



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

## **GEOQUÍMICA DEL VIDRIO SECUNDARIO EN AMBIENTE DE SUBDUCCIÓN: EL CASO DE LOS XENOLITOS DE LA PATAGONIA ARGENTINA**

---

MEMORIA PARA OPTAR AL TÍTULO DE GEÓLOGA

AILEEN DOERING URRUTIA

PROFESOR GUÍA:  
Dra. CLAUDIA CANNATELLI

MIEMBROS DE LA COMISIÓN:  
Dr. ANGELO CASTRUCCIO ÁLVAREZ  
Dr. MATHIEU LEISEN

SANTIAGO DE CHILE  
2017

**RESUMEN DE LA MEMORIA PARA OPTAR AL  
TITULO DE:** Geóloga  
**POR:** Aileen Doering Urrutia  
**FECHA:** 26 de mayo del 2017  
**PROFESORA GUÍA:** Claudia Cannatelli

## **GEOQUÍMICA DEL VIDRIO SECUNDARIO EN AMBIENTE DE SUBDUCCIÓN: EL CASO DE LOS XENOLITOS DE LA PATAGONIA ARGENTINA**

El Macizo del Deseado se encuentra en la Provincia Santa Cruz, Patagonia Argentina, entre los 46° y 49° S. Está constituido por lavas Neógenas de plateau, las cuales son generadas en un régimen extensional y poseen variados xenolitos que se estudiarán en la presente investigación. Este cuerpo volcánico está formado por basaltos alcalinos, con xenolitos mantélicos en facies de espinela.

El objetivo de esta investigación es poder determinar qué tipo de fluido transporta elementos metálicos y precipita sulfuros, y a qué procesos están sometidos los xenolitos, posteriormente a su génesis.

Para poder realizar esto, se utilizaron herramientas como microscopio óptico y ablación laser acoplado con una espectrometría de masa

A través de la petrografía se observó que los minerales del xenolito son olivino, clinopiroxeno, ortopiroxeno y en menor proporción espinela, los que se encuentran ordenados de mayor a menor según su abundancia, respectivamente. Además, se observaron inclusiones vítreas y vidrio ubicado en fracturas, donde cristalizó minerales como apatito, feldespatos alcalinos, óxidos de titanio (ilmenita, rutilo y armalcolita) y sulfuros.

Gracias a la ablación láser, se obtuvo información fundamental sobre la química de los fluidos que transportan metales, obteniendo así, los diferentes procesos a los cuales fueron sometidos. De esta forma, el vidrio secundario se originaría a partir de diferentes mecanismos, como fusión parcial con diferentes grados de deformación y metasomatismo por un agente rico en titanio, y contaminación cortical.

Se propone que los xenolitos provinieron del manto litosférico bajo el Macizo del Deseado y durante su ascenso, se fracturaron y fueron intruídos por fluidos que transportaban y precipitaban sulfuros. El vidrio está relacionado con anfíboles y además, este proviene de la infiltración de un fundido de composición basáltica que se origina en la deshidratación del slab oceánico en la zona de subducción obteniendo un fundido por bajos grados de fusión parcial seguido por la percolación de este, en la cuña mantélica.

## Agradecimientos

Agradezco a la profesora Claudia Cannatelli por su paciencia, rigurosidad y palabras de motivación durante todo el proceso. Agradezco a Mathieu por su ayuda constante, orientación y sobre todo por su gran disponibilidad para enseñarme. Al profesor Angelo Castruccio por sus correcciones y consejos al desarrollo de este trabajo. Y por último, le agradezco a Santiago Tassara, quién me facilitó los cortes de la roca y por su colaboración con el proceso de laboratorio, LA-ICPMS.

Queridos padres, jamás habría podido lograrlo sin ustedes, cada palabra, risas, caricias, peleas, regaloneo y tonterías han sido una de mis principales motivaciones para estar acá, gracias por esta vida. Hermanos, cada momento que pasa me reflejo en ustedes, siento que estoy hecha por una parte de cada uno. Gracias por sus logros y traumas, he aprendido mucho de ellos jajajajajaja, gracias por sus consejos y gracias por tanto amor. ¡No hay nada mejor que ser la hermana/hija menor!

Muchas gracias Vale y Barbi, han sido en diferentes momentos de mi vida, hijas, madres, hermanas y las mejores amigas de todo el apañe del mundo mundial!. Las amo un montón, es imposible sentirse sola con ustedes. ¿Qué mejor que salir a bailar con ustedes, qué mejor que estar acostadas viendo series, que mejor que jugar handball juntas o andar en bici. Hasta cuando nada hacemos, es lo máximo. Vale gracias por tanto empuje en la realización de esta memoria, apañándome en los momentos más lateros, desde revisar juntas la redacción hasta los momentos de crisis existenciales y vocacionales. Puro love para ti, ValeNs

Mi negro feo, gracias, gracias infinitas!! Máxima felicidad por ser parte de tu vida. Cuando te conocí fuiste un nuevo *shot* de energía, todo estaba tan bien, que no podía creer que podía llegar a ser aún mejor. ¿¡Negro Cuma de dónde apareciste!?. Gracias por llenar mi entorno de tanto amor, risas y más risas. Tu cariño y compañía es una parte esencial de mi alegría.

“SE PENSO Y SE HIZO”. La frase que llego a mi vida, para instalarse en mi corazón. Geoamigas gracias por inculcarme este estilo de vida, día a día trato de ponerlo en práctica jajajajajaja. ¡Al fin amigas mujeres!, las añoraba desde primer año de la u, que felicidad haberlas encontrado. Gracias por tantas tonteras, carretes, terrenos y días de estudio. Gracias por todo, ha sido realmente hermoso, las quiero mucho chiquillas. Obviamente, Guataca y Aldo, siéntanse incluidos o prefieren el termino geoamigueees? Jajajajajaja.

Estoy tan agradecida, por cómo se han dado las cosas, jamás esperaba esto, no esperaba toparme con gente tan buena, que suerte!. No esperaba en primer año, tener

amigos, pero los encontré!! Claudio y Esteban gracias por apañarme en los largos días de estudio, sobre todo después de mis entrenamientos, llegando tarde y cachando nada. Realmente me enseñaron todo plan común, sin ustedes la cosa se habría puesto mucho más complicada, unas cuantas “R”es más. Mati, amigo del alma!!, estoy cien por ciento segura de que la “*flower*” nos unió, jajajaja. Gracias por ponerle tanta alegría a mi vida, siempre con una sonrisa en la cara y con ese irritante optimismo que llega a dar rabia jajajajaja te quiero loco. Gracias a todos mis amigos que me han acompañado en la universidad, Dimitri, Nelo, Robito robi Rey, Dieguin, Matamoros, por tanto disfrute en las tardes universitarias, por tanta vida nocturna y por tantos viajes de pura felicidad.

Por último, gracias vida, por los ideales, por lo material, por lo que no existe y que podría existir. Gracias a la incertidumbre, que me vuelve loca y sobre todo gracias a mis fracasos. Las cosas se han dado perfectamente, de hecho, mejor de lo que esperaba.

Gracias, no pido más ná.

## Tabla de contenido

1	Introducción.....	1
1.1	Objetivos .....	3
1.1.1	Objetivo general.....	3
1.1.2	Objetivos específicos.....	3
1.2	Hipótesis de trabajo.....	3
2	Metodología .....	4
2.1	Microscopio óptico.....	4
2.2	Conteo modal.....	4
2.3	Análisis químico .....	5
2.3.1	Ablación láser acoplado con espectrometría de masa .....	5
2.3.2	Reducción de datos.....	7
3	Antecedentes geológicos .....	10
3.1	Contexto geodinámico de la Patagonia.....	10
3.1.1	Génesis de lavas Neógenas de Plateau de la Patagonia.....	12
3.2	Geología regional.....	14
3.3	Geología local .....	16
4	Inclusiones vítreas .....	18
4.1.1	Reseña histórica.....	18
4.1.2	Origen y procesos.....	19
5	Resultados .....	23
5.1	Petrografía macroscópica .....	23
5.2	Petrografía microscópica.....	24
5.2.1	Clasificación de la roca.....	24
5.2.2	Descripción de inclusión fundida .....	28
5.3	Geoquímica.....	30
5.3.1	Ubicación de ablación láser.....	30
5.3.2	Vidrio secundario.....	32
5.3.3	Inclusión fundida.....	37
6	Discusión.....	38
6.1	Petrografía .....	38

6.1.1	Metasomatismo .....	39
6.2	Tipología .....	40
6.2.1	Caracterización del vidrio .....	40
6.2.2	Clases de vidrio .....	42
6.3	Génesis del vidrio.....	49
6.3.1	Zona de subducción .....	49
6.3.2	Roca hospedante.....	49
6.3.3	Xenolito X-G .....	52
7	Conclusión .....	55
8	Bibliografía .....	56
9	Anexos .....	65
9.1	Anexo I: Descripción petrográfica .....	65
9.2	Anexo II: Tabla de datos químicos .....	66

## Índice de Tablas

Tabla 1: Parámetros del LA-ICPMS .....	5
Tabla 2: Isótopos medidos y elementos cuantificados .....	6
Tabla 3: Detalle del conteo modal de la muestra CR08.Ol=Olivino; Cpx=Clinopiroxeno; Opx=Ortopiroxeno; Esp=Espinela .....	25
Tabla 4: Ficha de descripción del corte CR08.....	65
Table 5: Concentraciones de elementos mayoritarios, trazas y tierras raras del corte CR08 (McDonough & Sun, 1989). d.l.=debajo del límite de detección.....	66
Table 6: Concentraciones de elementos mayoritarios, trazas y tierras raras del corte CR08-V (McDonough & Sun, 1989). d.l.=debajo del límite de detección. ....	67
Table 7: Error asociado al análisis de elementos mediante La-ICPMS estimado a partir del error reportado por Jochum et al. (2011) para el estándar Nist SRM 610. ....	68

## Índice de Figuras

Figura 1: Ventana de integración seleccionada para vidrio secundario. (1) Background. (2) Sample signal. ....	7
Figura 2: Ventana de integración para estándar Nist SRM 610. (1) Background. (2) Sample signal. ....	8
Figura 3: Tabla Microsoft Excel con las concentraciones de los elementos del vidrio en estudio, generada por el software AMS. ....	9
Figura 4: Mapa de la tectónica de la Patagonia que muestra la distribución de las lavas Neogénas de plateau de la Patagonia (sombreado negro) en relación con las zonas de fractura y los segmentos de la dorsal de Chile. Los tiempos de colisión en la dorsal se muestran en negrita (Cande y Leslie, 1986). Los centros volcánicos de la Zona Volcánica Austral (AVZ) y la Zona Volcánica del Sur (SSVZ) son de Stern e al. (1990). También se muestra la zona de colisión inferida (línea punteada) por Pankhurst et al. (2006), que se encuentra al norte del basamento del Macizo del Deseado. El contorno de la cuenca de Magallanes (línea gruesa) es determinada por Ramos (1989). MFZ = Zona de Fractura de Magallanes (Modificado de Gorrying et al., 2003). ....	11
Figura 5: Perfil esquemático que muestra la apertura de una ventana astenosférica (slab-window) bajo la placa Sudamericana desde hace 14 Ma. MD: Posición Macizo del Deseado. Áreas grises: proyección en superficie de la región libre de slab; áreas negras: lavas de Plateau Patagónico relacionadas a slab-window; flechas grises: flujos de manto astenosférico; flechas negras: movimiento de placas relativo a Sudamerica fijo; delgadas líneas punteadas: zonas de fractura oceánicas (Modificado de D’Orazio et al., 2000). ....	13
Figura 6: Geología del Macizo del Deseado. Modificado de Moreira et al. (2005). ....	15
Figura 7: (a) Patrones de tierras raras normalizados al condrito para xenolitos y basalto hospedante (H-B) de Cerro Redondo. Los valores normalizados son de Nakamura (1974). (b) Elementos traza normalizados al manto primitivo para los xenolitos y basalto hospedante (H-B) de CR. Los valores normalizados son de McDonough et al. (1992) Las áreas sombreadas son campos de las muestras X-F, X-D y X-G. ....	17
Figura 8: Mecanismos de atrapamiento de inclusiones vítreas (modificado de Roedder, 1979). ....	20
Figura 9: Esquema con efecto de la velocidad de enfriamiento y el tamaño de la inclusión sobre nucleación y crecimiento de nuevas fases dentro de ésta (Modificado de Roedder, 1984). ....	21
Figura 10: Inclusión vítrea con una burbuja comprimida; ‘g’=vidrio y ‘b’=burbuja (Tomado de Lowenstern, 2003). ....	22
Figura 11: A.- Inclusión vítrea con fuga de material. B.- Inclusión vítrea decrepitada (Modificada de Cannatelli et al., 2016). ....	22
Figura 12: Fotografía de la muestra de mano del xenolito CR08. ....	23
Figura 13: Diagrama de clasificación modal de rocas ultramáficas, modificado de Streckeisen (1979). ....	24



Figura 14: Textura poikilítica en nícoles paralelos y cruzados de la roca CR08, lamina de 30 $\mu\text{m}$ . A.-Fotografía de espinela y ortopiroxeno englobando al olivino, formando textura poikilítica. B.-Fotografía de una espinela englobando a un olivino y una vetilla de vidrio que corta la espinela. C.-Fotografía de textura poikilítica de ortopiroxenos englobando cristales de olivino. ....	25
Figura 15: Lamelas de exsolución de la muestra CR08, lamina de 30 $\mu\text{m}$ . A.-Fotografía a nícoles cruzados de un ortopiroxeno con lamelas de exsolución de clinopiroxeno y unos olivinos englobados por este mismo. B.-Fotografía a nícoles cruzado de un ortopiroxeno con lamelas de exsolución de clinopiroxeno. C.-Fotografía a nícoles paralelo de un ortopiroxeno con borde esponjoso y lamelas de exsolución de clinopiroxeno. ....	26
Figura 16: Fotografía a nicoles cruzados de clinopiroxenos con bordes esponjosos de la muestra CR08, lamina de 30 $\mu\text{m}$ . A.- Clinopiroxeno con bordes esponjosos junto a un olivino. B.- Clinopiroxeno con bordes esponjosos junto a un ortopiroxeno. C.- Clinopiroxeno en contacto con un olivino, con bordes esponjosos. ....	26
Figura 17: Fotografía a nícoles paralelos y cruzados de zonas de reacción de la muestra CR08, lamina de 30 $\mu\text{m}$ . A.-Fotografía de un olivino que no reacciona al estar en contacto con la venilla de vidrio. B.-Fotografía de un olivino y un ortopiroxeno que reaccionan con la venilla de vidrio. C.-Fotografía de un clinopiroxeno que reacciona con el vidrio. ....	27
Figura 18: Fotografía a nícoles paralelos y cruzados de melt pocket de la muestra CR08, lamina de 30 $\mu\text{m}$ . A.-Fotografía de melt pocket de ortopiroxeno microcristalino. B.-Fotografía de melt pocket de ortopiroxeno, olivino y espinela vermicular. C.- Fotografía de melt pocket de olivino, ortopiroxeno y espinela vermicular. ....	27
Figura 19: Fotografía a nicoles paralelos (x 20) de inclusión vítrea en un cristal de olivino. ....	28
Figura 20: Fotografías de inclusiones vítreas de la Figura 19. ....	28
Figura 21: Fotografía a nícoles paralelos (x 50) de inclusiones vítreas que se ubican en un cristal de ortopiroxeno. ....	29
Figura 22: Fotografía de inclusiones vítreas de la Figura 21. ....	29
Figura 23: Fotografía SEM de veta de vidrio con la ubicación de la ablación láser del corte CR08 (puntos azules). ....	30
Figura 24: Fotografías a nícoles cruzados de la ubicación de la ablación láser del corte CR08-V. ....	31
Figura 25: Diagramas de clasificación TAS (total alkali vs. silica, Le Bas et al., 1986) y límite entre rocas alcalinas y sub-alcalinas (Irvine & Baragar, 1971) para el vidrio secundario de la muestra CR08. Basalt host es el basalto que hospeda al xenolito X-G obtenidos de Schilling et al. (2005). ....	32
Figura 26: Diagramas de clasificación TAS (total alkali vs. silica, Le Bas et al., 1986) y límite entre rocas alcalinas y sub-alcalinas (Irvine & Baragar, 1971) para el vidrio	

secundario de la muestra CR08-V. Basalt host es el basalto que hospeda al xenolito X-G obtenidos de Schilling et al. (2005).....	33
Figura 27: Diagrama multi-elementos normalizados al condrito (columna izquierda) y al manto primitivo (columna derecha), para los datos del vidrio de la muestra CR08. Las filas fueron agrupadas según sus similitudes en la razón Lu/La y en sus anomalías. (a) Análisis químicos que poseen una razón Lu/La cercana a 0,6 aproximadamente. (b) Análisis químicos con una razón Lu/La parecida a 0,12. (c) Análisis químicos con una razón Lu/La de 0,03. (d) Análisis químicos con una razón de Lu/La cercano a 0,05. Estas filas poseen su respectiva leyenda al costado derecho de los diagramas. Los factores de normalización fueron tomados de McDonough & Sun (1989). .....	35
Figura 28: Diagrama multi-elementos normalizado al manto primitivo, para los datos del vidrio de la muestra CR08-V. Los factores de normalización fueron tomados de McDonough & Sun (1989).....	36
Figura 29: Diagrama multi-elementos normalizado al manto primitivo, para los datos del vidrio CR08-V7 y CR08-V8, y para la inclusión fundida CR08-M6. Los factores de normalización fueron tomados de McDonough & Sun (1989). .....	37
Figura 30: Diagrama multi-elementos normalizados al condrito (columna izquierda) y al manto primitivo (columna derecha), para los datos del vidrio de la muestra CR08. Las filas fueron agrupadas según sus similitudes en la razón Lu/La y en sus anomalías. (a) Análisis químicos que poseen una razón Lu/La cercana a 0,6 aproximadamente. (b) Análisis químicos con una razón Lu/La parecida a 0,12. (c) Análisis químicos con una razón Lu/La de 0,03. (d) Análisis químicos con una razón de Lu/La cercano a 0,05. ...	41
Figura 31: Diagrama multi-elementos normalizados al manto primitivo, para los datos del vidrio de la muestra CR08 comparado con un vidrio formado por un fundido relacionado con anfíboles (Demény et al. 2004). Los factores de normalización fueron tomados de McDonough & Sun (1989). .....	42
Figura 32: Diagrama multi-elementos normalizados al manto primitivo, para los datos del vidrio de la muestra CR08 comparado con un vidrio formado por infiltración de un fundido basáltico (Wulff-Pedersen, et al.,1999). Los factores de normalización fueron tomados de McDonough & Sun (1989). .....	43
Figura 33: Diagrama multi-elementos normalizados al manto primitivo, para los datos del vidrio de la muestra CR08 comparado con un vidrio formado por metasomatismo carbonatítico (Coltorti et al., 2000). Los factores de normalización fueron tomados de McDonough & Sun (1989).....	44
Figura 34: Diagrama multi-elementos normalizados al manto primitivo, para los datos del vidrio de la muestra CR08 comparado con un vidrio formado por metasomatismo sodico (Coltorti et al., 2000). Los factores de normalización fueron tomados de McDonough & Sun (1989).....	45
Figura 35: Diagrama multi-elementos normalizados al manto primitivo, para los datos del vidrio de la muestra CR08 comparado con un vidrio formado por metasomatismo	

adakítico (Kilian & Stern, 2002). Los factores de normalización fueron tomados de McDonough & Sun (1989).....	46
Figura 36: Diagrama multi-elementos normalizados al manto primitivo, para los datos del vidrio de la muestra CR08 comparado con un vidrio formado por metasomatismo potásico (Coltorti et al., 2000). Los factores de normalización fueron tomados de McDonough & Sun (1989).....	46
Figura 37: Diagrama multi-elementos normalizados al manto primitivo, para los datos del vidrio de la muestra CR08-V comparados con diferentes causas de formación. Los factores de normalización fueron tomados de McDonough & Sun (1989). (a) Comparación del vidrio con un vidrio formado por infiltración de un fundido basáltico. (b) Comparación del vidrio con un vidrio formado por metasomatismo potásico. (c) Comparación del vidrio con un vidrio formado por metasomatismo carbonatítico. (d) Comparación del vidrio con un vidrio formado por metasomatismo sódico. (e) Comparación del vidrio con un vidrio relacionado a anfíboles. (f) Comparación del vidrio con un vidrio adakítico.....	48
Figura 38: Diagrama multi-elementos normalizado al manto primitivo, para los datos del vidrio de la muestra CR08-V. La línea sombreada gris son los datos geoquímicos del basalto hospedante obtenidos de Schilling et al. (2005). Los factores de normalización fueron tomados de McDonough & Sun (1989). .....	50
Figura 39: Diagrama multi-elementos normalizados al condrito (columna izquierda) y al manto primitivo (columna derecha), para los datos del vidrio de la muestra CR08. La línea sombreada gris son los datos geoquímicos del basalto hospedante obtenidos de Schilling et al. (2005). (a) Análisis químicos que poseen una razón Lu/La cercana a 0,6 aproximadamente. (b) Análisis químicos con una razón Lu/La parecida a 0,12. (c) Análisis químicos con una razón Lu/La de 0,03. (d) Análisis químicos con una razón de Lu/La cercano a 0,05. Las filas poseen su respectiva leyenda al costado derecho de los diagramas. Los factores de normalización fueron tomados de McDonough & Sun (1989).....	51
Figura 40: Diagrama multi-elementos normalizados al manto primitivo, para los datos del vidrio de la muestra CR08-V. La línea sombreada gris son los datos geoquímicos del xenolito X-G obtenidos de Schilling et al. (2005). Los factores de normalización fueron tomados de McDonough & Sun (1989). .....	52
Figura 41: Diagrama multi-elementos normalizados al condrito (columna izquierda) y al manto primitivo (columna derecha), para los datos del vidrio de la muestra CR08. La línea sombreada gris son los datos geoquímicos de un xenolito en facies de espinla (X-G), obtenidos de Schilling et al. (2005). (a) Análisis químicos que poseen una razón Lu/La cercana a 0,6 aproximadamente. (b) Análisis químicos con una razón Lu/La parecida a 0,12. (c) Análisis químicos con una razón Lu/La de 0,03. (d) Análisis químicos con una razón de Lu/La cercano a 0,05. Los factores de normalización fueron tomados de McDonough & Sun (1989). .....	53

# 1 Introducción

La Tierra está conformada por variadas capas de diferentes grosores y densidades, las que se encuentran a grandes profundidades, por lo que acceder a ellas resulta complejo. Una de estas capas es el manto litosférico, la zona del manto más cercana a la superficie, que se encuentra entre 30 y 250 km de profundidad. En este manto es posible conocer ciertas ambigüedades de la naturaleza, gracias a la existencia de rocas llamadas xenolitos mantélicos.

Los xenolitos mantélicos son fragmentos del manto de la Tierra que ascienden a la superficie rápidamente, a través de rocas volcánicas que son, en su mayoría, alcalinos en su naturaleza. De esta manera, la mineralogía y la química que posee la roca en su profundidad de origen es capaz de ser preservada, a diferencia de macizos que tienden a re-equilibrarse durante el emplazamiento en la corteza (Pearson et al., 2003).

Los xenolitos mantélicos pueden subdividirse según su marco tectónico, es decir, podemos encontrarlos en rocas oceánicas, continentales y en zonas de subducción, además de considerar el contexto en el cual se localizan. Por un lado, las regiones cratónicas y circuncratónicas, donde los xenolitos se hallan en y alrededor de los márgenes de un cratón y han erupcionado por kimberlitas, y por otro lado, las regiones no cratónicas, donde los xenolitos se encuentran alejados de los cratones y han erupcionado por magmas máficos alcalinos y potásicos. Los xenolitos también son clasificados por su mineralogía, por lo cual, al ser rocas ultramáficas, se encuentran diferentes minerales como olivino, clinopiroxeno, ortopiroxeno, espinela, plagioclasa y granate.

El metasomatismo es un proceso metamórfico, donde la composición química global cambia significativamente, tanto por aporte como por pérdida de determinados elementos. Además, este proceso, demuestra que el manto litosférico no sólo se puede agotar a través de procesos de fusión, sino que también puede enriquecerse mediante la reacción con los fluidos que se elevan desde profundidades mayores.

El estudio de venas vítreas en xenólitos del manto tiene gran importancia en el estudio de su metasomatismo, para elucidar la naturaleza de los fluidos metasomáticos. La consideración de estos vidrios como posibles productos de reacción entre las agregaciones primarias del manto y los fundidos proporciona una herramienta potencial para la reconstrucción cuantitativa de estas reacciones y, lo que es aún más importante, para la identificación de los agentes metasomáticos. Estos incluirán también fusión parcial de muy bajo grado cuya identidad permanece generalmente

confinada dentro del manto.

Esta investigación se basa en xenolitos en ambientes de subducción, los cuales fueron muestreados en la provincia Santa Cruz, en la localidad Macizo del Deseado en el Cerro Redondo. En estas muestras se observó y estudió el vidrio ubicado en fracturas de los xenolitos, donde ocurrió la cristalización de algunos minerales como apatito, feldespatos alcalinos, óxidos de titanio (ilmenita, rutilo y armalcolita) y algunos sulfuros. A través del análisis del vidrio, se pudo determinar la química (en termino de elementos mayoritarios, trazas y tierras raras) de los fluidos que transportan estos sulfuros.

## **1.1 Objetivos**

### **1.1.1 Objetivo general**

Determinar qué tipo de fluidos transporta elementos metálicos y precipita sulfuros y a qué procesos están sometidos los xenolitos, posteriormente a su génesis.

### **1.1.2 Objetivos específicos**

- Determinar relaciones existentes entre petrografía y las variaciones geoquímicas de elementos mayores, trazas y tierras raras.
- Analizar como el fluido afecta a la roca, en cuanto a los procesos que ocurren en su interacción.
- Determinar un posible origen a los fluidos que forman el vidrio.

## **1.2 Hipótesis de trabajo**

Los xenolitos provienen del manto litosférico del Macizo del Deseado, que pueden alojarse a lo largo de los márgenes de una cámara magmática, estar como material suelto en las paredes de un conducto de lava en erupción o explotando junto a la base de una colada de lava en la superficie terrestre. Estos xenolitos, al ascender, fueron fracturados e intruídos por fluidos que transportan y precipitan sulfuros. Los fluidos pueden provenir de la roca hospedante, de la deshidratación de minerales del mismo xenolito o de una fuente externa, como la deshidratación de la corteza oceánica, es decir, del slab que ha sido subducido y expuesto a muy altas temperaturas. También es probable que pueda originarse por infiltración de un fundido basáltico o algún tipo de metasomatismo.

## **2 Metodología**

La metodología utilizada en esta investigación se basó en el análisis exhaustivo de la muestra de la roca de la Patagonia Argentina, ubicada específicamente en la provincia geológica Macizo del Deseado.

Para poder realizar un completo análisis del xenolito de roca ultramáfica, es fundamental realizar una correcta preparación del corte de roca, para ejecutar un estudio preciso y eficiente. A la roca en cuestión, se le realizó dos cortes de manera rectangular, aproximadamente 6 x 3 cm, y fue sometida al proceso de pulido. La primera, con un grosor de 30 micrones (CR08-V) y la segunda, con 80 micrones (CR08), con el propósito de realizar estudios geoquímicos utilizando análisis de ablación laser ICP-MS.

A continuación, se señalarán los procedimientos específicos realizados para el análisis petrográfico y geoquímico.

### **2.1 Microscopio óptico**

La petrografía de los cortes transparentes, se realizó con el microscopio óptico modelo Olympus CX31-P, ubicado en el laboratorio de inclusiones fluidas (CEGA), en el Departamento de Geología de la Universidad de Chile. En esta investigación se examinaron con precisión los diferentes minerales, identificando sus texturas, analizando su disposición y contactos que poseen los granos de minerales, y se definieron zonas de interés para realizar análisis geoquímicos.

### **2.2 Conteo modal**

Una manera de estimar las proporciones de los componentes que conforman una roca es a través del análisis de una imagen de alta resolución del corte transparente. Para obtener esta imagen, se escaneó la lámina de muestra, utilizando EPSON PHOTO X341, para luego poder trabajar con su foto en el software "JMicroVision 1.2.7" (JMV).

Usando el JMV, se realizó un conteo puntual semi-automatizado en un área determinada y de forma aleatoria, mediante la función <<Point Counting>>, utilizando 700 puntos en el corte transparente CR08. Finalmente, se obtuvo el porcentaje que ocupa en la muestra el olivino, clinopiroxeno, ortopiroxeno y espinela.

Se encontraron limitaciones para la metodología de conteo modal automatizado, debido a una sobre estimación del contenido mineral, producto del efecto de los

bordes, fracturas y zonas de reacción. Este efecto se corrigió restando el área ocupada por bordes y fracturas.

## 2.3 Análisis químico

Respecto de la obtención de datos sobre la concentración de los elementos en el vidrio, son necesarios, la utilización del método de ablación láser y la reducción de datos con un software apropiado.

### 2.3.1 Ablación láser acoplado con espectrometría de masa

La utilización de un sistema de ablación láser acoplado con espectrometría de masa (LA-ICPMS) permite hacer análisis cuantitativos del vidrio en los xenolitos y deducir la química de los fluidos que transportan cierto tipo de sulfuros. El sistema analítico utilizado es un láser ArE excimer 193 nm (Photon Machine Analyte G2) acoplado a un iCAP Q ICP-MS (Thermo Fisher Scientific) pertenecientes al CEGA en el Departamento de Geología de la Universidad de Chile.

