



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

**DISTRIBUCIÓN DE METALES NOBLES EN ROCAS ULTRAMÁFICAS
SERPENTINIZADAS DEL CENTRO-SUR DE CHILE**

MEMORIA PARA OPTAR AL TÍTULO DE GEÓLOGA

ROCÍO MARISOL FAÚNDEZ BERTI

PROFESOR GUÍA:
JOSÉ MARÍA GONZÁLEZ JIMÉNEZ

MIEMBROS DE LA COMISIÓN:
CLAUDIA CANNATELLI
FRANCISCO GUTIÉRREZ FERRER

Este Trabajo de memoria de título ha sido financiado por el proyecto **FONDECYT #11140005** “Decoding precious metals (platinum group elements and gold) in upper mantle rocks of the Chilean Coastal Cordillera” liderado por el Doctor José María González Jiménez.

SANTIAGO DE CHILE
2016

**RESUMEN DE LA MEMORIA PARA
OPTAR AL TÍTULO DE:** Geóloga
POR: Rocío Marisol Faúndez Berti
FECHA: 17/11/2016
PROFESOR GUÍA: José María González Jiménez

DISTRIBUCIÓN DE METALES NOBLES EN ROCAS ULTRAMÁFICAS SERPENTINIZADAS DEL CENTRO-SUR DE CHILE

El presente trabajo tiene como objeto definir patrones de distribución de metales nobles en rocas ultramáficas del centro-sur de Chile con diferentes estilos y grados de serpentización. Las rocas objeto de este estudio afloran en la Cordillera de la Costa entre los 39.11° y 40.04° Sur, ubicada en las regiones de La Araucanía y Los Ríos, en las localidades de Quitratué, Voipire, Palo Blanco y Camán. Se pretende establecer la posible relación que existe entre diferentes contenidos de metales nobles en las diferentes tipologías de serpentinitas y sus distintos protolitos o contextos de formación.

En todas las muestras estudiadas el mineral de serpentina predominante es la antigorita. En las localidades de Quitratué y Voipire se identificaron un grupo de muestras con olivino metamórfico.

La mayoría de las serpentinitas estudiadas proceden de la hidratación de dunitas, con la excepción de una muestra de Quitratué que presenta un mayor contenido de relictos de piroxeno y podría derivar de una harzburgita.

Los patrones de los metales nobles en las rocas estudiadas se ajustan bien al patrón de serpentinas con protolito de peridotitas abisales y de subducción, consistente con las interpretaciones previas, respecto a la presencia de un canal de subducción convectivo. Se encontró una anomalía común en las muestras con olivino metamórfico en Pd y en menor medida en Rh, lo cual indicaría que existe una movilización de estos elementos durante el proceso de deserpentinización y formación de olivino metamórfico a mayor profundidad.

Agradecimientos

A mi profesor guía, José María González, por su constante empuje, ayuda y correcciones, quien siempre estuvo dispuesto a atender mis dudas, además le agradezco la confianza que depositó en mí para desarrollar esta memoria. A los miembros de la comisión, Claudia Cannatelli y Francisco Gutiérrez, por su disposición a dedicar parte de su tiempo para el buen desarrollo de esta memoria. Un último agradecimiento hacia el cuerpo docente es para todos los profesores que he tenido el placer de conocer a lo largo de mi paso por la Universidad.

Al proyecto Fondecyt #11140005 por financiar este trabajo, al núcleo milenio y al CEGA por facilitar la realización de esta memoria de título.

Al Dani, quien siempre me ha apoyado y amado, siendo un pilar importante, acompañándome desde la época del colegio y a lo largo de mi carrera universitaria.

A toda mi familia, tíos, primos y abuelos por su constante interés, apoyo y curiosidad respecto a mi carrera. En especial a mi papá, “el Gordito” quien siempre ha estado presente para mí y quien desde mi infancia se preocupó de ahorrar dinero para poder pagar mis estudios superiores para que yo no tuviese que endeudarme, también a mi hermana, Francisca por escucharme, apoyarme y ser mi editora. A mi tía Carmen, que siempre está preocupada de mi bienestar. También a mis abuelos maternos, quienes me llevaron desde pequeña a excursiones por los cerros cada domingo y quienes además me transmitieron su apreciación por la naturaleza, Edith y Hernán. El último agradecimiento familiar es para a mi mamá que a pesar de que ya no está presente, siempre me dijo que persiguiera mis sueños y que diera lo mejor de mí en todo.

A mis amigos de la universidad, “Los \$eda” con los cuales compartí toda mi carrera durante geología, en especial a mi compañera de gimnasio y antojos después del gimnasio, Cami y mis dos buenos amigos, compañeros de comilonas y locuras Sergio y Byron.

A mis eternos amigos del colegio que a pesar de que los veo poco, siempre están ahí para apoyar y escuchar, Coni, Clau, Nati, Ferni, Veliz y Jorge.

A Leo, Salo y Rurik por su buena disposición siempre a responder dudas y a Santiago por realizar los análisis de microsonda.

Tabla de contenido

AGRADECIMIENTOS.....	II
1. INTRODUCCIÓN	1
1.1. ANTECEDENTES: SERPENTINITAS Y CONTENIDOS DE METALES NOBLES	1
1.1.1. <i>Serpentinitas</i>	1
1.1.2. <i>Los metales nobles</i>	4
1.2. ROCAS ULTRAMÁFICAS DEL CENTRO-SUR DE CHILE: CONOCIMIENTO PREVIO Y DATOS SOBRE CONTENIDO DE METALES NOBLES	6
1.3. OBJETIVOS	8
1.3.1. <i>Objetivo General</i>	8
1.3.2. <i>Objetivos específicos</i>	8
1.4. HIPÓTESIS DE TRABAJO.....	8
2. MARCO GEOLÓGICO	9
2.1. GEOLOGÍA REGIONAL	9
3.1.1. <i>Serie Oriental</i>	10
3.1.2. <i>Serie Occidental</i>	10
3.2. GEOLOGÍA LOCAL	12
3. METODOLOGÍA	14
3.1 ANÁLISIS DE METALES NOBLES EN ROCA TOTAL	14
3.2 PREPARACIÓN Y ESTUDIOS DE MICROSCOPIA DE CORTES TRANSPARENTES	15
3.3 MICROSCOPIO ELECTRÓNICO DE BARRIDO (SEM)	17
3.4 MICROSONDA ELECTRÓNICA (EMPA)	18
3.5 ESPECTROSCOPIA RAMAN	19
4. RESULTADOS.....	21
5.1. PETROGRAFÍA, MINERALOGÍA Y CLASIFICACIÓN DE LAS MUESTRAS	21
5.1.1. <i>Quitratué</i>	21
5.1.2. <i>Voipire</i>	27
5.1.3. <i>Palo Blanco</i>	30
5.1.4. <i>Camán</i>	34
5.3 MINERALOGÍA DE SULFUROS	41
5.3.1. <i>Quitratué</i>	41
5.3.2. <i>Voipire</i>	43
5.3.3. <i>Palo Blanco</i>	46
5.3.4. <i>Camán</i>	50
5.3 DISTRIBUCIÓN DE METALES NOBLES EN ROCA TOTAL	51
5.3.1. <i>Quitratué</i>	51
5.3.2. <i>Voipire</i>	52
5.3.3. <i>Palo Blanco</i>	53
5.3.4. <i>Camán</i>	54
5. DISCUSIÓN	55
6.1. ASOCIACIONES MINERALÓGICAS Y PETROGRAFÍA	55

6.2. RELACIÓN DE LAS FASES DE FE-NI-CO-S Y TEMPERATURAS ESTIMADAS	58
6.3 MOVILIDAD DE METALES NOBLES DURANTE EL METAMORFISMO DE ROCAS ULTRAMÁFICAS	62
6. CONCLUSIÓN	67
7. BIBLIOGRAFÍA	68
ANEXOS.....	73
ANEXO A.....	74
<i>Resultados de análisis de EGP.</i>	74
ANEXO B.....	75
<i>Resultados de análisis de microsonda electrónica para sulfuros.</i>	75
ANEXO C.....	77
<i>Tablas de descripciones ópticas de cortes transparentes pulidos.</i>	77
ANEXO D.....	88
<i>Resultados análisis SEM.</i>	88

Tabla de figuras

Figura 1. Diagrama de estabilidad de fases ligadas a serpentinas. Modificado de Scamberulli et al. (2004). Opx: ortopiroxeno; Trm: tremolita.	2
Figura 2. Esquema de los diferentes ambientes donde se pueden crear serpentinitas. 1. Serpentinitas abisales, hidratadas en la zona de dorsales meso-oceánicas. 2. Serpentinitas subductadas las cuales se crean por la subducción de sedimentos marinos hidratados. 3. Serpentinitas de cuña astenosférica las cuales se forman por la deshidratación de la cuña mantélica. Modificado de Kerrick et al. 2002.	3
Figura 3. Campo de serpentinitas (Leblanc y Fisher, 1990), como referencia la composición del manto promedio (Sun, 1982). Datos por separado del crisotilo son de (1) Fisher (1988) y (2) Oshin y Crocket (1982). Modificado de Leblanc (1991).	5
Figura 4. Distribución de la Serie Oriental y Occidental definidas por Aguirre et al. (1972) y afloramientos estudiados. Modificado de Alfaro (1982).	9
Figura 5. Recorrido P-T de las rocas de la Series Oriental y Occidental (Modificado de Willner et al., 2005).	11
Figura 6. Imagen de Google Earth, indicando el área de estudio y los afloramientos de serpentinitas más estudiados. 1. La Cabaña, 2. Quitratué, 3. Voipire, 4. Palo Blanco, 5. Camán, 6. Los Ulmos y 7. Morro Bonifacio.	12
Figura 7. Fotos del afloramiento de Camán. Foto de la izquierda, afloramiento en la ruta (CAM16-2), foto de la derecha afloramiento en la zona más alta (CAM16-1).	13
Figura 8. Microscopio óptico modelo Olympus BX51, utilizado para descripciones.	16
Figura 9. Equipo SEM, Departamento de Geología, Universidad de Chile.	17
Figura 10. Espectros de los minerales de las serpentinas. A) espectro de la antigorita. B) espectro de la lizardita. C) espectro del crisotilo. Modificado de Rinaudo y Gastaldi (2003).	20
Figura 11. Fotos de microscopio óptico a nicoles paralelos y nicoles cruzados respectivamente. Fotos de Quitratué (QT16-1 y QT16-3). A y B matriz de antigorita (Atg). C y D vetilla de carbonato (Cb) y lizardita (Lz). E y F vetilla de talco (Tlc). G y H Vetilla de carbonato (Cb).	22
Figura 12. Fotos de microscopio óptico a nicoles paralelos y nicoles cruzados respectivamente. Fotos de Quitratué (QT16-3 y QT16-5). A y B bastita de piroxeno con antigorita (Atg). C y D Olivino (Ol) y antigorita (Atg) intercrecidos. E y F Olivino (Ol) y antigorita (Atg) intercrecidos.	23
Figura 13. Espectro Raman obtenido de bastita de piroxeno alterado a antigorita. Fotos de Quitratué (QT16-3). Punto rojo indica lugar donde se hizo el análisis.	24
Figura 14. Espectro Raman obtenido de la matriz de antigorita. Fotos de Quitratué (QT16-1). Punto rojo indica lugar donde se hizo el análisis.	25
Figura 15. Fotos de microscopio óptico a nicoles paralelos y nicoles cruzados respectivamente. Fotos de Quitratué (QT16-1 y QT16-4). A y B Vetilla de carbonato (Cb) y lizardita (Lz) en matriz de antigorita (Atg). C y D olivino (Ol) en matriz de antigorita (Atg).	26
Figura 16. Fotos de microscopio óptico a luz reflejada. Fotos de Quitratué (QT16-1, QT16-3 y QT16-5). Magnetita (Mag) y cromita porosa con magnetita, ambas intercrecidas con antigorita.	26
Figura 17. Fotos de microscopio óptico a nicoles paralelos y nicoles cruzados respectivamente. Fotos de Voipire (VP16-1 y VP16-6). A y B matriz de cristales de olivinos (Ol). C y D olivino (Ol) encerrando a cristal de antigorita (Atg). E y F mineral de carbonato (Cb) en matriz de antigorita (Atg).	28
Figura 18. Fotos de microscopio óptico a nicoles paralelos y nicoles cruzados y con placa de yeso respectivamente. Fotos de Voipire (VP16-6). Matriz y vetilla de antigorita (Atg), en C se	

puede observar las diferentes orientaciones de los cristales de antigorita de la matriz y de la vetilla.	29
Figura 19. Espectro Raman obtenido de una vetilla de antigorita. Fotos de Voipire (VP16-6). Punto rojo indica lugar donde se hizo el análisis.	29
Figura 20. Fotos de microscopio óptico con luz reflejada. Fotos de Voipire (VP16-6). Núcleos de cromita (Cr) con halo de ferricromita y magnetita (Mag) intercrecida con antigorita (Atg).	30
Figura 21. Fotos de microscopio óptico a nicols paralelos y nicols cruzados respectivamente. Fotos de Palo Blanco (PB16-1A y PB16-3). A y B vetillas de antigorita (Atg) en matriz de antigorita (Atg). C y D bastita de piroxeno en matriz de antigorita (Atg).	31
Figura 22. Espectro Raman obtenido de la matriz de antigorita. Fotos de Palo Blanco (PB16-3). Punto rojo indica lugar donde se hizo el análisis.	32
Figura 23. Espectro Raman de vetilla de antigorita. Fotos de Palo Blanco (PB16-1A). Punto rojo indica lugar donde se hizo el análisis.	33
Figura 24. Fotos de microscopio óptico con luz reflejada. Fotos de Palo Blanco (PB16-1A y PB16-1B). Cromita (Cr) con halo de alteración de cromita porosa, ferricromita y magnetita (Mag) intercrecida con antigorita (Atg)	34
Figura 25. Fotos de microscopio óptico a nicols paralelos y nicols cruzados respectivamente. Fotos de Camán (CAM16-1). A y B Textura coronítica de antigorita (Atg) en un borde de una bastita. C y D cristal de carbonato (Carb) en matriz de antigorita (Atg). E y F bastita de piroxeno alterado a antigorita en matriz de antigorita (Atg).	35
Figura 26. Espectro Raman obtenido de la matriz de antigorita. Fotos de Camán (CAM16-1). Punto rojo indica lugar donde se hizo el análisis.	36
Figura 27. Fotos de microscopio óptico a nicols paralelos y nicols cruzados respectivamente. Fotos de Camán (CAM16-2). A y B matriz de antigorita con textura de malla y en cinta. C y D vetillas 1 de antigorita (Atg) en matriz de antigorita. E y F vetillas 2 de antigorita (Atg) en matriz de antigorita (Atg).	37
Figura 28. Fotos de microscopio óptico a nicols paralelos y nicols cruzados respectivamente. Fotos de Camán (CAM16-2). A y B vetilla de talco (Tlc) en matriz de antigorita (Atg). C y D vetillas 1 de antigorita (Atg) junto a flogopita (?) en matriz de antigorita (Atg).	38
Figura 29. Espectro Raman obtenido de las vetillas 2 de antigorita. Fotos de Camán (CAM16-1). Punto rojo indica lugar donde se hizo el análisis.	39
Figura 30. Fotos de microscopio óptico con luz reflejada de cromita (Cr) con halo de cromita porosa y magnetita (Mag), en C también se observan sulfuros dentro de la magnetita. Fotos de Camán (CAM16-1 y CAM16-2).	40
Figura 31. Microfotografía de electrones retrodispersados obtenida usando SEM. Fotos de Quitratué (QT16-4 y QT15-5). Mlr=millerita, Hzl=heazlewoodita, Pn=pentlandita, Atg=antigorita.	41
Figura 32. Diagrama ternario del sistema Fe-Ni+Co-S mostrando composición de los sulfuros de la muestra QT16-5 analizada con microsonda y la muestra QT16-4 analizada con SEM. Modificado de Craig (1973).	42
Figura 33. Microfotografía de electrones retrodispersados obtenida usando SEM. Fotos de Voipire (VP16-1). Pn=pentlandita, Mag=magnetita, Atg=antigorita, Ol=olivino, Si-Mg-O-S-Co-Fe-Ni= fase no identificada.	44
Figura 34. Diagrama ternario del sistema Fe-Ni+Co-S mostrando composición de los sulfuros de la muestra VP16-1 analizada con microsonda y SEM. Modificado de Craig (1973).	45
Figura 35. Microfotografía de electrones retrodispersados obtenida usando SEM. Fotos de Palo Blanco (PB16-1A y PB16-1B). Hzl=heazlewoodita, Mlr=millerita, Mag=magnetita, Atg=antigorita.	47

Figura 36. Microfotografía de electrones retrodispersados obtenida usando SEM. Fotos de Palo Blanco (PB16-1A). Hzl=heazlewoodita, Mrl=millerita, Atg=antigorita.	48
Figura 37. Diagramas ternarios del sistema Fe-Ni-S mostrando composición de los sulfuros de las muestras PB16-1A y PB16-3 analizadas con microsonda y las muestras PB16-1A y PB16-1B analizadas con SEM. Modificado de Craig (1973).	49
Figura 38. Fotos de microscopio óptico con luz reflejada. Fotos de Camán (CAM16-1 y CAM16-2). Se observan sulfuros (Sulf) junto a magnetita (Mag).	50
Figura 39. Patrones de EGP+Au de las muestras de Quitratué normalizados según C1 de Mc Donough y Sun (1995). Flecha gris indica que el contenido de estos elementos es el del límite de detección por lo cual podría ser inferior o igual al indicado.	51
Figura 40. Patrones de EGP+Au de las muestras de Voipire normalizados según C1 de Mc Donough y Sun (1995). Flecha gris indica que el contenido de estos elementos es el del límite de detección por lo cual podría ser inferior o igual al indicado.	52
Figura 41. Patrones de EGP+Au de las serpentinitas de antigorita de Palo Blanco normalizados según C1 de Mc Donough y Sun (1995).	53
Figura 42. Patrones de EGP+Au de las serpentinitas de antigorita de Camán normalizados según C1 de Mc Donough y Sun (1995). Flecha gris indica que el contenido de estos elementos es el del límite de detección por lo cual podría ser inferior o igual al indicado.	54
Figura 43. Esquema explicativo sobre la localización máxima alcanzada en profundidad de las muestras de cada localidad estudiada.	58
Figura 44. Microfotografía de electrones retrodispersados obtenida usando SEM. Foto de Quitratué (QT16-4). Mlr=millerita, Hzl=heazlewoodita, Pn=pentlandita.	59
Figura 45. Gráfico de clasificación de pentlandita según su composición. Modificado de Kaneda et al. (1986).	60
Figura 46. Patrón de metales preciosos para serpentinitas de antigorita y olivino metamórfico y serpentinitas de antigorita. Normalizados según C1 de Mc Donough y Sun (1995). Flecha gris indica que el contenido de estos elementos es el del límite de detección por lo cual podría ser inferior o igual al indicado.	62
Figura 47. Gráfico de patrones normalizados para serpentinitas de antigorita y olivino metamórfico y serpentinitas de antigorita, junto a campo referencial de serpentinas con protolito de cuña mantélica. Los datos fueron recopilados de Hattori y Guillot (2007); Guillot (2001); Blanco-Quintero et al.(2011); Walker et al.(2007) y Saumur et al.(2009). Los patrones fueron normalizados al condrito C1 según Mc Donoug y Sun (1995).	63
Figura 48. Gráfico de patrones normalizados para serpentinitas de antigorita y olivino metamórfico y serpentinitas de antigorita, junto a campo referencial de serpentinas con protolito de peridotitas abisales. Los datos fueron recopilados de Hattori y Guillot (2007); Blanco-Quintero et al.(2011) y Saumur et al.(2009). Los patrones fueron normalizados al condrito C1 según Mc Donoug y Sun (1995).	64
Figura 49. Gráfico de comparación entre el campo de patrones de EGP para serpentinas de peridotitas mantélicas y plutónicas del complejo ofiolítico de Bou-Azzer (Leblanc y Fisher (1990)) y los datos obtenidos de las muestras estudiadas, serpentinitas de antigorita y olivino metamórfico y serpentinitas de antigorita.	65

Índice de tablas

Tabla 1. Errores asociados a los resultados de microsonda.	18
Tabla 2. Peaks máximos relacionados a cada mineral de las serpentinas. (Rinaudo y Gastaldi, 2003).	19
Tabla 3. Resumen de asociaciones minerales en cada localidad. Atg: antigorita, Mag: magnetita, Mlr: millerita, Hzl: heazlewoodita, Ol: olivino, Pn: pentlandita, Cb: carbonatos, Sulf: sulfuros.	55
Tabla 4. Clasificación de muestras según su contenido en olivino metamórfico.	55
Tabla 5. Resultados de análisis de metales nobles según el método nickel sulfide fire assay collection.	74
Tabla 6. Tabla de resultados de análisis de microsonda total para muestras de heazlewoodita.	75
Tabla 7. Tabla de resultados de análisis de microsonda total para muestras de millerita.	75
Tabla 8. Tabla de resultados de análisis de microsonda total para muestras de pentlandita.	76

1. Introducción

1.1. Antecedentes: serpentinitas y contenidos de metales nobles

1.1.1. Serpentinitas

Las serpentinitas son rocas metamórficas que se originan durante la hidratación de peridotitas generalmente a temperaturas inferiores a 700°C (Figura 1). Durante la hidratación de la roca ultramáfica tiene lugar un aumento del volumen de aproximadamente un 50% así como una pérdida de densidad; de 3.3 gr/cm³ en la peridotita a 2.7 gr/cm³ en la serpentinita (Bach *et al.*, 2004, 2006; Bucher y Grapes, 2011; Jamtveit y *Austrheim*, 2010).

Los minerales del grupo de la serpentina que se forman durante la hidratación del olivino son lizardita, crisotilo y antigorita. La lizardita (Lz) y el crisotilo (Ctl) suelen formarse a temperaturas menores a 350°C, y bajas presiones (< 2 GPa) con bajas actividades de sílice en el sistema (Barnes and O'Neil, 1969; Wicks y Whittaker, 1975; Frost y Beard, 2007). En cambio la antigorita es estable a mayores temperaturas (>500°C), presiones (> 3 GPa) y actividades de sílice. Las serpentinitas compuestas fundamentalmente por antigorita son estables generalmente en facies de las anfibolitas, esquistos azules o eclogitas (Bucher y Grapes, 2011; Reynard, 2013).

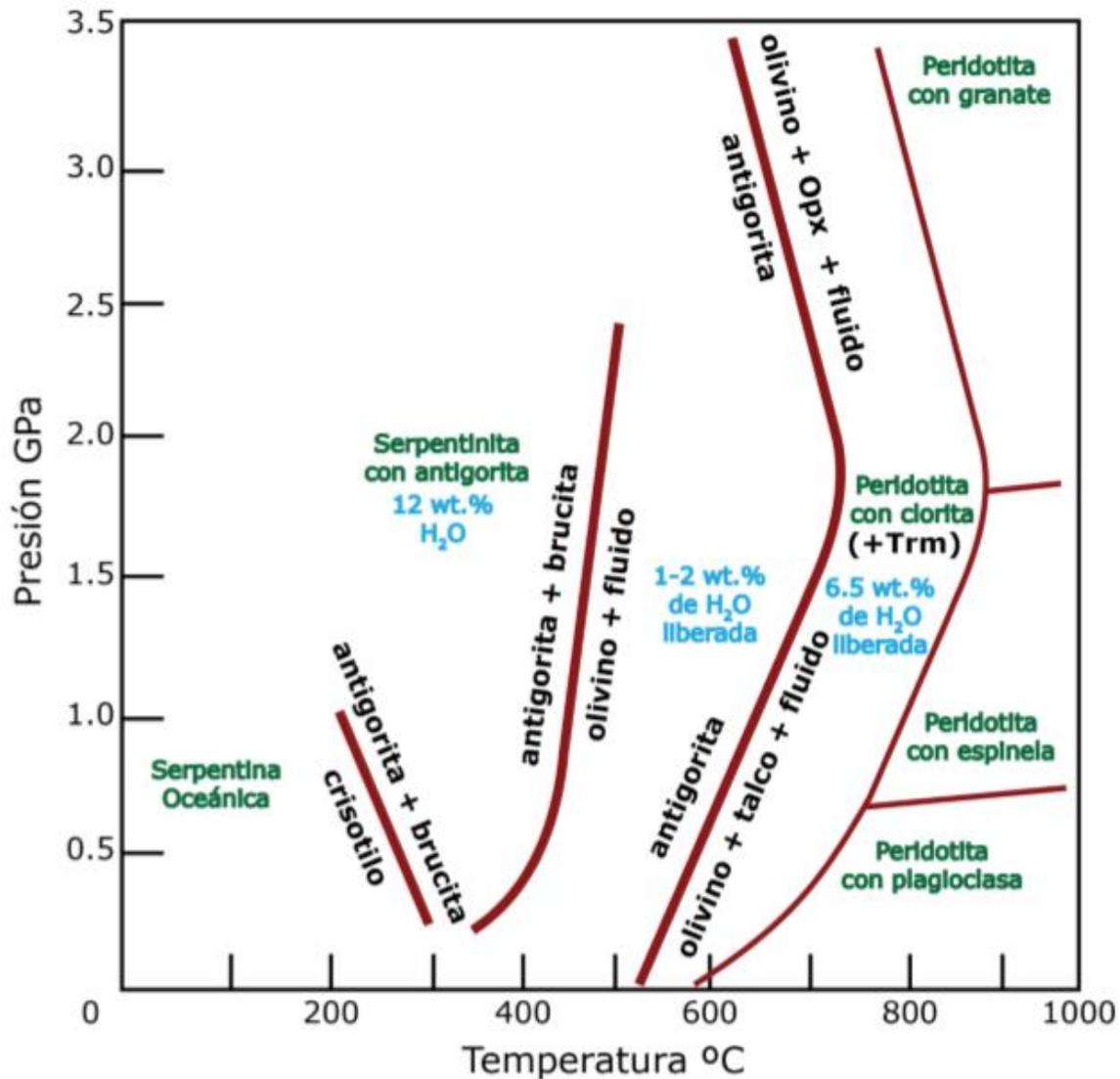


Figura 1. Diagrama de estabilidad de fases ligadas a serpentinas. Modificado de Scambrulli et al. (2004). Opx: ortopiroxeno; Trm: tremolita.

La serpentización de rocas ultramáficas de origen mantélico puede ocurrir en tres contextos geotectónicos diferentes (Bucher y Grapes, 2011):

- Cuencas oceánicas abisales donde el agua del mar llega a penetrar e interactuar a través de discontinuidades con las peridotitas más someras del manto superior.
- En zonas de suprasubducción donde fluidos derivados de la deshidratación de sedimentos pueden llegar a infiltrar peridotitas relativamente frías en zonas de ante-arco.
- En la corteza, donde la serpentización ocurre durante la colisión o subducción de placas.

Las serpentinitas formadas en las cuencas oceánicas abisales derivan, como se ha mencionado anteriormente, de peridotitas exhumadas en dorsales meso-oceánicas y que han llegado a interactuar con agua marina (i.e., serpentinitas abisales; 1 en Figura 2). Las serpentinitas de zona de suprasubducción corresponden a peridotitas metamorizadas en condiciones generalmente de mayor presión a partir de la infiltración de fluidos desde la placa subductante y de los sedimentos marinos (i.e., serpentinitas de cuña; 2 en Figura 2). Finalmente existe un tercer tipo transicional entre los dos anteriores que se forma en las discontinuidades producidas por la flexura de la placa que subduce en la zona inmediatamente anterior a la fosa en zonas de subducción (i.e., serpentinitas subducidas; 3 en Figura 2) (Kerrick, 2002; Deschamps, 2011; Li y Lee, 2006).

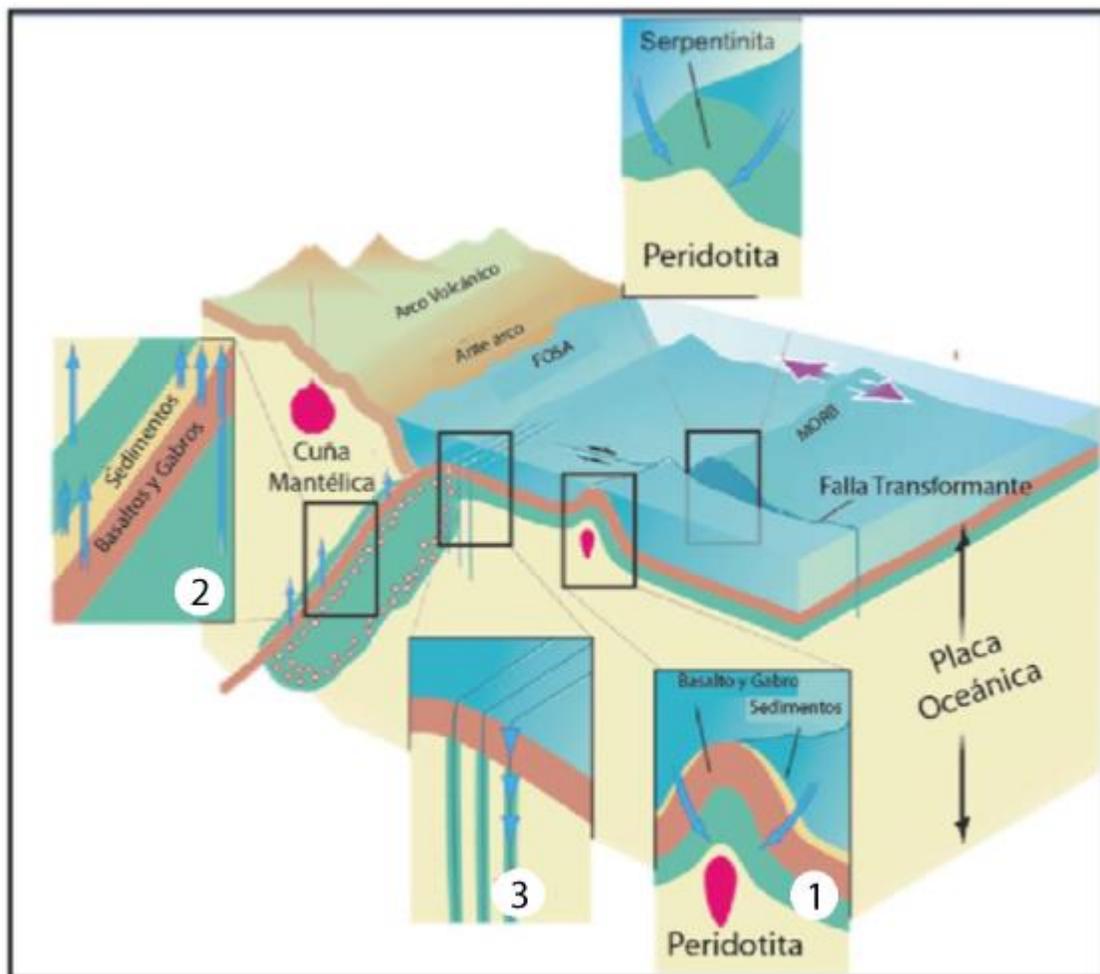


Figura 2. Esquema de los diferentes ambientes donde se pueden crear serpentinitas. 1. Serpentinitas abisales, hidratadas en la zona de dorsales meso-oceánicas. 2. Serpentinitas subducidas las cuales se crean por la subducción de sedimentos marinos hidratados. 3. Serpentinitas de cuña astenosférica las cuales se forman por la deshidratación de la cuña mantélica. Modificado de Kerrick et al. 2002.

En las zonas de subducción la hidratación ocurre cuando se está creando la dorsal oceánica y cuando empieza la subducción, gracias al ingreso de agua marina en fallas normales creadas por la extensión de la placa. Esta hidratación puede quedar guardada en poros y fracturas como también asociadas a la mineralogía (químicamente) de los sedimentos oceánicos. Luego, en los primeros kilómetros de subducción se liberan primero los fluidos de poros y fracturas, luego los fluidos intersticiales de minerales de los sedimentos marinos y finalmente fluidos liberados de la deshidratación de serpentinitas subductadas (Worszewski *et al.*, 2011).

1.1.2. Los metales nobles

Los metales nobles o preciosos incluyen al oro (Au) y los elementos del grupo del platino (EGP: Osmio (Os), Iridio (Ir), Rutenio (Ru), Rodio (Rh), Platino (Pt) y Paladio (Pd)). Estos elementos son estudiados por dos intereses principales, económicos; para orfebrería, electrónica y tecnología y científicos; ya que son indicadores de procesos petrogenéticos.

Los EGP se dividen en dos grupos (Keasy; 1995): (1) subgrupo del Iridio (EGP-I), compuesto por Os, Ir y Ru, los cuales son refractarios y tienden a quedar retenidos en el remanente producido tras los procesos de fusión parcial; (2) subgrupo del Platino (EGP-P), compuesto por Rh, Pd y Pt, los cuales se concentran preferentemente en la fase fundida formada durante los procesos de fusión. Al igual que los EGP, el Au presenta una gran afinidad por las fases metálicas y sulfuradas, es decir, son altamente siderófilos y calcófilos. De hecho el fraccionamiento magmático de los metales nobles depende en gran medida de la segregación de fases sulfuradas durante los procesos de cristalización fraccionada que afectan a los magmas. Sin embargo, no solo los procesos magmáticos producen fraccionamiento entre los diferentes metales nobles, sino que también lo pueden llegar a producir los procesos de alteración hidrotermal que suelen afectar las rocas ultramáficas que los contienen. Según Leblanc (1991) Au, Pd y Pt son fácilmente movilizados por fluidos hidrotermales que producen la serpentinitización de rocas ultramáficas, incluso hasta niveles económicos en serpentinitas carbonáticas y en zonas ricas en sulfuros y arseniuros (Figura 3).

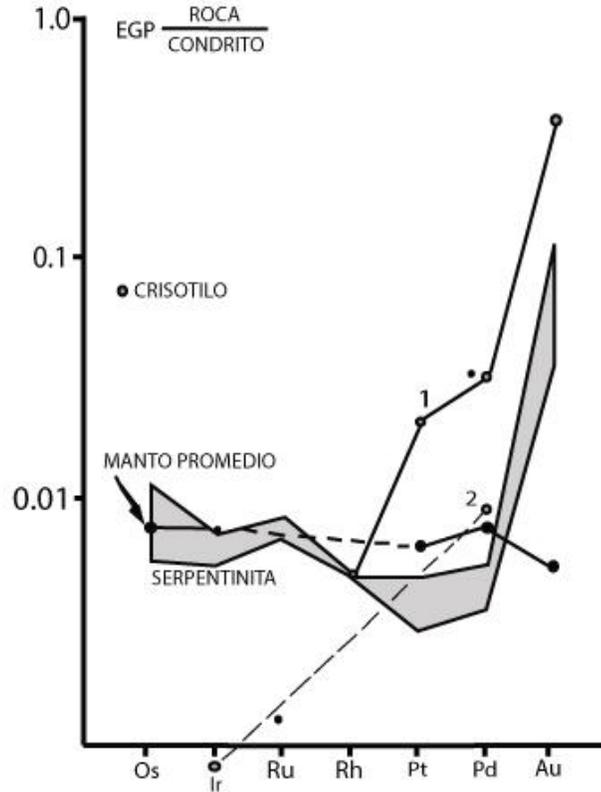


Figura 3. Campo de serpentinitas (Leblanc y Fisher, 1990), como referencia la composición del manto promedio (Sun, 1982). Datos por separado del crisotilo son de (1) Fisher (1988) y (2) Oshin y Crocket (1982). Modificado de Leblanc (1991).

Existen diferentes agentes transportadores para los EGP en fluidos hidrotermales, en especial para el Pd y Pt los cuales son los más móviles. Los principales ligantes son los complejos bisulfurados, seguidos por los complejos clorurados y finalmente hidroxilos y de amoníaco (Wood *et al.*, 1989). Las temperaturas estimadas para las cuales los fluidos hidrotermales movilizan a los EGP es un rango muy amplio, pero generalmente para temperaturas menores a los 500°C y en su mayoría similares a 300-350°C. En soluciones acidas a neutras y condiciones reductoras a moderadamente oxidantes el Pd y Pt se transportan como complejos bisulfurados a 300°C. En condiciones extremadamente acidas y oxidantes se transportan como complejos clorurados (Wood y Normand, 2008).

1.2. Rocas ultramáficas del Centro-Sur de Chile: conocimiento previo y datos sobre contenido de metales nobles

Barra (1996) caracterizó petrográficamente algunos de los cuerpos ultramáficos que afloran en la IX región de la Araucanía (Antiquina, Gorbea, la Cabaña, Quitratué, Voipire, Los Ulmos y Camán). Este autor describió wherlitas en Antiquina, harzburgitas en Quitratué, Voipire, Gorbea y Los Ulmos, y dunitas en la Cabaña y Gorbea.

