



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

**PETROGÉNESIS Y EVOLUCIÓN MAGMÁTICA DEL VOLCÁN TEREVAKA, ISLA DE
PASCUA, RAPA NUI, CHILE**

**TESIS PARA OPTAR AL GRADO DE MAGÍSTER EN CIENCIAS, MENCIÓN
GEOLOGÍA**

MEMORIA PARA OPTAR AL TÍTULO DE GEÓLOGA

CAMILA MARIANNE ZÚÑIGA CÁRCAMO

PROFESOR GUÍA:

DR. DIEGO MORATA CÉSPEDES

PROFESOR CO GUÍA:

DR. LUIS E. LARA PULGAR

MIEMBROS DE LA COMISIÓN

DRA. PATRICIA LARREA MÁRQUEZ

DR. MIGUEL ÁNGEL PARADA REYES

SANTIAGO DE CHILE

2022

**Resumen de la memoria para optar al título de Geóloga
y grado de Magister en Ciencias, Mención Geología.**

Por: Camila Marianne Zúñiga Cárcamo

Fecha: Año 2022

Profesor guía: Diego Morata Céspedes

Profesor co-guía: Luis E. Lara Pulgar

**PETROGÉNESIS Y EVOLUCIÓN MAGMÁTICA DEL VOLCÁN TEREVAKA, ISLA DE
PASCUA, RAPA NUI, CHILE**

La Isla de Pascua, Rapa Nui corresponde a un complejo volcánico intraplaca cuya evolución geológica es solo parcialmente conocida y ha sido el foco de estudio para comprender procesos evolutivos asociados a plumas mantélicas y su interacción con dorsales activas. Los mapas geológicos publicados a la fecha carecen de una base geocronológica sólida, lo cual dificulta la generación de modelos evolutivos integrales que sitúen a los volcanes de la isla y sus respectivos sistemas alimentadores en un esquema espacial y temporal bien constreñido.

Esta investigación busca caracterizar la petrogénesis y evolución magmática del volcán Terevaka en contraste con los volcanes Poike y Rano Kau, y proponer un modelo que sea compatible con el contexto geodinámico y satisfaga la relación espacio-temporal entre los productos volcánicos. Mediante la compilación de edades radiométricas y análisis geoquímicos junto con datos inéditos de este proyecto, se logró constreñir la temporalidad de la evolución volcánica de la Isla de Pascua y a su vez caracterizar la naturaleza geoquímica de los volcanes Poike, Rano Kau y Terevaka. Además, la caracterización petrográfica de las muestras del volcán Terevaka permitió definir etapas de formación de este volcán.

La compilación geocronológica permite comprobar un volcanismo parcialmente sincrónico en las fases de escudo de los volcanes Poike y Rano Kau, y evidencian que el desarrollo del edificio volcánico del volcán Terevaka habría sido en parte simultáneo con las últimas fases evolutivas de los volcanes ancestrales, 300 ka posterior al volcanismo subaéreo de los volcanes vecinos. Por otra parte, los datos geoquímicos reflejan una gran variabilidad composicional en los productos, cuyos patrones de elementos trazas y REE muestran un enriquecimiento con respecto al MORB y manto primitivo. A partir de modelaciones de cristalización fraccionada, es posible explicar la evolución magmática de los tres volcanes, considerando procesos intermedios de recarga de la cámara magmática.

Se propone un modelo evolutivo para el volcán Terevaka, con el desarrollo de una fase escudo y etapas posteriores dominadas por volcanismo fisural, consecuencia de una cámara magmática secundaria y una cámara principal sujeta a procesos de mezcla. En cambio, la variabilidad litológica y estilo eruptivo de los volcanes Poike y Rano se asemeja a la formación y evolución volcánica propuesta para las islas hawaianas. Considerando lo anterior, es posible construir un modelo integral para la Isla de Pascua en un contexto cuya fuente es resultado de la mezcla entre la Dorsal del Pacífico Este y la pluma mantélica de Salas y Gómez.

*A mis padres, Alicia y Ariel,
A mi hermano Diego,
A mi compañero de vida, José
A mis bendiciones.*

En memoria de mi amada Kuki y Muñeca (2005 – 2021)

Agradecimientos

Esta investigación fue financiada por la beca de magíster nacional ANID 22200250, el FONDECYT 1141303, al Programa de Geología Marina de SERNAGEOMIN y el FONDAP-CEGA 15090013 y 15200001.

Quisiera agradecer a mi profesor guía Diego por su apoyo durante mi formación profesional, a mi profesor co-guía Luís E. Lara por confiar en mi pasión por la volcanología, ser un pilar fundamental en el cumplimiento de mis metas profesionales durante mi postgrado, contribuir y potenciar mis ambiciones a futuro dentro del campo de la investigación. Esta investigación no habría sido posible sin su constante apoyo. Agradezco también a los integrantes de la comisión Patricia Larrea y Miguel Ángel Parada por su disposición a ser parte de esta aventura y responder mis dudas en momentos de incertidumbre.

A mis padres, Alicia y Ariel, a mi hermano Diego, les agradezco por su apoyo incondicional, a mi compañero de vida, José, por ser el hombro en el cual me puedo apoyar y una oreja que siempre escucha. Agradezco a mis amigas javierinas Cata, Cote, Karin y Scar por las incontables charlas y amor incondicional. A mis por siempre amigos geólogos, Gabby, Javi, Tomi, Vicho, Lore y al hermoso grupo de mujeres geocientíficas que conforman Andinas, deseo que la vida mantenga abierta siempre una puerta por la cual podamos reencontrarnos, estemos donde estemos. A mis maravillosos compañeros geólogos: los Gómez, los Sedex, todas y todas los integrantes de la sección, estudiar esta hermosa ciencia fuera siempre grata y con infinitos recuerdos que llevaré siempre en el corazón. A Felipe, amigo de por vida, y el equipo de EdV, por darme las alas para comenzar mi pasión por la docencia y las oportunidad para siempre llegar un paso más allá. A mis amigos del pasillo, Dani, Octavio, Carly, Richi, Isis, Martín, Domi, Vale, Talo Cris, Marcelo, Lecaros, Rho sin ustedes no existirían los bonitos recuerdos de mi paso por pregrado. A Claudia, mi cómplice de aventuras, al equipo de Rocadictos y ALVO: Asociación Latinoamericana de Volcanología por su confianza en mi trabajo.

No puedo dejar de mencionar, a 9 pilares fundamentales, los cuales dan sentido y forma a mi vida, mis bendiciones Chola, Fiamme, Toby, Biotita, Eric, Cota, Micha, Muñeca y Kuki. Esta investigación es en memoria a mi amada Kuki, que gracias a los inesperados acontecimientos del 2020 y 2021, me permitieron disfrutarla y acompañarla hasta sus últimos días. También en memoria de muñeca, quien nos acompañó hasta unas semanas antes de la entrega de esta investigación

Quiero tomar un momento para agradecer a los profesores con los cuales pude trabajar como parte de sus equipos docentes, por su confianza durante estos últimos años, Ángelo Castruccio, Alida Pérez, Katja Deckart, Miguel Ángel Parada, Rodrigo Fernández y en especial a Álvaro Silva, por la gran amistad que hemos formado durante los últimos tres años trabajando juntos.

Son muchas personas de las cuales estoy agradecida de haber conocido, compañeros de pregrado, geología, alumnas y alumnos de EdV, podría dedicar cientos de hojas en agradecer a cada uno de ustedes. Los guardo por siempre en mi corazón.

Tabla de Contenido

1	Introducción.....	1
1.1	Exposición del problema	1
1.2	Objetivos	2
1.2.1	Objetivo general.....	2
1.2.2	Objetivos específicos.....	2
1.3	Área de estudios y accesos	2
1.4	Hipótesis	4
2	Marco Teórico	4
2.1	Composición del manto.....	4
2.1.1	Basaltos de dorsales oceánicas - MORB (<i>mid ocean-rigde basalt</i>)	6
2.1.2	Basaltos de islas oceánicas – OIB (<i>Ocean island basalts</i>)	10
2.1.3	Reservorios mantélicos	11
2.2	Hotspot.....	13
2.3	Etapas de crecimiento de islas oceánicas asociadas a hotspots	21
2.3.1	Islas oceánicas hawaianas	22
2.3.2	Islas Galápagos	25
2.3.3	Islas Canarias.....	27
3	Marco geológico.....	30
3.1	Generalidades.....	30
3.2	Contexto geodinámico.....	31
3.3	Interacción hotspot – dorsal	34
3.4	Geología.....	40
3.4.1	Volcán Poike.....	43
3.4.2	Volcán Rano Kau.....	45
3.4.3	Volcán Terevaka.....	47
3.4.4	Volcanismo fisural.....	49
3.5	Petrografía	50
3.5.1	Volcán Rano Kau.....	50
3.5.2	Volcán Poike.....	51
3.5.3	Volcán Terevaka.....	52
3.6	Geocronología.....	52
3.7	Geoquímica.....	55
4	Metodología	57

4.1	Campañas de campo asociadas al FONDECYT 1141303.....	57
4.2	Ubicación de muestras, georreferenciación de mapas geológicos y asignación de unidades geológicas	58
4.3	Construcción de base de datos de edades radiométricas y análisis geoquímicos	59
4.4	Geocronología.....	61
4.4.1	Análisis geocronológicos	61
4.4.2	Bases de datos geocronológica.....	62
4.5	Geoquímica.....	64
4.5.1	Análisis geoquímicos	64
4.5.2	Base de datos geoquímicos	64
4.6	Petrografía	67
4.7	Diagramas PER	68
4.8	Modelos de cristalización fraccionada.....	69
5	Resultados	70
5.1	Geocronología.....	70
5.1.1	Dataciones.....	70
5.1.2	Distribución de edades	73
5.2	Caracterización de etapas de crecimiento de islas oceánicas en Isla de Pascua	74
5.3	Petrografía del volcán Terevaka	75
5.3.1	Lavas Koe Koe	75
5.3.2	Lavas Mataveri	77
5.3.3	Centros eruptivos basálticos.....	79
5.3.4	Lavas Hiva Hiva.....	80
5.3.5	Lavas Roiho.....	80
5.4	Geoquímica.....	83
5.4.1	Volcán Poike.....	84
5.4.2	Volcán Rano Kau.....	93
5.4.3	Volcán Terevaka.....	102
5.4.4	Geoquímica de la Isla de Pascua	111
6	Discusión	114
6.1	Evolución magmática de los volcanes de Isla de Pascua	114
6.1.1	Geocronología	114

6.1.2	Geología y petrología	116
6.1.3	Elementos conservativos.....	121
6.1.4	Diagramas de Pearce	122
6.1.5	Modelo de cristalización fraccionada	124
6.1.6	Razones isotópicas.....	131
6.1.7	Contexto geodinámico y sus implicancias en la evolución del volcán Terevaka	135
6.2	Modelo evolutivo del volcán Terevaka e Isla de Pascua	136
6.2.1	VIPS en islas oceánicas	136
6.2.2	Modelos evolutivos propuestos.....	137
7	Conclusiones.....	141
8	Bibliografía	145
Anexos	155
A.	Geocronología.....	155
A.1	Coordenadas y detalles de las muestras datadas	155
A.2	Step Heating de las muestras del volcán Rano Kau y Poike.	155
A.3	Isocronas inversas de las muestras del volcán Rano Kau y Poike	159
A.4	Compilación de edades del Volcán Poike.....	163
A.5	Compilación de edades del Volcán Rano Kau.....	164
A.5	Compilación de edades del Volcán Terevaka.....	165
A.6	Edades Eliminadas de la base geocronológica	167
B.	Mapas y figuras	169
C.	Petrografía	172
D.	Geoquímica.....	197
E.	Norma CIPW	197
E.1	Volcán Poike.....	198
E.2	Volcán Rano Kau	200
E.3	Volcán Terevaka.....	204
F.	Razones isotópicas	208
G.	Modelos de cristalización fraccionada.....	208

Índice de Figuras

Figura 1-1: Contexto geodinámico de la Isla de Pascua. Extraído de Vezzoli y Acocella (2009).	3
Figura 1-2: Imagen aérea de la Isla de Pascua. Volcán Terevaka al N, volcán Poike al NE y volcán Rano Kau al SW. Modificada de FASat-Charlie.	3
Figura 2-1: Modelos de circulación mantélica. Extraído de Hofmann (1997).	5
Figura 2-2: Modelo esquemático del interior de la Tierra, en la izquierda se describen los procesos asociados al modelo de pluma mantélica y la derecha los correspondientes al modelo de placas. Extraído de Foulger (2010).	6
Figura 2-3: Concentraciones de elementos traza y algunos elementos mayores normalizado al manto primitivo. Extraído de Hofmann (1997) y Foulger (2010).	6
Figura 2-4: Patrón de tierras raras normalizado al condrito para toleitas de Hawái (círculos amarillos), basaltos alcalinos de Hawái (círculos rosados) y basaltos alcalinos de Azores (cuadrados naranjos) en comparación con los patrones para N – MORB y E – MORB.T. Winter (2001) en Sepulveda (2015).....	7
Figura 2-5: Patrón de REE normalizado al condrito para las muestras de la Dorsal del Pacífico Este entre los 20°S y 24°S, N – MORB y E – MORB. Modificado de Pandey, et al. (2013).	8
Figura 2-6: Gráficos de $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ vs $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ (A), $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ vs $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ (B), $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ vs $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ (C), $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ vs $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ (D), $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ vs $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ (E) y $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ vs $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ (F) en los que se destaca la diferencia entre los reservorios tipo MORB, HIMU, OIB y FOZO. Modificado de Stracke y Hofmann (2005).	9
Figura 2-7: Patrón de elementos traza para fuentes de OIB y el fundido resultante normalizado con respecto al manto primitivo (Sun y McDonough, 1989). Recuperado de Stracke y Hofmann (2005).	11
Figura 2-8: Composiciones isotópicas radiogénicas para las lavas con más alta razón de $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ de los 42 hotspots oceánicos caracterizados por Jackson et al. (2018) en comparación con datos de OIB y MORB globales. Recuperado de Jackson et al. (2018).	12
Figura 2-9: Composición isotópica actual de una corteza oceánica reciclada. Modificado de Stracke et al. (2003).	13
Figura 2-10: Mapa de volcanes de Hawái, Samoa y Las Marquesas y su ubicación en el Océano Pacífico. A , Volcanes más jóvenes de la cadena de volcanes hawaianos en el que se destacan las tendencias Loa y Kea. B , Volcanes en Samoa, en el mapa se resaltan las cadenas Malu y Vai. C , Volcanes en Las Marquesas y las tendencias Motu y Nuku. Modificado de Huang et al. (2011).	14
Figura 2-11: Mapa geológico de la Isla de Hawái, en la imagen se incluye información de la batimetría, ubicación de la isla con respecto a la cadena de islas volcánicas hawaianas y los rangos de edades de los volcanes Mahukona, Kohala, Hualalali y Mauna Kea. Extraído de Hanano et al. (2010).	15
Figura 2-12: Gráficos de $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ vs $^{268}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ para las lavas de las etapas post escudo de los volcanes Mauna Kea, Kohala, Hualalali y Mahukona en contraste a lavas hawaianas pertenecientes a las etapas escudo y de volcanismo rejuvenecido. A , En gris se presenta la división entre las tendencias Loa y Kea definidas por Abouchamii et al. (2005). B y C Composiciones isotópicas de las lavas escudo y post escudo de los pares de volcanes consecutivos Mahukona – Kohala y Hualalali – Mauna Kea. Modificado de Hanano et al. (2010).	16
Figura 2-13: A , Gráfico de ϵ_{HF} vs $^{266}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$. B , Gráfico de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ vs $^{266}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ para las lavas post escudo de los volcanes Mauna Kea, Kohala, Hualalali y Mahukona comparado con las lavas hawaianas pertenecientes a las etapas escudo y de volcanismo rejuvenecido. Modificado de Hanano et al. (2010). ..	17
Figura 2-14: Principales modelos para la explicar la distribución espacial y heterogeneidad química de las tendencias Loa y Kea. A , modelo de zonación concéntrico. B , modelo de zonación bilateral. Modificado de Hanano et al. (2010).	17
Figura 2-15: Modelo de conducto bilateralmente zonado para el hotspot de Hawái. Recuperado de Hofmann y Farnetani (2013).	18
Figura 2-16: ϵ_{Nd} vs $^{208}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ para las lavas asociadas a hotspot ubicados en el Océano Pacífico. A , Lava de los volcanes Samoa y Hawái. B , Lavas de Las Marquesas comparadas con las lavas de Samoa y Hawái. Modificado de Huang et al. (2011).	19
Figura 2-17: Simulaciones de una heterogeneidad esférica de radio 40 km ubicada a una distancia de 100 km del eje del conducto de la pluma mantélica con diferentes razones de viscosidad. A , Razón de viscosidad $\lambda = 1$ a los tiempos 0, 12 y 38 Ma. B , Razón de viscosidad $\lambda = 10$ a los tiempos 0, 13, 25, 41 y	

51 Ma. C , Razón de viscosidad $\lambda = 20$ a los tiempos 0, 13, 25, 38, 51, 63 y 76 Ma. Modificado de Farnetani et al. (2018).	20
Figura 2-18: Deformación de heterogeneidades con razones de viscosidad $\lambda = 20$ (arriba) y $\lambda = 10$ (abajo) a través del tiempo. Los colores internos de las heterogeneidades permiten observar la rotación interna durante el ascenso. Modificado de Farnetani et al. (2018).	21
Figura 2-19: Esquema explicativos de las etapas evolutivas para volcanes hawaianos y aplicados a la evolución y desarrollo de islas oceánicas. Debido a la subsidencia, alrededor de la mitad del volumen del volcán se encuentra por debajo del nivel del mar. Recuperado de de Silva y Lindsay (2015).	22
Figura 2-20: Mapa de las Islas Galápagos y batimetría de la región. Recuperada de Acocella (2021).	25
Figura 2-21: Modelo propuesto para la variación del aporte de material de la pluma para los volcanes orientales y occidentales de las Islas Galápagos durante los últimos 1 a 2 Ma. Recuperado de Cleary et al. (2020).	27
Figura 2-22: Historia y estructuras volcánicas de las Islas Canarias clasificadas según las etapas evolutivas asociadas a islas oceánicas formadas por hotspots. Extraído de Paris et al. (2005).	28
Figura 2-23: Etapas subáreas asociadas a la formación de islas oceánicas por interacción con un hotspot para las Islas Canarias e islas hawaianas. Extraído de Paris et al. (2005).	29
Figura 3-1: Mapa batimétrico de las estructuras submarinas del Complejo Volcánico de Isla de Pascua. En la esquina superior izquierda se ilustra el fondo oceánico entre la Isla de Pascua y la Microplaca de Pascua, con líneas diagonales negras se muestran las anomalías magnéticas del fondo oceánico. Extraído de Vezzoli y Acocella (2009).	31
Figura 3-2: Batimetría obtenida a partir de imágenes satelitales en la que se destaca el Ridge de Nazca y la Cadena de montes submarinos de Pascua. Extraído de Ray et al. (2012).	32
Figura 3-3: Modelo esquemático del hotspot de Pascua ubicado al oeste de la Isla de Pascua y de la Dorsal del Pacífico Este bajo la isla de Salas y Gómez. En a se observa una vista en planta, en b una sección E - W y en c una sección N -S. Las flechas señalan las direcciones de flujo del material asociado a la pluma mantélica. Extraído de Kingsley y Schilling (1998).	33
Figura 3-4: Modelo esquemático de la evolución petrogenética del hotspot de Pascua. Extraído de Haase et al. (1997).	33
Figura 3-5: Vista tridimensional de la pluma mantélica asociada al volcanismo de Isla de Pascua (ES) y Juan Fernández (JZ). Recuperado de Montelli et al. (2006).	34
Figura 3-6: Concentración $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ promedio para basaltos pertenecientes a la Isla Salas y Gómez, Isla de Pascua y los rifts oriental y occidental de la Microplaca de Pascua en función a la distancia desde la Isla Salas y Gómez. Recuperado de Hanan y Schilling (1989).	35
Figura 3-7: Variación longitudinal de $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$, La/Sm normalizado al condrito, contenido de MgO y espesor cortical entre la Microplaca de Pascua y la Cadena Volcánica Salas y Gómez. Modificado de Kingsley et al. (2002).	36
Figura 3-8: Estaciones de extracción de muestras a lo largo de la Microplaca de Pascua y la Cadena Volcánica de Salas y Gómez utilizadas por Kingsley R. et al. (2007) para el estudio de la interacción del hotspot asociado al volcanismo de Salas y Gómez – Pascua con la Dorsal del Pacífico Oriental. La ubicación, simbología y colores serán las consideradas para las figuras a continuación. Extraído de Kingsley et al. (2007).	37
Figura 3-9: Gradientes longitudinales de los radios isotópicos de las muestras de la Cadena Volcánica de Salas y Gómez – Pascua, en conjunto con las zonas de rift occidental y oriental de la Microplaca de Pascua y la Dorsal del Pacífico Oriental. Recuperado de Kingsley et al. (2007).	38
Figura 3-10: Razones isotópicas radiogénicas para basaltos de Cadena Volcánica de Salas y Gómez – Pascua, en conjunto con las zonas de rift occidental y oriental de la Microplaca de Pascua y la Dorsal del Pacífico Oriental. Modificado de Kingsley et al. (2007).	39
Figura 3-11: Diagrama de ϵHf vs ϵNd para la muestras asociadas a la Microplaca de Pascua y la Cadena Volcánica de Salas y Gómez (en símbolos rellenos), adicionalmente se muestra el componente C del manto, HIMU (basaltos de Santa Helena) y FOZO, el último campo de acuerdo con la redefinición de Stracke y Hofmann (2005). Recuperado de Kingsley et al. (2007).	40
Figura 3-12: Geología del complejo volcánico de Isla de Pascua, Rapa Nui (González-Ferrán et al., 2004).	41
Figura 3-13: Mapa geológico de la Isla de Pascua (Chile). Recuperado de Vezzoli y Acocella (2009).	42

<i>Figura 3-14: Secuencia de lavas pertenecientes a la fase escudo del volcán Poike. Extraída de Sepúlveda (2015).</i>	43
<i>Figura 3-15: Cono Puakatiki en el volcán Poike. Extraída de Sepúlveda (2015).</i>	44
<i>Figura 3-16: Maunga Parehe, Maunga Tea Tea y Maunga Vai a Heva, domos de la fase domos traquíticos. Extraída de Sepúlveda (2015).</i>	44
<i>Figura 3-17: Rano Raraku. Fotografía por José Vinés.</i>	45
<i>Figura 3-18: Acantilado del volcán Rano Kau en el que se observa la fase escudo atribuida al volcán. Extraída de Sepúlveda (2015).</i>	45
<i>Figura 3-19: Afloramiento de traquiandesitas en contacto con la fase escudo. Extraída de Sepúlveda (2015).</i>	46
<i>Figura 3-20: Islotes riolíticos de arriba a abajo: Motu Nui, Motu Iti y Motu Kau Kau. Fotografía propia.</i>	47
<i>Figura 3-21: Vista panorámica desde la cima del volcán Poike hacia los volcanes Terevaka y Rano Kau. Recuperada de Acocella (2021).</i>	47
<i>Figura 3-22: En A se muestra el borde de la caldera del volcán Terevaka, junto a los depósitos de unidades aledañas. En B se destaca la fase escudo del volcán Terevaka junto con conos asociados a centros eruptivos secundarios. Recuperada de Vezzoli y Acocella (2009).</i>	48
<i>Figura 3-23: Evolución esquemática de la sección emergida de la isla de Pascua. Modificado de Vezzoli y Acocella (2009).</i>	50
<i>Figura 3-24: Cronología del volcanismo de Isla de Pascua. Extraída de Clark (1975).</i>	53
<i>Figura 3-25: Distribución de los volúmenes estimados para los volcanes Rano Kau, Poike y Terevaka y Diagrama de edades radiométricas publicadas de lavas de Isla de Pascua. Recuperado de Vezzoli & Acocella (2009).</i>	53
<i>Figura 3-26: Modelos de evolución magmática para los volcanes Rano Kau y Poike. Modelo 1: A y B, los fundidos que dan origen a los volcanes son independientes. Modelo 2: C, D, y E, los fundidos de ambos volcanes son consecuencia de la evolución de una cámara alimentadora intermedia común. F, G, H e I, etapas de volcanismo cortical para los volcanes Poike y Rano Kau. Modificado de Sepúlveda (2015).</i>	54
<i>Figura 3-27: Diagrama TAS para las muestras con análisis de elementos mayores. Compilación realizada por Vezzoli y Acocella (2009).</i>	56
<i>Figura 3-28: Diagramas de bivalentes de MgO vs óxidos de elementos mayores para muestras de la Isla de Pascua y alrededores. Modificado de Haase y otros (1997).</i>	56
<i>Figura 3-29: Diagrama Spider para elementos traza para muestras de la Isla de Pascua. Extraída de Déruelle (2002).</i>	57
<i>Figura 3-30: Patrón de tierras raras para muestras de la Isla de Pascua. Extraída de Déruelle (2002).</i>	57
<i>Figura 4-1: Mapa con la distribución de muestras con dataciones K/Ar y $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ en la Isla de Pascua. Construida en base a los trabajos de González-Ferrán et al. (1974), Clark (1975), Clark y Dymond (1977), Kaneoka y Katsui (1985), O'Connor et al. (1995), Miki et al. (1998), y las dataciones generadas para este proyecto. Mapa geológico de González-Ferrán et al. (2004).</i>	63
<i>Figura 5-1: Resumen del espectro del análisis Step Heating para la muestra FS120914-6a mostrando el porcentaje de ^{39}Ar liberado acumulado versus la edad aparente en ka. Se señala la edad plateu determinada a partir del análisis.</i>	71
<i>Figura 5-2: Resumen del espectro del análisis Step Heating para la muestra FS140914-2 mostrando el porcentaje de ^{39}Ar liberado acumulado versus la edad aparente en ka. Se señala la edad plateu determinada a partir del análisis.</i>	71
<i>Figura 5-3: Resumen del espectro del análisis Step Heating para la muestra FS130914-4a mostrando el porcentaje de ^{39}Ar liberado acumulado versus la edad aparente en ka. Se señala la edad plateu determinada a partir del análisis.</i>	72
<i>Figura 5-4: Resumen del espectro del análisis Step Heating para la muestra FS130914-1 mostrando el porcentaje de ^{39}Ar liberado acumulado versus la edad aparente en ka. Se señala la edad plateu determinada a partir del análisis.</i>	72
<i>Figura 5-5: Distribución cronológica de las muestras datadas en los volcanes Rano Kau, Poike y Terevaka con la división de etapas de volcanismo para los volcanes Rano Kau y Poike propuesta por Sepúlveda (2015), y la definida por González-Ferrán et al. (2004) para el volcán Terevaka. Construida en base a los trabajos de González-Ferrán et al. 1974, Clark (1975), Clark y Dymond (1977), Kaneoka y Katsui (1985), O'Connor et al. (1995), Miki et al. (1998) y las dataciones generadas para este proyecto.</i>	73

<i>Figura 5-6: Distribución de las fases volcánicas reconocidas y utilizadas para análisis posteriores de los volcanes Poike, Rano Kau y Terevaka, realizado en base a la geología mapeada por González-Ferrán et al. (2004). Para los volcanes Poike y Rano Kau se utiliza la clasificación propuesta por Sepúlveda (2015). Los colores utilizados hacen alusión a las gamas de colores seleccionadas para la construcción de diagramas para análisis geoquímico, isotópico y modelo de fusión parcial.</i>	<i>76</i>
<i>Figura 5-7: Fotomicrografías a LPP (A, C, E) y NC (B, D, F) de la unidad lavas Koe Koe del volcán Terevaka. En A y B (TE19) se observa un macrocristal de plagioclasa con macla de Carlsband en el que se observan texturas de sieve y borde de reabsorción En C y D (TE18) se observa un cristal de plagioclasa prismático con inclusiones cristalinas de apatito, plagioclasa, clinopiroxeno y opacos en su centro y clinopiroxeno hacia el borde, se destaca una zonación en el cristal. En E y F (TE18) se observa el cúmulo de plagioclasa, piroxeno y opacos dimensión 2.6 x 3.4 mm.</i>	<i>78</i>
<i>Figura 5-8: Fotomicrografías a LPP (A, C) y NC (B, D) de la unidad lavas Mataveri del volcán Terevaka. En A y B se observa un cúmulo de plagioclasas, piroxenos y opacos (textura cumulo porfírica, TE13). En C y D (TE13) es posible observar un cúmulo de piroxeno, plagioclasa y opacos (textura cumulo porfírica).</i>	<i>79</i>
<i>Figura 5-9: Fotomicrografías a LPP (A, C, E) y NC (B, D, F) de la unidad Centros Eruptivos Basálticos (CEB) del volcán Terevaka. En A y B se observa un cúmulo de plagioclasas, piroxenos y opacos (textura cumulo porfírica, TE26Bi). En C y D se observa un macrocristal de plagioclasa zonado y con borde de reabsorción (TE23). En E y F se observa un macrocristal de piroxeno esquelético, en contacto con plagioclasa.</i>	<i>81</i>
<i>Figura 5-10: Fotomicrografías a LPP (A, C, E) y NC (B, D, F) de la unidad lavas Hiva Hiva del volcán Terevaka. En A y B se reconoce un cúmulo de cristales de olivinos (textura glomeroporfírica), con texturas de reabsorción (TE35b). En C y D se observa un cúmulo de plagioclasa, piroxenos y opacos (textura cumulo porfírica, TE35). En E y F se aprecian dos macrocristales de plagioclasa en contacto (textura glomeroporfírica, TE35) zonado y con fracturas.</i>	<i>82</i>
<i>Figura 5-11: Fotomicrografías a LPP (A, C, E) y NC (B, D, F) de la unidad lavas Roiho del volcán Terevaka. En A y B se observa un posible cristal de olivino o piroxeno, completamente reemplazado a iddingsita. En C y D se puede observar un cambio de color en la masa fundamental, observándose una banda de color marrón oscuro en el centro, rodeada por una masa fundamental de color marrón claro, en E y F se marca el límite asociado al bandeamiento con una línea segmentada de color rojo.</i>	<i>83</i>
<i>Figura 5-12: Diagrama TAS con las muestras del volcán Poike, en colores oscuros con bordes negros (rosado, marrón claro, verde azulado y naranja) se presentan las muestras asociadas a los análisis realizados por Sepulveda (2015) y en colores claros con borde gris (rosado claro, marrón anaranjado verde agua) los análisis realizados por Clark (1975), Bonatti et al. (1977) y Haase et al. (1997). Le Bas et al. 1986 en Le Maitre et al. (2005).</i>	<i>84</i>
<i>Figura 5-13: Diagrama discriminador entre basaltos alcalinos y subalcalinos para las muestras del volcán Poike (Bellieni et al., 1983 en Le Maitre et al., 2005). Colores y símbolos de acuerdo a lo definido en la Figura 5-12.</i>	<i>85</i>
<i>Figura 5-14: Diagrama AFM (Irvine y Baragar, 1971) para las muestras del volcán Poike. Colores y símbolos de acuerdo a lo definido en la Figura 5-12.</i>	<i>86</i>
<i>Figura 5-15: Diagrama de K₂O (wt%) vs Si₂O (wt%) y líneas divisoras de los campos de bajo K, medio K y alto K. (Le Maitre et al., 2005) para las muestras del volcán Poike. Colores y símbolos de acuerdo a lo definido en la Figura 5-12.</i>	<i>86</i>
<i>Figura 5-16: Diagramas de Harker para las muestras del volcán Poike. Colores y símbolos de acuerdo a lo definido en la Figura 5-12.</i>	<i>87</i>
<i>Figura 5-17: Diagramas bivalentes de MgO vs óxidos de elementos mayores del volcán Poike. Colores y símbolos de acuerdo a lo definido en la Figura 5-12.</i>	<i>88</i>
<i>Figura 5-18: Diagrama Spider normalizado al N – MORB (Sun y McDonough, 1989) para las muestras del volcán Poike. Colores y símbolos de acuerdo a lo definido en la Figura 5-12.</i>	<i>89</i>
<i>Figura 5-19: Diagramas bivalentes de #Mg vs LILE para las muestras del volcán Poike. Colores y símbolos de acuerdo a lo definido en la Figura 5-13.</i>	<i>90</i>
<i>Figura 5-20: Diagramas bivalentes de #Mg vs elementos de transición para las muestras del volcán Poike. Colores y símbolos de acuerdo a lo definido en la Figura 5-12.</i>	<i>91</i>
<i>Figura 5-21: Diagramas bivalentes de #Mg vs elementos de transición para las muestras del volcán Poike. Colores y símbolos de acuerdo a lo definido en la Figura 5-12.</i>	<i>91</i>

Figura 5-22: Diagrama de tierras raras normalizado al manto primitivo (Sun y McDonough, 1989) para las muestras del volcán Poike. Colores y símbolos de acuerdo a lo definido en la Figura 5-12.....	92
Figura 5-23: Variación de $(La/Lu)_N$ y $(La/Sm)_N$ vs $\#Mg$ para las muestras del volcán Poike. Colores y símbolos de acuerdo a lo definido en la Figura 5-12.	92
Figura 5-24: Diagrama de variación de razones de REE ves la pendiente de $(La/Yb)_N$. Colores y símbolos de acuerdo a lo definido en la Figura 5-12.....	93
Figura 5-25: Diagrama TAS con las muestras del volcán Rano Kau, en colores oscuros y con bordes negros (marrón, morado y anaranjado) se presentan las muestras asociadas a los análisis realizados por Sepulveda (2015) y en colores claros con borde gris (marrón claro, lila y amarillo) los análisis realizados por Clark (1975), Bonatti et al. (1977), Haase et al. (1997) y González-Ferrán (1974). Le Bas et al. 1986 en Le Maitre et al. 2005.....	94
Figura 5-26: Diagrama discriminatorio entre basaltos alcalinos y subalcalinos para las muestras del volcán Rano Kau (Bellieni et al., 1983 en Le Maitre et al., 2005) Colores y símbolos de acuerdo a lo definido en la Figura 5-25.	95
Figura 5-27 Diagrama AFM (Irvine y Baragar, 1971) para las muestras del volcán Rano Kau. Colores y símbolos de acuerdo a lo definido en la Figura 5-25.	95
Figura 5-28: Diagrama de K_2O (wt%) vs Si_2O (wt%) y líneas divisoras de los campos de bajo K, medio K y alto K. (Le Maitre et al., 2005) para las muestras del volcán Rano Kau. Colores y símbolos de acuerdo a lo definido en la Figura 5-25.....	96
Figura 5-29: Diagramas de Harker para las muestras del volcán Rano Kau. Colores y símbolos de acuerdo a lo definido en la Figura 5-25.....	97
Figura 5-30 Diagramas bivariantes de MgO vs óxidos de elementos mayores del volcán Rano Kau. Colores y símbolos de acuerdo a lo definido en la Figura 5-25.	98
Figura 5-31: Diagrama Spider normalizado al N – MORB (Sun y McDonough, 1989) para las muestras del volcán Rano Kau. Colores y símbolos de acuerdo a lo definido en la Figura 5-25.	99
Figura 5-32: Diagramas bivariantes de $\#Mg$ vs LILE para las muestras del volcán Rano Kau. Colores y símbolos de acuerdo a lo definido en la Figura 5-25.	99
Figura 5-33: Diagramas bivariantes de $\#Mg$ vs elementos de transición para las muestras del volcán Rano Kau. Colores y símbolos de acuerdo a lo definido en la Figura 5-25.	100
Figura 5-34: Diagramas bivariantes de $\#Mg$ vs HFSE para las muestras del volcán Rano Kau. Colores y símbolos de acuerdo a lo definido en la Figura 5-25.	101
Figura 5-35: Diagrama de tierras raras normalizado al manto primitivo (Sun y McDonough, 1989) para las muestras del volcán Rano Kau. Colores y símbolos de acuerdo a lo definido en la Figura 5-25.	101
Figura 5-36: Variación de $(La/Lu)_N$ y $(La/Sm)_N$ vs $\#Mg$ para las muestras del volcán Rano Kau. Colores y símbolos de acuerdo a lo definido en la Figura 5-25.	102
Figura 5-37: Diagrama de variación de razones de REE vs la pendiente de $(La/Yb)_N$ para las muestras del volcán Rano Kau. Colores y símbolos de acuerdo a lo definido en la Figura 5-25.....	102
Figura 5-38: Diagrama TAS con las muestras del volcán Terevaka, en colores oscuros y con bordes negros se presentan las muestras asociadas a los análisis propios de este proyecto y en colores claros los análisis realizados por Clark (1975), Haase et al. (1997) González-Ferrán (1974) y Bonatti et al. (1977). Le Bas et al. 1986 en Le Maitre et al. 2005.....	103
Figura 5-39: Diagrama discriminatorio entre basaltos alcalinos y subalcalinos (Bellieni et al., 1983 en Le Maitre et al., 2005). Colores y símbolos de acuerdo a lo definido en la Figura 5-38.....	104
Figura 5-40: Diagrama AFM (Irvine y Baragar, 1971) para las muestras del volcán Terevaka. Colores y símbolos de acuerdo a lo definido en la Figura 5-38.	105
Figura 5-41: Diagrama de K_2O (wt%) vs Si_2O (wt%) y líneas divisoras de los campos de bajo K, medio K y alto K. (Le Maitre et al., 2005) para las muestras del volcán Terevaka. Colores y símbolos de acuerdo a lo definido en la Figura 5-38.....	105
Figura 5-42: Diagramas de Harker para las muestras del volcán Terevaka. Colores y símbolos de acuerdo a lo definido en la Figura 5-38.....	106
Figura 5-43: Diagramas bivariantes de MgO vs óxidos de elementos mayores del volcán Terevaka. Colores y símbolos de acuerdo a lo definido en la Figura 5-38.	107
Figura 5-44: Diagrama Spider normalizado al N – MORB (Sun y McDonough, 1989) para las muestras del volcán Terevaka. Colores y símbolos de acuerdo a lo definido en la Figura 5-38.	108

Figura 5-45: Diagramas bivariantes de #Mg vs LILE para las muestras del volcán Terevaka. Colores y símbolos de acuerdo a lo definido en la Figura 5-38.	108
Figura 5-46: Diagramas bivariantes de #Mg vs elementos de transición para las muestras del volcán Terevaka. Colores y símbolos de acuerdo a lo definido en la Figura 5-38.	108
Figura 5-47: Diagramas bivariantes de #Mg vs HFSE para las muestras del volcán Terevaka. Colores y símbolos de acuerdo a lo definido en la Figura 5-38.	109
Figura 5-48: Diagrama de tierras raras normalizado al manto primitivo (Sun y McDonough, 1989) para las muestras del volcán Terevaka. Colores y símbolos de acuerdo a lo definido en la Figura 5-38.	110
Figura 5-49: Variación de $(La/Lu)_N$ y $(La/Sm)_N$ vs #Mg para las muestras del volcán Terevaka. Colores y símbolos de acuerdo a lo definido en la Figura 5-38.	110
Figura 5-50: Diagrama de variación de razones de REE vs la pendiente de $(La/Yb)_N$ para las muestras del volcán Terevaka. Colores y símbolos de acuerdo a lo definido en la Figura 5-38.	111
Figura 5-51: Diagrama TAS con las muestras de los volcanes Poike, Rano Kau y Terevaka. En colores oscuros y con bordes negros se presentan las muestras asociadas a los análisis propios del FONDECYT 1141303 y en colores claros los análisis realizados por Clark (1975), Haase et al. (1997) González-Ferrán (1974) y Bonatti et al. (1977). Le Bas et al. 1986 en Le Maitre et al. 2005.	112
Figura 5-52: Diagramas de Harker para las muestras del volcán Terevaka. Colores y símbolos de acuerdo a lo definido en la Figura 5-51.	112
Figura 5-53: : Diagramas bivariantes de MgO vs óxidos de elementos mayores del volcán Terevaka. Colores y símbolos de acuerdo a lo definido en la Figura 5-51.	113
Figura 5-54: Diagrama Spider normalizado al N – MORB (Sun y McDonough, 1989) para las muestras del volcán Terevaka. Colores y símbolos de acuerdo a lo definido en la Figura 5-51.	113
Figura 5-55: Diagrama de tierras raras normalizado al manto primitivo (Sun y McDonough, 1989) para las muestras del volcán Terevaka. Colores y símbolos de acuerdo a lo definido en la Figura 5-51.	114
Figura 6-1: Distribución cronológica de las muestras datadas en los volcanes Rano Kau, Poike y Terevaka con la división de etapas de volcanismo para los volcanes Rano Kau y Poike propuesta por Sepúlveda (2015) y las definidas en el marco de esta investigación para el volcán Terevaka. Construida en base a los trabajos de González-Ferrán et al (1974), Clark (1975), Clark y Dymond (1977), Kaneoka y Katsui (1985), O'Connor et al. (1995), Miki et al. (1998), y las dataciones generadas para este proyecto.	115
Figura 6-2: Variación geoquímica durante la formación de la Isla de Pascua para las muestras con dataciones y análisis geoquímicos. Construida en base a los trabajos de González-Ferrán et al (1974), Clark (1975), Clark y Dymond (1977), O'Connor et al. (1995) y las dataciones generadas para este proyecto. Los símbolos con borde negro corresponden a dataciones $^{39}Ar/^{40}Ar$ y los con borde gris a K/Ar	117
Figura 6-3: Variación geoquímica durante la formación de la Isla de Pascua para las muestras de la Isla de Pascua. Construida en base a los trabajos de González-Ferrán et al. (2004) para el volcán Terevaka. Construida en base a los trabajos de González-Ferrán et al. 1974, Clark (1975), Clark y Dymond (1977), Bonatti et al. (1977), Kaneoka y Katsui (1985), O'Connor et al. (1995), Haase et al. (1997), Miki et al. (1998) y los análisis propios de este proyecto. Los símbolos con borde negro corresponden a dataciones $^{39}Ar/^{40}Ar$, los con borde gris a K/Ar y aquellos con mayor transparencia y borde del color del símbolo, son las muestras a las cuales se les extrapola la edad a partir de la base de datos geocronológica. La flecha negra simboliza la evolución del volcán Rano Kau a lo largo del tiempo.	118
Figura 6-4: Distribución de la composición química en rocal total y de vidrio de rocas provenientes de islas oceánicas ubicadas en los océanos Atlántico, Pacífico e Indio. Recuperado de Ubide et al. (2021).	120
Figura 6-5: Gráfico de Nb vs Zr para las muestras de los volcanes Poike, Rano Kau y Terevaka. En la línea negra se muestra el ajuste lineal realizado a los datos cuyo coeficiente de relación es 0.96 y coeficiente de posición es 3.15.	122
Figura 6-6: Diagrama de Pearce normalizado con Nb para evaluar el fraccionamiento de olivino (Ol), plagioclasa (Plg) y clinopiroxeno (Cpx) con pendiente $m = 1$ y además con pendiente $m = 1/2$ para ortopiroxeno para las muestras de los volcanes Poike, Rano Kau y Terevaka. Ejes construidos en base a lo propuesto por Russell y Nicholls (1988) para las fases a estudiar.	123
Figura 6-7: Diagrama de Pearce normalizado con Nb para evaluar el fraccionamiento de olivino (Ol) y plagioclasa (Plg) con pendiente $m = 1$, además considerando la partición de clinopiroxeno (cpx) con una pendiente $m = 5/4$ y ortopiroxeno con una pendiente de $m = 1/2$ para las muestras de los volcanes Poike,	

Rano Kau y Terevaka. Ejes construidos en base a lo propuesto por Russell y Nicholls (1988) para las fases a estudiar.....	123
Figura 6-8: Modelo de cristalización fraccionada para las lavas del volcán Terevaka. Temperatura liquidus: 1138.28 °C.....	125
Figura 6-9: Modelo de cristalización fraccionada para las lavas Hiva Hiva, Roiho y Te Pua Roa del volcán Terevaka. Temperatura liquidus: 1187.5°C.	127
Figura 6-10: Modelo de cristalización fraccionada los volcanes Poike y Rano Kau a partir de las lavas submarinas de la Dorsal Rano Kau.....	128
Figura 6-11: Modelo de cristalización fraccionada para el volcán Rano Kau. Temperatura liquidus:1149.61°C.	129
Figura 6-12: Modelo de cristalización fraccionada para el volcán Poike. Temperatura liquidus: 1160.94°C.	130
Figura 6-13: Gráfico de $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ vs $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ para las muestras del volcán Poike, Rano Kau, fases del volcán Terevaka, lavas submarinas de la Dorsal Rano Kau, Dorsal Este y Oeste de la Microplaca de Pascua, Dorsal de Nazca, Cadena Volcánica de Pascua, región Salas y Gómez y muestras de la Isla de Pascua cuyo volcán no logró ser identificado (región Isla de Pascua) de acuerdo con los análisis disponibles en la literatura (Tatsumoto, 1966; Sun S. S, 1980; Hanan y Schilling, 1989; Fontignie y Schilling, 1991; Haase et al., 1997; Cheng et al., 1999; Kingsley et al., 2007; Ray et al., 2012 y Simpson et al., 2018). Los datos de las fuentes mantélicas MORB del Pacífico , EMII (Islas de la Sociedad, Samoa, Las Marquesas), EMI (Isla Heard y Kerguelen, Islas Pitcairn, Dorsal de Walvis, Islas Tristan), HIMU (Santa Helena, Islas Cook - Austral), FOZO (Islas Cook – Austral: volcanismo joven) y OIB (Hawái, Galápagos, Madeira, Islas Canarias, Comores, Azores, Cabo Verdes, Fernando de Noronha) recuperados de Stracke et al. (2003). Los errores asociados a las mediciones isotópicas son menores al tamaño de los símbolos utilizados en los gráficos.	132
Figura 6-14: Gráfico de $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ vs $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ para las muestras del volcán Poike, Rano Kau, fases del volcán Terevaka, lavas submarinas de la Dorsal Rano Kau, Dorsal Este y Oeste de la Microplaca de Pascua, Dorsal de Nazca, Cadena Volcánica de Pascua, región Salas y Gómez y muestras de la Isla de Pascua cuyo volcán no logró ser identificado (región Isla de Pascua) de acuerdo con los análisis disponibles en la literatura (Tatsumoto, 1966; Sun S. S, 1980; Hanan y Schilling, 1989; Fontignie y Schilling, 1991; Haase et al., 1997; Cheng et al., 1999; Kingsley et al., 2007; Ray et al., 2012 y Simpson et al., 2018). Los datos de las fuentes mantélicas MORB del Pacífico , EMII (Islas de la Sociedad, Samoa, Las Marquesas), EMI (Isla Heard y Kerguelen, Islas Pitcairn, Dorsal de Walvis, Islas Tristan), HIMU (Santa Helena, Islas Cook - Austral), FOZO (Islas Cook – Austral: volcanismo joven) y OIB (Hawái, Galápagos, Madeira, Islas Canarias, Comores, Azores, Cabo Verdes, Fernando de Noronha) recuperados de Stracke et al. (2003). Los errores asociados a las mediciones isotópicas son menores al tamaño de los símbolos utilizados en los gráficos.	133
Figura 6-15: Gráfico de $^{87}\text{Sr}/^{66}\text{Sr}$ vs $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ para las muestras del volcán Poike, Rano Kau, fases del volcán Terevaka, lavas submarinas de la Dorsal Rano Kau, Dorsal Este y Oeste de la Microplaca de Pascua, Dorsal de Nazca, Cadena Volcánica de Pascua, región Salas y Gómez y muestras de la Isla de Pascua cuyo volcán no logró ser identificado (región Isla de Pascua) de acuerdo con los análisis disponibles en la literatura (Hanan y Schilling, 1989; Fontignie y Schilling, 1991; Haase et al., 1997; Kingsley et al., 2007; Ray et al., 2012; Simpson et al., 2018). Los datos de las fuentes mantélicas MORB del Pacífico , EMII (Islas de la Sociedad, Samoa, Las Marquesas), EMI (Isla Heard y Kerguelen, Islas Pitcairn, Dorsal de Walvis, Islas Tristan), HIMU (Santa Helena, Islas Cook - Austral), FOZO (Islas Cook – Austral: volcanismo joven) y OIB (Hawái, Galápagos, Madeira, Islas Canarias, Comores, Azores, Cabo Verdes, Fernando de Noronha) recuperados de Stracke et al. (2003) Los errores asociados a las mediciones isotópicas son menores al tamaño de los símbolos utilizados en los gráficos.	133
Figura 6-16: Gráfico de ϵNd vs $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ para las muestras del Poike, Rano Kau, fases del volcán Terevaka, lavas submarinas de la Dorsal de Rano Kau, Dorsal Este y Oeste de la Microplaca de Pascua, Dorsal de Nazca, Cadena Volcánica de Pascua, región Salas y Gómez y muestras de la Isla de Pascua cuyo volcán no logró ser identificado (región Isla de Pascua) de acuerdo con los análisis disponibles en la literatura (White & Hofmann, 1982; Hanan y Schilling, 1989; Fontignie y Schilling, 1991; Haase et al., 1997; Cheng et al., 1999; Kingsley et al., 2007; Ray et al., 2012 y Simpson et al., 2018). Los datos de las fuentes mantélicas MORB del Pacífico , EMII (Islas de la Sociedad, Samoa, Las Marquesas), EMI (Isla Heard y	

Kerguelen, Islas Pitcairn, Dorsal de Walvis, Islas Tristan), HIMU (Santa Helena, Islas Cook - Austral), FOZO (Islas Cook – Austral: volcanismo joven) y OIB (Hawái, Galápagos, Madeira, Islas Canarias, Comores, Azores, Cabo Verdes, Fernando de Noronha) recuperados de Stracke et al. (2003). Los errores asociados a las mediciones isotópicas son menores al tamaño de los símbolos utilizados en los gráficos. 134

Figura 6-17: Gráfico de $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ vs $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ para las muestras del volcán Poike, Rano Kau, fases del volcán Terevaka y lavas submarinas de la Dorsal de Rano Kau (cruz amarillo) de acuerdo a los análisis disponibles en la literatura (Tatsumoto, 1966; Hedge y Peterman, 1970; Bonatti et al. 1977; Sun S. S, 1980; White y Hofmann, 1982; Macdougall y Lugmair, 1986; Hanan y Schilling, 1989; Fontignie y Schilling, 1991; Haase et al., 1997; Cheng et al., 1999; Simpson et al., 2018). Los datos de las fuentes mantélicas MORB del Pacífico , EMII (Islas de la Sociedad, Samoa, Las Marquesas), EMI (Isla Heard y Kerguelen, Islas Pitcairn, Dorsal de Walvis, Islas Tristan), HIMU (Santa Helena, Islas Cook - Austral), FOZO (Islas Cook – Austral: volcanismo joven) y OIB (Hawái, Galápagos, Madeira, Islas Canarias, Comores, Azores, Cabo Verdes, Fernando de Noronha) recuperados de Stracke et al. (2003). Los errores asociados a las mediciones isotópicas son menores al tamaño de los símbolos utilizados en los gráficos. 134

Figura 6-18: Zonas geoquímicas identificadas en la Cadena Volcánica de Pascua y análisis isotópicos a muestras de la Isla de Pascua y Salas y Gómez. Modificado de Harpp et al. (2014) 135

Figura 6-19: Esquema de los VIPS. Recuperado de Burchardt (2018). 137

Figura 6-20: VIPS en un contexto de pluma mantélica. En A se presenta el modelo de la evolución de un hotspot a lo largo del tiempo (ver Klügel et al., 2015). En B se presenta un modelo para la Caldera de Yellowstone (ver Smith et al. , 2009). En C se presenta un modelo para volcanismo de intraplaca monogenético, con la evolución del VIPS de un sistema monogenético a poligenético. En D se representa la variación de la concentración de SiO_2 en sistemas monogenéticos y escenarios evolucionados que pueden transformarse en sistemas proto-poligenéticos. Recuperado de van Wyk de Vries y van Wky de Vries (2018). 138

Figura 6-21: Modelo esquemático de la formación y evolución del Volcán Terevaka. Los rangos de edad son definidos a partir de la compilación geocronológica confeccionada para esta investigación. Se utilizaron las muestras OG931 (0.19 ± 12 Ma, González-Ferrán O., 1974) para hacer referencia al límite superior de la etapa escudo (C), EC288 (0.22 ± 0.04 Ma, Clark, 1975) para el comienzo del volcanismo de las lavas Hangaroa (D), EC224 (0.21 ± 0.04 Ma, Clark, 1975) para el comienzo de las erupciones asociadas a los centros eruptivos basálticos (E) y la muestra EH88 para el comienzo del volcanismo más reciente, el cual incluye las lavas Roiho, Hiva Hiva y Te Pua Roa. Los conductos volcánicos desde las cámaras magmáticas hasta el volcán y centros eruptivos se muestran en dos colores. Aquellos conductos pintados de color rojo hacen alusión a volcanismo activo en dicha etapa, en naranja se hace alusión a un proceso de cristalización dentro de la cámara que da origen a magmas más evolucionados y en color gris a conductos utilizados activos en etapas anteriores y no necesariamente activos en ese momento. 139

Figura 6-22: Esquema resumen del volcanismo de la Isla de Pascua. Se incluye los modelos propuestos por Sepúlveda (2015) para los volcanes Poike y Rano Kau junto con el confeccionado para el volcán Terevaka, inédito de esta investigación. La clasificación de colores para los conductos volcánicos dibujados desde las cámaras magmáticas a los volcanes y centros eruptivos menores siguen lo propuesto para la Figura 6-21. 142

Índice de tablas

Tabla 2-1: Análisis de elementos mayores y trazas para basaltos de diferentes fuentes mantélicas. ΣFeO corresponde a FeO total calculado como $\text{FeO} + \text{Fe}_2\text{O}_3/1.11$. Modificada de Gill (2010).8

Tabla 2-2: Resumen de las características de basaltos toleíticos y alcalinos, adaptado de Winter (2001). 10

Tabla 2-3: Productos eruptivos hawaianos para las respectivas etapas evolutivas de islas oceánicas. Modificado de Clague y Dalrymple (1987).23

Tabla 5-1: Resultados de las edades $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ en masa fundamental para las muestras el volcán Rano Kau y Poike. Se incluyen las edades plateau y las obtenidas por isocrona inversa70

Tabla 6-1: Pares de elementos conservativos y su respectivo coeficiente de relación de Pearson	121
Tabla 6-2: Pares de elementos conservativos y su respectivo coeficiente de relación de Pearson (continuación).....	122

Índice de figuras del anexo A

Figura A. 1: Isocrona inversa para la muestra FS120914-6a.....	161
Figura A. 2: Isocrona inversa para la muestra FS130914-1.....	161
Figura A. 3: Isocrona inversa para la muestra FS130914-4a.....	162
Figura A. 4: Isocrona inversa para la muestra FS140914-2.....	162

Índice de figuras del anexo B

Figura B. 1: Distribución de análisis geoquímicos asociados al FONDECYT 1141303.	169
Figura B. 2: Distribución de la base de datos de análisis geoquímicos para la Isla de Pascua.....	170
Figura B. 3: Distribución de muestras con descripciones petrográficas.	171

Índice de figuras del anexo C

Figura C. 1: Fotomicrografías a LPP (A, C, E, G, I) y NC (B, D, F, H, J) representativa de la sección transparente de la muestra TE18.....	173
Figura C. 2: Fotomicrografías a LPP (A, C, E, G, I) y NC (B, D, F, H, J) representativa de la sección transparente de la muestra TE18 (continuación).	174
Figura C. 3 Fotomicrografías a LPP (A, C, E, G, I) y NC (B, D, F, H, J) representativa de la sección transparente de la muestra TE19.....	176
Figura C. 4: Fotomicrografías a LPP (A, C, E, G, I) y NC (B, D, F, H, J) representativa de la sección transparente de la muestra TE19 (continuación).....	177
Figura C. 5: Fotomicrografías a LPP (A, C) y NC (B, D) representativa de la sección transparente de la muestra TE12.....	179
Figura C. 6: Fotomicrografías a LPP (A, C, E, G) y NC (B, D, F, H) representativa de la sección transparente de la muestra TE13.	180
Figura C. 7: Fotomicrografías a LPP (A, C, E, G) y NC (B, D, F, H) representativa de la sección transparente de la muestra TE13 (continuación).	181
Figura C. 8: Fotomicrografías a LPP (A) y NC (B) de la sección transparente del corte TE23Bc.....	182
Figura C. 9: Fotomicrografías a LPP (A, C, E) y NC (B, D, F) representativas de la sección transparente de la muestra TE22B.....	183
Figura C. 10: Fotomicrografías a LPP (A, C, E) y NC (B, D, F) representativas de la sección transparente de la muestra TE22B (continuación).....	184
Figura C. 11: Fotomicrografías a LPP (A, C, E, G) y NC (B, D, F, H) representativas de la sección transparente de la muestra TE32B.	185
Figura C. 12: Fotomicrografías a LPP (A, C, E, G) y NC (B, D, F, H) representativas de la sección transparente de la muestra TE32B (continuación).....	186
Figura C. 13: Fotomicrografías a LPP (A, C, E) y NC (B, D, F) representativas de la sección transparente de la muestra TE26Bi.....	188
Figura C. 14: Fotomicrografías a LPP (A, C) y NC (B, D) representativa de la sección transparente de la muestra TE26B.....	190
Figura C. 15: Fotomicrografías a LPP (A, C, E, G) y NC (B, D, F, H) representativa de la sección transparente de la muestra TE35B..	191
Figura C. 16: Fotomicrografías a LPP (A, C, E, G) y NC (B, D, F, H) representativa de la sección transparente de la muestra TE35B (continuación).....	192

Figura C. 17: Fotomicrografías a LPP (A, C, E, G) y NC (B, D, F, H) representativa de la sección transparente de la muestra TE35B	193
Figura C. 18: Fotomicrografías a LPP (A, C, E, G) y NC (B, D, F, H) representativa de la sección transparente de la muestra TE35B (continuación).....	194
Figura C. 19: Fotomicrografías a LPP (A, C, E) y NC (B, D, F) representativa de la sección transparente de la muestra TE16.....	195
Figura C. 20: Fotomicrografías a LPP (A, C, E) y NC (B, D, F) representativa de la sección transparente de la muestra TE16 (continuación)	196

Índice de tablas del anexo A

Tabla A. 1: Resultado de iteraciones para el análisis de Step Heating de la muestra FS120914-6a.	155
Tabla A. 2: Resultado de iteraciones para el análisis de Step Heating de la muestra FS120914-6a (continuación).....	156
Tabla A. 3: Resultado de iteraciones para el análisis de Step Heating de la muestra FS130914-1.	156
Tabla A. 4: Resultado de iteraciones para el análisis de Step Heating de la muestra FS130914-1 (continuación).....	156
Tabla A. 5: Resultado de iteraciones para el análisis de Step Heating de la muestra FS130914-4a.	157
Tabla A. 6: Resultado de iteraciones para el análisis de Step Heating de la muestra FS130914-4a (continuación).....	157
Tabla A. 7: Resultado de iteraciones para el análisis de Step Heating de la muestra FS130914-4a (continuación).....	157
Tabla A. 8: Resultado de iteraciones para el análisis de Step Heating de la muestra FS140914-2.	158
Tabla A. 9: Resultado de iteraciones para el análisis de Step Heating de la muestra FS140914-2 (continuación).....	159
Tabla A. 10: Resultados de iteraciones para metodología de isocronas inversas para la muestra FS120914-6a.....	159
Tabla A. 11: Resultados de iteraciones para metodología de isocronas inversas para la muestra FS130914-1.....	159
Tabla A. 12: Resultados de iteraciones para metodología de isocronas inversas para la muestra FS130914-4a.....	160
Tabla A. 13: Resultados de iteraciones para metodología de isocronas inversas para la muestra FS140914-2.....	160
Tabla A. 14: Base de datos geocronológica para el volcán Poike.....	163
Tabla A. 15: Base de datos geocronológica para el volcán Poike (continuación).....	163
Tabla A.16: Base de datos geocronológica para el volcán Poike (continuación).....	163
Tabla A. 17: Base de datos geocronológica para el volcán Rano Kau.....	164
Tabla A. 18: Base de datos geocronológica para el volcán Rano Kau (continuación).....	164
Tabla A. 19: Base de datos geocronológica para el volcán Rano Kau (continuación).....	165
Tabla A. 20: Base de datos geocronológica para el volcán Terevaka.....	165
Tabla A. 21: Base de datos geocronológica para el volcán Terevaka (continuación).....	166
Tabla A.22: Base de datos geocronológica para el volcán Terevaka (continuación).....	167
Tabla A. 23: Edades eliminadas de la compilación geocronológicas para el volcán Poike.....	167
Tabla A.24: Edades eliminadas de la compilación geocronológicas para el volcán Rano Kau	168
Tabla A.25: Edades eliminadas de la compilación geocronológicas para el volcán Terevaka	168

Índice de tablas del anexo D

Tabla D. 1: Coordenadas, ubicación, tipo de roca y unidades geológicas con respecto al mapa de González-Ferrán et al. (2004) para las muestras del volcán Terevaka que fueron seleccionadas para análisis de roca total (RC) y confección de una sección delgada (SC) para análisis petrográficos.	197
---	-----

Índice de tablas del anexo E

<i>Tabla E. 1: Norma CIPW (Cross, Iddings, Pirsson, y Washinton, 1912; Hollocher) para las muestras del volcán Poike.</i>	198
<i>Tabla E. 2: Norma CIPW (Cross, Iddings, Pirsson, y Washinton, 1912; Hollocher) para las muestras del volcán Poike (continuación)</i>	199
<i>Tabla E. 3: Norma CIPW (Cross, Iddings, Pirsson, y Washinton, 1912; Hollocher) para las muestras del volcán Rano Kau.</i>	200
<i>Tabla E. 4: Norma CIPW (Cross, Iddings, Pirsson, y Washinton, 1912; Hollocher) para las muestras del volcán Rano Kau (continuación).</i>	201
<i>Tabla E. 5: Norma CIPW (Cross, Iddings, Pirsson, y Washinton, 1912; Hollocher) para las muestras del volcán Rano Kau (continuación).</i>	202
<i>Tabla E. 6: Norma CIPW (Cross, Iddings, Pirsson, y Washinton, 1912; Hollocher) para las muestras del volcán Rano Kau (continuación).</i>	203
<i>Tabla E. 7: Norma CIPW (Cross, Iddings, Pirsson, y Washinton, 1912; Hollocher) para las muestras del volcán Terevaka.</i>	204
<i>Tabla E. 8: Norma CIPW (Cross, Iddings, Pirsson, y Washinton, 1912; Hollocher) para las muestras del volcán Terevaka. (continuación).</i>	205
<i>Tabla E. 9: Norma CIPW (Cross, Iddings, Pirsson, y Washinton, 1912; Hollocher) para las muestras del volcán Terevaka (continuación).</i>	206
<i>Tabla E. 10: Norma CIPW (Cross, Iddings, Pirsson, y Washinton, 1912; Hollocher) para las muestras del volcán Terevaka(continuación).</i>	207

Índice de tablas del anexo G

<i>Tabla G. 1: Ubicación y composición de las muestras utilizadas para las modelaciones de cristalización fraccionada.</i>	208
--	-----

1 Introducción

1.1 Exposición del problema

La Isla de Pascua, o Rapa Nui, es universalmente conocida por su riqueza cultural y en particular por las icónicas esculturas que, en conjunto con sus leyendas y costumbres, la convierten en patrimonio de la humanidad. Desde el punto de vista geológico, corresponde a un complejo volcánico intraplaca (Vezzoli y Acocella, 2009) compuesto por tres volcanes principales, Poike, Rano Kau y Terevaka, cuya evolución geológica es solo parcialmente conocida y ha sido el foco de estudio para comprender procesos evolutivos asociados a plumas mantélicas y su interacción con dorsales activas (Kingsley y Schilling, 1998 ; Kingsley et al., 2002; Kingsley et al., 2007).

Mapas geológicos como el publicado por González-Ferrán et al. (2004) y la compilación de Vezzoli y Acocella (2009) son herramientas útiles para entender la evolución magmática temporal de la isla, aunque carecen de una base geocronológica sólida construida con métodos modernos y apropiados para las litologías presentes. Lo anterior dificulta la generación de modelos evolutivos integrales que sitúen a los tres volcanes y sus respectivos sistemas alimentadores en un esquema espacial y temporal bien constreñido.

Desde el estudio de Clark (1975) se ha atribuido el origen de la Isla de Pascua a la actividad de una pluma mantélica que origina un hotspot esencialmente estable, hipótesis que ha sido respaldada por estudios posteriores, entre ellos Ray et al. (2012) donde se muestra la progresión de edades en la Cadena Volcánica de Pascua. Asimismo, el efecto concomitante de la Dorsal del Pacífico ha sido analizado por Kingsley et al. (2002), Kingsley et al. (2007), entre otros. De esta forma, la ausencia de un marco temporal revisado dificulta la evaluación de los modelos clásicos aplicados a los hotspots tipo hawaianos (e.g., Koppers et al., 2001), que en este caso deben integrar la presencia de los volcanes ancestrales Poike y Rano Kao.

Sepúlveda (2015) identifica fuentes mantélicas y propone modelos evolutivos para los volcanes Poike y Rano Kao, en los cuales la actividad magmática habría ocurrido de manera independiente y simultánea. Este modelo no permite explicar la relación entre estos volcanes y el Terevaka, y la evolución geológica propuesta por Vezzoli y Acocella (2009) carece de una compilación geocronológica robusta y certera para proponer un volcanismo simultaneo entre los tres volcanes de la Isla de Pascua.

Este estudio se centrará en el volcán Terevaka, más reciente y menos estudiado, con el propósito de interpretar la evolución y procesos involucrados en el volcanismo insular de manera general. En particular, se pretende identificar la fuente mantélica situándola en el modelo conceptual de una pluma espacialmente asociada a una dorsal, para luego verificar la validez del modelo evolutivo propuesto para estos sistemas (e.g., Vezzoli y Acocella, 2009), el cual comprende el desarrollo de una fase escudo que culmina con la formación de calderas y una posterior fase de volcanismo alcalino. El modelo resultante debe ser compatible con el contexto geodinámico y satisfacer la relación espacio-temporal entre los productos volcánicos.

1.2 Objetivos

1.2.1 Objetivo general

- Identificar la petrogénesis y evolución magmática del volcán Terevaka en contraste con los volcanes Poike y Rano Kau, a partir de antecedentes geoquímicos, petrológicos y geocronológicos.

1.2.2 Objetivos específicos

- Constreñir la temporalidad de la evolución volcánica de la Isla de Pascua.
- Definir las etapas de volcanismo del volcán Terevaka.
- Caracterizar la naturaleza geoquímica de las rocas pertenecientes al volcán Terevaka, Poike y Rano Kau.
- Identificar y caracterizar los procesos petrogenéticos asociados a la evolución del volcán Terevaka.
- Identificar la fuente mantélica y caracterizar los procesos involucrados en la fusión parcial, en el contexto geodinámico de una pluma mantélica primaria en interacción con una dorsal activa.
- Identificar los procesos de diferenciación magmática en el volcán Terevaka e interpretar la evolución geológica en el contexto geodinámico reconocido.

1.3 Área de estudios y accesos

La Isla de Pascua es una isla volcánica chilena, perteneciente a la Región de Valparaíso y ubicada en la Polinesia, Oceanía, en medio del Océano Pacífico, a 3700 km de la costa de Chile continental, a los 27°07'S y 109°22'W (WGS 1984), en la misma latitud de la ciudad de Caldera. Se encuentra a 350 km al este de la Dorsal del Pacífico Este y forma parte de la Cadena Volcánica de Pascua (Figura 1-1), correspondiendo a la mayor parte de tierra emergida de dicha cadena.

Los volcanes Terevaka, Poike y Rano Kau se ubican en los vértices N-NW, NE y SW de la Isla, cuya forma es triangular y cubre una superficie de 160 km² (Figura 1-2).

Desde 1935, posee la categoría de Parque Nacional, el cual es administrado por la Corporación Nacional Forestal (CONAF). En el mismo año fue declarado Monumento Nacional, distinción que también fue otorgada a los islotes Motu Nui, Motu Iti y Motu Kau Kau en 1976.

A partir 1995 el Parque Nacional Rapa Nui pertenece a la lista de patrimonios de la humanidad de la UNESCO por cumplir tres de los diez criterios establecidos por la Convención, I, III y V. El primero se otorga por representar una obra maestra del genio creativo de la humanidad, relacionado con la tradición artística y arquitectónica del pueblo Rapa Nui, el cual estuvo completamente aislado de influencias culturales externas por alrededor de un milenio. El criterio III se refiere al poseer un testimonio único o al menos excepcional de una tradición cultural o civilización que aún perdura o ha desaparecido y que se atribuye al desarrollo de una tradición original e imaginativa de escultura de

monumentos y arquitectura, como lo es la construcción de moais y lugares sagrados. Por último, el criterio V se relaciona con ser un ejemplo de un asentamiento humano, uso de tierra y mar de una cultura, en particular, cuando se ha visto enfrentada a cambios irreversibles; en el caso de Rapa Nui, hace referencia a una crisis ecológica por el agotamiento de recursos, alrededor del siglo 16 y el posterior encuentro con otras civilizaciones.

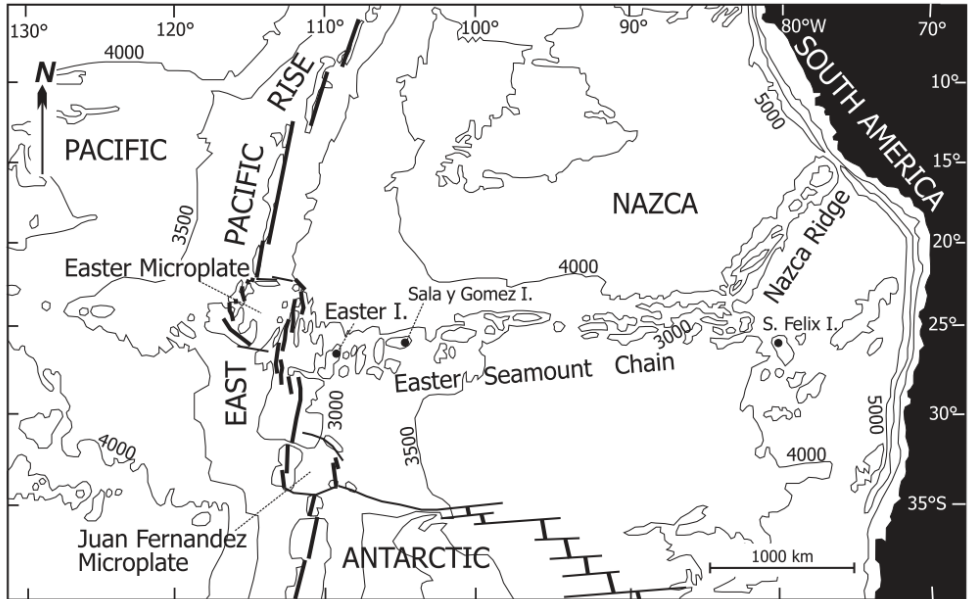


Figura 1-1: Contexto geodinámico de la Isla de Pascua. Extraído de Vezzoli y Acocella (2009).

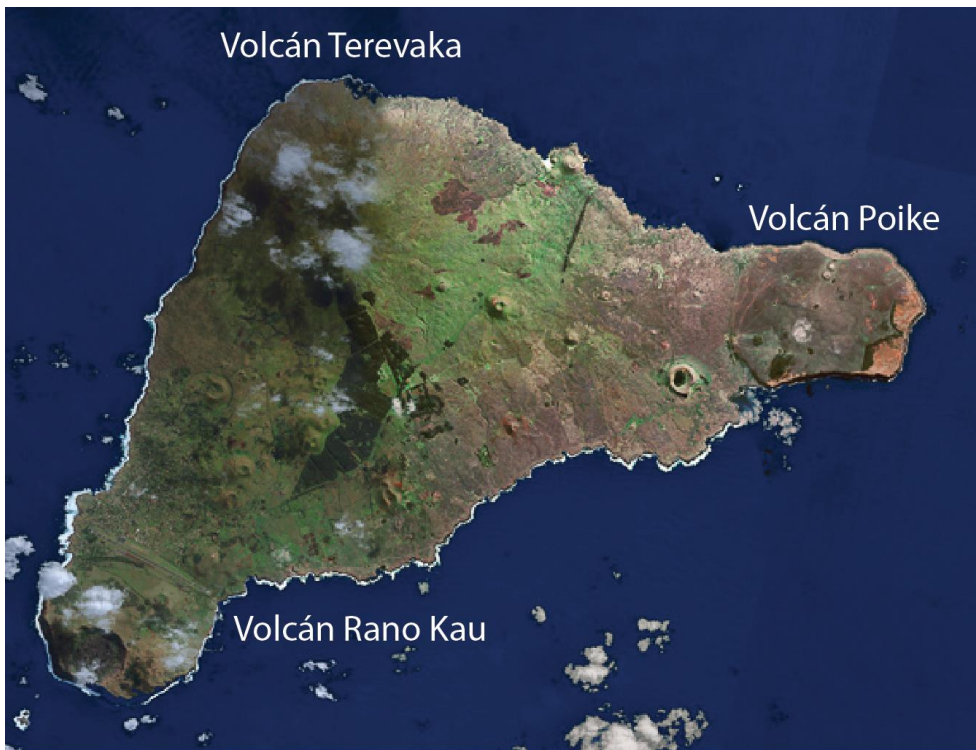


Figura 1-2: Imagen aérea de la Isla de Pascua. Volcán Terevaka al N, volcán Poike al NE y volcán Rano Kau al SW. Modificada de FASat-Charlie.

El acceso desde el continente se puede realizar por vía aérea, en un vuelo de aproximadamente 5 horas desde Santiago de Chile, o marítima, tales como cruceros o el buque AP – 41 Aquiles, perteneciente a la Armada de Chile, cuyo principal propósito es el transporte de fuerzas de la infantería de marina, y administrativo logístico de la Armada, como lo es el apoyo a investigaciones de índoles científicas.

Al interior de Rapa Nui, es posible desplazarse en vehículo hasta la mayoría de los lugares a partir de los cuales se puede continuar a pie. Los servicios básicos y similares se ubican en Hanga Roa, el poblado principal.

1.4 Hipótesis

Se propone que el magmatismo del volcán Terevaka se desarrolla de manera coetánea o inmediatamente posterior a las últimas etapas de formación de los volcanes Poike y Rano Kau. Su evolución estaría asociada a la diferenciación de un fundido, parcialmente evolucionado, en cámaras magmáticas secundarias someras, en un escenario donde la Isla de Pascua estaría más cercana al hotspot de Salas y Gómez.

2 Marco Teórico

2.1 Composición del manto

El manto terrestre es conocido por su heterogeneidad, propiedad es que es consecuencia directa de los procesos volcánicos y tectónicos que tienen lugar bajo la corteza terrestre. Para entender la composición del manto, los científicos recurren al estudio de lavas, en particular basaltos, los cuales reflejan la variabilidad de este, bajo diferentes contextos y condiciones. Dentro de las lavas más estudiadas se encuentran los basaltos de dorsales oceánicas o MORB, toleitas enriquecidas y basaltos alcalinos (Foulger, 2010), donde las últimas dos corresponden a las series magmáticas de los OIB o basaltos de islas oceánicas. Las diferencias químicas entre los dos tipos de basaltos permiten definir las características de un manto superior empobrecido (MORB) y un manto inferior enriquecido o manto primitivo (OIB) (Hofmann A., 1997).

Los MORB son basaltos asociados a zonas de dorsal, cuyo origen está ligado a la divergencia de placas y su uniformidad composicional está directamente relacionada con la tasa de producción de material en estos ambientes, y el gran volumen asociado a las cámaras magmáticas encontradas en la corteza (Foulger, 2010). En contraste, los OIB corresponden a lavas de islas volcánicas y montes submarinos construidos sobre placas oceánicas, cuyo origen está asociado a un volcanismo intraplaca conocido como hotspot o plumas mantélicas (Sepúlveda, 2015).

En la Figura 2-1 se presentan cuatro modelos geoquímicos para el origen de los MORB y OIB propuesto por Hofmann (1997) los cuales consideran la proveniencia y circulación del material magmático.

En la Figura 2-1.A se observa el modelo original, en el cual no logra justificar la variabilidad química observada en los basaltos de islas oceánicas a partir de una fuente primitiva y composicionalmente uniforme. En base a esta acotación, se plantean tres posibles escenarios de origen para los OIB: En la Figura 2-1.B y Figura 2-1.D se mantiene

un modelo de dos capas para el manto, manto superior empobrecido y manto primitivo. En el primero, la ubicación de la base de las plumas mantélicas, que dan origen a los basaltos de islas oceánicas, se encuentra en el límite de entre el manto superior e inferior y se ve contaminado por material de la capa inferior o por material reciclado por subducción. En cambio, en la Figura 2-1.D, la base de la pluma se encuentra en el límite entre el manto primitivo y el núcleo exterior, en este escenario la composición de la pluma puede verse afectada por hotspots localizados en la capa superior del manto y/o por capas de corteza oceánica subducida.

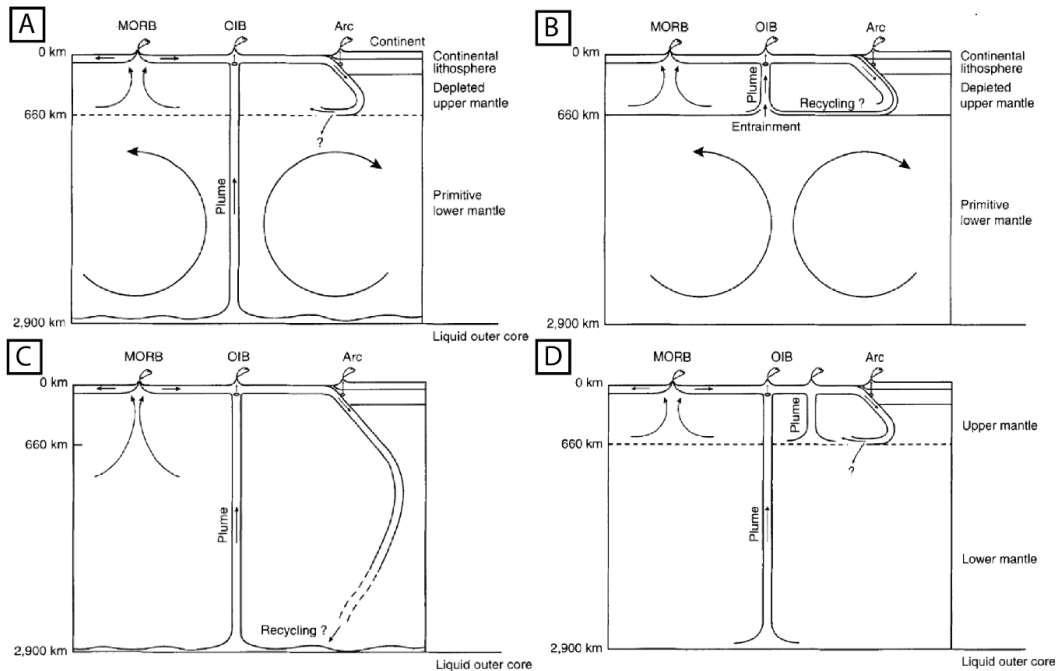


Figura 2-1: Modelos de circulación mantélica. Extraído de Hofmann (1997).

En la Figura 2-1.C se elimina el modelo de dos capas y se habla de un manto convectivo, en el que la corteza subducida supera los 660 km de profundidad y logra contaminar las plumas mantélicas ubicadas en la base del manto. El límite de 660 km para la separación del mecánica del manto es conocido como la “discontinuidad sísmica de los 660 km” y se asocia a un incremento de la velocidad de ondas sísmicas bajo esta profundidad (Hofmann A. , 1997), fenómeno que se relaciona con la transformación de $(Mg,Fe)_2SiO_4$ de γ -espinela (ringwoodita) a $(Mg,Fe)SiO_3$ -perovskita y $(Mg,Fe)O$ -magnesiowüstita (Shim et al., 2001).

Los modelos anteriormente expuestos ponen en evidencias la controversia del origen y procesos involucrados en las plumas mantélicas, las cuales son definidas como una inestabilidad termal que nace desde la base del manto primitivo, cuya forma comprende una cabeza abombada, y una cola o columna alargada y estrecha (modelo de pluma; Figura 2-2, izquierda), definición que es disputada por el modelo de las placas, la cual propone que las anomalías termales son productos de procesos someros en la corteza debido al movimiento de las placas tectónicas y convección del manto (Figura 2-2, derecha; Foulger, 2010).

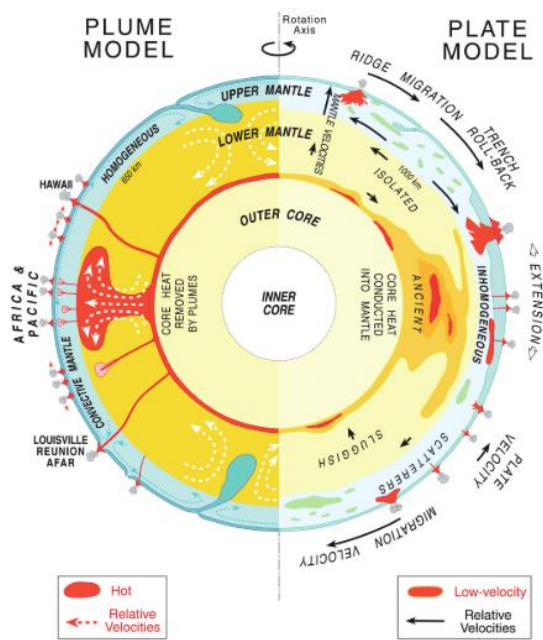


Figura 2-2: Modelo esquemático del interior de la Tierra, en la izquierda se describen los procesos asociados al modelo de pluma mantélica y la derecha los correspondientes al modelo de placas. Extraído de Foulger (2010).

2.1.1 Basaltos de dorsales oceánicas - MORB (*mid ocean-ridge basalt*)

Los MORB se caracterizan por presentar razones de isótopos y patrones de elementos traza acotados, con un enriquecimiento de elementos incompatibles con respecto al manto primitivo, como se observa en la Figura 2-3. Se pueden diferenciar de las toleitas enriquecidas ya que las últimas presentan una mayor concentración de elementos incompatibles (Foulger, 2010).

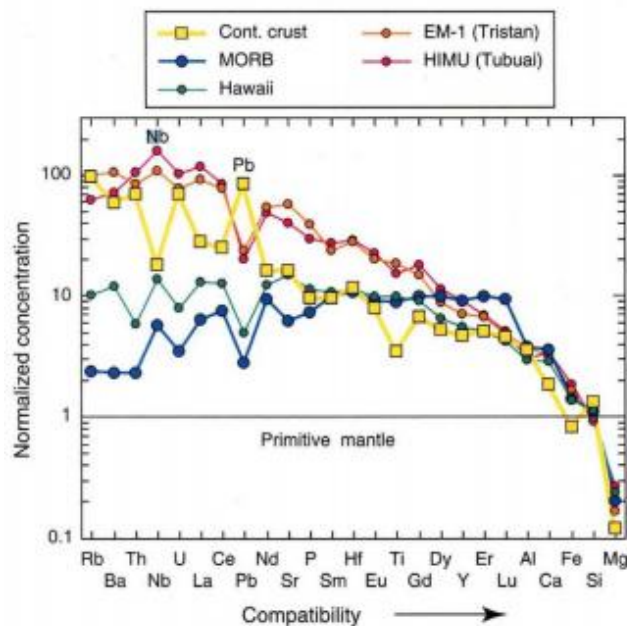


Figura 2-3: Concentraciones de elementos traza y algunos elementos mayores normalizado al manto primitivo. Extraído de Hofmann (1997) y Foulger (2010).

Los basaltos producidos en este ambiente corresponden a basaltos toleíticos de olivino con bajas concentraciones de K_2O ($<0.2\%$) y TiO_2 ($<2\%$) (Winter, 2001), pueden ser afaníticos o presentar fenocristales de olivino (Fo: 65 - 91), cromita, plagioclasa (An: 40 - 88) y augita, donde usualmente, la plagioclasa es el fenocristal más abundante. Suelen presentar una masa fundamental vítrea, asociada al rápido enfriamiento luego de la extrusión (Gill, 2010). En comparación con otros ambientes petrogenéticos, la composición de elementos mayores es relativamente constante y su evolución vs MgO es compatible con la cristalización de los fenocristales descritos.

De acuerdo con el comportamiento de elementos incompatibles, se reconocen dos tipos de MORB: N – MORB (MORB normal) y E – MORB (MORB enriquecido, también llamado P- MORB, P por pluma). Tomando como referencia $\#Mg > 65$, los N – MORB contienen $K_2O < 0.10$ y $TiO_2 < 1.0$ y el E – MORB $K_2O > 0.10$ y $TiO_2 > 1.0$. Esta diferencia se ve reflejada en los patrones de tierras raras, donde la razón La/Sm es positiva para los N – MORB, con valores entre 1.5 -1.8 y negativa para los E – MORB, con valores inferiores a 0.7 (Figura 2-4). Considerando que la zona de estudio se encuentra cerca de la Dorsal del Pacífico Este, según Pandey et al. (2013) la parte sur de la dorsal presenta composiciones del tipo N – MORB, al presentar pendientes de LREE (La/Sm) positivas, empobrecimiento en LILE en comparación a los valores observados en islas oceánicas y toleitas continentales y razones LILE/HFSE cercanas a este tipo de basaltos de dorsales oceánicas ($0.15 > Th/Yb > 0.03$; Figura 2-5; Pandey et al., 2013). En la Tabla 2-1 se presentan las composiciones de elementos mayores y traza para la Dorsal del Pacífico Este.

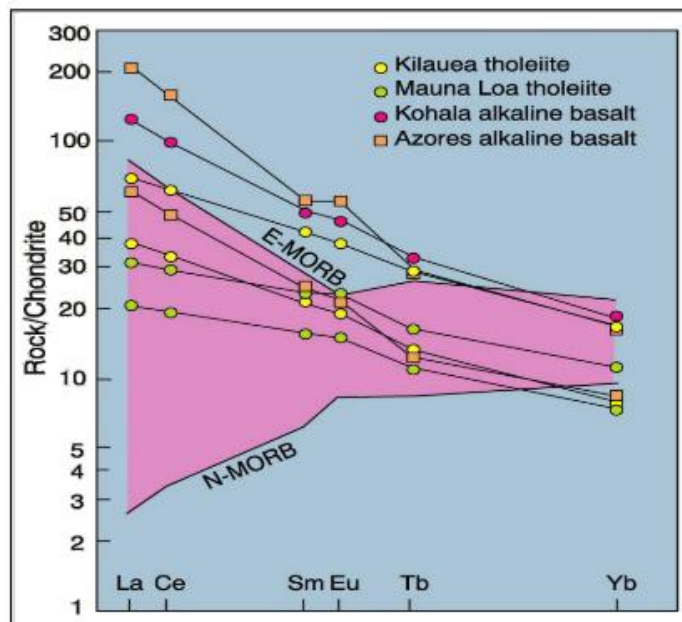


Figura 2-4: Patrón de tierras raras normalizado al condrito para toleitas de Hawái (círculos amarillos), basaltos alcalinos de Hawái (círculos rosados) y basaltos alcalinos de Azores (cuadrados naranjos) en comparación con los patrones para N – MORB y E – MORB. Winter (2001) en Sepulveda (2015).

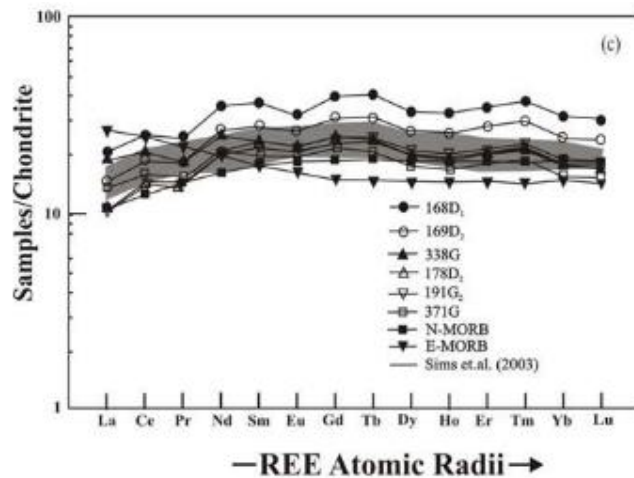


Figura 2-5: Patrón de REE normalizado al condrito para las muestras de la Dorsal del Pacífico Este entre los 20°S y 24°S, N – MORB y E – MORB. Modificado de Pandey et al. (2013).

Con respecto a las composiciones isotópicas, los N – MORB se destacan por presentar una baja razón $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ y alto ϵNd al contrario de los E – MORB (Arévalo y McDonough, 2010).

Tabla 2-1: Análisis de elementos mayores y trazas para basaltos de diferentes fuentes mantélicas. ΣFeO corresponde a FeO total calculado como $\text{FeO} + \text{Fe}_2\text{O}_3/1.11$. Modificada de Gill (2010).

Tipo	PM				N - MORB				OIB							
	BT		BT		BT		BA		BT		BA					
Tipo de basalto	MAR		EPR		KiH		KoH		MAR		EPR		KiH		KoH	
wt%									Ppm							
SiO ₂	50.48		49.30		49.28		45.64		Ba	6.989	13.5	10	125	384		
TiO ₂	0.217	1.19	1.68	2.61	1.84	Th	0.085	0.191	0.171	1.14						
Al ₂ O ₃	16.87		14.40		12.56		12.49		Nb	0.713	2.5	3.1	24	31		
ΣFeO	8.85		10.46		11.18		12.44		La	0.687	3.08	4.06	14.6	20.3		
MnO	0.15		0.19		0.17		0.17		Ce	1.775	8.71	12.3	36.5	35.3		
MgO	8.07		7.56		9.74		11.36		Sr	21.1	126	142	368	478		
CaO	11.85		11.60		10.80		9.93		Nd	1.354	7.91	11.3		25.5		
Na ₂ O	2.62		2.81		2.10		2.25		Zr	11.2	78.3	100	141	110		
K ₂ O	0.030	0.10	0.13	0.48	0.67	Sm	0.444	2.53	3.92	5.55	6.30					
P ₂ O ₅	0.022	0.11	0.16	0.27	0.32	Gd*	0.596	3.51	5.23							
LOI	0.10		0.90		2.00		Tb*	0.108			0.91	0.8				
Total	100.39		99.19		99.19		99.11		Y	4.55	26.9	37.0	22	24		
Ppm									Yb	0.493	2.53	3.67	1.90	1.30		
Rb	0.635	0.9	0.8	8.4	13	Lu	0.074	0.40	0.57	0.27						

En las Figura 2-6 se presentan las composiciones isotópicas de los MORB del Atlántico, Pacífico e Indio en base a las razones de $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$, $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$, $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$, $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ y $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ en comparación a los reservorios tipo HIMU, FOZO y OIB, ya a pesar de que los hotspot registran composiciones radiogénicas que no se ven afectadas por procesos asociados a la fusión del manto, estas lavas pueden preservar firmas asociadas a cortezas oceánicas o continentales que fueron subductadas y recicladas en

los márgenes convergentes (Jackson et al., 2021), por lo que es necesario considerar los diferentes tipos de reservorios al momento de estudiar una pluma mantélica. Se puede apreciar una similitud en las tendencias isotópicas mostradas en los MORB; en el caso del MORB del Pacífico, se observa una marcada correlación con el FOZO, a diferencia de las variantes Atlántico e Indio en el que se observa una mayor dispersión en los datos.

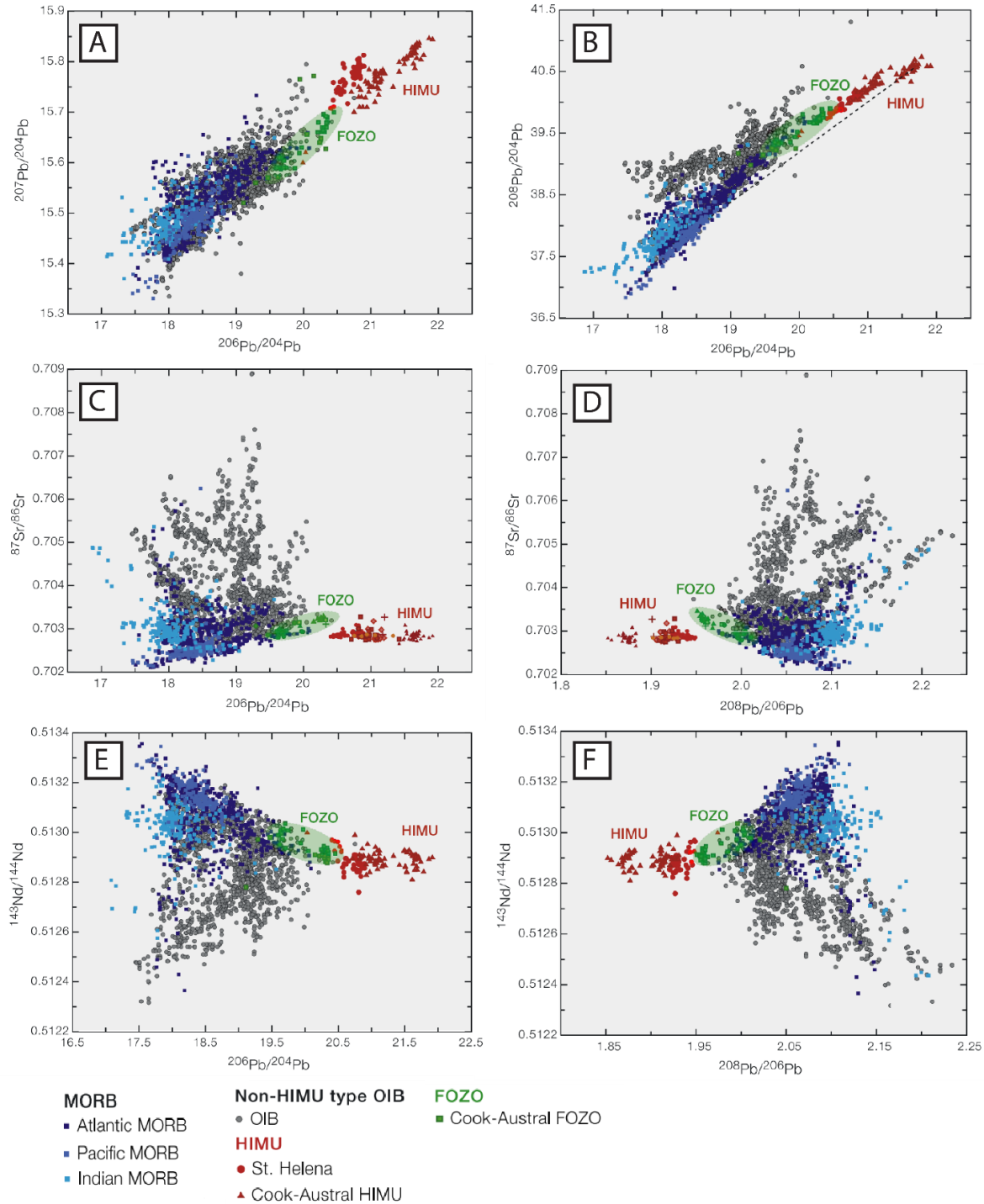


Figura 2-6: Gráficos de $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ vs $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ (A), $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ vs $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ (B), $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ vs $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ (C), $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ vs $^{208}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ (D), $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ vs $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ (E) y $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ vs $^{208}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ (F) en los que se destaca la diferencia entre los reservorios tipo MORB, HIMU, OIB y FOZO. Modificado de Stracke y Hofmann (2005).

2.1.2 Basaltos de islas oceánicas – OIB (*Ocean island basalts*)

Como fue mencionado en la sección anterior, en los basaltos de islas oceánicas se reconocen dos series magmáticas, la serie toleítica (OIT) y la serie alcalina (OIA), siendo la primera la más abundante. Las diferencias petrológicas entre ambos basaltos se presentan en la Tabla 2-2.

En la Figura 2-7 se presenta el patrón de elementos traza para el fundido producto de una fuente tipo OIB, donde se observa un enriquecimiento en LILE y HFSE con respecto al manto primitivo (Sun y McDonough, 1989; Stracke et al. 2003). En cuanto a las composiciones isotópicas radiogénicas de los OIB, en la Figura 2-8 se presenta la distribución de lavas tipo OIB con respecto a rocas pertenecientes a hotspot oceánicos. Se debe tener en consideración que esta fuente puede ser clasificada en grupos isotópicamente diferentes, como lo es HIMU, EMI y EMII, por lo que se pueden deducir patrones particulares al considerar dicha organización, lo cual será presentado en la sección 2.1.3.

Tabla 2-2: Resumen de las características de basaltos toleíticos y alcalinos, adaptado de Winter (2001).

	Basaltos toleíticos	Basaltos alcalinos
Masa fundamental	<ul style="list-style-type: none"> • Grano fino, intergranular • Ausencia de olivino • Augita +/- pigeonita • Hipersteno • Vidrio intersticial y/o presencia de cuarzo es común 	<ul style="list-style-type: none"> • Grano grueso, intergranular, textura ofítica • Olivino • Augita titanífera (rojiza) • Hipersteno poco común • Feldespato alcalino intersticial, ausencia de cuarzo • Vidrio intersticial poco común y ausencia de cuarzo
Fenocristales	<ul style="list-style-type: none"> • Olivino poco común, puede estar parcialmente reabsorbido y mostrar bordes de reacción con clinopiroxeno • Ortopiroxeno • Plagioclasa cristalizada en etapas tempranas • Augita (marrón claro) 	<ul style="list-style-type: none"> • Presencia de olivino, usualmente zonados • Ausencia de ortopiroxeno • Plagioclasa es poco común, los cristales observados se asocian a cristalizaciones tardías • Augita titanífera (bordes rojizos)

En la Tabla 2-1 se presentan las composiciones promedio de elementos mayores y trazas de muestras representativas para las series toleítica y alcalina. Una de las posibles causas para la existencia de estas series se atribuye al grado de fusión del magma, el cual sería mucho más bajo para la serie toleítica, y además puede pasar que los basaltos alcalinos sean consecuencia de una cristalización fraccionada (Winter, 2001).

En comparación al N - MORB, las toleitas presentan mayores concentraciones de TiO₂, MgO, K₂O, y P₂O₅, además de un menor contenido de Al₂O₃, CaO en base a la geoquímica de rocas representativas de cada grupo. En el caso de la serie alcalina, esta presenta un mayor contenido de MgO, K₂O y P₂O₅ (Winter, 2001).

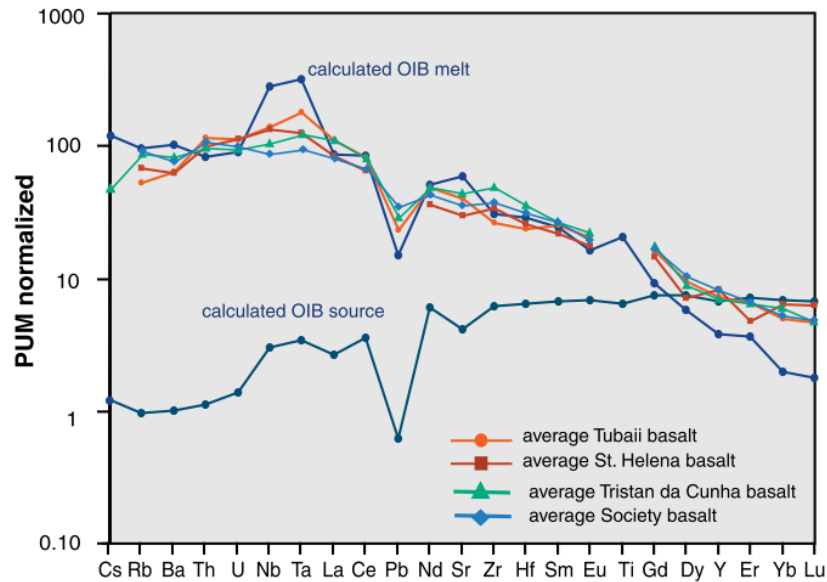


Figura 2-7: Patrón de elementos traza para fuentes de OIB y el fundido resultante normalizado con respecto al manto primitivo (Sun y McDonough, 1989). Recuperado de Stracke y Hofmann (2005).

En cuanto a los elementos traza y tierras raras, tanto la serie toleítica como la alcalina, presentan un enriquecimiento general de elementos incompatibles, pero como se observa en la Figura 2-4 el patrón de tierras raras de los OIB cruza los parámetros para N – MORB y E – MORB, observándose el comportamiento contrario hacia el extremo derecho del gráfico. Esta figura también permite reconocer una similitud en el comportamiento del E – MORB y la serie toleítica, cuyos valores de La/Lu son cercanos a 4, a diferencia de la serie alcalina, cuya pendiente tiene valores cercanos a 12. De manera general se aprecia que los E – MORB y los OIB son más enriquecidos que el N – MORB, lo que podría indicar una fuente más profunda y un grado de fusión más bajo para los primeros (Gill, 2010; Winter, 2001).

2.1.3 Reservorios mantélicos

Los basaltos de dorsales oceánicas MORB y de islas oceánicas OIB se caracterizan por su variabilidad radiogénica de Pb (Stracke y Hofmann, 2005) y de otros elementos, tal como fue presentado en las secciones 2.1.1 y 2.1.2 (ver Figura 2-6). Esto ha llevado a pensar que la variabilidad isotópica en basaltos es producto de la mezcla de fuentes de composiciones extremas o *end members* (Foulger, 2010). La definición de algunas de estas fuentes se detalla a continuación.

- *EMI (manto enriquecido – 1)*: Los basaltos asociados a esta fuente se caracterizan por presentar altas razones de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, bajo $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ y un enriquecimiento en elementos incompatibles con respecto al manto primitivo. Se piensa que estas características son consecuencia de inclusiones presentes en el sedimento asociado al suelo oceánico lejos de los continentes. Isla Heard y Kerguelen, Islas Pitcairn, Ridge de Walvis, Islas Tristan presentan signatures de basaltos tipo EMI (Foulger, 2010; Stracke et al., 2003).

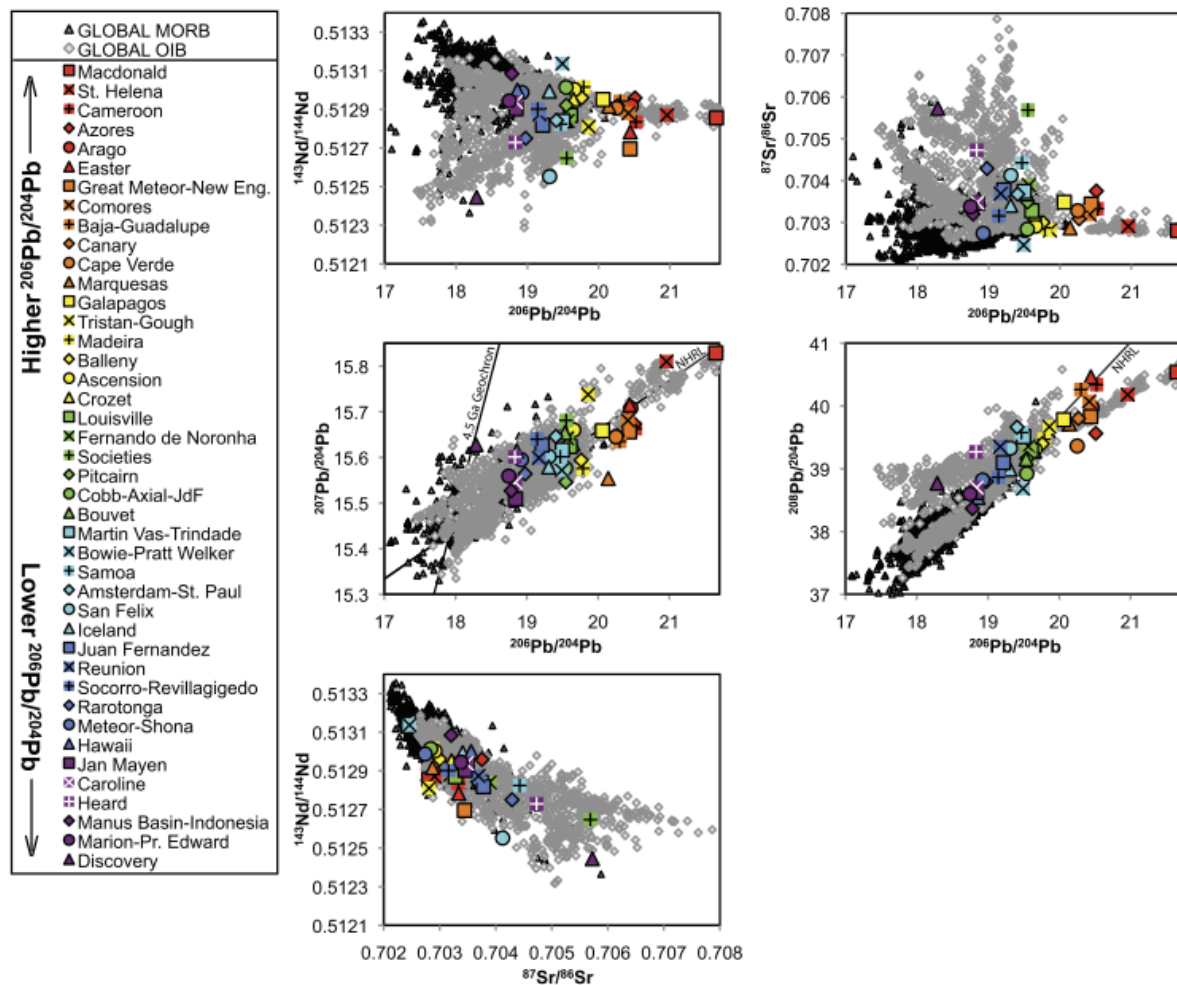


Figura 2-8: Composiciones isotópicas radiogénicas para las lavas con más alta razón de $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ de los 42 hotspots oceánicos caracterizados por Jackson et al. (2018) en comparación con datos de OIB y MORB globales. Recuperado de Jackson et al. (2018).

- *EMII (manto enriquecido 2)*: Poseen una mayor razón de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ que EMI. Basaltos de este tipo son observados en Islas de la Sociedad, Samoa, Las Marquesas (Foulger, 2010).
- *HIMU*: Se caracteriza por razones $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} > 20.5$ y bajo $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} (<0.703)$ y se distingue de los OIB incluyendo al FOZO debido a su alto $^{208}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$, pero bajas razones $^{208}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ y $^{208}\text{Pb}^*/^{206}\text{Pb}^*$, al igual que bajo $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ y $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$ ante un valor de $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$. Un posible origen es debido al reciclaje de corteza oceánica (Stracke y Hofmann, 2005).
- *FOZO*: Se caracteriza por presentar razones de Pb levemente menores que HIMU, pero mayor de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ ($^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 19.5 - 20.5$ y $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0.7028 - 0.7034$). Al graficar muestras asociadas a este grupo en diagramas $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ o $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ sobre $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ se destaca una superposición con MORB y una tendencia similar, como se observa en la Figura 2-6. Este grupo es conformado por las lavas más jóvenes de las Islas de Rurutu, Mauke, Romatara y Raivave, perteneciente a la cadena de Islas Cook – Austral (Stracke y Hofmann, 2005).

