



UNIVERSIDAD DE CHILE

FACULTAD DE CIENCIAS FÍSICAS Y MATEMÁTICAS

DEPARTAMENTO DE GEOLOGÍA

ORIGEN Y MECANISMO DE TRANSPORTE DE MATERIAL PUMÍCEO EN LA ISLA ROBINSON CRUSOE

**MEMORIA PARA OPTAR AL TÍTULO DE GEÓLOGA
FERNANDA ROCÍO ULLOA CASTILLO**

PROFESOR GUÍA:

LUIS ENRIQUE LARA PULGAR

MIEMBROS DE LA COMISIÓN:

ANGELO CASTRUCCIO ÁLVAREZ

JUAN PABLO LACASSIE REYES

SANTIAGO DE CHILE

2018

ORIGEN Y MECANISMO DE TRANSPORTE DE MATERIAL PUMÍCEO EN LA ISLA ROBINSON CRUSOE

La isla Robinson Crusoe es una isla oceánica de origen volcánico perteneciente al Archipiélago de Juan Fernández que se ubica en el océano Pacífico en latitud del puerto de Valparaíso. Entre los años 2011 y 2012, pescadores de la zona han encontrado material pumíceo flotante en sus costas, del cual se desconoce su origen.

La presente investigación plantea que este material es exótico debido a que presenta una composición química diferente al resto de las rocas de la isla y que se transporta a través de las corrientes marinas hasta llegar al territorio insular. Es por esto que se establece como objetivo establecer el origen de este material piroclástico pumíceo y luego inferir un mecanismo de transporte y trayectoria hasta la isla Robinson Crusoe.

Para la realización de estos objetivos, en primer lugar y con el fin de caracterizar la muestra, se realizó un análisis químico mediante la utilización de ICP-OES y ICP-MS y de Microscopio Electrónico de Barrido (SEM). Según estos análisis se identifica que la muestra corresponde a una fonolita.

En segundo lugar, se determinó la fuente del material en términos de sus características geoquímicas mediante la construcción de una base de datos de información publicada respecto de piedras pómez de composición fonolítica analizadas en otras regiones del mundo. Se identificaron dos erupciones que pudieron haber originado este material que corresponden a la del volcán McDonald en el año 2005 y al monte Erebus que presenta actividad continuamente todos los años hasta la actualidad.

En tercer lugar, a través del estudio de las dinámicas de corrientes en el Pacífico Sur, se describió la trayectoria que sigue el material piroclástico pumíceo en dirección a la isla Robinson Crusoe. Al caer el material en el océano, este habría sido transportado hacia el este por la corriente Circumpolar Antártica, que luego se integra a la corriente de Humboldt transportándose hacia el norte y llegando finalmente a la isla Robinson Crusoe. Este material puede haber recorrido una distancia de 7.000 a 15.000 km con una velocidad de deriva de 13 a 17 km/día aproximadamente, por lo tanto llega a la isla entre 1,3 a 2,4 años. Existe la posibilidad de que el material se haya desviado en varias ocasiones antes de llegar a la costa de Robinson Crusoe y que al fragmentarse pueda ser depositado en las playas cercanas y luego regresar al mar en una siguiente gran marea.

La dispersión de objetos flotantes en el mar es un fenómeno que cada vez más preocupa a la comunidad científica, ya que además del material pumíceo, desechos y productos de plástico se transportan a través de estas corrientes, generando grandes depósitos de basura en medio de los océanos.

El estudio de la dispersión del material pumíceo flotante es útil para entender la dinámica de su desplazamiento una vez ocurrida la erupción, y a la vez importante para un futuro análisis del impacto y peligros que podría acarrear, en especial la presencia de grandes concentraciones conocidas como “balsas de pómez”. También puede ser útil para la predicción de la propagación de organismos marinos, icebergs o desechos antropogénicos (basura y plástico), entre otros.

AGRADECMIENTOS

Agradezco a mi profesor guía Luis Lara Pulgar por darme la oportunidad de realizar este trabajo de investigación que se enmarca en los proyectos Fondecyt N° 1110966: '*Nazca intraplate volcanism: Geochronology, magmatic evolution and geodynamics of Juan Fernández Ridge*' y Fondecyt N° 1141303: '*Volcanism on the Nazca plate: Plumes and plate tectonic processes*'. A los profesores de mi comisión Angelo Catruccio y Juan Pablo Laccasie por aceptar la invitación a formar parte de la comisión evaluadora de este trabajo y por la guía y apoyo brindados.

También agradezco a los profesores Marcel Ramos Quezada, del departamento de Biología Marina de la Universidad Católica del Norte, Patricio Winckler y Mario Cáceres, de la Facultad de Ciencias del Mar y de Recursos Naturales de la Universidad de Valparaíso, quienes desinteresadamente me brindaron su ayuda cuando los contacté y me aportaron información muy valiosa para el desarrollo de este trabajo.

Principalmente quiero dar las gracias a mis padres, por todo el cariño, apoyo y amor infinito e incondicional que me han dado durante toda mi vida y sobre todo en esta última etapa. Gracias por confiar en mí incluso cuando yo no lo hice, por darme la fuerza para seguir y por enseñarme a jamás rendirme, a siempre perseguir mis sueños y a volver confiar en mí. También a mis hermanos Javiera y Nicolás por su enorme amor y compañía durante este proceso y durante toda mi vida. En general gracias a toda mi familia porque gracias a ustedes me he convertido en la persona que soy, los amo mucho.

Gracias a mis amigas del colegio por todo el apoyo, por siempre estar ahí y por todos estos lindos años de amistad, alegrías y mucho amor. A mis amigas minigeólogas por compartir este amor a la geología y por todas esas tardes y noches interminables de estudio, porque sin ustedes no podría haber sobrevivido estos años de estudio e hicieron que fueran los años más lindos. Gracias infinitas por todos esos lindos momentos que compartimos juntas, en donde compartíamos nuestros sueños, preocupaciones, alegrías y discutíamos nuestra visión de la vida.

A mi curso Geolokos/as 2014 por todos los momentos lindos compartidos en clases, después de clases y sobre todo en los terrenos bacanes que tuvimos, que fueron los momentos en donde más compartimos y aprendíamos sobre geología y la vida. También a los amigos de plan común y en general a todos los geoamigos y geoamigas por todas esas tardes de chelas en el patio de los naranjos, por las buenas conversaciones, por convertirse en grandes amigos y por hacer mucho más linda la estadía en la universidad.

Tabla de Contenido

1. INTRODUCCIÓN	1
1.1. Formulación del problema.....	1
1.2. Antecedentes	2
1.3. Hipótesis de trabajo	4
1.4. Objetivos	4
1.4.1. Objetivo General.....	4
1.4.2. Objetivos Específicos.....	4
1.5. Metodología.....	4
2. MARCO TEMATICO	5
2.1. Volcanismo.....	5
2.1.1. Ambientes divergentes.....	5
2.1.2. Ambientes de intra-placa	5
2.1.3. Ambientes de subducción	6
2.2. Corrientes Marinas	7
2.2.1. Corrientes litorales o locales.....	7
2.2.2. Corrientes de profundidad.....	7
2.2.3. Corrientes superficiales.....	7
3. MARCO GEOLÓGICO	11
3.1. Geología de las islas Robinson Crusoe y Santa Clara.....	11
3.1.1. Rocas estratificadas.....	11
3.1.2. Rocas no estratificadas.....	12
4. MÉTODO DE TRABAJO	14
4.1. Caracterización de la muestra encontrada	14
4.1.1. Clasificación del material pumíceo recolectado	14
4.1.2. Grado de meteorización química	16
4.2. Determinación de la fuente de origen del material pumíceo.....	17
4.2.1. Análisis de componentes principales	18
4.3. Propuesta de un método de transporte y trayectoria.....	19
5. RESULTADOS Y ANÁLISIS	20
5.1. Caracterización de la muestra.....	20
5.1.1. Vesicularidad y permeabilidad	20
5.1.2. Clasificación geoquímica de la muestra	21

5.1.3. Grado de Meteorización de la muestra	30
5.2. Determinación de fuente de origen del material pumíceo.....	32
5.2.1. Clasificación de Ambiente Convergente	32
5.2.2. Clasificación de Ambiente Intraplaca	40
5.3. Análisis de la fuente de origen	52
5.3.1. Ambiente convergente	52
5.3.2. Ambiente intraplaca	54
5.3.3. Análisis de componentes principales	59
5.4. Estudio de erupciones recientes	61
5.4.1. Volcán McDonald.....	61
5.4.2. Monte Erebus	62
5.5. Propuesta de método de transporte y trayectoria.....	64
5.5.1. Experimento de flotación.....	64
5.5.2. Descripción de la Trayectoria	65
6. DISCUSIÓN	68
6.1. Caracterización de la muestra encontrada	68
6.2. Determinación fuente de origen del material pumíceo	69
6.3. Método de transporte y trayectoria.....	71
7. CONCLUSIÓN	75
8. BIBLIOGRAFÍA	77
9. ANEXOS.....	85
ANEXO A: Geoquímica de la muestra LL140612-1 de pómez mediante la utilización de ICP-OES y ICP-MS.	85
ANEXO B: Geoquímica de la muestra LL140612-1 de pómez mediante la utilización de SEM	87
ANEXO C: Cálculo de la norma CIPW a partir de geoquímica de la muestra LL140612-1 de pómez.	90
ANEXO D: Resultados de análisis de componentes principales de muestras de rocas provenientes de las posibles fuentes de proveniencia, obtenidos mediante el cálculo de datos de elementos mayores.	92
ANEXO E: Erupciones volcánicas del hemisferio sur en el siglo XXI.....	93

Índice de Figuras

Figura 2.1: Corrientes oceánicas del mundo	9
Figura 3.1: Mapa geológico de las Islas Robinson Crusoe y Santa Clara. Tomado de Reyes, 2012.	13
Figura 4.1: Diagrama de clasificación geoquímica TAS (“Total Alcalis vs Sílice” (Le Maitre, 1989). El límite de línea punteada divide las series alcalina y subalcalina/toleítica según Irvine y Baragar (1971).	15
Figura 4.2: Mapa de volcanismo y corrientes marinas en el océano Pacífico sur.....	18
Figura 5.1: Fotografía en lupa binocular de la muestra de pómez	20
Figura 5.2: Microfotografía de una partícula de pómez tomada en un SEM (muestra LL140612-1).	20
Figura 5.3: Microfotografía de una partícula de pómez tomada en un SEM (muestra LL140612-1).	21
Figura 5.4: Microfotografía de una partícula de pómez tomada en un SEM (muestra LL140612-1).	21
Figura 5.5: Microfotografía de una partícula de pómez encontrada en Robinson Crusoe tomada en un SEM (muestra LL140612-1).....	22
Figura 5.6: Espectro de un punto de la matriz, medido en un SEM.....	22
Figura 5.7: Proporción de óxidos en la matriz de la partícula de pómez.	22
Figura 5.8: Espectro de un mineral de augita, medido en un SEM v/s el espectro conocido de un mineral de augita, tomado de Reed (2005).	23
Figura 5.9: Microfotografía de una partícula de pómez tomada en un SEM (muestra LL140612-1).	23
Figura 5.10: Espectro de un mineral de titanita, medido en un SEM v/s el espectro conocido de un mineral de titanita, tomado de Reed (2005).....	24
Figura 5.11: Espectro de un mineral de anfíbol, medido en un SEM v/s el espectro conocido de un mineral de anfíbol, tomado de Reed (2005).	24
Figura 5.12: Espectro de un mineral de ilmenita, medido en un SEM v/s el espectro conocido de un mineral de ilmenita, tomado de Reed (2005).....	24
Figura 5.13: Espectro de un mineral de actinolita, medido en un SEM v/s el espectro conocido de un mineral de actinolita, tomado de Reed (2005).	25
Figura 5.14: Espectro de un mineral de fluorapatito, medido en un SEM v/s el espectro conocido de un mineral de fluorapatito, tomado de Reed (2005).	25
Figura 5.15: Diagrama de clasificación TAS (“Total Alcalis vs Sílice”, Le Bas et al, 1986) para la muestra LL140612-1 y las rocas del archipiélago Juan Fernández. Límite divide las series alcalina y subalcalina/toleítica según Irvine y Baragar (1971).	26
Figura 5.16: Diagrama de clasificación geoquímica Nb/Y vs. Zr/TiO ₂ de rocas volcánicas (Winchester & Floyd, 1977) para la muestra LL140612-1 y las rocas del Archipiélago Juan Fernández.....	26

Figura 5.17: Diagrama de clasificación geoquímica Zr/TiO ₂ vs. SiO ₂ de rocas volcánicas (Winchester & Floyd, 1977) para la muestra LL140612-1 y las rocas del Archipiélago Juan Fernández.....	27
Figura 5.18: Diagrama de clasificación geoquímica Nb/Y vs. SiO ₂ de rocas volcánicas (Winchester & Floyd, 1977) para la muestra LL140612-1 y las rocas del Archipiélago Juan Fernández.	27
Figura 5.19: Proporción de minerales normativos presentes en la muestra LL140612-1.	28
Figura 5.20: Diagrama de clasificación QAPF (Streckeisen, 1979) de la muestra LL140612-1 según los minerales normativos calculados a partir de la norma CIPW.	29
Figura 5.21: Diagrama de tierras raras normalizadas al condrito de Taylor y McLennan, 1985. .	30
Figura 5.22: Diagrama de alteraciones para rocas volcánicas (Large, Gemmell, & Paulick, 2001) (AI = índice de alteración de Ishikawa et al., 1976; CCPI = índice de alteración de clorita-carbonato-pirita).	31
Figura 5.23: Diagrama de clasificación TAS (“Total Álcalis vs Sílice”) (Le Maitre, 1989) para las rocas pertenecientes al Arco Andino. Límite divide las series alcalina y subalcalina/toleítica según Irvine y Baragar (1971).	33
Figura 5.24: Diagrama de clasificación geoquímica Nb/Y vs. Zr/TiO ₂ de rocas volcánicas (Winchester & Floyd, 1977) para las rocas pertenecientes al Arco Andino.	34
Figura 5.25: Diagrama de clasificación geoquímica Zr/TiO ₂ vs. SiO ₂ de rocas volcánicas (Winchester & Floyd, 1977) para las rocas pertenecientes al Arco Andino	34
Figura 5.26: Diagrama de clasificación geoquímica Nb/Y vs. SiO ₂ de rocas volcánicas (Winchester & Floyd, 1977) para las rocas pertenecientes al Arco Andino	35
Figura 5.27: Diagrama de clasificación TAS (“Total Álcalis vs Sílice”) (Le Maitre, 1989)) para las rocas pertenecientes al Arco Scotia. Límite divide las series alcalina y subalcalina/toleítica según Irvine y Baragar (1971).	36
Figura 5.28: Diagrama de clasificación geoquímica Nb/Y vs. Zr/TiO ₂ de rocas volcánicas (Winchester & Floyd, 1977) para las rocas pertenecientes al Arco Scotia.	36
Figura 5.29: Diagrama de clasificación geoquímica Nb/Y vs. SiO ₂ de rocas volcánicas (Winchester & Floyd, 1977) para las rocas pertenecientes al Arco Scotia.	37
Figura 5.30: Diagrama de clasificación geoquímica Zr/TiO ₂ vs. SiO ₂ de rocas volcánicas (Winchester & Floyd, 1977) para las rocas pertenecientes al Arco Scotia.	37
Figura 5.31: Diagrama de clasificación TAS (“Total Álcalis vs Sílice”, (Le Maitre, 1989)) para las rocas pertenecientes al Arco Tonga, Kermadec y ZVT. Límite divide las series alcalina y subalcalina/toleítica según Irvine y Baragar (1971).	38
Figura 5.32: Diagrama de clasificación geoquímica Nb/Y vs. Zr/TiO ₂ de rocas volcánicas (Winchester & Floyd, 1977) para las rocas pertenecientes al Arco Tonga, Kermadec y ZVT.	39
Figura 5.33: Diagrama de clasificación geoquímica Nb/Y vs. SiO ₂ de rocas volcánicas (Winchester & Floyd, 1977) para las rocas pertenecientes al Arco Tonga, Kermadec y ZVT.....	39

Figura 5.34: Diagrama de clasificación geoquímica Zr/TiO ₂ vs. SiO ₂ de rocas volcánicas (Winchester & Floyd, 1977) para las rocas pertenecientes al Arco Tonga, Kermadec y ZVT.	40
Figura 5.35: Diagrama de clasificación TAS (“Total Álcalis vs Sílice” (Le Maitre, 1989)) para las rocas pertenecientes al Rift de Antártica. Límite divide las series alcalina y subalcalina/toleítica según Irvine y Baragar (1971).	42
Figura 5.36: Diagrama de clasificación geoquímica Nb/Y vs. Zr/TiO ₂ de rocas volcánicas (Winchester & Floyd, 1977) para las rocas pertenecientes al Rift de Antártica.....	42
Figura 5.37: Diagrama de clasificación geoquímica Nb/Y vs. SiO ₂ de rocas volcánicas (Winchester & Floyd, 1977) para las rocas pertenecientes al Rift de Antártica	43
Figura 5.38: Diagrama de clasificación geoquímica Zr/TiO ₂ vs. SiO ₂ de rocas volcánicas (Winchester & Floyd, 1977) para las rocas pertenecientes al Rift de Antártica.....	43
Figura 5.39: Diagrama de clasificación TAS (“Total Álcalis vs Sílice” (Le Maitre, 1989)) para las rocas pertenecientes a las islas Kerguelen, Heard y Mc Donald.	45
Figura 5.40: Diagrama de clasificación geoquímica Nb/Y vs. Zr/TiO ₂ de rocas volcánicas (Winchester & Floyd, 1977) para las rocas pertenecientes a las islas Kerguelen, Heard y McDonald.	45
Figura 5.41: Diagrama de clasificación geoquímica Nb/Y vs. SiO ₂ de rocas volcánicas (Winchester & Floyd, 1977) para las rocas pertenecientes a las islas Kerguelen, Heard y McDonald.	46
Figura 5.42: Diagrama de clasificación geoquímica Zr/TiO ₂ vs. SiO ₂ de rocas volcánicas (Winchester & Floyd, 1977) para las rocas pertenecientes a las islas Kerguelen, Heard y McDonald.	46
Figura 5.43: Diagrama de clasificación TAS (“Total Álcalis vs Sílice” (Le Maitre, 1989)) para las rocas pertenecientes a las islas Australes, Society y Cook. Límite divide las series alcalina y subalcalina/toleítica según Irvine y Baragar (1971).	47
Figura 5.44: Diagrama de clasificación geoquímica Nb/Y vs. Zr/TiO ₂ de rocas volcánicas (Winchester & Floyd, 1977) para las rocas pertenecientes a las islas Australes, Society y Cook.....	48
Figura 5.45: Diagrama de clasificación geoquímica Nb/Y vs. SiO ₂ de rocas volcánicas (Winchester & Floyd, 1977) para las rocas pertenecientes a las islas Australes, Society y Cook.....	48
Figura 5.46: Diagrama de clasificación geoquímica Zr/TiO ₂ vs. SiO ₂ de rocas volcánicas (Winchester & Floyd, 1977) para las rocas pertenecientes a las islas Australes, Society y Cook.....	49
Figura 5.47: Diagrama de clasificación TAS (“Total Álcalis vs Sílice” (Le Maitre, 1989)) para las rocas pertenecientes a las islas Balleny y Peter I. Límite divide las series alcalina y subalcalina/toleítica según Irvine y Baragar (1971).	50
Figura 5.48: Diagrama de clasificación geoquímica Nb/Y vs. Zr/TiO ₂ de rocas volcánicas (Winchester & Floyd, 1977) para las rocas pertenecientes a las islas Balleny y Peter I. ...	50
Figura 5.49: Diagrama de clasificación geoquímica Nb/Y vs. SiO ₂ de rocas volcánicas (Winchester & Floyd, 1977) para las rocas pertenecientes a las islas Balleny y Peter I.....	51

Figura 5.50: Diagrama de clasificación geoquímica Zr/TiO ₂ vs. SiO ₂ de rocas volcánicas (Winchester & Floyd, 1977) para las rocas pertenecientes a las islas Balleny y Peter I. ...	51
Figura 5.51: Gráfico circular que muestra la proporción de fonolitas en cada configuración tectónica.....	52
Figura 5.52: Mapa de las posibles fuentes de origen del material pumíceo flotante.....	55
Figura 5.53: Gráfico de dispersión de análisis de componentes principales de muestras de rocas provenientes de las posibles fuentes de proveniencia, calculada a partir de los datos geoquímicos (elementos mayores y menores).....	59
Figura 5.54: Gráfico de dispersión de análisis de componentes principales de muestras de rocas provenientes de las posibles fuentes de proveniencia, calculada a partir de los datos geoquímicos elementos mayores.	60
Figura 5.55: Imagen ASTER del 12 de julio de 2005 de la zona del volcán McDonald.	62
Figura 5.56: Identificación de las partículas de pómez incluidas en el experimento	64
Figura 5.57: Densidad efectiva de la piedra pómez flotante mostrada como función del tiempo. Experimento de flotación realizado en un periodo de 3 meses.....	65
Figura 5.58: Una simulación modelo de la distribución de desechos marinos en el océano después de diez años muestra que el plástico converge en los cinco giros y forma las zonas de acumulación. Tomada de Maximenko, et al. (2012).	66
Figura 5.59: Corriente superficial media desde enero de 1993 a enero de 2001. Tomada de Martinez et al. (2009).	67
Figura 6.1: Trayectorias posibles seguidas por el material pumíceo flotante	73
Figura 9.1: Gráficos que representa los moles de cada óxido por 100 g de muestra. El gráfico b) muestra cómo se divide cada óxido entre los diversos minerales normativos.	90

Índice de Tablas

Tabla 2.1: Corrientes del Pacífico Sur (Jingzhi et al., 2006), (Stamma, Peterson, & Tomczak, 1995), (Klinck & Nowlin, 2001) (Chaigneau & Pizarro, 2005b)	10
Tabla 5.1: Masa, volumen y densidad de las partículas de pómez, identificadas en la Figura 5.56	64
Tabla 9.1: Análisis geoquímico de la muestra LL140612-1 de pómez.....	85
Tabla 9.2: Elementos mayores de la muestra LL140612-1, con sus pesos moleculares y la proporción molecular.....	86
Tabla 9.3: Composición química de la matriz de la partícula 2.	87
Tabla 9.4 Composición química del espectro de un mineral de augita.	87
Tabla 9.5: Composición química del espectro de un mineral de titanita.....	87
Tabla 9.6: Composición química del espectro de un mineral de hornblenda.....	88
Tabla 9.7: Composición química del espectro de un mineral de ilmenita.....	88
Tabla 9.8: Composición química del espectro de un mineral de actinolita.....	88
Tabla 9.9: Composición química del espectro de un mineral de fluorapatito	88
Tabla 9.10: Composiciones geoquímicas de la matriz para distintas partículas en distintos puntos	89
Tabla 9.11: Análisis de elementos principales de la muestra encontrada, que muestra el recálculo del porcentaje en masa de cada óxido (que es g por 100 g de roca) a moles de cada óxido por 100 g.	90
Tabla 9.12: Cálculo de la norma CIPW.....	91
Tabla 9.13: Variabilidad asociada a cada uno de los componentes principales	92
Tabla 9.14: Correlacion de componentes principales con los elementos mayores. Se resalta en verde los valores mayores a 0,5 y en rojo valores menores a -0,5.	92
Tabla 9.15: Erupciones volcánicas del hemisferio sur en el siglo XXI.....	93

1. INTRODUCCIÓN

1.1. Formulación del problema

La isla Robinson Crusoe (33°38'42''S, 78°49'23''O) es una isla oceánica de carácter volcánico que forma parte de la Dorsal de Juan Fernández, un ridge asísmico de orientación aproximada EW formado sobre la placa de Nazca que converge con el margen sudamericano a la latitud del puerto de Valparaíso.

Esta isla corresponde al remanente de estructuras volcánicas antiguas tipo escudo, profundamente erodadas y divididas por calderas de colapso. La sección que emerge de la isla está formada por rocas volcánicas de composición predominantemente basáltica, siendo las lavas de la unidad más antigua exclusivamente toleíticas, subaéreas y disectadas por diques basálticos y cuerpos hipabisales (Morales, 1987) (Reyes, Lara, & Morata, 2017).

En general, las islas oceánicas son sitios de acumulación de material exótico (basura, agregados piroclásticos o restos biológicos) transportado hacia ellas por las corrientes marinas y el viento. Los elementos con mayor posibilidad de transporte son aquellos de mayor flotabilidad, por ejemplo, las piedras pómez. Ellas son piroclastos de composición dacítica a riolítica con escaso contenido de cristales (feldespato potásico, cuarzo y plagioclasa) generadas en erupciones explosivas subaéreas o incluso submarinas (ej., Carey et al., 2014). En su formación, el magma despresurizado genera fragmentos vítreos cuya densidad y vesicularidad determinan su capacidad de ser transportados por un agente externo, en este caso las corrientes del mar.

El transporte de partículas por las corrientes marinas es importante para la oceanografía física ya que esas partículas pueden utilizarse como trazadoras de la circulación oceánica. Además, la dispersión de la piedra pómez flotante por estas corrientes es un mecanismo eficaz para transportar productos volcánicos a grandes distancias en la cuenca oceánica. Tal transporte puede producir depósitos exóticos de piedra pómez que a veces son difíciles de correlacionar con su origen. Por ejemplo, tras la gran erupción de Krakatoa en 1883, se transportaron balsas de piedra pómez flotante a lo largo del océano Índico, donde se formaron depósitos a lo largo de la costa este de África (Frick & Kent, 1984).

Otro caso similar es que tras la erupción submarina cerca de las Islas Sandwich del Sur en marzo de 1962, la piedra pómez se distribuyó en las costas del sur de Australia y en la costa suroeste de Tasmania (Shuterland, 1965) y luego fue transportada por la corriente Circumpolar Antártica hasta las playas de Tierra del Fuego, en Argentina, y las Islas Shetland del Sur en la Antártica (Risso, Scasso, & Aparicio, 2002). También está el caso de la erupción submarina del volcán Havre en 2012, en donde se estudió la ruta de dispersión en la superficie oceánica que siguen las balsas de pómez generadas en este fenómeno (Jutzeler, et al., 2014).

En los últimos años (2011-2012 aprox.), pescadores que trabajan en las costas de la isla Robinson Crusoe han encontrado material pumíceo flotando en la superficie del mar, cuyas características sugieren a priori una fuente exótica respecto de su origen y procedencia.

En este contexto, se genera el presente trabajo investigativo, que apunta a establecer el origen de este material y determinar cómo se desplaza a través del mar y la posible trayectoria que habría seguido hasta llegar a las costas de la isla.

Esta investigación podría servir de base para posteriores investigaciones en diversas áreas del conocimiento, como el desplazamiento de otros elementos por la vía marítima (plástico, basura, etc.), su impacto en las labores cotidianas de la población isleña y en las artes de la navegación artesanal e industrial. Además sería útil para el estudio de mitigación de peligros en la isla, ya que

este material pumíceo flotante puede bloquear los puertos, e interrumpir o desviar la navegación y el tráfico costero y transoceánico en grandes áreas a distancias de miles de kilómetros desde el sitio de la erupción durante períodos de meses a años. También puede causar amenazas ambientales, ya que bloquean la luz que pasa hacia el fondo marino matando a los organismos fotosintéticos, además de fomentar el transporte de microorganismos y especies exóticas invasoras (Bryan, et al., 2012).

1.2. Antecedentes

Numerosos autores han descrito el movimiento de material pumíceo flotante o “pumice rafts” (balsas de piedra pómez) a través de las corrientes marinas y han reconocido depósitos en zonas alejadas de su fuente. Estas investigaciones sirven como antecedentes para poder explicar el origen y el método de transporte y trayectoria seguida por el material pumíceo encontrado en la isla Robinson Crusoe.

El primer caso descrito fue por Richards (1958), que reporta una probable deriva transpacífica de una balsa de piedra pómez traquítica originada en la erupción de 1952 del Volcán Bárcena en la Isla San Benedicto frente a la costa oeste de México. La piedra pómez de San Benedicto se recolectó en las Islas Revillagigedo y Hawai, Johnston, Wake y las Islas Marshall. Puede haber llegado a las Islas Palaos a 12.000 km de la Isla San Benedicto. Para su identificación se basaron principalmente en el índice de refracción de vidrio y fenocristales. Determinaron 4 tasas de deriva promedio en la Corriente Ecuatorial Norte: a Hawai 0,22 m/s (264 días - 4.800 km); a la isla Johnston 0,33 m/s (225 días - 6.100 km); a Wake Island y Ailinginae Atoll en las Islas Marshall a 0,18 m/s (alrededor de 560 días - 8.700 km). También se calculó una cifra promedio de 0,22 m/s para la velocidad de una corriente de piedra pómez transíndico, en la Corriente Ecuatorial Sur, que se originó a partir de las erupciones volcánicas de Krakatoa en 1883.

En marzo de 1962 el volcán submarino Protector Shoal, cercano a las islas Sandwich del Sur entró en erupción. Shuterland (1965) reconoció que la piedra pómez se distribuyó en las costas del sur de Australia y la costa suroeste de Tasmania. Se considera que la piedra pómez fue introducida en la fuerte corriente noreste de la corriente Circumpolar Antártica que incide en la esquina suroeste de Australia. Esta corriente choca contra el continente australiano, formando ramas que barren las costas oeste y sur, y estas habrían llevado la piedra pómez al norte y al este, respectivamente. El estudio indica que el frente de la basa de pómez, en donde el clasto es más grande, viaja a una velocidad promedio de 18 millas por día (~29 km/día) siendo muy sensible a la acción del viento, mientras que la cola de la balsa, en donde el tamaño de ceniza es más fino, viaja a 6-7 millas por día (~10-11 km/día).

Unos años más tarde de la erupción, Coombs y Landis (1966) observan que un primer flujo de pómez de la erupción submarina de 1962 llega en abundancia al Estrecho de Foveaux (Nueva Zelanda), recorriendo una distancia de 7.000 millas náuticas (~13.000 km) en 850 días en la corriente Circumpolar Antártica, a una velocidad de 8 millas náuticas por día (~15 km/día). La primera pómez que examinaron en la Isla Sur de Nueva Zelanda recorrió la misma distancia en 680 días, a una velocidad de 10 millas náuticas por día (~18,5 km/día), mientras que otra muestra de la misma erupción parece haber completado el viaje en 530 días a una velocidad de 13 millas náuticas por día (~24 km/día). La velocidad de deriva para la piedra pómez gruesa y fina encontrada por un barco en 1963 en Tasmania también es aproximadamente 10 millas náuticas por día. Luego, la piedra pómez se distribuyó más lentamente a las playas de la costa este por la corriente costera de Southland.

Baker (1967) reconoce bloques redondeados de piedra pómez blanca que han sido arrastrados a tierra en las islas del archipiélago Juan Fernández desde agosto de 1965. El material de muestra de mano es muy similar a la piedra pómez descargada en la erupción submarina en las islas Sandwich de 1962, y puede ser material de la misma erupción, por lo tanto, esto sugiere que se transportan por todo el mundo a través de las corrientes superficiales, impulsada por la corriente Circumpolar Antártica que luego se desvió hacia el norte desplazada por la corriente de Humboldt.

Más tarde Risso et al. (2002) determinaron la fuente de unas piedras pómez encontradas en las playas de Tierra del Fuego (Argentina) y las Islas Shetland del Sur (Antártica), al norte y al sur del Paso Drake. A través de estudios petrológicos, análisis químicos y experimentos en esta piedra pómez concluyen que es muy probable que su fuente se deba a la misma erupción submarina de 1962 en las islas Sandwich del Sur. De acuerdo con sus hallazgos concluyen que las corrientes continuaron transportando la piedra pómez al Paso Drake, casi completando un circuito alrededor de la Antártica, y hasta el sur de Argentina por las corrientes del Cabo de Hornos y las Malvinas (Falkland), demostrando que este material puede seguir rutas complejas por más de 20.000 km.

Frick y Kent (1984) investigaron petrográfica y geoquímicamente 63 muestras de piedra pómez encontradas en las costas de África del Sur, África Oriental, Madagascar, isla Mauricio, las islas Cocos, Australia, Indonesia, Brasil, isla Marion y la isla Bouvet, con el fin de establecer las posibles áreas de origen. Un primer grupo lo asociaron a una erupción submarina en la isla Zavodovski, en el grupo de islas Sandwich del Sur en 1962. Identificaron que otro grupo se originó a partir de una erupción submarina a lo largo de la fosa de Tonga en el océano Pacífico. Un último grupo que incluye muestras en Australia, las islas del océano Índico, el este y el sur de África, atribuyen su fuente a la erupción del volcán Krakatoa en 1883. Concluyen que las muestras de la erupción del Krakatoa siguen siendo el tipo más abundante de balsa de piedra pómez que se puede encontrar alrededor de estas localidades.

Bryan et al. (2012) describen la dispersión de los “pumice raft” para la erupción explosiva del volcán Home Reef en Tonga en agosto del 2006. Observan este material de piedra pómez repartidas en aguas oceánicas e islas en Tonga y a lo largo de la costa este de Australia hasta 900 días (2,5 años) después de la erupción, lo que demuestra la duración en que la piedra pómez puede mantenerse a flote en las aguas oceánicas. Concluyen que la trayectoria de la balsa pómez es una combinación de corrientes superficiales, movimientos de olas y resistencia directa al viento. Estiman que la velocidad media (corriente más viento) de las balsas de piedra pómez hacia el oeste fue de $\sim 0,23$ m/s (~ 20 km/día) aproximadamente dos veces más rápido que la velocidad media de la corriente oceánica, debido a la utilización de corrientes superficiales.

En julio de 2012 el volcán submarino Havre, ubicado en el Pacífico SW al norte de Nueva Zelanda, hizo erupción. Jutzeler et al. (2014) determinaron el destino de las balsas de pómez formadas durante la erupción utilizando imágenes satelitales MODIS (Moderate-Resolution Imaging Spectroradiometer). Se mapeó la balsa principal mientras estaba en movimiento, demostrando que se pueden rastrear casi en tiempo real lo que permite la evaluación de riesgos para el tráfico marítimo, y que la dispersión de la balsa de pómez depende principalmente de corrientes oceánicas superficiales y vientos superficiales.

Hasta 4 meses después encontraron depósitos de pómez al suroeste de la isla Tongatapu y en las playas locales (a 1.100 km al noreste de la caldera del volcán). También observaron varamientos menores de los clastos de pómez del Havre en la Bahía de Plenty en abril de 2013 (Isla Norte, Nueva Zelanda, ~ 260 días) y en la Gran Barrera de Coral en septiembre y octubre de 2013 (noreste de Australia, ~ 440 días). Calculan que la balsa de Havre se desplazó a $0,02\text{--}0,19$ m/s ($\sim 2\text{--}$

17 km/día), acercándose a las velocidades de deriva de las balsas de pómez conocidas globalmente (calculadas a partir de las primeras llegadas) de 0,07 a 0,28 m/s.

1.3. Hipótesis de trabajo

El material pumíceo encontrado y reportado en las costas de la isla Robinson Crusoe es exótico, debido a que presenta una composición química diferente del resto de las rocas que se encuentran en esta.

Por ello, la presente hipótesis de trabajo apunta a demostrar que la fuente de origen del material pumíceo podría corresponder a una fuente alejada de la isla. Este material es depositado en el océano y luego desplazado por las corrientes marinas hasta tocar las costas del archipiélago Juan Fernández.

1.4. Objetivos

1.4.1. Objetivo General

El objetivo general de este estudio es establecer el origen del material piroclástico pumíceo exótico presente en la isla Robinson Crusoe e inferir su proceso de transporte y trayectoria.

1.4.2. Objetivos Específicos

- a) Caracterizar el material encontrado.
- b) Determinar la fuente del material (volcán o área geográfica).
- c) En caso de identificarse un volcán de origen, establecer eventualmente la erupción que habría originado este material.
- d) Proponer un método de transporte, la trayectoria recorrida y establecer el tiempo de viaje de las rocas volcánicas hacia la isla.

1.5. Metodología

Para la realización de los objetivos específicos planteados se requiere:

- a) Recopilación bibliográfica de trabajos anteriores en la zona de estudio
- b) Descripción y caracterización del material encontrado en términos de sus características texturales y geoquímicas a través de análisis químicos mediante ICP-OES y ICP-MS y SEM
- c) Construcción de una base de datos mediante información publicada y análisis estadístico de posibles fuentes de origen del material pumíceo.
- d) Estudio de erupciones recientes del último siglo.
- e) Estudio de la dinámica de las corrientes marinas en el Pacífico SE mediante recopilación de bibliografía.

2. MARCO TEMATICO

Para avanzar en la comprobación de la hipótesis de trabajo se hace necesario establecer y definir algunos conceptos que sirven de base para la fundamentación de la presente investigación.

2.1. Volcanismo

La tectónica de placas explica el movimiento de la litosfera, la capa más externa de la Tierra, por medio de los mecanismos de subducción y de expansión del fondo oceánico, que a su vez generan los principales rasgos geológicos de la Tierra, entre ellos los continentes, las montañas y las cuencas oceánicas (Perfit & Davidson, 2000). Además, permite entender fenómenos naturales, incluido el origen y la distribución de cinturones montañosos, continentes, terremotos y volcanes.

La litosfera está dividida en 12 placas tectónicas principales y algunas otras secundarias que se mueven unas con respecto a otras generando interacciones entre ellas a lo largo de sus bordes y cambian continuamente de tamaño y forma. El volcanismo puede ser explicado a través de la tectónica de placas, ya que los movimientos de estas proporcionan los mecanismos por los que las rocas del manto se funden y generan magmas. La distribución de la mayoría de los volcanes coincide con la ubicación de los límites de las placas, los cuales están dispuestos en cadenas lineales, conocidos como cinturones volcánicos. Hay excepciones en donde algunos volcanes están dispersos, aparentemente al azar, lejos de los márgenes de las placas, los cuales se conocen como volcanes intraplaca o “Hotspot” (punto caliente).

Existen tres zonas de actividad ígnea, que se conocen como ambientes de generación de magmas, las cuales son los ambientes divergentes, de intra-placa y de subducción.

2.1.1. Ambientes divergentes

Las placas se separan creándose fondo oceánico nuevo. La fusión del manto y la generación de magmas en este ambiente ocurre por tres mecanismos principalmente: descompresión, adición de volátiles y aumento de temperatura. Debido a la descompresión, los magmas ascienden fácilmente por lo que generan como productos basaltos toleíticos, los cuales corresponden a magmas evolucionados. En este ambiente se genera aproximadamente el 62% del magma de la Tierra. Las rocas volcánicas que comprenden la corteza oceánica son principalmente bajas en K_2O , basaltos toleíticos con muy poca abundancia de elementos incompatibles como Cs, Ba, Rb, U, Th, volátiles y tierras raras livianas.

Se forma una corteza oceánica de 5-10 km aproximadamente de espesor, integrada por capas de gabros, diques, lavas en almohadilla y sedimentos.

Los tipos de productos magmáticos y la morfología de las lavas expulsadas son principalmente lavas de tipo almohadilla (“pillow lavas”) y tipo “sheet flows”, que dependen de dos factores principalmente: la tasa eruptiva y la tasa de enfriamiento. Generalmente en estas zonas se forman edificios volcánicos de poca altura y diámetro con pendientes pronunciadas y superficie aplanada.

2.1.2. Ambientes de intra-placa

Son zonas alejadas de los contactos de placas. Su origen se puede explicar mediante dos teorías principalmente: (1) producto de anomalías de temperatura en el manto se genera ascenso de material desde el manto profundo produciendo plumas mantélicas (o hotspot) y (2) debido a heterogeneidades en la corteza y manto superior se generan zonas más fértiles para la generación de magmas. Aunque no están directamente relacionados con los límites de las placas, su origen está relacionado con la fuerza impulsora detrás de la tectónica de placas.

El estilo del volcanismo depende del tipo de placa en que se encuentre. En el caso de producirse volcanismo en una placa oceánica este es capaz de generar montes submarinos o islas oceánicas. Los montes submarinos son edificios volcánicos construidos sobre corteza oceánica, pero que no alcanza a sobresalir del nivel del mar. Las islas oceánicas son estructuras de gran tamaño que representan una fracción sub aérea menor de edificios volcánicos tipo escudo que se extienden bajo el nivel del mar, cuya altura ha sido capaz de sobrepasar el nivel del mar.

Si se genera volcanismo en una placa continental, esta puede elevarse y domarse y eventualmente separarse (por ejemplo, el Valle del Rift en el este de África). El derrame voluminoso de magma forma una provincia de basalto o una gran provincia ígnea, del orden de 100.000 km^3 o más de basalto, que puede hacer erupción en unos pocos millones de años. Un volcanismo menos voluminoso y más estable puede seguir cuando la cola de la pluma mantélica se eleva hacia la superficie. Si el rifting de la litosfera continental continúa hasta su finalización, se forma nueva litosfera oceánica y se inicia un nuevo límite de placa divergente. En esta etapa, la pluma mantélica y el límite divergente de la placa son coincidentes y permanecerán así hasta que el límite de la placa emigre en respuesta a los procesos de movimiento de la litosfera.

2.1.3. Ambientes de subducción

Se ubican a lo largo de los bordes de la placa convergentes, donde una placa se mueve hacia otra y se hunde por debajo de esta. El magma es generado por hidratación de la cuña astenosférica. La adición de volátiles como el agua tiene el efecto de cambiar el límite entre la fase sólida y líquida, por lo que genera magmatismo en esta zona.

En este ambiente se genera una amplia variedad en el tipo de magmas y morfologías volcánicas resultantes tales como estratovolcanes, domos, calderas y conos piroclásticos.

El volcanismo en un borde de placa convergente tiene como consecuencia el desarrollo de una cadena lineal o ligeramente curvada de volcanes llamada arco volcánico.

Un ejemplo muy importante es el arco volcánico Andino, que incluye más de 200 estratovolcanes y, al menos, 12 sistemas de calderas gigantes potencialmente activos. Una característica muy especial de este arco es que se forma una segmentación debido a distintos espesores y composición de corteza continental, ángulo, velocidad y rumbo de la subducción. Se forman cuatro segmentos con volcanismo activo conocidos como Zonas Volcánicas Norte, Central, Sur y Austral, los cuales ocurren en zonas donde el ángulo de subducción es relativamente inclinado (25°), y entre ellos existen regiones donde el ángulo de subducción es relativamente plano ($< 10^\circ$) a profundidades $>100 \text{ km}$ y el volcanismo está ausente (Stern, 2004).

2.2. Corrientes Marinas

La Oceanografía Física es una rama de las ciencias del mar que trata de entender los problemas relativos a las propiedades físicas del agua, o bien, a los movimientos de las partículas fluidas que la componen, sin olvidar la acción recíproca del mar y de la atmósfera, por una parte, y del mar con el fondo oceánico, por otra. Dentro de sus actividades principales incluye el estudio teórico de los procesos físicos del mar que intervienen en la circulación del agua oceánica, como corrientes, mezcla, mareas y surgencias, para explicar su comportamiento. (Cifuentes, Torres-García, & Frías Mondragón, 2003)

La circulación del agua del mar es la propiedad física básica que se presenta en el océano, por lo que los oceanógrafos la han estudiado mediante muchas técnicas. De esta característica se derivan todas las demás propiedades físicas del mar y, a su vez, la circulación es el resultado de la interacción de ellas.

La energía que origina a las corrientes en los mares procede principalmente del Sol. Cuando en la atmósfera se generan diferentes temperaturas por el calentamiento solar se producen los vientos, estos causan el movimiento del agua superficial del océano, ya que empujan el agua caliente de la superficie hacia el oeste, a lo largo del Ecuador en los océanos, hasta que esta agua encuentra tierra y se desvía hacia el norte y el sur.

A lo anterior, se suman los desplazamientos de las masas de agua producidos por cambios de densidad, en donde las aguas calientes del ecuador fluyen hacia los polos por la superficie del mar, al llegar a éstos desciende, se enfría y regresa hacia el Ecuador por el fondo, ascendiendo muy lentamente en las regiones tropicales, para iniciar el ciclo nuevamente, dando origen a las corrientes. Sin embargo, estas no son las únicas causas que producen la circulación oceánica: existen otros factores como el campo gravitacional, la rotación de la Tierra, la fricción, la fuerza de las mareas y la presión atmosférica (Knauss, 2005).

Cerca del litoral pueden existir corrientes de poca intensidad, mientras que las grandes corrientes se presentan en el seno de las aguas y se pueden diferenciar en superficiales y de profundidad.

