



ESCUELA DE
GEOLOGÍA

**“ORIGEN DEL VOLCANISMO REJUVENECIDO DE LA
DORSAL DE JUAN FERNÁNDEZ MEDIANTE ISÓTOPOS DE
Sr-Nd-Pb”**

Memoria entregada a la Universidad Mayor en cumplimiento de los requisitos para optar al
Título de Geóloga

VANESSA BELÉN SUTHERLAND BARRA

Profesor guía:

JAVIER ANTONIO REYES VIZCARRA.

Miembros de la Comisión Evaluadora de Examen:

LUIS ENRIQUE LARA PULGAR

OLIVER COOPER PERCKER

SANTIAGO, CHILE

AGOSTO, 2023

RESUMEN

La Dorsal de Juan Fernández corresponde a un ridge asísmico conformado por un conjunto de montes submarinos e islas oceánicas ubicado en la placa de Nazca en el Pacífico Sur. La Dorsal de Juan Fernández ha sido interpretada como producto de la fusión de una pluma mantélica con ligeros movimientos laterales y desarrollo de volcanismo de escudo y rejuvenecido.

Se ha identificado volcanismo en escudo en el Guyot O'Higgins, Monte O'Higgins, Guyot Alpha, isla Robinson Crusoe e isla Alejandro Selkirk y volcanismo rejuvenecido solo en la isla Robinson Crusoe y el Guyot O'Higgins. El volcanismo rejuvenecido ha sido reconocido en otros conjuntos de islas oceánicas intraplaca como Samoa, Canarias, Kerguelen, Mauricio y Hawái. Sin embargo, el origen de este volcanismo tardío aun es un enigma debido a las variabilidades de cada caso, por lo que existen una serie de modelos propuestos para explicarlo.

En el presente estudio se busca determinar el origen del volcanismo rejuvenecido para la Dorsal de Juan Fernández mediante el análisis de las fuentes involucradas en su formación según la proporción de isótopos radiogénicos de Sr, Nd y Pb. Los análisis químicos, petrográficos e isotópicos evidencian que en el Monte Beta también ha presentado volcanismo rejuvenecido caracterizado por basanitas de olivino y clinopiroxeno, similar al Guyot O'Higgins.

Una de las principales diferencias del volcanismo rejuvenecido respecto al escudo es el enriquecimiento químico, pero empobrecimiento isotópico, con la notable excepción del $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$.

Para el volcanismo rejuvenecido se han definido tres grupos composicionales en términos de elementos mayores y traza los cuales no presentan una correlación con los valores isotópicos, por tanto, los procesos petrogenéticos que generan los distintos grupos composicionales no se relacionan con la causa de las variaciones en las razones isotópicas.

En la Isla Robinson Crusoe el volcanismo rejuvenecido comienza posterior a un periodo de inactividad volcánica de a lo más 1.73 Ma y tuvo una duración mínima de 0.9 Ma, aumentando levemente su enriquecimiento isotópico en las edades más jóvenes. Para el guyot O'Higgins el volcanismo rejuvenecido es posterior a un periodo de inactividad volcánica de 0.25 Ma aproximadamente, en consecuencia, la duración y periodo de inactividad previa al volcanismo rejuvenecido es variable para la Dorsal de Juan Fernández.

La fuente que origina el volcanismo rejuvenecido se atribuye a la misma pluma que dio origen al volcanismo escudo, la cual es levemente heterogénea, pero con una composición general tipo FOZO con tendencias HIMU-EMI para la isla Robinson Crusoe. Esta composición para las muestras más diferenciadas ha sido levemente contaminada debido a la asimilación de litósfera metasomatizada por el paso previo del volcanismo escudo, lo que altera la isotopía de la litósfera resultando una isotopía variable entre una fuente tipo MORB y del volcanismo escudo previo que es asimilado en pequeñas proporciones por el volcanismo rejuvenecido.

Sin embargo, el origen debido solo a la fusión de litósfera metasomatizada para originar el volcanismo rejuvenecido no es posible debido a que las muestras del volcanismo rejuvenecido no corresponden a valores intermedios entre los valores isotópicos de la litósfera tipo MORB y el volcanismo escudo en termino isotópicos.

Por lo tanto, la pluma bajo la dorsal de Juan Fernández posee una composición tipo FOZO levemente heterogénea, la cual ha muestreado de manera preferente componentes EMI y HIMU a lo largo del tiempo por distintos sectores de la Dorsal.

SOLO USO ACADÉMICO

“yo sé que nada soy; en cuanto a mi fuerza, soy débil; por tanto, no me jactaré de mí mismo, sino que me gloriaré en mi Dios”

AGRADECIMIENTOS

En primer lugar, quiero agradecer a mis padres por generar interés desde pequeña en la ciencia y en el mundo que me rodeaba. A toda mi familia, por su apoyo a lo largo de toda mi carrera universitaria, mediante sus consejos, continuas palabras de ánimo y amor.

A mis hermanas Valeska, Valentina, Camila y mi hermano Alejandro por alegrar mis días difíciles en todo el proceso y velar que siempre tuviera todo lo necesario para seguir adelante.

A mi esposo que fue parte de esta última etapa de mi proceso universitario, priorizando siempre el desarrollo de mi carrera, e inclusive aprendiendo geología, gracias por tu amor, apoyo y paciencia.

Agradecer a mi profesor guía Javier Reyes, por la oportunidad de participar en uno de sus proyectos de investigación, por la confianza, amabilidad y disposición de siempre estar presente en el desarrollo de esta memoria de título.

A los miembros de la comisión, por su buena disposición e interés en el presente estudio, muchas gracias por sus aportes y ayuda.

Por otra parte, agradecer al proyecto Fondecyt Iniciación 11200942 que financió esta memoria de título.

A todos los integrantes de la Escuela de Geología de la Universidad Mayor, los cuales no solo fueron parte de la importante entrega de conocimiento para mi futura vida profesional, si no ejemplos de personas y profesionales.

Agradezco a mis compañeros de la universidad, amigos y amigas, por hacer más llevadero todo este proceso, por la buena onda, el apoyo, los consejos, y por todas las risas, especialmente a María y Nicolás que me acompañan desde que comenzó esta etapa.

También dar las gracias a todos los que colaboraron de manera directa o indirecta en el desarrollo de este trabajo, contestando preguntas, debatiendo, enseñando a utilizar programas, o aconsejando la mejor manera de desarrollar algunos puntos.

TABLA DE CONTENIDO

1. CAPITULO 1: INTRODUCCIÓN	
1.1 Problemática	1
1.2 Hipótesis	3
1.2.1 Objetivo General	3
1.2.2 Objetivos específicos.....	3
1.3 Metodología	3
1.3.1 Recopilación de información geológica.....	3
1.3.2 Petrografía	4
1.3.3 Geoquímica de roca total.....	4
1.3.4 Isótopos radiogénicos de Sr-Nd-Pb.....	5
2. CAPITULO 2: MARCO TEÓRICO	6
2.1 Volcanismo intraplaca: Islas oceánicas	6
2.2 Fuentes del manto en islas oceánicas.....	9
2.3 Volcanismo rejuvenecido	11
3. CAPITULO 3: MARCO GEOLÓGICO.....	13
3.1 Dorsal de Juan Fernández	13
3.2 Volcanismo escudo	15
3.3 Volcanismo rejuvenecido	16
3.4 Relaciones de edad entre volcanismo rejuvenecido y escudo	17
4. CAPÍTULO 4: RESULTADOS	18
4.1 Petrografía.....	18
4.1.1 Lavas en Monte Beta y Guyot O'Higgins	19
4.1.2 Xenolitos ultramáficos en Robinson Crusoe	23
4.2 Geoquímica de roca total: Monte Beta y Guyot O'Higgins	25
4.2.1 Elementos mayores	28
4.2.2 Elementos traza	30
4.2.3 Multielementos.....	33
4.3 Grupos composicionales en el volcanismo rejuvenecido de Robinson Crusoe.....	33
4.4 Isótopos radiogénicos	35
4.4.1 Volcanismo Rejuvenecido vs Volcanismo en escudo.....	37
4.4.2 Relación entre isotopía, grupos composicionales y centros de emisión	38
5. CAPITULO 5: DISCUSIÓN	39
5.1 Geoquímica de la Dorsal de Juan Fernández	39
5.2 Origen del volcanismo rejuvenecido	40
5.3 Variaciones isotópicas temporales.....	45
5.4 Asimilación de litósfera	48
5.5 Origen del volcanismo escudo y rejuvenecido	51
6. CAPITULO 6: CONCLUSIONES.	54

7. CAPITULO 7: BIBLIOGRAFÍA	56
8. ANEXOS	63
8.1 Anexo A. Descripciones Petrográficas muestras de la Dorsal de Juan Fernández.	63
8.2 Anexo B. Datos geoquímicos sin modificaciones del volcanismo rejuvenecido.	78
8.3 Anexo C. Datos isotópicos incluyendo volcanismo escudo.	81
8.4 Anexo D. Datos geoquímicos bibliográficos volcanismo escudo.	82
8.5 Anexo E. Datos geocronológicos de muestra	88
8.6 Anexo F. Datos isotópicos bibliográficos de Chile Ridge y East Pacific Rise.....	89

SOLO USO ACADÉMICO

ÍNDICE DE FIGURAS

Figura 1: Mapa Global tectónico mostrando la distribución de la actividad volcánica del presente. Extraído de Wilson (1989).	6
Figura 2: Evolución esquemática de volcanes en escudo de Hawái, línea solida muestra la variación en la tasa de crecimiento en las distintas fases, rectángulos grises muestran la estimación en volúmenes de roca. Modificado de Best (2003).	8
Figura 3: Miembros composicionales extremos del manto $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ vs $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ y $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ vs $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ (A y C), modificado de Rollinson, (1993), Tetraedro definido por los cuatros miembros composicionales extremos del manto (B), modificado de Hart et al. (1992).	10
Figura 4: Dorsal de Juan Fernández sobre la Placa de Nazca, se reconoce en el sector oriental el Guyot O'Higgins (G.O), La isla Robinson Crusoe (R.C.), La isla Alejandro Selkirk (A.S.) hacia el occidente. Extraído de Global Multi-Resolution Topography (GMRT).	14
Figura 5: Gráfica de $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ vs edades (Ma) de las fases del volcanismo para la isla Robinson Crusoe.	18
Figura 6: Microfotografías de la muestra JF2.2-1 y JF2.2-2 a nicoles cruzados y paralelos (A, B), (C, D) respectivamente, correspondientes al Monte Beta, ambas poseen fenocristales de olivino y clinopiroxeno en una masa fundamental principalmente vítrea	20
Figura 7: Microfotografías de la muestra JF2.2-2 y JF2.2-1 a nicoles cruzados y paralelos (A, B), (C, D) respectivamente correspondientes al Monte Beta, se aprecian xenocristales de olivinos de gran tamaño respecto a la roca total.	21
Figura 8: Microfotografías de la muestra 2D-2A y 2D-1 a nicoles cruzados y paralelos (A, B), (C, D) respectivamente correspondientes al Guyot O'Higgins, 2D-2A con xenolito de gran tamaño y textura coronítica, 2D-1 fenocristales de olivino y clinopiroxeno en una masa fundamental principalmente vítrea.	22
Figura 9: Microfotografía de la muestra 2D.2 y 2D-2 a nicoles cruzados y paralelos (A, B), (C, D) respectivamente correspondientes al Guyot O'Higgins, se aprecian textura brechizada y una serie de vetillas.	23
Figura 10: Microfotografías de la muestra JR220112-4 y JF-1 a nicoles cruzados y paralelos (A, B), (C, D) respectivamente correspondientes a xenolitos de la isla Robinson Crusoe, se observan olivinos clinopiroxenos con lamelas de exsolución y espinela en A y B.	24
Figura 11: Diagrama de clasificación TAS (Le Bas <i>et al.</i> , 1986) realizado para las muestras del volcanismo rejuvenecido de la isla en el área rosada, y como cuadrados para los montes submarinos.	28
Figura 12: Diagrama de variación de elementos mayores (wt%) con respecto al MgO para las muestras del volcanismo rejuvenecido de la isla en el área rosada, y como cuadrados para los montes submarinos.	29
Figura 13: Diagrama de variación de elementos traza (LILE) (ppm) con respecto al MgO para las muestras del volcanismo rejuvenecido de la isla en el área rosada, y como cuadrados para los montes submarinos.	30
Figura 14: Diagrama de variación de elementos traza (transición) (ppm) con respecto al MgO para las muestras del volcanismo rejuvenecido de la isla en el área rosada, y como cuadrados para los montes submarinos.	31

Figura 15: Diagrama de variación de elementos traza (HFSE) (ppm) con respecto al MgO para las muestras del volcanismo rejuvenecido de la isla en el área rosada, y como cuadrados para los montes submarinos.	32
Figura 16: Diagrama Multielementos normalizado al manto primitivo (Sun y McDonough, 1989), para el volcanismo rejuvenecido de la isla Robinson Crusoe en el área rosada y en líneas de color para los montes submarinos.	33
Figura 17: Diagrama de principales elementos mayores vs MgO (wt%), se identifican como áreas los grupos composicionales del volcanismo rejuvenecido de la isla Robinson Crusoe, junto a él Guyot O'Higgins y Monte Beta.	34
Figura 18: Gráfica de isótopos de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ vs $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$, $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ y $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ vs $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$, para el volcanismo rejuvenecido y escudo de la Dorsal de Juan Fernández.	37
Figura 19: Gráfica de isótopos de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ vs $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$, $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ y $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ vs $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$, para los diferentes grupos composicionales del volcanismo rejuvenecido de la isla Robinson Crusoe	38
Figura 20: Gráficas de $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$, $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$, $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$, $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ vs $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ para el grupo alto en MgO del volcanismo rejuvenecido con sus líneas de tendencia.	41
Figura 21: Gráfica de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ vs $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ y $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$, $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ vs $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ para el volcanismo rejuvenecido y escudo de la Dorsal de Juan Fernández junto a muestras de la Dorsal de Chile y del Pacifico Este (representando la placa de Nazca).....	44
Figura 22: Gráfica de isótopos de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$, $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$, $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$, $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$, MgO (wt%) vs Edad (Ma) para el volcanismo rejuvenecido de la isla Robinson Crusoe.....	47
Figura 23: Gráfica de isótopos de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$, $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$, $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$, $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ vs MgO (wt%) para los grupos composicionales del volcanismo rejuvenecido y de escudo de la isla Robinson Crusoe, junto al valor promedio de N-MORB. Extraído de Weaver (1991).	49
Figura 24: Gráfica de isótopos de $^3\text{He}/^4\text{He}$ vs MgO (wt%) para muestras del volcanismo rejuvenecido y escudo de la isla Robinson Crusoe. Extraído de Farley et al. (1992) junto al dato promedio de MORB. Extraído de Sturm et al. (1999).....	51
Figura 25: Gráfica de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ vs $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ y $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$, $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ vs $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$, para el volcanismo escudo y rejuvenecido de la Dorsal de Juan Fernández junto a las muestras de los miembros composicionales extremos del manto. Extraídos de Willbold y Stracke (2010) y la composición promedio de FOZO. Extraído de Jackson et al. (2007).....	53

ÍNDICE DE TABLAS

Tabla 1: Datos geocronológicos aproximados de muestras de la Dorsal de Juan Fernández para el volcanismo rejuvenecido, obtenidos mediante el método $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$	17
Tabla 2: Conteo modal Conteo Modal Normalizado de Muestras pertenecientes al Monte Beta, realizado en base a 1000 puntos utilizando el software JMicroVision 1.2.7. Se considera masa fundamental a los cristales <0.1 mm.	20
Tabla 3: Conteo modal Conteo Modal Normalizado de Muestras pertenecientes al Guyot O'Higgins, realizado en base a 1000 puntos utilizando el software JMicroVision 1.2.7. Se considera masa fundamental a los cristales <0.1 mm.	22
Tabla 4: Conteo modal Conteo Modal Normalizado de Muestras pertenecientes a la isla Robinson Crusoe, realizado en base a 1000 puntos utilizando el software JMicroVision 1.2.7. Se considera masa fundamental a los cristales <0.1 mm.	24
Tabla 5: Datos Geoquímicos utilizados divididos por las diferentes unidades de la Dorsal de Juan Fernández. Los elementos mayores se encuentran normalizados y están en % wt, y los elementos traza en ppm. Se destacan en negrita los datos inéditos del Monte Beta.	26
Tabla 6: Valores isotópicos de Sr-Nd-Pb para el volcanismo rejuvenecido de la isla Robinson Crusoe y el Guyot O'Higgins.....	36

LISTA DE ABREVIATURAS

AS: Alejandro Selkirk

DM: Depleted mantle

EMI: Enriched mantle one

EMII: Enriched mantle two

HFSE: High field strength elements

HIMU: High u

LILE: Large ion Lithophile Elements

MORB: Basaltos de dorsales midoceánicas

OIB: Basaltos de islas oceánicas

SOLO USO ACADÉMICO

1. CAPITULO 1: INTRODUCCIÓN

1.1 Problemática

La actividad volcánica actual está concentrada en las zonas adyacentes a límites de placas tectónicas divergentes o convergentes, pero también, dentro de las placas oceánicas y continentales ocurre volcanismo activo, distante de los límites de placa, que forma provincias volcánicas de intraplaca (Wilson, 1989). Su origen ha sido clásicamente explicado mediante puntos calientes o “hotspots” reflejo de la convección en el manto inferior, que mediante el ascenso de plumas mantélicas profundas proveen calor y material geoquímicamente enriquecido desde regiones más profundas para producir volcanismo con propiedades petrológicas únicas. En un contexto oceánico, estas plumas pueden formar una cadena lineal de islas oceánicas y/o montes submarinos con edades progresivas concordantes con la velocidad de las placas tectónicas involucradas (Morgan, 1971; Morgan, 1972).

El volcanismo intraplaca asociado a una pluma puede poseer sucesivas etapas relacionadas a una evolución temporal. En base al clásico modelo Hawaiano (Clague y Dalrymple, 1987; García *et al.*, 2010), se distinguen cuatro etapas las cuales no siempre se presentan en su totalidad en los distintos conjuntos volcánicos intraplaca y pueden presentar variaciones en volumen y composición química de los productos volcánicos. Estas etapas comienzan con una fase pre-escudo, con volcanismo alcalino submarino de volumen menor (aprox. 3%), una fase escudo con volcanismo submarino y subaéreo toleítico, volumétricamente dominante (aprox. 95-98%) y una fase post-escudo de volcanismo alcalino con volumen menor (aprox. de 1-2%). Luego, se ha reconocido un periodo de inactividad volcánica de aproximadamente 0.5 – 2 Ma que termina con una fase final de volcanismo rejuvenecido, que típicamente representa una pequeña fracción (<1% vol.) de los productos volcánicos de islas oceánicas, de composición alcalina, los cuales son geoquímicamente distintivos de las lavas en la fase escudo subyacentes, presentando un enriquecimiento en elementos traza y firmas isotópicas diferentes (García *et al.*, 2010; Konter y Jackson, 2012; Guillou *et al.*, 2014). Esta fase final tiene un origen aún desconocido y se han reconocido amplias variaciones composicionales dependiendo del caso de estudio. Por ejemplo, en Samoa esta fase es 10 veces mayor en términos volumétricos al caso hawaiano y las lavas de la fase escudo y de volcanismo rejuvenecido son alcalinas y rara vez se presentan lavas toleíticas (Konter y Jackson, 2012).

Para explicar el origen del volcanismo rejuvenecido han surgido una serie de modelos que implican la contribución de distintas fuentes, algunos autores han propuesto la fusión de la litósfera a bajas tasas de fusión parcial con una firma geoquímica similar al tipo MORB que a veces puede presentar variaciones químicas por metasomatismo previo generando firmas enriquecidas (Gurriet, 1986; Lassiter *et al.*, 2000; Geldmacher *et al.*, 2001; Konter y Jackson, 2012). Otros autores sugieren la fusión de distintos componentes que se encuentran dentro de la pluma mantélica, que previamente originó el volcanismo escudo, como heterogeneidades de menor tamaño, zonación química a lo largo de la pluma con componentes enriquecidos y empobrecidos muestreados en distintas proporciones (Guillou *et al.*, 2014; García *et al.*, 2010; Hoernle y Schmincke, 1993; Ballmer *et al.*, 2011; Bianco *et al.*, 2005) o por la mezcla entre componentes presentes en la pluma generalmente fértiles y otros de origen litosférico (Béguelin *et al.*, 2019). Cada uno de estos modelos plantea una variación en la fuente involucrada, que puede corresponder a alguno de los distintos miembros composicionales del manto que originan los basaltos de islas oceánicas (“DM”, “EM1”, “EM2”, “HIMU”, “FOZO”, “C”) (Niu y O'Hara, 2003) y/o a la litósfera. La participación de estas fuentes puede variar en los diferentes conjuntos volcánicos intraplaca dificultando el reconocimiento de una fuente común, por lo tanto, el debate sobre el origen del volcanismo rejuvenecido sigue abierto. El reconocimiento del volcanismo rejuvenecido no es común y solo se ha reportado para algunos grupos de basaltos de islas oceánicas por ejemplo, en la dorsal de Juan Fernández, ubicada en la Placa de Nazca en el Pacífico Suroriental, se ha reconocido volcanismo rejuvenecido en al menos dos sectores correspondientes a la Isla Robinson Crusoe (Reyes *et al.*, 2017) y el Guyot O'Higgins (Lara *et al.*, 2018a), en los cuales se ha identificado una fase previa escudo atribuida a la fusión de una pluma de baja temperatura con heterogeneidades composicionales y litológicas de piroxenitas y peridotitas con componentes tipo FOZO (Reyes *et al.*, 2019). Sin embargo, el origen del volcanismo rejuvenecido aún no está claro, de hecho, se le ha atribuido a una fuente mantélica litosférica empobrecida en base a isótopos de Os (Paquet *et al.*, 2019) o debido a variaciones composicionales en la pluma mantélica (Truong *et al.*, 2018).

Por medio del presente estudio se busca esclarecer la fuente del volcanismo rejuvenecido de la dorsal de Juan Fernández mediante datos geoquímicos y petrográficos; con énfasis en muestras inéditas de montes submarinos y xenolitos ultramáficos; y el análisis de isótopos radiogénicos de Sr-Nd-Pb en rocas volcánicas representativas del magmatismo rejuvenecido en islas oceánicas y montes submarinos ubicados en la dorsal.

1.2 Hipótesis

El volcanismo rejuvenecido en la Dorsal de Juan Fernández se ha originado a partir de la fusión de una pluma mantélica que presenta heterogeneidades composicionales, las cuales se han fundido preferentemente en el tiempo, con variaciones desde un tipo predominantemente FOZO para la fase en escudo con una mayor influencia de HIMU y/o EMI en el volcanismo rejuvenecido en conjunto con grados variables de fusión parcial.

1.2.1 Objetivo General

Comprender la fuente del manto implicada en la génesis del volcanismo rejuvenecido en la Dorsal de Juan Fernández mediante el estudio de razones de isótopos radiogénicos de Sr-Nd-Pb en muestras representativas de la Isla Robinson Crusoe, Guyot O'Higgins y Monte Beta.

1.2.2 Objetivos específicos

- Entender la firma isotópica, petrografía y geoquímica del volcanismo rejuvenecido en la Dorsal de Juan Fernández.
- Analizar variaciones isotópicas en las islas y Montes submarinos que presentan volcanismo rejuvenecido.
- Establecer la fuente del manto implicada en la génesis del volcanismo rejuvenecido y comparar las firmas isotópicas y geoquímicas del volcanismo rejuvenecido con el volcanismo en la fase escudo.

1.3 Metodología

1.3.1 Recopilación de información geológica

El levantamiento de información geológica y recolección de muestras se realizó en el marco de los proyectos FONDECYT 1110966 y 1141303, ambos liderados por el investigador principal Luis E. Lara, donde se recolectaron 55 muestras en la isla Robinson Crusoe en el año 2013, 2 muestras fueron dragadas en el Monte Beta durante el crucero CIMAR 22 a bordo del buque AGS-61 Cabo de Hornos durante el año 2016 y 2 muestras del Guyot O'Higgins dragado durante el crucero CONICYT en diciembre del 2015 (Lara *et al.*, 2018a).

1.3.2 Petrografía

Se analizaron 15 cortes de muestras correspondientes a la Dorsal de Juan Fernández, 6 provenientes del Guyot O'Higgins, 4 del monte submarino Beta y 5 de la isla Robinson Crusoe. Estos cortes transparentes se describen en un microscopio petrográfico del laboratorio de microscopia de la escuela de Geología de la Universidad Mayor. Los análisis petrográficos de este estudio se enfocaron en muestras inéditas de lavas provenientes del Guyot O'Higgins y Monte Beta, junto a xenolitos ultramáficos contenidos en un dique basanítico de la localidad Pesca de los Viejos en la Isla Robinson Crusoe los cuales se complementan con los estudios petrográficos de 44 cortes adicionales analizados en estudios previos. Como parte de la descripción de muestras se realizó un conteo modal en el software JMicroVision 1.2.7, determinando la cantidad de minerales y vesículas presentes en el total de la roca con el fin de normalizar los valores de la roca total sin las vesículas y de esta manera proporcionar los porcentajes mineralógicos y obtener un nombre de roca para cada corte.

1.3.3 Geoquímica de roca total

El análisis geoquímico de roca total se realizó en 37 muestras, todas con cortes transparentes disponibles. Este trabajo, al igual que para la petrografía, está enfocado en los datos químicos disponibles para el Guyot O'Higgins y Monte Beta, en complemento a los análisis previos de Orellana (2023). Los elementos mayores y traza de las muestras presentes en el estudio fueron analizados en Acme Labs (Vancouver, Canadá) mediante chips de roca que son producidas por molienda de muestras de mano, chancadas por parte del equipo de trabajo mediante un chancador de mandíbula y pulverizadas a un 85% pasando a través de un tamiz de malla de 200 (<0.074 mm). Luego se separan alícuotas y se fusionan con metaborato/tetraborato de litio para el análisis mediante espectrometría de emisión de plasma inductivo acoplado (ICP-OES) para elementos mayores y para los elementos traza, las alícuotas fueron digeridas con ácido nítrico diluido y analizadas con espectrometría de masa de plasma acoplado (ICP-MS). Sin embargo, para el Ni y el Pb se realizó una división separada que fue digerida por agua regia y analizada por espectrometría de masa de plasma acoplado. La pérdida por ignición LOI fue determinada después de la ignición del polvo de muestra a 1000°C .

En base a mediciones de estándar internos y muestras replicadas, la exactitud y precisión analítica fue típicamente mejor que el 2% y 1% respectivamente excepto para el P_2O_5 (<4.5% y <2.3%, respectivamente), para los elementos traza ambos valores fueron <10%, excepto para el Pb debido a que los valores medidos fueron cercanos al límite de detección. El límite de detección varía de 0.01 a 0.04 wt% para elementos mayores y desde 0.01 a 1 ppm para elementos traza.

1.3.4 Isótopos radiogénicos de Sr-Nd-Pb

Las proporciones isotópicas de Sr-Nd-Pb fueron determinadas mediante chips de roca para 14 muestras (100-150 mg de 0,5-2 mm), de la etapa del volcanismo rejuvenecido, 2 correspondientes al Guyot O'Higgins y 12 a la isla Robinson Crusoe, las cuales fueron lixiviadas en 2NHCl a 70°C por 1-2 horas y luego enjuagadas tres veces con 18,2-M Ω agua para remover posibles fases alteradas como carbonatos. Posteriormente se realizó una digestión ácida y se analizó mediante ionización térmica de espectrometría de masa (TIMS) en GEOMAR Helmholtz Centre (Kiel, Germany) para 9 muestras usando los equipos Thermo Fisher Scientific TRITON y Finnigan MAT 262-RPQ2. Los errores reportados están en 2σ del nivel de confianza.

El Sr y Nd fueron corregidos por fraccionamiento de masa usando valores de 0.1194 para $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ y 0.7219 para $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$. La medición de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ para el estándar NBS987 fue 0.710264 ± 0.000009 [dos desviaciones estándar (2SD)] mientras que para el $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ en La Jolla fue de 0.511843 ± 0.000006 (2SD). Los datos muestreados son reportados relativos a $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0.710250$ para NBS987 y $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0.511850$ para La Jolla.

La técnica doublespike (DS) fue usada para corregir el sesgo de masa de la proporción isotópica del Pb. La corrección DS para NBS981 fue de $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 16.9412 \pm 12$, $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 15.4983 \pm 13$, $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 36.7208 \pm 31$, $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb} = 0.914832 \pm 27$ y $^{208}\text{Pb}/^{206}\text{Pb} = 2.167549 \pm 82$ en TRITON y $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 16.9427 \pm 21$, $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 15.5005 \pm 21$, $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 36.7278 \pm 46$, $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb} = 0.914877 \pm 32$, y $^{208}\text{Pb}/^{206}\text{Pb} = 2.167765 \pm 63$ en el instrumento MAT262. Estas proporciones NBS981 se superponen dentro de 2SD para cada instrumento y se compara con DS y triple-spike (TS) publicado para NBS981 (Hoernle *et al.*, 2011).

Cinco muestras fueron analizadas para isótopos de Sr-Nd por TIMS en el "the Laboratoire Magmas and Volcans isotope laboratory" (Clermont-Ferrand, France)" usando un instrumento Thermo Fisher Scientific TRITON. Los isótopos de Sr y Nd fueron corregidos por fraccionamiento de masa por normalización de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0.1194$ y $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0.7219$, respectivamente.

La descomposición de las muestras de Sr-Nd y separación química siguieron el procedimiento desarrollado por (Pin y Zalduegui, 1997). Los estándares internacionales NBS987 y JNd-1 dan valores de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ y $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$, de 0.710241 ± 6 (2SD) y 0.512102 ± 4 , respectivamente, durante el periodo de análisis: Estos valores están dentro del rango de valor aceptado para los valores estándares. Una muestra fue analizada para isótopos de Sr-Nd en ambos laboratorios, con variaciones menores a 0.000024 para $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ y menos de 0.0000046 para $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$.

2. CAPITULO 2: MARCO TEÓRICO

2.1 Volcanismo intraplaca: Islas oceánicas

La mayor cantidad de actividad ígnea reciente se ubica principalmente en los bordes de las placas litosféricas (Fig. 1), en márgenes de placa constructivos y destructivos. En los primeros se encuentran los sistemas de dorsales oceánicas y centros de tras arco, mientras que los márgenes destructivos convergentes se encuentran los arcos de islas y márgenes continentales activos.

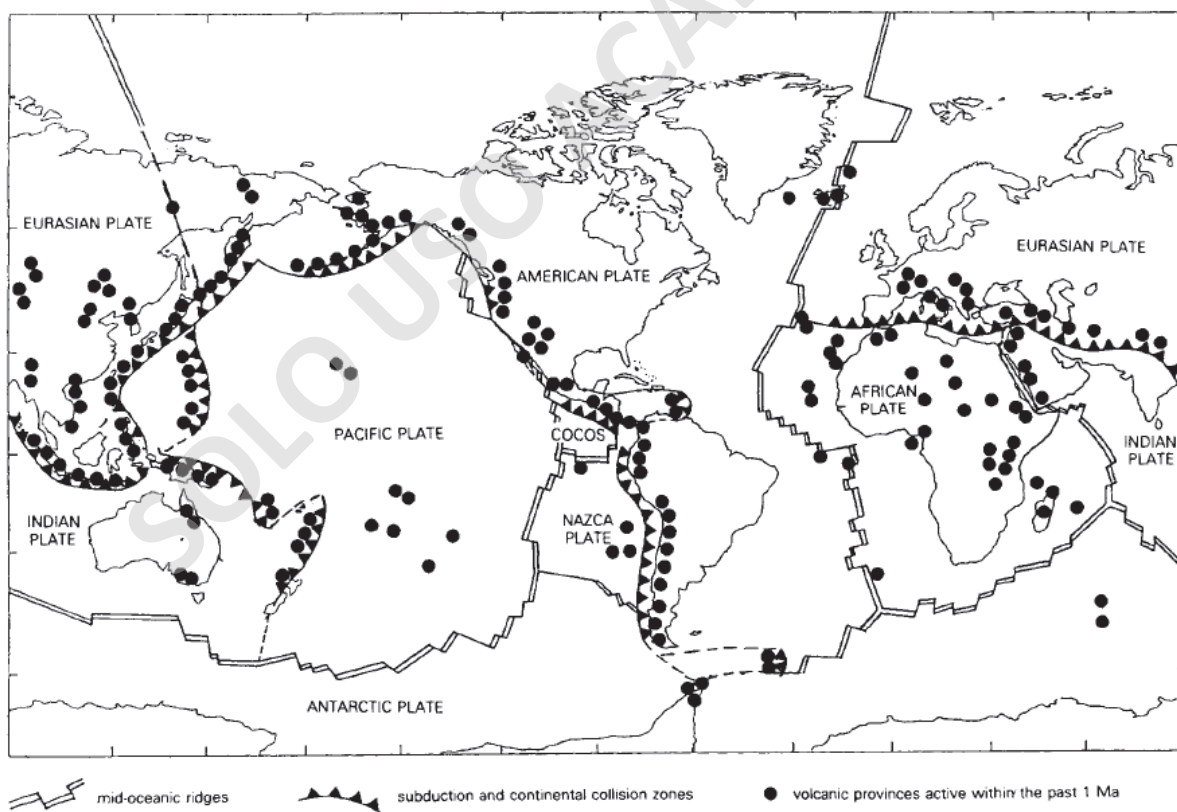


Figura 1: Mapa Global tectónico mostrando la distribución de la actividad volcánica del presente. Extraído de Wilson (1989).

Sin embargo, existe actividad ígnea lejos de los bordes de placas, en condiciones de intraplaca que pueden ser continentales y oceánicas, incluyendo provincias de piso basáltico, zonas de rift continental e islas oceánicas (Wilson, 1989).

En el marco oceánico intraplaca, es común el desarrollo de islas oceánicas de grandes dimensiones, en conjunto con montes submarinos. Estos últimos corresponden a estructuras volcánicas que fueron erosionadas y subsidieron, o bien que nunca crecieron lo suficiente como para alcanzar el nivel del mar (Smoot, 1991; Wilson, 1989).

Las islas y montes pueden formar lineamientos volcánicos subparalelos, también llamados dorsales asísmicas, que pueden extenderse incluso por miles de kilómetros, casi perpendiculares a los patrones de anomalía magnética de la placa oceánica subyacente (Fig. 1). Estas dorsales ocasionalmente están marcadas por un aumento progresivo en la edad de los diversos edificios volcánicos en la dirección de avance de la placa (Wilson, 1989).

Dentro de las primeras teorías para explicar estas características, Morgan (1971), denominó hotspot a los puntos calientes que mediante plumas mantélicas proveen calor y material primordial desde el manto profundo debido a su convección, generando zonas fijas con características petrológicas distintivas. Sin embargo, no todo el volcanismo intraplaca en la corteza oceánica posee estas características, por lo que se han propuesto distintos modelos como Steinberger y O'Connell (1998), que proponen que las plumas a lo largo del tiempo pueden moverse de manera lateral levemente opuesto al movimiento de la placa, debido al flujo del manto que afecta los conductos a gran escala. Y, por otra parte, Anderson (2000) y Hieronymus y Bercovici (2000), proponen volcanismo intraplaca generado por la variación en la arquitectura litosférica como cambios en los esfuerzos y fracturas presentes que junto con la convección sublistoférica de pequeña escala (Ballmer *et al.*, 2007) explicarían la mayor parte del volcanismo intraplaca en el mundo.

De esta manera se determinan distintos orígenes para el volcanismo intraplaca, Courtillot *et al.* (2003) propuso un catálogo en que los divide en tres distintos orígenes según la fuente del manto involucrada. Algunos originados en la partes mas profundas del manto inferior (o denominados Morganianos), otros se originan desde la parte inferior de la zona de transición en la parte superior de grandes cúpulas transitorias y el último corresponde a un origen somero relacionado con los esfuerzos en la placa que fracturan la litósfera y provocan volcanismo a lo largo de estas fisuras denominado Andersonianos.

El volcanismo intraplaca relacionado a una pluma ha demostrado tener etapas evolutivas a lo largo del tiempo, lo cual se ha observado y descrito primeramente en el clásico modelo Hawaiano mediante una secuencia de cuatro fases de volcanismo (Fig. 2) (Clague y Dalrymple, 1987; García *et al.*, 2010), las cuales pueden variar en términos volumétricos y composicionales según el conjunto intraplaca.

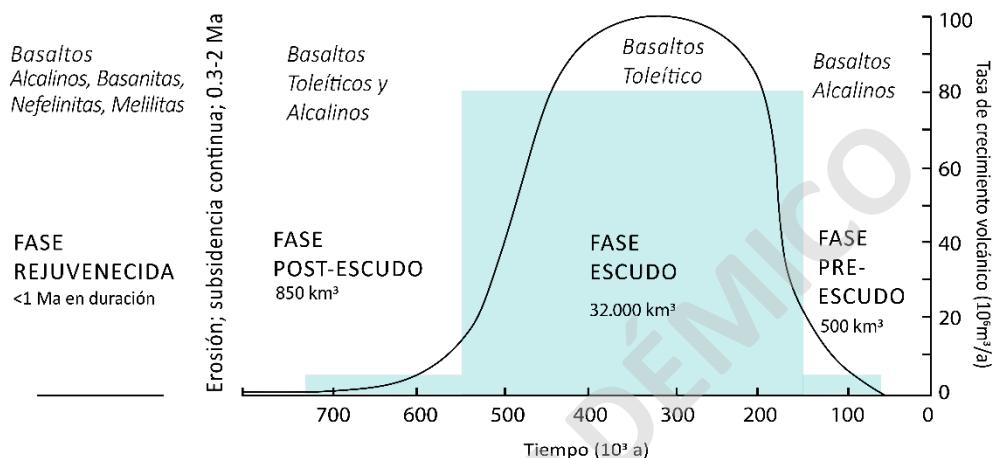


Figura 2: Evolución esquemática de volcanes en escudo de Hawái, línea sólida muestra la variación en la tasa de crecimiento en las distintas fases, rectángulos grises muestran la estimación en volúmenes de roca. Modificado de Best (2003).

Las cuatro fases reconocidas en el volcanismo intraplaca corresponden a 1) fase pre-escudo, probablemente submarina con un volumen menor (aprox. 3%) de basaltos alcalinos y basanitas, 2) fase escudo volumétricamente dominante (aprox. 95-98%) caracterizado por la presencia de basaltos toleíticos y 3) una fase post-escudo con un volumen menor (aprox. de 1-2%) de basaltos alcalinos, luego se ha reconocido un periodo de inactividad volcánica de aproximadamente 0.5 – 2 Ma que termina con, 4) una fase final de volcanismo rejuvenecido o post erosional, que típicamente representa una pequeña fracción (<1% vol.) de los productos volcánicos de islas oceánicas, caracterizado principalmente por la presencia de basanitas, basaltos alcalinos y nefelinitas. Estas fases son distintas respecto a las anteriores en términos de elementos traza, mayores y firmas isotópicas, y requieren cambios en la composición de la fuente a medida que cada volcán se aleja del centro de la pluma para explicar estas características (García *et al.*, 2010; Konter y Jackson, 2012; Guillou *et al.*, 2014).

2.2 Fuentes del manto en islas oceánicas

Los basaltos de islas oceánicas (OIB) son producidos por magmas derivados de fusión parcial del manto subyacente o plumas (Hart *et al.*, 1992). Los OIB en términos de elementos mayores pueden ser alcalinos, subalcalinos y toleíticos, con distintas proporciones isotópicas de Sr, Nd y Pb, y por lo general se encuentran enriquecidos en elementos traza incompatibles (ej. Rb, Ba, Th, Nb, Ta y La) (Weaver, 1991). Estas variabilidades en términos de elementos traza e isótopos de larga vida reflejan heterogeneidades en las distintas regiones del manto (Dasgupta *et al.*, 2010).

A diferencia de los basaltos de dorsales oceánicas (MORB) que se generan debido a la extracción por fusión parcial en el manto superior lo que ha provocado a lo largo del tiempo un manto superior empobrecido en elementos incompatibles, se considera que los OIB poseen material que proviene de zonas profundas del manto que ascienden mediante plumas (White, 2015). Este material se ha relacionado con corteza continental y litósfera oceánica reciclada, introducida al manto en márgenes de subducción generando de esta manera las variaciones químicas e isotópicas de los OIB (Willbold y Stracke, 2010).

Para caracterizar isotópicamente los OIB se correlacionan varios sistemas isotópicos ^{87}Rb - ^{87}Sr , ^{147}Sm - ^{143}Nd , ^{238}U - ^{206}Pb , ^{235}U - ^{207}Pb , ^{232}Th - ^{208}Pb , ^{176}Lu - ^{176}Hf , y $(^{238}\text{U} + ^{235}\text{U} + ^{232}\text{Th})$ - ^4He , que han permitido identificar un manto heterogéneo a distintas escalas con presencia de distintos tipos de fuentes, reflejado en miembros extremos composicionales que estarían involucradas en relaciones variables de mezcla en la génesis de los OIB (Fig. 3) (Zindler y Hart, 1986).

