

**CARACTERIZACIÓN GEOLÓGICA Y GEOMORFOLÓGICA DEL
MONTE SUBMARINO O'HIGGINS (32°50'S/73°38'O), DORSAL DE JUAN
FERNÁNDEZ, CHILE**

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

PIA MACARENA NAVARRO HERRERA

Profesor Guía:

JAVIER REYES VIZCARRA

Miembros de la Comisión Evaluadora de Examen:

LUIS LARA PULGAR

LAURA BECERRIL CARRETERO

SANTIAGO DE CHILE

2022

RESUMEN

El monte O'Higgins ($32^{\circ}50'S/73^{\circ}38'O$) corresponde a uno de los quince montes submarinos, no subductado, emplazado en extremo oriental del Ridge de Juan Fernández (RJF), un ridge asísmico de orientación E-O situados sobre la placa de Nazca en el Pacífico sur.

El origen de montes submarinos en un ambiente de intraplaca aún es materia de investigación, ya que existen diversas controversias en cuanto a su proveniencia, además de la escasa información geológica con la que se cuenta. El presente estudio busca contribuir con información sobre el origen del monte O'Higgins, los procesos petrogenéticos involucrados, de la dinámica tectónica a escala regional y global, y de los procesos geomorfológicos que lo han afectado a lo largo del tiempo, alimentando el debate sobre el origen y evolución de los montes submarinos en la placa de Nazca.

Mediante análisis batimétricos de alta resolución y técnicas de retrodispersión acústica en el monte O'Higgins, se reconocieron diversas morfologías originadas por procesos volcánicos y sedimentarios tales como: flujos de lavas, conos volcánicos, terrazas, zona de Rift volcánico y zonas de escarpes, permitiendo éstos la inferencia de los procesos que han afectado en el modelado final del monte.

Las rocas estudiadas en este trabajo corresponden a fragmentos volcánicos extrusivos de composición basáltica (determinado por asociaciones mineralógicas de olivino-piroxenoplagioclasa), recuperados de una brecha sedimentaria dragada desde la cima del monte. La geoquímica indica una signatura alcalina típica de una fuente OIB, la cual se encuentra fuertemente enriquecida en elementos altamente incompatibles (LILE y HFSE) y tierras raras.

Los diagramas de variación Gd/Yb versus La/Sm normalizados al condrito, acompañado de altos valores en el diagrama Fe/Mn versus MnO, indicarían que los magmas parentales de las rocas del monte O'Higgins derivarían de los diferentes grados de fusión parcial de una fuente del manto ligeramente heterogénea en cuanto a su composición.

Adicionalmente, los gráficos molares y modelos de cristalización fraccionada muestran un claro control de fraccionamiento de olivino, clinopiroxeno y plagioclasa en los elementos Ca, Na, Fe, Mg, Ni, Co.

Los resultados presentados en este trabajo permiten afirmar que el monte O'Higgins se habría formado en una etapa de volcanismo escudo y el proceso responsable de la diferenciación de las rocas del monte estaría asociado al fraccionamiento de olivino-clinopiroxeno-plagioclasa, con fuentes que derivarían de diferentes grados de fusión parcial.

Finalmente, al comparar geoquímicamente el monte O'Higgins con otros montes submarinos e islas oceánicas pertenecientes al RJF, se determinó que los fundidos primitivos habrían tenido similar geoquímica y grados de fusión parcial, evidenciando posibles similitudes en la génesis de sus magmas a lo largo de toda la cadena volcánica.

SOLO USO ACADÉMICO

Si te cansas, aprende a descansar, no a renunciar ...

AGRADECIMIENTOS

En primer lugar, quiero agradecer a mis padres y hermanas: Dali, Adriana y Barbara. Gracias por siempre estar conmigo sobretodo en los momentos más difíciles y confiar en mí, ser mi apoyo incondicional y por ser los mejores consejeros. Gracias por enseñarme a ser perseverante con lo que uno quiere en la vida, y siempre luchar por eso.

Agradecer a mi profesor guía, Javier Reyes, por darme la oportunidad de realizar este hermoso tema de tesis, por su amabilidad, disposición, comprensión, consejos y por su buena onda durante todo este proceso. Gracias por confiar en mí.

A los miembros de la comisión, Luis Lara, gracias por sus comentarios y correcciones, que sin duda fueron de gran ayuda. También a Laura Becerril, por darse el tiempo de enseñarme sobre geomorfologías submarinas, por sus comentarios y correcciones, por estar siempre preocupada de mi avance y por sus valiosos consejos, muchísimas gracias.

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

A la oceanógrafa Claudia González, por su buena disposición y por darse el tiempo de explicarme, además de entrega desinteresada de información, la cual me fue muy útil.

A mi segunda familia Bermúdez Veneros: tía Nino, tío Marcos, Andrea, y especialmente a mi mejor amiga Paula, por siempre darme una palabra de apoyo y estar en todos mis momentos, gracias por ser parte de mi vida.

A todos los docentes de la Escuela de Geología de la Universidad Mayor que fueron parte de mi formación, por los conocimientos entregados durante toda mi etapa universitaria.

A mis amigos que comenzaron iniciaron esta etapa universitaria conmigo y los que se empezaron a unir en el camino, muchas gracias por ser parte de mi crecimiento, por sus consejos y apoyo cuando más lo necesitaba, por todas las idas a fuente donde había mil y una risa.

Por último y no menos importante, dar gracias a todos los que me ayudaron de manera desinteresada en el desarrollo de mi trabajo, ya sea revisando mis escritos, debatiendo, aconsejándome, a enseñarme a utilizar algunos programas, invitándome a sus casas a trabajar, dándome ánimos y a las infinitas juntas por zoom que fueron un gran apoyo, de verdad muchísimas gracias.

SOLO USO ACADÉMICO

ÍNDICE DE CONTENIDO

1	INTRODUCCIÓN	1
1.1	FORMULACIÓN DEL ESTUDIO.....	1
1.2	HIPÓTESIS.....	2
1.3	OBJETIVOS.....	2
1.3.1	<i>Objetivo General</i>	2
1.3.2	<i>Objetivos Específicos</i>	3
1.4	METODOLOGÍAS.....	3
1.4.1	<i>Recopilación Bibliográfica</i>	3
1.4.2	<i>Toma de Muestras</i>	3
1.4.3	<i>Preparación de Muestras</i>	3
1.4.4	<i>Descripción y Análisis de Muestras</i>	4
1.4.5	<i>Adquisición de datos geofísicos</i>	4
1.4.6	<i>Análisis batimétrico de alta resolución</i>	5
1.4.7	<i>Análisis de backscatter</i>	7
1.5	ÁREA DE ESTUDIO.....	8
2	MARCO TEÓRICO	10
2.1	MONTES SUBMARINOS: DEFINICIÓN Y LOCALIZACIÓN.....	10
2.2	EL ORIGEN DE LOS MONTES SUBMARINOS EN AMBIENTE DE INTRAPLACA.....	11
2.3	EVOLUCIÓN DE MONTES SUBMARINOS.....	13
2.4	BATIMETRÍA Y BACKSCATTER.....	16
2.5	MORFOLOGÍAS DE MONTES SUBMARINOS EN AMBIENTE DE INTRAPLACA.....	21
2.5.1	<i>Procesos Volcánicos</i>	21
2.5.2	<i>Procesos Erosivos-Sedimentarios</i>	23
3	MARCO TECTÓNICO REGIONAL	25
3.1	ANTECEDENTES.....	25
3.1.1	<i>Dorsal de Juan Fernández</i>	25
3.1.2	<i>Monte O'Higgins</i>	28
4	RESULTADOS I: GEOMORFOLOGÍA SUBMARINA	31
4.1	GENERALIDADES.....	31
4.2	GEOMORFOLOGÍAS PRESENTES EN EL MONTE O'HIGGINS.....	34
4.3	MAPA GEOMORFOLÓGICO DEL MONTE O'HIGGINS.....	39
4.4	MAPA BACKSCATTER DEL MONTE O'HIGGINS.....	40
5	RESULTADOS II: PETROGRAFÍA DE LAS ROCAS ÍGNEAS DEL MONTE O'HIGGINS	41
5.1	INTRODUCCIÓN.....	41
5.2	GENERALIDADES.....	41
5.3	PETROGRAFÍA DEL "GRUPO ALTO EN LREE".....	43
5.4	PETROGRAFÍA DEL "GRUPO BAJO EN LREE".....	46

6	RESULTADOS III: GEOQUÍMICA DE LAS ROCAS ÍGNEAS DEL MONTE O’HIGGINS	48
6.1	GENERALIDADES	48
6.2	ALTERACIÓN SUBMARINA DE LAS ROCAS DEL MONTE O’HIGGINS.....	50
6.3	ELEMENTOS MAYORES	53
6.4	ELEMENTOS TRAZAS	56
6.5	TIERRAS RARAS.....	59
7	DISCUSIONES	60
7.1	GEOMORFOLOGÍA	60
7.1.1	<i>Interpretación geomorfológica del Monte O’Higgins.....</i>	<i>60</i>
7.1.2	<i>Comparación morfológica entre el monte O’Higgins y montes pertenecientes a la dorsal de Juan Fernández</i>	<i>63</i>
7.2	EVOLUCIÓN MAGMÁTICA DEL MONTE O’HIGGINS	67
7.2.1	<i>Alteración Submarina.....</i>	<i>67</i>
7.2.2	<i>Diferenciación</i>	<i>70</i>
7.2.3	<i>Fuente del magma</i>	<i>77</i>
7.2.4	<i>Monte O’Higgins en el contexto de la dorsal de Juan Fernández</i>	<i>80</i>
7.3	EVOLUCIÓN GEOLÓGICA DEL MONTE O’HIGGINS.....	84
8	CONCLUSIONES	88
9	BIBLIOGRAFÍA	90
10	ANEXOS.....	97
10.1	ANEXO A. IMÁGENES ORIGINALES.....	97
10.2	ANEXO B: DESCRIPCIONES PETROGRÁFICAS	100
10.3	ANEXO C: DATOS GEOQUÍMICOS ANTERIORES DE LA DORSAL DE JUAN FERNÁNDEZ.	108
10.4	ANEXO D: DATOS ANTERIORES DORSAL JUAN FERNÁNDEZ – ALTERACIÓN.....	111

ÍNDICE DE FIGURAS

Figura 1.1.	Histogramas de frecuencia relativa acumulada del backscatter del monte O’Higgins. La figura de la izquierda presenta el 90% de los datos entre intensidades de -47 dB y -29 dB. En la figura de la derecha se aprecia un zoom de la frecuencia acumulada de los datos.	7
Figura 1.2.	Ubicación de la zona de estudio (imagen superior) y localización de la Dorsal de Juan Fernández en el Pacífico sur frente a las costas chilenas. Extraído de Global Multi-Resolution Topography (GMRT).	9
Figura 2.1	Ubicación de posibles montes submarinos a nivel mundial. Los puntos en color negro ilustran los posibles montes submarinos de gran tamaño. Imagen inferida por el análisis del Proyecto Sea Around Us. Extraído de Pitcher et al. (2008).	11

Figura 2.2. Modelo esquemático del proceso de flexura litosférica debido a la carga de los volcanes que se encuentran en su superficie. Como resultado se obtienen zonas de debilidad o fracturas por las cuales asciende material magmático. Tomado de Hieronymus y Bercovici (2000).....	12
Figura 2.3. Modelo esquemático de los tres tipos de orígenes de puntos calientes. Extraído de (Koppers, 2011).....	13
Figura 2.4. Esquema representativo del modelo evolutivo de montes submarinos y guyots en el Océano Pacífico propuesto por Vogt y Smoot (1984). A través de estudios batimétricos en el océano pacífico se obtiene un modelo evolutivo de montes y guyots. Modificado de Vogt y Smoot (1984).....	14
Figura 2.5. Esquema representativo del modelo evolutivo de montes submarinos y guyots en el Océano Pacífico propuesto por Vogt y Smoot (1984). A través de estudios batimétricos en el océano pacífico se obtiene un modelo evolutivo de montes y guyots. Modificado de Vogt y Smoot (1984).....	16
Figura 2.6. Representación gráfica de los tipos de superficie de fondo. A) se observa un fondo liso, el que envía una señal vertical similar a la de un espejo. Cuando la señal se encuentra más lejana es débil y no tiende ser captada por la fuente. B) es un fondo rugoso o duro, el cual envía las señales más homogéneas y en todas las direcciones. Modificado de (Lurton et al., 2015).	18
Figura 2.7. Ilustración esquemática morfológica de un deslizamiento de tierra submarino. En el área de origen se logra evidenciar la zona de ruptura, el cual esta caracterizado por la presencia de escarpes y grietas de deslizamiento. En el área de depósito se caracteriza un depósito de deslizamiento en forma de abanico. Modificado y adaptado de (Prior et al., 1984; Micallef et al., 2018).....	24
Figura 3.1. Dorsal de Juan Fernández (RJF). Se observa segmento volcánico occidental (monte O'Higgins, guyot O'Higgins) y segmento oriental (islas oceánicas y montes submarinos) separados por un gap de ~400 Km. El punto en rojo muestra la ubicación actual del hotspot de Juan Fernández. Extraído de Lara et al. (2018).....	27
Figura 3.2. Grupo O'Higgins. Imagen batimétrica de falso. Al oriente se encuentra ubicado el monte y al occidente el guyot. Sus cimas se encuentran separadas por 25 km de largo. Extraído de Diaz-Naveas et al. (2015).	29
Figura 4.1. Mapa batimétrico del monte submarino O'Higgins, confeccionado con los datos batimétricos de multihaz de alta resolución del crucero AGS-61 Cabo de Hornos. Contornos batimétricos negros cada 500 m. Contorno rojo base del monte. Líneas amarillas longitud máxima y mínima del edificio volcánico. Para ver imagen sin editar, revisar anexo A.	32
Figura 4.2. Mapa de pendientes del monte O'Higgins.	33
Figura 4.3. Imagen batimétrica de alta resolución y mosaico del monte O'Higgins. A) se demarcan las morfologías de conos volcánicos. B) derecha se observan las intensidades del backscatter de los conos volcánicos. C) se demarcan las morfologías de conos volcánicos en un mapa 3D de la zona.	35

Figura 4.4. A la izquierda se delimitan en línea puntuada amarilla los flujos de lavas presentes en la base del edificio volcánico. A la derecha se identifican las intensidades de la señal Backscatter.

36

Figura 4.5. Imagen batimétrica de alta resolución y mosaico de backscatter del monte O'Higgins. A la izquierda se delimitan en color anaranjado las morfologías de terrazas. A la derecha se observan las intensidades del backscatter de las terrazas. 37

Figura 4.6. Imagen batimétrica de alta resolución y mosaico de backscatter del monte O'Higgins. A) Imagen batimétrica la cual delimita en color rosado la zona de Rift volcánico. B) Intensidades de backscatter. C) Modelo en 3D del monte O'Higgins. D) Contorno del monte O'Higgins en la cota de los 2.000 m b.n.m, en el cual exhibe una estructura elongada hacia el sur. Última imagen extraída de (González, 2019). 38

Figura 4.7. Mapa geomorfológico escala 1:160.000 del monte submarino O'Higgins. Para ver imagen sin editar, revisar anexo A. 39

Figura 4.8. Mapa backscatter escala 1:160.000 del monte submarino O'Higgins. Para ver imagen sin editar, revisar anexo A. 40

Figura 5.2. Grupos de fragmentos volcánicos extrusivos de composición basáltica que representan la etapa escudo del monte O'Higgins definidos en base a diversos criterios petrográficos. 43

Figura 6.1. Histogramas de ganancia – pérdida de elementos mayores de las muestras del monte O'Higgins. 51

Figura 6.2. Histograma de ganancia – pérdida de elementos trazas de las muestras del monte O'Higgins. 52

Figura 6.3. Diagrama de clasificación A) geoquímica de Winchester y Floyd (1977) y. B) de ambientes tectónicos de Hollocher, 2012). 54

Figura 6.4. Diagramas Harker de variación de elementos mayores (en %wt) versus MgO para las rocas del monte O'Higgins y Elementos Trazas. 55

Figura 6.5. Diagramas de variación de HFSE. 57

Figura 6.6. Diagramas de variación de elementos de transición para rocas del monte O'Higgins. 58

Figura 6.7. Diagrama Spider de tierras raras (REE) (Sun y McDonough 1989). 59

Figura 7.11. Diagramas de variación de elementos mayores y trazas para las rocas del monte O'Higgins. Las líneas continuas corresponden a los modelos de cristalización fraccionada obtenidos en alphaMELTS (Asimow y Ghiorso, 1998; Ghiorso et al., 2002; P. M. Smith y Asimow, 2005) 76

ÍNDICE DE TABLAS

Tabla 1–1 Clasificación del eco según el rango de intensidad.	8
Tabla 2–1. Interpretación entre imágenes de backscatter y videgrabaciones del fondo oceánico (Quartau et al., 2012).	19
Tabla 2–2. Caracterización de morfologías submarinas con respecto a las imágenes de backscatter (Searle et al., 2010).	20
Tabla 5–1. Conteo modal de las muestras representativas del grupo alto en LREE basado en el recuento de 1500 puntos utilizando el software JMicroVision 1.2.7. Se considerando como fenocristales y microfenocristales a aquellos que posee >0.2 mm de diámetro. Normalización realizada a partir de olivinos (Ol), clinopiroxenos (Cpx), plagioclasas (Plg), masa fundamental (MF) y vesículas (Ves) presentan el % inicial no normalizado.	44
Tabla 5–2. Conteo modal de las muestras representativas del grupo bajo en LREE basado en el recuento de 1500 puntos utilizando el software JMicroVision 1.2.7. Se considerando como fenocristales y microfenocristales a aquellos que posee >0.2 mm de diámetro. Normalización realizada a partir de olivinos (Ol), clinopiroxenos (Cpx), plagioclasas (Plg), masa fundamental (MF) y vesículas (Ves) presentan el % inicial no normalizado.	46

LISTA DE ABREVIATURAS

ASI: Isla Alejandro Selkirk (sigla en inglés).

b.n.m: bajo el nivel del mar.

GO: Guyot O'Higgins.

HFSE: High Field Strength Elements (sigla en inglés).

HREE: Tierras raras pesadas (sigla en inglés).

LILE: Large Ion Lithophile Elements (sigla en inglés).

LREE: Tierras raras livianas (sigla en inglés).

MA: Monte submarino Alpha (sigla en inglés).

MCP: Monte submarino Cirque Point.

MD: Monte submarino Duke.

MO: Monte submarino O'Higgins.

RCI: Isla Robinson Crusoe (sigla en inglés).

REE: Tierras raras (sigla en inglés).

RJF: Ridge de Juan Fernández.

SOLO USO ACADÉMICO

1 INTRODUCCIÓN

1.1 Formulación del Estudio

Los montes submarinos corresponden a elevaciones geomorfológicas aisladas que alcanzan al menos 100 m de altura (Staudigel y Clague, 2010), y se encuentran situados en la corteza oceánica distinguiéndose del fondo marino. Sus bases son aproximadamente equidimensionales y poseen flancos con altas pendientes en comparación con su entorno (Díaz-Naveas y Lara, 2018). Algunos pueden o no alcanzar el nivel del mar, o bien se han erosionado y hundido (Toselli, 2009).

La mayoría de los montes submarinos del planeta son de origen volcánico (Vogt y Smoot, 1984), y se generan en diversos ambientes tectónicos, ya sea cerca de las dorsales medio-oceánicas, arcos de islas o configuraciones de intraplaca (Koppers y Watts, 2010). En este último ambiente habitualmente se asocian al ascenso de “plumas mantélicas” fijas (Wilson, 1963; Morgan, 1972) por las que asciende material magmático proveniente del manto que se funde por descompresión. A pesar de que la teoría de Morgan (1972) es una de las más aceptadas, algunos autores sugieren modelos alternativos para el origen de montes submarinos, como plumas mantélicas no fijas (Steinberger y O’Connell, 1998), o a lo largo de fracturas en la placa por tensión en la litósfera oceánica producto de las cargas volcánicas en su superficie (Hieronymus y Bercovici, 2000; Sandwell y Fialko, 2004), e incluso por contracción térmica (Gans *et al.*, 2003). Los montes submarinos pueden ser centros monogenéticos relativamente pequeños (*e.g.* “Knolls”), o centros poligenéticos grandes y complejos (*e.g.* La cadena submarina Hawaii-Emperador al noroeste del Pacífico, Watts, 1978).

Debido a las controversias asociadas a su formación, es fundamental conocer las características geológicas, geoquímicas y batimétricas de los montes submarinos, puesto que aportan información del fondo marino, del manto que los originó, de la dinámica tectónica a escala global, e incluso de los procesos geomorfológicos que los afectan, dando así una aproximación de su evolución geológica.

Un monte poco estudiado es el monte submarino O’Higgins (32°50’S/73°38’O), ubicado a 120 km al oeste de la fosa chilena (Kopp *et al.*, 2004) a la latitud de la provincia de Valparaíso, Chile.

Corresponde a uno de los quince montes submarinos, no subductados (Sandwell y Smith, 1997) y el más antiguo con una edad mayor de $9,26 \pm 0,28$ Ma. (Lara et al., 2018B), perteneciente a la Dorsal de Juan Fernández. Esta morfoestructura corresponde a un ridge asísmico de orientación aproximada E-O, emplazado sobre la placa de Nazca en el Pacífico sur. Esta cadena montañosa se sitúa en un ambiente de intraplaca oceánico, donde su origen es atribuible a la interacción de una pluma mantélica (Farley *et al.*, 1993; Lara, *et al.*, 2018; Reyes, *et al.*, 2019) fija y estacionaria (Yáñez *et al.*, 2001) poco profunda (Montelli *et al.*, 2004, 2006) con la placa oceánica de Nazca, donde el desplazamiento de esta genera cadenas lineales con edades progresivas (Yáñez *et al.*, 2001; Lara *et al.*, 2018B).

Pese a los estudios realizados en el guyot O'Higgins y en pequeños montes submarinos ubicados al este y sureste del monte O'Higgins, el estudio de este último ha sido prácticamente nulo y posee escasa información geológica. Su estudio resulta relevante, ya que con la reciente obtención de la primera muestra del monte se podrá contribuir con información de los procesos petrogenéticos y geomorfológicos en este tipo de volcanismo, además de comprender el origen y evolución de montes submarinos en la placa de Nazca.

1.2 Hipótesis

El origen del monte O'Higgins está asociado a una etapa de volcanismo tipo escudo que se caracteriza por presentar una signatura geoquímica alcalina, semejante a las encontradas en la dorsal de Juan Fernández, evidenciando similitudes en la génesis de los magmas. Dada a la antigüedad del monte, se espera encontrar un predominio de morfologías submarinas erosivas-sedimentarias sobre las volcánicas a diferencia de los montes submarinos con edades más jóvenes que componen la cadena volcánica.

1.3 Objetivos

1.3.1 Objetivo General

Establecer la evolución geomorfológica y geoquímica del monte submarino O'Higgins y comprender los procesos que influyen y explican su geología y morfología actual.

1.3.2 Objetivos Específicos

1. Caracterizar e interpretar las geoformas submarinas a partir de datos batimétricos de alta resolución y retrodispersión acústica en el edificio volcánico y sus alrededores.
2. Elaborar un mapa geomorfológico y de *backscatter* del monte O'Higgins.
3. Comprender la petrografía y geoquímica del monte O'Higgins.
4. Proponer un modelo de evolución geológica del monte.

1.4 Metodologías

Para llevar a cabo la presente investigación, se siguieron las siguientes metodologías de trabajo:

1.4.1 Recopilación Bibliográfica

Revisión bibliográfica relacionada a los montes submarinos, tales como: discusión en su terminología, ambiente tectónico de generación enfocado mayoritariamente en un ambiente de intraplaca y su geoquímica. Además de recopilación bibliográfica de estudios previos realizados en el monte O'Higgins, en las islas y montes cercanos a este (objetivos "1, 2, 3 y 4").

1.4.2 Toma de Muestras.

Las muestras fueron tomadas por el buque oceanográfico AGS-61 Cabo de Hornos de la Armada de Chile, a través de una rastra geológica, que consta de una pala dentada con una bolsa metálica atada a un cable de acero, en el crucero CONICYT 2018. Estas muestras fueron recuperadas de la superficie del monte submarino con un peso aproximadamente de 10 kg (objetivos "3 y 4").

1.4.3 Preparación de Muestras

Las muestras recuperadas corresponden a una brecha sedimentaria, de las que se extrajeron ocho grupos de clastos volcánicos, los cuales fueron divididos en base a sus características mineralógicas, texturales y alteraciones. Se seleccionaron fragmentos de lavas vesiculares y sin vesículas para la realización de cortes transparentes y análisis geoquímico. Posteriormente, en el

Taller de molienda ubicado en el Laboratorio del Servicio Nacional de Geología y Minería (SERNAGEOMIN), se realizó el proceso de selección de fragmentos que tuviesen la menor alteración posible, para su posterior envío al laboratorio de geoquímica (objetivo “3”).

1.4.4 Descripción y Análisis de Muestras.

Se confeccionaron once cortes transparentes. La descripción petrográfica de estos se realizó en el laboratorio de Microscopios de la Universidad Mayor, utilizando un microscopio óptico marca Nikon, modelo Eclipse E200 cámara DS-U3. Complementariamente, se realizó un conteo modal con el *software* JMicroVision 1.2.7, con el fin de estimar los porcentajes en términos de volumen de los componentes mineralógicos.

Por otro lado, se seleccionaron nueve muestras para análisis geoquímico de roca total, las cuales fueron enviadas a los Laboratorios Bureau Veritas en Vancouver, Canadá. Los análisis de roca total se realizaron mediante espectrometría óptica (ICP-OES) para elementos mayores y espectrometría de masa (ICP-MAS) para elementos traza. Con los resultados obtenidos se desarrollaron diagramas en Excel 2021 y modelos de cristalización fraccionada en el software alphaMELTS (Asimow y Ghiorso, 1998; Ghiorso et al., 2002; P. M. Smith y Asimow, 2005) (objetivo “3”).

1.4.5 Adquisición de datos geofísicos

La obtención de los datos geofísicos se obtuvo en cruceros batimétricos a cargo del proyecto CONICYT 2019, a bordo del buque de investigación AGS-61 “Cabo de Hornos”, perteneciente a la Armada de Chile.

El buque oceanográfico dispone de dos ecosondas multihaz, EM710 de mediana profundidad y EM122 de alta profundidad, además de un perfilador sísmico de subfondo Kongsberg SBP-120.

Para la obtención de los datos se estimó un recorrido “*track*” de sondeo con cobertura angular de 120° con la ecosonda multihaz de alta profundidad EM122, de 1°x1° y 12 kHz, y con la ecosonda multihaz de mediana profundidad EM710, de 1°x1° y 70-100 kHz. Además el perfilador de subfondo SBP120, 3°x3° y 3-7 kHz, penetra hasta 50 m bajo sedimento blando permitiendo así caracterizar las capas subsuperficiales bajo el fondo marino.

Para la obtención de los datos geofísicos, la velocidad de barrido del buque fue de aproximadamente 6 nudos (11km/h), lo que permitió realizar un buen sondeo del área de estudio, ya que la calidad del sondeo depende de la velocidad de barrido, obteniéndose mayor calidad a velocidades más bajas. Para el caso los datos obtenidos con el perfilador subfondo SB120, éstos presentan errores de muestreo ya que la velocidad del buque hubiese debido ser de 4 nudos aproximadamente. La velocidad del sonido fue calibrada con mediciones redundantes con perfiladores CTD SBE-19 plus y SVP MINOSX-1.

Para el procesamiento de los datos batimétricos, se utilizó el *software Generic Mapping Tools (GTM)* (Wassel y Smith, 2005) y el *software Mb-System* (Caress y Chayes, 2015) para la construcción de las mallas batimétricas y posterior representación mediante mapas geográficos. La corrección batimétrica de datos multihaz se realizó con la herramienta gráfica *mbeditviz* de *MB-System*, la cual permite realizar una limpieza de los datos, eliminando los valores erróneos de profundidad que se pudiesen encontrar.

En cambio, para el procesamiento de los datos de *backscatter signal* se utilizó el *software MB-System* (Caress y Chayes, 2015) que permite corregir el efecto de enmascaramiento en los datos producto de un área iluminada que se encuentra cerca del nadir de la embarcación y recibe una alta reflexión especular, como también el programa de procesamiento de imágenes ENVI.

Finalmente se logró sondear el 95% del área del monte O'Higgins, obteniendo imágenes de batimetría de falso color, de contornos (isóbatas) e imágenes de *backscatter signal* (dB) (objetivos "1 y 2"). El procesamiento anteriormente descrito fue realizado por la oceanógrafa Claudia González Leiva.

1.4.6 Análisis batimétrico de alta resolución

Para un análisis de mayor detalle del edificio volcánico, se calcularon los siguientes parámetros: (i) área, (ii) volumen, (iii) profundidad, (iv) pendiente. Además, con el modelo ráster se crean curvas de nivel y mapas de sombreados que han permitido realizar un mapa geomorfológico de mayor resolución del sector, permitiendo así describir morfologías encontradas tanto en el edificio volcánico como en sus alrededores. La resolución de dicho modelo ráster es de 28,82 x 28,82 m por píxel (objetivos "1 y 2").

i. Área

Para definir el área del edificio volcánico, es necesario en una primera instancia limitar la base del monte. Para esto se ha utilizado el *software* “QGIS versión 3.18 Zürich”, se ha delimitado la base del volcán con ayuda de las curvas de nivel y un mapa de pendientes generando así un polígono del área de su base. Se han considerado aquellas pendientes más bajas como el límite del volcán. Una vez realizado el polígono, se ha usado la herramienta “Calculadora de campos” y la expresión “ $\$area / 1000000$ ”, para dar el resultado del área en km².

ii. Volumen

Se usó la herramienta “cortar ráster por capa de máscara” (*cut ráster by mask layer*) del *software* “QGIS versión 3.18 Zürich”, la cual permite obtener un modelo de elevación con la forma de la base límite del monte. Se observan los valores mínimos y máximos del modelo. Luego se utiliza la herramienta “Volumen de superficie Raster” (*Raster Surface Volumen*), se emplea el método “contar solo por encima del nivel base” (*count only above base level*), obteniendo así el volumen en km³, además del número de píxeles que este abarca.

iii. Profundidad

Utilizando el *software* “QGIS versión 3.18 Zürich” se extraen las curvas de nivel cada 500 m, donde el nivel límite del volcán es la profundidad máxima del volcán y la profundidad mínima registrada de la curva de nivel menos profunda.

iv. Pendiente

Utilizando el *software* “QGIS versión 3.18 Zürich”, se utiliza la herramienta “*r.pendiente.aspecto*” (*r.slope.aspect*), el cual es posible obtener del modelo de elevación las pendientes mínimas y máximas del edificio volcánico. Con la herramienta “Reclasificar por tabla” (*reclassify by table*) se clasifican las pendientes en cinco categorías.

1.4.7 Análisis de backscatter

i. Definición de los valores de clasificación de la señal de backscatter

Para generar un mapa de backscatter, en primer lugar, es necesario generar un histograma con los valores contenidos en el modelo de backscatter. Se consideró el rango en dB en el que el histograma de frecuencia relativa concentra el 90% de los datos, es decir, desde el percentil 5% hasta el percentil 95%.

Los valores de rango de valores de backscatter signal considerando el total de los datos varían desde los 6,15 a -110 dB. Por otra parte, el rango de los valores/señal del backscatter signal que concentra el 90% de los datos varia desde los -29 a -47 dB (Figura 1.1).

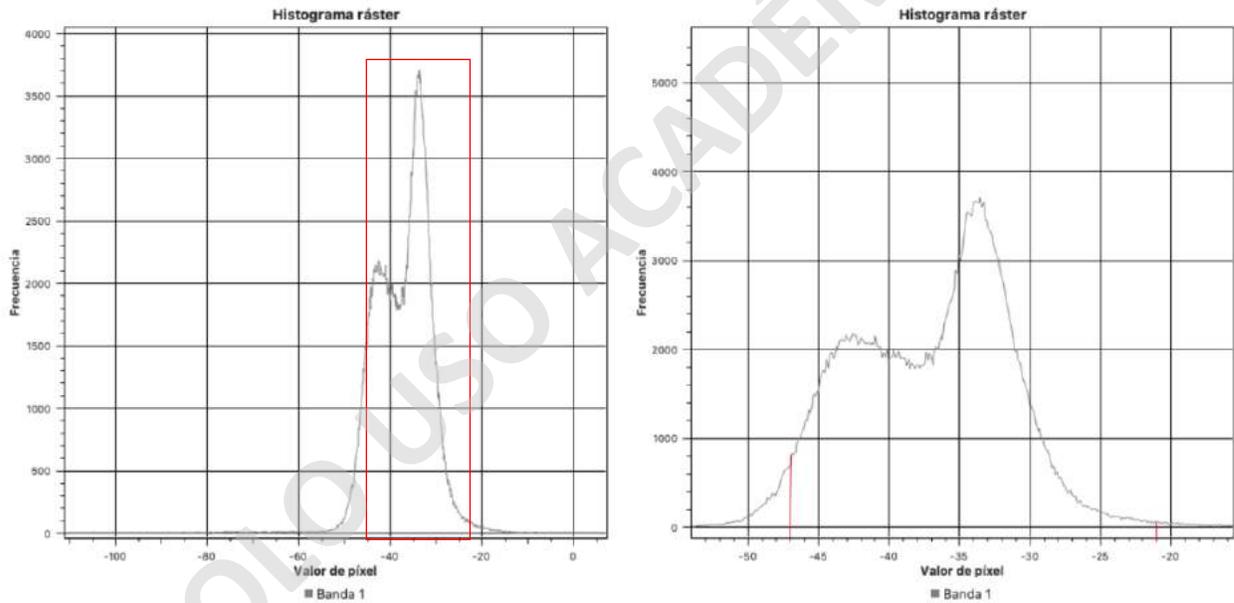


Figura 1.1. Histogramas de frecuencia relativa acumulada del backscatter del monte O'Higgins. La figura de la izquierda presenta el 90% de los datos entre intensidades de -47 dB y -29 dB. En la figura de la derecha se aprecia un zoom de la frecuencia acumulada de los datos.

Las intensidades de las señales de backscatter fueron clasificadas en cinco intervalos, cada uno con una longitud de 3,6 dB (Tabla 1-1). Este número de intervalos es el más óptimo, ya que permite tener una clara separación entre intervalos, permitiendo así poder generar una sencilla escala de fácil interpretación de la intensidad del backscatter en los mapas correspondientes (objetivos "1 y 2").

ii. Elección paleta de color

La paleta utilizada para representar cada intervalo de intensidad es la escala de grises, en donde, alta dispersión acústica “señal muy fuerte”, se encuentra representada en tonalidades grises oscuras – negras. En cambio, la baja dispersión acústica “señal muy débil” se representa en tonalidades blancas -grises claras.

Tabla 1-1 Clasificación del eco según el rango de intensidad.

CLASIFICACIÓN DEL ECO	RANGO BACKSCATTER SIGNAL (dB) 95%
Muy débil	-47 a -43,4
Débil	-43,4 a -39,8
Medio	-39,8 a -36,2
Fuerte	-36,2 a -32,6
Muy Fuerte	-32,6 a -29,0

1.5 Área de estudio

El área de estudio se centra en el monte submarino O'Higgins, situado en el océano Pacífico, frente a las costas chilenas. Este forma parte de la dorsal de Juan Fernández, ubicado aproximadamente a 200 km al oeste del litoral de Valparaíso, entre las coordenadas 32°50'S/73°38'O (Figura 1.2).

El acceso a la zona de estudio es a través de vía marítima en una embarcación. El viaje tiene una duración aproximada entre 9 a 15 horas desde el puerto de Valparaíso.

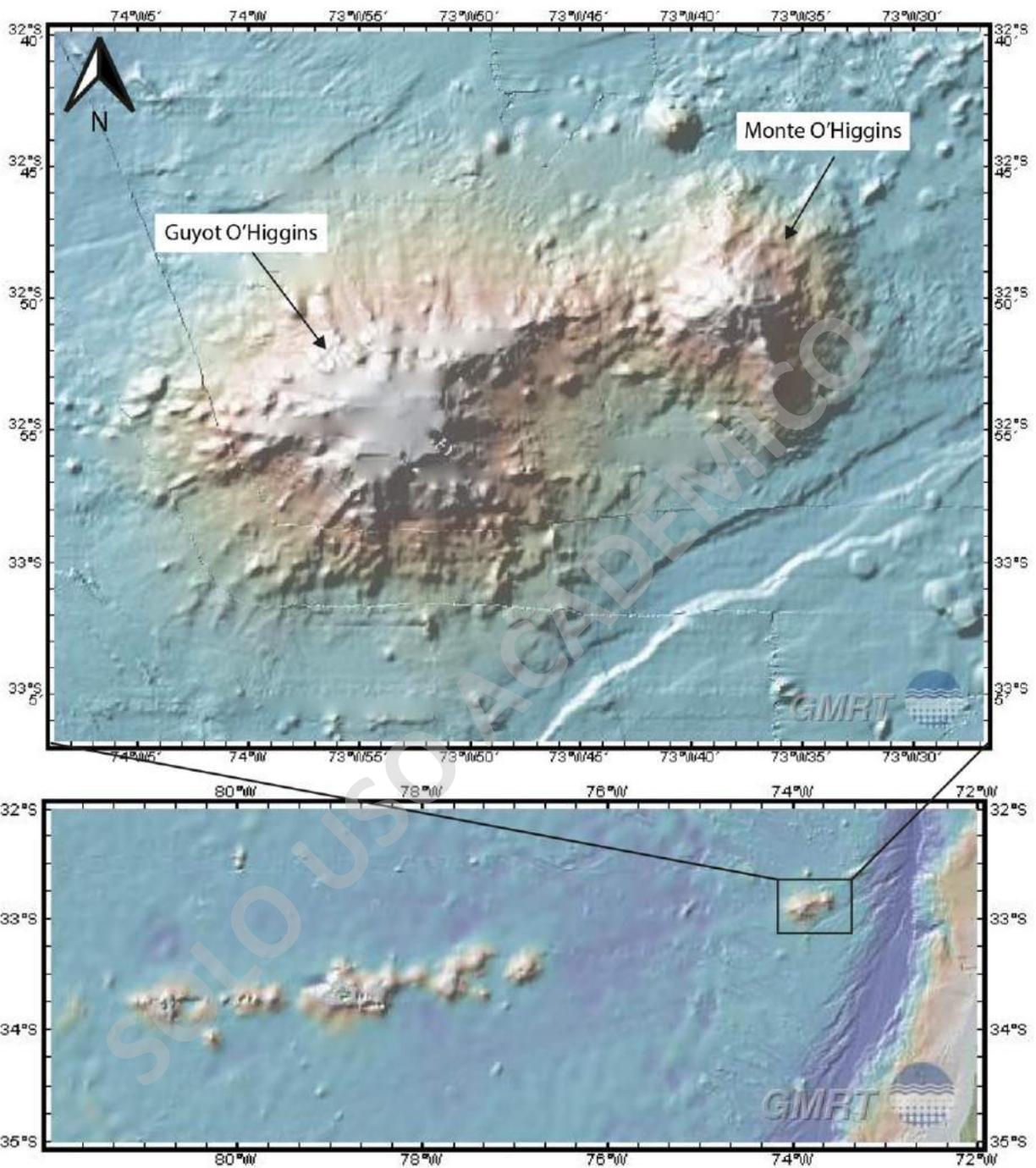


Figura 1.2. Ubicación de la zona de estudio (imagen superior) y localización de la Dorsal de Juan Fernández en el Pacífico sur frente a las costas chilenas. Extraído de Global Multi-Resolution Topography (GMRT).

2 MARCO TEÓRICO

2.1 Montes Submarinos: Definición y Localización

Existen diversas definiciones de monte submarino, que han generado múltiples discusiones en su terminología. Menard (1964) los define como construcciones volcánicas submarinas aisladas que alcanzan al menos 1.000 metros de altura medidos desde su base a la cumbre, pero en investigaciones más recientes se reconocen montañas submarinas mucho más pequeñas, con altura de 50-100 metros (Smith y Cann, 1990).

Por otra parte, Staudigel y Clague (2010) los definen como cualquier rasgo topográfico geográficamente aislado en el suelo oceánico los cuales poseen una altura mayor de 100 metros, incluyendo a cumbres que puedan emerger sobre el nivel del mar, pero no incluye los rasgos que están localizados en plataformas continentales o son parte de masas de tierra mayor.

Otros autores (*e.g.* Comité Oceanográfico Nacional de Chile *et al.*, 2010) los definen como un accidente geográfico prominente aislado, el cual posee una elevación del fondo marino de 1.000 o más metros de altura de forma cónica, que puede poseer una cima plana como tronco truncado (guyot) o en punta (pico marino) generalmente identificado como un volcán submarino extinto.

Dada las variadas definiciones que existen, Díaz-Naveas y Lara, (2018) proponen una definición que incluye todas las consideraciones anteriores y los definen como un rasgo geomorfológico elevado, cuya base es aproximadamente equidimensional, que se encuentra sobre la corteza oceánica, la cual se destaca respecto del fondo marino adyacente por poseer flancos con mayores pendientes. Ocasionalmente en algunos montes submarinos se pueden presentar zonas de corales en sitios templados, los que proporcionan laboratorios naturales para el estudio de ecología marina.

Los montes submarinos se pueden dar de manera discontinua, agrupados al azar o alineados en una dirección, siendo este último utilizado como trazador de volcanismo de intraplaca generando un *ridge* asísmico, como es el caso de la Dorsal de Juan Fernández.

La distribución de los montes no es homogénea dentro de las placas tectónicas, sin embargo, existe una mayor preponderancia en el océano Pacífico y Atlántico (Figura 2.1), por lo que se encuentran en menor medida en placas tectónicas más pequeñas.

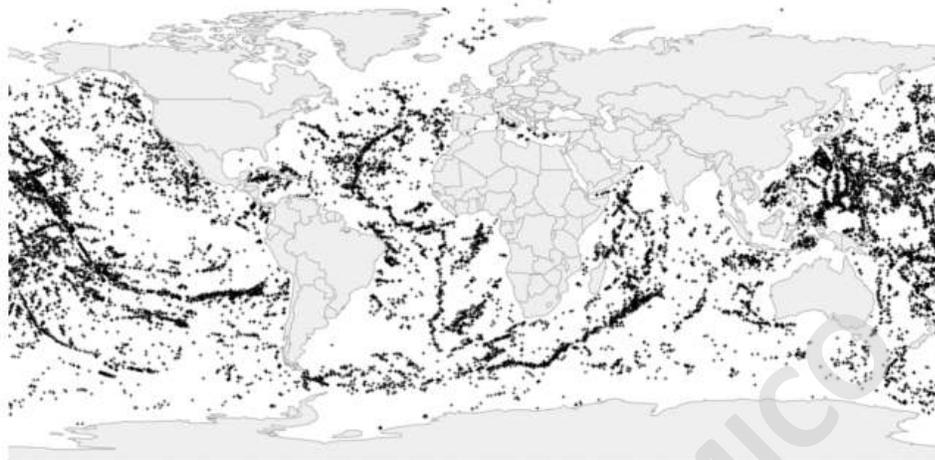


Figura 2.1 Ubicación de posibles montes submarinos a nivel mundial. Los puntos en color negro ilustran los posibles montes submarinos de gran tamaño. Imagen inferida por el análisis del Proyecto Sea Around Us. Extraído de Pitcher et al. (2008).

2.2 El origen de los montes submarinos en ambiente de intraplaca

El origen de los montes submarinos en un ambiente de intraplaca aún es materia de investigación para las ciencias de la Tierra, dado que existen diversas teorías de formación. Wilson (1963) propone la hipótesis de “plumas mantélicas”, la que posteriormente fue profundizada por Morgan (1971, 1972), quién postula el ascenso de material mantélico hacia la astenósfera producto de inestabilidades térmicas en el manto inferior, facilitando la fusión parcial por descompresión adiabática. Esta pluma mantélica se encontraría fija al manto y producto de la interacción con una placa tectónica en movimiento generaría alineamientos volcánicos que van aumentando progresivamente su edad a medida que se aleja del punto caliente, desarrollando una progresión de edades concordante con la tasa de movimiento de la placa.

Pese a que la hipótesis de Morgan (1971, 1972) es una de las más aceptadas, estudios sísmicos, geofísicos, batimétricos de fondo oceánico y movimiento de placas, han puesto de manifiesto que no todas las alineaciones volcánicas encontradas en el Océano Pacífico satisfacen su presunción (Clouard y Bonneville, 2001). Por esta razón, se propone que dicha pluma mantélica no se encontraría fija al manto, sino que podrían sufrir un leve movimiento conectivo debido a un flujo

de retorno impulsado por el movimiento de la placa (Molnar y Stock, 1987; Steinberger y O'Connell, 1998).