El instrumento está optimizado para tener las intensidades maximales, un porcentaje de óxidos ( $^{232}\text{Th}^{16}\text{O}^+ / ^{232}\text{Th}^+$ ) inferior a 0.5% y una razón  $^{232}\text{Th}^+ / ^{238}\text{U}^+$  cercano a 1. Los parámetros están indicados en la Tabla 1.

Tabla 1: Parámetros del LA-ICPMS

Fluencia del láser	6.3 $\text{mJ}/\text{cm}^2$
Tasa de repetición	10 Hz
Tamaño de haz	20 – 85 $\mu\text{m}$
Celda de ablación	Helex-2
Celda de flujo del gas (He)	0.6 $\text{l}\cdot\text{min}^{-1}$
Flujo de gas nebulizador	0.9 – 1 $\text{l}\cdot\text{min}^{-1}$
Flujo auxiliar de gas	0.8 – 1 $\text{l}\cdot\text{min}^{-1}$
Tiempo de permanencia por isótopo	10 ms
Isótopos analizados	71

En cuanto al diámetro del láser a utilizar, va variando de acuerdo al grosor de la vena o al diámetro de la inclusión vítrea. En lo posible, se busca usar un láser con un diámetro menor al espesor de la vena vidrio y menor al diámetro de la inclusión. De lo contrario, el láser podría extraer material del cristal que hospeda a la inclusión o del cristal adyacente a la vena, provocando una contaminación de los resultados, es decir, una alteración de las concentraciones reales del vidrio en estudio.

Para esta investigación, se utilizaron dos estándares externos, el Nist SRM 610, como estándar primario y el BHVO-2 (vidrio basáltico) del USGS, como estándar



secundario. Estos fueron analizados a intervalos regulares para mostrar la validez, precisión y exactitud del análisis.

Para los análisis, se midieron 71 isotopos a partir de 49 elementos cuantificados (Tabla 2), aplicando la medición estándares antes de cada análisis. Como se dijo anteriormente, el haz del láser se ajustó de acuerdo al tamaño de las venas y de las inclusiones estudiadas, y los datos fueron obtenidos en forma de señal de intensidad v/s tiempo.

De esta manera, se determinaron las concentraciones de los elementos mayores, trazas y tierras raras en el vidrio secundario de la muestra CR08, otorgando perfiles de las concentraciones en profundidad.

Tabla 2: Isótopos medidos y elementos cuantificados

Isotopos medidos (71)	Elementos cuantificados (49)
$^{23}\text{Na}$ , $^{24}\text{Mg}$ , $^{25}\text{Mg}$ , $^{27}\text{Al}$ , $^{29}\text{Si}$ , $^{39}\text{K}$ , $^{43}\text{Ca}$ , $^{44}\text{Ca}$ , $^{45}\text{Sc}$ , $^{47}\text{Ti}$ , $^{48}\text{Ti}$ , $^{49}\text{Ti}$ , $^{51}\text{V}$ , $^{52}\text{Cr}$ , $^{53}\text{Cr}$ , $^{54}\text{Fe}$ , $^{55}\text{Mn}$ , $^{57}\text{Fe}$ , $^{59}\text{Co}$ , $^{60}\text{Ni}$ , $^{63}\text{Cu}$ , $^{65}\text{Cu}$ , $^{69}\text{Ga}$ , $^{83}\text{Kr}$ , $^{85}\text{Rb}$ , $^{86}\text{Sr}$ , $^{88}\text{Sr}$ , $^{89}\text{Y}$ , $^{90}\text{Zr}$ , $^{93}\text{Nb}$ , $^{104}\text{Pd}$ , $^{105}\text{Pd}$ , $^{106}\text{Pd}$ , $^{107}\text{Ag}$ , $^{109}\text{Ag}$ , $^{118}\text{Sn}$ , $^{120}\text{Sn}$ , $^{125}\text{Te}$ , $^{133}\text{Cs}$ , $^{136}\text{Ba}$ , $^{137}\text{Ba}$ , $^{138}\text{Ba}$ , $^{139}\text{La}$ , $^{140}\text{Ce}$ , $^{141}\text{Pr}$ , $^{146}\text{Nd}$ , $^{147}\text{Sm}$ , $^{153}\text{Eu}$ , $^{155}\text{Gd}$ , $^{156}\text{Gd}$ , $^{157}\text{Gd}$ , $^{159}\text{Tb}$ , $^{163}\text{Dy}$ , $^{165}\text{Ho}$ , $^{166}\text{Er}$ , $^{169}\text{Tm}$ , $^{172}\text{Yb}$ , $^{175}\text{Lu}$ , $^{178}\text{Hf}$ , $^{181}\text{Ta}$ , $^{191}\text{Ir}$ , $^{193}\text{Ir}$ , $^{194}\text{Pt}$ , $^{195}\text{Pt}$ , $^{196}\text{Pt}$ , $^{197}\text{Au}$ , $^{206}\text{Pb}$ , $^{207}\text{Pb}$ , $^{208}\text{Pb}$ , $^{232}\text{Th}$ , $^{238}\text{U}$	Na, Mg, Al, Si, K, Ca, Sc, Ti, V, Cr, Fe, Co, Ni, Cu, Ga, Kr, Rb, Sr, Y, Zr, Nb, Sn, Te, Cs, Ba, La, Ce, Pr, Nd, Pd, Ag, Sm, Eu, Gd, Tb, Dy, Ho, Er, Tm, Yb, Lu, Hf, Ta, Ir, Pt, Au, Pb, Th, U

### 2.3.2 Reducción de datos

La reducción de datos se ha hecho con el Software AMS, “*Analysis of a Melt Inclusion*” (Mutchler et al., 2008). Este software fue elegido para tener la posibilidad de utilizar o no, un estándar interno.

Para el cálculo de las concentraciones (sin usar estándar interno) se basa en dos aproximaciones. La primera, es que la composición total del mineral se considera como 100% de óxidos, puesto que el mineral se compone únicamente de óxidos. Y la segunda aproximación, consiste en que los 49 elementos analizados representan todos los elementos del mineral. Las diferentes etapas del cálculo del software AMS están detalladas por Liu et al. (2008).

Los datos fueron tratados sin estándar interno en el corte CR08 y CR08-V, en los cuales se obtuvieron 21 datos diferentes de composición del vidrio secundario.

Para el cálculo de cada concentración, se importó los datos de la ablación láser en el programa AMS, en la ventana “Espectro de la muestra”. Luego, se obtiene un gráfico intensidades v/s tiempos (Figura 1), en el cual es necesario seleccionar un intervalo de integración del blanco de gas, antes y después de la señal, cuando el láser se encuentra apagado (“*Background*”). Además, se deben determinar los intervalos de integración del vidrio (“*Sample Signal*”), donde se maximice la señal, ya que se desconoce la proporción del mineral huésped (o adyacente) mezclado en la señal de la inclusión vítrea (o la vena de vidrio).

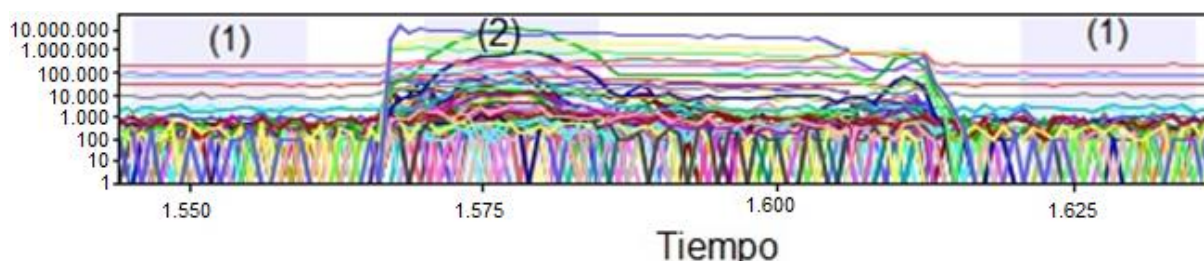


Figura 1: Ventana de integración seleccionada para vidrio secundario. (1) *Background*. (2) *Sample signal*.

También es importante considerar que pueden existir pequeñas partículas de minerales en el vidrio, las cuales es difícil de identificar a simple vista, por lo que se debe ser más meticuloso a la hora de observar las señales de elementos para saber si hay algún indicio de estas micropartículas. De esta manera, nos aseguramos de que el láser no haya extraído otros elementos que no son de interés, obteniendo un resultado confiable.

A continuación, se importó los datos de la química de un vidrio basáltico, en la ventana "Espectro NIST SRM 610". Estos datos se utilizaron como estándar secundario para poder obtener un resultado con exactitud y precisión. Es importante que todos los intervalos del NIST 610 presenten igual tiempo de integración. En este caso, se consideraron 5 segundos después del inicio de la ablación y 40 segundos de intervalo de integración (*Sample Signal*, Figura 2). De esta manera, se evitó la contaminación de superficie y los problemas de fraccionamiento dependientes de la profundidad.

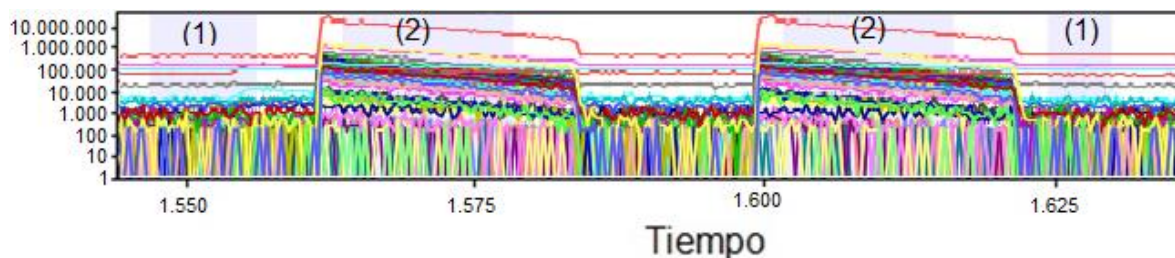


Figura 2: Ventana de integración para estándar Nist SRM 610. (1) *Background*. (2) *Sample signal*.

Posteriormente, se realizó el análisis con el programa AMS, obteniendo las concentraciones de los diferentes elementos trazas en una tabla en *Microsoft Excel* (Figura 3), en la cual no se incluyen los errores. Una primera estimación de estos errores fue realizado a partir de las incertidumbres reportadas para el Nist SRM 610 por Jochum et al. (2011), que se pueden observar en la sección de Anexos II. Considerando que es una aproximación baja, no se integró la desviación estándar de las variaciones de intensidad y otros errores (sistemáticas, propagaciones, etc.).

Finalmente, se obtuvieron 71 isótopos a partir de 49 elementos, los cuales eran necesarios medir, ya que siempre existen problemas de interferencias, matriz, etc. que dificultan la obtención de la concentración real de los elementos. Por consiguiente, se debe determinar cuál de todos los isótopos de un elemento funciona mejor con el estándar secundario, es decir, se analizaron los estándares secundarios y se compararon con los valores de referencia del Nist 610 para conocer qué isótopo es más confiable al momento de analizar el vidrio y poder corroborar que los valores obtenidos tenían coherencia. Por último, se recalculó el 100% de óxidos con los isótopos elegidos, obteniendo definitivamente las concentraciones correctas de los diferentes elementos mayoritarios, trazas y tierras raras.



 <b>VirginiaTech</b>							
<b>LA-ICPMS Laboratory</b> Department of Geosciences							
<b>Sample:</b>	<b>Analysis_2_AMS.csv</b>	<b>Host Correction Factor:</b>					
<b>Date:</b>	<b>05/11/2017 05:55</b>	<b>Wt % NaCl eq:</b>					
<b>Internal Standard:</b>	<b>Mg (24)</b>						
<b>Standard Method:</b>	<b>Normalized (100.0%)</b>						
<b>Region:</b>	<b>588.0 : 597.0 seconds</b>						
<b>Element</b>	<b>Con. (ppm)</b>	<b>LOD (ppm)</b>	<b>Weight %</b>	<b>Sample (cps)</b>	<b>Bkg (cps)</b>	<b>Std (cps)</b>	<b>Bkg (cps)</b>
Na (23)	623.235	103.303	0.08	3,800,392.	27,360,651.	487,175,646.	27,114,443.
Mg (24)	120,980.626	1.672	20.06	461,392,356.	3,478.	1,431,296.	3,214.
Mg (25)	118,358.661	5.844	19.62	64,567,441.	870.	204,733.	893.
Al (27)	33,441.407	3.469	6.32	138,684,563.	18,478.	36,096,387.	16,607.
Si (29)	124,069.738	4,077.381	26.54	9,826,823.	11,192,969.	20,895,718.	11,937,699.
K (39)	244.004	47.474	0.03	1,669,645.	7,360,113.	2,566,388.	7,226,409.
Ca (43)	9,316.272	492.398	1.3	120,634.	3,261.	854,673.	3,036.
Ca (44)	9,589.709	566.469	1.34	2,059,637.	1,011,717.	14,176,107.	1,256,888.
Sc (45)	2.972	2.156	0.	28,287.	47,827.	3,386,120.	64,288.
Ti (47)	605.825	7.285	0.1	389,557.	2,174.	225,089.	3,214.
Ti (48)	404.414	1.985	0.07	4,448,383.	35,870.	3,850,417.	50,179.
Ti (49)	642.614	18.85	0.11	319,394.	5,652.	173,983.	5,000.
V (51)	-	2.876	-	9,927.	36,740.	2,911,679.	42,144.
Cr (52)	31.714	8.55	0.	227,274.	278,945.	2,342,163.	264,850.
Cr (53)	26.177	13.434	0.	21,498.	12,391.	268,408.	17,322.
Fe (54)	13,954.584	88.273	1.8	35,445,537.	3,598,883.	936,478.	5,384,772.
Mn (55)	275.988	3.241	0.04	3,204,216.	114,136.	4,057,535.	163,939.
Fe (57)	44,557.601	56.878	5.73	15,055,625.	31,088.	124,575.	32,678.
Co (59)	859.176	1.335	0.11	6,595,540.	6,739.	2,507,639.	4,464.

Figura 3: Tabla *Microsoft Excel* con las concentraciones de los elementos del vidrio en estudio, generada por el software AMS.

### **3 Antecedentes geológicos**

#### **3.1 Contexto geodinámico de la Patagonia**

La evolución geodinámica de la Patagonia Argentina posee variadas hipótesis en relación a la aloctonía, para-autoctonía o autoctonía con respecto al supercontinente Gondwana. Recientes investigaciones, plantean un modelo para-autóctono, como Pankhurst et al. (2006), quién habla de un desprendimiento del macizo del Deseado, seguido por la colisión de este contra Gondwana a mediados del carbonífero (ver “Zona de colisión inferida” en Figura 4). De esta manera, interrumpió la actividad magmática del arco y generó un régimen compresivo que duró hasta el Pérmico Temprano. Esta compresión produjo un metamorfismo dinámico en regiones de intraplaca, como en el Sistema de Ventania. La cuenca de rift La Golondrina en este modelo se encuentra en el pie de la pared de la sutura y la extensión debe ser coetánea con la deformación en el Sistema de Ventania.

La historia tectónica de Sudamérica en el Cenozoico tardío, está dominada por la subducción ortogonal de la Placa de Nazca debajo de la Placa Sudamericana. En el sur de la Patagonia, la convergencia ha sido marcada por la colisión de segmentos de la Dorsal de Chile con su fosa, precediendo a la subducción de la Placa Antártica (Figura 4). La colisión inicial comenzó al oeste de Tierra del Fuego hace 14 Ma. (Cande & Leslie, 1986), formando una unión triple entre la placa Sudamericana, Nazca y Antártica. Desde entonces, el punto triple chileno (PTC) ha migrado hacia el norte hasta su posición actual, 46°S aproximadamente (Cande & Leslie, 1986; Forsythe et al., 1986).

La colisión entre la fosa y la dorsal de Chile es la causa de la ausencia de volcanismo entre la Zona Volcánica Sur (SSVZ) y la Zona Volcánica Austral (AVZ) de la Cordillera de los Andes (Stern et al., 1984), la erupción de magmas adakíticos en el tras-arco (Kay et al., 1993) y el alzamiento Neógeno de este sector de los Andes junto con la formación de la faja plegada y corrida de la Patagonia (Ramos, 1989).

Una de las principales características geológicas de la Patagonia meridional son las extensas lavas Neógenas de plateau que fueron erupcionadas sobre grandes áreas en el trasarco, su formación se explicara a continuación.

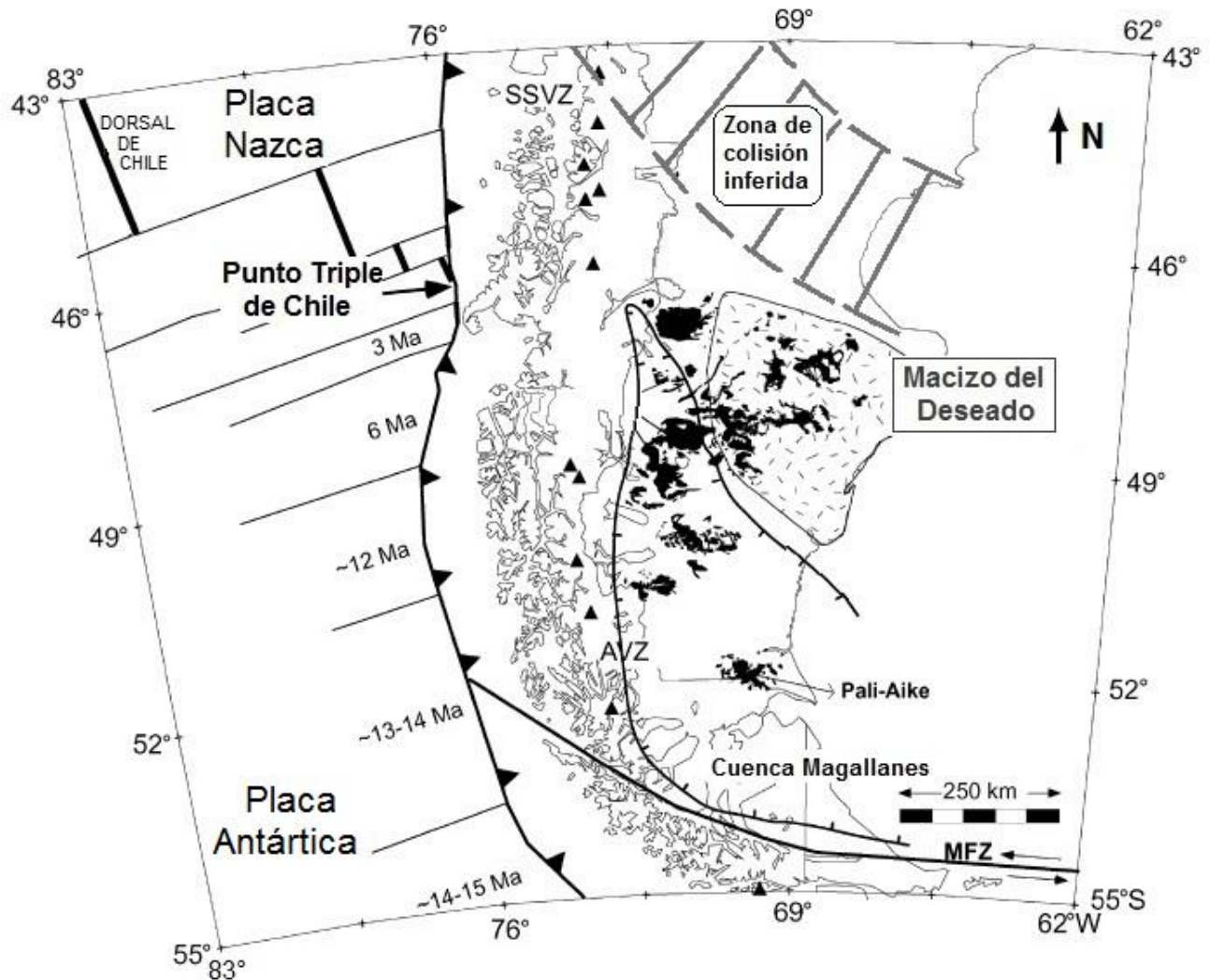


Figura 4: Mapa de la tectónica de la Patagonia que muestra la distribución de las lavas Neogénas de plateau de la Patagonia (sombreado negro) en relación con las zonas de fractura y los segmentos de la dorsal de Chile. Los tiempos de colisión en la dorsal se muestran en negrita (Cande y Leslie, 1986). Los centros volcánicos de la Zona Volcánica Austral (AVZ) y la Zona Volcánica del Sur (SSVZ) son de Stern e al. (1990). También se muestra la zona de colisión inferida (línea punteada) por Pankhurst et al. (2006), que se encuentra al norte del basamento del Macizo del Deseado. El contorno de la cuenca de Magallanes (línea gruesa) es determinada por Ramos (1989). MFZ = Zona de Fractura de Magallanes (Modificado de Gorrington et al., 2003).

### 3.1.1 Génesis de lavas Neógenas de Plateau de la Patagonia

Un factor importante de la evolución magmática del sur de la Patagonia, es el origen de grandes volúmenes de lavas Neógenas de Plateau, en el trasarco entre el 46° y 49°S. Las lavas se encuentran en el Macizo del Deseado y poseen variados xenolitos que se estudiarán en la presente investigación.

D'Orazio et al. (2000) plantea que en la Patagonia, debería haberse generado fundidos *supra-slab* contaminados por el *slab* y posiblemente modificado por la extracción de fundidos calcoalcalinos. De esta manera, se plantea la existencia de una fuente mantélica primaria bajo esta región, la cual requiere un mecanismo capaz de reemplazar el manto modificado por el *slab*, por manto sin modificar (Figura 2).

La colisión fosa-dorsal generó una ventana astenosférica (*slab window*) bajo el sur de la placa Sudamérica. Las tasas de convergencia entre las placas de Nazca y Sudamericana son entre 9 y 10 cm por año durante los últimos 25 m.y. y un ángulo de subducción de 30° (Turcotte & Schubert, 1982; Cande & Leslie, 1986). El borde posterior de la placa de Nazca habría cruzado la posición presente del Macizo del Deseado y el paso de la ventana astenosférica sería previa al comienzo de la actividad volcánica, por lo que es posible que durante este periodo de tiempo, el manto *supra-slab* fue reemplazado por astenósfera primaria que fluyó a través de la ventana astenosférica para volverse la fuente de las lavas de plateau.

Las lavas Neógenas poseen nódulos ultramáficos, provenientes del manto litosférico subcontinental. Estos nódulos fueron estudiados por Pankhurst et al. (2003) y son formados en el manto litosférico bajo el Macizo del Deseado, formado durante el Mesoproterozoico por altos grados de fusión parcial. Al parecer, la litósfera es más rígida, gruesa y fría que en las zonas de alrededor de la Patagonia y se extiende hacia el sureste (hasta las Islas Malvinas). En cambio, las zonas que rodean el Macizo del Deseado, habrían sufrido menores grados de fusión parcial, por lo que sería más joven y químicamente semejante al manto primitivo fértil (Schilling et al., 2012).

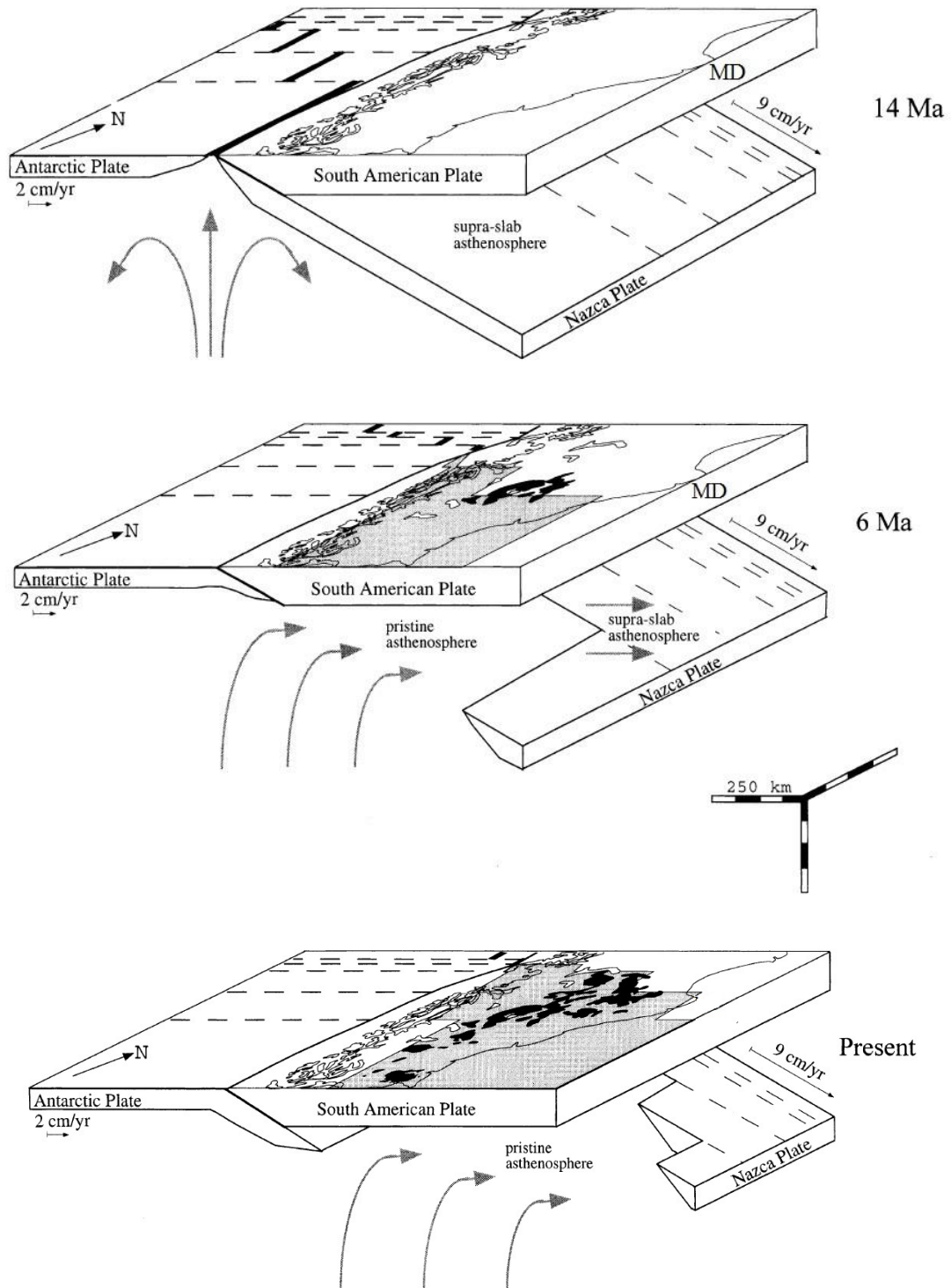


Figura 5: Perfil esquemático que muestra la apertura de una ventana astenosférica (*slab-window*) bajo la placa Sudamericana desde hace 14 Ma. MD: Posición Macizo del Deseado. Áreas grises: proyección en superficie de la región libre de *slab*; áreas negras: lavas de Plateau Patagónico relacionadas a *slab-window*; flechas grises: flujos de manto astenosférico; flechas negras: movimiento de placas relativo a Sudamerica fijo; delgadas líneas punteadas: zonas de fractura oceánicas (Modificado de D'Orazio et al., 2000).



## 3.2 Geología regional

En el basamento del Macizo del Deseado se encuentran las rocas más antiguas que corresponden a los afloramientos del Complejo Río Deseado (Viera et al., 1976) y los de la Formación La Modesta (De Giusto et al, 1980).

El complejo Río Deseado se ubica en el sector oriental del macizo y está formado por rocas metamórficas, asignadas al Precámbrico superior - Cámbrico inferior por Pezzuchi (1978), intruídas por plutonitas.

Las rocas de la Formación La Modesta son metamorfitas de bajo grado, cuya edad fue calculada por Moreira et al. (2005), quién analizó esquistos muscovíticos y registró una edad entre Silúrico tardío al Devónico temprano, indicando la edad de mezcla entre la sedimentación y el metamorfismo.

Sobre el basamento se ubican depósitos continentales godwánicos de edad pérmica inferior a triásica, relacionados a la extensión tectónica y rifting que generó la separación entre Sudamérica y África. De esta manera, se desarrolla un sistema de grábenes y hemigrábenes de dirección principal noroeste por reactivación de estructuras antiguas, con la depositación de la Formaciones La Golondrina, La Juanita y El Tranquilo.

Entre el Triásico y el Jurásico, se intensifican las fuerzas extensionales, ocurriendo un magmatismo asociado que abarca las plutonitas del Jurásico inferior de la Formación La Leona (Varela et al., 1991), el cual es un complejo granítico-granodiorítico. Además, en el Jurásico medio a superior, se generan un conjunto de unidades ignimbríticas y lávicas de naturaleza ácida, correspondientes a la Formación Chon Aike, además de algunas volcanitas mesosilíceas a básicas, asignadas a la Formación Bajo Pobre por Fernández et al. (1996). Desde el Cretácico inferior, se produce una nueva reactivación de la tectónica extensional, la que genera pequeñas cuencas cerradas, en las que se depositaron sedimentos epi-piroclásticos continentales, correspondientes a las Formaciones Bajo Grande (Di Persia, 1958) y Baqueró (Archangelsky, 1967).