Dentro de estas fuentes se encuentran: 1) DM (Depleted Mantle) con carácter isotópico “empobrecido” similar a N-MORB el cual ha sido muestreado principalmente a lo largo de las dorsales oceánicas. Presenta altos valores de $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ y bajos de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ y Pb, y empobrecimiento de elementos incompatibles debido a la extracción a lo largo del tiempo de fundido en las dorsales oceánicas provocando un empobrecimiento en el manto superior (Workman y Hart, 2005); 2) HIMU (high $\mu = ^{238}\text{U}/^{204}\text{Pb}$), que presenta altos valores de Pb radiogénico, junto a bajas razones de Th/U y $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, pero moderados de $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ y $^{176}\text{Lu}/^{176}\text{Hf}$ sugiriendo un manto enriquecido en U y Th relativo a Pb, se ha propuesto que se origina desde porciones profundas de litósfera oceánica metasomatizada antigua (corteza oceánica y manto superior) que ha sido subductada y se funde en porciones variables y es capaz de ascender por flotabilidad en plumas mantélicas (Zindler y Hart, 1986; Niu y O’Hara, 2003);

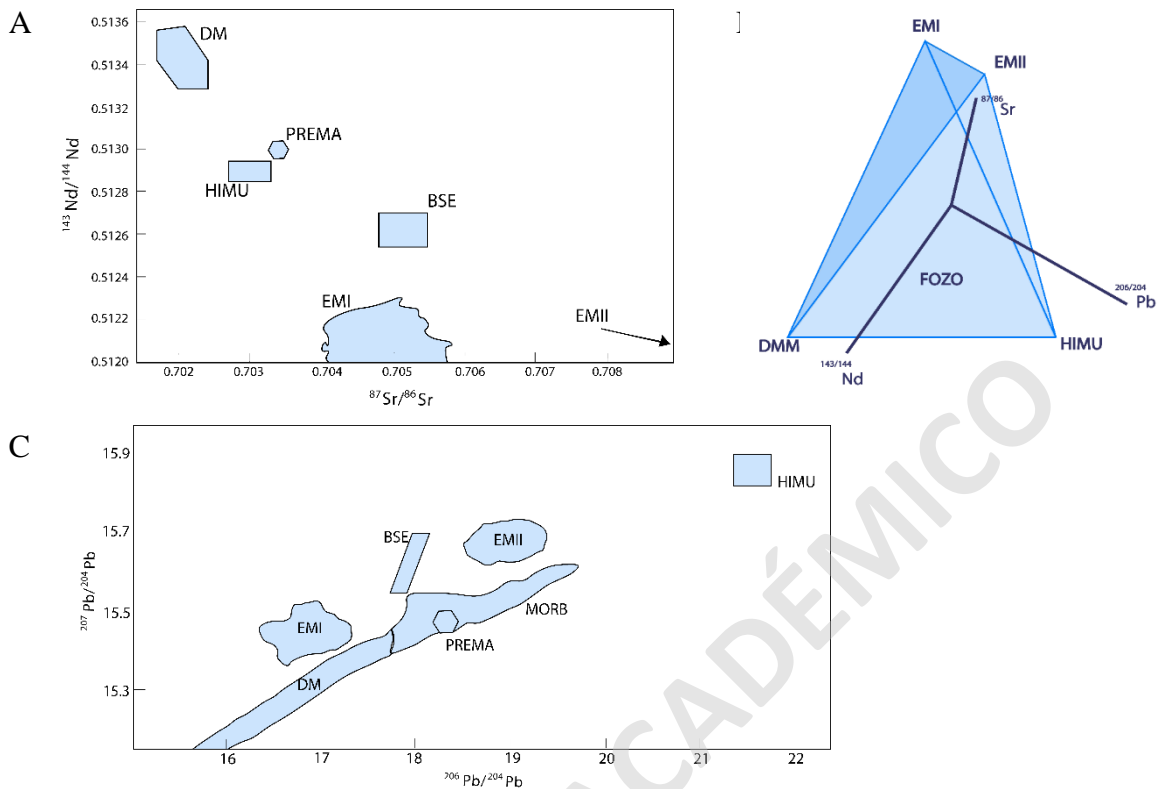


Figura 3: Miembros composicionales extremos del manto $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ vs $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ y $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ vs $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ (A y C), modificado de Rollinson, (1993), Tetraedro definido por los cuatro miembros composicionales extremos del manto (B), modificado de Hart et al. (1992).

3) EMI (Enriched Mantle One) y 4) EMII (Enriched Mantle Two) los cuales contienen componentes mantélicos enriquecidos, con bajos valores de $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$, variables de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ y moderados de alto $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ y $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$. Las variaciones en la razón de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, diferencian al EMI y EMII con bajos y altos valores en esta proporción, respectivamente. Los altos valores de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ se relacionan con la corteza continental superior que ha sido inyectada dentro del manto mediante la subducción de sedimentos derivados de la corteza continental o corteza oceánica alterada, mientras que valores menores de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ son explicados por corteza continental inferior presente en el manto mediante delaminación cortical o subducción por erosión (Zindler y Hart, 1986; Willbold y Stracke, 2010); 5) “C”(Common) (Hanan y Graham, 1996), “PREMA”(Prevalent Mantle Component) (Zindler y Hart, 1986) o “FOZO”(Focal Zone) (Hart *et al.*, 1992), referido a una componente que generalmente se encuentra presente en cantidades variables, como una mezcla de las fuentes anteriores (DMM, HIMU, EMI, EMII), asociado generalmente con altas razones de $^3\text{He}/^4\text{He}$ (Zindler y Hart, 1986; Homrighausen *et al.*, 2018), sugiriendo que corresponde al remanente primitivo del manto que reside actualmente en el manto inferior, este miembro se

encontraría en mayor proporción en el límite manto-núcleo a 670 km, donde ocurren mezclas de los miembros composicionales extremos mencionados anteriormente (Hart *et al.*, 1992).

Estas fuentes corresponden a los extremos composicionales finales, sin embargo, la mayoría de los OIB reflejan una mezcla de estos componentes que se encuentran como heterogeneidades o reservorios en pequeña escala presentes en el manto inferior que ascienden por las plumas mantélicas al manto superior o DM, y pueden ser muestreadas por el volcanismo de islas oceánicas a distintas proporciones (Weaver, 1991; Zindler y Hart, 1986; Hart *et al.*, 1992).

De la misma manera, existen anomalías de mayor escala que influyen en la composición de los basaltos de islas oceánicas, como la anomalía DUPAL caracterizada por altas proporciones de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ y $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ según el manto de referencia, en las regiones del hemisferio sur desde el Ecuador hasta la latitud 60°S (Hart, 1984).

2.3 Volcanismo rejuvenecido

El volcanismo rejuvenecido se origina posterior al volcanismo escudo, tras un período de inactividad volcánica de 0.5-2 Ma, ocurriendo el volcanismo distante del centro de la pluma mantélica. Esta fase de volcanismo representa solo una pequeña fracción de los volcanes y difieren composicional y volumétricamente a las lavas escudo previas (García *et al.*, 2010). Se ha reconocido volcanismo rejuvenecido en distintos grupos de islas oceánicas como Hawái (Béguelin *et al.*, 2019; García *et al.*, 2010), Samoa (Konter y Jackson, 2012) Islas Canarias (Hoernle y Schmincke, 1993), Kerguelen (Weis *et al.*, 1998), Madeira (Geldmacher *et al.*, 2001), Mauricio (Paul *et al.*, 2005), y Marquesas (Guillou *et al.*, 2014), entre otras.

Para explicar el origen volcanismo rejuvenecido han surgido una serie de modelos que implican la fusión de distintas fuentes. Algunos autores han propuesto la fusión de la litósfera a bajas tasas de fusión parcial respecto al volcanismo escudo generando una firma geoquímica tipo DM, lo que sería explicado por la anomalía térmica que genera la pluma mantélica en la litósfera (Gurriet, 1986; Lassiter *et al.*, 2000; Geldmacher *et al.*, 2001). Sin embargo, la litósfera puede presentar variaciones composicionales debido a metasomatismo previo generando distintas firmas geoquímicas (Konter y Jackson, 2012; Geldmacher *et al.*, 2001). También podría generarse por la fusión de diferentes componentes que se encontrarían dentro de la misma pluma mantélica, por ejemplo Ballmer *et al.* (2011) y Bianco *et al.* (2005) sugieren la fusión de las partes someras de la pluma donde se muestrean principalmente componentes empobrecidos con influencia de una

componente piroxenítica enriquecida que proviene de secciones profundas/periféricas de la pluma debido al alzamiento flexural generado por la carga volcánica de los volcanes en escudo que se encuentran creciendo (Bianco *et al.*, 2005) o por la convección sublistoférica que genera variaciones en el grosor sublistoférico que conlleva a cambios en el flujo de material volcánico (Ballmer *et al.*, 2011).

Otros autores como García *et al.* (2010) y Guillou *et al.* (2014) sugieren la fusión de componentes de distinta composición que pertenecen a la pluma como pequeñas heterogeneidades, siendo el manto empobrecido la parte integral de la pluma apareciendo en todos los estados de volcanismo, pero muestreada a diferentes grados de fusión parcial o podría ser una mezcla entre la fusión de la pluma con influencia de la litósfera que ha sido previamente metasomatizada (Béguelin *et al.*, 2019; Woodhead, 1992).

SOLO USO ACADÉMICO

3. CAPITULO 3: MARCO GEOLÓGICO

3.1 Dorsal de Juan Fernández

La Dorsal de Juan Fernández (JFR) corresponde a un ridge asísmico conformado por un conjunto de montes submarinos e islas oceánicas con un largo aproximado de 800 km con una orientación N80°E ubicado en la plaza de Nazca (Fig.4) a los 33.4°S, a la altura de la región de Valparaíso (Rodrigo y Lara, 2014). JFR está compuesto por dos islas principales y más de 20 montes submarinos con una base común de 3900 metros bajo el nivel del mar (Lara *et al.*, 2018b).

Se estima que esta cadena volcánica se encuentra también bajo el continente siendo subductada de manera oblicua bajo la placa sudamericana a una tasa de 7 cm/año según el modelo GEODVEL (Argus *et al.*, 2010).

La placa de Nazca en el sector bajo JFR tiene edades que varían de 27-37 Ma con edades más jóvenes al sur de la Zona de Fractura Challenger que posee una dirección SW-NE, con lineamientos menores desarrollados probablemente en la Dorsal del Pacífico Este (EPR) (Lara *et al.*, 2018b; Rodrigo y Lara, 2014).

La dorsal de Juan Fernández ha sido interpretada como el resultado de la fusión de una pluma mantélica relativamente estacionaria, de baja temperatura y con sutiles variaciones composicionales en el tiempo, donde se ha reconocido una progresión de edades de la etapa principal de desarrollo del volcán en escudo, y se ha reconocido en algunos sectores de la Dorsal la etapa posterior de volcanismo rejuvenecido (Reyes *et al.*, 2019).

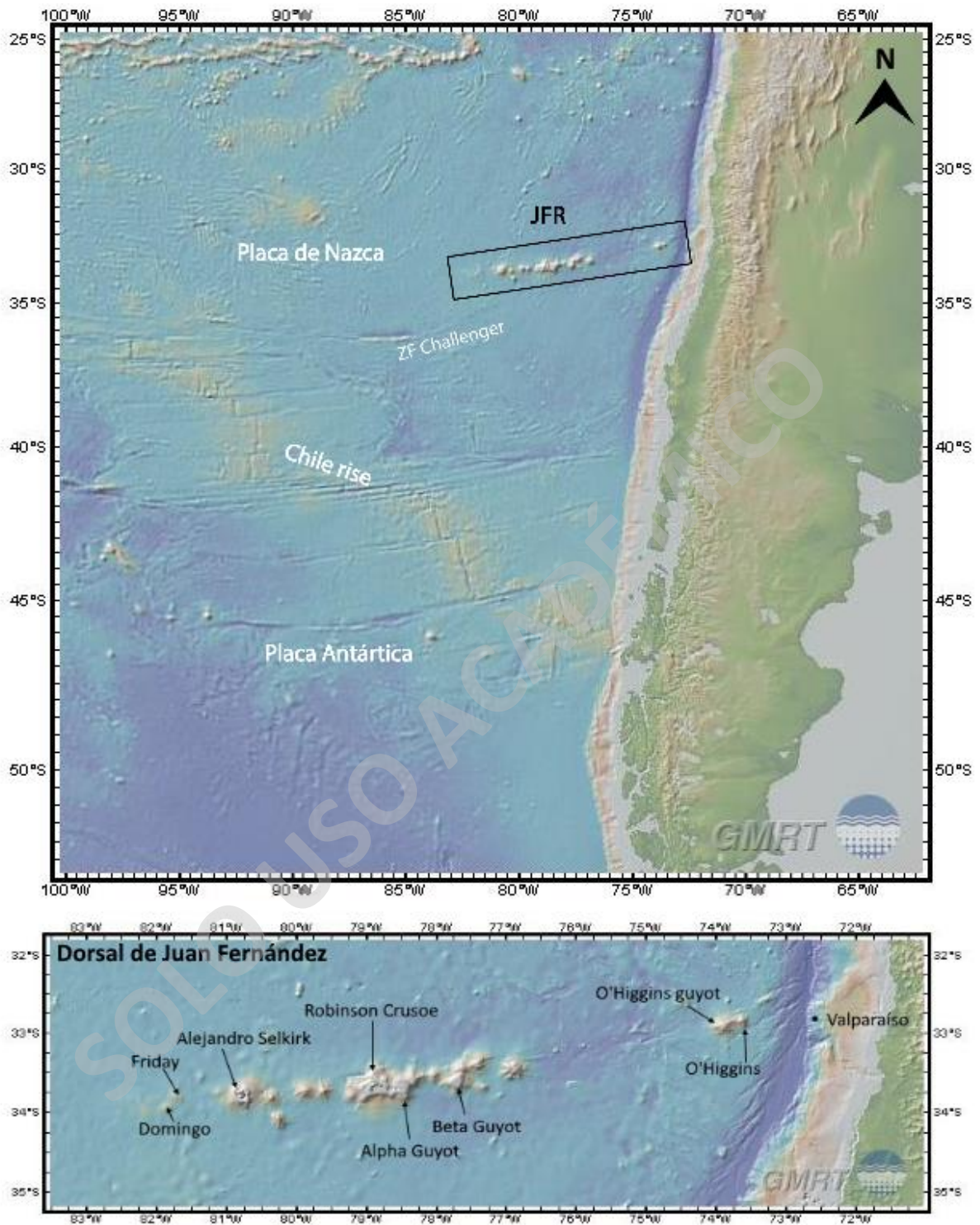


Figura 4: Dorsal de Juan Fernández sobre la Placa de Nazca, se reconoce en el sector oriental el Guyot O'Higgins (G.O), La isla Robinson Crusoe (R.C.), La isla Alejandro Selkirk (A.S.) hacia el occidente. Extraído de Global Multi-Resolution Topography (GMRT).

Dentro de las mayores morfologías cabe destacar al sector oeste los montes Friday y Domingo que probablemente son los más cercanos al actual hotspot, luego la isla Alejandro Selkirk, Robinson Crusoe y Santa Clara, cercano a la fosa de Chile-Perú se encuentran el monte y Guyot O'Higgins (Fig. 4). Las dataciones ^{40}Ar - ^{39}Ar disponibles para la isla Alejandro Selkirk indican un rango de edades de 0.83-0.94 Ma (Lara *et al.*, 2018b), para Robinson Crusoe en la etapa escudo posee un rango de 3.70-4.10 Ma (Lara *et al.*, 2018b), y la etapa de volcanismo rejuvenecido con edades 0.77-1.67 Ma (Reyes *et al.*, 2017; datos no publicados), el Monte Alpha posee una edad de 4.58-4.63 Ma (Lara *et al.*, 2018b), el Guyot O'Higgins para la fase de volcanismo escudo posee una edad de 8.41-9.26 Ma (Lara *et al.*, 2018a), y para la fase de volcanismo rejuvenecido 8.16 Ma (Lara *et al.*, 2018a).

3.2 Volcanismo escudo

Se han muestreado rocas pertenecientes a la etapa de volcanismo de escudo en (de E a W) el Monte O'Higgins, Guyot O'Higgins, Guyot Alpha, isla Robinson Crusoe e isla Alejandro Selkirk (Reyes *et al.*, 2019). En la isla Robinson Crusoe, La mayor parte del volcanismo escudo se encuentra sumergido con un volumen aproximado de 6400 km³, la sección emergida es representada por dos secuencias volcánicas principales que cubren la mayor parte de la isla (Secuencia Punta Larga y Secuencia Puerto Ingles) separadas por una discordancia de erosión (Lara *et al.*, 2022).

Las rocas típicas son basaltos vesiculares (sobre un 18% vol.) que van desde pobremente porfíricas a afaníticas, con fenocristales abundantes de olivino, clinopiroxeno y plagioclasa en una masa fundamental con abundantes clinopiroxenos y óxidos de Fe y Ti con menor proporción de olivinos y textura intersertal a intergranular (Reyes *et al.*, 2019).

En términos geoquímicos las lavas del volcanismo en escudo son principalmente basaltos subalcalinos (toleíticos), transicionales o alcalinos, con contenidos de SiO₂ que varían de 43.6-50.5 wt%, y contenidos de elementos mayores característicos de los OIB, como altos TiO₂ y K₂O. Los elementos traza en la fase escudo muestran un enriquecimiento en LILEs y HFSE relativo al MORB, con valores moderados a altos de Ti, Ta y Nb. Isotópicamente, las lavas de la fase en escudo se consideran heterogéneas en términos de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ y $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ a diferencia de las rejuvenecidas que son levemente menos enriquecidas (Reyes *et al.*, 2019; Paquet *et al.*, 2019)

Se ha interpretado que las lavas han sido formadas por la fusión de una pluma heterogénea con componentes tipo FOZO (Truong *et al.*, 2018; Reyes *et al.*, 2019; Paquet *et al.*, 2019).

La componente tipo FOZO sugiere que la fusión de material reciclado como corteza oceánica y/o otras litologías máficas además de sedimentos jugaron un rol importante en la formación de las lavas del volcanismo rejuvenecido (Reyes *et al.*, 2019).

3.3 Volcanismo rejuvenecido

El volcanismo rejuvenecido se ha reportado en la Isla Robinson Crusoe y el Guyot O'Higgins (Reyes *et al.*, 2017; Lara *et al.*, 2018a). En el Guyot O'Higgins se ha reconocido una secuencia fresca de lavas rejuvenecidas manteniendo ligeramente al sur desde una chimenea volcánica a 360 metros bajo el nivel del mar que yacen sobre la superficie plana de lavas escudo (Lara *et al.*, 2018a). En la Isla Robinson Crusoe el volcanismo rejuvenecido se ha identificado en centros volcánicos de emisión menor que varían en edades desde 0,7 a 1,7 Ma (edades no publicadas) los cuales comparten características geoquímicas que lo distinguen de la fase previa en escudo y poseen ocasionalmente xenolitos ultramáficos y xenocristales de origen mantélico. Los centros de emisión corresponden a Volcán Bahía del Padre, Volcán Bahía Carvajal, Volcanes de Santa Clara (Secuencias de Santa Clara y Morro Spartan), Volcán Puerto Francés, Volcán Pesca de los Viejos, Basanitas de Vaquería y Volcán Piedra Agujereada (Lara *et al.*, 2022).

Los productos volcánicos generalmente son sucesiones de depósitos piroclásticos que contienen juveniles de material basanítico en una matriz de palagonita, cubiertos por basanitas pobremente vesiculares, con habitual desarrollo de diaclasas columnares y ocasionales flujos de lava de picritas. La mineralogía consiste en fenocristales de olivino y clinopiroxeno en una masa fundamental con plagioclasa, óxidos de Fe-Ti, clinopiroxeno y ocasionalmente analcima y natrolita (Reyes *et al.*, 2017).

Las rocas del volcanismo rejuvenecido en términos geoquímicos son basanitas y picritas con un rango de SiO₂ de 41.6-45.4 wt% enriquecidos en HFSE y LILE respecto a la fase previa escudo y enriquecimientos en Ti, Ta y Nb. Los valores isotópicos de Sr-Nd reflejan valores más altos de ¹⁴³Nd/¹⁴⁴Nd y más bajos de ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr que la fase en escudo, común de una fuente empobrecida, con valores variables de isótopos de Pb (Truong *et al.*, 2018), sin embargo, existe la posibilidad que por problemas analíticos los datos previos de isótopos de Pb no sean del todo confiable (Reyes *et al.*, 2019).

Una de las interpretaciones para el origen del volcanismo rejuvenecido según los análisis de Paquet *et al.*, (2019), es a partir de bajos grados de fusión parcial del manto litosférico el cual esta

empobrecido isotópicamente, pero se ha enriquecido en isótopos de $^3\text{He}/^4\text{He}$ debido a la contaminación de la fase previa de volcanismo escudo. Sin embargo, otros estudios han propuesto que las variaciones en elementos traza e isótopos están controladas principalmente por diferentes grados de fusión parcial de una fuente mantélica atribuida a una pluma, la cual es composicionalmente heterogénea, con una fuente de composición tipo FOZO que presenta leves variaciones composicionales (Truong *et al.*, 2018).

3.4 Relaciones de edad entre volcanismo rejuvenecido y escudo

Las edades obtenidas para el volcanismo rejuvenecido en la Dorsal de Juan Fernández han sido determinadas mediante los isótopos de $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$. Resultando en edades de aproximadamente ~2.98 Ma para el Monte Beta, para la isla Robinson Crusoe se ha determinado una edad mínima de ~0.77 Ma y máxima de ~1.67, (Tabla 1), por lo que tendría una duración mínima de ~0.9 Ma. Mediante los datos publicados de Lara *et al.* (2018a) y Lara *et al.* (2018b) y Reyes *et al.* (2017) (Anexo E), se determina la edad máxima del volcanismo escudo de la isla Robinson Crusoe tiene ~4.1 Ma y mínima de ~3.4 Ma, por tanto, posee una duración de al menos ~0.7 Ma, y un periodo posterior de inactividad volcánica de, por lo bajo, ~ 1.73 Ma aproximadamente (Fig. 5).

Tabla 1: Datos geocronológicos aproximados de muestras de la Dorsal de Juan Fernández para el volcanismo rejuvenecido, obtenidos mediante el método $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$

FASE	LUGAR	MUESTRA	EDAD (Ma)	REFERENCIA
Rejuvenecido	Robinson Crusoe	JR020613-3	1.55	No publicado, obtenidos en proyectos Fondecyt asociados
		JR160913-2	0.9	
		JR220112-3	1.3	
		JR230112-1	1.17	
		JR250112-3	1.38	
		LL010213-6	1.67	
		LL020213-1	1.52	
		LL220112-1	1.3	
		LL230112-4	1.25	
		LL230711-2	0.77	
	LL230711-8	0.9		
	Monte Beta	JF2-2	2.98	
Guyot O'Higgins	2D-2	8.16	Lara <i>et al.</i> (2018a)	

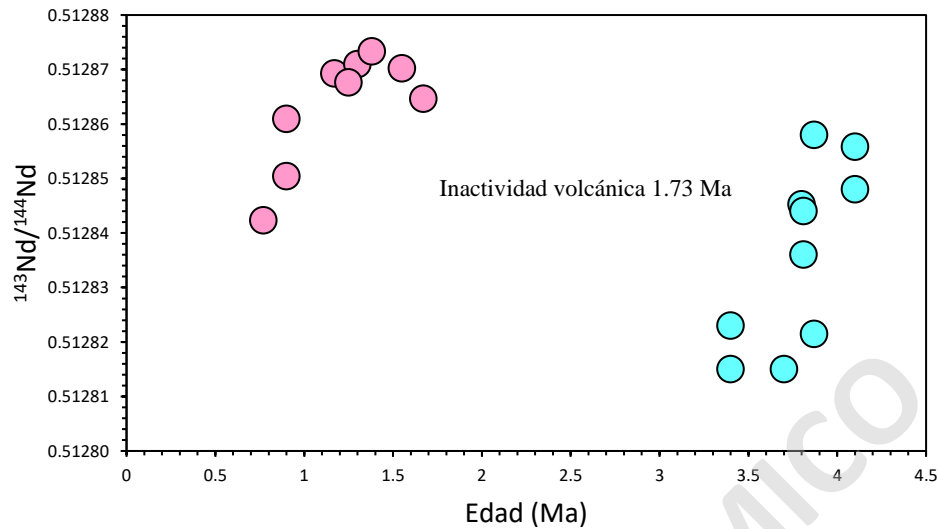


Figura 5: Gráfica de $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ vs edades (Ma) de las fases del volcanismo para la isla Robinson Crusoe.

Mientras que para el guyot O'Higgins el volcanismo escudo tiene una edad mínima de 8.41 ± 0.07 y el volcanismo rejuvenecido presenta una edad de 8.16 ± 0.4 (Lara et al., 2018a) con un periodo de inactividad volcánica de 0.25 Ma aproximadamente.

Por tanto, se identifican tres sectores de la Dorsal de Juan Fernández con volcanismo rejuvenecido el guyot O'Higgins (8.16 ± 0.4 Ma), Monte Beta (~ 2.98 Ma), Isla Robinson Crusoe ($\sim 1.67 - \sim 0.77$ Ma), a pesar de los datos escasos se aprecia una diferencia para la duración del volcanismo rejuvenecido y para la duración del periodo de inactividad volcánica en los distintos sectores de la Dorsal de Juan Fernández.

4. CAPÍTULO 4: RESULTADOS

4.1 Petrografía

La descripción petrográfica de los productos del volcanismo rejuvenecido de la isla Robinson Crusoe fue realizada en Orellana (2023). A modo de complemento, se realizaron descripciones inéditas en muestras correspondientes al Monte Beta y Guyot O'Higgins que fueron dragadas de cada monte submarino y a fragmentos de xenolitos ultramáficos contenidos en un dique basanítico de Robinson Crusoe (Pesca de los Viejos). Para el Guyot O'Higgins se realizaron 5 cortes transparentes con las dos muestras recuperadas y para el Monte Beta 4 cortes transparentes, mientras que, para la Isla Robinson Crusoe, se obtuvieron 4 cortes transparentes de xenolitos

ultramáficos. Todos estos fueron descritos en microscopios ópticos para determinar sus componentes y texturas. La descripción detallada de cada uno de los cortes transparentes se encuentra en el Anexo A.

4.1.1 Lavas en Monte Beta y Guyot O'Higgins

Debido a la naturaleza de la obtención de las muestras de los montes submarinos existe una baja a moderada alteración de sus componentes presentando un aspecto café-rojizo debido a oxidación y en algunas zonas un color amarillo por la alteración del vidrio a palagonita, también presentan los cristales bajas integridades especialmente en el Guyot O'Higgins.

En el Monte Beta, los cuatro cortes transparentes poseen fenocristales que varían de 10 - 16 % del total de la roca, estos corresponden a olivinos de 1 - 0.1 mm y clinopiroxenos de 2 - 0.1 mm en una masa fundamental (78 - 88% del total de la roca) compuesta por vidrio principalmente, el cual se encuentra alterado a palagonita y posee razones variables de microlitos de olivino y clinopiroxenos junto a óxidos de Fe-Ti (Fig. 6). Se identifican xenocristales de olivino de gran tamaño (4 - 5 mm) en relación con la roca en general con bordes irregulares y angulosos, (Fig. 7), en una proporción de 1-3% del total de la roca, sin embargo, puede haber otros xenocristales de menor tamaño no identificables en un microscopio óptico. Las rocas también presentan vesículas redondeadas con bordes sinuosos entre un 2 y 3% de la roca total con un diámetro de 0.3 - 0.6 mm.

Las texturas presentes en las muestras en general corresponden a texturas hipocristalinas, inequigranular, porfíricas, intersertales, glomeroporfírica entre cristales de olivino y clinopiroxeno y texturas de desequilibrio como sieve, bordes de reabsorción, textura esquelética en olivinos y clinopiroxenos. De acuerdo con la mineralogía y la química de las rocas son clasificadas como basanitas de clinopiroxeno (Tabla 2).

Tabla 2: Conteo modal Conteo Modal Normalizado de Muestras pertenecientes al Monte Beta, realizado en base a 1000 puntos utilizando el software JMicroVision 1.2.7. Se considera masa fundamental a los cristales <0.1 mm.

MONTE BETA	JF2.2-1(a)	JF2.2-1(b)	JF2.2-2(a)	JF2.2-2(b)
Masa Fundamental	80%	90%	82%	86%
Fenocristales	16%	10%	16%	14%
Olivino	7%	3%	6%	6%
Clinopiroxeno	9%	7%	10%	8%
Xenolitos	-	-	-	-
Xenocristales	3%	-	1%	-
Vesículas	3%	2%	3%	2%
Nombre roca	Basanita de clinopiroxeno	Basanita de clinopiroxeno	Basanita de clinopiroxeno	Basanita de clinopiroxeno

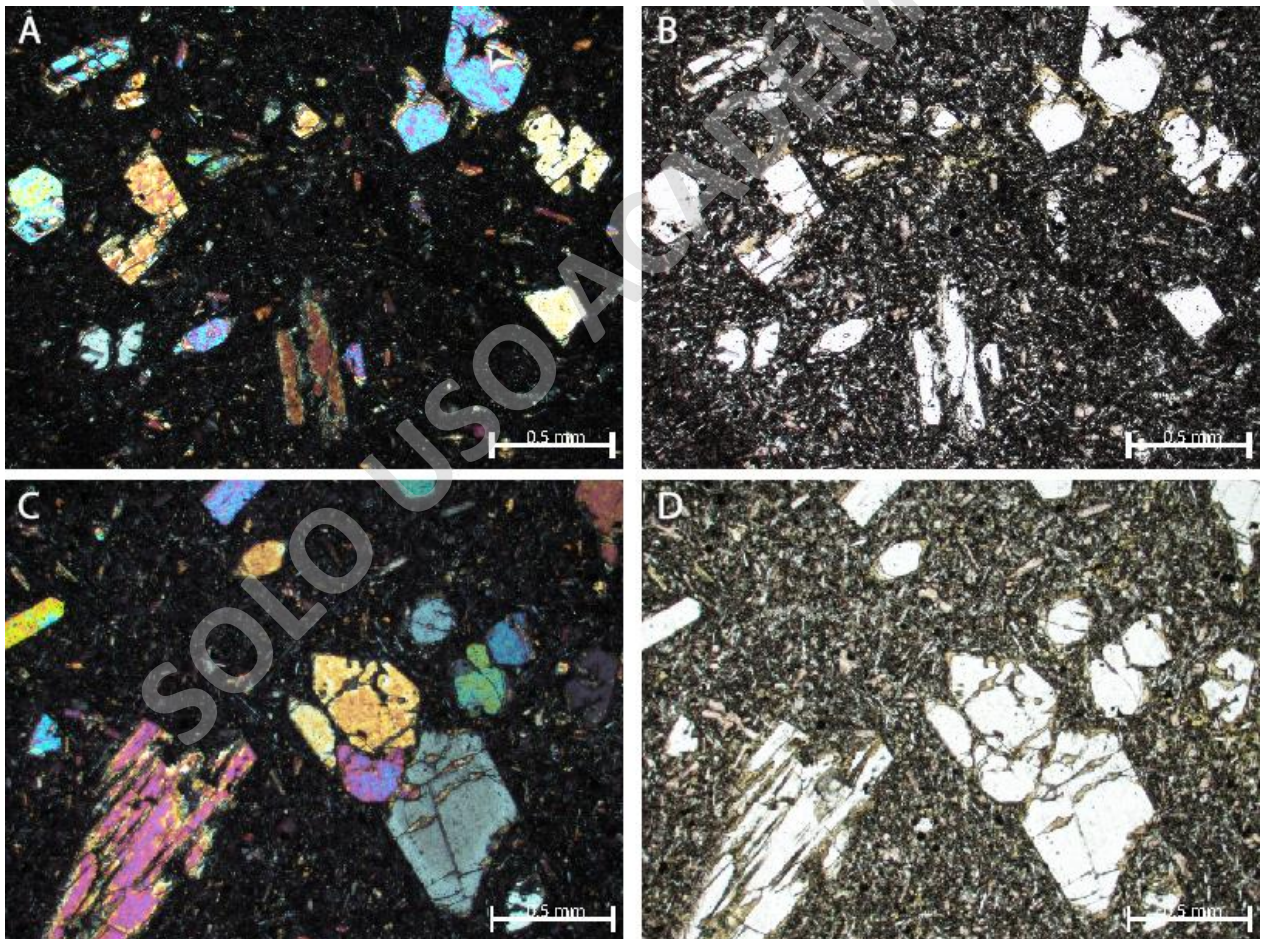


Figura 6: Microfotografías de la muestra JF2.2-1 y JF2.2-2 a nicols cruzados y paralelos (A, B), (C, D) respectivamente, correspondientes al Monte Beta, ambas poseen fenocristales de olivino y clinopiroxeno en una masa fundamental principalmente vítrea

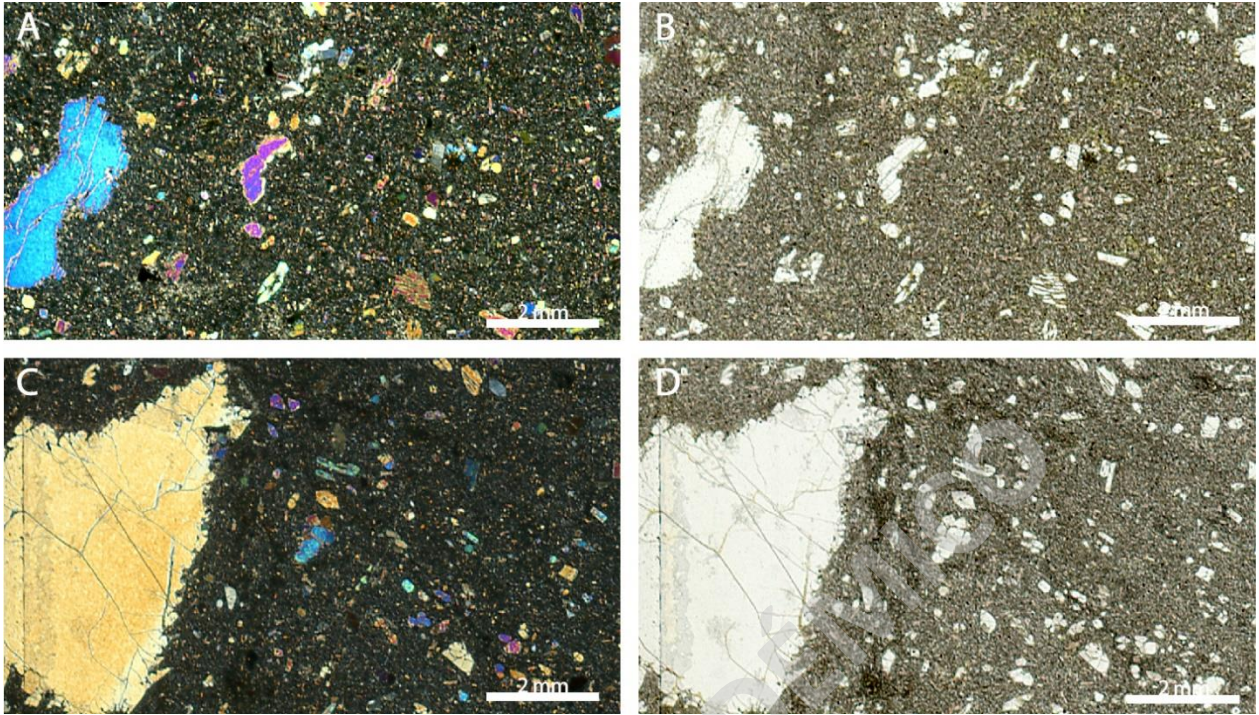


Figura 7: Microfotografías de la muestra JF2.2-2 y JF2.2-1 2 a nicoles cruzados y paralelos (A, B), (C, D) respectivamente correspondientes al Monte Beta, se aprecian xenocristales de olivinos de gran tamaño respecto a la roca total.

En el Guyot O'Higgins se obtuvieron seis cortes transparentes, los cuales poseen fenocristales (3-10% de la roca total) que corresponden a cristales de clinopiroxeno de 2 - 0.1 mm y olivinos de 1.2 - 0.1 mm (Fig. 8) inmersos en una masa fundamental (82 – 90% de la roca total) principalmente vítrea la cual se encuentra levemente alterada a palagonita, también posee microlitos de olivino y clinopiroxenos en proporciones variables. Se identificaron además xenolitos los cuales representan un 4 - 3% de la roca total con forma redondeadas y otros angulosos de tamaños que varían desde 4 - 6 mm compuestos por clinopiroxenos y olivinos (Fig. 8), y xenocristales de clinopiroxenos con baja integridad de 3 mm aprox. Las vesículas en general van de 2 a 6% del total de la roca de forma redondeada y 0.2 – 1 mm de diámetro (Tabla 3).

Las texturas presentes en general corresponden a texturas hipocristalinas, inequigranular, porfíricas, intersertales, glomeroporfírica entre cristales de olivino y clinopiroxeno y texturas de desequilibrio como sieve, bordes de reabsorción, textura esquelética en olivinos y clinopiroxenos, textura coronítica en los xenolitos y textura brechizada, la roca también posee una serie de vetillas que se intersectan entre si algunas rellenas con calcita (Fig. 9). De acuerdo con la mineralogía y la química de las rocas son clasificadas como Basanitas de olivino y clinopiroxeno.

Tabla 3: Conteo modal Conteo Modal Normalizado de Muestras pertenecientes al Guyot O'Higgins, realizado en base a 1000 puntos utilizando el software JMicroVision 1.2.7. Se considera masa fundamental a los cristales <0.1 mm.

GUYOT O'HIGGINS	2D-1 (a)	2D-1 (b)	2D-1 (c)	2D-2A	2D-2	2D.2
Masa Fundamental	88%	88%	92%	85%	92%	90%
Fenocristales	11%	12%	8%	9%	4%	5%
Olivino	6%	7%	4%	4%	3%	2%
Clinopiroxeno	4%	5%	3%	5%	1%	3%
Xenolitos	1%	0%	0%	4%	3%	0%
Xenocristales	0%	0%	0%	1%	1%	5%
Vesículas	5%	3%	10%	4%	2%	2%
Nombre roca	Basanita de clinopiroxeno	Basanita de clinopiroxeno	Basanita de clinopiroxeno	Basanita de clinopiroxeno	Basanita de clinopiroxeno	Basanita de clinopiroxeno

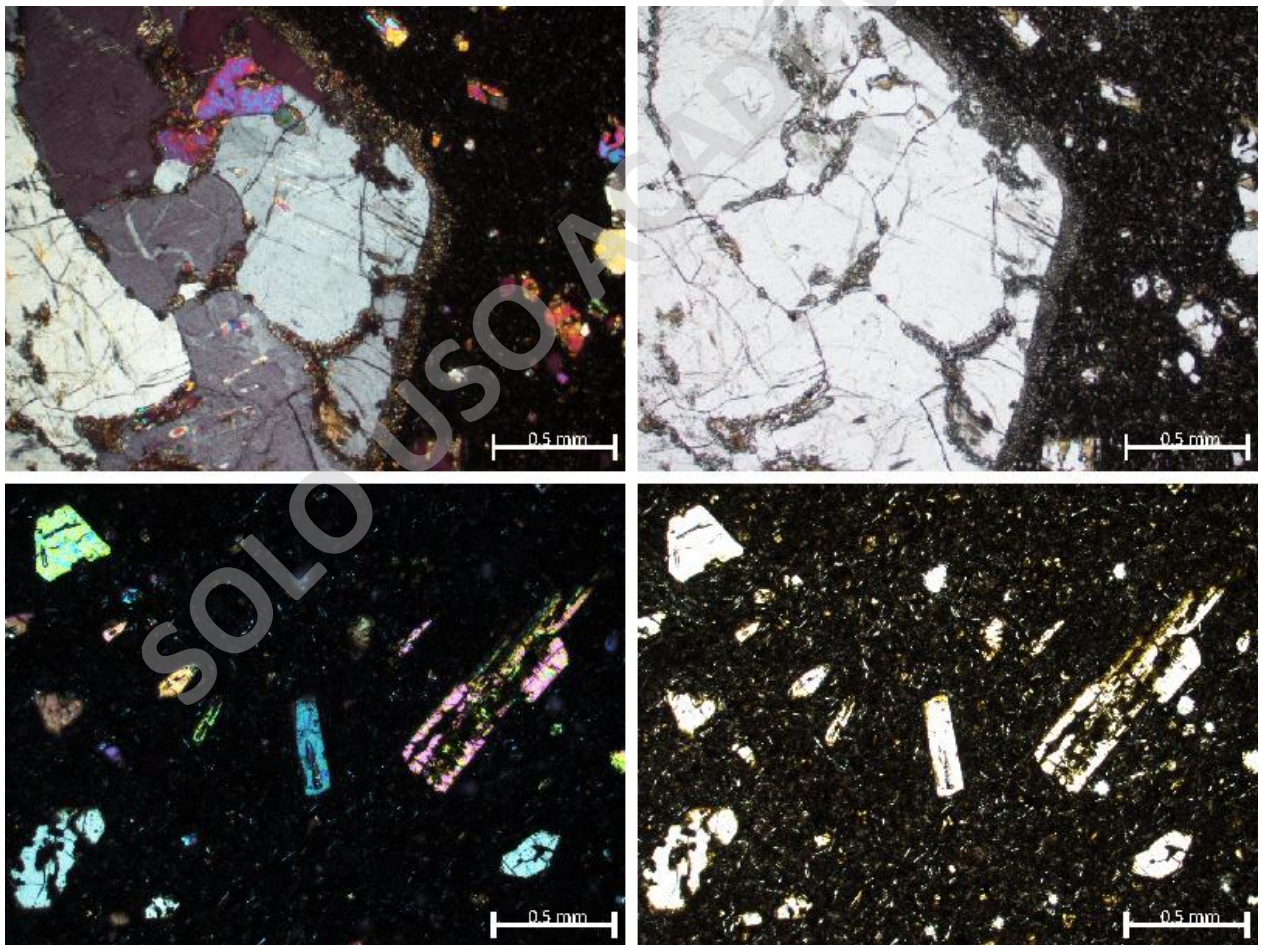


Figura 8: Microfotografías de la muestra 2D-2A y 2D-1 a nicols cruzados y paralelos (A, B), (C, D) respectivamente correspondientes al Guyot O'Higgins, 2D-2A con xenolito de gran tamaño y textura coronítica, 2D-1 fenocristales de olivino y clinopiroxeno en una masa fundamental principalmente vítrea.

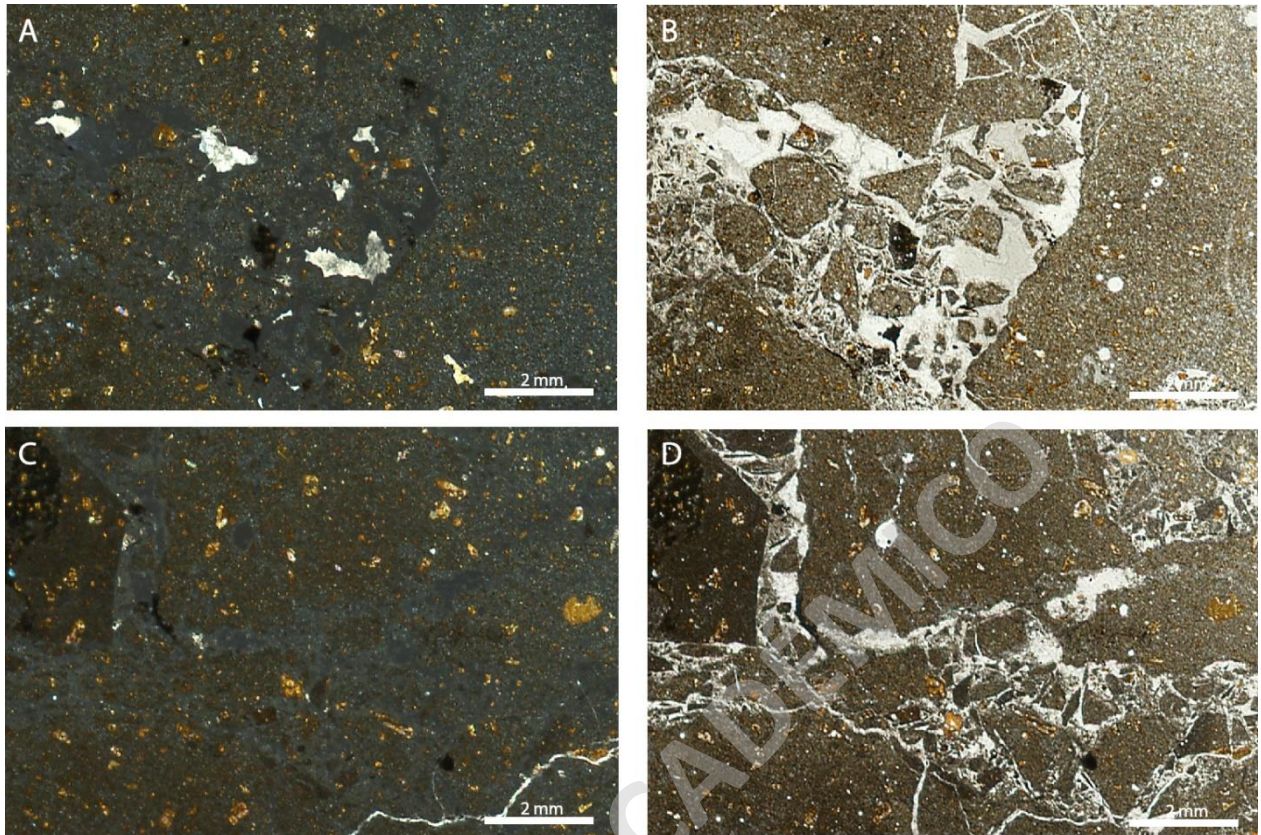


Figura 9: Microfotografía de la muestra 2D.2 y 2D-2 a nicoles cruzados y paralelos (A, B), (C, D) respectivamente correspondientes al Guyot O'Higgins, se aprecian textura brechizada y una serie de vetillas.