Las razones isotópicas radiogénicas antes mencionadas para EMI, EMII y MORB pueden ser observadas en la Figura 2-9 y para FOZO e HIMU en la Figura 2-6.

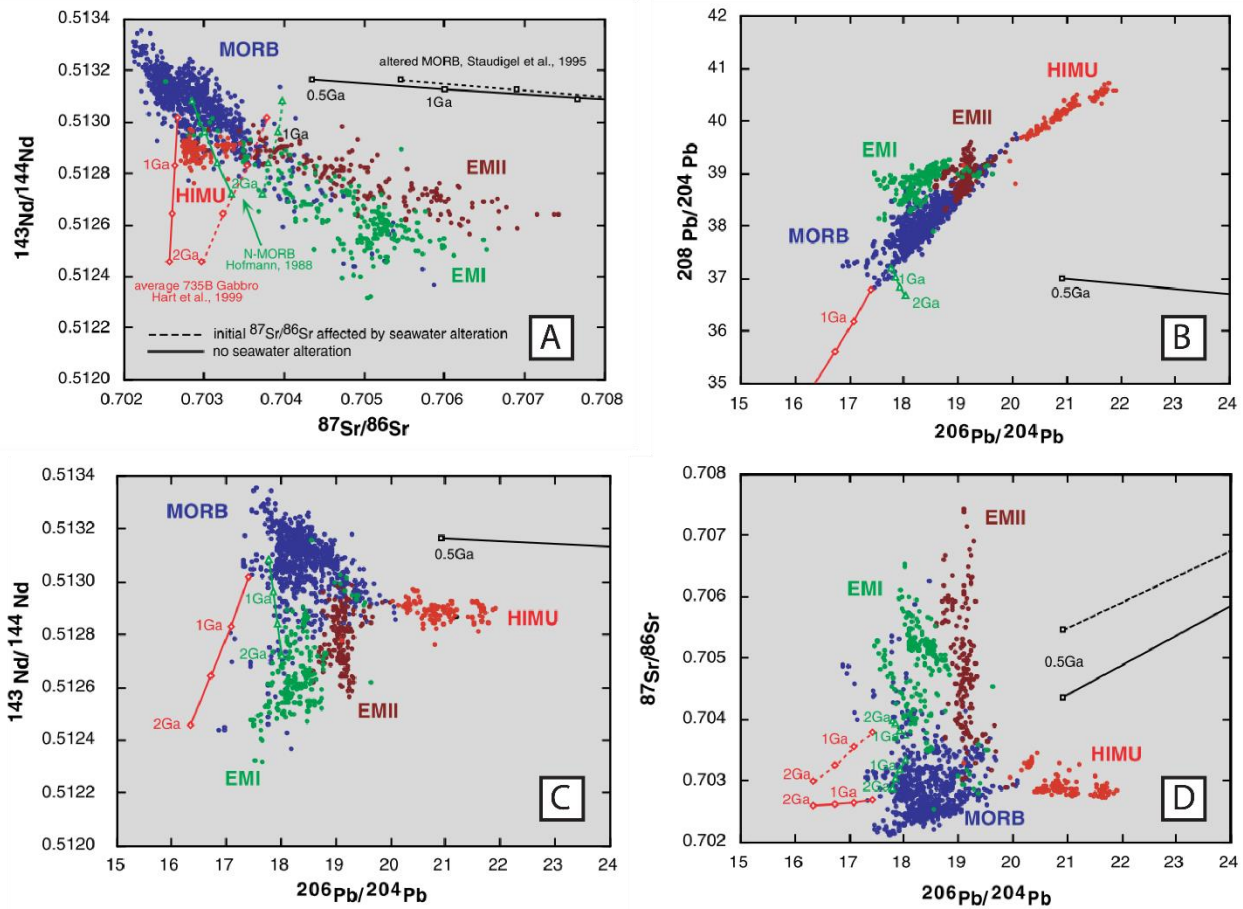


Figura 2-9: Composición isotópica actual de una corteza oceánica reciclada. Modificado de Stracke et al. (2003).

2.2 Hotspot

La hipótesis de las plumas mantélicas fue propuesta por Morgan (1971). El autor plantea que las plumas están fijas unas con respecto a otras; generan cadenas volcánicas al paso del tiempo, su origen proviene desde el manto profundo, trasladando material desde el manto primordial hacia la superficie, rompen continentes, impulsan la tectónica de placas y son calientes. Esta propuesta evolucionó durante las tres décadas siguientes hasta lo que actualmente se entiende como un hotspot, una anomalía termal que asciende desde las capas inferiores del manto, el cual es calentado por el núcleo terrestre (Foulger, 2010).

Autores como Campbell (2005, 2007) plantean las siguientes predicciones para la hipótesis de las plumas mantélicas: presencia de un levantamiento domal precursor, consecuencia de la llegada de la pluma; existencia de basaltos de inundación debido a erupciones de gran magnitud que pueden llegar a cubrir áreas de 2000 a 2500 km de diámetro; poseen un conducto estrecho de 100 a 200 km en diámetro; generan una cadena volcánica cuyo volcán o grupo volcánico más reciente se encuentra sobre la ubicación de la pluma y el volcanismo progresa en edad al alejarse de este punto, y se

caracterizan por presentar temperaturas elevadas, llegando a presentar $\Delta 300 \pm 100 \text{ }^\circ\text{C}$ en el centro del conducto.

Courtillot (2003) propone cinco posibles características de una pluma mantélica profunda las cuales corresponden a una cadena volcánica lineal, en la que esta cadena nace a partir de la isla con volcánismo activo y presenta una progresión en edades al alejarse del sector, con presencia de una meseta de basaltos oceánicos (*flood basalts*) en el sector más viejo de la cadena, alta tasa de flotabilidad (*buoyancy flux*), altas razones de $^3\text{He}/^4\text{He}$, y deben presentar una zona de baja velocidad de ondas sísmicas a una profundidad aproximada de 500 km.

En la sección 2.2.1.1 se hará referencias a algunos hotspots en los que se han identificado diferencias en los productos volcánicos debido a heterogeneidades en la pluma mantélica.

2.2.1.1 Heterogeneidades en la pluma mantélica

En los volcanes más jóvenes de la cadena de islas volcánicas hawaianas (<5 Ma) se reconocen dos agrupaciones de volcanes, la tendencia Loa o *Loa trend* y la tendencia Kea o *Kea trend* (Figura 2-10.A; Abouchami et al., 2005, Hanano et al., 2010), cuyos nombres hacen referencia a los volcanes más grandes de dicha agrupación, Mauna Loa y Mauna Kea (Figura 2-11). Esta doble cadena, geográficamente paralela, responde a la variabilidad geoquímica observada en las distintas etapas de crecimientos de los volcanes que las conforman, principalmente asociado a las razones de isótopos de Pb y Nd (Hanano et al., 2010).

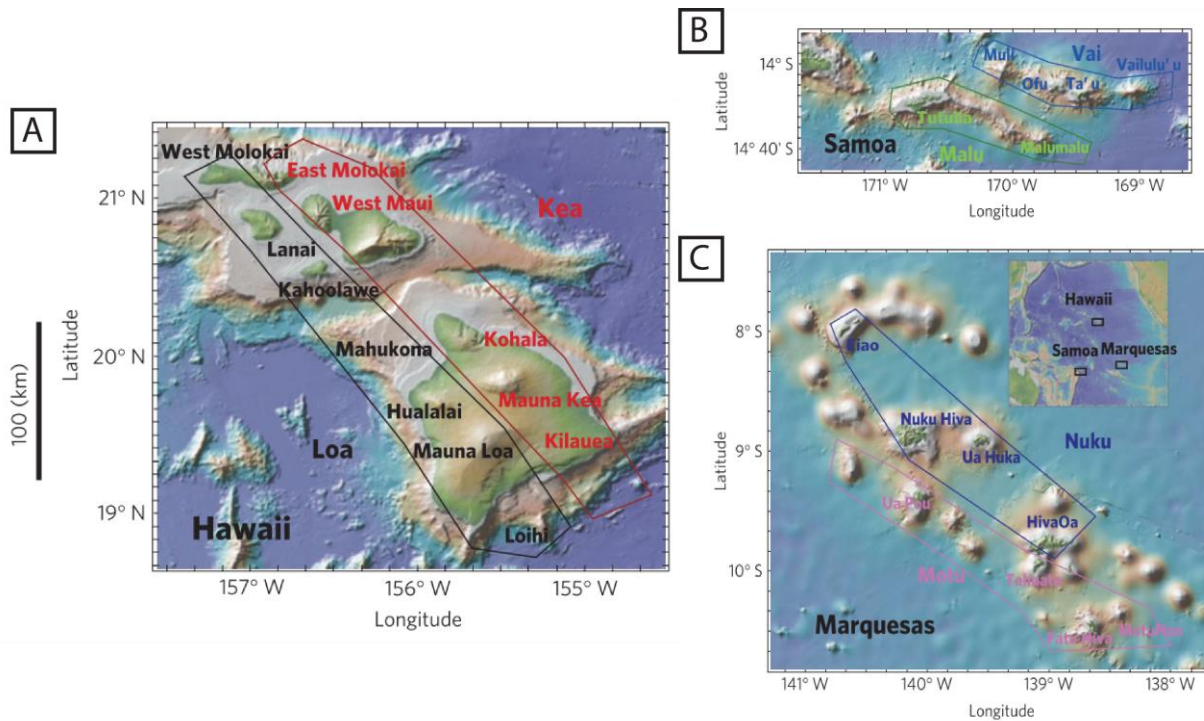


Figura 2-10: Mapa de volcanes de Hawái, Samoa y Las Marquesas y su ubicación en el Océano Pacífico. **A**, volcanes más jóvenes de la cadena de volcanes hawaianos en el que se destacan las tendencias Loa y Kea. **B**, volcanes en

Samoa, en el mapa se resaltan las cadenas Malu y Vai. C, volcanes en Las Marquesas y las tendencias Motu y Nuku. Modificado de Huang et al. (2011).

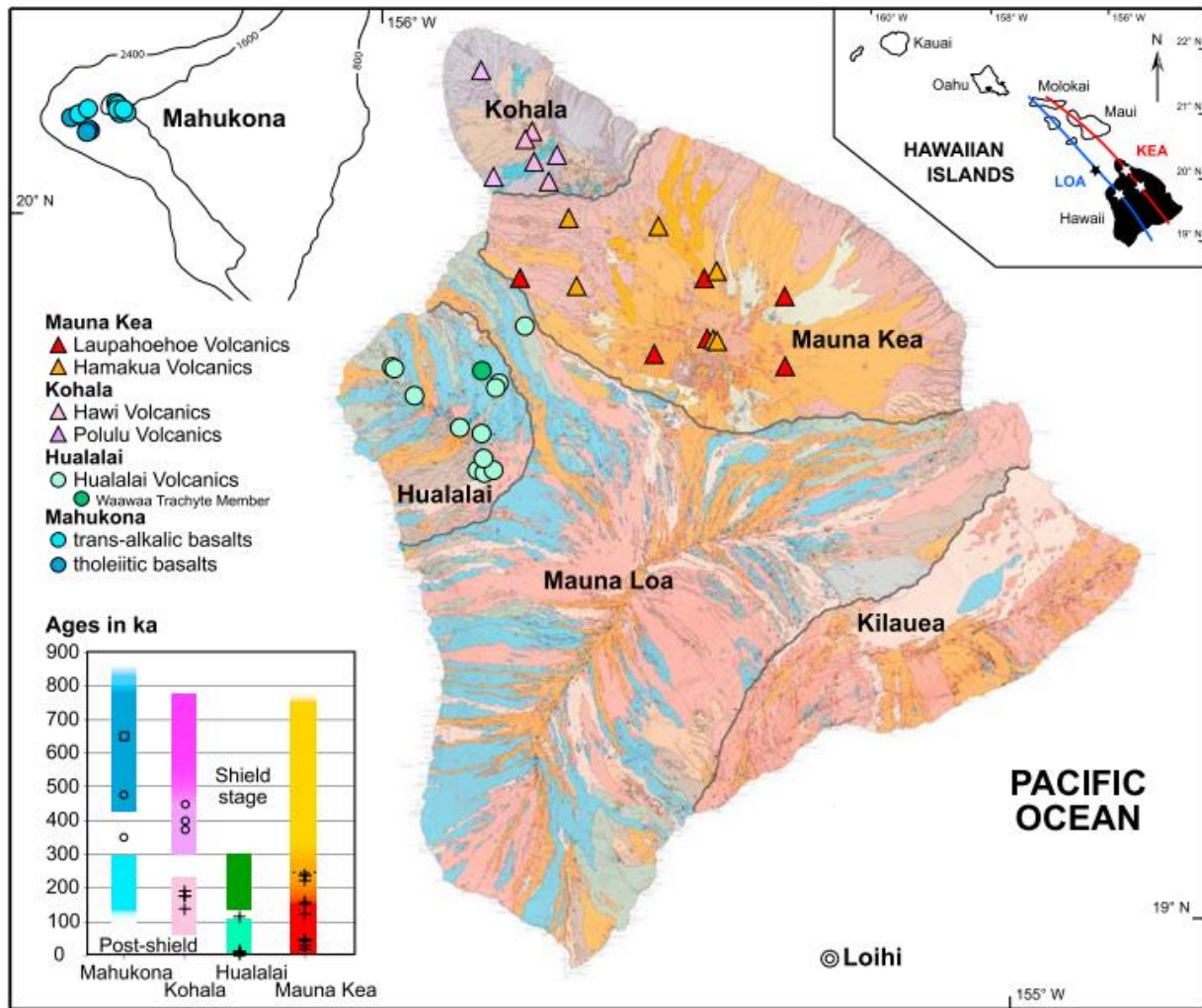


Figura 2-11: Mapa geológico de la Isla de Hawái, en la imagen se incluye información de la batimetría, ubicación de la isla con respecto a la cadena de islas volcánicas hawaianas y los rangos de edades de los volcanes Mahukona, Kohala, Hualalai y Mauna Kea. Extraído de Hanano et al. (2010).

Autores como Abouchami et al. (2005), Hanano et al. (2010) y Hofmann y Cinzia (2013) han estudiado la variaciones geoquímicas de las lavas hawaianas a partir del análisis de la razones isotópicas de Sr, Nd, Hf y principalmente Pb, elemento que toma un rol principal para detectar las heterogeneidades en la pluma mantélica asociada a este sistema. Los autores han reconocido que dada una razón de $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ las lavas de la tendencia Loa tienen un mayor contenido de $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ que las asociadas a la tendencia Kea (Figura 2-12.A). Además, Hanano et al. (2010) destacan una disminución en la razón isotópica desde la etapa escudo hacia etapas más rejuvenecidas en las lavas de Mauna Kea a diferencia de las lavas pertenecientes a Kohala, en donde los componentes de la etapa post escudo presentan mayores razones de Pb radiogénico (Figura 2-12.B y Figura 2-12.C).

La variabilidad observada en los isótopos de Pb se correlaciona con las razones isotópicas de Sr, Nd, Hf y La/Nd. En la Figura 2-13 se puede observar que las lavas post

escudo presentan concentraciones más empobrecidas (bajo $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, alto $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ y $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$) y además, las correspondientes a los volcanes Mauna Loa, Kohala y Mahukona presentan razones de Sr, Nd y Hf que se traslapan con las lavas escudo de los volcanes Mauna Kea, Kilauea y West Maui (Hanano et al., 2010; Huang et al., 2011).

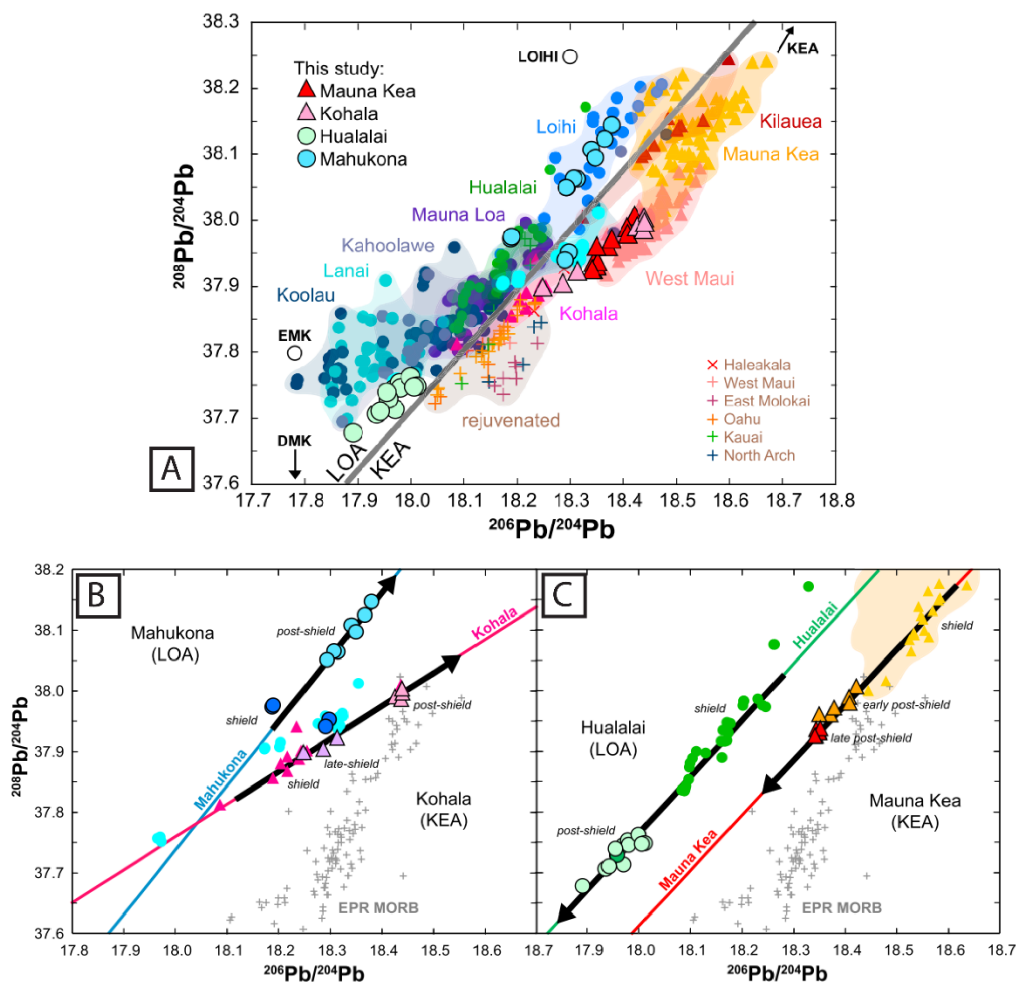


Figura 2-12: Gráficos de $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ vs $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ para las lavas de las etapas post escudo de los volcanes Mauna Kea, Kohala, Hualalai y Mahukona en contraste a lavas hawaianas pertenecientes a las etapas escudo y de volcanismo rejuvenecido. **A**, En gris se presenta la división entre las tendencias Loa y Kea definidas por Abouchamii et al. (2005). **B** y **C** Composiciones isotópicas de las lavas escudo y post escudo de los pares de volcanes consecutivos Mahukona – Kohala y Hualalai – Mauna Kea. Modificado de Hanano et al. (2010).

Para intentar explicar la heterogeneidad química observada en las lavas de Hawái se han planteado modelos basados en una pluma mantélica zonada, en particular, se pueden destacar dos modelos de zonación: Concéntrica y bilateral (Figura 2-14). Autores como Abouchami et al. (2005) y Hanano et al. (2010) descartan un modelo cuya zonación sea concéntrica, ya que se esperaría que las lavas post escudo, de tanto Loa como Kea, presentaran composiciones semejantes a las de la tendencia Kea por consecuencia del movimiento de la Placa Pacífico sobre el hotspot, lo que difiere con lo observado. En cambio, si el hotspot estuviera zonado bilateralmente, se lograría explicar que ambos volcanes mantengan su composición isotópica característica. La zonación es factible si se consideran diferencias isotópicas a gran escala en parte basal de la pluma hawaiana,

de acuerdo con los modelos de laboratorio de Kerr y Mériaux (2004) y a las simulaciones numéricas de Farnetani y Hofmann (2009, 2010) y Farnetani et al. (2012) (Hofmann y Farnetani, 2013).

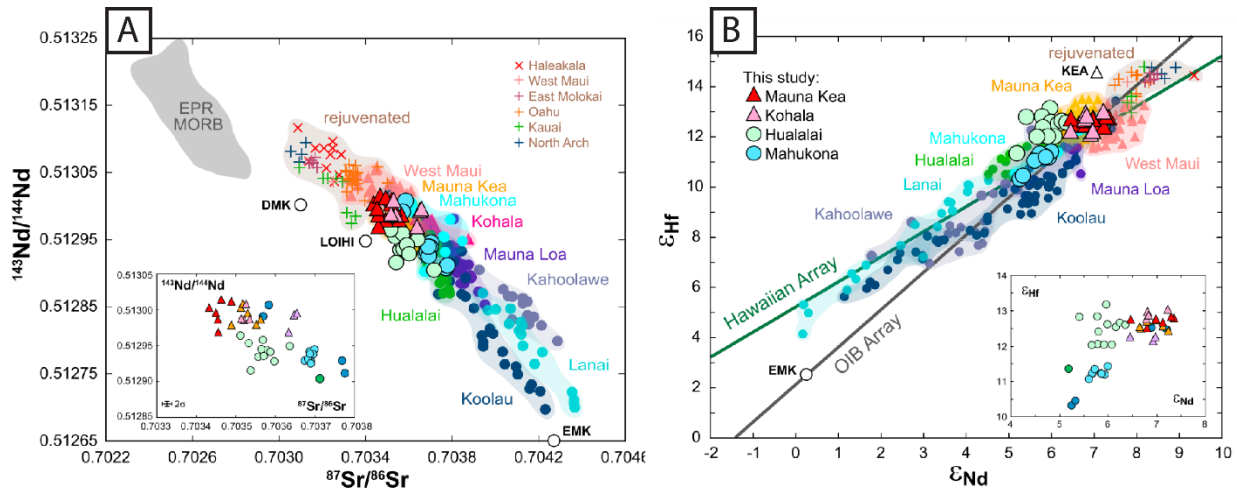


Figura 2-13: **A**, Gráfico de ϵ_{HF} vs $^{266}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$. **B**, Gráfico de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ vs $^{266}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ para las lavas post escudo de los volcanes Mauna Kea, Kohala, Hualalai y Mahukona comparado con las lavas hawaianas pertenecientes a las etapas escudo y de volcanismo rejuvenecido. Modificado de Hanano et al. (2010).

La propuesta de una pluma mantélica zonada bilateralmente de Hofmann y Farnetani (2013) se muestra en la Figura 2-15. En la parte inferior de la imagen se esquematiza el conducto del hotspot zonado (colores rojo y azul) y rodeado por material deprimido y relativamente caliente, el cual pertenece al manto profundo (verde). En la parte superior de la imagen se destacan las trayectorias del material deprimido y el asociado a la tendencia Kea, además de la influencia de dichos materiales en las etapas del volcanismo hawaiano. En este modelo se plantea que la fuente del volcanismo rejuvenecido proviene de la parte superior del límite termal asociado al manto inferior, es decir, del material que rodea la parte zonada del hotspot.

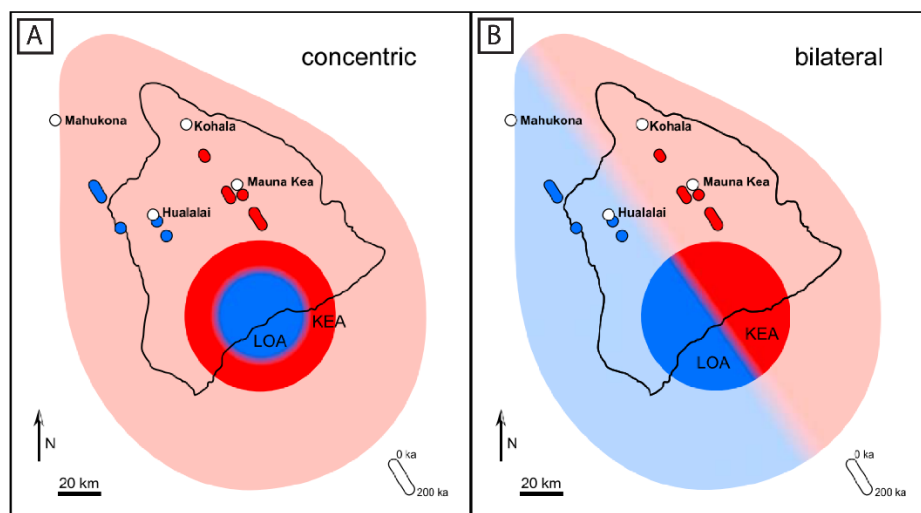


Figura 2-14: Principales modelos para la explicar la distribución espacial y heterogeneidad química de las tendencias Loa y Kea. **A**, modelo de zonación concéntrica. **B**, modelo de zonación bilateral. Modificado de Hanano et al. (2010).

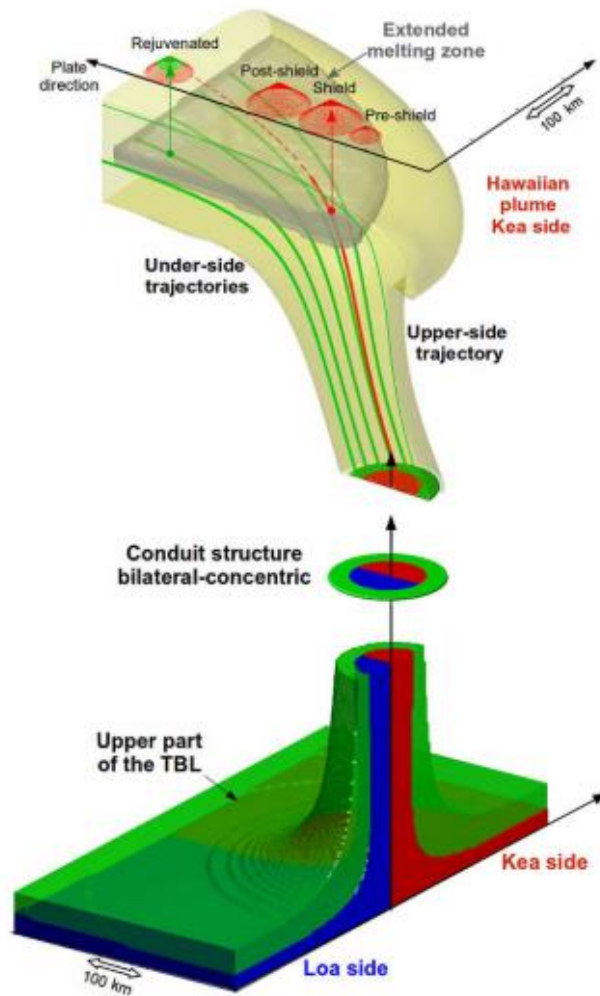


Figura 2-15: Modelo de conducto bilateralmente zonado para el hotspot de Hawái. Recuperado de Hofmann y Farnetani (2013).

Un escenario similar se observa en Samoa y Las Marquesas, en el primer caso se reconocen las tendencias Malu, ubicada más al sur, y Vai, posicionada más al norte (Figura 2-10.B), cadenas geográficamente en forma de *en echelon* y separadas aproximadamente 50 km, similar a lo observado en Hawái. En el caso de Las Marquesas, el archipiélago está compuesto por las cadenas volcánicas asociadas a las tendencias Nuku y Motu (Figura 2-10.C) dispuestas en dirección N65°W, rumbo marcado por el movimiento de la placa del Pacífico por sobre la pluma, agrupaciones que también reciben los nombres grupo Ua Huka y Fatu Hiva (ver Chauvel et al., 2012). Huang et al. (2011) reconocen anomalías similares en las razones de isótopos de Pb y Nd, con menores razones de ϵ_{Nd} dado un $^{208}Pb^*/^{206}Pb^*$ en las lavas asociadas a Motu en comparación a Nuku (Figura 2-16). En los estudios isotópicos de Chauvel et al. (2012) se destaca a su vez que el primer grupo tiene mayores concentraciones de $^{143}Nd/^{144}Nd$ dada una razón de $^{87}Sr/^{86}Sr$.

Huang et al. (2011) consideran que las anomalías químicas observadas en Hawái, Samoa y Las Marquesas pueden ser atribuidas a variaciones espaciales en las estructuras geoquímicas de las plumas mantélicas ubicadas bajo cada una de estos

sectores, sugiriendo que la zonación química es un factor común en los hotspots debajo de la Placa Pacífica y que material isotópicamente enriquecido es preferentemente distribuido en la parte inferior del manto en el hemisferio sur, en la zona de baja velocidad sísmica del Pacífico.

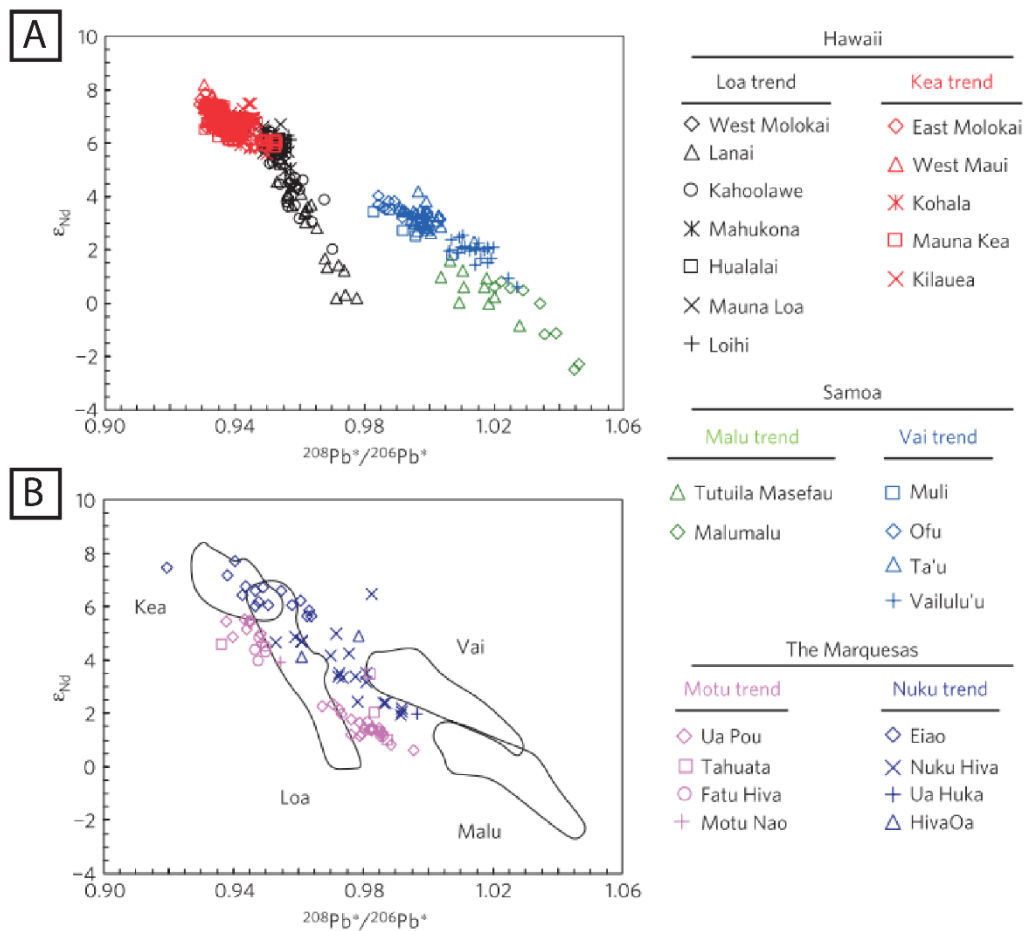


Figura 2-16: ϵ_{Nd} vs $^{208}Pb^*/^{206}Pb^*$ para las lavas asociadas a hotspot ubicados en el Océano Pacífico. **A**, lava de los volcanes Samoa y Hawái. **B**, lavas de Las Marquesas comparadas con las lavas de Samoa y Hawái. Modificado de Huang et al. (2011).

Para estudiar el alcance espacio temporal de la heterogeneidad vista en Hawái, Farnetani y Hofmann (2009) proponen un modelo numérico que relaciona las escalas de tamaño de dichas heterogeneidades en la zona de estudio y su posible duración en el tiempo. Utilizando anomalías de forma lentitular (la relación de ancho y alto es distinto a 1), los autores concluyen que lentes de un tamaño inicial igual a 100x10 km, al momento de entrar en el conducto, pueden deformarse y alcanzar longitudes verticales de 500 a 1000 km y radios de 27 a 8 km y dichas heterogeneidades podrían durar entre 3 y 11 Ma. En cambio, lentes de menores dimensiones como 10x5 km tendrían una permanencia entre <1 Ma a de algunos Ma. De acuerdo con lo propuesto por Tanaka et al. (2008), la aparición de las lavas asociadas a la tendencia Loa estaría restringida a los últimos 3 Ma.

En el mismo artículo, los autores determinan que el material asociado a los bordes del conducto volcánico ($50 < \text{radio conducto} < 80$) puede provenir desde puntos ubicados hasta 400 km de la pluma mantélica. Lo anterior implicaría que plumas de gran

magnitudes y flujo magmático, serían capaces de desplazar material desde diferentes sectores y ser encontrados una al lado de otra durante el ascenso por el hotspot.

Por el contrario, si se piensa en heterogeneidades a pequeña escala (30 - 40 km de radio) es imperativo considerar mezclas dentro de la pluma mantélica. Mediante simulaciones numéricas, Farnetani et al. (2018) estudiaron las heterogeneidades verticales en el hotspot hawaiano a partir de la cuantificación de la deformación de heterogeneidades presentes en la pluma durante el ascenso y a su vez mostraron que heterogeneidades reológicas pueden ser la causa de mezclas dentro del conducto mantélico.

En las Figura 2-17 y Figura 2-18 se muestran resultados de las modelaciones numéricas de Farnetani et al. (2018). En la Figura 2-17 se destaca la deformación que puede sufrir una heterogeneidad inicialmente esférica de radio 40 km y ubicada a 100 km desde el eje central del conducto de la pluma. Es posible observar, que al pasar del tiempo, a menor razón de viscosidad, mayor es la tasa de deformación de la heterogeneidad, tal como se muestra en Figura 2-17.A donde la esfera se deforma completamente hasta alcanzar la forma de un filamento. En la Figura 2-18 los autores destacan que a mayores razones de viscosidad, predomina la rotación interna de la heterogeneidad por sobre el estiramiento de esta.

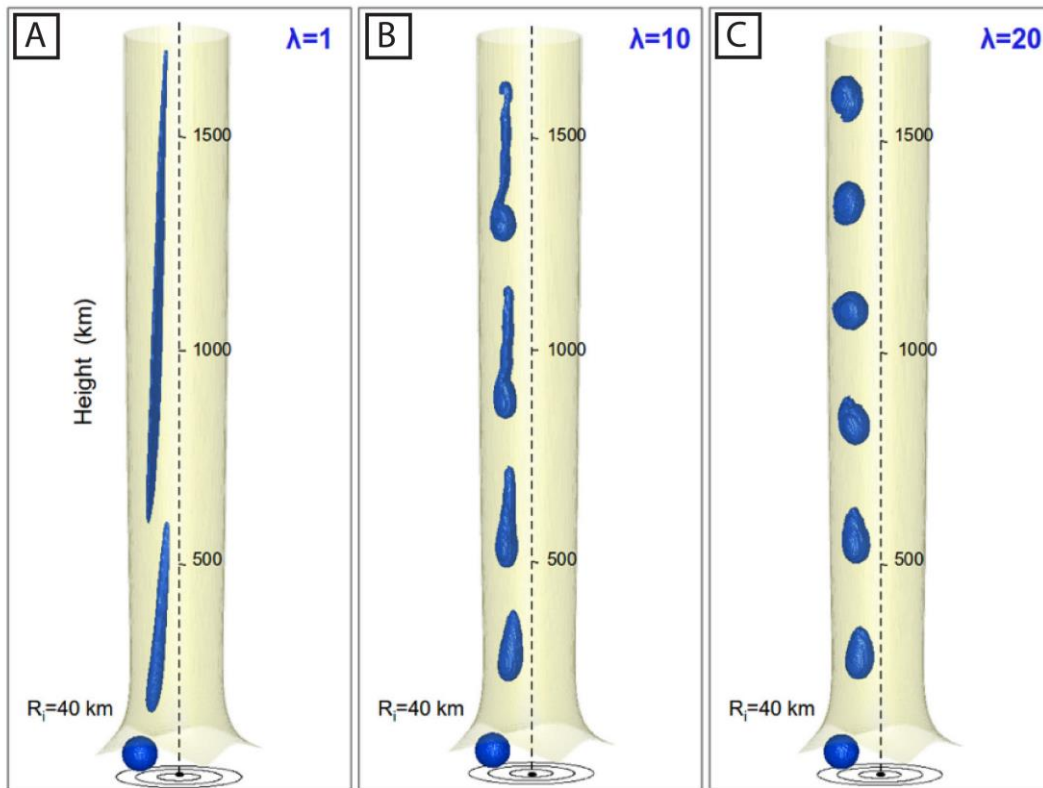


Figura 2-17: Simulaciones de una heterogeneidad esférica de radio 40 km ubicada a una distancia de 100 km del eje del conducto de la pluma mantélica con diferentes razones de viscosidad. **A**, razón de viscosidad $\lambda = 1$ a los tiempos 0, 12 y 38 Ma. **B**, razón de viscosidad $\lambda = 10$ a los tiempos 0, 13, 25, 41 y 51 Ma. **C**, razón de viscosidad $\lambda = 20$ a los tiempos 0, 13, 25, 38, 51, 63 y 76 Ma. Modificado de Farnetani et al. (2018).

A partir de las modelaciones numéricas realizadas, los autores concluyen que heterogeneidades reológicas 20 a 30 veces más viscosas que el material a su alrededor no se mezclan con su entorno y no se deforman de manera significativa, convirtiéndolas en el tipo de heterogeneidad ideales para preservar firmas isotópicas.

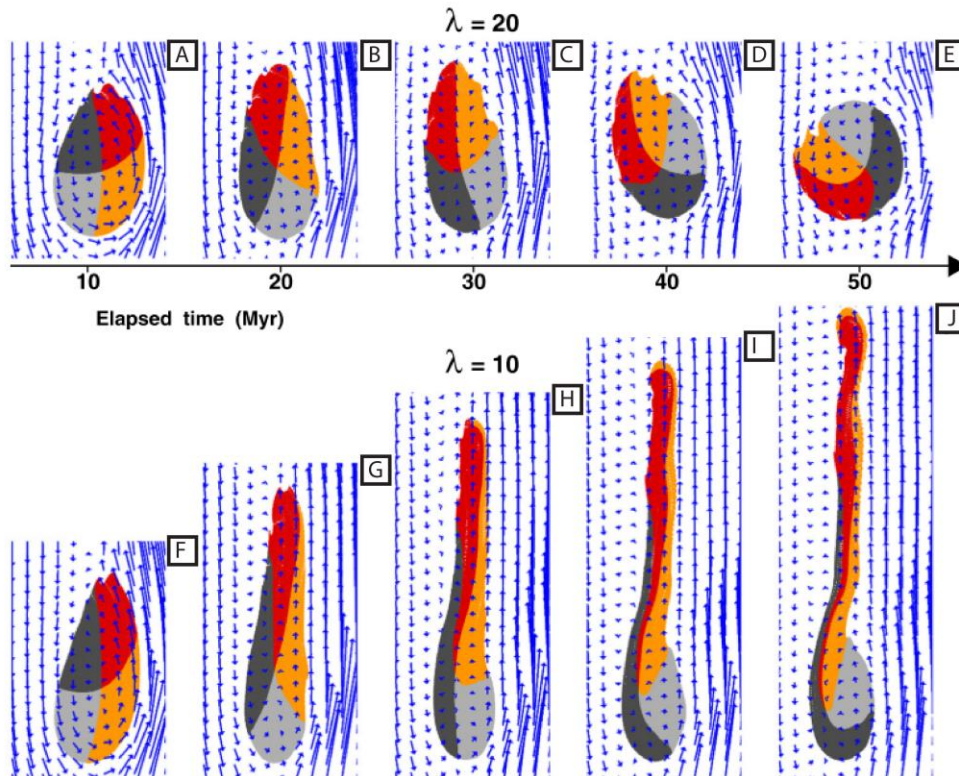


Figura 2-18: Deformación de heterogeneidades con razones de viscosidad $\lambda = 20$ (arriba) y $\lambda = 10$ (abajo) a través del tiempo. Los colores internos de las heterogeneidades permiten observar la rotación interna durante el ascenso. Modificado de Farnetani et al. (2018).

En el caso del hotspot de Las Canarias, se ha detectado una tendencia en las razones isotópicas de Pb que dura aproximadamente 1 Ma y luego de un periodo de ~ 0.3 Ma, cambia a una nueva trayectoria de razones de Pb por otro ~ 1 Ma más, patrón que es atribuido por pulsos de material con razones de $^{208}\text{Pb}^*/^{206}\text{Pb}^*$ característicos. Farnetani et al. (2018) interpretan que estos pulsos corresponden a heterogeneidades de radio 30 a 40 km que ascienden por el conducto de la pluma mantélica en escalas de tiempo de 1 Ma.

2.3 Etapas de crecimiento de islas oceánicas asociadas a hotspots

A continuación, se describirá el modelo de formación y evolución de las islas oceánicas, propuesto a partir de la geología de las islas hawaianas, modelo que será comparado con otros volcanes intraplaca ubicados sobre la placa del Pacífico. Adicionalmente se hará referencia a los modelos vigentes para las Islas Galápagos y Canarias, referentes de sistemas volcanismos intraplaca ubicados en el océano Pacífico y Atlántico, respectivamente, los cuales difieren en parte, con lo observado en Hawái.

2.3.1 Islas oceánicas hawaianas

Las islas oceánicas hawaianas, en conjunto con la cadena de montes submarinos Hawái – Emperador y las islas pertenecientes a la Dorsal Hawaiana, forman una secuencia de al menos 129 volcanes, de progresión de edades desde el SSE al NNW. La cadena volcánica se extiende a lo largo del Océano Pacífico Norte y su origen está asociado a la intervención de una pluma mantélica profunda (Sharp y Renne, 2005; Haase et al., 2019 y las referencias contenidas).

Las etapas establecidas para explicar el proceso de formación y desarrollo de una isla oceánica o volcanes escudo son definidas en Hawái, a partir de variaciones en la composición, tasas de acumulación del magma y la configuración del edificio volcánico (Sharp y Renne, 2005).

Esta evolución se entiende a partir de la siguiente secuencia: Etapa inicial o pre escudo, etapa escudo, etapa post escudo (*capping stage*), etapa erosiva, etapa de volcanismo rejuvenecido, etapa de atalón (*atoll stage*) y etapa de monte submarino tardío (Peterson y Moore, 1987). En particular, los volcanes hawaianos presentan las primeras cuatro etapas, las cuales se explicadas de manera esquemática en la Figura 2-19 y serán detalladas a continuación.

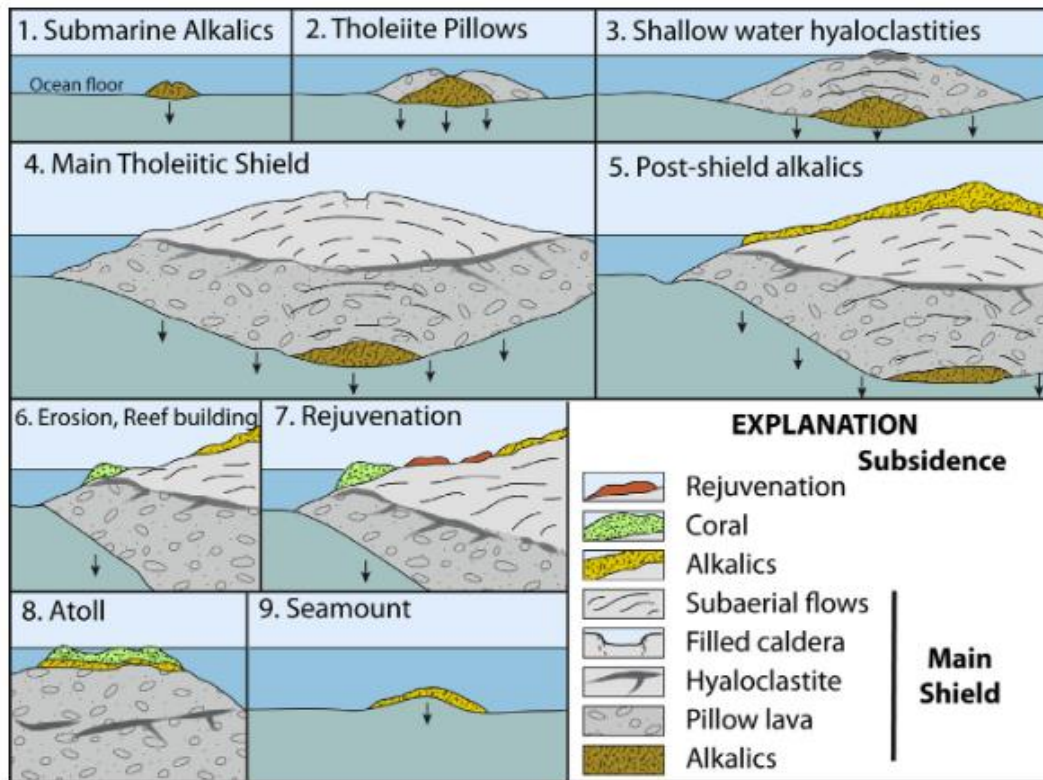


Figura 2-19: Esquema explicativos de las etapas evolutivas para volcanes hawaianos y aplicados a la evolución y desarrollo de islas oceánicas. Debido a la subsidencia, alrededor de la mitad del volumen del volcán se encuentra por debajo del nivel del mar. Recuperado de de Silva y Lindsay (2015).

La etapa pre escudo (Figura 2-19.1) está formada por basaltos, basaltos alcalinos y lavas transicionales a toleíticas asociadas a erupciones submarinas de poco volumen. La etapa

escudo corresponde a la formación del volcán escudo y comprende erupciones frecuentes y voluminosas con eventos cíclicos de formación y relleno de calderas, se reconocen tres subetapas: La primera una subetapa submarina donde *pillow* lavas construyen progresivamente el edificio volcánico submarino (Figura 2-19.2), una segunda subetapa que involucra intensas reacciones entra las lavas y el agua marina (Figura 2-19.3), produciendo erupciones freatomagmáticas e intensas desgasificaciones y finalmente una tercera subetapa subárea, caracterizada por flujos de lava aa y pahoehoe los cuales construyen y le dan forma al volcán escudo (Figura 2-19.4), procesos que se pueden extender debajo del nivel del mar. La etapa post escudo (Figura 2-19.5) abarca basaltos alcalinos y productos diferenciados, los cuales se posicionan estratigráficamente sobre las lavas toleíticas de la etapa anterior y se manifiestan en campos de pequeños conos monogenéticos, disminuye la frecuencia eruptiva, pero aumentan las erupciones de tipo explosivas. Finalmente (Figura 2-19. a Figura 2-19.9), la etapa erosiva en la cual concluyen las erupciones volcánicas y procesos asociados a erosión marina y formación de arrecifes toman protagonismo (Peterson y Moore, 1987; de Silva y Lindsay, 2015).

En la Tabla 2-3 se describen los productos eruptivos hawaianos correspondientes a cada etapa.

Tabla 2-3: Productos eruptivos hawaianos para las respectivas etapas evolutivas de islas oceánicas. Modificado de Clague y Dalrymple (1987).

Etapa eruptiva	Tipo de rocas	Tasa eruptiva	Volumen eruptado [%]
Volcanismo rejuvenecido	Basaltos alcalinos	Muy baja	<1
	Basanitas		
	Nephelinita		
	Nefelina melilitita		
Post escudo	Basaltos alcalinos	Bajo	~1
	Basaltos transicionales		
	Ankaramita		
	Hawaitas		
	Mugearitas		
	Benmoritas		
	Traquitas		
Phonolitas			
Escudo	Basaltos toleíticos	Alta	95-98
	Basaltos toleíticos de olivino		
	Basaltos toleíticos picríticos		
	Icelandita (poco común)		
	Rhiodacita (raro)		
Pre escudo	Basanita	Baja	~3
	Basaltos alcalinos		
	Basaltos transicionales		

Haase et al. (2019) compararon la evolución magmática de los volcanes de Hawai, Sociedad, Samoa y las Marquesas, todas correspondientes a islas oceánicas ubicadas en el océano Pacífico, con un foco en las diferencias geoquímicas y composicionales a lo largo del tiempo. Los autores comparan el desarrollo de las islas volcánicas con el modelo

propuesto para Hawái, al ser el modelo globalmente utilizado para este tipo de estudios. Lo anterior se debe a que la Cadena Volcánica Hawái – Emperador corresponde a una de las secuencias volcánicas formadas a partir de la interacción con una pluma mantélica más estudiadas a nivel global, considerando tanto los volcanes submarinos y subaéreos. Dentro de su investigación, los autores concluyen que la evolución petrográfica, geoquímica y volcanológica no se corresponde en su totalidad al modelo hawaiano, sino más bien, es posible reconocer variaciones composicionales dentro de las etapas y a lo largo del tiempo.

En el caso de las islas Marquesas y Sociedad, se observa una etapa pre escudo caracterizada por lavas de composición basanítica y posteriormente una etapa escudo de composición basáltica alcalina, en comparación al volcanismo submarino de basaltos toleíticos y basanitas, previo a una etapa escudo compuesta por basaltos toleíticos observado en Hawái. La variación composicional sería el reflejo del movimiento de la placa por sobre una pluma mantélica, formando como consecuencia una zona de anomalía termal con variados grados de fusión. De acuerdo con lo propuesto por los autores, las plumas mantélicas producirían diferentes fundidos a lo largo de 200 ka y los magmas resultantes ascienden a la superficie por diferentes canales. Considerando una velocidad de movimiento de 10 cm/a para la Placa del Pacífico, lo anterior produciría una zona de 20 km de superposición para los distintos fundidos, por lo que los magmas empobrecidos asociados a las etapas escudos podrían solaparse con magmas enriquecidos asociados a etapas post escudo, y por consecuencia, ambas signaturas podrían existir contemporáneamente con limitada interacción entre ellas, como es el caso de Kauai, Tahuata y Fatu Hiva de Las Marquesas.

Otras discrepancias son observadas en los volcanes de Los Galápagos y las Islas Canarias. En los primeras se observan volcanes escudos con diques radiales en la parte baja de sus flancos, y por consecuencia, una forma más simétrica. Además, se reconoce un quiebre en topografía de los volcanes ubicados al oeste del archipiélago, pasando bruscamente de bajas pendiente cercano a la base, a altas pendientes en el sector medio a la cima (15° a 34°) y una cumbre plana, en contraste a las bajas pendientes (3° a 6°) característica de los volcanes hawaianos, además de la ausencia de calderas en algunos centros eruptivos (de Silva y Lindsay, 2015; Harpp y Geist, 2018). En las Islas Canarias es posible observar una mayor variabilidad composicional en las etapas de crecimiento reconocidas (Paris et al., 2005).

Al igual que los casos anteriores, las diferencias mencionadas corresponden a particulares asociadas al contexto geodinámico en el cual se forma la isla volcánica, más que a una diferencia en las etapas evolutivas. Los factores que pueden explicar lo anterior incluyen la construcción de las islas sobre placas tectónicas distintas a la Placa del Pacífico y por consiguiente con otras velocidades, interacciones entre pluma y dorsal, diferentes tasas de alzamiento – subsidencia – erosión, entre otras. Detalles de lo mencionado anteriormente serán abordados en las secciones 2.3.2 y 2.3.3.

2.3.2 Islas Galápagos

Las Islas Galápagos son la manifestación de una pluma mantélica ubicada bajo la Placa de Nazca, a aproximadamente 1000 km de la costa oeste de Ecuador, en el océano Pacífico, y a 200 – 300 km de la Dorsal de Galápagos (GSC), dorsal oceánica que separa la Placa de Nazca de la Placa de Cocos (Geist et al., 1998; Acocella, 2021), que además, se encuentra separándose a una velocidad de 4.7 cm/a hacia el NE de las islas, aumentando progresivamente la distancia entre la dorsal y la pluma mantélica (Harpp y Geist, 2018).

Estas islas constituyen una de las regiones volcánicas más activas, con 21 volcanes subaéreos, de los cuales 16 han tenido erupciones históricas en el Holoceno. A diferencia de Hawái, el volcanismo asociado al hotspot no se manifiesta con la formación de una cadena volcánica lineal y la evolución temporal no sigue la dirección del movimiento de la placa (Saal et al., 2007).

En la Figura 2-20 se observa la distribución de volcanes del archipiélago y su ubicación con respecto al GSC. Los volcanes más jóvenes de las islas se ubican hacia el oeste, siendo el volcán Fernandina el más reciente, con un solo volcán escudo. La Isla Isabela está conformada por 6 volcanes de escudo: Cerro Azul, Sierra Negra, Alcedo, Darwin, Wolf y Ecuador, conectados por flujos de lavas (Harpp y Geist, 2018). Los principales productos de la fase escudo de los volcanes occidentales son basaltos toleíticos, y es posible encontrar basaltos alcalinos localmente, por ejemplo, en el volcán Cerro Azul (Acocella, 2021).

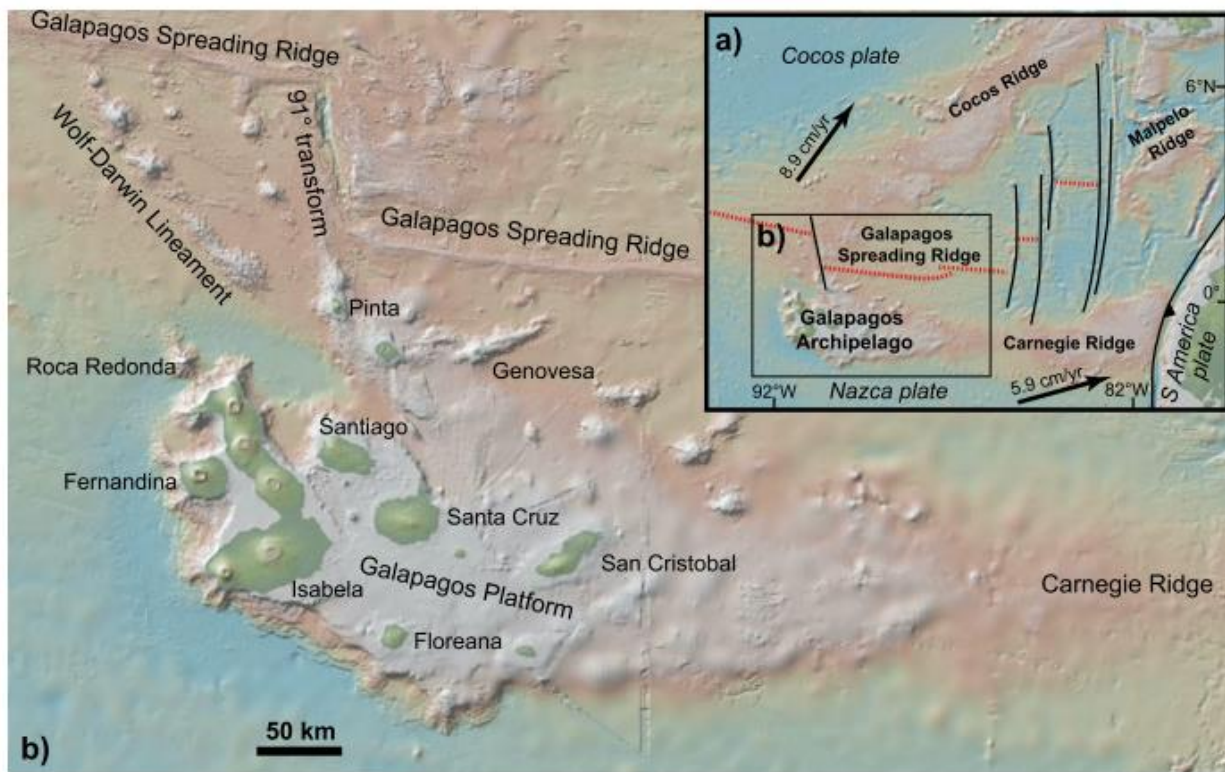


Figura 2-20: Mapa de las Islas Galápagos y batimetría de la región. Recuperada de Acocella (2021).

Las islas ubicadas al este del archipiélago son Santiago, Pinzón, Rábida, Santa Cruz, Floreana, San Cristóbal, Santa Fe y Española, en donde el volcán San Cristóbal y Española son los más antiguos. En comparación a los volcanes más jóvenes, los volcanes orientales tienen composiciones más primitivas (Harpp y Geist, 2018).

Se reconoce una dicotomía entre los volcanes al oeste del archipiélago, en comparación a los ubicados al este, asociado a características estructurales, geomorfológicas y a procesos magmáticos. Una de las diferencias más directas es la presencia de calderas con dimensiones kilométricas a lo ancho y largo, y de cientos de metros de profundidad en los volcanes más jóvenes, en contraste a los más viejos, los cuales carecen de dicha morfología. La formación de calderas se atribuiría a una evacuación de cámaras magmáticas someras, identificadas mediante estudios sísmicos y de deformación. Las calderas estarían relacionadas a múltiples eventos eruptivos y de relleno, reflejando un flujo de magma importante (Harpp y Geist, 2018; Cleary et al., 2020).

Otra característica de los volcanes occidentales es la forma de “*plato de sopa invertido*” (*overtuned soup bowl*), nombre atribuido a partir de la pendiente de 15° a 34° en la parte media del centro eruptivo y bajas pendientes en los flancos inferiores. Algunos de los factores responsables de esta morfología se atribuyen a la construcción del edificio volcánico a partir de material piroclástico y flujos de lavas de dimensiones acotadas emplacados cerca del cráter, en adición dos patrones de fisuras diferentes en los flancos superiores e inferiores de estos volcanes, circunferenciales y radiales respectivamente (Cleary et al., 2020 y las referencias contenidas).

La variación en el patrón de las fisuras sería consecuencia de los esfuerzos relacionados con la construcción del edificio volcánico en conjunto con la influencia de un reservorio magmático en forma de diapiro cuyo techo tendría una forma más bien plana, consecuencia de los colapsos de las calderas. Estos eventos tenderían a aplanar el techo de la cámara magmática y así crear el patrón de estreses necesarios para favorecer fisuras circunferenciales hacia el techo y radiales hacia la base del volcán. Adicionalmente, la formación de los diques radiales producirían las condiciones óptimas para favorecer la intrusión de diques circunferenciales y viceversa (Chadwick Jr. y Dieterich, 1995; Harpp y Geist, 2018)

Cleary et al. (2020) destacan que en los volcanes al este están dominados por sistemas de fallas y sistemas de conductos alineados, los cuales no son compatibles con campos de estrés asociados a grandes cámaras magmáticas, como se observa en los volcanes al oeste. Adicionalmente, en cuanto a la química, los volcanes más viejos muestran lavas con composiciones más primitivas y un rango de #Mg más variado. De acuerdo a Harpp y Geist (2018) estaría relacionado con la formación de cámaras magmáticas más pequeñas, aisladas y de una vida más corta, incapaces de formar calderas. Esta propuesta se apoya en zonaciones inversas encontrada en olivinos de lavas del volcán Santa Cruz, lo que reflejaría múltiples eventos de mezcla y recarga (Gleeson y Gibson, 2019 en Cleary et al., 2020).

De acuerdo a Cleary et al. (2020) una mayor distancia entre la pluma y la dorsal sería el factor principal en la dicotomía de los volcanes al oeste y este del archipiélago, los últimos

recibiendo un menor porcentaje de material proveniente de la pluma, ya que gran parte de este era arrastrado hacia el eje de la dorsal, en un escenario donde el GSC estaba ~100 km más cerca al hotspot. La separación del GSC con la pluma habría provocado una disminución en la pendiente del límite entre la litósfera y la astenósfera (LAB *lithosphere asthenosphere boundary*) disminuyendo así, el flujo de material desde la pluma a la dorsal y aporte más eficiente a los volcanes occidentales, lo que permitió la formación de cámaras magmáticas longevas capaces de formar calderas. El modelo descrito se presenta en la Figura 2-21.

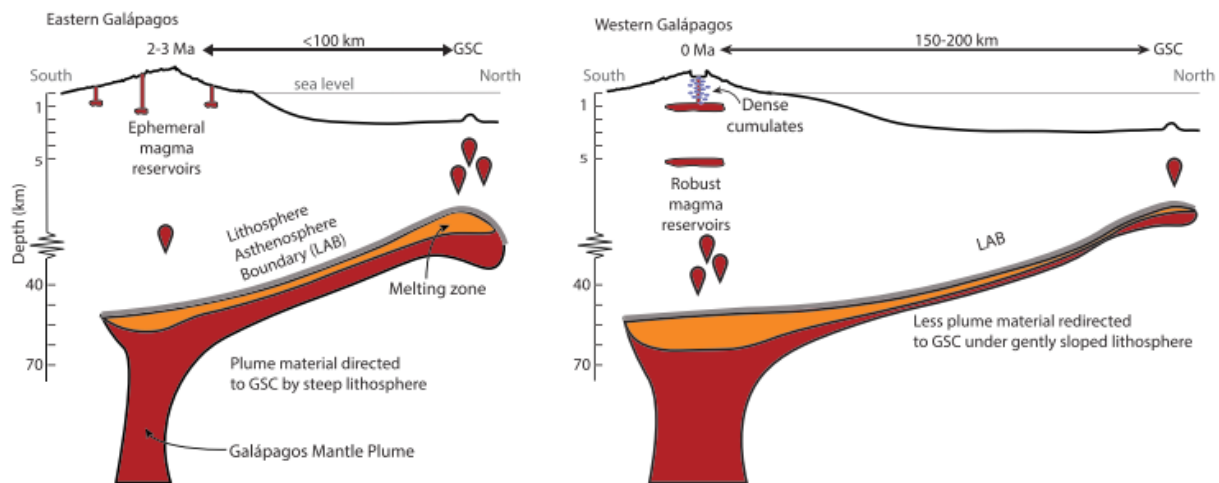


Figura 2-21: Modelo propuesto para la variación del aporte de material de la pluma para los volcanes orientales y occidentales de las Islas Galápagos durante los últimos 1 a 2 Ma. Recuperado de Cleary et al. (2020).

La evolución de los volcanes ubicados al este difiere al volcanismo típico de una isla oceánica, en la que la evolución del magma es consecuencia al progresivo alejamiento del hotspot a causa movimiendo de la placa por sobre la pluma, como es el caso de Hawái. En el caso del archipiélago de Los Galápagos se reconoce que la distancia entre la pluma y la dorsal juegan un papel protagónico en la evolución morfológica de los volcanes, interacción que no es contemplada en el modelo hawaiano al encontrarse en un contexto geodinámico diferente (Cleary et al., 2020).

2.3.3 Islas Canarias

Las Islas Canarias están ubicadas a 100 – 700 km del margen occidental continental del Sahara, mostrando una evolución geocronológica y espacial de este a oeste, consecuencia del movimiento de la placa Africana sobre la pluma mantélica que da origen a las islas volcánicas (Paris et al., 2005).

Similar a las islas oceánicas hawaianas, las Islas Canarias son uno de los grupos de islas volcánicas asociadas a la actividad de un hotspot más estudiadas, pero difiere de volcanismo hawaiano al presentar signatures tanto geoquímicas y geofísicas de una pluma mantélica menos evidente y encontrarse sobre una placa oceánica que se mueve alrededor de un orden de magnitud más lento (Placa Africana: $<2\text{ cm/año}$, Placa del Pacífico $9 - 10\text{ cm/año}$; Paris et al., 2005). Adicionalmente, las islas hawaianas poseen un tiempo de vida relativamente corto; una alta tasa de subsidencia, tasa impide que las

islas sean observadas por sobre el nivel del mar por mucho tiempo, lo cual puede verificarse al considerar que la isla emergida más vieja de 6 Ma en una cadena volcánica con actividad eruptiva durante los últimos 30 Ma aproximadamente (Langenheim y Clague, 1987). En cambio, en Las Canarias, la tasa de subsidencia es mucho menor permitiendo preservar afloramientos de más de 20 Ma incluyendo las etapas de montes submarinos en algunas de las islas (Carrecedo, 1999).

Las islas que conforman el Archipiélago de Las Canarias reflejan las etapas definidas para Hawái, en particular se reconoce una etapa escudo, caracterizada por zonas de dorsales y lavas toleíticas; una etapa post escudo, atribuible a una disminución en el volcanismo y lavas alcalinas; un periodo sin actividad magmática, asociable a una etapa erosiva, una etapa de volcanismo rejuvenecido conformado por lavas pobres en sílice y conos de salpicaduras o *spatters*, y finalmente, una etapa post erosiva, fases que en conjunto muestran un rango composicional más amplio que los volcanes hawaianos en cada una de sus etapas, desde basaltos toleíticos a fonolitas y traquitas. En base a la clasificación anterior, las islas de Fuerteventura, Tenerife, Lanzarote y Gran Canaria se encuentran en la etapa post erosiva, la Isla de La Gomera y parcialmente la Isla de Tenerife en la etapa de receso magmático o erosiva y las islas de La Palma y el Hierro en la etapa escudo, como se puede observar en la Figura 2-22 (Paris et al., 2005).

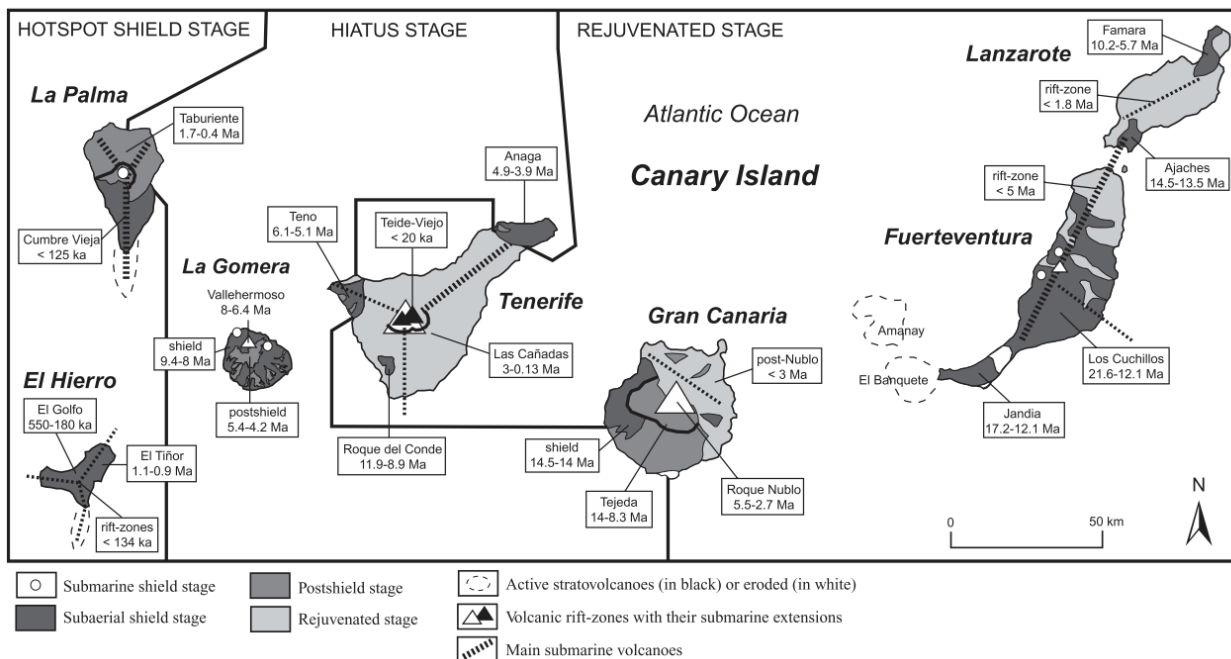


Figura 2-22: Historia y estructuras volcánicas de las Islas Canarias clasificadas según las etapas evolutivas asociadas a islas oceánicas formadas por hotspots. Extraído de Paris et al. (2005).

En la Figura 2-23 se destacan diferencias tanto en edad como el periodo evolutivo en el que se encuentran los volcanes de respectivas cadenas. Como fue mencionado anteriormente, las tasas de subsidencia influyen en el tiempo durante el cual las islas volcánicas pueden permanecer por sobre el nivel del mar. En la imagen se logra apreciar que la Isla Fuerteventura es casi cuatro veces más vieja que la Isla Kauai, a su vez, se destaca una variación en la duración de cada etapa, las que fueron estimadas por Paris

et al. 2005 con 1 – 2 Ma para la etapa de escudo subaérea para las Islas Canarias y 0.7 – 1 Ma para Hawái, 2 – 5 Ma y 0.2 – 0.9 Ma para la etapa post escudo respectivamente, 4 – 5 Ma y 0.6 – 2 Ma para el GAP volcánico, receso o etapa erosional para ambas cadenas y finalmente > 3 Ma y 0.2 – 2 Ma para la etapa de volcanismo rejuvenecido para las Islas Canarias e islas hawaianas respectivamente.

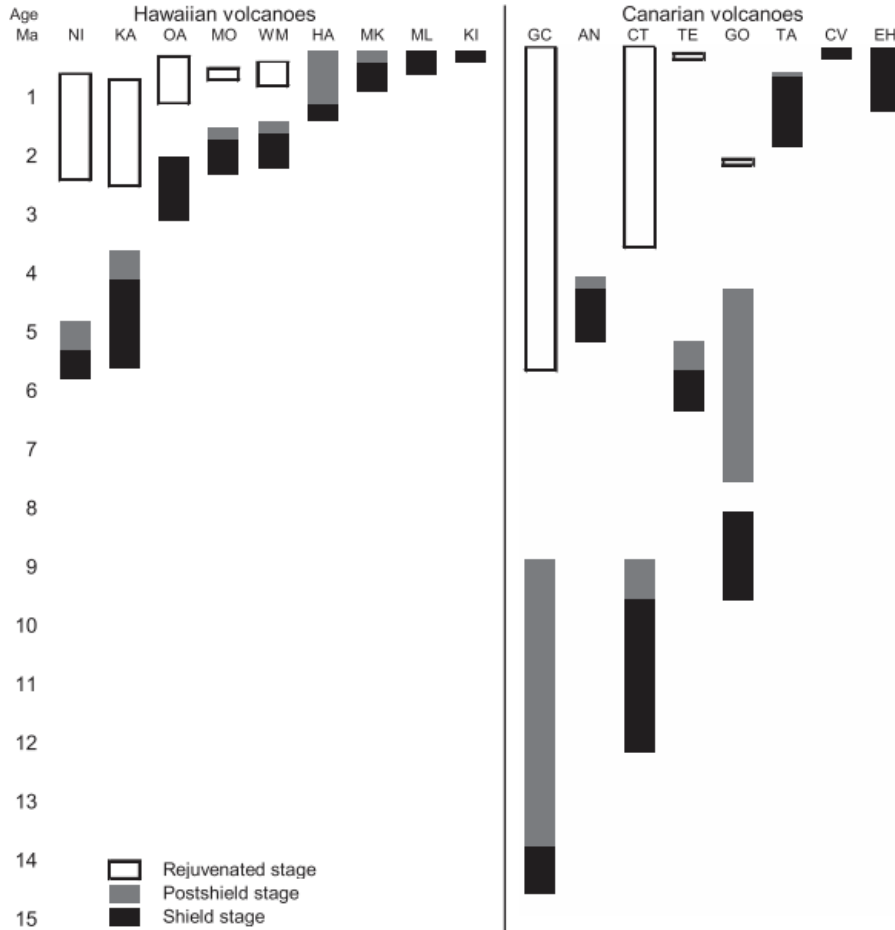


Figura 2-23: Etapas subaéreas asociadas a la formación de islas oceánicas por interacción con un hotspot para las Islas Canarias e islas hawaianas. Extraído de Paris et al. (2005).

En cuanto a la evolución de los volcanes, en la Islas Canarias se reconocen tres volcanes en la etapa escudo a diferencia de Isla Hawái (volcanes Mauna Loa en el SW y Kilauea en el SE), la única isla en esta etapa de la cadena, escenario frecuente en la serie volcánica en donde la etapa principal de crecimiento de los volcanes que tiene una duración aproximada de 1 Ma llega a término antes de la manifestación de la próxima isla en superficie (Carrecedo, 1999).

En relación a la composición de los productos y las tasas de acumulación vertical, las islas hawaianas se caracterizan por productos de composición principalmente basáltica y en menor cantidad lavas traquíticas, con una tasa de acumulación vertical para la etapa escudo de 8.6 km/Ma para la Isla Mauna Kea, por el contrario, las Islas Canarias presentan en mayor cantidad productos generados a partir de fundidos félsicos con una

tasa de acumulación vertical de 0.6 km/Ma (Paris et al., 2005, Sharp y Renne, 2005; Chamberlain et al., 2020). Lo anterior, en conjunto con el periodo evolutivo en el que se encuentra cada volcán, edad y duración de las diferentes etapas, puede ser explicado debido a la diferencia en la tasa de movimiento de las placas tectónicas involucradas, siendo significativamente menor en Las Canarias, favoreciendo de esta manera la evolución los magmas.

3 Marco geológico

3.1 Generalidades

La Isla de Pascua corresponde a una isla oceánica de intraplaca ubicada a 350 km aproximadamente de la Dorsal del Pacífico Oriental (Vezzoli y Acocella, 2009). Tiene una forma aproximadamente triangular de 160 km², un ancho máximo de 24 km (Baker et al., 1974) y una altura por sobre el nivel del mar de 510 metros (Haase et al., 1997). En las esquinas de la isla se encuentran los volcanes Poike, Rano Kau y Terevaka (Clark, 1975; Figura 3-1) y se pueden identificar alrededor de 100 conos monogenéticos de ceniza y escoria, distribuidos de manera radial desde la cumbre del volcán Terevaka con orientaciones preferenciales NNE - SSW, NE - SW y WNW – ESE, además de los conos de toba Rano Raraku y Mauna Toa Toa (González-Ferrán et al., 2004)

El volcán Poike, ubicado más al este, y el volcán Rano Kau, ubicado más al suroeste, se encuentran parcialmente erodados en comparación a los productos del Volcán Terevaka y sus centros eruptivos, los cuales cubren la mayor parte de la isla (Kaneoka y Katsui, 1985 y las referencias contenidas). El primero corresponde a un estratovolcán con un pequeño cráter en su cima conocido como Puakaitki, alcanza elevación de 370 m.s.n.m y está construido principalmente por flujos de lava basálticos (Baker P. E., 1967).

A diferencia del cráter del volcán Poike, el volcán Rano Kau presenta una caldera de gran extensión, cuyo diámetro es de 1.6 km y alcanza una profundidad de 200 metros. Posee un cráter parásito ubicado al noreste y tres pequeños islotes, Motu Nui, Motu Iti y Motu Kao Kao en sector suroeste. La mayoría de las riolitas y obsidianas son encontradas en el sector suroeste de la isla y en Maunga Orito (ubicado inmediatamente al noreste del volcán). Se observa que los afloramientos de rocas ácidas ocurren en un lineamiento de orientación NNE pasando por el centro del cráter del volcán Rano Kau (Baker P. E., 1967).

El caso contrario es el volcán Terevaka, no presenta un cráter o caldera reconocible en su cima y posee una topografía compleja, donde la característica principal corresponde a un sistema de fisuras en forma de "U" abierto hacia el norte. La mayoría de los centros parásitos corresponden a conos de escoria y ceniza, y alguno de ellos han emitido lava. Existen dos excepciones, la primera Hanga o Tea el cual está construido por numerosos flujos de lava y Rano Raraku el que corresponde a un cono de toba, lugar conocido como "*la cantera de los Moais*" (Baker P. E., 1967).

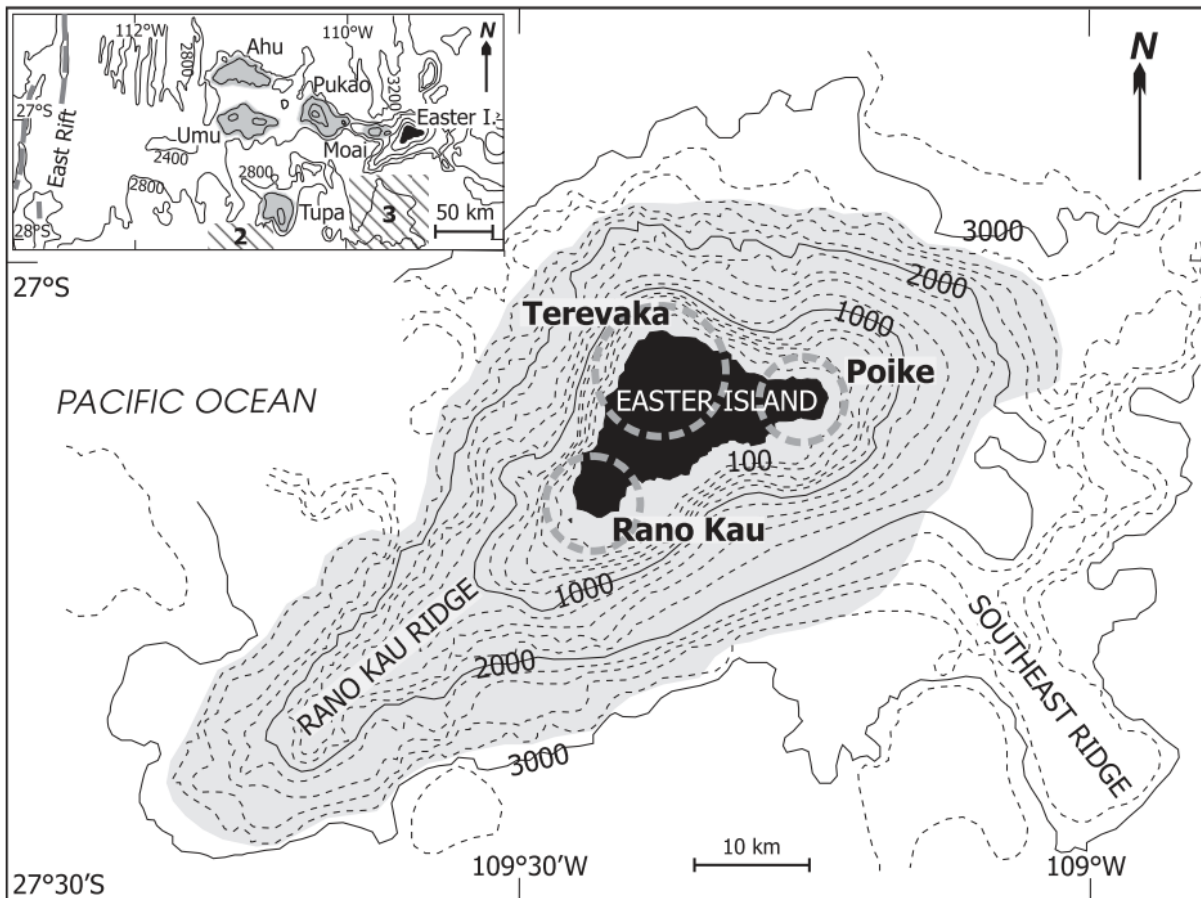


Figura 3-1: Mapa batimétrico de las estructuras submarinas del Complejo Volcánico de Isla de Pascua. En la esquina superior izquierda se ilustra el fondo oceánico entre la Isla de Pascua y la Microplaca de Pascua, con líneas diagonales negras se muestran las anomalías magnéticas del fondo oceánico. Extraído de Vezzoli y Acocella (2009).

La Isla de Pascua está construida principalmente por lavas con una gran variedad composicional, desde toleitas transicionales (toleitas y toleitas de olivino) a rocas más diferenciadas como hawaitas, traquitas y riolitas (Kaneoka y Katsui, 1985 y las referencias mencionadas). La última actividad eruptiva corresponde al flujo de lava Roiho hace 0.11 Ma (Vezzoli y Acocella, 2009).

3.2 Contexto geodinámico

La Isla de Pascua se ubica sobre la Placa de Nazca, en el extremo oeste de la Cadena Volcánica de montes submarinos de Pascua, y cercana a la Dorsal del Pacífico Oriental, la última, rodeando la Microplaca de Pascua (Figura 1-1), que se caracteriza por ser uno de los bordes de placas divergentes cuya tasa de expansión es la más rápida del planeta (Ray et al., 2012).

La Placa de Nazca se destaca por presentar cuatro hotspot activos (Ray et al., 2012), donde el hotspot de Pascua - Salas posee cuatro de las cinco características definidas por Courtillot et al. (2003) para las localidades ubicadas sobre plumas mantélicas (Foulger, 2010). Se observa una progresión de edades hacia el este (de 1.4 Ma a 30 Ma)

lo que es consistente con la polaridad de Brunhes o inversión Brunhes – Matuyama, evento que tuvo lugar hace 0.73 Ma.

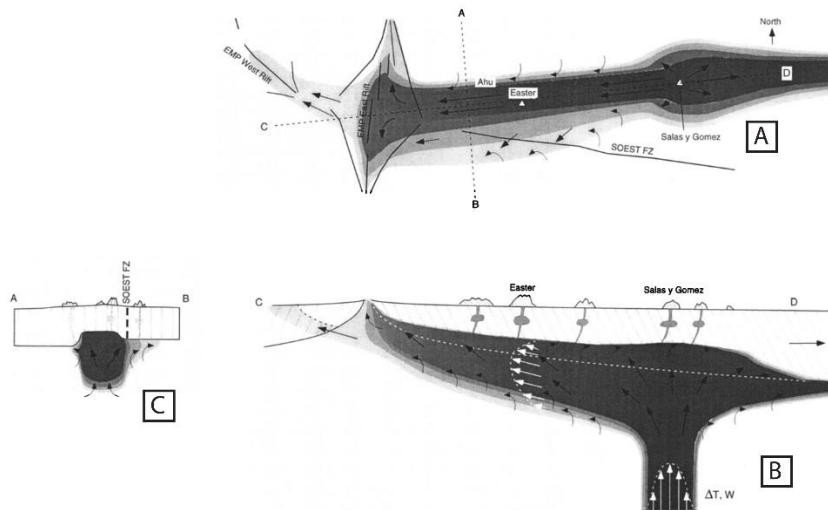


Figura 3-3: Modelo esquemático del hotspot de Pascua ubicado al oeste de la Isla de Pascua y de la Dorsal del Pacífico Este bajo la isla de Salas y Gómez. En A se observa una vista en planta, en B una sección E-W y en C una sección N-S. Las flechas señalan las direcciones de flujo del material asociado a la pluma mantélica. Extraído de Kingsley y Schilling (1998).

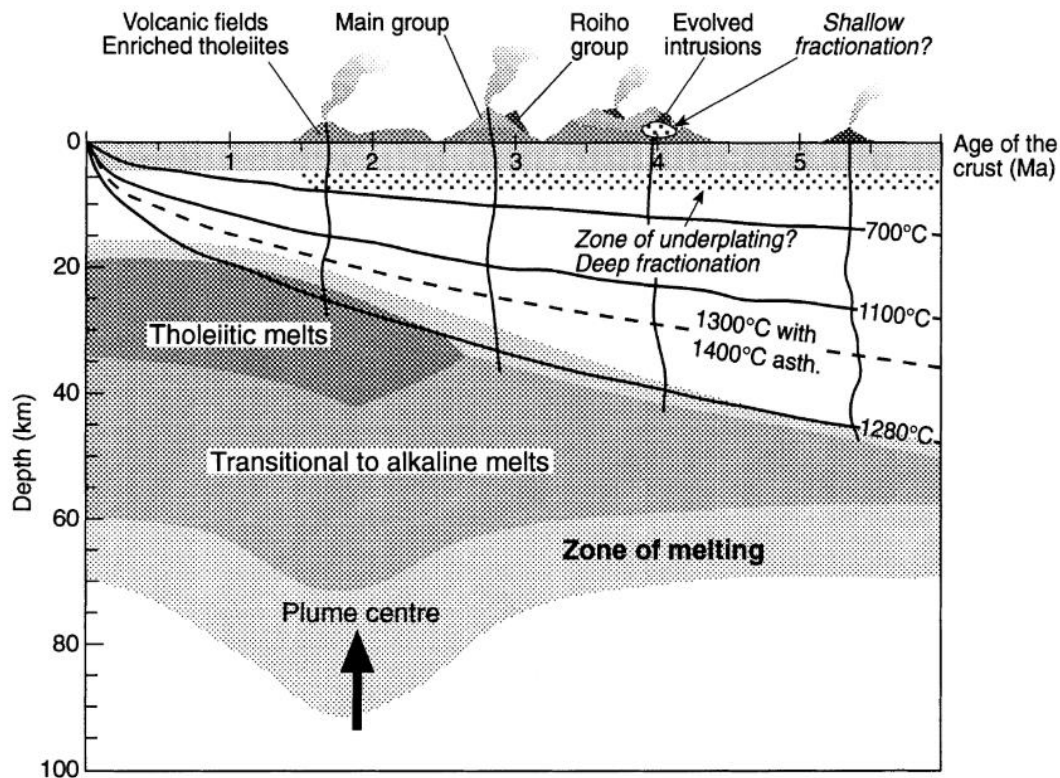


Figura 3-4: Modelo esquemático de la evolución petrogenética del hotspot de Pascua. Extraído de Haase et al. (1997).

Montelli et al. 2006 presentan un catálogo de tomografías de frecuencias fina construidas a partir de modelos de velocidad de onda S para confirmar la existencia de plumas

mantélicas profundas debajo de hotspots conocidos, una de ellas siendo Isla de Pascua. De acuerdo con los resultados obtenidos por los autores (Figura 3-5) la pluma se extiende hasta los 1000 km de profundidad, atenuando su señal bajo este límite, pero aún reconocible en dirección N-NE de la isla en el límite manto - núcleo, lo que es consistente con las alta razón $^3\text{He}/^4\text{He}$ (Foulger, 2010). La misma imagen también se muestra la señal asociada a la pluma de Juan Fernández, también reconocible hasta los 1000 km, pero en contraste, la señal no es lo suficientemente fuerte para ser reconocida debajo de esta profundidad por los modelos utilizados para concluir sobre el origen profundo de la pluma.

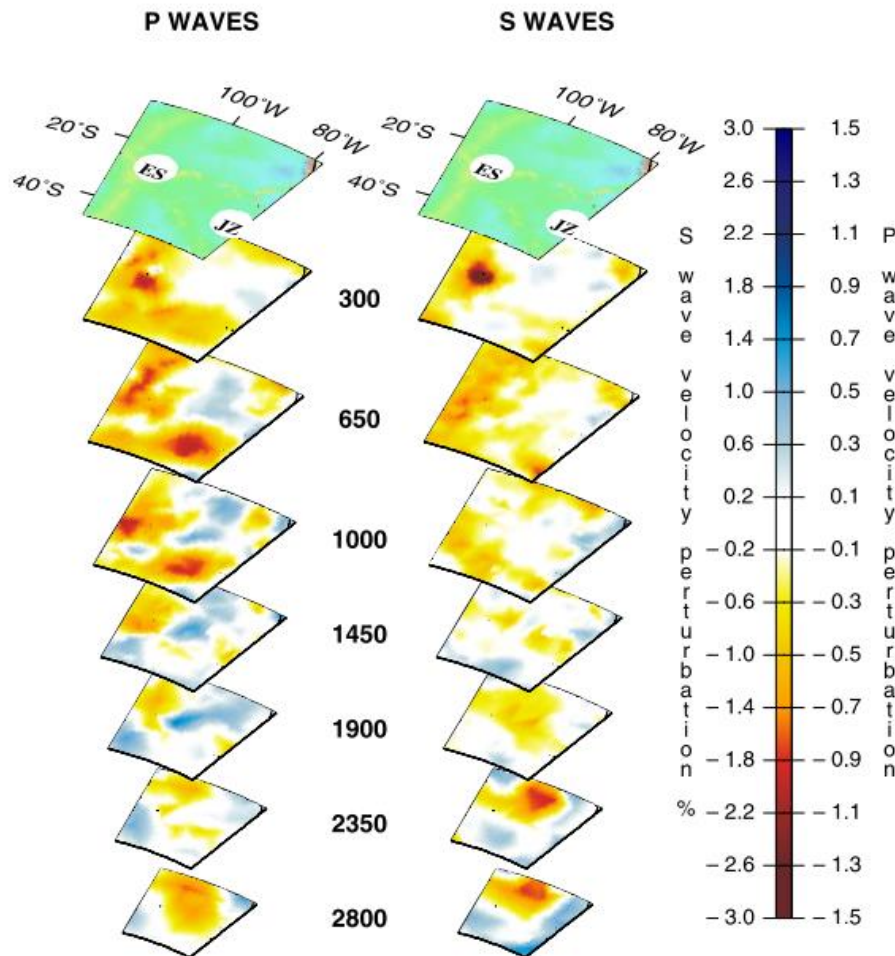


Figura 3-5: Vista tridimensional de la pluma mantélica asociada al volcanismo de Isla de Pascua (ES) y Juan Fernández (JZ). Recuperado de Montelli et al. (2006).

3.3 Interacción hotspot – dorsal

A través del estudio de las razones isotópicas promedio de $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$, Hanan y Schilling (1989) destacan la disminución progresiva de Pb radiogénico al aumentar la distancia desde Salas y Gómez (Figura 3-6), lugar en donde se encontraría el hotspot asociado a al volcanismo. Los autores proponen que la composición intermedia observada en Isla de Pacua se origina a partir de una mezcla entre la pluma mantélica y los magmas deprimidos provenientes del rift.

Esta idea es retomada en investigaciones posteriores, dentro de las cuales destacan los trabajos de Kingsley y Schilling (1998), Kingsley R. et al. (2002, 2007), mediante un exhaustivo análisis considerando variaciones isotópicas de Pb, Nd, Sr, Hf y elementos traza padre-hijo (Th, U, Pb, Rb, Sr, Sm, Nd, Lu and Hf). Los autores demuestran que existe una mezcla binaria entre la pluma de Salas y Gómez, la cual es rica en isótopos radiogénicos, con un componente mantélico empobrecido a medida que fluye hacia la Dorsal del Pacífico Oriental, a lo largo de un canal sublitosférico a la latitud de la Microplaca de Pascua.

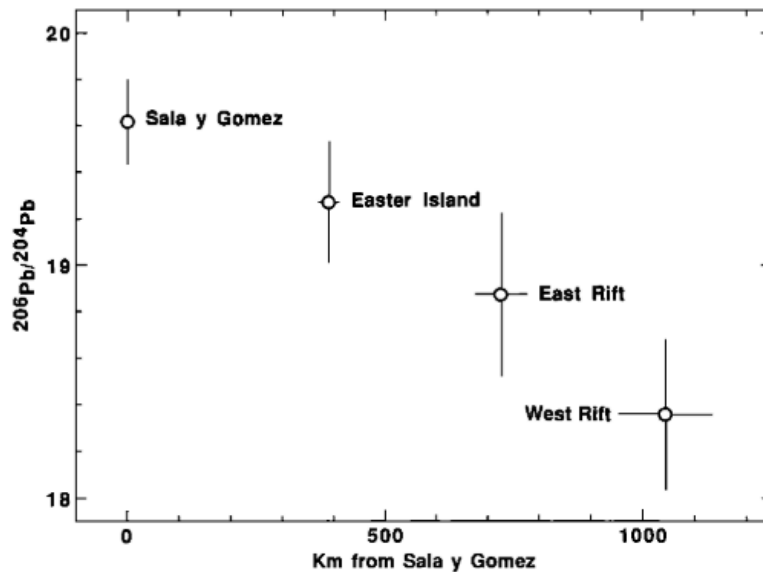


Figura 3-6: Concentración $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ promedio para basaltos pertenecientes a la Isla Salas y Gómez, Isla de Pascua y los rifts oriental y occidental de la Microplaca de Pascua en función a la distancia desde la Isla Salas y Gómez. Recuperado de Hanan y Schilling (1989).

En la Figura 3-7 se presentan las variaciones de $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$, La/Sm, MgO y de espesor cortical a lo largo de la Cadena Volcánica de Pascua y la Microplaca de Pascua, variaciones que son consistentes con lo observado por Hanan y Schilling (1989). Adicionalmente, se presenta un modelo esquemático que refleja la interacción entre el flujo proveniente del hotspot y la dorsal. Kingsley R. et al. (2002) proponen que el material proveniente de la pluma mantélica, cuyo origen deriva del manto profundo, es atraído hacia la Microplaca de Pascua a lo largo de una litósfera con un espesor que disminuye hacia el este, resultado de la flotabilidad de la pluma y de la Dorsal Oriental del Pacífico actuando como sumidero. La mezcla propuesta por los autores ocurriría en la parte superficial del manto superior. El modelo propuesto complementa el presentado por Kingsley y Schilling (1998, Figura 3-3).

Las evidencias geoquímicas que respaldan la interacción entre la pluma de Salas y Gómez y la Dorsal Oriental del Pacífico se sintetizan en el trabajo de Kingsley et al. (2007), investigación que considera mediciones de razones isotópicas de Hf, Nd, Sr; concentraciones de elementos traza padre – hijo de 111 muestras de basaltos y vidrios pertenecientes a la Cadena Volcánica Salas y Gómez – Pascua; centros de expansión de la Microplaca de Pascua y la Dorsal Oriental del Pacífico; en adición a mediciones

citadas de trabajos anteriores. En la Figura 3-8 se presenta la ubicación de donde las muestras fueron obtenidas.

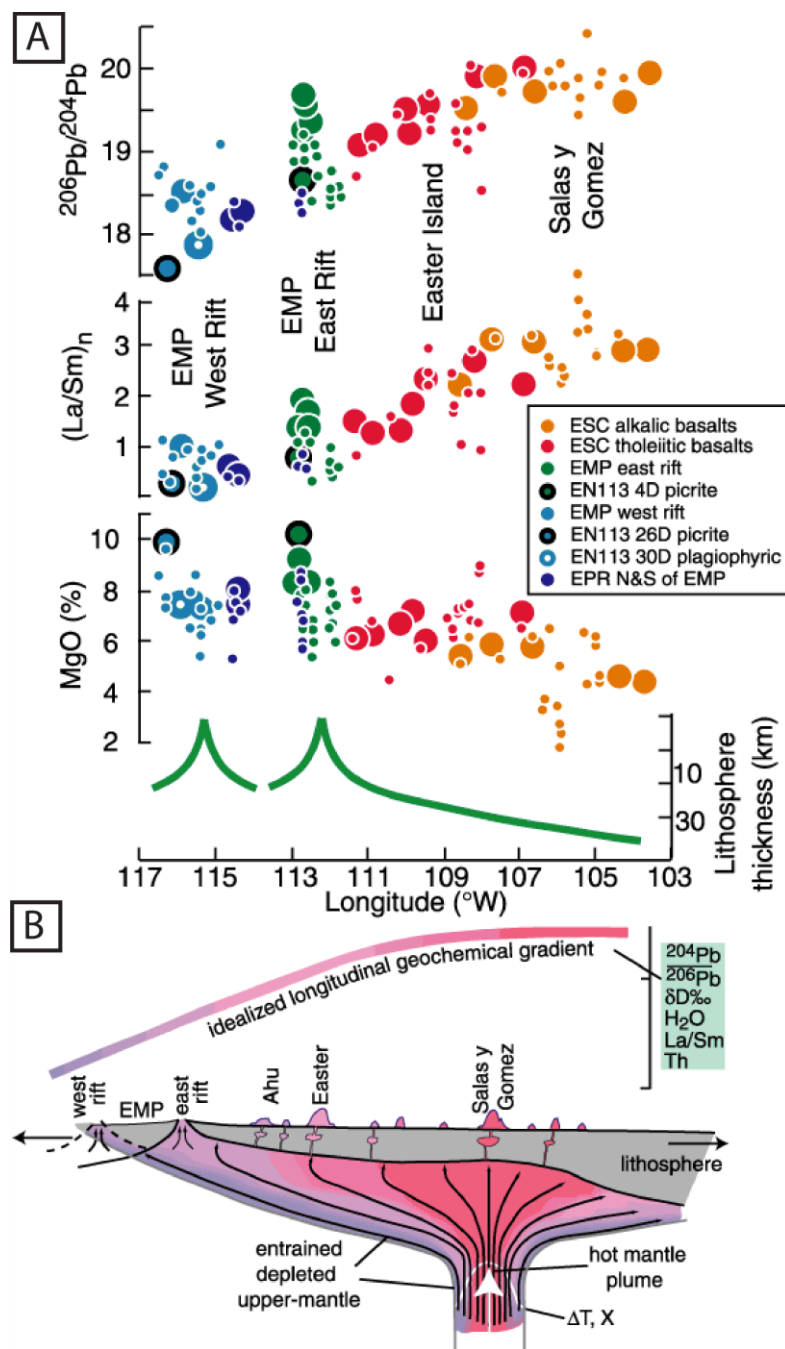


Figura 3-7: Variación longitudinal de $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$, La/Sm normalizado al condrito, contenido de MgO y espesor cortical entre la Microplaca de Pascua y la Cadena Volcánica Salas y Gómez. Modificado de Kingsley et al. (2002).

En la Figura 3-9 se observan las variaciones longitudinales de las razones isotópicas de Pb, Sr, Nd y Hf, se logra apreciar que los valores de $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ y $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ disminuyen al alejarse del hotspot, mientras que las razones de Hf y Nd aumentan, comportamiento que es consistente con una progresiva disminución en la participación del componente enriquecido en la mezcla al aumentar la distancia desde el centro de emisión (Kingsley et al., 2007).

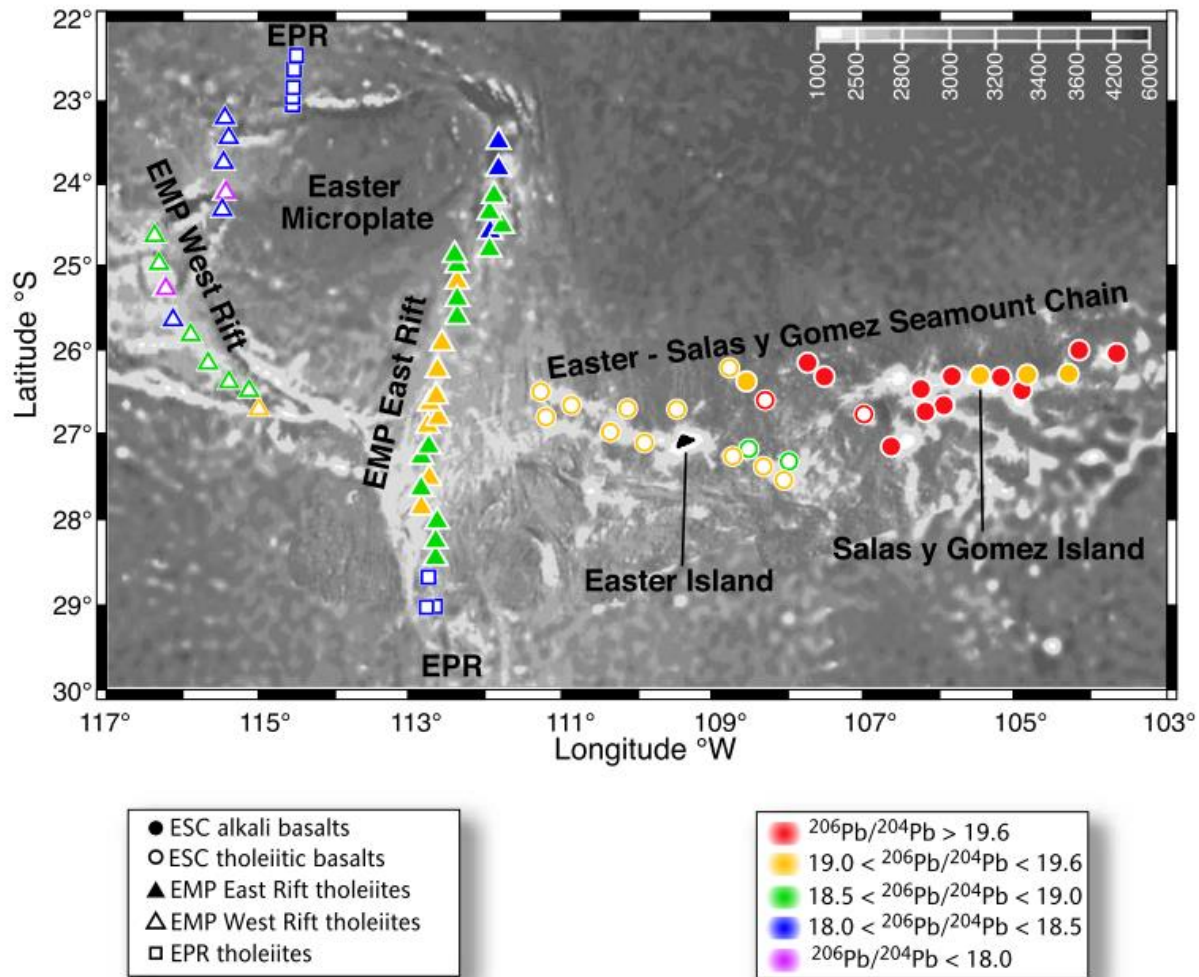


Figura 3-8: Estaciones de extracción de muestras a lo largo de la Microplaca de Pascua y la Cadena Volcánica de Salas y Gómez utilizadas por Kingsley R. et al. (2007) para el estudio de la interacción del hotspot asociado al volcanismo de Salas y Gómez – Pascua con la Dorsal del Pacífico Oriental. La ubicación, simbología y colores serán las consideradas para las figuras a continuación. Extraído de Kingsley et al. (2007).

Las razones isotópicas de las muestras analizadas son presentadas en la Figura 3-10, es posible observar una correlación lineal con $r=1$; donde r es igual a n_y/n_x , con n_x como la concentración de la razón de elementos en el eje x y n_y como el valor de la variable en el eje y ; en las concentraciones de $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ y $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ (Figura 3-10.A). Esta relación implica que la fuente alimentadora de la pluma mantélica es homogénea con respecto al Pb. En las Figura 3-10.B a Figura 3-10.G se destaca una mayor dispersión en las razones isotópicas, pero respetando una tendencia lineal.

Al considerar las razones isotópicas de Nd y Hf (Figura 3-11) las muestras asociadas a la Isla Salas y Gómez (puntos rojos) quedan por sobre el límite definido para HIMU y además de superar y quedar por debajo de los componentes C y FOZO. Trabajos previos han propuesto que HIMU, C y FOZO serían resultado del reciclaje de corteza oceánica alterada mediante subducción (Kingsley et al., 2007 y las referencias mencionadas), por lo que es posible que la pluma mantélica de Salas y Gómez presente el mismo origen (Kingsley et al., 2002). Los autores proponen que otra posible fuente para el hotspot

corresponde a una mezcla entre HIMU y pequeñas cantidades de EM-1, con la condición de que la mezcla sea efectiva y se logre antes de que alcance el manto superior debajo de la Isla Salas y Gómez, un ejemplo de lo anterior correspondería al reciclaje de corteza oceánica con una pequeña fracción de sedimento oceánico.

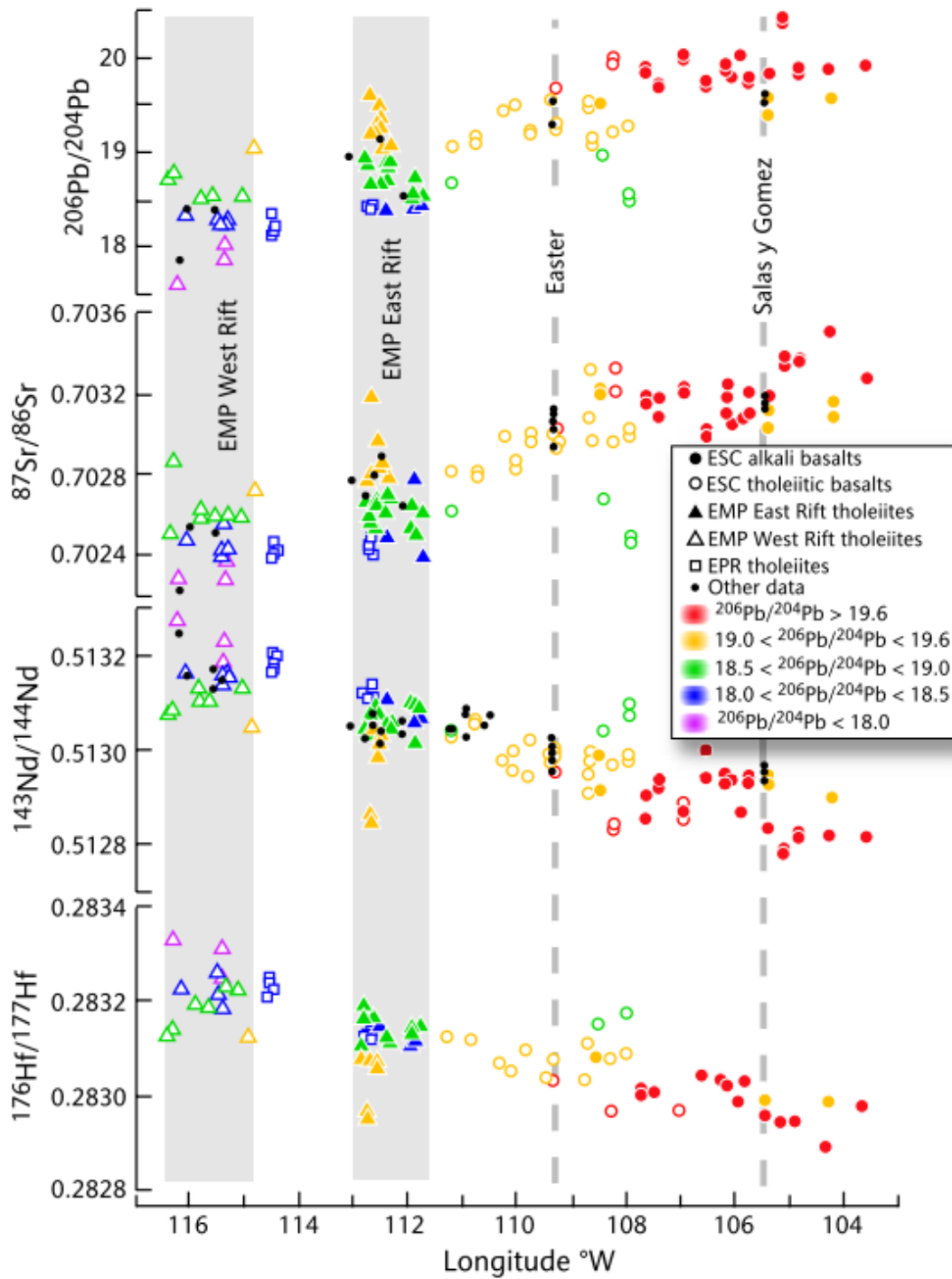


Figura 3-9: Gradientes longitudinales de los radios isotópicos de las muestras de la Cadena Volcánica de Salas y Gómez – Pascua, en conjunto con las zonas de dorsal occidental y oriental de la Microplaca de Pascua y la Dorsal del Pacífico Oriental. Recuperado de Kingsley et al. (2007).

