



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

GEOQUÍMICA, DESARROLLO Y CRONOLOGÍA DE LOS
CENTROS ERUPTIVOS MENORES DE CAYUTUÉ SITUADOS
SOBRE LA TRAZA DE LA FALLA LIQUIÑE-OFQUI, ENTRE
S41°10' Y S41°20', X REGIÓN DE LOS LAGOS

MEMORIA PARA OPTAR AL TÍTULO DE GEÓLOGO

RODRIGO ANDRÉS MENA ACEVEDO

PROFESOR GUÍA:
LUIS ENRIQUE LARA PULGAR

MIEMBROS DE LA COMISIÓN:
LUCY E. MCGEE
MIGUEL ÁNGEL PARADA REYES

SANTIAGO DE CHILE
AÑO 2015

**RESUMEN DE LA MEMORIA PARA OPTAR AL
TÍTULO DE:** Geólogo
POR: Rodrigo Andrés Mena Acevedo
FECHA: 03/06/2015
PROFESOR GUÍA: Luis Enrique Lara Pulgar

**GEOQUÍMICA, DESARROLLO Y CRONOLOGÍA DE LOS CENTROS ERUPTIVOS
MENORES DE CAYUTUÉ SITUADOS SOBRE LA TRAZA DE LA FALLA LIQUIÑE-
OFQUI, ENTRE S41°10' Y S41°20', X REGIÓN DE LOS LAGOS**

Los centros eruptivos menores holocenos del sector de Cayutué (Centro Eruptivo Pichilaguna, Centro Eruptivo Cayutué y Centro Eruptivo Cabeza de Vaca) están ubicados entre el brazo sur del Lago Todos los Santos y la bahía de Ralún (41°10-20'S, 72°16'O). Sus productos son de composición basáltica a andesítico-basáltica y de afinidad calco-alcalina, exhibiendo significativas diferencias en términos de elementos mayores y traza, a pesar de su acotada distribución espacial. Lo anterior es expuesto, en el presente trabajo, gracias a un muestreo de alta resolución nunca antes realizado en el área.

El análisis geoquímico, en roca total, de elementos mayores y traza, revela que la variabilidad geoquímica, a escala de estos centros eruptivos, se podría explicar por magmas generados desde una fuente variablemente metasomatizada, donde un mayor input de fluidos, aportados por la deshidratación del slab subductado, causaría mayores grados de fusión parcial y centros de mayor volumen en superficie. La fusión comenzaría en el manto, dentro del campo de estabilidad de la espinela (<80 km), donde una lherzolita, con un bajo contenido de anfíbola (1%), generaría distintos magmas debido a diferentes grados de fusión parcial (3,8-5,9%). Después de la generación de los fundidos, pequeños tiempos de residencia se producirían en la parte baja de la corteza, donde solo el olivino presentaría fraccionamiento. El ascenso posterior en la corteza sería más rápido y estaría asociado a la Zona de Falla Liquiñe-Ofqui, la cual causaría un mínimo efecto en la asimilación cortical y la cristalización fraccionada de minerales de más baja temperatura. Dicho ascenso ocurriría mediante diques, los cuales permiten que los fundidos, provenientes de distintos sectores del manto, no tengan la posibilidad de homogeneizarse en una cámara magmática común, y así conserven las diferencias geoquímicas observadas en los elementos mayores y trazas.

Los centros eruptivos menores, a diferencia de lo que se pensaba anteriormente, no fueron generados de manera simultánea, en breves periodos de tiempo dentro del Holoceno (años). En efecto, las evidencias morfológicas y cronológicas sugieren que algunos centros fueron gestados cerca del comienzo de dicho periodo (Pichilaguna), simultáneo al incipiente llenado del lago Todos los Santos, y otros, comenzaron su actividad eruptiva hace no más de 450 años atrás (Cabeza de Vaca). Para el Centro Eruptivo Cayutué, la actividad parece haber comenzado previo al último ascenso del lago Todos los Santos (11-4 ka) y cesó hace aproximadamente 1220 años, con anterioridad a esa edad, en la porción norte, y más tarde, por el sur.

Evidencias, geoquímicas y vulcanológicas, muestran que las erupciones asociadas a la formación y desarrollo de los centros eruptivos menores serían composicionalmente poligenéticas; esto pone en tela de juicio el concepto de monogenético, que aparentemente, solo sería aplicable al considerar los centros eruptivos dentro de una larga escala de tiempo geológico.

A mi Madre, Mamá Osa y mi Nalia

AGRADECIMIENTOS

Agradezco especialmente a mi profesor guía, Luis E. Lara, por darme la oportunidad de desarrollar este apasionante tema enmarcado en el proyecto FONDAP 2011 N° 15110017: CENTRO NACIONAL DE INVESTIGACIÓN PARA LA GESTIÓN INTEGRADA DE DESASTRES NATURALES (CIGIDEN). Muchas gracias por la confianza depositada en mí, la ayuda prestada en la campaña de terreno, consejos, críticas y las discusiones llevadas a cabo.

A los miembros de la comisión. A Lucy McGee, por su constante apoyo y buena disposición a ayudarme en todo lo referente a la geoquímica de centros eruptivos monogenéticos, sin sus acertados comentarios y ayuda, todo este trabajo habría sido mucho más difícil. A Miguel Ángel Parada, por ser un tremendo docente e investigador, gracias por crear, desde los primeros años de mi carrera, mi gusto por la petrología ígnea y la vulcanología.

A mis padres, Gloria Acevedo y Pedro Mena, pero en especial a mi madre, por su amor, compañía y apoyo incondicional a lo largo de mi etapa escolar y universitaria. Sin ella, nada de esto hubiera sido posible. A mi hermano Gonzalo Mena y mi primo Pucho, por las jugarretas y estupideces varias que siempre conversamos e inventamos; a mi abuelita Mama Osa y mis tías Verónica y Rosa Acevedo, por estar siempre ahí, dando una palabra de aliento y brindando su apoyo incondicional.

A Natalia Garrido, por estos 4 años de amor, paciencia y apoyo. Por estar conmigo siempre de manera incondicional, en las buenas y en las malas. Gracias por estar ahí, siempre a mi lado y soportarme.

A Francisco Bucchi, por acompañarme en la campaña de terreno y guiarme en las primeras etapas de este trabajo de título. Agradezco también a Natalia y Gonzalo, que nos acogieron, a Francisco y a mí, de manera muy hospitalaria y desinteresada en su casa en Puerto Varas, durante el desarrollo de la campaña de terreno.

A la gente del SERNAGEOMIN, que de manera directa o indirecta, apoyaron el desarrollo de este trabajo de título. En especial al personal del taller de molienda, que me ayudaron y me acogieron durante el tiempo que tomó la preparación de las muestras.

Mención honrosa a mis amigos-hermanos de la banda Maestro Nonato, de la cual soy bajista; gracias por el apoyo y comprensión, cuando no pude asistir a ensayos y tocatas por estudio o salidas a terrenos, y ahora último, por la memoria. ¡Grande Cabros!

A mis amigos y/o conocidos, en particular, a mis amigos del Colegio, Plan Común y Geología, gracias por hacer más amena mi estadía universitaria. Agradezco, en especial, a Pablo Moreno Yaeger y Bernardita Alvear, por sus comentarios, sugerencias y conversaciones, que ayudaron de manera constructiva al desarrollo de este trabajo de título.

A los profesores del Departamento de Geología, en particular a Mario Vergara, Lucho Aguirre, Sofía Rebolledo, César Arriagada, Víctor Maksaev y Pancho Hervé.

Finalmente, agradezco a, Blanca Baccola, por ser la súper secretaria de nuestro departamento, siempre dispuesta a resolver consultas, dudas y/o a ayudar en lo que sea necesario, en todo trámite académico-burocrático.

TABLA DE CONTENIDO

CAPÍTULO 1: INTRODUCCIÓN	1
1.1. FORMULACIÓN DEL ESTUDIO PROPUESTO	1
1.2. OBJETIVO GENERAL	2
1.3. OBJETIVOS ESPECÍFICOS	2
1.4. HIPÓTESIS	2
1.5. METODOLOGÍA.....	2
1.5.1. Campaña de Terreno.....	2
1.5.2. Trabajo de Gabinete.....	3
1.6. UBICACIÓN Y VÍAS DE ACCESO.....	3
CAPÍTULO 2: MARCO GEOLÓGICO Y TECTÓNICO REGIONAL	4
2.1. GENERALIDADES	4
2.2. MARCO GEOLÓGICO	5
2.2.1. Basamento de los Centros Eruptivos Menores.....	5
2.2.2. Geología del Volcán Osorno	8
2.2.3. Geología del Volcán Calbuco	9
2.2.4. Geología de los Centros Eruptivos Menores.....	12
2.2.5. Otros Centros Eruptivos Menores cercanos	13
2.3. MARCO ESTRUCTURAL.....	15
2.3.1. Zona de Falla Liquiñe-Ofqui.....	15
2.3.2. Relación entre volcanismo y tectónica	16
CAPÍTULO 3: MORFOLOGÍA	18
3.1. INTRODUCCIÓN.....	18
3.1.1. Conos de escoria	18
3.1.2. Volcanes Hidroclásticos.....	19
3.2. GENERALIDADES	20
3.3. MORFOLOGÍA DEL CENTRO ERUPTIVO PICHILAGUNA.....	23
3.3.1. Centro Eruptivo Pichilaguna 1 (Hcp1).....	23
3.3.2. Centro Eruptivo Pichilaguna 2 (Hcp2).....	26
3.4. MORFOLOGÍA DEL CENTRO ERUPTIVO CAYUTUÉ.....	31
3.4.1. Centro Eruptivo Cayutué 1 (Hcc1).....	33
3.4.2. Centro Eruptivo Cayutué 4 (Hcc4).....	34
3.4.3. Centro Eruptivo Cayutué 5 (Hcc5).....	38
3.4.4. Centro Eruptivo Cayutué 7 (Hcc7).....	40
3.4.5. Centro Eruptivo Cayutué 9 (Hcc9).....	43
3.5. MORFOLOGÍA DEL CENTRO ERUPTIVO CABEZA DE VACA	46
3.5.1. Centro Eruptivo Cabeza de Vaca 1 (Hccv1).....	46
3.5.2. Centro Eruptivo Cabeza de Vaca 2 (Hccv2).....	48
3.6. RESUMEN DE LAS CARACTERÍSTICAS MORFOLÓGICAS	50
CAPÍTULO 4: PETROGRAFÍA	52
4.1. CENTRO ERUPTIVO PICHILAGUNA	52
4.1.1. Centro eruptivo Pichilaguna 1 (Hcp1).....	52

4.2. CENTRO ERUPTIVO CAYUTUÉ	53
4.2.1. Centro Eruptivo Cayutué 1 (Hcc1).....	53
4.2.2. Centro Eruptivo Cayutué 4 (Hcc4).....	54
4.2.3. Centro Eruptivo Cayutué 7 (Hcc7).....	55
4.2.4. Centro Eruptivo Cayutué 9 (Hcc9).....	58
4.3. CENTRO ERUPTIVO CABEZA DE VACA.....	59
4.3.1. Centro eruptivo Cabeza de Vaca 2.....	59
CAPÍTULO 5: ANÁLISIS GEOQUÍMICO	61
5.1. GEOQUÍMICA DE ROCA TOTAL.....	61
5.1.1. Generalidades.....	61
5.1.2. Elementos mayores.....	67
5.1.3. Elementos traza	71
5.1.4. Tierras raras.....	73
CAPÍTULO 6: DISCUSIONES.....	79
6.1. GEOQUÍMICA	79
6.1.1. Cristalización fraccionada	79
6.1.2. Asimilación Cortical.....	82
6.1.3. Causas potenciales para la variabilidad química.....	85
6.1.4. Comparación con el volcán Osorno y Calbuco	86
6.1.5. Fusión Parcial.....	92
6.2. DESARROLLO Y CRONOLOGÍA DE LOS CENTROS ERUPTIVOS MENORES Y SU RELACIÓN CON EL LAGO TODOS LOS SANTOS.	100
6.2.1. Estimación de Volúmenes y parámetros morfológicos	104
6.3. LINK ENTRE LA COMPOSICIÓN Y LA ESTRATIGRAFÍA VOLCÁNICA.....	106
6.4. RELACIÓN ENTRE LA GEOQUÍMICA Y EL VOLUMEN DE LOS CENTROS ERUPTIVOS	108
CAPÍTULO 7: CONCLUSIONES.....	113
BIBLIOGRAFÍA	115
ANEXO A: UBICACIÓN DE LAS MUESTRAS.....	120
ANEXO B: ANÁLISIS QUÍMICOS INÉDITOS	121
ANEXO C: ANÁLISIS QUÍMICOS TRABAJOS ANTERIORES.....	128
ANEXO D: DESCRIPCIONES PETROGRÁFICAS	136
ANEXO E: MEDIDAS MORFOLÓGICAS	151
ANEXO F: ASIMILACIÓN CORTICAL	155

ÍNDICE DE FIGURAS

Fig. 1.1: Mapa de ubicación y accesos a la zona de estudio.....	3
Fig. 2.1: Arco volcánico en la Zona Volcánica Sur.....	4
Fig. 2.2: Mapa geológico de la zona de estudio entre los 41° y 41°45'S.....	7
Fig. 2.3: Mapa geológico del volcán Osorno.....	9
Fig. 2.4: Mapa geológico del volcán Calbuco.....	11
Fig. 2.5: Mapa de ubicación de los centros eruptivos menores del área.....	14
Fig. 2.6: Marco estructural de la Zona de Falla Liquiñe-Ofqui.....	15
Fig. 2.7: Segmentación de la deformación en los Andes Sur.....	16
Fig. 2.8: Dibujo esquemático que resume los factores de primer y segundo orden que controlan el volcanismo en la zona volcánica sur de los Andes.....	17
Fig. 2.9: Tipos de asociaciones volcano-tectónicas.....	17
Fig. 3.1: Diagrama de razón agua/magma.....	18
Fig. 3.2: Izquierda: Modelo simple de los parámetros que definen un cono de escoria. Derecha: Morfología y estructura interna de un cono de escoria.....	19
Fig. 3.3: Diagrama de un maar mostrando las diferentes etapas de la evolución.....	19
Fig. 3.4: Mapa general del área de estudio.....	21
Fig. 3.5: Mapa geológico del Centro Eruptivo Pichilaguna.....	24
Fig. 3.6: Vista hacia NNE del maar Pichilaguna desde la Ensenada Cayutué.....	25
Fig. 3.7: Vista hacia el E del maar Pichilaguna.....	26
Fig. 3.8: Vista aérea del maar Pichilaguna Hcp hacia el NE.....	26
Fig. 3.9: Rastra geológica diseñada para sacar muestras desde el fondo del lago.....	27
Fig. 3.10: Muestras sacadas desde el fondo del lago Todos los Santos.....	28
Fig. 3.11: Tronco en avanzado estado de descomposición.....	28
Fig. 3.12: Batimetría de la Ensenada Cayutué.....	29
Fig. 3.13: Reconstrucción 3D del cono sumergido a partir de la batimetría.....	30
Fig. 3.14: Vista aérea del Centro Eruptivo Cayutué hacia el NE.....	31
Fig. 3.15: Mapa geológico del Centro Eruptivo Cayutué.....	32
Fig. 3.16: Vista hacia el sur del Centro Eruptivo Cayutué 1 (Hcc1).....	33
Fig. 3.17: Flujo de lava tipo “aa” asociado al Centro Eruptivo Cayutué 1 (Hcc1).....	34
Fig. 3.18: Afloramiento encontrado en las cercanías del Centro Eruptivo Cayutué 4 (Hcc4).....	36
Fig. 3.19: Columna estratigráfica esquemática levantada al este del cráter del centro Hcc4.....	37
Fig. 3.20: Afloramiento encontrado en las cercanías del Centro Eruptivo Cayutué 5 (Hcc5).....	39
Fig. 3.21: Columna estratigráfica esquemática levantada al NE del cráter del centro Hcc5.....	39
Fig. 3.22: Afloramientos pertenecientes a las 4 muestras de lava sacadas en el entorno del Centro Eruptivo Cayutué 7 (Hcc7) y salto de agua de generado por un flujo de lava.....	41
Fig. 3.23: Mapa geológico con énfasis en el Centro Eruptivo Cayutué 7 (Hcc7).....	42
Fig. 3.24: Afloramiento encontrado en las cercanías del Centro Eruptivo Cayutué 9 (Hcc9).....	44
Fig. 3.25: Columna estratigráfica esquemática levantada al E del cráter del centro Hcc9.....	45
Fig. 3.26: Mapa geológico del Centro Eruptivo Cabeza de Vaca.....	47
Fig. 3.27: Flujo de lava tipo “aa” asociado al Centro Eruptivo Cabeza de Vaca 1 (Hccv1).....	48
Fig. 3.28: Flujo de lava tipo “aa” asociado al Centro Eruptivo Cabeza de Vaca 2 (Hccv2).....	49
Fig. 3.29: Gráfico de volumen total de los centros eruptivos de este trabajo.....	50
Fig. 3.30: Gráfico del volumen estimado mediante el software Global Mapper y el volumen calculado con las relaciones propuestas por Sato y Taniguchi (1997).....	51
Fig. 3.31: Gráfico de la razón altura/diámetro basal ($H_{co}/W_{co(Fav)}$) para los centros eruptivos.....	51

Fig. 4.1: Microfotografía a nícoles paralelos y cruzados de una sección transparente perteneciente al Centro Eruptivo Pichilaguna 1 (Hcp1) (muestra RM-190814-003).....	53
Fig. 4.2: Microfotografía a nícoles paralelos y cruzados de una sección transparente perteneciente al Centro Eruptivo Cayutué 1 (Hcc1) (muestra RM-210814-004).....	54
Fig. 4.3: Microfotografía a nícoles paralelos y cruzados de una sección transparente perteneciente al Centro Eruptivo Cayutué 4 (Hcc4) (muestra RM-210814-003).....	55
Fig. 4.4: Microfotografía a nícoles paralelos y cruzados de una sección transparente perteneciente al Centro Eruptivo Cayutué 7 (Hcc7) (muestra RM-210814-006).....	56
Fig. 4.5: Microfotografía a nícoles paralelos y cruzados de una sección transparente perteneciente al Centro Eruptivo Cayutué 7 (Hcc7) (muestra RM-210814-002).....	57
Fig. 4.6: Microfotografía a nícoles paralelos y cruzados de una sección transparente perteneciente al Centro Eruptivo Cayutué 9 (Hcc9) (muestra RM-200814-005).....	58
Fig. 4.7: Microfotografía a nícoles paralelos y cruzados de una sección transparente perteneciente al Centro Eruptivo Cabeza de Vaca 2 (Hccv2) (muestra RM-210814-001).	59
Fig. 5.1: Ubicación de las muestras tomadas en terreno	62
Fig. 5.2: Diagrama de clasificación TAS (“total álcalis versus sílice”; Le Bas et al., 1986)	67
Fig. 5.3: Diagrama de clasificación AFM para las rocas de la zona de estudio	68
Fig. 5.4: Diagramas Harker de variación de elementos mayores (en % peso) versus el número magnésico (Mg#).....	70
Fig. 5.5: Diagramas de variación de elementos LIL (large ion lithophile): Ba, Rb y Sr versus el número magnésico (Mg#).....	71
Fig. 5.6: Diagramas de variación de elementos HFS (high field strength): Y, Nb, Zr, Th y La versus el número magnésico (Mg#)	72
Fig. 5.7: Diagramas de variación de elementos de transición: Ni, Cr, V y Sc versus el número magnésico (Mg#).....	73
Fig. 5.8: Diagrama de concentración de REE normalizado al condrito (Sun y McDonough, 1989) para las muestras representativas de cada centro eruptivo.	74
Fig. 5.9: Diagrama de concentración de REE normalizado al condrito (Sun y McDonough, 1989) para las muestras pertenecientes al Centro Eruptivo Pichilaguna 1 (Hcp1) y el cono sumergido, Centro Eruptivo Pichilaguna 2 (Hcp2).	75
Fig. 5.10: Diagramas de concentración de REE normalizado al condrito (Sun y McDonough, 1989) para las muestras pertenecientes al Centro Eruptivo Cayutué	76
Fig. 5.11: Diagrama de concentración de REE normalizado al condrito (Sun y McDonough, 1989) para las muestras pertenecientes al Centro Eruptivo Cabeza de Vaca 1 (Hccv1) y al Centro Eruptivo Cabeza de Vaca 2 (Hccv2)	77
Fig. 5.12: Diagrama de variación de La/Yb versus Dy/Yb para las rocas volcánicas de los centros eruptivos de Cayutué y alrededores	78
Fig. 6.1: Diagramas de variación de elementos mayores para las rocas volcánicas del Centro Eruptivo Cayutué y los centros eruptivos adyacentes	81
Fig. 6.2: Patrón multielementos normalizado al manto primitivo (McDonough y Sun, 1995) para las muestras pertenecientes al Centro Eruptivo Pichilaguna y el basamento bajo éste, Unidad Reloncaví.....	83
Fig. 6.3: Diagrama de variación de TiO ₂ versus MgO para las rocas volcánicas del Centro Eruptivo Pichilaguna y el basamento bajo éstas (Unidad Reloncaví). En este diagrama se incluye la línea de mezcla entre la muestra más primitiva de Pichilaguna y la Unidad Reloncaví	83
Fig. 6.4: Patrón multielementos normalizado al manto primitivo (McDonough y Sun, 1995) para las muestras pertenecientes al Centro Eruptivo Cayutué y el basamento bajo éstas.....	84

Fig. 6.5: Patrón multielementos normalizado al manto primitivo (McDonough y Sun, 1995) para las muestras pertenecientes al Centro Eruptivo Cabeza de Vaca y el basamento bajo éste	85
Fig. 6.6: Diagrama de variación de la razón K/La y Ba/La versus Sr^*_N . para las rocas más primitivas de los centros eruptivos en estudio.....	86
Fig. 6.7: Diagramas de variación de elementos traza incompatibles versus el contenido de MgO para las rocas ígneas pertenecientes a este trabajo, los centros eruptivos menores cercanos (La Viguera, Mirador, Pocolihuén, Puyuhuapi, Rollizos y Rucapillán) y los estratovolcanes del área (Calbuco y Osorno)	87
Fig. 6.8: Diagramas de variación de elementos trazas incompatibles y razones de elementos traza versus el contenido de MgO para la muestra RM-200814-012 y el volcán Calbuco.....	88
Fig. 6.9: Diagramas de variación de razones de elementos trazas incompatibles versus el contenido de MgO para las muestras de este trabajo, los centros eruptivos menores aledaños (La Viguera, Mirador, Pocolihuén, Puyuhuapi, Rollizos y Rucapillán) y los estratovolcanes del área (Calbuco y Osorno).	90
Fig. 6.10: Diagrama de Dy/Dy^* versus Dy/Yb	92
Fig. 6.11: Diagrama de variación de la razón Th/Yb versus Sr^*_N	93
Fig. 6.12: A) Variación de $(La/Yb)_N$ versus $(Dy/Yb)_N$ para las rocas primitivas del Centro Eruptivo Cayutué y los centros adyacentes B) Variación de $(La/Yb)_N$ versus $(Sm/Yb)_N$ para las rocas más primitivas del Volcán Osorno y Calbuco (López-Escobar et al., 1995), Centro Eruptivo Cayutué(*) (López-Escobar et al., 1995) y las rocas volcánicas primitivas de este trabajo	97
Fig. 6.13: Columnas estratigráficas de los sectores: Camino Ensenada-Ralún y Volcán Calbuco: columna integrada sector andino	103
Fig. 6.14: Variación del número magnésico (Mg#), el contenido de Cr, los grados de fusión parcial y la razón Cs/La con la altura estratigráfica relativa	107
Fig. 6.15: Gráfico que relaciona el volumen de los centros eruptivos y el grado de fusión parcial (F) producido en el manto astenosférico	108
Fig. 6.16: Patrón multielementos normalizado al manto primitivo (McDonough y Sun, 1995) para las muestras más primitivas pertenecientes a los centros eruptivos en estudio.....	109
Fig. 6.17: Gráfico de la razón Cs/La versus el grado de fusión parcial (F) del manto.....	109
Fig. 6.18: Composición de elementos mayores, de las rocas volcánicas de Cayutué, Pichilaguna y Cabeza de Vaca, graficadas en la proyección de Ol-SiOr-Plag de Baker and Eggler (1987)	111
Fig. 6.19: Dibujo esquemático que resume los resultados de este trabajo	112
Fig. 0.1: Microfotografía (PPL y XPL) de sección transparente representativa de la muestra RM-190814-003.....	137
Fig. 0.2: Microfotografía (PPL y XPL) de sección transparente representativa de la muestra RM-200814-005.....	138
Fig. 0.3: Microfotografía (PPL y XPL) de sección transparente representativa de la muestra RM-200814-013	141
Fig. 0.4: Microfotografía (PPL y XPL) de sección transparente representativa de la muestra RM-210814-001.....	142
Fig. 0.5: Microfotografía (PPL y XPL) de sección transparente representativa de la muestra RM-210814-002.....	144
Fig. 0.6: Microfotografía (PPL y XPL) de sección transparente representativa de la muestra RM-210814-003.....	146
Fig. 0.7: Microfotografía (PPL y XPL) de sección transparente representativa de la muestra RM-210814-004.....	147
Fig. 0.8: Microfotografía (PPL y XPL) de sección transparente representativa de la muestra RM-210814-006.....	149

Fig. 0.1: Gráfico de la pendiente (°) de los centros eruptivos de este trabajo	153
Fig. 0.2: Gráfico del diámetro de los cráteres de los centros eruptivos.....	153
Fig. 0.1: Patrón multielementos normalizado al manto primitivo (McDonough y Sun, 1995) para las muestras pertenecientes al Centro Eruptivo Pichilaguna y el basamento bajo éste.....	156
Fig. 0.2: Diagrama de variación de TiO ₂ versus MgO para las rocas volcánicas del Centro Eruptivo Pichilaguna y el basamento bajo éstas.....	156
Fig. 0.3: Patrón multielementos normalizado al manto primitivo (McDonough y Sun, 1995) para las muestras pertenecientes al Centro Eruptivo Cayutué y el basamento bajo éstas.....	157
Fig. 0.4: Patrón multielementos normalizado al manto primitivo (McDonough y Sun, 1995) para las muestras pertenecientes al Centro Eruptivo Cabeza de Vaca y el basamento bajo éste.....	157

ÍNDICE DE TABLAS

Tabla 3.1: Medidas morfológicas de los centros eruptivos de este trabajo (Pichilaguna, Cayutué y Cabeza de Vaca)	22
Tabla 4.1: Resumen de las características petrográficas	60
Tabla 5.1: Datos geoquímicos inéditos utilizados en este estudio	63
Tabla 6.1: Parámetros usados en el modelo de fusión parcial.....	95
Tabla 6.2: Coeficientes de partición usados para el modelamiento geoquímico.....	96
Tabla 6.3: Resumen de los resultados obtenidos con el modelo de fusión parcial semicuantitativo	99
Tabla 0.1: Centro Eruptivo, ubicación y tipo de análisis realizado a las muestras de inéditas de este trabajo.....	120
Tabla 0.1: Datos geoquímicos tal cual fueron entregados por el laboratorio, inéditos de este trabajo	121
Tabla 0.2: Duplicados y estándares usados en el análisis geoquímico del laboratorio Acme.....	125
Tabla 0.1: Datos geoquímicos disponibles en la literatura utilizados en el desarrollo de este estudio.....	128
Tabla 0.1: Medidas morfológicas estimadas con el software Global Mapper 15. En esta tabla solo se han incluido los conos de piroclastos que no tienen cráter de explosión en su base.	151
Tabla 0.2: Medidas morfológicas estimadas con el software Global Mapper 15. En esta tabla se encuentran las medidas morfológicas correspondientes a los centros que están conformados por un cráter de explosión y un cono de piroclastos en su parte superior.	152

CAPÍTULO 1: INTRODUCCIÓN

1.1. FORMULACIÓN DEL ESTUDIO PROPUESTO

Los conos monogenéticos son formas de relieve asociadas a volcanismo continental de intraplaca como también, a ambientes de subducción. Éstos se generan desde erupciones locales de intensidad variable pero de muy bajo volumen. Con pocas excepciones, su desarrollo toma entre unas semanas a unos pocos meses. Por sus periodos de erupción más bien acotados y generalmente, en un pulso eruptivo, éstos son llamados volcanes monogenéticos (Schmincke, 2004).

Los conos monogenéticos de interés en este estudio se encuentran al este de la Ensenada Cayutué y entre esta ensenada y la bahía de Ralún, en el sector sur del lago Todos los Santos, X Región de los Lagos, Chile.

Estos centros eruptivos menores postglaciales son de composición predominantemente basáltica y se encuentran ubicados sobre la traza de la Zona de Falla Liquiñe-Ofqui (ZFLO) (Cembrano y Lara, 2009). La distribución de los conos monogenéticos a lo largo de la traza de la falla evidencia un fuerte control estructural del volcanismo Cuaternario Superior en esta área.

Estratigráficamente, los centros eruptivos menores de Cayutué se encuentran sobre las unidades plutónicas Cayutué y Reloncaví (Moreno *et al.*, 1985), de edad Miocena (Carrasco *et al.*, 1991), y, localmente, sobre los Estratos de Reloncaví. Los conos monogenéticos, que se encuentran sobre los Estratos de Reloncaví, están compuestos principalmente por basaltos de olivino y basaltos de olivino y clinopiroxeno. De norte a sur los centros eruptivos menores son: Pichilaguna y Grupo Cayutué-Cabeza de Vaca (Moreno *et al.*, 1985).

En el área de estudio no se conoce con certeza las edades de los conos monogenéticos de este grupo, aunque datos inéditos sugieren una edad inferior a 500 años (Lara, L., comunicación personal). Existe cierta incertidumbre si estos se generaron simultáneamente en breves periodos de tiempo (años) o bien en lapso más extensos (miles de años).

Además de los conos subaéreos, existe un cono monogenético en el fondo del brazo sur del lago Todos los Santos, aparentemente con troncos en posición de vida en su superficie. Este antecedente confirma la juventud de estos edificios y plantea una importante duda acerca del origen y evolución de la cuenca de este lago, particularmente sobre su nivel de llenado actual.

Por otra parte, las características geoquímicas de los conos de Cayutué son conocidas solo a nivel de grupo, pudiendo existir una eventual variabilidad que refleje diferencias en la fuente o en los incipientes procesos de diferenciación.

Este trabajo de memoria de título pretende establecer una distribución espacial de estos conos, acotar su edad y poder entender las características geoquímicas de los magmas que dieron origen a estos conos.

1.2. OBJETIVO GENERAL

Determinar los procesos petrogenéticos asociados a la formación de los conos monogenéticos ubicados en la traza de la ZFLO (Zona de Falla Liquiñe-Ofqui).

1.3. OBJETIVOS ESPECÍFICOS

Para realizar el objetivo general, se plantean los siguientes objetivos específicos:

1. Caracterizar morfológicamente los conos monogenéticos asociados a la traza de la Zona de Falla Liquiñe-Ofqui (ZFLO).
2. Acotar la edad de formación de dichos conos.
3. Caracterizar geoquímicamente los magmas asociados a estos centros y analizar su variabilidad.

1.4. HIPÓTESIS

Los distintos tamaños y morfologías de los conos monogenéticos asociados a la traza de la ZFLO, y la existencia de un cono bajo el lago, sugiere que estos se habrían generado en distintos momentos. El que exista un maar en la ribera de la Ensenada Cayutué, y que 2 km más al oeste se encuentre un cono de piroclastos bajo el lago, con aparentes troncos en posición de vida, indica también diferentes estilos eruptivos, que pudieran reflejar tanto variaciones paleoambientales como de la naturaleza de los procesos volcánicos.

El muestreo de baja resolución, realizado en trabajos previos, sobre los centros eruptivos menores del área (López-Escobar *et al.*, 1995), no es capaz de reflejar la potencial variabilidad geoquímica interna de estos centros. En efecto, si esta variabilidad existe, ésta podría ser generada por fusión de una o dos fuentes mantélicas a variables grados de fusión parcial o bien, ser producida por procesos petrológicos al interior de la corteza.

1.5. METODOLOGÍA

1.5.1. Campaña de Terreno

La campaña se realizó entre los días 18 y 22 de agosto del 2014 en la X región de Los Lagos, provincia de Llanquihue, comuna de Puerto Varas y consistió en lo siguiente:

1. Batimetría del cono sumergido de la Ensenada Cayutué, lago Todos los Santos.
2. Recolección de 22 muestras de lava, piroclastos y suelo, asociadas al maar Pichilaguna, al grupo Cayutué-Cabeza de Vaca y al cono sumergido, usando una rastra geológica lanzada desde un bote. Para el muestreo de piroclastos, se tuvo la precaución de elegir los fragmentos de mayor tamaño en cada depósito, de tal forma de tener la certeza de que los piroclastos elegidos pertenecen al centro eruptivo más cercano. Para el muestreo de suelo y material para datación de ^{14}C , se tuvo el cuidado de recolectarlo, y posteriormente tratarlo, con guantes esterilizados, de tal forma que, minimizar la contaminación de éste con el entorno.

1.5.2. Trabajo de Gabinete

1. Uso de estereoscopia, imágenes satelitales y fotografías aéreas para el estudio morfológico de los conos monogenéticos, previo a la salida a terreno.
2. Descripción macroscópica de las muestras recolectadas en terreno y posterior análisis geoquímico de roca total, mediante ICP/ICP-MS, para elementos mayores y trazas.
3. Descripción petrográfica, de corte transparente, de una bomba volcánica y las muestras de lava obtenidas en terreno.
4. Mapeo regional del área de estudio, con énfasis en los conos monogenéticos y su basamento, usando el *software* ArcGIS 10.1.
5. Caracterización morfológica de cada centro eruptivo y estimación de los volúmenes de los depósitos a partir del DEM (*Digital Elevation Model*) de la zona, usando el *software* Global Mapper 15.
6. Trabajo con geoquímica de roca total (elementos mayores y traza).
7. Modelamiento geoquímico usando elementos trazas.

1.6. UBICACIÓN Y VÍAS DE ACCESO

La zona de estudio se ubica en la comuna de Puerto Varas, Provincia de Llanquihue, Región de Los Lagos, alrededor de los $S41^{\circ}07'$ y $S41^{\circ}20'$ / $W72^{\circ}17'$ y $W75^{\circ}15'$. Para acceder a dicho lugar se debe llegar a Ensenada por la carretera panamericana (Ruta 5-Sur) y luego tomar dos posibles rutas: la primera es seguir en dirección al este, hacia Ralún por la ruta V-69 y luego tomar el camino que va al norte hacia Cayutué; y la otra, es llegar a Petrohué por la ruta 225 y tomar un bote hacia Cayutué, navegando por el lago Todos los Santos (Fig. 1.1).

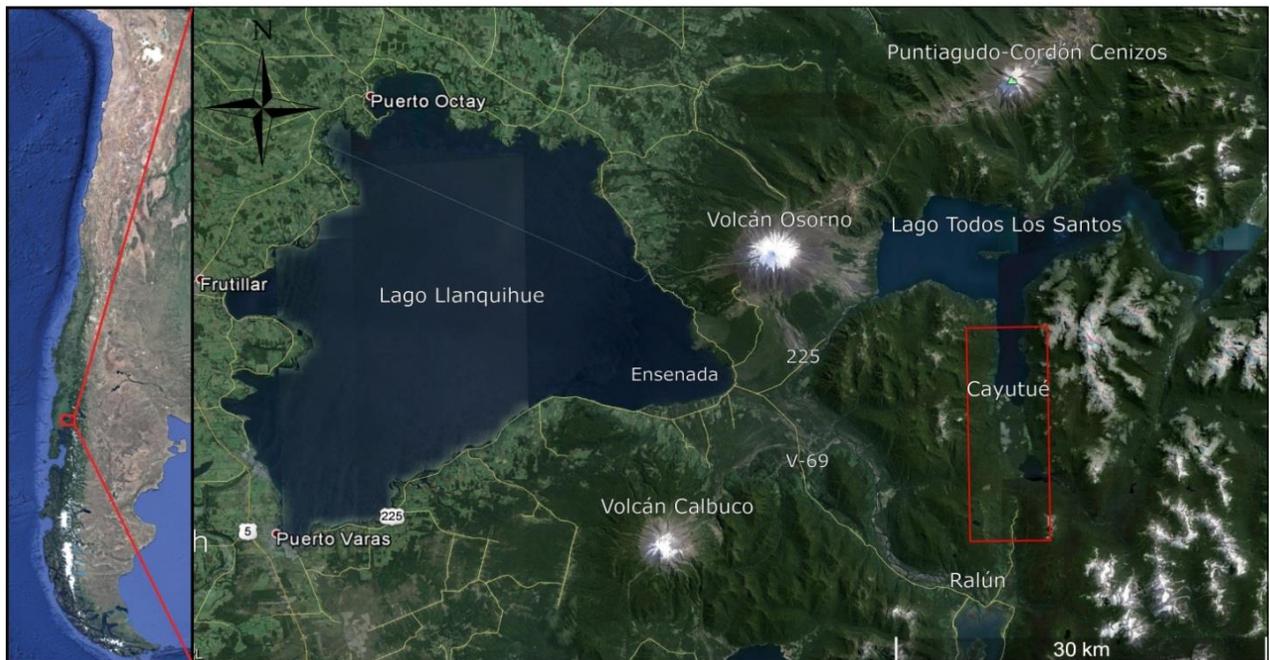


Fig. 1.1: Mapa de ubicación y accesos a la zona de estudio. En el rectángulo rojo el área estudiada en este trabajo. Imagen obtenida de Google Earth.

CAPÍTULO 2: MARCO GEOLÓGICO Y TECTÓNICO REGIONAL

2.1. GENERALIDADES

Los centros eruptivos de Cayutué, al igual que el volcán Osorno y Calbuco, forman parte de la llamada Zona Volcánica Sur (SVZ, por sus siglas en inglés), que se subdivide, en base a criterios geoquímicos, petrográficos y tectónicos, en cuatro subzonas (López-Escobar *et al.*, 1995): norte (NSVZ; 33-34,5°S), transicional (TSVZ; 34,5-37°S), central (CSVZ; 37-41,5°S) y sur (SSVZ; 41,5-46°S); ubicándose, los centros eruptivos de este estudio, en la CSVZ (Fig. 2.1).

En la CSVZ la mayoría de los centros volcánicos son de composición basáltica a andesítico-basáltica, salvo por el volcán Calbuco que escapa a esta tendencia, teniendo una composición más andesítica (López-Escobar *et al.*, 1995b). Los centros eruptivos menores, analizados en este trabajo, son de composición basáltica, de características más primitivas que los estratovolcanes nombrados anteriormente y asociados directamente con la falla maestra Liquiñe-Ofqui (ZFLO) (López-Escobar *et al.*, 1995).

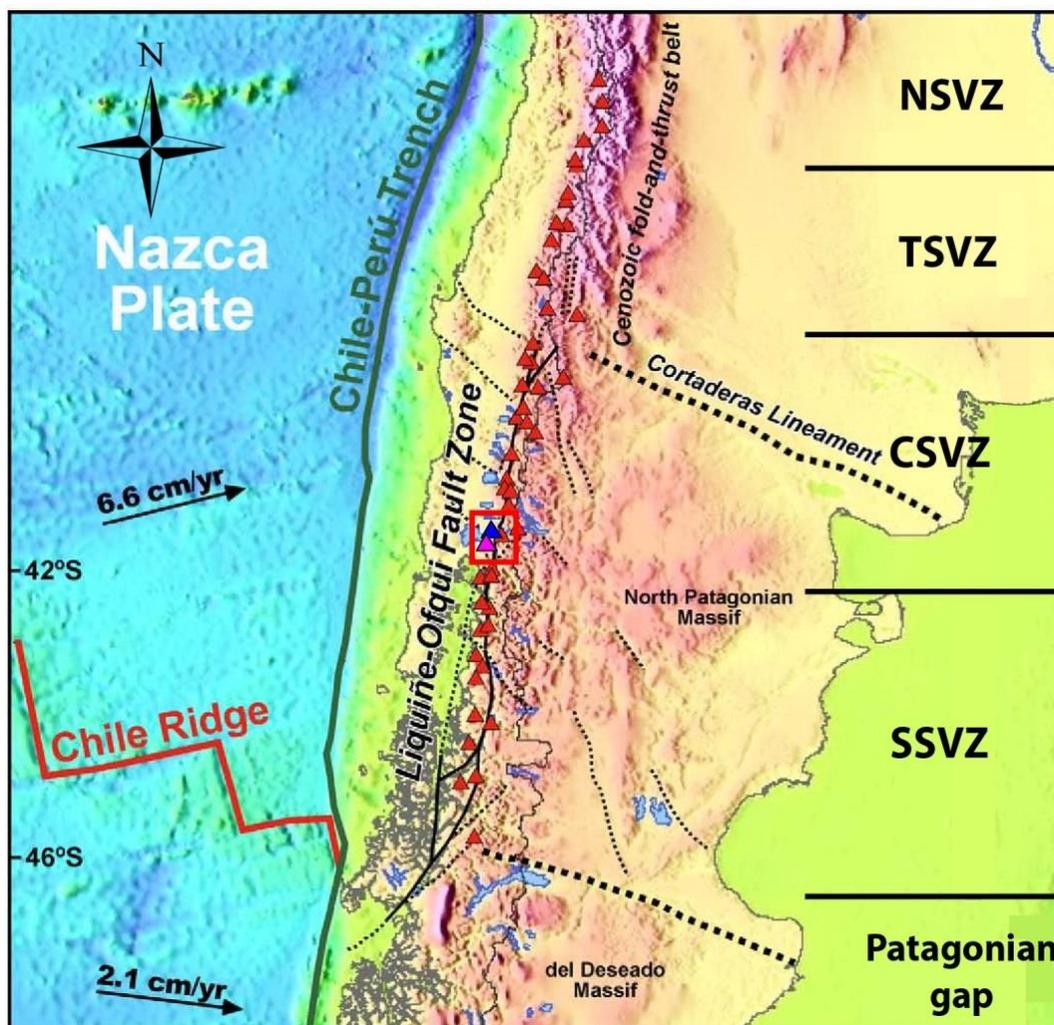


Fig. 2.1: Arco volcánico en la Zona Volcánica Sur (SVZ, color rojo) y sus cuatro subzonas (López-Escobar *et al.*, 1995): norte (NSVZ; 33-34,5°S), transicional (TSVZ; 34,5-37°S), central (CSVZ; 37-41,5°S) y sur (SSVZ; 41,5-46°S). En un rectángulo rojo se ha marcado la zona de estudio, donde con un triángulo de color azul se indica el volcán Osorno y en uno de color fucsia, el volcán Calbuco. Modificado de Cembrano y Lara (2009).

2.2. MARCO GEOLÓGICO

2.2.1. Basamento de los Centros Eruptivos Menores

2.2.1.1. Rocas plutónicas e hipabisales

Las rocas plutónicas ocupan áreas de dimensiones batolíticas de gran tamaño en la cordillera andina. El estudio regional y tectónico realizado por Thiele *et al.* (1985) permitió reconocer 5 unidades de rocas plutónicas en la región: Unidad Reloncaví, Unidad Cayutué, Unidad Lago Chapo, Unidad Península Rollizos y Unidad Petrohué.

Posteriormente Carrasco *et al.* (1991), agrupan las unidades anteriores en la Superunidad Puelo (SUP) y la Superunidad Ralún (SUR). Donde la primera está compuesta por la Unidad Cochamó y Cascajal, y la segunda, por la Unidad Cayutué, Reloncaví, Peulla y Lago Chapo (Fig. 2.2).

En relación a las edades de estos cuerpos plutónicos, los granitoides en esta área fueron considerados inicialmente Cretácicos (Aguirre y Levi, 1964), luego, como parte de un Complejo Plutónico Paleozoico–Cenozoico (Moreno y Parada, 1976; Naranjo, 1977) y posteriormente, Cretácicos–Miocenos (Carrasco *et al.*, 1991). En particular, las edades de los eventos plutónicos, según Carrasco *et al.* (1991), para la SUP sería Cretácica Inferior (124-128 Ma) y para la SUR, Miocena (25-7,7 Ma). En dicho trabajo, las edades para las unidades que conforman la Superunidad Ralún se traslapan entre sí, no obstante, un orden cronológico propuesto por Carrasco *et al.* (1991) sería, desde la más antigua a la más nueva: Cayutué, Reloncaví, Peulla y Lago Chapo.

La Unidad Cochamó (Cretácico Inferior) pertenece a la Superunidad Puelo, la cual está compuesta por la Unidad Cascajal y Cochamó. La Unidad Cochamó está compuesta por leucogabros, gabronoritas y dioritas de anfíbola de grano medio a grueso y esporádicamente fino, presentando un IC=43 (índice de color=43) (Carrasco, 1995). Sus afloramientos son pequeños y aparecen repartidos a lo largo de la traza de la Falla Liquiñe-Ofqui (Fig. 2.2). Uno de estos afloramientos se encuentra en el margen oriental del valle Reloncaví, entre el Portal Cabeza de Vaca y la desembocadura del río Reloncaví, y el otro se ubica en el borde oriental de la Ensenada Cayutué (Carrasco, 1995).

La Unidad Cascajal (Cretácico Inferior), al igual que la Unidad Cochamó, pertenece a la Superunidad Puelo y se compone principalmente por tonalitas de anfíbola, biotita y piroxeno (IC=22) (Carrasco, 1995). Estas rocas afloran en la ribera oriental del fiordo Reloncaví (Fig. 2.2) y se diferencian principalmente de la Unidad Cochamó por su índice de color, la presencia de inclusiones máficas en la Unidad Cascajal y su ausencia en la Unidad Cochamó y la presencia de abundante de diques y vetillas félsicas en la Unidad Cochamó y su ausencia (o muy escasamente) en la Unidad Cascajal (Carrasco, 1995).

La Unidad Cayutué (Mioceno) pertenece a la Superunidad Ralún y se compone principalmente de dioritas cuarcíferas de hornblenda y biotita (IC=38) y, en parte, tonalitas. La Unidad Cayutué presenta una orientación NS a NNE y se distribuye principalmente en el margen occidental de la línea del fiordo Reloncaví y la Ensenada Cayutué (Fig. 2.2) (Carrasco, 1995). Estas rocas presentan signos evidentes de cataclasis, son instruidas por filones basáltico-andesíticos y cubren aproximadamente un 30-40% del total de los granitoides del área. A lo largo del camino

Pocoihuén-Canutillar se observa que rocas de la Unidad Reloncaví intruyen a las rocas de esta unidad.

La Unidad Reloncaví (Mioceno) pertenece a la Superunidad Ralún y se compone esencialmente de tonalitas de hornblenda y biotita (IC=18). Subordinadamente afloran cuerpos menores de granodiorita (IC=15) y diorita cuarcífera (IC=24) de hornblenda y biotita (Carrasco, 1995). Los afloramientos de esta unidad se presentan en dos franjas de rumbo NNE, encontrándose en el margen este y oeste de la Ensenada Cayutué, y en el margen oeste del fiordo Reloncaví (Fig. 2.2).

La Unidad Peulla (Mioceno) pertenece a la Superunidad Ralún y se compone principalmente de granodioritas, tonalitas y granito de hornblenda y biotita, con IC=11 (Carrasco, 1995). Los afloramientos de esta unidad corresponden a cuerpos aislados de cierta extensión, de orientación NNE a NE y se encuentran a ambos lados del fiordo Reloncaví, en la ribera sur de la Laguna Cayutué e interpolándose hasta el extremo este del lago Todos los Santos (Fig. 2.2) (Carrasco, 1995).

De las unidades plutónicas antes descritas, solo las Unidades Reloncaví, Cayutué y Cascajal se encuentran bajo los centros eruptivos menores en estudio.

2.2.1.2. Estratos de Reloncaví (Pleistoceno Superior)

Consisten esencialmente de lavas basálticas con intercalaciones de aglomerados, brechas volcánicas y tobas de lapilli en algunos sectores. Los basaltos son porfíricos, con fenocristales de olivino y plagioclasa, y corresponden esencialmente a basaltos de olivino, esporádicamente con clinopiroxeno. Esta unidad se ubica sobre y lateralmente a las rocas graníticas que afloran a lo largo de la Zona de Falla de Liquiñe-Ofqui, rellenando una antigua morfología glacial (Moreno *et al.*, 1985). No obstante, éstas también se encuentran evidentemente erosionadas por la acción glacial posterior, e infrayacen, a depósitos morrénicos y glacialacustres y en otros sectores, a materiales volcánicos de centros eruptivos postglaciales. La edad asignada a esta unidad, según Thiele *et al.* (1985), es Pleistoceno Superior.

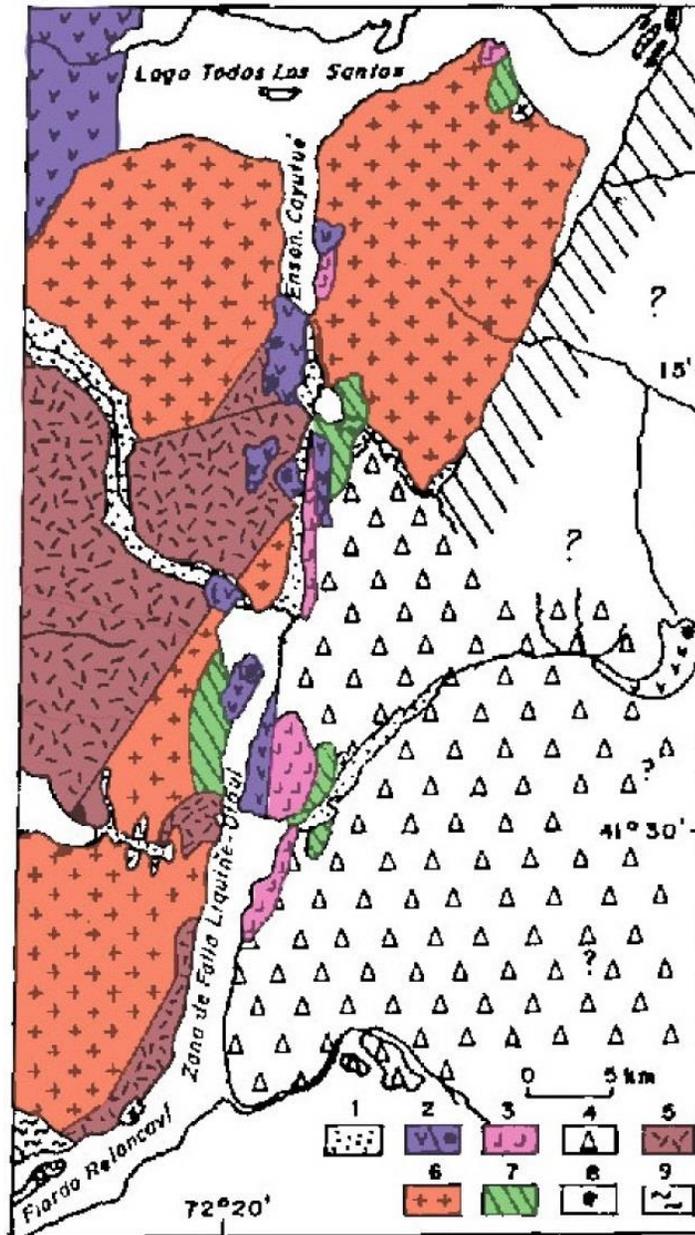


Fig. 2.2: Mapa geológico de la zona de estudio entre los 41° y 41°45' S, donde: 1) Sedimentos cuaternarios; 2) Flujos de lavas y piroclásticos de actividad modernos/conos volcánicos (Holoceno); 3) Unidad Cochamó; 4) Unidad Cascajal; 5) Unidad Cayutué; 6) Unidad Reloncaví; 7) Unidad Peulla; 8) Unidad Lago Chapo; 9) Complejo Metamórfico Sotomó-Chaiquenes (?Paleozoico?). Modificado de Carrasco et al. (1991).

2.2.2. Geología del Volcán Osorno

El volcán Osorno se ubica en el límite entre las provincias de Llanquihue y Osorno, en la X Región de Los Lagos, a 45 km al NE de la ciudad de Puerto Varas (Moreno *et al.*, 2010).

Este volcán (41,1°S; 72°W) es un estratovolcán perteneciente al segmento central de la Zona Volcánica Sur de los Andes Sur (33°-46°S; López-Escobar *et al.*, 1995), que se eleva a 2.661 msnm, cubre un área de 250 km² y alcanza un volumen aproximado de 160 km³. Representa el extremo suroccidental de una cadena volcánica de orientación NE-SW que incluye los volcanes La Picada, Cordón Cenizos y Puntagudo.

El estilo eruptivo imperante de este volcán se asocia con erupciones hawaianas y estrombolianas, tanto en el cráter central como en los centros parásitos.

La Unidad Osorno 1 es un grupo de lavas de composición basáltica y andesítico-basáltico que forman secuencias muy erosionadas por el hielo, que incluyen intercalaciones de depósitos laháricos, y que se emplazaron principalmente durante el apogeo de la penúltima glaciación del Pleistoceno, conocida también como Santa María (260-132 ka; Porter, 1981; Clapperton, 1993; Clayton *et al.*, 1997; Moreno *et al.*, 2010). La masiva presencia de hielo en la cordillera durante este ciclo glacial habría limitado el crecimiento del edificio volcánico y controlado su morfología. Además, éste fue profundamente desgastado por el avance de los glaciares durante la última glaciación del Pleistoceno, también llamada en la región Glaciación Llanquihue (90-14 ka; Porter, 1981; Clapperton, 1993; Moreno *et al.*, 2010).

La Unidad Osorno 2 es un conjunto de lavas emitidas desde el cráter central de composición principalmente basáltica y andesítica emplazadas durante la Glaciación Llanquihue (90-14 ka; Porter, 1981; Clapperton, 1993; Moreno *et al.*, 2010). Las edades radiométricas y relaciones de contacto presentadas por Moreno *et al.* (2010) sugieren que la Unidad Osorno 2 es anterior al último avance de esta glaciación, fechada en esta latitud, en 30-14 ka por Denton *et al.* (1999).

La Unidad Osorno 3 es un grupo de lavas y lahares postglaciales que conforman una parte importante del edificio volcánico actual y que rellenaron los valles producidos por los glaciares del último avance pleistoceno (32-14 ka) (Moreno *et al.*, 2010). Las coladas de esta unidad serían posteriores a la Glaciación Llanquihue, pero previas a las erupciones explosivas del Holoceno Medio (*ca.* 4 ka) (Moreno *et al.*, 2010).

La Unidad Osorno 4 es un conjunto de lavas basálticas y andesítico-basálticas dispuestas radialmente sobre los flancos del volcán. Esta unidad es contemporánea a las emisiones de flanco así como a los procesos que han transportado detritos volcánicos durante los episodios eruptivos y que, a la vez, estacionalmente degradan el edificio (Moreno *et al.*, 2010).

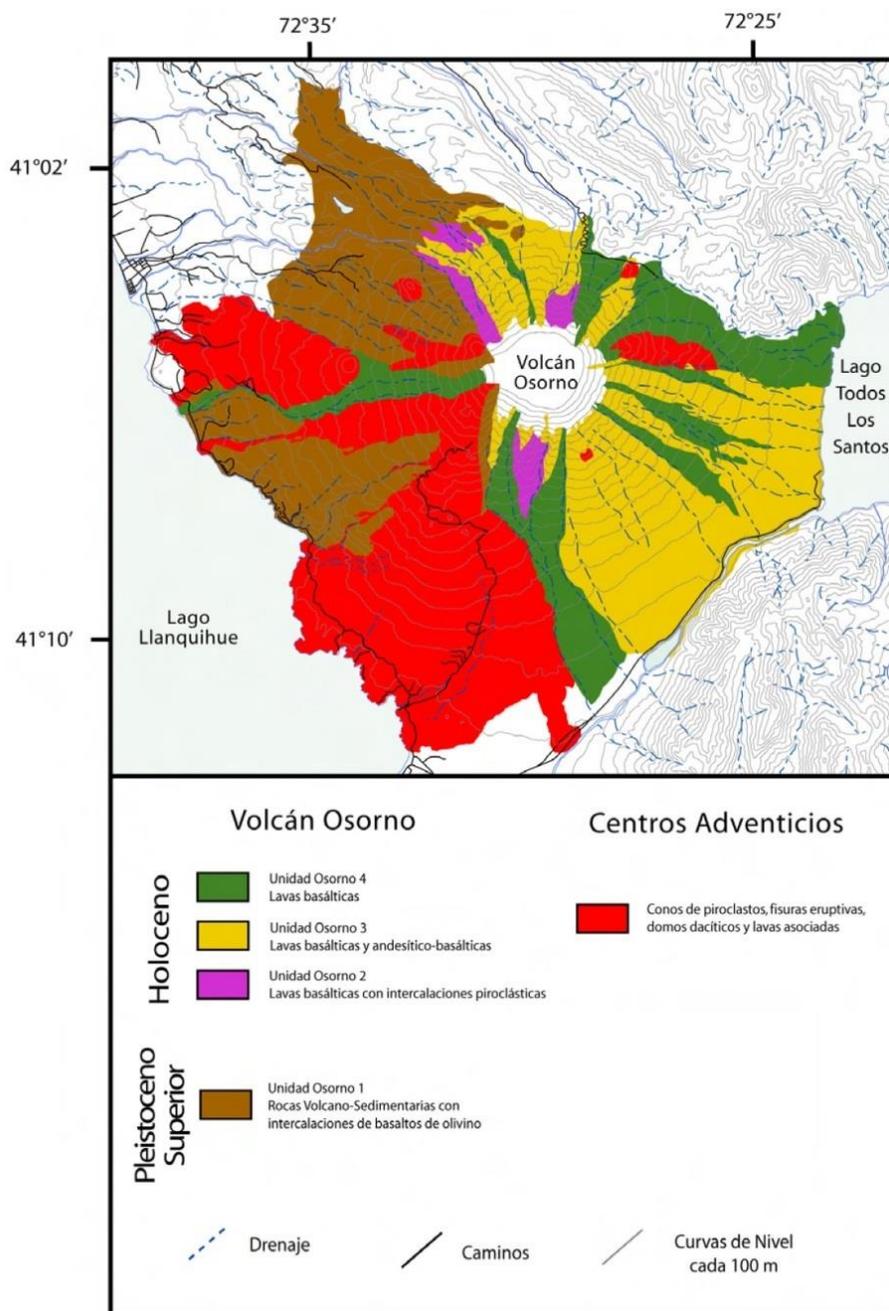


Fig. 2.3: Mapa geológico del volcán Osorno. Tomado desde Orozco (2009).