De entre esos cuerpos, los mejor estudiados, debido a la mayor extensión y calidad de los afloramientos son los que se encuentran en el área de la Cabaña. Barra *et al.* (1998) sugirió un emplazamiento diapírico para las serpentinitas de Centinela Bajo (parte oeste del afloramiento serpentinitico de La Cabaña) y un emplazamiento controlado por fallas para el cuerpo serpentinitico de Centinela Alto (parte este del afloramiento serpentinitico de La Cabaña), concluyendo que el origen de las cromitas y rocas ultramáficas reside en el desarrollo de una cuenca marginal en un arco de islas oceánico. Höfer *et al.*, (2001), realizó un estudio sobre el emplazamiento de las rocas ultramáficas y sus encajantes metamórficos, interpretando que los protolitos de las rocas de La Cabaña tienen su origen en el desarrollo de una cuenca de tras arco. Su análisis se basó en el estudio de las foliaciones y diferentes deformaciones sufridas por estas rocas, descubriendo 5 fases de deformación diferentes.

Galdámez (2009) realizó un estudio sobre los elementos EGP en las rocas ultramáficas de La Cabaña, encontrando inclusiones primarias de EGP en cromitas, las cuales estaban enriquecidas en EGP-I por sobre EGP-P, lo cual es típico en cromitas de complejos ofiolíticos. Las aleaciones de Os, Ir, Ru y Laurita (RuS_2) sugieren condiciones de formación de alta temperatura y baja fugacidad de S_2 indicando alto grado de fusión parcial del manto. Además concluye un posible ambiente de arco de islas, paralelo al margen de Gondwana, lo que concuerda con trabajos previos de Barra *et al.*, 1998 y Höfer *et al.*, 2001).

Hernández (2015) realizó un estudio sobre la Geología y petrogénesis de los cuerpos de peridotita serpentinizada presentes en la localidad de La Cabaña, con el objetivo de aportar nuevos antecedentes sobre el origen del complejo ofiolítico y su relación con la evolución de las rocas metamórficas de la Serie Occidental. Sus resultados sugieren que las condiciones de cristalización de las cromitas fueron a temperaturas entre 1100 a 1200°C y a baja fugacidad de S. La serpentización de esta zona fue a temperaturas inferiores a los 400°C. Este autor sugirió que la alteración de las cromitas y la serpentización de los cuerpos ultramáficos son reflejo del mismo proceso metamórfico que afectó a la Serie Occidental.

Más recientemente González-Jiménez *et al.* (2014, 2015) estudiaron la mineralización de EGP en las cromititas de la Cabaña reportando apreciables cantidades de EGP (hasta 347 ppb en total de EGP y hasta 24 ppb de Au) como inclusiones en minerales del grupo del platino y como oro nativo. La mayoría de los minerales del grupo del platino presentes en las cromititas porosas fueron recristalizados o formados durante la infiltración de los fluidos hidrotermales metamórficos. El oro fue encontrado solamente en cromititas porosas o en fracturas, lo que le da un origen secundario relacionado al metamorfismo. Geotermometría en clorita asociada al metamorfismo entrega temperaturas desde los 430°C hasta 188°C. Finalmente se concluye que el origen de la mineralización de los (EGP-Au) ± Ni-As-Sb está directamente relacionada al metamorfismo de las cromititas desarrolladas en un prisma de acreción.

A pesar de la literatura anteriormente reseñada no existe información de la distribución de los metales nobles en las serpentinitas, particularmente en relación con los posibles diferentes grados de metamorfismo que han formado dichas rocas a partir de diferentes protolitos de peridotitas. Los trabajos existentes de detalle sobre los cuerpos de serpentinitas conocidos en la Cordillera de la costa se adscriben principalmente a la geoquímica de elementos litófilos y mineralogía de fases silicatadas y óxidos. Entre los trabajos más recientes se incluyen las memorias de Título de Eduardo Salazar (2015) y la Tesis de Magister de Felipe Orellana (2016). Salazar (2015), realizó un estudio de los afloramientos de Quitratué, Voipire y Palo Blanco. La mineralogía primaria reconocida en Voipire consiste de forsterita y clinopiroxeno, además de carbonatos, serpentina y opacos (magnetita). El tipo de serpentina presente es antigorita. Quitratué y Cuchal presenta las mismas fases minerales que Voipire, es decir piroxenos y olivinos (forsterita), pero este último en menor proporción que en Voipire (Salazar *et al.*, 2012). El grado de serpentinitización es en la mayoría de los casos un 100%, mientras que aquellas muestras con mineralogía relictas, la serpentinitización alcanza sobre un 70%. Se determinó mediante isótopos de Cloro que los fluidos de origen sedimentario (fluidos atrapados en poros) fueron los responsables de la alteración de las serpentinitas de Voipire, mientras que aquellos de Centinela (La Cabaña) y Los Ulmos procedieron de una fuente marina. Así mismo este autor concluye que los tres cuerpos pertenecían a diferentes porciones de *melange* serpentinitico. El protolito de las serpentinitas serían dunitas y el modelo asociado sería similar al modelo de acreción basal (Willner *et al.*, 2005) y a los modelos convectivos para canales de subducción. Se estimaron unas condiciones de presión y temperatura de metamorfismo superiores a 450°C a profundidades estimadas de 50 km. Se determina, de forma general, un metamorfismo de bajo grado en las localidades de Voipire, Quitratué y Cuchal, en esta última encontrándose un mayor porcentaje de mineralogía primaria en relación a las dos primeras. Sumado a ello, es posible encontrar mineralogía secundaria del tipo serpentina, fundamentalmente antigorita (Salazar *et al.*, 2012).

1.3. Objetivos

1.3.1. Objetivo General

Este estudio tiene como objeto definir y clasificar patrones de distribución de metales nobles en rocas ultramáficas que presentan diferentes grados de serpentización en el prisma accrecionario Paleozoico de la Cordillera de la Costa Chilena. Las rocas objeto de este estudio afloran en la Cordillera de la Costa entre los 39.11° y 40.04° Sur, ubicada en las regiones de La Araucanía y Los Ríos.

1.3.2. Objetivos específicos

- Identificar los distintos minerales formadores de las serpentinitas con el objeto de contrastar sus posibles protolitos, procesos y condiciones metamórficas que las originaron.
- Determinar los contenidos de metales nobles en los distintos tipos de serpentinitas formadas por metamorfismo de peridotitas encajadas.
- Definir y caracterizar aquellos minerales que potencialmente podrían llegar a concentrar a los metales nobles.

1.4. Hipótesis de trabajo

La distribución de los metales nobles en los protolitos peridotíticos se ve significativamente afectada durante el metamorfismo hidratado. La mayor movilidad de los metales nobles en las rocas ultramáficas se asocia con el mayor grado de metamorfismo alcanzado, y ello podría no estar directamente relacionado con el protolito original.

2. Marco Geológico

2.1. Geología regional

La zona de estudio pertenece desde el punto de vista geológico a la Cordillera de la Costa, llamada en esta parte Cordillera de Nahuelbuta. En esta zona de la Cordillera de la Costa afloran predominantemente rocas del Paleozoico Superior y Triásico Inferior y consiste principalmente en afloramientos de rocas metamórficas del basamento. Este basamento está constituido de dos cinturones de rocas metamórficas contiguas definidas por Aguirre *et al.* (1972). El cinturón más próximo a la cordillera de Los Andes es la Serie Oriental y la Serie Occidental es la situada hacia el Océano Pacífico como se muestra en la Figura 4. Aguirre *et al.* (1972) y Hervé (1974) al dividir el Basamento Metamórfico en 2 series, definieron la Serie Oriental compuesta por metagrauwacas, metapelitas, rocas córneas, y la Serie Occidental constituida por esquistos micáceos, metabasitas, serpentinitas y 'metacherts'. Hervé (1974) consideró que ambas series conforman un cinturón pareado del tipo circumpacífico descrito por Miyashiro (1961).

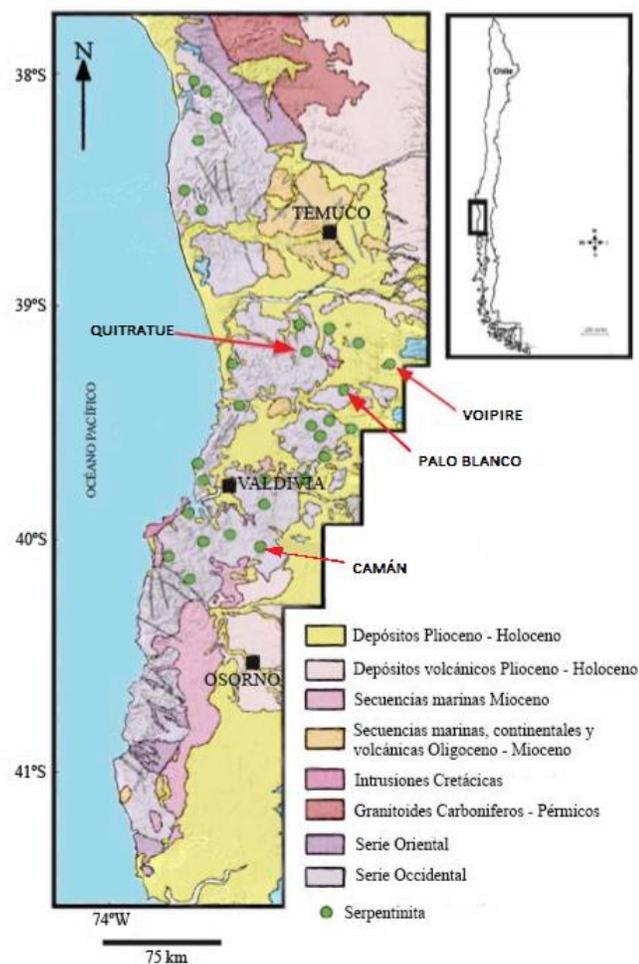


Figura 4. Distribución de la Serie Oriental y Occidental definidas por Aguirre *et al.* (1972) y afloramientos estudiados. Modificado de Alfaro (1982).

3.1.1. Serie Oriental

La Serie Oriental está compuesta por rocas metamórficas originadas en condiciones de alta temperatura y presión intermedia-baja. Las rocas pertenecientes a este cinturón metamórfico son principalmente meta-turbiditas grauváquicas con un desarrollo de foliación muy variable que van desde bajo grado (filitas y pizarras) hasta medio-alto grado (esquistos y gneises). Las rocas de la Serie Oriental representarían sedimentos relictos débilmente deformados de un margen pasivo que existió supuestamente durante el Devónico antes del inicio de la subducción según Willner *et al.* (2005).

Como consecuencia de la intrusión del Batolito de la Costa hace aproximadamente 350 Ma, se ha formado una aureola de metamorfismo de contacto en la que se diferencian tres zonas (González-Bonorino, 1970): biotita, andalucita y sillimanita, las cuales representan un aumento de la temperatura desde 400°C hasta 720°C y a una profundidad de 10 km, pasando de facies de esquistos verde a anfibolita y granulita, Figura 5. La zona de la Biotita presenta principalmente pizarras interestratificadas con metareniscas. La asociación mineralógica está representada por cuarzo-muscovita-clorita-albita y los principales minerales accesorios son turmalina, circón, magnetita y apatito. La zona de la Andalucita está representada principalmente por cuarcitas micáceas de grano fino y filitas. La asociación mineral principal es cuarzo-muscovita-biotita-albita. La zona de Sillimanita está representada por esquistos de mica nodular, fuertemente foliados con nódulos de albita de 1 a 2 mm de diámetro y granates. La asociación mineral principal es cuarzo-muscovita-clorita-albita ± granate.

3.1.2. Serie Occidental

La Serie Occidental representa un metamorfismo de alta-media presión y baja temperatura. Esta serie está formada por meta-grauvacas y meta-pelitas depositadas en un ambiente continental, rocas de origen oceánico entre las que se incluyen metabasitas, peridotitas con grados variables de serpentización y rocas meta-volcánicas de origen exhalativo. El grado de metamorfismo es bajo, correspondiendo a la facies de esquistos verdes, sin embargo, algunas rocas de esta serie registran metamorfismo en facies esquistos azules (350 ± 50 °C y 7-11 Kbar) (Figura 5) (Willner *et al.*, 2005; Barra *et al.*, 2014).

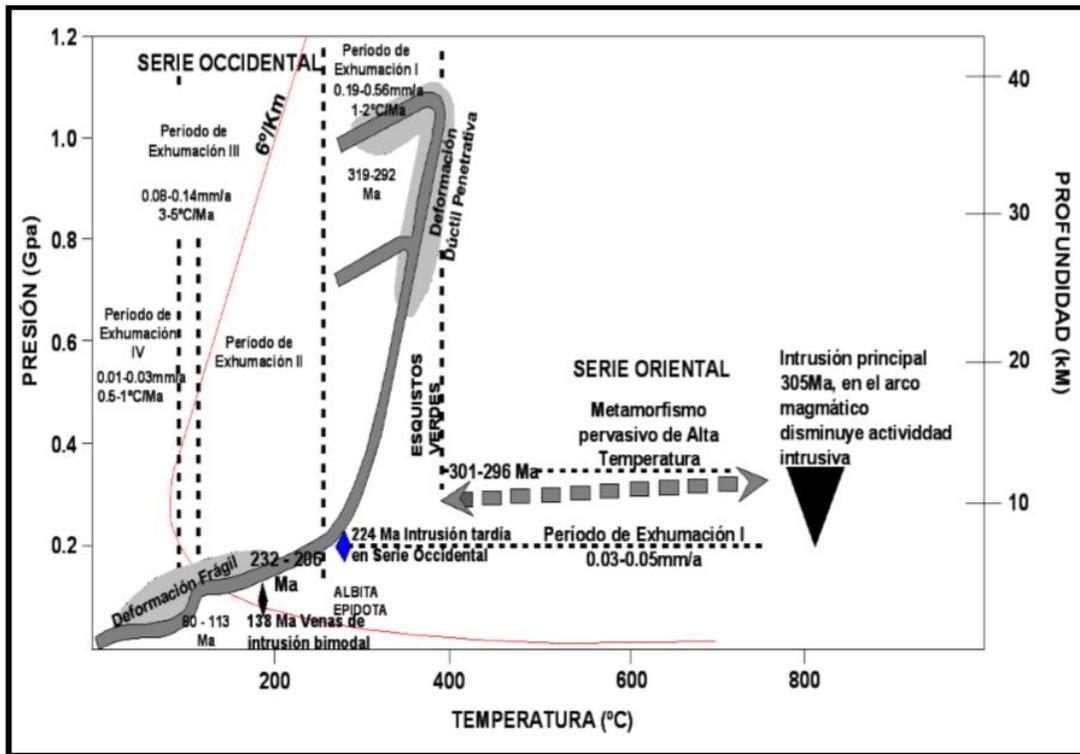


Figura 5. Recorrido P-T de las rocas de la Series Oriental y Occidental (Modificado de Willner et al., 2005).

3.2. Geología Local

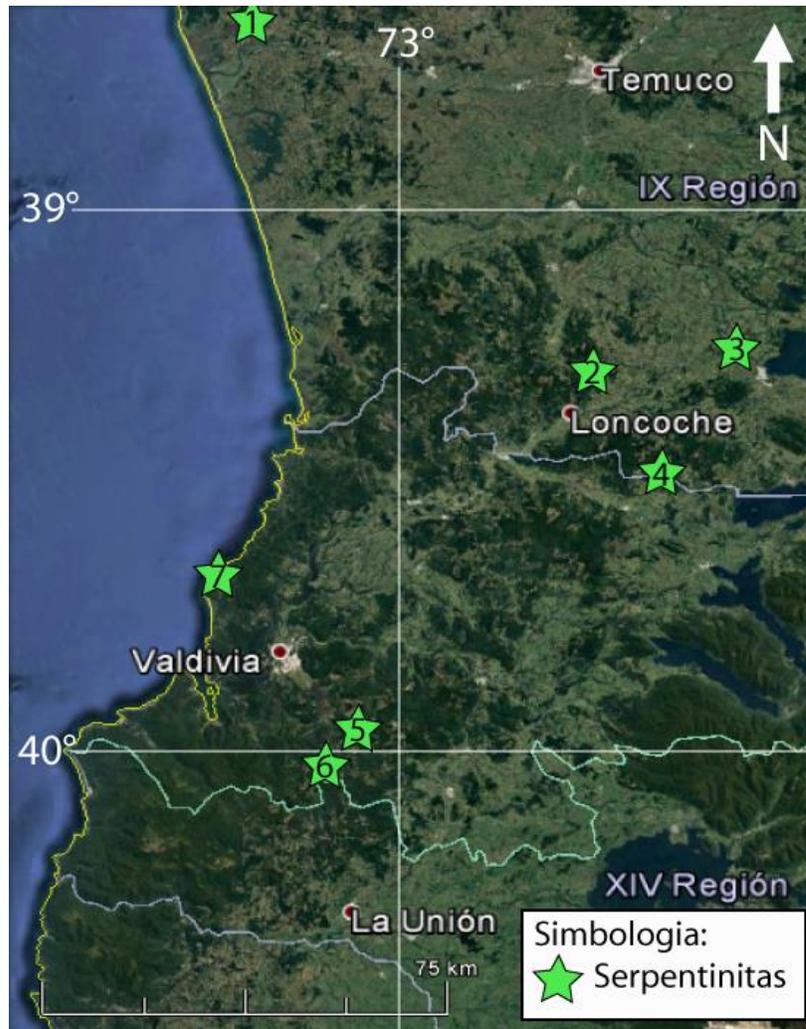


Figura 6. Imagen de Google Earth, indicando el área de estudio y los afloramientos de serpentinitas más estudiados. 1. La Cabaña, 2. Quitratué, 3. Voipire, 4. Palo Blanco, 5. Camán, 6. Los Ulmos y 7. Morro Bonifacio.

Las rocas ultramáficas objeto de este estudio afloran en forma de cuerpos de pequeños a medianos tamaño encajados en esquistos máficos y pelíticos del Complejo Metamórfico Bahía Mansa (Figura 4). Los afloramientos de serpentinitas estudiados se localizan entre las latitudes 39.11° y 40.04° ; y comprende las regiones de La Araucanía y de Los Ríos (Figura 4). Estos cuerpos se distribuyen de sur a norte, en las localidades de Cuesta Brava, San Carlos, Hueicolla, Los Ulmos, Camán, Morro Bonifacio, Los Ciruelos y Madre de Dios (Figura 6), emplazados según la foliación principal del Complejo Metamórfico Bahía Mansa (CMBM). En gran parte de los afloramientos estudiados, los contactos entre los cuerpos ultramáficos y los esquistos pelíticos y máficos son fallas de orientación NO-SE.

Los cuerpos objeto de este estudio son: Quitratué, Voipire, Palo Blanco y Camán. Las muestras obtenidas del cuerpo de **Quitratué** pertenecen a afloramientos ubicados en las laderas de los cerros Mirador y Tronador, como también a rodados encontrados en los faldeos de estos. Es importante notar que la mayoría de las muestras de serpentinita están alteradas posiblemente a minerales de arcilla del grupo de las hidrotalcitas, saponitas y/o coalingitas (O'Hanley, 1996) en menor o mayor medida, debido a la alteración meteórica. Las muestras representativas de **Voipire** corresponden a serpentinitas extraídas del cerro Voipire, a unos 15 km al oeste de Villarrica, donde se encontraron afloramientos en los cortes del camino, en lugares cercanos a este y en caminos locales utilizados por los vecinos de la zona. Las serpentinitas del cuerpo de **Palo Blanco** fueron obtenidas de caminos forestales en cerros ubicados a aproximadamente 10 km de la localidad de Loncoche, en el sector denominado "Palo Blanco". La mala condición de las vías y la gran cantidad de vegetación dificultaron la obtención de muestras que sólo se vio relegada a cortes de camino pertenecientes a la forestal Mininco. Estas mostraban una intensa alteración secundaria, foliación y plegamiento. Finalmente, el afloramiento de **Camán** (Figura 7) se ubica a orillas de la ruta 206 desde Valdivia al sur, y sobre él se desarrolla un potente suelo laterítico.



Figura 7. Fotos del afloramiento de Camán. Foto de la izquierda, afloramiento en la ruta (CAM16-2), foto de la derecha afloramiento en la zona más alta (CAM16-1).

3. Metodología

3.1 Análisis de metales nobles en roca total

El análisis de roca total para elementos del grupo del platino y oro se realizó en Genalysis Ltd. (Maddington, Australia Occidental) en un ICP-MS (*Inductively Coupled Plasma Mass Spectrometry*), esta técnica consiste en primero ionizar la muestra por efecto de un plasma de argón (plasma: volumen de gas con parte de sus átomos o moléculas ionizados). Luego, los iones producidos serán separados en base a su relación masa/carga en un espectrómetro de masas y posteriormente cuantificados por un detector multiplicador de electrones. Para poder utilizar en ICP-MS se tiene que aplicar primero el método “ensayo con fuego de recogida de sulfuro de níquel” siguiendo el método descrito por Chan y Finch (2001). En este método, 25 g de la muestra se fusiona con un fluido que contiene bórax, carbonato de sodio, sílice, óxido de níquel y azufre. La fusión se realizó a 1.200 °C para asegurar que todos los granos están completamente fundidos y que todos los EGP sean colectados por el método sulfuro de níquel. El residuo de la solución se disuelve con ácido clorhídrico a aproximadamente 100 °C. Los EGP y oro no disueltos son separados con una membrana filtradora de nitrato de celulosa y posteriormente es digerido con agua regia en tubos de ensayo de borosilicato sellados. La solución resultante se diluye con ácido nítrico v / v 10% y posteriormente es muy bien mezclada. La solución final se analiza en el ICP-MS Perkin Elmer / Sciex Elan 6000. Se utilizan seis soluciones estándar calibradas y todos los estándares y las muestras se enriquecieron con dos estándares internos para el control de deriva. Material de referencia internacionalmente certificado (*South African Reference SARM-7*) y estándares propios se usan en cualquier lote de análisis. Los isótopos de EGP medidos son ^{99}Ru , ^{101}Ru , ^{102}Ru , ^{103}Rh , ^{105}Pd , ^{106}Pd , ^{108}Pd , ^{189}Os , ^{193}Ir , ^{195}Pt , y ^{196}Pt . El Rh y el Au son mono-isotópicos por lo que se considera aceptable una variación máxima de 2% entre los resultados. Los resultados fueron corregidos por las interferencias producidas por los arguros de Ni y Cu. Los límites de detección son 2 ppb para Au, y 1 ppb para Os, Ir, Ru, Rh, Pt y Pd.

3.2 Preparación y estudios de microscopía de cortes transparentes

Las muestras de serpentinitas fueron cortadas con una sierra diamantada de borde continuo para sacarle la corteza alterada y meteorizada a cada muestra. Este trabajo fue realizado en el laboratorio de cortes transparentes de la Universidad de Chile.

Se cortaron las muestras de tal modo que se pudieran recuperar 4 bloques de aproximadamente 5 cm³, uno para realizar cortes transparentes, otro para realizar análisis de elementos de grupo del platino y los dos restantes para guardar como respaldo.

Se realizaron cortes transparentes de cada muestra con un espesor de 30 µm para poder hacer una descripción en microscopio y SEM. Estos cortes se mandaron a realizar al laboratorio del Departamento de Mineralogía y Petrología de la Universidad de Granada, España.

La petrografía de las rocas objeto de este estudio se realizó utilizando un microscopio Olympus BX51 perteneciente al laboratorio de microscopía óptica del CEGA (Figura 8). Se utilizó tanto en su modo de luz reflejada para observar sulfuros y minerales opacos como en luz transmitida para describir los minerales silicatados. Además se utilizó la cámara fotográfica junto al programa MShot Digital Imaging System para poder realizar fotografías de los cortes a través del microscopio óptico.



Figura 8. Microscopio óptico modelo Olympus BX51, utilizado para descripciones.

Asimismo, se realizaron escaneos de cada corte tanto con nicols paralelos como cruzados para poder tener un registro de los minerales presentes en cada uno de los cortes con el escáner “Epson Perfection V330 Photo”.

3.3 Microscopio electrónico de barrido (SEM)

El SEM es un microscopio de precisión que permite realizar imágenes de alta resolución de la superficie de la muestra. El único tratamiento previo para poder analizar la muestra es que la superficie sea conductora, por lo cual se le realiza un tratamiento de metalización con carbón en la superficie del corte transparente – pulido, el cual consiste en sublimar una punta de grafito para crear una fina película de carbono homogénea. Fue realizado con el equipo Cressington Carbon Coater 108 carbon/A en el laboratorio del SEM de la universidad de Chile.

Se utilizó el modelo FEI-Quanta 250 del departamento de Geología Universidad de Chile (Figura 9), para realizar microfotografías de electrones retrodispersados de alta resolución de los sulfuros y fases asociadas, con el objeto de identificar las diferentes fases, sus zonaciones y relaciones texturales. El análisis cualitativo de la composición química de las fases de interés se llevó a cabo a partir del análisis EDS, que se realizó usando el programa INCA (Inca x-act, Oxford Instruments) el cual compara los patrones obtenidos con los estándares internos del equipo.

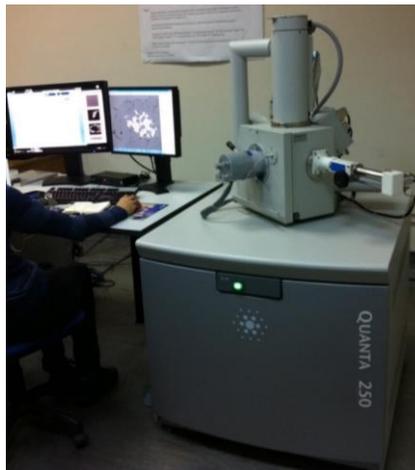


Figura 9. Equipo SEM, Departamento de Geología, Universidad de Chile.

3.4 Microsonda Electrónica (EMPA)

La microsonda es básicamente un microscopio electrónico de barrido diseñado y optimizado, que permite determinar la composición química de una sustancia sólida, en áreas muy pequeñas (a escala micrométrica), analizando un volumen del orden de $1\mu\text{m}^3$, pudiendo así identificar los minerales presentes en la muestra.

Es un método no destructivo, y se utilizó para determinar la composición cuantitativa de los sulfuros en los cortes pulidos. Los elementos analizados incluyen: S, Ni, Cu, Fe, Co, Pb, As y Sb. El equipo utilizado fue el JEOL del Centro Científico y Tecnológico de la Universidad de Barcelona (CCiTUB), operado a 20 kv, 20 nA y con un haz de $5\mu\text{m}$. Si la fase no mostraba diferencias composicionales en una imagen de electrones retrodispersados, solo se realizó un análisis, en cambio, si mostraba más de una fase se realizaron más análisis.

Los análisis de metales base fueron calibrados usando estándares naturales de FeS para S y Fe, PbS para Pb, calcopirita para Cu, sintéticos de InSb para Sb y GaAs para As, y Co metálico para Co y Ni metálico para Ni; las líneas espectrales usadas fueron $K\alpha$ para S, Fe, Co, Cu, Ni y Cr, $M\alpha$ para Pb y $L\alpha$ para Sb y As. Los errores (σ) asociados a cada elemento medido se muestran en la Tabla 1. Errores asociados a los resultados de microsonda.

Tabla 1. Errores asociados a los resultados de microsonda.

Elemento	Error (σ)						
Se	0.0273	Te	0.1028	Sb	0.0234	Sn	0.0199
As	0.0132	Fe	14.368	Co	0.444	Ni	20.4719
Cu	0.029	Zn	0.0165	Bi	0.03	S	9.498
Hg	0.0313	Pb	0.0452				

Las muestras a las cuales se les realizó análisis de microsonda (EMPA) fueron 4. Dos de estas son de la localidad de Palo Blanco (PB16-1A y PB16-3), otra de Quitratué (QT16-5) y la última de Voipire (VP16-1). En las muestras de Palo Blanco se analizaron un total de 12 sulfuros, de Quitratué fue analizado 1 sulfuro y de Voipire 3 sulfuros. El total de análisis realizados fue de 35.

3.5 Espectroscopia Raman

Este tipo de análisis permite identificar a partir de la fluorescencia emitida por un mineral, su estructura y por comparación el tipo de mineral en cuestión. Para ello se utilizó el equipo micro-Raman Renishaw (RM1000) del laboratorio de espectroscopia del Departamento de Química de la Facultad de Ciencias de la Universidad de Chile, usando un láser de He-Ne de 632.81nm y 10mW de potencia.

El fundamento de esta técnica consiste en hacer incidir un haz de luz monocromática sobre la muestra, este haz interactuará con los electrones del átomo y una pequeña porción de la luz es dispersada inelásticamente y creando un patrón distintivo. Dado que es una técnica no destructiva y que no requiere ninguna preparación especial, se realizaron los análisis directamente sobre los cortes transparente-pulidos.

Los *peaks* relevantes son los asociados a las diferentes fases de las serpentinitas (antigorita, lizardita y crisotilo) como se muestra en la Figura 10. Estos patrones sirvieron para comparar los resultados obtenidos y se basan en el trabajo de Rinaudo y Gastaldi (2003). Se muestran los máximos característicos de cada mineral del grupo de la serpentina en la Tabla 2.

Se ocupó el software SPEAKWIN 32 SPECTROSCOPY para normalizar los rangos de número de onda y establecer correctamente los *peaks* del mineral.

Tabla 2. *Peaks máximos relacionados a cada mineral de las serpentinas. (Rinaudo y Gastaldi, 2003).*

Antigorita (Número de onda k [cm ⁻¹])	Lizardita (Número de onda k [cm ⁻¹])	Crisotilo (Número de onda k [cm ⁻¹])
1044	1096	1105
683	690	692
635	630	620
520	510	389
375	388	345

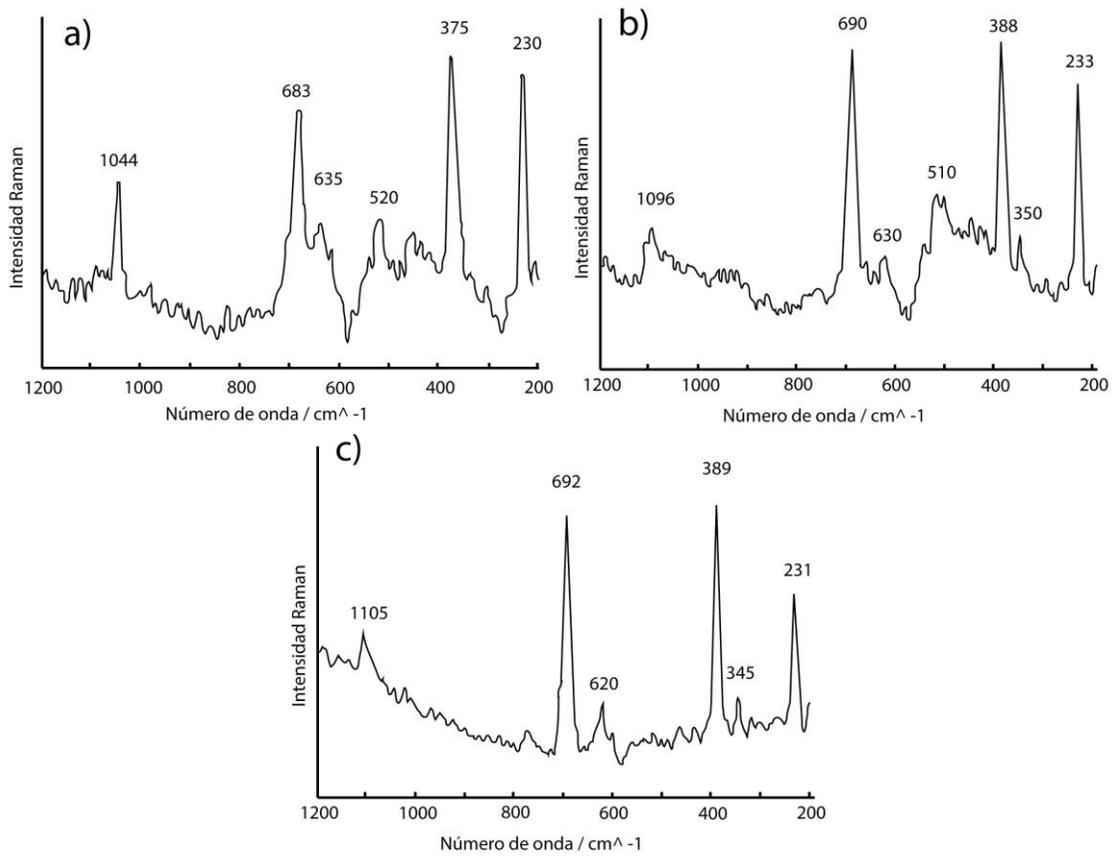


Figura 10. Espectros de los minerales de las serpentinas. A) espectro de la antigorita. B) espectro de la lizardita. C) espectro del crisotilo. Modificado de Rinaudo y Gastaldi (2003).

4. Resultados

5.1. Petrografía, mineralogía y clasificación de las muestras

5.1.1. Quitratué

Las muestras de Quitratué presentan un grado de serpentización de moderado a alto (> 60 % vol.), la matriz está constituida por acículas de antigorita con textura interpenetrativa (Figura 11, A y B), aunque, también se reconocen texturas coroníticas de antigorita rodeando a piroxenos bastitizados. Se observaron escasas vetillas de crisotilo, talco y carbonato (Figura 11, C, D, E, F, G y H), probablemente magnesita de entre 0,3 y 0,8 mm de espesor. Estas vetillas son posteriores a la matriz de antigorita ya que la cortan.

Se presentan relictos de piroxenos (bastitas) y olivinos. Los tamaños de los piroxenos van entre 1 y 4 mm y se encuentran intercrecidos y rodeados con cristales tabulares de antigorita (Figura 12, A y B). Los olivinos por otra parte se presentan en menor cantidad en comparación a los piroxenos bastitizados y sus tamaños varían entre 0,5 a 1 mm, también se encuentran intercrecidos con tablillas de antigorita (Figura 12, C, D, E y F). Este intercrecimiento de los olivinos y la antigorita indicaría que el olivino es metamórfico.

Los análisis puntuales con espectrometría Raman confirman que estas rocas están compuestas en su mayoría de antigorita (Figura 13 y Figura 14), menores contenidos de magnesita junto a lizardita en vetillas (Figura 15, A y B) y olivino metamórfico en bajas concentraciones (Figura 15, C y D).

A partir de las observaciones y análisis realizados, las muestras QT16-1, QT16-4 y QT16-5 derivan de dunitas, mientras que la muestra QT16-3 a partir de una harzburgita.

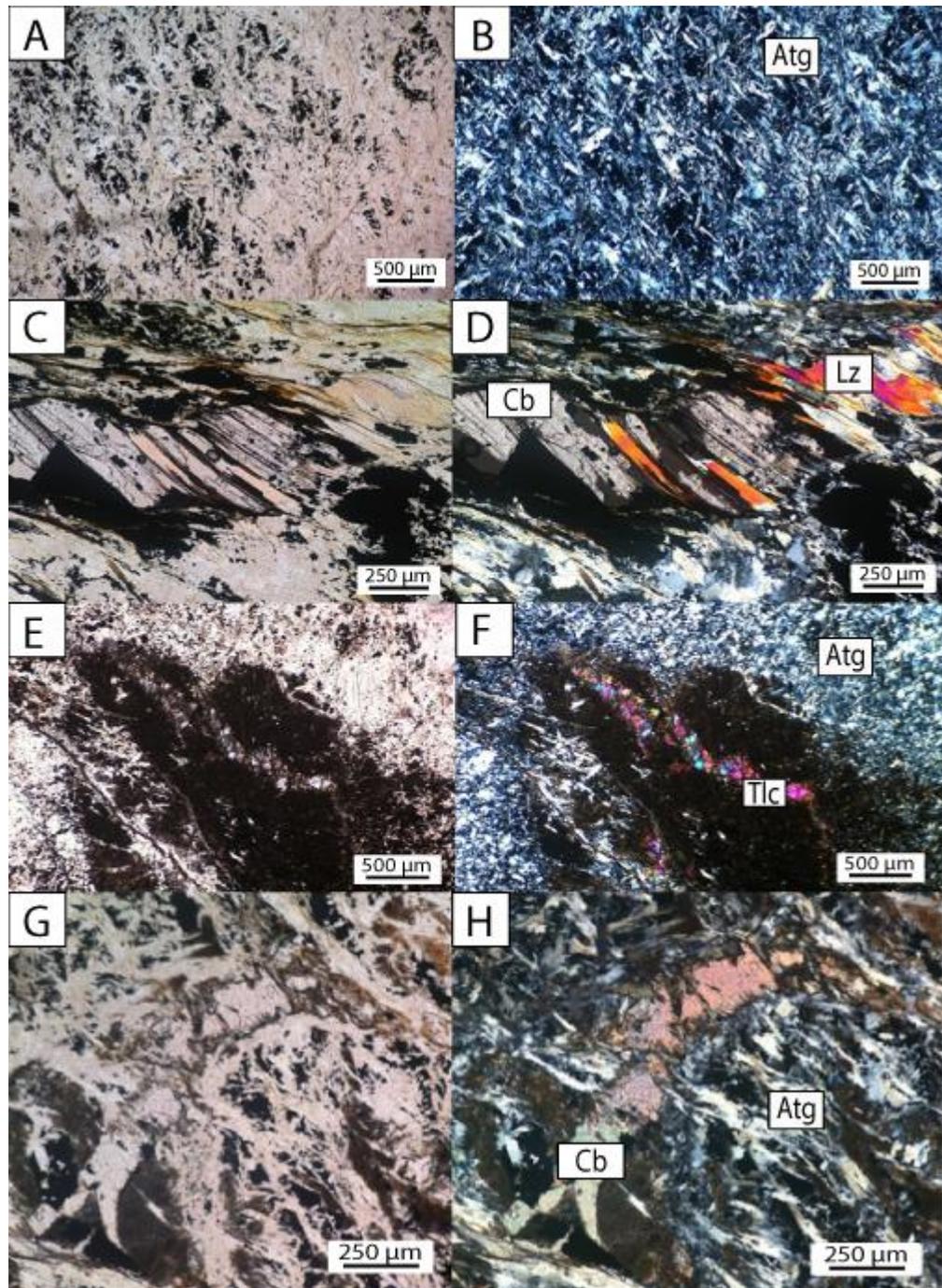


Figura 11. Fotos de microscopio óptico a nicoles paralelos y nicoles cruzados respectivamente. Fotos de Quitratué (QT16-1 y QT16-3). A y B matriz de antigorita (Atg). C y D vetilla de carbonato (Cb) y lizardita (Lz). E y F vetilla de talco (Tlc). G y H Vetilla de carbonato (Cb).