2.2.1. Corrientes litorales o locales

Se caracterizan por ser periódicas, tanto en dirección como en velocidad, y generalmente se deben a las mareas, por lo que también se les llama corrientes de marea. Sus desviaciones en rumbo e intensidad son las más persistentes, lo que las puede hacer violentas y peligrosas, por lo que las embarcaciones pequeñas y de escasa potencia son incapaces de luchar contra este tipo de corrientes. Pueden ser alternantes, cuando conservan la misma dirección durante la pleamar y toman dirección opuesta durante la bajamar, o giratorias, que son aquellas capaces de tomar sucesivamente, todas las direcciones posibles mientras se verifican los cambios de marea.

2.2.2. Corrientes de profundidad

Se originan en los océanos Antártico y Ártico y se desplazan hacia el Ecuador, pasando de un hemisferio al otro a través de los fondos oceánicos.

2.2.3. Corrientes superficiales

Transportan grandes cantidades de agua cálida del Ecuador hacia los polos, distribuyendo el calor de los trópicos al resto del planeta; su circulación es independiente en los hemisferios Norte y Sur y tienen influencia hasta más o menos 2.000 metros de profundidad.

Las corrientes superficiales son aperiódicas y reciben este nombre porque no presentan regularidad en la dirección ni en la velocidad, lo que se debe principalmente a la desigual distribución de la energía solar o a las fuerzas de los vientos. Estas corrientes pueden mover considerables masas de agua. Algunos oceanógrafos distinguen tres grupos de corrientes aperiódicas y las han denominado de densidad, de deriva y de pendiente. Las principales corrientes superficiales del mundo se pueden observar en la Figura 2.1.

- **Corrientes de densidad:** son aquellas que están básicamente ligadas a las diferencias de temperatura y salinidad y, por lo tanto, de densidad. Se mueven a lo largo de las zonas de igual densidad a diferentes profundidades en el océano. A esta categoría pertenecen las grandes corrientes, como la Corriente del Golfo, la Corriente de Kuro-Shivo y la Corriente Ecuatorial: las tres transportan enormes masas de agua.
- **Corrientes de deriva litoral:** también llamadas corrientes de Ekman, son causadas directamente por la acción constante del viento combinada con la fuerza de gravedad y el efecto de Coriolis. Si el viento sopla durante algún tiempo en una misma dirección, arrastra las partículas de la capa superficial y el movimiento se extiende progresivamente en profundidad (Colling, 2001).
- **Corrientes de pendiente:** se producen como una consecuencia indirecta de las corrientes de deriva y consisten en que cuando una de deriva ha provocado una afluencia de agua en la costa, las aguas acumuladas muestran tendencia a deslizarse en sentido contrario, a causa de la pendiente así creada.

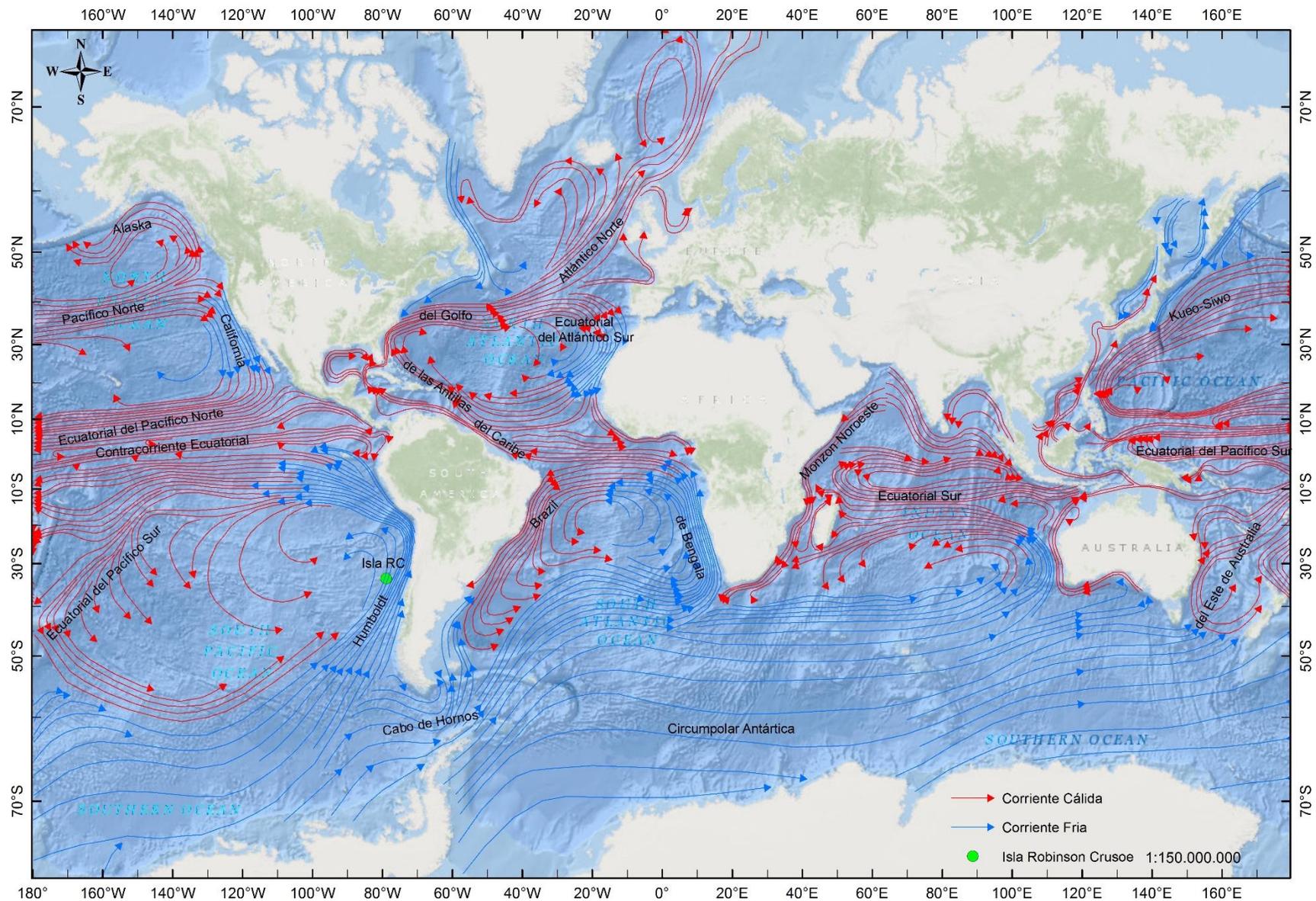


Figura 2.1: Corrientes oceánicas del mundo

2.2.3.1. Corrientes del Pacífico Sur

En el hemisferio sur, unos de los sistemas de corrientes superficiales más importantes son las que se generan en el océano Pacífico Sur, debido a la gran extensión de este océano y la gran cantidad de masa de agua que es capaz de transportar.

- **Contracorriente Ecuatorial:** Esta corriente fluye de oeste a este a unos 5° de latitud norte. Es el resultado del balance de las corrientes Ecuatorial Norte y Ecuatorial Sur, que transportan agua hacia el oeste. Esta contracorriente ecuatorial se intensifica durante los años del fenómeno El Niño.
- **Corriente Ecuatorial del Pacífico Sur:** fluye de este a oeste entre los 5° de latitud norte y los 20° de latitud sur. Al llegar a las costas australianas toma dirección sur, formando la corriente del Este de Australia.
- **Corriente del Este de Australia:** Es una corriente cálida que transporta las aguas ecuatoriales hacia el sur. Tiene una rama que bordea Nueva Zelanda y otra que llega hasta las costas de Australia (Ridgway & Godfrey, 1994).
- **Corriente de Humboldt:** Es la corriente más importante del Pacífico Sur. Es una corriente de agua fría que recorre las costas de Chile y de Perú, en dirección noroeste, dirigiéndose hacia el Ecuador. Las aguas superficiales son movidas por un viento fijo que sopla desde el sur, llevándola mar adentro permitiendo que las aguas del fondo sean impulsadas hasta la superficie, formándose entonces zonas de surgencia rica en nutrientes, y por ende, con alta productividad de seres vivos (Chaigneau & Pizarro, 2005b).
- **Corriente Circumpolar Antártica:** Es una corriente que rodea todo el continente Antártico. Sólo un sector de ella impacta en las costas de Chile, aproximadamente a los 43° S, dando origen a dos corrientes: la del Cabo de Hornos (hacia el sur) y la Corriente de Humboldt (hacia el norte); y se integra a la gran Corriente Subecuatorial, que cruza el océano para luego dirigirse hacia el sur antes de llegar a las costas de Australia y cerrar el giro al integrarse a la Corriente Circumpolar.

Tabla 2.1: Corrientes del Pacífico Sur (Jingzhi et al., 2006), (Stamma, Peterson, & Tomczak, 1995), (Klinck & Nowlin, 2001) (Chaigneau & Pizarro, 2005b)

Corrientes del océano Pacífico	Ancho (km)	Profundidad (m)	Velocidad (m/s)	Transporte (10^6 m ³ /s)
Contracorriente Ecuatorial	500	1.000	1,5	60
Corriente Ecuatorial del Pacífico Sur	1.500	1.000	0,4	45
Corriente del Este de Australia	200	2.000	0,5	100
Corriente de Humboldt	1.000	100	0,15	15
Corriente Circumpolar Antártica	1.000	2.000	0,2	100

3. MARCO GEOLÓGICO

En este capítulo se describe la conformación geológica del Archipiélago Juan Fernández caracterizando la composición principal de las rocas que lo conforman y que sirve de base para el posterior análisis y comparación del material encontrado en la isla con la información y datos disponibles de otras zonas del mundo.

3.1. Geología de las islas Robinson Crusoe y Santa Clara

Estas islas forman parte del mismo edificio volcánico constituido mayoritariamente por rocas volcánicas máficas que pueden dividirse en tres secuencias delimitadas por discordancias angulares. Se componen de basaltos afaníticos a porfíricos con fenocristales de clinopiroxeno, olivino y, ocasionalmente, plagioclasa (Reyes, 2012). Las rocas son subaéreas, con algunas facies submarinas y están disectadas por gran cantidad de diques y cuerpos hipabisales, estos últimos asociados a áreas de alteración hidrotermal. También se encuentran depósitos sedimentarios de menor potencia, como arenas eólicas, calcretas (Lara, 2010), conglomerados y brechas de distintas edades y niveles de alteración (Morales, 1987).

Basado en los componentes litológicos, estructuras, tipos y períodos de actividad volcánica y rasgos morfológicos, Morales (1987) distinguió distintas unidades volcánicas, denominadas informalmente como: “Secuencia Punta Larga”, “Secuencia Puerto Inglés” y “Secuencia Bahía del Padre”. A estas se suman aquellas unidades correspondientes a secuencias sedimentarias y rocas no estratificadas, nombradas como “Estratos de Bahía Tierra Blanca” y “Depósitos Aluviales Indiferenciados” para el primer caso e “Intrusivo de Punta Larga” y “Cuerpos Subvolcánicos Basálticos” en el segundo (Figura 3.1).

3.1.1. Rocas estratificadas

- i. **Secuencia Punta Larga (SPL):** Corresponde a una serie continua de coladas de lavas basálticas, de aspecto masivo ubicadas en la península sur oeste de la isla. La secuencia se puede dividir en dos grupos basaltos afaníticos y porfíricos (Reyes, 2012).
- ii. **Secuencia Puerto Inglés (SPI):** Corresponde a una serie continua de lavas basálticas de carácter alcalino con tefras intercaladas que emergen en la sección centro oriental de la Isla. Esta secuencia se ha separado en tres unidades de flujo, diferenciadas por sus características mineralógicas, texturales y estructurales:
 - **Unidad Inferior (SPIi):** Corresponde a brechas piroclásticas de tonalidades gris medio a gris verdoso, tobas cristalinas y medianamente soldadas color gris medio verdoso y basaltos de color gris medio oscuro a gris verdoso.
 - **Unidad Media (SPIm):** Consiste en flujos de lavas basálticas de color gris variando a gris rojizo o a gris verdoso, con depósitos de brechas de flujo y materiales piroclásticos localmente intercalados. Morales (1987) reconoce además algunas acumulaciones de material piroclástico, como tefras de ceniza-lapilli y tobas de ceniza de composición basáltica, que se disponen irregularmente en forma de lentes entre los flujos de lava.
 - **Unidad Superior (SPIs):** Corresponde a flujos de lavas basálticas de color gris medio y brechas, de litología similar a la Unidad Media.
- iii. **Secuencia Bahía del Padre (SBP):** Corresponde a una serie de depósitos piroclásticos y flujos de lavas basálticas de carácter alcalino que se localizan en formas aisladas dentro de la península suroccidental y del extremo sur y nororiental de la isla. Ha sido separada en su localidad típica en 2 unidades:
 - **Unidad Inferior (SBPi):** Constituida esencialmente por depósitos piroclásticos estratificados que corresponden a tobas y brechas de lapilli, cenizas y tobas de ceniza-lapilli.

- **Unidad Superior (SBPs):** Compuesta por flujos de lavas basálticas de tonalidad gris oscuro a negro, con intercalaciones de tefras y tobas de ceniza-lapilli medianamente consolidadas.
- iv. **Estratos de Bahía Tierra Blanca:** Corresponde a un conjunto de depósitos estratificados de arenas tobáceas y calcáreas. La litología corresponde a arenas altamente calcáreas en la base que gradan a arenas tobáceas hacia los niveles medios y superiores de los afloramientos, de color predominantemente blanco a grisáceo que puede variar en distintos tonos a amarillo parduzco. Tiene presencia de material paleontológico que incluye restos de briozoos, pelecípodos y gastrópodos, los cuales fueron estudiados por Valenzuela (1978), quien les asigna una edad Pleistoceno-Holoceno.
- v. **Depósitos Aluviales Indiferenciados y Arenas Eólicas:** Corresponden a una serie de depósitos aluviales antiguos en relación a la dinámica fluvial actual. Pueden presentar escasa estratificación en la que predominan rodados y gravas mal seleccionadas, sub redondeadas a subangulares, dentro de una matriz de gravilla y arena o limo de color pardo claro, con aporte de materia orgánica. Al suroeste de los Estratos de Bahía Tierra Blanca se desarrollan algunos depósitos eólicos activos en forma de dunas, consistentes en arenas de tamaño medio a fino y de color pardo amarillento (Morales, 1987).

3.1.2. Rocas no estratificadas

- i. **Intrusivo Punta Larga:** Cuerpo intrusivo sienítico alcalino de color gris blanquecino con tonos verdes y amarillos, ubicado en la ladera occidental del cordón montañoso de la localidad de Punta Larga. Este cuerpo podría corresponder a un pequeño stock hipabisal emplazado sin forzamiento.
- ii. **Unidades Sub volcánicas Basálticas:** Corresponden a basaltos de color gris oscuro con tonos negros que se manifiestan irregularmente en forma de conolitos, lacolitos y filón-mantos entre las diferentes secuencias volcánicas ya descritas.
- iii. **Diques:** Se encuentran cortando a todas las secuencias volcánicas anteriormente descritas, a excepción de la Unidad Superior de Secuencia Bahía del Padre. Normalmente de composición basáltica.

La evolución magmática de la isla Robinson Crusoe se inicia con una etapa toleítica de alto contenido de Ti, con rocas variablemente alteradas (SPL). Es seguida por una fase de volcanismo de escudo con afinidad transicional (SPI), que se inicia con desarrollo de lavas diferenciadas (SPIi). Luego da paso al periodo principal de volcanismo de escudo (SPIm) que da lugar a una última fase (SPIs) de volcanismo central. Tras un intenso periodo de erosión que se extiende por más de 2 millones de años, ocurre una fase de volcanismo rejuvenecido fuertemente alcalino (Reyes, 2012).

Mapa Geológico Islas Robinson Crusoe y Santa Clara

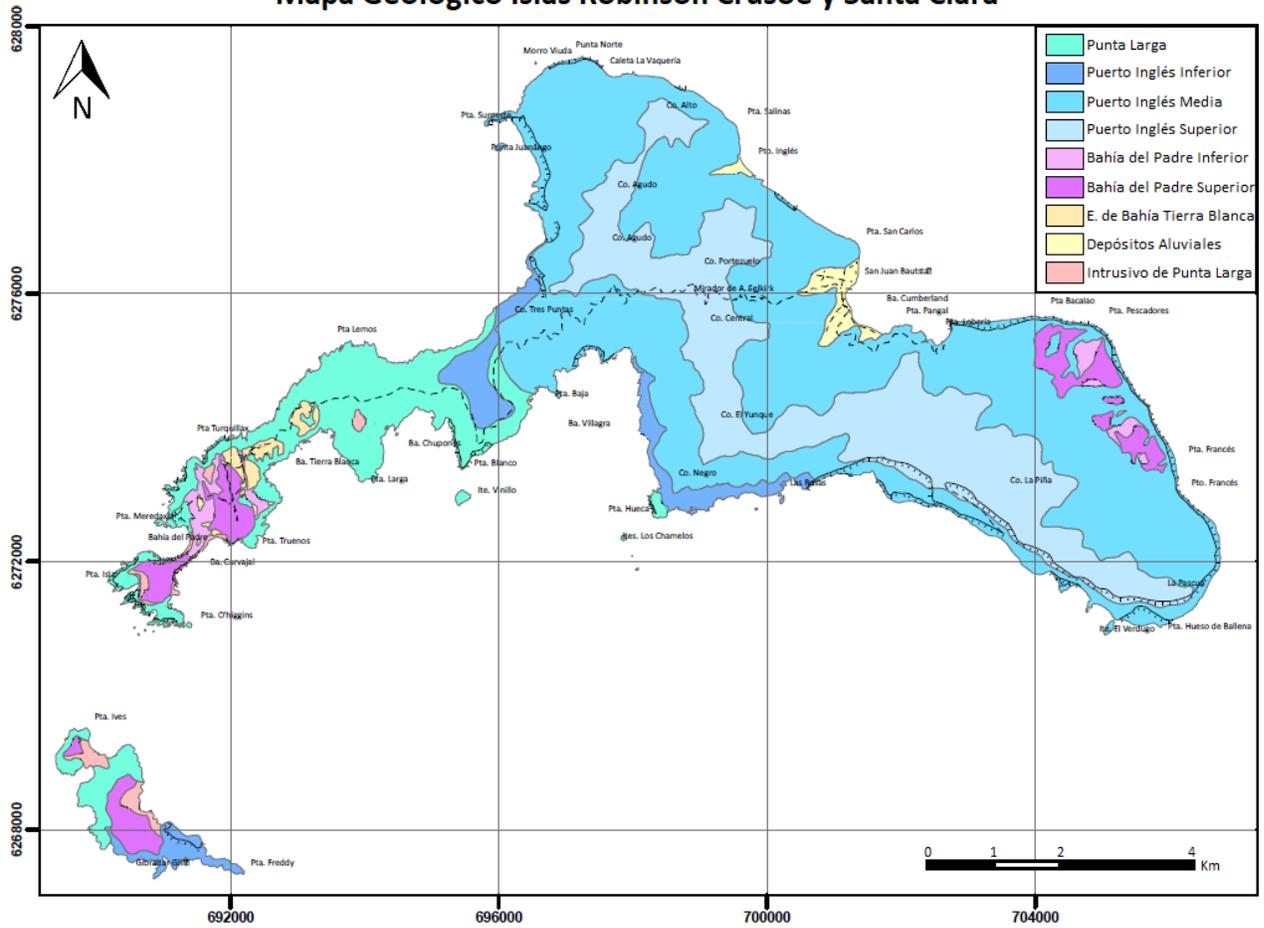


Figura 3.1: Mapa geológico de las Islas Robinson Crusoe y Santa Clara. Tomado de Reyes, 2012.

4. MÉTODO DE TRABAJO

Esta investigación no contempló un trabajo en terreno propio, sin embargo, previamente personal del Servicio Nacional de Geología y Minería (Sernageomin) realizó una actividad en terreno en el marco del proyecto Fondecyt N° 1110966: ‘Nazca intraplate volcanism: geochronology, magmatic evolution and geodynamics of Juan Fernández Ridge’ donde se recolectaron muestras del material pumíceo. Las metodologías desarrolladas se enfocan en un estudio investigativo y de análisis comparativo entre las muestras recolectadas en Juan Fernández y material disponible en bases de datos sobre piedras pómez generadas en erupciones y almacenadas en depósitos en distintas áreas del mundo.

Luego del análisis, para explicar el desplazamiento del material pumíceo, se debe recurrir a la integración de información de distintas áreas del conocimiento, como la geología y la oceanografía.

A continuación, se describe el método de trabajo llevado a cabo para establecer la fuente de origen de la muestra y su posterior proceso de transporte y trayectoria.

4.1. Caracterización de la muestra encontrada

Las muestras de piedra pómez fueron encontradas y recolectadas por pescadores de la zona, en las costas y las playas de la isla Robinson Crusoe entre los años 2011 y 2012. Es necesario determinar qué tipo de material es y establecer el tipo de roca, su petrografía, características texturales, etc.

En primer lugar, se realiza una observación general de la muestra y se utiliza una lupa estereoscópica binocular para observar la muestra y realizar una descripción característica de su tamaño, forma, textura, tamaño de las vesículas, orientación, etc.

Luego, se utiliza un Microscopio Electrónico de Barrido (SEM: *Scanning Electron Microscope*) para analizar con más detalle una muestra de los clastos de piedra pómez. Este análisis se realiza en el laboratorio del Sernageomin, ubicado en la comuna de Ñuñoa, Santiago. Su funcionamiento consiste en hacer incidir un barrido de haz de electrones sobre la muestra, la cual está recubierta con una capa muy fina de carbón, lo que le otorga propiedades conductoras. Se crea una imagen de alta resolución que muestra la topografía de la superficie de la muestra. Además, se puede realizar un análisis de composición en algún punto específico, del cual podemos obtener un espectrograma que muestra su composición química simple. A partir del análisis de las composiciones químicas se puede hacer una caracterización química y petrográfica de la partícula. Cabe destacar que este análisis no se hizo para el total de la muestra, si no que se analiza la composición solo en los puntos donde se podían identificar microcristales.

Junto con esto y con el uso de un programa de procesamiento de imágenes digitales, ImageJ, se puede caracterizar cualitativamente la muestra a través de la descripción de las vesículas y a partir de esto, se puede estimar una vesicularidad promedio de la partícula.

4.1.1. Clasificación del material pumíceo recolectado

Se cuenta con el análisis geoquímico de una muestra de piedra pómez encontrada en la costa de la isla Robinson Crusoe (muestra LL140612-1, ver Tabla 9.1 Anexo A). Este análisis geoquímico es realizado por el laboratorio *Acme Analytical Laboratories Ltd*, en Vancouver,

Canadá, mediante la utilización de ICP-OES y ICP-MS, requerido por el Servicio Nacional de Geología y Minería (Sernageomin).

A partir de este análisis y junto con los datos obtenidos por SEM, la muestra se clasificó según los elementos mayores y los elementos menores.

4.1.1.1. Geoquímica de elementos mayores

Los elementos mayores nos permiten clasificar las rocas y definir el origen y evolución de los sistemas magmáticos.

La clasificación TAS (“Total Alkali Silica”) (Le Maitre, 1989) es una metodología que permite definir una roca volcánica mediante la relación entre el contenido de minerales alcalinos (Na_2O y K_2O) y el contenido de silicatos (SiO_2), como se observa en la Figura 4.1. Está destinado a rocas volcánicas frescas y no debe usarse con rocas meteorizadas, alteradas o metamorfozadas ya que es probable que los álcalis se movilicen (Rollinson, 1993). Tampoco es apropiado usarlo para rocas ricas en potasio, altamente magnesianas y rocas que muestran signos obvios de fraccionamiento de cristales. Esta clasificación permite distinguir dos series magmáticas (Irvine & Baragar, 1971) según el contenido de Na y K: las series alcalina y subalcalina/toleítica.

Esta clasificación se utiliza para rocas cuya mineralogía no puede ser determinada mediante una muestra de mano. Para utilizar el diagrama de TAS el análisis químico debe ser recalculado para excluir al 100% el porcentaje de agua y dióxido de carbono.

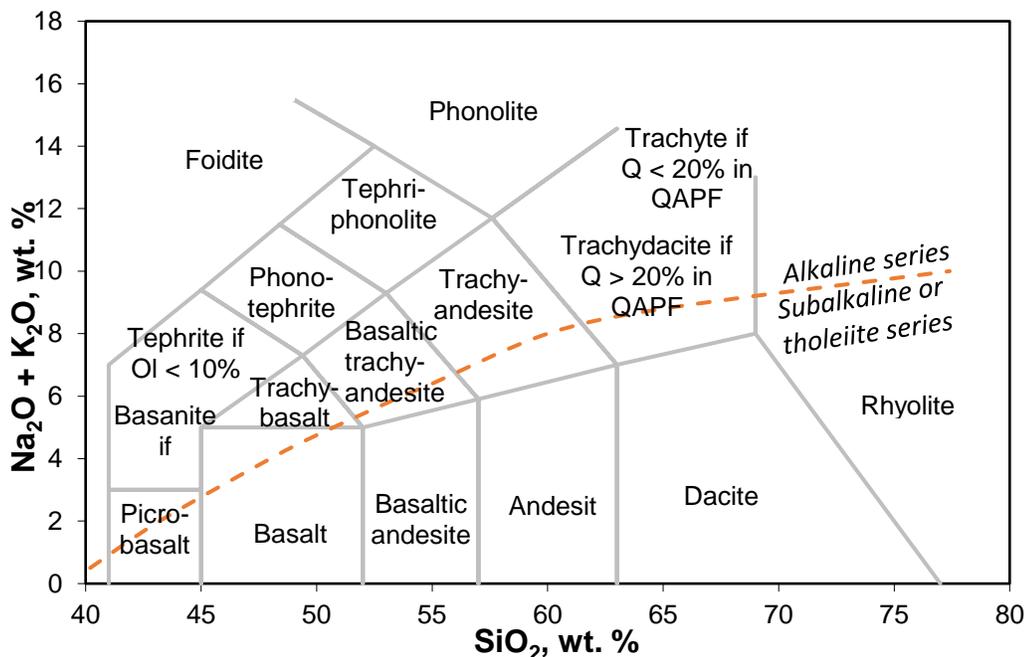


Figura 4.1: Diagrama de clasificación geoquímica TAS (“Total Álcalis vs Sílice”) (Le Maitre, 1989). El límite de línea punteada divide las series alcalina y subalcalina/toleítica según Irvine y Baragar (1971).

Por otro lado, para cuantificar la subsaturación de sílice en una composición de roca ígnea, a partir del análisis de los elementos principales de la roca se puede calcular la norma de la roca o “norma CIPW” (Cross, Iddings, Pirsson, & Waashington, 1902). La norma CIPW es el análisis de los elementos principales de una roca traducida en porcentajes de minerales hipotéticos (“normativos”) con composiciones estandarizadas. Esta generalmente se calcula para las rocas

volcánicas que tienen vidrio o cristales sumamente pequeños que hacen difícil determinar los minerales presentes y para rocas ígneas metamorfozadas que ya no tienen la mineralogía original de la roca ígnea. Los minerales normativos pueden considerarse como la representación de los minerales que potencialmente podrían cristalizarse si la roca se enfría bajo condiciones secas de perfecto equilibrio.

4.1.1.2. Geoquímica de elementos traza

Los elementos trazas son incorporados selectivamente en las diferentes fases y se incorporan o excluyen con gran selectividad, por lo que son muy sensibles a los procesos de fraccionamiento. Como resultado, el origen de los sistemas fundidos y los procesos evolutivos pueden ser definidos utilizando los elementos trazas, los que son clasificados en base a su comportamiento geoquímico.

El diagrama de Winchester & Floyd (1977) consiste en una discriminación geoquímica de diferentes series magma y sus productos de diferenciación utilizando elementos inmóviles.

La abundancia y distribución de los elementos menores y trazas en rocas volcánicas puede utilizarse para clasificar los productos de diferenciación de las series alcalina y subalcalina de una manera similar a los métodos que usan elementos principales o mayores. Las proporciones de los elementos traza son características de ciertos tipos de rocas volcánicas y sus concentraciones están fuertemente controladas durante la diferenciación (Winchester & Floyd, 1977).

Este método de clasificación es ideal para rocas volcánicas alteradas ya que se basa en los elementos traza, los cuales permanecen inmóviles durante la alteración de las rocas post-consolidación y procesos metamórficos, por lo tanto, puede ser más confiable que los métodos que utilizan elementos principales.

La relación TiO_2/Zr es un excelente índice de la evolución composicional de las rocas ácidas a intermedias (Lentz, 1996). Durante la cristalización fraccionada el Zr y el Ti muestran comportamientos geoquímicos divergentes, con el aumento de Zr y la disminución del Ti.

Para estas clasificaciones, además se utilizan diagramas de multielementos o diagramas spider, en donde un amplio rango de elementos trazas incompatibles son normalizados o estimada su abundancia a un reservorio primitivo, tal como la tierra primordial. La abundancia absoluta de estos elementos en la Tierra se aproxima al valor de los condritos, que deben haber sido más abundantes en el manto primordial.

En los diagramas spider el orden de los elementos en el eje x se basa en el incremento de incompatibilidad de derecha a izquierda, típica para el manto que ha sufrido fusión parcial. Los elementos seleccionados son casi siempre incompatibles durante la fusión parcial de rocas máficas a intermedias y en procesos de cristalización fraccionada

4.1.2. Grado de meteorización química

Para una mejor descripción de la muestra, se puede estimar el grado de meteorización química. Este puede obtenerse mediante el diagrama de alteración de Large, Gemmell & Paulick (2001), el cual es una representación gráfica que utiliza el cálculo de dos índices de alteración: el índice de alteración de Ishikawa (AI) y el índice de clorita-carbonato-pirita (CCPI) (Large, Gemmell, & Paulick, 2001).

- **Ishikawa (AI):** Este índice fue definido por Ishikawa, Sawaguchi, Iwaya & Horiuchi (1976) para cuantificar la intensidad de la alteración de sericita y clorita que ocurre en las rocas volcánicas de la pared proximal a los depósitos VMS tipo Kuroko (cuerpos de sulfuros masivos estratiformes o lenticulares concordantes con la sedimentación, sobreyacente a un cuerpo de tipo stockwork con mineralización diseminada). Las reacciones clave medidas por el índice involucran la descomposición de plagioclasa sódica y vidrio volcánico y su reemplazo por sericita y clorita.

$$AI = \frac{(K_2O + MgO)}{(K_2O + MgO + Na_2O + CaO)} \times 100$$

- **Chlorite-carbonate-pyrite index (CCPI):** Ha sido diseñado para medir el aumento de MgO y FeO asociado con el desarrollo de clorita Mg-Fe, que comúnmente reemplaza la albita, el feldespato K o la sericita en la roca volcánica, lo que lleva a la pérdida de Na₂O y K₂O. Además de medir la alteración de clorita, este índice también se ve afectado positivamente por la alteración del carbonato de Mg-Fe (dolomita, ankerita o siderita), así como por los enriquecimientos de pirita, magnetita o hematita. Debido a que los tres minerales hidrotermales, clorita de Fe-Mg, carbonato de Fe-Mg y pirita, se desarrollan típicamente en las zonas de alteración interna de muchos depósitos VMS, el CCPI se considera un índice de alteración proximal.

$$CCPI = \frac{(MgO + FeO)}{(MgO + FeO + Na_2O + K_2O)} \times 100$$

El índice CCPI está influido por las variaciones composicionales primarias de las rocas, lo que hace que las rocas menos alteradas varíen de campo acorde con su composición.

4.2. Determinación de la fuente de origen del material pumíceo

Para determinar la fuente del material encontrado se procedió a comparar la geoquímica de la muestra con la geoquímica de rocas que se forman en distintos ambientes de generación de magmas. Para esto se utilizan los datos geoquímicos almacenados en la base de datos GEOROC (Geochemistry of Rocks of the Oceans and Continents) (<http://georoc.mpch-mainz.gwdg.de/georoc/>).

Como ya se estableció en la sección de marco teórico hay tres ambientes de generación de magmas: ambientes divergentes, ambientes de intraplaca y ambientes convergentes, siendo los dos últimos los que generan material piroclástico en superficie.

De acuerdo con los antecedentes mencionados, se puede determinar que para que el material pumíceo llegue a la isla, solo es posible que se transporten a través de las corrientes marinas del océano Pacífico Sur, es decir, la corriente de Humboldt, Ecuatorial del Pacífico Sur, Este de Australia y Circumpolar Antártica. Por lo tanto, las zonas de procedencia posibles son aquellas que pertenezcan al hemisferio sur y que por su ubicación, el material piroclástico sea capaz de llegar a estas corrientes, es decir las zonas que se encuentren en toda la costa oeste del continente Sudamericano, zona este de Australia, Nueva Zelanda, el continente Antártico y toda la zona que rodea el continente, como se observa en la Figura 4.2.

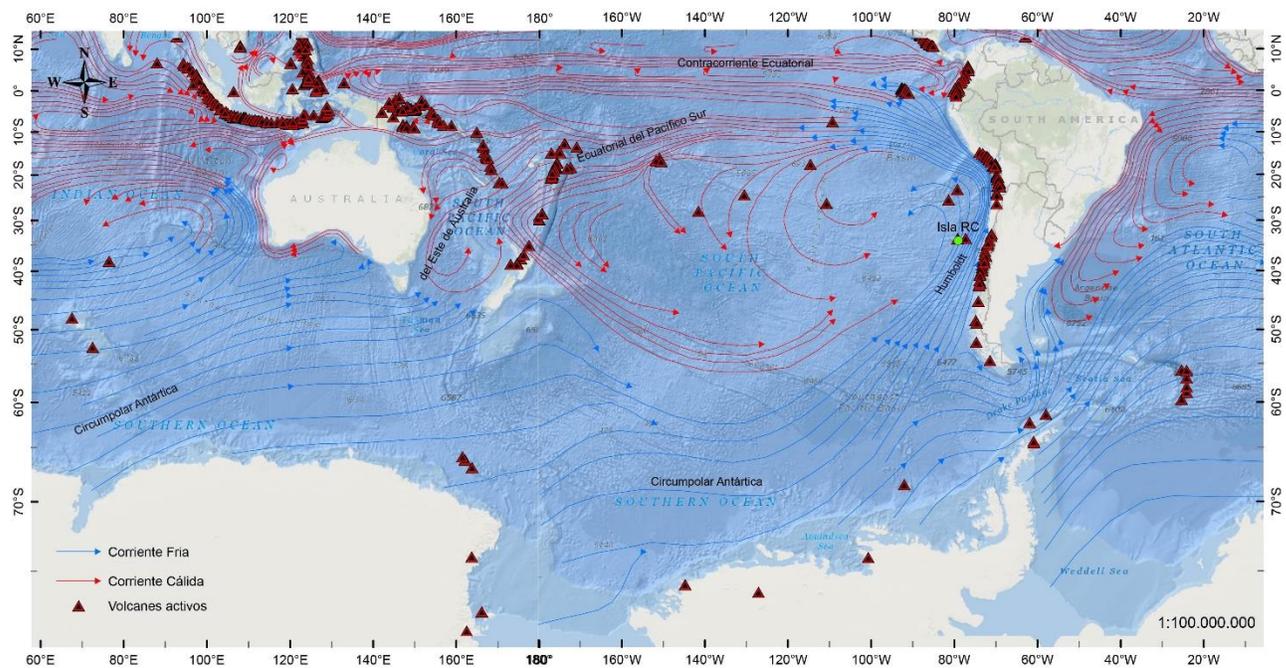


Figura 4.2: Mapa de volcanismo y corrientes marinas en el océano Pacífico sur.

Es por eso que la búsqueda se enfoca en estudiar la geoquímica de las rocas del Arco Andino (zona volcánica centro, sur y austral), del Arco de Scotia (Antártica), Arco Kermadec y Tonga (Nueva Zelanda) y de la Zona Volcánica Taupo (Nueva Zelanda) para ambientes convergentes; y rocas pertenecientes al rift Antártico, el rift de Australia, islas oceánicas que rodean el continente Antártico y aquellas que se encuentran sobre la placa Pacífico, para los ambientes intraplaca.

4.2.1. Análisis de componentes principales

Luego de contrastar la geoquímica de la muestra con la geoquímica de rocas que pertenecieran a las posibles fuentes de origen determinadas, se realizó un análisis multivariante, el cual consistió en análisis de componentes principales (PCA) mediante el software ioGAS, a modo de corroborar los resultados anteriormente obtenidos.

El Análisis de Componentes Principales (PCA) es una técnica de análisis estadístico ampliamente utilizada que consiste en seleccionar los patrones o características más significativas de datos con múltiples variables, con el fin de simplificar problemas complejos. Esta técnica es comúnmente utilizada para el preprocesamiento de datos o reducción de dimensionalidad, mientras extrae características efectivas que permiten retener la mayor cantidad de información de los datos originales.

Utiliza una transformación ortogonal para convertir un conjunto de datos de variables posiblemente correlacionadas en un conjunto de valores de variables linealmente no correlacionadas llamadas componentes principales. De esta manera, los componentes se ordenan según la variabilidad posible en los datos, es decir de forma que el primer componente contenga la mayor cantidad de información, luego el segundo, y así sucesivamente. Esto permite que, al

considerar solamente los primeros componentes, se rescaten las características más relevantes de los datos y se desprecien parámetros que no aporten positivamente a la solución.

Los componentes principales ayudan a identificar comportamientos conjuntos entre las distintas variables, como por ejemplo los datos geoquímicos de muestras de rocas, lo que facilita la interpretación geoquímica de los datos y permite vincularla con características geológicas de las rocas analizadas. Para estos análisis no se consideraron transformaciones logarítmicas de los datos, ya que esta transformación disminuye la variabilidad de estos.

Se realizó el análisis en primer lugar para las variables que incluían a todos los datos geoquímicos de las muestras, es decir elementos mayores y menores. Luego se realizó para variables que incluían solo los elementos mayores.

Se obtiene una tabla con el cálculo de los componentes principales para cada muestra, del cual se realizaron gráficos de dispersión entre los componentes principales, de manera de observar si los datos presentan estructura de “clusters”, es decir, forman grupos diferenciados.

4.3. Propuesta de un método de transporte y trayectoria

A través del estudio de las dinámicas de corrientes en el Pacífico Sur, se describe la trayectoria que sigue el material piroclástico pumíceo en dirección a Robinson Crusoe.

Además, se realizó un experimento para medir el tiempo promedio de flotación de una partícula pómez siguiendo la metodología de Whitham & Sparks (1986). Las muestras de piedra pómez se dejaron caer en una fuente con agua de mar, la que se replicó mezclando agua potable con sal de mesa. Se utiliza como referencia la salinidad del océano Pacífico, la cual en promedio es de 3.5% (35 gramos de sal por cada litro de agua). Anteriormente se había medido la masa y el volumen de cada muestra y con esto se determinó una densidad. Al cabo de algunas horas, las muestras se quitaban de la fuente y se les volvía a medir la masa, de manera de poder monitorear el aumento de densidad en función del tiempo.

Manville et al. (1998) han desarrollado un modelo matemático que predice que el tiempo requerido para que una piedra pómez se sature es proporcional al cuadrado de su radio ($t_{sat} \propto r^2$). Una vez que está completamente saturada, la piedra pómez se comporta de manera similar a un material clástico normal en términos de su comportamiento hidrodinámico, modificado por su menor densidad. Esta relación parece sostenerse para los granos de piedra pómez de hasta aproximadamente 16 mm de diámetro, el tamaño máximo utilizado en sus experimentos.

A través de experimentos, estos autores predicen que se necesitarían aproximadamente cinco años para que el 50% de una población de clastos de piedra pómez de 128 mm de diámetro se hunda, mientras que solo el 10% de las pómez de 256 mm de diámetro se hundirían en un período similar.

5. RESULTADOS Y ANÁLISIS

5.1. Caracterización de la muestra

Las partículas corresponden a juveniles de pómez, de tamaño ceniza fina a gruesa, de 2 a 10 mm de diámetro en su eje mayor. Son de color blanco grisáceo con fibrosidad media, textura muy porosa y cristalina. Son de forma irregular, subangulares y sin contenido de cristales visibles por la lupa binocular. Presentan muchas vesículas de forma irregular, poco esféricas, sin orientación preferente y sin conexión entre ellas aparentemente. Estas partículas son fragmentos que probablemente provienen de una pómez de mayor tamaño.

Las muestras observadas con la lupa binocular se exhiben a continuación:

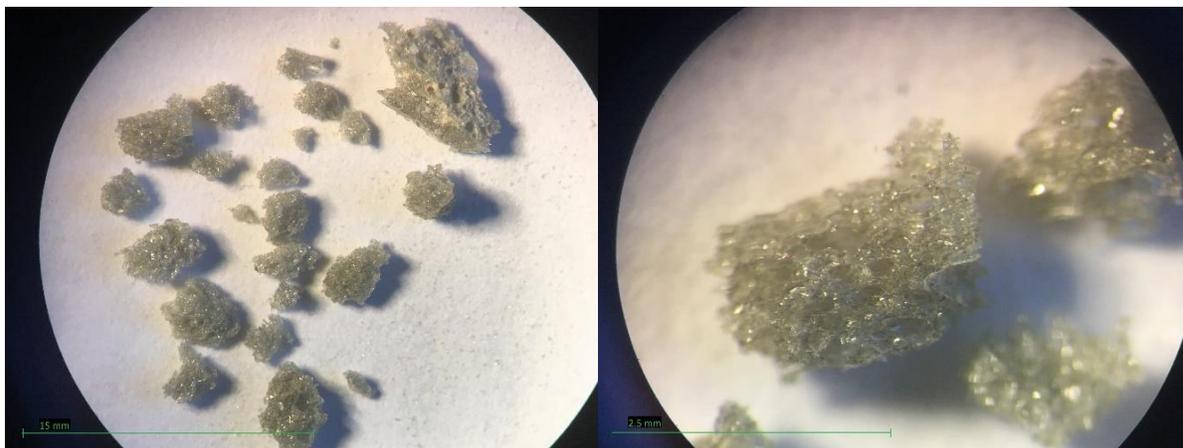


Figura 5.1: Fotografía en lupa binocular de la muestra de pómez

5.1.1. Vesicularidad y permeabilidad

A partir del análisis de imágenes en SEM de los clastos de piedra pómez (Figura 5.2, 5.3 y 5.4) es posible hacer una caracterización cualitativa de estos y estudiar con más detalle las vesículas que contiene.

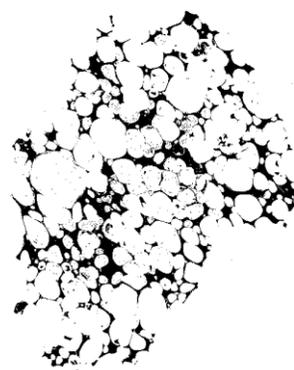
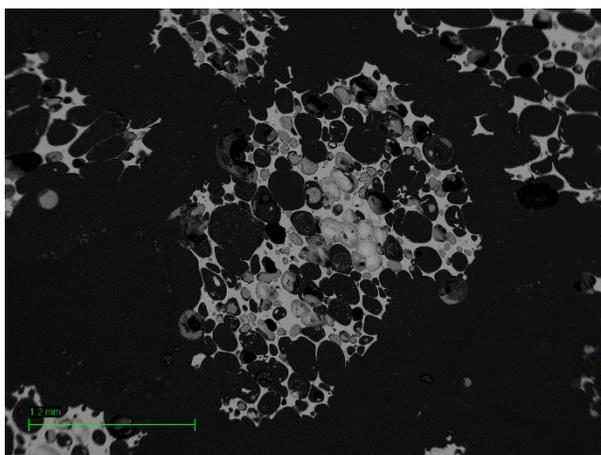


Figura 5.2: Microfotografía de una partícula de pómez tomada en un SEM (muestra LL140612-1).