2.2.3. Geología del Volcán Calbuco

El volcán Calbuco corresponde a un estratovolcán compuesto, de forma cónica truncada, cuyos productos consisten principalmente en coladas de lava de tipo “aa”, de bloques y depósitos piroclásticos de diferentes tipos. Se ubica en la ribera SE del lago Llanquihue y al NE del lago Chapo (41°19’S-72°36’W). Alcanza una altura de 2003 msnm, alzándose en alrededor de 1500 m sobre el nivel local, y sus productos cubren un área aproximada de 150 km² (Lahsen *et al.*, 1985). Si se considera las áreas cubiertas por depósitos laháricos, la superficie total alcanza a 400 km². Sobre la base de criterios morfoestructurales, se ha definido 4 unidades principales, desarrolladas desde el Pleistoceno Tardío hasta el Reciente, llamadas unidades Calbuco 1, 2, 3 y 4, en orden decreciente de edad (Castruccio, 2008).

La Unidad Calbuco 1 corresponde a una sucesión de lavas andesíticas y, en menor proporción, basálticas, con escasas intercalaciones de brechas y aglomerados de posible origen lahárico que sobreyacen en discordancia de erosión al basamento del volcán y subyaciendo a la Unidad Calbuco 2. Una colada de lava de esta unidad fue datada por Lahsen *et al.* (1985) en $0,113 \pm 0,04$ Ma, por lo que se le asigna una edad pleistocena tardía. Las rocas de esta unidad constituyen la base del edificio volcánico que aflora principalmente en los flancos W, E y S, y se encuentran intensamente afectadas por erosión glacial, manifestada por circos y valles en forma de U. Petrográficamente las lavas corresponden a andesitas porfíricas de clino y ortopiroxeno con escaso olivino, y basaltos de olivino (Lahsen *et al.*, 1985).

La Unidad Calbuco 2 corresponde a una sucesión de lavas andesíticas y depósitos piroclásticos, que sobreyacen y subyacen en discordancia de erosión a las Unidades Calbuco 1 y Calbuco 3, respectivamente, por lo que se le asigna una edad pleistocena tardía. Las rocas de esta unidad forman el cono principal del volcán Calbuco y afloran principalmente en los flancos W, SE y E del edificio volcánico, y rellenan los valles labrados en la Unidad Calbuco 1. Las rocas de esta unidad alcanzan hasta la cima del volcán. Según Lahsen *et al.* (1985), hacia el final del desarrollo de esta unidad se habría producido una avalancha volcánica que fluyó hacia el NNW, generando un anfiteatro de avalancha de 2 km de diámetro, movilizándose un volumen estimado de $2,7 \text{ km}^3$, cuyos depósitos cubren un área de unos 60 km^2 . Las lavas de la Unidad Calbuco 2 corresponden a andesitas de ortopiroxeno y clinopiroxeno con escaso olivino.

La Unidad Calbuco 3 corresponde a una sucesión de coladas andesíticas, andesítico–basálticas y basálticas que se depositaron en cursos glaciales y, en parte, fluviales excavados en la Unidad Calbuco 2. La edad de esta unidad es de edad holocena e incluye los productos emitidos hasta el año 1893 (Castruccio, 2008). Según Lahsen *et al.* (1985), las lavas emitidas por esta unidad, lo hicieron a través del cráter central y de un cráter ubicado en la ladera N del edificio. Las coladas de lava se distribuyen principalmente en los flancos N y S del volcán, mientras que en el sector del cráter norte se edificó un pequeño domo de composición andesítica. Las coladas de lava tienen potencias variables entre 5 y 40 m, y se encuentran intercaladas con depósitos piroclásticos y brechas de posible origen lahárico. Las coladas de esta unidad son habitualmente del tipo de bloques y presentan evidencias de erosión glacial, como estrías y depósitos morrénicos que las recubren. Durante el desarrollo de esta unidad se originaron extensos depósitos laháricos que formaron importantes abanicos laháricos hacia los flancos W, NNE y S del volcán. Petrográficamente las lavas corresponden a andesitas de orto y clinopiroxeno y, en menor medida, a andesitas basálticas de olivino, presentándose también pequeñas cantidades de hornblenda como fenocristal (Parada, 1990).

La Unidad Calbuco 4 corresponde a los productos emitidos durante las últimas erupciones históricas del volcán: 1893–1895; 1929 y 1961. Dentro de esta unidad se incluye un domo generado durante la erupción de 1893-1895 (ubicado en el interior del cráter central), coladas de lava posteriores asociadas a la erupción de 1929 (de tipo “aa” que fluyó hacia el NE con una longitud de 2,5 km y un ancho promedio de 350 m) y la erupción de 1961, con 2 coladas andesíticas de bloques, una de las cuales fluyó hacia el NE con una longitud de 4,6 km, ancho de 350 m y un espesor en su frente de 60 m. Petrográficamente, las lavas de esta unidad corresponden a andesitas de clinopiroxeno y ortopiroxeno. Dentro de esta unidad, se incluyen también, los depósitos piroclásticos de caída, distribuidos principalmente hacia E del volcán, los depósitos de flujo de bloques y ceniza y los depósitos laháricos, distribuidos principalmente hacia los flancos N, E y S del volcán (Castruccio, 2008).

Mapa geológico simplificado Volcán Calbuco

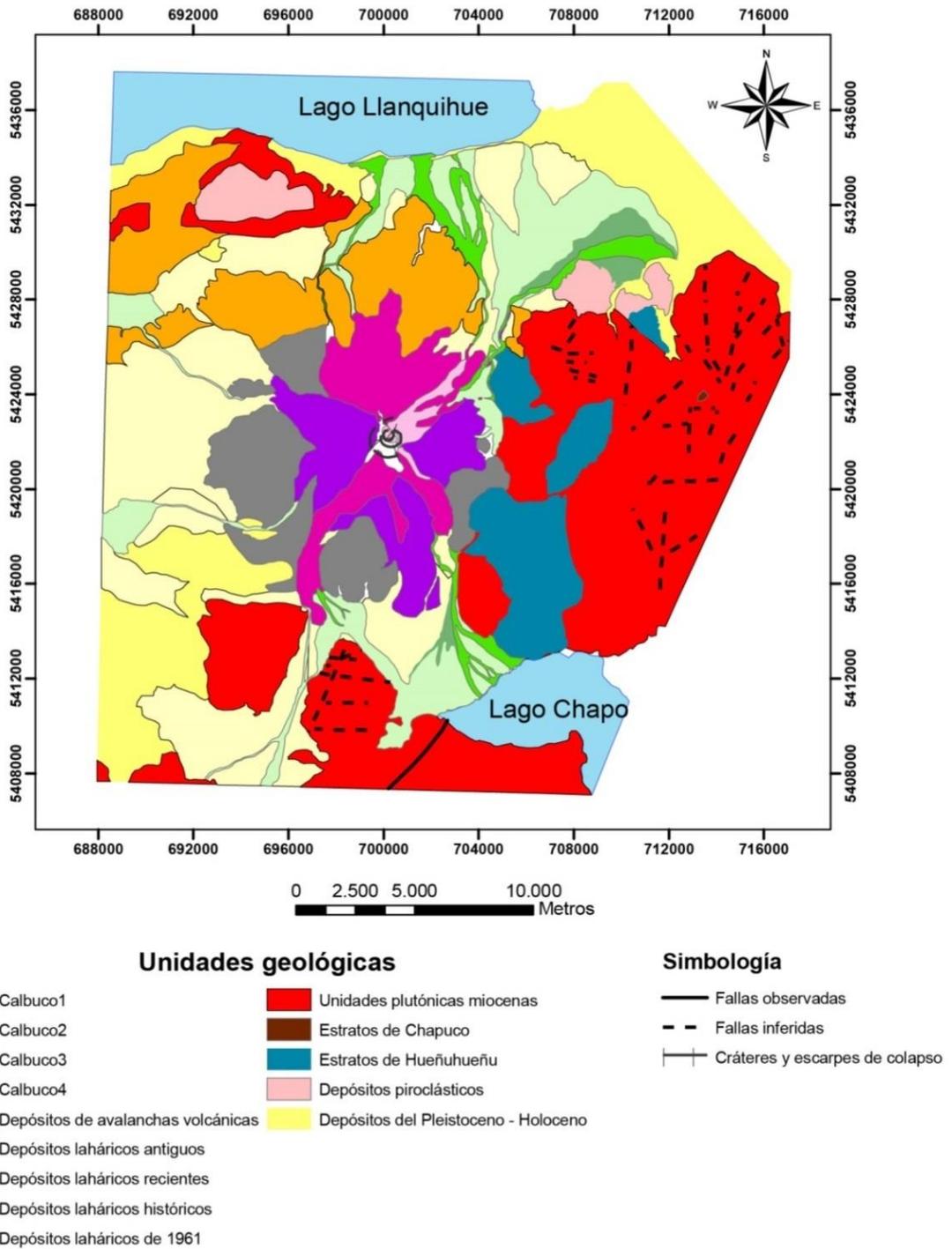


Fig. 2.4: Mapa geológico del volcán Calbuco, simplificado de Lahsen et al. (1985). Mapa tomado desde Castruccio (2008).

2.2.4. Geología de los Centros Eruptivos Menores

Al este de la Ensenada Cayutué y entre la ensenada y la bahía Ralún, se han reconocido varios centros eruptivos menores postglaciales de composición basáltica, distribuidos a lo largo de la Zona de Falla Liquiñe-Ofqui. La distribución de estos centros eruptivos menores evidencia un fuerte control estructural del volcanismo Cuaternario Superior en esta área.

De norte a sur los centros eruptivos menores son: Pichilaguna, Cayutué y Cabeza de Vaca, los cuales se encuentran separados entre sí por sectores sin manifestaciones volcánicas. Los centros son sobreyacentes a las unidades Cayutué y Reloncaví y, localmente, sobre los Estratos de Reloncaví (Moreno *et al.*, 1985).

2.2.4.1. Centro Eruptivo Pichilaguna

Se encuentran al este de la Ensenada Cayutué, en el sector sur del Cerro El Derrumbe. El Centro Eruptivo Pichilaguna, ubicado en la ribera oriental de la Ensenada Cayutué, es un cráter de explosión o maar que se encuentra parcialmente ocupado por un lago pequeño (Moreno *et al.*, 1985). La primera descripción de éste, como maar, fue hecha por Reichert (1917). Posteriormente Steffen (1944) habló de Pichilaguna como un pequeño lago separado de la ensenada por un pequeño cordón morrénico.

El cráter es de perfil asimétrico y se eleva unos 10 m en el borde occidental, hasta 400 m en el borde oriental. Las caídas gravitacionales del material piroclástico dieron lugar a un depósito que rellena gran parte del interior del cráter ocupado por un pequeño lago. Dicho lago desagua al lago Todos los Santos por medio de un salto de 2 m de altura.

El Centro Eruptivo Pichilaguna se construyó sobre una franja de rocas cataclásticas de rumbo norte-sur asociadas a la Zona de Falla Liquiñe-Ofqui que afecta a las tonalitas de la Unidad Reloncaví.

El Centro Eruptivo El Magneto, no estudiado en este trabajo, está ubicado a 4 km al este del maar Pichilaguna, en las nacientes del estero El Manzano. Ocupa el fondo de una profunda quebrada de rumbo aproximado norte-sur (Moreno *et al.*, 1985) (Fig. 2.5).

2.2.4.2. Centro Eruptivo Cayutué-Cabeza de Vaca

Este grupo se encuentra entre la Ensenada Cayutué y la bahía Ralún por el sur (Fig. 1.1; Fig. 2.2). Dicho grupo se encuentra separado por un sector sin manifestaciones volcánicas. El grupo más numeroso es el de Cayutué, ubicado entre la ensenada y el lago Cayutué, mientras que más al sur, a 4 km aproximadamente, está ubicado el Centro Eruptivo Cabeza de Vaca.

El grupo Cayutué consta de 6 conos piroclásticos que destacan por sus cráteres bien conservados, sin embargo, un examen minucioso del área permite reconocer 15 centros eruptivos (Moreno *et al.*, 1985).

Los conos de piroclastos tienen alturas de 40 a 450 m, con cráteres de 50 a 400 m de diámetro, que se edificaron sobre los puntos de emisión de lavas durante una fase eruptiva final. Estos conos se encuentran edificados sobre los granitoides de la Unidad Reloncaví y Cayutué (Moreno *et al.*, 1985; Carrasco, 1995).

4 km al sur se encuentra el Centro Eruptivo Cabeza de Vaca que consiste en dos conos de piroclastos con flujos de lava tipo “aa” asociados. El mayor de ellos alcanza unos 350 m de altura sobre la base y 1 km al sureste del cono mayor, se eleva un pequeño cono de piroclastos de 40 m de altura.

2.2.5. Otros Centros Eruptivos Menores cercanos

A lo largo de la Zona de Falla Liquiñe-Ofqui, se encuentran una serie de centros eruptivos menores cuaternarios, algunos de éstos son: Rucapillán (39,0°S), Mirador (40,3°S), La Viguera (41,4°S), Rollizos (41,5°), Pocolihuén (41,5°S) y Puyuhuapi (44,3°S). En lo que respecta a lo próximo, solo los centros eruptivos menores más cercanos al área de estudio han sido brevemente descritos (Fig. 2.5):

2.2.5.1. La Viguera (41,4°S)

Se localiza en la ribera sur del río Petrohué, en su desembocadura en la bahía Ralún. Consiste en conos de piroclastos y lavas basálticas asociadas que cubren un área aproximada de 4 km². Se reconocen dos conos piroclásticos sobreimpuestos, desde los cuales fueron emitidos flujos de lavas que obstruyeron el desagüe del río Petrohué, dando lugar a un lago Petrohué de corta duración (Carrasco, 1995). Petrográficamente hablando, las rocas corresponden a basaltos porfíricos con fenocristales de olivino en una masa fundamental pilotaxítica a intergranular.

2.2.5.2. Rollizos (41,5°S)

Se ubica en el extremo nororiental de la Península Rollizos, en el fiordo Reloncaví frente a Ralún. Consiste en un cráter semicircular, de unos 500 m de diámetro y una altura de 270 msnm, abierto hacia el E y fuertemente erosionado en la parte oriental. Está formado esencialmente por tobas y brechas consolidadas. Este centro se construyó sobre los gabros de la Unidad Cochamó, recubriendo y adosándose a los basaltos de los Estratos de Reloncaví (Carrasco, 1995).

2.2.5.3. Pocolihuén (41,5°S)

Se ubica en la Punta Pocolihuén, frente a la bahía Cochamó, en el margen occidental del fiordo Reloncaví. Consiste en dos centros de emisión de piroclastos. El más antiguo, destruido por la erosión glacial, está compuesto de brechas volcánicas y tobas de cenizas y lapilli, consolidadas, cortadas por filones mantos y diques basálticos; y aparece sobreyaciendo a morrenas y granitoides de la Unidad Cayutué. El más reciente, es un pequeño cono de piroclastos, de unos 100 m de altura de base a techo, bien conservado y postglacial (Carrasco, 1995).

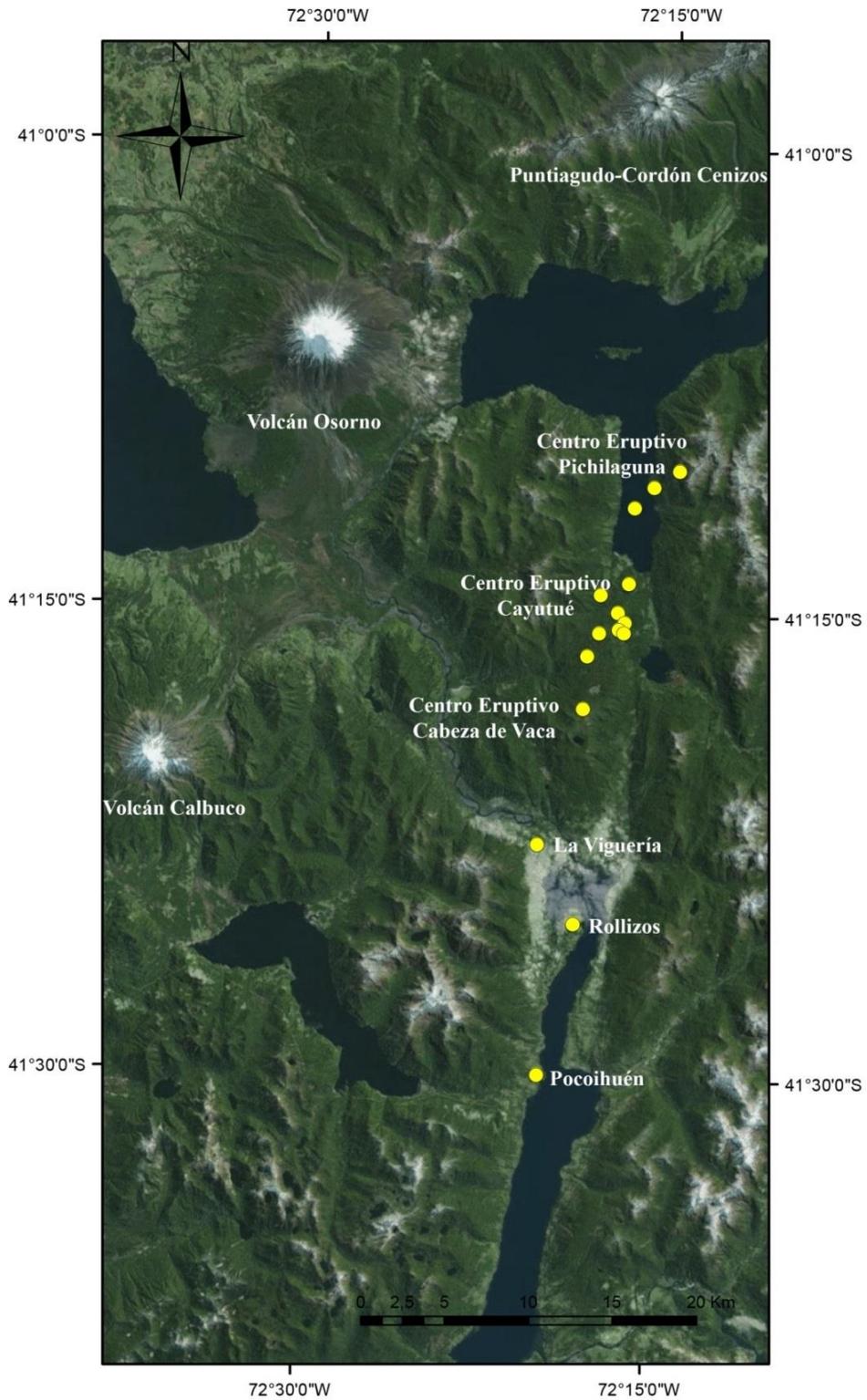


Fig. 2.5: Mapa de ubicación de los centros eruptivos menores del área. Mapa realizado en el software ArcGIS 10.1.

2.3. MARCO ESTRUCTURAL

2.3.1. Zona de Falla Liquiñe-Ofqui

Entre los 37° y 46°S de los Andes, la convergencia entre las placas de Nazca y Sudamericana es levemente oblicua. El arco volcánico tiene una orientación general NNE (N10°E) y su principal característica es la Zona de Falla Liquiñe-Ofqui, de 1200 km de longitud y orientación NNE (López-Escobar *et al.*, 1995; Cembrano y Lara, 2009). La zona de falla es muy parecida a un sistema idealizado de rumbo que incluye un dúplex (Woodcock y Fisher, 1986; Cembrano *et al.*, 1996). La presencia de zonas de deformación en rocas plutónicas y rocas metamórficas dentro de la Zona de Falla Liquiñe-Ofqui documentan deformación dextral Mioceno-Plioceno acompañado de emplazamiento de plutonismo sintectónico (Cembrano *et al.*, 1996).

Según Rosenau *et al.* (2006), la parte norte de los Andes Sur, entre los 38°S y los 42°S, es una zona de sistema de falla SC que acomoda parte de la convergencia oblicua entre las placas de Nazca y Sudamericana. Modelos cinemáticos realizados por Rosenau *et al.* (2006) sugieren que la Zona de Falla Liquiñe-Ofqui acomodó 124 km (+24/-21) de desplazamiento dextral entre los 40-42°S y 67 km (+13/-11) entre los 38-40°S desde el Plioceno. Desde dicho tiempo, las tasas de cizalle a lo largo de la Zona de Falla Liquiñe-Ofqui decrecen desde el sur hacia el norte, desde 32 a 13 mm/año, esto compatible con la partición de la mitad de la convergencia (Fig. 2.7).

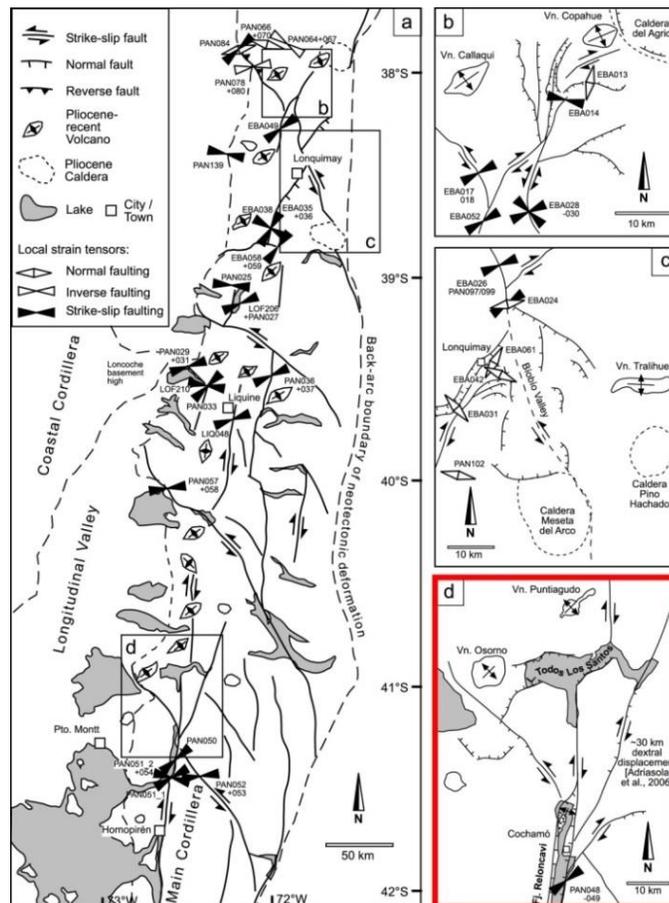


Fig. 2.6: Marco estructural de la Zona de Falla Liquiñe-Ofqui. En el recuadro rojo se observa un zoom de la zona de estudio. Modificado de Rosenau *et al.* (2006).

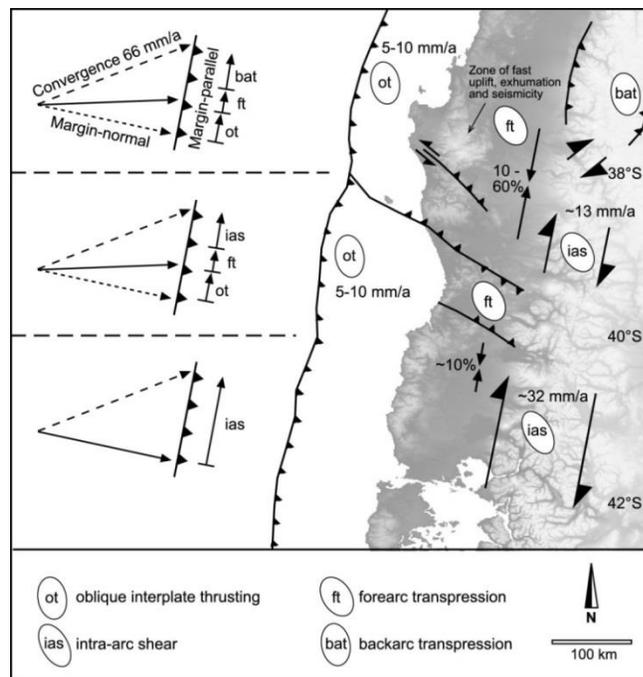


Fig. 2.7: Segmentación de la deformación en los Andes Sur. Modificado de Rosenau et al. (2006).

Además de la deformación dextral, otros autores, tales como, Hervé y Ota (1993), han descrito tasas verticales de alzamiento hasta del orden de 10 m por mil años en la zona de Chiloé (42-43°S) en el transcurso del Holoceno. Según ellos, el alzamiento estaría relacionado, probablemente, con la Zona de Falla Liquiñe-Ofqui que cruza el área. Además, Parada *et al.* (2000), un poco más al sur, describieron también tasas de exhumación para el Batolito Patagónico a la altura de los 44°30'S, del orden de 2 mm/año.

Con respecto a la profundidad de esta zona de falla, Araneda y Avendaño (1985) interpretan, en base a estudios gravimétricos, que la Zona de Falla Liquiñe-Ofqui en el sector Cayutué-Reloncaví no se expresa mediante una traza, sino más bien, como una zona de debilitamiento de profundidad variable que va entre 800 y 2200 metros aproximadamente. Más al sur, Lange *et al.* (2008), sugieren una profundidad mínima de ~8 km para la Zona de Falla Liquiñe-Ofqui, en base al evento sísmico más profundo (7,6 km) registrado dentro de ésta, cerca de la localidad de Hornopirén (42-42,05°S).

2.3.2. Relación entre volcanismo y tectónica

Según Cembrano y Lara (2009), los factores de primer orden que controlan el volcanismo en la Zona Volcánica Sur (SVZ), serían el espesor cortical y la existencia de un sistema mayor de falla de intra-arco (Zona de Falla Liquiñe-Ofqui), mientras que un factor de segundo orden sería la naturaleza del basamento del arco volcánico (Fig. 2.8).

Existen dos categorías principales de asociaciones volcano-tectónicas (Cembrano y Lara, 2009) (Fig. 2.9): 1) **Asociaciones cinemáticamente acopladas:** aquellas asociadas al régimen tectónico transpresional dextral. Incluye alineamientos volcánicos NE de estratovolcanes y conos monogenéticos y 2) **Asociaciones cinemáticamente desacopladas:** Donde el acople con el régimen tectónico no es requerido. Incluye estratovolcanes construidos en el techo de antiguas fallas inversas con movimiento de rumbo y conos monogenéticos asociados a la falla maestra Liquiñe-Ofqui (ZFLO), tales como los centros eruptivos de este trabajo.

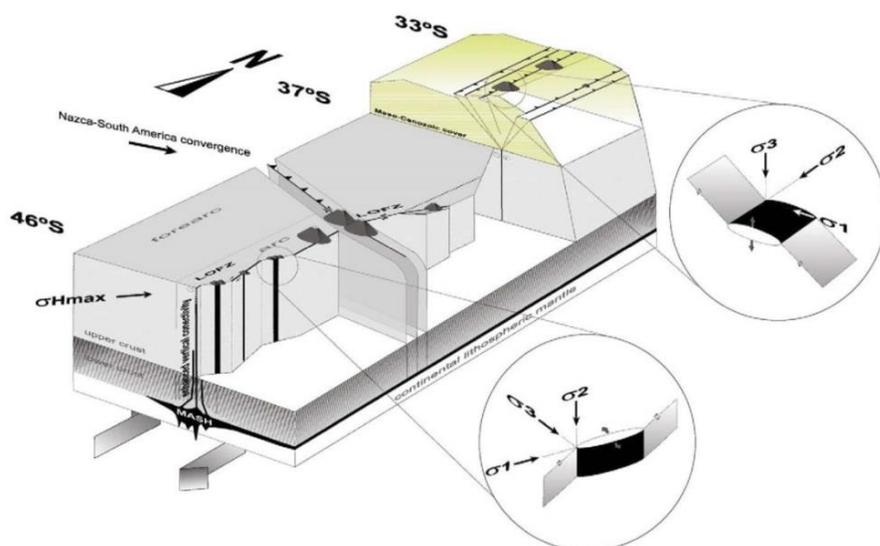


Fig. 2.8: Dibujo esquemático que resume los factores de primer y segundo orden que controlan el volcanismo en la zona volcánica sur de los Andes. Al sur de los 37°S los estratovolcanes son espacialmente asociados con grietas de tensión de rumbo NE o NW asociadas al basamento. Los centros eruptivos menores de composición más primitiva de la zona volcánica sur son los asociados a la falla maestra Liquiñe-Ofqui. Tomado de Cembrano y Lara (2009).

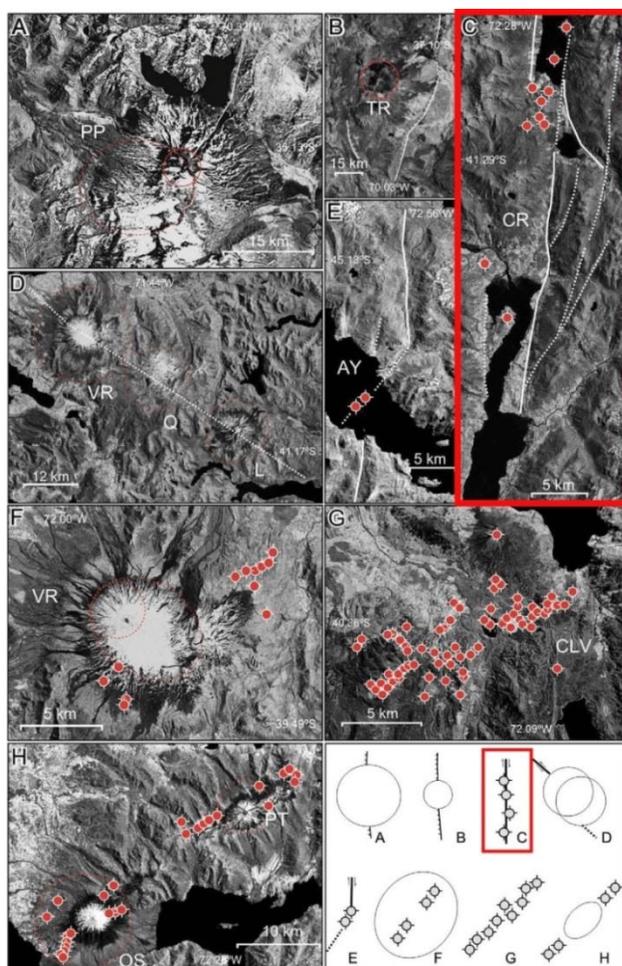


Fig. 2.9: Tipos de asociaciones volcano-tectónicas. Se observan dos principales categorías: (1) Asociaciones cinemáticamente acopladas (B, E, F, G y H) y (2) Asociaciones cinemáticamente desacopladas (A, C y D). En el recuadro rojo se observa el grupo Cayutué-Cabeza de Vaca como una asociación cinemáticamente desacoplada. Modificado de Cembrano y Lara (2009).

CAPÍTULO 3: MORFOLOGÍA

3.1. INTRODUCCIÓN

Los conos de escoria son los volcanes más comunes en la tierra seguido de los volcanes hidroclásticos. No obstante, su tamaño es pequeño comparado con los volcanes en escudo y estratovolcanes (Sigurdsson, 1999).

Los conos de escoria son volcanes que se forman por erupción de magma, generalmente basáltico, de baja viscosidad en erupciones estrombolianas o hawaianas. Estos conos en general ocurren en campos o grupos y se forman en condiciones secas o a una razón agua/magma muy baja ($<0,1$). En cambio, los anillos de toba, conos de toba y maars son formados en ambientes subaéreos o en presencia de aguas superficiales. Ellos se generan desde una erupción freatomagmática debido a la mezcla de magma ascendente y agua superficial (Sigurdsson, 1999) (Fig. 3.1).

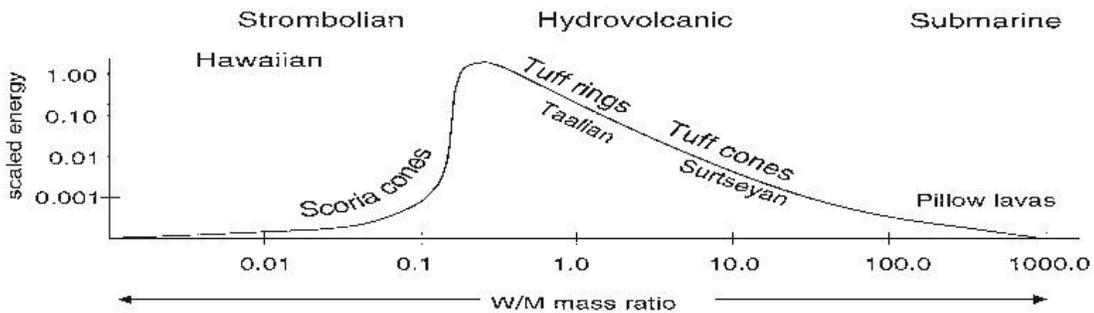


Fig. 3.1: Diagrama de razón agua/magma. La razón agua/magma (W/M) es un importante control en el estilo eruptivo, el modo de transporte y depositación del material eyectado. Modificado de Sigurdsson, 1999.

3.1.1. Conos de escoria

La morfología de los conos de escoria depende de numerosos factores (Sigurdsson, 1999), tales como: (1) volumen total de material eruptado, (2) rango y velocidad media de eyección, (3) ángulos de eyección, (4) velocidad del viento y dirección, (5) naturaleza y tamaño de partículas, (6) ocurrencia de desbordamientos de lava, (7) intercalaciones freatomagmáticas y (8) geometría del respiradero. Según Sigurdsson (1999), los conos de escoria tienen diámetros basales (W_{co}) que van entre los 0,25 a 2,5 km, con una media de 0,8 km (Fig. 3.2), y como tendencia general, la altura de los conos es igual a $0,18W_{co}$ y el diámetro del cráter, igual a $0,4W_{co}$.

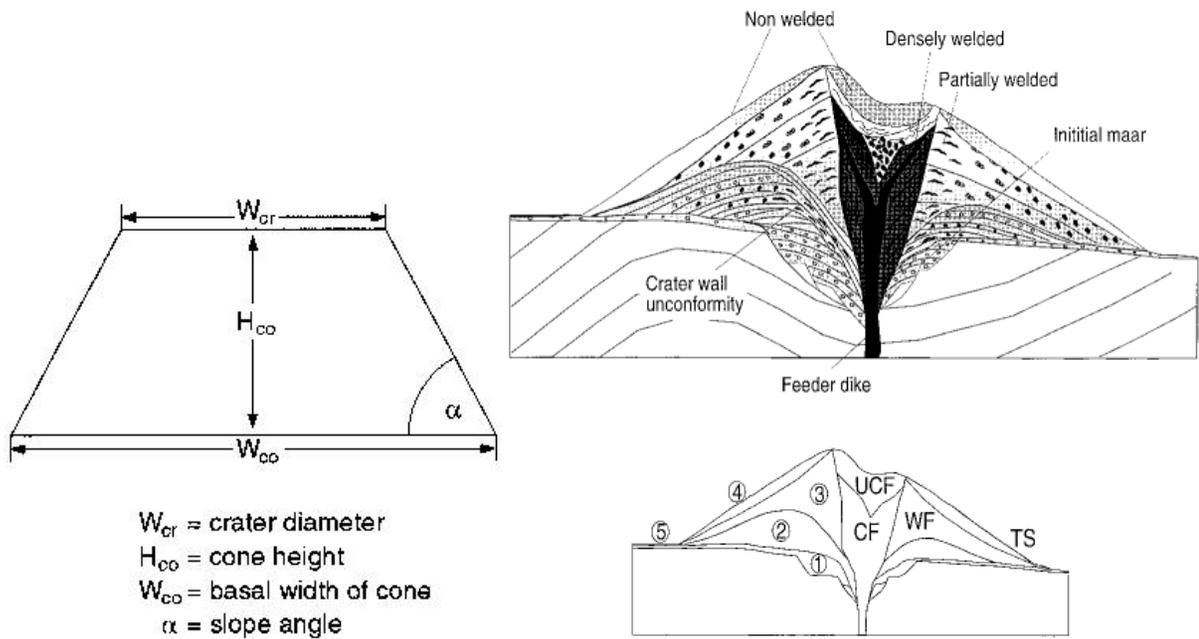


Fig. 3.2: Izquierda: Modelo simple de los parámetros que definen un cono de escoria. Derecha: Morfología y estructura interna de un cono de escoria: 1, erupción freatomagmática inicial; 2, erupción estromboliana con intercalaciones freatomagmáticas; 3, erupción estromboliana formando el cono principal; 4, deslizamientos de talud post-estromboliano; 5, depósitos de caída distal. CF (crater facies); UCF (upper crater facies); WF (wall facies); TS (talus slope). Modificado de Sigurdsson, 1999.

3.1.2. Volcanes Hidroclásticos

La morfología y tamaño de los conos hidrovolcánicos y anillos son descritos según los siguientes parámetros (Sigurdsson, 1999): (1) diámetro del anillo, (2) altura máxima, (3) razón altura/diámetro del anillo, (4) profundidad de excavación y (5) máximo manto de la estratificación. Los conos de toba y maars son morfológicamente similares. Ambos tienen diámetros de cráteres que en promedio van entre los 0,7-0,8 km, sin embargo, sus rangos son más amplios, yendo entre los 0,2 a 3 km (por ejemplo, *Killbourne Hole*, Nuevo México). Además, la razón altura/diámetro del anillo está entre los 0,05 y 0,13.

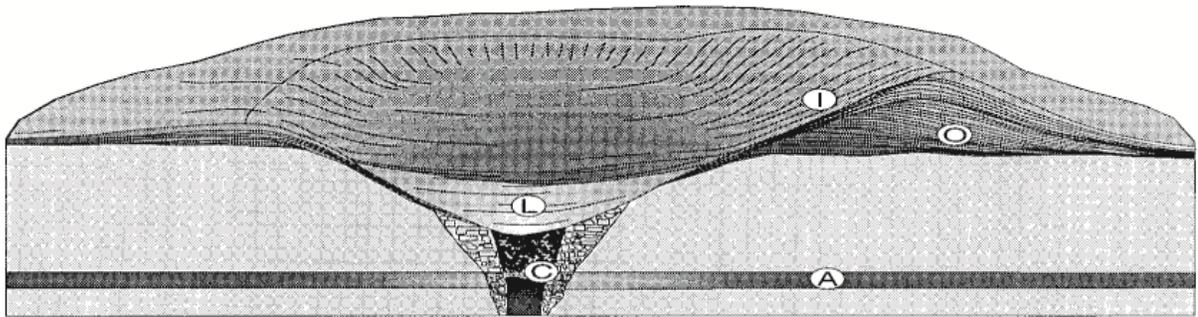


Fig. 3.3: Diagrama de un maar mostrando las diferentes etapas de la evolución del borde del maar controlada por la continua excavación del cráter. O, estratos del borde manteniendo hacia afuera; I, estratos del borde manteniendo hacia adentro; C, conducto en forma de embudo formado por interacción explosiva con agua superficial; A, acuífero superficial; L, relleno del cráter. Modificado de Sigurdsson, 1999.

3.2. GENERALIDADES

Las características morfológicas estimadas se mostrarán agrupadas por centro y dentro de cada centro, se mostrarán las medidas inherentes a cada volcán monogenético, siguiendo los parámetros destacados en la sección anterior (W_{cr} , W_{co} , H_{co} , α , etc.). Estos valores se exhiben a continuación, en una tabla resumen (Tabla 3.1), con el fin de poder comparar las diferencias de manera cuantitativa. Un mayor detalle de las mediciones morfológicas se puede encontrar en el ANEXO E: MEDIDAS MORFOLÓGICAS.

Con el fin de poder diferenciar y etiquetar de manera práctica los centros eruptivos menores, se utiliza la nomenclatura “cono interno” y “cono externo”. Como se puede ver en la Fig. 3.4, hay una serie de centros eruptivos que poseen un cráter de explosión y sobre éste se construye un cono más joven. Con respecto a esto último, “cono externo” corresponde al “cráter de explosión” de características freatomagmáticas y “cono interno” al “cono de escoria” construido sobre éste. Un caso particular es el del Centro Eruptivo Pichilaguna 1, que siendo un cráter de explosión, es tratado con el término cono interno, pues solo posee un tipo de morfología volcánica en su génesis y desarrollo.

Para el estudio morfológico de esta sección se usó estereoscopía con fotografías aéreas, el DEM (*digital elevation model*) de la X Región de los Lagos, las observaciones hechas en terreno y los trabajos previos realizados en la zona (Moreno *et al.*, 1985; Carrasco *et al.*, 1991; Carrasco, 1995). Con todas estas herramientas y usando el *software ArcGIS 10.1* se llevó a cabo un mapeo regional del área, con énfasis en los centros eruptivos menores, el cual permitió definir, de manera relativamente precisa, cada centro eruptivo y sus subcentros. Con esto se logró medir las características morfológicas en 2D, tales como: diámetros de cráteres y diámetros basales de cada subcentro.

Para las medidas 3D, tales como: volumen, máxima elevación, mínima elevación, pendiente de cada centro eruptivo, etc. se utilizó el DEM del área y los polígonos generados en el mapeo regional mencionado anteriormente, los cuales, integrados al *software Global Mapper 15*, permitió calcular las características morfológicas 3D ingresando el nivel base promedio, en msnm, en el que se encuentra cada centro eruptivo.

Los centros eruptivos estudiados en este trabajo son: el Centro Eruptivo Pichilaguna (Hcp), el Centro Eruptivo Cayutué (Hcc) y el Centro Eruptivo Cabeza de Vaca (Hccv). El primero, está compuesto por un maar en la ribera este de la Ensenada Cayutué y un cono sumergido en la profundidad del lago Todos los Santos. El segundo, está compuesto por trece subcentros dentro de los cuales, 4 de ellos, están desarrollados sobre un cráter de explosión, y el último, Cabeza de Vaca, por dos subcentros con flujos de lavas asociados. Los centros eruptivos estudiados en este trabajo cubren un área aproximada de 17,52 km², con cráteres de tamaño entre los 100-1000 m de diámetro y alturas, de los centros, que van entre los 40 y 450 m.

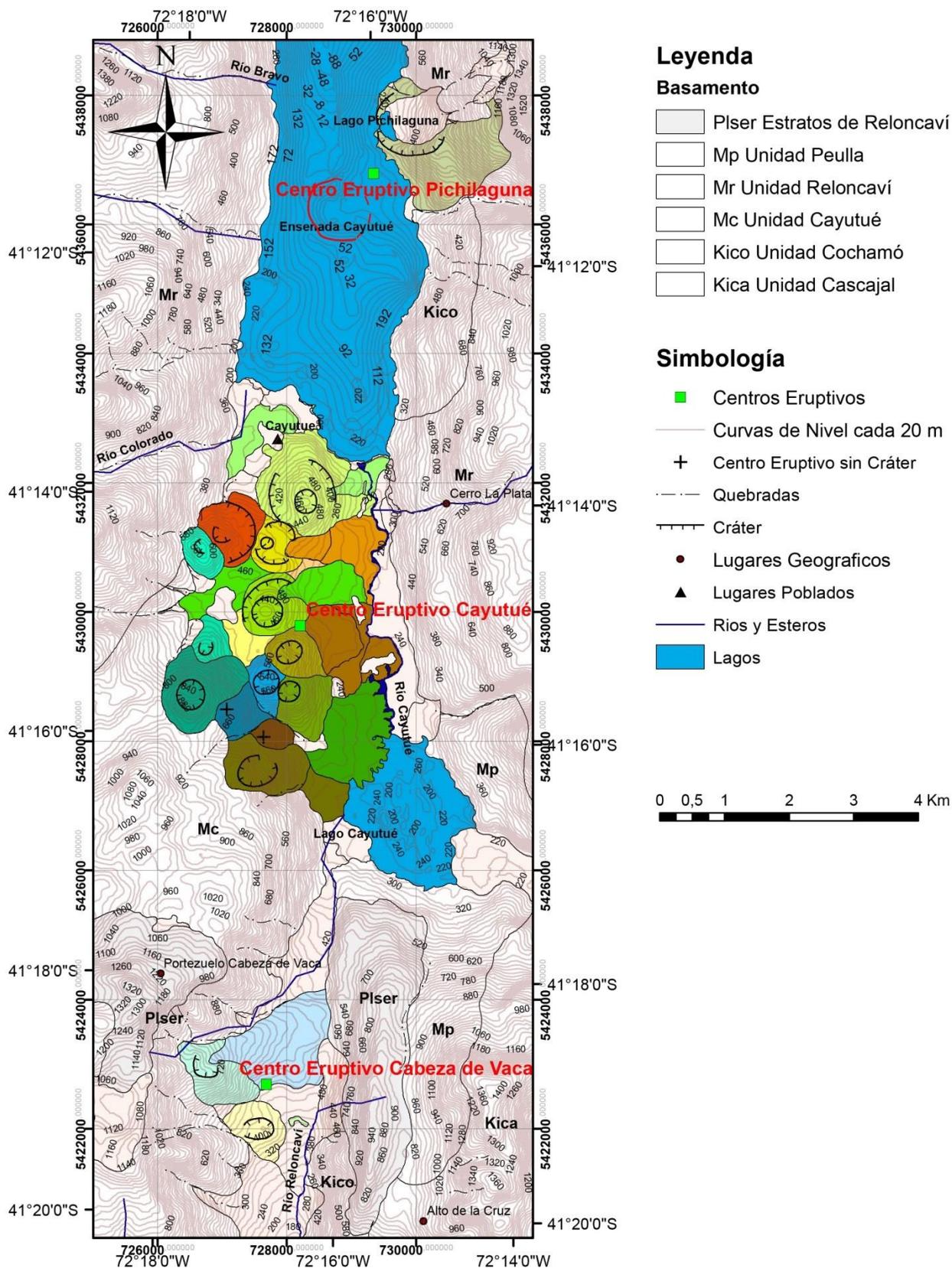


Fig. 3.4: Mapa general del área de estudio. Por el norte se encuentra el Centro Eruptivo Pichilaguna (Hcp), donde con un polígono rojo está marcado el cono sumergido. En la zona del medio, el Centro Eruptivo Cayutué (Hcc), y por el sur, el Centro Eruptivo Cabeza de Vaca (Hccv). Mapa modificado de Moreno et al. (1985) y Carrasco (1995). Realizado en el software ArcGIS 10.1.

Tabla 3.1: Medidas morfológicas de los centros eruptivos de este trabajo (Pichilaguna, Cayutué y Cabeza de Vaca). W_{cr} es el diámetro del cráter, $W_{co(Fav)}$ es el diámetro basal (en metros) estimado con el área A (en km^2) que cubre el centro [$W_{co(Fav)}(m) = 2000 * \sqrt{A/\pi}$], $W_{co(Set)}$ es el diámetro basal (en metros) estimado con el promedio de dos medidas realizadas con el software Global Mapper, H_{co} la altura de base a techo y α el ángulo de la pendiente promedio. Como se destacó en la introducción de este capítulo, el término “cono externo” corresponde al “cráter de explosión” y “cono interno” al “cono de piroclastos” que se desarrolla sobre dicho cráter. Los volúmenes (cono, lava y total) fueron calculados con Global Mapper usando el nivel base promedio en el que se encuentran los centros y el volumen eyectado teórico, usando las relaciones empíricas propuestas por Sato y Taniguchi (1997).

Parámetro	W_{cr} (m)	$W_{co(Fav)}$ (m)	$W_{co(Set)}$ (m)	H_{co} (m)	α (°)	$H_{co}/W_{co(Fav)}$	$H_{co}/W_{co(Set)}$	Volumen Cono (km^3)	Volumen Lava (km^3)	Volumen total (km^3)	Volumen Eyectado Teórico (Sato y Taniguchi, 1997) (km^3)	
Hcp1	980	1889	1706	208	24,16	0,110	0,110	0,2058		0,2058	0,2217	
Hcp2	459	974	942	98	15	0,100	0,104	0,0440		0,0440	0,4169	
Hcc1	Cono externo	967	1254	1468	231	19,46	0,184	0,157	0,2058	0,0465	0,3191	0,2136
	Cono interno	286	917	925	178	19,37	0,194	0,192	0,0667			0,1352
Hcc4	Cono externo	564	933	867	57	12,11	0,061	0,065	0,0350	0,0599	0,0964	0,0478
	Cono interno	121	293	296	36	10,06	0,122	0,121	0,0015			0,0174
Hcc5	Cono externo	893	1004	991	91	13,63	0,091	0,092	0,0490	0,1701	0,2389	0,1712
	Cono interno	406	700	687	106	15,25	0,151	0,154	0,0197			0,3113
Hcc7	309	815	865	314	23,47	0,385	0,363	0,1016	0,0483	0,1499	0,1625	
Hcc9	268	927	956	312	21,51	0,336	0,326	0,0986	0,0419	0,1405	0,1158	
Hccv1	349	1176	1229	433	22,02	0,368	0,352	0,2796	0,1809	0,4605	0,2171	
Hccv2	337	864	939	224	11,85	0,259	0,238	0,0655	0,0003	0,2236	0,1998	

3.3. MORFOLOGÍA DEL CENTRO ERUPTIVO PICHILAGUNA

El Centro Eruptivo Pichilaguna se encuentra al este de la Ensenada Cayutué (brazo sur del lago Todos los Santos), en el sector sur del cerro El Derrumbe. Dicho centro, ubicado en la ribera oriental de la Ensenada Cayutué, consiste en dos subcentros: un cráter de explosión o “maar” ocupado parcialmente por el lago Pichilaguna (Moreno *et al.*, 1985) (Hcp1) y, a unos 1500 m al SW de éste último, un cono sumergido que está ubicado en el fondo del brazo sur del lago (Hcp2) (Fig. 3.5; Fig. 3.12; Fig. 3.13).

3.3.1. Centro Eruptivo Pichilaguna 1 (Hcp1)

3.3.1.1. Características morfológicas

El centro eruptivo Hcp1 posee un cráter de 980 m de diámetro con un perfil asimétrico que se eleva desde los 200 msnm hasta cerca de los 560 msnm en el borde occidental, observándose de manera parcial la forma del cráter. El nivel basal del maar Pichilaguna se encuentra a 192 msnm y su altura máxima, a 400 msnm, mostrando una altura promedio de 208 m. El ancho basal del maar es aproximadamente 1800 m. Con respecto al cráter, dentro de éste se observa un pequeño lago, llamado Pichilaguna, que cubre un área de 73062 m², el cual, según datos obtenidos en este trabajo, desde la superficie hasta el fondo del pequeño lago, posee una profundidad máxima de 18,8 m. Dicho lago desemboca hacia la Ensenada Cayutué mediante una caída de agua de 1 m (Fig. 3.7) (en el trabajo de Moreno *et al.* (1985) se describe este salto de agua como una caída de 2 m).

Con relación a las características 3D y considerando un nivel base de 192 msnm en el *software Global Mapper 15*, el volumen del maar fue calculado en 205.780.312 m³.

Geología del Centro Eruptivo Pichilaguna

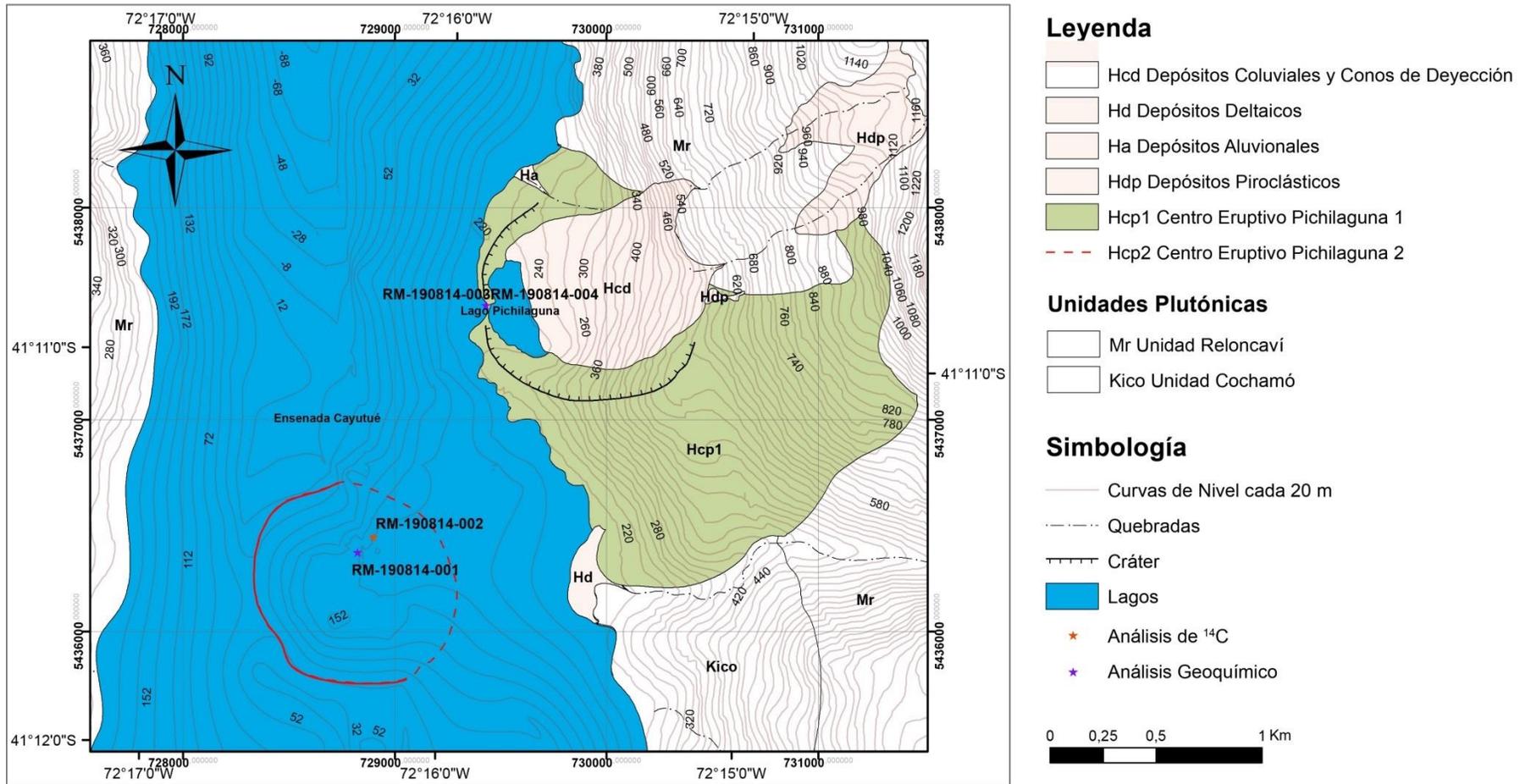


Fig. 3.5: Mapa geológico del Centro Eruptivo Pichilaguna. Las etiquetas del estilo RM-190814-XXX muestran el lugar de donde se obtuvieron las muestras que se analizan en el capítulo de geoquímica. Mapa modificado de Moreno et al. (1985) y Carrasco (1995). Realizado en el software ArcGIS 10.1.

3.3.1.2. Descripción de depósitos

El maar Pichilaguna se encuentra edificado sobre una franja de rocas de rumbo norte-sur ligada a la Zona de Falla Liquiñe-Ofqui (Moreno *et al.*, 1985) que afecta a las tonalitas de hornblenda de la Unidad Reloncaví (Fig. 3.5; Fig. 3.6; Fig. 3.7) (Carrasco *et al.*, 1991).

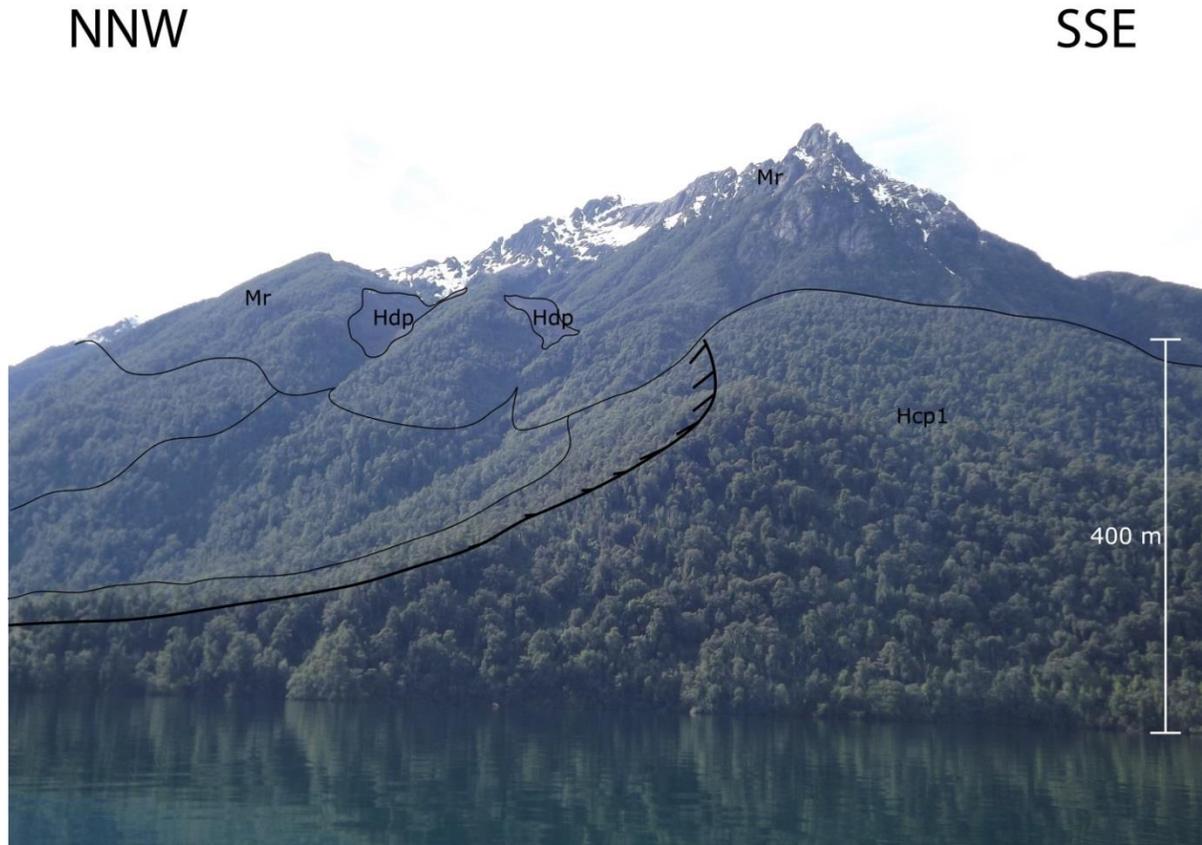


Fig. 3.6: Vista hacia NNE del maar Pichilaguna desde la Ensenada Cayutué, lago Todos los Santos. En la fotografía Hdp corresponde a depósitos piroclásticos, Hcp1 al Centro Eruptivo Pichilaguna 1 y Mr a la Unidad Reloncaví. Con una línea negra más gruesa ha sido marcado el borde del cráter del maar (Moreno *et al.*, 1985).