Por otra parte, se postula que existen procesos más frecuentes relacionados a la tectónica de placa como el enfriamiento por subducción, aislamiento térmico continental y convecciones a pequeña escala, bajo los *ridge*, *rifts* y zonas de fracturas que generarían anomalías térmicas bajo los complejos volcánicos de intraplaca (Turcotte y Oxburgh, 1973; Anderson, 2000; Gans *et al.*, 2003).

Además, Hieronymus y Bercovici (2000), plantean que puede ascender material magmático a través de hidrofracturas que se generan en la placa debido a la flexión que sufre la litosfera oceánica por las cargas volcánicas que esta posee en su superficie (Figura 2.2) (Hirano *et al.*, 2006).

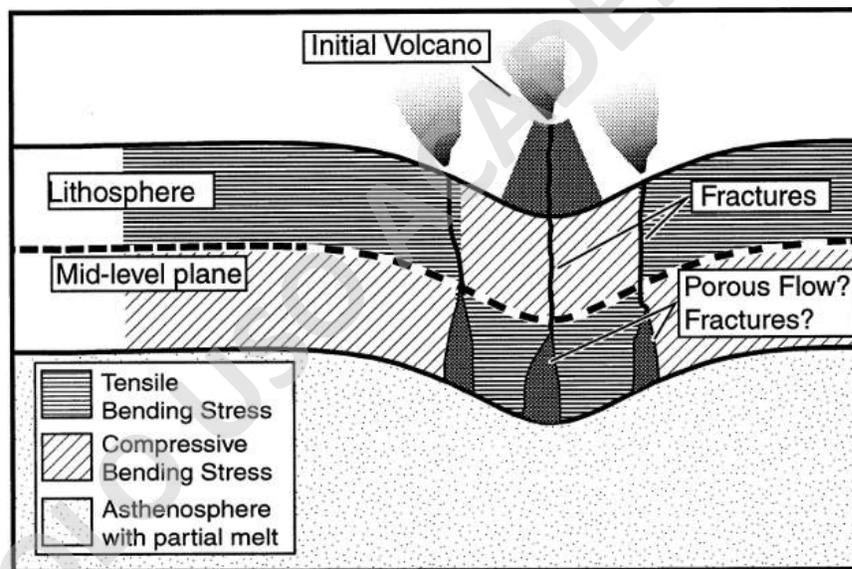


Figura 2.2. Modelo esquemático del proceso de flexura litosférica debido a la carga de los volcanes que se encuentran en su superficie. Como resultado se obtienen zonas de debilidad o fracturas por las cuales asciende material magmático. Tomado de Hieronymus y Bercovici (2000).

Courtillot *et al.* (2003), compila toda esta información y reconoce que la ocurrencia de *hotspots* en la tierra se podría deber a tres orígenes distintos (Figura 2.3). Los puntos calientes tipo uno o "*hotspots primarios*" que siguen la línea planteada por Morgan (1972), donde las plumas mantélicas se originarían en las zonas más profundas del manto inferior (*e.g.* cadenas volcánicas de Hawaii, Pascua, Reunión). Los puntos calientes tipo dos o "*hotspots secundarios*" serían

plumas más pequeñas, que tendrían una menor duración y se originarían en zonas más someras del manto; se considera que provienen de grandes superplumas (e.g. cadenas volcánicas de Tahiti, Pitcairn y Cook-Austral). El tercer tipo de punto caliente, no estará relacionado con ningún tipo de pluma mantélica, sino que provendría directamente del manto astenosférico debido a la ruptura de la litósfera (e.g. Puka Puka en el Pacífico Ecuatorial) (Anderson, 2000).

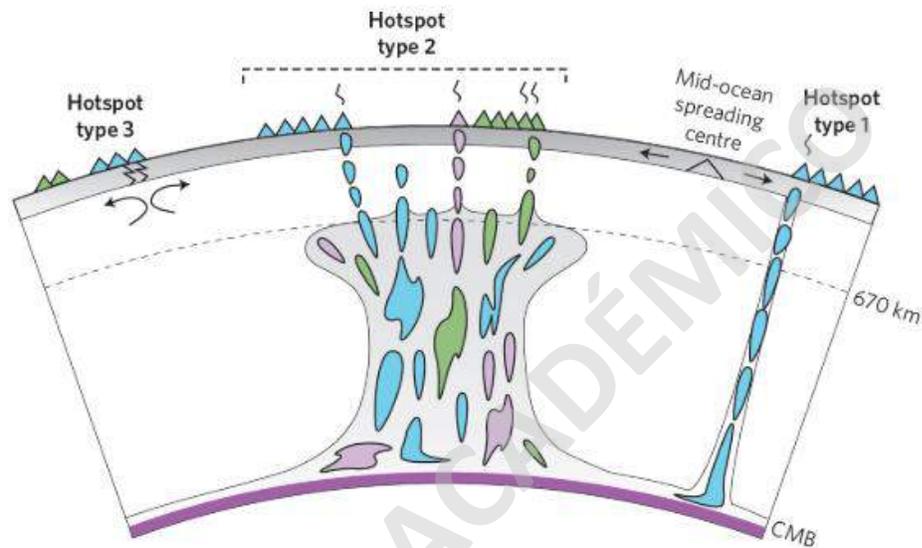


Figura 2.3. Modelo esquemático de los tres tipos de orígenes de puntos calientes. Extraído de (Koppers, 2011).

2.3 Evolución de montes submarinos

Vogt y Smoot (1984) fueron los primeros en proponer un modelo evolutivo de montes submarinos y guyots del Océano Pacífico. Este modelo sostiene que los montes submarinos se encuentran alimentados por un conducto magmático central, el que originaría en una primera instancia una morfología cónica volumétricamente pequeña. A medida que exista un suministro constante de magma, el monte tiende a crecer y a evolucionar morfológicamente. En la medida que este crece volumétricamente, tienden a romper su simetría cónica y conducen a la construcción de una morfología estrellada (e.g. Hawaii-Kilauea) formando zonas de *Rift* Volcánicos radiales (Figura 2.4) (Pitcher *et al.*, 2008).

Se deduce que la mayoría de los montes submarinos de gran tamaño (>1200 m), se originarían en un ambiente de intraplaca lejos de los bordes activos de placas (e.g. Rappaport *et al.*, 1997; Pitcher *et al.*, 2008).

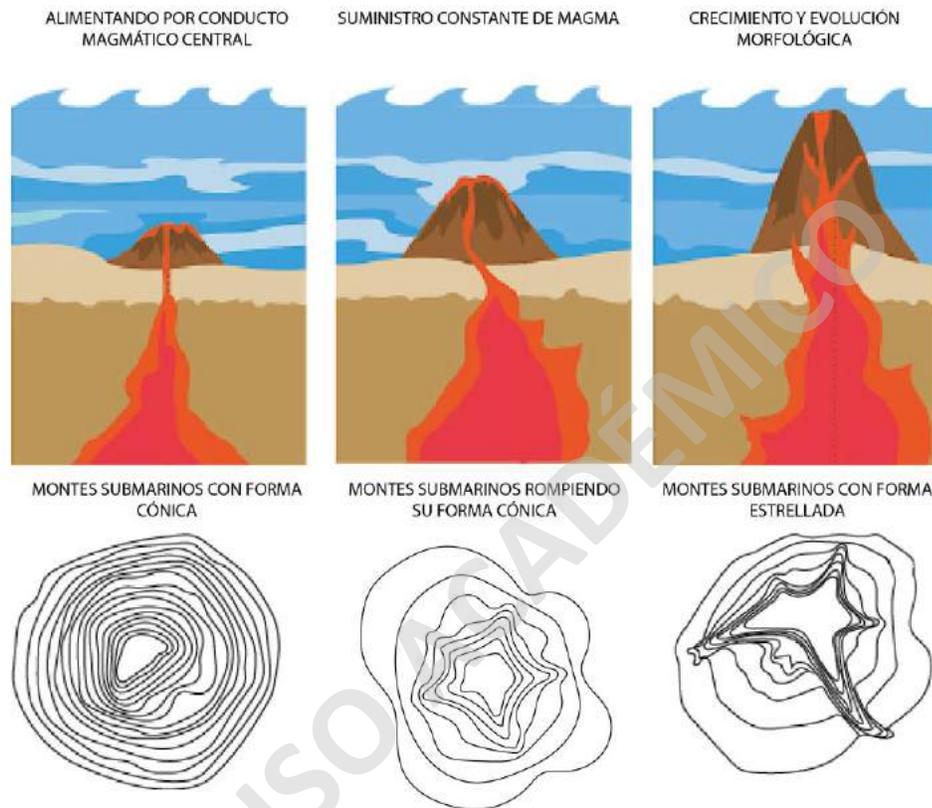


Figura 2.4. Esquema representativo del modelo evolutivo de montes submarinos y guyots en el Océano Pacífico propuesto por Vogt y Smoot (1984). A través de estudios batimétricos en el océano pacífico se obtiene un modelo evolutivo de montes y guyots. Modificado de Vogt y Smoot (1984).

Este modelo evolutivo sigue siendo un poco limitado, dado que los montes submarinos originados producto de un punto caliente generalmente experimentan una evolución más compleja a medida que incrementa su tamaño (Vogt y Smoot, 1984), pero, aun así, sigue siendo una buena aproximación.

Del mismo modo, años después Staudigel y Clague (2010) definen seis etapas de evolución estructural de montes submarinos e islas oceánicas (Figura 2.5):

i. Etapa 1

Consta de pequeños montes submarinos con alturas entre los 100 -1000 m, construidos sobre la corteza oceánica producto de procesos eruptivos. Son los montes submarinos más comunes y están constituidos mayoritariamente de *pillow* lavas y en menor medida sedimentos volcanoclásticos.

ii. Etapa 2

Corresponden a montes submarinos mayores a 1 km de altura y que se encuentran a profundidades mayores a 700 m bajo el nivel del mar. Están constituidos mayoritariamente por *pillow* lavas y en menor medida sedimentos volcanoclásticos. A medida que va aumentando el tamaño del volcán, desarrollan depósitos internos de magma sobre la corteza, lo que provoca que el volcán se infle, generando tensiones internas y desarrollando zonas de fisuras o incluso el colapso del edificio volcánico.

iii. Etapa 3

Corresponden a montes submarinos cercanos a la superficie, a profundidades menores de 700 m bajo el nivel de mar, por lo que dan paso a un volcanismo explosivo. Generalmente estos montes pueden ser observados a través de los satélites. Están cubiertos primordialmente por material volcanoclástico.

iv. Etapa 4

Corresponden a islas oceánicas, ocurre cuando una montaña submarina emerge sobre nivel del mar, la presión del agua disminuye y los gases se expanden, cambiando a procesos subaéreos, incorporando meteorización, formación de suelos y erosión.

v. Etapa 5

Montes submarinos que culminaron su actividad volcánica y se hunden por debajo del nivel del mar producto de los procesos erosivos, formando ocasionalmente atolones o guyots. En algunos casos pueden presentar etapas de volcanismo rejuvenecido o post erosional.

vi. Etapa 6

Los montes submarinos alcanzan el fin de su vida geológica durante el cierre de una cuenca o son subductados.

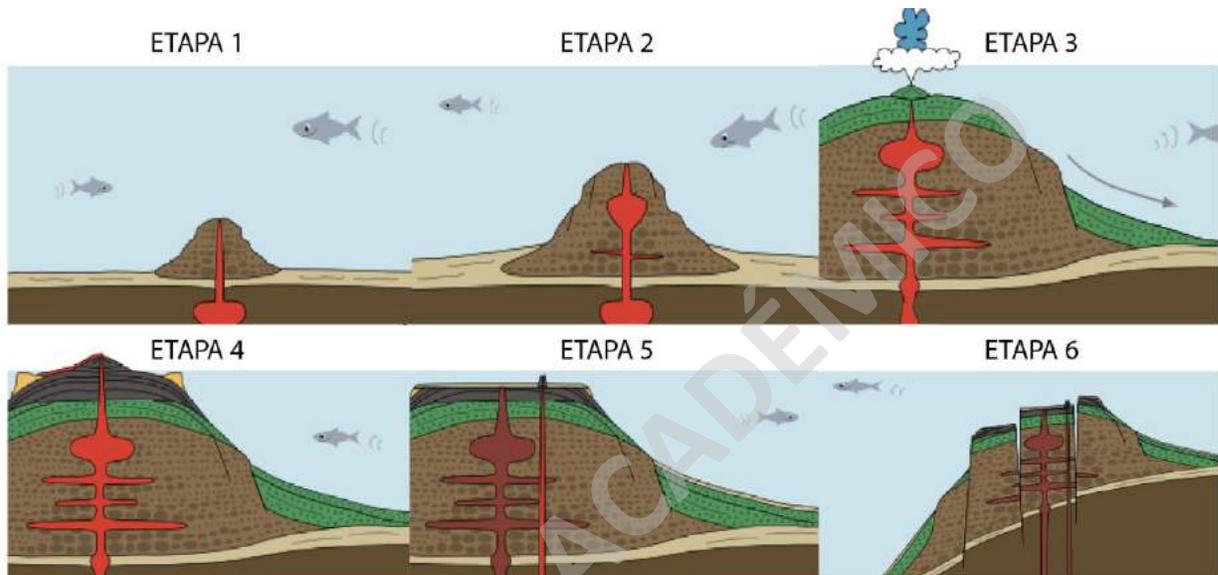


Figura 2.5. Esquema representativo del modelo evolutivo de montes submarinos y guyots en el Océano Pacífico propuesto por Vogt y Smoot (1984). A través de estudios batimétricos en el océano pacífico se obtiene un modelo evolutivo de montes y guyots. Modificado de Vogt y Smoot (1984).

Estas seis etapas reflejan y describen el desarrollo completo de los montes submarinos de gran volumen, pero en un sistema particular no necesariamente ocurren todas las etapas descritas, es por esto, que la gran mayoría de montes submarinos no alcanzan la etapa de isla. Además, muchos de los montes de menor volumen pueden llegar a estar cubiertos completamente de sedimentos al alcanzar la zona de subducción (Pitcher *et al.*, 2008).

2.4 Batimetría y Backscatter

En las dos últimas décadas los sistemas de SONAR (*Sound Navigation And Ranging*; Navegación por sonido) han permitido explorar y conocer un poco más sobre el fondo marino. El sonar multihaz de alta resolución es una de las herramientas más efectivas que se dispone para la exploración submarina, ya que permite escanear la interfaz del fondo marino a través de varios

haces de sonido que se disponen de manera transversal al desplazamiento de la embarcación (forma de abanico), permitiendo así abarcar extensas áreas. Adicionalmente, se utilizan sonares de barrido laterales, las que se desplazan cerca del suelo marino y suelen ser remolcados por las embarcaciones. Este último, transmite un haz acústico perpendicular a la línea de levantamiento de información, proporcionando imágenes acústicas sofisticadas de la superficie del fondo marino (Lurton *et al.*, 2015). Los sistemas de sonar multihaz proporcionan información de datos de profundidades georreferenciadas (datos batimétricos), e intensidad de las señales acústicas reflejadas en el fondo del mar (señal de *backscatter*), las que se almacenan en un sonograma (imagen acústica) (Lurton *et al.*, 2015). Esta información es corregida por distintos *softwares*, con la finalidad de eliminar datos anómalos y erróneos que puedan intervenir en el resultado final (imágenes batimétricas y de *backscatter*).

Las imágenes batimétricas de falso color o de contornos (isóbatas) otorgan información sobre la topografía del lecho marino, permitiendo analizar rasgos morfológicos submarinos existentes que serán clave para futuras interpretaciones geológicas y geomorfológicas del fondo oceánico.

Por otra parte, las variaciones en la intensidad del *backscatter* se asocian a los diferentes tipos de superficies que se pueden encontrar en el fondo marino. Por ejemplo, una interfaz del fondo marino áspera, dura y rugosa, ya sea un material grueso o duro como superficies rocosas, tiende a dispersar las ondas de sonido de manera más homogénea en todas sus direcciones (Figura 2.6.B), por lo que suelen representarse en dichas imágenes con tonalidades grises oscuras a negras, dado que poseen una alta dispersión acústica (Urgeles *et al.*, 2002; Lurton *et al.*, 2015). En cambio, un sedimento liso y con baja rugosidad, tiende a asimilarse a un espejo, dado que envía la señal acústica de manera vertical y no oblicua, representándose con tonalidades de blanca a gris clara, debido a la baja señal de dispersión acústica (Urgeles *et al.*, 2002; Lurton *et al.*, 2015) (Figura 2.6.A).

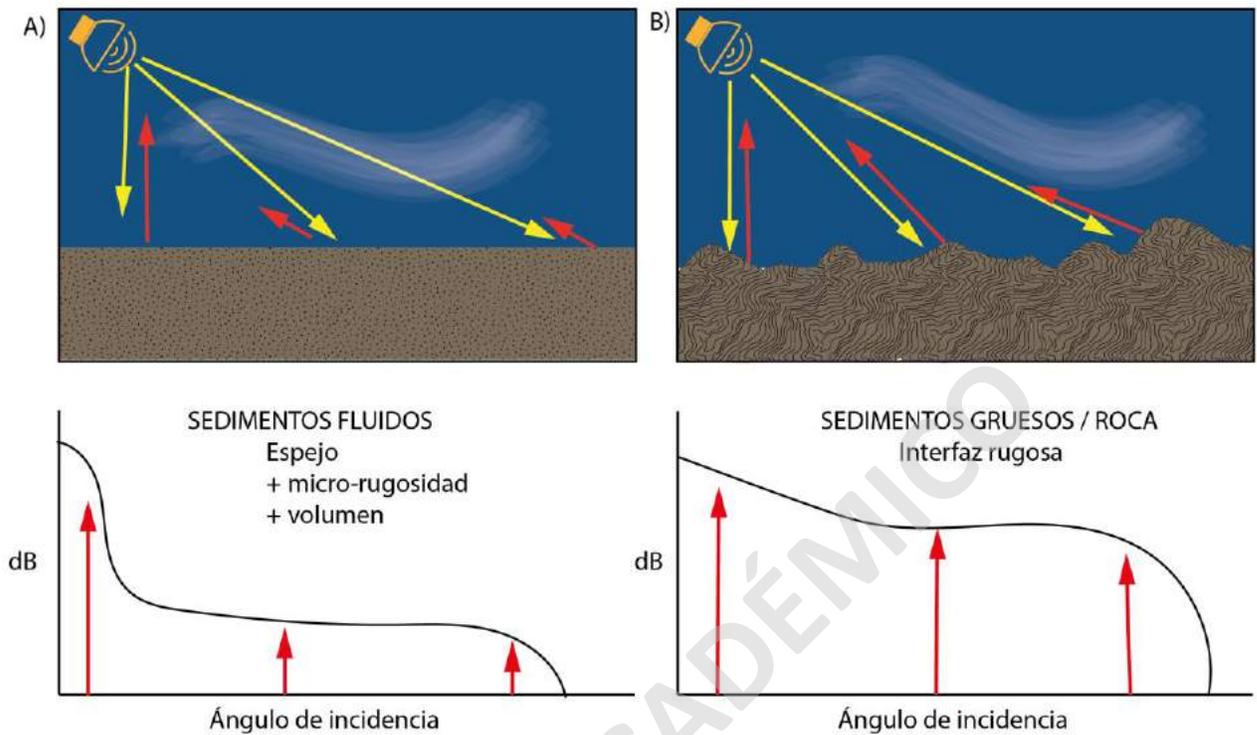


Figura 2.6. Representación gráfica de los tipos de superficie de fondo. A) se observa un fondo liso, el que envía una señal vertical similar a la de un espejo. Cuando la señal se encuentra más lejana es débil y no tiende ser captada por la fuente. B) es un fondo rugoso o duro, el cual envía las señales más homogéneas y en todas las direcciones. Modificado de (Lurton et al., 2015).

Los datos de los sistemas de sonar de barrido lateral y batimetría multihaz se utilizan cada vez más para caracterizar el fondo del mar, ya que son una herramienta fundamental para la interpretación morfológica del fondo marino desde un punto de vista cuantitativo y cualitativo.

No obstante, para lograr una adecuada relación entre la intensidad del backscatter y los tipos de fondo oceánico es necesaria la extracción de material sedimentario y/o muestras rocas en la zona, ya que esto permitiría correlacionar la fuerza del backscatter con el tamaño de grano o tipo de roca, permitiendo así caracterizar de mejor manera el suelo marino. Sin embargo, el muestreo de rocas no permite generar una correlación completa, ya que existen zonas no muestreadas, debido a la alta complejidad de extracción de estas mismas, o incluso no se cuenta la tecnología necesaria para realizar dicho procedimiento.

A pesar de ello, Searle *et al.* (2010) y Quartau *et al.* (2012) logran asociar y clasificar las intensidades de la señal de *backscatter* recibidas con material sedimentario y videograbaciones

del suelo marino (Tablas 2-1 y 2-2). Adicionalmente, Searle *et al.* (2010) desarrolló una detallada caracterización geomorfológica, en la que relaciona una morfología submarina ya sea conos volcánicos, flujos de lavas, fallas, entre otras, con las intensidades acústicas que estas presentaron (Tabla 2-2).

Tabla 2-1. Interpretación entre imágenes de backscatter y videograbaciones del fondo oceánico (Quartau *et al.*, 2012).

BACKSCATTER	VIDEOGRABACIONES	MUESTRAS DE SEDIMENTO	INTERPRETACIÓN DE PROCESOS ASOCIADOS
Superficie lisa, homogénea y color gris claro	Arenas y Gravas (cubren el suelo marino).	Arena y Grava.	Deposicional.
Superficie suave, menos homogénea y color gris claro	Gravas (cubren el suelo marino).		Deposicional.
Color gris oscuro	Bolones (cubren el suelo marino).		Erosivo, deslizamientos.
Superficies muy irregulares, con color gris oscuro y con morfologías de flujos de lava	Flujos de lava.		Progradación volcánica.
Alternancia entre superficies suaves y rugosas con colores gris claro y oscuros	Flujos de lavas cubiertos por sedimentos de arena y roca.		Progradación volcánica, erosivo y deposicional.

Tabla 2–2. Caracterización de morfologías submarinas con respecto a las imágenes de backscatter (Searle et al., 2010).

MORFOLOGÍA	CARACTERÍSTICAS ACUSTICAS	INTERPRETACIÓN
Conos volcánicos recientes	Alta intensidad de backscatter	Conos construidos por pillowlava lobulada y alargadas con cobertura mínima de sedimento.
Conos volcánicos antiguos	Menor intensidad de backscatter, posee sectores con intensidades altas y bajas.	Conos volcánicos con una pequeña capa sedimentaria (decenas de cm). Se infiere que son más antiguos que los conos volcánicos de altas intensidades
Conos volcánicos muy antiguos	Menor intensidad de backscatter que el anterior, pero presenta áreas aisladas de alta intensidad que indican escasos afloramientos rocosos.	Conos volcánicos cubiertos por una importante capa de sedimentos (mayor a 1 m).
Montes submarinos	Retrodispersión acústica uniforme, presenta tonalidades de gris claros a oscuros/negro según su antigüedad.	
Flujos suaves jóvenes	Superficies uniformes, ligeramente moteado. Presenta intensidades de backscatter medias.	Relieve bajo, mayoritariamente lavas lobuladas cubiertas por una capa de sedimentos (menor a 1 m).
Flujos suaves antiguos	Bajas intensidades de backscatter en general, pero presenta áreas con alta intensidad.	Flujos de lavas enterradas casi completamente por sedimentos.
Afloramientos rocosos antiguos	Bajas intensidades de backscatter en general, pero presenta áreas con alta intensidad.	Áreas extensas de sedimentos con presencia de afloramientos rocosos de composición indefinida.
Sedimentos	Áreas de intensidades bajas sin presencia de áreas de alta retrodispersión.	Flujos de lavas enterradas casi completamente por sedimentos.
Fallas	Áreas extensas, lineales y estrechas de alta retrodispersión, generalmente asociadas con pendientes batimétricas empinadas (>30°).	Fallas de dip-slip con desplazamientos verticales.
Fallas y fisuras pequeñas	Áreas muy estrechas que poseen altas o bajas intensidades de backscatter.	Pequeñas fallas y fisuras verticales.

2.5 Morfologías de montes submarinos en ambiente de intraplaca.

Como se ha mencionado en la sección anterior, el estudio del fondo oceánico se ha desarrollado gracias a los sistemas de ecosonda multihaz de baja/alta resolución, además de modelos tomográficos en 2D y 3D, que logran evidenciar un conjunto de características geomorfológicas en el fondo oceánico. Es por este motivo, el análisis en conjunto de las morfologías submarinas es de gran importancia, ya que reflejarían la interacción de una variedad de procesos geológicos constructivos y/o destructivos, tectónicos (subsistencia), sedimentarios, oceanográficos y biológicos que condicionan la evolución geomorfológica de los montes submarinos (Ramalho *et al.*, 2013; Casalbore, 2018; Schwartz *et al.*, 2018).

A continuación, se describen los principales rasgos morfológicos identificados en el fondo marino, donde su procedencia es atribuible a:

2.5.1 Procesos Volcánicos

Corresponden a procesos geológicos constructivos, es decir, a procesos que construyen el paisaje. Estos suelen ocurrir en periodos relativamente pequeños de actividad volcánica e incluyen características constructivas primarias y volcánico-tectónicas (Casalbore, 2018). Las morfologías más comunes encontradas corresponden a:

i. Conos volcánicos

Morfologías con relieve positivo que se disponen aislados, alineados (controlados tectónicamente) y en grupos orientados radialmente en la base del edificio volcánico o en los mismos flancos. Generalmente adquieren una forma cónica a subcónica en la base, y son planos o puntiagudos en su cima. Estos últimos se pueden formar a cualquier profundidad y entorno geodinámico, por lo que su ubicación no sería indicativa de condiciones ambientales específicas ni de mecanismos eruptivos. Los conos volcánicos que se generan cercanos al piso oceánico están presumiblemente dominados por la actividad efusiva, donde la alta presión hidrostática reduce la exsolución del gas del magma favoreciendo este tipo de erupción. Sin embargo, los conos generados en profundidades más someras (< 200 m b.n.m) (Staudigel y Clague, 2010) tienden a

aumentar su componente piroclástico formando conos de tobas, ya que tienden a generarse durante las erupciones surtseyanas, es decir, erupciones freatomagmáticas donde el magma entra en contacto directo con aguas poco profundas de mares o grandes lagos, ocasionando así erupciones violentas (Fornaciai *et al.*, 2012).

ii. Flujos de lava

Superficies lisas o rugosas con contornos lobulados de forma dendrítica que se extienden pendiente abajo desde conos o centros eruptivos. La actividad efusiva submarina puede formar campos de lavas complejos, impidiendo distinguir flujos de lavas individuales (Casalbore, 2018). Algunos flujos lávicos tienden a generar terrazas de origen volcánico a cualquier profundidad (Schwartz *et al.*, 2018).

iii. Terrazas volcánicas

Su origen se le atribuye a una superposición de diversos flujos de lavas lobulados (Geist *et al.*, 2006). Deben presentar pendientes $< 5^\circ$.

iv. Colapsos de calderas

Depresiones subcirculares que se observan en la cima de los volcanes y su diámetro varia de unos pocos kilómetros a decenas de kilómetros. Su formación se relaciona al colapso vertical del techo de una cámara magmática durante grandes erupciones. Este desplome de la caldera puede ser el resultado de un colapso sin o post erupción. Morfológicamente se muestra un piso plano que se encuentra delimitado por una zona de escarpes el cual le da la forma del borde de la caldera (Casalbore, 2018).

v. Zonas de Rift Volcánico

Alineamientos volcánicos e intrusivos que controlan el crecimiento de una isla o monte submarino (Vogt y Smoot, 1984). Se generan producto de tensiones gravitacionales ocurridas en los flancos del edificio volcánico generando zonas de grietas, por las que se facilita la intrusión

del material magmático formando una morfología radial o estrellada (Pitcher *et al.*, 2008). En los montes submarinos de gran tamaño se pueden encontrar zonas de *Rift* Volcánico de hasta más de 100 km de longitud, en cambio los montes de menor tamaño generalmente carecen de esta última morfología, dado que poseen cámaras magmáticas sobre la corteza oceánica superior y las intrusiones ocurren canalizadas por el conducto subvertical (Pitcher *et al.*, 2008).

2.5.2 Procesos Erosivos-Sedimentarios

Corresponden principalmente a procesos geológicos destructivos, es decir, a procesos externos que van desgastando y/o erosionando el edificio volcánico. Casalbore (2018) incluye en esta categoría los procesos sedimentarios asociados a remociones en masas que están condicionados por la interacción de varios factores que ocurren en las profundidades del fondo marino. Las corrientes de fondo y la gravedad son los agentes principales encargados de la erosión, transporte y depósito de sedimentos sobre el suelo marino. Este tipo de morfologías submarinas ocurren durante toda la historia geológica del edificio volcánico, pero son más intensos cuando cesa y/o culmina la actividad volcánica. Las morfologías submarinas más habituales corresponden a:

i. Guyot

Elevación submarina con cima plana producto de la acción erosiva subaérea al estar expuesta sobre la superficie marina. Esta cima se caracteriza por ser horizontal con una pendiente menor a 2% y con un área mínima de $\sim 200 \text{ km}^2$ (Vogt y Smoot, 1984). Se generan debido al aumento volumétrico del edificio volcánico, el cual sobrepasa el nivel del mar.

ii. Escarpes

Quiebres importantes en la topografía que poseen pendientes pronunciadas que exponen al macizo rocoso (Huggett, 2011). Esta morfología generalmente se exhibe zonas en las cabeceras de deslizamientos/remociones en masas (Figura 2.7).

iii. Depósitos de deslizamientos submarinos

Se generan cuando la tensión producida por la pendiente es mayor a la tensión generada por la resistencia al movimiento. Se caracterizan por poseer una zona de ruptura o cicatriz ubicada en cima del monte y una masa de sedimentos o rocas desplazadas pendiente abajo en su parte más distal (Hampton *et al.*, 1996) (Figura 2.7).

iv. Canales y depósitos de abanico

Los canales submarinos son conductos por donde se transporta sedimento por acción de la gravedad, generando un flujo sedimentario. Son elementos estrechos canalizados de varios metros de longitud que suelen poseer forma en “v”. Pueden formar morfologías en forma de conos o abanicos por acumulación de sedimentos (Figura 2.7).

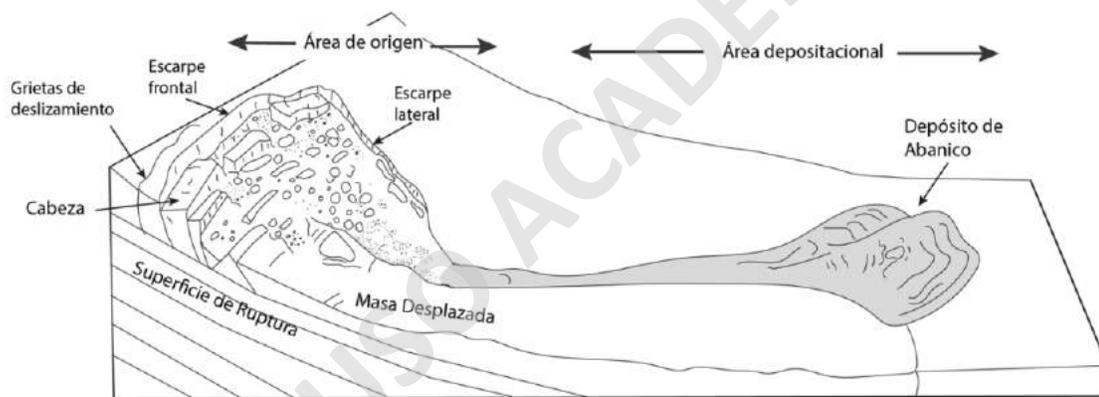


Figura 2.7. Ilustración esquemática morfológica de un deslizamiento de tierra submarino. En el área de origen se logra evidenciar la zona de ruptura, el cual está caracterizado por la presencia de escarpes y grietas de deslizamiento. En el área de depósito se caracteriza un depósito de deslizamiento en forma de abanico. Modificado y adaptado de (Prior *et al.*, 1984; Micallef *et al.*, 2018).

v. Terrazas de erosión submarina

Corresponden a morfologías generadas principalmente por procesos de abrasión marina, debido a cambios en el nivel del mar. Se utilizan para limitar paleoelevaciones, permitiendo así registrar los movimientos verticales que se han sufrido tanto los montes/islas a lo largo del tiempo. Estas morfologías se pueden presentar en distintas profundidades, ya que se pueden encontrar tanto en la cima de montes submarinos como en niveles medios del edificio volcánico (Schwartz *et al.*, 2018). Deben presentar pendientes $< 5^\circ$.

3 MARCO TECTÓNICO REGIONAL

3.1 Antecedentes

3.1.1 Dorsal de Juan Fernández

El *Ridge* asísmico de Juan Fernández (RJF) es una morfoestructura de orientación N83°E (DeMets *et al.*, 1990) que se sitúa en la placa de Nazca frente a la provincia de Valparaíso en el Pacífico sur. Esta cadena volcánica posee una extensión aproximada de 900 km de longitud (Sandwell y Smith, 1997) y actualmente converge bajo la placa Sudamericana con un ángulo de ~33.4°S, a una tasa de 7,4 cm/año según el modelo MORVEL (DeMets *et al.*, 2010) o 7 cm/año según modelo GEODVEL 2010 (Argus *et al.*, 2010). Se estima que la edad de la placa de Nazca bajo el RJF varía entre los 27-37 Ma. (Müller *et al.*, 2008; Lara *et al.*, 2018).

La colisión de dorsales oceánicas pasivas o activas, es un fenómeno común en márgenes de subducción y puede afectar significativamente el estilo tectónico y la firma magmática observada en el continente (Yáñez *et al.*, 2002). Por este motivo, se dice que la presencia del RJF marcaría un cambio fundamental en el ángulo de subducción de la placa de Nazca, generando la subhorizontalidad (*flat slab*) de esta entre las latitudes 28°-33°S (Pardo *et al.*, 2003). Esto coincidiría con la zona de inactividad volcánica y la ausencia de valles centrales en dicha latitud. A través de estudios paleomagnéticos, se determinó que RJF se ha ido desplazando lentamente hacia el sur a partir de los 12 Ma. (Yáñez *et al.*, 2001).

El RJF se divide en dos segmentos volcánicos, los cuales se encuentran separados por un gap de ca. 400 km de largo sin registro eruptivo (Figura 3.1). El extremo oriental se encuentra ubicado a 120 km al oeste de la fosa chilena y posee una orientación ~ N70°E. Está compuesto por el grupo O'Higgins, que incluye al guyot (8,41-9,26 ± 0,28 Ma.) (von Huene *et al.*, 1997; Lara *et al.*, 2018B; Reyes *et al.*, 2019) y monte submarino homónimo, con una edad aparentemente mayor a edad del guyot, siendo el monte más antiguo de la dorsal. Estudios geofísicos recientes, demuestran que parte del segmento oriental ya ha sido subductado, evidencia de esto es la presencia del monte submarino Papudo en la fosa chilena (von Huene *et al.*, 1997; Yáñez *et al.*, 2001).

Por otro lado, el extremo occidental posee una orientación $\sim N85^{\circ}E$ y está compuesto por un conjunto de islas volcánicas donde destacan RCI, ASI, Santa Clara y un grupo montes submarinos como M.Al, Beta, Gamma, Duke, Cinque Ports, Dresden (Rodrigo y Lara, 2014), Friday, Domingo (Devey *et al.*, 2000). Este segmento volcánico posee edades entre 0,83 - 4,63 Ma. (Ar/Ar) en su etapa de desarrollo del escudo (von Huene *et al.*, 1997; Reyes *et al.*, 2017; Lara *et al.*, 2018B).

Esta cadena volcánica se halla interceptada por la Zona de Fractura de *Challenger* a la altura de la isla Robinson Crusoe (Figura 3.1), aunque no se encuentra muy bien definida (Rodrigo y Lara, 2014). Esta zona de fractura comienza a los $36^{\circ}S$, con una orientación que varía gradualmente de O-E a $\sim N-E$ a medida que se va acercando al continente. Al sur de esta zona, se ubica el *Ridge* de Chile, mientras que, en su dominio norte, se origina el *Ridge* del Pacífico Oriental (Cande y Haxby, 1991). Se postula que esta zona de fractura se encontraría jugando un rol importante en la evolución de RJF (Rodrigo y Lara, 2014).

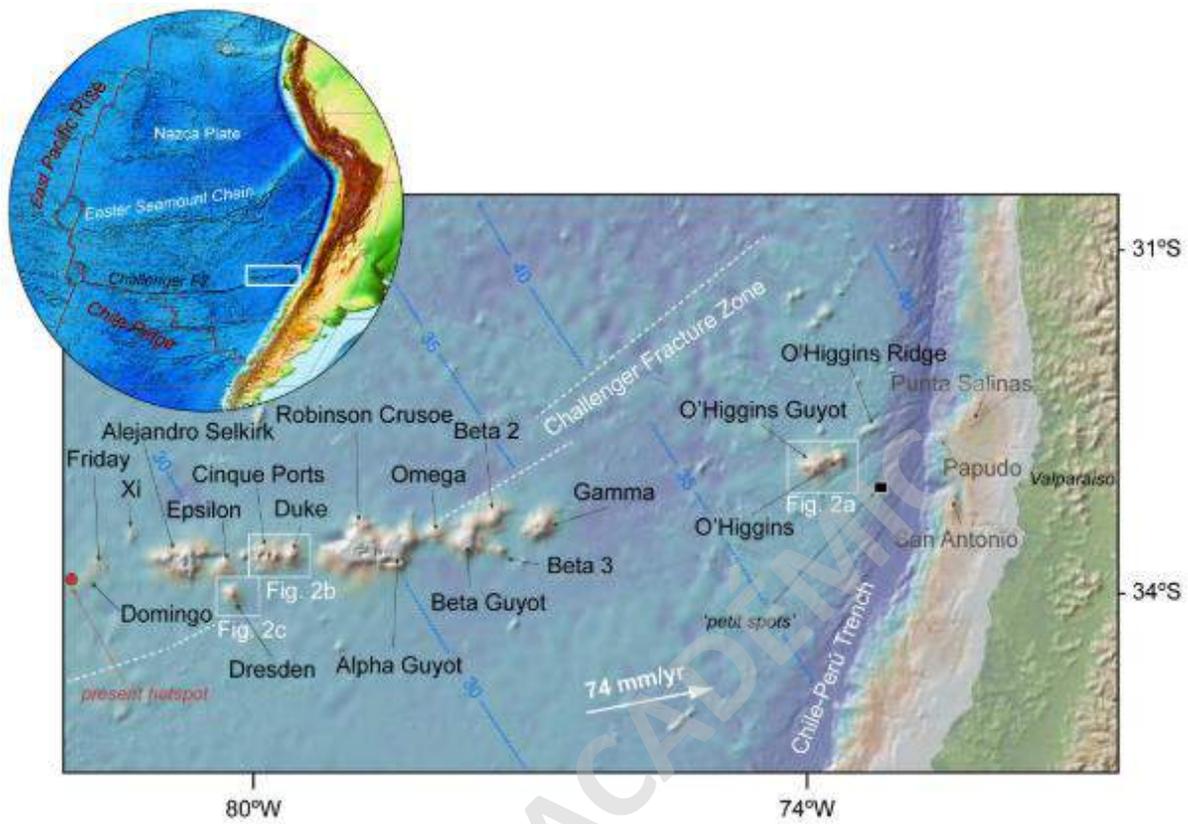


Figura 3.1. Dorsal de Juan Fernández (RJF). Se observa segmento volcánico occidental (monte O'Higgins, guyot O'Higgins) y segmento oriental (islas oceánicas y montes submarinos) separados por un gap de ~400 Km. El punto en rojo muestra la ubicación actual del hotspot de Juan Fernández. Extraído de Lara *et al.* (2018).

El origen de esta dorsal volcánica asísmica se atribuye a la interacción entre una pluma mantélica *hotspot* de Juan Fernández (Farley *et al.*, 1993; Lara, Reyes, *et al.*, 2018) con la placa de Nazca, que actualmente se ubicaría al este del monte submarino Domingo (Figura 3.1). Esta teoría es avalada por las edades progresivas que presenta el alineamiento volcánico (Yáñez *et al.*, 2001; Lara *et al.*, 2018), además del alto contenido de $^3\text{He}/^4\text{He}$ ($> 9 R_A$: proporción de $^3\text{He}/^4\text{He}$ en el aire) que muestran las lavas de RJF, siendo hasta 18 veces más alto que la razón atmosférica (Farley *et al.*, 1993).

Las muestras de lavas en la etapa escudo de RJF consisten principalmente en basaltos toleíticos a alcalinos y basanitas en las etapas rejuvenecidas, donde estas últimas fueron recuperadas de la isla Robinson Crusoe (Reyes, *et al.*, 2017) y guyot O'Higgins (Lara *et al.*, 2018A). Las características geoquímicas de la etapa escudo corresponden a lavas basálticas altamente enriquecidas en elementos incompatibles (LILE y HFSE) en comparación a MORB,

probablemente debido a una fuente de manto más enriquecida y con menor grado de fusión. La diferencia composicional que presenta esta cadena volcánica se puede deber a diversos factores como la cristalización fraccionada del olivino, clinopiroxeno y en menor medida plagioclasas, recargas magmáticas, mezcla de magmas y acumulación de olivino (Reyes *et al.*, 2019). Asimismo, Reyes *et al.* (2019) propone que el volcanismo en la etapa escudo de RJF se genera en gran medida producto de la fusión de piroxenita en una pluma del manto que posee una temperatura relativamente baja. Asimismo, las variaciones composicionales internas observadas en el RJF, podrían explicarse por las diferencias en el grado de fusión parcial y la temperatura potencial del manto (Lara *et al.*, 2018B)

Por otra parte, Montelli *et al.* (2004, 2006) gracias a estudios tomográficos recientes, propone que el origen se debe a una pluma mantélica de profundidad intermedia, dado que detecta anomalías térmicas bajo la dorsal apreciables a bajas y medias profundidades. Asimismo, French y Romanowicz (2015) observaron un conducto vertical debajo de RJF, pero no es evidente su continuidad.

El RJF presenta todas las etapas evolutivas de los montes submarinos e islas oceánicas propuestas por Staudigel y Clague (2010) (Astudillo, 2014). Estudios batimétricos recientes revelan que se encuentran diversas estructuras morfológicas en el edificio volcánico como zonas de Rift volcánicos que modifican la forma del volcán a una estrellada, entre las que destacan cicatrices de deslizamientos, flujos de detritos, desprendimiento de rocas, canales y cañones submarinos, estructuras volcánicas interpretadas como conos volcánicos, enjambres de diques y flujos de lavas recientes (Astudillo, 2014; Lara y Díaz-Naveas, *et al.*, 2018A).

3.1.2 Monte O'Higgins

Corresponde a uno de los quince montes submarinos presentes en dorsal de Juan Fernández emplazado a 120 km al oeste de la fosa chilena, donde junto con el guyot homónimo componen la cadena montañosa submarina O'Higgins (Figura 3.2). Ambos edificios volcánicos se emplazan a ~4 km bajo el nivel del mar.