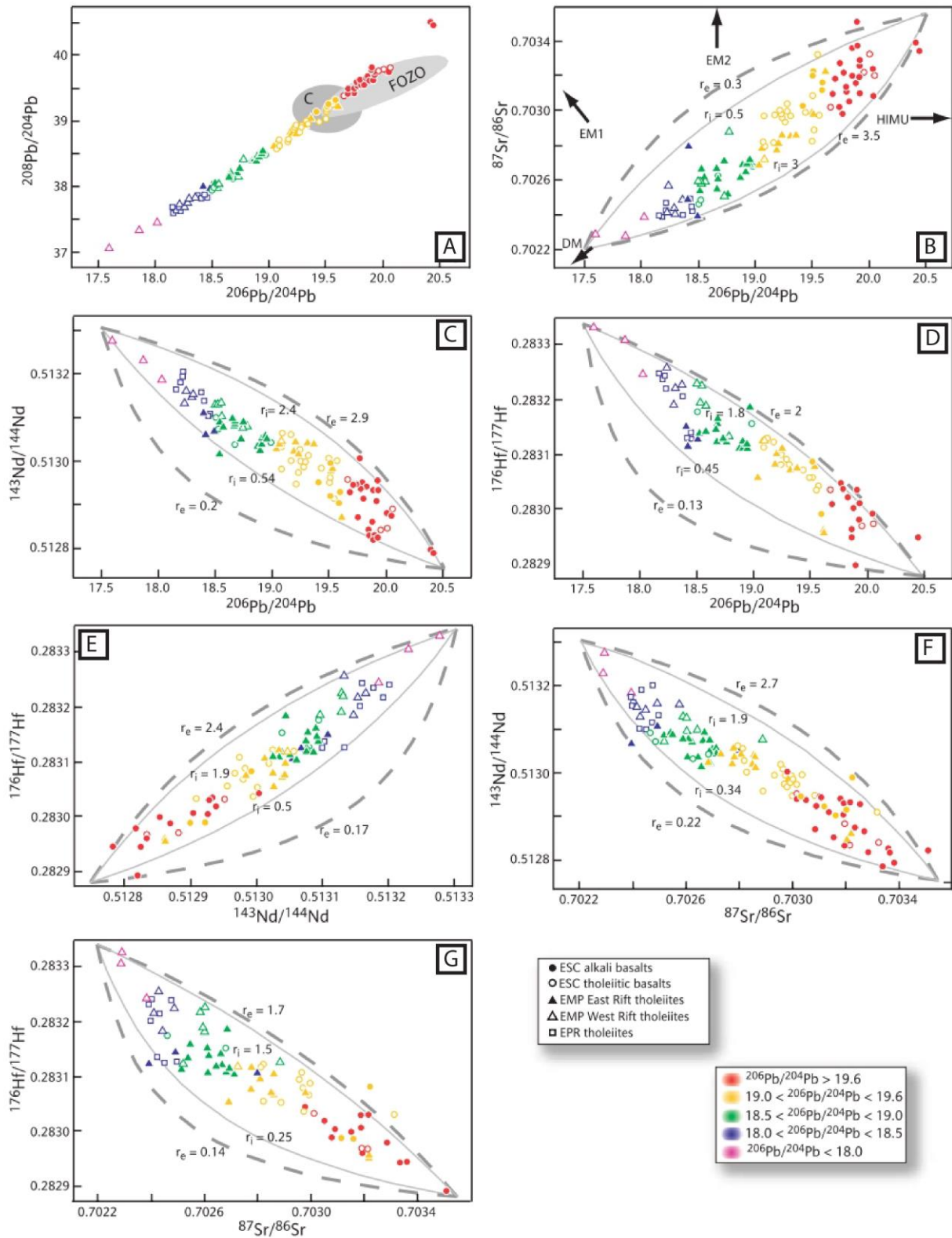


Figura 3-10: Razones isotópicas radiogénicas para basaltos de Cadena Volcánica de Salas y Gómez – Pascua, en conjunto con las zonas de dorsal occidental y oriental de la Microplaca de Pascua y la Dorsal del Pacífico Oriental. Modificado de Kingsley et al. (2007).

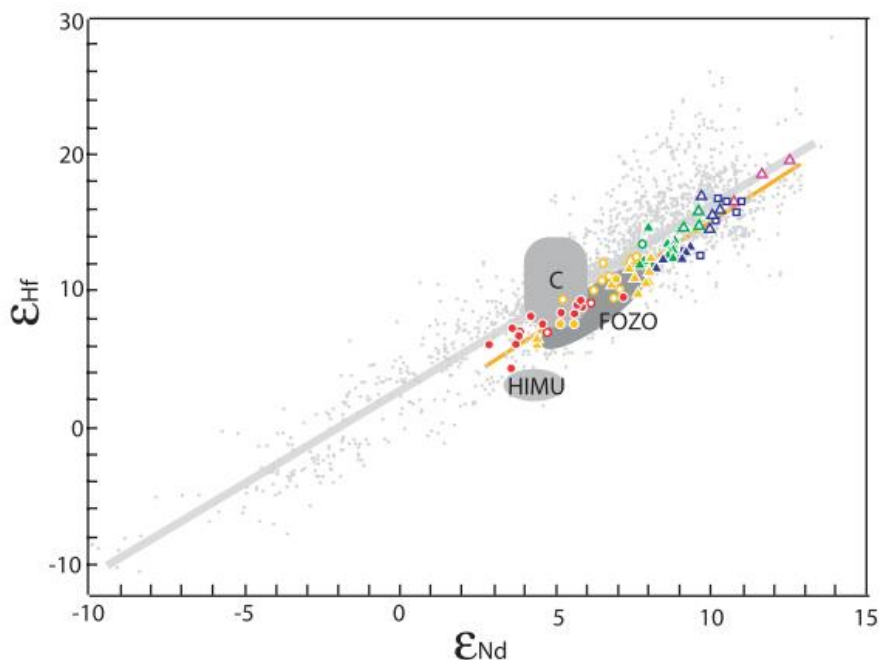


Figura 3-11: Diagrama de ϵ_{Hf} vs ϵ_{Nd} para las muestras asociadas a la Microplaca de Pascua y la Cadena Volcánica de Salas y Gómez (en símbolos rellenos), adicionalmente se muestra el componente C del manto, HIMU (basaltos de Santa Helena) y FOZO, el último campo de acuerdo con la redefinición de Stracke y Hofmann (2005). Recuperado de Kingsley et al. (2007).

Tomando en cuenta los análisis isotópicos provistos por Kingsley et al. (2002, 2007) se logra poner en evidencia una interacción entre la pluma y la dorsal. En el marco de esta investigación, se considerará el modelo más actual que contempla la interacción entre ambas fuentes, el cual corresponde al propuesto por Kingsley et al. (2007) y no así modelos similares a los de Haase et al. (1997), ya que no logran explicar las variaciones isotópicas y geocronológicas identificadas en la cadena volcánica. Lo anterior implica que el hotspot asociado al volcanismo de la Isla de Pascua se encuentra cercano a la Isla Salas y Gómez y además, la fuente asociada es el resultado de la interacción entre la pluma mantélica y la Dorsal del Pacífico Este.

3.4 Geología

Los mapas geológicos de González-Ferrán et al. (2004, Figura 3-12) y de Vezzoli y Acocella (2009, Figura 3-13) son diferentes propuestas que intentan explicar la geología y la evolución de la Isla de Pascua. En la Figura 3-12 se presenta el mapa geológico para el Complejo Volcánico Isla de Pascua cuyo foco principal está en el mapeo de los flujos de lavas de las fases áreas asociadas a los volcanes Rano Kau, Poike y Terevaka. En él se destaca el mapeo y reconocimiento de cuatro grupos volcánicos asociados al volcán Terevaka: el grupo Terevaka, Hiva Hiva, Tangaroa y Rano Aroi, donde los últimos dos corresponden a actividades fisurales. El grupo volcánico Terevaka se presenta en colores amarillos, verdes y rosados en la cima del volcán asociado a basaltos toleíticos y hawaítas y los grupos Hiva Hiva, Tangaroa y Rano Aroi se presentan en la gama de colores morados a azules, los cuales abarcan un rango composicional más amplio, llegando hasta mugeritas e incluyen los conos monogenéticos de ceniza y escoria.

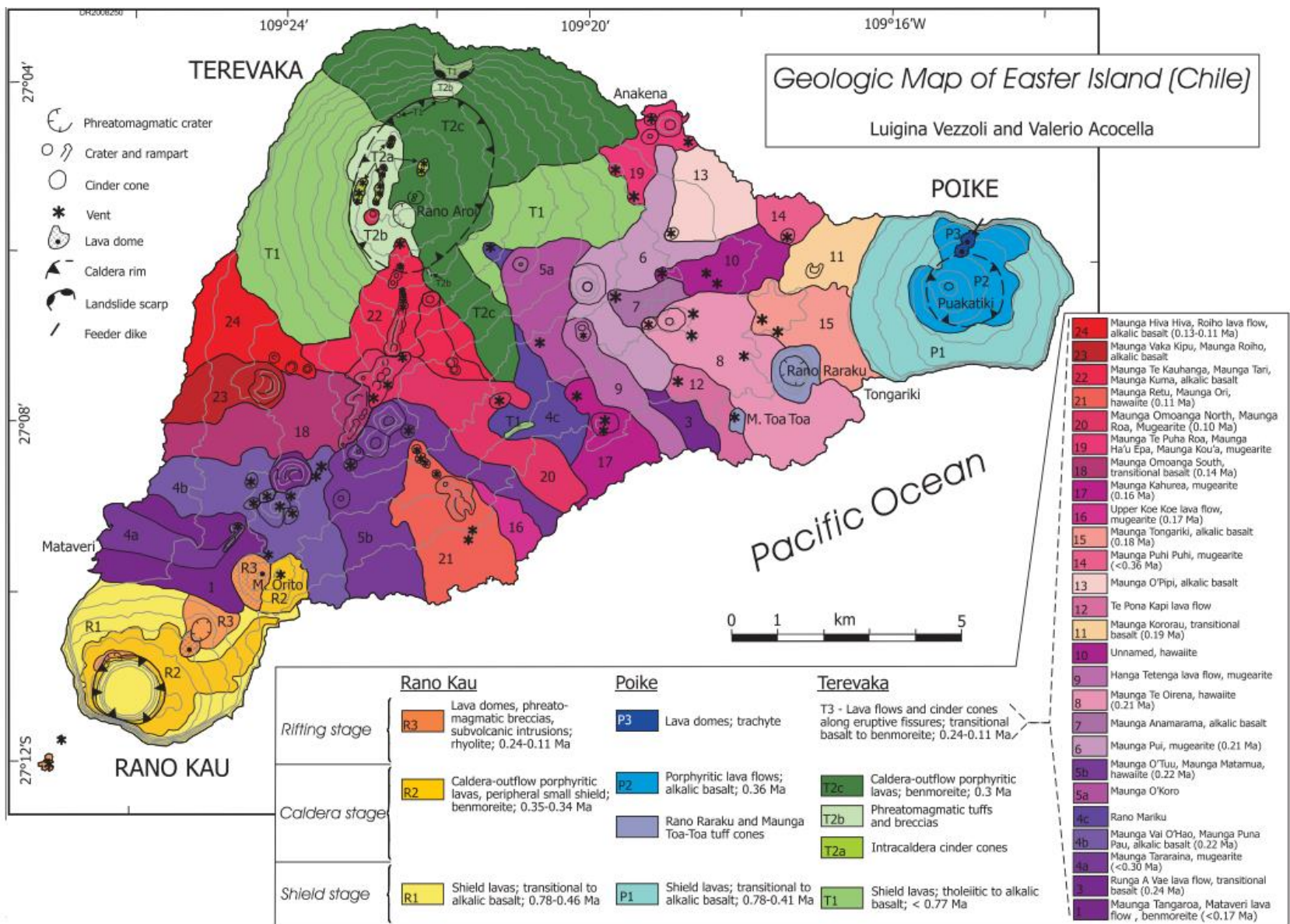


Figura 3-13: Mapa geológico de la Isla de Pascua (Chile). Recuperado de Vezzoli y Accocella (2009).

El mapa propuesto por Vezzoli y Acocella (2009) (Figura 3-13) tiene por objetivo representar algunas de las fases distinguidas en las islas oceánicas definidas para Hawái y reconocidas por los autores en Isla de Pascua. En los volcanes Rano Kau y Poike se utiliza la gama de colores amarillo – anaranjado y celeste – azul para señalar las fases escudo, caldera y fisural. En el volcán Terevaka se ocupa la gama de colores del verde para la etapa de escudo y en colores morados a rojos la etapa fisural. Ambos mapas coinciden casi en su totalidad en lo que respecta a las unidades mapeadas y los flujos de lavas asociados a los diferentes centros eruptivos.

A continuación se detallarán las fases evolutivas para los tres volcanes de la Isla de Pascuas definidas en la literatura. En el caso de los volcanes Rano Kau y Poike se utilizará como base las unidades definidas por Sepúlveda (2015) y para el volcán Terevaka, se presentarán tanto la propuesta de Vezzoli y Acocella (2009) como la definida por González-Ferrán (2004) en su mapa.

3.4.1 Volcán Poike

3.4.1.1 Fase escudo

Unidad formada por basaltos con distinguibles diferencias tanto composicionales como texturales, desde basaltos afaníticos, < 10% de vesículas y con alto contenido de minerales en la base, hasta basaltos porfíricos y vesiculares de olivino hacia el techo. Esta fase es distinguible en todo el acantilado del volcán (Figura 3-14) con un espesor máximo de 160 m. En el sector sur del acantilado, se reconocen niveles de lavas intercaladas con escorias, donde las últimas se acuñan hacia los lados, el espesor de las lavas comienza con 60 cm aproximadamente en la base y aumenta hacia la cima del acantilado, alcanzado espesores de hasta 4 metros. Los niveles de escoria tienen espesores variables.

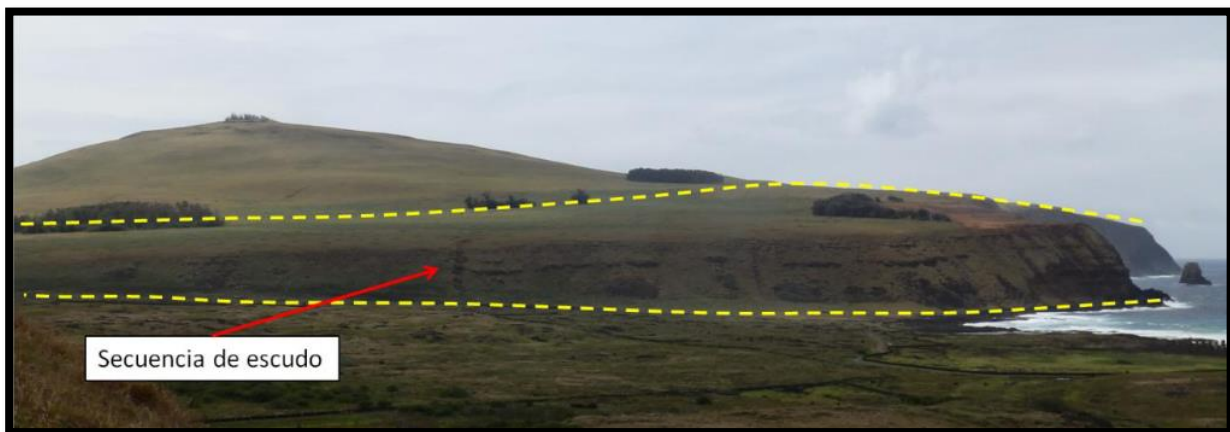


Figura 3-14: Secuencia de lavas pertenecientes a la fase escudo del volcán Poike. Extraída de Sepúlveda (2015).

3.4.1.2 Cono Puakatiki

Unidad formada por basalto de olivino. Esta fase puede ser observada en la ladera del volcán por un cambio de pendiente (Figura 3-15) en su cima presenta un pequeño cráter

de 130 m de diámetro en cuyo borde se observan basaltos altamente alterados y fragmentados en una zona con abundante cubierta vegetal

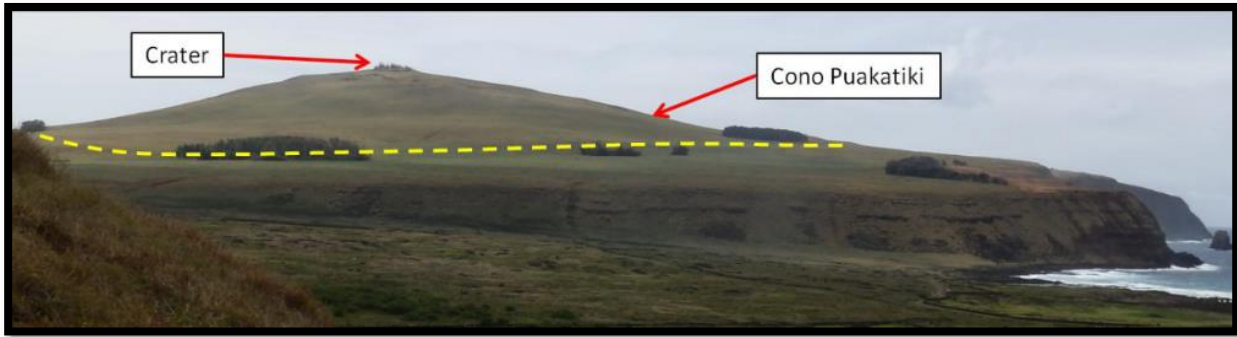


Figura 3-15: Cono Puakatiki en el volcán Poike. Extraída de Sepúlveda (2015).

3.4.1.3 Domos traquíticos

Compuestos por traquitas. Esta unidad involucra a los domos ubicados en la ladera norte del volcán Poike: Maunga Vai a Heva, Maunga Tea Tea y Maunga Parehe, el primero de 230 m de diámetro y una altura de 50 metros, el segundo de 200 metros de diámetro y 35 metros de elevación y el tercero con una elevación de 25 metros y un diámetro de 150 metros el cual destaca de los anteriores por encontrarse en gran parte erosionado, como se puede observar en la Figura 3-16.

En Maunga Vai a Heva se reconocen enclaves de basaltos en traquitas, bastantes alterados.



Figura 3-16: Maunga Parehe, Maunga Tea Tea y Maunga Vai a Heva, domos de la fase domos traquíticos. Extraída de Sepúlveda (2015).

3.4.1.4 Rano Raraku y Maunga Toa Toa

Conocido como la cantera de los Moais, corresponde a un cono de toba (Figura 3-17), en particular tobas vítreas cuya matriz se encuentra fuertemente alterada por la interacción con el agua de mar. Las tobas observadas en el sector se destacan por la abundante

presencia de fragmentos líticos. Maunga Toa Toa es también un cono de toba muy similar a Rano Raraku, ubicado a 4 km al SW de este cono parásito (Gioncada et al., 2010).



Figura 3-17: Rano Raraku. Fotografía por José Vinés.

3.4.2 Volcán Rano Kau

3.4.2.1 Fase escudo

Unidad compuesta por basaltos afaníticos y vesiculares. Puede ser observada en el acantilado del volcán cuyo espesor alcanza los 250 metros (Figura 3-18), y está formada por intercalaciones de lavas y niveles escoriáceos. En la base se observan lavas compactadas de espesores decimétricos a métricos, con acuñaamientos locales. Los niveles de escorias poseen una marcada variación de espesor lateral, pasando en un mismo estrato de 2 m a 20 cm, en algunos casos con forma lenticular.

El techo de esta unidad es accesible por la caldera, formado por lavas de mayor espesor (2 m a 4 m).

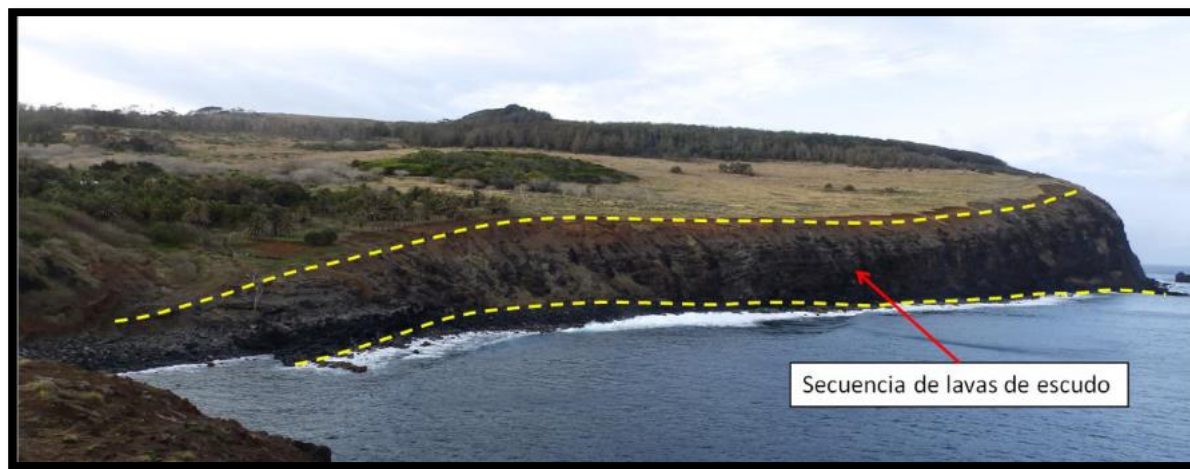


Figura 3-18: Acantilado del volcán Rano Kau en el que se observa la fase escudo atribuida al volcán. Extraída de Sepúlveda (2015).

3.4.2.2 Fase de traquiandesitas

Unidad formada principalmente por benmoritas de textura afanítica. Estas lavas se disponen de manera concordante por sobre la fase escudo (Figura 3-19) y son reconocibles en los acantilados y dentro de la caldera.

Al interior de la caldera se observa una transición de lavas vesiculares en la base a rocas masivas en el techo, las cuales desarrollan de manera local un fracturamiento en forma de laja.



Figura 3-19: Afloramiento de traquiandesitas en contacto con la fase escudo. Extraída de Sepúlveda (2015).

3.4.2.3 Fases ácidas

Fase asociada a los domos, cráteres e islotes del volcán Rano Kau, en particular a Maunga Orito, el cráter y domo Te Manavai y los islotes Motu Nui, Motu Iti y Motu Kao Kao (Figura 3-20). Corresponden a riolitas de textura afanítica y obsidianas.

El cráter de Te Manavai tiene una forma circular de diámetro de 400 metros cubierto por abundante vegetación, los pocos afloramientos rocosos se destacan por la abundante presencia de obsidiana. El domo Te Manavai se ubica al SW del cráter en el que se reconocen riolitas y niveles de obsidiana.

El domo Maunga Orito se divide en dos secciones por una hendidura en la parte central, según González-Ferrán et al. (2004) ambas partes corresponden a un domo riolítico, pero según Vezzoli y Acocella (2009), la parte este es un domo que se formó antes que el domo Maunga Orito y es de composición benmorítica.

Por último, los islotes Motu Nui, Motu Iti y Motu Kao Kao fueron descritos por los autores mencionados anteriormente como islotes de composición riolítica y no presentan la estratificación observada en la fase escudo.



Figura 3-20: Islotes riolíticos de arriba a abajo: Motu Nui, Motu Iti y Motu Kau Kau. Fotografía propia.

3.4.3 Volcán Terevaka

En la Figura 3-21 se puede observar una vista panorámica al volcán Terevaka y los centros eruptivos secundarios.



Figura 3-21: Vista panorámica desde la cima del volcán Poike hacia los volcanes Terevaka y Rano Kau. Recuperada de Acocella (2021).

3.4.3.1 Unidades definidas por Vezzoli y Acocella (2009)

Según Vezzoli y Acocella (2009) se reconocen tres grandes unidades; fase escudo, fase caldera y fase fisural, las cuales concuerdan con la evolución de isla oceánica hawaiana y serán descritas a continuación.

- A. Fase escudo:** Corresponde a una secuencia de lavas dispuestas con una pendiente de 6° a 11° y afloran en los flancos E y W del edificio volcánico. Las partes distales del flujo corresponden a lavas afaníticas en comparación a las ubicadas cercanas al cráter, caracterizadas por contener fenocristales de plagioclasa. Corresponden a basaltos toleíticos a alcalinos.

- B. Fase caldera:** Posterior al colapso de caldera propuesto por los autores, cuya dimensión se estima de ~4 km por 2.8 km en una forma elíptica (Figura 3-22). Está rellena por material volcánico (conos de ceniza orientados NNE – SSW, tobas y brechas freatomagmáticas y benmoritas altamente porfídicas).
- C. Fase fisural:** Fase reconocida en el sector central del volcán asociada a flujos de lava de tipo pahoehoe y lineamientos de conos de ceniza y escoria. Las lavas pertenecientes a esta unidad abarcan un extenso rango composicional, desde basaltos toleíticos, hasta benmoritas. Se reconocen más de 100 centros eruptivos, donde la mayoría están alineados y definen fisuras eruptivas, orientadas principalmente en dirección NE-SW a NNE – SSW y de manera subordinada en dirección WNW – ESE.

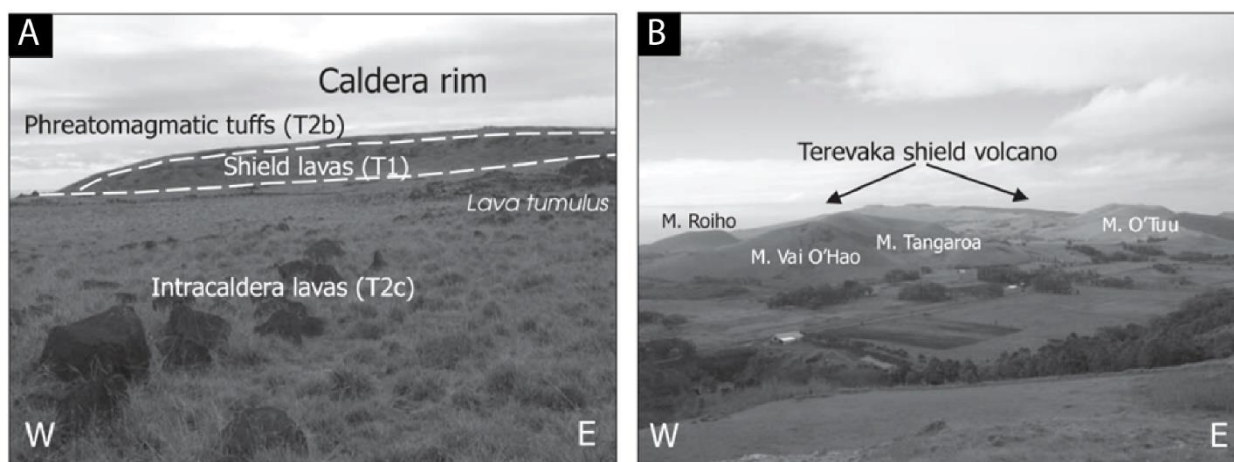


Figura 3-22: En A se muestra el borde de la caldera del volcán Terevaka, junto a los depósitos de unidades aledañas. En B se destaca la fase escudo del volcán Terevaka junto con conos asociados a centros eruptivos secundarios. Recuperada de Vezzoli y Acocella (2009).

3.4.3.2 Unidades definidas por González-Ferrán et al. (2004)

Los autores reconocen para el volcán Terevaka cuatro grandes agrupaciones, divisiones que reflejan tanto el aspecto geocronológico, como la actividad tectónica y/o volcanismo fisural descrito por el autor. Estas unidades serán descritas a continuación.

- A. Grupo volcánico Terevaka:** Corresponden a los primeros productos efusivos emitidos por el volcán, el autor reconoce tres unidades: TE1, TE2 y TE3. La primera corresponde a la actividad eruptiva central y los principales depósitos corresponden a lavas de tipo pahoehoe, cordadas y aa, caracterizado por basaltos toleíticos y hawaitas. Luego de una actividad tectónica que generó un fracturamiento de rumbo E-W y N70°W resultando en la reactivación de la actividad eruptiva, a través de una fractura fisural de ~5 km de longitud en dirección N16°E (TE2 y TE3). Los productos de los conos asociados a la fisura corresponden a basaltos de olivino, basaltos toleíticos de olivino y hawaitas.
- B. Grupo volcánico Tangaroa:** Corresponden a los 7 flujos o ciclos eruptivos ubicados en la ladera sur del volcán, desde Maunga Kuma al sector oriente de Maunga Orito, productos de una fisura con orientación N16°E a N°30E. Los

nombres asignados por el autor a estos flujos coinciden con el centro emisor de mayor magnitud y corresponden a: Tangaroa- Puna Pau, Tararaina, O'Tuu, Vakakipu, Omo Hanga, Koe Koe y Te Kauhanga o Varu. Se reconocen lavas pahoehoe, aa, depresiones cratéricas, conos cinericios, entre otros. Las lavas son principalmente hawaitas, con basaltos de olivino y mugearitas subordinadas.

En esta etapa ocurre la erupción submarina del Volcán Hanga Oteo. La columna de tefra respectiva se depositó en parte en el sector norte de la isla y en el volcán Poike. Dicha erupción sería la gatillante de subsidencias en el sector NE del volcán Terevaka, lo que habría llevado a un fracturamiento en arco y fuertes deslizamientos en el sector de Hanga Oteo y Vaitea.

- C. Grupo Rano Aroi:** El volcanismo asociado a este grupo tiene lugar posterior a las subsidencias descritas en la etapa anterior. La zona de fisura principal tiene una longitud de 9 km en dirección N64°E y un segundo tramo de 3 km con orientación N18°E. El autor reconoce 8 ciclos, nombrados al igual que el caso anterior, haciendo alusión al centro eruptivo mayor. Estos corresponden a: Rano Aroi, M¹. Pui, M. Anamarama, M. Kororau, M. O'Kro, M. O'Pipi, M. Puko Puhi-Puhi y Tongariki. Se identifican 57 cráteres y conos, con rasgos geomorfológicos frescos, cuya composición es principalmente toleítica de olivino muy porfírica, hawaitas y mugearitas.
- D. Grupo Hiva Hiva:** Corresponden a las erupciones más recientes, el conjunto Anakena – Ovahe y Hiva Hiva. Estos depósitos son lavas túneles de composición basáltica de olivino.

3.4.4 Volcanismo fisural

En los tres volcanes de la isla se pueden reconocer fisuras eruptivas, las cuales tuvieron lugar en las últimas etapas del volcanismo (Figura 3-23). En el caso del Rano Kau, se reconocen fisuras orientadas en dirección NE-SW, a modo de continuación de la Dorsal Rano Kau. Para el volcán Poike, Vezzoli y Acocella (2009) proponen que los domos traquíticos, Maunga Vai a Heva, Maunga Tea Tea y Maunga Parehe, dispuestos en orientación ENE – WSW se emplazarían en la misma dirección que la dorsal submarina al este de la isla, por consiguiente, las fisuras de ambos volcanes estarían relacionadas con la morfología de la dorsal.

El volcán Terevaka es un poco más complejo, ya que presenta dos grandes agrupaciones de centros eruptivos secundarios, NE-SW a NNE – SSW y de manera subordinada en dirección WNW – ESE, Vezzoli y Acocella (2009) atribuyen que las fisuras NNE-SSW, serían al igual que en el caso del Rano Kau, un reflejo de la dirección de propagación de la dorsal. En cambio, la fisura que une a este volcán con Poike, sería resultado de la interacción de los mismos edificios volcánicos.

¹ M.: Maunga

3.5 Petrografía

Análisis petrográficos de la Isla de Pascua han sido reportados en las publicaciones de Clark (1975), Haase et al. (1997) y Sepúlveda (2015). En trabajos como el de Gioncada et al. (2010), asociados al estudio de los Moais, se presentan descripciones de tobas de Rano Raraku.

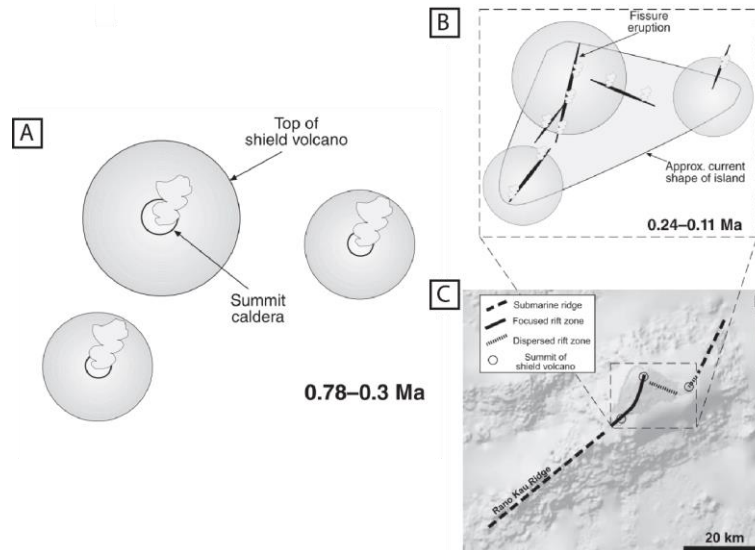


Figura 3-23: Evolución esquemática de la sección emergida de la isla de Pascua. Modificado de Vezzoli y Acocella (2009).

En esta sección se presentará un resumen de la mineralogía y texturas identificadas por los autores previamente mencionados, agrupadas de acuerdo con las fases volcánicas propuestas González-Ferrán et al. (2004) para el volcán Terevaka y las descritas por Sepúlveda (2015) para los volcanes Poike y Rano Kau.

Déruelle et al. (2002) presenta descripciones generales de rocas de la Isla de Pascua, junto con la descripción particular de una traquita del volcán Poike. No serán incluidas en las subsecciones a continuación, ya que se desea caracterizar cada una de las etapas eruptivas de los tres volcanes de la isla y el autor no provee de la ubicación específica de dichas muestras.

3.5.1 Volcán Rano Kau

De acuerdo a lo descrito por Sepúlveda (2015), la fase escudo esta representada por basaltos afaníticos, con un variable contenido de vesículas (5 al 25%) y escasos fenocristales de plagioclasa (1%) inmersos en una masa fundamental intergranular compuesta por microlitos de plagioclasa, clinopiroxeno y opacos. En algunos ejemplares es posible reconocer microlitos de olivinos. Clark (1975) menciona una muestra con un contenido de fenocristales de plagioclasa mayor al 20% (EH29), pero al igual que Sepúlveda (2015), la mayoría de las muestras descritas contienen un porcentaje de fenocristales menor al 5%. El bajo contenido de cristales y rocas con alta vesicularidad también es mencionado por Haase et al. (1997).

La fase de traquiandesitas es definida, en su mayoría, por traquiandesitas hialopilítica, en la que se reconocen escasos fenocristales de plagioclasas (< 1%) y minerales opacos. Se destaca un bandeamiento en el vidrio.

En cuando a las fases ácidas, Sepúlveda (2015), describe riolitas afaníticas con microlitos de plagioclasa (< 7%), ferromagnesianos (1%) y circón (< 1%) en un masa fundamental vitria (80%). Se reconocen, localmente, texturas micropoiquilíticas en cuarzo anhedral con inclusiones de plagioclasa. Adicionalmente, se estudió una muestra de obsidiana extraída del domo Te Manavai en la que se identifican esferulitas dentro del vidrio.

3.5.2 Volcán Poike

Sepúlveda (2015) reconoce diferencias texturales y mineralógicas entre las muestras ubicadas en la base y el techo del acantilado. Las rocas desde la base corresponden a basaltos afaníticos, vesiculares (10%) con una masa fundamental intergranular compuesta por microlitos de plagioclasa, clinopiroxeno y opacos, en cambio, las rocas asociadas al techo de la unidad son basaltos porfíricos, presentan un mayor porcentaje de vesículas (25%) y con fenocristales de plagioclasa euhedrales, ocasionalmente zonados. Adicionalmente, también presentan microfenocristales de olivino pseudomorfizados a iddingsita, se reconocen texturas cumulo porfírica (plagioclasa, olivinos) y glomeroporfírica (plagioclasa + olivino) y dentro de la masa fundamental intergranular, se identifican microlitos de olivino.

Lo anterior, coincide con lo descrito por Haase et al. (1997). En el trabajo de Clark (1975) dos muestras difieren a las características antes mencionadas; EH307 y 17732, recuperadas de la base del acantilado; el autor describe basaltos porfíricos, donde parte de estos fenocristales son de olivino (< 5%).

Las muestras del Cono Puakatiki corresponden a basaltos de olivino porfíricos, vesiculares (20%) y con una masa fundamental intergranular. Los fenocristales son principalmente plagioclasas y de manera subordinada olivinos. Se reconocen texturas glomeroporfíricas (plagioclasa + olivino) y algunos ejemplares de plagioclasas muestran zonaciones, fracturas e inclusiones de clinopiroxeno, circón y opacos. Los olivinos se encuentran pseudomorfizados a iddingsita y algunos de ellos muestran coronas de reacción de clinopiroxeno (Clark, 1975, Sepulveda, 2015).

Los domos traquíticos son definidos por Sepúlveda (2015) como traquitas de textura porfíricas, con fenocristales de anortoclasa, plagioclasa y olivinos alterados a iddingsita y en cuya masa fundamental se desarrollan textura micropoiquilíticas (cuarzo anhedral con inclusiones de feldespato).

Por último, descripciones realizadas por Sepúlveda (2015) en muestras de Rano Raraku, caracterizan a esta unidad como tobas con abundantes fragmentos de pómez y líticos básicos, vesiculares y con algunas amigdalas rellenas, parcial o totalmente, de calcita. Lo anterior coincide con lo descrito por Gioncada et al. (2010), la autora mencionada que además de carbonatos, las amigdalas también están rellenas por ceolitas.

3.5.3 Volcán Terevaka

Las descripciones petrográficas de este volcán se restringen a las muestras analizadas por Clark (1975) y Haase et al. (1997).

La fase escudo se define en base a las descripciones de Clark (1975), unidad que corresponde a basaltos (incorrectamente caracterizados como hawaitas por el autor, 48.3 a 50.8 wt% SiO₂ anhidro) afaníticos, con una masa fundamental intergranular y levemente vesiculares.

El Grupo Volcánico Tangaroa estaría representado por basaltos levemente porfíricos (principalmente <5%) y afaníticos. En cuanto a la mineralogía de los fenocristales, estos corresponden a plagioclasa y olivino, en el caso de la masa fundamental, se suma clinopiroxeno y opacos.

Las rocas de diferentes flujos asociados al Grupo Rano Aroi corresponden a basaltos tanto afaníticos y como porfíricos. En las muestras EC322, EH122 y EC385 se reconocen fenocristales de plagioclasas zonados (Clark, 1975)

Finalmente, el Grupo Hiva Hiva, se caracteriza basaltos porfíricos y afaníticos con una masa fundamental intergranular compuesta por plagioclasa, olivino, clinopiroxeno y opacos. Haase et al. (1997) señala que estos basaltos son vesiculares (15 – 40 %)

3.6 Geocronología

La evolución temporal de la Isla de Pascua ha sido un tema de investigación desde el trabajo de Clark (1975). En esta investigación el autor plantea tres etapas en el volcanismo de la isla detallada en la Figura 3-24, volcanismo que comienza con la formación del volcán Poike. Este volcán poseería dos episodios de formación, el primero entre 2.5 y 1.9 Ma, seguido por un periodo de inactividad y erosión marina, de duración de 1 a 1.6 Ma y un segundo periodo, contemporáneo a la formación y evolución del volcán Rano Kau, por aproximadamente 0.5 Ma. Finalmente, luego de un segundo periodo de erosión e inactividad de ambos volcanes, se da paso a la formación de un nuevo volcán, el volcán Terevaka, el cual culmina su actividad con la extrusión de lavas de Roiho.

En trabajos más recientes, como el de Vezzoli y Acocella (2009), plantean que el volcanismo ocurre en dos etapas, la primera con el desarrollo de la fase escudo de los volcanes Rano Kau, Poike y Terevaka y una actividad de fisuras con orientación preferencial NNE – SSW a NE – SW en la cima y flanco de los volcanes, ambos procesos separados por un periodo de erosión. En la Figura 3-25 (izquierda) se presenta la distribución de volúmenes eruptados para cada volcán durante la formación del complejo volcánico de Isla de Pascua y una compilación de edades radiométricas publicadas hasta la fecha de lavas de la isla (derecha).

Con respecto a la evolución geológica y temporal para los volcanes Poike y Rano Kau, Sepúlveda (2015) plantea dos posibles modelos, los cuales difieren en la presencia o no de una cámara magmática intermedia. Ambos señalan que la formación y desarrollo de

los volcanes fue coetánea e independiente, donde se evidencian procesos de mezcla y cristalización fraccionada.

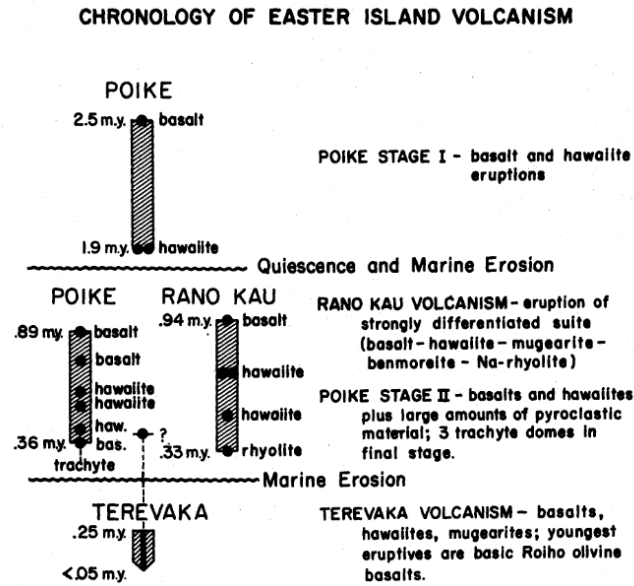


Figure 16. Chronology of Easter Island volcanism.

Figura 3-24: Cronología del volcanismo de Isla de Pascua. Extraída de Clark (1975).

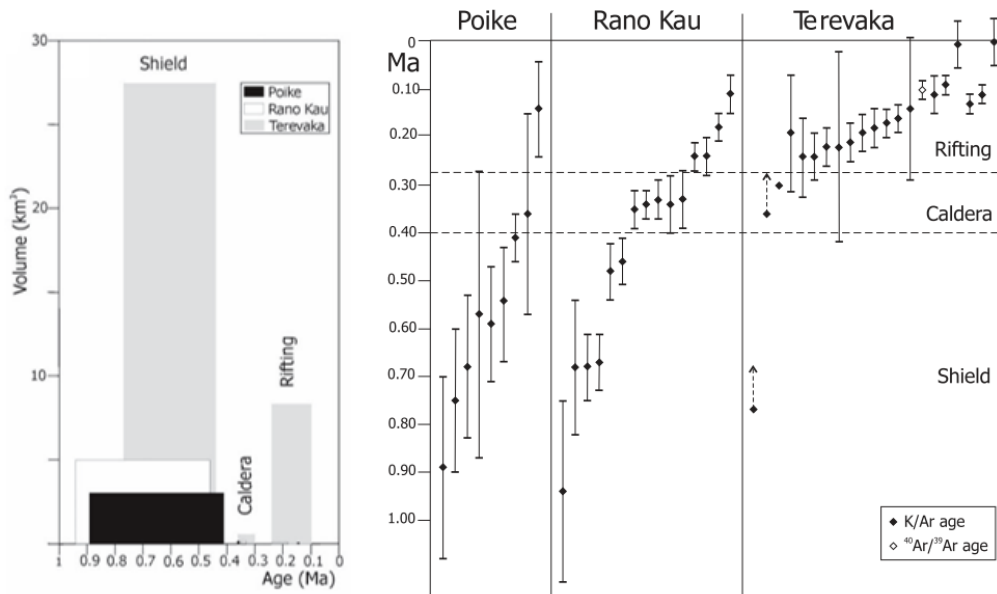


Figura 3-25: Distribución de los volúmenes estimados para los volcanes Rano Kau, Poike y Terevaka y Diagrama de edades radiométricas publicadas de lavas de Isla de Pascua. Recuperado de Vezzoli & Acocella (2009).

En el caso del primer modelo (Figura 3-26.A y Figura 3-26.B) se plantea que ambos volcanes poseen cámaras alimentadas de manera independiente y en un segundo modelo (Figura 3-26.C, Figura 3-26.D y Figura 3-26.E) se propone la existencia de una cámara magmática intermedia en la cual ocurre una diferenciación del magma primitivo y el magma residual migra a cámaras superficiales e independientes para cada volcán.

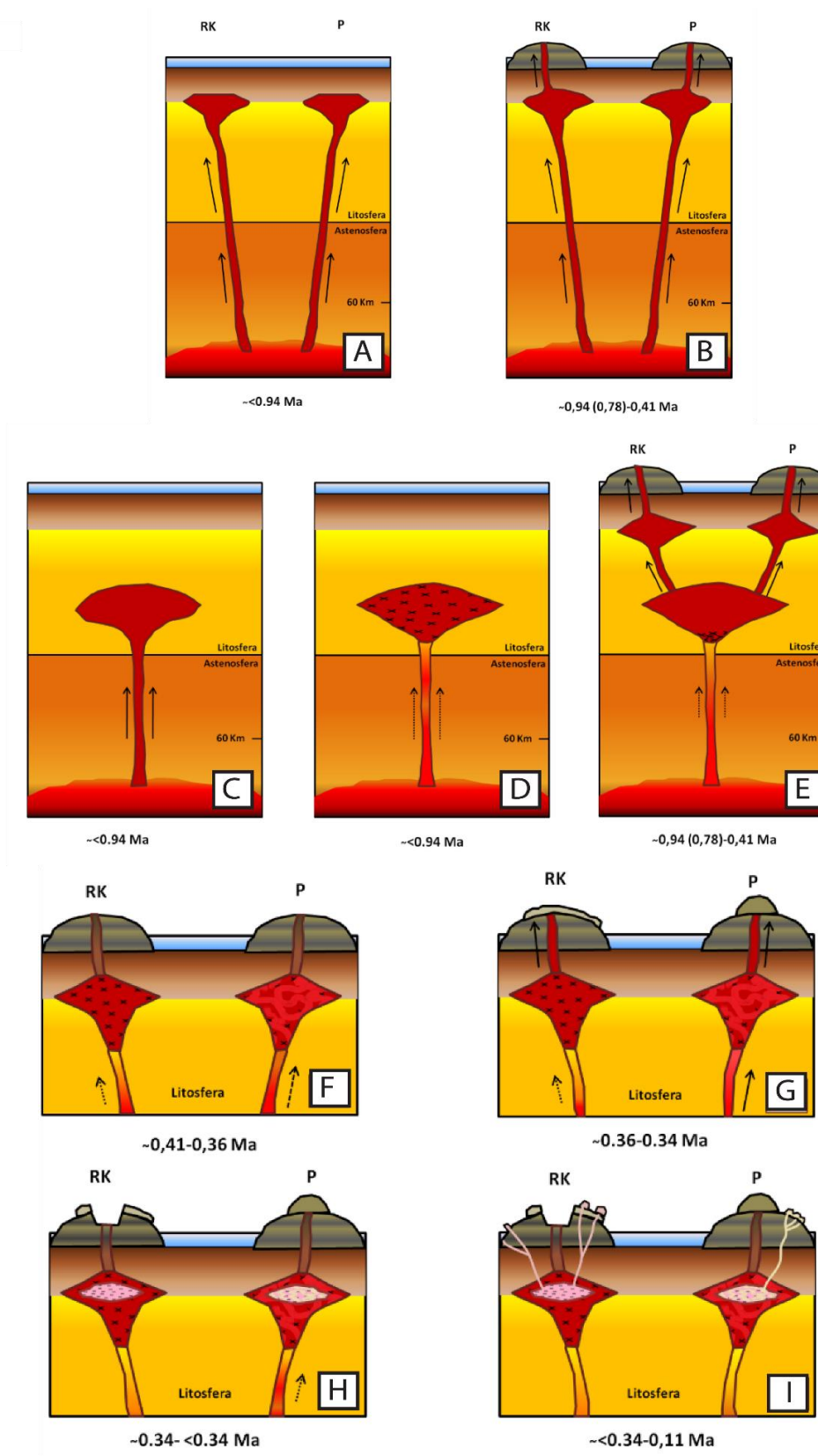


Figura 3-26: Modelos de evolución magmática para los volcanes Rano Kau y Poike. Modelo 1: A y B, los fundidos que dan origen a los volcanes son independientes. Modelo 2: C, D, y E, los fundidos de ambos volcanes son consecuencia

Con respecto a la evolución geocronológica, en las Figura 3-26.E a Figura 3-26.I se incluye el rango temporal de cada una de las etapas descritas por el autor. En una primera instancia, entre 0.94 ± 0.19 Ma (Clark, 1975) y 0.46 ± 0.05 Ma (Miki et al., 1998) tiene lugar el desarrollo de la fase escudo del volcán Rano Kau, en el caso del volcán Poike, la fase escudo comienza a los 0.89 ± 0.19 Ma (Clark y Dymond, 1977) y culmina a los 0.41 ± 0.05 (Clark, 1975), lo que indica que el desarrollo de las fases escudo en ambos volcanes es casi coetánea.

Luego de esta etapa, ambos volcanes sufren procesos de diferenciación independientes, para el Rano Kau, se observa un periodo de inactividad entre los 0.46 ± 0.05 Ma a los 0.35 ± 0.04 Ma (Miki et al. 1998) tiempo durante el cual habría ocurrido cristalización fraccionada en la cámara magmática. La erupción de la fase de traquiandesitas tiene lugar entre 0.35 ± 0.04 Ma y 0.34 ± 0.03 (Miki et al. 1998) gatillada posiblemente por la inyección de pequeños cuerpos magmáticos. Posterior a esta fase se produce el colapso de la caldera del volcán y da paso, después de un posible periodo de inactividad (no consistente con las edades publicadas) al desarrollo de las fases ácidas entre 0.34 ± 0.6 Ma y 0.11 ± 0.04 (Miki et al. 1998).

Para el volcán Poike, se reconoce un periodo de inactividad entre 0.41 ± 0.05 Ma y 0.36 ± 0.21 Ma (Clark, 1975), periodo en el cual se piensa que ocurren procesos de cristalización y mezcla de magmas. A los 0.36 ± 0.21 Ma se produce el pulso de lavas asociado a la construcción del Cono Puakatiki, actividad que termina a los 0.14 ± 0.10 Ma (Miki et al. 1998), posterior a esta edad ocurre el volcanismo asociado a la formación de los domos traquíticos. En el caso de los conos de toba de Rano Raraku y Maunga Toa Toa, se establece una edad mínima de 0.21 Ma.

3.7 Geoquímica

El rango composicional de las rocas de Isla de Pascua se presenta en el diagrama TAS (*Total alkalis vs silica diagrama*; Le Bas et al., 1986 en Le Maitre et al., 2005, Figura 3-27) construido en base a la compilación de la química de elementos mayores realizada por Vezzoli y Acocella (2009), en él se puede identificar que las rocas de este complejo volcánico corresponden principalmente a lavas básicas con cantidades menores de productos de composición intermedia a ácida. Otra propiedad que se destaca en el diagrama es que las muestras quedan por sobre la línea divisoria de la serie alcalina y subalcalina, lo que refleja una afinidad alcalina a transicional en las rocas. Lo último se contradice a lo propuesto por Gioncada et al. (2010) donde clasifica a los basaltos de la isla como basaltos transicionales y raramente alcalinos y a su vez con lo expuesto por Sepúlveda (2015) cuyos análisis geoquímicos (TAS, diagrama AFM (Irvine y Baragar, 1971) y norma CIPW (Cross et al., 1912)) resultan en una clasificación de afinidad subalcalina y toleítica para los volcanes Rano Kau y Poike.

En los diagramas bivariantes de MgO vs la concentración de elementos mayores (Figura 3-28) realizado por Haase et al. (1997) se puede observar que para Al_2O_3 , TiO_2 , FeO_T ,

P₂O₅ y CaO incrementan en concentración o se mantienen constantes para un MgO entre un 5 wt% y 8 wt%. Para un porcentaje en peso de MgO menor al 5%, se observa una disminución en la concentración, principalmente en TiO₂, CaO y en FeO_T lo cual puede atribuirse a la cristalización de fases como olivino, clinopiroxeno, plagioclasa y/o óxidos de Fe-Ti.

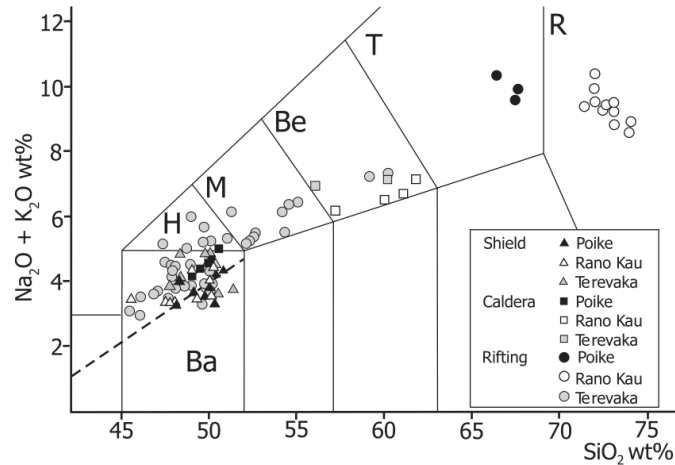


Figura 3-27: Diagrama TAS para las muestras con análisis de elementos mayores. Compilación realizada por Vezzoli y Acocella (2009).

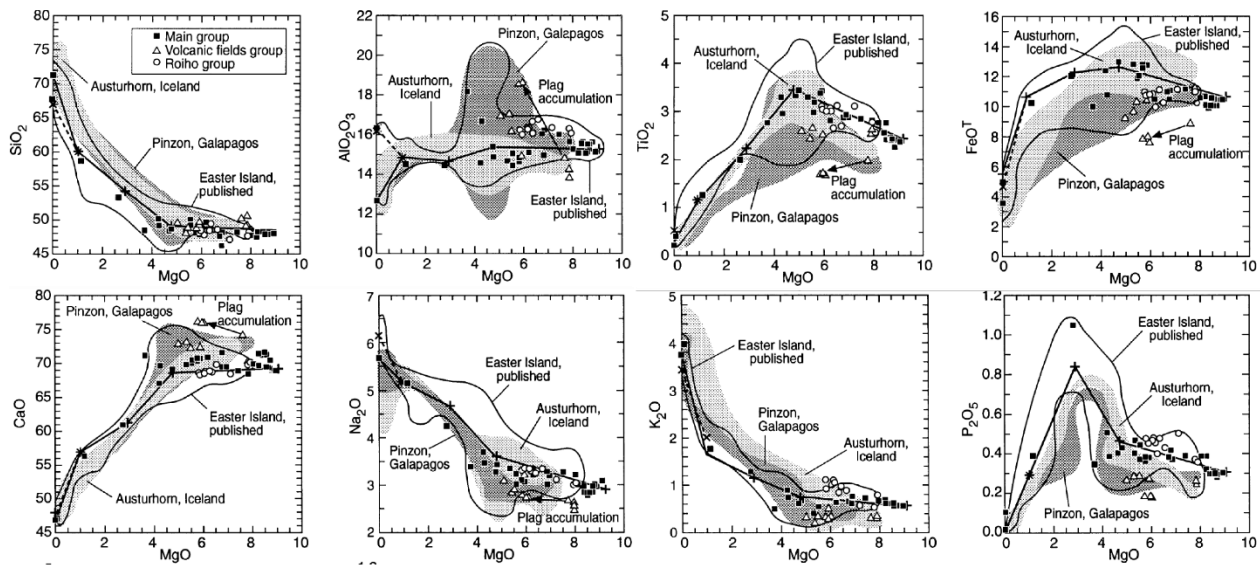


Figura 3-28: Diagramas de bivalentes de MgO vs óxidos de elementos mayores para muestras de la Isla de Pascua y alrededores. Modificado de Haase y otros (1997).

Con respecto al patrón de elementos trazas, en la Figura 3-29 se aprecia que los basaltos presentan anomalías negativas de K y en rocas más evolucionadas se destacan anomalías negativas de Sr, P y Ti. Se observa un enriquecimiento general con respecto al manto primitivo. Al analizar el patrón de tierras raras (Figura 3-30) se vuelve a observar el enriquecimiento con respecto al manto primitivo, pero se aprecian anomalías negativas tanto de Ce como de Eu.

Finalmente, estudios geoquímicos de rocas volcánicas de la Dorsal del Pacífico Oriental, de la Isla de Pascua y de montes submarinos asociados a la *Easter Seamount Chain* sugieren un origen a partir de la mezcla entre MORB y manto enriquecido, este último atribuido a la pluma mantélica (Vezzoli y Acocella, 2009 y las referencias mencionadas).

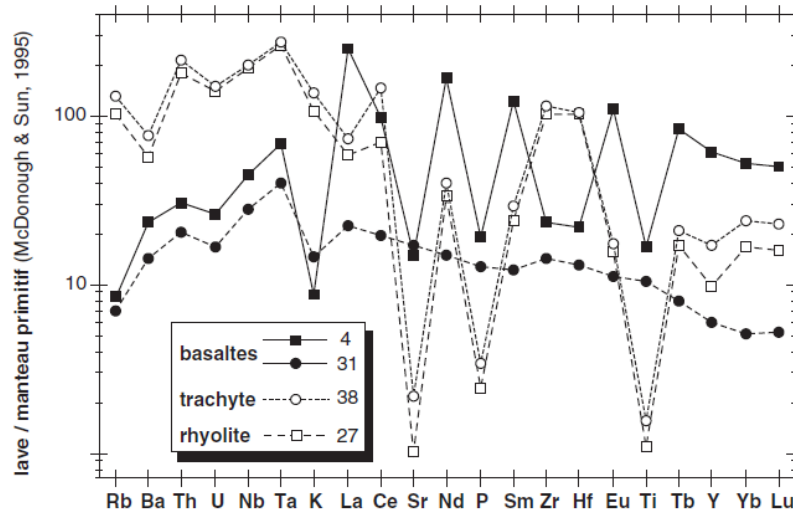


Figura 3-29: Diagrama Spider para elementos traza para muestras de la Isla de Pascua. Extraída de Déruelle (2002).

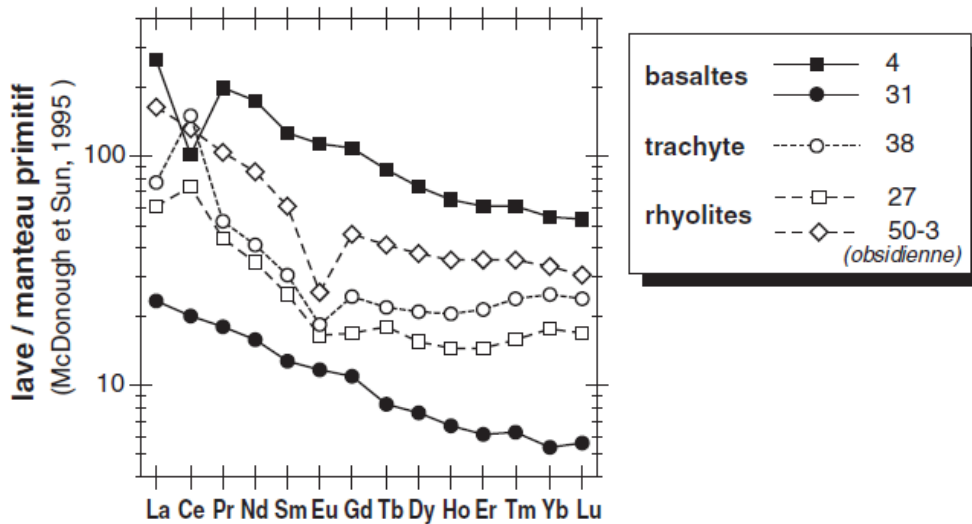


Figura 3-30: Patrón de tierras raras para muestras de la Isla de Pascua. Extraída de Déruelle (2002).

4 Metodología

4.1 Campañas de campo asociadas al FONDECYT 1141303

Se han realizado dos campañas a terreno en el marco del FONDECYT 1141303. La primera en el 2014, a cargo de Luis E. Lara en compañía con Felipe Sepúlveda y una segunda el 2018 cuyo responsable fue Luis E. Lara. Ambas expediciones fueron realizadas en compañía de los guardaparques de Ma'u Henua y contemplaron un periodo

de propuesta de formal, en el cual se señaló la ubicación exacta para el muestreo de los flujos de lavas, para ser aprobados o modificados por CONAF y el Consejo de Monumentos Nacional (CMN).

Durante la primera instancia, se realizó un muestreo a distintos flujos de los volcanes Poike y Rano Kau reconocidos por González-Ferrán et al. (2004) con el fin de caracterizar la petrogénesis de dichos volcanes. Las 27 muestras recuperadas que fueron sometidas a análisis geoquímicos e interpretadas por Sepúlveda para su trabajo de memoria durante el 2015. Dicha investigación no se encuentra disponible al público, ya que la información será utilizada para publicaciones científicas que involucran esta investigación y proyectos asociados al fondo, cuyo investigador principal es Luis E. Lara. Se accedió a la base de datos de dichas muestras y fueron incorporadas a los análisis geoquímicos mencionados en este trabajo, a modo de corroborar la información disponible con la literatura. De manera complementaria, se seleccionaron cuatro muestras claves de esta campaña para realizar dataciones Ar-Ar, las cuales serán mencionadas en las secciones 4.4.1 y 5.1.1.

En la segunda campaña de campo se recopilaron 35 muestras de diferentes flujos de lavas del volcán Terevaka, tomando nuevamente como referencia las unidades geológicas definidas por González-Ferrán et al. (2004). Con este muestreo se busca caracterizar, de manera particular, los flujos asociados al volcanismo fisural y más reciente del volcán, etapas que son referidas en la literatura sin un estudio a detalle. Se propone robustecer los antecedentes geológicos asociados al volcán Terevaka, para de esta manera, junto con la información de los volcanes Poike y Rano Kau, poder realizar un estudio integral del la Isla de Pascua.

De las muestras recopiladas, 15 de ellas fueron seleccionadas para análisis de roca total y 12 para secciones transparentes. Con esta selección se intentó abarcar la mayor cantidad de flujos posibles. El detalle de la ubicación de las lavas seleccionadas se describe en las secciones 4.5.1 y 4.6.

Las muestras asociadas a los volcanes Poike y Rano Kau tienen el prefijo FS y las del volcán Terevaka TE.

4.2 Ubicación de muestras, georreferenciación de mapas geológicos y asignación de unidades geológicas

Las muestras asociadas al proyecto FONDECYT cuentan con información GPS del lugar de extracción considerando la proyección WGS84 12J, por lo que la georreferenciación de estas se realizó de manera directa. Diferente fue el caso de las muestras mencionadas en la literatura, cuya ubicación, en muchos casos, es detallada a partir de un mapa esquemático de la Isla de Pascua. Se reconocieron dos grupos, aquellas muestras que fueron extraídas cercana a la costa y las cuales fueron recuperadas al interior de la isla.

Utilizando el mapa base provisto por Esri se ubicaron en una primera instancia, aquellas muestras ubicadas cerca de la costa y se utilizó la geomorfología del frente costero para aproximarse al punto de extracción. En el caso de las muestras ubicadas al interior de la isla, se utilizó como referencia los cráteres asociados al volcanismo fisural, los cuales

gracias a su distribución en la isla, permiten triangular la posible ubicación de la roca analizada.

A las muestras que conforman la base de datos, se les asignó, a modo de referencia, la unidad geológica correspondiente al González-Ferrán et al. (2004), ya que es el mapa geológico que será utilizado como base para las descripciones temporales y geológicas de la isla. Para realizar esta asignación fue necesario georeferenciar el mapa en una plataforma GIS, en este caso ArcGIS.

El mapa mencionado fue construido en base al primer mapa geológico de la Isla de Pascua publicado en 1974 (González-Ferrán, O. , 1974) en el cual se ocupó la proyección 47-1967. Este mapa no especifica el datum utilizado, por lo que se asume que corresponde al datum *Easter Island 1967*, cuya transformación a WGS84 se detalla en el trabajo de Vargas et al. (2007). Los autores mencionan que existe un desplazamiento de aproximadamente 160 metros entre los valores medidos por GPS (WGS84), las coordenadas especificadas en el mapa en el cual basan su estudio y la transformación existente para el datum *Easter Island 1967*. Este desplazamiento fue comprobado al realizar la primera iteración de georreferenciación, por lo que este proceso fue realizado en base a 8 puntos distribuidos en la línea de la costa y en puntos estratégicos, cuyas coordenadas fueron obtenidas mediante *Google Earth*.

Posterior a este procedimiento aún se observa un desplazamiento del mapa con respecto a imágenes satelitales de ~ 28 m hacia el sur y ~ 23 m hacia el W, medidos en el sector del norte del volcán Poike y en el flanco W del volcán Terevaka. Esta traslación puede ser atribuida a la escala de mapeo utilizada por el autor, de 1:30.000 donde 1 mm en el mapa corresponde a 30 metros en terreno y los errores encontrados son valores cercanos a esta magnitud. Adicionalmente, se debe tener presente que la línea de costa dibujada en el mapa puede no representar en detalle el perímetro de la isla visible en las imágenes satelitales.

Luego de georreferenciar los mapas se realizó una digitalización de las unidades y estructuras mapeadas en ArcGIS, para posteriormente asignar las unidades a las muestras con dataciones y/o análisis geoquímicos fue realizada ocupando la herramienta *Join*.

4.3 Construcción de base de datos de edades radiométricas y análisis geoquímicos

Se realizó una compilación bibliográfica de estudios geológicos previos, los cuales involucraron dataciones y/o análisis geoquímicos a muestras extraídas de la isla. En base a esta información, se generaron dos bases de datos, disponibles en versión GIS (shapefiles) y Excel, una con las edades radiométricas K-Ar y $^{39}\text{Ar}/^{40}\text{Ar}$ y otra con la información de la química de elementos mayores y traza.

A esta compilación se le adicionó información inédita generada para esta investigación.

Para el registro de las edades radiométricas se recopiló la siguiente información:

- Código asignado por el autor a la muestra (Código) del tipo *E13, EC396*.
- Comentario de la ubicación de la muestra (Nombre) del tipo *Costa NE, lava del cono de escoria de Ouko Ouhi Puhī*.
- Coordenadas (CoordE y CoordN) y sistema de coordenada (SisCoord) en caso de que proporcione la ubicación GPS. Para aquellas muestras cuya ubicación fue proporcionada a través de mapas esquemáticos, se adjunta las coordenadas GPS aproximadas del lugar de recuperación determinado luego del proceso de localización de las muestras mediante puntos de referencia.
- Comentarios sobre la localización (Com_Loc), en particular mencionar si la muestra fue ubicada mediante coordenadas GPS o a partir de una interpretación esquemática de mapas proporcionados por el autor.
- Certeza de la ubicación (Acc_Loc), en este campo se asignó un valor 1 (certeza alta) a las muestras ubicadas por GPS, valor igual a 2 (certeza media) a las muestras ubicadas en la línea de costa y un valor igual a 3 para las muestras ubicadas hacia el interior de la isla (certeza baja). El detalle se presenta en el campo Com_Acc
- Relación estratigráfica con otras muestras (Rel_OM)
- Edad radiométrica de la muestra en Ma (Edad_Ma_tx: edad en formato texto, útil para software GIS del tipo 0.54 +/- 0.11, Edad_Ma: con el valor de la edad y EdadEr_Ma: con la incerteza de este valor)
- Método geocronológico utilizado (Método), para este estudio *K-Ar* o *Ar-Ar*
- Clasificación de tipo de roca (ClasRoca) proporcionado por el autor o en base al trabajo de Vezzoli y Acocella (2009)
- Volcán al que pertenece la muestra (Volcán)
- Asignación de unidades geológicas en base al mapa de González-Ferrán et al. (2004) (Unidad_OGF)
- Artículo de referencia (Referencia) con información del autor y año

Para el registro de la química de elementos mayores y traza se completaron los mismos campos señalados para edades radiométricas excepto los campos de edad de las muestras y el método utilizado. Adicionalmente se agregaron los siguientes campos:

- Campos independientes para las concentraciones de elementos mayores, elementos traza y tierras raras.
- Tipo de roca obtenido a partir del diagrama TAS (ClasRoca_TAS)
- Comentarios sobre las clasificaciones de los autores y la clasificación realizada en este trabajo sobre el tipo de roca (Com_ClasRoca)
- Fase o unidad asignada, de acuerdo con la clasificación propuesta por Sepúlveda (2015) y las definidas para este trabajo.

Para las muestras ubicadas en base a una interpretación esquemática de mapas proporcionados por el autor, se calculó sus coordenadas aproximadas mediante la herramienta *Add xy Coordinates* de ArcMap.

4.4 Geocronología

4.4.1 Análisis geocronológicos

Se realizaron 4 dataciones $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ en masa fundamental a dos rocas del Rano Kau y a dos del volcán Poike, las cuales fueron recolectadas por Luis E. Lara y Felipe Sepúlveda en el marco del FONDECYT 1141303 y el trabajo de título del último. Los códigos de las muestras corresponden a FS130914-4a, FS130914-1 (Rano Kau), FS120914-6a y FS140914-2 (Poike).

Las muestras FS130914-4a y FS120914-6a representan las unidades más antiguas expuestas de ambos volcanes, al ser extraídas de las bases de los acantilados de los edificios volcánicos, por lo que fueron utilizadas para establecer el inicio de las respectivas fases escudo. En cuanto a la muestra FS140914-2, fue extraída en la cima del acantilado del volcán Poike, marcando el fin de dicha fase.

La muestra FS130914-1 representa el final de la base escudo definida por Sepúlveda, (2015), por lo que fue utilizada como la edad correspondiente a la transición entre la fase escudo y fase de traquiandesitas.

Las coordenadas, detalles del sector donde fueron extraídas, unidades considerando la clasificación propuesta por Sepúlveda, (2015) y con respecto al mapa de González-Ferrán et al. (2004) de las muestras antes mencionadas se resume en la Tabla A. 1 disponible en la sección de anexos A.1. La ubicación geográfica se presenta en la disponible en la sección de anexos B.

La metodología utilizada para la obtención de edades radiométricas $^{39}\text{Ar}/^{40}\text{Ar}$ en masa fundamental sigue lo descrito por Reyes et al. (2017). Los análisis de calentamiento por etapas o *step heating* fueron realizados en las dependencias del Laboratorio Geocronológico de Servicio Nacional de Geología y Minería, SERNAGEOMIN, considerando la posterior confección de isocronas inversas. Los implementos utilizados consisten en el espectrómetro de masas Argus VI y un láser de CO₂ Thermo Scientific.

Las cuatro muestras frescas fueron trituradas hasta alcanzar un tamaño de grano de 250-180 μm y se extrajeron manualmente los fenocristales y superficies meteorizadas.

El análisis fue llevado a cabo en alícuotas individuales mediante calentamiento por etapas con un láser de CO₂ en las facilidades del SERNAGEOMIN.

En primer lugar, las alícuotas individuales fueron colocadas en un disco de aluminio de alta pureza en conjunto con el estándar de sanidina de *Fish Canyon* (28.201 ± 0.046 Ma; Kuiper et al., 2008) las cuales una vez selladas, fueron enviadas al Reactor Nuclear La Reina, centro operado por la comisión Chilena de Energía Nuclear. Luego de que las muestras fueran irradiadas por 23 horas, considerando un escudo de cadmio, se realizaron análisis de fusión total individuales y los factores J fueron calculados, a través de una regresión polinomial de los 21 standard presentes en el disco de radiación.

Cada dos o tres mediciones del calentamiento por etapas, se realizó una medición de un blanco. Como siguiente paso, los gases nobles fueron separados, purificados y

analizados en un espectrómetro de masa de alta resolución para obtener las concentraciones de ^{36}Ar , ^{37}Ar , ^{38}Ar , ^{39}Ar y ^{40}Ar . Las razones $^{36}\text{Ar}/^{40}\text{Ar}$, $^{37}\text{Ar}/^{40}\text{Ar}$, $^{38}\text{Ar}/^{40}\text{Ar}$ and $^{39}\text{Ar}/^{40}\text{Ar}$ fueron calculadas al tiempo cero para eliminar los efectos de fraccionamiento isotópico.

La edad plateau se determina a partir de tres o más pasos de fusión consecutivos y un porcentaje de ^{39}Ar liberado mayor al 50%. Un MSWD menor a 3 es considerado válido.

Las edades reportadas por el laboratorio fueron calculadas usando las constantes de desintegración de Min et al. (2000), las incertezas analíticas (considerando J) son reportadas con un nivel de confianza del 95% ($\pm 2\sigma$).

Tanto el proceso de preparación como la irradiación de las muestras fueron realizadas por personal de SERNAGEOMIN y del Laboratorio Geocronológico.

4.4.2 Bases de datos geocronológica

En una primera iteración se recuperó la base de datos recopiladas por Vezzoli y Acocella (2009) con 57 de las 60 edades, incluyendo dataciones obtenidas por Clark (1975), Clark y Dymond (1977), Kaneoka y Katsui (1985), O'Connor et al. (1995) y Miki et al. (1998). Dos de las muestras que no fueron consideradas se presentan en el trabajo de Baker et al. (1974), una de ellas perteneciente al volcán Poike (3 Ma) y otra al volcán Terevaka (0.3 Ma), la tercera muestra, corresponde a la analizada por Clark (1975) perteneciente al volcán Terevaka (EC323, 0.19 ± 0.04 Ma). Fueron descartadas porque los autores no proporcionan su localización mediante un mapa esquemático o GPS, por lo que no pudieron ser ubicadas en el mapa.

De las 57 dataciones, 56 fueron datadas mediante K – Ar y una mediante $^{39}\text{Ar}/^{40}\text{Ar}$. A ellas se le suman las 4 dataciones inéditas de este proyecto, mencionadas en la sección 4.4.1. Considerando que las edades de las muestras FS130914-4a y FS120914-6a representan la base (que aflora) de las fases escudo, se descartaron las edades más antiguas que 0.542 ± 0.030 Ma y 0.406 ± 0.023 Ma para los volcanes Rano Kau y Poike respectivamente, tomando en cuenta, además, la estratigrafía definida por González-Ferrán et al. (2004) y Vezzoli y Acocella (2009).

El filtro de edades concluyó con la eliminación de 21 dataciones, obteniendo como resultado una base geocronológica con 40 edades, 35 edades K-Ar y 5 $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$, para la Isla de Pascua. En la sección de anexos A.3, A.4 y A.5 se adjunta un listado con la base geocronológica definitiva para cada volcán y en la sección anexos A.6 se adjunta el listado de las edades eliminadas y en observaciones se detalla el motivo de eliminación. Los listados respetan la estructura de la base de datos mencionada en la sección 4.3.

Con respecto a la distribución geográfica de estas muestras, en la Figura 4-1 se presenta un mapa con la ubicación de las 40 muestras seleccionadas y las unidades geológicas según el mapa de González-Ferrán et al. (2004).

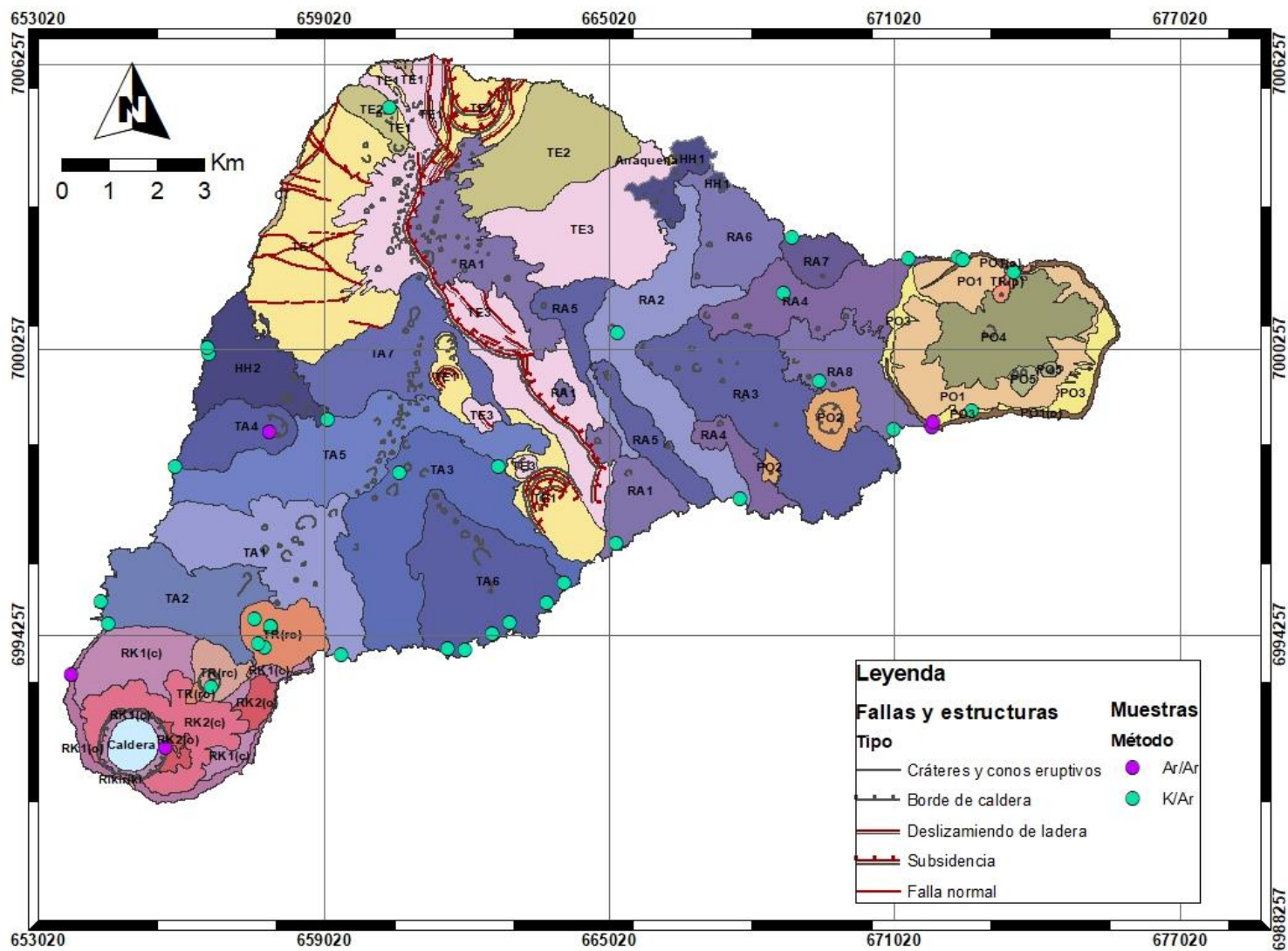


Figura 4-1: Mapa con la distribución de muestras con dataciones K/Ar y $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ en la Isla de Pascua. Construida en base a los trabajos de González-Ferrán et al. (1974), Clark (1975), Clark y Dymond (1977), Kaneoka y Katsui (1985), O'Connor et al. (1995), Miki et al. (1998), y las dataciones generadas para este proyecto. Mapa geológico de González-Ferrán et al. (2004).

Los cuatro puntos morados ubicados en los volcanes Poike y Rano Kau corresponden a las dataciones Ar-Ar mencionadas en la sección 4.4.1.

4.5 Geoquímica

4.5.1 Análisis geoquímicos

El objetivo de esta investigación es identificar la petrogénesis y caracterizar la evolución del volcán Terevaka, y para ello se realizaron análisis geoquímicos en 15 muestras recolectadas por Luis E. Lara en este volcán durante la segunda campaña de campo realizada en la Isla de Pascua. Las coordenadas y unidades geológicas con respecto al mapa de González-Ferrán et al. (2004) se resume en la Tabla D. 1 en la sección de anexos D y la ubicación geográfica se presenta en la Figura B. 1 en la sección de anexos B.

Las muestras previamente mencionadas fueron pulverizadas hasta un 85% y pasadas por un tamiz de 200-mesh (<0.074 mm). Los análisis de elementos mayores, elementos traza y tierras raras fueron realizados en Laboratorios Acme, en su sucursal de Vancouver, Canadá, mediante la utilización de ICP-ES, posterior a un proceso de fusión con borato de litio como solvente y digestión con ácido nítrico de una muestra de 0.2 g de pulpa, e ICP-MS siguiendo la misma metodología que la descrita en Reyes et al. (2017).

El LOI (*loss on ignition*) fue terminado luego a de la ignición del polvo a 1000 °C. El límite de detección para elementos mayores es de 0.01 wt% a excepción de Fe₂O₃ y Cr₂O₅, con 0.04 wt% y 0.002 wt% respectivamente. En el caso de los elementos traza, varía entre 0.01 y 1 ppm, sin considerar a Ni y V, cuyos límites de detección corresponden a 20 ppm y 8 ppm. Los valores medidos en los blancos utilizados fueron típicamente menores a los límites de detección, tanto para los elementos mayores y traza.

4.5.2 Base de datos geoquímicos

Se construyó una base de datos con los análisis geoquímicos publicados por los autores Clark (1975), Haase et al. (1997), González-Ferrán (1974), Bonatti et al. (1977), Sepúlveda (2015) y los análisis inéditos de este proyecto, con un total de 131 muestras para los tres volcanes (anexo D). Cabe mencionar que los análisis presentados en el trabajo de Clark y Dymond (1977) corresponden a los mismos datos presentados en la tesis de Clark (1975), por lo que fueron descartados para esta compilación.

Todas las muestras poseen análisis de elementos mayores, pero solo algunas de elementos traza y tierras raras, las últimas asociadas a los trabajos de Haase et al. (1997), Sepúlveda (2015) y análisis propios del proyecto. Las muestras presentadas por González-Ferrán, O. (1974) solo poseen análisis de elementos mayores y de las concentraciones en ppm de los elementos Rb y Pb, por lo que no fueron consideradas para la construcción de diagramas Spider ni patrones de tierras raras, excepción que también fue considerada para las muestras de Bonatti et al. (1977) al solo presentar análisis para algunos elementos traza.

Con respecto al número total de muestras por volcán y el número de muestras con análisis de elementos trazas² por volcán, se tienen 28 y 12 respectivamente para el volcán Poike, 46 y 29 para el volcán Rano Kau y 57 y 21 para el volcán Terevaka. En la Figura B. 2 (disponible en la sección de anexos B) se presenta la distribución de las muestras asociadas a esta compilación.

En la sección 5.4 se hará referencia a los análisis de elementos mayores, trazas y tierras raras para los volcanes Poike, Rano Kau y Terevaka. Para los primeros dos volcanes se busca complementar el trabajo realizado por Sepúlveda (2015) con la información recopilada en la bases de datos. En el caso del volcán Terevaka, se incluirá información inédita generada para este proyecto.

Para los análisis de elementos mayores presentados a continuación se realizó una normalización al 100% anhidro. El wt% total utilizado para la normalización fue el entregado por los autores o laboratorio, se le restó el LOI y/o el contenido de agua (wt%). Si el LOI tenía valores negativos, se consideró equivalente a 0. Cabe destacar que la diferencia entre el total en wt% entregado por el laboratorio y el calculado sumando el peso de los óxidos, difiere en promedio <1%, por lo que se prefiere usar el total proporcionado en los estudios.

A partir de la sección 5.4, se realizará una subclasificación en las muestras que se verá reflejada en los colores y símbolos de los gráficos analizados. Las muestras asociadas al FONDECYT 1141303 serán presentadas con un símbolo cuyo borde es negro y las muestras tomadas de la literatura tendrán un borde gris en adición a un color más tenue.

4.5.2.1 Análisis geoquímicos exentos del volcán Poike

Estudiando la base geoquímica de 28 muestras, se detectaron las siguientes anomalías: En el caso de las muestras FS120914-2, FS120914-3, FS120914-4, FS120914-5 y FS140914-1 el LOI obtenido por los análisis corresponde a 5.8, 4.9, 8.7, 11.6 y 8.6 respectivamente, lo que nos indica que las rocas presentan un alto grado de alteración. A pesar de esto, las primeras 4 serán utilizadas para los análisis de sus fases respectivas, al presentar un comportamiento similar a lo disponible para otras muestras en la literatura y considerando los escasos representantes disponibles para la unidad de domos traquíticos (FS120914-2 y FS120914-3) y Cono Puakatiki (FS120914-4 y FS120914-5), por lo que los resultados obtenidos serán utilizados para caracterizar de manera general dichas fases.

Para el caso de la muestra del Rano Raraku (FS140914-1) esta será incluida en los gráficos a modo de referencia, pero no será considerada al momento de realizar los análisis, debido a que el autor detectó la presencia de fragmentos líticos y una alteración a palagonita en el vidrio. Según Gioncada et al. (2010) altos LOI para las muestras del Rano Raraku se debe en parte a la deshidratación del vidrio y a la presencia de arcillas en las amígdalas.

² Sin considerar las muestras de González-Ferrán (1974) ni las de Bonatti et al. (1977)

Ya que el Rano Raraku será solo incluido en los diagramas de manera ilustrativa, se decidió no incluir los análisis de elementos mayores descritos por Gioncada et al. (2010) para tobas de esta unidad en la base de datos compilada de este proyecto.

En el caso de la muestra IP7 Bonatti et al. (1977), no es posible asegurar la calidad de la muestra, debido a que no se incluyen valores de LOI o descripciones petrológicas de detalle, además esta presenta valores atípicos (*outlier*) de acuerdo con el #Mg, en comparación a FS140914-1 y las otras fases, por lo que se decidió descartar los análisis de IP7 para la caracterización del volcán Poike.

4.5.2.2 Análisis geoquímicos exentos del volcán Rano Kau

Según Sepúlveda (2015), la muestra FS100914-1 pertenece a una colada de lava que se acuña al subir la ladera de las riolitas del domo Maunga Orito y lo atribuye al flujo Mataverí definido por Vezzoli y Acocella (2009). Como será discutido en la sección 5.4.3, este flujo está compuesto principalmente por mugaritas y de manera subordinada, benmoritas, propiedad que descarta la posibilidad de que la muestra pertenezca a estas lavas. Es posible que pertenezca a la unidad TA1 definida por González-Ferrán et al. (2004), la cual estratigráficamente es previa al flujo Mataverí, unidad definida a partir de este estudio como lavas basálticas transicionales, pero presenta firmas químicas diferentes. La poca claridad de su procedencia, junto con un LOI de 3.5% son las razones por las que esta muestra no fue considerada en los análisis del volcán Rano Kau o Terevaka. Las muestras IP2 e IP3 también fueron descartadas por litología.

La muestra FS130914-2b corresponde a un microbasalto extraído del Cráter Te Manavai cuyo LOI es de 6.9, esto nos señala que la roca está fuertemente alterada y no será considerada para los análisis de elementos mayores, trazas y tierras raras presentados a continuación.

4.5.2.3 Análisis geoquímicos exentos del volcán Terevaka

Luego de estudiar la base geoquímica de 57 análisis, se descartaron las muestras IP19, IP21, IP20, EH296, OG859 y OG931. Las dos primeras, publicadas en el artículo de Bonatti et al. (1977) fueron eliminadas al presentar una química más evolucionada, mugarita y basalto alcalino, en comparación un basalto tolético (EH122) representante de uno de los flujos del Grupo Rano Aroi. Los autores extrajeron 3 muestras asociadas al centro eruptivo Rungavae (RA5, González-Ferrán et al., 2004) cuya relación estratigráfica entre ellas y con el flujo no es mencionada, la tercera muestra corresponde a IP20, un basalto transicional el cual a pesar de ser litológicamente equivalente a la unidad CEB, presenta valores anómalos en cuando al contenido FeO_T (1 wt% vs 13% promedio de CEB) y por consiguiente un #Mg excesivamente alto (82 %, en comparación al máximo observado en las muestras de las lavas Hiva Hiva, 40 %).

Se reconoce una anomalía similar en el basalto transicional EH296 (4.09 wt% FeO_T , 52% #Mg), en este caso Clark (1975) señala que los fenocristales de olivinos (< 5%) están alterados a iddingsita, además llama la atención la incorrecta clasificación litológica a hawaita, presentando un 45.84 wt% de SiO_2 y una edad superior a la base del acantilado

de los volcanes Poike y Rano Kau (ver la sección A.6 de los anexos). Se optó por eliminar ambas muestras, al no representar la química de los centros eruptivos basálticos.

Las muestras OG859 y OG931 son descritas por González-Ferrán O. (1974). Con respecto a OG859, el primer conflicto surge con la ubicación esquemática provista por el autor (sobre la unidad RA4, González-Ferrán et al., 2004) y la descripción de donde se obtuvo la muestra (Puko Puhi Puhi, RA7 según González-Ferrán et al., 2004), en base a lo anterior se optó por utilizar la ubicación esquemática, al igual que con todas las muestras publicadas por el autor, donde posteriormente es descartada por tener una litología más evolucionada, mugearita, que los basaltos toleíticos y transicionales correspondientes a la unidad RA4.

La muestra OG931, benmorita, pertenece al centro eruptivo menor Vai Mata, el cual de acuerdo a la compilación realizada también estaría compuesto por basaltos toleíticos, litología de la fase escudo, unidad a la que pertenece el centro eruptivo, a pesar de que puede ser el resultado de una diferenciación local de Vai Mata no es representativa de la química de la fase escudo, por lo que se optó por descartarla.

4.6 Petrografía

Se describieron las secciones transparentes de 12 muestras del volcán Terevaka, muestras que fueron seleccionadas con el propósito de caracterizar los flujos de lavas asociados al volcanismo fisural y más reciente del volcán. Los análisis petrográficos del volcán Terevaka se limitan a los estudios realizados por Clark (1975) y Haase et al. (1997), como fue señalado en la sección 3.5.3, las cuales carecen de una descripción a detalle de las texturas observadas y no rescatan diferencias que puedan existir entre los flujos fisurales asociados a las fisuras SW y NE de la Isla de Pascua.

Las coordenadas, detalles del flujo de lava de donde fue recuperada la muestra, unidad geológica con respecto al mapa de González-Ferrán et al. (2004) y tipo de roca está disponible en la Tabla D. 1 disponible en la sección de anexos D. La ubicación geográfica se presenta en la Figura B. 3 en la sección de anexos B.

Las descripciones fueron realizadas en microscopios binoculares marca Olympus modelo CX31PX disponibles en los laboratorios del Departamento de Geología de la Universidad de Chile. Adicionalmente los cortes fueron escaneados con el equipo Epson Perfection V330 para posteriormente ser procesadas por el software *Jmicrovision* 1.2 y de esta manera estimar los porcentajes representativos para las fases minerales presentes, masa fundamental y vesículas si corresponde, a través del conteo de 500 puntos.

Las fotomicrografías fueron tomadas con la cámara Olympus U-TV0.5XC-3 SN 1A48778 montada en un microscopio marca Olympus modelo BX51, ambos disponibles en las dependencias del Departamento de Geología y procesadas con el software Microshot Technology 2010. Las imágenes resultantes fueron editadas con el software Adobe Lightroom v 4.4 e Illustrator v 24.3.

Para la petrografía, las fases minerales fueron clasificadas, en cuanto a tamaño, en macrocristales (> 400 µm), microcristales (40 – 300 µm) y microlitos (< 40 µm).

El rango de tamaño propuesto para los macrocristales se propone a partir de las dimensiones de las fases minerales más grandes reconocidas en las secciones delgadas, para rocas con un bajo porcentaje de macrocristales (< 2%). Se observa un rango de tamaño entre 0.4 – 1.1 mm, en algunos casos excepcionales se reconocen cristales de piroxenos de 0.3 mm. En las muestras porfíricas (5 -13 %), los macrocristales logran alcanzar hasta 2 mm.

Se utiliza el término microcristales para aquellas fases cuyo tamaño es menor a 200 μm . Se decide usar este rango intermedio, ya que al analizar lavas levemente porfíricas a afaníticas, los cristales de estas dimensiones, que a su vez, son levemente más grandes que la masa fundamental, logran preservar texturas o características que los diferencian de las fases extremas.

En cuanto al rango propuesto para los microlitos, se opta por un límite superior de 40 μm , ya que no se observan diferencias texturales en los cristales de las diferentes fases inferiores a este rango de tamaño.

La suma de los porcentajes de macrocristales, microcristales, microlitos y masa fundamental corresponden al 100% de la roca, es decir, los porcentajes son reportados considerando un magma libre de vesículas. La fracción correspondiente a las vesículas es mencionado de manera independiente.

4.7 Diagramas PER

Con el propósito de complementar los análisis geoquímicos, diagramas Harker, diagramas bivariantes de MgO vs óxidos, entre otros, se construyeron diagramas PER (*Pearce elements ratios*) los cuales son útiles al momento de evaluar hipótesis sobre procesos ígneos, tales como, la diferenciación del sistema a estudiar, junto con la composición y proporción de las fases involucradas (Pearce, 1968; Stanley y Russell, 1989a)

Al ocurrir el fraccionamiento de una o más fases, la concentración de los elementos involucrados en la constitución de dichos minerales varía, a su vez, puede ocurrir que exista un grupo de elementos cuya concentración pueda verse alterada, pero sus respectivas cantidades extensivas (número de moles, gramos, etc.) permanezca constantes, denominados elementos conservativos (Stanley y Russell, 1989b). Pearce (1968) determinó que al existir al menos un elemento conservativo, es posible determinar la relación entre los elementos no conservativos mediante los diagramas PER, en estos diagramas, el elemento conservativo es usado como denominador de las razones a estudiar. Al construir las razones de elementos de Pearce es posible recuperar cierta información que pudo haber sido condicionada por el efecto de cierre del sistema (Stanley y Russell, 1989a).

Para encontrar los elementos conservativos de los volcanes Poike, Rano Kau y Terevaka se realizó una modelación en python en la cual se determinó el coeficiente de correlación de Pearson para todos los pares de elementos disponibles de los análisis de elementos mayores y traza, una vez calculados, se seleccionaron aquellos pares cuyo coeficiente

de correlación fuera superior o igual al valor absoluto de 0.979, ya que valores cercanos a 1 y -1 en este parámetro indican una correlación lineal entre los elementos estudiados, positiva y negativa, respectivamente. Con los elementos seleccionados se construyeron diagramas bivariantes para cada par de elementos y se realizó un ajuste lineal a los datos, comprobando el carácter conservativo al presentar un coeficiente de relación r^2 cercano a 1 y un coeficiente de posición n cercano a 0.

Las razones de elementos de Pearce se calculan en base a la proporción molar del elemento(e_i) el cual se obtiene de acuerdo a lo propuesto por Pearce (1968) con la siguiente ecuación:

$$e_i = \frac{W_i A_i}{M_i} \quad (1)$$

Donde W_i , A_i y M_i corresponden al porcentaje en peso del óxido en la muestra, peso atómico del catión a estudiar y el peso molecular del óxido, respectivamente. Sigue que la razón de elemento de Pearce se calcula con la siguiente formula:

$$R_i = \frac{e_i}{e_z} \quad (2)$$

Con e_z como el elemento conservativo seleccionado.

Para discriminar las fases participantes durante la diferenciación, se debe realizar una adecuada selección de los numeradores de los ejes del diagrama, numeradores que deben considerar el número constituyentes, fases presentes y un balance estequiométrico de lo anterior.

Considerando los análisis petrológicos realizados por autores como Haase et al. (1997) y Sepúlveda (2015) las fases a estudiar son olivino (Mg, Fe)₂SiO₄, plagioclasa (con composición variable entre anortita CaAl₂Si₂O₈ y albita NaAlSi₃O₈) y clinopiroxeno Ca(Mg,Fe)Si₂O₆. Russell y Nicholls (1988) demuestra un par de razones que reproducen las fases antes mencionadas, los cuales corresponden a:

$$\frac{X}{e_z} = \frac{Si}{e_z}; \frac{Y}{e_z} = \frac{(0.25 Al + 0.5(Fe + Mg) + 1.5Ca + 2.75 Na)}{e_z} \quad (3)$$

Adicionalmente se consideró el fraccionamiento de olivino y/o plagioclasa durante la diferenciación, para ello se utilizarán las siguientes razones propuestas por Russell y Nicholls (1988):

$$\frac{X}{e_z} = \frac{Si}{e_z}; \frac{Y}{e_z} = \frac{(0.5(Fe + Mg) + 2Ca + 3Na)}{e_z} \quad (4)$$

4.8 Modelos de cristalización fraccionada

La modelación de variación de elementos mayores y cristalización fracciona fue realizada con el software *Rhyolite – MELTS* 1.2.0 (Gualda et al., 2012; Ghiorso y Gualda, 2015)

algoritmo usualmente utilizado para estudiar procesos magmáticos (eg. Ubide et al., 2021; Larrea et al., 2013).

Para las modelaciones se consideraron condiciones polibáricas entre 0.65 – 3 kbar, equivalente a 2.2 a 10.3 km de profundidad, calculado a partir de la ecuación 5, donde h es la profundidad, P la presión, ρ la densidad y g la gravedad. En este caso se utilizó la densidad de la placa de Nazca en su segmento oceánico igual a 2980 kg/m^3 (Tassara et al., 2006),. Se consideró un enfriamiento cada 5°C ($dP/dT = 5$ a 7) y una $f\text{O}_2$ constante a partir del *buffer* cuarzo – fayalita – magnetita (QFM).

$$h = \frac{P}{\rho * g} \quad (5)$$

Para el porcentaje de agua, se calculó un contenido de agua aproximado a partir de la relación propuesta por Dixon et al. (2002) para los magmas del Pacífico tipo FOZO: $[\text{H}_2\text{O}/\text{Ce}] [\text{wt}\%] = 200$). Al tomar las muestras más primitivas de los tres volcanes (ver sección 6.1.2 para más detalles) se obtiene contenido de 0.8 a 1.2% por lo que se decidió utilizar un porcentaje de agua equivalente a 1.

5 Resultados

5.1 Geocronología

5.1.1 Dataciones

En las Figuras 5-1, 5-2, 5-3 y 5-4 se presentan los resultado del análisis de calentamiento por etapas junto con la edad plateau determinada para cada caso, los datos asociados se encuentran en la sección A.1 del anexo. En la sección A.2 se presentan los datos y gráficos asociados al análisis de isocronas inversas. En la Tabla 5-1 se presenta un resumen de las edades plateau y obtenidas por isocróna inversa para las cuatro muestras.

Desde este punto en adelante, se considerarán las edades plateau debido a que no se observa la presencia de argón heredado significativo. Lo anterior se puede puede afirmar ya que la intersección del ajuste de las isocronas inversa interseca el eje $^{36}\text{Ar}/^{40}\text{Ar}$ en el valor asociado al argón atmosférico ($295.5 \pm 0.5 \text{ }^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$, Steiger y Jäger, 1977) o cae dentro del rango de error asociado (ver anexo A.2).

Tabla 5-1: Resultados de las edades $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ en masa fundamental para las muestras el volcán Rano Kau y Poike. Se incluyen las edades plateau y las obtenidas por isocrona inversa

Muestra	Material	Edad plateau $\pm 2\sigma$	Isocrona inversa $\pm 2\sigma$
FS130914-1	M. Fundamental	387 \pm 42 ka	337 \pm 73 ka
FS130914-4A	M. Fundamental	406 \pm 23 ka	401 \pm 36 ka
FS140914-2	M. Fundamental	542 \pm 11 ka	537 \pm 28 ka
FS120914-6A	M. Fundamental	542 \pm 30 ka	508 \pm 65 ka

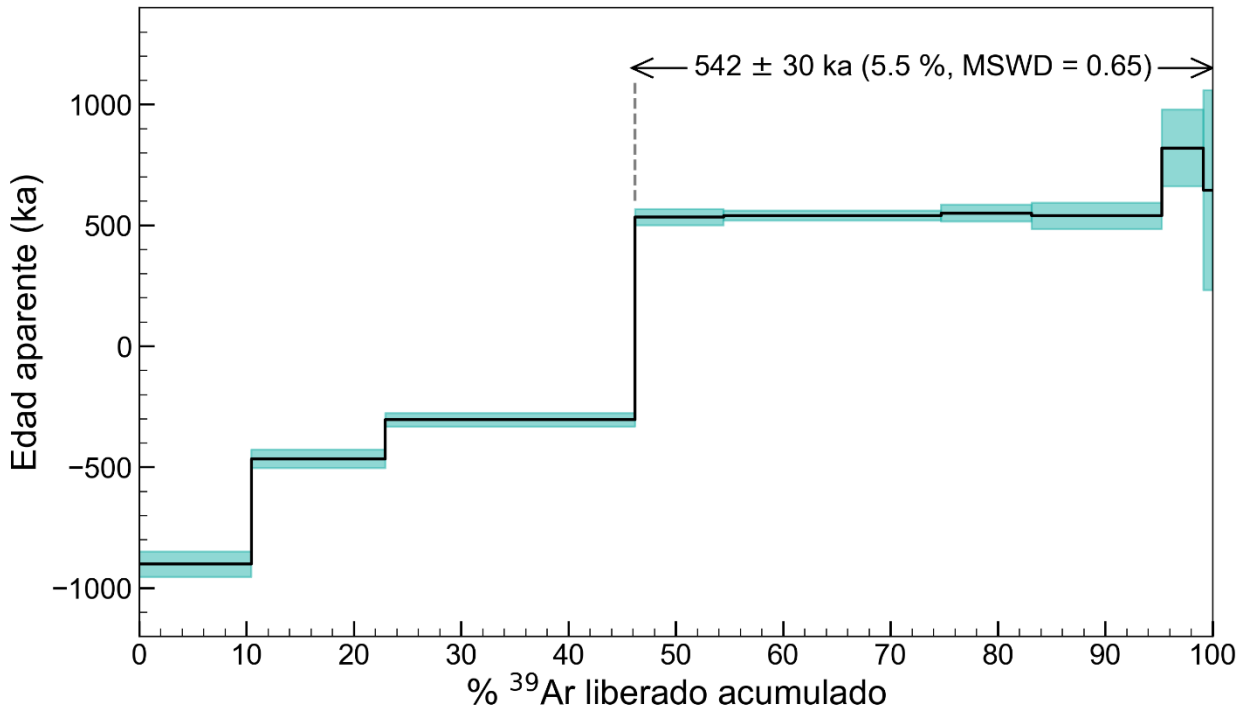


Figura 5-1: Resumen del espectro del análisis Step Heating para la muestra FS120914-6a mostrando el porcentaje de ³⁹Ar liberado acumulado versus la edad aparente en ka. Se señala la edad plateau determinada a partir del análisis.

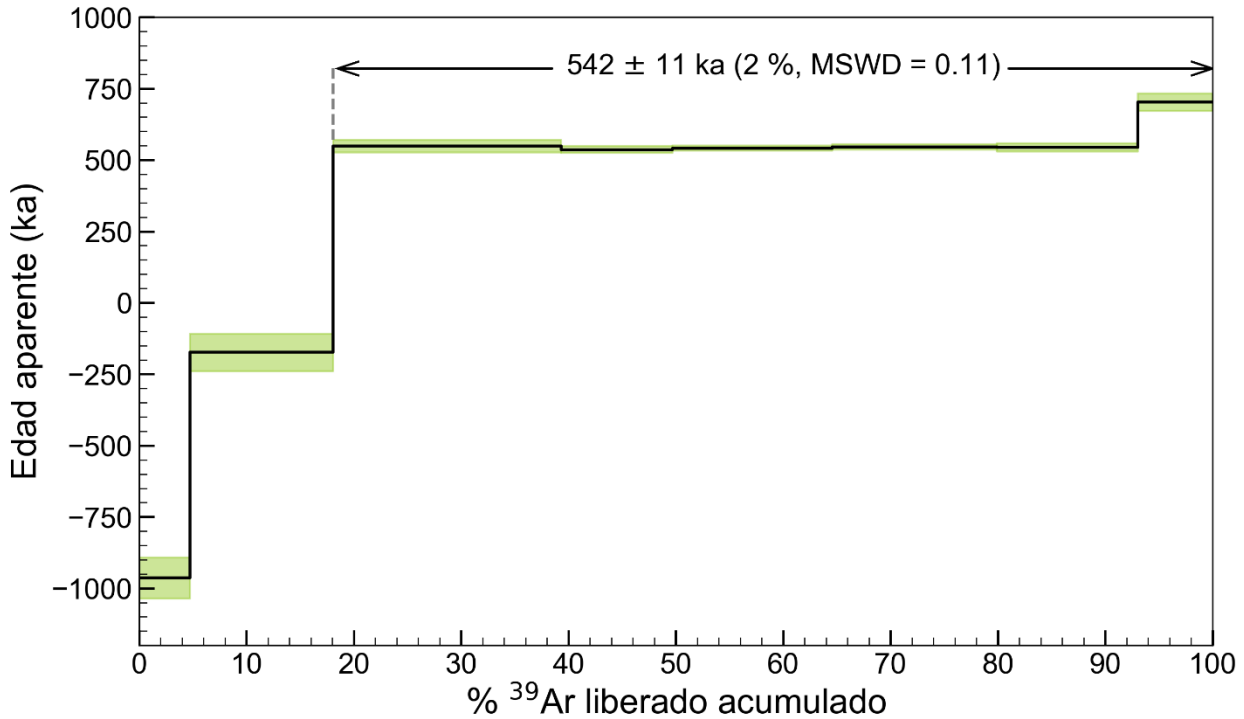


Figura 5-2: Resumen del espectro del análisis Step Heating para la muestra FS140914-2 mostrando el porcentaje de ³⁹Ar liberado acumulado versus la edad aparente en ka. Se señala la edad plateau determinada a partir del análisis.

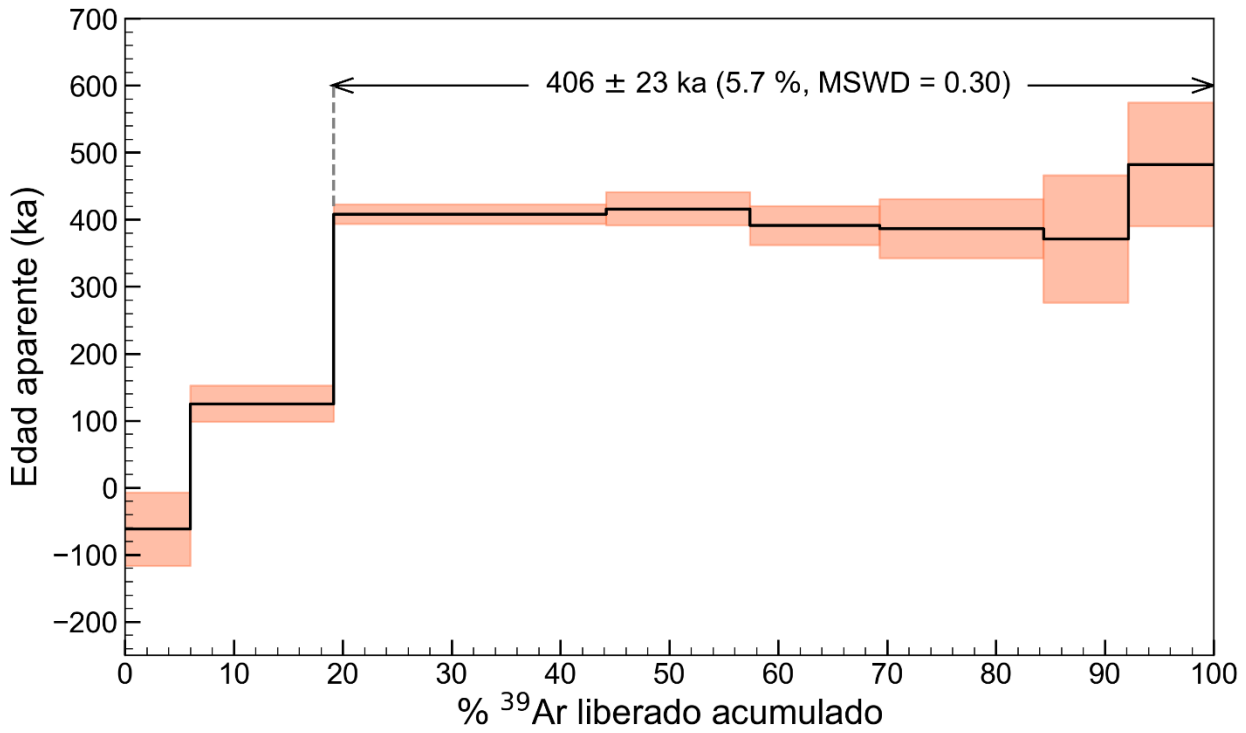


Figura 5-3: Resumen del espectro del análisis Step Heating para la muestra FS130914-4a mostrando el porcentaje de ³⁹Ar liberado acumulado versus la edad aparente en ka. Se señala la edad plateu determinada a partir del análisis.