Como se señaló con anterioridad, el cráter posee un perfil asimétrico, elevándose hasta unos 400 msnm en el borde occidental (Fig. 3.6). Dicho cráter se encuentra cubierto por depósitos coluviales y conos de deyección, y desde él, se emitieron piroclastos tamaño lapilli y bombas que se acumularon en la escarpada ladera suroccidental del cerro El Derrumbe y en el borde occidental del maar. Desde aquel borde occidental se sacó la muestra RM-190814-003, que corresponde a una bomba escoriácea de 12 cm de diámetro y la muestra RM-190814-004, que corresponde a material piroclástico en el cual se encontró inmersa la bomba. En el borde del maar se observan bombas y bloques inmersos en una matriz tamaño lapilli fino a ceniza gruesa moderadamente consolidada, las cuales, presentan estratificación manteando hacia afuera del maar (Fig. 3.7).



Fig. 3.7: Vista hacia el E del maar Pichilaguna. En la fotografía se observa parte del cráter occidental, con su estratificación manteando hacia fuera del maar. En la esquina inferior izquierda de la fotografía, el salto de agua de 1 m que conecta el Lago Pichilaguna con la Ensenada Cayutué (Moreno et al., 1985).



Fig. 3.8: Vista aérea del maar Pichilaguna Hcp hacia el NE. Se aprecia la gruesa cubierta de piroclastos basálticos Qdp (Hdp en este trabajo) sobre las rocas graníticas y el perfil asimétrico del cráter. Tomada y modificada de Moreno et al. (1985).

3.3.2. Centro Eruptivo Pichilaguna 2 (Hcp2)

3.3.2.1. Características morfológicas

El centro eruptivo Hcp2 se encuentra en el fondo del brazo sur del lago Todos los Santos, al SW del centro Hcp1. Lo que podría llamarse cráter, que en estricto rigor no lo es, estimado mediante la batimetría realizada (Fig. 3.12), es de 459 m de diámetro, el cual, se encuentra a 65 m de

profundidad desde la superficie del lago (146 msnm). El nivel basal del cono sumergido se encuentra aproximadamente a 163 m de profundidad (48 msnm) y su altura máxima a 65 m desde la superficie, teniendo el cono sumergido, una altura promedio de 98 m. El ancho basal (W_{co}) es aproximadamente 945 m. Con respecto a la porción superior este del cono sumergido, ésta se conecta con un abanico aluvial que lo cubre parcialmente. Dicho abanico (H_d) proviene de la quebrada ubicada al sur del Centro Eruptivo Pichilaguna 1 (Fig. 3.5; Fig. 3.12).

Con relación a las características 3D y considerando un nivel base de 52 msnm en el *software Global Mapper 15*, el volumen del cono sumergido fue calculado en 43.975.485 m³.

3.3.2.2. Descripción de depósitos

El Centro Eruptivo Pichilaguna 2 (Hcp2) fue construido en las profundidades del lago Todos los Santos, sobre la Unidad Reloncaví.

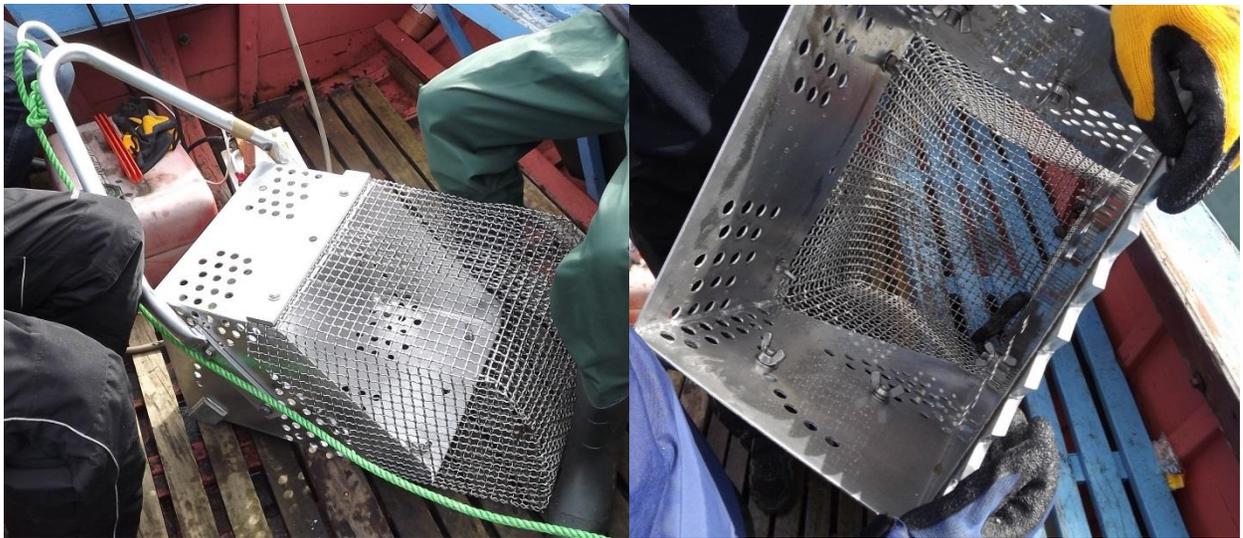


Fig. 3.9: Rastra geológica diseñada para sacar muestras desde el fondo del lago Todos los Santos. Este artefacto fue lanzado desde un bote hasta unos 100 m de profundidad.

Desde el fondo del lago se logró sacar, mediante una rastra geológica diseñada para este fin (Fig. 3.9), 3 muestras: dos para geoquímica y una para ¹⁴C. Las muestras para geoquímica corresponden a escorias de 2 cm, de esfericidad media y subangulosas (RM-190814-001) (Fig. 3.10) y escorias de 2 cm de color pardo rojizo (RM-190814-002) (Fig. 3.10). Cabe destacar que debido a la influencia del abanico aluvial que cubre parcialmente al cono sumergido, al sacar las muestras desde el fondo del lago, se encontraron clastos de basamento y piroclastos retrabajados totalmente cubiertos de sedimentos. Con el fin de poder elegir las muestras que son más representativas del centro Hcp2, se tomaron los piroclastos con menores evidencias de retrabajo. Por otro lado, la muestra para análisis de carbono-14 (RM-190814-002) corresponde a un trozo de tronco de 15x3 cm, el cual arrojó una edad de 230 yBP (siglas en inglés de: años antes del presente) (Fig. 3.11).



Fig. 3.10: Muestras sacadas desde el fondo del lago Todos los Santos, desde el Centro Eruptivo Pichilaguna 2 (Hcp2). La fotografía superior corresponde a la muestra RM-190814-001, donde los piroclastos seleccionados para análisis geoquímico fue el grupo que se encuentra en el medio de la imagen. La fotografía de la derecha corresponde a la muestra RM-190814-002.



Fig. 3.11: Tronco en avanzado estado de descomposición sacado desde las profundidades del lago Todos los Santos, con la rastra geológica. Análisis de ^{14}C realizado a esta muestra arroja una edad de 230 ± 30 yBP.

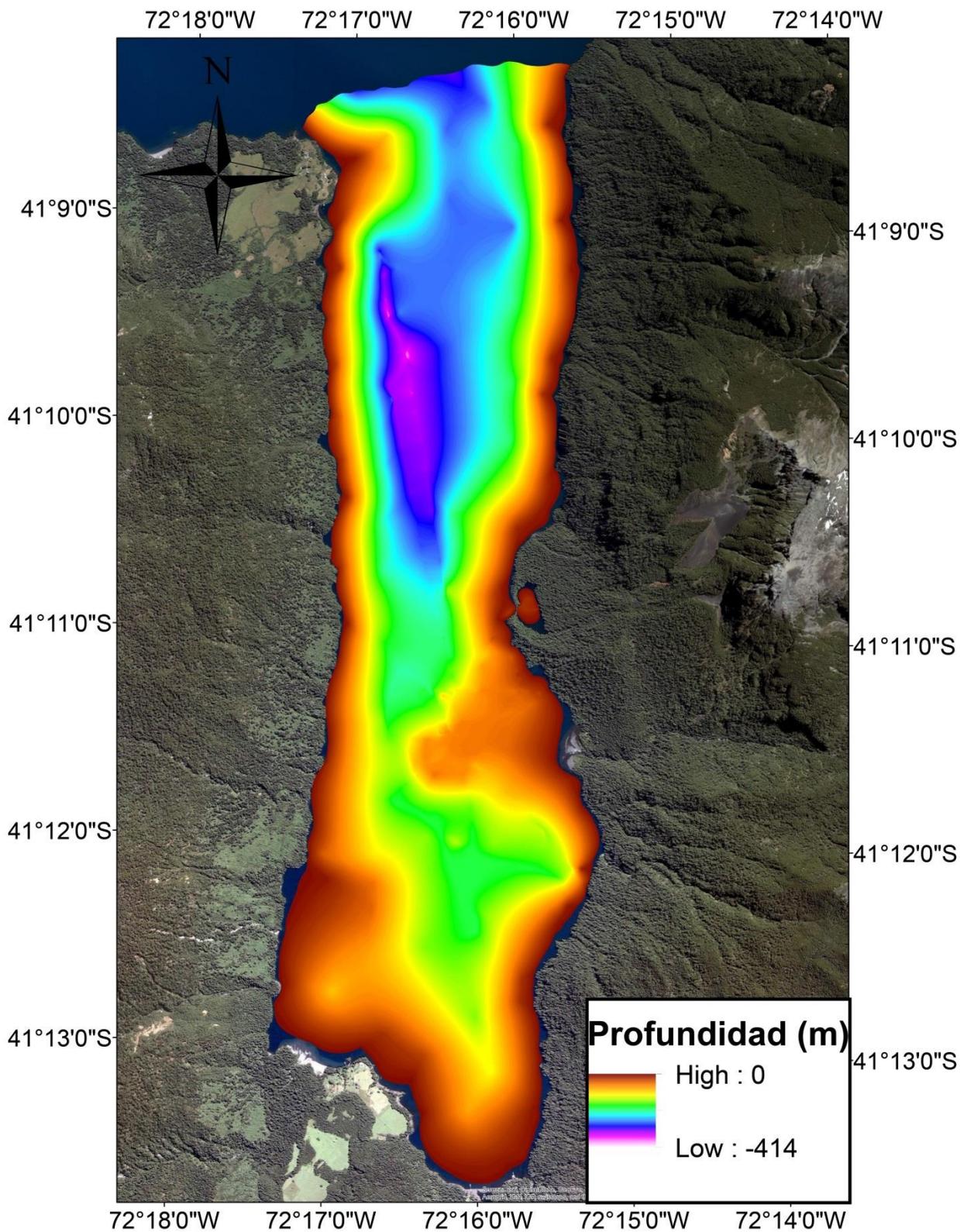


Fig. 3.12: Batimetría de la Ensenada Cayutué (brazo sur del lago Todos los Santos) realizada con los datos registrados en este trabajo y con los datos de sondas referidas al nivel medio del lago en época estival y alturas al nivel medio del mar, lago Todos los Santos, Servicio Hidrográfico y Oceanográfico de la Armada de Chile, 1995. La leyenda muestra la profundidad tomada desde la superficie del lago, donde colores pardos representan niveles más someros y colores blancos, niveles más profundos. Batimetría realizada en el software ArcGIS 10.1.

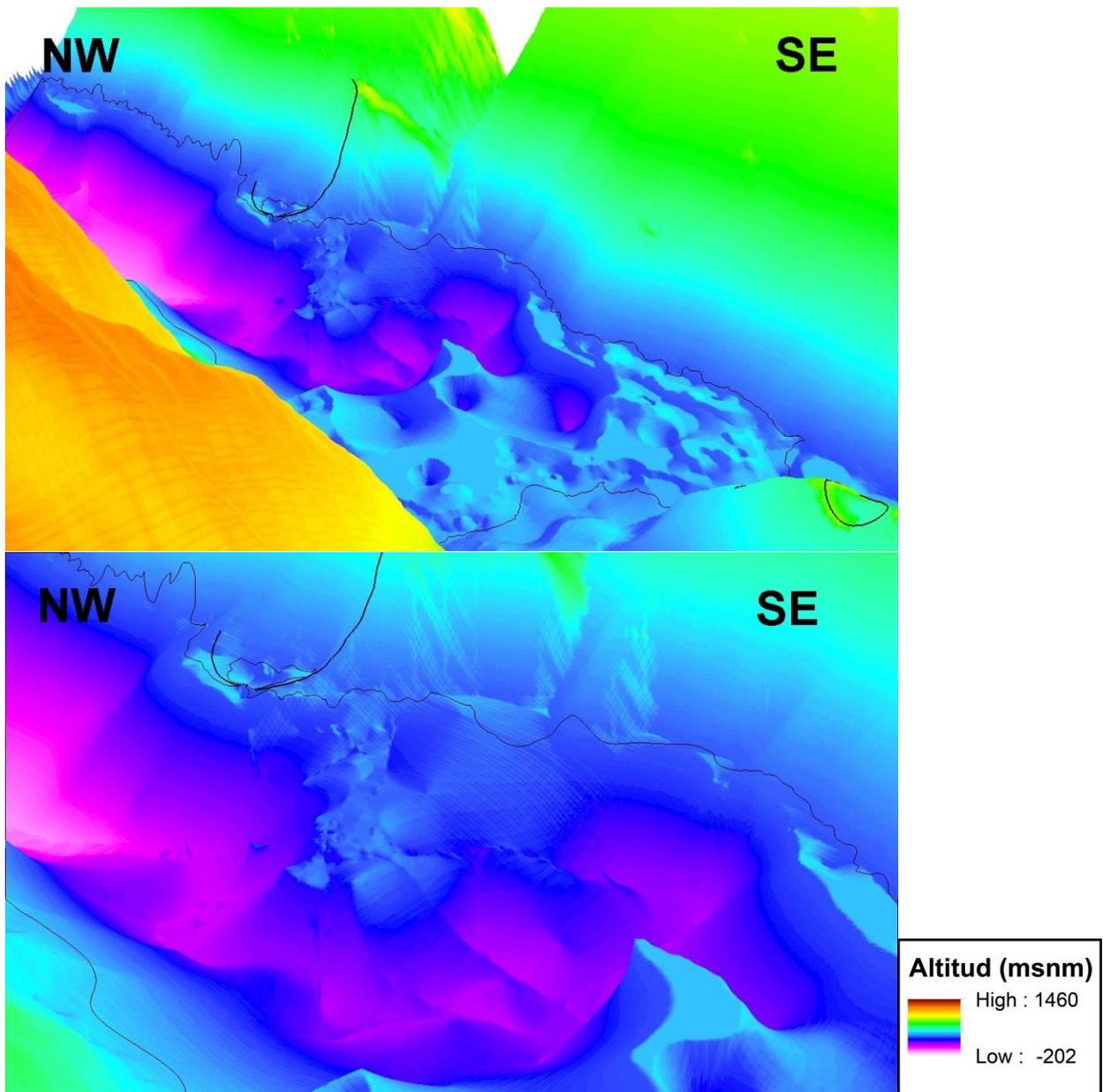


Fig. 3.13: Reconstrucción 3D del cono sumergido a partir de la batimetría realizada en el lago Todos los Santos. En la imagen superior se observa una vista general, generada en ArcScene 10.1, de la batimetría de la Ensenada Cayutué y en la imagen inferior un zoom al cono sumergido. Los valores de la leyenda muestran la altitud en msnm. Con una línea delgada negra se marcó el contorno de la Ensenada Cayutué y con una línea negra más gruesa, el cráter asimétrico del Centro Eruptivo Pichilaguna 1.

3.4. MORFOLOGÍA DEL CENTRO ERUPTIVO CAYUTUÉ

El Centro Eruptivo Cayutué se encuentra entre la Ensenada Cayutué y el lago Cayutué (Fig. 3.15), donde se identificaron múltiples cráteres (Moreno *et al.*, 1985). Este centro consta de 6 conos piroclásticos mayores que destacan por sus cráteres bien conservados (Cayu = seis) (Moreno *et al.*, 1985), sin embargo, un análisis minucioso del área permite reconocer 13 centros eruptivos que consisten esencialmente en conos de piroclastos con y sin cráteres conservados asociados a flujos de lava tipo “aa”. Este conjunto cubre un área de 12,3 km². Cuatro centros eruptivos presentan dos o más fases durante su desarrollo, en los cuales se evidencia la presencia de cráteres de explosión, conos de piroclastos y flujos de lava.

Con respecto a cada subcentro perteneciente al Centro Eruptivo Cayutué, solo se describirán los subcentros de los cuales se tiene muestra y/o fueron visitados en terreno. Lograr visitar todos los subcentros y hacer un muestreo detallado de cada uno, es una tarea casi imposible dada la espesa y densa vegetación que se encuentra en el área. Los únicos lugares desde los cuales se puede sacar muestras de roca y realizar una descripción detallada de los afloramientos, son los que se encuentran en el sendero que cruza el área en dirección norte-sur.

Una característica que destaca en los depósitos del Centro Eruptivo Cayutué es un horizonte de piroclastos tamaño lapilli de color pardo rojizo que cubre todos los afloramientos observados en el área y se encuentra sobre un nivel de paleosuelo de edad 1220±30 yBP (siglas en inglés de: años antes del presente) (Fig. 3.19; Fig. 3.21; Fig. 3.25).



Fig. 3.14: Vista aérea del Centro Eruptivo Cayutué hacia el NE, con sus múltiples conos de piroclastos y cráteres. Se observa además la Ensenada Cayutué y el maar Pichilaguna. Tomada y modificada de Moreno *et al.* (1985).

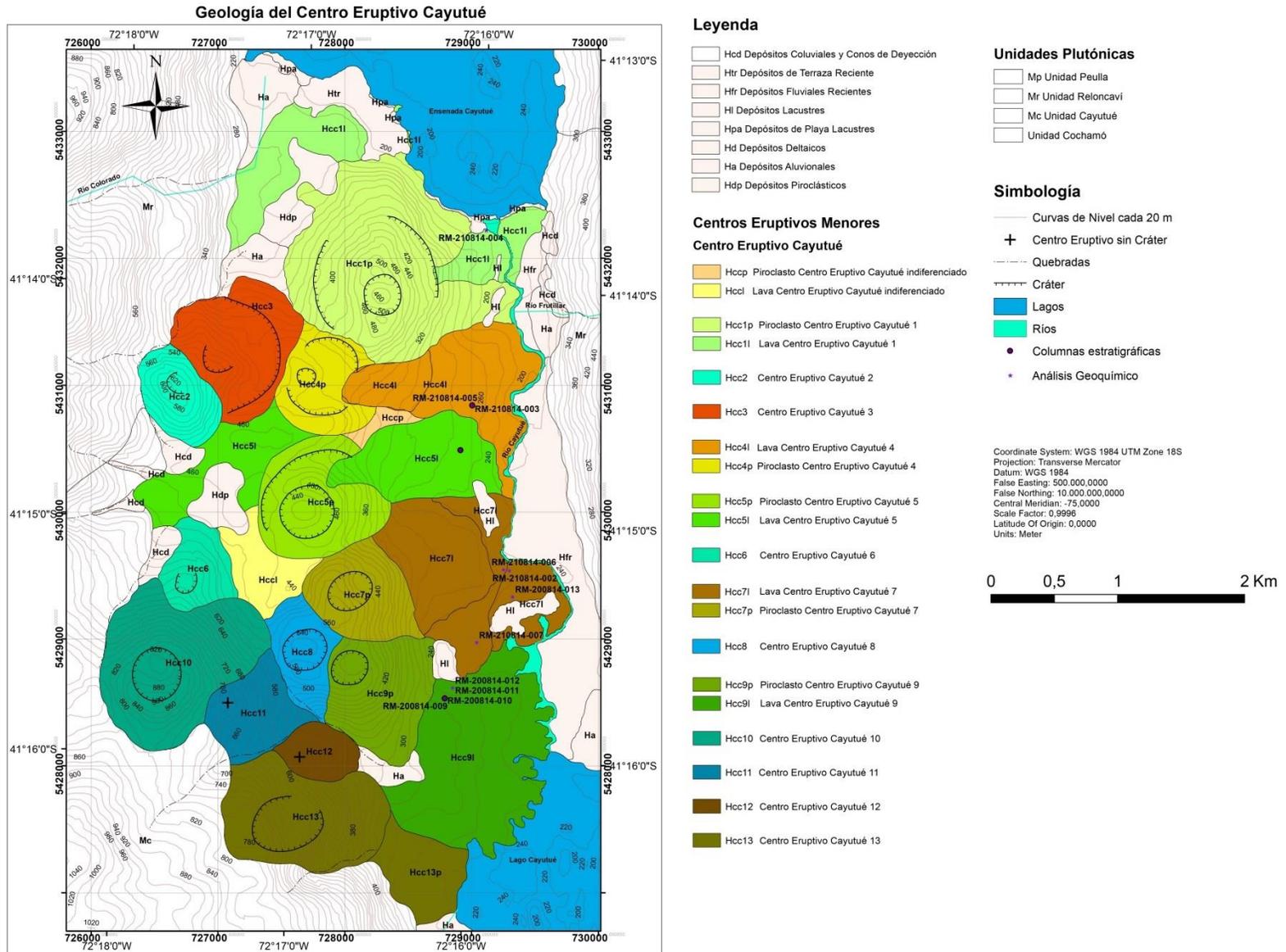


Fig. 3.15: Mapa geológico del Centro Eruptivo Cayutué. Las etiquetas del estilo RM-200814 y RM-210814 muestran el lugar de donde se sacaron las muestras que se analizan en el capítulo de geoquímica. Mapa modificado de Moreno et al. (1985) y Carrasco (1995). Realizado en el software ArcGIS 10.1.

3.4.1. Centro Eruptivo Cayutué 1 (Hcc1)

3.4.1.1. Características morfológicas

El Centro Eruptivo Cayutué 1 (Hcc1) está compuesto por un cráter de explosión en la parte baja y un cono de piroclastos con un cráter bien conservado en la parte superior (Fig. 3.15; Fig. 3.16).

El cono externo (cráter de explosión) posee un cráter (W_{cr}) de 967 m de diámetro. El nivel basal de dicho centro se encuentra en promedio a unos 250 msnm y la parte más alta, a unos 481 msnm, teniendo una altura promedio de 231 m. El ancho basal del cono externo (W_{co}) es aproximadamente 1361 m.

Con relación a las características 3D, el volumen del centro que posee el cráter de explosión fue calculado considerando un nivel base de 196 msnm en *Global Mapper*, y se estimó en 205.842.552 m³.

El cono interno (cono de piroclastos) posee un cráter (W_{cr}) de 286 m de diámetro. El nivel basal de dicho centro se encuentra en promedio a unos 327 msnm y la parte más alta, a unos 505 msnm, teniendo una altura promedio de 178 m. El ancho basal del cono externo (W_{co}) es aproximadamente 921 m.

Con relación a las características 3D, el volumen del cono de piroclastos superior fue calculado considerando un nivel base de 327 msnm en *Global Mapper*, y se estimó en 66.703.060 m³.

El volumen total del centro (cono de piroclastos, cráter de explosión y depósitos cercanos) fue estimado en 0,319 km³.



Fig. 3.16: Vista hacia el sur del Centro Eruptivo Cayutué 1 (Hcc1). En la parte baja y delimitado con línea punteada verde se encuentra el cráter de explosión. Sobre dicha línea, en la parte superior, se observa el cono de piroclastos.

3.4.1.2. Descripción de depósitos

El Centro Eruptivo Cayutué 1 (Hcc1) fue construido en la ribera de la Ensenada Cayutué y sobre las rocas de la Unidad Cayutué. Como se señaló anteriormente, consta de un cráter de explosión, y sobre éste, un cono de piroclastos más joven.

Según Moreno *et al.* (1985), las lavas ubicadas en el lado oeste de la ribera de la Ensenada Cayutué, serían las más antiguas ligadas a este centro, pues éstas están cubiertas por un delgado depósito de gravas y arenas lacustres que forman una terraza (Htr), asociado al último ascenso del nivel del lago Todos los Santos, provocado por erupciones de lavas de la Unidad Osorno 3. Por ende, según Moreno *et al.* (1985), estas lavas postglaciales habrían sido emitidas con anterioridad a ese suceso.

En el otro lado, de la ribera este de la Ensenada Cayutué, y asociado a un flujo de lava del Centro Eruptivo Cayutué 1 (Hcc1), fue sacada la muestra RM-2100814-004. Dicha roca corresponde a un flujo de lava tipo “aa” de color negro (Fig. 3.17).



Fig. 3.17: Flujo de lava tipo “aa” asociado al Centro Eruptivo Cayutué 1 (Hcc1) en la ribera de la Ensenada Cayutué. De este lugar se sacó la muestra RM-2100814-004.

3.4.2. Centro Eruptivo Cayutué 4 (Hcc4)

3.4.2.1. Características morfológicas

El Centro Eruptivo Cayutué 4 (Hcc4) está compuesto por un cráter de explosión en la parte baja y un pequeño cono de piroclastos en la parte superior, con un cráter medianamente conservado (Fig. 3.15).

El cono externo (cráter de explosión) posee un cráter (W_{cr}) de 564 m de diámetro. El nivel basal de dicho centro se encuentra, en promedio, a unos 338 msnm y la parte más alta, a unos 395 msnm, teniendo una altura promedio de 57 m. El ancho basal del cráter de explosión (cono externo) (W_{co}) es aproximadamente 900 m.

Con relación a las características 3D, el volumen que posee el cráter de explosión fue calculado considerando un nivel base de 338 msnm en *Global Mapper*, y se estimó en 35.021.669 m³.

El cono de piroclastos (cono interno) posee un cráter (W_{cr}) de 121 m de diámetro. El nivel basal de dicho cono se encuentra en promedio a unos 397 msnm y la parte más alta, a unos 433 msnm, teniendo una altura promedio de 36 m. El ancho basal del cono de piroclastos (cono externo) (W_{co}) es aproximadamente 295 m.

Con relación a las características 3D, el volumen del cono de piroclastos fue calculado considerando un nivel base de 397 msnm en *Global Mapper*, y se estimó en 1.536.955 m³.

El volumen total del cono (cono de piroclastos, cráter de explosión y depósitos cercanos) fue estimado en 0,096 km³.

3.4.2.2. Descripción de depósitos

El Centro Eruptivo Cayutué 4 (Hcc4) fue construido a unos 830 m al SW del centro Hcc1 y sobre las rocas de la Unidad Cayutué. Como se señaló anteriormente, este cono consta de un cráter de explosión, y sobre éste, un pequeño cono de piroclastos más joven.

Con respecto a las rocas que se pudieron encontrar en las cercanías de este cono, se logró sacar dos muestras: una de lava color pardo-rojizo (RM-210814-003) y piroclastos tamaño lapilli (RM-210814-005) (Fig. 3.18). Pese a que se observó solo un flujo de lava en terreno, la topografía del área y el DEM analizado acusan la presencia de otro flujo de lava cuya envergadura es menor y se encuentra sobre el primero flujo descrito (Fig. 3.15). En este lugar fue levantada una columna estratigráfica esquemática que representa la distribución de las muestras en el afloramiento (Fig. 3.19). La ubicación de la columna estratigráfica, contextualizada en el Centro Eruptivo Cayutué, se puede observar en la Fig. 3.15.



Fig. 3.18: Afloramiento encontrado en las cercanías del Centro Eruptivo Cayutué 4 (Hcc4). La foto superior muestra los depósitos piroclásticos encontrados, y la foto inferior, el flujo de lava color pardo bajo la secuencia piroclástica nombrada anteriormente.

Centro Eruptivo Cayutué 4 (Hcc4)

WGS84: 18G 729006 / 5430840 / 275 m

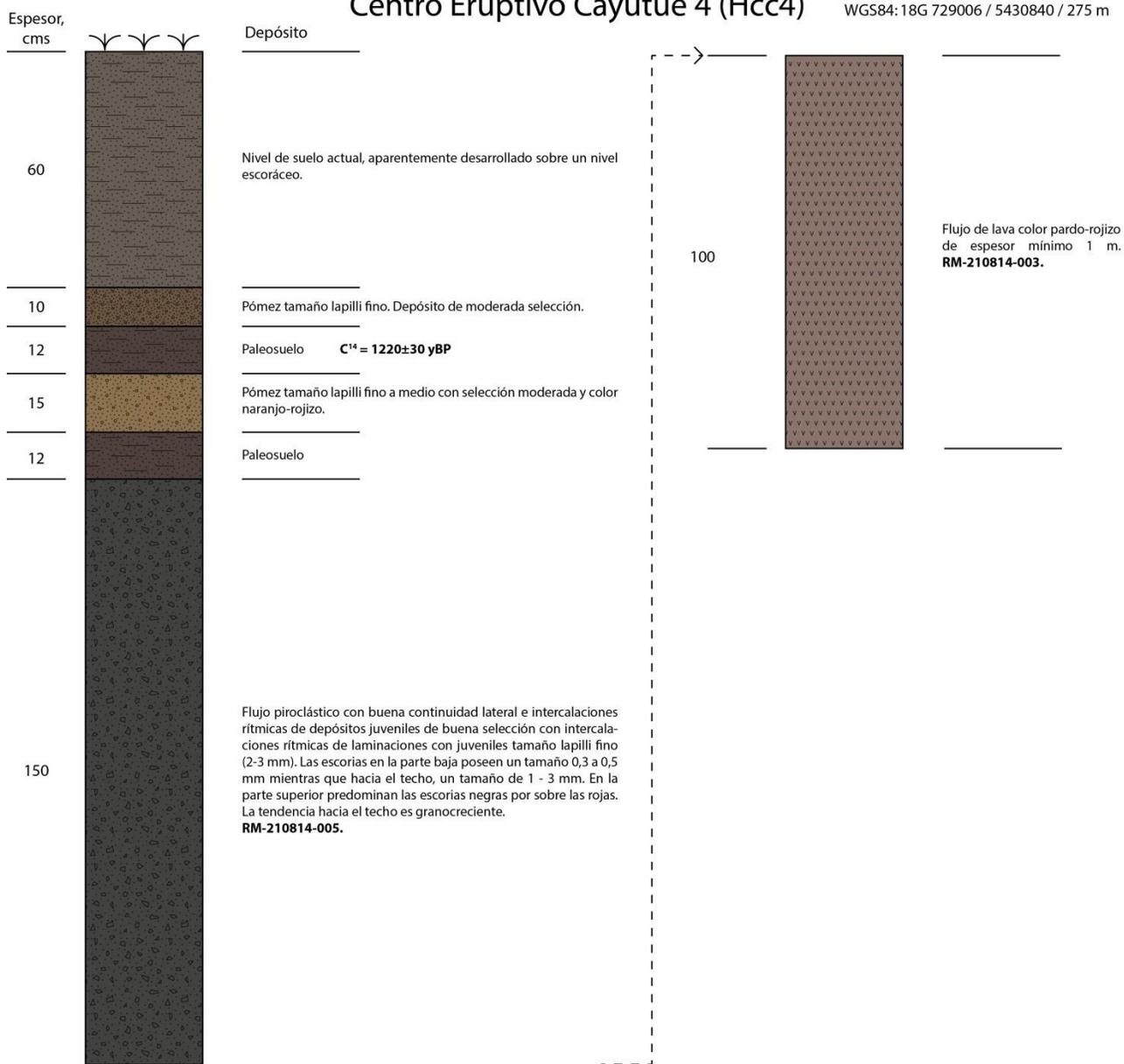


Fig. 3.19: Columna estratigráfica esquemática levantada al este del cráter del centro Hcc4.

3.4.3. Centro Eruptivo Cayutué 5 (Hcc5)

3.4.3.1. Características morfológicas

El Centro Eruptivo Cayutué 5 (Hcc5) está compuesto por un cráter de explosión en la parte baja y un cono de piroclastos en la parte superior, con un cráter bien conservado (Fig. 3.15).

El cráter de explosión (cono externo) posee un cráter (W_{cr}) de 893 m de diámetro. El nivel basal de dicho centro se encuentra, en promedio, a unos 293 msnm y la parte más alta, a unos 384 msnm, teniendo una altura promedio de 91 m. El ancho basal del cono externo (W_{co}) es aproximadamente 997 m.

Con relación a las características 3D, el volumen que posee el cráter de explosión fue calculado considerando un nivel base de 293 msnm en *Global Mapper*, y se estimó en 48.993.301 m³.

El cono de piroclastos (cono interno) posee un cráter (W_{cr}) de 406 m de diámetro. El nivel basal de dicho centro se encuentra en promedio a unos 384 msnm y la parte más alta, a unos 490 msnm, teniendo una altura promedio de 106 m. El ancho basal del cono externo (W_{co}) es aproximadamente 693 m.

Con relación a las características 3D, el volumen del cono de piroclastos fue calculado considerando un nivel base de 400 msnm en *Global Mapper*, y se estimó en 19.731.829 m³.

El volumen total del centro (cono de piroclastos, cráter de explosión y depósitos cercanos) fue estimado en 0,238 km³.

3.4.3.2. Descripción de depósitos

El Centro Eruptivo Cayutué 5 (Hcc5) fue construido 1 km al S del centro Cayutué 4 y edificado sobre las rocas de la Unidad Cayutué. Como se señaló anteriormente, este centro consta de un cráter de explosión, y sobre éste, un cono de piroclastos más joven.

Con respecto a las rocas que se pudieron encontrar en las cercanías de este centro, solo se observó un depósito piroclástico con laminación cruzada interna (oleada piroclástica), pese que la topografía del área y el DEM analizado acusan la presencia de un flujo de lava de gran envergadura de dirección E-W. La oleada piroclástica (Fig. 3.20) no fue muestreada debido al pequeño tamaño de sus piroclastos; esta característica impide asociar, con certeza, el depósito a un centro de emisión cercano. Sin embargo, una columna estratigráfica fue levantada en el lugar para detallar los depósitos (Fig. 3.21).



Fig. 3.20: Afloramiento encontrado en las cercanías del Centro Eruptivo Cayutué 5 (Hcc5). En la fotografía se puede observar una oleada piroclástica que presenta laminación cruzada. Sobre ella, dos horizontes de piroclastos color pardo con un horizonte de paleosuelo entre ellos.

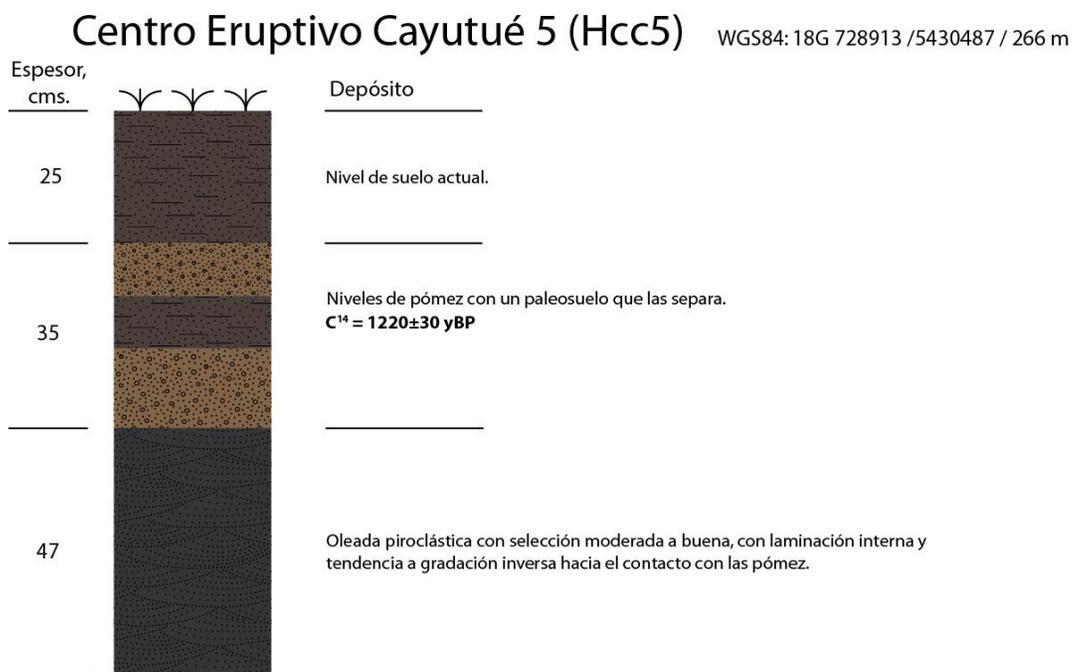


Fig. 3.21: Columna estratigráfica esquemática levantada al NE del cráter del centro Hcc5.

3.4.4. Centro Eruptivo Cayutué 7 (Hcc7)

3.4.4.1. Características morfológicas

El Centro Eruptivo Cayutué 7 (Hcc7) está compuesto solo por un cono de piroclastos con un cráter medianamente conservado (Fig. 3.15).

El cono de piroclastos posee un cráter (W_{cr}) de 309 m de diámetro. El nivel basal de dicho centro se encuentra en promedio a unos 261 msnm y la parte más alta, a unos 575 msnm, teniendo una altura promedio de 314 m. El ancho basal del cono externo (W_{co}) es aproximadamente 840 m.

Con relación a las características 3D, el volumen del cono de piroclastos, considerando un nivel base de 262 msnm, fue estimado en 101.616.359 m³ y el flujo de lava aledaño en 48.268.309 m³. El volumen total (cono más flujo de lava) fue estimado en 149.884.668 m³.

3.4.4.2. Descripción de depósitos

El Centro Eruptivo Cayutué 7 (Hcc7) fue construido a unos 740 m al SW del centro Cayutué 5 (Hcc5) y sobre las rocas de la Unidad Cayutué (Fig. 3.15).

Con respecto a las rocas que se pudieron encontrar en las cercanías de este centro, se logró identificar 3 flujos de lava usando el DEM del área (Fig. 3.15; Fig. 3.23): 1) uno que se encuentra a mayor cota, del cual no se logró sacar muestra, 2) un flujo de lava de cota intermedia de color negro con algunos sectores de color pardo rojizo (RM-210814-006 y RM-210814-007) y 3) un flujo, a menor cota, de color negro sin coloración roja (RM-210814-002 y RM-200814-013). El flujo de lava de cota intermedia, desde donde se sacó la muestra RM-210814-002, corta el río Cayutué y genera un salto de agua de 5-6 m de altura aproximadamente (Fig. 3.22D).



Fig. 3.22: Afloramientos pertenecientes a las 4 muestras de lava sacadas en el entorno del Centro Eruptivo Cayutué 7 (Hcc7) y salto de agua de generado por un flujo de lava. A) Fotografía perteneciente al flujo de cota intermedia (RM-210814-007); B) fotografía perteneciente al flujo de menor cota, RM-210814-002; C) fotografía perteneciente al flujo de menor cota, RM-200814-013; D) Fotografía del flujo de lava que genera un salto de agua de aproximadamente 5-6 m ubicado a 73 m al NNE de la muestra RM-210814-002.

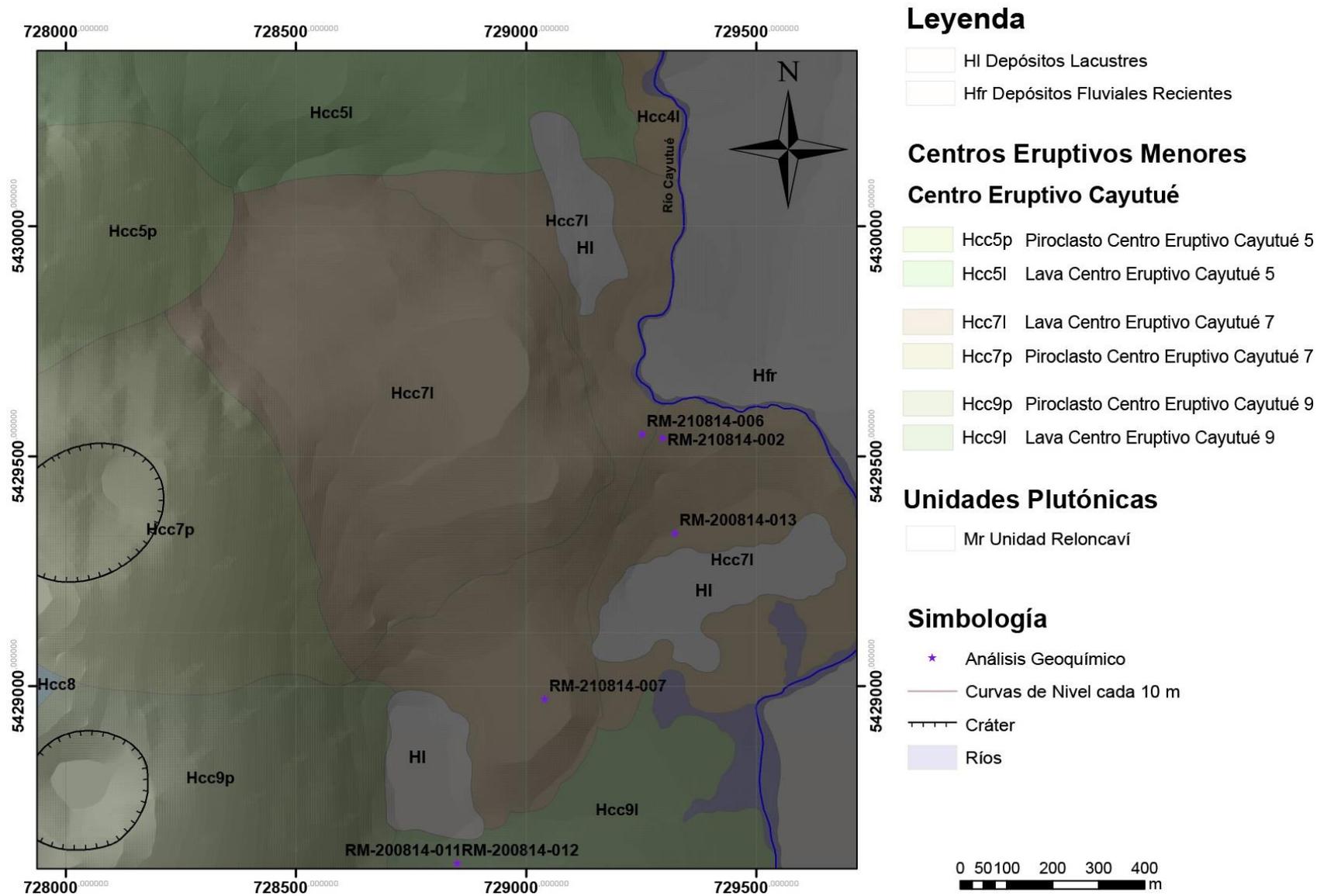


Fig. 3.23: Mapa geológico con énfasis en el Centro Eruptivo Cayutué 7 (Hcc7) y sus flujos de lava. En color pálido se puede observar el mapeo geológico realizado y en gris con relieve, en el fondo, el DEM del área que permite identificar los 3 flujos provenientes de Hcc7. Realizado en el software ArcGIS 10.1.

3.4.5. Centro Eruptivo Cayutué 9 (Hcc9)

3.4.5.1. Características morfológicas

El Centro Eruptivo Cayutué 9 (Hcc9) está compuesto solo por un cono de piroclastos con un cráter muy bien conservado (Fig. 3.15).

El cono de piroclastos posee un cráter (W_{cr}) de 268 m de diámetro. El nivel basal de dicho centro se encuentra en promedio a unos 242 msnm y la parte más alta, a unos 564 msnm, teniendo una altura promedio de 312 m. El ancho basal del cono externo (W_{co}) es aproximadamente 941 m.

Con relación a las características 3D, el volumen del cono de piroclastos, considerando un nivel base de 252 msnm, fue estimado en 98.604.034 m³ y el flujo de lava aledaño en 41.930.266 m³. El volumen total (cono más flujo de lava) fue estimado en 140.534.300 m³.

3.4.5.2. Descripción de depósitos

El Centro Eruptivo Cayutué 9 (Hcc9) fue construido a unos 633 m al S del centro Hcc7 y sobre las rocas de la Unidad Cayutué.

Con respecto a las rocas que se pudieron encontrar, se logró hacer un muestreo de detalle de los productos involucrados en las cercanías de este centro. Desde un flujo de lava en la parte baja (RM-200814-005) (Fig. 3.24), piroclastos en la parte media y carbón tamaño milimétrico en un horizonte de paleosuelo en la parte superior (RM-200814-011) (Fig. 3.25), el cual, al realizar un análisis de C^{14} , dio una edad de 1220 ± 30 yBP. Sobre dicho nivel de paleosuelo se observó un nivel de piroclastos de color y características muy distintas a los depósitos de Cayutué. La ubicación de la columna estratigráfica, contextualizada en el Centro Eruptivo Cayutué, se puede observar en la Fig. 3.15.



Fig. 3.24: Afloramiento encontrado en las cercanías del Centro Eruptivo Cayutué 9 (Hcc9). En la fotografía inferior se observa el flujo de lava con un depósito de flujo piroclástico sobreyacente. En la foto del medio, el depósito de piroclastos de características y color muy distinto a los productos de Cayutué, que está sobre un nivel de paleosuelo. En la foto superior, una oleada piroclástica que se acuña hacia el norte (libreta amarilla), que se encuentra estratigráficamente más arriba que los depósitos de la primera y segunda fotografía.

Centro Eruptivo Cayutué 9 (Hcc9)

WGS84: 18G 728790 /5428531 / 267 m

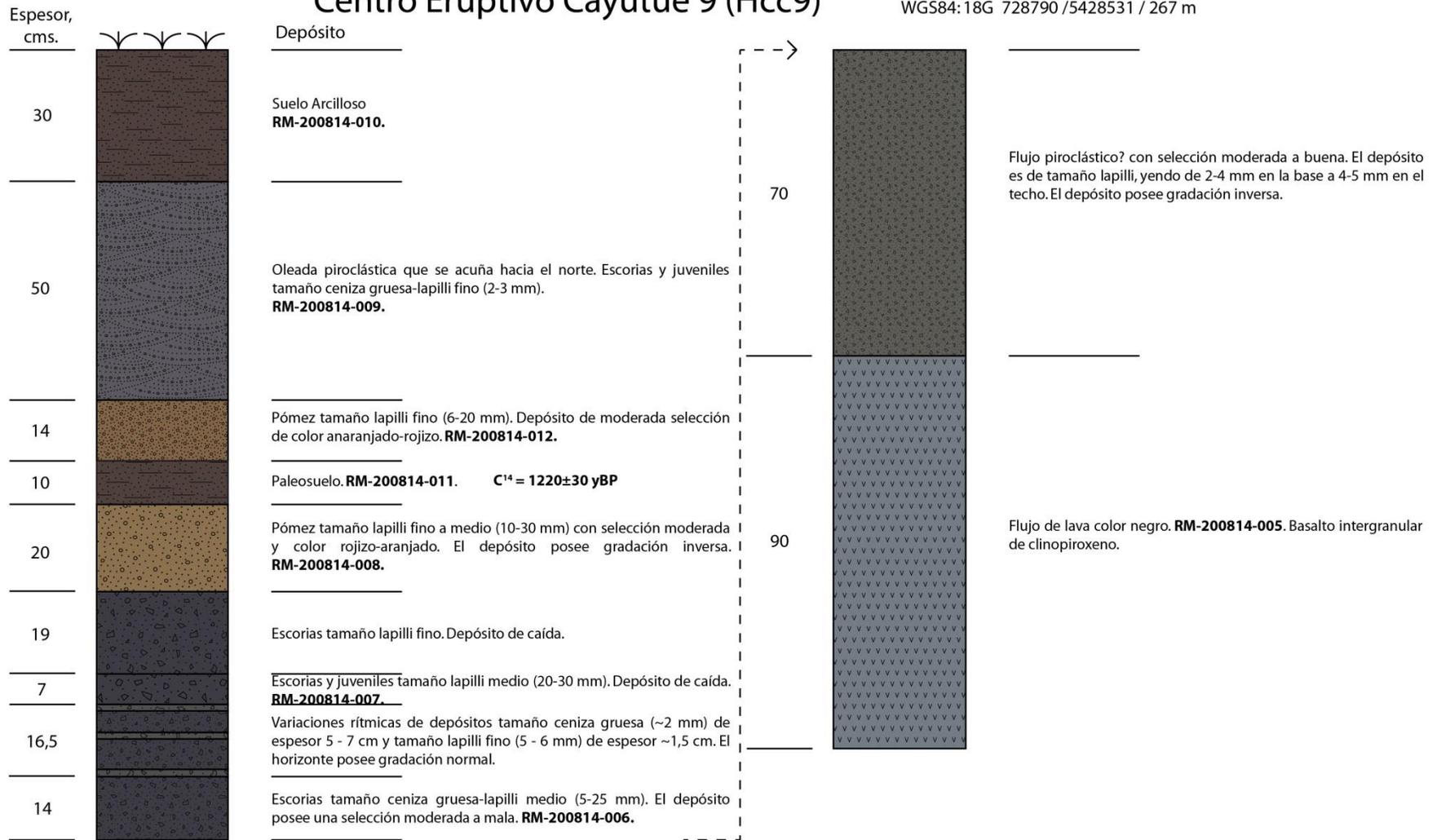


Fig. 3.25: Columna estratigráfica esquemática levantada al E del cráter del centro Hcc9.

3.5. MORFOLOGÍA DEL CENTRO ERUPTIVO CABEZA DE VACA

El Centro Eruptivo Cabeza de Vaca se encuentra entre el lago Cayutué y la bahía Ralún (Fig. 3.4), donde entre este centro y el Centro Eruptivo Cayutué existe un sector, de aproximados 4 km de extensión, que no posee manifestaciones volcánicas (Fig. 3.4).

Este centro está constituido por dos conos de piroclastos asociados a flujos de lava tipo “aa”. Los productos emitidos por el Centro Eruptivo Cabeza de Vaca cubren un área triangular de 3,5 km² y se disponen sobre los granitoides de la Unidad Cayutué y la Unidad Reloncaví (Moreno *et al.*, 1985; Carrasco, 1995).

3.5.1. Centro Eruptivo Cabeza de Vaca 1 (Hccv1)

3.5.1.1. Características morfológicas

El Centro Eruptivo Cabeza de Vaca 1 (Hccv1) está compuesto por un cono de piroclastos con un cráter medianamente conservado y abierto hacia el NE (Fig. 3.26). El cráter (W_{cr}) tiene 349 m de diámetro. El nivel basal de dicho centro se encuentra en promedio a unos 466 msnm y la parte más alta, a unos 899 msnm, teniendo una altura promedio de 433 m. El ancho basal del cono externo (W_{co}) es aproximadamente 1202 m.

Con relación a las características 3D, el volumen del cono de piroclastos, considerando un nivel base de 470 msnm, fue estimado en 279.641.852 m³ y el flujo de lava aledaño en 180.858.556 m³. El volumen total (cono más flujo de lava) fue estimado en 149.884.668 m³.

3.5.1.2. Descripción de depósitos

El Centro Eruptivo Cabeza de Vaca 1 (Hccv1) fue construido unos 4 km al sur del Centro Eruptivo Cayutué y sobre las rocas plutónicas de la Unidad Cayutué y Cascajal.

En este lugar se muestreó roca perteneciente a un flujo de lava de gran envergadura de dirección E-W (RM-210814-008) (Fig. 3.27). Por otro lado, hacia el NE, se observa depósitos asociados al Centro Eruptivo Cabeza de Vaca (LL130209-3; Fig. 3.27), los cuales consisten, en la parte basal, de más de 1 m de aglomerado con bombas escoriáceas de hasta 68 cm de diámetro y carbón entre ellas (edad de ¹⁴C de 450 años). Sobre ese horizonte basal hay una capa de 10 cm de ceniza gruesa escoriácea rojiza; arriba otra capa de 15 cm de ceniza fina escoriácea algo verdosa; más arriba un nivel de flujo piroclástico de espesor variable entre 5-20 cm con lapilli escoriáceo y carbón. Sobre ese hay un nivel de 1-5 cm de lapilli pumíceo de 1 cm de diámetro y más arriba una secuencia estromboliana de ceniza gruesa de más de 2 m (Lara, L., comunicación personal).

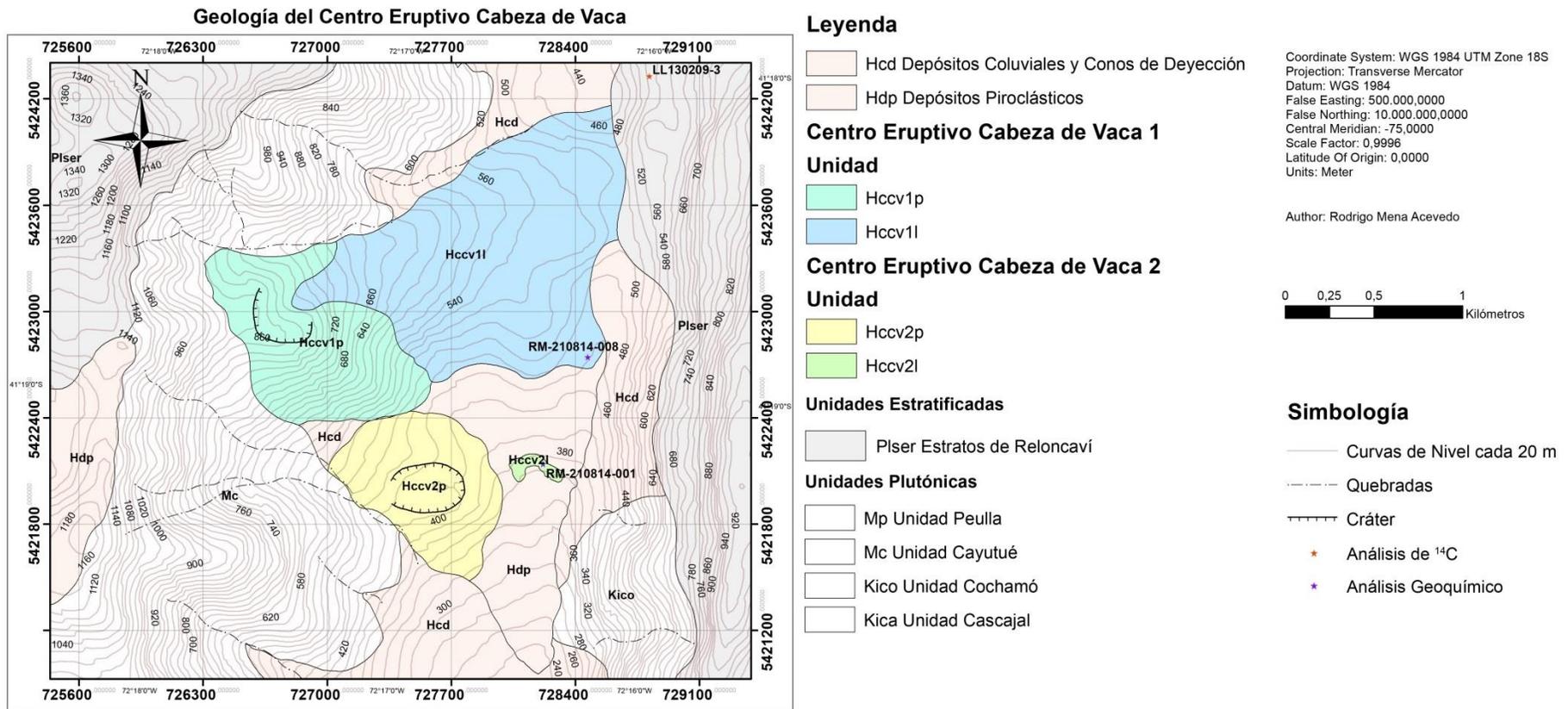


Fig. 3.26: Mapa geológico del Centro Eruptivo Cabeza de Vaca. Las etiquetas del estilo RM-210814-XXX muestran el lugar de donde se sacaron las muestras que se analizan en el capítulo de geoquímica. La muestra LL130209-3 fue obtenida en una visita anterior al lugar (Lara, L., comunicación personal). Mapa modificado de Moreno et al. (1985) y Carrasco (1995). Realizado en el software ArcGIS 10.1.



Fig. 3.27: Flujo de lava tipo “aa” asociado al Centro Eruptivo Cabeza de Vaca 1 (Hccv1) ubicado al borde del camino. De este lugar se sacó la muestra RM-2100814-008.

3.5.2. Centro Eruptivo Cabeza de Vaca 2 (Hccv2)

3.5.2.1. Características morfológicas

El Centro Eruptivo Cabeza de Vaca 2 (Hccv2) está compuesto por un cono de piroclastos, con un cráter medianamente conservado (Fig. 3.26). El cono de piroclastos posee un cráter (W_{cr}) de 337 m de diámetro. El nivel basal de dicho centro se encuentra en promedio a unos 313 msnm y la parte más alta, a unos 537 msnm, teniendo una altura promedio de 224 m. El ancho basal del cono externo (W_{co}) es aproximadamente 901 m.

Con relación a las características 3D, el volumen del cono de piroclastos, considerando un nivel base de 313 msnm, fue estimado en 65.490.602 m³ y el flujo de lava aledaño en 346.210 m³. El volumen total (cono más flujo de lava) fue estimado en 223.602.057 m³.

3.5.2.2. Descripción de depósitos

El Centro Eruptivo Cabeza de Vaca 2 (Hccv2) fue construido a unos 1260 m al SE del Centro Eruptivo Cabeza de Vaca 1 y sobre las rocas plutónicas de la Unidad Cayutué y Cascajal.

En este lugar se muestreó roca perteneciente a un flujo de lava de gran envergadura de dirección E-W (RM-210814-001) (Fig. 3.27). La muestra fue sacada desde un escarpado rocoso, en la curva del camino vehicular hacia el Lago Cayutué.



Fig. 3.28: Flujo de lava tipo "aa" asociado al Centro Eruptivo Cabeza de Vaca 2 (Hccv2) ubicado al costado de una curva en el camino hacia el lago Cayutué. De este lugar se sacó la muestra RM-2100814-001.

3.6. RESUMEN DE LAS CARACTERÍSTICAS MORFOLÓGICAS

A continuación, con el fin de comparar de manera más fácil los resultados morfológicos obtenidos en esta sección, se mostrarán una serie de gráficos para contrastar de manera visual los resultados. Los centros eruptivos menores, en esta serie de gráficos, han sido ordenados en el eje horizontal de norte (Hcp1) a sur (Hccv2).