4.1.2 Xenolitos ultramáficos en Robinson Crusoe

Las muestras de la Isla Robinson Crusoe corresponden a xenolitos ultramáficos recuperados desde un dique que alimenta la Secuencia Pesca de los Viejos, del cual se tienen cinco cortes transparentes donde se identifica la roca de caja que corresponde a una basanita de olivino, con características petrográficas y químicas características del volcanismo rejuvenecido en Robinson Crusoe.

Las muestras en general tienen cristales de olivino (50 - 70% de la roca total) con tamaños que varían de 5 - 0.5 mm y clinopiroxenos (13 - 29% de la roca total) con tamaños de 5 - 0.5 mm, la mayoría de estos poseen lamelas de exsolución (Fig. 10), por lo cual se estima el porcentaje de ortopiroxenos (dato reconocido mediante imágenes de SEM) presente en la roca mediante las lamelas de exsolución, resultando un 13 - 18% de la roca total y espinela de un 1-7% de la roca total con tamaños que varían de 0.2 - 4 mm (Fig. 10).

Las texturas presentes en la roca corresponden a textura holocristalina, equigranular, fanerítica y algunas poseen texturas poikiliticas con olivinos englobando clinopiroxenos y lamelas de

exsolución en clinopiroxenos y texturas poligonales. Las muestras se clasifican según la mineralogía y química que presentan dando como resultado una Lherzolita de espinela (Tabla 4).

Tabla 4: Conteo modal Conteo Modal Normalizado de Muestras pertenecientes a la isla Robinson Crusoe, realizado en base a 1000 puntos utilizando el software JMicroVision 1.2.7. Se considera masa fundamental a los cristales <0.1 mm.

GUYOT O'HIGGINS	JF-1	JF-2	JF-3	JF-4	JR220112-4B
Olivino	6%	7%	4%	4%	3%
Clinopiroxeno	4%	5%	3%	5%	1%
Ortopiroxeno	5%	3%	10%	4%	2%
Espinela	1%	-	-	4%	3%
Nombre roca	Lherzolita de Espinela	Lherzolita de Espinela	Lherzolita de Espinela	Lherzolita de Espinela	Lherzolita de Espinela

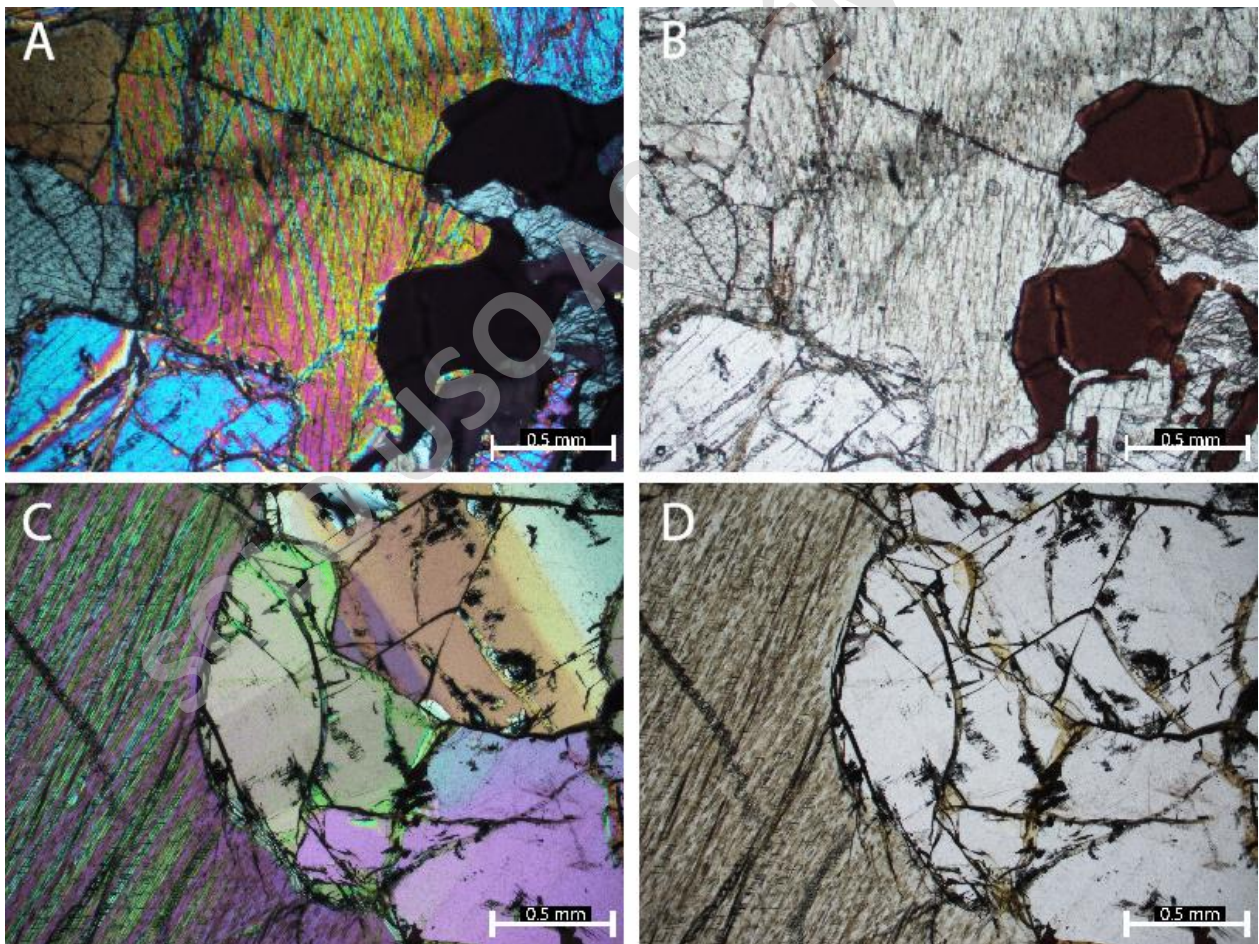


Figura 10: Microfotografías de la muestra JR220112-4 y JF-1 a nicols cruzados y paralelos (A, B), (C, D) respectivamente correspondientes a xenolitos de la isla Robinson Crusoe, se observan olivinos clinopiroxenos con lamelas de exsolución y espinela en A y B.

4.2 Geoquímica de roca total: Monte Beta y Guyot O'Higgins

Se realizó análisis geoquímico a 37 muestras de la Dorsal de Juan Fernández de las cuales 2 muestras corresponden al Guyot O'Higgins, 2 al Monte Beta (inéditas) y las 33 restantes a la Isla Robinson Crusoe analizadas en el trabajo de Orellana (2023).

Las muestras fueron analizadas en Acme Labs (Vancouver, Canadá) mediante chips de roca y se consideraron las muestras con valores de $LOI < 5.2\%$ para ser utilizadas dentro del análisis, considerando de esta manera las rocas con menores grados de alteración asegurando de esta manera la representatividad de la composición química.

Los datos utilizados fueron normalizados considerando como 100% a los óxidos libres de volátiles (Tabla 5). El tratamiento de las muestras y métodos analíticos se describe específicamente en el capítulo Metodologías y los datos geoquímicos sin modificaciones se encuentran en el Anexo B.

Tabla 5: Datos Geoquímicos utilizados divididos por las diferentes unidades de la Dorsal de Juan Fernández. Los elementos mayores se encuentran normalizados y están en %wt, y los elementos traza en ppm. Se destacan en negrita los datos inéditos del Monte Beta.

UNIDAD	MUESTRA	SIO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	TiO ₂	P ₂ O ₅	MnO	Cr ₂ O ₃	Suma	Ni	Sc	Ba	Co	Cs	Hf	Nb	Rb	Sr
		%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm
Guyot O'Higgins	2D-1	42.93	13.40	14.58	8.96	9.47	3.63	1.70	4.34	0.80	0.19	0.031	100	136.4	25	542	47.8	0.4	6.9	70.5	33.8	1029
	2D-2	42.75	13.46	14.18	9.24	9.48	3.52	2.09	4.26	0.82	0.19	0.031	100	124.1	22	558	47.9	0.5	7.4	73	40.9	1057.4
Monte Beta	JF2.2	44.63	13.75	11.42	10.84	10.68	3.29	1.76	3.00	0.47	0.17	0.083	100		21	575	50.8	0.6	6.9	78.3	47.3	805
	JF2-2	44.46	13.60	11.88	10.94	10.54	3.25	1.70	2.98	0.47	0.18	0.09	100		21	523	53.2	0.6	6.1	69.8	41.1	740.2
Robinson Crusoe	JR260112-5	43.22	15.14	15.07	6.47	12.12	1.69	1.35	3.80	0.92	0.22	0.052	100	108.8	22	612	47.2	0.4	5.6	77.4	21.3	1042.9
	LL060213-9	42.16	16.85	15.61	5.91	11.80	1.74	0.95	3.91	0.84	0.22	0.051	100	160.7	29	664	43.7	<0.1	8.3	78.9	11.4	915.9
	LL230711-8	42.82	13.25	13.02	11.34	10.76	3.85	0.81	3.25	0.69	0.20	0.052	100	222.5	26	542	57	0.7	6.1	70.2	13.7	843.3
	JR250112-2	43.30	13.46	13.55	11.14	10.39	3.55	0.58	3.17	0.66	0.21	0.064	100	233.7	24	497	55.5	0.7	5.9	68.2	25.6	793.6
	JR250112-3	43.80	12.84	12.48	12.60	11.72	2.40	0.54	2.88	0.56	0.19	0.107	100	261.4	27	417	51.4	1	4.3	59.5	5.2	671.5
	JR310513-2	43.70	15.54	13.93	8.97	11.17	1.92	0.63	3.27	0.65	0.23	0.046	100	168	24	609	51	0.3	6.7	76.2	14.1	912.3
	LL060213-1	44.80	14.26	12.86	9.07	11.29	2.95	0.80	3.16	0.61	0.20	0.073	100	219	17	545	55.4	0.6	6.2	70.3	25.7	819.2
	LL060213-3	43.42	14.53	13.72	9.23	10.94	2.49	1.23	3.31	0.93	0.22	0.048	100	148.9	26	1260	53.6	0.5	6.4	70.9	43.9	843.9
	LL060213-4	44.61	14.83	12.12	8.52	10.74	3.75	1.81	2.76	0.64	0.21	0.052	100	129	17	706	46.3	0.7	7.9	85	55.9	997.9
	LL061117-3	44.74	13.92	15.07	10.10	8.32	2.51	1.22	3.20	0.69	0.22	0.067	100		26	511	54.3	0.9	6.5	66.8	24.7	511.2
	LL061117-6	42.94	12.78	13.71	11.75	11.17	2.42	1.41	3.03	0.59	0.19	0.078	100		20	426	56.4	0.5	5.7	57.4	32.7	638.2
	LL061117-7	44.08	14.12	16.55	9.30	7.92	2.85	1.08	3.19	0.69	0.23	0.067	100		26	433	49.9	0.7	6.4	62.2	41.4	482.6
	LL061117-8	42.77	14.31	13.85	9.79	10.94	2.81	1.13	3.34	0.83	0.23	0.055	100		26	496	48.1	0.4	6.2	64.5	29.5	789.3
	LL230711-2	43.87	14.33	12.80	10.64	11.01	2.95	0.61	2.91	0.65	0.22	0.07	100	182.1	30	652	54.7	2.2	6.4	75.2	5.3	880.9
	JR160913-5	41.76	15.09	13.51	10.26	12.51	2.27	0.19	3.51	0.67	0.22	0.08	100	223.2	23	631	60.8	0.6	6.2	75.3	1.3	895
	JR230112-3	43.40	13.56	13.90	9.61	9.90	3.83	1.72	2.94	0.92	0.23	0.048	100	142.4	25	625	46.4	0.7	8	86.4	50.7	974.5
	LL230112-5	42.01	14.83	14.65	9.89	11.17	2.45	0.35	3.75	0.68	0.22	0.039	100	116.8	29	1111	68.5	2	8.8	103.8	6.4	1231.3
	LL020213-1	42.61	14.54	13.74	11.22	10.80	2.05	0.99	3.13	0.71	0.22	0.065	100	206.8	29	650	60.2	3.1	6.9	74.6	24.5	778.8
	LL220112-4	44.61	14.45	12.85	9.20	9.28	4.00	1.86	2.82	0.70	0.23	0.04	100	147.9	21	644	46.6	0.9	7.8	87.6	58	986.4
	JR220112-4A	44.68	14.37	13.10	8.55	10.17	4.22	0.93	3.11	0.66	0.21	0.044	100	141.7	25	525	47.9	0.9	6.1	70.8	40	857.5
	JR250513-11	43.94	14.48	15.65	6.75	9.44	3.36	1.63	3.64	0.87	0.24	0.016	100	75	14	657	47.5	0.6	7.4	77	44.8	1033.2
	LL010213-6	44.09	14.19	13.96	8.59	9.57	3.55	1.84	3.20	0.78	0.22	0.04	100	135.2	26	654	51.9	0.6	8.2	83.4	56.7	971.8
	JR220112-3	42.96	12.76	12.50	13.19	11.01	3.43	0.71	2.77	0.48	0.19	0.075	100	250.9	26	411	58.7	0.5	5.4	57.4	31.6	672
	JR250513-3	43.54	14.42	13.76	10.60	10.96	1.83	0.78	3.18	0.71	0.22	0.059	100	207.1	28	609	55.9	0.8	5.9	69.8	11.4	885.4
	JR250513-9	44.73	14.31	13.89	9.95	8.19	2.89	1.91	2.92	0.97	0.24	0.048	100	245.4	28	700	44.3	0.8	7.8	85.6	51.4	1032.3
	LL220112-1	43.51	13.45	12.69	10.74	11.38	2.84	1.39	3.16	0.64	0.20	0.068	100	171.7	25	491	51.9	0.3	6.1	66.9	33.9	830.5
	JR160913-2	43.73	14.68	13.30	9.18	10.54	3.45	1.01	3.14	0.74	0.23	0.049	100	132.9	24	762	49.5	2.6	6.9	76.1	11.4	962.5
	JR230112-1	42.68	13.25	13.25	11.17	10.90	3.92	0.79	3.22	0.62	0.20	0.058	100	172.5	26	535	53.9	0.7	6.5	72.1	38.3	813.3
	JR230112-2	42.73	14.05	14.12	8.93	11.11	4.05	0.70	3.45	0.63	0.22	0.056	100	154.2	28	530	54.9	0.7	5.8	71.9	46.9	807.8
	LL230112-2	42.37	12.90	13.07	13.65	10.57	2.49	1.36	2.80	0.59	0.19	0.072	100	273.1	23	678	82.4	0.6	7.6	88.5	47.4	1038
LL230112-4	44.29	13.30	12.09	11.79	11.85	2.49	0.57	2.88	0.55	0.19	0.104	100	257.5	25	644	76.7	1.1	7.4	84.1	7.9	999	
JR020613-3	44.62	14.46	12.88	9.86	9.23	3.52	1.70	2.76	0.75	0.22	0.065	100	234.5	24	649	49.5	0.9	7.8	80.2	51.5	973.6	
MP270112-3	45.14	13.58	12.66	10.06	9.39	3.79	1.73	2.66	0.75	0.23	0.065	100	224.4	27	604	45.7	0.7	8.1	86.6	52.3	944.2	

Tabla 5: Continuación

UNIDAD	MUESTRA	Ta	Th	U	V	W	Zr	Y	La	Ce	Pr	Nd	Sm	Eu	Gd	Tb	Dy	Ho	Er	Yb	Lu	Cu
		ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm
Guyot O'Higgins	2D-1	4.3	5.4	1.5	291	0.9	321	30.8	50.1	103.2	12.16	50.3	9.34	3	8.76	1.24	6.66	1.08	3.09	2.3	0.36	69.6
	2D-2	4.6	5.5	1.7	295	0.9	335.6	31.9	51.2	107.8	12.81	52.2	9.93	2.97	9.3	1.28	6.46	1.17	3.11	2.56	0.33	46.4
Monte Beta	JF2.2	5	6.7	1.2	280	1.5	314	25.7	50.8	95.5	11.24	42.1	7.57	2.49	6.97	1.01	5.25	1.01	2.64	1.96	0.28	
	JF2-2	4.3	7	1.4	264	0.8	282.6	24.7	50.8	93.4	10.9	41.7	7.65	2.52	7.19	0.98	5.27	0.92	2.6	2.07	0.27	
Robinson Crusoe	JR260112-5	4.5	6.5	1.1	283	1	306.5	29.7	48.9	95.7	12.07	47.6	9.39	2.93	8.39	1.24	6.35	1.05	2.96	2.55	0.32	40.5
	LL060213-9	5.2	6.2	0.7	301	<0.5	311.4	26.8	43.5	89.4	11.84	45.1	9.29	2.66	8.16	1.08	6.46	1.05	2.73	2.13	0.3	34.5
	LL230711-8	4.3	5.9	1.3	334	<0.5	260.6	27.9	52.2	102.5	11.7	46.5	8.6	2.74	7.63	1.17	5.67	1.09	2.76	2.19	0.32	28.8
	JR250112-2	4.1	5.4	1.3	290	0.9	261.2	25.2	47	91.4	10.77	40.5	7.95	2.6	7.18	1.07	5.83	1.05	2.74	2.04	0.31	46.8
	JR250112-3	3.2	4.5	1	270	0.6	219.1	22.8	39.9	76.1	9.22	37.4	6.96	2.31	6.57	0.93	5.24	0.91	2.3	2.01	0.26	54.5
	JR310513-2	4.5	7	1.1	303	0.6	306.4	32.9	64.4	119.7	14.6	53.6	9.8	3.02	8.92	1.32	7.3	1.22	3.14	2.85	0.41	37.4
	LL060213-1	4.6	5.9	1.3	315	0.6	285.6	29.3	50.4	96.9	11.7	46.1	8.82	2.78	7.97	1.13	6.49	1.13	2.95	2.25	0.35	58.1
	LL060213-3	4.4	7.1	1.3	305	0.9	299.3	37.1	58.7	108.6	13.78	55.2	9.91	3.22	9.06	1.25	6.65	1.34	3.23	2.47	0.42	48.3
	LL060213-4	5.5	8.1	1.9	287	1	344.8	34.9	67.3	127.5	15.04	55.4	10.17	3.1	8.55	1.28	6.96	1.25	3.36	2.72	0.45	40.7
	LL061117-3	3.9	6.3	1.2	248	1.1	279.5	32.7	53.8	108.2	12.19	49.9	9.66	2.98	8.67	1.14	6.68	1.17	3.12	2.44	0.34	
	LL061117-6	3.5	5.5	1.1	303	0.8	235.8	27.1	46.7	88.4	10.47	42.8	8.52	2.54	7.66	1.04	5.78	1.03	2.68	2.09	0.33	
	LL061117-7	4	5.9	0.8	260	1.3	258.9	26.2	42.3	95.6	10.17	40.1	7.71	2.4	7.05	1.01	5.6	0.94	2.77	2.13	0.32	
	LL061117-8	3.9	6	1.2	311				60.5	103.7	12.97	50	9.86	3.21	9.24	1.28	7.02	1.34	3.65	2.85	0.45	
	LL230711-2	4.5	7	1.5	311	0.7	279.8	30.4	64.1	116.9	13.35	48.6	9.25	2.87	7.86	1.2	6.09	1.17	3.17	2.88	0.42	15.2
	JR160913-5	4.4	6.7	1.1	180	<0.5	282.3	35.2	57.7	107	13.08	51.2	10	3.07	9.04	1.25	6.78	1.32	3.33	2.67	0.4	49.7
	JR230112-3	5.1	7.6	2	231	0.5	345.5	32.5	61.3	118.3	13.63	52	9.94	3.16	9.19	1.28	7	1.3	3.31	2.83	0.39	38
	LL230112-5	6	8.7	0.9	400	0.7	388.6	43.9	72.9	141	17.07	72.5	13.06	3.99	12.1	1.49	8.9	1.41	3.98	3.29	0.46	27.8
	LL020213-1	4.6	6.9	1.6	296	1.2	300.5	31.1	54.3	105	12.65	49.7	9.02	2.89	8.28	1.16	6.42	1.12	3.03	2.65	0.36	44.8
	LL220112-4	5.5	8.2	1.8	217	0.9	357.2	33.3	65.7	122.4	13.75	52.5	9.59	2.97	8.53	1.25	6.98	1.21	3.27	2.83	0.45	38.7
	JR220112-4A	4.3	5.9	1.1	254	0.9	286.1	29.8	50.7	98.3	11.75	47.9	8.97	2.79	7.76	1.17	6.56	1.15	2.83	2.47	0.35	38.6
	JR250513-11	4.5	6.9	1.5	256	0.9	335	30.3	56.2	113.8	13.47	51.7	9.44	3.05	8.99	1.29	6.77	1.11	2.78	2.22	0.31	32.1
	LL010213-6	5	6.8	1.7	275	1.2	343.4	32.9	62.7	122	14.56	54.1	10.36	3.25	9.34	1.28	6.99	1.33	3.36	2.63	0.41	35.2
	JR220112-3	3.6	4.8	1	266	1.3	222.3	24.6	39.1	76.8	8.79	35.5	6.78	2.16	6.74	0.97	5.14	0.91	2.44	1.94	0.27	53.3
	JR250513-3	3.9	6.7	1.6	297	0.6	275.4	28.1	51.2	97.7	11.27	41.6	8.05	2.55	7.85	1.12	5.95	1.02	2.59	2.3	0.33	39
	JR250513-9	4.8	8.4	2.1	212	1.1	366.1	33.3	67.5	127.8	14.74	54.8	10.17	3.18	9	1.28	6.6	1.19	3.14	2.74	0.4	26.1
	LL220112-1	3.8	5	1.3	267	0.6	256.1	28.6	48.5	91.1	10.63	45	8.26	2.8	7.85	1.26	6.42	1.15	2.88	2.34	0.32	55.5
	JR160913-2	4.8	7	1.5	276	0.7	299.6	30.8	59.8	113.8	13.24	51.2	9.26	2.87	8.25	1.23	6.48	1.27	3.21	2.81	0.41	43.3
	JR230112-1	3.8	5.5	1.2	312	1.3	262.3	28.1	49.4	93.8	11.14	45.4	8.16	2.61	7.77	1.14	6.48	1.08	2.97	2.54	0.32	32.5
	JR230112-2	4	5	1.5	278	1.1	257.2	28.6	48	91.2	10.81	42.4	8.18	2.5	7.59	1.11	5.84	1.06	2.75	2.4	0.33	34.6
	LL230112-2	5.3	7.8	1.9	385	0.6	326.9	36.7	62	118.3	14.13	58.4	10.48	3.39	10.58	1.29	7.87	1.35	3.2	2.79	0.41	54.5
	LL230112-4	5.1	7	1.6	441	<0.5	324.9	36	58.7	117.4	13.54	56.4	10.9	3.43	10.77	1.3	7.67	1.31	3.23	2.92	0.4	55.9
	JR020613-3	4.9	7.8	1.8	229	0.8	347.9	32.5	64.2	120.2	13.94	54	9.8	3.01	8.41	1.19	6.65	1.27	3.38	2.73	0.42	39.3
MP270112-3	5.3	7.6	1.8	212	1.1	344.5	32.5	64.1	121.4	13.82	52.7	9.46	3	8.62	1.24	7.05	1.23	3.58	2.99	0.45	40.2	

4.2.1 Elementos mayores

Las muestras analizadas del Guyot O'Higgins y Monte Beta poseen rangos de 42.75 – 44.73 % de SiO_2 (wt%), similar al rango que exhiben las muestras de volcanismo rejuvenecido para la Isla Robinson Crusoe (41.76 – 45.14 %) en el diagrama de clasificación total álcalis vs sílice o TAS. Sin embargo, el contenido de álcalis posee un rango reducido para los montes (4.95 – 5.61 %) a diferencia del volcanismo rejuvenecido de la isla Robinson Crusoe (2.46 - 5.86%) por lo cual las rocas principalmente en los montes corresponden a Basanitas y en la isla además de estas, se encuentran picrobasaltos (Fig. 11).

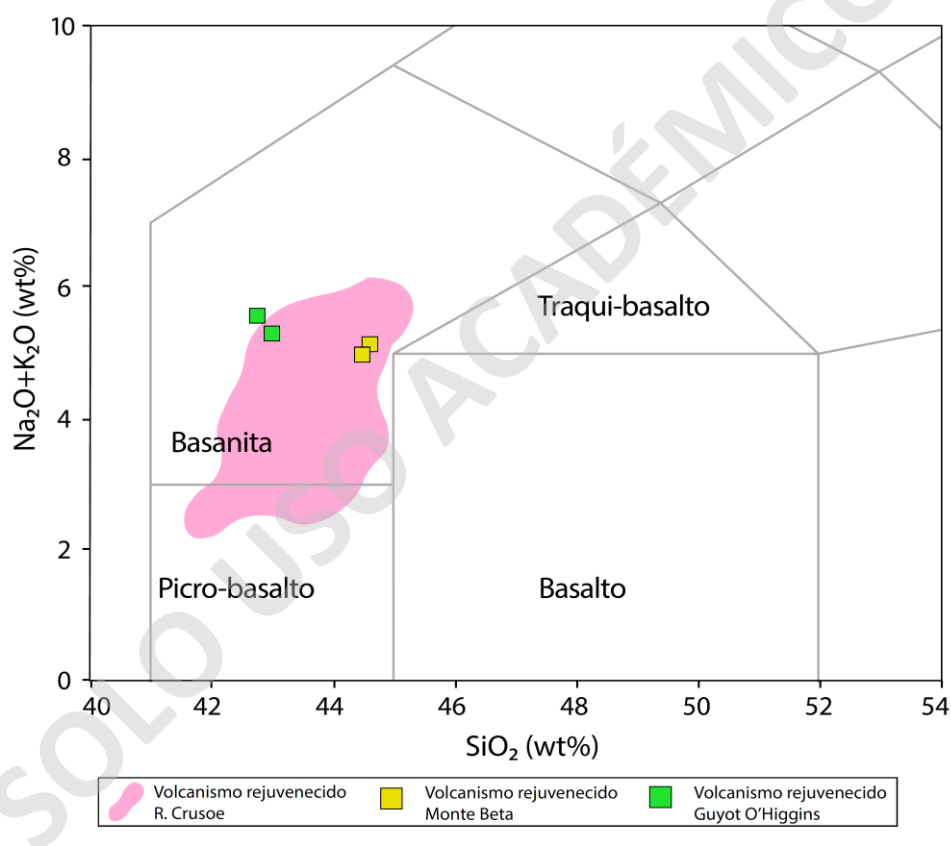


Figura 11: Diagrama de clasificación TAS (Le Bas *et al.*, 1986) realizado para las muestras del volcanismo rejuvenecido de la isla en el área rosada, y como cuadrados para los montes submarinos.

Los elementos mayores se analizaron en diagramas respecto al contenido de MgO que varía de 5.91 – 13.65 % a diferencia de SiO_2 que posee un rango menor de variación (41.76 – 45.14 %).

Con respecto a los elementos mayores como el SiO_2 , CaO , Na_2O el contenido de estos elementos para el volcanismo rejuvenecido en los montes submarinos se encuentra dentro del área del

volcanismo rejuvenecido que se encuentra en la isla, sin embargo, para TiO_2 , K_2O , P_2O_5 , Al_2O_3 , Fe_2O_3 , existen leves diferencias (Fig. 12).

El Guyot O'Higgins presenta un leve enriquecimiento en TiO_2 y K_2O (4.26 - 4.34%; 1.70 - 2.09%) respecto a los otros sectores de la Dorsal (2.80 - 5.91%; 0.19 - 1.91%, respectivamente) y empobrecimiento en Al_2O_3 (13.40 - 13.46%) para la cantidad de MgO dada (15.54 - 14.05%). En el Monte Beta se identifican menores valores de $\text{Fe}_2\text{O}_3^{\text{T}}$ y P_2O_5 (10.84 - 10.94%; 0.47%) que en el volcanismo rejuvenecido de la isla (12.12 - 16.55%; 0.55 - 0.97%) para valores de MgO similares.

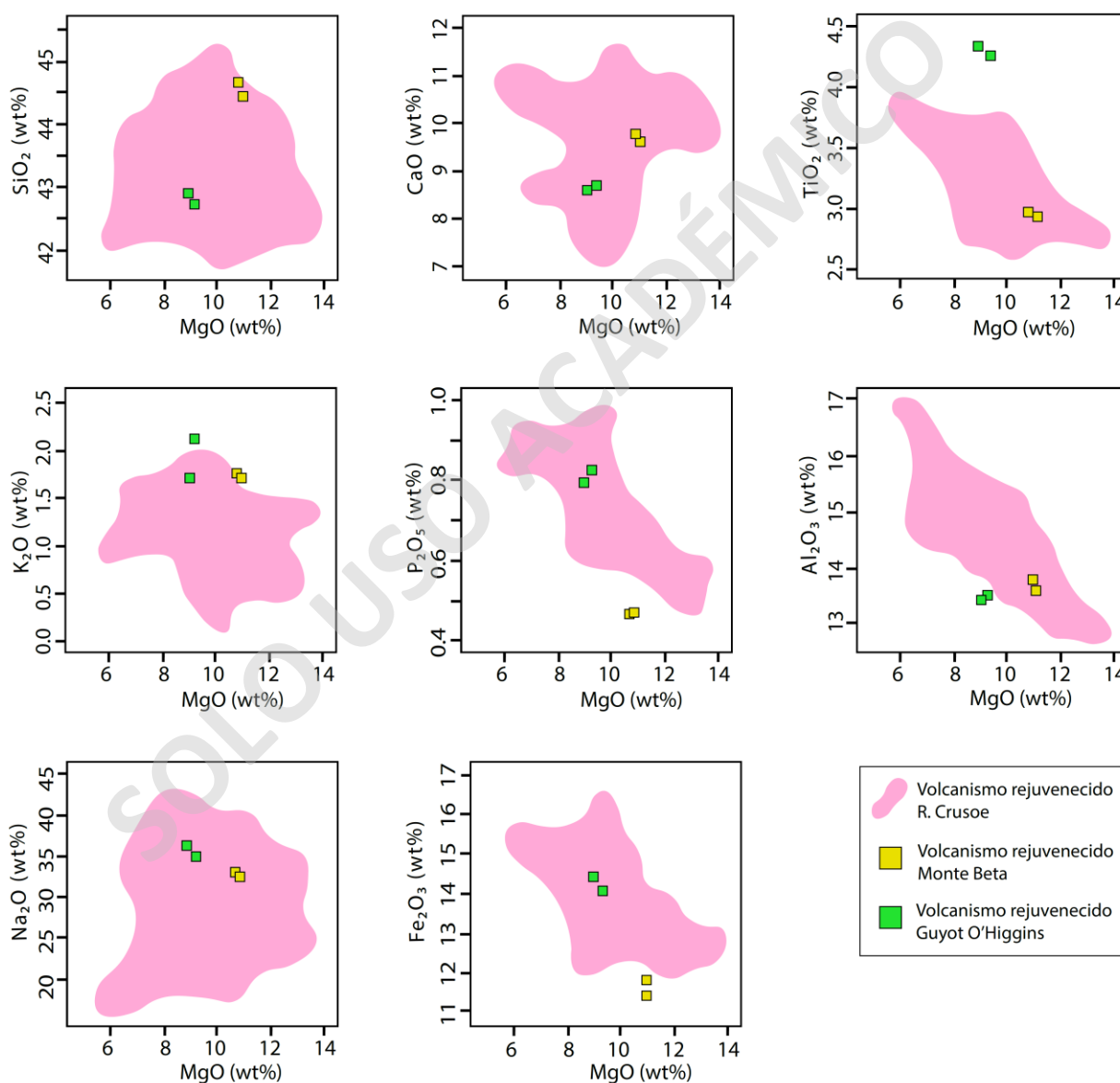


Figura 12: Diagrama de variación de elementos mayores (wt%) con respecto al MgO para las muestras del volcanismo rejuvenecido de la isla en el área rosada, y como cuadrados para los montes submarinos.

4.2.2 Elementos traza

Los diagramas de variación de elementos traza se realizan con respecto al MgO y agrupados respecto a su comportamiento geoquímico. En general, los elementos traza del volcanismo rejuvenecido para el Guyot O'Higgins, el Monte Beta y de la isla Robinson Crusoe poseen valores similares. Los diagramas de variación de los LILE respecto al MgO consideran los elementos Cs, Ba, Sr, K y Eu a pesar de que este último puede ser considerado como HFSE o LILE según su estado de oxidación, por lo que se considera también en las gráficas de HFSE (Fig. 13).

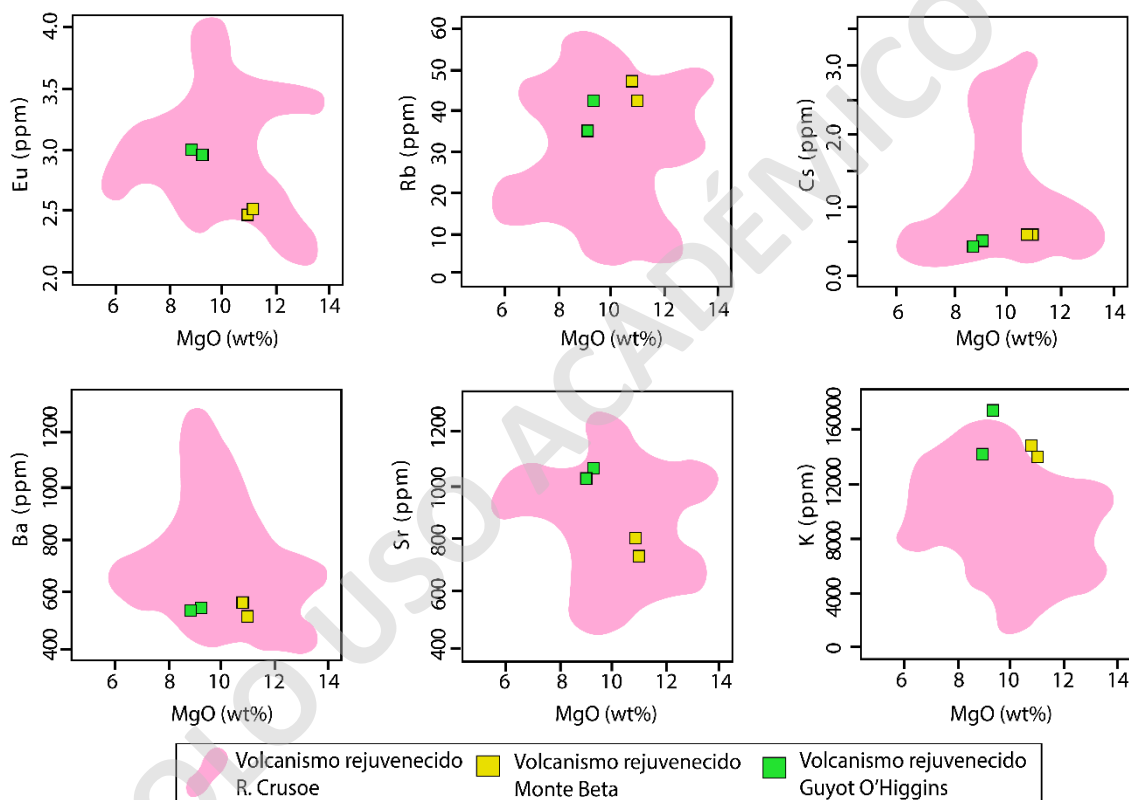


Figura 13: Diagrama de variación de elementos traza (LILE) (ppm) con respecto al MgO para las muestras del volcanismo rejuvenecido de la isla en el área rosada, y como cuadrados para los montes submarinos.

El comportamiento del Guyot O'Higgins y el Monte Beta para estos elementos en general es similar a las muestras del volcanismo rejuvenecido de Robinson Crusoe, sin embargo, el Guyot O'Higgins contienen valores levemente más altos de LILE a excepción del Rb, que el Monte Beta.

En los diagramas de variación de los elementos de transición se consideran V, Sc, Cu, Co, Zn, Ni, sin embargo, para Cu y Zn no se tienen los valores del Monte Beta.

Para todos los elementos de transición los montes submarinos se encuentran dentro del área del volcanismo rejuvenecido de Robinson Crusoe sin embargo para el Cu, una de las muestras del Guyot O'Higgins presenta valores mayores (Fig. 14).

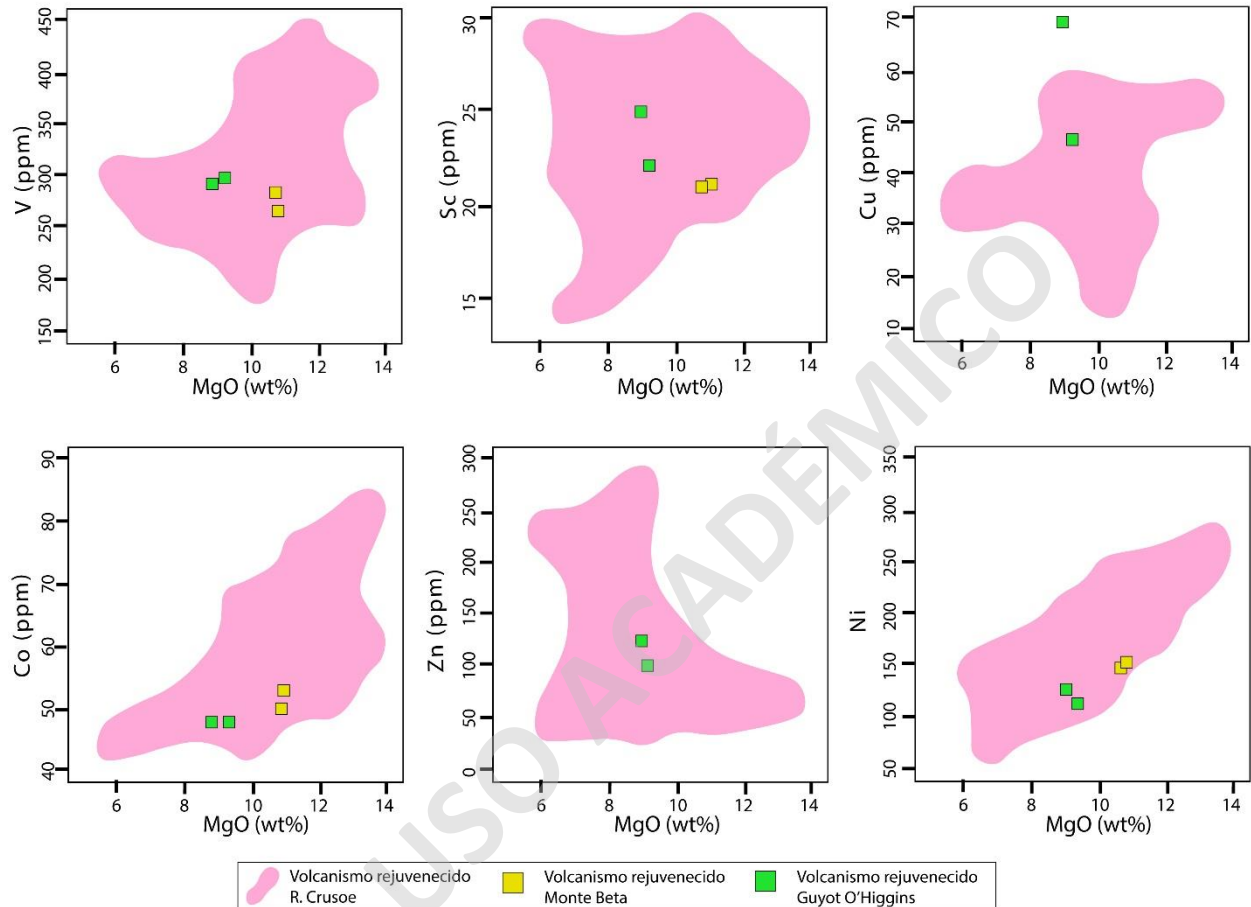


Figura 14: Diagrama de variación de elementos traza (transición) (ppm) con respecto al MgO para las muestras del volcanismo rejuvenecido de la isla en el área rosada, y como cuadrados para los montes submarinos.

Para los diagramas de variación de los HFSE con respecto al MgO, se consideran los elementos Nb, Zr, U, Ta, Eu, W, La, Hf, Th, Yb, Lu, en los cuales el Guyot O'Higgins se encuentra dentro del área de volcanismo rejuvenecido de Robinson Crusoe al igual que el Monte Beta a excepción de W, Yb, y Lu, con mayores valores para W (0.8 – 1.5%) que para la Dorsal (0.6 - 1.3%), y levemente menor para Yb y Lu para valores similares de MgO (Fig. 15).

