por antigorita, con escasa presencia de crisotilo y adicional a esto cromitita (Alfaro 1980; Barra et al., 1998; Höfer et al., 2001). Los cristales de olivino y clinopiroxeno magmático son escasos, aunque la relación de proporciones entre ambos silicatos parece sugerir que el protolito original fue una dunita (Alfaro, 1980).

A luz reflejada, los granos de cromita accesoria se pueden dividir en dos tipos diferentes (Barra et al., 1998):

- Los que presentan una zona carente o con escasa cantidad de inclusiones (correspondiente generalmente al núcleo), con un borde de mayor reflectividad relativa, con abundantes inclusiones de silicatos.
- Granos con abundantes inclusiones de silicatos.

Los bordes con alta reflectividad, presentes en las cromitas, estarían en estrecha relación con la presencia inclusiones de silicatos y en menor medida de sulfuros. El área que

presenta una reflectividad mayor, en ocasiones ocupa casi toda la superficie visible del grano de cromita, lo que parece indicar una alteración pervasiva de la cromita a ferricromita (Barra et al., 1998).

Las rocas de Centinela, corresponden a cuerpos de rocas ultramáficas parcialmente serpentinizadas. Estudios mediante difracción de rayos X indica que la serpentina es principalmente lizardita (Barra et al., 1998; Höfer et al., 2001). Es reconocible también, en las muestras, la presencia de clorita y piroxenos, ya sean aislados o asociados a los minerales opacos que contiene la muestra, y vetillas de magnesita que cortan tanto la serpentina como los minerales opacos y mineralogía relictos (Barra et al., 1998; Höfer et al., 2001).

Barra et al. (1998) sugirió que la roca original correspondería a una dunita de grano grueso, con un grado de serpentización entre 20 y 80%.

En Centinela Bajo los cuerpos de cromita se encuentran como pequeños bloques sueltos de diverso tamaño. Estos bloques de cromita masiva muestran morfologías redondeadas que parecen indicar retrabajo durante el transporte desde el área fuente (Barra et al., 1998, Höfer et al., 2001 y Galdames et al., 2010), sin embargo al fecha aún no se ha reconocido en terreno la zona fuente o afloramiento principal de los bloques de cromita.

4. Resultados

4.1 Geología de la zona de estudio

A partir del análisis topográfico y geomorfológico de la zona de La Cabaña, apoyado en la fotointerpretación de las fotografías aéreas N° 004373 y 004374, del vuelo L-4 37.450 IND de 1997, a una escala 1:70.000; se ubicaron 5 estructuras a escala local, distribuidas en dos familias, las cuales ayudan a dilucidar la relación estructural y litológica de los cuerpos peridotíticos con su roca de caja. Estas estructuras se encuentran distribuidas en la zona con una dirección preferencial NW-SE la primera familia; mientras que la segunda se dispone en una dirección preferencial NE-SW; como se puede observar en el mapa de la Figura 11.

Cabe señalar que, durante el trabajo de fotointerpretación, se observaron dos estructuras semiparalelas a las presentes en el área de estudio, que presentan una orientación y componente en rumbo similares a las de La Cabaña. Estas estructuras fueron trazadas a partir de la observación de ríos controlados, principalmente; además de cambios altimétricos y la definición de unidades geomorfológicas, de acuerdo a los tipos de pendiente y forma de las colinas, logrando diferenciar así 5 estructuras. Dado que no fue posible la verificación en campo de la mayoría de las estructuras, debido a la intensa cobertura vegetal de la zona, estas serán clasificadas como "lineamientos" y "fallas"; para las cuales se tuvo una medida indirecta de su traza, y son descritas de la siguiente forma:

- **Lineamiento 1:** Se presenta en el extremo norte de la zona, y es caracterizado por un fuerte control sobre los cursos de agua y colinas deflectadas. Afecta principalmente los micaesquistos y en menor medida al cuerpo peridotítico mayor. Su dirección es NEE a SWW, y su traza se puede seguir hasta su convergencia con la Falla 1, después de la cual no fue posible seguir su traza (Fig. 11).
- **Lineamiento 2:** Se encuentra ubicado en la sección sur de la zona, con una dirección aproximadamente igual a la Falla 1, y una componente sinistral determinada con la dirección de control de los drenajes por ésta, y cuya componente en la vertical probablemente le da un carácter inverso. Esta falla pone en contacto a las peridotitas con los micaesquistos al sur.

- **Falla 1:** Su traza se puede seguir con una dirección aproximada N50W, probablemente es de carácter inverso con una componente sinistral asociada; su naturaleza sinistral se puede observar gracias a una fuerte deflexión de drenajes en dirección SW. Además, como evidencia de su trazo se pueden observar, en campo, una alineación de vetillas de crisotilo con magnetita con un azimut de 120° (Fig. 12), y cambios altimétricos, donde además se ponen en contacto fallado los esquistos grises y rocas ultramáficas.

- **Lineamientos 3 Y 4:** Son aquellos presentes entre la Falla 1 y Lineamiento 2, con una dirección aproximada de N30–40W, para los cuales no se pudo determinar su carácter, pero probablemente correspondan a una deformación causada por la interacción de las fallas entre las que se encuentran localizadas. Estas ponen en contacto el cuerpo ultramáfico con esquistos grises y entre sí mismo.

Los tipos litológicos reconocidos en el área de La Cabaña son principalmente dos: micaesquistos y peridotitas (Lavanderos y Centinela Bajo, Fig. 11). Los micaesquistos corresponden a la roca caja de las peridotitas. Estos esquistos se observan medianamente meteorizados, fuertemente foliados y con una orientación de su foliación en dirección N20W/40NE, aproximadamente. En general presentan un color gris oscuro y están compuestos básicamente por muscovita y lentes de cuarzo.

Las rocas serpentinizadas de Lavanderos corresponden a un cuerpo elongado en una dirección NE, cuyas rocas poseen una textura afanítica, con un color verde claro a oscuro y una capa de meteorización color blanco. Este cuerpo cuenta con cantidades variables de cromita que puede llegar a formar cuerpos masivos de morfología lenticular o filones que raramente superan los 30 cm (Fig. 12).

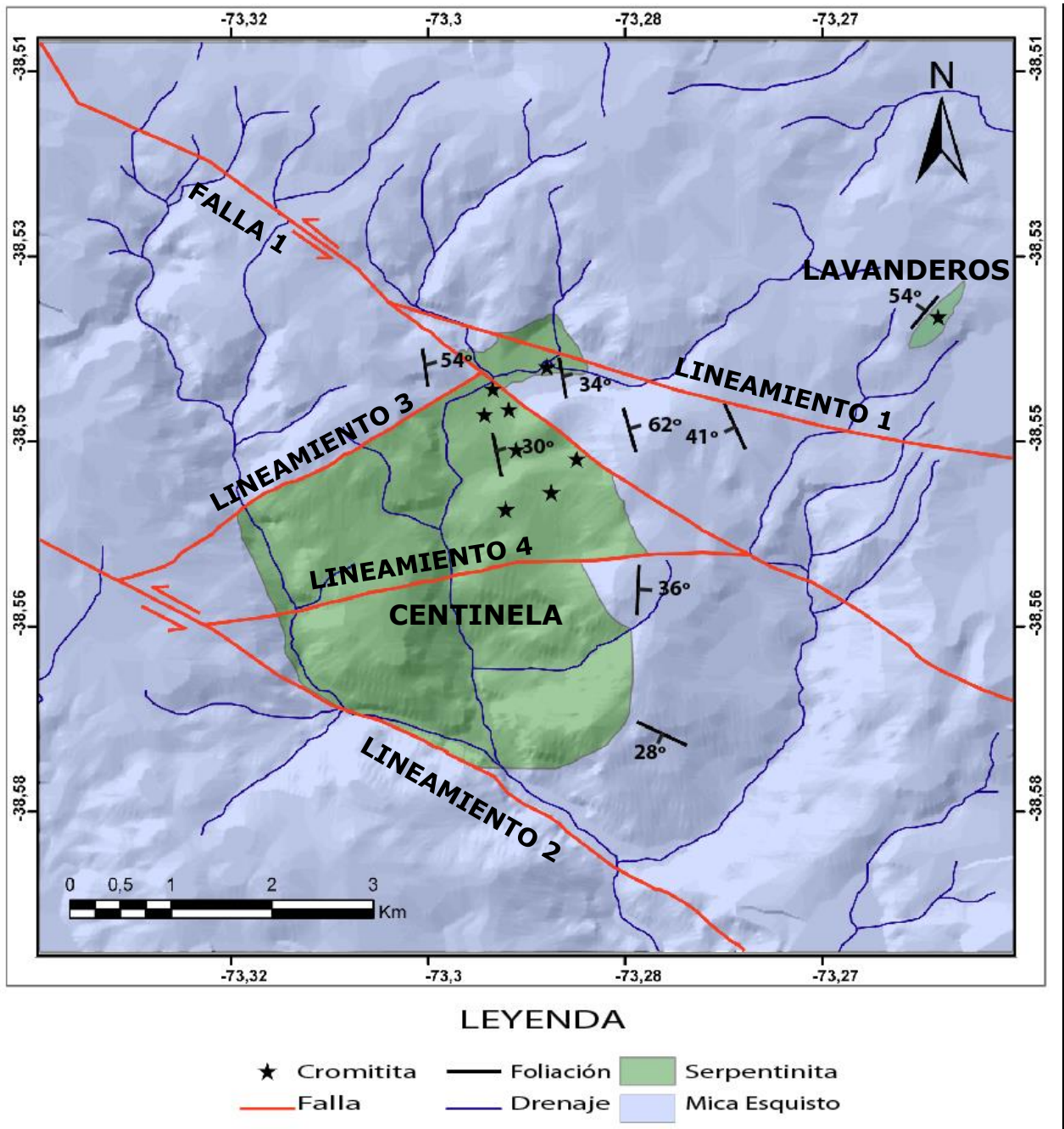


Figura 11. Mapa geológico-estructural del área de La Cabaña.

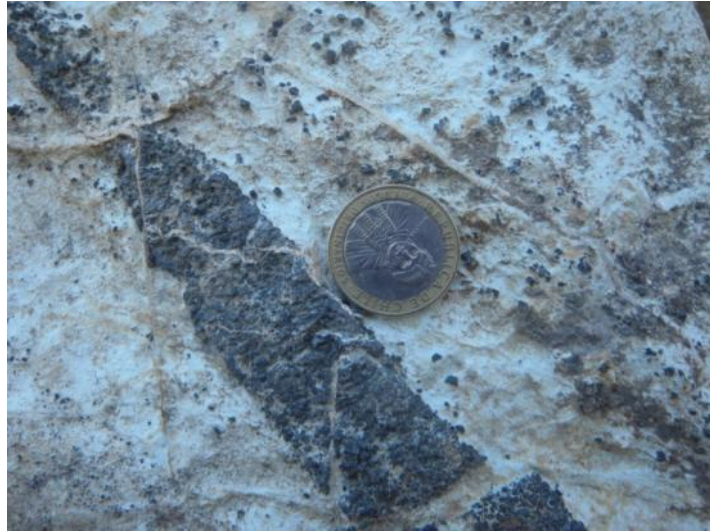


Figura 12. Imagen de cromita diseminada y lente de cromita, embebidas en serpentinita del sector de Lavanderos.

Las peridotitas en Centinela Bajo se pueden dividir en dos: 1) No Foliadas (Fig. 13) y 2) Foliadas (Fig. 14). Las no foliadas presentan una estructura masiva en general, con una textura afanítica y un color verde claro a oscuro, además de una capa superficial de color naranja a pardo debido al intemperismo. Generalmente estas rocas están cortadas por vetillas de magnesita y/o crisotilo, las cuales alcanzan espesores de hasta 1 cm.



Figura 13. Fotografía de afloramiento de peridotita en Centinela Bajo con vetillas de crisotilo, las cuales poseen un azimut de aproximadamente 120° .

Las peridotitas foliadas (Fig. 14) se presentan con un color de intemperismo igual a las masivas, pero presentan en su interior un color verde claro, con una foliación de dirección aproximadamente igual a la de los micaesquistos.



Figura 14. Afloramiento de serpentinita en Centinela Bajo donde es posible notar la estructura foliada de la roca.

En Centinela Bajo también se presenta cromita accesoria diseminada, donde se pueden apreciar cristales subhedraes a anhedrales que no superan 5 mm (Fig. 15a). También es notable que en Centinela Bajo se presentan bloques rodados de cromita masiva que pueden alcanzar hasta 1 m en su eje mayor (Fig. 15b).

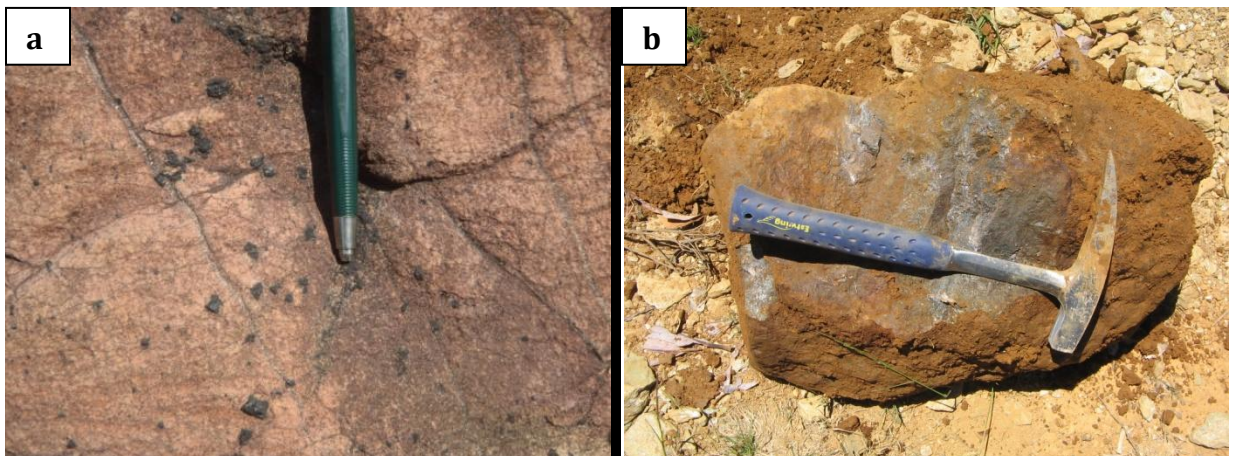


Figura 15. (a) Peridotita con finas vetillas de magnesita y cristales de cromita diseminada. (b) Bloque de cromita masiva.

4.2 Petrografía

4.2.1 Micaesquistos

Estas rocas poseen una textura pórfido-lepidoblástica de cuarzo, muscovita y albita con hábitos hipidiomórficos, presentando las plagioclasas además una textura poikiloblástica (Fig.16a, b). En general la roca está predominantemente compuesta por cuarzo y muscovita, los cuales representan aproximadamente un 95% de la composición de ésta. Los cristales de plagioclasas se encuentran como porfiroblastos deformados en la misma dirección de la foliación de la roca (Fig.16c, d). Adicional a esto, en las zonas de contacto neto entre los micaesquistos y las peridotitas se encuentra una franja de metasomatismo en la cual, las rocas se caracterizan por una textura granoblástica de tremolita-actinolita + clorita con un hábito hipidiomórfico a idiomórfico (Fig. 16e, f).

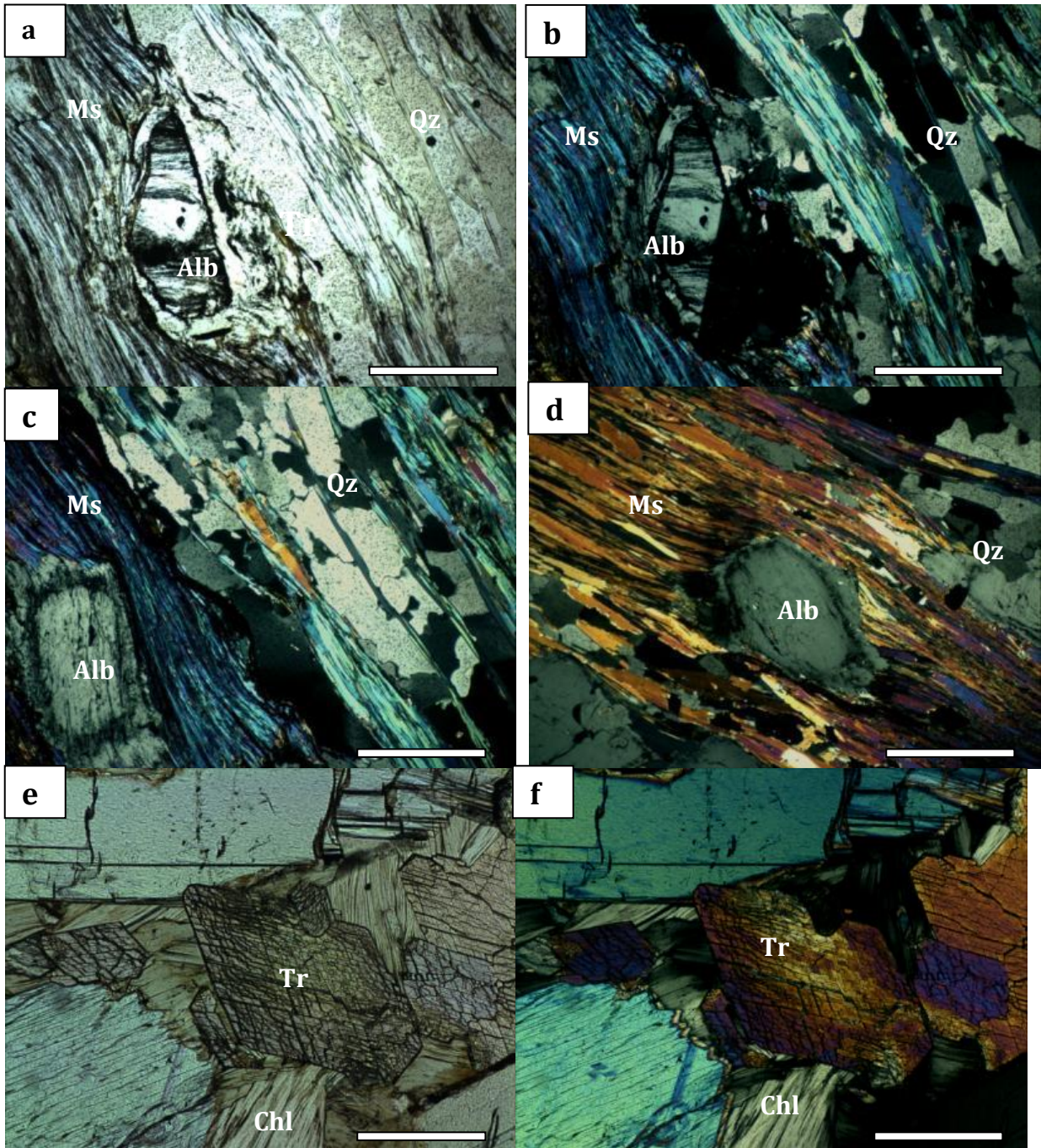


Figura 16. Fotomicrografías de micaesquistos de La Cabaña donde se observa en a) y b) la textura pórfido-lepidoblástica de la roca, dada por muscovita (Ms), cuarzo (Qz) y albita (Alb). En c) y d) se observan principalmente albita (Alb) deformada en la dirección de la orientación preferencial del cuarzo (Qz) y la muscovita (Ms). En e) y f) se observa la presencia de grandes cristales euédricos de tremolita (Tr) y clorita (Chl). (a, e) a nicols paralelos, (b, c, d, y f) a nicols cruzados. La barra de escala representa 1 mm.

4.2.2 Lavaderos

La peridotita de Lavaderos está compuesto fundamentalmente por cristales de antigorita, la cual se caracteriza por un hábito tabular conformando una textura interligada (Fig. 17a, b, c). Estos cristales de antigorita de bajo relieve y colores de interferencia de primer orden, también presentan localmente una alteración a talco. El talco se presenta además alterando a serpentina (crisotilo) en vetillas (Fig. 17d) y alterando a cristales de clorita. La clorita puede estar rodeando cristales de cromita (Fig. 17c).

En las muestras estudiadas no se observaron cristales de mineralogía relictas, pero si se aprecian cristales de cromita subhedrales a anhedrales diseminados o en cúmulos (Fig. 17b,e, f).

Algunos de estos cristales de cromita se aprecian fuertemente alterados con abundantes inclusiones de silicatos, particularmente en los bordes de granos, mientras que en otros casos los cristales se aprecian parcialmente disgregados por el efecto de la serpentización (Fig. 17e, f).

4.2.3 Centinela Bajo

Peridotitas masivas: Son rocas de tamaño de grano grueso (2-3mm), equigranular, compuestas por olivinos parcialmente serpentinizados. Estos olivinos se observan con una textura en malla, y la serpentina corresponde probablemente a lizardita (Fig. 18a y b). Adicionalmente se observan vetillas milimétricas de carbonatos y cristales subhedrales a euhedrales de cromitas diseminadas.

Peridotitas foliadas: Estas rocas presentan una textura esquistosa, donde se observan bandas de olivinos parcialmente serpentinizados y cristales de minerales opacos con bandas de serpentinas (antigorita) (Fig 18c y d).

Las cromitas diseminadas de Centinela Bajo muestran tres y ocasionalmente hasta 4 zonas de distinta reflectancia. La zona más oscura generalmente en el centro de los cristales, representaría la cromita inalterada o primaria, mientras que aquellas más externas y de mayor reflectividad representarían distintos estados de alteración, lo que se conoce en la literatura como "ferricromita" (Spanberg, 1943; Fig. 18 e y f).

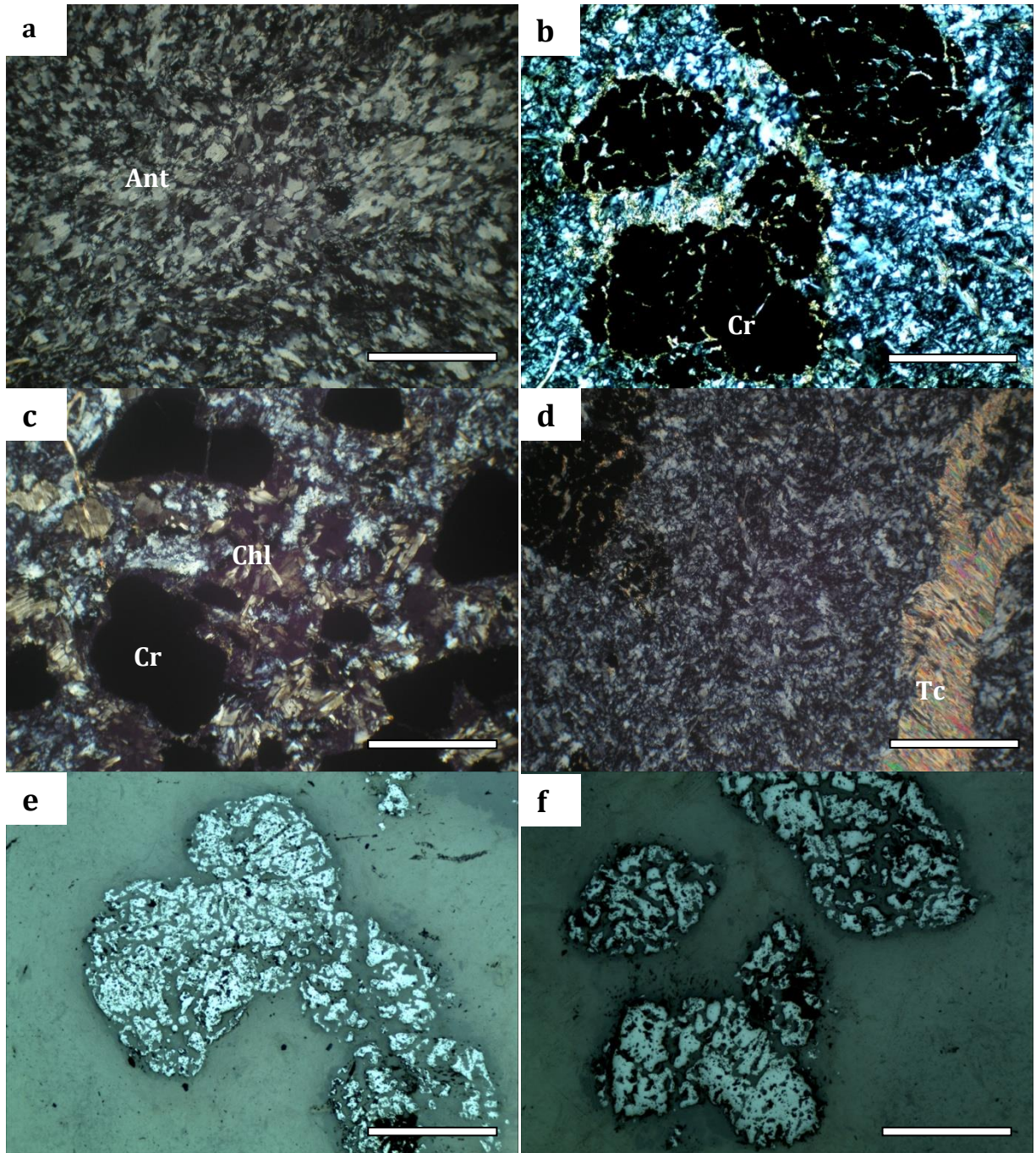


Figura 17. Fotomicrografías de las rocas de Lavanderos. a) textura interligada de la serpentina (antigorita, Ant); b) se aprecia cristales anhedrales de cromita (Cr) en la matriz de serpentina. c) agregado de cristales de cromita (Cr) rodeados por clorita (Chl), d) vetilla de talco (Tc) que corta a la matriz de serpentina; e) y f) textura porosa, disgregado de granos de cromita primaria. (a, b, c, d) a luz transmitida y nicoles cruzados; (e, f) a luz reflejada y a nicoles paralelos. La barra de escala representa 1 mm.

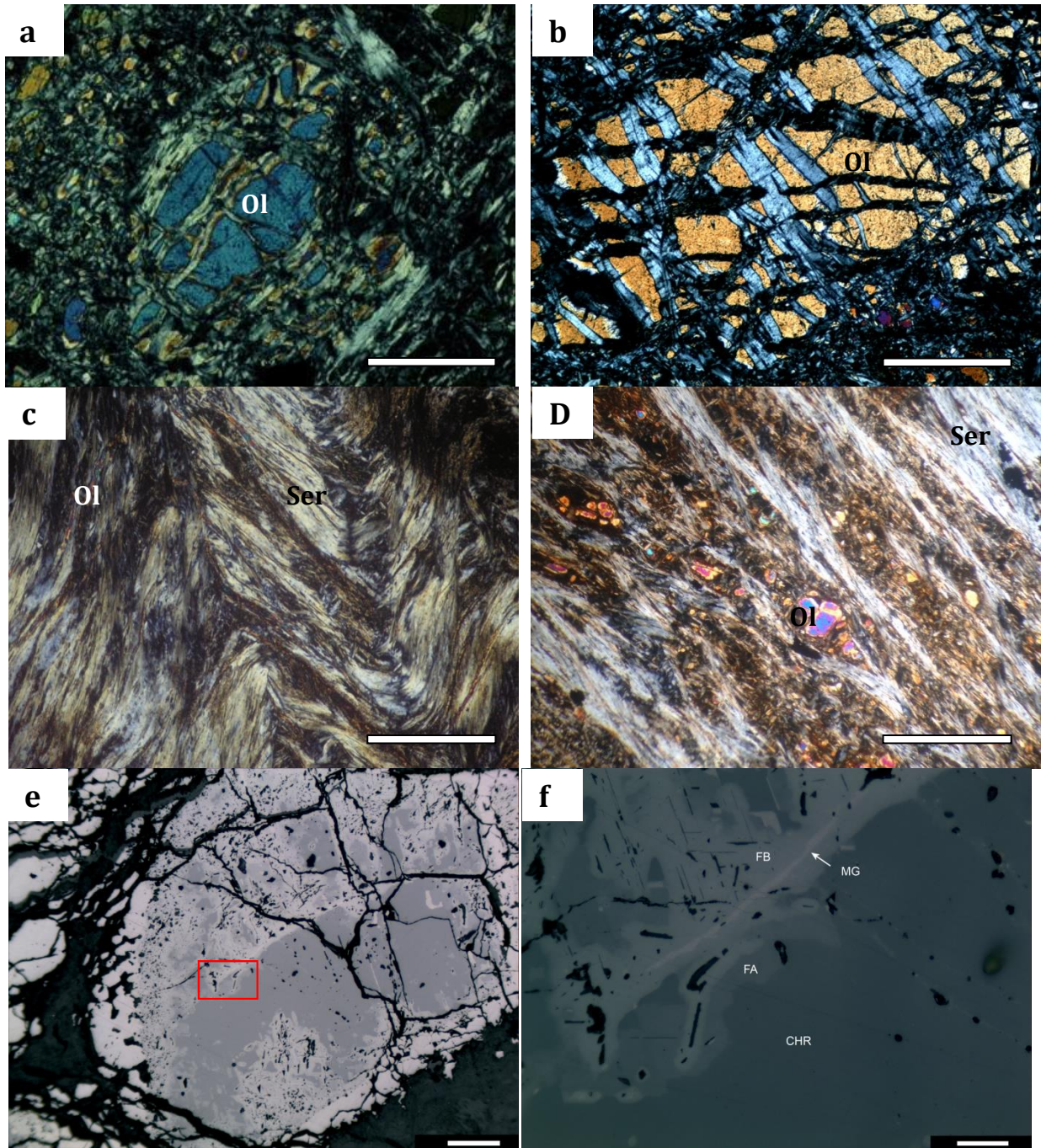


Figura 18. Microfotografías de las rocas de Centinela Bajo. a) y b) olivinos (Ol) parcialmente serpentinizados en las peridotitas; c) y d) serpentinitas foliadas con relictos de olivino (Ol) y serpentina (Ser). e) cristales de cromita diseminada en peridotitas de Centinela Bajo. Se observan zonas con distinta reflectividad y zonas con abundantes inclusiones de silicatos. Recuadro rojo corresponde al área de la figura (f); f) Se aprecia de forma más clara el núcleo inalterado de la cromita (CHR), dos zonas de reflectividad intermedia (FA, FB) y una zona externa (MG) con mayor reflectividad. (a, b, c, d) a luz transmitida y nicoles cruzados. La barra de escala representa 1 mm.; (e, f) a luz reflejada y a nicoles paralelos. Escala en (e) representa 100 micrones y en (f) 200 micrones.