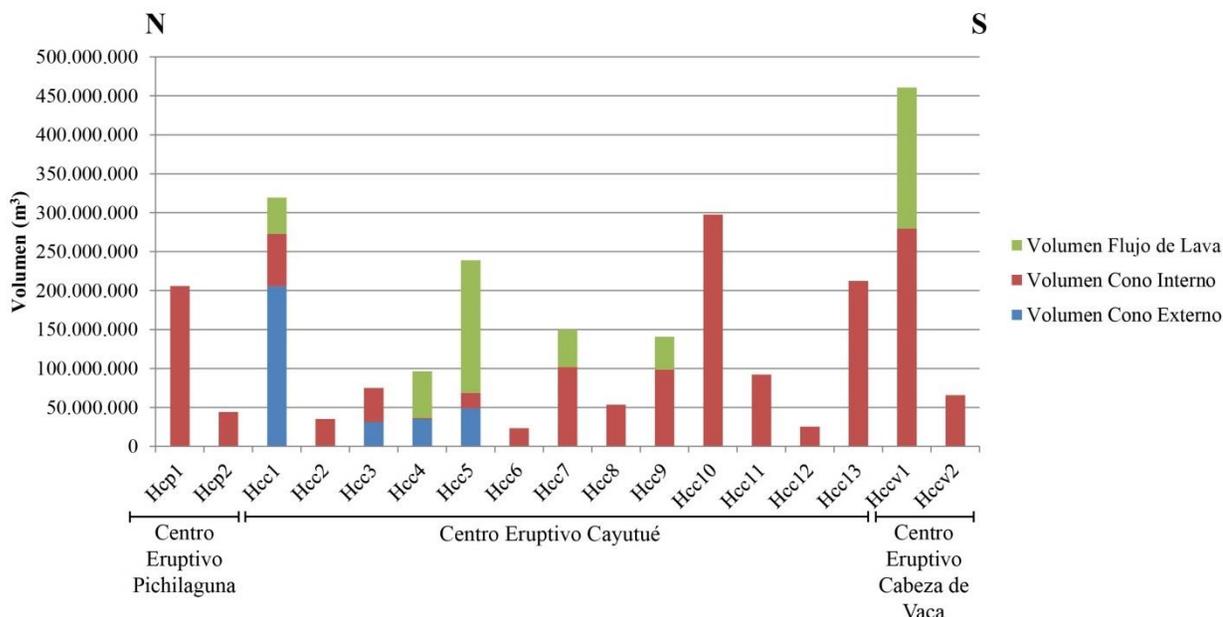


Fig. 3.29: Gráfico de volumen total de los centros eruptivos de este trabajo, ordenados de norte a sur. El volumen total corresponde a la suma de los flujos de lava, el volumen de asociado a los cráteres de explosión y a los conos de piroclastos. Las medidas fueron estimadas usando el software Global Mapper. Los rótulos del eje horizontal corresponden a la nomenclatura usada en los mapas de este capítulo.

Como se puede observar, los centros de mayor volumen son el Centro Eruptivo Cabeza de Vaca 1 (Hccv1), el Centro Eruptivo Cayutué 1 (Hcc1), el Centro Eruptivo Pichilaguna 1 (Hcp1), el Centro Eruptivo Cayutué 10 (Hcc10) y el Centro Eruptivo Cayutué 5 (Hcc5) (Fig. 3.29).

Sato y Taniguchi (1997) propusieron una relación empírica para calcular el volumen eyectado total en función del diámetro del cráter. Para los conos de piroclastos se formuló $d_{magmatic} = 0,11 * V_{ejecta}^{0,42}$ y para cráteres de explosión $d_{phreatomagmatic} = 0,97 * V_{ejecta}^{0,36}$. Los cálculos realizados con dichas relaciones fueron incluidas en un gráfico comparativo (Fig. 3.30) y en la tabla al comienzo de la sección (Tabla 3.1). Cabe destacar que dichas relaciones representan el volumen total de material eyectado, en cambio, los volúmenes calculados con *Global Mapper*, solo representan el volumen total del cono de piroclastos.

Por otro lado, al observar la razón altura/diámetro basal ($H_{co}/W_{co(Fav)}$) (Fig. 3.31), solo para los conos de piroclastos, se puede agrupar los centros en tres grupos:

- 1) Los de menor razón $H_{co}/W_{co(Fav)}$ (0-0,16) son: Hcp2, Hcc4 y Hcc5.
- 2) Los de una razón intermedia (0,16-0,32): Hcc1, Hcc2, Hcc6, Hcc8 y Hccv2.
- 3) Los de mayor razón $H_{co}/W_{co(Fav)}$ (0,32-0,6): Hcc3, Hcc7, Hcc9, Hcc10, Hcc11, Hcc12, Hcc13 y Hccv1.

Además, no se notan tendencias claras al observar los centros de norte a sur, ni tampoco diferencias que pudiesen ser asociadas al tipo de basamento que se encuentra bajo éstos. Sin embargo, al observar la razón altura/diámetro basal, a escala de centro eruptivo, se puede notar en general, menores valores de esta razón para Pichilaguna y mayores valores para Cayutué y Cabeza de Vaca.

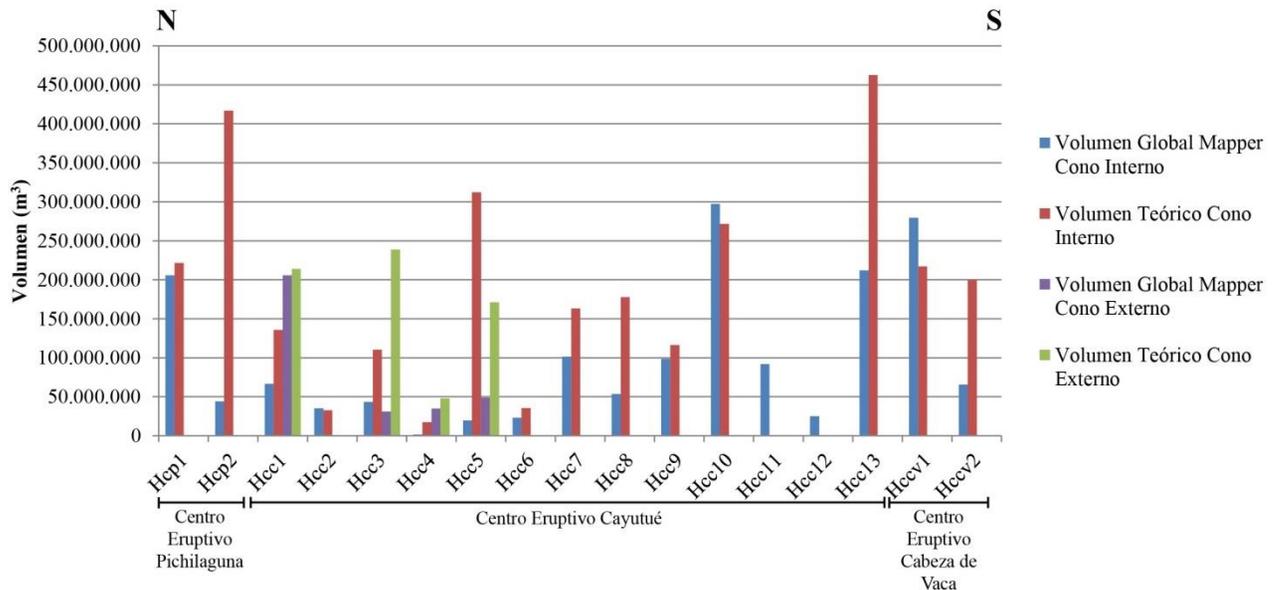


Fig. 3.30: Gráfico del volumen estimado mediante el software Global Mapper y el volumen calculado con las relaciones propuestas por Sato y Taniguchi (1997) (volumen teórico en la leyenda). Las medidas fueron estimadas usando el software Global Mapper. Los rótulos del eje horizontal corresponden a la nomenclatura de los centros, ordenados de norte a sur, usada en los mapas de este capítulo.

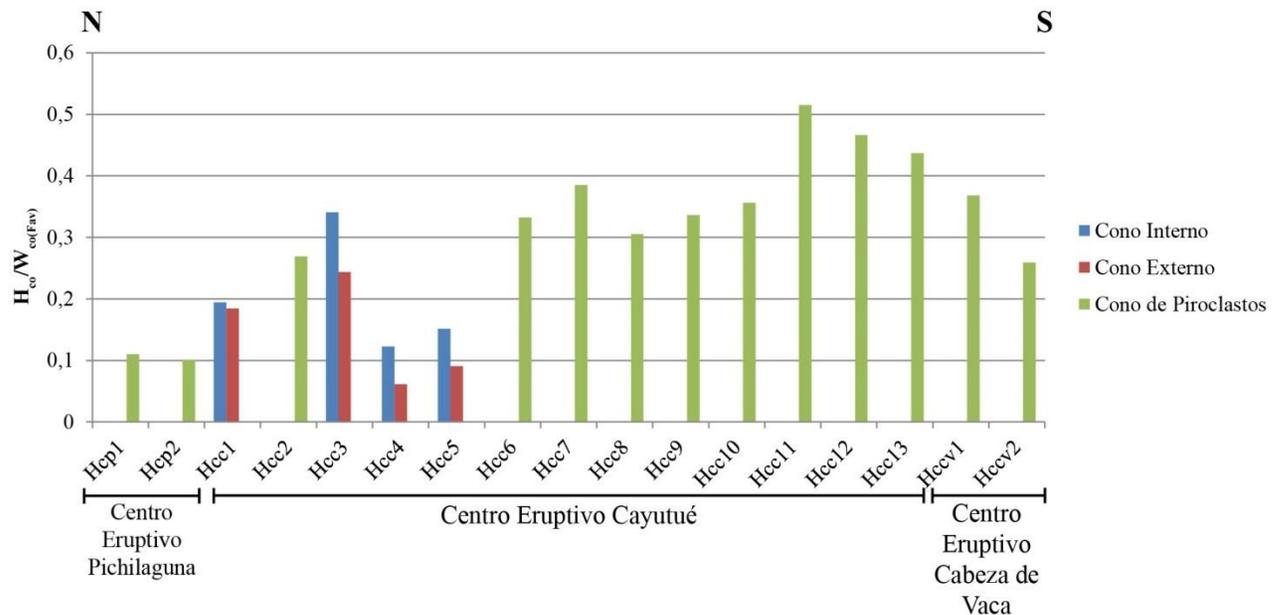


Fig. 3.31: Gráfico de la razón altura/diámetro basal ($H_{co}/W_{co(Fav)}$) para los centros eruptivos de este trabajo, ordenados de norte a sur. En este caso se eligió la medida del diámetro basal, que se calcula en función del área que cubre el centro ($W_{co(Fav)}$). Las medidas fueron estimadas usando el software Global Mapper. Cabe destacar que cono interno y cono externo es usado para los centros eruptivos que poseen un cráter de explosión en conjunto con un cono de piroclastos y la nomenclatura, cono de piroclasto, para los centros sin desarrollo de cráter de explosión. Los rótulos del eje horizontal corresponden a la nomenclatura usada en los mapas de este capítulo.

CAPÍTULO 4: PETROGRAFÍA

Las características petrográficas estudiadas se mostrarán de manera comparativa entre los distintos centros estudiados en este trabajo, es decir, entre el Centro Eruptivo Pichilaguna, el Centro Eruptivo Cayutué y el Centro Eruptivo Cabeza de Vaca (Tabla 4.1). Un mayor detalle de las descripciones petrográficas se puede encontrar en el ANEXO D: DESCRIPCIONES PETROGRÁFICAS.

Para realizar este estudio, se usó un microscopio polarizador con un rango de aumento entre los 4x y 50x, esto permite reconocer tanto fenocristales como la mineralogía de la matriz fundamental, algunas texturas intercrystalinas e intracrystalinas, tales como: aglomeraciones de cristales, zonaciones y bordes de reacción.

Como un criterio meramente descriptivo, y con el fin de poder resaltar las texturas, los nombres a las rocas fueron puestos en función de las dos texturas más abundantes, seguido del mineral máfico más presente, por ejemplo: basalto intergranular subofítico de clinopiroxeno.

A modo muy general, una textura que se encuentra de manera ubicua en todos los cortes transparentes es la textura porfírica, donde los fenocristales son principalmente olivino, clinopiroxeno, plagioclasa y en menor medida, ortopiroxeno. Los fenocristales de mayor tamaño (olivino, clinopiroxeno y plagioclasa), en todas las muestras, se observan con texturas de desequilibrio (reabsorción), donde las oquedades son rellenadas mayormente por vidrio. En las plagioclasas, en general, se observan dos tamaños de población; las más grandes poseen zonación y dicha característica se observa en todas las muestras y las de menor tamaño, que no presentan zonación. Los minerales más abundantes en estas rocas son las plagioclasas, seguido de los clinopiroxenos y los olivinos.

En todas las muestras, la masa fundamental se observa intergranular y subofítica y en menor medida y con variable cantidad de vesículas; el porcentaje de vesículas va desde un 0% (RM-210814-003) hasta muestras con un alto contenido de ellas, 20% (RM-190814-003). Los minerales más abundantes en la masa fundamental son microlitos de plagioclasa, seguido por pequeños cristales de clino y ortopiroxeno.

4.1. CENTRO ERUPTIVO PICHILAGUNA

4.1.1. Centro eruptivo Pichilaguna 1 (Hcp1)

Los depósitos asociados a este centro y que forman el contorno del cráter, son rocas piroclásticas tamaño bomba y lapilli grueso, inmersos en una matriz de material piroclástico de tamaño ceniza gruesa a lapilli fino.

De este centro se obtuvieron 2 muestras: una bomba escoriácea (RM-190814-003) y material piroclástico fino (RM-190814-004) que rodea a la bomba. La bomba escoriácea posee un tamaño aproximado de 12 cm de diámetro, se observa un moderado magnetismo y posee estructura de bloques prismáticamente fracturados (diaclamamiento perpendicular). Al observar la bomba en el microscopio, se observa una textura porfírica donde los fenocristales (38%) se encuentra en baja abundancia con respecto a una masa fundamental (42%) intersertal e intergranular con una cantidad elevada de vesículas (20%). Los fenocristales más abundantes son las plagioclasas (29%) y clinopiroxenos (16%), y en la masa fundamental, existe un alto contenido de vidrio

(20%), microlitos de plagioclasa (10%) y clino y ortopiroxeno (7%). Las plagioclasas son los fenocristales más pequeños y poseen una forma tabular-acicular, estando en algunos sectores, orientados los cristales, sin embargo, en general la fábrica es isótropa. Dentro de estos pequeños fenocristales no se observa zonación. Los fenocristales de olivino se encuentran fracturados y alterados a iddingsita en sus bordes, se encuentran parcialmente reabsorbidos y otros se observan fragmentados. Dentro de los fenocristales de clinopiroxenos se encuentran algunos cristales poikilíticos englobando a minerales opacos, algunos de estos cristales presentan evidencia de reabsorción (Tabla 4.1).

Con lo anterior, la bomba escoriácea corresponde a una toba vítrea tamaño ceniza cuya litología sería un basalto intersertal intergranular de clinopiroxeno.

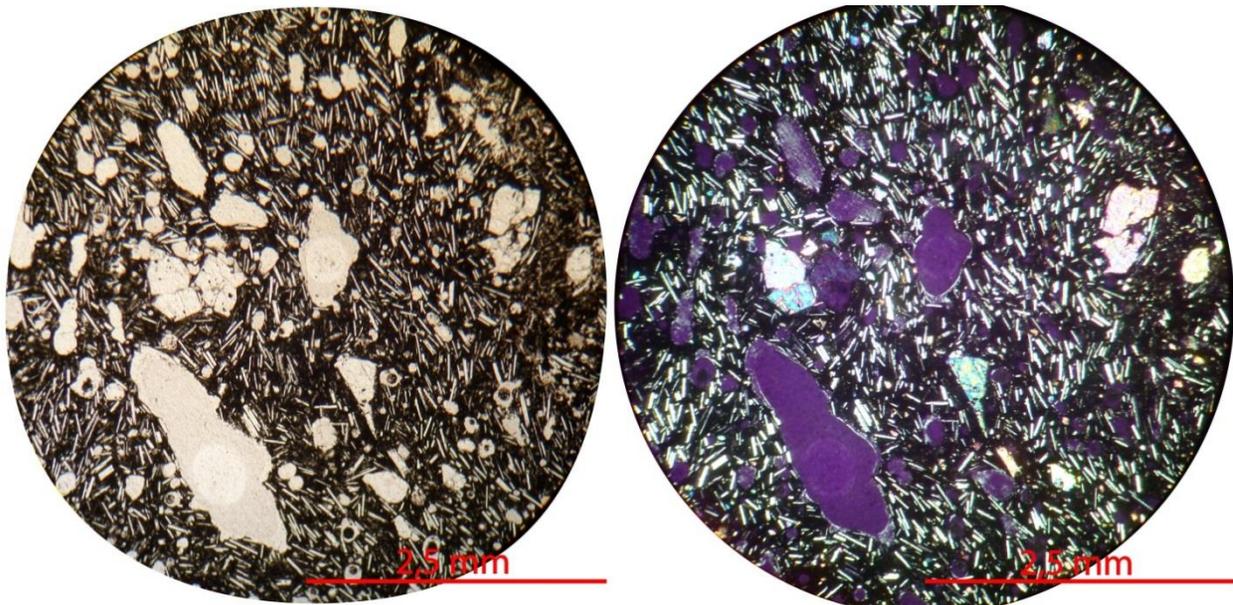


Fig. 4.1: Microfotografía a nícoles paralelos y cruzados de una sección transparente perteneciente al Centro Eruptivo Pichilaguna 1 (Hcp1). En estas imágenes se observa textura intersertal e intergranular en la masa fundamental y clinopiroxenos levemente reabsorbidos con olivinos glomeroporfíricos alterados a iddingsita (muestra RM-190814-003).

4.2. CENTRO ERUPTIVO CAYUTUÉ

4.2.1. Centro Eruptivo Cayutué 1 (Hcc1)

Los depósitos asociados a este centro son principalmente flujos de lava y fragmentos piroclásticos que componen la estructura del centro Hcc1. Existen dos flujos importantes: uno que se ubica hacia el flanco este y el otro, hacia el oeste del cono; la muestra sacada desde este centro pertenece al flanco este. Esta muestra, RM-210814-004, es una lava tipo “aa” que corresponde a un basalto porfírico de color negro con vesículas de tamaño entre 0,4 a 3 mm.

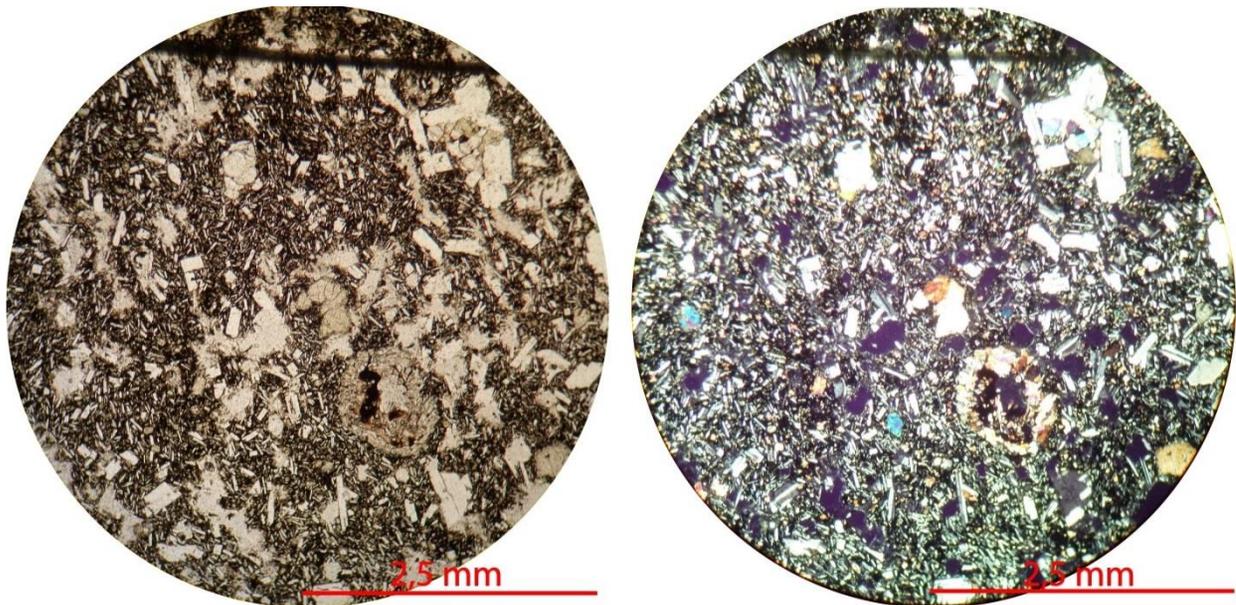


Fig. 4.2: Microfotografía a nícoles paralelos y cruzados de una sección transparente perteneciente al Centro Eruptivo Cayutué 1 (Hcc1). En estas imágenes se observa una textura intersertal e intergranular en la masa fundamental y clinopiroxenos levemente reabsorbidos con olivinos glomeroporfíricos alterados a iddingsita (muestra RM-210814-004).

Al ver la roca al microscopio se observa una textura porfírica, donde los fenocristales (25%) se encuentran en baja abundancia con respecto a la masa fundamental (73%) principalmente intergranular, subofítica e intersertal. Los fenocristales más abundantes son los clinopiroxenos (8%), olivinos (7%) y plagioclasas (6%). Los primeros se observan maclados y con evidencias de reabsorción, mientras que los olivinos, están fracturados, alterados a iddingsita y con minerales opacos (~0,04 mm) en su interior. Las plagioclasas, por otra parte, se encuentran zonadas, macladas y con textura sieve, donde el relleno de las oquedades está dado por vidrio, solo en algunos cristales. Existe una zona glomeroporfírica de 1,1 mm de diámetro que posee pequeños cristales de clinopiroxeno (~1 mm) con vidrio intercrecido (Fig. 4.2). La masa fundamental, está compuesta por microlitos de plagioclasa con una fábrica isótropa (33%), clino y ortopiroxeno (23%), minerales opacos (6%) y un enclave de tamaño milimétrico, aparentemente un fragmento piroclástico, que no posee borde de reacción con la masa fundamental. Además, la muestra posee una baja cantidad de vesículas (2%).

Con dichos antecedentes, la lava corresponde a un basalto intergranular glomeroporfírico de clinopiroxeno.

4.2.2. Centro Eruptivo Cayutué 4 (Hcc4)

Los depósitos asociados a este centro son principalmente 2 flujos de lava y fragmentos piroclásticos que componen el cono y parte de los flancos. La muestra sacada para corte transparente corresponde a un flujo de lava de orientación E-W que se encuentra bajo una potente capa de depósitos piroclásticos. La lava completa es de color pardo rojizo, con textura porfírica, no posee vesículas y los cristales de mayor tamaño se observan de color pardo rojizo.

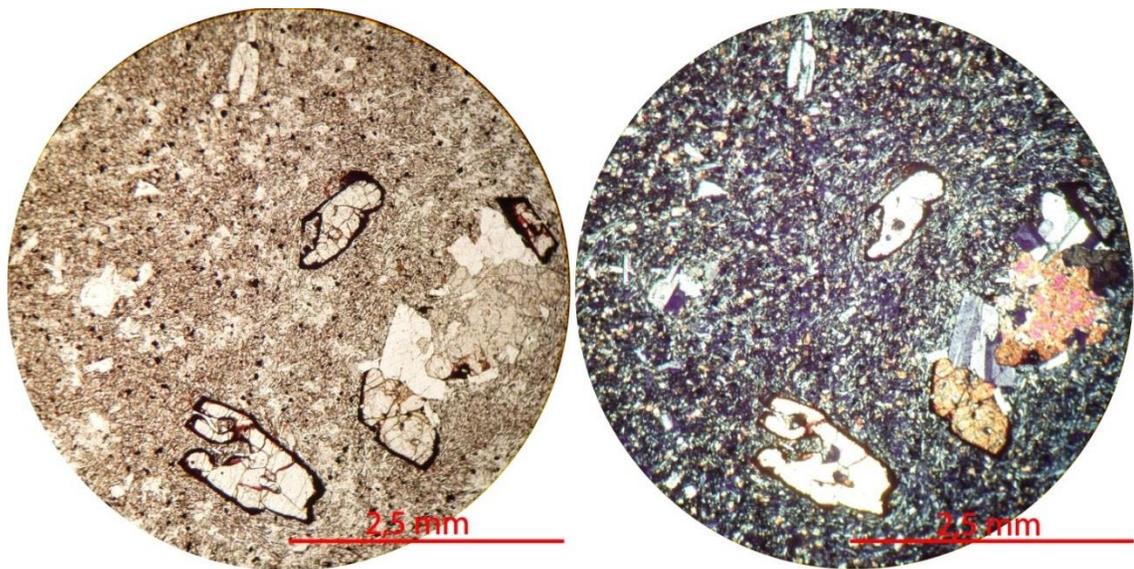


Fig. 4.3: Microfotografía a nícoles paralelos y cruzados de una sección transparente perteneciente al Centro Eruptivo Cayutué 4 (Hcc4). En estas imágenes se observa una textura intergranular subofítica en la masa fundamental y fenocristales de clinopiroxenos y plagioclasas glomeroporfíricas. Los clinopiroxenos reabsorbidos se encuentran con alteración a óxidos de Fe en sus bordes, mientras, los clinopiroxenos con alta integridad, están sin óxidos de Fe en sus contornos (muestra RM-210814-003).

Al observar la muestra RM-210814-003 al microscopio, se observa una textura porfírica donde los fenocristales (20%) se encuentran en baja abundancia con respecto a la masa fundamental (80%) y no se notan vesículas. Los fenocristales más abundantes son los clinopiroxenos (8%), plagioclasa (6%) y olivino (5%), y en la masa fundamental, existe una gran cantidad de microlitos de plagioclasa (79%) y poco vidrio (1%). En los fenocristales, se observan dos grupos de clinopiroxenos: uno con bordes de alteración a óxidos de Fe (6%) y otros sin alteración en sus bordes (3%). Los que se encuentran alterados, la mayoría presentan evidencias de reabsorción, en cambio, los que no están alterados, poseen una alta integridad (cristales no reabsorbidos). Dentro del grupo de los cristales sin alteración existe un grupo de clinopiroxenos glomeroporfíricos de gran tamaño, con un diámetro aproximado de 3,1 mm. Por otro lado, los fenocristales de plagioclasa se observan tabulares y macladas, algunas con zonación y otras con macla periclina. Los olivinos presentan evidencias de reabsorción, alteración a iddingsita en fracturas y bordes, y todavía quedan remanentes de su forma característica pseudo-hexagonal. Al igual que algunos clinopiroxenos, los bordes de los cristales se encuentran alterados a óxidos de Fe y se encuentran englobando a pequeños cristales de plagioclasa y piroxeno. En la masa fundamental la cantidad de vidrio entre los microlitos es muy baja (<1%) y cuando está, se encuentra alterada a óxidos de Fe.

Con dichos antecedentes, la lava corresponde a un basalto intergranular subofítico de clinopiroxeno.

4.2.3. Centro Eruptivo Cayutué 7 (Hcc7)

Mediante mapeo regional, en este centro se logró identificar 3 flujos de lavas (Fig. 3.23): 1) uno que se encuentra a mayor cota, del cual no se logró extraer muestra, 2) un flujo de lava intermedio de color negro con algunos sectores de color pardo rojizo (RM-210814-006) y 3) un flujo, a menor cota, de color negro sin coloración roja (RM-210814-002 y RM-200814-013).

El flujo de lava que se encuentra a un nivel de cota intermedia, RM-210814-006, como se mencionó antes, es una lava negra con cáscara roja y que en algunos sectores posee un color pardo rojizo (~5% de su volumen total).

Al observar la muestra al microscopio, se observa una textura porfírica donde los fenocristales (23%) se encuentran en baja abundancia con respecto a la masa fundamental (73%) y las vesículas son escasas (4%). Los fenocristales más abundantes son las plagioclasas (10%), los clinopiroxenos (7%) y los olivinos (5%), y en la masa fundamental, existen abundantes microlitos de plagioclasa (39%) y clino y ortopiroxeno (21%), y una cantidad no menor de vidrio (4%). Dentro de los fenocristales, las plagioclasas se encuentran macladas, glomeroporfíricas, algunas poikilíticas englobando pequeños cristales de olivino (0,1 mm) y solo las de mayor tamaño se observan zonadas. Algunos clinopiroxenos se encuentran como cristales glomeroporfíricos, otros poseen evidencias de reabsorción en sus bordes; otros poseen vidrio en su interior y otros son poikilíticos englobando minerales opacos. Finalmente, los olivinos se encuentran levemente fracturados y con alteración a iddingsita en sus fracturas. Como se señaló anteriormente, la masa fundamental está compuesta por plagioclasa y clino y ortopiroxeno; donde los microlitos de plagioclasa se encuentran levemente orientados en algunos sectores, sobre todo alrededor de los fenocristales, sin embargo, la tendencia general es isótropa. Por otro lado, los microlitos de clinopiroxeno, utilizando el criterio del color de interferencia más alto para dicho mineral, parecen estar en mayor abundancia sobre el ortopiroxeno. Además se observan, en baja abundancia, minerales opacos (1%) (Fig. 4.4).

Con dichos antecedentes, la lava corresponde a un basalto intergranular subofítico de clinopiroxeno.

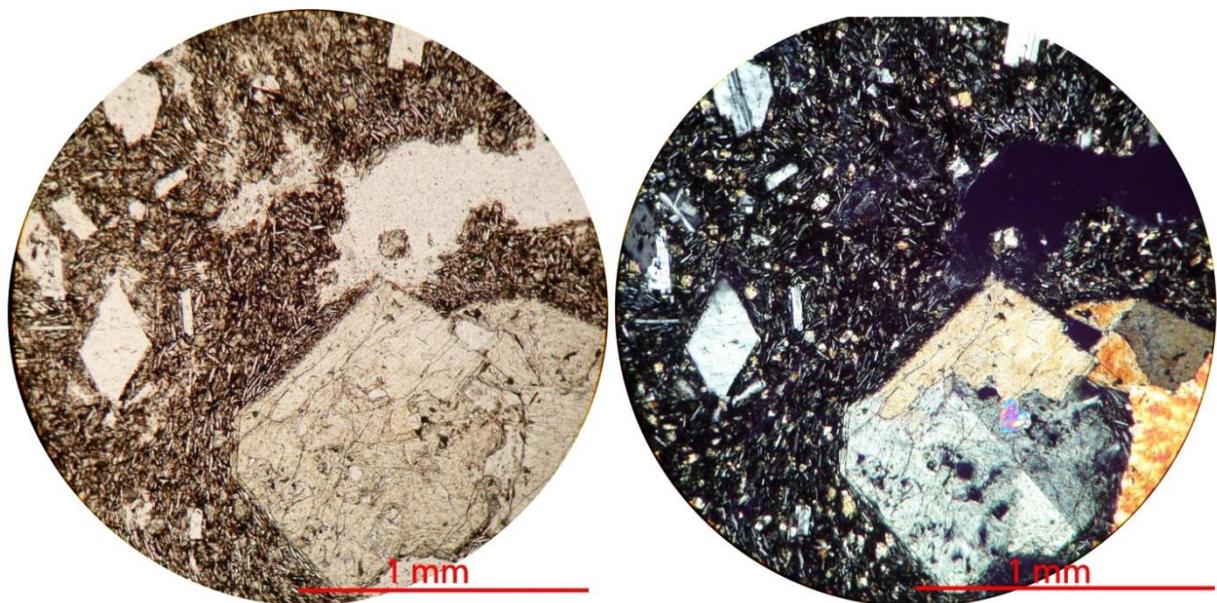


Fig. 4.4: Microfotografía a nícoles paralelos y cruzados de una sección transparente perteneciente al Centro Eruptivo Cayutué 7 (Hcc7). En estas imágenes se observa una textura intergranular subofítica en la masa fundamental y fenocristales de plagioclasa y clinopiroxeno glomeroporfíricos. La plagioclasa poikilítica presenta textura sieve y engloba un cristal de olivino, el clinopiroxeno que se encuentra a su lado, se encuentra reabsorbido en sus bordes y no presenta continuidad óptica con el cristal de clinopiroxeno que se encuentra en la parte superior del cristal (muestra RM-210814-006).

Por otro lado, el flujo de lava que se encuentra a menor cota (RM-210814-002) y que se ubica a tan solo unos 46 m más al E de la muestra RM-210814-006 (Fig. 3.23), es una lava totalmente negra, sin manchones de color pardo rojizo como la muestra antes descrita.

Al observar la muestra al microscopio (RM-210814-002), se observa una textura porfírica donde los fenocristales (25%) se encuentran en baja abundancia con respecto a la masa fundamental (60%) y las vesículas son escasas (15%). Los fenocristales más abundantes son las plagioclasas (8%), clinopiroxeno (7%) y los olivinos junto con el ortopiroxeno (5%). En la masa fundamental, se observan microlitos de plagioclasa (16%), minerales opacos (15%), clino y ortopiroxeno (14%) y una importante cantidad de vidrio (15%). Dentro de los fenocristales, las plagioclasas se encuentran macladas, tabulares en general, y las con forma más cuadrada, presentan zonación. Se observan clinopiroxenos glomeroporfíricos de gran tamaño, donde dicho grupo de minerales en conjunto alcanza un diámetro de 5,5 mm (se nota en este grupo un ortopiroxeno); los clinopiroxenos poseen colores de interferencia variables desde el 1° al 2° orden, extinción oblicua y otros, se observan maclados. La mayoría de ellos presenta evidencias de reabsorción. Los olivinos, también se encuentran reabsorbidos y poseen alteración a iddingsita en bordes y fracturas. Los cristales de ortopiroxeno se presentan con bajo color de interferencia y extinción recta, muchos de ellos poseen forma octogonal, sin embargo, ésta está truncada por la reabsorción. En la masa fundamental, los minerales opacos poseen un tamaño variable entre los 0,03 a 0,05 mm y su forma es circular-cuadrada.

Con dichos antecedentes, la lava corresponde a un basalto intersertal intergranular de clinopiroxeno.

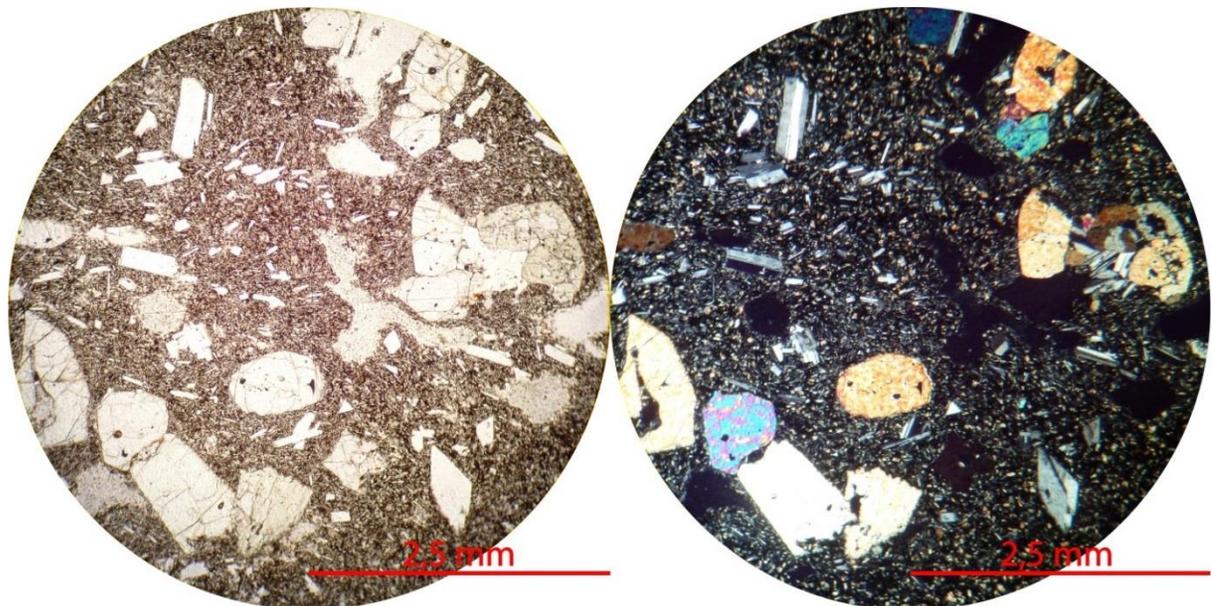


Fig. 4.5: Microfotografía a nícoles paralelos y cruzados de una sección transparente perteneciente al Centro Eruptivo Cayutué 7 (Hcc7). En estas imágenes se observa una textura intersertal intergranular en la masa fundamental y fenocristales de olivino, clinopiroxeno y plagioclasa. Los olivinos presentan evidencia de reabsorción y se encuentran alterados a iddingsita, los clinopiroxenos se encuentran reabsorbidos y como cristales glomeroporfíricos junto a las plagioclasas (muestra RM-210814-002).

4.2.4. Centro Eruptivo Cayutué 9 (Hcc9)

Los depósitos, asociados a este centro, corresponden a un gran flujo de lava, que alcanza las orillas del lago Cayutué, y a una abundante cantidad de material piroclástico que conforma parte de los flancos y el entorno del centro Hcc9. La muestra RM-200814-005, obtenida en este lugar, corresponde a una lava negra que se encuentra bajo una secuencia de depósitos piroclásticos (Fig. 3.25).

Al observar la muestra al microscopio, se observa una textura porfírica donde los fenocristales (25%) se encuentran en baja abundancia con respecto a la masa fundamental (65%) y las vesículas son medianamente escasas (10%). Los fenocristales más abundantes son las plagioclasas (11%), los clinopiroxenos (8%) y los olivinos (6%); en la masa fundamental, existen abundantes microlitos de plagioclasa (34%), clino y ortopiroxeno (19%) y una cantidad no menor de vidrio (7%). Dentro de los fenocristales, las plagioclasas de mayor tamaño presentan zonación, algunos clinopiroxenos son glomeroporfíricos y otros presentan evidencias de reabsorción. Los olivinos, también son glomeroporfíricos junto a los clinopiroxenos; sus bordes se encuentran alterados a iddingsita y se observa dentro del grupo de los fenocristales, un olivino poikilítico, de tamaño aproximado de 1 mm, con un cristal de plagioclasa en su interior.

Con dichas observaciones, la lava corresponde a un basalto intergranular subofítico de clinopiroxeno.

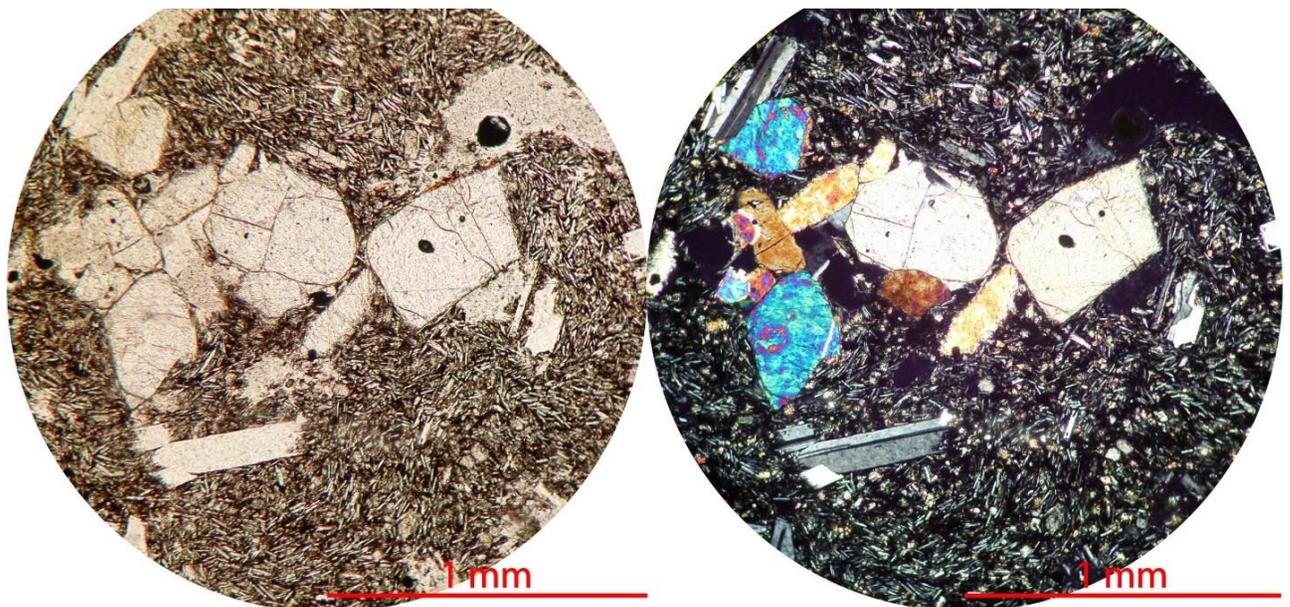


Fig. 4.6: Microfotografía a nícoles paralelos y cruzados de una sección transparente perteneciente al Centro Eruptivo Cayutué 9 (Hcc9). En estas imágenes se observa una textura intergranular subofítica en la masa fundamental y fenocristales de olivino, plagioclasa y clinopiroxeno. Los olivinos se presentan glomeroporfíricos, acompañando a clinopiroxenos y plagioclasas, y alterados a iddingsita (muestra RM-200814-005).

4.3. CENTRO ERUPTIVO CABEZA DE VACA

4.3.1. Centro eruptivo Cabeza de Vaca 2

Los depósitos asociados a este centro son un flujo de lava, que se ubica al lado este del cono, y depósitos piroclásticos que lo cubren. La muestra asociada a dicho flujo es la RM-210814-001 y corresponde a una lava tipo “aa” basáltica de color negro con una muy baja cantidad de vesículas (3%).

Al ver la roca al microscopio se observa una textura porfírica, donde los fenocristales (35%) se encuentran en baja abundancia con respecto a una masa fundamental (62%), principalmente intergranular y subofítica. Los fenocristales más abundantes son las plagioclasas (17%), olivinos (10%) y ortopiroxenos (5%). Las plagioclasas son los fenocristales más pequeños, su forma es tabular y no se observa zonación en ellas, debido a su reducido tamaño. Los olivinos se encuentran fracturados, algunos con signos de reabsorción y englobando a minerales opacos en su interior. Los ortopiroxenos se observan con alteración a óxido de Fe en clivajes y bordes, siendo más fuerte la alteración en los bordes del cristal. La masa fundamental, está compuesta por microlitos de plagioclasa (32%), clino y ortopiroxeno (10%), minerales opacos (18%) y una cantidad muy baja de vesículas (3%).

Con dichos antecedentes, la lava corresponde a un basalto intergranular glomeroporfírico de olivino.

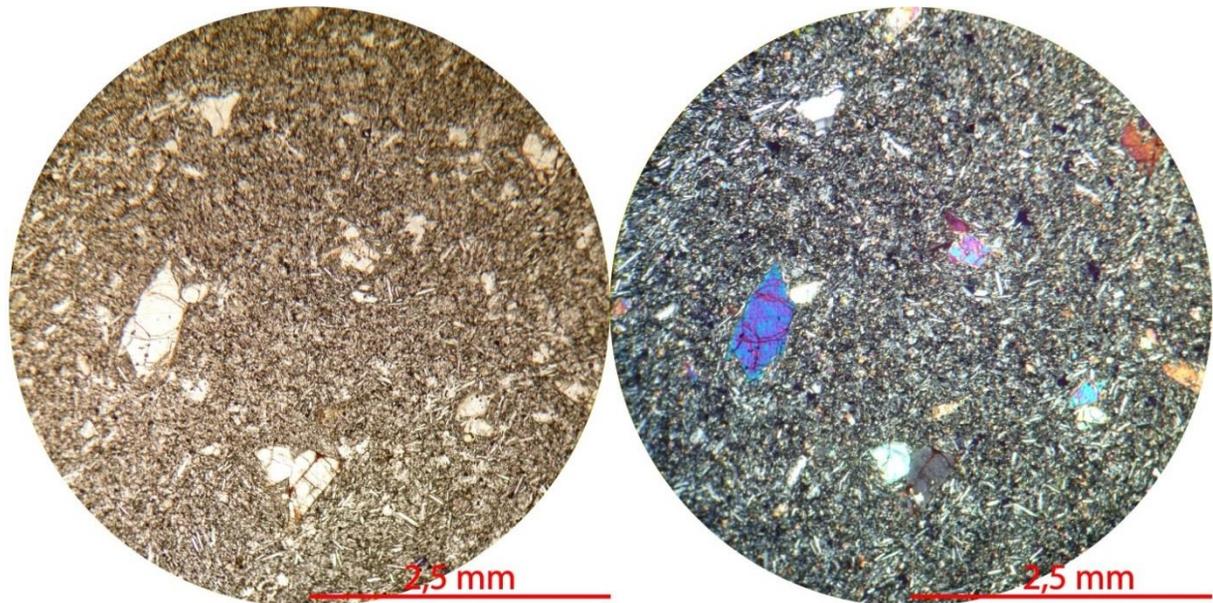


Fig. 4.7: Microfotografía a nícoles paralelos y cruzados de una sección transparente perteneciente al Centro Eruptivo Cabeza de Vaca 2 (Hccv2). En estas imágenes se observa una textura intergranular subofítica en la masa fundamental y fenocristales de olivino, ortopiroxeno alterado a óxido de Fe en sus bordes y clivajes y plagioclasa de menor tamaño comparado con los otros fenocristales (muestra RM-210814-001).

Tabla 4.1: Resumen de las características petrográficas de las muestras de este trabajo. Cabe destacar que, el análisis modal de la mineralogía se hace descartando el contenido de vesículas, en el nombre utilizado en la descripción petrográfica se destacan las dos texturas más abundantes y, además, se hace hincapié en la presencia de zonación en plagioclasa y evidencia de reabsorción en los fenocristales.

Muestra	Centro Eruptivo	Descripción Macro	Fenocristales					Masa fundamental					Vesículas	Zonación en plagioclasa	Textura de desequilibrio	Nombre
			Plg	Cpx	Opx	OI	Total	Plg	Px	Opacos	Vidrio	Total				
RM-190814-003	Pichilaguna 1 (Hcp1)	Bomba escoriácea de 12 cm de diámetro con estructura de bloques prismáticamente fracturados	24%	11%	0%	13%	48%	13%	9%	6%	25%	53%	20%	Plagioclasas pequeñas, no se observa	Reabsorción en olivino y clinopiroxeno	Basalto intersertal intergranular de clinopiroxeno
RM-210814-004	Cayutué 1 (Hcc1)	Lava vesicular negra	6%	8%	4%	7%	26%	34%	23%	6%	11%	74%	2%	Sí, solo algunas	Reabsorción en olivino, plagioclasa y clinopiroxeno	Basalto intergranular glomeroporfirico de clinopiroxeno
RM-210814-003	Cayutué 4 (Hcc4)	Lava color pardo rojizo, tanto cáscara como en el interior.	6%	8%	1%	5%	20%	40%	24%	15%	1%	80%	0%	Sí, solo algunas	Reabsorción en olivino, clinopiroxeno y en ortopiroxeno	Basalto intergranular subofítico de clinopiroxeno
RM-200814-013	Cayutué 7 (Hcc7)	Flujo de lava basáltica de color negro	14%	10%	1%	6%	31%	44%	11%	8%	6%	69%	13%	Dos poblaciones de Plg. Las cuadradas presentan zonación	Reabsorción en olivino y clinopiroxeno. Se encuentran rellenos por otros minerales y vidrio.	Basalto intergranular glomeroporfirico de clinopiroxeno
RM-210814-002	Cayutué 7 (Hcc7)	Lava basáltica vesicular	9%	8%	6%	6%	29%	19%	16%	18%	18%	71%	15%	Dos poblaciones de Plg. Las cuadradas presentan zonación	Reabsorción en olivino, clinopiroxeno.	Basalto intersertal intergranular de clinopiroxeno
RM-210814-006	Cayutué 7 (Hcc7)	Lava vesicular basáltica negra con sectores color pardo rojizo (5%)	10%	7%	1%	5%	24%	41%	23%	1%	11%	76%	4%	Sí, solo algunas	Reabsorción en olivino y clinopiroxeno	Basalto intergranular subofítico de clinopiroxeno
RM-200814-005	Cayutué 9 (Hcc9)	Flujo de lava basáltica de color negro	12%	9%	0%	7%	28%	38%	21%	6%	8%	72%	10%	Sí, las de mayor tamaño	Reabsorción en olivino y clinopiroxeno	Basalto intergranular subofítico de clinopiroxeno
RM-210814-001	Cabeza de Vaca 2 (Hccv2)	Lava basáltica no vesicular fragmentada	18%	3%	5%	10%	36%	33%	10%	19%	2%	64%	3%	Plagioclasas pequeñas, no se observa	Reabsorción en olivino y clinopiroxeno	Basalto intergranular glomeroporfirico de olivino

CAPÍTULO 5: ANÁLISIS GEOQUÍMICO

5.1. GEOQUÍMICA DE ROCA TOTAL

5.1.1. Generalidades

Se realizó análisis geoquímico a 19 muestras recolectadas durante el desarrollo de este estudio. Los análisis de elementos mayores, traza y tierras raras se llevaron a cabo en el Laboratorio Acme, usando las técnicas de ICP/ICP-MS, con distintos límites de detección para cada elemento (Tabla 5.1). Al analizar las mediciones realizadas a los estándares y los valores esperados de éstos, se puede notar que los análisis poseen en general una buena precisión y exactitud, salvo para el Nd y el Tb que tienen errores relativos mayor al 10% (Tabla 0.2; ANEXO B: ANÁLISIS QUÍMICOS INÉDITOS).

Los datos geoquímicos, obtenidos en este trabajo, fueron normalizados considerando como 100% a la suma de óxidos libres de volátiles, mientras que el valor de Fe_2O_{3total} entregado por el laboratorio, fue transformado en FeO y Fe_2O_3 mediante las relaciones propuestas por Brooks (1976):

$$\frac{Fe_2O_3}{FeO} = 0,15$$

$$Fe_2O_{3total} = FeO + Fe_2O_3$$

Además de la transformación del Fe_2O_{3total} , el contenido de Cr_2O_3 , entregado por el laboratorio, fue transformado de porcentaje en peso a ppm (Tabla 5.1). Ninguna muestra fue descartada del estudio, pues los contenidos en LOI de todas las muestras están dentro de los rangos aceptables (todas las muestras poseen LOI menor a 2,8). El buen estado de conservación de las muestras, y la casi nula alteración de éstas, se puede observar también en los cortes transparentes.

A los datos inéditos exhibidos en este trabajo, se incorporaron análisis geoquímicos pertenecientes a trabajos anteriores realizados en las cercanías del área (López-Escobar *et al.*, 1992; López-Escobar *et al.*, 1995; Lara *et al.*, 2001; Carrasco, 1995). Estos análisis corresponden al volcán Osorno, al volcán Calbuco, algunos centros eruptivos menores cercanos al área (La Viguera, Pocihuén y Rollizos) y otros centros eruptivos menores más lejanos, que se encuentran también asociados a la Zona de Falla Liquiñe-Ofqui (Mirador, Puyuhuapi, Pocihuén y Rucapillán). El detalle de estos análisis se encuentran en el ANEXO C: ANÁLISIS QUÍMICOS TRABAJOS ANTERIORES.

La nomenclatura usada en esta sección de geoquímica, es la misma que se utiliza en los mapas del capítulo anterior (HcpX corresponde al Centro Eruptivo Pichilaguna, HccX, al Centro Eruptivo Cayutué y HccvX, al Centro Eruptivo Cabeza de Vaca, donde X es el número del subcentro al cual corresponde la nomenclatura). Cabe destacar, que solo de los flujos de lava se tiene certeza de que centro de emisión provienen, y por tanto, la nomenclatura usada en este trabajo, si podría ser representativa del subcentro o centro desde el cual fueron emitidos. Sin embargo, para los piroclastos, dada la cercanía de los subcentros que pertenecen a Cayutué, por ejemplo, éstos pueden haber sido emitidos por cualquier cono, y en este caso, la nomenclatura, solo sería representativa de la distribución espacial que éstos poseen y no necesariamente evidencia el centro desde el cual fueron emitidos.

La ubicación exacta de las muestras tomadas en terreno se encuentra en el ANEXO A: UBICACIÓN DE LAS MUESTRAS, no obstante, en la Fig. 5.1 se puede observar, de manera directa, la ubicación espacial de éstas en un mapa. Los análisis, tal cual fueron entregados por el laboratorio, se encuentran en el ANEXO B: ANÁLISIS QUÍMICOS INÉDITOS.

Con lo anterior, el análisis geoquímico se realiza con el fin de poder mostrar diferencias, variabilidad y similitudes entre los distintos centros eruptivos, sus subcentros y sus productos.

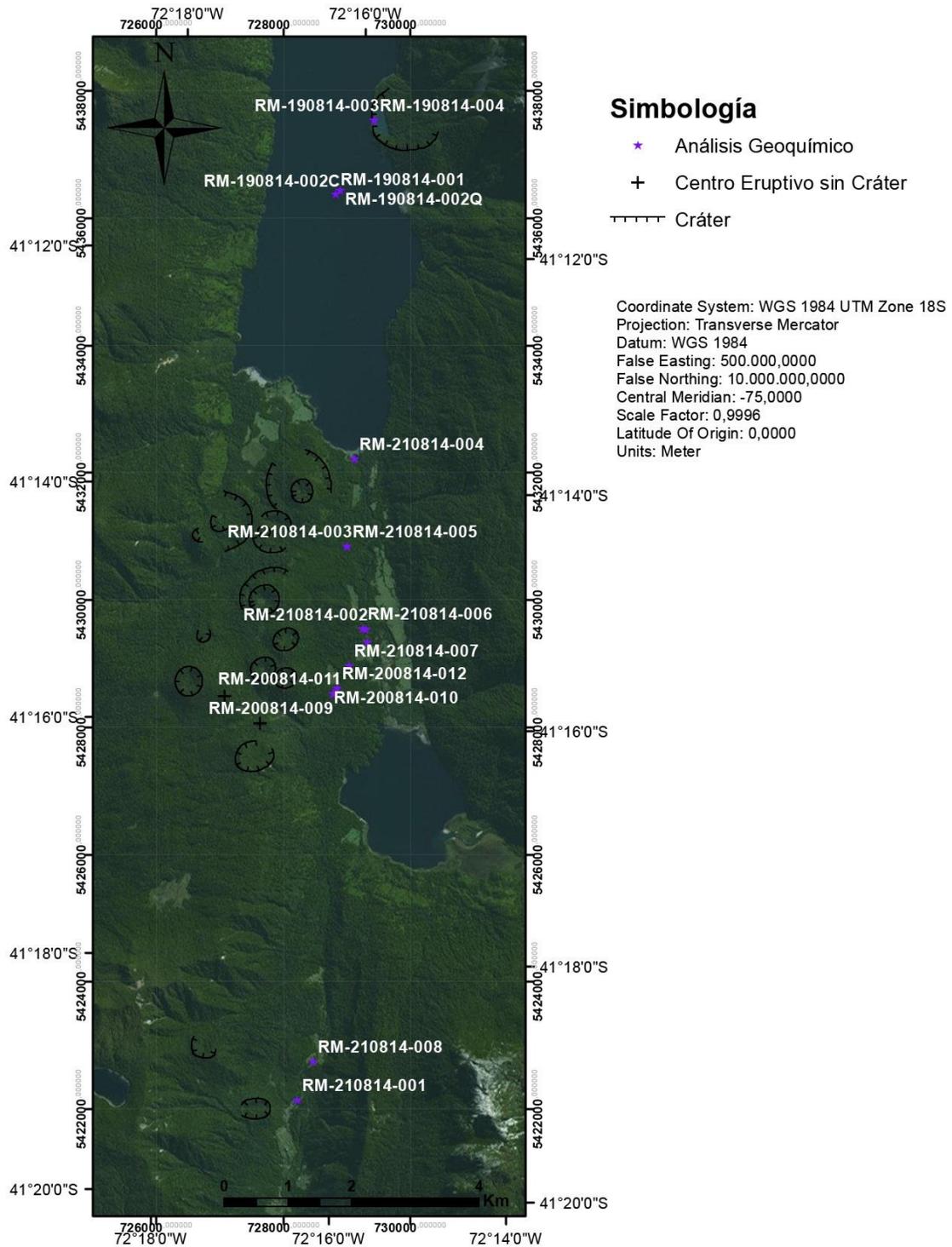


Fig. 5.1: Ubicación de las muestras tomadas en terreno. Mapa realizado en el software ArcGIS 10.1.

Tabla 5.1: Datos geoquímicos inéditos utilizados en este estudio, separados por centro eruptivo, subcentro y tipo de producto. Los elementos mayores se encuentran en porcentaje en peso y los elementos traza en partes por millón (ppm). Estos datos se encuentran ya normalizados al 100% para elementos mayores y procesados para su uso en este capítulo. Además, son incluidos en esta tabla los límites de detección inferiores para los distintos elementos mayores y trazas.