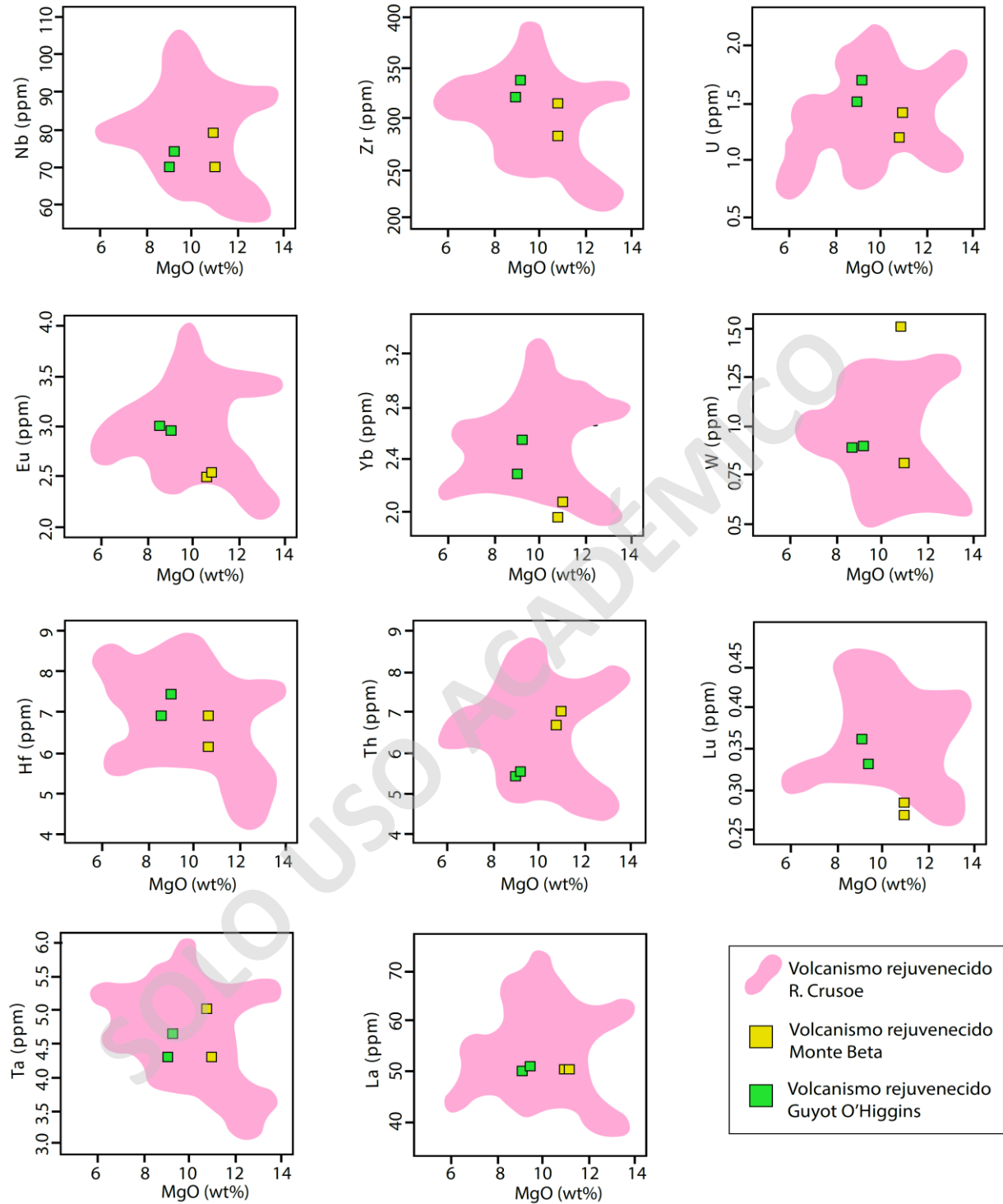


Figura 15: Diagrama de variación de elementos traza (HFSE) (ppm) con respecto al MgO para las muestras del volcanismo rejuvenecido de la isla en el área rosada, y como cuadrados para los montes submarinos.

Para las muestras del Guyot O'Higgins se observa valores levemente más altos de HFSE que para el Monte Beta a excepción del Th.

4.2.3 Multielementos

El diagrama multielementos normalizado al manto primitivo (Sun y McDonough, 1989), muestra un comportamiento similar tanto para el Monte Beta, Guyot O'Higgins y la isla Robinson Crusoe, con leves diferencias, como un sutil empobrecimiento en tierras raras pesadas (HREE) para los montes submarinos en relación con las HREE de la isla Robinson Crusoe, y un enriquecimiento en Ti para los montes en relación con la isla (Fig. 16). Entre los montes se observa un leve enriquecimiento de las muestras correspondientes al guyot O'Higgins para casi todos los HFSE

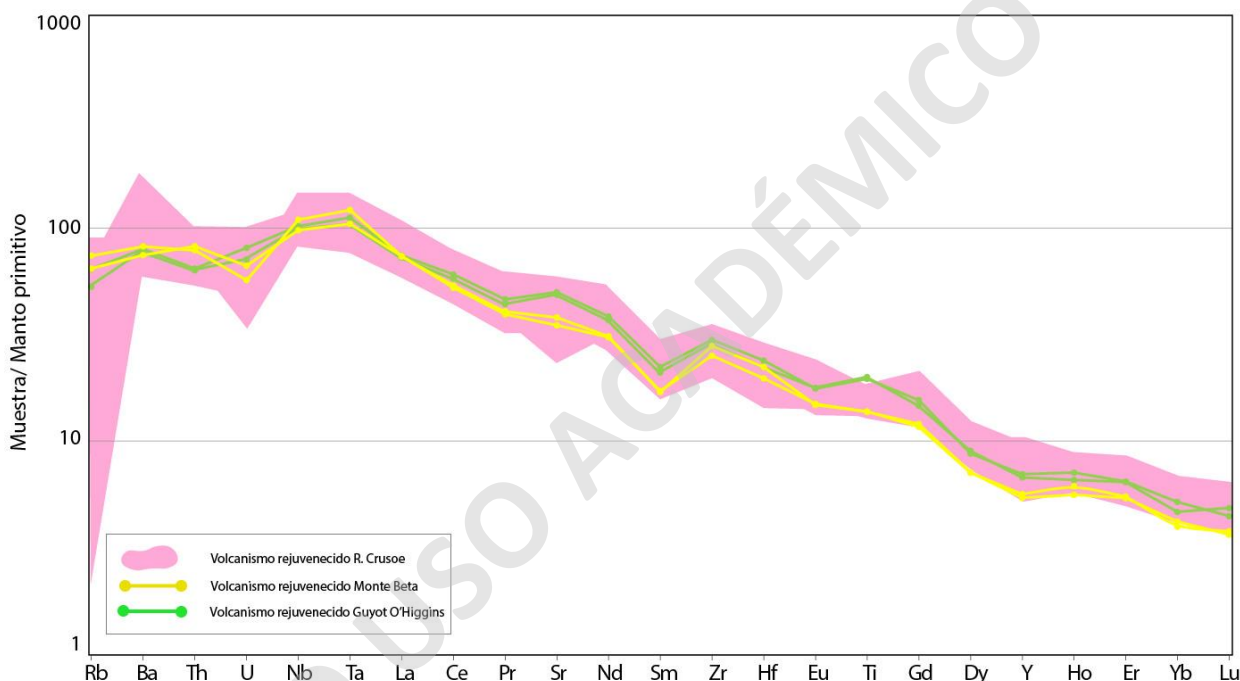


Figura 16: Diagrama Multielementos normalizado al manto primitivo (Sun y McDonough, 1989), para el volcanismo rejuvenecido de la isla Robinson Crusoe en el área rosada y en líneas de color para los montes submarinos.

4.3 Grupos composicionales en el volcanismo rejuvenecido de Robinson Crusoe

Para el volcanismo rejuvenecido en la Isla Robinson Crusoe, se han definido grupos composicionales según las tendencias de las muestras respecto a los elementos mayores vs Mg# o MgO (Reyes *et al.*, 2017; Orellana, 2023) diferenciándose cuatro grupos composicionales Altos en Mg, intermedio en Mg, bajo en Mg y Mg out, sin que ellos estén relacionados a centros de emisión en particular, es decir, los grupos composicionales no tienen una correlación geográfica espacial clara.

Mg out son muestras de bombas basaníticas que están fueran de los rangos composicionales normales de MgO para la formación normal de las rocas por lo cual este grupo composicional representaría procesos adicionales, como fuerte removilización por alteración, que no se consideraran en este estudio posterior a la formación de las muestras.

Dentro de los grupos composicionales, el Monte Beta y el Guyot O'Higgins se correlacionan al grupo medio y bajo en Mg, respectivamente, para los diagramas de elementos mayores como el Al_2O_3 , CaO, Na_2O , P_2O_5 con respecto al MgO (Fig. 17). La falta de correlación en las áreas de los grupos de medio y bajo MgO para el Al_2O_3 y P_2O_5 puede deberse a la movilización de elementos por alteración, sin embargo, las muestras parecen seguir la misma tendencia de los grupos a los que pertenecerían, ubicándose gráficamente en su proximidad, lo que sugiere procesos genéticos similares para las diferentes expresiones de volcanismo rejuvenecido en JFR.

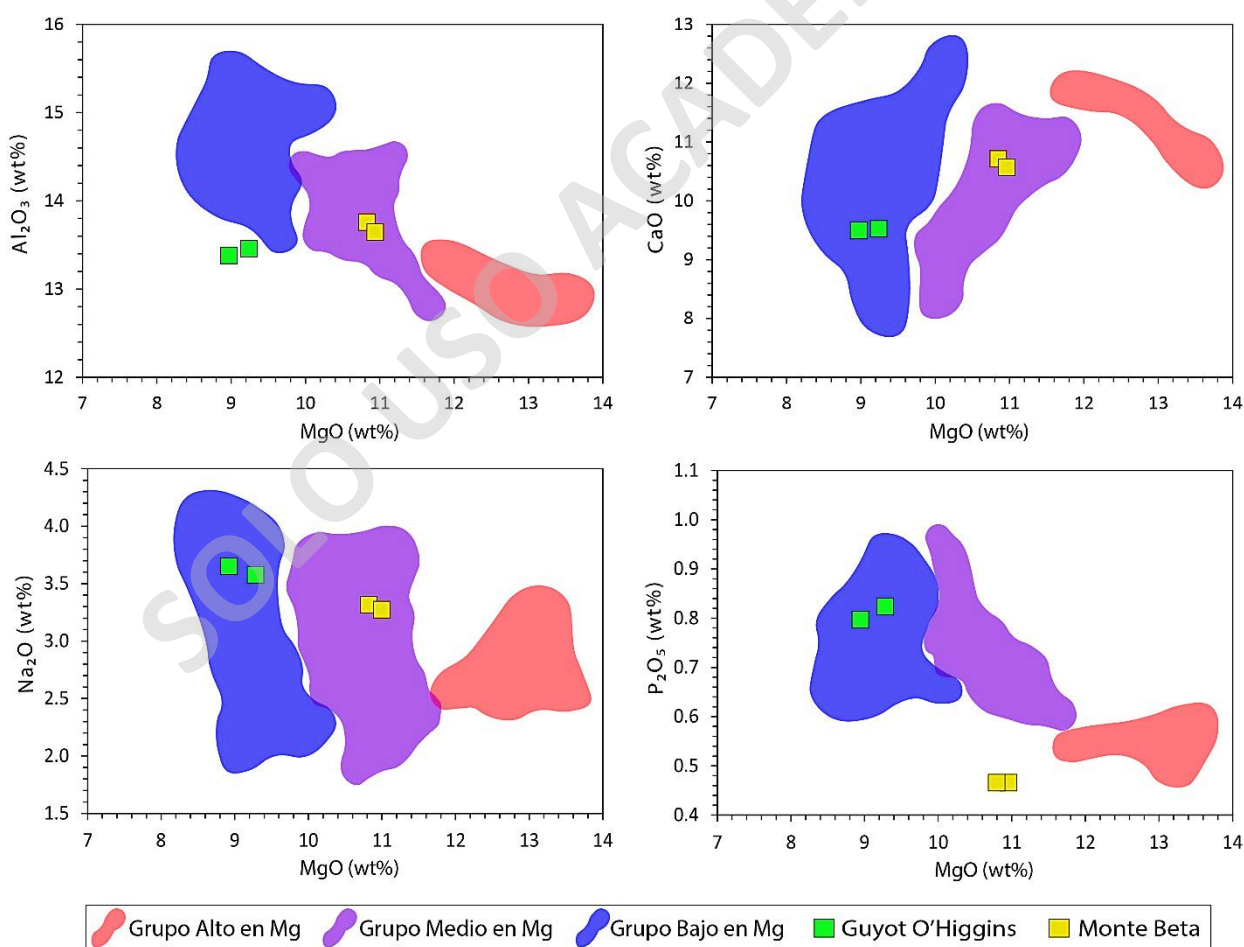


Figura 17: Diagrama de principales elementos mayores vs MgO (wt%), se identifican como áreas los grupos composicionales del volcanismo rejuvenecido de la isla Robinson Crusoe, junto a él Guyot O'Higgins y Monte Beta.

4.4 Isótopos radiogénicos

Se analizaron 15 datos isotópicos de $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ y $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ y 10 de $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ vs $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$, y $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ vs $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ (Tabla 6) pertenecientes al volcanismo rejuvenecido de la Dorsal de Juan Fernández dentro. De este grupo, dos análisis pertenecen al Guyot O'Higgins.

Para el sistema isotópico de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ no se considera la muestra 2D-1 del Guyot O'Higgins debido a un valor anómalamente alto para el $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, que corresponde a uno de los isótopos más susceptibles a alteración por agua de mar (Hart *et al.*, 1974).

Para el análisis isotópico de esta sección se añaden los valores del volcanismo en escudo de Reyes *et al.* (2019), correspondiente a la isla Alejandro Selkirk, Monte Alpha, Guyot O'Higgins y la isla Robinson Crusoe los cuales se encuentran en el Anexo C.

Tabla 6: Valores isotópicos de Sr-Nd-Pb para el volcanismo rejuvenecido de la isla Robinson Crusoe y el Guyot O'Higgins

SAMPLE	LUGAR	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$		$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$		$^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$		$^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$		$^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	
2D-1	Guyot O'Higgins	0.704369	±0.000004	0.512830	±0.000005	19.2248	±0.0016	15.5964	±0.0014	39.1344	±0.0036
2D-2		0.703543	±0.000004	0.512830	±0.000005	19.2210	±0.0012	15.5924	±0.0010	39.1230	±0.0027
JR020613-3	Robinson Crusoe	0.703519	±0.000004	0.512870	±0.000002	19.1016	±0.0007	15.5844	±0.0008	39.0787	±0.0028
JR160913-2		0.703466	±0.000005	0.512860	±0.000003	19.1866	±0.0014	15.5892	±0.0012	39.1392	±0.0033
JR220112-3		0.703410	±0.000004	0.512866	±0.000004						
JR220112-3 *		0.703386	±0.000004	0.512871	±0.000002	19.2403	±0.0006	15.5960	±0.0006	39.1372	±0.0021
JR230112-1		0.703413	±0.000004	0.512869	±0.000003	19.2209	±0.0007	15.5942	±0.0008	39.1562	±0.0027
JR230112-1R		0.703402	±0.000004	0.512869	±0.000003	19.2200	±0.0007	15.5935	±0.0008	39.1538	±0.0029
JR230112-3		0.703507	±0.000005	0.512851	±0.000006						
JR250112-3		0.703477	±0.000004	0.512873	±0.000004	19.1683	±0.0017	15.5888	±0.0013	39.0715	±0.0033
LL010213-6		0.703488	±0.000004	0.512864	±0.000004	19.1350	±0.0008	15.5888	±0.0008	39.1004	±0.0025
LL230112-4		0.703468	±0.000004	0.512867	±0.000003	19.1394	±0.0005	15.5901	±0.0005	39.1036	±0.0016
LL230711-2		0.703536	±0.000006	0.512842	±0.000006						
LL230711-8		0.703501	±0.000006	0.512850	±0.000004						
MP270112-3		0.703551	±0.000006	0.512854	±0.000004						

4.4.1 Volcanismo Rejuvenecido vs Volcanismo en escudo

El volcanismo rejuvenecido en la Dorsal de Juan Fernández esta enriquecido en todos los sistemas isotópicos respecto al MORB, con un rango de variación acotado entre 0.704369-0.703386 para $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, 0.512873-0.512830 para $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$, 19.2403-19.1016 para $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$, 15.5964-15.5844 para $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$, y 39.1562-39.0715 para $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ (Fig. 18).

Para el volcanismo de escudo la mayoría de los valores isotópicos son mayores teniendo valores de 0.703849- 0.703496 para $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, 0.512899- 0.512787 para $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$, 19.2874- 19.0499 para $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$, 15.6126- 15.6016 para $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$, pero para $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ el valor es 39.1646- 38.935 por tanto posee menores valores de este isótopo para un $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ dado, por lo cual es posible observar diferencias entre el volcanismo en escudo y rejuvenecido.

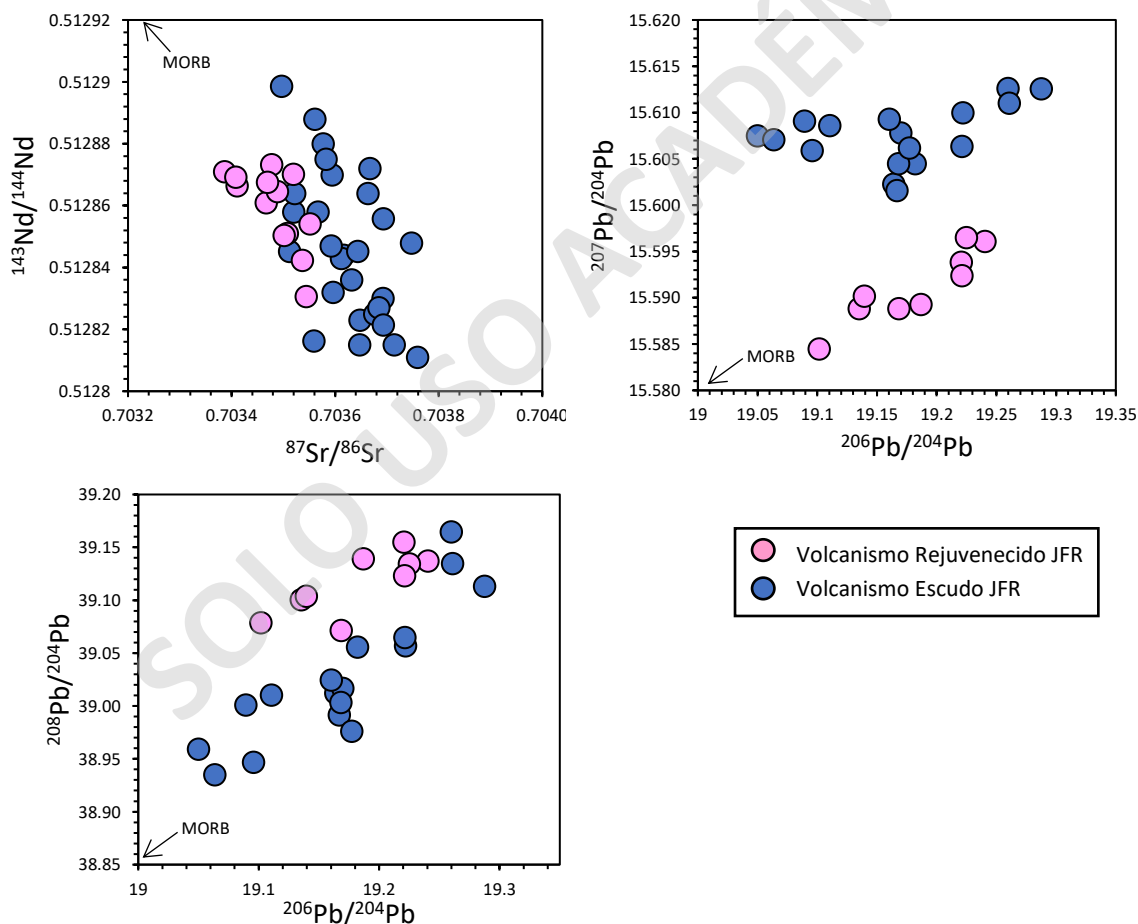


Figura 18: Gráfica de isótopos de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ vs $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$, $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ y $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ vs $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$, para el volcanismo rejuvenecido y escudo de la Dorsal de Juan Fernández.

4.4.2 Relación entre isotopía, grupos composicionales y centros de emisión

Considerando los grupos composicionales (Alto en MgO, Medio en MgO y Bajo en MgO) definidos por los elementos mayores para el volcanismo rejuvenecido, se observa (Fig. 19) que no existe una tendencia clara que permita establecer una relación entre los distintos grupos composicionales con un rango particular de razones isotópicas diferentes de los otros grupos.

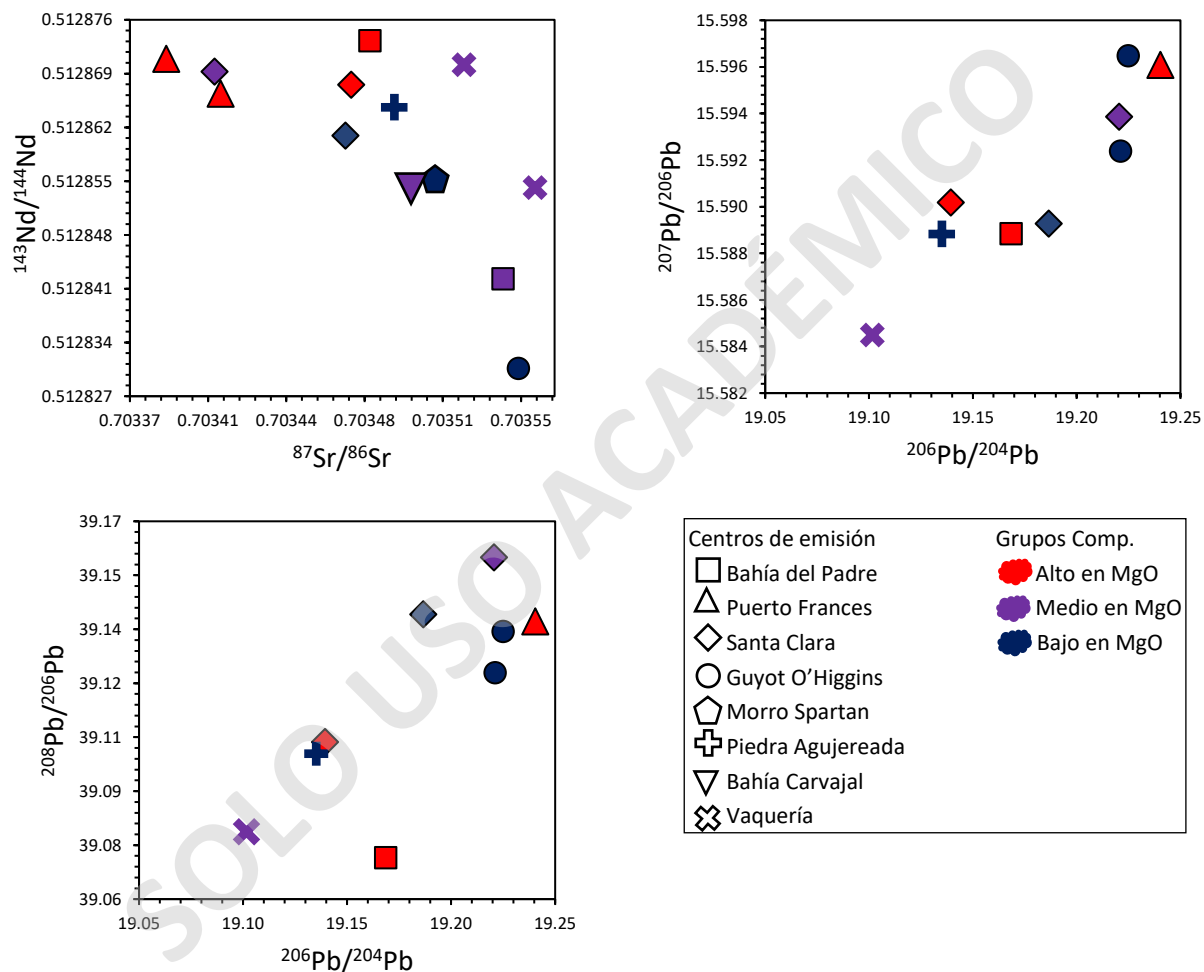


Figura 19: Gráfica de isótopos de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ vs $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$, $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ y $^{208}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ vs $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$, para los diferentes grupos composicionales del volcanismo rejuvenecido de la isla Robinson Crusoe

Es decir, no hay un grupo composicional con isotopía evidentemente más o menos enriquecida que el resto. De manera similar no se observan tendencias por centro de emisión, aunque es importante mencionar que la base de datos es poco representativa y no se puede negar la posibilidad que con mayor número de análisis si se observe una correlación.

Por lo tanto, la tendencia de grupos composicionales definida por elementos mayores y traza no presenta una tendencia para los valores isotópicos, por lo cual los procesos petrogenéticos que originaron los grupos composicionales no son necesariamente los mismos que causaron las variaciones en la signatura isotópica.

5. CAPITULO 5: DISCUSIÓN

5.1 Geoquímica de la Dorsal de Juan Fernández

La composición química observada (Figs. 11-16) en términos de elementos traza y mayores para el volcanismo rejuvenecido de la Dorsal de Juan Fernández es muy homogéneo. Sin embargo, existen leves diferencias entre montes submarinos e islas en algunos elementos, lo cual puede ser provocado por alteración submarina. La alteración se ha definido como cualquier cambio en la composición mineralógica de una roca provocada por medios físicos o químicos, especialmente por la interacción con soluciones acuosas o gases. La alteración ocurre cuando existen componentes que se vuelven inestables bajo condiciones físicas y químicas cambiantes y se alteran a minerales más estables. (Gifkins *et al.*, 2005).

Debido al análisis petrográfico se evidencia que la alteración es leve, sin minerales secundarios presentes, pero con leve palagonitización y oxidaciones, concordante a lo observado en las gráficas de geoquímica de roca total. Estas variaciones leves pueden haber sido generadas por la interacción fluido-roca, por reacciones iónicas entre los minerales que constituyen la roca y el fluido que circula, provocando movilidad de elementos (Gifkins *et al.*, 2005). En los elementos mayores esto provoca un incremento en el contenido de Na_2O , K_2O y genera una pérdida de SiO_2 , Al_2O_3 y en etapas de mayor alteración aumenta TiO_2 y P_2O_5 (Hart *et al.*, 1974), lo cual se observa en especial para el Guyot O'Higgins (Tabla 5). Para los elementos traza, los elementos móviles (LILE), en general son similares al campo de Robinson Crusoe, pero el elemento K es más alto debido a que se adiciona al vidrio volcánico por alteración submarina (Hart *et al.*, 1974), para los elementos HFSE se considera que las variaciones corresponden a cambios leves existentes en la fuente que origina las muestras.

Considerando esto se concluye que la fuente que origina el volcanismo rejuvenecido en toda la Dorsal de Juan Fernández es similar en términos químicos, con leves diferencias, por lo cual en los

siguientes subcapítulos se tratará como “la Dorsal de Juan Fernández” (sin distinción) a las islas y montes que lo componen debido a esta similitud.

5.2 Origen del volcanismo rejuvenecido

Para el análisis de las fuentes involucradas en la génesis del volcanismo rejuvenecido, se considera que el grupo Alto en MgO representa las muestras más cercanas a primitivas o primarias, por lo tanto, menos afectadas por procesos de diferenciación que podrían modificar la isotopía original. Las tendencias para todas las razones analizadas dentro del grupo de alto magnesio siguen la línea de tendencia de manera subparalela a la mezcla entre los dos miembros composicionales extremos EMI-HIMU con una composición tipo FOZO generalizada (Fig. 20).

Estos miembros composicionales extremos están caracterizados por basaltos emitidos en islas representativas de composiciones extremas. Para el EMI corresponden a Gough, Tristán da Cunha, Pitcairn y Kerguelen, para HIMU a Sta Helena, Rurutu, Mangaia y, Tubuai (Willbold y Stracke, 2010).

El volcanismo rejuvenecido de la Dorsal de Juan Fernández tiene un origen tipo FOZO con variaciones en tendencias subparalela a la línea HIMU-EMI, pero con un contenido promedio de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ bajo para el valor promedio de la composición isotópica característica de FOZO. Este componente ha sido definido como un miembro ubicuo en el manto que representa material desde el manto inferior que está presente como una mezcla de los miembros extremos composicionales del manto presente en las plumas mantélicas (Hart *et al.*, 1992), el cual se presenta como una mezcla estable ocasionalmente mezclado con manto empobrecido (Kimura *et al.*, 2016).

Los reservorios tipo HIMU se caracteriza por altos valores de U/Pb y Th/Pb y muy bajas razones de Rb/Sr que se atribuyen a un origen en la litósfera oceánica metasomáticamente enriquecida por la infiltración de fundidos que tienen alto U/Pb y Th/Pb debido a enriquecimiento de U y Th sobre el Pb (Hofmann, 2003). Los reservorios tipo EMI tienen valores muy bajos de Sm/Nd acoplado con relativamente bajo ^{87}Sr y muy bajo (U, Th) / Pb acoplado con relativamente alto Th/U con distintas posibilidades atribuidas a su origen, uno de ellos corresponde a la litósfera subcontinental reciclada por delaminación o reciclajes de sedimento pelágico antiguo o corteza continental inferior (Hofmann, 2003; Zindler y Hart, 1986).

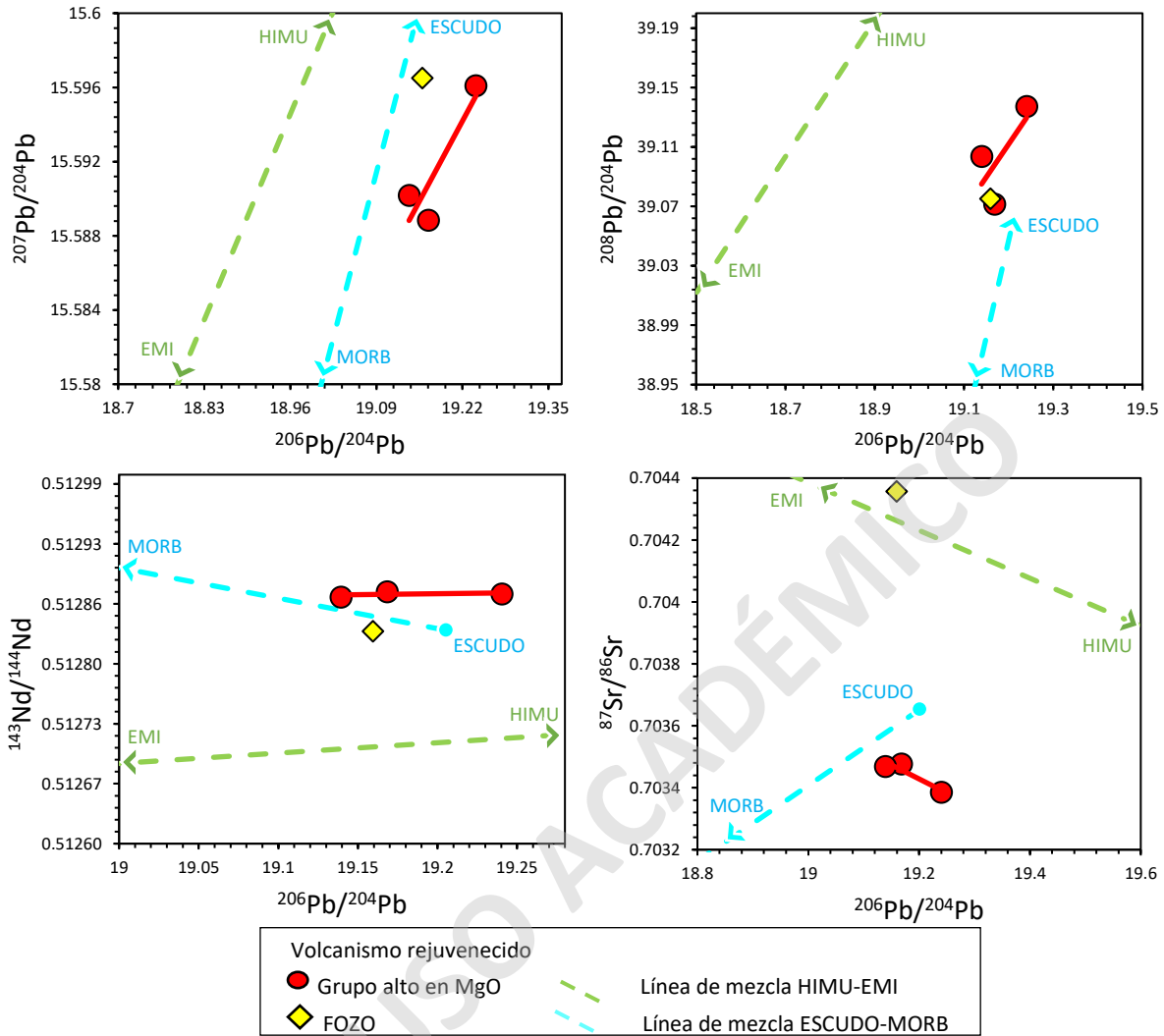


Figura 20: Gráficas de $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$, $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$, $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$, $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ vs $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ para el grupo alto en MgO del volcanismo rejuvenecido con sus líneas de tendencia.

Los reservorios HIMU-EMI se han encontrado recurrentemente juntos en una pluma por lo que se han definido como parte de arreglos de gran escala que serían creados por reservorios discretos que representan mezclas intermedias de los miembros composicionales extremos y no una mezcla de fundidos de estos. Este arreglo propone que los reservorios son contiguos uno con el otro y se mezclan completamente para tener un reservorio mixto discreto que posteriormente pueden ser mezclados con otros miembros composicionales extremos del manto (Hart, 1988). Se ha atribuido su origen a litósfera subcontinental donde miembros composicionales residen en una relativa proximidad y están disponible para entremezclarse después de la delaminación y la entrada a la circulación en el manto (Hart *et al.*, 1986). Sin embargo, estudios más recientes proponen la mezcla

debido a fusión de estos miembros composicionales extremos en diferentes proporciones que existen como reservorios en el manto (Stracke y Hofmann, 2005).

Estas variaciones isotópicas entre las fases del volcanismo ha sido observado en otros lugares como por el ejemplo en la isla Mauricio donde el origen del volcanismo rejuvenecido se propone a partir de una pluma heterogénea (Paul *et al.*, 2005). Las lavas del volcanismo rejuvenecido de esta isla tienen una composición isotópicamente empobrecida respecto al volcanismo escudo, pero más enriquecido que el MORB del índico, por lo que el origen no es puramente debido a la fusión del MORB y tampoco se logran definir curvas de mezcla entre el MORB y el volcanismo escudo de Mauricio, por lo que se concluye que estos componentes empobrecidos serían parte de una pluma levemente heterogénea con venas o capsulas de una isotopía enriquecida en una matriz con una composición isotópica empobrecida que origina el volcanismo rejuvenecido. (Paul *et al.*, 2005). Por lo que podría ser un mecanismo eficaz en explicar las características composicionales (químicas e isotópicas) de diversos casos a nivel mundial.

Otra teoría para el origen del volcanismo rejuvenecido es la fusión de litósfera oceánica mestaosmatizada, caracterizada por variadas firmas geoquímicas debido a metasomatismo por el paso previo del volcanismo escudo o interacción con otros factores geodinámicos (Konter y Jackson, 2012; Geldmacher *et al.*, 2001), o una mezcla de ambas alternativas (Beguelin *et al.*, 2019).

Por ejemplo, en el caso de la isla Gran Canaria el volcanismo rejuvenecido se origina a partir de una fuente litosférica metasomatizada, donde el volcanismo escudo estaría caracterizado por una fuente tipo pluma con composición principalmente HIMU, la cual metasomatiza la litósfera generando una mezcla entre el componente tipo HIMU y la composición empobrecida de la litósfera (DM), por ende los datos isotópicos de las muestras del volcanismo rejuvenecido pueden ser explicados por una mezcla del componente de la fase de escudo, reflejando una composición tipo HIMU de la pluma, con un componente empobrecido (DM) (Geldmacher *et al.*, 2001).

Para explorar la variante de origen litosférico metasomatizado se analiza la posibilidad de que las muestras del volcanismo rejuvenecido tengan una tendencia hacia los miembros composicionales extremos de la mezcla entre litósfera, que correspondería a un componente tipo MORB (debido a que no existe evidencia de otros posibles magmas que hayan metasomatizado la litósfera antes del paso por el hotspot de Juan Fernández) y muestras del volcanismo escudo de Juan Fernández.

Esta línea de mezcla representa las composiciones intermedias entre el MORB y volcanismo escudo, por lo que representaría la posible composición isotópica de la litósfera del Pacífico metasomatizada por el paso previo de fundidos con la signatura del escudo de Juan Fernández. Lo anterior permite interpretar que el origen del volcanismo rejuvenecido no estaría relacionado mayoritariamente a litósfera oceánica, “pura” (DM) o metasomatizada (entre DM y escudo Juan Fernández) debido a que no existe una correlación con la tendencia del grupo alto en MgO (Fig. 20).

Otra evidencia se considera mediante la composición isotópica de la litósfera con las muestras de la Dorsal de Chile y la Dorsal de Pacífico (Anexo F), debido a que en estas dorsales se origina la Placa de Nazca, por lo que estas muestras estarían representando la composición promedio de la litósfera bajo la Dorsal y de esta manera se podría evidenciar su contribución al volcanismo rejuvenecido. El otro miembro composicional extremo corresponde a las muestras del volcanismo escudo de la Dorsal de Juan Fernández (Fig. 21), que pudo provocar una variación composicional en la litósfera en el momento de la formación de las islas o montes en la fase de escudo, heredando parte de la isotopía del volcanismo escudo. En tal caso, la litósfera pierde la signatura isotópica empobrecida de MORB y se modifica a una composición variable entre MORB y el volcanismo escudo, es decir litósfera metasomatizada, similar a lo propuesto en la línea de mezcla de la figura 21.

En el caso de que el origen del volcanismo rejuvenecido fuese mediante la fusión de litósfera metasomatizada, las muestras del volcanismo rejuvenecido tendrían valores isotópicos intermedios entre la isotopía del MORB y del volcanismo escudo, lo cual podría ser válido en el caso del diagrama de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ vs $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ (Fig. 21), sin embargo, esto no se aprecia para los isótopos de $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$, $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$, $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$, ya que las muestras del volcanismo rejuvenecido no se encuentran en la curva de mezcla formada entre los valores de los miembros composicionales extremos de la mezcla (MORB y volcanismo escudo) (Fig. 21), ni tampoco presentan la tendencia de mezcla entre ambos miembros composicionales extremos (Fig. 20). Destaca el caso de la razón $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$, con los valores más altos (para un $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ dado) reconocidos en la Placa de Nazca, lo que hace necesaria la participación de una fuente más enriquecida en dicha razón, que no sería compatible con un origen en litósfera metasomatizada.

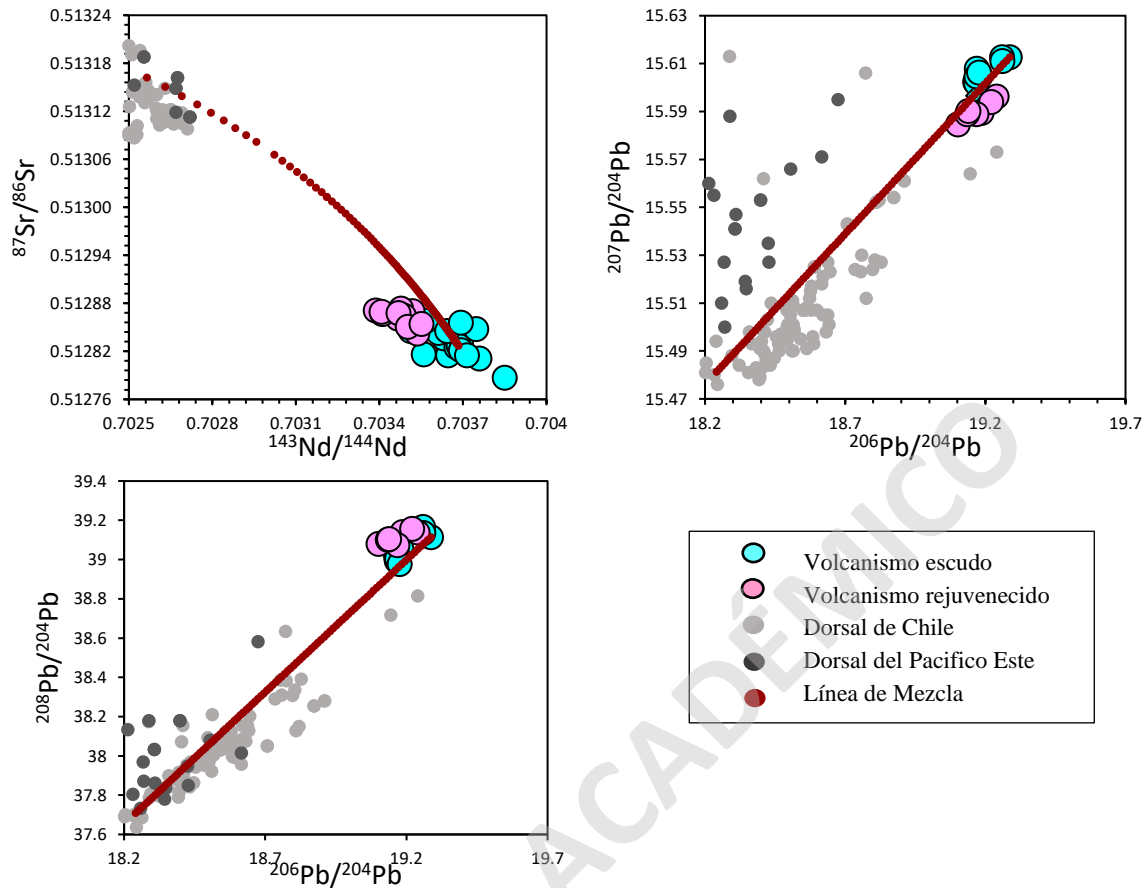


Figura 21: Gráfica de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ vs $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ y $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$, $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ vs $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ para el volcanismo rejuvenecido y escudo de la Dorsal de Juan Fernández junto a muestras de la Dorsal de Chile y del Pacifico Este (representando la placa de Nazca)

En consecuencia, similar a lo propuesto por Hoernle y Schmincke (1993); García et al. (2010); Guillou et al. (2014), el origen del volcanismo rejuvenecido estaría mejor explicado por una pluma heterogénea que ha sido muestreada de manera preferente a lo largo del tiempo por parte de distintas secciones de la Dorsal, provocando las variaciones isotópicas entre las distintas etapas volcánicas.

Por consiguiente, el origen del volcanismo rejuvenecido de la Dorsal de Juan Fernández es una pluma del manto que posee una composición tipo FOZO, que se ha muestreado preferentemente en el tiempo con mayor participación de componentes tipo HIMU-EMI en relación con el escudo, provocando tendencias subparalelas a dicha mezcla. Otra característica de la fuente presente en la pluma son los bajos valores de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ relativos al FOZO, lo que se podría explicar por la existencia de material reciclado con una baja cantidad de Rb.

5.3 Variaciones isotópicas temporales

Debido a que los isótopos radiogénicos provienen de la desintegración de isótopos padres a una vida media determinada, a medida que transcurre el tiempo existe una variación isotópica proveniente de este proceso. Sin embargo, debido a las edades inferiores a 2 Ma que posee el volcanismo rejuvenecido, esta variación se considera despreciable, por lo que las variaciones en las razones isotópicas a lo largo del tiempo no son atribuibles puramente a la desintegración y deben ser asociadas a algún proceso implicado en la formación y/o evolución de los magmas.

Para los isótopos de plomo se observa una tendencia general de aumento del isótopo radiogénico a medida que las muestras son más jóvenes similares a los isótopos de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ especialmente para las edades desde los 1.2 Ma hasta los 0.6 Ma. Ocasionalmente se observan variaciones internas leves, difícil de establecer por la densidad de los datos. En los isótopos de $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ se observa una disminución a medida que las muestras son más jóvenes especialmente desde 1.4 hasta 0.6 Ma. Por lo tanto, el volcanismo rejuvenecido exhibe una marcada disminución de $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ y en general un aumento de isótopos de $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$, $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ y $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ especialmente desde los 1.4 Ma hasta los 0.6 Ma.