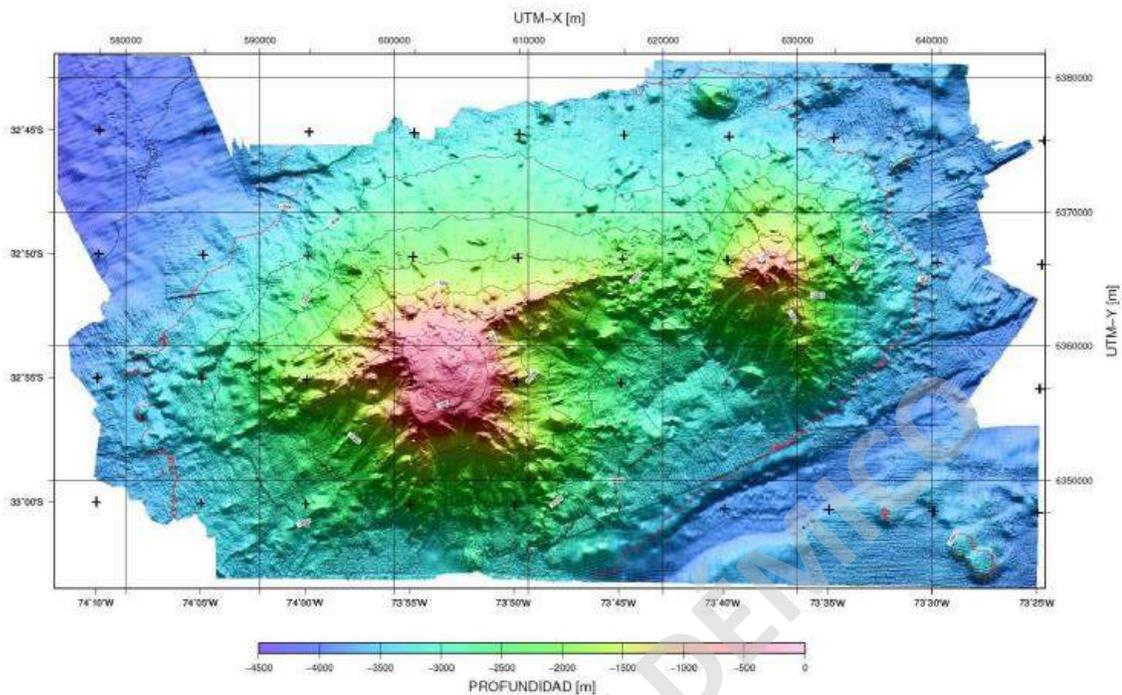


Figura 3.2. Grupo O'Higgins. Imagen batimétrica de falso. Al oriente se encuentra ubicado el monte y al occidente el guyot. Sus cimas se encuentran separadas por 25 km de largo. Extraído de Diaz-Naveas *et al.* (2015).

El monte submarino O'Higgins posee una altura de $\sim 2,9$ km, un diámetro de ~ 15 km y un volumen de $177 \text{ km}^3 \pm 10\%$, en cambio, el guyot O'Higgins posee una altura de $\sim 3,5$ km, un diámetro de ~ 27 km y un volumen de $668 \text{ km}^3 \pm 10\%$ (Kopp *et al.*, 2004). Sus cumbres se encuentran separadas por 25 km de distancia, y sus flancos están conectados por una pequeña cresta que está compuesta principalmente por detritos volcánicos producto de procesos erosivos, por lo que no tendría un origen directamente extrusivo (Kopp *et al.*, 2004). Asimismo, estudios en ambos volcanes revelan que no habrían evolucionado simultáneamente, sino que tuvieron un retraso de tiempo máximo de 0,5 Ma. (Yáñez *et al.*, 2001).

Investigaciones realizadas en el área demuestran que el volumen del guyot y la carga que este genera sobre la placa oceánica provocaría localmente flexión litosférica y estructuras de fosa (*moat*). Por el contrario, el monte O'Higgins dado su bajo volumen no causaría dicho fenómeno (Kopp *et al.*, 2004).

Estudios sísmicos revelan que al noreste del monte O'Higgins, es posible observar una corteza oceánica clásica. La batimetría en esta zona se muestra bastante llana y los estratos se distribuyen

como capas planas, en esta zona se alcanza un grosor cortical típico de ~6 km. Al sureste del monte, más cerca de la fosa, la rugosidad y la profundidad del suelo aumenta gradualmente y los estratos se distribuyen paralelos observándose deformación debido a la subducción de la placa de Nazca (Contreras-Reyes, 2003).

Hirano *et al.* (2013) afirma que a unos 45 km al sur del guyot O'Higgins se encuentran pequeñas estructuras volcánicas del tipo “*Petit Spot*”, que corresponden a pequeñas montañas submarinas originadas por magmas generados en el manto superior producto de la flexión de la placa, los cuales datan entre 7-10 Ma.

SOLO USO ACADÉMICO

4 RESULTADOS I: Geomorfología Submarina

4.1 Generalidades

El edificio volcánico posee un área base de 306,73 km² y un volumen cercano a 345,51 km³. La cima se encuentra ubicada en la isobata de los 737 m b.n.m y su base estaría definida aproximadamente por el contorno de las isobatas 3.200 y 3.600 m b.n.m respectivamente. Hacia el oeste del monte, la base no se encuentra bien definida debido a la cercanía que este tiene con el guyot O'Higgins. Ambos edificios volcánicos se encontrarían conectados por una pequeña cresta compuesta principalmente por detritos volcánicos producto de procesos erosivos, generando entre ellos un "punto silla". La altura total del monte a partir de la línea base (Figura 4.1) es de ~2.900 m.

En general el monte O'Higgins presenta una forma cónica con una pequeña elongación hacia el sur. Su eje mayor se encuentra en dirección NNO-SSE con un diámetro de ~22,277 km, y su eje menor con orientación O-E y un diámetro de ~17,156 km (Figura 4.1).

Por otra parte, el monte se caracteriza por presentar pendientes que oscilan entre los 15° y 35°, aunque se observan quiebres significativos en la cima exhibiendo pendientes que podrían superar los 50°. La base del monte presenta bajas pendientes que no superan los 15° (Figura 4.2). La zona adyacente del monte, específicamente el suelo marino, se caracteriza, en general, por presentar pendientes muy suaves, aunque en ocasiones se ven interrumpidas por la presencia de diversos rasgos morfológicos de relieve positivo. Los valores mínimos y máximos de las pendientes encontradas tanto en el edificio volcánico como en el suelo marino varían desde 0,031° y 70,42° respectivamente. Las imágenes sin editar se encuentran disponibles en el ANEXO A.

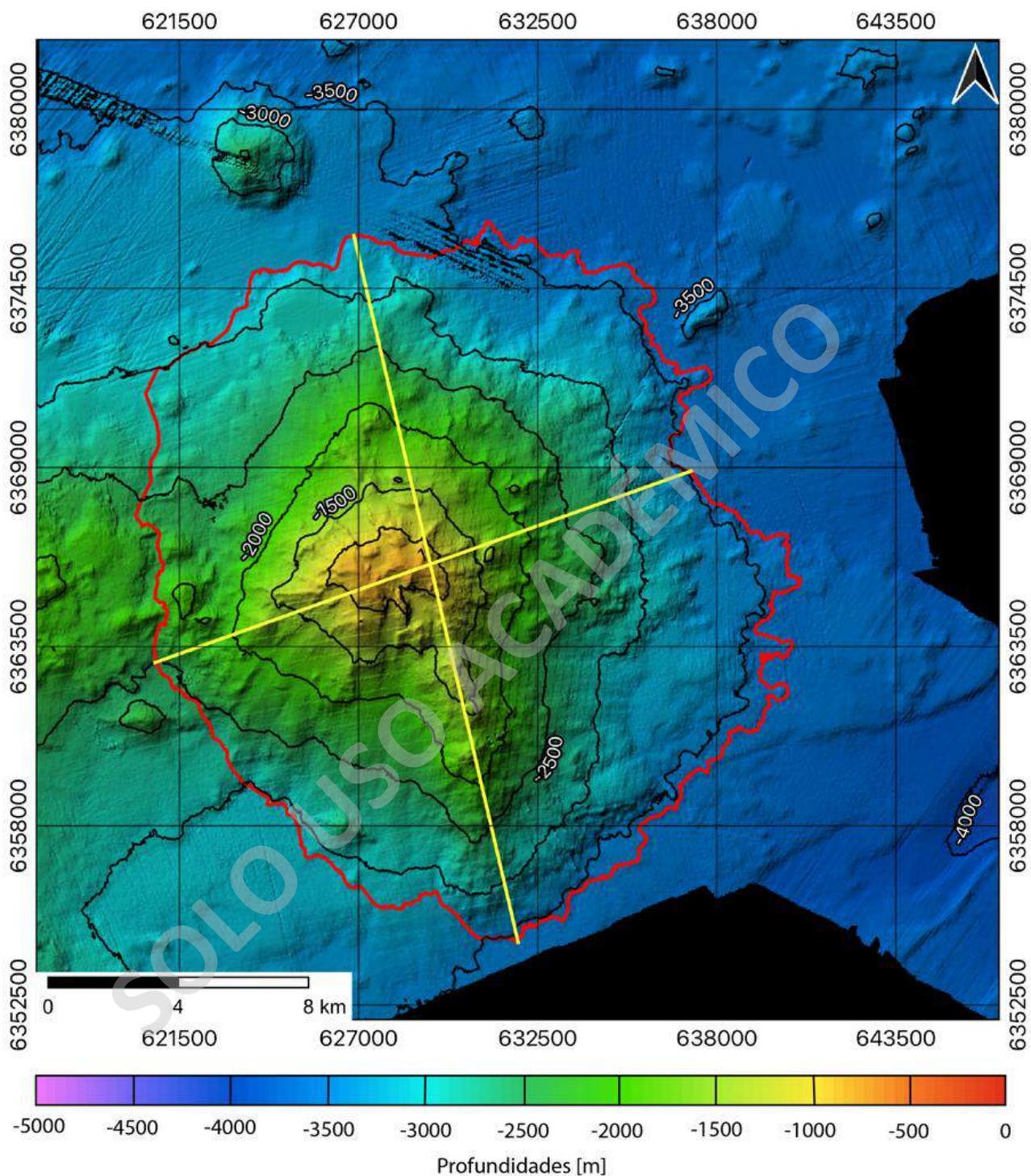


Figura 4.1. Mapa batimétrico del monte submarino O'Higgins, confeccionado con los datos batimétricos de multihaz de alta resolución del crucero AGS-61 Cabo de Hornos. Contornos batimétricos negros cada 500 m. Contorno rojo base del monte. Líneas amarillas longitud máxima y mínima del edificio volcánico. Para ver imagen sin editar, revisar anexo A.

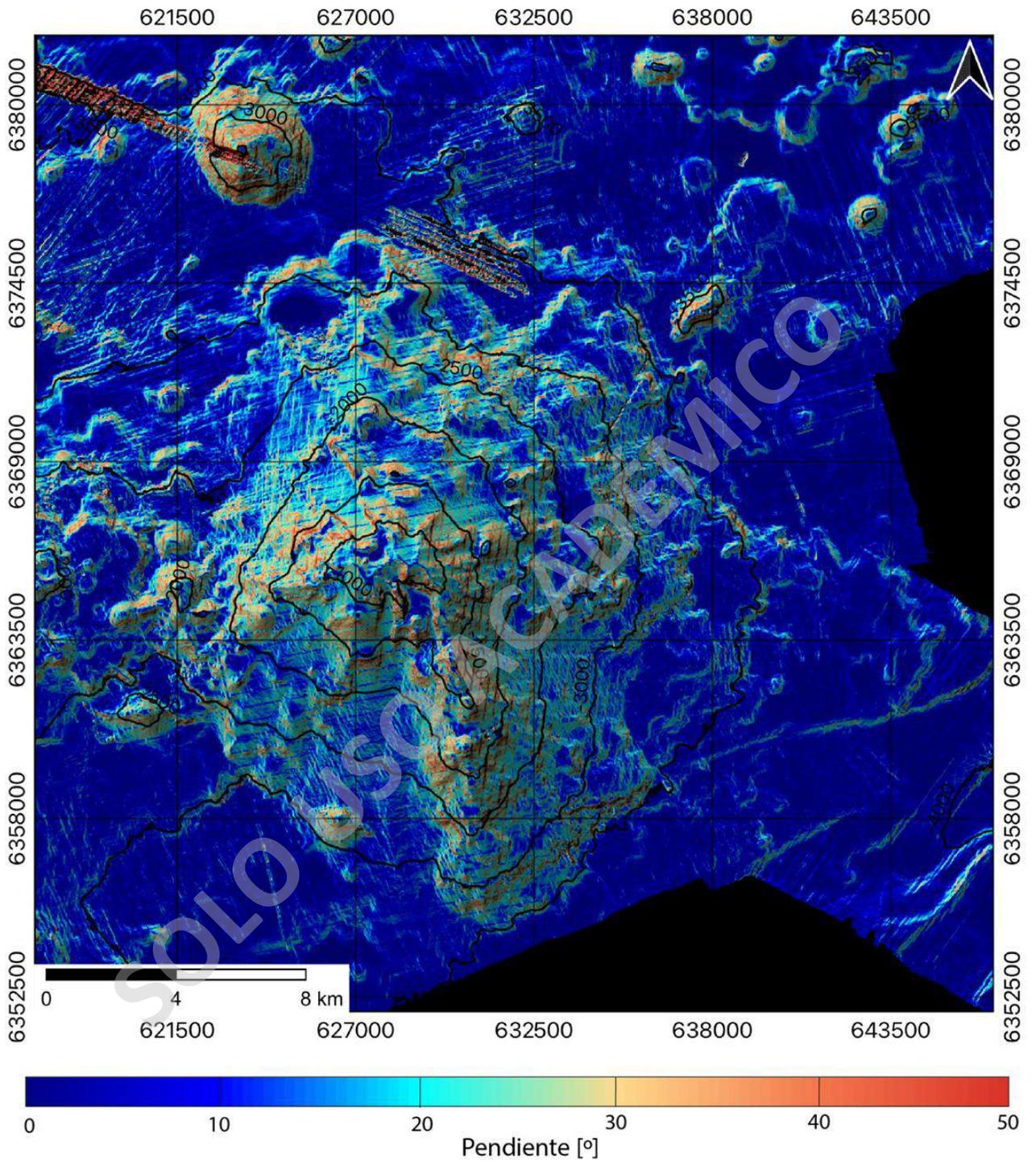


Figura 4.2. Mapa de pendientes del monte O'Higgins.

4.2 Geomorfologías presentes en el monte O'Higgins

A partir de los mapas batimétricos de alta resolución y mosaicos backscatter, se analizan las morfologías encontradas tanto en el monte O'Higgins como en su alrededor, entre las que se reconocen:

i. Conos volcánicos

Se caracterizan por relieves positivos con formas cónicas, ubicados tanto en la base del monte como alrededor de este sin una orientación preferencial (Figura 4.3). Se reconocen a lo menos once conos volcánicos, los cuales no presentan un centro de emisión bien definido. Los flancos de estos presentan pendientes con valores medios que pueden alcanzar los 20° . La altura de estos conos no supera los 400 m, y presentan diámetros que varían entre 1 a 3,7 km. El cono de mayor tamaño presenta un área $\sim 9,79 \text{ km}^2$.

Estas morfologías se logran identificar en las imágenes backscatter por presentar altas y bajas intensidades en la señal. Los conos volcánicos ubicados al NE de la imagen no es posible identificar su señal de backscatter debido a que no se lograron obtener dichos datos en la zona.

ii. Centro de emisión

Se encuentra en la cima del monte y presenta una forma semicircular (Figura 4.7). Su diámetro aproximado es de 964 m. Este se encuentra limitado por una gran zona escarpada, la cual evidenciaría un posible colapso de parte del edificio volcánico, ya sea sin- o post- erupción.

iii. Escarpes

Se reconocen preferentemente en la cima del monte y presentan altas pendientes $>40^\circ$. Esta forma de erosión de cárcava en la ladera S, evidenciaría una posible zona de colapso en parte de la ladera (Figura 4.7).

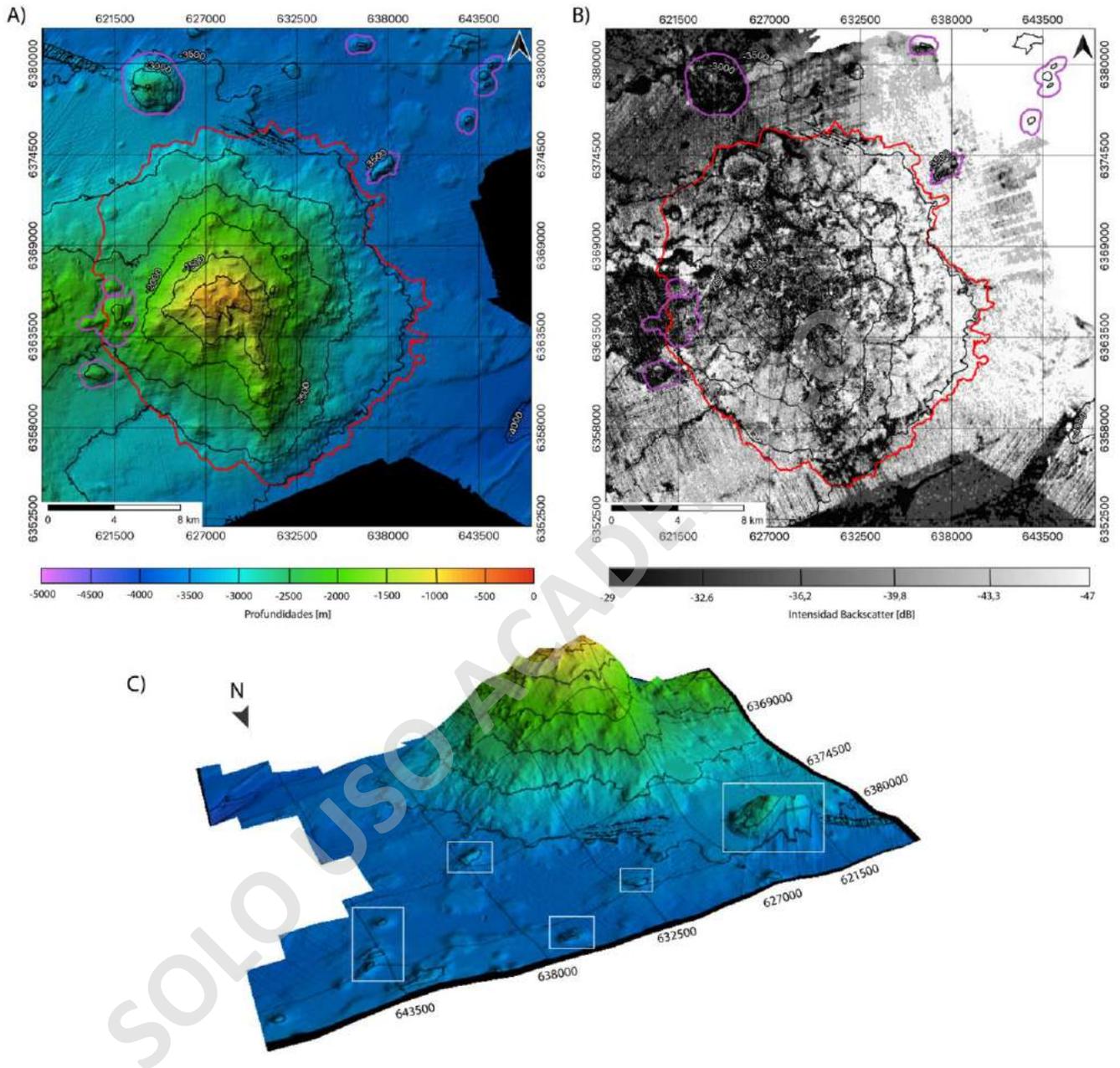


Figura 4.3. Imagen batimétrica de alta resolución y mosaico del monte O'Higgins. A) se demarcan las morfologías de conos volcánicos. B) derecha se observan las intensidades del backscatter de los conos volcánicos. C) se demarcan las morfologías de conos volcánicos en un mapa 3D de la zona.

iv. Flujos de lava

Estas morfologías se presentan en la base del monte, con formas dendríticas a lobuladas. En las imágenes de backscatter se observan superficies lisas con bajas intensidades de backscatter en general. En el límite de estas morfologías se exhiben zonas con mayores intensidades de backscatter (Figura 4.4).

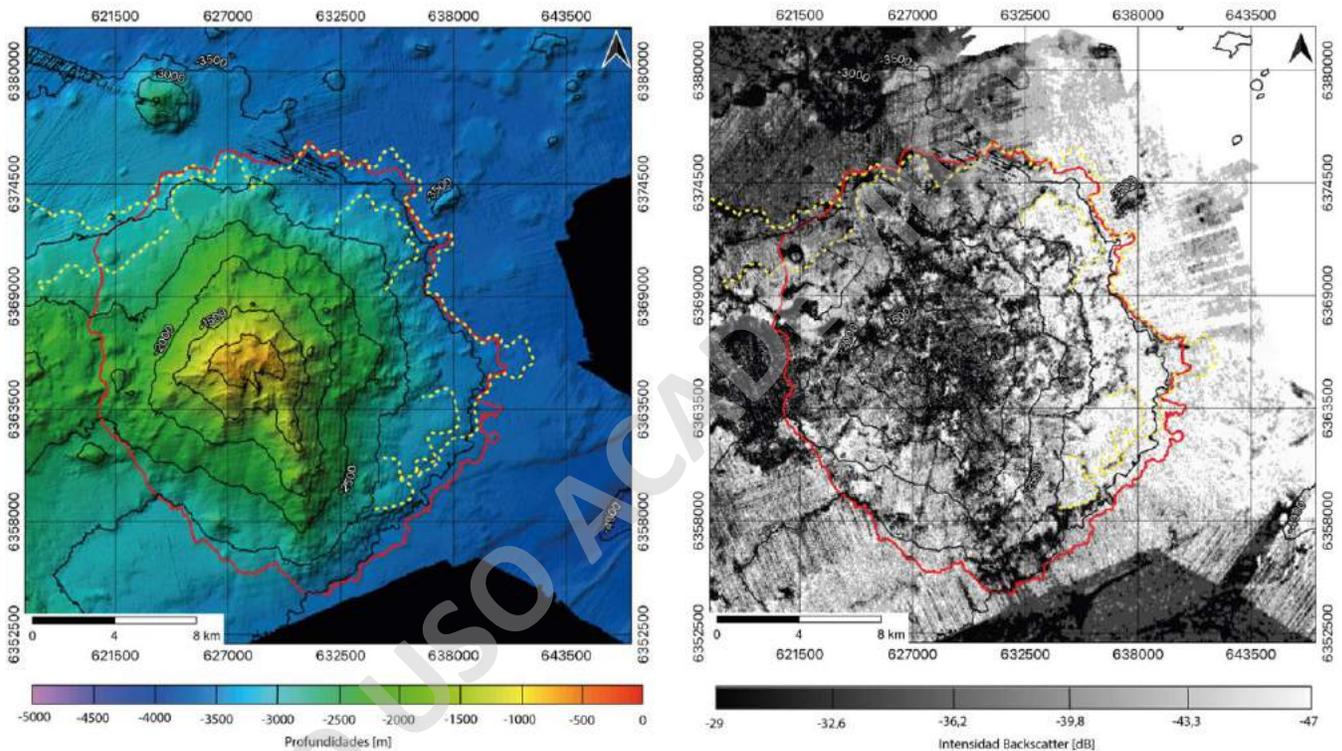


Figura 4.4. A la izquierda se delimitan en línea puntuada amarilla los flujos de lavas presentes en la base del edificio volcánico. A la derecha se identifican las intensidades de la señal Backscatter.

v. Terrazas

Se ubican a diferentes profundidades, pero preferentemente en la base del monte. Corresponden a áreas lisas con bajas pendientes $<5^\circ$. En las imágenes de backscatter presentan intensidades bajas y altas (Figura 4.5).

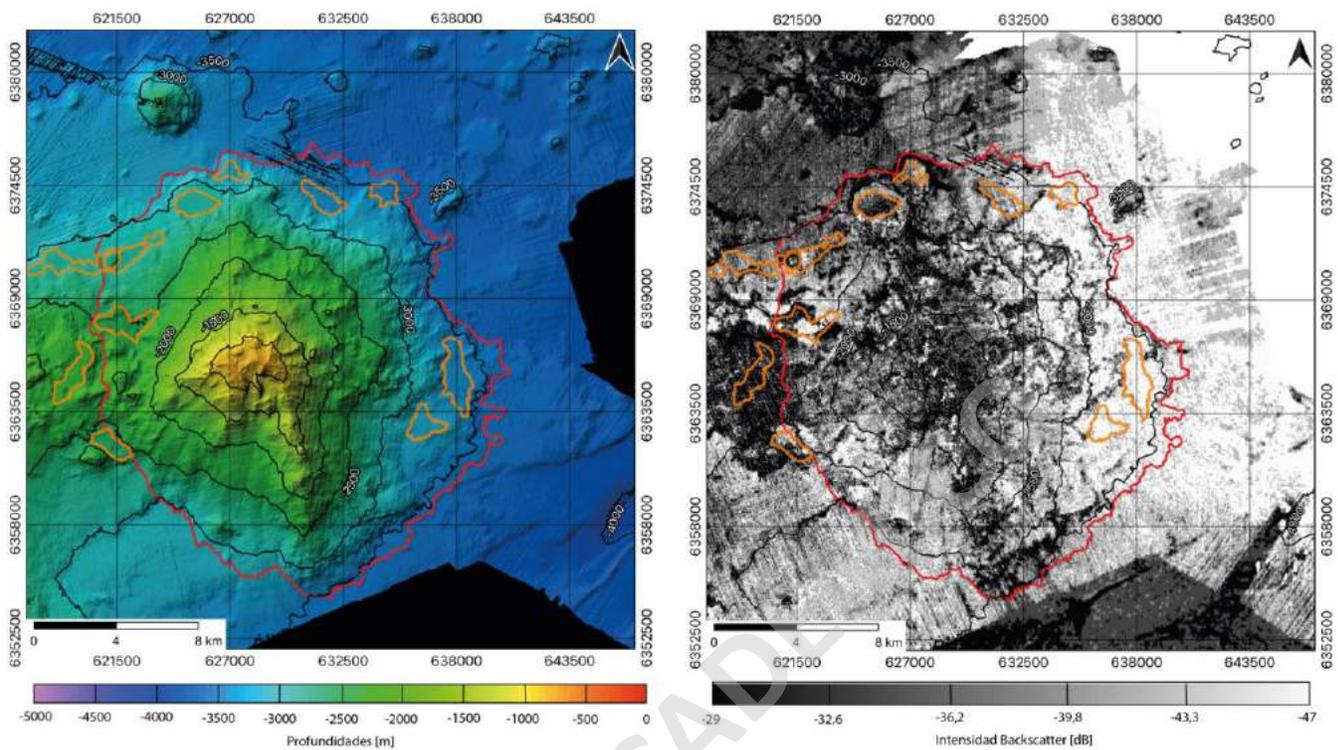


Figura 4.5. Imagen batimétrica de alta resolución y mosaico de backscatter del monte O'Higgins. A la izquierda se delimitan en color anaranjado las morfologías de terrazas. A la derecha se observan las intensidades del backscatter de las terrazas.

vi. Zonas de Rift Volcánico

Se reconoce en el flanco sur del monte, aunque no se encuentra bien desarrollado. Esta morfoestructura posee una longitud aproximada de 11 km. En las imágenes de backscatter esta morfología presenta intensidades que varían de fuerte a débil (Figura 4.6).

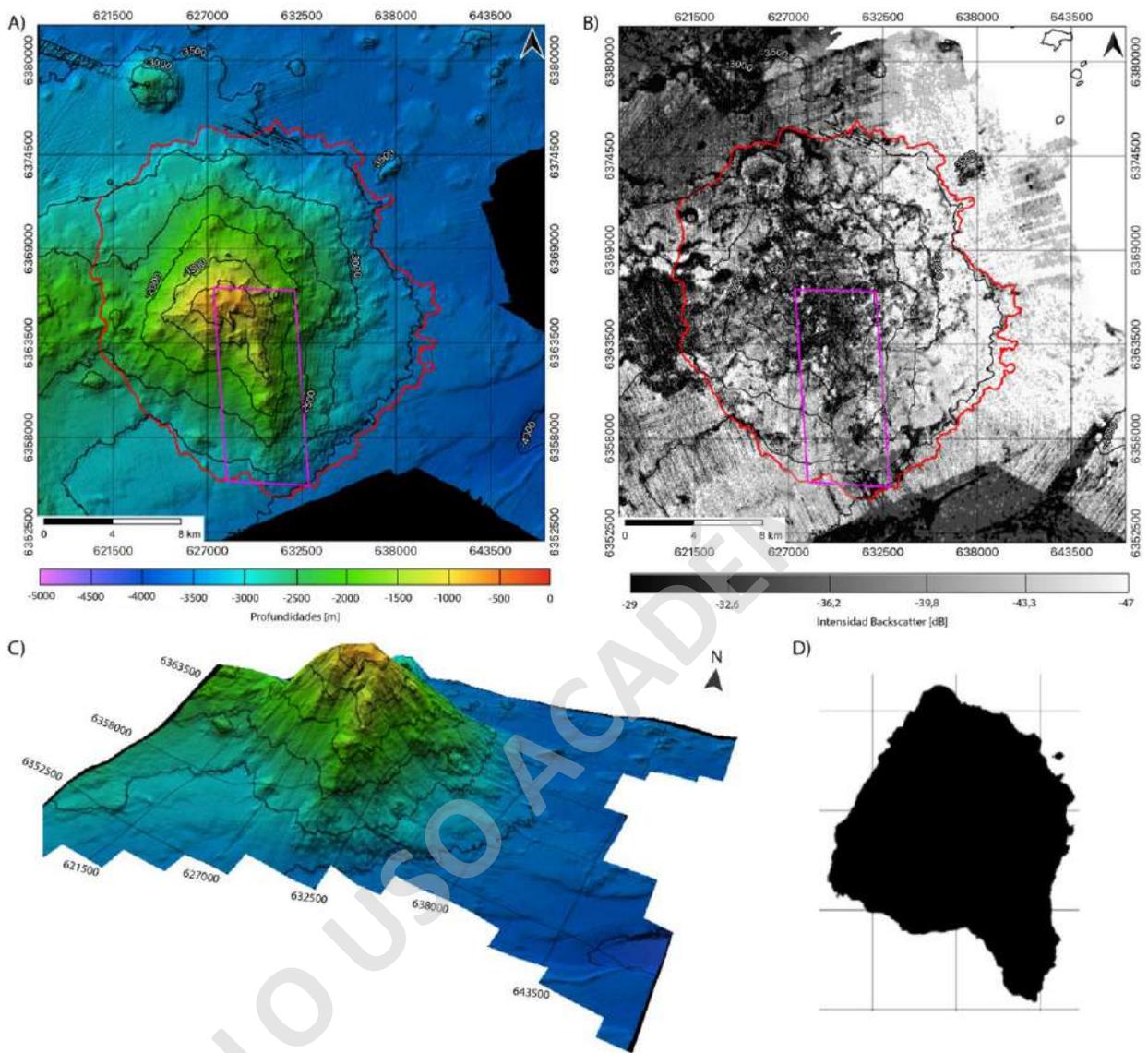


Figura 4.6. Imagen batimétrica de alta resolución y mosaico de backscatter del monte O'Higgins. A) Imagen batimétrica la cual delimita en color rosado la zona de Rift volcánico. B) Intensidades de backscatter. C) Modelo en 3D del monte O'Higgins. D) Contorno del monte O'Higgins en la cota de los 2.000 m b.n.m, en el cual exhibe una estructura elongada hacia el sur. Última imagen extraída de (González, 2019).

4.3 Mapa geomorfológico del Monte O'Higgins

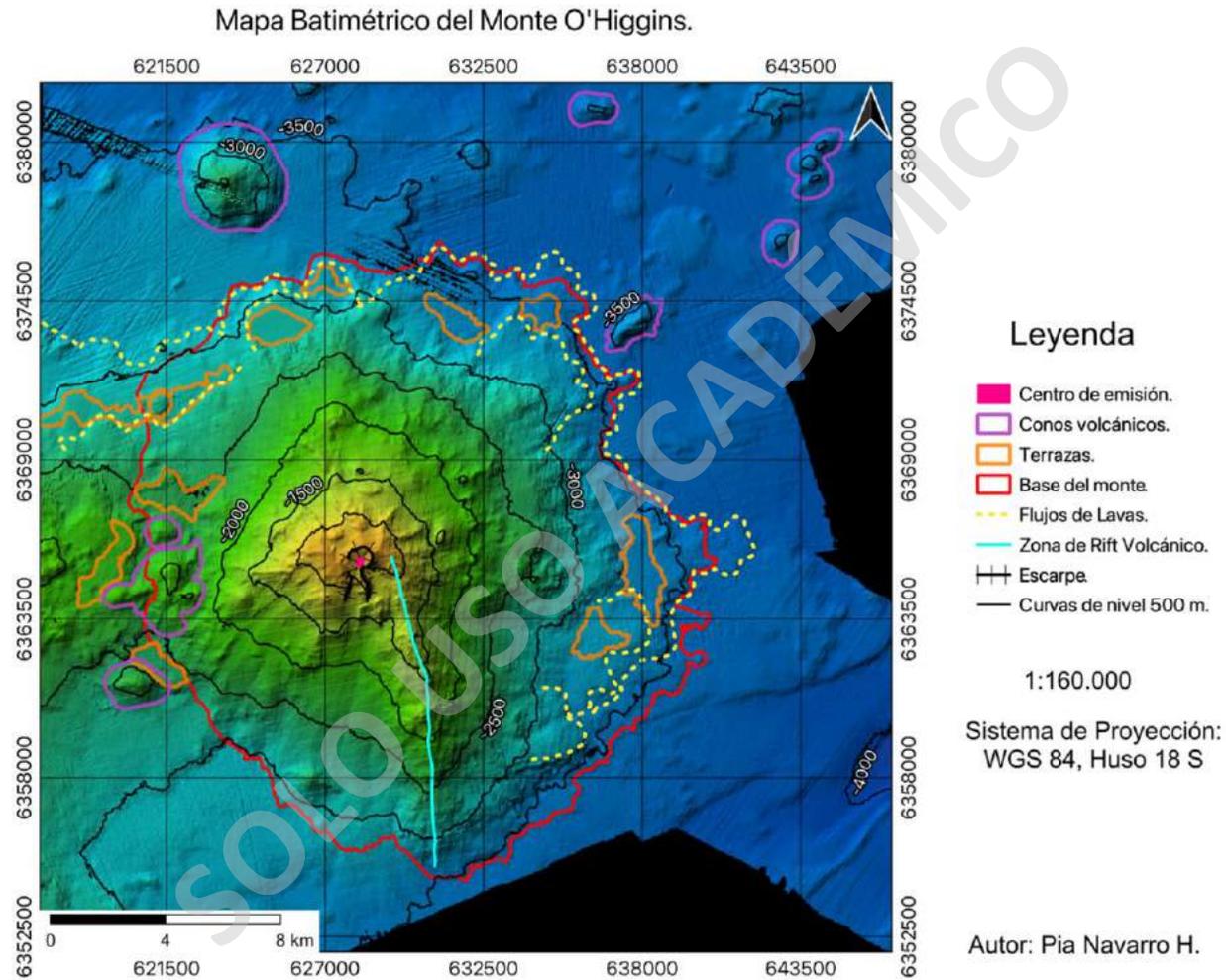


Figura 4.7. Mapa geomorfológico escala 1:160.000 del monte submarino O'Higgins. Para ver imagen sin editar, revisar anexo A.

4.4 Mapa backscatter del Monte O'Higgins

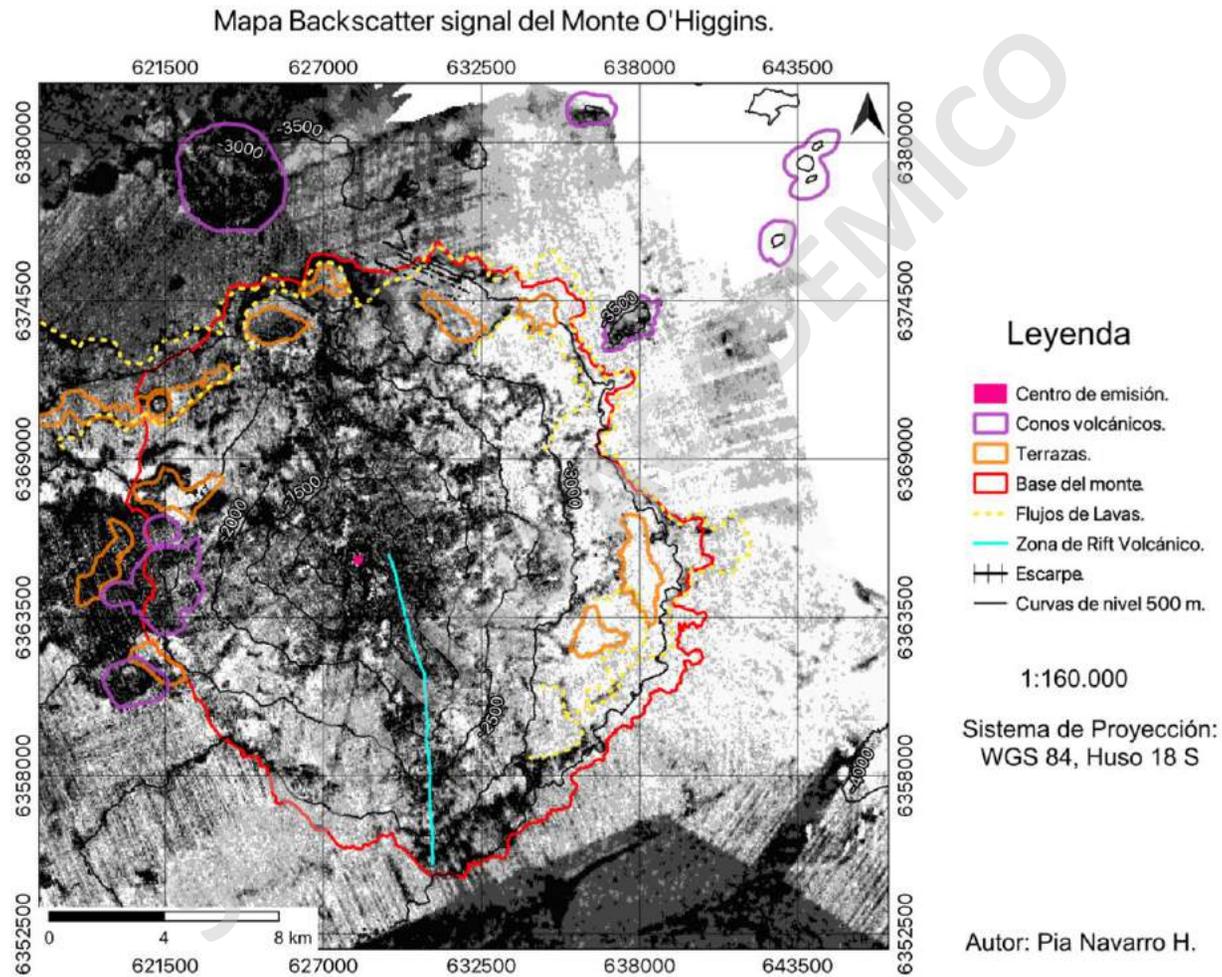


Figura 4.8. Mapa backscatter escala 1:160.000 del monte submarino O'Higgins. Para ver imagen sin editar, revisar anexo A.

5 RESULTADOS II: Petrografía de las rocas ígneas del Monte O'Higgins

5.1 Introducción

Para conocer las características petrográficas de las rocas extraídas del monte O'Higgins fue necesario la realización de once cortes transparentes, además de la utilización de un microscopio óptico, con el fin de adquirir información sobre los fenocristales, masa fundamental y texturas presentes en las rocas.

Basado en las características petrográficas y geoquímicas es que se definieron dos grupos composicionales para la etapa escudo del monte submarino O'Higgins: (i) grupo alto en LREE y (ii) grupo bajo en LREE. Las descripciones en detalle de cada una de las muestras se encuentran disponibles en el ANEXO B

5.2 Generalidades

Las rocas fueron recuperadas de la cima del edificio volcánico específicamente de ladera norte del monte O'Higgins. Esta corresponde a una brecha lítica, de selección moderada a mala, con clastos angulosos a subredondeados con esfericidad media, y polimíctico. La matriz presenta clastos tamaño limo – arena, subredondeados con buena selección. Sus fragmentos mayores están compuestos por: (i) fragmentos volcánicos extrusivos de composición basáltica de tonalidad gris de tamaño grava, los cuales presentan baja a moderada esfericidad y redondeamiento; (ii) fragmentos de gabro de tonalidad gris oscuro de tamaño grava, los cuales presentan moderada esfericidad y redondeamiento; (iii) fragmentos líticos indiferenciados de tonalidad negro, tamaño arena gruesa subredondeados con mediana esfericidad; (iv) minerales de olivino, piroxeno y opacos; (v) minerales indiferenciados; (vi) fragmentos bioclásticos (foraminíferos, bivalvos). El cemento es de composición calcárea. En sectores presenta alteración diferencial de vidrio volcánico alterado a palagonita de tonalidades pardas – amarillentas, además de presentar zonas silicatadas y patinas o costras de ferromanganeso, ambos sinuosos e irregulares.



Figura 5.1. Brecha lítica obtenida de la cima del monte O'Higgins. Recuerdo rojo exhibe una aproximación de donde fueron obtenidas las muestras.

Como se mencionó anteriormente en el capítulo 1.4.3 “Preparación de muestras”, las rocas analizadas en este trabajo corresponden a los fragmentos volcánicos extrusivos recuperados de la brecha lítica, los cuales son representativos de la etapa escudo. Estos fragmentos fueron seleccionados y agrupados en base a criterios petrográficos como vesicularidad y grado de alteración principalmente. Como resultado se obtienen 8 grupos de fragmentos de rocas, cada uno de ellos presentando mínimas diferencias petrográficas.



Figura 5.2. Grupos de fragmentos volcánicos extrusivos de composición basáltica que representan la etapa escudo del monte O'Higgins definidos en base a diversos criterios petrográficos.

5.3 Petrografía del “Grupo alto en LREE”

Las rocas pertenecientes a este grupo corresponden a basaltos de olivino. Están formados por escasos microfenocristales de plagioclasa subhedral a euhedral, olivino anhedral y clinopiroxeno subhedral a (< 2% vol.) inmersos en una masa fundamental (80 – 98% vol.) compuesta de microlitos de plagioclasa, clinopiroxenos, olivinos y alteración de vidrio volcánico a palagonita. Estas lavas se caracterizan por poseer una baja densidad de vesículas (~1% vol., excepto en OS2-171018-I) redondeadas con bordes irregulares sin una orientación preferencial.

En general las muestras presentan texturas: hipocristalina, inequigranular, porfírica, intergranular, vesicular, vítrea, intersertal, subofítica y sieve en plagioclasas.

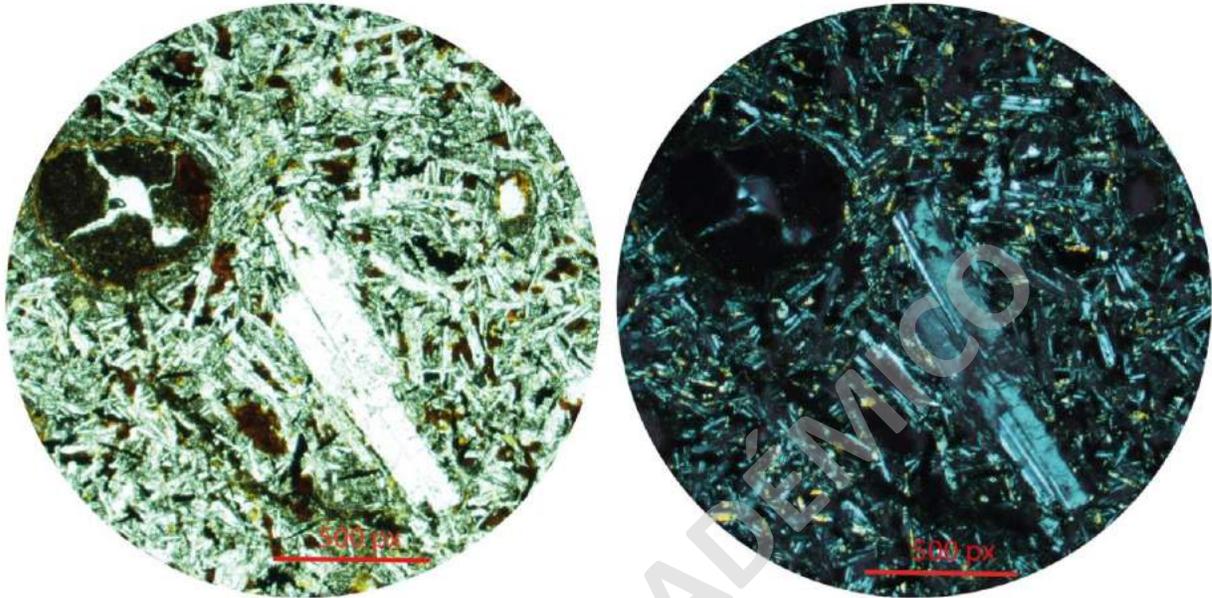


Figura 5.3. Microfotografía a nicoles paralelos (izquierda) y cruzados (derecha). Muestra OS2-171018-I con microfenocristales de plagioclasa inmersos en una masa fundamental de microlitos de plagioclasa, clinopiroxenos, olivino, vidrio alterado a palagonita y moderada densidad de vesículas.