Unidad			Centro Eruptivo Pichilaguna				Centro Eruptivo Cayutué				
			Hcp1	Hcp1	Hcp2	Hcp2	Hcc1	Hcc4	Hcc4	Hcc7	Hcc7
Roca			bomba	lapilli	lapilli	lapilli	lava	lava	lapilli	lava	lava
Muestra		Límite de Detección	RM-190814-003	RM-190814-004	RM-190814-001	RM-190814-002	RM-210814-004	RM-210814-003	RM-210814-005	RM-200814-013	RM-210814-002
SiO ₂	%	0,01	51,82	51,98	51,81	52,15	51,89	51,78	52,19	52,12	51,22
Al ₂ O ₃	%	0,01	17,61	17,22	17,61	17,55	18,18	17,59	17,33	17,46	17,35
Fe ₂ O ₃	%	0,04	0,88	0,87	0,89	0,88	0,93	0,89	0,88	0,89	1
FeO	%	0,04	7,92	7,85	7,99	7,9	8,39	7,99	7,95	7,96	9,01
MgO	%	0,01	6,98	7,74	7,29	6,93	6,66	7,13	7,12	7,07	6,74
CaO	%	0,01	9,94	9,54	9,65	9,85	9,32	9,84	9,86	9,79	9,99
Na ₂ O	%	0,01	2,92	2,84	2,91	2,85	2,73	2,92	2,79	2,85	2,81
K ₂ O	%	0,01	0,73	0,76	0,67	0,72	0,69	0,69	0,71	0,71	0,7
TiO ₂	%	0,01	0,84	0,83	0,82	0,82	0,87	0,83	0,82	0,82	0,82
P ₂ O ₅	%	0,01	0,18	0,19	0,18	0,17	0,17	0,18	0,16	0,16	0,17
MnO	%	0,01	0,15	0,14	0,15	0,15	0,15	0,15	0,15	0,15	0,16
Cr ₂ O ₃	%	0,002	0,02	0,03	0,03	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02
SUMA			100	100	100	100	100	100	100	100	100
Ni	ppm	20	49	71	71	51	48	54	48	51	90
Cr	ppm		144,48	204,73	171,92	151,08	154,14	157,33	151,23	158,26	157,61
Sc	ppm	1	29	27	28	29	28	29	29	29	30
K	ppm		6116,92	6362,7	5611,67	6022,16	5717,58	5748,68	5944,49	5950,41	5842,51
Ba	ppm	1	185	202	183	178	197	171	188	188	173
Be	ppm	1	<1	1	<1	3	2	<1	<1	<1	<1
Co	ppm	0,2	28,8	29,5	30,8	27,6	28,1	29,6	28,9	29,6	27,9
Cs	ppm	0,1	0,7	0,8	0,4	0,4	1,2	0,6	0,7	0,8	0,5
Ga	ppm	0,5	16,5	15,2	16,6	16,6	16,2	15,5	15,1	15,7	17,1
Hf	ppm	0,1	2,2	2	2	1,8	2,5	1,8	2	1,7	2,1

Tabla 5.1: (Continuación)

Unidad			Centro Eruptivo Pichilaguna				Centro Eruptivo Cayutué				
			Hcp1	Hcp1	Hcp2	Hcp2	Hcc1	Hcc4	Hcc4	Hcc7	Hcc7
Roca			bomba	lapilli	lapilli	lapilli	lava	lava	lapilli	lava	lava
Muestra	Límite de Detección		RM-190814-003	RM-190814-004	RM-190814-001	RM-190814-002	RM-210814-004	RM-210814-003	RM-210814-005	RM-200814-013	RM-210814-002
Nb	ppm	0,1	2,2	2,1	2,4	2,1	4,5	1,8	1,8	1,9	2,2
Rb	ppm	0,1	10,6	11,3	9,2	10,3	13,4	9,2	10,1	10,9	10
Sn	ppm	1	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1
Sr	ppm	0,5	608,7	587,6	594,2	611,8	573,1	587,5	589,8	591,4	593,5
Ta	ppm	0,1	0,3	<0,1	0,2	0,2	0,2	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1
Th	ppm	0,2	1,6	1,4	1,4	1,6	1,7	1,2	1,7	1,5	1,5
U	ppm	0,1	0,4	0,4	0,5	0,5	0,5	0,3	0,4	0,4	0,6
V	ppm	8	231	220	224	232	221	235	235	234	241
W	ppm	0,5	<0,5	1	0,5	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5
Zr	ppm	0,1	73,6	78,1	77,1	74,8	87,9	73,8	74,3	74,4	73
Y	ppm	0,1	16,8	17	17,4	18,1	19,1	17	15,3	17	16,7
La	ppm	0,1	10,1	9,1	10,6	9,5	10,1	9,1	9,4	9,8	8,9
Ce	ppm	0,1	22,2	23,1	25,4	23	23,1	22,3	20,9	24,4	22,4
Pr	ppm	0,02	3	2,99	3,28	2,96	3,03	3,19	2,94	2,89	3
Nd	ppm	0,3	13,5	13,3	14	12,4	14,5	12,7	12,3	13,3	13,9
Sm	ppm	0,05	3,24	3,29	3,55	3,09	3	3,31	2,77	2,7	3
Eu	ppm	0,02	1,14	0,96	1,05	1,05	0,96	0,98	1,05	1,06	1,06
Gd	ppm	0,05	3,41	3,33	3,44	3,46	3,61	3,29	3,31	3,36	3,26
Tb	ppm	0,01	0,53	0,49	0,54	0,55	0,53	0,52	0,54	0,53	0,56
Dy	ppm	0,05	3,12	3,04	3,24	3,26	3,55	3,19	2,98	3,06	3,11
Ho	ppm	0,02	0,58	0,57	0,67	0,63	0,74	0,61	0,62	0,67	0,66
Er	ppm	0,03	1,72	1,79	2,04	1,87	2,07	1,85	1,72	1,66	1,76
Tm	ppm	0,01	0,28	0,26	0,26	0,27	0,31	0,28	0,26	0,27	0,23
Yb	ppm	0,05	1,86	1,73	1,88	1,58	2,11	1,83	1,63	1,8	1,6
Lu	ppm	0,01	0,26	0,27	0,27	0,29	0,29	0,27	0,27	0,27	0,24

Tabla 5.1: (Continuación)

Unidad			Centro Eruptivo Cayutué							Centro Eruptivo Cabeza de Vaca		
			Hcc7	Hcc7	Hcc9	Hcc9	Hcc9	Hcc9	Hcc9	Hcc9	Hccv1	Hccv2
Roca			lava pardo	lava pardo	lava	lapilli	lapilli	lapilli pardo	lapilli	lapilli pardo	lava	lava
Muestra		Límite de Detección	RM-210814-006	RM-210814-007	RM-200814-005	RM-200814-006	RM-200814-007	RM-200814-008	RM-200814-009	RM-200814-012	RM-210814-008	RM-210814-001
SiO ₂	%	0,01	51,44	51,58	49,93	51,99	51,91	51,81	51,48	55,34	54,7	51,4
Al ₂ O ₃	%	0,01	17,63	17,28	18,77	17,47	17,36	17,59	17,34	19,51	19,42	17,43
Fe ₂ O ₃	%	0,04	0,92	0,9	1,01	0,89	0,89	0,88	0,93	0,93	0,94	0,96
FeO	%	0,04	8,3	8,12	9,04	7,97	8,01	7,94	8,38	8,37	8,43	8,66
MgO	%	0,01	7,28	7,46	7,55	7,19	7,3	7,31	7,9	3,51	3,82	6,97
CaO	%	0,01	9,76	9,97	9,43	9,9	9,82	9,63	9,5	7,18	7,47	9,95
Na ₂ O	%	0,01	2,78	2,79	2,51	2,72	2,84	2,93	2,67	3,4	3,41	2,77
K ₂ O	%	0,01	0,68	0,69	0,56	0,71	0,72	0,7	0,67	0,63	0,62	0,69
TiO ₂	%	0,01	0,84	0,83	0,87	0,82	0,82	0,84	0,8	0,82	0,85	0,83
P ₂ O ₅	%	0,01	0,2	0,2	0,14	0,16	0,16	0,18	0,17	0,13	0,18	0,16
MnO	%	0,01	0,15	0,15	0,15	0,15	0,15	0,15	0,15	0,16	0,16	0,16
Cr ₂ O ₃	%	0,002	0,03	0,03	0,03	0,03	0,03	0,03	0,03	0	<0,00205	0,02
SUMA	%		100	100	100	100	100	100	100	100	100	100
Ni	ppm	20	59	62	67	59	56	71	66	<20	<20	50
Cr	ppm		173,1	198,92	182,2	172,96	177,83	178,94	193,44	14,06	<14,05	158,69
Sc	ppm	1	31	33	30	30	30	28	29	18	21	29
K	ppm		5650,29	5764,47	4694,31	5898,51	5997,84	5867,6	5553,42	5223,75	5133,89	5714,5
Ba	ppm	1	162	152	150	174	182	183	168	149	136	165
Be	ppm	1	2	2	3	1	<1	<1	2	<1	2	<1
Co	ppm	0,2	28,9	26,2	30,4	30,2	30,8	30,7	31,4	16	16	27,3
Cs	ppm	0,1	0,6	0,8	0,5	0,8	0,6	0,6	0,6	1,3	1,3	0,4
Ga	ppm	0,5	18,1	17,1	17,2	16,3	16,6	15	14	16,6	18,9	15,7
Hf	ppm	0,1	1,8	2,3	2,1	1,8	2,2	2,2	1,8	2,5	2,5	1,8

Tabla 5.1: (Continuación)

Unidad			Centro Eruptivo Cayutué							Centro Eruptivo Cabeza de Vaca		
			Hcc7	Hcc7	Hcc9	Hcc9	Hcc9	Hcc9	Hcc9	Hcc9	Hccv1	Hccv2
Roca			lava pardo	lava pardo	lava	lapilli	lapilli	lapilli pardo	lapilli	lapilli pardo	lava	lava
Muestra	Límite de Detección		RM-210814-006	RM-210814-007	RM-200814-005	RM-200814-006	RM-200814-007	RM-200814-008	RM-200814-009	RM-200814-012	RM-210814-008	RM-210814-001
Nb	ppm	0,1	1,8	2,3	1,8	1,6	1,9	2,5	1,9	2,2	2,5	1,6
Rb	ppm	0,1	9,8	10	7,8	10	10,4	9,2	9,8	15	14,2	9,2
Sn	ppm	1	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1	1	<1
Sr	ppm	0,5	544,2	553,2	534,2	585,2	603,3	615,4	564,3	340,3	322,1	597,9
Ta	ppm	0,1	0,2	0,1	0,1	0,1	<0,1	0,2	<0,1	0,2	0,1	<0,1
Th	ppm	0,2	1,3	1,3	1,6	1,7	1,6	1,1	1,2	1,5	1,1	1,4
U	ppm	0,1	0,6	0,5	0,5	0,6	0,5	0,3	0,5	0,3	0,3	0,4
V	ppm	8	227	234	233	231	235	225	224	155	164	236
W	ppm	0,5	<0,5	0,7	0,7	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5	0,8	0,9	<0,5
Zr	ppm	0,1	69,6	73,7	77,4	73,3	74	79,5	73,1	88,6	86,1	73,3
Y	ppm	0,1	15,4	14,6	16,2	15,5	16,1	17,3	15,3	19,9	17,1	16,9
La	ppm	0,1	9,1	9,2	8,9	9,5	9,3	9,6	8,8	7	6,9	9,5
Ce	ppm	0,1	19,4	20,8	22,3	22,8	22,1	24,9	21,7	17,4	17,9	22,6
Pr	ppm	0,02	2,77	2,79	3,11	2,97	2,93	3,33	2,83	2,52	2,42	2,79
Nd	ppm	0,3	11,8	12,1	13,7	14,1	14,4	14	13,4	12,3	10,5	14
Sm	ppm	0,05	2,83	2,83	3,22	3,03	3,16	3,44	3,23	3,31	2,71	2,79
Eu	ppm	0,02	0,96	0,88	0,97	1,03	0,92	1,07	0,98	1,03	0,95	1,1
Gd	ppm	0,05	3	3,06	3,1	3,15	3,3	3,53	3,08	3,38	3,25	3,12
Tb	ppm	0,01	0,47	0,46	0,51	0,51	0,52	0,56	0,5	0,55	0,54	0,51
Dy	ppm	0,05	2,98	2,74	2,81	3,03	3,22	3,52	3,04	3,54	3,12	3,13
Ho	ppm	0,02	0,51	0,53	0,62	0,61	0,66	0,58	0,62	0,75	0,65	0,65
Er	ppm	0,03	1,45	1,58	1,7	1,81	1,65	1,84	1,71	2,04	1,83	1,83
Tm	ppm	0,01	0,24	0,25	0,27	0,25	0,26	0,27	0,26	0,34	0,28	0,25
Yb	ppm	0,05	1,57	1,47	1,63	1,67	1,82	1,83	1,64	2,26	1,84	1,92
Lu	ppm	0,01	0,21	0,24	0,28	0,23	0,27	0,27	0,27	0,34	0,3	0,25

5.1.2. Elementos mayores

En esta sección se presentan los resultados del manejo de datos geoquímicos usando elementos mayores, tanto de las rocas analizadas en este estudio, como su comparación con los datos geoquímicos del área presentados por otros autores, en trabajos anteriores.

Las rocas muestreadas y analizadas en este estudio, al ser normalizadas como 100% a la suma de óxidos libres de volátiles, exhiben un rango de contenido de SiO₂ entre 49,92-55,33%. Sin embargo, al eliminar las muestras RM-200814-012 y RM-210814-008, que poseen características geoquímicas muy distintas al resto, el rango se reduce a 49,92-52,19% para el SiO₂.

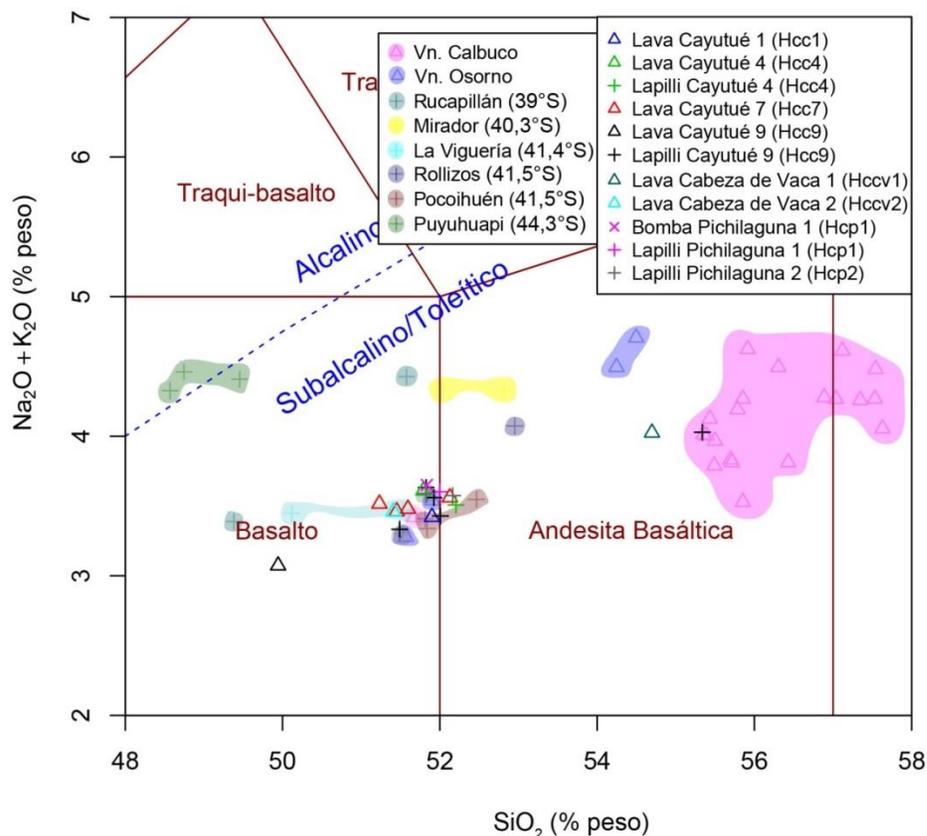


Fig. 5.2: Diagrama de clasificación TAS (“total álcalis versus sílice”; Le Bas et al., 1986) para las rocas de la zona de estudio según subcentro eruptivo y tipo de producto (lava, bomba o lapilli). Se indica la curva divisoria de los campos alcalino y subalcalino (Irvine y Baragar, 1971 en Rollinson, 1993). Además, se incluyen, en campos más pálidos, las muestras pertenecientes al volcán Calbuco, al volcán Osorno y otros centros eruptivos menores del área de trabajos anteriores (López-Escobar et al., 1992; López-Escobar et al., 1995; Lara et al., 2001).

Según el diagrama TAS (Fig. 5.2), las rocas analizadas en este estudio corresponden principalmente a basaltos y andesitas basálticas con un contenido de álcalis entre 3,07–4,02% en peso, siendo su afinidad geoquímica, según este diagrama, subalcalina/toleítica en vez de alcalina. Una característica sobresaliente, en dicho diagrama, es la tendencia positiva en el contenido de álcalis versus sílice. Según el diagrama AFM (Irvine y Baragar, 1971) (Fig. 5.3), las muestras se encuentran en la transición entre la serie toleítica y calco-alcalina, teniendo los piroclastos una afinidad más calco-alcalina y las lavas una afinidad más toleítica.

Los piroclastos pertenecientes al Centro Eruptivo Pichilaguna son basaltos y andesitas basálticas, encontrándose en la transición entre ambas composiciones, teniendo, según el diagrama AFM,

una afinidad hacia el campo calcoalcalino. La bomba (RM-190814-003), perteneciente al Centro Eruptivo Pichilaguna 1 (Hcp1), posee un contenido más bajo en sílice que el lapilli (RM-190814-004) que lo rodeaba y un similar contenido en álcalis. Por otro lado, en relación a los piroclastos sacados del fondo del lago, una muestra es un basalto y la otra, una andesita basáltica.

Las lavas del Centro Eruptivo Cayutué son mayormente basaltos, mientras que los piroclastos de este centro, se encuentran ligeramente más enriquecidos en SiO_2 que las lavas anteriormente nombradas. En este centro, según el diagrama AFM, la afinidad geoquímica de los piroclastos es más calcoalcalina y la de las lavas, más toleítica. Las muestras con menor contenido de sílice son las lavas pertenecientes al Centro Eruptivo Cayutué 7 y 9 y caen dentro del campo de los basaltos en el diagrama TAS (Fig. 5.2), no obstante, a diferencia de las anteriores, una de las muestras del Centro Eruptivo Cayutué 7 cae dentro del campo de las andesitas basálticas.

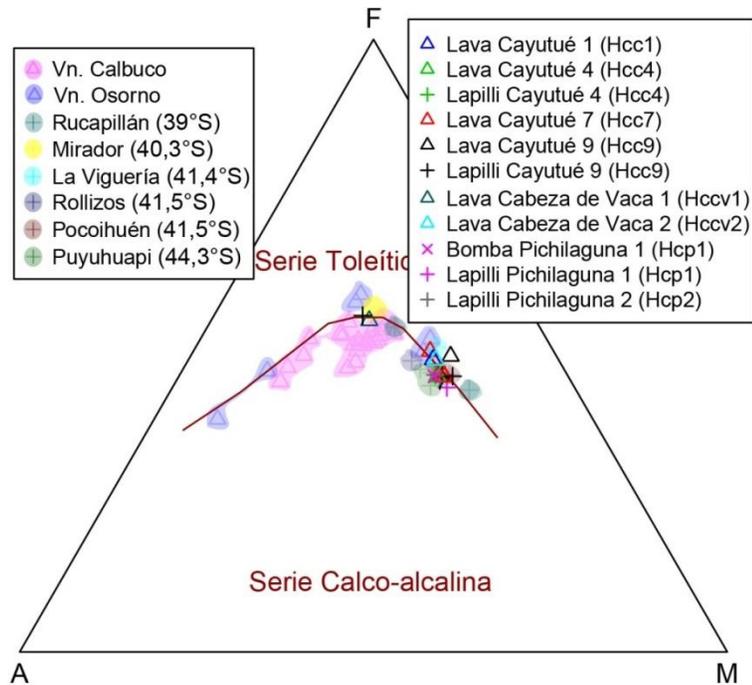


Fig. 5.3: Diagrama de clasificación AFM para las rocas de la zona de estudio según subcentro eruptivo y tipo de producto (lava, bomba o lapilli). Se indica la curva divisoria de los campos toleítico y calcoalcalino (Irvine y Baragar, 1971 en Rollinson, 1993). Además, se incluyen, en campos más pálidos, las muestras pertenecientes al volcán Calbuco, al volcán Osorno y otros centros eruptivos menores del área de trabajos anteriores (López-Escobar et al., 1992; López-Escobar et al., 1995; Lara et al., 2001; Carrasco et al., 1991).

Las lavas pertenecientes al Centro Eruptivo Cabeza de Vaca, son basaltos y andesitas basálticas, y se encuentran en la línea divisoria entre los campos toleítico y calcoalcalino. La muestra perteneciente al Centro Eruptivo Cabeza de Vaca 1 es una andesita basáltica con un contenido de 54,69% peso de SiO_2 , mientras, que la muestra perteneciente Centro Eruptivo Cabeza de Vaca 2, cae dentro del campo de los basaltos con un 51,4% peso de sílice (Fig. 5.2).

Comparando los centros eruptivos de este estudio con otros centros eruptivos menores aledaños (tales como Puyuhuapi, Mirador, Pocoihuén, Rollizos y Rucapillán), las muestras de este trabajo poseen contenidos más bajos de álcalis y poseen, en general, menor contenido de álcalis y sílice, que los productos del volcán Osorno y Calbuco.

Con respecto al contenido de MgO de las muestras estudiadas, al ser normalizadas al 100% (Tabla 5.1), éste va entre 3,51-7,89% en peso y el número magnésico (Mg#), entre 43,63-64,49. Sin embargo, al no considerar las muestras RM-200814-012 y RM-210814-008, que poseen una química muy distinta al resto de las rocas, los rangos disminuyen, para el contenido de MgO, a 6,65-7,89% en peso, y para el Mg#, a 57,96-64,49 (Tabla 5.1).

Siguiendo con los elementos mayores, los diagramas de variación (Fig. 5.4) son usados para apreciar los contenidos y tendencias de elementos mayores respecto a la diferenciación. Eventualmente, en primera instancia, es posible establecer tendencias evolutivas para las muestras, dada la cercanía de los centros entre sí, esto daría para pensar que éstos pertenecerían a una misma fuente. En el caso de este estudio, como las rocas poseen un rango muy acotado de contenido en SiO₂ (49,92-52,19%), los diagramas Harker (Harker, 1909), en vez de ser diferenciados usando el contenido de sílice, se han realizado en función de un elemento que muestre mejor dicho proceso, el número magnésico (Mg#).

Por lo anterior, para la realización de estos diagramas, se obviaron las muestras de los centros de emisión aledaños de trabajos anteriores, y dado lo diferente de las características químicas de dos muestras nombradas con anterioridad, se decidió graficar solo las 17 muestras con mayor número magnésico, de tal manera que, poder visualizar de manera más clara y con mayor *zoom* las diferencias entre las muestras pertenecientes a los centros eruptivos de este trabajo.

De los diagramas de variación se puede observar que los piroclastos poseen más alto número magnésico que las lavas y se traslapan muestras del Centro Eruptivo Pichilaguna con algunas lavas de Cayutué. Con respecto a los elementos mayores, se observan tendencias lineales negativas en los piroclastos para el SiO₂, Al₂O₃, TiO₂ y CaO y un rango más bien acotado de estos elementos. En cambio, en las muestras de lava, teniendo menor Mg#, no se observan tendencias claras y existe mayor dispersión en los contenidos de distintos elementos mayores. Sin embargo, a nivel general, tanto para los piroclastos como para las lavas, se observa un descenso generalizado del SiO₂ con el Mg#.

En tanto, para los centros eruptivos individuales, Pichilaguna presenta valores acotados, en sus piroclastos, para el SiO₂, Al₂O₃, P₂O₅, TiO₂, Na₂O y FeO^T y una tendencia negativa con el número magnésico para el Al₂O₃, CaO y FeO^T. Los piroclastos asociados a este centro son los que se encuentran más enriquecidos en K₂O y más empobrecidos en FeO^T. Para el Centro Eruptivo Cayutué, los piroclastos exhiben rangos acotados de SiO₂, Al₂O₃ y K₂O y tendencias lineales negativas para el SiO₂, TiO₂, CaO, K₂O y Na₂O. Los piroclastos asociados a este centro se encuentran más empobrecidos en FeO^T, en comparación con las lavas, y se encuentran más empobrecidos en P₂O₅ y TiO₂ que los piroclastos de Pichilaguna. Por otro lado, las lavas de Cayutué no muestran tendencias claras y la dispersión en sus contenidos de elementos mayores es significativa. Finalmente, el Centro Eruptivo Cabeza de Vaca, posee un número magnésico más bajo que algunas lavas de Cayutué y que los piroclastos de Cayutué y Pichilaguna.

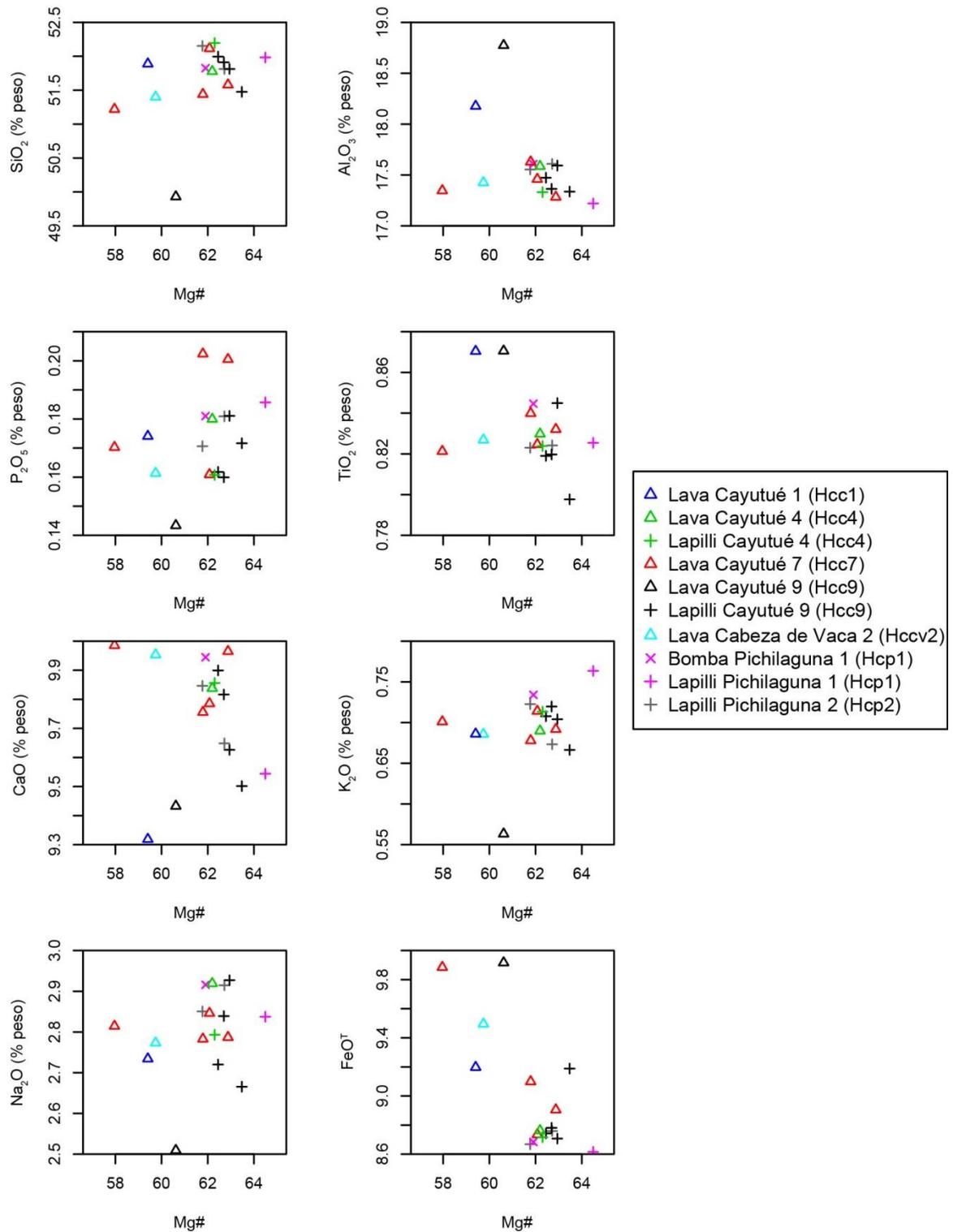


Fig. 5.4: Diagramas Harker de variación de elementos mayores (en % peso) versus el número magnésico (Mg#) para las rocas ígneas pertenecientes a los centros eruptivos en estudio. El FeO^T es calculado como la suma de FeO y Fe_2O_3 .

5.1.3. Elementos traza

En esta sección se presentan los resultados del manejo de datos geoquímicos usando los elementos traza de las rocas analizadas. Para esto, se agruparán los elementos cuyo comportamiento geoquímico es similar: a) los LILE (*large ion lithophile elements*) tales como Ba, Rb y Sr, (b) los HFSE (*high field strength elements*) tales como Y, Nb, Zr, Th y REE y (c) los elementos de transición compuestos por Ni, Cr, V y Sc.

Los diagramas de variación de contenido de elementos traza se presentan en función del número magnésico (Mg#), escogido como mejor parámetro diferenciador frente al sílice, dado lo acotado del rango de contenido de SiO₂ observado en las muestras.

Para la realización de estos diagramas, dado lo diferente de las características químicas de dos muestras nombradas con anterioridad, se decidió graficar solo las 17 muestras con mayor número magnésico, con el fin de poder visualizar de mejor manera las diferencias entre ellas.

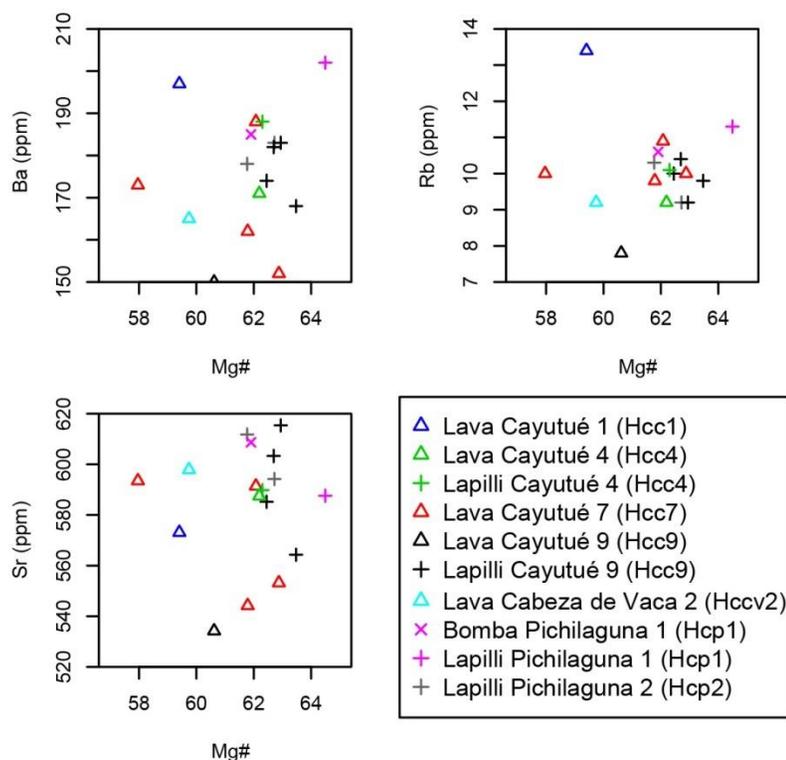


Fig. 5.5: Diagramas de variación de elementos LIL (*large ion lithophile*): Ba, Rb y Sr versus el número magnésico (Mg#) para las rocas ígneas pertenecientes a los centros eruptivos en estudio.

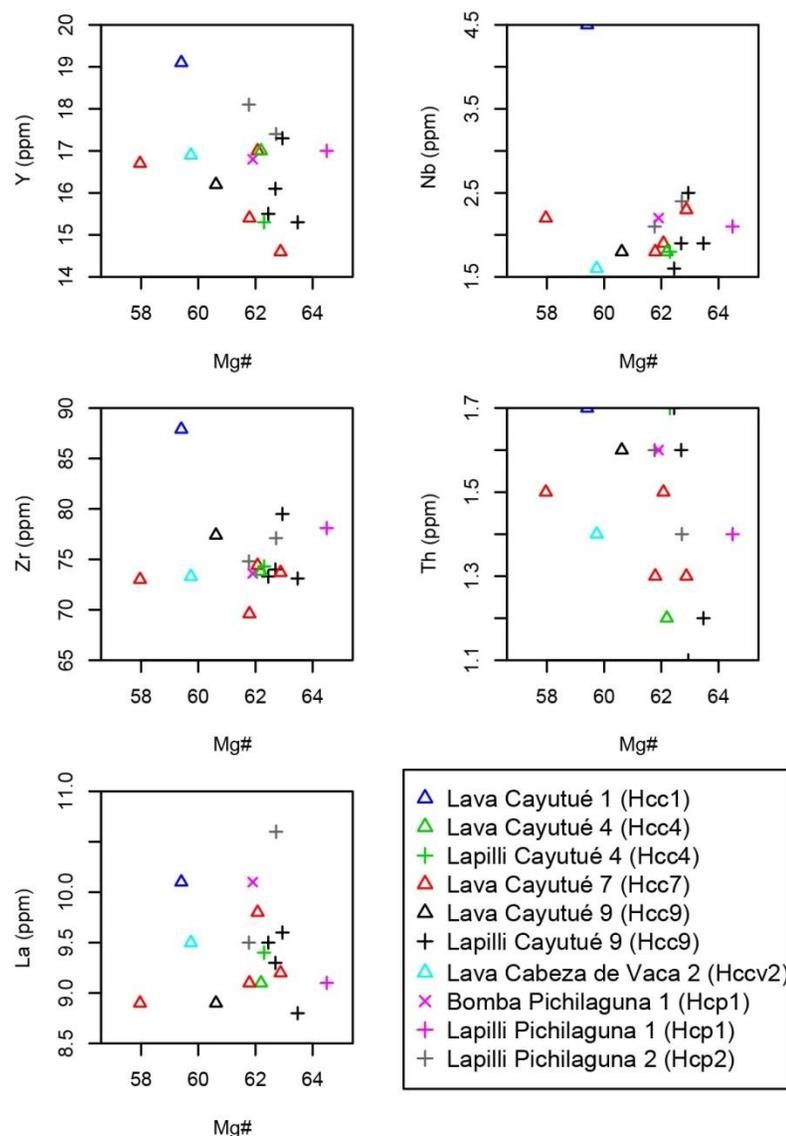


Fig. 5.6: Diagramas de variación de elementos HFS (high field strength): Y, Nb, Zr, Th y La versus el número magnésico (Mg#) para las rocas ígneas pertenecientes a los centros eruptivos en estudio.

De los diagramas de variación (Fig. 5.5; Fig. 5.6; Fig. 5.7) se puede observar que los piroclastos poseen tendencias negativas para el Ba, Sr, Y, Th y La, y positivas, para el Ni y Cr. Por otro lado, las lavas muestran tendencias negativas con el Ba, Sr, Y, Th y V, y positivas, para el Ni, Cr y Sc. En tanto, para los centros eruptivos individuales, Pichilaguna presenta una tendencia negativa con el número magnésico para el Sr, Y, Th, V y Sc, y positiva, para el Ba, Zr, Ni y Cr. Para el Centro Eruptivo Cayutué, los piroclastos exhiben tendencias lineales negativas para el Ba, Rb, Sr, Th, La y V, y positivas, para el Ni y Cr. Las lavas de Cayutué presentan tendencias negativas, con el número magnésico para el Y, Th y V, y positivas, para el Ni, Cr y Sc. Finalmente, el Centro Eruptivo Cabeza de Vaca, posee una de las muestras más empobrecidas en Nb y, como se señaló anteriormente, posee un número magnésico más bajo que algunas lavas de Cayutué y que los piroclastos de Cayutué y Pichilaguna. Además, no se puede establecer tendencias evolutivas en este centro, pues solo se cuenta con dos muestras y una de ellas, fue sacada de los diagramas debido a que su presencia no permite ver con un *zoom* adecuado las composiciones de las muestras en estudio.

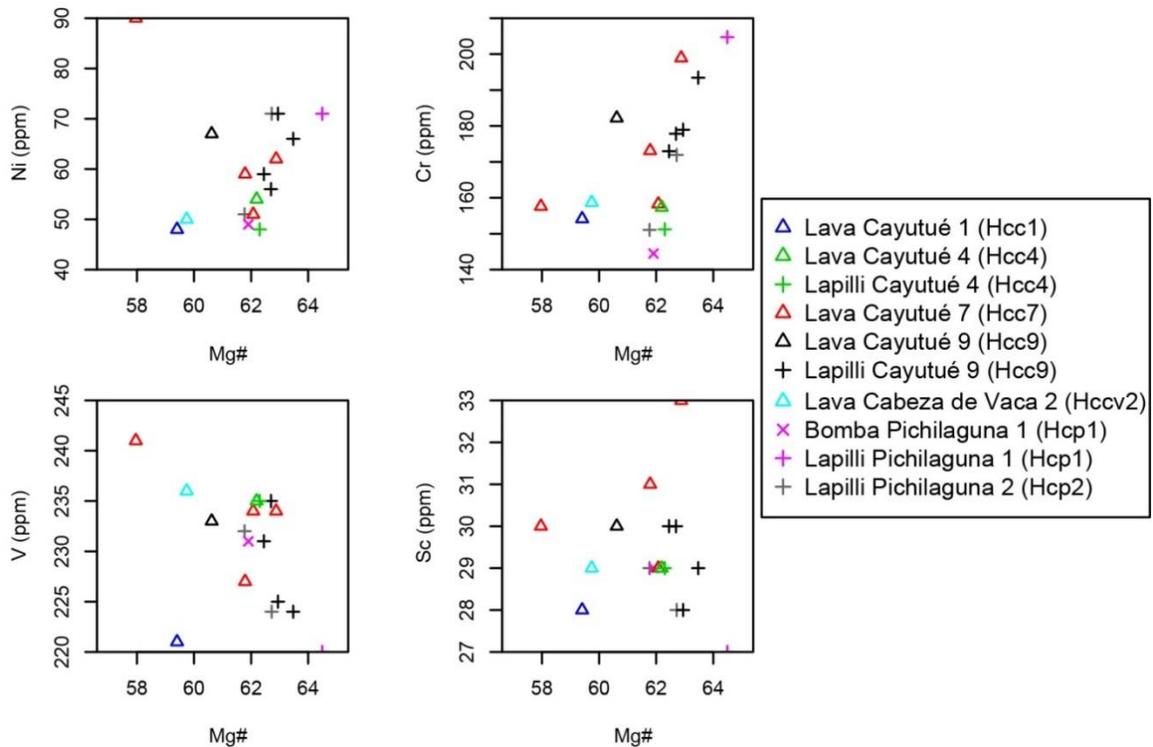


Fig. 5.7: Diagramas de variación de elementos de transición: Ni, Cr, V y Sc versus el número magnésico (Mg#) para las rocas ígneas pertenecientes a los centros eruptivos en estudio.

5.1.4. Tierras raras

En esta sección se exhiben los resultados del manejo de datos geoquímicos usando tierras raras; los gráficos serán presentados usando diagramas comparativos tipo *spider* normalizados a una composición, generalmente primitiva, en este caso el condrito de Sun y McDonough (1989).

Primero, se mostrarán las similitudes y diferencias entre los centros eruptivos, usando las muestras más representativas de cada uno. Luego, las similitudes y diferencias de cada subcentro y finalmente, dependiendo del caso, entre los productos de cada subcentro. Dada la gran cantidad de muestras obtenidas del Centro Eruptivo Cayutué, para mostrar las similitudes y diferencias de este centro con los otros, sólo se tomarán las muestras más primitivas de Cayutué (RM-200814-009, Hcc9; RM-210814-007, Hcc7) las cuales son contrastadas con las muestras de Pichilaguna (RM-190814-004, Hcp1; RM-190814-001, Hcp2) y Cabeza de Vaca (RM-210814-008, Hccv1; RM-210814-001, Hccv2) (Fig. 5.8).

De lo anterior, se observa que los patrones de tierras raras (REE) poseen similar apariencia para los distintos centros eruptivos, exhibiendo, mayor diferencia entre ellas, en la concentración de tierras raras livianas (LREE), y similitud, en los valores de tierras raras pesadas (HREE).

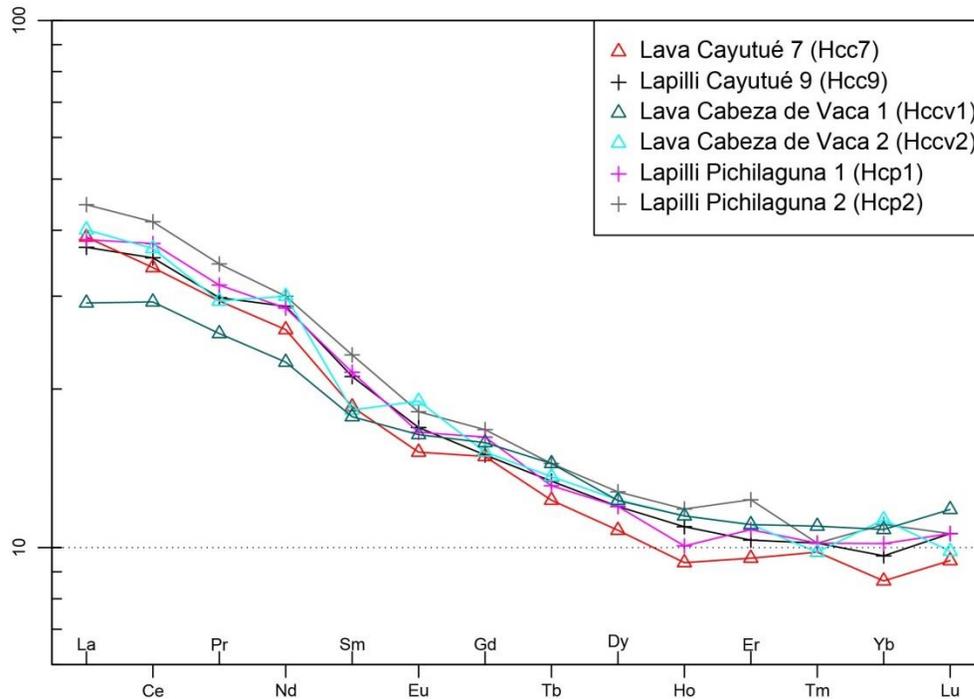


Fig. 5.8: Diagrama de concentración de REE normalizado al condrito (Sun y McDonough, 1989) para las muestras representativas de cada centro eruptivo.

El Centro Eruptivo Cayutué posee una concentración de tierras raras livianas (LREE) similar a la muestra RM-210814-001 (Cabeza de Vaca, Hccv2), menor comparada con las muestras del Centro Eruptivo Pichilaguna (Fig. 5.8) y mayor en comparación con la muestra RM-210814-008 (Hccv1). Por otro lado, las tierras raras pesadas (HREE), para las muestras de Cayutué, se encuentran levemente empobrecidas en comparación con las rocas de Pichilaguna y Cabeza de Vaca. Además, se observa una leve anomalía de Eu para la lava perteneciente al Centro Eruptivo Cayutué 7 (Hcc7) y una anomalía negativa para el Sm, y positiva para el Nd, en el Centro Eruptivo Cabeza de Vaca 2 (RM-210814-001).

5.1.4.1. Centro Eruptivo Pichilaguna

Los basaltos pertenecientes al Centro Eruptivo Pichilaguna poseen patrones de tierras raras con pocas variaciones internas, de similar apariencia para los dos subcentros de Pichilaguna y se encuentran entre 10 y 50 veces enriquecidos en relación al condrito (Fig. 5.9). Las muestras de Pichilaguna 1 (Hcp1) se encuentran levemente empobrecidas en tierras raras medias (MREE) y levemente enriquecidas en tierras raras pesadas (HREE) en comparación a los piroclastos basálticos de Pichilaguna 2.

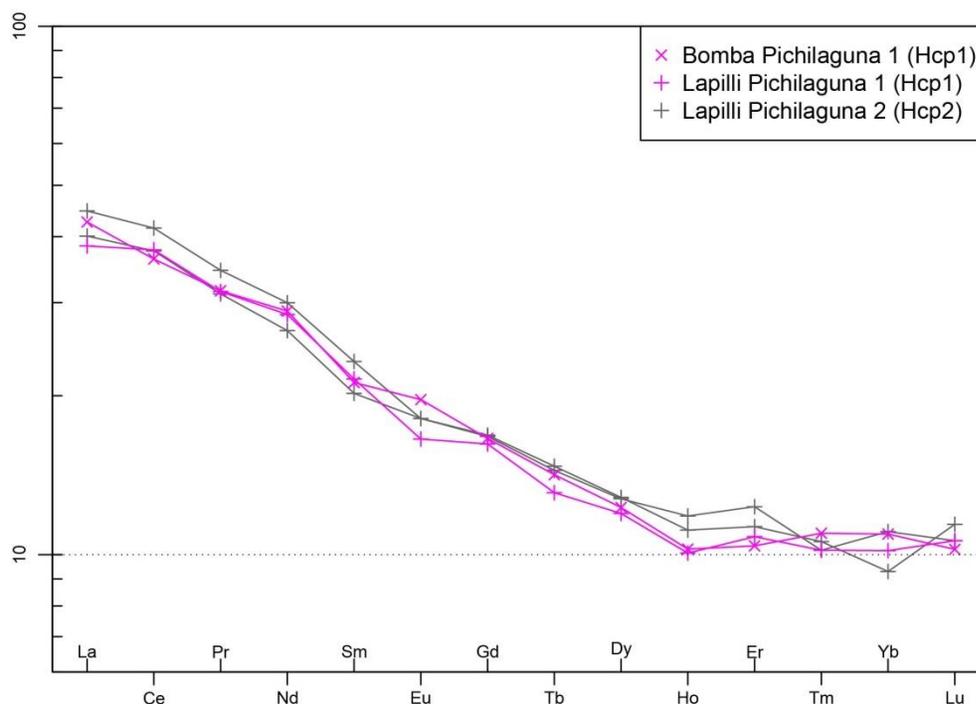


Fig. 5.9: Diagrama de concentración de REE normalizado al condrito (Sun y McDonough, 1989) para las muestras pertenecientes al Centro Eruptivo Pichilaguna 1 (Hcp1) y el cono sumergido, Centro Eruptivo Pichilaguna 2 (Hcp2).

Al analizar las muestras pertenecientes al Centro Eruptivo Pichilaguna 1, la bomba escoriácea (RM-190814-003) se encuentra levemente enriquecida en La, Eu, Tb, Dy, Tm e Yb, en comparación al lapilli (RM-190814-004) en el cual se encontró inmerso la bomba. Además, el lapilli presenta una leve anomalía negativa de Eu, que la bomba no posee. Los piroclastos tamaño lapilli que pertenecen al Centro Eruptivo Pichilaguna 2, cono sumergido, muestran patrones con pocas variaciones internas y con forma similar entre ellos. Las únicas diferencias entre estas dos muestras son el carácter de la anomalía de Yb, positiva para una muestra y negativa para la otra, y el leve enriquecimiento de tierras raras livianas de una muestra sobre otra (Fig. 5.9).

5.1.4.2. Centro Eruptivo Cayutué

Las muestras pertenecientes al Centro Eruptivo Cayutué poseen patrones de tierras raras con pendientes muy parecidas entre sí, encontrándose éstas enriquecidas entre 8 a 43 veces en relación al condrito (Fig. 5.10); las rocas de Cayutué poseen rangos acotados en tierras raras livianas (entre 38 a 43 veces enriquecidas), mientras que las tierras raras pesadas, presentan una mayor dispersión (entre 8 y 15 veces enriquecidas). La muestra del Centro Eruptivo Cayutué 1 es la que destaca por encontrarse más enriquecida en tierras raras pesadas, y algunas del Centro Eruptivo Cayutué 7, empobrecidas en dichos elementos en relación a las demás (Fig. 5.10).

La muestra de lava, perteneciente al Centro Eruptivo Cayutué 1, se encuentra enriquecida en casi todas las tierras raras en comparación a la mayoría de las lavas que pertenecen al Centro Cayutué 7, salvo en los contenidos de Ce, Sm y Tb. Asimismo, dicha muestra también se encuentra enriquecida en la mayoría de las tierras raras en comparación con las del Centro Eruptivo Cayutué 4, salvo en los contenidos Pr, Sm y Eu. No obstante, para las muestras pertenecientes al Centro Eruptivo Cayutué 9 la tendencia anterior no es tan clara, estando la muestra RM-200814-008 más enriquecida en tierras raras livianas y medias en comparación con la lava del Centro

Eruptivo Cayutué 1, y teniendo menor concentración de tierras raras pesadas que la muestra de Cayutué 1 (Fig. 5.10).

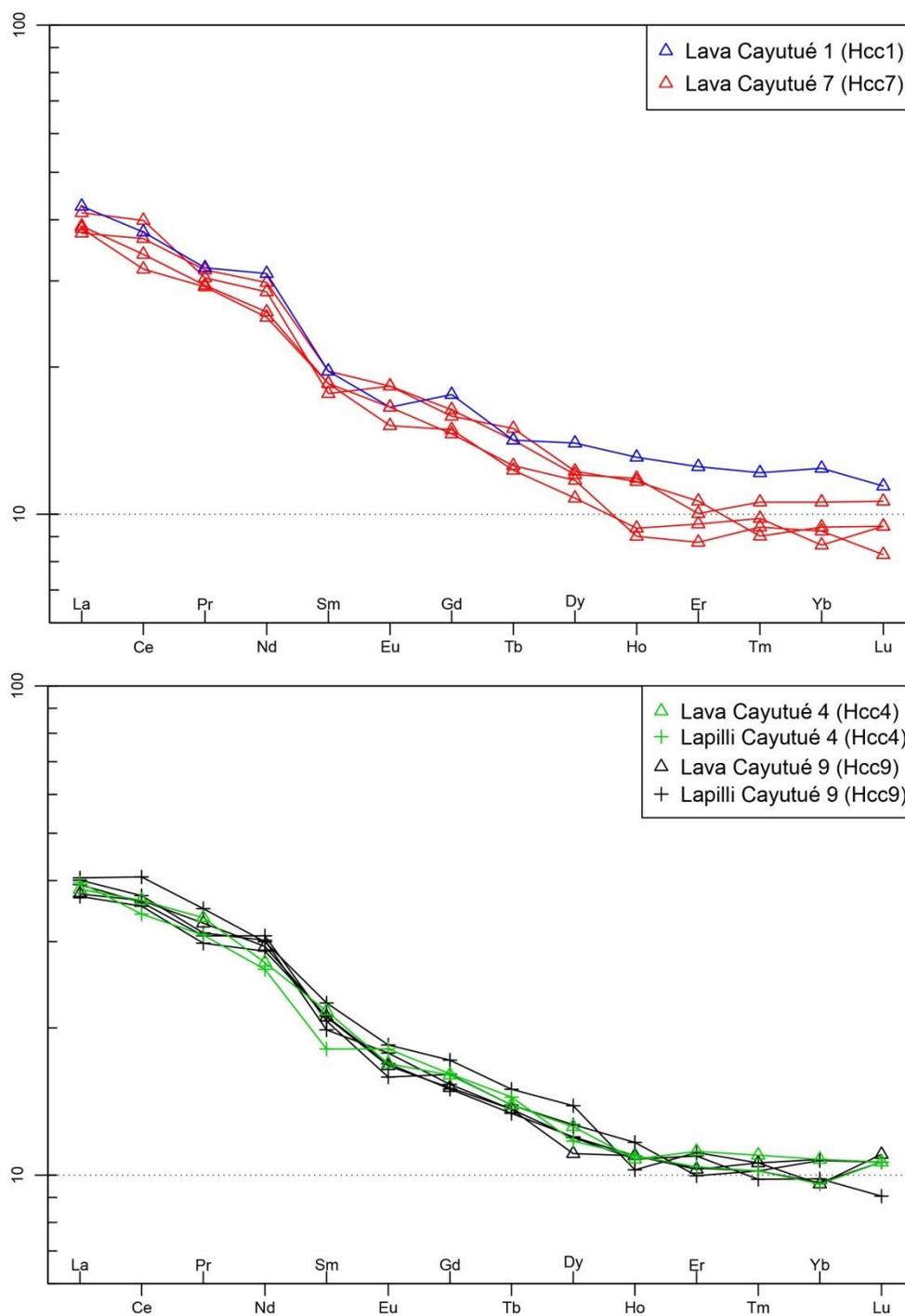


Fig. 5.10: Diagramas de concentración de REE normalizado al condrito (Sun y McDonough, 1989) para las muestras pertenecientes al Centro Eruptivo Cayutué. En el diagrama superior se encuentran las muestras pertenecientes al Centro Eruptivo Cayutué 1 y 7, mientras que en el diagrama inferior, las de los Centros 4 y 9. Cabe destacar que las muestras de Cayutué 7 corresponden a distintos flujos de lava, provenientes del mismo subcentro eruptivo.

Las lavas pertenecientes al Centro Eruptivo Cayutué 7 presentan una leve dispersión en los valores de tierras raras livianas, y más pronunciada, en las tierras raras pesadas. Distinto a lo que se observa en los contenidos de Pr y Sm, que son similares para todas las muestras. Las tierras raras con contenidos más variables (Ho, Nd y Gd; Fig. 5.10) permiten asociar las muestras en 2 grupos: 1) RM-210814-006 y RM-210814-007 y 2) RM-200814-013 y RM-210814-002. Esto último también en base al mapeo regional exhibido en el apartado 3.4.4.2. (Fig. 3.23).

La muestra de lava perteneciente al Centro Eruptivo Cayutué 4 (RM-210814-003) se encuentra enriquecida en la mayoría de las tierras raras en comparación al piroclasto, de este mismo subcentro (RM-210814-005), salvo en los contenidos de La, Eu y Dy.

Finalmente, la lava y los piroclastos pertenecientes al Centro Eruptivo Cayutué 9 poseen concentraciones similares de tierras raras, notándose mejor esta similitud en los contenidos La, Nd y Sm. La muestra de lava (RM-200814-005) se encuentra más enriquecida en Tm y Lu, y más empobrecida, en Gd, Dy e Yb en comparación a los piroclastos de dicho centro. Al observar estas muestras en la secuencia de la columna levantada en terreno (Fig. 3.25), no se observa una correlación clara, a nivel de todas las tierras raras, entre el contenido de dichos elementos y la posición estratigráfica relativa en la que se encuentran. Sin embargo, esta correlación si se observa en elementos tales como el La, Dy e Yb, al no incluir la muestra que se encuentra a mayor altura estratigráfica (RM-200814-009).

5.1.4.3. Centro Eruptivo Cabeza de Vaca

Para el análisis en este apartado, se incluirá la muestra RM-210814-008 (que en la sección de elementos mayores y traza fue descartada por poseer una química diferente en relación a las otras muestras) con el fin de poder comparar las muestras representativas de cada subcentro del Centro Eruptivo Cabeza de Vaca.

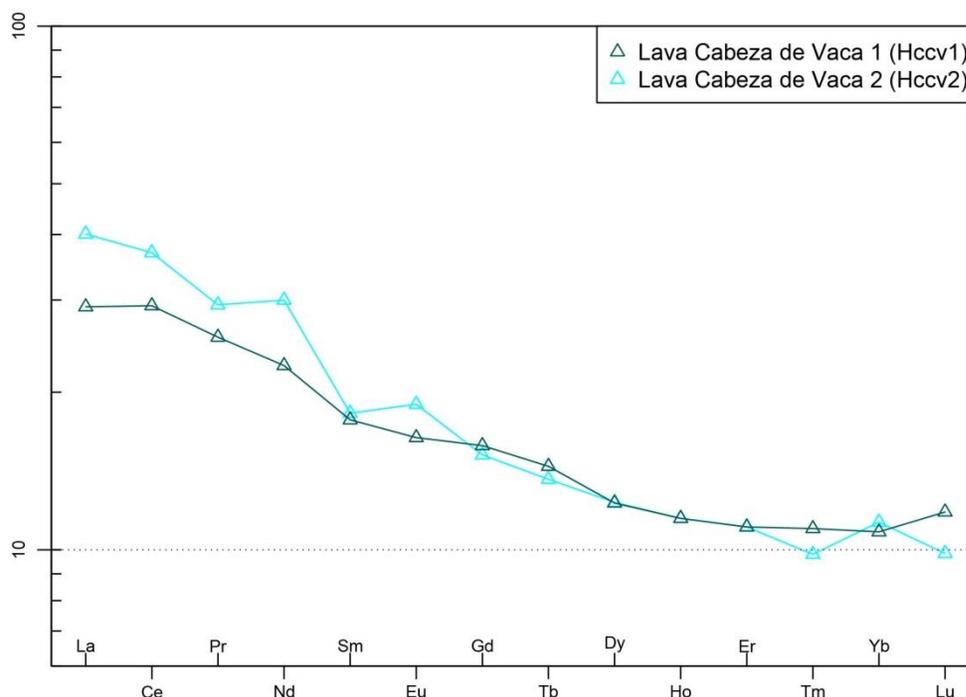


Fig. 5.11: Diagrama de concentración de REE normalizado al condrito (Sun y McDonough, 1989) para las muestras pertenecientes al Centro Eruptivo Cabeza de Vaca 1 (Hccv1) y al Centro Eruptivo Cabeza de Vaca 2 (Hccv2).

Los patrones de tierras raras (REE), de las muestras pertenecientes al Centro Eruptivo Cabeza de Vaca, poseen una apariencia bastante diferente el uno del otro. La muestra perteneciente al Centro Eruptivo Cabeza de Vaca 1 (Hccv1) se encuentra empobrecida en tierras raras livianas (LREE), en comparación a la del otro subcentro, y poseen ambas, similar concentración de tierras raras medias (MREE) y pesadas (HREE). En efecto, la razón La/Yb para Cabeza de Vaca 2 es mayor que para Cabeza de Vaca 1, y Dy/Yb, similar para ambos subcentros (Fig. 5.12). Además, la muestra de Cabeza de Vaca 2 posee una anomalía negativa de Sm pronunciada y, leve, para Tm (Fig. 5.11) y una anomalía positiva de Eu para la muestra perteneciente a Cabeza de Vaca 1.

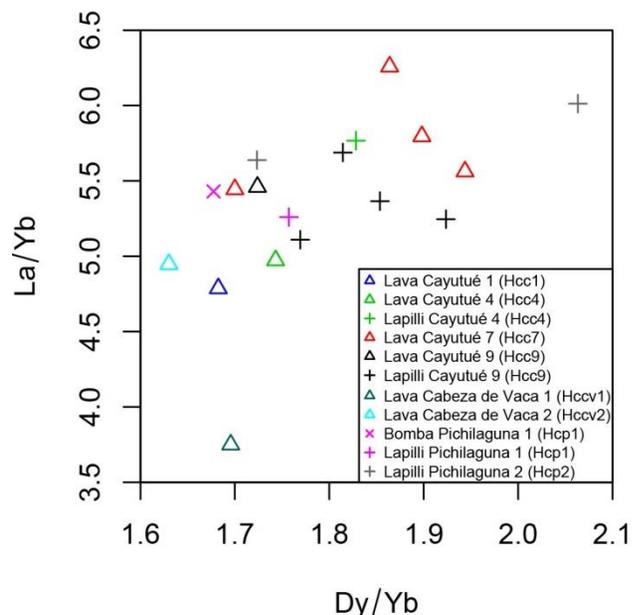


Fig. 5.12: Diagrama de variación de La/Yb versus Dy/Yb para las rocas volcánicas de los centros eruptivos de Cayutué y alrededores. La razón La/Yb sirve para evaluar la pendiente del patrón de tierras raras, mientras que la razón Dy/Yb, la pendiente de las tierras raras medias-pesadas.