Consecuentemente, a medida que las muestras tienden a edades más jóvenes son enriquecidas isotópicamente para el volcanismo rejuvenecido en la isla Robinson Crusoe (Fig. 22).

Las variaciones isotópicas a lo largo del tiempo también pueden ser atribuidos a alteración y contaminación litosférica (Dickin, 2018) o un cambio en la fuente. En el caso de la alteración con agua de mar, se genera un leve incremento en isótopos de ^{87}Sr una muy baja disminución de isótopos de ^{143}Nd y un muy bajo aumento de isótopos de $^{206/207/208}\text{Pb}$ relativo a la roca basáltica pura (Verma, 1992), sin embargo, debido al análisis químico y petrográfico realizado se estima que la alteración es mínima y no debería ser correlacionable con la edad de las rocas, si no con las condiciones inestables que es sometida la roca.

En el caso de contaminación litosférica, como la asimilación se ha propuesto como un proceso responsable de la evolución magmática del volcanismo rejuvenecido (cuya factibilidad desde el punto de vista isotópico será analizada en la siguiente sección). Uno de los principales efectos químicos de este proceso es la variación en el contenido de MgO (aumento si el asimilante es manto, disminución si es corteza). Como no se observan tendencias evidentes de cambio en el

contenido de MgO en el tiempo, no es posible atribuir las variaciones isotópicas temporales exclusivamente a este proceso.

La mejor explicación para esta variación, por tanto, sería que existe un leve cambio en la fuente que posee firmas isotópicas levemente más enriquecidas para las edades más jóvenes, en línea con una fuente relacionada a una pluma del manto levemente heterogénea y nuevamente complicando la opción de fuente en la litósfera metasomatizada. Estas variaciones isotópicas temporales han sido observadas en otras islas, como en Kaua'i que corresponde a una de las islas del grupo de islas de Hawái, con una etapa de volcanismo rejuvenecido que comienza a los 2.6 Ma después de 1 Ma de inactividad, las muestras para los rangos de valores isotópicos de Pb, Sr y Nd disminuyen a los 1.5 Ma, con tendencias planas para $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ y $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ y un tendencia decreciente para el $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$, atribuido a una disminución abrupta de la heterogeneidad isotópica cercano a 1.5 Ma (García *et al.*, 2010), por lo cual, similar a lo que ocurre en la isla Robinson Crusoe, la variación isotópica temporal se atribuye a una variación en la fuente, provocando heredar isotopías levemente diferentes (en este caso enriquecidas) a lo largo del tiempo.

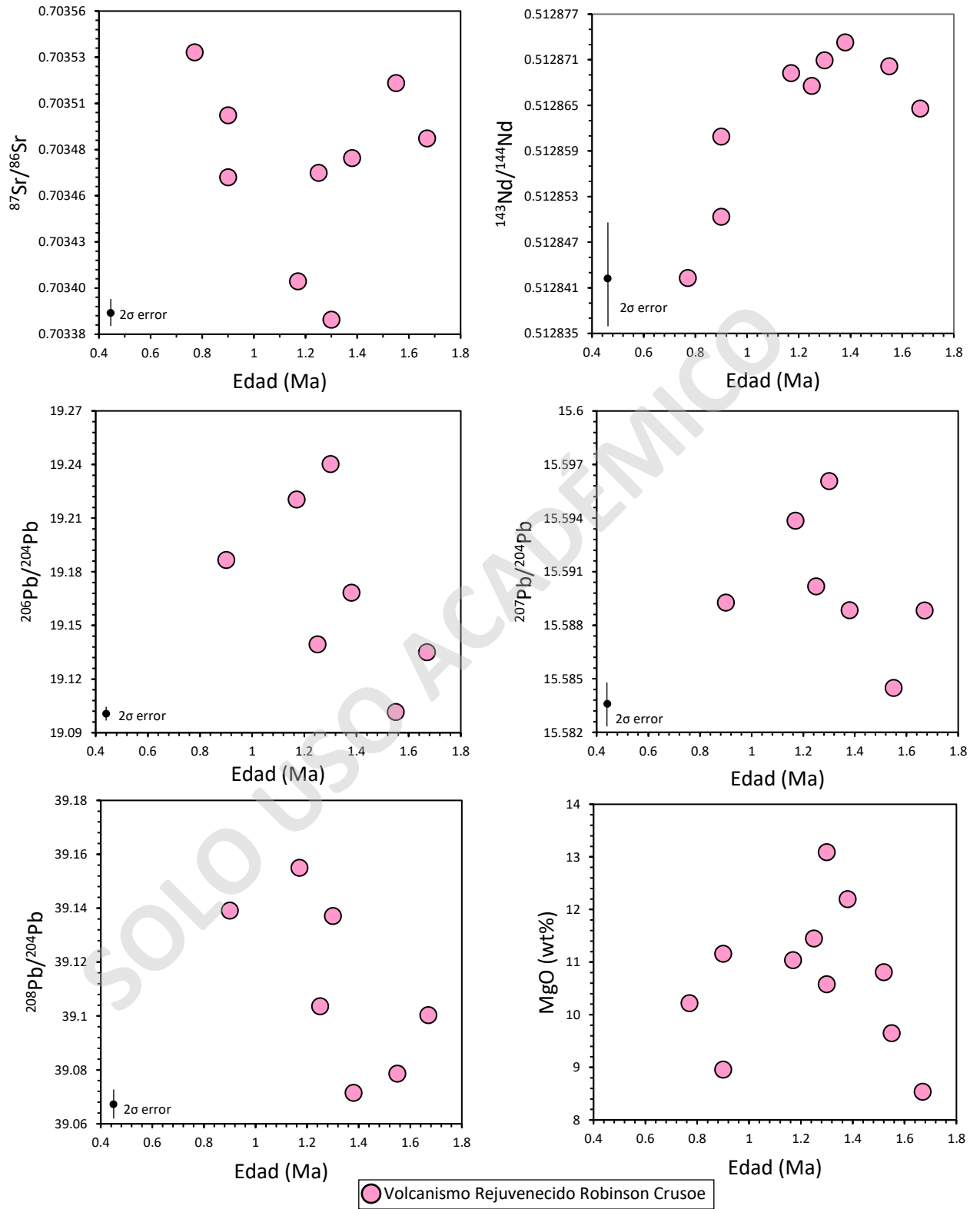


Figura 22: Gráfica de isótopos de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$, $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$, $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$, $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$, MgO (wt%) vs Edad (Ma) para el volcanismo rejuvenecido de la isla Robinson Crusoe.

5.4 Asimilación de litósfera

Mediante estudios de geoquímica de roca total, se ha propuesto la participación de asimilación de litósfera en la evolución magmática del volcanismo rejuvenecido (Orellana, 2023), por lo cual, se evaluará mediante las variaciones isotópicas la posible participación de componentes litosféricos, entendiendo que uno de los principales efectos de la asimilación es la modificación del contenido de MgO, con disminución en caso de asimilar rocas básicas y aumento si el asimilante es ultrabásico.

Se ha observado que existen ciertas variaciones isotópicas relacionadas a la variación de MgO para las muestras del volcanismo rejuvenecido en la Dorsal de Juan Fernández. En detalle, a medida que las muestras disminuyen la cantidad de MgO, tienen composiciones isotópicas similares a la isotopía que presentan las muestras del volcanismo escudo (Fig. 23). Por lo que, los magmas con más asimilación tendrían una firma isotópica sutilmente más similar al volcanismo escudo y/ al MORB (datos contenidos en el Anexo D). De hecho, las muestras del grupo bajo en MgO generalmente son las muestras que se posicionan más cercanas a las muestras del volcanismo escudo o MORB.

Al analizar las tendencias por grupos composicionales, se observa que algunos grupos tienden hacia el promedio isotópico del MORB, dependiendo del sistema isotópico utilizado. Sin embargo, otros grupos muestran una composición isotópica similar a la de la mayoría de las muestras del volcanismo escudo (Fig. 23).

Considerando que la fuente del volcanismo rejuvenecido en la Dorsal de Juan Fernández es una pluma levemente heterogénea, una posibilidad para que el volcanismo rejuvenecido adquiriera una isotopía similar al volcanismo escudo, es mediante la asimilación de muestras del volcanismo escudo, lo cual geológicamente es difícil debido a que las rocas del volcanismo escudo se encuentran a solo pocos kilómetros superficiales de la corteza.

Por otro lado, la asimilación de muestras con composición isotópica similar al MORB correspondería a la asimilación de litósfera oceánica tipo MORB, pero lo que no es del todo consistente con la tendencia hacia el volcanismo de escudo que evidencian varias razones.

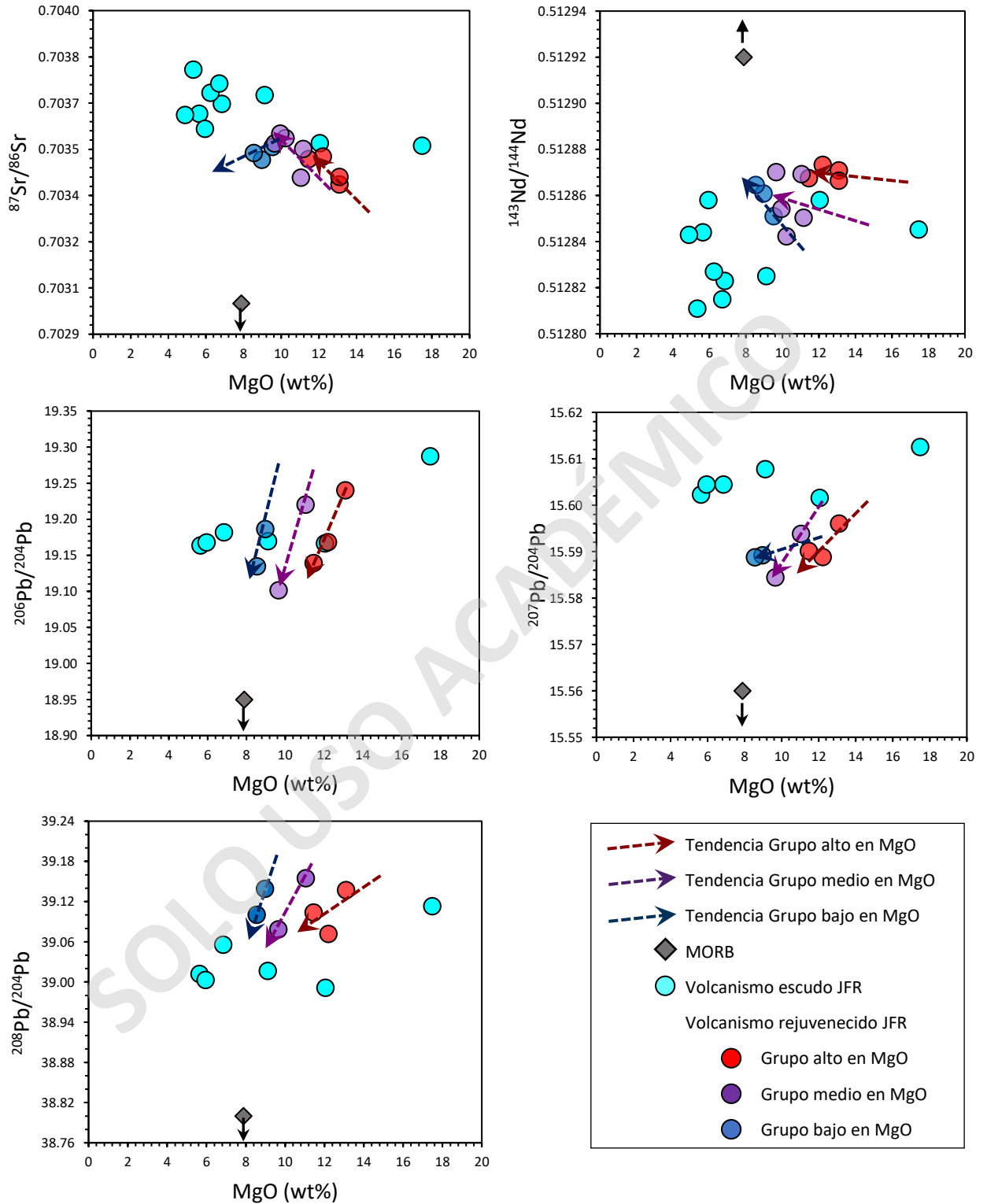


Figura 23: Gráfica de isótopos de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$, $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$, $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$, $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ vs MgO (wt%) para los grupos composicionales del volcanismo rejuvenecido y de escudo de la isla Robinson Crusoe, junto al valor promedio de N-MORB. Extraído de Weaver (1991).

Por tanto, la alternativa que enlaza ambas opciones corresponde a la asimilación de litósfera oceánica que ha sido metasomatizada por la interacción con el volcanismo escudo, similar a lo que ocurre en distintos conjuntos de islas oceánicas como Walvis Ridge y Canarias, (Homrighausen *et al.*, 2018; Geldmacher *et al.*, 2001) adquiriendo una isotopía que tiende hacia el componente con el cual se interactúa.

De esta misma manera, para el caso de la Dorsal de Juan Fernández, la litósfera pudo ser metasomatizada por el paso previo del volcanismo escudo adquiriendo una composición isotópica variable entre tipo MORB y volcanismo escudo, que posteriormente es asimilada en pequeñas cantidades por el volcanismo rejuvenecido, provocando en general tendencias por grupos isotópicos que tienden sutilmente hacia la composición tipo MORB a excepción del $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ que tiende al volcanismo escudo y $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ que tiende a una composición entre MORB-escudo.

En ambos casos este proceso podría ocurrir como asimilación de fundidos parciales de la roca de caja, disolución de minerales corticales dentro de los fundidos de OIB, o una interacción entre basaltos oceánicos con manto litosférico hidratado en niveles Moho oceánicos, por tanto, durante la residencia y transporte, los fundidos basálticos son contaminados por la litósfera que los rodea y actuarían más bien como un sistema abierto (Borisova *et al.*, 2017).

Otra evidencia que respalda la asimilación/contaminación de las muestras del volcanismo rejuvenecido con muestras que poseen una composición isotópica entre MORB y escudo (litósfera metasomatizada) es mediante los isótopos de $^3\text{He}/^4\text{He}$ (Fig. 24), donde se observa la ubicación de muestras del volcanismo rejuvenecido que tiende hacia la isotopía del volcanismo escudo en las muestras más diferenciadas. Luego, el volcanismo escudo habría contaminado la litósfera con una abundancia en isótopos de $^3\text{He}/^4\text{He}$ que luego es asimilado por el volcanismo rejuvenecido, lo que es evidente solo en las muestras más diferenciadas, que tendrían un mayor porcentaje de asimilación.

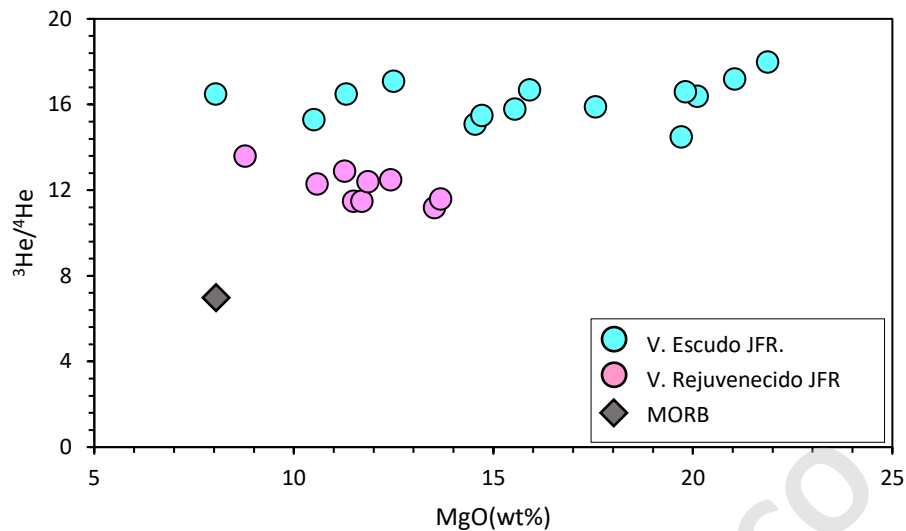


Figura 24: Gráfica de isótopos de $^3\text{He}/^4\text{He}$ vs MgO (wt%) para muestras del volcanismo rejuvenecido y escudo de la isla Robinson Crusoe. Extraído de Farley et al. (1992) junto al dato promedio de MORB. Extraído de Sturm et al. (1999).

5.5 Origen del volcanismo escudo y rejuvenecido

En general, tanto el volcanismo rejuvenecido como el volcanismo escudo, poseen una firma isotópica similar al tipo FOZO, pero como se revisó anteriormente las variaciones internas en el volcanismo rejuvenecido siguen una tendencia entre HIMU-EMI para la isla Robinson Crusoe, que no es posible determinar para el volcanismo rejuvenecido del Guyot O'Higgins por la baja cantidad de muestras, aunque también posee una composición similar al FOZO (Fig. 25).

El volcanismo escudo se diferencia según el centro de emisión dentro de la Dorsal. Para la isla Robinson Crusoe posee variaciones verticales para el $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$, $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ vs $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ similar a las muestras de Alpha. Estas tendencias verticales con un rango limitado para el ^{206}Pb se asocian a la participación del miembro extremo del Manto EM2 (definido por OIB de Samoa, Society y Marquesas, según Willbold y Stracke (2010)) acoplado con variaciones extremas de ^{87}Sr y ^{143}Nd atribuido a un origen de sedimento terrígeno (Hart, 1988).

Por tanto, el volcanismo escudo para la isla Robinson Crusoe y Alpha poseen una firma isotópica tipo FOZO que tiende a EMII, a diferencia de la isla Alejandro Selkirk que también posee una firma tipo FOZO, pero con una tendencia hacia DM a excepción del $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ que posee valores muy similares para cada muestra.

A lo largo de toda la Dorsal se aprecian variaciones para el volcanismo rejuvenecido y volcanismo escudo, inclusive con tendencias dependientes de los centros de emisión y no solo de la etapa de

volcanismo, lo que confirma una fuente heterogénea asociada a la Dorsal, con leves variaciones en la contribución de los diferentes miembros extremos en el tiempo.

Estas heterogeneidades también se han propuesto para otras islas como Hawái, Samoa y Canarias (Beguelin *et al.*, 2019; Reinhard *et al.*, 2019; Workman *et al.*, 2004; Hoernle y Schmincke, 1993; Geldmacher *et al.*, 2001) donde también existen variaciones químicas e isotópicas en los diferentes grupos de islas que lo componen.

De manera similar se ha propuesto anteriormente para la Dorsal de Juan Fernandez una pluma mantélica con una composición levemente heterogénea, donde las diferencias entre Robinson Crusoe, Alpha, Selkrik y el Guyot O'Higgins serían debido a variaciones naturales de la fuente FOZO y cambios temporales en el grado de fusión, lo cual se correlaciona con los nuevos datos presentados para el volcanismo escudo y rejuvenecido.

Existen dos alternativas que podrían explicar el origen del volcanismo rejuvenecido y sus diferencias químicas e isotópicas con el de escudo. La primera es que, semejante al modelo propuesto por Paul *et al.*, (2005), los magmas rejuvenecidos y escudo provendrían de una fuente litológicamente heterogénea que consiste en vetas de material que poseen una temperatura de solidus baja como eclogitas y/o piroxenitas en una “matriz” de peridotita. Las vetas poseen una isotopía levemente más enriquecida respecto a la “matriz” y los fundidos provenientes de ella son extraídos preferencialmente en la zona de fusión central de la pluma. Esta fuente disminuye levemente su proporción relativa debido a la fusión, lo que implica un aumento relativo del material más refractario, que podría corresponder a la fuente del volcanismo rejuvenecido, es decir, la misma pluma del manto, levemente modificada por los eventos de fusión de la etapa de escudo que afectaron de manera más importante a ciertas litologías.

Otra alternativa es que el volcanismo rejuvenecido se originaría a partir de la fusión de zonas diferentes a la de la etapa de escudo en una pluma del manto zonada radial o lateralmente (e.g., Hauri *et al.*, 1996; Lassiter *et al.*, 1996). Por ejemplo, la etapa de escudo se podría generar por la fusión de zonas centrales y el magmatismo rejuvenecido por la fusión de zonas periféricas. Luego, las variaciones isotópicas y químicas entre las etapas de volcanismo reflejan el paso de la litosfera por sobre distintas porciones de la pluma con composiciones levemente diferentes.

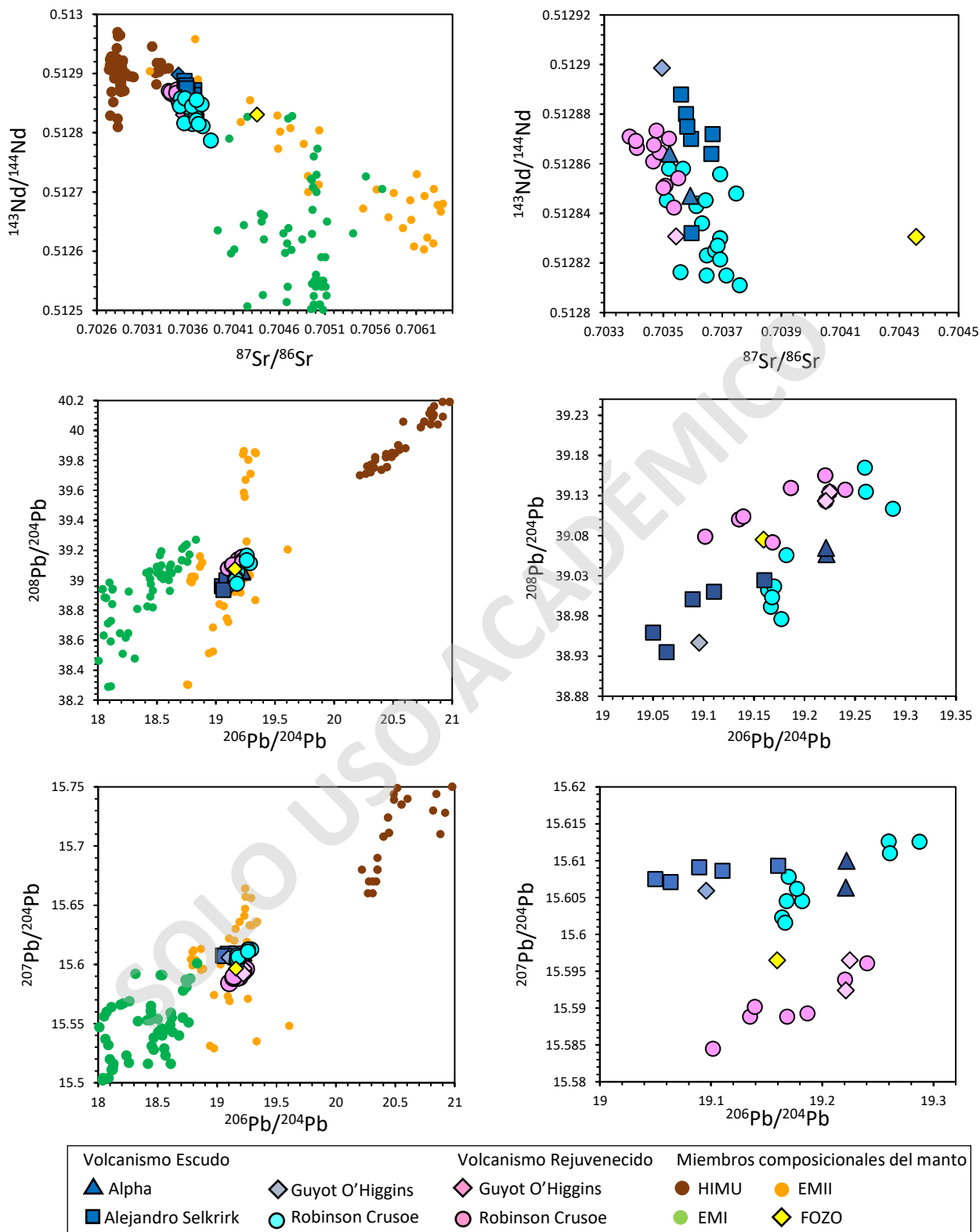


Figura 25: Gráfica de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ vs $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ y $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$, $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ vs $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$, para el volcanismo escudo y rejuvenecido de la Dorsal de Juan Fernández junto a las muestras de los miembros composicionales extremos del manto. Extraídos de Willbold y Stracke (2010) y la composición promedio de FOZO. Extraído de Jackson et al. (2007).

6. CAPITULO 6: CONCLUSIONES

- El volcanismo rejuvenecido es una etapa del volcanismo intraplaca que está presente en la Dorsal de Juan Fernández, al menos en la Isla Robinson Crusoe, el Guyot O'Higgins y el Monte Beta.
- El Guyot O'Higgins y Monte Beta son correlacionables a los grupos composicionales de bajo y medio MgO, respectivamente, definidos para el volcanismo rejuvenecido de la isla Robinson Crusoe.
- Los valores isotópicos de las muestras del volcanismo rejuvenecido en la isla Robinson Crusoe son independientes de los grupos composicionales por lo cual representan procesos petrogenéticos diferentes
- El volcanismo rejuvenecido presenta leves diferencias isotópicas y químicas respecto al volcanismo escudo previo, siendo enriquecido en elementos incompatibles y levemente empobrecido isotópicamente, excepto en $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$.
- La composición en términos isotópicos del volcanismo rejuvenecido corresponde a una firma tipo FOZO con tendencias internas entre HIMU-EMI.
- El origen del volcanismo rejuvenecido se atribuye a la fusión de componentes de una pluma levemente heterogénea la cual posee una firma tipo FOZO.
- No es posible establecer una línea de mezcla entre la litósfera oceánica actual y muestras del volcanismo escudo como parte del origen del volcanismo rejuvenecido, por lo que se descarta un origen en litósfera oceánica metasomatizada.
- El volcanismo rejuvenecido de la isla Robinson Crusoe es levemente más radiogénico a medida que disminuye su edad.
- Las variaciones isotópicas del volcanismo rejuvenecido se encuentran entre EMI y HIMU, pero, dentro de un mismo grupo composicional, ocasionalmente existen leves tendencias internas que apuntan hacia la isotopía del MORB o escudo, que podrían ser interpretadas como asimilación litosférica, consistente con lo propuesto por otros trabajos en base a la geoquímica de roca total.

- El origen del volcanismo rejuvenecido al igual que el volcanismo escudo se atribuye a la fusión de componentes de una pluma heterogénea la cual posee una firma tipo FOZO muestreando componentes variables a lo largo del tiempo.

SOLO USO ACADÉMICO

7. CAPITULO 7: BIBLIOGRAFÍA

- Anderson, D. L. (2000). The Thermal State of the Upper Mantle; No Role for Mantle Plumes. *Geophysical Research*, 27(22), 3623-3626. <https://doi.org/10.1029/2000GL011533>.
- Argus, D. F., Gordon, R. G., Heflin, M. B., Ma, C., Eanes, R. J., Willis, P., Peltier, R., & Owen, S. E. (2010). The angular velocities of the plates and the velocity of Earth's centre from space geodesy. *Geophysical Journal International*, 913-916. <https://doi.org/https://doi.org/10.1111/j.1365-246X.2009.04463.x>.
- Bach, W., Erzinger, J., Dosso, L., Bollinger, C., Bougault, H., Etoubleau, J., & Sauerwein, J. (1996). Unusually large NbTa depletions in North Chile ridge basalts at 36° 50' to 38° 56' S: major element, trace element, and isotopic data. *Earth and Planetary Science Letters*, 142(1-2), 223-240. [https://doi.org/10.1016/0012-821X\(96\)00095-7](https://doi.org/10.1016/0012-821X(96)00095-7).
- Ballmer, M. D., Garret, I., Van Hunen, J., & Tackley, P. J. (2011). Spatial and temporal variability in Hawaiian hotspot volcanism induced by small-scale convection. *Nature geoscience*, 4 (7), 457-460. <https://doi.org/10.1038/ngeo1187>.
- Ballmer, M., Humen, J. v., Ito, G., Tackley, P. J., & Bianco, T. (2007). Non-hotspot volcano chains originating from small-scale sublithospheric convection. *Geophysical research letters*, 34 (23). <https://doi.org/10.1029/2007GL031636>.
- Beguelin, P., Bizmis, M., McIntosh, E. C., Cousens, B., & Clague, D. A. (2019). Sources vs processes: Unraveling the compositional heterogeneity of rejuvenated-type Hawaiian magmas. *Earth and Planetary Science Letters*, 514, 119-129. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2019.03.011>.
- Best, M. G. (2003). *Igneous and metamorphic petrology* (Second ed.). Blackwell Science Ltd.
- Bianco, T. A., Ito, G., Janet M., B., & García O., M. (2005). Secondary Hawaiian volcanism formed by flexural arch decompression. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 6(8). <https://doi.org/10.1029/2005GC000945>.
- Borisova, A. Y., Bohron, W. A., & Grégoire, M. (2017). Origin of primitive ocean island basalts by crustal gabbro assimilation and multiple recharges of plume-derived melts. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 18(7), 2701-2716.
- Clague, D. A., and Dalrymple, G. B. (1987). *The Hawaiian-emperor volcanic chain*. Volcanism in Hawaii (5-54).
- Courtillot, V., Davaille, A., Besse, J., & Stock, J. (2003). Three distinct types of hotspots in the Earth's mantle. *Earth and Planetary Science Letters*, 205(3-4), 295-308. [https://doi.org/10.1016/S0012-821X\(02\)01048-8](https://doi.org/10.1016/S0012-821X(02)01048-8).

- Dasgupta, R., Jackson, M. G., & Lee, C.-T. A. (2010). Major element chemistry of ocean island basalts — Conditions of mantle melting and heterogeneity of mantle source. *Earth and Planetary Science Letters*, 289 (3-4), 377-392. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2009.11.027>.
- Dickin, A. P. (2018). *Radiogenic Isotope Geology*. Cambridge University Press.
- Farley, K., Basu, A.R., & Craig, H. (1992). He, Sr, and Nd isotopic variation in lavas from the Juan Fernandez Archipelago, SE Pacific. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 115(1), 75-87. <https://doi.org/10.1007/BF00712980>.
- García, M. O., Swinnard, L., Weis, D., Greene, A. R., Tagami, T., Sano, H., & Gandy, C. E. (2010). Petrology, geochemistry, and geochronology of Kaua ‘i lavas over 4· 5 Myr: Implications for the origin of rejuvenated volcanism and the evolution of the Hawaiian plume. *Journal of Petrology*, 51(7), 1507-1540. <https://doi.org/10.1093/petrology/egq027>.
- Geldmacher, J., Hoernle, K., Van den Bogaard, P., Zankl, G., & Garbe-Schönberg, D. (2001). Earlier history of the ≥ 70 -Ma-old Canary hotspot based on the temporal and geochemical evolution of the Selvagen Archipelago and neighboring seamounts in the eastern North Atlantic. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 111(1-4), 55-87. [https://doi.org/10.1016/S0377-0273\(01\)00220-7](https://doi.org/10.1016/S0377-0273(01)00220-7).
- Gifkins, C., Herrmann, W., & Large, R. (2005). *Altered Volcanic Rocks*.
- Guillou, H., Maury, R. C., Guille, G., Chauvel, C., Rossi, P., Pallares, C., ... & Deroussi, S. (2014). Volcanic successions in Marquesas eruptive centers: A departure from the Hawaiian model. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 276, 173-188. <https://doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2013.12.003>.
- Gurriet, P. (1986). A thermal model for origin of post-erosional alkalic lava, Hawaii. *Earth and Planetary Science Letters*, 82(1-2), 153-158. [https://doi.org/10.1016/0012-821X\(87\)90115-4](https://doi.org/10.1016/0012-821X(87)90115-4).
- Hanan, B. B., & Graham, D. W. (1996). Lead and helium isotope evidence from oceanic basalts for a common deep source of mantle plumes. *Science*, 272(5264), 991-995. <https://doi.org/10.1126/science.272.5264.991>.
- Hart, S. R., Erlank, A. J., & Kable, E. J. D. (1974). Sea floor basalt alteration: some chemical and Sr isotopic effects. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 44, 219-230.
- Hart, S. R. (1984). A large-scale isotope anomaly in the Southern Hemisphere mantle. *Nature*, 309(5971), 753-757. <https://doi.org/10.1038/309753a0>.
- Hart, S. R. (1988). Heterogeneous mantle domains: signatures, genesis and mixing chronologies. *Earth and Planetary Science Letters*, 90(3), 273-296. [https://doi.org/10.1016/0012-821X\(88\)90131-8](https://doi.org/10.1016/0012-821X(88)90131-8).

- Hart, S. R., Gerlach, D. C., & White, W. M. (1986). A possible new Sr-Nd-Pb mantle array and consequences for mantle mixing. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 50(7), 1551-1557. [https://doi.org/10.1016/0016-7037\(86\)90329-7](https://doi.org/10.1016/0016-7037(86)90329-7).
- Hart, S. R., Hauri, E. H., Oschmann, L. A., & Whitehead, J. A. (1992). Mantle plumes and entrainment: isotopic evidence. *Science*, 256(5056), 517-520. <https://doi.org/10.1126/science.256.5056.517>.
- Hauri, E. H. (1996). Major-element variability in the Hawaiian mantle plume. *Nature*, 382(6590), 415-419.
- Hieronimus, C. F., & Bercovici, D. (2000). Non-hotspot formation of volcanic chains: Control of tectonic and flexural stresses on magma transport. *Earth and Planetary Science Letters*, 181(4), 539-554. [https://doi.org/10.1016/S0012-821X\(00\)00227-2](https://doi.org/10.1016/S0012-821X(00)00227-2).
- Hoernle, K. A. J., & Schmincke, H. U. (1993). The role of partial melting in the 15-Ma geochemical evolution of Gran Canaria: a blob model for the Canary hotspot. *Journal of Petrology*, 34(3), 599-626. <https://doi.org/10.1093/petrology/34.3.599>.
- Hoernle, K., Hauff, F., Werner, R., van den Bogaard, P., Gibbons, A. D., Conrad, S., & Müller, R. D. (2011). Origin of Indian Ocean Seamount Province by shallow recycling of continental lithosphere. *Nature Geoscience*, 4(12), 883-887. <https://doi.org/10.1038/ngeo1331>.
- Hofmann, A. W. (2003). Sampling mantle heterogeneity through oceanic basalts: isotopes and trace elements. *Treatise on geochemistry*, 2(2007), 1-44. <https://doi.org/10.1016/B0-08-043751-6/02123-X>.
- Homrighausen, S., Hoernle, K., Hauff, F., Geldmacher, J., Wartho, J. A., van den Bogaard, P., & Garbe-Schönberg, D. (2018). Global distribution of the HIMU end member: Formation through Archean plume-lid tectonics. *Earth-science reviews*, 182, 85-101. <https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2018.04.009>.
- Jackson, M. G., Kurz, M. D., Hart, S. R., & Workman, R. K. (2007). New Samoan lavas from Ofu Island reveal a hemispherically heterogeneous high $^3\text{He}/^4\text{He}$ mantle. *Earth and Planetary Science Letters*, 264(3-4), 360-374. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2007.09.023>.
- Karsten, J. L., Klein, E. M., & Sherman, S. B. (1996). Subduction zone geochemical characteristics in ocean ridge basalts from the southern Chile Ridge: Implications of modern ridge subduction systems for the Archean. *Lithos*, 37(2-3), 143-161. [https://doi.org/10.1016/0024-4937\(95\)00034-8](https://doi.org/10.1016/0024-4937(95)00034-8).
- Kimura, J. I., Gill, J. B., Skora, S., van Keken, P. E., & Kawabata, H. (2016). Origin of geochemical mantle components: Role of subduction filter. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 17(8), 3289-3325.

- Konter, J. G., & Jackson, M. G. (2012). Large volumes of rejuvenated volcanism in Samoa: Evidence supporting a tectonic influence on late-stage volcanism. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 13(6). <https://doi.org/10.1029/2011GC003974>.
- Lara, L. E., Diaz-Naveas, J., Reyes, J., Jicha, B., Orozco, G., Tassara, A., & Kay, S. (2018a). Unraveling short-lived rejuvenated volcanism and a rapid transition from shield stage at O'Higgins Guyot, Juan Fernández Ridge, Pacific SE. *Deep Sea Research Part I: Oceanographic Research Papers*, 141, 33-42. <https://doi.org/10.1016/j.dsr.2018.08.012>.
- Lara, L. E., Reyes, J., Jicha, B. R., & Díaz-Naveas, J. (2018b). $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ geochronological constraints on the age progression along the Juan Fernández Ridge, SE Pacific. *Frontiers in Earth Science*, 6, 194. <https://doi.org/10.3389/feart.2018.00194>.
- Lara, L., Reyes, J., Sepúlveda, P., Orozco, G., Piña, M., & Becerril, L. (2022). Geología de la Isla Robinson Crusoe, Región de Valparaíso. Servicio Nacional de Geología y Minería, Carta Geológica de Chile, Serie Geología Básica 213: 42 p., 1 mapa escala 1:25.000.
- Lassiter, J. C., DePaolo, D. J., & Tatsumoto, M. (1996). Isotopic evolution of Mauna Kea volcano: Results from the initial phase of the Hawaii Scientific Drilling Project. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 101(B5), 11769-11780.
- Lassiter, J. C., Hauri, E. H., Reiners, P. W., & García, M. O. (2000). Generation of Hawaiian post-erosional lavas by melting of a mixed lherzolite/pyroxenite source. *Earth and Planetary Science Letters*, 178(3-4), 269-284. [https://doi.org/10.1016/S0012-821X\(00\)00084-4](https://doi.org/10.1016/S0012-821X(00)00084-4).
- Macdougall, J. D., & Lugmair, G. W. (1986). Sr and Nd isotopes in basalts from the East Pacific Rise: significance for mantle heterogeneity. *Earth and Planetary Science Letters*, 77(3-4), 273-284. [https://doi.org/10.1016/0012-821X\(86\)90139-1](https://doi.org/10.1016/0012-821X(86)90139-1).
- Mahoney, J. J., Sinton, J. M., Kurz, M. D., Macdougall, J. D., Spencer, K. J., & Lugmair, G. W. (1994). Isotope and trace element characteristics of a super-fast spreading ridge: East Pacific Rise, 13–23 S. *Earth and Planetary Science Letters*, 121(1-2), 173-193. [https://doi.org/10.1016/0012-821X\(94\)90039-6](https://doi.org/10.1016/0012-821X(94)90039-6).
- Morgan, W. J. (1972). Deep mantle convection plumes and plate motions. *AAPG bulletin*, 56(2), 203-213. <https://doi.org/10.1306/819A3E50-16C5-11D7-8645000102C1865D>.
- Morgan, W. J. (1971). Convection plumes in the lower mantle. *Nature*, 230(5288), 42-43. <https://doi.org/10.1038/230042a0>.
- Navarro, P. M. (2022). Caracterización geológica y geomorfológica del Monte submarino O'Higgins (32°50'S/73°38'O) Dorsal de Juan Fernández, Chile. Memoria para optar al título de Geóloga. Universidad Mayor.

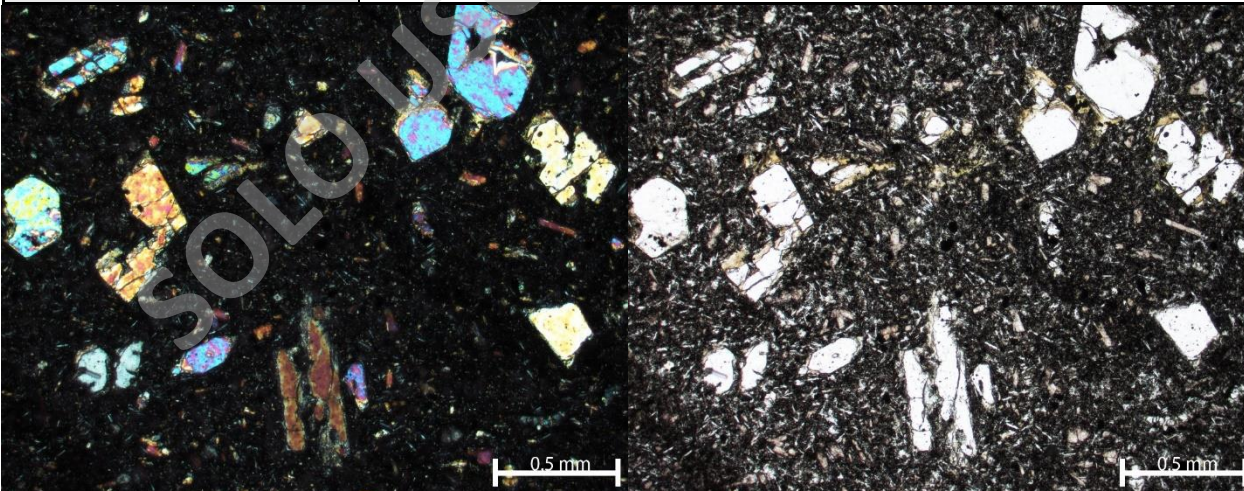
- Niu, Y., & O'Hara, M. J. (2003). Origin of ocean island basalts: A new perspective from petrology, geochemistry, and mineral physics considerations. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 108(B4). <https://doi.org/10.1029/2002JB002048>.
- Orellana, C.A. (2023). Petrogénesis del volcanismo rejuvenecido de la isla Robinson Crusoe. Memoria para optar al título de Geólogo. Universidad Mayor.
- Paquet, M., Day, J. M., & Castillo, P. R. (2019). Osmium isotope evidence for a heterogeneous $^3\text{He}/^4\text{He}$ mantle plume beneath the Juan Fernandez Islands. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 261, 1-19. <https://doi.org/10.1016/j.gca.2019.06.039>.
- Reinhard, A. A., Jackson, M. G., Blusztajn, J., Koppers, A. A., Simms, A. R., & Konter, J. G. (2019). "Petit Spot" Rejuvenated Volcanism Superimposed on Plume-Derived Samoan Shield Volcanoes: Evidence From a 645-m Drill Core From Tutuila Island, American Samoa. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 20(3), 1485-1507. <https://doi.org/10.1029/2018GC007985>.
- Reyes, J., Lara, L. E., Hauff, F., Hoernle, K., Morata, D., Selles, D., & Cooper, O. (2019). Petrogenesis of shield volcanism from the Juan Fernández Ridge, Southeast Pacific: Melting of a low-temperature pyroxenite-bearing mantle plume. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 257, 311-335. <https://doi.org/10.1016/j.gca.2019.05.004>.
- Reyes, J., Lara, L. E., & Morata, D. (2017). Contrasting PT paths of shield and rejuvenated volcanism at Robinson Crusoe Island, Juan Fernández Ridge, SE Pacific. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 341, 242-254. <https://doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2017.05.035>.
- Rodrigo, C., & Lara, L. E. (2014). Plate tectonics and the origin of the Juan Fernández Ridge: analysis of bathymetry and magnetic patterns. *Latin American Journal of Aquatic Research*, 42(4), 907-917. <https://doi.org/10.3856/vol42-issue4-fulltext-15>.
- Rollinson, H. (1993). Using geochemical data. Evaluation, presentation, interpretation, 1, 23-89.
- Smoot, N. C. (1991). North Pacific Guyots. NAVAL OCEANOGRAPHIC OFFICE STENNIS SPACE CENTER MS.
- Steinberger, B., & O'Connell, R. J. (1998). Advection of plumes in mantle flow: implications for hotspot motion, mantle viscosity and plume distribution. *Geophysical Journal International*, 132(2), 412-434. <https://doi.org/10.1046/j.1365-246x.1998.00447.x>.
- Stracke, A., Hofmann, A. W., & Hart, S. R. (2005). FOZO, HIMU, and the rest of the mantle zoo. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 6(5). <https://doi.org/10.1029/2004GC000824>.
- Sturm, M. E., Klein, E. M., Graham, D. W., & Karsten, J. (1999). Age constraints on crustal recycling to the mantle beneath the southern Chile Ridge: He-Pb-Sr-Nd isotope

- systematics. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 104(B3), 5097-5114. <https://doi.org/10.1029/1998JB900107>.
- Sun, S. S., & McDonough, W. F. (1989). Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes. Geological Society, London, Special Publications, 42(1), 313-345. <https://doi.org/10.1144/GSL.SP.1989.042.01>.
- Thirlwall, M. F., Jenkins, C., Vroon, P. Z., & Matthey, D. P. (1997). Crustal interaction during construction of ocean islands: Pb, Sr, Nd, O isotope geochemistry of the shield basalts of Gran Canaria, Canary Islands. *Chemical Geology*, 135(3-4), 233-262. [https://doi.org/10.1016/S0009-2541\(96\)00118-0](https://doi.org/10.1016/S0009-2541(96)00118-0).
- Truong, T. B., Castillo, P. R., Hilton, D. R., & Day, J. M. (2018). The trace element and Sr-Nd-Pb isotope geochemistry of Juan Fernandez lavas reveal variable contributions from a high-³He/⁴He mantle plume. *Chemical Geology*, 476, 280-291. <https://doi.org/10.1016/j.chemgeo.2017.11.024>.
- Verma, S. P. (1992). Seawater alteration effects on REE, K, Rb, Cs, Sr, U, Th, Pb and Sr-Nd-Pb isotope systematics of mid-ocean ridge basalt. *Geochemical Journal*, 26(3), 159-177.
- Vlastelic, I., Aslanian, D., Dosso, L., Bougault, H., Olivet, J. L., & Geli, L. (1999). Large-scale chemical and thermal division of the Pacific mantle. *Nature*, 399(6734), 345-350. <https://doi.org/10.1038/20664>
- Weaver, B. L. (1991). The origin of ocean island basalt end-member compositions: trace element and isotopic constraints. *Earth and Planetary Science Letters*, 104(2-4), 381-397. [https://doi.org/10.1016/0012-821X\(91\)90217-6](https://doi.org/10.1016/0012-821X(91)90217-6).
- Weis, D., Frey, F. A., Giret, A., & Cantagrel, J. M. (1998). Geochemical characteristics of the youngest volcano (Mount Ross) in the Kerguelen Archipelago: inferences for magma flux, lithosphere assimilation and composition of the Kerguelen plume. *Journal of Petrology*, 39(5), 973-994. <https://doi.org/10.1093/etroj/39.5.973>.
- White, W. M. (2015). Isotopes, DUPAL, LLSVPs, and anakantavada. *Chemical Geology*, 419, 10-28. <https://doi.org/10.1016/j.chemgeo.2015.09.026>.
- White, W. M., Hofmann, A. W., & Puchelt, H. (1987). Isotope geochemistry of Pacific mid-ocean ridge basalt. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 92(B6), 4881-4893. <https://doi.org/10.1029/JB092iB06p04881>.
- Willbold, M., & Stracke, A. (2010). Formation of enriched mantle components by recycling of upper and lower continental crust. *Chemical Geology*, 276(3-4), 188-197. <https://doi.org/10.1016/j.chemgeo.2010.06.005>.
- Wilson, M. (Ed.). (1989). *Igneous petrogenesis*. Dordrecht: Springer Netherlands.