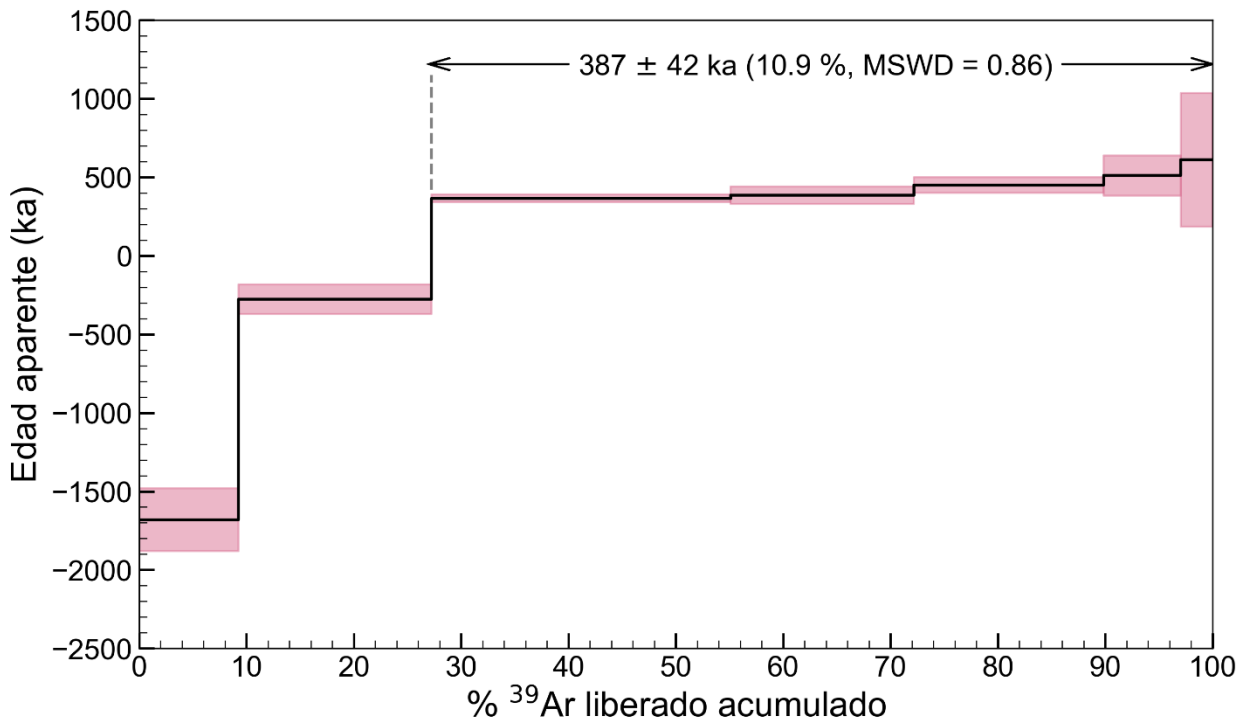


Figura 5-4: Resumen del espectro del análisis Step Heating para la muestra FS130914-1 mostrando el porcentaje de ³⁹Ar liberado acumulado versus la edad aparente en ka. Se señala la edad plateu determinada a partir del análisis.

5.1.2 Distribución de edades

Como fue mencionado en la sección 4.4.2 las dataciones obtenidas permitieron definir las edades de las fases escudo de los volcanes Poike y Rano Kau, además de acotar la compilación geocronológica realizada a 40 dataciones. En la Figura 5-5 se puede observar la distribución de edades resultante para los volcanes de la Isla de Pascua.

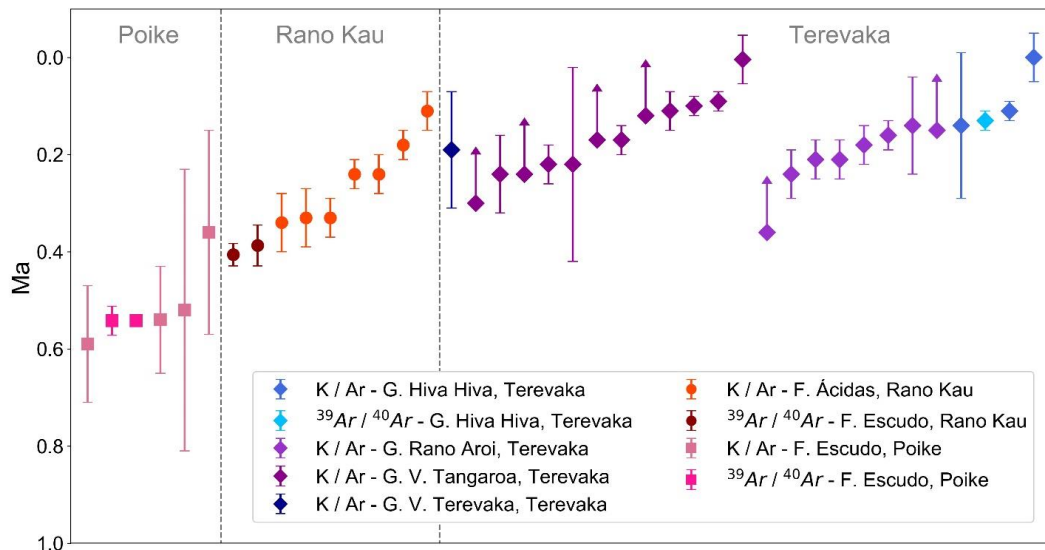


Figura 5-5: Distribución cronológica de las muestras datadas en los volcanes Rano Kau, Poike y Terevaka con la división de etapas de volcanismo para los volcanes Rano Kau y Poike propuesta por Sepúlveda (2015), y la definida por González-Ferrán et al. (2004) para el volcán Terevaka. Construida en base a los trabajos de González-Ferrán et al. 1974, Clark (1975), Clark y Dymond (1977), Kaneoka y Katsui (1985), O'Connor et al. (1995), Miki et al. (1998) y las dataciones generadas para este proyecto.

En la Figura 4-1 se logra observar que existen unidades sin datación, en particular unidades asociadas al volcán Terevaka y a las unidades más jóvenes del volcán Poike. Lo cual limitará las interpretaciones en cuanto a la geocronología de los volcanes.

Para Rano Kau, se conocen edades tanto de la fase escudo como de las fases ácidas, donde las que corresponden a los últimos flujos asociados a la historia eruptiva de este volcán. Con esta información es posible deducir que la fase de traquiandesitas tuvo lugar entre los 0.38 y 0.34 Ma. Diferente es la situación del volcán Poike, del cual solo se maneja información de la fase escudo.

Con respecto al volcán Terevaka, únicamente se conoce una datación asociada a la fase escudo, de una muestra que fue recuperada del flanco N, asociada al flujo TE2 según el mapa de González-Ferrán et al. (2004). De acuerdo con la temporalidad de las unidades propuesta por estos autores en el mapa geológico, correspondería a una datación que reflejaría etapas intermedias a finales de la formación de la fase escudo, por lo que será considerada como tal.

Los grupos Tangaroa y Rano Aroi corresponden al volcanismo fisural SW y NE respectivamente, como se puede observar en Figura 5-5 poseen una temporalidad similar. Se puede inferir que posterior o paralelo a los últimos pulsos de la fase escudo, ocurre de manera simultánea las erupciones a través de los conos situados en las fisuras.

En cuanto a los flujos más jóvenes, se sitúan posterior a los grupos Tangaroa y Rano Aroi.

5.2 Caracterización de etapas de crecimiento de islas oceánicas en Isla de Pascua

En la Figura 5-6 se presenta la distribución de las fases volcánicas utilizadas para los volcanes Poike, Rano Kau y Terevaka, los colores presentados en el mapa representan de cierta manera las gamas de colores utilizadas para la construcción de diagramas de análisis geoquímicos, litogeoquímicos, isotópicos y modelos de fusión parcial en las próximas secciones.

Para los volcanes Rano Kau y Poike se utilizan las divisiones fases propuestas para la evolución de los edificios volcánicos por Sepúlveda (2015): fase escudo, fase de traquiandesitas y fases ácidas para el primero, y fase escudo, Cono Puakatiki, domos traquíticos y Rano Raraku para el segundo, consistente con lo mencionado en las secciones 3.4.1 y 3.4.2.

Para el volcán Terevaka se propone la siguiente clasificación y agrupaciones, de acuerdo la geoquímica y petrografía de las rocas y estratigrafía definida por González-Ferrán et al. (2004), estas agrupaciones buscan representar una evolución temporal del volcán.

- A. Fase escudo y lavas Kuma (LK, TE3³), unidades separadas por la actividad tectónica descrita por González-Ferrán et al. (2004), la cual generó un sistema de fracturas de rumbo E-W y N70°W. La fase escudo corresponde a las unidades TE1 y TE2, conformada por principalmente basaltos transicionales; se decidió agruparlas al no observar diferencias químicas y porque no fue posible reconocer los flujos definidos para TE2 en imágenes satelitales del sector.
- B. En orden de menos a más diferenciada: lavas Te Kauhanga o Varu (LKV, TA7), lavas Omoanga (LO, TA5), lavas Tangaroa (LT, TA1), lavas Koe Koe (LKoe, TA3 y TA6) y lavas Mateveri (LM, TA2). Agrupadas por González-Ferrán et al. (2004) como el Grupo Tangaroa. Se excluye de esta agrupación a las lavas Roiho (TA4) ya que corresponden al volcanismo más reciente de la isla. La compilación realizada no contiene muestras para la unidad LKV. En cuanto al tipo de rocas, LO esta compuesto por andesitas basálticas, LKoe corresponde en su mayoría a hawaitas y algunas mugearita asociadas al flujo Koe Koe y Maunga O'Tuu, LM se compone de mugearitas y benmoritas, relacionadas al flujo con el mismo nombre atribuido a la actividad de Maunga Tararaina. Por simplicidad, este grupo de unidades será referido como lavas Hangaroa.
- C. Centros eruptivos basálticos (CEB, RA1 a RA8), corresponde al Grupo Rano Aroi descrito por González-Ferrán et al. (2004) y está compuesto por basaltos transicionales a toleíticos. Es posible identificar en las zonas cercanas a los cráteres, muestras más diferenciadas (muageritas), en estos casos los basaltos se encuentran en la parte distal del flujo.

³ (X, Y): X abreviación definida en este trabajo, Y abreviación utilizada por González-Ferrán et al. (2004)

A partir de la base geocronológica, se obtienen edades K/Ar para las unidades RA1, RA2, RA4, RA7 y RA8, en un rango de 0.14 ± 0.10 a 0.24 ± 0.05 . Considerando que el rango de error de cada datación y la similitud litológica, serán tratadas como agrupación centros eruptivos basálticos o en base a las subdivisiones propuestas por González-Ferrán et al. (2004) acorde a la estratigrafía de los flujos.

- D. Lavas Te Pua Roa (LPR, HH1), lavas Hiva Hiva (LH, HH2) y lavas Roiho (LR, RA4). Representan las erupciones más recientes, González-Ferrán et al. (2004) agrupó a las primeras dos como el grupo Hiva Hiva y el último dentro del Grupo Rano Aroi. LPR esta compuesto por muageritas y se atribuye a la actividad de Maunga Te Pua Roa. Finalmente, las lavas Hiva Hiva y Roiho corresponden a basaltos transicionales, con macrocristales reconocibles de olivino para la primera y posibles microcristales de olivinos, completamente alterados a iddingsita en el segundo, se asocian a los flujos de Maunga Hiva Hiva y Vakakipu respectivamente, ubicados uno al lado del otro y con firmas geoquímicas particulares. Ambos flujos han sido identificados como Roiho en la literatura.

Información detallada de cada unidad, en cuanto a petrografía, geoquímica e isotopía será abordada en los capítulos 5.3, 5.4 y 6.1.6.

5.3 Petrografía del volcán Terevaka

Se describieron 12 secciones delgadas, cuya ubicación se detalla en la Figura B. 3 en la sección de anexos B, las cuales son muestras representativas de algunas unidades identificadas para el volcán Terevaka. La clasificación, en cuanto al tipo de roca, se realizó de acuerdo con la mineralogía y geoquímica (detallada en el capítulo 5.4.3).

La descripción se enfocó principalmente en las texturas de cada roca, con el propósito de identificar evidencias y establecer condiciones cualitativas en cuanto a procesos de formación y evolución de las rocas.

En la sección C de los anexos se presentan las fichas de descripción de cada muestra junto con fotografías representativas de las texturas observadas.

5.3.1 Lavas Koe Koe

Representado por las muestras TE18 y TE19, corresponden a hawaitas. Geográficamente, la muestra TE18 se ubica en la parte oeste del flujo Koe Koe, cercano a Hanga Tee y TE19 al este, próximo a Hanga Hua Reva.

En cuanto a las texturas, ambas presentan textura porfírica, pero difieren en el porcentaje de macrocristales presentes y sus dimensiones promedio, 13 % y de mayor tamaño para TE18 versus 0.8% para TE19 (para un mayor detalle en cuanto a los porcentajes de cada fase y sus tamaños respectivos, visitar la sección C de los anexos). También coinciden en la presencia de cúmulos de plagioclasa, piroxeno y opacos (textura cumulo porfírica, Figura C. 1.A, Figura C. 1.B, Figura C. 3.E y Figura C. 3.F), aunque nuevamente, se observa una mayor densidad y tamaño en TE18.

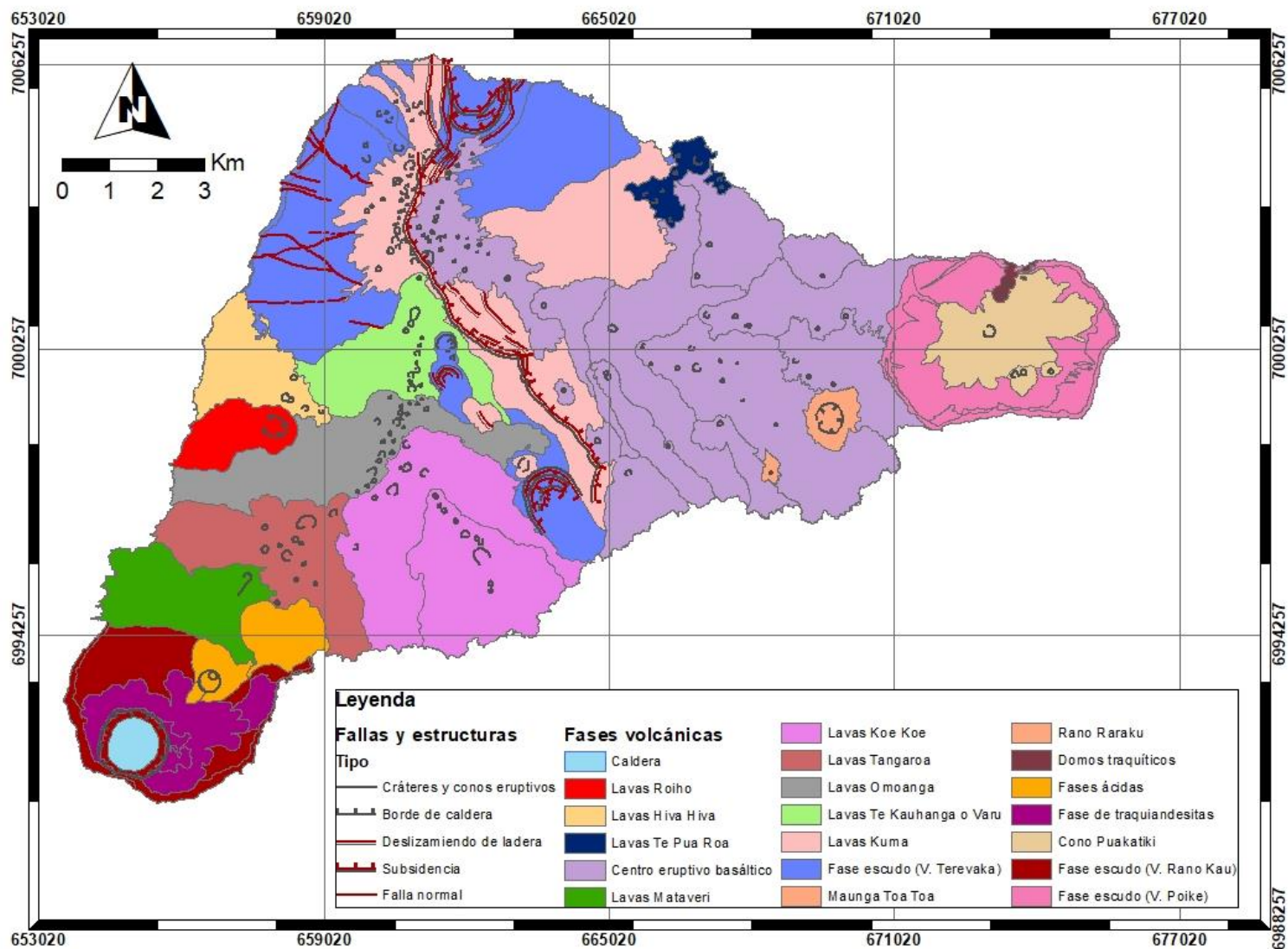


Figura 5-6: Distribución de las fases volcánicas reconocidas y utilizadas para análisis posteriores de los volcanes Poike, Rano Kau y Terevaka, realizado en base a la geología mapeada por González-Ferrán et al. (2004). Para los volcanes Poike y Rano Kau se utiliza la clasificación propuesta por Sepúlveda (2015). Los colores utilizados hacen alusión a las gamas de colores seleccionadas para la construcción de diagramas para análisis geoquímico, isotópico y modelo de fusión parcial.

En macrocristales individuales, se pueden observar plagioclasas zonadas y con inclusiones cristalinas en TE18 y la forma de estos, suele ser subhedral a euhedral. En TE19, se aprecian texturas de borde de reabsorción en piroxenos y plagioclasas, y sieve en las últimas (Figura 5-7.A y Figura 5-7.B).

Tanto TE18 como TE19 presentan una masa fundamental intergranular compuesta por microlitos de plagioclasa, piroxeno y magnética. En particular, se observa una oxidación del vidrio de la muestra TE19 junto con bandeamientos de color marrón oscuro y marrón claro (Figura C. 4 en la sección de anexos C).

A diferencia de TE18, muestra que carece de vesículas, en TE19 es posible observarlas en un bajo porcentaje (4%).

En la sección delgada de TE18 se destaca en particular un cristal de plagioclasa zonado y con inclusiones de microlitos de apatito, clinopiroxeno, plagioclasas y óxidos (Figura 5-7.C y Figura 5-7.D) y un cúmulo de plagioclasa, piroxeno y óxidos de dimensiones de 2.6 x 3.4 mm (Figura 5-7.E y Figura 5-7.F). Ambos con bordes de reabsorción y tamaño considerablemente mayor a los cristales o cúmulos observados en el corte.

Se propone que estos ejemplares, en particular el cristal de plagioclasa, con la inclusión de apatito en su centro, corresponde a antecristales, entendiéndose como antecristales aquellos cristales de gran tamaño cuya composición geoquímica no se relaciona directamente con las fases que cristalizaron en el magma que los contiene y que además, pueden no reflejar la misma historia de cristalización. Estos cristales pueden haberse formado en la misma cámara magmática, a diferencia de los xenolitos, pero en un magma más primitivo (Larrea et al., 2013 y las referencias mencionadas).

El borde de reabsorción identificado sería una evidencia del desequilibrio químico entre el nuevo magma hospedador y el cristal o cúmulo formado en diferentes condiciones. La clasificación de antecristal puede extender a otros cúmulos de menor dimensión, los cuales incluyen cristales de plagioclasas de 1.3 a 1.9 mm y a los escasos fenocristales, con importantes bordes de reabsorción reconocidos en TE19. Estos cristales habrían sido movilizados durante la erupción a la superficie y no tendrían relación con procesos de cristalización asociados al ascenso o pre eruptivos.

5.3.2 Lavas Mataveri

Para estudiar esta unidad, se utilizaron las muestras TE12 y TE13, ambas mugearitas con textura porfírica, bajo o nulo porcentaje de vesículas (< 4 %) y una masa fundamental intergranular oxidada en bandas (Figura C. 5), compuesta por plagioclasa, clinopiroxenos y opacos.

Se observan escasos cúmulos de plagioclasa, piroxenos y opacos, evidenciando una textura cumulo porfírica (Figura 5-8.A y Figura 5-8.B), adicionalmente, junto con un bajo contenido de macrocristales (<2%) los que presentan texturas de borde de reabsorción y/o borde de reacción.

En cuanto la presencia de antecristales, se destaca un cristal de olivino con importantes embahamientos alterado a iddingsita (Figura 5-8.C y Figura 5-8.D). Las texturas, hábito y tamaño de este mineral permiten proponer que se tratase de un antecristal.

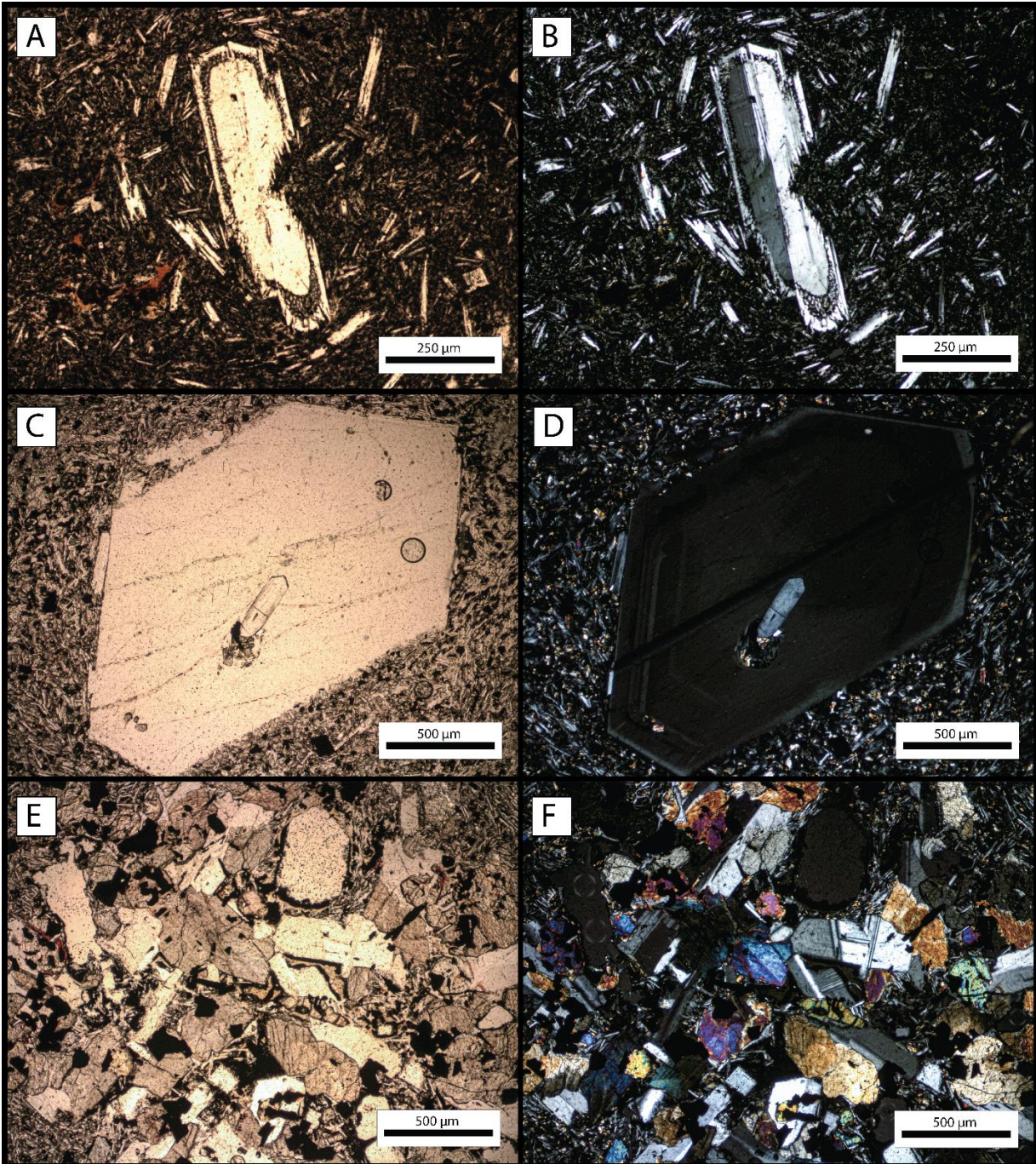


Figura 5-7: Fotomicrografías a LPP (A, C, E) y NC (B, D, F) de la unidad lavas Koe Koe del volcán Terevaka. En A y B (TE19) se observa un macrocristal de plagioclasa con macla en el que se observan texturas de sieve y borde de reabsorción. En C y D (TE18) se observa un cristal de plagioclasa prismático con inclusiones cristalinas de apatito, plagioclasa, clinopiroxeno y opacos en su centro y clinopiroxeno hacia el borde, se destaca una zonación en el cristal. En E y F (TE18) se observa el cúmulo de plagioclasa, piroxeno y opacos dimensión 2.6 x 3.4 mm.

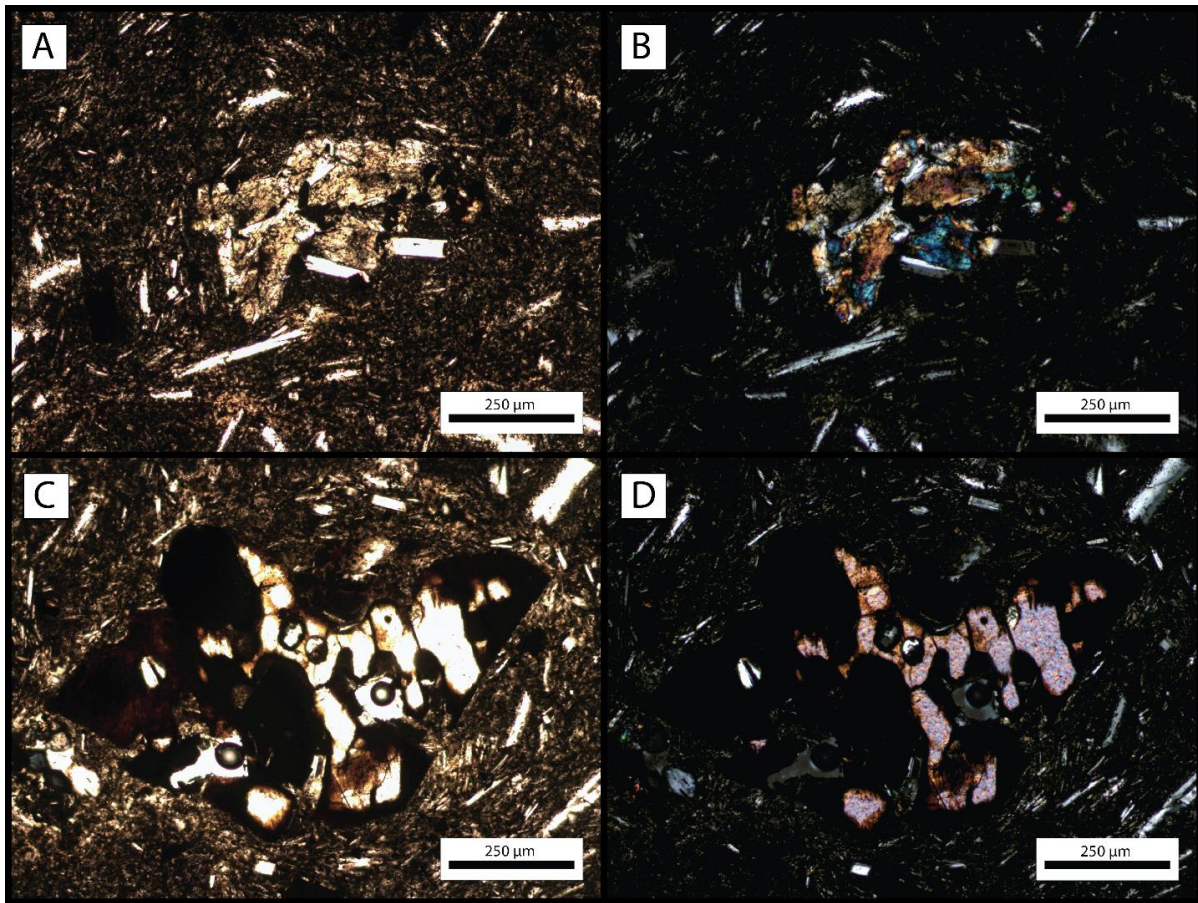


Figura 5-8: Fotomicrografías a LPP (A, C) y NC (B, D) de la unidad lavas Mataveri del volcán Terevaka. En A y B se observa un cúmulo de plagioclasas, piroxenos y opacos (textura cumulo porfírica, TE13). En C y D (TE13) es posible observar un cúmulo de piroxeno, plagioclasea y opacos (textura cumulo porfírica).

5.3.3 Centros eruptivos basálticos

Las muestras analizadas corresponden a TE22, TE23, TE26Bi, TE26Bs y TE32. Todas corresponden a basaltos porfíricos cuya mineralogía se compone de macrolitos de plagioclasea y piroxeno, microlitos de plagioclasea, piroxenos y opacos en una masa fundamental intergranular compuesta por microlitos de plagioclasea, clinopiroxeno y magnetita. Las muestras no presentan vesículas o el porcentaje correspondiente es menor al 2%, a excepción a las muestras TE26Bi y TE26Bs, representativas del flujo de Maunga Anamarana, en donde las vesículas alcanzan hasta un 23% de la roca total.

Se caracteriza la presencia de cúmulos de plagioclasea, piroxeno y opacos, denotando una textura cumulo porfírica (Figura 5-9.A y Figura 5-9.B). También se observan cúmulos de solo una fase, típico de las plagioclasas, además se distinguen en piroxenos (textura glomeroporfírica).

Los macrocristales de plagioclasea muestran en su gran mayoría textura de zonación y borde de reabsorción (Figura 5-9.C y Figura 5-9.D), la última textura, también observada en los

piroxenos. En alguno de los cortes, fue posible reconocer macrocristales de piroxenos esqueletales (Figura 5-9.E y Figura 5-9.F)

Similar a lo descrito en las lavas Koe Koe, se identifican antecristales, en particular en las secciones delgadas TE26Bi y TE26Bs. En estas muestras se observan plagioclasas zonadas de grandes dimensiones, en comparación a los cristales presentes en el corte, con bordes de reabsorción.

5.3.4 Lavas Hiva Hiva

Para estas lavas se estudiaron las muestras TE35 y TE35b, ambas asociadas a las mismas coordenadas. A muestra de mano difieren porque TE35b tiene un alto porcentaje de vesículas (~ 20%).

Ambas corresponden a basaltos porfíricos con una masa fundamental intergranular, pero difieren en la mineralogía, ya que TE35 presenta macro y microcristales de olivino. Adicionalmente, se observa que TE35b contiene un contenido ligeramente mayor de macrocristales de plagioclasa, bordes de reabsorción en olivinos y piroxenos y una masa fundamental oxidada.

En cuanto a los cúmulos de cristales, en TE35 se reconoce una textura glomeroporfírica, con agrupaciones de plagioclasas, piroxenos y olivinos (Figura 5-10.A y Figura 5-10.B), y una textura cumulo porfírica en grupos de piroxeno + olivinos y plagioclasas + piroxenos + opacos, esta última combinación es la observada en la muestra TE35b (Figura 5-10.C y Figura 5-10.D).

Los macrocristales de plagioclasas presentan texturas de zonación, sieve y fracturas, algunos ejemplares muestran inclusiones de clinopiroxenos y opacos (Figura 5-10.E y Figura 5-10.F).

En este flujo igualmente se reconocen antecristales, los cuales corresponden a los macrocristales de plagioclasa como Figura 5-10.F y de olivino, cristales que presentan zonación, en especial en las plagioclasas, bordes de reabsorción, destacan en cuanto a su tamaño y en aquellos de mayor dimensión se observa un hábito desarrollado.

5.3.5 Lavas Roiho

Representando las lavas Roiho, se describió la muestra TE16 (la cual no será incluida en las secciones posteriores debido a su importante alteración, las cuales afectarían directamente los análisis químicos de roca total). Corresponde a una lava porfírica, con escasos macrocristales de piroxenos, < 1% de vesículas y una masa fundamental interseccional a intergranular.

Se aprecian microcristales de piroxenos y posibles olivinos, completamente reemplazados a iddingsita, lo cual dificulta la identificación del mineral original (Figura 5-11.A y Figura 5-11.B).

Al igual que en las lavas Mataveri, se observan bandas de diferentes tonalidades de marrón y en los límites de los cambios de color se aprecian microcristales de plagioclasa orientados de manera paralela (Figura 5-11.E y Figura 5-11.F).

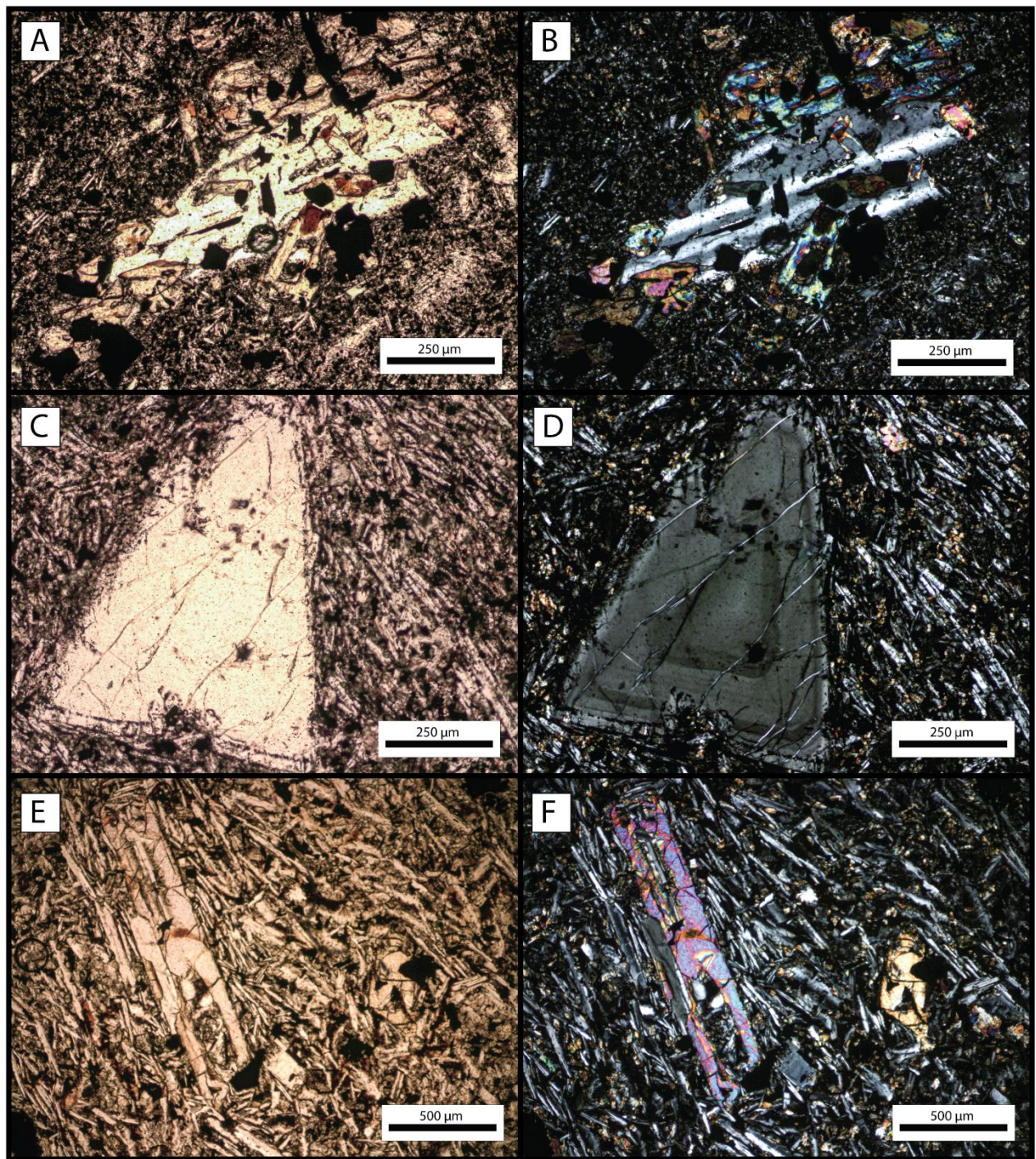


Figura 5-9: Fotomicrografías a LPP (A, C, E) y NC (B, D, F) de la unidad Centros Eruptivos Basálticos (CEB) del volcán Terevaka. En A y B se observa un cúmulo de plagioclasas, piroxenos y opacos (textura cumuloporfírica, TE26Bi). En C y D se observa un macrocristal de plagioclasa zonado y con borde de reabsorción (TE23). En E y F se observa un macrocristal de piroxeno esquelético, en contacto con plagioclasa.

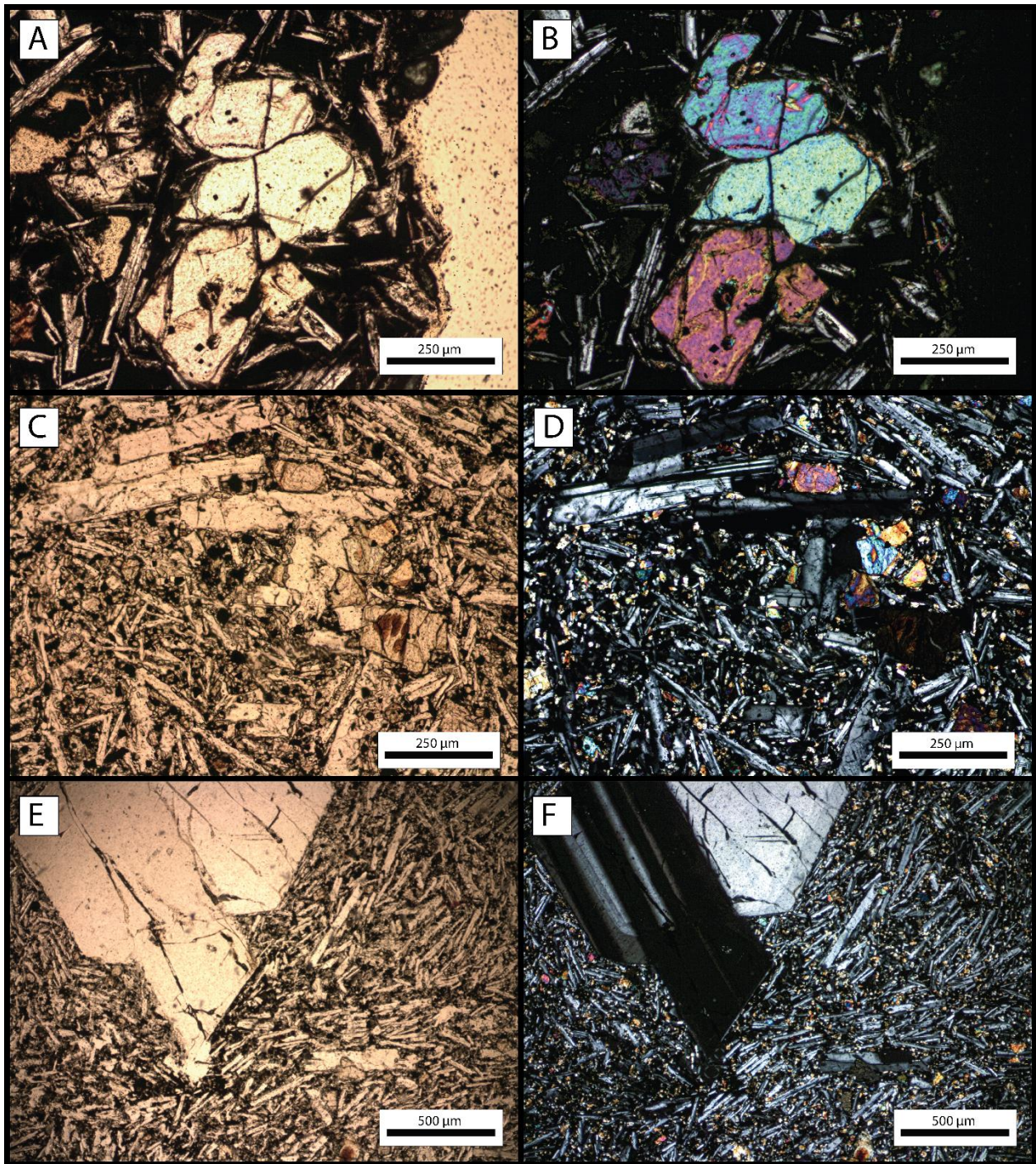


Figura 5-10: Fotomicrografías a LPP (A, C, E) y NC (B, D, F) de la unidad lavas Hiva Hiva del volcán Terevaka. En A y B se reconoce un cúmulo de cristales de olivinos (textura glomeroporfírica), con texturas de reabsorción (TE35b). En C y D se observa un cúmulo de plagioclasa, piroxenos y opacos (textura cumuloportírica, TE35). En E y F se aprecian dos macrocristales de plagioclasa en contacto (textura glomeroporfírica, TE35) zonado y con fracturas.

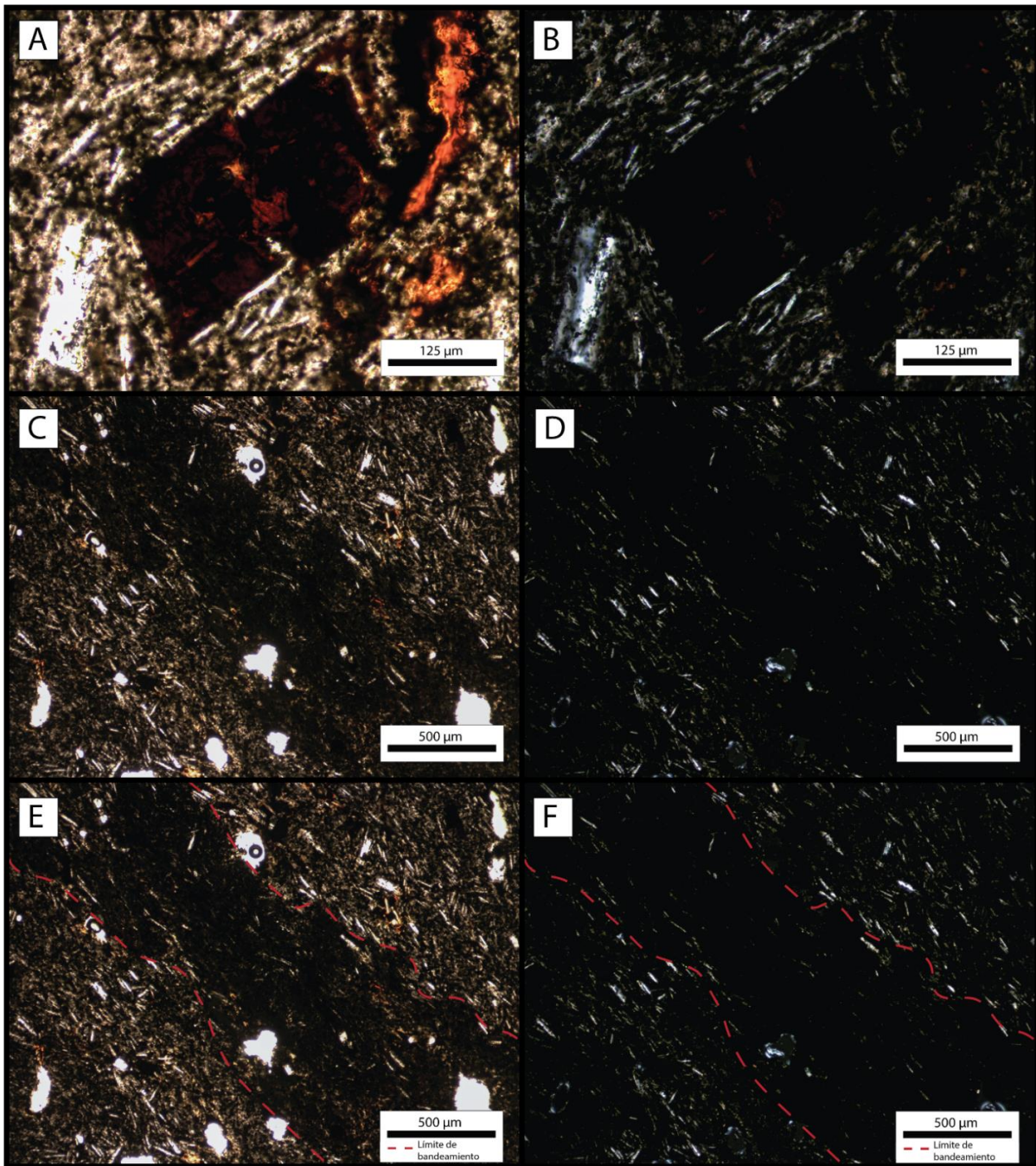


Figura 5-11: Fotomicrografías a LPP (A, C, E) y NC (B, D, F) de la unidad lavas Roiho del volcán Terevaka. En A y B se observa un posible cristal de olivino o piroxeno, completamente reemplazado a iddingsita. En C y D se puede observar un cambio de color en la masa fundamental, observándose una banda de color marrón oscuro en el centro, rodeada por una masa fundamental de color marrón claro, en E y F se marca el límite asociado al bandeamiento con una línea segmentada de color rojo.

5.4 Geoquímica

En las secciones 5.4.1, 5.4.2 y 5.4.3 se presentarán los resultados de los análisis químicos de los volcanes Poike, Rano Kau y Terevaka respectivamente. En cuanto a los dos primeros, se

busca verificar y complementar los análisis realizados por Sepúlveda (2015) a partir de las 27 muestras extraídas en el marco de su trabajo de título y 10 muestras que le fueron facilitadas por Rodrigo Rauld, con la base de datos geoquímicas construida en esta investigación.

Para el volcán Terevaka, se incluyen los análisis químicos inéditos de 15 muestras, lo cuales también serán analizados en complemento con la base geoquímica. Con estos análisis se busca identificar patrones, principalmente en el volcanismo fisural y en caso de encontrarlos, proponer una nueva clasificación a las unidades descritas por González-Ferrán et al. (2004).

5.4.1 Volcán Poike

5.4.1.1 Análisis de elementos mayores

Las rocas del volcán Poike reflejan una composición bimodal, con un rango composicional de SiO₂ (wt%) desde 42.99 (wt%) a 50.78 (wt%), para las unidades Cono Puakatiki (FS120914-4 y FS120914-5) y la fase escudo. Las composiciones más diferenciadas se encuentran en las muestras de los domos traquíticos, en un rango de 64.67 (wt%) a 68.24 (wt%). Con respecto al contenido de MgO, se exhibe un rango de 3.99 (wt%) a 5.89 (wt%) para las 2 primeras fases y desde 0.03 (wt%) a 0.15(wt%) para los domos traquíticos.

A partir del diagrama TAS (Le Bas et al., 1986 en Le Maitre et al., 2005, Figura 5-12) se puede visualizar el comportamiento bimodal de las muestras, las cuales corresponden a basaltos y benmoritas principalmente. Se puede observar que las muestras asociadas a la fase escudo y Cono Puakatiki quedan ubicadas por debajo de la curva definida por Irvine y Baragar (1971) para separar la afinidad alcalina de la subalcalina/toleítica. En el caso de las muestras asociadas a los domos traquíticos, se aprecia que quedan tanto sobre como por debajo de la curva.

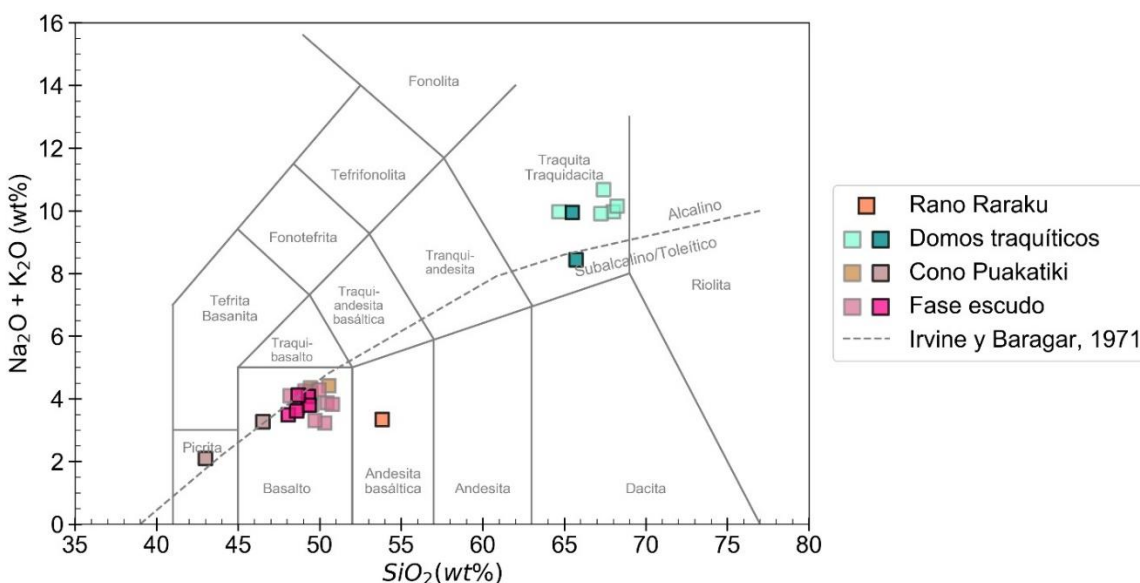


Figura 5-12: Diagrama TAS con las muestras del volcán Poike, en colores oscuros con bordes negros (rosado, marrón claro, verde azulado y naranja) se presentan las muestras asociadas a los análisis realizados por Sepúlveda (2015) y en colores

claros con borde gris (rosado claro, marrón anaranjado verde agua) los análisis realizados por Clark (1975), Bonatti et al. (1977) y Haase et al. (1997). Le Bas et al. 1986 en Le Maitre et al. (2005).

En la Figura 5-13 se presenta el diagrama discriminatorio entre basaltos alcalinos y subalcalinos propuesto por Bellieni et al. (1983) (en Le Maitre et al., 2005), es posible observar que en su gran mayoría los basaltos corresponden a basaltos transicionales y de manera subordinada basaltos subalcalinos.

En el diagrama AFM (Irvine y Baragar, 1971; Figura 5-14) se observa que todas las muestras quedan por sobre la curva divisoria de las series calcoalcalinas y toleíticas definidas por el autor, confirmando un carácter transicional a toleítico. El componente FeO_T fue calculado con la ecuación 6 (en Reyes, 2012).

$$FeO^t = FeO + \frac{Fe_2O_3}{1.11} \quad (6)$$

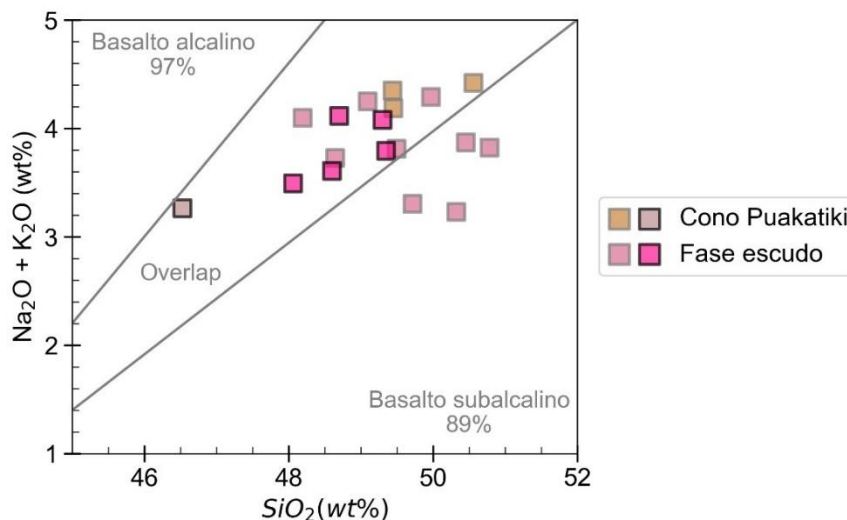


Figura 5-13: Diagrama discriminatorio entre basaltos alcalinos y subalcalinos para las muestras del volcán Poike (Bellieni et al., 1983 en Le Maitre et al., 2005). Colores y símbolos de acuerdo a lo definido en la Figura 5-12.

Para complementar la caracterización anterior, se realizó el análisis de la norma CIPW (Cross et al., 1912) utilizando la planilla Excel desarrollada por Hollocher para las muestras de las diferentes unidades, cuyo detalle se presenta en la sección Anexo C.1. De manera general se aprecia la ausencia de nefelina normativa, lo que descarta la afinidad alcalina, la presencia de cuarzo e hipersteno normativos permite definir que las rocas están sobresaturadas en sílice y la presencia de anortita y diópsido normativos indica que las muestras son metaluminosas ($Na_2O + K_2O < Al_2O_3 < CaO + Na_2O + K_2O$; Le Maitre et al., 2005) a excepción de las muestras pertenecientes a los domos traquíticos y Cono Puakatiki, donde la presencia de corindón normativo clasifica a las rocas como peraluminosas ($Al_2O_3 > CaO + Na_2O + K_2O$; Le Maitre et al., 2005).

Según el diagrama de K_2O (wt%) vs Si_2O (Le Maitre et al., 2005; Figura 5-15) las rocas de la fase escudo y Cono Puakatiki exhiben un contenido de potasio medio a excepción de muestras

17732, EH39 y FS120914-6b, las cuales presentan un bajo contenido de potasio. En el caso de las rocas de los domos traquíticos, se definen con un alto K.

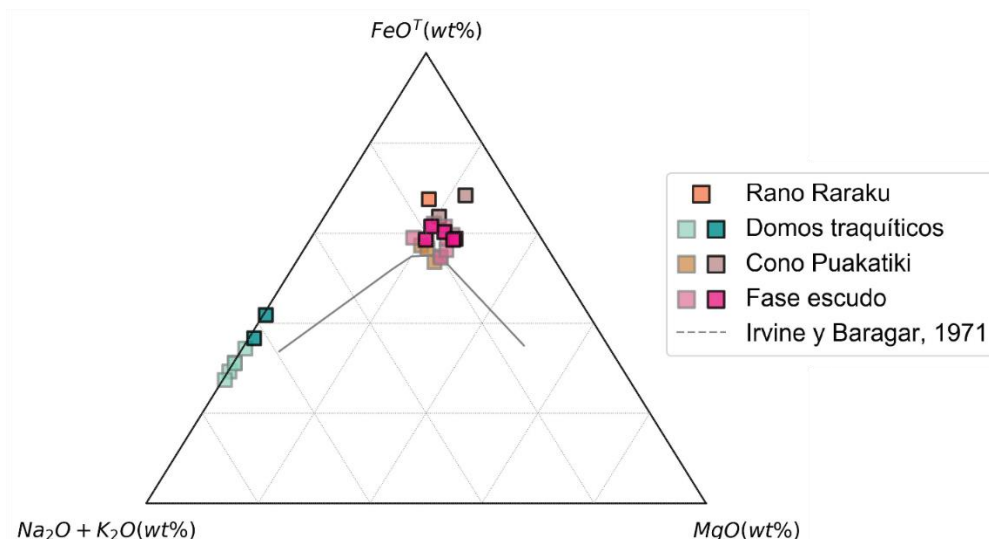


Figura 5-14: Diagrama AFM (Irvine y Baragar, 1971) para las muestras del volcán Poike. Colores y símbolos de acuerdo a lo definido en la Figura 5-12.

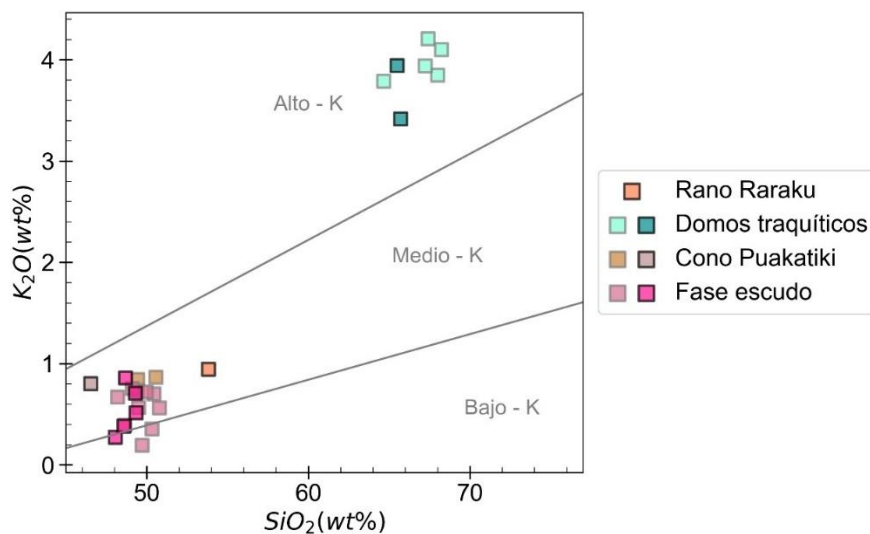


Figura 5-15: Diagrama de K_2O (wt%) vs SiO_2 (wt%) y líneas divisoras de los campos de bajo K, medio K y alto K. (Le Maitre et al., 2005) para las muestras del volcán Poike. Colores y símbolos de acuerdo a lo definido en la Figura 5-12.

Al comparar los diagramas de Harker (Figura 5-16) y los diagramas bivariantes de MgO vs óxidos de elementos mayores (Figura 5-17) se observan comportamientos similares para los compuestos FeO_T , TiO_2 , CaO y para Na_2O , K_2O . Para el primer grupo se observa una disminución de la concentración al aumentar el contenido de silicio y un incremento al aumentar la concentración de MgO (wt%), el comportamiento inversamente proporcional también se observa al comparar la concentración de SiO_2 y MgO. Para los compuestos Na_2O

y K_2O se observa un respectivo incremento y disminución, al aumentar el contenido de SiO_2 y MgO , en donde la fase de domos traquíticos (más evolucionada) presenta las mayores concentraciones de estos elementos, reflejando así el comportamiento incompatible de Na_2O y K_2O . Con respecto a Al_2O_3 y P_2O_5 no se observa un patrón lineal como en los compuestos ya analizados, pero si se aprecia una tendencia de general de disminución en la concentración al aumentar el contenido de silicio y un aumento al incrementar el contenido de MgO , donde las muestras más evolucionadas contienen las menores concentraciones para ambos componentes.

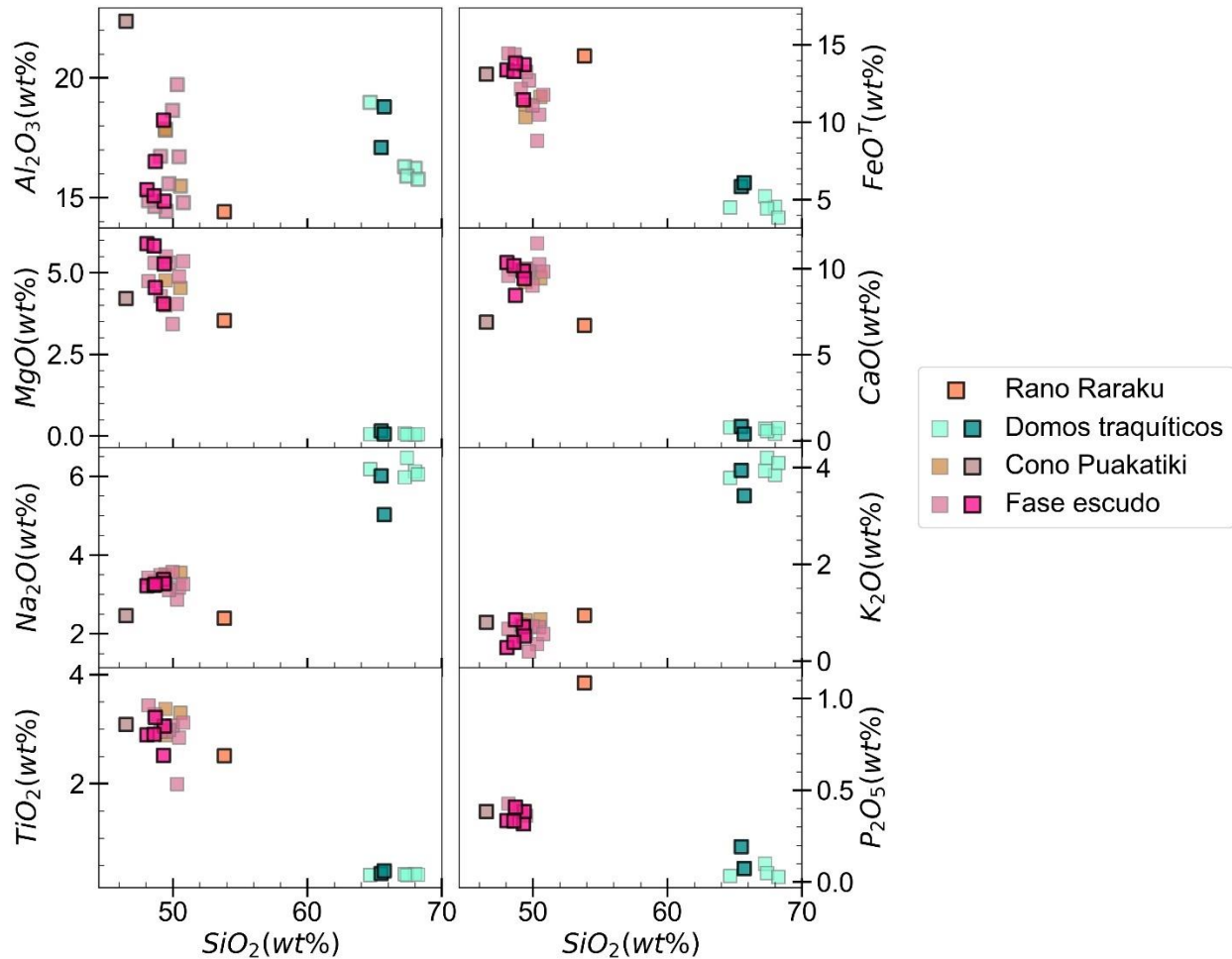


Figura 5-16: Diagramas de Harker para las muestras del volcán Poike. Colores y símbolos de acuerdo a lo definido en la Figura 5-12.

Para el cálculo del número de magnesio (#Mg) se utilizó la ecuación 7 en base al wt% normalizado al 100% anhidro de los compuestos involucrados.

$$\#Mg = 100 * \frac{MgO}{MgO + FeO_T} \quad (7)$$

5.4.1.2 Análisis de elementos traza

En la Figura 5-18 se presenta el diagrama Spider normalizado al N-MORB (Sun y McDonough, 1989) para los elementos trazas del volcán Poike, se puede observar que, de manera general, existe un enriquecimiento con respecto al N-MORB y anomalías negativas de Sr y Cs.

Para la fase escudo y Cono Puakatiki, se destaca una disminución en el contenido de LILE a HFSE aproximadamente lineal y en el caso de la unidad Cono Puakatiki se aprecia que las HFSE se aproximan a la composición del N-MORB. Un patrón diferente es el observado en los domos traquíticos, donde no se encuentra una pendiente estable en el diagrama Spider y puede ser atribuido a la naturaleza alterada de las rocas, discutido en la sección 4.5.2.1.

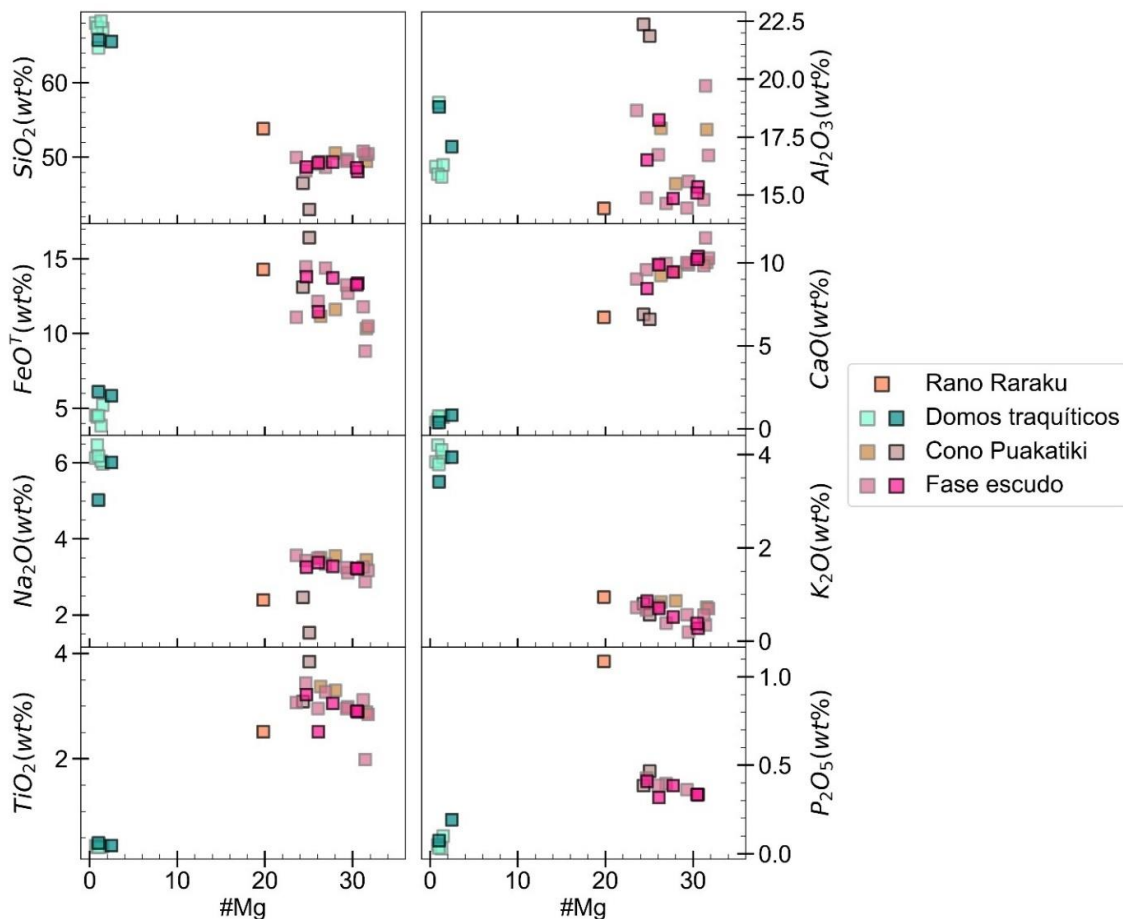


Figura 5-17: Diagramas bivariantes de MgO vs óxidos de elementos mayores del volcán Poike. Colores y símbolos de acuerdo a lo definido en la Figura 5-12.

En la fase escudo se pueden distinguir dos patrones, uno con una pendiente casi constante, al pasar de las tierras raras livianas a pesadas y otro patrón no lineal. Las rocas pertenecientes al primer grupo corresponden a las muestras del conjunto FS120914-6, extraídas de la base del acantilado que representan los especímenes más viejos, a diferencia de las rocas del segundo patrón, FS120914-1 y FS140914-2, las cuales fueron recuperadas en la cima de la

fase escudo y poseen un LOI cercano a 2, lo que pudo haber inferido en la perturbación del patrón.

Con lo anterior, se construyeron los diagramas #Mg vs LILE, #Mg vs elementos de transición y #Mg vs HSFE. En el primer diagrama (Figura 5-19) se observa un comportamiento similar para el Rb y el Ba, los cuales disminuyen en concentración al aumentar el #Mg, donde las muestras más evolucionadas poseen las mayores concentraciones y la fase escudo y Cono Puakatiki forman una agrupación presentando los menores valores de dichos elementos, en un rango de 1.6 (ppm) a 11.5 (ppm) en el caso del Rb y desde 99 (ppm) hasta 169 (ppm) para el Ba. Es necesario destacar que las rocas extraídas de la cima del acantilado presentan una mayor concentración de ambos elementos en comparación a la base.

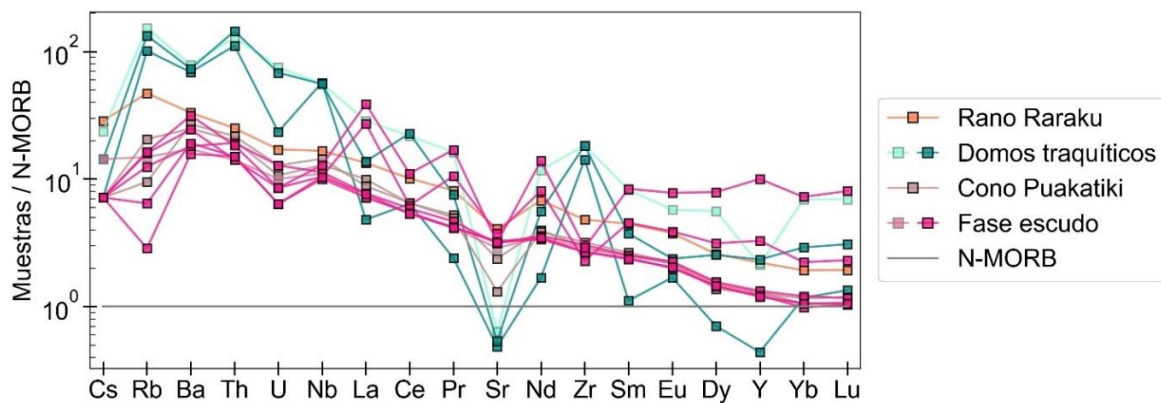


Figura 5-18: Diagrama Spider normalizado al N – MORB (Sun y McDonough, 1989) para las muestras del volcán Poike. Colores y símbolos de acuerdo a lo definido en la Figura 5-12.

Con respecto al Sr, se observa un patrón inverso y no tan definido como en el caso anterior para la agrupación de las unidades menos evolucionadas, con un incremento en la concentración del elemento al aumentar #Mg. Para un número magnesiano similar, las muestras del Cono Puakatiki contienen una menor concentración de Sr en comparación a la secuencia de escudo.

En el diagrama de #Mg vs elementos de transición (Figura 5-20), se aprecia un patrón similar para el Ni y el V e inverso al descrito para Rb y Ba, con una mayor concentración de los elementos en las rocas de las fases escudo y Cono Puakatiki. Para el Cr₂O₃, solo 7 muestras tienen concentraciones detectables, pertenecientes a la fase escudo y al Cono Punitaki, en el rango de 0.003 a 0.014 ppm. Lo anterior, sumado con el acotado rango de #Mg a considerar, solo permite deducir que no hay variaciones significativas dentro de la misma unidad en cuanto a la concentración de este compuesto.

Finalmente, en el diagrama de #Mg vs HFSE (Figura 5-21) se observa una disminución en la concentración al aumentar el #Mg para los elementos Hf, Nb, Ta, Th, U y Zr, donde las mayores concentraciones las presentan los domos traquíticos, a excepción de la muestra FS120914-3 para el U, esta muestra corresponde a un rodado (debido a las limitaciones de extracción de muestras por conservación patrimonial) la cual no cuenta con descripción petrográfica, y por

consiguiente, no se conoce la extensión de su alteración. Para el caso del Y, se aprecia que tanto las muestras de la fase escudo, Cono Puakatiki y domos traquíticos presentan valores en el rango de 12 a 92 ppm, a excepción de la muestra FS140914-2, la cual presenta concentraciones significativamente altas en comparación a las muestras de la fase escudo.

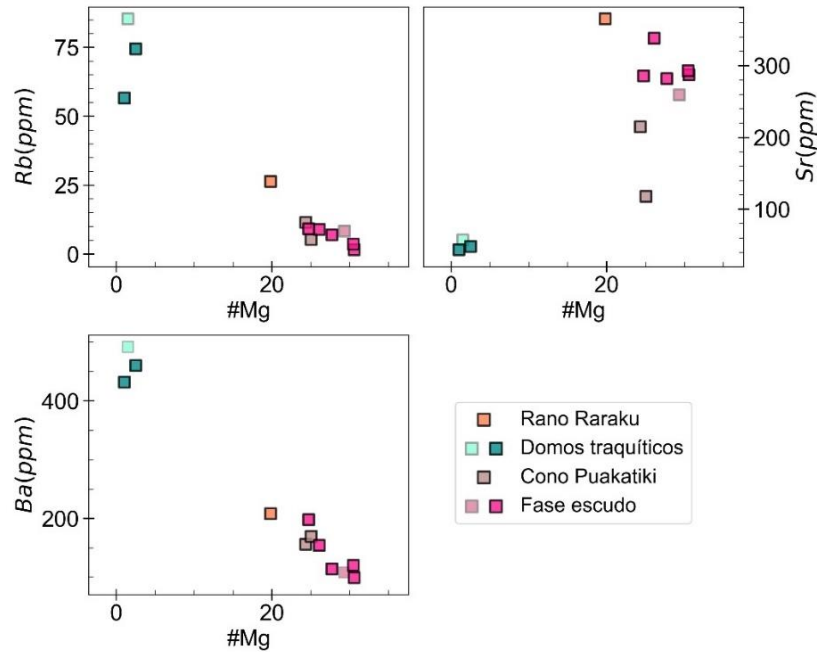


Figura 5-19: Diagramas bivariantes de #Mg vs LILE para las muestras del volcán Poike. Colores y símbolos de acuerdo a lo definido en la Figura 5-12.

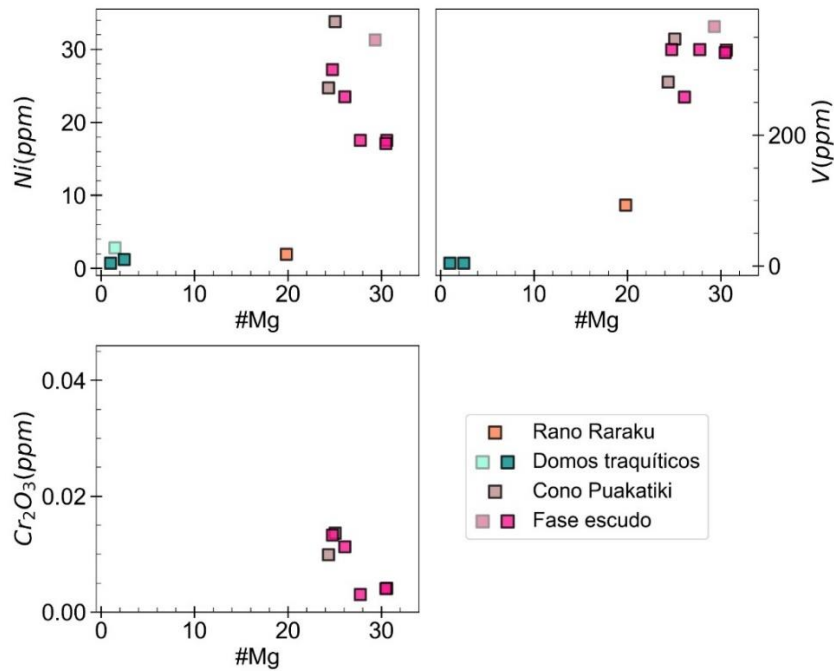


Figura 5-20: Diagramas bivariantes de #Mg vs elementos de transición para las muestras del volcán Poike. Colores y símbolos de acuerdo a lo definido en la Figura 5-12.

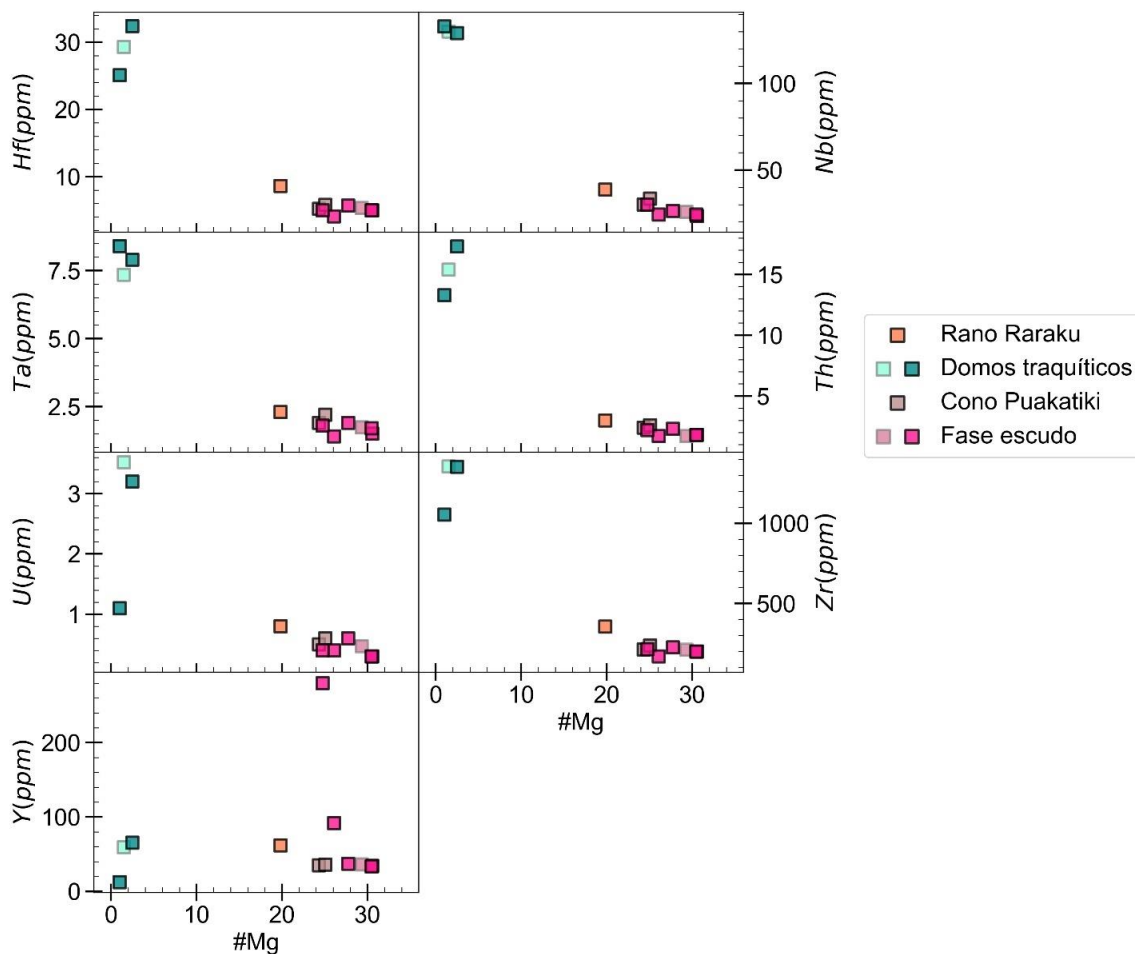


Figura 5-21: Diagramas bivariantes de #Mg vs elementos de transición para las muestras del volcán Poike. Colores y símbolos de acuerdo a lo definido en la Figura 5-12.

5.4.1.3 Análisis de tierras raras

Con respecto al análisis de tierras raras (Figura 5-22), se observan los mismos patrones descritos por Sepúlveda (2015), donde el autor reconoce un enriquecimiento con respecto al manto primitivo (Sun y McDonough, 1989) y al N-MORB (Sun y McDonough, 1989). La pendiente presenta razones promedio de $(La/Lu)_N$ de 3.94, $(La/Sm)_N$ igual a 2.28 y $(Ho/Lu)_N$ de 1.10.

En el caso de la fase escudo y el Cono Puakatiki, se observa un patrón similar al descrito en el diagrama Spider, en el cual no se distinguen anomalías importantes, a la excepción de las lavas correspondientes a la parte superior de la fase escudo. En las muestras de la cima del acantilado se observan anomalías negativas de Ce, atribuidas por Déruelle et al. (2002) y mencionado por Sepúlveda (2015) a la presencia de fosfatos supérgeneos enriquecidos en tierras raras, donde el Ce se mantiene en solución como Ce^{+4} .

El patrón de tierras raras para las muestras de los domos traquíticos se diferencia de las fases anteriores, al mostrar un patrón ligeramente cóncavo, debido a concentraciones mayores de HREE en comparación a MREE. Adicionalmente, se reconocen anomalías positivas de Ce y negativa de Y, en cuanto a Eu, no se aprecia un patrón común entre las 3 muestras estudiadas.

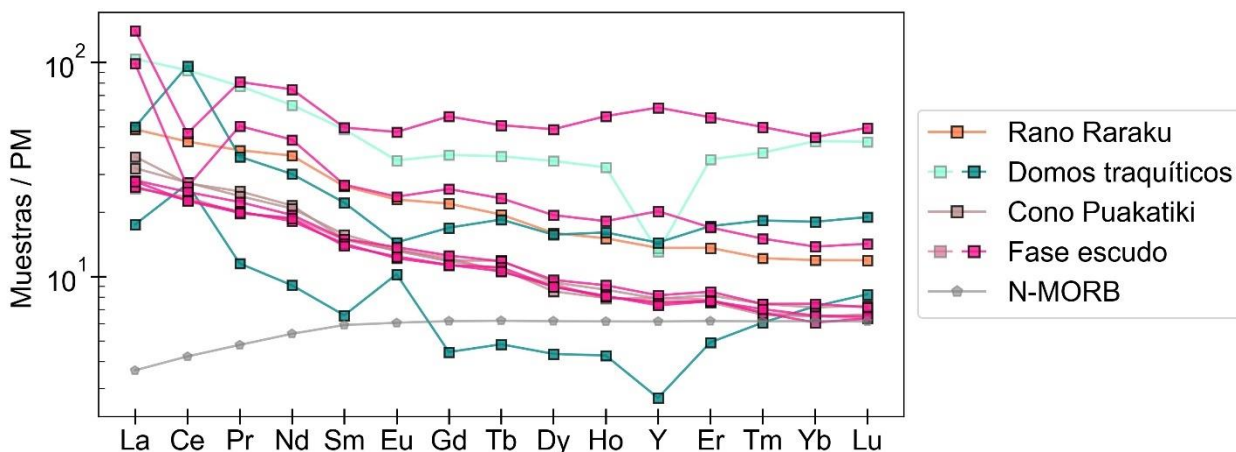


Figura 5-22: Diagrama de tierras raras normalizado al manto primitivo (Sun y McDonough, 1989) para las muestras del volcán Poike. Colores y símbolos de acuerdo a lo definido en la Figura 5-12.

En la Figura 5-23 se puede apreciar la variación de las razones de $(La/Lu)_N$ y $(La/Sm)_N$ de acuerdo con la diferenciación de las lavas. Para $(La/Lu)_N$ se observa una disminución de esta razón en las rocas de los domos traquíticos, en comparación a la fase escudo. En cuanto a variaciones dentro de la misma unidad, la fase escudo es la que presenta un rango más amplio, con la mayoría de las muestras entre 2.85 y 4.29, a excepción de FS120914-1 con una razón igual a 6.96.

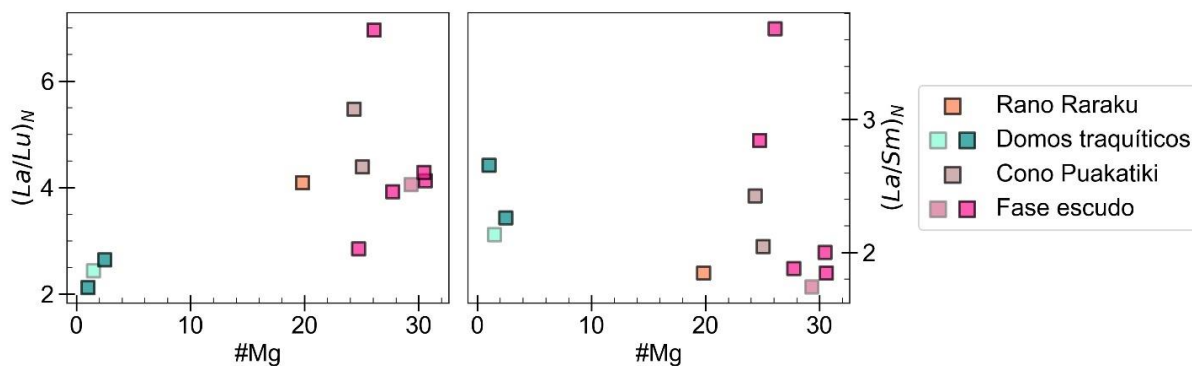


Figura 5-23: Variación de $(La/Lu)_N$ y $(La/Sm)_N$ vs #Mg para las muestras del volcán Poike. Colores y símbolos de acuerdo a lo definido en la Figura 5-12.

Con respecto a la razón de $(La/Sm)_N$, los rangos de valores son más acotados, entre 1.74 a 2.84. Nuevamente, la muestra FS120914-1 presenta una razón más elevada, con 3.68. Obviando este valor, no se observan grandes variaciones entre la fase escudo y Cono Puakatiki con los domos traquíticos.

De manera complementaria a la Figura 5-23, en la Figura 5-24 se presentan diagramas de variación de razones de REE vs la pendiente de $(La/Yb)_N$, estos diagramas permiten deducir empobrecimiento de HFSE desde la fase escudo a la fase de domos traquíticos, a excepción de la muestra FS-140914-2 cuya pendiente $(Sm/Lu)_N$ es igual a 1. La otra roca extraída de la cima del acantilado presenta un valor ligeramente menor al promedio, 2.2, con 1.88.

La razón Eu/Eu^* fue calculada según la ecuación 8 (en McLeannan, 1989), de acuerdo a lo presente en la Figura 5-24, la fase escudo y Cono Puakatiki no muestran una anomalía de europio, en cambio en las rocas de domos traquíticos es posible observar tanto anomalías negativas como positivas.

$$\frac{Eu}{Eu^*} = \frac{Eu}{(Sm * Gd)^{0.5}} \quad (8)$$

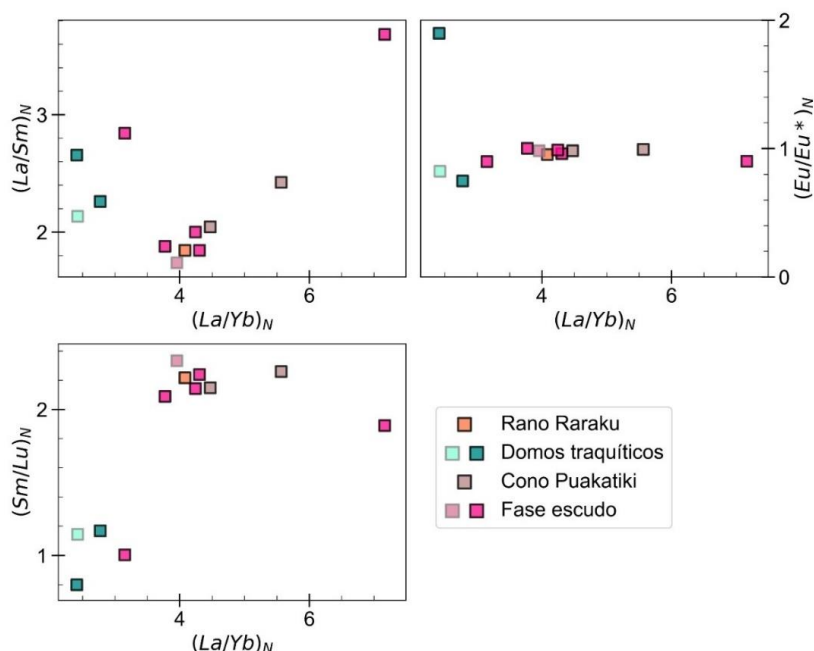


Figura 5-24: Diagrama de variación de razones de REE vs la pendiente de $(La/Yb)_N$. Colores y símbolos de acuerdo a lo definido en la Figura 5-12.

5.4.2 Volcán Rano Kau

5.4.2.1 Análisis de elementos mayores

El rango composicional que exhiben las rocas del volcán Rano Kau es más amplio que el observado en el volcán Poike y a su vez, más completo, presentando rocas de composiciones básicas, intermedias y ácidas. Con respecto al contenido de SiO_2 (wt%) las rocas presentan concentraciones desde 47.14 (wt%) a 74.75 (wt%), en cuanto al contenido de MgO (wt%), este varía desde 0.02 (wt%) a 5.87 (wt%).

En el diagrama TAS (Le Bas et al., 1986 en Le Maitre et al., 2005; Figura 5-25) se puede apreciar la distribución de fases propuesta por Sepúlveda (2015) la cual es complementada

con la información de análisis de elementos mayores recopilada para la bases de datos. La fase escudo está compuesta en su mayoría por basaltos y algunas benmoritas del sector de Orongo (OR4-50A y OR4-50B), la fase de traquiandesitas se compone principalmente por benmoritas, dos traquiandesitas basálticas (FS130914-5 y FS130914-6) y un basalto de clinopiroxeno perteneciente a la caldera del Rano Kau (FS130914-1b) y finalmente las fases ácidas están conformadas por traquitas y riolitas.

Como se puede observar en Figura 5-25, las muestras quedan, en su mayoría, por debajo o sobre la curva definida por Irvine y Baragar (1971) denotando la afinidad transicional a subalcalina – toleítica.

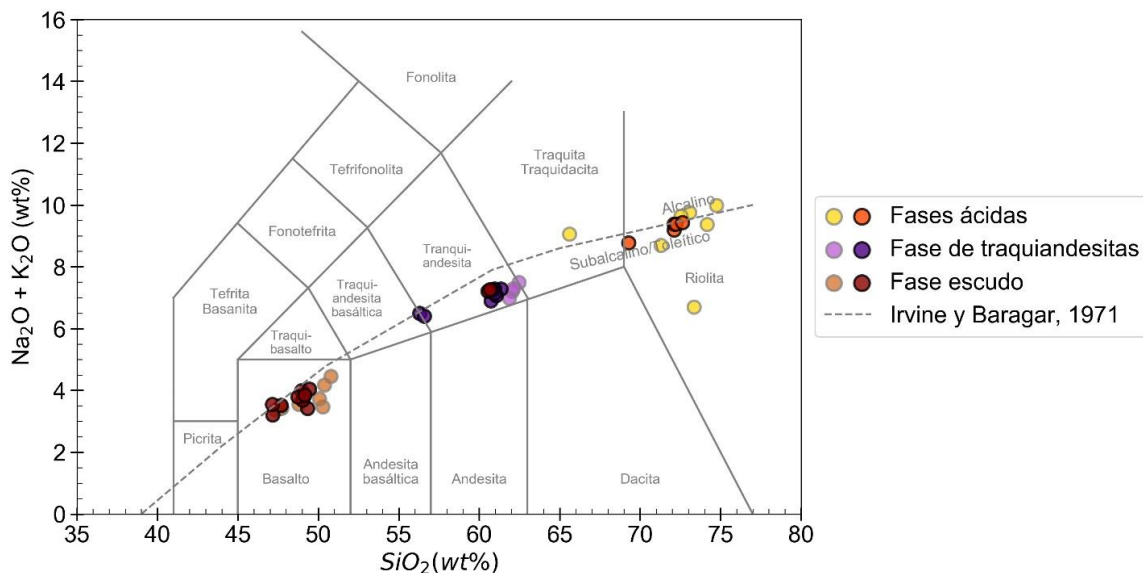


Figura 5-25: Diagrama TAS con las muestras del volcán Rano Kau, en colores oscuros y con bordes negros (marrón, morado y anaranjado) se presentan las muestras asociadas a los análisis realizados por Sepúlveda (2015) y en colores claros con borde gris (marrón claro, lila y amarillo) los análisis realizados por Clark (1975), Bonatti et al. (1977), Haase et al. (1997) y González-Ferrán (1974). Le Bas et al. 1986 en Le Maitre et al. 2005.

En la Figura 5-26 se presenta el diagrama discriminatorio de basaltos alcalinos y subalcalinos, se puede apreciar que los basaltos de la fase escudo son principalmente transicionales y de manera subordinada, subalcalinos.

De acuerdo con el diagrama AFM (Irvine y Baragar, 1971; Figura 5-27) las rocas del volcán Rano Kau se encuentran por sobre la curva definida por el autor, en el campo de la serie toleítica, confirmando la afinidad subalcalina – toleítica inferida a partir del diagrama TAS. Para complementar lo anterior se realizó el análisis de norma CIPW a todas las muestras, cuyo detalle se presenta en la sección Anexo C.2. Se observa la ausencia de nefelina normativa, lo que reafirma la afinidad subalcalina – toleítica obtenida de los diagramas anteriores. En el caso de las fases escudo y traquiandesitas, la presencia de cuarzo e hipersteno normativos indican que las rocas están sobresaturadas en sílice y la presencia de anortita y diópsido permite clasificarlas como metaluminosas ($Na_2O + K_2O < Al_2O_3 < CaO + Na_2O + K_2O$; Le Maitre et al., 2005) a diferencia de las fases ácidas, donde la mayoría de las rocas que componen esta

unidad se destacan por la ausencia de anortita, diópsido y/o hipersteno y presentan wollastonita y aegerina normativa, en particular, las muestras EH10 (Clark, 1975), EI9219 (Haase et al., 1997), FS130914-2a, FS130914-3, FS140914-4b (Sepúlveda, 2015) y OG818 (González-Ferrán O. , 1974) se clasifican como peralcalinas (ausencia de anortita, diopsido, hipersteno y presencia de aegerina. $Al_2O_3 < Na_2O + K_2O$; Le Maitre et al., 2005) y a las muestras EH50, FS100914-3, FS140914-4a y OG806 como metaluminosas (presencia de anortita y/o diópsido normativos).

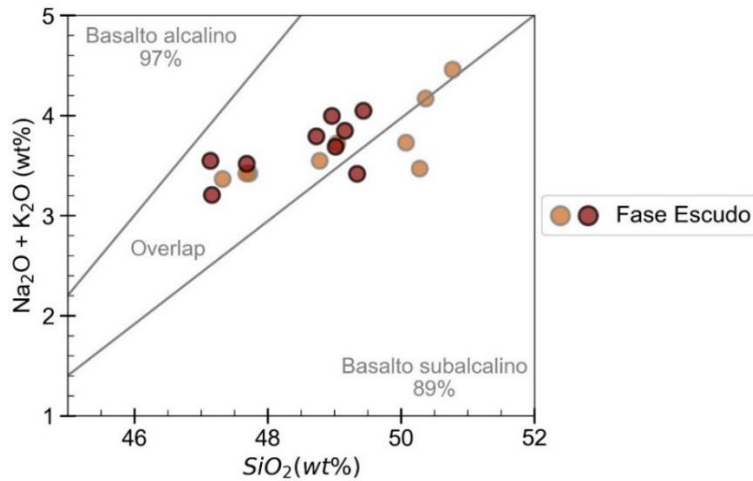


Figura 5-26: Diagrama discriminatorio entre basaltos alcalinos y subalcalinos para las muestras del volcán Rano Kau (Bellieni et al., 1983 en Le Maitre et al., 2005) Colores y símbolos de acuerdo a lo definido en la Figura 5-25.

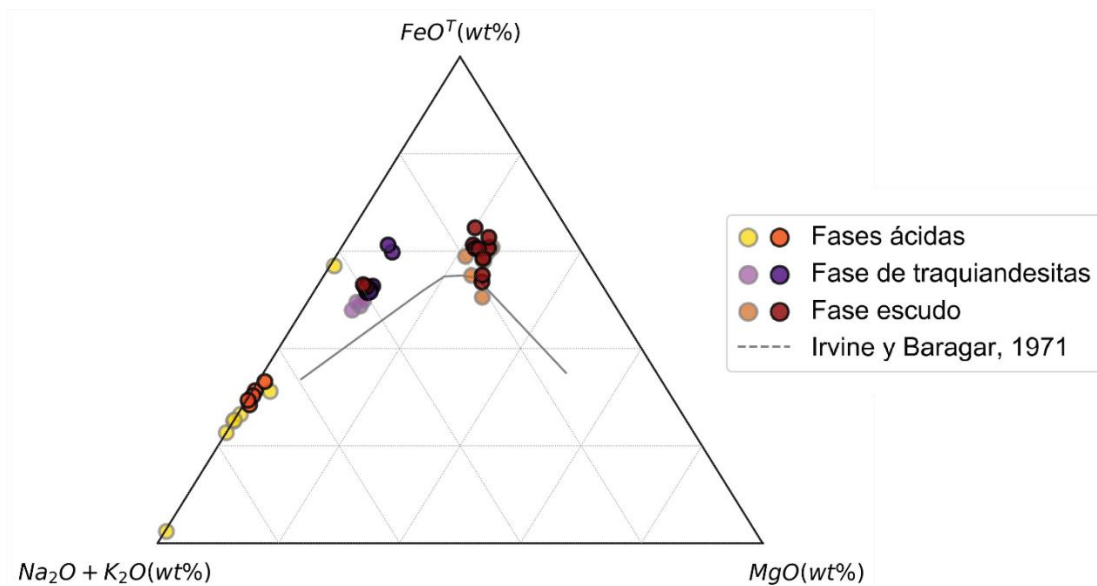


Figura 5-27 Diagrama AFM (Irvine y Baragar, 1971) para las muestras del volcán Rano Kau. Colores y símbolos de acuerdo a lo definido en la Figura 5-25.

Con respecto al contenido de potasio, en el diagrama de K_2O (wt%) vs Si_2O (wt%) (Figura 5-28) se puede apreciar que las muestras asociadas a la fase escudo presentan un contenido de potasio medio, las muestras pertenecientes a la fase traquiandesitas por sobre el límite de medio – K y alto – K, con ejemplares en ambos campos y finalmente las muestras de las fases ácidas presentan un contenido de potasio alto, lo que refleja el comportamiento incompatible del K_2O durante la diferenciación del magma, presentando un mayor contenido en las unidades más diferenciadas.

Al estudiar los diagramas de Harker (Figura 5-29) y los diagramas bivariantes de MgO vs óxidos de elementos mayores (Figura 5-30) se observan patrones de evolución lineales para los compuestos FeO_T , CaO , TiO_2 y de manera inversa para Na_2O y K_2O . Para la primera agrupación, se aprecia una disminución en la concentración al aumentar el contenido de SiO_2 (wt%) y al disminuir MgO (wt%), siendo la fase escudo la que presenta mayores concentraciones de estos compuestos y las fases ácidas las que se ven empobrecidas en FeO_T , CaO , TiO_2 . Para Na_2O y K_2O se observa un incremento en la concentración al aumentar el contenido de sílice y disminuir el contenido de MgO (wt%), propio de la naturaleza incompatible de ambos elementos durante el fraccionamiento del magma. Finalmente, para los compuestos Al_2O_3 y P_2O_5 , se observa una tendencia general similar a la analizada en el primer grupo, donde la composición de estos elementos tiende a disminuir al avanzar hacia lavas más evolucionadas.

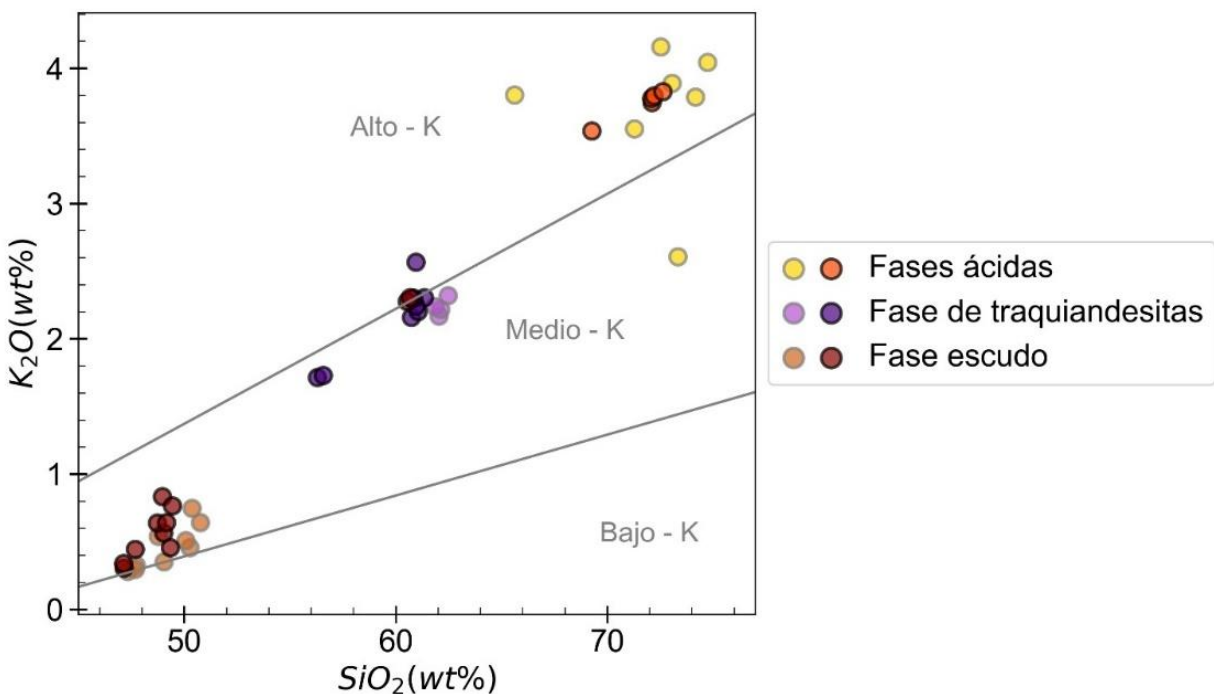


Figura 5-28: Diagrama de K_2O (wt%) vs Si_2O (wt%) y líneas divisoras de los campos de bajo K, medio K y alto K. (Le Maitre et al., 2005) para las muestras del volcán Rano Kau. Colores y símbolos de acuerdo a lo definido en la Figura 5-25.

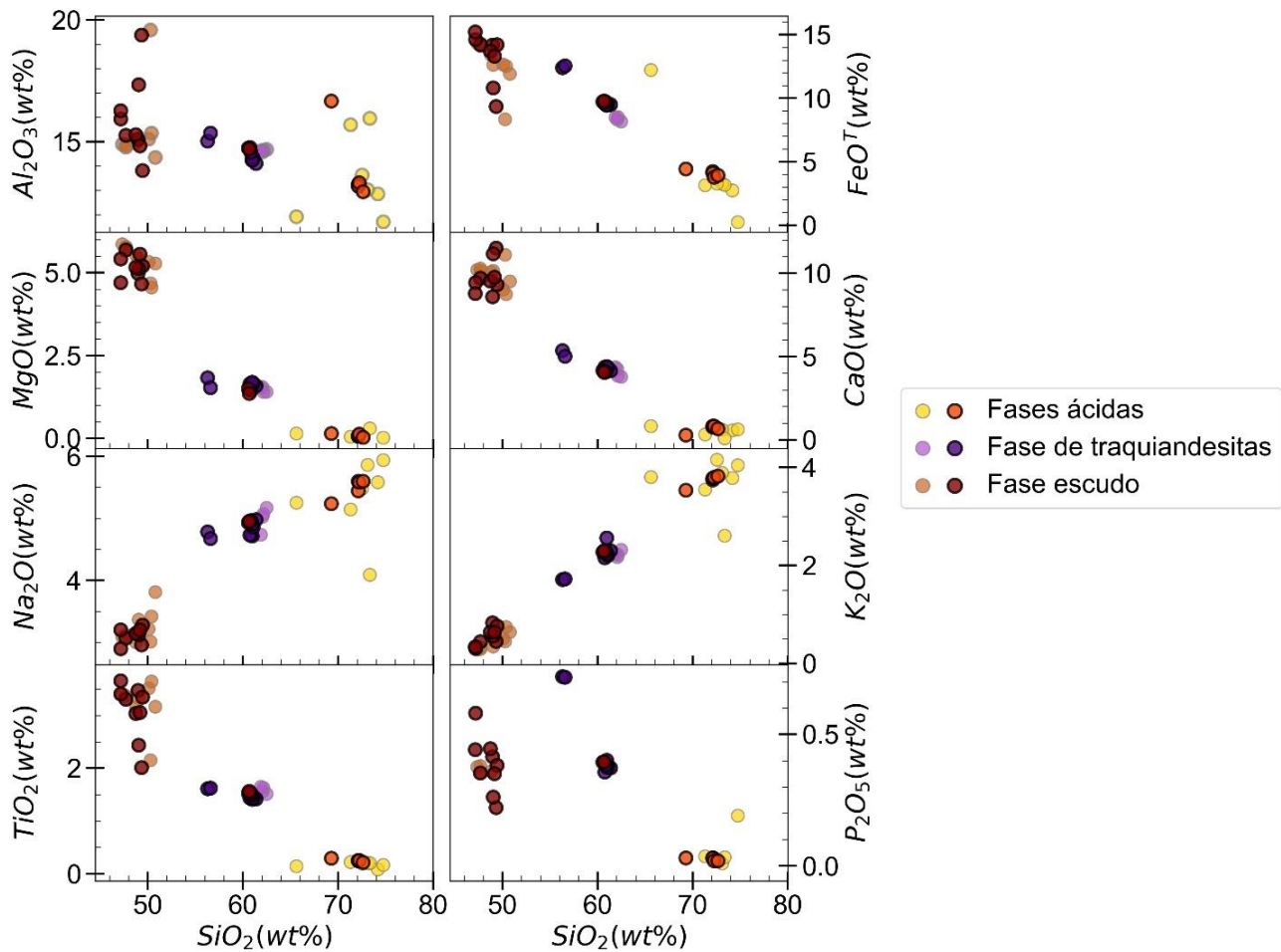


Figura 5-29: Diagramas de Harker para las muestras del volcán Rano Kau. Colores y símbolos de acuerdo a lo definido en la Figura 5-25.

5.4.2.2 Análisis de elementos traza

En el diagrama Spider para los elementos traza normalizado al N – MORB (Sun y McDonough, 1989; Figura 5-31) se aprecia un enriquecimiento de las muestras con respecto a esta fuente.

En la fase escudo se observan concentraciones de HFSE similares a la concentración de N – MORB, siendo las muestras cercanas a la base del volcán las que presentan contenido de Y, Yb y Lu inferiores al N – MORB. Adicionalmente se reconocen anomalías negativas de Cs, Rb y Sr. Para la fase de traquiandesitas se aprecia una anomalía negativa de Sr más significativa que la fase anterior, la cual se acentúa y logra alcanzar valores por debajo del N – MORB en las fases ácidas. En esta última también se logra distinguir leves anomalías negativas de Ba y un empobrecimiento de Eu.