A finales del Cretácico, se producen las erupciones basálticas de la Formación Las Mercedes (Panza, 1982), en el sector central del Macizo del Deseado, las que probablemente se extiendan hacia el Paleógeno, que persiste hasta el Holoceno. En este sector también están incluidas las lavas Neógenas del plateau de la Patagonia. Todo esto es interpretado como el resultado de la migración de sudoeste a noreste de la ventana astenosférica, producida por la subducción del punto triple entre las placas

de Nazca, Antártica y Sudamericana. En el interior de estas unidades se encuentra una gran cantidad de xenolitos (Ramos & Kay, 1992).

En el Oligoceno inferior, se depositan las tobas y bentonitas continentales de la Formación Sarmiento (Feruglio, 1949), posteriormente se producen las transgresiones marinas del Oligoceno superior de la Formación Patagonia o Monte León (Zambrano & Urien, 1970) y finalmente, los depósitos continentales Neógenos de la Formación Santa Cruz.

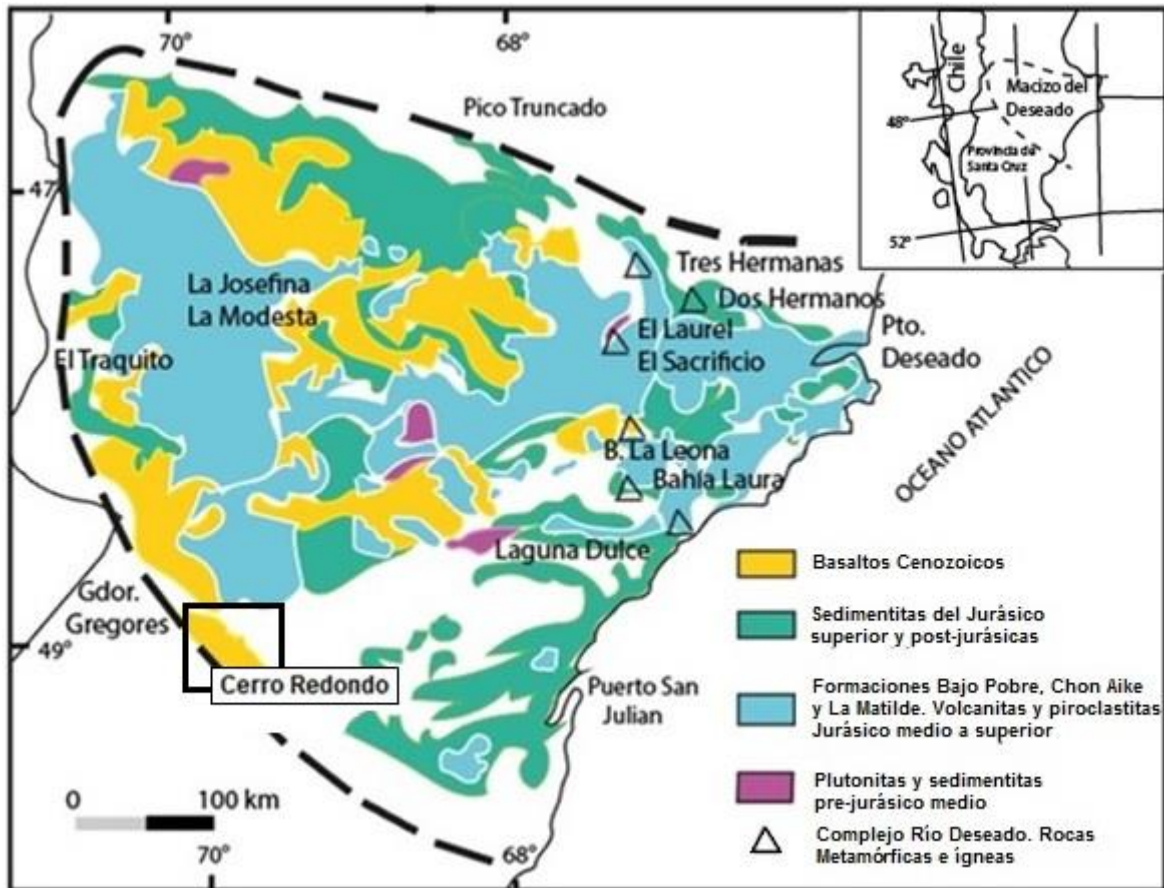


Figura 6: Geología del Macizo del Deseado. Modificado de Moreira et al. (2005).

### 3.3 Geología local

El Macizo del Deseado se caracteriza por ser un relieve positivo, con comportamiento temporalmente rígido, escasa deformación y sedimentación, en contraste con una marcada subsidencia al norte y sudoeste, que da origen a las cuencas bien definidas del Golfo de San Jorge y Austral, respectivamente (Guido et al., 2004).

En la esquina suroeste del Macizo del Deseado se encuentra la localidad Cerro Redondo (ver cuadro negro de la Figura 6), lugar donde se extrajo el xenolito CR08 que se encuentra dentro del plateau basáltico de edad Plioceno-Pleistoceno a 250 km al este del gap volcánico entre SSVZ y AVZ, las cuales son atribuidas a la subducción de la dorsal de Chile (Cande & Leslie, 1986). Además, Cerro Redondo posee un domo con una base semi-circular de 800 m de diámetro y una altura de 300 m aproximadamente.

La roca hospedante, Schilling et al. (2005) la describe como un basalto porfírico con xenocristales de olivino (3mm) y piroxeno (~2mm), casi completamente recristalizado en un mosaico de grano fino, siendo compleja la distinción entre clinopiroxeno y ortopiroxeno. La matriz posee una textura intergranular formada por microlitos de sanidina, andesina, olivino y clinopiroxeno, junto con minerales opacos, pequeños cristales de apatito y vidrio. Este basalto está subsaturado en sílice y posee una relación  $K_2O / Na_2O$  de 0,6. Además pertenece a la serie alcalina y corresponde a un traquibasalto.

En cuanto al xenolito (X-G) en facies de espinela que Schilling et al. (2005) muestreo, se caracteriza por las texturas de desequilibrio tales como bordes de reacción en espinelas, clinopiroxeno y ortopiroxeno, además de lamelas de exsolción en ambos piroxenos.

Por último, el proceso dominante que controla la composición de los xenolitos de Cerro Redondo, según Schilling et al. (2005), es la infiltración del basalto y la interacción química, lo cual produce características químicas comúnmente encontradas en xenolitos del manto metasomatizado.

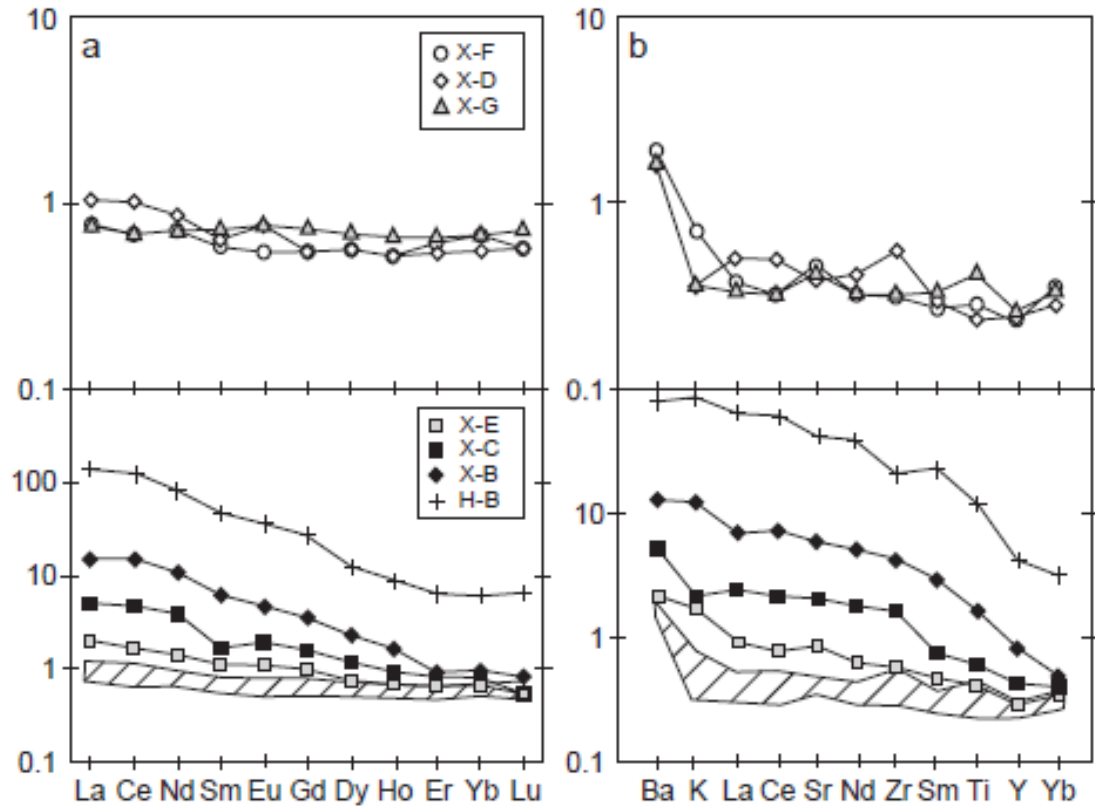


Figura 7: (a) Patrones de tierras raras normalizados al condrito para xenolitos y basalto hospedante (H-B) de Cerro Redondo. Los valores normalizados son de Nakamura (1974). (b) Elementos traza normalizados al manto primitivo para los xenolitos y basalto hospedante (H-B) de CR. Los valores normalizados son de McDonough et al. (1992) Las áreas sombreadas son campos de las muestras X-F, X-D y X-G.

## 4 Inclusiones vítreas

En mineralogía se define una inclusión como un fluido, fundido o mineral, que ha sido atrapado dentro de un mineral durante su formación. Las inclusiones vítreas, (MI, “*Melt Inclusions*”), corresponden a pequeñas gotas o ampollas de fundido silicatado de tamaño 1 - 300  $\mu\text{m}$ , que fueron atrapadas dentro de irregularidades de la superficie de un cristal durante su etapa de crecimiento inmerso en un cuerpo de magma (Sorby, 1858). En general, estas inclusiones están compuestas por pequeños cristales, vidrio y/o vapor. Son relativamente fáciles de encontrar en rocas volcánicas y más raros en xenolitos, y se considera que se comportan como un sistema cerrado conservando la composición inicial del magma (Cannatelli et al., 2016). En un ambiente volcánico, las MI son útiles para cuantificar contenido de volátiles y patrones de desgasificación, evolución del magma, y procesos como cristalización fraccionada, mezcla de magmas y exsolución de volátiles (Kent, 2008; Métrich & Wallace, 2008).

Las inclusiones vítreas contenidas en xenolitos ultramáficos proporcionan información valiosa sobre la percolación de fundido/fluido relacionada con procesos metasomáticos que están asociados con el transporte y la concentración de elementos incompatibles y volátiles en el manto (Cannatelli et al., 2016). La conclusión más importante de los estudios de MI en xenolitos del manto es que pueden conservar la composición original de los fundidos atrapados a presiones y temperaturas del manto (Frezzotti, 2001; Cannatelli et al., 2016).

### 4.1.1 Reseña histórica

El estudio de inclusiones vítreas comenzó hace aproximadamente 160 años con los trabajos de Sorby (1858), Vogelsang (1867) y Zirkel (1873), quienes describieron detalladamente este tipo de inclusiones, reconociéndolas como una potencial herramienta para el estudio del origen de rocas ígneas.

Durante prácticamente un siglo las inclusiones vítreas no fueron mayormente estudiadas hasta que Tuttle & Keith (1954) realizó importantes observaciones en el origen de los granitos, Barrabé & Deicha (1956) y Sobolev & Kostyuk (1975) empezaron a homogenizar inclusiones vítreas mediante la aplicación de altas temperaturas.

Con la introducción de técnicas microanalíticas desde la década de 1990, se generó un aumento exponencial en el número de estudios de inclusiones vítreas, enfocándose principalmente en el rol que juegan los volátiles en el estilo eruptivo de sistemas volcánicos (Cannatelli et al., 2016). Como las inclusiones vítreas representan una porción de magma en condiciones de un sistema cerrado, a diferencia de la roca

total, es posible determinar el contenido de volátiles ( $H_2O$ ,  $CO_2$ , Cl, F, S, Br) a partir del estudio de estas inclusiones, dando cada vez nuevas luces de los procesos ígneos (Roedder, 1979; Hauri, 2002; De Vivo & Bodnar, 2003; Lowenstern, 2003; Webster et al., 2003a; Wallace, 2005; Bodnar & Student, 2006; Audétat & Lowenstern, 2014)

Las acumulaciones de fundido en xenolitos ultramáficos se pueden dividir en dos tipos principales: las MI, encerradas en los minerales del manto y las venas, y los “*melt pockets*” y vidrios intersticiales, que proporcionan información significativa sobre los procesos dentro del manto litosférico subcontinental superficial (Ionov et al., 1993, 1996, Szabo & Bodnar, 1996, Cannatelli et al, 2016 y bibliografía interna). Se considera que las MI en los xenolitos representan los fundidos del manto que emigraron y quedaron atrapados en alta presión y temperatura, en equilibrio con las asociaciones peridotíticas. Sin embargo, los fundidos que forman los “*melt pockets*” y venas intersticiales se consideran sistemas abiertos, que reaccionan continuamente con su entorno, preservando solamente el último estado de equilibrio del fundido (Schiano & Bourdon, 1999). En xenolitos ultramáficos, los “*melt pockets*” se pueden producir por descompresión de las fases portadoras de  $H_2O$  (principalmente pargasita y flogopita) o de minerales nominalmente secos (sobre todo clinopiroxeno y ortopiroxeno) después que los xenolitos sean atrapados en el magma basáltico (Stosch & Seck, 1980, Tracy, 1980, Francis, 1987). Además, los fundidos/fluidos del manto superior ricos en volátiles pueden reaccionar con los minerales primarios del manto, causando alteración metasomática de la asociación mineral primaria (Dawson, 1984; Ionov et al., 1993).

#### 4.1.2 Origen y procesos

En general, según Roedder (1979) existen dos mecanismos de formación de MI en un cristal, a partir de las cuales se generan los dos principales tipos de inclusiones: inclusiones primarias y secundarias.

Las inclusiones primarias se forman a partir de gotas de fundido que se atrapan en irregularidades de cristales en condiciones de crecimiento dentro de un magma. Diferentes mecanismos pueden producir estas irregularidades como por ejemplo un aumento en el grado de sobresaturación, el cual causa un borde esquelético en el cristal (Figura 8A), una disolución parcial del cristal previamente formado (Figura 8B), una presencia de un objeto sólido en el borde del cristal (Figura 8C), un crecimiento rápido que genera cristales dendríticos (Figura 8D) o de hábito tubular (Figura 8E).

Las inclusiones secundarias se pueden formar a partir de fases que entran al cristal a lo largo de fracturas (Figura 8F), por lo que se forman después de que el crecimiento del cristal haya terminado. Este mecanismo es válido solo para inclusiones fundidas en xenolitos, ya que, para el caso de roca ígneas, la fase silicatada es muy viscosa,

imposibilitando su atrapamiento dentro de fenocristales volcánicos (Cannatelli et al., 2016 y bibliografía incluida).

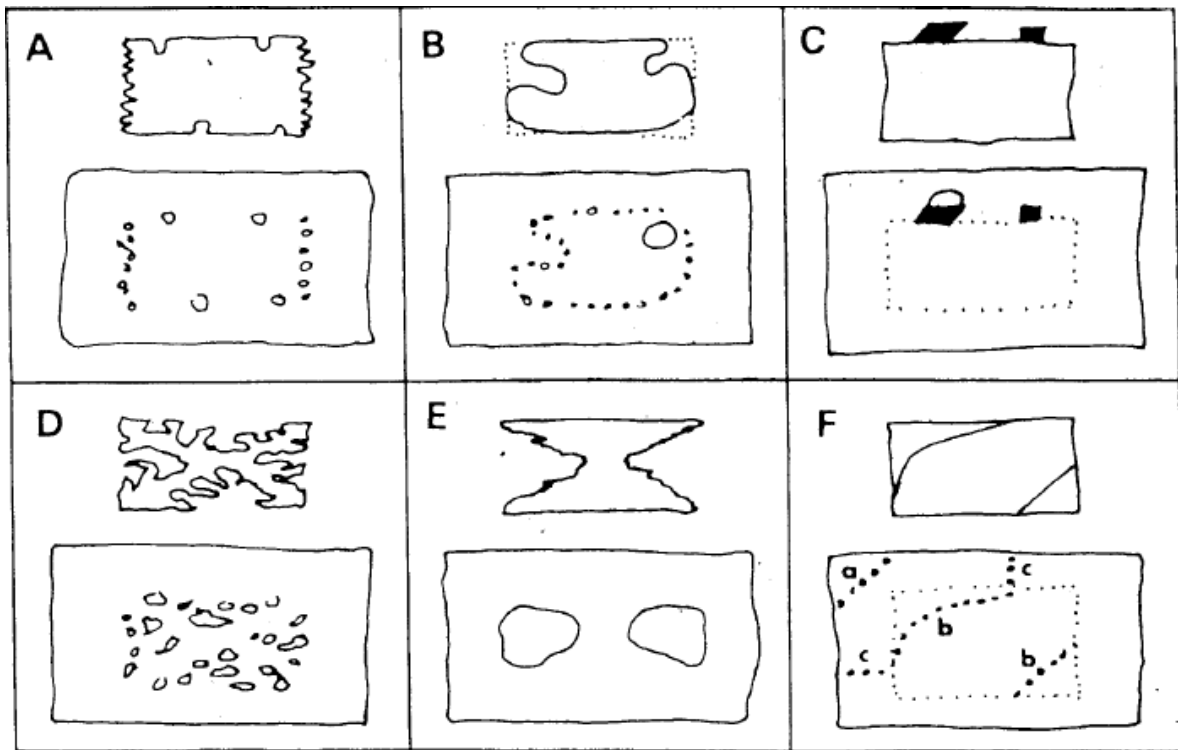


Figura 8: Mecanismos de atrapamiento de inclusiones vítreas (modificado de Roedder, 1979).

Un tercer tipo de inclusiones llamado pseudosecundarias también tienen su origen en fracturas. Pero éstas se han formado antes de que haya terminado la etapa de crecimiento del cristal ("b" en Figura 8F). Estas inclusiones son consideradas por los investigadores de petrología ígnea como primarias, ya que al igual que estas son atrapadas durante el crecimiento del cristal y por tanto guardan registro de la composición de los líquidos silicatados durante esta etapa (Cannatelli et al., 2016 y bibliografía incluida).

Una vez formada la MI, el material fundido dentro de ella puede recrystalizar. Sin importar el tamaño de la inclusión, velocidades muy lentas de enfriamiento generan inclusiones vítreas que sufren recrystalización (Figura 9). Student y Bodnar (1999) notaron que la composición del magma, o material fundido, también afectan el proceso de crystalización, sugiriendo que fundidos saturados en volátiles promueven la crystalización durante el enfriamiento.

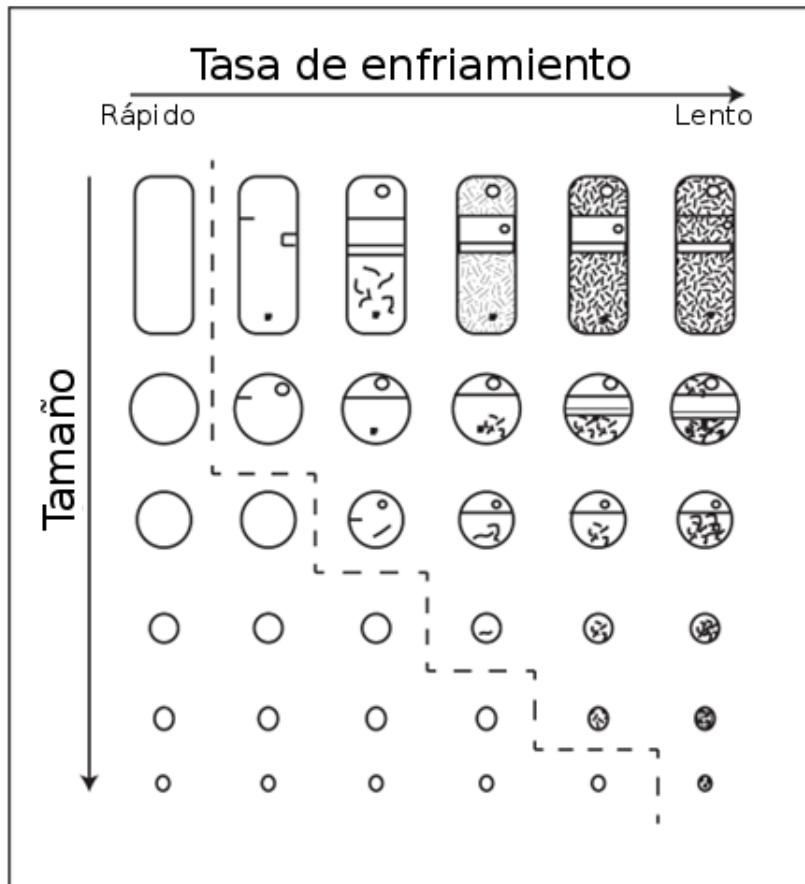


Figura 9: Esquema con efecto de la velocidad de enfriamiento y el tamaño de la inclusión sobre nucleación y crecimiento de nuevas fases dentro de ésta (Modificado de Roedder, 1984).

Una forma de determinar saturación en volátiles al momento de formación de la inclusión consiste en observar la presencia de burbujas dentro de la inclusión y la razón entre los volúmenes de burbujas/inclusión (Roedder, 1979). Se considera que para un grupo de inclusiones con razones volumétricas muy variables el magma estuvo saturado en volátiles, mientras que para inclusiones con una única burbuja comprimida o completamente vítreas, el magma era pobre en volátiles. Finalmente, para inclusiones con presencia de fluido dentro de sus burbujas, el magma se habría encontrado en condiciones ricas en volátiles (Kamenetsky et al., 2007, Esposito et al., 2011, Moore et al., 2015).

En el pasado, investigadores evitaban estudiar inclusiones que incluyeran burbujas, ya que creían que éstas complicaban interpretaciones obtenibles a partir de la composición (Cannatelli et al., 2016). Sin embargo, recientemente se ha comenzado a trabajar con la razón de volúmenes de burbujas/inclusión, composición de las burbujas y la distribución de éstas. Lo que resulta ser fuente de información crucial acerca del contenido de volátiles original del magma en profundidad (Moore et al., 2015, Wallace et al., 2015).



Se han reconocido tres mecanismos principales para formación de burbujas dentro de las inclusiones vítreas. La primera corresponde a enfriamiento isocórico de la inclusión generando una despresurización y saturación de la fase de baja densidad, volátil, generando una burbuja comprimida (Lowenstern, 1994; Figura 10). Si el fundido es rico en volátiles y hay recristalización dentro de la inclusión, la nueva fase cristalina, al ser más densa que la fase volátil, se separará creando el espacio necesario para la nucleación de burbujas (Steele-Macinnis et al., 2011). Finalmente si elementos como el H escapan desde la inclusión hacia el mineral huésped, como en el caso de fuga (Figura 10) y decrepitación (Figura 11), pueden nuclearse burbujas dentro de la inclusión (Bucholz et al., 2013).

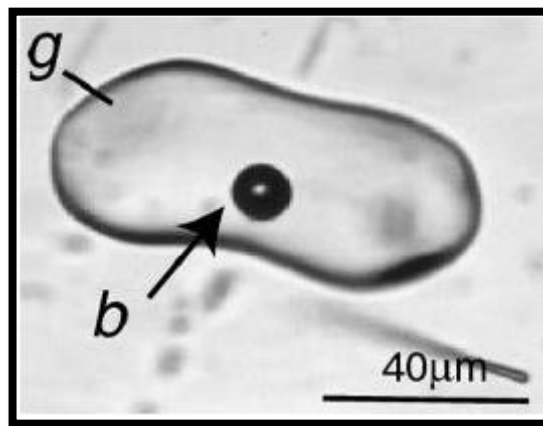


Figura 10: Inclusión vítrea con una burbuja comprimida; 'g'=vidrio y 'b'=burbuja (Tomado de Lowenstern, 2003).

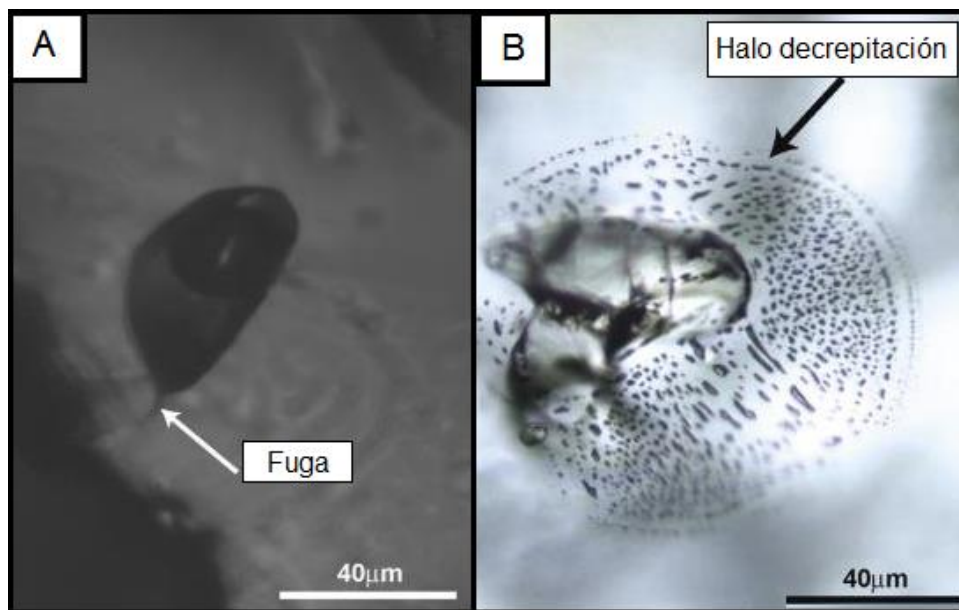


Figura 11: A.- Inclusión vítrea con fuga de material. B.- Inclusión vítrea decrepitada (Modificada de Cannatelli et al., 2016).

## 5 Resultados

Para este estudio, se extrajo la roca CR08 del Cerro Redondo, a partir de la cual se realizaron dos corte, CR08 y CR08-V.

### 5.1 Petrografía macroscópica

Para realizar un estudio acabado del xenolito CR08, se comienza con la muestra de mano (Figura 12), la cual posee dimensiones aproximadas de 9 x 4 x 5 cm. Esta roca posee una coloración verdosa, es holocristalina con una textura fanerítica y posee cristales de tamaño de grano relativamente equigranular mediano, 3 mm. aproximadamente.

En cuanto a su mineralogía, se logró observar un 60% de olivino (~3 mm.), 35% de ortopiroxeno (3 - 4 mm.) y 5% de clinopiroxeno (<1 mm.). Basándose en el diagrama de clasificación de rocas ultramáficas de Streckeisen (1979), podemos decir, que el xenolito corresponde a una peridotita lherzolítica. La roca en general es granular y se encuentra parcialmente alterada con carbonatos secundarios.

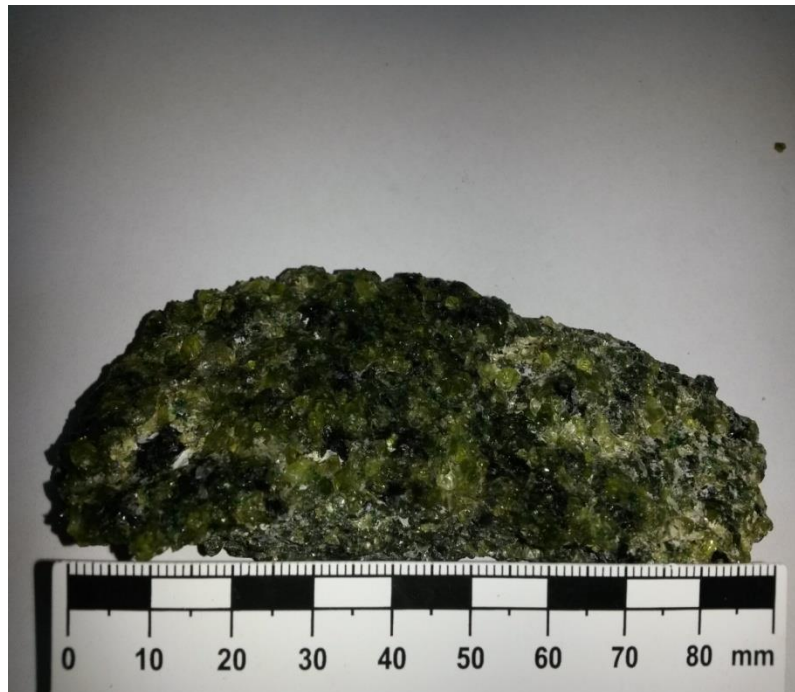


Figura 12: Fotografía de la muestra de mano del xenolito CR08.

## 5.2 Petrografía microscópica

A continuación, se presenta el estudio petrográfico microscópico del corte CR08-V, clasificando el tipo de roca ultramáfica a partir de los porcentajes modales de los diferentes minerales que las constituyen, obtenidos por el software JMicroVision 1.2.7.