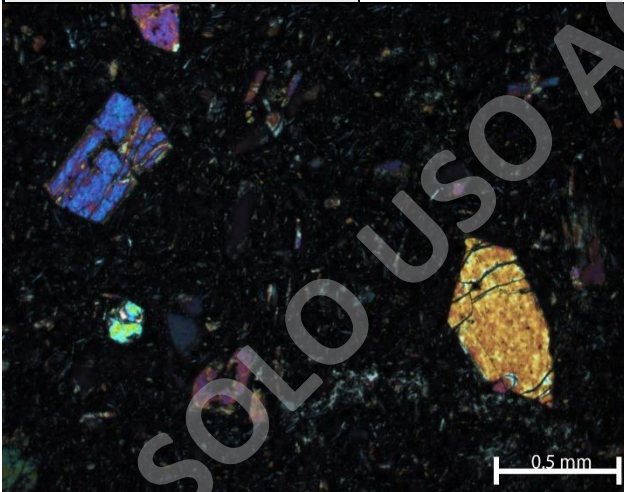
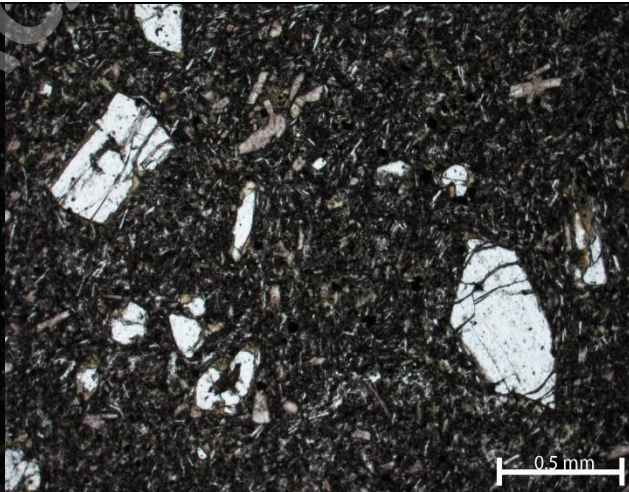
- Woodhead, J. D. (1992). Temporal geochemical evolution in oceanic intra-plate volcanics: a case study from the Marquesas (French Polynesia) and comparison with other hotspots. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 111(4), 458-467. <https://doi.org/10.1007/BF00320901>.
- Workman, R. K., & Hart, S. R. (2005). Major and trace element composition of the depleted MORB mantle (DMM). *Earth and Planetary Science Letters*, 231(1-2), 53-72. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2004.12.005>.
- Workman, R. K., Hart, S. R., Jackson, M., Regelous, M., Farley, K. A., Blusztajn, J., ... & Staudigel, H. (2004). Recycled metasomatized lithosphere as the origin of the Enriched Mantle II (EM2) end-member: Evidence from the Samoan Volcanic Chain. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 5(4). <https://doi.org/10.1029/2003GC000623>.
- Wright, E., & White, W. M. (1987). The origin of Samoa: new evidence from Sr, Nd, and Pb isotopes. *Earth and Planetary Science Letters*, 81(2-3), 151-162. [https://doi.org/10.1016/0012-821X\(87\)90152-X](https://doi.org/10.1016/0012-821X(87)90152-X).
- Yang, A. Y., Langmuir, C. H., Cai, Y., Michael, P., Goldstein, S. L., & Chen, Z. (2021). A subduction influence on ocean ridge basalts outside the Pacific subduction shield. *Nature communications*, 12(1), 1-10. <https://doi.org/10.1038/s41467-021-25027-2>.
- Zindler, A., & Hart, S. (1986). Chemical geodynamics. *Annual review of earth and planetary sciences*, 14, 493-571. <https://doi.org/10.1146/annurev.ea.14.050186.002425>.

8. ANEXOS

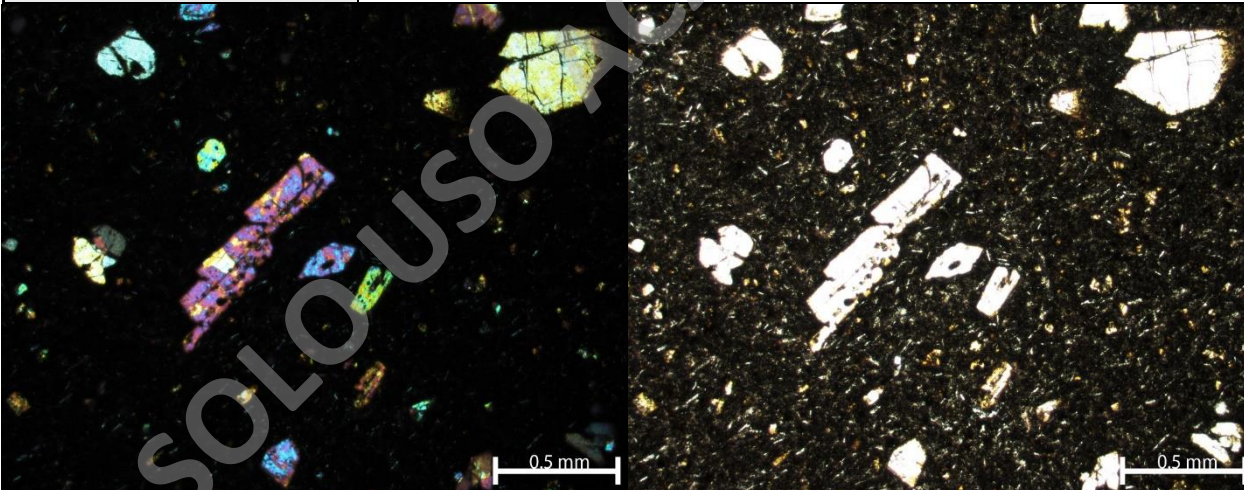
8.1 Anexo A. Descripciones Petrográficas muestras de la Dorsal de Juan Fernández.

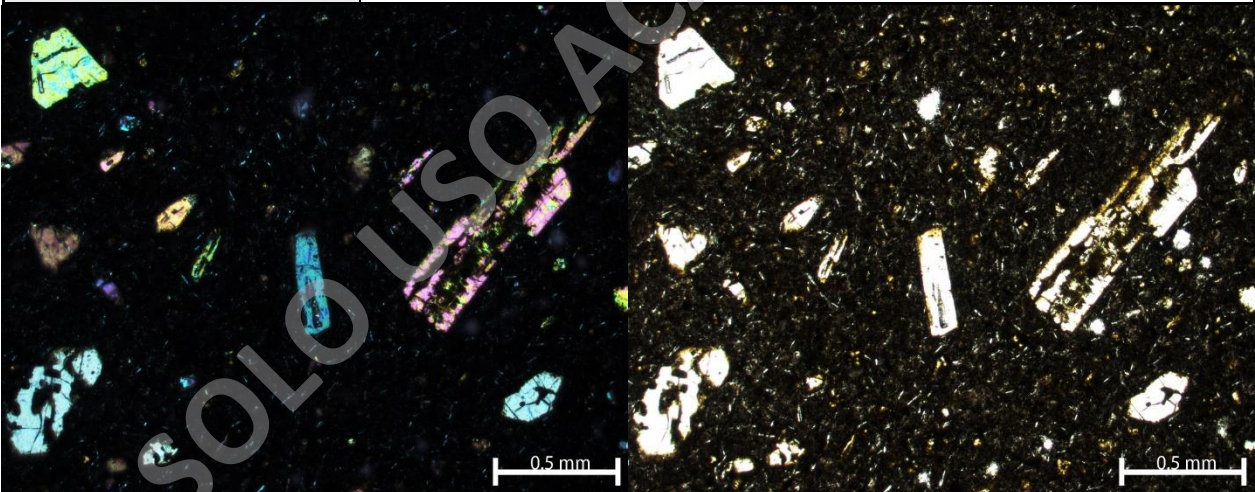
LOCALIDAD TIPO		MONTE BETA		
CÓDIGO MUESTRA		JF2.2-1(a)		
DESCRIPCIÓN DE COMPONENTES				
PARAMETROS	%	TAMAÑO (mm)	FORMA	OBSERVACIONES
FENOCRISTALES	16%			
OLIVINO	7%	0.8-0.1	Sub-Euhedral	Integridad media baja
CLINOPIROXENO	9%	1-0.1	Sub-Euhedral	Integridad media baja
MASA FUNDAMENTAL	78%			
OLIVINO	22%	<0.1	Sub-Euhedral	Integridad media
CLINOPIROXENO	10%	<0.1	Sub-Euhedral	Integridad media
OPACOS	3%	<0.1	Euhedral	Integridad media
VIDRIO	43%	-	-	-
VESÍCULAS	3%	0.5-0.3	Redondeadas	-
XENOLITOS	0%	-	-	-
XENOCRISTALES	3%	6-5	Anhedral	Olivino alta integridad
TEXTURAS				
Textura Hipocristalina; Inequigranular; Porfídica; Intersertal; Textura glomeroporfídica entre clinopiroxenos, entre olivinos y juntos; Bordes de reabsorción y sieves en olivinos y clinopiroxenos; Textura esquelética en ambos fenocristales y textura vesicular.				
NOMBRE	Basanita de Clinopiroxeno			
				

LOCALIDAD TIPO		MONTE BETA		
CÓDIGO MUESTRA		JF2.2-1(b)		
DESCRIPCIÓN DE COMPONENTES				
PARAMETROS	%	TAMAÑO (mm)	FORMA	OBSERVACIONES
FENOCRISTALES	10%			
OLIVINO	3%	1-0.1	Sub-Euhedral	Integridad media baja
CLINOPIROXENO	7%	1.5-0.1	Sub-Euhedral	Integridad media baja
MASA FUNDAMENTAL	88%			
OLIVINO	10%	<0.1	Sub-Euhedral	Integridad media
CLINOPIROXENO	28%	<0.1	Sub-Euhedral	Integridad media
OPACOS	5%	<0.1	Euhedral	Integridad media
VIDRIO	45%	-	-	-
VESÍCULAS	2%	0.6-0.3	Redondeadas	-
XENOLITOS	-	-	-	-
XENOCRISTALES	-	-	-	-
TEXTURAS				
Textura Hipocristalina; Inequigranular; Porfídica; Intersertal; Textura glomeroporfídica entre clinopiroxenos, entre olivinos y juntos; Bordes de reabsorción y sieves en olivinos y clinopiroxenos; Textura vesicular.				
NOMBRE	Basanita de Clinopiroxeno			

LOCALIDAD TIPO		MONTE BETA		
CÓDIGO MUESTRA		JF2.2-2(a)		
DESCRIPCIÓN DE COMPONENTES				
PARAMETROS	%	TAMAÑO (mm)	FORMA	OBSERVACIONES
FENOCRISTALES	16%			
OLIVINO	6%	0.8-0.1	Sub-Euhedral	Integridad media baja
CLINOPIROXENO	10%	2-0.1	Sub-Euhedral	Integridad media baja
MASA FUNDAMENTAL	80%			
OLIVINO	30%	<0.1	Sub-Euhedral	Integridad media
CLINOPIROXENO	20%	<0.1	Sub-Euhedral	Integridad media
OPACOS	5%	<0.1	Euhedral	Integridad media
VIDRIO	25%	-	-	-
VESÍCULAS	3%	0.4-0.3	Redondeadas	-
XENOLITOS	-	-	-	-
XENOCRISTAL	1%	2-3	Anhedral	Olivino alta integridad
TEXTURAS				
Textura Hipocristalina; Intergranular; Porfídica; Intersertal; Textura glomeroporfídica entre clinopiroxenos, entre olivinos y junto; Bordes de reabsorción y sieves en olivinos y clinopiroxenos; Textura vesicular.				
NOMBRE	Basanita de Clinopiroxeno			
				

LOCALIDAD TIPO		MONTE BETA		
CÓDIGO MUESTRA		JF2.2-2(b)		
DESCRIPCIÓN DE COMPONENTES				
PARAMETROS	%	TAMAÑO (mm)	FORMA	OBSERVACIONES
FENOCRISTALES	14%			
OLIVINO	6%	0.8-0.1	Sub-Euhedral	Integridad media baja
CLINOPIROXENO	8%	1-0.1	Sub-Euhedral	Integridad media baja
MASA FUNDAMENTAL	84%			
OLIVINO	20%	<0.1	Sub-Euhedral	Integridad media
CLINOPIROXENO	18%	<0.1	Sub-Euhedral	Integridad media
OPACOS	5%	<0.1	Euhedral	Integridad media
VIDRIO	41%	-	-	-
VESÍCULAS	2%	0.5-0.3	Redondeadas	-
XENOLITOS	-	-	-	-
XENOCRISTALES	-	-	-	-
TEXTURAS				
Textura Hipocristalina; Inequigranular; Porfídica; Intersertal; Textura glomeroporfídica entre clinopiroxenos, entre olivinos y juntos; Bordes de reabsorción y sieves en olivinos y clinopiroxenos; Textura esquelética en ambos fenocristales y textura vesicular.				
NOMBRE	Basanita de Clinopiroxeno			

LOCALIDAD TIPO		GUYOT O'HIGGINS		
CÓDIGO MUESTRA		2D-1(a)		
DESCRIPCIÓN DE COMPONENTES				
PARAMETROS	%	TAMAÑO (mm)	FORMA	OBSERVACIONES
FENOCRISTALES	10%			
OLIVINO	6%	1-0.1	Sub-Euhedral	Integridad media baja
CLINOPIROXENO	4%	1.5-0.1	Sub-Euhedral	Integridad media baja
MASA FUNDAMENTAL	84%			
OLIVINO	25%	<0.1	Sub-Euhedral	Integridad media
CLINOPIROXENO	10%	<0.1	Sub-Euhedral	Integridad media
OPACOS	4%	<0.1	Euhedral	Integridad media
VIDRIO	45%	-	-	-
VESÍCULAS	5%	0.8-0.5	Redondeadas	-
XENOLITOS	1%	0.5-0.3	Redondeados	Integridad media-baja
XENOCRISTALES	-	-		
TEXTURAS				
Textura Hipocristalina; Inequigranular; Porfídica; Intersertal; Textura glomeroporfídica entre clinopiroxenos, entre olivinos y juntos; Bordes de reabsorción y sieves en olivinos y clinopiroxenos; Textura esquelética en ambos fenocristales y textura vesicular y amiloigdal				
NOMBRE	Basanita de Olivino			
				

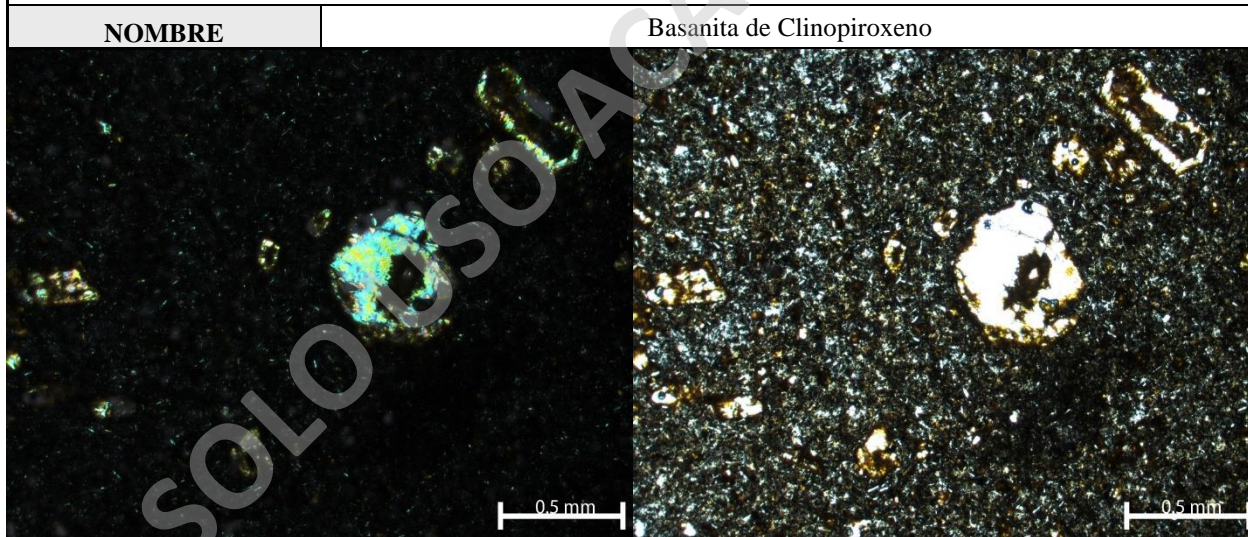
LOCALIDAD TIPO	GUYOT O'HIGGINS			
CÓDIGO MUESTRA	2D-1(b)			
DESCRIPCIÓN DE COMPONENTES				
PARAMETROS	%	TAMAÑO (mm)	FORMA	OBSERVACIONES
FENOCRISTALES	12%			
OLIVINO	7%	1-0.1	Sub-Euhedral	Integridad media baja
CLINOPIROXENO	5%	1.3-0.1	Sub-Euhedral	Integridad media baja
MASA FUNDAMENTAL	85%			
OLIVINO	25%	<0.1	Sub-Euhedral	Integridad media
CLINOPIROXENO	10%	<0.1	Sub-Euhedral	Integridad media
OPACOS	5%	<0.1	Euhedral	Integridad media
VIDRIO	45%	-	-	-
VESÍCULAS	3%	0.8-0.5	Redondeadas	-
XENOLITOS	-	-	-	-
XENOCRISTALES	-	-	-	-
TEXTURAS				
Textura Hipocristalina; Inequigranular; Porfídica; Intersertal; Textura glomeroporfídica entre clinopiroxenos, entre olivinos y juntos; Bordes de reabsorción y sieves en olivinos y clinopiroxenos; Textura esquelética en ambos fenocristales y textura vesicular				
NOMBRE	Basanita de Olivino			
				

LOCALIDAD TIPO		GUYOT O'HIGGINS		
CÓDIGO MUESTRA		2D-1(c)		
DESCRIPCIÓN DE COMPONENTES				
PARAMETROS	%	TAMAÑO (mm)	FORMA	OBSERVACIONES
FENOCRISTALES	7%			
OLIVINO	4%	1-0.1	Sub-Euhedral	Integridad media baja
CLINOPIROXENO	3%	1.5-0.1	Sub-Euhedral	Integridad media baja
MASA FUNDAMENTAL	83%			
OLIVINO	12%	<0.1	Sub-Euhedral	Integridad media
CLINOPIROXENO	8%	<0.1	Sub-Euhedral	Integridad media
OPACOS	3%	<0.1	Euhedral	Integridad media
VIDRIO	60%	-	-	-
VESÍCULAS	10%	1.5-0.3	Elongadas	-
XENOLITOS	-	-	-	-
XENOCRISTALES	-	-	-	-
TEXTURAS				
Textura Hipocristalina; Inequigranular; Porfídica; Intersertal; Bordes de reabsorción y sieves en olivinos y clinopiroxenos; Textura esquelética en ambos fenocristales y textura vesicular				
NOMBRE	Basanita de Olivino			

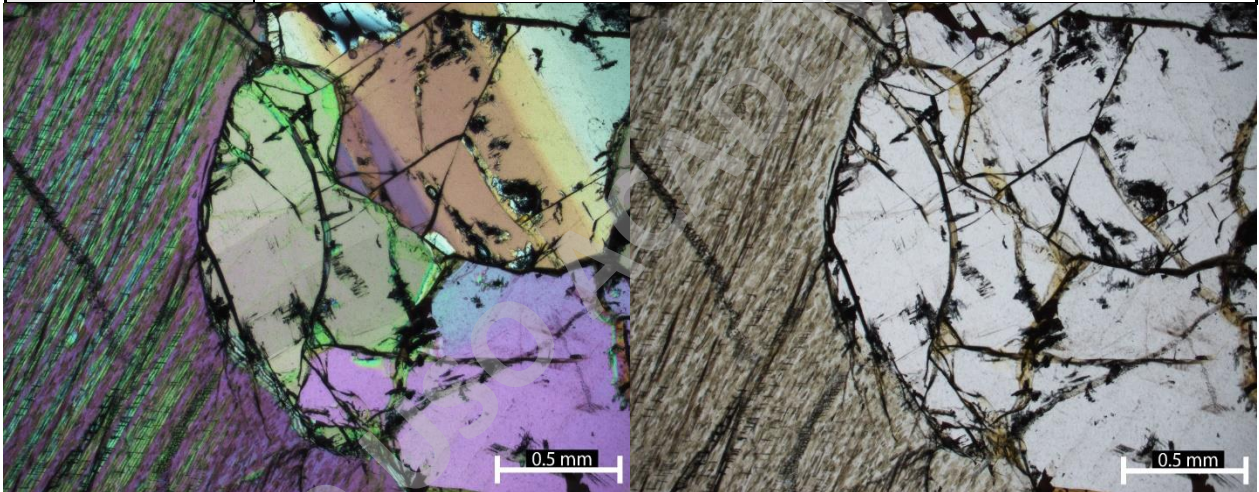
LOCALIDAD TIPO		GUYOT O'HIGGINS		
CÓDIGO MUESTRA		2D-2A		
DESCRIPCIÓN DE COMPONENTES				
PARAMETROS	%	TAMAÑO (mm)	FORMA	OBSERVACIONES
FENOCRISTALES	9%			
OLIVINO	4%	0.8-0.1	Sub-Euhedral	Integridad media baja
CLINOPIROXENO	5%	1.2-0.1	Sub-Euhedral	Integridad media baja
MASA FUNDAMENTAL	82%			
OLIVINO	20%	<0.1	Sub-Euhedral	Integridad media
CLINOPIROXENO	12%	<0.1	Sub-Euhedral	Integridad media
OPACOS	5%	<0.1	Euhedral	Integridad media
VIDRIO	45%	-	-	-
VESÍCULAS	4%	1-0.5	Redondeadas	-
XENOLITOS	4%	4-5	Anguloso	integridad alta con borde de alteración
XENOCRISTALES	1%	2-3	Sub-Euhedral	Clinopiroxenos de baja integridad
TEXTURAS				
Textura Hipocristalina; Inequigranular; Porfídica; Intersertal; Textura glomeroporfídica entre clinopiroxenos, entre olivinos y juntos; Bordes de reabsorción y sieves en olivinos y clinopiroxenos; Textura vesicular y amiloigdal.				
NOMBRE	Basanita de Clinopiroxeno			

LOCALIDAD TIPO		GUYOT O'HIGGINS		
CÓDIGO MUESTRA		2D-2		
DESCRIPCIÓN DE COMPONENTES				
PARAMETROS	%	TAMAÑO (mm)	FORMA	OBSERVACIONES
FENOCRISTALES	4%			
OLIVINO	3%	0.8-0.1	Sub-Euhedral	Integridad media baja
CLINOPIROXENO	1%	0.8-0.1	Sub-Euhedral	Integridad media baja
MASA FUNDAMENTAL	90%			
OLIVINO	18%	<0.1	Sub-Euhedral	Integridad baja
CLINOPIROXENO	8%	<0.1	Sub-Euhedral	Integridad baja
OPACOS	4%	<0.1	Euhedral	Integridad baja
VIDRIO	60%	-	-	-
VESÍCULAS	2%	0.3-0.2	Redondeadas	-
XENOLITOS	3%	5-6	Redondeado	Integridad baja
XENOCRISTALES	1%	2-3	Sub-Euhedral	Clinopiroxenos de baja integridad
TEXTURAS				
Textura Hipocristalina; Inequigranular; Porfídica; Intersertal; Bordes de reabsorción y sieves en olivinos y clinopiroxenos; Textura esquelética en ambos fenocristales; Textura vesicular y amiloigdal y textura brechizada.				
NOMBRE	Basanita de Olivino			

LOCALIDAD TIPO		GUYOT O'HIGGINS		
CÓDIGO MUESTRA		2D.2		
DESCRIPCIÓN DE COMPONENTES				
PARAMETROS	%	TAMAÑO (mm)	FORMA	OBSERVACIONES
FENOCRISTALES	5%			
OLIVINO	2%	1.2-0.1	Sub-Euhedral	Integridad media baja
CLINOPIROXENO	3%	2-0.1	Sub-Euhedral	Integridad media baja
MASA FUNDAMENTAL	88%			
OLIVINO	12%	<0.1	Sub-Euhedral	Integridad media
CLINOPIROXENO	8%	<0.1	Sub-Euhedral	Integridad media
OPACOS	3%	<0.1	Euhedral	Integridad media
VIDRIO	65%	-	-	-
VESÍCULAS	2%	0.8-0.5	Redondeadas	-
XENOLITOS	-	-	-	-
XENOCRISTALES	5%	2-3	Sub-Euhedral	Clinopiroxenos de baja integridad
TEXTURAS				
Textura Hipocristalina; Inequigranular; Porfídica; Intersertal; Bordes de reabsorción y sieves en olivinos y clinopiroxenos; Textura esquelética en ambos fenocristales; Textura vesicular y amiloigdal y textura brechizada.				

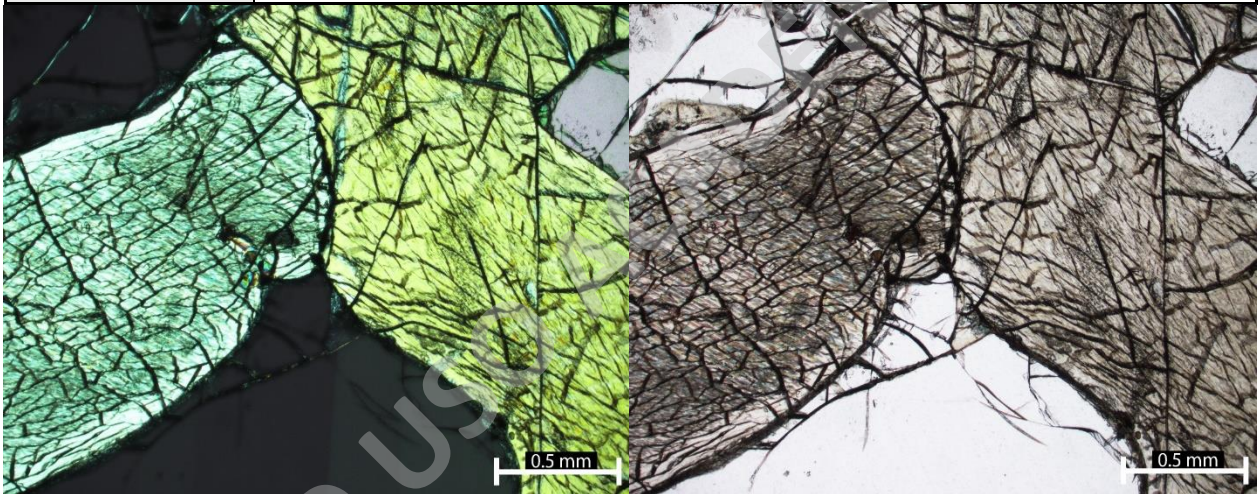


LOCALIDAD TIPO	ROBINSON CRUSOE			
CÓDIGO MUESTRA	JF-1			
TIPO MUESTRA	XENOLITO			
DESCRIPCIÓN DE COMPONENTES				
PARAMETROS	%	TAMAÑO (mm)	FORMA	OBSERVACIONES
FENOCRISTALES				
OLIVINO	57%	5-0.5	Sub-Euhedral	Integridad media-alta
CLINOPIROXENO	28%	5-1	Sub-Euhedral	Integridad media-alta
ORTOPIROXENO	15%	-	-	Presente en lamelas de exsolución
ESPINELA	1%	0.5-1	Anhedral	Integridad media-alta
TEXTURAS				
Textura Holocristalina; Equigranular; Fanerítica; Presenta lamelas de exsolución en clinopiroxenos.				
NOMBRE	Lherzolita de Espinela			

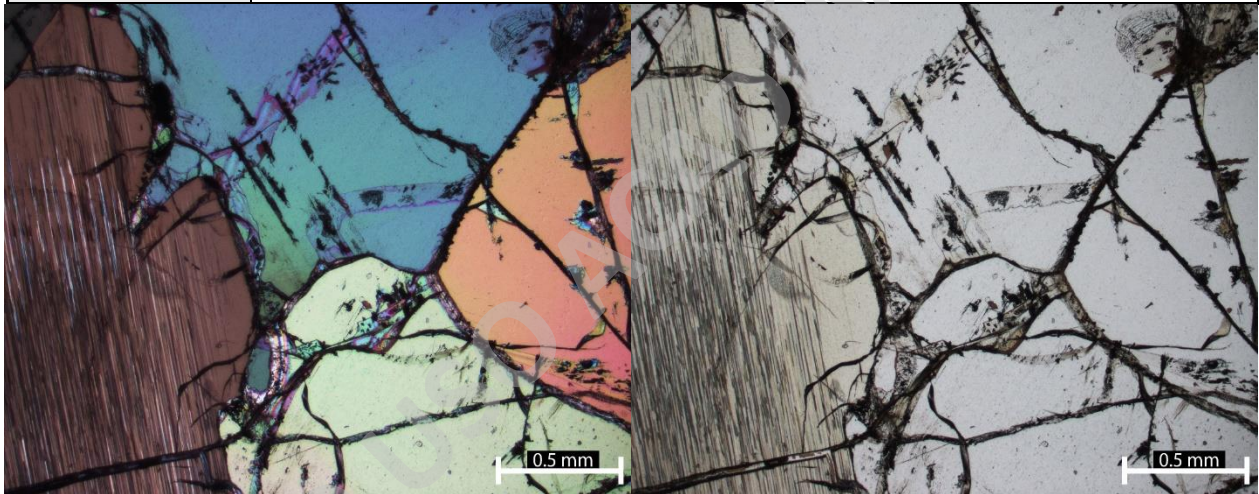


LOCALIDAD TIPO	ROBINSON CRUSOE			
CÓDIGO MUESTRA	JF-2			
TIPO DE MUESTRA	XENOLITO			
DESCRIPCIÓN DE COMPONENTES				
PARAMETROS	%	TAMAÑO (mm)	FORMA	OBSERVACIONES
FENOCRISTALES				
OLIVINO	52%	5-1	Sub-Euhedral	Integridad media-alta
CLINOPIROXENO	30%	5-2	Sub-Euhedral	Integridad media-alta
ORTOPIROXENO	18%	-	-	Presente en lamelas de exsolución
ESPINELA	4%	0.2-2	Anhedral	Integridad media-alta
TEXTURAS				
Textura Holocristalina; Equigranular; Fanerítica, Presenta lamelas de exsolución en clinopiroxenos.				
NOMBRE	Lherzolita de Espinela			

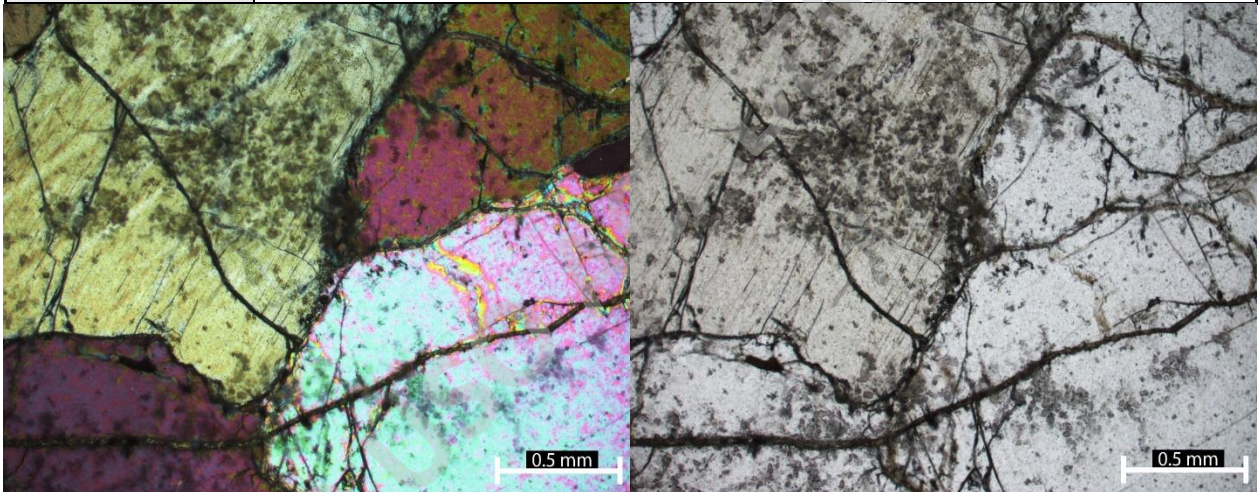
LOCALIDAD TIPO	ROBINSON CRUSOE			
CÓDIGO MUESTRA	JF-3			
TIPO DE MUESTRA	XENOLITO			
DESCRIPCIÓN DE COMPONENTES				
PARAMETROS	%	TAMAÑO (mm)	FORMA	OBSERVACIONES
FENOCRISTALES				
OLIVINO	63%	4-0.5	Sub-Euhedral	Integridad media-alta
CLINOPIROXENO	22%	6-1	Sub-Euhedral	Integridad media-alta
ORTOPIROXENO	15%	-	-	Presente en lamelas de exsolución
ESPINELA	1%	0.2-0.5	Anhedral	Integridad media-alta
TEXTURAS				
Textura Holocristalina; Equigranular; Fanerítica, Presenta lamelas de exsolución en clinopiroxenos; Textura poikilitica con clinopiroxenos dentro de olivinos y olivinos dentro de clinopiroxenos.				
NOMBRE	Lherzolita de Espinela			



LOCALIDAD TIPO	ROBINSON CRUSOE			
CÓDIGO MUESTRA	JF-4			
TIPO DE MUESTRA	XENOLITO			
DESCRIPCIÓN DE COMPONENTES				
PARAMETROS	%	TAMAÑO (mm)	FORMA	OBSERVACIONES
FENOCRISTALES				
OLIVINO	74%	6-1	Sub-Euhedral	Integridad media-alta
CLINOPIROXENO	13%	6-2	Sub-Euhedral	Integridad media-alta
ORTOPIROXENO	15%	-	-	Presente en lamelas de exsolución
ESPINELA	5%	1-4	Anhedral	Integridad media-alta
TEXTURAS				
Textura Holocristalina; Equigranular; Fanerítica, Presenta lamelas de exsolución en clinopiroxenos; Textura poikilitica con clinopiroxenos dentro de olivinos y olivinos dentro de clinopiroxenos.				
NOMBRE	Lherzolita de Espinela			



LOCALIDAD TIPO	ROBINSON CRUSOE			
CÓDIGO MUESTRA	JR220112-4B			
TIPO DE MUESTRA	XENOLITO			
DESCRIPCIÓN DE COMPONENTES				
PARAMETROS	%	TAMAÑO (mm)	FORMA	OBSERVACIONES
FENOCRISTALES				
OLIVINO	51%	3-0.5	Sub-Euhedral	Integridad media-alta
CLINOPIROXENO	35%	4-0.5	Sub-Euhedral	Integridad media-alta
ORTOPIROXENO	14%	-	-	Presente en lamelas de exsolución
ESPINELA	7%	1-4	Anhedral	Integridad media-alta
TEXTURAS				
Textura Holocristalina; Equigranular; Fanerítica, Presenta lamelas de exsolución en clinopiroxenos.				
NOMBRE	Lherzolita de Espinela			



8.2 Anexo B. Datos geoquímicos sin modificaciones del volcanismo rejuvenecido.

UNIDAD	MUESTRA	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	TiO ₂	P ₂ O ₅	MnO	LOI	Cr ₂ O ₃	NI	SC	Ba	Be	Co	Cs	Ga	Hf
Guyot O'Higgins		%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm
	2D-1	41.9	13.08	14.23	8.75	9.24	3.54	1.66	4.24	0.78	0.19	1.9	0.031	241	25	542	2	47.8	0.4	17.5	6.9
Monte Beta	2D-2	41.66	13.12	13.82	9	9.24	3.43	2.04	4.15	0.8	0.19	2	0.031	246	22	558	<1	47.9	0.5	19.1	7.4
	JF2.2	43.92	13.53	11.24	10.67	10.51	3.24	1.73	2.95	0.46	0.17	1	0.083	139	21	575	5	50.8	0.6	20.1	6.9
Robinson Crusoe	JF2-2	43.66	13.36	11.67	10.74	10.35	3.19	1.67	2.93	0.46	0.18	1.2	0.09	140	21	523	3	53.2	0.6	17.7	6.1
	JR020613-3	43.66	14.15	12.6	9.65	9.03	3.44	1.66	2.7	0.73	0.22	1.6	0.065	234	24	649	2	49.5	0.9	19.7	7.8
	JR160913-2	42.66	14.32	12.98	8.96	10.28	3.37	0.99	3.06	0.72	0.22	1.9	0.049	302	24	762	1	49.5	2.6	18.1	6.9
	JR160913-5	39.4	14.24	12.75	9.68	11.8	2.14	0.18	3.31	0.63	0.21	5.1	0.08	253	23	631	3	60.8	0.6	18.9	6.2
	JR220112-3	42.62	12.66	12.4	13.09	10.92	3.4	0.7	2.75	0.48	0.19	0.2	0.075	316	26	411	<1	58.7	0.5	17.4	5.4
	JR220112-3 L	42.62	12.66	12.4	13.09	10.92	3.4	0.7	2.75	0.48	0.19	0.2	0.075	316	26	411	<1	58.7	0.5	17.4	5.4
	JR220112-4A	44.06	14.17	12.92	8.43	10.03	4.16	0.92	3.07	0.65	0.21	0.9	0.044	152	25	525	3	47.9	0.9	18.3	6.1
	JR230112-1	42.19	13.1	13.1	11.04	10.78	3.88	0.78	3.18	0.61	0.2	0.6	0.058	321	26	535	2	53.9	0.7	18.8	6.5
	JR230112-2	41.42	13.62	13.69	8.66	10.77	3.93	0.68	3.34	0.61	0.21	2.6	0.056	292	28	530	<1	54.9	0.7	18.5	5.8
	JR230112-3	42.99	13.43	13.77	9.52	9.81	3.79	1.7	2.91	0.91	0.23	0.4	0.048	315	25	625	6	46.4	0.7	18.6	8
	JR250112-2	42.02	13.06	13.15	10.81	10.08	3.45	0.56	3.08	0.64	0.2	2.4	0.064	161	24	497	5	55.5	0.7	17.5	5.9
	JR250112-3	42.42	12.43	12.09	12.2	11.35	2.32	0.52	2.79	0.54	0.18	2.6	0.107	224	27	417	3	51.4	1	17.4	4.3
	JR250513-11	42.88	14.13	15.27	6.59	9.21	3.28	1.59	3.55	0.85	0.23	1.9	0.016	1767	14	657	1	47.5	0.6	18.1	7.4
	JR250513-3	41.99	13.91	13.27	10.22	10.57	1.76	0.75	3.07	0.68	0.21	3	0.059	215	28	609	2	55.9	0.8	17	5.9
	JR250513-9	43.69	13.98	13.57	9.72	8	2.82	1.87	2.85	0.95	0.23	1.7	0.048	198	28	700	4	44.3	0.8	17.1	7.8
	JR260112-5	40.76	14.28	14.21	6.1	11.43	1.59	1.27	3.58	0.87	0.21	5.2	0.052	165	22	612	2	47.2	0.4	20.6	5.6
	JR310513-2	41.8	14.86	13.32	8.58	10.68	1.84	0.6	3.13	0.62	0.22	3.8	0.046	281	24	609	3	51	0.3	18.1	6.7
	LL010213-6	43.81	14.1	13.87	8.54	9.51	3.53	1.83	3.18	0.78	0.22	0.2	0.04	212	26	654	<1	51.9	0.6	20.5	8.2
	LL020213-1	41.06	14.01	13.24	10.81	10.41	1.98	0.95	3.02	0.68	0.21	3.2	0.065	312	29	650	3	60.2	3.1	20.2	6.9
	LL060213-1	43.09	13.72	12.37	8.72	10.86	2.84	0.77	3.04	0.59	0.19	3.4	0.073	74	17	545	1	55.4	0.6	20.7	6.2
	LL060213-3	41.69	13.95	13.17	8.86	10.5	2.39	1.18	3.18	0.89	0.21	3.4	0.048	224	26	1260	4	53.6	0.5	19	6.4
	LL060213-4	43.82	14.57	11.9	8.37	10.55	3.68	1.78	2.71	0.63	0.21	1.3	0.052	253	17	706	2	46.3	0.7	19.9	7.9
	LL060213-9	39.97	15.98	14.8	5.6	11.19	1.65	0.9	3.71	0.8	0.21	4.7	0.051	151	29	664	<1	43.7	<0.1	20.7	8.3
	LL061117-3	42.91	13.35	14.45	9.69	7.98	2.41	1.17	3.07	0.66	0.21	3.6	0.067	196	26	511	<1	54.3	0.9	17.4	6.5
	LL061117-6	41.96	12.49	13.4	11.48	10.92	2.36	1.38	2.96	0.58	0.19	1.7	0.078	181	20	426	<1	56.4	0.5	15.9	5.7
	LL061117-7	42.15	13.5	15.83	8.89	7.57	2.73	1.03	3.05	0.66	0.22	3.9	0.067	252	26	433	<1	49.9	0.7	15.8	6.4
	LL061117-8	41.23	13.8	13.35	9.44	10.55	2.71	1.09	3.22	0.8	0.22	3	0.055	241	26	496	2	48.1	0.4	16.3	6.2
	LL220112-1	42.86	13.25	12.5	10.58	11.21	2.8	1.37	3.11	0.63	0.2	0.9	0.068	161	25	491	6	51.9	0.3	19.6	6.1
	LL220112-4	44.14	14.3	12.72	9.1	9.18	3.96	1.84	2.79	0.69	0.23	0.5	0.04	168	21	644	3	46.6	0.9	19.4	7.8
	LL230112-2	41.32	12.58	12.75	13.31	10.31	2.43	1.33	2.73	0.58	0.19	1.7	0.072	143	23	678	4	82.4	0.6	22.4	7.6
	LL230112-4	43	12.91	11.74	11.45	11.51	2.42	0.55	2.8	0.53	0.18	2.2	0.104	274	25	644	3	76.7	1.1	24.6	7.4
	LL230112-5	40.12	14.16	13.99	9.44	10.67	2.34	0.33	3.58	0.65	0.21	3.8	0.039	231	29	1111	2	68.5	2	23.6	8.8
LL230711-2	42.15	13.77	12.3	10.22	10.58	2.83	0.59	2.8	0.62	0.21	3.3	0.07	275	30	652	1	54.7	2.2	17.6	6.4	
LL230711-8	42.14	13.04	12.81	11.16	10.59	3.79	0.8	3.2	0.68	0.2	1	0.052	124	26	542	1	57	0.7	17.7	6.1	
MP270112-3	44.59	13.42	12.51	9.94	9.28	3.74	1.71	2.63	0.74	0.23	0.6	0.065	200	27	604	2	45.7	0.7	17.1	8.1	