En el diagrama de #Mg vs LILE (Figura 5-32) se puede observar un comportamiento similar en el Rb y Ba, donde ocurre una disminución del elemento al aumentar el número magnesiano,

en el caso del Ba, se reconoce que la muestra FS-130914-1c tiene un contenido significativamente mayor en comparación a las muestras de la fase escudo. Con respecto al Sr, se observa el comportamiento inverso, donde las muestras menos diferenciadas poseen las concentraciones más altas, concentración que disminuye con un patrón inclinado lineal hacia las fases más evolucionadas.

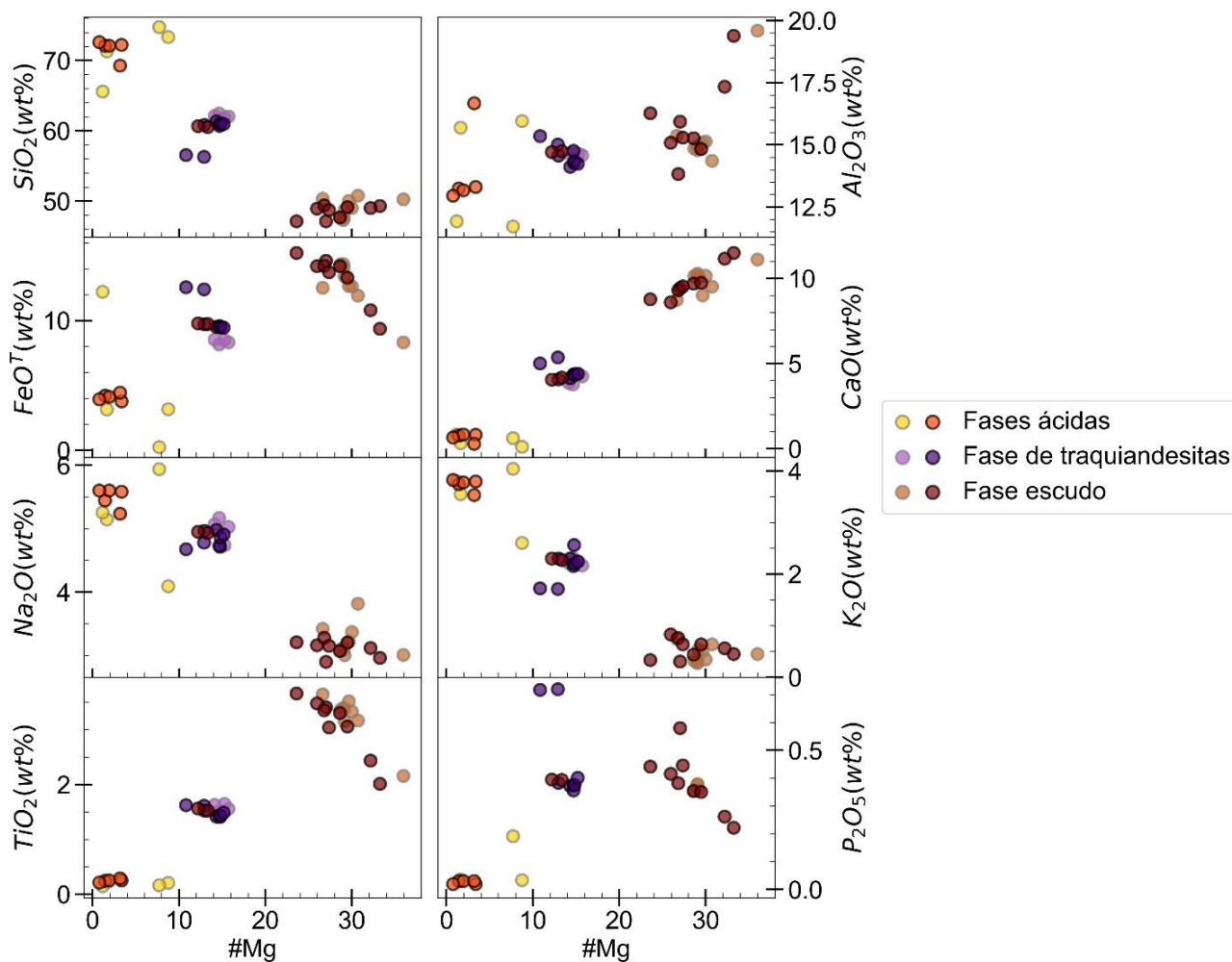


Figura 5-30 Diagramas bivariantes de MgO vs óxidos de elementos mayores del volcán Rano Kau. Colores y símbolos de acuerdo a lo definido en la Figura 5-25.

En el diagrama de #Mg vs elementos de transición (Figura 5-33) se observa una disminución brusca para el Ni y V al pasar de fase escudo a traquiandesitas, siendo la primera la que manifiesta mayores concentraciones, entre 14 a 43 ppm principalmente, en comparación a las unidades más evolucionadas, con valores menor a 6 ppm. Al igual que en el volcán Poike, solo algunas muestras de la fase escudo contaban con concentraciones detectables de Cr_2O_3 , unidad que no presenta variaciones significativas.

Por último, en el diagrama de #Mg vs HFSE (Figura 5-34) se observa un comportamiento similar en todos los elementos, en donde se aprecia una disminución de la concentración al

incrementar #Mg. La muestra FS140914-4a presenta valores anómalos con respecto al promedio de las fases ácidas, destacando un empobrecimiento de Y más un ligero enriquecimiento de Hf, Nb, Ta, Th y Zr.

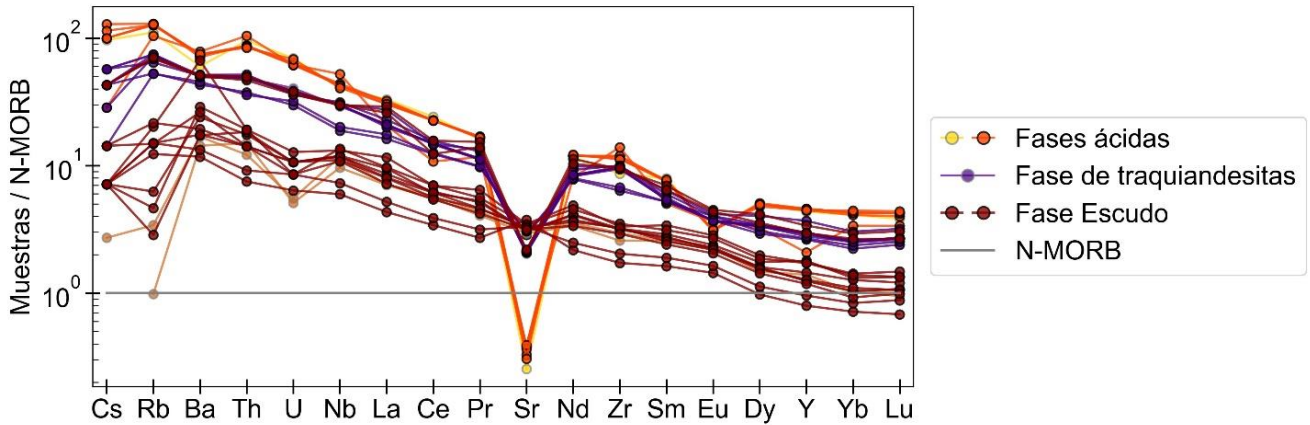


Figura 5-31: Diagrama Spider normalizado al N – MORB (Sun y McDonough, 1989) para las muestras del volcán Rano Kau. Colores y símbolos de acuerdo a lo definido en la Figura 5-25.

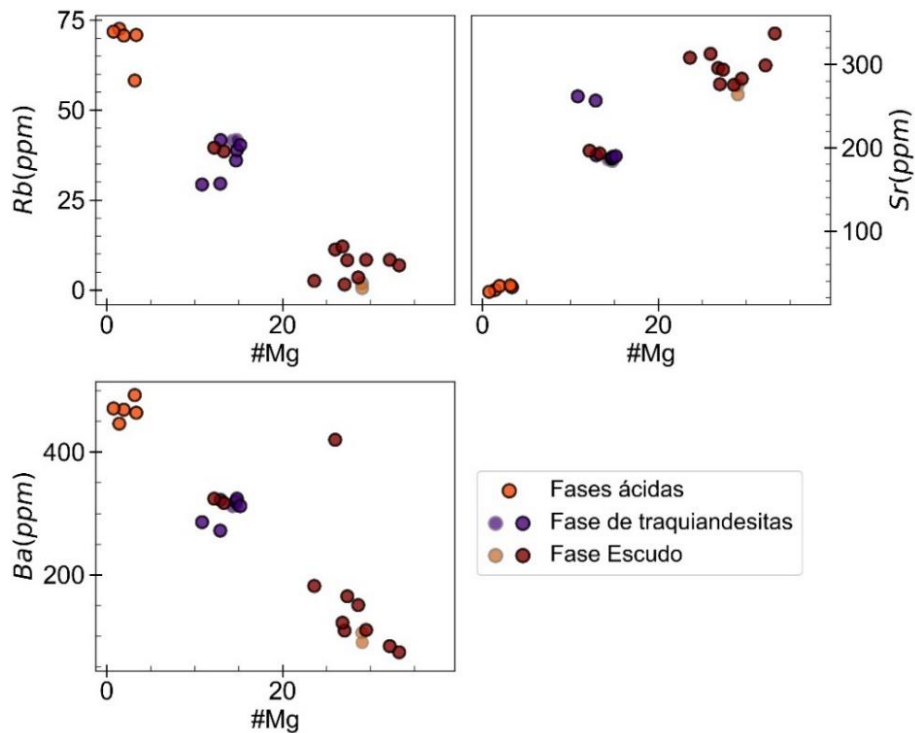


Figura 5-32: Diagramas bivariantes de #Mg vs LILE para las muestras del volcán Rano Kau. Colores y símbolos de acuerdo a lo definido en la Figura 5-25.

5.4.2.3 Análisis de tierras raras

Con respecto a los elementos traza (Figura 5-35), se distingue un enriquecimiento con respecto al manto primitivo y el N – MORB, cuya pendiente inclinada se caracteriza por una razones promedio $(La/Lu)_N$ igual a 4.46, $(La/Sm)_N$ a 2.18 y $(Ho/Lu)_N$ equivalente a 1.1.

Se vuelven a apreciar las características descritas en la sección anterior para las diferentes fases, a las que se le suman anomalías negativas de Eu, observadas de manera más acentuada en las fases ácidas y atenuadas para las lavas de la parte superior de la fase escudo y la fase de traquiandesitas. Adicionalmente, se identifica una leve anomalía de Ce para muestras la fase escudo, en particular, a las pertenecientes a la parte superior de la unidad y a la muestra FS140914-4a de las fases ácidas.

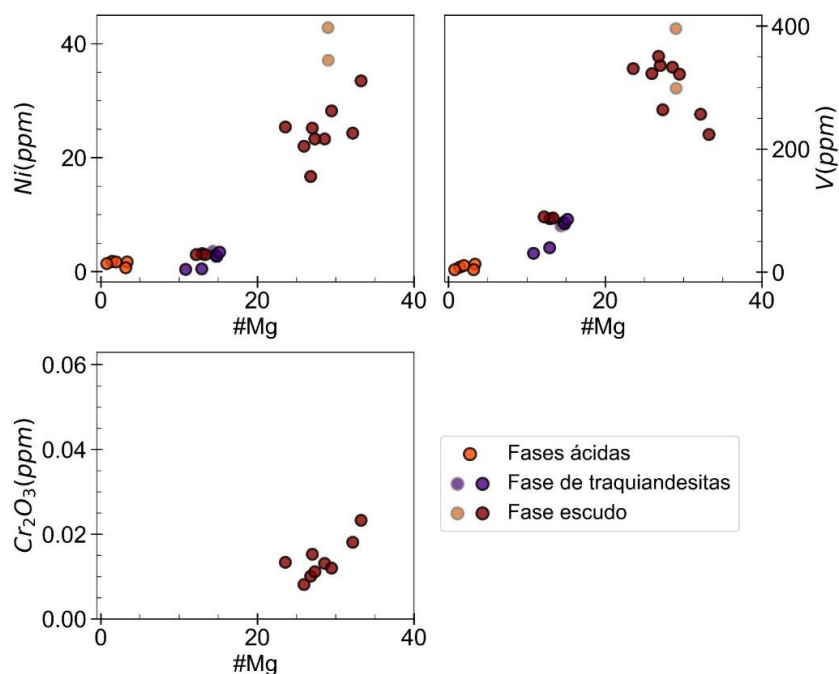


Figura 5-33: Diagramas bivalentes de #Mg vs elementos de transición para las muestras del volcán Rano Kau. Colores y símbolos de acuerdo a lo definido en la Figura 5-25.

En la Figura 5-36 se presenta la variación de $(La/Lu)_N$ y $(La/Sm)_N$ vs #Mg. Con respecto a la razón $(La/Lu)_N$, tanto la fase de traquiandesitas como las ácidas tienen una variación acotada y en un rango similar, 4 a 5.1 y 3.63 a 5.11 respectivamente. La fase escudo contiene la mayoría de sus muestras entre 3.5 a 4.72, parecido a las fases más evolucionadas, a excepción de las benmoritas de Maunga Orongo. Por el contrario, se observa una disminución de la razón $(La/Sm)_N$ para las fases menos diferenciadas.

Finalmente, en la Figura 5-37 se presentan diagramas de variación de razones de REE vs la pendiente de $(La/Yb)_N$ (con respecto al manto primitivo), no se observa una tendencia para las tierras raras livianas y pesadas. En cuanto anomalías negativas de europio, se observa principalmente en las fases ácidas del volcán, con un valor de $Eu/Eu^* < 1$, adicionalmente, se

reconoce una anomalía leve en las rocas extraídas de la cima del acantilado y en las traquiandesitas, confirmando lo observado en la Figura 5-35.

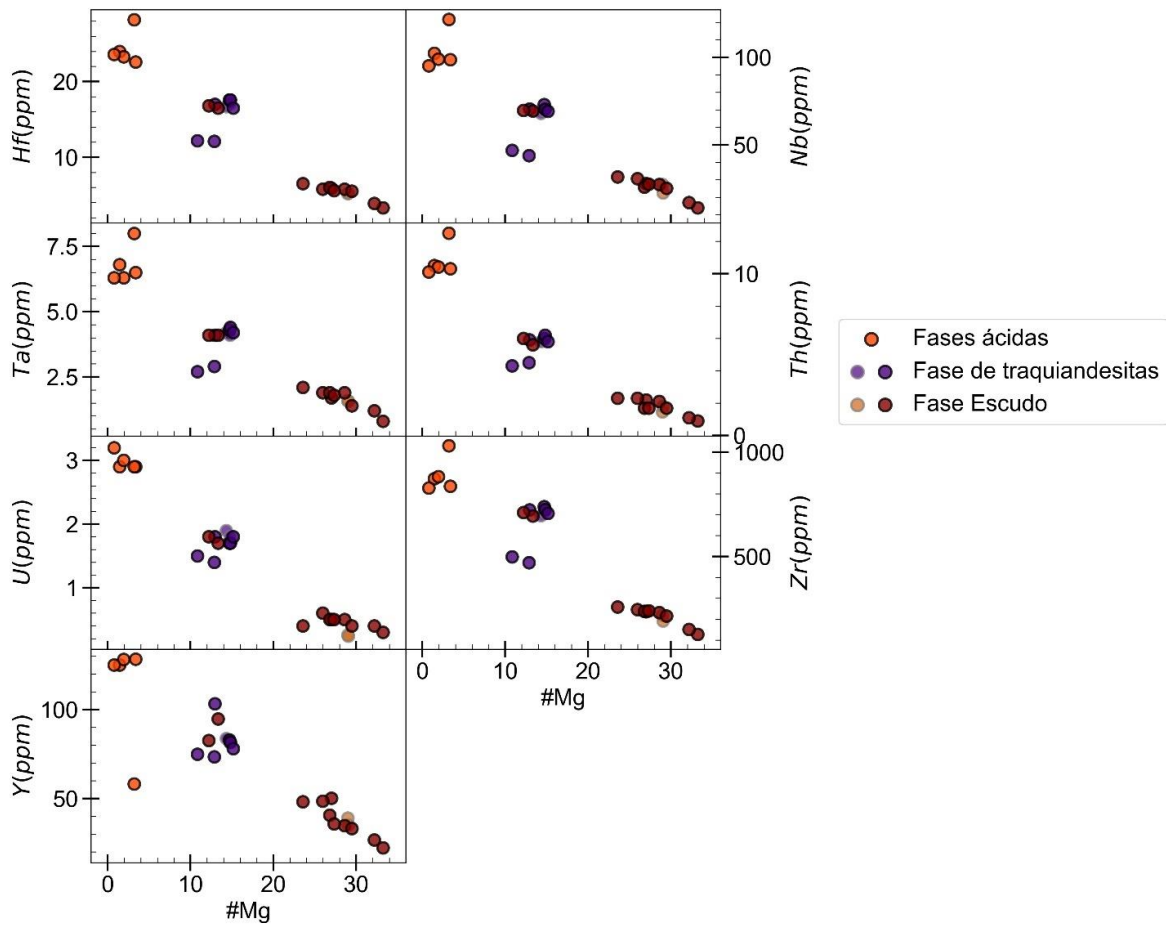


Figura 5-34: Diagramas bivariantes de #Mg vs HFSE para las muestras del volcán Rano Kau. Colores y símbolos de acuerdo a lo definido en la Figura 5-25.

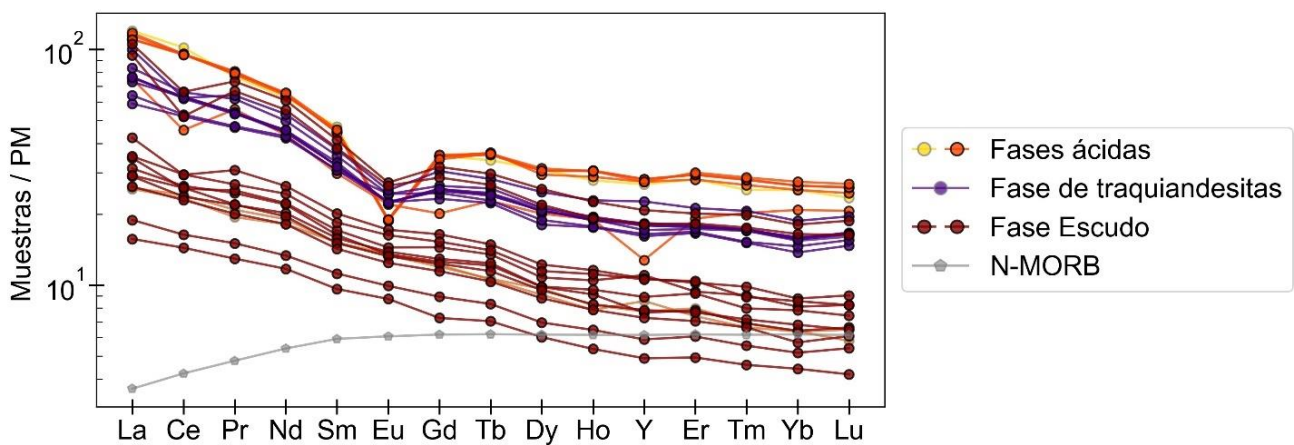


Figura 5-35: Diagrama de tierras raras normalizado al manto primitivo (Sun y McDonough, 1989) para las muestras del volcán Rano Kau. Colores y símbolos de acuerdo a lo definido en la Figura 5-25.

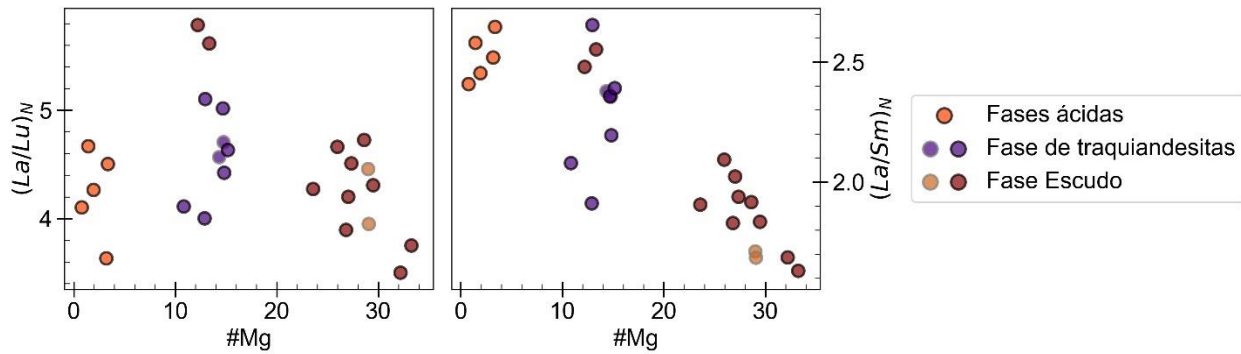


Figura 5-36: Variación de $(La/Lu)_N$ y $(La/Sm)_N$ vs #Mg para las muestras del volcán Rano Kau. Colores y símbolos de acuerdo a lo definido en la Figura 5-25.

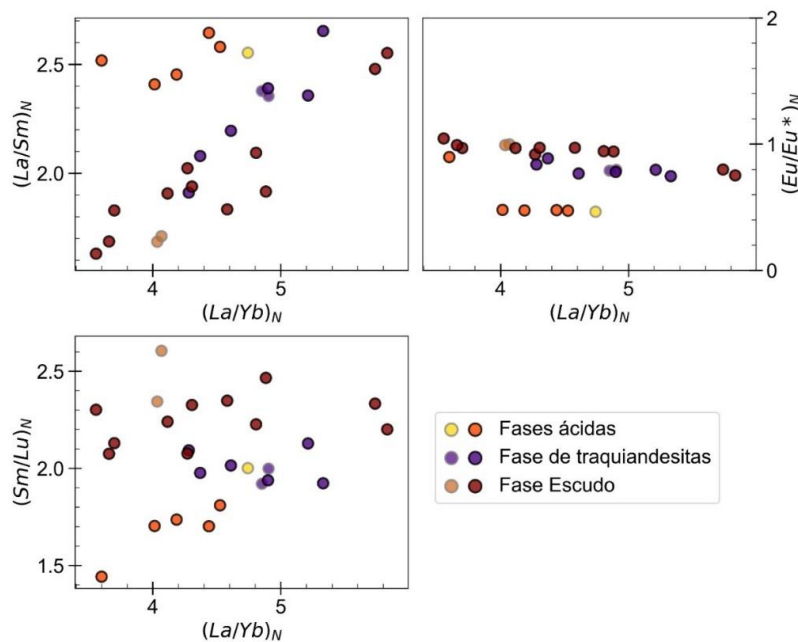


Figura 5-37: Diagrama de variación de razones de REE vs la pendiente de $(La/Yb)_N$ para las muestras del volcán Rano Kau. Colores y símbolos de acuerdo a lo definido en la Figura 5-25.

5.4.3 Volcán Terevaka

5.4.3.1 Análisis de elementos mayores

Las rocas del volcán Terevaka exhiben un rango de contenido de SiO_2 (wt%) que va desde 46.67 (wt%) en la muestra TE1B asociada a la fase escudo, hasta 60.20 (wt%) de la muestra OG905 (González-Ferrán O., 1974) asociada a los flujos de Maunga Tangaroa y un rango de MgO de 0.72 (wt%) en la muestra OG905 a 7.79 (wt%) en la muestra EI9207 (Haase et al., 1997) extraída del sector de Hiva Hiva.

Según el diagrama TAS (Le Bas et al. 1986 en Le Maitre et al., 2005; Figura 5-38) el volcán Terevaka presenta un rango composicional más acotado en comparación a las muestras de los volcanes Poike y Rano Kau, el cual abarca desde basaltos hasta benmoritas.

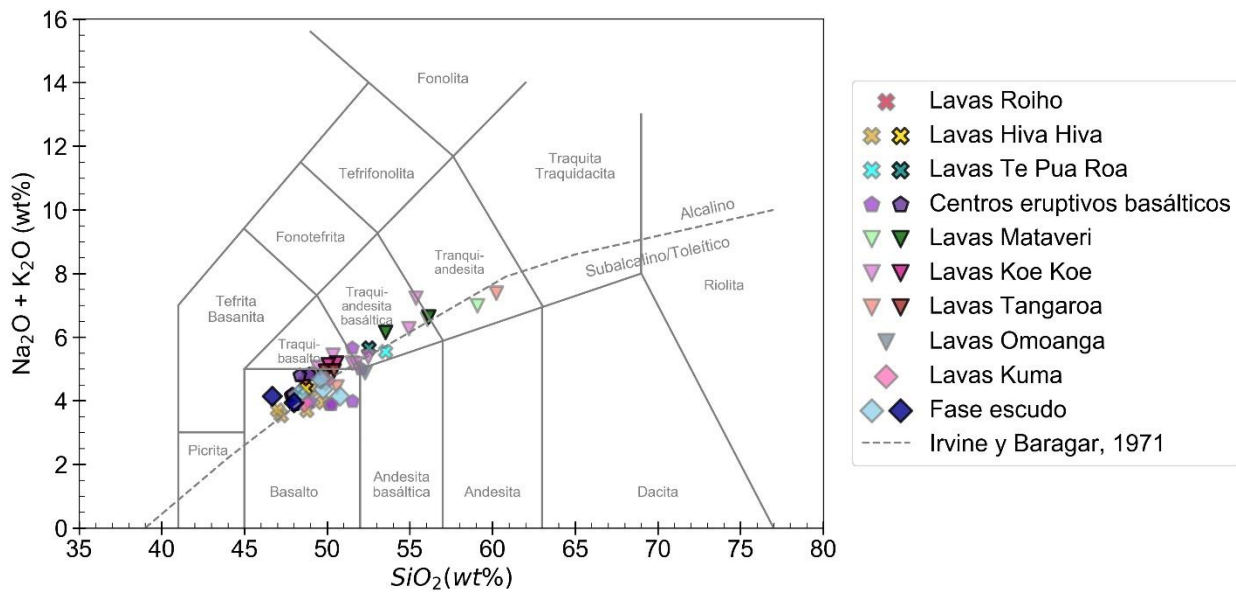


Figura 5-38: Diagrama TAS con las muestras del volcán Terevaka, en colores oscuros y con bordes negros se presentan las muestras asociadas a los análisis propios de este proyecto y en colores claros los análisis realizados por Clark (1975), Haase et al. (1997) González-Ferrán (1974) y Bonatti et al. (1977). Le Bas et al. 1986 en Le Maitre et al. 2005.

La fase escudo está compuesta principalmente por basaltos acotados a los depósitos cerca de la cima del volcán, las lavas Kuma también presentan la misma litología y su afloramientos se extienden desde la cima en dirección N, NE y SE. Ambas unidades representadas con rombos en diagrama TAS y posteriores.

Siguiendo las agrupaciones mencionadas en la caracterización de etapas evolutivas de la isla, las lavas Omoanga, Tangaroa, Koe Koe y Mataveri fueron representadas con el mismo símbolo, un triángulo invertido. La unidad LO está representada por una andesita basáltica (EC413, Clark, 1975), LT esta compuesta principalmente por basaltos y una benmorita restringida a la cima del centro de emisión, por otro lado, las lavas Koe Koe muestran litologías más evolucionadas, con hawaitas y mugearitas, las últimas ubicadas hacia los bordes del flujo de lava mapeado por González-Ferrán et al. (2004) en la unidad TA6 y cercano al cráter de Maunga O'Tuu. Finalmente las lavas Mataveri se clasifican como benmoritas y mugearitas. Se vuelven a identificar rocas básicas en los centros eruptivos basálticos, tal como lo dice el nombre está compuesto principalmente por basaltos, con mugearitas subordinadas a las lavas cercanas a los cráter. Las muestras de esta unidad serán identificadas con pentágonos.

Por último se tienen los flujos de lavas más recientes, lavas Te Pua Roa, Hiva Hiva y Roiho. Las primeras unidad se define a partir de dos mugearitas (EI92063 y el dique TE36A), en cambio LH y LR corresponden principalmente a basaltos.

Se destaca que las muestras quedan sobre la línea que separa la afinidad alcalina de la subalcalina (Irvine y Baragar, 1971). Para complementar esta clasificación, se realizó el cálculo de la normal CIPW (Cross et al, 1912), en el análisis se reconoce la ausencia de nefelina normativa descartando la afinidad alcalina, la presencia de cuarzo e hipersteno permite

clasificar a las rocas como rocas sobresaturadas en sílice y finalmente la presencia de anortita nos indican que las muestras son metaluminosas ($\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} < \text{Al}_2\text{O}_3 < \text{CaO} + \text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$; Le Maitre et al., 2005), con respecto a lo último, en las muestras OG931 y TE23B se observa corindón normativo, pero en cantidades <1 wt% y con un contenido de anortita normativa significativa, por lo que se clasifican como metaluminosas.

En base al diagrama discriminatorio entre basaltos alcalinos y subalcalinos (Figura 5-39), se observa que las muestras corresponden casi en su totalidad a basaltos transicionales. En la fase escudo se destacan ejemplares tanto alcalinos como subalcalinos y en los centros eruptivos basálticos se pueden encontrar algunos basaltos subalcalinos.

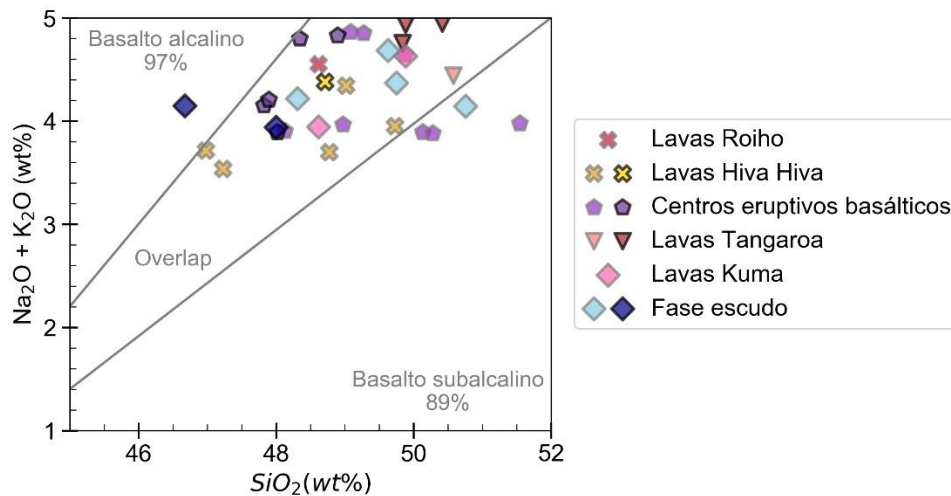


Figura 5-39: Diagrama discriminatorio entre basaltos alcalinos y subalcalinos (Bellieni et al., 1983 en Le Maitre et al., 2005). Colores y símbolos de acuerdo a lo definido en la Figura 5-38.

De acuerdo al diagrama AFM (Irvine y Baragar, 1971; Figura 5-40) se logra confirmar el carácter toleítico de las rocas del volcán Terevaka, quedando todas graficadas por sobre las líneas divisorias de la serie toleítica y serie calcoalcalina.

Al estudiar el contenido de K_2O (wt%) vs Si_2O (wt%) presentado en la Figura 5-41, se obtiene que todas las muestras sitúan en el campo de medio K.

En los diagramas de Harker (Figura 5-42) y los diagramas bivariantes de MgO vs óxidos de elementos mayores (Figura 5-43) se observan patrones similares de evolución de los compuestos al ocurrir la diferenciación del magma, excepciones a lo anterior pueden ser observadas en Al_2O_3 y FeO_T , ambos elementos no registran una tendencia al ser comparados con MgO , en contraste a lo que se observa en los diagramas de Harker, donde no hay un patrón definido pero si se observa una tendencia de disminución de la concentración de estos óxidos con la diferenciación.

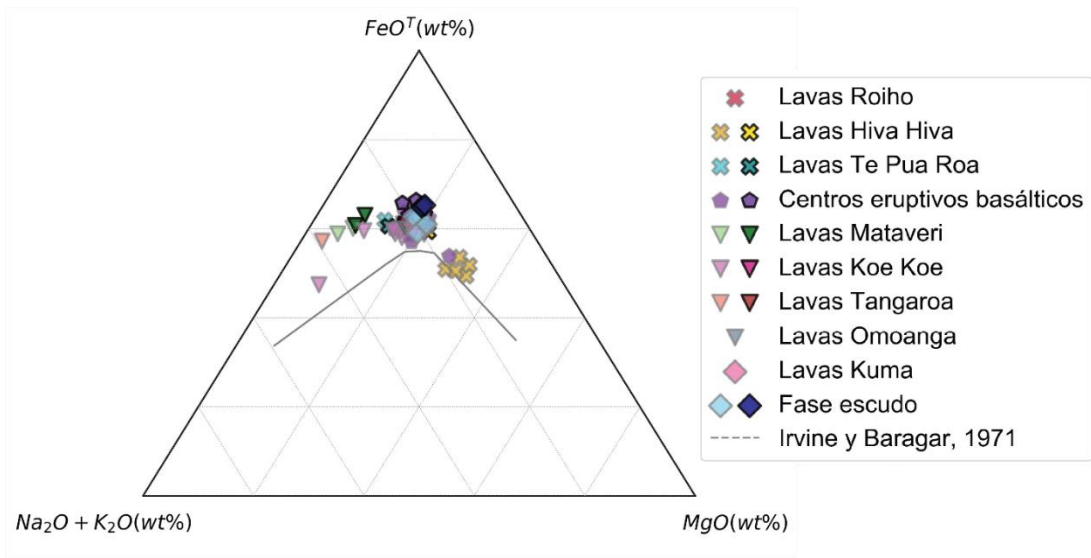


Figura 5-40: Diagrama AFM (Irvine y Baragar, 1971) para las muestras del volcán Terevaka. Colores y símbolos de acuerdo a lo definido en la Figura 5-38.

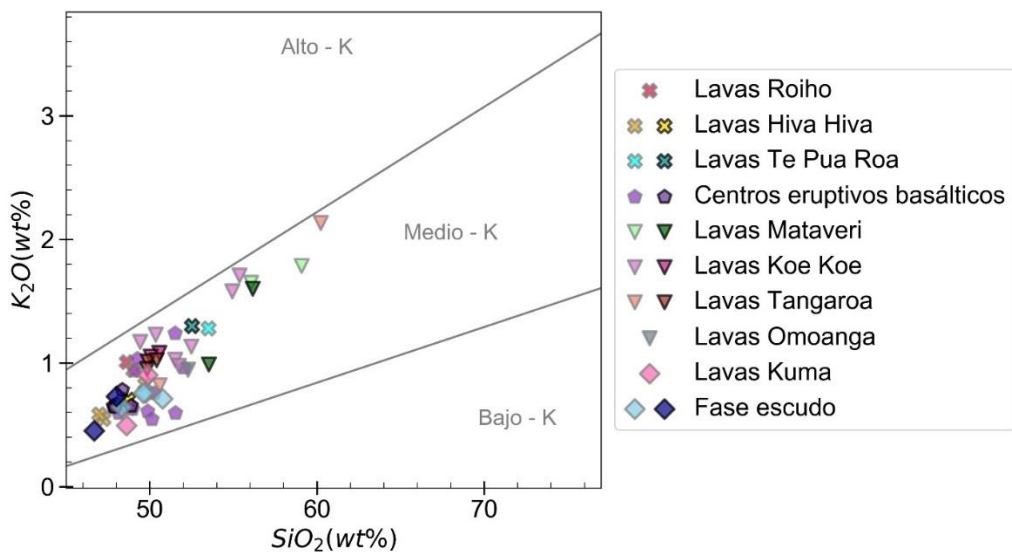


Figura 5-41: Diagrama de K₂O (wt%) vs Si₂O (wt%) y líneas divisoras de los campos de bajo K, medio K y alto K. (Le Maitre et al., 2005) para las muestras del volcán Terevaka. Colores y símbolos de acuerdo a lo definido en la Figura 5-38.

En los óxidos MgO, CaO y TiO₂ se observa un patrón lineal inverso al observado para Na₂O, K₂O y TiO₂. En el caso de los primeros se observa una disminución de la concentración al aumentar el contenido de SiO₂ y un aumento al incrementar el contenido de MgO, siendo las muestras más evolucionadas (Lavas Mataveri y benmoritas de las lavas Tangaroa y Koe Koe) las rocas con menor concentración de estos compuestos. En el caso del segundo grupo, se aprecia un comportamiento directamente proporcional con SiO₂ e inversamente proporcional con MgO, en este caso las muestras más evolucionadas se encuentran enriquecidas en Na₂O y K₂O.

En los diagramas de óxidos vs MgO se destaca que las rocas pertenecientes a las lavas Hiva Hiva se escapan de la tendencia general al presentar un mayor #Mg. Además de quedar por debajo de la tendencia general para TiO_2 y FeO_T . En el caso de P_2O_5 no se registra una tendencia en ambos diagramas.

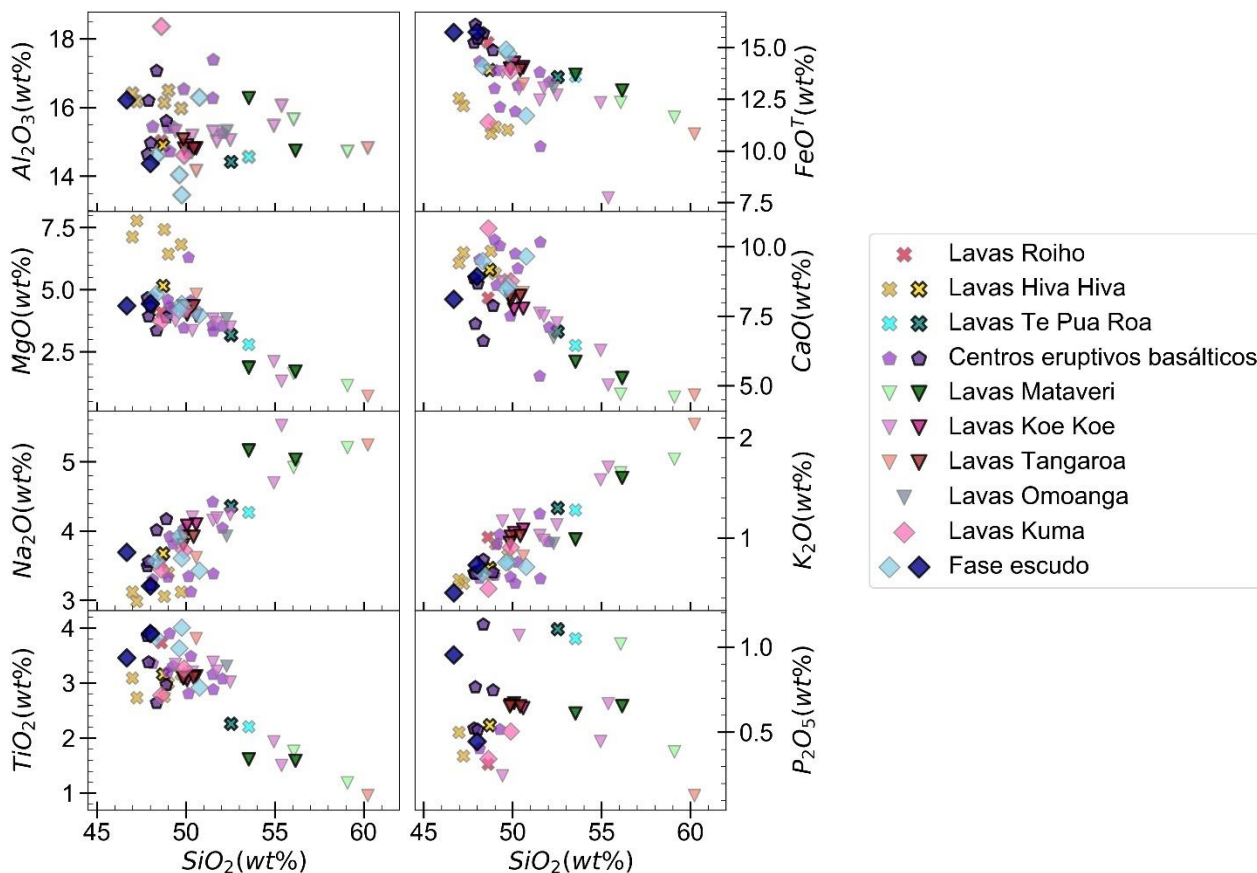


Figura 5-42: Diagramas de Harker para las muestras del volcán Terevaka. Colores y símbolos de acuerdo a lo definido en la Figura 5-38.

5.4.3.2 Análisis de elementos traza

En la Figura 5-44 se presenta el diagrama Spider para los elementos traza normalizado al N-MORB. De manera general, se reconoce un enriquecimiento con respecto al N-MORB (Sun y McDonough, 1989) con una alta pendiente y anomalías de Sr. De manera particular, se observa que la fase escudo y centros eruptivos basálticos poseen adicionalmente anomalías negativas de Rb y Cs, patrón que también se observa en la muestra TE12 de las lavas Mataveri.

Las lavas Hiva Hiva presentan las concentraciones más primitivas del grupo, con valores de Yb y Lu por debajo del N-MORB y las muestras de las lavas Mataveri, en conjunto con la lava TE23 de los centros eruptivos basálticos.

Al analizar los diagramas bivariantes de #Mg vs LILE (Figura 5-45) se reconoce un patrón similar para el Rb y el Ba, elementos cuya concentración disminuye al aumentar el número magnesiano. Respaldo lo que observando en el diagrama Spider, la fase escudo, CEB y la muestra TE12 poseen concentraciones de Rb menores a la tendencia general. Se destaca, además, que la muestra TE23 contiene un mayor contenido de Ba que las otras rocas de la misma agrupación (CEB).

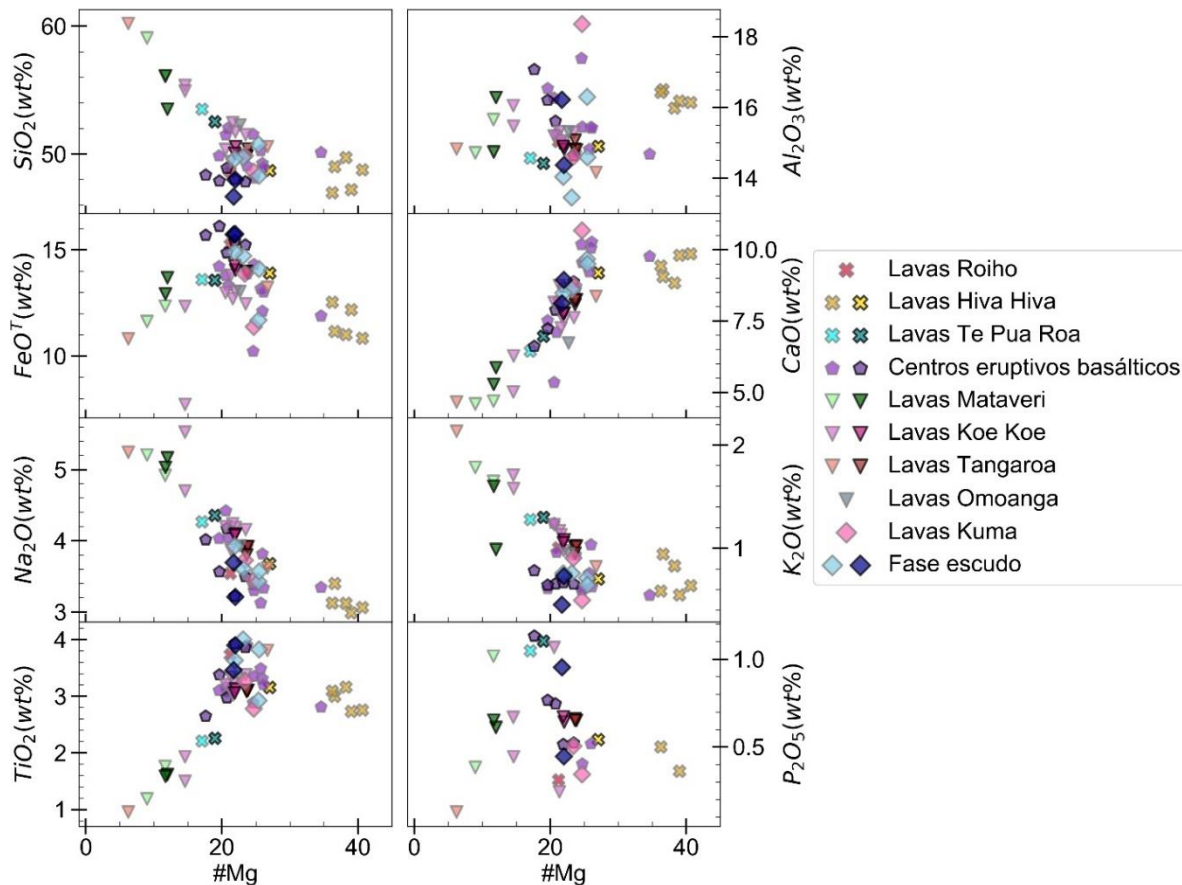


Figura 5-43: Diagramas bivariantes de MgO vs óxidos de elementos mayores del volcán Terevaka. Colores y símbolos de acuerdo a lo definido en la Figura 5-38.

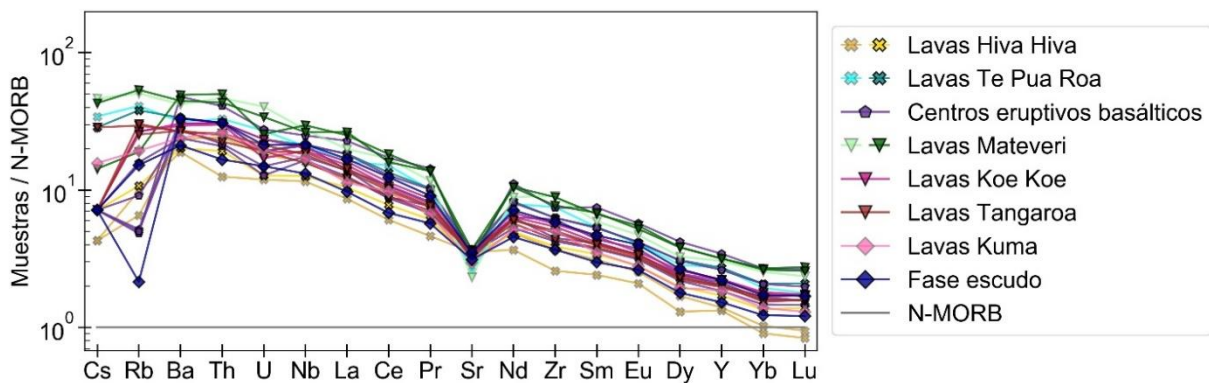


Figura 5-44: Diagrama Spider normalizado al N – MORB (Sun y McDonough, 1989) para las muestras del volcán Terevaka. Colores y símbolos de acuerdo a lo definido en la Figura 5-38.

Con respecto a Sr, no se observa un patrón definido, la mayoría de las muestras analizadas caen en el rango de 266 a 331 ppm, a excepción de EI9214 (LM) con 209 ppm, y EI9206 (LPR) con 231 ppm.

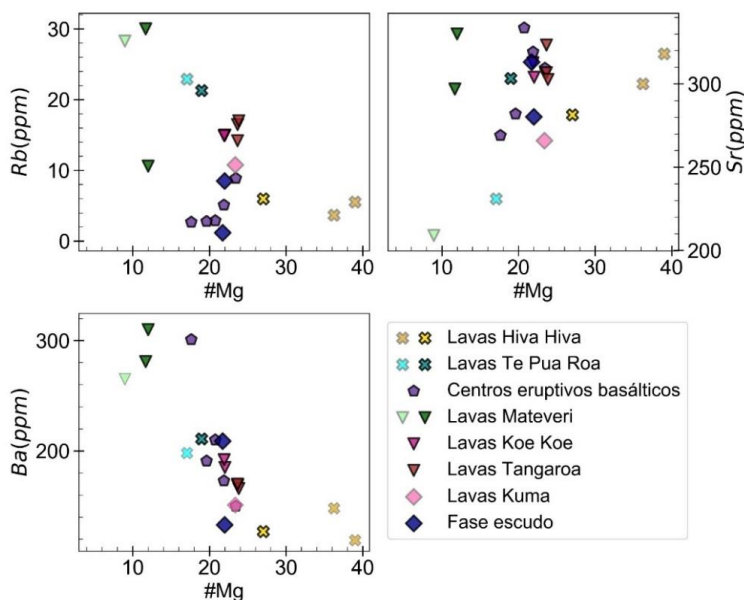


Figura 5-45: Diagramas bivariantes de #Mg vs LILE para las muestras del volcán Terevaka. Colores y símbolos de acuerdo a lo definido en la Figura 5-38.

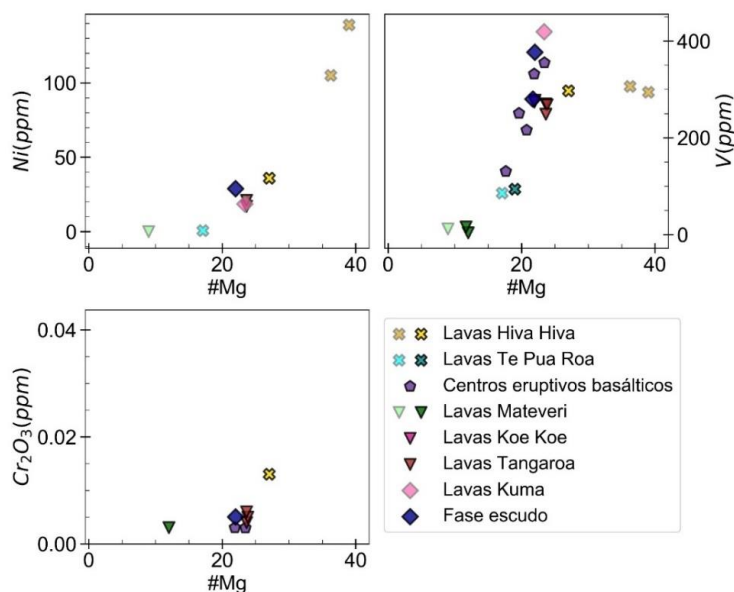


Figura 5-46: Diagramas bivariantes de #Mg vs elementos de transición para las muestras del volcán Terevaka. Colores y símbolos de acuerdo a lo definido en la Figura 5-38.

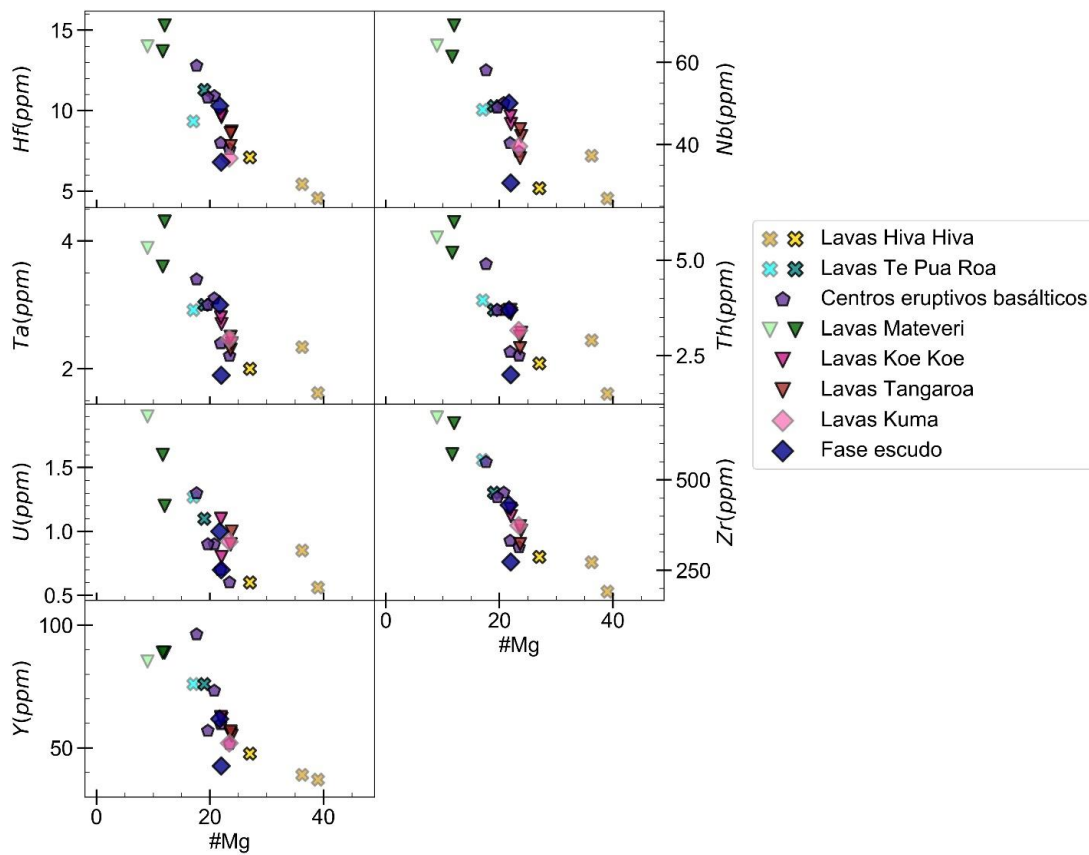


Figura 5-47: Diagramas bivariantes de #Mg vs HFSE para las muestras del volcán Terevaka. Colores y símbolos de acuerdo a lo definido en la Figura 5-38.

En los diagramas bivariantes de #Mg vs elementos de transición (Figura 5-46) se detectan diferentes patrones para cada elemento, en el Ni se observa un comportamiento inicialmente lineal, luego un leve incremento en la concentración al aumentar el #Mg; en las fases escudo, lavas Kuma, Tangaroa y Koe Koe; y un incremento final significativo en las muestras de las lavas Hiva Hiva. Para el V se observa un aumento en la concentración al aumentar el número magnesiano. Finalmente, para el compuesto Cr_2O_3 , solo 9 muestras tienen concentraciones detectables, con concentraciones entre 0.001 y 0.006 ppm, a excepción de la muestra TE35 (LH), ejemplar que presenta valores ligeramente mayores, 0.013 ppm. En general, no se logra reconocer variaciones significativas dentro de las unidades estudiadas, sin contar las lavas Hiva Hiva.

Finalmente, en los diagramas bivariantes de #Mg vs HFSE (Figura 5-47) se observa un patrón general similar en todos los elementos, en los que la concentración del elemento traza disminuye al aumentar #Mg.

5.4.3.3 Análisis de tierras raras

En la Figura 5-48 se presenta el diagrama de tierras raras normalizado al Manto Primitivo (Sun y McDonough, 1989) en el que se observa de manera general un aumento en las

concentraciones de REE hacia las lavas Mataveri y un enriquecimiento con respecto al Manto Primitivo, en particular el enriquecimiento de las tierras raras livianas es más significativo que el observado en las tierras raras pesadas, con una pendiente de $(La/Lu)_N$ promedio de 5.42, una razón promedio $(La/Sm)_N$ de 2.12 y por último una razón $(Ho/Lu)_N$ promedio igual a 1.33 . En este gráfico se vuelve a apreciar un enriquecimiento con respecto al N-MORB (Sun y McDonough, 1989) lo cual fue detallado en la sección anterior.

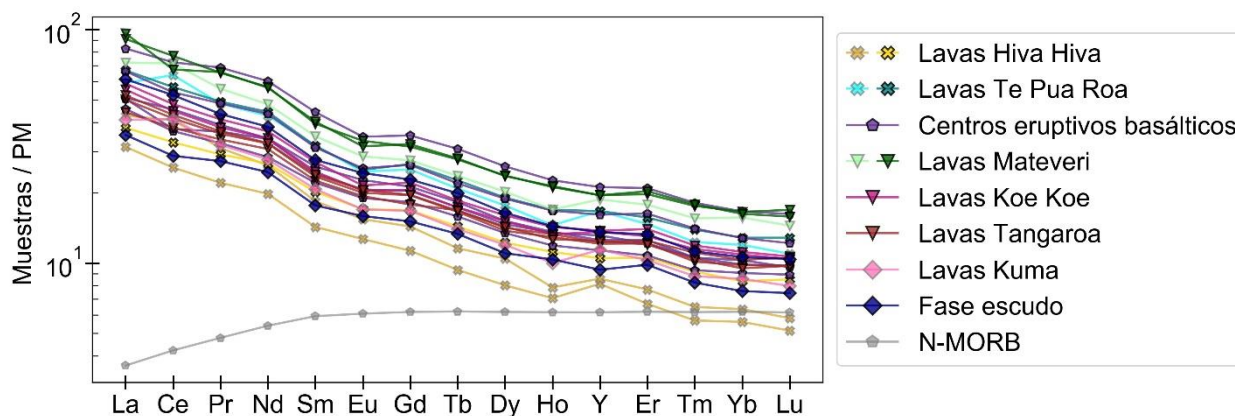


Figura 5-48: Diagrama de tierras raras normalizado al manto primitivo (Sun y McDonough, 1989) para las muestras del volcán Terevaka. Colores y símbolos de acuerdo a lo definido en la Figura 5-38.

Para las muestras de las lavas Mataveri se detecta una leve anomalía negativa de europio.

Al analizar la Figura 5-49 pareciera que los valores de $(La/Lu)_N$ y $(La/Sm)_N$ se encuentran bastante dispersos, pero si consideramos la escala del eje de las ordenadas, se puede concluir que las muestras asociadas a las diferentes fases presentan razones relativamente similares. En el caso de $(La/Lu)_N$, se observan valores similares para las rocas más primitivas y las lavas Mataveri, excluyendo a las lavas Hiva Hiva, las cuales muestran valores levemente mayores. No se observan variaciones significativas en $(La/Sm)_N$.

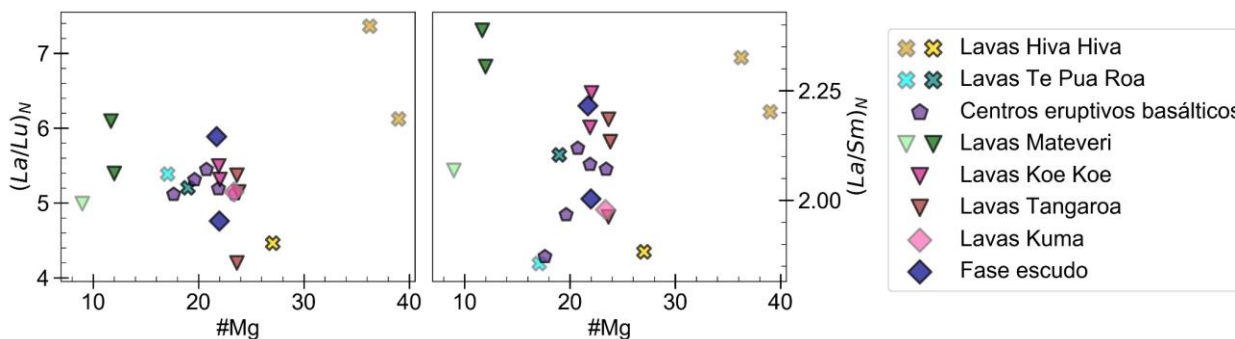


Figura 5-49: Variación de $(La/Lu)_N$ y $(La/Sm)_N$ vs #Mg para las muestras del volcán Terevaka. Colores y símbolos de acuerdo a lo definido en la Figura 5-38.

Por último, en la Figura 5-50 se presentan los diagramas de variación de razones de REE vs la pendiente de $(La/Yb)_N$ para las diferentes fases del volcán los cuales no presentan patrones dominantes. En el gráfico de $(La/Sm)_N$ vs $(La/Yb)_N$ se destaca un aumento en la razón desde

las lavas Tangaroa, Koe Koe a Mataveri, lo cual es consistente al tomar en cuenta la litología de cada unidad. Cabe destacar que no se observa una anomalía de europio.

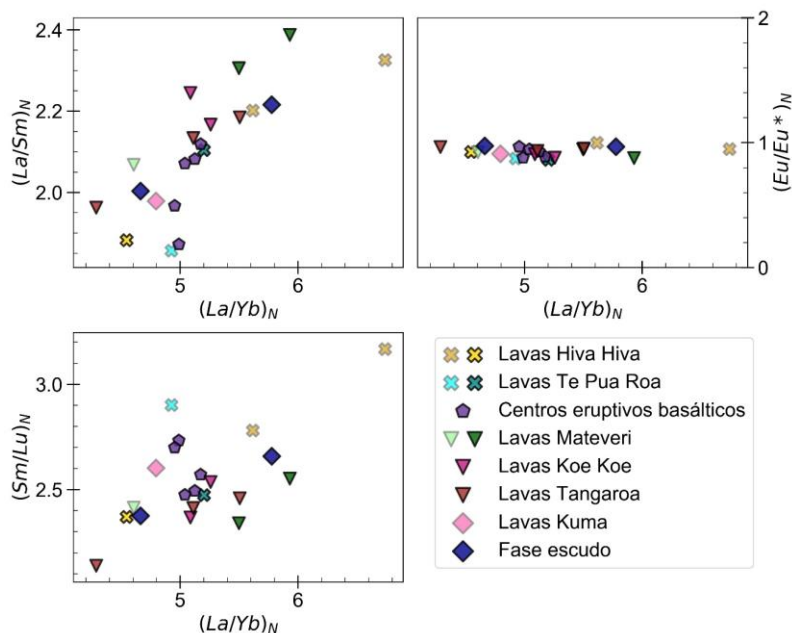


Figura 5-50: Diagrama de variación de razones de REE vs la pendiente de $(La/Yb)_N$ para las muestras del volcán Terevaka. Colores y símbolos de acuerdo a lo definido en la Figura 5-38.

5.4.4 Geoquímica de la Isla de Pascua

En esta sección se presentará una síntesis de la geoquímica de la Isla de Pascua tomando en consideración las características descritas en las secciones 5.4.1, 5.4.2 y 5.4.3.

En la Figura 5-51 se presenta el diagrama TAS (Le Bas et al. 1986 en Le Maitre et al., 2005) para las muestras de la Isla de Pascua. Se logra apreciar que los volcanes Poike y Rano Kau son los que logran una mayor diferenciación, alcanzado el campo de la traquitas y riolitas respectivamente, a diferencia del Terevaka, cuyas rocas más evolucionadas corresponden a las benmoritas de las lavas Mataveri. Los principales productos de este volcán se acotan a los campos de basaltos, traquibasaltos y traquiandesitas basálticas.

Según los diagramas Harker y bivalentes de óxidos (Figura 5-52 y Figura 5-53, respectivamente) los tres volcanes presentan comportamientos similares de acuerdo con la diferenciación de sus respectivos magmas. Se reconoce el aumento en la concentración de Na_2O y K_2O al aumentar SiO_2 y disminuir el $\#Mg$, y una disminución en los óxidos FeO^T , CaO , TiO_2 bajo las mismas condiciones. En cuanto a la variación de Al_2O_3 y P_2O_5 no se distinguen tendencias predominantes.

Al analizar los elementos traza (Figura 5-54), se observan que todos los volcanes presentan patrones similares, con un enriquecimiento predominante de las LILE con respecto al N-MORB. Se reconocen anomalías de Sr. En el caso del Poike y Rano Kau, va acompañado con anomalías negativas de Eu en las fases más evolucionadas.

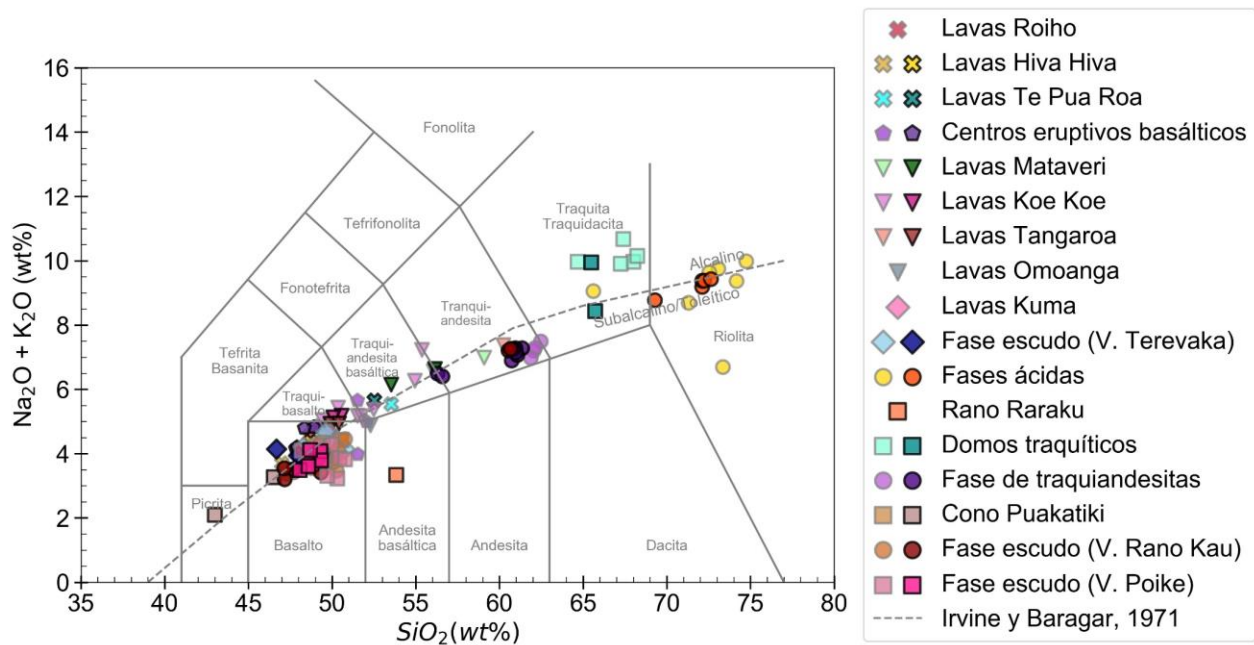


Figura 5-51: Diagrama TAS con las muestras de los volcanes Poike, Rano Kau y Terevaka. En colores oscuros y con bordes negros se presentan las muestras asociadas a los análisis propios del FONDECYT 1141303 y en colores claros los análisis realizados por Clark (1975), Haase et al. (1997) González-Ferrán (1974) y Bonatti et al. (1977). Le Bas et al. 1986 en Le Maitre et al. 2005.

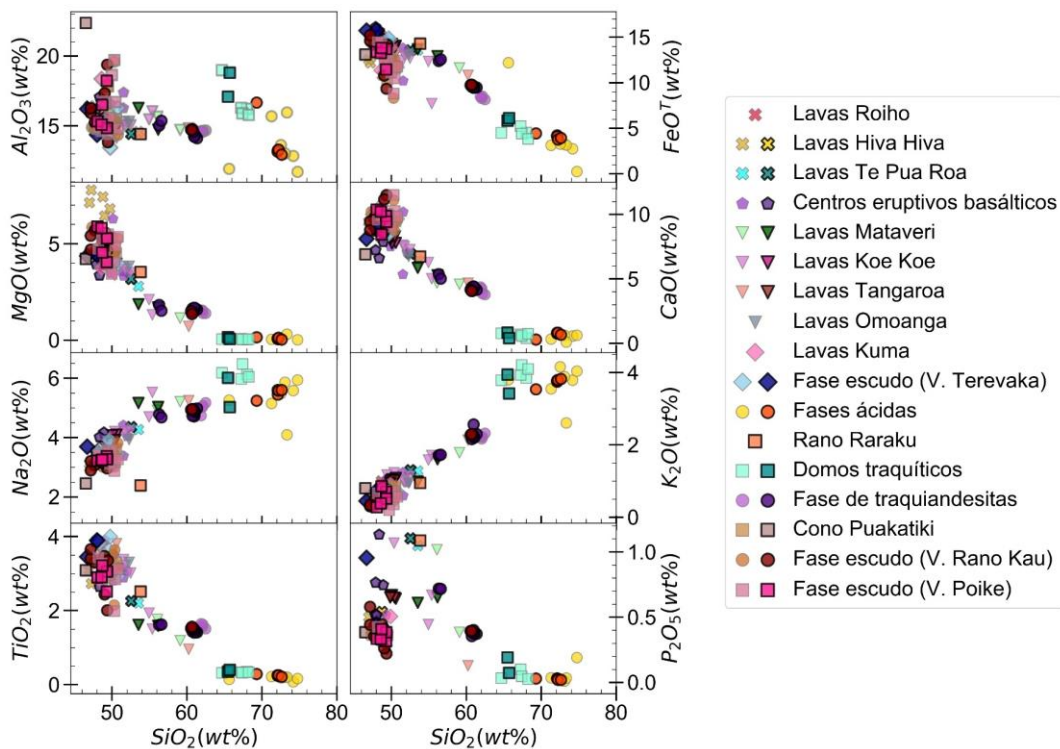


Figura 5-52: Diagramas de Harker para las muestras del volcán Terevaka. Colores y símbolos de acuerdo a lo definido en la Figura 5-51.

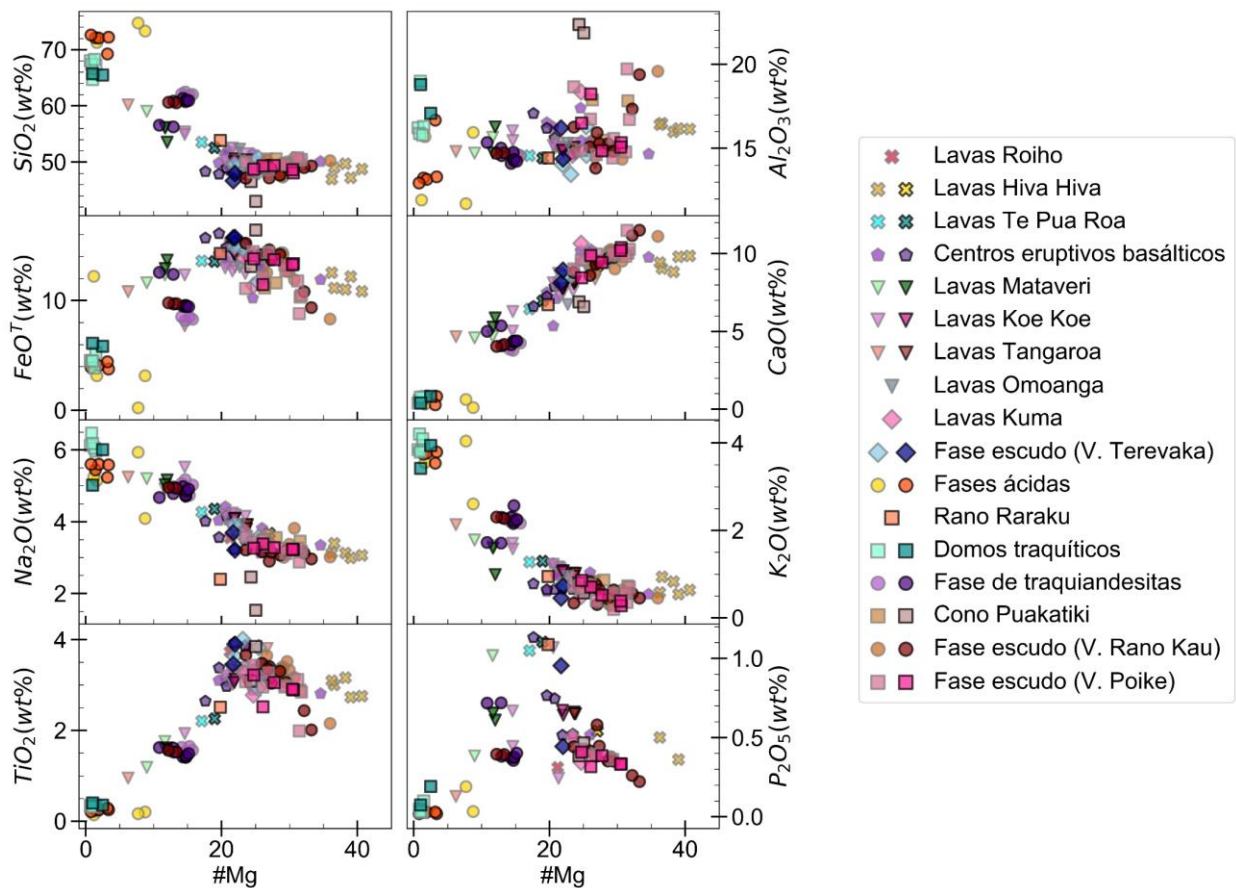


Figura 5-53: Diagramas bivariantes de MgO vs óxidos de elementos mayores del volcán Terevaka. Colores y símbolos de acuerdo a lo definido en la Figura 5-51.

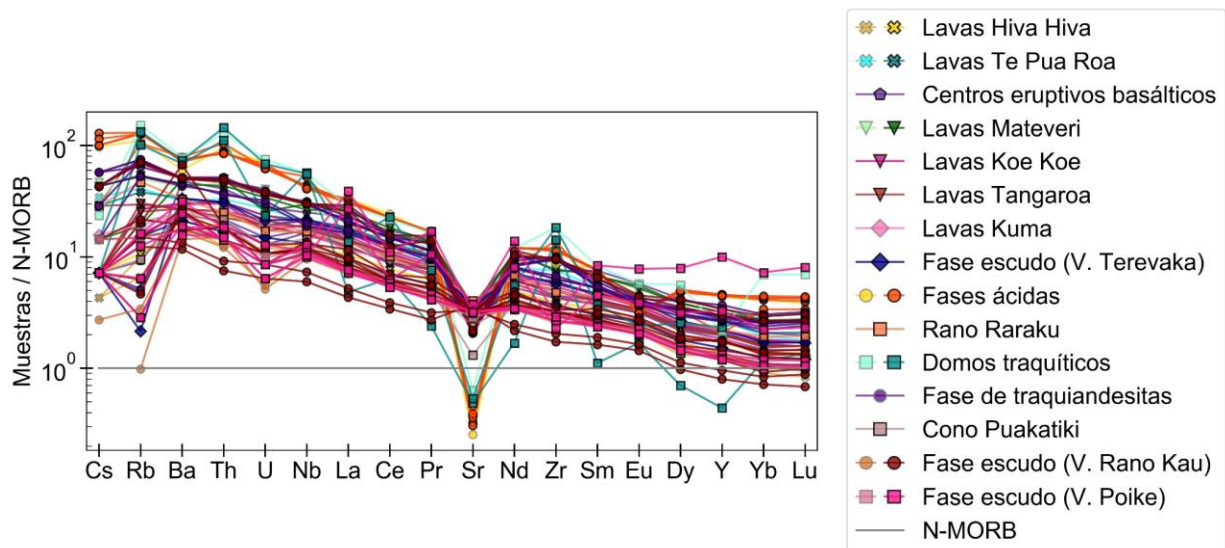


Figura 5-54: Diagrama Spider normalizado al N – MORB (Sun y McDonough, 1989) para las muestras del volcán Terevaka. Colores y símbolos de acuerdo a lo definido en la Figura 5-51.

Finalmente, en la Figura 5-55 se presenta el diagrama de tierras raras normalizado con respecto al manto primitivo (Sun y McDonough, 1989). Se observa un comportamiento similar en las muestras de la isla, a excepción de aquellas rocas con valores elevados de LOI. De manera general, es posible observar una pendiente relativamente constante, la cual se desplaza hacia arriba con la evolución de las unidades de cada volcán. Todas las rocas muestran un enriquecimiento con respecto al N-MORB y manto primitivo, a excepción de algunos ejemplares de la fase escudo del volcán Rano Kau y lavas Hiva Hiva, cuyas concentraciones de Yb y Lu quedan por debajo de las esperadas en el N-MORB.

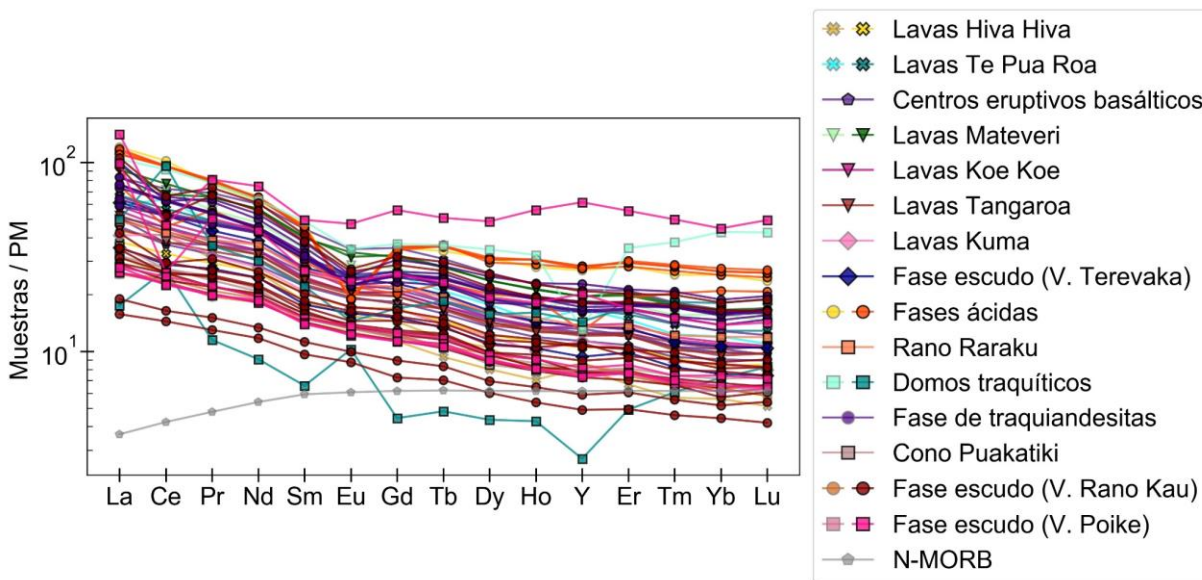


Figura 5-55: Diagrama de tierras raras normalizado al manto primitivo (Sun y McDonough, 1989) para las muestras del volcán Terevaka. Colores y símbolos de acuerdo a lo definido en la Figura 5-51.

6 Discusión

6.1 Evolución magmática de los volcanes de Isla de Pascua

6.1.1 Geocronología

Las dataciones de las bases de los acantilados de los volcanes Rano Kau y Poike, de 0.542 ± 0.30 Ma y 0.406 ± 0.023 Ma, definen un límite inferior para el comienzo de la fase escudo de ambos volcanes. Lo anterior modifica los modelos de evolución cronoestratigráfica y magmática disponibles en la literatura. En el caso particular de los modelos estudiados para este trabajo propuestos por los autores Vezzoli y Acocella (2009) y Sepúlveda 2015, se descarta la hipótesis de un volcanismo activo por sobre el nivel del mar desde hace 0.89 Ma.

Considerando las fases volcánicas definidas para el volcán Terevaka en este trabajo en adición a las definidas por Sepúlveda 2015 para los volcanes Poike y Rano Kau, se presenta en la Figura 6-1 la distribución de edades para la Isla de Pascua.

La cámara asociada a las lavas Hangaroa sería producto de procesos como cristalización fraccionada a partir del magma que dio origen a la fase escudo. En cambio, la fuente de los CEB podría ser el resultado de la recarga de la cámara magmática principal con un magma más primitivo y la mezcla resultante podría estar o no ubicada en una cámara somera independiente, de menor tamaño y conectada a la principal. Una segunda alternativa es un volcanismo secuencial, en el cual ocurriría en primer lugar la evolución del magma de basaltos a benmoritas y posteriormente expulsados a través de los diferentes centros de las lavas Hangaroa, para luego pasar a un periodo de recarga y mezcla de la cámara principal, dando paso al volcanismo relacionado con los centros eruptivos basálticos.

Para estudiar la variación geoquímica a lo largo del tiempo, se construye la Figura 6-2 la cual presentan las 19 muestras datadas que, a su vez, se le han realizado análisis químicos de roca total.

La información que se puede recuperar a partir de la Figura 6-2 es acotada, ya que no todas las muestras tienen dataciones y análisis geoquímicos, es por ello, que a partir de las edades presentadas en la Figura 6-1 y tomando en consideración las relaciones estratigráficas definidas para los tres volcanes, se extrapolaron las edades de cada unidad a la base de datos geoquímicas, resultando en la Figura 6-3.

Como fue mencionado anteriormente, del volcán Poike solo se conocen edades de la fase escudo, por lo que no fue posible inferir edades para las etapas más evolucionadas. En cambio, para el volcán Rano Kau, tal como fue mencionado en la sección 5.1.2, es posible deducir la edad de la fase de traquiandesitas al conocer las dataciones de las fases escudo y ácidas. Con lo anterior, en la Figura 6-3 se señala con una flecha las dos tendencias principales para la variación geoquímica, es posible observar que desde los 0.406 a 0.18 Ma aumenta el concentración de SiO_2 , Na_2O , K_2O y disminuye el contenido de Ca_2O , TiO_2 , FeO^T , Al_2O_3 , este último con un patrón menos definido que para los demás óxidos.

En la sección 5.1.2 se detalló que de la fase escudo del volcán Terevaka, solo se conoce una datación asociada a los últimos pulsos, de una manera preliminar se asignó esta edad a las muestras de esta unidad dentro de la base de datos. Se logra apreciar, que la variación química es bastante acotada y principalmente lo que se observa es la extrusión de nuevos flujos a lo largo del tiempo, actividad que culmina con las lavas Hiva Hiva, según las dataciones y limitaciones propias del método K/Ar.

6.1.2 Geología y petrología

A partir de los análisis geoquímicos se pueden observar una gran variabilidad composicional en los productos de los volcanes, pero también es posible destacar características en común entre el complejo volcánico. Todas las rocas presentan principalmente afinidades transicionales, además de similitudes en la distribución y diferenciación de elementos mayores.

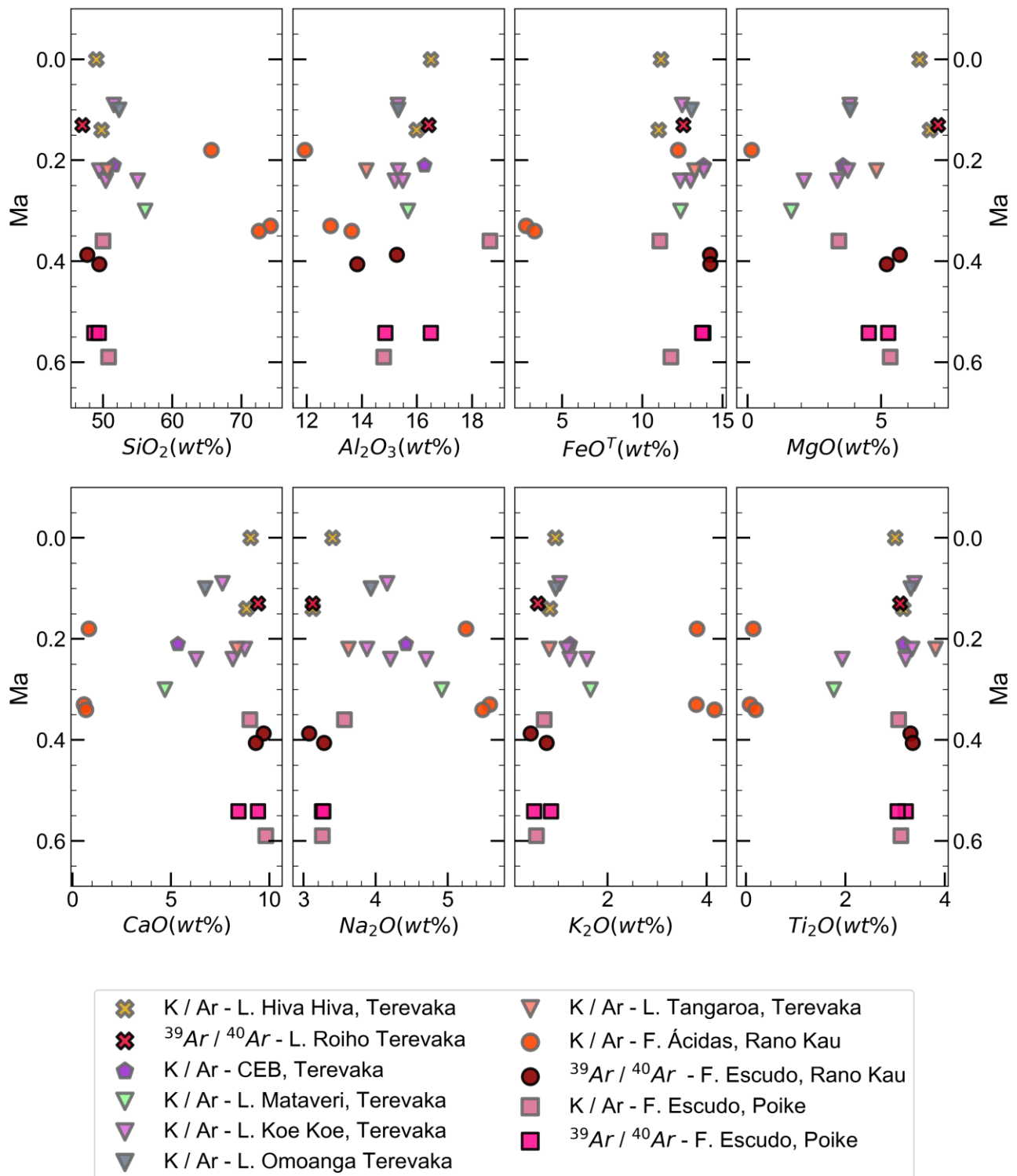


Figura 6-2: Variación geoquímica durante la formación de la Isla de Pascua para las muestras con dataciones y análisis geoquímicos. Construida en base a los trabajos de González-Ferrán et al (1974), Clark (1975), Clark y Dymond (1977), O'Connor et al. (1995) y las dataciones generadas para este proyecto. Los símbolos con borde negro corresponden a dataciones $^{39}\text{Ar}/^{40}\text{Ar}$ y los con borde gris a K/Ar.

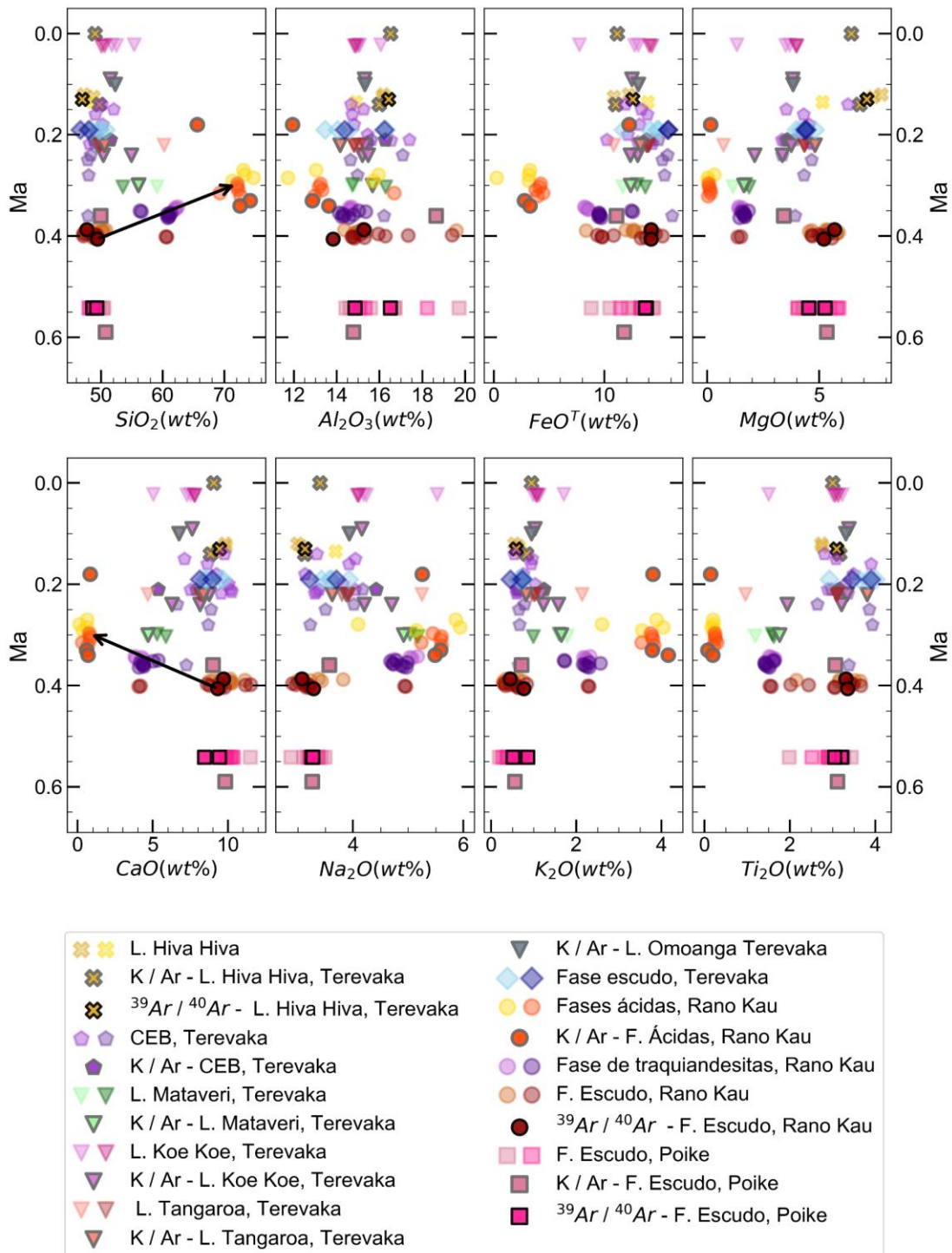


Figura 6-3: Variación geoquímica durante la formación de la Isla de Pascua para las muestras de la Isla de Pascua. Construida en base a los trabajos de González-Ferrán et al. (2004) para el volcán Terevaka. Construida en base a los trabajos de González-Ferrán et al. 1974, Clark (1975), Clark y Dymond (1977), Bonatti et al. (1977), Kaneoka y Katsui (1985), O'Connor et al. (1995), Haase et al. (1997), Miki et al. (1998) y los análisis propios de este proyecto. Los símbolos con borde negro corresponden a dataciones ³⁹Ar/⁴⁰Ar, los con borde gris a K/Ar y aquellos con mayor transparencia y borde del color del símbolo, son las muestras a las cuales se les extrapoló la edad a partir de la base de datos geocronológica. La flecha negra simboliza la evolución del volcán Rano Kau a lo largo del tiempo.

De acuerdo con la compilación realizada por Ubide et al. (2021), los magmas parentales de las islas oceánicas alcanzan hasta un 15 – 20 wt% de este óxido (Figura 6-4), estos magmas, luego de un 50% de cristalización reducen el contenido de MgO a un 5 wt%, convirtiéndose en fundidos son altamente eruptibles. En el caso de las muestras de la Isla de Pascua, se destacan las bajas concentraciones de MgO, cercano a un 6 wt% para las fases escudo y extendible hasta un 8 wt% si consideramos las lavas Hiva Hiva. Esto nos indica que las rocas de las fases más primitivas no reflejan las composiciones de un magma parental, sino más bien, estamos observado un fundido con un cierto grado de cristalización asociada.

En los patrones de elementos traza, se observan anomalías de Sr en todos los volcanes, Ce en los volcanes Poike y Rano Kau y Cs en los volcanes Poike y Terevaka. En los tres se observa un enriquecimiento con respecto al N – MORB y el manto primitivo, en particular en las LILE y LREE y altas pendientes $(La/Lu)_N$ promedio (3.94 a 5.42).

Los patrones observados en los elementos mayores son consistentes con la cristalización de las fases olivino, clinopiroxeno, plagioclasa cálcica y óxidos de Fe – Ti, compatible con las descripciones petrográficas reportadas por Clark, (1975), Haase et al. (1997), Sepúlveda (2015) y las realizadas en esta investigación para el volcán Terevaka. La anomalía negativa de Sr podría ser atribuible al comportamiento compatible de este elemento con la plagioclasa cálcica, para los volcanes Poike y Rano Kau ya que se acompaña con anomalías negativas de Eu en las fases más evolucionadas. En el volcán Terevaka, solo se observa una disminución en la concentración de Sr. Las anomalías de Ce en algunas muestras de Poike y Rano Kau pueden atribuirse a la presencia de circón, mineral que fue incluido en las descripciones petrográficas de Sepúlveda (2015).

Con respecto a las fases reconocidas por Sepúlveda (2015), estas son respaldadas tanto por la geología como por la geoquímica, ya que se pudo observar que los análisis realizados con la base de datos construida respetan y complementan las etapas evolutivas propuestas. La variabilidad composicional permite reconocer en los volcanes Poike y Rano Kau las etapas características de formación y desarrollo de una isla oceánica tipo Hawái. En cuanto al volcán Terevaka, se reconoce un rango composicional más acotado en comparación a sus vecinos, desde basaltos principalmente transicionales hasta benmoritas, además de un importante volcanismo fisural.

En el caso del volcán Terevaka, González-Ferrán et al. (2004) describe una subsidencia en el flanco norte, la cual es atribuida a la erupción submarina del volcán Hanga Oteo, generando un fracturamiento en arco y fuertes deslizamientos en el sector de Hanga Oteo y Vaitea; en cambio Vezzoli y Acocella (2009) proponen una caldera elíptica con Muanga Rano Aroi en uno de sus focos. Considerando la ausencia de evidencias de: una depresión vertical o caldera asociada a un drenaje importante de la cámara magmática, el relleno que cubrió esta cavidad previo a la erupción de los CEB y lavas Hangaroa, se propone que el volcán Terevaka no desarrolló una caldera y mas bien, las estructuras observadas estarían relacionadas actividad tectónica en el edificio volcánico y subsidencias en el flanco N serían atribuibles a las erupciones de otros volcanes, como menciona González-Ferrán et al. (2004).

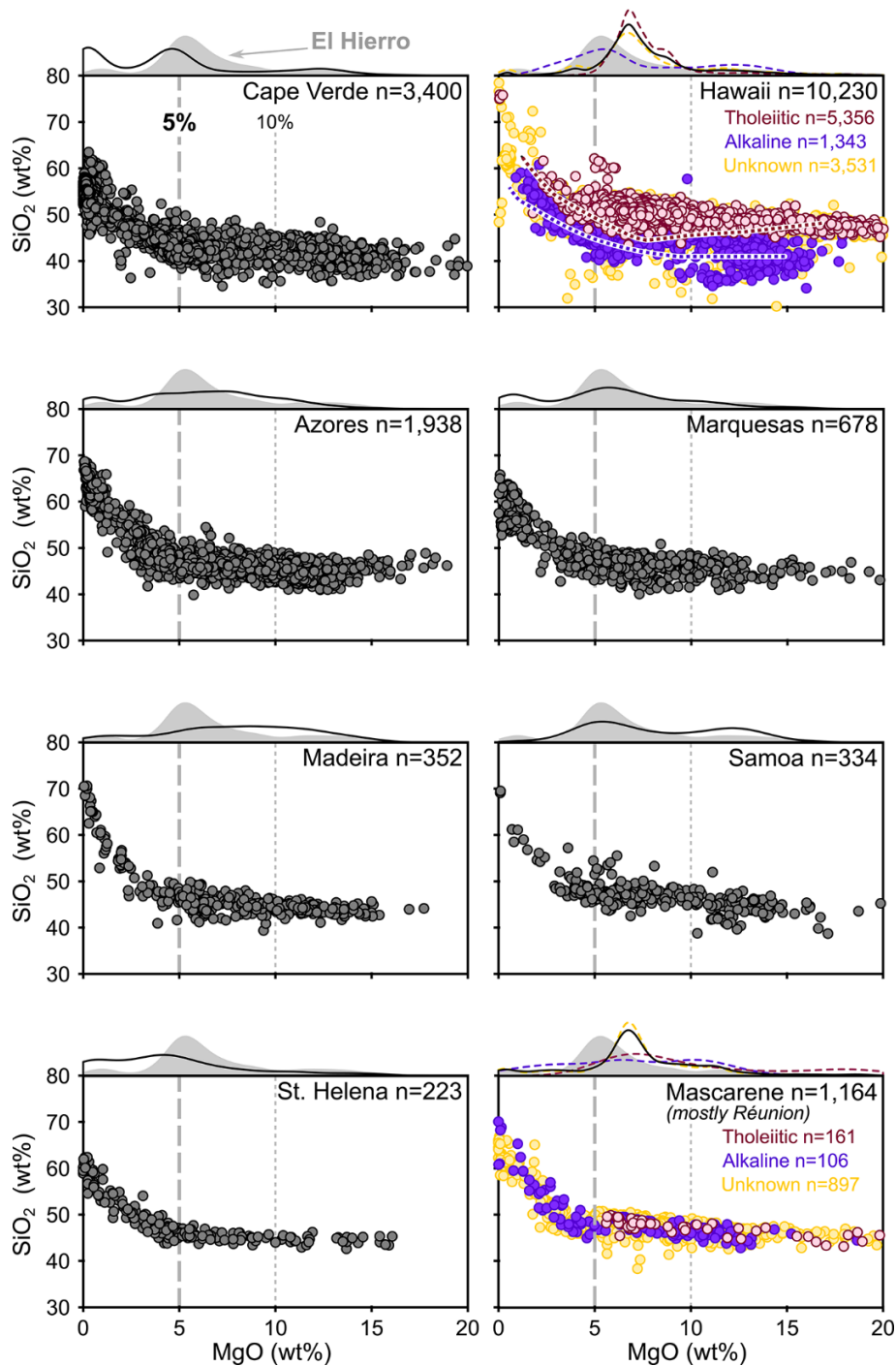


Figura 6-4: Distribución de la composición química en roca total y de vidrio de rocas provenientes de islas oceánicas ubicadas en los océanos Atlántico, Pacífico e Indio. Recuperado de Ubide et al. (2021).

De acuerdo con el modelo de evolución propuesto para Hawái, la etapa post escudo consiste en basaltos alcalinos y productos diferenciados, los cuales se posicionan estratigráficamente por sobre las lavas toleíticas de la fase escudo (Peterson y Moore, 1987) y luego de algunos

millones de años de erosión, el magma asociado a etapas de rejuvenecimiento puede erupcionar a partir de centros eruptivos menores aislados (Acocella, 2021).

Para el volcán Terevaka, se propone que sí hubo un desarrollo de etapa escudo, pero no se observan depósitos relacionados con la etapa post escudo o rejuvenecimiento, sino más bien, un volcanismo fisural inmediatamente posterior al término de la fase escudo. Esto sería posible al considerar una constante alimentación de la cámara principal, lo cual es consistente al no observar periodos de receso volcánico como lo muestra la Figura 6-1. Lo último es similar a lo propuesto por Harpp y Geist (2018) y Cleary et al. (2020) para los volcánes ubicados al este del archipiélago de Galápagos, los cuales no desarrollan una caldera y están dominados por sistemas de fallas y de vents alineados, consecuencia de la formación de cámaras magmáticas más pequeñas, aisladas y de una vida más corta, incapaces de formar calderas.

Con respecto a la petrografía de las muestras del volcán Terevaka, se destacan texturas de zonación y cúmulos de cristales para las unidades de centros eruptivos basálticos, Hiva Hiva y Roiho, y bandeamiento en el vidrio de las lavas Koe Koe y Mataveri. En particular se destaca la presencia de antecristales en los diferentes flujos descritos, son aquellos cristales los que preservan de mejor manera las zonaciones.

Finalmente, se propone realizar cambios menores a la delimitación de la unidad TA3 y TA1, se sugiere incluir que la Cantera Haunga Henui sea considerada como parte de TA1. Los anterior surge a partir de la composición de las muestras FS140914-3, TE10A y TE10B, clasificadas como basaltos transicionales, litología que difiere con la composición representativa de las Lavas Koe Koe (TA3 y TA6).

6.1.3 Elementos conservativos

En las Tabla 6-1 y Tabla 6-2 se presentan los 28 pares de elementos cuyos coeficientes de relación de Pearson es igual o superior a 0.979, de acuerdo con el procedimiento descrito en la sección 4.7 de metodología.

Tabla 6-1: Pares de elementos conservativos y su respectivo coeficiente de relación de Pearson

Elemento 1	Elemento 1	Coef. De relación de Pearson
MgO(wt%)	Co(ppm)	0.98
K ₂ O(wt%)	Rb(ppm)	0.993
Y(ppm)	Ho(ppm)	0.988
Y(ppm)	Er(ppm)	0.986
Zr(ppm)	Nb(ppm)	0.98
Zr(ppm)	Hf(ppm)	0.992
Nb(ppm)	Hf(ppm)	0.985
Nb(ppm)	Ta(ppm)	0.995
La(ppm)	Pr(ppm)	0.98
La(ppm)	Nd(ppm)	0.979
Pr(ppm)	Nd(ppm)	0.994
Pr(ppm)	Sm(ppm)	0.99
Nd(ppm)	Sm(ppm)	0.996

Tabla 6-2: Pares de elementos conservativos y su respectivo coeficiente de relación de Pearson (continuación)

Elemento 1	Elemento 2	Coef. De relación de Pearson
Gd(ppm)	Tb(ppm)	0.985
Gd(ppm)	Dy(ppm)	0.984
Tb(ppm)	Dy(ppm)	0.995
Dy(ppm)	Ho(ppm)	0.987
Ho(ppm)	Er(ppm)	0.998
Ho(ppm)	Tm(ppm)	0.99
Ho(ppm)	Yb(ppm)	0.981
Ho(ppm)	Lu(ppm)	0.98
Er(ppm)	Tm(ppm)	0.994
Er(ppm)	Yb(ppm)	0.987
Er(ppm)	Lu(ppm)	0.986
Tm(ppm)	Yb(ppm)	0.997
Tm(ppm)	Lu(ppm)	0.996
Yb(ppm)	Lu(ppm)	0.996
Hf(ppm)	Ta(ppm)	0.979

En las Figura 6-5 se presenta el gráfico bivalente de Nb vs Zr, elementos que se caracterizan por su comportamiento incompatible, alta carga y bajo radio iónico, para efectos de la construcción de los diagramas PER se utilizará Nb como elemento conservativo.

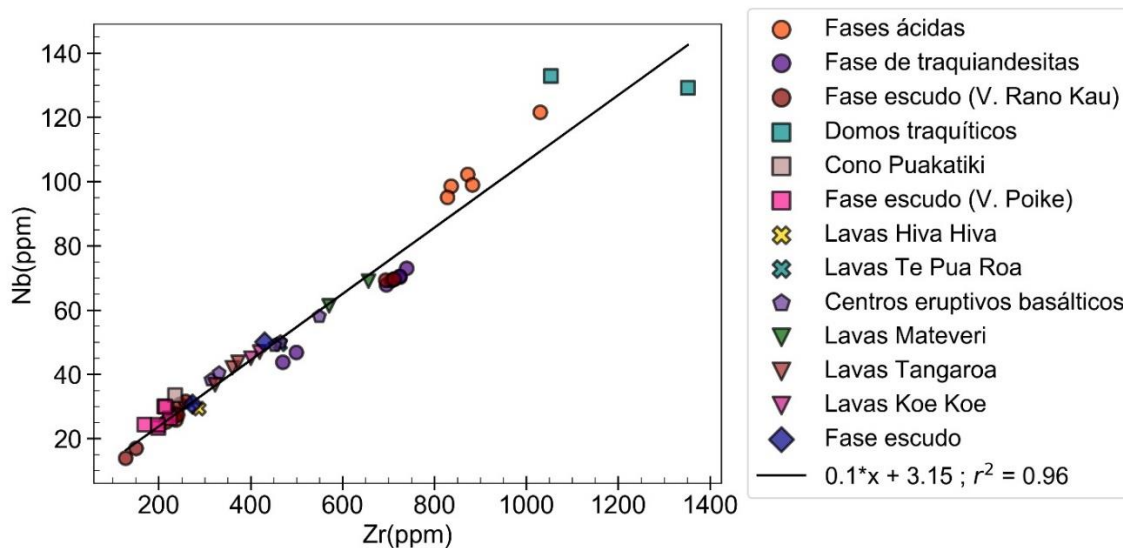


Figura 6-5: Gráfico de Nb vs Zr para las muestras de los volcanes Poike, Rano Kau y Terevaka. En la línea negra se muestra el ajuste lineal realizado a los datos cuyo coeficiente de relación es 0.96 y coeficiente de posición es 3.15

6.1.4 Diagramas de Pearce

En las Figura 6-6 y Figura 6-7 se presentan los diagramas de Pearce realizados para las muestras de los volcanes Poike, Rano Kau y Terevaka en los cuales se evaluaron los casos de fraccionamiento de olivino - plagioclasa - clinopiroxeno y olivino – plagioclasa.

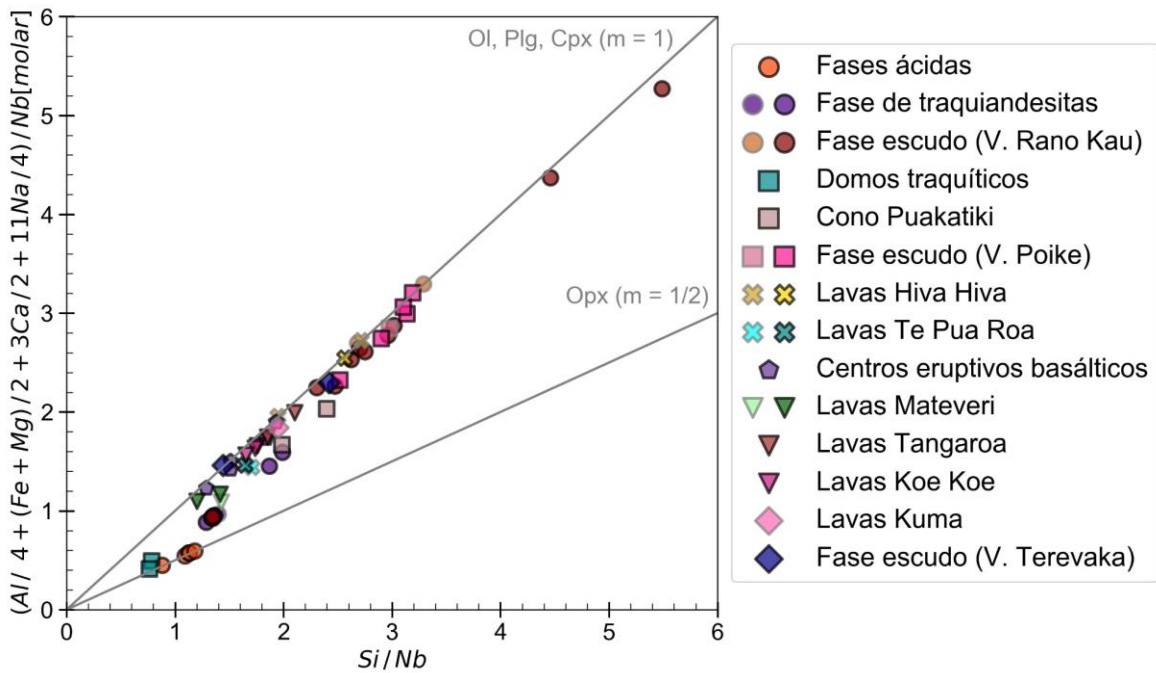


Figura 6-6: Diagrama de Pearce normalizado con Nb para evaluar el fraccionamiento de olivino (Ol), plagioclasa (Plg) y clinopiroxeno (Cpx) con pendiente $m=1$ y además con pendiente $m=1/2$ para ortopiroxeno para las muestras de los volcanes Poike, Rano Kau y Terevaka. Ejes construidos en base a lo propuesto por Russell y Nicholls (1988) para las fases a estudiar.