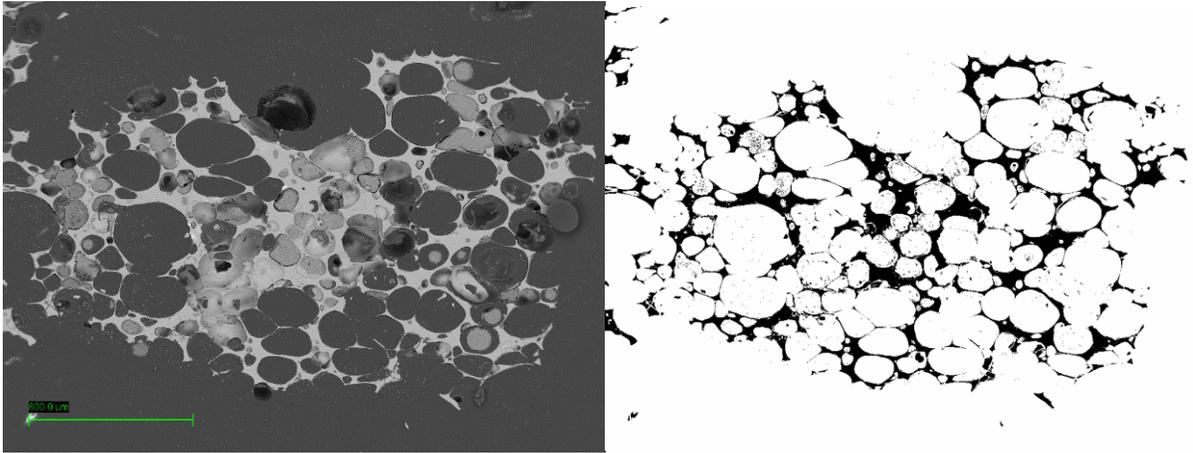


Figura 5.3: Microfotografía de una partícula de pómez tomada en un SEM (muestra LL140612-1).

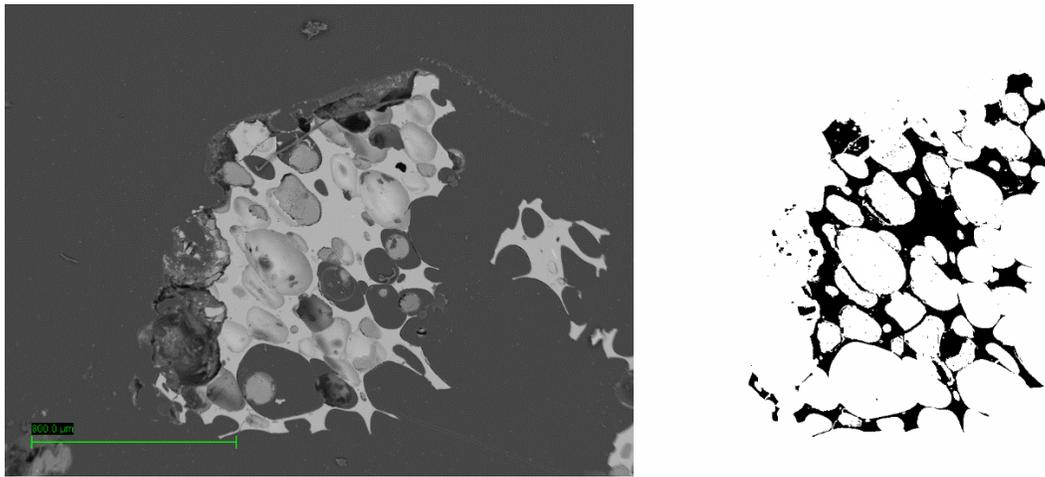


Figura 5.4: Microfotografía de una partícula de pómez tomada en un SEM (muestra LL140612-1).

Las partículas presentan una alta porosidad. Las vesículas son redondeadas y poco alargadas y tienen un diámetro promedio de 0.3 mm en su eje mayor. Se estima una vesicularidad promedio del 75%. Según este cálculo de vesicularidad y considerando que el resto de la partícula corresponde a vidrio, con una densidad de $2,5 \text{ g/cm}^3$, la densidad promedio de las partículas sería de 1.36 g/cm^3

5.1.2. Clasificación geoquímica de la muestra

A través del análisis con SEM se puede obtener la composición química de un punto específico. A partir de este se obtiene la composición química de la matriz de la roca y de algunos microcristales que se pueden observar inmersos en la matriz.

De acuerdo con la comparación de espectros de minerales conocidos (Reed, 2005) que se muestra a continuación, se determina que los microcristales corresponden a clino-piroxeno (augita), anfíboles (hornblenda y actinolita), titanita, ilmenita y apatito. Las composiciones químicas de los espectros de estos microcristales y de la matriz se presentan en el Anexo B.

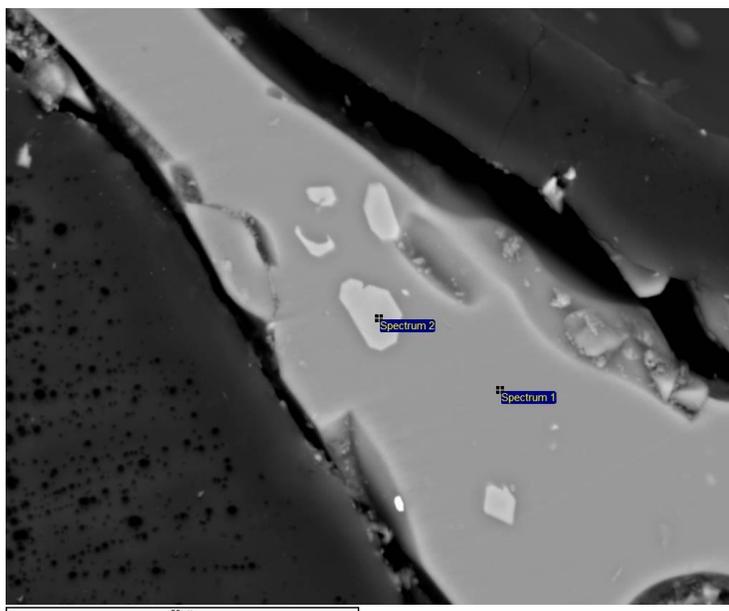


Figura 5.5: Microfotografía de una partícula de pómez encontrada en Robinson Crusoe tomada en un SEM (muestra LL140612-1).

El primer sitio de donde se obtiene el espectro corresponde a la matriz de la partícula. Presenta un contenido de SiO_2 del 60,8 % y de Al_2O_3 de 20,11% (ver Tabla 9.3, Anexo B). De acuerdo con su composición se puede asumir que la matriz corresponde a vidrio volcánico.

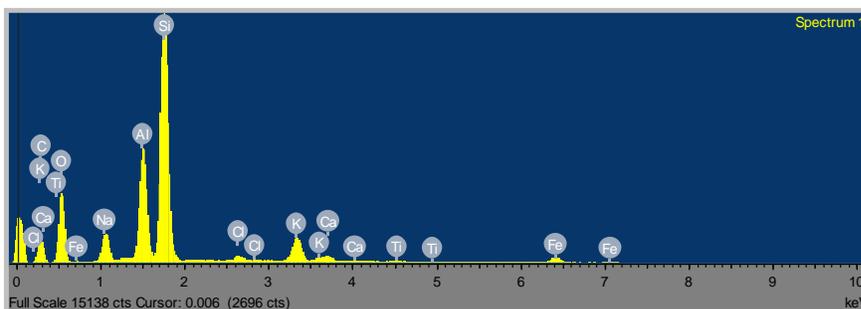


Figura 5.6: Espectro de un punto de la matriz, medido en un SEM.

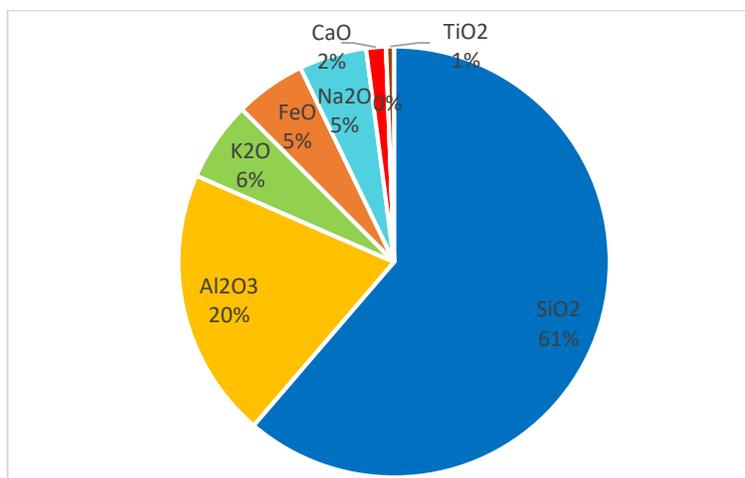


Figura 5.7: Proporción de óxidos en la matriz de la partícula de pómez.

El mineral del cual se obtuvo el espectro 2 corresponde a una augita, con alto contenido de SiO_2 , (60,02%), CaO (20,28%), FeO (13,61%) y MgO (8,34%) como principales óxidos (Tabla 9.4, Anexo B). A partir de este análisis se determina su fórmula química $(\text{Ca,Mg,Fe})_2(\text{Si,Al})_2\text{O}_6$.

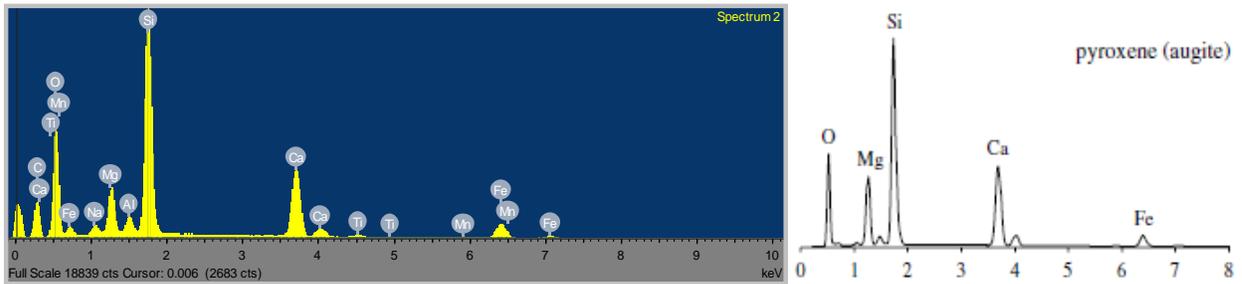


Figura 5.8: Espectro de un mineral de augita, medido en un SEM v/s el espectro conocido de un mineral de augita, tomado de Reed (2005).

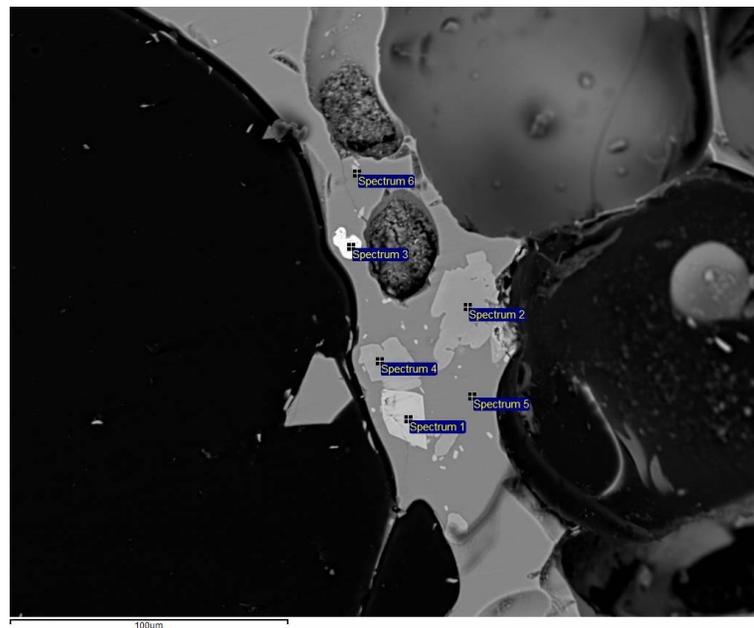


Figura 5.9: Microfotografía de una partícula de pómez tomada en un SEM (muestra LL140612-1).

El primer mineral del cual se le obtiene el espectro corresponde a una titanita. Contiene como óxido principal TiO_2 con un 35,73% y CaO (28,12%) (Tabla 9.5 Anexo B). A partir de este análisis se determina su fórmula química CaTiSiO_5 .

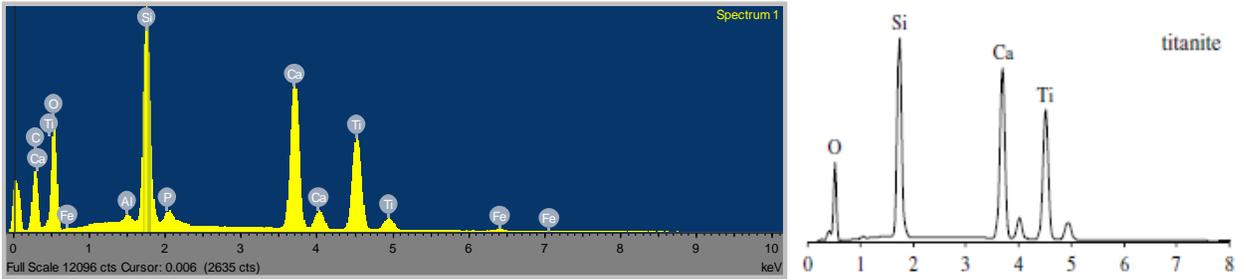


Figura 5.10: Espectro de un mineral de titanita, medido en un SEM v/s el espectro conocido de un mineral de titanita, tomado de Reed (2005).

El segundo mineral corresponde a anfíbol hornblenda. Este presenta un 51,86% de SiO₂ y un alto contenido de CaO (21,52%), MgO (15,06%) y FeO (5,59%) (Tabla 9.6, Anexo B). Su fórmula química es Ca₂(Mg,Fe,Al)₅(Al,Si)₈O₂₂(OH)₂

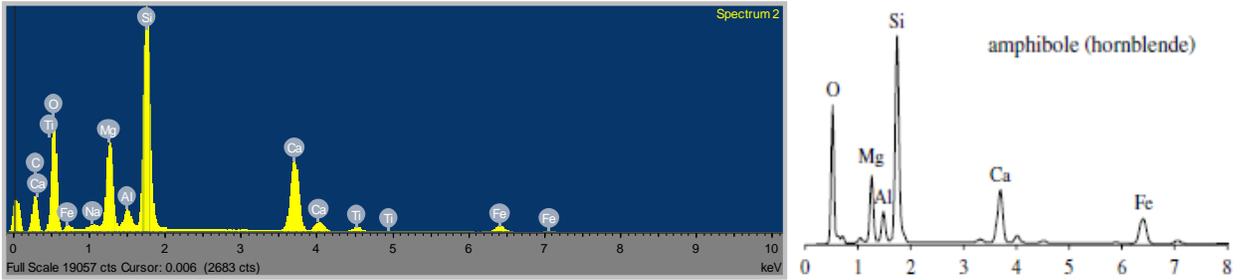


Figura 5.11: Espectro de un mineral de anfíbol, medido en un SEM v/s el espectro conocido de un mineral de anfíbol, tomado de Reed (2005).

El tercer mineral es ilmenita, el cual presenta como principales componentes FeO (45,87%) y TiO₂ (50,8%) (Tabla 9.7, Anexo B). Su fórmula general es Fe²⁺Ti⁴⁺O₃.

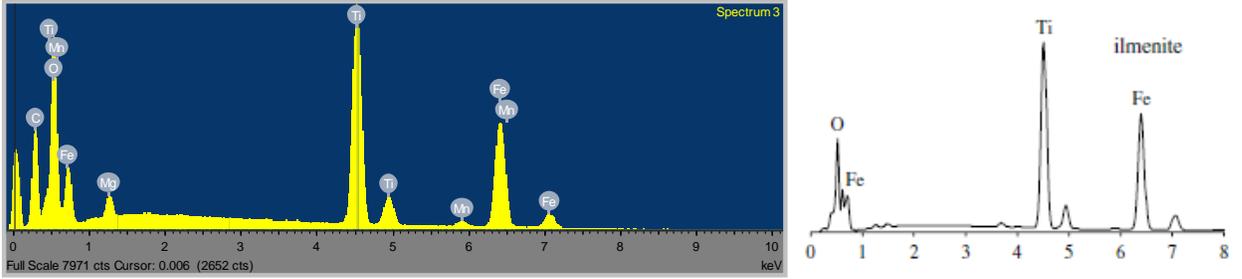


Figura 5.12: Espectro de un mineral de ilmenita, medido en un SEM v/s el espectro conocido de un mineral de ilmenita, tomado de Reed (2005).

El cuarto mineral es anfíbol actinolita, con un contenido de SiO₂ del 53,02% y alto contenido de CaO (21,22%), MgO (11,97%) y FeO (9,13%) como componentes principales (Tabla 9.8, Anexo B). Su fórmula química es Ca₂(Mg,Fe²⁺)₅Si₈O₂₂(OH)₂

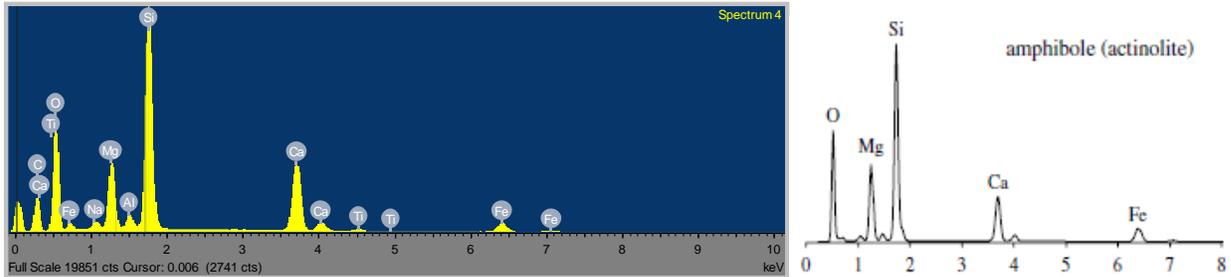


Figura 5.13: Espectro de un mineral de actinolita, medido en un SEM v/s el espectro conocido de un mineral de actinolita, tomado de Reed (2005).

El sexto mineral c corresponde a fluorapatito. Sus principales componentes son CaO con un 44,07% y P₂O₅ con 38,69% (Tabla 9.9, Anexo B). Su fórmula química es Ca₅(PO₄)₃F

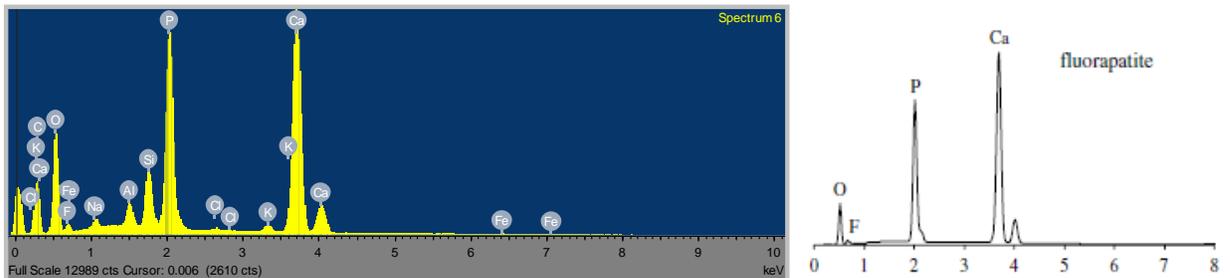


Figura 5.14: Espectro de un mineral de fluorapatito, medido en un SEM v/s el espectro conocido de un mineral de fluorapatito, tomado de Reed (2005).

5.1.2.1. Diagramas de clasificación para rocas volcánicas

En la Figura 5.15 se grafica la geoquímica de la muestra LL140612-1, obtenida mediante la utilización de ICP-OES y ICP-MS y se determina que corresponde a una fonolita. También se grafica la geoquímica de la matriz de la muestra, obtenida mediante la utilización de SEM, que fue medida en distintos puntos y para distintas partículas (Anexo B, Tabla 9.10).

Se observa que la geoquímica de la roca total y la geoquímica de la matriz de vidrio presentan un porcentaje similar de SiO₂ (54,77% vs ~62%) y de K₂O (5,73% v/s ~5%), sin embargo, exhiben una gran diferencia en el contenido de Na₂O (11,08% v/s ~6%), lo cual produce que la matriz de vidrio se clasifique en el campo de la traquita en el diagrama TAS. Esta diferencia podría ser no tan significativas si tenemos en cuenta que el análisis geoquímico mediante SEM no mide la composición del total de la muestra, sino que solo en algunos puntos específicos, en cambio el análisis geoquímico obtenido mediante ICP-OES y ICP-MS mide la composición del total de la muestra.

En las Figura 5.16,17,18 se grafican las relaciones Nb/Y vs. Zr/TiO₂, SiO₂ vs Nb/Y SiO₂ vs Zr/TiO₂ en el diagrama de Winchester y Floyd (1977), de la geoquímica obtenida mediante ICP-OES y ICP-MS. Según estos gráficos la muestra sigue perteneciendo al campo de las fonolitas. En

este gráfico no se puede graficar la composición de la matriz de vidrio, debido a que el análisis de la geoquímica con SEM no mide los elementos trazas.

Se graficaron además las rocas del Archipiélago Juan Fernández (islas Robinson Crusoe y Alejandro Selkirk), donde se observa que estas se clasifican principalmente en basaltos, basanitas y picrobasaltos. Por lo tanto, se infiere que la fuente de la muestra analizada no pertenece a la isla.

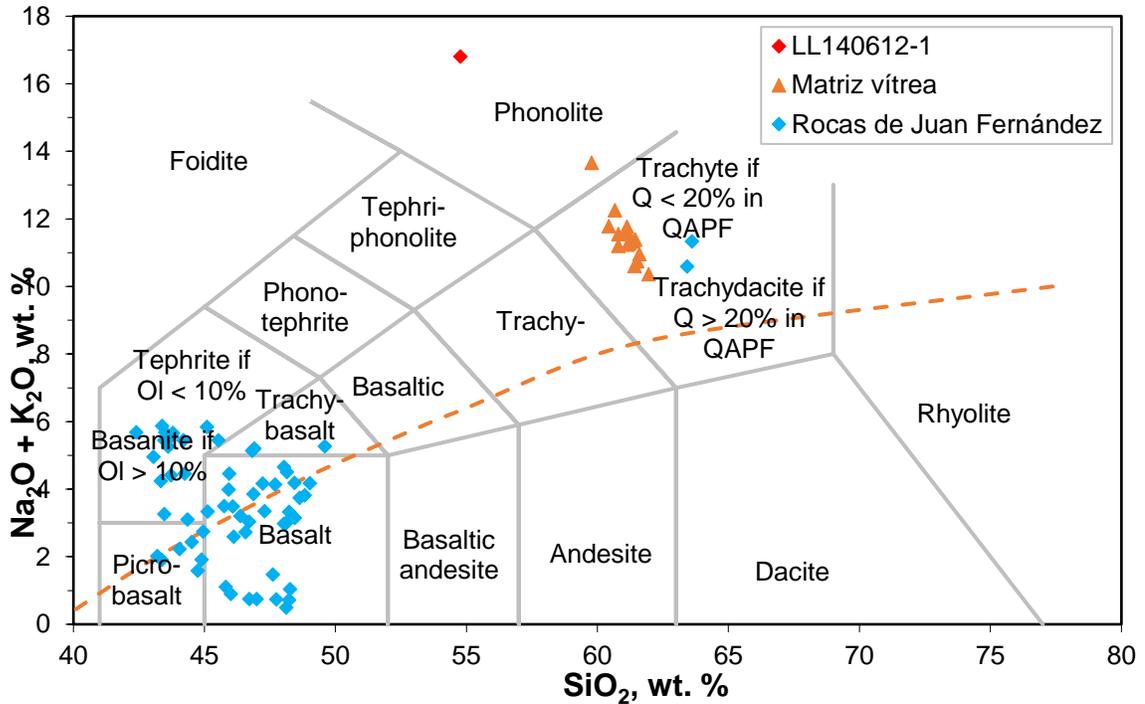


Figura 5.15: Diagrama de clasificación TAS (“Total Alcalis vs Sílice”, Le Bas et al, 1986) para la muestra LL140612-1 y las rocas del archipiélago Juan Fernández. Límite divide las series alcalina y subalcalina/toleítica según Irvine y Baragar (1971).

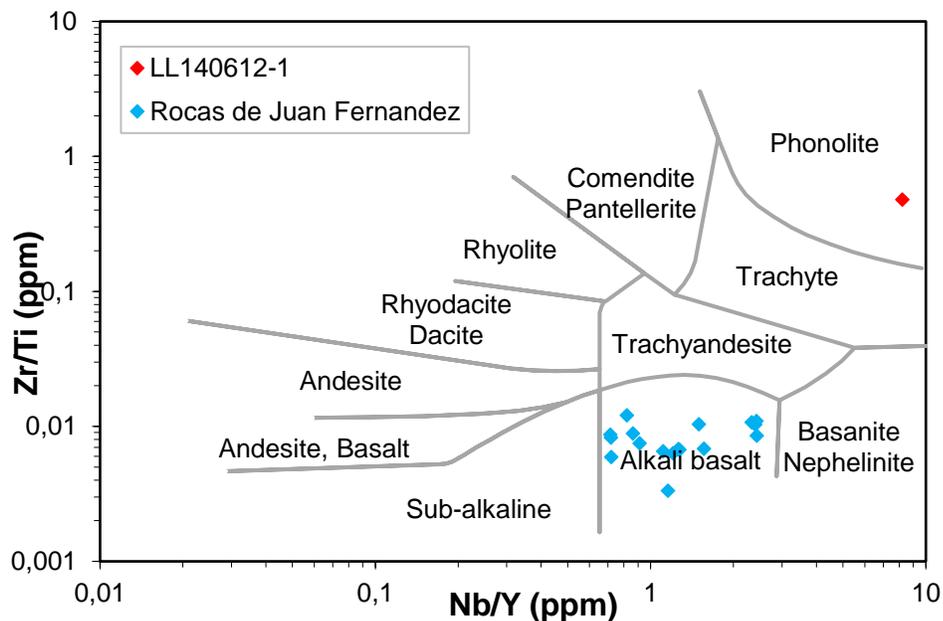


Figura 5.16: Diagrama de clasificación geoquímica Nb/Y vs. Zr/TiO₂ de rocas volcánicas (Winchester & Floyd, 1977) para la muestra LL140612-1 y las rocas del Archipiélago Juan Fernández.

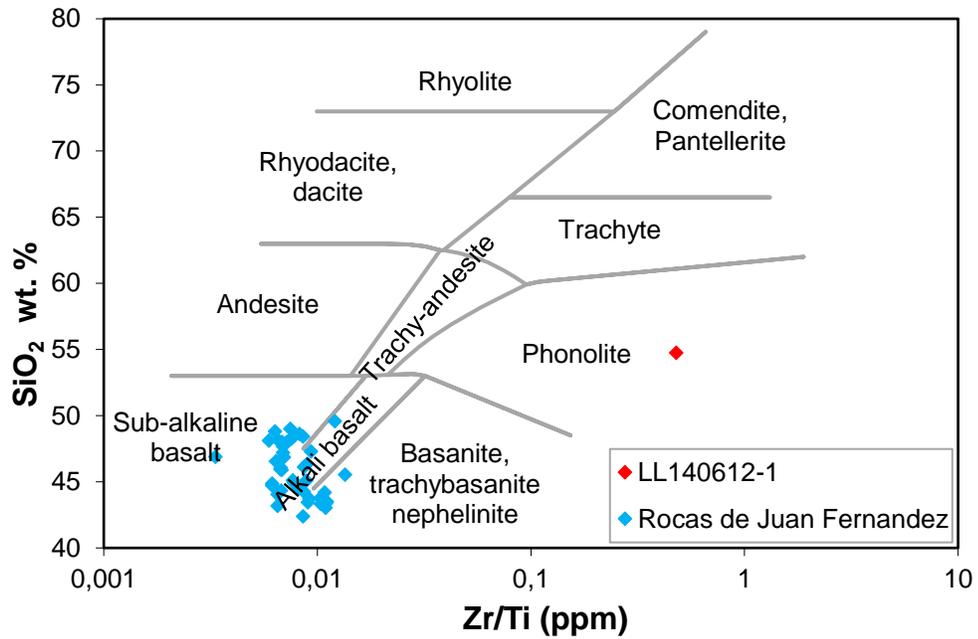


Figura 5.17: Diagrama de clasificación geoquímica Zr/TiO₂ vs. SiO₂ de rocas volcánicas (Winchester & Floyd, 1977) para la muestra LL140612-1 y las rocas del Archipiélago Juan Fernández.

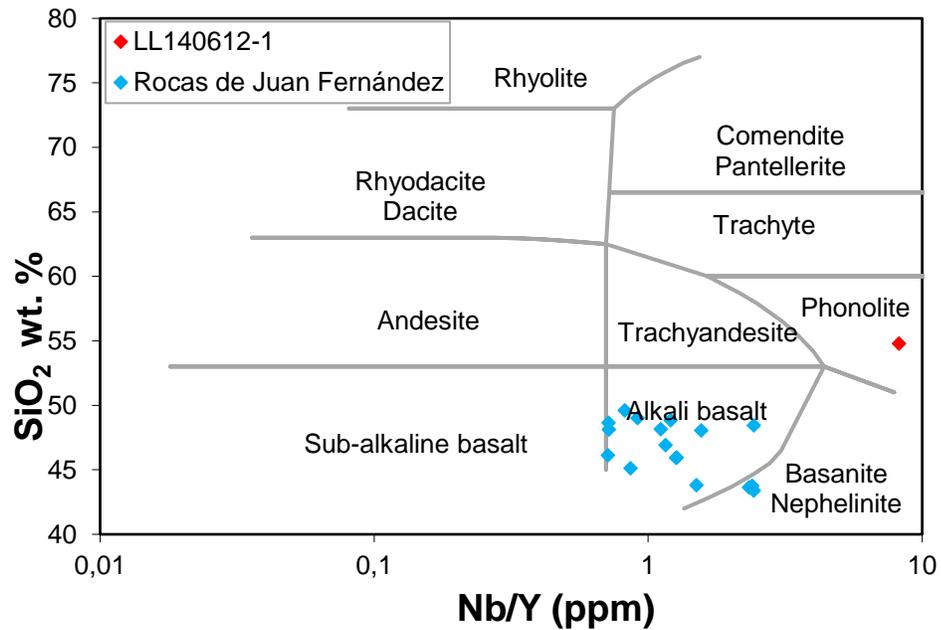


Figura 5.18: Diagrama de clasificación geoquímica Nb/Y vs. SiO₂ de rocas volcánicas (Winchester & Floyd, 1977) para la muestra LL140612-1 y las rocas del Archipiélago Juan Fernández.

5.1.2.2. Norma CIPW

A partir del análisis de elementos principales de la muestra encontrada, en primer lugar, se calcula el porcentaje en masa de cada óxido (que es g por 100 g de roca) y se recalcula a moles de cada óxido por 100 g (ver Tabla 9.11 en Anexo C).

Luego se calcula la norma CIPW (ver Tabla 9.12 en Anexo C), la cual determina que los minerales normativos presentes para esta composición geoquímica corresponden a ortoclasa, nefelina, albita, acmita diópsido, wollastonita, apatito, ilmenita, perovskita y una fracción de Na_2SiO_3 , en la proporción que se muestra en la Figura 5.19. Esta roca estaría subsaturada en sílice, ya que no presenta minerales de cuarzo.

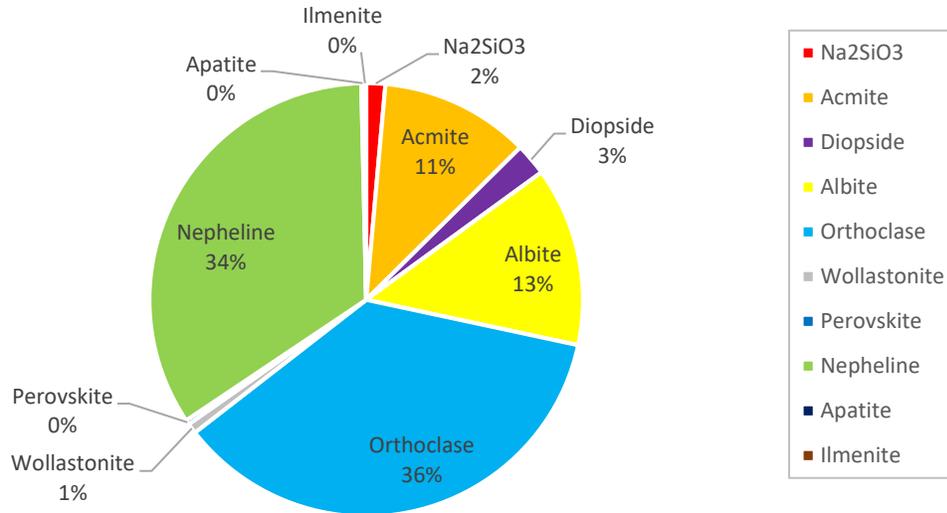


Figura 5.19: Proporción de minerales normativos presentes en la muestra LL140612-1.

Según esta proporción de minerales normativos se realiza un gráfico QAPF (Streckeisen, 1979) donde se obtiene que la muestra se clasifica en el campo de la fonolita tefrítica.

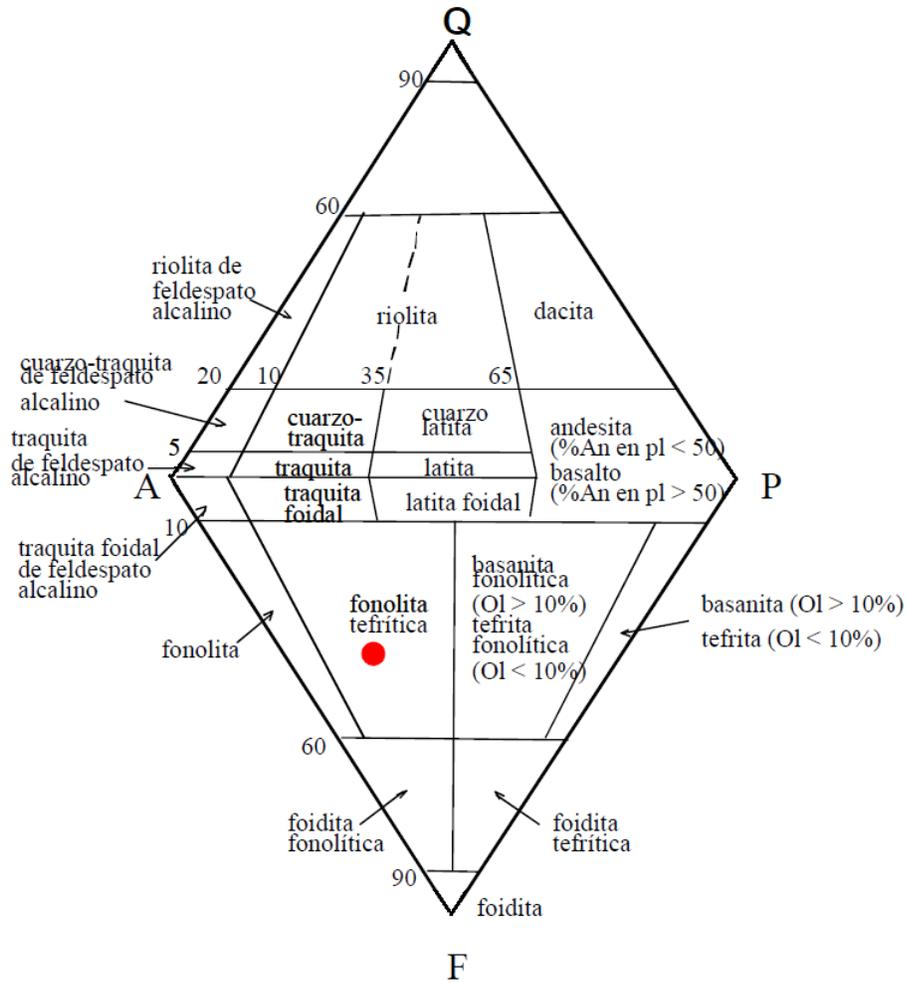


Figura 5.20: Diagrama de clasificación QAPF (Streckeisen, 1979) de la muestra LL140612-1 según los minerales normativos calculados a partir de la norma CIPW.

5.1.2.3. Diagrama Spider

La muestra contiene un valor alto de tierras raras ($\sum\text{REE} \approx 403,21$ ppm) y presenta una alta concentración de tierras raras livianas (LREE) en relación con las tierras raras pesadas (HREE) como se observa en la Figura 5.21. La curva es decreciente para las tierras raras livianas y prácticamente plana para las pesadas, sin anomalía en Ce y con anomalía negativa en Eu. Esta última puede indicar que el líquido estuvo en equilibrio con las plagioclasas y por lo tanto posteriormente se fraccionaron o se presentan como sólido residual en la fuente.

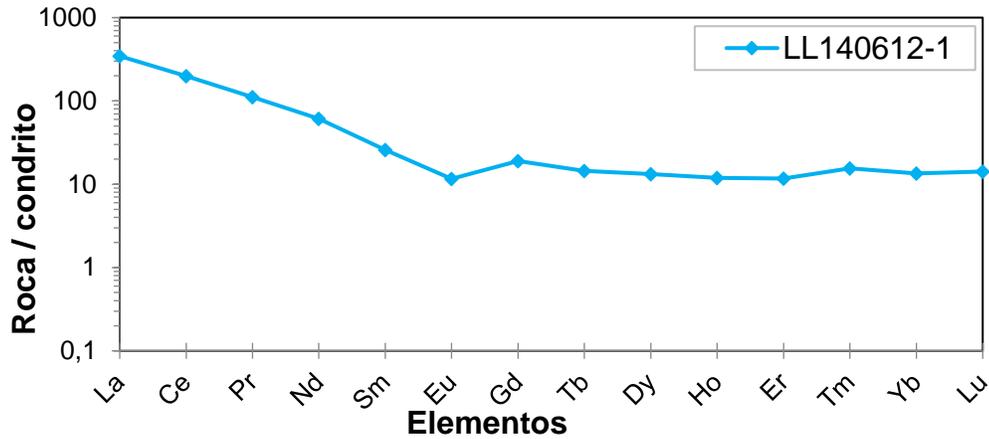


Figura 5.21: Diagrama de tierras raras normalizadas al condrito de Taylor y McLennan, 1985.

De acuerdo con todos los análisis realizados anteriormente, se puede verificar que la muestra encontrada corresponde a una fonolita. Esta es una roca volcánica de composición intermedia, con textura afanítica a porfídica. Es una roca inusual, ya que se forma a partir de una masa fundida altamente insaturada de sílice mediante bajos grados de fusión parcial (menos del 10%) de rocas corticales inferiores altamente aluminosas como tonalita, monzonita y rocas metamórficas (Cox, Bell, & Pankhurst, 1979).

Las riolitas peralcalinas, traquitas y fonolitas comúnmente se asocian con sus magmas basálticos parentales y ocurren más comúnmente en provincias basálticas intraplacas alcalinas. Los basaltos levemente alcalinos dan lugar a riolitas peralcalinas y traquitas. Al aumentar la alcalinidad y la subsaturación de sílice en los basaltos, las rocas volcánicas derivadas son traquíticas y fonolítica (Fisher & Schmincke, 1984). En estas últimas, los fenocristales félsicos dominantes son feldespatoides (nefelina, sodalita, hauynita, leucita y/o analcita), feldespato alcalino (sanidina, anortoclasa u ortoclasa) y plagioclasa sódica, mientras que el piroxeno, anfíbol o biotita sódicos son fenocristales máficos minoritarios. Los minerales accesorios incluyen titanita, apatito, corindón, magnetita e ilmenita.

5.1.3. Grado de Meteorización de la muestra

A continuación se calcula el Índice de alteración (AI) de Ishikawa et al. (1976) y el índice de alteración de clorita-carbonato-pirita (CCPI). Su gráfico se muestra en la Figura 5.22.

$$AI = \frac{(K_2O + MgO)}{(K_2O + MgO + Na_2O + CaO)} \times 100 = 33,35$$

$$CCPI = \frac{(MgO + FeO)}{(MgO + FeO + Na_2O + K_2O)} \times 100 = 25,02$$

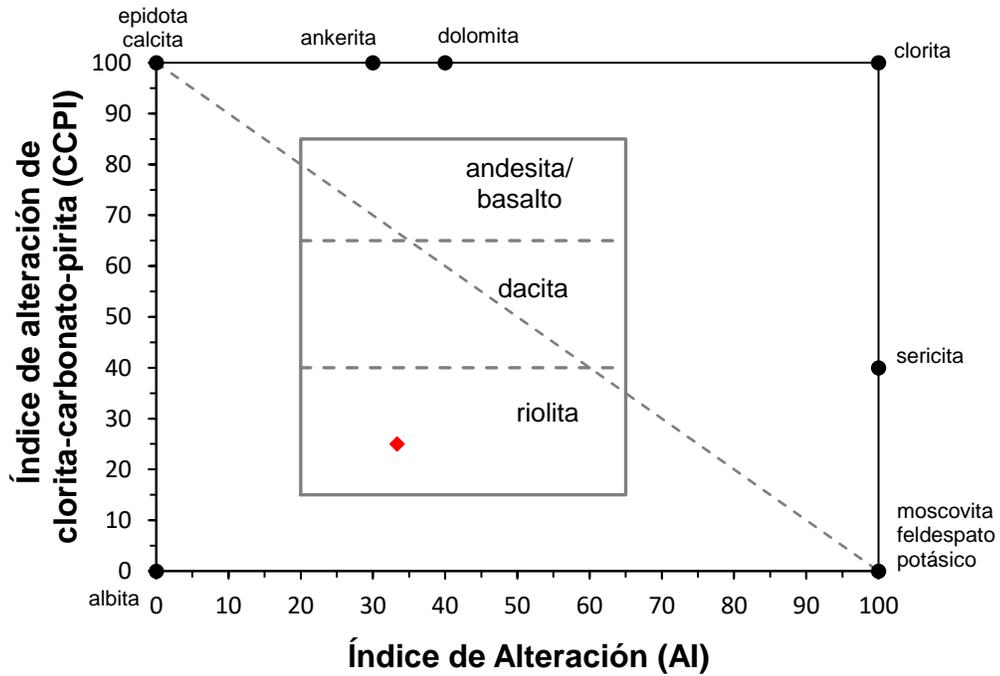


Figura 5.22: Diagrama de alteraciones para rocas volcánicas (Large, Gemmell, & Paulick, 2001) (AI = índice de alteración de Ishikawa et al., 1976; CCPI = índice de alteración de clorita-carbonato-pirita).

En la parte central del gráfico de la Figura 5.22 se marca el área en donde se considera que las rocas están poco o nada alteradas, las rocas que queden fuera de esta área se consideran con alteración. Según este gráfico la muestra se clasifica en el campo de una riolita no alterada.

5.2. Determinación de fuente de origen del material pumíceo

Previamente el análisis químico estableció que el material pumíceo recolectado en la isla Robinson Crusoe es exótico al lugar. Por esto el siguiente paso de la investigación es determinar la posible fuente de origen del material.

A continuación, se muestran los resultados obtenidos al graficar la geoquímica de muestras almacenadas en la base de datos, para los ambientes de generación de magma convergente y de intraplaca, con el objetivo de establecer en donde se generó el material encontrado en el archipiélago.

5.2.1. Clasificación de Ambiente Convergente

5.2.1.1. Arco Andino

El arco Andino es una cadena volcánica formada por la subducción de la placa de Nazca bajo la Sudamericana. Este arco se divide en 4 zonas volcánicas, la Norte, Centro, Sur y Austral. Para la presente investigación se estudian estas tres últimas ya que la zona volcánica norte se ubica en el hemisferio norte y no tiene incidencia en este análisis.

i. Zona Volcánica Centro (ZVC)

Esta zona se extiende desde las latitudes del lago Titicaca, Bolivia, hasta aproximadamente el límite sur del desierto de Atacama, Chile. Incluye 44 edificios volcánicos activos, así como más de 18 centros y/o campos activos menores y al menos seis sistemas cuaternarios de ignimbrita silícea grande y/o caldera.

Se caracteriza por la relativa abundancia de productos volcánicos altamente diferenciados como la riolita y dacita. Esto es debido a que el espesor de la corteza es anómalamente alto (70-80 km), lo que dificulta el ascenso de los magmas hasta llegar a la superficie, causando mayor diferenciación (Stern, 2004).

ii. Zona Volcánica Sur (ZVS)

Es la principal zona volcánica del centro-sur de Chile, aunque algunos centros volcánicos se ubican en la provincia argentina de Neuquén. Coincide con la zona más poblada del país. Incluye, al menos, 60 edificios volcánicos históricos y potencialmente activos de Chile y Argentina, así como tres sistemas gigantes de caldera silícea y numerosos centros eruptivos menores.