CAPÍTULO 6: DISCUSIONES

6.1. GEOQUÍMICA

Las rocas pertenecientes a los centros eruptivos de este trabajo son basaltos y en menor medida, andesitas basálticas (Fig. 5.2) que muestran una clara afinidad con la serie calco-alcalina, junto a las muestras del volcán Osorno, Calbuco y otros centros eruptivos menores (Fig. 5.3); lo que se condice muy bien con el hecho de que estas rocas fueron generadas en un contexto de arco asociado a un margen de subducción.

Los basaltos y andesitas basálticas no presentan grandes rangos composicionales en términos de elementos mayores (la desviación estándar relativa es siempre menor al 12%), sin embargo, a pesar de la acotada distribución espacial de las muestras, la mayoría de los elementos trazas, presentan rangos composicionales más amplios (la desviación estándar relativa va entre el 5% y el 36%) (Fig. 5.4; Fig. 5.5; Fig. 5.6; Fig. 5.7; Fig. 5.8; ANEXO B: ANÁLISIS QUÍMICOS INÉDITOS).

Las muestras, pertenecientes a los centros eruptivos en estudio, poseen un alto número magnésico (Mg#) y un contenido moderado de Cr y Ni para análisis de roca total, lo que representarían a magmas primitivos de una composición poco fraccionada en comparación a magmas realmente primarios (Hart y Davis, 1978). Un caso particular es la muestra RM-210814-012 que es muy diferente tanto en química, forma y color, en comparación a las rocas del área (Fig. 3.24; Fig. 3.25), lo que hace pensar que ésta pertenece a otro centro de emisión cercano. Es por esto que esta muestra fue sacada de todos los análisis del CAPÍTULO 5 y se discutirá más adelante su posible procedencia.

La siguiente discusión considera los procesos que podrían haber modificado a los magmas en su ruta hacia la superficie desde su generación en el manto, tales como la cristalización fraccionada y la contaminación cortical. Dichos procesos deben ser considerados antes de evaluar los parámetros relacionados a la fuente mantélica, tales como la profundidad de generación de magma en el manto y los grados de fusión parcial involucrados.

6.1.1. Cristalización fraccionada

Las características petrográficas de las rocas, de los centros eruptivos en estudio, permiten interpretar, al menos, dos periodos de cristalización. Una primera etapa caracterizada por la formación de fenocristales de olivino, clinopiroxeno, plagioclasa, y en menor medida, ortopiroxeno. Y una segunda etapa, en condiciones de enfriamiento más rápido, a mayor tasa de nucleación, que permitió la formación de la masa fundamental de estas rocas, rica en plagioclasa y clino y ortopiroxeno. La presencia de zonación en cristales de plagioclasa es un fenómeno ubicuo en el Centro Eruptivo Cayutué, sin embargo no se observa claro en los centros Pichilaguna y Cabeza de Vaca, esto por el reducido tamaño de los cristales de plagioclasa. La reabsorción en cristales de olivino, plagioclasa y clinopiroxeno ocurre en todas las muestras analizadas (en algunas muestras afecta a ciertos minerales y en otras no) (Tabla 4.1), lo cual sugiere la participación de procesos magmáticos (mezcla de magmas basálticos al interior de la corteza) capaces de elevar la temperatura del fundido, disolver parcialmente algunos cristales, y por consiguiente, modificar la composición química original de los magmas que dieron origen a estas rocas. O bien, otra posible causa para la reabsorción en los fenocristales, sería la

despresurización producto del ascenso de los cristales desde lo profundo de la corteza hasta los niveles más someros.

Por otro lado, con respecto a la geoquímica, los gráficos expuestos en el CAPÍTULO 5 presentan el comportamiento de diversos elementos químicos de los magmas del Centro Eruptivo Cayutué y de los centros eruptivos adyacentes, en su estado próximo a la superficie.

La presencia de olivino como fenocristal, de manera ubicua en todas las muestras, y el descenso del Cr y el Ni, con la disminución del Mg# (Fig. 5.7), para todos los centros, sugieren el fraccionamiento de dicho mineral. Además, los vectores de cristalización fraccionada de olivino para elementos mayores (Fig. 6.1) explican las tendencias observadas en las muestras de Cayutué y Pichilaguna, para todos los elementos mayores, lo cual apoya y sugiere que el fraccionamiento de olivino es un factor que modifica la composición química de los magmas generados desde la fuente, sin embargo, este fraccionamiento parece no ser demasiado significativo dado el alto Mg# (58-70) y los contenidos no menores de MgO (6,5-7,9 % peso), que le dan un carácter, entre relativamente primitivo (Mg# 70) a más fraccionado (Mg# 52) a las muestras en estudio.

La plagioclasa podría haber sido fraccionada, en el Centro Eruptivo Cabeza de Vaca, en composiciones más diferenciadas ($\text{MgO} < 6\%$) (Fig. 5.11), ya que la muestra RM-210814-008 (Hccv1) presenta una baja cantidad de Sr (Tabla 5.1), sin embargo, no se desarrolla anomalía negativa de Eu en dicha muestra (Weill y Drake, 1971) ni tampoco se observa correlación con los vectores de cristalización de plagioclasa, lo que descartaría el fraccionamiento de tal mineral en dicho centro. Por otro lado, en el Centro Eruptivo Pichilaguna existe una leve anomalía negativa de Eu, solo en la muestra de lapilli (RM-190814-004) (Fig. 5.9), lo que es acompañado, a nivel de centro, con un aumento del Sr (Fig. 5.5) y el Al_2O_3 (Fig. 5.4; Fig. 6.1) con la disminución del contenido de MgO, y una no correlación (para las 4 muestras del centro) con el vector de cristalización fraccionada de plagioclasa, lo que evidencia que la cristalización fraccionada de plagioclasa no es un proceso modificador de magmas en el Centro Eruptivo Pichilaguna. Por otra parte, en el Centro Eruptivo Cayutué, al igual que para Pichilaguna, existe un aumento del Sr y el Al_2O_3 con la diferenciación, y algunas muestras poseen leves anomalías negativas de Eu (Fig. 5.10); estas observaciones sugieren que el fraccionamiento de plagioclasa no es un proceso modificador de la química dentro del Centro Eruptivo Cayutué. En definitiva, estas observaciones sugieren que la plagioclasa no fue una de las principales fases fraccionando, en el Centro Eruptivo Cayutué y sus centros eruptivos adyacentes, en las primeras etapas de la diferenciación magmática, y que de haber existido fraccionamiento de dicho mineral, este proceso no controla la química de estos magmas. Además, un aumento, en general, del Al_2O_3 con la disminución del contenido de MgO (hasta ~5% en peso) (Fig. 6.1) apoya esta idea.

Con respecto a los óxidos de Fe-Ti, no se observa disminución de TiO_2 y FeO^T con el descenso del contenido de MgO (Fig. 6.1), lo que sugiere que no existe fraccionamiento de alguna fase de óxido Fe-Ti (presente en la petrografía como minerales opacos de manera ubicua en todos los centros). Además, tampoco se observa disminución del V con el descenso del Mg# (Fig. 5.7), lo que respalda lo anteriormente sugerido.

En cuanto al clinopiroxeno, el contenido de V y Sc aumentan con la disminución del Mg# (Fig. 5.7), contrario a lo que ocurre con el contenido de Cr, que disminuye, tanto para el Centro Eruptivo Cayutué y el Centro Eruptivo Pichilaguna. Además, la razón $\text{CaO}/\text{Al}_2\text{O}_3$ (no mostrada) aumenta con la disminución del contenido de MgO. Por lo tanto, lo anterior, sumado al aumento

del contenido de CaO con la disminución del MgO (Fig. 6.1), sugiere que dichas tendencias no pueden explicarse mediante el fraccionamiento de clinopiroxeno.

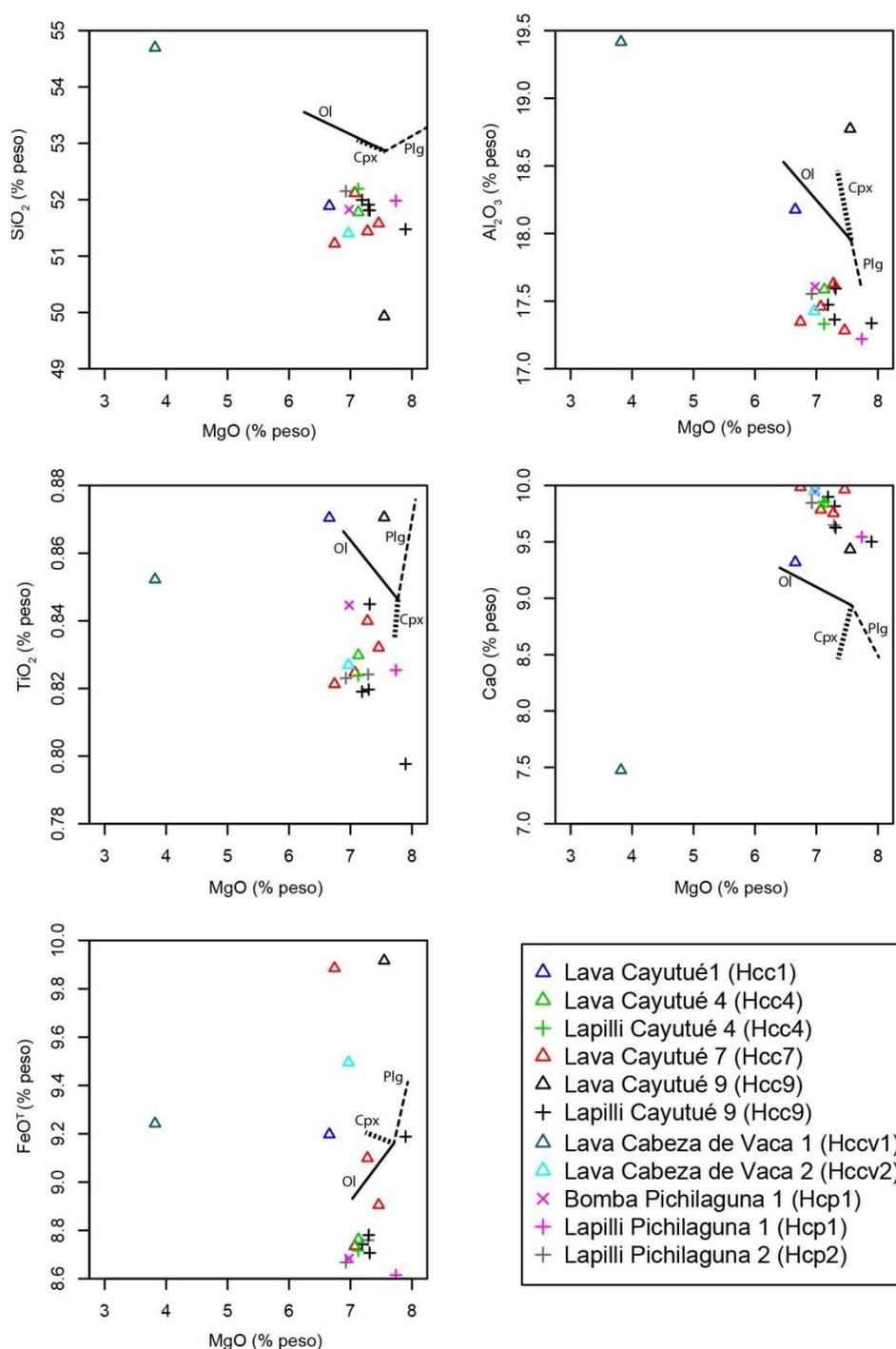


Fig. 6.1: Diagramas de variación de elementos mayores para las rocas volcánicas del Centro Eruptivo Cayutué y los centros eruptivos adyacentes. El FeO^T es calculado como la suma de Fe_2O_3 y FeO . Los vectores de cristalización fraccionada son exhibidos en estos diagramas como Ol, para el olivino, Cpx, para el clinopiroxeno, y Plg, para la plagioclasa. Las composiciones de olivino y plagioclasa son tomadas desde Gerlach et al. (1988) (muestraiI-B15 y II-B2, respectivamente) y para el clinopiroxeno, de Bourgois et al. (1996) (muestra T33A). Los vectores son calculados usando balance de masa, tomando las composiciones antes descritas.

Un caso particular, es la muestra RM-210814-008 perteneciente al Centro Eruptivo Cabeza de Vaca 1, que siendo un flujo de lava que sin duda se puede asociar de manera directa al área de estudio, posee una composición más rica en sílice (54,69 % peso) (Tabla 5.1) y más pobre en MgO (Fig. 6.1) en comparación a todas las demás muestras de este estudio. La roca en terreno se observa fresca (Fig. 3.27) y no parece estar afectada por alteración alguna. La composición de elementos mayores nombrada anteriormente y los vectores de cristalización fraccionada (Fig. 6.1) sugieren que la química de dicha muestra podría haber sido generado por una mezcla de cristalización fraccionada de olivino, y en menor medida, de clinopiroxeno. La plagioclasa parece no haber sido fraccionada, pues no se observa anomalía negativa de Eu en la muestra nombrada (Fig. 5.11) y no se nota una correlación evidente con el vector de plagioclasa en los elementos mayores (Fig. 6.1).

En síntesis, la observación cualitativa de elementos mayores y trazas indica una cristalización fraccionada de olivino (para todos los centros) y quizás, en muy menor medida, de plagioclasa, en algunos subcentros del Centro Eruptivo Cayutué. El fraccionamiento de plagioclasa parece jugar un rol muy menor en las variaciones químicas de estas rocas, esto por las evidencias antes descritas y el carácter primitivo y poco diferenciado que presentan muchas de las muestras.

6.1.2. Asimilación Cortical

Como se mostró en el CAPÍTULO 2, bajo los centros eruptivos analizados en este estudio, se encuentra el llamado Batolito Norpatagónico (Carrasco *et al.*, 1991). El cual está compuesto, en la zona de estudio, por la Superunidad Puelo y la Superunidad Ralún. La primera, está formada por la Unidad Cochamó y la Unidad Cascajal, y la segunda, por la Unidad Lago Chapo, la Unidad Peulla, la Unidad Reloncaví y la Unidad Cayutué (Carrasco, 1995). Como no todos los centros se encuentran sobre las mismas unidades plutónicas, el análisis de la asimilación cortical se realiza por centro eruptivo y considerando las unidades plutónicas involucradas. Un mayor detalle, y el desarrollo en extenso de este análisis, se puede encontrar en el ANEXO F: ASIMILACIÓN CORTICAL.

Para Pichilaguna, el hecho de que el patrón de elementos incompatibles posee la misma forma, tanto para el basamento como para las rocas de este centro, y compartan las mismas anomalías geoquímicas (similar a lo propuesto para los basaltos del campo volcánico de *Auckland*, Nueva Zelanda; McGee *et al.*, 2013) (Fig. 6.2), sugiere que las rocas pertenecientes a la Unidad Reloncaví podrían haber sido asimiladas por el magma en ascenso que dio origen a las rocas del Centro Eruptivo Pichilaguna. Sin embargo, al realizar un modelo de mezcla simple de TiO₂ versus MgO para corroborar lo anterior, entre el basamento y la muestra más primitiva del Centro Eruptivo Pichilaguna (Fig. 6.3), se puede observar que las muestras no se encuentran alineadas con el modelo de mezcla, lo que significa, que no se puede generar la química de las rocas más diferenciadas de Pichilaguna asimilando dicho basamento. Esto sugiere que la asimilación cortical, no tendría un control sobre la química de las rocas más diferenciadas del Centro Eruptivo Pichilaguna.

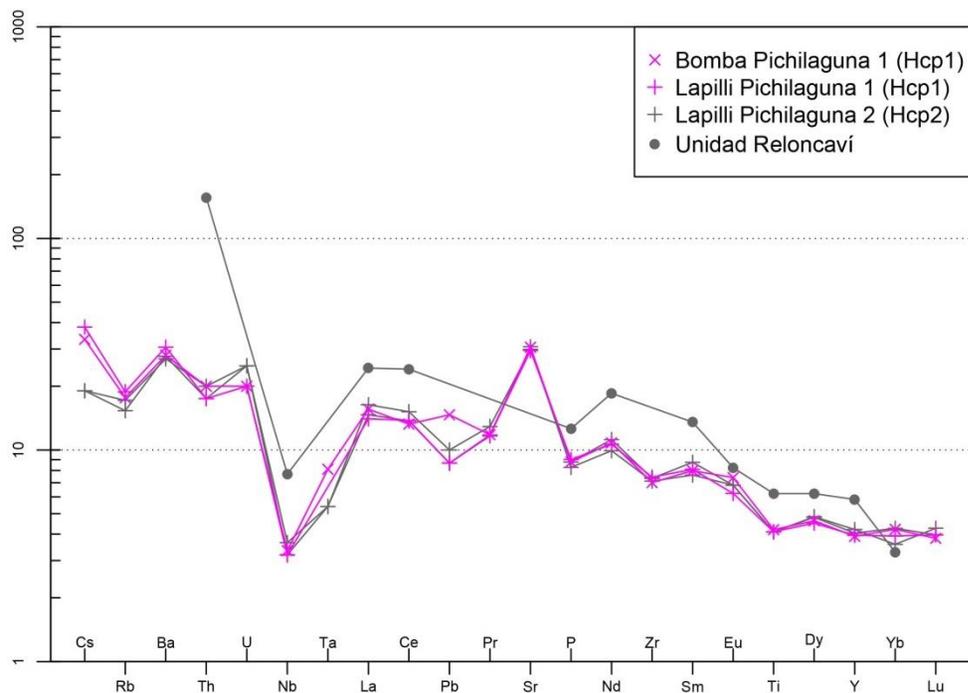


Fig. 6.2: Patrón multielementos normalizado al manto primitivo (McDonough y Sun, 1995) para las muestras pertenecientes al Centro Eruptivo Pichilaguna y el basamento bajo éste, Unidad Reloncaví.

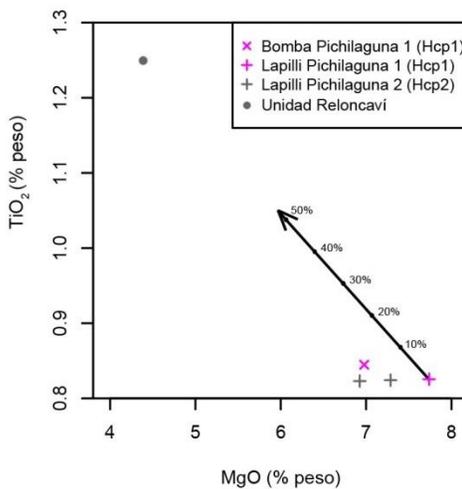


Fig. 6.3: Diagrama de variación de TiO_2 versus MgO para las rocas volcánicas del Centro Eruptivo Pichilaguna y el basamento bajo éstas (Unidad Reloncaví). En este diagrama se incluye la línea de mezcla entre la muestra más primitiva de Pichilaguna y la Unidad Reloncaví. Los porcentajes representan la química que se generaría si dicha cantidad de basamento fuera asimilado. El TiO_2 es elegido entre los elementos mayores, para el balance de masa, por tener el Ti una similar forma en el patrón multielementos, tanto para el basamento como para las rocas de Pichilaguna (Fig. 6.2).

Con respecto al Centro Eruptivo Cayutué, el basamento que se encuentra bajo éste, es la Unidad Cayutué, el cual corresponde a dioritas cuarcíferas de hornblenda y biotita (Carrasco, 1995). Con respecto a su geoquímica, dado que el Centro Eruptivo Cayutué y la Unidad Cayutué no comparten las mismas anomalías geoquímicas y el patrón de multielementos es muy distinto el uno del otro (Fig. 6.4), sugiere que las rocas pertenecientes a la Unidad Cayutué no habrían sido asimiladas por el magma en ascenso que dio origen a las rocas de dicho centro eruptivo.

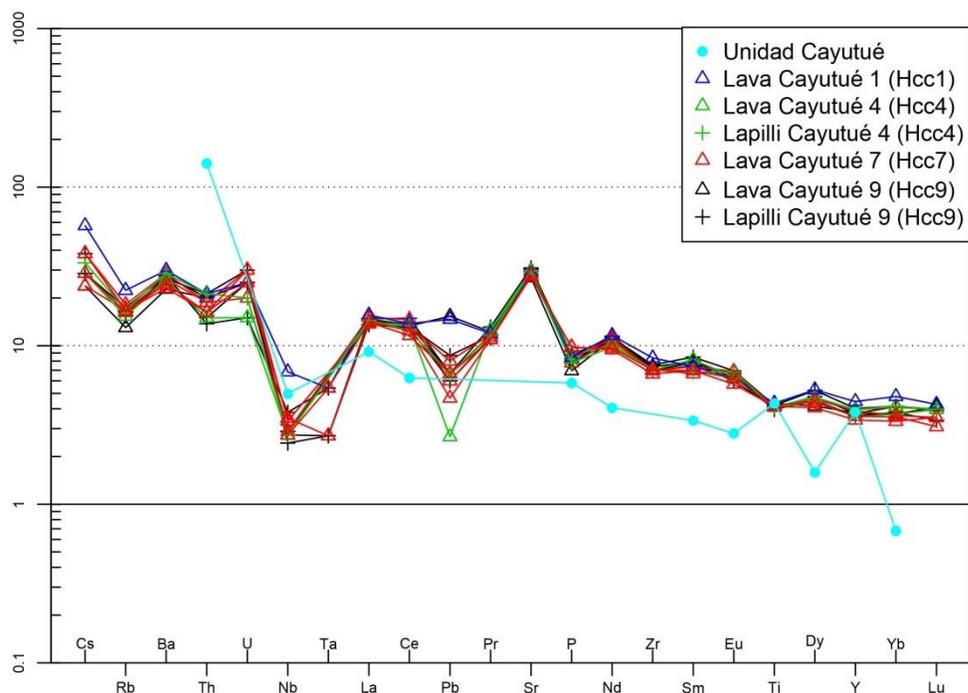


Fig. 6.4: Patrón multielementos normalizado al manto primitivo (McDonough y Sun, 1995) para las muestras pertenecientes al Centro Eruptivo Cayutué y el basamento bajo éstas, la Unidad Cayutué.

Bajo el Centro Eruptivo Cabeza de Vaca, se encuentran la Unidad Cascajal y la Unidad Cayutué, las cuales corresponden, a tonalitas de anfíbola, biotita y piroxeno, y a dioritas cuarcíferas de hornblenda y biotita, respectivamente. Con respecto a su geoquímica, el hecho de que el patrón multielementos de las rocas del Centro Eruptivo Cabeza de Vaca no posea la misma forma que el basamento y no comparta las mismas anomalías (Fig. 6.5), sugiere que las rocas pertenecientes a la Unidad Cayutué y Cascajal, no habrían sido asimiladas por el magma en ascenso que dio origen a las rocas del Centro Eruptivo Cayutué.

En definitiva, la observación cualitativa de elementos trazas incompatibles, y el hecho de que no se observen xenocristales o xenolitos del basamento en la petrografía, sugiere que la asimilación cortical no es un proceso que influye significativamente en la química de los magmas que dieron origen a las rocas pertenecientes a los distintos centros eruptivos. Sin embargo, cabe destacar, que el hecho de que exista la Zona de Falla Liquiñe-Ofqui como un canal directo entre la superficie y la corteza, y que los centros de este trabajo sean considerados dentro del grupo de las asociaciones cinemáticamente desacopladas (Cembrano y Lara, 2009) (Fig. 2.9), minimiza el tiempo de residencia de los magmas en la corteza, y por consiguiente, se reduce el efecto de los procesos de asimilación cortical en la composición química. Esto último apoya las evidencias geoquímicas antes descritas.

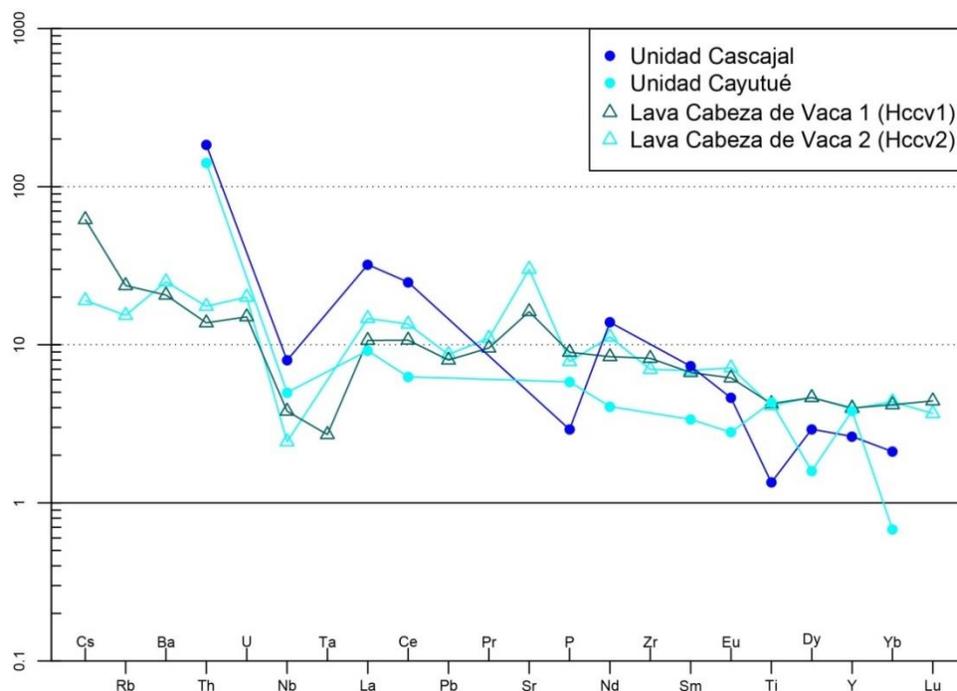


Fig. 6.5: Patrón multielementos normalizado al manto primitivo (McDonough y Sun, 1995) para las muestras pertenecientes al Centro Eruptivo Cabeza de Vaca y el basamento bajo éste, Unidad Cascajal y Unidad Cayutué.

6.1.3. Causas potenciales para la variabilidad química

Como muestran los diagramas Harker de elementos mayores, en función del número magnésico (Fig. 5.4) y del contenido de MgO (Fig. 6.1), los piroclastos para todos los centros eruptivos se encuentran enriquecidos en MgO en comparación con las lavas, observándose mayor traslape entre las muestras para los diagramas en función del contenido de MgO. Una mayor separación entre lavas y piroclastos se observa en los diagramas en función del Mg#, lo que evidencia que existe una diferencia en el contenido de FeO^T con el estilo eruptivo; siendo las muestras de lava más enriquecidas, y los piroclastos, más empobrecidos en FeO^T (Fig. 5.3). Este mayor contenido de MgO y más alto Mg#, para los piroclastos, sería representativo de magmas más primitivos que tendrían composiciones más cercanas a los fundidos parentales provenientes de la fusión del manto. Esta fusión, en un contexto de subducción, es producida por los volátiles presentes en la cuña astenosférica arrastrados por la placa subductante (Coats, 1962).

Borg *et al.* (1997) concluyeron que la diversidad de magmas primitivos observados en el *Lassen Volcanic Center* es debido a la variabilidad, en la cantidad y composición, de los fluidos derivados del slab adheridos a la fuente mantélica. Esto sugiere que la variabilidad química en los conos de este trabajo podría ser producto de la fusión de una fuente variablemente metasomatizada. Grandes cantidades de elementos fluido-móviles producen grados más grandes de fusión parcial y bajas concentraciones en HFSE (Gill, 1981; Reiners *et al.*, 2000), tal como se observa en los patrones multielementos, para las rocas de los distintos centros eruptivos de este trabajo (Fig. 6.2; Fig. 6.4; Fig. 6.5), en los cuales se observa una correlación negativa entre los LILEs y HFSEs.

Otra evidencia que complementa lo anterior, es el valor variable de la anomalía positiva de Sr observada en los patrones multielementos (Fig. 6.2; Fig. 6.4; Fig. 6.5) y la correlación positiva de la razón K/La y Cs/La con dicha anomalía (Sr^*/N) (Fig. 6.6), para las muestras más primitivas, lo

que sugiere que las muestras de este estudio estarían relacionadas a un input variable de elementos fluido-móviles en la fuente. La anomalía de Sr es calculada de la misma manera que la anomalía de Eu: esto es el valor relativo en comparación con los elementos que se encuentran a ambos lados en el patrón multielementos; en este caso el Pr y el Nd. Cabe destacar que la razón K/La puede ser afectada por incremento en los grados de fusión parcial en la fuente, debido a que el La es sensible a diferencias en dicho proceso, no obstante, las muestras en este estudio no son el caso, pues la misma tendencia positiva se observa para la razón Cs/La en función de la anomalía de Sr (Fig. 6.6).

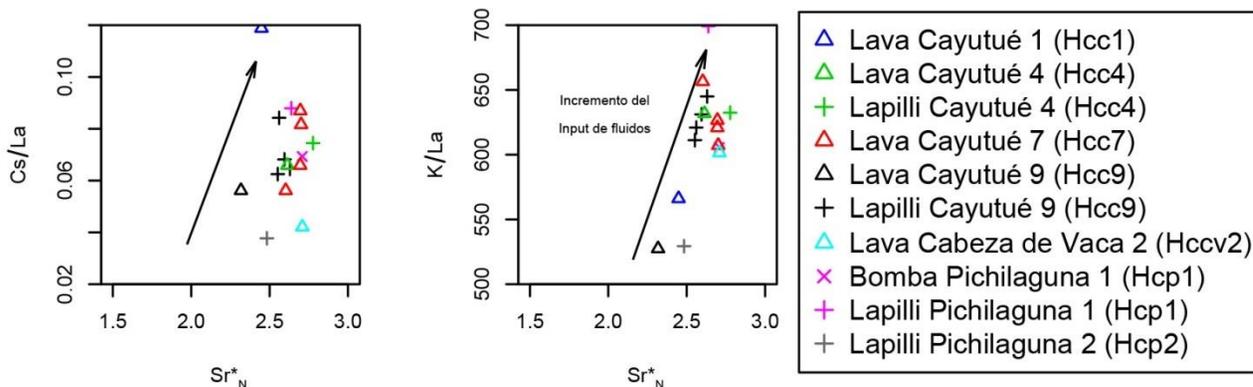


Fig. 6.6: Diagrama de variación de la razón K/La y Ba/La versus Sr^*_N , para las rocas más primitivas de los centros eruptivos en estudio. La anomalía de Sr (Sr^*_N) es calculada como $Sr^*_N = Sr_N / \sqrt{Pr_N * Nd_N}$, donde el Sr, el Pr y el Nd son normalizados al manto primitivo después de McDonough y Sun (1995).

6.1.4. Comparación con el volcán Osorno y Calbuco

Primero que todo, un tema que no se ha tratado es la diferencia composicional de la muestra RM-200814-012 encontrada en las cercanías del Centro Eruptivo Cayutué 9 (Hcc9). Esta muestra pertenece a una secuencia piroclástica que posee una forma y color muy diferente en comparación a las rocas del área (Fig. 3.24; Fig. 3.25), lo que hace pensar que ésta proviene de otro centro de emisión cercano (del volcán Calbuco u Osorno).

Como se expresó en la sección 5.1.2., esta roca posee una química muy diferente a los centros eruptivos del área, tanto en sus contenidos de elementos mayores, trazas y su aspecto físico. En efecto, los diagramas de variación Harker para elementos incompatibles traza en función del contenido de MgO, muestran esta diferencia y sugieren una clara afinidad, para todos los elementos, con el volcán Calbuco (Fig. 6.7). Esta evidencia y el hecho de que los productos de la secuencia piroclástica tengan un tamaño relativamente uniforme (6-20 mm), sugiere que ésta muestra pertenece a un depósito de caída proveniente de una erupción del volcán Calbuco que tiene históricamente, mayores índices de explosividad que el volcán Osorno.

Complementando lo anterior con la edad de 1220 ± 30 años del paleosuelo (RM-200814-011), que se encuentra bajo la secuencia anteriormente descrita (Fig. 3.25), se infiere que esta muestra es levemente más joven que dicho horizonte, y que por dicha edad, podría pertenecer a la Unidad Calbuco 3 o 4. Según Castruccio (2008), la Unidad Calbuco 3 corresponde a todos los depósitos de edad Holocena e incluye los productos emitidos hasta el año 1893, por lo que la evidencia geoquímica (Fig. 6.8) y la edad del paleosuelo antes nombrado, sugieren que la muestra RM-200814-012 pertenece a la Unidad Calbuco 3 y no a la Unidad Calbuco 4.

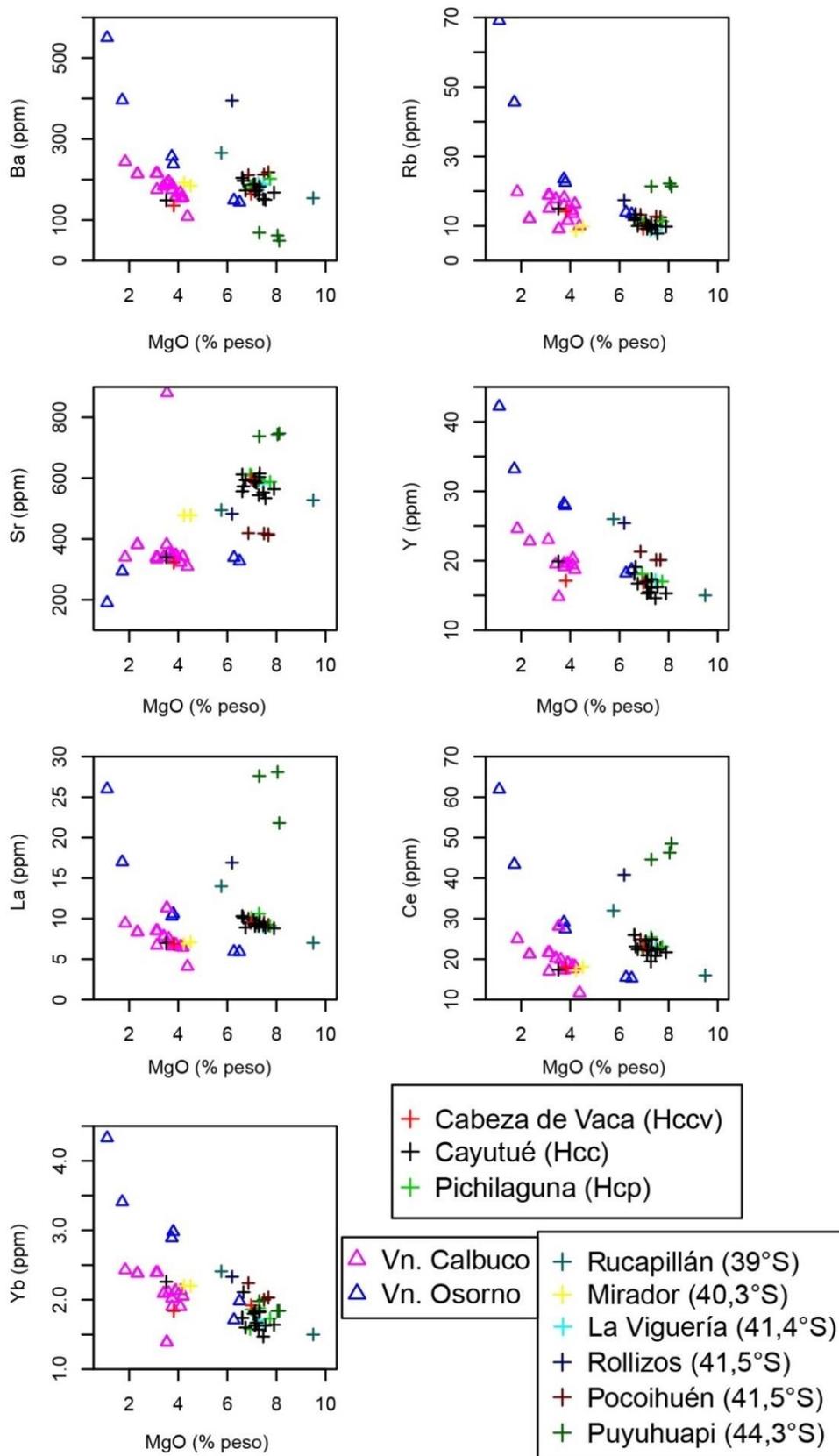


Fig. 6.7: Diagramas de variación de elementos traza incompatibles versus el contenido de MgO para las rocas ígneas pertenecientes a este trabajo, los centros eruptivos menores cercanos (La Viguera, Mirador, Pocihuén, Puyuhuapi, Rollizos y Rucapillán) y los estravolcanes del área (Calbuco y Osorno).

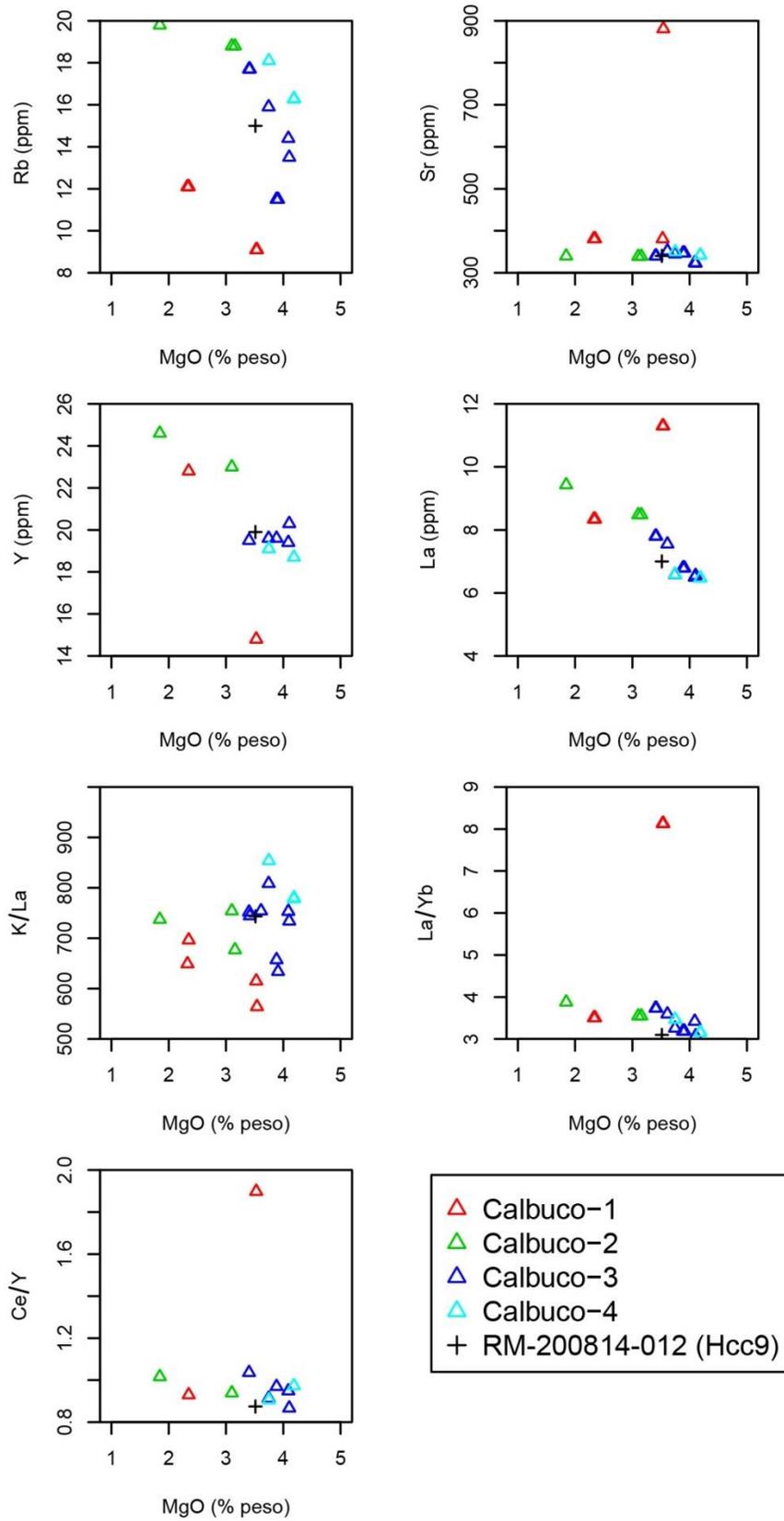


Fig. 6.8: Diagramas de variación de elementos traza incompatibles y razones de elementos traza versus el contenido de MgO para la muestra RM-200814-012 y las unidades del volcán Calbuco.

En los diagramas comparativos (Fig. 6.7; Fig. 6.9), se observan las diferencias entre los productos del volcán Osorno, del volcán Calbuco y los centros eruptivos menores, a pesar que algunos centros de emisión se encuentran bastantes cercanos entre sí. López-Escobar *et al.* (1995b), en su trabajo en el área, nota dichas diferencias en los patrones geoquímicos entre los estratovolcanes y los centros eruptivos menores y sugiere lo siguiente:

1. Los elementos mayores y traza se observan menos diferenciados en los basaltos de los centros eruptivos menores que en los estratovolcanes (no mostrado; López-Escobar *et al.*, 1995b). O sea, se nota un mayor contenido de MgO (Fig. 6.7), Cr, Ni y alto Mg# para las rocas pertenecientes a los centros eruptivos menores.
2. Generalmente, existe una más baja razón de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ (no mostrado; López-Escobar *et al.*, 1995b) y menor enriquecimiento en elementos alcalinos altamente incompatibles en los basaltos de los centros eruptivos menores comparado con los estratovolcanes (esto es: más baja razón K/La y más alta razón K/Rb, esto último dada la alta incompatibilidad del Rb) (Fig. 6.9).
3. Existe un mayor enriquecimiento de elementos altamente incompatibles, comparado con los ligeramente incompatible, en los basaltos de los centros eruptivos menores (alta razón La/Yb para los centros eruptivos menores) (Fig. 6.9).
4. Las razones isotópicas y de elementos trazas incompatibles son más variables en los basaltos de los centros eruptivos menores adyacentes, que en los basaltos de los estratovolcanes.

Según López-Escobar *et al.* (1995b), razones más bajas de K/La y Ba/La acompañado de altas razones La/Yb, para los centros eruptivos menores, puede ser explicado por una de estas razones:

1. Gran contaminación de elementos menos incompatibles enriquecidos en magmas de estratovolcanes con corteza silíceo rica en K, Ba y Rb.
2. Una gran cantidad de fluidos derivados del slab subductado ricos en álcalis y Ba, que lleva a grandes extensiones de fundido en la región de los magmas de los estratovolcanes.

En efecto, López-Escobar *et al.* (1995b) sugieren que la Zona de Falla Liquiñe-Ofqui debe haber facilitado el ascenso de los magmas de los centros eruptivos menores, mientras que el ascenso de los magmas del volcán Osorno, debe haber sido más complejo e involucrado asimilación cortical. Además, sugiere que las composiciones parentales más probables para las andesitas del Calbuco, son los basaltos y andesitas basálticas del volcán Osorno y que numerosos procesos deben haber llevado a la evolución de las andesitas del Calbuco, tales como la cristalización fraccionada, la asimilación de corteza y mezcla de magma basáltico y silíceo.

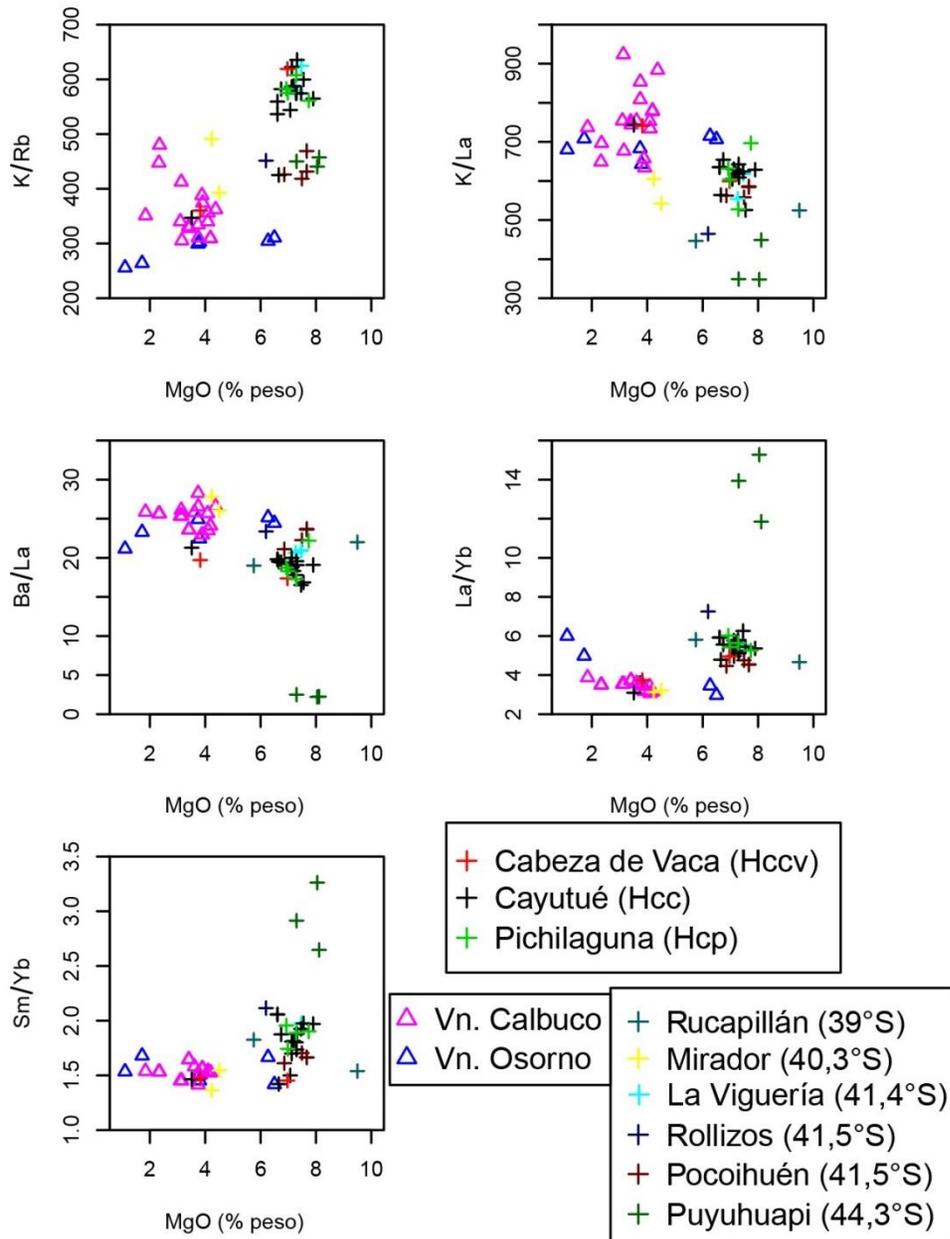


Fig. 6.9: Diagramas de variación de razones de elementos trazas incompatibles versus el contenido de MgO para las muestras de este trabajo (Centro Eruptivo Cayutué, Centro Eruptivo Pichilaguna y Centro Eruptivo Cabeza de Vaca), los centros eruptivos menores aledaños (La Viguera, Mirador, Picoihuén, Puyuhuapi, Rollizos y Rucapillán) y los estratovolcanes del área (Calbuco y Osorno).

Una cosa que no destacan López-Escobar *et al.* (1995b), es la posible causa del valor más alto de la razón La/Yb para los centros eruptivos menores al compararlo con los estratovolcanes (Fig. 6.9) y su posible relación con los grados de fusión parcial involucrados en la fuente (esto al no considerar composiciones con contenidos de MgO menor al 2% en peso, pues la diferenciación puede haber modificado los contenidos de dichos elementos trazas). Una mayor razón La/Yb, para los centros eruptivos menores, sugiere que los productos de dichos centros, en términos cualitativos, deben haber sido generados por grados de fusión parcial más bajos que para las rocas pertenecientes al volcán Calbuco y al volcán Osorno. Dicho menor grado de fusión parcial, para los centros eruptivos menores, se condice con el tamaño de estos centros. Donde menores grados

de fusión parcial, generan pequeños volúmenes de magma y por ende, centros de pequeño volumen en superficie.

Una característica que resalta bastante, en los diagramas, es que dentro del campo de los centros eruptivos menores se observa más variabilidad en términos de elementos trazas que para los estratovolcanes (Fig. 6.7; Fig. 6.9). Esto sugiere que dentro de los estratovolcanes, eventualmente, se homogenizan las composiciones producidas desde la fuente, ya sea por procesos de mezcla de magmas o por mayores tiempos de residencia en cámaras magmáticas al interior de la corteza. Además, existen otros procesos que podrían influir en la química de los productos de los estratovolcanes, tales como la cristalización fraccionada y la asimilación cortical. Caso contrario a lo que ocurre en los centros eruptivos menores, donde dicha variabilidad es producto directo del comienzo del proceso de fusión del manto y que de existir homogenización en los magmas parentales, esta mezcla sería con otros magmas basálticos provenientes desde la misma fuente. Esta idea de una mínima homogenización se fundamenta sobre la asociación directa de estos centros con la Zona de Falla Liquiñe-Ofqui, que minimizaría el tiempo de residencia de los magmas en su paso por la corteza.

En síntesis, la muestra encontrada en las cercanías del Centro Eruptivo Cayutué 9 pertenecería, por una afinidad geoquímica, etaria y por el tipo de producto, a la Unidad Calbuco 3. Dicho horizonte de lapilli cubre todos los afloramientos del Centro Eruptivo Cayutué (Fig. 3.19; Fig. 3.21; Fig. 3.25), por lo que ofrece una evidencia directa para estimar la cota superior etaria, de la última actividad registrada en el Centro Eruptivo Cayutué.

Con respecto a las diferencias geoquímicas, los basaltos de los centros eruptivos menores, al tener poco efecto los procesos corticales (cristalización fraccionada, asimilación cortical, etc.) en sus composiciones y generarse por grados de fusión parcial más bajos que los estratovolcanes, ofrecen una oportunidad única para descifrar, de manera indirecta, las posibles heterogeneidades involucradas en la fusión del manto a una pequeña escala.

6.1.5. Fusión Parcial

6.1.5.1. Observaciones cualitativas

Los patrones de tierras raras bastante inclinados y casi planos al final (Fig. 5.9; Fig. 5.10; Fig. 5.11), en las muestras de este trabajo, son producto de la fusión de una lherzolita de espinela, y no una de granate en el manto. En efecto, la razón Dy/Yb está entre 1,67 y 2,06 (Fig. 6.10) para las muestras más primitivas y la razón Th/Yb está entre 0,6-1,05 (donde Th es incompatible y el Yb es compatible en el granate) (Fig. 6.11), lo que sugiere, que el Yb no es retenido en la fuente, y por tanto, dicho elemento, es incorporado en la fusión, generando bajos valores para ambas razones en las rocas estudiadas. Muy diferente es lo que ocurre con los basaltos en Nueva Zelanda del trabajo de McGee *et al.* (2013), donde dichas rocas, según ellos, serían generadas por una mezcla de fundidos provenientes de una lherzolita de espinela y una lherzolita de granate. Las rocas generadas desde un manto con granate residual, poseen una mayor razón Th/Yb (Fig. 6.11), una mayor razón Dy/Yb y patrones de tierras raras más inclinados en las tierras raras medias-pesadas, comparado con las rocas de este estudio, lo que sugiere que los basaltos pertenecientes a los centros eruptivos de este trabajo, poseen una mínima influencia de una fuente con granate residual, o derechamente, no existe dicha fase en la fuente.

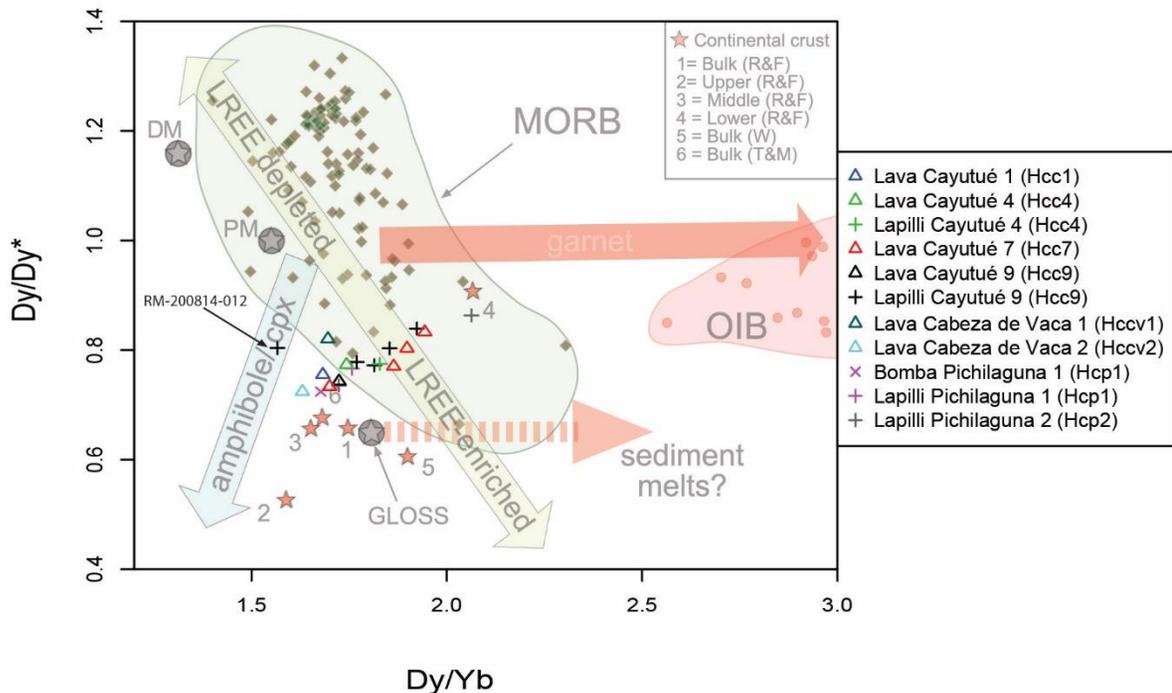


Fig. 6.10: Diagrama de Dy/Dy* versus Dy/Yb que exhibe, en un tono más transparente, los campos del MORB, OIB y los vectores de control mineral y fusión propuestos por Davidson *et al.* (2012). Sin transparencia son mostradas las muestras analizadas en este estudio. La razón Dy/Dy* es calculada como $Dy/Dy^* = Dy_N / (La_N^{4/13} Yb_N^{9/13})$ donde Dy_N , La_N e Yb_N están normalizados al condrito de Nakamura (1974). Las abreviaciones utilizadas por Davidson *et al.* (2012) son las siguientes: PM, primitive mantle; DM, depleted mantle; GLOSS, average global subducting sediment. Continental crust estimates: R&F, Rudnick y Fountain (1995); W, Wedepohl (1995); T&M, Taylor & McLennan (1985). Modificado de Davidson *et al.* (2012).

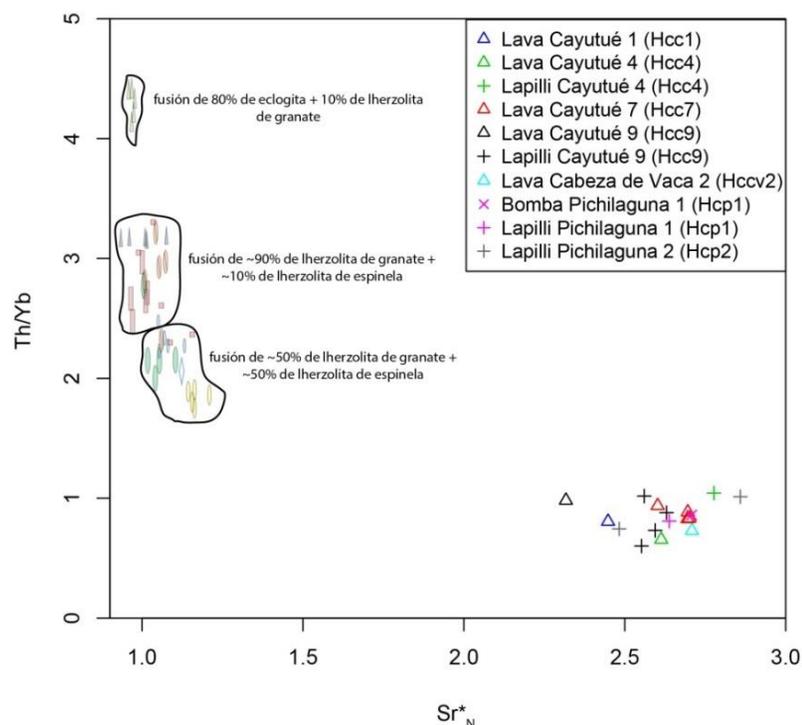


Fig. 6.11: Diagrama de variación de la razón Th/Yb versus Sr^*_N , para las rocas pertenecientes a los centros eruptivos en estudio. En campos más pálidos y encerrados en polígonos, se encuentran los basaltos pertenecientes al trabajo de McGee *et al.* (2013), los cuales son generados por mezcla de fundidos provenientes de una lherzolita de granate y una lherzolita de espinela. Por otro lado, los basaltos con mayor razón Th/Yb son generados por mezcla entre una eclogita y una lherzolita de granate. La anomalía de Sr es calculada como $Sr^*_N = Sr_N / \sqrt{Pr_N * Nd_N}$, donde el Sr, el Pr y el Nd son normalizados al manto primitivo después de McDonough y Sun (1995). Modificado de McGee *et al.* (2013).

Cabe destacar que la razón Dy/Dy^* es una medida del valor de Dy comparado con el valor interpolado entre La e Yb, y es esencialmente una forma cuantitativa de representar la concavidad del patrón de tierras raras. Donde valores de Dy/Dy^* mayores a 1 representan patrones de tierras raras cóncavos hacia abajo (empobrecidos en tierras raras livianas) y valores de Dy/Dy^* menores a 1, patrones cóncavos hacia arriba (enriquecidos en tierras raras livianas, como las muestras de este estudio) (Davidson *et al.*, 2012). La razón Dy/Yb representa la pendiente de las tierras raras pesadas, donde un mayor valor de esta razón, representaría, en términos cualitativos, una mayor influencia de granate residual en la fuente. El diagrama de Dy/Dy^* versus Dy/Yb reafirma que las muestras, como se comentó anteriormente en la sección 6.1.3. (Fig. 6.6), estarían relacionadas con una variable incorporación de sedimentos en la fuente y que las muestras no se encontrarían influenciadas por granate residual en la fuente.