### 5.2.1 Clasificación de la roca

Los componentes del xenolito son olivino, clinopiroxeno, ortopiroxeno y en menor proporción espinela, los que se encuentran ordenados de mayor a menor según su abundancia, respectivamente (Tabla 3). También se encontraron minerales de apatito, feldespatos alcalinos, sulfuros y óxidos de titanio como el rutilo, la armalcolita y la ilmenita, en las venas de vidrio.

A partir de los porcentajes modales de la muestra CR08 (Tabla 3) y situándonos en el triángulo de clasificación de rocas ultramáficas (Figura 13), se distinguió que la roca es una lherzolita equilibrada en facies de espinela.

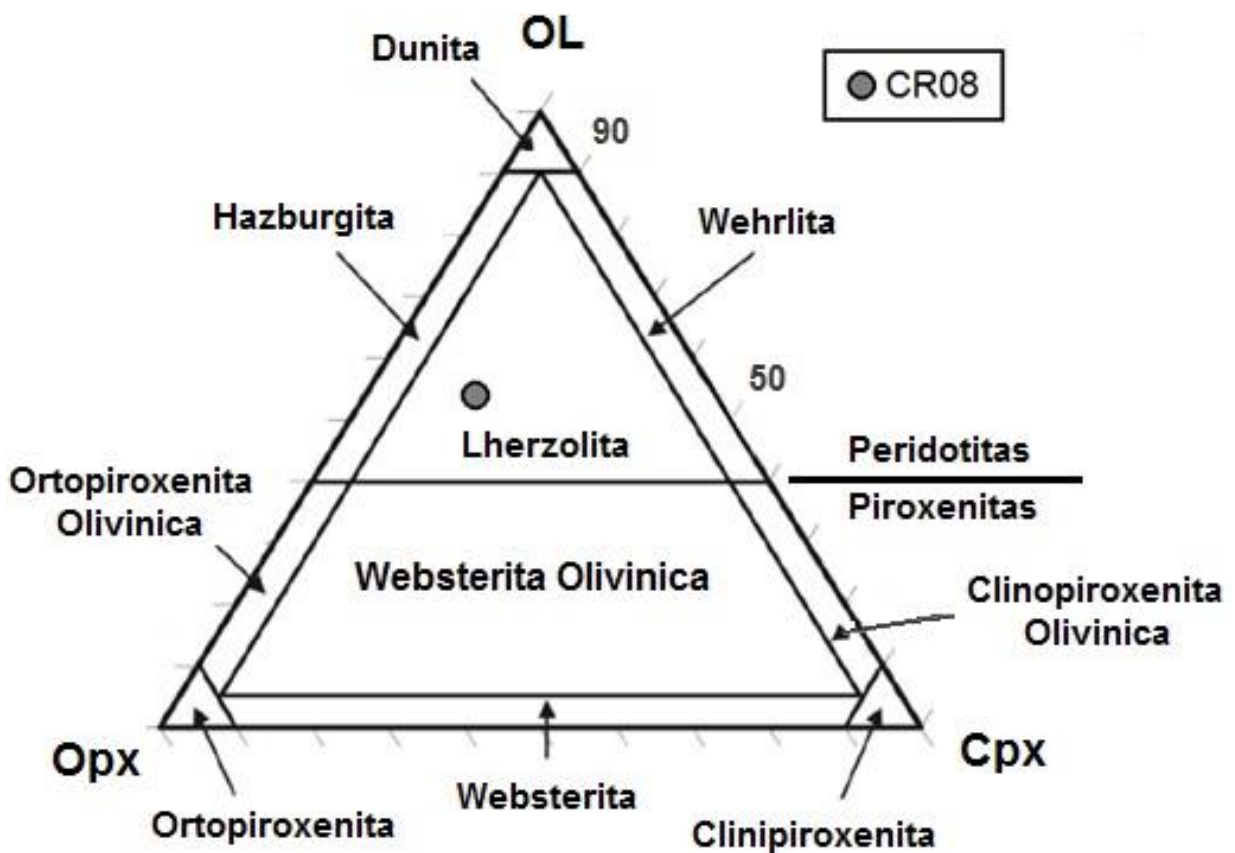


Figura 13: Diagrama de clasificación modal de rocas ultramáficas, modificado de Streckeisen (1979).

Tabla 3: Detalle del conteo modal de la muestra CR08.Ol=Olivino; Cpx=Clinopiroxeno; Opx=Ortopiroxeno; Esp=Espinela

Muestra	Ol (%)	Opx (%)	Cpx (%)	Esp+Opacos (%)
CR08	53	32	11	4

### 5.2.1.1 Lherzolita

La peridotita CR08 es una lherzolita en facies de espinela, compuesta principalmente por 53% de olivino, 32% de ortopiroxeno, 11% de clinopiroxeno y 4% de espinela (más opacos). La roca en su totalidad presenta una textura protogranular, de acuerdo a la clasificación propuesta por Mercier & Nicolas (1974), constituida por cristales de olivino muy fracturados con variados diámetros, que se pueden agrupar por medio de dos familias de tamaños: cristales de 6 mm y cristales más pequeños de 2 mm. Además, se encontró olivino englobado, principalmente por ortopiroxeno y más escasamente por espinela, constituyendo una textura poikilítica (Figura 14). Estos olivinos presentan bordes lobulados, son incoloros a nícoles paralelos y presentan muy alto color de interferencia, variando entre naranja y violeta.

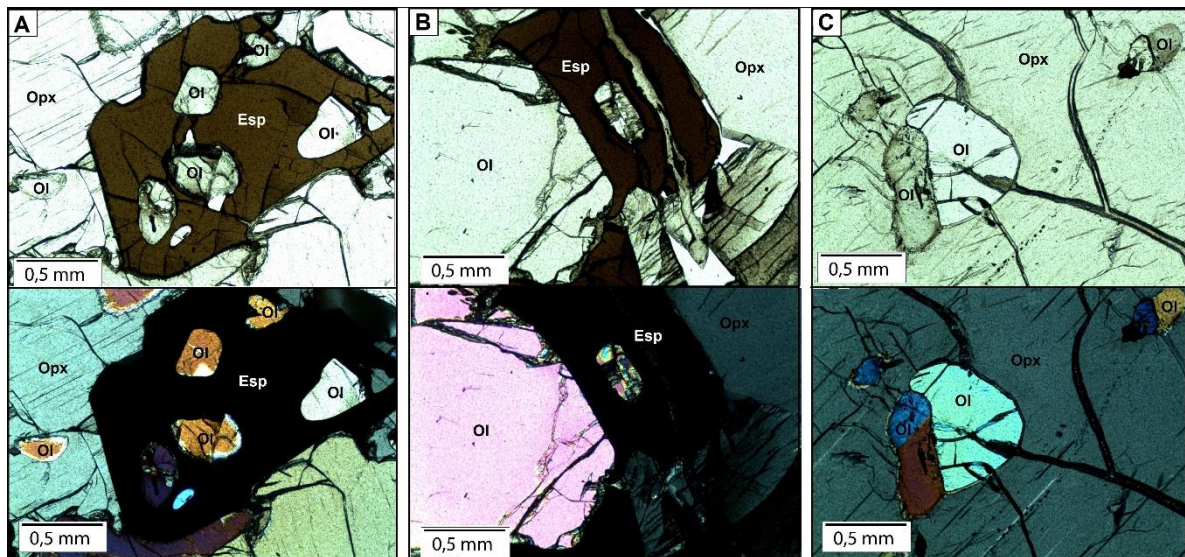


Figura 14: Textura poikilítica en nícoles paralelos y cruzados de la roca CR08, lamina de 30  $\mu$ m. A.-Fotografía de espinela y ortopiroxeno englobando al olivino, formando textura poikilítica. B.-Fotografía de una espinela englobando a un olivino y una vetilla de vidrio que corta la espinela. C.-Fotografía de textura poikilítica de ortopiroxenos englobando cristales de olivino.

Los cristales de ortopiroxeno poseen gran tamaño de hasta 4 mm y otros cristales más pequeños de 1,5 mm aproximadamente. A nícoles paralelos se ven de color amarillento a incoloro, con un marcado clivaje, colores de interferencias que varían entre gris a blanquecino de primer orden y en algunos se puede apreciar una extinción recta con un leve pleocroísmo.

Existen lamelas de exsolución de clinopiroxeno, en algunos minerales de ortopiroxenos, como se observa en la Figura 15, donde el ortopiroxeno posee colores de interferencias en tonos grises, pudiendo diferenciar claramente los alargados y amarillentos clinopiroxenos.

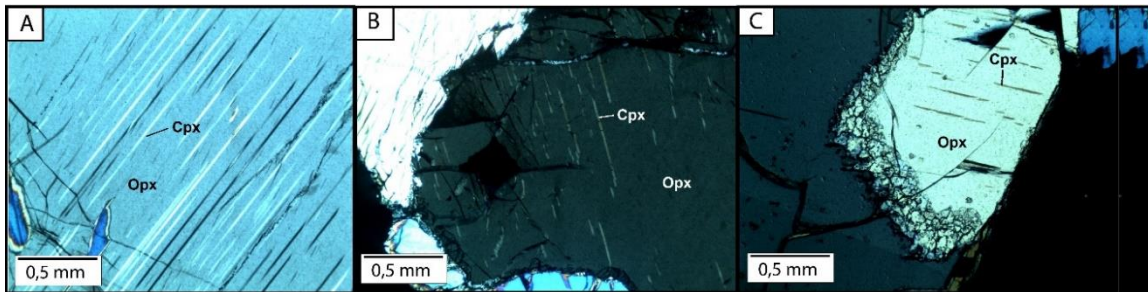


Figura 15: Lamelas de exsolución de la muestra CR08, lamina de 30  $\mu\text{m}$ . A.-Fotografía a nículos cruzados de un ortopiroxeno con lamelas de exsolución de clinopiroxeno y unos olivinos englobados por este mismo. B.-Fotografía a nículos cruzado de un ortopiroxeno con lamelas de exsolución de clinopiroxeno. C.-Fotografía a nículos paralelo de un ortopiroxeno con borde esponjoso y lamelas de exsolución de clinopiroxeno.

A continuación, se identificó en algunos clinopiroxenos y ortopiroxenos una textura esponjosa en los bordes, en el contacto con otro mineral (Figura 16). Ambos minerales están cortados por algunas venillas de vidrio, con bordes irregulares, es decir que los piroxenos reaccionan con el vidrio, lo que serían indicadores de desequilibrio. No es el caso del olivino, donde sus bordes no parecen reaccionar al contactar con la venilla.

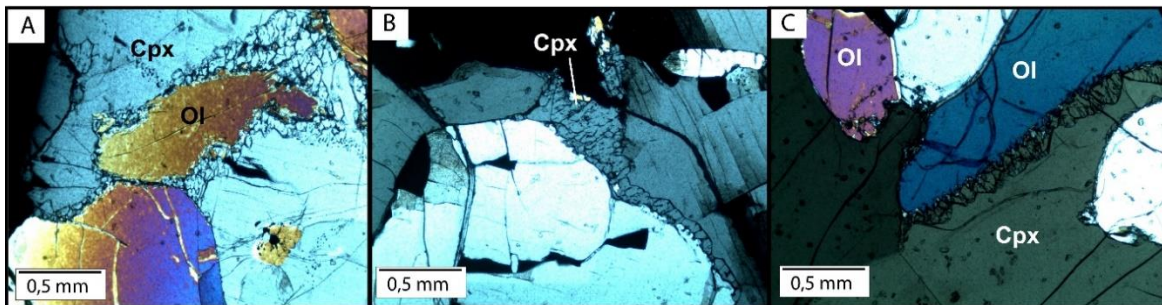


Figura 16: Fotografía a nículos cruzados de clinopiroxenos con bordes esponjosos de la muestra CR08, lamina de 30  $\mu\text{m}$ . A.- Clinopiroxeno con bordes esponjosos junto a un olivino. B.- Clinopiroxeno con bordes esponjosos junto a un ortopiroxeno. C.- Clinopiroxeno en contacto con un olivino, con bordes esponjosos.

En cuanto al clinopiroxeno, se observan cristales de 1,5 mm aproximadamente, un color verde pálido a nículos paralelos con débil pleocroísmo y colores de segundo orden de tonos verdosos a nículos cruzados. Posee bordes irregulares y algunos pueden ser esponjosos.

Con respecto a la espinela (4% de la roca), posee cristales de tamaños entre 1 mm y 3 mm de diámetro, a nículos paralelos tiene un color pardo oscuro y a nículos

cruzados se observa de color negro. Además, posee formas anhedrales intersticiales, vermiculares o redondeadas (Figura 14a y 14b; Figura 18b y 18c).

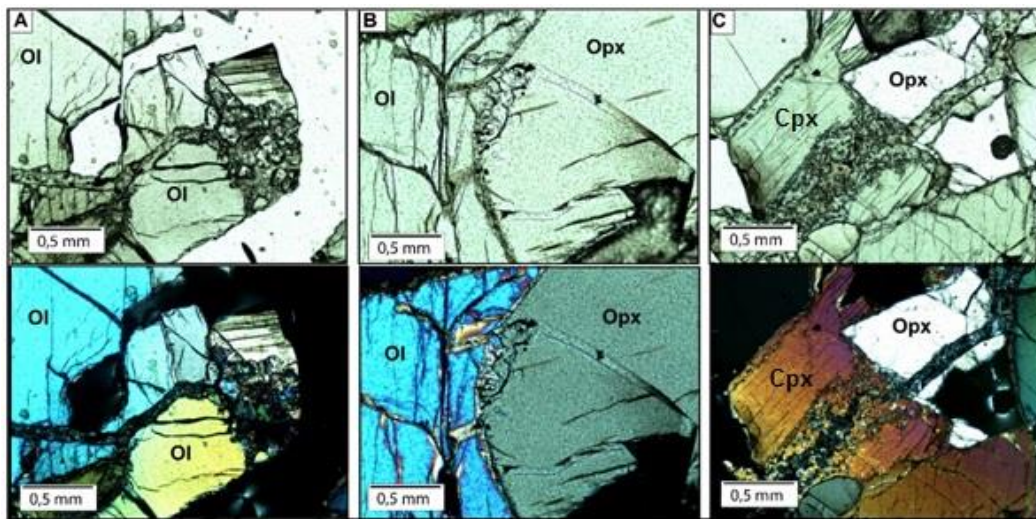


Figura 17: Fotografía a nícoles paralelos y cruzados de zonas de reacción de la muestra CR08, lamina de 30  $\mu$ m. A.-Fotografía de un olivino que no reacciona al estar en contacto con la venilla de vidrio. B.-Fotografía de un olivino y un ortopiroxeno que reaccionan con la venilla de vidrio. C.-Fotografía de un clinopiroxeno que reacciona con el vidrio.

Finalmente, en las estructuras de la roca se pudo identificar *melt pockets* (Figura 18), que consisten en acumulaciones de vidrio y otros minerales microcristalino en venillas o zonas intersticiales. Las venillas pueden alcanzar unos 80 micrones de grosor aproximadamente, con cristales recristalizados de feldespatos, sulfuros, olivino, ortopiroxeno, clinopiroxeno y óxidos de titanio.

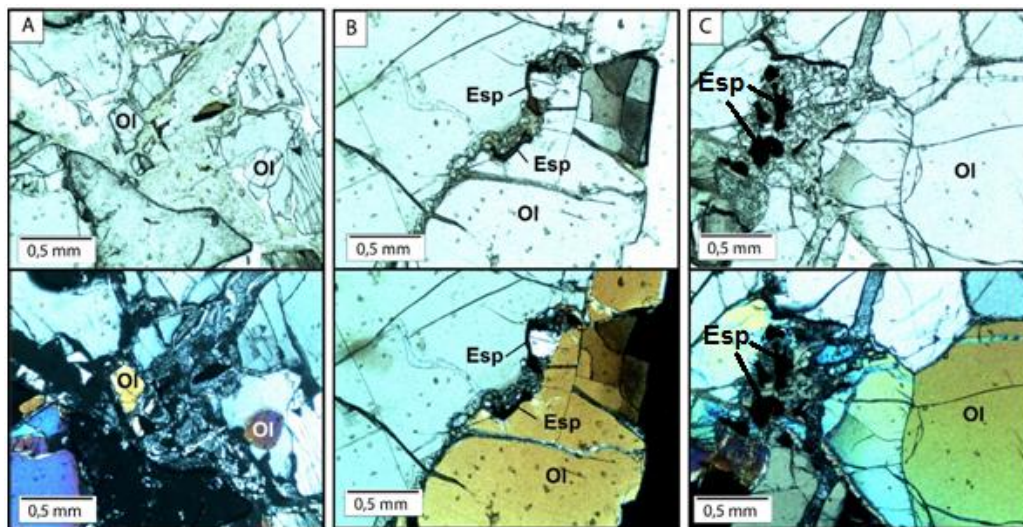


Figura 18: Fotografía a nícoles paralelos y cruzados de *melt pocket* de la muestra CR08, lamina de 30  $\mu$ m. A.-Fotografía de melt pocket de ortopiroxeno microcristalino. B.-Fotografía de melt pocket de ortopiroxeno, olivino y espinela vermicular. C.-Fotografía de melt pocket de olivino, ortopiroxeno y espinela vermicular.

## 5.2.2 Descripción de inclusión fundida

En un cristal de olivino con medidas de 2,5 mm de largo y 2 mm de ancho, presenta varias inclusiones vítreas alineadas (Figura 19), la mayoría de estas poseen un diámetro menor o igual a 10  $\mu\text{m}$  aproximadamente (Figura 20A, 20C, 20D) y otras pocas poseen un diámetro de 25  $\mu\text{m}$  (Figura 20). Dentro de las inclusiones se reconoce principalmente vidrio, algunas burbujas y bordes regulares, por lo cual no hay evidencias de recristalización. Además, no se observa pérdida de material como decrepitación o fuga del mismo.

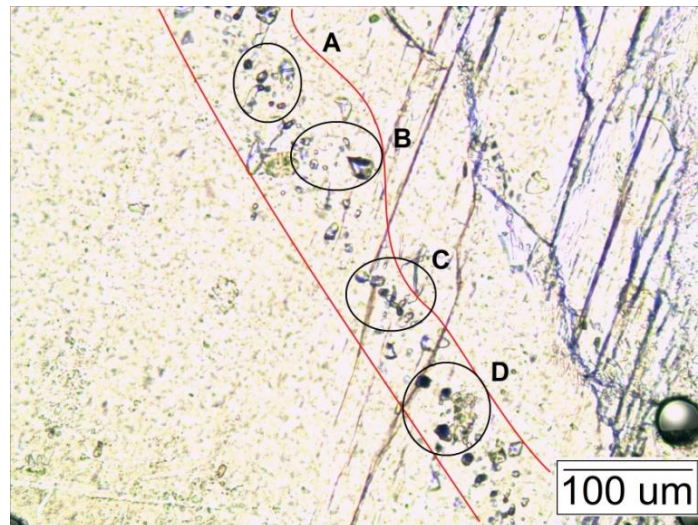


Figura 19: Fotografía a nicols paralelos (x 20) de inclusión vítrea en un cristal de olivino.

En las inclusiones, no es posible observar un patrón claro del porcentaje del tamaño de burbujas y vidrio. Por lo cual, tendremos porcentajes muy variables, encontrando inclusiones con un 20% de vidrio como en las Figura 20D, hasta inclusiones con un 80% de vidrio como en la Figura 20A.

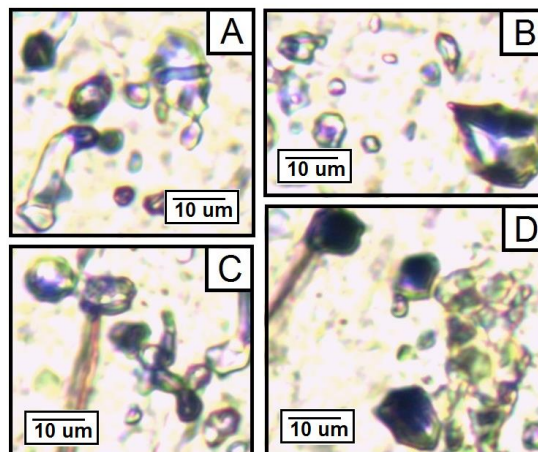


Figura 20: Fotografías de inclusiones vítreas de la Figura 19.

A continuación, en la Figura 21, se observó inclusiones vítreas en un mineral de ortopiroxeno de 2 mm de largo y 1,5 mm de ancho. Estas inclusiones presentan diferentes diámetros, con una población escasa, de diámetro cercano a los 25  $\mu\text{m}$  y otras más pequeñas, rodeando los 5  $\mu\text{m}$ . Dentro de los componentes de las inclusiones se reconoce principalmente burbujas y escaso vidrio. No se observan evidencias de pérdida de material.

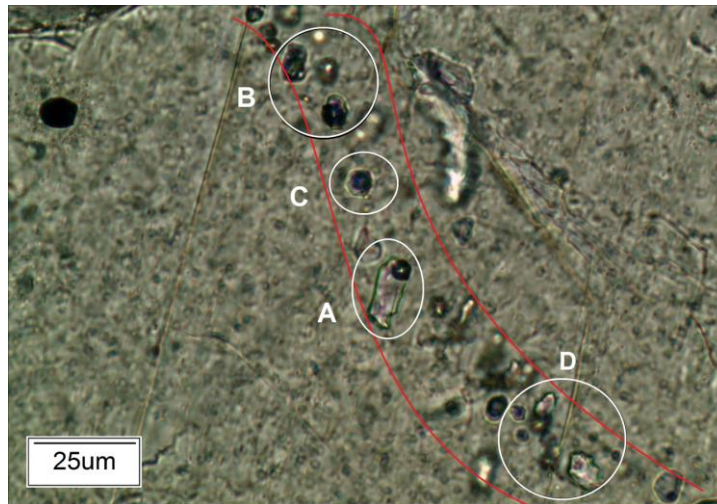


Figura 21: Fotografía a nícoles paralelos (x 50) de inclusiones vítreas que se ubican en un cristal de ortopiroxeno.

En la mayoría de las inclusiones se estima un porcentaje de volumen de burbujas cercano al 80% del total de la inclusión (Figura 22B y 22C) y en la minoría de las inclusiones se tiene un 10% o menor con respecto al total de la inclusión, como se observa en la Figura 22A y 22D.

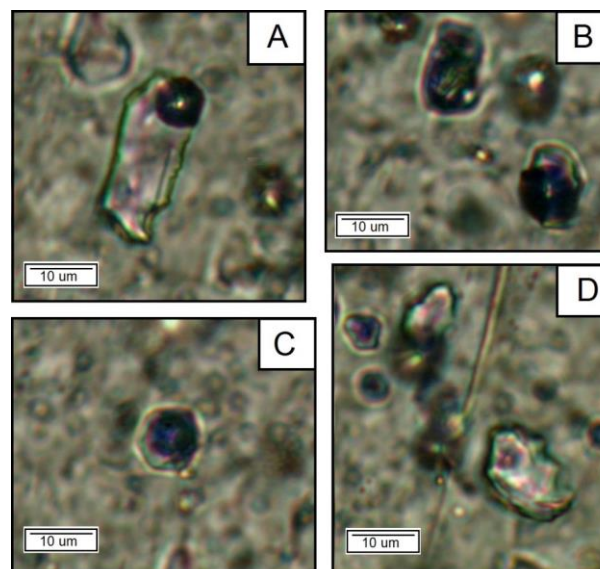


Figura 22: Fotografía de inclusiones vítreas de la Figura 21.



## 5.3 Geoquímica

### 5.3.1 Ubicación de ablación láser

Se realizó análisis de ablación láser a lo largo de una venilla de vidrio de la muestra CR08, obteniendo 11 análisis químicos y de la muestra CR08-V, consiguiendo 10 análisis químicos (ver Anexo II). En la Figuras 23 y 24, se encuentra la ubicación exacta de donde se realizaron los análisis del corte CR08 y CR08-V, respectivamente.

En la mayoría de las venas de vidrio poseen bordes irregulares en el contacto con ortopiroxeno y clinopiroxeno, es decir, el fluido que formó el vidrio, reaccionó con los piroxenos. Sin embargo, al entrar en contacto con el olivino, generalmente no se ven numerosos indicios de reacción, por lo que se observan venas con bordes más regulares.

Todos los análisis químicos del corte CR08, se ubican en venas de vidrio que cortan cristales de olivinos y tres de estos análisis se encuentran cercano a cristales de clinopiroxenos (análisis 9,11 y 12). Además, los análisis 11) CR08 y 12) CR08, pasan por el costado de una espinela (Figura 23).

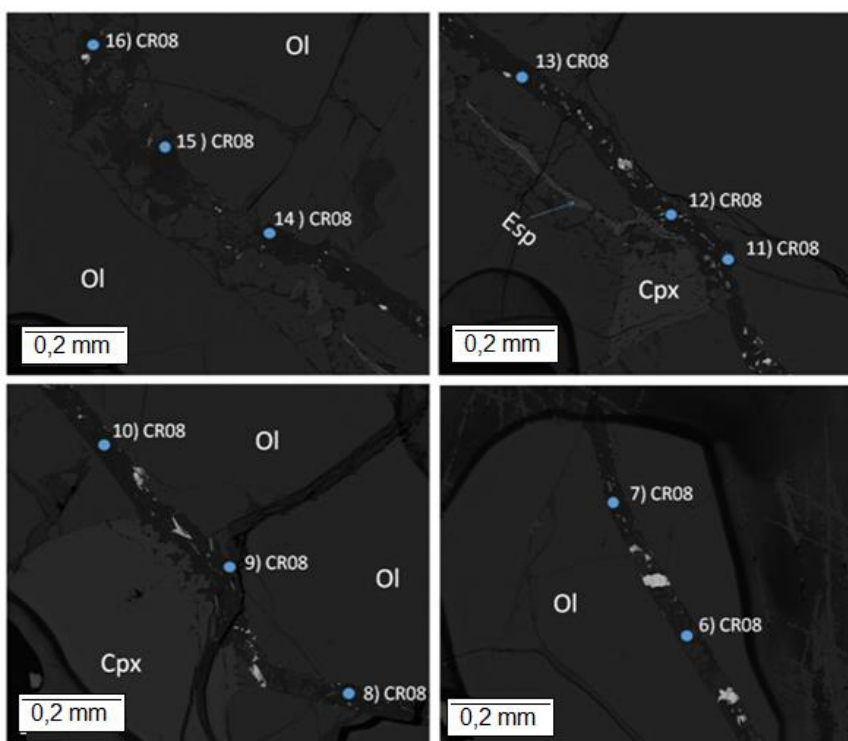


Figura 23: Fotografía SEM de veta de vidrio con la ubicación de la ablación láser del corte CR08 (puntos azules).

En cuanto a los análisis químicos del corte CR08-V, se ubican en venas de vidrio que cortan diferentes minerales (Figura 24). Existen seis análisis que atraviesan cristales de olivino y los análisis CR08-V1, CR08-V7, CR08-V8 y CR08-V10 se encuentran cercanos a ortopiroxenos

Es importante señalar, que en las venas de vidrio cristalizaron minerales de feldespatos, apatitos, sulfuros y óxidos de Ti como armalcolita, rutilo e ilmenita. No hay evidencias de que estos minerales estén en desequilibrio con el vidrio, por lo que el vidrio inicial pudo haber sido un fluido con altos componentes de estos y al exponerse a bajas temperaturas, comenzaron a cristalizarse. También se puede observar cristales de piroxenos y olivinos fracturados, en desequilibrio con el vidrio.

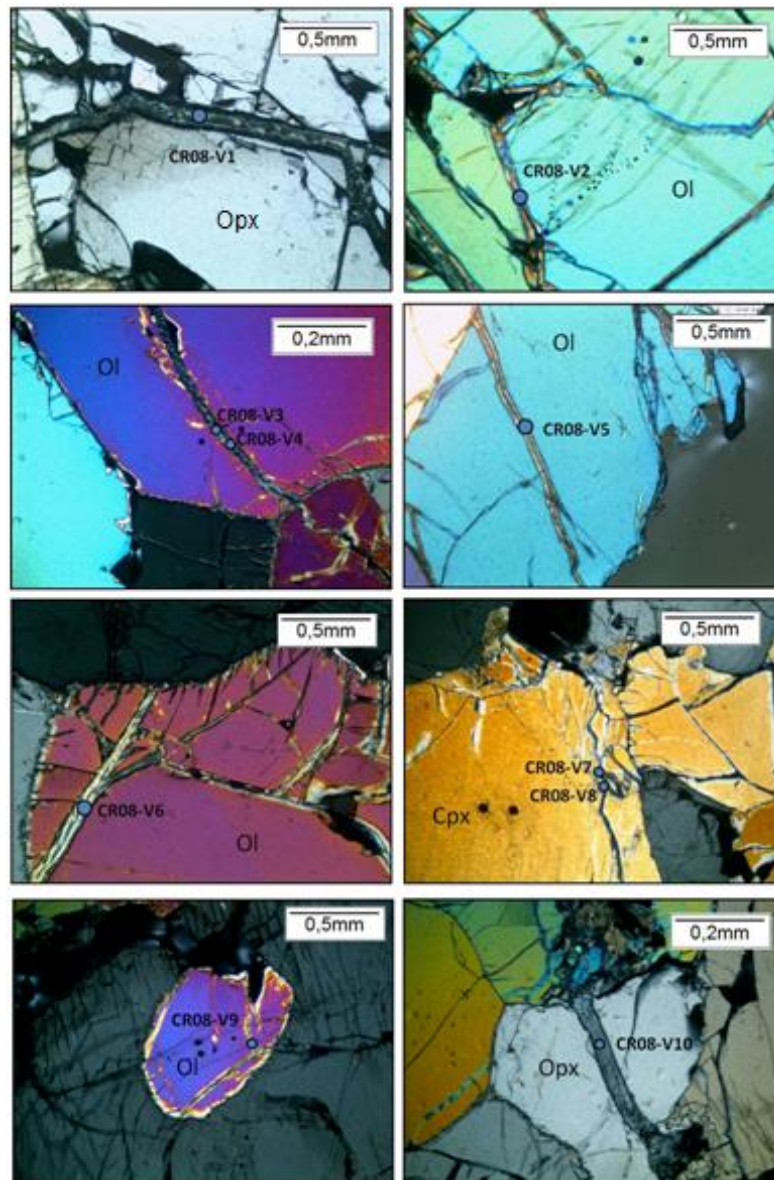


Figura 24: Fotografías a nícoles cruzados de la ubicación de la ablación láser del corte CR08-V.