4.3 Química Mineral de Olivinos y Espinelas Crómicas

Se realizaron estudios de microsonda electrónica de los olivinos relictos presentes en las peridotitas serpentinizadas de Centinela Bajo para determinar su composición química y determinar si se trata de olivinos primarios o secundarios (metamórficos). Adicionalmente se tomaron imágenes de electrones retrodispersados (BSE-back-scattered electron) y se realizaron estudios de composición mineral de espinelas crómicas diseminadas y masivas de Lavanderos y Centinela Bajo con el propósito de caracterizar el proceso de alteración que han sufrido las cromitas y determinar aquellas que conservan su composición primaria para evaluar su posible uso como indicador petrogenético.

Las tablas con todos los análisis de microsonda electrónica efectuados en la Universidad de Granada, España se presentan en el Anexo 4. En este capítulo solo se presentan análisis representativos de las espinelas crómicas.

4.4.1 Olivino

Los olivinos tienen una composición de SiO_2 entre 40.8 y 41.3 % en peso; MgO entre 49.2 y 51.1 % en peso; FeO entre 7.6 y 9.1 % en peso; y Al_2O_3 , K_2O , TiO_2 , CaO menor al 0.02 % en peso. La composición de Fo varía entre 89–92 y el NiO_2 varía entre 0.2–0.4% en peso (Fig. 19).

4.4.2 Cromitas

4.4.2.1 Lavanderos

Las imágenes BSE ilustran la variación composicional de las espinelas crómicas, así zonas que se observan más claras son más ricas en hierro, mientras que aquellas más oscuras son más pobres en Fe^{+3} (Fig. 20).

Las cromitas diseminadas de Lavanderos (LAV-008, 032B, 032 y 033) y las masivas (LAV-001) muestran una composición de Cr_2O_3 de 42–55% en peso, Al_2O_3 de 20–<1% en peso, de FeO 20–31% en peso, Fe_2O_3 2.2–19% en peso, MgO 9–<1% en peso. Sus elementos menores muestran variaciones de ZnO de 0,07–0,4% en peso, NiO de 0.01–0,3%, TiO_2 <0,01–0.2% en peso, V_2O_3 0.01–0.2% en peso, MnO <0.01–2% en peso, ZnO 0.02–0.4% en peso (Tabla 4, Fig. 21). En general se observan en los gráficos de variación que hay un incremento del MnO y Fe^{3+} con respecto al Mg y Al^{3+} y Cr ; mientras que la tendencia para los elementos menores como el TiO_2 , NiO y V_2O_3 no es clara; aunque el contenido MnO para las masivas (2–3% en peso) es mayor que el de las cromitas diseminadas.

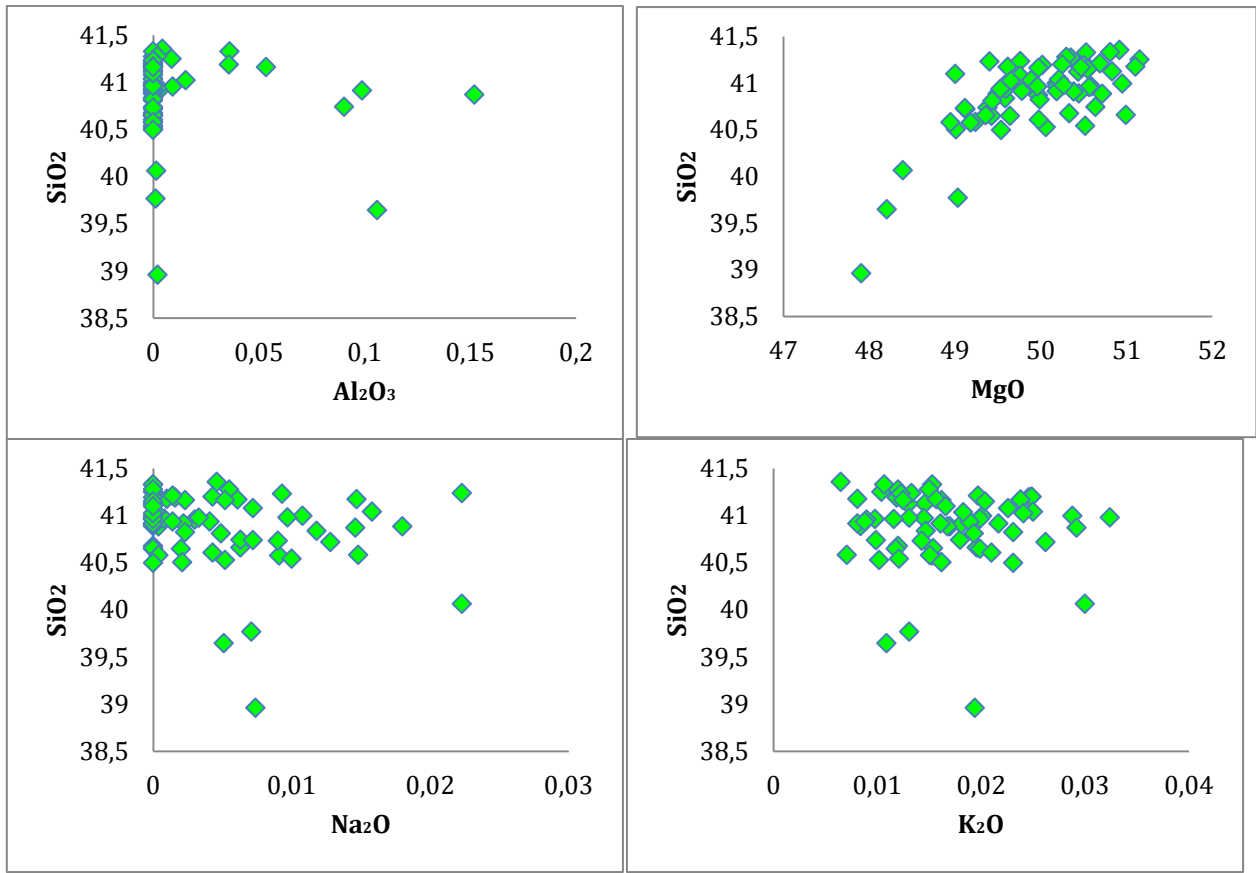


Figura 19. Diagramas de composición del olivino en términos del SiO₂ con respecto al Al₂O₃, MgO, Na₂O, K₂O para Centinela Bajo.

Las cromitas de Lavanderos muestran además una composición de número de Cr ($\#Cr=[Cr/(Cr+Al)]$) entre 0.63 y 1.0, número de Fe³⁺ ($\#Fe^{3+}=Fe^{3+}/(Fe^{3+} + Fe^{2+})= 0.4-0.55$) y número de Mg ($\#Mg=[Mg/(Mg+Fe^{2+})]<0.4$). La cromita masiva muestra un rango de composición de $\#Mg$ que varía entre 0.4 y 0.2, mientras que las cromitas diseminadas presentan valores más bajos ($\#Mg\sim 0.1$). Un grupo de cromitas diseminadas presenta un $\#Cr=0.60-0.65$ y $\#Mg=0.4$, los cuales representarían núcleos relativamente inalterados de cromita.

Las tendencias de los elementos menores muestran un decrecimiento de MnO y TiO₂ de la cromita masiva a la diseminada que se refleja en un incremento del Fe³⁺/(Fe³⁺+Fe²⁺). Se observa también que el contenido de NiO incrementa su concentración de cuando los valores de Fe³⁺/(Fe³⁺ + Fe²⁺) son altos (Fig. 21).

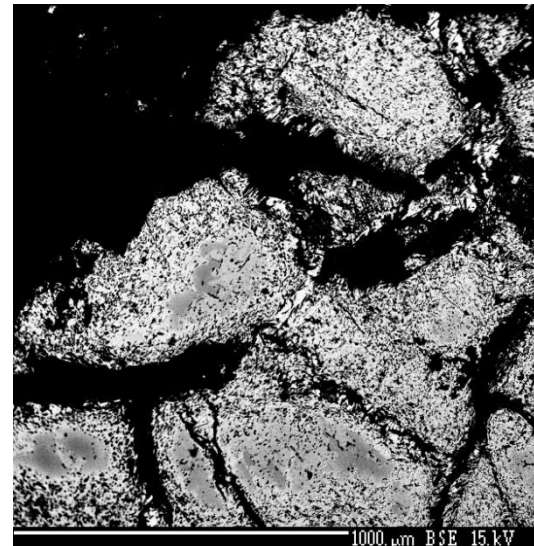
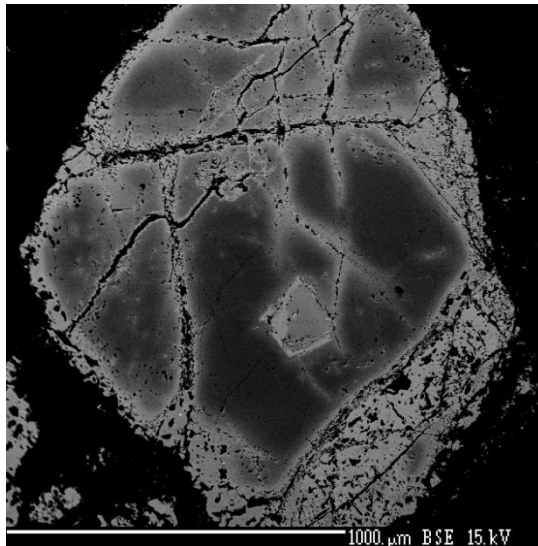
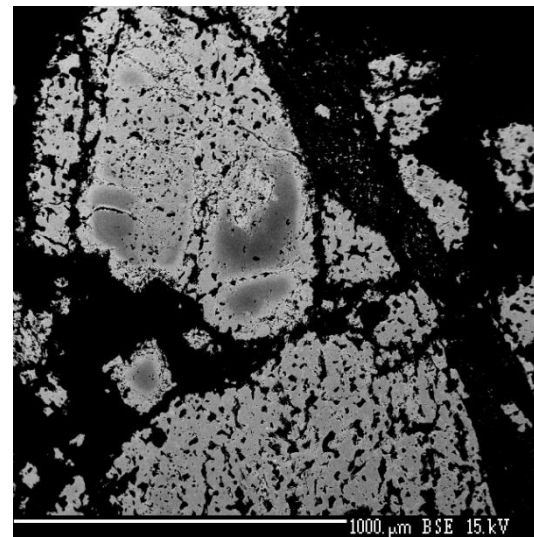
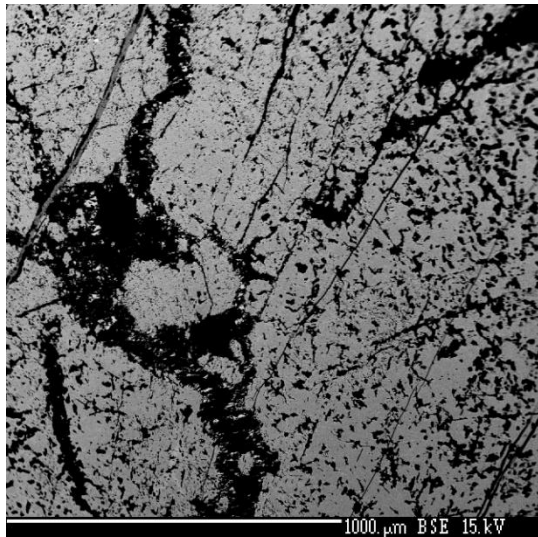


Figura 20. Imágenes de electrones retrodispersados de espinelas crómicas porosas de Lavaderos.

Tabla 4. Análisis químicos representativos de espinelas crómicas parcialmente alteradas (pa-alt), porosa (p-chr), y de núcleo de Lavaderos.

	p-chr	p-chr	p-chr	p-chr	p-chr	core	core	core	pa-alt	p-chr	pa-alt	core	pa-alt	p-chr	p-chr	core	pa-alt	pa-alt	p-chr	p-chr
SiO ₂	0.07	0.04	0.06	0.05	0.04	0.03	0.04	0.03	0.03	0.06	0.04	0.03	0.03	0.04	0.03	0.03	0.04	0.17	0.04	0.04
Al ₂ O ₃	3.64	3.22	3.58	2.05	1.86	18.2	16.32	16.73	10.29	4.23	12.1	19.99	5.35	0.56	1.08	15.5	10.0	16.1	6.20	3.67
Cr ₂ O ₃	51.89	53.04	52.61	54.40	51.20	46.9	47.45	47.03	45.94	50.39	44.7	46.72	43.3	50.0	43.8	47.9	44.3	50.3	4	52.43
Fe ₂ O ₃	12.63	12.00	11.81	11.68	15.30	3.31	3.75	3.32	10.89	13.04	10.1	2.30	18.7	17.2	14.95	7.27	8.94	6.14	0	11.87
V ₂ O ₅	0.03	0.04	0.07	0.12	0.08	0.15	0.21	0.22	0.17	0.16	0.11	0.20	0.19	0.14	0.22	0.14	0.16	0.13	0.17	0.17
MgO	1.31	1.31	1.24	1.13	1.17	7.05	4.60	3.99	1.86	0.97	2.34	8.71	1.17	0.71	0.86	2.57	1.83	2.85	1.31	0.86
FeO	28.35	28.21	28.46	28.47	28.32	23.4	26.44	27.14	28.72	29.02	28.5	21.36	28.8	28.8	29.1	29.1	28.8	29.4	1	29.69
TiO ₂	0.00	0.01	0.02	0.03	0.03	0.04	0.03	0.04	0.03	0.10	0.02	0.06	0.06	0.20	0.11	0.01	0.05	0.02	0.02	0.01
MnO	1.82	1.94	1.86	1.83	1.82	0.60	1.08	1.23	1.64	1.83	1.52	0.40	1.65	1.83	1.91	1.06	1.23	1.12	1.28	1.41
NiO	0.03	0.05	0.04	0.04	0.02	0.01	0.01	0.03	0.04	0.05	0.00	0.01	0.12	0.06	0.02	0.02	0.00	0.03	0.06	0.03
ZnO	0.27	0.26	0.25	0.24	0.29	0.16	0.16	0.31	0.40	0.40	0.26	0.23	0.31	0.27	0.19	0.28	0.36	0.23	0.21	0.25
Total	100.0	100.1	100.0	100.0	100.1	99.9	100.0	100.0	100.0	100.2	99.9	100.0	99.7	99.9	100.0	99.9	99.7	99.9	99.9	100.4
	5	3	0	5	3	0	8	7	0	5	7	1	1	7	1	9	3	2	2	4
Atoms per formula unit																				
Cr	1.50	1.53	1.52	1.58	1.49	1.21	1.25	1.25	1.28	1.45	1.23	1.18	1.25	1.48	1.52	1.18	1.34	1.19	1.43	1.51
Ti	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
V	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Al	0.16	0.14	0.15	0.09	0.08	0.70	0.64	0.66	0.43	0.18	0.50	0.75	0.23	0.02	0.05	0.62	0.42	0.65	0.26	0.16
Fe ³⁺	0.35	0.33	0.32	0.32	0.42	0.08	0.09	0.08	0.29	0.36	0.27	0.06	0.51	0.48	0.42	0.19	0.24	0.16	0.30	0.33
Fe ²⁺	0.86	0.86	0.87	0.88	0.87	0.64	0.74	0.76	0.84	0.88	0.83	0.57	0.88	0.90	0.89	0.83	0.86	0.82	0.89	0.90
Mn	0.06	0.06	0.06	0.06	0.06	0.02	0.03	0.03	0.05	0.06	0.04	0.01	0.05	0.06	0.06	0.03	0.04	0.03	0.04	0.04
Mg	0.07	0.07	0.07	0.06	0.06	0.34	0.23	0.20	0.10	0.05	0.12	0.42	0.06	0.04	0.05	0.13	0.10	0.14	0.07	0.05
Ni	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Zn	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.00	0.00	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01

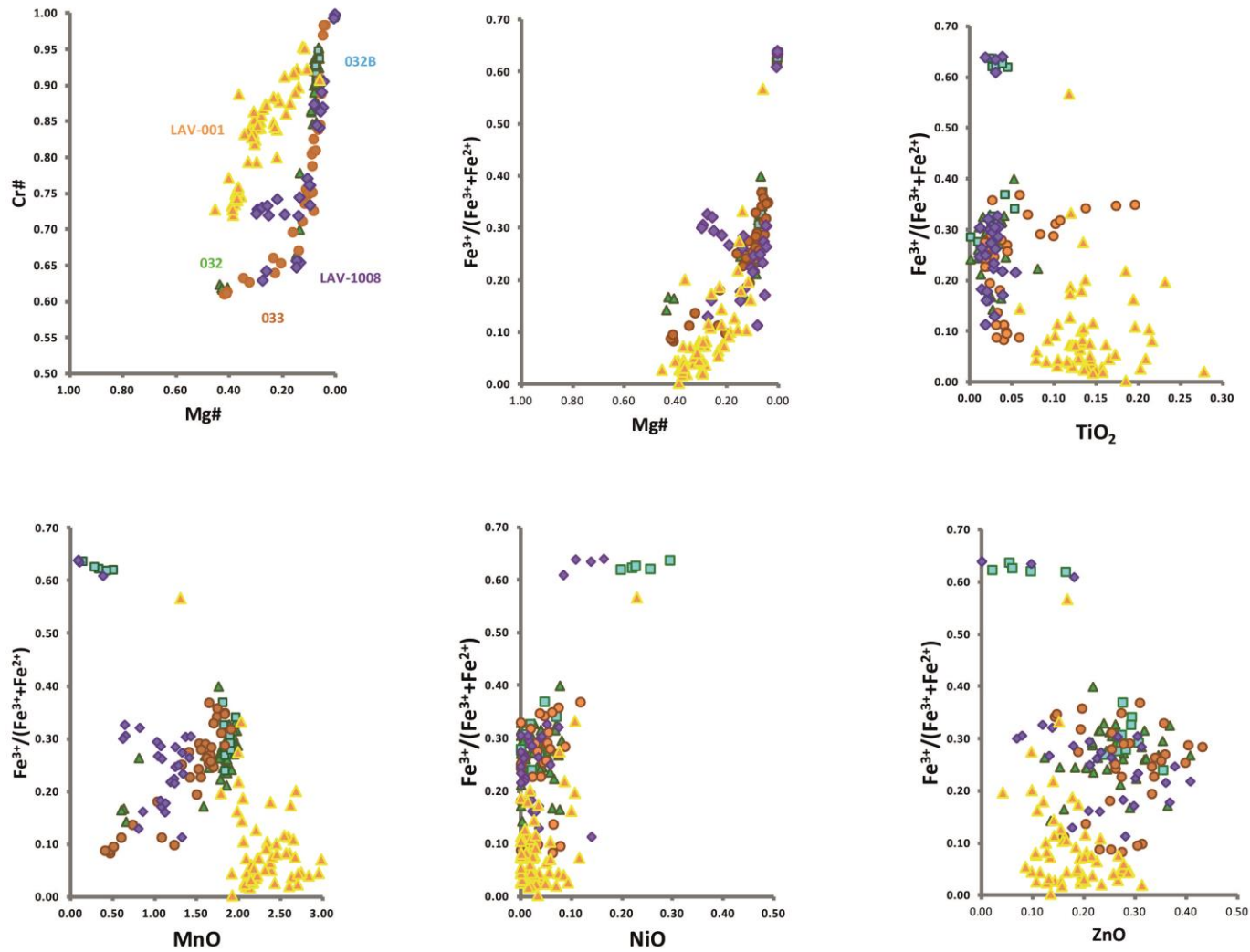


Figura 21. Variación de la composición de las espinelas crómicas de Lavaderos en términos del #Cr, #Mg, $Fe^{3+}/(Fe^{3+} + Fe^{2+})$ y elementos traza (Ti, Mn, Ni, Zn). Muestra LAV-001 corresponde a un lente de cromitita, muestras 032, 032B, 033, y LAV-1008 a espinelas crómicas diseminadas.

4.4.2.2 Centinela Bajo

Las espinelas crómicas en Centinela Bajo se presentan como minerales accesorios diseminados en las peridotitas o bien formando grandes bloques de cromitita. Muestras de ambas ocurrencias fueron estudiadas por microsonda electrónica. Primeramente se tomaron imágenes BSE (Fig. 22, 23) y en base a estas se seleccionaron zonas de interés para el análisis composicional puntual mediante la microsonda.

Las espinelas crómicas diseminadas en general muestran tendencias a un incremento de FeO y Fe₂O₃ y un empobrecimiento en Al₂O₃ y MgO desde el núcleo hacia las zonas más externas o más claras observadas mediante microscopía y en las imágenes BSE (Fig. 22, Tabla 5). El contenido de Fe₂O₃ incrementa del núcleo al exterior del grano mostrando en el núcleo 3.2-2.5% en peso, levemente mayor en la zona siguiente (rica en Fe²⁺) con ~9% en peso, 40% en la zona de siguiente y >50% en peso en la zona rica en magnetita. El FeO sigue la misma tendencia del Fe₂O₃ con valores de ~9% en peso en la zona rica en Fe²⁺ e incrementa hacia afuera del grano con valores de 25-27% en peso y ~29% en peso. Mientras que el Cr₂O₃ decrece del núcleo y la zona rica en Fe²⁺ (44% en peso) hacia las zonas de cromita férrica (38-25% en peso) brillantes y ricas en magnetita (15-6% en peso). En relación a los elementos menores, el TiO₂ es más alto en la cromita férrica (1.3-3.0% en peso), NiO más alto en la zona de magnetita (>0.8% en peso) y el MnO con contenidos más altos en la zona rica en Fe²⁺ y cromita férrica (0.5-0.8% en peso). El ZnO es más alto en la zona rica en Fe²⁺ (cromita ferrosa), mientras que el V₂O₅ es más alto en los núcleos y la zona rica en Fe²⁺ (0.15-0.28% en peso).

Los resultados para elementos mayores de las cromitas masivas, muestran que tienen una composición de Cr₂O₃ que varía entre 49-64% en peso asociados a las zonas más brillantes (Fig. 23, Tabla 6), Al₂O₃ entre 2% en peso en las zonas más brillantes y 18% en peso en las zonas más oscuras, de FeO 17-27% en peso en las zonas más brillantes, MgO presenta hasta 14% en peso en las zonas más oscuras y valores más bajos en las zonas más brillantes (~1% en peso). Sus elementos menores muestran variaciones de ZnO <0.01-0.3% en peso, NiO de <0.01-2.0% en peso, TiO₂ 0.04-0.5% en peso, MnO 0.2-0.9% en peso (Fig. 24).

La composición de las espinelas crómicas de Centinela Bajo varía en un amplio rango de número de Cr ($\#Cr = [Cr/(Cr+Al)] = 0.6-1.0$), número de Mg ($\#Mg = [Mg/(Mg+Fe^{2+})] = 0.3-$

0.7) y número de Fe^{3+} ($\# \text{Fe}^{3+} = \text{Fe}^{3+} / (\text{Fe}^{3+} + \text{Fe}^{2+}) < 0.4$, indicando que los bloques de Centinela Bajo están menos enriquecidos en Fe^{3+} que los bloques de Lavaderos.

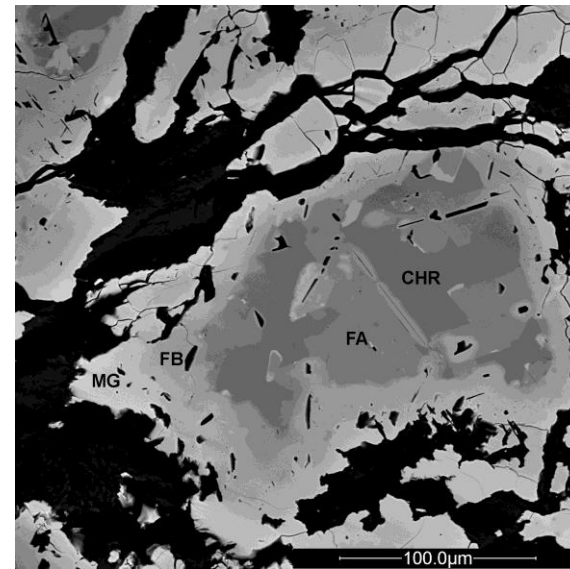
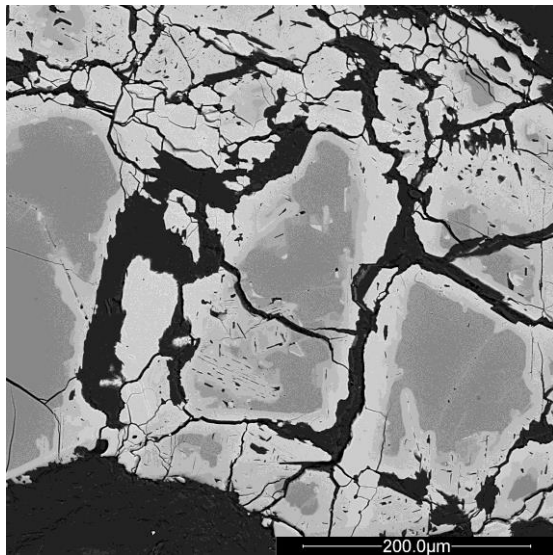
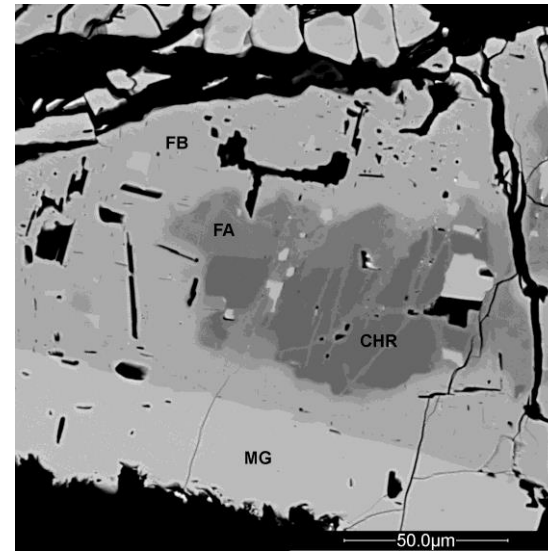
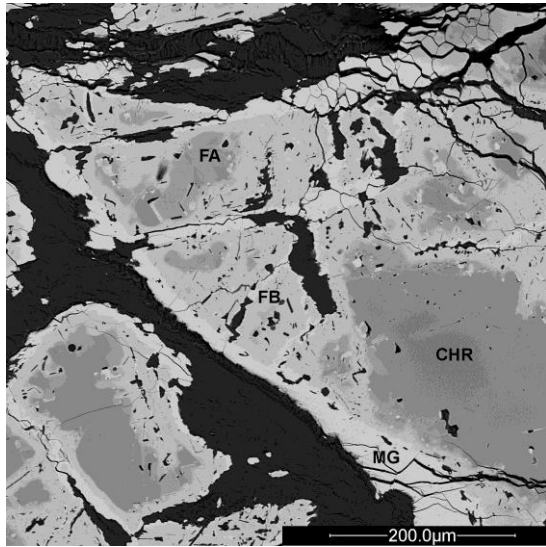


Figura 22. Imágenes de electrones retrodispersados de espinelas crómicas accesorias de Centinela Bajo. CHR: cromita, FA: cromita ferrosa (cromita rica en Fe^{2+}), FB: cromita férrica, MG: magnetita rica en Cr.

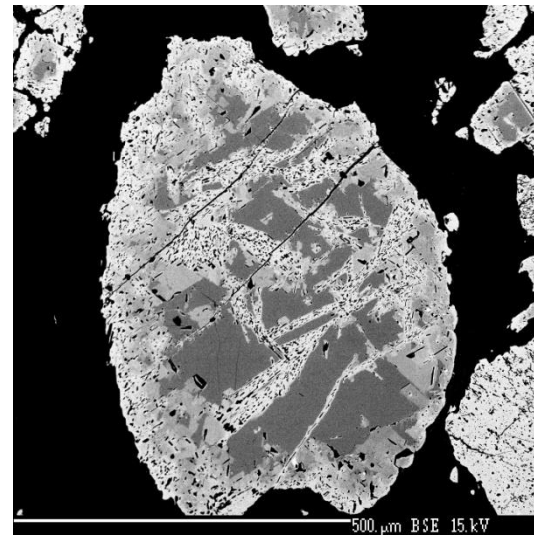
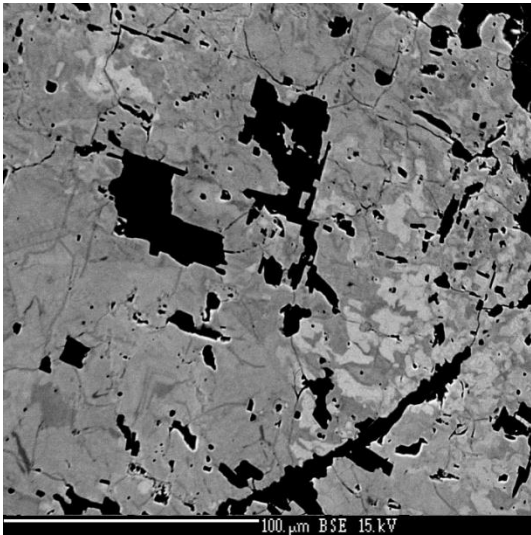
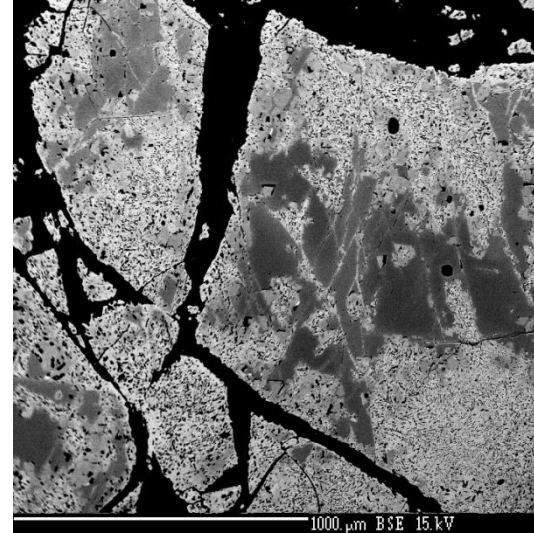
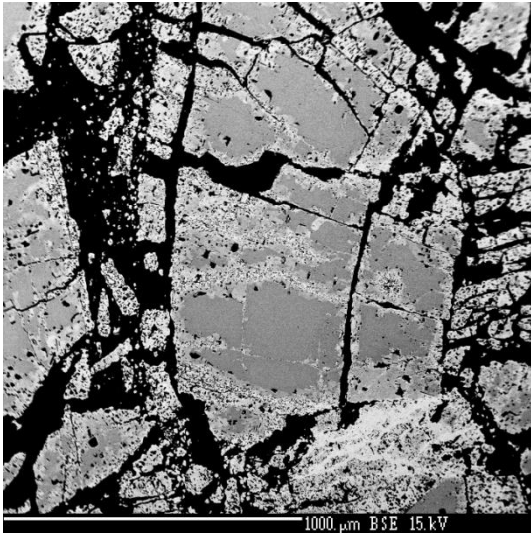


Figura 23. Imágenes de electrones retrodispersados de espinelas crómicas de cromitas masivas de Centinela Bajo.