El diagrama de Dy/Dy^* versus Dy/Yb y la correlación positiva entre las razones La/Yb y Dy/Yb (Fig. 5.12) sugiere que existe anfíbola residual en la fuente. En efecto, las muestras de este trabajo poseen una pendiente positiva en dicho diagrama, teniendo la misma dirección que el vector de fraccionamiento de anfíbola/clinopiroxeno propuesto por Davidson *et al.* (2012). Además, se observan leves empobrecimientos en tierras raras medias (MREE) en la mayoría de las muestras, lo que sugiere que el control de dicho mineral en la fuente es muy bajo, pero existe. Asimismo, tampoco hay evidencia de un posible fraccionamiento de anfíbola en los magmas en su corto paso por la corteza, ya que este mineral no se encuentra como fenocristal en la petrografía, por lo que la tendencia negativa de las muestras en el diagrama debe ser por efecto de anfíbola residual en la fuente. Esto es consistente con lo propuesto por Wallace y Green (1988)

que indica que, en el caso que existiese anfíbola residual en la fuente, ésta se encuentra solo en el campo de estabilidad de la espinela y en la parte más superior del campo de estabilidad del granate ($P < 32$ kbar).

Como se vio anteriormente, existe un enriquecimiento en tierras raras livianas en desmedro de las tierras medias y pesadas, en todas las muestras de este estudio (algunas en mayor y otras en menor proporción), lo cual responde a grados de fusión parcial variables y bastante bajos. Esto último se condice bien con la disminución del SiO_2 con el número magnésico (Mg#) observada en los diagramas Harker (Fig. 5.4), donde dicha tendencia no puede ser explicada por cristalización fraccionada, sino más bien, por variables grados de fusión parcial.

Con respecto a las muestras y sus características, algunas cosas interesantes que se desprenden de los patrones de tierras raras es el enriquecimiento parejo del patrón en la muestra RM-210814-004, perteneciente al Centro Eruptivo Cayutué 1 (Hcc1) (Fig. 5.10). Dicho enriquecimiento en las concentraciones de esos elementos puede haber sido generada por una mayor cristalización fraccionada de olivino, dada la alta incompatibilidad de todas las tierras raras con dicha fase. No obstante, la razón La/Yb no es afectada por dicho proceso y es menor en comparación con la razón La/Yb de las lavas del Centro Eruptivo Cayutué 7 (Hcc7). Esto sugiere que la muestra RM-210814-004 (Hcc1) puede haber sido generada por mayores grados de fusión parcial en comparación con las lavas pertenecientes al centro eruptivo nombrado anteriormente.

Otra cosa interesante son los productos provenientes del Centro Eruptivo Pichilaguna. La bomba obtenida desde el borde del cráter del centro Hcp1 (RM-190814-003) posee una razón La/Yb ligeramente mayor que el lapilli (RM-190814-004) en el que se encontraba inmersa. Lo que sugiere que dichas muestras fueron generadas por distintos grados de fusión parcial y por consiguiente podrían pertenecer a dos lotes de magmas distintos (ambas muestras también tienen diferencias en el contenido de MgO, el Mg#, Cr y Ni). Esta tendencia se observa en otras muestras de otros centros y será discutida en el siguiente apartado.

6.1.5.2. Modelo de fusión semicuantitativo

Usando los puntos discutidos en los ítems anteriores, se modela los procesos mantélicos que generan las rocas del Centro Eruptivo Cayutué, y sus centros adyacentes, en un diagrama $(\text{La}/\text{Yb})_N$ versus $(\text{Dy}/\text{Yb})_N$. La simbología usada en el diagrama es la misma que se utiliza en este trabajo, donde se resalta la diferencia entre tipo de producto volcánico (lava, lapilli o bomba) y el centro/subcentro al cual pertenece.

Con respecto a las muestras, se incluyeron las rocas más primitivas de cada centro y subcentro, de tal forma que, lograr representatividad de todos los centros a la escala más pequeña posible. De los flujos de lava pertenecientes al Centro Eruptivo Cayutué 7 (Hcc7) se tomaron las dos muestras con mayor número magnésico y contenidos de Cr y Ni, una muestra del flujo de lava color pardo (RM-210814-007) y una del flujo de lava color negro (RM-208140-013). La muestra RM-210814-008, perteneciente al Centro Eruptivo Cabeza de Vaca 1 (Hccv1), no fue incluida en el modelamiento dado su carácter más diferenciado, y por eventualmente, haber sido producto de fraccionamiento de clinopiroxeno, que podría haber alterado las concentraciones originales de tierras raras pesadas (Blundy *et al.*, 1998).

Como se ha mostrado anteriormente, los magmas involucrados en la generación de los centros eruptivos solo han sido afectados, en muy bajo grado, por fraccionamiento de olivino. Dicho

proceso, dada la alta incompatibilidad de todas las tierras raras con dicha fase (Tabla 6.2), modifica las concentraciones de dichos elementos en forma pareja, no alterando las razones La/Yb y Dy/Yb significativamente, siendo estas razones útiles para evaluar de manera semicuantitativa, los grados de fusión parcial involucrados en la generación de los magmas que dieron origen a los centros eruptivos de este trabajo.

Las fuentes modeladas en este trabajo son una lherzolita de espinela-anfíbola (Yoshikawa y Nakamura, 2000) y el manto primitivo de Hofmann (1988). Las composiciones generadas, por fusión parcial, de ambas fuentes son calculadas con las modas y composiciones iniciales de la Tabla 6.1 y usando la ecuación de *non-modal fractional melting* (Shaw, 1970) (Fig. 6.12A):

$$C_l = \frac{1}{F} \left[1 - \left(1 - \frac{PF}{D_0} \right)^{\frac{1}{P}} \right] C_0$$

Donde C_l es la composición del fundido generada por la fusión de la fuente, F el grado de fusión parcial, P es el *bulk melting proportion*, D_0 es el *bulk partition coefficient* y C_0 la composición de la fuente. El valor del coeficiente de partición global es calculado como $D_0 = \sum x_0^i K_0^i$, donde x_0^i es la moda mineral de la fase i en la fuente, para un elemento arbitrario, y K_0^i el coeficiente de partición de dicho elemento en la fase i . Por otro lado, el *bulk melting proportion* es calculado como $P = \sum p^i K_0^i$, donde p^i es el *melting proportion* de la fase i , para un elemento dado, y K_0^i el coeficiente de partición de dicho elemento en la fase i .

Tabla 6.1: Parámetros usados en el modelo de fusión parcial. La lherzolita de espinela-anfíbola es de Yoshikawa y Nakamura (2000) (muestra 85072011M) y la lherzolita de granate es obtenida del manto primitivo de Hofmann (1988). Las concentraciones de los elementos se encuentran en partes por millón (ppm). Las razones $(La/Yb)_N$ y $(Dy/Yb)_N$ se encuentran normalizadas al manto primitivo después de McDonough y Sun (1995). Los *melting proportions* para la lherzolita de espinela-anfíbola son tomados de Baker et al. (1997) y para la lherzolita de granate de Thirlwall et al. (1994).

		Lherzolita de espinela	Lherzolita de granate
Composición de la fuente (C₀)	La	0,071	0,6139
	Dy	0,037	0,6378
	Yb	0,025	0,4144
	La/Yb	2,84	1,481
	Dy/Yb	1,48	1,539
	(La/Yb) _N	1,933	1,008
	(Dy/Yb) _N	0,968	1,007
Moda de la fuente	Olivino	57%	65%
	Ortopiroxeno	28%	20%
	Clinopiroxeno	10%	10%
	Anfíbola	1%	0%
	Espinela/Granate	4%	5%
Melting proportions	Olivino	8%	5%
	Ortopiroxeno	25%	20%
	Clinopiroxeno	27%	30%
	Anfíbola	27%	0%
	Espinela/Granate	13%	45%

Tabla 6.2: Coeficientes de partición usados para el modelamiento geoquímico: ^aMcKenzie y O'nions, 1991; ^bAdam y Green, 2006; ^cTakazawa y Okayasu, 2003.

	La	Dy	Yb
Olivino	0,0004 ^a	0,0017 ^a	0,0015 ^a
Ortopiroxeno	0,0006 ^b	0,0332 ^c	0,077 ^b
Clinopiroxeno	0,03 ^b	0,38 ^c	0,43 ^b
Espinela	0,01 ^a	0,00015 ^a	0,01 ^a
Granate	0,002 ^c	2,2 ^c	6,6 ^c
Anfíbola	0,17 ^a	0,78 ^a	0,59 ^a

La lherzolita de espinela contiene un 4% de espinela y un 1% de anfíbola y tiene una composición más empobrecida en tierras raras medias y pesadas que el manto primitivo (Tabla 6.1). Por otro lado, la lherzolita de granate tiene un 5% de granate y tiene una mineralogía común de una peridotita fértil, teniendo una composición levemente más enriquecida que el manto primitivo (Tabla 6.1). Cabe destacar que, según McKenzie y O'nions (1991), la fuente peridotítica con granate como fase accesoria se encontraría a una profundidad mayor a 80 km.

Aunque este modelo es solo semicuantitativo (Fig. 6.12A), y dependiente de la naturaleza de la fuente mantélica elegida, se puede observar que las rocas de los centros eruptivos de este trabajo pueden ser modeladas por fusión de una lherzolita de espinela-anfíbola a variables grados de fusión parcial, los cuales van entre 3,8-5,9%. Para cada centro existen diferentes grados de fusión parcial, y dentro de cada subcentro, algunos flujos de lava también son generados por la misma tendencia. Diferente a lo propuesto por Hickey-Vargas *et al.* (1993) (en López-Escobar *et al.*, 1995b), que sugieren que los centros eruptivos menores (Rollizos-MEC) serían producto de un 5% de fusión parcial de una fuente mantélica peridotítica rica en granate.

Sumado a lo anterior, con el fin de comparar las muestras de este trabajo con los estratovolcanes del entorno, se integró un diagrama de $(La/Yb)_N$ versus $(Sm/Yb)_N$ (Fig. 6.12B), a la par con el modelo de fusión parcial. Cabe destacar que la geoquímica perteneciente a los trabajos anteriores no se integró directamente en el diagrama $(La/Yb)_N$ versus $(Dy/Yb)_N$, pues las muestras de los trabajos de López-Escobar *et al.* (1995) no poseen Dy en sus análisis. Por lo tanto, para solucionar este problema y evaluar la razón en el eje de las abscisas, se eligió una tierra rara media con comportamiento geoquímico similar al Dy (el Sm). Las muestras integradas a la Fig. 6.12B son las rocas más primitivas del volcán Osorno y Calbuco y las rocas de Cayutué de López-Escobar *et al.* (1995).

Con respecto al modelo de fusión parcial, las rocas más primitivas del Centro Eruptivo Pichilaguna 1 (Hcp1), pueden ser generadas por grados de fusión parcial entre de 4,6-5,1%. El lapilli más primitivo, sacado del fondo del lago (Hcp2), puede ser generado por un 4,4-4,7% de fusión parcial (Fig. 6.12A).

La lava perteneciente al Centro Eruptivo Cayutué 1 (Hcc1) puede ser generada por un 5,5-5,8% de fusión de una lherzolita de espinela-anfíbola. La lava del Centro Eruptivo Cayutué 4 (Hcc4), por un 5,2-5,6% de la misma fuente. Las lavas del Centro Eruptivo Cayutué 7 (Hcc7) pueden ser generadas, una por un 3,8-4,1% (lava roja; RM-210814-007) y la otra, por un 4,6-4,9% (lava negra; RM-200814-013) de fusión parcial. Por último, la muestra de lava perteneciente al Centro Eruptivo Cayutué 9 (Hcc9), puede ser generada por un 4,6-4,9% de fusión parcial al igual que la muestra RM-200814-013 (Fig. 6.12A).

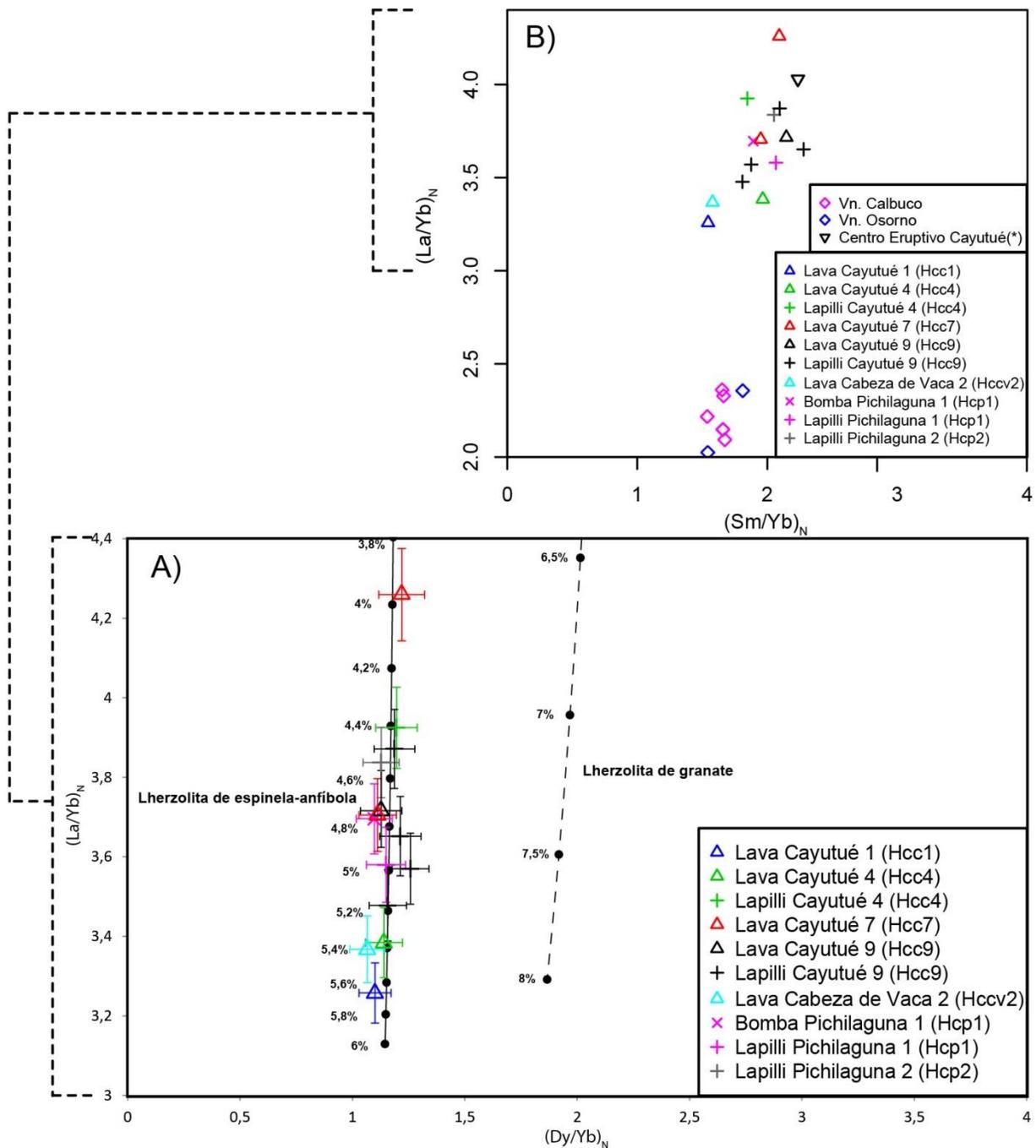


Fig. 6.12: A) Variación de $(La/Yb)_N$ versus $(Dy/Yb)_N$ normalizado al manto primitivo después de McDonough y Sun (1995) para las rocas volcánicas primitivas del Centro Eruptivo Cayutué y los centros adyacentes (Pichilaguna y Cabeza de Vaca). La curva continua representa 3,8-6% de fusión de una lherzolita de espinela-anfibola (moda: 57% Ol, 28% Opx, 10% Cpx, 1% Anf y 4% Sp) usando la composición de Yoshikawa y Nakamura (2000) (La/Yb 2,84; Dy/Yb 1,48) y la curva discontinua representa 6,5-8% de fusión de una lherzolita de granate (moda: 65% Ol, 20% Opx, 10% Cpx y 5% Gt) usando la composición del manto primitivo de Hofmann (1988) (La/Yb 1,481; Dy/Yb 1,539). Ambas líneas fueron calculadas usando el modelo de non-modal fractional melting, donde los porcentajes en negrita al lado izquierdo de cada curva son los grados de fusión parcial respectivos de cada fuente. Las barras de error fueron calculadas utilizando un error de 0,21 ppm para el La, 0,23 ppm para el Dy y 0,02 ppm para el Yb, en base a las desviaciones estándar de cada elemento, en la evaluación de los datos analíticos (ANEXO B: ANÁLISIS QUÍMICOS INÉDITOS). B) Variación de $(La/Yb)_N$ versus $(Sm/Yb)_N$ normalizado al manto primitivo después de McDonough y Sun (1995), para las rocas más primitivas del Volcán Osorno y Calbuco (López-Escobar et al., 1995), Centro Eruptivo Cayutué(*) (López-Escobar et al., 1995) y las rocas volcánicas primitivas de este trabajo (Centro Eruptivo Cayutué y los centros adyacentes Pichilaguna y Cabeza de Vaca).

La lava perteneciente al Centro Eruptivo Cabeza de Vaca 2, puede ser generada por un 5,2-5,6% de fusión parcial. La muestra perteneciente al Centro Eruptivo Cabeza de Vaca 1, como se comentó anteriormente, no fue modelada debido a su carácter más diferenciado y poco primitivo. Un mayor detalle de los grados de fusión parcial calculados y a las muestras a los cuales pertenecen, se puede observar en la Tabla 6.3.

Del diagrama $(La/Yb)_N$ versus $(Sm/Yb)_N$ (Fig. 6.12B), se infiere que las muestras del volcán Osorno y Calbuco (López-Escobar *et al.*, 1995) pueden ser modeladas por fusión de la misma lherzolita de espinela del diagrama A (baja razón Sm/Yb y similar a las muestras de este trabajo), pero a mayores grados de fusión parcial, pues poseen menor razón La/Yb que las muestras de los centros eruptivos menores de este trabajo. Por otro lado, la muestra perteneciente al Centro Eruptivo Cayutué (López-Escobar *et al.*, 1995), es generada por la misma lherzolita y a similar grado de fusión parcial que las muestras de este trabajo (Fig. 6.12B).

En síntesis, como se ha discutido en esta sección, las muestras de los centros eruptivos menores de este trabajo pueden ser generadas por fusión de una lherzolita de espinela con un bajo contenido de anfíbola (1%). Si bien, la fusión de una lherzolita de granate, en un nivel más profundo del manto, no se descarta, de haber existido ésta, habría tenido una mínima influencia en la generación de las rocas del Centro Eruptivo Cayutué y sus centros adyacentes. La fusión del manto somero (< 80 km) sería gatillada por los fluidos (variables en cantidad y composición) derivados del slab adheridos a la fuente mantélica, los cuales bajan el punto de fusión del manto y generan los magmas que dan origen a las rocas de este trabajo. Luego, estos magmas generados, al encontrarse con la Zona de Falla Liqueñe-Ofqui en la corteza (posiblemente en la parte media de ésta), son trasladados hacia la superficie a través de dicha discontinuidad cortical. El hecho que exista dicha zona de falla privilegia la corta estadía de los fundidos en la corteza, minimizando el efecto de la cristalización fraccionada y la asimilación cortical, pero favoreciendo, posiblemente, la mezcla entre magmas basálticos provenientes desde una misma fuente, permitiendo que los magmas sean medianamente preservados en su paso por la corteza. Ofreciendo, de manera indirecta, una llave para conocer las heterogeneidades involucradas en la fusión del manto a una pequeña escala.

Estas observaciones y la variabilidad a muy pequeña escala ponen en tela de juicio la eficiencia e incluso la existencia de una cámara magmática común para sistemas basálticos de pequeño volumen, donde un modelo de ascenso mediante diques, para los magmas de los centros eruptivos de este trabajo, parece ser más viable. Así, los fundidos nunca tienen la posibilidad de homogeneizarse con magmas provenientes desde otros lugares y de borrar su variabilidad, tal cual como lo muestran las rocas del Centro Eruptivo Cayutué y sus centros eruptivos adyacentes.

Tabla 6.3: Resumen de los resultados obtenidos con el modelo de fusión parcial semicuantitativo. En esta tabla se observan las muestras de este estudio, el centro eruptivo al cual pertenecen, el tipo de producto que corresponde la muestra, los contenidos de La, Dy e Yb y sus razones correspondientes. Las razones $(La/Yb)_N$ y $(Dy/Yb)_N$ se encuentran normalizadas al manto primitivo después de McDonough y Sun (1995) y F corresponde al grado de fusión parcial utilizado en el modelo de non-modal fractional melting (Shaw, 1970).

Muestra	Centro Eruptivo	Unidad	Producto	La (ppm)	Dy (ppm)	Yb (ppm)	La/Yb	Dy/Yb	$(La/Yb)_N$	$(Dy/Yb)_N$	F
RM-190814-004	Pichilaguna 1	Hcp1	lapilli	9,1	3,04	1,73	5,26	1,76	3,58	1,15	4,8-5,1%
RM-190814-003	Pichilaguna 1	Hcp1	bomba	10,1	3,12	1,86	5,43	1,68	3,70	1,10	4,6-4,9%
RM-190814-001	Pichilaguna 2	Hcp2	lapilli	10,6	3,24	1,88	5,64	1,72	3,84	1,13	4,4-4,7%
RM-210814-004	Cayutué 1	Hcc1	lava	10,1	3,55	2,11	4,79	1,68	3,26	1,10	5,5-5,8%
RM-210814-003	Cayutué 4	Hcc4	lava	9,1	3,19	1,83	4,97	1,74	3,38	1,14	5,2-5,6%
RM-210814-005	Cayutué 4	Hcc4	lapilli	9,4	2,98	1,63	5,77	1,83	3,92	1,20	4,3-4,5%
RM-210814-007	Cayutué 7	Hcc7	lava roja	9,2	2,74	1,47	6,26	1,86	4,26	1,22	3,8-4,1%
RM-200814-013	Cayutué 7	Hcc7	lava negra	9,8	3,06	1,8	5,44	1,70	3,71	1,11	4,6-4,9%
RM-200814-005	Cayutué 9	Hcc9	lava	8,9	2,81	1,63	5,46	1,72	3,72	1,13	4,6-4,9%
RM-200814-006	Cayutué 9	Hcc9	lapilli	9,5	3,03	1,67	5,69	1,81	3,87	1,19	4,3-4,6%
RM-200814-007	Cayutué 9	Hcc9	lapilli	9,3	3,22	1,82	5,11	1,77	3,48	1,16	5-5,4%
RM-200814-008	Cayutué 9	Hcc9	lapilli	9,6	3,52	1,83	5,25	1,92	3,57	1,26	4,9-5,1%
RM-200814-009	Cayutué 9	Hcc9	lapilli	8,8	3,04	1,64	5,37	1,85	3,65	1,21	4,7-5%
RM-210814-001	Cabeza de Vaca 2	Hccv2	lava	9,5	3,13	1,92	4,95	1,63	3,37	1,07	5,2-5,6%

6.2. DESARROLLO Y CRONOLOGÍA DE LOS CENTROS ERUPTIVOS MENORES Y SU RELACIÓN CON EL LAGO TODOS LOS SANTOS.

Los centros eruptivos menores estudiados en este trabajo, según Moreno *et al.* (1985), tendrían una edad postglacial u Holocena, o sea, su génesis habría sido posterior a la llamada Glaciación Llanquihue que afectó a la región entre los 100.000-12.000 años. Con anterioridad a este trabajo de título, se pensaba que estos centros habrían sido generados casi de manera simultánea en pequeños intervalos de tiempo durante dicho periodo (Holoceno). Datos inéditos presentados en este trabajo sugieren un escenario distinto al antes pensado.

Durante la glaciación Würm (Glaciación Llanquihue en el sur de Chile), tuvieron lugar en la zona fenómenos sucesivos de avances glaciales. Estas fases se manifestaron en la formación de los glaciares de piedemonte en las cuencas de los lagos Todos los Santos, Llanquihue y en el valle inferior del río Petrohué (Moreno *et al.*, 1985). Con el posterior retiro de los hielos en esta zona, se activó el movimiento de la Zona de Falla Liquiñe-Ofqui y el magmatismo a lo largo de ésta.

En la cuenca del lago Todos los santos, la presencia de un cono sumergido (Centro Eruptivo Pichilaguna 2 -Hcp2-) en la profundidad del lago, sugiere que la formación de éste centro habría sido cercana al comienzo del postglacial cuando los hielos se habrían retirado de la zona y el nivel del lago Todos los Santos era lo suficientemente bajo como para generar un cono de piroclastos en condiciones no freatomagmáticas (Fig. 3.12; Fig. 3.13). Por otro lado, la ubicación del Centro Eruptivo Pichilaguna 1 (Hcp1) en la ribera este de la Ensenada Cayutué (Fig. 3.5) y el hecho de que éste sea un maar, evidencia que la génesis de dicho volcán hidroclástico habría estado asociado a una razón agua/magma más alta (Fig. 3.1) que para el Centro Eruptivo Pichilaguna 2, lo que sugiere que para ese entonces, un nivel de llenado mayor del lago Todos los Santos es requerido para explicar la génesis del centro Pichilaguna 1.

La presencia de cráteres (Fig. 3.15) en la porción norte del Centro Eruptivo Cayutué es también indicativo de erupciones volcánicas en condiciones freatomagmáticas. Dicha observación sugiere que el lago Todos los Santos, en algún momento de su historia, tuvo un nivel de llenado más alto que el actual y generó dichos cráteres de explosión (Hcp1, Hcp3, Hcp4 y Hcp5). Esta idea se condice muy bien con las observaciones de Moreno *et al.* (1985), quienes, identificaron el flujo de lava más antiguo ligado al Centro Eruptivo Cayutué, en la ribera de la Ensenada Cayutué. Ellos observaron que dicho flujo está cubierto por un delgado depósito de gravas y arenas lacustres que forman una terraza. Según ellos, esta terraza estaría asociada al último ascenso del nivel del lago Todos los Santos provocado por erupciones de lavas de la Unidad Osorno 3 (Moreno *et al.*, 1985). La Unidad Osorno 3 corresponde a coladas de lavas que serían posteriores a la Glaciación Llanquihue, pero previas a las erupciones explosivas del Holoceno Medio (*ca.* 4.000 años) (Moreno *et al.*, 2010), lo que sugiere un rango de edad aproximado de entre 12.000-4.000 años para el comienzo de la actividad en el Centro Eruptivo Cayutué. Por otro lado, la datación de carbono-14 (^{14}C), realizada en este trabajo de título, evidencia que la actividad en el Centro Eruptivo Cayutué cesó hace aproximadamente 1220 años en la porción norte, y levemente después de esa edad, en la porción sur (Fig. 3.19; Fig. 3.21; Fig. 3.25), donde se han encontrado depósitos de oleadas piroclásticas levemente más jóvenes que dicha edad. En efecto, esta edad se condice muy bien con el horizonte de lapilli encontrado en las cercanías del centro Cayutué 9 (RM-200814-012) (Fig. 3.24; Fig. 3.25), el cual, probablemente pertenece a una erupción de características explosivas, asociada a la Unidad Calbuco 3 (apartado 6.1.4. de este trabajo) (Fig.

6.7; Fig. 6.8), que cubre todo el área del Centro Eruptivo Cayutué (Fig. 3.19; Fig. 3.20; Fig. 3.21; Fig. 3.25) y se encuentra bajo el nivel de suelo actual.

Características internas al interior del Centro Eruptivo Cayutué, observadas mediante mapeo regional y con el DEM del área, permiten sugerir la edad relativa de algunos flujos de lava y subcentros, tales como:

1. Los centros eruptivos que se encuentran más al norte, en Cayutué, se encuentran contruidos sobre cráteres de explosión, lo que evidencia que ellos fueron formados en condiciones freatomagmáticas (Hcc1, Hcc3, Hcc4 y Hcc5). Sin embargo, el centro Hcc2, parece haber sido contruido de manera contemporánea a los anteriores, en condiciones no freatomagmáticas y parcialmente sobre el cráter de explosión de Hcc3 (Fig. 3.15).
2. El flujo de lava perteneciente a Hcc4 parece ser más antiguo que el perteneciente a Hcc5, pues el primero está a una cota más baja y parece ser cortado por el segundo.
3. El centro Hcc7 se encuentra parcialmente contruido sobre el cráter de explosión del centro Hcc5 (Fig. 3.15).
4. Dentro de los flujos pertenecientes a Hcc7, 4 muestras fueron obtenidas, las cuales, sugieren, dado las evidencias geoquímicas (Fig. 5.10; Fig. 6.12), petrográficas y geomorfológicas (Fig. 3.23), que éstas pertenecen a dos flujos de lava distintos: uno de coloración pardo rojiza (RM-210814-006 y RM-210814-007) y uno de coloración negra (RM-210814-002 y RM-200814-013). Ambos flujos de lava fueron generados a distintos grados de fusión parcial (RM-210814-007 a 3,8-4,1% y RM-200814-013 a 4,6-4,9% grados de fusión parcial de una lherzolita de espinela; Tabla 6.3), lo que confirma efectivamente que ambas muestras pertenecen a dos lotes de magmas distintos. La oxidación del flujo de lava de cota intermedia (RM-210814-006 y RM-210814-007), posiblemente se produjo por una subida del nivel del río Cayutué, el cual generó los depósitos lacustres (HI) en las cercanías del centro Hcc7 (Fig. 3.15); esta subida aparentemente no afectó a la génesis del flujo de lava que se encuentra a menor cota.
5. La presencia de oleadas piroclásticas en el área evidencia el contacto de flujos magmáticos con agua superficial, esto respalda la idea que, efectivamente, el río Cayutué puede haber estado a un nivel más alto que el actual y haber influido en la generación de oleadas piroclásticas (Fig. 3.20; Fig. 3.21; Fig. 3.24; Fig. 3.25).

El Centro Eruptivo Cabeza de Vaca, parece tener la actividad eruptiva más reciente. Dataciones realizadas en restos de carbón, en los depósitos al NE del Centro Eruptivo Cabeza de Vaca 1 (Hccv1), evidencian una edad eruptiva de hace alrededor de 450 años atrás (Lara, L., comunicación personal). Esto se condice muy bien con la abertura del cráter hacia el NE, lo que sugiere que efectivamente, las bombas de gran tamaño, de donde se sacó la muestra de carbón, pertenecen a Hccv1.

Con respecto a la edad de cada uno de los conos de piroclastos perteneciente al Centro Eruptivo Cayutué, es muy difícil establecer la edad absoluta de cada uno de estos, pues no se cuenta con más dataciones de ^{14}C para estos centros, lo cual, presenta un desafío muy interesante y ambicioso para estudios posteriores. Sin embargo, la razón altura/diámetro (Fig. 3.31), al comparar conos de piroclastos (tal como lo hizo Del Pozzo (1982) en su trabajo), puede ayudar a establecer algunas ideas sobre la edad relativa entre unos y otros (más detalle en ANEXO E: MEDIDAS MORFOLÓGICAS).

Con respecto al cese de la actividad eruptiva en la zona, como se dijo más arriba, ésta parece haber terminado antes de los 1220 años en la porción centro-norte del Centro Eruptivo Cayutué y levemente después, en la porción sur, lo que confirma una actividad volcánica tardía en la parte austral del Centro Eruptivo Cayutué. Esto se condice muy bien con mayores razones altura/diámetro para los centros de la porción sur (Fig. 3.31), otorgándoles la etiqueta de los centros más jóvenes de Cayutué.

Además, como se ha recalcado durante el desarrollo de este trabajo, toda la zona de estudio está cubierta por un nivel de lapilli asociado a la Unidad Calbuco 3. Correlaciones estratigráficas, de este horizonte con otras columnas levantadas en lugares cercanos (Sector Camino Ensenada-Ralún; Volcán Calbuco: columna integrada sector andino) (Lara, L.; material inédito) (Fig. 6.13), fuera del área del estudio, permiten relacionar este horizonte, dado sus características petrográficas, color y distribución, con un flujo piroclástico de gran extensión en superficie, asociado a la Unidad Calbuco 3, de edad 580 ± 50 años (Fig. 6.13). Esto sugiere que la actividad, en la porción sur del Centro Eruptivo Cayutué, se mantuvo hasta una edad cercana a la anteriormente nombrada. Por otra parte, unos 4 km más al sur, la actividad en el Centro Eruptivo Cabeza de Vaca parece haber comenzado unos 130 años después del término de las erupciones de Cayutué (450 años atrás) y no se observa evidencia del nivel de lapilli de Calbuco 3 en los alrededores de Cabeza de Vaca. Estas evidencias e interpretaciones, cuestionan firmemente la idea de que el volcanismo entre la Ensenada Cayutué y Ralún, haya sido generado de manera simultánea y en periodos breves de tiempo (años), como se pensaba con anterioridad a este trabajo.

Sector Camino Ensenada - Ralún	
Espesor, cms	Depósito
40	Flujo piroclástico con abundante ceniza y líticos ($\varnothing \leq 3,2$ cm), color oscuro, con restos carbonosos.
10	Pómez tipo lapilli medio a grueso ($\varnothing \leq 4,5$ cm) con líticos, caída.
15	Flujo piroclástico con ceniza y escorias, color pardo oscuro (580±50 yBP).
15	Flujo piroclástico con ceniza, pómez y líticos, color gris a pardo claro con restos de carbón.
35	Pómez y abundantes líticos tipo lapilli medio a grueso ($\varnothing \leq 6$ cm) con gradación normal, caída.
30	Flujo piroclástico con ceniza, pómez, líticos y abundante carbón. C¹⁴ = 1530±60 yBP

VOLCAN CALBUCO

COLUMNA INTEGRADA SECTOR ANDINO

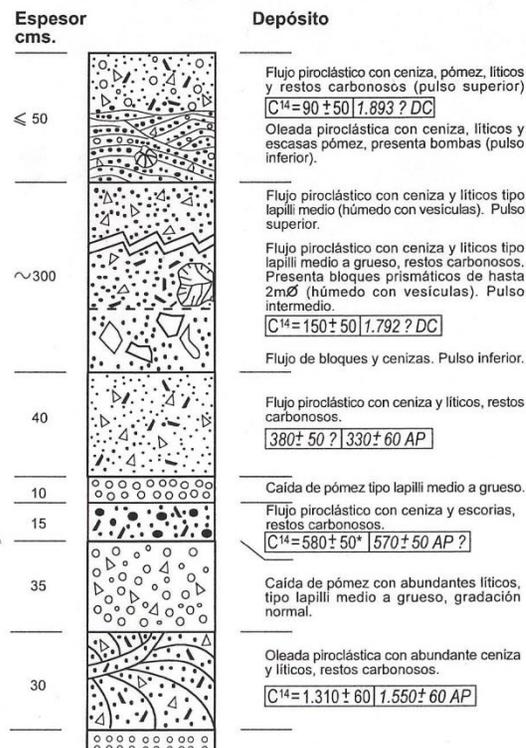


Fig. 6.13: Columnas estratigráficas de los sectores: Camino Ensenada-Ralún y Volcán Calbuco: columna integrada sector andino. Con el fin de comparar los depósitos del área de estudio con los aledaños, solo se incluye la parte de las columnas que serían más jóvenes que 1220 años (Lara, L.; material inédito).

6.2.1. Estimación de Volúmenes y parámetros morfológicos

El volumen en volcanes monogenéticos puede ser estimado con la aplicación de técnicas semi-automatizadas basadas en: DSM (*Digital Surface Models*), DTM (*Digital Terrain Models*), DEM (*Digital Elevation Model*) y aproximaciones geométricas de las formas de los conos (Kereszturi *et al.*, 2013). En el caso de este trabajo se utilizó las dos últimas.

El volumen global en volcanes monogenéticos es tradicionalmente calculado usando datos de área y espesor, datos geofísicos, DTM o DEM. Si la superficie pre-eruptiva es conocida de manera precisa, cosa que no es el caso de este estudio, el volumen estimado a partir del DEM tendrá una confiabilidad más alta (Kereszturi *et al.*, 2013).

El cálculo de los volúmenes en este estudio debe ser considerado mínimo (Kereszturi *et al.*, 2013), debido a que el clima húmedo y las lluvias en la zona promueven una rápida erosión y meteorización, que modifica los edificios volcánicos originales y remueve la mayoría de las trazas de tefra. En efecto, al momento de estimar el volumen de estos centros, son mayores las incertezas y limitaciones que existen más que las aproximaciones y certezas al momento de estimar el volumen real. Algunas de éstas, según Kereszturi *et al.* (2013), son:

1. Erosión antropogénica y procesos naturales.
2. Precisión de los datos topográficos.
3. Determinación con precisión de las unidades geológicas.
4. Disponibilidad de datos para la reconstrucción de la superficie pre-eruptiva.
5. Incerteza en el volumen de los juveniles, vesículas y el contenido de espacio en los depósitos.
6. Falta de información de las caídas distales de tefra.
7. Geometría desconocida de los rellenos de cráter y diatremas.

Dado que los depósitos de caída de tefra basálticos en los conos volcánicos son rápidamente erosionados, esto hace que los métodos de reconstrucción de volúmenes vía mapeo de isópacas se haga inviable, sobre todo para volcanes más antiguos (Kereszturi *et al.*, 2013). Por ende, una aproximación al valor real del volumen eyectado pueden ser las relaciones propuestas por Sato y Taniguchi (1997), las cuales, en función del diámetro del cráter estiman el volumen total eyectado (Tabla 3.1; Fig. 3.30). Ahora bien, esto también representa ciertas limitaciones, pues el diámetro del cráter también aumenta su tamaño, producto de deslizamientos de material piroclástico desde el borde hacia el interior del cráter, con el paso del tiempo.

Como se puede ver, en la mayoría de los casos, el volumen estimado mediante las relaciones matemáticas empíricas (Sato y Taniguchi, 1997) es mayor que el estimado por *Global Mapper* (Fig. 3.30); esto es consistente con que la erosión va disminuyendo el volumen del material de los centros. Además, las relaciones matemáticas representan el volumen total eyectado, en cambio, lo estimado con *Global Mapper*, el volumen actual del edificio volcánico, sin incluir los depósitos o flujos aledaños. Entonces, dicha estimación, con tal programa, debe ser siempre menor o igual a la obtenida con la relación matemática. Así, cuando no se observa lo anterior, se puede inferir una sobre-estimación del volumen mediante el *software*, debido a las incertezas antes nombradas.

Otro factor a considerar, es que el volumen calculado mediante *Global Mapper* tampoco representaría el volumen de magma eyectado, pues el volumen estimado con dicho *software* calcula las características 3D de los flujos y depósitos sin considerar la porosidad de las rocas,

que es una variable muy importante, dada la alta cantidad de vesículas, tanto en los flujos de lava como en los piroclastos. Como no se conoce con certeza la porosidad de las rocas, y tampoco es un objetivo de este trabajo, los volúmenes no fueron tratados en densidad de roca equivalente (DRE).

Como se ha discutido en esta sección, estimar los volúmenes y parámetros morfológicos con precisión, presenta más dificultades y desafíos, que certezas. Por lo tanto, parece evidente, que los parámetros morfológicos y volúmenes, estimados en este trabajo, pueden ser inexactos y no representar los valores originales de los centros volcánicos al momento de su formación. No obstante, a pesar de esto, dichos parámetros pueden servir para establecer comparaciones relativas entre un centro y otro, tanto para el volumen, como para el tamaño de cráteres, alturas, etc.

6.3. LINK ENTRE LA COMPOSICIÓN Y LA ESTRATIGRAFÍA VOLCÁNICA

Como se comentó con anterioridad, solo de los flujos de lava se tiene certeza de que centro de emisión provienen, mientras, que de los piroclastos, no existe la misma seguridad y solo serían representativos de la distribución espacial que éstos poseen, y no necesariamente del centro del cual fueron emitidos. Otra cosa importante que cabe destacar, es que las columnas estratigráficas levantadas en el área no son muy potentes y extensas, dado lo frondoso y espeso del bosque y el difícil acceso a los depósitos del área.

Teniendo en cuenta lo anterior, se pueden observar algunas tendencias interesantes al relacionar la geoquímica con la estratigrafía volcánica. Tales como, un incremento en el número magnésico, diferentes concentraciones de Cr, distintas razones Cs/La y variables grados de fusión parcial con la altura estratigráfica relativa. Estas observaciones sugieren la existencia de al menos dos lotes de magmas o quizás tres (Fig. 6.14). El que se encuentra en la parte baja de la secuencia es generado a bajos grados de fusión parcial (4,3-4,9%) y tiene un carácter no muy primitivo (Mg# 60-62,5). Luego, el segundo lote de magma está asociado a un mayor grado de fusión parcial (4,9-5,4%) y a características más primitivas que el primero. Y finalmente, un lote de magma asociado a un grado de fusión parcial muy parecido al primero (4,7-5,1%) y de características más primitivas que todos los anteriores (Fig. 6.14).

La diferencia del último lote con los dos primeros es consistente con el hecho de que la muestra RM-200814-009 se encuentre sobre la capa de lapilli perteneciente a la Unidad Calbuco 3 (RM-200814-012) (Fig. 3.25) y sugiere que el lapilli perteneciente a la oleada piroclástica habría sido depositado en un espacio temporal distinto a los dos primeros grupos de muestras.

Estas evidencias sugieren que, aparentemente, las supuestas erupciones monogenéticas en el entorno del Centro Eruptivo Cayutué 9 (Hcc9) pueden estar compuestas por más de un lote de magma, lo que las haría “composicionalmente poligenéticas” mientras permanecen superficialmente monogenéticas (similar a lo que ocurre en el volcán Motukorea, Nueva Zelanda; McGee *et al.*, 2012). Sin embargo, se necesitan más muestras y otras correlaciones, en otros sectores del área, para corroborar si realmente existen múltiples lotes de magma.

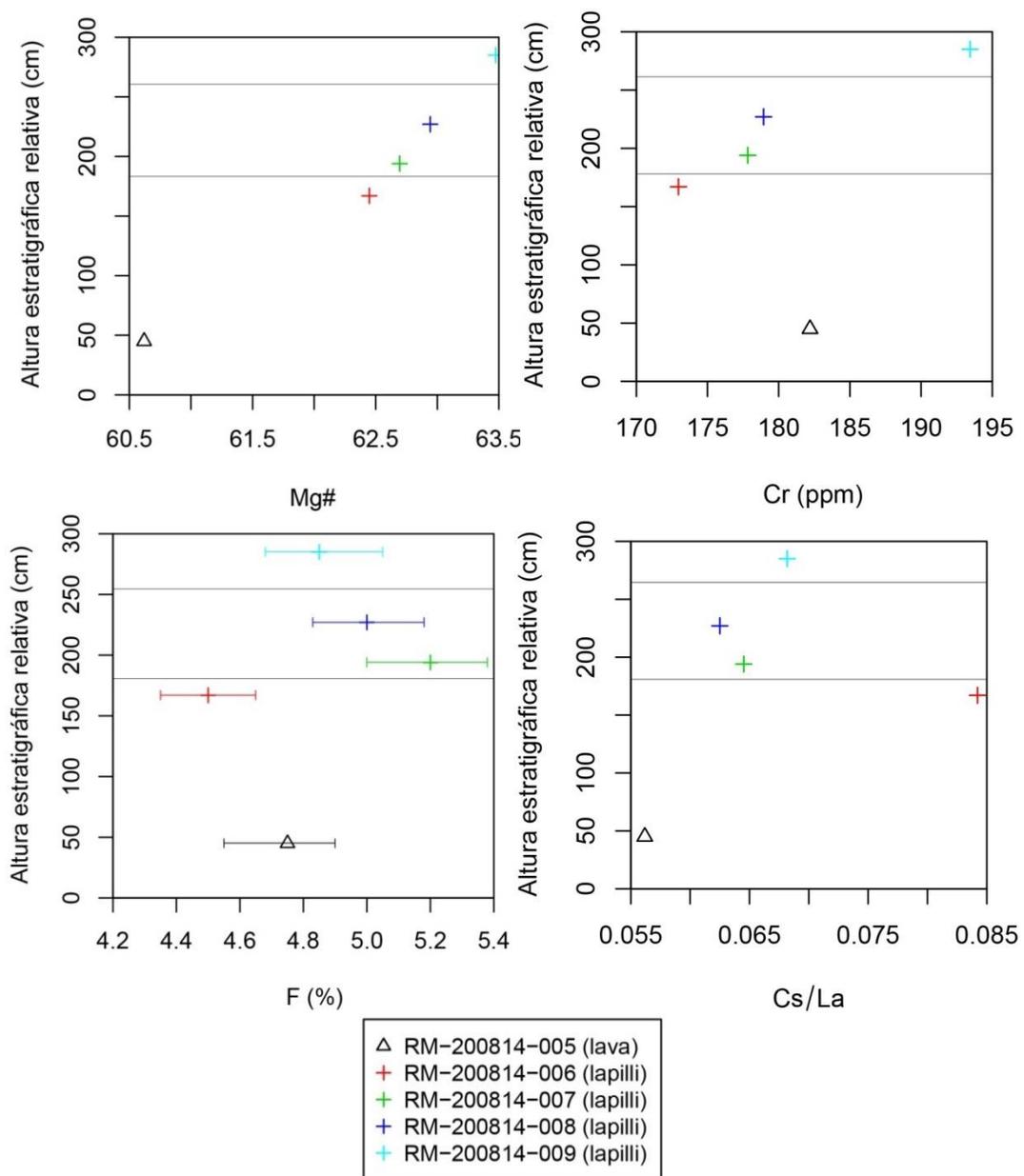


Fig. 6.14: Variación del número magnésico ($Mg\#$), el contenido de Cr, los grados de fusión parcial y la razón Cs/La con la altura estratigráfica relativa, usando las muestras sacadas desde las cercanías del Centro Eruptivo Cayutué 9 (Hcc9) (Fig. 3.25). Las líneas horizontales en los gráficos separan los lotes de magmas propuestos más arriba.

6.4. RELACIÓN ENTRE LA GEOQUÍMICA Y EL VOLUMEN DE LOS CENTROS ERUPTIVOS

La integración del volumen estimado con la generación de un modelo de fusión parcial para las muestras más primitivas de este trabajo (Fig. 6.12), sugiere que el volumen de estos sistemas basálticos de pequeño tamaño, estaría relacionado directamente al grado de fusión parcial que se produce en el manto astenosférico (Fig. 6.15), similar a lo propuesto para los basaltos del campo volcánico de *Auckland*, Nueva Zelanda (McGee *et al.*, 2013).

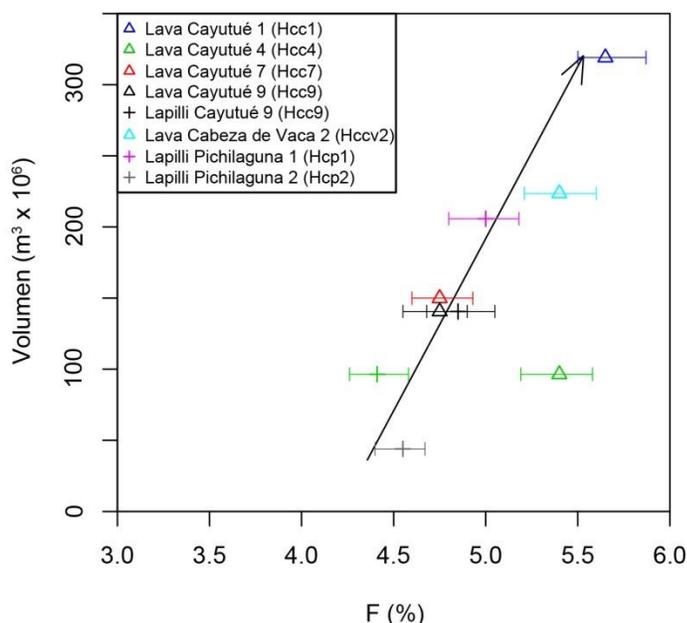


Fig. 6.15: Gráfico que relaciona el volumen de los centros eruptivos y el grado de fusión parcial (F) producido en el manto astenosférico que da origen a las rocas de Pichilaguna, Cayutué y Cabeza de Vaca.

Se ha observado que, al calcular el volumen, con el *software Global Mapper*, los centros de menor volumen (Hcp2 y Hcc9), producidos por bajos grados de fusión parcial, se encuentran más empobrecidos en elementos fluido-móviles (LILE) (Cs, Rb y Ba) (Fig. 6.16) en comparación con los centros de mayor volumen, producidos a mayores grados de fusión parcial (Hcc1 y Hcp1) (Fig. 6.15; Fig. 6.16). No obstante, hay algunos centros que no se encuentran dentro de esta tendencia, tales como Hcc4 y Hccv2. Esto último puede ocurrir debido a la alta movilidad que tienen los elementos LIL, cambiando de manera fácil, el valor de las razones evaluadas (Fig. 6.17) o derechamente, por otro lado, ser producto de un error en el cálculo del volumen de los centros eruptivos (sección 6.2.1.).

Cabe destacar que, como se dijo inicialmente en la sección 6.2.1. , el volumen estimado en este trabajo no es representativo del volumen inicial eyectado. Sin embargo, asumiendo que el volumen ha sido erosionado de manera más o menos constante en el tiempo, pues los centros son bastantes jóvenes (generados en los últimos 11.000 años), se puede decir que, a pesar de que el volumen haya disminuido desde su génesis, los volúmenes relativos entre los centros han permanecido similares. Lo que permite hacer, con cierta confiabilidad, el análisis entre el volumen y la geoquímica.

A pesar de lo anterior y de que no exista una tendencia positiva para todas las muestras, es claro que existe una relación para la mayoría de éstas: que grandes cantidades de elementos fluido-

móviles en la fuente, producen mayores grados de fusión parcial y bajas concentraciones en HFSE (Gill, 1981; Reiners *et al.*, 2000). Con esa mayor cantidad de fluidos en el manto se producen mayores grados de fusión parcial, y por consiguiente, mayor cantidad de elementos LIL, en la química de las rocas (Fig. 6.16). Esto último parece tener sentido y se puede observar de manera clara en el diagrama que involucra la razón Cs/La, la que eventualmente aumenta al incrementarse el input de fluidos en la fuente (Fig. 6.17).

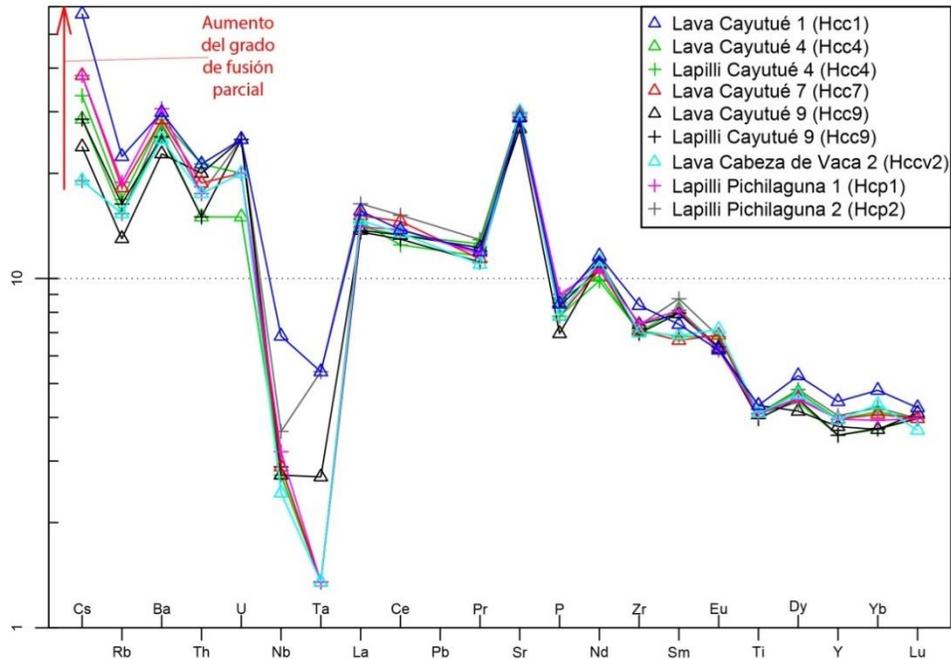


Fig. 6.16: Patrón multielementos normalizado al manto primitivo (McDonough y Sun, 1995) para las muestras más primitivas pertenecientes a los centros eruptivos en estudio.

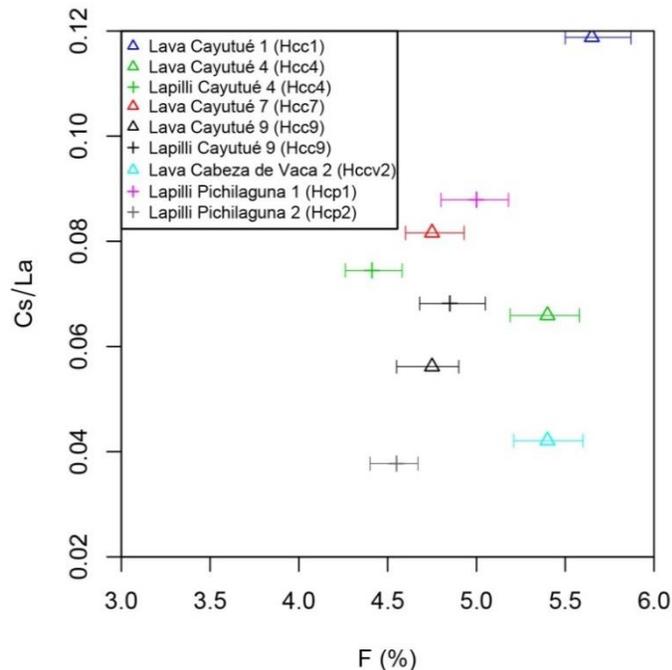


Fig. 6.17: Gráfico de la razón Cs/La versus el grado de fusión parcial (F) del manto. En esta figura se puede observar una correlación positiva entre la razón Cs/La (indicativa de fluidos en la fuente) y el grado de fusión parcial para las muestras más primitivas pertenecientes a los centros eruptivos en estudio.

Dada las observaciones precedentes, es claro que existe una relación entre el grado de fusión parcial, el volumen de los centros eruptivos y la cantidad de input de fluidos asociados en la generación de los magmas en la cuña mantélica, similar a lo propuesto por McGee *et al.* (2013) y Strong y Wolff (2003), a pesar de que algunas muestras no se alineen con la tendencia. Ahora bien, existen otras series de factores que deben ser analizados y ver en qué forma pueden afectar a las relaciones antes descritas, tales como, la mezcla de magmas, la evolución del fundido en su ascenso a la superficie, en que parte de la corteza se producen las transformaciones y cómo el régimen de stress de la Zona de Falla Liquiñe-Ofqui afecta lo dicho anteriormente.

Las texturas de desequilibrio en la petrografía evidencian que los fenocristales de todas las muestras de lava de este estudio, pueden haber sido afectadas por *inputs* de temperatura y/o haber sido generadas por la despresurización, producto del ascenso de los magmas desde lo profundo de la corteza. En particular, con respecto a lo primero, para la muestra RM-210814-003, existen dos poblaciones de fenocristales de clinopiroxeno, lo que sugiere que el magma que dio origen a dicha muestra, puede haber sido afectado por mezcla con otros fundidos, sin embargo, esto no se observa en otras rocas y parece ser un caso particular para el Centro Eruptivo Cayutué 4. Por otro lado, en relación a la descompresión como causa de la reabsorción en fenocristales, este proceso tiene bastante sentido, debido a las altas tasas de exhumación estimadas en la Zona Volcánica Central y Sur, asociadas a la Zona de Falla Liquiñe-Ofqui (Hervé y Ota, 1993; Parada *et al.*, 1993), lo que sugiere que la corteza en esta zona es un sistema en continua descompresión, sobre todo después del retiro de la última glaciación.

Con lo anterior más 1) el hecho de que las muestras tengan una composición primitiva y poco diferenciada, 2) que solo la cristalización fraccionada de olivino controle la geoquímica, 3) que no haya evidencia de asimilación cortical, 4) que el mayor control de la variabilidad en términos de elementos mayores y trazas esté asociado a variables grados de fusión parcial (y en muy menor medida a cristalización fraccionada) y 5) que los centros eruptivos menores, de este trabajo, sean considerados asociaciones cinemáticamente desacopladas, a nivel regional, según Cembrano y Lara (2009) (Fig. 2.8), sugieren que el ascenso de los magmas por la corteza fue rápido, comparado con los fundidos que dan origen a los estratovolcanes.

A pesar de que este ascenso sea rápido, pequeños estancamientos de magma se producirían en la corteza inferior, lugar donde existe un mínimo tiempo de residencia de los fundidos (esto último antes de llegar a la Zona de Falla Liquiñe-Ofqui). Este estancamiento solo generaría cristalización fraccionada de olivino, debido a que la presión y la temperatura son lo suficientemente altas para que solo exista dicho mineral dentro del fundido y no se fraccionen otras fases. En efecto, la idea anterior se correlaciona bien con lo observado en el diagrama de Baker and Eggler (1987), donde las muestras plotean cerca de los cotécticos de alta presión (5-8 kbar) (Fig. 6.18). Presión equivalente a una profundidad de entre 18-30 km.

Luego, la parte más rápida del ascenso estaría asociada a niveles menos profundos, donde la falla antes nombrada, minimizaría el efecto del fraccionamiento de otros minerales de más baja temperatura y suprimiría la asimilación de corteza superior. Esto es lo que marca la diferencia con los estratovolcanes del área, que a pesar de que sus características geoquímicas sean producidas por la misma fuente a mayores grados de fusión parcial (Fig. 6.12) y se encuentren prácticamente ubicados a la misma distancia de la fosa, son los procesos corticales y mayores tiempos de residencia al interior de cámaras magmáticas someras, los que controlan las mayores diferencias de los estratovolcanes con respecto a los centros eruptivos menores, de características primitivas, estudiados en este trabajo.

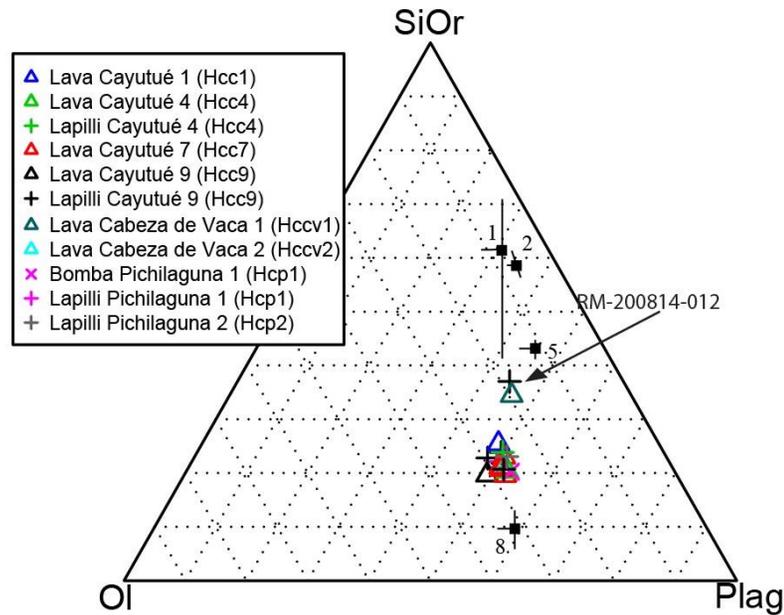


Fig. 6.18: Composición de elementos mayores, de las rocas volcánicas de Cayutué, Pichilaguna y Cabeza de Vaca, graficadas en la proyección de Ol-SiOr-Plag de Baker and Eggler (1987). En el diagrama se han incluido la posición (cuadrados negros) de los puntos de la reacción olivino-ortopiroxeno-clinopiroxeno-plagioclasa a 1 y 8 kbar (anhidro) y 2 y 5 kbar (subsaturado en agua) desde Baker and Eggler (1987). Tomado y modificado de Hickey-Vargas et al. (1989).