### 5.3.2 Vidrio secundario

Los 11 análisis químicos del corte CR08 (ver Anexo II) se grafican en el diagrama TAS (*total alkali vs. silica*, Le Bas et al., 1986), indicando que la mayoría del vidrio es de composición basáltica, a excepción del análisis 6) CR08 que posee la menor concentración de  $SiO_2$ , por lo que resulta ser de composición foidítica. Además, según el límite entre rocas alcalinas y subalcalinas (Irvine & Baragar, 1971), este vidrio secundario sería considerado subalcalino.

El vidrio basáltico posee una variación de  $SiO_2$  de 3% y una baja variación de álcalis de 0,4%, como se puede observar en la Figura 25. El vidrio foidítico contiene 35% de  $SiO_2$  y 0,2% de álcalis. En cuanto al análisis 15) CR08, posee un alto porcentaje de álcalis, ubicándose lejos del resto de los análisis. Este último, fue causado por la existencia de pequeñas inclusiones que contienen sodio y potasio, las cuales fue imposible identificar por su tamaño o porque se encontraban en profundidad, alterando las concentraciones reales del vidrio.

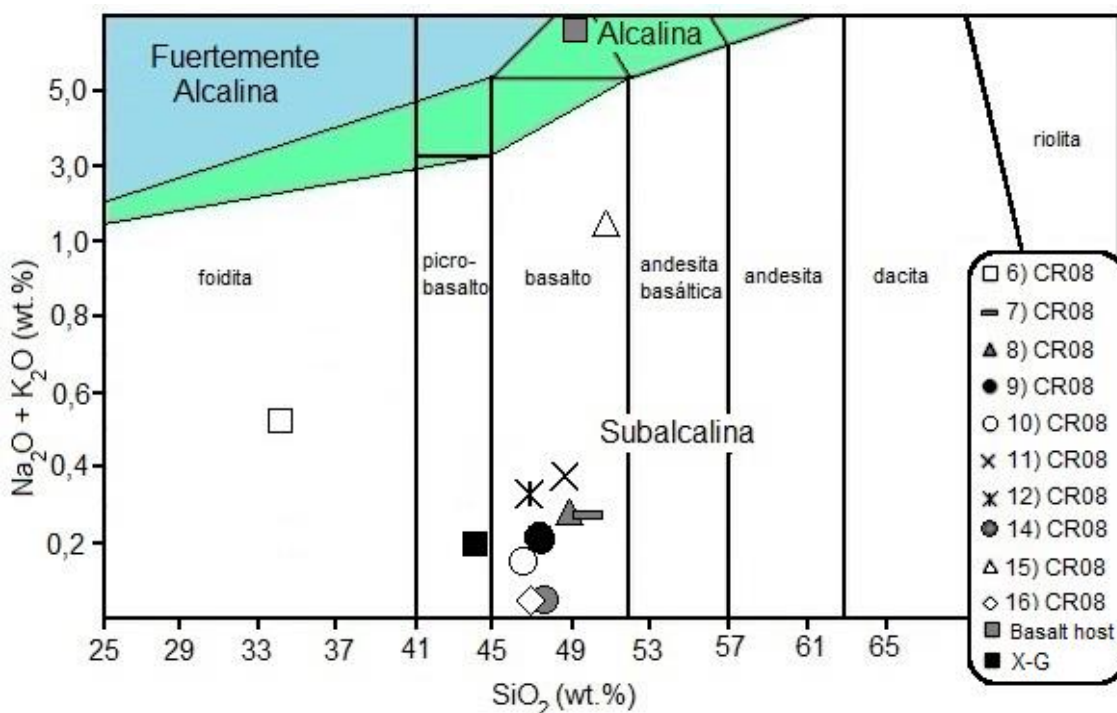


Figura 25: Diagramas de clasificación TAS (*total alkali vs. silica*, Le Bas et al., 1986) y límite entre rocas alcalinas y sub-alcalinas (Irvine & Baragar, 1971) para el vidrio secundario de la muestra CR08. *Basalt host* es el basalto que hospeda al xenolito X-G, datos obtenidos de Schilling et al. (2005).

Es importante destacar, que en este estudio no se realizaron análisis geoquímicos de roca total a los xenolitos ni al basalto hospedante. Por esta razón, se extrajeron estos datos de la investigación de Schilling et al. (2005), y se gráfcaron en este diagrama a modo de comparación. De esta manera, podemos observar que la mayoría de los análisis se encuentran cercanos a la química del xenolito en facies de espinela (X-G) y en cuanto al basalto hospedante, posee una concentración de álcalis diferentes a los análisis, pero con un porcentaje de sílice semejante.

Nuevamente, utilizamos el diagrama de clasificación TAS, para graficar los datos químicos del corte CR08-V (ver Anexo II), donde se observa que los análisis poseen una gran variedad composicional (Figura 26). Se obtiene que en diferentes zonas de la roca el vidrio posee una composición basáltica, andesita basáltica y andesítica.

El vidrio basáltico posee una variación de sílice de 7% con una concentración de álcalis rodeando al 0,5%. En cuanto al vidrio de composición andesítica basáltica, posee 53% de sílice y 0,5% de álcalis aproximadamente. Por último, el vidrio andesítico posee un rango de sílice entre 58-61% y 0,1-0,3% de álcalis.

Los análisis de elementos mayoritarios del vidrio en estudio, no coinciden con los patrones químicos del xenolito en facies de espinela ni con el basalto hospedante obtenidos de Schilling et al. (2005).

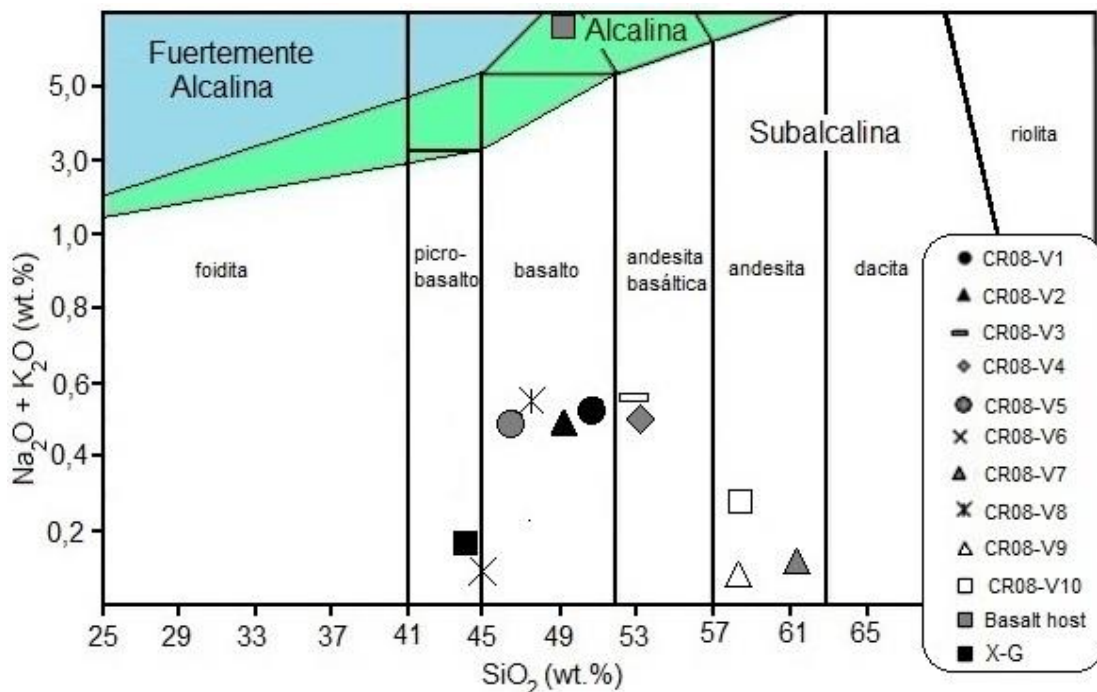


Figura 26: Diagramas de clasificación TAS (total alkali vs. sílice, Le Bas et al., 1986) y límite entre rocas alcalinas y sub-alcalinas (Irvine & Baragar, 1971) para el vidrio secundario de la muestra CR08-V. *Basalt host* es el basalto que hospeda al xenolito X-G, datos obtenidos de Schilling et al. (2005).

Los elementos trazas y tierras raras de los análisis del vidrio del corte CR08, normalizados al condrito y al manto primitivo (McDonough & Sun, 1989), no parecen responder a patrones similares según los minerales cercanos al vidrio estudiado, por lo que no se podrá realizar una relación directa en cuanto a la ubicación de la ablación láser. Por consiguiente, se realizaron diagramas multi-elementos, donde los diferentes datos (ver Anexo II) se agruparon según sus similitudes en la razón Lu/La y en sus anomalías. La Figura 27a corresponde a los análisis que poseen una razón Lu/La cercana a 0,6 aproximadamente, la Figura 27b con una razón Lu/La parecida a 0,12, Figura 27c a 0,03 y por último, la Figura 27d con una razón de Lu/La cercano a 0,05.

El diagrama normalizado al condrito, en la Figura 27a, es posible indicar que las REE no poseen una gran variación en la razón vidrio/condrito (0,2 - 3), en contraste con los demás gráficos. En los multi-elementos normalizados al manto primitivo, se identifica una anomalía negativa de Ba y Sr, y con una anomalía positiva de Rb, Th, U, Pb, Ta y Hf-Zr.

En relación a la Figura 27b, los multi-elementos normalizados al condrito, se visualiza un enriquecimiento en las LREE, obteniendo así, una pendiente negativa de la curva, que varía en la razón vidrio/condrito entre 0,1 – 10 y una anomalía positiva de europio. Por otro lado, los multi-elementos normalizados al manto primitivo, indican un ligero empobrecimiento en las HFSE con una anomalía negativa en los elementos de Ba, K, Sr y Sm, junto a una anomalía positiva de U-Th, Hf-Zr y Eu. A esto, se suma que respecto al análisis 15) CR08, posee una anomalía positiva de K, la cual se debe a que se pinchó una inclusión rica en K y Na, como se mencionó anteriormente.

Respecto de los multi-elementos normalizados al condrito de la Figura 27c, se observa un enriquecimiento en los LREE, produciendo así, una pendiente negativa de la curva. Además, se distingue una anomalía negativa de Eu en el análisis 10)CR08. El vidrio normalizado al manto primitivo posee una anomalía positiva de Th-U, junto con una anomalía negativa de los elementos de Ba, K, Sr y Ti. Cabe destacar que el Pb posee una anomalía positiva en el análisis 6)CR08 y una negativa en el 10)CR08.

Finalmente, en cuanto a la Figura 27d, corresponde indicar un enriquecimiento en LREE, generando una pendiente negativa en la curva, con una variación de vidrio/condrito entre 1 - 100. Se observa una fuerte anomalía positiva de Gd y una negativa de Eu. Además, en relación a los multi-elementos normalizados al manto primitivo, se puede apreciar una anomalía negativa de Ba, Nb,Pb, Sr y Ti, y una anomalía positiva de U y Pr.

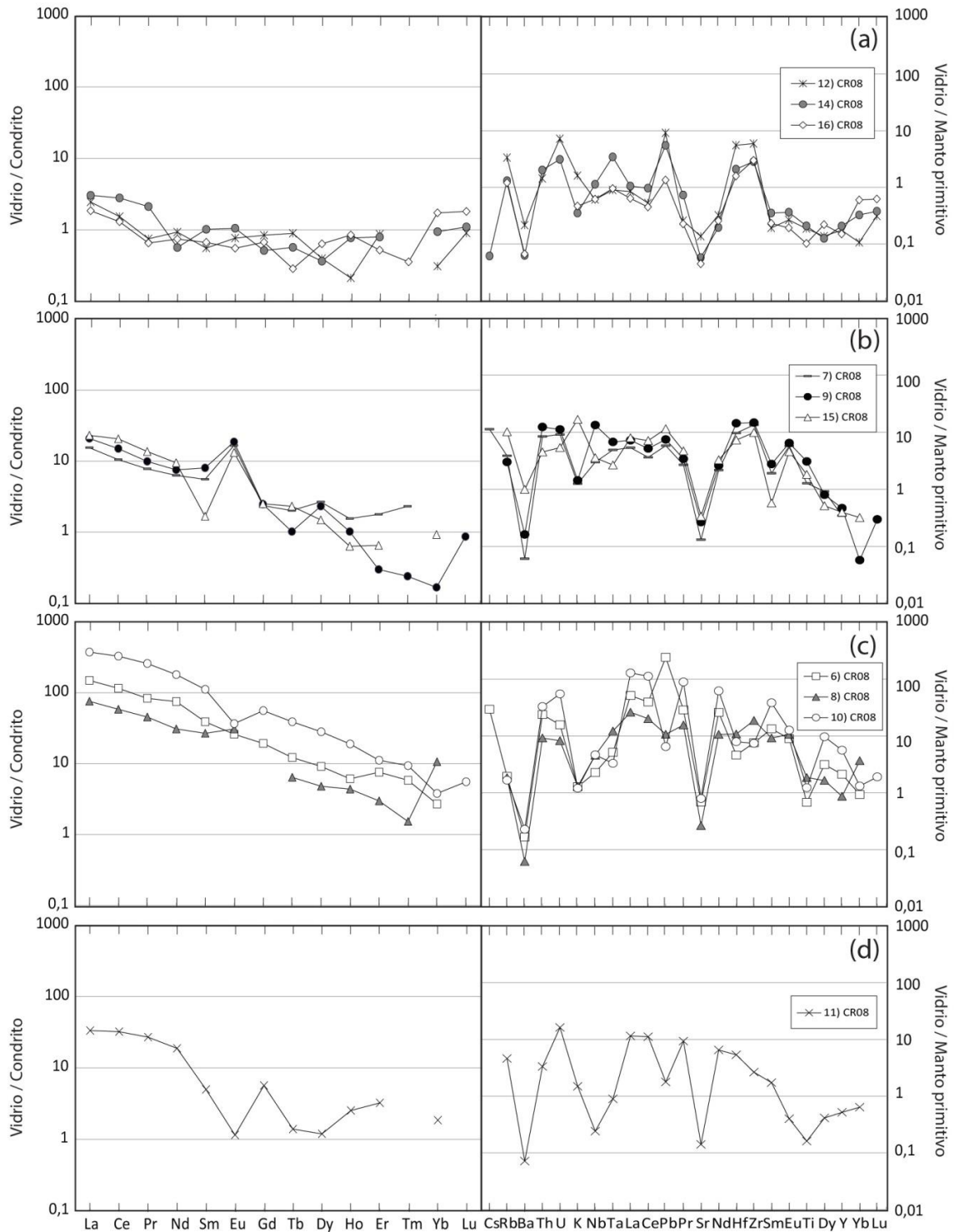


Figura 27: Diagrama multi-elementos normalizados al condrito (columna izquierda) y al manto primitivo (columna derecha), para los datos del vidrio de la muestra CR08. Las filas fueron agrupadas según sus similitudes en la razón Lu/La y en sus anomalías. (a) Análisis químicos que poseen una razón Lu/La cercana a 0,6 aproximadamente. (b) Análisis químicos con una razón Lu/La parecida a 0,12. (c) Análisis químicos con una razón Lu/La de 0,03. (d) Análisis químicos con una razón de Lu/La cercano a 0,05. Estas filas poseen su respectiva leyenda al costado derecho de los diagramas. Los factores de normalización fueron tomados de McDonough & Sun (1989).

A continuación, los análisis del corte CR08-V, también fueron dispuestos en un diagrama de multi-elementos, como se observa en la Figura 28. Hay algunas concentraciones de elementos que no se logró obtener, debido a que el software “AMS” entrega 0 ppm en algunos elementos trazas y mayoritarios, lo que significa que se encuentra bajo el límite de detección, es decir, 1 o 2 ppm según el elemento. Es por esto, que no se tomó en cuenta el diagrama de multi-elementos normalizado al condrito, ya que al no tener suficiente información, no se logró realizar un análisis más exhaustivo ni captar alguna anomalía significativa.

Las curvas de concentración de los elementos se encuentran dos órdenes de magnitud menor que los datos anteriores de la roca CR08, esto se debe a los diferentes grados de reacción.

El diagrama de multi-elementos normalizado al manto primitivo, indica un enriquecimiento en los LILE con una anomalía negativa de Ce. En cuanto al análisis CR08-V9, podemos incluir que posee una anomalía negativa en Ba. Además se observa una anomalía positiva de K en los análisis CR08-V1, V3 y V8, donde este último, posee anomalías positivas Sm, Dy y negativa de Ti. Por último, tenemos que el análisis CR08-V4 contiene anomalía positiva de Pb y negativa de Pr.

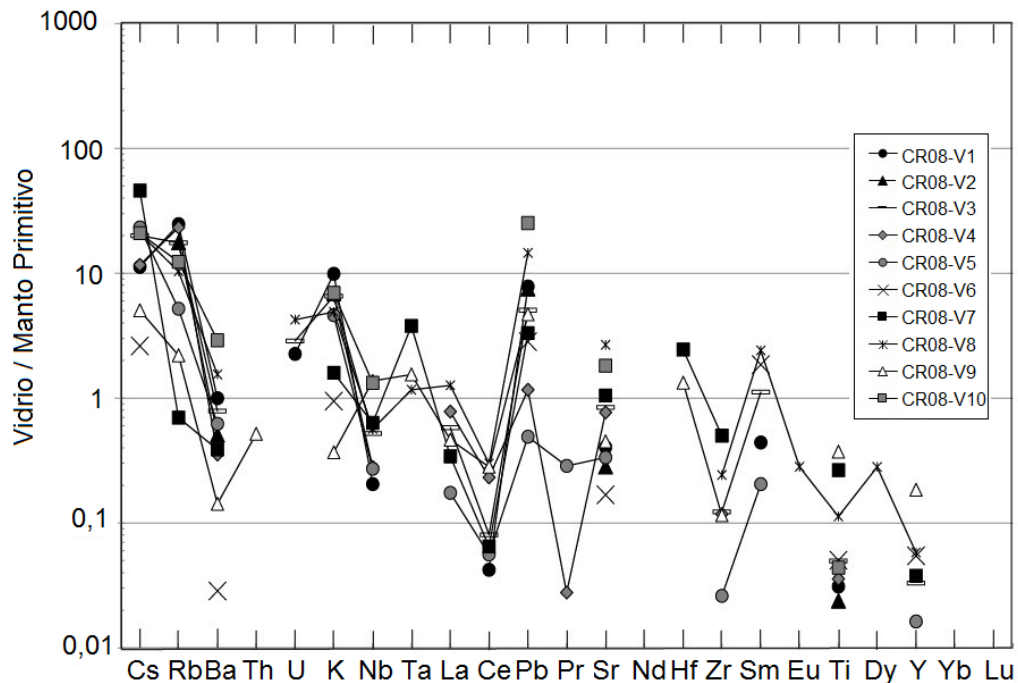


Figura 28: Diagrama multi-elementos normalizado al manto primitivo, para los datos del vidrio de la muestra CR08-V. Los factores de normalización fueron tomados de McDonough & Sun (1989).

### 5.3.3 Inclusión fundida

En variados cristales de olivino, clinopiroxeno y ortopiroxeno se observaron inclusiones fundidas menores o iguales a 20  $\mu\text{m}$ . Se analizaron 6 inclusiones de las cuales 5 de estas (ver Anexo II), poseen concentraciones muy alteradas e inconsistentes, por lo que es muy probable que el diámetro de las inclusiones fueron más pequeñas que el diámetro del láser, provocando una extracción del material del cristal hospedante, alterando los resultados reales.

Por consiguiente, solo se trabajó con los datos de CR08-M6, inclusión que se hospeda en un cristal de ortopiroxeno y se encuentran cerca de venillas de vidrio, donde se realizaron los análisis CR08-V7 y CR08-V8.

En la Figura 29, tenemos el diagrama multi-elementos que está normalizado al manto primitivo con factores obtenidos de McDonough & Sun (1989). Se puede apreciar que las concentraciones de la inclusión CR08-M6 están sobre las concentraciones de vidrios. Este posee una anomalía positiva de Pb, en cambio, el vidrio de las venillas cercanas posee anomalías negativas de Nb y Ce, e incluyendo que en el análisis CR08-V8 contiene una anomalía negativa de Ti y anomalías positivas de Sm y Dy.

Es complejo determinar un estudio preciso con solo un análisis de inclusión, pero aún así, se puede inferir que es posible, según lo que indica la química, que el fundido que formó el vidrio en las fracturas es diferente al vidrio que está en la inclusión fundida, la cual, posee una contaminación cortical.

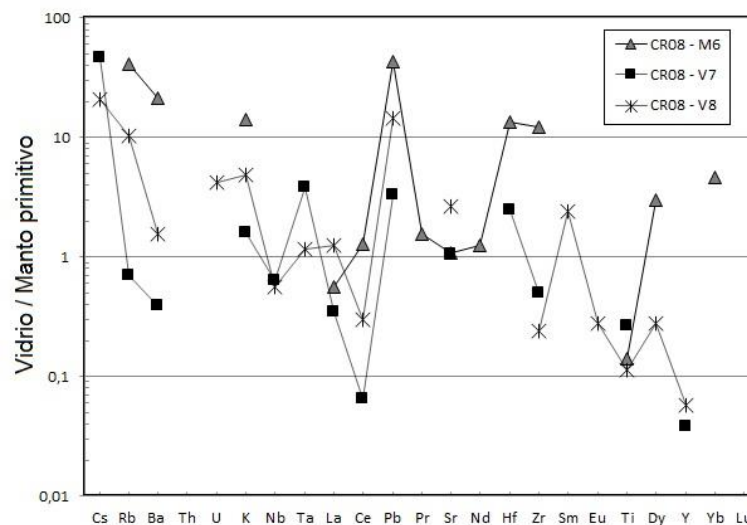


Figura 29: Diagrama multi-elementos normalizado al manto primitivo, para los datos del vidrio CR08-V7 y CR08-V8, y para la inclusión fundida CR08-M6. Los factores de normalización fueron tomados de McDonough & Sun (1989).



## 6 Discusión

### 6.1 Petrografía

La petrografía provee una evidencia clara de la formación de los xenolitos, la cual facilita información para entender el origen del vidrio secundario que se encuentra en las fracturas de la peridotita. Esta lherzolita, como se indicó anteriormente, posee una textura protogranular, que se debe principalmente a un proceso de recristalización. Además, la textura es evidencia de que la roca en cuestión, fue sometida a bajos grados de deformación, sufriendo menores procesos de fusión parcial (Bjerg et al., 2005), es decir, el fluido no tuvo mayores reacciones con la roca.

Fue posible clasificar esta textura, puesto que, por un lado, el tamaño de grano para el olivino y el ortopiroxeno es típicamente grueso (4 mm), junto con la presencia de algunas fracturas, y, por otro lado, el clinopiroxeno y la espinela poseen cristales más pequeños (1,5 mm). Además, los piroxenos se recristalizan en un mosaico de grano fino, mientras que la espinela comúnmente permanece con una forma vermicular dentro o alrededor entre los granos de piroxeno, lo cual es típico de rocas que han sufrido episodios de fusión parcial. De todos modos, es posible observar la espinela dispuesta de manera subhedral, poligonal y recristalizada.

Los cristales de la lherzolita casi no tienen elongación y están desprovistos de foliación o alineación, es por esto que se cree que no pasó por eventos significativos de grandes deformaciones. Además, la asociación de espinela, clinopiroxeno y ortopiroxeno sugiere un equilibrio previo de alta temperatura en el campo de alta concentración de aluminio (Anastasiou & Seifert, 1972). En cuanto al olivino, se encontró englobado por oikocristales de espinela y ortopiroxeno, donde éstos, se forman a partir de núcleos más pequeños que los granos de olivino encerrados.

Los diferentes grados de fusión parcial se evidencian petrográficamente mediante la presencia de melt pockets y bordes esponjosos en los clinopiroxenos, suponiendo que la fusión parcial es el origen de estas estructuras y texturas.

En relación a las texturas de desequilibrio, existen bordes esponjosos, de reacción y lamelas de exsolución. En esta roca, los bordes esponjosos se observan en los clinopiroxenos, lo que pudo haber ocurrido por efectos de metasomatismo o fusión parcial. Sin embargo, estos bordes porosos también podrían ser generados por descompresión (Su et al., 2011).

Los bordes de reacción, ocurren cuando la tasa de difusión dentro del cristal es más lenta que la tasa de cambio químico del fundido, por lo que el magma precipita el

mineral estable a las nuevas condiciones, antes que los metaestables hayan sido totalmente eliminados.

Por último, las lamelas de exsolución se producen por un proceso de desmezcla de los componentes de una solución sólida. En este caso, ocurre cuando el ortopiroxeno, bajo en calcio, se separa del clinopiroxeno, alto en calcio, formando así las lamelas de exsolución de clinopiroxeno en el gran cristal de ortopiroxeno.

### **6.1.1 Metasomatismo**

El xenolito mantélico CR08 es probable que haya sido sometida a algún tipo de metasomatismo, ya que en los diagramas de multi-elementos normalizados al manto primitivo, se observaron evidencias de esto, como las anomalías positivas de U-Th y Pb en casi todos los análisis. Además sabemos que una roca sometida a procesos de metasomatismo modal, forman nuevos minerales que se observan comúnmente en las peridotitas, lo cual sería el caso de esta investigación, ya que se tiene minerales como el apatito, sulfuros e ilmenita.

La presencia de ilmenita en el vidrio secundario de la venilla sugiere un agente metasomático rico en Ti. Podemos confirmar esto, con la química del vidrio que posee anomalía negativa de Ti en cuatro de los once análisis (Figura 27c y 27d). La presencia de otros óxidos de Ti en la vena de vidrio, como la armalcolita y el rutilo, también influyen en la anomalía negativa de Ti.

Cuando un fundido y peridotita ha alcanzado su equilibrio, el fundido ya no tiene un potencial como agente metasomático con relación a la roca en particular. Sin embargo, si este fundido migra a otras partes del manto, donde la peridotita no ha sido metasomatizada, el fundido no estará en equilibrio con el entorno de la roca, y puede causar metasomatismo en nuevas partes del manto (Wulff-Pedersen et al., 1999). Es por esto que no necesariamente se encontró evidencias metasomáticas en toda la roca.

## 6.2 Tipología

### 6.2.1 Caracterización del vidrio

La composición del vidrio CR08 fue modificada por la cristalización de diferentes minerales, los cuales se observaron en la vena de vidrio y es evidenciado con los diagramas de multi-elementos. Como por ejemplo, en la vena de vidrio existen cristales de feldespatos, lo cual es claro en los análisis químicos por las anomalías de Ba, K y Sr (Figura 27). En cuanto a la existencia de minerales de óxido de Ti (armalcolita, rutilo, ilmenita), es confirmado con las anomalías negativas de Ti que se observa en el diagrama de multi-elementos normalizado al manto primitivo (Figura 27c y 27d). También fue posible distinguir un empobrecimiento de HREE en los análisis químicos, garantizando la presencia de cristales de apatito en el vidrio, mineral que se observó anteriormente a través del microscopio óptico.

El diagrama de multi-elementos normalizado al manto primitivo, posee 3 análisis con anomalía negativa de Pb, lo cual indica que posiblemente cristalizó sulfuros ricos en Pb. Además, se pudo observar anteriormente que a lo largo de toda la venilla habían cristales de sulfuros (Figuras 27c y 27d). Otros de los análisis, poseen anomalía positiva de Pb, lo cual indica que hubo una contaminación cortical en el fluido que formó el vidrio.

En cuanto a la composición del vidrio CR08-V, podemos decir que posee un gran aporte de agua oceánica, ya que se observa una anomalía negativa de Ce en la mayoría de las concentraciones. La única manera en que haya ocurrido este aporte, es a través de la deshidratación de la corteza oceánica, la cual ya tiene incorporada el agua de mar.

A lo largo de la venilla del corte CR08, es posible indicar que diferentes partes del vidrio poseen variados porcentajes de fusión parcial. Los diferentes diagramas multi-elementos nos entregan un porcentaje más preciso de la fusión parcial, determinada por Rollinson (1993). Como se observa en la Figura 30a, existe un alto porcentaje de fusión parcial, muy similar a la fuente de manto primitivo y una cristalización fraccionada menor al 10%. Luego, en la Figura 30b, hay aproximadamente un 20% de fusión parcial y un 10% de cristalización fraccionada. En cuanto la Figura 30c, se identifica una fusión parcial igual o menor a 2% y cristalización fraccionada entre 50-70%. Por último la Figura 30d, posee una fusión parcial de 5% con una cristalización fraccionada menor o igual al 10%. Por último, el corte CR08-V posee una baja cristalización fraccionada menor al 10%.