A partir aproximadamente del volcán Llaima en La Araucanía hacia el sur, los volcanes más activos de esta zona están alineados en torno a la Falla Liquiñe-Ofqui, la cual es una falla de rumbo dextral que se extiende desde la Región de los Ríos hasta Aysén, 1.000 km de extensión aproximadamente, que se forma porque el ángulo de subducción no es ortogonal al margen. Esta es un control importante del volcanismo, ya que influye en la composición química de los procesos eruptados, al constituir una vía de ascenso para el magma. Debido a esto hay abundancia de productos volcánicos de composición basáltica.

Hay una importante alineación de los volcanes en dos direcciones NW (fallas heredadas) y NE (fallas conjugadas a falla normal). En la orientación NW hay un régimen de compresión, por lo que las composiciones de los magmas son más evolucionadas, desde andesíticas a riolíticas. El sistema de fallas NE es extensivo, por lo que la composición química es más bien basáltica, ya que se facilita el ascenso del magma y se dificulta la ocurrencia de diferenciación.

iii. Zona Volcánica Austral (ZVA)

Esta es la zona volcánica más austral de los Andes y debe su actividad a la subducción de la placa Antártica bajo la Sudamericana. La zona volcánica austral cubre un área desde la latitud del golfo de Penas hasta los confines de la Tierra del Fuego, siendo su actividad marcadamente menor que la de la zona volcánica sur.

La composición de las rocas de esta zona del Arco Andino es principalmente basaltos, andesitas, dacitas y riolitas subalcalinas, como se observa en detalle en los gráficos de las Figura 5.23,24,25,26 que se presentan a continuación.

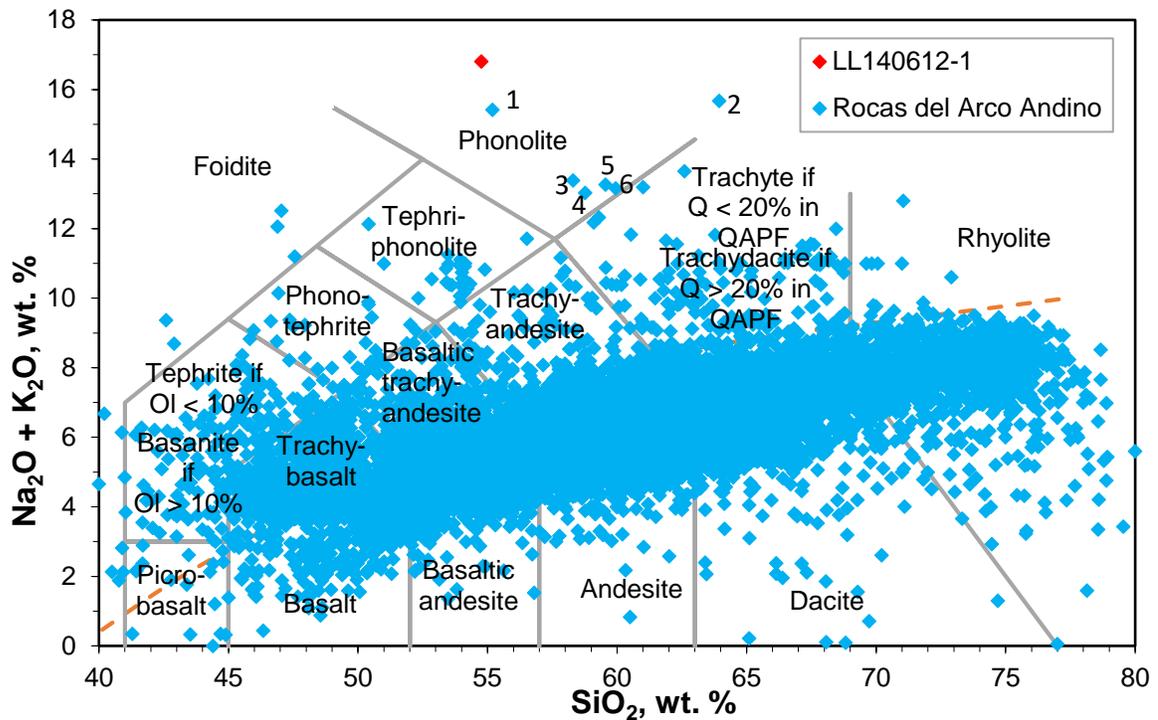


Figura 5.23: Diagrama de clasificación TAS ("Total Alkalies vs Silice") (Le Maitre, 1989) para las rocas pertenecientes al Arco Andino. Límite divide las series alcalina y subalcalina/teolítica según Irvine y Baragar (1971).

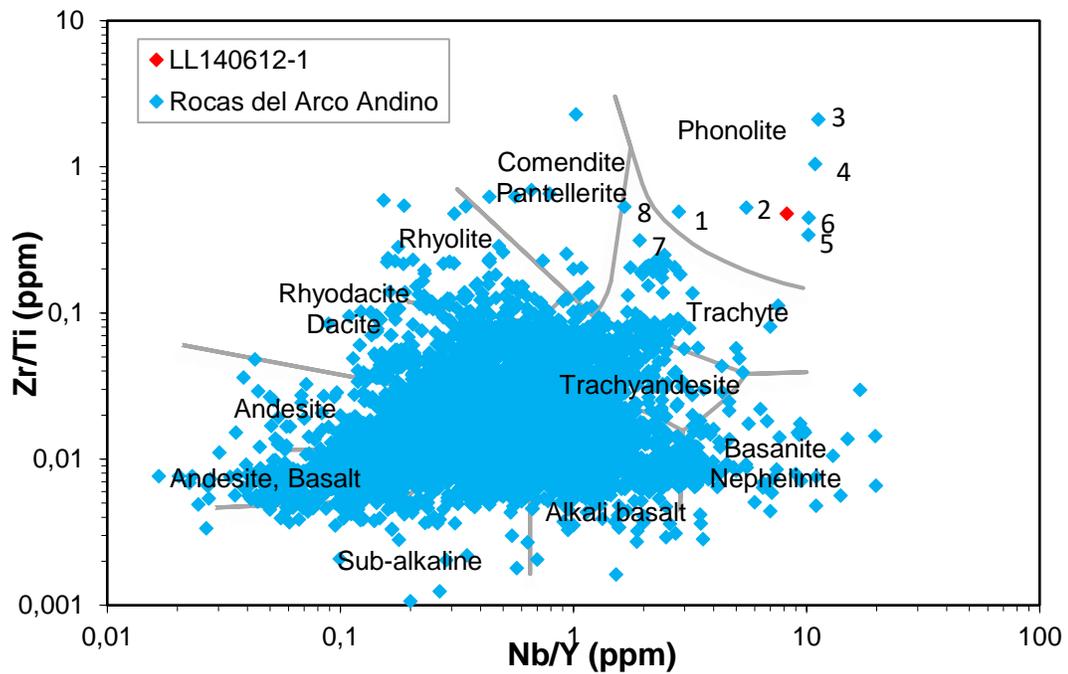


Figura 5.24: Diagrama de clasificación geoquímica Nb/Y vs. Zr/TiO₂ de rocas volcánicas (Winchester & Floyd, 1977) para las rocas pertenecientes al Arco Andino.

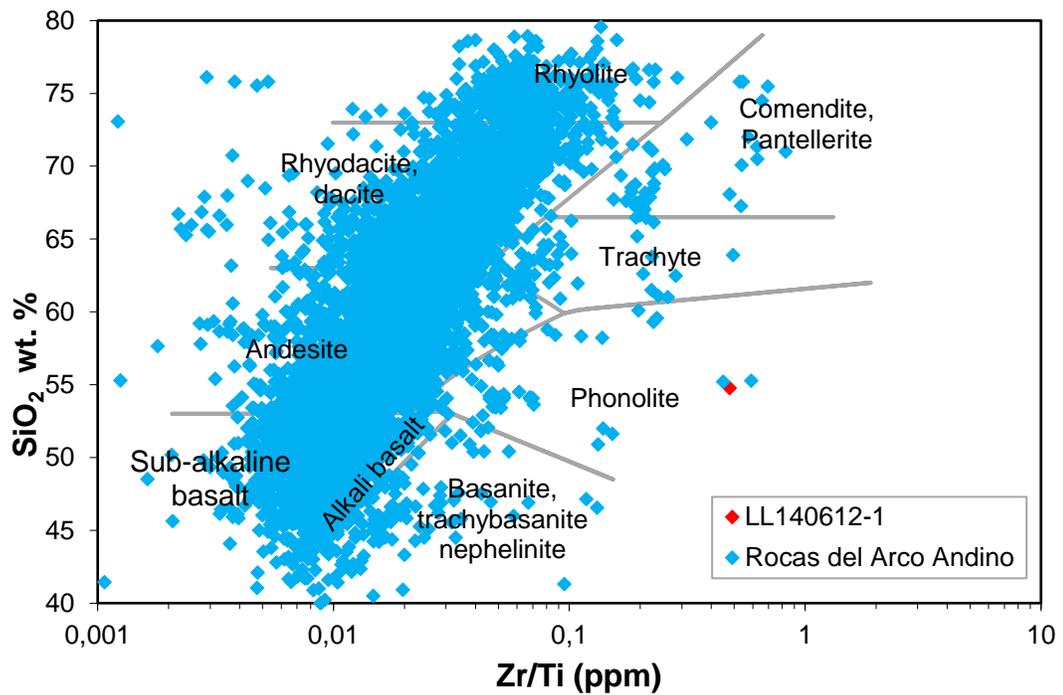


Figura 5.25: Diagrama de clasificación geoquímica Zr/TiO₂ vs. SiO₂ de rocas volcánicas (Winchester & Floyd, 1977) para las rocas pertenecientes al Arco Andino

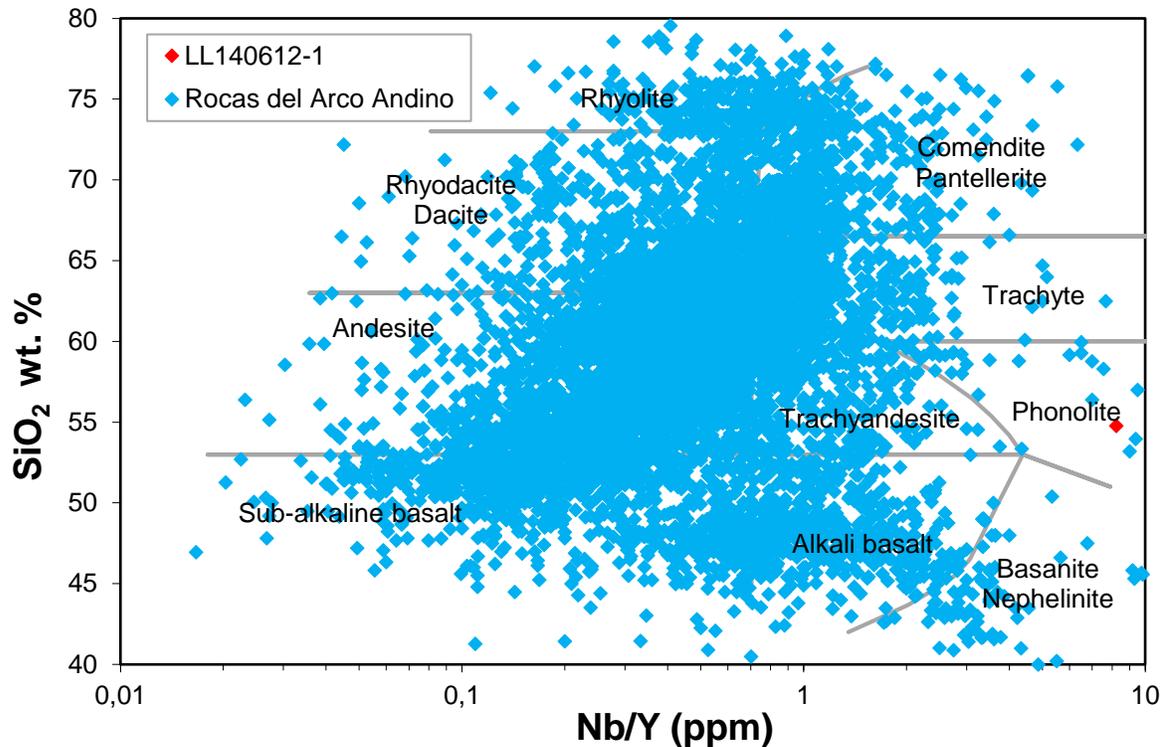


Figura 5.26: Diagrama de clasificación geoquímica Nb/Y vs. SiO₂ de rocas volcánicas (Winchester & Floyd, 1977) para las rocas pertenecientes al Arco Andino

5.2.1.2. Arco Scotia

También llamado Arco de las Antillas Australes, es un arco volcánico oceánico y cordillera submarina que se forma por la subducción de la placa Sandwich bajo la Sudamericana. Este arco incluye las islas Sandwich del Sur, ubicadas en el margen este del Mar de Scotia y las islas Shetland del sur en la península Antártica. Las composiciones principales de este arco se muestran en las Figura 5.27,28,29,30.

i. Islas Shetland del Sur

Se asocian a un magmatismo de tras arco. Las lavas muestran características que se relacionan a ridge oceánicos, arco de isla e incluso a los magmas intraplacas (Smellie, 1990). La isla Deception contiene una serie de basalto-dacita, mientras que en la isla Bridgeman solo ocurren basaltos y andesitas basálticas (Weaver et al., 1979). En las lavas de la isla Deception, el contenido de álcalis totales se aproxima al de algunas series alcalinas, aunque no se alcanza la peralcalinidad.

ii. Islas Sandwich del Sur

El arco Plioceno-Reciente de las Islas Sandwich del Sur está construido de rocas volcánicas que pertenecen tanto a la serie arco-isla toleítica como a la serie calcoalcalina. Las rocas toleíticas, que son las más abundantes, van desde las variedades de basalto porfídico y afírico, pasando por los tipos andesíticos ricos en hierro hasta las dacitas afíricas oscuras. A diferencia de los arcos calcoalcalinos, donde la andesita es la principal roca eruptiva, el basalto es dominante en estas islas (Baker, 1978).

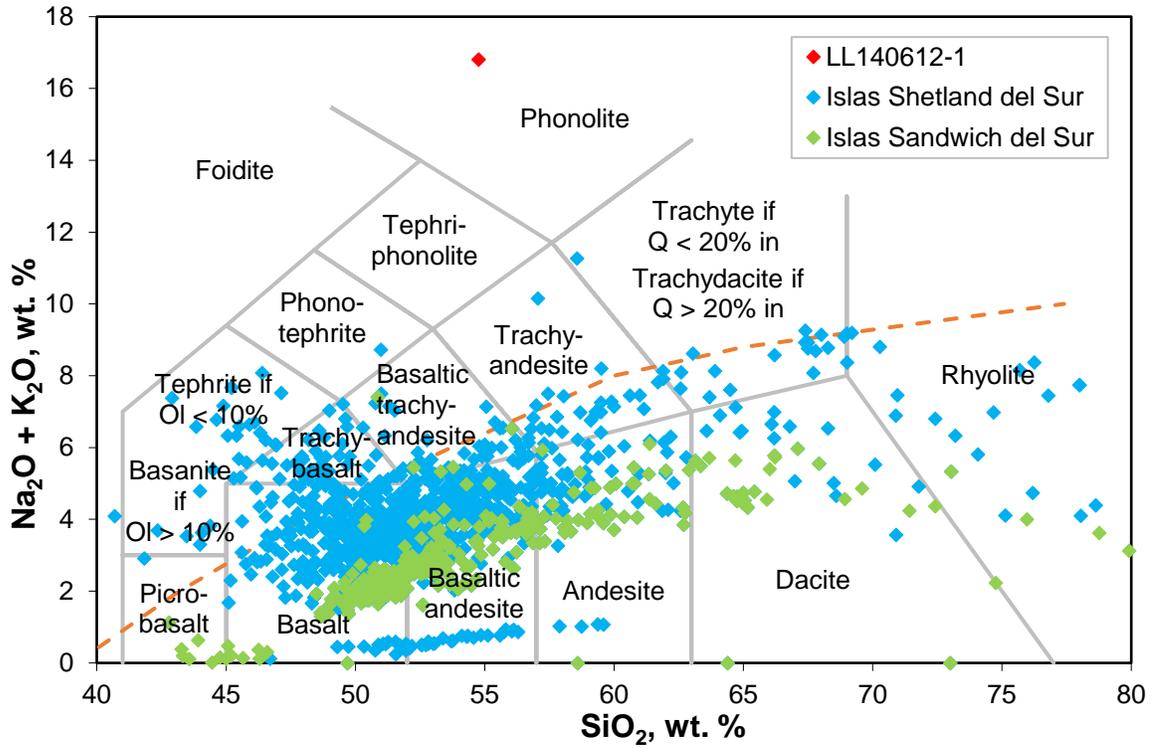


Figura 5.27: Diagrama de clasificación TAS ("Total Alcalis vs Silice" (Le Maitre, 1989)) para las rocas pertenecientes al Arco Scotia. Límite divide las series alcalina y subalcalina/teletica según Irvine y Baragar (1971).

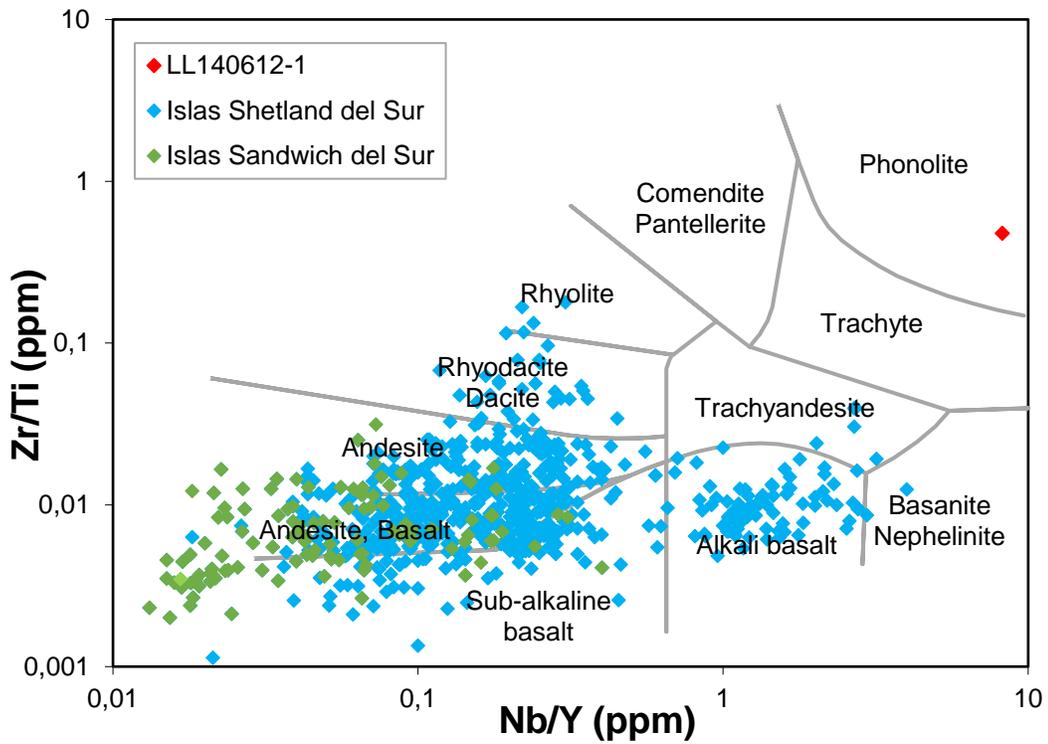


Figura 5.28: Diagrama de clasificación geoquímica Nb/Y vs. Zr/TiO₂ de rocas volcánicas (Winchester & Floyd, 1977) para las rocas pertenecientes al Arco Scotia.

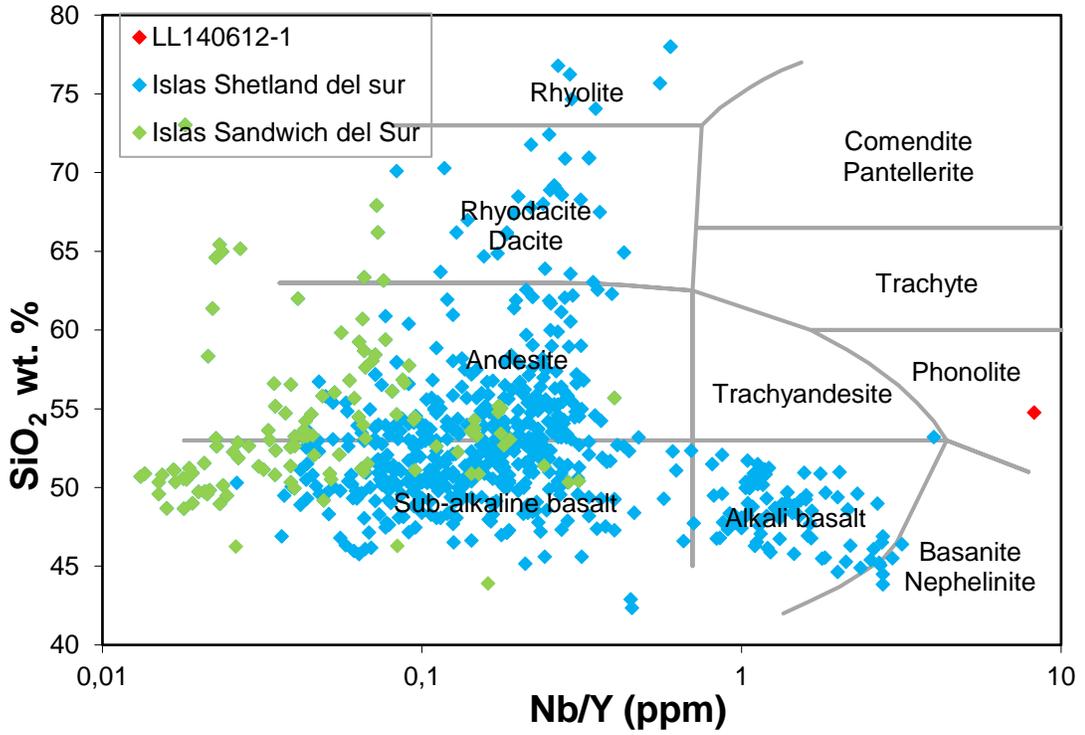


Figura 5.29: Diagrama de clasificación geoquímica Nb/Y vs. SiO₂ de rocas volcánicas (Winchester & Floyd, 1977) para las rocas pertenecientes al Arco Scotia.

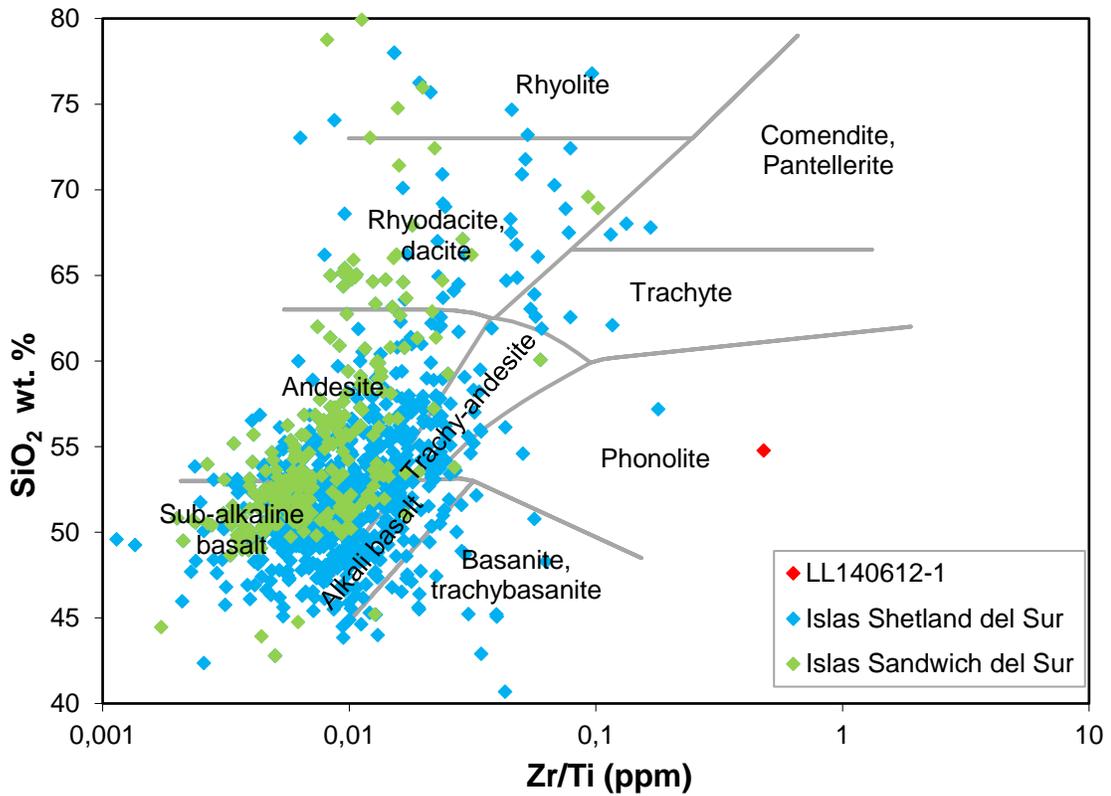


Figura 5.30: Diagrama de clasificación geoquímica Zr/TiO₂ vs. SiO₂ de rocas volcánicas (Winchester & Floyd, 1977) para las rocas pertenecientes al Arco Scotia.

5.2.1.3. Arco Tonga, Kermadec y zona volcánica Taupo (ZVT)

Las islas Tonga y Kermadec, junto con la zona volcánica Taupo de la Isla Norte de Nueva Zelanda, forman un arco insular continuo y muy activo que se extiende casi linealmente NNE desde el norte de Nueva Zelanda hasta el sur de Samoa. Se forma por la subducción de la placa Pacífico bajo la placa Indoaustraliana.

Los magmas que pertenecen a la ZVT son predominantemente riolíticos con andesitas subordinadas y toleitas y dacitas de alto aluminio. Las islas Kermadec están dominadas por toleitas y andesitas basálticas, con andesitas y dacitas subordinadas. Las Islas Tonga están caracterizadas por andesitas basálticas, con andesitas y dacitas desarrolladas localmente (Ewart, Brothers, & Mateen, 1977).

Su composición es principalmente sub alcalina como se evidencia en los gráficos de las Figura 5.31,32,33,34.

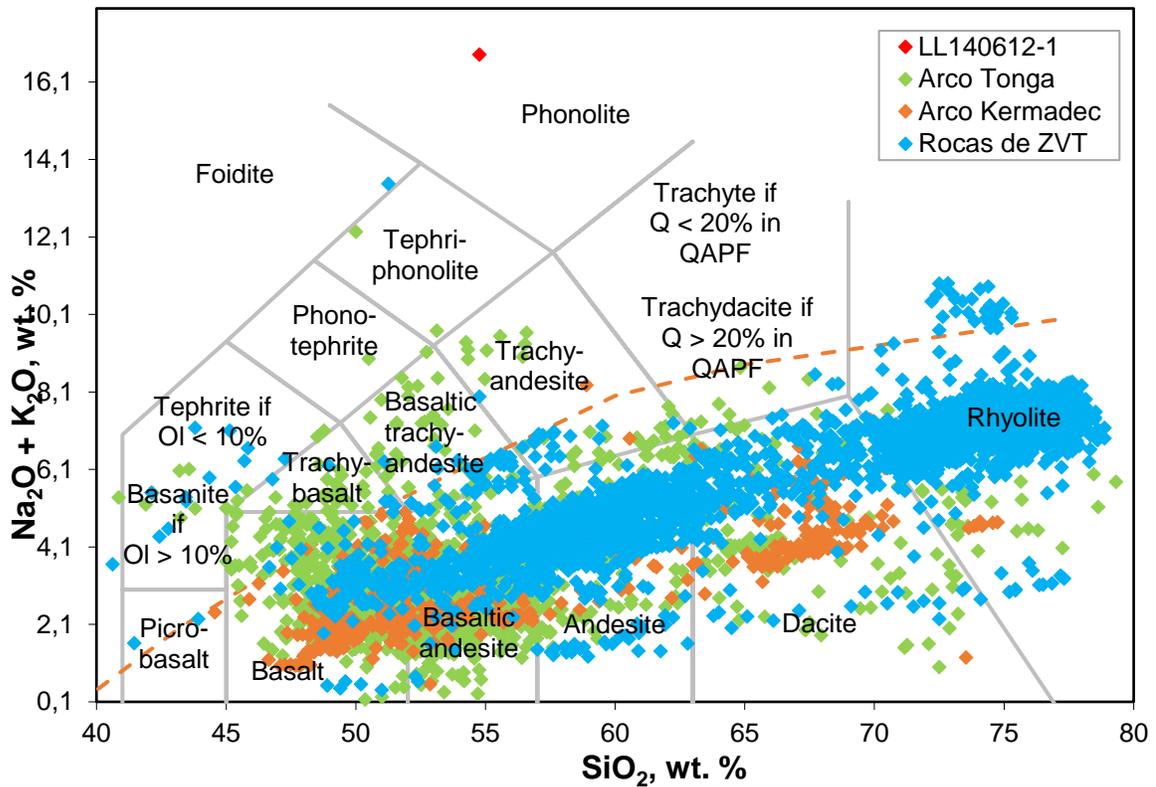


Figura 5.31: Diagrama de clasificación TAS (“Total Alkalies vs Silice”, (Le Maitre, 1989)) para las rocas pertenecientes al Arco Tonga, Kermadec y ZVT. Límite divide las series alcalina y subalcalina/toleítica según Irvine y Baragar (1971).

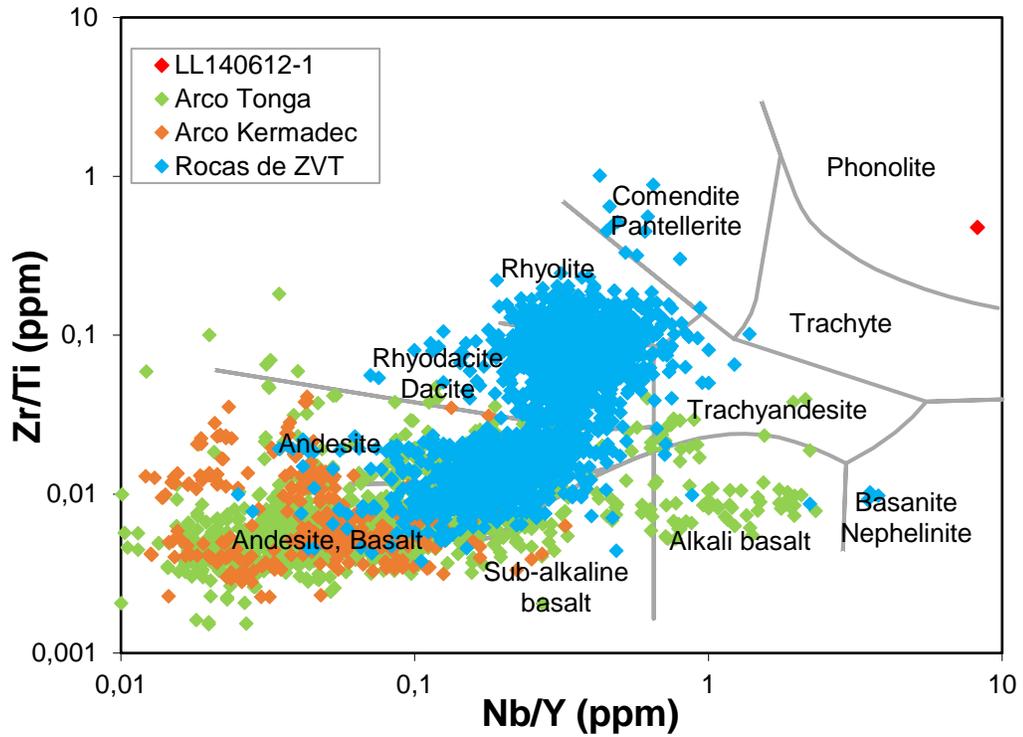


Figura 5.32: Diagrama de clasificación geoquímica Nb/Y vs. Zr/TiO₂ de rocas volcánicas (Winchester & Floyd, 1977) para las rocas pertenecientes al Arco Tonga, Kermadec y ZVT.

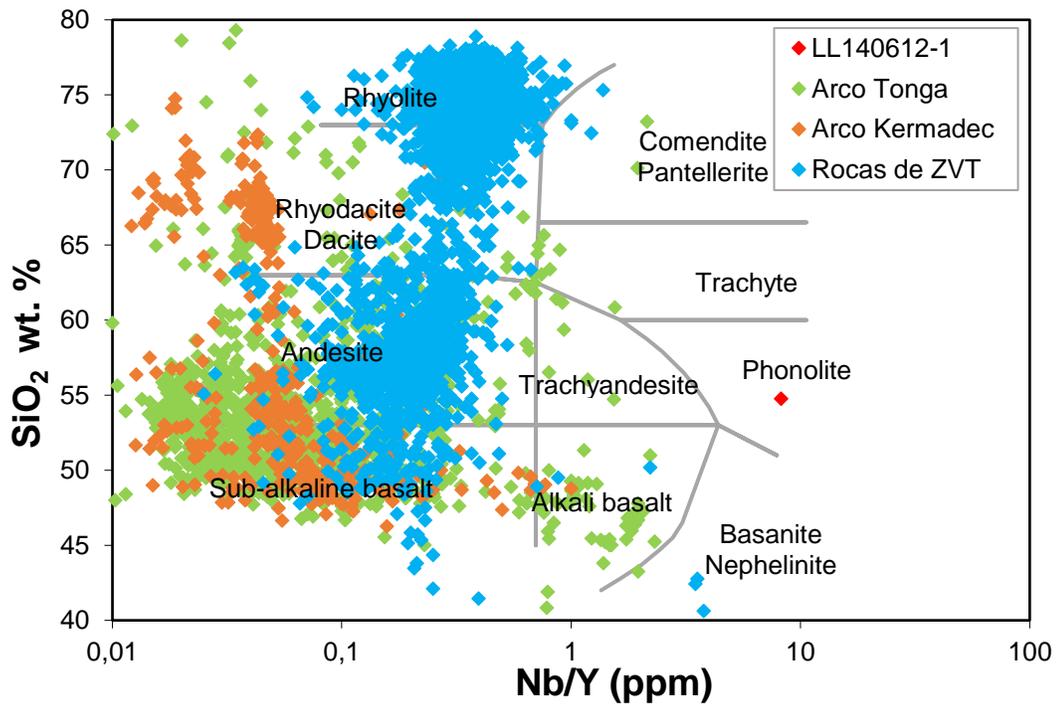


Figura 5.33: Diagrama de clasificación geoquímica Nb/Y vs. SiO₂ de rocas volcánicas (Winchester & Floyd, 1977) para las rocas pertenecientes al Arco Tonga, Kermadec y ZVT.

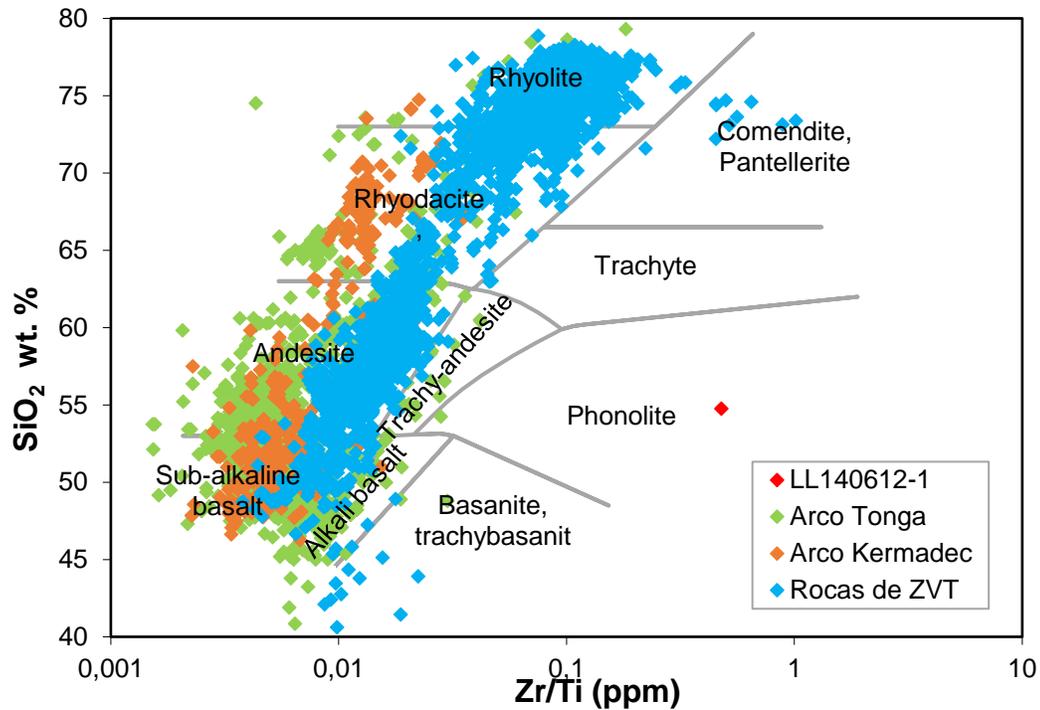


Figura 5.34: Diagrama de clasificación geoquímica Zr/TiO₂ vs. SiO₂ de rocas volcánicas (Winchester & Floyd, 1977) para las rocas pertenecientes al Arco Tonga, Kermadec y ZVT.

5.2.2. Clasificación de Ambiente Intraplaca

5.2.2.1. Rift de Antártica

El sistema de rift de la Antártica Occidental se ubica a más de 1.000 km del límite de placa más cercano y tiene 600-800 km de ancho. Sigue un canal submarino que se extiende desde el Mar de Ross a través del sur de la provincia de Marie Byrd Land hacia el Mar de Bellingshausen, separando esta provincia del grupo volcánico Mc Murdo (Le Masurier, 1978) (Le Masurier & Rex, 1989a).

i. Provincia volcánica Marie Byrd Land

El volcanismo se centra en un domo volcánico-tectónico que ha estado activo desde mediados del Oligoceno y parece ser una pluma de manto soportada. La provincia es altamente alcalina, bimodal, sódica y está dominada por rocas basálticas, pero incluye un amplio espectro de diferenciaciones félsicas que incluye todas las traquitas, fonolitas, riolitas, pantelleritas y comenditas. Hay 18 grandes volcanes centrales y más de 30 pequeños centros, que también incluyen una gama completa de rocas intermedias y una sección basal de basalto que, en los mejores ejemplos expuestos, constituye el 90-95% del volumen del volcán (Le Masurier et al., 2003)

ii. Grupo volcánico McMurdo

Todas las rocas volcánicas cenozoicas situadas en el oeste del Embase Ross se definen como pertenecientes al Grupo Volcánico McMurdo. Representan una de las provincias volcánicas alcalinas más extensas del mundo. En general, se pueden reconocer tres formas volcánicas principales: (1) volcanes de escudo basáltico, de más de 3.000 m de altura; (2) estratovolcanes,

predominantemente traquíticos o fonolíticos; y (3) conos de escoria pequeños y aislados, predominantemente basálticos y flujos de lava. Comúnmente, los escudos básicos y los estratovolcanes félsicos están asociados con centros parásitos de última etapa. Estos varían desde conos de escoria basáltica hasta domos endógenos de las composiciones más evolucionadas, que incluyen fonolita, traquita peralcalina, Q-traquita sobresaturada y riolita peralcalina (Kyle, 1990). Se identificaron tres provincias volcánicas que pertenecen a este grupo volcánico:

- **Provincia volcánica de Hallett:** Está dominada por rocas predominantemente basálticas. Las lavas diferenciadas se producen en la provincia con frecuencia y parecen estar dominadas por composiciones fonolíticas.
- **Provincia volcánica de Melbourne:** Las lavas diferenciadas, particularmente las traquitas y la traquita/riolita peralcalina, exceden volumétricamente las rocas básicas y forman grandes estratovolcanes y posiblemente complejos de caldera. Aunque las basanitas se producen en toda la provincia volcánica de Melbourne como pequeños conos de escoria aislados y flujos de lava, el grado de subsaturación del basalto parental para los estratovolcanes fue menor. La peralcalinidad está mejor desarrollada en esta provincia que en el resto del grupo volcánico McMurdo.
- **Provincia volcánica Erebus:** De 19 Ma a alrededor de 10 Ma, las rocas traquíticas similares a las encontradas en la provincia volcánica de Melbourne fueron dominantes. Sin embargo, la mayor parte de la actividad se ha producido en los últimos 10 Ma y es casi exclusivamente basanítica a fonolítica. En general, las rocas básicas son dominantes en esta fase más joven, pero la fonolita forma la mayor parte del Monte Erebus, el volcán más grande, más alto y recientemente más activo en el área del Mar de Ross (Kyle, 1990).

5.2.2.2. Rift de Australia

Se ubica en la zona oeste de la isla de Tasmania. Las asociaciones de roca ígnea incluyen asociaciones típicas de toleitas de rift continental (Crawford & Berry, 1992).

La composición principal de las rocas pertenecientes al rift de Antártica se distribuye en torno a la serie alcalina. La composición principal del rift de Australia son basaltos y andesitas basálticas. Esto se muestra a continuación en las Figuras 5.35,36,37,38.

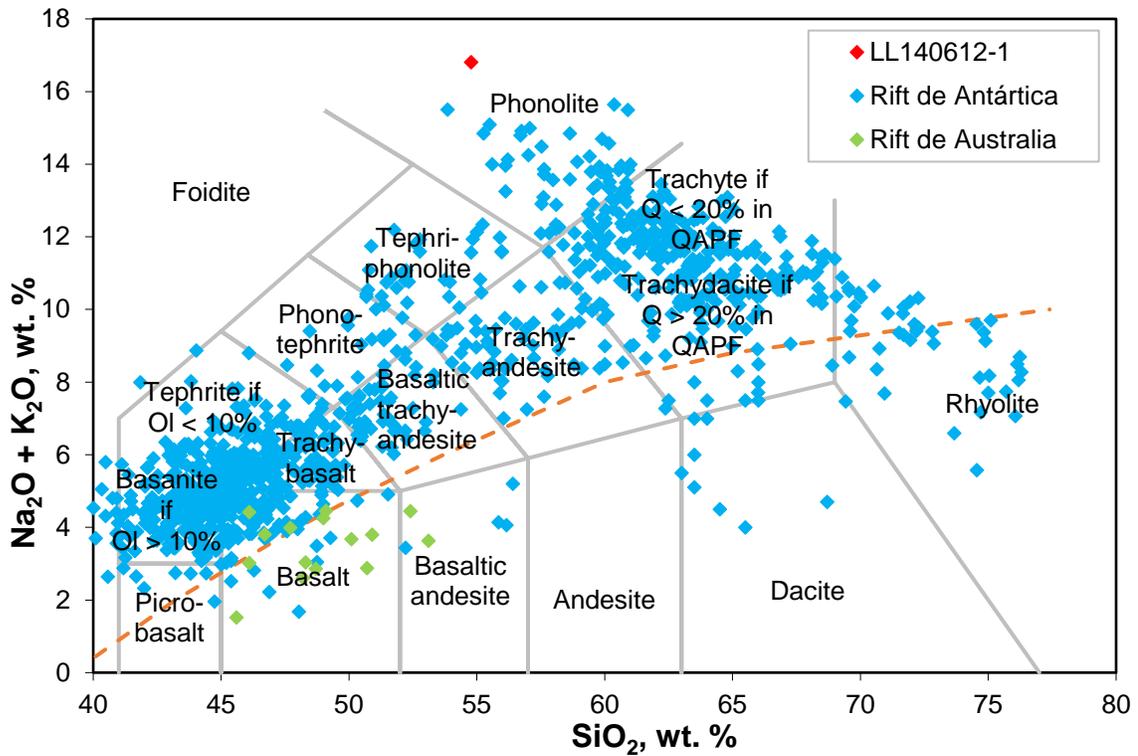


Figura 5.35: Diagrama de clasificación TAS (“Total Alcalis vs Sílice” (Le Maitre, 1989)) para las rocas pertenecientes al Rift de Antártica. Límite divide las series alcalina y subalcalina/toleítica según Irvine y Baragar (1971).