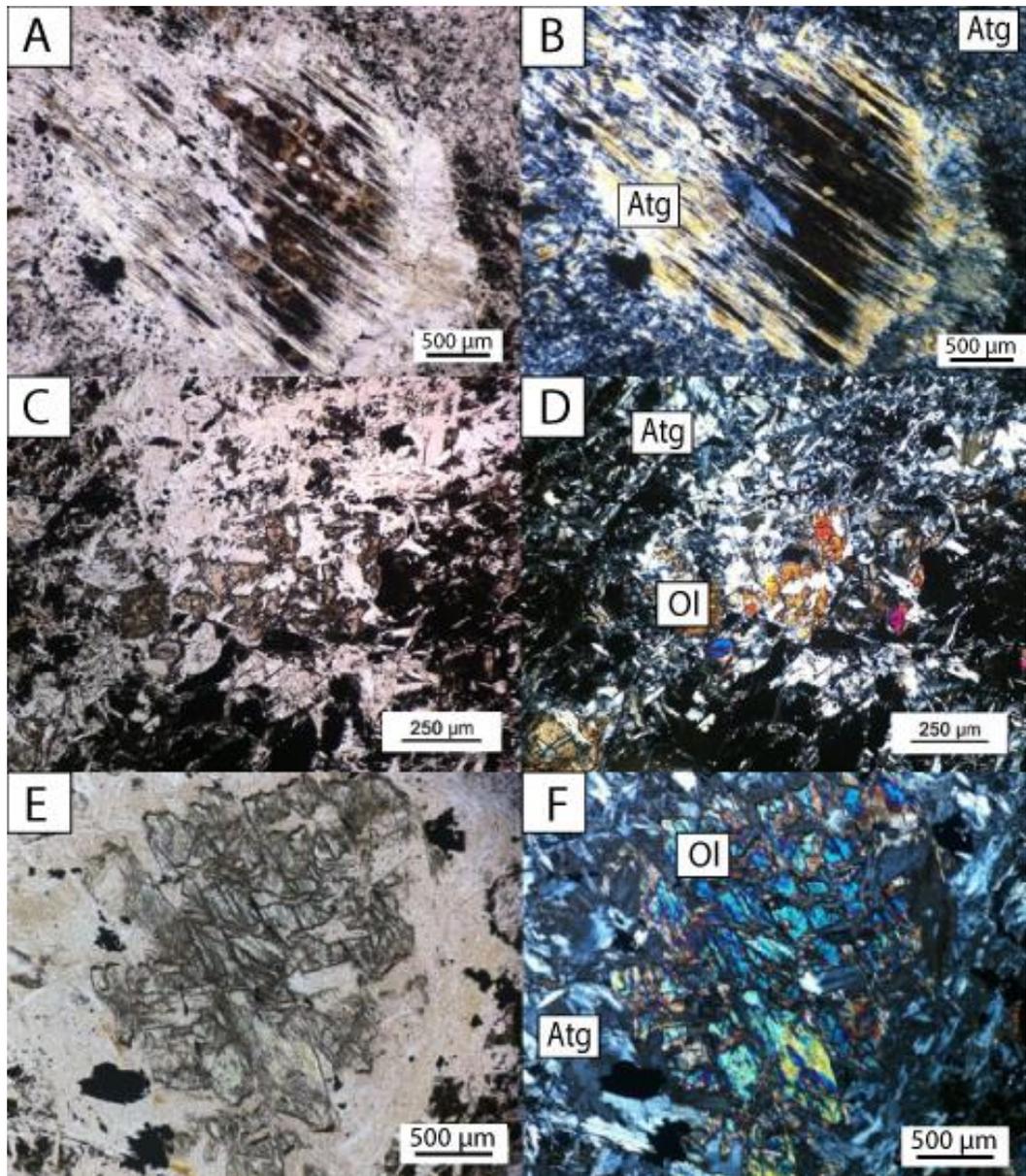


Figura 12. Fotos de microscopio óptico a nicoles paralelos y nicoles cruzados respectivamente. Fotos de Quitratué (QT16-3 y QT16-5). A y B bastita de piroxeno con antigorita (Atg). C y D Olivino (Ol) y antigorita (Atg) intercrecidos. E y F Olivino (Ol) y antigorita (Atg) intercrecidos.

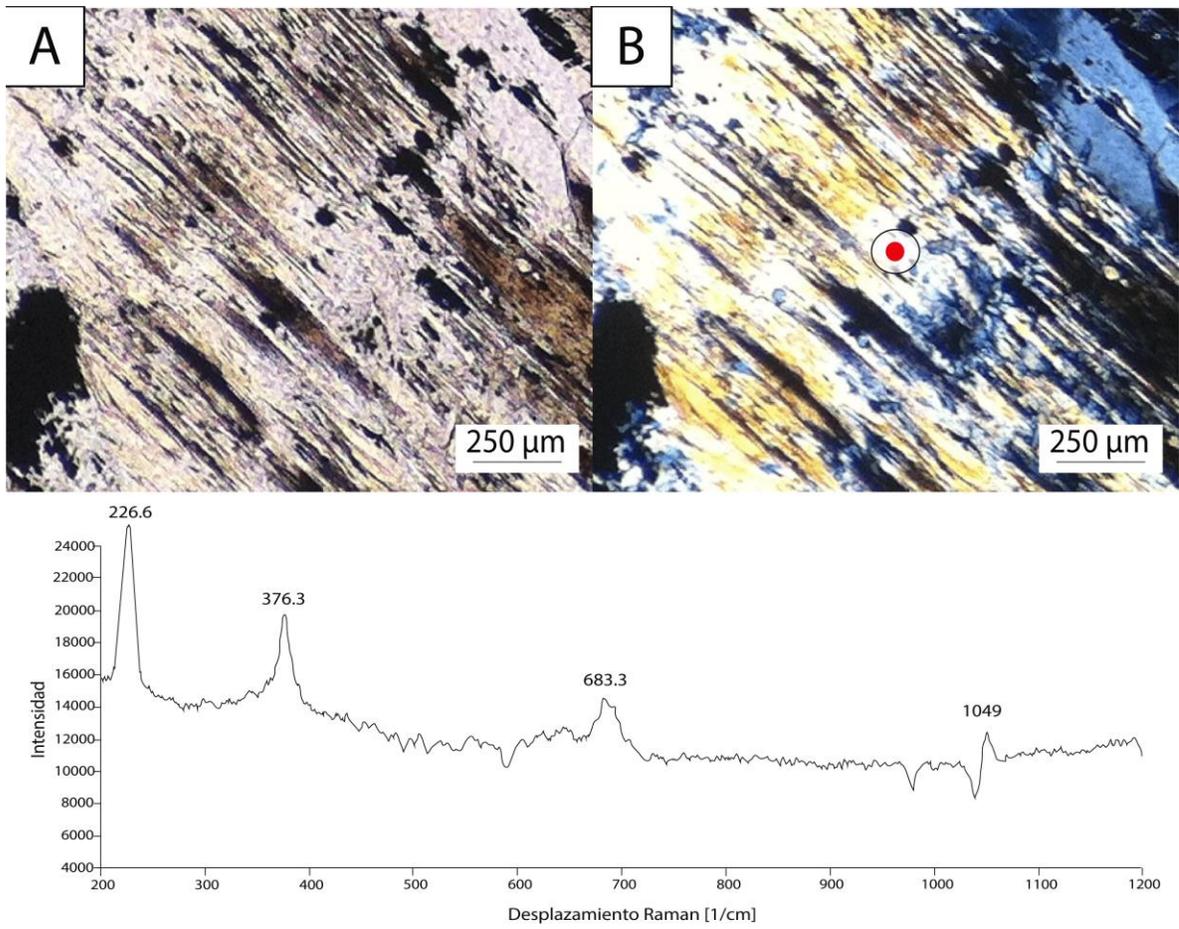


Figura 13. Espectro Raman obtenido de bastita de piroxeno alterado a antigorita. Fotos de Quitratué (QT16-3). Punto rojo indica lugar donde se hizo el análisis.

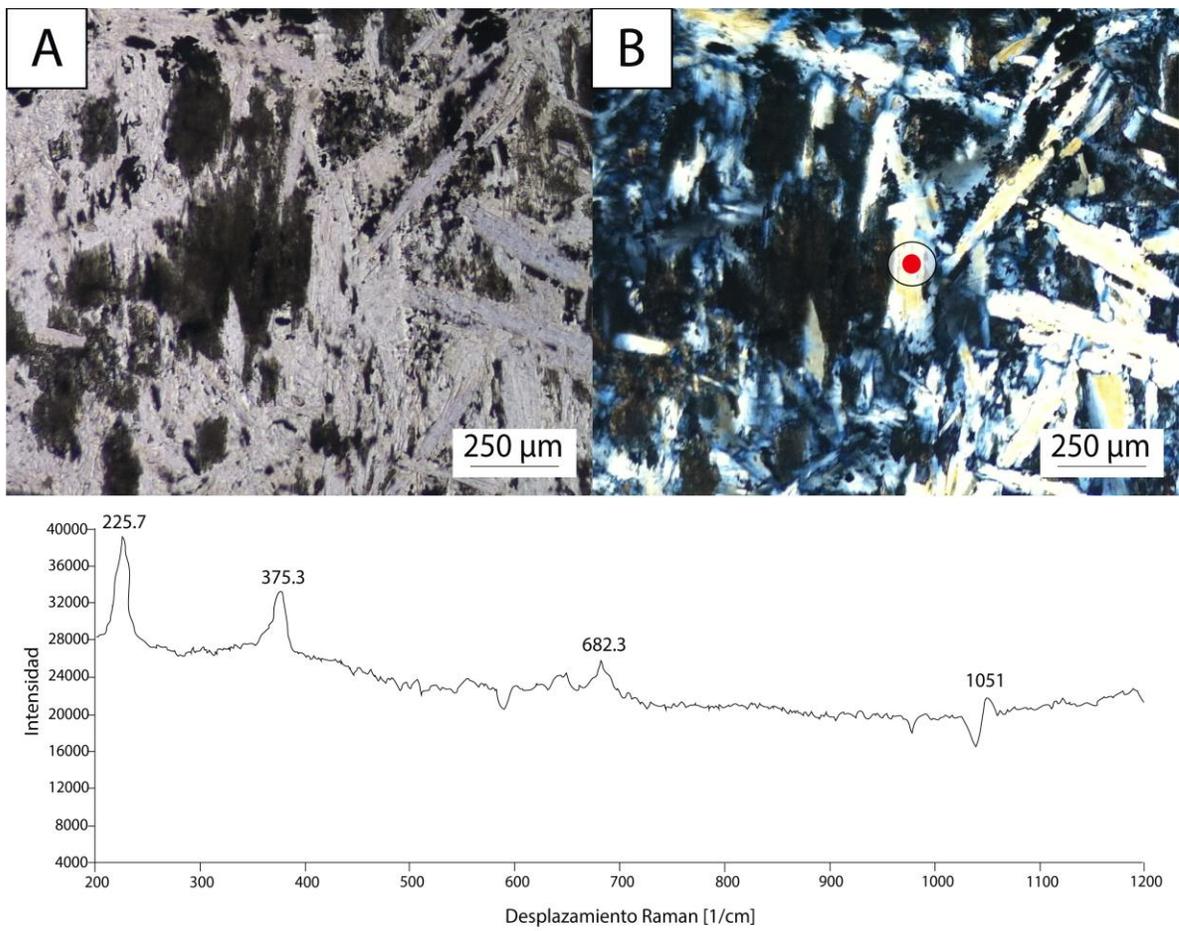


Figura 14. Espectro Raman obtenido de la matriz de antigorita. Fotos de Quitratué (QT16-1). Punto rojo indica lugar donde se hizo el análisis.

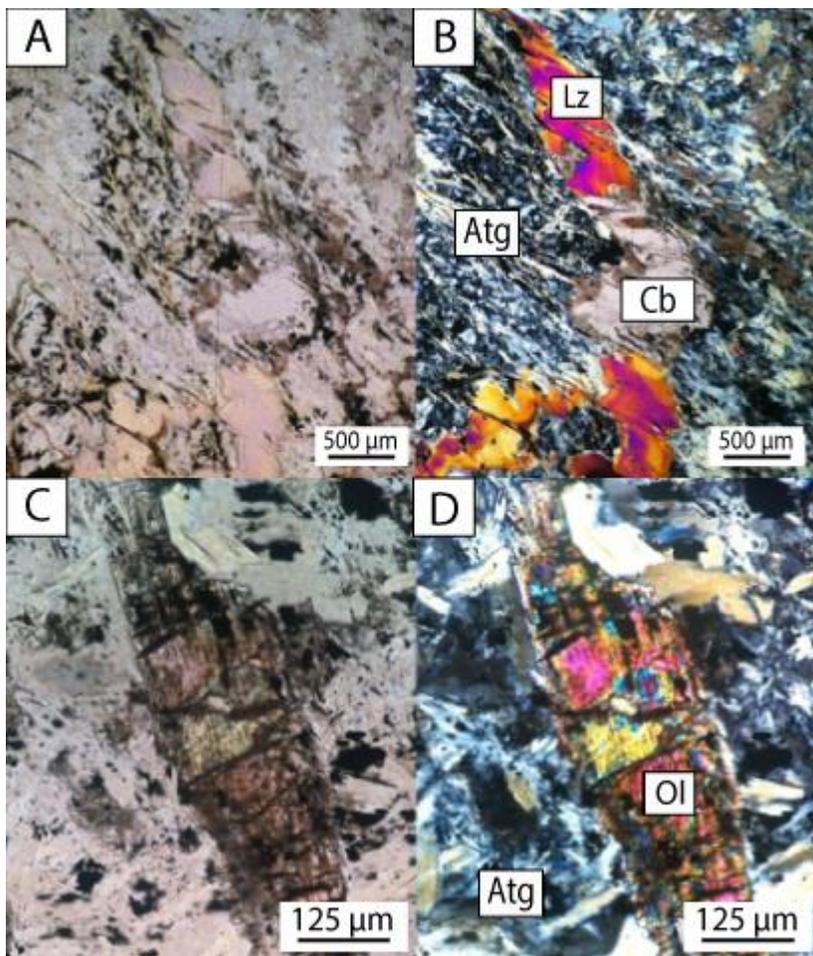


Figura 15. Fotos de microscopio óptico a nicoles paralelos y nicoles cruzados respectivamente. Fotos de Quitratué (QT16-1 y QT16-4). A y B Vetilla de carbonato (Cb) y lizardita (Lz) en matriz de antigorita (Atg). C y D olivino (Ol) en matriz de antigorita (Atg).

En cuanto a los minerales opacos predomina la magnetita anhedral, que varía entre los tamaños 0,3 a 1 mm la cual esta intercrecida con antigorita y con sulfuros. También se reconocieron núcleos de cromita alterados a cromita porosa y ferricromita (Figura 16, A, B y C).

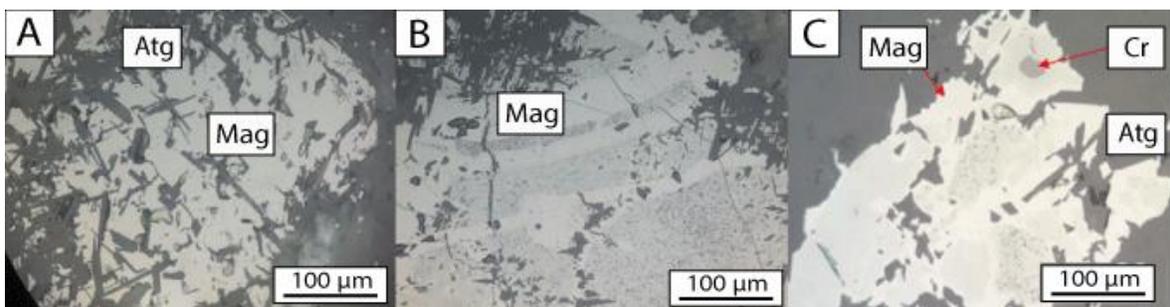


Figura 16. Fotos de microscopio óptico a luz reflejada. Fotos de Quitratué (QT16-1, QT16-3 y QT16-5). Magnetita (Mag) y cromita porosa con magnetita, ambas intercrecidas con antigorita.

5.1.2. Voipire

Se tomaron dos muestras de serpentinitas que se caracterizan por presentar diferentes características. La muestra VP16-1 muestra dos dominios muy bien diferenciados. El primero se caracteriza por un predominio de olivino metamórfico (tamaño entre 0,2 y 2 mm) llegando a desarrollar una auténtica textura protogranular, en la que los olivinos muestran puntos triples y localmente una débil foliación (Figura 17, A y B) junto a inclusiones de antigorita (Figura 17, C y D). El segundo dominio se caracteriza por bandas de antigorita foliada. Este tipo de estructura es la que predomina en la muestra VP16-6, que consiste exclusivamente de antigorita fuertemente foliada (Figura 18, A, B y C). En ambas muestras se observó carbonatos tanto en la matriz como en cristales de entre 0,3 y 0,5 mm (Figura 17, E y F).

Los análisis de espectroscopía Raman sobre granos seleccionados de serpentina confirman la presencia casi en exclusiva de antigorita como único mineral de las serpentinas en las dos muestras estudiadas (Figura 19).

La muestra VP16-1 es una harzburgita secundaria y la muestra VP16-6 es una serpentinita de antigorita, el protolito de la muestra VP16-1 no se puede determinar y el protolito de la muestra VP16-6 a partir de lo observado sería una dunita.

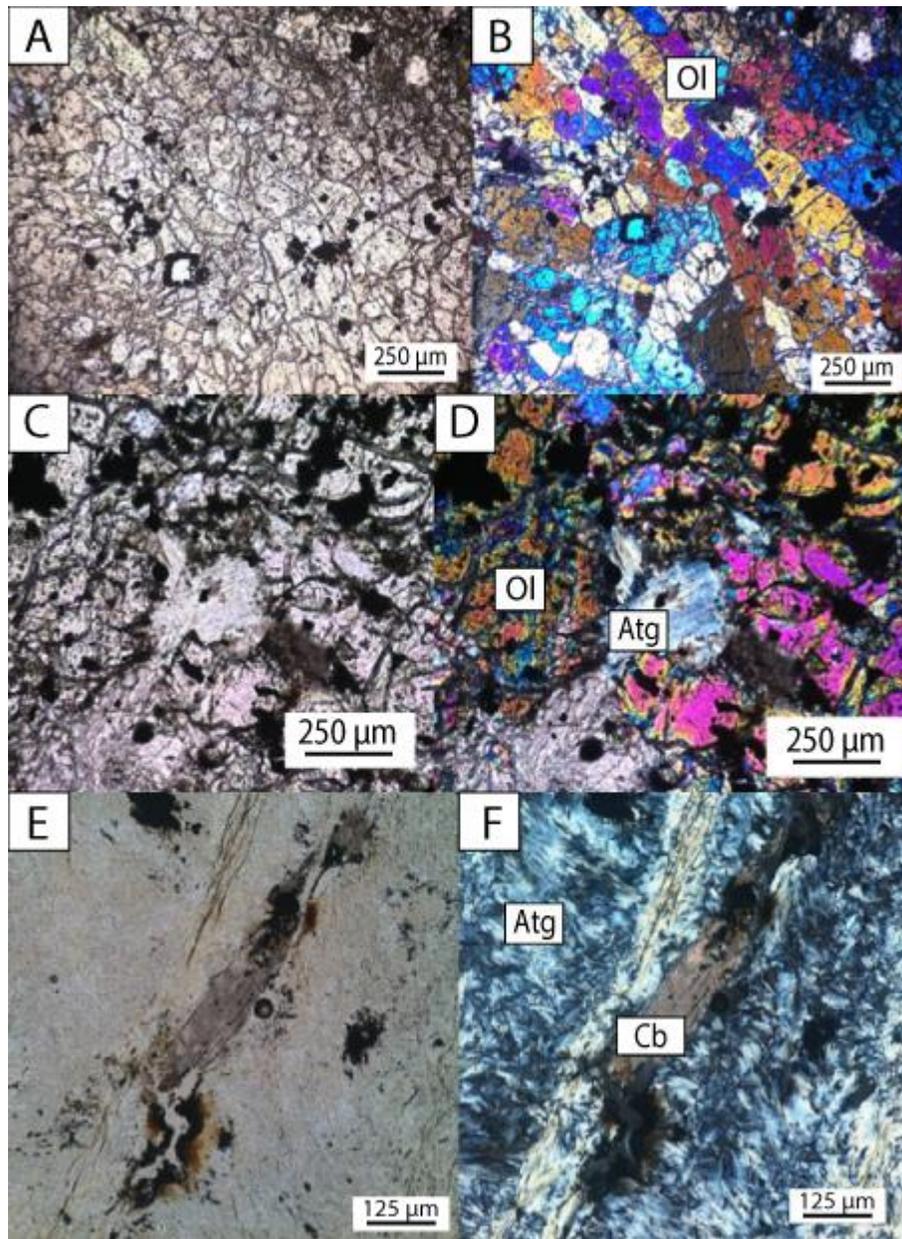


Figura 17. Fotos de microscopio óptico a nicols paralelos y nicols cruzados respectivamente. Fotos de Voipire (VP16-1 y VP16-6). A y B matriz de cristales de olivinos (Ol). C y D olivino (Ol) encerrando a cristal de antigorita (Atg). E y F mineral de carbonato (Cb) en matriz de antigorita (Atg).

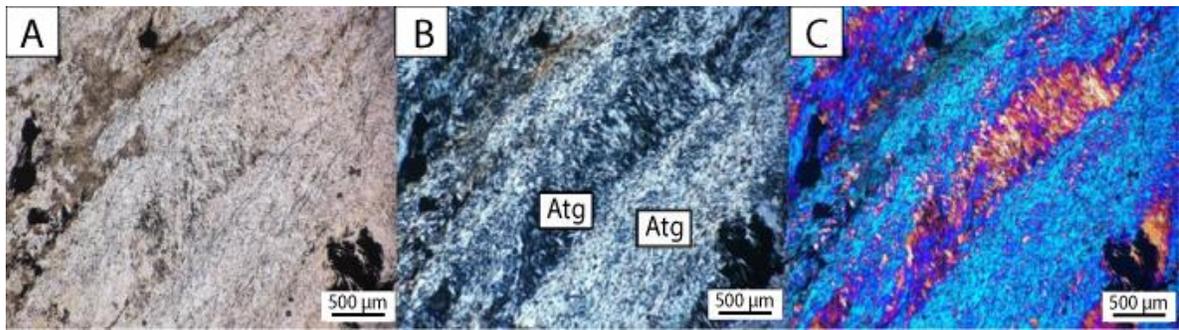


Figura 18. Fotos de microscopio óptico a nicols paralelos y nicols cruzados y con placa de yeso respectivamente. Fotos de Voipire (VP16-6). Matriz y vetilla de antigorita (Atg), en C se puede observar las diferentes orientaciones de los cristales de antigorita de la matriz y de la vetilla.

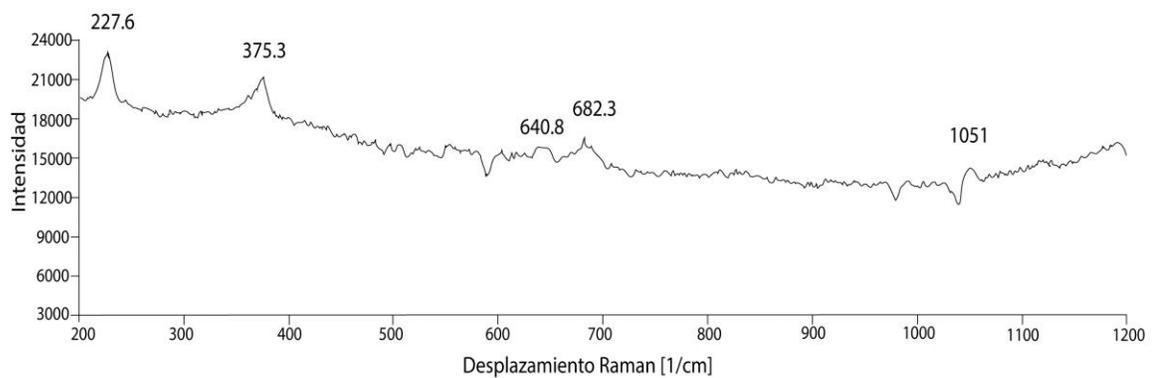
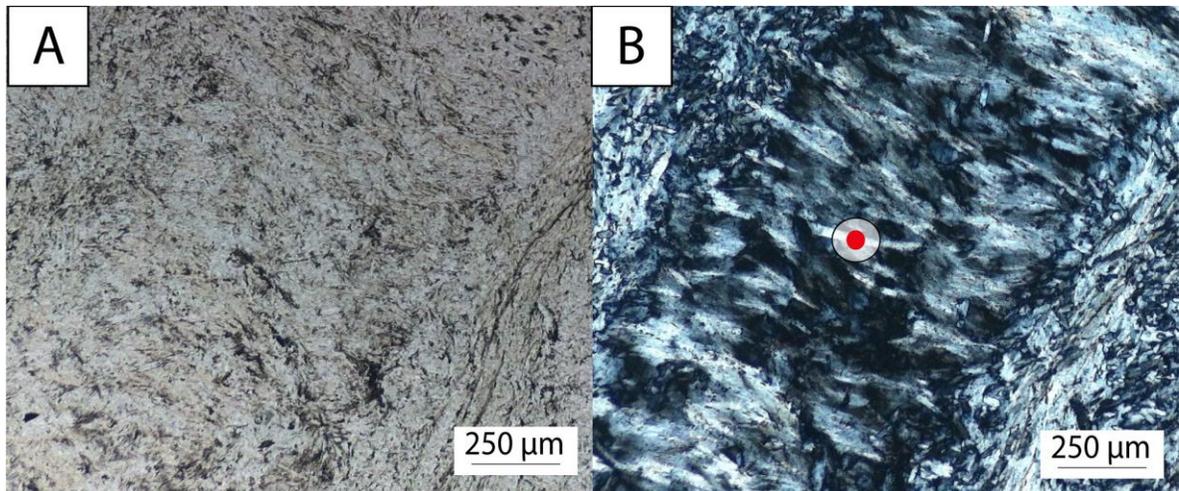


Figura 19. Espectro Raman obtenido de una vetilla de antigorita. Fotos de Voipire (VP16-6). Punto rojo indica lugar donde se hizo el análisis.

La mineralogía metálica en las dos rocas de Voipire consiste principalmente en magnetita anhedral. Los tamaños de los cristales varían entre 0,1 a 1 mm. La magnetita se presenta intercrecida con sulfuros y con cristales de antigorita. Puede encontrarse tanto como agregados irregulares inmersos en la matriz de antigorita como en vetillas.

También se observaron núcleos de cromita con halos de cromita porosa, ferricromita y magnetita (Figura 20). Además se presentan sulfuros en la matriz de antigorita con inclusiones de magnetita en la muestra VP16-1, como se verá en la siguiente sección.

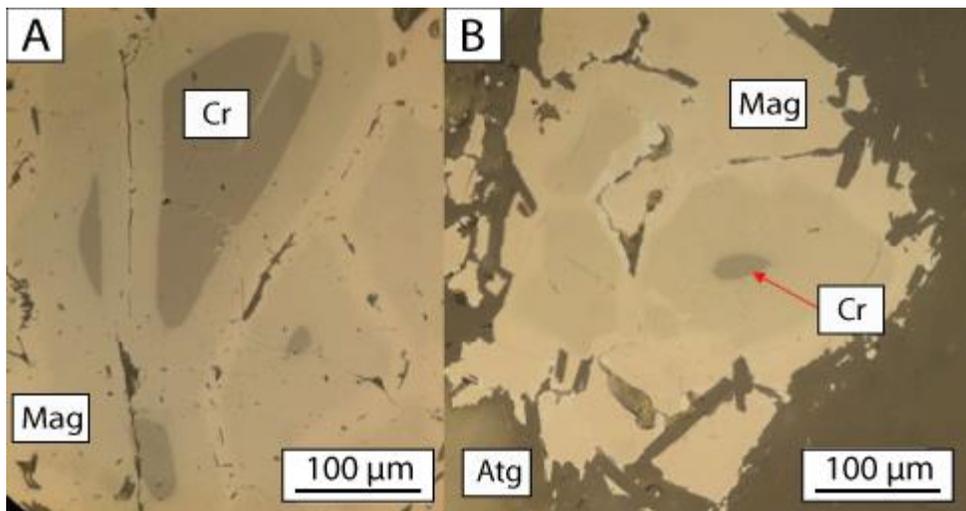


Figura 20. Fotos de microscopio óptico con luz reflejada. Fotos de Voipire (VP16-6). Núcleos de cromita (Cr) con halo de ferricromita y magnetita (Mag) intercrecida con antigorita (Atg).

5.1.3. Palo Blanco

Estas rocas están compuestas por antigorita que se presenta formando una textura interpenetrativa. Los tamaños de los cristales individuales de serpentina entre 0,1 a 0,3 mm. En ocasiones otras vetillas secundarias también de antigorita, cortan a la matriz principal (Figura 21, A y B). La muestra PB16-3 presenta bastitas de piroxeno (Figura 21, C y D), con tamaños que varían entre 1 y 4 mm, las cuales están intercrecidas con tablillas de antigorita.

Los análisis de espectroscopia Raman realizados a estas muestras indican que las serpentinas presentes son en su totalidad antigorita, tanto la matriz (Figura 22) como las vetillas (Figura 23).

El protolito de estas serpentinitas de antigorita a partir de lo observado sería una dunita.

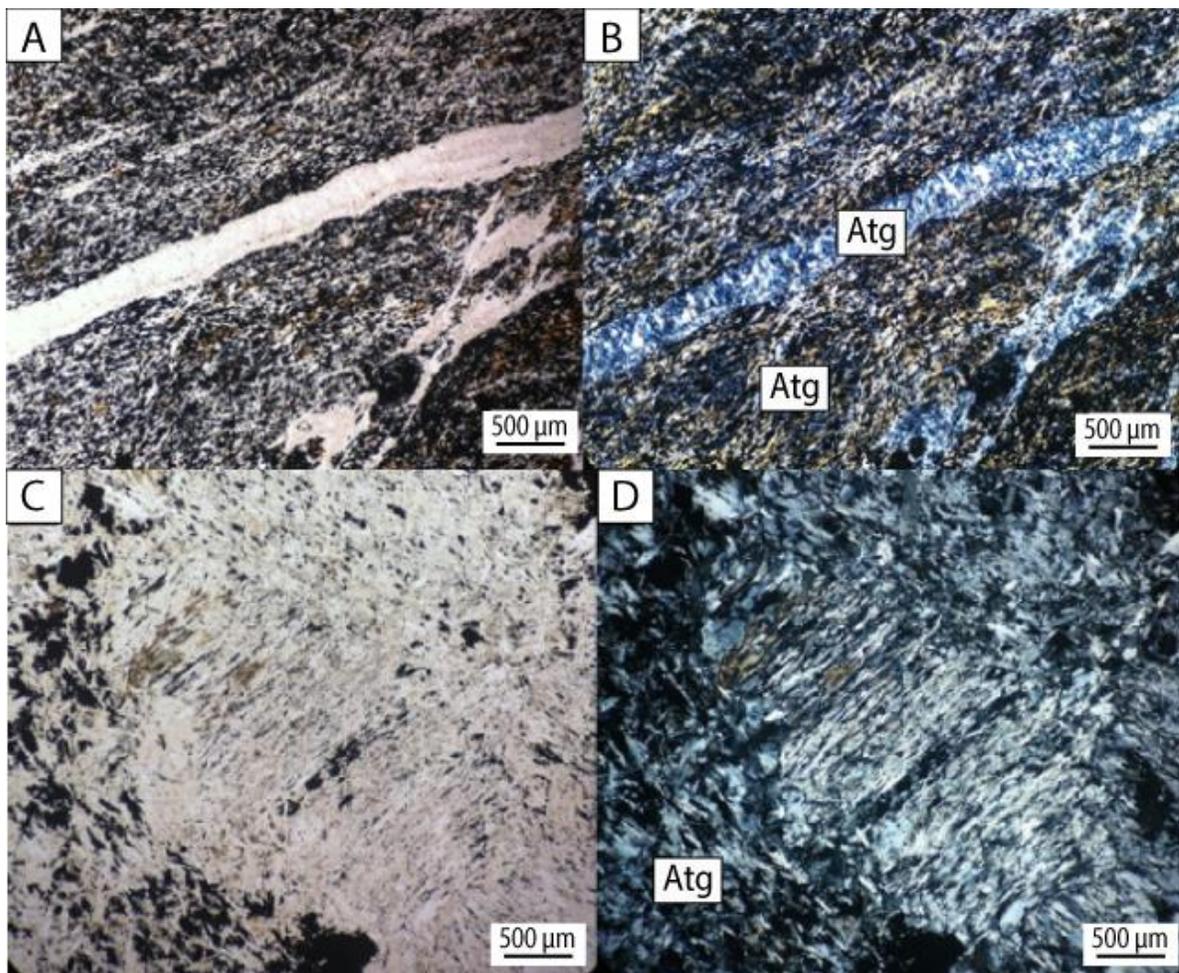


Figura 21. Fotos de microscopio óptico a nicols paralelos y nicols cruzados respectivamente. Fotos de Palo Blanco (PB16-1A y PB16-3). A y B vetillas de antigorita (Atg) en matriz de antigorita (Atg). C y D bastita de piroxeno en matriz de antigorita (Atg).