Tabla 5–1. Conteo modal de las muestras representativas del grupo alto en LREE basado en el recuento de 1500 puntos utilizando el software JMicroVision 1.2.7. Se considerando como fenocristales y microfenocristales a aquellos que posee >0.2 mm de diámetro. Normalización realizada a partir de olivinos (Ol), clinopiroxenos (Cpx), plagioclasas (Plg), masa fundamental (MF) y vesículas (Ves) presentan el % inicial no normalizado.

Muestras	Tipo de roca	MF (%)	Mineralogía			Ves (%)	
			Ol	Cpx	Plg		
"Grupo alto LREE"	OS2-171018-B	Basalto alcalino	98	-	<1	-	1
	OS2-171018-C	Basalto alcalino	96	<1	2	-	1
	OS2-171018-D	Basalto alcalino	83	<1	4	12	<1
	OS2-171018-I	Basalto alcalino	80	<1	-	<1	19

Por otra parte, se destaca la muestra OS2-171018-D la cual presenta características petrográficas distintas en comparación a las demás muestras pertenecientes a este grupo. Esta formada por fenocristales (17% vol.) de plagioclasa euhedral, clinopiroxeno subhedral y olivino anhedral, inmersos en una nada fundamental (83% vol.) compuesta de microlitos de plagioclasa,

clinopiroxenos, vidrio altamente alterado a palagonita. Posee una baja densidad de vesículas (<1% vol.) redondeadas con bordes irregulares, sin una orientación preferencial. Esta muestra se diferencia de las otras muestras del grupo dado que presenta texturas glomeroporfírica, intersertal, vítrea, macla de reloj de arena en clinopiroxenos y plagioclasas orientadas alrededor de los cristales de clinopiroxeno.

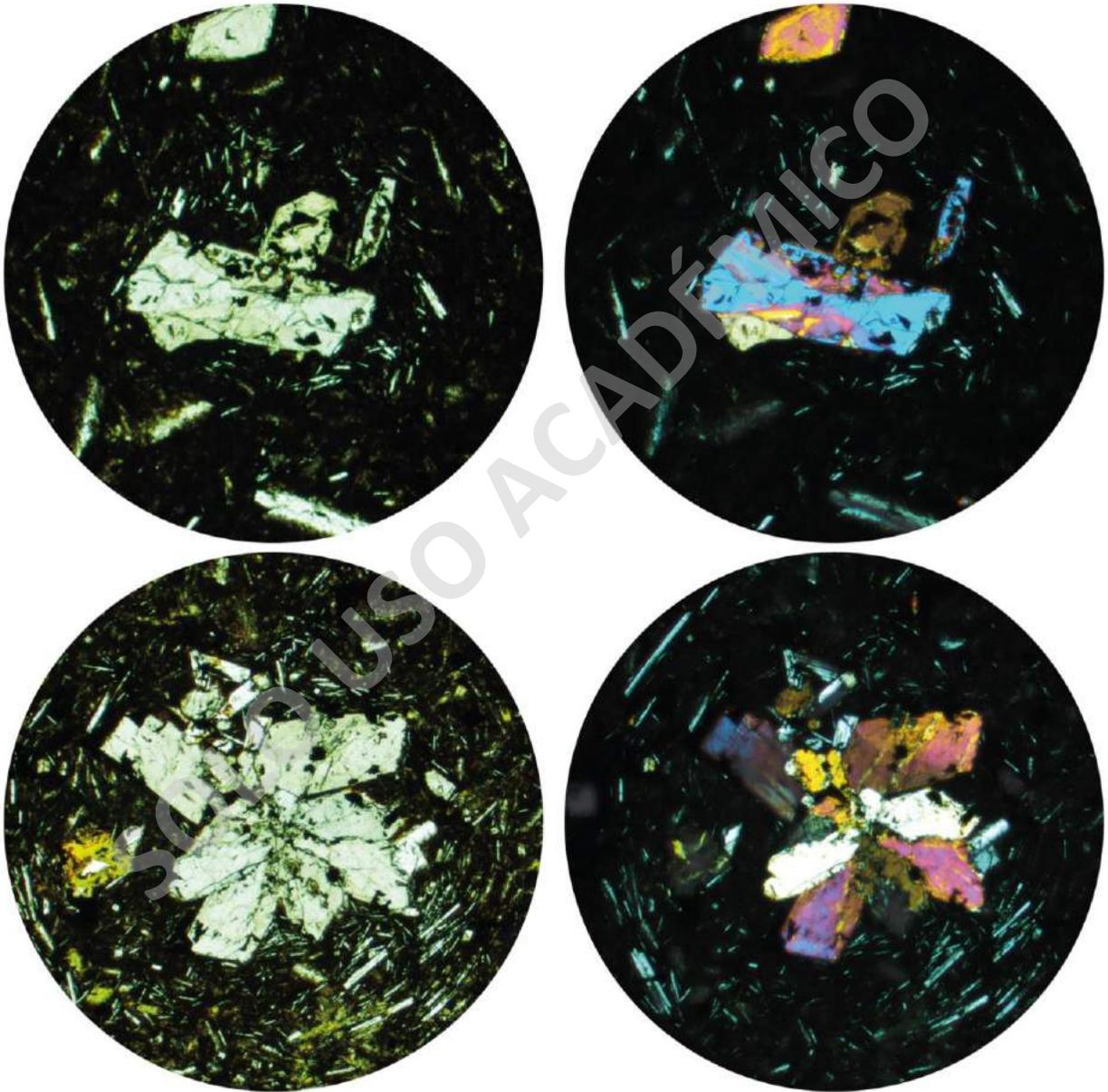


Figura 5.4. Microfotografías a nicoles paralelos (izquierda) y cruzados (derecha) de la muestra OS2-171018-D. Fenocristales de clinopiroxeno exhibiendo macla de reloj de arena y textura glomeroporfírica.

5.4 Petrografía del “Grupo bajo en LREE”

Las rocas pertenecientes a este grupo son clasificadas como basaltos de olivino. Están formadas por escasos fenocristales de plagioclasa subhedral a euhedral, olivino anhedral alterado levemente a iddingsita y clinopiroxeno subhedral (< 7% vol.) inmersos en una masa fundamental (67 – 80% vol.) compuesta de microlitos de plagioclasa, clinopiroxeno, olivino y vidrio volcánico alterado a palagonita. Estas lavas se caracterizan por poseer una alta densidad de vesículas (18 - 31% vol.) redondeadas con bordes irregulares sin una orientación preferencial.

En general estas muestras exhiben texturas como: hipocristalina, inequigranular, porfírica, intergranular, vesicular, vítrea, intersertal, subofítica.

Tabla 5–2. Conteo modal de las muestras representativas del grupo bajo en LREE basado en el recuento de 1500 puntos utilizando el software JMicroVision 1.2.7. Se considerando como fenocristales y microfenocristales a aquellos que posee >0.2 mm de diámetro. Normalización realizada a partir de olivinos (Ol), clinopiroxenos (Cpx), plagioclasas (Plg), masa fundamental (MF) y vesículas (Ves) presentan el % inicial no normalizado.

Muestras	Tipo de roca	MF (%)	Mineralogía			Ves (%)
			Ol	Cpx	Plg	
OS2-171018	Basalto alcalino	-	-	-	-	-
OS2-171018-F	Basalto alcalino	80	1	1	-	18
OS2-171018-G	Basalto alcalino	68	1	1	5	25
OS2-171018-H	Basalto alcalino	67	<1	<1	1	31
OS2-171018-K	Basalto alcalino	71	<1	-	<1	27

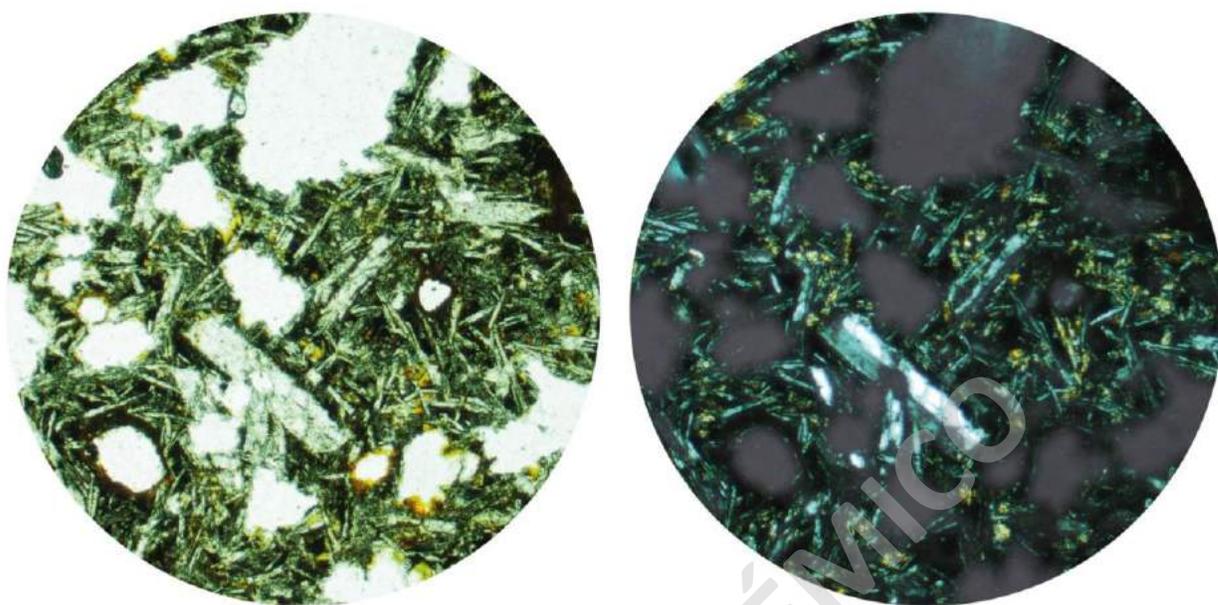


Figura 5.5. Microfotografías a nicoles paralelos (izquierda) y cruzados (derecha) de la muestra OS2-171018-K. Alta densidad de vesículas.

SOLO USO ACADÉMICO

6 RESULTADOS III: Geoquímica de las rocas ígneas del monte O'Higgins

6.1 Generalidades

Se realizó análisis geoquímico a 10 muestras correspondientes a los diversos clastos de lavas recuperados de la brecha lítica. Los análisis de elementos mayores, trazas y tierras raras se llevaron a cabo en el Laboratorio Bureau Veritas en Canadá mediante la utilización de técnicas de ICP-OES y ICP-MS, con distintos límites de detección (MDL) para cada elemento (Tabla 6-1).

Los datos geoquímicos obtenidos en este trabajo fueron normalizados considerando como 100% a la suma de óxidos libres de volátiles (Tabla 6-1).

Las muestras utilizadas en este estudio presentan un contenido en LOI que varía entre los 2,4 – 4,9%, rango aceptable para su utilización considerando que las muestras se encontraban en condiciones submarinas. Por el contrario, la muestra OS2-171018-A fue descartada del análisis geoquímico debido a su alto contenido en LOI (18,5%) y mal estado de conservación (alto grado de alteración) tendiendo a modificar la composición química original de la roca.

Adicionalmente a los datos inéditos exhibidos en este trabajo, se incorporaron análisis geoquímicos pertenecientes a trabajos anteriores realizados en el RJF. El detalle de estos análisis se encuentra en el ANEXO C.

Tabla 6-1. Datos geoquímicos utilizados en este estudio, indicando el tipo de roca a la cual corresponde cada muestra. Los elementos mayores en porcentaje en peso (% wt, elementos trazas en partes por millón (ppm, excepto Au en ppb).

UNIDAD		MONTE O'HIGGINS									
ROCA		Lava	Lava	Lava	Lava	Lava	Lava	Lava	Lava	Lava	
GRUPO		G. Bajo LREE	G. Alto LREE	G. Alto LREE	G. Alto LREE	G. Bajo LREE	G. Bajo LREE	G. Alto LREE	G. Alto LREE	G. Bajo LREE	
MUESTRA	MDL	OS2-171018	OS2-171018-B	OS2-171018-C	OS2-171018-D	OS2-171018-F	OS2-171018-G	OS2-171018-H	OS2-171018-I	OS2-171018-K	
SiO2	%	0.01	36.64	40.67	39.75	44.11	43.38	44.65	43.38	43.72	39.64
Al2O3	%	0.01	16.53	13.31	15.15	18.15	15.93	16.69	16.32	15.14	17.14
Fe2O3	%	0.04	12.81	11.99	14.14	8.92	11.14	8.85	10.03	12.52	12.09
MgO	%	0.01	3.16	6.84	5.72	1.62	4.34	4.06	4.32	3.87	2.81
CaO	%	0.01	13.96	12.52	10.5	9.32	13.3	14.22	13.42	10.1	12.32
Na2O	%	0.01	2.93	2.63	2.86	4.23	2.8	3.06	3	3.44	3.26
K2O	%	0.01	0.28	0.72	1.11	2.04	0.48	0.38	0.52	1.42	0.45
TiO2	%	0.01	3.1	3.26	4.1	2.94	3.23	3.2	3.17	4.63	3.49
P2O5	%	0.01	4.79	2.26	2	3.41	1.87	2.03	2.16	1.39	3.14
MnO	%	0.01	0.19	0.5	0.28	0.15	0.13	0.11	0.12	0.12	0.16
Cr2O3	%	0.002	0.036	0.03	0.049	0.012	0.059	0.064	0.056	0.029	0.033
LOI	%		4.8	4.9	4	4.5	3.1	2.4	3.2	3.2	4.8
SUMA	%		99.3	99.67	99.66	99.44	99.75	99.76	99.74	99.64	99.41
K	ppm		2461.63	5977.09	9632.84	17844.82	4122.46	3241.65	4473.54	12231.03	3951.72
Ti	ppm		37156.52	39074.28	49142.50	35238.77	38714.70	38355.12	37995.54	55495.07	41831.05
Cr	ppm		246.31	205.26	335.26	82.1	403.68	437.89	383.16	198.42	225.79
Ba	ppm	1	140	157	213	516	76	83	87	216	127
Ni	ppm	20	91	160	194	61	39	30	49	104	61
Sc	ppm	1	29	27	20	12	32	30	30	24	32
Be	ppm	1	1	2	3	4	<1	<1	<1	2	<1
Co	ppm	0.2	67	79.3	71.9	25.9	25.3	27	26.6	40.4	44.5
Cs	ppm	0.1	0.4	0.2	1.4	0.4	<0.1	<0.1	<0.1	0.4	<0.1
Ga	ppm	0.5	12.1	17.7	17	21.8	19.1	19.5	18.1	25.4	19.3
Hf	ppm	0.1	4.8	4.6	5.9	13.6	4.8	4.2	4.3	8.5	5.3
Nb	ppm	0.1	22.4	26.4	33.8	69	22.1	22.3	22.7	53.5	25.9
Rb	ppm	0.1	4.1	9.7	24.8	24.9	4.8	2.7	5.6	32.4	4.7
Sn	ppm	1	1	2	2	4	2	2	2	4	2
Sr	ppm	0.5	4235.3	573.2	778.7	2843.7	470.3	538.6	548.8	999.8	3438.8
Ta	ppm	0.1	1.3	1.6	2.3	4.1	1.5	1.6	1.5	3.5	1.7
Th	ppm	0.2	1.9	1.7	2.6	7.2	1.8	1.7	1.6	4.4	2.1
U	ppm	0.1	4.4	2.4	3.1	3.3	2.1	1.5	1.9	2.7	2.8
V	ppm	8	363	357	343	212	364	324	312	414	348
W	ppm	0.5	1.3	1.7	1.2	1.2	<0.5	<0.5	<0.5	1.2	0.5
Zr	ppm	0.1	169.6	172.7	235.2	569.8	184.2	173.3	167.8	325.9	190.8
Y	ppm	0.1	26.9	26.5	27.6	46	27.3	27.8	51.1	35.3	29
La	ppm	0.1	20.1	21.2	29.2	69.2	19.5	19.7	24.1	40.6	20.8
Ce	ppm	0.1	41.5	42.1	59.7	146	42.9	42.7	42.3	83.6	45.5
Pr	ppm	0.02	5.35	5.5	7.82	18.09	5.72	5.66	6.21	10.85	6.03
Nd	ppm	0.3	23.5	24.8	33.7	74.6	25.8	25.3	26.6	45.5	26.2
Sm	ppm	0.05	5.4	5.98	7.36	15.46	6.09	6.09	6.34	9.93	6.22
Eu	ppm	0.02	2	1.94	2.53	4.7	2.1	2.12	2.18	3.08	2.16
Gd	ppm	0.05	6.12	6.38	7.42	13.93	6.59	6.63	7.48	9.62	7.13
Tb	ppm	0.01	0.96	0.95	1.07	1.9	1.02	1	1.14	1.39	1.08
Dy	ppm	0.05	5.34	5.25	6.03	9.89	5.87	5.7	6.61	7.74	6.24
Ho	ppm	0.02	1.02	1	1.08	1.71	1.08	1.06	1.43	1.34	1.18
Er	ppm	0.03	2.82	2.68	2.83	4.45	2.86	2.8	4.09	3.54	3.02
Tm	ppm	0.01	0.34	0.33	0.34	0.55	0.37	0.35	0.56	0.43	0.38
Yb	ppm	0.05	2.12	2.02	2.1	3.37	2.21	2.17	3.35	2.69	2.41
Lu	ppm	0.01	0.29	0.29	0.3	0.48	0.32	0.31	0.53	0.39	0.33
Mo	ppm	0.1	3	5.2	3.5	2.6	1.6	1.5	1.3	1	1.8
Cu	ppm	0.1	72.9	100.9	44.9	31.9	42.8	33.4	31.5	52.6	48.5
Pb	ppm	0.1	2.2	2.8	4.8	5.3	1.6	4.2	2.9	2.6	1.4
Zn	ppm	1	134	123	140	128	65	66	99	120	105
Ni	ppm	0.1	80.2	134.4	155.7	53.4	23.2	17.8	34.9	77.2	53.3
As	ppm	0.5	54.6	10	34.1	22.5	13.3	5.4	8.5	33.5	46.1
Cd	ppm	0.1	0.2	0.2	0.1	0.2	0.1	<0.1	0.1	0.1	0.2
Sb	ppm	0.1	2.3	0.7	1.1	1.6	0.7	0.5	0.8	1.4	2.3

6.2 Alteración Submarina de las rocas del Monte O'Higgins

Los procesos de alteración submarina juegan un rol importante en la composición final de las rocas, ya que afectan las propiedades fisicoquímicas de estas. Se entiende como proceso de alteración al intercambio químico ocurrido durante la interacción fluido-roca, la que genera reacciones iónicas entre los minerales que constituyen una roca y el fluido que circula por la misma, modificando así la composición química y mineralógica de las rocas (Gifkins *et al.*, 2005). El intercambio químico ocurrido depende en gran medida de la composición química tanto de la roca como del fluido, y la temperatura que este posee, factor que es de gran importancia en cuanto a la movilidad de elementos durante los procesos de alteración (Humphris y Thompson, 1978).

Los procesos de alteración generalmente se asocian con la pérdida/ganancia de ciertos elementos. Por esta razón, para realizar un adecuado análisis geoquímico en rocas submarinas, se suelen utilizar elementos incompatibles HFSE y REE tales como Ti, Zr, Y, Nb, Ce, Ga, Sc, ya que tienden a permanecer inmóviles durante este proceso (Winchester y Floyd, 1977). En cambio, los elementos incompatibles LILE tales como K, Rb, Cs, Ba, Pb, Sr, Eu, no suelen utilizarse para estudio geoquímicos en rocas muy alteradas, ya que son considerados elementos móviles en presencia de fases fluidas y se movilizan más fácilmente, imposibilitando una correcta clasificación química de las rocas.

Las rocas recuperadas del monte O'Higgins fueron afectadas por procesos de alteración submarina al menos durante los últimos $9,26 \pm 0,28$ Ma. (von Huene *et al.*, 1997; Lara *et al.*, 2018B). Por este motivo, fue necesario calcular la pérdida y ganancia química para cada elemento de las rocas estudiadas del monte.

Para ello, además de los datos geoquímicos entregados por el laboratorio, fue necesaria la incorporación de datos geoquímicos obtenidos en RJF por trabajos previos, específicamente de las islas RCI, ASI, GO y MA (Reyes *et al.*, 2019), con la finalidad de comparar la composición química del monte con respecto a la composición química promedio a las encontradas en la dorsal, para así establecer la pérdida/ganancia de cada elemento, asumiendo que la composición magmática del monte es geoquímicamente similar a los de la cadena. Los datos pertenecientes de la dorsal se encuentran detallados en ANEXO D.

Cabe de mencionar, que la metodología empleada para el calculo de pérdida/ganancia de los elementos se basó principalmente en trabajos realizados en montes submarinos cercanos a las islas Canarias (Sofade, 2018).

Esta metodología consiste en la elección de un elemento inmóvil como referencia, en este caso se eligió el elemento Ti, ya que es utilizado comúnmente para poder calcular efectivamente la pérdida y ganancia de elementos durante la alteración (Staudigel y Hart, 1983). El factor de enriquecimiento esta dado por la relación $Ti_{(alterado)}/Ti_{(fresco)}$ y el factor ganancia - pérdida de un elemento (E) esta dado por $E_{(alterado)}/E_{(fresco)}$. El término “alterado”, hace referencia a los valores promedios de las muestras del monte O’Higgins, mientras que el término “fresco” hace alusión a los valores promedios de las rocas no alteradas de la dorsal de Juan Fernández. Cabe de mencionar que las muestras correspondientes a la dorsal que fueron utilizadas en este trabajo debían presentar un LOI < 1, ya que son consideradas como valores estándares de rocas que no se vieron modificadas por procesos de alteración submarina, simulando la química de una roca fresca. La ganancia/pérdida de los elementos se encontrarán por encima y debajo del valor 1 (Figura 6.1 y 6.2).

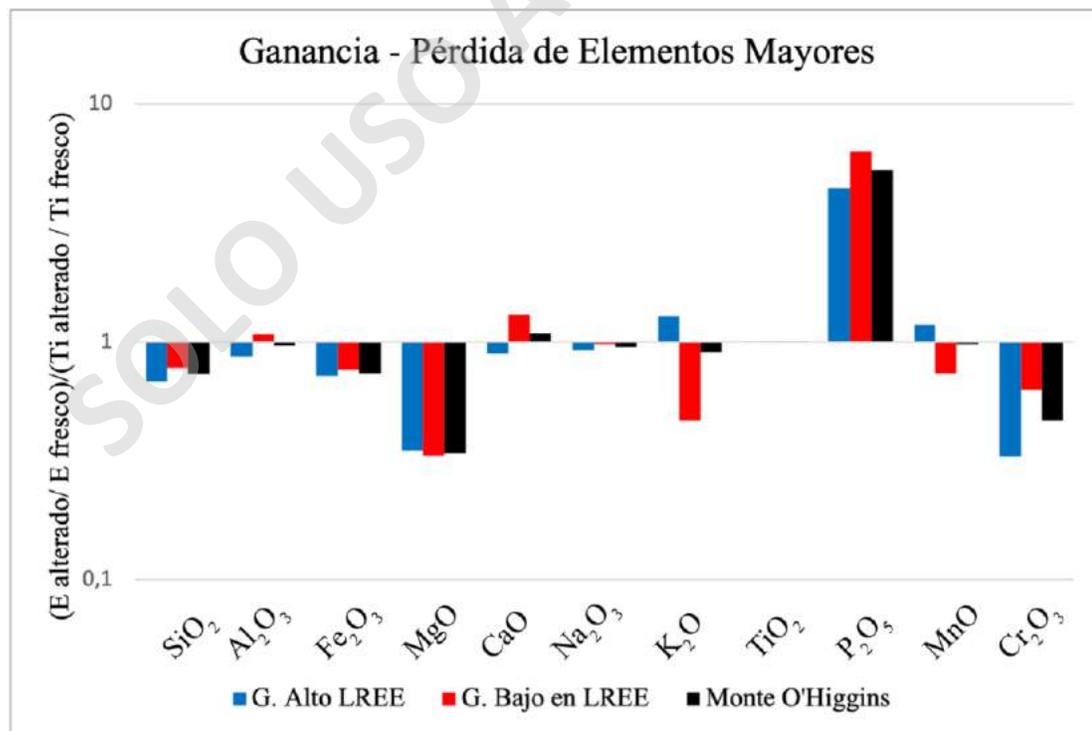


Figura 6.1. Histogramas de ganancia – pérdida de elementos mayores de las muestras del monte O’Higgins.

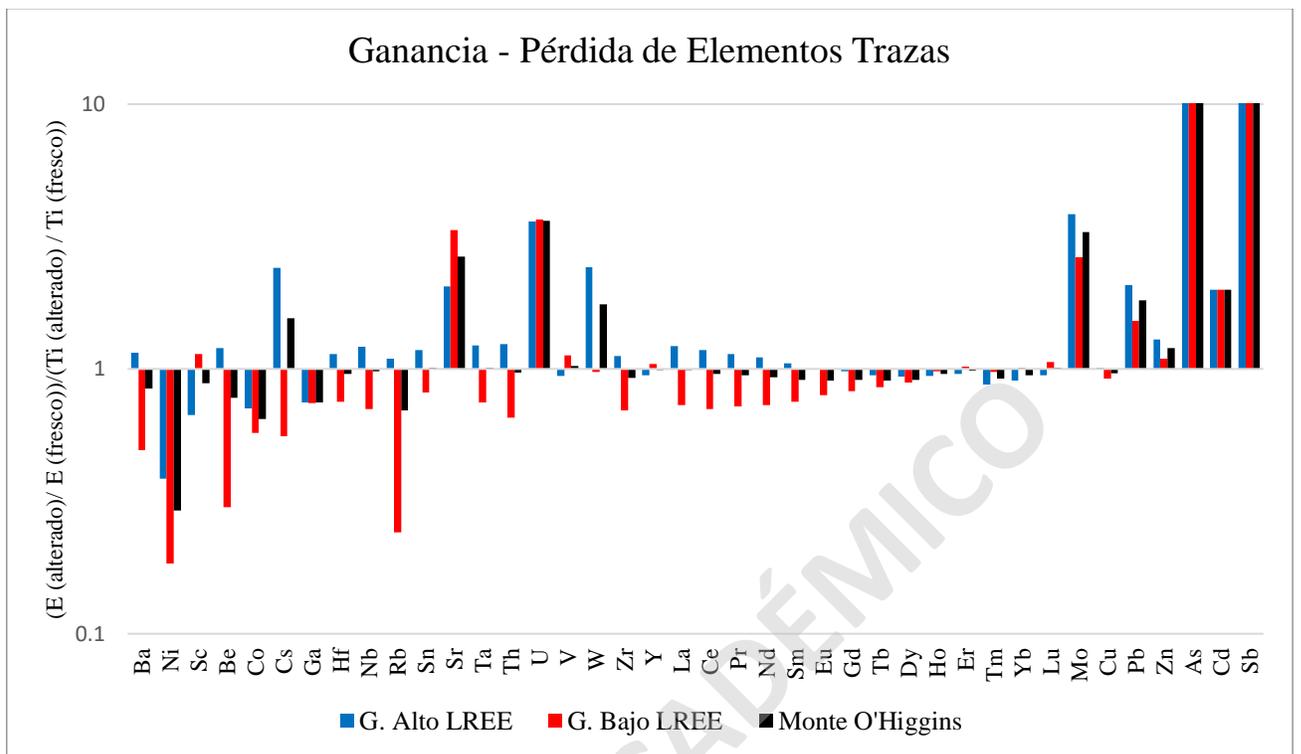


Figura 6.2. Histograma de ganancia – pérdida de elementos trazas de las muestras del monte O'Higgins.

Finalmente, en base a los resultados obtenidos y considerando el valor 1 como límite de movilidad, se determinó que los elementos útiles para el análisis e interpretaciones de datos geoquímicos de las muestras del monte O'Higgins fueron los siguientes:

Tabla 6–2. Elementos mayores y trazas utilizados para el manejo de datos geoquímicos para las muestras del monte O'Higgins.

MONTE O'HIGGINS				
ELEMENTOS MAYORES				
Al ₂ O	Na ₂ O	K ₂ O	TiO ₂	MgO
ELEMENTOS TRAZA				
Th	Nb	Ta	La	Ce
Pr	Nd	Sm	Zr	Hf
Eu	Gd	Tb	Dy	Y
Ho	Er	Tm	Yb	Lu
V	Ni	Sn		

6.3 Elementos Mayores

En esta sección se presentan los resultados del manejo de los datos geoquímicos para las rocas obtenidas del monte O'Higgins. Como se demostró en el capítulo anterior en los gráficos de ganancia-pérdida de elementos, la composición química original de las rocas del monte se encuentra movilizada. Por esto, es conveniente utilizar diagramas de clasificación con elementos trazas como Ti, Zr, Nb, Ce, Ga, Sc, Y, entre otros (Winchester y Floyd, 1977), ya que suelen permanecer inmóviles durante los procesos de alteración.

En el diagrama Zr/TiO_2 frente Nb/Y de Winchester y Floyd, (1977) las muestras corresponden mayoritariamente a basaltos con una afinidad geoquímica alcalina/sub-alcalina (Figura 6.3A). Este carácter alcalino se puede confirmar además con las relaciones Y/Nb (< 1) y Zr/Nb (< 10), que son propias de basaltos alcalinos (Wilson, 1989).

Por otra parte, la proyección de las muestras en el diagrama de ambientes tectónicos de Hollocher et al. (2012) (Th/Nb versus La/Yb) (Figura 6.3B), pone en manifiesto que estas rocas del monte O'Higgins poseen características composicionales de basaltos de isla oceánica OIB.

Los diagramas de variación de elementos mayores se realizaron con respecto al MgO , debido a que el rango de SiO_2 presentes en las muestras es muy acotado (36,64 – 44,65%), además de encontrarse altamente alterado, por lo que no representaría las tendencias evolutivas de cada grupo. En cambio, el contenido de MgO varía desde 1,62 - 6,84%, donde el menor valor se obtiene de la muestra OS2-171018-D perteneciente al grupo alto LREE.

Los diagramas de variación de elementos mayores para las muestras del monte evidencian una tendencia negativa en los elementos Al_2O_3 , Na_2O , K_2O con respecto al MgO . Por otro lado, el grupo bajo en LREE en los elementos K_2O y TiO_2 , no se observan una tendencia definida a medida que disminuye el contenido de MgO . Sin embargo, en los elementos Cr_2O_3 y CaO se presenta una disminución en dichos elementos a medida que disminuye el MgO . En cambio, el grupo alto en LREE presenta puntos de inflexión en los elementos TiO_2 y Cr_2O_3 , disminuyendo sus concentraciones a medida que disminuye el contenido de MgO , esta disminución también ocurre en el CaO . Con respecto al K_2O , se observa un aumento de este elemento a medida que disminuye el contenido de MgO (Figura 6.4).

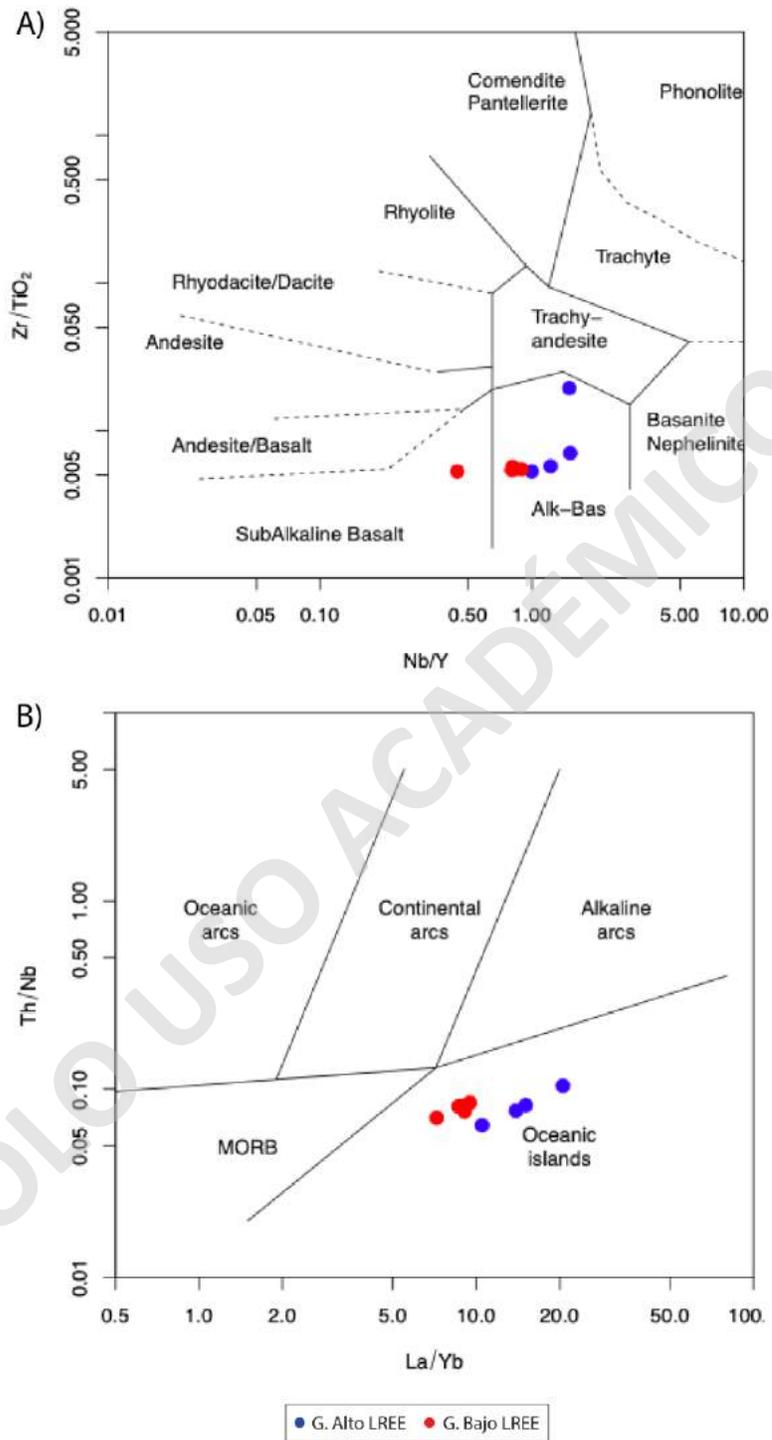


Figura 6.3. Diagrama de clasificación A) geoquímica de Winchester y Floyd (1977) y. B) de ambientes tectónicos de Hollocher, 2012).

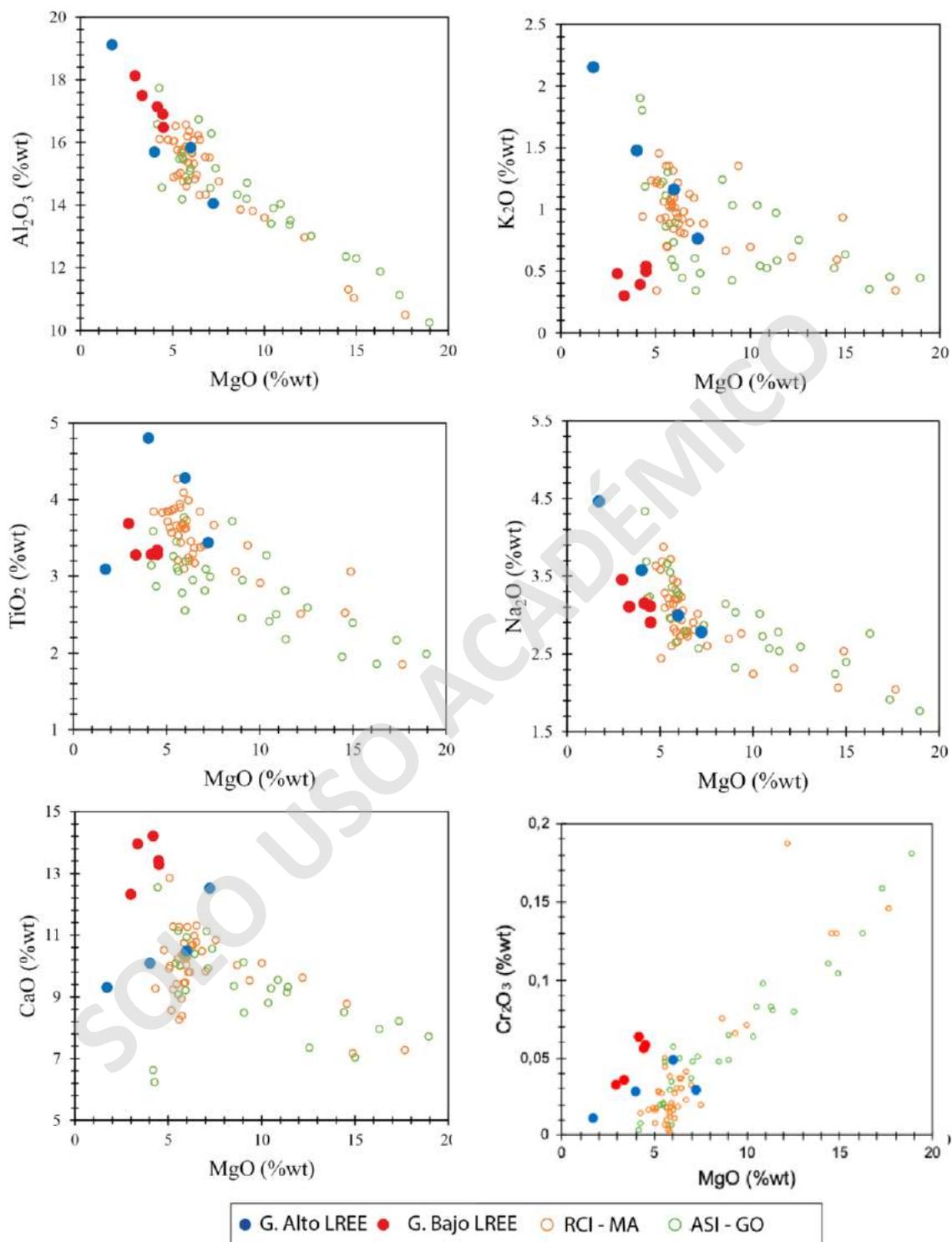


Figura 6.4. Diagramas Harker de variación de elementos mayores (en %wt) versus MgO para las rocas del monte O'Higgins y Elementos Trazas.

6.4 Elementos Trazas

Los diagramas de variación de elementos trazas se agruparán según su comportamiento geoquímico. Los elementos “LILE” (*Large Ion Lithophile Elements*) no fueron considerados en los diagramas de variación, ya que en estos elementos encuentran muy movilizados.

En los diagramas “HFSE” (*High Field Strength Elements*), se consideran los elementos Nb, Zr, La, Yb y Hf, los cuales evidencian en una tendencia negativa. Es posible reconocer el enriquecimiento en tierras raras del grupo alto LREE, en cambio, el grupo bajo en LREE no presenta variaciones significativas en dichos elementos (Figura 6.5).

Los diagramas de elementos de transición consideran los elementos Ni, Cr, Co, V, Sc y Ga, los cuales no presentan una tendencia muy marcada para ambos grupos. El grupo alto en LREE, presenta varios puntos de inflexión donde en los elementos Ni, Co, Cr, donde este último presenta una tendencia positiva, además, sucede algo similar en los elementos V, Sc y Ga. Sin embargo, en el grupo bajo en LREE, los elementos V y Sc se mantienen constante a medida que disminuye el contenido de MgO sin presentar variaciones significativas. Para los elementos Ni, Co, ocurre un aumento de dichas concentraciones a medida que disminuye el contenido de MgO (Figura 6.6).

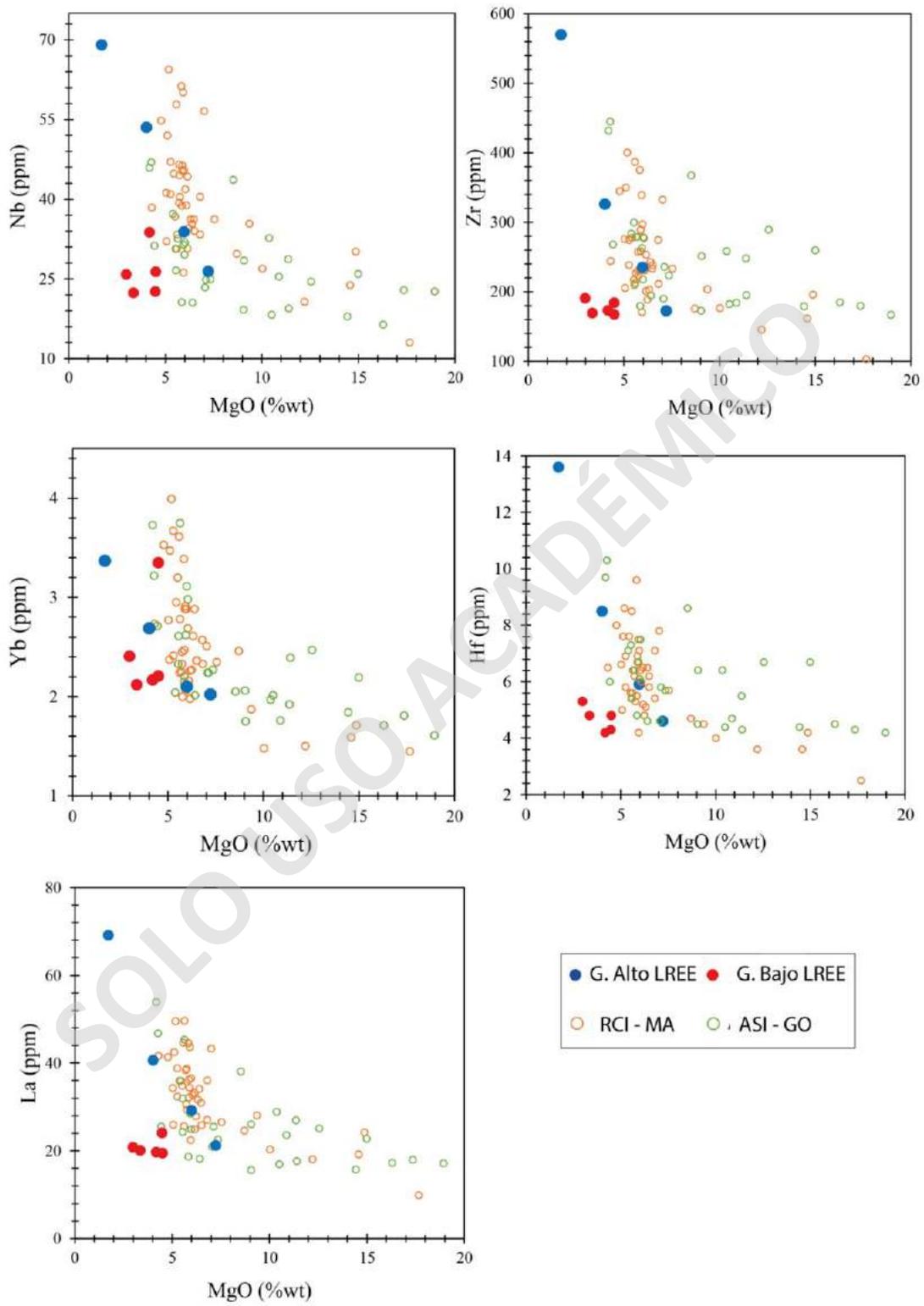


Figura 6.5. Diagramas de variación de HFSE.