Tabla 5. Análisis químicos representativos de espinelas crómicas accesorias en peridotitas serpentinizadas de Centinela Bajo. CHR: cromita, FA: cromita rica en Fe⁺², FB: cromita férrica, MG: magnetita rica en Cr.

	CHR	CHR	CHR	CHR	CHR	CHR	CHR	CHR	FA	FA	FA	FB	FB	FB	MG	MG	MG	MG
SiO ₂	0.08	0.04	0.08	0.09	0.08	0.06	0.07	0.05	0.04	0.03	0.08	0.04	0.05	0.03	0.00	0.03	0.02	
TiO ₂	0.21	0.23	0.22	0.22	0.20	0.22	0.19	0.14	0.10	0.11	0.32	0.32	0.42	0.14	0.27	0.13	0.15	
Al ₂ O ₃	23.52	23.04	23.25	23.07	22.69	22.66	22.81	15.24	17.73	15.94	2.96	2.74	1.31	0.01	1.46	0.03	0.00	
Cr ₂ O ₃	43.27	43.97	44.42	43.89	43.35	42.97	43.57	43.57	42.65	42.55	24.93	37.91	36.58	6.09	15.60	6.82	5.92	
Fe ₂ O ₃	2.72	2.64	2.67	2.45	3.18	2.47	3.14	9.75	8.21	9.49	40.07	28.13	29.90	62.94	52.24	62.00	62.74	
FeO	18.03	16.81	15.70	17.46	19.05	20.89	17.53	23.87	23.61	23.63	27.31	25.19	26.29	29.20	28.15	28.40	28.73	
V ₂ O ₃	0.22	0.23	0.23	0.21	0.22	0.21	0.23	0.28	0.15	0.18	0.14	0.18	0.14	0.14	0.19	0.11	0.07	
MnO	0.33	0.36	0.30	0.35	0.28	0.45	0.34	0.70	0.62	0.54	0.47	0.84	0.62	0.06	0.31	0.16	0.09	
MgO	11.41	12.02	12.94	11.69	10.63	9.15	11.57	6.38	6.78	6.33	2.39	3.72	2.85	0.95	1.83	1.21	0.98	
ZnO	0.08	0.16	0.09	0.07	0.15	0.26	0.05	0.21	0.37	0.49	0.12	0.27	0.23	0.01	0.01	0.00	0.08	
NiO	0.15	0.10	0.13	0.12	0.17	0.15	0.16	0.11	0.06	0.07	0.59	0.34	0.41	0.66	0.78	0.82	0.77	
Total	100.01	99.61	100.03	99.61	100.01	99.48	99.66	100.31	100.33	99.37	99.39	99.68	98.79	100.23	100.86	99.72	99.55	
Atoms per unit formula																		
Cr	1.06	1.08	1.08	1.08	1.07	1.08	1.07	1.14	1.10	1.12	0.73	1.09	1.08	0.18	0.46	0.21	0.18	
Ti	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.01	0.01	0.00	0.01	0.00	0.00	
V	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.00	0.01	0.00	0.01	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	
Al	0.86	0.84	0.84	0.84	0.84	0.85	0.84	0.60	0.68	0.63	0.13	0.12	0.06	0.00	0.06	0.00	0.00	
Fe ³⁺	0.06	0.06	0.06	0.06	0.08	0.06	0.07	0.24	0.20	0.24	1.12	0.77	0.84	1.80	1.46	1.78	1.81	
Fe ²⁺	0.47	0.44	0.40	0.45	0.50	0.55	0.46	0.66	0.65	0.66	0.84	0.77	0.82	0.93	0.87	0.91	0.92	
Mn	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.02	0.02	0.02	0.02	0.03	0.02	0.00	0.01	0.01	0.00	
Mg	0.53	0.56	0.59	0.54	0.50	0.43	0.54	0.32	0.33	0.32	0.13	0.20	0.16	0.05	0.10	0.07	0.06	
Ni	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.02	0.01	0.01	0.02	0.02	0.03	0.02	
Zn	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.01	0.01	0.01	0.00	0.01	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	

Tabla 6. Análisis químicos representativos de espinelas crómicas parcialmente alteradas (pa-alt), porosa (p-chr), y de núcleo de cromititas de Centinela Bajo.

	núcleo	núcleo	p-chr	pa-alt	p-chr	p-chr	núcleo	núcleo	pa-alt	pa-alt	p-chr	pa-alt	pa-alt	pa-alt	pa-alt	núcleo	pa-alt	núcleo	pa-alt	p-chr
SiO ₂	0.04	0.03	0.03	0.03	0.03	0.04	0.06	0.06	0.03	0.03	0.05	0.03	0.03	0.03	0.06	0.05	0.03	0.04	0.04	0.20
Al ₂ O ₃	17.62	17.70	11.99	11.48	4.98	12.09	16.95	16.98	12.67	11.43	2.26	9.29	8.52	7.57	7.58	17.74	11.81	17.70	10.66	5.39
Cr ₂ O ₃	51.05	51.21	54.00	58.62	60.67	57.32	52.80	52.65	52.59	52.65	59.35	58.78	59.39	59.81	59.92	49.93	50.22	49.99	50.56	50.67
Fe ₂ O ₃	2.47	2.57	5.67	1.66	6.21	2.17	1.66	1.87	4.48	5.85	7.83	1.25	3.23	3.41	3.35	1.82	7.68	1.83	7.79	13.06
V ₂ O ₃	0.22	0.26	0.21	0.26	0.25	0.20	0.14	0.22	0.14	0.18	0.24	0.29	0.29	0.26	0.24	0.18	0.16	0.19	0.21	0.19
MgO	12.64	12.82	11.65	11.81	9.52	12.15	12.46	13.44	8.90	8.31	5.61	9.07	11.04	9.85	9.95	10.21	7.66	10.47	7.28	5.93
FeO	15.05	14.90	15.63	15.41	17.86	14.94	15.10	13.46	19.64	20.36	23.12	19.10	15.98	17.66	17.49	18.59	21.46	18.31	21.68	23.07
TiO ₂	0.14	0.13	0.10	0.16	0.15	0.16	0.05	0.05	0.10	0.11	0.25	0.34	0.20	0.23	0.22	0.23	0.18	0.22	0.24	0.41
MnO	0.35	0.36	0.39	0.50	0.50	0.42	0.42	0.36	0.53	0.56	0.67	0.37	0.42	0.41	0.44	0.46	0.60	0.43	0.66	0.67
NiO	0.09	0.21	0.00	0.02	0.07	0.03	0.12	0.12	0.00	0.09	0.02	0.10	0.04	0.04	0.03	0.12	0.11	0.12	0.04	0.08
ZnO	0.10	0.05	0.15	0.13	0.12	0.04	0.04	0.11	0.10	0.15	0.06	0.06	0.06	0.17	0.11	0.17	0.20	0.00	0.23	0.18
Total	99.48	99.97	99.25	99.91	99.72	99.36	99.64	99.13	98.72	99.12	98.66	98.56	98.87	99.10	99.05	99.32	99.33	99.12	98.62	98.54
Atoms per unit formula																				
Cr	1.27	1.27	1.39	1.50	1.63	1.47	1.32	1.31	1.38	1.39	1.67	1.57	1.56	1.59	1.60	1.27	1.33	1.27	1.36	1.40
Ti	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.01	0.00	0.01	0.01	0.01	0.00	0.01	0.01	0.01
V	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Al	0.66	0.65	0.46	0.44	0.20	0.46	0.63	0.63	0.50	0.45	0.10	0.37	0.33	0.30	0.30	0.67	0.47	0.67	0.43	0.22
Fe ³⁺	0.06	0.06	0.14	0.04	0.16	0.05	0.04	0.04	0.11	0.15	0.21	0.03	0.08	0.09	0.08	0.04	0.19	0.04	0.20	0.34
Fe ²⁺	0.40	0.39	0.43	0.42	0.51	0.41	0.40	0.36	0.55	0.57	0.69	0.54	0.45	0.50	0.49	0.50	0.60	0.49	0.61	0.68
Mn	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.02	0.02	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.02	0.01	0.02	0.02
Mg	0.59	0.60	0.57	0.57	0.48	0.59	0.59	0.63	0.44	0.41	0.30	0.46	0.55	0.49	0.50	0.49	0.38	0.50	0.37	0.31
Co	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Ni	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Zn	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00

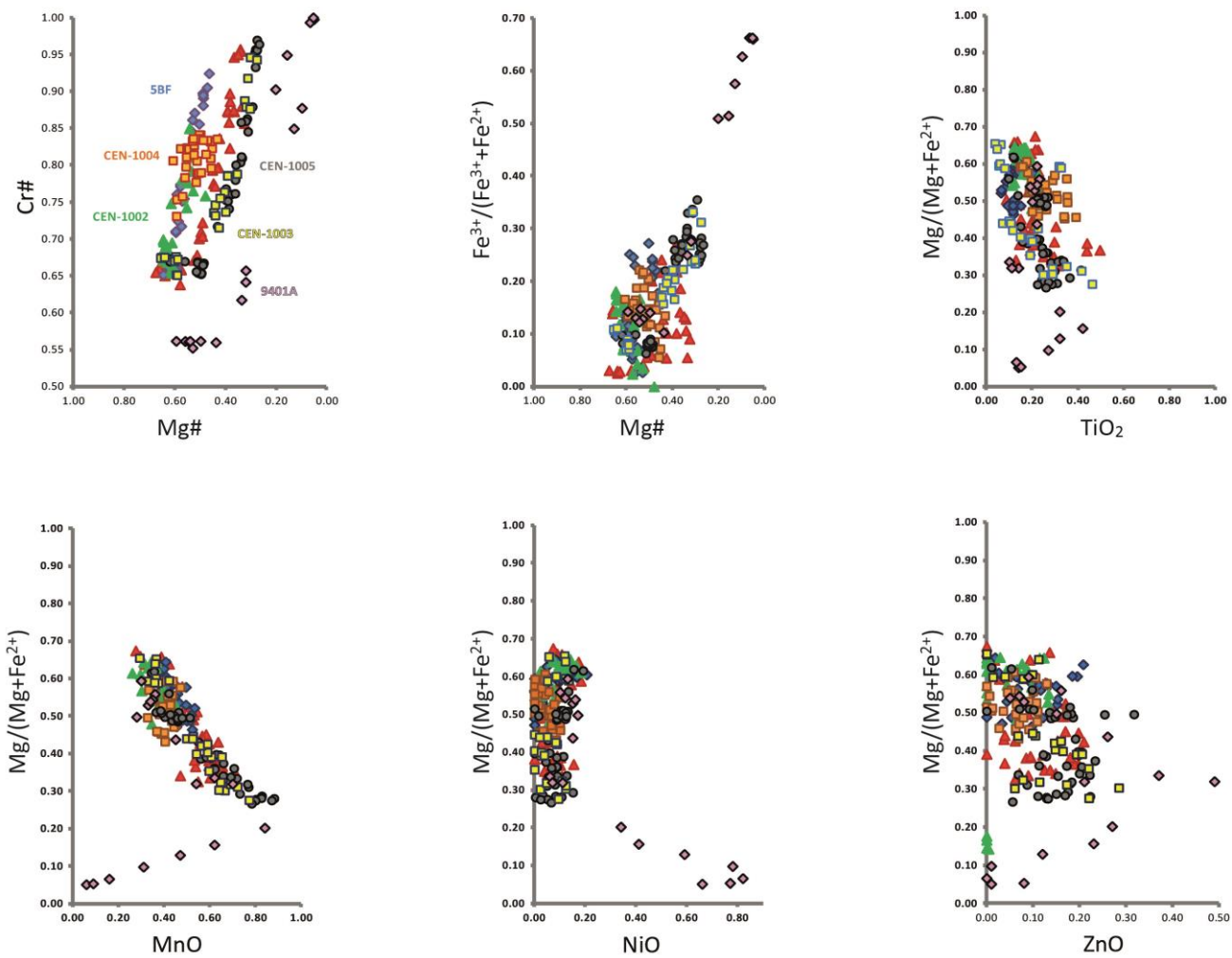


Figura 24. Variación de la composición de las espinelas crómicas de Centinela Bajo en términos del #Cr, #Mg, Fe³⁺/(Fe³⁺ + Fe²⁺) y elementos traza (Ti, Mn, Ni, Zn). Muestras CEN-1002, -1003, -1004, -1005 y 5BF corresponden a cromitita masiva; muestra 9401A a granos de espinela crómica accesorias en peridotita serpentinizada.

4.3 Geoquímica de Elementos Traza

Para este estudio se pulverizaron nueve muestras de serpentinita (3 de Lavanderos y 6 de Centinela Bajo), en un mortero de ágata en el Departamento de Geología de la Universidad de Chile; con el fin de analizar la composición de elementos traza en roca total.

Las muestras analizadas por la empresa ACT Labs, Canadá, donde fueron analizados 25 gramos de cada muestra por digestión total con cuatro ácidos comenzando por ácido fluorhídrico, seguido por una mezcla de ácido nítrico y perclórico. Posteriormente son calentadas y secadas, para después ser llevados a solución nuevamente usando ácido clorhídrico y ácido nítrico.

Las muestras fueron analizadas mediante ICP-MS (Perkin Elmer Sciex ELAN 6000, 6100 y 9000). Los resultados de este análisis se reportan en el Anexo 3.

Los resultados del análisis geoquímico se han dividido en tres grupos de acuerdo a la localidad y las características petrográficas de las rocas analizadas. Grupo a) las peridotitas de Centinela Bajo (muestras CAB-7C, CAB-12, CAB-13, CAB-14); grupo b) peridotitas foliadas de Centinela Bajo (PODO-A y CAB-12B) y grupo c) Lavanderos (LAV, LAV-R, LAV-3).

Así, se puede observar que las muestras del grupo a) muestran un leve empobrecimiento en Ti y Cu con concentraciones que varían entre 40 y 120 ppm; y entre 0.6 y 2.1 ppm, respectivamente. Los elementos fluido móviles (EFM) muestran una composición de Li que varía entre el límite de detección (<0.1 ppm) y 0.5 ppm. Tanto el As (0.2-15.7 ppm), el Sb (0.06-2.4 ppm) y el Pb (0.1-0.4 ppm) muestran un notorio enriquecimiento (Fig. 25).

Para el grupo b) se puede observar un comportamiento similar al del grupo a) presentando anomalías negativas de Ti (30 a 120 ppm), Cu (0.8 a 1.1 ppm) y Li (<0.1 a 0.9 ppm) y anomalías positivas de As (0.4 a 36.8 ppm), Sb (0.2 a 1.1 ppm) y Pb (0.2 a 0.3 ppm) y una notoria ausencia de Sr (Fig. 25).

El grupo c) muestra que Lavanderos presenta una tendencia similar a las anteriores pero levemente más empobrecido en Ti (10 a 120 ppm), Cu (0.3 a 6.1 ppm) y Li (0.1 a 0.8 ppm) y presenta también anomalías positivas de As (6.7 a 35.5 ppm), Sb (0.2 a 1.8 ppm) y Pb (1.2 a 2.5 ppm) y al igual que el grupo b) con el Sr bajo el límite de detección (<1 ppm).

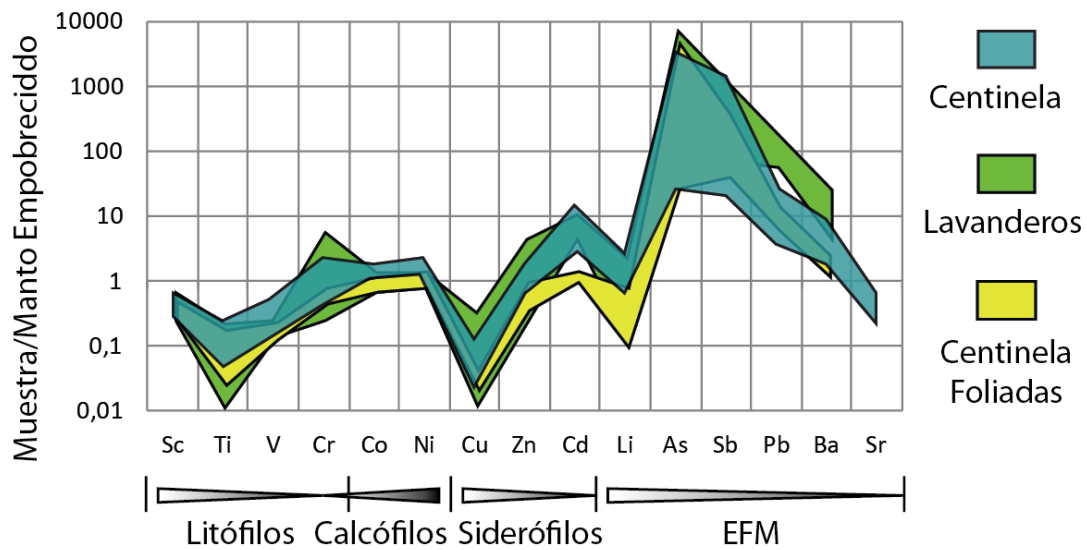


Figura 25. Diagrama spider de la composición de roca total, normalizada a manto empobrecido de las rocas de Lavaderos y Centinela Bajo. Los elementos están separados de acuerdo a su comportamiento geoquímico, donde EFM se refiere a los Elementos Fluidos Móviles. Los datos de normalización fueron tomados de Salters y Stracke (2004).

4.5 Elementos del Grupo del Platino (EGP) en Cromititas

Se separaron seis muestras de cromita masiva (3 de Lavaderos y 3 de Centinela) para determinar su concentración de EGP. Las muestras fueron enviadas a ACT Labs en Canadá, donde fueron analizadas mediante Activación Neutrónica (AAN). Los resultados se reportan en la Tabla 7.

Es de resaltar, que en Centinela Bajo se encuentran concentraciones levemente más altas que en Lavaderos, en algunos elementos como lo son el iridio, rutenio y platino, lo cual es evidente en las fracciones Pd/Ir, en las cuales las de Centinela varían entre 0.06 y 0.11, mientras para Lavaderos entre 0.04 y 0.16.

A pesar del grado de alteración de las cromititas de Lavaderos con respecto a las de Centinela Bajo es notable que las composiciones de ambas sean similares, a excepción del iridio, el cual presenta concentraciones más altas en Centinela.

Tabla 7. Concentración de Elementos del Grupo del Platino, Oro y Renio en cromititas de Lavanderos y Centinela Bajo.

	Muestra	Os	Ir	Ru	Rh	Pt	Pd
		ppb	ppb	ppb	ppb	ppb	ppb
Centinela	PODOB	22	157	126	12,9	28	2
	CAB-7	29	93,3	136	7	19	10
	CAB-7B	43	153	92	9,8	12	9
Lavanderos	LA-C1	27	60,5	79	6,9	5	2
	LA-C2	20	74,1	108	8,8	13	12
	LA-C3	34	66	106	8,5	6	3

El diagrama spider de concentración EGP en cromititas de Centinela Bajo y Lavanderos (Fig. 26), normalizadas a manto empobrecido, muestran que dichas cromititas contienen mayores concentraciones de Os-Ir-Ru que de Pt-Pd-Rh como es típico de cromititas encajadas en secciones de manto ofiolíticos.

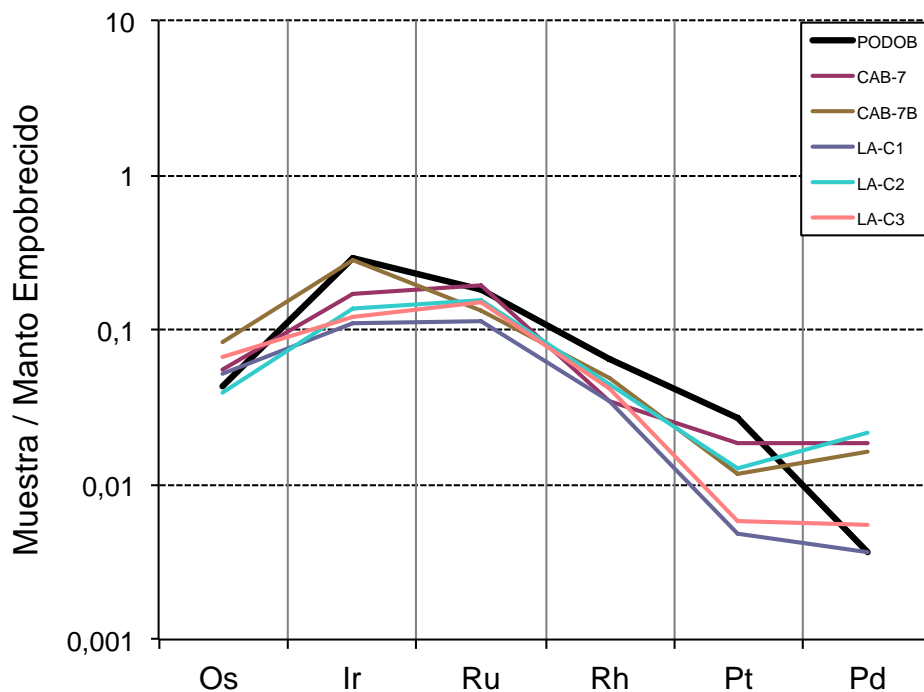


Figura 26. Diagrama spider para los Elementos del Grupo del Platino (EGP) en cromititas de Centinela (PODOB, CAB-7, CAB-7B) y Lavanderos (LA-C1, LA-C2, LA-C3), normalizados a manto empobrecido. Normalización en base a Naldrett y Duke (1980).

4.6 Isótopos de Re-Os en Cromititas

El análisis de isótopos de Re y Os en roca total de cuatro muestras de cromititas (CEN-07, CEN-08, CEN-09, LAC-1008) fue realizado en el Departamento de Geología de la Universidad de Maryland, EEUU, mediante un espectrómetro de masas vía ionización termal en modo negativo (Negative TIMS o N-TIMS). Los resultados del análisis se reportan en la Tabla 8.

Para Centinela Bajo, el Os varía entre los 78 ppb y 202 ppb, mientras que el Re varía entre 0.205 ppb y 2.23 ppb. Para Lavanderos el Os es notablemente más bajo (37.6 ppb) y el Re (0.35 ppb) es comparable con los valores más bajos de Centinela Bajo.

En cuanto a la composición isotópica medida de $^{187}\text{Os}/^{188}\text{Os}$, no se observa una variación muy grande entre las cromitas menos alteradas (Centinela Bajo) y alteradas (Lavanderos). El rango está comprendido entre 0.12522 y 0.12710, el cual es levemente menor al promedio actual de la razón $^{187}\text{Os}/^{188}\text{Os}$ definido por Walker et al. (2002) para las cromitas (0.12808).

La razón $^{187}\text{Re}/^{188}\text{Os}$ de las muestras analizadas varía entre 0.008 a 0.04. El valor de referencia de Walker et al. (2002) es de 0.421, lo cual indica una variación significativa entre las muestras analizadas y el valor de referencia.

Tabla 8. Resultados del análisis isotópico de Re y Os para las cromititas del área de La Cabaña.

	Re (ppb)	Os (ppb)	$^{187}\text{Os}/^{188}\text{O}$ s	$^{187}\text{Re}/^{188}\text{O}$ s	$^{187}\text{Os}/^{188}\text{O}_{(300\text{Ma})}$)	$\gamma_{\text{Os}} (300\text{Ma})$	T_{RD} (Ma)
CEN-07	2.230	128,0	0,12522	0,08	0,12480	-0,15	409
CEN-08	0,3514	202,4	0,12710	0,008	0,12705	1,65	143
CEN-09	0,2049	78,69	0,12703	0,01	0,12697	1,58	152
LAC-1008	0,3225	37,66	0,12675	0,04	0,12654	1,24	192

El γ_{Os} representa el porcentaje de diferencia entre la composición isotópica de Os de la muestra con respecto al promedio del condrito (Shirey y Walker, 1998). Para este estudio se puede observar que de las cuatro muestras, tres de ellas presentan un valor superior al del condrito (radiogénico) y CEN-07 a diferencia de las otras tiene un valor negativo (-0.15) del γ_{Os} (no radiogénico) calculado a una edad de 300 Ma. Como se describió en la metodología

de este trabajo, se calcularon los parámetros del Os inicial y γ_{Os} para 300 Ma suponiendo esta como edad mínima de los cuerpos ultramáficos en este trabajo.

También se calcula la edad de empobrecimiento del Re (T_{RD}), la cual representa la edad mínima de empobrecimiento del Re en la muestra (Shirey y Walker, 1998). En el caso se puede notar que las muestras CEN-08, CEN-09 y LAC-008, con un γ_{Os} positivo, presentan T_{RD} de edad Jurásica, mientras que CEN-07 con un γ_{Os} negativo presenta una T_{RD} de 409 Ma (Tabla 8).

5. Discusiones

5.1 Origen del Olivino Relicto

En las peridotitas de La Cabaña solo se ha podido reconocer mineralogía primaria del tipo olivinos y en menor medida piroxenos. Estos relictos de olivino se han identificado solamente en Centinela Bajo y su composición se caracteriza por una baja concentración de SiO_2 ($\sim 40\%$) y Al_2O_3 ($< 0.1\%$), y altos contenidos NiO ($\sim 0.38\%$). El contenido de forsterita (Fo) entre 89 y 92 de este olivino es levemente superior a aquel reportado en olivinos típicos de lherzolitas fértiles equilibradas en facies de espinela ($\text{Mg}\# = 88.8\text{--}89.6$; Hugh et al., 2000); pero es muy similar a la de olivinos de porciones de manto que han experimentado grados significativos de fusión parcial (Takahashi et al., 1987; Niida, 1997; Galán et al., 2008; Gill, 2010). A partir de esas observaciones, se puede concluir que la composición del olivino relicto que se ha identificado en las metaperidotitas de Centinela Bajo parece indicar que la peridotita original representaría una porción de manto empobrecido (Fig. 27).

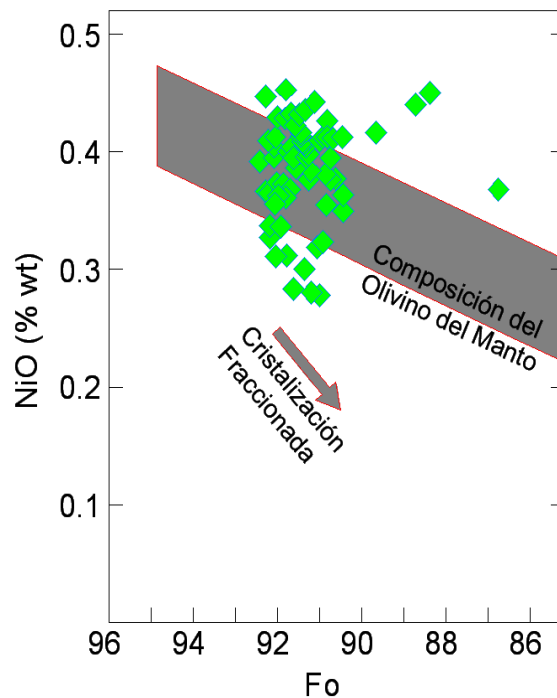


Figura 27. Gráfico de NiO vs. Fo para los olivinos relictos en serpentinitas de Centinela Bajo. La franja gris corresponde al rango composicional de olivinos mantélicos definido a partir de xenolitos derivados del manto (Takahashi et al., 1987; Tasaka et al., 2008).

5.2 Composición, Origen y Alteración de Cromitas

Sobre la base de los datos de composición química de las espinelas crómicas y las observaciones de las imágenes BSE (Figs. 22, 23) las cuales muestran una zonación composicional relativamente concéntrica, se puede establecer que los núcleos o centros de los granos de cromita de las cromititas de Centinela Bajo se presentan con un grado de alteración leve a moderado, mientras que los bordes representarían las zonas más alteradas. Los núcleos representarían la composición inicial de la cromita, y por ende podría usarse como indicador de ambiente tectónico, teniendo en cuenta que la principal característica de una espinela crómica primario es su baja concentración de Fe^{3+} (Quick y Gregory, 1995).