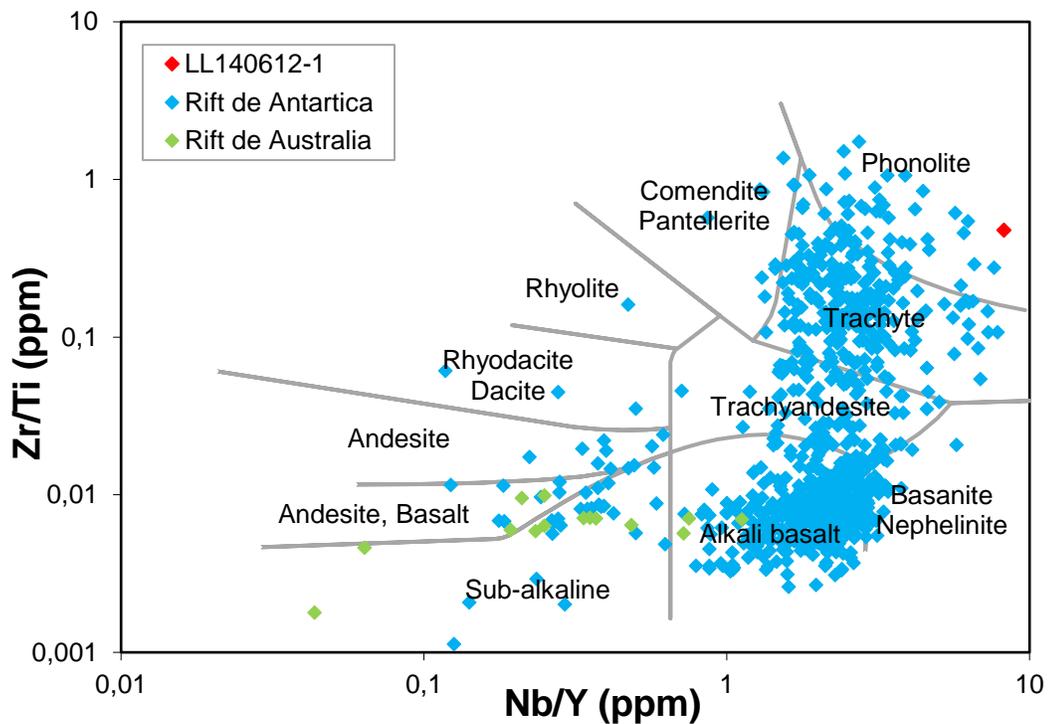


Figura 5.36: Diagrama de clasificación geoquímica Nb/Y vs. Zr/TiO₂ de rocas volcánicas (Winchester & Floyd, 1977) para las rocas pertenecientes al Rift de Antártica

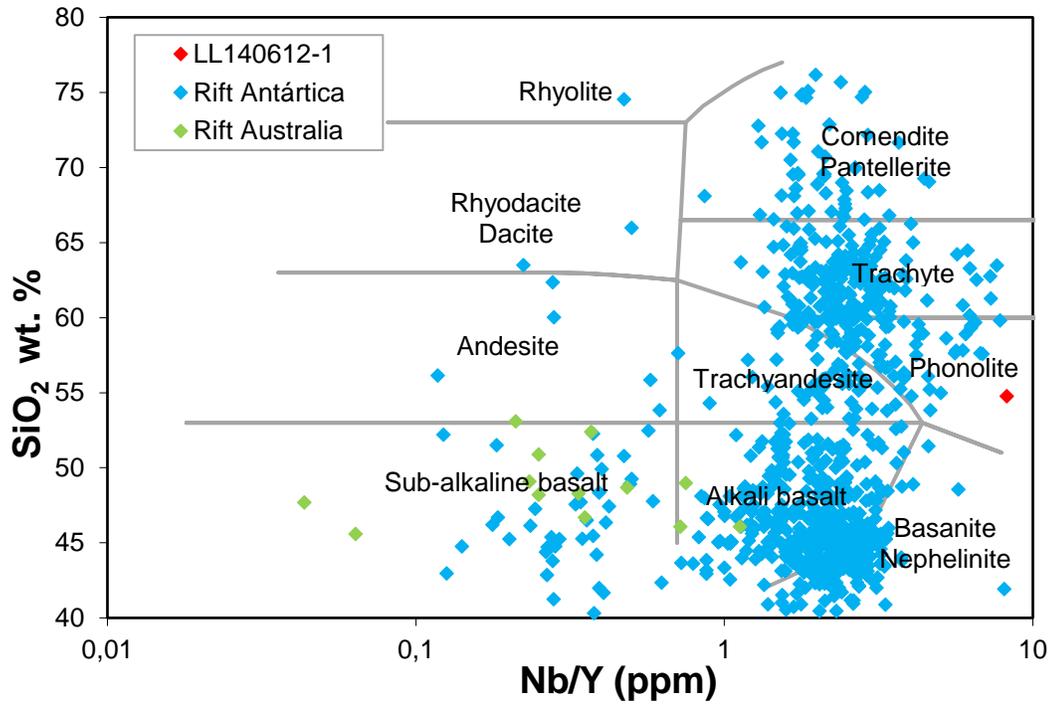


Figura 5.37: Diagrama de clasificación geoquímica Nb/Y vs. SiO₂ de rocas volcánicas (Winchester & Floyd, 1977) para las rocas pertenecientes al Rift de Antártica

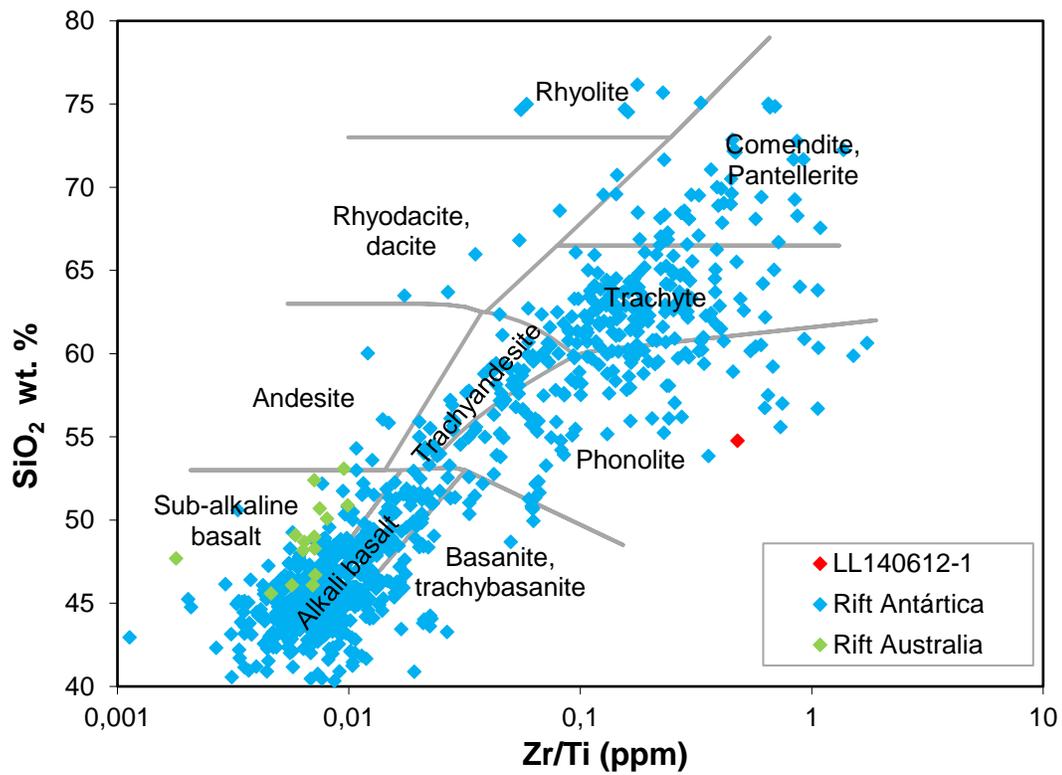


Figura 5.38: Diagrama de clasificación geoquímica Zr/TiO₂ vs. SiO₂ de rocas volcánicas (Winchester & Floyd, 1977) para las rocas pertenecientes al Rift de Antártica

5.2.2.3. Islas oceánicas

Se describe la composición principal de las rocas que conforman las islas oceánicas Kerguelen, Heard, McDonald, Australes, Society, Cook, Balleny y Peter I.

i. Isla Kerguelen

Las islas Kerguelen y las islas Heard y McDonald forman un archipiélago que se encuentran entre la Antártica y las dorsales del sudoeste y el sureste del océano Índico, es decir, desde aproximadamente 0° a 90°E.

La isla principal de Kerguelen está construida de basaltos de plateau subhorizontales y rocas piroclásticas, que representan las erupciones de cuatro volcanes de escudo separados y un complejo de rocas plutónicas. Los complejos plutónicos forman una serie de complejos de anillos alcalinos que se cruzan (incluyendo alcalino-granito, nefelina-sienita y biotita gabro), y una serie de antiguos sills y macizos toleíticos a transicionales (Giret & Lameyre, 1983). Los complejos volcánico-plutónicos en las islas del sureste de Kerguelen están asociados con los domos traquifonolíticos y las espinas fonolíticas, domos y diques (Nougier, Pawlowski, & Cantagrel, 1983).

Los basaltos de plateau varían en composición desde toleítas de transición (series basales) hasta basaltos alcalinos de olivino más jóvenes y riolitas, traquitas y fonolitas diferenciadas. Las lavas alcalinas diferenciadas se pueden dividir en series ricas en nefelina y muy insaturadas (fonolitas y traquitas con nefelina) y una serie saturada de sílice, que incluye numerosas traquitas alcalinas, traquitas peralcalinas y riolitas de soda (Verwoerd, Chevallier, & Thomson, 1990).

ii. Isla Heard

Esta está formada principalmente por calizas de capa fina con lutitas tufáceas finas intercaladas, intruidas por sills doleríticos concordantes. Estos están recubiertos discordantemente por depósitos volcánoclasticos intercalados y flujos de basalto y pequeñas intrusiones basálticas y traquíticas (Barling et al., 1988).

iii. Isla McDonald

La isla McDonald consiste en una meseta de toba fonolítica laminada intruida por diques y domos fonolíticos (Clarke, McDougall, & Whitford, 1983). Los clastos de piedra caliza encontrados en la toba volcánica indican que, al igual que la isla Heard, las islas McDonald están sustentadas por piedra caliza.

A continuación, en las Figura 5.39,40,41,42 se muestran los gráficos con la composición de las rocas de las islas Kerguelen, Heard y McDonald.

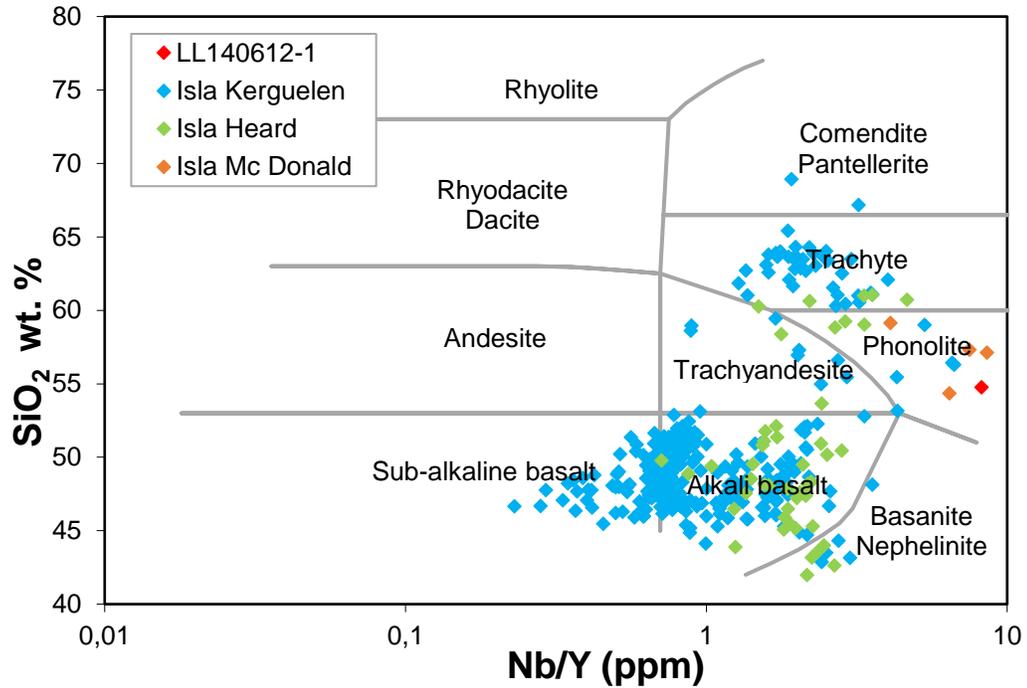


Figura 5.41: Diagrama de clasificación geoquímica Nb/Y vs. SiO₂ de rocas volcánicas (Winchester & Floyd, 1977) para las rocas pertenecientes a las islas Kerguelen, Heard y McDonald.

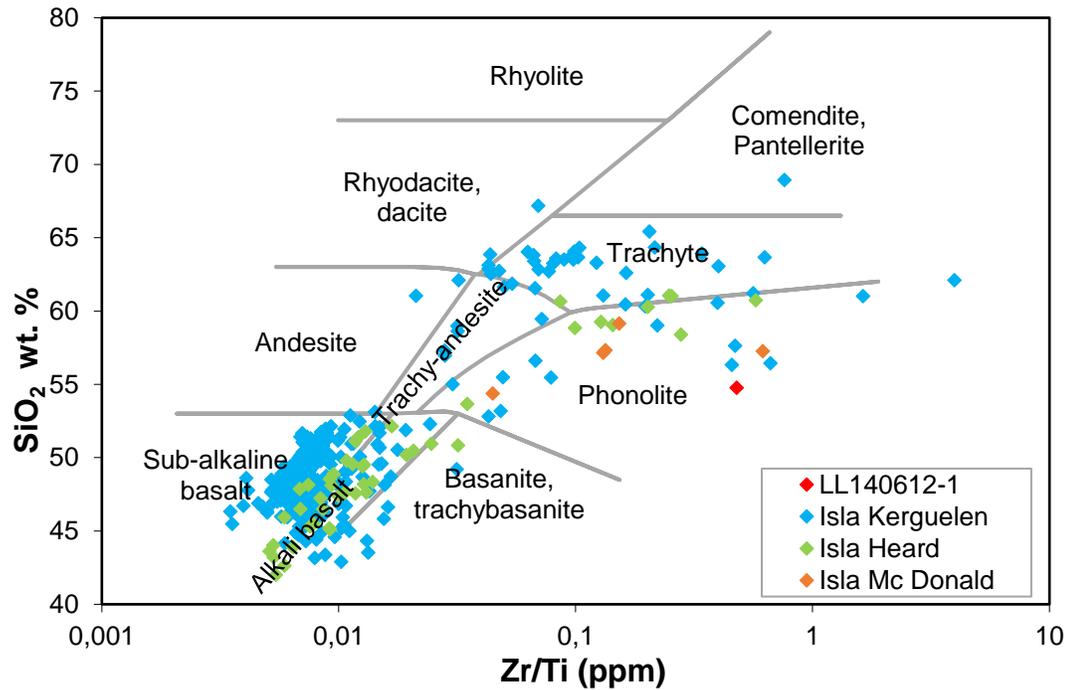


Figura 5.42: Diagrama de clasificación geoquímica Zr/TiO₂ vs. SiO₂ de rocas volcánicas (Winchester & Floyd, 1977) para las rocas pertenecientes a las islas Kerguelen, Heard y McDonald.

iv. Islas Australes y Society

Pertencen a la polinesia francesa en el Pacífico centro-sur y se forman debido a un hotspot ubicado en la placa Pacífico cerca de los 20° S 150° W. Las rocas volcánicas consisten en ankaramitas, picritas, basaltos alcalinos, basanitas, tefritas y traquitas.

v. Islas Cook

Conforman un archipiélago de 15 islas ubicadas en el Pacífico centro-sur. Corresponden a la cima de volcanes terciarios extintos que se formaron por hotspot. Las rocas volcánicas se dividen en dos grupos principales, las erupciones basálticas y las erupciones fonolíticas más jóvenes, las cuales marcan dos fases separadas, pero posiblemente superpuestas de actividad volcánica.

Las rocas basálticas exhiben una amplia variedad de texturas, se presentan como diques, flujos y piroclásticos, y tienen una composición basáltica común. Dentro de las erupciones fonolíticas se reconocen dos divisiones principales (intra-caldera y extra-caldera) que incluye flujos de fonolita de sodalita, sodatraquitas, traquíticos y piroclásticos, brechas y tobas fonolíticas. Además de los componentes fonolíticos, las brechas también incluyen gran cantidad de restos basálticos angulares derivados de las rocas antiguas en las paredes de los conductos (Wood, 1967).

Se muestran los gráficos geoquímicos realizados para las islas Australes, Society y Cook en las Figura 5.43,44,45,46.

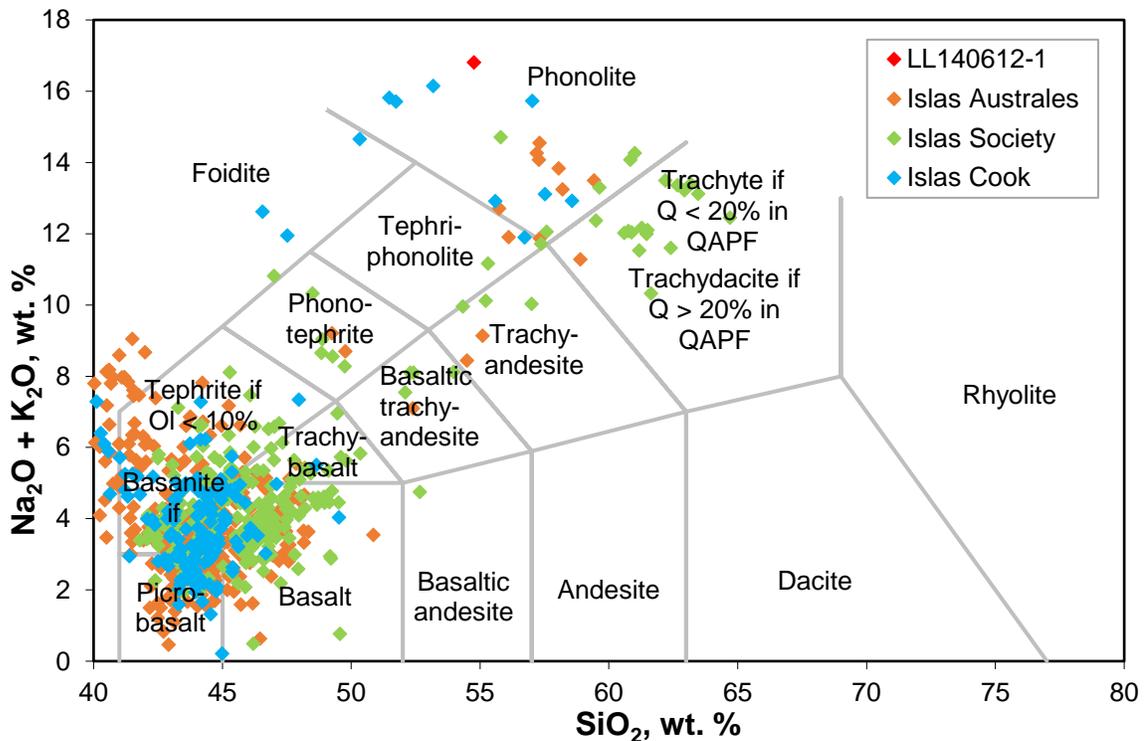


Figura 5.43: Diagrama de clasificación TAS ("Total Alkalies vs Silice") (Le Maitre, 1989) para las rocas pertenecientes a las islas Australes, Society y Cook. Límite divide las series alcalina y subalcalina/teolítica según Irvine y Baragar (1971).

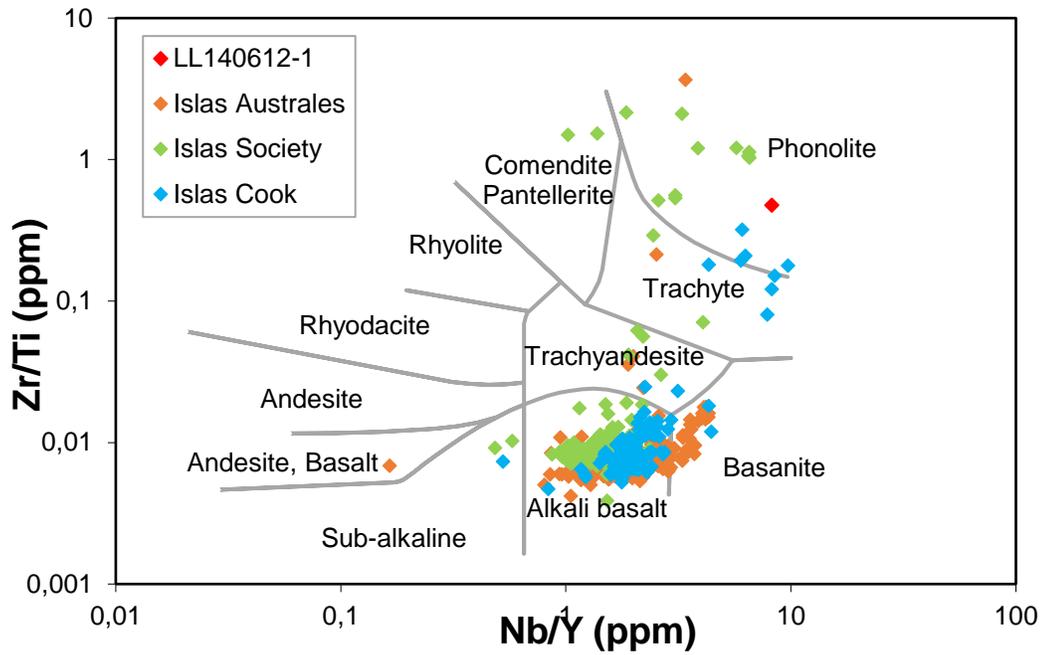


Figura 5.44: Diagrama de clasificación geoquímica Nb/Y vs. Zr/TiO₂ de rocas volcánicas (Winchester & Floyd, 1977) para las rocas pertenecientes a las islas Australes, Society y Cook.

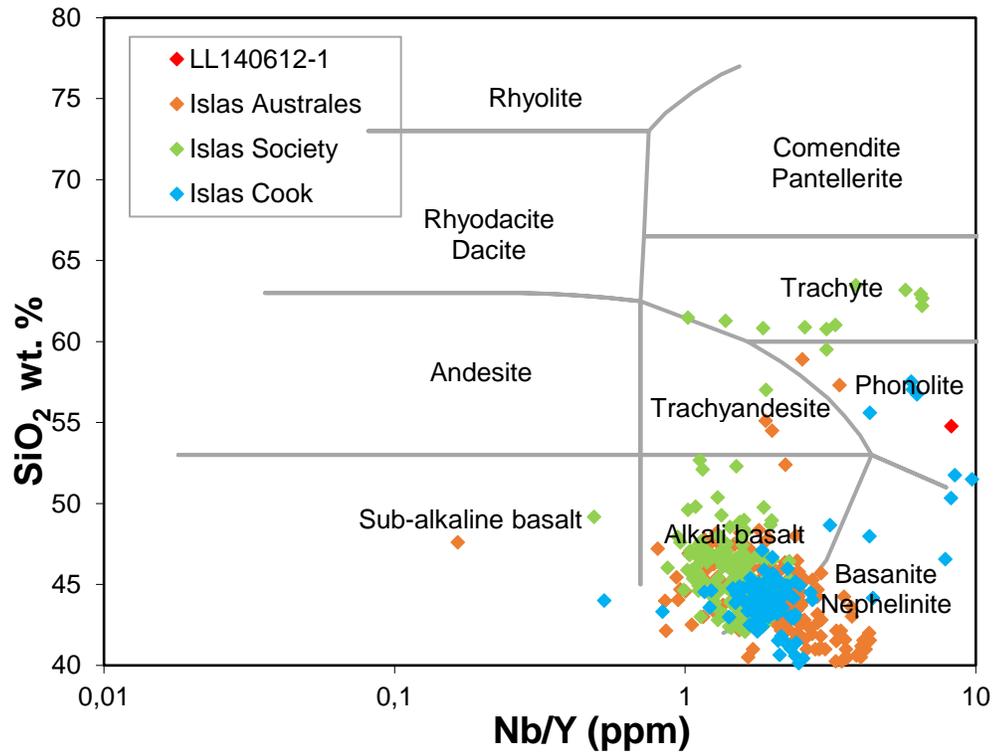


Figura 5.45: Diagrama de clasificación geoquímica Nb/Y vs. SiO₂ de rocas volcánicas (Winchester & Floyd, 1977) para las rocas pertenecientes a las islas Australes, Society y Cook.

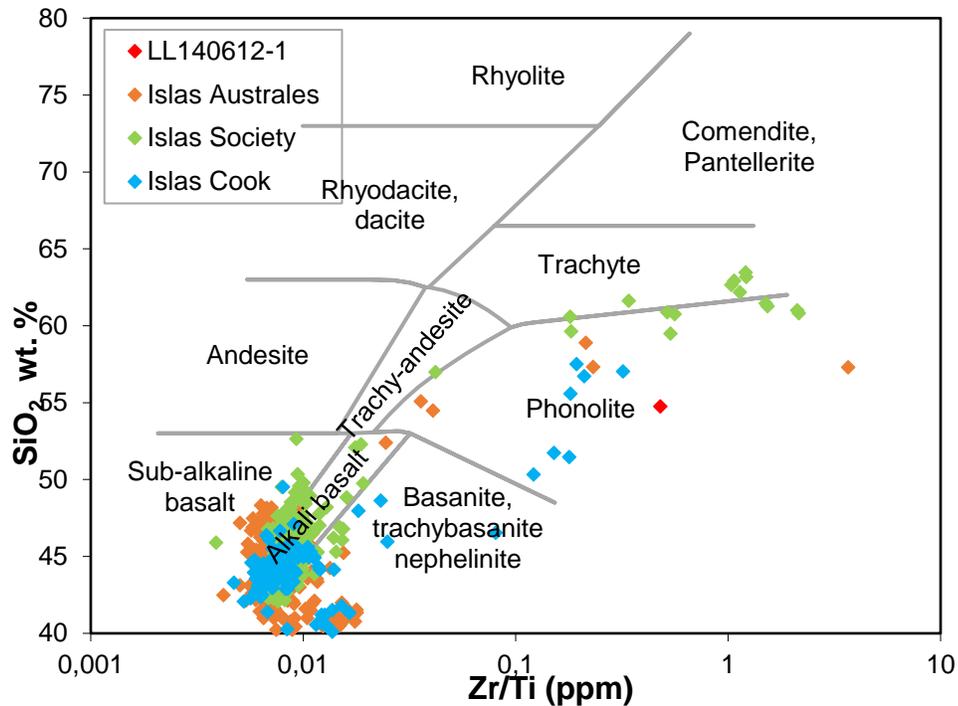


Figura 5.46: Diagrama de clasificación geoquímica Zr/TiO₂ vs. SiO₂ de rocas volcánicas (Winchester & Floyd, 1977) para las rocas pertenecientes a las islas Australes, Society y Cook.

vi. Islas Balleny

Las Islas Balleny son una cadena de islas volcánicas de 160 km de largo, que están ubicadas en el extremo sur de un sistema de ridge submarino que se extiende hacia el norte hasta Nueva Zelanda pero que está compensado por el sistema de ridge Antártica-India. Se cree que el vulcanismo en el área de las Islas Balleny está relacionado con la Zona de fractura de Balleny (Falconer, 1972) (Kyle & Cole, 1974)

Las islas se caracterizan por ser acantilados y casquetes de hielo, de origen volcánico, que comprende tobas intercaladas, escorias aglomeradas y flujos de lava. Varios de los islotes pequeños pueden ser cuellos o tapones volcánicos (Hatherton, Dawson, & Kinsky, 1965). Los estudios petrográficos indican la presencia de traquibasalto de olivino y basaltos de olivino-augita (Mawson, 1950) y están compuestas predominantemente de tobas intercaladas, aglomerados, escorias y flujos de lava de basalto alcalino, basanita y hawaiiita (Waterhouse, 1965).

vii. Isla Peter I

La Isla Peter I es una isla aislada en el Mar de Bellingshausen que corresponde a la parte superior de un volcán de escudo oceánico (Bastien & Craddock, 1976a). Las rocas en la isla consisten en flujos de lava, como basalto principalmente de isla oceánica y andesita subordinada, traquiandesita, traquita y quizás benmoreita. Además de brechas volcánicas menores de basalto férrico-olivino y tipos de rocas de composición intermedia.

A continuación se muestran los gráficos de las islas Balleny y Peter I en las Figura 5.47,48,49,50 que exhiben su composición principalmente basaltoalcalina.

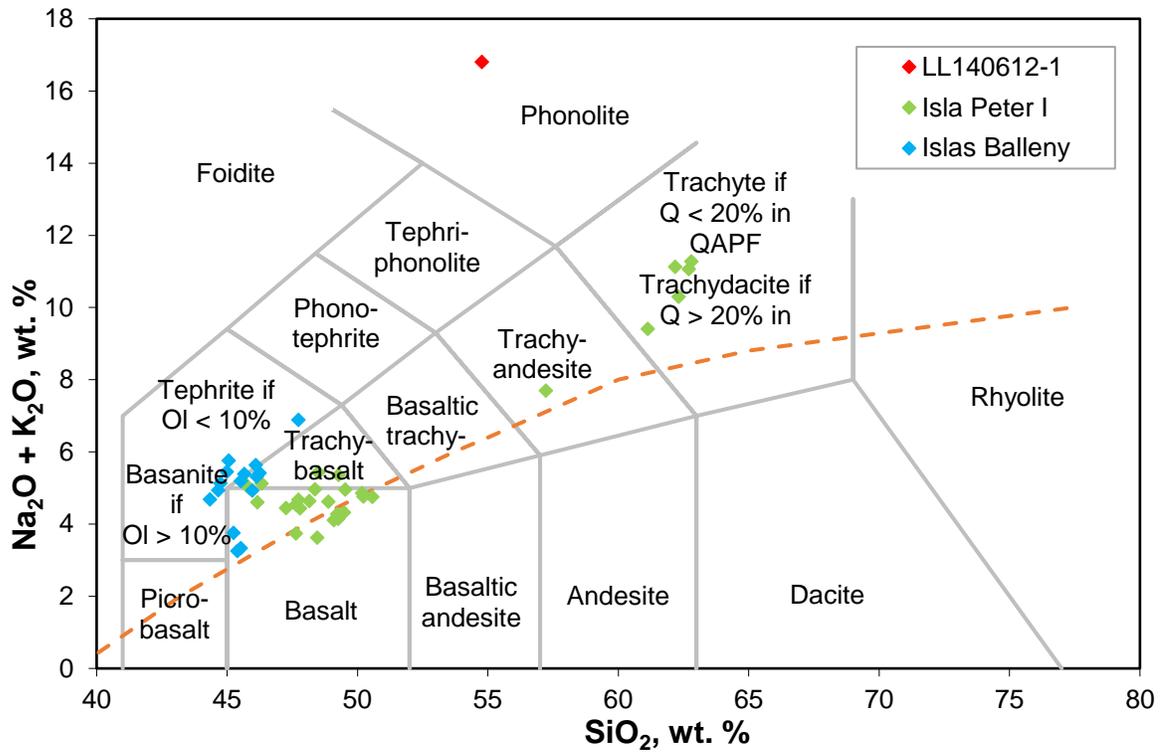


Figura 5.47: Diagrama de clasificación TAS (“Total Alcalis vs Sílice” (Le Maitre, 1989)) para las rocas pertenecientes a las islas Balleny y Peter I. Límite divide las series alcalina y subalcalina/toleítica según Irvine y Baragar (1971).

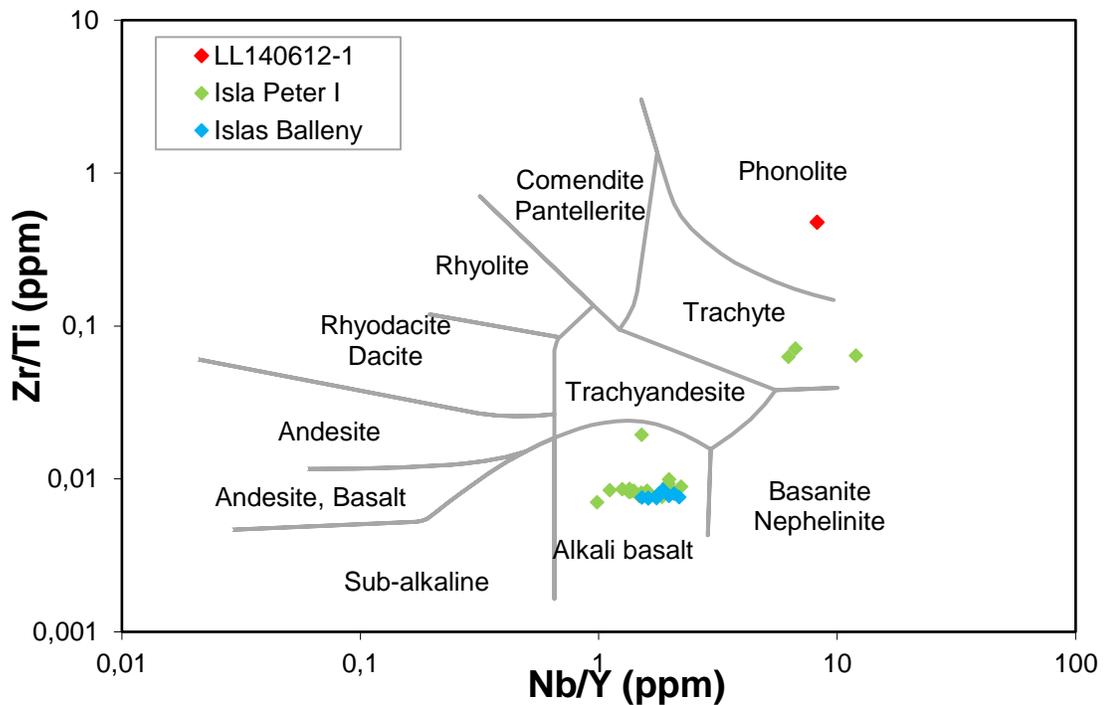


Figura 5.48: Diagrama de clasificación geoquímica Nb/Y vs. Zr/TiO₂ de rocas volcánicas (Winchester & Floyd, 1977) para las rocas pertenecientes a las islas Balleny y Peter I.

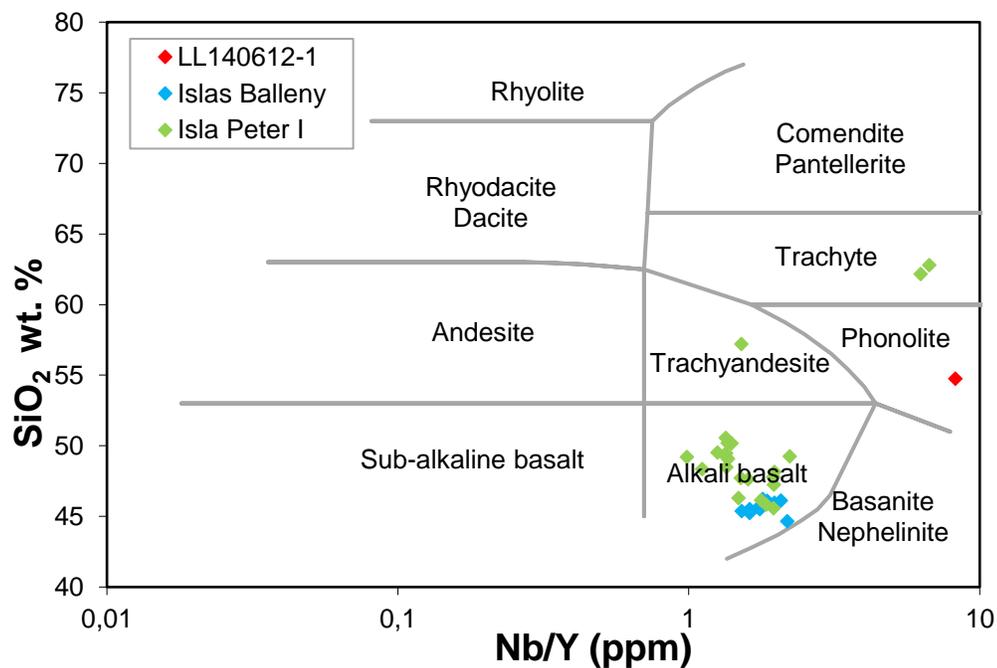


Figura 5.49: Diagrama de clasificación geoquímica Nb/Y vs. SiO₂ de rocas volcánicas (Winchester & Floyd, 1977) para las rocas pertenecientes a las islas Balleny y Peter I.

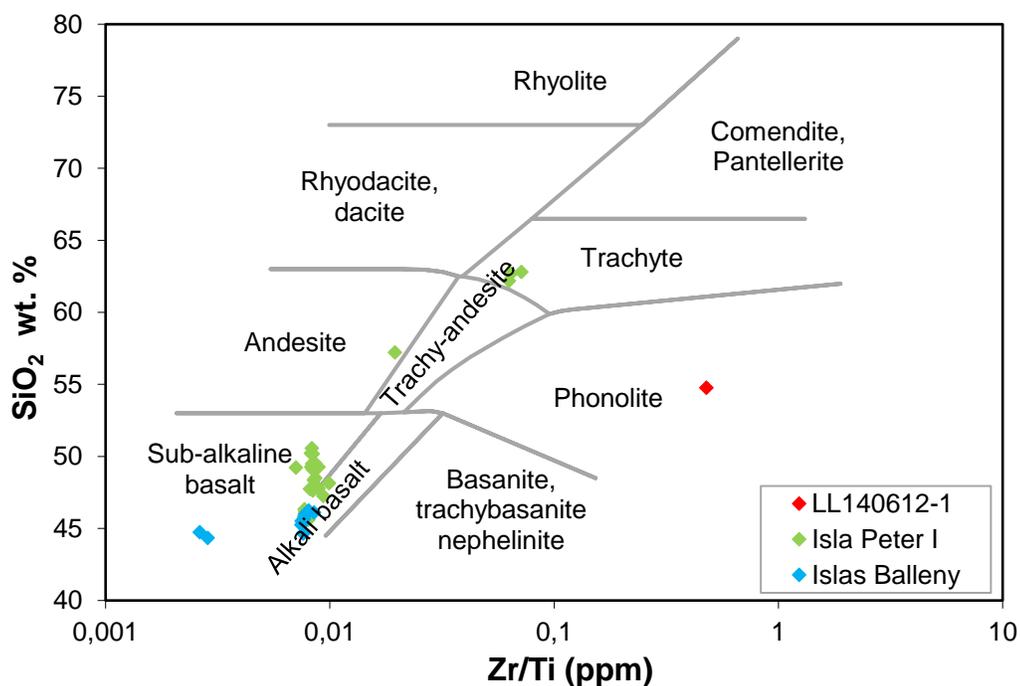


Figura 5.50: Diagrama de clasificación geoquímica Zr/TiO₂ vs. SiO₂ de rocas volcánicas (Winchester & Floyd, 1977) para las rocas pertenecientes a las islas Balleny y Peter I.

5.3. Análisis de la fuente de origen

Se analizó la base de datos de todas las muestras que se clasificaran como fonolitas y se observa que más de la mitad de estas muestras pertenecen a islas oceánicas (46,43%), volcanes de intraplaca (23,7%) y rifts volcánicos (6,5%). Un porcentaje no menor de fonolitas también pertenecen a márgenes convergentes (Figura 5.51).

Como se estableció en la sección anterior, no es común que se presenten productos de composición fonolítica en las zonas de convergencia, ya que esta se asocia más a ambientes de intraplaca. Esto se refleja en los gráficos presentados anteriormente de diferentes zonas del mundo, en los que se observa que en ambientes convergentes las composiciones alcalinas, como basaltos, andesitas y riolitas son las más comunes. En tanto, en ambientes de intraplaca hay una mayor concentración de muestras de composición alcalina y peralcalina, como traquitas y fonolitas.

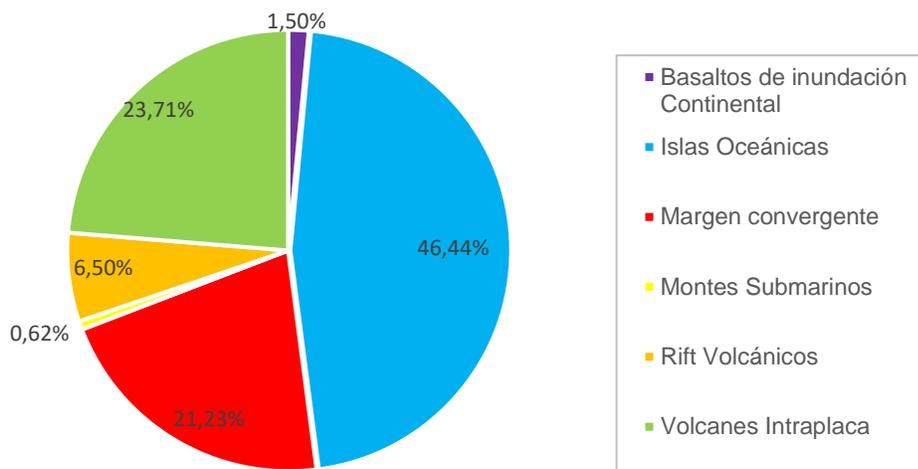


Figura 5.51: Gráfico circular que muestra la proporción de fonolitas en cada configuración tectónica

A continuación, se describirán las muestras que se clasifican en el campo de las fonolitas, en cada una de las zonas descritas en el ítem anterior, destinado a establecer el origen de la muestra encontrada en la isla Robinson Crusoe.

5.3.1. Ambiente convergente

5.3.1.1. Arco Andino

A partir de la Figura 5.23 se puede observar que hay seis muestras que pueden tener una composición similar a las muestras que poseemos que caen en el campo de las fonolitas. Estas se describen a continuación

- **Muestra 1:** Esta muestra pertenece al sinclinal de Toro, ubicado en Bolivia revisado por Iriarte et al. (2004). Este sinclinal corresponde a una secuencia sedimentaria gruesa que está formada por una unidad volcánoclastica en la base e incluye un flujo fonolítico cerca de la parte superior (Jiménez & López-Velásquez, 2008).
- **Muestra 2:** La muestra corresponde a una roca ígnea del grupo Choiyoi del área Butalón. Este grupo se subdivide en dos unidades conocidas como Serie Inferior que consiste en ignimbritas, brechas volcánicas y tobas andesíticas intercaladas con porfiro andesíticos y Serie Superior que consta de riolitas, dacitas, traquitas y traquidácitas. Las rocas volcánicas del Grupo Choiyoi son principalmente dacitas y riolitas en su composición. Aunque la

mayoría de ellas son subalcalinas, algunos exhiben afinidades alcalinas, debido a sus altos contenidos de potasio (Casé, et al., 2008).

- **Muestras 3 y 4:** Las muestras corresponden a tobas de pómez que fueron recolectadas de las unidades estratigráficas que conforman el volcán Los Loros, en el valle del río Colorado. El volcán Los Loros es un anillo de toba silíceo perteneciente a un sistema volcánico intraplaca tras arco. Representa una sucesión piroclástica primaria que forma parte de un anillo de toba fonolítica pumícea original que se formó sobre una red de ríos trenzados (Nemeth, et al., 2012).
- **Muestra 5:** La muestra pertenece al cuello del Complejo Alcalino Puesto La Peña (PLPAC) El PLPAC constituye una serie alcalina principalmente y los diques tardíos y los cuellos volcánicos cubren un amplio espectro de composiciones que van desde basanitas, tefritas, fonotefritas y tefrifonolitas hasta traquitas y fonolitas (Zappettini, et al., 2013).
- **Muestra 6:** Las muestras de Huaylillas y Barroso son ignimbritas intercaladas con estratos del Neógeno. Las ignimbritas formadoras de meseta más extensas y voluminosas encontradas en el sur de Perú y en el norte de Chile fueron formadas entre 26 y 18 Ma (ver anterior; Wörner et al., 2000, 2002; Farías et al., 2005; Charrier et al., 2007).

En la Figura 5.24 se observa que hay seis muestras que caen en el campo de las fonolitas y dos que caen en el campo de la traquita, que pueden tener composiciones similares a la muestra.