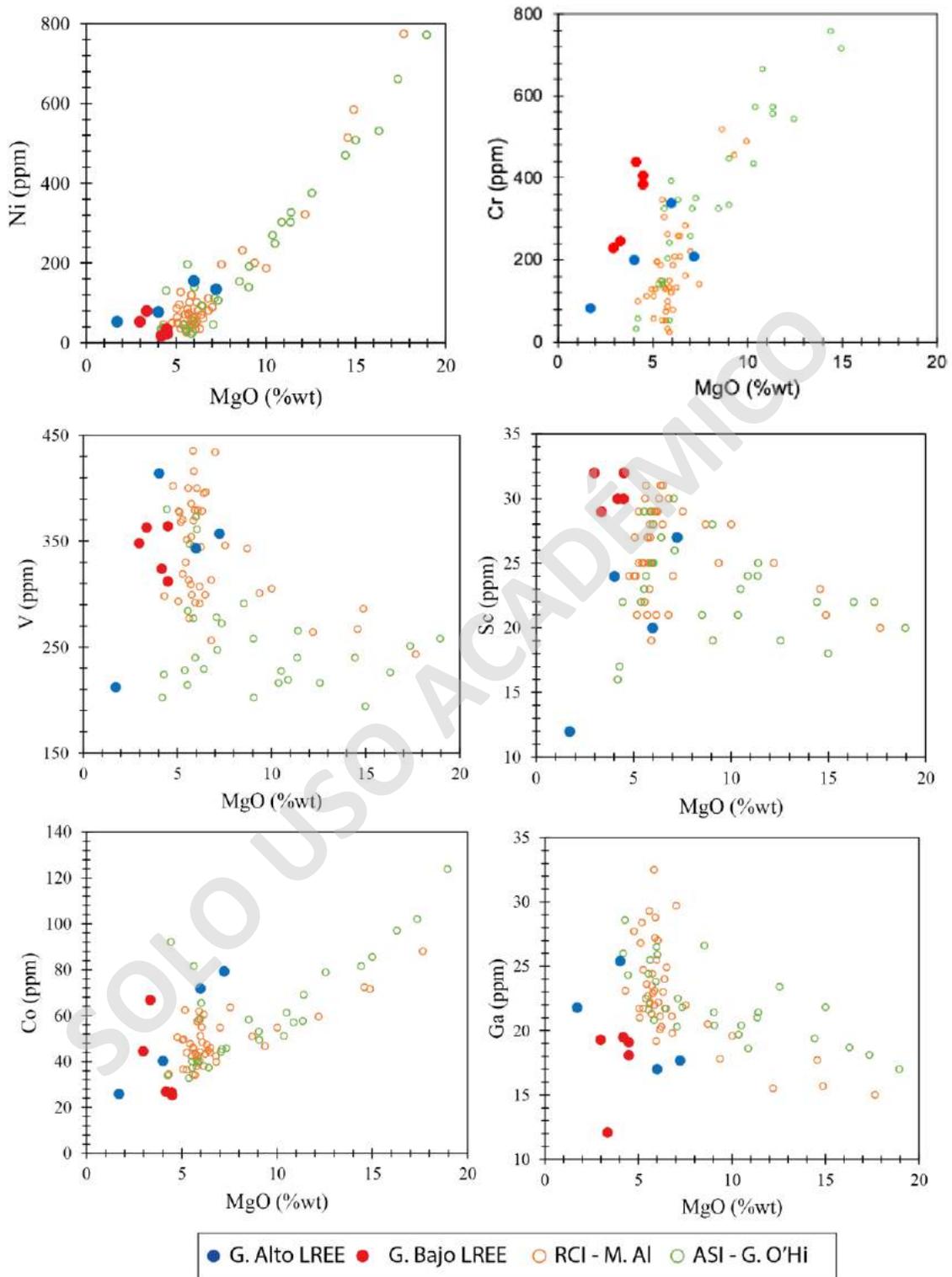


Figura 6.6. Diagramas de variación de elementos de transición para rocas del monte O'Higgins.

6.5 Tierras Raras

El diagrama de tierras raras (REE) fue normalizado al N-MORB (Sun y McDonough, 1989). Las muestras del monte O'Higgins en general presentan patrones paralelos entre ambos grupos, los cuales exhiben un enriquecimiento de tierras raras livianas (LREE) el cual se va empobreciendo progresivamente hacia las tierras raras pesadas (HREE).

El grupo alto en LREE presenta una mayor concentración y variabilidad entre sus muestras con respecto al contenido de REE, no así para el grupo bajo en LREE, el cual posee un comportamiento relativamente más homogéneo (Figura 6.7).

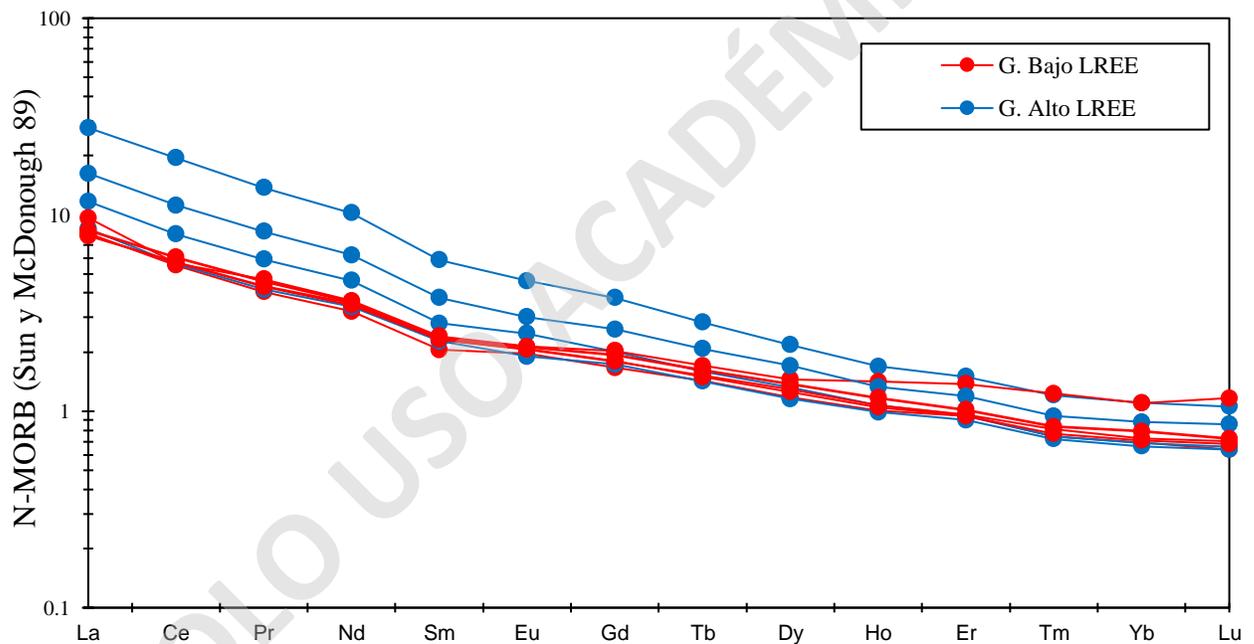


Figura 6.7. Diagrama Spider de tierras raras (REE) (Sun y McDonough 1989).

7 DISCUSIONES

7.1 Geomorfología

7.1.1 Interpretación geomorfológica del Monte O'Higgins

El monte O'Higgins presenta 3 de las 6 etapas evolutivas de montes submarinos e islas oceánicas propuestas por Staudigel y Clague (2010) y posteriormente revisadas y ampliadas por Ramalho (2011). Este iniciaría como un pequeño monte submarino emplazado en el fondo del mar, el cual se encuentra suministrado constantemente por material magmático, y aumenta volumétricamente su tamaño alcanzando profundidades cercanas a la superficie (~700 m b.n.m), sin sobrepasar el nivel del mar.

En general, la forma cónica que presenta el monte O'Higgins podría evidenciar que la extrusión magmática durante el desarrollo del edificio volcánico se produjo principalmente por un conducto magmático central. Sin embargo, el monte presenta una pequeña elongación hacia el sur, que se interpreta como una zona de *Rift volcánico* incipiente. No obstante, este rasgo morfológico genera ciertas dudas, ya que también es posible interpretarlo como un remanente de una zona de cabecera de mega deslizamiento generada a partir de dos avalanchas volcánicas que hubiesen tenido lugar en distintas direcciones, hacia el NO-SE y el N-S (Figura 7.1). Las posibles evidencias que podrían indicar que se produjeran dichas avalanchas, son, por un lado la presencia de una zona de escarpe en la cima del monte, observadas a partir de las curvas de nivel del monte, y por otro lado, la identificación de valles submarinos al costado de esta morfología (Figura 7.1). Sin embargo, en las zonas donde se generan *Rift* volcánicos no se exhiben dichos valles submarinos, por el contrario, son morfologías que construyen el paisaje debido a la alta intrusión magmática. De igual modo, por lo observado en otros montes submarinos de gran envergadura y con desarrollo de las etapas de crecimiento de estos entornos (e.g. Hawaii; Canarias), generalmente éstos suelen presentar más de una zona *Rift* volcánico. No obstante, para poder diferenciar cual de las dos morfologías corresponde o si ocurren ambas, es necesario la obtención de batimetría de mayor resolución en la zona, ya que con la resolución actual de las imágenes batimétricas no es posible reconocer depósitos de avalancha en la base del volcán, aunque no se

descarta la existencia de una zona de *Rift* volcánico, ya que pareciera ser el mecanismo más eficiente de ascenso magmático (Mitchell, 2003) en grandes edificios volcánicos como es el monte O'Higgins.

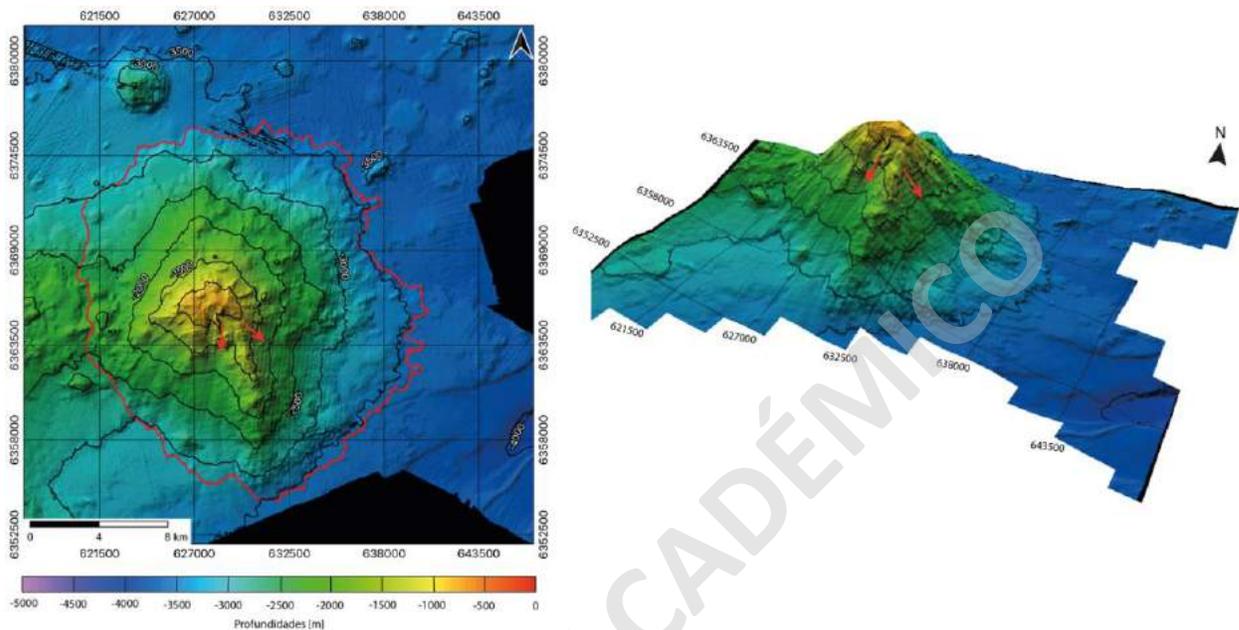


Figura 7.1. Imagen Batimétrica del monte O'Higgins. Las flechas rojas indican valles submarinos, evidenciando posible avalancha volcánica en la zona.

Por otra parte, se observan pequeñas morfologías circulares dispersas tanto en los flancos del edificio volcánico como en base oceánica. Estas morfologías volcánicas se encuentran bien conservadas, y han sido interpretadas como conos volcánicos. La temporalidad de estos conos es incierta, ya que se pueden haber generado a medida que se desarrollaba el monte submarino o incluso post desarrollo de éste debido al ascenso magmático generado por la flexura de la litosfera oceánica ante la carga producida por el peso del edificio volcánico (Hieronymus y Bercovici, 2000; Hirano et al., 2006). Según la caracterización morfología de Searle (*et al.*, 2010), los conos volcánicos presentes en la zona de estudio presentan características de conos relativamente recientes a antiguos, ya que presentan diversas intensidades de *backscatter*. Estas variaciones en la intensidad del *backscatter* se relacionan directamente al volumen de material sedimentario que está depositado sobre dichas estructuras, por lo que, cuanto más fuerte es la señal, menor es la capa de material sedimentario y por ende más nuevo el cono. Cabe de

mencionar que, las altas señales no solo podrían estar dando indicios de la exposición del material rocoso, si no también puede ocurrir que dichas morfologías presentes puedan estar colonizadas por corales u otros organismos vivos, ocasionando altos valores de reflectividad observados (Palomino *et al.*, 2015).

Adicionalmente, en las zonas altas del monte es posible evidenciar altas señales de *backscatter*, las que podrían corresponder a afloramientos rocosos, además de presentar altas pendientes, dejando al descubierto algunas cicatrices de deslizamientos o escarpes como el observado en el flanco sur del monte.

Por otra parte, los flujos de lavas identificados en la base del monte presentan una superficie lisa como lavas tipo pahoe-hoe e intensidades de *backscatter* bajas, lo que se podría interpretar como flujos suaves y antiguos (Searle *et al.*, 2010). Estudios de tomografía sísmica realizados en los alrededores monte O'Higgins, evidenciaron que el piso oceánico se encuentra cubierto por una delgada capa de sedimentos pelágicos y depósitos volcanoclásticos de aproximadamente 3 m de espesor (Sepúlveda, 2012), donde este aporte sedimentario se puede deber al transporte de sedimentos por corrientes marinas profundas.

Finalmente, se observan morfologías aplanadas de bajas pendientes ubicadas al alrededor del monte a profundidades que oscilan entre los 2.200 y 3.500 m b.n.m. las que han sido interpretadas como terrazas submarinas. La presencia de terrazas submarinas presentes en monte o islas oceánicas, suelen ser indicadores de paleoelevaciones ocurridas a lo largo del desarrollo del volcán. La generación de estas terrazas puede deberse tanto a procesos volcánicos primarios o procesos erosivos producto de la abrasión del oleaje y/o subsidencia del volcán. Para este caso, el origen de las terrazas submarinas puede deberse netamente a procesos volcánicos producto de secuencias de flujos de lavas lobuladas, más que a procesos erosivos, ya que estas se distribuyen aleatoriamente alrededor del edificio volcánico en distintas profundidades. En cambio, las terrazas submarinas generadas por procesos erosivos deben agruparse todas a profundidades similares debido a la subsidencia del volcán y generalmente se presentan en la cima de los montes submarinos (Schwartz *et al.*, 2018).

7.1.2 Comparación morfológica entre el monte O'Higgins y montes pertenecientes a la dorsal de Juan Fernández

Estudios batimétricos llevados a cabo en la dorsal de Juan Fernández, han permitido efectuar comparaciones geomorfológicas entre los distintos montes submarinos a lo largo de la cadena volcánica. La distribución de los edificios volcánicos indica una clara progresión de edades a lo largo de toda la dorsal debido a la pluma mantélica que los originó, donde las edades más jóvenes se encuentran hacia el oeste de la cadena volcánica. Estas comparaciones han permitido relacionar la edad de los montes submarinos con la tasa de erosión a la que se han visto afectados, ya que se espera que el monte más antiguo se vea mayoritariamente más afectado por los procesos erosivos en comparación a los montes más jóvenes que componen la dorsal.

Por este motivo, se realizó una comparación entre el MO y el grupo de montes submarinos Cinco Ports (MCP) y Duke (MD) ($2,47 \pm 0,5$ Ma.; $2,73 \pm 0,5$ Ma.) (Rodrigo y Lara, 2014) (Figura 7.2). Estos últimos han sido identificados en trabajos realizados en la dorsal como grupo JF5 (Rodrigo y Lara, 2014; Díaz-Naveas, *et al.*, 2015; González, 2019), por lo que serán llamados de la misma manera en este trabajo.

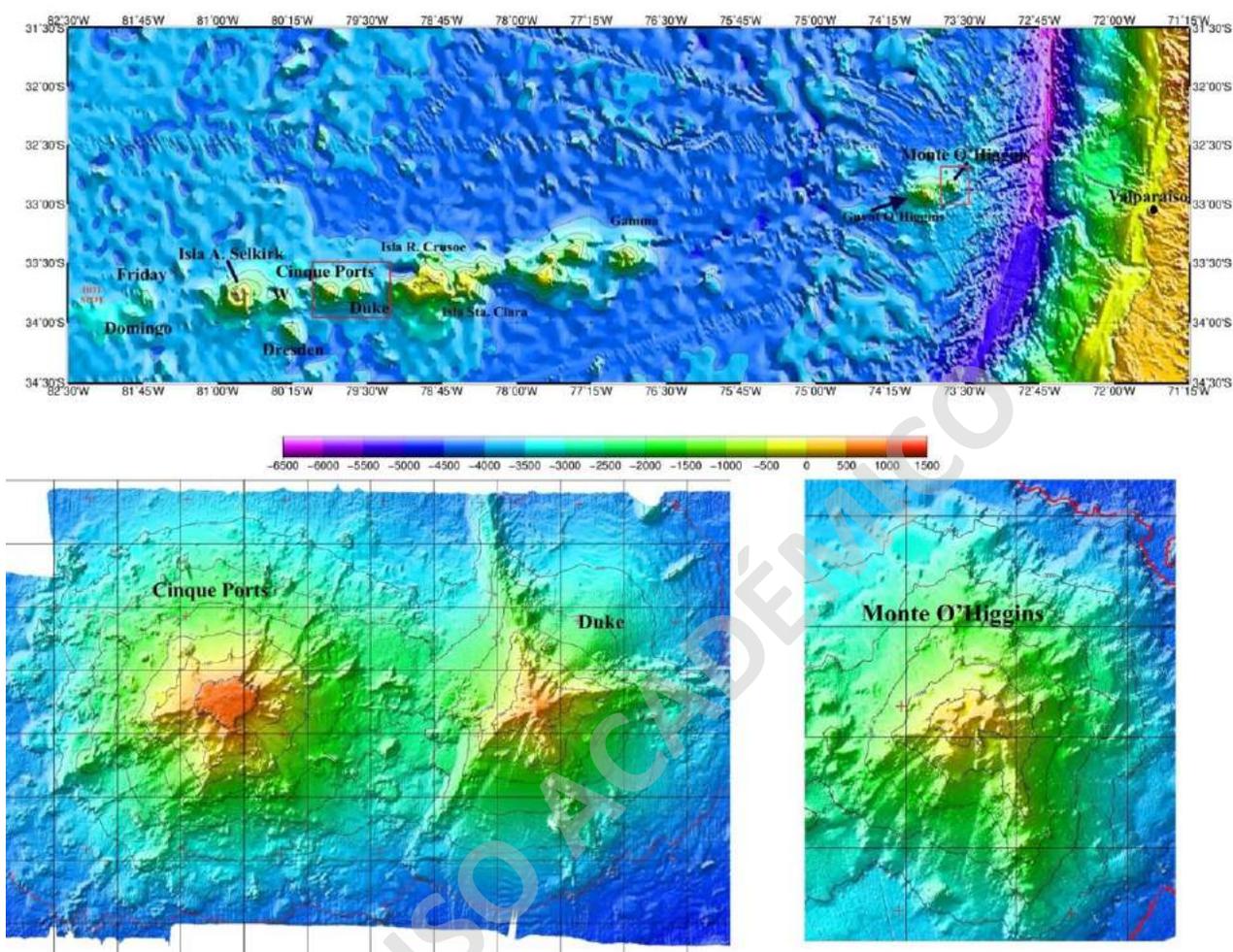


Figura 7.2. Imágenes batimétricas de la dorsal de Juan Fernández. En la imagen superior se destacan en un recuadro rojo los montes a analizar. En la imagen inferior izquierda se presenta la batimetría de los montes Cinque Ports y Duke (JF5). En la imagen inferior derecha se presentan la batimetría del monte O'Higgins. Imagen extraída de (González, 2019).

El MD (33° 43' S - 79° 37' O) presenta un área estimada 584 km² y un volumen cercano a 443 km³. Su cima se ubica a los 497 m de profundidad y su base esta definida por el contorno de la cota de los 3.200 m bajo el nivel del mar, por lo que tiene una altura total aproximada de los 2.703 m. Su eje mayor se encuentra en dirección NE – SO con un diámetro de 32,8 km, y su eje menor con orientación NO – SE y un diámetro de 31,8 km (González, 2019).

El rasgo más sobresaliente de este monte son las 4 zonas de *Rift* volcánico bien definidos, radiales, creando la apariencia estrellada del monte, las cuales presentan pendientes >30°. Entre

estas zonas de *Rift*, es posible evidenciar depósitos de deslizamiento de roca y un depósito de abanico en el flanco NE. Además, se distingue una serie de morfologías volcánicas relativamente bien conservadas, las que son interpretadas como conos volcánicos, que aparecen sobre los flancos y en las partes más distales de este. En su base es posible evidenciar coladas de lavas bien preservadas (Figura 7.3).

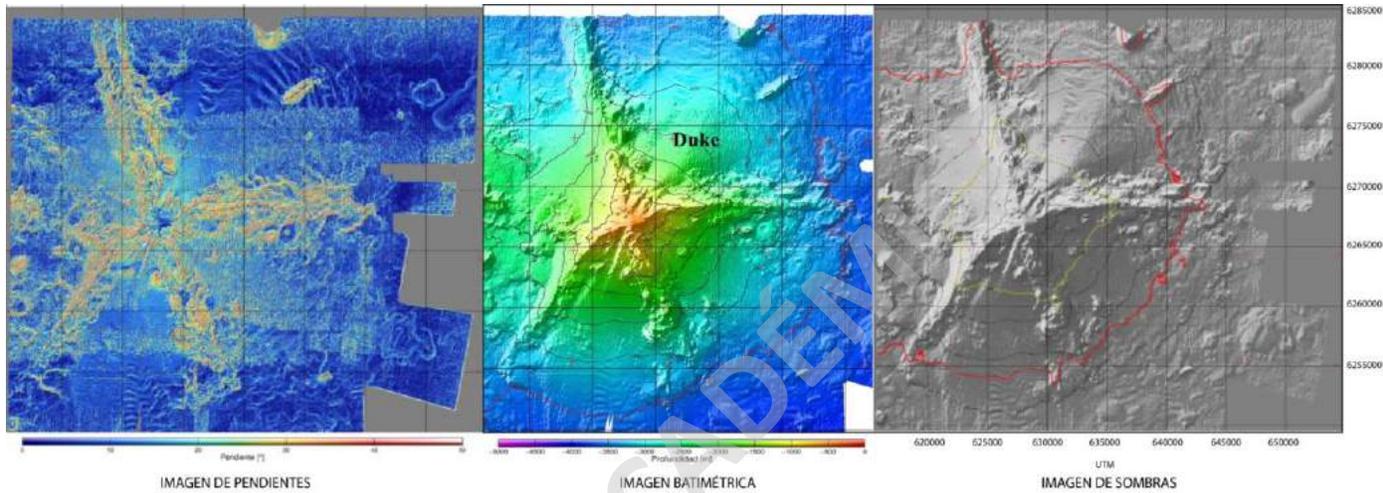


Figura 7.3. Monte submarino Duke. Extraído de González (2019).

Por otra parte, el MCP ($33^{\circ} 43' S - 79^{\circ} 52' O$) presenta un área estimada de 862 km^2 y con volumen cercano a 722 km^3 . Su cima se ubica a 340 m b.n.m y su base esta definida por la cota de los 3.200 m b.n.m , con una altura total de 2.860 m . Su eje mayor está orientado NO-SE con un diámetro de $30,3 \text{ km}$, y su eje menor con orientación SO-NE con un diámetro de 28 km (González, 2019).

La forma de este monte es cónica y se caracteriza por poseer una cima plana. Exhibe 2 elongaciones en el flanco SO, las cuales se interpretan como zonas de *Rift* volcánico incipiente (no se descarta la existencia de más) que presentan altas pendientes $>30^{\circ}$ (Figura 7.4). Es posible evidenciar depósitos de deslizamiento en todos los flancos del edificio volcánico bien definidos. En su base se encuentran varias morfologías volcánicas con formas circulares y bien preservadas, interpretadas como conos volcánicos, donde algunos de ellos presentan cráter.

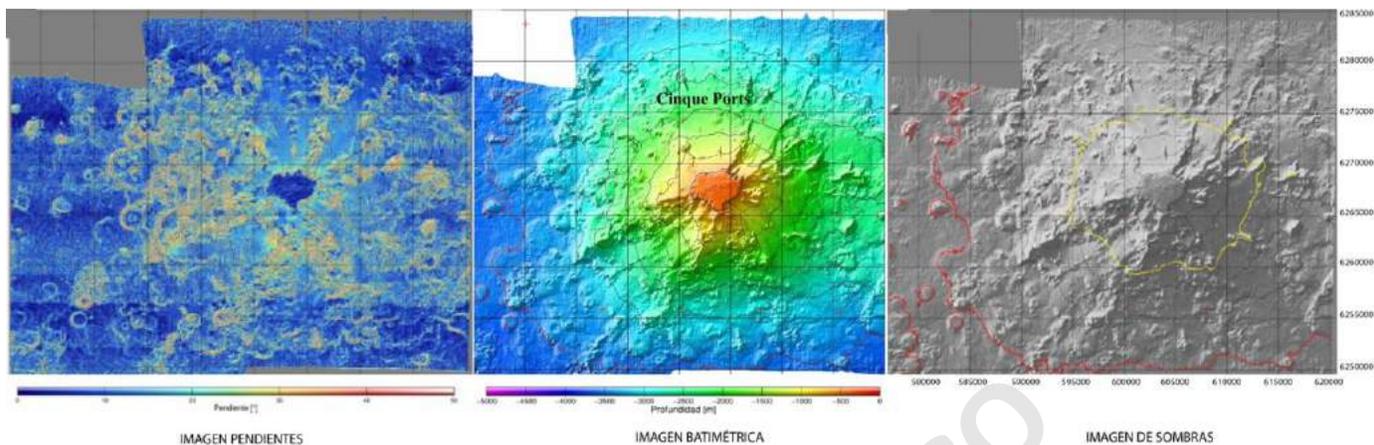
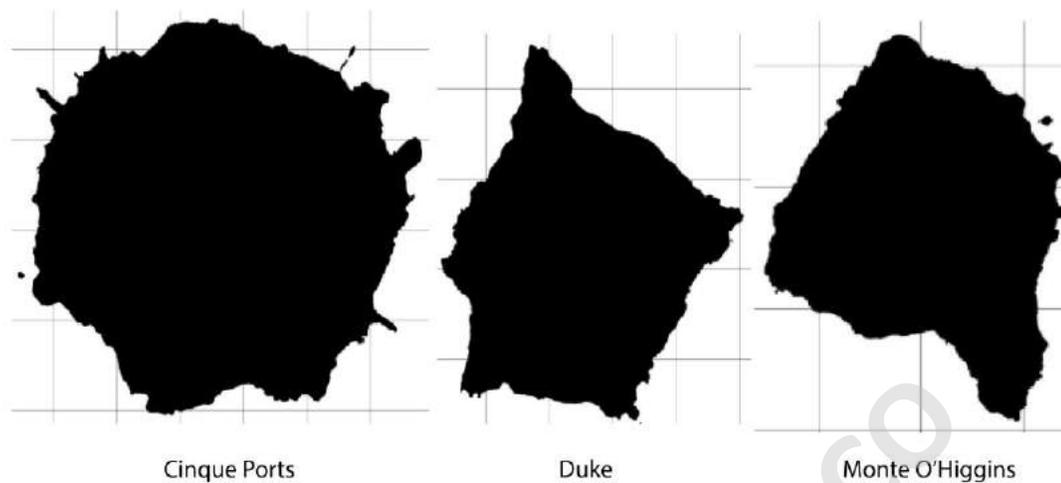


Figura 7.4. Monte submarino Cinque Ports. Extraído de González (2019).

Por consiguiente, es posible distinguir diferencias en la forma actual de los edificios volcánicos, ya que el MCP y MO presentan en general una morfología cónica simétrica, en comparación al MD posee una forma estrellada debido a las 4 zonas de *Rift* volcánico que este presenta (Figura 7.5). Mitchel (2001) propone que el punto de transición de un monte con forma cónica a una más estrellada ocurriría cuando estos alcanzan los 3.000 m de altura aproximadamente. Sin embargo, para el caso de los montes estudiados esto no ocurriría, ya que el MD es el que posee una menor altura (2.703 m) en comparación a los otros dos montes y es el que presenta una forma estrellada, dejando de manifiesto las diferentes tasas de emisión magmática en cada monte submarino, ya que este es el primer causante de las morfologías constructivas como lo son las zonas de *Rift* volcánico (Astudillo y Lara, 2015).

Por otra parte, se evidencia en la cima del MCP una terraza de origen posiblemente erosivo debido a procesos de abrasión de las olas que sugieren que dicho monte habría alcanzado el nivel del mar resultando esta cima plana. Estos procesos de subsidencia del volcán juegan un papel importante en estas altas tasas de erosión, y pueden haber sido provocados por la flexura litosférica por sobrecarga, enfriamiento de la corteza oceánica y/o alejamiento del hotspot (Hieronymus y Bercovici, 2000). En cambio, MD no presentan dichas morfologías.



*Figura 7.5. Contorno de la base de los montes Cinque Ports, Duke y O'Higgins en la cota de los 2.000 m de altura.
Extraído de González (2019).*

En términos de procesos erosivos que afectaron a los montes submarinos, el conjunto JF5 exhibe varios depósitos de deslizamientos de roca y abanicos bien definidos y preservados. En cambio, el MO no es posible evidenciar dichas morfologías con claridad. Esto se puede deber a la baja resolución de las imágenes batimétricas en la zona, como también a que dichas morfologías se encuentren cubiertas por material sedimentario y/o afectadas por corrientes marinas profundas que las afectaron impidiendo su reconocimiento.

Por dichas razones, se pone de manifiesto que las diferencias geomorfológicas que se presentan a lo largo de la cadena se deben principalmente a la diferencia de edad, tasas de volcanismo y grados de erosión. Por lo que, la evolución geomorfológica de cada edificio volcánico perteneciente al RJF es diferente e independiente entre ellos.

7.2 Evolución Magmática del Monte O'Higgins

7.2.1 Alteración Submarina

Las tendencias exhibidas en los gráficos de ganancia/pérdida de elementos mayores (capítulo 6.2. Alteración submarina de las rocas del monte O'Higgins), indican que existe una movilización de elementos durante la alteración en las rocas basálticas. Es por este motivo, es que se discutirá la proveniencia de los procesos que generan la alteración.

En primer lugar, se observa el empobrecimiento de los elementos SiO_2 y en menor medida Na_2O , K_2O , Al_2O_3 . Stroncik y Schmincke, (2001) han demostrado que este empobrecimiento ocurre debido a la alteración del vidrio volcánico a palagonita. Esto es posible, ya que todas las muestras del monte presentan alto contenido de palagonita en su masa fundamental. Es importante mencionar que estudios realizados en muestras del fondo oceánico evidenciaron que el vidrio volcánico es más reactivo a los procesos de alteración, por lo que genera una importante movilización de elementos (Sofade, 2018). Thompson (1983) manifiesta que elementos como Rb, Cs, Pb y LREE generalmente se enriquecen durante palagonitización, por lo que el enriquecimiento en dichos elementos posiblemente se deba a esto. Además, señala que los elementos como V, Co, Ni, Cr, Co, Ni, Zn, Sr, Y, Zr, Nb, Ba, Hf y HREE no exhiben una movilidad consistente durante el proceso de palagonitización. Sin embargo, Staudigel y Hart, (1983) contradicen lo propuesto por Thompson (1983), ya que el empobrecimiento del Ni se puede deber a la alteración del vidrio volcánico o a la alteración del olivino (Hart et al., 1974).

Con respecto al MgO y Ni se encuentran muy empobrecido en las rocas del monte, esto se debe a que las muestras pertenecientes a RJF son petrográficamente distintas a las muestras del monte, aunque, también se le puede atribuir a la alteración de vidrio volcánico (Staudigel y Hart, 1983).

En base a las características geoquímicas y mineralogías Reyes et al, (2007) define en tres grupos las muestras de la etapa escudo de RJF: “diferenciado” ($\#Mg < 58$), “casi primitivo” ($58 < \#Mg < 68$) y “rico en olivino” ($\#Mg > 68$). Al analizar el diagrama binario entre MgO versus Ti (Figura 7.6), se observa que las muestras del monte coinciden dentro de la población de muestras de RJF específicamente al grupo “diferenciado” debido a su bajo contenido de MgO.

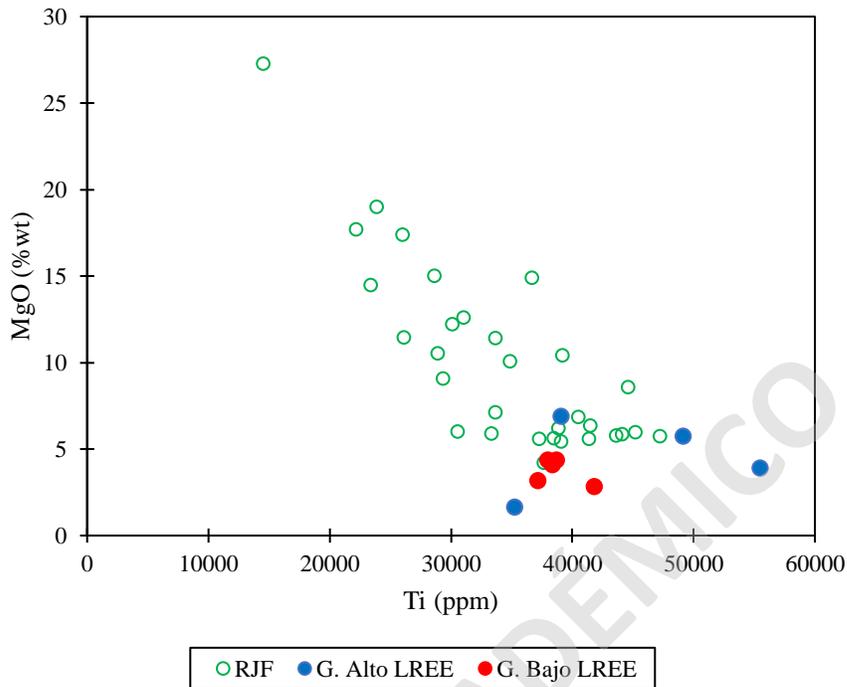


Figura 7.6. Gráfico MgO (% wt) vs Ti (ppm). Se evidencia que las rocas del MO se mueven dentro del rango aceptable a lo obtenido en el RJF.

Por otra parte, Utzmann (*et al.*, 2002) evidencia que la pérdida de K en las rocas basálticas se debe a la circulación de un fluido de alta temperatura posiblemente magmático.

Asimismo, se exhibe un elevado enriquecimiento de U, esto se debe a que es un elemento altamente soluble en agua, por lo que la interacción agua de mar- roca causaría dicho enriquecimiento. Esto también ocurre en los elementos Cs, Ba y Sb, los cuales se han propuesto como indicadores de alteración submarina (Utzmann *et al.*, 2002).

Asimismo, el enriquecimiento de CaO y P₂O₅ en las rocas del monte se debe a la descomposición de la materia orgánica que se encuentran presente en este tipo de ambientes (*e.g.* foraminíferos, entre otros) (Utzmann *et al.*, 2002).

Finalmente, la movilidad de algunos elementos como SiO₂, CaO, P₂O₅, Sr, Pb, entre otros, no solo ocurre en las rocas pertenecientes al monte O'Higgins, sino también suceden en otros montes submarinos a nivel mundial, por lo que reflejan patrones comunes en este tipo de ambiente (Sofade, 2018).

7.2.2 Diferenciación

El análisis petrográfico de las rocas del MO evidencia la ocurrencia de al menos 2 etapas de enfriamiento y cristalización. La primera etapa, se caracteriza por la formación de escasos microfenocristales de olivino, clinopiroxeno, plagioclasas, procedentes de una baja tasa de enfriamiento y nucleación, que generó un mayor crecimiento de los cristales. Mientras, que la segunda etapa se caracteriza por la formación de microlitos de plagioclasas, clinopiroxeno y olivino correspondiente a la masa fundamental de las rocas, que evidencian una alta tasa de enfriamiento y nucleación, que originó la ocurrencia de vidrio volcánico y una mayor producción de cristales, pero con una baja tasa de crecimiento.

Debido a la movilización de algunos elementos mayores y trazas (Co, CaO, SiO₂, Sr, entre otros), no fue posible evidenciar en diagramas binarios el fraccionamiento de fases minerales presentes en las rocas del monte O'Higgins. Por este motivo, fue necesario emplear la metodología propuesta por Pearce (1968), el cual establece proporciones molares para las distintas fases que cristalizan, permitiendo obtener el fraccionamiento mineral para cada grupo perteneciente del monte. Este método se suele utilizar en roca alteradas, ya que el uso de moles suele ser más preciso que los valores de porcentaje peso de los óxidos (% *wt*).

En primer lugar, fue necesario la elección de un “elemento conservativo”, esto quiere decir, un elemento (generalmente son elementos trazas) que no se fracciona en el sistema, por lo que no entran en la estructura de los minerales que se están formando, concentrándose en la fase líquida.

Para seleccionar este “elemento conservativo” se graficaron dos candidatos a elementos conservativos. Estos datos deberían quedar agrupados, ya que los elementos conservativos deberían incrementar en la misma proporción. Para este caso se utilizó elemento Hf (ppm), ya que no hay evidencias químicas ni petrográficas que indiquen que se incorporó a alguna fase mineral, asimismo, basado en el análisis de alteración este elemento no se encuentra movilizado, además presenta una regresión lineal (R^2) cercana a 1 (Figura 7.7).

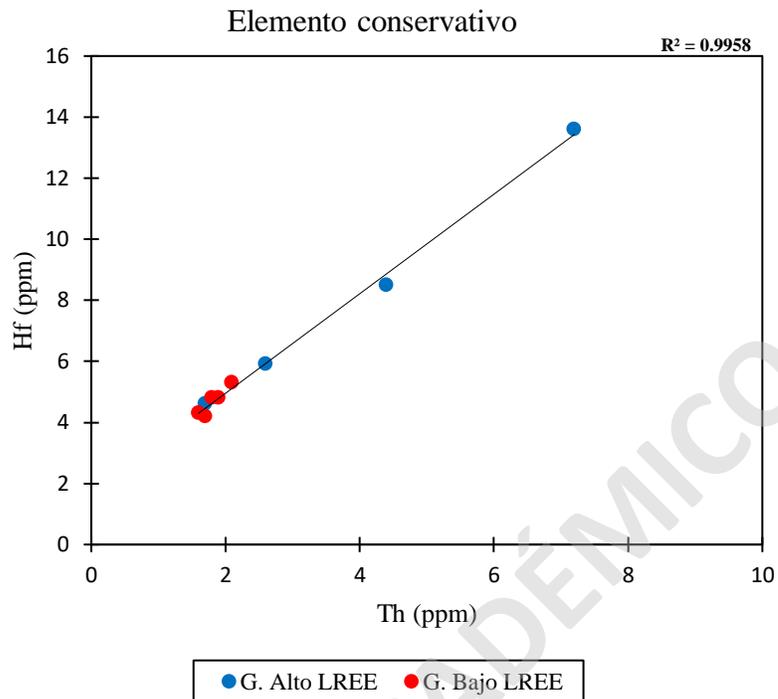


Figura 7.7. Diagrama de Hf versus Th mostrando correlación entre dos elementos trazas. El elemento conservativo utilizado es Hf.

Luego, se calculan las proporciones de los minerales fraccionados. Para esto, se realizaron diagramas PER para determinar el control que tienen el olivino, clinopiroxeno y plagioclasas, de acuerdo con la estequiometría de cada fase.

En estos diagramas es posible observar un claro control del fraccionamiento de los elementos Ca y Na por parte de la plagioclasa, asimismo para el control del fraccionamiento de Fe, Mg por parte del olivino y clinopiroxeno (Figura 7.8) presentando una tendencia positiva con una regresión lineal cercana a 1.

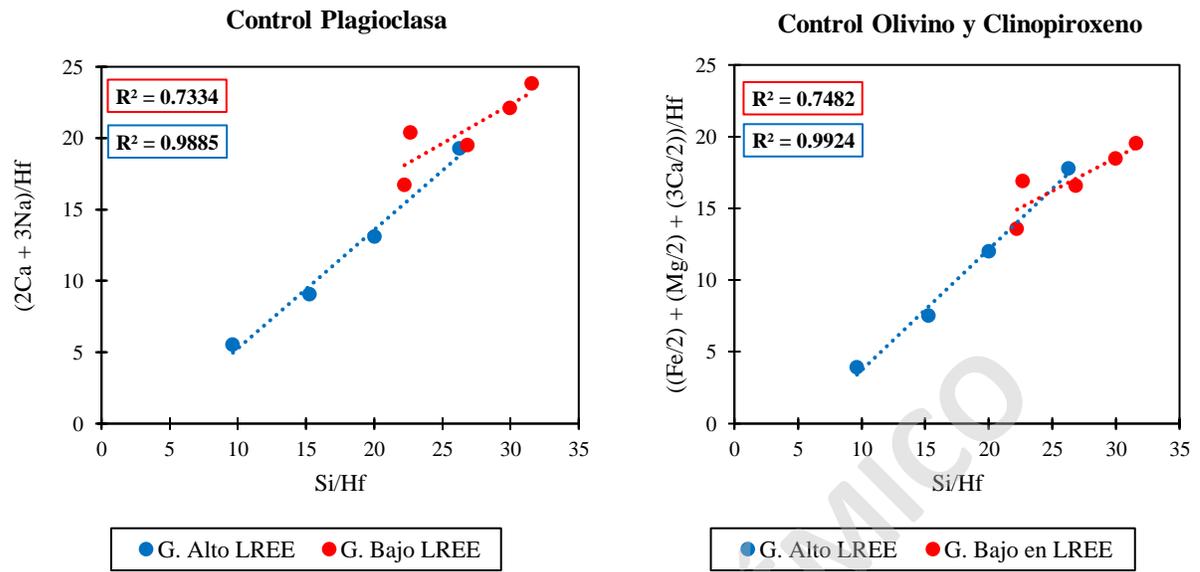


Figura 7.8. Diagramas PER. Exhiben el comportamiento de las fases minerales respecto al fraccionamiento de elementos mayores. Se evalúa el control que tienen las plagioclasas, olivino y clinopiroxenos en cada grupo del MO.

Por otra parte, en los diagramas de variación geoquímica más tradicionales de algunos elementos trazas evidencian que pendientes positivas en los elementos Ni y Co con respecto al MgO se deben a la incorporación de dichos elementos en los cristales de olivino y de clinopiroxeno, evidenciando dicho fraccionamiento (Figura 7.9).

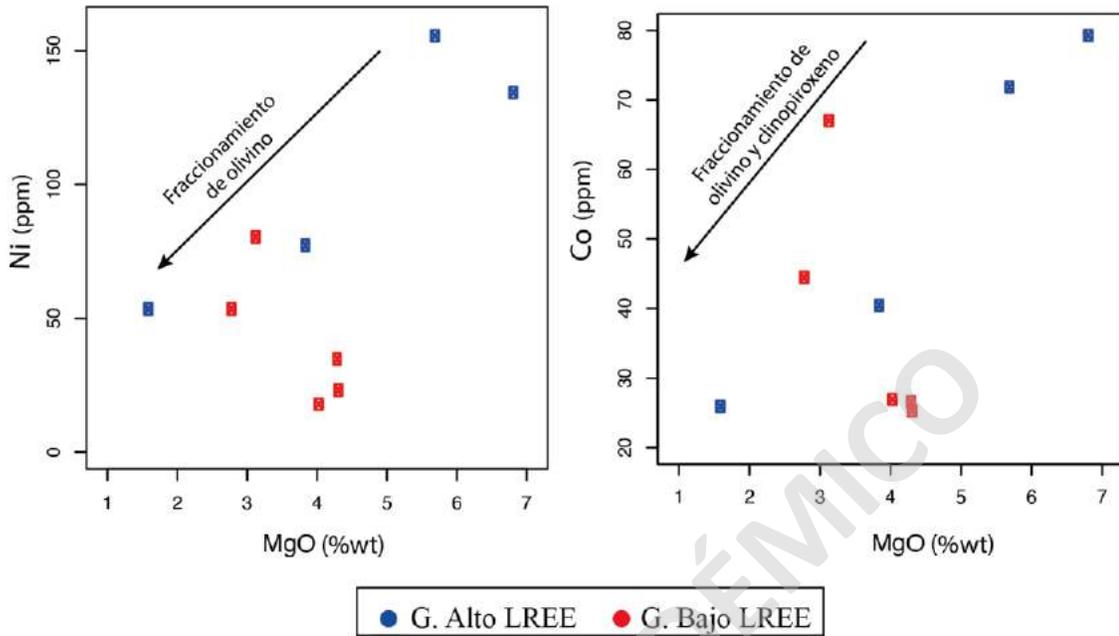


Figura 7.9. Diagramas de variación de Ni y Co con respecto al MgO para las muestras del MO.