UNIDAD	MUESTRA	Nb	Rb	Sn	Sr	Ta	Th	U	V	W	Zr	Y	La	Ce	Pr	Nd	Sm	Eu	Gd	Tb	Dy
Guyot O'Higgins		ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm
	2D-1	70.5	33.8	4	1029	4.3	5.4	1.5	291	0.9	321	30.8	50.1	103.2	12.16	50.3	9.34	3	8.76	1.24	6.66
Monte Beta	2D-2	73	40.9	4	1057.4	4.6	5.5	1.7	295	0.9	335.6	31.9	51.2	107.8	12.81	52.2	9.93	2.97	9.3	1.28	6.46
	JF2.2	78.3	47.3	2	805	5	6.7	1.2	280	1.5	314	25.7	50.8	95.5	11.24	42.1	7.57	2.49	6.97	1.01	5.25
Robinson Crusoe	JF2-2	69.8	41.1	1	740.2	4.3	7	1.4	264	0.8	282.6	24.7	50.8	93.4	10.9	41.7	7.65	2.52	7.19	0.98	5.27
	JR020613-3	80.2	51.5	3	973.6	4.9	7.8	1.8	229	0.8	347.9	32.5	64.2	120.2	13.94	54	9.8	3.01	8.41	1.19	6.65
	JR160913-2	76.1	11.4	3	962.5	4.8	7	1.5	276	0.7	299.6	30.8	59.8	113.8	13.24	51.2	9.26	2.87	8.25	1.23	6.48
	JR160913-5	75.3	1.3	3	895	4.4	6.7	1.1	180	<0.5	282.3	35.2	57.7	107	13.08	51.2	10	3.07	9.04	1.25	6.78
	JR220112-3	57.4	31.6	2	672	3.6	4.8	1	266	1.3	222.3	24.6	39.1	76.8	8.79	35.5	6.78	2.16	6.74	0.97	5.14
	JR220112-3 L	57.4	31.6	2	672	3.6	4.8	1	266	1.3	222.3	24.6	39.1	76.8	8.79	35.5	6.78	2.16	6.74	0.97	5.14
	JR220112-4A	70.8	40	2	857.5	4.3	5.9	1.1	254	0.9	286.1	29.8	50.7	98.3	11.75	47.9	8.97	2.79	7.76	1.17	6.56
	JR230112-1	72.1	38.3	2	813.3	3.8	5.5	1.2	312	1.3	262.3	28.1	49.4	93.8	11.14	45.4	8.16	2.61	7.77	1.14	6.48
	JR230112-2	71.9	46.9	2	807.8	4	5	1.5	278	1.1	257.2	28.6	48	91.2	10.81	42.4	8.18	2.5	7.59	1.11	5.84
	JR230112-3	86.4	50.7	2	974.5	5.1	7.6	2	231	0.5	345.5	32.5	61.3	118.3	13.63	52	9.94	3.16	9.19	1.28	7
	JR250112-2	68.2	25.6	2	793.6	4.1	5.4	1.3	290	0.9	261.2	25.2	47	91.4	10.77	40.5	7.95	2.6	7.18	1.07	5.83
	JR250112-3	59.5	5.2	2	671.5	3.2	4.5	1	270	0.6	219.1	22.8	39.9	76.1	9.22	37.4	6.96	2.31	6.57	0.93	5.24
	JR250513-11	77	44.8	2	1033.2	4.5	6.9	1.5	256	0.9	335	30.3	56.2	113.8	13.47	51.7	9.44	3.05	8.99	1.29	6.77
	JR250513-3	69.8	11.4	2	885.4	3.9	6.7	1.6	297	0.6	275.4	28.1	51.2	97.7	11.27	41.6	8.05	2.55	7.85	1.12	5.95
	JR250513-9	85.6	51.4	2	1032.3	4.8	8.4	2.1	212	1.1	366.1	33.3	67.5	127.8	14.74	54.8	10.17	3.18	9	1.28	6.6
	JR260112-5	77.4	21.3	2	1042.9	4.5	6.5	1.1	283	1	306.5	29.7	48.9	95.7	12.07	47.6	9.39	2.93	8.39	1.24	6.35
	JR310513-2	76.2	14.1	2	912.3	4.5	7	1.1	303	0.6	306.4	32.9	64.4	119.7	14.6	53.6	9.8	3.02	8.92	1.32	7.3
	LL010213-6	83.4	56.7	2	971.8	5	6.8	1.7	275	1.2	343.4	32.9	62.7	122	14.56	54.1	10.36	3.25	9.34	1.28	6.99
	LL020213-1	74.6	24.5	1	778.8	4.6	6.9	1.6	296	1.2	300.5	31.1	54.3	105	12.65	49.7	9.02	2.89	8.28	1.16	6.42
	LL060213-1	70.3	25.7	1	819.2	4.6	5.9	1.3	315	0.6	285.6	29.3	50.4	96.9	11.7	46.1	8.82	2.78	7.97	1.13	6.49
	LL060213-3	70.9	43.9	2	843.9	4.4	7.1	1.3	305	0.9	299.3	37.1	58.7	108.6	13.78	55.2	9.91	3.22	9.06	1.25	6.65
	LL060213-4	85	55.9	2	997.9	5.5	8.1	1.9	287	1	344.8	34.9	67.3	127.5	15.04	55.4	10.17	3.1	8.55	1.28	6.96
	LL060213-9	78.9	11.4	2	915.9	5.2	6.2	0.7	301	<0.5	311.4	26.8	43.5	89.4	11.84	45.1	9.29	2.66	8.16	1.08	6.46
	LL061117-3	66.8	24.7	2	511.2	3.9	6.3	1.2	248	1.1	279.5	32.7	53.8	108.2	12.19	49.9	9.66	2.98	8.67	1.14	6.68
	LL061117-6	57.4	32.7	2	638.2	3.5	5.5	1.1	303	0.8	235.8	27.1	46.7	88.4	10.47	42.8	8.52	2.54	7.66	1.04	5.78
	LL061117-7	62.2	41.4	4	482.6	4	5.9	0.8	260	1.3	258.9	26.2	42.3	95.6	10.17	40.1	7.71	2.4	7.05	1.01	5.6
	LL061117-8	64.5	29.5	2	789.3	3.9	6	1.2	311	1	260.4	47.3	60.5	103.7	12.97	50	9.86	3.21	9.24	1.28	7.02
	LL220112-1	66.9	33.9	1	830.5	3.8	5	1.3	267	0.6	256.1	28.6	48.5	91.1	10.63	45	8.26	2.8	7.85	1.26	6.42
	LL220112-4	87.6	58	1	986.4	5.5	8.2	1.8	217	0.9	357.2	33.3	65.7	122.4	13.75	52.5	9.59	2.97	8.53	1.25	6.98
LL230112-2	88.5	47.4	2	1038	5.3	7.8	1.9	385	0.6	326.9	36.7	62	118.3	14.13	58.4	10.48	3.39	10.58	1.29	7.87	
LL230112-4	84.1	7.9	2	999	5.1	7	1.6	441	<0.5	324.9	36	58.7	117.4	13.54	56.4	10.9	3.43	10.77	1.3	7.67	
LL230112-5	103.8	6.4	2	1231.3	6	8.7	0.9	400	0.7	388.6	43.9	72.9	141	17.07	72.5	13.06	3.99	12.1	1.49	8.9	
LL230711-2	75.2	5.3	2	880.9	4.5	7	1.5	311	0.7	279.8	30.4	64.1	116.9	13.35	48.6	9.25	2.87	7.86	1.2	6.09	
LL230711-8	70.2	13.7	2	843.3	4.3	5.9	1.3	334	<0.5	260.6	27.9	52.2	102.5	11.7	46.5	8.6	2.74	7.63	1.17	5.67	
MP270112-3	86.6	52.3	2	944.2	5.3	7.6	1.8	212	1.1	344.5	32.5	64.1	121.4	13.82	52.7	9.46	3	8.62	1.24	7.05	

UNIDAD	MUESTRA	Ho	Er	Tm	Yb	Lu	Mo	Cu	Pb	Zn	Ni	As	Cd	Sb	Bi	Ag	Au	Hg	Tl	Se	
Guyot O'Higgins		ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppb	ppm	ppm	ppm	
	2D-1	1.08	3.09	0.41	2.3	0.36	3.2	69.6	11.7	122	136.4	2.1	0.2	0.3	<0.1	<0.1	6.8	0.03	<0.1	<0.5	
Monte Beta	2D-2	1.17	3.11	0.41	2.56	0.33	3	46.4	5.2	95	124.1	1.4	0.1	0.1	<0.1	<0.1	33.9	<0.01	0.4	<0.5	
	JF2.2	1.01	2.64	0.33	1.96	0.28															
Robinson Crusoe	JF2-2	0.92	2.6	0.34	2.07	0.27															
	JR020613-3	1.27	3.38	0.48	2.73	0.42	2	39.3	3.8	87	234.5	<0.5	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	0.9	<0.01	<0.1	<0.5	
	JR160913-2	1.27	3.21	0.46	2.81	0.41	2.2	43.3	2.6	84	132.9	<0.5	<0.1	<0.1	<0.1	0.1	<0.5	<0.01	<0.1	<0.5	
	JR160913-5	1.32	3.33	0.45	2.67	0.4	<0.1	49.7	2.1	56	223.2	0.6	0.2	<0.1	<0.1	<0.1	1.4	<0.01	<0.1	<0.5	
	JR220112-3	0.91	2.44	0.33	1.94	0.27	1.7	53.3	1.3	66	250.9	<0.5	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	0.6	<0.01	<0.1	<0.5	
	JR220112-3_L	0.91	2.44	0.33	1.94	0.27	1.7	53.3	1.3	66	250.9	<0.5	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	0.6	<0.01	<0.1	<0.5	
	JR220112-4A	1.15	2.83	0.42	2.47	0.35	2.1	38.6	1.3	71	141.7	0.6	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.5	<0.01	<0.1	<0.5	
	JR230112-1	1.08	2.97	0.39	2.54	0.32	1.6	32.5	1.2	48	172.5	<0.5	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.5	<0.01	<0.1	<0.5	
	JR230112-2	1.06	2.75	0.4	2.4	0.33	1	34.6	0.4	36	154.2	<0.5	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	0.6	<0.01	<0.1	<0.5	
	JR230112-3	1.3	3.31	0.47	2.83	0.39	2.8	38	3	76	142.4	0.8	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.5	<0.01	<0.1	<0.5	
	JR250112-2	1.05	2.74	0.37	2.04	0.31	1.3	46.8	2	54	233.7	<0.5	0.2	<0.1	<0.1	<0.1	2.5	<0.01	<0.1	<0.5	
	JR250112-3	0.91	2.3	0.33	2.01	0.26	1.4	54.5	1.6	61	261.4	<0.5	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	0.8	<0.01	<0.1	<0.5	
	JR250513-11	1.11	2.78	0.36	2.22	0.31	2.7	32.1	4.2	106	75	<0.5	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	1.5	<0.01	<0.1	0.8	
	JR250513-3	1.02	2.59	0.37	2.3	0.33	1.5	39	2.3	83	207.1	<0.5	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.5	<0.01	<0.1	<0.5	
	JR250513-9	1.19	3.14	0.45	2.74	0.4	2.5	26.1	3.1	96	245.4	<0.5	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	1	0.01	<0.1	<0.5	
	JR260112-5	1.05	2.96	0.4	2.55	0.32	0.8	40.5	0.2	39	108.8	0.9	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	1.3	0.14	<0.1	<0.5	
	JR310513-2	1.22	3.14	0.42	2.85	0.41	1.3	37.4	3.1	84	168	<0.5	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.5	<0.01	<0.1	<0.5	
	LL010213-6	1.33	3.36	0.43	2.63	0.41	1.6	35.2	1	79	135.2	<0.5	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.5	<0.01	<0.1	<0.5	
	LL020213-1	1.12	3.03	0.41	2.65	0.36	2.6	44.8	2.6	85	206.8	<0.5	<0.1	<0.1	<0.1	0.2	<0.5	<0.01	0.1	<0.5	
	LL060213-1	1.13	2.95	0.4	2.25	0.35	1.3	58.1	1.5	214	219	<0.5	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.5	<0.01	<0.1	<0.5	
	LL060213-3	1.34	3.23	0.49	2.47	0.42	2.1	48.3	3.6	281	148.9	<0.5	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.5	0.05	<0.1	<0.5	
	LL060213-4	1.25	3.36	0.46	2.72	0.45	2.9	40.7	3.1	236	129	<0.5	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.5	<0.01	<0.1	<0.5	
	LL060213-9	1.05	2.73	0.35	2.13	0.3	0.6	34.5	0.5	229	160.7	<0.5	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	0.6	0.05	<0.1	<0.5	
	LL061117-3	1.17	3.12	0.39	2.44	0.34															
	LL061117-6	1.03	2.68	0.35	2.09	0.33															
	LL061117-7	0.94	2.77	0.35	2.13	0.32															
	LL061117-8	1.34	3.65	0.46	2.85	0.45															
	LL220112-1	1.15	2.88	0.37	2.34	0.32	1.9	55.5	2.2	71	171.7	0.7	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.5	<0.01	<0.1	<0.5	
	LL220112-4	1.21	3.27	0.47	2.83	0.45	3.3	38.7	0.8	80	147.9	0.6	0.1	<0.1	<0.1	<0.1	1.3	<0.01	<0.1	<0.5	
	LL230112-2	1.35	3.2	0.45	2.79	0.41	2.2	54.5	2.1	69	273.1	0.7	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	0.7	<0.01	<0.1	<0.5	
	LL230112-4	1.31	3.23	0.44	2.92	0.4	1.5	55.9	1.9	64	257.5	0.5	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.5	<0.01	<0.1	<0.5	
	LL230112-5	1.41	3.98	0.52	3.29	0.46	1.6	27.8	3.3	71	116.8	<0.5	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	3.4	1.3	0.56	<0.1	<0.5
	LL230711-2	1.17	3.17	0.47	2.88	0.42	2.3	15.2	3	76	182.1	0.9	0.4	<0.1	<0.1	0.3	*	<0.01	<0.1	<0.5	
LL230711-8	1.09	2.76	0.39	2.19	0.32	1.9	28.8	2.7	76	222.5	0.8	1.2	<0.1	<0.1	0.4	*	<0.01	<0.1	<0.5		
MP270112-3	1.23	3.58	0.49	2.99	0.45	2.4	40.2	2.4	80	224.4	0.7	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	4.2	<0.01	<0.1	<0.5		

8.3 Anexo C. Datos isotópicos incluyendo volcanismo escudo.

FASE	LUGAR	MUESTRA	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$	$^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	$^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	$^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$
Escudo	Robinson Crusoe	JR220112-1	0.5128230	0.7036480	19.18200	15.60450	39.05580
		JR220112-1*	0.5128150	0.7036470			
		JR220112-2	0.5128440	0.7036160	19.16390	15.60230	39.01220
		JR220112-2*	0.5128360	0.7036320			
		JR290513-2	0.5128580	0.7035200	19.16670	15.60160	38.99150
		JR290513-5	0.5128250	0.7036760	19.16980	15.60780	39.01660
		LL230711-6	0.5128300	0.7036926			
		LL230711-7	0.5128430	0.7036120			
		LL240711-5c	0.5128163	0.7035591			
		LL250711-4	0.5128110	0.7037590			
		LL250711-5	0.5128452	0.7035119	19.28743	15.61257	39.11329
		LL250711-6	0.5127870	0.7038500	19.25970	15.61261	39.16462
		LL250711-8	0.5128580	0.7035670	19.16800	15.60450	39.00330
		LL250711-9	0.5128270	0.7036840			
		LL270711-3	0.5128452	0.7036434			
		LL270711-5	0.5128480	0.7037472			
	LL270711-5*	0.5128558	0.7036926	19.17714	15.60620	38.97608	
	MP260112-1	0.5128215	0.7036930	19.26075	15.61101	39.13455	
	MP270112-4	0.5128150	0.7037140				
	Guyot O'Higgins	D10-7	0.5128986	0.7034961	19.09567	15.60590	38.94663
	Alpha	D11-04	0.5128640	0.7035220	19.22180	15.61000	39.05690
		D11-14	0.5128470	0.7035924	19.22116	15.60637	39.06465
	Alejandro Selkirk	JR170913-16	0.5128720	0.7036670	19.04990	15.60750	38.95920
		JR170913-21	0.5128880	0.7035607	19.11037	15.60862	39.01025
		JR180913-1	0.5128640	0.7036630	19.08930	15.60910	39.00080
		LL250112-1	0.5128320	0.7035960			
LL260112-4		0.5128800	0.7035770	19.16020	15.60930	39.02450	
LL260112-4*		0.5128700	0.7035940				
MF-6	0.5128750	0.7035820	19.06350	15.60710	38.93500		
Rejuvenecido	Robinson Crusoe	JR020613-3	0.5128702	0.7035195	19.10163	15.58449	39.07872
		JR160913-2	0.5128609	0.7034665	19.18662	15.58928	39.13922
		JR220112-3	0.5128710	0.7033863	19.24038	15.59609	39.13722
		JR220112-3_L	0.5128664	0.7034106			
		JR230112-1	0.5128693	0.7034079	19.22049	15.59386	39.15504
		JR230112-3	0.5128511	0.7035076			
		JR250112-3	0.5128733	0.7034773	19.16837	15.58885	39.07159
		LL010213-6	0.5128646	0.7034883	19.13509	15.58883	39.10042
		LL230112-4	0.5128676	0.7034689	19.13943	15.59018	39.10369
		LL230711-2	0.5128423	0.7035369			
		LL230711-8	0.5128504	0.7035013			
		MP270112-3	0.5128542	0.7035512			
		Guyot O'Higgins	2D-1			19.22489	15.59650
	2D-2	0.5128307	0.7035438	19.22108	15.59240	39.12304	

8.4 Anexo D. Datos geoquímicos bibliográficos volcanismo escudo.

UNIDAD	MUESTRA	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	TiO ₂	P ₂ O ₅	MnO	LOI	SUMA	Cr ₂ O ₃	SC	Ba	Co	Cs	Ga	Hf	Nb	Rb	Sr
		%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm
Robinson Crusoe	JR140913-1	47.73	15.85	13.59	4.78	7.09	4.13	1.68	3.38	0.77	0.2	0.5	99.7	0.006	19	334	34.9		26.2	8.3	53.6	28.7	556.7
	JR160913-1	46.44	14.79	12.5	5.39	9.59	2.49	0.66	3.38	0.41	0.12	3.4	99.17	0.044	31	3789	45.5		22.2	5.6	33.3	7.2	751.1
	JR160913-10	49.2	14.56	10.99	5.53	11.12	2.9	0.69	3.17	0.38	0.14	1	99.68	0.05	30	176	34.3		22.1	5.4	30.6	19.8	542.3
	JR160913-11	48.79	15.97	10.49	4.15	7.37	4.52	1.87	2.92	0.7	0.15	2.7	99.63	0.007	15	355	28.6		26.6	9.5	60.6	40	563.3
	JR160913-12	47.27	14.73	11.27	6.22	10.81	3.13	0.96	3.48	0.43	0.15	1.2	99.65	0.025	29	220	40.8		21.7	5.6	39.3	19.1	554.4
	JR160913-13	47.87	14.69	11.39	5.18	11.08	3.04	0.9	3.51	0.42	0.14	1.4	99.62	0.028	29	223	36.4		21.7	5.8	40.9	16.2	613.3
	JR160913-4	48.69	15.59	10	4.01	10.1	3.03	0.72	3.69	0.43	0.11	3.3	99.67	0.02	30	249	35.6		24.5	6.4	37.8	6.4	576.3
	JR160913-6	46.09	14	12.51	6.03	10.55	2.89	0.82	3.31	0.4	0.18	2.9	99.68	0.013	28	211	42.4		20.7	5.2	33.9	15	513.7
	JR160913-7	47.76	14.73	11.02	5.06	9.46	3.18	1.08	3.69	0.57	0.16	2.9	99.61	0.018	26	233	42.5		22.7	7.1	41.5	18.9	549.6
	JR220112-1	47.37	15.2	12.51	6.84	10.16	3.15	0.74	3.46	0.4	0.16	0.3	99.72	0.032	25	161	37.1		21	4.9	27.5	14.4	492.9
	JR220112-2	46.94	14.26	12.53	5.63	10.11	3.12	1.03	3.36	0.47	0.16	2.1	99.71	0.007	25	227	37.9		22.9	5.3	40.4	21.5	544.8
	JR250513-1	43.75	8.37	15.55	20.51	4.84	1.34	0.52	2.01	0.26	0.15	1.8	99.1	0.242	18	235	118.6		11.6	3.1	18.3	10.2	248.6
	JR250513-2	47.93	15.51	11.83	5.84	10.07	2.61	0.82	3.04	0.35	0.18	1.5	99.68	0.019	29	225	44		19.2	4.2	26.2	11.9	454.8
	JR250513-4	48.59	15.28	11.5	6.15	10.51	2.92	0.93	3.23	0.41	0.16	0	99.68	0.027	29	221	37.9		20.1	5.2	30.7	13.8	520.7
	JR250513-5	47.09	15.74	12.4	5.67	8.88	3.42	1.34	3.91	0.63	0.16	0.4	99.64	0.019	21	309	34.1		21.3	6.4	46.5	23.5	689.9
	JR260112-1	47.05	14.05	12.83	5.96	9.42	3.02	0.84	3.42	0.42	0.18	2.5	99.69	0.01	28	512	33.3		22.3	5.2	35.8	13.4	454.8
	JR260112-3	48.1	14.36	11.12	6.33	10.7	3.03	0.65	3.08	0.35	0.23	1.7	99.65	0.034	29	202	44.7		19.7	5.2	27.7	12	444.8
	JR270513-1	45.18	16.01	13.69	5.55	8.1	2.72	0.85	3.77	0.56	0.16	3	99.59	0.018	27	320	41		24.4	6.4	44.5	12.8	584.3
	JR270513-2	45.07	10.98	14.36	14.82	7.14	2.52	0.93	3.05	0.41	0.18	-0.1	99.36	0.13	21	199	71.7		15.7	4.2	30.1	16.3	412.3
	JR290513-2	45.65	12.8	12.66	12.04	9.49	2.28	0.6	2.48	0.3	0.19	0.9	99.39	0.187	25	177	59.5		15.5	3.6	20.7	12.4	416.6
	JR290513-5	45.42	13.43	12.06	9.11	9.28	2.68	1.31	3.31	0.42	0.17	2.4	99.59	0.066	25	245	46.7		17.8	4.5	35.4	29	634.1
	JR300513-3	46.07	13.83	12.49	6.27	10.4	2.63	0.95	3.25	0.44	0.19	3.1	99.62	0.03	28	212	44.1		21.7	5.8	36.2	20	472.1
	LL040213-2	45.83	11.04	12.28	14.23	8.56	2.01	0.58	2.46	0.28	0.17	2.1	99.54	0.13	23	143	72.3		17.7	3.6	23.8	12	370.8
	LL040213-3	46.6	14.64	11.46	6.4	10.57	2.66	0.87	3.37	0.43	0.13	2.5	99.63	0.032	26	211	42.8		23.5	5.9	33.4	11.3	527.8
	LL220112-2	47.28	15.64	12.63	4.19	9	3.12	0.91	3.73	0.47	0.12	2.6	99.69	0.014	30	254	34.5		23.1	6.5	38.4	13.9	518.8
	LL220112-3	47.53	14.21	12.58	6.75	10.4	2.79	0.88	3.35	0.43	0.16	0.6	99.68	0.041	30	196	39.8		19.8	5.4	33.3	15.1	495.6
	LL220112-5	46.6	16.04	12.62	5.78	9.37	3.29	1.08	3.65	0.5	0.17	0.5	99.6	0.004	23	334	57.5		32.5	9.6	61.3	36	850
	LL230112-1	46.03	14.97	11.31	6.77	9.49	2.9	1.05	3.28	0.48	0.15	3.1	99.53	0.032	24	336	54.7		29.7	7.8	56.5	27.4	787.7
	LL230711-7	45.98	14.34	11.88	4.88	12.38	2.35	0.33	3.57	0.43	0.18	3.4	99.72	0.008	27	127	36.6		21	5	32.1	5.4	514.8
	LL240711-1	47.03	14.56	12.67	5.77	10.24	2.98	1	3.61	0.5	0.17	1.1	99.63	0.012	28	242	42.5		22	5.5	38.7	19.7	564
	LL240711-2	46.98	14.57	12.49	6.13	10.47	3	0.86	3.14	0.41	0.16	1.4	99.61	0.03	29	221	43.2		20.3	4.8	34.5	15.9	535.2
LL240711-3	46.84	14.8	12.94	5.14	9.96	2.82	0.45	3.47	0.41	0.16	2.7	99.69	0.01	29	190	38.2		22.5	5.5	29.5	2.5	469.1	
LL240711-4	46.36	15.45	12.32	6.5	8.36	3.5	1.29	3.38	0.68	0.16	1.6	99.6	0.027	18	352	43.8		22.7	7.8	50.6	40.3	704	
LL240711-5D	46.49	15.53	12.22	6.25	8.35	3.46	1.26	3.39	0.67	0.15	1.8	99.57	0.024	18	329	42.4		22	7.4	51.8	35.6	693.3	
LL240711-6	46.58	15.38	12.24	5.4	10.01	3.06	0.91	3.58	0.51	0.15	1.8	99.62	0.021	25	239	42.3		22.7	5.6	36.7	16	608.8	
LL240711-7	47.84	14.15	13	4.54	9.01	3.28	1.12	4.07	0.56	0.14	2	99.71	0.003	27	233	34.1		23	6.8	41.9	21.7	526.9	

UNIDAD	MUESTRA	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	TiO ₂	P ₂ O ₅	MnO	LOI	SUMA	Cr ₂ O ₃	SC	Ba	Co	Cs	Ga	Hf	Nb	Rb	Sr
		%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm
Robinson Crusoe	LL250711-1	45.6	14.88	12.29	5.69	10.41	2.69	1	3.58	0.58	0.15	2.7	99.57	0.038	25	345	39.2		23.1	6.7	46.3	16.6	738.8
	LL250711-3	45.97	15.33	12.95	5.13	8.99	3.19	1.17	3.76	0.63	0.15	2.3	99.57	0.028	25	307	43.9		24.7	6.9	47	19.7	707.4
	LL250711-4	46.77	14.73	13.22	5.33	9.23	3.15	1.04	3.8	0.59	0.17	1.6	99.63	0.027	25	275	47.7		23.6	7.6	44.8	18	590
	LL250711-5	45.46	10.37	13.66	17.47	7.2	2.02	0.34	1.83	0.2	0.17	0.6	99.32	0.145	20	75	88.1		15	2.5	13	7.3	267.2
	LL250711-7	45.89	13.38	12.48	8.42	9.7	2.6	0.64	2.96	0.34	0.15	3	99.56	0.075	28	197	50.9		20.5	4.7	29.7	7.7	486.3
	LL250711-8	46.22	15.28	12.71	5.94	9.58	2.66	0.95	3.64	0.47	0.18	2	99.63	0.017	29	253	48.4		22.2	6	38.8	17.4	539.5
	LL250711-9	47.18	14.78	12.48	6.24	10.56	2.76	0.8	3.42	0.39	0.17	0.9	99.68	0.019	30	222	47.3		23	5.1	36.2	17.2	524.8
	LL260711-2	47.56	14.75	12.39	5.67	10.26	3.11	1.01	3.6	0.49	0.16	0.6	99.6	0.01	27	229	43.2		23.5	6.2	39.3	20.1	586.6
	LL300113-1	46.31	13.45	12.87	9.91	9.98	2.22	0.68	2.88	0.36	0.17	0.8	99.63	0.071	28	162	54.7		19.6	4	26.9	11	393.5
	MP270112-4	45.41	15.32	13.65	6.7	9.02	2.86	1.1	3.79	0.54	0.16	1.1	99.65	0.023	21	270	42.3		21.1	7.1	40.4	23.7	640.4
	MP270112-5A	44.53	15.54	12.86	6.39	9.87	2.24	0.41	3.75	0.42	0.17	3.5	99.68	0.026	31	196	43		21.8	6.2	37.2	2.4	454.6
	MP270112-5B	42.58	10.8	13.85	18.64	6.46	1.47	0.38	2.5	0.31	0.18	2.1	99.27	0.151	23	156	81.6		16.4	3.7	25.1	3	261.5
	Guyot O'Higgins	D10-10	43.92	15.01	13.01	5.39	9.59	3.2	1.24	2.93	0.54	0.67	4.1			24	230	81.6	0.4	25.5	6.4	32.6	18.5
D10-18		42.54	9.72	14.33	19.45	5.41	1.85	0.84	1.99	0.21	0.19	2.7			18	116	111.5	0.3	13.6	3.7	21.4	15.5	349
D10-2		39.72	13.8	14.87	4.21	11.89	3.06	1.12	2.72	2.82	0.47	4.8			22	1083	92	0.3	24.3	6	31.2	16.8	742.3
D10-2*		44.09	15.37	13.3	6.93	11.28	3.1	0.56	3.1	0.82	0.18	-			26	58	50.7	0.2	-	6.3	26.5	9.9	605.4
D10-3*		59.27	18.47	7.7	0.83	3.36	6.33	3.25	0.89	0.32	0.15	-			5	779	4.8	0.3	-	17.9	-	-	511.8
D10-42		43.29	15.09	13.33	5.77	9.87	3.12	0.85	3.06	1.05	0.15	4			25	122	65.5	0.8	25.9	7.5	31.8	16.2	620.5
D10-42*		47.66	16.97	11.52	5.34	10.27	3.51	0.62	3.36	0.57	0.2	-			26	48	60.9	0.7	-	5.5	26.5	9.7	548.5
D10-5		42.95	10.13	14.3	18.73	7.62	1.74	0.43	1.97	0.43	0.28	0.7			20	101	123.8	0.2	17	4.2	22.6	8.2	420
D10-5*		44.57	10.01	12.85	20.96	6.96	1.71	0.4	1.9	0.34	0.19	-			21	-	105.6	0.2	-	3.1	-	-	720.6
D10-7		43.88	11.04	13.74	17.21	8.14	1.89	0.45	2.15	0.31	0.18	0.3			22	106	102	0.1	18.1	4.3	22.9	8	437.1
D10-7*		44.89	10.23	12.82	19.78	7.71	1.82	0.37	2.04	0.21	0.23	-			21	85	104.5	0.2	-	3.1	17	6.3	711.8
Alpha	BM220588-1	45.88	15.63	12.03	4.91	9.66	3.49	1.18	3.75	0.62	0.19	2	99.34	0.018	24	231	49.4		21.7	6.6	41.2	20.7	609.7
	BM220588-2	45.16	15.76	12.4	6.05	9.62	3.17	1.19	3.91	0.59	0.22	1.4	99.47	0.011	21	267	60.5		21.1	6.5	44.2	21.7	627.5
	D11-02	46.8	15.02	11.8	5.75	10.07	3.13	1.02	3.6	0.46	0.17	1.8	99.62	0.014	27	273	58.2		27.2	6.9	45.3	22.3	639.3
	D11-03	45.28	16.09	12.37	5.82	9.32	3.37	1.29	4.02	0.59	0.2	1.2	99.55	0.003	19	369	61.9		28.8	7.5	60.1	30.2	902.8
	D11-04	45.22	15.63	12.16	4.64	10.22	3.53	1.19	3.72	0.61	0.18	2.5	99.6	0.016	24	310	50.5		27.7	8	54.8	27.3	957.7
	D11-07	46.16	15.41	12.77	5.45	8.07	3.62	1.32	4.17	0.56	0.15	1.9	99.58	0.007	22	317	46.2		29.3	8.5	57.8	32	670
	D11-08	46.09	15.38	11.71	5.8	9.74	3.11	1.06	3.51	0.51	0.15	2.6	99.66	0.021	25	255	51.1		25.5	7.1	45.5	19.7	664.1
	D11-10	45.61	15.61	12.05	4.97	9.72	3.58	1.2	3.73	0.57	0.18	2.4	99.62	0.016	24	298	49.7		26.8	7.6	52	26.1	824.9
	D11-12	44.36	15.08	11.74	5.8	10.82	3.12	0.97	3.49	0.52	0.17	3.5	99.57	0.017	28	246	55		27	6.4	41.9	21	637.4
	D11-14	45.62	15.63	11.33	6.33	10.99	2.7	0.78	3.08	0.53	0.14	2.5	99.63	0.037	31	197	45.9		24.9	6.2	34	11	587.5
	D11-15	44.65	15.6	11.72	6.15	10.55	2.64	0.88	3.16	0.6	0.15	3.5	99.6	0.037	31	191	44.8		24	6.5	35.4	12.1	667.6
	D11-17	46.04	16.11	12.26	5.05	8.35	3.77	1.41	3.55	0.72	0.23	2.1	99.59	0.018	21	364	62.5		28.4	8.6	64.4	34.6	762.5
	JF1A-1	43.23	14.28	13.6	7.3	10.49	2.52	0.85	3.55	0.75	0.24	2.7	99.51	0.02	29	193	63.6		22	5.7	36.2	11.8	966.2

UNIDAD	MUESTRA	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	TiO ₂	P ₂ O ₅	MnO	LOI	SUMA	Cr ₂ O ₃	SC	Ba	Co	Cs	Ga	Hf	Nb	Rb	Sr
		%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm
Alejandro Selkirk	JR170913-1	48.96	14.51	11.62	7.05	11.1	2.56	0.6	2.8	0.31	0.16	0	99.67	0.037	30	145	44.2		20.3	4.6	23.4	12.3	474.9
	JR170913-10	49.98	14.71	12.18	5.82	10.3	2.63	0.59	2.77	0.29	0.17	0.3	99.74	0.029	29	110	40		20.8	4.8	20.6	11.3	399.8
	JR170913-11	49.06	15.48	11.21	4.67	11.11	2.84	0.74	3.37	0.34	0.26	0.6	99.68	0.034	30	135	42.8		22.4	5.7	23.5	14.2	501.7
	JR170913-12	49.38	14.01	11.52	5.48	11	2.92	0.85	3.07	0.34	0.19	0.9	99.66	0.021	29	168	40.1		21.6	5.4	26.6	18.7	425.6
	JR170913-13	47.68	15.05	10.85	6.14	9.65	2.92	1	3.31	0.44	0.14	2.5	99.68	0.03	26	213	37.5		21	6.6	31.4	30.6	536.4
	JR170913-14	46.8	13.86	13.15	10.48	9.24	2.71	0.54	2.4	0.29	0.17	0.1	99.55	0.083	23	118	61.3		20.4	4.4	18.2	9.5	416.2
	JR170913-15	48.23	14.97	11.95	5.56	10.77	2.84	0.69	2.93	0.34	0.17	1.2	99.65	0.022	27	149	41.3		21	5.3	23.8	11.6	483.3
	JR170913-16	47.28	14.4	11.56	8.88	8.31	2.97	1.01	2.89	0.44	0.12	1.7	99.56	0.048	19	179	49.4		20.4	6.4	28.4	24.1	552
	JR170913-17	48.69	14.96	11.09	6.8	10	3.09	0.98	3.41	0.48	0.15	0	99.65	0.044	26	191	38.7		23.7	6.8	31.7	21.3	552.2
	JR170913-18	46.46	13.33	12.24	11.33	9.12	2.77	0.97	2.8	0.4	0.16	0.1	99.49	0.083	24	226	57.7		21	5.5	28.7	21.4	523.7
	JR170913-19	47.99	14.08	12.5	8.97	10.04	2.3	0.42	2.43	0.2	0.17	0.5	99.6	0.065	28	97	53		21.4	4.5	19.2	9.2	375.2
	JR170913-2	48.85	15.29	11.05	5.78	10.28	3.02	0.94	3.26	0.41	0.15	0.6	99.63	0.03	27	164	36.2		22	6	25.8	17.5	506.8
	JR170913-20	48.55	14.94	11.71	6.28	10.68	3.09	0.89	2.96	0.39	0.16	0	99.65	0.031	27	194	42.6		23.8	5.8	29.2	18.2	567.9
	JR170913-22	48.77	15.21	11.63	6.2	10.76	3.15	0.88	2.89	0.39	0.15	0.4	99.67	0.033	27	218	41.5		22.5	5.6	27.5	14.9	573.9
	JR170913-4	43.84	6.1	14.55	26.91	4.28	1.04	0.28	1.19	0.13	0.18	0.6	99.1	0.229	14	67	120.5		9.8	2	11.4	6.6	181.2
	JR170913-5	46.7	13.8	11.68	10.7	9.39	2.53	0.51	2.46	0.31	0.15	1.3	99.53	0.097	24	181	57		18.6	4.7	25.4	9.8	481.5
	JR170913-6	48.46	15.25	11.25	5.59	10.82	2.95	0.84	3.32	0.35	0.22	0.6	99.65	0.036	27	146	47.2		21.8	5.5	24.7	16.2	517.2
	JR170913-7	48.78	14.68	13.39	4.49	7.84	3.54	1.24	4.06	0.62	0.16	0.9	99.7	0.008	24	218	36.2		25.8	9	36.7	26.2	497.6
	JR170913-8	46.6	16.04	12.31	7.01	9.78	2.76	0.33	3.04	0.4	0.16	1.2	99.63	0.047	26	158	45.4		22.5	5.8	24.8	1.6	486.8
	JR170913-9	46.47	14.94	12.59	7.23	10.39	2.81	0.47	2.94	0.37	0.16	1.2	99.57	0.051	27	147	45.7		21.8	5.7	24.9	4.7	512.1
	JR180913-1	50.33	16.54	11.59	4.18	6.6	4.32	1.89	3.13	0.92	0.17	0	99.67	0.004	16	351	27.1		26	9.7	45.9	39.4	524.9
	JR180913-2	47.17	17.17	12.48	4.14	6.03	3.56	1.74	3.48	0.88	0.16	2.9	99.71	0.008	17	320	33.9		28.6	10.3	46.9	30.2	402.6
	LL250112-1	49.01	15.48	11.14	5.39	10.1	3.66	1.22	3.26	0.57	0.15	0.3	99.71	0.02	22	268	32.8		22.5	7.1	37.2	26.3	680.2
	LL250112-2	48.01	14.97	12.54	5.91	10.78	2.91	0.52	2.52	0.27	0.17	1	99.6	0.035	28	166	58.5		26.5	6.1	29.5	15.5	515.1
	LL250112-3	47.25	14.22	11.63	5.24	9.84	3.37	0.91	3.11	0.44	0.15	3.5	99.66	0.023	27	180	37.5		19.6	6.5	29.3	15.3	462.8
	LL250112-4	48.26	14.97	11.06	6.02	10.97	2.86	0.72	2.96	0.35	0.14	1.3	99.61	0.034	28	216	52.2		27.8	7.3	34.6	25.3	672.8
	LL260112-1	46.39	13.31	12.58	10.29	8.74	2.99	1.02	3.25	0.47	0.16	0.3	99.5	0.063	21	214	51.1		19.7	6.4	32.7	19.2	560.5
	LL260112-2	47.1	14.9	13.44	5.87	9.11	3.25	0.72	3.72	0.51	0.17	0.9	99.69	0.007	25	216	40.2		23.8	6.7	31.4	6.2	472.1
	LL260112-4	49.03	15.43	11.7	5.51	9.03	3.53	1.1	3.43	0.54	0.16	0.2	99.66	0.02	23	212	37.1		24.4	7.3	30.6	16.5	561.7
	LL270112-1	47.16	16.43	11.46	6.3	10.2	2.74	0.43	2.9	0.33	0.16	1.6	99.71	0.05	27	132	37.4		21.7	4.6	20.5	1.9	471.5
	LL270112-2	46.32	13.61	12.62	9.6	8.83	2.99	1.13	3.46	0.54	0.16	0.3	99.56	0.06	22	218	50.6		20.3	7.2	34.8	27.9	605.7
	MF-16	47.18	13.44	12.48	11.35	9.27	2.52	0.58	2.17	0.26	0.16	0.1	99.51	0.081	25	119	69.2		21.4	4.3	19.4	12.7	446.2
	MF-20	46.47	14.35	12.55	8.54	9.36	3.14	1.24	3.72	0.55	0.15	0.6	99.53	0.047	21	306	58.3		26.6	8.6	43.6	28.3	820.1
	MF-3	43.79	11.61	13.25	15.92	7.78	2.7	0.34	1.82	0.18	0.17	1.8	99.36	0.129	22	116	97.1		18.7	4.5	16.4	6.4	363.2
	MF-6	46.52	12.34	12.91	14.42	8.5	2.24	0.52	1.95	0.23	0.17	0.4	99.44	0.11	22	108	81.5		19.4	4.4	17.9	11.5	406.4
	MF-C2	45.69	12.31	13.95	15.01	7.03	2.39	0.63	2.39	0.37	0.17	0.6	99.4	0.104	18	149	85.6		21.8	6.7	25.9	8.4	430.8
MF-C4	46.92	12.99	13.54	12.54	7.34	2.59	0.75	2.59	0.34	0.17	0.3	99.5	0.079	19	184	78.8		23.4	6.7	24.5	19.2	430.1	