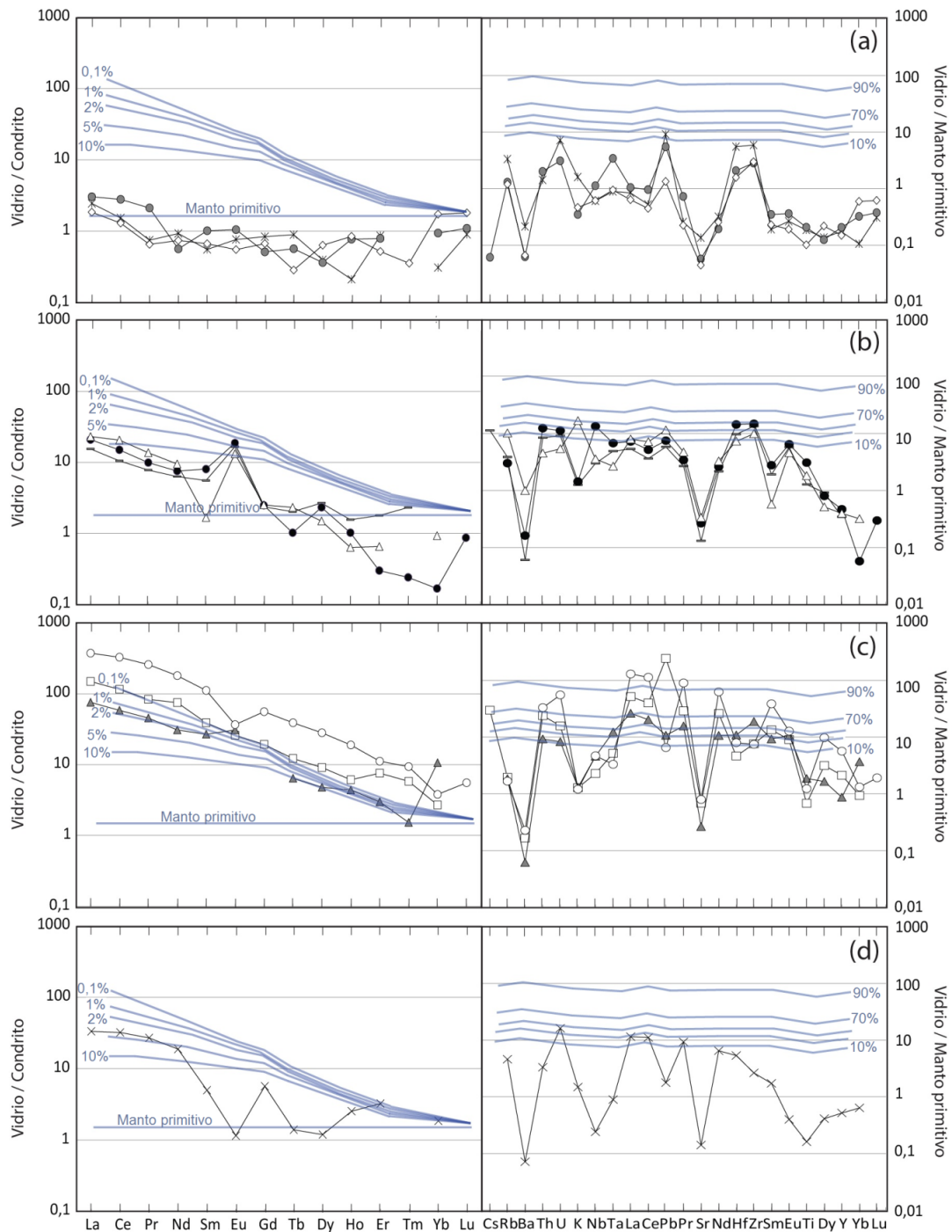


Figura 30: Diagrama multi-elementos normalizados al condrito (columna izquierda) y al manto primitivo (columna derecha), para los datos del vidrio de la muestra CR08. Las filas fueron agrupadas según sus similitudes en la razón Lu/La y en sus anomalías. (a) Análisis químicos que poseen una razón Lu/La cercana a 0,6 aproximadamente. (b) Análisis químicos con una razón Lu/La parecida a 0,12. (c) Análisis químicos con una razón Lu/La de 0,03. (d) Análisis químicos con una razón de Lu/La cercano a 0,05. Las líneas azules de los diagramas normalizados al condrito indican el porcentaje de fusión parcial según la pendiente de la curva de las concentraciones, y las líneas azules de los diagramas normalizados al manto primitivo muestran el porcentaje de cristalización fraccionada según Rollinson (1993). Los factores de normalización fueron tomados de McDonough & Sun (1989).

## 6.2.2 Clases de vidrio

Las concentraciones de los elementos trazas del vidrio en estudio, normalizados al manto primitivo, son comparados con vidrios del manto que poseen diferentes génesis. El vidrio de esta investigación posee variados grados de reacción, por lo que al momento de comparar este con otros vidrios es necesario alinear los resultados de ambos gráficos.

En los diagramas de la Figura 31, se muestra la comparación del vidrio estudiado con un vidrio relacionado con anfíboles (zona sombreada), propuesto por Demény et al. (2004), donde la mayoría de los datos coinciden con este. Sin embargo, en los diagramas (a), (b) y (c) poseen anomalías que se escapan del patrón, como la anomalía de Ba, K y Sr, y además, los HFSE poseen una leve desviación con respecto a la tendencia. En cuanto al diagrama (d), posee pocos elementos que coinciden con la sombra gris, solamente los elementos de Rb, U, La, Ce, Pr y Nd se encuentran dentro de esta. Por consiguiente, esto es evidencia de que el vidrio en estudio, está relacionado con anfíboles.

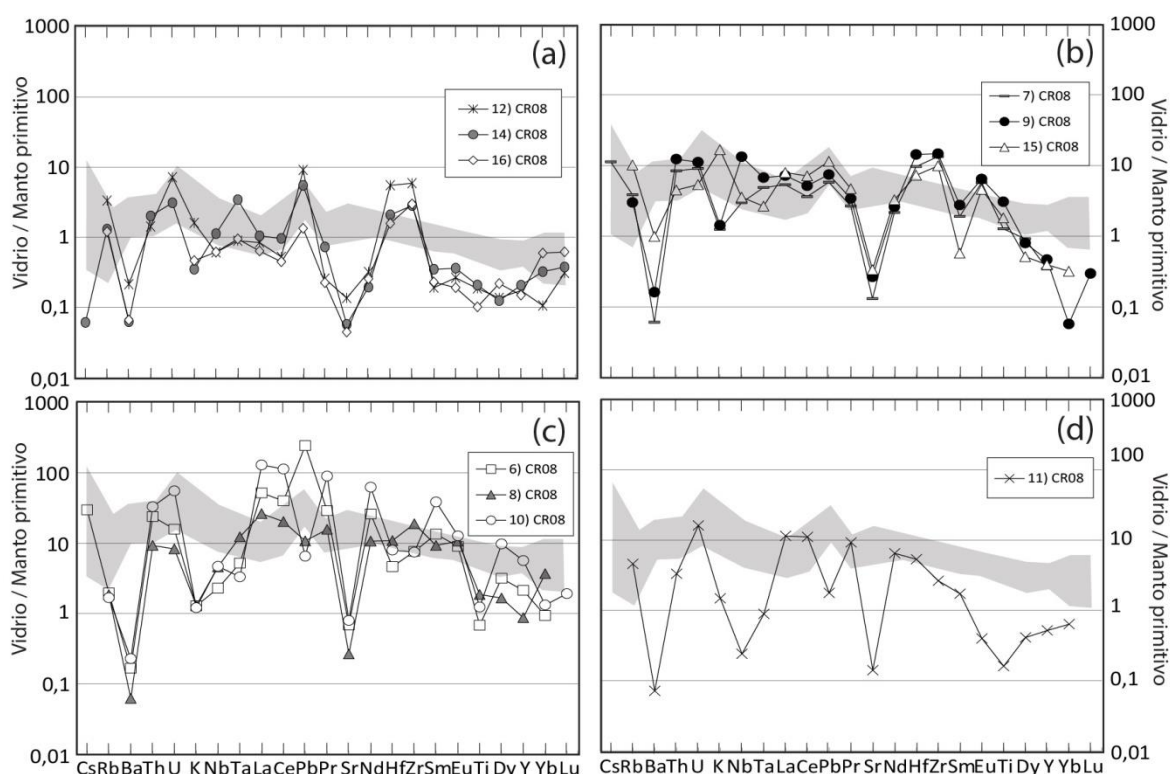


Figura 31: Diagrama multi-elementos normalizados al manto primitivo, para los datos del vidrio de la muestra CR08 comparado con un vidrio formado por un fundido relacionado con anfíboles (Demény et al. 2004). Los factores de normalización fueron tomados de McDonough & Sun (1989).

Con respecto a un vidrio formado por infiltración de un fundido basáltico (zona sombreada; Wulff-Pedersen, et al.,1999), se observa un patrón similar con el vidrio estudiado (Figura 32), donde los principales elementos que no concuerdan con la tendencia, son las anomalías negativas de Ba, K y Sr. Por otra parte, en el diagrama (d), se escapa la anomalía de Nd y en el diagrama (a) las anomalías de Hf y Zr.

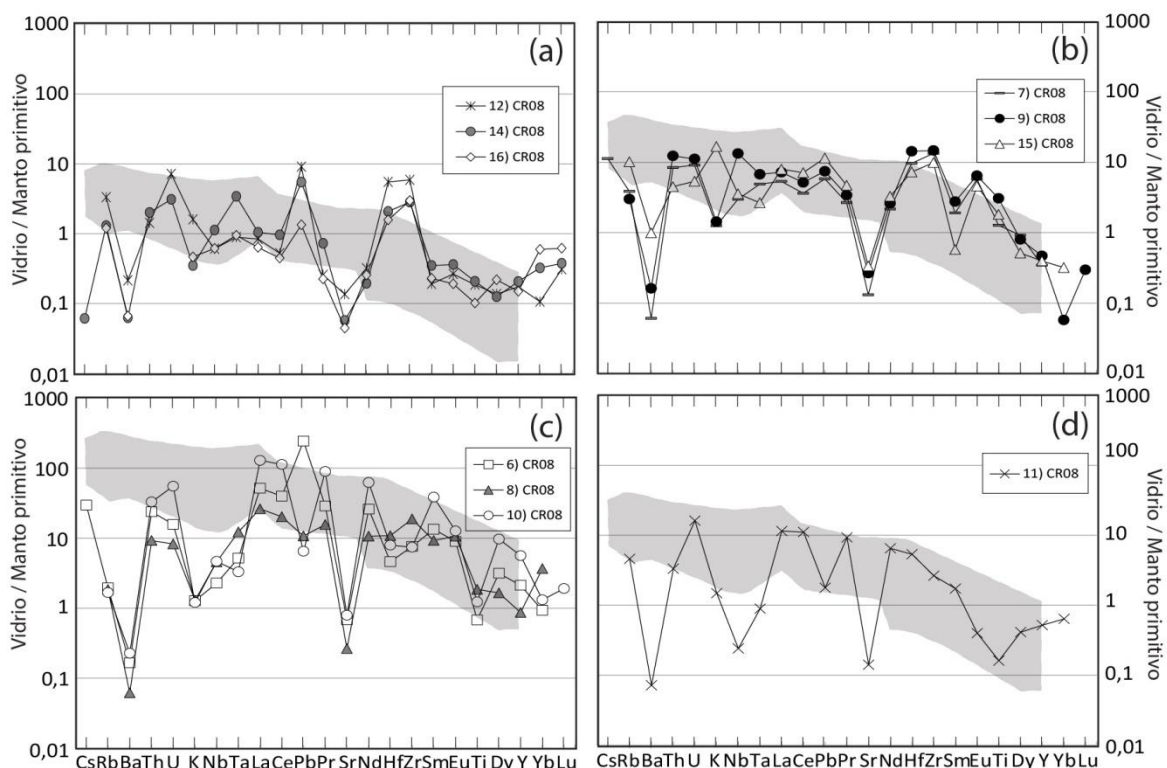


Figura 32: Diagrama multi-elementos normalizados al manto primitivo, para los datos del vidrio de la muestra CR08 comparado con un vidrio formado por infiltración de un fundido basáltico (Wulff-Pedersen, et al.,1999). Los factores de normalización fueron tomados de McDonough & Sun (1989).

Otro posible origen del vidrio secundario, es por infiltración y reacción de un fluido o fundido metasomático del manto, antes de su introducción en el magma hospedante (Coltorti et al. 2000; Demény et al. 2004), donde la naturaleza de los agentes puede ser carbonatítico (Coltorti et al. 2000), adakítico (Kilian & Stern, 2002), rico en sodio (Coltorti et al, 2004) o rico en potasio (Coltorti et al., 2000).

Enfocándonos en un fluido metasomático rico en calcio (zona sombreada), se puede observar en la Figura 33, que la mayoría de los elementos del vidrio estudiado parecen coincidir con este. En todos los diagramas las bajas concentraciones de Ba y Sr se sitúan fuera de la sombra gris, al igual que en el diagrama (a) con las altas concentraciones de Th-U, Hf-Zr y los HFSE. En cuanto al diagrama (d), también se escapan del patrón el Nb, Pb y Ti.

El metasomatismo carbonatítico es una opción factible como origen del vidrio secundario, pero este posee concentraciones muy bajas de calcio, obteniendo no más de 2% de CaO, lo cual descartaría esta posibilidad.

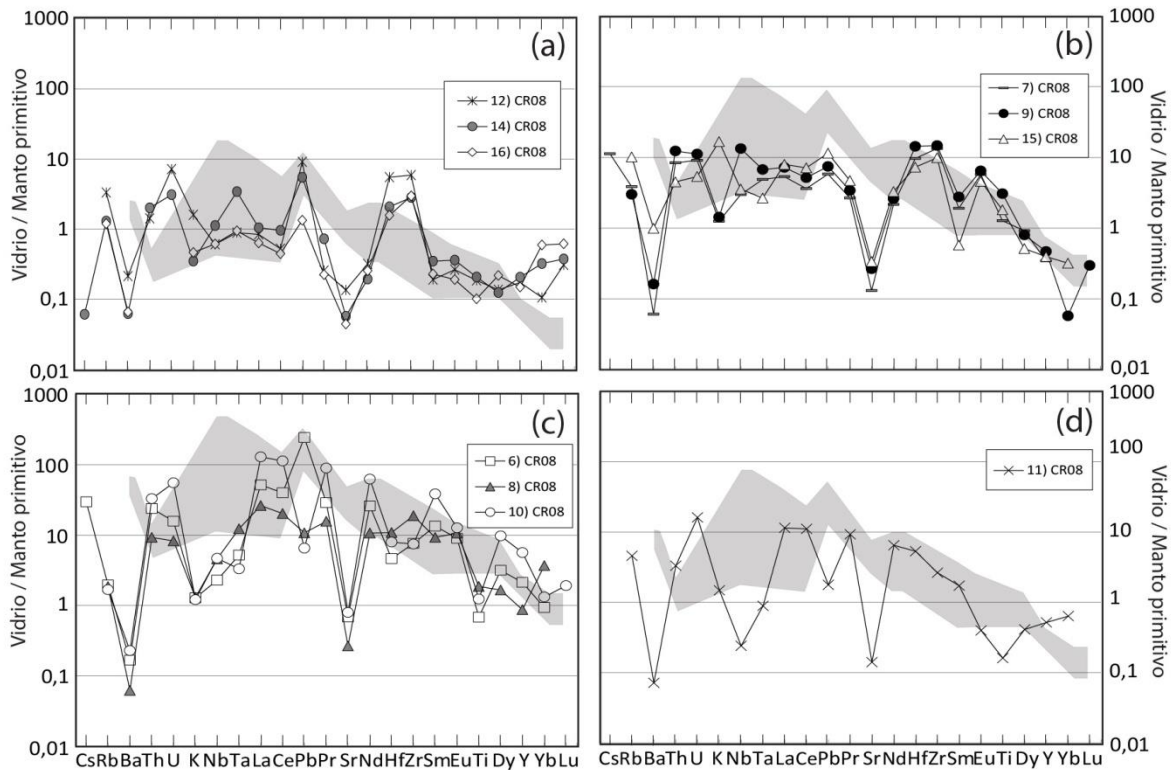


Figura 33: Diagrama multi-elementos normalizados al manto primitivo, para los datos del vidrio de la muestra CR08 comparado con un vidrio formado por metasomatismo carbonatítico (Coltorti et al., 2000). Los factores de normalización fueron tomados de McDonough & Sun (1989).

El vidrio formado por metasomatismo sódico, también muestra un patrón similar a los análisis del vidrio estudiado. Como se muestra en la Figura 34, los diagramas (a) y (b) poseen una mayor coincidencia con un origen de metasomatismo sódico, aunque igual poseen concentraciones que se escapan del patrón, como las anomalías negativas de Ba, K y Hf-Zr. Por otro lado, el diagrama (c) pareciera también seguir el patrón, pero con los LILE y la anomalía negativa de Sr fuera de la zona sombreada. También se observó que el diagrama (d), posee anomalías negativas de Ba, Nb y Ti, que escapan del patrón.

Se puede decir, que el origen del vidrio hace referencia al metasomatismo sódico, pero éste posee concentraciones muy bajas de sodio, llegando a alcanzar como máximo 0,3% de  $Na_2O$ , por lo que se descartaría esta opción.

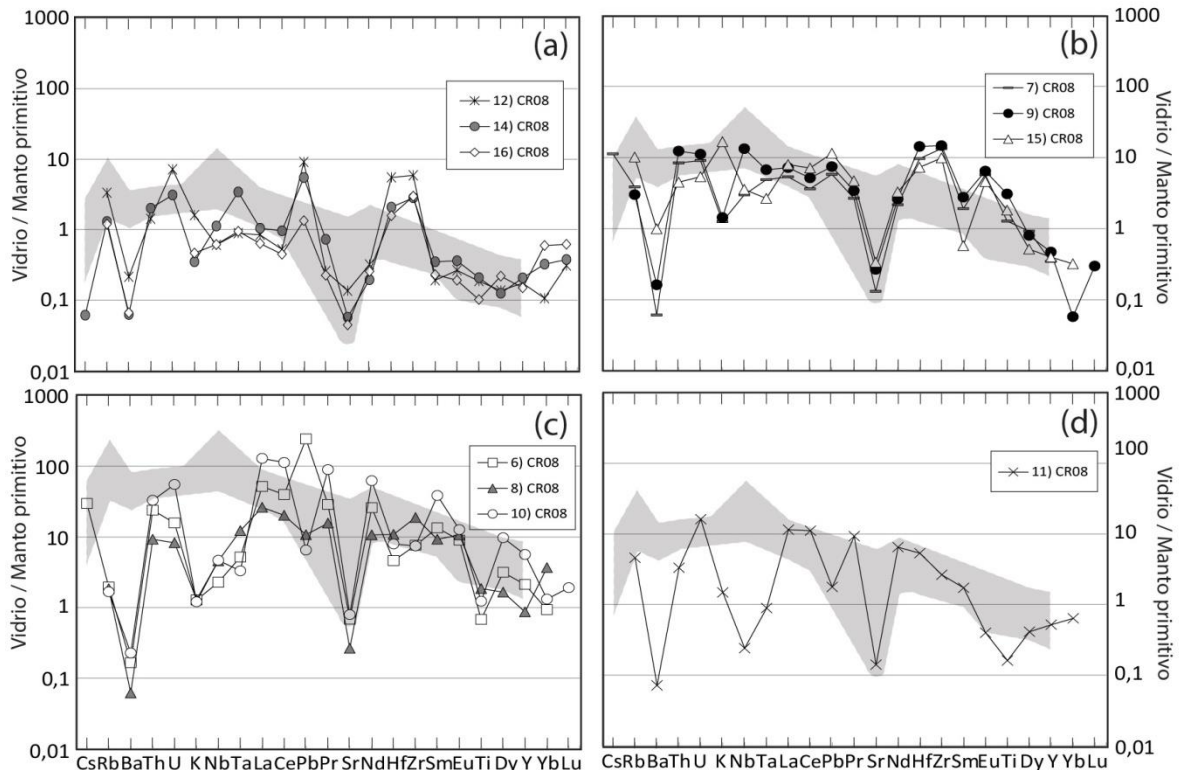


Figura 34: Diagrama multi-elementos normalizados al manto primitivo, para los datos del vidrio de la muestra CR08 comparado con un vidrio formado por metasomatismo sódico (Coltorti et al., 2000). Los factores de normalización fueron tomados de McDonough & Sun (1989).

A continuación, se comparó el vidrio secundario con un vidrio formado por metasomatismo adakítico (Figura 35), donde los elementos del diagrama (b) y (c), poseen una mayor similitud con la línea sombreada. Aun así, siguen existiendo mucha diferencia con la mayoría de los elementos. En cuanto los diagrama (a) y (d), poseen escasas similitudes con la zona sombreada. De esta manera, se descarta este posible origen.

Finalmente, el vidrio en estudio se comparó con un vidrio formado por metasomatismo potásico. En donde la Figura 36, los gráficos (a) y (b) poseen pequeñas similitudes con la línea sombreada, los cuales no son suficientes y el diagrama (c) y (d), no sigue la tendencia.

Obtenidas todas las comparaciones de posibles formaciones de vidrio en el corte CR08, se concluye que el vidrio posee mayores elementos que coinciden con un vidrio formado por infiltración de un fundido basáltico y un vidrio formado por infiltración de un fundido asociado a anfíboles.



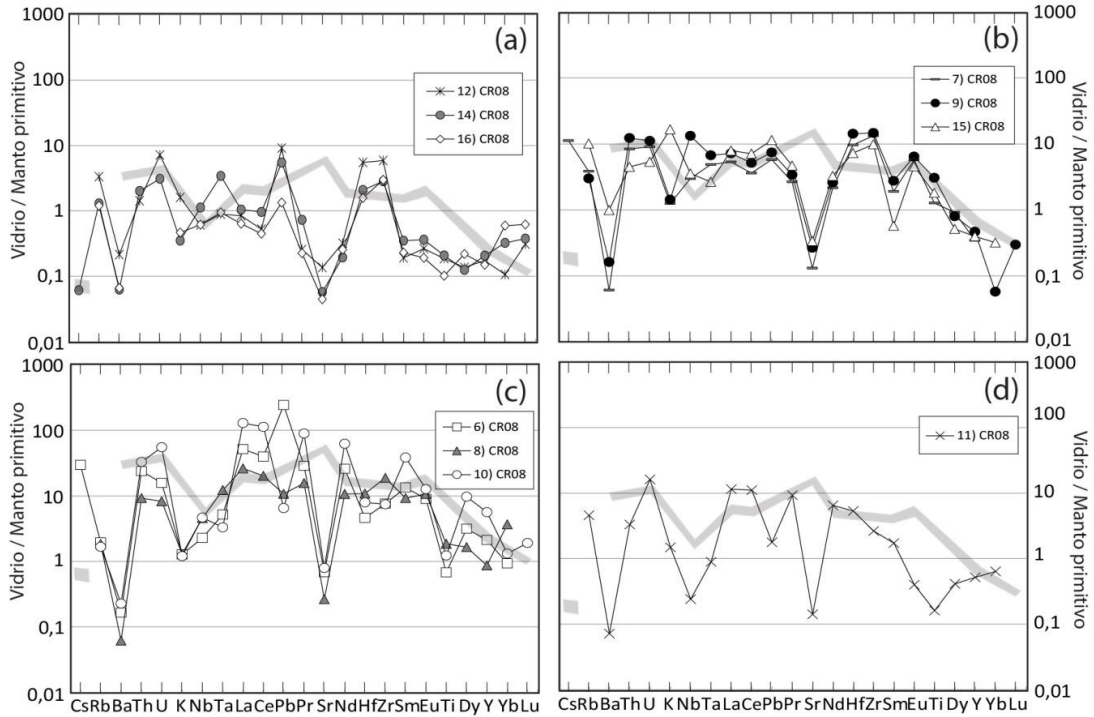


Figura 35: Diagrama multi-elementos normalizados al manto primitivo, para los datos del vidrio de la muestra CR08 comparado con un vidrio formado por metasomatismo adakítico (Kilian & Stern, 2002). Los factores de normalización fueron tomados de McDonough & Sun (1989).

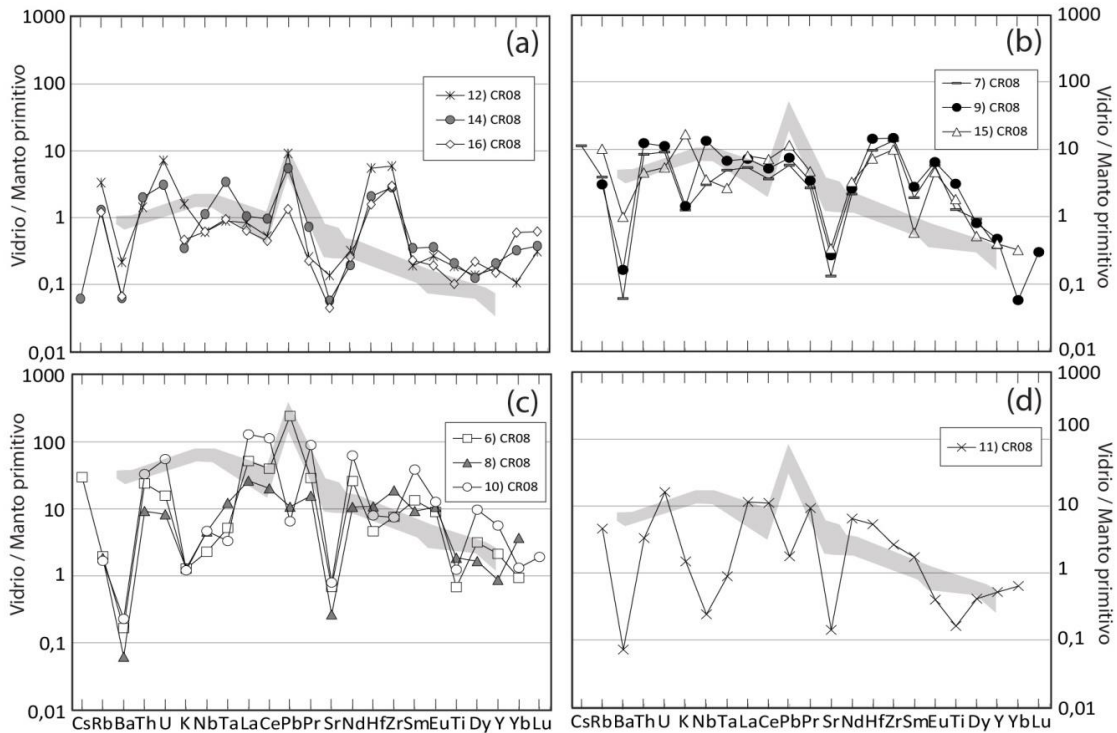


Figura 36: Diagrama multi-elementos normalizados al manto primitivo, para los datos del vidrio de la muestra CR08 comparado con un vidrio formado por metasomatismo potásico (Coltorti et al., 2000). Los factores de normalización fueron tomados de McDonough & Sun (1989).

Todas las posibles causas de formación del vidrio secundario dentro del xenolito mencionadas anteriormente, fueron comparadas también con las muestras CR08-V, como se observa en la Figura 37. Estos datos cumplen con las mismas tendencias que los diagramas anteriores de CR08, pero poseen grados de reacción distintos, por lo que se encuentran dos ordenes inferiores. De esta manera, se observa que algunos elementos coinciden con los patrones de un vidrio formado por metasomatismo sódico, potásico y carbonatítico, pero este vidrio (al igual que las muestras CR08) posee un muy bajo porcentaje de sodio, potasio y calcio, llegando a obtener hasta 0,2% de Na, 0,3% de K y 1,4% de Ca. Por consiguiente, es imposible que hayan sido formadas por metasomatismo sódico, potásico o carbonatítico.

Con respecto al metasomatismo adakítico, no serían la causa de la formación de este vidrio, ya que los patrones de concentración de elementos no coinciden. Lo mismo ocurre con los datos químicos de un vidrio relacionado con anfíboles.

Finalmente, el vidrio CR08-V coincide solamente con un vidrio formado por infiltración de un fundido basáltico, donde la mayoría de los patrones de multi-elementos concuerdan, al igual que la pendiente de estas curvas.