Con el propósito de modelar el proceso de cristalización fraccionada, se utilizó el software AlphaMELTS (Asimow y Ghiorso, 1998; Ghiorso et al., 2002; P. M. Smith y Asimow, 2005), con el objetivo de analizar la participación que tuvo dicho proceso en la composición química del magmatismo del monte O'Higgins.

Para esto, se debe conocer en una primera instancia si los magmas son cogenéticos, es decir, que los magmas primitivos sean geoquímicamente similares entre ambos grupos. Para esto que se grafican las muestras del monte en el diagrama de Nb versus Zr (Figura 7.10), ya que son elementos incompatibles por lo que se fraccionan a tasas similares. Las muestras correspondientes al monte, tanto para el grupo alto en LREE como bajo en LREE presentan concentraciones similares de dichos elementos, pero aun así es posible evidenciar dos líneas de tendencia sutilmente diferentes entre ambos grupos, por lo que sugeriría en una primera instancia, que los magmas de ambos grupos no serían cogenéticos, ya que presentan una leve diferencia (Figura 7.10). Esto también queda evidenciado en los diagramas Harker (capítulo "6. Geoquímica de las rocas ígneas del monte O'Higgins"), ya que en los elementos trazas es posible evidenciar dos líneas de tendencia diferentes, permitiendo así interpretar que existen diferencias sutiles en

las concentraciones de algunos elementos. De igual manera, es posible evidenciarlos en los diagramas PER (Figura 7.8).

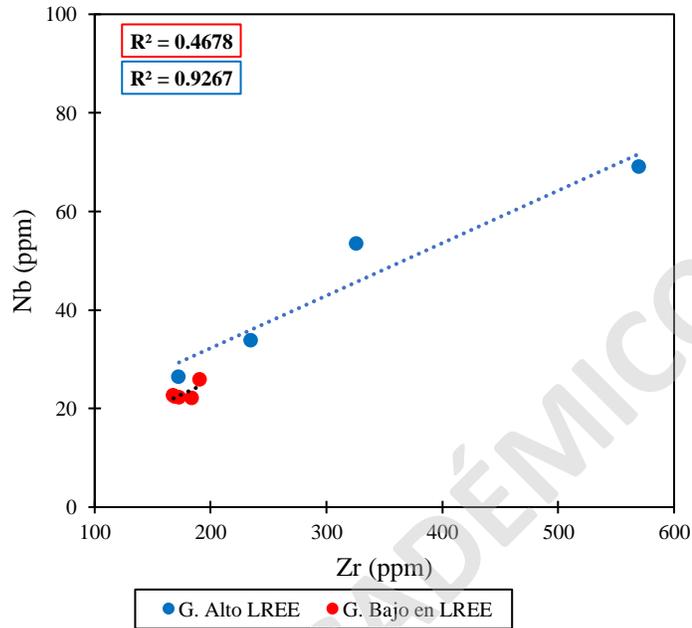


Figura 7.10. Diagrama de variación de Nb frente a Zr.

Una vez conocida la cogeneidad de los magmas, se debe definir que muestras se utilizarán como magma inicial para realizar el modelo, por lo que se escogió dos muestras correspondientes a cada grupo. La selección de las muestras primitivas se basó en el contenido de MgO que estas presentaban, por lo que se escogieron las muestras OS2171018-G para el grupo bajo LREE y OS2171018-B para el grupo alto LREE, donde esta última correspondería a la muestra más primitiva de ambos grupos. De esta forma ayudará a visualizar si las diferencias químicas presentes entre ambos grupos de muestras del monte corresponderían solo a la cristalización fraccionada o algún otro proceso involucrado que estaría afectando a la fuente.

Para las condiciones de entrada del modelo se consideraron presiones estimadas 0,0 – 3,2 kbar y temperaturas de 1100 y 1200 °C que fueron calculadas a partir de geobarómetros en cristales de clinopiroxeno (Nimis y Ulmer, 1998) y geotermómetro olivino-liquido correspondientes a la etapa escudo de la isla Robinson Crusoe (Reyes, et al., 2017), buffer de oxígeno QFM (Quartz-Fayalite-Magnetite) recomendado para magmas generados en ambientes de OIB (Kimura y

Ariskin, 2014) y contenidos de H₂O entre 0,8 y 1 % *wt* calculados a partir del contenido de Ce en los magmas parentales en la dorsal de Juan Fernández (Dixon *et al.*, 2002; Reyes, *et al.*, 2017).

Los resultados de los modelos de cristalización fraccionada se plotearon con las muestras del monte O'Higgins en diagramas de variación de elementos mayores y trazas. En estos se evidencia que a partir de la muestra más primitiva del grupo alto en LREE, la línea de descenso se ajusta adecuadamente a la composición del resto de muestras del grupo bajo en LREE (Figura 7.11. A, D, F). Sin embargo, se observan que existen dos tendencias completamente distintas para cada grupo en ciertos elementos (Figura 7.11. B y C), reafirmando que los magmas de ambos grupos no son cogenéticos entre sí.

Las líneas de descenso del modelo de cristalización fraccionada indican que el fraccionamiento de olivino, clinopiroxeno y plagioclasa es el proceso responsable de las variaciones composicionales de cada grupo del monte O'Higgins. Por otra parte, las diferencias entre los grupos alto en LREE y bajo en LREE, no se explicarían por el proceso de cristalización fraccionada, sino a otro proceso que afectó a la fuente en sí, acorde con dos magmas primarios levemente diferentes.

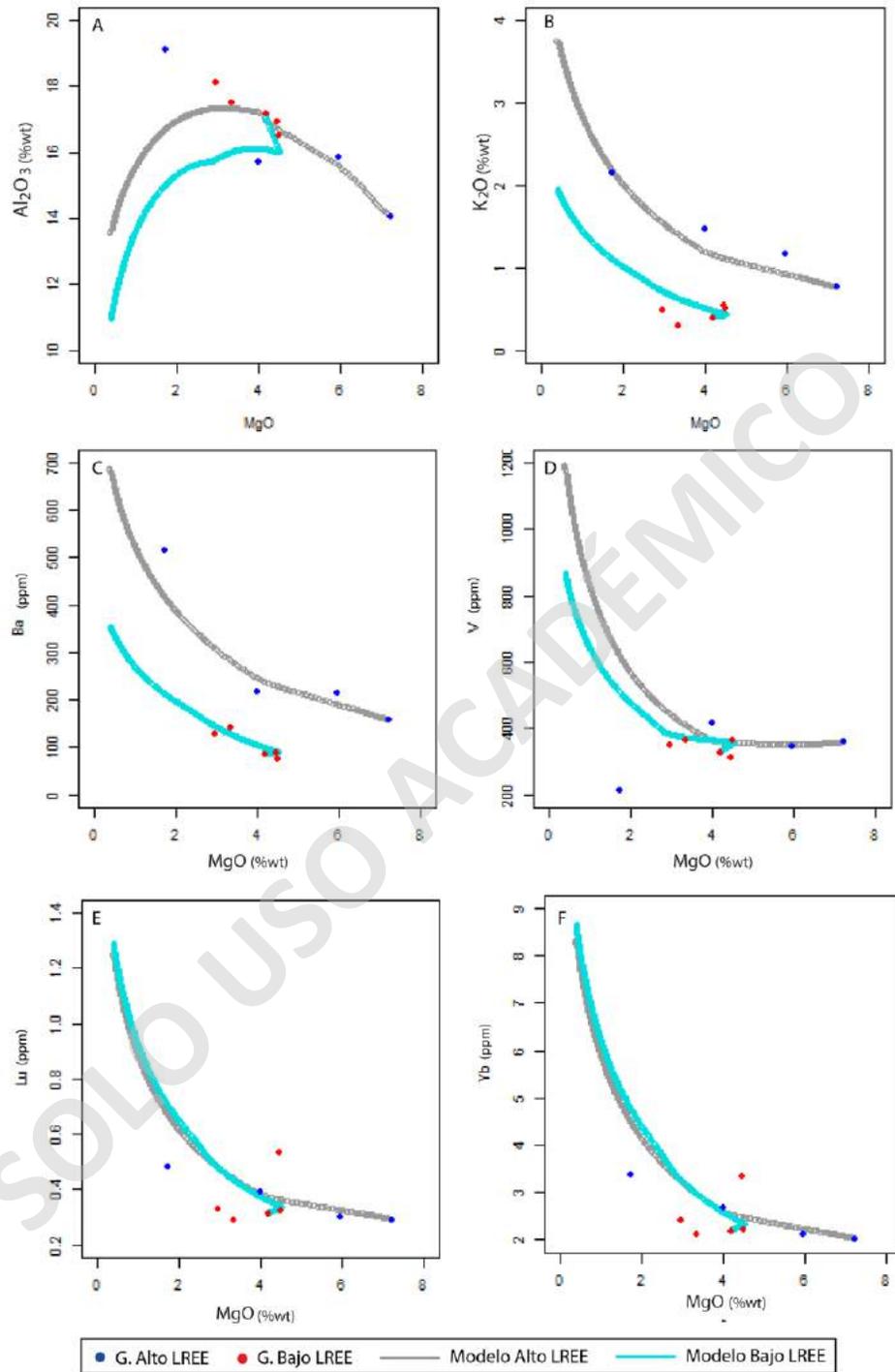


Figura 7.11. Diagramas de variación de elementos mayores y trazas para las rocas del monte O'Higgins. Las líneas continuas corresponden a los modelos de cristalización fraccionada obtenidos en alphaMELTS (Asimow y Ghiorso, 1998; Ghiorso et al., 2002; P. M. Smith y Asimow, 2005) .

7.2.3 Fuente del magma

El proceso de cristalización fraccionada por sí solo no permitiría explicar las variaciones composicionales entre ambos grupos de muestras del monte O'Higgins, por lo que es necesario comprender las características composicionales de la fuente de sus magmas.

De acuerdo con lo observado en el diagrama de ambientes tectónicos de Hollocher et al. (2012) (Figura 6.3B), las lavas del monte O'Higgins presentan características composicionales de fuentes magmáticas tipo OIB. Esto concuerda con lo observado en los gráficos de clasificación geoquímica (Winchester y Floyd, 1977) (Figura 6.3A) y REE (Figura 6.7), donde las lavas del monte presentan una firma geoquímica toleítica/alcalina, la cual se encuentra altamente enriquecida en elementos incompatibles (LILE y HFES) en comparación con MORB, sugiriendo una fuente del manto más enriquecida.

Evidencia isotópica y geoquímica en fuentes OIB sugieren que las heterogeneidades del manto se deben principalmente a procesos metasomáticos inducidos por la participación de corteza oceánica reciclada la cual es incorporada al manto mediante la subducción (Reyes et al., 2015, 2019). Esta corteza oceánica reciclada tendría características isotópicas y elementos trazas de un MORB alterado por agua de mar y sedimentos oceánicos.

Según lo observado en el gráfico de REE (Figura 6.7), las rocas del monte exhiben un patrón quebrado progresivo en HREE, que sugeriría la presencia de granate en la fuente. Para esto, se grafican las rocas del monte en el diagrama de variación $(Gd/Yb)_c$ versus $(La/Sm)_c$ normalizado al Condrito (Sun y McDounough, 1989) (Figura 7.12), el cual evidencia la presencia de granate como fase residual.

Por otra parte, evidencia isotópica y geoquímica en RJF, sugieren la presencia de piroxenita (corteza oceánica reciclada) en la fuente de los magmas además de las diferentes tasas de fusión parcial como explicación de las variaciones composicionales dentro de las distintas islas que componen la cadena.

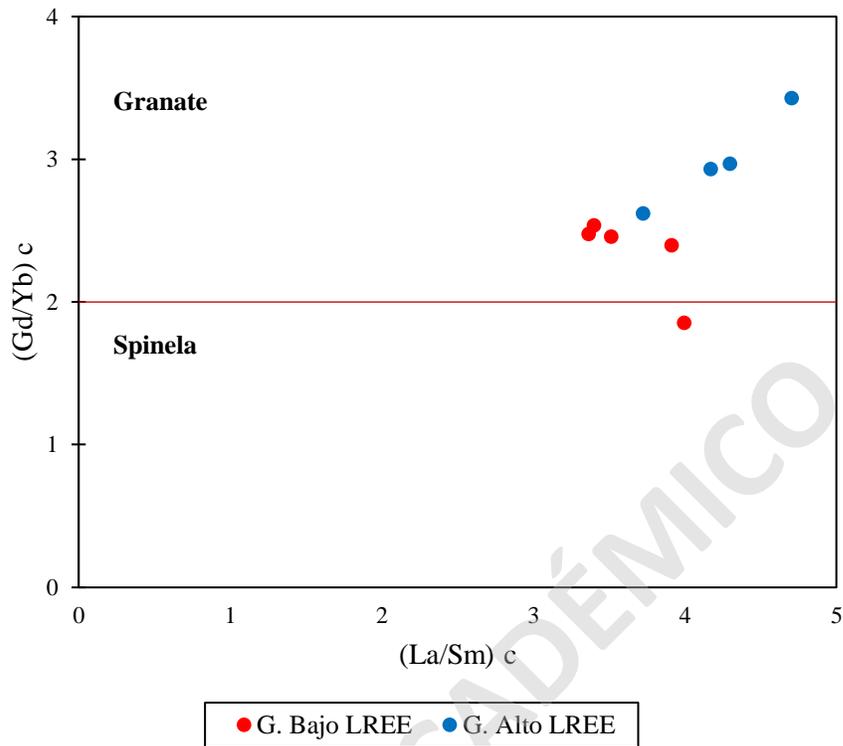


Figura 7.12. Diagrama de variación $(Gd/Yb)_c$ versus $(La/Sm)_c$ normalizado a Condrito (Sun y McDonough, 1989). Las muestras del monte O'Higgins evidencian la presencia de granate en la fuente.

Para evaluar esta posibilidad se grafican las muestras del monte en el diagrama Fe/Mn versus MnO (Figura 7.13), el cual confirman la posible existencia de piroxenitas en la fuente de los magmas, en línea con lo propuesto para el resto de RJF. Cabe destacar que, para confirmar dicha información es necesario la utilización de isótopos radiogénicos para las muestras del monte.

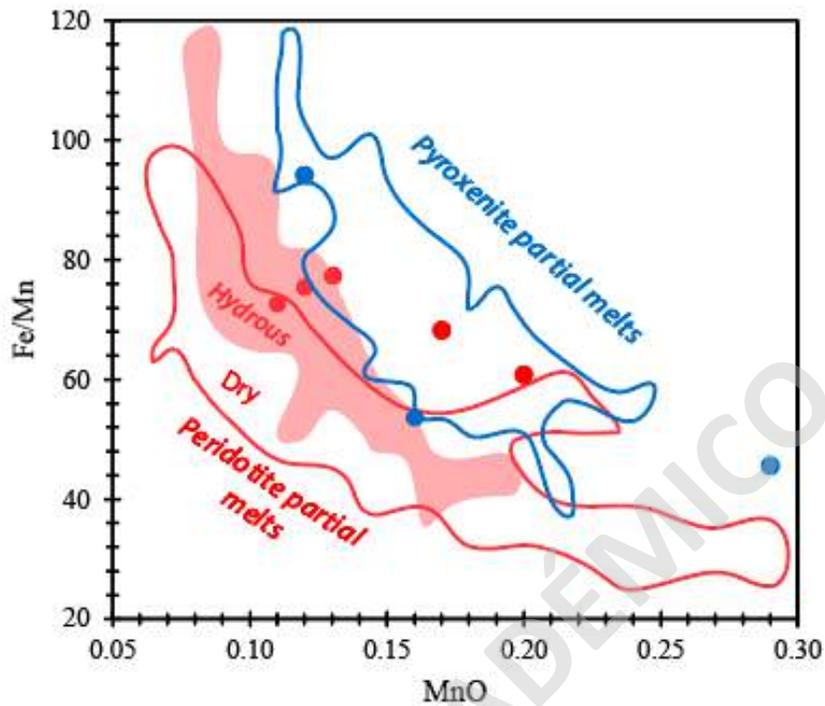


Figura 7.13. Diagrama de variación Fe/Mn versus MnO (%wt). Las lavas del monte O'Higgins indican la fusión parcial de piroxenita. Extraído y modificado de (Reyes et al., 2019)

Asimismo, para evidenciar posibles variaciones en el grado de fusión parcial en las muestras del monte O'Higgins, se analiza el diagrama de razones Nb/Zr frente a La/Yb (Figura 7.14). Estos exhiben valores sutilmente distintos para cada grupo del monte, con menores tasas para el grupo alto en LREE respecto al bajo en LREE, lo que indicaría que las variaciones geoquímicas entre el grupo alto en LREE y bajo en LREE podrían explicarse tanto por diferencias en la tasa de fusión parcial y heterogeneidades térmicas e incluso litológicas en la pluma.

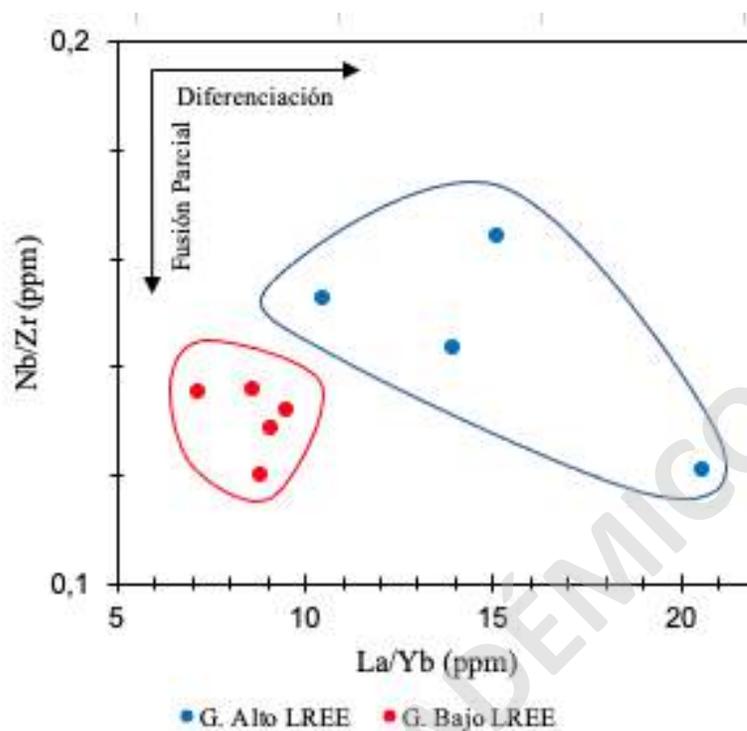


Figura 7.14. Diagrama de variación de Nb/Zr versus La/Yb.

7.2.4 Monte O'Higgins en el contexto de la dorsal de Juan Fernández

Finalmente, se incorporan a este estudio datos geoquímicos pertenecientes a trabajos realizados en las cercanías del monte O'Higgins (Reyes *et al.*, 2019), con el fin de comprender y comparar geoquímicamente los datos obtenidos en este estudio con respecto a montes e islas oceánicas que componen la dorsal de Juan Fernández.

Los datos geoquímicos incorporados corresponden a datos de la etapa de volcanismo de escudo de RCI, ASI, MA y GO, ya que las muestras del monte O'Higgins presentan una química típica de este volcanismo. Cabe de mencionar que Reyes *et al.*, (2019), agrupa en un solo conjunto de datos a las lavas de RCI y MA, debido a que comportan geoquímicamente similares, lo mismo ocurre para las muestras de ASI y GO. El detalle de estos análisis se encuentra en el ANEXO C.

Evidencias geoquímicas e isotópicas (Sr-Nd-Pb) muestran que la variabilidad química dentro de la etapa de escudo en los diferentes volcanes, no solo se debe a la cristalización fraccionada de olivino, clinopiroxeno y plagioclasa, sino también se podría explicar por las diferencias en el

grado de fusión parcial de la pluma ligeramente heterogénea y por la temperatura del manto (Farley et al., 1993; Reyes et al., 2017; Truong et al., 2018; Lara et al., 2018; Reyes et al., 2019). Asimismo, modelos de fusión parcial realizados en la dorsal, sugieren que las rocas de JFR se habrían formado a partir de la mezcla de fundidos provenientes de piroxenita (derivada de la corteza oceánica joven y reciclada) y de peridotita (Reyes et al., 2019).

Con el fin de identificar una posible relación genética entre los magmas pertenecientes a la dorsal se analiza el diagrama de Nb versus Zr (Figura 7.15). En este, se observa que el MO presenta una tendencia similar a las muestras pertenecientes a la etapa escudo del grupo RCI - MA (exceptuando la muestra OS2171018-D), demostrando posibles similitudes en la génesis de sus magmas.

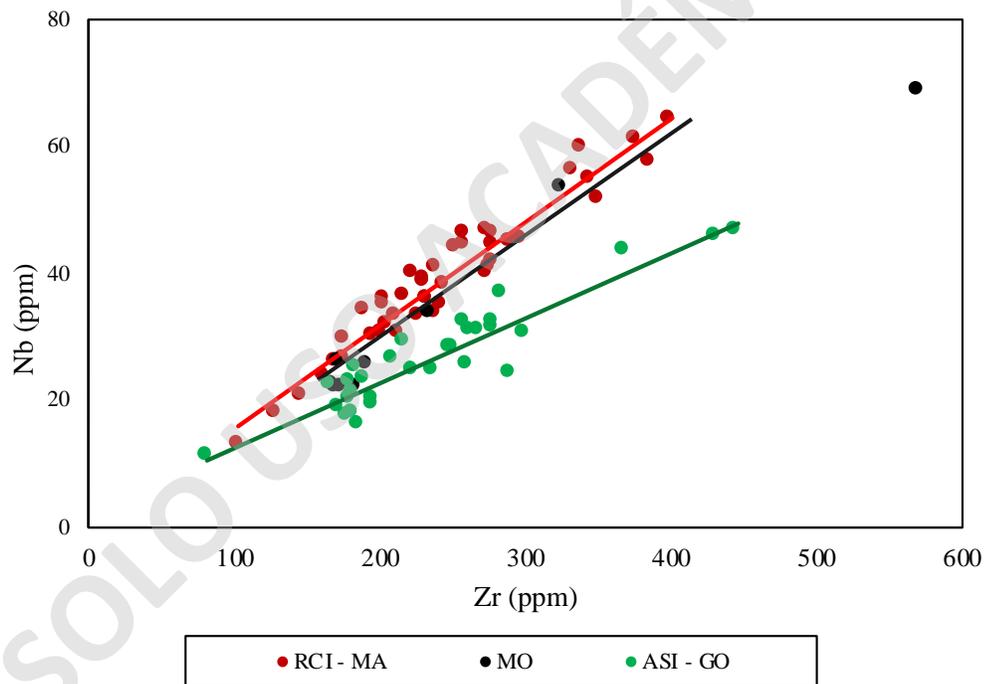


Figura 7.15. Diagrama de variación Nb versus Zr para las muestras correspondientes a la dorsal de Juan Fernández.

Además, se analiza el diagrama de variación de razones de Nb/Zr versus Nb (Figura 7.16), a partir del que se pueden interpretar distintos grados de fusión parcial de las rocas de JFR, donde RCI - MA presentan un menor grado de fusión parcial en comparación a ASI - GO. Las

muestras del MO caen en el rango de las muestras tanto de RCI - MA como ASI - GO evidenciando similitudes geoquímicas de la etapa de escudo de la dorsal. Además, se confirma que las diferencias internas de cada grupo estarían controladas por el proceso de cristalización fraccionada (Figura 7.16)

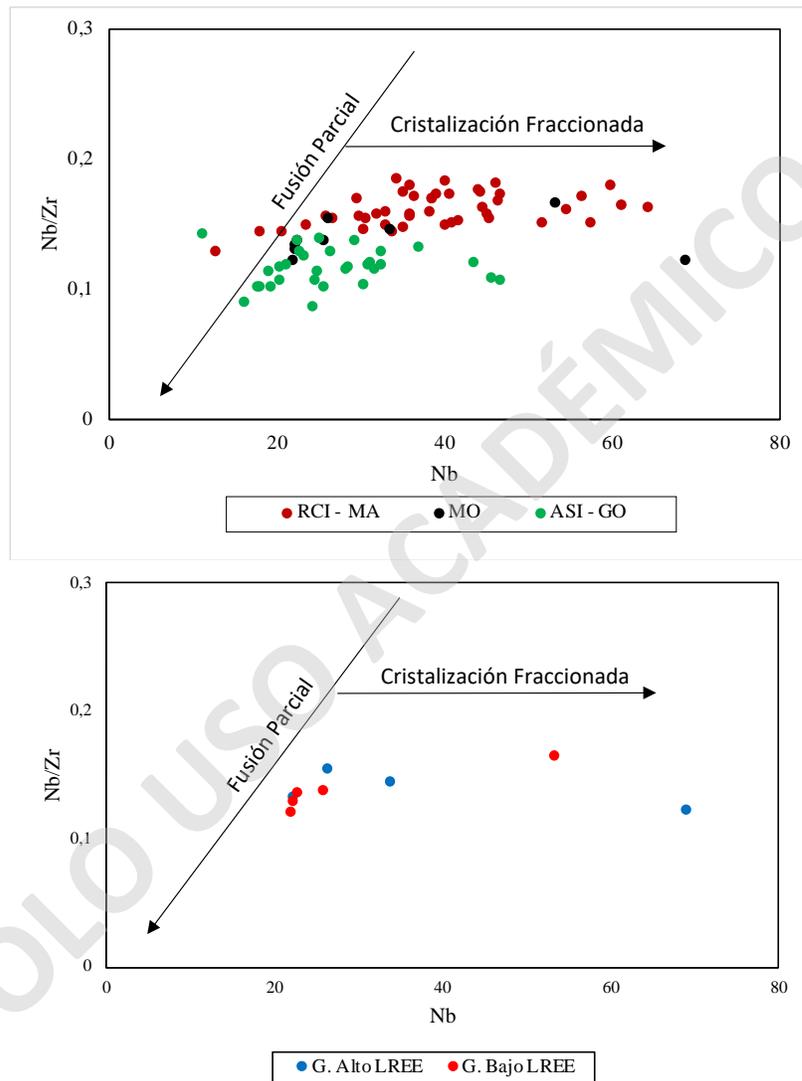


Figura 7.16. Diagrama de variación Nb/Zr versus Nb.

Por otra parte, como se vio en el capítulo anterior “7.2.3. Fuente del magma” las rocas del MO se habrían formado posiblemente a partir de la mezcla de fundidos provenientes de piroxenita y peridotita, similar a lo encontrado en los magmas de la dorsal.

Además, se analiza el gráfico Nb/Zr versus La/Yb para las lavas de la etapa escudo de RCI-MA, ASI-GO y MO (Figura 7.17), donde se observa el alto enriquecimiento de elementos incompatibles de las rocas del grupo alto LREE (Nb/Zr: ~ 0,15) similar a las rocas de RCI/MA (Nb/Zr: ~ 0,16), en cambio, a las rocas del grupo bajo LREE (Nb/Zr: ~ 0,13) poseen concentraciones similares a las rocas de ASI-GO (Nb/Zr: ~ 0,11), evidenciando así la heterogeneidad de la pluma.

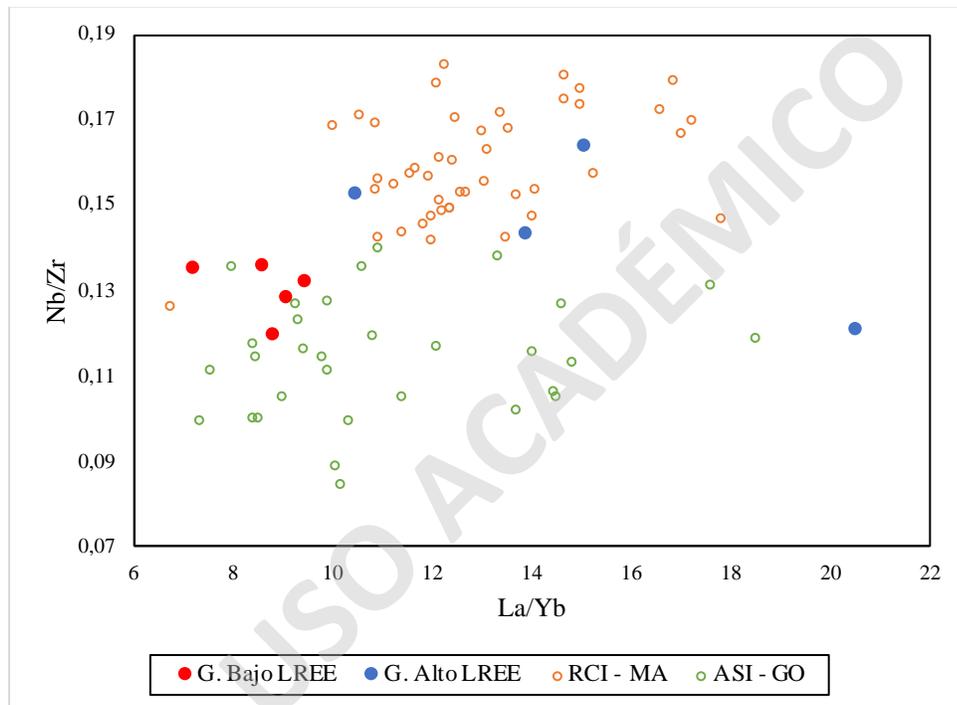


Figura 7.17. Diagrama de variación Nb/Zr versus La/Yb para las lavas de la etapa escudo de la dorsal de Juan Fernández con respecto a las muestras del MO. Enriquecimiento de elementos incompatibles para las muestras de RCI/MA y grupo alto LREE en comparación con las muestras de ASI/GO y grupo bajo LREE.

Esto también queda demostrado en el diagrama de REE (Figura 7.18), donde se observa que las muestras de RCI/MA, ASI/GO y MO (grupo alto y bajo en LREE), se encuentran altamente enriquecidas en REE en comparación a N-MORB, debido a una fuente mantélica más enriquecida y con menores grados de fusión parcial (Reyes et al., 2017; Truong et al., 2018). Además, es posible evidenciar que las diferencias químicas entre las dos muestras parentales de las rocas del MO son insignificantes al momento de examinar la química a una escala mayor,

dejando en evidencia que las variaciones composicionales entre ambos grupos solo están dadas por variaciones sutiles en algunos elementos.

Todo lo anterior permitiría confirmar que las variaciones químicas presentes en las rocas del monte O'Higgins se deben a cristalización fraccionada de olivino, clinopiroxeno y plagioclasa, además de las heterogeneidades térmicas y composicionales de la pluma, semejante a lo sugerido en RJF.

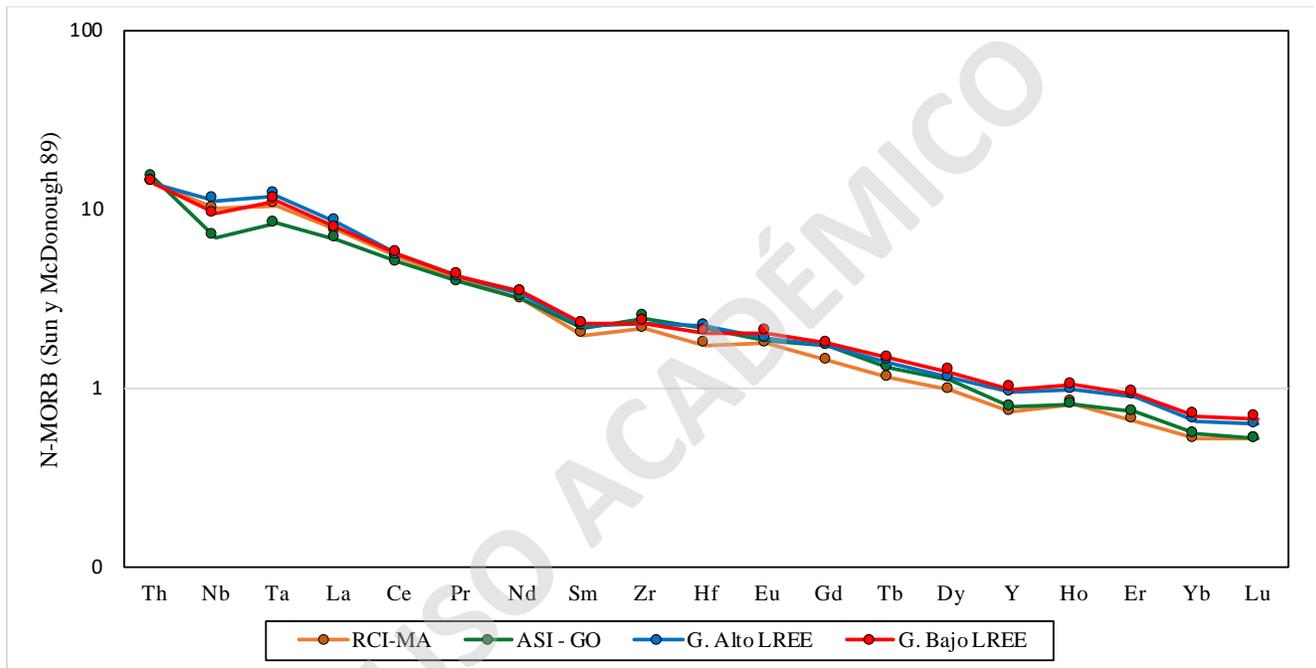


Figura 7.18. Diagrama de REE normalizado a N-MORB (McDonough y Sun, 1989) para las rocas pertenecientes a la dorsal de Juan Fernández. Muestra Mf-3 para ASI/GO y LL040213-2 para RCI/MA información geoquímica en Anexo C.

7.3 Evolución geológica del Monte O'Higgins

En base a las características petrográficas y geoquímicas observadas en las rocas del monte O'Higgins, estas responden a una firma geoquímica típica de una etapa de volcanismo basáltico de escudo. Esto se evidencia al observar las razones de La/Yb, La/Sm, Gd/Yb (promedio: 11,47; 3,84; 3,16 ppm), ya que presentan valores similares a las lavas de la etapa escudo de RJF (promedio: 12,01; 3,7; 3,4 ppm).

En general, las muestras del monte manifiestan altos valores en las razones Ba/Yb, Ba/Zr y Nb/Zr, La/Yb reflejando un marcado enriquecimiento de elementos fuertemente incompatibles con relación al MORB, sugiriendo una fuente del manto más enriquecida como OIB.

Teóricamente, los altos valores en las concentraciones de REE en este tipo de volcanismo, no se podrían explicar exclusivamente solo de una fuente mantélica peridotítica (granate o espinela) enriquecida, sino que, es necesario la incorporación de alguna litología isotópicamente enriquecida en la fuente como corteza oceánica reciclada como piroxenita (Reyes et al., 2015; Stracke et al., 2003), permitiendo así generar magmas de diferentes composiciones. Bajo este contexto, se sugiere la participación de una fuente relativamente heterogénea (peridotita y piroxenita) en la generación de los magmas del monte, aunque es necesario efectuar isotopía en las rocas para obtener resultados certeros.

Por otra parte, la progresión de edades que se presenta a lo largo de toda la dorsal de Juan Fernández avala esta posibilidad, ya que esta pluma sería capaz de incorporar fragmentos de litologías profundas como la piroxenita (Reyes et al., 2019).

A medida que asciende el magma, este es sometido a procesos de diferenciación. Aquí cristalizan los fenocristales de olivino, piroxeno, plagioclasa con una tasa alta de crecimiento y baja de nucleación (escasos <5%). El ascenso magmático generaría cambios en las condiciones físico-químicas de los minerales, formando texturas de alta tasa de nucleación y baja de crecimiento generando abundantes microlitos de olivino, clinopiroxenos, plagioclasas y óxidos de Fe, además de vidrio intersticial entre estos, formando así las texturas porfírica y glomeroporfírica (muestra OS2171018-D). Todo lo anterior indicaría que las variaciones composicionales observadas entre ambos grupos de lavas del monte pueden explicarse por heterogeneidades en términos composicionales de la pluma, además de variaciones en el grado de fusión parcial de esta, ya que la piroxenita se funde a una menor temperatura en comparación que la peridotita (Pertermann y Hirschmann, 2003). Asimismo, las variaciones geoquímicas internas en cada grupo logran ser explicadas mediante procesos de cristalización fraccionada de olivino, clinopiroxeno y plagioclasa.

Considerando la tasa de avance de la placa Nazca (7,4 cm/año según el modelo MORVEL (DeMets et al., 2010)) y a la edad aproximada de las rocas del guyot O'Higgins (8,41 Ma (von Huene et al.,

1997) y $9,26 \pm 0,28$ Ma (Lara *et al.*, 2018B)), se estimaría que la evolución geológica del monte O'Higgins comenzaría con una edad tentativa de entre 8,71 Ma - 9,5 Ma.

Por otra parte, el proceso de construcción del monte O'Higgins sigue el modelo arquetípico de las islas oceánicas de origen volcánico como la de Hawaii. La etapa de volcanismo escudo se caracteriza por abundantes emisiones de coladas de lavas basálticas provenientes de un conducto magmático central que construyen volumétricamente el edificio volcánico, generando en una primera instancia una simetría cónica. Los constantes flujos lávicos originan terrazas volcánicas las que se caracterizan por ser circulares o semicirculares disponiéndose aleatoriamente alrededor del monte. El rápido enfriamiento del magma al entrar en contacto con el agua de mar también modifica la forma del volcán, ya que el apilamiento de lavas submarinas sobre el fondo oceánico permite la construcción de laderas más empinadas. El continuo crecimiento del monte genera tensiones gravitacionales en los flancos este, favoreciendo así el desarrollo de zonas de *Rift* volcánico, además de generar colapsos gravitacionales en el volcán ocasionando grandes deslizamientos de rocas los que cumplen un rol importante en el modelado del edificio volcánico. Después de la construcción del volcán escudo, emergieron algunos centros eruptivos menores tanto en la base del monte como en sus alrededores, donde su temporalidad y origen se desconocen. Finalmente, tanto el monte O'Higgins como su alrededor, es cubierto por una capa de sedimentos pelágicos y depósitos volcanoclásticos debido al transporte de material sedimentario por corrientes marinas profundas o por corrientes de turbidez provocadas en los flancos del edificio volcánico.

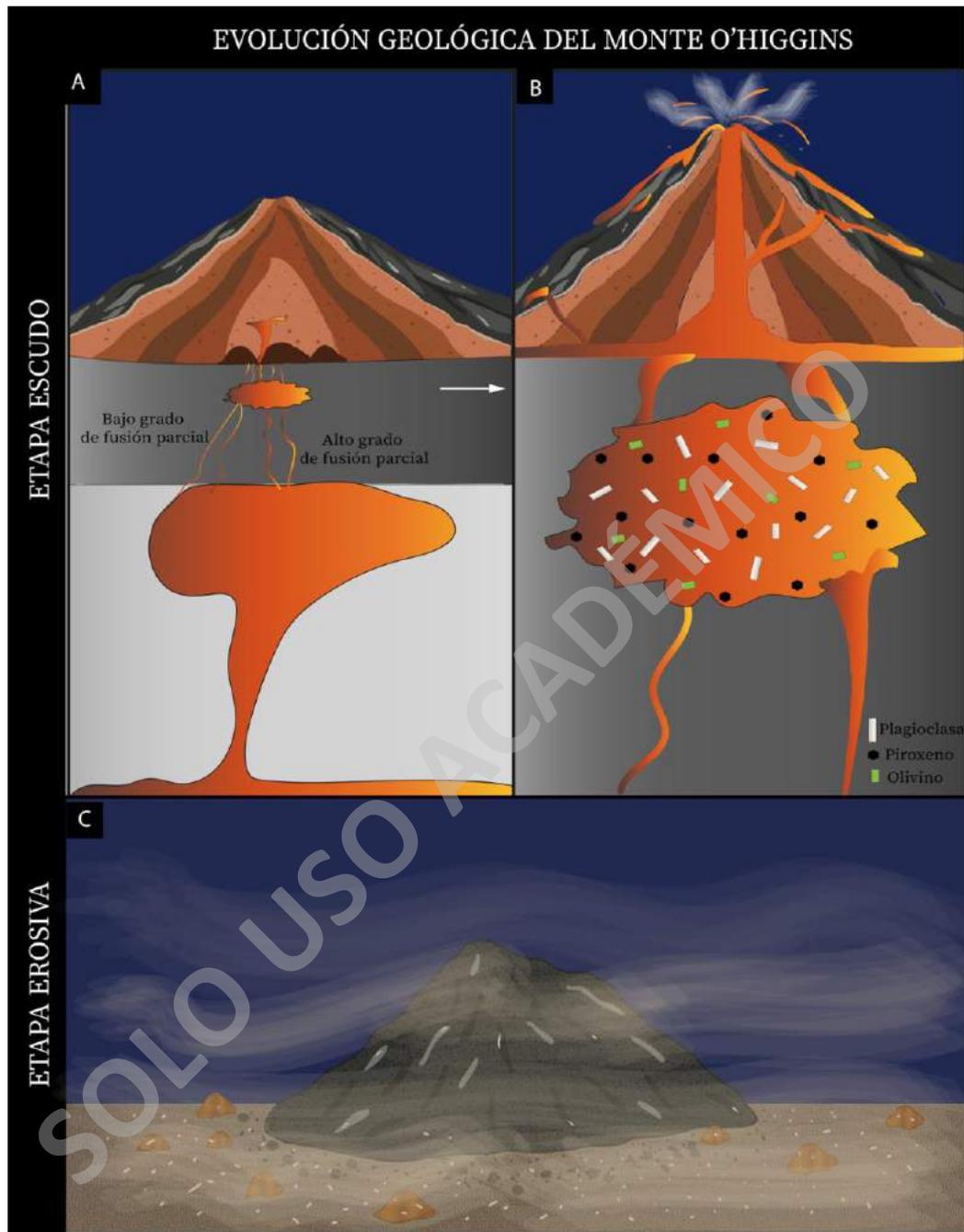


Figura 7.19. Modelo esquemático no a escala de la evolución magmática y geomorfológica del monte O'Higgins. Etapa de volcanismo escudo **A)** exhibiendo los diferentes grados de fusión parcial de la fuente. **B)** Reservorio magmático exhibiendo el proceso de cristalización fraccionada de olivino, clinopiroxeno y plagioclasas. **C)** Post construcción del volcán escudo emergen algunos centros eruptivos menores en la base como alrededor del monte. Posteriormente es cubierto por una capa de material sedimentario en todo el edificio volcánico y suelo marino.

8 CONCLUSIONES

La evolución geomorfológica del monte O'Higgins cumple 3 de las 6 etapas de evolución estructural de montes submarinos e islas oceánicas propuestas por Staudigel y Clague. Su evolución consiste en la generación de un pequeño monte submarino el cual aumenta voluntariamente su tamaño debido a la alta tasa de emisión magmática, el cual genera tensiones internas en los flancos del volcán desarrollando zonas de fisuras por el cual ascendería material magmático permitiendo así desarrollar zonas de *Rift* o incluso el colapso de parte del edificio volcánico. A medida que este crece, alcanza un tamaño cercano a la superficie (715 m), el cual da paso a un volcanismo más explosivo. Dependiendo de la velocidad de subducción de las placas, este monte puede alcanzar el fin de su vida geológica siendo subductado, similar a lo sucedido con el monte submarino Papudo en RJF.

En una primera instancia se define una zona de *Rift* volcánico incipiente al sur del monte O'Higgins. Esta morfología también es posible interpretarla como un remanente de una zona de cabecera generadas a partir de dos avalanchas volcánicas en distintas direcciones. Para descartar a cuál de las dos morfologías corresponde, es necesaria la obtención de batimetría de mayor resolución en la zona para observar un mayor detalle si existe la presencia de depósitos de avalancha en la base del monte.

No se observan evidencias de que el monte se haya visto afectado por procesos erosivos marinos como procesos de abrasión de las olas, ya que en su cima no es posible identificar terrazas submarinas. Sin embargo, se identifican terrazas submarinas de origen volcánico en la base del monte, originadas por diversas coladas de lavas las que no se vieron afectadas por procesos erosivos.

La temporalidad, origen y composición de pequeñas estructuras volcánicas como conos volcánicos es desconocida, ya que se pueden haber generado en conjunto con la construcción del

edificio volcánico o en una etapa post erosiva. Para dilucidar dicho enigma es necesario la obtención de muestras de dichas morfologías.