UNIDAD	MUESTRA	Ta	Th	U	V	Zr	Y	La	Ce	Pr	Nd	Sm	Eu	Gd	Tb	Dy	Ho	Er	Tm	Yb	Lu	Pb	Ni
		ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm
Robinson Crusoe	JR140913-1	3	4.8	0.6	303	364.3	38.6	44.2	96.7	12.56	51.9	11.02	3.63	10.8	1.6	8.62	1.59	3.84	0.52	3.1	0.43	1.7	29.6
	JR160913-1	2.1	3.3	0.5	277	226.4	37.6	49.6	85.5	13.34	56.1	12.15	3.73	11.23	1.63	8.92	1.57	3.79	0.51	2.78	0.38	1.1	84.6
	JR160913-10	1.9	2.6	0.7	313	212.8	27	25.6	54.2	6.97	31.9	6.89	2.34	7.22	1.03	5.69	1	2.65	0.37	2.24	0.31	0.7	31.8
	JR160913-11	3.6	6	1.6	216	424.2	37.8	50.9	103.3	12.95	52.3	10.66	3.45	9.96	1.48	7.88	1.47	3.69	0.53	3.11	0.45	2.4	26.3
	JR160913-12	2.4	3.4	0.8	325	231	27.2	32.3	68.5	8.38	34.6	7.53	2.48	7.06	1.14	6.1	1.08	2.8	0.38	2.16	0.33	0.9	48.2
	JR160913-13	2.6	3.6	0.7	319	238.4	29	32.3	65.7	8.33	34.8	7.26	2.47	7.43	1.12	6.12	1.09	2.79	0.4	2.41	0.33	0.8	35.8
	JR160913-4	2.6	3	0.9	298	255	42.6	33.3	60.7	9.12	39.5	9.37	3.18	9.68	1.47	7.92	1.62	4.14	0.55	3.43	0.48	1.4	81
	JR160913-6	2	2.9	0.7	313	222.8	29	28	56.9	7.44	30.6	6.94	2.25	6.83	1.09	6.09	1.07	2.71	0.39	2.24	0.32	1	43.1
	JR160913-7	2.8	3.5	1.1	310	298	32.1	35.1	75.3	9.62	41.2	8.85	2.9	9.03	1.35	7.05	1.31	3.34	0.42	2.47	0.37	0.7	41.9
	JR220112-1	1.8	2.1	0.4	267	193.3	26.1	22	47.2	6.02	26.7	6.45	2.21	6.51	1.01	5.15	1	2.75	0.34	2.22	0.34	0.4	64.9
	JR220112-2	2.4	2.8	0.7	299	223.5	25.1	29.3	59.9	7.72	32.9	7.08	2.26	6.83	1.04	5.53	0.97	2.61	0.37	2	0.28	0.9	35.8
	JR250513-1	1	1.3	0.4	183	128.2	17.5	17.8	34.3	4.76	19.9	4.24	1.49	4.56	0.67	3.64	0.63	1.52	0.21	1.32	0.21	0.7	1098.6
	JR250513-2	1.6	2	0.5	292	170.3	27.7	22.4	47.7	6.46	26.9	6.06	2.06	6.52	0.99	5.42	1	2.63	0.36	2.06	0.3	0.9	64.3
	JR250513-4	1.8	2.4	0.5	291	200.7	25.2	24.9	52.4	6.84	28.4	6.23	2.12	6.74	0.99	5.44	0.94	2.49	0.35	1.98	0.28	0.7	49.9
	JR250513-5	2.8	3.9	0.9	309	278.7	29.6	38.3	81.1	10.01	39.4	8.42	2.68	7.9	1.24	6.42	1.11	2.9	0.38	2.25	0.31	0.8	72.9
	JR260112-1	2.2	2.4	0.7	319	207.7	27.8	25.6	53.4	6.86	29.5	6.7	2.26	7.25	1.11	5.97	1.03	2.89	0.42	2.38	0.36	0.7	127.7
	JR260112-3	1.7	2.1	0.6	287	198.1	32.6	26	50	7.11	32.8	7.53	2.45	7.51	1.23	6.47	1.2	3.18	0.44	2.6	0.34	0.4	67.3
	JR270513-1	2.8	3.7	0.8	354	257.7	35.1	38.7	70.6	10.11	42.8	8.82	2.9	8.63	1.29	6.85	1.26	3.22	0.42	2.33	0.33	2.2	79.5
	JR270513-2	1.9	2.4	0.4	286	195.8	24.3	24.1	51.5	6.8	27.2	6.19	1.99	6.17	0.95	5.3	0.89	2.25	0.3	1.71	0.25	0.9	558.4
	JR290513-2	1.3	1.7	0.4	264	145.6	18.3	18	38.5	4.88	20.8	4.75	1.55	4.83	0.78	4.12	0.7	1.74	0.25	1.5	0.2	0.6	158.3
	JR290513-5	2.3	2.8	0.6	301	203.7	24.5	28	59.3	7.56	30.6	6.39	2.13	6.25	0.97	5.35	0.95	2.39	0.33	1.87	0.26	1	265.5
	JR300513-3	2.3	3	0.7	299	233.1	28.5	30.9	63.9	8.35	35.9	7.8	2.53	7.52	1.12	6.3	1.18	2.98	0.4	2.36	0.32	1.4	66.4
	LL040213-2	1.4	1.7	0.2	267	161.3	20.9	19.1	40.5	5.4	22.9	5.24	1.82	5.32	0.77	4.45	0.83	1.98	0.27	1.59	0.24	0.6	514.1
	LL040213-3	2.1	2.8	0.3	312	236.4	29.4	27.3	60.4	8.02	34.3	7.54	2.51	7.62	1.11	6.49	1.17	2.81	0.38	2.41	0.33	0.5	70.3
	LL220112-2	2.4	2.9	0.5	298	244.3	38.7	41.6	85.8	11.36	48.6	10.57	3.44	10.36	1.53	8.58	1.46	3.69	0.48	2.73	0.37	0.5	45.1
	LL220112-3	2.1	2.1	0.5	313	211.5	26.6	27	57	7.74	31.4	7.48	2.41	7.57	1.12	6.29	1.15	2.79	0.39	2.33	0.31	0.5	80.7
	LL220112-5	3.5	4.6	1.2	435	375.3	46.1	44.4	96.1	12.21	53.1	11.52	3.84	12.07	1.6	9.26	1.62	4.44	0.58	3.39	0.47	1.2	41
	LL230112-1	3.4	4.2	1.1	434	332.8	38.1	43.2	91	11.44	50.4	10.69	3.54	11.32	1.41	8.7	1.31	3.4	0.45	2.51	0.36	0.8	67.9
	LL230711-7	2.2	2.3	0.6	378	205.5	28.4	25.9	54.8	6.97	29.3	6.9	2.28	6.93	1.11	5.57	1.1	2.93	0.39	2.37	0.32	1.6	30.8
	LL240711-1	2.4	3.1	0.7	369	231	31.5	32.1	67.6	8.92	38.4	8.15	2.72	8.14	1.28	6.44	1.24	3.11	0.44	2.47	0.33	0.5	31.7
	LL240711-2	2.2	2.7	0.6	344	188.7	26.4	27.8	57.6	7.07	29.6	6.63	2.24	6.59	1.05	5.39	1.04	2.71	0.38	2.27	0.3	0.8	46.6
LL240711-3	1.8	2.3	0.3	356	206.7	31.2	24.6	50.9	7.01	30.7	7.1	2.36	7.31	1.17	5.93	1.16	2.99	0.43	2.4	0.35	1.4	39.8	
LL240711-4	3.2	4.1	1.1	256	308	31.1	42	86.2	10.48	42.9	9.03	2.83	8.23	1.25	6.07	1.17	2.89	0.41	2.41	0.33	1.5	85.2	
LL240711-5D	3.2	4.4	1.2	262	313	33.7	41.9	87.6	10.71	43.9	9.04	2.92	8.6	1.32	6.68	1.26	3.23	0.44	2.55	0.37	1.6	83.9	
LL240711-6	2.4	2.9	0.7	351	217.2	43.3	34.8	69.6	9.23	42	8.98	3.05	9.84	1.52	7.71	1.58	4.09	0.56	3.2	0.44	24.2	39.9	
LL240711-7	2.7	3.1	0.7	405	272	32.8	31.2	67.1	8.94	38.3	8.59	2.8	8.46	1.33	6.76	1.3	3.34	0.47	2.66	0.39	1.6	24.6	

UNIDAD	MUESTRA	Ta	Th	U	V	Zr	Y	La	Ce	Pr	Nd	Sm	Eu	Gd	Tb	Dy	Ho	Er	Tm	Yb	Lu	Pb	Ni
		ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm
Robinson Crusoe	LL250711-1	3	3.6	0.6	345	258.1	30.9	36.2	75	9.78	42.6	9	2.98	8.57	1.33	6.21	1.16	2.94	0.37	2.15	0.3	1.9	84.5
	LL250711-3	3	3.4	0.5	370	274.2	49.9	38.8	77.7	10.9	48.8	10.84	3.67	11.24	1.81	9.04	1.83	4.65	0.64	3.67	0.51	1	105.2
	LL250711-4	2.9	3.5	0.8	330	277.5	36.5	35.9	75.9	9.68	40.6	8.86	2.9	8.62	1.4	6.94	1.41	3.67	0.5	2.95	0.42	0.5	46.4
	LL250711-5	0.9	0.9	0.3	243	102.8	17.7	9.8	22.8	3.17	15.3	3.71	1.22	3.91	0.65	3.42	0.67	1.82	0.25	1.45	0.21	0.3	583.4
	LL250711-7	1.8	2.2	0.3	343	176	28.9	24.6	52.2	6.86	30	6.83	2.25	6.9	1.15	5.62	1.11	2.82	0.42	2.46	0.34	0.4	193.9
	LL250711-8	2.5	2.5	0.6	379	230.8	26.8	29.3	64.4	8.05	34	7.64	2.53	7.1	1.15	5.66	1.05	2.67	0.37	2.16	0.3	1.1	33.6
	LL250711-9	2.2	2.6	0.7	378	202.9	32.4	31.6	59.2	8.09	34.2	7.72	2.59	7.49	1.24	6.29	1.25	3.26	0.45	2.61	0.37	1.3	34.8
	LL260711-2	2.5	2.8	0.8	385	230.1	30.1	30.6	65.5	8.27	36	7.77	2.56	7.74	1.22	5.97	1.2	3.11	0.42	2.45	0.34	0.5	39.1
	LL300113-1	1.4	1.8	0.2	305	176.5	22	20.3	45	5.86	26.7	5.43	1.97	5.8	0.82	5.4	0.84	2.13	0.31	1.48	0.25	0.6	186.4
	MP270112-4	2.8	3.1	0.9	256	274.4	30.7	36	72	9.67	42.5	8.72	2.92	8.9	1.31	7.21	1.31	3.16	0.44	2.57	0.34	1.2	110.6
MP270112-5A	2.1	2.4	0.1	343	228.3	23.9	20.4	49.4	6.4	29.5	6.86	2.31	6.63	0.99	5.44	1.15	2.57	0.29	2.15	0.25	1.3	56.8	
MP270112-5B	1.6	1.6	0.2	228	160.1	16.3	14.8	34.3	4.4	20.7	4.38	1.49	4.48	0.68	4.16	0.73	1.73	0.21	1.36	0.19	0.6	737.4	
Guyot O'Higgins	D10-10	2.1	2.9	3	347	278.8	54.6	45.3	63.1	11.64	49.9	10.95	3.7	13.06	1.65	9.51	1.69	4.5	0.59	3.75	0.5	1.9	196.8
	D10-18	1.4	1.7	0.7	192	181.7	18.4	13.9	37.2	4.41	20.6	5.05	1.68	5.15	0.72	4.27	0.73	1.99	0.26	1.65	0.21	1.8	711.2
	D10-2	1.8	2.3	2.7	380	268	34.4	25.5	56.1	7.36	32.4	7.76	2.7	8.74	1.16	6.84	1.19	3.22	0.4	2.71	0.35	1.8	130.3
	D10-2*	1.9	2.1	1.3	-	228	36.7	23.8	52.7	-	32.3	8.19	2.33	-	1.17	-	-	-	-	2.51	0.33	1.9	191.4
	D10-3*	6	10.1	1.7	-	-	-	76.9	165.2	-	83.4	13.94	3.44	-	1.53	-	-	-	-	3.05	0.4	-	15
	D10-42	2.2	2.7	1.3	361	278.1	41.1	29.3	61.9	8.65	39.8	9.28	3.19	10.05	1.34	8.09	1.37	3.72	0.46	2.98	0.43	1.5	139.4
	D10-42*	1.9	2.2	1.1	-	201	18.1	24	54	-	33.5	7.92	2.38	-	1.21	-	-	-	-	2.47	0.32	1.4	115.4
	D10-5	1.4	1.7	0.5	258	166.6	22.1	17.1	38.5	5.15	24.3	5.46	1.83	5.97	0.8	4.45	0.79	1.95	0.27	1.61	0.23	0.5	772
	D10-5*	1.2	1.2	0.3	-	-	-	12.6	31.8	-	17.4	4.28	1.31	-	0.66	-	-	-	-	1.29	0.17	-	823
	D10-7	1.4	1.6	0.4	251	179.4	22	17.9	38.6	5.27	23.2	5.52	1.95	6.29	0.82	4.76	0.81	2.22	0.27	1.81	0.22	0.6	661
D10-7*	1.2	1.2	0.4	-	130.6	18.1	13.1	31.8	-	19.2	4.76	1.29	-	0.66	-	-	-	-	1.35	0.18	1	817.5	
Alpha	BM220588-1	2.6	3.3	1.2	293	275.7	32.7	73.3	9.19	38.5	8.47	2.84	8.4	1.24	6.86	1.22	3.34	0.43	2.77	0.38	0.38	34.3	86
	BM220588-2	2.7	3.2	1	307	253.2	29.5	70.4	9.04	37.9	7.94	2.69	8.02	1.14	6.21	1.16	3.05	0.38	2.26	0.33	0.32	33.1	101
	D11-02	2.9	3.4	0.9	416	289.3	35.6	34.4	74.2	9.46	41.1	9.28	3.01	9.54	1.32	7.59	1.24	3.34	0.46	2.88	0.37	1.9	48
	D11-03	3.7	4.1	1.2	379	338.9	35.5	43.6	91.5	11.51	48.6	10.69	3.4	10.5	1.34	7.94	1.3	3.41	0.44	2.91	0.4	2.9	46.5
	D11-04	3.4	4.2	1.2	402	345.1	43.1	41.3	92	11.47	49.1	10.83	3.43	11.01	1.5	8.56	1.49	3.94	0.54	3.53	0.46	1.6	49.3
	D11-07	3.7	4.3	1.1	400	386.8	43.2	44.6	96.6	12.28	49.8	11.51	3.65	11.72	1.53	9.22	1.53	4	0.53	3.61	0.45	0.7	25.7
	D11-08	2.9	3.5	0.5	373	297.1	36	36.5	75	9.55	43	9.3	3.11	9.89	1.3	7.55	1.3	3.32	0.44	2.88	0.39	2.3	61.3
	D11-10	3.3	4	1	377	350.1	39.4	42.4	87.1	11.15	48	10.55	3.4	11.09	1.42	8.65	1.38	3.86	0.5	3.47	0.41	1.4	49.1
	D11-12	2.8	3.2	1.4	400	277.3	32.1	32.7	71.9	9.11	39.2	9.02	2.94	9.45	1.27	7.35	1.19	3.18	0.43	2.69	0.37	2.4	47.5
	D11-14	2.3	2.5	1.5	396	238.6	31.7	25.8	58.9	7.73	34.7	7.81	2.64	8.54	1.15	7.13	1.21	3.13	0.41	2.36	0.34	1	61.3
	D11-15	2.3	2.7	1.7	395	242.6	37.8	34.1	73.2	9.56	45	9.78	3.1	10.24	1.36	8.15	1.39	3.69	0.49	2.88	0.41	1.2	69.1
	D11-17	4.1	5.2	1.6	368	400.5	44.4	49.5	105.7	13.33	57.3	12.31	3.86	12.35	1.63	9.61	1.63	4.39	0.54	3.99	0.5	2.5	94.7
	JF1A-1	2.4	2.6	1.4	346	233.4	29.1	56	7.72	33.6	7.13	2.32	7.55	1.08	6	1.15	3.05	0.38	2.35	0.33	0.33	26.5	196

UNIDAD	MUESTRA	Ta	Th	U	V	Zr	Y	La	Ce	Pr	Nd	Sm	Eu	Gd	Tb	Dy	Ho	Er	Tm	Yb	Lu	Pb	Ni
		ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm
Alejandro Selkrirk	JR170913-1	1.5	2.2	0.5	278	189.6	26	20.9	45.6	5.96	26.9	6.32	2.16	6.55	0.98	5.49	0.99	2.66	0.37	2.24	0.31	0.4	45.8
	JR170913-10	1.4	1.9	0.4	277	179.9	27.9	18.6	39.4	5.31	23.8	6.06	2.04	6.32	1.02	5.76	1.09	2.8	0.38	2.2	0.33	0.4	21.9
	JR170913-11	1.7	1.9	1.1	291	212.9	28.4	20.7	45.1	6.12	27.5	6.57	2.25	7.33	1.17	6.43	1.09	2.93	0.4	2.44	0.34	0.3	41.7
	JR170913-12	1.7	2.7	0.7	284	209.7	30.3	24.2	51.1	6.56	29.3	6.8	2.34	7.26	1.18	6.93	1.23	3.24	0.44	2.61	0.36	0.4	28.8
	JR170913-13	2.1	2.7	0.6	267	257.3	29.9	27.5	60.7	7.79	34.1	7.86	2.63	7.75	1.25	6.77	1.16	2.86	0.4	2.43	0.36	1	66.4
	JR170913-14	1.2	1.7	0.4	227	182.1	24.6	16.9	37.7	5	22.4	5.49	1.99	5.92	0.93	5	0.95	2.37	0.34	2.01	0.27	0.4	248.2
	JR170913-15	1.6	2.2	0.6	268	209.7	28.6	21.8	47.9	6.31	29.1	6.83	2.38	7.14	1.13	6.24	1.12	2.9	0.4	2.32	0.32	1	36.5
	JR170913-16	1.8	2.6	0.7	202	251.2	24.6	26	55.9	7.49	33.2	7.58	2.52	7.02	1.14	5.6	0.96	2.3	0.3	1.75	0.26	0.8	191.2
	JR170913-17	1.8	2.6	0.7	263	278.2	29.8	27.9	63.2	8.34	35.3	8.35	2.61	7.84	1.27	6.68	1.21	2.83	0.39	2.35	0.34	1.2	94.3
	JR170913-18	1.7	2.6	0.8	240	247.8	25.1	26.9	57.6	7.47	32.9	7.1	2.17	6.43	1.03	5.34	0.98	2.32	0.32	1.92	0.28	0.6	302.5
	JR170913-19	1.3	1.6	0.4	258	172.4	25.3	15.6	35.8	4.6	20.4	5.25	1.8	5.7	0.97	5.23	0.95	2.49	0.33	2.06	0.31	0.5	138.6
	JR170913-2	1.8	2.3	0.7	272	246.8	30.5	23.2	51.6	6.85	31.3	7.17	2.46	7.43	1.22	6.54	1.2	3.09	0.41	2.35	0.35	0.3	48.9
	JR170913-20	1.8	2.6	0.5	262	236.4	27.8	25.7	54.9	7.33	31.6	7.26	2.43	7.23	1.1	5.92	1.02	2.82	0.36	2.2	0.32	0.9	58.2
	JR170913-22	2	2.6	0.4	262	223.4	25	25.8	54.7	7.14	31.7	6.95	2.25	6.7	1.11	5.91	1.04	2.59	0.34	1.97	0.3	1.3	62.3
	JR170913-4	0.6	1.1	0.3	129	81.3	11.1	9.5	20.1	2.63	12.2	2.66	0.91	2.64	0.4	2.36	0.42	1.06	0.15	0.87	0.13	0.4	1298.8
	JR170913-5	1.7	2.4	0.4	219	184	22.8	23.5	46.5	5.91	24.7	5.67	1.94	5.69	0.88	4.83	0.88	2.28	0.31	1.76	0.25	0.9	302.6
	JR170913-6	1.5	2.2	0.8	285	216.2	28.1	22.2	46.8	6.25	27.7	6.95	2.33	7.07	1.08	5.96	1.04	2.76	0.36	2.23	0.32	0.5	111.1
	JR170913-7	2.1	3.7	0.9	285	369.9	53.9	45.2	84.9	13.98	61.7	14.69	4.74	14.27	2.19	11.87	2.04	5.38	0.73	4.32	0.6	1	18.4
	JR170913-8	1.6	2.2	0.4	247	236	28.8	25.5	52.7	8.26	37.4	8.46	2.9	8.26	1.31	7.25	1.19	3.02	0.38	2.24	0.31	1.1	111
	JR170913-9	1.7	2.2	0.4	272	223.5	28.4	22.5	49.2	6.72	29.7	6.91	2.38	7.44	1.09	6.11	1.09	2.7	0.39	2.27	0.33	0.9	106.1
	JR180913-1	3	5.6	1.5	202	432	45.6	53.9	106.9	14.88	62.1	13.3	4.16	12.81	1.92	10.34	1.76	4.55	0.63	3.73	0.48	26	33.8
	JR180913-2	3	5.1	1.2	224	445	40.3	46.7	101	12.93	55.7	12.18	3.86	12.2	1.75	9.11	1.53	4	0.56	3.22	0.43	2.4	37.6
	LL250112-1	2.3	3.6	0.8	228	283.5	26.8	35.9	74.8	9.27	38.2	8.56	2.76	8.38	1.2	6.21	1.07	2.82	0.35	2.04	0.29	1.7	43.6
	LL250112-2	1.7	2.7	0.5	373	217.8	34.6	24.9	52.6	6.93	30.8	7.43	2.67	8.43	1.2	7.16	1.18	3.3	0.46	3.11	0.39	0.5	55.5
	LL250112-3	1.9	2.6	0.5	247	233.1	30	27.3	57.4	7.16	33.3	7.08	2.36	7.79	1.16	6.16	1.16	3.06	0.4	2.44	0.34	1.1	45
	LL250112-4	2.2	3	0.8	381	280.9	39.1	30.1	68.2	8.71	39.9	9.38	3.08	10.17	1.36	8.03	1.28	3.49	0.47	3.02	0.4	0.8	58.4
	LL260112-1	2.1	2.8	0.8	216	258.1	25.3	28.8	60.8	8.13	34.5	8.05	2.59	8.29	1.13	6.14	1.06	2.54	0.36	1.97	0.27	1.1	269.4
	LL260112-2	1.9	2.8	0.5	240	262.7	32.1	28.4	61.1	8.26	36.3	8.58	2.78	9.08	1.32	7.6	1.29	3.18	0.4	2.62	0.34	0.6	26.5
	LL260112-4	2.1	2.8	0.8	214	299.6	29.6	31.9	71.4	9.5	39.3	9.25	3.11	9.01	1.34	7.6	1.24	3.11	0.4	2.33	0.31	0.5	35.6
	LL270112-1	1.4	1.9	0.1	229	194.6	24.4	18.1	42.5	5.5	27.8	6.13	2.21	7	1	4.99	0.94	2.5	0.32	2.01	0.32	0.5	92.4
	LL270112-2	2.1	2.9	0.5	227	283.4	29.3	31.5	67.5	9.03	36.9	8.62	2.8	8.69	1.21	6.58	1.15	2.44	0.32	1.91	0.26	1.5	234.6
	MF-16	1.2	1.5	0.5	265	194.8	27.1	17.6	40	5.42	24.4	6.17	2.08	7.11	0.99	5.6	0.98	2.82	0.35	2.39	0.3	0.1	326
MF-20	2.9	3.6	0.9	291	367.4	30.6	38	85.2	11.01	50.5	11.06	3.65	10.71	1.39	7.32	1.14	2.81	0.33	2.05	0.24	1.1	153.8	
MF-3	1.1	1.8	0.4	226	185	22.2	17.2	37.8	5.24	23.5	5.79	1.92	6.39	0.88	5.17	0.82	2.19	0.31	1.71	0.24	0.7	531	
MF-6	1.1	1.4	0.4	240	178.8	23.8	15.7	35.2	4.9	23.8	5.59	1.86	6	0.85	5.03	0.94	2.42	0.31	1.84	0.25	<0,1	469.8	
MF-C2	1.6	2.6	0.6	194	259.8	30	22.7	50.5	6.89	30.2	7.6	2.43	8.05	1.12	6.26	1.04	2.94	0.36	2.19	0.29	0.5	508	
MF-C4	1.8	2.5	0.8	216	289.1	35.2	25.1	55.2	7.59	34.6	8.59	2.78	9.2	1.28	7.03	1.26	3.28	0.44	2.47	0.33	0.3	375.2	

8.5 Anexo E. Datos geocronológicos de muestra

FASE	LUGAR	MUESTRA	EDAD (Ma)		REFERENCIA
Escudo	Robinson Crusoe	LL230112-1	3.85	±0.15	Lara et al. (2018b)
		LL240711-1	3.83	±0.03	Reyes et al. (2017)
		LL250711-5	3.8	±0.08	Lara et al. (2018b)
		LL250711-8	3.87	±0.04	Lara et al. (2018b)
		LL260711-2	3.96	±0.02	Lara et al. (2018b)
		MP270112-4	3.7	±0.05	Lara et al. (2018b)
		JR220112-1	3.4	±0.3	Lara et al. (2018b)
		JR220112-2	3.81	±0.04	Lara et al. (2018b)
		LL270711-5	4.1	±0.09	Lara et al. (2018b)
		MP260112-1	3.87	±0.05	Lara et al. (2018b)
	Guyot O'Higgins	D10-2	8.41	±0.7	Lara et al. (2018a)
		D10-7	9.26	±0.28	Lara et al. (2018a)
	Alpha	D11-03	4.58	±0.6	Lara et al. (2018b)
		D11-04	4.63	±0.6	Lara et al. (2018b)
	Alejandro Selkirk	JR170913-16	0.83	±0.03	Lara et al. (2018b)
		JR170913-7	0.93	±0.02	Lara et al. (2018b)
		JR180913-1	0.88	±0.01	Lara et al. (2018b)
		LL260112-4	1.01	±0.08	Lara et al. (2018b)
		LL270112-2	0.94	±0.07	Lara et al. (2018b)
Rejuvenecido	Guyot O'Higgins	2D-2	8.16	±0.4	Lara et al. (2018a)

8.6 Anexo F. Datos isotópicos bibliográficos de Chile Ridge y East Pacific Rise.

Dorsal	Muestra	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$	$^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	$^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	$^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	REFERENCIAS
Chile Ridge	48D	0.702473	0.513123	18.505	15.566	38.079	Bach et al. (1996)
	19D	0.702476	0.513128	18.616	15.571	38.015	Bach et al. (1996)
	7D	0.702447	0.513132	18.31	15.547	37.861	Bach et al. (1996)
	GL56D	0.702416	0.51314	18.425	15.535	37.948	Bach et al. (1996)
	47D	0.702435	0.513141	19.095	15.685	38.452	Bach et al. (1996)
	GL31D1	0.702413	0.513153	18.259	15.51	37.732	Bach et al. (1996)
	20D1	0.702415	0.513154	18.343	15.519	37.78	Bach et al. (1996)
	20D5	0.702421	0.513169	18.347	15.516	37.835	Bach et al. (1996)
	31D6	0.702413	0.51317	18.231	15.555	37.804	Bach et al. (1996)
	GL8S	0.702438	0.513179	18.428	15.527	37.85	Bach et al. (1996)
	D42-4	0.704072	0.512709	19.489	15.688	39.556	Karsten et al. (1996)
	D63-5	0.703552	0.5129	17.953	15.524	38.314	Karsten et al. (1996)
	D20-1	0.702719	0.513113	18.398	15.553	38.179	Karsten et al. (1996)
	D53-2	0.702487	0.513146	18.307	15.541	38.032	Karsten et al. (1996)
	D14-9	0.702668	0.513149	18.165	15.519	37.912	Karsten et al. (1996)
	D34-1	0.702674	0.513162	17.93	15.49	37.689	Karsten et al. (1996)
	D61-1	0.702554	0.513188	18.133	15.40	37.713	Karsten et al. (1996)
	D41-1	0.704164	0.512669	19.103	15.642	39.099	Sturm et al. (1999)
	D42-4	0.704072	0.512709	19.498	15.688	39.556	Sturm et al. (1999)
	D43-1	0.70375	0.51272	19.38	15.675	39.431	Sturm et al. (1999)
	D63-5	0.703552	0.5129	17.953	15.3524	38.314	Sturm et al. (1999)
	D59-7	0.703187	0.513007	18.401	15.649	38.446	Sturm et al. (1999)
	D66-2	0.702966	0.513011	17.987	15.545	38.238	Sturm et al. (1999)
	D51-1	0.703048	0.513043	18.787	15.58	38.632	Sturm et al. (1999)
	D20-1	0.702719	0.513113	18.398	15.553	38.179	Sturm et al. (1999)
	D10-5	0.702668	0.513119	18.268	15.527	37.968	Sturm et al. (1999)
	D53-2	0.702487	0.513146	18.307	15.541	38.032	Sturm et al. (1999)
	D14-9	0.702668	0.513149	18.165	15.519	37.912	Sturm et al. (1999)
	D58-4	0.702519	0.513153	18.213	15.56	38.133	Sturm et al. (1999)
	D34-1	0.702674	0.513162	17.93	15.49	37.689	Sturm et al. (1999)
	D61-1	0.702554	0.513188	18.133	15.496	37.713	Sturm et al. (1999)
	D35-2	0.702481	0.513205	17.843	15.49	37.501	Sturm et al. (1999)
	D62-2	0.702452	0.513218	18.029	15.3487	37.639	Sturm et al. (1999)
	55-5	0.704548		19.97	15.71	40	Sturm et al. (1999)
D47-1	0.703692		19.282	15.662	39.286	Sturm et al. (1999)	
d12-8	0.703914		18.288	15.588	38.179	Sturm et al. (1999)	
D33-3	0.703002		18.044	15.531	38.078	Sturm et al. (1999)	
D15-3	0.702671		18.27	15.5	37.87	Sturm et al. (1999)	
D65-1	0.702966		18.04	15.48	37.98	Sturm et al. (1999)	
D66-4	0.702427		18.04	15.46	37.59	Sturm et al. (1999)	
HLY0102-055-009	0.702889	0.513078	18.312	15.465	37.952	Yang et al. (2021)	
HLY0102-055-003	0.702894	0.513099	18.327	15.474	37.986	Yang et al. (2021)	
HLY0102-055-019	0.702874	0.513102	18.321	15.465	37.959	Yang et al. (2021)	

Dorsal	Muestra	⁸⁷ Sr/ ⁸⁶ Sr	¹⁴³ Nd/ ¹⁴⁴ Nd	²⁰⁶ Pb/ ²⁰⁴ Pb	²⁰⁶ Pb/ ²⁰⁴ Pb	²⁰⁸ Pb/ ²⁰⁴ Pb	REFERENCIAS
East Pacific Rise	PA3-D1-F	0.702519	0.513087	18.59	15.525	37.993	Macdougall y Lugmair (1986)
	PA3-D2-B	0.702492	0.513089	18.82	15.553		Macdougall y Lugmair (1986)
	PA3-D7-A	0.702474	0.513089	18.81	15.552	38.128	Macdougall y Lugmair (1986)
	PA3-D3-D	0.7025	0.51309	18.873	15.554	38.253	Macdougall y Lugmair (1986)
	PA3-D4-A	0.702528	0.513091	18.91	15.561	38.28	Macdougall y Lugmair (1986)
	PA3-D8-D	0.7025	0.513093				Macdougall y Lugmair (1986)
	PA3-D5-G	0.702456	0.513094	18.707	15.543	38.05	Macdougall y Lugmair (1986)
	CY84-7-4	0.70271	0.513098				Mahoney et al. (1994)
	CY84-5°6	0.70261	0.513103				Mahoney et al. (1994)
	MW66-4	0.70266	0.513104	18.637	15.505	38.126	Mahoney et al. (1994)
	MW69-4	0.70269	0.513105	18.642	15.501	38.128	Mahoney et al. (1994)
	CY84-7-3	0.7027	0.51311				Mahoney et al. (1994)
	PR-6B	0.70261	0.513111				Mahoney et al. (1994)
	PR-7	0.7026	0.513111				Mahoney et al. (1994)
	PR-6A	0.70265	0.513114				Mahoney et al. (1994)
	MW57-4	0.70263	0.513115	18.514	15.49	38.017	Mahoney et al. (1994)
	MW72-1	0.70269	0.513118	18.587	15.493	38.061	Mahoney et al. (1994)
	MW75-2	0.70268	0.513118	18.562	15.491	38.053	Mahoney et al. (1994)
	MW36-4	0.70261	0.513119	18.579	15.517	38.123	Mahoney et al. (1994)
	MW61-1	0.7026	0.513121	18.514	15.501	38.033	Mahoney et al. (1994)
	MW65-3	0.70265	0.513122	18.55	15.507	38.051	Mahoney et al. (1994)
	MWS1-4	0.70262	0.513122	18.559	15.507	38.075	Mahoney et al. (1994)
	PR1-8	0.70256	0.51314				Mahoney et al. (1994)
	MW41-1	0.70255	0.513143	18.464	15.49	37.96	Mahoney et al. (1994)
	CY84-4-1	0.70257	0.513146				Mahoney et al. (1994)
	MW77-1	0.70263	0.513149	18.417	15.486	37.931	Mahoney et al. (1994)
	MW80-6	0.70256	0.513156	18.289	15.469	37.786	Mahoney et al. (1994)
	MW15-3	0.70245	0.513178	18.239	15.494	37.703	Mahoney et al. (1994)
	MW90-6	0.70244	0.51318	18.263	15.451	37.685	Mahoney et al. (1994)
	V8-1M	0.7024	0.513183				Mahoney et al. (1994)
	MW104-2	0.70243	0.513185	18.113	15.445	37.622	Mahoney et al. (1994)
	MW19-5	0.70241	0.513188	18.232	15.48	37.694	Mahoney et al. (1994)
	MW96-1	0.70242	0.513189	18.141	15.456	37.589	Mahoney et al. (1994)
	MW98-2	0.70251	0.513191	18.173	15.454	37.669	Mahoney et al. (1994)
	MW5-3	0.70239	0.513193	18.244	15.476	37.636	Mahoney et al. (1994)
	MW87-3	0.70246	0.513196	18.107	15.445	37.571	Mahoney et al. (1994)
	MW82-4	0.70254	0.513196	18.098	15.439	37.556	Mahoney et al. (1994)
	CY84-1-1	0.70241	0.513198				Mahoney et al. (1994)
	MW20-1	0.70241	0.513199	18.156	15.466	37.594	Mahoney et al. (1994)
	MW93-1	0.7025	0.513202	18.146	15.444	37.577	Mahoney et al. (1994)
	MW102-3	0.70241	0.513202	18.106	15.441	37.532	Mahoney et al. (1994)
	MW84-2	0.70246	0.513203	18.108	15.453	37.593	Mahoney et al. (1994)
	MW9-5	0.7024	0.513206	18.068	15.467	37.529	Mahoney et al. (1994)
	MW103-4	0.70248	0.513206	17.802	15.43	37.285	Mahoney et al. (1994)
	MW93-6	0.70241	0.513211	18.057	15.433	37.481	Mahoney et al. (1994)
	MW29-1	0.70237	0.513215	18.09	15.456	37.541	Mahoney et al. (1994)
	MW43-3	0.70265					Mahoney et al. (1994)
CV07-g	0.702778	0.513002	18.558	15.578	38.376	Vlastelic et al. (1999)	
DR07-1g	0.702428	0.51309	18.62	15.505	38.086	Vlastelic et al. (1999)	
DR07-2g	0.702454	0.513098	18.637	15.527	38.154	Vlastelic et al. (1999)	
DR07-1g	0.702472	0.513099	18.632	15.498	38.074	Vlastelic et al. (1999)	
DR14-3	0.70253	0.513102	18.755	15.523	38.386	Vlastelic et al. (1999)	
DR03-1	0.702421	0.513107	18.493	15.5	38.013	Vlastelic et al. (1999)	
CV03	0.702423	0.513109	18.47	15.497	37.968	Vlastelic et al. (1999)	

Dorsal	Muestra	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$	$^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	$^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	$^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	REFERENCIAS
East Pacific Rise	DR08-2	0.702388	0.51311	18.412	15.489	37.885	Vlastelic et al. (1999)
	CV09	0.702383	0.513111	18.287	15.613	38.174	Vlastelic et al. (1999)
	DR10-1g	0.702473	0.513112	18.435	15.51	37.968	Vlastelic et al. (1999)
	CV08	0.702419	0.513112	18.464	15.496	37.974	Vlastelic et al. (1999)
	DR09-1	0.702372	0.513112	18.382	15.483	37.882	Vlastelic et al. (1999)
	DR06-2	0.702389	0.513113	18.496	15.501	37.97	Vlastelic et al. (1999)
	DR08-3	0.702376	0.513113	18.404	15.483	37.858	Vlastelic et al. (1999)
	CV03-g	0.702406	0.513117	18.497	15.498	38.093	Vlastelic et al. (1999)
	DR09-g	0.702467	0.51312	18.422	15.503	37.953	Vlastelic et al. (1999)
	DR05	0.702455	0.513122	18.483	15.494	37.953	Vlastelic et al. (1999)
	CV01-g	0.702597	0.513124	18.772	15.606	38.633	Vlastelic et al. (1999)
	DR11-1g	0.702435	0.513125	18.401	15.494	37.862	Vlastelic et al. (1999)
	DR06-g	0.702502	0.513126	18.504	15.505	37.987	Vlastelic et al. (1999)
	DR10-3	0.70247	0.513127	18.413	15.498	37.927	Vlastelic et al. (1999)
	CV06	0.702362	0.513128	18.358	15.498	37.899	Vlastelic et al. (1999)
	DR11-3	0.702469	0.513129	18.404	15.499	38.072	Vlastelic et al. (1999)
	Cv06-g	0.702397	0.513129	18.366	15.493	37.894	Vlastelic et al. (1999)
	DR14-4	0.702557	0.513131	18.774	15.512	38.382	Vlastelic et al. (1999)
	DR05-g	0.702407	0.513132	18.491	15.507	37.998	Vlastelic et al. (1999)
	CV02-g	0.702568	0.513135	18.395	15.491	37.916	Vlastelic et al. (1999)
	DR14-2	0.702538	0.513138	18.512	15.511	38.209	Vlastelic et al. (1999)
	DR05-3	0.702435	0.513138	18.495	15.501	37.983	Vlastelic et al. (1999)
	DR02-g	0.702335	0.513141	18.295	15.488	37.807	Vlastelic et al. (1999)
	DR13-2g	0.702556	0.513142	18.5	15.497	37.966	Vlastelic et al. (1999)
	CV04-g	0.702512	0.513144	18.152	15.453	37.596	Vlastelic et al. (1999)
	DR13-3	0.70257	0.513145	18.514	15.509	38.008	Vlastelic et al. (1999)
	DR12-3g	0.702375	0.513146	18.202	15.481	37.69	Vlastelic et al. (1999)
	DR02-1	0.702362	0.513147	18.354	15.481	37.838	Vlastelic et al. (1999)
	DR12-1g	0.70231	0.51315	18.015	15.473	37.506	Vlastelic et al. (1999)
	CV07	0.702402	0.513151	18.261	15.505	37.889	Vlastelic et al. (1999)
	CV01	0.702551	0.513153	18.408	15.562	38.154	Vlastelic et al. (1999)
	DR12-3	0.702395	0.51317	18.204	15.485	37.699	Vlastelic et al. (1999)
	DR03-2	0.702439	0.513206	18.493	15.495	37.993	Vlastelic et al. (1999)
	VG798	0.70252	0.513097	18.616	15.518	37.957	White et al. (1987)
	K12A-D38AA	0.70245	0.513156	18.408	15.49	37.906	White et al. (1987)
	K10A-D33A	0.70246	0.513161	18.321	15.484	37.798	White et al. (1987)
	VG875	0.70242	0.51318				White et al. (1987)
	VG973	0.70249	0.513182				White et al. (1987)
	K28A-D232E	0.70244	0.513193	17.975	15.442	37.478	White et al. (1987)
	56-4	0.70263	0.513107	18.62	15.521	38.152	Niu et al. (1996)
	BCII-1	0.70261	0.513114	18.576	15.515	38.085	Niu et al. (1996)
	61-1	0.70262	0.513121	18.516	15.498	38.053	Niu et al. (1996)
	65-3	0.70265	0.513122	18.55	15.507	38.051	Niu et al. (1996)
	59-5	0.70259	0.513141	18.488	15.498	37.955	Niu et al. (1996)
	63-2	0.7026	0.513141	18.491	15.494	37.979	Niu et al. (1996)
	59-8	0.70254	0.513144	18.454	15.496	37.942	Niu et al. (1996)
	54-1	0.70263		18.758	15.53	38.31	Niu et al. (1996)
	52-4	0.70276		18.805	15.528	38.335	Niu et al. (1996)
	56-2	0.70266		18.828	15.527	38.39	Niu et al. (1996)
	54-2	0.70266		18.735	15.524	38.29	Niu et al. (1996)
52-5	0.70275		18.797	15.524	38.308	Niu et al. (1996)	
51-4	0.70264		18.561	15.508	38.123	Niu et al. (1996)	
51-5	0.70261		18.599	15.507	38.075	Niu et al. (1996)	
55-3	0.70263		18.518	15.499	38.004	Niu et al. (1996)	