- **Muestra 1:** La muestra corresponde a rocas volcánicas evolucionadas del campo volcánico Auca Mahuida, en la región del Río Colorado de la provincia volcánica de Payenia. Las muestras más evolucionadas de Auca Mahuida son mugearitas, benmoritas, traquiandesitas y traquitas. La piedra pómez traquiandesítica está compuesta principalmente de vidrio y es empobrecida en cristales (Kay, et al., 2013).
- **Muestra 2:** Muestra recolectada de la Ignimbrita Lauca en Chile. Esta ignimbrita corresponde a un depósito de flujo piroclástico de composición riodacítica (74-75% en peso de SiO₂; García et al., 2004).
- **Muestra 3:** Las muestras pertenecen a las poblaciones sienitas nefelínicas del Cerro Sapo y el Cerro San Cristóbal y están íntimamente asociadas con pequeños cuerpos y diques intrusivos carbonatíticos (Schultz, et al., 2004).
- **Muestra 4 y 5:** El complejo Cerro Sapo se puede considerar como un equivalente intrusivo del vulcanismo natrocarbonatítico. El complejo Cerro Sapo retrata la complejidad del magmatismo de la carbonatita, y el desarrollo de calciocarbonatita a partir de la sienita de nefelina carbonatada se funde por inmiscibilidad líquida (Schultz, et al., 2004).
- **Muestra 6:** Esta muestra pertenece al sinclinal de Toro, ubicado en Bolivia revisado por Iriarte et al. (2004) Este sinclinal corresponde a una secuencia sedimentaria gruesa que está formada por una unidad volcanoclástica en la base e incluye un flujo fonolítico cerca de la parte superior (Jiménez & López-Velásquez, 2008).
- **Muestra 7:** Traquita rica en K del complejo Pino Hachado, es un centro volcánico de “arco orogénico”. Se caracteriza por la emisión inicial de ignimbritas y brechas dacíticas y riolíticas y, en una etapa posterior, coladas de lavas predominantemente traquiandesíticas que conforman los productos postcaldera (Tunstall & Folguera, 2005).
- **Muestra 8:** La muestra corresponde a una traquita de pre-caldera de las rocas de Payún Matrú Volcanic Field (PMVF) ubicada en Argentina. Esta unidad tiene una composición muy diversa, desde traquitas con feldespatos alcalinos (5-18%) y sin fenocristales de

plagioclasa, hasta traquiandesitas basálticas con plagioclasa (1-20%) y sin fenocristales de feldespatos alcalinos (Hernando, et al., 2014).

Según los resultados obtenidos con estos datos, se determina que las muestras anteriores pertenecen a depósitos antiguos, por lo que ninguna podría pertenecer a una erupción volcánica reciente. Esto indicaría que si las partículas de pómez provienen de algunas de estas fuentes, correspondería a un depósito que fue erosionado y removilizado y que pueden haber llegado al océano mediante transporte fluvial.

En ese caso solo las muestras que pertenezcan a algún depósito en Chile podrían haber llegado al Pacífico, ya que los otros candidatos se encuentran al lado E de la cordillera de los Andes y no hay forma que una roca perteneciente a un depósito antiguo cruce la cordillera a través de un río para llegar al mar.

De acuerdo con lo anterior, se descartan las muestras pertenecientes a este ambiente de Arco Andino como posibles fuentes de origen del material pumíceo recolectado en la isla Robinson Crusoe.

5.3.2. Ambiente intraplaca

En los ambientes de intraplaca las muestras que se clasifican en el campo de las fonolitas pertenecen a volcanes asociados al rift de Antártica, a las islas oceánicas Kerguelen y McDonald, que pertenecen a la placa Antártica; y las islas Australes, Society y Cook, que pertenecen a la placa Pacífico, las cuales se describen con más detalle a continuación.

Estas zonas se seleccionaron como las fuentes más probables de origen del material pumíceo y se presentan en la Figura 5.52.

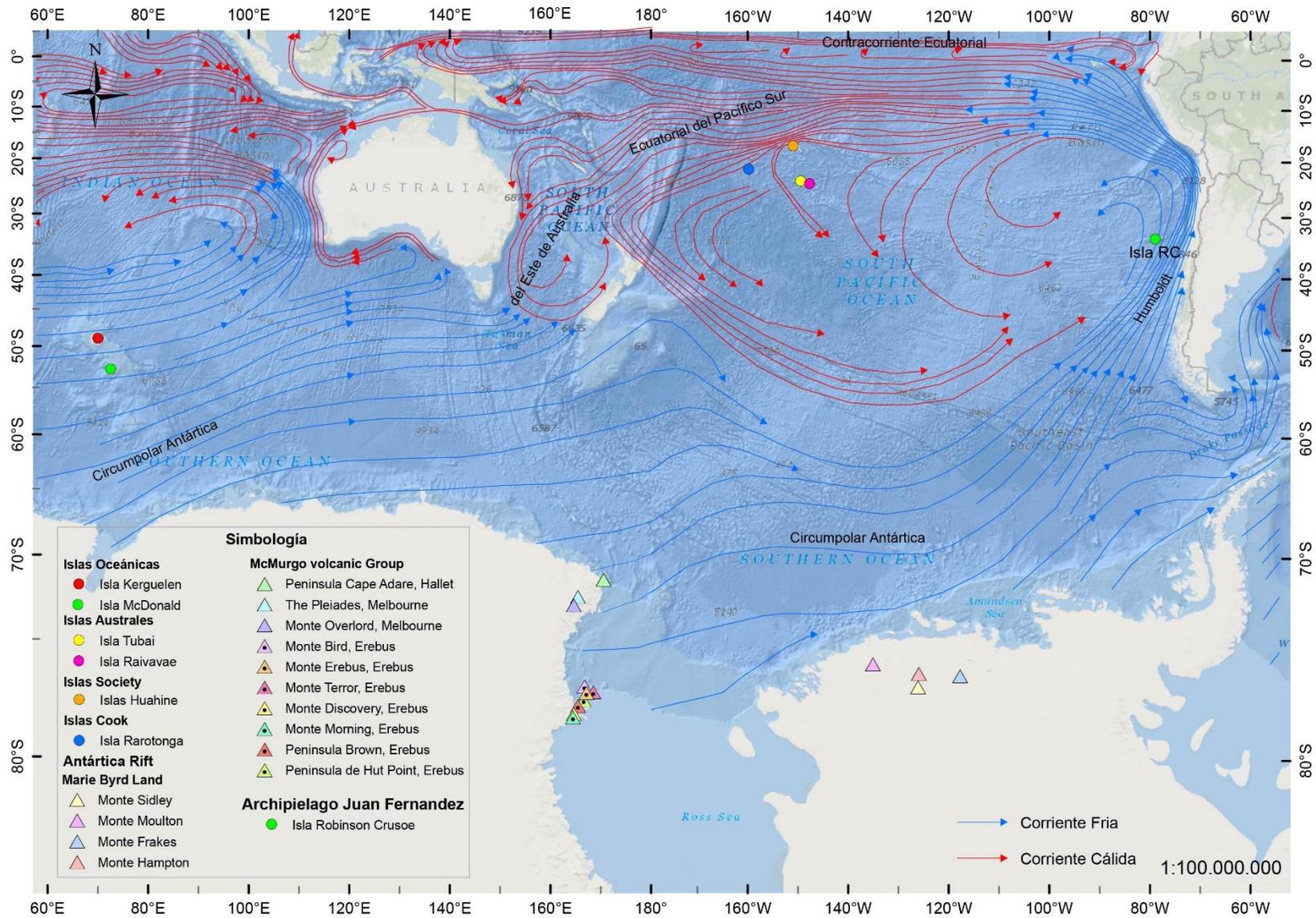


Figura 5.52: Mapa de las posibles fuentes de origen del material pumíceo flotante.

5.3.2.1. Rift Antártico

i. Provincia volcánica Marie Byrd Land

Las muestras encontradas en esta zona fueron recolectadas y descritas por Le Masurier (1990) que reconoce composiciones fonolíticas principalmente en las siguientes localidades:

- **Monte Hampton:** Está compuesto por un conjunto bastante uniforme de fonolitas que conforman el escudo principal. Los conos parásitos en los flancos del escudo están compuestos de cenizas, bombas y flujos basaníticos. Las características geoquímicas notables de estas fonolitas incluyen su alto grado de subsaturación de sílice, alta peralcalinidad y valores muy altos de Na, Rb y Zr. Todas las fonolitas de la Tierra Marie Byrd comparten estas características, pero las muestras de Mount Hampton son considerablemente más peralcalinas que las de Mount Frakes o Mount Sidley.
- **Monte Frankes:** Se describe como un volcán escudo félsico. En el flanco sur inferior del volcán emerge un afloramiento compuesto por fonolita de anortoclasa. Las relaciones petrológicas parecen ser similares a las de Mount Hampton, ya que en ambos casos, las rocas fonolíticas están asociadas con basanitas, y no se han encontrado rocas que sean intermedias entre estas composiciones extremas.
- **Monte Sidley:** Es la montaña más alta de Marie Byrd Land. Está compuesto principalmente de fonolitas peralcalinas, ne-traquitas peralcalinas y ne-benmoreitas. Una fonolita de anortoclasa distintiva, caracterizada por fenocristales anortoclásicos grandes parecen ser común en Mount Sidley, las cuales se han descrito anteriormente en las Montañas Crary (Monte Frankes) (Boudette & Ford, 1966), y también es un tipo de roca común en Mount Hampton.
- **Monte Moulton:** Consiste en dos conos volcánicos fusionados que se infieren como volcanes de escudo traquíticos. Los dos volcanes son altamente peralcalinos de carácter petrológico muy diferente: un fonolítico (volcán occidental) y un pantellerítico (volcán oriental)

ii. Grupo volcánico McMurdo

Las muestras de esta zona fueron descritas por Kyle (1990) quien reconoce fonolitas en las siguientes áreas:

Provincia volcánica Hallet:

- **Península Cape Adare:** Consiste en un amplio complejo de volcán escudo con presencia de domos. Los análisis químicos indican una amplia gama de composiciones alcalinas, que incluyen foiditas, tefrita, basanita, fonolita y traquita alcalina (Le Bas et al, 1986). Las muestras de estas áreas también muestran comúnmente evidencia de alteración.

Provincia volcánica Melbourne:

- **The Pleiades:** incluyen un pequeño estratovolcán, el Monte Pleiones, el cual consiste en tres conos, cada uno con un cráter y está compuesto principalmente por tristanita y traquita (Kyle, 1982). También incluye una serie de pequeños conos de escoria y domos con flujos de lava asociados y rocas piroclásticas. Las lavas se dividen en dos linajes evolutivos de lava: un linaje sódico fuertemente subsaturado, que incluye basanita, ne-hawaiita, ne-mugearita, ne-benmoreita, fonotefrita, tefrifonolita y fonolita; y un linaje potásico

débilmente sobresaturado que corresponde a traquiandesita, tristanita, K-traquita, y K-traquita peralcalina.

- **Monte Overlord:** Está compuesto predominantemente de lavas alcalinas intermedias y félsicas con rocas basálticas volumétricamente menores. Las rocas pueden dividirse en dos series (Noll, 1985), una fuertemente insaturada, compuesta por una serie de basanita a ne-hawaiita, ne-mugarita, ne-benmoreita y fonolita; y una serie débilmente insaturada que consiste en basaltos alcalinos, hawaiitas, mugaritas, benmoreitas, traquitas, Q-traquitas y comenditas.

Provincia volcánica Erebus:

- **Monte Bird:** En un volcán de escudo cuyo cono principal está formado por una gruesa secuencia de flujos basálticos que se exponen mejor en los acantilados costeros. Contiene numerosos conos parásitos de escoria basáltica y conos y domos de fonolita que se encuentran dispersos sobre las laderas de la montaña.
- **Monte Terror:** El Monte Terror es un gran volcán de escudo basáltico que contiene conos y domos basálticos y traquíticos parásitos dispersos sobre las laderas de la montaña. Los flujos intercalados de basanita y las brechas piroclásticas, que se originan en sus flancos, están cubiertos por domos fonolíticos endógenos y respiraderos parásitos que producen conos de ceniza basáltica y flujos de lava.
- **Monte Erebus:** Es el volcán más alto del Grupo Volcánico McMurdo y consiste en un volcán compuesto principalmente de flujos de fonolita de anortoclasa y con presencia de respiraderos parásitos. La región de la cumbre es una caldera que forma un lago de lavas de fonolita de anortoclasas (Kyle, 1976). Se encuentra un linaje de diferenciación sódica fuertemente subsaturado, continuo, que consiste en basanita, ne-hawaiita, ne-mugarita, ne-benmoreita y fonolita de anortoclasa que se denomina linaje Erebus (Kyle, 1976)
- **Península Hut Point:** Es una línea escalonada de conos volcánicos. En el extremo sur de la península hay numerosos conos de escoria basáltica pequeños, bien expuestos, con flujos finos y rocas piroclásticas asociadas, además de domos de fonolitas (Kyle, 1981a). Las rocas volcánicas consisten en una secuencia de diferenciación bien definida que varía desde basanita a fonolita.
- **Península Brown:** Consiste en una serie de centros volcánicos con alineación norte-sur, que representa al menos tres ciclos eruptivos basálticos (basanita, hawaiita, mugarita) a silícicos (benmoreita, fonolita) (Kyle et al., 1979).
- **Monte Discovery:** Es un volcán compuesto por un cono de flujos de lava de benmoreita intercalados, depósitos de flujo de escombros y rocas sedimentarias volcánicas, coronadas por extensos flujos de fonolita. Cerca de la cumbre hay presencia de lapilli de piedra pómez fonolíticos no soldados, que se interpretan como restos de un cono de ceniza de la cumbre. (Goldich et al., 1975; Kyle, 1976; Wright-Grassham, 1987).
- **Monte Mourning:** Es un volcán cuaternario de hawaiita-fonolita. La actividad volcánica más joven produjo numerosos conos de ceniza de basanita y flujos de lava asociados. Las rocas volcánicas del Mioceno que descansan discordantemente sobre las rocas del basamento consisten en flujos de traquiandesita intruidos por un enjambre de Q-traquita y diques de traquita peralcalina sobresaturado (Muncy, 1979).

5.3.2.2. Islas Oceánicas

i. Islas Kerguelen

Las lavas alcalinas corresponden a dos fases volcánicas principales: (a) una serie del Mioceno inferior con basaltos y traquitas pertenecientes a una serie levemente alcalina comparable a la serie levemente alcalina de Gautier et al. (1993) y (b) una serie del Mioceno superior con basanitas, tefrifonolitas y fonolitas, formando una serie altamente alcalina (Weis, et al., 1993). Se reconocen composiciones fonolíticas principalmente en el Monte Ross.

ii. Isla Mc Donald

Las muestras de fonolitas representadas en el gráfico de la Figura 5.39 corresponden al edificio volcánico, el cual es una meseta de toba fonolítica intruida por diques y domos fonolíticos (Le Masurier & Thomson, 1990).

iii. Islas Australes

- **Isla Tubai:** Se compone de dos volcanes separados. El primero se compone de lavas que van desde nefelinitas a fonolitas peralcalinas a través de tefritas fonolíticas ricas en xenolitos. El segundo se compone de lavas que evolucionan con contenidos de elementos incompatibles crecientes desde basaltos alcalinos a basanitas y tefritas portadoras de analitos (Maury, et al., 1994)
- **Isla Raivavae:** Fue construido durante dos fases volcánicas sucesivas: hace 10.6-7.4 Ma se formó un dique transversal submarino y brechas y flujos subaéreos más jóvenes; y hace 6.4-5.4 Ma se formó un volcán escudo y sus domos y tapones traquíticos y fonolíticos asociados (Maury, et al., 2013).

iv. Islas Society

- **Isla Huaine:** Se compone de dos islas que pertenecen a un solo volcán de escudo basáltico y traquibasáltico. Está compuesto de flujos basálticos compuestos, lo cuales provienen de tres tipos distintos de origen petrogénico. Después de un período de inactividad de al menos 0,25 Ma, la actividad magmática se reanudó, lo que llevó al emplazamiento de cinco intrusiones traquifonolíticas a lo largo de NS (Legendre, et al., 2003).

v. Islas Cook

- **Isla Rarotonga:** Es la cumbre emergente de un complejo volcánico Plioceno-Pleistoceno construido por erupciones piroclásticas y efusivas principalmente de magma máfico. Los tipos de roca basáltica son ankaramita y basalto, que varían en composición química desde basalto alcalino a nefelinita. El volcán esencialmente basáltico fue seguido de las etapas finales del volcanismo, que fueron erupciones piroclásticas de fonolitas y erupciones efusivas de flujos de lava de fonolitas focales (Thompson & Malpas, 1998).

5.3.3. Análisis de componentes principales

A modo de complementar la determinación y análisis de la posible fuente de origen de la muestra, se realizó el análisis PCA de manera de corroborar que la geoquímica de la muestra encontrada es afín a la química del grupo de las fonolitas en general.

Primero se realizó el PCA incluyendo como variables todos los datos geoquímicos, es decir todos los elementos tanto mayores como menores. Se observa en el gráfico de la Figura 5.53 que se generan grupos diferenciados por tipo de roca, es decir cada composición forma un “clúster”. La muestra encontrada se proyecta alineada con el grupo de las fonolitas, sin embargo no se puede determinar que esté asociada a algún grupo en particular.

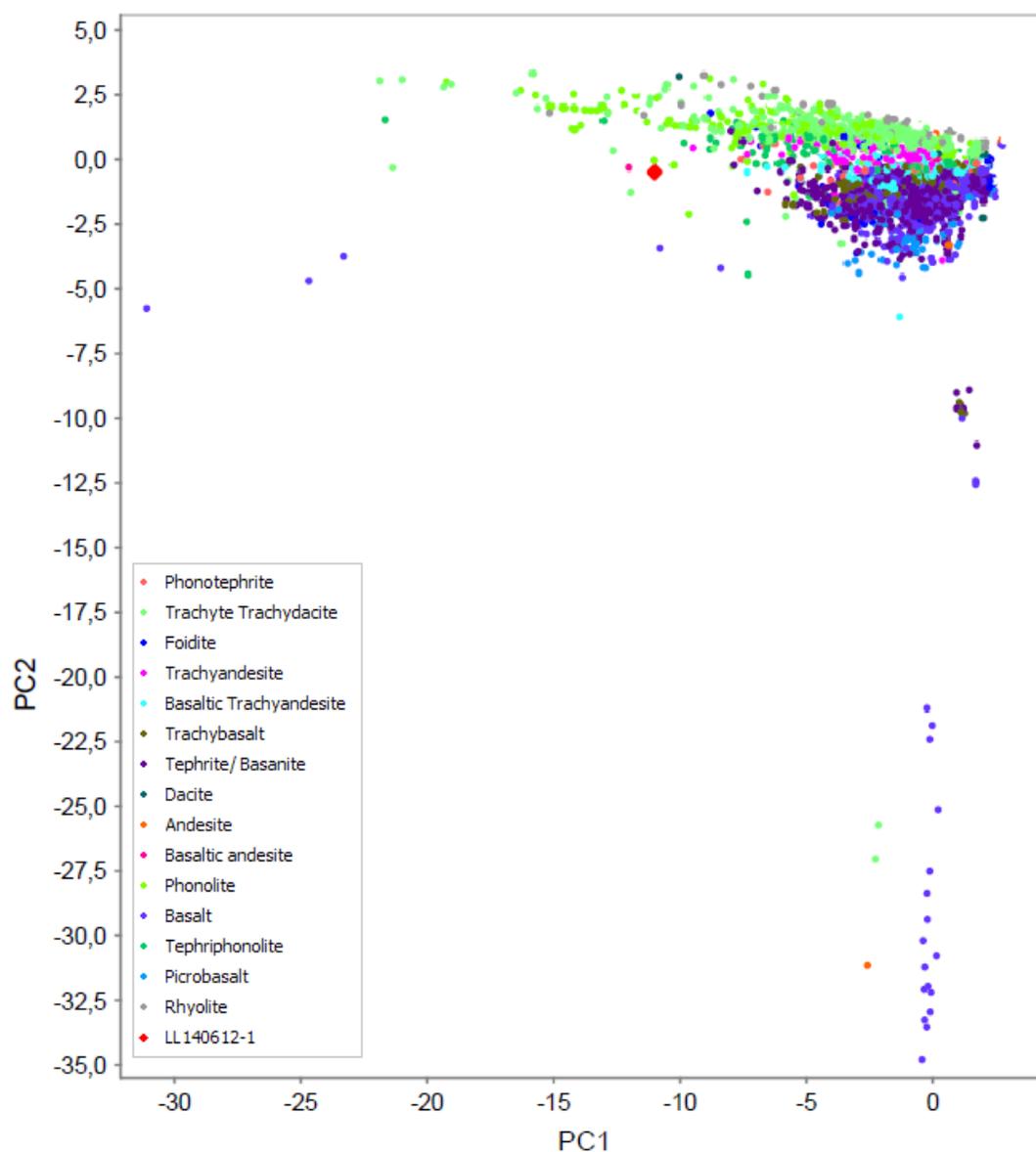


Figura 5.53: Gráfico de dispersión de análisis de componentes principales de muestras de rocas provenientes de las posibles fuentes de proveniencia, calculada a partir de los datos geoquímicos (elementos mayores y menores)

Luego para un mayor detalle, se realizó el análisis PCA incluyendo solo elementos mayores. Para este análisis se obtienen los siguientes componentes principales, cuyo detalle de la variabilidad y la correlación de los elementos se encuentra en la Tabla 9.13 y Tabla 9.14 del Anexo D.

PC1: En este factor, con una varianza total de 22%, se agrupan con un aporte positivo los componentes SiO_2 , TiO_2 , Al_2O_3 , MnO , MgO , CaO , Na_2O y P_2O_5 . Este componente no presenta aportes negativos de los elementos.

PC2: En este factor, con una varianza total de 14,09%, presenta aportes positivos principalmente de los componentes Na_2O y K_2O y aportes negativos de TiO_2 , MgO y CaO . Rocas con mayor PC2 representan una composición muy alcalina.

Se observa en el gráfico de dispersión de la Figura 5.54 que se forman grupos mucho más diferenciados según el tipo de roca y que la muestra encontrada se proyecta mucho más cercana al grupo de las fonolitas. Esto comprueba el supuesto inicial sobre que la geoquímica de la muestra encontrada es afín a la química del grupo de las fonolitas en general.

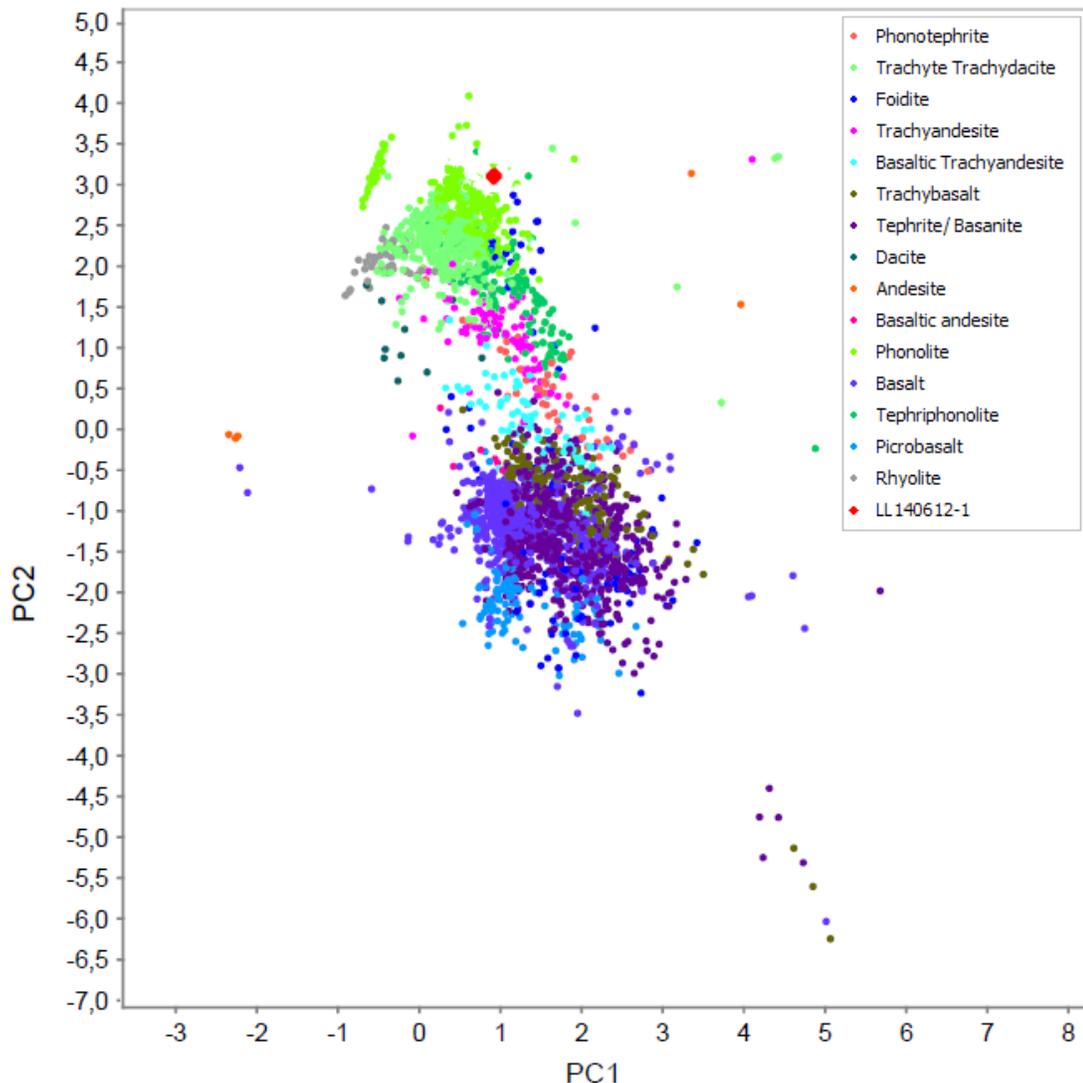


Figura 5.54: Gráfico de dispersión de análisis de componentes principales de muestras de rocas provenientes de las posibles fuentes de proveniencia, calculada a partir de los datos geoquímicos elementos mayores.

5.4. Estudio de erupciones recientes

Todos los lugares anteriormente estudiados (rift de Antártica, e islas oceánicas Kerguelen, Heard, McDonald, Australes, Society y Cook) son posibles candidatos como fuente de origen del material encontrado, ya que presentan un gran contenido de rocas de composición fonolítica. Por ejemplo, se observa que en la zona del rift Antártico hay una gran concentración de estas, por lo que se posiciona como una de las fuentes con más probabilidad. Sin embargo, estos son depósitos antiguos, por lo que no es posible que este material llegue al mar y comience su dispersión a través de las corrientes marinas.

En este escenario, se hace necesario realizar un estudio de erupciones submarinas y subaéreas recientes, ya que mediante este proceso es la manera más probable de que el material llegue al mar. Desde el sitio web del Smithsonian Institution, *National Museum of Natural History* que desarrolla el “Global Volcanism Program” (<https://volcano.si.edu>) se estudiaron las erupciones más recientes, en términos de la configuración tectónica del volcán, su estilo de erupción, composición, entre otros.

La búsqueda se concentró en erupciones volcánicas entre los años 2000 y 2011, en volcanes del hemisferio sur (ver Tabla 9.15, Anexo E). Luego se realizó en base a su configuración tectónica, ya que las fonolitas no son productos típicos de zonas de subducción, por lo tanto, se eligió aquellos volcanes ubicados en ambientes de intraplaca y rifts oceánicos. Luego se filtró la búsqueda según el tipo de material que expulsa, descartando aquellas erupciones que tienen productos de composición basáltica, picrobasáltica, andesita o andesita basáltica.

5.4.1. Volcán McDonald

Se identifica al volcán McDonald que generó una erupción en 2005. El volcán se encuentra en el grupo de Islas McDonald, ubicadas a 3.922 kilómetros al suroeste de las costas de Australia. Estas formaciones rocosas se generan en un ambiente volcánico de intraplaca de corteza oceánica y la fonolita es el tipo de rocas dominante. Se compone de una meseta de toba fonolítica cortada por diques fonolíticos y domos de lava (Le Masurier & Thomson, 1990). La isla principal que está deshabitada tiene una superficie de apenas dos kilómetros cuadrados, siendo su altura máxima de 230 metros sobre el nivel del mar.

Después de una inactividad estimada entre los 35 mil y 100 mil años, el McDonald comenzó a registrar actividad volcánica a partir de la década del 90 del siglo pasado. Los análisis y estudios reportan que en 1992 ocurrió una erupción submarina en las inmediaciones de la isla, en donde se reportaron hallazgos de piedras pómez fonolíticas en las costas de la isla Heard, ubicada a unos 43 kilómetros al oeste de este territorio insular. A partir de esto se infirió un posible centro submarino activo cercano. Luego se registra una nueva actividad que comenzó en diciembre de 1996 y continuó hasta principios de 1997 (Global Volcanism Program, 1998). Una imagen satelital tomada en noviembre de 2001 mostró que la isla se había más que duplicado en superficie desde observaciones anteriores informadas en noviembre de 2000, donde se registraron emisiones significativas que fueron similares a los de 1997.

Un último hito establece una potente erupción entre los meses de julio-agosto de 2005. Esta erupción se estudió solo a través de imágenes satelitales por Matt Patrick del equipo HIGP Thermal Alerts. Dos imágenes ASTER nocturnas de McDonald Island mostraron actividad centrada en la costa NW de la isla. La imagen más reciente de ASTER del 12 de julio de 2005 (Figura 5.55) muestra una anomalía infrarroja que indica un objeto significativamente caliente (Global Volcanism Program, 2005). En base a la actividad típica del volcán McDonald, la anomalía probablemente refleja actividad efusiva de bajo nivel.

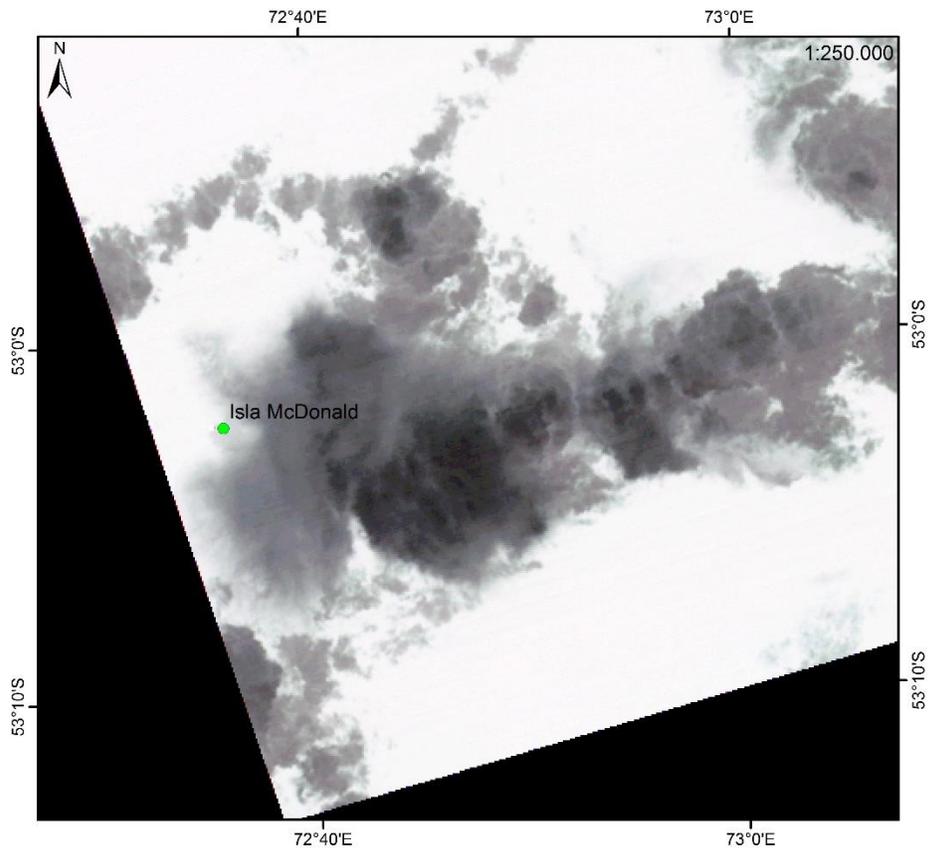


Figura 5.55: Imagen ASTER del 12 de julio de 2005 de la zona del volcán McDonald.

5.4.2. Monte Erebus

El monte Erebus 3794 m de altura es el volcán más activo y el más grande de los tres volcanes principales que forman la Isla de Ross, en la Antártica (Le Masurier & Thomson, 1990). Consiste en un volcán compuesto principalmente de flujos de fonolita de anortoclasa y con presencia de respiraderos parásitos. La región de la cumbre es una caldera que forma un lago de lavas de fonolita de anortoclasas.

Luego de un largo periodo de inactividad, investigadores de la Universidad Victoria en Nueva Zelanda, notaron por primera vez una mayor actividad en el volcán en el verano austral de 1972-73 cuando observaron un lago de lava en el cráter. A finales de 1974 se registra una erupción de cenizas con nubes grises que se elevan 300 m por encima de la cumbre.

A partir de esto, investigadores han realizado observaciones del lago de lava todos los años hasta la actualidad y han determinado que las dimensiones del lago de lava en el cráter interno del Monte Erebus han aumentado en tamaño y se ha estado produciendo una expansión constante en el área de la lava expuesta. Además, durante todo este periodo se han registrado erupciones estrombolianas frecuentemente.

Durante septiembre de 1984 el volcán presentó un periodo de mayor actividad ocurriendo desde 10 hasta 27 grandes erupciones por día. Se reportaron, además, numerosas nubes de ceniza que se elevaron hasta 2 km por encima de la cumbre del volcán. Esta actividad explosiva vigorosa continuó hasta fines de octubre, donde la mayoría de las explosiones arrojaron un pequeño número de bombas muy vesiculares. La sismicidad, la cual indicaría la ocurrencia de erupciones, se

mantuvo por encima del promedio hasta enero de 1985. Durante este período de mayor actividad, bombas de 2 hasta 10 m de diámetro fueron expulsadas hasta 1,2 km dentro del cráter interno.

En octubre de 1993, dos erupciones freáticas moderadas formaron un nuevo cráter de ~80 m de diámetro en el suelo del cráter principal y arrojaron escombros sobre el borde norte de este. Estas fueron las primeras erupciones freáticas conocidas en Erebus, y probablemente resultaron de la acumulación de vapor asociada con la fusión de la nieve en el cráter.

Las erupciones del lago de lava fueron registradas a fines de la década de 1990 y principios del 2000. Una mayor frecuencia de erupciones se registró a fines de 2005 y que continuó hasta mediados de 2007.

Durante 2010-2011, el lago de lava resplandeciente continuó emitiendo vapor y gases magmáticos desde el fondo de un respiradero en el cráter principal y se observaron algunas fumarolas muy activas en el perímetro del lago de lava. También ocurrieron algunas erupciones de bombas. Las visitas durante 2011-2016 han confirmado la actividad estromboliana en curso y la convección en los lagos de lava casi todos los años desde que se registró por primera vez en 1972. Estas erupciones generan bombas y bloques arrojan que son arrojadas sobre el borde del cráter y difícilmente llegan a la base del volcán (Global Volcanism Program, 2017).

Debido a la lejanía del volcán Erebus, para su estudio se utilizan imágenes de satélite que sirven como una herramienta disponible durante todo el año para evaluar la actividad a largo plazo.

5.5. Propuesta de método de transporte y trayectoria

Para explicar cómo se desplazó el material piroclástico pumíceo originado por el volcán McDonald hasta la isla Robinson Crusoe, se realizan dos actividades en ese sentido.

5.5.1. Experimento de flotación

Este experimento se realizó para medir el tiempo promedio de flotación de una partícula pómez siguiendo la metodología de Whitham & Sparks (1986.) Para esto se midió la masa, volumen y densidad para cada partícula, lo que se detalla en la

Tabla 5.1.

Tabla 5.1: Masa, volumen y densidad de las partículas de pómez, identificadas en la Figura 5.56

Partícula	Eje a (cm)	Eje b (cm)	Eje c (cm)	Volumen (cm ³)	Masa (g)	Densidad (g/cm ³)
1	0,87	0,41	0,27	0,0963	0,054	0,56069
2	0,64	0,33	0,28	0,0591	0,038	0,64258
3	0,45	0,26	0,28	0,0327	0,022	0,67155
4	0,52	0,33	0,29	0,0497	0,029	0,58275
5	0,42	0,4	0,27	0,0453	0,028	0,61728
6	0,39	0,28	0,31	0,0338	0,023	0,67942



Figura 5.56: Identificación de las partículas de pómez incluidas en el experimento

Los resultados se presentan como gráficos de densidad de piedra pómez versus tiempo en la Figura 5.57. La observación estableció que rápidamente las muestras de pómez absorbieron agua, sin embargo no se hundieron inmediatamente y aún permanecían flotando recién comenzado el experimento.

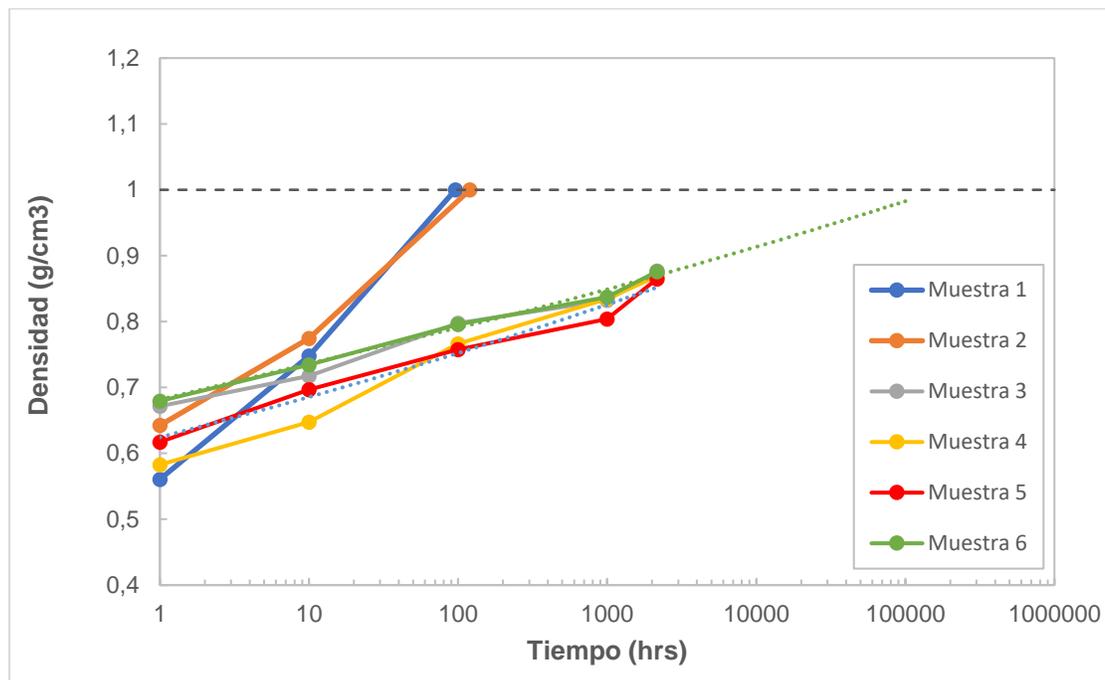


Figura 5.57: Densidad efectiva de la piedra pómez flotante mostrada como función del tiempo. Experimento de flotación realizado en un periodo de 3 meses.

Las primeras en hundirse fueron la muestra 1 al cabo de 4 días y la muestra 2 luego de 5 días. El resto de las pómez no se hundieron en los 3 meses que se extendió el experimento, pero se observó que de igual forma se saturaron en agua y su densidad aumentó.

5.5.2. Descripción de la Trayectoria

En los océanos existen 5 áreas de acumulación de desechos, que se producen por la capacidad de estos para viajar grandes distancias, transportados por las corrientes oceánicas. Estas áreas de acumulación se encuentran en el océano Índico, el norte y el sur del Pacífico, y el norte y el sur del océano Atlántico, todas ubicadas en los subtrópicos centradas aproximadamente a 30° de latitud (Figura 5.58). Son formadas y mantenidas por las corrientes convergentes de Ekman. La convergencia (o divergencia) de esta corriente cerca de la superficie induce los giros anticiclónicos (o ciclónicos) y empuja los objetos flotantes hacia los giros subpolares o los aleja de estos (Maximenko, Hafner, & Niiler, 2012). De esta forma cualquier material que llegue al mar y que tenga la capacidad de flotar en el mar, eventualmente terminará en estas zonas de acumulación.

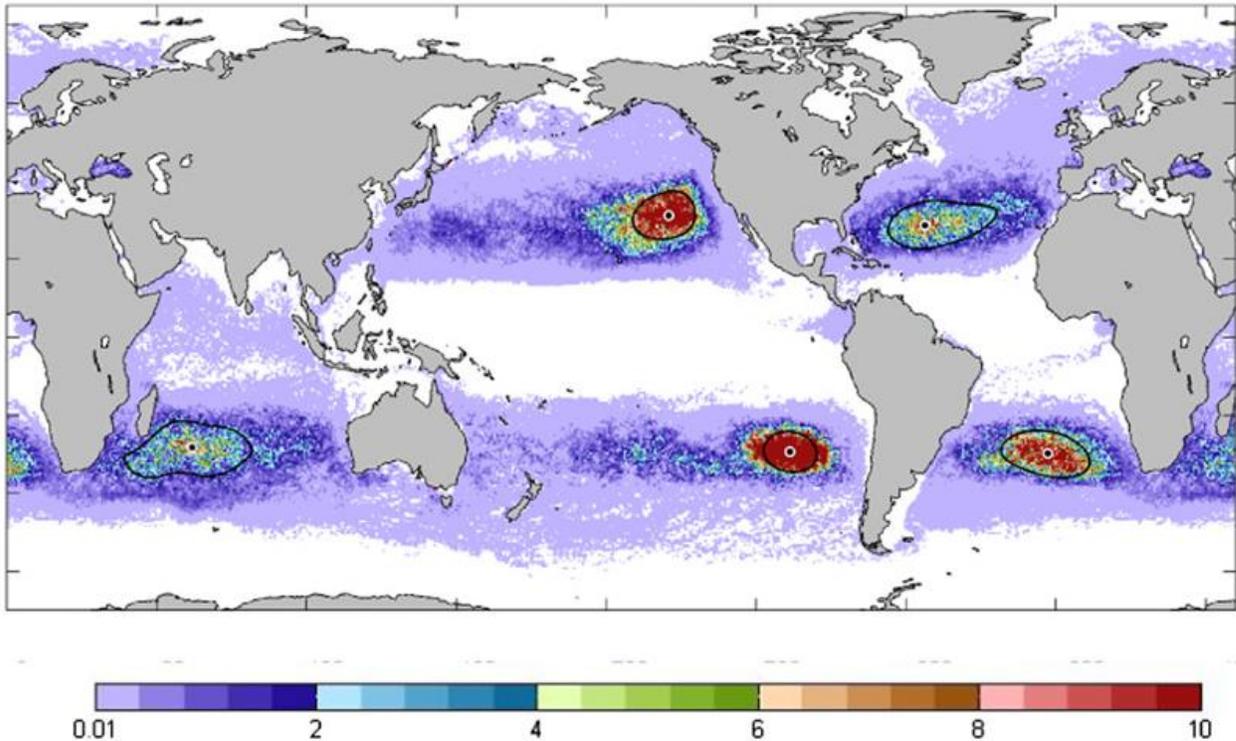


Figura 5.58: Una simulación modelo de la distribución de desechos marinos en el océano después de diez años muestra que el plástico converge en los cinco giros y forma las zonas de acumulación. Tomada de Maximenko, et al. (2012).

En el Pacífico Sur, donde se ubica la isla Robinson Crusoe, la acumulación de escombros se ubica en la región centro-este del giro subtropical ($[120^{\circ}\text{W}; 80^{\circ}\text{W}] - [20^{\circ}\text{S}; 40^{\circ}\text{S}]$) y es la zona de acumulación más fuerte en cuanto a la intensidad y la estabilidad de convergencia de las corrientes superficiales (Martínez et al., 2009). El mecanismo de deriva de los desechos marinos superficiales consiste en un proceso de tres pasos. En los primeros dos años los restos se desplazan hacia la zona de convergencia tropical ($\sim 30^{\circ}\text{S}$), principalmente forzado por la deriva de Ekman. Luego se dirigen hacia el este debido a las corrientes geostroficadas (dadas por el equilibrio geostrofico, que es el balance entre la fuerza gradiente de presión horizontal y la fuerza de Coriolis). Finalmente llegan a la región del centro este del giro subtropical del Pacífico Sur en donde se acumulan y ya no tienen la opción de abandonar la región.