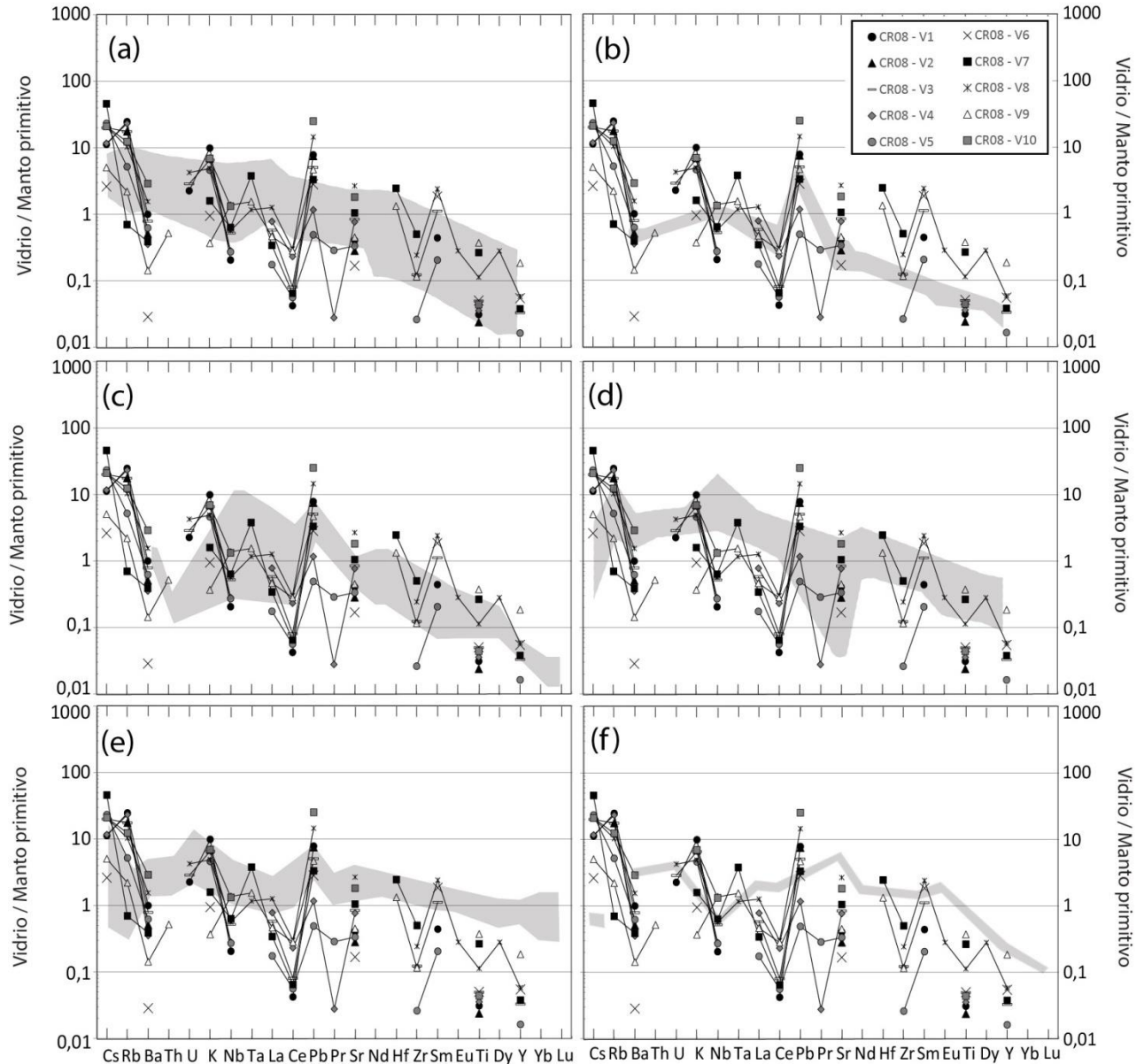


Figura 37: Diagrama multi-elementos normalizados al manto primitivo, para los datos del vidrio de la muestra CR08-V comparados con diferentes causas de formación. Los factores de normalización fueron tomados de McDonough & Sun (1989). (a) Comparación del vidrio con un vidrio formado por infiltración de un fundido basáltico. (b) Comparación del vidrio con un vidrio formado por metasomatismo potásico. (c) Comparación del vidrio con un vidrio formado por metasomatismo carbonatítico. (d) Comparación del vidrio con un vidrio formado por metasomatismo sódico. (e) Comparación del vidrio con un vidrio relacionado a anfíboles. (f) Comparación del vidrio con un vidrio adakítico.

## **6.3 Génesis del vidrio**

Si bien, ya sabemos que el vidrio estudiado se forma a partir de la infiltración de un fundido basáltico y posee una relación con anfíboles, aún falta por descubrir de donde proviene este fundido. Es posible que el fundido sea originado por la deshidratación de la corteza oceánica en la zona de subducción, donde se genera un fundido por bajos grados de fusión parcial seguido de la percolación de este, en la cuña del manto (Schiano et al., 1995). Otra alternativa de origen del vidrio, es por la fusión parcial del xenolito causado por la descompresión y calentamiento (Jaques & Green, 1980). Y por último, es posible que el fundido provenga del magma hospedante, es decir, del basalto que contiene al xenolito.

### **6.3.1 Zona de subducción**

Más del 50% de los análisis químicos normalizados al manto primitivo del corte CR08 (Figura 27a y 27b), se repite el patrón de anomalía positiva de Zr-Hf y además, cuatro de los análisis poseen anomalía positiva de Pb, lo cual es un indicativo de que el fundido proviene de un ambiente de subducción. También tenemos que en el corte CR08-V, casi todos los análisis, poseen anomalías negativas de Ce, siendo evidencia de que existió un gran aporte de agua marina.

Todos estos datos, entregan información valiosa para concluir que probablemente el vidrio secundario proviene de fluidos originados por la deshidratación de la corteza oceánica (la cual contiene agua oceánica) en la zona de subducción, donde se genera un fundido por bajos grados de fusión parcial seguido de la percolación de este, en la cuña del manto.

### **6.3.2 Roca hospedante**

La química del basalto hospedante (línea sombreada) donde se encontraba el xenolito, fue comparada con el vidrio secundario que se ubica en las fracturas del xenolito. De esta manera, se logró saber si la infiltración del fundido basáltico y el vidrio con componentes de anfíboles posee alguna relación con el magma hospedante (Schilling et al., 2005).

El diagrama multi-elementos normalizado al manto primitivo del corte CR08-V (Figura 38), no posee una tendencia similar al del basalto hospedante, solo posee un par de elementos que podrían coincidir con la zona sombreada. Como se dijo anteriormente, el vidrio posee variados grados de reacción, por lo que al momento de compararlo con el basalto es necesario alinear los resultados de ambos gráficos.

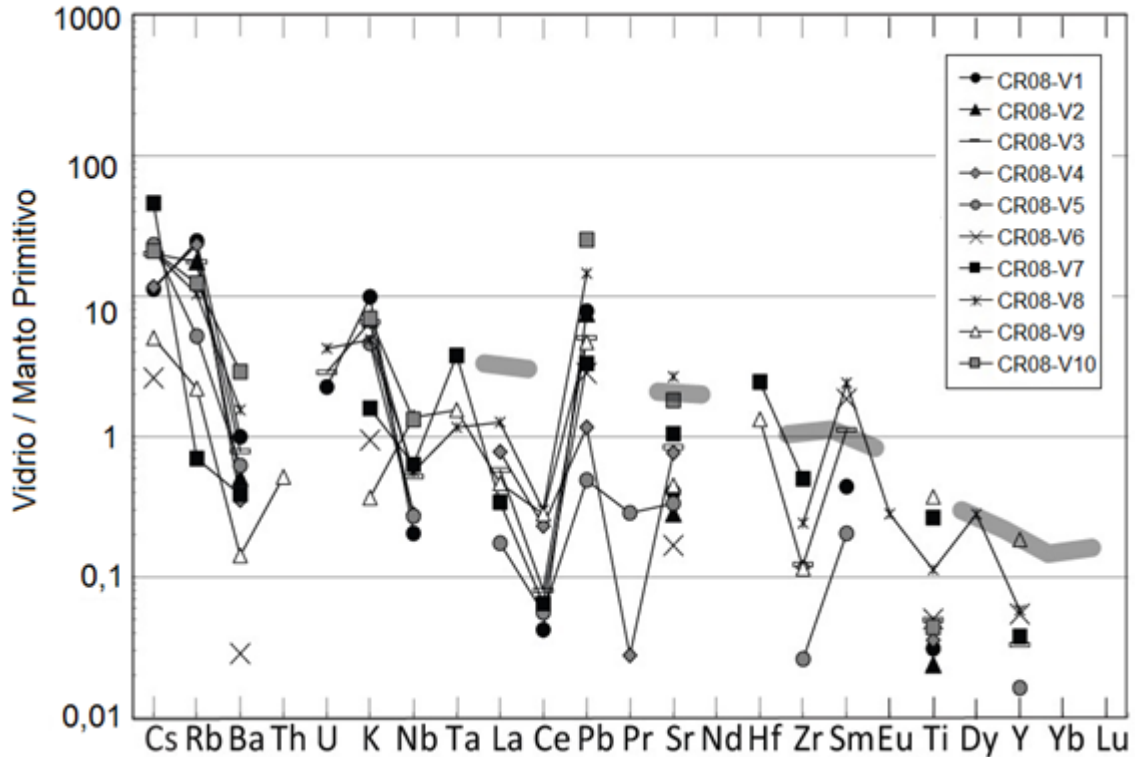


Figura 38: Diagrama multi-elementos normalizado al manto primitivo, para los datos del vidrio de la muestra CR08-V. La línea sombreada gris son los datos geoquímicos del basalto hospedante obtenidos de Schilling et al. (2005). Los factores de normalización fueron tomados de McDonough & Sun (1989).

A continuación, se compara nuevamente la química del basalto hospedante, pero esta vez con el vidrio de la roca CR08. Como se observa en la Figura 39, los diagramas normalizados al condrito de los diagramas (a) y (d), se observa que el vidrio en estudio, no posee patrones similares al basalto hospedante, ya que difieren en las pendientes de las curvas y poseen anomalías que se escapan de la tendencia. En cuanto a los diagramas (b) y (c), los análisis poseen una pendiente muy similar al basalto hospedante siguiendo la misma tendencia de este, a excepción de las bajas concentraciones de HREE del análisis 9) CR08 y de las anomalías positivas de Eu que se encuentran fuera de la zona sombreada.

Los diagramas (a) y (d) normalizados al manto primitivo, tampoco presentan mayores similitudes, aunque siga la tendencia de la química del basalto hospedante, existen muchas anomalías que no concuerdan con este. Por otro lado, los diagramas (b) y (c) poseen mayores coincidencias en cuanto a las concentraciones, aunque de todas formas existen algunas incongruencias.

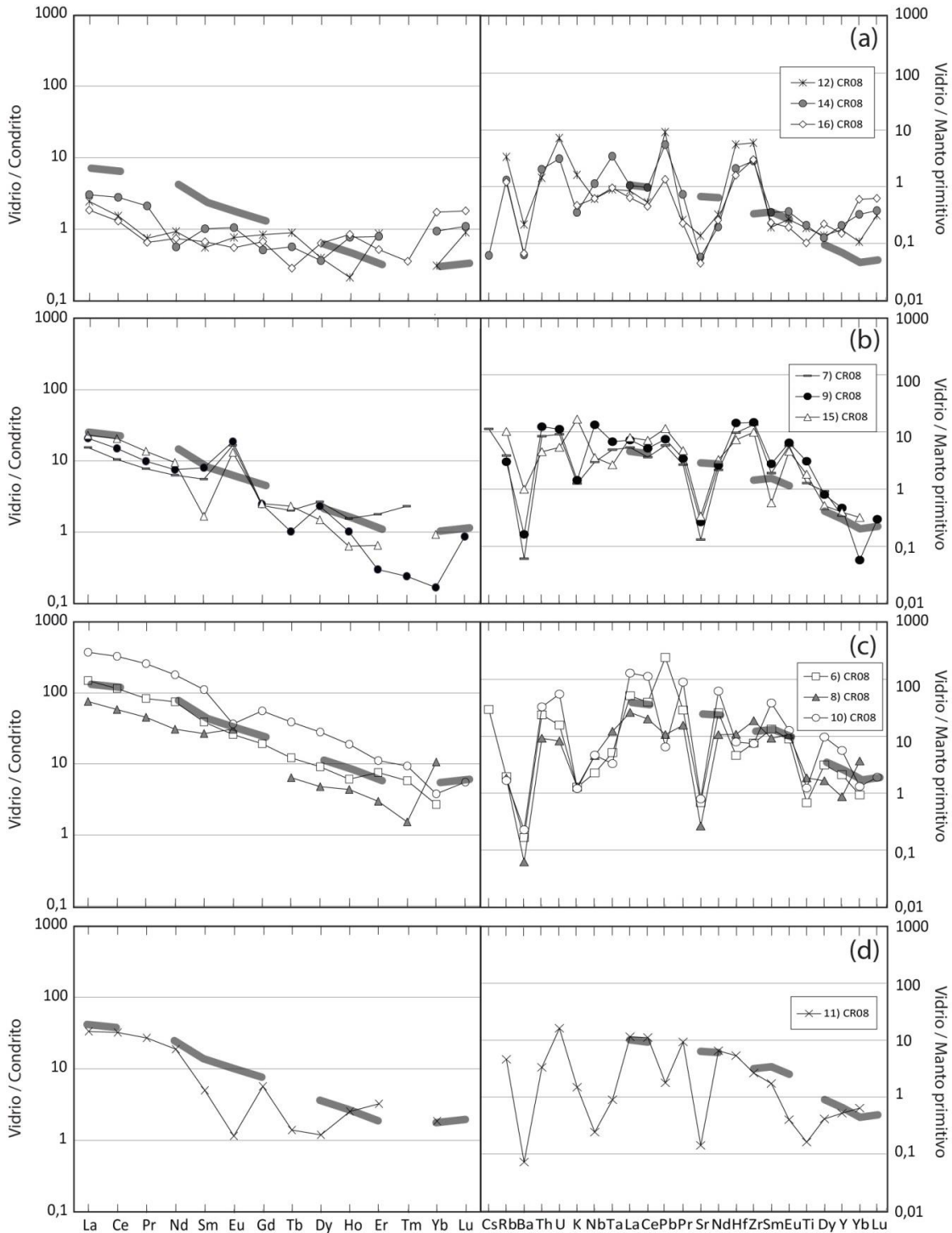


Figura 39: Diagrama multi-elementos normalizados al condrito (columna izquierda) y al manto primitivo (columna derecha), para los datos del vidrio de la muestra CR08. La línea sombreada gris son los datos geoquímicos del basalto hospedante obtenidos de Schilling et al. (2005). (a) Análisis químicos que poseen una razón Lu/La cercana a 0,6 aproximadamente. (b) Análisis químicos con una razón Lu/La parecida a 0,12. (c) Análisis químicos con una razón Lu/La de 0,03. (d) Análisis químicos con una razón de Lu/La cercano a 0,05. Las filas poseen su respectiva leyenda al costado derecho de los diagramas. Los factores de normalización fueron tomados de McDonough & Sun (1989).

### 6.3.3 Xenolito X-G

En la presente investigación no se obtuvo la química de la roca total (xenolito), por lo que se utilizaron los datos de Schilling et al. (2005), quien realizó análisis químicos a xenolitos del mismo sector el cual se estudió, Cerro Redondo.

Se ocupó un xenolito similar al CR08, una lherzolita en facies de espinela formada a grandes profundidades (X-G), para compararla con el vidrio en estudio. De esta manera, podríamos saber si la infiltración del fundido basáltico proviene de la fusión parcial del mismo xenolito y si el vidrio relacionado con anfíboles, es causado por la descomposición de fases hidratante causado por la descompresión y calentamiento del xenolito.

Como se observa en la Figura 40, los datos del corte CR08-V no coinciden con la química del xenolito. En el diagrama multi-elementos normalizado al manto primitivo se puede observar que solamente los elementos de La, Sr, Zr, Eu y Dy coinciden con algunos análisis.

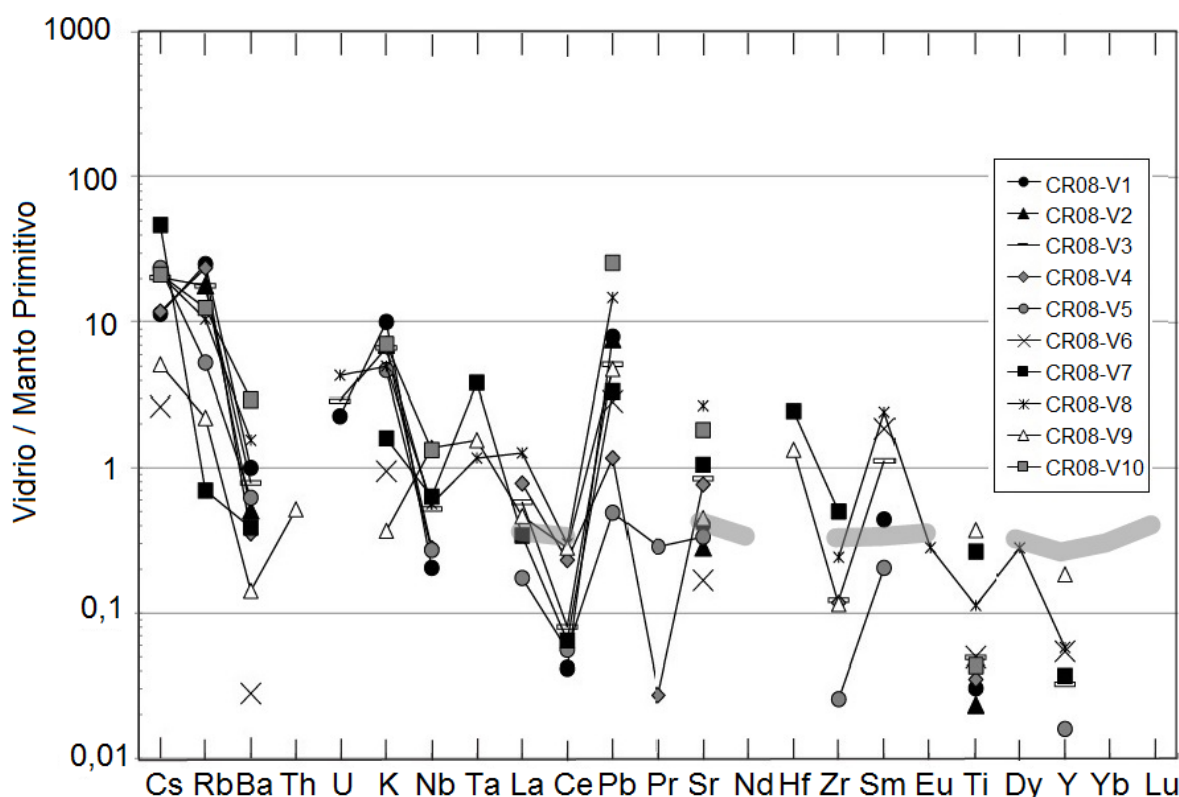


Figura 40: Diagrama multi-elementos normalizados al manto primitivo, para los datos del vidrio de la muestra CR08-V. La línea sombreada gris son los datos geoquímicos del xenolito X-G obtenidos de Schilling et al. (2005). Los factores de normalización fueron tomados de McDonough & Sun (1989).

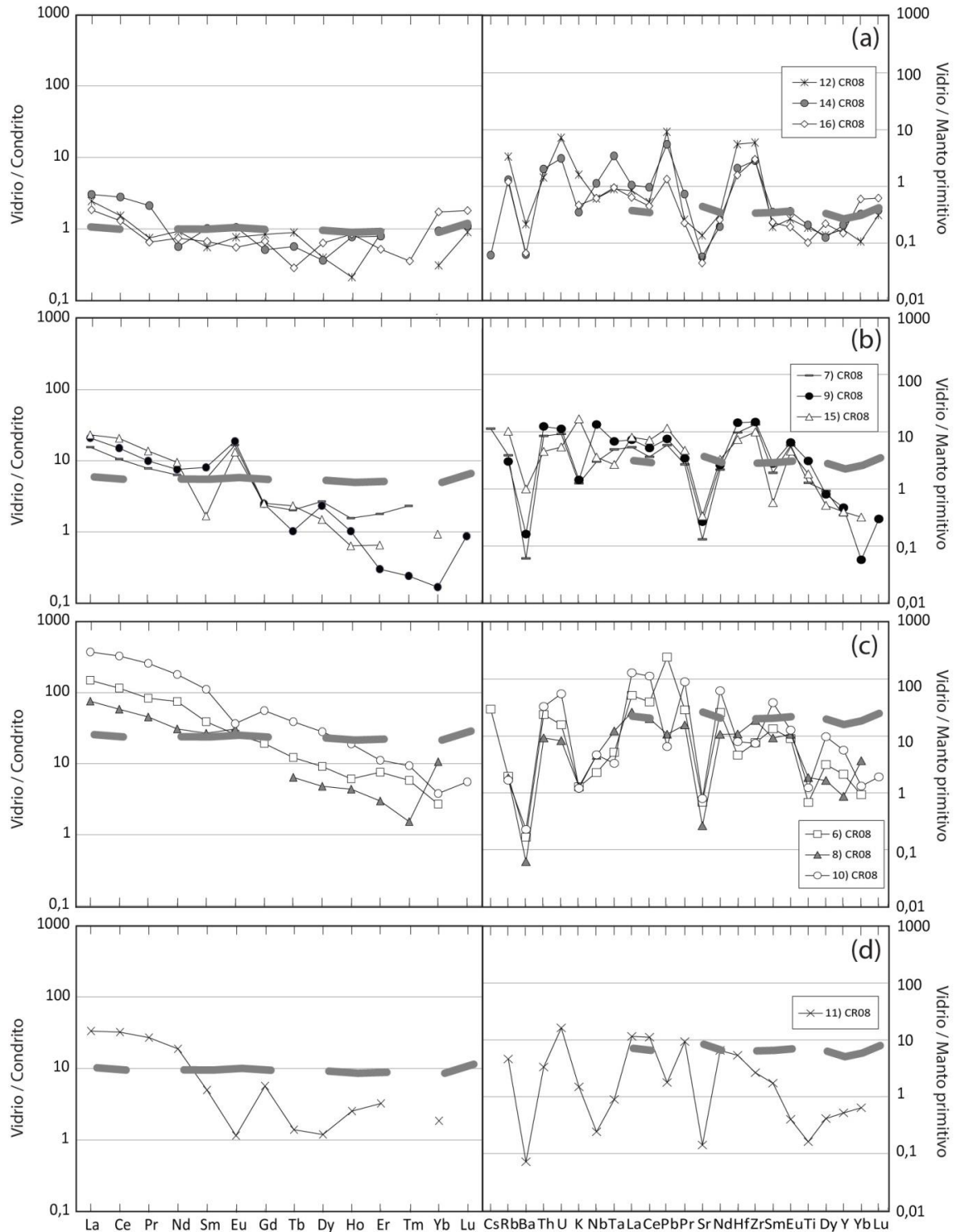


Figura 41: Diagrama multi-elementos normalizados al condrito (columna izquierda) y al manto primitivo (columna derecha), para los datos del vidrio de la muestra CR08. La línea sombreada gris son los datos geoquímicos de un xenolito en facies de espinla (X-G), obtenidos de Schilling et al. (2005). (a) Análisis químicos que poseen una razón Lu/La cercana a 0,6 aproximadamente. (b) Análisis químicos con una razón Lu/La parecida a 0,12. (c) Análisis químicos con una razón Lu/La de 0,03. (d) Análisis químicos con una razón de Lu/La cercano a 0,05. Los factores de normalización fueron tomados de McDonough & Sun (1989).



Comparando el vidrio del corte CR08 con la química del xenolito X-G (Figura 41), se puede inferir que estos no presentan coincidencias relevantes entre sí, sobre todo en los diagramas (b), (c) y (d), donde los gráficos normalizados al condrito poseen pendientes diferentes, y en los gráficos normalizados al manto primitivo, poseen variadas anomalías que se escapan de la tendencia. En cuanto al diagrama (a), posee mayores similitudes con el xenolito, con pendientes semejantes en el gráfico normalizado al condrito, y en el gráfico normalizado al manto primitivo, posee anomalías que no siguen con el patrón de la química del xenolito.

Finalmente, podemos decir que el vidrio del corte de la muestra CR08 y CR08-V, proviene de una infiltración de un fundido basáltico originado por la deshidratación de la corteza oceánica en la zona de subducción. Además, podemos incluir que el corte CR08 posee un vidrio que está relacionado con anfíboles, el cual también se originaría por la deshidratación del slab, obteniendo un fundido por bajos grados de fusión parcial seguido por la percolación de este, en la cuña mantélica, incluyendo así, muchos volátiles y agua al fundido, logrando integrar esta fase hidratante (anfíbol). Existía la posibilidad que este vidrio con componentes de anfíboles fuera causado por la descomposición de fases hidratantes preexistentes por descompresión y calentamiento, pero el vidrio en estudio no mostró similitudes con el análisis de roca total del xenolito, por lo que se descarto esta posibilidad.

## 7 Conclusión

El xenolito mantélico, objeto de este estudio, es una lherzolita en facies de espinela, compuesta por olivino, clinopiroxeno, ortopiroxeno y espinela. En las venas de vidrio de éste xenolito se encuentra cristales de apatito, feldespatos alcalinos, sulfuros y óxidos de titanio, tales como el rutilo, la armalcolita y la ilmenita. Su textura es protogranular, producto de un proceso de recristalización y evidencia que la roca en cuestión, fue sometida a procesos de deformación y fusión parcial en bajo grado.

En cuanto al vidrio secundario que se encuentra en las fracturas del xenolito mantélico (CR08 y CR08-V), se puede especular que éste fue provocado por infiltraciones de fundido basáltico en varios grados de reacción. Además, podemos incluir que el corte CR08 posee un vidrio que está relacionado con anfíboles

A pesar de que la concentración del vidrio en venillas coincide bastante con la de vidrios formados por procesos de metasomatismo sódico y carbonatítico, las concentraciones de  $Na_2O$  y  $CaO$ , no justifica un proceso de este tipo. En lo que respecta al corte CR08, esta roca fue sometida a procesos de metasomatismo con un agente rico en titanio, además de que posee contaminación cortical.

Según la información otorgada por el análisis químico, es posible deducir que el fundido basáltico y el vidrio que está relacionado con anfíboles, se originaría por la deshidratación del slab, obteniendo un fundido por bajos grados de fusión parcial seguido por la percolación de este, en la cuña mantélica, incluyendo así, muchos volátiles y agua al fundido, logrando integrar esta fase hidratante (anfíbol).

Existía la posibilidad que este vidrio con componentes de anfíboles fuera causado por la descomposición de fases hidratantes preexistentes por descompresión y calentamiento, pero el vidrio en estudio no mostró similitudes con el análisis de roca total del xenolito, por lo que se descartó esta posibilidad.

## 8 Bibliografía

Anastasiou, P., Seifert, F. (1972). Solid solubility of Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> in enstatite at high temperatures and 1-5 kb water pressure. *Contrib. Mineral. Petrol* 14 , 272-287.

Archangelsky, S. (1967). Estudio de la Formación Baqueró, Cretácico inferior de Santa Cruz, Argentina. *Revista del Museo de La Plata* , 63-171.

Audétat, A., Lowenstern, J. (2014). Melt inclusions. In: Turekian, H.D., Holland, K.K. (Eds.) *Treatise on Geochemistry*, 2nd ed. *Elsevier, Oxford* , Elsevier, Oxford.

Barrabé, L., Deicha, G. (1956). Expériences de fusion et de cristallisation magmatique sur des reliquats vitreux des quartz dihexaédriques de la Guadeloupe. *Bull. Soc. Fr. Minéral. Cristallogr* 79 , 146–155.

Bjerg, E., Ntaflos, T., Kurat, G., Dobosi, G., Labudía, C. (2005). *The upper mantle beneath Patagonia, Argentina, documented by xenoliths from alkali basalts*. *Journal of South American Earth Sciences* 18: 125–145.

Bodnar, R., Student, J. (2006). Melt inclusions in plutonic rocks: petrography and microthermometry. In: Webster, J.D. (Ed.) *Melt Inclusions in Plutonic Rocks* vol. 36. *Mineralogical Society of Canada Short Courses* , pp. 1–26.

Bucholz, C., Gaetani, G., Behn, M., Shimizu, N. (2013). Post-entrapment modification of volatiles and oxygen fugacity in olivine-hosted melt inclusions. *Earth Planet. Sci. Lett.* 374 , 145–155.

Cande, S., Leslie, R. (1986). Late Cenozoic tectonics of the southern Chile Trench. *J. Geophys. Res.* 91 , 471– 497.

Cannatelli, C., Doherty, A., Esposito, R., Lima, A., De Vivo, B. (2016). Understanding a volcano through a droplet: A melt inclusion approach. *Journal of Geochemical Exploration* 171 , 4-19.

Ciuffi, S., Rivalenti, G., Vannucci, R., Zanetti, A., Mazzucchelli, M., Cingolani, C. (2002). Geochemical variations in the host basalts-derived glasses infiltrating mantle xenoliths. *XV Congreso Geológico Argentino, El Calafate*.

Coltorti, M., Beccaluva, L., Bonadiman, C., Faccini, B., Ntaflos, T., Siena, F. (2004). *Amphibole genesis via metasomatic reaction with clinopyroxene in mantle xenoliths from Victoria Land, Antarctica*. *Lithos*: 75, 1—2, 115—139.

Coltorti, M., Beccaluva, L., Bonadiman, C., Salvini, L., Siena, F. (2000). *Glasses in mantle xenoliths as geochemical indicators of metasomatic agents*. *Earth Planet*: 183, 1—2, 303—320.

Dawson, J. (1984). *Contrasting types of upper-mantle metasomatism? In: Kimberlites II: The Mantle and Crust-Mantle Relationships*. Kornprobst J (ed): p 282-331.

De Giusto, J., Di Persia, A., Pezzi, E. (1980). El Deseado, Segundo Simposio de Geología Regional Argentina. *Academia Nacional Ciencias* .

De Vivo, B., Bodnar, R. (2003). Melt Inclusions in Volcanic Systems Methods, Applications and Problems (Developments in Volcanology Volume 5). *Elsevier* , p. 258.

Demény, A., Wennemann, T., Hegner, E., Nagy, G., Milton, J., Embeylsztin, A., Homonnay, Z., Dobosi, G. (2004). *Trace element and C–O–Sr–Nd isotope evidence for subduction-related carbonate silicate melts in mantle xenoliths*. *Lithos*: 89-113.