Irvine (1965) propuso utilizar la concentración de TiO_2 y Al_2O_3 de la espinela crómica como un indicador fiable del tipo de fundido que ha formado a la cromita, particularmente porque estos elementos no son afectados por reequilibrio subsólido con olivino y están íntimamente relacionados con el fundido fuente (Pagé y Barnes, 2009). No obstante, Barnes (2000) y González-Jiménez et al. (2013) sugieren que estos elementos pueden ser móviles durante el metamorfismo que afecta a las cromitas y por ende su utilización debe ser realizada con precaución.

Los resultados de este estudio graficados en los campos composicionales sugeridos por Dick y Bullen (1984; Fig. 28), indican que las cromitas de La Cabaña están dentro de un rango composicional perteneciente a una configuración tectónica de arco, corroborando los resultados obtenidos por Barra et al. (1998).

Los #Cr y #Mg pueden variar dependiendo de las condiciones fisicoquímicas a las cuales sean sometidas las cromitas (Irvine, 1967; Fig. 29), por lo tanto es importante separar o identificar antes del análisis las zonas prístinas o menos alteradas de aquellas que han sufrido una alteración o un metasomatismo.

En Centinela los grados de fusión parcial para las cromitas diseminadas son más bajos ($\sim 30\%$) que para las masivas ($\sim 35\%$); mientras que las muestras de Lavanderos se presentan fuera de estos campos, probablemente debido a que se encuentran alteradas y no es posible representar su composición original.

La composición de las cromitas de Centinela Bajo y Lavanderos representada en un diagrama triangular de Fe^{3+} -Cr-Al (Fig. 30), muestra diferencias composicionales entre las cromitas masivas y diseminadas, pues las cromitas diseminadas incorporan más Fe^{3+} que las masivas, aunque solo unos pocos análisis están dentro del campo composicional de la

magnetita rica en Cr. Sin embargo, tanto las cromitas diseminadas como masivas tienen una tendencia a incrementar el contenido de Cr_2O_3 , Fe_2O_3 y a empobrecer el Al_2O_3 con un leve enriquecimiento del Fe_3O_4 ; lo cual es acorde con una cromita sometida a facies esquistos verdes (Purvis et al., 1972; Evans y Frost, 1975; Suita y Streider, 1996) al igual que el incremento del MnO en detrimento de los #Mg (Barnes, 1998); y donde el cambio más importante es el empobrecimiento de Mg contra el enriquecimiento relativo del Cr, concordando con los resultados obtenidos por Barra et al. (1996; Fig. 30). Por otro lado, la presencia de clinocloro rico en cromo (Höfer et al., 2002) sugiere que el Cr^{3+} es también móvil en facies esquistos verdes.

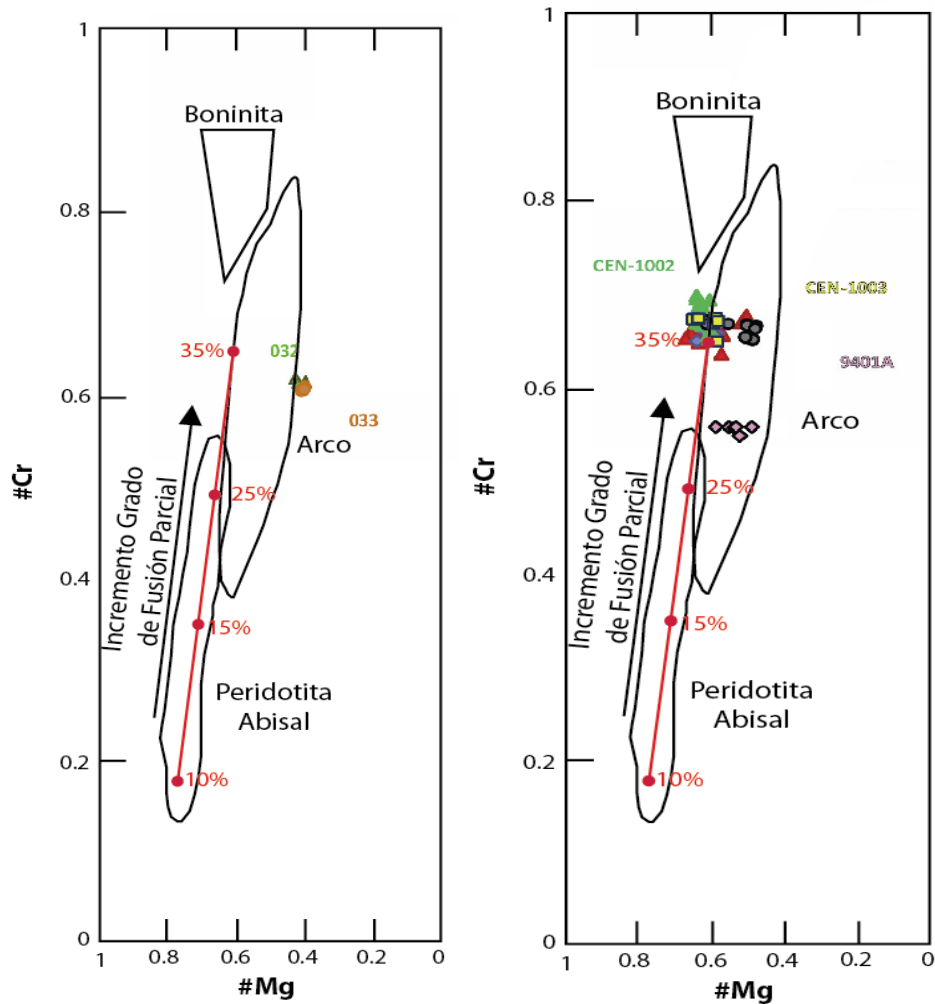


Figura 28. Diagrama de discriminación tectónica basado en #Cr vs. #Mg para Lavanderos (a) y Centinela Bajo (b). La simbología usada corresponde a la misma en las Figuras 21 y 24. Tomado de Dick y Bullen (1984).

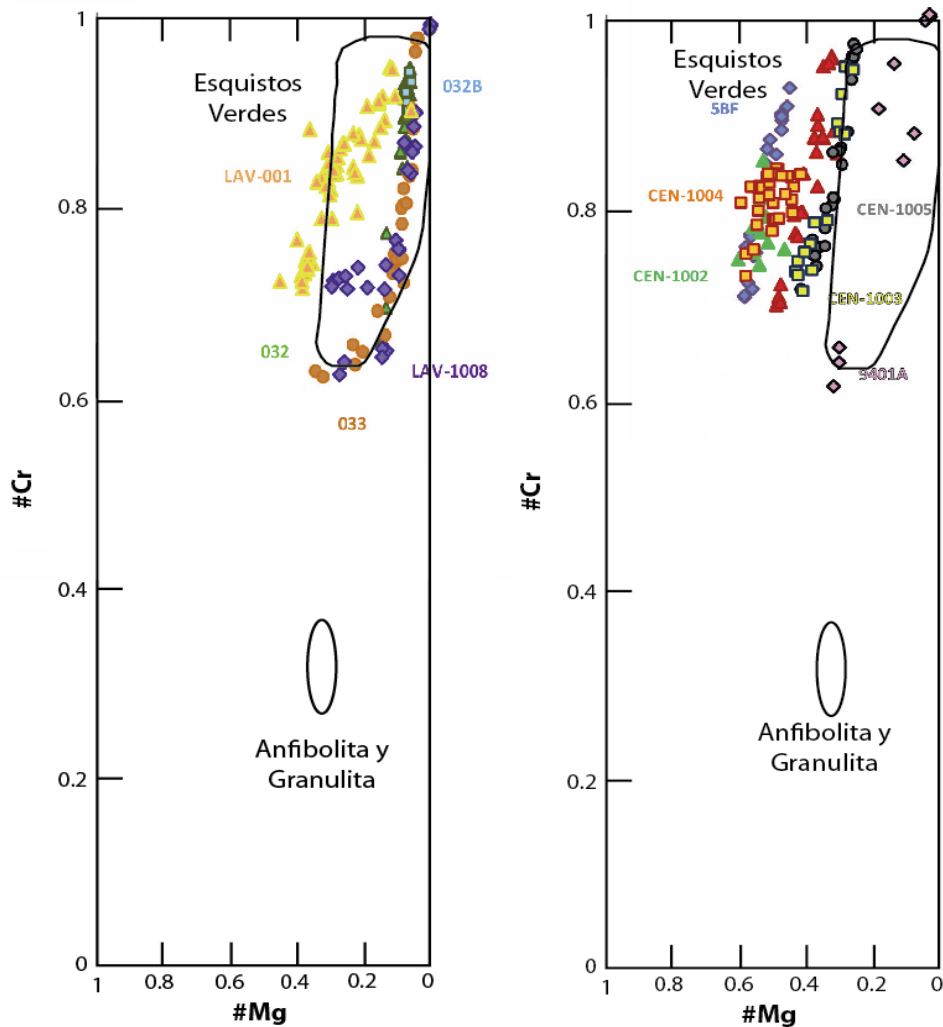


Figura 29. Diagrama de #Mg vs. #Cr para espinelas metamórficas. Tomado de Irvine (1967). La simbología usada corresponde a la presente en las Figuras 21 y 24.

Aunque la difusión del aluminio y magnesio parece más probable en facies anfibolita con temperaturas mayores a 400°C, con lo cual se forman facies ricas en aluminio como es el caso de la clorita, ésta también es posible a través de la interacción de la cromita con fluidos ricos en SiO₂ y MgO (Kimball, 1990), a través de la siguiente reacción (modificada de Kimball, 1990):



La serpentización del olivino y el piroxeno a bajas temperaturas, favorecería la reacción de Kimball (1990) y la difusión del aluminio (Bach et al., 2006; González-Jiménez

et al., 2009). Además, un cambio en las condiciones de oxidación podría generar esta alteración, con la consecuencia adicional de la formación de una magnetita rica en cromo (Mellini et al., 2005).

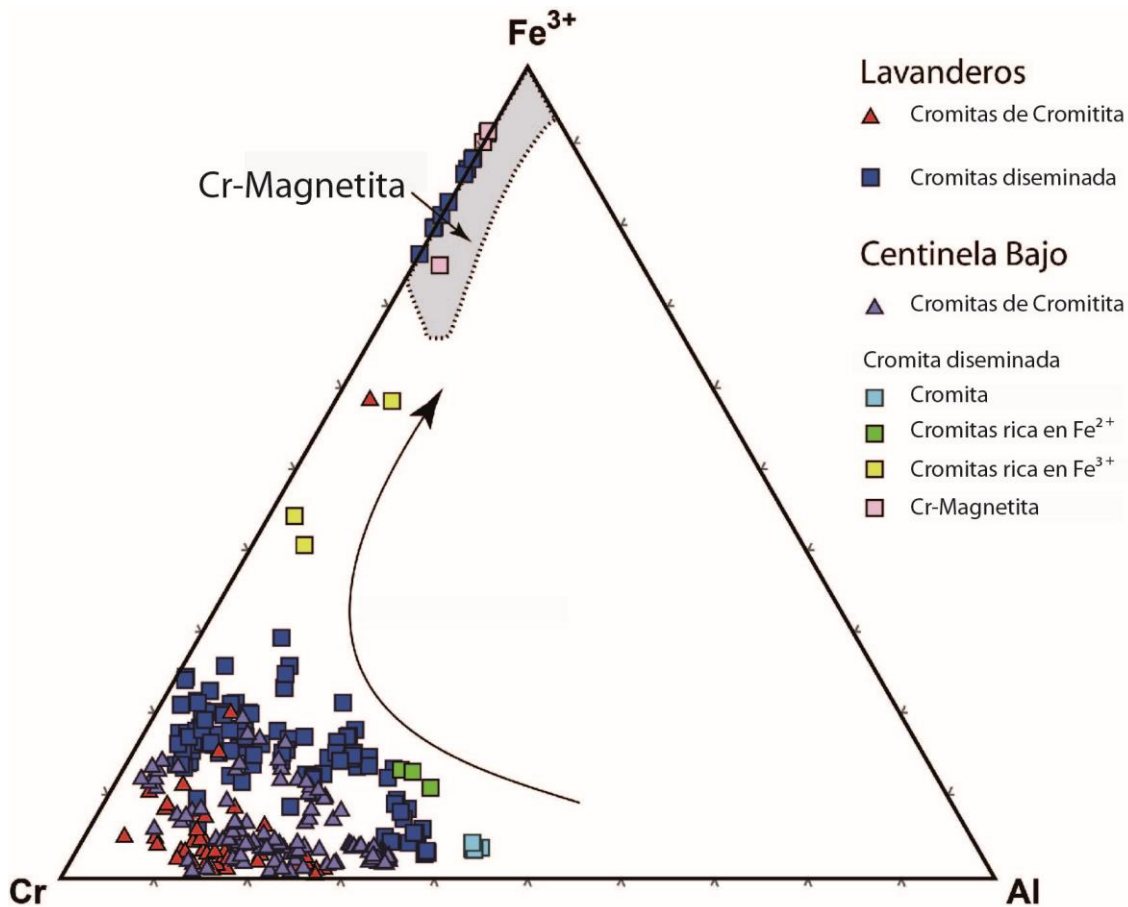


Figura 30. Diagrama ternario Cr-Al-Fe³⁺ para la variación de la composición de la cromita para las localidades de Centinela Bajo y Lavanderos.

El cambio en las condiciones de oxidación favorecería entonces el enriquecimiento en Fe³⁺ y la formación de ferricromita y clorita (Mellini et al., 2005). Gervilla et al. (2012) por su parte establece que el proceso de formación de ferricromita es un proceso progresivo que va desde la formación de cromita ferrosa rica en Fe²⁺, con una razón de $Fe^{3+}/(Fe^{3+}+Fe^{2+}) < 0.4$, para posteriormente pasar a una cromita rica en Fe³⁺ (ferricromita).

Tanto en Lavanderos como en Centinela Bajo, se observa que la razón $Fe^{3+}/(Fe^{3+}+Fe^{2+})$ es relativamente alta en las cromitas diseminadas, alcanzando en algunos casos a formarse ferricromita e incluso magnetita rica en Cr, mientras que las espinelas

crómicas de las cromitas masivas no alcanzan este nivel de alteración/oxidación, formándose solo espinelas ricos en Fe^{2+} (cromita ferrosa).

Las características de la alteración de espinelas crómicas es coincidente con las condiciones de metamorfismo de los micaesquistos de la Cordillera de la Costa obtenidos por Willner et al. (2005), según los cuales se sustenta que este cinturón de alta presión alcanzo un máximo de 400°C.

5.3 Los EGP en las Cromititas

A pesar de que la relación $\text{Pd}/\text{Ir} < 1$ nos muestra que las cromititas de Centinela Bajo están levemente más enriquecidas en elementos del grupo del platino compatibles que Lavaderos, ambos muestran patrones de enriquecimiento y empobrecimiento similares, y por tanto serán interpretados de forma conjunta. Teniendo en cuenta lo anterior, y de acuerdo a la clasificación para las cromititas según González-Jiménez et al. (2013b), las cromititas de Centinela Bajo y Lavaderos son coherentes con una clasificación Tipo I. El enriquecimiento en I-EGP se puede interpretar como una consecuencia del fraccionamiento físico de Os, Ir y Ru durante la cristalización de la cromita a partir de fundidos basálticos (Bockrath et al., 2004; Mungall, 2005; Gervilla et al., 2005; Ballhaus et al., 2006; Finnigan et al., 2008; Pagé et al., 2012; Brenan et al., 2012). Galdames et al. (2010) identificó numerosos granos de minerales del grupo del platino (MGP) de Ru-Os-Ir, lo cual evidencia el fraccionamiento físico del EGP por parte de la cromita, tal como González-Jiménez et al. (2013b) ha descrito en cromitas de diversos complejos ofiolíticos.

Como se observa en la Figura 31 las cromititas de La Cabaña presentan patrones similares de EGP a otras cromititas de complejos ofiolíticos. Contextualizadas en Centro y Sudamérica, presentan similitud con la localidad de Tehuitzingo, Mexico.

La presencia de inclusiones de laurita (RuS_2) y sulfuros de Ni (NiS) en las cromitas estudiadas sugieren unas condiciones de cristalización de la cromita y los MGP en un rango de temperaturas entre 1200–1100°C y condiciones de fugacidad de azufre entre -1 y 0.5 $\log f_{\text{S}_2}$ (Fig. 32). En el manto, la producción de fundidos basálticos infrasaturados en S y particularmente enriquecidos en I-EGP se asocia generalmente a zonas de suprasubducción donde las peridotitas moderadamente empobrecidas pueden experimentar fusión parcial hidratada en porcentajes que exceden el 25% (Prichard et al., 2008).

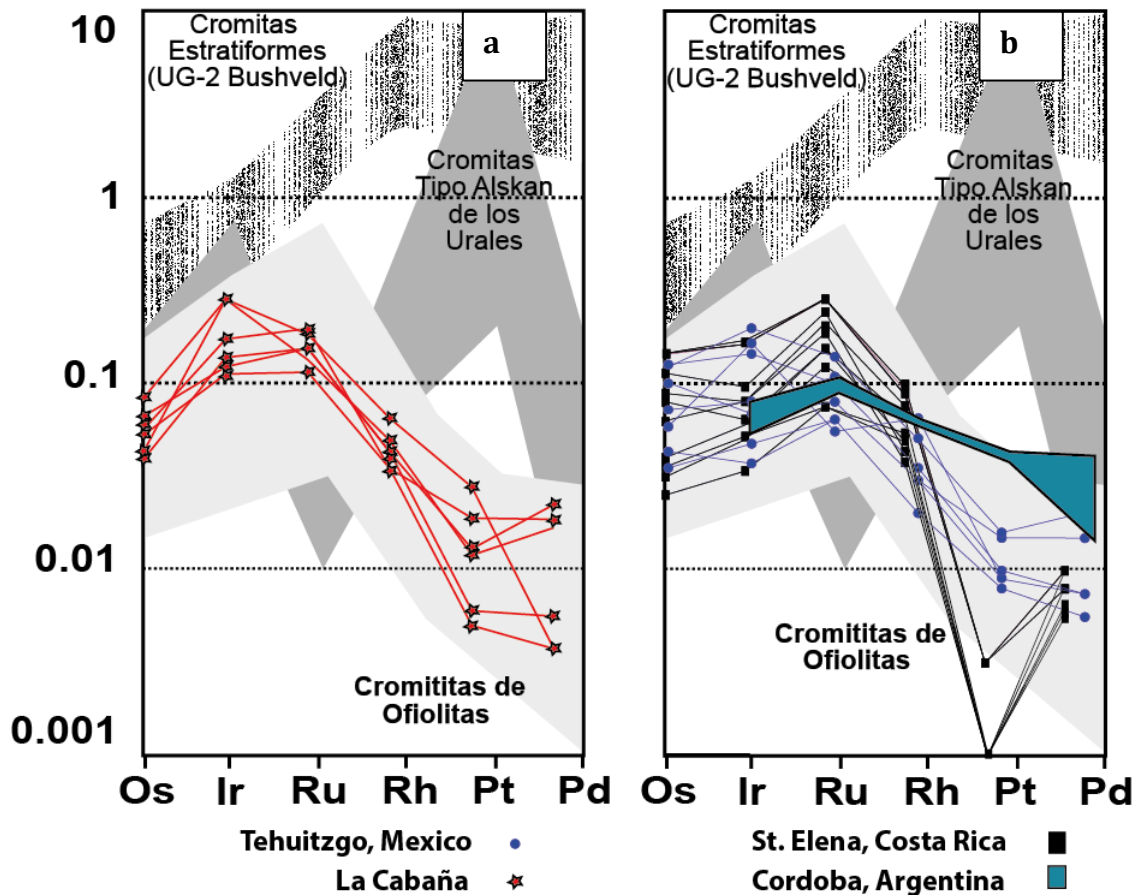


Figura 31. Diagrama de Elementos del Grupo del Platino (EGP) en cromitas normalizados a condrito. a) La Cabaña; b) Cromitas de Sudamérica (Proenza et al., 2008) y Centro América (Proenza et al., 2004; Zaccarini et al., 2011). Los datos fueron normalización según Naldrett y Duke (1980).

Esta interpretación es consistente con el contenido altamente magnesiano de los olivinos de las metadunitas que albergan a los cuerpos de cromitas, consecuencia de elevados porcentajes de fusión parcial de una peridotita ya empobrecida.

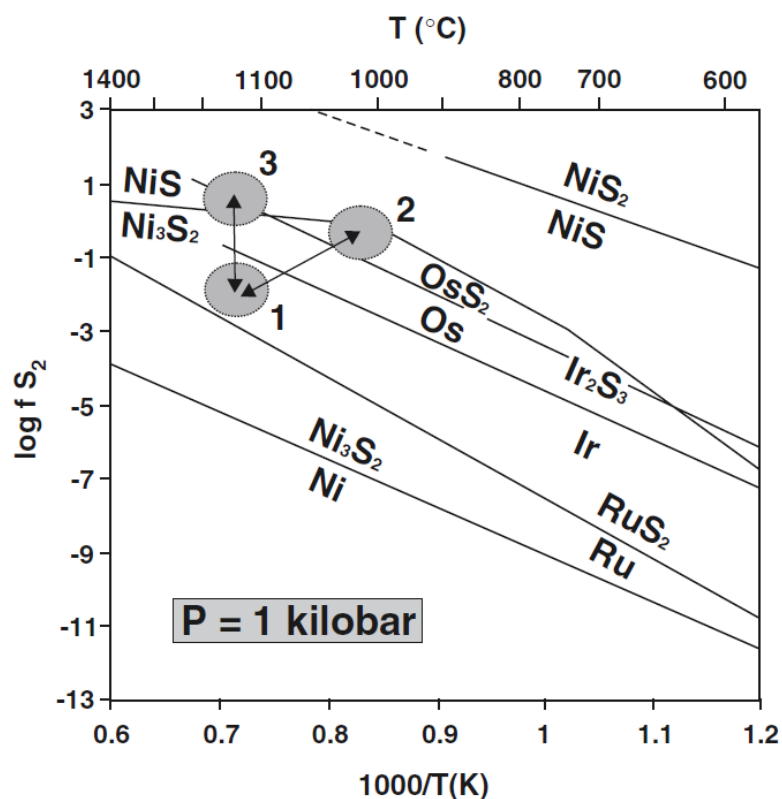


Figura 82. Diagrama de especies de Ru, Ir, Os y Ni en función de la fS_2 y temperatura, en el cual se observan. En círculos grises, los campos de cristalización de la laurita en equilibrio con aleaciones de Ir–Os y erlichmanita. Las flechas muestran los posibles caminos de cristalización de MGP. Tomado de Gervilla et al. (2005).

5.4 Composición Isotópica de Re-Os en las Cromitas

La composición isotópica de Os de las cromitas de complejos ofiolíticos provee información coherente sobre los límites de la composición del manto, reflejando éstas la firma isotópica de Os del manto empobrecido (Walker et al., 2002). Sin embargo, procesos metamórficos como la serpentinización pueden alterar el sistema Re-Os (Snow y Reisberg, 1995; Tsuru et al., 2000; González-Jiménez et al., 2012). El valor actual de la relación $^{187}\text{Os}/^{188}\text{Os}$ de las cromitas de complejos ofiolíticos (0.12808 de Walker et al., 2002) y el condrito enstatítico (0.1282 Shi et al., 2007; Marchesi et al., 2011) son bastante similares y por ende los mismos autores afirman que el modelo evolutivo de las cromitas se ajusta más a un modelo de condrito enstatítico.

Para La Cabaña, la relación $^{187}\text{Os}/^{188}\text{Os}$ calculada a 300 Ma, muestra ligeras variaciones con respecto a la composición actual, ya que el γOs es bastante uniforme y se

encuentra levemente por encima del promedio general indicando valores entre +1.24 y +1.25, a excepción de la muestra CEN-07, en la cual el valor es negativo (-0.15), lo cual representa que es levemente más empobrecida que los valores de referencia del condrito enstatítico (Tabla 8).

En La Cabaña se puede observar que el valor promedio de $^{187}\text{Os}/^{188}\text{Os}$ es de aproximadamente 0.12652; lo que implica que es 1.23% menos radiogénico que la composición actual del manto actual (0.1296, Meisel et al., 2001), y 1.21% menos radiogénico que la composición promedio de las cromitas de ofiolitas (0.12808; Walker et al., 2002). Estos valores reportados para La Cabaña son similares a otras localidades del mundo (Walker et al., 2002; Shi et al., 2007; O'Driscoll et al., 2012). Sin embargo, estudios realizados en otras localidades tales como en Morro Feito, Brasil (Suita y Strieder, 1996) y Dongquiao, China (Shi et al., 2007) indican que las cromitas pueden presentar una heterogeneidad composicional de Os tanto por su origen ígneo, contenido de MGP o su metamorfismo (Ahmed et al., 2006; Griffin et al., 2011; González-Jiménez et al., 2012) (Fig. 33).

Al calcularse las edades T_{RD} con el modelo enstatítico (Tabla 8), es notorio que aquellas edades con un γ_{Os} positivo, tienen una estrecha relación con edades futuras, si se considera que la edad mínima que debe tener el complejo ofiolítico, debe ser la edad máxima de sedimentación de la Serie Occidental (~ 350 Ma; Hervé et al., 2012); mientras que la muestra subcondrítica reporta una edad de 409 Ma.

Estas diferencias de las T_{RD} , se podrían explicar por dos razones:

1. Las cromitas contienen múltiples generaciones de sulfuros, con contenidos variables de Os y/o de Re/Os, los cuales al ser analizados en roca total, contribuyen a hacer más grande la relación Re/Os, con lo cual se podrían obtener edades futuras, y por ende, el análisis de roca total no se podría usar para datar un solo evento (Griffin et al., 2011).
2. O al metamorfizarse la cromita, ésta puede contener minerales de EGP primarios y secundarios, con relaciones $^{187}\text{Os}/^{188}\text{Os}$ variables. A partir de esto, se podrían tener edades futuras o más antiguas al ser analizado el Re y Os en roca total (González-Jiménez et al., 2012).

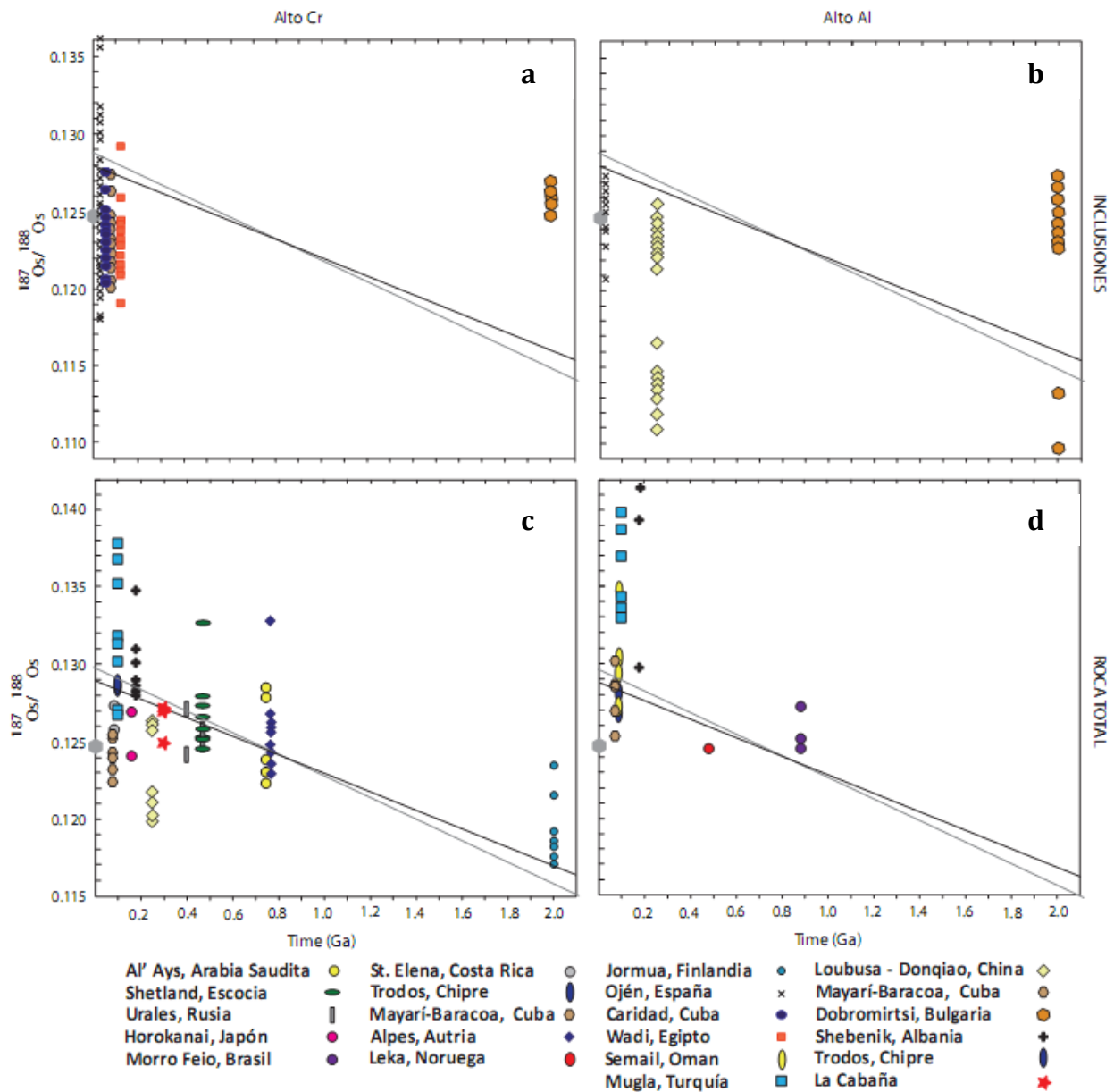


Figura 33. Gráfico de $^{187}\text{Os}/^{188}\text{Os}$ vs. $^{187}\text{Re}/^{188}\text{Os}$. En a) y b) para cromititas (roca total); c) y d) para inclusiones sólidas en cromititas. Datos tomados de Shebenik, Albania (Kocks et al., 2007), Dobromirski, Bulgaria (González-Jiménez et al., 2013), Mayarí-Baracoa, Cuba (Gervilla et al., 2005), Donqiao-Loubosa, China (Shi et al., 2007), Kraubath, Austria (Melcher y Meisel, 2004), Mugla, Turquía (Uysal et al., 2009), Jormua, Finlandia (Tsuru et al., 2000), Shetland, Escocia (Walker et al., 2002; O'Driscoll et al., 2012), Donqiao, China (Shi et al., 2012), Sartohay, China (Shi et al., 2012), Caridad, Cuba (González-Jiménez et al., 2012); Dobromirski, Bulgaria (González-Jiménez et al., 2013); Ojén, España (González-Jiménez, et al., 2013). Los datos de las demás localidades fueron extraídos de Walker et al. (2002).