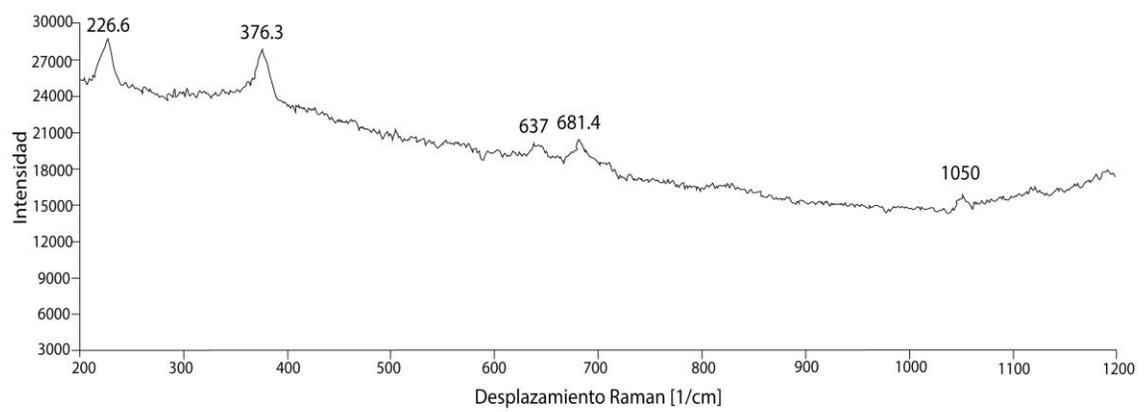
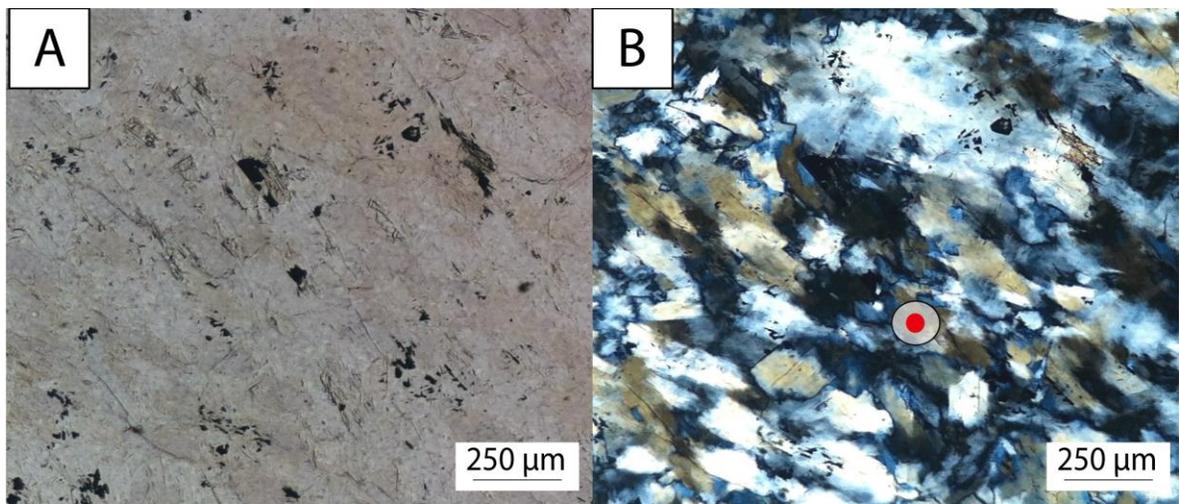


Figura 22. Espectro Raman obtenido de la matriz de antigorita. Fotos de Palo Blanco (PB16-3). Punto rojo indica lugar donde se hizo el análisis.

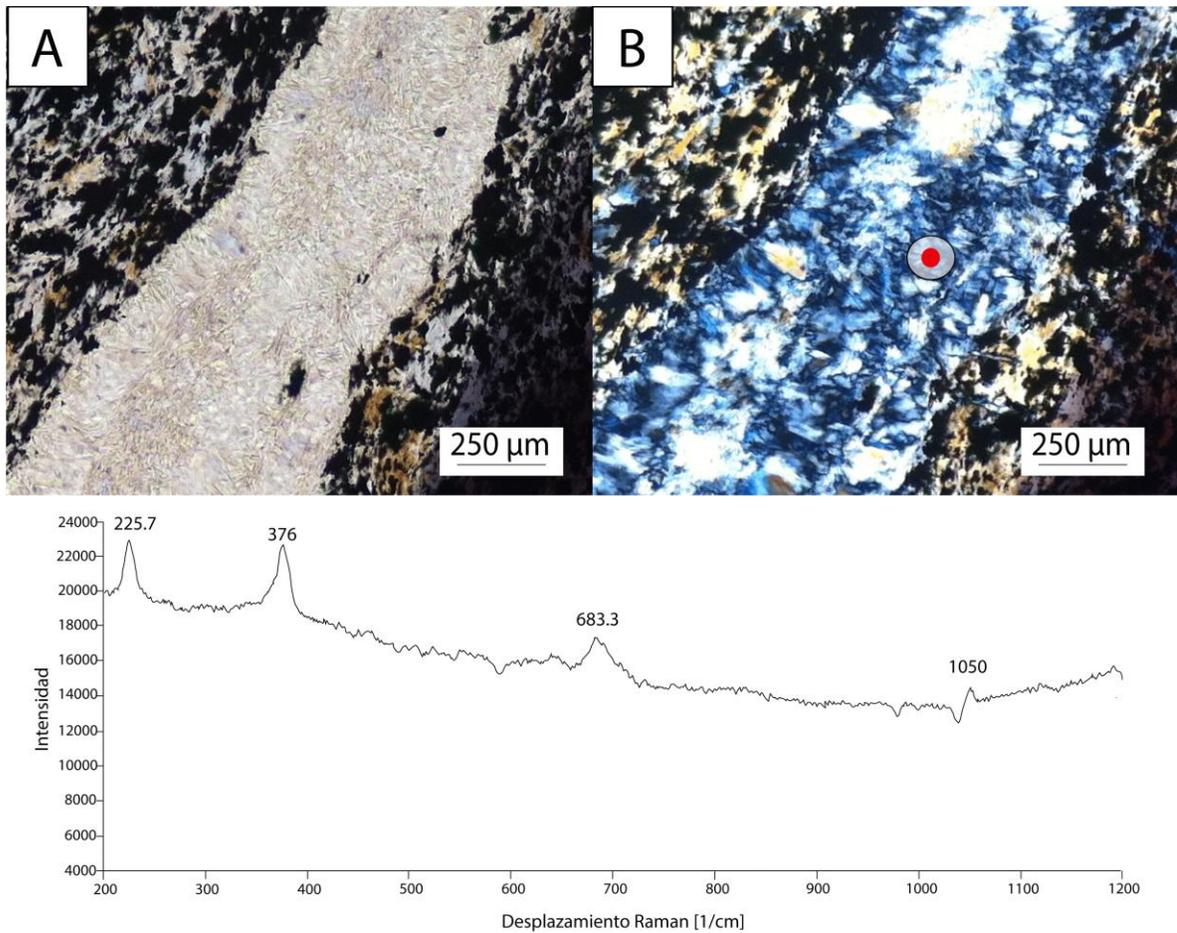


Figura 23. Espectro Raman de vetilla de antigorita. Fotos de Palo Blanco (PB16-1A). Punto rojo indica lugar donde se hizo el análisis.

El mineral opaco predominante es la magnetita, cuyo tamaño varía entre 0,1 a 1 mm. Esta magnetita es normalmente anhedral y está intercrecida con sulfuros y tablillas de antigorita. También se encuentra magnetita principalmente en vetillas o cúmulos intersticiales. Además se observan núcleos de cromita y cromita porosa (Figura 24, A, B y C).

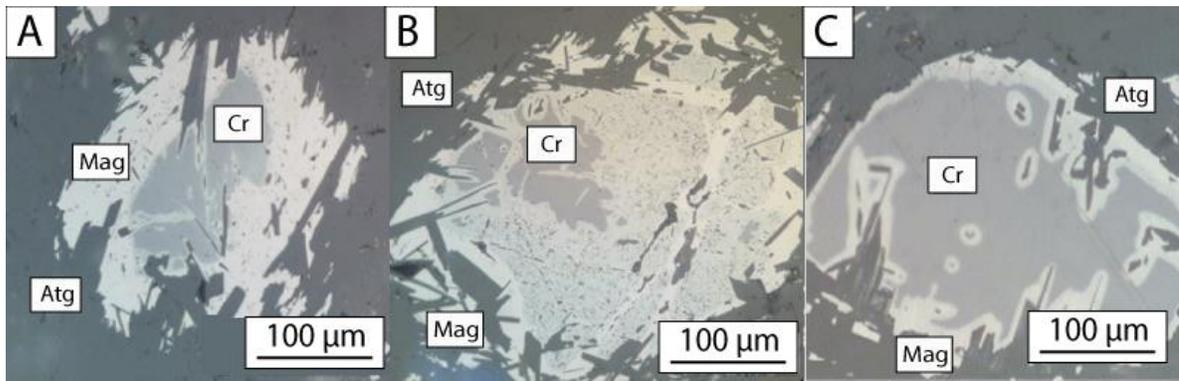


Figura 24. Fotos de microscopio óptico con luz reflejada. Fotos de Palo Blanco (PB16-1A y PB16-1B). Cromita (Cr) con halo de alteración de cromita porosa, ferricromita y magnetita (Mag) intercrecida con antigorita (Atg)

5.1.4. Camán

En la muestra CAM16-1 se pueden observar macroscópicamente cristales de carbonato romboidales de magnesita de entre 0,3 y 15 mm. Microscópicamente se observó una matriz de serpentina, antigorita, con una textura interpenetrativa y coronítica en bordes de bastitas de piroxeno (Figura 25, A y B). Se reconocieron además los cristales romboédricos de carbonato, con antigorita dentro de los cristales (Figura 25, C y D). Además se observaron relictos de piroxeno (bastitas), de tamaños fluctuantes entre 0,5 y 1 mm (Figura 25, E y F), intercrecidos con tablillas de antigorita. A través de los análisis de espectroscopia Raman fue posible determinar que la serpentina presente en esta muestra es antigorita (Figura 26).

El protolito de esta serpentinita de antigorita a partir de lo observado sería una dunita.

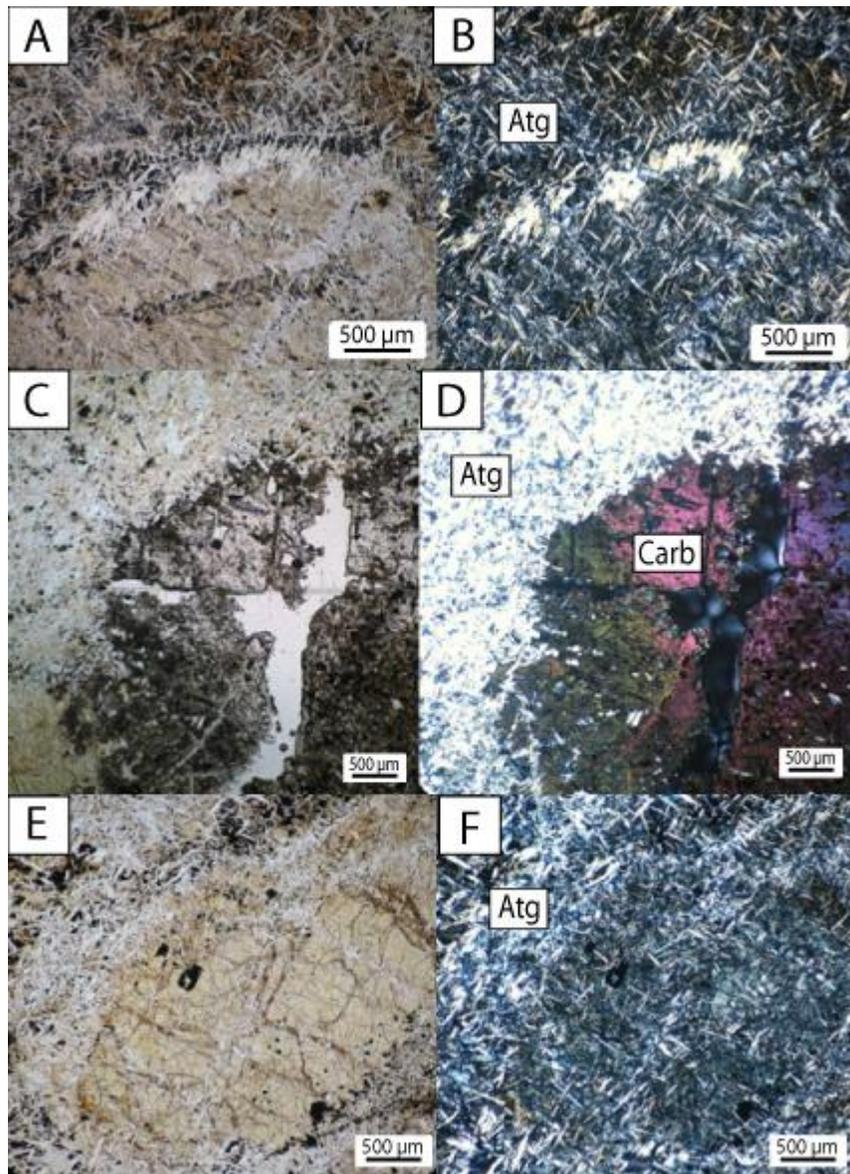


Figura 25. Fotos de microscopio óptico a nicoles paralelos y nicoles cruzados respectivamente. Fotos de Camán (CAM16-1). A y B Textura coronítica de antigorita (Atg) en un borde de una bastita. C y D cristal de carbonato (Carb) en matriz de antigorita (Atg). E y F bastita de piroxeno alterado a antigorita en matriz de antigorita (Atg).

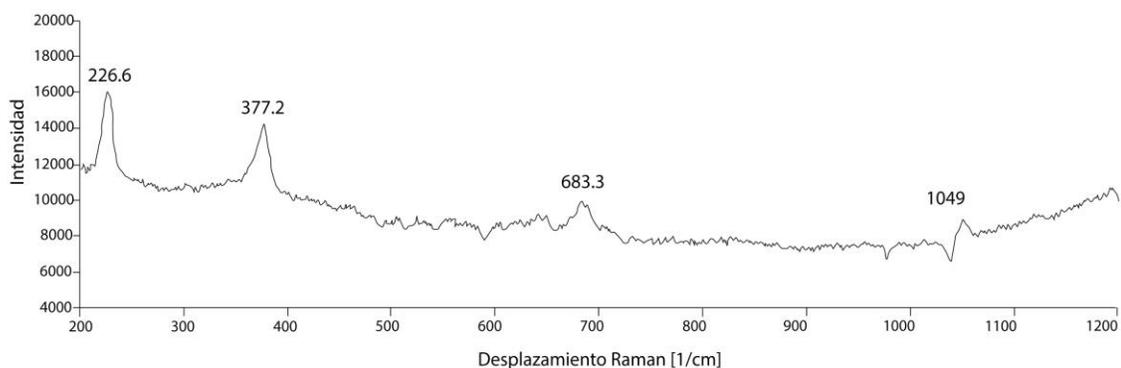
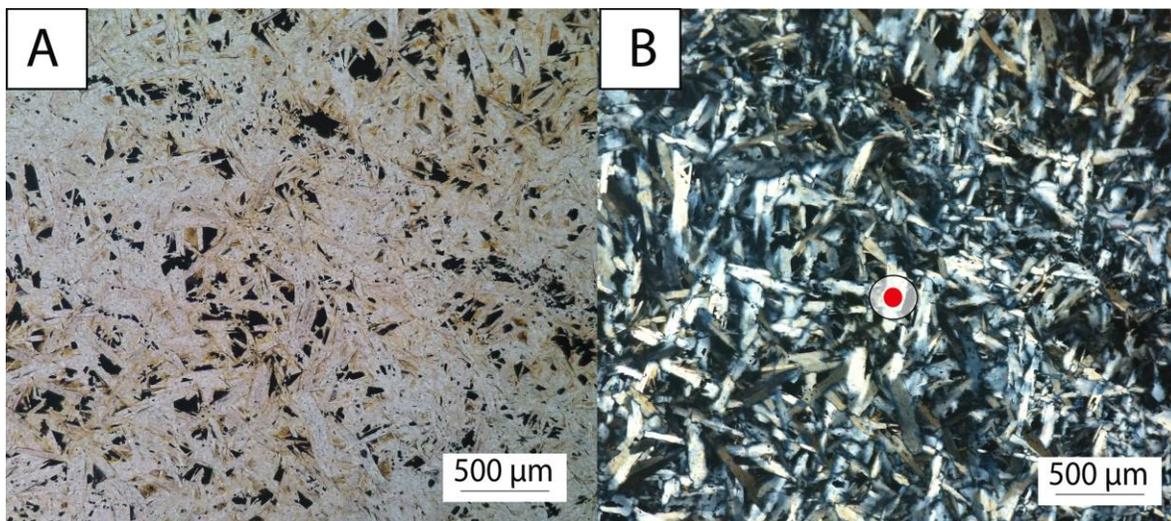


Figura 26. Espectro Raman obtenido de la matriz de antigorita. Fotos de Camán (CAM16-1). Punto rojo indica lugar donde se hizo el análisis.

La muestra CAM16-2 está constituida por una matriz de antigorita con textura en malla (Figura 27, A y B). Se observan dos tipos de vetillas de antigorita: las *vetillas 1* que son continuas y con un espesor entre 0,2 y 0,5 mm (Figura 27, C y D) y las *vetillas 2* que son más irregulares y discontinuas que las anteriores y presentan cristales de antigorita de hasta 1 mm de largo (Figura 27, E y F). Además se observaron vetillas de talco, de entre 0,1 y 0,3 mm de espesor, irregulares y discontinuas, a las que llamaremos *vetillas 3* (Figura 28, A y B). Se identificó también flogopita (?), asociado a las *vetillas 1* (Figura 28, C y D). Además se presentan relictos de piroxeno (bastitas) de entre 0,5 y 1,5 mm.

En los análisis de espectroscopia Raman fue posible identificar las serpentinas encontradas en esta muestra como antigorita (Figura 29), tanto las *vetillas* como la matriz.

El protolito de esta serpentinita de antigorita a partir de lo observado sería una dunita.

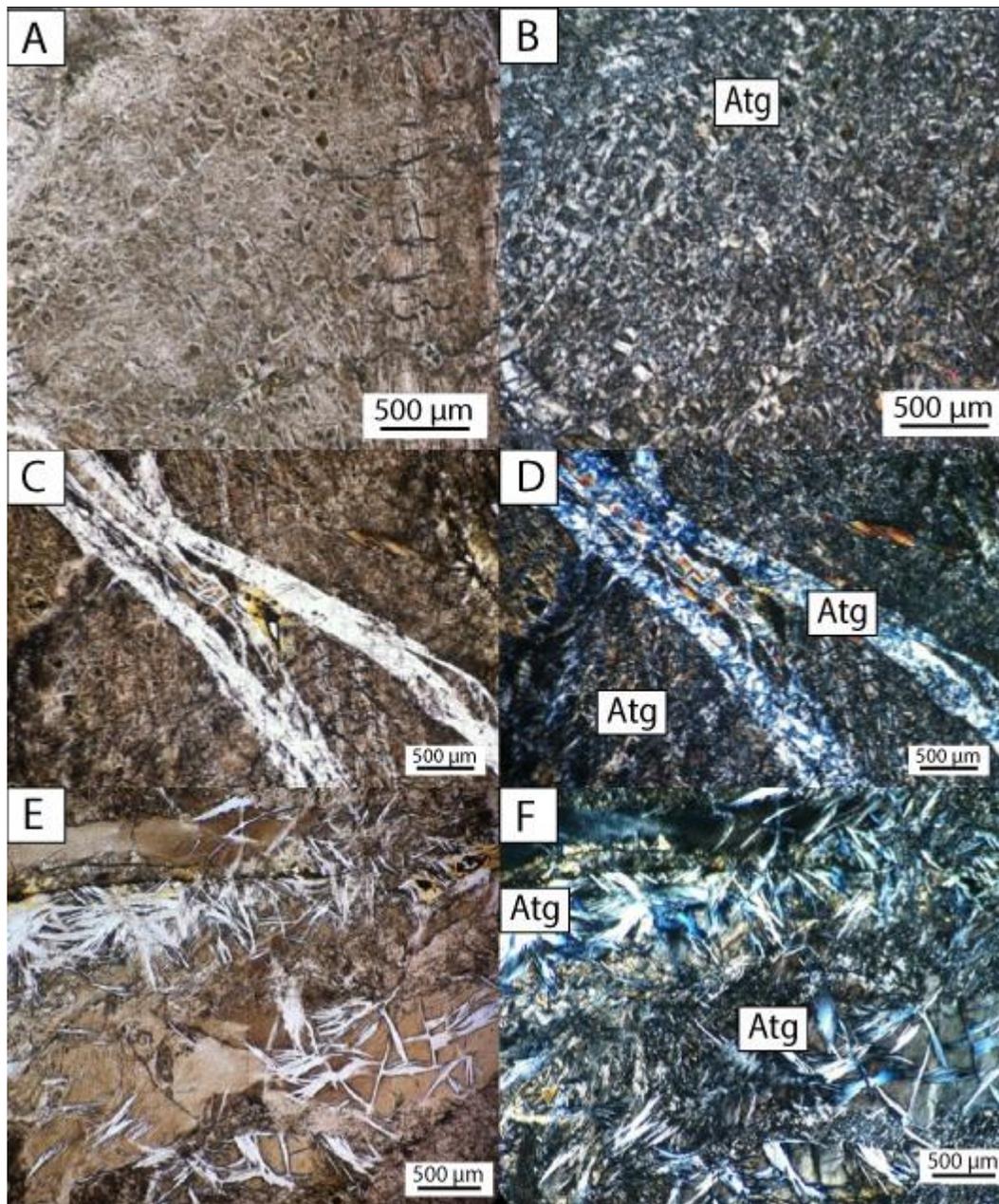


Figura 27. Fotos de microscopio óptico a nicoles paralelos y nicoles cruzados respectivamente. Fotos de Camán (CAM16-2). A y B matriz de antigorita con textura de malla y en cinta. C y D vetillas 1 de antigorita (Atg) en matriz de antigorita. E y F vetillas 2 de antigorita (Atg) en matriz de antigorita (Atg).

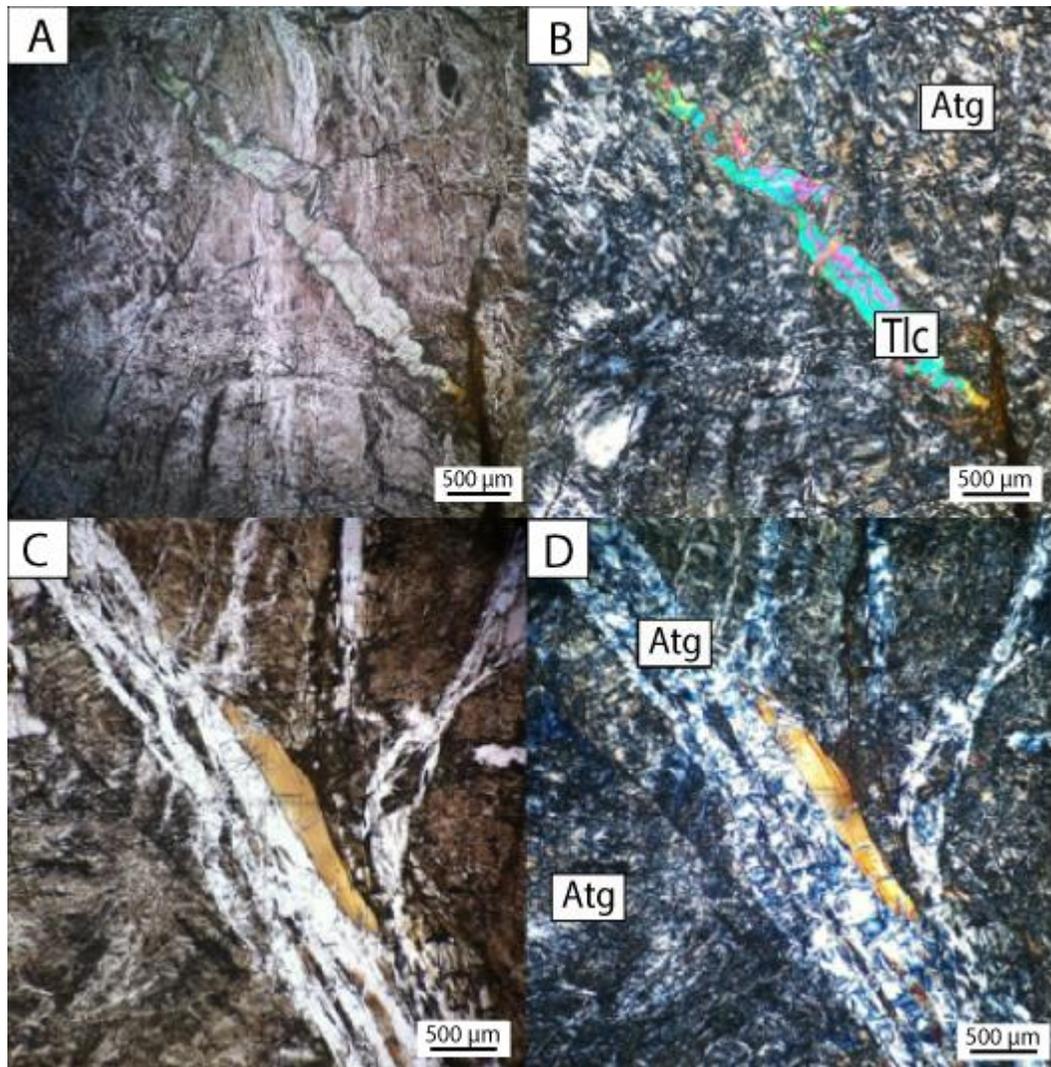


Figura 28. Fotos de microscopio óptico a nicoles paralelos y nicoles cruzados respectivamente. Fotos de Camán (CAM16-2). A y B vetilla de talco (Tlc) en matriz de antigorita (Atg). C y D vetillas 1 de antigorita (Atg) junto a flogopita (?) en matriz de antigorita (Atg).

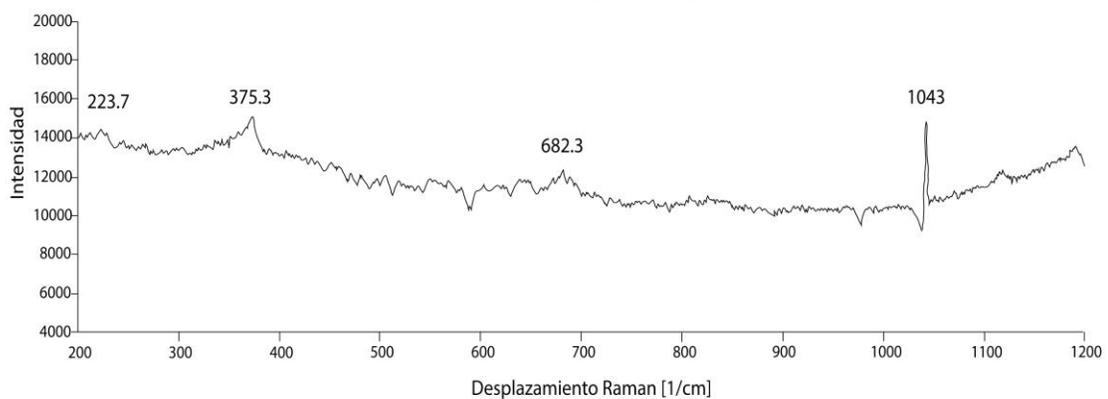
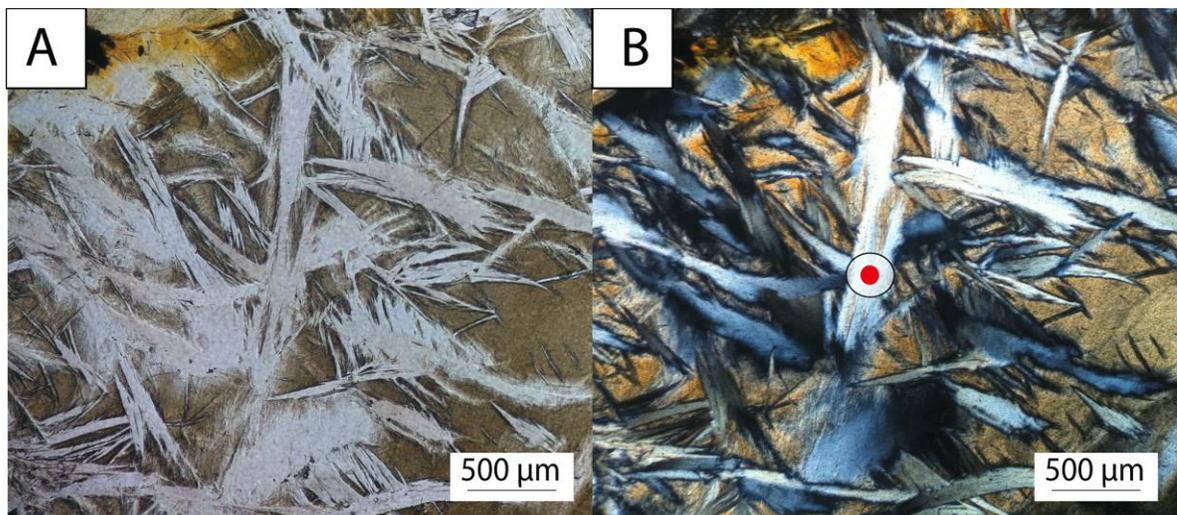


Figura 29. Espectro Raman obtenido de las vetillas 2 de antigorita. Fotos de Camán (CAM16-1). Punto rojo indica lugar donde se hizo el análisis.

Los minerales opacos en la muestra CAM16-1 están representados principalmente por cristales euhedrales de magnetita (0,1 a 1 mm) inmersos en la matriz de antigorita. También se reconocen núcleos de cromita porosa rodeada de magnetita y sulfuros muy pequeños (<0,1 mm) dentro de los carbonatos (ehedrales) y en la matriz de antigorita (anhedrales), asociados a la magnetita. La mineralogía metálica en la muestra CAM16-2 está también dominada por magnetita, cuyo tamaño oscila entre 0,1 y 1 mm y su forma varía desde euhedral a anhedral. Esta magnetita contiene abundantes inclusiones de sulfuros y antigorita. La magnetita se presenta también en las vetillas 2 junto a inclusiones de sulfuros. Además se aprecian núcleos de cromita con halos de cromita porosa y magnetita (Figura 30).

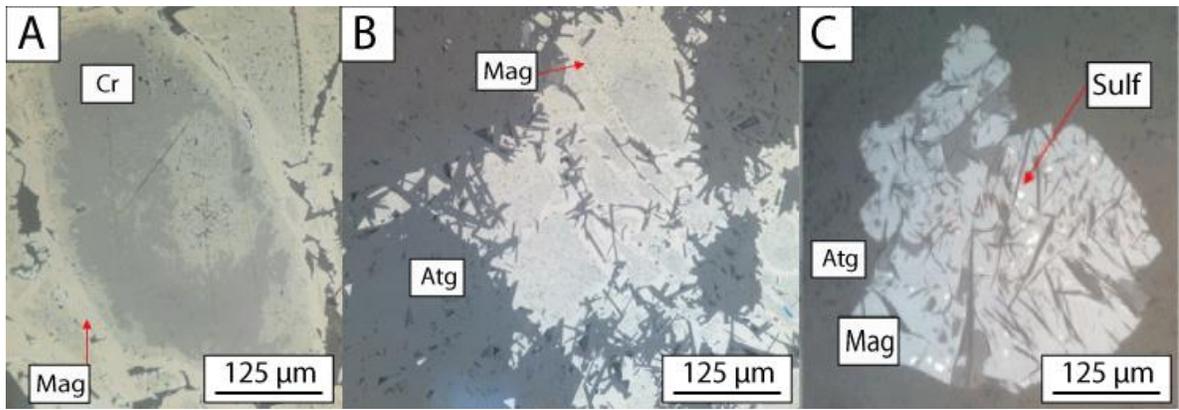


Figura 30. Fotos de microscopio óptico con luz reflejada de cromita (Cr) con halo de cromita porosa y magnetita (Mag), en C también se observan sulfuros dentro de la magnetita. Fotos de Camán (CAM16-1 y CAM16-2).

5.3 Mineralogía de sulfuros

Todos los sulfuros analizados en las muestras estudiadas pertenecen al sistema Fe-Ni-Co-S y se detallan a continuación según su procedencia.

5.3.1. Quitratué

Los sulfuros presentes en la muestra QT16-5 fueron analizados con microsonda electrónica y corresponden a granos de millerita y heazlewoodita. Análisis obtenidos con el SEM en la muestra QT16-4 muestran que la millerita se puede asociar también con heazlewoodita y pentlandita rica en Co (hasta 15% en peso de Co). Estos sulfuros pueden formar granos aislados, aunque más comúnmente se encuentran asociados formando granos compuestos de entre 30 y 100 μm (Figura 31, A y B), en su mayoría junto a magnetita rellenando intersticios entre los cristales de antigorita.

La composición de la millerita (NiS) en esta muestra fluctúa entre 65,86 y 66,79% en peso de Ni y 33,31 y 32,57% en peso de S siendo la composición definida para este mineral, 64,67% en peso de Ni, 35,33% en peso de S, para los cristales de heazlewoodita (Ni_3S_2) los cuales fluctúan entre 72,55 y 73,17% en peso de Ni y 26,73 y 26,05% en peso de S si son más cercanos a la composición tipo (73,3% en peso de Ni, 26,7% en peso de S) (Figura 32).

La fórmula estructural de la millerita es entre $\text{Ni}_{1.05}\text{S}_{0.94}$ y $\text{Ni}_{1.03}\text{S}_{0.96}$ y la fórmula estructural de la heazlewoodita es entre $\text{Ni}_{3.02}\text{S}_{1.97}$ y $\text{Ni}_{2.98}\text{S}_{2.01}$.

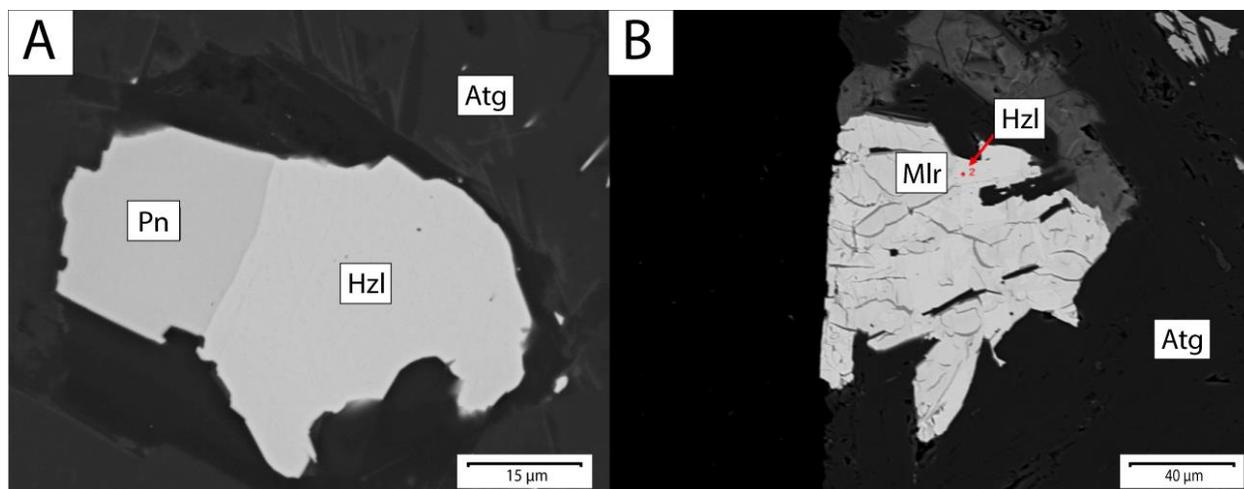


Figura 31. Microfotografía de electrones retrodispersados obtenida usando SEM. Fotos de Quitratué (QT16-4 y QT15-5). Mlr=millerita, Hzl=heazlewoodita, Pn=pentlandita, Atg=antigorita.

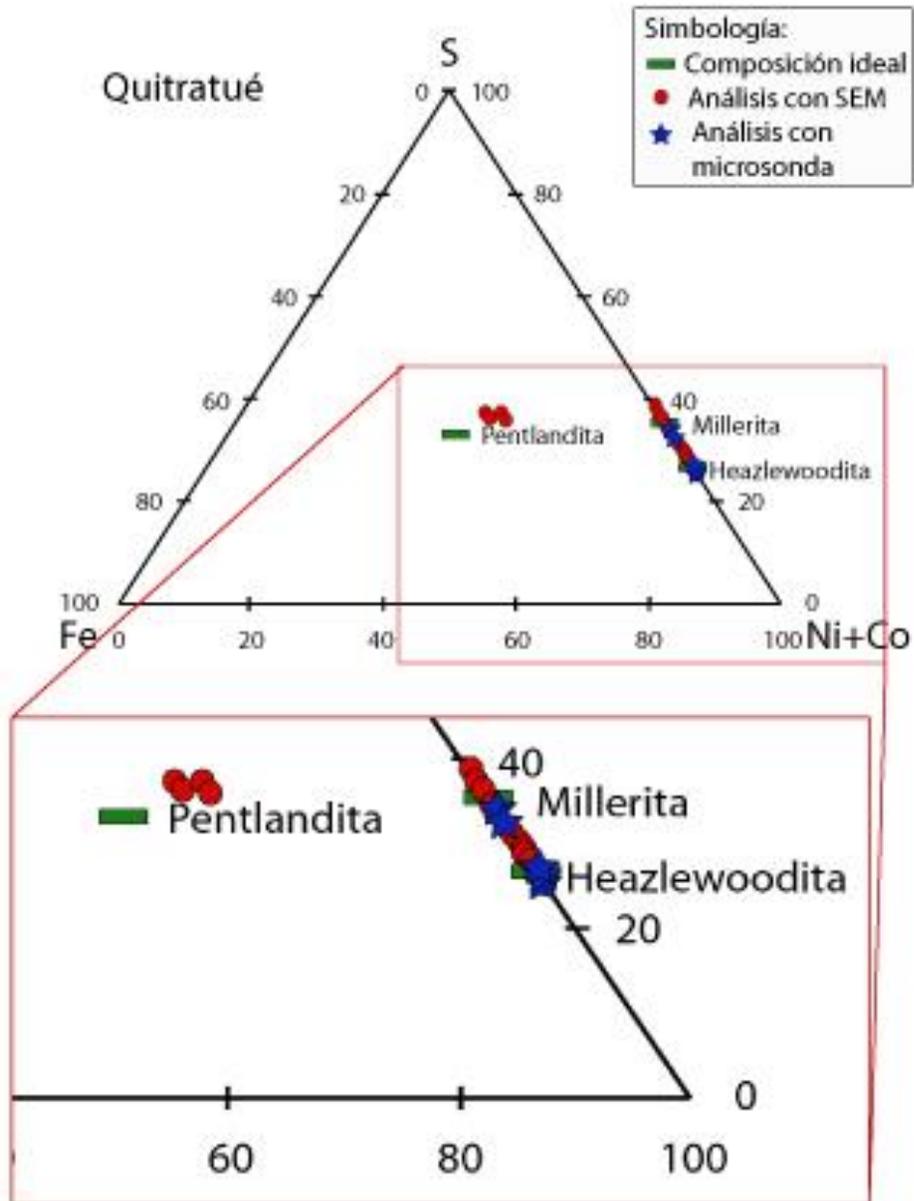


Figura 32. Diagrama ternario del sistema Fe-Ni+Co-S mostrando composición de los sulfuros de la muestra QT16-5 analizada con microsonda y la muestra QT16-4 analizada con SEM. Modificado de Craig (1973).