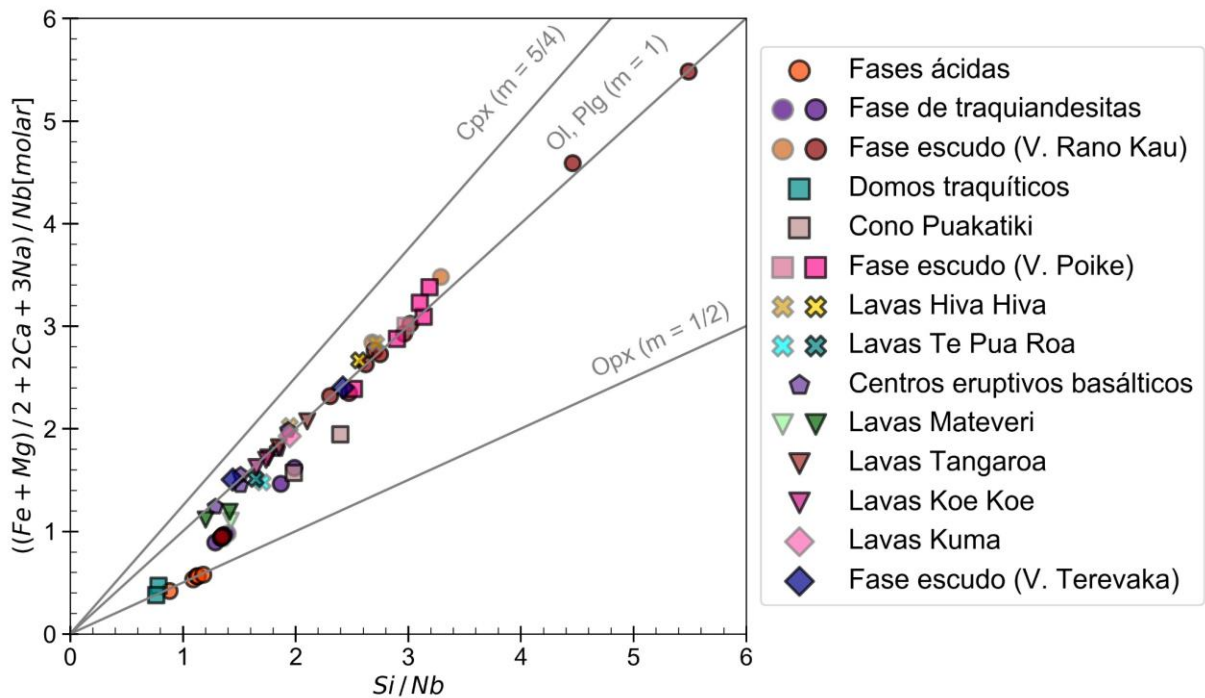


Figura 6-7: Diagrama de Pearce normalizado con Nb para evaluar el fraccionamiento de olivino (Ol) y plagioclasa (Plg) con pendiente $m=1$, además considerando la partición de clinopiroxeno (cpx) con una pendiente $m=5/4$ y ortopiroxeno con una pendiente de $m=1/2$ para las muestras de los volcanes Poike, Rano Kau y Terevaka. Ejes construidos en base a lo propuesto por Russell y Nicholls (1988) para las fases a estudiar.

En la Figura 6-6 es posible observar que a excepción de las muestras asociadas a las fases de domos traquíticos del volcán Poike y las fases ácidas del volcán Rano Kao, se manifiesta una tendencia paralela y levemente por debajo a recta con pendiente $m = 1$ asociada al fraccionamiento de olivino – plagioclasa – clinopiroxeno, para las fases antes mencionadas, se observa que caen por sobre a la línea con pendiente $m = \frac{1}{2}$ asociada a la partición de ortopiroxeno. En el caso de la Figura 6-7 se observa un comportamiento casi similar al descrito anteriormente, con la excepción de que las muestras que se observaron debajo de la recta con pendiente $m = 1$ se encuentran sobre ella.

A partir de lo anterior es posible deducir que el proceso que domina la diferenciación de las muestras más primitivas (fases escudos de los respectivos volcanes) es el fraccionamiento de olivino y plagioclasa principalmente, en base a la Figura 6-6 es posible observar que existe fraccionamiento de clinopiroxeno pero que es marginal con respecto a las otras fases.

6.1.5 Modelo de cristalización fraccionada

En la sección 6.1.4 se estudió el fraccionamiento de los minerales olivino, plagioclasa y clinopiroxeno y de acuerdo con los PER, la cristalización de olivino y plagioclasa es consistente con la química estudiada en los volcanes. Tomando este análisis como un punto de partida, se realizaron modelaciones considerando un fraccionamiento de las fases minerales con el software *Rhyolite – MELTS 1.2.0* (Gualda et al., 2012; Ghiorso y Gualda, 2015) siguiendo la metodología descrita en la sección 4.8.

Para las modelaciones, se utilizó la química de las rocas menos evolucionadas de las fases escudo de cada volcán, las cuales fueron seleccionadas por presentar el mayor contenido de MgO. Es a partir de estas rocas que se estudió el proceso cristalización fraccionada. Las coordenadas e información de cada una de estas rocas se presenta en la Tabla G. 1.

En la Figura 6-8 se presenta el resultado de las pruebas realizadas para el volcán Terevaka. Se utilizó la muestra TE6A, un basalto transicional perteneciente a la fase escudo y parte de las muestras propias de esta investigación.

El modelo obtenido se ajusta a la evolución observada en las rocas del volcán, en particular con la variación de los óxidos Na_2O , CaO y K_2O . En cuanto a la variación de FeO^T y TiO_2 , se observa que las lavas Koe Koe, Mataveri y Tangaroa se ubican por sobre la curva, lo cual podría explicarse a partir de la petrografía de las primeras dos lavas, la masa fundamental presentaba una importante oxidación, característica que podría extenderse a las lavas Tangaroa al ser flujos vecinos.

En primer lugar, se aprecia que a partir de la fase escudo es posible reproducir la composición de las lavas Kuma y Hangaroa (Omoanga, Tangaroa, Koe Koe y Mataveri), mediante un proceso de cristalización fraccionada, por lo que se puede inferir que las lavas emitidas por el volcanismo fisura SW serían resultado de la evolución y cristalización del magma que da origen a la fase escudo.

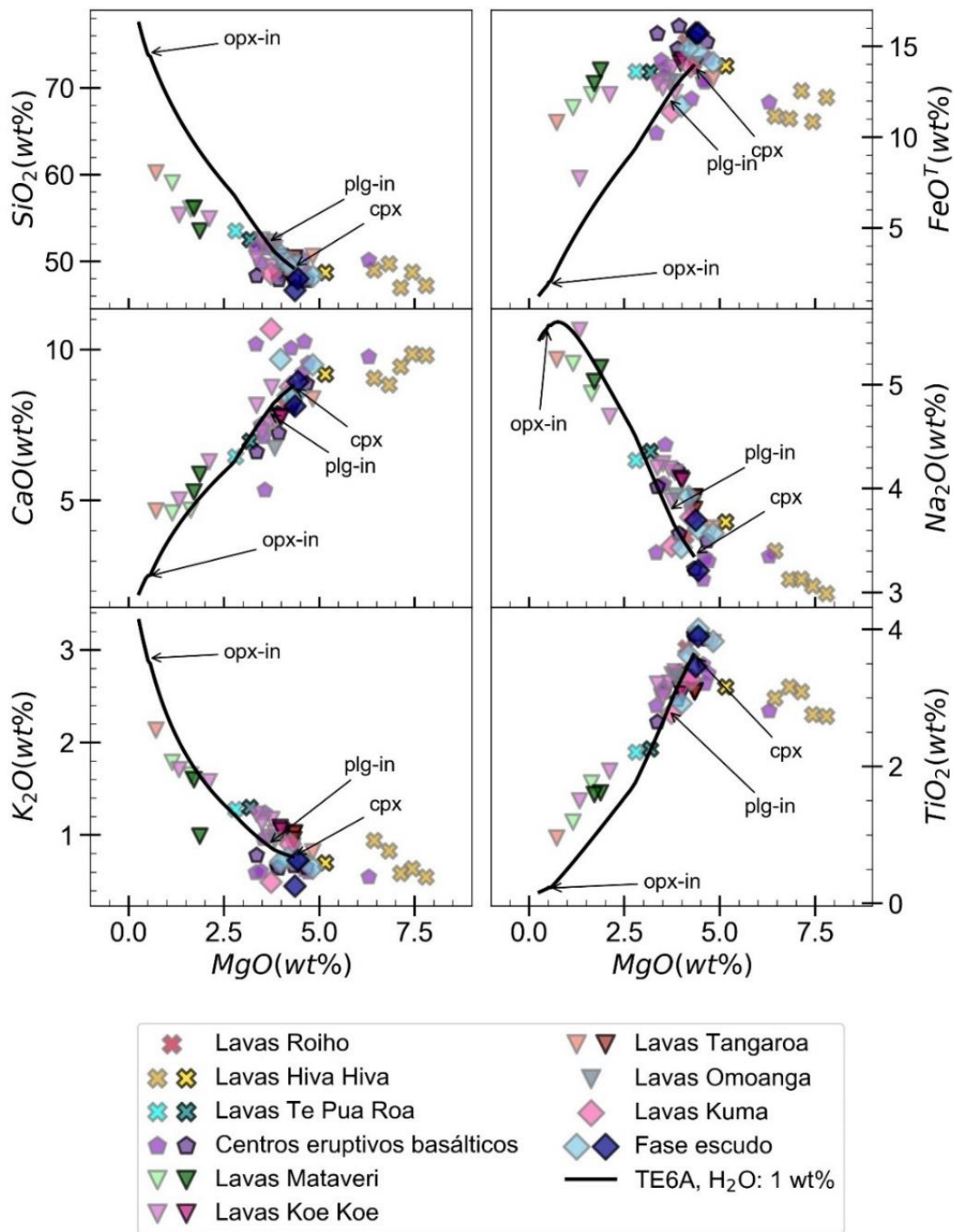


Figura 6-8: Modelo de cristalización fraccionada para las lavas del volcán Terevaka. Temperatura liquidus: 1138.28 °C.

Un patrón diferente es el que se observa en los CEB, de acuerdo con la geocronología, se sabe que estas lavas son emitidas posterior a la construcción del edificio volcánico (fase escudo), pero como se puede observar en Figura 6-8 no es posible reproducir la química de estas lavas solo con cristalización fraccionada. Lo anterior, junto con lo identificado en la

petrografía, reafirma la posibilidad de que estas lavas se habrían generado posterior a un proceso de recarga de la cámara magmática.

Recurriendo nuevamente a la dataciones compiladas (ver sección 6.1.1), las lavas Hangaroas y CEB son en parte coetáneas. Tomando en cuenta tanto los procesos inferidos como la geocronología, es necesario considerar la posibilidad que tanto la cristalización fraccionada del fundido y la recarga con un magma más caliente sean eventos que hayan ocurrido de manera simultánea pero en cámaras magmáticas diferentes.

En cuanto a los últimos flujos emitidos, en particular las lavas Hiva Hiva, se observa que al igual que los CEB, no es posible formar estas lavas con esa composición a partir de la fase escudo y considerando la disposición de las muestras en los diagramas, tampoco es factible a partir del fundido de los CEB. Por lo que se procede a realizar otro modelo de cristalización fraccionada (Figura 6-9) a partir de la muestra EI9207 (Haase et al., 1997) de las lavas Hiva Hiva, para evaluar si existe alguna relación entre las centros eruptivos más jóvenes. Es necesario recordar, que las lavas Hiva Hiva y Roiho se encuentran ubicados uno al lado del otro y en artículos científicos publicados en los noventas eran considerados el mismo flujo, no así en el mapa de González-Ferrán et al. (2004).

En este nuevo modelo, se vuelve a apreciar que algunas muestras presentan valores superiores de FeO^T y TiO_2 a los esperados de acuerdo con el proceso de cristalización fraccionada, en particular se destaca en la muestra asociada a las lavas Roiho (OG911; González-Ferrán O., 1974). En la sección 5.3.5 se presenta la descripción petrográfica de la muestra TE16 asociada al mismo flujo y se rescata la importante oxidación de la masa fundamental y alteración de los minerales presentes, lo anterior podría explicar la desviación de las lavas Roiho con respecto al modelo planteado. Considerando lo presentado en la Figura 6-9 es posible reconstruir la composición de los flujos más recientes a partir de las lavas Hiva Hiva.

Una hipótesis planteada por Sepúlveda (2015) para explicar el volcanismo de los volcanes Poike y Rano Kau implica que ambos volcanes fueron producto de un mismo fundido, el cual extruye en la Dorsal Rano Kau, y en algún momento previo a la formación de la fase escudo de sus respectivos edificios, se formaron dos cámaras independientes (ver Figura 3-26).

Lo anterior fue propuesto en base a un modelo de cristalización fracciona realizado a partir de la planilla Excel OPTIMBASA (Cabero et al., 2012), planilla que toma como datos de entrada la composición química de roca total de la roca “padre” e “hija”, en adición a la química mineral fenocristales presentes en las fases a estudiar. El autor utilizó los análisis de microsonda publicados por Haase et al. (1997) y Déruelle (2002) para representar los minerales reconocidos en las lavas estudiadas. La composición de las lavas de la Dorsal Rano Kau (24DS-1 y 24DS-2) fue recuperada de Haase et al. (1997).

Según la modelación de Sepúlveda (2015), las lavas de la fase escudo del Rano Kau serán generadas luego de un 54.86% de fraccionamiento de plagioclasa como el fenocristal principal y 43.59% de olivino y plagioclasa para el Poike.

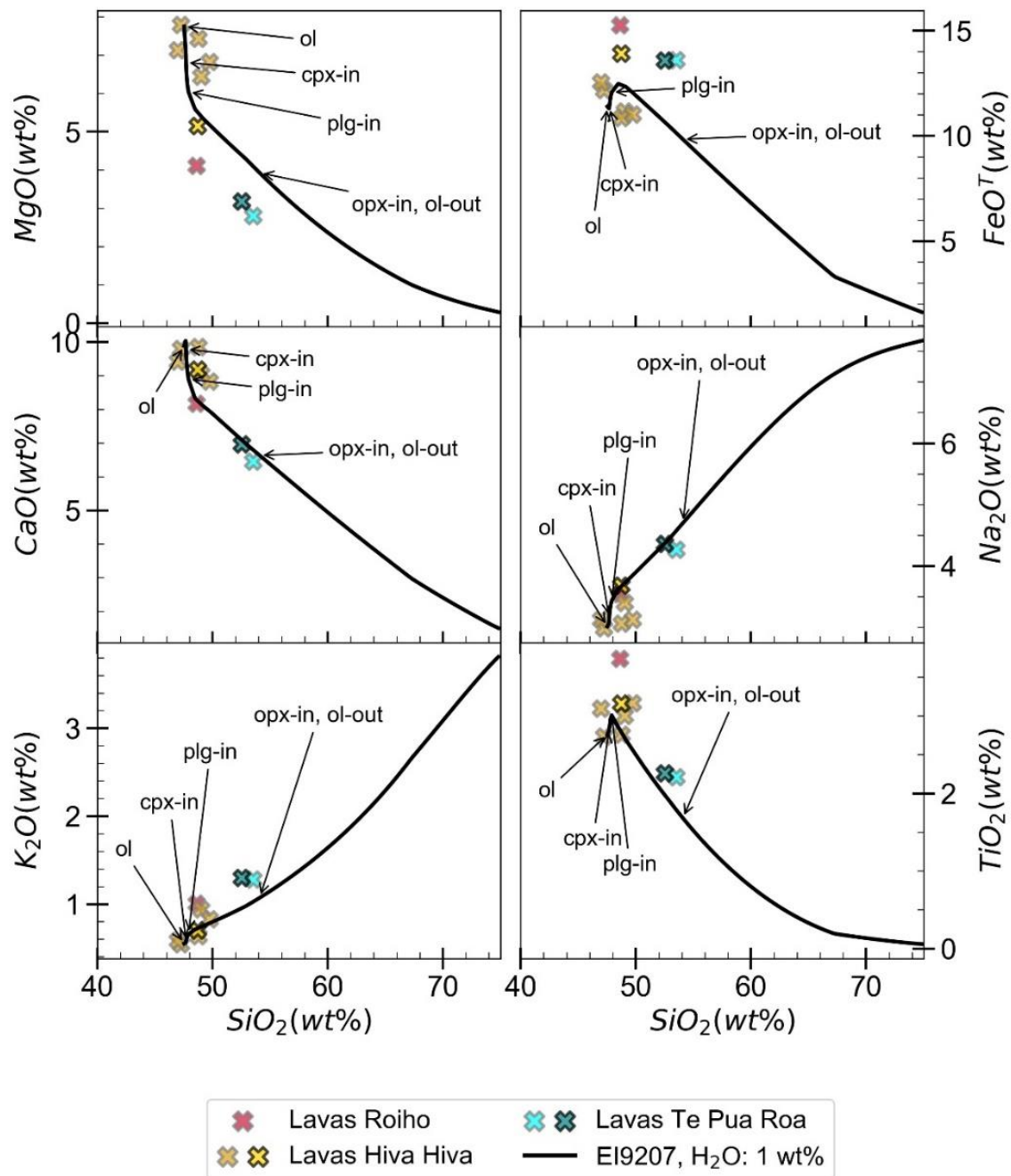


Figura 6-9: Modelo de cristalización fraccionada para las lavas Hiva Hiva, Roiho y Te Pua Roa del volcán Terevaka. Temperatura liquidus: 1187.5°C.

Tomando esta hipótesis, se busco verificar que las lavas submarinas de la Dorsal Rano Kau sean efectivamente el magma parental de ambos volcanes y para ello se realizó un modelo de cristalización fraccionada (Figura 6-10) al igual que el descrito para el volcán Terevaka tomando como composición inicial la muestra 24DS-1.

Al observar la variación de FeO^T y TiO_2 se logra apreciar que no es posible generar las composiciones observadas en las fases escudo de los volcanes considerando estas lavas como magma parental y un proceso de cristalización fraccionada, por lo que la hipótesis planteada por Sepúlveda (2015) es descartada.

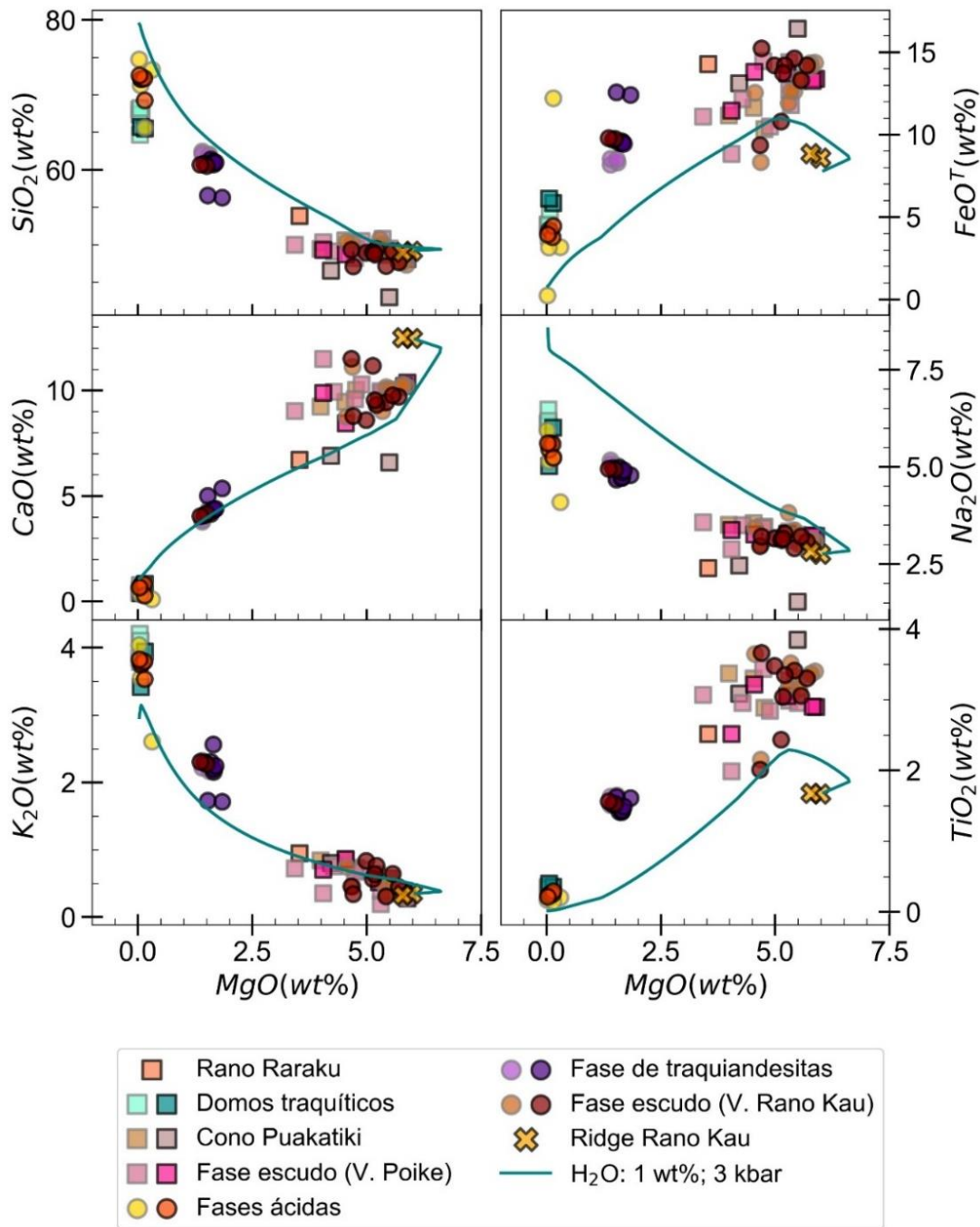


Figura 6-10: Modelo de cristalización fraccionada los volcanes Poike y Rano Kau a partir de las lavas submarinas de la Dorsal Rano Kau.

Finalmente, se estudiaron los procesos evolutivos propios del volcán Rano Kau y Poike. Los modelos se presentan en las Figura 6-11 y Figura 6-12 respectivamente.

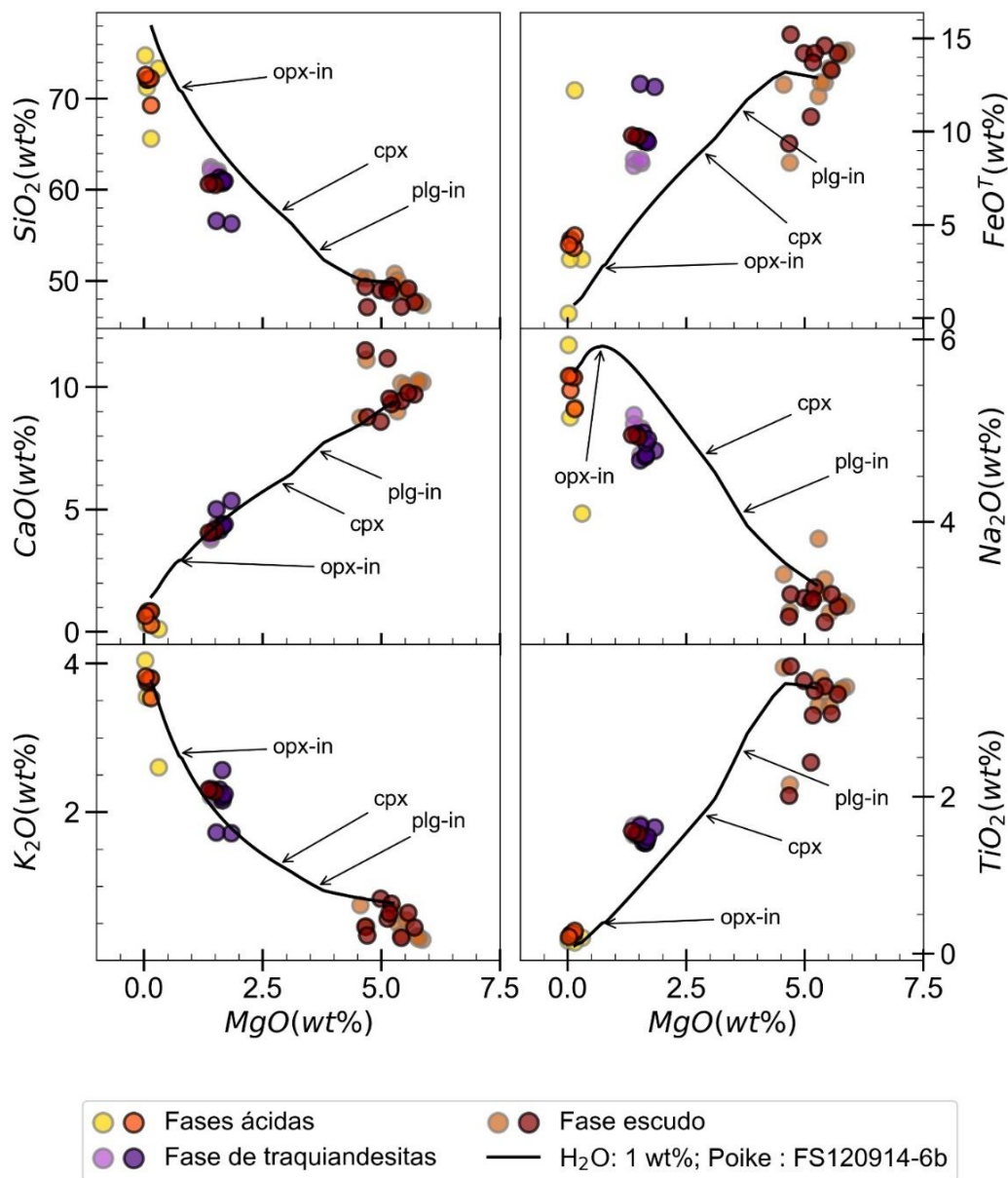


Figura 6-11: Modelo de cristalización fraccionada para el volcán Rano Kau. Temperatura liquidus: 1149.61°C.

En el Rano Kau, la evolución magmática es consistente con la cristalización fraccionada a partir de la muestra FS130914-4a, la cual corresponde a la muestra extraída de la base del acantilado donde aflora la fase escudo. En el caso del Poike, no se observa un ajuste igual de claro, lo cual es atribuible a la naturaleza de las muestras de los domos traquíticos, las cuales fueron incluidas a modo de referencia, pero con el antecedente de que los análisis de roca total tienen un LOI asociado entre 6 y 8, a pesar de lo anterior, el proceso propuesto podría explicar la evolución vista en el volcán.

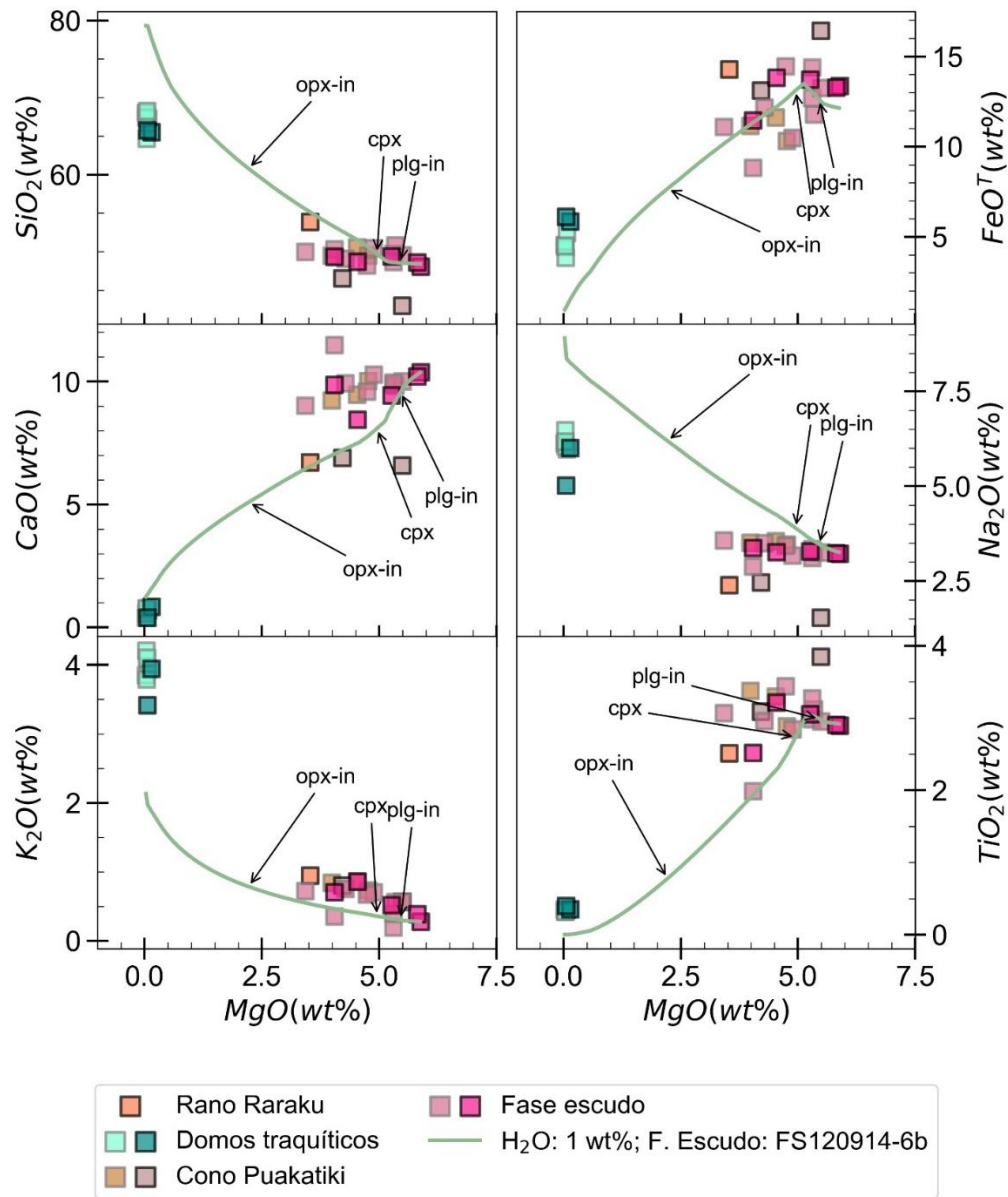


Figura 6-12: Modelo de cristalización fraccionada para el volcán Poike. Temperatura liquidus: 1160.94°C.

En este último volcán se destaca otro punto importante, las lavas del Cono Puakatiki, las cuales son más jóvenes que la fase escudo de acuerdo con criterios estratigráficos, no son reproducibles a partir de FS130914-4a y probablemente, al igual que con los CEB en el volcán Terevaka haya un evento de recarga en la cámara magmática con un magma más caliente. No se realizó una segunda modelación con estas lavas como punto de partida, ya que al igual que los domos traquíticos presentan un LOI alto (8.7) lo cual no permite obtener un resultado confiable.

6.1.6 Razones isotópicas

Para caracterizar la fuente mantélica que da origen a los volcanes estudiados se procedió a analizar la variación de las razones isotópicas radiogénicas. Ante la ausencia de análisis propios de isótopos, se procedió a realizar una compilación bibliográfica con análisis de esta índole. La base de datos utilizada complementa la utilizada por Sepúlveda (2015) al considerar no solo los volcanes Poike y Rano Kau, sino también al volcán Terevaka, las dorsales este y oeste de la Microplaca de Pascua, de Nazca y Rano Kau, la Cadena Volcánica de Pascua y la región de Salas y Gómez. Se incluye adicionalmente, la clasificación región Isla de Pascua para aquellas muestras del sector que no especifican a que volcán o flujo corresponde. Adicionalmente, complementa los análisis realizados por Kingsley et al. (2007) al incorporar información disponible en la literatura.

En la sección F de los anexos se presentan las muestras utilizadas junto con sus respectivos análisis, tabla que fue construida en base a la información disponible en la literatura de acuerdo con los trabajos de Tatsumoto (1966), Hedge y Peterman (1970), Bonatti et al. (1977), Sun S. S (1980), White y Hofmann (1982). Macdougall y Lugmair (1986), Hanan y Schilling (1989), Fontignie y Schilling (1991), Haase et al. (1997), Cheng et al. (1999), Kingsley et al. (2007), Ray et al. (2012) y Simpson et al. (2018). Además de estas muestras, se utilizó la base de datos generada por Stracke et al. (2003) para representar las fuentes tipo MORB del Pacífico, EMII, EMI, HIMU, FOZO y OIB.

Antes de comenzar con la descripción de los diagramas de isotopos, para facilitar la caracterización de las lavas asociadas a Isla de Pascua en comparación al resto de la cadena volcánica, cada gráfico contiene una subimagen la cual rescata esta información.

De acuerdo a los gráficos razones isotópicas de Pb ($^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ vs $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$, Figura 6-13 y $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ vs $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$, Figura 6-14) y los diagramas de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ vs $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ (Figura 6-15), ϵNd vs $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ (Figura 6-16), se observa que las muestras de la Isla de Pascua tienen una afinidad principalmente con una fuente tipo EMII. En el gráfico de ϵNd vs $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ (Figura 6-17) no se observa una afinidad directa con alguna de las fuente estudiadas, ya que las muestras se ubican en la intersección de los campos MORB del Pacífico, HIMU, EMII y EMI.

Lo observado es consistente con lo propuesto por Kingsley et al. (2007), en particular en los diagramas de razones isotópicas de Pb, ya que se observa la ubicación de las muestras de Isla de Pascua entre dos miembros, uno empobrecido asociado a la Dorsal del Pacífico Este, similar al MORB del Pacífico en el gráfico, y a un miembro enriquecido, lo que sería la pluma de Salas y Gómez, la cual tendría composiciones por debajo de HIMU.

De acuerdo a lo observado por Harpp et al. (2014), dentro de la Cadena Volcánica de Pascua existe una variación isotópica N-S adicional a la distribución E-W atribuida a la interacción de la pluma mantélica con la dorsal. Según los autores, el segmento norte (Figura 6-18.A) presenta un mayor enriquecimiento en comparación al segmento sur, patrón que es explicado por los autores como una zonación bilateral de la pluma similar a lo propuesto por de Hanano

et al. (2010) para Hawái. En la Figura 6-18 se presenta la compilación isotópica realizada por los autores, la cual toma información de los autores Tatsumoto (1966), Bonatti et al. (1977), Sun S. S (1980), Haase et al. (1997), Cheng et al. (1999) y Kingsley et al. (2007) recuperada de GEOROC.

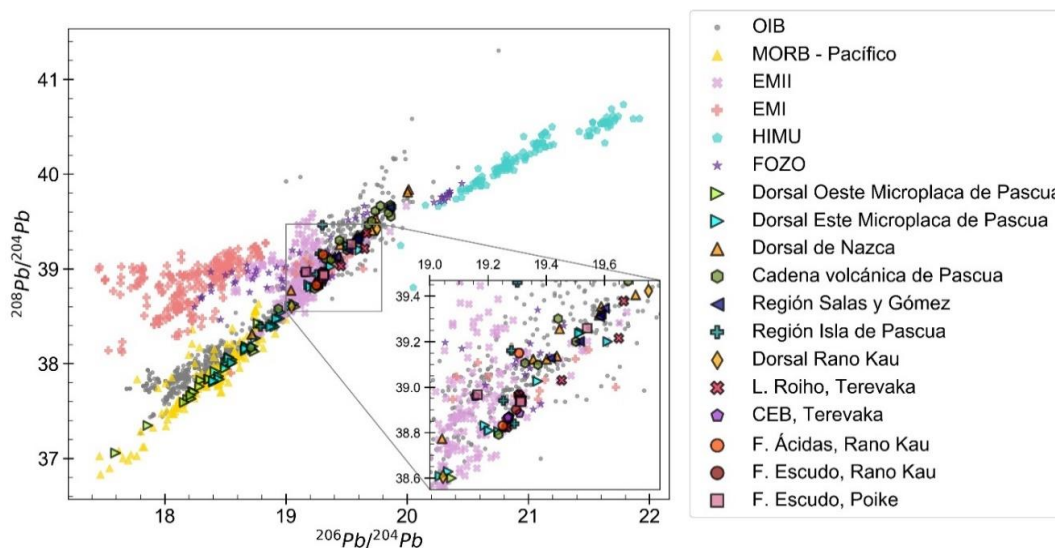


Figura 6-13: Gráfico de $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ vs $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ para las muestras del volcán Poike, Rano Kau, fases del volcán Terevaka, lavas submarinas de la Dorsal Rano Kau, Dorsal Este y Oeste de la Microplaca de Pascua, Dorsal de Nazca, Cadena Volcánica de Pascua, región Salas y Gómez y muestras de la Isla de Pascua cuyo volcán no logró ser identificado (región Isla de Pascua) de acuerdo con los análisis disponibles en la literatura (Tatsumoto, 1966; Sun S. S, 1980; Hanan y Schilling, 1989; Fontignie y Schilling, 1991; Haase et al., 1997; Cheng et al., 1999; Kingsley et al., 2007; Ray et al., 2012 y Simpson et al., 2018). Los datos de las fuentes mantélicas MORB del Pacífico, EMII (Islas de la Sociedad, Samoa, Las Marquesas), EMI (Isla Heard y Kerguelen, Islas Pitcairn, Dorsal de Walvis, Islas Tristan), HIMU (Santa Helena, Islas Cook - Austral), FOZO (Islas Cook - Austral: volcanismo joven) y OIB (Hawái, Galápagos, Madeira, Islas Canarias, Comores, Azores, Cabo Verdes, Fernando de Noronha) recuperados de Stracke et al. (2003). Los errores asociados a las mediciones isotópicas son menores al tamaño de los símbolos utilizados en los gráficos.

Los autores proponen que el tramo sur incluye la Isla de Pascua y los montes submarinos colindantes, en cambio, la parte norte esta formada por Salas y Gómez y el resto de la Cadena Volcánica de Pascua. Tomando como referencia la batimetría de la zona de estudio (Figura 3-2) no se observa una evidencia geográfica que respalde las cadenas propuestas por Harpp et al. (2014) similar a las estudiadas en Hawaii, Samoa y Las Marquesas (ver sección 2.2.1.1). Adicionalmente, según los diagramas de razones isotópicas confeccionados para esta sección (Figura 6-13, Figura 6-14, Figura 6-15, Figura 6-16, Figura 6-17) no se identifican patrones similares a los descritos por los autores, incluso se reconoce que las lavas Roiho presentan signaturas isotópicas similares a la Isla Salas y Gómez, lo cual sería inconsistente con el modelo de zonación bilateral al tener rocas de ambos tramos con igual composición.

En las figuras previamente mencionadas se reconoce una tendencia lineal consistente la variación isotópica E-W asociada a la interacción entre la dorsal y la pluma mantélica, mas no se observan saltos o rupturas en la secuencia de muestras analizadas que puedan indicar la existencia de una secuencia en otras direcciones geográficas.

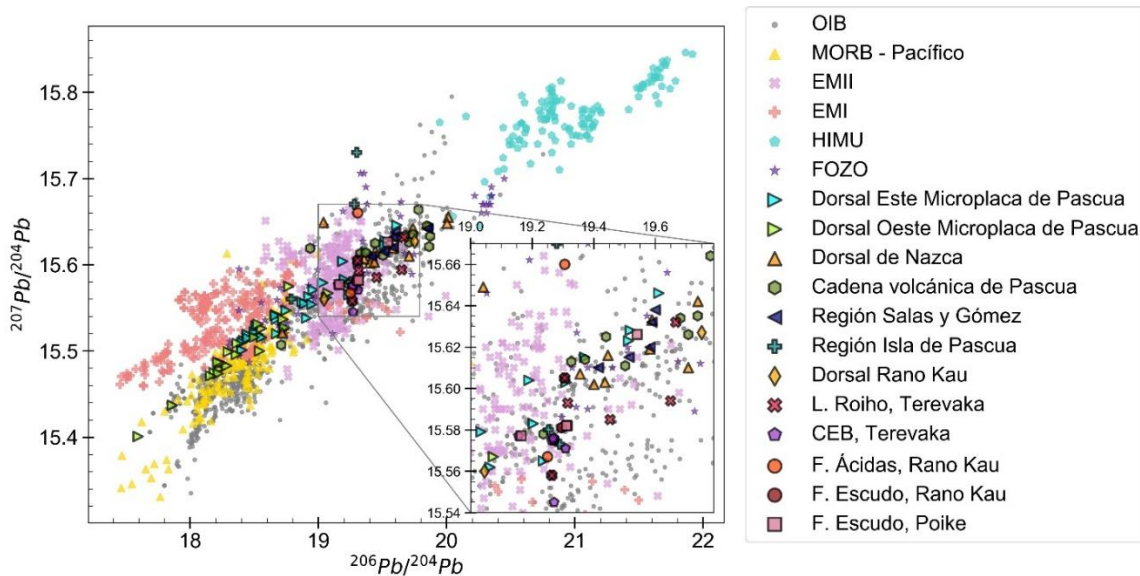


Figura 6-14: Gráfico de $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ vs $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ para las muestras del volcán Poike, Rano Kau, fases del volcán Terevaka, lavas submarinas de la Dorsal Rano Kau, Dorsal Este y Oeste de la Microplaca de Pascua, Dorsal de Nazca, Cadena Volcánica de Pascua, región Salas y Gómez y muestras de la Isla de Pascua cuyo volcán no logró ser identificado (región Isla de Pascua) de acuerdo con los análisis disponibles en la literatura (Tatsumoto, 1966; Sun S. S., 1980; Hanan y Schilling, 1989; Fontignie y Schilling, 1991; Haase et al., 1997; Cheng et al., 1999; Kingsley et al., 2007; Ray et al., 2012 y Simpson et al., 2018). Los datos de las fuentes mantélicas MORB del Pacífico, EMII (Islas de la Sociedad, Samoa, Las Marquesas), EMI (Isla Heard y Kerguelen, Islas Pitcairn, Dorsal de Walvis, Islas Tristan), HIMU (Santa Helena, Islas Cook - Austral), FOZO (Islas Cook – Austral: volcanismo joven) y OIB (Hawái, Galápagos, Madeira, Islas Canarias, Comores, Azores, Cabo Verdes, Fernando de Noronha) recuperados de Stracke et al. (2003). Los errores asociados a las mediciones isotópicas son menores al tamaño de los símbolos utilizados en los gráficos.

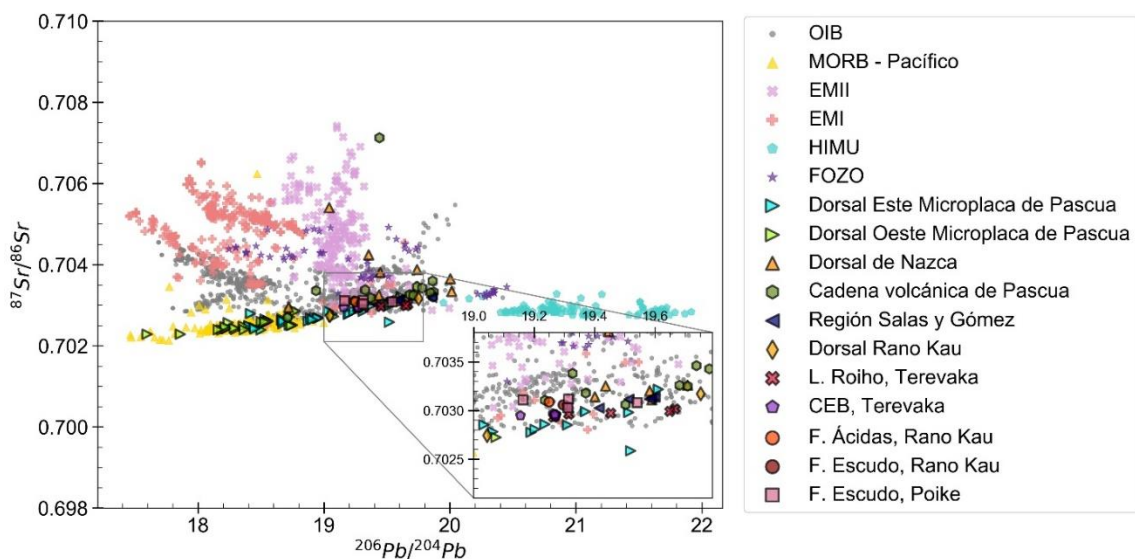


Figura 6-15: Gráfico de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ vs $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ para las muestras del volcán Poike, Rano Kau, fases del volcán Terevaka, lavas submarinas de la Dorsal Rano Kau, Dorsal Este y Oeste de la Microplaca de Pascua, Dorsal de Nazca, Cadena Volcánica de Pascua, región Salas y Gómez y muestras de la Isla de Pascua cuyo volcán no logró ser identificado (región Isla de Pascua) de acuerdo con los análisis disponibles en la literatura (Hanan y Schilling, 1989; Fontignie y Schilling, 1991; Haase et al., 1997; Kingsley et al., 2007; Ray et al., 2012; Simpson et al., 2018). Los datos de las fuentes mantélicas MORB del Pacífico, EMII (Islas de la Sociedad, Samoa, Las Marquesas), EMI (Isla Heard y Kerguelen, Islas Pitcairn, Dorsal de Walvis, Islas Tristan),

HIMU (Santa Helena, Islas Cook - Austral), FOZO (Islas Cook – Austral: volcanismo joven) y OIB (Hawái, Galápagos, Madeira, Islas Canarias, Comores, Azores, Cabo Verdes, Fernando de Noronha) recuperados de Stracke et al. (2003) Los errores asociados a las mediciones isotópicas son menores al tamaño de los símbolos utilizados en los gráficos.

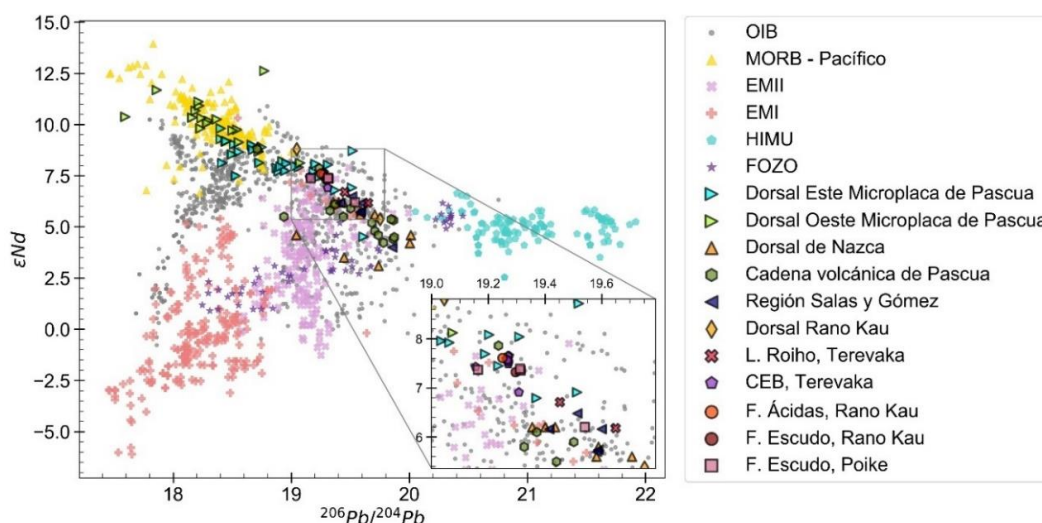


Figura 6-16: Gráfico de ϵNd vs $^{206}Pb/^{204}Pb$ para las muestras del Poike, Rano Kau, fases del volcán Terevaka, lavas submarinas de la Dorsal de Rano Kau, Dorsal Este y Oeste de la Microplaca de Pascua, Dorsal de Nazca, Cadena Volcánica de Pascua, región Salas y Gómez y muestras de la Isla de Pascua cuyo volcán no logró ser identificado (región Isla de Pascua) de acuerdo con los análisis disponibles en la literatura (White & Hofmann, 1982; Hanan y Schilling, 1989; Fontignie y Schilling, 1991; Haase et al., 1997; Cheng et al., 1999; Kingsley et al., 2007; Ray et al., 2012 y Simpson et al., 2018). Los datos de las fuentes mantélicas MORB del Pacífico, EMII (Islas de la Sociedad, Samoa, Las Marquesas), EMI (Isla Heard y Kerguelen, Islas Pitcairn, Dorsal de Walvis, Islas Tristan), HIMU (Santa Helena, Islas Cook - Austral), FOZO (Islas Cook – Austral: volcanismo joven) y OIB (Hawái, Galápagos, Madeira, Islas Canarias, Comores, Azores, Cabo Verdes, Fernando de Noronha) recuperados de Stracke et al. (2003). Los errores asociados a las mediciones isotópicas son menores al tamaño de los símbolos utilizados en los gráficos.

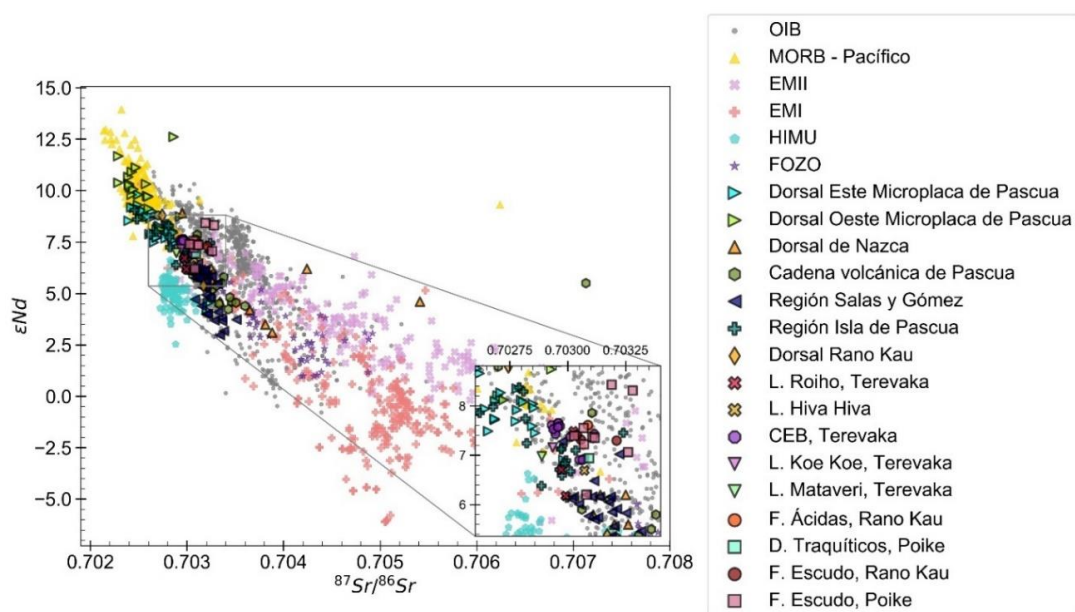


Figura 6-17: Gráfico de $^{143}Nd/^{144}Nd$ vs $^{87}Sr/^{86}Sr$ para las muestras del volcán Poike, Rano Kau, fases del volcán Terevaka y lavas submarinas de la Dorsal de Rano Kau (cruz amarilla) de acuerdo a los análisis disponibles en la literatura (Tatsumoto,

1966; Hedge y Peterman, 1970; Bonatti et al. 1977; Sun S. S., 1980; White y Hofmann, 1982; Macdougall y Lugmair, 1986; Hanan y Schilling, 1989; Fontignie y Schilling, 1991; Haase et al., 1997; Cheng et al., 1999; Simpson et al., 2018). Los datos de las fuentes mantélicas MORB del Pacífico, EMII (Islas de la Sociedad, Samoa, Las Marquesas), EMI (Isla Heard y Kerguelen, Islas Pitcairn, Dorsal de Walvis, Islas Tristan), HIMU (Santa Helena, Islas Cook - Austral), FOZO (Islas Cook - Austral: volcanismo joven) y OIB (Hawái, Galápagos, Madeira, Islas Canarias, Comores, Azores, Cabo Verdes, Fernando de Noronha) recuperados de Stracke et al. (2003). Los errores asociados a las mediciones isotópicas son menores al tamaño de los símbolos utilizados en los gráficos.

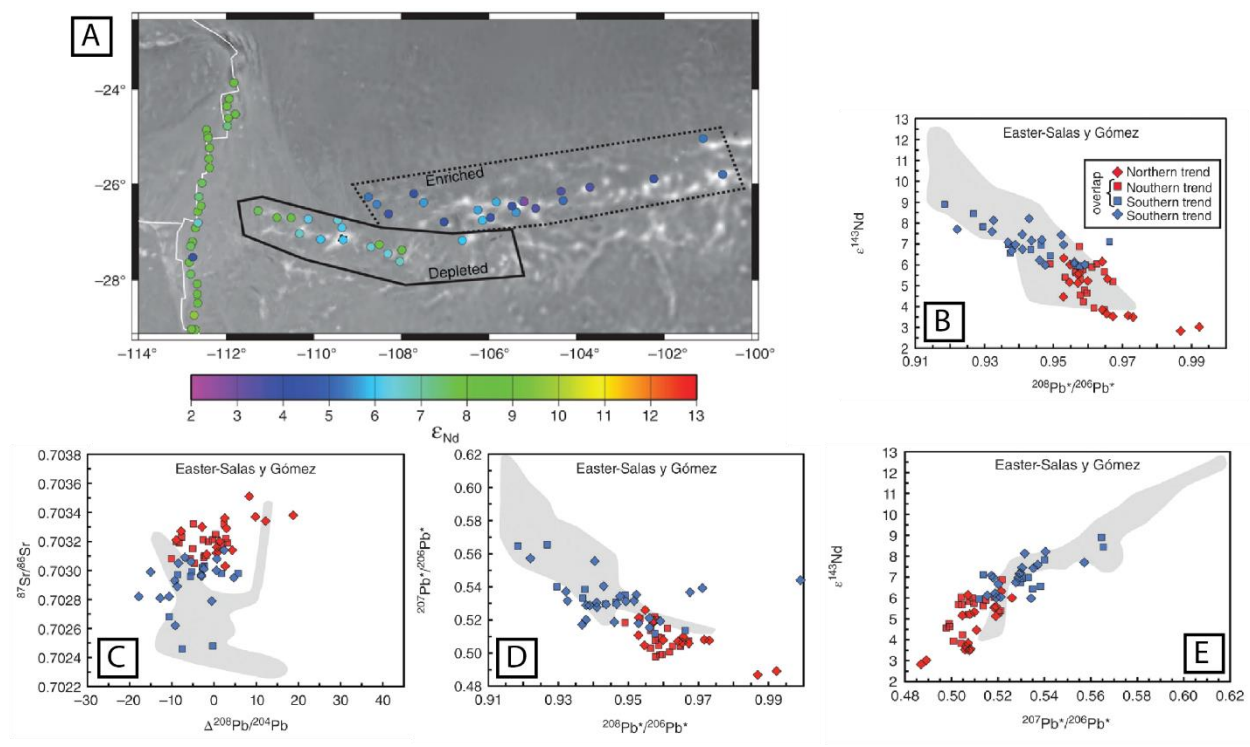


Figura 6-18: Zonas geoquímicas identificadas en la Cadena Volcánica de Pascua y análisis isotópicos a muestras de la Isla de Pascua y Salas y Gómez. Modificado de Harpp et al. (2014)

6.1.7 Contexto geodinámico y sus implicancias en la evolución del volcán Terevaka

Como fue mencionado en las secciones anteriores, Sepúlveda (2015) propone la formación y desarrollo de los volcanes Rano Kau y Poike de manera coetánea e independiente, con una posible fuente en común de composición similar al magma asociado a la Dorsal Rano Kau. Según la compilación de edades radiométricas, el volcanismo subaéreo de ambos volcanes habría comenzado hace 0.542 ± 0.30 Ma. Para el volcán Terevaka no se cuenta con un gran número de dataciones para la etapa escudo, pero se puede concluir que la formación del edificio volcánico y el posterior volcanismo fisural habría tenido lugar hace aproximadamente 0.24 Ma. A grandes rasgos, se puede definir un *gap* cercano a 300 ka entre la etapa escudo – volcanismo fisural del volcán Terevaka y el inicio la formación del volcán escudo del Poike y Rano Kau.

Un segundo factor para considerar es que Isla de Pascua se emplaza sobre la placa de Nazca, cuyo borde occidental tiene una de las velocidades de avances más rápidas. De acuerdo con Ray et al. (2012), la velocidad de la placa con respecto a la pluma mantélica es de

aproximadamente 10.7 cm/año. Un desplazamiento de la placa por 300 ka en dirección al E implica un distancia recorrida de 32.1 km, es decir, que el escudo del volcán Terevaka se habría desarrollado 32.1 km más cerca de la pluma mantélica, lo que conllevaría que la fuente que da origen al magma de este volcán sería parcialmente más enriquecida en comparación a los productos de los volcanes Poike y Rano Kau.

A partir del diagrama de tierras raras presentado en la Figura 5-55 para la Isla de Pascua es posible observar que la fase escudo del volcán Terevaka muestra un enriquecimiento de tierras raras livianas mayor en comparación a sus vecinos.

En la sección 2.1 se hace referencia a las diferencias geoquímicas entre los MORB y OIB, los últimos presentan pendientes La/Lu cercanos a 4 y un enriquecimiento en elementos incompatibles. Al comparar el volcán Terevaka con los volcanes Poike y Rano Kau, es posible observar un componente enriquecido en mayor magnitud.

La escasez de análisis isotópicos para la fase escudo del volcán Terevaka no permite utilizar este parámetro para comparar el aporte de la pluma y la dorsal en la fuente de los tres volcanes.

6.2 Modelo evolutivo del volcán Terevaka e Isla de Pascua

Para construir un modelo que intente explicar la evolución de las fases evolutivas propuestas para el volcán Terevaka es imperativo considerar cual es la configuración óptima de transporte y almacenamiento de magma, el cual permita la diferenciación observada en el volcán. A su vez, es interesante considerar los modelos vigentes para otras islas oceánicas, tanto en formación del edificio volcánico como en el volcanismo fisural.

En las siguientes secciones se describirán de manera general en qué consisten los *Magma plumbing systems (VIPS volcanic and igneous plumbing systems)* y su aplicación en los modelos evolutivos de las Islas Canarias, ya que será un recurso que se utilizará para describir el modelo del volcán Terevaka.

6.2.1 VIPS en islas oceánicas

Los VIPS hace alusión a la red de cámaras magmáticas y conductos volcánicos interconectados bajo regiones volcánicas en diversos contextos tectónicos, estos sistemas intentan representar la producción, almacenamiento y transporte del magma. En la Figura 6-19 se muestra un esquema general de los VIPS, en ella se destaca la interconexión de diferentes cuerpos magmáticos, cuya forma depende directamente del contexto tectónico en el cual se emplazan estos sistemas (Burchardt, 2018).

Modelos de evolución volcánica considerando los VIPS en un contexto de volcanismo intraplaca oceánica han sido propuestos para Hawái, Galápagos, La Reunión, las Islas Canarias y las Azores, sectores que muestran variadas morfologías (ver capítulos 2.2 y 2.3) y estilos eruptivos. En la Figura 6-20 se muestran modelos encontrados en la literatura para VIPS en un contexto de hotspot (van Wyk de Vries y van Wky de Vries, 2018).

A modo de ejemplo, se puede considerar el modelo propuesto por Klügel et al. (2015) para islas oceánicas con ausencia de cámaras superficiales que perduren en el tiempo, tomando como caso de estudio el volcán El Hierro ubicado en las Islas Canarias. En base a datos sísmicos, deformación del edificio volcánico y geobarometría obtenida a partir de equilibrio entre el fundido – clinopiroxeno e inclusiones fluidas, los autores construyen un modelo que explica la evolución de VIPS desde etapas tempranas en la formación del volcán hasta una etapa de volcanismo madura (Figura 6-20.A).

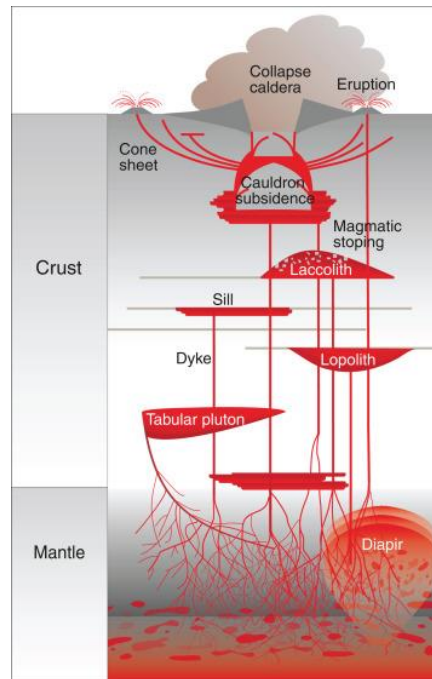


Figura 6-19: Esquema de los VIPS. Recuperado de Burchardt (2018).

Klügel et al. (2015) menciona que los reservorios magmáticos se establecerían dentro de las etapas iniciales de evolución en la parte superior del manto y no se reconocerían migraciones laterales del magma a nivel de la corteza. El progresivo crecimiento del volcán modificaría, en parte, la forma del reservorio, atrapando los diques en ascenso y además, posibles cambios de estrés en los diques permitirían la subsecuente formación de sills. Producto de estos cambios, el reservorio podría aumentar en tamaño y optar por una forma oblata, lo que a su vez facilitaría la generación de nuevos compartimientos de almacenamiento de magma que podrían evolucionar de manera separada. Estos nuevos reservorios podrían llegar a emplazarse dentro de la corteza oceánica y permitir las condiciones para que el magma se desplace de manera subhorizontal al interior de la misma.

6.2.2 Modelos evolutivos propuestos

En la Figura 6-21 se presenta un modelo esquemático de la formación y evolución del volcán Terevaka y sus centros eruptivos menores y en la Figura 7-1 se presenta un esquema que muestra la última etapa de volcanismo activo en la Isla de Pascua.

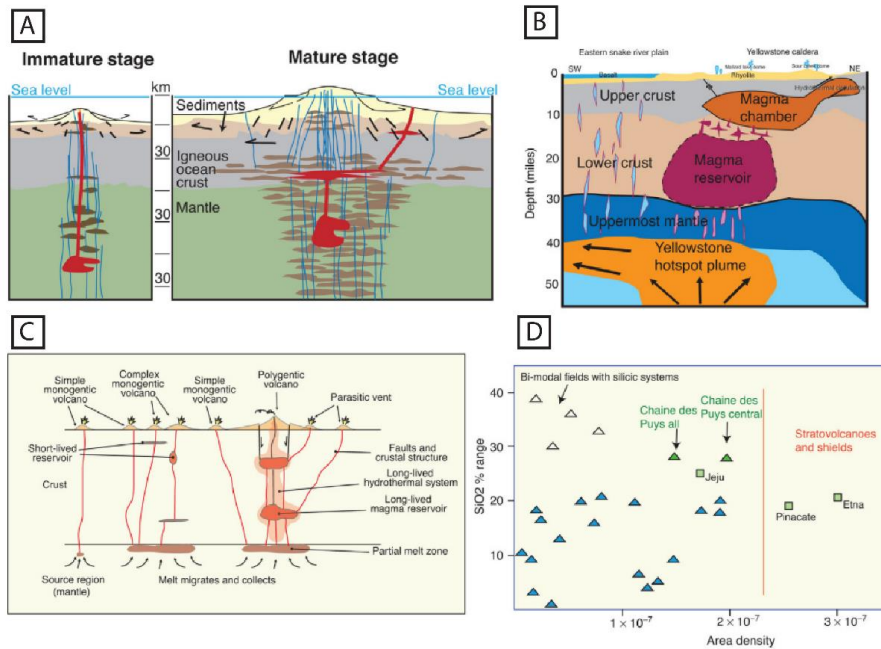


Figura 6-20: VIPS en un contexto de pluma mantélica. En A se presenta el modelo de la evolución de un hotspot a lo largo del tiempo (ver Klügel et al., 2015). En B se presenta un modelo para la Caldera de Yellowstone (ver Smith et al., 2009). En C se presenta un modelo para volcanismo de intraplaca monogenético, con la evolución del VIPS de un sistema monogenético a poligenético. En D se representa la variación de la concentración de SiO₂ en sistemas monogenéticos y escenarios evolucionados que pueden transformarse en sistemas proto-poligenéticos. Recuperado de van Wyk de Vries y van Wyk de Vries (2018).

El modelo presentado en la Figura 6-21 consiste en 6 etapas, A a F, definidas en base a formación de la fase escudo, lavas Hanga Roa, centros eruptivos basálticos y las lavas más recientes, Hiva Hiva, Roiho y Te Pua Roa.

A partir de los diagramas de razones isotópicas (ver la sección 6.1.6) se reconoce una fuente producto de la mezcla de la pluma mantélica de Salas y Gómez (miembro enriquecido) con la Dorsal del Pacífico Este (miembro empobrecido). El fundido resultante debió haber sufrido algún grado de diferenciación hasta llegar a las concentraciones de MgO cercanas al 7 wt% (ver la sección 6.1.2), es este magma (Figura 6-21.A) el que formó las primeras fases del volcán Terevaka.

La actividad subárea comienza con la formación de la fase escudo y las lavas Kuma (Figura 6-21.B). La duración de esta etapa no está completamente definida, al poseer una única datación de la muestra OG931, recuperada de conos asociados a los últimos pulsos de la fase escudo (TE2) según González-Ferrán et al. (2004), por lo que solo se considera la edad de 0.19 ± 12 Ma como referencia para el término de estas etapas. A partir de los modelos presentados en la sección 6.1.5 se deduce que las lavas Hanga Roa pueden ser generadas a partir de un proceso de cristalización fraccionada desde las lavas que quedan origen a la fase escudo, en cambio, los CEB reflejan una composición más primitiva y por lo tanto un reinicio en la composición del magma, lo cual puede ser explicado con una recarga o mezcla de la

cámara magmática con un fundido más caliente. Según la geocronología, se sabe que tanto las lavas Hangaroa como los CEB extruyen de manera simultánea.

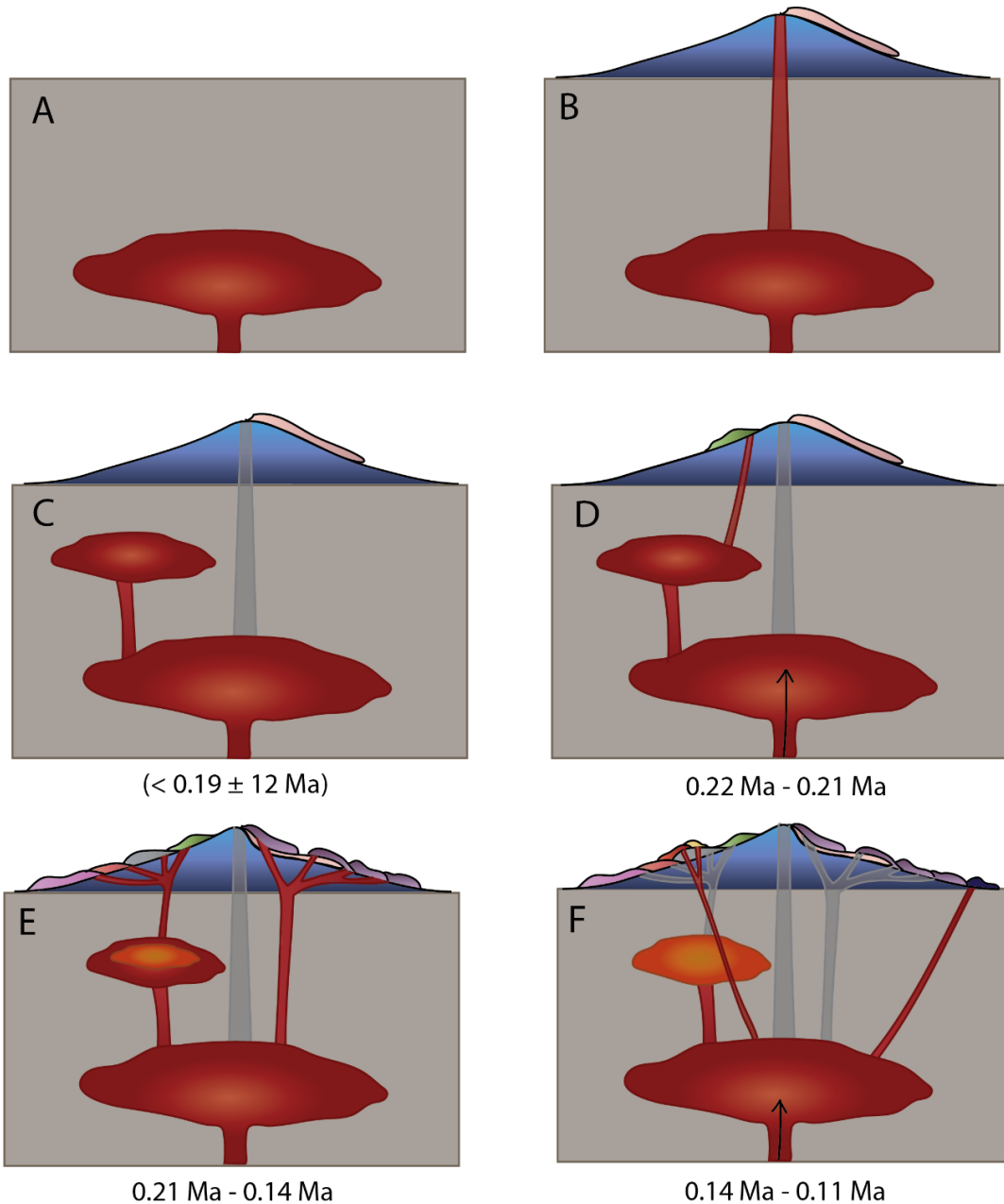


Figura 6-21: Modelo esquemático de la formación y evolución del Volcán Terevaka. Los rangos de edad son definidos a partir de la compilación geocronológica confeccionada para esta investigación. Se utilizaron las muestras OG931 ($0.19 \pm 12 \text{ Ma}$, González-Ferrán O., 1974) para hacer referencia al límite superior de la etapa escudo (C), EC288 ($0.22 \pm 0.04 \text{ Ma}$, Clark, 1975) para el comienzo del volcanismo de las lavas Hangaroa (D), EC224 ($0.21 \pm 0.04 \text{ Ma}$, Clark, 1975) para el comienzo de las erupciones asociadas a los centros eruptivos basálticos (E) y la muestra EH88 para el comienzo del volcanismo más reciente, el cual incluye las lavas Roiho, Hiva Hiva y Te Pua Roa. Los conductos volcánicos desde las cámaras magmáticas hasta el volcán y centros eruptivos se muestran en dos colores. Aquellos conductos pintados de color rojo hacen alusión a volcanismo activo en dicha etapa, en naranja se hace alusión a un proceso de cristalización dentro de la cámara que da origen a magmas más evolucionados y en color gris a conductos utilizados activos en etapas anteriores y no necesariamente activos en ese momento.

Considerando lo anterior, se propone que durante las etapas finales de la fase escudo, el magma asciende a niveles superficiales a una cámara magmática de menor dimensión (Figura 6-21.C), la cual alimentará al cono que dará origen a la lava Te Kauhanga o Varu (Figura 6-21.D, 0.24 – 0.21 Ma), de composición andesítica mientras, la cámara principal estaría siendo recargada con un magma más caliente y menos diferenciado. Lo propuesto en estas dos etapas es una hipótesis que intenta compatibilizar los resultados de los modelos y la geocronología.

El límite superior de la edad de la etapa D es a partir de la datación de la muestra EC224, 0.22 ± 0.04 , asociado a las lavas Tangaroa. Dataciones de unidades estratigráficamente más viejas, como las lavas Te Kauhanga o Varu u Omoanga pueden redefinir el rango superior. Entre esta etapa y la siguiente, ocurrirían las subsidencias en el sector norte del volcán.

Durante los 0.21 – 0.14 Ma, tomaría lugar la evolución de la cámara más superficial mediante cristalización fraccionada, dando origen a las lavas Omoanga, Tangaroa, Koe Koe y Mateveri a medida que ocurre la diferenciación del magma, consistente con el modelo presentado en Figura 6-8. La recarga de la cámara principal proporcionaría un fundido poco diferenciado y daría origen a los centros eruptivos basálticos (Figura 6-21.E).

La edad 0.21 Ma usada para esta etapa, se define a partir de datación de la muestra EC288, 0.21 ± 0.04 , ubicado en la unidad RA2 (González-Ferrán et al., 2004), unidad que corresponde a uno de los primeros pulsos del Grupo Rano Aroi.

En las etapas finales del volcanismo del volcán Terevaka (Figura 6-21.F, 0.14 – 0.11 Ma) se observan las últimas erupciones de la Isla de Pascua, asociado principalmente a las lavas Hiva Hiva, Roiho y Te Pua Roa. La primera sería el resultado de magmas con mayor contenido de cristales y la presencia del olivino, producto de un nuevo proceso de recarga, ya que como fue presentado en la Figura 6-8 no es posible obtener las composiciones de las lavas Hiva Hiva a partir de los CEB. Las lavas Roiho y Te Pua Roa son el producto de la evolución de este magma mediante procesos de cristalización fraccionada (Figura 6-9).

Es necesario mencionar que no se cuentan con dataciones para las lavas Te Pua Roa, por lo que su ubicación temporal se realizó en base a observaciones estratigráficas descritas por González-Ferrán et al. (2004).

De acuerdo con las dataciones de las Lavas Koe Koe, este flujo permanece activo hasta los 0.09 ± 0.02 Ma, es por esta razón que se dibuja como el último flujo activo asociado a las lavas Tangaroa.

A modo de conclusión, el modelo esquemático busca explicar desde las etapas A a C el volcanismo asociado a la construcción del edificio volcánico y desde D a F el volcanismo fisural del volcán Terevaka. Este modelo se construye considerando la formación y desarrollo de *magmatic plumbing systems* (ver capítulo 6.2.1), para explicar el almacenamiento y transporte del magma.

En la Figura 7-1 se presenta un esquema resumen del volcanismo de la Isla de Pascua. Esta figura incluye el modelo propuesto para el volcán Terevaka y se modifica el propuesto por Sepúlveda (2015, Figura 3-26), ya que como fue probado en el modelo de cristalización fraccionada a partir de una muestra de la Dorsal Rano Kau, no es posible reproducir las composiciones de los volcanes Poike y Rano Kau. Se propone que ambos volcanes son productos de cámaras independientes, similar a lo sugerido por Sepúlveda (2015) en las Figura 3-26.A y Figura 3-26.B, pero que en su momento no fue considerada como la opción más factible por ese autor.

7 Conclusiones

La compilación geocronológica nos permite comprobar un volcanismo parcialmente sincrónico en las fases de escudo de los volcanes Poike y Rano Kau, que al ser más recientes que lo indicado en la literatura, admiten que el desarrollo del edificio volcánico del Terevaka habría sido en parte simultáneo a las últimas fases evolutivas de los volcanes vecinos. Esto último plantea un problema respecto de la naturaleza de la fuente mantélica y cuestiona el esquema evolutivo propuesto por otros autores (e.g. Vezzoli y Acocella, 2009).

Por otra parte, los datos geoquímicos permiten observar una gran variabilidad composicional en los productos, cuyos patrones de elementos trazas y REE reflejan un enriquecimiento con respecto al MORB y manto primitivo. Se destacan las bajas concentraciones de MgO en los volcanes de la Isla de Pascua, entre un 6 a 8 wt%, lo cual implicaría que el fundido que da origen a estos volcanes sufre algún grado de diferenciación previo al convertirse en el magma cuya composición es registrada en las rocas de las fases escudo.

A partir de modelos de cristalización fraccionada con el software *Rhyolite – MELTS 1.2.0* (Gualda et al., 2012; Ghiorso y Gualda, 2015) se determinó que las lavas submarinas de la Dorsal Rano Kau no pueden reproducir a los fundidos que dan origen a los volcanes Poike y Rano Kau, descartando parte del modelo propuesto por Sepúlveda (2015) para la evolución de dichos volcanes. Considerando las muestras más primitivas de ambos volcanes, es posible generar las composiciones caracterizadas en las diferentes fases a partir de procesos de cristalización fraccionada.

En cuanto al volcán Terevaka, estos modelos permitieron discernir que las lavas Hangaroa y Kuma son producto de la cristalización fraccionada de la fase escudo, en cambio los CEB denotan evidencias de un posible proceso de recarga con un magma más caliente, cuyo fundido resultante sería capaz de reproducir las composiciones con mayor concentración de MgO vistas en la Figura 6-8. En esta figura también se logra apreciar que las lavas Hiva Hiva no pueden ser obtenidas a partir de la evolución de los CEB, por lo que se propone un segundo proceso de recarga.

Finalmente, luego de una última modelación a partir de una muestra de las lavas Hiva Hiva, es posible inferir que tanto las lavas Roiho como Te Pua Roa pueden ser obtenidas a partir de la cristalización fraccionada del magma que forma a las primeras.

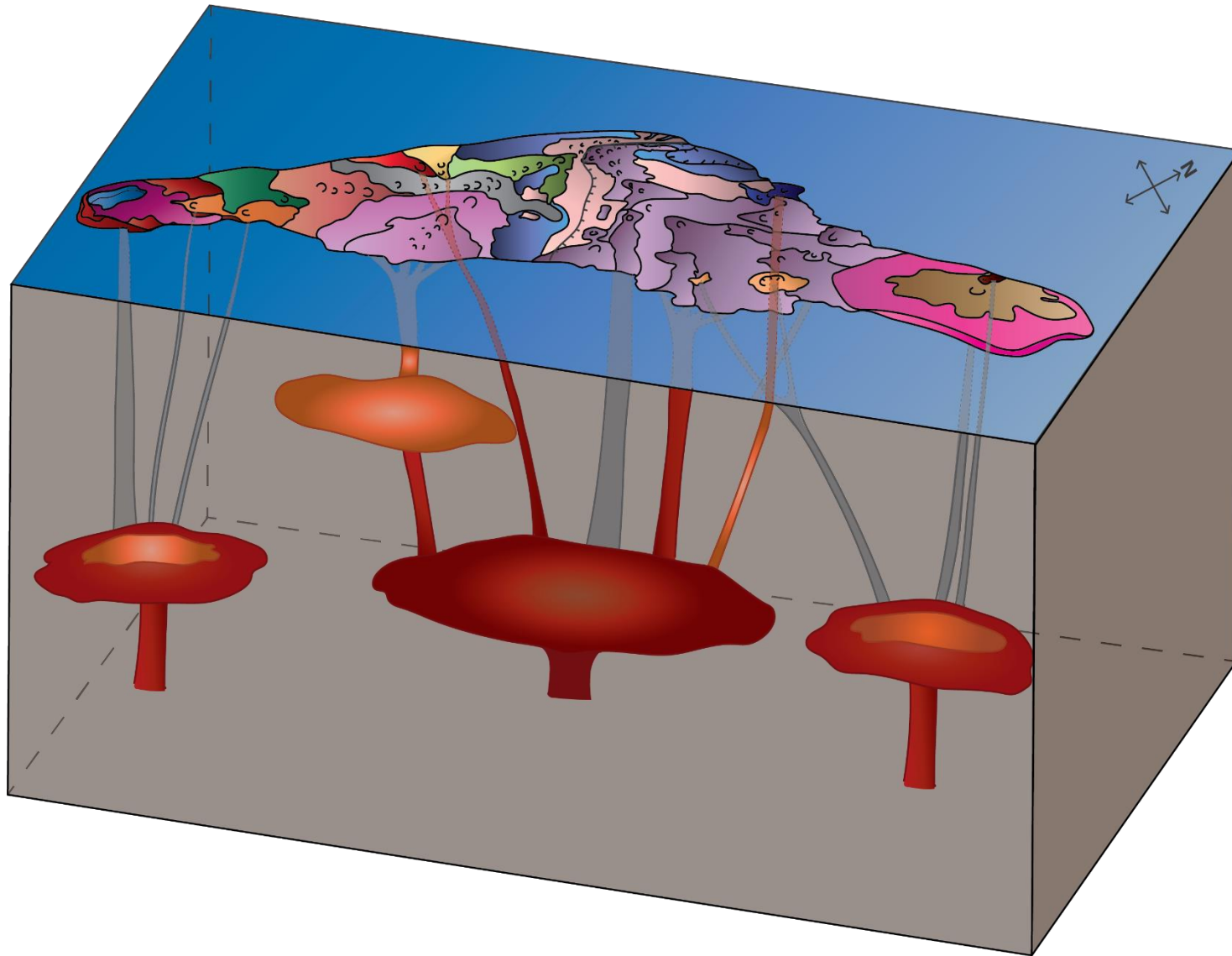


Figura 7-1: Esquema resumen del volcanismo de la Isla de Pascua. Se incluye los modelos propuestos por Sepúlveda (2015) para los volcanes Poike y Rano Kau junto con el confeccionado para el volcán Terevaka, inédito de esta investigación. La clasificación de colores para los conductos volcánicos dibujados desde las cámaras magmáticas a los volcanes y centros eruptivos menores siguen lo propuesto para la Figura 6-21.

Al considerar las edades de las fases escudos de los volcanes de la isla, se logra apreciar una diferencia de 300 ka entre el volcán Terevaka con respecto a los volcanes Poike y Rano, además, al emplazarse por sobre la placa de Nazca implica que durante estos 300 ka los volcanes Poike y Rano se desplazaron aproximadamente 32.1 km hacia el E, acercándose a la pluma mantélica de Salas y Gómez. Lo anterior se ve representado en los patrones de tierras raras y un enriquecimiento en tierras raras livianas.

Con los resultados e interpretaciones realizadas en esta investigación fue posible construir un modelo evolutivo para el volcán Terevaka, el cual, a su vez, permitió confeccionar un modelo general para el volcanismo de la Isla de Pascua dando cuenta del particular contexto geodinámico en que se encuentra.

Se pudo verificar la interacción entre la dorsal y el hotspot a partir de una compilación de análisis isotópicos, además de su incidencia en el volcanismo durante la formación de la Isla de Pascua. En particular, se descarta la idea de una pluma zonada en dirección NS propuesta por Harpp et al. (2014) ya que no es posible distinguir a partir de la batimetría o de la distribución de las razones isotópicas, las tendencias planteadas por los autores. La variación en la dirección EW es consistente con la mezcla entre la dorsal y la pluma mantélica.

La variabilidad litológica y estilo eruptivo de los volcanes Poike y Rano se asemeja a la formación y evolución volcánica propuesta para las islas hawaianas. Diferente es el caso del volcán Terevaka, el cual carece de unidades asociadas a etapas post escudo o de rejuvenecimiento y más bien, la actividad posterior a la fase escudo está dominado por un volcanismo fisural, el cual pareciera ser consecuencia de cámaras magmáticas secundarias independientes, de menor dimensión y una cámara principal sujeta a procesos de mezcla o recarga de magma. Este modelo sería suficiente para explicar la naturaleza del volcán Terevaka y el volcanismo de la Isla de Pascua, sin la necesidad de recurrir a hipótesis de zonación en la pluma mantélica.

Se propone realizar estudios con microsonda electrónica en los antecristales y fenocristales de plagioclasa, piroxenos, olivino y óxidos de Fe – Ti de las diferentes unidades, con el fin de estudiar las zonaciones registradas en los cristales y de esta manera, validar los procesos de recargas propuestos, además de complementar los modelos de cristalización fraccionada realizados con *Rhyolite – MELTS 1.2.0* (Gualda et al., 2012; Ghiorso y Gualda, 2015).

Se sugiere, estudiar a detalle la composición de los minerales que se encuentran en cúmulos con el fin de desarrollar análisis de geotermobarometría y así validar la hipótesis del desarrollo de un VIPS bajo dicho volcán y determinar cuantitativamente valores de temperatura y presión bajo las cuales se habrían generado las diferentes fases.

Finalmente, se propone realizar un estudio a detalle en los antecristales de olivinos observados en las lavas Hiva Hiva, con el propósito de identificar y caracterizar inclusiones dentro de estos cristales. Con estos análisis se podría tener información sobre el posible magma parental que da origen a la Isla de Pascua.

La formación del volcán Terevaka cercano a la pluma mantélica podría estudiarse a detalle a partir de análisis isotópicos de las unidades escudo de este volcán y los volcanes Poike y Rano Kau, de esta manera aproximarse a verificar la variación en el aporte del hotspot al fundido que da origen a los productos del volcán Terevaka.

Por último, se sugiere realizar dataciones de las unidades más evolucionadas del volcán Poike y de la fase escudo del volcán Terevaka y de esta manera definir si el volcanismo de este es efectivamente coetáneo con las últimas etapas. En la misma línea, dataciones de las diferentes unidades de las lavas Hangaroa, junto con edades de mayor precisión en los CEB permitirá ajustar el modelo evolutivo propuesto para el volcán Terevaka.

8 Bibliografía

- Abouchami, W., Hofmann, A., Galer, S., Frey, F., Eisele, J., & Feigenson, M. (2005). Lead isotopes reveal bilateral asymmetry and vertical continuity in the Hawaiian mantle plume. *Nature*, 434(7035), 851-856. doi:10.1038/nature03402
- Acocella, V. (2021). *Volcano-Tectonic Processes*. (K. Nemeth, Ed.) The Springer. doi:10.1017/9781139176217.006
- Arevalo, R., & McDonough, W. (2010). Global MORB = N-MORB + E-MORB. *Chemical Geology*, 271, 70-85. doi:10.1016/j.chemgeo.2009.12.013
- Armada de Chile. www.armada.cl. Recuperado el 2021, de <https://www.armada.cl/armada/unidades-navales/superficie/transporte-de-personal-y-carga/ap-41-aquiles/2014-04-16/101442.html>
- Baker, P. E. (1967). Preliminary Account of Recent Geological Investigations on Easter Island. *Geological Magazine*, 104(2), 116-122. doi:10.1017/S0016756800040577
- Baker, P., Buckley, F., & Holland, J. (1974). Petrology and geochemistry of Easter Island. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 44, 85-100. doi:10.1007/BF00385783
- Bellieni, G., Justin Visentin, E., Le Maitre, R. W., Piccirillo, E. M., & Zanettin, B. (1983). Proposal for a division of the basaltic (B) field of the TAS diagram. *Subcommission on the Systematics of Igneous*, 38(102).
- Bonatti, E., Harrison, C., & Fisher, D. (1977). Easter volcanic chain (Southeast Pacific): A mantle hot line. *Journal of Geophysical Research*, 82(17), 2457-2478. doi:10.1029/JB082i017p02457
- Burchardt, S. (2018). Volcanic and Igneous Plumbing Systems: Understanding Magma Transport, Storage, and Evolution in the Earth's Crust. En S. Burchardt (Ed.), *Volcanic and Igneous Plumbing Systems: Understanding Magma Transport, Storage, and Evolution in the Earth's Crust* (págs. 1-12). doi:10.1016/B978-0-12-809749-6.00001-7
- Cabero, M., Santiago, M., & López-Moro, F. J. (2012). OPTIMASBA: A Microsoft Excel workbook to optimise the mass-balance modelling applied to magmatic differentiation processes and subsolidus overprints. *Computers and Geosciences*, 42, 206-211. doi:10.1016/j.cageo.2011.10.013
- Campbell, I. H. (2005). Large Igneous Provinces and the Mantle Plume Hypothesis. *Elements*, 1(5), 265-269. doi:10.2113/gselements.1.5.265
- Campbell, I. H. (2007). Testing the plume theory. *Chemical Geology*, 241(3-4), 153-176. doi:10.1016/j.chemgeo.2007.01.024
- Campbell, I., & Davies, G. (2006). Do mantle plumes exist? *Episodes*, 29(3), 162-168. doi:10.18814/epiugs/2006/v29i3/001

- Carracedo, J., Guillou, H., Nomade, S., Rodríguez-Badiola, E., Pérez-Torrado, F., Rodríguez-González, A., . . . Fernández-Turiel, J. (2011). Evolution of Ocean-Island rifts: The northeast rift zone of Tenerife, Canary Islands. *Bulletin of the Geological Society of America*, 123(3/4), 562-584. doi:10.1130/B30119.1
- Carrecedo, J. C. (1999). Growth, structure, instability and collapse of Canarian volcanoes and comparisons with Hawaiian volcanoes. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 94, 1-19. doi:10.1016/S0377-0273(99)00095-5
- Chadwick Jr, W., & Dieterich, J. (1995). Mechanical modeling of circumferential and radial dike intrusion on Galapagos volcanoes. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 66, 37-52. doi:10.1016/0377-0273(94)00060-T
- Chamberlain, K., Barclay, J., Preece, K., Brown, R., McIntosh, I., & EIMF. (2020). Deep and disturbed: conditions for formation and eruption of a mingled rhyolite at Ascension Island, south Atlantic. *Volcanica*, 3(1), 139-153. doi:10.30909/vol.03.01.139153
- Chauvel, C., Maury, R. C., Blais, S., Lewin, E., Guillou, H., Guille, G., . . . Gutscher, M.-A. (2012). The size of plume heterogeneities constrained by Marquesas isotopic stripes. *Geochemistry geophysics geosystems*, 13(1). doi:10.1029/2012GC004123
- Cheng, Q. C., Macdougall, J. D., & Zhu, P. (1999). Isotopic constraints on the Easter Seamount Chain source. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 135, 225-233. doi:10.1007/s004100050508
- Clague, D., & Dalrymple, G. (1987). The Hawaiian-Emperor Volcanic Chain. Part I. En R. Decker, T. Wright, & P. Stauffer, *Volcanism in Hawaii* (págs. 5-54). Washintong: United States Government Printing Office.
- Clark, J. G. (1975). *Age, chemistry, and tectonic significance of Easter and Sala y Gomez Islands*. Oregon State University.
- Clark, J. G., & Dymond, J. (1977). Geochronology and petrochemistry of Easter and Sala y Gomez Islands: impl. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 2(1), 29-48. doi:10.1016/0377-0273(77)90014-2
- Cleary, Z., Schwartz, D., Mittelstaedt, E., & Harpp, K. (2020). Dynamic Magma Storage at Near-Ridge Hot Spots: Evidence From New Galápagos Gravity Data. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 21(3). doi:10.1029/2019GC008722
- Courtillot, V., Davaille, A., Besse, J., & Stock, J. (2003). Three distinct types of hotspots in the Earth's mantle. *Earth and Planetary Science Letters*, 205(3-4), 295-308. doi:10.1016/S0012-821X(02)01048-8
- Cross, W., Iddings, J. P., Pirsson, L. V., & Washinton, H. (1912). Modifications of the quantitative system of classification of igneous rocks. *The Journal of Geology*, 20(6), 550-561.

- de Silva, S., & Lindsay, J. (2015). Primary Volcanic Landforms. En H. Sigurdsson, B. Houghton, S. McNutt, H. Rymer, & J. Stix (Edits.), *Primary Volcanic Landforms. The Encyclopedia of Volcanoes* (Segunda ed., págs. 273-297). Academic Press. doi:10.1016/b978-0-12-385938-9.00015-8
- Déruelle, B. F. (2002). Easter Island volcanism (Chile). *Geologie de la France*, 2, 53-67.
- Dixon, J., Leist, L., Langmuir, C., & Schilling, J.-G. (2002). Recycled dehydrated lithosphere observed in plume-influenced mid-ocean-ridge basalt. *Nature*, 420, 385-389. doi:10.1038/nature01215
- Esri, D. G. World Imagery [base map]. Recuperado el 2021
- Farnetani, C. G., & Hofmann, A. W. (2009). Dynamics and internal structure of a lower mantle plume conduit. *Earth and Planetary Science Letters*, 282(1-4), 314-322. doi:10.1016/j.epsl.2009.03.035
- Farnetani, C. G., & Hofmann, A. W. (2010). Dynamics and internal structure of the Hawaiian plume. *Earth and Planetary Science Letters*, 295(1-2), 231-240. doi:10.1016/j.epsl.2010.04.005
- Farnetani, C. G., Hofmann, A. W., Duvernay, T., & Limare, A. (2018). Dynamics of rheological heterogeneities in mantle plumes. *Earth and Planetary Science Letters*, 499(74-82), 2018. doi:10.1016/j.epsl.2018.07.022
- Farnetani, C., Hofmann, A. W., & Class, C. (2012). How double volcanic chains sample geochemical anomalies from the lowermost mantle. *Earth and Planetary Science Letters*, 359-360, 240-247. doi:10.1016/j.epsl.2012.09.057
- Fontignie, D., & Schilling, J.-G. (1991). ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr and REE variations along the Easter Microplate boundaries (south Pacific): Application of multivariate statistical analyses to ridge segmentation. *Chemical Geology*, 89, 209-241. doi:10.1016/0009-2541(91)90018-M
- Foulger, G. R. (2010). *Plates vs Plumes: A geological controversy*. Wiley-Blackwell.
- Geist, D., Bergantz, G., & Chadwick, W. W. (2014). Galapagos magma chambers. En K. Harpp, E. Mittelstaedt, N. d'Ozouville, & D. Graham (Edits.), *The Galápagos: A Natural Laboratory for the Earth Sciences*. Hoboken, Nj: John Willey & Sons, Inc. doi:10.1002/9781118852538.ch5
- Geist, D., Naumann, T., & Larson, P. (1998). Evolution of Galapagos magmas: mantle and crustal fractionation without assimilation. *Journal of Petrology*, 39(5), 953 - 971. doi:10.1093/etroj/39.5.953
- Ghiorso, M. S., & Gualda, G. A. (2015). An H₂O–CO₂ mixed fluid saturation model compatible with rhyolite-MELTS. *Contributions to Mineralogy and Petrology volume*, 169(53). doi:10.1007/s00410-015-1141-8
- Gill, R. (2010). *Igneous Rocks and Processes. A practical guide*. Wiley-Blackwell.

- Gioncada, A., Gonzalez-Ferrán, O., Lezzerini, M., Mazzuoli, R., Bisson, M., & Rapu, S. (2010). The volcanic rocks of Easter Island (Chile) and their use for the Moai sculptures. *European Journal of Mineralogy*, 22, 855-867.
- Gleeson, M. L., & Gibson, S. A. (2019). Crustal controls on apparent mantle pyroxenite signals in ocean-island basalts. *Geology*, 47(4), 321 - 324. doi:10.1130/G45759.1
- González-Ferrán, Ó. (1974). Mapa Geológico Isla de Pascua, Easter Island. Escala 1:50.000.
- González-Ferrán, O. (1974). Potassium-argon and $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ ratios of volcanic rocks from easter island.
- González-Ferrán, O., Mazzuoli, R., & Lahsen, A. (2004). Geología del complejo volcánico Isla de Pascua Rapa Nui, Chile. (1: 30.000), Santiago. Centro de Estudios Volcanológicos de Santiago.
- Gualda, G. A., Ghiorso, M. S., Lemons, R. V., & Carley, T. L. (2012). Rhyolite-MELTS: a Modified Calibration of MELTS Optimized for Silica-rich, Fluid-bearing Magmatic Systems. *Journal of Petrology*, 53(5), 875-890. doi:10.1093/petrology/egr080
- Haase, K. M., Beier, C., & Kemmer, F. (2019). A Comparison of the Magmatic Evolution of Pacific Intraplate Volcanoes : Constraints on Melting in Mantle Plumes. *Frontiers in Earth Science*, 6(242), 1-13. doi:10.3389/feart.2018.00242
- Haase, K. M., Stoffers, P., & Garbe-Schönberg, D. (June de 1997). The Petrogenetic Evolution of Lavas from Easter Island and Neighbouring Seamounts, Near-ridge Hotspot Volcanoes in the SE Pacific. *Journal of Petrology*, 38(6), 785-813. doi:https://doi.org/10.1093/petroj/38.6.785
- Hanan, B., & Schilling, J.-G. (1989). Easter microplate evolution: Pb isotope evidence. *Journal of Geophysical Research*, 94(B6), 7432-7448. doi:10.1029/JB094iB06p07432
- Hanano, D., Weis, D., Scoates, J., Aciego, S., & DePaolo, D. (2010). Horizontal and vertical zoning of heterogeneities in the Hawaiian mantle plume from the geochemistry of consecutive postshield volcano pairs: Kohala-Mahukona and Mauna Kea-Hualalai. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 11(1). doi:10.1029/2009gc002782
- Harpp, K., & Geist, D. (2018). The evolution of galápagos volcanoes: An alternative perspective. *Frontiers in Earth Science*, 6(50), 1 - 16. doi:10.3389/feart.2018.00050
- Harpp, K., Hall, P., & Jackson, M. (2014). Galápagos and Easter: A Tale of Two Hotspots. En K. Harpp, E. Mittelstaedt, N. d'Ozouville, & D. Graham, *The Galapagos: A Natural Laboratory for the Earth Sciences* (págs. 27-40). American Geophysical Union y John Wiley & Sons, Inc.

- Hedge, C. E., & Peterman, Z. E. (1970). The strontium isotopic composition of basalts from the Gordo and Juan de Fuca Rises, northeastern Pacific Ocean. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 27(2), 114-120. doi:10.1007/BF00371978
- Hofmann, A. (1997). Mantle geochemistry: the message from oceanic magmatism. *Nature*, 385, 219-229. doi:10.1038/385219a0
- Hofmann, A. W., & Farnetani, C. G. (2013). Two views of Hawaiian plume structure. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 14(12), 5308-5322.
- Hofmann, A., & Cinzia, F. (2013). Two views of Hawaiian plume structure. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 14(12), 5308-5322. doi:10.1002/2013GC004942
- Hollocher, K. (s.f.). Calculating of a CIPW norm from a bulk chemical analysis. Obtenido de https://minerva.union.edu/hollochk/c_petrology/other_files/norm_calculation.pdf
- Huang, S., Hall, P., & Jackson, M. (2011). Geochemical zoning of volcanic chains associated with Pacific hotspots. *Nature Geoscience*, 4(12), 874-878. doi:10.1038/ngeo1263
- Irvine, T. N., & Baragar, W. R. (1971). A Guide to the Chemical Classification of the Common Volcanic Rocks. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 8(5), 523-548. doi:10.1139/e71-055
- Jackson, M. G., Becker, T. W., & Konter, J. G. (2018). Evidence for a deep mantle source for EM and HIMU domains from integrated geochemical and geophysical constraints. *Earth and Planetary Science Letters*, 484, 154-167. doi:10.1016/j.epsl.2017.11.052
- Jackson, M., Becker, T., & Steinberger, B. (2021). Spatial Characteristics of Recycled and Primordial Reservoirs in the Deep Mantle. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 22(3). doi:10.1029/2020GC009525
- Kamber, B. S., & Collerson, K. D. (2000). Zr/Nb systematics of ocean island basalts reassessed-the case for binary mixing. *Journal of Petrology*, 41(7), 1007-1021. doi:10.1093/petrology/41.7.1007
- Kaneoka, I., & Katsui, Y. (1985). K-Ar Ages of Volcanic Rocks from Easter Island. *Second Series Bulletin of the Volcanological Society of Japan*, 30(1), 33-36. doi:10.18940/kazanc.30.1_33
- Kerr, R. C., & Mériaux, C. (2004). Structure and dynamics of sheared mantle plumes. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 5(12). doi:10.1029/2004GC000749
- Kingsley, R., Schilling, J., Dixon, J., Swart, P., Poreda, R., & Simons, K. (2002). D/H ratios in basalt glasses from the Salas y Gomez mantle plume interacting with the East Pacific Rise: Water from old D-rich recycled crust or primordial water from the lower

mantle? *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 3(4).
doi:10.1029/2001GC000199

Kingsley, R., & Schilling, J.-G. (October de 1998). Plume-ridge interaction in the Easter-Salas y Gomez seamount chain-Easter Microplate system: Pb isotope evidence. *Journal of Geophysical Research*, 103(10), 24159-24177. doi:10.1029/98JB01496

Kingsley, R., Blichert-Toft, J., Fontignie, D., & Schilling, J. (2007). Hafnium, neodymium, and strontium isotope and parentdaughter element systematics in basalts from the plume-ridge interaction system of the Salas y Gomez Seamount Chain and Easter Microplate. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 8(4). doi:10.1029/2006GC001401

Klügel, A., Longpré, M.-A., García-Cañada, L., & Stix, J. (2015). Deep intrusions, lateral magma transport and related uplift at ocean island volcanoes. *Earth and Planetary Science Letters*, 431, 140-149. doi:10.1016/j.epsl.2015.09.031

Kovalenko, V. I., Naumo, V. B., Girnis, A. V., Dorofeeva, V. A., & Yarmolyuk, V. V. (2007). Average compositions of magmas and mantle sources of mid-ocean ridges and intraplate oceanic and continental settings estimated from the data on melt inclusions and quenched glasses of basalts. *Petrology*, 15(4), 335-368. doi:10.1134/S0869591107040029

Kuiper, K., Deino, A., Hilgen, F., Krijgsman, W., Renne, P., & Wijbrans, J. (2008). Synchronizing rock clocks of Earth history. *Science*, 320(5875), 500-504. doi:10.1126/science.1154339

Langenheim, V. A., & Clague, D. (1987). Stratigraphic framework of volcanic rocks of the Hawaiian Islands. En R. Decker, T. Wrigth, & P. Stauffer, *Volcanism in Hawaii* (págs. 55-84). Washintong: United States Government Printing Office.

Lara, L., Reyes, J., Jicha, B., & Díaz-Naveas, J. (2018). $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ geochronological constraints on the age progression along the Juan Fernández Ridge, SE pacific. *Frontiers in Earth Science*, 6(194). doi:10.3389/feart.2018.00194

Larrea, P., França, Z., Lago, M., Widom, E., Galé, C., & Ubide, T. (2013). Magmatic processes and the role of antecrysts in the genesis of corvo island (Azores Archipelago, Portugal). *Journal of Petrology*, 54(4), 769-793. doi:10.1093/petrology/egs084

Le Bas, M., Le Maitre, R., Streckeisen, A., & Zanettin, B. (1986). A Chemical Classification of Volcanic Rocks Based on the Total Alkali-Silica Diagram. *Journal of Petrology*, 27(3), 745-750.

Le Maitre, R. W., Streckeisen, A., Zanettin, B., Le Bas, M. J., Bonin, B., Bateman, P., . . . Woolley, A. R. (2005). *Igneous rocks: a classification and glossary of terms: recommendations of the International Union of Geological Sciences*

Subcommission on the Systematics of Igneous Rocks. (R. L. Maitre, Ed.)
Cambridge University Press.