5.5 Serpentinización

Las peridotitas de La Cabaña presentan como particularidad el que en un complejo afectado por facies esquistos verdes se presentan dos cuerpos con grados de serpentinización diferentes. Por un lado Lavanderos cuya mineralogía primaria no se observa debido a que fue reemplazada completamente por antigorita, la cual generalmente se presenta orientada y por otro lado Centinela Bajo, el cual tiene dos grados de alteración. En general, Centinela Bajo presenta rocas masivas con un grado de serpentinización menor al 20% (lizardita) y un segundo grupo de rocas foliadas con un bandeamiento de olivino y antigorita.

La lizardita en Centinela Bajo sugiere temperaturas de serpentinización menores a 350°C (Barnes y O'Neil, 1969; Hekinian, 1982), mientras que para Lavanderos y las rocas foliadas de Centinela la antigorita sugiere temperaturas mayores a los 400°C (Evans et al., 2004). Sin embargo, el incremento de las condiciones de presión y temperatura pueden formar antigorita a temperaturas cercanas a los 400°C (Gregory et al., 1989; Deschamps et al., 2013).

La deformación del olivino, basados en termometría de peridotitas milonitizadas, se produce entre los 700-1000°C (Hansen, 2007), además las rocas mantélicas ricas en olivino han demostrado un comportamiento reológico que indica que pueden soportar hasta 1.5 GPa de presión (Andersen et al., 2008). Basados en esto, que las rocas foliadas de Centinela presentan mineralogía relicto y que el peak metamórfico de la Cordillera de la Costa no alcanza estas temperaturas y presiones, es probable que la foliación de estas rocas sea previa al metamorfismo de la Cordillera de la Costa y a la serpentinización.

Como ya se mencionó, el comportamiento de los elementos traza, durante la serpentinización dependerá del mineral que se esté metamorfizando. El titanio es un elemento altamente resistente a la alteración, con una tendencia a tener una baja concentración en los ambientes de márgenes activos, donde los grados de fusión parcial son muy altos (Wilson, 2007; Deschamps et al., 2013); y por esta razón, parece ser un buen elemento para tratar de identificar el protolito de la roca (Deschamps et al., 2013). En las rocas estudiadas el contenido de Ti en las serpentinitas foliadas y Lavanderos es similar a los valores reportados para dunitas de ambientes de suprasubducción serpentinizadas

(Deschamps et al., 2013), aunque las rocas con mineralogía relictas se pueden observar levemente menos empobrecidas.

Por otro lado el cadmio se considera un elemento litófilo, moderadamente incompatible durante la fusión parcial, el cual parece no ser afectado por procesos de enriquecimiento secundario, y se incorpora preferiblemente a los clinopiroxenos (Witt-Eickschen, et al., 2009). El Cd está presente en concentraciones similares a valores promedio reportados para dunitas de ambientes de suprasubducción serpentinizadas (Deschamps et al., 2013). El Cr, V y Sc se caracterizan por ser moderadamente incompatibles ($D=0.1-1$) y son poco afectados por eventos metasomáticos y metamórficos en las peridotitas, además el V es sensible a los cambios de la fugacidad de oxígeno $f(O_2)$ (Canil, 2004; 2002). El Cr se comporta relativamente inmóvil durante el metamorfismo (Li y Lee, 2006), aunque es catalogado como un Elemento Fluido Móvil (EFM) cuando presenta interacción entre fluidos hidrotermales de alta temperatura y las serpentinitas (Augustín et al., 2012; Barnes et al., 2013). Sin embargo, en las rocas estudiadas el Cr no presenta ni empobrecimiento o enriquecimiento; por el contrario el vanadio y escandio están empobrecidos; lo cual podría sugerir un proceso de serpentización en una zona de suprasubducción (Canil, 2004).

El níquel, comúnmente usado como indicador de grados de fusión parcial de rocas del manto, también puede llegar a ser movilizado por fluidos metamórficos (Li y Lee, 2006; Barnes et al., 2006). En las serpentinitas estudiadas el contenido de Ni es mucho mayor del que sería esperable para rocas del manto que no han experimentado alteración metamórfica (Fig. 34). Esto claramente sigue la movilidad/reconcentración de este elemento durante el proceso de serpentización. Esta observación concuerda con el hecho de que las peridotitas serpentinizadas normalmente están mucho más enriquecidas en Ni (Hekinian, 1982; Augustin et al., 2012; Barnes et al., 2013; Deschamps et al., 2013).

El cobre es moderadamente incompatible durante la fusión parcial, y experimentalmente se ha determinado que existe un rango de variación desde los ambientes tipo MORB (los que más lo concentran), a los OIB y las configuraciones de arco (los más empobrecidos). Esto se debe a que los ambientes de arco son más ricos en fluidos con Cl y S (Fellows y Canil, 2012), que producen fuerte movilización de este elemento. Sin embargo, cuando las condiciones de serpentización son producto de fluidos hidrotermales de alta temperatura ($>350^{\circ}\text{C}$) el Cu puede ser movilizado generando anomalías positivas en las serpentinitas resultantes (Augustin et al., 2012).

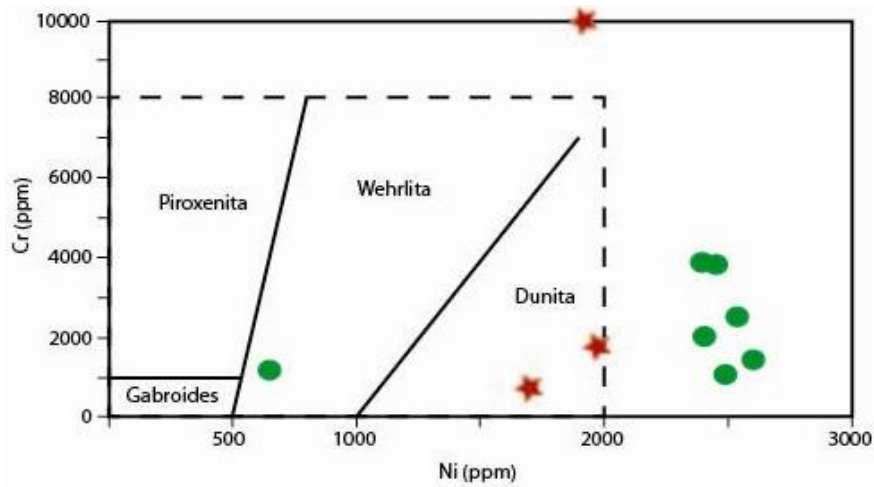


Figura 34. Clasificación de rocas ultramáficas en función de Cr vs. Ni, según Daziano (1997). Las estrellas rojas corresponden a rocas de Lavanderos y los círculos verdes a Centinela Bajo.

Las muestras de Centinela Bajo y Lavanderos muestran un gran enriquecimiento en EFM (Figs. 35, 36) a excepción del litio y el estroncio, los cuales se encuentran levemente empobrecidos. El litio es abundante en el agua marina y también lo es generalmente en las serpentinitas (Li y Lee, 2006), pero a pesar de esto, este elemento es particularmente controlado por el protolito mineral de la serpentina (Deschamps et al., 2010; 2013). Kodolányi et al. (2012) muestra que las serpentinitas están particularmente más empobrecidas en Li cuando estas rocas provienen de un olivino, que cuando hay otras fases minerales. En las rocas acá estudiadas, las que están compuestas por antigorita presentan un empobrecimiento más marcado que aquellas con lizardita y olivino; las cuales presentan valores similares al promedio de las dunitas serpentinizadas que propone Deschamps et al. (2013). Mientras que las anomalías levemente positivas de estroncio, sugieren la presencia de carbonatos en las serpentinitas (Deschamps et al., 2010).

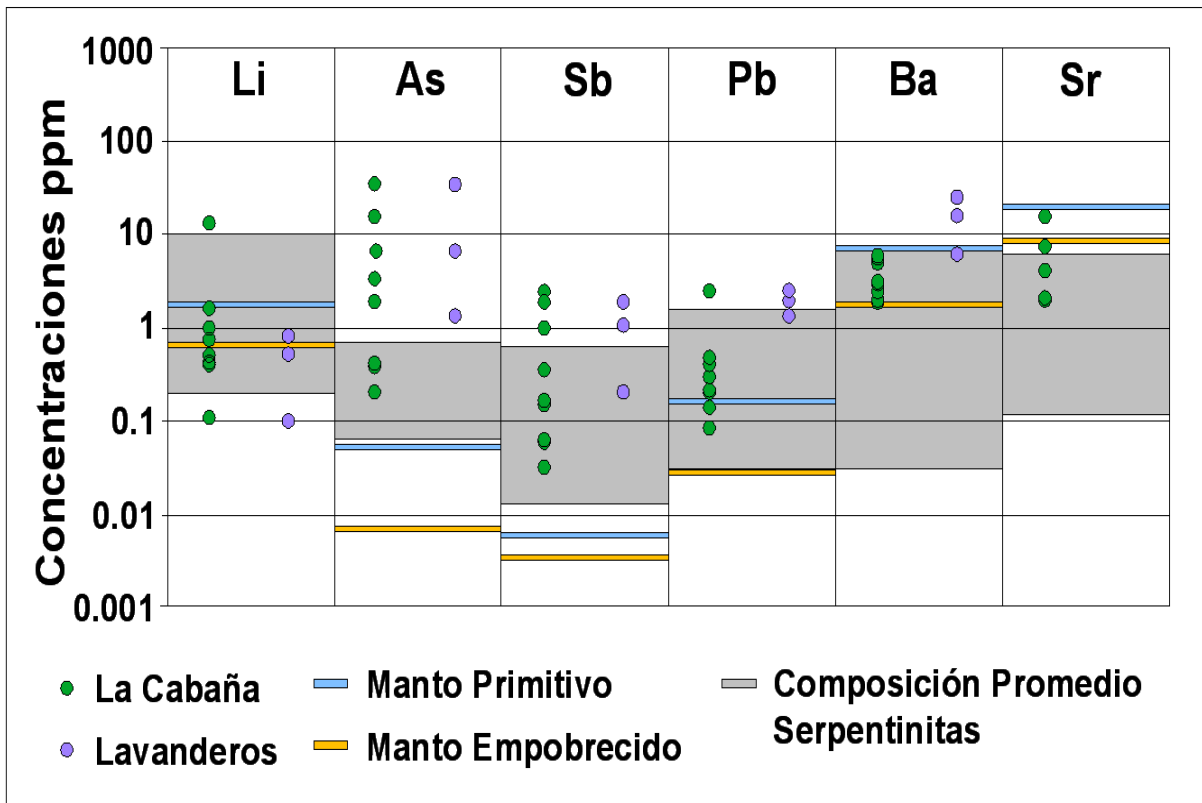


Figura 35. Concentraciones promedio de Elementos Fluidos Móviles (Li, As, Sb, Pb, Ba, Sr) en serpentinitas (franjitas grises; Deschamps et al., 2011) y su comparación con un manto empobrecido y manto primitivo. Los círculos verdes representan datos de Centinela Bajo y los magenta Lavanderos. Los datos de manto empobrecido fueron tomados de Salters y Stracke (2004) y los de manto primitivo de McDonough y Sun (1995).

Las muestras estudiadas indican que el plomo y el bario presentan valores similares al promedio (Figs. 34, 35), en especial a aquellas serpentinitas formadas por hidratación de dunitas, sin embargo, se nota enriquecido cuando se compara con los valores de una serpentinita abisal cuyo protolito es una dunita (Anexo 3). Por lo tanto, el fluido hidratante es notoriamente influyente, como ha sido corroborado a partir del estudio de las serpentinitas del campo hidrotermal Logatchev, en la dorsal oceánica del Atlántico Norte, en las cuales estos elementos se ven enriquecidos producto de fluidos hidrotermales (Augustín et al., 2012). Además, estos elementos son particularmente incorporados por la hidratación del clinopiroxeno (Deschamps et al., 2010; 2011).

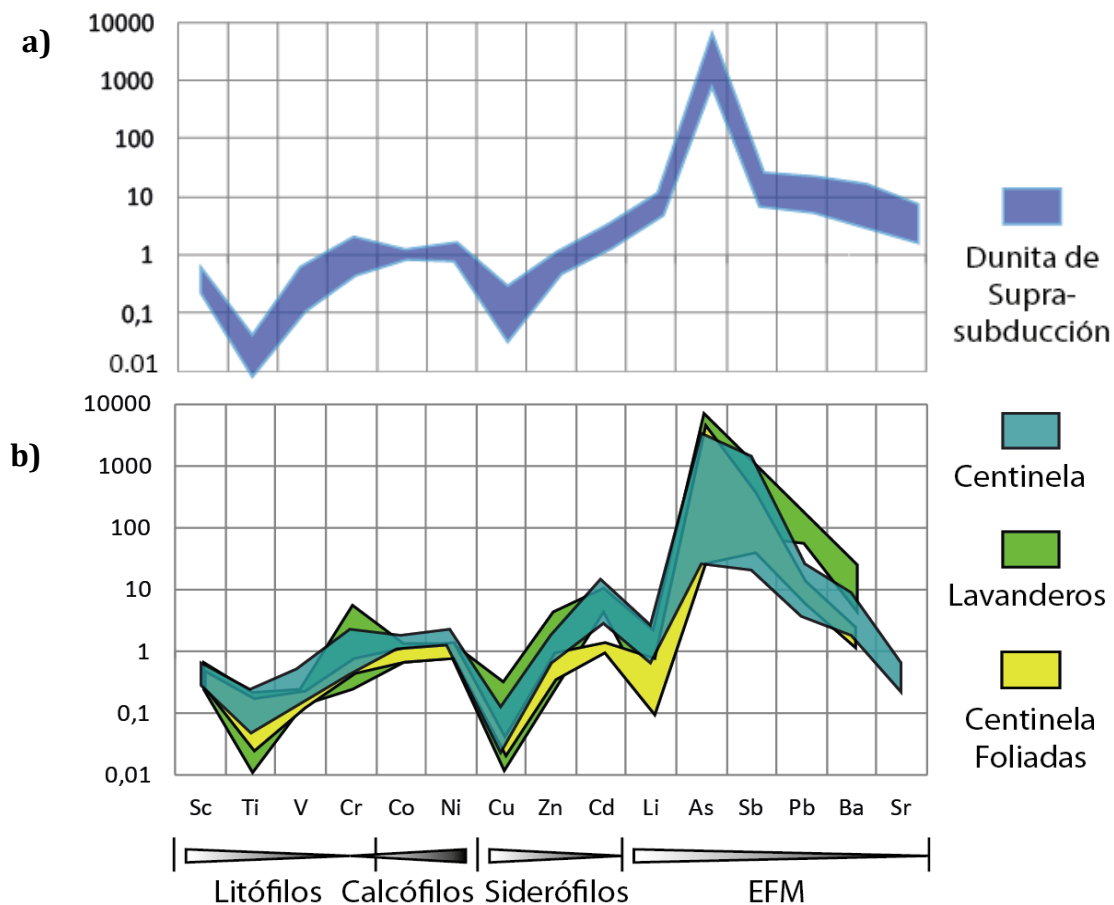


Figura 36. Diagrama spider para las serpentinitas de La Cabaña y Lavaderos. La franja azul, representa la composición promedio de una serpentinita derivada de una dunita de ambiente de suprasubducción (Deschamps et al., 2013). Normalización realizada a manto empobrecido según datos de Salters y Stracke (2004).

En Centinela Bajo y Lavaderos los valores de arsénico y el antimonio, son los más altos de los EFM para este estudio. Estos elementos son particularmente incorporados por el olivino durante el proceso de hidratación (Deschamps et al., 2010; 2011; 2013; Kodolány et al., 2012), en especial con temperaturas inferiores a los 300°C (Deschamps et al., 2013). Sin embargo, se sugiere que al contrario de los demás elementos, estos dos son producto de aportes sedimentarios y metasedimentarios de la placa subductante debido al alto contenido en estos elementos en estas rocas (Deschamps et al., 2010; 2011; 2013; Kodolány et al., 2012; Grimmer y Greiling, 2012). En la Figura 37, se evidencia que las rocas de este estudio también tendrían un aporte de fluidos sedimentarios importante.

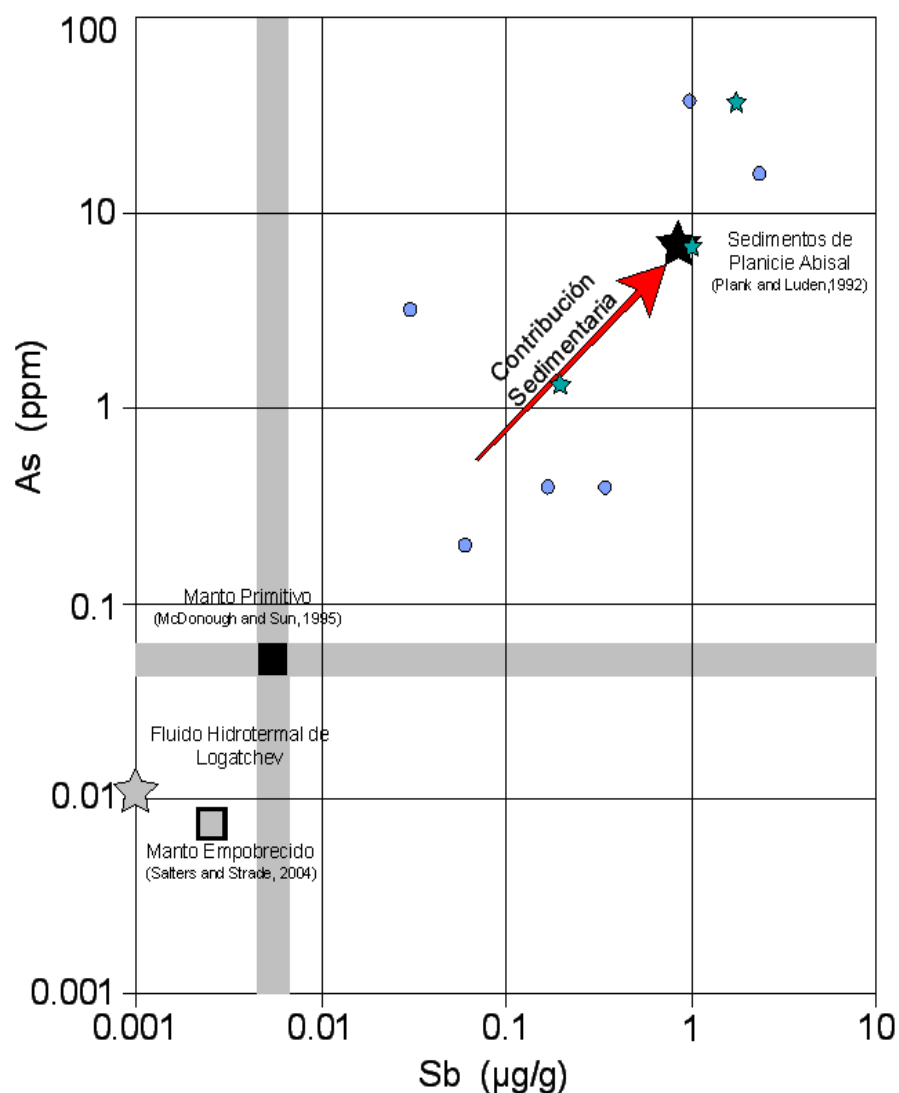


Figura 37. Trayectoria de enriquecimiento de As y Sb, cuando estos elementos son aportados por fuentes sedimentarias. Los círculos de color magenta representan las rocas de Centinela Bajo, las estrellas verdes corresponden a rocas de Lavanderos Modificado de Deschamps et al. (2011).

5.6 Modelo Evolutivo

Datos experimentales concluyen que las cromititas de complejos ofiolíticos se forman en presencia de fundidos ricos en agua, saturados en olivino y cromita, cuya configuración tectónica más probable es la de un ambiente de suprasubducción (Matveet y Ballhaus, 2002). Las cromititas de La Cabaña, basados en Barra et al. (1998), olivinos con #Mg entre 89 y 92 (Fig. 24), cromititas ricas en cromo (#Cr=0.65–0.75; #Mg=0.65–0.75; Figs. 26, 28) y enriquecidas en Os, Ir y Ru (Fig. 29), muestran afinidad con una cristalización a partir de fundidos de arco generados en un ambiente de suprasubducción, lo cual es concordante con

las concentraciones de vanadio, cobre y escandio en las serpentinitas de este tipo de ambiente (Deschamps et al., 2013).

Asumiendo que la T_{RD} de la muestra CEN-07 (409 Ma) refleja la edad mínima de las rocas de La Cabaña, dado que no representa una edad futura, ni se superpone a las edades de metamorfismo planteadas para la Serie Oriental u Occidental; lo más probable es que las peridotitas de La Cabaña pertenezcan a una zona de suprasubducción de un terreno alóctono que posteriormente se acretó al protocontinente de Gondwana. De acuerdo con el modelo propuesto por Hervé et al. (2012), para la evolución del margen occidental de Gondwana, en este rango de edad, el terreno más probable correspondería a Chileña (Figs. 38, 39), donde las rocas de La Cabaña probablemente representarían la sutura de una cuenca de ante arco en éste terreno (Fig. 40).

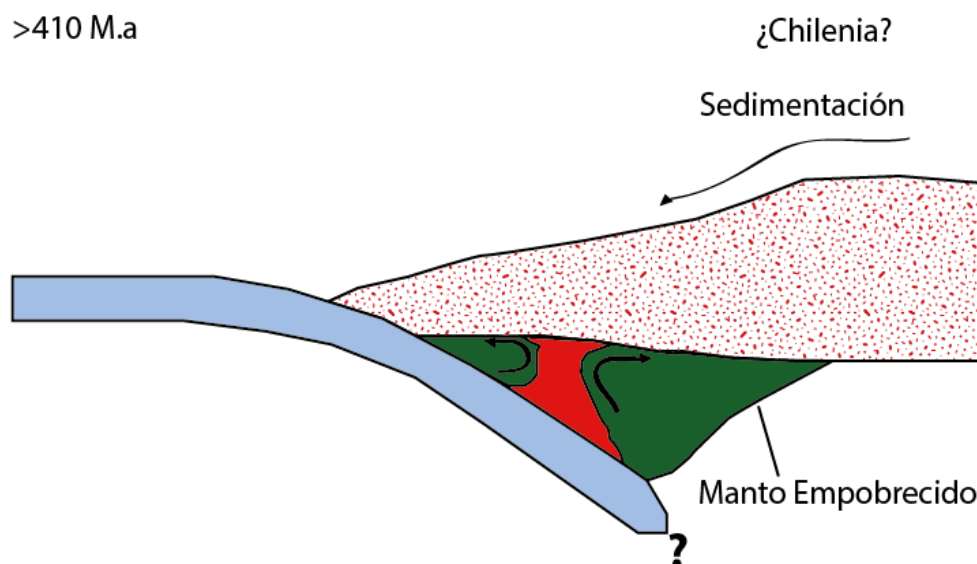


Figura 38. Probable configuración tectónica de ambiente de suprasubducción para la formación las rocas de La Cabaña.

La antigorita en condiciones de alta presión sugiere temperaturas de serpentización cercanas a los 400°C (Gregory et al., 1989; Deschamps et al., 2013), al igual que el comportamiento del cobre y cromo en las serpentinitas sugiere que el metamorfismo se produjo a temperaturas inferiores a los 450°C, además el contenido de litio indica que el protolito de estas es probablemente una roca compuesta mayormente por olivino, por lo cual como lo proponen los diferentes autores (Deschamps et al., 2010; 2011; 2013; Kodolányi et al., 2012; Grimmer y Greiling, 2012), los fluidos sedimentarios o metasedimentarios, son actores preponderantes en el proceso de serpentización de

Centinela Bajo y Lavaderos. También la presencia de talco reemplazando la antigorita indica una alteración hidrotermal posterior.

Las condiciones de serpentinización encontradas en Centinela Bajo y Lavaderos muestran similitud con las facies esquistos verdes propuestas para el metamorfismo de la Cordillera Occidental propuestos por Willner et al. (2005). Esta consideración implica que los fluidos responsables de la serpentinización de los cuerpos ultramáficos probablemente son provenientes del metamorfismo de la Serie Occidental.

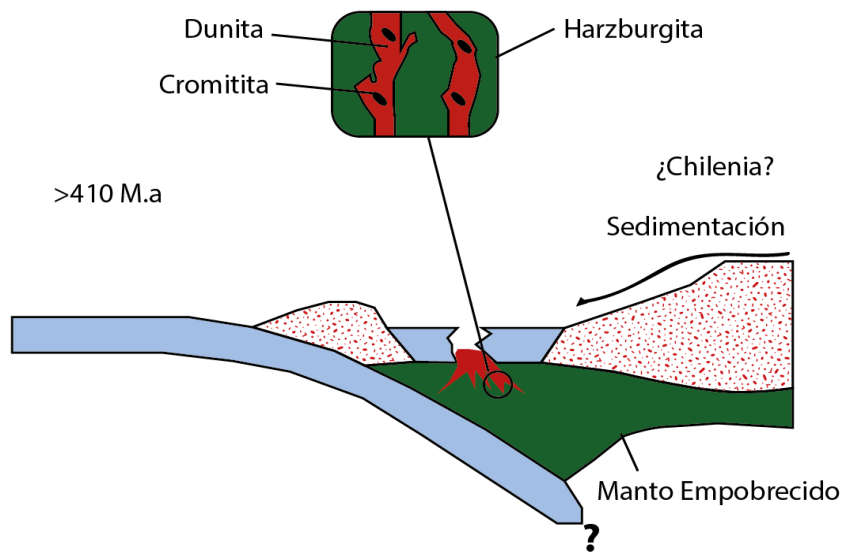


Figura 39. Apertura de cuenca ante arco sobre el terreno de Chileña, donde se forman canales duniticos y precipitación de cromitita.

En condiciones de baja temperatura, los cambios químicos en la cromitita se caracterizan por un fuerte incremento de Fe_2O_3 demostrando un fuerte incremento en contenido de O_2 (González-Jiménez et al., 2009), tal como se puede observar en Centinela Bajo y Lavaderos. En La Cabaña estas condiciones se traducen en la pérdida de Al^{3+} y Mg^{2+} y enriquecimiento relativo del Cr con respecto al Mg; además, de la incorporación de Ni, Mn, Zn y V; tal como es descrito para las espinelas crómicas de facies esquistos verdes por otros autores (Suita y Streider, 1996; Barnes, 2000; González-Jiménez et al., 2009).

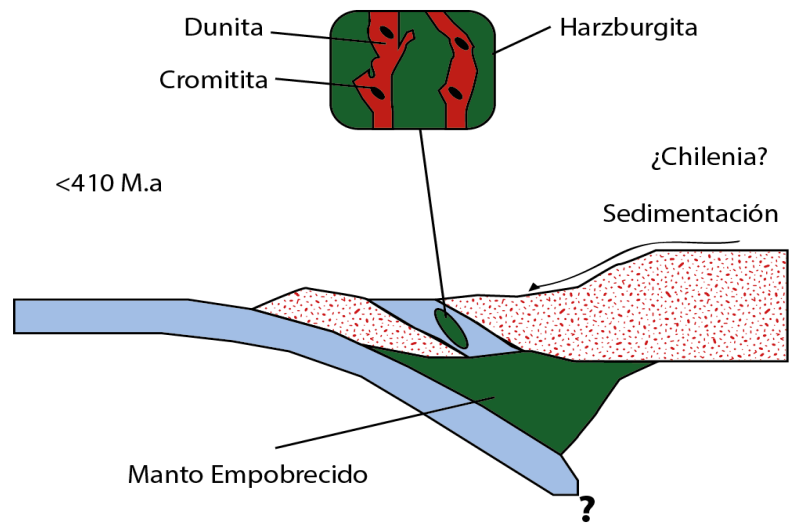


Figura 40. Cierre de la cuenca de ante arco del terreno Chilena, donde las rocas ultramáficas representan la sutura de esta cuenca.

6. Conclusiones

La geoquímica del olvino, serpentina, EGP y cromita primaria sugieren que estas rocas precipitaron como producto de altos grados de fusión parcial de fundidos tipo arco en una configuración tectónica de suprasubducción. La presencia de inclusiones de laurita (RuS_2) y sulfuros de Ni (NiS) en las cromitas estudiadas sugieren unas condiciones de cristalización de la cromita y los MGP en un rango de temperaturas entre 1200–1100°C y baja fugacidad de S.

Los datos recopilados de la geoquímica de rocas ultramáficas de La Cabaña muestran que la serpentización es el resultado de un metamorfismo de temperaturas inferiores a los 400°C, donde el efecto de fluidos sedimentarios y metasedimentarios habría jugado un papel preponderante.

Al igual que las serpentinas, la composición de las cromitas sugiere que su proceso de metamorfismo fue de baja temperatura. En este proceso de alteración el cambio más importante es el empobrecimiento de Al^{3+} , Mg^{2+} y el enriquecimiento relativo de Cr^{3+} además de la incorporación de Fe^{2+} , Ni, Mn, Zn y V. La migración de Cr^{3+} , Al^{3+} y Mg^{2+} se evidencia en la formación de clinocloro rico en cromo, como se observa en Centinela Bajo. Esta alteración concuerda con lo descrito por otros autores (Suita y Streider, 1996; Barnes, 2000; González-Jiménez et al., 2009) para la alteración de cromitas en facies esquistos verdes.