5.3.2. Voipire

En la muestra VP16-1 el sulfuro predominante es la pentlandita cuyo tamaño de grano varía entre 600 y 100 μm . En ocasiones los granos de pentlandita presentan inclusiones redondeadas de magnetita de entre 1 y 15 μm (Figura 33, A). Hay que destacar que la muestra VP16-1 que contienen olivino metamórfico presenta un mayor contenido de sulfuros que la muestra VP16-6.

En la muestra VP16-1 los granos de pentlandita (tanto individuales como asociados a magnetita) se encuentran en intersticios de olivinos metamórficos y cristales de antigorita (Figura 33, A, B y C).

La composición de la pentlandita $((\text{Fe},\text{Ni})_9\text{S}_8)$ varía entre 28,74 y 31,23% en peso de Fe, 35,35 y 34,6% en peso de Ni y 33,63 y 32,85% en peso de S, siendo las definidas para este mineral, 32,56% en peso de Fe, 34,21% en peso de Ni, 33,23% en peso de S (Figura 34). La fórmula estructural calculada corresponde a $(\text{Fe}_{4.34},\text{Ni}_{4.58},\text{Co}_{0.10})_9\text{S}_{7.96}$ y $(\text{Fe}_{4.09},\text{Ni}_{4.67},\text{Co}_{0.24})_9\text{S}_{7.98}$.

Los resultados obtenidos con el SEM en la muestra VP16-1 muestran que existe pentlandita con hasta 5% en peso de Co y Heazlewoodita (Figura 34).

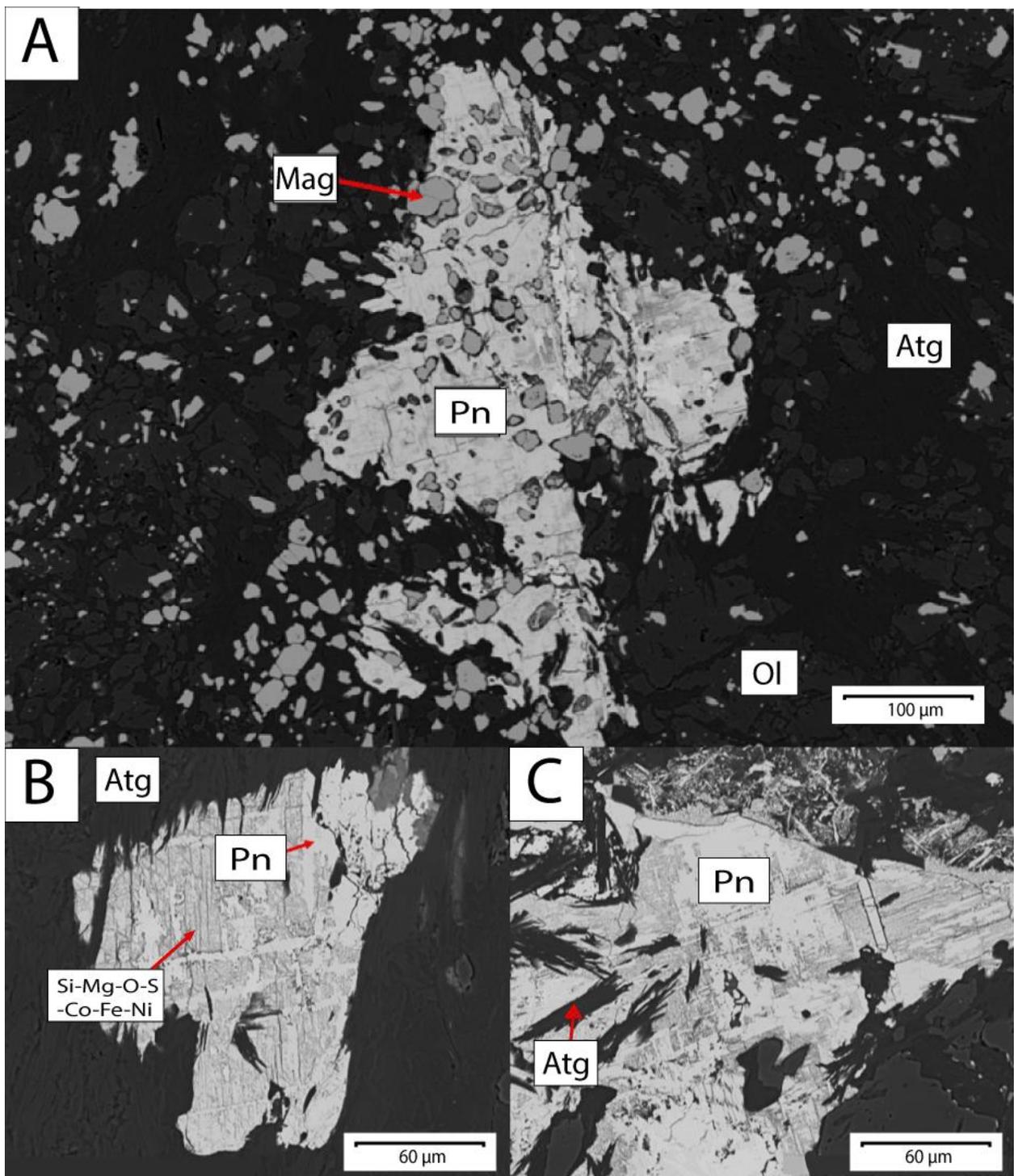


Figura 33. Microfotografía de electrones retrodispersados obtenida usando SEM. Fotos de Voipire (VP16-1). Pn=pentlandita, Mag=magnetita, Atg=antigorita, Ol=olivino, Si-Mg-O-S-Co-Fe-Ni= fase no identificada.

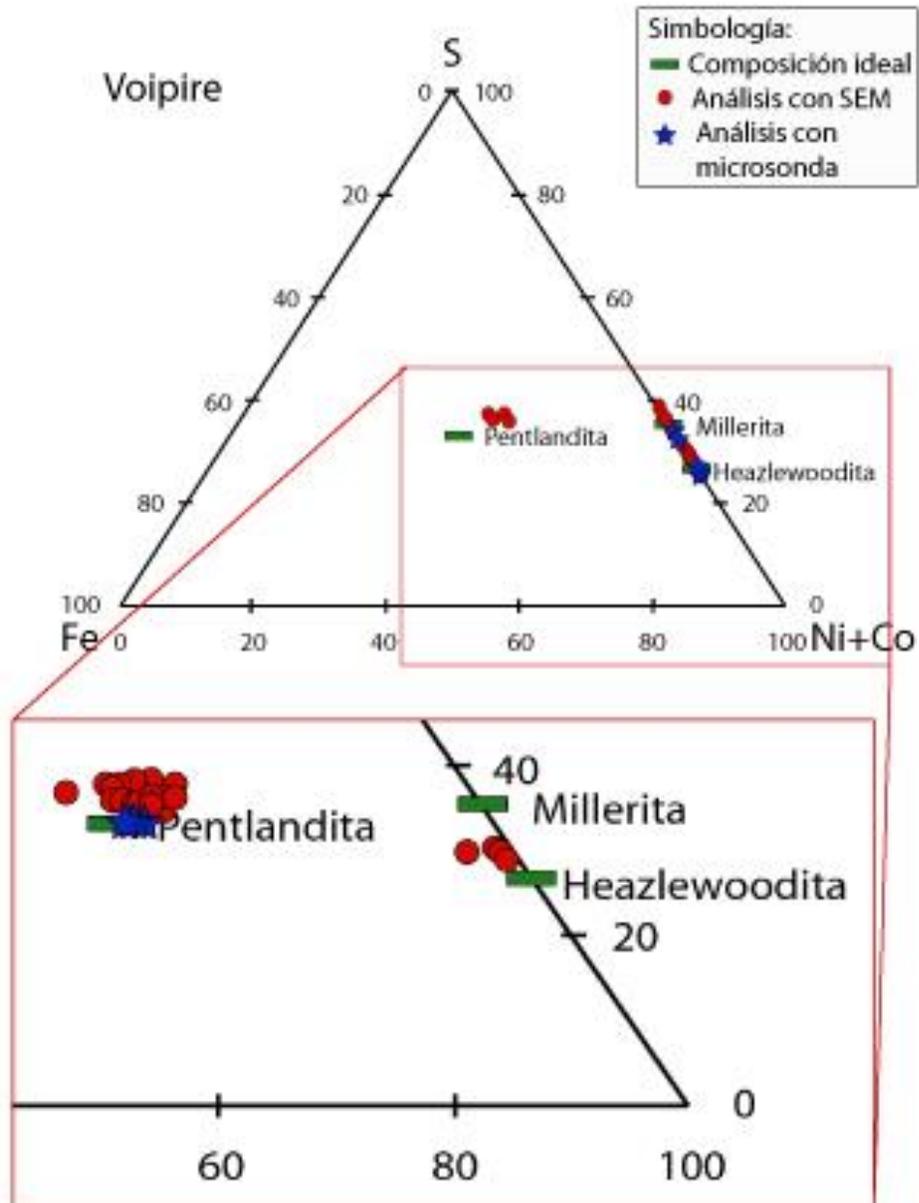


Figura 34. Diagrama ternario del sistema Fe-Ni+Co-S mostrando composición de los sulfuros de la muestra VP16-1 analizada con microsonda y SEM. Modificado de Craig (1973).

5.3.3. Palo Blanco

Los sulfuros presentes en las dos muestras estudiadas con microsonda de Palo Blanco (PB16-1A y PB16-3) son heazlewoodita y millerita, lo cual concuerda con las muestras PB16-1A y PB16-1B analizadas con SEM. Ambos sulfuros se encuentran en contacto formando granos compuestos comúnmente asociados con magnetita (Figura 35, A y B y Figura 36, A, B, C y D) ocupando los intersticios entre cristales de antigorita.

La composición de la heazlewoodita (Ni_3S_2) de la muestra PB16-1A varía entre 70,05 y 71,7% en peso de Ni y 29,25 y 27,22% en peso de S. Para la millerita (NiS) los valores obtenidos son de 65,04% en peso de Ni y 33,72% en peso de S (Figura 37). La composición de la millerita (NiS) en la muestra PB16-3 varía entre 64,44 y 67,31% en peso de Ni y 35,02 y 32,32% en peso de S. En el caso de la heazlewoodita (Ni_3S_2) el Ni varía entre 69,82 y 72,59% en peso de Ni y el S entre 29,59 y 26,9% en peso de S (Figura 37). La fórmula estructural de la millerita es entre $\text{Ni}_{1.06}\text{S}_{0.93}$ y $\text{Ni}_{1.00}\text{S}_{0.99}$ y la fórmula estructural de la heazlewoodita es entre $\text{Ni}_{2.98}\text{S}_{2.01}$ y $\text{Ni}_{2.82}\text{S}_{2.17}$. Una heazlewoodita (Ni_3S_2) presenta contenidos anómalos de Fe, con un contenido de 1.3% en peso de Fe.

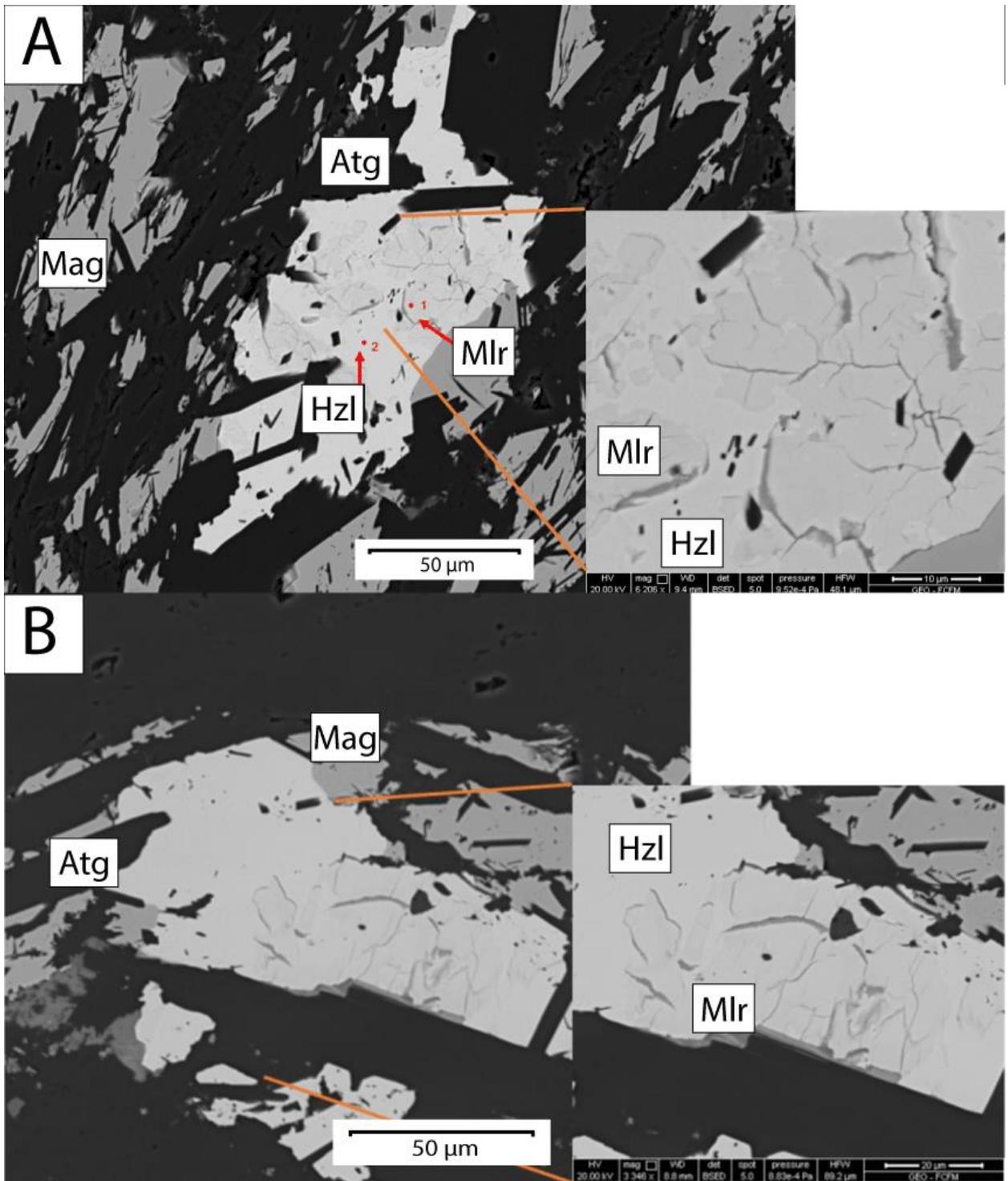


Figura 35. Microfotografía de electrones retrodispersados obtenida usando SEM. Fotos de Palo Blanco (PB16-1A y PB16-1B). Hzl=heazlewoodita, Mlr=millerita, Mag=magnetita, Atg=antigorita.

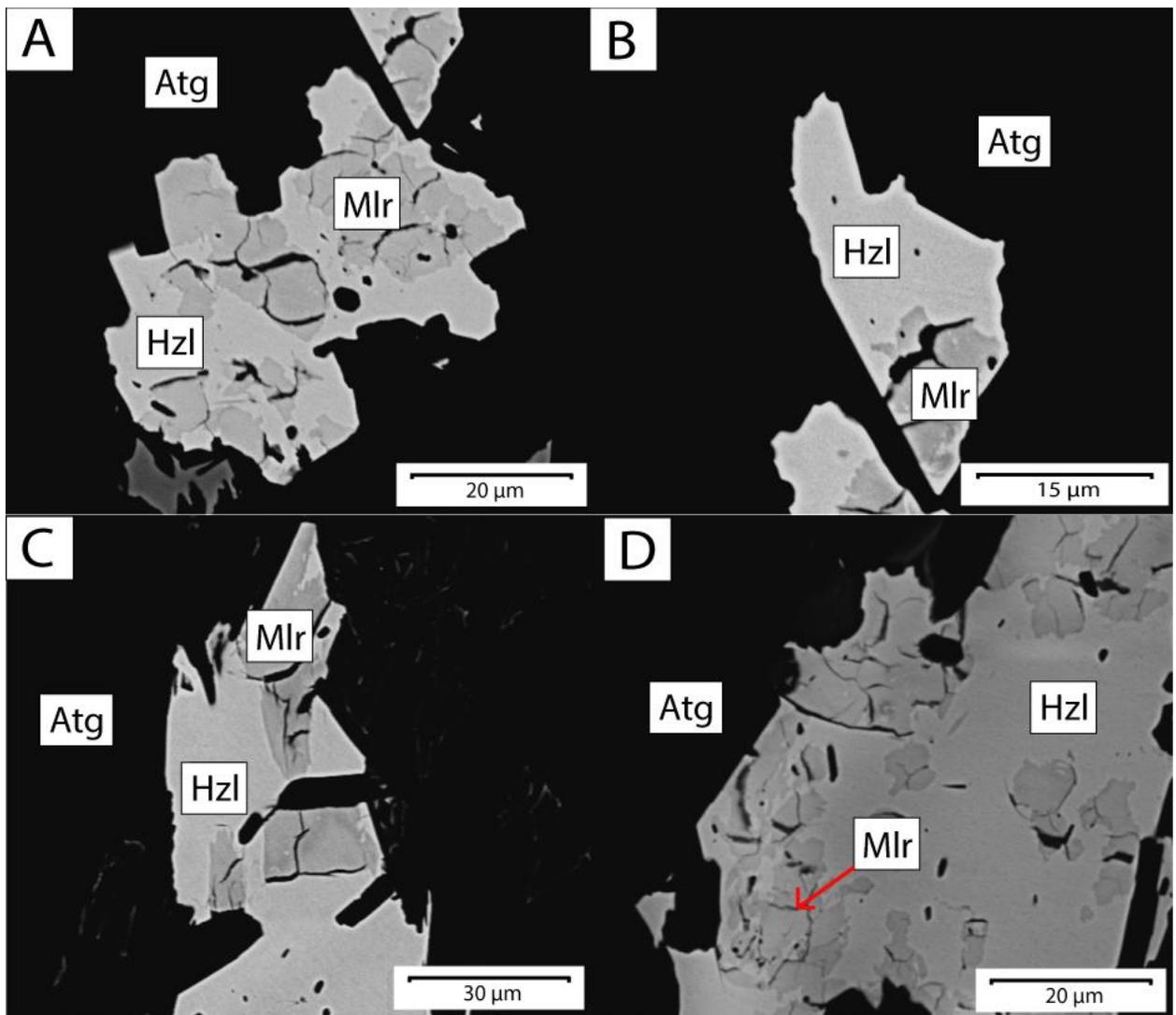


Figura 36. Microfotografía de electrones retrodispersados obtenida usando SEM. Fotos de Palo Blanco (PB16-1A).
Hzl=heazlewoodita, Mlr=millerita, Atg=antigorita.

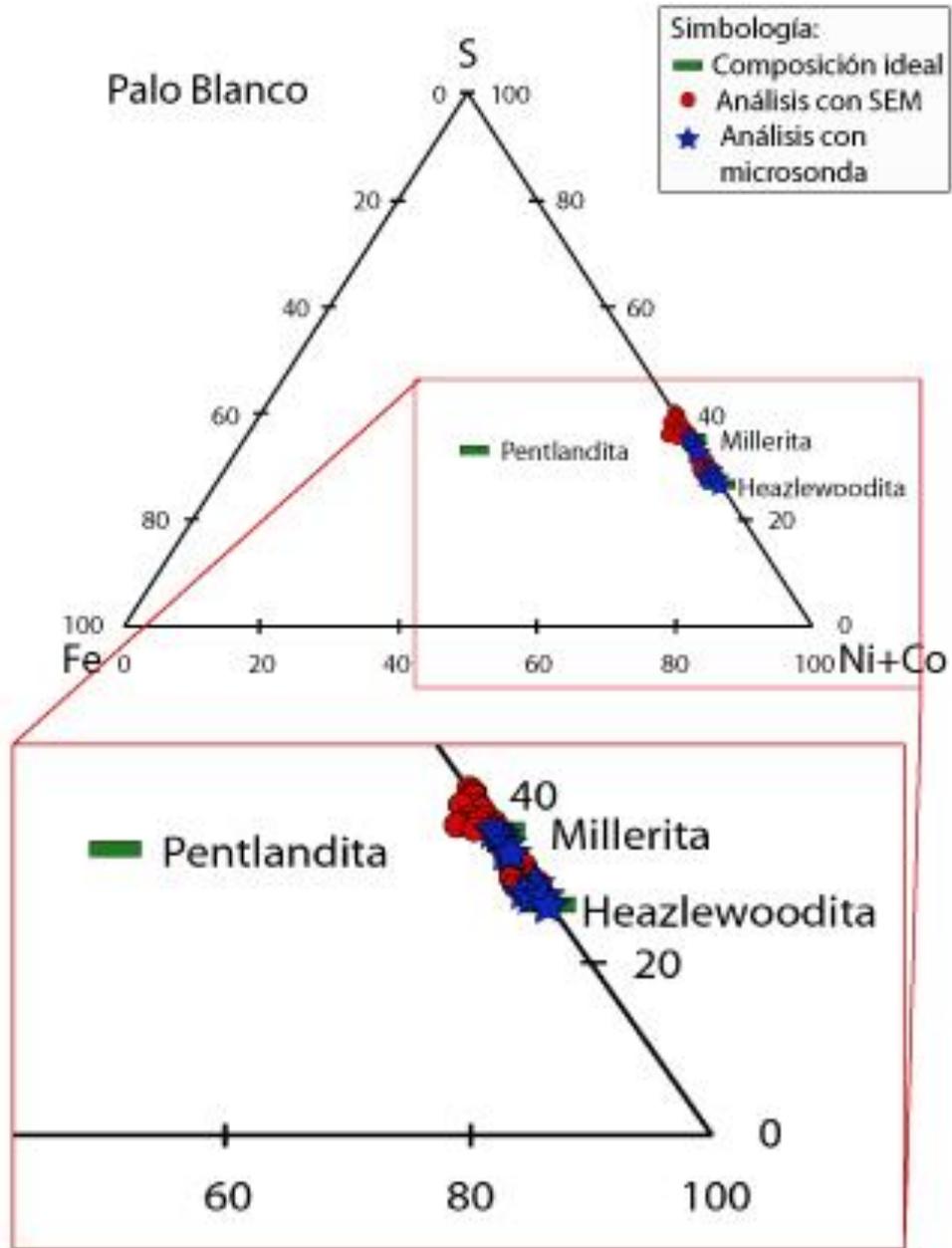


Figura 37. Diagramas ternarios del sistema Fe-Ni-S mostrando composición de los sulfuros de las muestras PB16-1A y PB16-3 analizadas con microsonda y las muestras PB16-1A y PB16-1B analizadas con SEM. Modificado de Craig (1973).

5.3.4. Camán

En las muestras de Camán no se realizaron análisis cuantitativos de los sulfuros con la microsonda electrónica debido a su pequeño tamaño ($<10\ \mu\text{m}$; Figura 38). Estos se encuentran en su mayoría dentro de los carbonatos, junto a magnetita y también rellenando intersticios entre los cristales de antigorita, en vetillas y dentro de grandes cristales de magnetita.

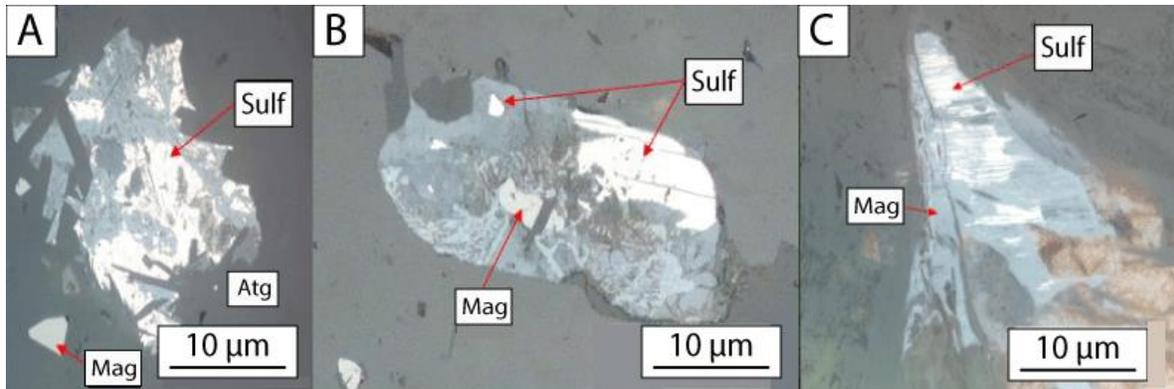


Figura 38. Fotos de microscopio óptico con luz reflejada. Fotos de Camán (CAM16-1 y CAM16-2). Se observan sulfuros (Sulf) junto a magnetita (Mag).

5.3 Distribución de metales nobles en roca total

Se realizaron análisis de Elementos del Grupo del Platino (Os, Ir, Ru, Rh, Pt Pd) y Au en roca total a todas las muestras analizadas en este estudio, las concentraciones medidas se encuentran en el Anexo A, Tabla 5. Las normalizaciones fueron realizadas a condrito C1 con los valores de McDonough y Sun (1995). El límite de detección es de 1 ppb para todos los EGP y de 2 ppb para el oro.

5.3.1. Quitratué

En las cuatro muestras analizadas (QT16-1, QT16-3, QT16-4 y QT26-5) el contenido total de EGP + Au varían entre 40 y 19 ppb. El Os varía entre 4 y 2 ppb, el Ir varía entre 5 y 3 ppb, Ru varía entre 8 y 4 ppb, Rh varía entre 2 y 1 ppb, Pt varía entre 10 y 5 ppb, Pd varía entre 6 y 1 ppb y Au varía entre 4 y 3 ppb (Anexo A, Tabla 5). Las razones de (Pd/Pt) entre 0,6 y 0,16; (Pd/Ir) entre 1,2 y 0,25; (Os/Ir) entre 1,3 y 0,4 y (Ru/Ir) entre 1,75 y 0,5. En la Figura 39 se muestran los patrones normalizados, pudiendo observarse una anomalía negativa en Pd y anomalía positiva en Au.

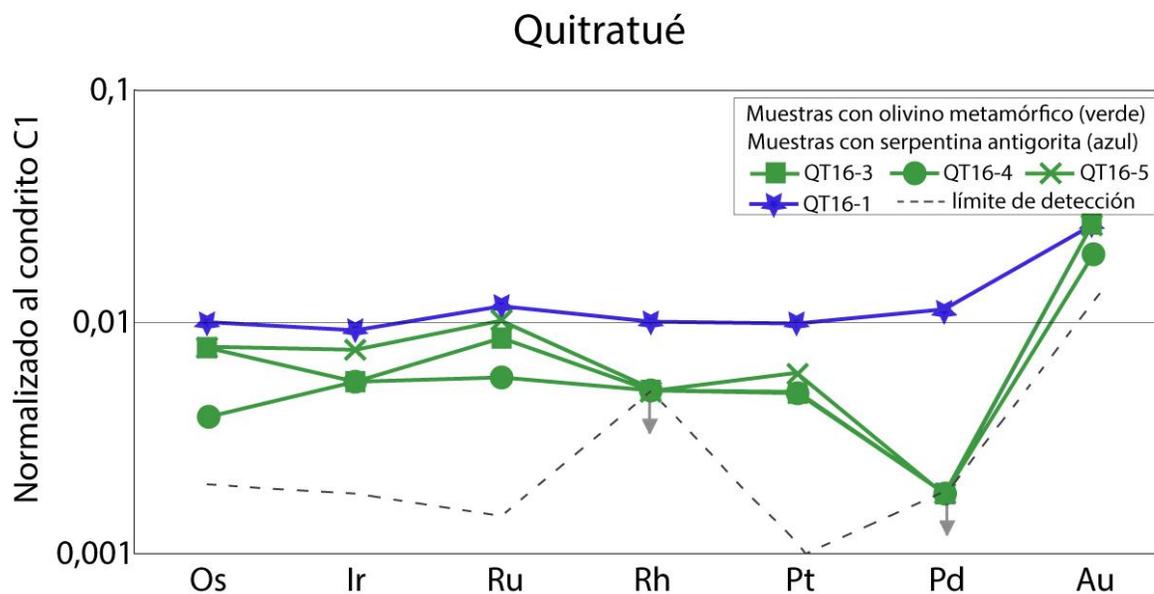


Figura 39. Patrones de EGP+Au de las muestras de Quitratué normalizados según C1 de Mc Donough y Sun (1995). Flecha gris indica que el contenido de estos elementos es el del límite de detección por lo cual podría ser inferior o igual al indicado.

5.3.2. Voipire

En las dos muestras analizadas (VP16-1 y VP16-6) el contenido total de EGP + Au varían entre 30 y 23 ppb. El contenido de Os en ambas es de 2 ppb, de Ir 4 ppb, Ru 5 ppb, Rh 2 y 1 ppb, Pt 8 y 6 ppb, Pd 6 y 2 ppb y Au 3 ppb (Anexo A, Tabla 5). Las razones de (Pd/Pt) son 0,3 y 0,75; (Pd/Ir) son 0,5 y 1,5; (Os/Ir) es 0,5 para ambas y (Ru/Ir) es 1,25 para ambas. La Figura 40 muestra anomalía negativa de Pd y positiva en Au.

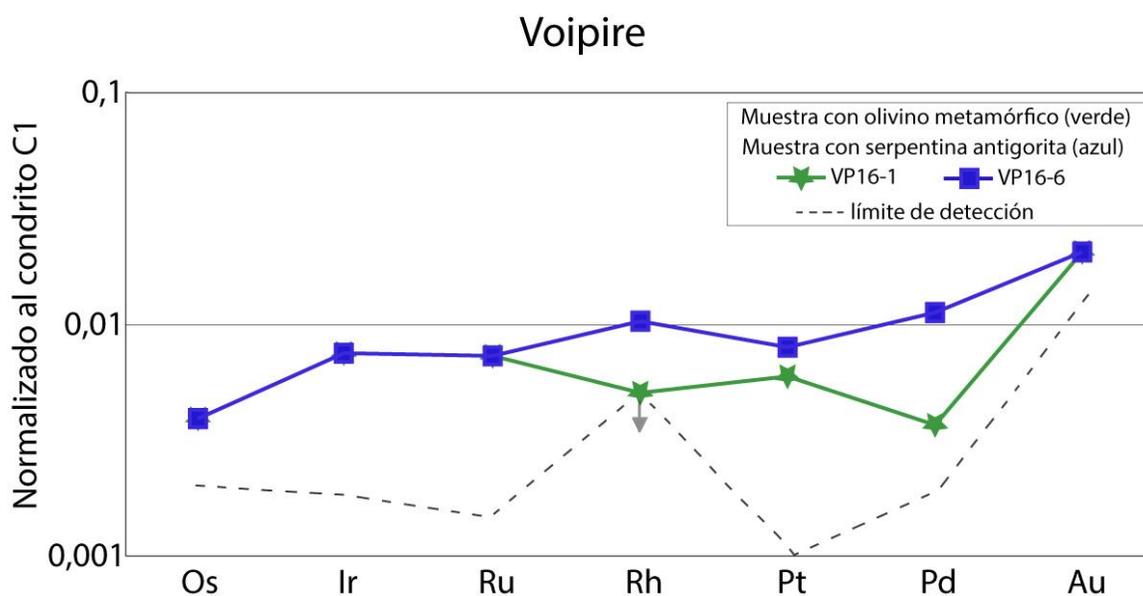


Figura 40. Patrones de EGP+Au de las muestras de Voipire normalizados según C1 de Mc Donough y Sun (1995). Flecha gris indica que el contenido de estos elementos es el del límite de detección por lo cual podría ser inferior o igual al indicado.

5.3.3. Palo Blanco

En las 2 muestras analizadas (PB16-1 y PB16-3) el contenido total de EGP + Au varían entre 38 y 19 ppb. Los contenidos de metales nobles en las dos muestras analizadas son los siguientes; Os 4 y 2 ppb, Ir 4 y 2 ppb, Ru 7 y 4 ppb, Rh 2 ppb y bajo el límite de detección, Pt 8 y 4 ppb, Pd 7 y 4 ppb y Au 6 y 3 ppb (Anexo A, Tabla 5). Las razones de (Pd/Pt) son 1 y 0,87; (Pd/Ir) son 1,75 y 0,5; (Os/Ir) es 1 para ambas y (Ru/Ir) es 1,75 y 0,5. La Figura 41 muestra anomalía negativa de Pt y anomalía positiva de Au.

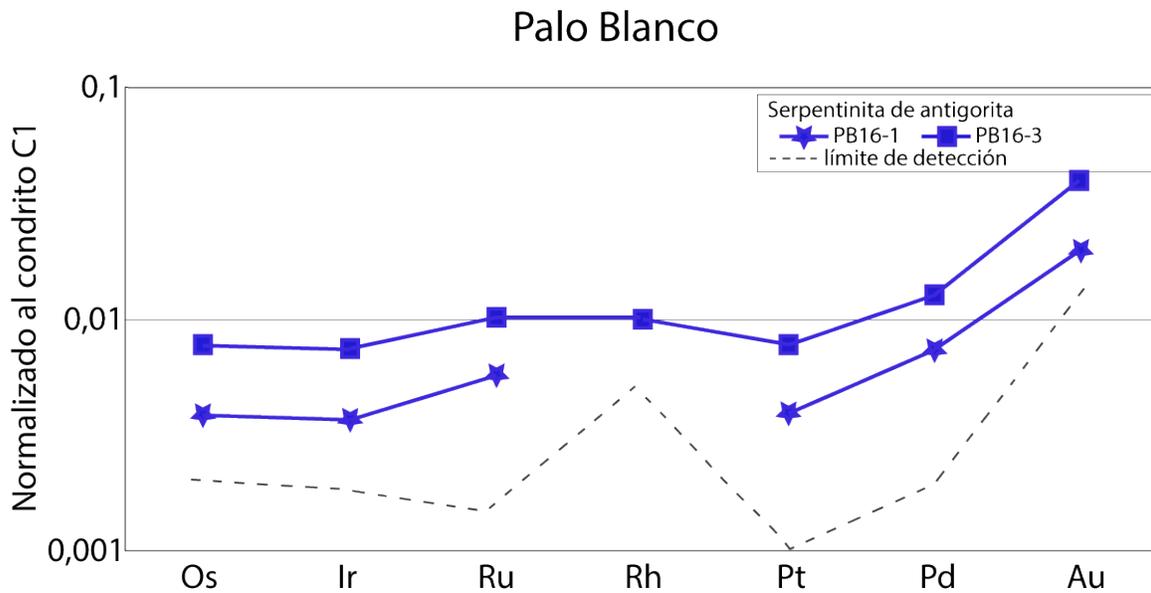


Figura 41. Patrones de EGP+Au de las serpentinitas de antigorita de Palo Blanco normalizados según C1 de Mc Donough y Sun (1995).