Di Persia, C. (1958). Informe previo al Levantamiento Geológico en escala 1:100.000 de la zona Norte del Territorio de Santa Cruz, al sur del río Deseado. *Quinta Campaña. Yacimientos Petrolíferos Fiscales, Buenos Aires* .

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

Esposito, R., Bodnar, R., Danyushevsky, L., De Vivo, B., Fedele, L., Hunter, J., Lima, A., Shimizu, N. (2011). Volatile evolution of magma associated with the Solchiaro eruption in the Phlegrean Volcanic District (Italy). *J. Petrol.* 52 (12) , 2431–2460.

Fernández, R., Echeveste, H., Echavarría, L., Schalamuk, I. (1996). Control volcánico y tectónico de la Mineralización epitermal del Area La Josefina, Macizo del Deseado, Santa Cruz. Argentina. *13° Congreso Geológico Argentino y 3° Congreso de Exploración* , Acta 3: 41-54.

Feruglio, E. (1949). Descripción geológica de la Patagonia. Dirección Nacional de Yacimientos Petrolíferos Fiscales. 17-19.

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

Francis, D. (1987). *Mantle-melt interaction recorded in spinel lherzolite xenoliths from the Alligator Lake volcanic complex, Yukon, Canada*. *J Petrol* : 28:569–597 .

Frezzotti, M. (2001). Silicate-melt inclusions in magmatic rocks: applications to petrology. *Lithos* , 55 (1–4), 273–299.

Gorring, M. L., Kay, S. M., Zeitler, P. K., Ramos, V. A., Rubiolo, D., Fernandez, M. I., Marisa I., Panza, Jose L. (1997). Neogene Patagonian plateau lavas: Continental magmas associated with ridge collision at the Chile Triple Junction. *Tectonics* , 1-17.

Gorring, M., Singer, B., Gowers, J., Kay, S. (2003). Plio–Pleistocene basalts from the Meseta del Lago Buenos Aires, Argentina: evidence for asthenosphere–lithosphere interactions during slab window magmatism. *Chemical Geology* 193 , 215-235.

Guido, D., Escayola, M., de Barrio, R., Schalamuk, I., Wemmer, K. (2004). Formación Laguna Tordillo: Volcanismo dacítico eoceno en el Macizo del Deseado, provincia de Santa Cruz. *Revista Asociación Geológica Argentina* , 763-770.

Hauri, E. (2002). SIMS analysis of volatiles in silicate glasses, 2: isotopes and abundances in Hawaiian melt inclusion. *Chem. Geol.* , 183 (1–4), 115–141.

Herbst, R. (1965). La flora fósil de la Formación Roca Blanca (provincia de Santa Cruz- Patagonia), con consideraciones geológicas y estratigráficas. *Canadian Journal of Earth Science* , 523-548.

Ionov, D., Dupuy, C., O'Reilly, S., Kopylova, M., Genshaft, Y. (1993). *Carbonated peridotite xenoliths from Spitsbergen: implications for trace element signature of mantle carbonate metasomatism*. *Earth and Planetary Science Letter*: vol. 119 (pg. 283-297).

Ionov, D., O'Reilly, S., Kopylova, M., Genshaft, Y. (1996). *Carbonate-bearing mantle peridotite xenoliths from Spitsbergen: phase relationships, mineral compositions and trace element residence*. *Contributions to Mineralogy and Petrology*: vol. 125 (pg. 375-392).

Irvine, T., Baragar, W. (1971). A guide to the chemical classification of the common volcanic rocks. *Canadian Journal of Earth Sciences* , 523-548.

- Jaques, A., Green, D. (1980). *Anhydrous melting of peridotite at 0—15 kb pressure and the genesis of tholeiitic basalts*. *Mineral. Petrology*: 73, 3, 287—310.
- Jochum, K., Weis, U., Stoll, B., Kuzmin, D., Yang, Q., Raczek, I., Jacob, D., Stracke, A., Birbaum, K., D., Frick, Günther, D., Enzweiler, J. (2011). *Determination of reference values for NIST SRM 610-617 glasses following ISO guidelines*. *Geostandards and geoanalytical*: 397-429.
- Kamenetsky, V. S., Pompilio, M., Métrich, N., Sobolev, A. V., Kuzmin, D. V., Thomas, R. (2007). Arrival of extremely volatile-rich high-Mg magmas changes explosivity of Mount Etna. *Geology* 35(3) , 255-258.
- Kay, S., Ramos, V., Marquez, M. (1993). Evidence in Cerro Pampa volcanic rocks for slab-melting prior to ridge-collision in southern South America. *J. Geol.* 101 , 703–714.
- Kent, A. (2008). Melt inclusions in basaltic and related volcanic rocks. *Rev. Mineral Geochem* , 69 (1), 273–331.
- Kilian, R., Stern, C. (2002). *Constraints on the interaction between slab melts and the mantle wedge from adakitic glass in peridotite xenoliths*. *J. Mineral*: 25-36.
- Le Bas, M. J., Le Maitre, R. W., Streckeisen, A., Zanettin, B. (1986). A chemical classification of volcanic rocks based on the total alkali-silica diagram. *Journal of petrology* , 745-750.
- Liu, Y., Hu, Z., Gao, S., Gunther, D., Xu, J., Gao, C., Gunther, D., Chen, H. (2008). In situ analysis of major and trace elements of anhydrous minerals by LA-ICP-MS without applying an internal standard. *Chemical Geology* , 34-43.
- Loske, W., Márquez, M., Giacosa, R., Pezzuchi, H., Fernández, M. (1999). U/Pb geochronology of pre-Permian basement rocks in the Macizo del Deseado, Santa Cruz province. *Actas 14º Congreso Geológico Argentino* .
- Lowenstern, J. B. (1994). Dissolved volatile concentrations in an ore-forming magma. *Geology* 22(10) , 893-896.
- Lowenstern, J. (2003). Melt inclusions come of age: Volatiles, volcanoes, and Sorby's legacy In: De Vivo, B., Bodnar, R.J. (Eds.), *Developments in Volcanology* vol. 5. *Elsevier* , pp. 1–21.

Marín, G. (1982). Descripción geológica de la Hoja 55c “Gobernador Gregores”, provincia de Santa Cruz. *Informe preliminar. Servicio Geológico Nacional* .

McDonough, W.F., Sun, S. S. (1989). Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes. *Geological Society, London, Special Publications* , 42(1), 313-345.

McDonough, W., Sun, S., Ringwood, A., Jagoutz, E., Hofmann, A. (1992). Potassium, rubidium and cesium in the Earth and Moon and the evolution of the mantle of the earth. *Geochim. Cosmochim* , 1001-1012.

Mercier, C., Nicolas, A. (1975). Textures and Fabrics of Upper-Mantle Peridotites as Illustrated by Xenoliths from Basalts. *J. Petrology* 16 , 454-487.

Métrich, N., Wallace, P. (2008). Volatile abundances in basaltic magmas and their degassing paths tracked by melt inclusions. *Rev. Mineral. Geochem* 69 , 363–402.

Moore, G., Gazel, E., Tuhoy, R., Lloyd, A., Esposito, R., Steele-Macinnis, M., Hauri, E.H., Wallace, P.J., Plank, T., Bodnar, R.J. (2015). Bubbles matter: an assessment of the contribution of vapor bubbles to melt inclusion volatile budgets. *Am. Mineral* 100 , 806–823.

Moreira, P., González, P. D., Fernandez, R., Echeveste, H., Schalamuk, I., Etcheverry, R. (2005). El basamento metamórfico de muy bajo a bajo grado de las estancias La Modesta y La Josefina, macizo del Deseado, provincia de Santa Cruz. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* , 49-63.

Mutchler, S. R., Fedele, L., Bodnar, R. (2008). *Analysis Management System (AMS) for reduction of laser ablation ICPMS data*. (in press).

Nakamura, N. (1974). Determination of REE, Ba, Fe, Mg, Na and K in carbonaceous and ordinary chondrites. *Geochim. Cosmochim* , 755-757.

Pankhurst, R., Hervé, F., Rapela, C. (1994). Sm–Nd evidence for the Grenvillian provenance of the metasedimentary basement of southern Chile and west Antarctica. *Actas VII Congr. Geol. Chileno, vol. 2. Universidad de Concepcion, Concepcion, Chile* , pp. 1414– 1418.

Pankhurst, R., Rapela, C., Fanning, C., Márquez, M. (2006). Gondwanide continental collision and the origin of Patagonia. *Earth-Science Reviews* , 235–257.

Pankhurst, R., Rapela, C., Loske, W., Márquez, M., Fanning, C. (2003). Chronological study of the pre-Permian basement rocks of southern Patagonia. *J. South Am. Earth Sci.* 16 , 27–44.

Panza, J. (1982). Descripción geológica de las Hojas 53d “Gobernador Moyano” y 54e “Cerro Vanguardia”, provincia de Santa Cruz. *Servicio Geológico Nacional, Buenos Aires* .

Panza, J., de Barrio, R. (1989). Descripción geológica de las Hojas 56f “Cordón Alto” y 56g “Puerto San Julián”, provincia de Santa Cruz. *Servicio Geológico Nacional* .

Pearson, D. G., Canil, D., Shirey, S. B. (2003). Mantle Samples Included in Volcanic Rocks: Xenoliths and Diamonds. In *Treatise of Geochemistry* (pp. 171-275). Elsevier Ltd.

Pezzuchi, H. (1978). Estudio geológico de la zona de estancia Dos Hermanos, estancia 25 de Marzo y adyacencias, Dpto. Deseado, Provincia de Santa Cruz. *Tesis Doctoral Facultad de Ciencias Naturales y Museo, Universidad Nacional de La Plata* , 99 pp.

Ramos, V. A. (2004). Cuyania, an Exotic Block to Gondwana: Review of a Historical Success and the Present Problems. *Gondwana Research* , 1009-1026.

Ramos, V. A. (2008). Patagonia: A paleozoic continent a drift? *Journal of South American Earth Sciences* , 235–251.

Ramos, V. A., Kay, S. (2006). Overview of the tectonic evolution of the southern Central Andes. *Geological Society of America* , 407.

Ramos, V. (1989 ). Foothills structure in Northern Magallanes Basin, Argentina. *Am. Assoc. Pet. Geol. Bull* 73 , 887– 903.

Ramos, V., Kay, S. (1992). Southern Patagonian plateau basalts and deformation: backarc testimony of ridge collisions. *Tectonophysics* , 261-282.

Roedder, E. (1984). Fluid inclusions (Vol. 12) P. H. Ribbe (Ed.). *Washington, DC: Mineralogical Society of America* , pp. 12-45.

Roedder, E. (1979). Origin and significance of magmatic inclusions. *Bull. Mineral* , 102 (5–6), 487–510.



Rollinson, H. R. (1993). *Using geochemical data: evaluation, presentation, interpretation*. London & New York: Routledge, 352 pp.

Schiano, P., Bourdon, B. (1999). *On the preservation of mantle information in ultramafic nodules, glass inclusions within minerals versus interstitial glasses*. *Earth Planet Sci Lett* : 169:173–188 .

Schiano, P., Clocchiatti, R., Shimizu, N., Maury, R., Jochum, K., Hofmann, A. (1995). *Hydrous, silica-rich melts in the sub-arc mantle and their relationship with erupted arc lavas*. *Nature* 377: 595-600.

Schilling, M., Carlson, R., Tassara, A., R., C., Bertotto, G., Jalowitski, T., Gervasoni, F., Vásquez, M., D., Morata. (2012). Evidencias geoquímicas y geofísicas de la existencia de un manto litosférico Mesoproterozoico bajo el Macizo del Deseado, Patagonia. *XIII Congreso Geológico Chileno* , Antofagasta, Chile.

Schilling, M., Conceicao, R., Mallmann, G., Koester, E., Kawashita, K., Hervé, F., Morata, D., Motoki, A.. (2005). Spinel-facies mantle xenoliths from Cerro Redondo, Argentine Patagonia: Petrographic, geochemical, and isotopic evidence of interaction between xenoliths and host basalt. *Lithos* 82 , 485 - 502.

Sobolev, V., Kostyuk, V. (1975). Magmatic crystallization based on a study of melt inclusions. *Fluid Incl. Res.* 9 , 182–253.

Sorby, H. (1858). On the microscopical, structure of crystals, indicating the origin of minerals and rocks. *Geol. Soc. Lond.* 14(1-2) , 453-500.

Steele-Macinnis, M., Esposito, R., Bodnar, R. J. (2011). Thermodynamic model for the effect of post-entrapment crystallization on the H<sub>2</sub>O–CO<sub>2</sub> systematics of vapor-saturated, silicate melt inclusions. *Journal of Petrology* 52(12) , 2461-2482.

Stern, C., Frey, F., Futa, K., Zartman, R., Peng, Z., Kyser, T. (1990). Trace element and Sr, Nd, Pb, and O isotopic composition of Pliocene and Quaternary alkali basalts of the Patagonian Plateau lavas of southernmost South America. *Contrib. Mineral. Petrol* 104 , 294– 308.

Stern, C., Futa, K., Muehlenbachs, K. (1984). Isotope and trace element data for orogenic andesites from the Austral Andes. In: Harmon, R.S., Barreiro, B.A. (Eds.), *Andean Magmatism: Chemical and Isotopic Constraints*. *Shiva Publishing, Cambridge, MA* , pp. 31– 47.

Stosch, H., Seck, H. (1980). *Geochemistry and mineralogy of twospinel peridotite suites from Dreiser Weiher, West Germany*. *Geochim Cosmochim : Acta* 44:457–470 .

Streckeisen, A. (1979). Classification and nomenclature of volcanic rocks, lamprophyres, carbonatites, and melilitic rocks: recommendations and suggestions of the IUGS Subcommission on the systematics of igneous rocks. *Geology* 7 , 331–335.

Student, J. J., Bodnar, R. J. (1999). Synthetic fluid inclusions XIV: coexisting silicate melt and aqueous fluid inclusions in the haplogranite–H<sub>2</sub>O–NaCl–KCl system. *Journal of Petrology* 40(10) , 1509-1525.

Su, B. X., Zhang, H. F., Sakyi, P. A., Yang, Y. H., Ying, J. F., Tang, Y. J., Ma, Y.G. (2011). The origin of spongy texture in minerals of mantle xenoliths from the Western Qinling, central China. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 12 , 465-482.

Szabo, C., Bodnar, R. (1996). *Changing magma ascent rates in the Nógrád-Gömör Volcanic Field northern Hungary/southern Slovakia: Evidence from CO<sub>2</sub>-rich fluid inclusions in metasomatized upper mantle xenoliths*. *Petrology*: 221-230.

Tracy, R. (1980). *Petrology and genetic significance of an ultramafic xenoliths suite from Tahiti*. *Earth Planet Sci Lett* : 48:80–96.

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

Tuttle, O. F., Keith, M. L. (1954). *The granite problem: evidence from the quartz and feldspar of a Tertiary granite*. *Geological Magazine* : 91(01), 61-72.

Uliana, M., Biddle, K., Phelps, D., Gust, D. (1985). Significado del vulcanismo y extensión mesojurásicos en el extremo meridional de Sudamérica. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* , 231-253.

Varela, R. P. (1991). Dataciones de rocas magmáticas en el Jurásico inferior del nordeste del Macizo del Deseado, Santa Cruz. *Revista Asociación Geológica Argentina* , 257-262.

Viera, R., Pezzuchi, H. (1976). Presencia de sedimentitas pérmicas en contacto con rocas del “Complejo metamórfico” de la Patagonia Extraandina, estancia Dos Hermanos, provincia de Santa Cruz. *Revista Asociación Geológica Argentina* , 281-283.

Vogelsang, H. (1867). *Philosophie der Geologie und mikroskopische Gesteinstudien*. Bonn.

Wallace, P. (2005). Volatiles in subduction zonemagmas: concentrations and fluxes based on melt inclusion and volcanic gas data. *J. Volcanol. Geotherm. Res.* , 217–240.

Wallace, P., Kamenetsky, M., Cervantes, P. (2015). Inclusion CO<sub>2</sub> contents, pressures of olivine crystallization, and the problem of shrinkage bubbles. *Am. Mineral* 100 , 787–794.

Webster, J., De Vivo, B., Tappen, C. (2003a). Volatiles, magmatic degassing and eruptions of Mt. Somma-Vesuvius: constraints from silicate melt inclusions, Cl and H<sub>2</sub>O solubility experiments and modeling. In: De Vivo, B., Robert, J.B. (Eds.), *Developments in Volcanology* vol. 5. *Elsevier* , pp. 207–226.

Winchester, J., Floyd, P. (1976). Geochemical discrimination of different magma series and their differentiation products using immobile elements. *Chemical Geology* 20 , 325–343.

Wulff-Pedersen, E., Neumann, E., Vannucci, R. (1999). Silicic melts produced by reaction between peridotite and infiltrating basaltic melts: ion probe data on glasses and minerals in veined xenoliths from La Palma, Canary Islands. *Contrib Mineral Petrol* 137 , 59–82.

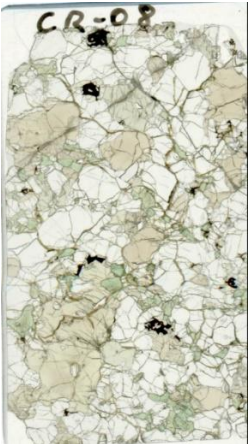
Zambrano, J., Urien, C. (1970). Geological outline of the basins in Southern Argentina and their continuation off the Atlantic shore. *Journal of Geophysical Research* , 1363–1396.

Zirker, F. (1873). *Diemikroskopische Beschaffenheit der Mineralien und Gesteine*. *Wilhelm Englemann, Leipzig* .

## 9 Anexos

### 9.1 Anexo I: Descripción petrográfica

Tabla 4: Ficha de descripción del corte CR08.

Código: CR08	Lherzolita en facies de espinela
<p>Imagen escaneada a nícoles paralelos</p> 	<p>La roca en su totalidad presenta una textura protogranular, constituida por cristales de olivino muy fracturados, ortopiroxeno, clinopiroxeno y espinela.</p> <p>Se observo olivino englobado, principalmente por ortopiroxeno y más escasamente por espinela, constituyendo una textura poikilítica.</p> <p>Existen lamelas de exsolución de clinopiroxeno, en algunos minerales de ortopiroxenos y se identificó en algunos clinopiroxenos y ortopiroxenos, una textura esponjosa en los bordes, en el contacto con otro mineral. Finalmente, en las estructuras de la roca se observó “<i>melt pockets</i>”, que consisten en acumulaciones de vidrio y otros minerales microcristalino en venillas o zonas intersticiales.</p> <p>Las venillas pueden alcanzar unos 80 micrones de grosor aproximadamente, con cristales recristalizados de feldespatos, sulfuros, olivino, ortopiroxeno, clinopiroxeno y óxidos de titanio.</p>
Olivino 52,15 %	Poseen dos diámetros diferentes, cristales de 6 mm y otros más pequeños de 2 mm. Además, presentan bordes lobulados, son incoloros a nícoles paralelos y presentan muy alto color de interferencia, variando entre naranja y violeta.
Ortopiroxeno 31,54 %	Poseen gran tamaño de hasta 4 mm y otros cristales más pequeños de 1,5 mm aproximadamente. A nícoles paralelos se ven de color amarillento a incoloro, con un marcado clivaje, colores de interferencias que varían entre gris a blanquecino de primer orden y en algunos se puede apreciar una extinción recta con un leve pleocroísmo.
Clinopiroxeno 10,89 %	Se observan cristales de 1,5 mm aproximadamente, un color verde pálido a nícoles paralelos con débil pleocroísmo y colores de segundo orden de tonos verdosos a nícoles cruzados. Posee bordes irregulares y algunos pueden ser esponjosos.
Espinela 4,42 %	Son cristales de tamaños entre 1 mm y 3 mm de diámetro, a nícoles paralelos tiene un color pardo oscuro y a nícoles cruzados se observa de color negro. Además, posee formas anhedrales intersticiales, vermiculares o redondeadas.

## 9.2 Anexo II: Tabla de datos químicos

Table 5: Concentraciones de elementos mayoritarios, trazas y tierras raras del corte CR08 (McDonough & Sun, 1989). d.l.=debajo del límite de detección.

CR08										
Elemento	6)	7)	8)	9)	10)	11)	12)	14)	15)	16)
$Na_2O$ [%]	0.1	0.2	0.3	0.2	0.2	0.3	0.3	0.1	0.6	0.1
$K_2O$ [%]	d.l.	d.l.	d.l.	0.1	d.l.	0.1	0.1	d.l.	0.6	d.l.
$SiO_2$ [%]	34.9	49.9	49.6	47.5	47.3	49.6	48.1	46.7	51.8	46.8
Cs [ppm]	0.9	0.4	d.l.	d.l.	d.l.	d.l.	d.l.	d.l.	d.l.	d.l.
Rb [ppm]	1.2	2.4	1.2	1.9	1.1	2.9	2.1	0.8	6.4	0.8
Ba [ppm]	1.2	0.4	0.4	1.1	1.6	0.5	1.5	0.4	6.9	0.5
Th [ppm]	2.0	0.7	0.8	1.0	2.8	0.3	0.1	0.2	0.4	d.l.
U [ppm]	0.3	0.2	0.2	0.2	1.2	0.3	0.2	0.1	0.1	d.l.
Nb [ppm]	1.6	2.1	3.3	9.5	3.3	0.2	0.4	0.8	2.5	0.4
Ta [ppm]	0.2	0.2	0.5	0.3	0.1	d.l.	d.l.	0.1	0.1	d.l.
La [ppm]	35.4	3.7	18.0	4.9	88.8	7.9	0.6	0.7	5.5	0.4
Ce [ppm]	70.7	6.4	35.8	9.2	200.9	19.7	0.9	1.7	12.6	0.8
Pb [ppm]	44.9	1.1	2.0	1.4	1.2	0.3	1.7	1.0	2.1	0.2
Pr [ppm]	8.0	0.7	4.3	0.9	24.6	2.6	0.1	0.2	1.3	0.1
Sr [ppm]	14.4	2.8	5.6	5.6	16.7	3.0	2.9	1.2	7.1	0.9
Nd [ppm]	35.1	2.9	14.4	3.5	84.4	8.8	0.4	0.3	4.4	0.3
Hf [ppm]	1.4	3.0	3.4	4.4	2.5	1.6	1.7	0.6	2.3	0.5
Zr [ppm]	85.3	149.8	209.9	164.4	83.0	29.5	66.2	31.7	110.3	33.5
Sm [ppm]	6.0	0.8	4.1	1.2	17.1	0.8	0.1	0.2	0.3	0.1
Eu [ppm]	1.5	1.0	1.8	1.1	2.1	0.1	d.l.	0.1	0.8	d.l.
Ti [ppm]	880.6	1656.7	2407.9	3999.8	1599.8	209.1	242.4	270.9	2354.3	132.2
Dy [ppm]	2.3	0.7	1.2	0.6	7.1	0.3	0.1	0.1	0.4	0.2
Y [ppm]	9.7	1.6	3.9	2.1	25.6	2.4	0.8	0.9	1.8	0.7
Yb [ppm]	0.5	d.l.	1.8	d.l.	0.6	0.3	0.1	0.2	0.2	0.3
Lu [ppm]	d.l.	d.l.	d.l.	d.l.	0.1	d.l.	d.l.	d.l.	d.l.	d.l.
Gd [ppm]	4.0	0.5	d.l.	0.5	11.5	1.2	0.2	0.1	0.5	0.1
Tb [ppm]	0.5	0.1	0.2	d.l.	1.5	0.1	d.l.	d.l.	0.1	d.l.
Ho [ppm]	0.3	0.1	0.2	0.1	1.1	0.1	d.l.	d.l.	d.l.	d.l.
Er [ppm]	1.3	0.3	0.5	d.l.	1.9	0.5	0.1	0.1	0.1	0.1
Tm [ppm]	0.1	0.1	d.l.	d.l.	0.2	d.l.	d.l.	d.l.	d.l.	d.l.

Table 6: Concentraciones de elementos mayoritarios, trazas y tierras raras del corte CR08-V (McDonough & Sun, 1989). d.l.=debajo del límite de detección.

CR08-V											
Elementos	M6	V1	V2	V3	V4	V5	V6	V7	V8	V9	V10
$Na_2O$ [%]	10.9	0.2	0.2	0.3	0.3	0.3	0.1	0.2	0.4	0.1	0.1
$K_2O$ [%]	0.5	0.4	0.2	0.2	0.2	0.2	0.0	0.1	0.2	0.0	0.3
$SiO_2$ [%]	66.5	51.6	49.4	52.6	53.5	46.0	44.9	61.7	47.2	58.7	59.8
Cs [ppm]	d.l.	0.4	d.l.	0.6	0.4	0.7	0.1	1.5	0.7	0.2	0.7
Rb [ppm]	26.3	15.7	11.2	11.2	14.7	3.3	d.l.	0.4	6.6	1.4	7.8
Ba [ppm]	149.2	7	3.5	5.5	2.5	4.3	0.2	2.7	10.8	1	20.2
Th [ppm]	d.l.	d.l.	d.l.	d.l.	d.l.	d.l.	d.l.	d.l.	d.l.	d.l.	d.l.
U [ppm]	d.l.	d.l.	d.l.	0.1	d.l.	d.l.	d.l.	d.l.	0.1	d.l.	d.l.
Nb [ppm]	d.l.	0.1	d.l.	0.4	0.2	0.2	d.l.	0.4	0.4	1	0.9
Ta [ppm]	d.l.	d.l.	d.l.	d.l.	d.l.	d.l.	d.l.	0.2	d.l.	0.1	d.l.
La [ppm]	0.4	d.l.	d.l.	0.4	0.5	0.1	d.l.	0.2	0.9	0.3	d.l.
Ce [ppm]	2.3	0.1	d.l.	0.1	0.4	0.1	d.l.	0.1	0.5	0.5	d.l.
Pb [ppm]	8.0	1.4	1.4	0.9	0.2	0.1	0.5	0.6	2.7	0.9	4.7
Pr [ppm]	0.4	d.l.	d.l.	d.l.	d.l.	0.1	d.l.	d.l.	d.l.	d.l.	d.l.
Sr [ppm]	22.7	8.5	6	17.8	16.1	7	3.5	22.1	56.3	9.5	38.2
Nd [ppm]	1.7	d.l.	d.l.	d.l.	d.l.	d.l.	d.l.	d.l.	d.l.	d.l.	d.l.
Hf [ppm]	4.2	d.l.	d.l.	d.l.	d.l.	d.l.	d.l.	0.8	d.l.	0.4	d.l.
Zr [ppm]	135.3	d.l.	d.l.	1.4	1.3	0.3	d.l.	5.6	2.7	1.3	d.l.
Sm [ppm]	d.l.	0.2	d.l.	0.5	d.l.	0.1	0.8	d.l.	1.1	d.l.	d.l.
Eu [ppm]	d.l.	d.l.	d.l.	d.l.	d.l.	d.l.	d.l.	d.l.	d.l.	d.l.	d.l.
Ti [ppm]	184.8	40.1	31	64.4	46.3	d.l.	65.1	344	146.7	483.5	57
Dy [ppm]	2.2	d.l.	d.l.	d.l.	d.l.	d.l.	d.l.	d.l.	0.2	d.l.	d.l.
Y [ppm]	d.l.	d.l.	d.l.	0.2	d.l.	0.1	0.2	0.2	0.3	0.8	d.l.
Yb [ppm]	2.3	d.l.	d.l.	d.l.	d.l.	d.l.	d.l.	d.l.	d.l.	d.l.	d.l.
Lu [ppm]	d.l.	d.l.	d.l.	d.l.	d.l.	d.l.	d.l.	d.l.	d.l.	d.l.	d.l.
Gd [ppm]	d.l.	d.l.	d.l.	d.l.	d.l.	d.l.	d.l.	d.l.	d.l.	d.l.	d.l.
Tb [ppm]	d.l.	d.l.	d.l.	d.l.	d.l.	d.l.	d.l.	d.l.	0.1	d.l.	d.l.
Ho [ppm]	d.l.	d.l.	d.l.	d.l.	d.l.	d.l.	d.l.	0.1	d.l.	d.l.	d.l.
Er [ppm]	d.l.	d.l.	d.l.	d.l.	d.l.	d.l.	d.l.	d.l.	d.l.	0.1	d.l.
Tm [ppm]	d.l.	d.l.	d.l.	d.l.	0.1	d.l.	d.l.	d.l.	d.l.	0.1	d.l.

Table 7: Error asociado al análisis de elementos mediante La-ICPMS estimado a partir del error reportado por Jochum et al. (2011) para el estándar Nist SRM 610.

Elemento	Error [%]	Elemento	Error [%]
SiO <sub>2</sub>	1	Sn	8
TiO <sub>2</sub>	4	Te	10
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	3	Cs	2
FeOT	4	Ba	5
MnO	3	La	8
MgO	10	Ce	6
CaO	2	Pr	4
Na <sub>2</sub> O	2	Nd	5
K <sub>2</sub> O	10	Sm	9
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	5	Eu	3
NiO	5	Gd	9
BaO	5	Tb	5
SrO	8	Dy	10
Sc	5	Ho	10
V	4	Er	10
Co	6	Tm	5
Cu	7	Yb	6
Ga	3	Lu	5
Rb	7	Hf	9
Sr	8	Ta	5
Y	6	Pb	10
Zr	7	Th	8
Nb	10	U	10