Debido a que las condiciones de metamorfismo descritas para las rocas de Centinela Bajo y Lavaderos, son similares a las descritas por Willner et al. (2005) para la Serie Occidental, se sugiere que la alteración de las cromitas son el reflejo del mismo proceso metamórfico que afecta la Serie Occidental.

Las razones isotópicas de $^{187}\text{Os}/^{188}\text{Os}$ son similares a las cromitas de complejos ofiolíticos de otras localidades del mundo con edad similar, sin embargo, las T_{RD} sugieren que el metamorfismo de las cromitas de la Cabaña puede haber alterado las razones isotópicas generando edades futuras, tal como lo describe González-Jiménez et al. (2012). Aunque la base de datos no es lo suficientemente grande para determinarlo de forma más acertada.

7. Bibliografía

- Alard, O. 2000. Chalcophile And Siderophile Elements In The Mantle: Geochemical Characteristics And Distributions, Ph.D., Macquarie University.
- Alard, O.; Griffin, W. L.; Pearson, N. J. Lorand, J. – P.; O’really, S. Y. 2002. New Insights Into The Re – Os Systematic Of Sub – Continental Lithospheric Mantle From In Situ Analysis Of Sulphides. *Earth Planet Science Letters* 2003:651–663.
- Allègre, C. J. 2008. *Isotope Geology*. Institut De Physique Du Globe De Paris. Cambridge University Press.
- Alfaro, G. 1980. Antecedentes Preliminares Sobre La Composicion Y Genesis De Las Cromitas De La Cabaña (Cautín). *Revista Geologica De Chile* 11:29–41.
- Aswad, K. J. A.; Aziz, N. R. H; Koyi, H. A. 2011. Cr – Spinel Compositions In Serpentinites And Their Implications For The Petrotectónica History Of The Zagros Suture Zone, Kurdistan Region, Iraq. *Cambridge Journals* 148:802–818.
- Augé, T.; Genna, A.; Legendre, O. 2005. Primary Platinum Mineralization In The Nizhny Tagil And Kachkanar Ultramafic Complexes, Urals, Russia: A Genetic Model For Pge Concentration In Chromite – Rich Zones. *Economic Geology* 100:707–732.
- Augustin, N.; Paulick, H.; Lackschewits, K. S.; Eisenhauer, A.; Garbe–Schönberg, D.; Kuhn, T.; Botz, R.; Schmidt, M. 2012. Alteration At The Ultramafic – Hosted Logatchev Hydrothermal Field: Constrains From Trace Element And Sr–O Isotope Data. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems – G3 – 13:1*.
- Aulbach, S.; Griffin, W. L.; Pearson, N. J.; O`Really, S. Y.; Kivi, K.; Doyle, B. J. 2004. Mantle Formation And Evolution, Slave Craton: Constraints From Hse Abundances And Re – Os Isotope Systematic Of Sulfide Inclusions In Mantle Xenocrysts. *Chemical Geology* 208:61–88.
- Bach, W.; Garrido, J. C.; Paulik, H.; Harvey, J.; Rosner, M. 2004. Seawater – Peridotite Interactions: First Insights From Odp Leg 209, Mar 15° N. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems – G3 – 5:9*.
- Bach, W.; Paulik, H.; Garrido, J. C.; Ildefonse, B.; Meurer, W. P.; Humphris, S. E. 2006. Unraveling The Sequence Of Serpentinization Reactions: Petrography, Mineral

- Chemistry, And Petrophysics Of Serpentinites From Mar 15° N (Odp Leg 209, Site 1274). *Geophysical Research Letters* 33:L13306.
- Bach, W And Klein, F. 2009. The Petrology Of The Seafloor Rodignites: Insights From Geochemical Reaction And Modeling. *Lithos* 112:103–117.
- Bach, Wolfgang And Früh – Green, Gretchen L. 2010. Alteration Of The Lithosphere And Implications For Seafloor Processes. *Elements* 6:173–178.
- Ballhaus, C. 1998. Origin Of Podiforme Chromite Deposits By Magma Mingling. *Earth And Planetary Science Letters* 156:185–193.
- Barnes, J. D; Paulik, H; Sharp, Z. D.; Bach, W; Beaudoin, G. 2009. Stable Isotope ($\Delta^{18}\text{O}$, Δ^{d} , $\Delta^{37}\text{Cl}$) Evidence For Multiple fluid Histories In Mid-Atlanticabyssal Peridotites (Odp Leg 209). *Lithos* 110:83–94.
- Barnes, J. D.; Eldam, R.; Lee, Cin – Ty A.; Errico, J. C.; Loewy, S.; Cisneros, M. 2013. Petrogenesis Of The Serpentinites From The Franciscan Complex, Western California, Usa. *Lithos* 178:143–157.
- Barnes, J. D; Sharp, Z. D.; Fischer, T.P. 2008. Clorine Isotope Variations Across The Izu – Bonin – Mariana Arc. *Geology*. 36: 11: 883 – 886.
- Barnes, J. D; Selverstone, J; Sharp, Z. 2006. Clorine Isotope Chemistry Of Serpentinites From Elba, Italy; As An Indicator Of Fluid Source And Subsequent Tectonic History. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems – G3* –7:8.
- Barnes, S. J. & Roeder, P. L. 2001. The Range For Spinel Composition In Terrestrial Mafic And Ultramafic Rocks. *Journal Of Petrology* 42:12:2279–2302.
- Barnes, S. J. 2000. Chromite In Komatiites, Ii. Modification During Greenschist To Mid – Amphibolites Facies Metamorphism. *Journal Of Petrology* 41:387–409.
- Barnes , S.; Jones, S. 2013. Deformed Chromitite Layers In The Coobina Intrusion, Pilbara Craton, Western Australia. *Economic Geology* 108:337–354.
- Barra, F.; Rabbia, O.M.; Alfaro, G. 1998. Serpentinitas Y Cromitas De La Cabaña, Cordillera De La Costa, Chile Central. *Revista Geologica De Chile* 25:29-44.
- Barra, F.B. 1996. Estudio Petrográfico De Serpentinatas Y Mineralógico De Cromitas Del Área De La Cabaña, Provincia De Cautín, Ix Región Chile. Memoria De Título

(Unpublished), Universidad De Concepción, Departamento Ciencias De La Tierra: 169 P.

- Brenan, J – M.; Finnigan, C. F.; McDonough, W. F.; Homolova, V. 2012. Experimental Constraints On The Partitioning Of Ru, Rh, Ir, Pt And Pd Between Chromite And Silicate Melt: The Importance Of Ferric Iron. *Chemical Geology* 302–303:16–32.
- Bucher, Kurt And Grapes, Rodney. 2011. *Petrogenesis Of Metamorphic Rocks*. Ed. 8th . Springer.
- Canil, Dante. 2002. Vanadium In Peridotites, Mantle Redox And Tectonic Environments: Archean To Present. *Earth And Planetary Science Letters* 195:75–90.
- Canil, Dante. 2004. Mildly Incompatible Elements In Peridotites And The Origins Of Mantle Lithosphere. *Lithos* 77:375–393.
- Cannat, M.; Mével, M.; Maia, C.; Deplus, P.; Gente, P.; Agrinier, A.; Humler, J. R. Beralouchi, G.; Dubuisson, E. 1995. Reynolds, Thin Crust, Ultramafic Exposure And Rugged Faulting Patterns At The Mid Atlantic Ridge (22° - 24°N). *Geology* 23:49–52.
- Carlson, R. W. 2005. Applications Of The Pt –Re – Os Isotopic Systems To Mantle Geochemistry And Geochronology. *Lithos* 82:249–272.
- Contreras – Reyes, E.; Grevemeyer, I.; Flueh, E. R.; Reichert, C. 2008. Upper Lithospheric Structure Of The Subduction Zone Offshore Of Southern Arauco Peninsula, Chile, At Similar To 38 Degrees. *Journal Of Geophysical Research – Solid Earth* 113:B07303.
- Daziano, C. O. 2000. Petrogenesis Del Stock Máfico Compuesto De Cañada Del Puerto, Córdoba, R. A. IX Congreso Geológico Chileno. Puerto Varas, Chile I:731–735.
- Deschamps, F.; Guillot, S., Godart, M., Andreani, M., Hattori, K. 2011. Serpentinites Act As Sponges For Fluid – Mobile Elements In Abyssal And Subduction Zone Environments. *Terra Nova*. Blackwell Publishing Ltd. 171–178.
- Deschamps, F.; Guillot, S., Godart, M., Chauvel, C., Andreani, M., Hattori, K. 2010. In Situ Characterization Of Serpentinites From Forearc Mantle Wedges: Timing Of Serpentinization And Behavior Of Fluid – Mobile Elements In Subduction Zones. *Chemical Geology* 269:262–277.

- Deschamps, F.; Godard, M.; Guillot, S.; Hattori, K. 2013. Geochemistry Of Subduction Zone Serpentinites: A Review. *Lithos* 178:96–127.
- Dick, H.J.B.; Lin, J.; Schouten, H. 2003. A Ultraslow Spreading Class Of Ocean Ridge. *Nature* 426:405–412.
- Dickin, A. P. 2008. Radiogenic Isotope Geology. School Of Geography And Earth Sciences McMaster University, Hamilton, Ontario. Cambridge University Press. Ed.: Segunda.
- Dilek, Y. 2003. Ophiolite Pulses, Mantle Plumes And Orogeny. Geological Society, London; Geological Society: "Ophiolites In Earth History". Special Publication 218:1–16.
- Dilek, Y. 2003. Ophiolite Concept And Its Evolution. Geological Society, London; Geological Society: "Ophiolites In Earth History". Special Publication 218:1–16.
- Dilek, Y., And Furnes, H. 2011. Ophiolite Genesis And Global Tectonics: Geochemical And Tectonic Fingerprinting Of Ancient Lithosphere. Geological Society Of America Bulletin; Invited Review Article 387–411.
- Escartín, J.; Andreani, M.; Hirth, G.; Evans, B. 2008. Relationship Between The Microstructural Evolution And The Rheology Of Talc At Elevated Pressures And Temperature. *Earth And Planetary Science Letters* 268:463–475.
- Evans, B. W.; Frost, B. R. 1975. Chrome – Spinel In Progressive Metamorphism - A Preliminary Analysis. *Geochemical Et Cosmochemica Acta*. 39: 959 – 972.
- Evans, Bernard W. 2008. Control Of The Products Of Serpentinization By The Fe²⁺ - Mg-1 Exchange Potencial Of Olivine And Orthopyroxene. *Journal Of Petrology* 49:10:1873–1887.
- Evans, Bernard W. 2010. Lizardita Versus Antigorita Serpentinite: Magnetite, Hydrogen, And Life (?). *Geology* 38:879–882.
- Fellows, S. A.; Canil, D. 2012. Experimental Study Of The Partitioning Of Cu During Partial Melting Of Earth's Mantle. *Earth And Planetary Science Letters* 337–338:133–143.
- Frost, B.R. And Beard, J. S. 2007. On Silica Activity And Serpentinization. *Journal Of Petrology* 49:7:1351–1368.

- Frutos, J. & Alfaro, H. 1987. Metallogenic And Tectonic Characteristics Of The Paleozoic Ophiolite Belt Of The Southern Chile Coastal Cordillera. *Geologische Rundschau* 7:343–356.
- Galán, G.; Oliveras, V.; Paterson, B.A. 2008. Geological Society, London; Geological Society Special Publication 293: "Metasomatism In Oceanic And Continental Lithospheric Mantle" 121–154.
- Galdámez, C. F. 2009. Elementos Del Grupo Del Platino En Rocas Ultramáficas De La Cabaña, Región De La Araucanía, Chile. Memoria De Título (Unpublished), Universidad De Concepción, Departamento Ciencias De La Tierra: 169 P.
- Galdames, C.; Rabbia, O.M.; Alfaro, G.; Hernández, L. 2010. Platinum–Group Elements In Ultramafic Rocks From La Cabaña Area, Coastal Cordillera Of South – Central Chile. 11th International Platinum Symposium.
- Garuti, G.; Zaccarini, F.; Moloshag, V.; Alimov, V. 1999. Platinum – Group Minerals As Indicators Of Sulfur Fugacity In Ophiolitic Upper Mantle: An Example From Chromitites Of The Ray – Iz Ultramafic Complex, Polar Urals. Russia. *The Canadian Mineralogist* 37:1099–1115.
- Gervilla, F.; Proenza, J. A.; Frei, R.; González – Jiménez, J. M.; Garrido, C. J.; Melgarejo, J. C.; Meibom, A.; Díaz – Martínez, R.; Lavaut, W. 2005. Distribution Of Platinum–Group Elements And Os Isotopes In Chromite Ores From Mayarí–Baracoa Ophiolitic Belt (Eastern Cuba). *Contribution Mineral Petrology* 150:589–607.
- Gervilla, F.; Padrón – Narvata, J. A.; Kerestedjian, T.; Sergeeva, I.; González–Jiménez, J. M.; Fanlo, I. 2012. Formation Of Chromian In Podiform Chromitites From The Golyamo Kamenyane Serpentinite, Eastern Rhodopes, SE Bulgaria: A Two–Stage Process. *Contribution Mineral Petrology*. Springer 164:643–657.
- Gill, Robin. 2010. *Igneous Rocks And Processes: A Practical Guide*. Editorial: Wiley – Blackwell. Edición: 1.
- Griffin, W. L.; Graham, S.; O'reilly, S. Y.; Pearson, N. J. 2004. Lithosphere Evolution Beneath The Kaapvaal Craton: Re – Os Systematics Of Sulfides In Mantle – Derived Peridotites. *Chemical Geology*. 2008:89–118.

- Grimmer, J. C.; Greiling, R. O. 2012. Serpentinites And Low-K Island Arc Meta-Volcanic Rocks In The Lower Köli Nappe Of The Central Scandinavian Caledonides: Late Cambrian – Early Ordovician Serpentinite Mud Volcanoes In A Forearc Basin?. *Tectonophysics* 541–543:19–30.
- Godoy E. 1979. Metabasitas Del Basamento Metamórfico Chileno. Congreso Geológico Chileno 2. Actas, Vol. 2:133–144. Arica.
- Godoy, E. & Kato, T. 1979. Late Paleozoic Serpentinites And Mafics Schist From The Coastal Range Accretionary Complex, Central Chile: Their Relation To Aeromagnetic Anomalies. *Geologische Rundschau* 19:121–130.
- González – Bonorino, F. 1970. Series Metamórficas Del Basamento Cristalino De La Cordillera De La Costa, Chile Central. *Universidad De Chile, Departamento De Geología* 37:80.
- González – Jiménez, J. M.; Kerestedjian, T; Proenza, J. A.; Gervilla, F. 2009. Metamorphism On Chromite Ores From The Dobromirski Ultramafic Massif, Rhodope Mountains (Se Bulgaria). *Geologica Acta* 74:4:413–429.
- González–Jiménez, J. M.; Proenza, J. A.; Gervilla, F.; Melgarejo, J. C.; Blanco – Moreno, J. A.; Ruiz – Sánchez, R.; Griffin, W. L. 2011. High-Cr And High-Al Chromitites From The Sagua De Tánamo District, Mayarí – Cristal Ophiolitic Massif (Eastern Cuba): Constrains On Their Origin From Mineralogy And Geochemistry Of Chromian Spinel And Platinum-Groups Elements. *Lithos* 125:101–121.
- González–Jiménez, J. M.; Marchesi, C.; Griffin, W. L.; Gutierrez – Narbona, R.; Lorand, J – P.; O'really, S. Y.; Garrido, C. J.; Gervilla, F.; Pearson, N. J.; Hidas, K. 2012. Transfer Of Isotopic Signatures From Peridotite To Chromitite In The Subcontinental Mantle: Insights From In Situ Analysis Fo Platinum-Group And Base-Metal Minerals (Ojén Peridotite Massif, Southern Spain). *Lithos* 164:167:74–85.
- González–Jiménez, J. M.; Griffin, W. L.; Gervilla, F.; Proenza, J. A.; O'reilly, S. Y.; Pearson, N. J. 2013a. Chromitites En Ophiolites: How, Where, When, Why? Part I. A Review And New Ideas On The Origen And Significance Of Platinum – Group Minerals. *Lithos* 189:127–139.

- González-Jiménez, J. M.; Griffin, W. L.; Gervilla, F.; Proenza, J. A.; O'reilly, S. Y.; Akbulut, M.; Pearson, N. J.; Arai, Shoji. 2013b. Chromitites En Ophiolites: How, Where, When, Why? Part II. A Review And New Ideas On The Origen And Significance Of Platinum – Group Minerals. *Lithos* 189:140-158.
- González-Jiménez, J. M.; Locmelis, M.; Belousova, E.; Griffin, W. L.; Gervilla, F.; Kerestdjian, T. N.; O'reilly, S. Y.; Pearson, N. J.; Ivanina, S. 2013. Genesis And Tectonic Implication Of Podiform Chromitites In The Metamorphosed Ultramafic Massif Of Dobromirski (Bulgaria). *Gondwana Research* 27:2:555-574.
- Glodny, J., Echtler, H., Collao, S., Ardiles, M., Burón, P. And Figueroa, O. 2008. Differential Late Paleozoic Active Margin Evolution In South-Central Chile (37°S-40°S) -The Lanahue Fault Zone; *Journal Of South American Earth Sciences* 26:397-411.
- Harper, G. D. 2003. Tectonic Implications Of Boninite, Arc Tholeiite, And Morb Magma Types In The Josephine Ophiolite, California – Oregon. Geological Society, London; Geological Society Special Publication 218 "Ophiolites In Earth History":207–230.
- Hekinian, R. 1982. Petrology Of The Ocean Floor. Elsevier Oceanography Series 33.
- Hervé, F.; Munizaga, F.; Godoy, E. 1974. Late Paleozoic K/Ar Age From Blueschists From Pichilemu, Central Chile. *Earth And Planetary Science Letters* 23:261-264.
- Hervé, F., Godoy, E., Ojeda, J. 1976. Las Metabasitas Del Basamento Metamórfico De Chile Central Y Austral. I Congreso Geológico Chileno – Santiago, Chile. Tomo I: F175–F187.
- Hervé, F. 1988. Late Paleozoic Subduction And Accretions In Southern Chile. *Episodes*. 11:183–188.
- Hervé, F.; Faundez, V.; Calderon, M.; Massone, H – J.; Willner, A. P. 2007. Chapter 2: Metamorphic And Plutonic Basement Complexes.
- Hervé, F.; Calderon, M.; Fanning, C. M.; Pandhurst, R. J.; Godoy, E. 2012. Provenance Variations In The Late Paleozoic Accretionary Complex Of Central Chile As Indicated By Detrital Zircons. *Gondwana Research* 23:1122–1135.
- Hilaret, N. And Reynard, B. 2009. Stability And Dynamics Of Serpentinite Layer In Subduction Zone. *Tectonophysics* 465:24–29.

- Hoefs, Jochen. 2009. *Stable Isotope Geochemistry*. Editorial: Springer Edición: 6a.
- Höfer, C.; Kraus, S.; Miller, H.; Alfaro, G; Barra, F. 2001. Chromite-Bearing Serpentinite Bodies Within An Arc-Backarc, Metamorphic Complex Near La Cabaña, South Chilean Coastal Range. *Journal Of South American Earth Sciences* 14:113–126.
- Hufmann, L; Miller, H; Alfaro, G. 1997. Ocean Floor Magmatic Rocks Within The Accretionary Belt Of Cerros Maulén, Area, Coastal Range, IX Región, Chile. *Octavo Congreso Geológico Chileno. Actas Iii: 1650–1655*. Antofagasta, Chile.
- Hugh, St.; O’neill, C.; Palme, H. 2000. *Compositions Of The Silicate Earth: Implications For Accretion And Core Formation*. Cambridge University Press. Ed.: 1. *The Earth’s Mantle: Composition, Structure And Evolution*. Chapter 1:3–127.
- Ishiwatari, A., Sokolov, S. D., Vysotskiy, S. V. 2003. *Ophiolite Concept And Its Evolution*. Geological Society, London; Geological Society: “Ophiolites In Earth History”. *Special Publication 218:597–616*.
- Jamtveit, Bjorn And Austrheim, Hackon. 2010. *Metamorphism: The Role Of The Fluids*. *Elements* 6:153–158.
- Jonh, T.; Scambelluri, M.; Frische, M.; Barnes, J.D.; Bach, W. 2011. Dehydration Of Subduction Serpentinite: Implications For Halogen Mobility In Subduction Zones And The Deep Halogen Cycle. *Earth And Planetary Science Letters* 308: 65–76.
- Kamenetsky, V. S.; Crawford, A. J.; Meffre, S. 2001. Factors Controlling Chemistry Of Magmatic Spinel: An Empirical Study Of Associated Olivine, Cr – Spinel And Melt Inclusions From Primitive Rocks. *Journal Of Petrology* 42:4:655–671.
- Kerrick, Derrill. 2002. Serpentinite Seduction. *Science* 298:1344–1345.
- Keays, R. R. 1995. The Role Of Komatiitic And Picritic Magmatism And S- Saturation In The Formation Of Ore Deposits. *Lithos*. 34:1–18.
- Kimball, K. L. 1990. Effects Of Hydrothermal Alteration On The Compositions Of Chromian Spinel. *Contributions To Mineralogy And Petrology* 105:337–346.
- Klein, F.; Bach, W.; Jöns, N.; Mccollom, T.; Moskowitz, B.; Berquó, T. 2009. Iron Partitioning And Hydrogen Generation During Serpentinization Of Abyssal Peridotites From 15° N On The Mid – Atlantic Ridge. *Geochemical Et Cosmochimica Acta* 73:6868–6893.

- Kocks, H.; Melcher, F.; Meisel, T.; Burgath, K-P. 2007. Diverse Contributing Sources To Chromitite Petrogenesis In The Shebenik Ophiolitic Complex, Albania: Evidence From New PGE-And Os – Isotope Data. *Mineralogy And Petrology*. 91:139–170.
- Kodalányi, J.; Pettke, T.; Spandler, C.; Kamber, B.S.; Gméling, K. 2012. Geochemistry Of Ocean Floor And Fore – Arc Serpentinites: Constrain On The Ultramafic Input To Subduction Zones 53:3:235–270.
- Li, Zheng-Xue Anser, Lee, Cin-Ty Aeolus. 2007. Geochemical Investigation Of Serpentinized Oceanic Lithospheric Mantle In The Feather River Ophiolite, California: Implications For The Recycling Rate Of Water By Subduction. *Chemical Geology* 235:161–185.
- Lefeldt, M.; Ranero, C. R.; Grevemeyer, I. 2012. Seismic Evidence Of Tectonic Control On The Depth Of Water Influx Into Incoming Oceanic Plates At Subduction Trenches. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*–G3–13:Q05013.
- Lorand, J-P.; Luguet, A.; Alard, O. 2008. Platinum – Group Elements: A New Set Of Key Tracers For The Earth’s Interior. *Elements* 4:4.
- J.-P. Lorand, O.; Alard, A.; Luguet. 2010. Platinum-Group Element Micronuggets And Refertilization Process In The Lherz Peridotite. *Earth And Planetary Science Letters*. 289:298–310.
- Marchesi, C.; Garrido, J. C.; Padrón – Navarta, J. A.; Lopez, V.; Gómez – Pugnaire, M. T. 2013. Element Mobility From Seafloor Serpentinization To High – Pressure Dehydration Of Antigorite In Subducted Serpentinite: Insights From The Cerro Almirez Ultramafic Massif (Southern Spain). *Lithos* 178:128–142.
- Martin, W. M.; Kato, T. T.; Rodriguez, C.; Godoy, E.; Duhart, P.; McDonough, M.; Campos, A. 1999. Evolution Of The Late Paleozoic Accretionary Complex And Overlying Forearc–Magmatic Arc, South Central Chile (38°–41°): Constraints For The Tectonic Setting Along The Southwestern Margin Gondwana 4:4:582–605.
- Matveev. S. & Ballhaus, C. 2002. Role Of Water In The Origin Of Podiforme Chromitite Deposits. *Earth And Planetary Letters*. 203:235–243.
- McDonough, M.; & Sun, S. S. 1995. The Composition Of The Earth. *Chemical Geology*. 120:223–253.

- Meisel, T.; Walker, R. J.; Irving, A. J.; Lorand, J. P. 2001. Osmium Isotopic Compositions Of The Upper Mantle. *Nature* 383:1311–1323.
- Meisel, T.; Reisberg, L.; Moser, J.; Carignan, J.; Melcher, F. Brügmann. 2003. Re – Os Systematic Of Ub-N, A Serpentinized Peridotite Reference Material. *Chemical Geology* 2001:161–179.
- Melcher, F. And Meisel, T. 2004. A Metamorphosed Early Cambrian Crust – Mantle Transition In The Eastern Alps, Austria. *Journal Of Petrology* 45:8:1689–1723.
- Mellini, M.; Rumori, C.; Viti, C. 2005. Hydrothermally Reset Magmatic Spinels In Retrograde Serpentinites: Formation Of “Ferrichromit” Rims And Chlorite Aureoles. *Contributions To Mineralogy And Petrology* 149:266–275.
- Mével, Catherine. 2003. Serpentinization Of Abyssal Peridotites At Mid–Ocean Ridges. *C.R. Geoscience* 335:825–852.
- Mukherjee, R.; Mondal, S.K.; Rosing, R.T. 2010. Compositional Variations In The Mesoarchean Chromites Of The Nuggihalli Schist Belt, Western Dharwar Craton (India): Potential Parental Melts And Implications For Tectonic Setting. *Contrib. Mineral. Petrol* 160:865–885.
- Oyarzun, R. Y.; Clemmey, H.; Collao, S. 1986. Geologic And Metallogenic Aspects Concerning The Nahuelbuta Mountains Bande Iron Formation, Chile. *Mineralium Deposita*. 21: 244 – 250.
- O’driscoll, B.; Day, J. M. D.; Walker, R. J.; Daly, J. S.; Mcdonough, W. F.; Piccolo, P. M. 2012. Chemical Heterogeneity In The Upper Mantle Recorded By Peridotites And Chromitites From The Shetland Ophiolite Complex, Scotland. *Earth And Planetary Sciences Letters* 333–334:226–237.
- Pearse, J. A.; Barker, P. F.; Edwardz, S. J.; Parkinson, I. J.; Leat, P. T. 2000. Geochemistry And Tectonic Significance Of Peridotites From The South Sandwich Arc – Basin System, South Atlantic. *Contribution To Mineral Petrology* 139:36–53.
- Page, P. & Barnes, S–J. 2009. Using Trace Elements In Chromites To Constrain The Origin Of Podiforme Chromitites In The Thetford Mines Ophiolite, Québec, Canada. *Economic Geology* 104:997–1018.

- Pearson, D. G.; Parman, S. W.; Nowell, G. M. 2007. A Link Between Large Melting Events And Continent Growth Seen In Osmium Isotopes. *Nature* 449:202–205.
- Prichard, H. M.; Neary, C. R.; Fisher, P. C.; O'hara, M., J. 2008. PGE–Rich Podiforme Chromitites In The Al 'Ays Ophiolite Complex, Saudi Arabia: An Example Of Critical Mantle Melting To Extract And Concentrate Pge. *Society Of Economic Geologists, Inc.* 103:1507–1529.
- Proenza, J. A.; Ortega–Gutiérrez.; Champrubi, A.; Tritlla. J.; Elías–Herrera, M.; Reyes – Salas, M. 2004. Paleozoic Serpentinite – Enclosed Chromitites From Tehuitzingo (Acatlán Complex, Southern Mexico: A Petrological And Mineralogical Study. *Journal Of South American Sciences* 16:649–666.
- Proenza, J. A.; Zaccarini, F.; Escayola, M.; Cábana, C.; Schalamuk, A.; Garuti, G. 2008. Composition And Textures Of Chromite And Platinum–Group Minerals In Chromites Of The Western Ophiolitic Belt From Pampean Ranges F Córdoba, Argentina. *Ore Geology Reviews* 33:32–48.
- Puchtel, I. S.; Walker, R. J.; Anhaeusser, C. R.; Grau, G. 2009. Re – Os Isotope Systematic And Hse Abundances Of The 3.5 Ga Scapenburg Komatiites, South Africa: Hydrous Melting Or Prolonged Survival Of Primordial Heterogeneities In The Mantle?. *Chemical Geology* 262:355–369.
- Reynard, Bruno. 2013. Serpentine In Active Subduction Zones. *Lithos* 178:171–185.
- Rudnick, R. L. & Walker, R. J. 2009. Interpreting Ages From Re–Os Isotopes In Peridotites. *Lithos* 112s:1083–1095.
- Sack, O. S. & Ghiorso, M. S. 1991. Chromian Spinels As Petrogenetic Indicator: Thermodynamics And Petrological Applications. *American Mineralogist* 76:827–841.
- Salters, V. J. M & Stracke, A. 2004. Compositions Of Depleted Mantle. *Geochemistry, Geophysics And Geosystems (G3)* 5:5:1-27.
- Seo, J.; Oh, C. W.; Choi, S. G.; Rajesh, V. J. 2013. Two Ultramafic Rock Type In The Hongseong Area, South Korea: Tectonic: Significance For Northeast Asia. *Lithos* 175:176:30-39.