5.3.4. Camán

En las dos muestras analizadas (CAM16-1 y CAM16-2) el contenido total de EGP + Au varían entre 33 y 26 ppb. El Os alcanza hasta 3 ppb en ambas, Ir 5 y 4 ppb, Ru 8 y 7 ppb, Rh 2 y 1, Pt 8 y 7 ppb, Pd 7 y 2 ppb y Au 2 ppb y bajo el límite de detección para el Au. Las razones de (Pd/Pt) son 0,87 y 0,28; (Pd/Ir) son 1,75 y 0,4; (Os/Ir) es 0,75 y 0,6 y (Ru/Ir) es 1,75 y 1,6 (Anexo A, Tabla 5). La Figura 42 muestra que los elementos del grupo EGP-I se comportan similarmente, pero los del grupo EGP-P se comportan opuesto.

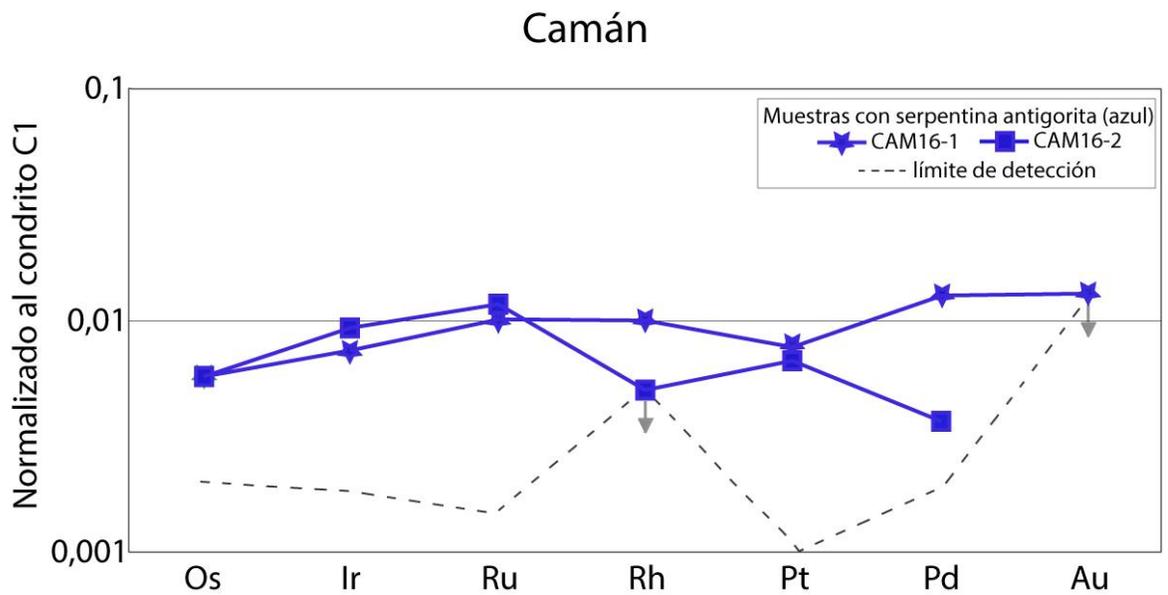


Figura 42. Patrones de EGP+Au de las serpentinitas de antigorita de Camán normalizados según C1 de Mc Donough y Sun (1995). Flecha gris indica que el contenido de estos elementos es el del límite de detección por lo cual podría ser inferior o igual al indicado.

5. Discusión

6.1. Asociaciones mineralógicas y petrografía

A continuación se muestra una tabla resumen de las asociaciones encontradas en las diferentes localidades estudiadas:

Tabla 3. Resumen de asociaciones minerales en cada localidad. Atg: antigorita, Mag: magnetita, Mlr: millerita, Hzl: heazlewoodita, Ol: olivino, Pn: pentlandita, Cb: carbonatos, Sulf: sulfuros.

Lugar	Asociación
Quitratué	Atg-Mag-Mlr-Hzl Atg-Mag-Ol-Mlr-Hzl-Pn
Voipire	Atg-Mag-Ol-Cb-Pn Atg-Mag-Cb-Sulf
Palo Blanco	Atg-Mag-Mlr-Hzl
Camán	Atg-Mag-Cb-Sulf Atg-Mag-Sulf

Claramente el mineral de serpentina que predomina es la antigorita, mientras que la lizardita es siempre tardía como indica su presencia exclusiva en vetillas posteriores. La antigorita puede llegar a ser estable a condiciones de hasta 720°C y 20 kbar o 620°C y 50 kbar (Evans, 2004 y Ulmer y Trommsdorff, 1995).

Las serpentinitas de antigorita estudiadas se pueden clasificar en dos grupos básicos: aquellas que presentan olivino metamórfico y las que no (Tabla 4). El origen metamórfico del olivino en las muestras de Voipire (VP16-1) y Quitratué (QT16-3, QT16-4 y QT16-5) viene dado por la presencia de inclusiones de antigorita en el mismo. El olivino metamórfico es indicativo de procesos de deshidratación de la serpentinitas cuando se alcanzan temperaturas de 450 a 650°C, y presiones equivalentes a 50 a 70 km de profundidad, preferentemente en ambientes de subducción.

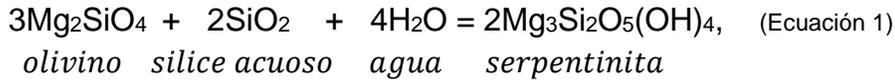
Tabla 4. Clasificación de muestras según su contenido en olivino metamórfico.

Serpentinita de antigorita	Serpentinita de antigorita con olivino metamórfico
CAM16-1	QT16-3
CAM16-2	QT16-4
VP16-6	QT16-5
QT16-1	VP16-1
PB16-1A	
PB16-1B	
PB16-3	

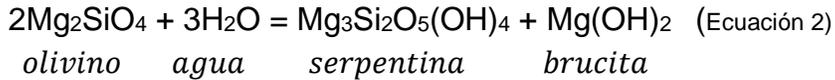
En general predominan las texturas no pseudomórficas (progrado) respecto a las texturas pseudomórficas (bastitas, texturas en malla, etc). La textura en cinta y en malla de algunas muestras (CAM16-2 y QT16-5) indican serpentización bajo condiciones estáticas, no así las que presentan vetillas alineadas en una misma dirección o una foliación preferencial (VP16-6).

Las reacciones implicadas en la serpentización son las siguientes:

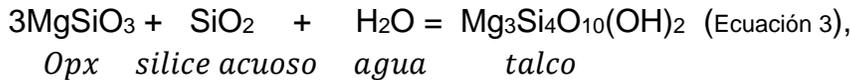
Primero partiendo por la hidratación del olivino,



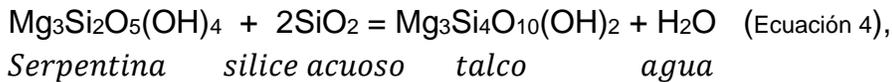
la cual rápidamente disminuirá la actividad del sílice en el fluido para que comience la siguiente ecuación,



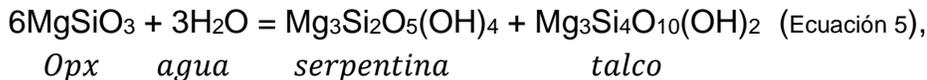
Para los piroxenos el proceso sería como la ecuación siguiente,



la cual disminuirá el sílice del fluido y esto gatillara la siguiente reacción,



y la reacción inicial del ortopiroxeno pasaría a ser la siguiente,



Según estas ecuaciones, si la roca fuese una ortopiroxenita, la cantidad de moles de serpentina y talco sería la misma, pero en una peridotita donde existe olivino hidratándose también, pasaría de contener talco a contener brucita, eliminando el talco de la asociación. A partir de mis propias observaciones petrográficas, las muestras estudiadas contienen porcentajes inferiores al 3% de talco, lo cual implica que su protolito no fue una ortopiroxenita, sino más bien una peridotita rica en olivino. Asimismo, los contenidos de bastitas menores al 10% vol, sugieren que los protolitos serían en su mayoría dunitas, a excepción de la muestra QT16-3, la cual presenta un

30% de bastitas de piroxeno, lo que lleva a sugerir que su protolito pudo ser una harzburgita. Las vetillas de talco en muestras de Camán sugieren procesos de alteración hidrotermal posterior a la serpentización. Así como también la presencia de carbonatos en estas muestras indicarían una alta concentración de CO₂.

El análisis petrográfico realizado aquí coincide con la interpretación de Salazar (2015) obtenida a partir de la distribución de los elementos mayores en las serpentinitas que sugiere que el protolito de las muestras de Voipire, Quitratué y Palo Blanco serían dunitas y/o harzburgitas. Asimismo, la composición química de los diferentes tipos de olivinos metamórficos presentes en Voipire y Quitratué aportado por Salazar (2015), sugiere que las rocas se equilibraron en dos eventos diferentes y en condiciones de presión-temperatura distintos, donde la roca serpentizada ascendió desde la formación del olivino metamórfico la cual forma la primera corona de serpentina y luego vuelve a descender y ascender para formar la segunda corona de serpentina, creando una convección antes de la exhumación. El máximo metamórfico sería superior a 450°C y a profundidades superiores a 50 km para poder crear olivino metamórfico. La distribución de los elementos mayores y trazas, conjuntamente con isotopos de Cl aportados por Salazar (2015) sugieren que el protolito original de las serpentinitas fueron dunitas y harzburgitas originadas en un ambiente abisal, y que luego fueron metamorfizadas (i.e., hidratadas) en una zona de subducción.

En la Figura 43. Esquema explicativo sobre la localización máxima alcanzada en profundidad de las muestras de cada localidad estudiada. se puede observar un esquema de la localización aproximada de las muestras de cada localidad según sus condiciones máximas de presión y temperatura estimadas a partir de la mineralogía presente en cada lugar.

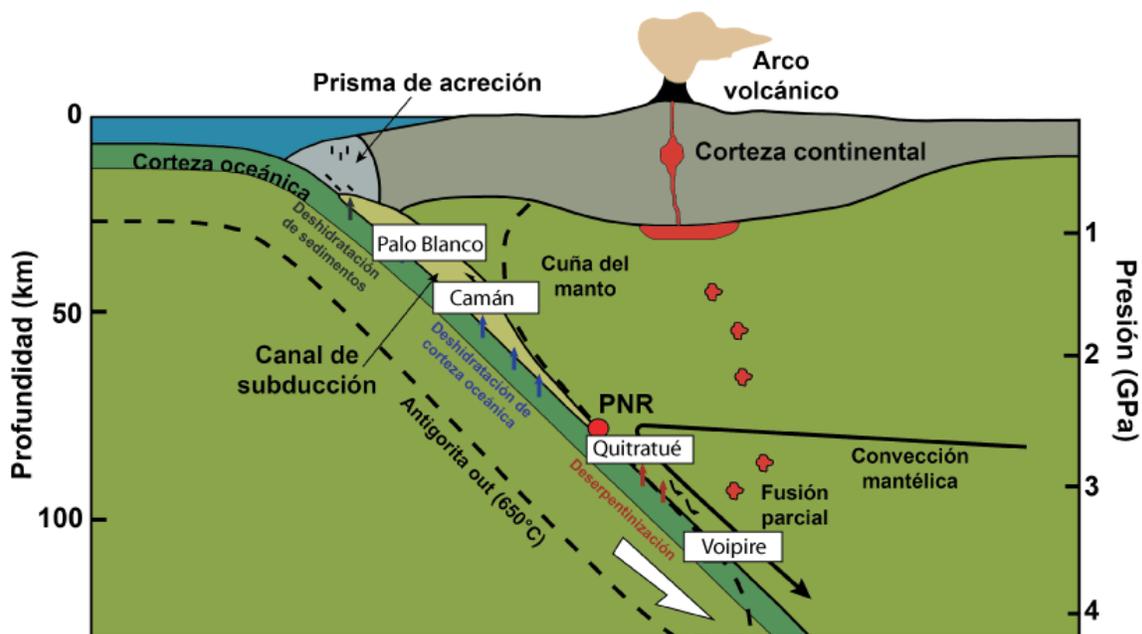


Figura 43. Esquema explicativo sobre la localización máxima alcanzada en profundidad de las muestras de cada localidad estudiada.

6.2. Relación de las fases de Fe-Ni-Co-S y temperaturas estimadas

En las peridotitas los sulfuros suelen ser fases primarias cristalizadas durante los procesos magmáticos (Guo *et al.* 1999), sin embargo, en serpentinitas por lo general son de origen secundario ya que su composición y estructura ha sido modificada por la serpentización. Dado que la mayoría de los sulfuros de las muestras estudiadas se encuentran intercrecidos con serpentinas o en vetillas que cortan la masa fundamental de la roca, se puede concluir que se formaron durante la serpentización.

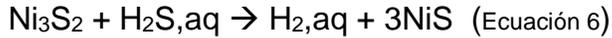
Según Eckstrand (1975) y Frost (1985) los metales nativos y aleaciones en el sistema Fe-Ni-O-S conjuntamente con sulfuros de Ni pobres en S (e.g., heazlewoodita) se forman en condiciones donde predominan las fugacidades de oxígeno y azufre extremadamente bajas. Las altas condiciones reductoras (alto H_2) creadas durante la serpentización permiten la estabilidad de metales nativos y sulfuros tales como heazlewoodita y polydimita. Cuando el proceso de serpentización se ha completado no queda olivino en la muestra y las condiciones de fugacidad de oxígeno aumentan, lo que da lugar a asociaciones ricas en sulfuros y magnetita o hematita.

El modelo de Eckstrand (1975) sugiere que en rocas parcialmente serpentizadas cuando aún quedan relictos de olivino se crean condiciones reductoras (baja fO_2) que favorecen la formación de magnetita en equilibrio con serpentina. En estas condiciones los sulfuros estables son principalmente awaruita, pentlandita y heazlewoodita. Cuando la serpentización progresa y se elimina el olivino aumenta la fugacidad de oxígeno en el sistema y se forma millerita. Dado que los límites de estas zonas no son exactos se puede producir traslapes como es el caso de las muestras de Quitratué y Palo Blanco, las cuales presentan sulfuros compuestos de millerita, heazlewoodita y pentlandita.

La presencia de awaruita-heazlewoodita en las serpentinitas con relictos de olivino, por lo tanto indica condiciones altamente reductoras. La asociación pentlandita-awaruita-magnetita es común en peridotitas serpentizadas y se produce por la desestabilización de la pentlandita. (Eckstrand 1975; Klein y Bach 2009). Klein y Bach (2009) indican que la asociación de pentlandita-awaruita-magnetita es exclusiva de peridotitas parcialmente serpentizadas, la asociación de pentlandita-heazlewoodita-magnetita es de peridotitas totalmente serpentizadas y que la asociación de magnetita-heazlewoodita en rocas totalmente serpentizadas es común pero menos abundante. La millerita por otra parte se produce solamente en rocas esteatitizadas. La formación de magnetita en peridotitas ocurre solo después de una gran cantidad de hidratación (Bach *et al.* 2006). Durante el proceso de esteatitización los sulfuros de Ni pobres en S pasan a ser reemplazados progresivamente por sulfuros de Ni ricos en S. La sucesión de minerales va de heazlewoodita a millerita y posteriormente a polydimita-violarita. Esto indica incremento en la fugacidad de oxígeno y sulfuro. Frost (1985)

sugirió que, a medida que la fugacidad de oxígeno disminuye en las serpentinitas los sulfuros estables van de millerita (NiS) a pentlandita ((Fe,Ni)₉S₈) y a heazlewoodita (Ni₃S₂).

La millerita crece a expensas de los sulfuros de Ni pobres en S como la heazlewoodita como se ve en la siguiente ecuación:



Los sulfuros encontrados en las muestras estudiadas son heazlewoodita (Ni₃S₂) junto a millerita (NiS) en las muestras de Quitratué y Palo Blanco, con la excepción de la muestra QT16-4, en la cual además se encontró pentlandita ((Fe,Ni)₉S₈) asociada a los dos sulfuros mencionados anteriormente (Figura 44). En Quitratué la pentlandita presenta porcentajes de hasta 15% en peso de Co, lo cual fue analizado con SEM. La presencia de estos sulfuros indicaría que el fluido serpentinizante tenía alta f_{S_2} . Las asociaciones de sulfuros presentes en Quitratué y Palo Blanco son magnetita-millerita-heazlewoodita-pentlandita y magnetita-heazlewoodita-millerita respectivamente y para Voipire es magnetita-pentlandita. En general los minerales opacos niquelíferos se encuentran como granos diseminados en la matriz de serpentina o en vetillas posteriores rellenas de serpentina-magnetita.

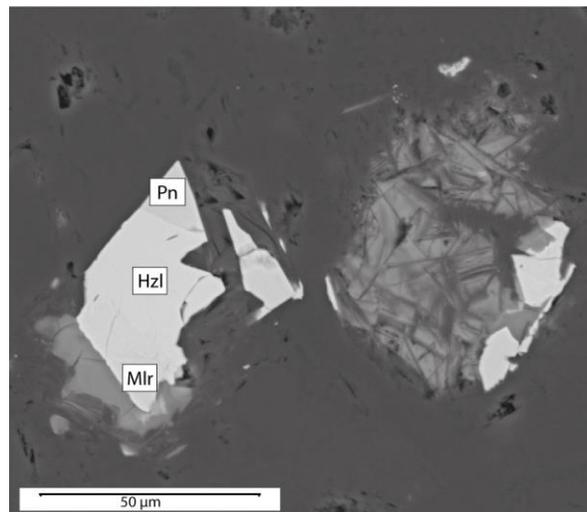


Figura 44. Microfotografía de electrones retrodispersados obtenida usando SEM. Foto de Quitratué (QT16-4).
Mir=millerita, Hzi=heazlewoodita, Pn=pentlandita.

La asociación magnetita-millerita-heazlewoodita-pentlandita y magnetita-heazlewoodita-millerita en las muestras de Quitratué y Palo Blanco respectivamente muestran un aumento en la fugacidad de O y S (f_{O_2} y f_{S_2} , respectivamente), y evidencian un proceso de esteatitización $\text{Ni}_3\text{S}_2 + \text{H}_2\text{S, aq} \rightarrow \text{H}_2, \text{aq} + 3\text{NiS}$ (Ecuación 6).

En Voipire se encontró solamente pentlandita, asociada a magnetita. Todas las pentlanditas analizadas presentan un pequeño porcentaje de Cobalto (Co) de entre un 0.8 y 1.8% en peso. La magnetita y pentlandita se encuentran en contacto, lo cual se da a entender que se presentan en equilibrio. La morfología de los grano de pentlandita, irregulares, con inclusiones de magnetita y con algún grado de corrosión superficial.

En el proceso de cristalización cercano a los 900°C, se alcanza la máxima solubilidad de Ni en MSS, pudiendo alcanzar un 60 % en peso, el cual puede ser retenido durante el enfriamiento hasta temperaturas de 700°C (Kullerud *et al.*, 1969; Guo *et al.*, 1999), donde ocurre la exsolución de fases ricas en Ni como la pentlandita. Las pentlanditas indican temperaturas menores a 700°C y mayoritariamente son exsoluciones de fases de mayor temperatura (Raghavan, 2004).

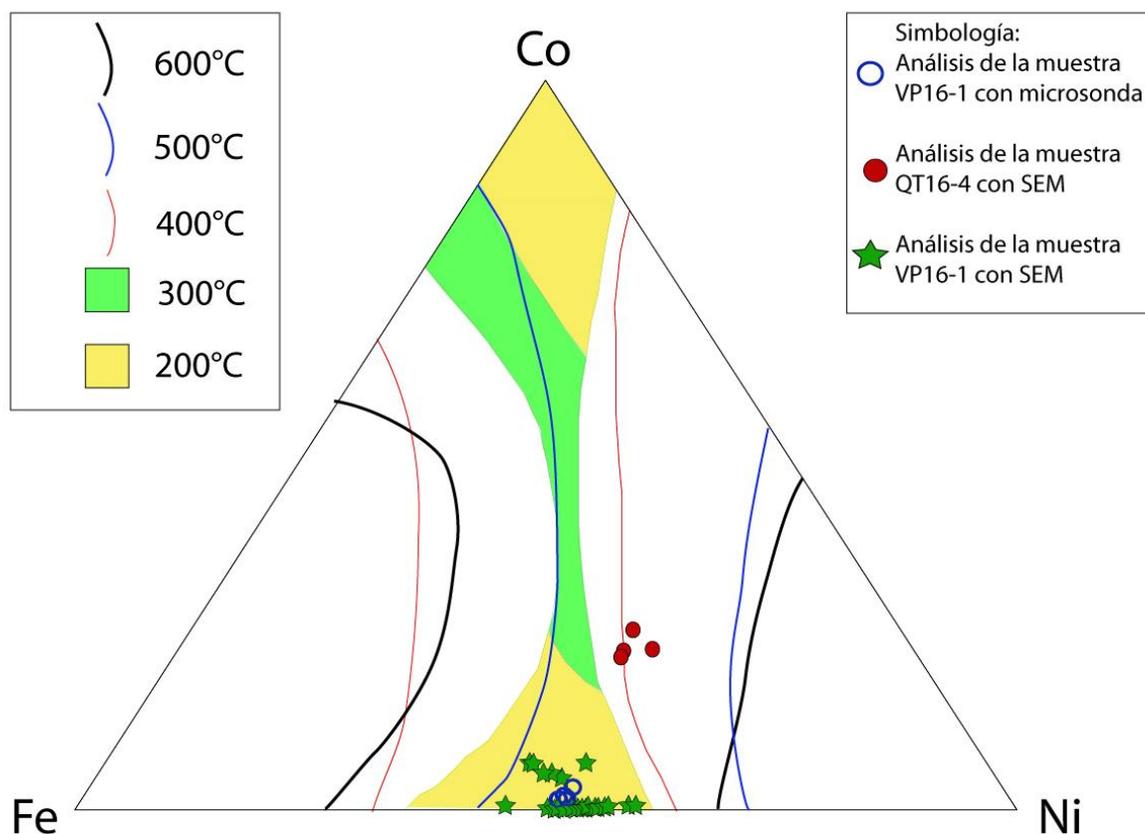


Figura 45. Gráfico de clasificación de pentlandita según su composición. Modificado de Kaneda *et al.* (1986).

En la Figura 45 se puede observar un triángulo de clasificación de pentlanditas según su contenido en Co, Ni y Fe el cual indica temperatura de formación. En el caso de las muestras aquí estudiadas los resultados son una temperatura de 200°C para las pentlanditas de la muestra VP16-1, tanto para los análisis realizados con microsonda como para los realizados con SEM. Estos sulfuros se encuentran intercrecidos con magnetita y antigorita, englobando cristales granulares de magnetita, por lo que se habrían formado posteriormente junto a un evento de serpentización tardío, consecutivo a la formación de la serpentinita de la matriz y del olivino metamórfico, lo cual es correlativo con la temperatura de 200°C. También se graficaron las pentlanditas encontradas en la muestra QT16-4 de la localidad de Quitratue las cuales entregaron temperaturas cercanas a los 400°C, por lo que estas pentlanditas habrían sido formadas junto a la serpentización.

Respecto al origen de los sulfuros, en todas las muestras estudiadas se observan intercrecidos con antigorita y magnetita por lo que estos serían formados durante la serpentización y no serían relictos del protolito.

6.3 Movilidad de metales nobles durante el metamorfismo de rocas ultramáficas

A continuación se presentan dos patrones de metales nobles (Figura 46) en el cual se agruparon las muestras según si contienen o no olivino metamórfico. El contenido de olivino metamórfico varía entre un 2 y 50% del total de la roca. Se puede observar que todas las muestras con olivino metamórfico presentan patrones similares, presentando una anomalía negativa en Paladio (Pd) y Rodio (Rh), siendo esta última no tan significativa como la del Paladio. La anomalía negativa en Paladio en las muestras con olivino metamórfico evidencia una pérdida de este elemento asociado al metamorfismo de alto grado, es decir, a la deserpentinización asociada a la formación de olivino metamórfico.

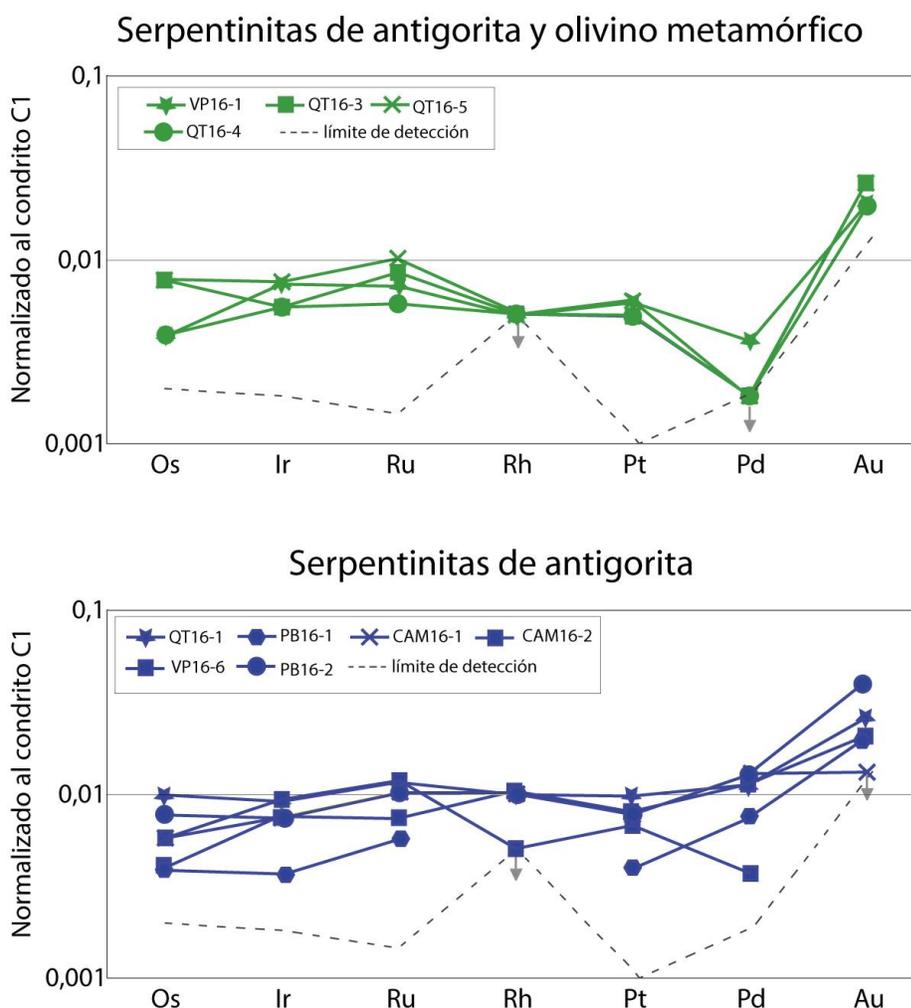


Figura 46. Patrón de metales preciosos para serpentinitas de antigorita y olivino metamórfico y serpentinitas de antigorita. Normalizados según C1 de Mc Donough y Sun (1995). Flecha gris indica que el contenido de estos elementos es el del límite de detección por lo cual podría ser inferior o igual al indicado.

Las muestras sin olivino metamórfico (Figura 46) presentan un patrón plano con anomalía positiva en Au, sin embargo, la muestra CAM16-2 presenta un patrón similar a las muestras con olivino metamórfico, es decir, anomalías negativas en rodio y paladio, pero no tan significativo como los patrones de las muestras con olivino metamórfico.

Las Figura 47 y Figura 48 muestran los patrones de metales nobles obtenidos en los análisis de las serpentinitas estudiadas, diferenciando las muestras con olivino metamórfico y las con serpentinita de antigorita, como referencia se muestra también los campos de serpentinitas recopiladas de bibliografías de dos diferentes protolitos, peridotitas abisales y peridotitas de cuña mantélica.

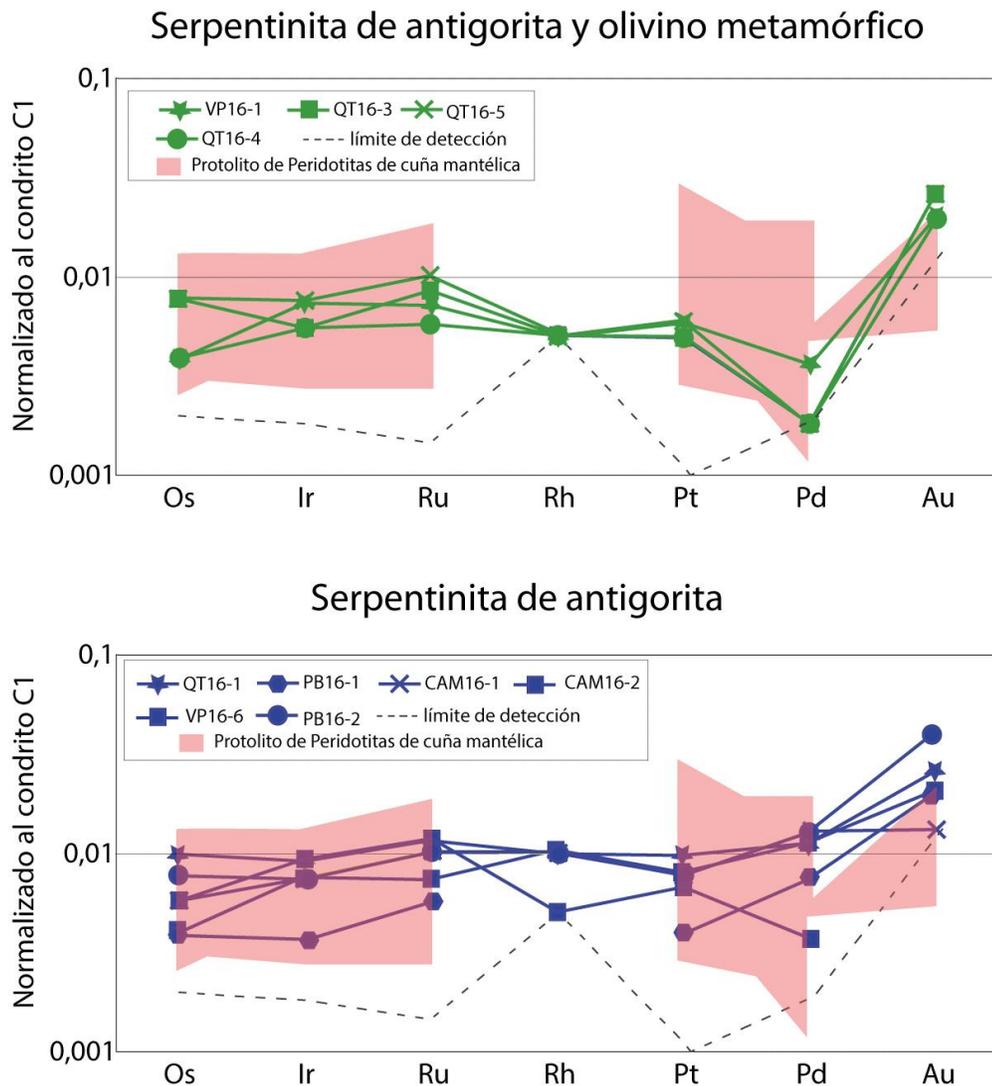
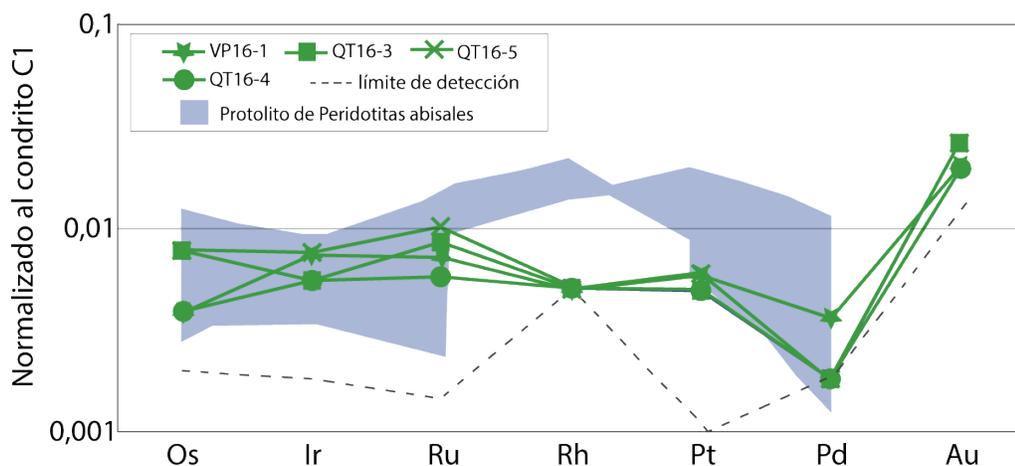


Figura 47. Gráfico de patrones normalizados para serpentinitas de antigorita y olivino metamórfico y serpentinitas de antigorita, junto a campo referencial de serpentinitas con protolito de cuña mantélica. Los datos fueron recopilados de Hattori y Guillot (2007); Guillot (2001); Blanco-Quintero et al.(2011); Walker et al.(2007) y Saumur et al.(2009). Los patrones fueron normalizados al condrito C1 según Mc Donoug y Sun (1995).

Serpentinita de antigorita y olivino metamórfico



Serpentinita de antigorita

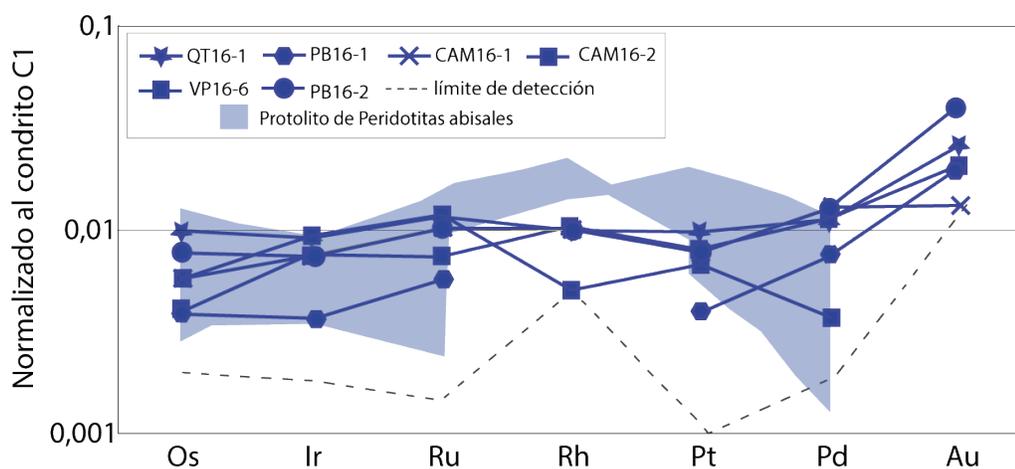


Figura 48. Gráfico de patrones normalizados para serpentinitas de antigorita y olivino metamórfico y serpentinitas de antigorita, junto a campo referencial de serpentinitas con protolito de peridotitas abisales. Los datos fueron recopilados de Hattori y Guillot (2007); Blanco-Quintero et al.(2011) y Saumur et al.(2009). Los patrones fueron normalizados al condrito C1 según Mc Donoug y Sun (1995).

Los patrones de las muestras estudiadas se ajustan muy bien en los elementos del Os, Ir, Ru al campo de las serpentinitas con protolito de peridotitas abisales y de cuña mantélica y el Pd y Pt también caen relativamente dentro de ambos campos. Existe un enriquecimiento en Au el cual puede deberse a que es un elemento muy móvil en los procesos de alteración. A partir de los estudios petrográficos se sugiere que el protolito de las serpentinitas de Voipire, Palo Blanco y Quitratué fue una dunita, lo cual es consistente con previos resultados de Salazar (2015). De acuerdo con este último autor, la distribución de elementos traza sería un protolito con olivino y ortopiroxeno, a

excepción de algunas muestras de Quitratué las cuales podrían corresponder a rocas con olivino y clinopiroxeno. El ambiente de serpentinización correspondería tanto a la subducción como al ambiente abisal, según análisis de elementos traza. Pudiendo ser el caso de serpentinitas abisales las cuales fueron refertilizadas en un contexto de subducción.