La circulación oceánica superficial del océano Pacífico Sur fue calculada entre 1993 y 2001 por Martínez et al. (2009) y concluye que esta es controlada principalmente por 5 corrientes (Figura 5.59). En el límite norte del Pacífico Sur, la corriente Ecuatorial Sur fluye hacia el suroeste con una velocidad alrededor de 40-50 cm/s, una de las velocidades superficiales más altas cerca del Ecuador (Jingzhi et al., 2006). La velocidad media de superficie de la Corriente Ecuatorial Sur disminuye hacia el sur y alcanza aproximadamente 10-20 cm/s alrededor de 20°S .

En el límite occidental, a lo largo de la costa australiana, el flujo gira hacia el sur en la corriente del Este de Australia, altamente turbulenta, con una velocidad media de 40 cm/s y hasta 60 cm/s, desde los 27°S hasta 35°S . Alrededor de 35°S , la Corriente del Pacífico Sur hacia el este cruza el océano con una velocidad inferior a 10 cm/s (Stamma, Peterson, & Tomczak, 1995). Al sur de los 45°S , la Corriente Circumpolar Antártica cruza la cuenca hacia el este y sale de la cuenca del Pacífico Sur a través del Paso Drake. Sus velocidades son menores a 20 cm/s, pero mayores en los frentes (Klinck & Nowlin, 2001).

En el límite oriental, la Corriente de Humboldt se puede detectar a 40°S, donde la velocidad hacia el norte alcanza hasta 15 cm/s cerca de la costa, y disminuye a 5 cm/s al oeste de la costa (Jingzhi et al., 2006) (Chaigneau & Pizarro, 2005b).

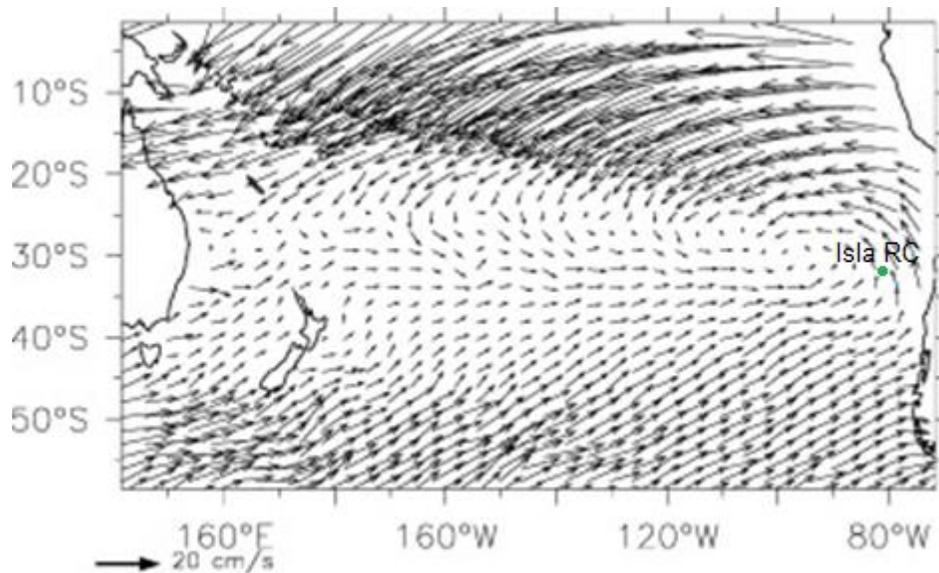


Figura 5.59: Corriente superficial media desde enero de 1993 a enero de 2001. Tomada de Martínez et al. (2009).

El archipiélago Juan Fernández está ubicado en el límite superior de la Corriente del Pacífico Sur este, que fluye hacia el este entre 30 ° y 40 ° S y es parte del giro subtropical oceánico del Pacífico. La parte sur de la Corriente del Pacífico Sur presenta un flujo intenso con velocidades medias de ~2 cm/s (Chaigneau y Pizarro, 2005b). Esta corriente se desvía hacia el norte en ~80°W alimentándose con la corriente de Humboldt (Fuenzalida et al., 2008).

Las corrientes oceánicas no son estables, ya que muestran un amplio espectro de variabilidad, desde oscilaciones inerciales y mareas, hasta remolinos de mesoescala con variaciones estacionales, interanuales e interdecadales (Maximenko, Hafner, & Niiler, 2012)

Los remolinos de mesoescala en las regiones fronterizas orientales se generan principalmente por inestabilidades de las corrientes costeras, tanto en la región de afloramiento costero (a través de conversiones de energía baroclínica y barotrópica) como en la región más alejada (principalmente a través de la conversión baroclínica). Andrade et al. (2014) han demostrado que el Archipiélago de Juan Fernández actúa como un foco generador de remolinos de mesoescala en la región durante todo el año, los cuales arrastran el material hacia ellos y permite que se depositen en sus playas.

Los remolinos son capaces de transportar partículas como piroclastos de pómez y llevarlas a las zonas de acumulación, como por ejemplo la isla Robinson Crusoe. Sin embargo, los remolinos siguen rutas complejas difíciles de modelar. El factor de los remolinos es clave para explicar que por la acción de éstos el material flotante puede variar fácilmente su trayectoria y transportarse lejos de las corrientes superficiales principales.

6. DISCUSIÓN

6.1. Caracterización de la muestra encontrada

Las muestras del material pumíceo encontradas en la isla Robinson Crusoe se encontraban flotando en el mar y fueron encontradas y recolectadas por pescadores de la zona, que posteriormente entregaron a profesionales del Servicio Nacional de Geología y Minería (Sernageomin) presentes en el territorio insular chileno. En este sentido, no fueron obtenidas en una campaña de terreno y tampoco se desarrolló el procedimiento habitual de toma de muestras. Por lo tanto, no quedó registro de la ubicación exacta en donde fueron encontradas las muestras, considerando que el archipiélago tiene una superficie de 99,6 km².

En el marco del proyecto Fondecyt N° 1110966: 'Nazca intraplate volcanism: geochronology, magmatic evolution and geodynamics of Juan Fernández Ridge', realizado por Sernageomin, se realizaron salidas a terreno en el área estudiada, sin embargo, no se encontró un depósito local de pómez asociado al material encontrado en las costas de la isla.

Se contaba con escasas muestras del material, las que lograron ser analizadas con microscopio electrónico de barrido (SEM) luego de lo cual se pudo determinar características texturales. Las vesículas de la partícula presentan una forma redondeada y poco alargada, lo que indicaría condiciones de alta presión de vapor durante la erupción (Ewart, 1963). Tal es el caso de las erupciones explosivas freáticas o freatomagmáticas, en donde el magma tiene contacto directo o indirecto con el agua, lo que provoca un brusco calentamiento y la consecuente evaporación de esta. Lo anterior culmina en una gran explosión que incluye vapor a muy alta presión, agua, ceniza, bloques y bombas. Este tipo de explosiones es común en volcanes submarinos o islas oceánicas, en donde tienen un contacto frecuente con agua.

Para las partículas encontradas en la isla Robinson Crusoe, se estimó una vesicularidad promedio del 75%. Según lo anterior, se calculó una densidad promedio de 1.36 g/cm³. Este dato se obtuvo a partir de mediciones hechas a solo tres 3 partículas, por lo que la representatividad de los resultados se ve claramente disminuida. Los datos de vesicularidad por sí solos no pueden usarse para distinguir entre los dos estilos comunes de actividad explosiva que producen clastos juveniles de vesicularidad muy variable. Estos dos estilos son las erupciones "secas" de una mezcla de magma desgasificado y vesiculado, y las erupciones "húmedas" donde el agua externa fragmenta el magma y provoca una vesicularidad ampliamente variable (Houghton & Wilson, 1989).

Adicionalmente, el análisis con SEM permitió determinar la petrología a través de un análisis de composición en algún punto específico, del cual podemos obtener un espectrograma que muestra su composición química simple. Cabe destacar que este análisis no se hizo para el total de la muestra, sino que se analizó la composición solo en los puntos donde se lograron reconocer microcristales. Esto, junto con el análisis químico realizado mediante la utilización de ICP-OES y ICP-MS, permite determinar que se trata de una pómez con composición fonolítica.

Esta es una roca volcánica de composición intermedia con textura afanítica a porfírica. Sus fenocristales félsicos dominantes son feldespatoides (nefelina, sodalita, hauynita, leucita y/o analcita), feldespato alcalino (sanidina, anortoclasa u ortoclasa) y plagioclasa sódica, mientras que el piroxeno, anfíbol o biotita sódicos son fenocristales máficos minoritarios. Los minerales accesorios incluyen titanita, apatito, corindón, magnetita e ilmenita.

De acuerdo con los resultados obtenidos en el SEM los minerales reconocidos son clinopiroxeno (augita), anfíboles (hornblenda y actinolita), titanita, ilmenita y apatito. En general estos resultados se ajustan bien con los minerales esperados en una fonolita. Si bien no se observan

minerales de plagioclasas, feldespato alcalino o feldespatoideos, los cuales son minerales que comúnmente se encuentran en una roca fonolítica, esto se puede deber a que pudo ocurrir un fraccionamiento posterior de estos minerales. La anomalía negativa que se observa en el diagrama spider de la Figura 5.21 de la muestra puede indicar que el líquido estuvo en equilibrio con las plagioclasas y posteriormente pudo haber ocurrido su fraccionamiento.

A partir del gráfico de la Figura 5.15, se observa que la geoquímica de la roca total y la geoquímica de la matriz de vidrio presentan un porcentaje similar de SiO_2 (54,77% vs ~62%) y de K_2O (5,73% v/s ~5%), sin embargo, exhiben una gran diferencia en el contenido de Na_2O (11,08% v/s ~6%), lo cual produce que la matriz de vidrio se clasifique en el campo de la traquita en el diagrama TAS. Esta diferencia podría ser no tan significativa si tenemos en cuenta que el análisis geoquímico mediante SEM no mide la composición del total de la muestra, sino que solo en algunos puntos específicos, en cambio el análisis geoquímico obtenido mediante ICP-OES y ICP-MS mide la composición del total de la muestra.

Mediante el cálculo de la norma CIPW se obtienen los minerales que podrían cristalizar si la roca cristaliza bajo condiciones de perfecto equilibrio. Estos son feldespatoideos (nefelina), feldespato alcalino (ortoclasa), plagioclasa sódica (albita), clinopiroxenos (acmita y diópsido) apatito e ilmenita. Según esto, para la composición total de esta roca, si espera que se presenten tales minerales que no se observaron mediante el SEM. Es muy probable que la roca no haya cristalizado en estas condiciones, por lo tanto no se presentan todos los minerales que se calcularon con esta norma.

6.2. Determinación fuente de origen del material pumíceo

La metodología llevada a cabo para establecer la fuente de origen del material encontrado en Robinson Crusoe es apropiada y certera, pero presenta limitaciones. En esta se contrastó la geoquímica de la muestra encontrada con la geoquímica de muestras de depósitos antiguos pertenecientes a una base de datos, por lo que nos debemos concentrar en el trabajo de los autores que describieron y analizaron estos depósitos.

Además, en esta base de datos no se consideran muestras de erupciones volcánicas recientes. En ese sentido, diversos autores han planteado que el descubrimiento de grandes concentraciones de piedras pómez en la superficie del mar, fenómeno conocido como “balsas de piedra pómez” (“pumice raft”) y en depósitos de playas, está relacionado con erupciones submarinas, sin embargo tampoco es sencillo obtener muestras de aquellos procesos eruptivos, ya que al originarse en el mar rápidamente se inicia su dispersión y se dificulta aún más la toma de muestras.

Si bien se puede establecer una fuente de origen mediante esta metodología, no se tiene una muestra de la erupción del volcán para establecer una correlación más directa entre las características del material encontrado en la isla Robinson Crusoe y el material que pertenece a la fuente de origen.

Por otro lado, el administrador del parque nacional Juan Fernández menciona haber visto acumulaciones de pómez en la costa sur, especialmente después de algunos episodios de mal tiempo. Además según pescadores artesanales, durante las décadas de los 70 u 80 se encontraron piedras pómez flotando en el mar, en cercanías de la Isla Santa Clara y en el lado oeste de la Isla Robinson Crusoe (Bahía el Padre y el Arenal).

En base a esto, se puede inferir que el archipiélago Juan Fernández es una zona donde frecuentemente se acumula este tipo de material. Por lo tanto, es posible que el material que llega a la isla no provenga del mismo origen ni sea del mismo período. Cualquier erupción que pueda

ocurrir en un volcán ubicado en las zonas anteriormente estudiadas, es decir en Australia, Nueva Zelanda, en todo el continente Antártico, las islas alrededor de este e islas oceánicas del Pacífico Sur, puede generar material pumíceo que se transporte hasta la isla mediante las corrientes marinas. Es por esto que la isla puede acumular material de distintas composiciones y de distintas fuentes y en base a esto, no se puede tener certeza exacta de una fuente de origen del material, sino que la fuente de origen establecida es la más probable.

En una primera hipótesis, se posicionaba a los volcanes del arco andino como la fuente de origen más probable, debido a su cercanía con la isla. Luego del análisis de las rocas que pertenecen a este ambiente, se descarta principalmente debido a la composición que presenta, ya que como se ve reflejado en los gráficos la composición típica de este ambiente es de basaltos toleíticos, andesitas y riolitas.

Se reconocieron algunos depósitos con composiciones fonolíticas, pero en su mayoría se encuentran al lado E de la cordillera de los Andes, lo que hace que se descarten como posibles fuentes de origen, ya que no hay forma que una roca perteneciente a un depósito antiguo cruce la cordillera a través de un río para llegar al mar. Por otro lado, por la geoquímica que presentan puede clasificarse dentro del campo de la fonolita, pero con un mayor análisis puede identificarse que no corresponden propiamente tal a esta composición y en general corresponden a traquitas o composiciones riocácicas.

La ocurrencia de las fonolitas está asociada a procesos geológicos y eventos tectónicos que conducen a la fusión de las litologías precursoras, como por ejemplo volcanismo de hotspot intraplaca (Fisher & Schmincke, 1984) y por lo tanto, no se esperaría que esta composición se presente con frecuencia en ambientes de márgenes convergentes.

Según la información recopilada, se observa que dentro del hemisferio sur la composición fonolítica se presenta asociada al rift de Antártica, a islas oceánicas alrededor del continente e islas oceánicas del Pacífico Sur.

La zona del rift antártico contiene una alta cantidad de localidades y volcanes con composiciones fonolíticas. Este es un rift que separa la provincia de Marie Byrd Land con el grupo volcánico McMurdo. La provincia Marie Byrd Land es altamente alcalina, bimodal, sódica y está dominada por rocas basálticas, pero también incluye un amplio espectro de diferenciaciones félsicas que incluye fonolitas. El grupo volcánico McMurdo incluye estratovolcanes predominantemente traquíticos a fonolíticos dentro de las formas volcánicas que conforman este grupo.

En este grupo se encuentra el monte Erebus, el cual es un volcán muy activo compuesto de flujos de fonolita. Contiene un lago de lava fonolítica de anortoclasas muy activo en su cumbre. Este volcán se ha mantenido activo desde 1972 hasta la actualidad, donde ocurren frecuentemente erupciones de tipo estromboliana y se han registrado dos erupciones freáticas. Durante el último siglo se han registrado un mayor número de erupciones los años 2005 hasta fines de 2007, pero con un continuo registro de erupciones todos los años hasta la actualidad, que genera bloques y bombas que son arrojados sobre el borde del cráter.

Dentro de las islas oceánicas, las islas Kerguelen e isla McDonald, pertenecientes a la placa antártica, y las islas Australes, Society e islas Cook pertenecientes a la placa Pacífico, corresponden a volcanes que presentan composición fonolítica formando el edificio volcánico. Todos son volcanes que han permanecido inactivos durante muchos años, excepto el volcán McDonald, el cual registró actividad más reciente en agosto del 2005, donde se identificó actividad efusiva de bajo nivel mediante el estudio de imágenes satelitales ASTER.

No hay mayor evidencia que pruebe que una fuente es más probable o se descarte con seguridad alguna. En base a los resultados obtenidos, todas las fuentes que presentan composiciones fonolíticas son buenos candidatos como fuentes de origen. Si es que se puede llegar a asegurar que el material pumíceo proviene de una erupción reciente, entonces el volcán McDonald y monte Erebus se posicionan como las fuentes más probables, debido a la actividad reciente que presentaron ambos.

En cuanto a la distancia entre la fuente de origen y el lugar donde se deposita el material, al parecer no es un factor determinante, ya que tal como lo establece Risso, et al. 2002, este material puede seguir rutas complejas por más de 20.000 km. Las distancias entre las posibles fuentes de origen seleccionadas y la isla Robinson Crusoe no superan los 15.000 km.

6.3. Método de transporte y trayectoria

En este trabajo se realizó un experimento para determinar el tiempo que los fragmentos de pómez permanecerían flotando, siguiendo la metodología realizada por Whitham & Sparks (1986) y por Risso et al. (2002).

Whitham & Sparks (1986) describieron las propiedades físicas de la piedra pómez como material poroso, considerando su comportamiento con agua estando fría o caliente. Con el paso del tiempo, incluso la piedra pómez de baja densidad se hundirá, porque casi todos los poros están interconectados. Determinaron que existe una dependencia del tamaño y han propuesto que las muestras más grandes absorben proporcionalmente menos agua que las muestras más pequeñas y que el tiempo requerido para saturar una piedra pómez es proporcional al cuadrado de su radio (Manville, et al. 1998).

Realizaron un experimento por 1 año y medio, donde monitoreaban muestras de pómez flotando en el agua y medían el tiempo en que se hundirían. Sus resultados muestran que la piedra pómez puede permanecer a flote durante más de este tiempo. Concluyen que el tiempo necesario para absorber suficiente agua para hundirse depende del tamaño de la piedra pómez, la densidad inicial, la distribución del tamaño de las vesículas y la conectividad de las vesículas. Además determinan que el comportamiento de la piedra pómez caliente en contacto con el agua puede ser dramáticamente diferente a la piedra pómez frío (Whitham & Sparks, 1986).

La piedra pómez caliente a menudo se hunde inmediatamente al sumergirse en agua a pesar de tener una densidad menor que el agua. Cualquier piedra pómez tiene una temperatura crítica por encima de la cual la piedra pómez se hundirá. Incluso piedra pómez con una densidad de 0.2 g/cm^3 se hundirá si la temperatura supera los 700°C . En erupciones plineanas por ejemplo, si el material expulsado caliente cae al mar, gran parte de esta pómez podría hundirse y formar un depósito de caída subacuático. Si la pómez no contiene poros interconectados y solo adquieren interconexión en el enfriamiento, la tasa de absorción de agua y la cantidad absorbida sería menor que en los experimentos.

Risso et al. (2002) hicieron un experimento de flotación donde dejó caer las muestras en un vaso con agua. Les midió la masa y volumen para determinar su densidad y como varia ésta a través del tiempo. Se les calculaba la densidad húmeda para observar la variación de densidad a través del tiempo.

Determinaron que los clastos tienden a flotar en sus caras grandes, que son planos paralelos a los ejes a y b y por lo tanto perpendiculares al eje c. El agua pasa a través del fragmento de forma paralela al eje c, por lo tanto este eje representa el espesor del fragmento que debe ser sumergido

en agua antes de hundirse. Reconocen que existe una correlación entre el tiempo de hundimiento y la longitud del eje c del fragmento y que no existe una relación entre el tiempo de hundimiento y el volumen del clasto.

El experimento de flotación en este trabajo se realizó con el material entregado que correspondía a fragmentos de los bloques que se encontraron en la isla. Estos fragmentos tenían un tamaño de 2 a 10 mm en su eje a (eje mayor) y un eje c de entre 0,27 y 0,31 cm. Durante los tres meses que duró el experimento solo dos muestras se hundieron completamente, luego de 4 y 5 días. Las otras 3 muestras no se hundieron completamente pero se observa que de igual forma se saturaron en agua y su densidad aumento. Se obtuvo un gráfico que muestra la variación de la densidad con respecto al tiempo (Figura 5.57).

Risso et al. (2002) al extrapolar la recta que relaciona el eje c con el tiempo de hundimiento, indican que fragmentos de pómez con ejes c de 11 y 10,5 cm respectivamente, permanecerán a flote durante 2,33 y 1,78 años respectivamente. Bajo este supuesto, las muestras con eje menor a 0,79 y 1,13 cm, se hundirían a las 0 horas, es decir apenas entran en contacto con el agua, lo cual no se ajusta a los resultados obtenidos en el experimento realizado en este trabajo

Estas curvas se extrapolaron para estimar el tiempo en que deberían hundirse completamente, de la misma forma que lo hicieron Risso et al. (2002). Se obtiene como resultado, que las partículas deberían alcanzar la densidad necesaria para hundirse a las 170.000 horas aproximadamente o 19 años. Este resultado no pareciera tener mucho sentido, ya que no se ha demostrado que el material pueda permanecer tanto tiempo flotando, y por el contrario se ha demostrado que el material eventualmente se satura en agua y se hunde (Manville, et al. 1998).

Las muestras de pómez utilizadas en este experimento corresponden a fragmentos de la piedra pómez original. El rango de tamaño de grano de los fragmentos de este experimento está casi por completo fuera del rango de tamaño elegido por Whitham & Sparks (1986) para sus experimentos o por Risso et al. (2002), ya que estos autores realizaron los experimentos con bloques cuyos ejes eran entre 1 a 5 cm aproximadamente de largo, por lo tanto, la comparación estricta de los resultados no es posible. De todas formas, se puede demostrar que el material se puede mantener una gran cantidad de años flotando.

Por otro lado, como ya se ha establecido en el presente trabajo, el movimiento de las aguas superficiales es capaz de transportar material flotante que se encuentre en el océano y llevarlas hasta las zonas de acumulación en los distintos océanos.

Se ha estudiado con más profundidad la acumulación de micro plásticos en la zona de acumulación del océano Pacífico sur. Grandes cantidades de desechos plásticos ingresan al océano y la mayoría de las estas partículas (grandes y pequeñas) que se acumulan en el giro subtropical del Pacífico sur probablemente tengan su origen en los países que rodean esta zona, como Australia, Nueva Zelanda y América del Sur (Lebreton, et al., 2012). Aunque es probable que una gran proporción de esta contaminación plástica se deposite en las costas cercanas, una fracción considerable puede escapar a la deposición costera y finalmente acumularse en el giro subtropical del Pacífico Sur (Eriksen, et al., 2013).

Lo anterior es extrapolable al caso del material pumíceo que se deposita en el océano y se transporta de la misma forma que se transporta el material plástico, llegando finalmente a las zonas de acumulación. Debido a que la isla Robinson Crusoe se encuentra en el camino hacia la zona de acumulación del océano Pacífico sur, es más probable que el material se acumule en esa zona. Además se ha demostrado que el archipiélago actúa como foco generador de remolinos, los cuales también son capaces de arrastrar material y finalmente depositarlo en la isla (Andrade, et al., 2014).

Entonces, si el material pumíceo encontrado en la isla Robinson Crusoe fue generado por la erupción volcánica de 2005 en la isla McDonald, este podría haber sido transportados posteriormente a través del Pacífico meridional, impulsados por la Corriente Circumpolar Antártica hacia la Corriente de Humboldt que fluye hacia el norte. También se transportaría por estas corrientes en el caso de que el material provenga de la isla Kerguelen o de la zona del rift antártico, por ejemplo del monte Erebus.

En el caso de que provenga de las islas oceánicas del Pacífico Sur, este material se transporta por la rama sur de la corriente del Pacífico Sur hacia el sur y el este y posteriormente se integra a la corriente de Humboldt. Incluso puede desviarse y transportarse por la corriente del este de Australia, y luego incorporarse a la del Pacífico Sur y Humboldt. Las posibles trayectorias que seguirían las partículas se presentan en la Figura 6.1.

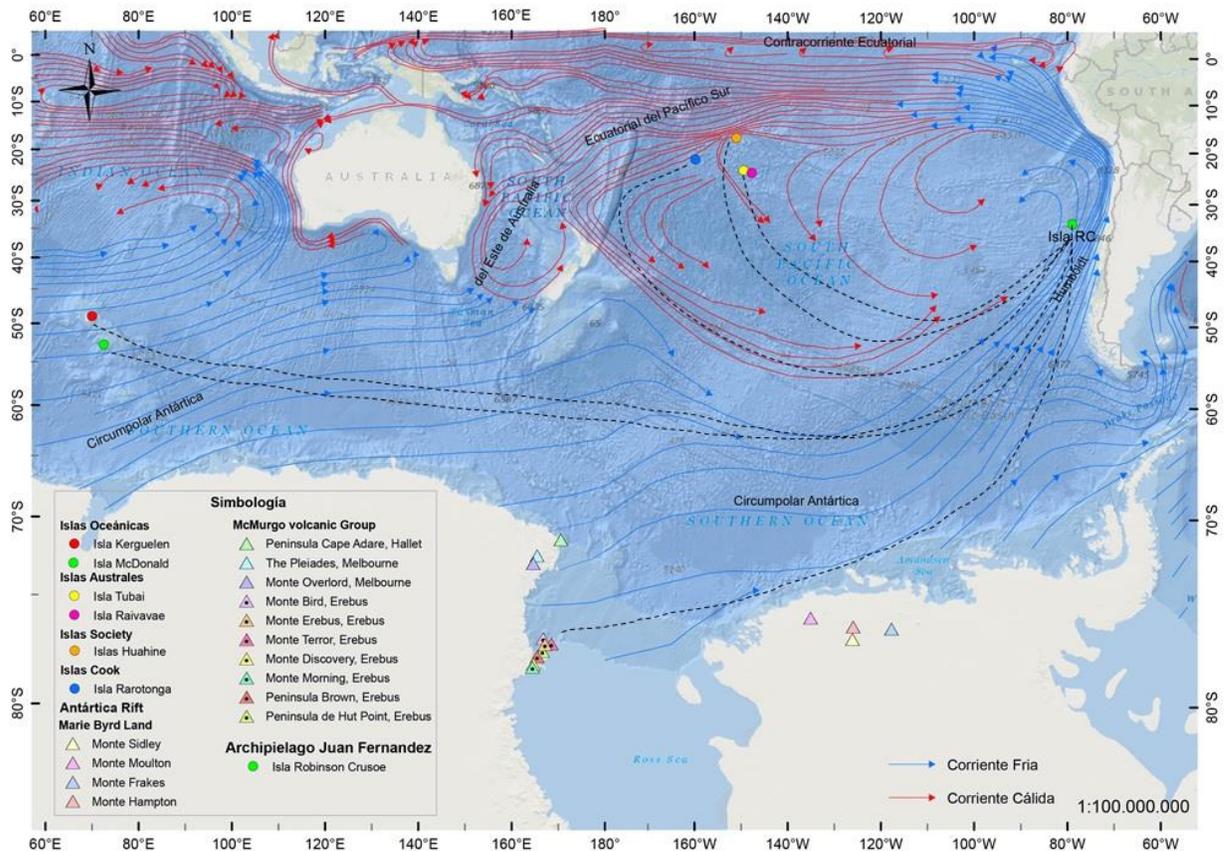


Figura 6.1: Trayectorias posibles seguidas por el material pumíceo flotante

La velocidad con la que viajan las partículas depende casi exclusivamente de la velocidad con la que fluyen las corrientes marinas superficiales y en menor medida de las características de las pómez (tamaño, vesicularidad, densidad, entre otros). En el caso de que el material pumíceo provenga de las islas Kerguelen, McDonald o de la zona del rift antártico, este se transporta por las corrientes Circumpolar Antártica (0,2 m/s) y Humboldt (0,15 m/s), lo que indica una velocidad promedio de viaje de aproximadamente 17-13 km/día.

Si el material proviene de las isla ubicadas en el océano Pacífico, este se transporta por la rama sur de la corriente del Pacífico Sur (0,1 m/s) lo que indica una velocidad promedio de 8,6 km/día. Si se desvía por la corriente del este de Australia (0,4-0,6 m/s) las partículas viajarían con

una velocidad de 34-52 km/día inicialmente y luego al ingresar a la corriente del Pacífico Sur continúan su viaje con una velocidad de 8,6 km/día.

La distancia recorrida entre el volcán McDonald y la isla Robinson Crusoe es de 15.000 km aprox. y según esto y los cálculos de velocidad realizados, la primera piedra pómez podría haber llegado a la isla unos 2,5 años después de la erupción. Si provienen de la zona del rift Antártico, las partículas recorrerían una distancia de 7.000 km aprox., lo que indicaría que pueden llegar a la isla en 1,3 años.

La distancia recorrida entre las islas oceánicas pertenecientes al pacifico sur, transportándose a través de la corriente del Pacífico sur es de 10.000 km aprox. Si se desvían por la corriente del Este de Australia, recorrería una distancia de 13.000 km aprox. Según esto podrían llegar a la isla Robinson Crusoe en 2,6 hasta 3,7 años.

Es importante destacar que los tiempos de flotación y llegada calculados corresponden solo una estimación mínima y probablemente serán mayores si factores como la mayor viscosidad del agua fría y salina del mar Antártico o Pacífico, o la erosión y la abrasión sufridas por los fragmentos en el mar se tienen en cuenta. Además, las piezas más grandes de piedra pómez estarían más sujetas a las presiones del viento, por lo tanto se concentran en la parte frontal de la balsa de pómez y se transportan con mayor velocidad, mientras que el material fino tiende a quedarse en el extremo posterior de esta y se transportan con menor velocidad (Risso, et al., 2002).

También, existe la posibilidad de que el materia se haya desviado en varias ocasiones antes de llegar a la costa de Robinson Crusoe y además podrían haber quedado varados por amplios periodos en diferentes playas a lo largo de su recorrido, como por ejemplo en la costa este de Australia o en Nueva Zelanda, ya que cada vez que la piedra pómez se fragmenta esta puede depositarse en la playa y luego volver al mar en la siguiente gran marea (ej. Risso, et al., 2002).

Existen programas computacionales con los cuales se puede establecer un modelo de transporte efectivo, con escaso margen de error. Por ejemplo, Jutzeler, et al. (2014) propusieron una metodología en la que registraron la dispersión observada de la balsa de piedra pómez y determinaron que esta se puede reproducir con precisión simulando patrones de deriva y dispersión, usando corrientes de un modelo oceánico de retro análisis de resolución de remolinos marinos. Para esto utilizaron un modelo de transporte advectivo bidimensional basado en la dinámica de las corrientes marinas en el Pacífico SE, mediante el empleo del software Ariane (Blanke & Raynaud, 1997), el cual emplea un algoritmo innovador en el que las trayectorias de las partículas se determinan mediante el cálculo de la función de flujo tridimensional exacta en cada instancia de tiempo para la cual el campo de velocidad está disponible (Aiken, Navarrete, & Pelegrí, 2011).

Con la ayuda de este software habría sido más efectivo y preciso establecer la trayectoria de las muestras encontradas en Juan Fernández, pero el ingreso de datos de las muestras respecto de su fuente de origen y su posterior registro y desplazamiento virtual en el mar, en que interactúan las corrientes marítimas posee un alto grado de complejidad en su manejo. Esto, sumado a la extensión en el tiempo de análisis de los datos, sobrepasa el ámbito de esta investigación. Queda como desafío implementar todos estos factores para que en una próxima investigación se pueda establecer con un modelo computacional una trayectoria específica y exacta del material pumíceo en su viaje a las costas del Archipiélago Juan Fernández.

7. CONCLUSIÓN

La presente investigación enfrentó diversos desafíos para su realización, sin embargo, durante el proceso de recolección de antecedentes y desarrollo de análisis para probar la tesis de trabajo, estos se transformaron en factores de motivación para llegar a una resolución precisa respecto de la presencia de piedras pómez en las costas del Archipiélago Juan Fernández, ubicado en pleno océano Pacífico, a 670 kilómetros de la costa de Chile.

Las muestras del material pumíceo encontradas por los pescadores insulares, de las cuales no quedó registro de la ubicación en donde se hallaron en la isla, fueron sometidas a los respectivos análisis químicos. Luego de estos análisis y comparaciones rigurosas, se pudo establecer que el material pumíceo corresponde a una fonolita. No es posible determinar una fuente de origen exacta, ya que no hay mayor evidencia que determine una fuente con más exactitud con respecto a otra.

Dos fuentes de origen se posicionan con mayor probabilidad, debido a que presentaron actividad más reciente que originó material piroclástico pumíceo de composición fonolítica. Una es el volcán McDonald, ubicado en el océano Índico sobre la placa Antártica, que generó una erupción tipo efusiva el 2005. La otra fuente posible es el monte Erebus, ubicado en la isla Ross en el continente Antártico, el cual registra erupciones estrombolianas frecuentes todos los años hasta la actualidad.

En ambos casos, al caer el material en el océano, este se habría transportado hacia el este por la corriente Circumpolar Antártica, la que al acercarse al continente Sudamericano se habría integrado a la corriente de Humboldt transportándose hacia el norte, llegando finalmente a la isla Robinson Crusoe. En el primer caso las piedras pómez habrían recorrido una distancia de 15.000 km con una velocidad de deriva de entre 13 y 17 km/día aproximadamente, por lo tanto habrían llegado a la isla luego de 2,4 años. En el segundo caso, el material habría recorrido una distancia de 7.000 km, transportándose con la misma velocidad de deriva, por lo tanto podría llegar a la isla en 1,3 años.

Estas estimaciones de tiempo pueden ser mayores si se tiene en cuenta que existe la posibilidad de que el material se haya desviado en varias ocasiones antes de llegar a la costa de Robinson Crusoe y además que al fragmentarse, puede ser depositado en las playas cercanas y luego regresar al mar en una siguiente gran marea.

En cuanto a la proyección de esta presente investigación y como base para futuros trabajos, se recomienda un mayor análisis de las muestras encontradas para una mejor caracterización, que no pudieron ser abarcados en este trabajo investigativo, como por ejemplo la realización de dataciones destinadas a determinar si la muestra pertenece a una erupción reciente o a un depósito antiguo.

Además, se sugiere estudiar más a fondo las erupciones submarinas recientes del último siglo y en lo posible, obtener muestras del material expulsado, ya que como plantea la bibliografía consultada, hay numerosos casos de balsas de pómez encontradas en diversas costas del Pacífico Sur, que se relacionan con erupciones submarinas de volcanes ubicados hasta 20.000 km de distancia y son fácilmente transportadas por corrientes marinas superficiales.

Como se ha establecido en el presente análisis, la propagación de balsas de pómez a través de los océanos es muy común y pueden alcanzar miles de km de distancia. Ante este escenario, el estudio de la procedencia de este material puede ser útil por ejemplo para la mitigación de los peligros que acechan a la navegación deportiva o comercial, ya que las piedras pómez pueden afectar los motores de las naves, mientras que las concentraciones más grandes (las balsas de

piedras pómez) pueden bloquear los puertos, interrumpir o desviar la navegación y el tráfico costero y transoceánico en grandes áreas de los océanos.

Este material pumíceo también puede causar daños ambientales, ya que su presencia en el agua puede modificar de la red nutritiva del ambiente y matar a diversas especies que habitan en el mar. También puede matar a los organismos fotosintéticos mediante el bloqueo de la luz por la sombra que genera y además puede fomentar y transportar especies exóticas invasoras a lo largo de todo el océano.

Bajo este supuesto, se hace necesaria la observación y registro de futuras erupciones submarinas mediante imágenes satelitales, que se pueden complementar con la metodología propuesta por Jutzeler, et al. (2014), en donde se utilizó un modelo de transporte advectivo bidimensional basado en la dinámica de las corrientes marinas en el Pacífico SE. Con este modelo se pueden realizar pronósticos en tiempo real de las rutas de dispersión y la distribución de ceniza/pómez en el océano.

Ha quedado en evidencia que el estudio de la dispersión del material pumíceo flotante es útil para el futuro análisis de peligros y como advertencia en la predicción de zonas que pueden verse afectadas por las balsas de pómez flotantes. Y no solo para pronósticos de los peligros asociados a la dispersión de este material en el mar, sino también para la predicción de la propagación de organismos marinos, icebergs, desechos antropogénicos, entre otros. Especialmente importante es la dispersión de estos últimos, ya que se ha hecho evidente la creciente preocupación del mundo científico por la contaminación de los mares con miles de toneladas de desechos plásticos que no solo nos afectan como especie humana, sino que incluso más significativamente a todos los organismos y especies terrestres y marinas que habitan este universo, el cual todos compartimos y tenemos la obligación de respetar.

8. BIBLIOGRAFÍA

- Aiken, C., Navarrete, S., & Pelegrí, J. (2011). Potential changes in larval dispersal and alongshore connectivity on the central Chilean coast due to an altered wind climate. *Journal of Geophysical Research*, 116, 1-14.
- Andrade, I., Hormazabal, S., & Combes, V. (2014). Intrathermocline eddies at the Juan Fernández Archipelago, southeastern Pacific Ocean. *Latin American Journal of Aquatic Research*, 42(4), 888-906.
- Andrade, I., Sangra, P., Hormazabal, S., & Correa-Ramirez, M. (2014). Island mass effect in the Juan Fernández Archipelago (33°S), Southeastern Pacific. *Deep-Sea Research I*, 84, 68-99.
- Astudillo, V. (2014). *Geomorfología y evolución geológica de la isla Robinson Crusoe, archipiélago Juan Fernández*. Memoria para optar al título de geóloga, Universidad de Chile, Facultad de Ciencias Físicas y Matemáticas, Santiago.
- Baker, P. (1967). An Outline of the Geology of the Juan Fernandez Archipelago. *Geology Magazine*, 104(2), 110-115.
- Baker, P. (1978). *The South Sandwich Islands: III Petrology of the Volcanic Rocks*. British Antarctic Survey Scientific Report.
- Baker, P. (1990). South Sandwich Islands. En W. E. Le Masurier, & J. W. Thomson, *Volcanoes of the antarctic Plate and Southern Oceans* (págs. 361-395). Antarctic Research Series.
- Barling, J. (1990). The petrogenesis of the Newer Lavas of Heard Island, southern Indian Ocean.
- Barling, J., Goldstein, S., & Nicholls, I. (1994). Geochemistry of Heard Island (Southern Indian Ocean): Characterization of an Enriched Mantle Component and Implications for Enrichment of the Sub-Indian Ocean Mantle. *Journal of Petrology*, 35, 1017-1053.
- Barling, J., Goldstein, S., Wheller, G., & Nicholls, L. (1988). Heard Island: An example of large isotopic variations on a small oceanic island. *Chemistry Geology*.
- Bastien, T., & Craddock, C. (1976a). The geology of Peter I Island. *Initial Report of Deep Sea Drill. Proj.*, 35, 341-357.
- Blanke, B., & Raynaud, S. (1997). Kinematics of the Pacific Equatorial Undercurrent: A Eulerian and Lagrangian approach from GCM results. *Journal of Physical Oceanography*, 27, 1038-1053.
- Boudette, E. L., & Ford, A. B. (1966). Physical properties of anorthoclase from Antarctica. *American Mineralogist*, 51, 9-10.
- Bryan, S., Cook, A., Evans, J., Hebden, K., Hurrey, L., Colls, P., . . . Firn, J. (2012). Rapid, Long-Distance Dispersal by Pumice Rafting. *Plos One*, 7, 1-13.
- Carey, R., Wysoczanski, R., Wunderman, R., & Jutzeler, M. (2014). Discovery of the largest historic silicic submarine eruption. *Eos, Transactions American Geophysical Union*, 95(19), 157-164.
- Casé, A., López-Escobar, L., Danieli, J., & Schalamuk, A. (2008). Butalón igneous rocks, Neuquén, Argentina: Age, stratigraphic relationships and geochemical features. *Journal of South American Earth Sciences*, 26, 188-203.

- Chaigneau, A., & Pizarro, O. (2005b). Mean surface circulation and mesoscale turbulent flow characteristics in the eastern South Pacific from satellite tracked drifters. *Journal of Geophysical Research*, 110, 1-17.
- Cifuentes, J., Torres-García, M., & Frías Mondragón, M. (2003). *El océano y sus recursos, III. Las ciencias del mar: Oceanografía física, matemáticas e ingeniería* (Abreviada ed.). (2. Fondo De Cultura Economica USA, Ed.) México.
- Clarke, I., McDougall, I., & Whitford, D. (1983). Volcanic evolution of Heard and McDonald islands, southern Indian Ocean. En R. Oliver, P. James, & J. Jago, *Antarctic Earth Science* (págs. 631-635). New York: Cambridge University Press.
- Colas, F., McWilliams, J., Capet, X., & Kurian, J. (2011). Heat balance and eddies in the Peru-Chile Current System. *Climate Dynamic*, 39(1), 509-529.
- Colling, A. (2001). *Ocean Circulation*. Open University Course Team. Second Edition.
- Coombs, D., & Landis, C. (1966). Pumice from the South Sandwich Eruption of March 1962 reaches New Zealand. *Nature*, 209, 289-290.
- Cox, K., Bell, J., & Pankhurst, R. (1979). *The Interpretation of Igneous Rocks*. London: Chapman & Hall.
- Crawford, A., & Berry, R. (1992). Tectonic implications of Late Proterozoic-Early Palaeozoic igneous rock associations in western Tasmania. *Tectonophysics*, 214, 37-56.
- Cross, W., Iddings, J., Pirsson, L., & Waashington, H. (1902). A Quantitative Chemico-mineralogical Classification and Nomenclature of Igneous Rocks. *Journal of Geology*, 555-690.
- Duncan, R., & Fisk, M. (1994). Tahiti: Geochemical evolution of a French Polynesian. *Journal of Geophysical Research*, 99(B12), 341-357.
- Eriksen, M., Maximenko, N., Thiel, M., Cummins, A., Lattin, G., Wilson, S., . . . Rifman, S. (2013). Plastic pollution in the South Pacific subtropical gyre. *Marine Pollution Bulletin*, 68, 71-76.
- Ewart, A. (1963). Petrology and Petrogenesis of the Quaternary Pumice Ash in the Taupo Area, New Zealand. *Journal of Petrology*, 4, 392-431.
- Ewart, A., & Stipp, J. (1968). Petrogenesis of the volcanic rocks of the central North Island, New Zealand, as indicated by a study of $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ ratios, and Sr, Rb, K, U and Th abundances. *Geochim. Cosmoch.*, 699-736.
- Ewart, A., Brothers, R., & Mateen, A. (1977). An outline of the geology and geochemistry, and the possible petrogenetic evolution of the volcanic rocks of the Tonga-Kermadec-New Zealand island arc. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 2(3), 205-250.
- Falconer, R. (1972). The Indian-Antarctic-Pacific Triple Junction. *Earth and Planetary Science Letters*, 17, 151-158.
- Fisher, R., & Schmincke, H. (1984). *Pyroclastic Rocks*. Berlin: Springer-Verlag.
- Frick, C., & Kent, L. (1984). Drift pumice in the Indian and South Atlantic oceans. *Transactions of the Geological Society of South Africa*, 87(1), 19-33.