- Macdougall, J. D., & Lugmair, G. W. (1986). Sr and Nd isotopes in basalts from the East Pacific Rise: significance for mantle heterogeneity. *Earth and Planetary Science Letters*, 77, 273-284. doi:10.1016/0012-821X(86)90139-1
- Mammerickx, J., & Sandwell, D. (1986). Rifting of old oceanic lithosphere. *Journal of Geophysical Research*, 91(82), 1975-1988. doi:10.1029/JB091iB02p01975
- McLeannan, S. M. (1989). Rare Earth Elements in sedimentary rocks: Influence of provenance and sedimentary processes. En *Geochemistry and Mineralogy of Rare Earth Elements* (págs. 169-200). doi:10.1515/9781501509032-010
- Miki, M., Inokuchi, H., Yamaguchi, S., Matsuda, J.-i., Nagao, K., Isezaki, N., & Yaskawa, K. (March de 1998). Geomagnetic paleosecular variation in Easter Island, the southeast Pacific. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 1-2, 93-101. doi:10.1016/S0031-9201(97)00106-4
- Min, K., Mundil, R., Renne, P., & Ludwig, K. (2000). A test for systematic errors in $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ geochronology through comparison with U/Pb analysis of a 1.1-Ga rhyolite. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 64(1), 73-98. doi:10.1016/S0016-7037(99)00204-5
- Montelli, R., Nolet, G., Dahlen, F., & Masters, G. (2006). A catalogue of deep mantle plumes: New results from finitefrequency tomography. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 7(11). doi:10.1029/2006GC001248
- Morgan, W. (1971). Convection Plumes in the Lower Mantle. *Nature*, 42-43. doi:10.1038/230042a0
- Nicholls, J., & Gordon, T. (1994). Procedures for the calculation of axial ratios on pearce element - ratio diagrams. *The Canadian Mineralogist*, 32, 969-977.
- O'Connor, J., Stoffers, P., & McWilliams, M. (1995). Time-space mapping of Easter Chain volcanism. *Earth and Planetary Science Letters*, 136(3-4), 197-212. doi:10.1016/0012-821X(95)00176-
- Pandey, S., Pal, S., Roonwal, G., & Shrivastava, J. (2013). Trace elements geochemistry and petrogenesis of basalts from the southern part of the Easter Pacific Rise. *Journal Geological Society of India*, 81, 91-100.
- Paris, R., Guillou, H., Carrecedo, J., & Perez Torrado, F. (2005). Volcanic and morphological evolution of La Gomera (Canary Islands), based on new K–Ar ages and magnetic stratigraphy: implications for oceanic island evolution. *Journal of the Geological Society*, 162(3), 501-512. doi:10.1144/0016-764904-055
- Pearce, J. A., & Parkinson, I. J. (1993). Trace element models for mantle melting: application to volcanic arc petrogenesis. *Magmatic Processes and Plate Tectonic*,

Geological Society, London, Special Publications, 76, 373-403.
doi:10.1144/GSL.SP.1993.076.01.19

- Pearce, T. (1968). A contribution to the theory of variation diagrams. *Contributions to Mineralogy and Petrology, 19*(2), 142-157. doi:10.1007/BF00635485
- Peterson, D., & Moore, R. (1987). Geologic History and Evolution of Geologic Concepts, Island of Hawaii. En R. Decker, T. Wright, & P. Stauffer, *Volcanism in Hawaii* (págs. 149-190). Washington: United States Government Printing Office.
- Ray, J., Mahoney, R., & Duncan, R. (2012). Chronology and geochemistry of lavas from the Nazca Ridge and Easter Seamount Chain: An ~30 myr hotspot record. *Journal of Petrology, 53*(7), 1417-1448. doi:10.1093/petrology/egs021
- Renne, P., Deino, A., Walter, R. C., Turrin, B. D., Swisher, C. C., Becker, T. A., . . . Jaouni, A.-R. (1994). Intercalibration of astronomical and radioisotopic time. *Geology, 22*, 783-786. doi:10.1130/0091-7613(1994)022<0783:IOAART>2.3.CO;2
- Reyes, J. (2012). Evolución magmática de la Isla Robinson Crusoe, Dorsal de Juan Fernández, Chile.
- Reyes, J., Lara, L., & 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. doi:10.1016/j.jvolgeores.2017.05.035
- Russell, J., & Nicholls, J. (1988). Analysis of petrologic hypotheses with Pearce element ratios. *Contributions to Mineralogy and Petrology, 99*(1), 25-35. doi:10.1007/BF00399362
- Saal, A., Kurz, M., Hart, S., Blusztajn, J., Blichert-Toft, J., Liang, Y., & Geist, D. (2007). The role of lithospheric gabbros on the composition of Galapagos lavas. *Earth and Planetary Science Letters, 257*(3 - 4), 391 - 406. doi:10.1016/j.epsl.2007.02.040
- Sepúlveda, F. (2015). Geoquímica y evolución geológica de los volcanes ancestrales Rano Kau y Poike, Isla de Pascua, Chile.
- Sharp, W. D., & Renne, P. R. (2005). The ⁴⁰Ar/³⁹Ar dating of core recovered by the Hawaii Scientific Drilling Project (phase 2), Hilo, Hawaii. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems, 6*(4). doi:10.1029/2004GC000846
- Shaw, D. M. (1970). Trace element fractionation during anatexis. *Geochimica et Cosmochimica Acta, 34*(2), 237-243. doi:10.1016/0016-7037(70)90009-8
- Shim, S., Duffy, T., & Shen, G. (2001). The post-spinel transformation in Mg₂SiO₄ and its relation to the 660-km seismic discontinuity. *Nature, 411*, 571-574. doi:10.1038/35079053
- Simpson, D. F., Weiler, M. I., St. Pierre, E. J., Feng, Y., & Bolhar, R. (2018). The archaeological documentation and geochemistry of the Rua Tokitoki adze quarry

- and the Poike fine-grain basalt source on Rapa Nui (Easter Island). *Archaeology in Oceania*, 53(1), 15-27. doi:10.1002/arco.5132
- Smith, R. B., Jordan, M., Steinberger, B., Puskas, C. M., Farrell, J., Waite, G. P., . . . O'Connell, R. (2009). Geodynamics of the Yellowstone hotspot and mantle plume: Seismic and GPS imaging, kinematics, and mantle flow. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 188, 26-56. doi:10.1016/j.jvolgeores.2009.08.020
- Stanley, C. R., & Russell, J. K. (1989b). Petrologic hypothesis testing with Pearce element ratio diagrams: derivation of diagram axes. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 103, 78-89. doi:10.1007/BF00371366
- Stanley, C., & Russell, J. (1989a). Pearce . Plot : a Turbo-Pascal Program for the Analysis of Rock Compositions With Pearce. *Computers & Geosciences*, 15(6), 905-926. doi:10.1016/0098-3004(89)90004-6
- Steiger, R., & Jäger, E. (1977). Subcommittee on geochronology: Convention on the use of decay constants in geo- and cosmochemistry. *Earth and Planetary Science Letters*, 36(3), 359 - 362. doi:10.1016/0012-821X(77)90060-7
- Stracke, A., & Hofmann, A. W. (2005). FOZO, HIMU, and the rest of the mantle zoo. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 6(5). doi:10.1029/2004GC000824
- Stracke, A., Bizimis, M., & Salters, V. J. (2003). Recycling oceanic crust: Quantitative constraints. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 4(3). doi:10.1029/2001GC000223
- Sun, S. S. (1980). Lead isotopic study of young volcanic rocks from mid-ocean ridges, ocean islands and island arcs. *Philosophical Transactions of the Royal Society of London. Series A, Mathematical and Physical Sciences*, 297, 40-445. doi:10.1098/rsta.1980.0224
- Sun, S., & McDonough, W. (1989). Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes. *Geological Society, Special Publications*, 42, 313-345. doi:https://doi.org/10.1144/GSL.SP.1989.042.01.19
- Tanaka, R., Makishima, A., & Nakamura, E. (2008). Hawaiian double volcanic chain triggered by an episodic involvement of recycled material: Constraints from temporal Sr-Nd-Hf-Pb isotopic trend of the Loa-type volcanoes. *Earth and Planetary Science Letters*, 265, 450-465. doi:10.1016/j.epsl.2007.10.035
- Tassara, A., Götze, H.-J., Schmidt, S., & Hackney, R. (2006). Three-dimensional density model of the Nazca plate and the Andean continental margin. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 111(9). doi:10.1029/2005JB003976
- Tatsumoto, M. (1966). Genetic relations of oceanic basalts as indicated by lead isotopes. *Science*, 153, 1094-1101. doi:10.1126/science.153.3740.1094

- Ubide, T., Larrea, P., Becerril, L., & Galé, C. (2021). Volcanic plumbing filters on ocean-island basalt geochemistry. *Geology*. doi:10.1130/g49224.1
- van Wyk de Vries, B., & van Wky de Vries, M. (2018). Tectonics and volcanic and igneous plumbing systems. En S. Burchardt (Ed.), *Volcanic and Igneous Plumbing Systems: Understanding Magma Transport, Storage, and Evolution in the Earth's Crust* (págs. 167-189). doi:10.1016/B978-0-12-809749-6.00007-8
- Vargas, P., Cristino, C., & Izaurieta, R. (2007). GIS Applications in Easter Island: Geodetic Adjustments and Survey Maps Accuracy. *Gotland University Press 11*, 87-93. Obtenido de <http://repositorio.uchile.cl/handle/2250/122646>
- Vezzoli, L., & Acocella, V. (2009). Easter island, SE pacific: An end-member type of hotspot volcanism. *Geological Society of America Bullertin*, 121(5-6), 869-886. doi:10.1130/B26470.1
- White, W. M., & Hofmann, A. (1982). Sr and Nd isotope geochemistry of oceanic basalts and mantle evolution. *Nature*, 296, 821-825. doi:10.1038/296821a0
- Winter, J. (2001). *An introduction to igneous and metamorphic petrology*. New Jersey: Prentice-Hall.
- Workman, R., & Hart, S. (2005). Major and trace element composition of the depleted MORB mantle (DMM). *Earth and Planetary Science Letters*, 231(1-2), 53-72. doi:10.1016/j.epsl.2004.12.005
- Yoder, H., & Tilley, C. (1962). Origin of Basalt Magmas: An Experimental Study of Natural and Synthetic Rock Systems. *Journal of Petrology*, 3(3), 342-532. doi:<https://doi.org/10.1093/petrology/3.3.342>
- Yu, Q.-Y., Bagas, L., Yang, P.-H., & Zhang, D. (July de 2019). GeoPyTool: A cross-platform software solution for common geological calculations and plots. *Geoscience Frontiers*, 10(4), 1437-1447. doi:10.1016/j.gsf.2018.08.001
- Zou, H. (1998). Trace element fractionation during modal and nonmodal dynamic melting and open-system melting: a mathematical treatment. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 62(11), 1937-1945. doi:10.1016/S0016-7037(98)00115-X

Anexos

A. Geocronología

A.1 Coordenadas y detalles de las muestras datadas

Tabla A. 1: Ubicación y unidades de las muestras de los volcanes Poike y Rano Kau datadas con Ar-Ar

Muestra	Volcán	Ubicación	Coord. E	Coord. N	Unidad Sepúlveda (2015)	Unidad González-Ferrán et al. (2004)
FS130914-1	Rano Kau	Caldera	655693	6991889	Fase escudo	RK2
FS130914-4A	Rano Kau	Acantilado Rano Kau	653726	6993416	Fase escudo	RK1
FS140914-2	Poike	Cima Acantilado S Poike	671841	6998729	Fase escudo	PO3
FS120914-6A	Poike	Base Acantilado S Poike	671823	6998627	Fase escudo	PO1

A.2 Step Heating de las muestras del volcán Rano Kau y Poike.

Tabla A. 2: Resultado de iteraciones para el análisis de Step Heating de la muestra FS120914-6a.

N	Power	⁴⁰ Ar	⁴⁰ Ar	±σ ₄₀	³⁹ Ar	±σ ₃₉	³⁸ Ar	±σ ₃₈	³⁷ Ar	±σ ₃₇	³⁶ Ar	±σ ₃₆	% ⁴⁰ Ar*	⁴⁰ Ar*/ ³⁹ Ar _k	±σ
	W	Moles	fA	fA	fA	fA	fA	fA	fA	fA	fA	fA			
A	0.4	2.32E-15	61.86	0.06	24.68	0.04	0.86	0.02	0.51	0.02	0.2503	0.0017	-14.85	-0.37	0.02
B	0.5	1.50E-15	39.90	0.06	29.30	0.04	0.97	0.02	0.71	0.02	0.1678	0.0015	-14.16	-0.19	0.02
C	0.6	3.04E-15	81.02	0.06	54.84	0.04	1.83	0.02	1.91	0.02	0.3346	0.0020	-8.51	-0.126	0.011
D	0.8	9.51E-16	25.34	0.05	19.36	0.04	0.51	0.02	1.27	0.02	0.0960	0.0008	16.77	0.220	0.014
E	1.2	2.44E-15	64.88	0.06	47.73	0.04	1.17	0.02	4.11	0.03	0.2633	0.0012	16.33	0.222	0.008
F	1.5	1.28E-15	34.03	0.06	19.84	0.04	0.44	0.02	2.20	0.02	0.1426	0.0008	13.17	0.23	0.02
G	1.9	3.66E-15	97.54	0.06	28.50	0.04	0.94	0.03	4.70	0.03	0.4001	0.0020	6.46	0.22	0.02
H	2.4	2.17E-15	57.91	0.05	9.16	0.04	0.31	0.02	3.41	0.03	0.2519	0.0019	5.26	0.34	0.06
I	3.0	4.93E-16	13.13	0.06	2.00	0.04	0.07	0.02	0.78	0.02	0.0579	0.0010	3.99	0.3	0.2

Tabla A. 3: Resultado de iteraciones para el análisis de Step Heating de la muestra FS120914-6a (continuación)

N	Edad ka	$\pm\sigma$ ka	Ca/K	$\pm\sigma$	Cl/K	$\pm\sigma$
A	-902	52	2.36	0.11	0.060	0.003
B	-467	38	2.76	0.09	0.057	0.002
C	-305	27	4.00	0.05	0.0581	0.0013
D	533	34	7.55	0.14	0.039	0.004
E	539	21	9.91	0.07	0.033	0.002
F	550	36	12.77	0.14	0.026	0.004
G	539	55	19.09	0.12	0.054	0.003
H	819	159	43.5	0.4	0.050	0.008
I	645	413	46	2	0.06	0.04

Tabla A. 4: Resultado de iteraciones para el análisis de Step Heating de la muestra FS130914-1.

N	Power W	⁴⁰ Ar Moles	⁴⁰ Ar fA	$\pm\sigma_{40}$ fA	³⁹ Ar fA	$\pm\sigma_{39}$ fA	³⁸ Ar fA	$\pm\sigma_{38}$ fA	³⁷ Ar fA	$\pm\sigma_{37}$ fA	³⁶ Ar fA	$\pm\sigma_{36}$ fA	% ⁴⁰ Ar*	⁴⁰ Ar*/ ³⁹ Ar _k	$\pm\sigma$
A	0.4	4E-15	113.63	0.06	10.22	0.04	0.44	0.02	0.85	0.02	0.425	0.003	-6.26	-0.7	0.08
B	0.5	3E-15	78.38	0.06	19.79	0.04	0.55	0.02	1.53	0.02	0.303	0.002	-2.9	-0.11	0.04
C	0.8	2E-15	42.85	0.05	30.72	0.04	0.51	0.02	2.37	0.02	0.1759	0.0009	10.88	0.152	0.01
D	1.2	1E-15	33.06	0.05	18.81	0.04	0.43	0.02	1.87	0.02	0.1387	0.0014	9.06	0.16	0.02
E	1.5	2E-15	55.98	0.06	19.43	0.04	0.42	0.02	3.67	0.03	0.2499	0.0012	6.44	0.19	0.02
F	1.9	2E-15	50.96	0.06	7.94	0.04	0.22	0.03	4.09	0.03	0.2479	0.0012	3.23	0.21	0.05
G	2.4	2E-15	49.76	0.06	3.25	0.04	0.15	0.02	3.09	0.02	0.238	0.002	1.57	0.25	0.18

Tabla A. 5: Resultado de iteraciones para el análisis de Step Heating de la muestra FS130914-1 (continuación).

N	Edad ka	$\pm\sigma$ ka	Ca/K	$\pm\sigma$	Cl/K	$\pm\sigma$
-	-	-	-	-	-	-
A	1682	200	9.8	0.3	0.067	0.007
B	-277	93	9.04	0.14	0.038	0.004

C	366	25	9.05	0.09	0.01	0.002
D	385	55	11.67	0.15	0.028	0.004
E	450	51	22.32	0.17	0.022	0.004
F	511	128	61.9	0.5	0.032	0.01
G	611	426	138	2	0.07	0.02

Tabla A. 6: Resultado de iteraciones para el análisis de Step Heating de la muestra FS130914-4a.

N	Power W	⁴⁰ Ar Moles	⁴⁰ Ar fA	$\pm\sigma_{40}$ fA	³⁹ Ar fA	$\pm\sigma_{39}$ fA	³⁸ Ar fA	$\pm\sigma_{38}$ fA	³⁷ Ar fA	$\pm\sigma_{37}$ fA	³⁶ Ar fA	$\pm\sigma_{36}$ fA	% ⁴⁰ Ar*	⁴⁰ Ar*/ ³⁹ Ar _k	$\pm\sigma$
A	0.4	7E-16	19.72	0.05	15.21	0.04	0.43	0.02	0.31	0.02	0.0735	0.0011	-2	-0.03	0.02
B	0.5	1E-15	37.09	0.05	33.37	0.04	0.93	0.02	0.78	0.02	0.1336	0.0012	4.66	0.052	0.011
C	0.6	3E-15	70.54	0.06	63.4	0.04	1.7	0.02	1.96	0.02	0.2374	0.0013	15.23	0.169	0.006
D	0.8	2E-15	49.05	0.06	33.41	0.04	0.85	0.02	1.86	0.02	0.1798	0.001	11.77	0.173	0.01
E	1.2	2E-15	43.87	0.06	30.16	0.04	0.73	0.02	2.57	0.02	0.1778	0.0011	11.15	0.162	0.012

Tabla A. 7: Resultado de iteraciones para el análisis de Step Heating de la muestra FS130914-4a (continuación).

N	Power W	⁴⁰ Ar Moles	⁴⁰ Ar fA	$\pm\sigma_{40}$ fA	³⁹ Ar fA	$\pm\sigma_{39}$ fA	³⁸ Ar fA	$\pm\sigma_{38}$ fA	³⁷ Ar fA	$\pm\sigma_{37}$ fA	³⁶ Ar fA	$\pm\sigma_{36}$ fA	% ⁴⁰ Ar*	⁴⁰ Ar*/ ³⁹ Ar _k	$\pm\sigma$
F	1.5	3E-15	82.21	0.06	38.04	0.04	1.07	0.02	3.11	0.02	0.313	0.002	7.41	0.16	0.018
G	1.9	4E-15	118.62	0.06	19.71	0.03	0.62	0.02	2.83	0.02	0.442	0.002	2.55	0.15	0.04
H	2.4	6E-15	157.84	0.06	19.87	0.04	0.7	0.02	6.3	0.03	0.634	0.002	2.49	0.2	0.04

Tabla A. 8: Resultado de iteraciones para el análisis de Step Heating de la muestra FS130914-4a (continuación).

N	Edad ka	$\pm\sigma$ ka	Ca/K	$\pm\sigma$	Cl/K	$\pm\sigma$
A	-62	55	2.13	0.16	0.045	0.005
B	125	27	2.48	0.07	0.043	0.002
C	408	15	3.28	0.04	0.041	0.001
D	416	25	5.92	0.08	0.035	0.002
E	391	29	9.05	0.09	0.032	0.002
F	386	44	8.69	0.07	0.042	0.002
G	371	95	15.34	0.14	0.046	0.004
H	482	92	34.1	0.2	0.053	0.004

Tabla A. 9: Resultado de iteraciones para el análisis de Step Heating de la muestra FS140914-2.

N	Power W	⁴⁰Ar Moles	⁴⁰Ar fA	$\pm\sigma_{40}$ fA	³⁹Ar fA	$\pm\sigma_{39}$ fA	³⁸Ar fA	$\pm\sigma_{38}$ fA	³⁷Ar fA	$\pm\sigma_{37}$ fA	³⁶Ar fA	$\pm\sigma_{36}$ fA	%⁴⁰Ar*	⁴⁰Ar*/³⁹Ar_k	$\pm\sigma$
A	0.4	1E-15	36.73	0.06	22.05	0.04	0.64	0.03	0.99	0.02	0.174	0.002	-23.9	-0.4	0.03
B	0.5	2E-15	45.26	0.05	61.96	0.04	1.14	0.03	2.08	0.02	0.21	0.006	-9.87	-0.07	0.03
C	0.6	1E-15	35	0.05	98.66	0.04	1.41	0.02	2.9	0.02	0.101	0.003	64.12	0.226	0.009
D	0.8	6E-16	16.17	0.05	48.27	0.04	0.62	0.02	1.25	0.02	0.0434	0.0006	66.47	0.221	0.005
E	1.2	1E-15	30.03	0.05	69.01	0.04	0.94	0.02	1.58	0.02	0.081	0.0007	51.59	0.224	0.004
F	1.5	1E-15	36.41	0.06	71.4	0.04	0.97	0.02	2.12	0.02	0.1111	0.0008	44.33	0.225	0.004
G	1.9	2E-15	40.06	0.06	60.94	0.04	0.94	0.02	4.09	0.03	0.1717	0.001	34.23	0.225	0.006
H	2.4	1E-15	36.14	0.06	32.37	0.04	0.52	0.03	3.71	0.03	0.1767	0.0012	25.88	0.29	0.013

Tabla A. 10: Resultado de iteraciones para el análisis de Step Heating de la muestra FS140914-2 (continuación)

Edad ka	$\pm\sigma$ ka	Ca/K	$\pm\sigma$	Cl/K	$\pm\sigma$
-964	72	5.37	0.14	0.045	0.003
-174	65	4.01	0.05	0.017	0.001
548	22	3.51	0.03	0.006	7E-04
536	12	3.09	0.06	0.002	0.002
541	9	2.74	0.04	0.004	0.001
545	10	3.55	0.04	0.003	0.001
544	14	8.06	0.05	0.008	0.001
702	31	15.84	0.12	0.01	0.002

A.3 Isocronas inversas de las muestras del volcán Rano Kau y Poike

Tabla A. 11: Resultados de iteraciones para metodología de isocronas inversas para la muestra FS120914-6a.

N	Estado	40Ar*/39Ar	(36/40) Isoc	% \pm	(39/40) Isoc	% \pm	Correl 36/39
A	User omitted	-0.37183	0.003887	0.7	0.39949	0.19	0.062
B	User omitted	-0.1926	0.003863	1	0.73537	0.21	0.099
C	User omitted	-0.12564	0.003672	0.7	0.67754	0.11	0.075
D	OK	0.21957	0.002817	1.3	0.76362	0.29	0.124
E	OK	0.22225	0.002831	0.7	0.73472	0.13	0.09
F	OK	0.22657	0.002938	1	0.58148	0.25	0.119
G	OK	0.22227	0.003166	0.7	0.29062	0.15	0.04
H	OK	0.33762	0.003206	1.1	0.15576	0.46	0.019
I	OK	0.26584	0.003249	2.7	0.15005	2.03	0.035

Tabla A. 12: Resultados de iteraciones para metodología de isocronas inversas para la muestra FS130914-1.

N	Estado	40Ar*/39Ar	(36/40) Isoc	% \pm	(39/40) Isoc	% \pm	Correl 36/39
A	User omitted	-0.69708	0.003596	0.7	0.08975	0.37	0.014
B	User omitted	-0.11488	0.003482	0.9	0.25208	0.2	0.031
C	OK	0.15184	0.003016	0.8	0.71636	0.18	0.116
D	OK	0.15961	0.003077	1.4	0.56777	0.26	0.071
E	OK	0.18668	0.003166	0.8	0.3448	0.23	0.063

F	OK	0.21205	0.003275	0.8	0.15236	0.54	0.032
G	OK	0.25346	0.003331	1.1	0.06198	1.24	0.01

Tabla A. 13: Resultados de iteraciones para metodología de isocronas inversas para la muestra FS130914-4a.

N	Estado	40Ar*/39Ar	(36/40) Isoc	%±	(39/40) Isoc	%±	Correl 36/39
A	User omitted	-0.02594	0.003452	1.7	0.77294	0.37	0.121
B	User omitted	0.0517	0.003226	1.1	0.90147	0.2	0.11
C	OK	0.16917	0.002869	0.7	0.90021	0.11	0.098
D	OK	0.1727	0.002986	0.8	0.68135	0.16	0.109
E	OK	0.16234	0.003007	0.9	0.68676	0.19	0.101
F	OK	0.16026	0.003133	0.9	0.46218	0.14	0.057
G	OK	0.15384	0.003298	0.7	0.16544	0.19	0.027
H	OK	0.20003	0.0033	0.5	0.12442	0.2	0.023

Tabla A. 14: Resultados de iteraciones para metodología de isocronas inversas para la muestra FS140914-2.

N	Estado	40Ar*/39Ar	(36/40) Isoc	%±	(39/40) Isoc	%±	Correl 36/39
A	User omitted	-0.39794	0.004193	1.4	0.60048	0.24	0.069
B	User omitted	-0.07194	0.003718	3.3	1.37191	0.14	0.033
C	OK	0.22642	0.001214	7	2.832	0.16	0.022
D	OK	0.22147	0.001135	4.5	3.00125	0.35	0.072
E	OK	0.22354	0.001638	1.8	2.30793	0.19	0.098
F	OK	0.22529	0.001884	1.3	1.96753	0.17	0.11
G	OK	0.22478	0.002226	1.3	1.52268	0.16	0.102
H	User omitted	0.28987	0.002508	1.5	0.89273	0.21	0.089

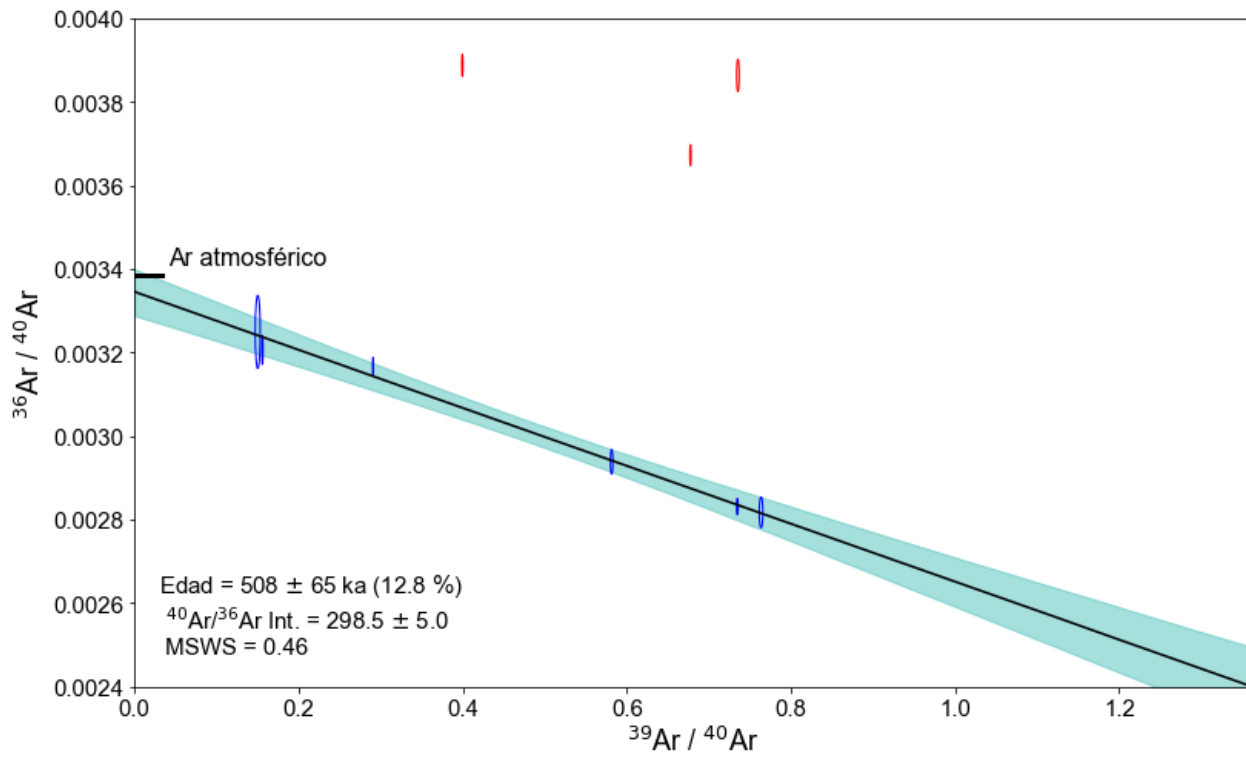


Figura A. 1: Isocrona inversa para la muestra FS120914-6a. Errores a 2 sigmas.

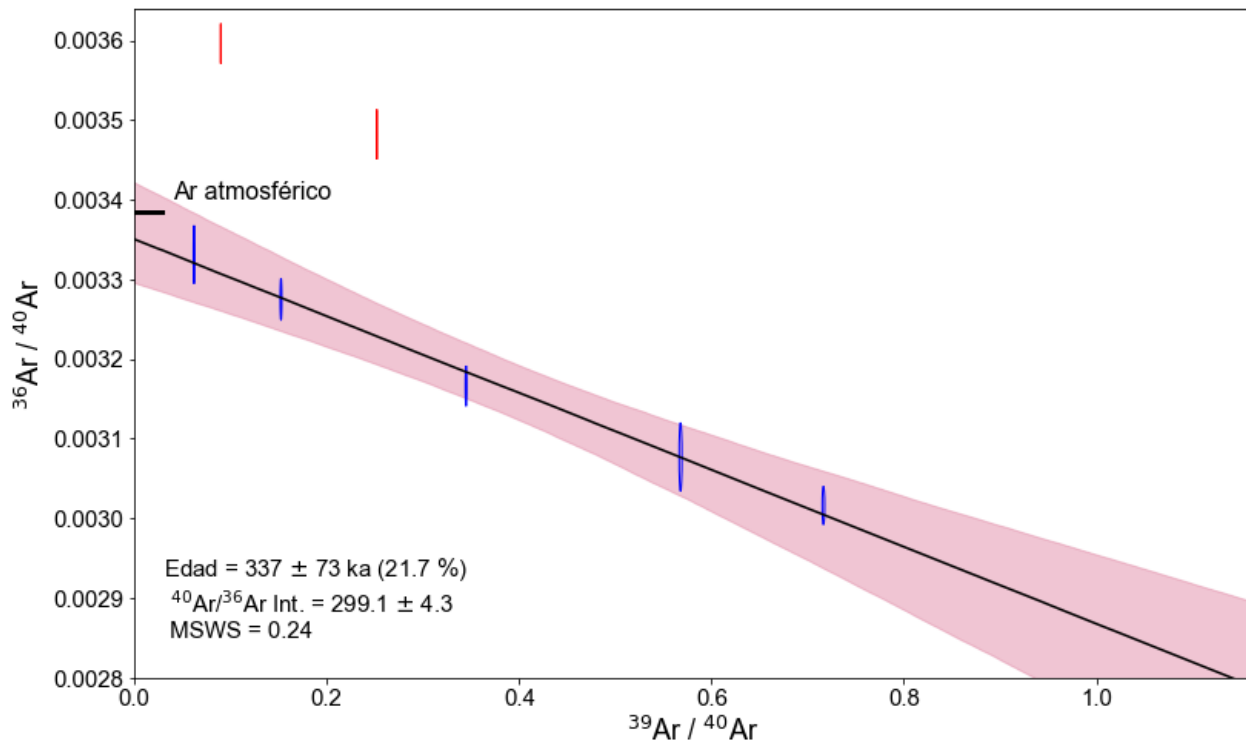


Figura A. 2: Isocrona inversa para la muestra FS130914-1. Errores a 2 sigmas.

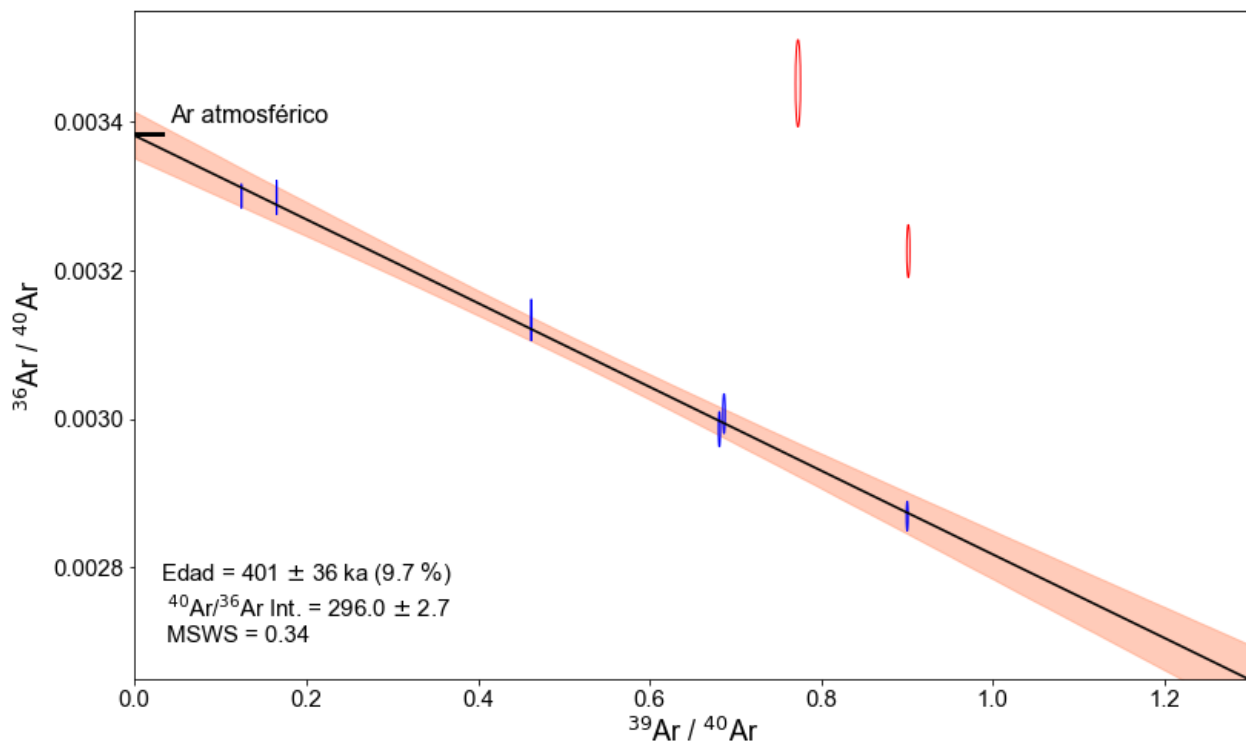


Figura A. 3: Isocrona inversa para la muestra FS130914-4a. Errores a 2 sigmas.

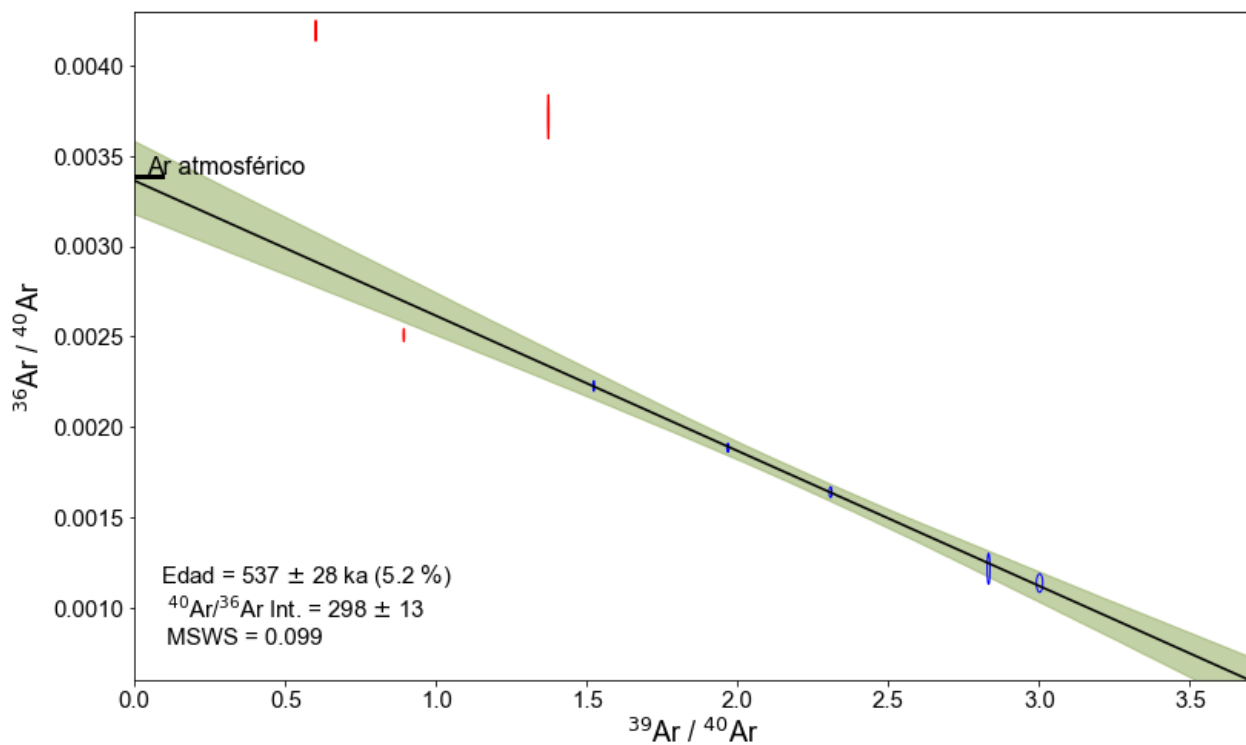


Figura A. 4: Isocrona inversa para la muestra FS140914-2. Errores a 2 sigmas.

A.4 Compilación de edades del Volcán Poike

Tabla A. 15: Base de datos geocronológica para el volcán Poike

Código	Nombre	CoordE	CoordN	SisCoord	Com_Loc
EH42	Costa este del Poike. 100 m E y sobre EH39	672664.228	6998953.08		Mapa geológico esquemático
FS-120914-6a	Base Acantilado S Poike	671823	6998627	WGS 84	GPS
FS-140914-2	Cima Acantilado S Poike	671841	6998729	WGS 84	GPS
EC311	Costa N del Poike. Sobre la muestra 17732	672371.281	7002179.31		Mapa geológico esquemático
EA28	En la base de la costa N del Poike (en el mismo lugar que EC307 de Clark y Dymond,1977)	672478.331	7002141.82		Mapa geológico esquemático
EH361	Costa N del Poike, sobre el Acantilado W de Maunga Parehe (en feldespatos)	673533.333	7001887.21		Mapa geológico esquemático

Tabla A. 16: Base de datos geocronológica para el volcán Poike (continuación)

Código	AccLocat	Rel_OM	Edad_Ma_txt	Age	Age_	Método	ClasRoca	Volcán
EH42	2	Sobre EH39 (Clark 1975)	0.59 +/- 0.12 0.542 +/-	0.59	0.12	K/Ar	Basalto transicional	Poike
FS-120914-6a	1		0.030	0.542	0.03	Ar/Ar	Basalto de clinopiroxeno	Poike
FS-140914-2	1		0.542 +/- 0.011	0.542	0.011	Ar/Ar	Basalto de clinopiroxeno y olivino	Poike
EC311	2	Sobre 17732. Bajo EH361 (both Clark 1975)	0.54 +/- 0.11	0.54	0.11	K/Ar	Basalto transicional	Poike
EA28	2	Bajo EC307	0.52 +/- 0.29	0.52	0.29	K/Ar	Basalto transicional	Poike
EH361	2		0.36 +/- 0.21	0.36	0.21	K/Ar	Basalto alcalino	Poike

Tabla A. 17: Base de datos geocronológica para el volcán Poike (continuación)

Código	Unidad_OGF04	Referencia
EH42	PO3: Depósitos de tefra laterizados	Clark (1975)
FS-120914-6a	PO1: Estructura principal del escudo volcánico	Sepúlveda (2015)
FS-140914-2	PO3: Depósitos de tefra laterizados	Sepúlveda (2015)
EC311	PO1 ?: Estructura principal del escudo volcánico	Clark (1975)
EA28	PO1: Estructura principal del escudo volcánico	Kaneoka y Katsui (1985)
EH361	TR: Lavas domos traquíticas	Clark (1975)

A.5 Compilación de edades del Volcán Rano Kau

Tabla A. 18: Base de datos geocronológica para el volcán Rano Kau

Código	Nombre	CoordE	CoordN	SisCoord	Com_Loc
FS-130914-4a	Acantilado Rano Kau	653726	6993416	WGS 84	GPS
FS-130914-1	Caldera Rano Kau	655693	6991889	WGS 84	GPS
OG806	Flanco S Maunga Orito	657788.559	6993996.06		Mapa geológico esquemático
EH10	Cima de Maunga Orito	657925.702	6994386.66		Mapa geológico esquemático
E35	Flanco SE de Maunga Orito	657668.292	6994071.73		Mapa geológico esquemático
EA-O	Maunga Orito	657905	6994439		Mapa geológico esquemático
EA-O	Maunga Orito	657905	6994439		Mapa geológico esquemático
OG818	Maunga Te Manavai, cráter	656666.724	6993144.31		Mapa geológico esquemático
E36	Flanco NW Maunga Orito	657589.603	6994581.77		Mapa geológico esquemático

Tabla A. 19: Base de datos geocronológica para el volcán Rano Kau (continuación)

Código	AccLocat	Rel_OM	Edad_Ma_txt	Edad_Ma	AgeEr_Ma	Método	ClasRoca	Volcán
FS-130914-4a	1		0.406 +/- 0.023	0.406	0.023	Ar/Ar	Basalto de clinopiroxeno	Rano Kau
FS-130914-1	1		0.387 +/- 0.042	0.387	0.042	Ar/Ar	Basalto de clinopiroxeno	Rano Kau
OG806	2		0.34 +/- 0.06	0.34	0.06	K/Ar	Riolita	Rano Kau
EH10	2		0.33 +/- 0.06	0.33	0.06	K/Ar	Riolita	Rano Kau
E35	3		0.33 +/- 0.04	0.33	0.04	K/Ar	Riolita	Rano Kau
EA-O	3		0.24 +/- 0.03	0.24	0.03	K/Ar	Riolita	Rano Kau
EA-O	3		0.24 +/- 0.04	0.24		K/Ar	Riolita	Rano Kau
OG818	2		0.18 +/- 0.03	0.18	0.03	K/Ar	Riolita	Rano Kau
E36	3		0.11 +/- 0.04	0.11	0.04	K/Ar	Riolita	Rano Kau

Tabla A. 20: Base de datos geocronológica para el volcán Rano Kau (continuación)

Código	Unidad_OGF04	Referencia
FS-130914-4a	RK1: Comp. varía entre basaltos alcalinos. toleitas olivínicas. hawaita. mugearitas. benmoritas y riolitas	Sepúlveda (2015)
FS-130914-1	RK2: Flujos de lavas y lavas domos benmoritas	Sepúlveda (2015)
OG806	TR: Lavas y/o domos riolíticos	Gonzalez-Ferrán et al. (1974)
EH10	TR: Lavas y/o domos riolíticos	Clark (1975)
E35	TR: Lavas y/o domos riolíticos	Miki et al. (1998)
EA-O	TR: Lavas y/o domos riolíticos	Kaneoka y Katsui (1985)
EA-O	TR: Lavas y/o domos riolíticos	Kaneoka y Katsui (1985)
OG818	TR: Lavas y/o domos riolíticos	Gonzalez-Ferrán et al. (1974)
E36	TR: Lavas y/o domos riolíticos	Miki et al. (1998)

A.5 Compilación de edades del Volcán Terevaka

Tabla A. 21: Base de datos geocronológica para el volcán Terevaka.

Código	Nombre	CoordE	CoordN	SisCoord	Com_Loc
OG859	Maunga Pui-Pui cono de ceniza	668710.626	7001424.07		Mapa geológico esquemático
OG807	Lava de la fisura Tararaina	654353.017	6994956.54		Mapa geológico esquemático
EC370	Flujo de lava Runga A Vae	667793.622	6997112.93		Mapa geológico esquemático
OG847	Flujo de lava Vaihu	661653.601	6993969.81		Mapa geológico esquemático
OG850	Lower Koe Koe lava flow	662947.759	6994520.93		Mapa geológico esquemático
EC125	Lava flow from Maunga Vai O'Hao	659401.445	6993835.48		Mapa geológico esquemático
OG892	Cono de ceniza Maunga O'Tuu	660628.122	6997649.61		Mapa geológico esquemático
EC288	Cono de ceniza Maunga Pui	665200.581	7000613.5		Mapa geológico esquemático
EC396	Lava de Maunga Te Oirena	669467.79	6999597.5		Mapa geológico esquemático
OG931	Flanco NNW	660408.998	7005340.57		Mapa geológico esquemático
EC384	Lava Tongariki	671029.666	6998571.76		Mapa geológico esquemático
E30	Costa W Hanga Mataveri Otai. Lava Mataveri	654502.361	6994480.91		Mapa geológico esquemático
EC177	Parte superior del flujo de lava Koe Koe	663712.955	6994914.76		Mapa geológico esquemático
EC190	Lava de Maunga Kahurea	665171.341	6996180		Mapa geológico esquemático
E20	Costa NE del cono de ceniza Ouko Ouhi Pui	668870.408	7002620.53		Mapa geológico esquemático
EH88	Lava de la fisura Maunga Omoanga. Sector S	659107.079	6998783.5		Mapa geológico esquemático
E16	Costa N Poike	671333.789	7002171.37		Mapa geológico esquemático
EI9209	Lavas Roiho	657900.852	6998510.29		Desc. giving by the author
E43	Costa S, cerca de Rua Tuvi. lava de fisura Koe Koe	664077.757	6995344.62		Mapa geológico esquemático
EC206	Lava Roiho	656617.721	7000148.25		Mapa geológico esquemático
EC166	Lava de Maunga Retu	662585.717	6994274.13		Mapa geológico esquemático
EC413	Lava de Maunga Omoanga, sector N	662706.418	6997787.87		Mapa geológico esquemático
EC153	Lava de Maunga Retu	661995.623	6993938.85		Mapa geológico esquemático
EC224	Lava de Maunga Vaka Kipu	655906.926	6997787.87		Mapa geológico esquemático
EC201	Lava Roiho	656577.488	7000295.77		Mapa geológico esquemático

Tabla A. 22: Base de datos geocronológica para el volcán Terevaka (continuación).

Código	AccLocat	Rel_OM	Edad_Ma_txt	Edad_Ma	EdadEr_Ma	Método	ClasRoca	Volcano
OG859	3		< 0.36	0.36		K/Ar	Mugearita	Terevaka
OG807	2		< 0.30	0.3		K/Ar	Mugearita	Terevaka
EC370	2		0.24 +/- 0.05	0.24	0.05	K/Ar	Basalto transicional	Terevaka
OG847	2		0.24 +/- 0.08	0.24	0.08	K/Ar	Mugearita	Terevaka
OG850	2		< 0.24	0.24		K/Ar	Hawaite	Terevaka
EC125	2		0.22 +/- 0.04	0.22	0.04	K/Ar	Basalto alcalino	Terevaka
OG892	3		0.22 +/- 0.20	0.22	0.2	K/Ar	Hawaite	Terevaka
EC288	2		0.21 +/- 0.04	0.21	0.04	K/Ar	Mugearita	Terevaka
EC396	3		0.21 +/- 0.04	0.21	0.04	K/Ar	Hawaite	Terevaka
OG931	2		0.19 +/- 0.12	0.19	0.12	K/Ar	Benmorita	Terevaka
EC384	2		0.18 +/- 0.04	0.18	0.04	K/Ar	Basalto alcalino	Terevaka
E30	2		<0.17	0.17		K/Ar		Terevaka
EC177	2		0.17 +/- 0.03	0.17	0.03	K/Ar	Mugearita	Terevaka
EC190	2		0.16 +/- 0.03	0.16	0.03	K/Ar	Mugearita	Terevaka
E20	2		<0.15	0.15		K/Ar		Terevaka
EH88	3		0.14 +/- 0.15	0.14	0.15	K/Ar	Basalto transicional	Terevaka
E16	2		0.14 +/- 0.10	0.14	0.1	K/Ar		Terevaka
EI9209	3		0.13 +/- 0.02	0.13	0.02	Ar/Ar		Terevaka
E43	2		<0.12	0.12		K/Ar		Terevaka
EC206	2		0.11 +/- 0.02	0.11	0.02	K/Ar	Basalto alcalino	Terevaka
EC166	2		0.11 +/- 0.04	0.11	0.04	K/Ar	Hawaite	Terevaka
EC413	3		0.10 +/- 0.02	0.1	0.02	K/Ar	Mugearita	Terevaka
EC153	2		0.09 +/- 0.02	0.09	0.02	K/Ar	Hawaite	Terevaka
EC224	2		0.004 +/- 0.05	0.004	0.05	K/Ar	Basalto alcalino	Terevaka
EC201	2		0 +/- 0.05	0	0.05	K/Ar	Basalto alcalino	Terevaka

Tabla A.23: Base de datos geocronológica para el volcán Terevaka (continuación).

Código	Unidad_OGF04	Referencia
OG859	RA4: Basaltos olivínicos. hawaitas	Gonzalez-Ferrán et al. (1974)
OG807	TA2: Flujo de lava hawaita olivínica	Gonzalez-Ferrán et al. (1974)
EC370	RA2: Mugaritas afiricas	Clark (1975)
OG847	TA6: Hawaitas	Gonzalez-Ferrán et al. (1974)
OG850	TA6: Hawaitas	Gonzalez-Ferrán et al. (1974)
EC125	TA1: Flujos de lavas toleítica olivínica. hawaita	Clark (1975)
OG892	TA3: Conos de piroclastos aglomerados y flujps de lavas hawaitas y mugaríticas (0.22 +/- 0.2 ma. K/Ar)	Gonzalez-Ferrán et al. (1974)
EC288	RA2: Mugaritas afiricas	Clark (1975)
EC396	RA8: Hawaitas	Clark (1975)
OG931	TA2: Flujo de lava hawaita olivínica	Gonzalez-Ferrán et al. (1974)
EC384	RA8: Hawaitas	Clark (1975)
E30	TA2: Flujo de lava hawaita olivínica	Miki et al. (1998)
EC177	TA6: Hawaitas	Clark (1975)
EC190	RA1: Flujos de lavas. toleitas olivínicas hawaitas afiricas y mugaritas muy porfíricas	Clark (1975)
E20	RA7: Toleitas olivínicas muy porfíricas	Miki et al. (1998)
EH88	HH2: Basalto olivínico (<2000 a)	Clark (1975)
E16	RA4: Basaltos olivínicos y toleitas	Miki et al. (1998)
EI9209	TA4: Roiho	O'Connor et al. (1995)
E43	TA3: Conos de piroclastos aglomerados y flujps de lavas hawaitas y mugaríticas (0.22 +/- 0.2 ma. K/Ar)	Miki et al. (1998)
EC206	HH2: Basalto olivínico (<2000 a)	Clark (1975)
EC166	TA6: Hawaitas	Clark (1975)
EC413	TA3: Conos de piroclastos aglomerados y flujps de lavas hawaitas y mugaríticas (0.22 +/- 0.2 ma. K/Ar)	Clark (1975)
EC153	TA6: Hawaitas	Clark (1975)
EC224	TA5: Toleitas	Clark (1975)
EC201	HH2: Basalto olivínico (<2000 a)	Clark (1975)

A.6 Edades Eliminadas de la base geocronológica

Tabla A. 24: Edades eliminadas de la compilación geocronológicas para el volcán Poike

Muestra	Edad [Ma]	Referencia	Motivo
EC307	2.54 +/- 0.28	Clark y Dymond (1977)	
17732	0.89 +/- 0.19	Clark y Dymond (1977)	
EH39	0.75 +/- 0.15	Clark y Dymond (1977)	Edades más viejas que la edad asignada a la base del acantilado (0.542 +/- 0.03 Ma y +/- 0.542 +/-0.011 Ma)
EA29	0.69 +/- 0.15	Kaneoka y Katsui (1985)	
EA29	0.67 +/- 0.26	Kaneoka y Katsui (1985)	
EA28	0.62 +/- 0.32	Kaneoka y Katsui (1985)	
E37	<0.34	Miki et al. (1998)	Si corresponde a PO1, tiene edades mucho menores que las obtenidas para el acantilado
OG829	<30	Gonzalez-Ferrán et al. (1974)	
E10	< 0.20	(Miki et al., 1998)	Unidades posteriores (TR) tienen edades asignadas mayores (0.36 +/-0.21 Ma)

Tabla A.25: Edades eliminadas de la compilación geocronológicas para el volcán Rano Kau

Muestra	Edad [Ma]	Referencia	Motivo
EH29	0.94 +/- 0.19	Clark (1975)	Edades superiores a la obtenida para la base del acantilado (0.406 +/-0.023 Ma)
EH27	0.68 +/- 0.14	Clark (1975)	
E13	0.68 +/- 0.07	Miki et al. (1998)	
EH20	0.67 +/- 0.06	Clark (1975)	
EH57	0.48 +/- 0.06	Clark (1975)	
E12	0.46 +/- 0.05	Miki et al. (1998)	Pertenece a una unidad más joven que RK2, pero posee edades más antiguas que la última
E27	0.35 +/- 0.04	Miki et al. (1998)	En el techo de la unidad RK2 hay edades más antiguas
E1	0.34 +/- 0.03	Miki et al. (1998)	

Tabla A.26: Edades eliminadas de la compilación geocronológicas para el volcán Terevaka

Muestra	Edad [Ma]	Referencia	Motivo
EC296	1.92 +/- 0.11	(Clark y Dymond, 1977)	La base del volcán Terevaka tiene edades entre 0.3 y 0.4 Ma
EC383	1.98 +/- 0.11	(Clark y Dymond, 1977)	
E22	< 0.77	(Miki et al., 1998)	
EC319	0.41 +/- 0.05	(Clark y Dymond, 1977)	El borde cortero del Terevaka no está lo suficientemente erodado como para que esta edad sea consistente

B. Mapas y figuras

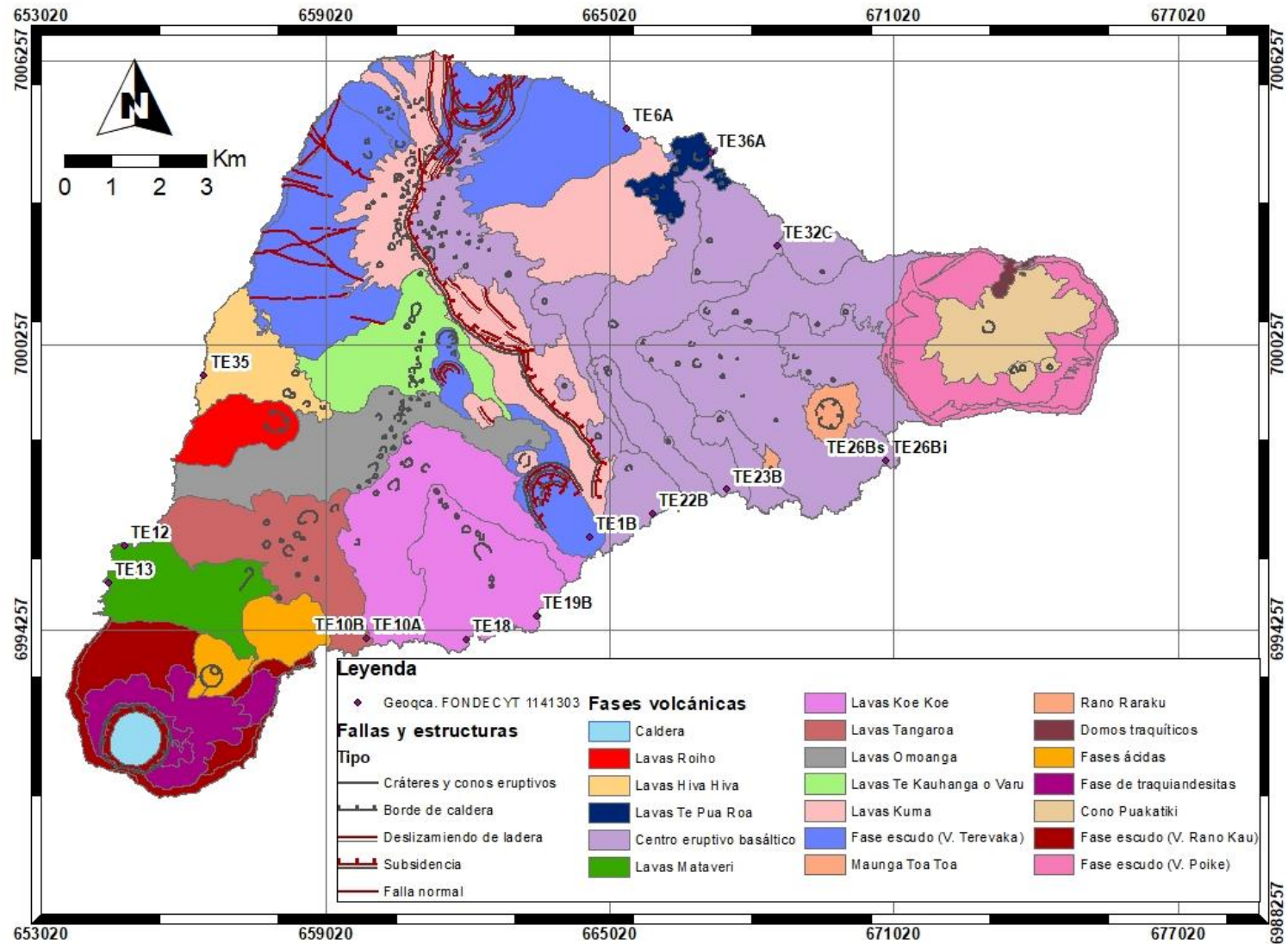


Figura B. 1: Distribución de análisis geoquímicos asociados al FONDECYT 1141303. Representado sobre de las fases volcánicas propuestas para los volcanes Poike, Rano Kau y Terevaka. Mapa realizado en base a la geología mapeada por González-Ferrán et al. (2004). Para los volcanes Poike y Rano Kau se utiliza la clasificación propuesta por Sepúlveda (2015)

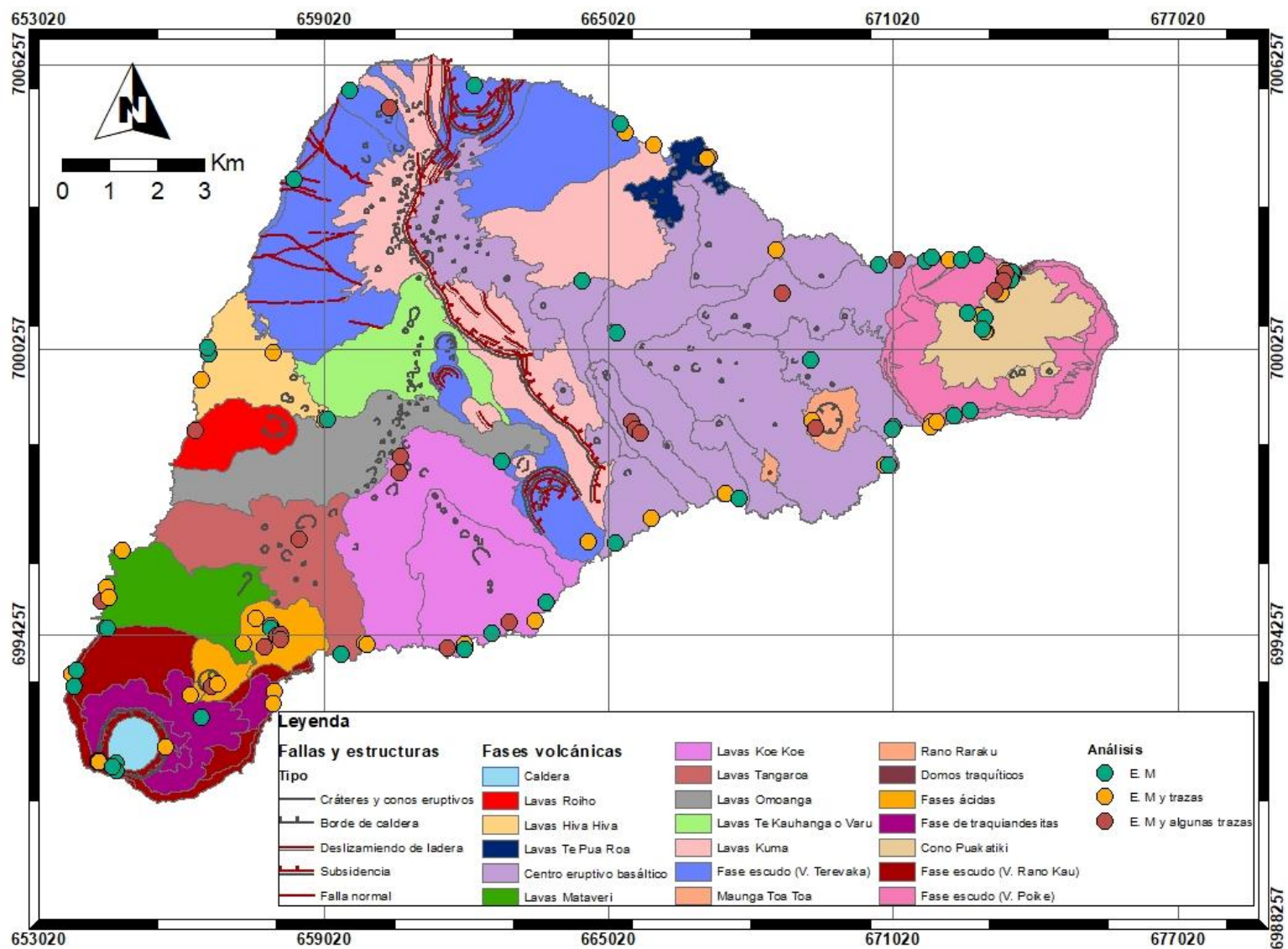


Figura B. 2: Distribución de la base de datos de análisis geoquímicos para la Isla de Pascua, en puntos verdes se señalan las muestras que solo tienen análisis de elementos mayores, en anaranjado, elementos mayores y trazas y en rojo elementos mayores y algunas mediciones de otros elementos traza. Representado sobre de las fases volcánicas propuestas para los volcanes Poike, Rano Kau y Terevaka. Mapa realizado en base a la geología mapeada por González-Ferrán et al. (2004). Para los volcanes Poike y Rano Kau se utiliza la clasificación propuesta por Sepúlveda (2015)

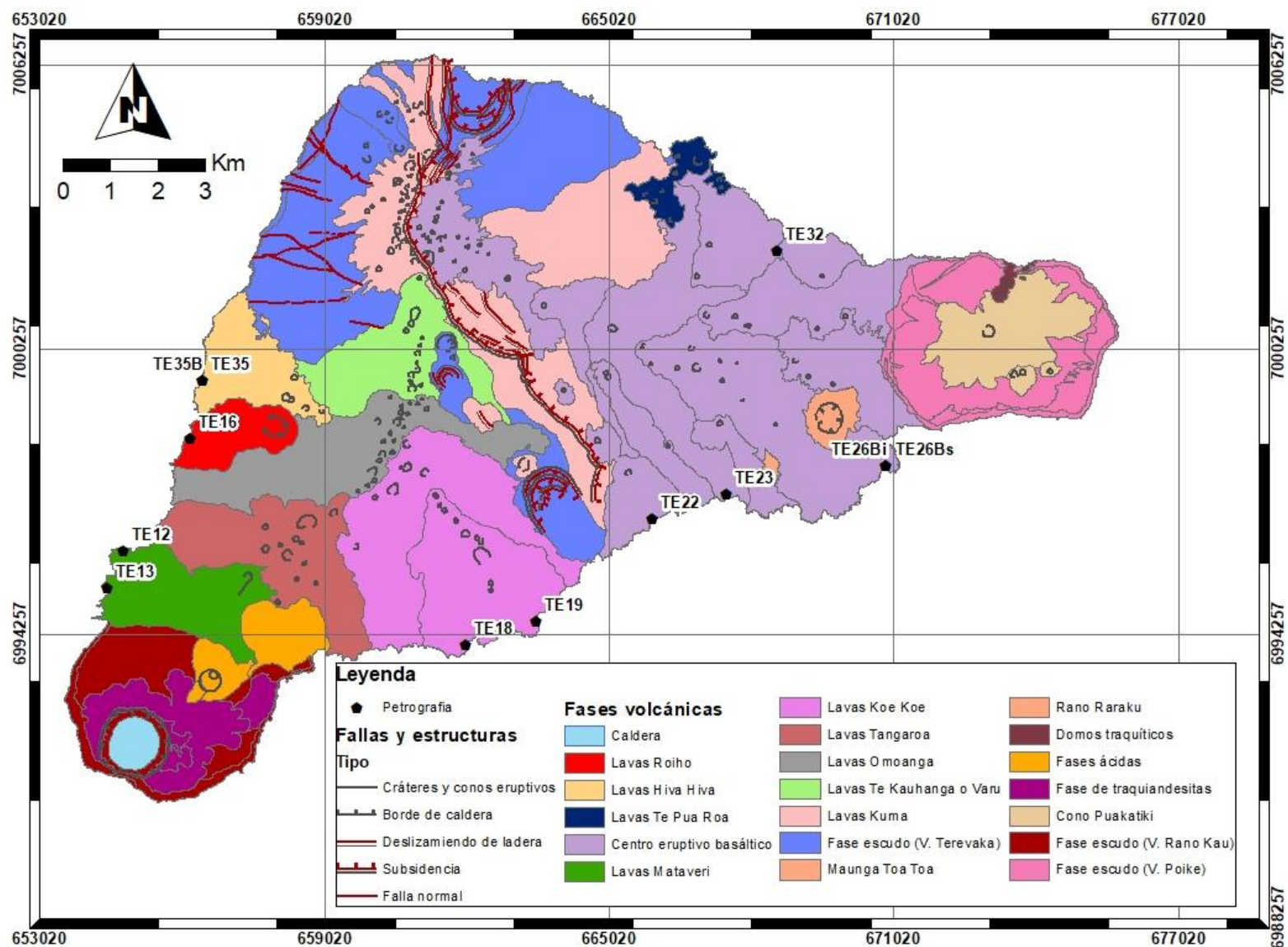


Figura B. 3: Distribución de muestras con descripciones petrográficas. Representado sobre de las fases volcánicas propuestas para los volcanes Poike, Rano Kau y Terevaka. Mapa realizado en base a la geología mapeada por González-Ferrán et al. (2004). Para los volcanes Poike y Rano Kau se utiliza la clasificación propuesta por Sepúlveda (2015)

C. Petrografía

Muestra	Código: TE18	Coordenadas: 6994046 N 661998 E
Lavas Koe Koe	Ubicación: Flaco SE del volcán Terevaka, hacia el volcán Rano Kau. Lavas Koe Koe.	Unidad OGF: TA6
Texturas	Roca volcánica porfírica con masa fundamental intergranular. Se observan numerosos cúmulos de cristales (plg + px + op ⁴ , textura cumuloporfírica; plg, px texturas glomeroporfíricas; Figura C. 1.A y Figura C. 1.B) y se destaca un arreglo local de microcristales y microlitos de plagioclasa (textura traquitoide, Figura C. 2) en diferentes sectores del corte, orientación que es simulada por algunos macrocristales alrededor de estas zonas.	
Mineralogía	Macrocristales 13 %	<p>Plagioclasa 11%: Se observan destacan dos familias, de acuerdo con el tamaño, hábito e interacción con otras fases. F1 1%: Cristal aislado, euhedral, prismática y de tamaño 2 x 1.3 mm. El cristal presenta zonación e inclusiones de apatito, plagioclasa, clinopiroxeno y opacos en su centro y clinopiroxeno hacia el borde (Figura C. 1.C y Figura C. 1.D). El cristal presenta bordes de reabsorción. F2 10%: Cristales euhedrales a subhedrales, tabulares y de tamaño entre 0.5 – 1.9 mm de largo y 0.1 – 0.4 mm de ancho. Se presentan en cúmulos con otras plagioclasas o junto a piroxeno y opacos, y aislados, es posible observar ejemplares con macla de Carlsban, polisintética y/o extensión ondulatoria.</p> <p>Piroxeno 2%: Cristales anhedrales a subhedrales, redondeados a prismáticos y con un tamaño de 0.5 a 0.95 mm. Se presentan en cúmulos con las siguientes combinaciones: px + plg + op, px + op, px, correspondiente a texturas cumuloporfírica y glomeroporfírica, o como cristales aislados.</p>
	Microcristales 12 %	Plagioclasa 3%: Cristales subhedrales tabulares, de tamaño 0.14 – 0.4 mm de largo y <0.1 mm de ancho. Se observan principalmente de manera aislada.
		Piroxeno 5%: Cristales anhedrales redondeados y de tamaño entre 0.11 a 0.2 mm. Se encuentran de manera aislada o en cúmulos con otros piroxenos y/o opacos.
	Masa fundamental 75 %	Opacos 4%: Cristales subhedrales a anhedrales, prismáticos a redondeados. Se observan aislados o en cúmulos con piroxenos y/o plagioclasa.
Se observa una masa fundamental con textura intergranular compuesta por microlitos de tamaño <0.04 mm de plagioclasa, clinopiroxeno y magnetita diseminada, en proporciones 5:3.5:1.5.		
Observaciones: Se destaca un cúmulo de plagioclasas, piroxenos y opacos de dimensión 2.6 x 3.4 mm (Figura C. 1.D y Figura C. 1.F).		
Nombre: Hawaita		

⁴ Plg: plagioclasa, px: piroxeno, op: opacos

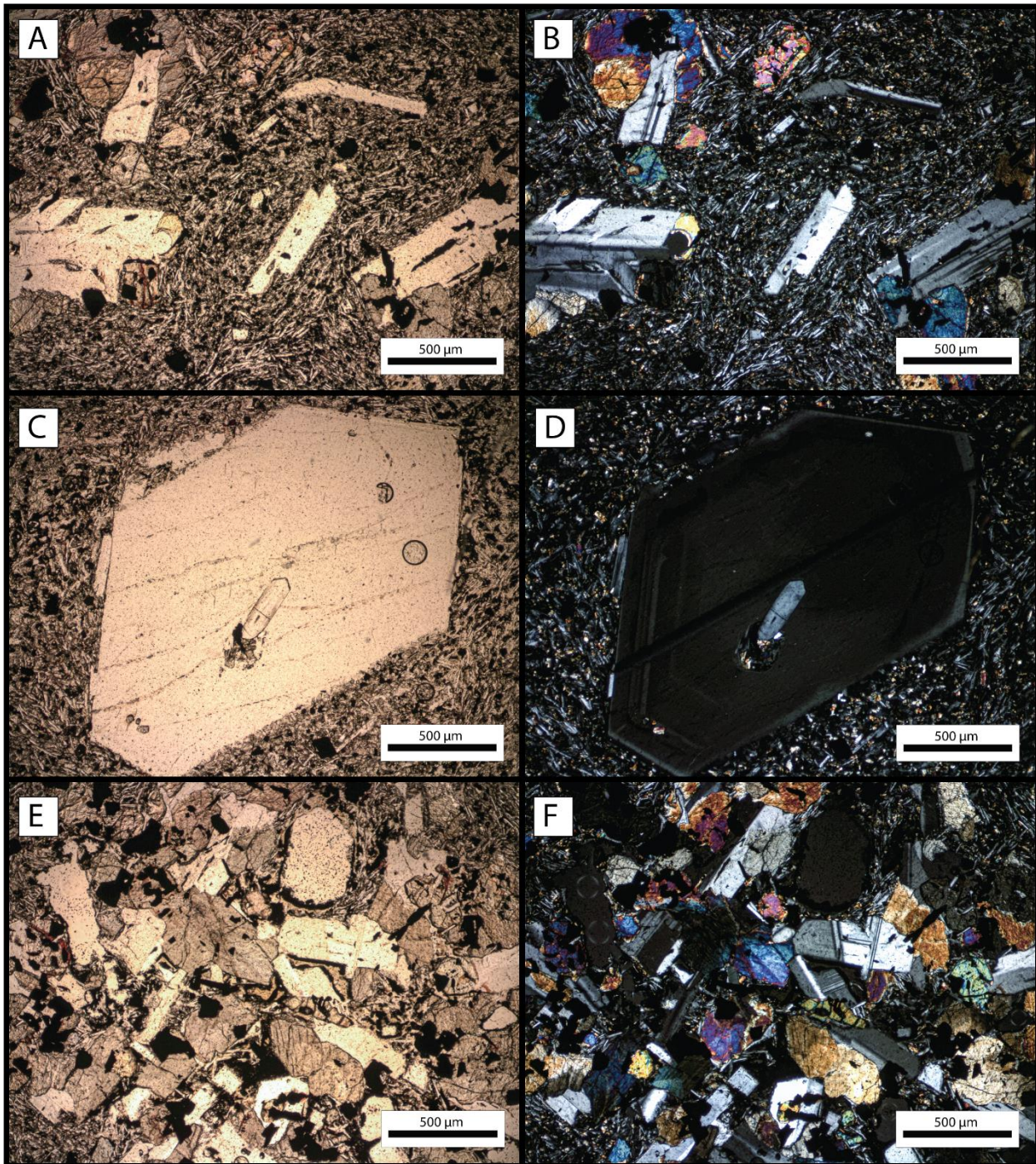


Figura C. 1: Fotomicrografías a LPP (A, C, E, G, I) y NC (B, D, F, H, J) representativa de la sección transparente de la muestra TE18, roca porfírica vesicular, con masa fundamental intergranular compuesta por plagioclasa, clinopiroxeno y magnetita. En la A y B se observan cúmulos de plagioclasa (textura cumuloporfírica) y plagioclasa, piroxenos y opacos (textura glomeroporfírica). En C y D se observa un cristal de plagioclasa (F1) prismático con inclusiones cristalinas de apatito, plagioclasa, clinopiroxeno y opacos en su centro y clinopiroxeno hacia el borde, se destaca una zonación en el cristal. En E y F se observa el cúmulo de plagioclasa, piroxeno y opacos dimensión 2.6 x 3.4 mm.

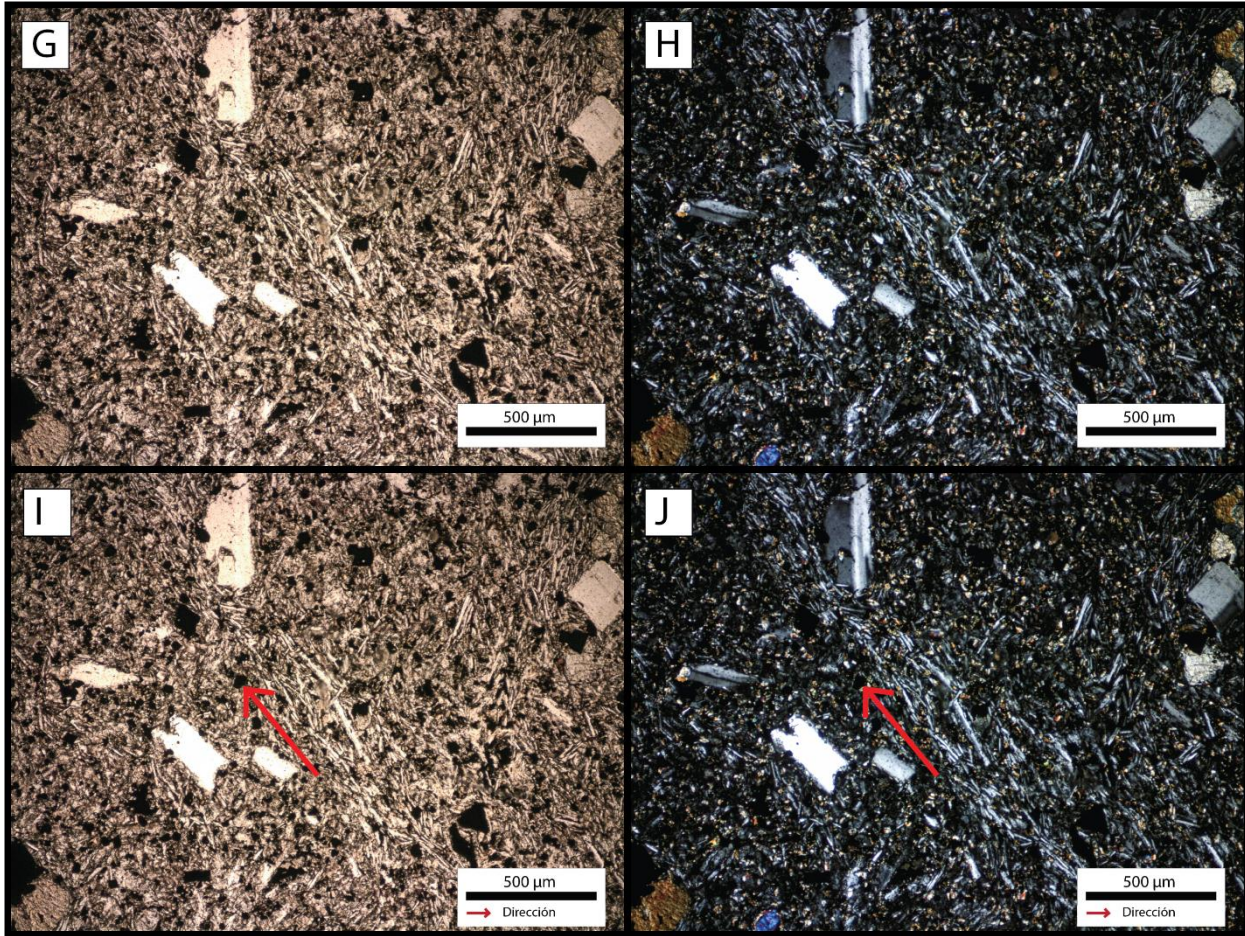


Figura C. 2: Fotomicrografías a LPP (A, C, E, G, I) y NC (B, D, F, H, J) representativa de la sección transparente de la muestra TE18 (continuación). En G y H se observa un arreglo local de microcristales y microlitos de plagioclasa, en I y J se destaca la dirección de dicho arreglo.

Muestra	Código: TE19	Coordenadas: 6994547 N 663487 E
Lavas Koe Koe	Ubicación: Flaco SE del volcán Terevaka, hacia el volcán Rano Kau. Lavas Koe Koe	Unidad OGF: TA6
Texturas	Roca volcánica levemente porfírica y vesicular, con masa fundamental intergranular. Se observan escasos cúmulos de cristales (plg + px, plg) y texturas de bordes de reabsorción y esqueléticas en macrocristales de plagioclasa y piroxeno (Figura C. 3).	
Mineralogía	Macrocristales 0.8 %⁵	<p>Plagioclasa 0.5%: Cristales subhedrales tabulares y tamaño 0.5 – 1.1 mm de largo y 0.2 – 0.3 mm de ancho. Se presentan de manera aislada y con texturas de sieve, borde de reabsorción, esqueléticas, algunos ejemplares poseen macla de Carlsband o extinción ondulatoria.</p> <p>Piroxeno 0.3%: Cristales anhedrales redondeados. En cuanto al tamaño, se destaca un cristal de dimensiones 1.24 x 0.6 mm, el resto de los cristales tienen un largo promedio de 0.3 mm y 0.16 – 0.3 de ancho. Se disponen de manera aislada con texturas de borde de reabsorción, esquelético y fracturas.</p>
	Microcristales 25 %	<p>Plagioclasa 20%: Se observan destacan dos familias, de acuerdo con el tamaño, hábito e interacción con otras fases. F1 12%: Cristales subhedrales tabulares y tamaño 0.17 – 0.4 mm de largo y 0.04- 0.1 mm de ancho. Se presentan de manera aislada o con cúmulos con piroxenos y opacos u otras plagioclasas. F2 7%: Cristales subhedrales a euhedrales, aciculares y de tamaño 0.05 – 0.11 mm.</p> <p>Piroxeno 3%: Cristales anhedrales redondeados y tamaño 0.07 – 0.23 mm. Presentes de manera aislada o en cúmulos con plagioclasa y opacos u otros piroxenos. Es posible observar fracturas en algunos ejemplares.</p> <p>Opacos 2%: Cristales anhedrales redondeados y de tamaño 0.06 – 0.2 mm. Presentes de manera aislada.</p>
		<p>Masa fundamental intergranular compuesta por microlitos de tamaño <0.04 mm de plagioclasa, clinopiroxeno y magnetita en razones 6:3:1. Es posible observar pseudobandas reconocible en la coloración del vidrio (marrón claro y marrón oscuro, Figura C. 4), en los límites del cambio de color es posible observar una variación en el tamaño de los microcristales y la densidad de estos en la masa fundamental. Se reconocen sectores en los que los espacios intersticiales están ocupados por esmectita fina.</p>
		<p>Vesículas ⁶ 4 %</p> <p>Se observan escasas vesículas, algunas con impregnaciones de limonita en los bordes</p>
	Nombre: Hawaita	

⁵ % De cristales (macrocristales y microcristales) + % masa fundamental = 100%

⁶ % De vesículas es calculado con respecto a la roca total

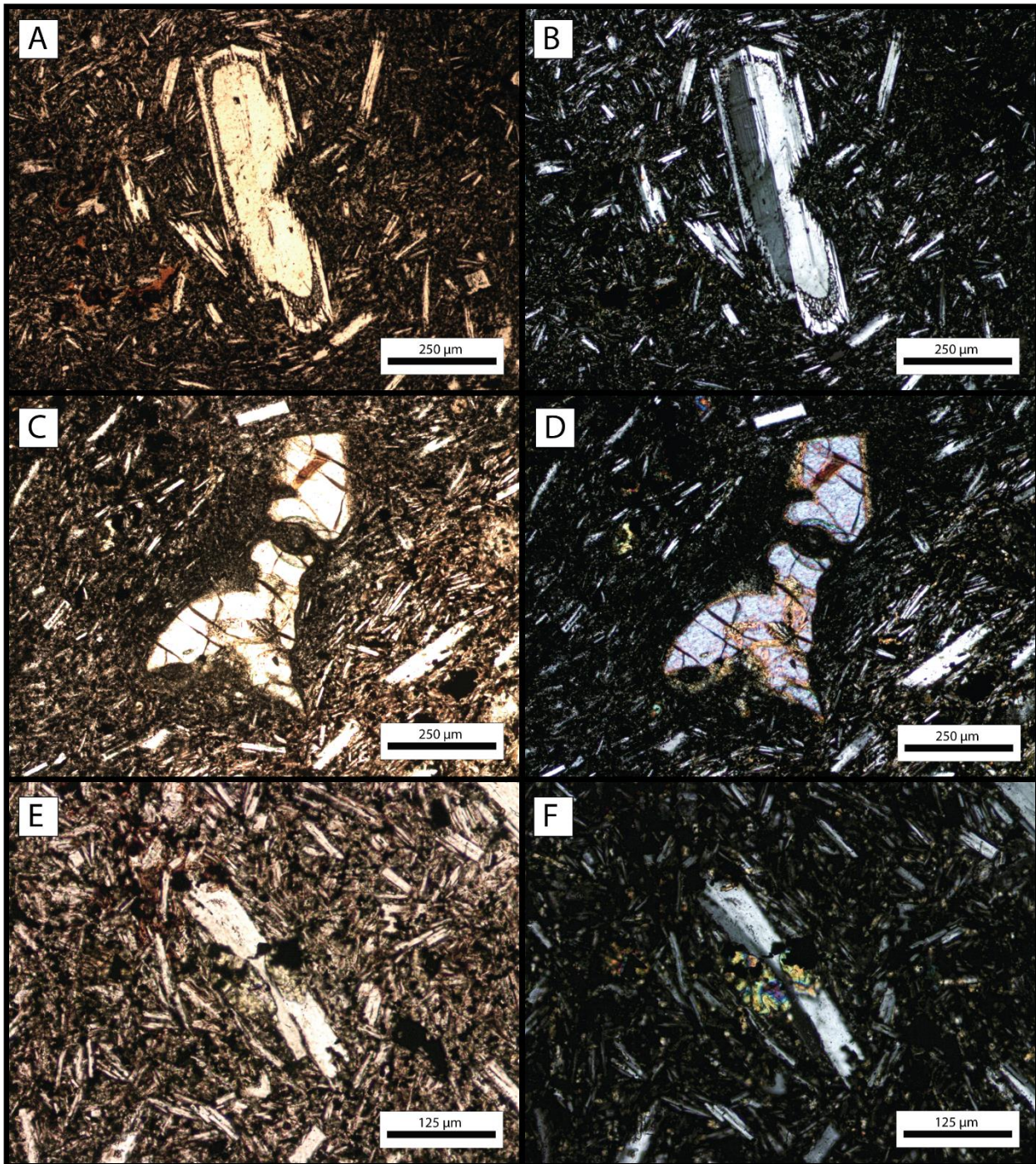


Figura C. 3 Fotomicrografías a LPP (A, C, E, G, I) y NC (B, D, F, H, J) representativa de la sección transparente de la muestra TE19, roca levemente porfírica y vesicular, con masa fundamental intergranular compuesta por microlitos de plagioclasa, clinopiroxeno y magnetita. En A y B se observa un macrocristal de plagioclasa con macla de Carlsband en el que se observan texturas de sieve y borde de reabsorción. En C y D se observan macrocristales de piroxeno fracturados y con textura de borde de reabsorción. En E y F se observa un cúmulo de microcristales de plagioclasa, piroxenos y opacos, caracterizando una textura cumuloporfírica.

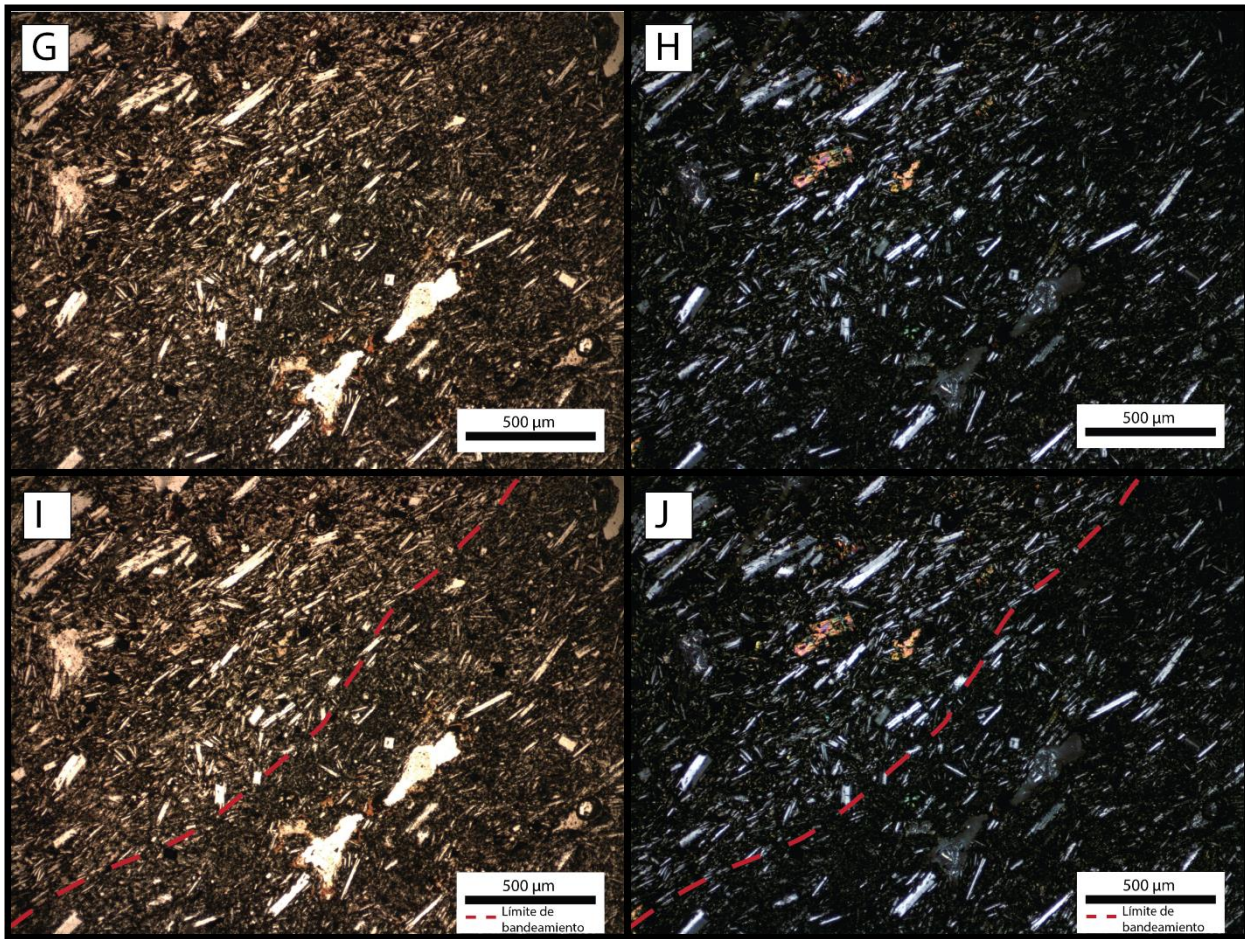


Figura C. 4: Fotomicrografías a LPP (A, C, E, G, I) y NC (B, D, F, H, J) representativa de la sección transparente de la muestra TE19 (continuación). En G y H se observa un cambio de color en el vidrio, pasando de marrón claro a marrón oscuro de izquierda a derecha, es posible observar microcristales de plagioclasa de mayor tamaño y densidad en el espacio izquierdo del corte. En I y J se delimita el cambio de color con una línea segmentada de color rojo.

Muestra	Código: TE12	Coordenadas: 6996029 N 654794 E
Lavas Mataveri	Ubicación: Flanco SW del volcán Terevaka, cercano al volcán Rano Kau. Tararaina, flujo Mataveri.	Unidad OGF: TA2
Texturas generales	Roca volcánica porfírica, levemente vesicular con una masa fundamental intergranular.	
Mineralogía	Macrocristales 1.6 %	Plagioclasa 1.6 %: Cristales subhedrales tabulares y tamaño entre 0.4 – 0.7 mm de largo y 0.15- 0.5 mm de ancho. Se observan cristales con macla de Carlsband y extinción ondulatoria, en cúmulos con otros cristales de plagioclasa y textura de reabsorción en los bordes.
	Microcristales 35 %	Plagioclasa 26 %: Se reconocen dos familias, de acuerdo con el tamaño del cristal. F1 17 %: Cristales subhedrales tabulares y con tamaños entre 0.15 – 0.3 mm de largo y 0.04 – 0.08. Se presentan principalmente aislados, pero con algunos ejemplares en contacto con microcristales de piroxenos. En la parte superior del corte se observan cristales ordenados de manera paralelas a las bandas de diferente color asociadas a la masa fundamental. F2 9 %: Cristales subhedrales aciculares con un tamaño 0.06 – 0.09 mm.
		Piroxeno 5 %: Cristales anhedrales redondeados o alargados y con un tamaño de 0.08 a 0.36 mm. En su gran mayoría aislados, pero es posible observar cúmulos con plagioclasa.
		Opacos 6 %: Cristales anhedrales principalmente redondeados. Presentes de manera aislada y distribuidos por toda la muestra.
	Masa fundamental 63.4 %	Masa fundamental intergranular compuesta por microlitos de tamaño <0.04 mm de plagioclasa, clinopiroxeno y magnetita en razones 5:3:2. Es posible observar pseudobandas reconocible en la coloración del vidrio (marrón claro y marrón oscuro, Figura C. 5). Se reconocen una alteración a esmectita fina.
Vesículas 4 %	Se observan escasas vesículas irregulares y alargadas.	
Observaciones: Las características visibles en la masa fundamental son parecidas a la muestra TE19 (lavas Koe Koe) y a TE13 (la cual pertenece al mismo flujo)		
Nombre: Mugarita		

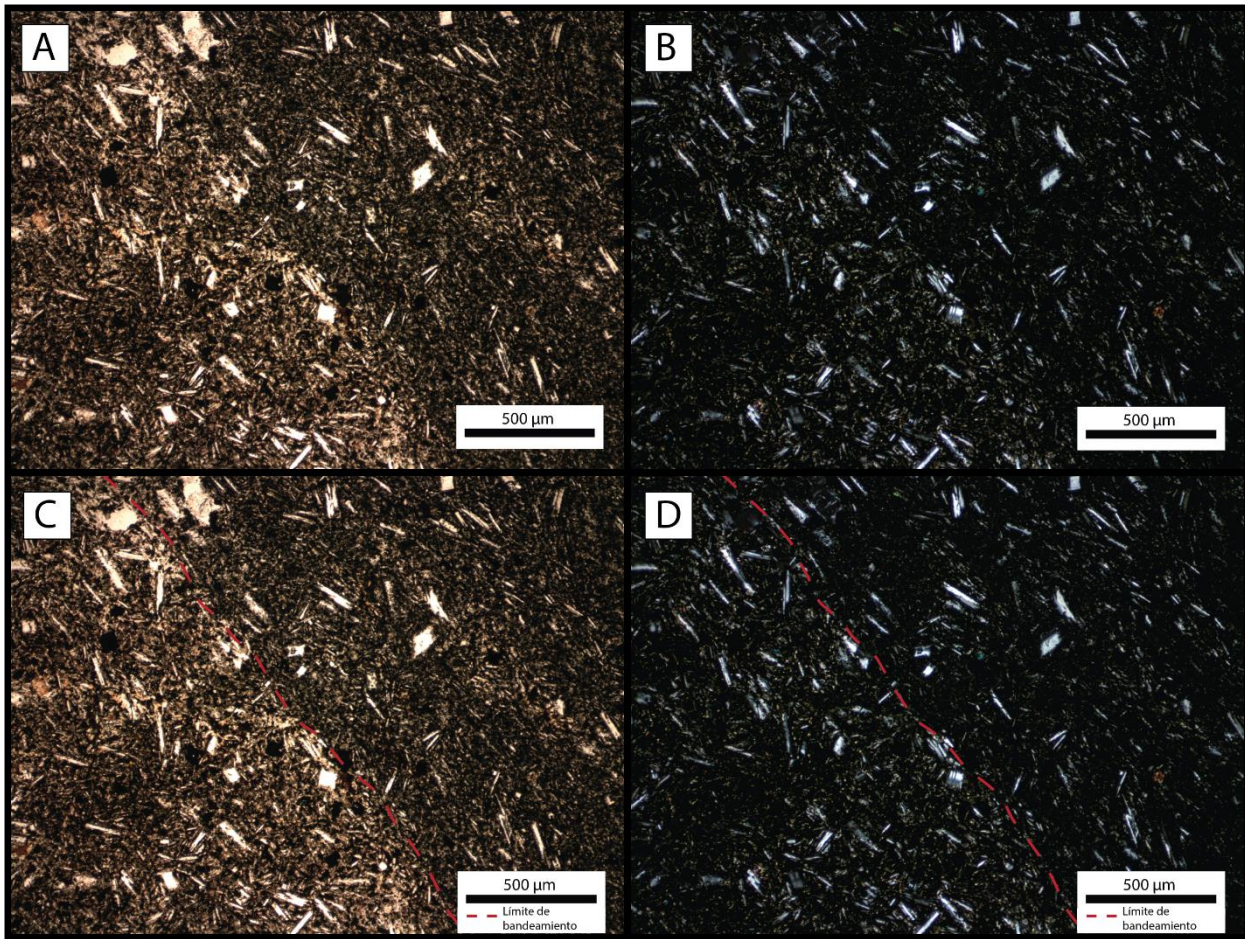


Figura C. 5: Fotomicrografías a LPP (A, C) y NC (B, D) representativa de la sección transparente de la muestra TE12. Roca volcánica porfírica, levemente vesicular y con masa fundamental intergranular compuesta por microlitos de plagioclasa, clinopiroxeno y magnetita. En A y B se puede observar un cambio de color en la masa fundamental, pasando de marrón claro en la izquierda de la imagen a marrón oscuro hacia la derecha, en C y D se marca el límite asociado al bandeamiento con una línea segmentada de color rojo.

Muestra	Código: TE13	Coordenadas: 6996029 N 654794 E
Lavas Mataveri	Ubicación: Flanco SW del volcán Terevaka, cercano al volcán Rano Kau. Tararaina, flujo Mataveri.	Unidad OGF: TA2
Texturas generales	Roca volcánica levemente porfírica con masa fundamental intersecal. Se reconocen escasos cúmulos de cristales (plg + px + opacos, textura cumuloporfírica, Figura C. 7.C y Figura C. 7.D), además de texturas esqueléticas en algunos ejemplares de olivino y plagioclasa.	
Mineralogía	Macrocristales 0.6 %	Plagioclasa 0.4%: Cristales subhedrales y de dimensiones 0.5 – 0.64 mm de largo y 0.27 – 0.4 mm de ancho. Se presentan de manera aislada y muestran texturas de borde de reabsorción y sieve. Olivino 0.2%: Cristal subhedral a anhedral y de tamaño 0.93 mm. Es posible observar un hábito original del cristal es prismático, además se reconocen texturas de borde de reabsorción penetrativa (embahiamiento), esquelético (Figura C. 6) y bordes de reacción.
	Microcristales 14.4 %	Plagioclasa 11.4%: Se destacan 2 familias, de acuerdo con el tamaño y relación con otras fases. F1 9.4%: Cristales subhedrales tabulares, los cuales poseen un tamaño de 0.2 – 0.4 mm de largo y 0.05 – 0.08 mm de ancho. Existen cristales con extinción ondulatoria y es posible observar cúmulos con piroxeno y opacos (textura cumuloporfírica). F2 2%: Cristales subhedrales aciculares de tamaño 0.06 – 0.15 mm presentes de manera aislada.
		Piroxeno 2 %: Cristales anhedrales redondeados y de tamaño 0.2 – 0.34 mm. Se observan cristales fragmentados y/o con textura esquelética, además de cúmulos (px + plg + op)
		Opacos 1%: Cristales anhedrales redondeados y de tamaño 0.06 – 0.25 mm, se observan aislados o en cúmulos con las fases presentes.
Masa fundamental 85 %	Masa fundamental intersecal compuesta por microlitos de tamaño <0.04 mm de plagioclasa, clinopiroxeno y magnetita en razones 5:2:3. Es posible observar pseudobandas reconocible en la coloración del vidrio (marrón claro y marrón oscuro, Figura C. 7.E y Figura C. 7.F). Se reconocen una alteración a esmectita fina.	
Observaciones: Los colores del vidrio dificultan la identificación de opacos, como magnetita, por lo cual, los porcentajes mencionados en las secciones anteriores pueden estar subestimados.		
Nombre: Mugarita		

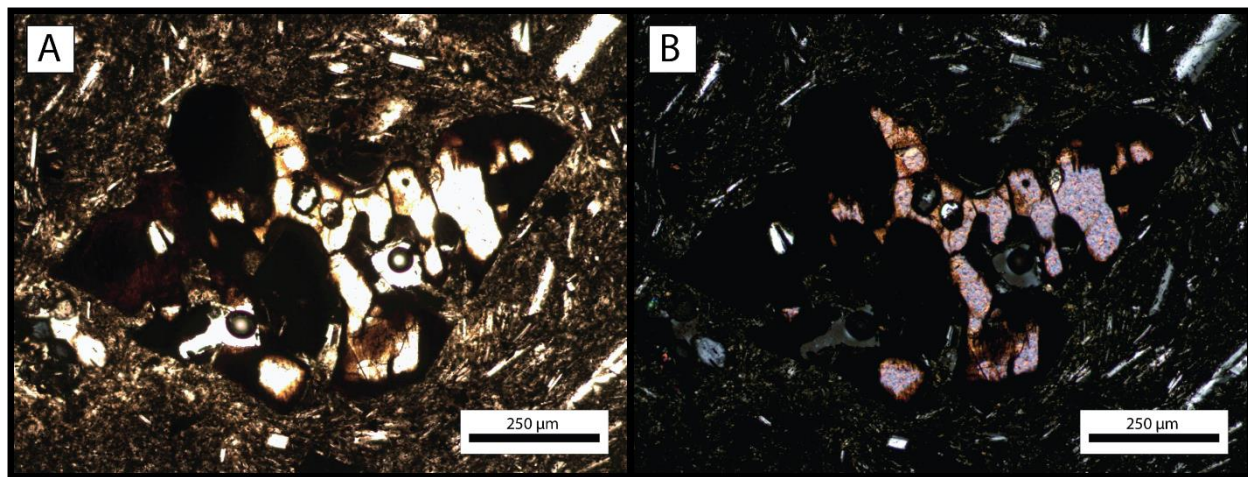


Figura C. 6: Fotomicrografías a LPP (A, C, E, G) y NC (B, D, F, H) representativa de la sección transparente de la muestra TE13, roca levemente porfírica, con masa fundamental intersecal compuesta por microlitos de plagioclasa, clinopiroxeno y magnetita. En A y B se observa un macrocristal de olivino con texturas de embahiamiento y borde de reacción.

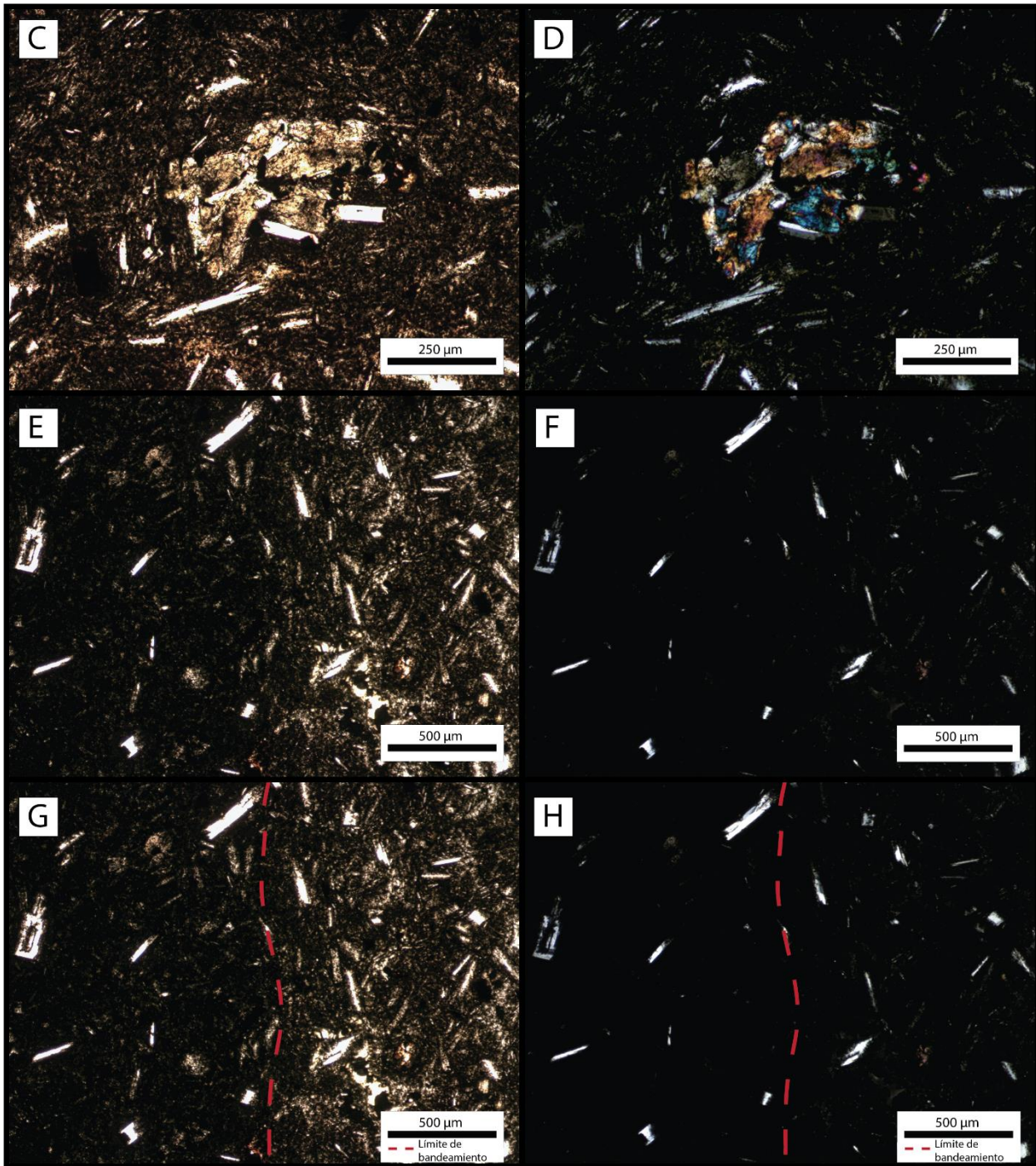


Figura C. 7: Fotomicrografías a LPP (A, C, E, G) y NC (B, D, F, H) representativa de la sección transparente de la muestra TE13 (continuación). En C y D es posible observar un cúmulo de piroxeno, plagioclasa y opacos (textura cumuloporfírica). En E y F se aprecia un cambio de color en el vidrio, de marrón oscuro en el sector izquierdo a marrón más claro a la derecha de la imagen, en G y H se delimita la transición de color.

Muestra	Código: TE23Bc	Coordenadas: 6997206 N 667497 E
Fase CEB	Ubicación: Flanco SE del volcán Terevaka, entre el volcán Poike y Rano Kau. Maunga Pui.	Unidad OGF: RA2
Texturas generales	Roca volcánica de textura porfírica, con masa fundamental intergranular y levemente vesicular.	
Mineralogía	Macrocristales 2 %	Plagioclasa 1.5 %: Cristales euhedrales a subhedrales tabulares y de tamaño 0.4 – 0.7 mm. Presentan texturas de sieve, zonación y de reabsorción en sus bordes (Figura C. 8). Se encuentran como cristales aislados en el corte.
		Piroxeno 0.5 %: Cristales anhedrales redondeados, de tamaño aproximado de 0.4 mm. Presentan textura de reabsorción en los bordes y algunos clinopiroxenos se encuentran alterados a iddingsita rojiza.
	Microcristales 8.5 %	Plagioclasa 6 %: Cristales euhedrales a subhedrales principalmente aciculares, tabulares, de tamaño 0.04 – 0.3 mm.
		Piroxeno 2.5 %: Cristales anhedrales redondeados, de tamaño 0.1 – 0.13 mm.
	Masa fundamental 89.5 %	Se observa una masa fundamental con textura intergranular compuesta por microlitos de tamaño <0.04 mm de plagioclasa, clinopiroxeno y magnetita en proporciones 5:4:1.
Vesículas 1 %	Escasas vesículas de tamaño 0.8 – 1.2 mm	
Observaciones: Se observa una alteración a esméctica fina entre los microlitos de la masa fundamental, se reconocen sectores con una alteración más marcada		
Nombre: Basalto transicional		

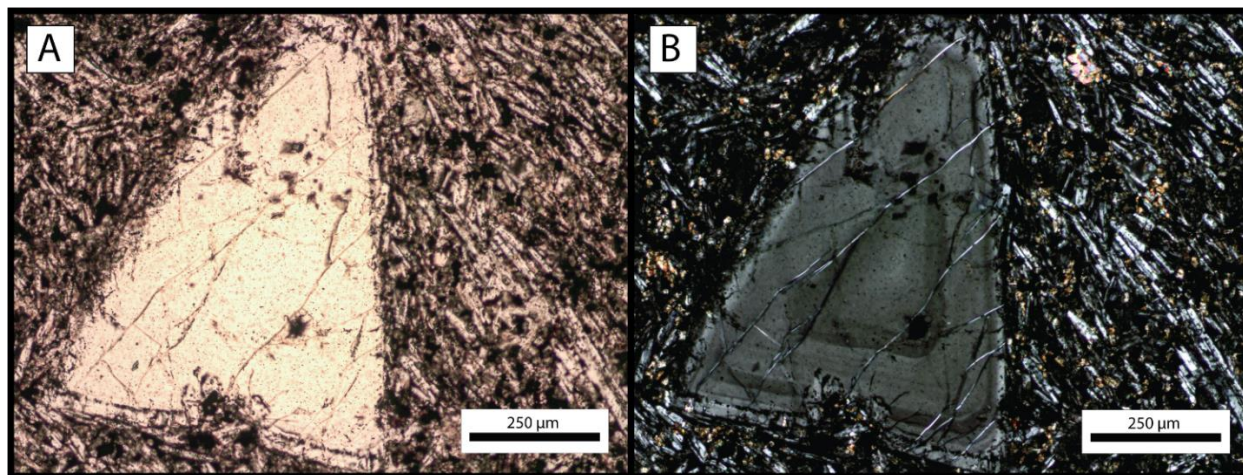


Figura C. 8: Fotomicrografías a LPP (A) y NC (B) de la sección transparente del corte TE23Bc. En las imágenes corresponden a una roca volcánica porfírica, y se destaca un macrocristal de plagioclasa con textura de zonación y borde de descomposición. El cristal se encuentra inmerso en una masa fundamental compuesta por plagioclasa, clinopiroxeno y magnetita diseminada.

Muestra	Código: TE22B	Coordenadas: 6996701 N 665941 E
Fase CEB	Ubicación: Flanco SE del volcán Terevaka, entre el volcán Poike y Rano Kau. Te Kahurea.	Unidad OGF: RA1
Texturas generales	Roca volcánica con textura porfírica, con masa fundamental intergranular y levemente vesicular. Se observan cúmulos de minerales (plg + px + op, Figura C. 9) y macrocristales con borde de reabsorción.	
Mineralogía	Macrocristales 7.3 %	Plagioclasa 5.3 %: Se reconocen 2 familias de este mineral de acuerdo con el tamaño de los cristales y la relación largo – ancho del cristal. F1 0.2%: Cristal aislado euhedral a subhedral tabular y de tamaño 1.3 x 0.5 mm. F2 5 %: Cristales subhedrales a anhedrales tabulares, en un rango de tamaño de 0.1 a 0.72 mm de largo y 0.15 – 0.3 mm de ancho. Se presentan aislados o en cúmulos con piroxenos y opacos, muestran texturas de borde de reabsorción y sieve (Figura C. 10).
		Piroxeno 2 %: Cristales subhedrales a anhedrales prismáticos y en un rango de tamaño de 0.12 – 0.6 mm. Se presentan aislados o en cúmulos con plagioclasa y opacos, algunos muestran extinción ondula, fracturas y textura de reabsorción en los centros y/o bordes. En los cristales de mayor tamaño presentan forma esquelética
	Microcristales 3 %	Opacos 3%: Cristales aislados o en cúmulos con las otras fases presentes, redondeados, el rango de tamaño varía entre 0.12 – 0.2 mm
	Masa fundamental 89.7%	Se observa una masa fundamental con textura intergranular compuesta por microlitos de tamaño <0.04 mm de plagioclasa, clinopiroxeno y magnetita en proporciones 5:4:1.
	Vesículas 1.5 %	Vesículas aisladas de tamaño 0.95 a 1.7 mm
Observaciones: Se observa una alteración a esméctica fina o arcilla entre los microlitos de la masa fundamental, se reconocen sectores con una alteración más marcada		
Nombre: Basalto transicional		

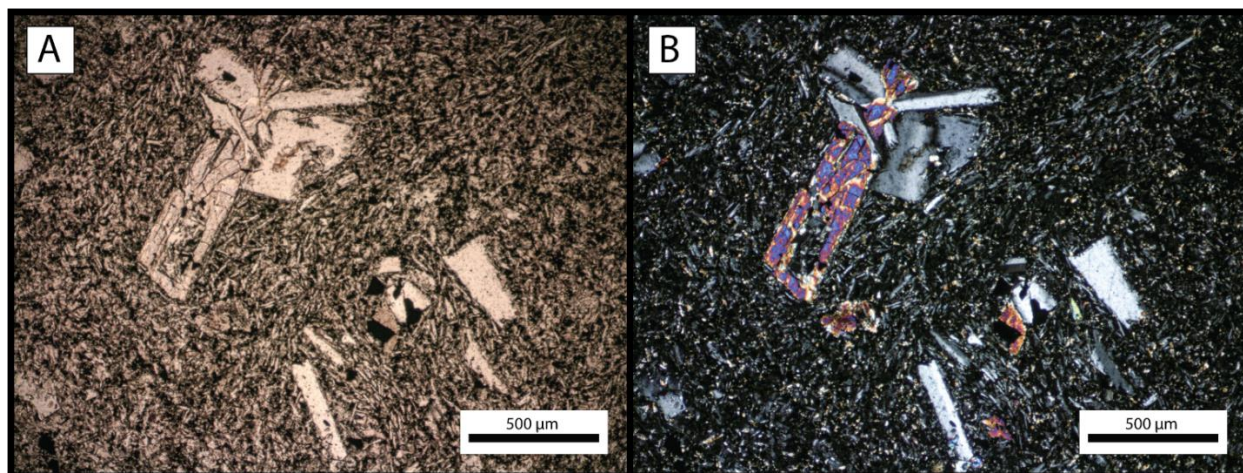


Figura C. 9: Fotomicrografías a LPP (A, C, E) y NC (B, D, F) representativas de la sección transparente de la muestra TE22B, roca volcánica porfírica con masa fundamental intergranular formada por microlitos de plagioclasa, clinopiroxeno y magnetita diseminada y levemente vesicular. En A y B es posible observar cúmulos de plagioclasa – piroxeno – óxidos y macrocristales de plagioclasa (F2) y piroxenos aislados. Los macrocristales de plagioclasa presentan bordes de reacción y el cúmulo de cristales ubicado en el sector izquierdo de la imagen presenta un piroxeno esquelético, cuya cavidad está rellena por masa fundamental.