La evolución geomorfológica de cada edificio volcánico que compone el RJF es diferente e independiente para cada monte submarino, por lo que las diferencias que se presentan a lo largo de la cadena volcánica son producto de las diversas edades que estos presentan, a las tasas de volcanismo, grados de erosión al cual se han visto afectados y la ubicación que estos se encuentran dentro de la dorsal.

Las muestras del monte O'Higgins, exhiben una signatura geoquímica clásica del volcanismo de la etapa escudo similar a la encontrada en los montes e islas oceánicas pertenecientes al RJF. Estas muestras presentan un elevado enriquecimiento en elementos altamente incompatibles (LILE y HFSE), típico de una fuente de OIB. Esto evidenciaría similitudes en la génesis de los magmas dentro de toda la cadena volcánica.

Las diferencias composicionales entre el grupo alto en LREE y bajo en LREE, están controladas principalmente por las diferencias en el grado de fusión parcial de una fuente del manto común la cual es ligeramente heterogénea en su composición. Además, las variaciones internas entre cada grupo de muestras del monte estarían dadas por la cristalización fraccionada superficial de olivino, clinopiroxeno y plagioclasa. Por otra parte, las diferencias elementales entre ambos grupos de muestras se logran evidenciar al analizar exclusivamente el monte O'Higgins, ya que al analizarlo a una mayor escala como lo es la dorsal, las diferencias entre ambos grupos de muestras son insignificantes.

9 BIBLIOGRAFÍA

- Anderson, D. L. (2000). The thermal state of the upper mantle: No rule for mantle plumes. *Geophysical Research Letters*, 27(22), 3623–3626. <https://doi.org/10.1029/2000GL011533>
- Argus, D. F., Gordon, R. G., Helflin, M., Ma, C., Eanes, R., Willis, P., Peltier, R., & Owen, S. (2010). The angular velocities of the plates and the velocity of Earth's centre from space geodesy. *Geophysical Journal International*, 180, 913–960. <https://doi.org/https://doi.org/10.1111/j.1365-246X.2009.04463.x>
- Asimow, P., & Ghiorso, M. (1998). *Algorithmic modifications extending MELTS to calculate subsolidus phase relations*. (pp. 1127–1131). *American mineralogist* 83 (9-10).
- Astudillo, V. (2014). *Geomorfología y evolución geológica de la isla Robinson Crusoe, Archipiélago Juan Fernández*. 154.
- Astudillo, V., & Lara, L. E. (2015). *Geomorfología del edificio volcánico de las islas Robinson Crusoe y Santa Clara, dorsal de Juan Fernández*. 731–734.
- Cande, S. C., & Haxby, W. F. (1991). Eocene propagating rifts in the southwest Pacific and their conjugate features on the Nazca plate. *Journal of Geophysical Research*, 96(B12). <https://doi.org/10.1029/91jb01991>
- Caress, D., & Chayes, D. (2015). *MB-System Seafloor Mapping Software. Processing and Display of Swath Sonar Data*. <https://www.mbari.org/products/research-software/mb-system/>
- Casalbore, D. (2018). Volcanic Islands and Seamounts. *Springer Geology*, 333–347. https://doi.org/10.1007/978-3-319-57852-1_17
- Clouard, V., & Bonneville, A. (2001). How many Pacific hotspots are fed by deep-mantle plumes? *Geology*, 29(8), 695–698. [https://doi.org/10.1130/0091-7613\(2001\)029<0695:HMPHAF>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1130/0091-7613(2001)029<0695:HMPHAF>2.0.CO;2)
- Contreras-Reyes, E. (2003). *Caracterización Sísmica del Monte Submarino O'higgins*.
- Courtillet, 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)
- DeMets, C., Gordon, R., Argus, D., & Stein, S. (1990). Current plate motions. *Geophysical Journal International*, 101, 425–478.
- DeMets, C., Gordon, R. G., & Argus, D. F. (2010). Geologically current plate motions. *Geophysical Journal International*, 181(1), 1–80. <https://doi.org/10.1111/j.1365-246X.2009.04491.x>
- Devey, C. W., Hémond, C., & Stoffers, P. (2000). Metasomatic reactions between carbonated plume melts and mantle harzburgite: The evidence from Friday and Domingo Seamounts (Juan Fernandez chain, SE Pacific). *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 139(1), 68–84. <https://doi.org/10.1007/s004100050574>
- Díaz-Naveas, J., Apablaza, P., González, C., López, D., Silva, A., Lara, L. E., & Astudillo, V.

- (2015). Geomorfología y morfometría de Tres Grupos de Montes Submarinos de la Dorsal de Juan Fernández. *XIV Congreso Geológico Chileno*, 1–4.
- Díaz-Naveas, J., & Lara, L. E. (2018). *Definición de Monte Submarino y algunas implicancias de este término*. 1019. <https://congresogeologicochileno.cl/wp-content/uploads/2018/12/Libro-de-Actas-XV Congreso Geológico Chileno 2018-2.pdf>
- Dixon, J. E., Leist, L., Langmuir, C., & Schilling, J. (2002). <nature01215-OIB MORB.pdf>. *Nature*, 420(6914), 385–389.
- Farley, K. A., Basu, A. R., & Craig, H. (1993). He, Sr and Nd isotopic variations in lavas from the Juan Fernández archipelago, SE Pacific. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 115(1), 75–87. <https://doi.org/10.1007/BF00712980>
- Fornaciai, A., Favalli, M., Karátson, D., Tarquini, S., & Boschi, E. (2012). Morphometry of scoria cones, and their relation to geodynamic setting: A DEM-based analysis. *Volcanology and Geothermal Research*, 217–218, 56–72. <https://doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2011.12.012>
- French, S. W., & Romanowicz, B. (2015). Broad plumes rooted at the base of the Earth's mantle beneath major hotspots. *Nature*, 525(7567), 95–99. <https://doi.org/10.1038/nature14876>
- Gans, K. D., Wilson, D. S., & Macdonald, K. C. (2003). Pacific Plate gravity lineaments: Diffuse extension or thermal contraction? *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 4(9), 1–17. <https://doi.org/10.1029/2002GC000465>
- Geist, D. J., Fornari, D. J., Kurz, M. D., Harpp, K. S., Soule, S. A., Perfit, M. R., & Koleszar, A. M. (2006). Submarine Fernandina: Magmatism at the leading edge of the Galápagos hot spot. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 7(12). <https://doi.org/10.1029/2006GC001290>
- Ghiorso, M. S., Hirschmann, P. W., Reiners, P. W., & Kress V.C. (2002). *The pMELTS: A revision of MELTS for improved calculation of phase relations and major element partitioning related to partial melting of the mantle to 3 Gpa*, *Geochemistry Geophysics Geosystems* (3(5)). <https://doi.org/10.1029/2001GC000217>
- Gifkins, C., Herrmann, W., & Large, R. (2005). *Altered Volcanic Rocks*.
- González, C. (2019). *Caracterización Geomorfológica de Montes Submarinos de la Dorsal de Juan Fernández*. Pontificia Universidad Católica de Valparaíso.
- Hampton, M. A., Lee, H. J., & Locat, J. (1996). Submarine landslides. *Reviews of Geophysics*, 34(1), 33–59.
- 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(3), 219–230. <https://doi.org/10.1007/BF00413167>
- Hieronymus, 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)
- Hirano, N., Machida, S., Abe, N., Morishita, T., Tamura, A., & Arai, S. (2013). Petit-spot lava fields off the central Chile trench induced by plate flexure. *Geochemical Journal*, 47(2),

249–257. <https://doi.org/10.2343/geochemj.2.0227>

- Hirano, N., Takahashi, E., Yamamoto, J., Abe, W., Ingle, S. P., Kaneoka, I., Hirata, T., Kimura, J. I., Ishii, T., Ogawa, Y., Machida, S., & Suyehiro, K. (2006). Volcanism in response to plate flexure. *Science*, *313*(5792), 1426–1428. <https://doi.org/10.1126/science.1128235>
- Hollocher, K., Robinson, P., Walsh, E., & Roberts, D. (2012). Geochemistry of amphibolite-facies volcanics and gabbros of the Storen Nappe in extensions west and southwest of Trondheim, Western Gneiss Region, Norway: A key to correlations and paleotectonic settings. *American Journal of Science*, *312*, 357–416.
- Huggett, R. J. (2011). Fundamentals of Geomorphology. In *Fundamentals of Geomorphology*. <https://doi.org/10.4324/9780203860083>
- Humphris, S. E., & Thompson, G. (1978). Trace element mobility during hydrothermal alteration of oceanic basalts. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, *42*(1), 127–136. [https://doi.org/10.1016/0016-7037\(78\)90222-3](https://doi.org/10.1016/0016-7037(78)90222-3)
- Kimura, J. I., & Ariskin, A. A. (2014). Calculation of water-bearing primary basalt and estimation of source mantle conditions beneath arcs: PRIMACALC2 model for WINDOWS. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, *15*(4), 1494–1514. <https://doi.org/10.1002/2014GC005329>
- Kopp, H., Flueh, E. R., Papenberg, C., & Klaeschen, D. (2004). Seismic investigations of the O'Higgins Seamount Group and Juan Fernández Ridge: Aseismic ridge emplacement and lithosphere hydration. *Tectonics*, *23*(2), 1–21. <https://doi.org/10.1029/2003TC001590>
- Koppers, A. A. P. (2011). Mantle plumes persevere. *Nature Geoscience*, *4*(12), 816–817. <https://doi.org/10.1038/ngeo1334>
- Koppers, A. A. P., & Watts, A. B. (2010). Intraplate Seamounts as a window into deep earth processes. *Oceanography*, *23*(1), 42–57. <https://doi.org/10.5670/oceanog.2010.61>
- Lara, L. E., Díaz-Naveas, J., Reyes, J., Jicha, B., Orozco, G., Tassara, A., & Kay, S. (2018). 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. (2018). 40Ar/39Ar geochronological constraints on the age progression along the Juan Fernández Ridge, SE Pacific. *Frontiers in Earth Science*, *6*(November). <https://doi.org/10.3389/feart.2018.00194>
- Lurton, X., Lamarche, G., Brown, C., Lucieer, V., Rice, G., Schimel, A., & Weber, T. (2015). Backscatter measurements by seafloor-mapping sonars. Guidelines and Recommendations. *Studies in Computational Intelligence*, *215*(May), 200. https://doi.org/10.1007/978-3-642-01878-7_2
- Menard, H. (1964). *Marine Geology of the Pacific*.
- Micallef, A., Krastel, S., & Savini, A. (2018). *Springer Geology Submarine Geomorphology*. <http://www.springer.com/series/10172>
- Mitchell, N. C. (2003). *Transition from circular to stellate forms of submarine volcanoes*

volcanic and have stellate forms that reflect the relief of radiating rift zones , multiple volcanic due to giant are commonly subcircular in plan and only that the variation from small rou. 106(2000).

- Molnar, P., & Stock, J. (1987). *Relative motions of hotspots in the Pacific, Atlantic and Indian Oceans since late Cretaceous time. 327.*
- Montelli, R., Nolet, G., Dahlen, F. A., & Masters, G. (2006). A catalogue of deep mantle plumes: New results from finite frequency tomography. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 7(11). <https://doi.org/10.1029/2006GC001248>
- Montelli, R., Nolet, G., Dahlen, F. A., Masters, G., Engdahl, E. R., & Hung, S. H. (2004). Finite-Frequency Tomography Reveals a Variety of Plumes in the Mantle. *Science*, 303(5656), 338–343. <https://doi.org/10.1126/science.1092485>
- Morgan, J. (1971). Convection Plumes in the Lower Mantle. *Nature*, 230(5), 42–43. <https://www.nature.com/articles/230042a0.pdf>
- Morgan, J. (1972). Deep Mantle Convection Plumes and Plate Motions. In *AAPG Bulletin* (Vol. 56). <https://doi.org/10.1306/819a3e50-16c5-11d7-8645000102c1865d>
- Müller, R. D., Sdrolias, M., Gaina, C., & Roest, W. R. (2008). Age, spreading rates, and spreading asymmetry of the world's ocean crust. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 9(4), 1–19. <https://doi.org/10.1029/2007GC001743>
- Palomino, D., Vazquez, J., Somoza, L., León, R., López-González, N., Medialdea, T., Fernandez-Salas, L., & Gonzalez, F. (2015). *Características geomorfológicas del Monte submarino Echo (Sur de la Provincia Volcánica de las Islas Canarias) Características geomorfológicas del Monte submarino Echo (Sur de la Provincia Volcánica de las Islas Canarias) Geomorphologic characteristic. November.* <https://doi.org/10.13140/RG.2.1.4064.9680>
- Pardo, M., Monfret, T., Vera, E., Eisenberg, A., Yáñez, G., & Triep, E. (2003). *Cambio En La Subduccion De La Placa De Nazca , De Plana a Inclínada , Bajo Chile Central Y Argentina : Datos Sismologicos Preliminares.*
- Pertermann, M., & Hirschmann, M. M. (2003). Partial melting experiments on a MORB-like pyroxenite between 2 and 3 GPa: Constraints on the presence of pyroxenite in basalt source regions from solidus location and melting rate. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 108(B2), 1–17. <https://doi.org/10.1029/2000jb000118>
- Pitcher, T. J., Morato, T., Hart, P. J. B., Clark, M. R., Haggan, N., & Santos, R. S. (2008). Seamounts: Ecology, Fisheries & Conservation. In *Seamounts: Ecology, Fisheries & Conservation* (Issue October 2017). <https://doi.org/10.1002/9780470691953>
- Prior, D. B., Bornhold, B. D., & Johns, M. W. (1984). Depositional characteristics of a submarine debris flow. *Journal of Geology*, 92(6), 707–727. <https://doi.org/10.1086/628907>
- Quartau, R., Tempera, F., Mitchell, N. C., Pinheiro, L. M., Duarte, H., Brito, P. O., Bates, C. R., & Monteiro, J. H. (2012). Morphology of the Faial Island shelf (Azores): The interplay between volcanic, erosional, depositional, tectonic and mass-wasting processes. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 13(4). <https://doi.org/10.1029/2011GC003987>

- Ramalho, R. S., Quartau, R., Trenhaile, A. S., Mitchell, N. C., Woodroffe, C. D., & Ávila, S. P. (2013). Coastal evolution on volcanic oceanic islands: A complex interplay between volcanism, erosion, sedimentation, sea-level change and biogenic production. *Earth-Science Reviews*, 127, 140–170. <https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2013.10.007>
- Rappaport, Y., Naar, D. F., Barton, C. C., Liu, Z. J., & Hey, R. N. (1997). Morphology and distribution of seamounts surrounding Easter Island. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 102(B11), 24713–24728. <https://doi.org/10.1029/97jb01634>
- 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. (2015). Petrogénesis , evolución magmática y geocronología 40 Ar / 39 Ar de la isla Robinson Crusoe , Dorsal de Juan Fernández , Pacífico SE. *XIV Congreso Geológico Chileno*, 601–604.
- Reyes, J., Lara, L. E., & Morata, D. (2017). Contrasting P-T 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). Tectónica de placas y origen de la dorsal de Juan Fernández: Análisis de los patrones batimétricos y magnéticos. *Latin American Journal of Aquatic Research*, 42(4), 907–917. <https://doi.org/10.3856/vol42-issue4-fulltext-15>
- Sandwell, D., & Fialko, Y. (2004). Warping and cracking of the Pacific plate by thermal contraction. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 109(10), 1–12. <https://doi.org/10.1029/2004JB003091>
- Sandwell, D., & Smith, W. H. . (1997). Marine gravity anomaly from Geosat and ERS 1 satellite altimetry. *Journal of Geophysical Research B: Solid Earth*, 102(B5), 10039–10054. <https://doi.org/10.1029/96JB03223>
- Schwartz, D. M., Soule, S. A., Wanless, V. D., & Jones, M. R. (2018). Identification of erosional terraces on seamounts: Implications for interisland connectivity and subsidence in the Galápagos archipelago. *Frontiers in Earth Science*, 6(July), 1–17. <https://doi.org/10.3389/feart.2018.00088>
- Searle, R. C., Murton, B. J., Achenbach, K., LeBas, T., Tivey, M., Yeo, I., Cormier, M. H., Carlut, J., Ferreira, P., Mallows, C., Morris, K., Schroth, N., van Calsteren, P., & Waters, C. (2010). Structure and development of an axial volcanic ridge: Mid-Atlantic Ridge, 45°N. *Earth and Planetary Science Letters*, 299(1–2), 228–241. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2010.09.003>
- Sepulveda, J. (2012). *Tomografía Sísmica 2D de alta resolución bajo los montes submarinos O'higgins*.
- Smith, D. ., & Cann, J. . (1990). Hundreds of small volcanoes on the median valley floor of the Mid-Atlantic Ridge at 24 - 30° N. *Nature Geoscience*, 348 (6297), 152–155.

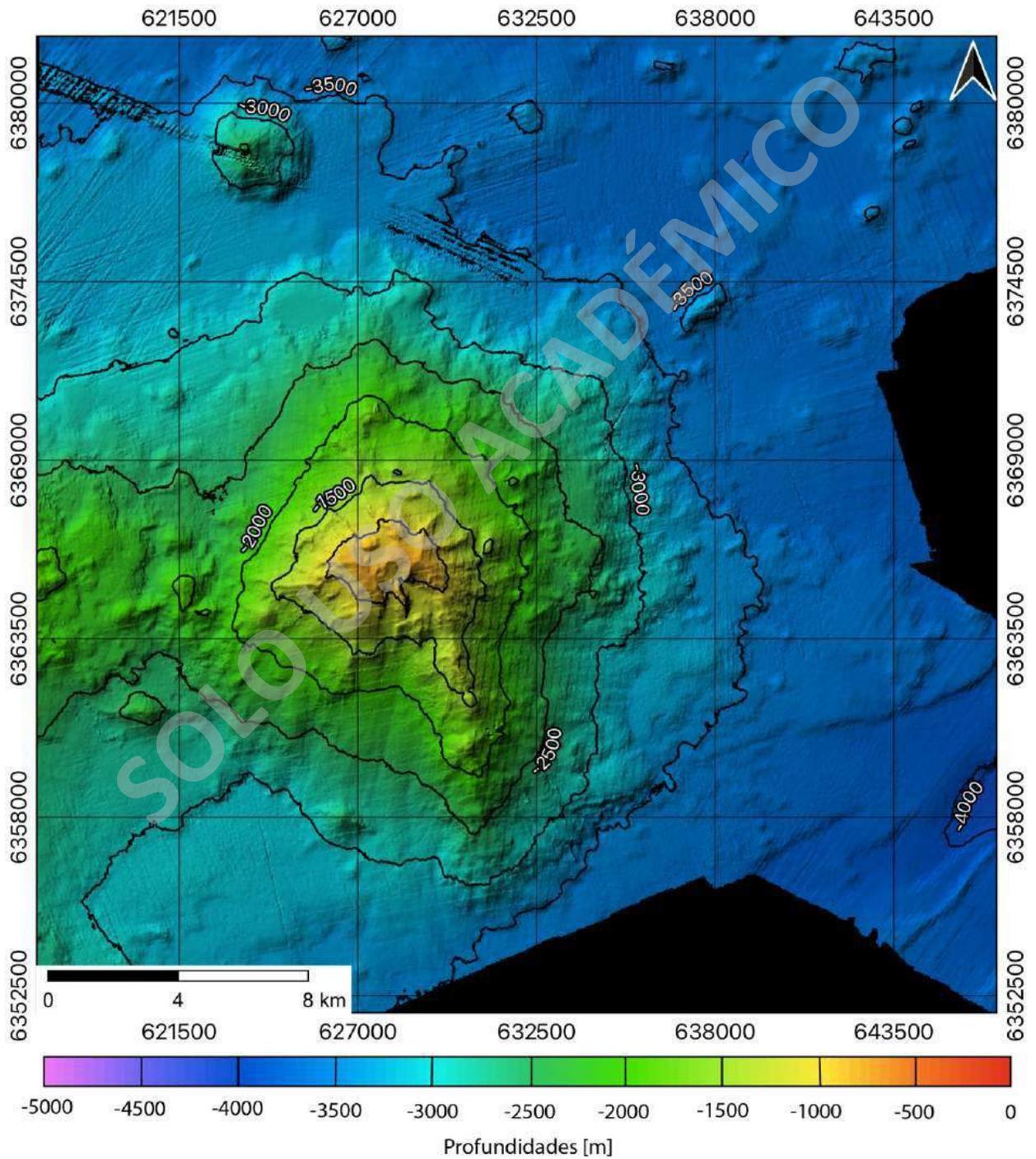
<https://doi.org/10.1038/348152a0>

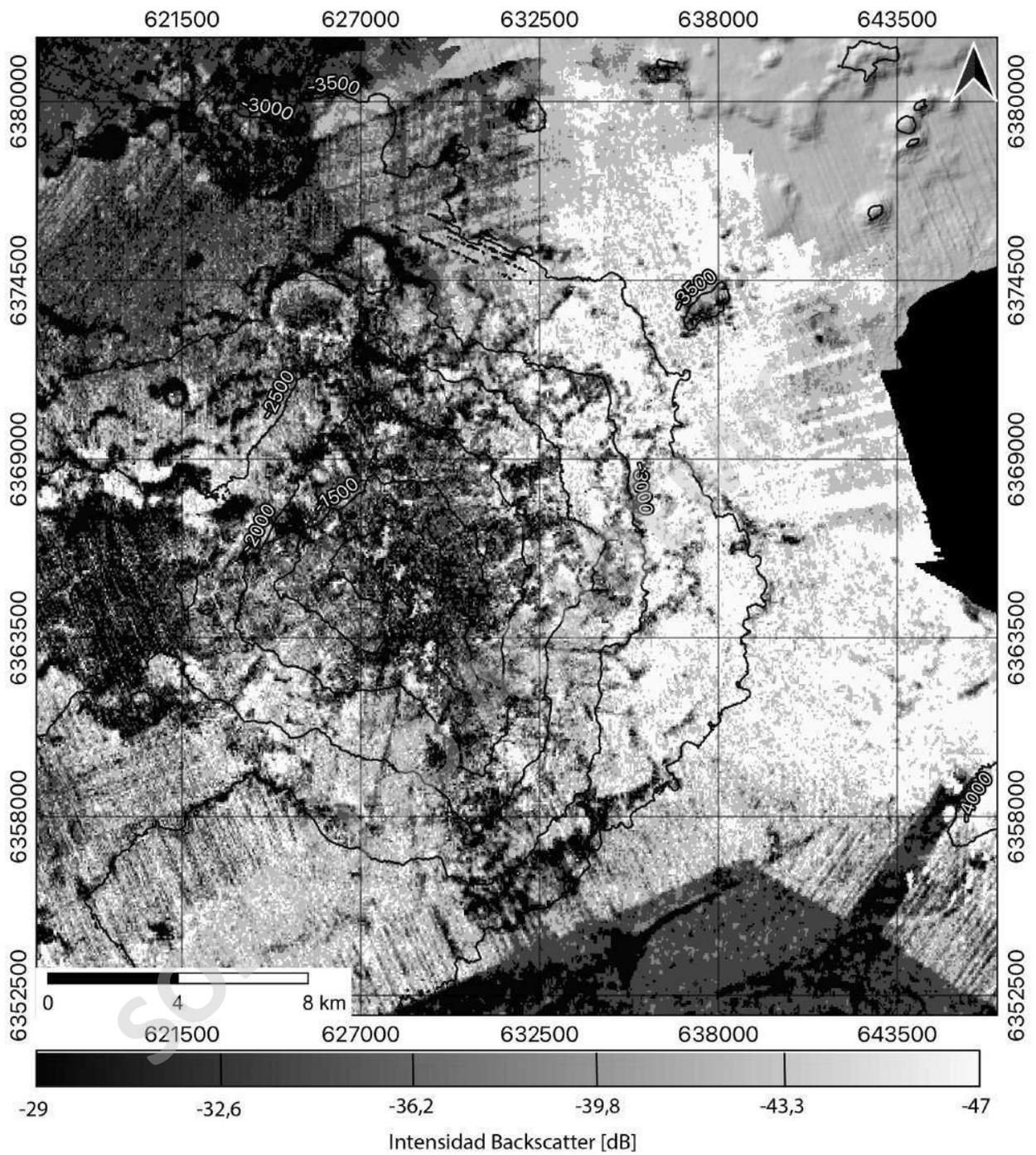
- Smith, P. M., & Asimow, P. (2005). *Adiabat_1ph: A new public front-end to the MELTS, pMELTS, and pHMELTS models, Gepchem. Geophys. Geosyst.* <https://doi.org/10.1029/2004GC000816>
- Sofade, A. O. (2018). *Submarine Alteration of Seamount Rocks in the Canary Islands : Insights from Mineralogy , Trace Elements , and Stable Isotopes.* 442.
- Staudigel, H., & Clague, D. A. (2010). The Geological History of Deep-Sea Volcanoes. *Oceanography*, 23(1), 58–71.
- Staudigel, H., & Hart, S. R. (1983). Alteration of basaltic glass: Mechanisms and significance for the oceanic crust-seawater budget. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 47(3), 337–350. [https://doi.org/10.1016/0016-7037\(83\)90257-0](https://doi.org/10.1016/0016-7037(83)90257-0)
- 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>
- Stroncik, N. A., & Schmincke, H. U. (2001). Evolution of palagonite: Crystallization, chemical changes, and element budget. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 2(7). <https://doi.org/10.1029/2000GC000102>
- Thompson, G. (1983). Basalt — Seawater Interaction. *Hydrothermal Processes at Seafloor Spreading Centers*, 225–278. https://doi.org/10.1007/978-1-4899-0402-7_11
- Toselli, A. (2009). Elementos Básicos de petrología IGNEA. *Journal of Chemical Information and Modeling*, 53(9), 1689–1699. <https://doi.org/10.1017/CBO9781107415324.004>
- Turcotte, D., & Oxburgh, E. (1973). *Mid-plate Tectonics.*
- Urgeles, R., Locat, J., Schmitt, T., & Hughes Clarke, J. E. (2002). The July 1996 flood deposit in the Saguenay Fjord, Quebec, Canada: Implications for sources of spatial and temporal backscatter variations. *Marine Geology*, 184(1–2), 41–60. [https://doi.org/10.1016/S0025-3227\(01\)00303-6](https://doi.org/10.1016/S0025-3227(01)00303-6)
- Utzmann, A., Hansteen, T., & Schmincke, H. U. (2002). Trace element mobility during sub-seafloor alteration of basaltic glass from Ocean Drilling Program site 953 (off Gran Canaria). *International Journal of Earth Sciences*, 91(4), 661–679. <https://doi.org/10.1007/s00531-001-0247-6>
- Vogt, P., & Smoot, N. C. (1984). The Geisha guyots: multibeam bathymetry and morphometric interpretation. *Journal of Geophysical Research*, 89(B13), 11085–11107. <https://doi.org/10.1029/JB089iB13p11085>
- von Huene, R., Corvalán, J., Flueh, E; Hinz, K., Korstgard, J., Ranero, C., & Weinrebe, W. (1997). Tectonic control of the subducting Juan Fernández Ridge on the Andean margin near Valparaiso, Chile. *Journal of Education*, 16(26), 474–488. <https://doi.org/10.1177/002205741808702620>
- Wassel, P., & Smith, W. H. . (2005). *Generic Mapping Tools Graphics (GMT).*
- Watts, A. B. (1978). An analysis of isostasy in the world’s oceans; 3. aseismic ridges. *Journal of*

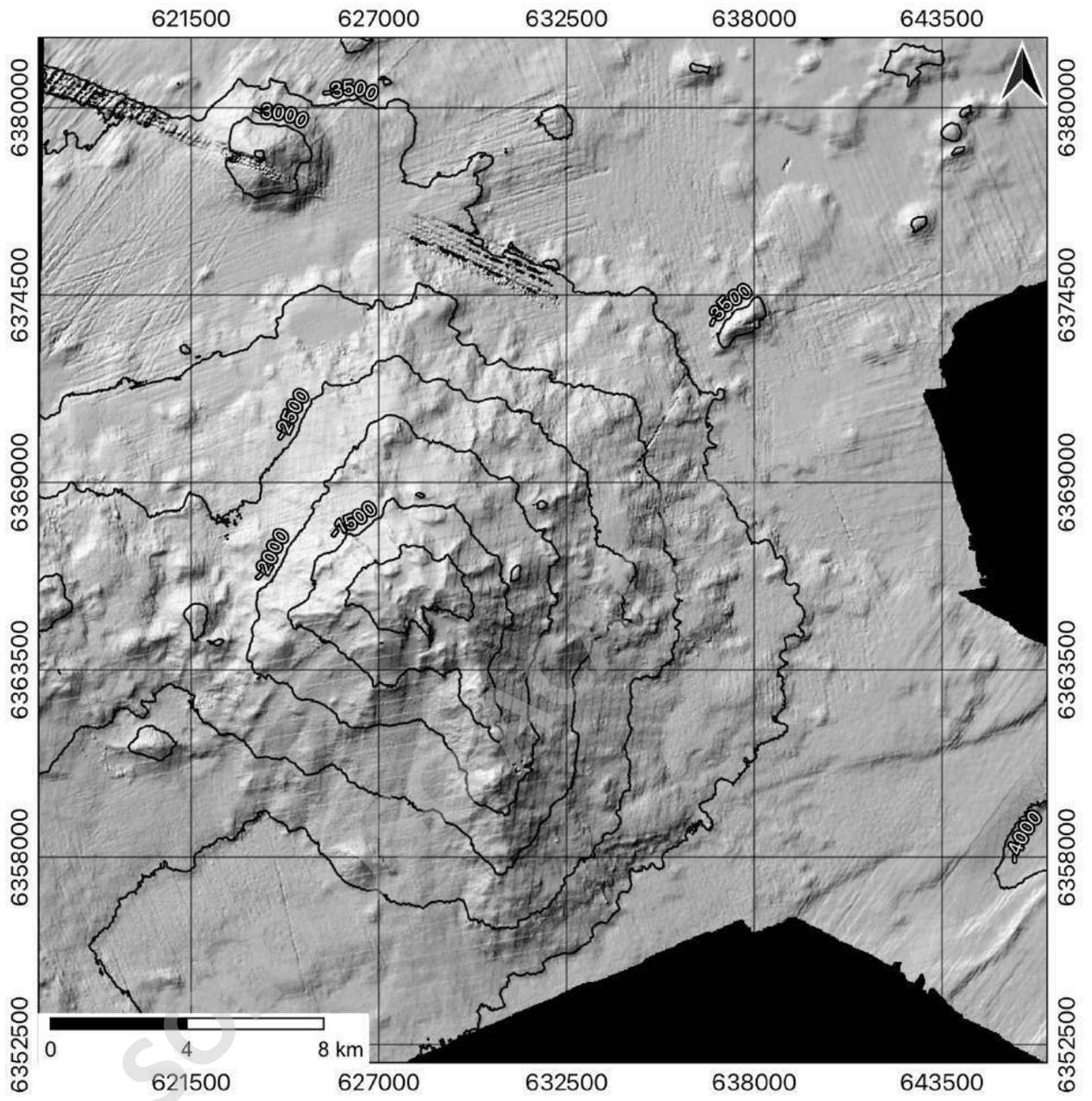
- Geophysical Research*, 84(B7), 3637–3653. <https://doi.org/10.1029/JB084iB07p03637>
- Wilson, J. T. (1963). A Possible Origin of the Hawaiian Islands. In *Can. J. Phys* (Vol. 41, Issue 6, pp. 863–870). <http://www.mantleplumes.org/WebDocuments/Wilson1963.pdf>
- Wilson, M. (1989). Igneous Petrogenesis a Global Tectonic Approach. In *Journal of Chemical Information and Modeling* (Vol. 53, Issue 9). Springer. <https://doi.org/10.1017/CBO9781107415324.004>
- Winchester, J. A., & Floyd, P. A. (1977). Geochemical discrimination of different magma series and their differentiation products using immobile elements. *Chemical Geology*, 20(C), 325–343. [https://doi.org/10.1016/0009-2541\(77\)90057-2](https://doi.org/10.1016/0009-2541(77)90057-2)
- Yáñez, G., Cembrano, J., Pardo, M., Ranero, C., & Selles, D. (2002). The Challenger-Juan Fernández-Maipo major tectonic transition of the Nazca-Andean subduction system at 33–34°S: Geodynamic evidence and implications. *Journal of South American Earth Sciences*, 15(1), 23–38. [https://doi.org/10.1016/S0895-9811\(02\)00004-4](https://doi.org/10.1016/S0895-9811(02)00004-4)
- Yáñez, G., Ranero, C., von Huene, R., & Díaz-Naveas, J. (2001). Magnetic anomaly interpretation across the southern central Andes (32°–34°S): The role of the Juan Fernández Ridge in the late Tertiary evolution of the margin. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 106(B4), 6325–6345. <https://doi.org/10.1029/2000jb900337>

10 ANEXOS

10.1 ANEXO A. Imágenes Originales

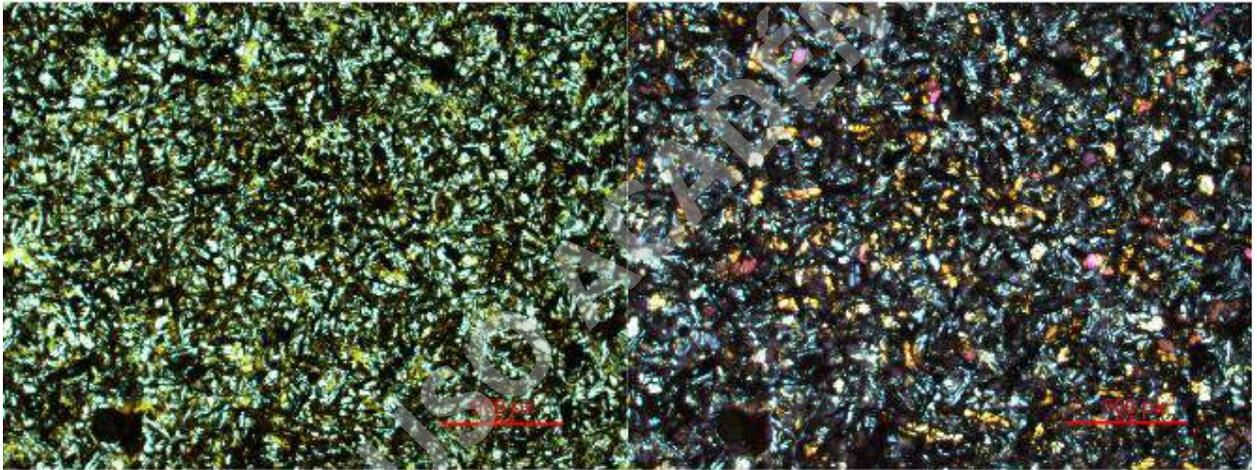




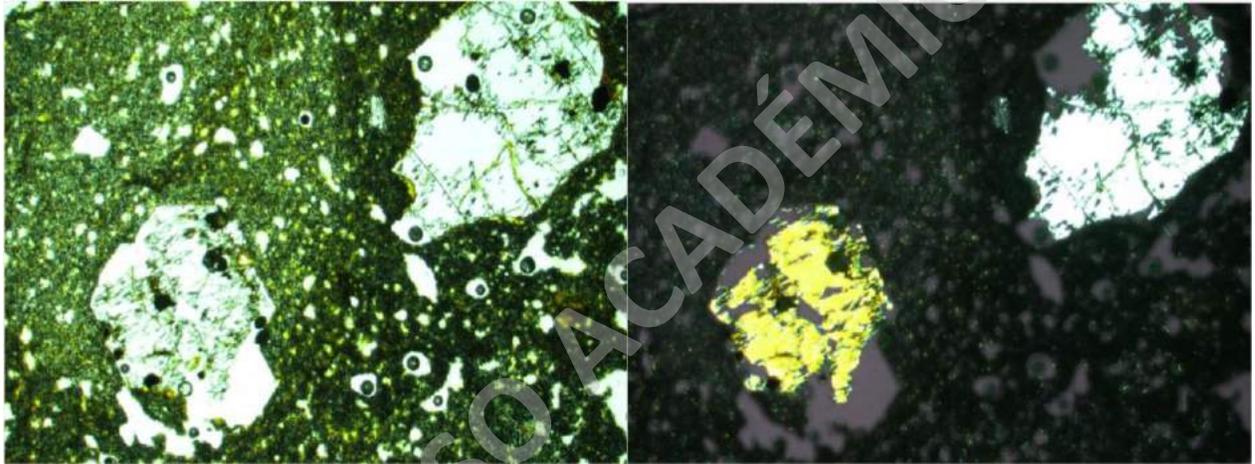


10.2 ANEXO B: Descripciones Petrográficas

CÓDIGO DE MUESTRA	OS2171918-B			
NOMBRE	Basalto de olivino			
DESCRIPCIÓN DE COMPONENTES				
	%	FORMA	TAMAÑO (mm)	OBSERVACIONES
FENOCRISTALES	1			
Clinopiroxeno	1	Anhedral	0,2 - 0,25	
MASA FUNDAMENTAL	98			
Olivino	3	Anhedral	<0,2	Compleja distinción debido al tamaño de grano.
Clinopiroxeno	25	Anhedral	<0,2	Compleja distinción debido al tamaño de grano.
Plagioclasa	30	Subhedral - Anhedral	<0,2	
Opacos	5			
Vidrio	35	Amorfo		Alterado a Palagonita
VESÍCULAS	1			Irregulares sin una orientación preferencial
TEXTURAS				
Porfírica, subofítica, vitrofírica				



CÓDIGO DE MUESTRA	OS2171918-C			
NOMBRE	Basalto de olivino			
DESCRIPCIÓN DE COMPONENTES				
	%	FORMA	TAMAÑO (mm)	OBSERVACIONES
FENOCRISTALES	2			
Olivino	1	Anhedral	0,25 - 1,8	Alerado a iddingsita
Plagioclasa	1	Subhedral	0,25 - 0,75	
MASA FUNDAMENTAL	96			
Plagioclasa	20	Subhedral - Anhedral	<0,25	
Clinopiroxeno	9	Anhedral	<0,25	Compleja distinción debido al tamaño de grano
Olivino	2	Anhedral		Alerado a iddingsita; compleja distinción debido al tamaño de grano.
Vidrio	65	Amorfo		Alterado a Palagonita
VESÍCULAS	1			Irregulares sin una orientación preferencial
TEXTURAS				
Hopocristalina; Porfírica; Dakitaxítica; Vitría				



CÓDIGO DE MUESTRA	OS2171918-D			
NOMBRE	Basalto de olivino			
DESCRIPCIÓN DE COMPONENTES				
	%	FORMA	TAMAÑO (mm)	OBSERVACIONES
FENOCRISTALES	17			
Olivino	1	Euhedral	0,25 - 0,75	
Clinopiroxeno	4	Subhedral	0,25 - 1	Macla reloj de arena
Plagioclasa	12	Euhedral	0,5 - 1	
MASA FUNDAMENTAL	83			
Plagioclasa	15	Euhedral	<0,5	Levemente orientados alrededor de clinopiroxenos
Clinopiroxeno	8	Subhedral	<0,25	
Olivino	3	Anhedral	<0,25	Alterado a iddingsita
Opacos	5			
Vidrio	52			Alterado a palagonita
VESÍCULAS	1			Irregulares sin una orientación preferencial

TEXTURAS

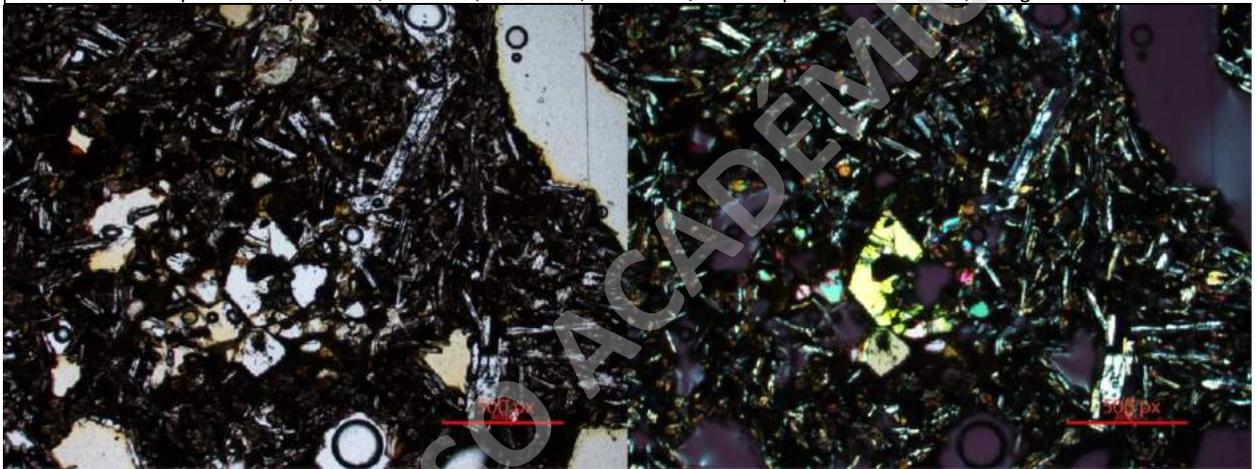
Hipocristalina; Porfírica; Glomeroporfírica en clinopiroxenos y olivinos; Vitríca; Intersertal; Intergranular



CÓDIGO DE MUESTRA	OS2171918-F			
NOMBRE	Basalto de olivino			
DESCRIPCIÓN DE COMPONENTES				
	%	FORMA	TAMAÑO (mm)	OBSERVACIONES
FENOCRISTALES	2			
Olivino	1	Subhedral	0,5 - 0,7	Alterado a iddingsita
Clinopiroxeno	1	Subhedral	0,25 - 0,4	
MASA FUNDAMENTAL	80			
Plagioclasa	23	Subhedral	<0,25	
Clinopiroxeno	15	Subhedral	<0,25	
Olivino	10	Anhedral	<0,25	
Opacos	2			
Vidrio	30			Alterado a palagonita
VESÍCULAS	18			Irregulares y redondeadas sin una orientación preferencial
TEXTURAS				
Hipocristalina; Vesicular; Vitrofírica; Intersertal en masa fundamental; Intergranular.				