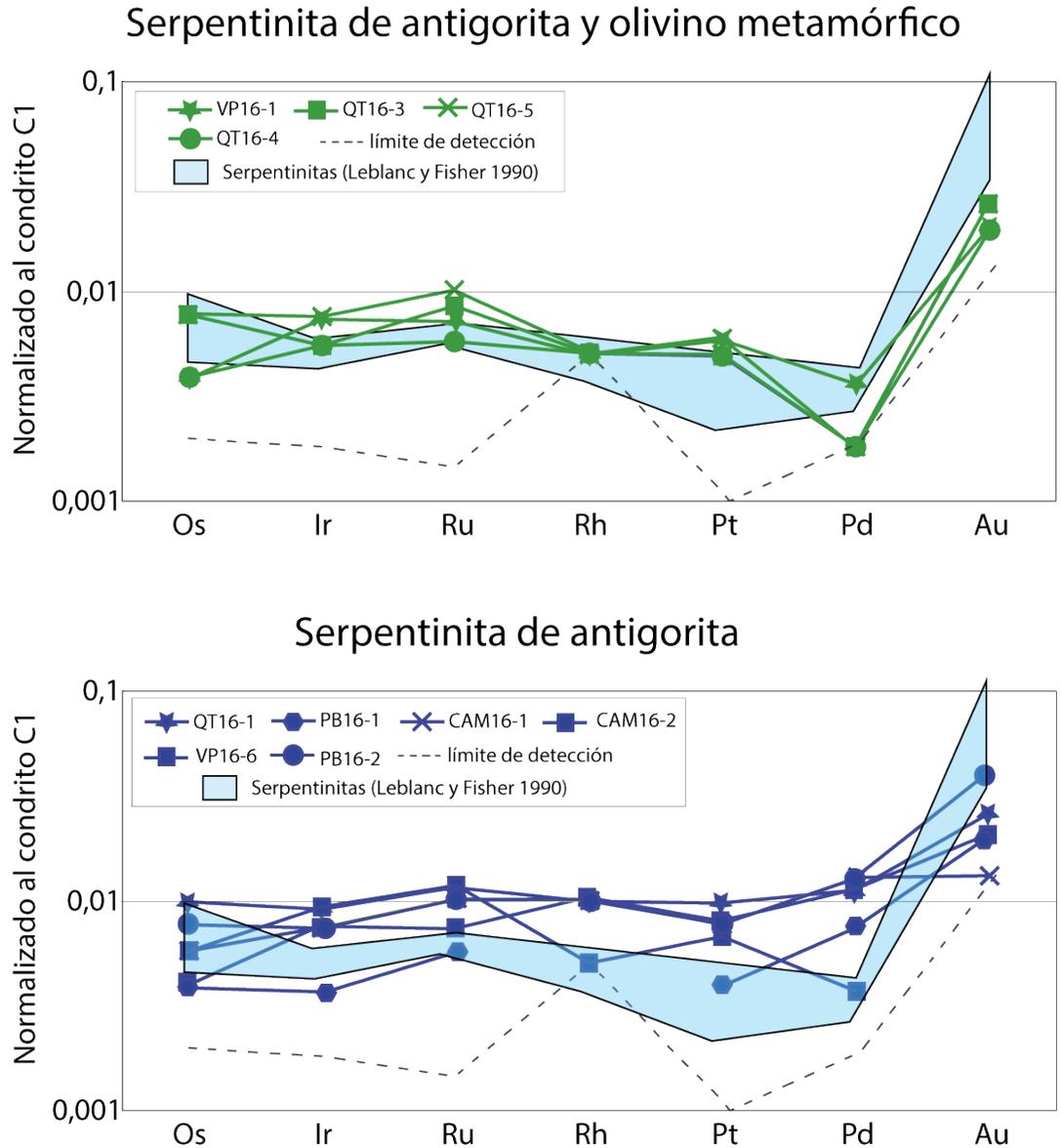


Figura 49. Gráfico de comparación entre el campo de patrones de EGP para serpentinitas de peridotitas mantélicas y plutónicas del complejo ofiolítico de Bou-Azzer (Leblanc y Fisher (1990)) y los datos obtenidos de las muestras estudiadas, serpentinitas de antigorita y olivino metamórfico y serpentinitas de antigorita.

En la Figura 49 se observa que los resultados obtenidos de las muestras analizadas sigue un patrón similar al obtenido por Leblanc y Fisher (1990) en serpentinitas de Bou-Azzer, parte central de las montañas de Anti-Atlas, las cuales pertenecen a un complejo ofiolítico de zona de suprasubducción. En dicha ofiolita la asociación principal presente en estas serpentinas es lizardita-crisotilo-magnetita. Este campo muestra un enriquecimiento importante en Au, un empobrecimiento en Pd y Pt y un patrón relativamente plano para los elementos del grupo IEGP (Os, Ir, Ru). Sin embargo, difieren de este campo algunas muestras que no presentan un empobrecimiento tan importante en Rh, Pt y Pd. En general siguen el mismo patrón pero con concentraciones un poco mayores.

El paladio presenta mayor solubilidad que el platino, por lo cual es más móvil que el platino, esto se puede observar en las importantes anomalías negativas presentes en los patrones de metales nobles para serpentinitas de antigorita y olivino metamórfico. Respecto a los fluidos hidrotermales que movilizaron al Pd, se sabe que las condiciones de estas rocas son altamente reductoras por lo que los complejos bisulfurados serían los que movilizarían este elemento. El paladio por otra parte, se moviliza en grandes cantidades como complejo clorurado a temperaturas inferiores a 350°C y solo bajo condiciones extremadamente oxidantes y acidas independientemente de la salinidad, por lo que no sería este el caso de las muestras estudiadas.

6. Conclusión

En todas las muestras estudiadas el mineral de serpentina predominante es la antigorita. En las localidades de Quitratué y Voipire se identificaron un grupo de muestras con olivino metamórfico. La presencia de olivino metamórfico define diferentes condiciones de presión y temperatura. Así el olivino metamórfico es estable sólo a altas temperaturas (500 a 700°C) y presiones equivalentes a 50 a 70 km de profundidad en ambientes de subducción. Aquellas rocas que no presentan olivino metamórfico y en las cuales predomina la antigorita, las condiciones de presión y temperatura serían levemente inferiores, con temperaturas menores a 650°C y presiones de entre 1 y 2 GPa.

La mayoría de las serpentinitas estudiadas proceden de la hidratación de dunitas, con la excepción de una muestra de Quitratué que presenta un mayor contenido de relictos de piroxeno y que podría derivar de una harzburgita y la muestra VP16-1 que es una harzburgita secundaria pero no se identificó su protolito. Las dunitas corresponderían a peridotitas originadas en un ambiente abisal, las cuales fueron subducidas, en ocasiones a altas presiones y temperaturas más allá del límite de estabilidad de la antigorita.

En todas las muestras estudiadas se observan intercrecimientos de sulfuros (heazlewoodita, millerita y pentlandita,) con antigorita y magnetita. Dicha relación textural sugieren que los sulfuros se formaron durante la serpentización y no serían relictos del protolito. No existe una asociación directa entre el contenido y tipo de sulfuros con el patrón de metales nobles, con lo cual se sugiere que podrían ser otras fases, tales como la cromita la que controlan la distribución de metales nobles. Los patrones de los metales nobles se ajustan bien al patrón de serpentinas con protolito de peridotitas abisales y de subducción, consistente con las interpretaciones previas. Se encontró una anomalía común en las muestras con olivino metamórfico en Pd y en menor medida en Rh, lo cual indicaría que existe una movilización de estos elementos durante el proceso de deserpentinización y formación de olivino metamórfico a mayor profundidad. Los fluidos hidrotermales que movilizaron al Pd, dadas las condiciones altamente reductoras de estas rocas serían los complejos bisulfurados.

7. Bibliografía

- Aguirre, L., Hervé, F., Godoy, E. (1972). Distribution of metamorphic facies in Chile, an outline. *Krystalinikum*, 9: 7-19.
- Alfaro, G. (1982). Distribución de la mineralización de la Cordillera de la Costa entre los 38° y 40° latitud sur. *Congreso Geológico Chileno*, 3: E38-E59. Concepción.
- 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.
- Barnes, S.J., Boyd, R., Korneliussen, A. (1988). “The use of mantle normalization and metal ratios in discriminating between the effects of partial melting, crystal fractionation and sulphide segregation on platinum-group elements, gold, nickel and copper: examples from Norway,” in *Proceedings of the Geo- Platinum Conference*, H. M. Prichard, J. W. Bowles, and P. Potts, Eds., pp. 113–143, Elsevier, Amsterdam, The Netherlands.
- Barra, L.F. (1996). Memoria para optar al Título de Geólogo. “Estudio petrográfico de serpentinitas y mineralógico de cromitas del área de La Cabaña, Provincia de Cautin, IX región, Chile.
- Barra, F., González-Jiménez, J.M., Gervilla, F., Reich, M., (2014). Peridotitas y mineralizaciones de cromita asociadas en el área de La Cabaña, Chile Central. *Revista de la sociedad española de mineralogía*.
- Barra, F., Rabbia, O., Alfaro, G., Miller, H., Höfer, C., Kraus, S. (1998). Serpentinitas y cromitas de La Cabaña, Cordillera de la Costa, Chile central. *Revista Geológica de Chile* 25, (1).
- Becker, H., Horan, M.F., Walker, R.J., Gao, S., Lorand, J.-P., Rudnick, R.L., (2006). Highly siderophile element composition of the Earth’s primitive mantle: constraints from new data on peridotite massifs and xenoliths. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 70, 4528-4550.
- Blanco-Quintero, I.F., Proenza, J.A., García-Casco, A., Tauler, E., Galí, S., (2011). Serpentinites and serpentinites within a fossil subduction shannel: La Corea mélange, eastern Cuba. *Geological Acta*, Vol.9, nº 3-4, 389-405.

- Bucher, Kurt and Grapes, Rodney. (2011). *Petrogenesis Of Metamorphic Rocks*. Ed. 8th Springer.
- Chan, T.K., Finch, I.J. (2001). Determination of platinum-group elements and gold by inductively coupled plasma mass spectrometry. In: Australian Platinum Conference, Perth, Western Australia.
- Craig, J.R. (1973). Pyrite-Pentlandite assemblages and other low-temperature relations in the Fe-Ni-S system. *American Journal of Science*. 273-A: 496-510.
- 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.
- Eckstrand, O.R. (1975) The Dumont serpentinite; a model for control of nickeliferous opaque mineral assemblages by alteration reactions in ultramafic rocks. *Econ. Geol.* 70: 183-201.
- Evans, B.W. (2004). The serpentinite multisystem revisited; chrysotile is metastable. *International Geology Review* 46: 479-506.
- Fischer, W., Amoss, J., Leblanc, M. (1988). PGE distribution in some ultramafic rocks and minerals from the Bou Azzer ophiolite complex (Morocco). In: Priehard HM, Potts P J, Bowles JFW, Cribb SJ (eds) *Geoplatinum 87*. Elsevier Applied Science, London, 199-210.
- Frost, B.R. (1985). On the Stability of Sulfides, Oxides, and Native Metals in Serpentinite. *J. Petrol.* 26: 31-63.
- Frost, B.R. and Beard, J.S., (2007). On Silica Activity and Serpentinization. *Journal of Petrology*, 48 (7): 1351-1368.
- Galdames, C.F. (2009), Memoria para optar al Título de Geólogo “Elementos del Grupo del Platino en rocas ultramáficas de La Cabaña”, Región de La Araucanía, Chile.
- González-Bonorino, F. (1970). Series Metamórficas del Basamento Cristalino de la Cordillera de la Costa, Chile Central. Universidad de Chile, Departamento de Geología, Publicación, No. 37, 80.
- González-Jiménez, J.M., Barra, F., Garrido, L.N.F., Reich, M., Satsukawa, T., Romero, R., Salazar, E., Colás, V., Orellana, F., Rabbia, O., Plissart, G., Morata, D., (2015). A secondary precious and base metal mineralization in chromitites linked to the development of a Paleozoic accretionary complex in Central Chile. *Ore Geology Reviews*, 78: 14-40.
- González-Jiménez, J.M., Barra, F., Walker, R.J., Reich M., Gervilla, F. (2014). Geodynamic implications of ophiolitic chromitites in the La Cabaña ultramafic bodies, Central Chile. *International Geology Review*, 56(No. 12): 1466–1483.

- Guillot S., Hattori K., Sigoyer J. (2001). Mantle wedge serpentinization and exhumation of eclogites: Insights from eastern Ladakh, northwest Himalaya. *Geology*, 28; no.3: 199-202.
- Guo, J., Griffin, W.L., O'Reilly, S.Y. (1999). Geochemistry and origin of sulphide minerals in mantle xenoliths: Qilin, Southeastern China. *Journal of Petrology*, 40(7): 1125- 1149.
- Hattori K. and Guillot S. (2007). Geochemical character of serpentinites associated with high- to ultrahigh-pressure metamorphic rocks in the Alps, Cuba, and the Himalayas: Recycling of elements in subduction zones. *Geochemistry, Geophysics, geosystems*, v.8.
- Hernández, E.M., (2015). 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, Universidad de Chile, Facultad de ciencias físicas y Matemáticas, Departamento de Geología.
- Hervé, F. (1974). Petrology of the crystalline basement of Nahuelbuta Mountains, South-Central Chile. Ph.D. Thesis (Unpublished), University of Hokkaido: 86.
- Höfer, C., Kraus, S., Miller, H., Alfaro, G, Barra, F. (2001). Chromite–Bearing Serpentine Bodies Within An Arc–Backarc, Metamorphic Complex Near La Cabaña, South Chilean Coastal Range. *Journal Of South American Earth Sciences*, 14: 113–126.
- Jamtveit, Bjorn and Austrheim, Hackon. (2010). Metamorphism: The Role Of The Fluids. *Elements*, 6: 153–158.
- Kaneda, H., Takenouchi, S. y Shoji, T. (1986). Stability of pentlandite in the Fe-Ni-Co-S system. *Mineralium Deposita*, 21: 169-180.
- Keasy, R.R., (1995). “The role of komatiitic and picritic magmatism and S-saturation in the formation of ore deposits,” *Lithos*, 34 (no. 1–3): 1–18.
- Kerrick, D., (2002). Serpentine Seduction. *Science*, 298: 1344–1345.
- Klein F. and Bach W., (2009) Fe-Ni-Co-O-S phase relations in peridotite- seawater interactions. *J Petrol*, 50: 37–59.
- Kullerud, G., Yund, R. A., Moh, G. H., (1969). Phase relations in the Cu-Fe-S, Cu-Ni- S, Fe-Ni-S systems, in Wilson, H. D., ed., *Magmatic ore deposits: Economic Geology Monograph*, 4: 323-343.
- Leblanc, M., (1991). Platinum Group Elements and Gold in Ophiolitic Complexes: Distribution and Fractionation from Mantle to Oceanic Floor. Tj. Peters *et al.* (Eds), *Ophiolitic Genesis and Evolution of the Oceanic Lithosphere*, 231-260.

- Leblanc, M. and Fisher, W. (1990). Gold and Platinum-Group Elements in cobalt-arsenide ores: hidrothermal concentration from a serpentinite source-rock (Bou Azzer, Morocco), *Mineral.Petrology*, 42: 197-209.
- Li, Zheng-Xue Anser and Lee, Cin-Ty Aeolus (2006). 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.
- McDonough, W.F. and Sun, S.S. (1995). The composition of the Earth. *Chemical Geology*, 120: 223-254.
- Miyashiro, A. (1961). Evolution of metamorphic belts. *Journal of Petrology*, 2: 277-311.
- O'Hanley, D. S. (1996). Serpentinites, Records of Tectonic and Petrological History (34 ed.). New York, Oxford: Oxford Monographs on Geology and Gheophysics, 135 (Issue 1): 143-158.
- Orellana, F. (2016). Tesis para optar al Título de Magíster en ciencias, Mención Geología. Petrología de las rocas máficas y ultramáficas en la Serie Occidental del centro-sur de Chile (39° - 40°).
- Oshin, I.O. and Crocket, J.H. (1982). Noble metals in Thetford Mines ophiolites, Quebec, Canada. Part I: distribution of gold, iridium, platinum, and palladium in the ultramafic and gabbroic rocks, *Econ. Geol.*, 77: 1556-1570.
- Raghavan, V (2004). Fe-Ni-S (Iron-Nickel-Sulfur), *J. Phase Equilib. Diff.*, 25(4): 373-381.
- Reynard, B., (2013). Serpentine in active subduction zones. *Lithos* 178: 171-185.
- Rianudo, C. and Gastaldi, D. (2003). Characterization of Chrysotile, Antigorite and Lizardite by FT- Raman Spectroscopy. *Canadian Mineralogist*, 41: 883-890.
- Salazar, E. (2015). Geoquímica y mineralogía de los cuerpos serpentiniticos del complejo ofiolítico del centro sur de Chile. Memoria para optar al título de Geólogo, Universidad de Chile, Facultad de ciencias físicas y Matemáticas, Departamento de Geología.
- Salazar, E., Romero, R., Barra, F., Barnes, J., Reich, M., (2012). Caracterización Mineralógica e Isótopos Estables de Cl de Serpentinitas del Centro-Sur de Chile. Universidad de Chile. Departamento de Geología.
- Saumur B., Hattori K., Guillot S. (2009) Contrasting origins of serpentinites in a subduction complex, northern Dominican Republic. *Geological Society of America Bulletin*, 122: 292–304.

- Scambelluri, M., Fiebig, J., Malaspina, N., Müntener, O., & Pettke, T. (2004). Serpentinite subduction: Implications for fluid processes and trace-element recycling. *International Geology Review*, 46: 595-613.
- Ulmer, P. and Trommsdorff, V. (1995). Serpentine stability to mantle depths and subduction-related magmatism. *Science*, 268 (5212): 858-861.
- Walker R., Böhlke J., McDonough W. (2007). Effects of Mother Lode-Type Gold Mineralization on ¹⁸⁷Os/¹⁸⁸Os and Platinum Group Element Concentrations in Peridotite: Alleghany District, California. *Economic Geology*, 102: 1079-1089.
- Whitney, D.L. and Evans, B.E. (2010). Abbreviations for names of rock-forming minerals. *American Mineralogist*, 95: 185-187.
- Wicks, F. and Whittaker, E., (1975). A reappraisal of the structures of the serpentine minerals. *Canadian Mineralogist*, 13: 227-243.
- Willner, A., Thomson, S., Kröner, A., Wartho, J.-a., Wijbrans, J., & Hervé, F. (2005). Time Markers for the Evolution and Exhumation History of a Late Palaeozoic Paired Metamorphic Belt in North-Central Chile (34°-35°30'S). *Journal of Petrology*, 46: 1-24.
- Wood, S.A., Mountain, B.W., Fenlon, B.J. (1989). Thermodynamic constraints on the solubility of platinum and palladium in hydrothermal solutions: reassessment of hydroxide, bisulfide, and ammonia complexing. *Economic Geology*, 84: 2020-2028.
- Wood, S.A. and Normand, C. (2008). Mobility of palladium chloride complexes in mafic rocks: insights from a flow-through experiment at 25°C using air-saturated, acidic, and Cl-rich solutions. *Mineralogy and Petrology*, 92: 81-97.
- Worzewski, T., Jegen, M., Kopp, H., Brasse, H., & Castillo, W. T. (2011). Magnetotelluric image of the fluid cycle in the Costa Rican subduction zone. *Nature Geoscience*, 4: 108-111.

Anexos

Anexo A

Resultados de análisis de EGP.

Tabla 5. Resultados de análisis de metales nobles según el método nickel sulfide fire assay collection.

ELEMENTOS	Au	Ir	Os	Pd	Pt	Rh	Ru
UNIDADES	ppb						
LÍMITE DE DETECCIÓN	2	1	1	1	1	1	1
METODO	NS25/M S						
CAM16-1	2	4	3	7	8	2	7
CAM16-2	BLD	5	3	2	7	1	8
PB16-1	3	2	2	4	4	BLD	4
PB16-3	6	4	4	7	8	2	7
VP16-1	3	4	2	2	6	1	5
VP16-6	3	4	2	6	8	2	5
QT16-1	4	5	5	6	10	2	8
QT16-3	4	3	4	1	5	1	6
QT16-4	3	3	2	1	5	1	4
QT16-5	4	4	4	1	6	1	7

*BLD: bajo el límite de detección.

Anexo B

Resultados de análisis de microsonda electrónica para sulfuros

Tabla 6. Tabla de resultados de análisis de microsonda total para muestras de heazlewoodita.

Muestra	Se	Te	Sb	Sn	As	Co	Cu	Zn	Bi	Hg	Pb	Fe	Ni	S	Total	Mineral
PB16-1A	0.09	0.23	0.08	-	-	-	0.06	-	-	0.09	0.09	0.51	69.34	27.52	98.02	heazlewoodita
PB16-1A	0.01	0.32	-	-	-	0.01	0.08	-	0.04	-	0.08	1.31	69.1	27.3	98.26	heazlewoodita
PB16-3	-	0.2	-	0.02	-	-	0.11	-	0.02	-	0.03	0.08	72.5	27.13	100.08	heazlewoodita
PB16-3	-	0.17	0.01	0.06	-	0.05	0.13	0.01	-	0.01	0.05	0.15	70.09	29.59	100.31	heazlewoodita
PB16-3	-	0.31	0.01	0.02	-	-	0.07	-	-	0.02	-	0.09	72.68	26.98	100.18	heazlewoodita
PB16-3	0.01	0.24	0.07	0.03	-	0.02	0.05	-	-	-	0.06	0.32	71.3	27.21	99.32	heazlewoodita
PB16-3	-	0.27	0.01	-	-	0.01	0.06	-	0.05	-	-	0.11	72.7	28.1	101.32	heazlewoodita
PB16-3	0.01	0.24	-	-	-	-	0.08	-	0.05	-	0.1	0.1	72.65	26.89	100.11	heazlewoodita
PB16-3	0.01	0.28	-	-	-	-	0.08	-	0.06	-	0.01	0.07	72.91	27.02	100.44	heazlewoodita
QT16-5	0.02	0.15	-	0.01	0.01	-	0.06	0.05	-	0.03	0.03	0.01	73.93	27.05	101.34	heazlewoodita
QT16-5	0.07	0.23	0.03	-	0.04	0.02	0.06	-	0.13	-	0.01	0.14	73.22	26.98	100.91	heazlewoodita
QT16-5	0.06	0.31	0.08	0.01	-	0.03	0.08	-	-	0.01	0.06	0.14	73.47	26.16	100.41	heazlewoodita

Tabla 7. Tabla de resultados de análisis de microsonda total para muestras de millerita.

Muestra	Se	Te	Sb	Sn	As	Co	Cu	Zn	Bi	Hg	Pb	Fe	Ni	S	Total	Mineral
PB16-3	-	0.13	0.04	0	-	-	0.06	0.02	-	-	0.09	0.22	66.89	33.53	100.98	millerita
PB16-3	0.1	0.22	0.01	0.04	-	-	0.09	0.02	-	-	0.08	0.21	66.59	33.46	100.82	millerita
PB16-3	0.02	0.08	-	0.05	-	-	0.07	0.01	-	0.06	-	0.06	66.57	31.97	98.89	millerita
PB16-3	-	0.2	0.05	0	-	-	0.04	-	-	-	0.09	0.26	66	33.76	100.4	millerita
PB16-3	0.04	0.18	-	0.03	-	0.01	0.06	0.01	0.04	-	0.05	0.1	65.32	35.51	101.35	millerita
PB16-3	-	0.03	0.05	0.03	-	0.45	0.08	-	-	0.04	-	0.17	65.59	33.16	99.59	millerita
PB16-3	-	0.26	-	0.07	-	-	0.04	-	0.04	0.13	0.06	0.13	66.09	34.12	100.94	millerita
QT16-5	0.08	0.38	-	0.03	-	0.09	0.04	0.05	0.05	-	0.02	0.09	67.31	34.05	102.2	millerita
QT16-5	0.04	0.29	-	0.05	-	0.08	0.07	-	0.05	0.1	0.07	0.17	67.45	33.19	101.56	millerita
QT16-5	-	0.39	0.01	0.04	-	0.02	0.06	-	-	-	0.06	0.05	67.74	33.04	101.42	millerita

Tabla 8. *Tabla de resultados de análisis de microsonda total para muestras de pentlandita.*

Muestra	Se	Te	Sb	Sn	As	Co	Cu	Zn	Bi	Hg	Pb	Fe	Ni	S	Total	Mineral
VP16-1	0.03	0.02	-	-	-	1.89	0.08	-	-	0.07	0.05	29.53	35.45	33.05	100.16	pentlandita
VP16-1	-	0.17	0.03	-	-	0.81	0.09	0.01	-	0.03	0.17	31.37	34.75	33	100.43	pentlandita
VP16-1	0.01	0.08	0.02	0.02	-	0.87	0.04	0.01	0.01	0.06	0.15	31.06	34.77	32.9	99.98	pentlandita
VP16-1	0.01	0.21	-	-	-	1.15	0.03	-	0.01	-	0.14	30.64	35.3	33.02	100.52	pentlandita

Anexo C

Tablas de descripciones ópticas de cortes transparentes pulidos

Código corte	CAM16-1
Lugar de Procedencia	Camán
Nombre de la roca	Serpentinita

Fases minerales presentes			
Mineral	%	Tamaño (mm)	Hábito
Antigorita	40	0,1 – 0,5	En dagas
Magnetita	10	0,1 – 0,5	Granular
Carbonato(magnesita)	36	1 - 10	Granular
Cromita porosa	3	0,1 – 0,5	Granular
Bastitas de Piroxeno	10	0,5 - 1	Granular
Sulfuros	<1	<0,1	Granular

Descripción microscópica
<p>La matriz está compuesta de dagas de antigorita con textura interpenetrativa y con textura coronítica alrededor de las bastitas.</p> <p>Los sulfuros presentes se observan principalmente dentro de los carbonatos.</p> <p>Los carbonatos presentan forma hexagonal y tienen dagas de antigorita y magnetita granular subhedral intercrecidas dentro.</p> <p>Los sulfuros dentro de los carbonatos se observan de diferente color al compararlos con los de afuera de los carbonatos.</p>

Fotos microscópicas	
Nícoles paralelos	Nícoles cruzados
<p>CAM-16-1</p> 	

Código corte	CAM16-2
Lugar de Procedencia	Camán
Nombre de la roca	Serpentinita

Fases minerales presentes			
Mineral	%	Tamaño (mm)	Hábito
Antigorita	80	0,1 – 0,4	En dagas y vetillas
Magnetita	5	0,3 – 0,8	Granular y en vetillas
Sulfuros	<1	<0,1	Granular
Cromita	<1	0,1 – 0,3	Granular
Bastitas de Piroxeno	5	0,5 - 1	Granular
Talco	5	0,1 – 0,3	En vetillas
Flogopita	3	0,3 – 0,8	En vetillas

Descripción microscópica
<p>Los sulfuros observados se encuentran solamente asociados a magnetita y son de tamaños muy pequeños.</p> <p>Existen vetillas de antigorita posteriores de dos tipos, unas rectas y unas más sinuosas.</p> <p>Los núcleos de cromita están alterados a cromita porosa, ferricromita y magnetita.</p> <p>La matriz de antigorita presenta textura en malla y en cinta.</p>

Foto de la lamina	
Nícoles paralelos	Nícoles cruzados
	

Código corte	PB16-1A
Lugar de Procedencia	Palo Blanco
Nombre de la roca	Serpentinita

Fases minerales presentes			
Mineral	%	Tamaño (mm)	Hábito
Antigorita	75	0,1 – 0,5	En dagas y vetillas
Magnetita	20	0,1 – 0,5	Granular
Sulfuros	1	<0,1 – 0,3	Granular
Cromita	4	0,1 – 0,3	Granular

Descripción microscópica
<p>La matriz de antigorita presenta textura interpenetrativa y se presenta además en vetillas.</p> <p>La magnetita se concentra en las vetillas pero también se encuentra magnetita granular intersticial en la matriz de antigorita.</p> <p>Los núcleos de cromita se encuentran alterados a ferricromita y magnetita.</p>

Fotos microscópicas	
Nícoles paralelos	Nícoles cruzados
	

Código corte	PB16-1B
Lugar de Procedencia	Palo Blanco
Nombre de la roca	Serpentinita

Fases minerales presentes			
Mineral	%	Tamaño (mm)	Hábito
Antigorita	90	0,1 – 0,5	En dagas
Magnetita	9	0,1 – 0,5	Granular
Sulfuros	1	<0,1	Granular

Descripción microscópica
<p>La antigorita se presenta tanto en la matriz con textura interpenetrativa como en vetillas.</p> <p>La magnetita se presenta principalmente en vetillas, pero también en la matriz de antigorita.</p> <p>La cromita se encuentra con halos de alteración de cromita porosa, ferricromita y magnetita.</p>

Fotos microscópicas	
Nícoles paralelos	Nícoles cruzados
	

Código corte	PB16-3
Lugar de Procedencia	Palo Blanco
Nombre de la roca	Serpentinita

Fases minerales presentes			
Mineral	%	Tamaño (mm)	Hábito
Antigorita	70	0,1 – 0,8	En dagas y vetillas
Magnetita	15	0,1 – 0,5	Granular
Sulfuros	1	<0,3	Granular
Cromita porosa	4	0,1 – 0,3	Granular
Bastitas de Piroxeno	10	0,5 - 20	Granular

Descripción microscópica
La antigorita se presenta en la matriz con textura interpenetrativa y rellenando vetillas. La cromita porosa se encuentra con halos de alteración de magnetita.

Fotos microscópicas	
Nícoles paralelos	Nícoles cruzados
	

Código corte	QT16-1
Lugar de Procedencia	Quitratué
Nombre de la roca	Serpentinita

Fases minerales presentes			
Mineral	%	Tamaño (mm)	Hábito
Antigorita	70	0,1 – 0,5	En dagas
Magnetita	8	0,1 – 10	Granular
Carbonato(magnesita)	15	0,2 - 2	En vetillas
Cromita porosa	2	0,1 – 0,3	Granular
Lizardita (?)	5	0,3 – 0,7	En vetillas
Sulfuros	<1	<0,1	Granular

Descripción microscópica
<p>La antigorita se encuentra como dagas con textura interpenetrativa en la matriz. Hay vetillas de carbonato y probable lizardita (?) asociadas. La cromita se encuentra con halos de alteración de cromita porosa, ferricromita y magnetita.</p>

Fotos microscópicas	
Nícoles paralelos	Nícoles cruzados
	

Código corte	QT16-3
Lugar de Procedencia	Quitratué
Nombre de la roca	Serpentinita

Fases minerales presentes			
Mineral	%	Tamaño (mm)	Hábito
Antigorita	50	0,1 – 0,5	En dagas
Magnetita	12	<0,1	Granular
Sulfuros	1	0,1 – 0,3	Granular
Cromita porosa	2	0,1 – 0,5	Granular
Bastitas de Piroxeno	30	1 - 3	Granular
Olivino	2	0,2 – 0,5	Granular
Talco	3	0,2 – 0,3	En vetillas

Descripción microscópica
<p>La antigorita se encuentra en la matriz con textura interpenetrativa.</p> <p>Esta roca en particular presenta muchas bastitas.</p> <p>La cromita porosa se encuentra con halos de alteración de magnetita.</p>

Fotos microscópicas	
Nícoles paralelos	Nícoles cruzados
	

Código corte	QT16-4
Lugar de Procedencia	Quitratué
Nombre de la roca	Serpentinita

Fases minerales presentes			
Mineral	%	Tamaño (mm)	Hábito
Antigorita	74	0,1 – 0,7	En dagas
Olivino	5	0,3 – 0,8	Granular
Carbonato(magnesita)	5	<0,1	En vetillas
Sulfuros	1	<0,1	Granular
Bastitas de Piroxeno	5	0,5 - 10	Granular
Magnetita	8	0,3 – 1	Granular
Cromita porosa	2	0,1 – 0,5	Granular

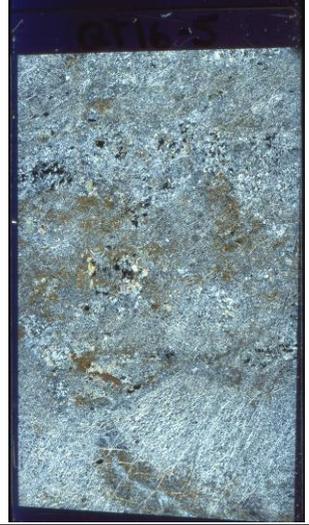
Descripción microscópica
<p>La antigorita se presenta con textura interpenetrativa en la matriz.</p> <p>Los olivinos están intercrecidos con antigorita y están muy rotos y alterados.</p> <p>La cromita porosa se encuentra con halos de alteración de magnetita.</p>

Fotos microscópicas	
Nícoles paralelos	Nícoles cruzados
	

Código corte	QT16-5
Lugar de Procedencia	Quitratué
Nombre de la roca	Serpentinita

Fases minerales presentes			
Mineral	%	Tamaño (mm)	Hábito
Antigorita	70	0,1 – 0,5	En dagas
Magnetita	6	0,1 – 0,5	Granular
Olivino	20	0.3 – 0,8	Granular
Sulfuros	1	<0,2	Granular
Cromita porosa	3	<0,1	Granular

Descripción microscópica
<p>La antigorita se presenta con textura interpenetrativa y en cinta en la matriz y asociada junto a olivinos, incluso se observan olivinos encerrando a dagas de antigorita.</p> <p>La cromita porosa se encuentra con halos de alteración de magnetita.</p>

Fotos microscópicas	
Nícoles paralelos	Nícoles cruzados
	

Código corte	VP16-1
Lugar de Procedencia	Voipire
Nombre de la roca	Dunita

Fases minerales presentes			
Mineral	%	Tamaño (mm)	Hábito
Antigorita	10	0,1 – 0,5	En dagas
Magnetita	10	0,1 – 0,5	Granular
Carbonato(magnesita)	25	0,1 – 0,3	Granular
Cromita	3	<0,1 – 0,2	Granular
Olivino	50	0-3 - 1	Granular
Sulfuros	2	0,1	Granular

Descripción microscópica
Los olivinos están en equilibrio con la antigorita, existen olivinos encerrando a cristales de antigorita. Hay sulfuros con inclusiones de magnetita dentro y al revés también.