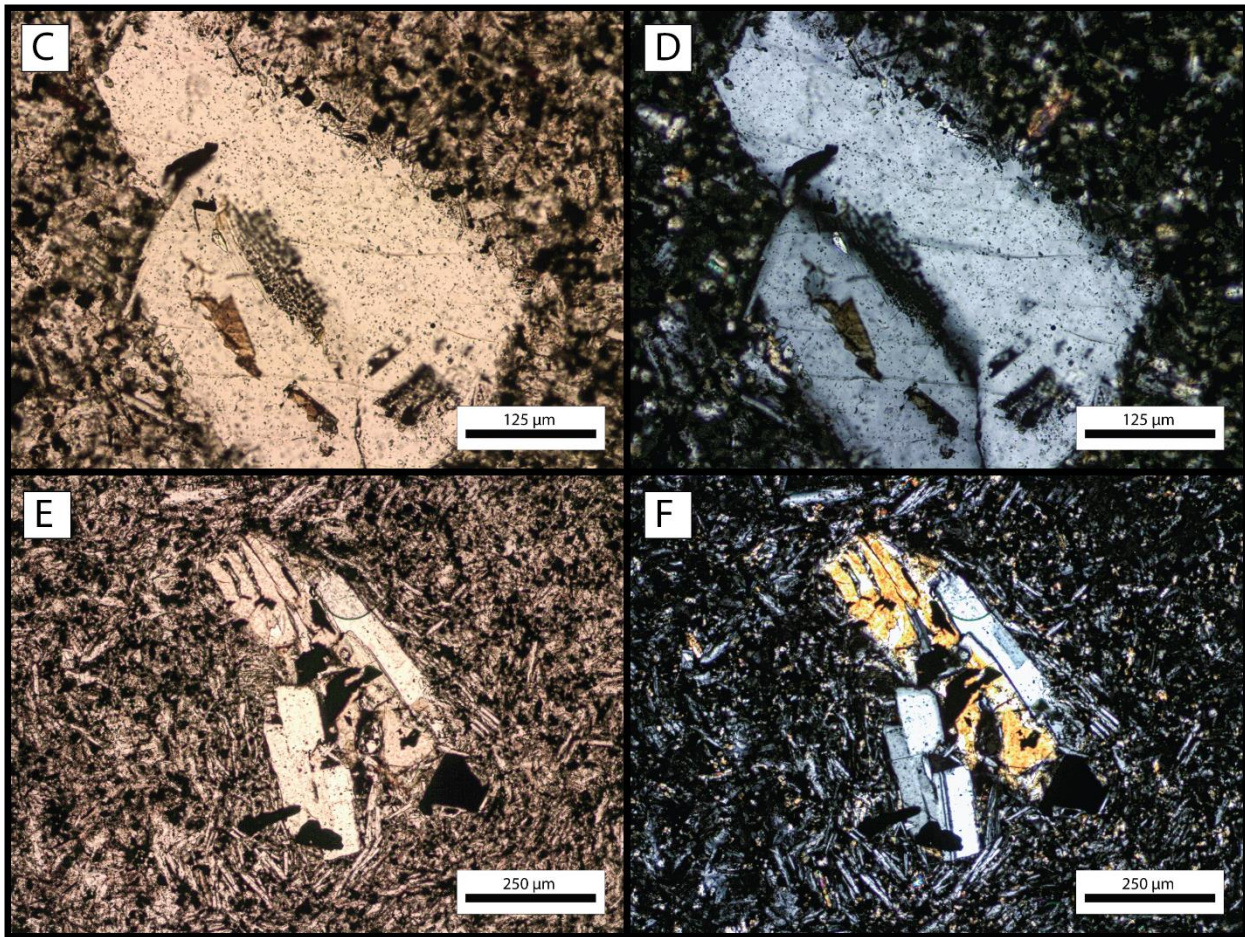


Figura C. 10: Fotomicrografías a LPP (A, C, E) y NC (B, D, F) representativas de la sección transparente de la muestra TE22B (continuación). En las imágenes C y D se observa un macrocristal de plagioclasa con textura de borde de reabsorción, sirve en su centro e inclusiones cristalinas de piroxenos y opacos.

Muestra	Código: TE32C	Coordenadas: 7002346 N 668564 E
Fase CEB	Ubicación: Flanco NE, entre el volcán Poike y Terevaka. Entre Puko Puhī Puhī y Maunga O'Pipi.	Unidad OGF: entre unidad RA6 y RA7
Texturas generales	Roca volcánica con textura porfírica e intergranular, se observan cúmulos de cristales (plg + px + op y plg + px; Figura C. 11)	
Mineralogía	Macrocristales 12 %	<p>Plagioclasa 10 %: Se observan dos familias, las cuales difieren principalmente en tamaño y la relación largo – ancho de los cristales.</p> <p>F1 3 %: Cristales subhedrales a euhedrales tabular, de tamaño 0.7 – 1.5 mm de largo y 0.3 – 0.6 mm de ancho, algunos presentan extinción oscilatoria, macla polisintética e inclusiones de opacos y/o piroxenos. Presentan texturas cumulo porfírica junto a cristales de piroxeno y opacos y bordes reabsorbidos (Figura C. 12.G y Figura C. 12.H). F2 7%: Cristales euhedrales tabular, de tamaño 0.3 – 0.6 mm de largo y <0.1 mm de ancho.</p> <p>Piroxeno 2 %: Cristales subhedrales a anhedrales y de tamaño 0.5 – 1.1 mm. Presentan textura cumulo porfírica junto opacos y plagioclasa, y exclusivamente con opacos, bordes de reabsorción. Algunos corresponden a piroxenos esqueletales (Figura C. 12.C, Figura C. 12.D, Figura C. 12.E y Figura C. 12.F).</p>
	Microcristales 26 %	<p>Plagioclasa 16 %: Cristales anhedrales a subhedrales acicular, de tamaño 0.05 – 0.3 mm.</p> <p>Piroxeno 8 %: Cristales anhedrales de tamaño 0.16 – 0.4 mm. Se muestran principalmente aislados o en cúmulos con opacos.</p> <p>Opacos 2 %: Cristales anhedrales redondeados, de tamaño 0.1 – 0.3 mm aislados o formando cúmulos con piroxenos o plagioclasas y piroxenos.</p>
	Masa fundamental 64 %	Se observa una masa fundamental con textura intergranular compuesta por microlitos de tamaño <0.04 mm de plagioclasa, clinopiroxeno en proporciones 6:4 y magnetita diseminada (<4%).
	Observaciones: Los altos colores de interferencia de los macro y microcristales de piroxenos y ángulos de extinción entre 12° - 17° dificulta la clasificación entre orto y clinopiroxeno	
Nombre: Basalto transicional		

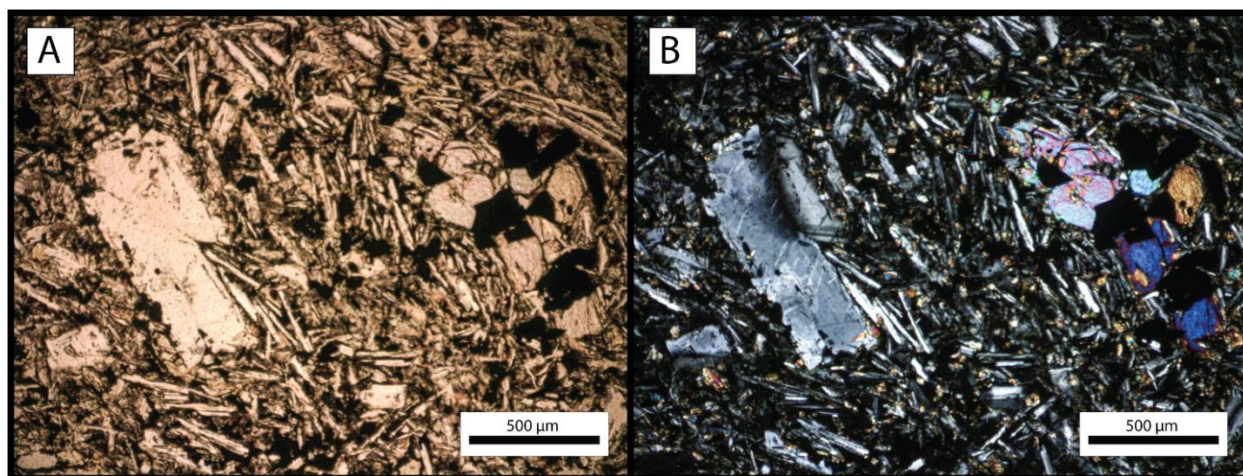


Figura C. 11: Fotomicrografías a LPP (A, C, E, G) y NC (B, D, F, H) representativas de la sección transparente de la muestra TE32B, roca porfírica con masa fundamental intergranular compuesta por microlitos de plagioclasa, clinopiroxeno y magnetita diseminada. En A y B es posible observar a la izquierda un macrocristal de plagioclasa con extinción ondulosa e inclusiones de opacos, a la derecha se observa un cúmulo de cristales de piroxenos opacos.

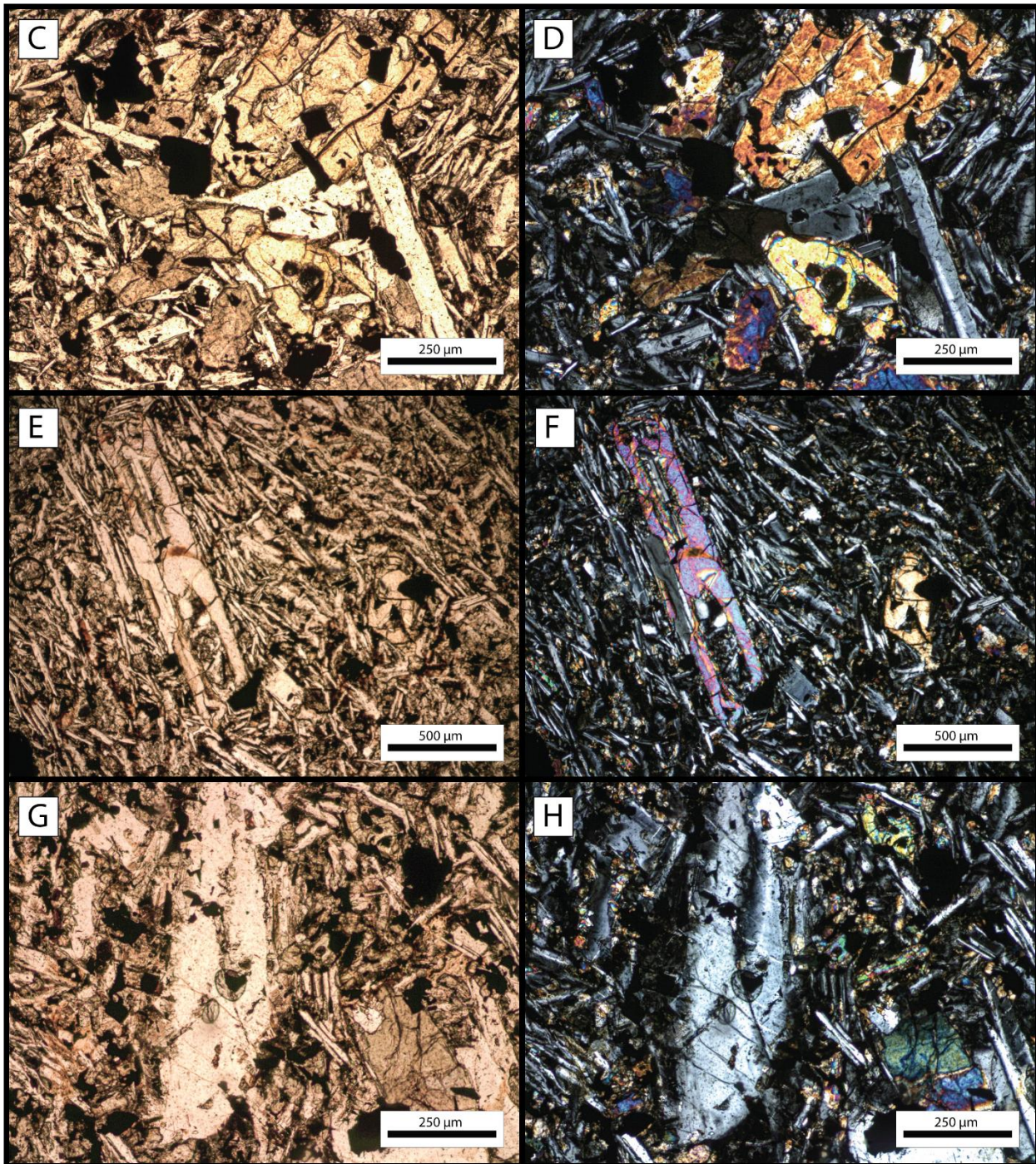


Figura C. 12: Fotomicrografías a LPP (A, C, E, G) y NC (B, D, F, H) representativas de la sección transparente de la muestra TE32B (continuación). En las figuras C y D se observa un cúmulo de piroxenos, plagioclasa y opacos. En E y F se observa a la izquierda un macrocristal de piroxeno esqueletal en contacto con un cristal de plagioclasa y a la derecha un cristal de piroxeno de menos tamaño en contacto con un opaco. En las figuras G y H se aprecia un macrocristal de plagioclasa con inclusiones cristalinas de opacos y piroxenos y textura de borde de reabsorción.

Muestra	Código: TE26Bi	Coordenadas: 6997822 N 670868 E
Fase CEB	Ubicación: Flanco SE del volcán Terevaka, cercano a Rano Raraku y el volcán Poike. Asociado a M. Anamarana.	Unidad OGF: RA3
Texturas generales	Roca porfírica vesicular - amigdaloidal con una masa fundamental interseccional a intergranular. Se destacan texturas cumulo porfírica (plg + px + op, Figura C. 13.A y Figura C. 13.B), glomeroporfírica (plg, px).	
Mineralogía	Macrocristales 6 %	Plagioclasa 4 %: Cristales subhedrales a euhedrales tabulares con y de tamaño en el rango de 0.7 a 1.9 mm. Muestran macla polisintética y se presentan de manera aislada o en cúmulo con otros cristales de plagioclasa, denotando una textura glomeroporfírica, adicionalmente presentan zonación (Figura C. 13.C, Figura C. 13.D, Figura C. 13.E y Figura C. 13.F). En algunos casos es posible observar extinción oscilatoria.
		Olivino 2%: Cristales euhedrales a subhedrales, de tamaño 0.78 – 1.28 mm y con textura de borde de reabsorción. Se presentan como cristales aislados, levemente alterados a iddingsita roja y con la fractura típica de este mineral.
	Microcristales 23 %	Plagioclasa 18%: Se observan dos familias de microcristales de plagioclasas, las cuales difieren en el tamaño y desarrollo del cristal, se destaca una textura seriada. F1 5%: cristales subhedrales a euhedrales tabulares, en algunos es posible observar desarrollo de macla polisintética, con un tamaño de 0.48 a 0.7 mm. F2 11%: cristales subhedrales aciculares, de tamaño 0.07 - 0.33 mm.
		Piroxeno 2.5%: Cristales anhedrales redondeados, con tamaño en el rango de 0.06 a 0.42 mm en promedio, hay cristales que se escapan del rango llegando a alcanzar 0.7 mm. Se presentan mayoritariamente aislados, pero es posible observar cúmulos con plagioclasa y opacos o con otros piroxenos.
		Olivino 1.5%: Cristales subhedrales a anhedrales, aislados, presentes en un rango de tamaño de 0.11 a 0.37 mm.
		Opacos 1%: Cristales anhedrales redondeados de tamaño .0.08 a 0.13 mm, aislados o en cúmulos con plagioclasa y/o piroxenos.
	Masa fundamental 71 %	Se observa una masa fundamental con textura interseccional a intergranular compuesta por microlitos de tamaño <0.04 mm de plagioclasa, clinopiroxeno y magnetita diseminada, en proporciones 5:2:3.
Vesículas 10.2 %	Se observan vesículas de dimensiones variadas, en un rango de 0.35 – 4.4 mm.	
Observaciones: Muestra ubicada por debajo de TE26s. La diferencia entre ambas radica en las fases presentes en la muestra, en TE26i se observa plagioclasa, piroxeno, olivino y opacos, tanto en macrocristales, microcristales y/o en la masa fundamental, en TE26s la fase dominante corresponde a plagioclasa.		
Nombre: Basalto transicional de olivino		

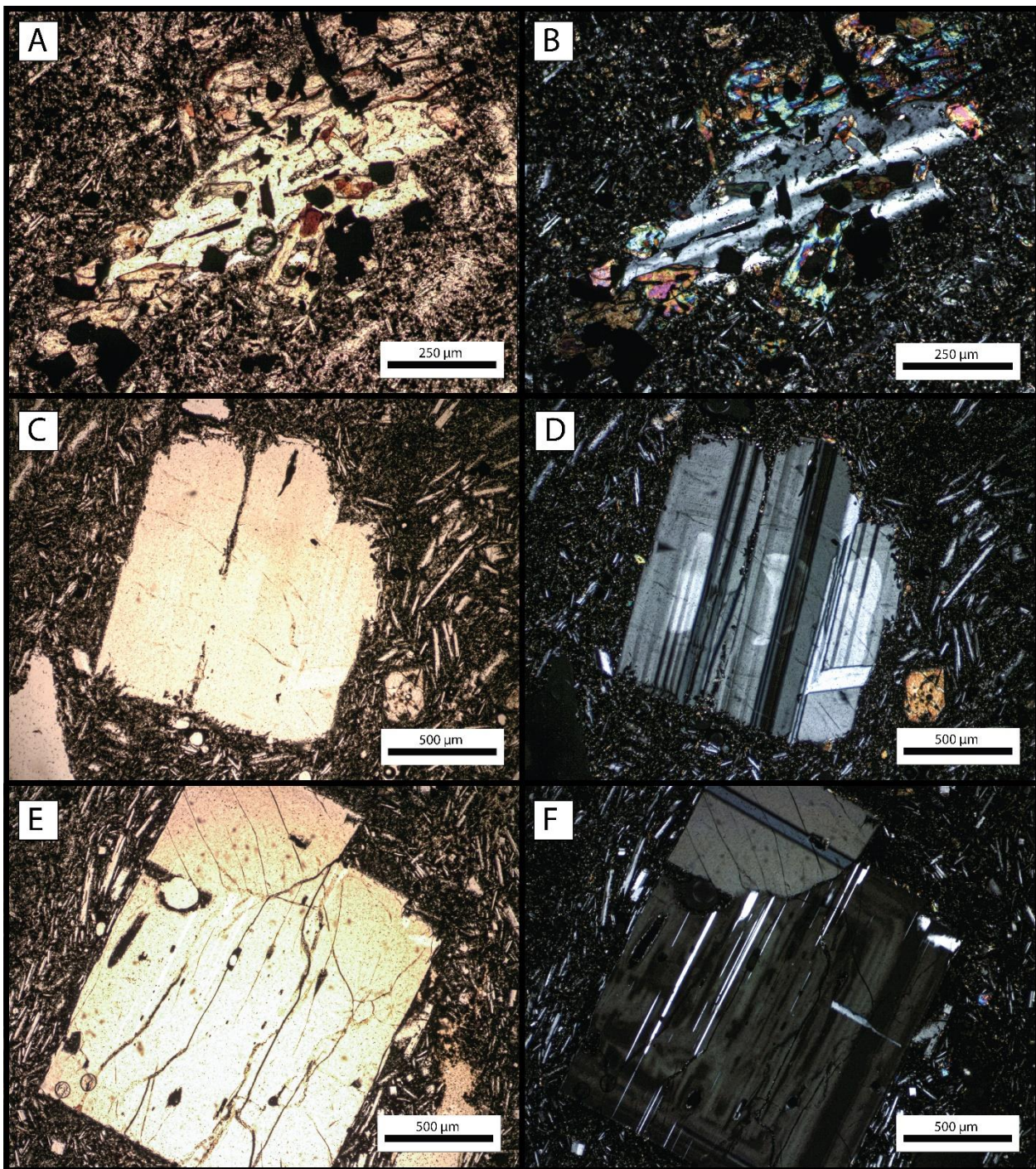


Figura C. 13: Fotomicrografías a LPP (A, C, E) y NC (B, D, F) representativas de la sección transparente de la muestra TE26Bi, roca porfírica vesicular con masa fundamental interseccional compuesta por microlitos de plagioclasa, clinopiroxeno y magnetita diseminada. En las figuras A y B se destaca la textura cumuloportírica propia de esta muestra con un gran cristal de plagioclasa en contacto con piroxeno y opacos. En las figuras C y D se aprecian cristales de plagioclasa polisintéticas con una zonación marcada. En las Figuras E y F se aprecian cristales de plagioclasa (textura glomeroportírica) con zonación.

Muestra	Código: TE26Bs	Coordenadas: 6997822 N 670868 E
Fase CEB	Ubicación: Flanco SE del volcán Terevaka, cercano a Rano Raraku y el volcán Poike. Asociado a M. Anamarana.	Unidad OGF: RA3
Texturas generales	Roca volcánica porfírica vesicular con una masa fundamental interseccional a intergranular. Es posible observar un arreglo de los microcristales de plagioclasa, denotando parcialmente una textura traquita, cúmulos de cristales (plg, plg + px) y textura seriada en la fase de plagioclasa (microlitos a masa fundamental).	
Mineralogía	Macrocristales 2.6 %	Plagioclasa 2.6%: Cristales euhedrales tabulares, presentan un rango de tamaño predominante de 1.5 – 2.6 mm, pero es posible observar cristales de menor dimensión entre 0.6 – 0.9 mm. En algunos ejemplares se reconocen maclas polisintéticas o de Carlsband y extinción ondulosa. En cuanto a texturas, se destaca zonación, cúmulos con otros cristales de plagioclasa y/o con piroxeno y bordes de reabsorción (Figura C. 14).
	Microcristales 41 %	Plagioclasa 34%: Se destacan dos familias de plagioclasas, de acuerdo con su tamaño y hábito. F1 7.6%: Cristales subhedrales tabulares y aciculares y de tamaño entre 0.45 – 0.66 mm F2 18.4%: Cristales subhedrales aciculares, con un rango de tamaño de 0.08 – 0.25 mm.
		Piroxeno 3%: Cristales anhedrales redondeados, presentes en un rango de tamaño entre 0.17 – 0.64 mm. Presentes de manera aislada o en cúmulo con plagioclasa.
		Olivino 1%: Cristales subhedrales a anhedrales, de tamaño promedio de 0.37 mm. Presentes de manera aislada y alterados casi totalmente a iddingsita.
	Opacos 3%: Cristales subhedrales a anhedrales y con tamaño de 0.16 – 0.35 mm.	
Masa fundamental 56.4 %	Se observa una masa fundamental con textura interseccional a intergranular compuesta por microlitos de tamaño <0.04 mm de plagioclasa, clinopiroxeno y magnetita diseminada, en proporciones 5:2:3. Se aprecia alteración a esmectita final en espacios intersticiales y sectores de oxidación de hierro alrededor de los bordes de vesículas - amígdalas.	
Vesículas 23 %	Se observan vesículas y amígdalas de dimensiones variadas, en un rango de 0.26 – 8.6 mm.	
Observaciones: Muestra ubicada por sobre TE26i. La diferencia entre ambas radica en las fases presentes en la muestra, en TE26i se observa plagioclasa, piroxeno, olivino y opacos, tanto en macrocristales, microcristales y/o en la masa fundamental, en TE26s la fase dominante corresponde a plagioclasa. Esta roca presenta un mayor vesicularidad y escasos olivinos alterados a iddingsita.		
Nombre: Basalto transicional		

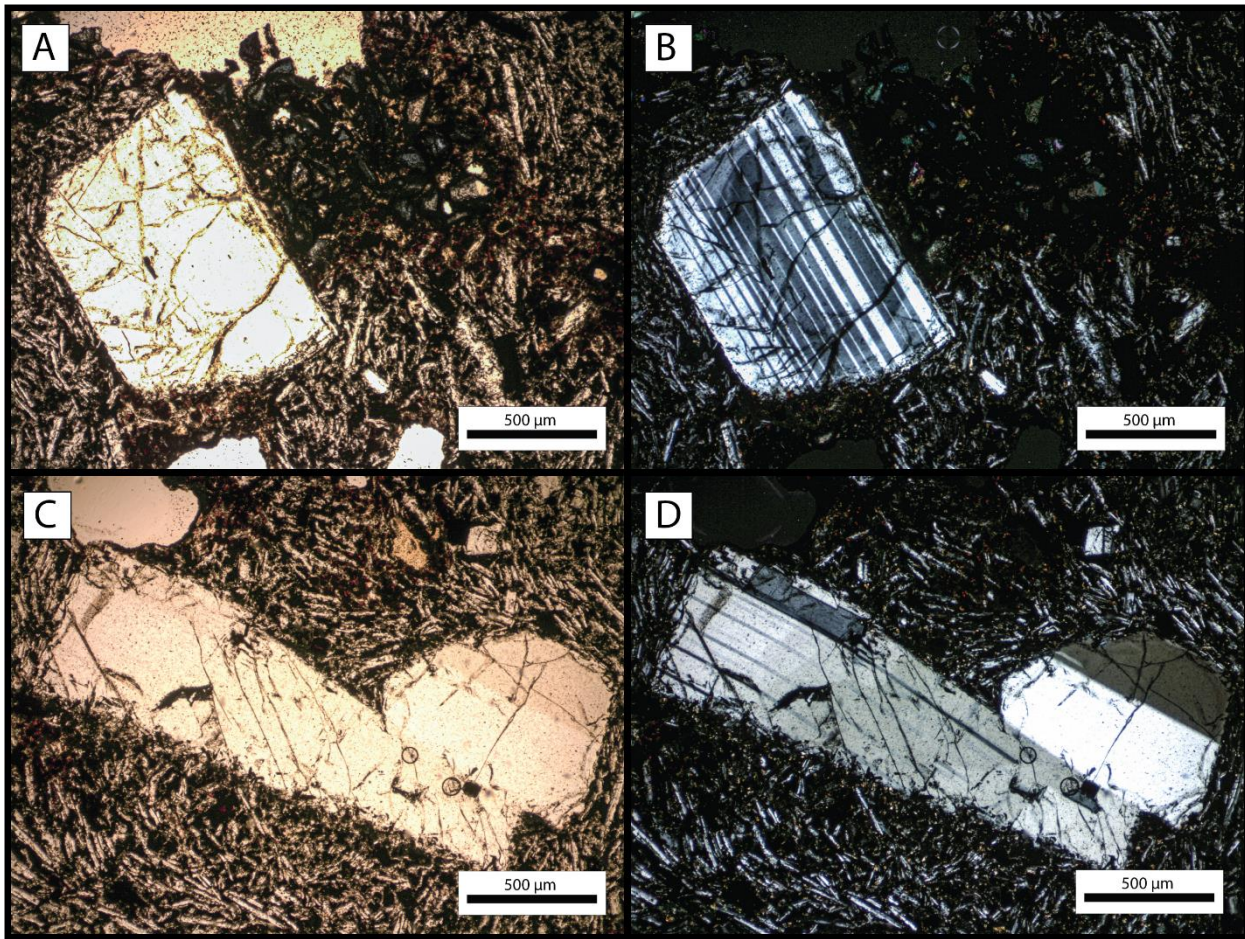


Figura C. 14: Fotomicrografías a LPP (A, C) y NC (B, D) representativa de la sección transparente de la muestra TE26Bs, roca porfírica vesicular, con masa fundamental intergranular compuesta por plagioclasa, clinopiroxeno y magnetita. En las Figuras A y B se observa un macrocristal de plagioclasa con macla polisintética y zonación, ubicado al lado de una amígdala rellena por un mineral de color azul. En las Figuras C y D se observa un cúmulo de plagioclasas (textura glomeroporfírica) con borde de reabsorción.

Muestra	Código: TE35Bc	Coordenadas: 6999625 N 656466 E
Lavas Hiva Hiva	Ubicación: Flanco NW del volcán Terevaka, lavas Hiva Hiva	Unidad OGF: HH2
Texturas generales	Roca volcánica, porfírica, vesicular y con una masa fundamental intergranular. Se observan cúmulos de cristales (plg + px + op, ol + px, textura cumuloporfírica, Figura C. 16.G y Figura C. 16.H; ol, px, plg, textura glomeroporfírica, Figura C. 15)	
Mineralogía	Macrocristales 9 %	Plagioclasa 2 %: Cristal subhedral a euhedral, tabular y sus dimensiones son 2.7 x 1.3 mm. Posee macla polisintética y se reconoce textura de sieve, zonación y fracturas (Figura C. 16.C y Figura C. 16.D).
		Piroxeno 3 %: Cristales anhedrales a subhedrales, redondeados a prismáticos y en un rango de tamaño entre 0.36 – 0.9 mm. Se presentan de manera aislada o en cúmulos con otros piroxenos, con plagioclasa u olivinos (textura glomeroporfírica y cumuloporfírica). Algunos cristales presentan textura de borde de reabsorción u oxidación.
		Olivino 4%: Cristales subhedrales, prismáticos y de tamaño 0.6 – 1.6 mm. Presentes de manera aislada o en cúmulos con otros olivinos y/o piroxenos. Se observa textura de borde de reabsorción (Figura C. 16. E y Figura C. 16.F), zonación, esqueletal y fracturas, en alguna de las cuales se aprecia una alteración a iddingsita.
	Microcristales 41 %	Plagioclasa 33 %: Cristales subhedrales a subhedrales tabulares, observadas en un rango de tamaño de 0.08- 0.7 mm. Mayoritariamente aislados o en cúmulos con piroxenos u otras plagioclasas.
		Piroxeno 5 %: Cristales anhedrales de tamaño 0.36- 0.9 mm.
		Olivino 3 %: Cristales anhedrales de tamaño 0.2 – 0.5 mm.
Masa fundamental 50 %	Masa fundamental intergranular compuesta por microlitos de tamaño <0.04 mm de plagioclasa y clinopiroxeno en razón 6:4. Se aprecia oxidación y alteración a esmectita en plagioclasa.	
Vesículas 21 %	Se observan vesículas redondeadas y alargas.	
Observaciones: La oxidación impide determinar la existencia y proporción de microlitos opacos, como magnetita, asociados a procesos primarios. En comparación a TE35, es vesicular. TE35 presenta macrocristales de plagioclasas de mayor tamaño y no se observan olivinos.		
Nombre: Basalto transicional de olivino		

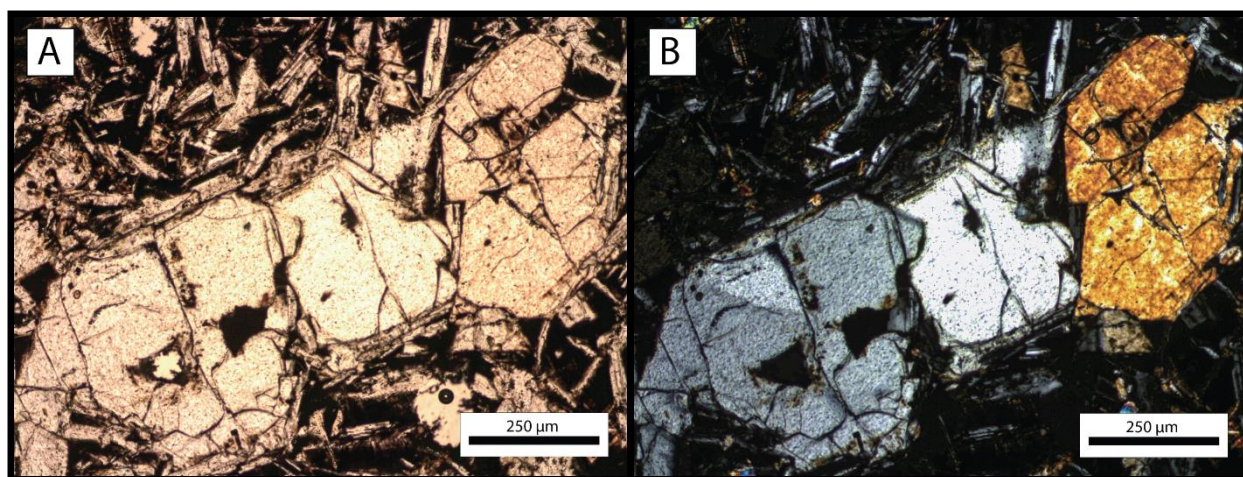


Figura C. 15: Fotomicrografías a LPP (A, C, E, G) y NC (B, D, F, H) representativa de la sección transparente de la muestra TE35B. Roca volcánica, porfírica, vesicular con una masa intergranular compuesta por microlitos de plagioclasa y clinopiroxeno. En A y B se observa un cúmulo de piroxenos (textura cumuloporfírica).

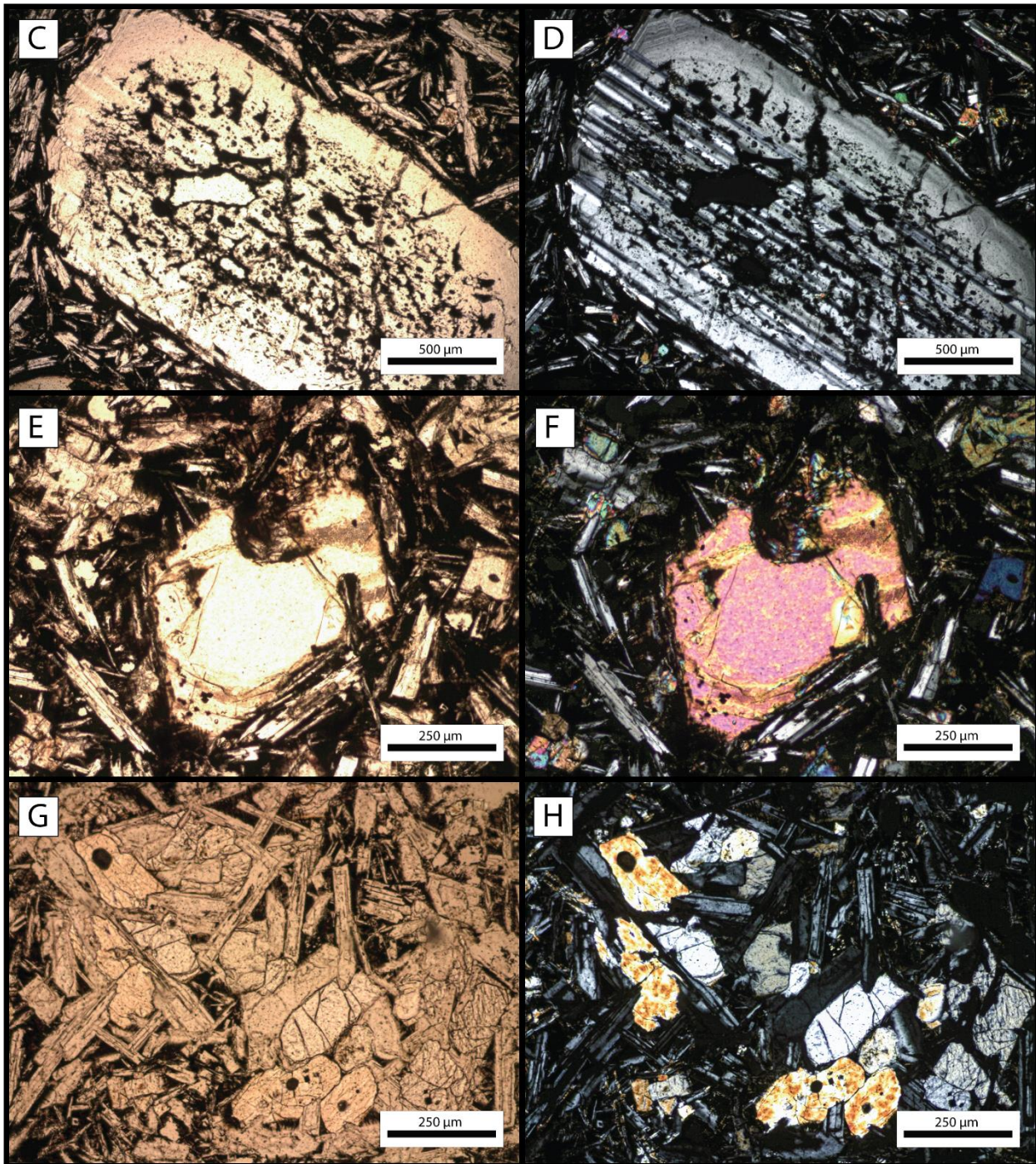


Figura C. 16: Fotomicrografías a LPP (A, C, E, G) y NC (B, D, F, H) representativa de la sección transparente de la muestra TE35B (continuación). En C y D se observa un macrocristal de plagioclasa con texturas de sieve, zonación y fracturas menores en el borde. En E y F se observa un macrocristal de olivino con borde de reabsorción penetrativo. En G y H se observa un cúmulo de plagioclasas y piroxenos, caracterizando una textura cumuloportirica.

Muestra	Código: TE35	Coordenadas: 6999625 N 656466 E
Lavas Hiva Hiva	Ubicación: Flanco NW del volcán Terevaka, lavas Hiva Hiva	Unidad OGF: HH2
Texturas generales	Textura: Roca volcánica, porfírica y con una masa fundamental intergranular. Se observan cúmulos de cristales (px + plg, textura cumuloporfírica, Figura C. 17; opx, plg, textura glomeroporfírica Figura C. 18.C y Figura C. 18.D)	
Mineralogía	Macrocristales 3.4 %	Plagioclasa 3%: Cristales subhedrales, tabulares y en un rango de tamaño de 0.4 – 1.5 mm de largo y 0.2 – 0.8 mm de ancho. Algunos manifiestan macla polisintética o de Carlsband y texturas de sieve, zonación (Figura C. 18.E y Figura C. 18.F) e inclusiones de piroxenos y opacos (Figura C. 18.G y Figura C. 18.H). Se presentan como cristales aislados o en cúmulos con otras plagioclasas (textura glomeroporfírica) Ortopiroxeno 0.4%: Cristales euhedrales a subhedrales, con un tamaño de 0.2 – 0.6 mm. Presentes en cúmulos con otros ortopiroxenos y completamente reemplazados por óxidos.
	Microcristales 27 %	Plagioclasa 19.5%: Se observan destacan dos familias, de acuerdo con el tamaño, hábito e interacción con otras fases F1 3.5%: Cristales subhedrales a euhedrales, tabulares y de tamaño 0.25 – 0.4. Muestran macla polisintética o de Carlsband. Algunos cristales se encuentran en cúmulos con piroxenos. F2 16%: Cristales subhedrales, aciculares y con un tamaño dentro del rango de 0.05 – 0.15 mm. Piroxeno 6.5%: Cristales anhedrales, redondeados y en un tamaño de 0.08 – 0.54 mm. Se observan principalmente de manera aislada, aunque se reconocen ejemplares de mayor tamaño en cúmulos con plagioclasas (textura cumuloporfírica).
		Opacos 1%: Cristales anhedrales y de tamaño 0.08 – 0.12 mm.
	Masa fundamental 69.6 %	Masa fundamental intergranular compuesta por microlitos de tamaño <0.04 mm de plagioclasa, piroxeno y opacos en razón 4.5:3.5:2.
Observaciones: En comparación a TE35B no presenta vesículas, se observan macrocristales de plagioclasas de mayor tamaño y no se observan olivinos. En algunos sectores del corte se observan microcristales de plagioclasa orientados, no lo suficiente para caracterizarlo como textura traquitoide.		
Nombre: Basalto transicional		

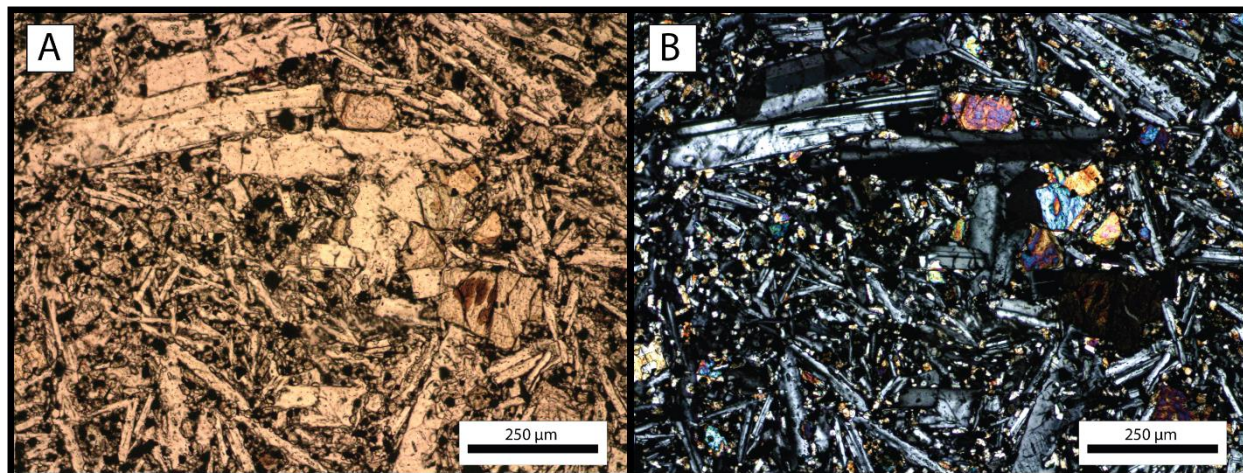


Figura C. 17: Fotomicrografías a LPP (A, C, E, G) y NC (B, D, F, H) representativa de la sección transparente de la muestra TE35. Roca volcánica, porfírica y con una masa fundamental intergranular compuesta por microlitos de plagioclasa, piroxenos y opacos. En A y B se observa un cúmulo de plagioclasas y piroxenos (textura cumuloporfírica)

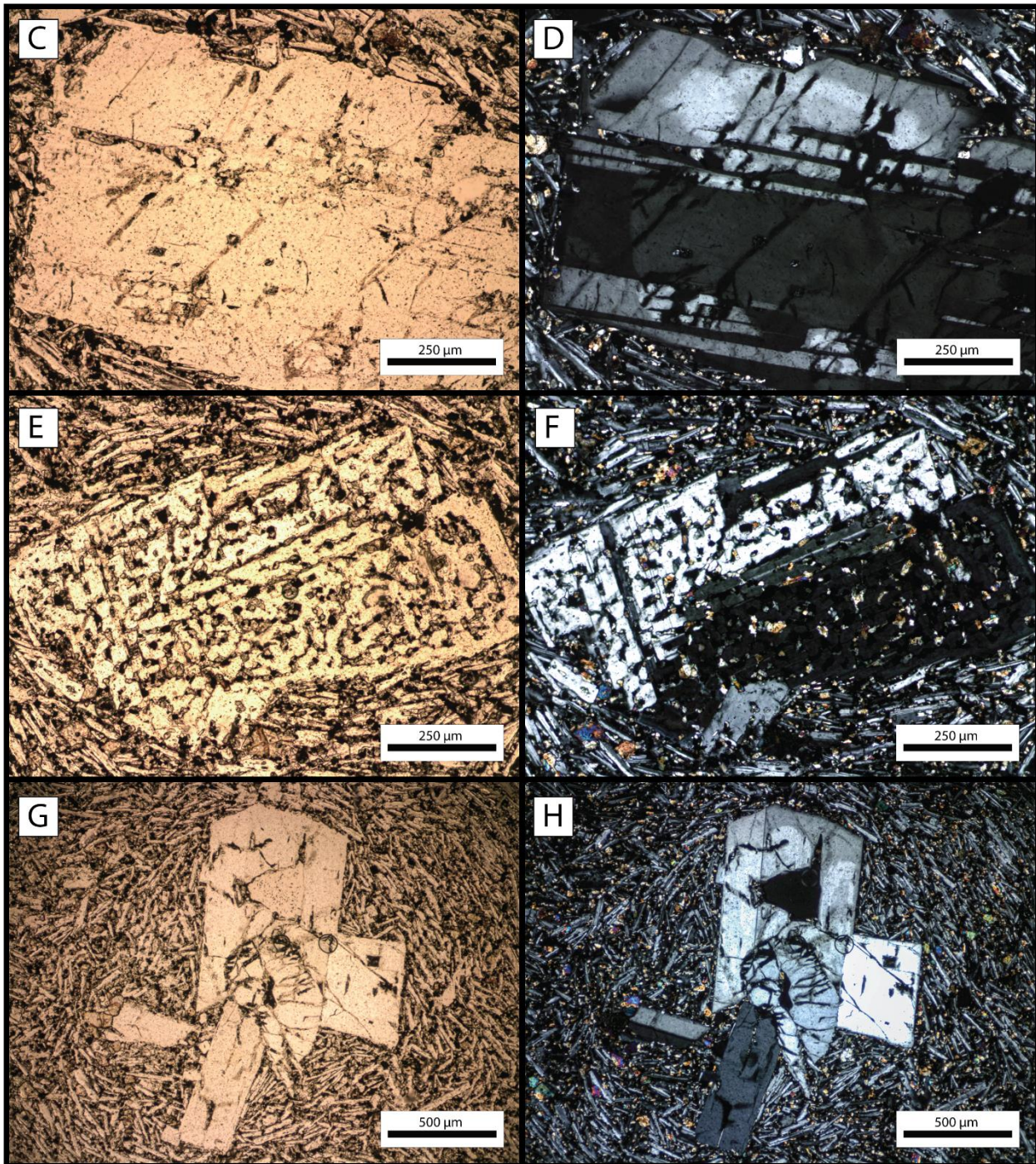


Figura C. 18: Fotomicrografías a LPP (A, C, E, G) y NC (B, D, F, H) representativa de la sección transparente de la muestra TE35 (continuación). En C y D se observa un macrocristal de plagioclasa con textura de zonación, sieve y fracturas menores en los bordes. En E y F se aprecia un macrocristal de plagioclasa con inclusiones de piroxenos, en su mayoría, y opacos. En G y F, un cúmulo de macrocristales de plagioclasas (textura glomeroporfírica).

Muestra	Código: TE16B	Coordenadas: 6998389 N 656198 E
Lava Roiho	Ubicación: Flanco NW del volcán Terevaka, Vakakipu, lavas Roiho	Unidad OGF: TA4
Texturas	Roca volcánica porfírica, con escasos macrocristales, vesicular y una masa fundamental interseccional a intergranular.	
Mineralogía	Macrocristales 8.4 %	Piroxeno 0.4%: Dos cristales subhedrales, prismático, el de mayor tamaño de 1.8 mm y el más pequeño de 0.6 mm. Están fracturados y oxidados en bordes y fracturas.
	Microcristales 17 %	Plagioclasa 12%: Se reconocen dos familias al considerar el tamaño de los cristales, F1 8% Cristales subhedrales, tabulares y de tamaño 0.14 – 0.6 mm. F2 4% Cristales subhedrales, aciculares y de tamaño 0.05 – 0.1 mm.
		Piroxeno 2%: Cristales euhedrales a subhedrales, prismáticos y de tamaño 0.1 – 0.4 mm. Se presentan completamente alterados a iddingsita (Figura C. 19).
		Opacos 3%: Cristales anhedrales, redondeados y de tamaño 0.06 – 0.09 mm.
	Masa fundamental 74.6 %	Masa fundamental interseccional a intergranular compuesta por microlitos de tamaño <0.04 mm de plagioclasa, clinopiroxeno y magnetita en razones 4:3:3. Se reconocen pseudobandas y sectores con diferentes tonalidades de marrón, atribuible a una oxidación del vidrio (Figura C. 20).
Vesículas 2.4 %	Se observan vesículas irregulares de tamaño 0.1 – 1.6 mm. Algunas de estas cavidades están rellenas de óxidos.	
Observaciones: El completo reemplazo de los microlitos de piroxenos a iddingsita, no permite reconocer si alguno de estos cristales fueron originalmente olivinos.		
Nombre: Basalto		

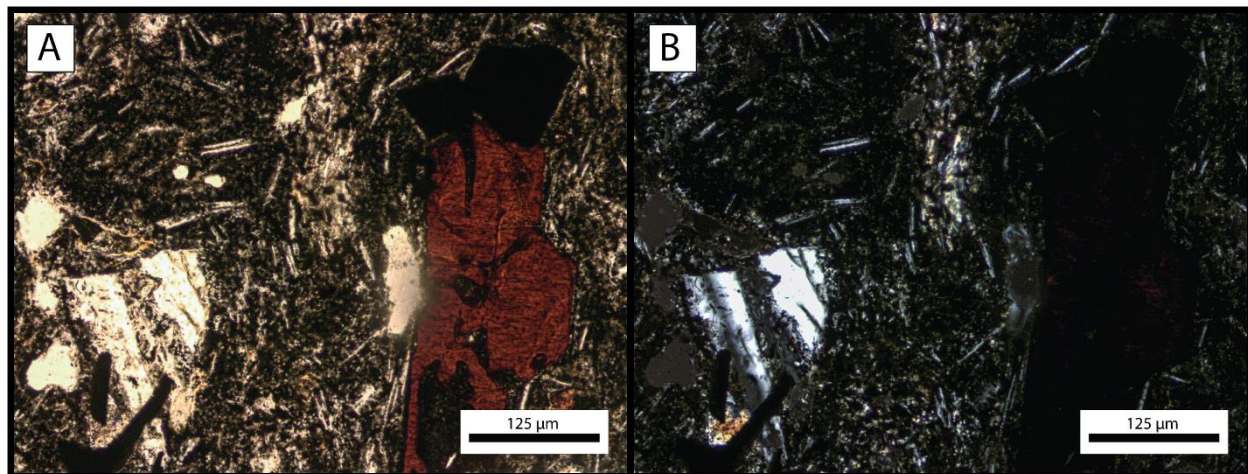


Figura C. 19: Fotomicrografías a LPP (A, C, E) y NC (B, D, F) representativa de la sección transparente de la muestra TE16. Roca volcánica porfírica, vesicular y con masa fundamental interseccional a intergranular compuesta por microlitos de plagioclasa, clinopiroxeno y magnetita. En A y B se observa un microlito de posible piroxeno alterado completamente a iddingsita y microlitos de plagioclasa.

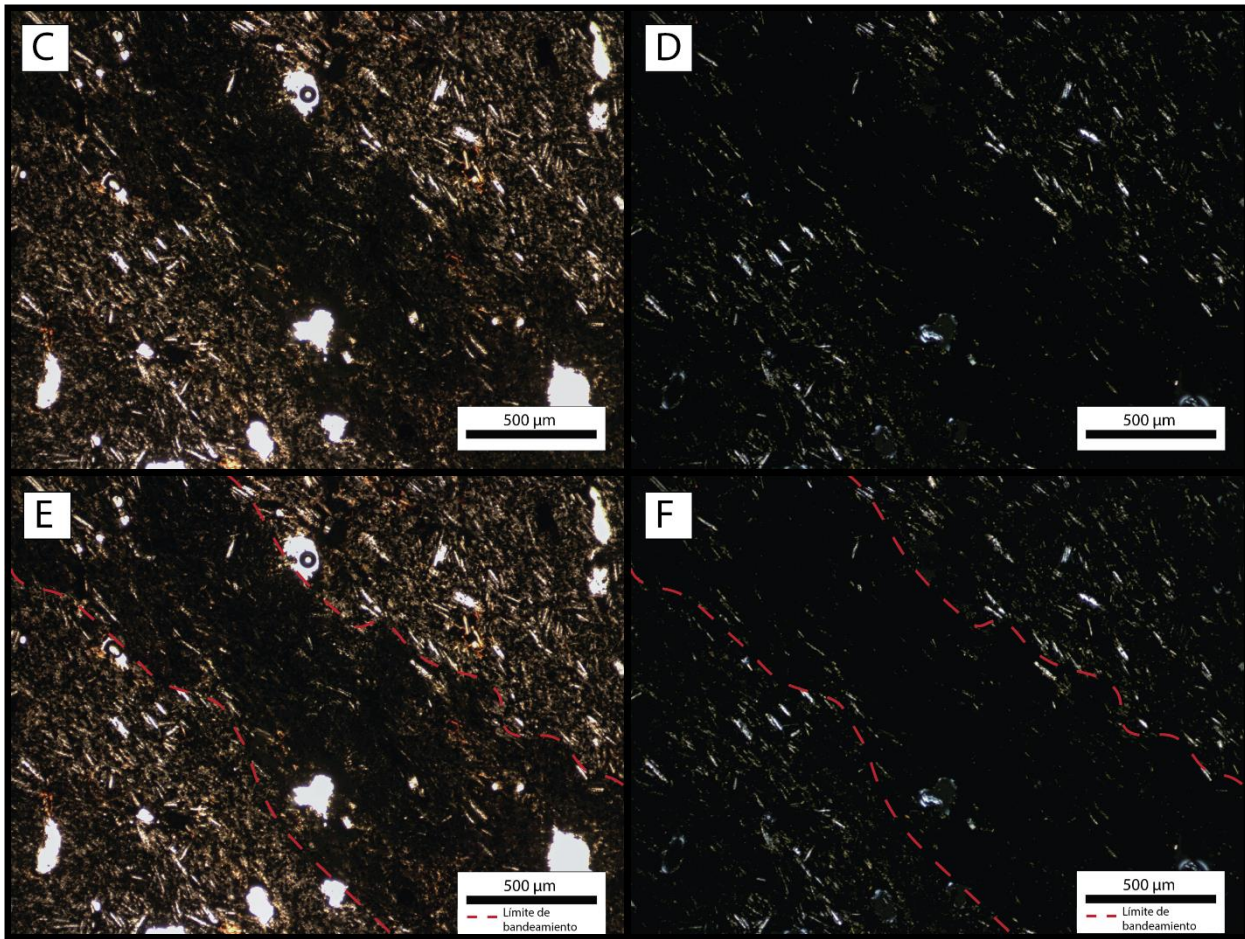


Figura C. 20: Fotomicrografías a LPP (A, C, E) y NC (B, D, F) representativa de la sección transparente de la muestra TE16B (continuación). En C y D se puede observar un cambio de color en la masa fundamental, observándose una banda de color marrón oscuro en el centro, rodeada por una masa fundamental de color marrón claro, en E y F se marca el límite asociado al bandeamiento con una línea segmentada de color rojo.

D. Geoquímica

Debido a la extensión de la base de datos geoquímica completa, se facilita una copia en formato Excel en el siguiente [enlace](https://drive.google.com/file/d/1qAzlyzRJuBYRb2l-mv2vaAMEja2usiXz/view?usp=sharing) a drive: <https://drive.google.com/file/d/1qAzlyzRJuBYRb2l-mv2vaAMEja2usiXz/view?usp=sharing>

Tabla D. 1: Coordenadas, ubicación, tipo de roca y unidades geológicas con respecto al mapa de González-Ferrán et al. (2004) para las muestras del volcán Terevaka que fueron seleccionadas para análisis de roca total (RC) y confección de una sección delgada (SC) para análisis petrográficos.

Muestra	Ubicación	Coord E	Coord N	Tipo de roca	Unidad González - Ferrán et al. (2004)	Análisis
TE36A	Dique Lavas y conos Tangaroa, Puna Pau y Vai O'Hao	667163	7004296	Mugearita	HH1	RC
TE10A	Lavas y conos Tangaroa, Puna Pau y Vai O'Hao	659889	6994065	Basalto transicional	TA1	RC
TE10B	Lavas y conos Tangaroa, Puna Pau y Vai O'Hao	659889	6994065	Basalto transicional	TA1	RC
TE12	Lavas Mateveri	654794	6996029	Mugearita	TA2	RC - SD
TE13	Lavas Mateveri	654451	6995243	Mugearita	TA2	RC - SD
TE18	Lavas Koe Koe	661998	6994046	Hawaíta	TA6	RC - SD
TE19B	Lavas Koe Koe	663487	6994547	Hawaíta	TA6	RC - SD
TE35	Hiva Hiva	656466	6999625	Basalto transicional	HH2	RC - SD
TE35B	Hiva Hiva Lavas antiguas	656466	6999625	Basalto transicional	HH2	RC - SD
TE1B	Terevaka Lavas y conos Terevaka, Cabo Huarika	664606	6996212	alcalino	TE1	RC
TE6A	Huarika	665383	7004834	Basalto transicional	TE2	RC
TE22B	Lavas Rano Aroi	665941	6996701	Basalto transicional	RA1	RC - SD
TE23B	Lavas Maunga Pui Lavas Maunga Te	667497	6997206	Basalto transicional	RA2	RC - SD
TE26Bi	Oirena Lavas Maunga Te	670868	6997822	Basalto transicional	RA3	RC - SD
TE26Bs	Oirena	670868	6997822	Basalto transicional	RA3	RC - SD
TE32C	Lavas Puko Puhi Puhi	668564	7002346	Basalto transicional	RA6	RC - SD
TE16B	Vakakipu	656198	6998389	Basalto	TA4	SD

E. Norma CIPW

E.1 Volcán Poike

Tabla E. 1: Norma CIPW (Cross et al., 1912; Hollocher) para las muestras del volcán Poike. DT: Domos traquíticos, CP: Cono Puakatiki, FE: Fase escudo.

Código	EH358	EI9210	IP10	IP8	IP9	FS1209 14-2	FS1209 14-3	EH350	EH351	EH352	FS1209 14-4	FS1209 14-5	17732	EC307
Fase	DT	DT	DT	DT	DT	DT	DT	CP	CP	CP	CP	CP	FE	FE
Mx. Norm.	wt% _N	wt% _N	wt% _N	wt% _N	wt% _N	wt% _N	wt% _N	wt% _N	wt% _N	wt% _N	wt% _N	wt% _N	wt% _N	wt% _N
Cuarzo	16.79	12.75	12.47	15.55	12.36	10.24	18.96	0.0	0.73	0	2.91	3.07	2.06	1.23
Plagioclasa	53.74	53.47	56.44	54.53	55.76	53.87	44.08	60.21	53.81	60.18	53.15	43.26	64.17	56.11
(Albita)	51.81	50.65	54.66	51.05	52.11	50.98	42.60	29.67	30.06	29.22	21.04	13.14	24.33	26.80
(Anortita)	1.93	2.83	1.78	3.48	3.64	2.89	1.47	30.54	23.74	30.95	32.11	30.12	39.84	29.31
Ortoclasa	22.73	23.52	25.03	24.42	22.54	23.54	20.43	4.97	5.10	4.32	4.85	3.47	2.09	4.14
Corindón	1.27	1.14	0	0.08	3.34	1.85	6.30	0.00	0.00	0.00	5.86	7.94	0	0
Diópsido	0	0	0.21	0	0	0	0	12.51	19.01	15.28	0	0	14.04	17.66
Hipersteno	0.08	7.20	0	0.13	0.11	8.25	8.19	11.04	10.42	6.79	24.42	31.27	10.31	11.24
Wollastonita	0	0	0.19	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Olivino	0	0	0	0	0	0	0	0.38	0	3.80001	0	0	0	0
Ilmenita	0.66	0.65	0.61	0.62	0.61	0.67	0.76	6.41	6.27	5.48	5.92	7.41	3.77	5.40
Magnetita	3.36	0.76	1.09	1.83	1.70	0.85	0.89	4.49	4.68	4.15	1.92	2.41	3.55	4.22
Hematita	1.37	0	3.66	2.57	3.31	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Apatito	0	0.24	0.12	0.06	0.08	0.46	0.18	0	0	0	0.92	1.12	0	0
Zircón	0	0.27	0.18	0.21	0.20	0.27	0.21	0	0	0	0.04	0.05	0	0
Cromita	0	0	0.0005	0.0005	0.0005	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Total	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100
Fe3+/(Total Fe) en roca	73.08	10.00	88.87	82.41	85.58	10.00	10.00	25.01	25.01	24.98	10.00	10.00	25.03	25.02
Mg/(Mg+Total Fe) en roca	1.20	2.93	1.55	2.13	1.70	4.82	2.01	38.95	41.00	45.15	38.94	39.85	45.00	45.37
Mg/(Mg+Fe2+) en roca	4.30	3.25	12.37	11.02	10.70	5.32	2.23	45.97	48.10	52.32	41.47	42.41	52.18	52.56
Mg/(Mg+Fe2+) en silicatos	100.00	3.59	100.00	100.00	100.00	5.85	2.52	62.69	63.65	67.25	50.27	51.16	65.07	67.53
Ca/(Ca+Na) en roca	3.40	6.05	4.65	6.32	6.51	7.10	4.12	59.25	59.54	61.58	60.77	70.40	68.83	64.19
An en Plagioclasa	3.40	5.00	2.98	6.04	6.18	5.08	3.15	49.24	42.67	49.96	58.99	68.35	60.68	50.76
Índice de diferenciación	93.27	89.74	93.93	94.50	90.65	87.65	83.47	65.18	59.63	64.50	60.91	49.80	68.32	61.48
Índice de saturación Al	1.09	1.08	0.99	1.01	1.22	1.12	1.51	0.76	0.65	0.72	1.35	1.56	0.76	0.68
Índice alcalinidad	1.14	1.16	1.05	1.10	1.33	1.21	1.57	2.68	2.28	2.75	4.55	6.98	3.86	2.80
Densidad calculada, g/cc	2.70	2.71	2.69	2.68	2.72	2.73	2.78	2.98	3.01	2.97	3.04	3.17	2.94	2.99
Densidad líquido calculada, g/cc	2.41	2.43	2.41	2.41	2.43	2.44	2.45	2.68	2.68	2.67	2.69	2.76	2.66	2.67
Viscosidad calculada, seco, Pas	0.74	0.72	0.70	0.74	0.64	0.66	0.71	0.24	0.24	0.23	0.22	0.15	0.27	0.25
Densidad calculada, húmedo, Pas	0.59	0.58	0.57	0.59	0.54	0.55	0.59	0.23	0.24	0.23	0.21	0.15	0.26	0.24
T° estimada liquidus., °C	883.37	894.53	896.78	881.88	948.29	926.22	921.49	1223.74	1203.17	1223.56	1267.74	1330.62	1207.58	1205.13
H2O estimado, wt. %	2.90	2.82	2.79	2.95	2.26	2.49	2.53	0.35	0.42	0.35	0.23	0.13	0.40	0.41

Tabla E. 2: Norma CIPW (Cross et al., 1912; Hollocher) para las muestras del volcán Poike. DT: Domos traquíticos, CP: Cono Puakatiki, FE: Fase escudo (continuación)

Código	EH361	EH39	EH42	EI9201	EI9202	EI9212	EI9213	FS- 120914-1	FS- 120914-6a	FS- 120914-6b	FS- 120914-6c	FS- 140914-2
Fase	FE	FE	FE	FE	FE	FE	FE	FE	FE	FE	FE	FE
Mx. Norm.	wt% _N	wt% _N	wt% _N	wt% _N	wt% _N	wt% _N	wt% _N	wt% _N	wt% _N	wt% _N	wt% _N	wt% _N
Cuarzo	0.98	1.82	1.99	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Plagioclasa	62.93	54.30	51.65	51.14	52.40	57.93	52.89	61.63	52.57	54.45	53.40	56.07
(Albita)	30.20	26.29	27.58	27.77	28.42	29.90	29.37	28.82	28.03	27.55	27.60	27.89
(Anortita)	32.73	28.01	24.07	23.38	23.98	28.03	23.52	32.81	24.54	26.90	25.80	28.18
Ortoclasa	4.25	1.15	3.31	3.42	2.32	4.50	4.00	4.27	3.13	1.67	2.34	5.21
Corindón	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Diópsido	9.90	17.19	20.15	20.34	19.29	15.98	18.21	12.21	16.88	19.06	19.24	9.67
Hipersteno	11.64	14.75	12.24	12.56	10.05	6.57	6.83	9.26	15.61	6.66	8.76	15.56
Wollastonita	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Olivino	0	0	0	4.02	6.63	6.64	8.33	5.34	2.98	9.78	7.90	4.26
Ilmenita	5.83	5.67	5.92	5.67	6.26	5.67	6.61	4.82	5.86	5.56	5.58	6.18
Magnetita	4.46	5.11	4.74	1.94	2.10	1.78	2.12	1.68	2.01	1.96	1.94	2.03
Hematita	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Apatito	0	0	0	0.87	0.95	0.93	1.02	0.76	0.92	0.80	0.80	0.98
Zircón	0	0	0	0.04	0	0	0	0.03	0.05	0.04	0.04	0.04
Cromita	0	0	0	0.005	0	0	0	0	0	0	0	0
Total	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100
Fe3+/(Total Fe) en roca	24.98	25.01	24.99	10.00	10.00	10.00	10.00	10.00	10.00	10.00	10.00	10.00
Mg/(Mg+Total Fe) en roca	35.50	42.70	44.74	45.12	42.20	41.12	39.37	41.17	43.20	46.60	46.48	39.45
Mg/(Mg+Fe2+) en roca	42.32	49.84	51.91	47.74	44.79	43.69	41.92	43.74	45.80	49.23	49.11	41.99
Mg/(Mg+Fe2+) en silicatos	58.30	63.52	66.63	56.10	53.32	52.71	50.81	51.92	54.14	57.28	57.25	50.61
Ca/(Ca+Na) en roca	58.26	63.71	62.50	63.03	62.28	61.08	60.72	61.80	61.41	64.04	63.60	58.89
An en Plagioclasa	50.54	50.10	45.13	44.24	44.30	46.91	43.01	51.77	45.22	47.93	46.84	48.79
Índice de diferenciación	68.17	57.27	56.95	54.56	54.72	62.43	56.89	65.90	55.70	56.13	55.73	61.28
Índice de saturación Al	0.81	0.67	0.62	0.62	0.63	0.71	0.65	0.78	0.67	0.65	0.64	0.80
Índice alcalinidad	2.80	2.93	2.48	2.43	2.48	2.55	2.34	2.89	2.50	2.74	2.64	2.63
Densidad calculada, g/cc	2.96	3.04	3.03	3.04	3.05	2.99	3.04	2.96	3.04	3.04	3.04	3.01
Densidad líquido calculada, g/cc	2.67	2.71	2.69	2.71	2.72	2.69	2.72	2.67	2.71	2.72	2.71	2.70
Viscosidad calculada, seco, Pas	0.25	0.23	0.24	0.23	0.21	0.24	0.21	0.25	0.23	0.20	0.21	0.23
Densidad calculada, húmedo, Pas	0.25	0.22	0.23	0.22	0.20	0.23	0.20	0.24	0.22	0.20	0.21	0.22
T° estimada liquidus., °C	1213.98	1218.65	1199.12	1212.44	1231.43	1220.00	1234.97	1217.57	1215.23	1238.48	1229.10	1226.53
H2O estimado, wt. %	0.38	0.36	0.44	0.39	0.32	0.36	0.31	0.37	0.38	0.30	0.33	0.34

E.2 Volcán Rano Kau

Tabla E. 3: Norma CIPW (Cross et al., 1912; Hollocher) para las muestras del volcán Rano Kau. FA: Fases ácidas, FT: Fase de traquiandesitas, FE: Fase escudo

Código	EH10	EI9219	IP1	IP4	IP5	OG806	OG818	FS1009 14-3	FS1309 14-2a	FS1309 14-3	FS1409 14-4a	FS1409 14-4b	EH50
Fase	FA	FA	FA	FA	FA	FA	FA	FA	FA	FA	FA	FA	FT
Mx. Norm.	wt% _N	wt% _N	wt% _N	wt% _N	wt% _N	wt% _N	wt% _N	wt% _N	wt% _N	wt% _N	wt% _N	wt% _N	wt% _N
Cuarzo	25.41	23.35	38.74	29.25	26.82	21.97	11.41	22.39	21.54	21.73	21.68	22.82	11.85
Plagioclasa (Albita)	45.06	45.30	34.89	37.49	44.91	46.66	40.14	46.75	46.60	47.24	45.69	45.24	53.75
(Anortita)	45.06	45.30	34.58	37.49	43.49	46.37	40.14	46.21	46.60	47.24	44.43	45.24	43.77
Ortoclasa	0	0	0.32	0	1.42	0.29	0	0.5371	0	0	1.26	0	9.98
Corindón	22.38	23.16	15.54	24.06	21.16	24.55	22.46	22.38	22.56	22.67	21.15	22.86	13.71
Dióxido	0	0	6.25	0	2.82	0	0	0	0	0	3.74	0	0
Hipersteno	2.58	2.72	0	1.67	0	2.77	3.69	2.73	3.49	3.53	0	2.85	7.45
Olivino	2.25	3.22	0.76	3.12	0.13	2.79	19.54	4.42	4.09	3.55	6.26	4.23	7.07
Aegirina	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Na₂SiO₃	1.95	0.95	0	0.72	0	0	2.02	0	0.78	0.10	0	1.14	0
Ilmenita	0	0.77	0	2.76	0	0	0.47	0	0	0	0	0.23	0
Magnetita	0.15	0.38	0.39	0.31	0.42	0.36	0.28	0.47	0.48	0.48	0.56	0.41	2.87
Hematita	0.22	0	0.01	0	1.04	0.90	0	0.61	0.21	0.50	0.65	0	3.29
Apatito	0	0	3.16	0	2.43	0	0	0	0	0	0	0	0
Zircón	0	0.02	0.08	0.45	0.09	0	0	0.07	0.07	0.05	0.07	0.05	0
Cromita	0	0.13	0.18	0.15	0.19	0	0	0.18	0.18	0.17	0.21	0.17	0
Total	0	0	0.00	0.00	0.00	0	0	0	0	0	0	0	0
Fe₃₊/(Total Fe) en roca	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100
Mg/(Mg+Total Fe) en roca	26.95	10.00	94.94	9.09	86.06	17.12	5.15	10.00	10.00	10.00	10.00	10.00	25.01
Mg/(Mg+Fe₂₊) en roca	0	0.0	15.28	1.48	2.75	0	2.07	2.78	3.76	6.44	6.11	1.51	23.42
Mg/(Mg+Fe₂₊) en silicatos	0	0.0	78.10	1.62	16.84	0	2.18	3.08	4.16	7.11	6.75	1.67	28.96
Ca/(Ca+Na) en roca	0	0	100	1.68	100	0	2.20	3.39	4.42	7.82	7.52	1.73	38.36
An en Plagioclasa	5.45	5.57066	1.44	5.56	3.46	6.44	8.07	7.19	7.57	7.57	2.99	6.20	28.78
Índice de diferenciación	0	0.0	0.86	0	2.98	0.59	0	1.08	0.0	0.0	2.60	0.0	17.69
Índice de saturación Al	92.86	91.8144	89.18	90.80	92.89	93.18	74.01	91.52	90.69	91.63	88.52	90.92	79.32
Índice alcalinidad	0.90	0.87066	1.65	0.79	1.22	0.92	0.84	0.92	0.89	0.90	1.29	0.89	0.82
Densidad calculada, g/cc	0.97	0.94064	1.67	0.83	1.27	1.01	0.93	1.02	0.99	1.00	1.34	0.97	1.33
Densidad líquido calculada, g/cc	2.67	2.67196	2.74	2.66	2.70	2.67	2.84	2.69	2.69	2.68	2.72	2.69	2.82
Viscosidad calculada, seco, Pas	2.38	2.38764	2.39	2.37	2.39	2.39	2.52	2.40	2.40	2.40	2.42	2.40	2.53
Densidad calculada, húmedo, Pas	0.97	0.91624	1.03	0.96	0.89	0.90	0.58	0.89	0.88	0.89	0.82	0.90	0.53
T° estimada liquidus., °C	0.69	0.6658	0.75	0.67	0.68	0.66	0.48	0.66	0.65	0.66	0.64	0.66	0.46
H₂O estimado, wt. %	770.49	788.722	788.03	762.23	825.74	801.46	928.15	804.98	806.31	803.97	857.60	795.70	984.89
	4.15	3.96696	3.98	4.27	3.56	3.80	2.44	3.79	3.78	3.80	3.21	3.89	1.89

Tabla E. 4: Norma CIPW (Cross et al., 1912; Hollocher) para las muestras del volcán Rano Kau. FA: Fases ácidas, FT: Fase de traquiandesitas, FE: Fase escudo (continuación).

Código	EH54	EH56	EH71	FS1309 14-5a	FS1309 14-6	OR1- 113A	OR2- 125	OR3- 388	OR5- 113	OR7- 128	OR8- 503	EH20	EH27
Fase	FT	FT	FT	FT	FT	FT	FT	FT	FT	FT	FT	FE	FE
Mx. Norm.	wt% _N	wt% _N	wt% _N	wt% _N	wt% _N	wt% _N	wt% _N	wt% _N	wt% _N	wt% _N	wt% _N	wt% _N	wt% _N
Cuarzo	11.91	12.14	12.78	4.35	5.65	10.03	9.67	10.30	10.18	9.80	9.57	0	0
Plagioclasa	53.33	53.59	52.14	55.44	55.88	51.80	50.41	53.05	52.24	52.03	53.01	53.67	52.44
(Albita)	42.54	42.93	40.10	40.89	39.98	42.44	40.18	40.37	41.45	41.84	42.32	28.53	32.31
(Anortita)	10.80	10.66	12.04	14.54	15.90	9.36	10.22	12.69	10.79	10.19	10.69	25.15	20.14
Ortoclasa	12.82	13.10	13.24	10.34	10.43	13.84	15.40	12.98	13.25	13.48	13.83	2.07	3.79
Corindón	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Diópsido	8.73	7.19	8.14	6.58	3.94	7.72	7.87	5.83	7.28	7.89	6.20	20.63	22.12
Hipersteno	6.89	7.44	7.14	16.56	17.32	11.48	11.53	12.69	11.88	11.46	11.99	10.68	9.95
Olivino	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	1.53416	0.88331
Aegirina	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Na₂SiO₃	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Ilmenita	2.96	3.09	3.13	3.09	3.12	2.71	2.70	2.75	2.74	2.85	2.92	6.32	6.01
Magnetita	3.35	3.44	3.43	1.82	1.84	1.39	1.39	1.40	1.39	1.38	1.42	5.10	4.80
Hematita	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Apatito	0	0	0	1.72	1.72	0.89	0.90	0.85	0.90	0.96	0.91	0	0
Zircón	0	0	0	0.10	0.10	0.14	0.14	0.15	0.15	0.14	0.15	0	0
Cromita	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Total	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100
Fe³⁺/(Total Fe) en roca	25.01	25.03	25.01	10.00	10.00	10.00	10.00	10.00	10.00	10.00	10.00	25.02	24.99
Mg/(Mg+Total Fe) en roca	24.96	22.67	24.34	22.66	19.39	24.88	25.53	25.43	25.61	26.15	22.75	43.31	44.15
Mg/(Mg+Fe²⁺) en roca	30.72	28.11	30.02	24.56	21.08	26.90	27.59	27.48	27.67	28.23	24.65	50.47	51.31
Mg/(Mg+Fe²⁺) en silicatos	40.52	37.63	40.31	28.35	24.53	31.40	32.12	32.05	32.27	33.10	29.16	65.40	66.25
Ca/(Ca+Na) en roca	31.88	29.58	33.73	38.25	37.19	31.56	33.87	33.71	33.05	33.15	31.21	62.47	57.94
An en Plagioclasa	19.30	18.97	22.05	25.11	27.27	17.21	19.34	22.85	19.70	18.67	19.23	45.38	37.01
Índice de diferenciación	78.06	78.83	78.16	70.13	71.96	75.67	75.47	76.34	75.67	75.31	76.41	55.74	56.23
Índice de saturación Al	0.79	0.83	0.81	0.85	0.91	0.81	0.81	0.86	0.82	0.81	0.85	0.62	0.59
Índice alcalinidad	1.37	1.36	1.43	1.54	1.61	1.32	1.36	1.46	1.38	1.36	1.37	2.56	2.06
Densidad calculada, g/cc	2.83	2.83	2.83	2.90	2.90	2.84	2.84	2.84	2.84	2.84	2.84	3.05	3.03
Densidad líquido calculada, g/cc	2.53	2.53	2.54	2.60	2.60	2.54	2.54	2.55	2.54	2.54	2.54	2.71	2.69
Viscosidad calculada, seco, Pas	0.52	0.52	0.52	0.39	0.40	0.51	0.50	0.50	0.50	0.50	0.50	0.21	0.24
Densidad calculada, húmedo, Pas	0.45	0.45	0.45	0.35	0.36	0.44	0.44	0.44	0.44	0.44	0.44	0.21	0.23
T° estimada liquidus., °C	992.60	991.23	995.83	1087.44	1082.52	997.19	1004.75	1008.50	1002.71	1004.51	1006.85	1231.12	1199.32
H₂O estimado, wt. %	1.82	1.83	1.79	1.06	1.10	1.79	1.72	1.69	1.74	1.72	1.70	0.32	0.44

Tabla E. 5: Norma CIPW (Cross et al., 1912; Hollocher) para las muestras del volcán Rano Kau. FA: Fases ácidas, FT: Fase de traquiandesitas, FE: Fase escudo (continuación).

Código	EH29	EH57	EH61	EI9215	EI9216	EI9217	EI9218	FS-1309 14-1	FS-1309 14-1b	FS-1309 14-1c	FS-1309 14-4a	FS-1309 14-4b	FS-1309 14-4c
Fase	FE	FE	FE	FE	FE	FE	FE	FE	FE	FE	FE	FE	FE
Mx. Norm.	wt% _N	wt% _N	wt% _N	wt% _N	wt% _N	wt% _N	wt% _N	wt% _N	wt% _N	wt% _N	wt% _N	wt% _N	wt% _N
Cuarzo	0.93	2.16	2.14	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Plagioclasa	64.09	52.50	53.32	51.80	52.69	52.45	52.47	53.19	54.76	51.85	49.07	63.78	58.55
(Albita)	25.50	27.26	28.98	25.76	26.43	26.50	26.76	26.34	24.86	27.11	28.12	25.26	26.66
(Anortita)	38.58	25.24	24.34	26.04	26.26	25.96	25.71	26.85	29.90	24.74	20.96	38.52	31.89
Ortoclasa	2.69	3.00	4.41	3.23	1.72	1.95	1.81	2.72	1.87	5.15	4.63	2.74	3.40
Corindón	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Diópsido	13.44	15.92	15.66	18.31	18.69	18.72	19.42	16.29	11.43	13.16	19.43	14.53	18.47
Hipersteno	11.41	14.64	12.49	14.29	7.89	9.36	8.45	10.34	17.00	17.85	14.31	9.00	5.28
Olivino	0	0	0	3.47	9.40	8.11	8.33	8.12	4.79	2.17	3.05	4.18	7.39
Aegirina	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Na₂SiO₃	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Ilmenita	4.09	6.68	6.93	6.06	6.54	6.45	6.48	6.36	6.56	6.69	6.45	3.85	4.67
Magnetita	3.36	5.10	5.05	1.97	2.11	2.10	2.07	2.09	2.15	2.09	2.09	1.37	1.58
Hematita	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Apatito	0	0	0	0.86	0.90	0.85	0.91	0.85	1.39	1.00	0.92	0.53	0.63
Zircón	0	0	0	0	0.04	0	0.04	0.05	0.05	0.05	0.05	0.03	0.03
Cromita	0	0	0	0	0.02	0	0.02	0	0	0	0	0	0
Total	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100
Fe₃+/(Total Fe) en roca	25.01	25.00	25.02	10.00	10.00	10.00	10.00	10.00	10.00	10.00	10.00	10.00	10.00
Mg/(Mg+Total Fe) en roca	50.04	42.91	39.30	44.91	44.72	44.34	44.79	44.24	42.31	40.98	42.04	49.65	48.45
Mg/(Mg+Fe₂+) en roca	57.18	50.05	46.34	47.53	47.34	46.95	47.41	46.85	44.90	43.55	44.63	52.29	51.08
Mg/(Mg+Fe₂+) en silicatos	70.97	65.66	62.76	56.37	56.24	55.78	56.40	55.59	53.65	52.76	53.50	60.22	59.42
Ca/(Ca+Na) en roca	67.08	60.73	58.55	64.90	64.62	64.42	64.50	63.57	64.25	60.03	61.06	68.22	66.41
An en Plagioclasa	58.78	46.61	44.18	48.79	48.35	48.01	47.51	49.00	53.13	46.24	41.26	58.97	52.99
Índice de diferenciación	67.70	57.67	59.87	55.03	54.41	54.41	54.28	55.91	56.63	57.00	53.70	66.52	61.95
Índice de saturación Al	0.76	0.68	0.69	0.65	0.65	0.64	0.64	0.68	0.76	0.73	0.62	0.75	0.68
Índice alcalinidad	3.59	2.58	2.38	2.70	2.77	2.73	2.71	2.76	3.12	2.47	2.22	3.61	3.02
Densidad calculada, g/cc	2.94	3.04	3.02	3.04	3.06	3.06	3.06	3.05	3.06	3.04	3.05	2.95	2.98
Densidad líquido calculada, g/cc	2.66	2.70	2.69	2.71	2.73	2.73	2.73	2.73	2.73	2.71	2.71	2.67	2.68
Viscosidad calculada, seco, Pas	0.26	0.23	0.24	0.22	0.19	0.20	0.20	0.20	0.20	0.23	0.23	0.25	0.23
Densidad calculada, húmedo, Pas	0.25	0.22	0.23	0.21	0.18	0.19	0.19	0.19	0.19	0.22	0.22	0.24	0.22
T° estimada liquidus., °C	1208.40	1212.20	1206.76	1224.92	1252.06	1245.25	1245.68	1244.79	1254.63	1221.45	1212.65	1218.95	1223.38
H₂O estimado, wt. %	0.40	0.39	0.41	0.34	0.26	0.28	0.28	0.28	0.26	0.36	0.39	0.37	0.35

Tabla E. 6: Norma CIPW (Cross et al., 1912; Hollocher) para las muestras del volcán Rano Kau. FA: Fases ácidas, FT: Fase de traquiandesitas, FE: Fase escudo (continuación).

Código	FS-130914-5b	OR4- 050A	OR4- 050B	OR6- 118	OR7- 122
Fase	FE	FE	FE	FE	FE
Mx. Norm.	wt% _{ON}	wt% _{ON}	wt% _{ON}	wt% _{ON}	wt% _{ON}
Cuarzo	0	9.23	9.56	0	0
Plagioclasa	56.83	53.43	53.36	52.98	51.84
(Albita)	27.50	42.06	42.24	27.00	27.43
(Anortita)	29.32	11.38	11.11	25.98	24.42
Ortoclasa	2.11	13.67	13.86	3.89	3.88
Corindón	0	0	0	0	0
Diópsido	10.01	5.97	5.67	15.84	18.46
Hipersteno	14.40	12.27	12.05	13.66	11.85
Olivino	6.26	0	0	4.66	5.27
Aegirina	0	0	0	0	0
Na₂SiO₃	0	0	0	0	0
Ilmenita	7.04	2.92	2.99	5.85	5.87
Magnetita	2.24	1.42	1.43	2.02	1.95
Hematita	0	0	0	0	0
Apatito	1.06	0.94	0.94	1.07	0.84
Zircón	0.05	0.14	0.14	0.05	0.04
Cromita	0	0	0	0	0
Total	100	100	100	100	100
Fe³⁺/(Total Fe) en roca	10.00	10.00	10.00	10.00	10.00
Mg/(Mg+Total Fe) en roca	37.94	23.34	21.57	42.71	45.29
Mg/(Mg+Fe²⁺) en roca	40.45	25.28	23.41	45.31	47.91
Mg/(Mg+Fe²⁺) en silicatos	49.35	29.88	27.98	53.63	56.52
Ca/(Ca+Na) en roca	60.20	31.86	31.12	62.58	62.71
An en Plagioclasa	50.13	20.31	19.87	47.56	45.63
Índice de diferenciación	58.93	76.34	76.77	56.87	55.72
Índice de saturación Al	0.79	0.86	0.86	0.69	0.65
Índice alcalinidad	2.88	1.39	1.38	2.60	2.48
Densidad calculada, g/cc	3.05	2.84	2.84	3.03	3.03
Densidad líquido calculada, g/cc	2.73	2.55	2.55	2.71	2.71
Viscosidad calculada, seco, Pas	0.20	0.49	0.50	0.22	0.22
Densidad calculada, húmedo, Pas	0.19	0.43	0.44	0.21	0.21
T° estimada liquidus., °C	1254.91	1012.27	1009.24	1225.78	1219.36
H₂O estimado, wt. %	0.26	1.66	1.68	0.34	0.36

E.3 Volcán Terevaka

Tabla E. 7: Norma CIPW (Cross et al., 1912; Hollocher) para las muestras del volcán Terevaka. LR: Lavas Roiho, LH: Lavas Hiva Hiva, LPR: Lavas Te Pua Roa, CEB: Centros eruptivos basálticos, LM: Lavas Mataveri, LKoe: Lavas Koe Koe, LT: Lavas Tangaroa, LO: Lavas Omoanga, LK: Lavas Kuma. FE: Fase escudo.

Código	OG911	EC201	EC207	EH88	EI9207	EI9209	TE35	EI9206	TE36A	EC193	EC288	EC302	EC322
Fase	LR	LH	LH	LH	LH	LH	LH	LPR	LPR	CEB	CEB	CEB	CEB
Mx. Norm.	wt% _N	wt% _N	wt% _N	wt% _N	wt% _N	wt% _N	wt% _N	wt% _N	wt% _N	wt% _N	wt% _N	wt% _N	wt% _N
Cuarzo	1.497978	0	0	0	0	0	0	3.24	0.83	2.64	0.41	0.10	2.86
Plagioclasa	51.81	55.75	54.33	53.56	54.92	56.04	53.71	53.47	53.39	54.86	58.29	59.34	50.60
(Albita)	29.79	28.78	25.92	26.43	25.55	26.73	31.45	36.52	37.31	34.21	37.40	34.13	26.45
(Anortita)	22.02	26.98	28.42	27.13	29.37	29.31	22.26	16.95	16.07	20.64	20.89	25.21	24.15
Ortoclasa	5.91	5.57	3.76	4.90	3.31	3.56	4.24	7.73	7.86	5.69	7.33	3.61	4.47
Corindón	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Diópsido	13.39	14.51	16.53	13.48	14.25	12.07	16.86	7.26	9.86	12.16	4.71	10.06	17.80
Hiperstena	11.03	5.47	7.92	15.91	2.93	3.73	5.22	19.43	18.99	13.44	17.70	15.27	12.34
Wollastonita	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Olivino	0	8.50	7.85	1.70	16.61	15.56	10.52	0	0	0	0	0	0
Ilmenita	7.05	5.70	5.24	6.01	5.24	5.94	6.06	4.24	4.34	5.85	6.00	5.89	6.63
Magnetita	8.59	4.49	4.37	4.44	1.78	1.84	2.04	1.99	1.99	5.37	5.57	5.73	5.31
Apatito	0.73	0	0	0	0.86	1.20	1.30	2.51	2.65	0	0	0	0
Zircón	0	0	0	0	0.04	0.06	0.06	0.11	0.09	0	0	0	0
Cromita	0	0	0	0	0.05	0.03	0	0.00	0	0	0	0	0
Total	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100
Fe3+/(Total Fe) en roca	35.17	25.00	24.99	25.02	10.00	10.00	10.00	10.00	10.00	24.98	25.02	25.00	25.02
Mg/(Mg+Total Fe) en roca	32.44	50.72	54.97	52.48	55.88	52.97	42.32	28.96	31.68	32.07	31.55	30.28	38.16
Mg/(Mg+Fe2+) en roca	42.55	57.85	61.94	59.56	58.46	55.58	44.91	31.18	34.01	38.63	38.07	36.68	45.15
Mg/(Mg+Fe2+) en silicatos	64.27	72.03	74.66	74.15	66.35	64.50	53.39	36.56	39.72	51.91	51.15	49.28	60.46
Ca/(Ca+Na) en roca	56.04	59.52	64.01	60.98	64.43	62.50	57.97	45.50	46.87	49.26	40.08	50.71	61.99
An en Plagioclasa	41.06	46.91	50.82	49.18	52.00	50.83	40.02	30.43	28.88	36.25	34.49	41.05	46.26
Índice de diferenciación	59.22	61.33	58.10	58.46	58.23	59.59	57.95	64.44	62.08	63.18	66.02	63.05	57.93
Índice de saturación Al	0.71	0.72	0.68	0.72	0.72	0.76	0.67	0.83	0.78	0.74	0.89	0.79	0.65
Índice alcalinidad	2.17	2.49	2.82	2.65	2.94	2.84	2.19	1.73	1.68	1.98	1.89	2.27	2.48
Densidad calculada, g/cc	3.05	3.00	3.02	3.01	3.02	3.01	3.02	2.96	2.97	3.00	2.98	3.01	3.04
Densidad líquido calculada, g/cc	2.71	2.68	2.69	2.69	2.71	2.71	2.71	2.64	2.65	2.67	2.66	2.69	2.70
Viscosidad calculada, seco, Pas	0.20	0.21	0.20	0.22	0.18	0.18	0.21	0.32	0.30	0.27	0.26	0.24	0.24
Densidad calculada, húmedo, Pas	0.20	0.20	0.20	0.21	0.18	0.18	0.21	0.30	0.28	0.26	0.25	0.23	0.23
T° estimada liquidus., °C	1244.45	1231.52	1236.01	1218.50	1255.79	1260.08	1228.07	1137.99	1155.80	1175.89	1185.84	1215.87	1208.42
H2O estimado, wt. %	0.28	0.32	0.31	0.36	0.26	0.25	0.34	0.74	0.64	0.54	0.49	0.37	0.40

Tabla E. 8: Norma CIPW (Cross et al., 1912; Hollocher) para las muestras del volcán Terevaka. LR: Lavas Roiho, LH: Lavas Hiva Hiva, LPR: Lavas Te Pua Roa, CEB: Centros eruptivos basálticos, LM: Lavas Mataveri, LKoe: Lavas Koe Koe, LT: Lavas Tangaroa, LO: Lavas Omoanga, LK: Lavas Kuma. FE: Fase escudo (continuación).

Código	EC369	EC383	EC385	EH122	EI9203	OG829	TE22B	TE23B	TE26Bi	TE26Bs	TE32C	EI9214	OG807
Fase	CEB	CEB	CEB	CEB	CEB	CEB	CEB	CEB	CEB	CEB	CEB	LM	LM
Mx. Norm.	wt% _N	wt% _N	wt% _N	wt% _N	wt% _N	wt% _N	wt% _N	wt% _N	wt% _N	wt% _N	wt% _N	wt% _N	wt% _N
Cuarzo	0	0	0	3.79	0	0.25	0	0	0	0	0	6.57	6.22
Plagioclasa	51.72	53.00	53.47	59.14	54.20	53.91	57.93	60.25	52.56	52.32	57.21	56.02	57.17
(Albita)	28.31	33.20	28.23	28.63	28.32	32.10	35.76	34.43	29.98	27.64	30.57	44.44	41.45
(Anortita)	23.41	19.80	25.24	30.51	25.88	21.81	22.17	25.82	22.58	24.68	26.64	11.58	15.72
Ortoclasa	3.23	5.54	3.71	3.52	3.57	6.08	4.01	4.81	3.97	4.06	3.93	10.76	9.71
Corindón	0	0	0	0	0	0	0	0.26	0	0	0	0	0
Diópsido	20.36	18.94	21.13	16.47	16.19	19.66	10.61	0	15.58	13.11	3.99	7.77	0.80
Hiperstena	12.97	4.58	8.43	7.49	9.69	4.86	7.56	17.11	9.16	17.07	19.35	13.85	15.52
Wollastonita	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Olivino	1.59	4.92	1.92	0	6.83	0	10.10	7.34	7.75	2.30	4.70	0	0
Ilmenita	5.34	7.41	6.09	5.48	6.46	6.25	5.72	5.09	7.42	7.56	6.51	2.28	3.33
Magnetita	4.79	5.60	5.24	4.11	2.10	7.77	2.18	2.31	2.24	2.27	2.37	1.70	4.84
Apatito	0	0	0	0	0.97	1.22	1.79	2.72	1.25	1.24	1.84	0.92	2.40
Zircón	0	0	0	0	0	0	0.09	0.11	0.06	0.07	0.09	0.14	0
Cromita	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0.00	0
Total	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100
Fe3+/(Total Fe) en roca	25.00	25.02	24.98	24.98	10.00	40.02	10.00	10.00	10.00	10.00	10.00	10.00	24.40
Mg/(Mg+Total Fe) en roca	48.53	35.65	38.64	36.76	39.39	38.49	34.14	29.76	37.75	35.70	32.58	16.32	19.04
Mg/(Mg+Fe2+) en roca	55.70	42.49	45.64	43.66	41.93	51.06	36.55	32.01	40.25	38.16	34.94	17.81	23.72
Mg/(Mg+Fe2+) en silicatos	68.70	58.83	60.07	59.90	50.72	78.61	43.65	37.66	49.72	47.55	42.36	20.14	30.87
Ca/(Ca+Na) en roca	61.71	54.83	62.95	62.44	61.48	59.27	51.07	47.63	58.37	59.81	52.85	32.77	34.53
An en Plagioclasa	43.80	35.99	45.73	50.11	46.28	39.03	36.88	41.41	41.52	45.70	45.10	19.72	26.33
Índice de diferenciación	54.95	58.54	57.18	66.45	57.77	60.24	61.93	65.06	56.53	56.39	61.14	73.35	73.10
Índice de saturación Al	0.62	0.64	0.62	0.70	0.69	0.63	0.78	1.02	0.69	0.73	0.91	0.82	0.98
Índice alcalinidad	2.41	1.97	2.50	2.80	2.54	2.09	2.06	2.29	2.27	2.48	2.47	1.40	1.59
Densidad calculada, g/cc	3.04	3.04	3.04	2.96	3.04	3.01	3.01	3.00	3.05	3.06	3.03	2.87	2.90
Densidad líquido calculada, g/cc	2.70	2.70	2.71	2.66	2.72	2.68	2.70	2.70	2.72	2.73	2.72	2.57	2.60
Viscosidad calculada, seco, Pas	0.22	0.21	0.21	0.28	0.21	0.22	0.23	0.23	0.20	0.21	0.22	0.45	0.37
Densidad calculada, húmedo, Pas	0.22	0.20	0.21	0.27	0.20	0.21	0.22	0.22	0.20	0.20	0.21	0.40	0.34
T° estimada liquidus., °C	1211.04	1230.30	1232.30	1185.22	1236.24	1232.01	1222.26	1231.80	1241.95	1238.42	1239.99	1037.14	1106.22
H2O estimado, wt. %	0.39	0.33	0.32	0.50	0.31	0.32	0.36	0.32	0.29	0.30	0.30	1.45	0.93

Tabla E. 9: Norma CIPW (Cross et al., 1912; Hollocher) para las muestras del volcán Terevaka. LR: Lavas Roiho, LH: Lavas Hiva Hiva, LPR: Lavas Te Pua Roa, CEB: Centros eruptivos basálticos, LM: Lavas Mataveri, LKoe: Lavas Koe Koe, LT: Lavas Tangaroa, LO: Lavas Omoanga, LK: Lavas Kuma. FE: Fase escudo (continuación).

Código	TE12	TE13	EC153	EC165	EC176	IP18	OG847	OG850	OG892	TE18	TE19B	EC125	OG905
Fase	LM	LM	LKoe	LKoe	LKoe	LKoe	LKoe	LKoe	LKoe	LKoe	LKoe	LT	LT
Mx. Norm.	wt% _N	wt% _N	wt% _N	wt% _N	wt% _N	wt% _N	wt% _N	wt% _N	wt% _N	wt% _N	wt% _N	wt% _N	wt% _N
Cuarzo	0	3.29	0.94	1.32	1.85	6.89	4.08	0	0	0	0	1.69	6.96
Plagioclasa	62.69	56.02	55.22	54.73	54.59	60.54	55.98	54.32	53.45	53.90	54.31	50.60	54.87
(Albita)	44.22	43.03	35.17	35.46	35.89	46.69	39.59	35.44	32.65	34.97	34.91	30.63	44.28
(Anortita)	18.47	13.00	20.05	19.27	18.71	13.85	16.39	18.88	20.80	18.94	19.40	19.96	10.59
Ortoclasa	6.04	9.67	6.07	5.79	6.70	10.24	9.29	7.24	6.88	6.52	6.37	4.85	12.58
Corindón	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Diópsido	6.08	8.00	14.67	14.95	14.43	5.27	10.00	12.16	17.15	13.33	12.71	17.65	10.28
Hiperstena	17.23	16.39	11.66	11.85	11.59	1.32	10.35	11.90	7.48	11.43	10.19	12.65	10.37
Wollastonita	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Olivino	1.24	0	0	0	0	0	0	1.67	0.70	5.17	6.76	0	0
Ilmenita	3.11	3.05	6.42	6.12	5.73	2.85	3.66	6.07	6.31	5.99	5.87	7.24	1.81
Magnetita	2.01	1.90	5.02	5.26	5.12	11.19	5.60	4.12	7.46	2.05	2.09	5.34	2.81
Apatito	1.46	1.57	0	0	0	1.58	1.05	2.52	0.58	1.53	1.61	0	0.31
Zircón	0.13	0.12	0	0	0	0.11	0	0	0	0.08	0.09	0	0
Cromita	0	0	0	0	0	0.00	0	0	0	0	0	0	0
Total	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100
Fe3+/(Total Fe) en roca	10.00	10.00	24.99	25.00	24.98	59.29	28.28	19.76	33.68	10.00	10.00	25.03	16.16
Mg/(Mg+Total Fe) en roca	21.24	20.75	35.36	33.43	32.92	16.68	23.33	31.54	32.59	35.88	35.71	39.37	10.57
Mg/(Mg+Fe2+) en roca	23.06	22.54	42.17	40.11	39.55	32.96	29.79	36.47	42.16	38.34	38.16	46.41	12.36
Mg/(Mg+Fe2+) en silicatos	26.29	25.88	57.12	54.31	53.25	89.00	40.26	47.88	61.66	46.44	45.92	62.88	14.38
Ca/(Ca+Na) en roca	38.57	36.72	50.32	49.77	48.64	33.43	42.48	51.71	55.47	51.21	51.21	56.07	32.96
An en Plagioclasa	28.25	22.16	34.95	33.87	32.95	21.85	28.07	33.43	37.52	33.79	34.37	38.06	18.39
Índice de diferenciación	68.73	68.98	62.23	61.83	63.13	77.68	69.35	61.56	60.33	60.42	60.68	57.13	74.42
Índice de saturación Al	0.87	0.82	0.70	0.69	0.70	0.87	0.78	0.74	0.67	0.72	0.73	0.64	0.78
Índice alcalinidad	1.70	1.47	1.92	1.89	1.84	1.47	1.64	1.84	2.00	1.87	1.90	2.07	1.36
Densidad calculada, g/cc	2.93	2.91	2.99	3.00	2.98	2.88	2.93	3.00	3.02	3.00	3.00	3.04	2.86
Densidad líquido calculada, g/cc	2.63	2.61	2.67	2.67	2.66	2.57	2.62	2.68	2.69	2.68	2.68	2.69	2.57
Viscosidad calculada, seco, Pas	0.33	0.38	0.26	0.26	0.28	0.36	0.34	0.24	0.22	0.25	0.24	0.24	0.47
Densidad calculada, húmedo, Pas	0.31	0.35	0.25	0.25	0.27	0.33	0.31	0.23	0.21	0.24	0.23	0.23	0.41
T° estimada liquidus., °C	1137.43	1089.84	1185.64	1181.57	1168.11	1116.44	1127.13	1209.88	1229.14	1195.79	1202.28	1202.87	1028.63
H2O estimado, wt. %	0.74	1.05	0.49	0.51	0.57	0.87	0.80	0.40	0.33	0.45	0.43	0.42	1.50

Tabla E. 10: Norma CIPW (Cross et al., 1912; Hollocher) para las muestras del volcán Terevaka. LR: Lavas Roiho, LH: Lavas Hiva Hiva, LPR: Lavas Te Pua Roa, CEB: Centros eruptivos basálticos, LM: Lavas Mataveri, LKoe: Lavas Koe Koe, LT: Lavas Tangaroa, LO: Lavas Omoanga, LK: Lavas Kuma. FE: Fase escudo (continuación).

Código	FS-140914-3	TE10A	TE10B	EC413	EI9204	EI9205	17731	17756	17729	EC243	TE1B	TE6A
Fase	LT	LT	LT	LO	LK	LK	FE	FE	FE	FE	FE	FE
Mx. Norm.	wt% _N	wt% _N	wt% _N	wt% _N	wt% _N	wt% _N	wt% _N	wt% _N	wt% _N	wt% _N	wt% _N	wt% _N
Cuarzo	0	0	0	3.73	0	0	2.85	0	0.19	0	0	0
Plagioclasa	53.57	53.16	53.90	54.61	52.57	62.97	50.38	51.65	54.21	52.10	58.35	50.46
(Albita)	33.56	33.33	32.47	33.26	31.88	29.46	31.54	33.21	28.10	30.22	31.70	27.53
(Anortita)	20.01	19.82	21.42	21.35	20.68	33.51	18.84	18.44	26.12	21.88	26.65	22.93
Ortoclasa	6.12	6.14	5.75	5.60	5.47	2.95	4.63	4.47	4.07	3.81	2.79	4.42
Corindón	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Diópsido	13.61	14.28	13.03	9.98	16.76	14.76	20.59	19.59	16.94	20.77	6.69	16.07
Hiperstena	10.80	11.60	12.62	14.53	11.74	4.77	8.83	9.81	13.39	5.65	9.38	14.22
Wollastonita	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Olivino	6.25	5.24	5.09	0	3.85	6.71	0	1.65	0	4.72	11.45	3.89
Ilmenita	5.95	5.93	5.92	6.29	6.28	5.33	7.85	6.90	5.38	7.27	6.66	7.50
Magnetita	2.05	2.03	2.05	5.26	2.04	1.67	4.87	5.92	5.81	5.68	2.31	2.31
Apatito	1.59	1.55	1.56	0	1.21	0.82	0	0	0	0	2.29	1.07
Zircón	0.07	0.07	0.08	0	0.08	0	0	0	0	0	0.09	0.06
Cromita	0	0	0	0	0.01	0	0	0	0	0	0	0
Total	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100
Fe³⁺/(Total Fe) en roca	10.00	10.00	10.00	25.00	10.00	10.00	25.00	24.98	24.98	25.00	10.00	10.00
Mg/(Mg+Total Fe) en roca	38.02	38.25	38.02	34.34	37.66	39.35	40.29	33.59	32.27	37.85	35.45	35.82
Mg/(Mg+Fe²⁺) en roca	40.53	40.77	40.53	41.09	40.16	41.89	47.37	40.27	38.84	44.81	37.90	38.27
Mg/(Mg+Fe²⁺) en silicatos	48.69	48.97	48.66	55.76	48.88	51.05	66.62	54.59	50.75	60.48	45.85	47.42
Ca/(Ca+Na) en roca	53.25	53.74	54.45	48.62	56.53	63.11	56.85	54.41	60.90	59.50	54.84	60.62
An en Plagioclasa	35.99	35.92	38.34	37.69	37.94	51.74	36.03	34.36	46.70	40.56	44.21	43.97
Índice de diferenciación	59.69	59.30	59.65	63.94	58.03	65.93	57.86	56.13	58.48	55.91	61.14	54.88
Índice de saturación Al	0.72	0.71	0.73	0.78	0.67	0.74	0.60	0.62	0.68	0.61	0.85	0.68
Índice alcalinidad	1.96	1.96	2.07	2.04	2.06	2.96	1.99	1.93	2.54	2.22	2.47	2.37
Densidad calculada, g/cc	3.01	3.01	3.01	2.99	3.02	2.97	3.02	3.06	3.04	3.06	3.03	3.07
Densidad líquido calculada, g/cc	2.69	2.69	2.69	2.67	2.69	2.68	2.68	2.71	2.71	2.72	2.72	2.73
Viscosidad calculada, seco, Pas	0.24	0.24	0.24	0.28	0.24	0.24	0.25	0.22	0.22	0.20	0.19	0.21
Densidad calculada, húmedo, Pas	0.23	0.23	0.23	0.27	0.23	0.23	0.24	0.21	0.22	0.19	0.18	0.20
T° estimada liquidus., °C	1204.97	1201.33	1207.39	1171.59	1204.90	1229.57	1188.82	1220.57	1229.29	1244.45	1262.67	1238.39
H₂O estimado, wt. %	0.42	0.43	0.41	0.56	0.42	0.33	0.48	0.36	0.33	0.28	0.24	0.30

F. Razones isotópicas

Se facilita la base de datos utilizada en el siguiente [enlace](#) a Google Drive

<https://drive.google.com/file/d/1IoNUd2fa2MipAD5ABhVzIU4Xyp63W8dq/view?usp=sharing>

G. Modelos de cristalización fraccionada

Tabla G. 1: Ubicación y composición de las muestras utilizadas para las modelaciones de cristalización fraccionada.

Código	TE6A	EI9207	24DS-1	FS120914-6b	FS130914-4a
Unidad	F. Escudo, V. Terevaka	L. Roiho, V. Terevaka	Dorsal Rano Kau	F. Escudo, V. Poike	F. Escudo, V. Rano Kau
Coord E.	665383	657960.85 ⁷	630538,8	671823	657905
Coord N.	7004834	7000197.18 ⁸	6969244,6	6998627	6994439
Referencia	Este proyecto	Haase et al. (1997)	Haase et al. (1997)	Sepúlveda (2015)	Sepúlveda (2015)
Composición Química					
SiO ₂	47.39	47.7	49.15	47.5	49.1
TiO ₂	3.85	2.762	1.666	2.86	3.33
Al ₂ O ₃	14.19	16.34	18.72	15.16	13.73
Fe ₂ O ₃	15.55	12.31	8.57	13.21	14.12
MnO	0.22	0.18	0.13	0.2	0.2
MgO	4.38	7.87	5.99	5.82	5.17
CaO	8.83	9.9	12.46	10.25	9.25
Na ₂ O	3.17	3.02	2.75	3.18	3.26
K ₂ O	0.72	0.552	0.343	0.27	0.76

⁷ Ubicación aproximada.

⁸ Ubicación aproximada.