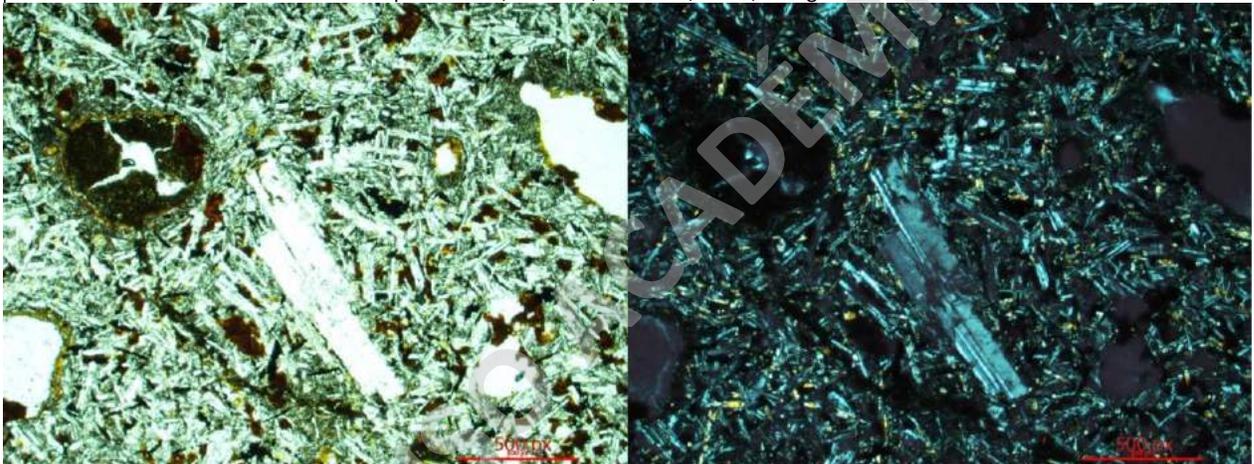
CÓDIGO DE MUESTRA	OS2171918-G			
NOMBRE	Basalto de olivino			
DESCRIPCIÓN DE COMPONENTES				
	%	FORMA	TAMAÑO (mm)	OBSERVACIONES
FENOCRISTALES	7			
Olivino	1	Subhedral	0,25 - 0,75	
Clinopiroxeno	1	Subhedral	0,25 - 0,5	
Plagioclasa	5	Euhedral	0,5 - 1,25	
MASA FUNDAMENTAL	68			
Plagioclasa	25	Subhedral	<0,5	
Clinopiroxeno	15	Subhedral	<0,25	
Olivino	8	Anhedral	<0,25	Alterado a iddingsita
Vidrio	20			Alterado a palagonita
VESÍCULAS	25			Irregulares y redondeadas sin una orientación preferencial
TEXTURAS				
Hipocristalina; Porfírica; Vesicular; Vitrofírica; Intersertal; Glomeroporfírica en olivinos; Intergranular				



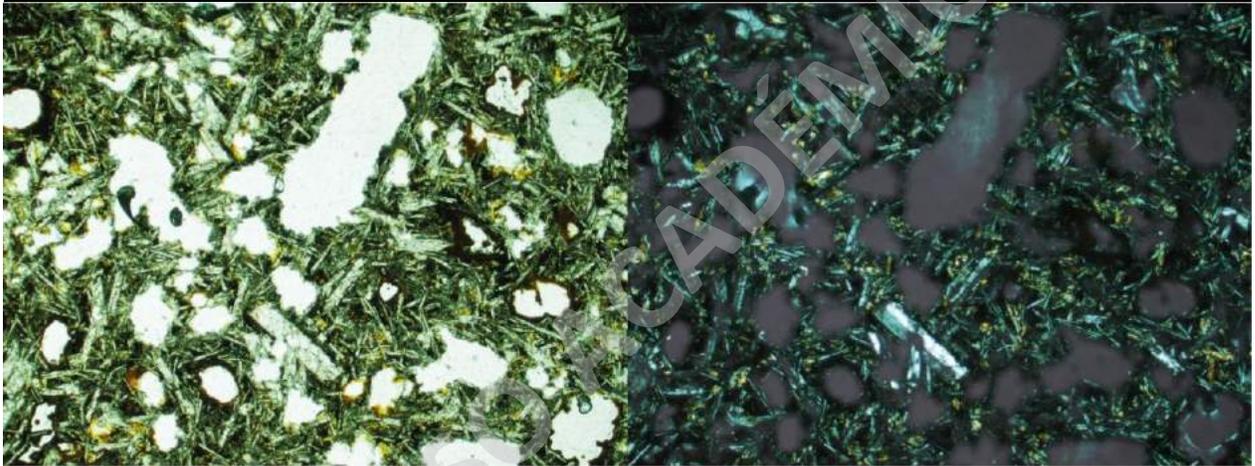
CÓDIGO DE MUESTRA	OS2171918-H			
NOMBRE	Basalto de olivino			
DESCRIPCIÓN DE COMPONENTES				
	%	FORMA	TAMAÑO (mm)	OBSERVACIONES
FENOCRISTALES	2			
Plagioclasa	1	Euhedral	0,5 - 1,25	
Olivino	<1	Subhedral	0,5 - 0,75	
Clinopiroxeno	<1	Subhedral	0,5 - 0,75	
MASA FUNDAMENTAL	67			
Plagioclasa	5	Subhedral	<0,5	
Clinopiroxeno	1	Subhedral	<0,5	
Olivino	1	Anhedral	<0,5	Alterado a iddingsita; Distinción compleja debido al tamaño del grano
Vidrio	60			Alterado a palagonita
VESÍCULAS	31			Irregulares, redondeadas, sin una orientación preferencial
TEXTURAS				
Hipocristalina; Porfírica; Vitrofírica; Vesicular				



CÓDIGO DE MUESTRA	OS2171918-I			
NOMBRE	Balsalto de olivino			
DESCRIPCIÓN DE COMPONENTES				
	%	FORMA	TAMAÑO (mm)	OBSERVACIONES
FENOCRISTALES	2			
Plagioclasa	1	Euhedral	0,75 - 2,5	
Olivino	1	Subhedral	0,25 - 0,5	
MASA FUNDAMENTAL	80			
Plagioclasa	30	Euhedral	<0,75	
Clinopiroxenos	17	Subhedral	<0,5	
Olivino	3	Anhedral	<0,25	Alterado a iddingsita; Distinción compleja debido al tamaño de grano
Opacos	10			
Vidrio	20			Alterado a palagonita
VESÍCULAS	19			Irregulares, redondeadas, sin una orientación preferencial
TEXTURAS				
Hipocristalina; Porfírica; Vesicular; Vitrea; Intergranular				



CÓDIGO DE MUESTRA	OS2171918-K			
NOMBRE	Basalto de olivino			
DESCRIPCIÓN DE COMPONENTES				
	%	FORMA	TAMAÑO (mm)	OBSERVACIONES
FENOCRISTALES	2			
Plagioclasa	1	Euhedral	0,25 - 0,75	
Olivino	1	Anhedral	0,25 - 0,5	
MASA FUNDAMENTAL	71			
Plagioclasa	25	Subhedral	<0,25	
Clinopiroxeno	15	Subhedral	<0,25	
Olivino	10	Anhedral	<0,25	Distinción compleja debido al tamaño de grano
Opacos	2			
Vidrio	19			
VESÍCULAS	27			Irregulares, redondeadas, sin una orientación preferencial
TEXTURAS				
Hipocristalina; Porfírica; Vesicular; Vitría; Intergranular				



10.3 ANEXO C: Datos geoquímicos anteriores de la Dorsal de Juan Fernández

UNIDAD	GUYOT O'HIGGINS						MONTE ALPHA													
	MUESTRA	D10-2	D10-5	D10-7	D10-10	D10-18	D10-42	JF1A.1	BM-220588-01	BM-220588-02	D11-02	D11-03	D11-04	D11-07	D11-08	D11-10	D11-12	D11-14	D11-15	D11-17
SiO ₂ %	39.72	42.95	43.88	43.92	42.54	43.29	43.23	45.88	45.16	46.8	45.28	45.22	46.16	46.09	45.61	44.36	45.62	44.65	46.04	
Al ₂ O ₃ %	13.8	10.13	11.04	15.01	9.72	15.09	14.28	15.63	15.76	15.02	16.09	15.63	15.41	15.38	15.61	15.08	15.63	15.6	16.11	
Fe ₂ O ₃ %	14.87	14.3	13.74	13.01	14.33	13.33	13.6	12.03	12.4	11.8	12.37	12.16	12.77	11.71	12.05	11.74	11.33	11.72	12.26	
MgO %	4.21	18.73	17.21	5.39	19.45	5.77	7.3	4.91	6.05	5.75	5.82	4.64	5.45	5.8	4.97	5.8	6.33	6.15	5.05	
CaO %	11.89	7.62	8.14	9.59	5.41	9.87	10.49	9.66	9.62	10.07	9.32	10.22	8.07	9.74	9.72	10.82	10.99	10.55	8.35	
Na ₂ O %	3.06	1.74	1.89	3.2	1.85	3.12	2.52	3.49	3.17	3.13	3.37	3.53	3.62	3.11	3.58	3.12	2.7	2.64	3.77	
K ₂ O %	1.12	0.43	0.45	1.24	0.84	0.85	0.85	1.18	1.19	1.02	1.29	1.19	1.32	1.06	1.2	0.97	0.78	0.88	1.41	
TiO ₂ %	2.72	1.97	2.15	2.93	1.99	3.06	3.55	3.75	3.91	3.6	4.02	3.72	4.17	3.51	3.73	3.49	3.08	3.16	3.55	
P ₂ O ₅ %	2.82	0.43	0.31	0.54	0.21	1.05	0.75	0.62	0.59	0.46	0.59	0.61	0.56	0.51	0.57	0.52	0.53	0.6	0.72	
MnO %	0.47	0.28	0.18	0.67	0.19	0.15	0.24	0.19	0.22	0.17	0.2	0.18	0.15	0.15	0.18	0.17	0.14	0.15	0.23	
Cr ₂ O ₃ %	0.06	0.18	0.16	0.05	0.17	0.06	0.02	0.018	0.01	0.01	0.003	0.016	0.007	0.021	0.016	0.017	0.037	0.037	0.018	
LOI %	4.8	0.7	0.3	4.1	2.7	4.0	2.7	2.0	1.4	1.8	1.2	2.5	1.9	2.6	2.4	3.5	2.5	3.5	2.1	
Ba ppm	1083	101.0	106.0	230.0	116.0	122.0	193.0	231.0	267.0	273.0	369.0	310.0	317.0	255.0	298.0	246.0	197.0	191.0	364.0	
Ni ppm	130.3	772.0	661.0	196.8	711.2	139.4	196.0	86.0	101.0	48.0	46.5	49.3	25.7	61.3	49.1	47.5	61.3	69.1	94.7	
Sc ppm	22.0	20.0	22.0	24.0	18.0	25.0	29.0	24.0	21.0	27.0	19.0	24.0	22.0	25.0	24.0	28.0	31.0	31.0	21.0	
Be ppm	2.0	2.0	<1.0	3.0	2.0	1.0	2.0	3.0	2.0	3.0	4.0	2.0	3.0	2.0	4.0	<1.0	<1.0	2.0	2.0	
Co ppm	92.0	123.8	102.0	81.6	111.5	65.5	63.6	49.4	60.5	58.2	61.9	50.5	46.2	51.1	49.7	55.0	45.9	44.8	62.5	
Cs ppm	0.3	0.2	0.1	0.4	0.3	0.8	<0.1	<0.1	0.2	0.3	0.4	<0.1	0.2	0.2	0.1	0.1	0.2	0.1	0.3	
Ga ppm	24.3	17.0	18.1	25.5	13.6	25.9	22.0	21.7	21.1	27.2	28.8	27.7	29.3	25.5	26.8	27.0	24.9	24.0	28.4	
Hf ppm	6.0	4.2	4.3	6.4	3.7	7.5	5.7	6.6	6.5	6.9	7.5	8.0	8.5	7.1	7.6	6.4	6.2	6.5	8.6	
Nb ppm	31.2	22.6	22.9	32.6	21.4	31.8	36.2	41.2	44.2	45.3	60.1	54.8	57.8	45.5	52.0	41.9	34.0	35.4	64.4	
Rb ppm	16.8	8.2	8.0	18.5	15.5	16.2	11.8	20.7	21.7	22.3	30.2	27.3	32.0	19.7	26.1	21.0	11.0	12.1	34.6	
Sn ppm	2.0	1.0	1.0	4.0	1.0	3.0	2.0	2.0	2.0	3.0	2.0	2.0	3.0	3.0	2.0	2.0	2.0	2.0	3.0	
Sr ppm	742.3	420.0	437.1	565.7	349.0	620.5	966.2	609.7	627.5	639.3	902.8	957.7	670.0	664.1	824.9	637.4	587.5	667.6	762.5	
Ta ppm	1.8	1.4	1.4	2.1	1.4	2.2	2.4	2.6	2.7	2.9	3.7	3.4	3.7	2.9	3.3	2.8	2.3	2.3	4.1	
Th ppm	2.3	1.7	1.6	2.9	1.7	2.7	2.6	3.3	3.2	3.4	4.1	4.2	4.3	3.5	4.0	3.2	2.5	2.7	5.2	
U ppm	2.7	0.5	0.4	3.0	0.7	1.3	1.4	1.2	1.0	0.9	1.2	1.2	1.1	0.5	1.0	1.4	1.5	1.7	1.6	
V ppm	380.0	258.0	251.0	347.0	192.0	361.0	346.0	293.0	307.0	416.0	379.0	402.0	400.0	373.0	377.0	400.0	396.0	395.0	368.0	
W ppm	1.2	<0.5	<0.5	1.4	<0.5	<0.5	0.8	0.6	0.9	0.9	0.6	<0.5	0.9	<0.5	1.2	0.9	<0.5	<0.5	0.9	
Zr ppm	268.0	166.6	179.4	278.8	181.7	278.1	233.4	275.7	253.2	289.3	338.9	345.1	386.8	297.1	350.1	277.3	238.6	242.6	400.5	
Y ppm	34.4	22.1	22.0	54.6	18.4	41.1	29.1	32.7	29.5	35.6	35.5	43.1	43.2	36.0	39.4	32.1	31.7	37.8	44.4	
La ppm	25.5	17.1	17.9	45.3	13.9	29.3	26.5	34.3	33.1	34.4	43.6	41.3	44.6	36.5	42.4	32.7	25.8	34.1	49.5	
Ce ppm	56.1	38.5	38.6	63.1	37.2	61.9	56.0	73.3	70.4	74.2	91.5	92.0	96.6	75.0	87.1	71.9	58.9	73.2	105.7	
Pr ppm	7.36	5.15	5.27	11.64	4.41	8.65	7.72	9.19	9.04	9.46	11.51	11.47	12.28	9.55	11.15	9.11	7.73	9.56	13.33	
Nd ppm	32.4	24.3	23.2	49.9	20.6	39.8	33.6	38.5	37.9	41.1	48.6	49.1	49.8	43.0	48.0	39.2	34.7	45.0	57.3	
Sm ppm	7.76	5.46	5.52	10.95	5.05	9.28	7.13	8.47	7.94	9.28	10.69	10.83	11.51	9.3	10.55	9.02	7.81	9.78	12.31	
Eu ppm	2.7	1.83	1.95	3.7	1.68	3.19	2.32	2.84	2.69	3.01	3.4	3.43	3.65	3.11	3.4	2.94	2.64	3.1	3.86	
Gd ppm	8.74	5.97	6.29	13.06	5.15	10.05	7.55	8.4	8.02	9.54	10.5	11.01	11.72	9.89	11.09	9.45	8.54	10.24	12.35	
Tb ppm	1.16	0.8	0.82	1.65	0.72	1.34	1.08	1.24	1.14	1.32	1.34	1.5	1.53	1.3	1.42	1.27	1.15	1.36	1.63	
Dy ppm	6.84	4.45	4.76	9.51	4.27	8.09	6.0	6.86	6.21	7.59	7.94	8.56	9.22	7.55	8.65	7.35	7.13	8.15	9.61	
Ho ppm	1.19	0.79	0.81	1.69	0.73	1.37	1.15	1.22	1.16	1.24	1.3	1.49	1.53	1.3	1.38	1.19	1.21	1.39	1.63	
Er ppm	3.22	1.95	2.22	4.5	1.99	3.72	3.05	3.34	3.05	3.34	3.41	3.94	4.0	3.32	3.86	3.18	3.13	3.69	4.39	
Tm ppm	0.4	0.27	0.27	0.59	0.26	0.46	0.38	0.43	0.38	0.46	0.44	0.54	0.53	0.44	0.5	0.43	0.41	0.49	0.54	
Yb ppm	2.71	1.61	1.81	3.75	1.65	2.98	2.35	2.77	2.26	2.88	2.91	3.53	3.61	2.88	3.47	2.69	2.36	2.88	3.99	
Lu ppm	0.35	0.23	0.22	0.5	0.21	0.43	0.33	0.38	0.33	0.37	0.4	0.46	0.45	0.39	0.41	0.37	0.34	0.41	0.5	
Mo ppm	2.7	1.0	0.7	3.8	0.8	0.6	-	-	-	1.5	1.6	2.2	1	1.1	2.1	1.5	0.9	1.4	3.1	
Cu ppm	76.4	44.1	53.9	38.4	35.0	57.3	-	-	-	29.4	29.4	43.7	26.6	29.4	37.5	41.8	37.3	42.7	26.3	
Pb ppm	1.8	0.5	0.6	1.9	1.8	1.5	-	-	-	1.9	2.9	1.6	0.7	2.3	1.4	2.4	1	1.2	2.5	
Zn ppm	105.0	80.0	67.0	91.0	80.0	109.0	-	-	-	74.0	81.0	83.0	84.0	70.0	84.0	63.0	54.0	67.0	100.0	
As ppm	41.7	7.6	3.8	17.5	5.7	18.2	-	-	-	5.7	6.1	12.6	0.6	3.9	12.2	13.4	10	11.9	7.5	
Cd ppm	0.2	0.1	0.1	0.2	<0.1	0.2	-	-	-	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	0.1	
Sb ppm	1.7	0.2	0.1	1.0	0.2	0.8	-	-	-	0.2	0.1	0.4	<0.1	0.2	0.4	0.2	0.5	0.4		

UNIDAD		ISLA ROBINSON CRUOE																														
MUESTRA	LL230711-7	LL230711-2	JR300513-3	JR290513-5	LL240711-1	LL240711-2	LL240711-6	LL260711-2	JR270513-2	JR270513-1	JR290513-2	LL250711-1	LL250711-3	LL250711-5	LL250711-7	LL220112-5	LL220112-3	JR220112-2	JR250513-1	JR250513-2	JR250513-4	JR250513-5	JR160913-1	JR160913-10	JR160913-13	LL250711-8	LL250711-9	LL040213-2	LL300113-1	LL250711-4	MP270112-4	
SiO2	45.98	46.03	46.07	45.42	47.03	46.98	46.58	47.56	45.07	45.18	45.65	45.6	45.97	45.46	45.89	47.28	47.53	46.6	46.94	43.75	47.93	48.59	47.09	46.44	49.2	47.87	46.22	47.18	45.83	46.31	46.77	45.41
Al2O3	14.34	14.97	13.83	13.43	14.56	14.57	15.38	14.75	10.98	16.01	12.8	14.88	15.33	10.37	13.38	15.64	14.21	16.04	14.26	8.37	15.51	15.28	15.74	14.79	14.56	14.69	15.28	14.78	11.04	13.45	14.73	15.32
Fe2O3	11.88	11.31	12.49	12.06	12.67	12.49	12.24	12.39	14.36	13.69	12.66	12.29	12.95	13.66	12.48	12.63	12.58	12.62	12.53	15.55	11.83	11.5	12.4	12.5	10.99	11.39	12.71	12.48	12.28	12.87	13.22	13.65
MgO	4.88	6.77	6.27	9.11	5.77	6.13	5.4	5.67	14.82	5.55	12.04	5.69	5.13	17.47	8.42	4.19	6.75	5.78	5.63	20.51	5.84	6.15	5.67	5.39	5.53	5.18	5.94	6.24	14.23	9.91	5.33	6.7
CaO	12.38	9.49	10.4	9.28	10.24	10.47	10.01	10.26	7.14	8.1	9.49	10.41	8.99	7.2	9.7	9	10.4	9.37	10.11	4.84	10.07	10.51	8.88	9.59	11.12	11.08	9.58	10.56	8.56	9.98	9.23	9.02
Na2O	2.35	2.9	2.63	2.68	2.98	3	3.06	3.11	2.52	2.72	2.28	2.69	3.19	2.02	2.6	3.12	2.79	3.29	3.12	1.34	2.61	2.92	3.42	2.49	2.9	3.04	2.66	2.76	2.01	2.22	3.15	2.86
K2O	0.33	1.05	0.95	1.31	1	0.86	0.91	1.01	0.93	0.85	0.6	1	1.17	0.34	0.64	0.91	0.88	1.08	1.03	0.52	0.82	0.93	1.34	0.66	0.9	0.95	0.8	0.58	0.68	1.04	1.1	
TiO2	3.57	3.28	3.25	3.31	3.61	3.14	3.58	3.6	3.05	3.77	2.48	3.58	3.76	1.83	2.96	3.73	3.35	3.65	3.36	2.01	3.04	3.23	3.91	3.38	3.17	3.51	3.64	3.42	2.46	2.88	3.8	3.79
P2O5	0.43	0.48	0.44	0.42	0.5	0.41	0.51	0.49	0.41	0.56	0.3	0.58	0.63	0.2	0.34	0.47	0.43	0.5	0.47	0.26	0.35	0.41	0.63	0.41	0.38	0.42	0.47	0.39	0.28	0.36	0.59	0.54
MnO	0.18	0.15	0.19	0.17	0.17	0.16	0.15	0.16	0.18	0.16	0.19	0.15	0.15	0.17	0.15	0.12	0.16	0.17	0.16	0.15	0.18	0.16	0.16	0.12	0.14	0.14	0.18	0.17	0.17	0.17	0.17	0.16
Cr2O3	0.008	0.032	0.03	0.066	0.012	0.03	0.021	0.01	0.13	0.018	0.187	0.038	0.028	0.145	0.075	0.014	0.041	0.004	0.007	0.242	0.019	0.027	0.019	0.044	0.05	0.028	0.017	0.019	0.13	0.071	0.027	0.023
LOI	3.4	3.1	3.1	2.4	1.1	1.4	1.8	0.6	-0.1	3.0	0.9	2.7	2.3	0.6	3.0	2.6	0.6	0.5	2.1	1.8	1.5	0	0.4	3.4	1.0	1.4	2.0	0.9	2.1	0.8	1.6	1.1
Ba ppm	127	336	212	245	242	221	239	229	199	320	177	345	307	75	197	254	196	334	227	235	225	221	309	3789	176	223	253	222	143	162	275	270
Ni ppm	63	89	91	200	56	80	71	70	584	101	321	120	127	774	232	45.1	80.7	41	35.8	1098.6	64.3	49.9	72.9	84.6	31.8	35.8	33.6	34.8	514.1	186.4	46.4	110.6
Sc ppm	27	24	28	25	28	29	25	27	21	27	25	25	25	20	28	30	23	25	18	29	29	21	31	30	29	30	29	30	23	28	25	21
Be ppm	2	2	3	2	2	2	2	1	2	<1.0	2	3	<1.0	1	2	5	5	2	<1.0	2	2	<1.0	2	3	<1.0	2	1	2	<1.0	2	4	2
Co ppm	36.6	54.7	44.1	46.7	42.5	43.2	42.3	43.2	71.7	41	59.5	39.2	43.9	88.1	50.9	34.5	39.8	57.5	37.9	118.6	44	37.9	34.1	45.5	34.3	36.4	48.4	47.3	72.3	54.7	47.7	42.3
Cs ppm	<0.1	0.3	0.3	1	<0.1	<0.1	<0.1	0.1	<0.1	1.1	<0.1	0.3	0.1	0.1	<0.1	0.1	<0.1	0.6	<0.1	0.1	<0.1	<0.1	0.2	<0.1	0.3	0.1	0.1	<0.1	<0.1	<0.1	0.5	
Ga ppm	21	29.7	21.7	17.8	22	20.3	22.7	23.5	15.7	24.4	15.5	23.1	24.7	15	20.5	23.1	19.8	32.5	22.9	11.6	19.2	20.1	21.3	22.2	2.3	21.7	22.2	23	17.7	19.6	23.6	21.1
HF ppm	5	7.8	5.8	4.5	5.5	4.8	5.6	6.2	4.2	6.4	3.6	6.7	6.9	2.5	4.7	6.5	5.4	9.6	5.3	3.1	4.2	5.2	6.4	5.6	5.4	5.8	6	5.1	3.6	4	7.6	7.1
Nb ppm	32.1	56.5	36.2	35.4	38.7	34.5	36.7	39.3	30.1	44.5	20.7	46.3	47	13	29.7	38.4	33.3	61.3	40.4	18.3	26.2	30.7	46.5	33.3	30.6	40.9	38.8	36.2	23.8	26.9	44.8	40.4
Rb ppm	5.4	27.4	20	29	19.7	15.9	16	20.1	16.3	12.8	12.4	16.6	19.7	7.3	7.7	13.9	15.1	36	21.5	10.2	11.9	13.8	23.5	7.2	19.8	16.2	17.4	17.2	12	11	18	23.7
Sn ppm	2	3	2	2	2	2	2	2	2	3	1	2	2	1	2	2	2	3	2	<1.0	1	2	2	3	2	2	2	2	2	1	3	3
Sr ppm	514.8	787.7	472.1	634.1	564	535.2	608.8	586.6	412.3	584.3	416.6	738.8	707.4	267.2	486.3	518.8	495.6	850	544.8	248.6	454.8	520.7	689.9	751.1	542.3	613.3	539.5	524.8	370.8	393.5	590	640.4
Ta ppm	2.2	3.4	2.3	2.3	2.4	2.2	2.4	2.5	1.9	2.8	1.3	3	3	0.9	1.8	2.4	2.1	3.5	2.4	1	1.6	1.8	2.8	2.1	1.9	2.6	2.5	2.2	1.4	1.4	2.9	2.8
Th ppm	2.3	4.2	3	2.8	3.1	2.7	2.9	2.8	2.4	3.7	1.7	3.6	3.4	0.9	2.2	2.9	2.1	4.6	2.8	1.3	2	2.4	3.9	3.3	2.6	3.6	2.5	2.6	1.7	1.8	3.5	3.1
U ppm	0.6	1.1	0.7	0.6	0.7	0.6	0.7	0.8	0.4	0.8	0.4	0.6	0.5	0.3	0.3	0.3	0.5	0.5	1.2	0.7	0.4	0.5	0.5	0.9	0.5	0.7	0.6	0.7	0.2	0.8	0.8	0.9
V ppm	378	434	299	301	369	344	351	385	286	354	264	345	370	243	343	298	313	435	299	183	291	309	277	313	319	379	378	267	305	330	256	
W ppm	<0.5	0.7	0.6	0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	1	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	1.1	0.6	0.7	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5
Zr ppm	205.5	332.8	233.1	203.7	231	188.7	217.2	230.1	195.8	257.7	145.6	258.1	274.2	102.8	176	244.3	211.5	375.3	223.5	128.2	170.3	200.7	278.7	226.4	212.8	238.4	230.8	202.9	161.3	176.5	277.5	274.4
Y ppm	28.4	38.1	28.5	24.5	31.5	26.4	43.3	30.1	24.3	35.1	18.3	30.9	49.9	17.7	28.9	38.7	26.6	46.1	25.1	17.5	27.7	25.2	29.6	37.6	27	29	26.8	32.4	20.9	22	36.5	30.7
La ppm	25.9	43.2	30.9	28	32.1	27.8	34.8	30.6	24.1	38.7	18	36.2	38.8	9.8	24.6	41.6	27	44.5	29.3	17.8	22.4	24.9	38.3	49.6	25.6	32.3	29.3	31.6	19.1	20.3	35.9	36
Ce ppm	54.8	91	63.9	59.3	67.6	57.6	69.6	65.5	51.5	70.6	38.5	75	77.7	22.8	52.2	85.8	57	96.1	59.9	34.3	47.7	52.4	81.1	85.5	54.2	65.7	64.4	59.2	40.5	45	75.9	72
Pr ppm	6.97	11.44	8.35	7.56	8.92	7.07	9.23	8.27	6.8	10.11	4.88	9.78	10.9	3.17	6.86	11.36	7.74	12.21	7.72	4.76	6.46	6.84	10.01	13.34	6.97	8.33	8.05	8.09	5.4	5.86	9.68	9.67
Nd ppm	29.3	50.4	35.9	30.6	38.4	29.6	42	36	27.2	42.8	20.8	42.6	48.8	15.3	30	48.6	31.4	53.1	32.9	19.9	26.9	28.4	39.4	56.1	31.9	34.8	34	34.2	22.9	26.7	40.6	42.5
Sm ppm	6.9	10.69	7.8	6.39	8.15	6.63	8.98	7.77	6.19	8.82	4.75	9	10.84	3.71	6.83	10.57	7.48	11.52	7.08	4.24	6.06	6.23	8.42	12.15	6.89	7.26	7.64	7.72	5.24	5.43	8.86	8.72
Eu ppm	2.28	3.54	2.53	2.13	2.72	2.24	3.05	2.56	1.99	2.9	1.55	2.98	3.67	1.22	2.25	3.																

10.4 ANEXO D: Datos anteriores dorsal Juan Fernández – Alteración

UNIDAD	GUYOT O'HIGGINS		ISLA ROBINSON CRUSOE											
	MUESTRA	D10-5	D10-7	LL260711-2	JR270513-2	JR290513-2	LL250711-5	LL220112-3	LL220112-5	JR250513-4	JR250513-5	JR160913-10	LL250711-9	LL300113-1
SiO ₂	%	42.95	43.88	48.04	45.26	46.26	45.98	47.95	47.02	48.73	47.44	49.83	47.75	46.82
Al ₂ O ₃	%	10.13	11.04	14.90	11.03	12.97	10.49	14.34	16.19	15.32	15.86	14.75	14.96	13.60
Fe ₂ O ₃	%	14.3	13.74	12.51	14.42	12.83	13.82	12.69	12.73	11.53	12.49	11.13	12.63	13.01
MgO	%	18.73	17.21	5.73	14.88	12.20	17.67	6.81	5.83	6.17	5.71	5.60	6.32	10.02
CaO	%	7.62	8.14	10.36	7.17	9.62	7.28	10.49	9.45	10.54	8.95	11.26	10.69	10.09
Na ₂ O	%	1.74	1.89	3.14	2.53	2.31	2.04	2.81	3.32	2.93	3.45	2.94	2.79	2.24
K ₂ O	%	0.43	0.45	1.02	0.93	0.61	0.34	0.89	1.09	0.93	1.35	0.70	0.81	0.69
TiO ₂	%	1.97	2.15	3.64	3.06	2.51	1.85	3.38	3.68	3.24	3.94	3.21	3.46	2.91
P ₂ O ₅	%	0.43	0.31	0.49	0.41	0.30	0.20	0.43	0.50	0.41	0.63	0.38	0.39	0.36
MnO	%	0.28	0.18	0.16	0.18	0.19	0.17	0.16	0.17	0.16	0.16	0.14	0.17	0.17
Cr ₂ O ₃	%	0.18	0.16	0.01	0.13	0.19	0.15	0.04	0.00	0.03	0.02	0.05	0.02	0.07
LOI	%	0.7	0.3	0.6	-0.1	0.9	0.6	0.6	0.5	0	0.4	1	0.9	0.8
Cr	ppm	1231.6	1094.7	68.4	889.5	1300.0	1026.3	273.7	0.0	205.3	136.8	342.1	136.8	478.9
Ba	ppm	101.0	106.0	229.0	199.0	177.0	75.0	196.0	334.0	221.0	309.0	176.0	222.0	162.0
Ni	ppm	772.0	661.0	70.0	584.0	321.0	774.0	80.7	41.0	49.9	72.9	31.8	34.8	186.4
Sc	ppm	20.0	22.0	27.0	21.0	25.0	20.0	30.0	23.0	29.0	21.0	30.0	30.0	28.0
Be	ppm	2.0	<1.0	2.0	<1.0	<1.0	<1.0	5.0	5.0	2.0	<1.0	3.0	1.0	<1.0
Co	ppm	123.8	102.0	43.2	71.7	59.5	88.1	39.8	57.5	37.9	34.1	34.3	47.3	54.7
Cs	ppm	0.2	0.1	0.1	<0.1	<0.1	0.1	<0.1	0.6	<0.1	0.2	0.3	<0.1	<0.1
Ga	ppm	17.0	18.1	23.5	15.7	15.5	15.0	19.8	32.5	20.1	21.3	22.1	23.0	19.6
Hf	ppm	4.2	4.3	6.2	4.2	3.6	2.5	5.4	9.6	5.2	6.4	5.4	5.1	4.0
Nb	ppm	22.6	22.9	39.3	30.1	20.7	13.0	33.3	61.3	30.7	46.5	30.6	36.2	26.9
Rb	ppm	8.2	8.0	20.1	16.3	12.4	7.3	15.1	36.0	13.8	23.5	19.8	17.2	11.0
Sn	ppm	1.0	1.0	2.0	2.0	1.0	1.0	2.0	3.0	2.0	2.0	2.0	2.0	1.0
Sr	ppm	420.0	437.1	586.6	412.3	416.6	267.2	495.6	850.0	520.7	689.9	542.3	524.8	393.5
Ta	ppm	1.4	1.4	2.5	1.9	1.3	0.9	2.1	3.5	1.8	2.8	1.9	2.2	1.4
Th	ppm	1.7	1.6	2.8	2.4	1.7	0.9	2.1	4.6	2.4	3.9	2.6	2.6	1.8
U	ppm	0.5	0.4	0.8	0.4	0.4	0.3	0.5	1.2	0.5	0.9	0.7	0.7	0.2
V	ppm	258.0	251.0	385.0	286.0	264.0	243.0	313.0	435.0	291.0	309.0	313.0	378.0	305.0
W	ppm	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	1.0	<0.5	1.1	0.6	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	0.5
Zr	ppm	166.6	179.4	230.1	195.8	145.6	102.8	211.5	375.3	200.7	278.7	212.8	202.9	176.5
Y	ppm	22.1	22.0	30.1	24.3	18.3	17.7	26.6	46.1	25.2	29.6	27.0	32.4	22.0
La	ppm	17.1	17.9	30.6	24.1	18.0	9.8	27.0	44.5	24.9	38.3	25.6	31.6	20.3
Ce	ppm	38.5	38.6	65.5	51.5	38.5	22.8	57.0	96.1	52.4	81.1	54.2	59.2	45.0
Pr	ppm	5.15	5.27	8.27	6.8	4.88	3.17	7.74	12.21	6.84	10.01	6.97	8.09	5.86
Nd	ppm	24.3	23.2	36.0	27.2	20.8	15.3	31.4	53.1	28.4	39.4	31.9	34.2	26.7
Sm	ppm	5.46	5.52	7.77	6.19	4.75	3.71	7.48	11.52	6.23	8.42	6.89	7.72	5.43
Eu	ppm	1.83	1.95	2.56	1.99	1.55	1.22	2.41	3.84	2.12	2.68	2.34	2.59	1.97
Gd	ppm	5.97	6.29	7.74	6.17	4.83	3.91	7.57	12.07	6.74	7.9	7.22	7.49	5.8
Tb	ppm	0.8	0.82	1.22	0.95	0.78	0.65	1.12	1.6	0.99	1.24	1.03	1.24	0.82
Dy	ppm	4.45	4.76	5.97	5.3	4.12	3.42	6.29	9.26	5.44	6.42	5.69	6.29	5.4
Ho	ppm	0.79	0.81	1.2	0.89	0.7	0.67	1.15	1.62	0.94	1.11	1.0	1.25	0.84
Er	ppm	1.95	2.22	3.11	2.25	1.74	1.82	2.79	4.44	2.49	2.9	2.65	3.26	2.13
Tm	ppm	0.27	0.27	0.42	0.3	0.25	0.25	0.39	0.58	0.35	0.38	0.37	0.45	0.31
Yb	ppm	1.61	1.81	2.45	1.71	1.5	1.45	2.33	3.39	1.98	2.25	2.24	2.61	1.48
Lu	ppm	0.23	0.22	0.34	0.25	0.2	0.21	0.31	0.47	0.28	0.31	0.31	0.37	0.25
Mo	ppm	1.0	0.7	1.0	0.7	0.7	0.5	0.7	0.8	0.5	1.0	0.3	0.7	0.4
Cu	ppm	44.1	53.9	61.0	30.8	42.3	46.6	55.6	28.0	36.2	30.9	62.8	87.8	53.2
Pb	ppm	0.5	0.6	0.5	0.9	0.6	0.3	0.5	1.2	0.7	0.8	0.7	1.3	0.6
Zn	ppm	80.0	67.0	87.0	87.0	71.0	63.0	75.0	87.0	61.0	89.0	45.0	73.0	273.0
As	ppm	7.6	3.8	<0.5	<0.5	<0.5	0.6	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5
Cd	ppm	0.1	0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1
Sb	ppm	0.2	0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1

UNIDAD		ALEJANDRO SELKIRK																	
MUESTRA		LL250112-1	LL250112-2	LL260112-1	LL260112-2	LL260112-4	MF-20	MF-C2	MF-6	MF-16	MF-C4	JR170913-1	JR170913-4	JR170913-10	JR170913-12	JR170913-14	JR170913-18	JR170913-19	JR180913-1
SiO2	%	49.01	48.67	46.73	47.67	49.29	46.42	45.67	46.56	47.42	46.99	49.10	44.40	50.25	49.99	46.93	46.62	48.39	50.49
Al2O3	%	15.48	15.18	13.41	15.08	15.51	14.33	12.30	12.35	13.51	13.01	14.55	6.18	14.79	14.18	13.90	13.38	14.20	16.59
Fe2O3	%	11.14	12.71	12.67	13.60	11.76	12.54	13.94	12.92	12.54	13.56	11.65	14.74	12.25	11.66	13.19	12.28	12.61	11.63
MgO	%	5.39	5.99	10.37	5.94	5.54	8.53	15.00	14.43	11.41	12.56	7.07	27.26	5.85	5.55	10.51	11.37	9.05	4.19
CaO	%	10.1	10.93	8.80	9.22	9.08	9.35	7.03	8.51	9.32	7.35	11.13	4.34	10.35	11.14	9.27	9.15	10.12	6.62
Na2O	%	3.66	2.95	3.01	3.29	3.55	3.14	2.39	2.24	2.53	2.59	2.57	1.05	2.64	2.96	2.72	2.78	2.32	4.33
K2O	%	1.22	0.53	1.03	0.73	1.11	1.24	0.63	0.52	0.58	0.75	0.60	0.28	0.59	0.86	0.54	0.97	0.42	1.90
TiO2	%	3.26	2.55	3.27	3.77	3.45	3.72	2.39	1.95	2.18	2.59	2.81	1.21	2.78	3.11	2.41	2.81	2.45	3.14
P2O5	%	0.57	0.27	0.47	0.52	0.54	0.55	0.37	0.23	0.26	0.34	0.31	0.13	0.29	0.34	0.29	0.40	0.20	0.92
MnO	%	0.15	0.17	0.16	0.17	0.16	0.15	0.17	0.17	0.16	0.17	0.16	0.18	0.17	0.19	0.17	0.16	0.17	0.17
Cr2O3	%	0.02	0.04	0.06	0.01	0.02	0.05	0.10	0.11	0.08	0.08	0.04	0.23	0.03	0.02	0.08	0.08	0.07	0.00
LOI	%	-0.3	1	0.3	0.9	0.2	-0.6	-0.6	-0.4	0.1	-0.3	0	0.6	0.3	0.9	-0.1	-0.1	0.5	0

Cr	ppm	136.8	273.7	410.5	68.4	136.8	342.1	684.2	752.6	547.4	547.4	273.7	1573.7	205.3	136.8	547.4	547.4	478.9	0.0
Ba	ppm	268.0	166.0	214.0	216.0	212.0	306.0	149.0	108.0	119.0	184.0	145.0	67.0	110.0	168.0	118.0	226.0	97.0	351.0
Ni	ppm	43.6	55.5	269.4	26.5	35.6	153.8	508.0	469.8	326.0	375.2	45.8	1298.8	21.9	28.8	248.2	302.5	138.6	33.8
Sc	ppm	22.0	28.0	21.0	25.0	23.0	21.0	18.0	22.0	25.0	19.0	30.0	14.0	29.0	29.0	23.0	24.0	28.0	16.0
Be	ppm	1.0	1.0	4.0	2.0	3.0	2.0	2.0	2.0	1.0	1.0	2.0	<1.0	3.0	2.0	2.0	1.0	<1.0	2.0
Co	ppm	32.8	58.5	51.1	40.2	37.1	58.3	85.6	81.5	69.2	78.8	44.2	120.5	40.0	40.1	61.3	57.7	53.0	27.1
Cs	ppm	0.5	0.3	0.2	<0.1	<0.1	0.4	0.5	0.2	0.2	0.1	0.2	<0.1	0.2	0.3	0.2	0.3	0.2	0.1
Ga	ppm	22.5	26.5	19.7	23.8	24.4	26.6	21.8	19.4	21.4	23.4	20.3	9.8	20.8	21.6	20.4	21.0	21.4	26.0
Hf	ppm	7.1	6.1	6.4	6.7	7.3	8.6	6.7	4.4	4.3	6.7	4.6	2.0	4.8	5.4	4.4	5.5	4.5	9.7
Nb	ppm	37.2	29.5	32.7	31.4	30.6	43.6	25.9	17.9	19.4	24.5	23.4	11.4	20.6	26.6	18.2	28.7	19.2	45.9
Rb	ppm	26.3	15.5	19.2	6.2	16.5	28.3	8.4	11.5	12.7	19.2	12.3	6.6	11.3	18.7	9.5	21.4	9.2	39.4
Sn	ppm	2.0	2.0	3.0	2.0	2.0	3.0	2.0	2.0	1.0	2.0	2.0	1.0	3.0	2.0	2.0	3.0	2.0	3.0
Sr	ppm	680.2	515.1	560.5	472.1	561.7	820.1	430.8	406.4	446.2	430.1	474.9	181.2	399.8	425.6	416.2	523.7	375.2	524.9
Ta	ppm	2.3	1.7	2.1	1.9	2.1	2.9	1.6	1.1	1.2	1.8	1.5	0.6	1.4	1.7	1.2	1.7	1.3	3.0
Th	ppm	3.6	2.7	2.8	2.8	2.8	3.6	2.6	1.4	1.5	2.5	2.2	1.1	1.9	2.7	1.7	2.6	1.6	5.6
U	ppm	0.8	0.5	0.8	0.5	0.8	0.9	0.6	0.4	0.5	0.8	0.5	0.3	0.4	0.7	0.4	0.8	0.4	1.5
V	ppm	228.0	373.0	216.0	240.0	214.0	291.0	194.0	240.0	265.0	216.0	278.0	129.0	277.0	284.0	227.0	240.0	258.0	202.0
W	ppm	0.9	<0.5	0.7	<0.5	0.8	0.7	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	0.6	<0.5	0.9
Zr	ppm	283.5	217.8	258.1	262.7	299.6	367.4	259.8	178.8	194.8	289.1	189.6	81.3	179.9	209.7	182.1	247.8	172.4	432.0
Y	ppm	26.8	34.6	25.3	32.1	29.6	30.6	30.0	23.8	27.1	35.2	26.0	11.1	27.9	30.3	24.6	25.1	25.3	45.6
La	ppm	35.9	24.9	28.8	28.4	31.9	38.0	22.7	15.7	17.6	25.1	20.9	9.5	18.6	24.2	16.9	26.9	15.6	53.9
Ce	ppm	74.8	52.6	60.8	61.1	71.4	85.2	50.5	35.2	40.0	55.2	45.6	20.1	39.4	51.1	37.7	57.6	35.8	106.9
Pr	ppm	9.27	6.93	8.13	8.26	9.5	11.01	6.89	4.9	5.42	7.59	5.96	2.63	5.31	6.56	5.0	7.47	4.6	14.88
Nd	ppm	38.2	30.8	34.5	36.3	39.3	50.5	30.2	23.8	24.4	34.6	26.9	12.2	23.8	29.3	22.4	32.9	20.4	62.1
Sm	ppm	8.56	7.43	8.05	8.58	9.25	11.06	7.6	5.59	6.17	8.59	6.32	2.66	6.06	6.8	5.49	7.1	5.25	13.3
Eu	ppm	2.76	2.67	2.59	2.78	3.11	3.65	2.43	1.86	2.08	2.78	2.16	0.91	2.04	2.34	1.99	2.17	1.8	4.16
Gd	ppm	8.38	8.43	8.29	9.08	9.01	10.71	8.05	6.0	7.11	9.2	6.55	2.64	6.32	7.26	5.92	6.43	5.7	12.81
Tb	ppm	1.2	1.2	1.13	1.32	1.34	1.39	1.12	0.85	0.99	1.28	0.98	0.4	1.02	1.18	0.93	1.03	0.97	1.92
Dy	ppm	6.21	7.16	6.14	7.6	7.6	7.32	6.26	5.03	5.6	7.03	5.49	2.36	5.76	6.93	5.0	5.34	5.23	10.34
Ho	ppm	1.07	1.18	1.06	1.29	1.24	1.14	1.04	0.94	0.98	1.26	0.99	0.42	1.09	1.23	0.95	0.98	0.95	1.76
Er	ppm	2.82	3.3	2.54	3.18	3.11	2.81	2.94	2.42	2.82	3.28	2.66	1.06	2.8	3.24	2.37	2.32	2.49	4.55
Tm	ppm	0.35	0.46	0.36	0.4	0.4	0.33	0.36	0.31	0.35	0.44	0.37	0.15	0.38	0.44	0.34	0.32	0.33	0.63
Yb	ppm	2.04	3.11	1.97	2.62	2.33	2.05	2.19	1.84	2.39	2.47	2.24	0.87	2.2	2.61	2.01	1.92	2.06	3.73
Lu	ppm	0.29	0.39	0.27	0.34	0.31	0.24	0.29	0.25	0.3	0.33	0.31	0.13	0.33	0.36	0.27	0.28	0.31	0.48

Mo	ppm	1.4	0.5	0.8	0.3	0.5	0.7	0.3	0.3	0.3	0.3	0.2	0.4	0.5	0.6	0.4	0.5	0.3	1.9
Cu	ppm	65.8	62.8	29.6	15.8	27.1	41.8	35.7	32.0	41.2	45.3	38.8	26.7	50.5	73.9	35.8	41.8	43.9	35.3
Pb	ppm	1.7	0.5	1.1	0.6	0.5	1.1	0.5	<0.1	0.1	0.3	0.4	0.4	0.4	0.4	0.6	0.5	0.6	26.0
Zn	ppm	69.0	64.0	72.0	64.0	67.0	76.0	84.0	54.0	59.0	61.0	35.0	79.0	69.0	62.0	75.0	58.0	54.0	110.0
As	ppm	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	0.7	0.6	0.6
Cd	ppm	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	0.2
Sb	ppm	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1