- Shi, R.; Alard, O.; Zhi, X., O'Reilly, S. Y.; Pearson, N. J.; Griffin, W. L.; Zhang, M., Chen, X. 2007. Multiple Events In The Neo – Tethyan Oceanic Upper Mantle: Evidence From Ru – Os – Ir Alloys In The Luobusa And Dongqiao Ophiolitic Podiforme Chromitites, Tibet. *Earth And Planetary Science Letters* 261:33–48.
- Shi, R.; Griffin, W. L.; O'reilly, S. Y.; Huang, Q.; Zhang, X.; Liu, D.; Zhi, X.; Xia, Q.; Ding, L. 2012. Melt/Mantle Mixing Produces Podiforme Chromite Deposits In Ophiolites: Implications Of Re – Os Systematic In The Dongqiao Neo – Tethyan Ophiolite, Northern Tibet. *Gondwana Research* 21:194–206.
- Shi, R.; Griffin, W. L.; O'reilly, S.; Zhou, M.; Zhao, G.; Huang; Zhang, X.; Ding, B.; Ding, L. 2012. Archean Mantle Contributes To The Genesis Of Chromitite In The Paleozoic Sartohay Ophiolite, Asiatic Orogenic Belt, Northwestern China. *Precambrian Research* 216–219:87–94.
- Shirey, S. B. & Walker, R. J. 1998. The Re – Os Isotope System In Cosmochemistry And High – Temperature Geochemistry. *Annual Review Of Earth And Planetary Sciences* 26:423–492.
- Tasaka, M.; Katsuyoshi, M.; Mainprice, D. 2008. B-Type Olivine Fabrics Developed In The Fore-Arc Side Of The Mantle Wedge Along A Subducting Slab. *Earth And Planetary Sciences Letters* 272:747–757.
- Tenthorey, E & Hermann, J. 2012. Composition Of Fluids During Serpentinite Breakdown In Subduction Zone: Evidence For Limited Boton Mobility. *The Geological Society Of America* 32:10:865–868.
- Tsuru, A.; Walker, R. J.; Kontinen, A.; Peltonen, P.; Hanski, E. 2000. Re–Os Isotopic Systematic Of The 1.95 Ga Jormua Ophiolite Complex, Northeastern Finland. *Chemical Geology* 164:123–141.
- Uysal, I.; Tarkian, M.; Burhan, M.; Zaccarini, F.; Meisel, T.; Garuti, G.; Heidrich, S. 2009. Petrology Of Al – Cr – Rich Ophiolitic Chromitites From The Mugla, Se Turkey: Implications From Compositional Of Chromite, Solid Inclusions Of Platinum – Group Mineral, Silicate, And Base – Metal Mineral, And Os – Isotope Geochemistry. *Contribution To Mineral Petrology* 158:659–674.

- Van Avendonk, H. J. A.; Holbrook, W. S.; Lizarralde, D.; Denier, P. 2011. Structure And Serpentinization Of The Subducting Cocos Plates Offshore Nicaragua Y Costa Rica. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*–G3– 12:Q06009.
- Vergara, L.1970. Prospección De Yacimientos De Cromo Y Hierro En La Cabaña, Cautín. Memoria De Título (Unpublished). Universidad De Chile, Departamento De Geología 96 P.
- Walker, R. J.; Prichard, H. Z.; Ishiwatari, A.; Pimentel, M. 2002. The Osmium Isotopic Composition Of Convecting Upper Mantle Deduced From Ophiolite Chromitites. *Geochimica Et Cosmochimica Acta* 66:2:329–345.
- Wakabayashi, J. & Dilek, Y. 2003. What Constitutes “Emplacement” Of An Ophiolite?: Mechanisms And Relationship To Subduction Initiations And Formation Of Metamorphic Soles. Geological Society, London; Geological Society: “Ophiolites In Earth History”. Special Publication 218:414–447.
- Westerlund, K. J.; Shirey, S. B.; Richardson, S. H.; Gurney, J. J.; Harris, J. W. 2006. A Subduction Wedge Origin For Paleoarchean Peridotitic Diamonds And Harzburgites From The Panda Kimberlite, Slave Craton: Evidence From Re–Os Isotope Systematic. *Contribution To Mineral Petrology* 152:275–294.
- Willner, A. P.; Pawling, S.; Massone, H – J.; Hervé, F. 2001. Metamorphic Evolution Of Spessartine Quartzites (Coticules) In High–Pressure, Low–Temperature Complex At Bahia Mansa, Costal Cordillera Of South–Central Chile. *Canadian Mineralogist* 39:1547–1569.
- Willner, A. P.; Glodny, J.; Gerya, T. V.; Gogoy, E.; Massone, H – J. 2004. A Counterclockwise Ptt Path Of High–Pressure/Low–Temperature Rocks From The Coastal Cordillera Accretionary Complex Of South–Central Chile: Constraints For The Earliest Stage Of Subduction Mass Flow. *Lithos* 75:283–310.
- Willner, A. P.; Thomsom, S. N.; Kröner, A.; Wharto, J.; Wijbrans, J. R.; Hervé, F. 2005. Time Markers For The Evolution And Exhumation History Of A Late Paleozoic Paired Metamorphic Belt In North–Central Chile (34°–35°30’S). *Journal Of Petrology* 46:1835–1858.
- Wilson, M. 2007. *Igneous Petrogenesis*. Editorial: Springer. Edición: 10a.

Witt-Eickschen, G.; Palme, H.; O'Neill, H. St. C.; Allen, C. M. 2009. The Geochemistry Of The Volatile Trace Elements As, Cd, Ga, In And Sn In The Earth's Mantle: New Evidence From In Situ Analyses Of Mantle Xenoliths. *Geochimica Et Cosmochimica Acta* 73:1755–1778.

Zaccarini, F.; Garuti, G.; Proenza, J. A.; Campos, L.; Thalhammer, O. A. R.; Aiglsperger, T.; Lewis, J. F. 2011. Chromite And Platinum Group Elements Mineralization In The Santa Elena Ultramafic Nappe (Costa Rica): Geodynamic Implications. *Geologica Acta* 9:3–4:407-423.

Anexo 1

Clasificación de los tipos de ofiolitas según Dilek, 2003.

DILEK, 2003	
TIPO	CARACTERÍSTICAS
Tipo Ligurian	Peridotitas serpentinizadas, que son intruidas por, pequeños a moderados, volúmenes de Gabros, diques locales y Pillow lavas.
	Tienen una estructura interna tipo Hess.
	Las peridotitas están compuestas principalmente de Plagioclasas y espínelos de Lherzolitas, con amplia variedad de Clinopiroxenos.
	Las rocas gabroicas van desde cumulares a gabros isotrópicos y Plagiogranitos, y ellos ocurren como pequeños cuerpos intrusivos y diques en peridotitas.
	Ensamblajes químicos, isotópicos y mineralógicos de afinidad MORB.
	Puede incluir fragmentos de manto sublitosférico exhumado.
	AMBIENTE
	Etapas tempranas de apertura de cuencas oceánicas, seguidas de rifting y ruptura.
	Emplacement by inversion of seaward - dipping extensional fault system to large landward thrust faults during regional contraction and basin closure.
Tipo Mediterráneo	CARACTERÍSTICAS
	Puede contener una pseudoestratigrafía casi completa del modelo Penrose.
	Cobertera sedimentaria de rocas pelágicas.
	Puede incluir diferentes secuencias de manto, consistiendo principalmente de Harzburgita - Lherzolita portando Peridotitas, que son que son fundidos extraídos residuales a MORB.
	Los depósitos de Cromita lenticular son comunes en Harzburgita - dominando la Peridotita.
	AMBIENTE
	La composición Harzburgita - dominado Peridotita, refleja más rigurosamente fundidos de manto empobrecido y son considerados magmas parentales a boniníticos y arco de islas.
	Algunas "Ligurides" pueden ser transicionales en el tipo Mediterráneo.
	Su evolución supone extensión del suelo oceánico, y magmatismo fuera del eje axial, y tectonismo de la placa superior de un zona de subducción intra - oceánica en algún punto en el tiempo, y puede formar un antearco, arco juvenil, y/o configuraciones de tras arco.
	"Trench rollback", colapso de una cuenca, y entrampamiento orogénico de "proto - ofiolitas" debido a colisión con márgenes pasivos fueron procesos tectónicos significativos durante su evolución.

	<p>No hay un modo específico de generación de estas.</p> <p>El emplazamiento fue mayormente controlado por el movimiento relativo de pequeñas placas y microcontinentes y sus interacciones con el sistema arco - trinchera en grandes cuencas oceánicas y pueden haber sido independientes de los movimientos o saltos grandes placas tectónicas.</p>
Tipo Sierran	CARACTERÍSTICAS
	Rocas volcánicas, plutónicas, e hipoabisales y localmente capas bien desarrolladas de enjambres de diques.
	Un amplio rango de rocas volcánicas, desde basaltos y basaltos Andesíticos a rocas volcanoclásticas.
	AMBIENTE
	Rocas volcanoclásticas (incluyendo depósitos sub-aéreos) y rocas volcánicas que indican la construcción de un edificio de arco durante la evolución de estas ofiolitas.
	Típicas del cinturón circun pacifico.
	Representa un terreno de arco de isla ensimatico.
Convergencia oblicua y tectónica de fallas de rumbo pueden haber jugado un papel mayor en las fases tectónicas, magmática y acrecionarias durante su evolución.	
Tipo Chileno	CARACTERÍSTICAS
	Arriba: Rocas volcánicas máficas (2 - 3km de espesor) compuestas de lavas almohadilladas y brechas volcánicas.
	Capa de complejo de diques (300 - 500 metros).
	Diabasas masivas, gabros de grano grueso.
	El manto peridotitico no está expuesto.
	El contacto entre la capa de complejo de diques y las rocas plutónicas subyacentes es intrusivo; y enjambres de diques individuales cortan los gabros, y capas de diques y rocas extrusivas en diferentes niveles.
	Químicamente similares a MORB y con un tren de diferenciación Toleítica.
	Rocas de arco volcánico y volcanoclásticas intercaladas con lavas almohadilladas máficos y rocas turbidíticas profundas sobre estas ofiolitas.
	AMBIENTE
	Representan terrenos de corteza oceánica fósil, relativamente alóctonos, rodeados al este y oeste de rocas cristalinas de los Andes.
Geoquímica y geología regional sugieren que éstas se formaron en una cuenca trasarco, con una progresiva apertura como rifting del arco magmática propagado de sur a norte.	
Tipo Macquarie	CARACTERÍSTICAS
	Arriba: Rocas extrusivas basálticas intercaladas con rocas sedimentarias volcanoclásticas.
	Capa de diques de Dolerita (~1,5 Km de espesor).

	<p>Zona de transición de Microgragbro (entre capa de diques y rocas plutónicas subyacentes).</p> <p>Rocas masivas, con tamaño de grano grueso y capas de gabros con cuerpos Ultramáficos, troctolita, wehrlita, dunita y mezclas dunita - wherlita - hazburgita, y peridotita - harburgita.</p> <p>Los contactos son comúnmente fallados, y contactos ígneos transicionales también está presentes.</p> <p>Rangos de N-MORB hasta E-MORB a variantes más enriquecidas (más alcalinas) de MORB.</p> <p>Muestra una típica estratigrafía - tipo capas - Penrose.</p> <p style="text-align: center;">AMBIENTE</p> <p>Los rangos de MORB sugieren que su evolución hacia composiciones más insaturadas en Silica puede haber resultado de fundidos reducidos y mezcla de magmas bajo un régimen de baja extensión del sistema de ridge, lo que la convierte en una convergencia oblicua.</p> <p>Colapso del Ridge.</p> <p>Pueden aparecer en cinturones orogénicos.</p>
Tipo Caribe	<p style="text-align: center;">CARACTERÍSTICAS</p> <p>La estructura interna y estratigrafía de fragmentos tectónicamente emplazados de plateaus oceánicos es altamente heterogénea.</p> <p>Puede contener la mayoría de las subunidades de una ofiolita, incluyendo lavas almohadilladas y flujos masivos de lava.</p> <p>Gabros de isotrópicos a bandeados.</p> <p>Dunita con bandas de lherzolita, olivino - websterita, y olivino - gabronoritas estructuralmente en niveles inferiores.</p> <p>El enjambre de diques generalmente no se observa, pero no significa que esas intrusiones no existan en secciones intermedias a profundas de estas plateau oceánicos.</p> <p>Rangos de N-MORB a MORB transicional[T-MORB] a E- MORB.</p> <p style="text-align: center;">AMBIENTE</p> <p>Estas ofiolitas representan arreglos de corteza oceánica de "Large Igneous Province (LIP)".</p> <p>Muchas de las ofiolitas Cretácicas en la región del pericaribe son fragmentos de corteza del proto - Caribe.</p>
Tipo Franciscana	<p style="text-align: center;">CARACTERÍSTICAS</p> <p>Incluye fragmentos de peridotitas abisales, gabros y basaltos de posibles zonas de fractura (lavas almohadilladas y gabros).</p> <p>Fragmentos desmantelados de montes marinos y complejos de arcos de isla.</p>

Pueden tener diversos ensambles litológicos, grados metamórficos, y afinidades químicas no relacionadas entre ellos, porque son pedazos tectónicos de rocas oceánicas arrancados de las placas subductantes.

AMBIENTE

Espacialmente asociados con complejos acrecionarios de márgenes activos y son comúnmente tectónicamente intercalados con "malanges" y rocas metamórficas de alta presión características de zonas de subducción.

Asociados con sedimentos pelágicos a hemipelágicos (chert, lutitas) y sedimentos terrígenos de relleno de trincheras que pueden haber sido depositados con ellos o anterior a su incorporación al prima de acreción.

Bloques y capas de esquistos azules llevando rocas oceánicas metamorfoseadas también se presentan en estos prismas.

Pudieron exhumarse en la pendiente de la trinchera como resultado de erosión tectónica del frente de antearco fallado por la placa subductante y /o como consecuencia de sin - subducción - colapso extensional del complejo cesionario.

Se vuelven progresivamente más jóvenes en edad en la sección estructural basal.

ANEXO 2.

Resultados de geoquímica para roca total realizados en Serpentinitas.

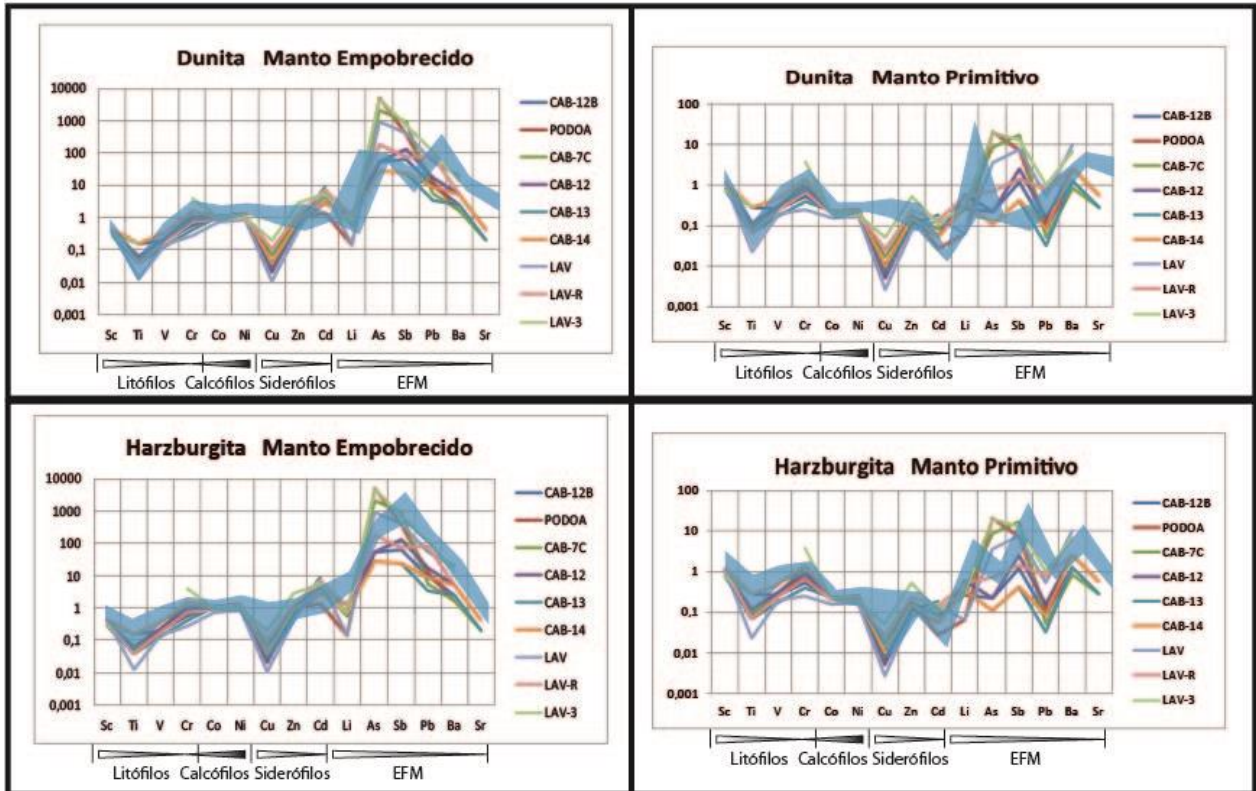
Todos los resultados se encuentran expresados en ppm.

	Sc	Ti	V	Cr	Co	Ni	Cu	Zn	Cd	Li	As	Sb	Pb	Ba	Sr	Cs	U
CAB-11C	54,5	5490	249	1122	79,8	644,7	31,71	48,9	0,06	12,4	3,2	0,03	0,51	5	15	<0.1	<0.1
CAB-12B	6,50	120	15	1400	112,5	2585,6	0,8	32,4	<0.02	0,4	0,4	0,17	0,22	3	<1	<0.1	<0.1
PODOA	6,90	30	17	2018	108,2	2391,3	1,08	53,2	0,02	0,1	36,8	1,01	0,29	2	<1	<0.1	<0.1
CAB-7C	4,30	40	15	3814	113,2	2398,5	2,1	55,4	0,06	0,4	15,7	2,43	0,13	2	2	<0.1	<0.1
CAB-12	6,40	50	18	2461	111,1	2525,4	0,62	40,6	0,04	0,9	0,4	0,35	0,39	6	<1	<0.1	<0.1
CAB-13	4,70	30	10	1054	116,6	2479,5	1	33,5	0,13	<0.1	<0.2	0,06	0,08	3	2	<0.1	<0.1
CAB-14	7,20	120	27	3781	108,1	2428,7	1,2	49,7	0,04	0,5	0,2	0,06	0,21	6	4	<0.1	<0.1
LAV	6,70	10	11	661	76,9	1693,1	0,33	23,9	0,1	0,1	6,7	1,04	1,29	24	<1	<0.1	<0.1
LAV-R	6,90	30	14	1752	97,9	1960,7	3,12	71,8	0,1	0,8	1,3	0,2	1,92	6	<1	<0.1	<0.1
LAV-3	4,30	120	<1	10000	105,7	1910,9	6,15	164,7	0,08	0,5	35,5	1,83	2,5	16	<1	<0.1	<0.1
CAB-14	7,20	120	27	3781	108,1	2428,7	1,2	49,7	0,04	0,5	0,2	0,06	0,21	6	4	<0.1	<0.1

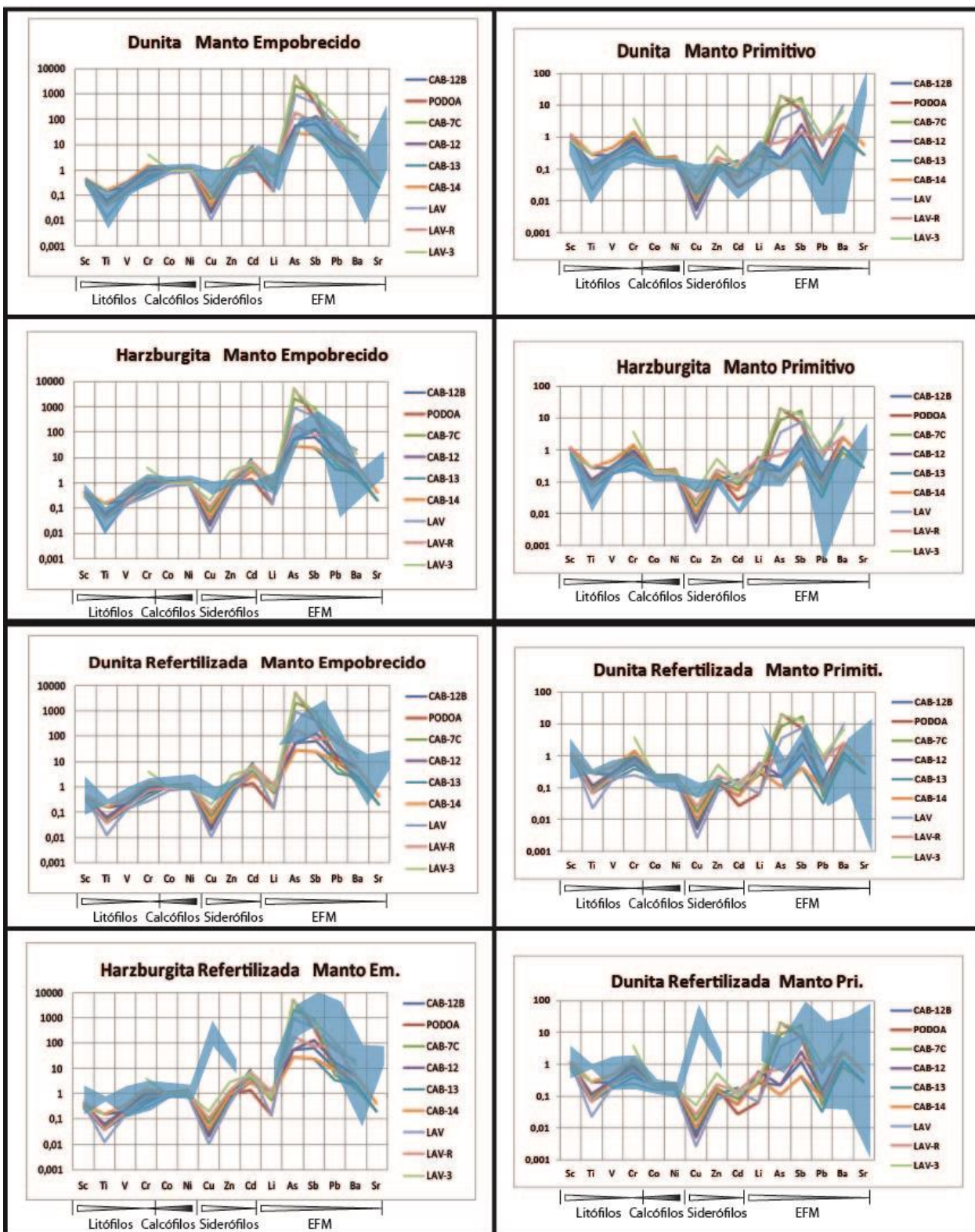
ANEXO 3.

Comparación entre Serpentinitas de diferentes ambientes con los datos de este estudio. Los datos de Manto Empobrecido fueron tomados de Salters & Stracke (2004) y los de Manto Primitivo de McDonough and Sun (1995); los varóleres promedio de las serpentinitas son de Deschamps et al. (2013).

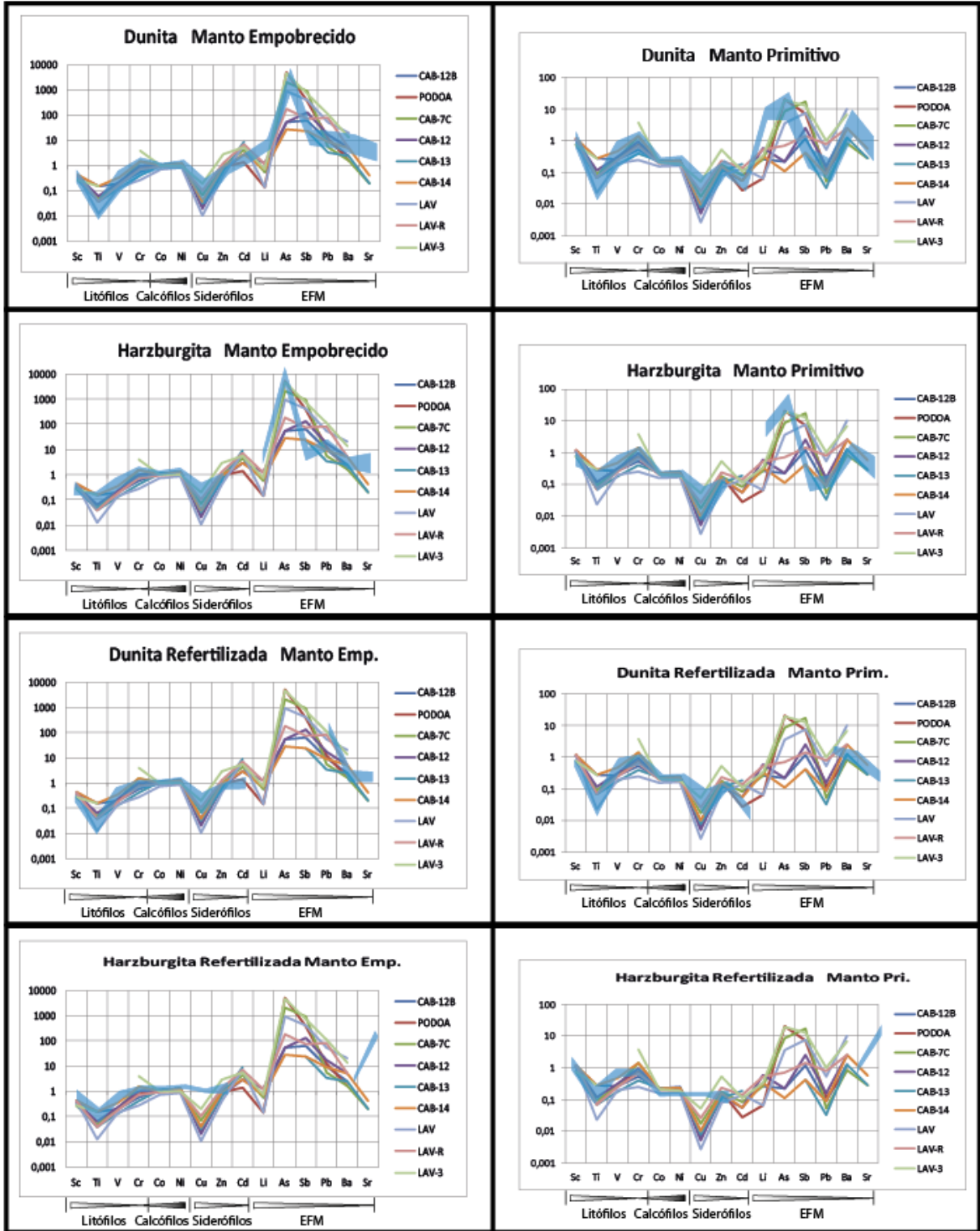
SERPENTINITA SUBDUCTADA



SERPENTINITAS ABISALES



SERPENTINITAS ZONA SUPRASUBDUCCIÓN



ANEXO 4

Composición del Olivino.