Fotos microscópicas	
Nícoles paralelos	Nícoles cruzados
	

Código corte	VP16-6
Lugar de Procedencia	Voipire
Nombre de la roca	Serpentinita

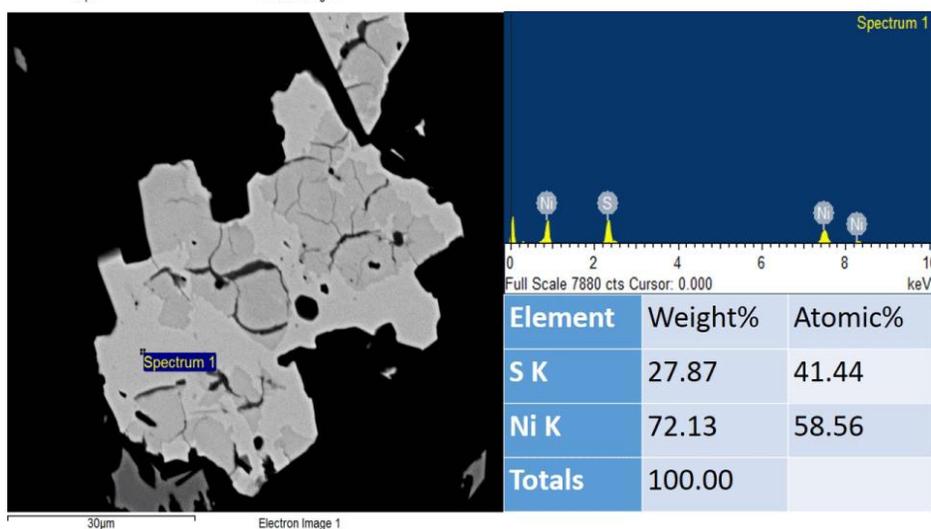
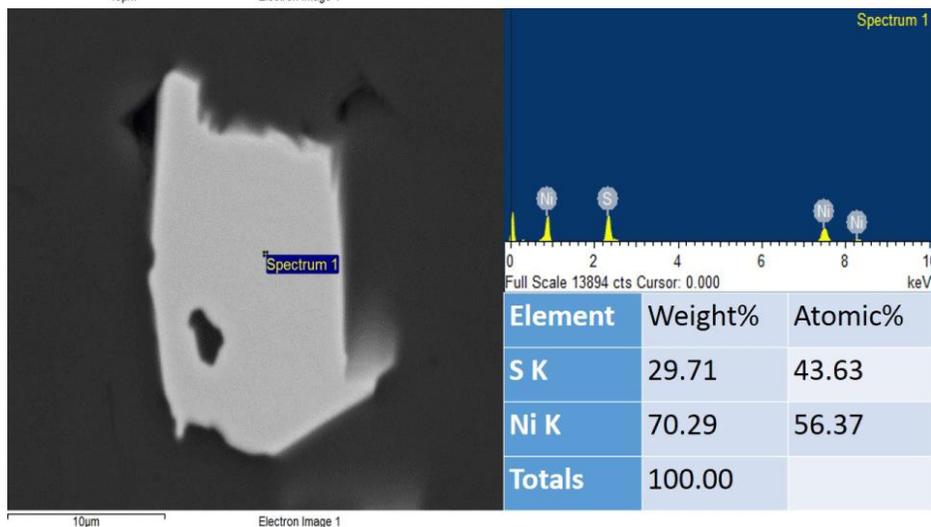
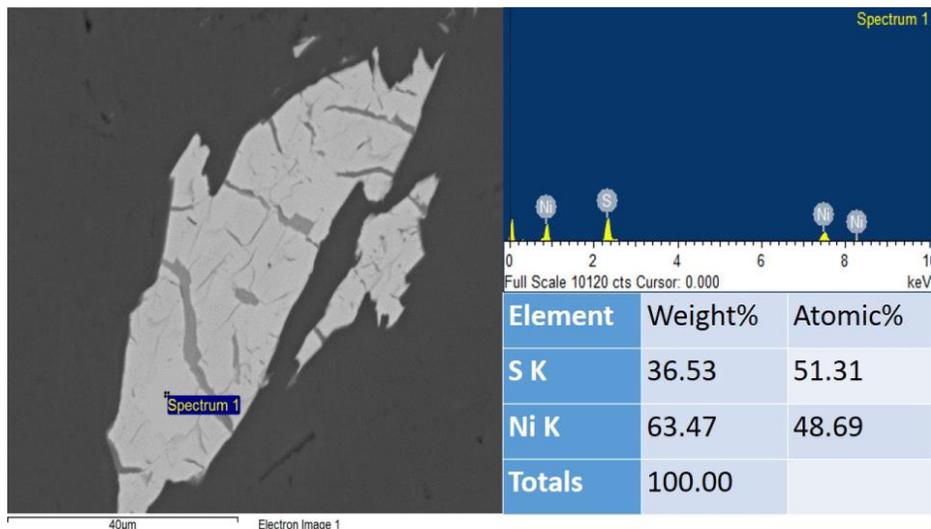
Fases minerales presentes			
Mineral	%	Tamaño (mm)	Hábito
Antigorita	85	0,1 – 0.3	En dagas y en vetillas
Magnetita	10	0,1 – 1	Granular y en vetillas
Carbonato	1	0,1 – 0,3	Granular
Cromita	4	0,1 – 0,3	Granular

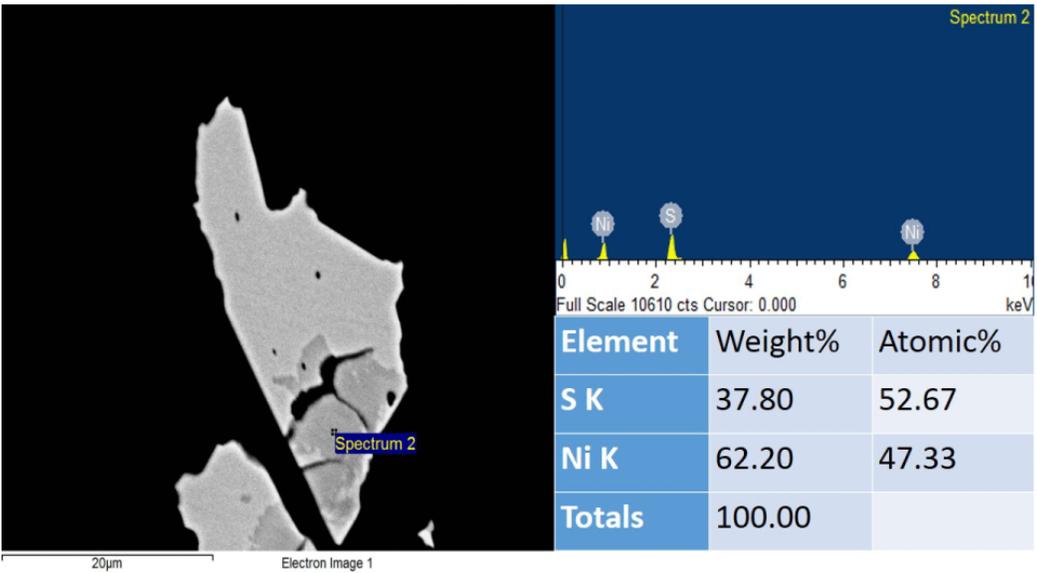
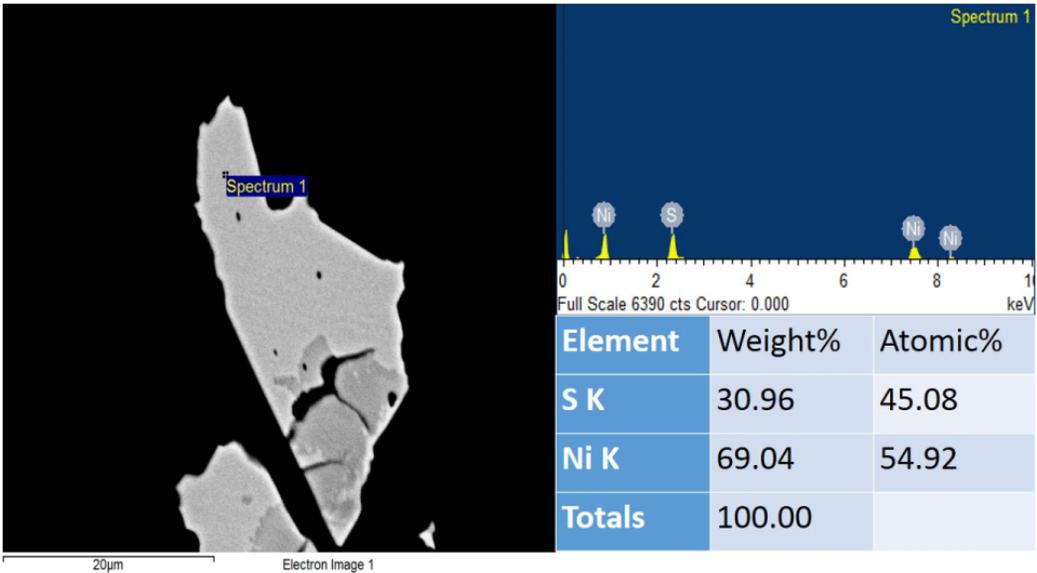
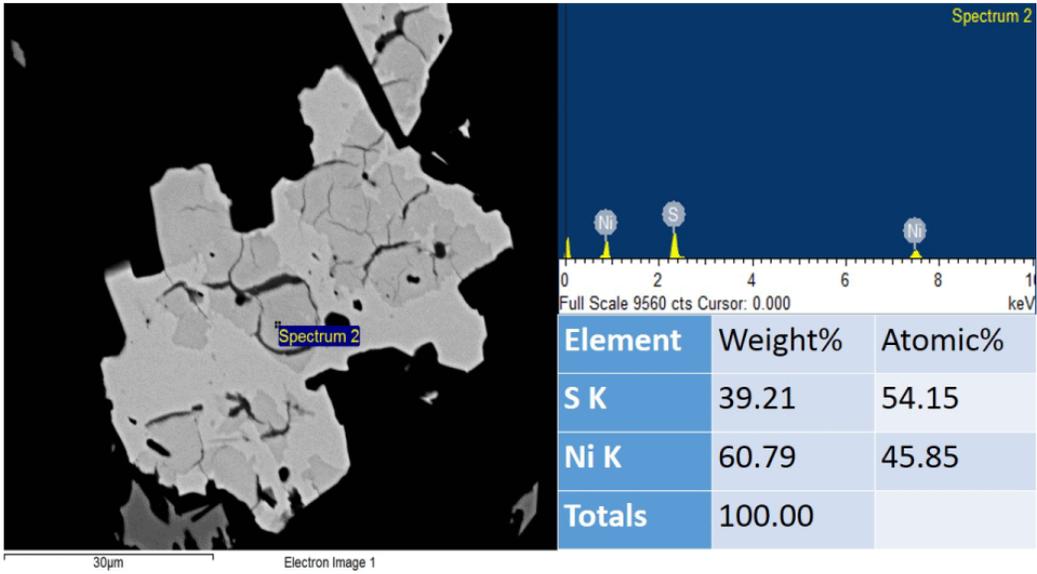
Descripción microscópica
<p>La antigorita se presenta en la matriz con textura interpenetrativa y también como vetillas.</p> <p>Las vetillas presentan todas las mismas orientaciones y tienen los cristales de antigorita perpendiculares a las paredes de las vetillas.</p> <p>La cromita se encuentra con halos de alteración de cromita porosa, ferricromita y magnetita.</p>

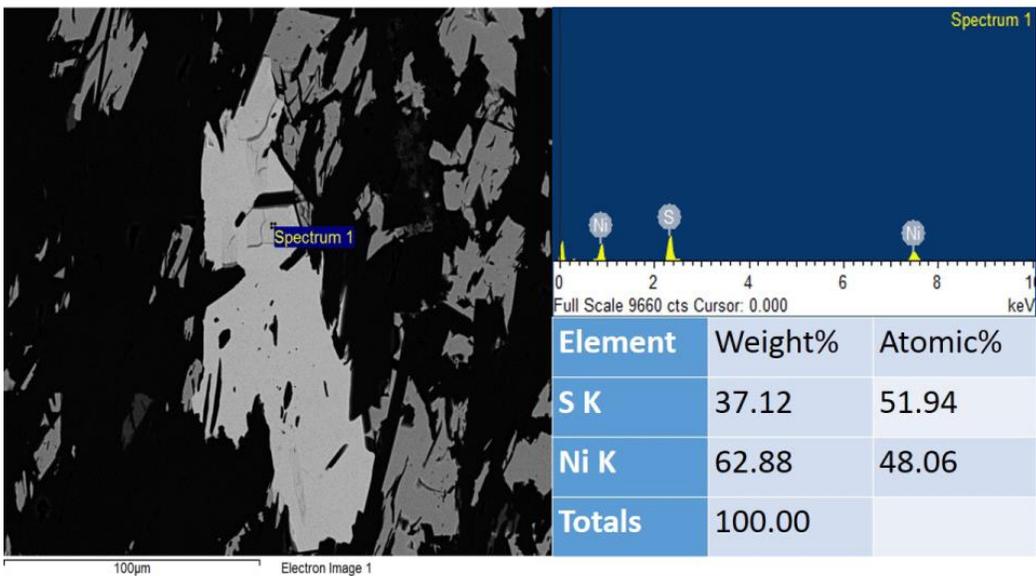
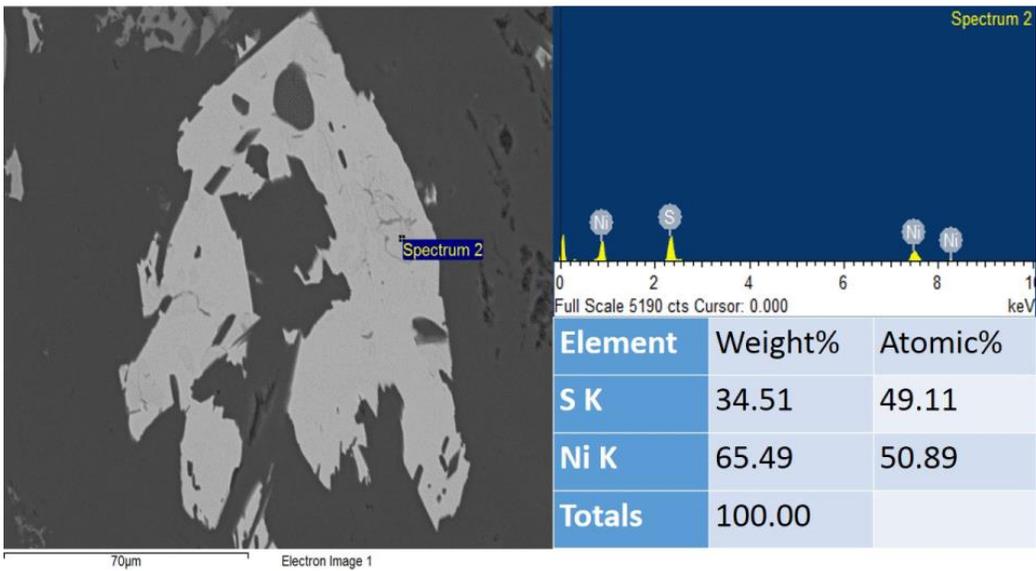
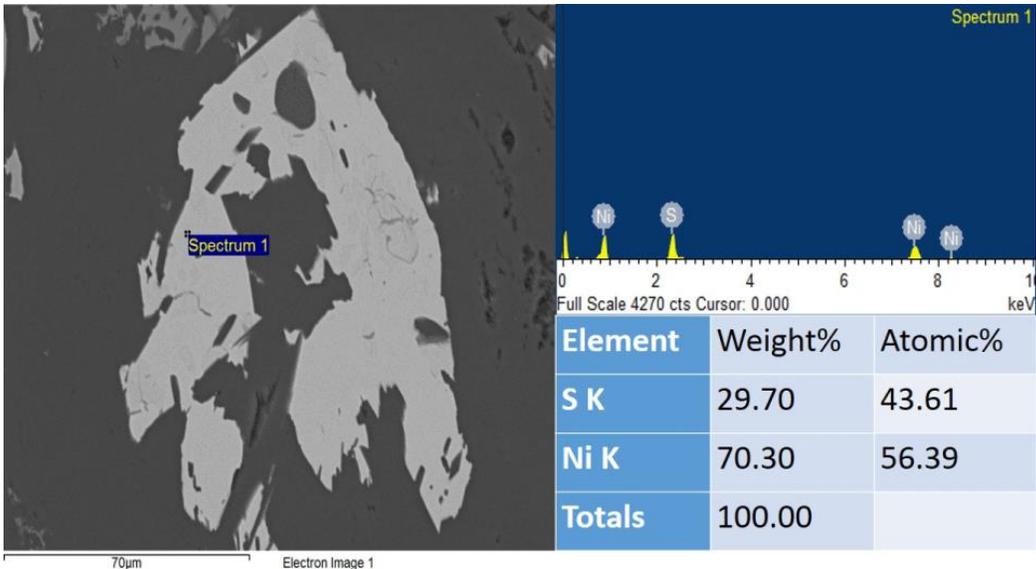
Fotos microscópicas	
Nícoles paralelos	Nícoles cruzados
	

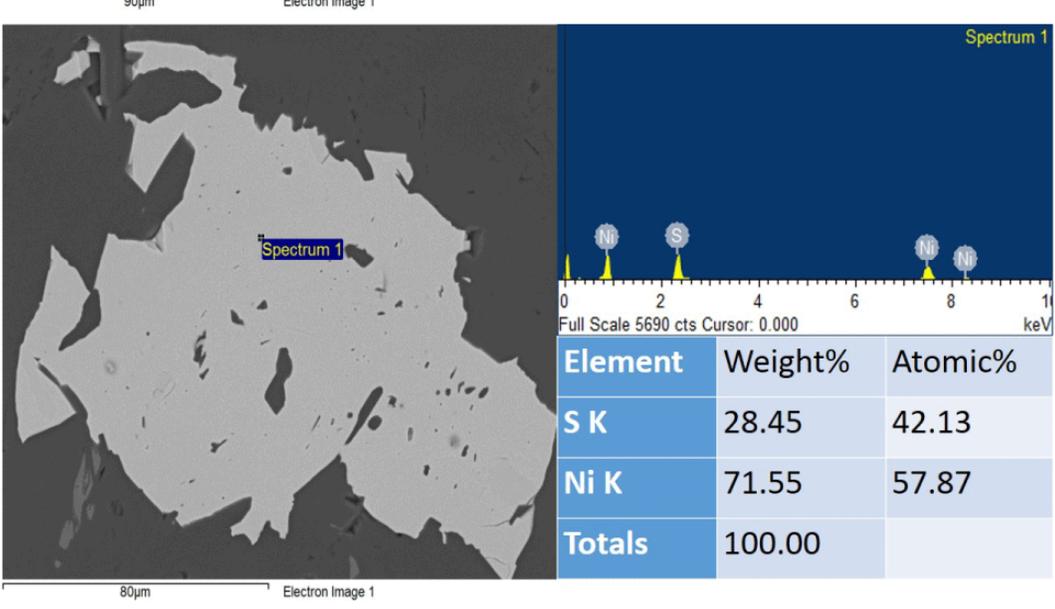
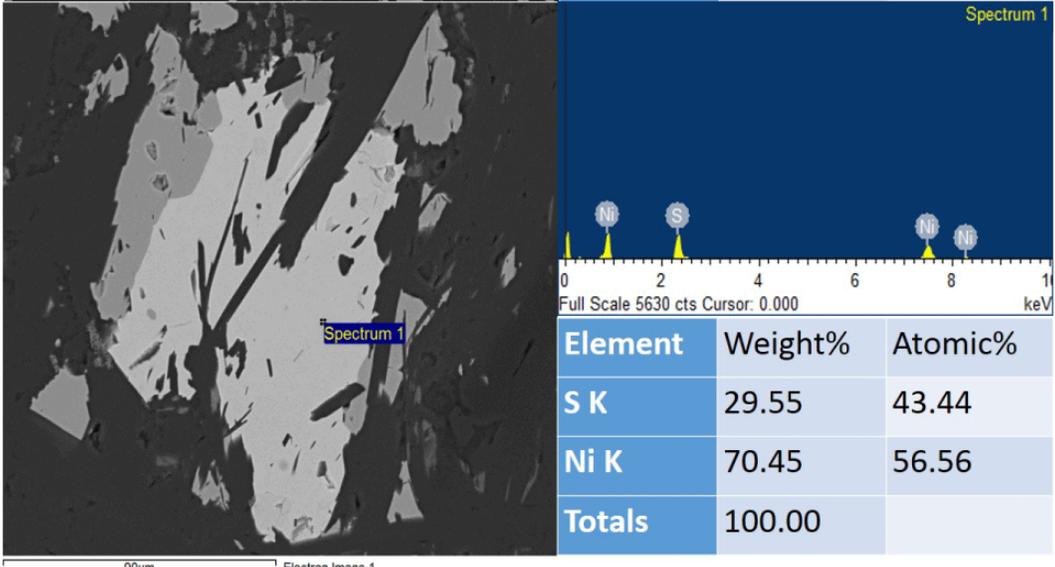
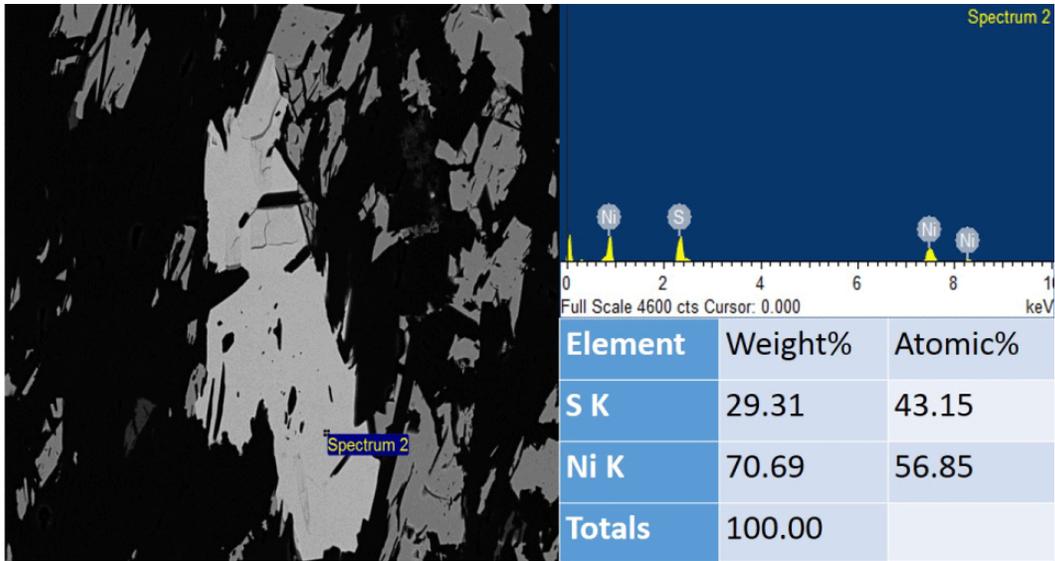
Anexo D

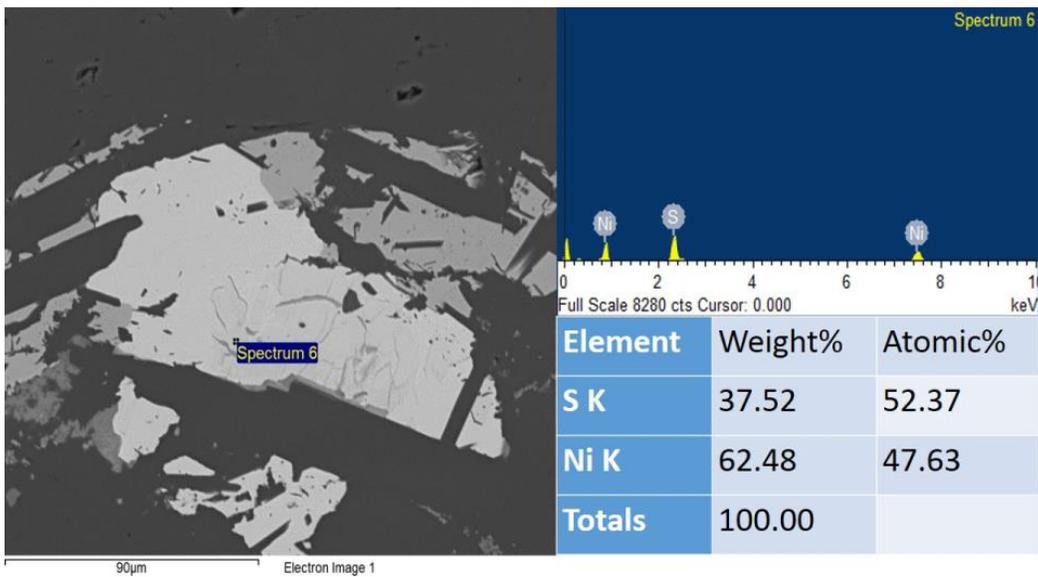
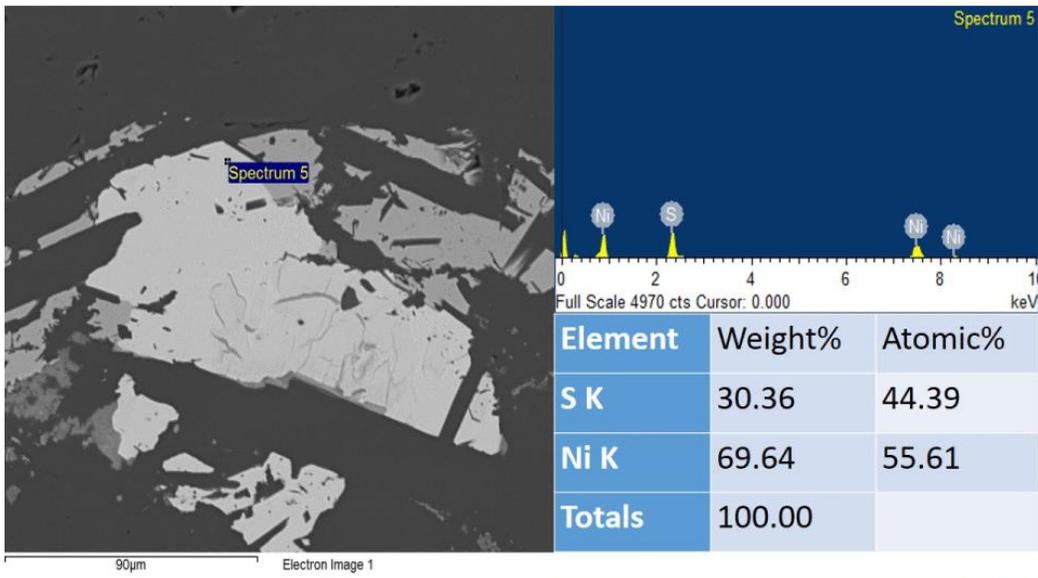
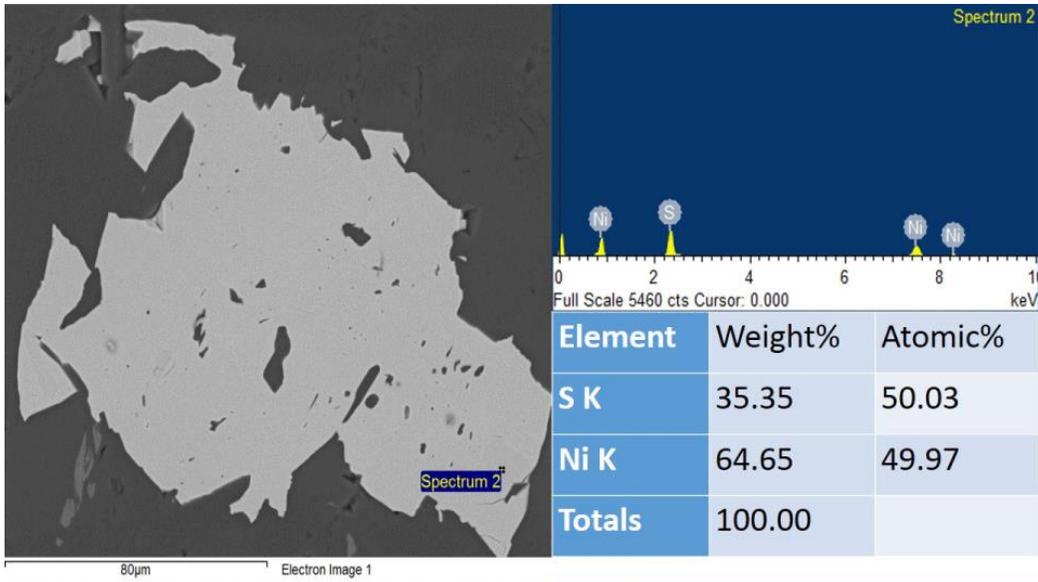
Resultados análisis SEM

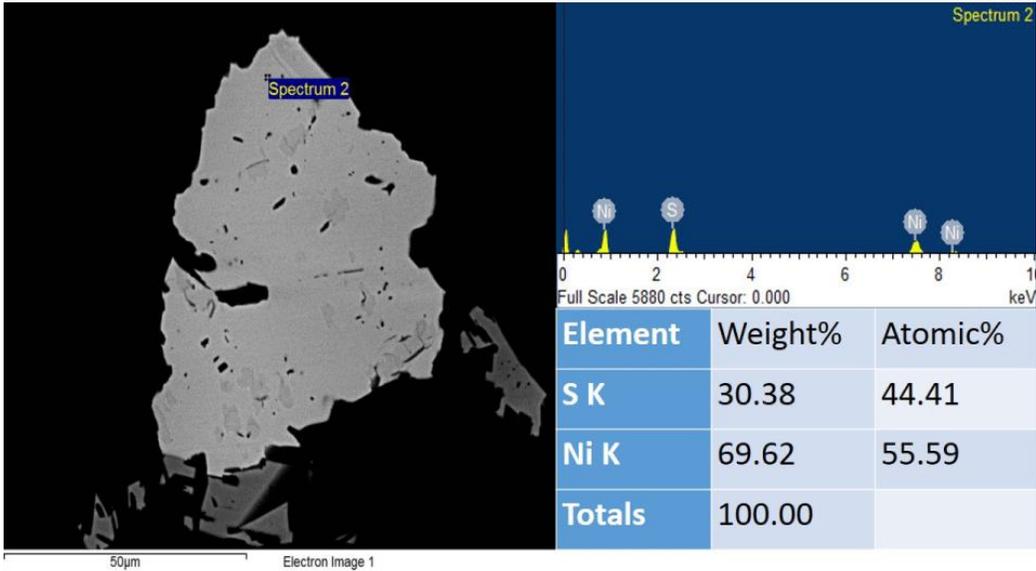
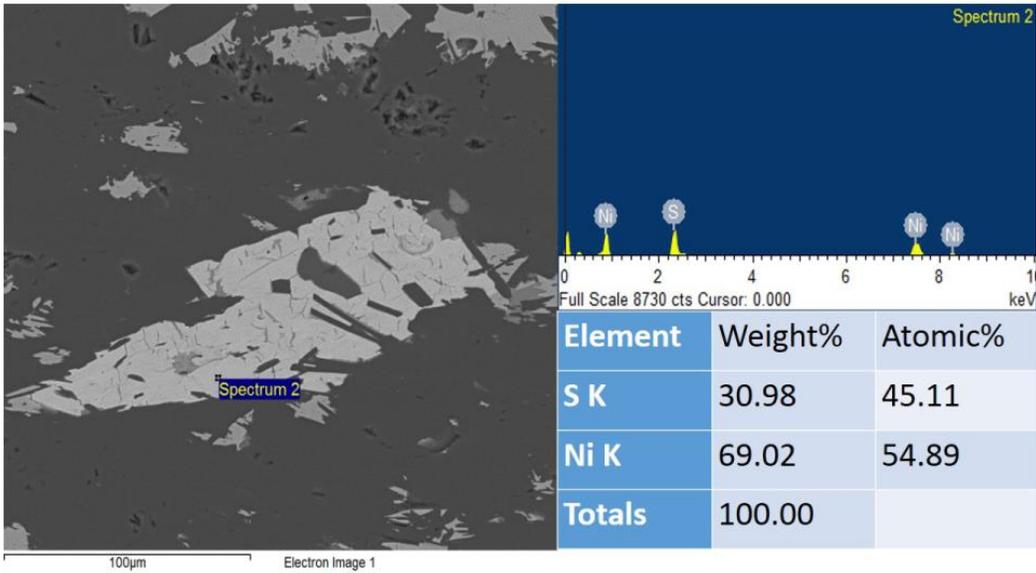
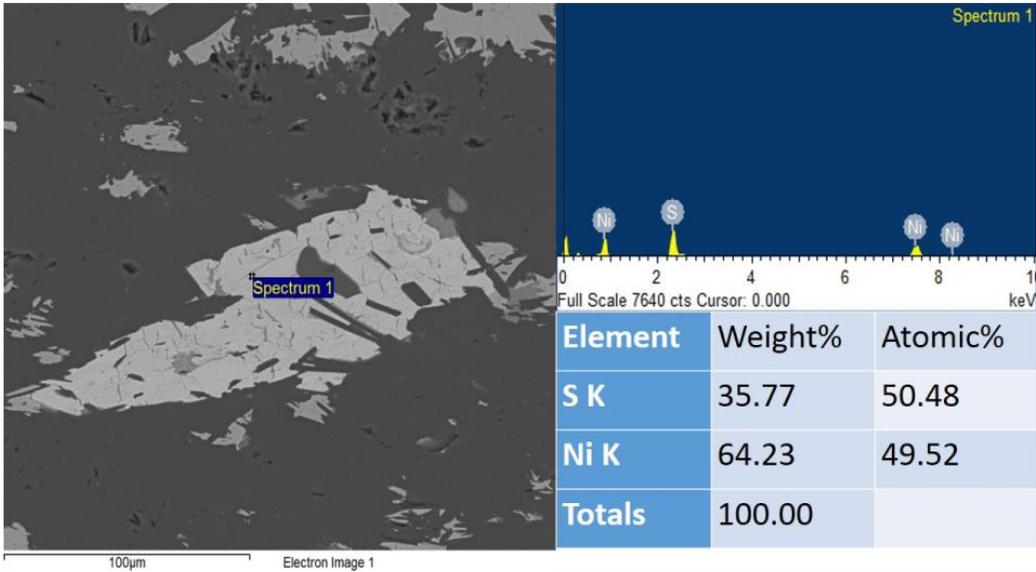


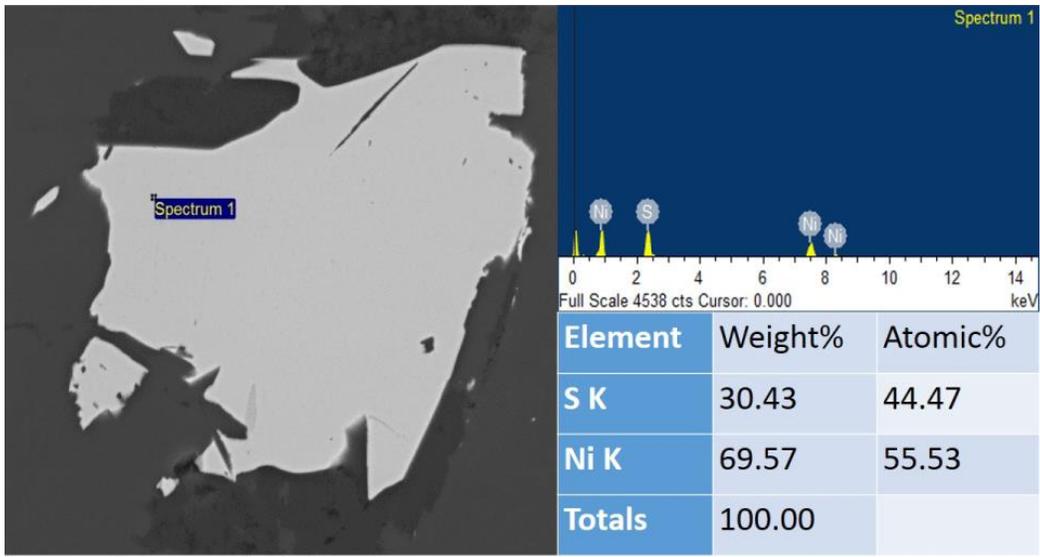




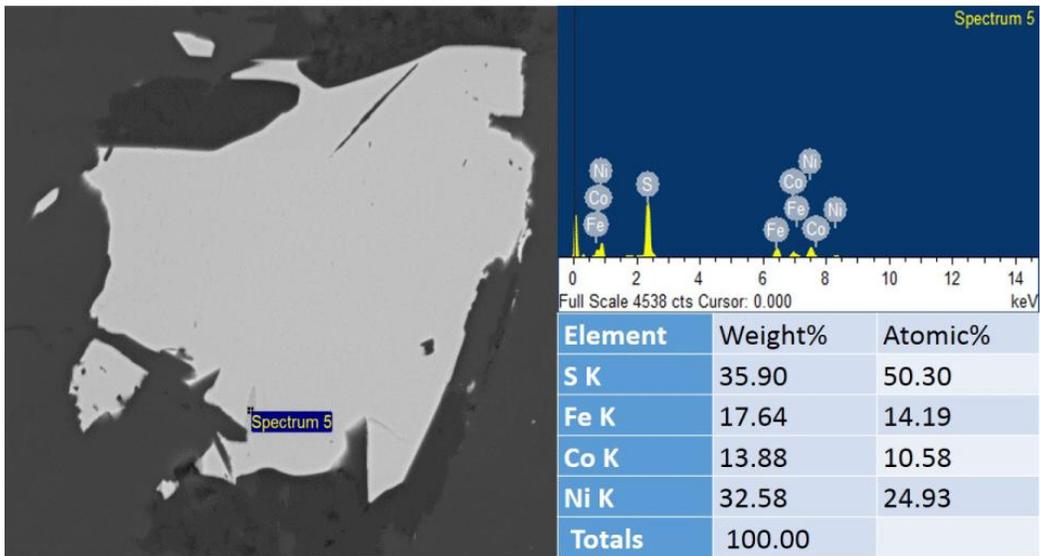




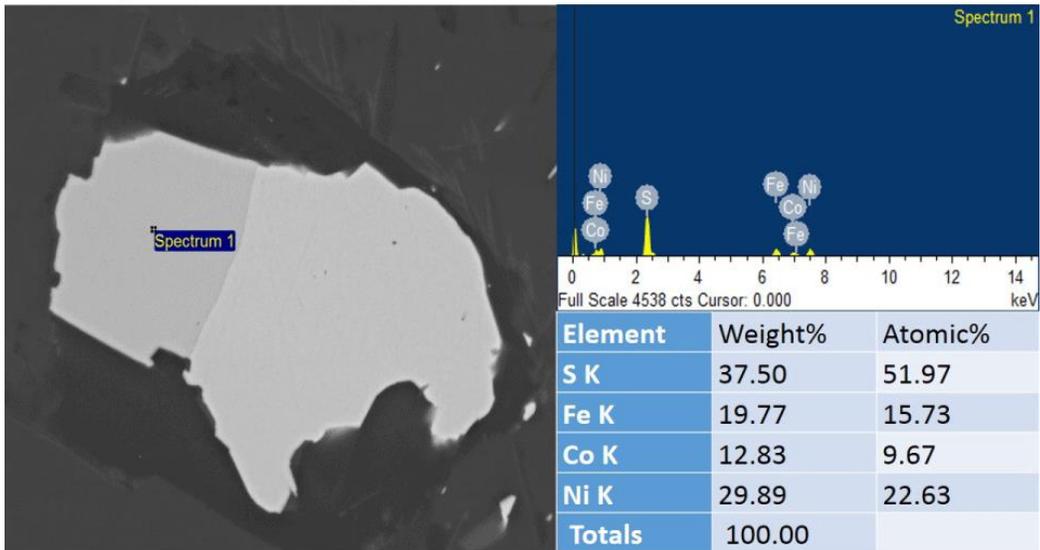




40µm Electron Image 1



40µm Electron Image 1



30µm Electron Image 1