- García, M., Clavero, J., & Gardeweg, M. (2012). Cartas Visviri y Villa Industrial, Región de Arica y Parinacota. *Servicio Nacional de Geología y Minería, Carta Geológica de Chile, Serie Geología Básica*, 135-136, 42. mapa escala 1:100.000.
- García, M., Gardeweg, M., Clavero, J., & Hérail, G. (2004). Hoja Arica, Región de Tarapacá. *Servicio Nacional de Geología y Minería, Carta Geológica de Chile, Serie Geología Básica*, 84, 150. mapa escala 1:250.000.
- Global Volcanism Program. (1998). McDonald Islands (Australia) The eruption of 1996-97 and its inferred lavas and tephra. (R. Wunderman, Ed.) *Bulletin of the Global Volcanism Network*, 23(2).
- Global Volcanism Program. (2005). McDonald Islands (Australia) Satellite infrared data suggests a new unwitnessed eruption. (R. Wunderman, Ed.) *Bulletin of the Global Volcanism Network*, 30(6).
- Global Volcanism Program. (2005). Report on Erebus (Antarctica). (G. Mayberry, Ed.) *Weekly Volcanic Activity Report, 12 October-18 October 2005*.
- Global Volcanism Program. (2017). Erebus (Antarctica) Phonolitic lava lakes remain active during 2011-2016. (E. Venzke, Ed.) *Bulletin of the Global Volcanism Network*, 42(6).
- Goldich, S., Treves, S., Suhr, N., & Stuckless, I. (1975). Geochemistry of the Cenozoic volcanic rocks of Ross Island and vicinity, Antarctica. *Journal of Geology*, 83, 415-435.
- Hatherton, T., Dawson, E., & Kinsky, F. (1965). Balleny Islands Reconnaissance Expedition, 1964. *New Zealand Journal of Geology and Geophysics*, 8, 164-179.
- Hekinian, R., Bideau, D., Stoffers, P., Cheminee, J., Muhe, R., Puteanus, D., & Binard, N. (1991). Submarine intraplate volcanism in the South Pacific: Geological setting and petrology of the society and the austral regions. *Journal of Geophysical Research*, 96, 2109-2138.
- Hernando, I., Aragón, E., Frei, R., González, P., & Spakman, W. (2014). Constraints on the Origin and Evolution of Magmas in the Payún Matrú Volcanic Field, Quaternary Andean Back-arc of Western Argentina. *Journal of Petrology*, 55(1), 209-239.
- Hidalgo-Ruz, V., & Thiel, M. (2013). Distribution and abundance of small plastic debris on beaches in the SE Pacific (Chile): A study supported by a citizen science project. *Marine Environmental Research*, 87-88, 12-18.
- Hormazabal, S., Combes, V., Morales, C., Correa-Ramirez, M., Di Lorenzo, E., & Nuñez, S. (2013). Intrathermocline eddies in the coastal transition zone off central Chile (31–41°S). *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 118, 4811-4821.
- Houghton, B., & Wilson, C. (1989). A vesicularity index for pyroclastic deposits. *Bulletin of Volcanology*, 51(6), 451–462.
- Ishikawa, Y., Sawaguchi, T., Iwaya, S., & Horiuchi, M. (1976). Delineation of prospecting targets for Kuroko deposits based on modes of volcanism of underlying dacite and alteration halos. *Mining Geology*, 26, 105-117.
- Jiménez, N., & López-Velásquez, S. (2008). Magmatism in the Huarina belt, Bolivia, and its geotectonic implications. *Tectonophysics*, 459, 86-106.
- Jingzhi, S., Mingkui, L., Yijun, H., Baoshu, Y., & Guohong, F. (2006). Surface circulation derived from drifting buoys in mid-and low-latitude Pacific. *Chinese Journal of Oceanology and Limnology*, 24(4), 333-337.

- Jutzeler, M., Marsh, R., Carey, R., White, R., Talling, P., & Karlstrom, L. (2014). On the fate of pumice rafts formed during. *Nature Communications*, 1-10.
- Kay, S., Jones, H., & Kay, R. (2013). Origin of Tertiary to Recent EM- and subduction-like chemical and isotopic signatures in Auca Mahuida region (37°–38°S) and other Patagonian plateau lavas. *Contrib Mineral Petrol*, 166, 165-192.
- Kay, S., Mpodozis, C., Ramos, V., & Munizaga, F. (1991). Magma source variations for mid-late Tertiary magmatic rocks associated with a shallowing subduction zone and a thickening crust in the central Andes (28 to 33°S). *Geological Society of America*, 113-137.
- Klinck, J., & Nowlin, W. (2001). Antarctic Circumpolar Current. En *Encyclopedia of Ocean Science* (págs. 151-159). New York: Academic Press.
- Knauss, J. (2005). *Introduction to Physical Oceanography*. Waveland Press. Second Edition.
- Kött, A., Gaupp, R., & Wörner, G. (1995). Miocene to Recent history of the western Altiplano in northern Chile revealed by lacustrine sediments of the Lauca Basin (18°15'-18°40' S/69°30' -69°05' W). *Geol Rundsch*, 84, 770-780.
- Kramer, W., Siebel, W., Romer, R., Haase, G., Zimmer, M., & Ehrlichmann, R. (2005). Geochemical and isotopic characteristics and evolution of the Jurassic volcanic arc between Arica (18°30'S) and Tocopilla (22°S), North Chilean Coastal Cordillera. *Chemie der Erde*, 65, 47-78.
- Kyle, P. (1976). *Geology mineralogy, and geochemistry of the Late Cenozoic McMurdo Volcanic Group, Victoria Land, Antarctica*, . New Zealand: Ph.D. thesis, Victoria Univ. of Wellington.
- Kyle, P. (1982). Volcanic geology of The Pleiades, northern Victoria Land, Antarctica. En C. Craddock, *Antarctic Geoscience* (págs. 747-754). Madison: University of Wisconsin Press.
- Kyle, P. (1990). McMurdo Volcanic Group Western Ross Embayment. En W. Le Masurier, & J. Thomson, *Volcanoes of the Antarctic Plate and Southern Oceans* (págs. 18-139). Antarctic Research Series.
- Kyle, P., & Cole, J. (1974). Structural control of volcanism in the McMurdo Volcanic Group, Antarctica. *Bulletin Volcanologique*, 38, 16-25.
- Lara, L. (2010). Las islas oceánicas de Chile. *Geología Marina de C Oceanográfico Nacional de Chile*, 44-47.
- Large, R., Gemmel, J., & Paulick, H. (2001). The Alteration Box Plot: A Simple Approach to Understanding the Relationship between Alteration Mineralogy. *Economic Geology*, 96, 957-971.
- Le Bas, M., Le Maitre, R., Streckeisen, A., & Zanettini, B. (1986). A Chemical Classification of Volcanic Rocks. *Journal of Petrology*, 27(3), 745-750.
- Le Maitre, R. (1989). *A classification of igneous rocks and glossary of terms : recommendations of the International Union of Geological Sciences Subcommittee on the Systematics of Igneous Rocks*. Boston: Oxford: Blackwell Scientific.
- Le Masurier, W. (1978). The Cenozoic West Antarctic rift system and its associated volcanic and structural features. *Geol. Soc. Am. Abstr. Programs*, 10, 443.

- Le Masurier, W. (1990). Marie Byrd Land. In W. Le Masurier, & J. Thomson, *Volcanoes of the Antarctic Plate and Southern Oceans* (pp. 147-253). Antarctic Research Series.
- Le Masurier, W., & Rex, D. (1989a). Evolution of linear volcanic ranges in Marie Byrd Land, West Antarctica. *Journal of Geophysical Research*, *94*, 7223-7236.
- Le Masurier, W., & Thomson, J. (1990). *Volcanoes of the Antarctic Plate and Southern Oceans* (Vol. 48). (P. Baker, P. Kyle, P. Rowley, & J. Smellie, Edits.) Washington, D.C.: Antarctic Research Series.
- Le Masurier, W., & Thomson, J. (1990). *Volcanoes of the Antarctic Plate and Southern Oceans* (Vol. 48). (A. R. Series, Ed.) Washington DC: American Geophysical Union.
- Le Masurier, W., Choi, S., Kawachi, Y., Mukasa, S., & Rogers, N. (2011). Evolution of pantellerite-trachyte-phonolite volcanoes by fractional crystallization of basanite magma in a continental rift setting, Marie Byrd Land, Antarctica. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, *162*, 1175–1199.
- Le Masurier, W., Futa, K., Hole, M., & Kawachi, Y. (2003). Polybaric evolution of Phonolite, Trachyte, and Rhyolite Volcanoes in Eastern Marie Byrd Land, Antarctica: controls on peralkalinity and silica saturation. *International Geology Review*, *42*, 1055–1099.
- Lebreton, L., Greer, S., & Borrero, J. (2012). Numerical modelling of floating debris in the world's oceans. *Marine Pollution Bulletin*, *64*, 653-661.
- Legendre, C., Maury, R., Guillou, H., Cotten, J., Caroff, M., Blais, S., & Guille, G. (2003). Geological and petrologic evolution of Huahine island (Society archipelago, French Polynesia) : an unusual intraoceanic shield volcano. *Bulletin de la Société Géologique de France*, *174*(2), 151-124.
- Lyon, G., & Giggenbach, W. (1974). Actividad geotérmica en Victoria Land, Antártida. *New Zealand Journal of Geology and Geophysics*, *17*, 511-521.
- Mamani, M., Wörner, G., & Sempere, T. (2010). Geochemical variations in igneous rocks of the Central Andean oroclinal (13°S to 18°S): Tracing crustal thickening and magma generation through time and space. *GSA Bulletin*, *122*, 162-182.
- Manville, V., Segschneider, B., & White, J. (2002). Hydrodynamic behaviour of Taupo 1800a pumice: implications for the sedimentology of remobilized pyroclasts. *Sedimentology*, *49*, 955-976.
- Manville, V., White, J., Houghton, B., & Wilson, C. (1998). The saturation behaviour of pumice and some sedimentological implications. *Sedimentary Geology*, *119*, 5-16.
- Marín, V., & Delgado, L. (2007). Lagrangian observations of surface coastal flows North of 30°S in the Humboldt Current system. *Continental Shelf Research*, *27*, 731-743.
- Marshall, L., Swisher III, C., Lavenu, A., Hoffstetter, R., & Curtis, G. (1992). Geochronology of the mammal-bearing late Cenozoic on the northern Altiplano, Bolivia. *Journal of South American Earth Sciences*, *5*, 1-19.
- Martinez, E., Maamaatuaiahutapu, K., & Taillandier, V. (2009). Floating marine debris surface drift: Convergence and accumulation toward the South Pacific subtropical gyre. *Marine Pollution Bulletin*, *58*, 1347-1355.

- Maury, R. C., El Azzouzi, M., Bellon, H., Liotard, J., Guille, G., Barszczus, H. G., . . . Brousse, R. (1994). Géologie et pétrologie de l'île de Tubuai (Australes, Polynésie française). *C.R. Acad. Sci. Paris*, 318, 1341-1347.
- Maury, R., Guille, G., Guillou, H., Chauvel, C., Rossi, P., Pallares, C., & Legendre, C. (2013). Temporal evolution of a Polynesian hotspot: New evidence from Raivavae (Austral islands, South Pacific ocean). *Bull. Soc. Géol. France*, 557-567.
- Mawson, D. (1950). Basaltic lavas of the Balleny Islands. *Transactions of the Royal Society of Australia*, 73(25), 223-231.
- Maximenko, N., Hafner, J., & Niiler, P. (2012). Pathways of marine debris derived from trajectories of Lagrangian drifters. *Marine Pollution Bulletin*, 65, 51-62.
- Morales, A. (1987). *Geología de las islas Robinson Crusoe y Santa Clara, Archipiélago Juan Fernandez, V Región, Chile*. Memoria para optar al título de Geólogo, Universidad del Norte, Departamento de Geociencias, Antofagasta.
- Mueller, S., Scheu, B., Kueppers, U., Spieler, O., Richard, D., & Dingwell, D. (2011). The porosity of pyroclasts as an indicator of volcanic explosivity. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 203, 168-174.
- Muncy, H. (1979). *Geologic history and petrogenesis of alkaline volcanic rocks, Mount Morning, Antarctica*. Columbus: M.S. thesis, Ohio State University.
- Muñoz, J., & Stern, C. (1985). El complejo volcánico Pino Hachado en el sector nor-occidental de la Patagonia (38-39°S): Volcanismo Plio-Cuaternario tras-arco en Sudamerica. *Actas, IV Congreso Geológico Chileno*, 3, 380-412.
- Muñoz, J., & Stern, C. (1988). The Quaternary volcanic belt of the southern continental margin of South America: Transverse structural and petrochemical variations across the segment between 38°S and 39°S. *Journal of South American Earth Sciences*, 1(2), 147-161.
- Nemeth, K., Risso, C., Nullo, F., Smith, I., & Pécskay, Z. (2012). Facies architecture of an isolated long-lived, nested polygenetic silicic tuff ring erupted in a braided river system: The Los Loros volcano, Mendoza, Argentina. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 239-240, 33-48.
- Nesbitt, H., & Young, G. (1982). Early Proterozoic climates and plate motions inferred from major element chemistry of lutites. *Nature*, 299, 715-717.
- Nougier, J., Pawlowski, D., & Cantagrel, J. (1983). Chrono-spatial evolution of the volcanic activity in southeastern Kerguelen (T.A.A.F.). En R. Oliver, P. James, & J. Jago, *Antarctic earth science: Canberra* (págs. 640-645). Australian Academy of Science.
- Pagano, D., Galliski, M., Márquez-Zavalía, M., & Colombo, F. (2016). Petrology and mineralogy of the La Peña igneous complex, Mendoza, Argentina: An alkaline occurrence in the Miocene magmatism of the Southern Central Andes. *Journal of South American Earth Sciences*, 67, 158-179.
- Perfit, M., & Davidson, J. (2000). Plate Tectonics and Volcanism. In H. Sigurdsson, B. Houghton, S. McNutt, H. Rymer, & J. Stix, *Encyclopedia of Volcanoes* (pp. 89-114). San Diego: Academic Press.
- Pond, S., & Pickard, G. L. (1983). *Introductory Dynamical Oceanography*. Pergamon Press. Second edition.

- Reed, S. (2005). *Electron Microprobe Analysis and Scanning Electron Microscopy in Geology*. Cambridge: Cambridge University Press.
- Reyes, J. (2012). *Evolución magmática de la isla Robinson Crusoe, dorsal de Juan Fernández, Chile*. Memoria para optar al título de Geólogo, Universidad de Chile, Facultad de Ciencias Físicas y Matemáticas.
- Reyes, J., Lara, L., & Morata, D. (2017). Contrasting PT paths of shield and rejuvenated volcanism at Robinson Crusoe Island, Juan Fernández Ridge, SE Pacific. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*.
- Richards, A. (1958). Transpacific distribution of floating pumice from Isla San Benedicto, Mexico. *Deep Sea Research*, 5, 29-35.
- Ridgway, K., & Godfrey, J. (1994). Mass and heat budgets in the East Australian Current: A direct approach. *Journal of Geophysical Research: Oceans (1978-2012)*, 99, 3231-3248.
- Risso, C., Scasso, R., & Aparicio, A. (2002). Presence of large pumice blocks on Tierra del Fuego and South Shetland Islands shorelines, from 1962 South Sandwich Islands eruption. *Marine Geology*, 186, 413-422.
- Rollinson, H. (1993). *Using Geochemical Data: Evaluation, Presentation, Interpretation*. New York: Longman Scientific & Technical.
- Schultz, F., Lehmann, B., Tawackoli, S., Rössling, R., Belyatsky, B., & Dulski, P. (2004). Carbonatite diversity in the Central Andes: the Ayopaya alkaline province, Bolivia. *Contrib Mineral Petrol*, 148, 391-408.
- Shuterland, F. (1965). Dispersal of pumice, supposedly from the 1962 South Sandwich Islands eruption, on southern Australian shores. *Nature*, 207(5004), 1332-1335.
- Smellie, J. (1990). Graham Land and South Shetland Islands. En W. E. Le Masurier, & J. W. Thomson, *Volcanoes of the Antarctic Plate and Southern Oceans* (págs. 303-355). Antarctic Research Series.
- Stamma, L., Peterson, R., & Tomczak, M. (1995). The South Pacific current. *Journal of Physical Oceanography*, 77, 91.
- Stern, C. (2004). Active Andean volcanism: its geologic and tectonic setting. *Revista Geológica de Chile*, 31(2), 161-206.
- Streckeisen, A. (1979). Classification and nomenclature of volcanic rocks, lamprophyres, carbonatites, and melilitic rocks: Recommendations and suggestions of the IUGS Subcommittee on the Systematics of Igneous Rocks. *Geology*, 7(7), 331-335.
- Suárez, M., & Emparan, C. (1997). Hoja Curacautín, Regiones de la Araucanía y del Biobío. *Servicio Nacional de Geología y Minería. Carta Geológica de Chile, No. 71*, 105 p. mapa 1:250.000 (realizado por C. Emparan, M. Suárez y J. Muñoz).
- Sverdrup, K., Duxbury, A., & Duxbury, A. (2005). *An Introduction to The World's Oceans*. McGraw-Hill. Eighth Edition.
- Tarback, E., & Lutgens, F. (2005). *Ciencias de la Tierra* (Octava ed.). Madrid: Pearson Prentice Hall.
- Taylor, S., & McLennan, S. (1985). *The Continental Crust: Its Composition and Evolution*. Oxford: Blackwell Scientific.

- Thiel, M., Bravo, M., Hinojosa, I., Luna, G., Miranda, L., Núñez, P., . . . Vásquez, N. (2011). Anthropogenic litter in the SE Pacific: an overview of the problem and possible solutions. *Revista da Gestão Costeira Integrada*, 11(1), 115-134.
- Thompson, G., & Malpas, J. (1998). Volcanic geology of Rarotonga, southern Pacific Ocean. *New Zealand Journal of Geology and Geophysics*, 41, 95-104.
- Tunstall, C., & Folguera, A. (2005). Control estructural en el desarrollo de una concentración anómala de calderas en los Andes de Neuquén: Complejo Volcánico Pino Hachado (38°30' S y 71°O). *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 60, 731-741.
- Venzke, E. (2013). *Global Volcanism Program*. Retrieved from Smithsonian Institution: <https://dx.doi.org/10.5479/si.GVP.VOTW4-2013>
- Verwoerd, W., Chevallier, L., & Thomson, J. (1990). Ocean Islands on the Antarctic Plate. En W. Le Masurier, & J. Thomson, *Volcanoes of the Antarctic Plate and Southern Oceans* (págs. 397-457). Antarctic Research Series.
- Waterhouse, B. C. (1965). Western Ross Sea Balleny Island expedition: January-March 1965.
- Weis, D., Frey, F., Leyrit, H., & Gautier, I. (1993). Kerguelen Archipelago revisited: geochemical and isotopic study of the Southeast Province lavas. *Earth and Planetary Science Letters*, 118, 101-119.
- Whitham, A., & Sparks, R. (1986). Pumice. *Bulletin of Volcanology*, 48, 209-223.
- Wilson, J., & García, W. (1962). Geología de los cuadrángulos de Pachía y Palca. *Comisión Carta Geológica Nacional, Boletín 4*, 82. Lima: escala 1:100.000.
- Winchester, J., & Floyd, P. (1977). Geochemical discrimination of different magma series and their differentiation products using immobile elements. *Chemical Geology*, 325-343.
- Wood, B. (1967). Geology of the Cook Islands. *New Zealand Journal of Geology and Geophysics*, 10(6), 1429-1445.
- Wörner, G., Hammerschmidt, K., Henjes-Kunst, F., Lezaun, J., & Wilke, H. (2000). Geochronology (Ar/Ar, K-Ar and He-exposure ages of Cenozoic magmatic rocks from Northern Chile (18-22°S): implications for magmatism and tectonic evolution of the central Andes. *Revista Geológica de Chile*, 205-240.
- Wörner, G., Harmon, R., Davidson, J., Moorbath, S., Turner, D., McMillan, N., . . . Moreno, H. (1988). The Nevados de Payachata volcanic region (18°S/69°W, N. Chile). *Bulletin of volcanology*, 50, 287-303.
- Wright-Grassham, A. (1987). *Volcanic geology, mineralogy and petrogenesis of the Discovery volcanic subprovince, southern Victoria Land, Antarctica*. Socorro: Ph.D. dissertation, New Mexico, Institute of Mining and Technology.
- Zappettini, E., Villar, L., Hernández, L., & Santos, J. (2013). Geochemical and isotopic constraints on the petrogenesis of the Puesto La Peña undersaturated potassic complex, Mendoza province, Argentina: Geodynamic implications. *Lithos*, 162-163, 301-316.

9. ANEXOS

ANEXO A: Geoquímica de la muestra LL140612-1 de pómez mediante la utilización de ICP-OES y ICP-MS.

Tabla 9.1: Análisis geoquímico de la muestra LL140612-1 de pómez.

Method	Analyte	Unit	MDL	LL140612-1
WGHT	Wgt	kg	0.01	0.02
4A-4B	SiO ₂	%	0.01	54.77
4A-4B	Al ₂ O ₃	%	0.01	20.14
4A-4B	Fe ₂ O ₃	%	0.04	5.08
4A-4B	MgO	%	0.01	0.53
4A-4B	CaO	%	0.01	1.43
4A-4B	Na ₂ O	%	0.01	11.08
4A-4B	K ₂ O	%	0.01	5.73
4A-4B	TiO ₂	%	0.01	0.46
4A-4B	P ₂ O ₅	%	0.01	0.09
4A-4B	MnO	%	0.01	0.15
4A-4B	Cr ₂ O ₃	%	0.002	0.003
4A-4B	Ni	ppm	20	<20
4A-4B	Sc	ppm	1	1
4A-4B	LOI	%	-5.1	0.1
4A-4B	Sum	%	0.01	99.56
4A-4B	Ba	ppm	1	46
4A-4B	Be	ppm	1	24
4A-4B	Co	ppm	0.2	5.2
4A-4B	Cs	ppm	0.1	4.4
4A-4B	Ga	ppm	0.5	47.3
4A-4B	Hf	ppm	0.1	38.8
4A-4B	Nb	ppm	0.1	251.8
4A-4B	Rb	ppm	0.1	217.8
4A-4B	Sn	ppm	1	8
4A-4B	Sr	ppm	0.5	124.8
4A-4B	Ta	ppm	0.1	13.0
4A-4B	Th	ppm	0.2	55.1
4A-4B	U	ppm	0.1	15.5
4A-4B	V	ppm	8	30
4A-4B	W	ppm	0.5	9.2
4A-4B	Zr	ppm	0.1	2200.5
4A-4B	Y	ppm	0.1	30.6
4A-4B	La	ppm	0.1	126.7
4A-4B	Ce	ppm	0.1	190.9

4A-4B	Pr	ppm	0.02	15.20
4A-4B	Nd	ppm	0.3	43.4
4A-4B	Sm	ppm	0.05	5.94
4A-4B	Eu	ppm	0.02	1.01
4A-4B	Gd	ppm	0.05	5.82
4A-4B	Tb	ppm	0.01	0.84
4A-4B	Dy	ppm	0.05	5.06
4A-4B	Ho	ppm	0.02	1.01
4A-4B	Er	ppm	0.03	2.91
4A-4B	Tm	ppm	0.01	0.55
4A-4B	Yb	ppm	0.05	3.33
4A-4B	Lu	ppm	0.01	0.54
2A Leco	TOT/C	%	0.02	0.08
2A Leco	TOT/S	%	0.02	0.02
1DX	Mo	ppm	0.1	20.6
1DX	Cu	ppm	0.1	16.3
1DX	Pb	ppm	0.1	35.3
1DX	Zn	ppm	1	177
1DX	Ni	ppm	0.1	9.9
1DX	As	ppm	0.5	6.9
1DX	Cd	ppm	0.1	0.3
1DX	Sb	ppm	0.1	<0.1
1DX	Bi	ppm	0.1	<0.1
1DX	Ag	ppm	0.1	<0.1
1DX	Au	ppb	0.5	2.5
1DX	Hg	ppm	0.01	<0.01
1DX	Tl	ppm	0.1	0.4
1DX	Se	ppm	0.5	<0.5

Tabla 9.2: Elementos mayores de la muestra LL140612-1, con sus pesos moleculares y la proporción molecular.

	% wt	Peso molecular (g/mol)	Proporción molecular
SiO ₂	55,066	60,08	0,916474
Al ₂ O ₃	20,249	101,96	0,198592
Fe ₂ O ₃	5,107	159,69	0,031984
MgO	0,533	40,30	0,013221
CaO	1,438	56,08	0,025638
Na ₂ O	11,140	61,98	0,179736
K ₂ O	5,761	94,20	0,061159
TiO ₂	0,462	79,87	0,005791
P ₂ O ₅	0,090	141,94	0,000637
MnO	0,151	70,94	0,002126
Cr ₂ O ₃	0,003	151,99	0,000019

ANEXO B: Geoquímica de la muestra LL140612-1 de pómez mediante la utilización de SEM

Tabla 9.3: Composición química de la matriz de la partícula 2.

Element	Weight %	Weight % sigma	Atomic %	Compound%	Formula	Number of ions
Totals	100					
O	45,99	0,11	61,18			7,94
Si	28,42	0,09	21,54	60,8	SiO ₂	2,8
Al	10,64	0,06	8,4	20,11	Al ₂ O ₃	1,09
K	4,92	0,05	2,68	5,93	K ₂ O	0,35
Fe	4,1	0,09	1,56	5,28	FeO	0,2
Na	3,73	0,04	3,46	5,03	Na ₂ O	0,45
Ca	1,05	0,04	0,56	1,47	CaO	0,07
Cl	0,77	0,03	0,47	0		0,06
Ti	0,36	0,04	0,16	0,59	TiO ₂	0,02

Tabla 9.4 Composición química del espectro de un mineral de augita.

Element	Weight%	Weight% sigma	Atomic%	Compound%	Formula	Number of ions
O	41,97	0,1	60,02			8
Si	24,11	0,07	19,64	51,57	SiO ₂	2,62
Ca	14,5	0,06	8,27	20,28	CaO	1,1
Fe	10,58	0,1	4,33	13,61	FeO	0,58
Mg	5,03	0,04	4,74	8,34	MgO	0,63
Al	1,47	0,03	1,25	2,78	Al ₂ O ₃	0,17
Na	1,26	0,03	1,26	1,7	Na ₂ O	0,17
Ti	0,84	0,04	0,4	1,4	TiO ₂	0,05
Mn	0,23	0,03	0,1	0,3	MnO	0,01

Tabla 9.5: Composición química del espectro de un mineral de titanita.

Element	Weight %	Weight % sigma	Atomic %	Compound %	Formula	Number of ions
O	41,18	0,1	62,5			8
Ti	21,42	0,09	10,86	35,73	TiO ₂	1,39
Ca	20,1	0,07	12,18	28,12	CaO	1,56
Si	14,97	0,06	12,94	32,03	SiO ₂	1,66
Fe	1,02	0,06	0,44	1,31	FeO	0,06
P	0,84	0,03	0,66	1,93	P ₂ O ₅	0,08
Al	0,47	0,02	0,42	0,88	Al ₂ O ₃	0,05

Tabla 9.6: Composición química del espectro de un mineral de hornblenda

Element	Weight%	Weight% sigma	Atomic%	Compound%	Formula	Number of ions
O	43,53	0,09	60,1			8
Si	24,24	0,07	19,07	51,86	SiO ₂	2,54
Ca	15,38	0,06	8,48	21,52	CaO	1,13
Mg	9,09	0,05	8,26	15,06	MgO	1,1
Fe	4,35	0,08	1,72	5,59	FeO	0,23
Al	1,7	0,03	1,39	3,22	Al ₂ O ₃	0,19
Ti	1,34	0,04	0,62	2,24	TiO ₂	0,08
Na	0,37	0,03	0,36	0,5	Na ₂ O	0,05

Tabla 9.7: Composición química del espectro de un mineral de ilmenita

Element	Weight%	Weight% sigma	Atomic%	Compound%	Formula	Number of ions
Fe	35,65	0,13	19,19	45,87	FeO	2,58
O	31,7	0,11	59,56			8
Ti	30,45	0,1	19,11	50,8	TiO ₂	2,57
Mg	1,37	0,03	1,7	2,27	MgO	0,23
Mn	0,82	0,03	0,45	1,06	MnO	0,06

Tabla 9.8: Composición química del espectro de un mineral de actinolita

Element	Weight%	Weight% sigma	Atomic%	Compound%	Formula	Number of ions
O	42,92	0,09	60,08			8
Si	24,79	0,07	19,76	53,02	SiO ₂	2,63
Ca	15,17	0,06	8,48	21,22	CaO	1,13
Mg	7,22	0,04	6,65	11,97	MgO	0,89
Fe	7,1	0,09	2,85	9,13	FeO	0,38
Al	1,15	0,03	0,96	2,17	Al ₂ O ₃	0,13
Na	0,89	0,03	0,87	1,21	Na ₂ O	0,12
Ti	0,76	0,03	0,35	1,26	TiO ₂	0,05

Tabla 9.9: Composición química del espectro de un mineral de fluorapatito

Element	Weight%	Weight% sigma	Atomic%	Compound%	Formula	Number of ions
O	40,15	0,12	58,1			7,29
Ca	31,5	0,1	18,19	44,07	CaO	2,28
P	16,89	0,07	12,62	38,69	P ₂ O ₅	1,58
F	4,5	0,2	5,49	0		0,69
Si	3,52	0,03	2,9	7,53	SiO ₂	0,36
Al	1,39	0,02	1,2	2,64	Al ₂ O ₃	0,15
Na	0,8	0,03	0,81	1,08	Na ₂ O	0,1
K	0,67	0,02	0,4	0,81	K ₂ O	0,05
Fe	0,36	0,05	0,15	0,46	FeO	0,02
Cl	0,22	0,02	0,14	0		0,02

Tabla 9.10: Composiciones geoquímicas de la matriz para distintas partículas en distintos puntos

Partícula	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Na ₂ O	K ₂ O	K ₂ O+Na ₂ O	CaO	TiO ₂	FeO	MgO
1	61,52	20,74	5,91	4,84	10,75	1,3	0,48	4,15	0,35
	61,6	20,89	6,04	4,92	10,96	1,3	0,47	4,03	
2	60,8	20,11	5,93	5,28	11,21	1,47	0,59	5,03	
3	61,42	20,12	5,38	5,23	10,61	1,52	0,58	4,96	
4	61,95	20,57	5,57	4,8	10,37	1,31	0,53	4,3	0,29
5	61,13	20,62	6,78	4,99	11,77	1,27	0,56	3,91	
6	61,14	20,69	6,64	4,95	11,59	1,29	0,52	4,1	
	60,67	20,58	7,08	5,18	12,26	1,41	0,42	3,93	
7	59,78	20,58	8,08	5,58	13,66	1,23	0,41	3,68	
	61,45	20,47	6,37	5,02	11,39	1,35	0,51	4,07	
8	61,36	20,53	6,43	4,91	11,34	1,28	0,47	4,05	0,3
	61,15	20,39	6,21	5,03	11,24	1,25	0,58	4,39	0,31
9	61,21	20,29	6,17	5,12	11,29	1,32	0,46	4,67	
	60,44	19,76	5,85	5,94	11,79	1,47	0,56	5,16	
	60,8	20,08	6,1	5,45	11,55	1,41	0,47	4,94	

ANEXO C: Cálculo de la norma CIPW a partir de geoquímica de la muestra LL140612-1 de pómez.

Tabla 9.11: Análisis de elementos principales de la muestra encontrada, que muestra el recálculo del porcentaje en masa de cada óxido (que es g por 100 g de roca) a moles de cada óxido por 100 g.

	Rock Analysis		Mol. Wts	Mol/100gr rock
SiO₂	54,77	%	60,08	0,9165
TiO₂	0,46	%	79,90	0,0058
Al₂O₃	20,14	%	101,96	0,1986
Fe₂O₃	5,08	%	159,69	0,032
FeO		%	71,85	
MnO	0,15	%	70,94	0,0021
MgO	0,53	%	40,30	0,0131
CaO	1,43	%	56,08	0,0257
Na₂O	11,08	%	61,98	0,1797
K₂O	5,73	%	94,20	0,0611
P₂O₅	0,09	%	141,94	0,0006
CO₂		%	44,01	
SO₃		%	80,06	
S		%	32,06	
F		%	19,00	
Cl		%	35,45	
Sr	125	ppm	103,62	0,0001
Ba	46	ppm	153,33	0,00007
Ni	10	ppm	74,70	
Cr		ppm	151,99	
Zr	2201	ppm	123,22	0,0024

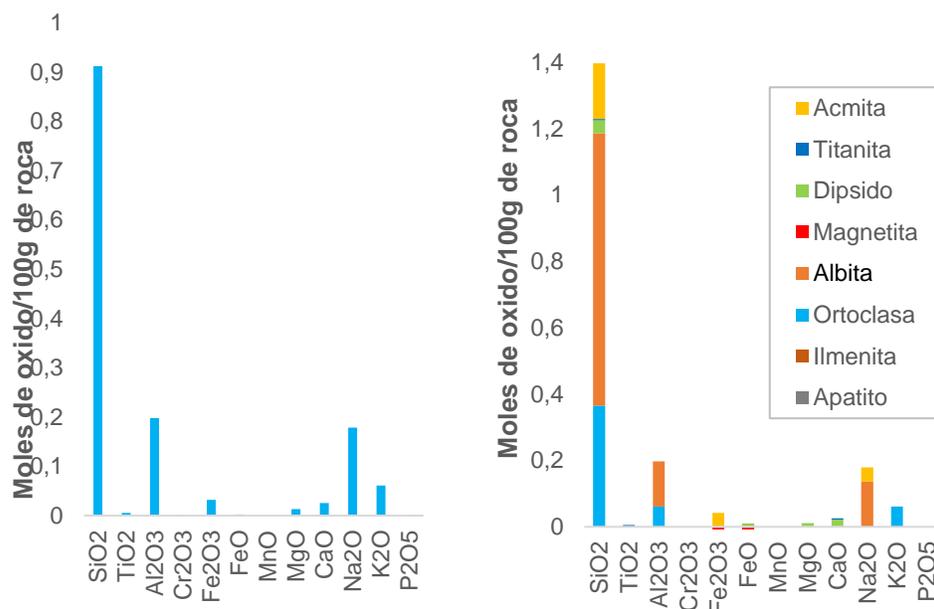


Figura 9.1: Gráficos que representa los moles de cada óxido por 100 g de muestra. El gráfico b) muestra cómo se divide cada óxido entre los diversos minerales normativos.

Tabla 9.12: Cálculo de la norma CIPW

		MW Minerlas	Weight Norm	Mineral Density	Vol.Prop. of Minerals	Volume Norm	Cont. to Density
Quartz	SiO ₂	60,0843		2,65			
Zircon	ZrO ₂ .SiO ₂	183,303	0,44629	4,56	0,0978699	0,26527	0,0121
K₂SiO₃	K ₂ O.SiO ₂	154,28		2,50			
Anorthite	CaO.Al ₂ O ₃ .2SiO ₂	278,209		2,76			
Na₂SiO₃	Na ₂ O.SiO ₂	122,063	1,25528	2,40	0,5230336	1,41764	0,034
Acmite	Na ₂ O.Fe ₂ O ₃ .4SiO ₂	462,008	14,7838	3,60	4,1066196	11,1307	0,4007
Diopside	CaO.(FeO+MnO+MgO).2SiO ₂	216,552	2,84765	3,22	0,8843629	2,39699	0,0772
Sphene	TiO ₂ .CaO.SiO ₂	196,063		3,50			
Hypersthene	FeO.MgO.SiO ₂	100,389		3,21			
Albite	Na ₂ O.Al ₂ O ₃ .6SiO ₂	524,446	12,8957	2,62	4,9220211	13,3407	0,3495
Orthoclase	K ₂ O.Al ₂ O ₃ .6SiO ₂	556,663	34,0394	2,56	13,296658	36,0395	0,9226
Wollastonite	CaO.SiO ₂	116,164	0,80544	2,86	0,2816215	0,76331	0,0218
Olivine	2(FeO+MnO+MgO).SiO ₂	140,693		3,22			
Perovskite	CaO.TiO ₂	135,978	0,49533	4,00	0,1238334	0,33564	0,0134
Nepheline	Na ₂ O.Al ₂ O ₃ .2SiO ₂	284,109	32,0664	2,56	12,525924	33,9505	0,8691
Leucite	K ₂ O.Al ₂ O ₃ .4SiO ₂	436,495		2,49			
Larnite	2CaO.SiO ₂	172,243		3,27			
Kalsilite	K ₂ O.Al ₂ O ₃ .2SiO ₂	316,326		6,20			
Apatite	CaO.P ₂ O ₅	493,314	0,20852	3,20	0,0651637	0,17662	0,0057
Chromite	FeO.Cr	223,837		5,09			
Ilmenite	FeO.TiO ₂	151,745	0,32087	4,75	0,0675519	0,18309	0,0087
Calcite	CaO.CO ₂	100,089		2,71			
Na₂CO₃	Na ₂ O.CO ₂	105,989		2,53			
Corundum	Al ₂ O ₃	101,961		3,98			
Rutile	TiO ₂	79,8988		4,20			
Magnetite	FeO.Fe ₂ O ₃	231,539		5,20			
Hematite	Fe ₂ O ₃	159,692		5,25			
Total			100,16		36,894659	100,00	2,71

ANEXO D: Resultados de análisis de componentes principales de muestras de rocas provenientes de las posibles fuentes de proveniencia, obtenidos mediante el cálculo de datos de elementos mayores.

Tabla 9.13: Variabilidad asociada a cada uno de los componentes principales

	% Variabilidad	% Acumulado
PC1	22	22
PC2	14,09	36,09
PC3	12,36	48,45
PC4	6,38	54,83
PC5	5,428	60,26
PC6	5	65,26

Tabla 9.14: Correlacion de componentes principales con los elementos mayores. Se resalta en verde los valores mayores a 0,5 y en rojo valores menores a -0,5.

Scaled Coordinates	PC1	PC2	PC3	PC4	PC5	PC6
SiO2	0,8379	0,4442	0,01318	0,05573	0,08844	-3,93E-14
TiO2	0,723	-0,5187	0,1951	0,02043	0,1294	-4,57E-15
Al2O3	0,8408	0,46	0,01408	0,03827	0,07436	-5,33E-14
Fe2O3	0,3682	-0,09598	0,04113	-0,13	-0,7211	-5,12E-14
FeO	0,488	-0,2202	-0,05896	-0,1399	-0,5756	1,07E-13
MnO	0,5324	0,1415	-0,106	0,02687	0,02963	3,73E-13
MgO	0,5661	-0,6012	0,176	0,02743	0,1692	-1,72E-13
CaO	0,7566	-0,5291	0,1883	0,03699	0,188	-8,70E-14
Na2O	0,5711	0,7181	-0,05705	0,02873	0,009847	-7,56E-14
K2O	0,3239	0,8363	-0,1201	0,02686	-0,01916	-7,05E-15
P2O5	0,6477	-0,273	0,1736	-0,009649	0,07876	8,50E-14
P ppm	0,06004	-0,002626	-0,4307	0,0913	0,1027	2,21E-14
C ppm	0,1349	-0,2154	-0,8755	0,01869	0,03485	-9,34E-14
S ppm	0,0413	0,02853	-0,02736	-0,439	0,01377	-9,85E-13
Ti ppm	0,05681	-0,03662	-0,01382	-0,5081	-0,1438	1,00E-12
Al ppm	0,1446	-0,1556	-0,7374	0,04324	-0,03451	1,85E-13
Mn ppm	0,02433	0,08224	-0,1475	-0,4727	0,1983	-1,35E-13
Mg ppm	0,1352	-0,2256	-0,8838	0,05856	0,02152	-1,14E-13
Ca ppm	-8,66E-15	1,23E-15	3,86E-15	-2,32E-14	2,72E-13	1
K ppm	0,02431	0,04283	-0,05436	-0,736	0,2434	-6,60E-14

ANEXO E: Erupciones volcánicas del hemisferio sur en el siglo XXI

Tabla 9.15: Erupciones volcánicas del hemisferio sur en el siglo XXI

Volcano Name	Country	Primary Volcano Type	Last Known Eruption	Latitude	Longitude	Elevation (m)	Dominant Rock Type	Tectonic Setting
Kaba	Indonesia	Stratovolcano	2000 CE	-3,522	102,615	1940	Andesite / Basaltic Andesite	Subduction zone / Continental crust (>25 km)
Batur	Indonesia	Caldera	2000 CE	-8,242	115,375	1717	Andesite / Basaltic Andesite	Subduction zone / Continental crust (>25 km)
Inielika	Indonesia	Complex	2001 CE	-8,73	120,98	1559	Andesite / Basaltic Andesite	Subduction zone / Crustal thickness unknown
Unnamed	Tonga	Submarine	2001 CE	-18,325	-174,365	-40	Dacite	Subduction zone / Oceanic crust (< 15 km)
Guagua Pichincha	Ecuador	Stratovolcano	2002 CE	-0,171	-78,598	4784	Andesite / Basaltic Andesite	Subduction zone / Continental crust (>25 km)
Papandayan	Indonesia	Stratovolcano(es)	2002 CE	-7,32	107,73	2665	Andesite / Basaltic Andesite	Subduction zone / Continental crust (>25 km)
Unnamed	Undersea Features	Submarine	2002 CE	-32,958	-5,22	-1200	No Data (checked)	Intraplate / Oceanic crust (< 15 km)
Leroboleng	Indonesia	Complex	2003 CE	-8,365	122,833	1095	Andesite / Basaltic Andesite	Subduction zone / Crustal thickness unknown
Lewotobi	Indonesia	Stratovolcano(es)	2003 CE	-8,542	122,775	1703	Andesite / Basaltic Andesite	Subduction zone / Crustal thickness unknown
Vailulu'u	United States	Submarine	2003 CE	-14,215	-169,058	-592	Basalt / Picro-Basalt	Subduction zone / Oceanic crust (< 15 km)
Epi	Vanuatu	Stratovolcano(es)	2004 CE	-16,68	168,37	833	Basalt / Picro-Basalt	Subduction zone / Intermediate crust (15-25 km)
Nightingale Island	United Kingdom	Stratovolcano	2004 CE	-37,42	-12,48	365	Trachyte / Trachydacite	Rift zone / Oceanic crust (< 15 km)
Marion Island	South Africa	Shield(s)	2004 CE	-46,9	37,75	1230	Basalt / Picro-Basalt	Rift zone / Oceanic crust (< 15 km)
Negra, Sierra	Ecuador	Shield	2005 CE	-0,83	-91,17	1124	Basalt / Picro-Basalt	Rift zone / Oceanic crust (< 15 km)
McDonald Islands	Australia	Complex	2005 CE	-53,03	72,6	230	Phonolite	Intraplate / Oceanic crust (< 15 km)
Home Reef	Tonga	Submarine	2006 CE	-18,992	-174,775	-10	Dacite	Subduction zone / Oceanic crust (< 15 km)
Raoul Island	New Zealand	Stratovolcano	2006 CE	-29,27	-177,92	516	Andesite / Basaltic Andesite	Subduction zone / Oceanic crust (< 15 km)
Talang	Indonesia	Stratovolcano	2007 CE	-0,979	100,681	2575	Andesite / Basaltic Andesite	Subduction zone / Continental crust (>25 km)
Ritter Island	Papua New Guinea	Stratovolcano	2007 CE	-5,519	148,115	75	Basalt / Picro-Basalt	Subduction zone / Continental crust (>25 km)
Kavachi	Solomon Islands	Submarine	2007 CE	-8,991	157,979	-20	Andesite / Basaltic Andesite	Subduction zone / Crustal thickness unknown
Karthala	Comoros	Shield	2007 CE	-11,75	43,38	2361	Basalt / Picro-Basalt	Intraplate / Oceanic crust (< 15 km)
Ruapehu	New Zealand	Stratovolcano	2007 CE	-39,28	175,57	2797	Andesite / Basaltic Andesite	Subduction zone / Continental crust (>25 km)
Montagu Island	United Kingdom	Shield	2007 CE	-58,445	-26,374	1370	Basalt / Picro-Basalt	Subduction zone / Oceanic crust (< 15 km)
Azul, Cerro	Ecuador	Shield	2008 CE	-0,92	-91,408	1640	Basalt / Picro-Basalt	Rift zone / Oceanic crust (< 15 km)
Krummel-Garbuna-Welcker	Papua New Guinea	Stratovolcano(es)	2008 CE	-5,416	150,027	564	Andesite / Basaltic Andesite	Subduction zone / Continental crust (>25 km)
Egon	Indonesia	Stratovolcano	2008 CE	-8,676	122,455	1661	Andesite / Basaltic Andesite	Subduction zone / Crustal thickness unknown
Tafu-Maka	Tonga	Submarine	2008 CE	-15,37	-174,23	-1400	Basalt / Picro-Basalt	Rift zone / Oceanic crust (< 15 km)

Rumble III	New Zealand	Submarine	2008 CE	-35,745	178,478	-220	Andesite / Basaltic Andesite	Subduction zone / Oceanic crust (< 15 km)
West Mata	Tonga	Submarine	2009 CE	-15,1	-173,75	-1174	Andesite / Basaltic Andesite	Subduction zone / Oceanic crust (< 15 km)
Llaima	Chile	Stratovolcano	2009 CE	-38,692	-71,729	3125	Basalt / Picro-Basalt	Subduction zone / Continental crust (>25 km)
Gaua	Vanuatu	Stratovolcano	2011 CE	-14,27	167,5	797	Andesite / Basaltic Andesite	Subduction zone / Intermediate crust (15-25 km)
Planchon-Peteroa	Chile	Stratovolcano(es)	2011 CE	-35,223	-70,568	3977	Andesite / Basaltic Andesite	Subduction zone / Continental crust (>25 km)
Chaiten	Chile	Caldera	2011 CE	-42,833	-72,646	1122	Rhyolite	Subduction zone / Continental crust (>25 km)
Hudson, Cerro	Chile	Stratovolcano	2011 CE	-45,9	-72,97	1905	Basalt / Picro-Basalt	Subduction zone / Continental crust (>25 km)
Erebus	Antarctica	Stratovolcano	2017 CE	-77,53	167,17	3794	Phonolite	Intraplate / Continental crust (>25 km)