Na ₂ O	MgO	SiO ₂	Al ₂ O ₃	K ₂ O	FeO	MnO	Cl	CaO	TiO ₂	F	Cr ₂ O ₃	NiO	Total	#Mg
0,00	50,53	41,33	0,04	0,02	7,65	0,14	0,00	0,02	0,00	0,07	0,04	0,37	100,19	0,92
0,00	51,15	41,25	0,01	0,01	8,26	0,15	0,00	0,03	0,00	0,07	0,01	0,40	101,33	0,92
0,00	50,92	41,35	0,00	0,01	7,86	0,14	0,00	0,03	0,02	0,05	0,00	0,41	100,80	0,92
0,01	50,35	41,27	0,00	0,01	8,13	0,14	0,00	0,01	0,00	0,06	0,02	0,43	100,42	0,92
0,01	50,99	40,66	0,00	0,02	7,87	0,15	0,01	0,03	0,00	0,04	0,00	0,31	100,08	0,92
0,00	50,59	40,96	0,00	0,01	8,18	0,14	0,01	0,01	0,00	0,05	0,02	0,37	100,35	0,92
0,00	50,51	41,19	0,04	0,01	7,76	0,17	0,01	0,01	0,00	0,03	0,01	0,33	100,07	0,92
0,00	50,95	40,99	0,00	0,02	7,90	0,17	0,00	0,01	0,00	0,01	0,00	0,43	100,49	0,92
0,00	50,83	41,13	0,00	0,01	8,55	0,19	0,00	0,00	0,00	0,01	0,04	0,30	101,07	0,91
0,00	51,10	41,17	0,00	0,01	7,76	0,16	0,02	0,04	0,02	0,05	0,00	0,33	100,67	0,92
0,00	50,72	40,88	0,00	0,02	7,56	0,15	0,00	0,03	0,00	0,08	0,00	0,37	99,80	0,92
0,00	50,56	40,95	0,01	0,01	7,67	0,15	0,00	0,09	0,00	0,03	0,00	0,33	99,81	0,92
0,01	50,64	40,74	0,09	0,02	8,04	0,18	0,00	0,01	0,00	0,02	0,03	0,36	100,13	0,92
0,00	50,33	40,68	0,00	0,01	8,21	0,12	0,00	0,00	0,00	0,07	0,02	0,42	99,88	0,92
0,00	50,44	41,12	0,00	0,01	7,73	0,13	0,01	0,02	0,00	0,08	0,02	0,33	99,89	0,92
0,00	50,45	40,89	0,00	0,01	7,99	0,18	0,02	0,02	0,00	0,07	0,01	0,37	100,00	0,92
0,00	50,56	41,16	0,05	0,02	8,34	0,15	0,02	0,02	0,00	0,03	0,01	0,41	100,77	0,92
0,00	50,38	40,91	0,00	0,02	8,66	0,16	0,00	0,02	0,00	0,01	0,00	0,38	100,55	0,91
0,01	50,19	41,00	0,00	0,03	8,24	0,17	0,00	0,02	0,00	0,04	0,01	0,39	100,10	0,92
0,00	50,02	41,19	0,00	0,02	8,46	0,17	0,00	0,03	0,02	0,04	0,00	0,44	100,39	0,91
0,00	50,81	41,33	0,00	0,01	7,56	0,17	0,01	0,02	0,00	0,09	0,00	0,45	100,44	0,92
0,00	50,30	41,28	0,00	0,02	8,81	0,13	0,00	0,01	0,00	0,06	0,00	0,32	100,92	0,91
0,00	50,19	40,96	0,00	0,02	8,21	0,16	0,02	0,00	0,01	0,08	0,01	0,40	100,08	0,92
0,00	49,73	40,97	0,00	0,01	9,11	0,17	0,02	0,01	0,00	0,02	0,06	0,41	100,52	0,91
0,00	50,69	41,21	0,00	0,02	7,55	0,15	0,01	0,01	0,00	0,04	0,00	0,41	100,09	0,92
0,01	49,24	40,58	0,00	0,01	8,61	0,14	0,00	0,04	0,00	0,08	0,00	0,28	98,99	0,91
0,00	49,93	40,91	0,10	0,02	7,71	0,16	0,02	0,04	0,00	0,07	0,04	0,36	99,35	0,92
0,00	50,55	41,15	0,00	0,02	8,03	0,14	0,01	0,01	0,02	0,04	0,00	0,45	100,42	0,92
0,02	49,50	40,88	0,00	0,02	8,71	0,14	0,00	0,03	0,00	0,03	0,00	0,41	99,75	0,91

Na ₂ O	MgO	SiO ₂	Al ₂ O ₃	K ₂ O	FeO	MnO	Cl	CaO	TiO ₂	F	Cr ₂ O ₃	NiO	Total	#Mg
0,01	49,59	40,84	0,00	0,01	8,71	0,16	0,00	0,02	0,00	0,07	0,02	0,28	99,72	0,91
0,00	49,78	40,91	0,00	0,02	8,52	0,18	0,01	0,01	0,00	0,07	0,02	0,40	99,92	0,91
0,00	49,60	40,93	0,00	0,02	7,91	0,14	0,01	0,03	0,00	0,07	0,03	0,31	99,05	0,92
0,00	50,25	41,20	0,00	0,02	7,93	0,15	0,00	0,03	0,00	0,10	0,01	0,37	100,07	0,92
0,00	50,19	40,91	0,00	0,01	7,80	0,18	0,00	0,02	0,00	0,05	0,02	0,36	99,55	0,92
0,01	49,38	40,74	0,00	0,01	8,79	0,15	0,01	0,01	0,00	0,07	0,00	0,42	99,58	0,91
0,01	50,06	40,53	0,00	0,01	8,94	0,13	0,01	0,01	0,00	0,10	0,00	0,38	100,18	0,91
0,02	50,21	41,04	0,00	0,03	7,75	0,13	0,00	0,01	0,00	0,08	0,01	0,37	99,65	0,92
0,01	49,12	40,72	0,00	0,03	8,83	0,15	0,00	0,02	0,00	0,06	0,00	0,43	99,38	0,91
0,01	49,19	40,57	0,00	0,02	9,26	0,19	0,00	0,01	0,00	0,06	0,00	0,36	99,67	0,90
0,00	49,65	40,65	0,00	0,02	8,33	0,15	0,00	0,02	0,00	0,04	0,01	0,41	99,26	0,91
0,00	49,43	40,65	0,00	0,01	8,91	0,14	0,00	0,01	0,01	0,04	0,00	0,41	99,62	0,91
0,01	50,52	40,54	0,00	0,01	7,74	0,20	0,00	0,00	0,02	0,05	0,01	0,40	99,51	0,92
0,00	50,27	40,98	0,00	0,01	8,00	0,15	0,01	0,05	0,01	0,04	0,02	0,43	99,97	0,92
0,00	49,44	40,81	0,00	0,02	8,28	0,14	0,01	0,01	0,01	0,10	0,02	0,42	99,26	0,91
0,01	48,21	39,65	0,11	0,01	11,31	0,11	0,03	0,03	0,01	0,15	0,07	0,45	100,13	0,88
0,00	49,98	40,60	0,00	0,02	8,12	0,16	0,00	0,02	0,00	0,11	0,01	0,41	99,45	0,92
0,01	49,03	39,77	0,00	0,01	10,10	0,20	0,00	0,02	0,00	0,05	0,03	0,42	99,65	0,90
0,01	49,97	40,87	0,15	0,03	7,65	0,15	0,00	0,03	0,01	0,14	0,04	0,40	99,46	0,92
0,01	47,91	38,96	0,00	0,02	13,06	0,12	0,00	0,02	0,00	0,10	0,16	0,37	100,72	0,87
0,01	49,62	41,17	0,00	0,02	8,46	0,15	0,00	0,02	0,00	0,07	0,00	0,38	99,89	0,91
0,02	48,39	40,06	0,00	0,03	10,96	0,15	0,00	0,02	0,01	0,12	0,19	0,44	100,40	0,89
0,02	49,76	41,23	0,00	0,01	8,24	0,15	0,00	0,02	0,01	0,04	0,00	0,40	99,89	0,92
0,01	49,76	41,08	0,00	0,02	8,43	0,14	0,02	0,01	0,01	0,07	0,01	0,41	99,97	0,91
0,00	49,89	41,03	0,00	0,02	8,24	0,17	0,00	0,01	0,01	0,04	0,00	0,43	99,83	0,92
0,01	49,58	40,98	0,00	0,03	8,28	0,18	0,00	0,02	0,00	0,00	0,01	0,42	99,52	0,91
0,00	49,53	40,93	0,00	0,01	8,40	0,19	0,01	0,02	0,00	0,07	0,04	0,39	99,60	0,91
0,00	49,36	40,65	0,00	0,02	8,98	0,20	0,00	0,02	0,00	0,05	0,00	0,38	99,66	0,91
0,00	49,99	40,82	0,00	0,02	8,20	0,11	0,00	0,01	0,00	0,10	0,01	0,39	99,65	0,92
0,00	49,01	40,50	0,00	0,02	9,03	0,16	0,00	0,04	0,00	0,06	0,04	0,38	99,24	0,91
0,01	49,12	40,73	0,00	0,01	9,26	0,13	0,00	0,02	0,00	0,08	0,01	0,35	99,72	0,90
0,00	48,95	40,58	0,00	0,02	9,19	0,14	0,00	0,04	0,00	0,10	0,02	0,41	99,45	0,90
0,00	49,96	40,96	0,00	0,01	8,14	0,19	0,01	0,01	0,00	0,08	0,02	0,28	99,66	0,92

Na₂O	MgO	SiO₂	Al₂O₃	K₂O	FeO	MnO	Cl	CaO	TiO₂	F	Cr₂O₃	NiO	Total	#Mg
0,01	49,40	41,23	0,00	0,01	8,87	0,15	0,01	0,01	0,00	0,07	0,00	0,36	100,12	0,91
0,00	49,54	40,50	0,00	0,02	8,85	0,11	0,00	0,02	0,00	0,13	0,00	0,33	99,49	0,91
0,01	50,47	41,17	0,00	0,02	7,38	0,13	0,01	0,03	0,00	0,01	0,01	0,39	99,64	0,92
0,00	49,65	41,02	0,02	0,02	8,64	0,11	0,00	0,06	0,01	0,05	0,00	0,44	100,03	0,91
0,00	49,01	41,10	0,00	0,02	8,92	0,15	0,02	0,05	0,00	0,07	0,00	0,40	99,71	0,91
0,01	49,98	41,16	0,00	0,01	8,02	0,20	0,01	0,03	0,01	0,06	0,00	0,40	99,88	0,92

Composición del Espinelos Crómicos

	SiO ₂	TiO ₂	V ₂ O ₅	Al ₂ O ₃	Cr ₂ O ₃	FeOt	MnO	MgO	NiO	ZnO	Mg#	Cr#	Total
CEN-1002	0.07	0.12	0.17	15.35	53.20	16.14	0.35	13.51	0.14	0.03	0.65	0.70	99.09
CEN-1002	0.04	0.12	0.23	15.49	52.99	16.15	0.34	13.50	0.13	0.00	0.64	0.70	98.99
CEN-1002	0.05	0.13	0.22	15.54	52.81	17.04	0.35	12.72	0.18	0.04	0.61	0.69	99.09
CEN-1002	0.04	0.13	0.17	15.73	52.89	16.33	0.35	13.31	0.13	0.00	0.63	0.69	99.07
CEN-1002	0.03	0.15	0.15	15.92	52.32	16.09	0.34	13.38	0.07	0.00	0.64	0.69	98.45
CEN-1002	0.04	0.16	0.19	16.04	52.18	16.65	0.33	13.17	0.09	0.08	0.63	0.69	98.93
CEN-1002	0.03	0.17	0.18	16.85	52.20	15.64	0.31	13.59	0.12	0.11	0.64	0.68	99.22
CEN-1002	0.04	0.16	0.18	12.49	57.44	15.83	0.35	11.64	0.01	0.04	0.57	0.76	98.18
CEN-1002	0.10	0.12	0.21	9.21	58.88	18.73	0.39	10.96	0.03	0.13	0.55	0.81	98.77
CEN-1002	0.08	0.11	0.19	7.18	60.57	19.36	0.35	10.72	0.08	0.05	0.54	0.85	98.69
CEN-1002	0.03	0.62	0.15	1.30	13.95	74.53	0.16	2.93	1.44	0.00	0.17	0.88	95.12
CEN-1002	0.03	0.19	0.28	13.08	56.28	16.97	0.38	11.27	0.09	0.00	0.55	0.74	98.56
CEN-1002	0.03	0.20	0.30	12.19	57.12	18.34	0.35	9.48	0.06	0.06	0.48	0.76	98.13
CEN-1002	0.04	0.73	0.10	1.39	14.96	72.73	0.15	3.11	1.47	0.00	0.18	0.88	94.69
CEN-1002	0.04	0.16	0.24	16.98	51.64	16.06	0.37	13.62	0.07	0.12	0.64	0.67	99.30
CEN-1002	0.13	0.70	0.15	1.30	14.34	73.32	0.12	2.53	1.66	0.00	0.15	0.88	94.24
CEN-1002	0.09	0.17	0.23	17.16	51.62	15.72	0.36	13.23	0.16	0.00	0.63	0.67	98.74
CEN-1002	0.04	0.19	0.21	11.14	57.66	17.35	0.35	11.05	0.00	0.07	0.55	0.78	98.06
CEN-1002	0.07	0.23	0.18	12.04	55.94	17.65	0.30	11.50	0.07	0.10	0.57	0.76	98.08
CEN-1002	0.04	0.18	0.23	10.77	57.32	18.19	0.40	11.60	0.02	0.00	0.57	0.78	98.76
CEN-1002	0.04	0.24	0.23	10.12	57.37	19.48	0.38	10.71	0.07	0.00	0.53	0.79	98.63
CEN-1002	0.05	0.19	0.22	12.71	56.32	16.88	0.35	12.76	0.02	0.07	0.61	0.75	99.56
CEN-1002	0.05	0.24	0.21	11.76	57.20	17.47	0.45	10.58	0.00	0.13	0.53	0.77	98.09
CEN-1002	0.04	0.19	0.23	17.64	51.71	15.93	0.36	12.84	0.13	0.00	0.61	0.66	99.08
CEN-1002	0.05	0.19	0.25	17.88	51.26	15.56	0.26	12.94	0.12	0.09	0.61	0.66	98.61
CEN-1002	0.04	0.19	0.24	18.03	50.88	15.61	0.30	12.84	0.11	0.08	0.61	0.65	98.32
CEN-1002	0.07	0.94	0.22	1.19	13.64	74.11	0.13	2.49	1.87	0.00	0.14	0.88	94.66

	SiO ₂	TiO ₂	V ₂ O ₅	Al ₂ O ₃	Cr ₂ O ₃	FeOt	MnO	MgO	NiO	ZnO	Mg#	Cr#	Total
CEN-1003	0.06	0.06	0.12	17.06	52.89	14.62	0.37	13.78	0.06	0.00	0.65	0.68	99.02
CEN-1003	0.05	0.04	0.16	17.09	52.74	14.55	0.29	13.81	0.12	0.00	0.66	0.67	98.85
CEN-1003	0.06	0.05	0.14	16.95	52.80	16.59	0.42	12.46	0.12	0.04	0.60	0.68	99.64
CEN-1003	0.06	0.06	0.17	17.27	52.27	15.97	0.36	12.53	0.08	0.10	0.60	0.67	98.86
CEN-1003	0.22	0.08	0.16	17.13	52.47	16.51	0.37	12.30	0.05	0.08	0.59	0.67	99.38
CEN-1003	0.06	0.05	0.22	16.98	52.65	15.15	0.36	13.44	0.12	0.11	0.64	0.68	99.13
CEN-1003	0.03	0.07	0.18	12.22	53.56	23.55	0.50	8.76	0.05	0.10	0.44	0.75	99.02
CEN-1003	0.03	0.10	0.14	12.67	52.59	23.67	0.53	8.90	0.00	0.10	0.45	0.74	98.72
CEN-1003	0.03	0.20	0.18	9.80	53.76	26.56	0.61	7.63	0.03	0.19	0.39	0.79	98.98
CEN-1003	0.03	0.15	0.18	11.05	53.33	25.59	0.59	7.94	0.00	0.15	0.40	0.76	99.02
CEN-1003	0.03	0.11	0.19	12.72	51.77	24.52	0.52	8.77	0.02	0.07	0.44	0.73	98.72
CEN-1003	0.03	0.11	0.18	11.43	52.65	25.62	0.56	8.31	0.09	0.15	0.42	0.76	99.12
CEN-1003	0.04	0.35	0.21	4.68	55.19	30.98	0.65	6.10	0.11	0.08	0.32	0.89	98.38
CEN-1003	0.05	0.25	0.24	2.26	59.35	30.16	0.67	5.61	0.02	0.06	0.30	0.95	98.66
CEN-1003	0.04	0.32	0.20	18.16	50.61	16.71	0.33	12.56	0.14	0.01	0.59	0.65	99.07
CEN-1003	0.04	0.33	0.16	18.23	50.74	16.79	0.36	12.47	0.13	0.08	0.59	0.65	99.33
CEN-1003	0.07	0.22	0.18	13.43	50.30	25.38	0.59	8.48	0.08	0.16	0.43	0.72	98.90
CEN-1003	0.03	0.46	0.18	2.21	54.57	34.39	0.77	5.07	0.09	0.22	0.28	0.94	98.01
CEN-1003	0.07	0.19	0.16	9.41	52.20	28.41	0.60	6.79	0.00	0.22	0.35	0.79	98.03
CEN-1003	0.03	0.19	0.17	12.12	50.56	27.21	0.54	7.90	0.03	0.16	0.40	0.74	98.90
CEN-1003	0.03	0.20	0.12	10.02	54.81	25.29	0.65	7.62	0.04	0.21	0.39	0.79	98.99
CEN-1003	0.03	0.29	0.18	5.19	56.34	30.16	0.69	6.03	0.05	0.11	0.32	0.88	99.07
CEN-1003	0.04	0.29	0.20	5.22	55.24	30.44	0.64	5.64	0.12	0.28	0.30	0.88	98.11
CEN-1003	0.34	0.42	0.25	3.19	53.23	34.10	0.72	5.79	0.12	0.17	0.31	0.92	98.33

	SiO ₂	TiO ₂	V ₂ O ₅	Al ₂ O ₃	Cr ₂ O ₃	FeOt	MnO	MgO	NiO	ZnO	Mg#	Cr#	Total
CEN-1004	0.02	0.18	0.28	8.67	59.94	17.81	0.47	11.59	0.00	0.13	0.58	0.82	99.09
CEN-1004	0.03	0.18	0.29	9.57	59.39	17.16	0.34	12.40	0.04	0.06	0.61	0.81	99.45
CEN-1004	0.03	0.34	0.20	8.54	59.19	20.68	0.39	8.92	0.02	0.06	0.45	0.82	98.36
CEN-1004	0.03	0.34	0.29	9.29	58.78	20.22	0.37	9.07	0.10	0.06	0.46	0.81	98.56
CEN-1004	0.03	0.20	0.29	8.52	59.39	18.88	0.42	11.04	0.04	0.06	0.55	0.82	98.87
CEN-1004	0.03	0.23	0.26	7.57	59.81	20.73	0.41	9.85	0.04	0.17	0.50	0.84	99.10
CEN-1004	0.06	0.22	0.24	7.58	59.92	20.51	0.44	9.95	0.03	0.11	0.50	0.84	99.05
CEN-1004	0.04	0.31	0.27	10.77	55.98	20.10	0.42	10.36	0.03	0.00	0.52	0.78	98.26
CEN-1004	0.03	0.39	0.26	9.76	56.81	21.66	0.40	9.07	0.03	0.09	0.46	0.80	98.49
CEN-1004	0.03	0.35	0.22	10.23	57.25	19.63	0.40	10.24	0.05	0.18	0.51	0.79	98.60
CEN-1004	0.07	0.26	0.31	8.94	58.72	20.04	0.45	9.38	0.10	0.11	0.48	0.81	98.37
CEN-1004	0.03	0.31	0.28	10.26	57.35	20.16	0.38	10.19	0.09	0.01	0.51	0.79	99.04
CEN-1004	0.04	0.29	0.29	9.76	57.53	19.80	0.43	11.29	0.01	0.10	0.56	0.80	99.55
CEN-1004	0.05	0.15	0.16	12.40	56.60	17.20	0.40	12.13	0.04	0.10	0.59	0.75	99.23
CEN-1004	0.05	0.16	0.16	13.64	55.24	17.32	0.44	12.27	0.00	0.05	0.59	0.73	99.31
CEN-1004	0.05	0.26	0.24	8.40	57.79	20.96	0.36	10.94	0.10	0.01	0.54	0.82	99.08
CEN-1004	0.04	0.26	0.23	8.17	58.26	20.83	0.38	10.43	0.01	0.06	0.52	0.83	98.68
CEN-1004	0.04	0.23	0.21	7.90	58.41	22.42	0.37	9.05	0.07	0.03	0.46	0.83	98.71
CEN-1004	0.04	0.21	0.20	7.60	57.91	21.88	0.38	9.95	0.00	0.04	0.50	0.84	98.20
CEN-1004	0.03	0.35	0.25	10.51	56.69	19.06	0.36	11.38	0.06	0.05	0.56	0.78	98.74
CEN-1004	0.04	0.35	0.30	10.13	56.84	20.39	0.33	9.94	0.07	0.06	0.50	0.79	98.46
CEN-1004	0.04	0.23	0.24	9.26	57.33	20.11	0.41	10.15	0.06	0.01	0.51	0.81	97.84
CEN-1004	0.04	0.30	0.25	11.87	55.39	18.63	0.33	11.65	0.03	0.00	0.57	0.76	98.48
CEN-1004	0.04	0.20	0.20	9.14	58.49	18.62	0.41	11.05	0.00	0.04	0.55	0.81	98.19
CEN-1004	0.22	0.19	0.32	8.86	57.94	19.42	0.40	10.34	0.02	0.09	0.52	0.81	97.78
CEN-1004	0.04	0.20	0.30	7.78	58.34	21.48	0.44	9.19	0.07	0.07	0.47	0.83	97.90
CEN-1004	0.04	0.21	0.23	7.73	58.55	22.78	0.40	8.43	0.08	0.07	0.43	0.84	98.53
CEN-1004	0.04	0.23	0.28	7.82	58.59	21.80	0.43	9.63	0.09	0.08	0.49	0.83	98.98
CEN-1004	0.04	0.20	0.21	7.86	58.48	21.20	0.43	10.56	0.00	0.09	0.53	0.83	99.07
CEN-1004	0.04	0.20	0.26	7.67	58.33	21.38	0.39	10.45	0.08	0.11	0.53	0.84	98.91

	SiO ₂	TiO ₂	V ₂ O ₅	Al ₂ O ₃	Cr ₂ O ₃	FeOt	MnO	MgO	NiO	ZnO	Mg#	Cr#	Total
CEN-1005	0.05	0.27	0.19	16.95	51.11	19.61	0.37	10.60	0.10	0.07	0.51	0.67	99.32
CEN-1005	0.05	0.25	0.15	16.95	50.85	19.64	0.46	10.53	0.11	0.09	0.51	0.67	99.09
CEN-1005	0.05	0.26	0.14	16.91	50.62	20.48	0.46	9.98	0.09	0.14	0.49	0.67	99.13
CEN-1005	0.05	0.26	0.14	17.05	50.58	20.23	0.43	10.01	0.12	0.19	0.49	0.67	99.06
CEN-1005	0.03	0.26	0.13	17.04	50.34	20.18	0.46	10.01	0.09	0.15	0.49	0.66	98.70
CEN-1005	0.16	0.30	0.16	6.10	49.81	34.23	0.77	5.81	0.05	0.09	0.31	0.85	97.47
CEN-1005	0.05	0.36	0.27	4.59	49.87	36.32	0.73	5.45	0.15	0.17	0.29	0.88	97.98
CEN-1005	0.04	0.28	0.18	7.72	49.03	33.75	0.72	6.37	0.05	0.15	0.33	0.81	98.31
CEN-1005	0.04	0.24	0.13	2.25	58.86	30.36	0.83	5.25	0.03	0.15	0.29	0.95	98.14
CEN-1005	0.06	0.26	0.16	1.78	58.98	30.80	0.88	5.10	0.00	0.22	0.28	0.96	98.25
CEN-1005	0.04	0.25	0.19	1.94	58.58	31.22	0.82	5.19	0.08	0.17	0.28	0.95	98.48
CEN-1005	0.04	0.31	0.16	1.84	57.78	31.97	0.80	5.09	0.09	0.13	0.28	0.95	98.22
CEN-1005	0.04	0.22	0.20	17.65	49.91	20.04	0.40	10.26	0.10	0.18	0.50	0.65	99.01
CEN-1005	0.04	0.22	0.18	17.71	50.11	19.93	0.44	10.37	0.08	0.14	0.50	0.65	99.23
CEN-1005	0.05	0.23	0.18	17.74	49.93	20.23	0.46	10.21	0.12	0.17	0.49	0.65	99.32
CEN-1005	0.04	0.22	0.19	17.75	49.68	20.33	0.51	10.21	0.02	0.32	0.50	0.65	99.26
CEN-1005	0.03	0.18	0.16	11.81	50.22	28.36	0.60	7.66	0.11	0.20	0.39	0.74	99.33
CEN-1005	0.03	0.18	0.17	11.78	50.26	28.28	0.56	7.61	0.09	0.13	0.39	0.74	99.09
CEN-1005	0.02	0.33	0.19	8.29	50.67	31.48	0.66	6.53	0.07	0.20	0.34	0.80	98.45
CEN-1005	0.03	0.27	0.10	9.59	50.70	30.24	0.71	6.98	0.09	0.17	0.36	0.78	98.88
CEN-1005	0.05	0.31	0.18	7.80	50.11	32.05	0.69	6.38	0.09	0.22	0.34	0.81	97.88
CEN-1005	0.04	0.23	0.15	17.73	49.96	19.67	0.39	10.51	0.13	0.10	0.51	0.65	98.91
CEN-1005	0.04	0.22	0.19	17.70	49.99	19.96	0.43	10.47	0.12	0.00	0.50	0.65	99.12
CEN-1005	0.04	0.23	0.13	11.37	51.56	26.78	0.64	7.78	0.00	0.21	0.40	0.75	98.74
CEN-1005	0.05	0.23	0.16	17.79	50.02	20.33	0.48	10.23	0.12	0.25	0.50	0.65	99.68
CEN-1005	0.04	0.24	0.21	10.66	50.56	28.69	0.66	7.28	0.04	0.23	0.37	0.76	98.62
CEN-1005	0.04	0.26	0.18	10.48	49.91	29.72	0.62	7.03	0.09	0.11	0.36	0.76	98.43
CEN-1005	0.04	0.29	0.14	1.75	56.84	32.64	0.87	5.00	0.05	0.13	0.28	0.96	97.74
CEN-1005	0.10	0.27	0.22	2.74	56.70	32.49	0.83	5.19	0.11	0.11	0.28	0.93	98.75
CEN-1005	0.20	0.41	0.19	5.39	50.67	34.82	0.67	5.93	0.08	0.18	0.31	0.86	98.54
CEN-1005	0.07	0.23	0.17	5.87	53.65	31.69	0.76	5.99	0.06	0.18	0.32	0.86	98.69
CEN-1005	0.04	0.12	0.24	17.23	52.94	15.79	0.34	13.02	0.19	0.05	0.62	0.67	99.97
CEN-1005	0.04	0.12	0.09	17.26	52.09	15.77	0.36	12.97	0.15	0.01	0.62	0.67	98.87
CEN-1005	0.05	0.10	0.19	17.08	51.63	18.08	0.42	11.66	0.13	0.10	0.56	0.67	99.44
CEN-1005	0.03	0.16	0.20	11.07	49.91	28.72	0.58	7.64	0.04	0.12	0.39	0.75	98.46
CEN-1005	0.03	0.25	0.21	8.57	51.23	29.90	0.62	6.85	0.07	0.20	0.36	0.80	97.93
CEN-1005	0.31	0.34	0.18	5.89	53.10	31.78	0.69	6.42	0.13	0.07	0.34	0.86	98.91
CEN-1005	0.04	0.14	0.21	17.82	50.62	19.15	0.38	10.69	0.00	0.18	0.51	0.66	99.23
CEN-1005	0.03	0.15	0.16	13.20	49.91	25.82	0.55	8.57	0.05	0.19	0.43	0.72	98.64
CEN-1005	0.03	0.22	0.17	10.12	50.00	28.83	0.63	7.70	0.06	0.20	0.40	0.77	97.96
CEN-1005	0.04	0.22	0.22	1.26	59.70	31.62	0.80	5.05	0.02	0.13	0.28	0.97	99.07
CEN-1005	0.06	0.26	0.17	1.45	57.83	32.59	0.78	4.86	0.07	0.06	0.27	0.96	98.13

	SiO ₂	TiO ₂	V ₂ O ₅	Al ₂ O ₃	Cr ₂ O ₃	FeOt	MnO	MgO	NiO	ZnO	Mg#	Cr#	Total
LAV-1008	0.03	0.03	0.13	11.40	45.55	34.91	0.65	5.70	0.00	0.08	0.30	0.73	98.47
LAV-1008	0.02	0.02	0.15	11.80	45.76	34.66	0.62	5.83	0.04	0.07	0.30	0.72	98.96
LAV-1008	0.03	0.03	0.19	10.99	44.51	36.69	0.64	5.35	0.05	0.12	0.28	0.73	98.60
LAV-1008	0.04	0.02	0.16	10.87	44.57	36.96	0.82	4.92	0.07	0.14	0.26	0.73	98.57
LAV-1008	0.04	0.03	0.14	10.30	44.86	39.43	1.24	2.54	0.02	0.31	0.14	0.74	98.92
LAV-1008	0.04	0.01	0.12	3.48	49.85	42.30	1.36	0.84	0.04	0.27	0.05	0.91	98.32
LAV-1008	0.03	0.03	0.16	9.62	48.30	37.38	1.23	1.98	0.01	0.30	0.11	0.77	99.03
LAV-1008	0.04	0.02	0.14	5.61	57.94	32.73	1.32	1.48	0.14	0.28	0.08	0.87	99.70
LAV-1008	0.03	0.03	0.14	11.78	45.10	35.82	1.02	4.82	0.02	0.21	0.25	0.72	98.95
LAV-1008	0.04	0.03	0.14	10.77	46.27	36.73	1.07	4.19	0.02	0.18	0.22	0.74	99.45
LAV-1008	0.03	0.03	0.18	11.70	45.11	36.97	1.04	3.65	0.01	0.13	0.19	0.72	98.83
LAV-1008	0.02	0.03	0.09	11.70	44.69	38.73	1.08	2.66	0.01	0.22	0.14	0.72	99.23
LAV-1008	0.06	0.04	0.13	4.52	54.96	35.40	1.07	0.96	0.04	0.30	0.05	0.89	97.47
LAV-1008	0.05	0.03	0.13	4.86	48.40	42.71	1.43	0.90	0.01	0.30	0.05	0.87	98.81
LAV-1008	0.05	0.04	0.03	0.02	7.71	85.56	0.09	0.09	0.16	0.00	0.01	1.00	93.74
LAV-1008	0.03	0.01	0.14	15.52	43.87	35.74	1.06	2.57	0.02	0.28	0.14	0.65	99.26
LAV-1008	0.03	0.01	0.18	11.05	45.48	39.18	1.24	1.82	0.00	0.38	0.10	0.73	99.37
LAV-1008	0.04	0.04	0.22	10.05	47.86	37.54	1.18	1.79	0.01	0.41	0.10	0.76	99.14
LAV-1008	0.04	0.05	0.16	10.03	47.92	37.21	1.23	1.83	0.00	0.36	0.10	0.76	98.83
LAV-1008	0.04	0.02	0.19	17.00	45.59	30.98	0.86	5.19	0.02	0.21	0.26	0.64	100.10
LAV-1008	0.05	0.03	0.16	17.92	45.41	29.27	0.80	5.46	0.04	0.18	0.28	0.63	99.31
LAV-1008	0.03	0.02	0.10	15.67	44.73	35.20	1.12	2.84	0.01	0.37	0.15	0.66	100.10
LAV-1008	0.05	0.03	0.12	6.38	50.54	38.46	1.33	1.12	0.00	0.30	0.06	0.84	98.33
LAV-1008	0.17	0.02	0.13	16.14	44.30	34.33	1.12	2.85	0.03	0.23	0.15	0.65	99.31
LAV-1008	0.04	0.02	0.17	6.20	50.34	39.21	1.28	1.31	0.06	0.21	0.07	0.84	98.83
LAV-1008	0.05	0.02	0.08	5.26	49.87	40.79	1.32	1.05	0.00	0.23	0.06	0.86	98.69
LAV-1008	0.04	0.01	0.17	3.67	52.43	40.37	1.41	0.86	0.03	0.25	0.05	0.91	99.25
LAV-1008	0.05	0.03	0.11	0.01	9.24	86.31	0.10	0.09	0.14	0.10	0.01	1.00	96.18
LAV-1008	0.05	0.02	0.11	0.01	8.08	87.96	0.08	0.09	0.11	0.00	0.01	1.00	96.51
LAV-1008	0.07	0.03	0.15	0.07	15.64	78.97	0.38	0.16	0.08	0.18	0.01	0.99	95.74