No obstante, para dilucidar qué tan efectiva es la mezcla de magmas, evaluar de manera definitiva los tiempos de residencia de los fundidos en la corteza y validar o rechazar algunas de las ideas anteriores, un estudio de geoquímica de minerales y sus composiciones es requerido. Por ejemplo, analizar los patrones de zonación en las plagioclasas o las composiciones de distintas poblaciones de olivinos y clinopiroxenos. Esto con el fin de poder determinar, efectivamente, el grado que existe de mezcla, que tanta es la homogenización entre distintos lotes de magma y donde se producen los niveles de estancamiento, que a pesar de que son mínimos para los centros eruptivos menores estudiados, si existen.

A nivel general, no existen diferencias relevantes en términos espaciales y temporales dentro de los centro eruptivos, sin embargo, una característica que destaca bastante es el carácter más diferenciado y poco primitivo que presenta la muestra RM-210814-008, perteneciente al Centro Eruptivo Cabeza de Vaca 1, la cual es una andesita basáltica con una geoquímica muy distinta al común de las rocas primitivas pertenecientes a Cayutué, Pichilaguna y Cabeza de Vaca. Esto eventualmente podría tener una relación con el carácter más joven que presentan los depósitos de Cabeza de Vaca en comparación con los del Centro Eruptivo Cayutué y Pichilaguna.

En definitiva, aunque la relación entre el grado de fusión parcial, el input de fluidos y el volumen de los centros es clara (Fig. 6.15; Fig. 6.17), como se señaló anteriormente, se desconoce el efecto que pudiese producir la zona de falla en el almacenamiento, tiempo de residencia y variaciones químicas de los magmas al interior de la corteza (los resultados de este trabajo apuntan a que las variaciones químicas se producirían en la parte baja de la corteza y parecen ser mínimas).

Un modelo que intenta resumir las interpretaciones hechas en este trabajo se exhibe a continuación (Fig. 6.19). En este se muestra que la fusión de una peridotita (Iherzolita de espinela con un 1% de anfíbola) variablemente metasomatizada genera magmas a distintos grados de fusión parcial y por consiguiente, centros eruptivos con distintos volúmenes en superficie.

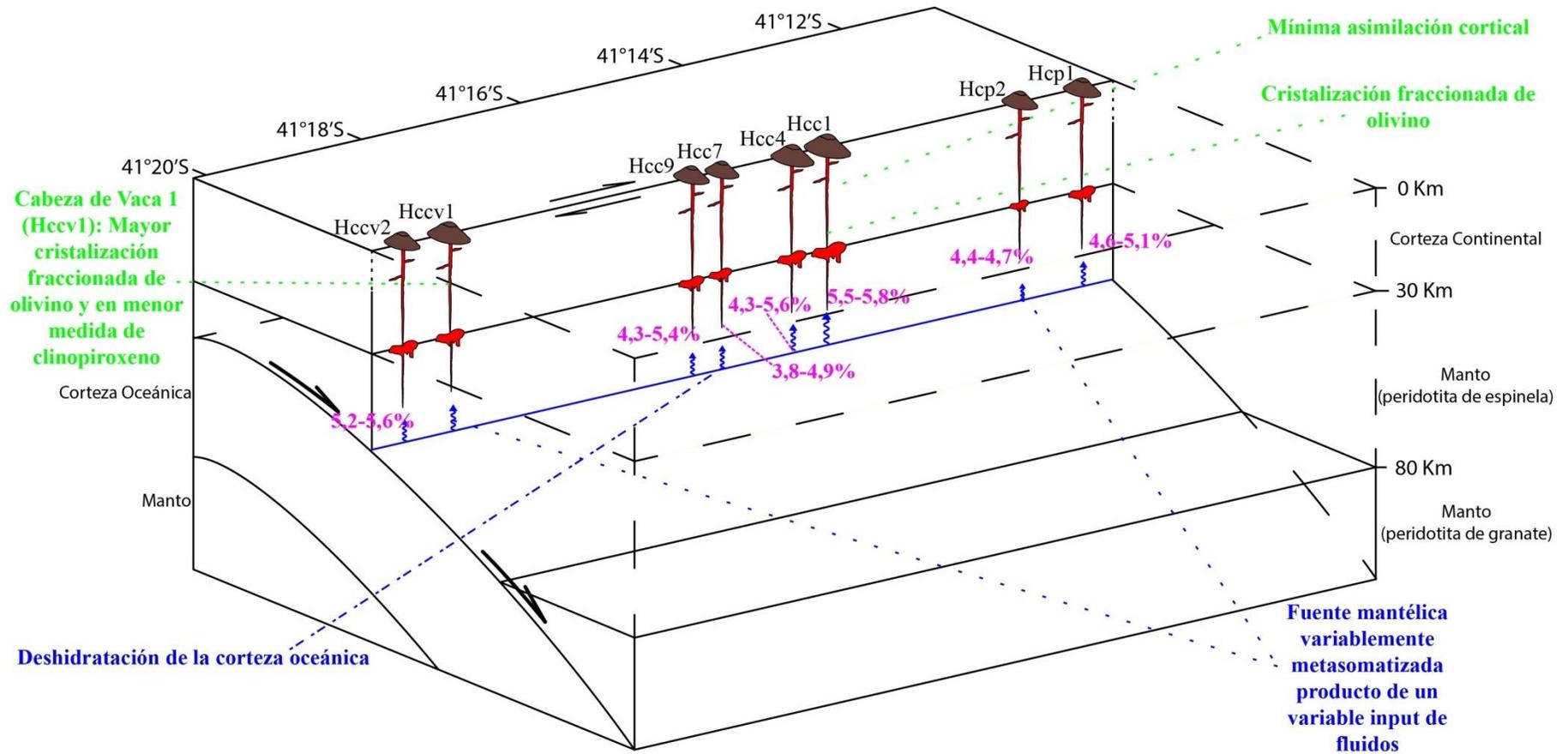


Fig. 6.19: Dibujo esquemático que resume los resultados de este trabajo. Se observa que un variable input de fluidos (flechas onduladas azules, donde un mayor tamaño de estas representa un mayor input de fluidos) produce un variable metasomatismo en el manto astenosférico, generando distintos grados de fusión parcial (números de color fucsia) en el campo de estabilidad de la espinela, con un 1% de anfíbola en la fuente. Los magmas se acumulan con breves tiempos de residencia en la corteza inferior, donde solo se produce cristalización fraccionada de olivino. Luego al llegar a la Zona de Falla Liquiñe-Ofqui en la parte media-superior de la corteza, los magmas son trasladados mediante diques hasta la superficie. Al interior de esta zona de falla se produciría un rápido ascenso donde no se generaría cristalización fraccionada ni asimilación de componente cortical.

CAPÍTULO 7: CONCLUSIONES

1. Las rocas pertenecientes a los centros eruptivos de este trabajo son basaltos y en menor medida, andesitas basálticas que no exhiben grandes rangos composicionales en términos de elementos mayores y trazas, sin embargo, a pesar de su acotada distribución espacial, existe evidencia de significativas diferencias en los contenidos de dichos elementos.
2. Las rocas analizadas en este trabajo, basaltos de características primitivas y poco evolucionadas, parecen estar afectadas solo por cristalización fraccionada de olivino y quizás, en muy menor medida, de plagioclasa. Sin embargo, de haber existido lo último, esto parece no jugar un rol importante en las variaciones químicas de estas rocas. Se observó una muestra de lava, perteneciente al Centro Eruptivo Cabeza de Vaca 1 (Hccv1), que presenta características geoquímicas muy disímiles con las demás muestras de su entorno. A diferencia de lo antes nombrado, la composición de ésta muestra puede ser explicada por una mayor cantidad de cristalización fraccionada de olivino y, en menor medida, de clinopiroxeno.
3. La observación cualitativa de los patrones multielementos y la no existencia de xenolitos o xenocristales en la petrografía, sugiere que la asimilación cortical no controlaría la química de los magmas que dan origen a los centros eruptivos menores de Cayutué y alrededores.
4. La variabilidad geoquímica a pequeña escala se explicaría por magmas generados desde una fuente variablemente metasomatizada, producto de los volátiles aportados por la deshidratación del slab subductado. La fusión comenzaría en el manto somero (<80 km), donde una lherzolita de espinela con un bajo contenido de anfíbola residual (1%), variablemente metasomatizada, generaría los magmas de estos centros a distintos grados de fusión parcial (3,8-5,9%). Pequeños tiempos de residencia se producirían en la parte baja de la corteza, donde solo se fraccionaría el olivino desde el fundido. El posterior ascenso de los magmas hacia la superficie sería mediante la Zona de Falla Liquiñe-Ofqui, la cual gatillaría un mínimo efecto de la asimilación de componente cortical y evitaría la cristalización fraccionada de minerales de más baja temperatura. Dicho ascenso sería mediante diques, los cuales permiten que los fundidos provenientes de distintos sectores del manto nunca tengan la chance de homogeneizarse en una cámara magmática común, minimicen su tiempo de residencia en la corteza y conserven así, la variabilidad geoquímica observada en los elementos mayores y trazas.
5. Los centros eruptivos menores estudiados en este trabajo son de edad holocena y a diferencia de lo que pensaba antes, no fueron todos generados de manera simultáneamente en breves periodos de tiempo (años). En efecto, las evidencias sugieren que el Centro Eruptivo Pichilaguna 2 (Hcp2) parece ser el más antiguo y su génesis estaría relacionada al incipiente llenado de la cuenca del lago Todos los Santos. Luego, con un nivel de llenado del lago, más parecido al actual, se habría dado paso a la génesis del Centro Eruptivo Pichilaguna 1 (Hcp1). Después, cuando el nivel del lago Todos los Santos era mucho más alto que el nivel actual (producido por la erupción de la Unidad Osorno 3), se generaron los cráteres de explosión Hcc1, Hcc3, Hcc4 y Hcc5, en condiciones freatomagmáticas (hace 11-4 ka). Posterior a eso, una baja en el nivel de llenado privilegió el crecimiento de los conos de piroclastos, en condiciones secas, sobre dichos cráteres de explosión y el desarrollo de los centros Hcc6, Hcc8 y Hccv2. Finalmente, contemporáneo o casi de manera simultánea, se habrían desarrollado los centros Hcc10, Hcc11, Hcc12, Hcc13 y Hccv1.

6. No existe evidencia de actividad eruptiva para estos centros, en la porción centro-norte del Centro Eruptivo Cayutué, desde hace más 1220 años. No obstante, en la porción sur de dicho centro (Hcc9), se han encontrado depósitos de oleadas piroclásticas más jóvenes que dicha edad, lo que sugiere que el volcanismo cesó más tarde en la porción sur del Centro Eruptivo Cayutué. En efecto, toda la zona de estudio es cubierta por un horizonte de lapilli asociado a la Unidad Calbuco 3 que se encuentra bajo el nivel de suelo actual. Correlaciones de los depósitos de este trabajo con columnas estratigráficas cercanas, fuera del área de estudio, sugieren una edad de 530 años para el flujo asociado al volcán Calbuco y por ende, un cese de la actividad volcánica levemente posterior a esa edad en la porción sur del Centro Eruptivo Cayutué. Más al sur, en las cercanías del Centro Eruptivo Cabeza de Vaca, se tiene una edad de ^{14}C que evidencia que la actividad eruptiva estuvo activa hace 450 años. Sugiriendo que, efectivamente, el volcanismo de estos centros fue producido en dos o más periodos de tiempo; y no de manera simultánea y en periodos breves, como se pensaba con anterioridad a este trabajo. No obstante, para confirmar dichas interpretaciones, mayores dataciones de carbono-14 son requeridas para armar la historia eruptiva de esta zona.
7. Evidencias geoquímicas en Pichilaguna, en las cercanías de Cayutué 9 y otros centros eruptivos, sugieren que las erupciones asociadas, serían más bien “composicionalmente poligenéticas”. Esto pone en tela de juicio el concepto de monogenético, que aparentemente para estos centros, solo sería aplicable al considerar los centros en escalas largas de tiempo geológico y no sería representativo de la variabilidad geoquímica interna que poseen.
8. Existe una relación entre el grado de fusión parcial y el volumen total de los centros eruptivos de Cayutué y aledaños. Aparentemente también estaría relacionado con la cantidad de input de fluidos en la fuente, a pesar de que no todas las muestras se alineen con la tendencia. Esto último podría explicarse por la alta movilidad de los elementos LIL o por un error en la estimación del volumen de los centros involucrados. De esta manera, un mayor input de fluidos en la fuente, produce mayores grados de fusión parcial y por consiguiente, centros eruptivos de mayor volumen en superficie, para la mayoría de las muestras. Lo que sugiere que el tamaño de los centros volcánicos de Cayutué y aledaños, estaría controlado por la fusión del manto (<80 km). No obstante, se desconoce el efecto que puede tener en estas relaciones, la Zona de Falla Liquiñe-Ofqui; y como ésta afecta a la cantidad de fundidos que se mantienen y modifican en la corteza. Estudios de geoquímica de minerales sería necesario para analizar la variación y composición química de los fenocristales y la eventual mezcla de magmas al interior de la corteza.
9. Para caracterizar de manera más precisa las posibles heterogeneidades del manto a escala de estos centros eruptivos y su signatura isotópica, una mayor cantidad de análisis isotópicos de Sr-Nd-Pb son requeridos, ya que en trabajos anteriores (López-Escobar *et al.*, 1995), solo existen un par de muestras representativas del Centro Eruptivo Cayutué. Esto serviría tanto, para evaluar la posible heterogeneidad de la fuente, como para complementar el análisis de asimilación cortical.
10. Finalmente, el muestreo de alta resolución de campos monogenéticos revela complejidades no observables cuando muestras representativas son tomadas desde unos pocos centros. Por lo que la heterogeneidad producto de distintos lotes de magma basáltico, debería ser considerado más una regla que una excepción en sistemas basálticos de pequeño volumen.

BIBLIOGRAFÍA

- Adam, J., Green, T. 2006.** Trace element partitioning between mica- and amphibole-bearing garnet lherzolite and hydrous basanitic melt: 1. Experimental results and the investigation of controls on partitioning behavior. *Contrib Mineral Petrol* (2006) 152: 1–17.
- Aguirre, L., Levi, B. 1964.** Geología de la Cordillera de los Andes de las provincias de Cautín, Valdivia, Osorno y Llanquihue. Boletín No 17. Instituto de Investigaciones Geológicas, Santiago, Chile.
- Araneda, M., Avendaño, M. S. 1985.** Estudio gravimétrico de la falla Liquiñe-Ofqui, en los sectores seno Cayutué, Bahía Ralún y Cochamó-Punta Picoihuén. IV Congreso Geológico Chileno. Agosto 1985. Universidad del Norte – Antofagasta.
- Baker, D. R., Eggler, D. H. 1987.** Compositions of anhydrous and hydrous melts coexisting with plagioclase, augite and olivine or low-Ca pyroxene from 1 atm to 8 kbar: application to the Aleutian volcanic center of Atka. *Am Mineral* 72:12-28
- Baker, J. A., Menzies, M. A., Thirlwall, M. F., Macpherson, C. G. 1997.** Petrogenesis of Quaternary Intraplate Volcanism, Sana'a, Yemen: Implications for Plume–Lithosphere Interaction and Polybaric Melt Hybridization. *Journal of Petrology*, Vol. 38, Number 10, pp. 1359-1390.
- Blundy, J. D., Robinson, J. A. C., Wood, B. J. 1998.** Heavy REE are compatible in clinopyroxene on the spinel lherzolite solidus. *Earth and Planetary Science Letters* 160 (1998) 493-504.
- Borg, L.E., Clyne, M.A., Bullen, T.D. 1997.** The variable role of slab-derived fluids in the generation of a suite of primitive calc-alkaline lavas from the southernmost Cascades, California: *Canadian Mineralogist*, v. 35, p. 425–452.
- Brooks, C. K. 1976.** The Fe_2O_3/FeO ratio of basalt analyses: an appeal for standardized procedure. *Bull. geol. Soc. Denmark*, vol. 25, pp. 117-120. Copenhagen, December, 21st 1976.
- Bourgois, J., Martin, H., Lagabrielle, Y., Le Moigne, J., Frutos Jara, J. 1996.** Subduction erosion related to spreading-ridge subduction: Taitao peninsula (Chile margin triple junction area). *Geology*; August 1996; v. 24; no. 8; p. 723–726; 5 figures.
- Carrasco, V. M. 1995.** Geología y geoquímica del Batolito Norpatagónico y rocas volcánicas, asociadas a la Zona de Falla Liquiñe-Ofqui. Andes del sur, (41°05'–41°40'L.S.). X región. Memoria de Geólogo. Santiago, Universidad de Chile, Facultad de Ciencias Físicas y Matemáticas. p. 17-90.
- Carrasco, V., Parada, M. A., López-Escobar, L. 1991.** Nuevos antecedentes del batolito norpatagónico asociado a la Zona de Falla de Liquiñe-Ofqui a los 41°30'S, Región de los Lagos, Sur de Chile. Congreso Geológico Chileno. p. 565-568.
- Castruccio, A. 2008.** Comparación y modelación numérica de los lahares calientes en el volcán Calbuco (41,3°S) y lahares fríos en el volcán Villarica (39,5°S), Andes del Sur. Memoria de

Magister en Ciencias, Mención Geología. Santiago, Universidad de Chile, Facultad de Ciencias Físicas y Matemáticas. p. 39-42.

Cembrano, J., Hervé, F., Lavenu, A. 1996. The Liquiñe-Ofqui fault zone: a long-lived intra-arc fault system in southern Chile: A review. *Tectonophysics*. 259, 55-66.

Cembrano, J., Lara, L. 2009. The link between volcanism and tectonics in the southern volcanic zone of the Chilean Andes: A review. *Tectonophysics*. 471, 96-113.

Clapperton, C. 1993. Quaternary geology and geomorphology of South America. Elsevier Science Publishers, Amsterdam.

Clayton, J., Clapperton, C., Antinao, J. 1997. Las glaciaciones pleistocenas en la cuenca del lago Villarrica, Andes del Sur. In Congreso Geológico de Chile 8, Actas 1: 307-311. Antofagasta.

Coats, RR. 1962. Magma type and crustal structure in the Aleutian arc. *Am. Geophys. Union Monog.* 6:92-109.

Davidson, J., Turner, S., Plank, T. 2012. Dy/Dy*: Variations Arising from Mantle Sources and Petrogenetic Processes. *Journal of Petrology*, Vol. 54, Number 3, pp 525-537, 2013.

Del Pozzo, M. 1982. Monogenetic Vulcanism in Sierra Chichinautzin, Mexico. *Bull. Vulcanol.*, Vol. 45-1. 1982.

Denton, G. H., Lowell, T. V., Heusser, C. J., Schlüchter, C., Andersen, B. G., Heusser, Linda E., Moreno, P.I., Marchant, D.R. 1999. Geomorphology, stratigraphy, and radiocarbon chronology of Llanquihue drift in the area of the southern Lake District, Seno Reloncaví and Isla Grande de Chiloé, Chile. *Geografiska Annaler*, 81 A (2): 167-229.

Gerlach, D. C., Frey, F. A., Moreno, H., López-Escobar, L. 1988. Recent Volcanism in the Puyehue-Cordon Caulle Region, Southern Andes, Chile (40,5°S): Petrogenesis of Evolved Lavas. *Journal of Petrology*, Vol. 29, Part 2, pp 333-382, 1988.

Gill, J. B. 1981. Orogenic andesites and plate tectonics: New York, Springer-Verlag, 390 p.

Harker, A. 1909. The natural history of igneous rocks, Methuen, London.

Hart, S. R., Davis, K. E. 1978. Nickel partitioning between olivine and silicate melt. *Earth and Planetary Science Letters* 40, 203-219.

Hervé, F., Ota, Y. 1993. Fast Holocene uplift rates at the Andes of Chiloé, southern Chile. *Revista Geológica de Chile*, Vol. 20, No. 1, pp. 15-23, 4 Figs., 1 Table, July 1993.

Hickey-Vargas, R. L., López-Escobar, L., Parada, M. A., Frey, F. A. 1993. Subduction controls on magma production in the Southern SVZ: evidence from major and minor eruptive centers. *EOS Trans Am Geophys Union* 74:663.

Hickey-Vargas, R. L., Moreno, H., López-Escobar, L., Frey, F. A. 1989. Geochemical variations in Andean basaltic and silicic lavas from the Villarrica-Lanin volcanic chain (39,5°S):

an evaluation of source heterogeneity, fractional crystallization and crustal assimilation. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, v. 103, p. 361–386.

Hofmann, A. W. 1988. Chemical differentiation of the Earth: the relationship between mantle, continental crust, and oceanic crust. *Earth and Planetary Science Letters*, 90 (1988) 297-314. Elsevier Science Publishers B.V., Amsterdam - Printed in The Netherlands.

Irvine, T. N., Baragar, W. R. 1971. A Guide to the Chemical Classification of the Common Volcanic Rocks. *Canadian Journal of Earth Sciences*. Vol. 8, 1971.

Kereszturi, G., Németh, K., Cronin, S., Agustín-Flores, J., Smith, I., Lindsay, J. 2013. A model for calculating eruptive volumes for monogenetic volcanoes – Implication for the Quaternary Auckland Volcanic Field, New Zealand. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* (2013).

Lahsen, A., Moreno, H., Varela, J., Munizaga, F., López-Escobar, L. 1985. Geología y riesgo volcánico del Volcán Calbuco y centros eruptivos menores. Central Canutillar. Depto. de Geología y Geofísica, Universidad de Chile.

Lara, L., Rodríguez, C., Moreno, H., Pérez de Arce, C. 2001. Geocronología K-Ar y geoquímica del volcanismo plioceno superior-pleistoceno de los Andes del sur (39-42°S). *Revista Geológica de Chile*, Vol. 28, No. 1, p. 67-90, 11 Figs., 4 tablas, Julio 2001.

Lange, D., Cembrano, J., Rietbrock, A., Haberland, C., Dahm, T., Bataille, K. 2008. First seismic record for intra-arc strike-slip tectonics along the Liquiñe-Ofqui fault zone at the obliquely convergent plate margin of the southern Andes. *Tectonophysics*. 455 (2008), 14-24.

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

López-Escobar, L., Parada, M. A., Moreno, H., Frey, F., Hickey-Vargas, R.L. 1992. A contribution to the petrogenesis of Osorno and Calbuco volcanoes, Southern Andes (41°00'–41°30'S): comparative study. *Revista Geológica de Chile*, Vol. 19, No. 2, pp. 211-226, 7 Figs., 1 Table, December 1992.

López-Escobar, L., Cembrano, J., Moreno, J. 1995 a. Geochemistry and tectonics of the Chilean Southern Andes basaltic Quaternary volcanism (37-46°S). *Revista Geológica de Chile*, Vol. 22, No. 2, pp. 219-234, 10 Figs., 1 Table, December, 1995.

López-Escobar, L., Parada, M. A., Hickey-Vargas, R. L. 1995 b. Calbuco Volcano and minor eruptive centers distributed along the Liquiñe-Ofqui Fault Zone, Chile (41°-42° S): contrasting origin of andesitic and basaltic magma in the Southern Volcanic Zone of the Andes. *Contrib Mineral Petro* (1995) 119: 345-361.

McDonough, W. F., Sun, S.-s. 1995. The composition of the Earth. *Chemical Geology*, Volume 120, Issues 3-4, 1 March 1995, p 223-253.

- McGee, L., Millet, M-A., Smith, I., Németh, K., Lindsay, J.** 2012. The inception and progression of melting in a monogenetic eruption: Motukorea Volcano, the Auckland Volcanic Field, New Zealand. *Lithos* 155 (2012) 360-374.
- McGee, L., Smith, I., Millet, M-A., Handley, H., Lindsay, J.** 2013. Asthenospheric Control of Melting Processes in a Monogenetic Basaltic System: a Case Study of the Auckland Volcanic Field, New Zealand. *Journal of Petrology*, Vol. 54, Number 10, pp. 2125-2153.
- McKenzie, D., O'niions, R. K.** 1991. Partial Melt Distributions from Inversion of Rare Earth Element Concentrations. *Journal of Petrology*, Vol. 32, Part 5, pp. 1021-1091, 1991.
- Moreno, H., Lara, L., Orozco, G.** 2010. Geología del Volcán Osorno. Servicio Nacional de Geología y Minería, Carta Geológica de Chile, Serie Geología Básica No 126. Escala 1:50.000. Santiago.
- Moreno, H., Parada, M. A.** 1976. Esquema geológico de la Cordillera de los Andes entre los paralelos 39°00' y 42°30'S. *Actas I Cong. Geol. Chileno*, T. 1.
- Moreno, H., Varela, J., López, L., Munizaga, F., Lahsen, A.** 1985. Geología y riesgo volcánico del volcán Osorno y centros eruptivos menores. Departamento de Geología y Geofísica, Universidad de Chile.
- Naranjo, J. A.** 1977. Geología entre el lago Todos los Santos y Bahía Ralún. Proyecto Central Petrohué – Endesa, (inédito).
- Orozco, G.** 2009. Sistema de Centros Eruptivos de Flanco de la Erupción de 1835 A.D., Volcán Osorno (SCEFVO-1835): Significado Tectónico. Memoria de Geólogo. Santiago, Universidad de Chile, Facultad de Ciencias Físicas y Matemáticas. p. 25.
- Parada, M. A.** 1990. Composición de fenocristales en lavas del volcán Calbuco y sus implicancias en la historia temprana de cristalización. En XI Congreso Geológico Argentino, San Juan, Argentina. p. 101-103.
- Parada, M. A., Lahsen, A., Palacios, C.** 2000. The Miocene plutonic event of the Patagonian Batholith at 44° 30' S: thermochronological and geobarometric evidence for melting of a rapidly exhumed lower crust. *Transactions of the Royal Society of Edinburgh: Earth Sciences*, 91, 169-179, 2000.
- Porter, S. C.** 1981. Pleistocene glaciation in the Southern Lake District of Chile. *Quaternary Research* 16: 263-292.
- Reichert, F.** 1917. Las regiones inexploradas o poco conocidas de la cordillera Nor-Patagónica. *Sociedad Científica Alemana*: 119 p.
- Reiners, P. W., Hammond, P. E., McKenna, J. M., Duncan, R. A.** 2000. Young basalts of the central Washington Cascades, flux melting of the mantle, and trace element signatures of primary arc magmas: *Contributions to Mineralogy and Petrology*, v. 138, p. 249–264.
- Rosenau, M., Melnick, D., Echtler, H.** 2006. Kinematic constraints on intra-arc shear and strain partitioning in the Southern Andes between 38°S and 42°S latitude. *Tectonics* 25, TC4013.

- Sato, H., Taniguchi, H.** 1997. Relationship between crater size and ejecta volume of recent magmatic and phreato-magmatic eruptions: Implications for energy partitioning. *Geophysical Research Letters*, 24(3): 205-208.
- Sigurdsson, H.** 1999. *Encyclopedia of volcanoes*, academic press, pp. 683-694.
- Steffen, H. B.** 1944. *Patagonia occidental*. V. 1. Santiago.
- Strong, M., Wolff, J.** 2003. Compositional variations within scoria cones. *Geology*, February 2003; v. 31; no. 2; p. 143-146.
- Sun, S.-s., McDonough, W. F.** 1989. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes. *Geological Society, London, Special Publications* 1989, v.42; p313-345.
- Takazawa, E., Okayasu, T.** 2003. Geochemistry and origin of the basal lherzolites from the northern Oman ophiolite (northern Fizh block). *Geochem. Geophys. Geosyst.*, Volume 4, Number 2.
- Thiele, R., Godoy, E., Hervé, F., Parada, M. A., Varela, J.** 1985. *Estudio Geológico-Estructural Regional y Tectónico. Central Canutillar*. Departamento de Geología y Geofísica, Universidad de Chile.
- Thirlwall, M. F., Upton, B. G. J., Jenkins, C.** 1994. Interaction between Continental Lithosphere and the Iceland Plume-Sr-Nd-Pb Isotope Geochemistry of Tertiary Basalts, NE Greenland. *Journal of Petrology*, Vol. 35, Part 3, pp 839-879, 1994.
- Schmincke, H-U.** 2004. *Volcanism*, Springer-Verlag Berlin Heidelberg, pp. 99.
- Wallace, M. E., Green, D. H.** 1988. An experimental determination of primary carbonatite magma composition. *Nature* 335, 343–346.
- Weill, D. F., Drake, M. J.** 1973. Europium Anomaly in Plagioclase Feldspar: Experimental Results and Semiquantitative Model. *Science*: Vol. 180, No. 4090, pp. 1059-1060. June 8, 1973.
- Woodcock, N. H., Fisher, M.** 1986. Strike-slip duplexes. *J. Struct. Geol.*, 8(7): 725-735.
- Yoshikawa, M., Nakamura, E.** 2000. Geochemical evolution of the Horoman peridotite complex: Implications for melt extraction, metasomatism, and compositional layering in the mantle. *Journal of Geophysical Research*, Vol. 105, No. B2, pp. 2879-2901, February 10, 2000.

ANEXO A: UBICACIÓN DE LAS MUESTRAS

Tabla 0.1: Centro Eruptivo, ubicación y tipo de análisis realizado a las muestras de inéditas de este trabajo.

Muestra	Centro Eruptivo	Coordenadas UTM: WGS84		Análisis	Observaciones
		E	N		
RM-190814-003	Pichilaguna 1	729432	5437534	Química	Bomba escoriácea de 12 cm de diámetro
RM-190814-004	Pichilaguna 1	729432	5437534	Química	Muestra de suelo en la cual se encontró la bomba de la muestra 003
RM-190814-001	Pichilaguna 2	728826	5436375	Química	escorias de 2 cm de diámetro de esfericidad media y subangulosas
RM-190814-002Q	Pichilaguna 2	728893	5436442	Química	Escorias de 2 cm de color rojizo
RM-190814-002C	Pichilaguna 2	728893	5436442	¹⁴ C	Trozo de tronco de 15 x 3 cm
RM-210814-004	Cayutué 1	729116	5432219	Química	Lava negra, vesicular y posee fenocristales de olivino
RM-210814-003	Cayutué 4	729006	5430840	Química	La lava es de color pardo rojizo
RM-210814-005	Cayutué 4	729006	5430840	Química	Nivel de escorias de tamaño entre 6 a 15 mm de color negro a negro-rojizo
RM-200814-013	Cayutué 7	729323	5429332	Química	Flujo de lava de color negro, basáltica
RM-210814-002	Cayutué 7	729297	5429539	Química	Lava basáltica vesicular
RM-210814-006	Cayutué 7	729252	5429547	Química	Lava basáltica negra, vesicular y posee fenocristales de olivino
RM-210814-007	Cayutué 7	729040	5428972	Química	Lava basáltica vesicular que posee sectores (15%) de color pardo rojizo
RM-200814-005	Cayutué 9	728790	5428531	Química	Flujo de lava de color negro
RM-200814-006	Cayutué 9	728790	5428531	Química	Escorias de tamaño entre 0,5 y 2,5 cm
RM-200814-007	Cayutué 9	728790	5428531	Química	Escorias de tamaño ~2-3 cm de diámetro
RM-200814-008	Cayutué 9	728790	5428531	Química	Escorias de color pardo rojizo de tamaño entre 1 a 3 cm
RM-200814-009	Cayutué 9	728790	5428531	Química	Escorias de 2-3 mm
RM-200814-010	Cayutué 9	728790	5428531	¹⁴ C	Suelo arcilloso
RM-200814-011	Cayutué 9	728850	5428615	¹⁴ C	Carbón en paleosuelo entre dos niveles de piroclastos de color pardo-rojizo
RM-200814-012	Cayutué 9	728850	5428615	Química	Nivel de color pardo rojizo de tamaño entre 6 a 20 mm de diámetro
RM-210814-008	Cabeza de Vaca 1	728470	5422743	Química	Lava negra basáltica con pocos cristales de olivino (<1%)
LL130209-3	Cabeza de Vaca 1	728817	5424328	¹⁴ C	Carbón entre los depósitos piroclásticos, en la parte basal del afloramiento
RM-210814-001	Cabeza de Vaca 2	728217	5422139	Química	Lava basáltica no vesicular fragmentada

ANEXO B: ANÁLISIS QUÍMICOS INÉDITOS

Tabla 0.1: Datos geoquímicos tal cual fueron entregados por el laboratorio, inéditos de este trabajo con sus respectivos límites de detección. LF200 = Total Whole Rock Characterization w/o AQ200 add. Las últimas 3 columnas corresponden a la media, desviación estándar y desviación estándar relativa (%) para cada elemento, sin considerar la muestra RM-200814-012.

Método	Unidad			Centro Eruptivo Pichilaguna				Centro Eruptivo Caytué						
				Hcp1	Hcp1	Hcp2	Hcp2	Hcc1	Hcc4	Hcc4	Hcc7	Hcc7	Hcc7	Hcc7
	Roca			bomba	lapilli	lapilli	lapilli	lava	lava	lapilli	lava	lava	lava pardo	lava pardo
	Analito		Límite de detección	RM-190814-003	RM-190814-004	RM-190814-001	RM-190814-002	RM-210814-004	RM-210814-003	RM-210814-005	RM-200814-013	RM-210814-002	RM-210814-006	RM-210814-007
LF200	SiO ₂	%	0,01	51,54	50,38	51,55	51,96	50,67	51,79	51,95	51,82	51,14	50,83	51,45
LF200	Al ₂ O ₃	%	0,01	17,51	16,69	17,52	17,49	17,75	17,59	17,25	17,36	17,32	17,42	17,24
LF200	Fe ₂ O ₃	%	0,04	8,75	8,46	8,83	8,75	9,1	8,88	8,79	8,8	10	9,11	9
LF200	MgO	%	0,01	6,94	7,5	7,25	6,9	6,5	7,13	7,09	7,03	6,73	7,19	7,44
LF200	CaO	%	0,01	9,89	9,25	9,6	9,81	9,1	9,84	9,81	9,73	9,97	9,64	9,94
LF200	Na ₂ O	%	0,01	2,9	2,75	2,9	2,84	2,67	2,92	2,78	2,83	2,81	2,75	2,78
LF200	K ₂ O	%	0,01	0,73	0,74	0,67	0,72	0,67	0,69	0,71	0,71	0,7	0,67	0,69
LF200	TiO ₂	%	0,01	0,84	0,8	0,82	0,82	0,85	0,83	0,82	0,82	0,82	0,83	0,83
LF200	P ₂ O ₅	%	0,01	0,18	0,18	0,18	0,17	0,17	0,18	0,16	0,16	0,17	0,2	0,2
LF200	MnO	%	0,01	0,15	0,14	0,15	0,15	0,15	0,15	0,15	0,15	0,16	0,15	0,15
LF200	Cr ₂ O ₃	%	0	0,021	0,029	0,025	0,022	0,022	0,023	0,022	0,023	0,023	0,025	0,029
LF200	Ni	ppm	20	49	71	71	51	48	54	48	51	90	59	62
LF200	Sc	ppm	1	29	27	28	29	28	29	29	29	30	31	33
LF200	LOI	%	-5,1	0,3	2,8	0,2	0,1	2,1	-0,3	0,2	0,3	-0,1	1	0
LF200	Sum	%	0,01	99,73	99,72	99,73	99,73	99,74	99,74	99,73	99,74	99,75	99,79	99,77
LF200	Ba	ppm	1	185	202	183	178	197	171	188	188	173	162	152
LF200	Be	ppm	1	<1	1	<1	3	2	<1	<1	<1	<1	2	2
LF200	Co	ppm	0,2	28,8	29,5	30,8	27,6	28,1	29,6	28,9	29,6	27,9	28,9	26,2
LF200	Cs	ppm	0,1	0,7	0,8	0,4	0,4	1,2	0,6	0,7	0,8	0,5	0,6	0,8
LF200	Ga	ppm	0,5	16,5	15,2	16,6	16,6	16,2	15,5	15,1	15,7	17,1	18,1	17,1
LF200	Hf	ppm	0,1	2,2	2	2	1,8	2,5	1,8	2	1,7	2,1	1,8	2,3
LF200	Nb	ppm	0,1	2,2	2,1	2,4	2,1	4,5	1,8	1,8	1,9	2,2	1,8	2,3
LF200	Rb	ppm	0,1	10,6	11,3	9,2	10,3	13,4	9,2	10,1	10,9	10	9,8	10
LF200	Sn	ppm	1	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1
LF200	Sr	ppm	0,5	608,7	587,6	594,2	611,8	573,1	587,5	589,8	591,4	593,5	544,2	553,2
LF200	Ta	ppm	0,1	0,3	<0,1	0,2	0,2	0,2	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	0,2	0,1
LF200	Th	ppm	0,2	1,6	1,4	1,4	1,6	1,7	1,2	1,7	1,5	1,5	1,3	1,3
LF200	U	ppm	0,1	0,4	0,4	0,5	0,5	0,5	0,3	0,4	0,4	0,6	0,6	0,5
LF200	V	ppm	8	231	220	224	232	221	235	235	234	241	227	234
LF200	W	ppm	0,5	<0,5	1	0,5	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5	0,7
LF200	Zr	ppm	0,1	73,6	78,1	77,1	74,8	87,9	73,8	74,3	74,4	73	69,6	73,7

Método	Unidad			Centro Eruptivo Pichilaguna				Centro Eruptivo Cayutué						
	Roca			Hcp1	Hcp1	Hcp2	Hcp2	Hcc1	Hcc4	Hcc4	Hcc7	Hcc7	Hcc7	Hcc7
				bomba	lapilli	lapilli	lapilli	lava	lava	lapilli	lava	lava	lava pardo	lava pardo
	Análito	Límite de detección		RM-190814-003	RM-190814-004	RM-190814-001	RM-190814-002	RM-210814-004	RM-210814-003	RM-210814-005	RM-200814-013	RM-210814-002	RM-210814-006	RM-210814-007
LF200	Y	ppm	0,1	16,8	17	17,4	18,1	19,1	17	15,3	17	16,7	15,4	14,6
LF200	La	ppm	0,1	10,1	9,1	10,6	9,5	10,1	9,1	9,4	9,8	8,9	9,1	9,2
LF200	Ce	ppm	0,1	22,2	23,1	25,4	23	23,1	22,3	20,9	24,4	22,4	19,4	20,8
LF200	Pr	ppm	0,02	3	2,99	3,28	2,96	3,03	3,19	2,94	2,89	3	2,77	2,79
LF200	Nd	ppm	0,3	13,5	13,3	14	12,4	14,5	12,7	12,3	13,3	13,9	11,8	12,1
LF200	Sm	ppm	0,05	3,24	3,29	3,55	3,09	3	3,31	2,77	2,7	3	2,83	2,83
LF200	Eu	ppm	0,02	1,14	0,96	1,05	1,05	0,96	0,98	1,05	1,06	1,06	0,96	0,88
LF200	Gd	ppm	0,05	3,41	3,33	3,44	3,46	3,61	3,29	3,31	3,36	3,26	3	3,06
LF200	Tb	ppm	0,01	0,53	0,49	0,54	0,55	0,53	0,52	0,54	0,53	0,56	0,47	0,46
LF200	Dy	ppm	0,05	3,12	3,04	3,24	3,26	3,55	3,19	2,98	3,06	3,11	2,98	2,74
LF200	Ho	ppm	0,02	0,58	0,57	0,67	0,63	0,74	0,61	0,62	0,67	0,66	0,51	0,53
LF200	Er	ppm	0,03	1,72	1,79	2,04	1,87	2,07	1,85	1,72	1,66	1,76	1,45	1,58
LF200	Tm	ppm	0,01	0,28	0,26	0,26	0,27	0,31	0,28	0,26	0,27	0,23	0,24	0,25
LF200	Yb	ppm	0,05	1,86	1,73	1,88	1,58	2,11	1,83	1,63	1,8	1,6	1,57	1,47
LF200	Lu	ppm	0,01	0,26	0,27	0,27	0,29	0,29	0,27	0,27	0,27	0,24	0,21	0,24
TC000	TOT/C	%	0,02	0,02	0,02	<0,02	0,04	0,1	<0,02	0,03	<0,02	0,06	0,03	<0,02
TC000	TOT/S	%	0,02	<0,02	<0,02	<0,02	<0,02	<0,02	<0,02	<0,02	<0,02	<0,02	<0,02	<0,02
AQ200	Mo	ppm	0,1	0,2	0,2	0,2	0,3	0,2	<0,1	<0,1	0,2	0,6	0,2	0,2
AQ200	Cu	ppm	0,1	43,8	48,2	42	36,5	48,9	22,2	39,7	47,9	22,9	32,3	33,6
AQ200	Pb	ppm	0,1	2,2	1,3	1,5	1,3	2,2	0,4	1	0,9	1,2	1	0,7
AQ200	Zn	ppm	1	17	29	37	32	36	32	34	34	56	28	32
AQ200	Ni	ppm	0,1	32,2	59,3	52,3	39,4	51,8	54,1	40,5	38,9	60,2	60,9	55,5
AQ200	As	ppm	0,5	<0,5	<0,5	1	<0,5	1,1	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5	0,6	<0,5
AQ200	Cd	ppm	0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1
AQ200	Sb	ppm	0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1
AQ200	Bi	ppm	0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1
AQ200	Ag	ppm	0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1
AQ200	Au	ppm	0,5	2,7	0,8	2,8	2,9	1,8	1,3	2,4	3,8	1,5	1,8	2,6
AQ200	Hg	ppm	0,01	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01
AQ200	Tl	ppm	0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1
AQ200	Se	ppm	0,5	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5

Método	Unidad			Centro Eruptivo Cayutué						Centro Eruptivo Cabeza de Vaca		Media	Desviación Estándar	Desviación Estándar Relativa (%)
				Hcc9	Hcc9	Hcc9	Hcc9	Hcc9	Hcc9	Hccv1	Hccv2			
	Roca			lava	lapilli	lapilli	lapilli pardo	lapilli	lapilli pardo	lava	lava			
	Análito	Límite de detección		RM-200814-005	RM-200814-006	RM-200814-007	RM-200814-008	RM-200814-009	RM-200814-012	RM-210814-008	RM-210814-001			
LF200	SiO ₂	%	0,01	48,75	51,42	51,93	51,51	50,98	53,85	53,27	50,97	51,33	0,91	1,77
LF200	Al ₂ O ₃	%	0,01	18,33	17,28	17,37	17,49	17,17	18,99	18,91	17,28	17,50	0,47	2,71
LF200	Fe ₂ O ₃	%	0,04	9,81	8,76	8,9	8,77	9,22	9,05	9,12	9,54	9,03	0,40	4,39
LF200	MgO	%	0,01	7,37	7,11	7,3	7,27	7,82	3,42	3,72	6,91	6,96	0,86	12,39
LF200	CaO	%	0,01	9,21	9,79	9,82	9,57	9,41	6,99	7,28	9,87	9,53	0,62	6,50
LF200	Na ₂ O	%	0,01	2,45	2,69	2,84	2,91	2,64	3,31	3,32	2,75	2,81	0,17	6,14
LF200	K ₂ O	%	0,01	0,55	0,7	0,72	0,7	0,66	0,61	0,6	0,68	0,68	0,05	6,75
LF200	TiO ₂	%	0,01	0,85	0,81	0,82	0,84	0,79	0,8	0,83	0,82	0,82	0,02	1,87
LF200	P ₂ O ₅	%	0,01	0,14	0,16	0,16	0,18	0,17	0,13	0,18	0,16	0,17	0,01	8,58
LF200	MnO	%	0,01	0,15	0,15	0,15	0,15	0,15	0,16	0,16	0,16	0,15	0,00	3,12
LF200	Cr ₂ O ₃	%	0	0,026	0,025	0,026	0,026	0,026	0,002	<0,002	0,023	0,02	0,00	10,17
LF200	Ni	ppm	20	67	59	56	71	66	<20	<20	50	60,18	11,39	18,93
LF200	Sc	ppm	1	30	30	30	28	29	18	21	29	28,83	2,36	8,18
LF200	LOI	%	-5,1	2,1	0,8	-0,3	0,3	0,7	2,5	2,4	0,6	0,73	0,96	131,38
LF200	Sum	%	0,01	99,75	99,73	99,74	99,72	99,73	99,85	99,82	99,74	99,74	0,03	0,03
LF200	Ba	ppm	1	150	174	182	183	168	149	136	165	174,28	16,88	9,68
LF200	Be	ppm	1	3	1	<1	<1	2	<1	2	<1	2,00	0,71	35,36
LF200	Co	ppm	0,2	30,4	30,2	30,8	30,7	31,4	16	16	27,3	28,48	3,42	12,00
LF200	Cs	ppm	0,1	0,5	0,8	0,6	0,6	0,6	1,3	1,3	0,4	0,68	0,25	36,28
LF200	Ga	ppm	0,5	17,2	16,3	16,6	15	14	16,6	18,9	15,7	16,30	1,17	7,20
LF200	Hf	ppm	0,1	2,1	1,8	2,2	2,2	1,8	2,5	2,5	1,8	2,03	0,25	12,16
LF200	Nb	ppm	0,1	1,8	1,6	1,9	2,5	1,9	2,2	2,5	1,6	2,16	0,65	29,99
LF200	Rb	ppm	0,1	7,8	10	10,4	9,2	9,8	15	14,2	9,2	10,30	1,50	14,55
LF200	Sn	ppm	1	<1	<1	<1	<1	<1	<1	1	<1	1,00		
LF200	Sr	ppm	0,5	534,2	585,2	603,3	615,4	564,3	340,3	322,1	597,9	569,86	65,87	11,56
LF200	Ta	ppm	0,1	0,1	0,1	<0,1	0,2	<0,1	0,2	0,1	<0,1	0,17	0,07	39,70
LF200	Th	ppm	0,2	1,6	1,7	1,6	1,1	1,2	1,5	1,1	1,4	1,44	0,20	14,13
LF200	U	ppm	0,1	0,5	0,6	0,5	0,3	0,5	0,3	0,3	0,4	0,46	0,10	21,59
LF200	V	ppm	8	233	231	235	225	224	155	164	236	226,78	16,69	7,36
LF200	W	ppm	0,5	0,7	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5	0,8	0,9	<0,5	0,76	0,19	25,65
LF200	Zr	ppm	0,1	77,4	73,3	74	79,5	73,1	88,6	86,1	73,3	75,94	4,62	6,09

Método	Unidad			Centro Eruptivo Cayutué						Centro Eruptivo Cabeza de Vaca		Media	Desviación Estándar	Desviación Estándar Relativa (%)
				Hcc9	Hcc9	Hcc9	Hcc9	Hcc9	Hcc9	Hccv1	Hccv2			
	Roca			lava	lapilli	lapilli	lapilli pardo	lapilli	lapilli pardo	lava	lava			
	Análito	Límite de detección		RM-200814-005	RM-200814-006	RM-200814-007	RM-200814-008	RM-200814-009	RM-200814-012	RM-210814-008	RM-210814-001			
LF200	Y	ppm	0,1	16,2	15,5	16,1	17,3	15,3	19,9	17,1	16,9	16,60	1,11	6,69
LF200	La	ppm	0,1	8,9	9,5	9,3	9,6	8,8	7	6,9	9,5	9,30	0,76	8,21
LF200	Ce	ppm	0,1	22,3	22,8	22,1	24,9	21,7	17,4	17,9	22,6	22,29	1,80	8,09
LF200	Pr	ppm	0,02	3,11	2,97	2,93	3,33	2,83	2,52	2,42	2,79	2,96	0,21	7,02
LF200	Nd	ppm	0,3	13,7	14,1	14,4	14	13,4	12,3	10,5	14	13,22	1,05	7,98
LF200	Sm	ppm	0,05	3,22	3,03	3,16	3,44	3,23	3,31	2,71	2,79	3,07	0,26	8,37
LF200	Eu	ppm	0,02	0,97	1,03	0,92	1,07	0,98	1,03	0,95	1,1	1,01	0,07	6,72
LF200	Gd	ppm	0,05	3,1	3,15	3,3	3,53	3,08	3,38	3,25	3,12	3,28	0,17	5,22
LF200	Tb	ppm	0,01	0,51	0,51	0,52	0,56	0,5	0,55	0,54	0,51	0,52	0,03	5,37
LF200	Dy	ppm	0,05	2,81	3,03	3,22	3,52	3,04	3,54	3,12	3,13	3,12	0,20	6,50
LF200	Ho	ppm	0,02	0,62	0,61	0,66	0,58	0,62	0,75	0,65	0,65	0,62	0,05	8,78
LF200	Er	ppm	0,03	1,7	1,81	1,65	1,84	1,71	2,04	1,83	1,83	1,77	0,15	8,35
LF200	Tm	ppm	0,01	0,27	0,25	0,26	0,27	0,26	0,34	0,28	0,25	0,26	0,02	6,77
LF200	Yb	ppm	0,05	1,63	1,67	1,82	1,83	1,64	2,26	1,84	1,92	1,75	0,16	9,06
LF200	Lu	ppm	0,01	0,28	0,23	0,27	0,27	0,27	0,34	0,3	0,25	0,26	0,02	8,54
TC000	TOT/C	%	0,02	0,16	0,02	0,04	<0,02	0,04	0,45	0,43	0,04			
TC000	TOT/S	%	0,02	<0,02	<0,02	<0,02	<0,02	<0,02	<0,02	<0,02	<0,02			
AQ200	Mo	ppm	0,1	0,4	0,2	0,3	0,2	0,2	0,4	0,3	0,4			
AQ200	Cu	ppm	0,1	32,1	37,5	34,3	38,6	27,3	10,8	9,3	37,7			
AQ200	Pb	ppm	0,1	2,3	1	1,3	1	0,9	1,3	1,2	1,3			
AQ200	Zn	ppm	1	33	34	31	40	26	22	24	55			
AQ200	Ni	ppm	0,1	57,1	49,7	53,1	61	63	3,9	3,6	42,7			
AQ200	As	ppm	0,5	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5	3	2,5	0,5			
AQ200	Cd	ppm	0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1			
AQ200	Sb	ppm	0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1			
AQ200	Bi	ppm	0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1			
AQ200	Ag	ppm	0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1			
AQ200	Au	ppm	0,5	2,8	1,2	3,4	1,2	0,6	1,4	0,7	<0,5			
AQ200	Hg	ppm	0,01	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01			
AQ200	Tl	ppm	0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1			
AQ200	Se	ppm	0,5	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5	0,6	<0,5	<0,5	<0,5			

Tabla 0.2: Duplicados y estándares usados en el análisis geoquímico del laboratorio Acme. En la evaluación de datos analíticos, se calculó la media (\bar{X}) de las tres mediciones realizadas al estándar STD SO-18, la desviación media de las 3 mediciones con respecto al promedio como $\frac{\sum_{i=1}^3 |X_i - \bar{X}|}{3}$, el error absoluto como $\bar{X} - \text{valor verdadero}$, el error relativo como $\frac{\bar{X} - \text{valor verdadero}}{\text{valor verdadero}} * 100$ y la desviación estándar como $\sqrt{\frac{\sum_{i=1}^3 (X_i - \bar{X})^2}{3-1}}$.

	Método	LF200	LF200	LF200	LF200	LF200	LF200	LF200	LF200	LF200	LF200	LF200	LF200	LF200	LF200	LF200	
	Analito	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	TiO ₂	P ₂ O ₅	MnO	Cr ₂ O ₃	Ni	Sc	LOI	Sum	
	Unidad	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	PPM	PPM	%	%	
	Límite de detección	0,01	0,01	0,04	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,002	20	1	-5,1	0,01	
Pulp Duplicates																	
	Tipo																
	RM-190814-004	Rock	50,38	16,69	8,46	7,5	9,25	2,75	0,74	0,8	0,18	0,14	0,029	71	27	2,8	99,72
	RM-190814-004	REP															
	RM-200814-005	Rock	48,75	18,33	9,81	7,37	9,21	2,45	0,55	0,85	0,14	0,15	0,026	67	30	2,1	99,75
	RM-200814-005	REP	48,63	18,36	9,91	7,41	9,1	2,46	0,56	0,85	0,16	0,15	0,025	66	30	2,1	99,72
	RM-210814-008	Rock	53,27	18,91	9,12	3,72	7,28	3,32	0,6	0,83	0,18	0,16	<0,002	<20	21	2,4	99,82
	RM-210814-008	REP	53,43	18,81	9,18	3,68	7,2	3,35	0,6	0,83	0,16	0,16	<0,002	<20	21	2,4	99,83
	RM-200814-008	Rock	51,51	17,49	8,77	7,27	9,57	2,91	0,7	0,84	0,18	0,15	0,026	71	28	0,3	99,72
	RM-200814-008	REP															
Reference Materials																	
	STD DS10	STD															
	STD OREAS45EA	STD															
	STD SO-18	STD	58,28	14,09	7,5	3,37	6,34	3,69	2,14	0,69	0,79	0,4	0,553	45	24	1,9	99,74
	STD SO-18	STD	58,29	14,04	7,55	3,35	6,33	3,68	2,12	0,69	0,83	0,4	0,546	38	26	1,9	99,74
	STD SO-18	STD	58,26	14,03	7,56	3,34	6,37	3,69	2,11	0,7	0,82	0,4	0,545	42	26	1,9	99,72
	STD GS311-1	STD															
	STD GS910-4	STD															
	BLK	BLK															
	BLK	BLK	0,01	<0,01	<0,04	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	<0,002	<20	<1	0	0,02
	BLK	BLK	<0,01	<0,01	<0,04	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	<0,002	<20	<1	0	<0,01
	BLK	BLK															
	Prep Wash																
	QUARTZ_S	Prep Blank	98,45	0,14	1,07	0,01	0,03	0,04	0,05	0,01	0,01	0,01	<0,002	<20	<1	0,2	100,03
	QUARTZ_S	Prep Blank	98,52	0,14	1,09	0,01	0,03	0,04	0,05	0,01	0,01	0,01	<0,002	<20	<1	0,1	100,02
	STD SO-18	Expected	58,47	14,23	7,67	3,35	6,42	3,71	2,17	0,69	0,83	0,39	0,55	44	25		
Evaluación de datos Analíticos																	
	Media (STD SO-18)		58,28	14,05	7,54	3,35	6,35	3,69	2,12	0,69	0,81	0,40	0,548	42	25	2	99,73
	Desviación Media		0,01	0,02	0,02	0,01	0,02	0,00	0,01	0,00	0,02	0,00	0,003	2	1	0	0,01
	Error absoluto		-0,19	-0,18	-0,13	0,00	-0,07	-0,02	-0,05	0,00	-0,02	0,01	-0,002	-2	0	2	99,73
	Error relativo (%)		-0,33	-1,24	-1,74	0,10	-1,14	-0,63	-2,15	0,48	-2,01	2,56	-0,364	-5	1		
	Desviación Estándar		0,02	0,03	0,03	0,02	0,02	0,01	0,02	0,01	0,02	0,00	0,004	4	1	0	0,01

	Método	LF200																
	Analito	Ba	Be	Co	Cs	Ga	Hf	Nb	Rb	Sn	Sr	Ta	Th	U	V	W	Zr	Y
	Unidad	PPM																
	Límite de detección	1	1	0,2	0,1	0,5	0,1	0,1	0,1	1	0,5	0,1	0,2	0,1	8	0,5	0,1	0,1
Pulp Duplicates	Tipo																	
RM-190814-004	Rock	202	1	29,5	0,8	15,2	2	2,1	11,3	<1	587,6	<0,1	1,4	0,4	220	1	78,1	17
RM-190814-004	REP																	
RM-200814-005	Rock	150	3	30,4	0,5	17,2	2,1	1,8	7,8	<1	534,2	0,1	1,6	0,5	233	0,7	77,4	16,2
RM-200814-005	REP	150	1	31,5	0,5	17,5	2	1,9	8,3	<1	562,6	0,1	1,8	0,5	236	<0,5	76,9	16,5
RM-210814-008	Rock	136	2	16	1,3	18,9	2,5	2,5	14,2	1	322,1	0,1	1,1	0,3	164	0,9	86,1	17,1
RM-210814-008	REP	136	2	17,6	1,2	18,8	2,5	2,6	13,5	<1	311,6	0,2	1,2	0,4	162	0,9	85	17,9
RM-200814-008	Rock	183	<1	30,7	0,6	15	2,2	2,5	9,2	<1	615,4	0,2	1,1	0,3	225	<0,5	79,5	17,3
RM-200814-008	REP																	
Reference Materials																		
STD DS10	STD																	
STD OREAS45EA	STD																	
STD SO-18	STD	524	1	25,4	6,8	17,2	9,2	18,8	27,1	15	403,2	6,8	10	16,6	199	15,5	288,1	31,7
STD SO-18	STD	488	3	24	6,2	16,9	9,1	17,9	26,1	14	396,9	7,1	9,2	15	195	12,6	285,8	30,5
STD SO-18	STD	474	<1	24,4	6,3	18,8	9,5	18,4	27	15	395,3	6,6	9,6	15,5	198	14,6	287	27,5
STD GS311-1	STD																	
STD GS910-4	STD																	
BLK	BLK																	
BLK	BLK	1	3	0,3	<0,1	<0,5	<0,1	0,1	<0,1	<1	<0,5	<0,1	<0,2	<0,1	<8	<0,5	0,4	<0,1
BLK	BLK	<1	<1	<0,2	<0,1	<0,5	<0,1	<0,1	<0,1	<1	<0,5	<0,1	<0,2	<0,1	<8	<0,5	<0,1	<0,1
BLK	BLK																	
Prep Wash																		
QUARTZ_S	Prep Blank	11	<1	1	0,2	1,7	<0,1	1	1,2	<1	3,2	<0,1	<0,2	0,1	<8	<0,5	1	0,5
QUARTZ_S	Prep Blank	13	1	0,9	0,2	0,8	<0,1	1,4	1,3	<1	3,5	<0,1	<0,2	<0,1	<8	<0,5	4,2	0,6
STD SO-18	Expected	514		26,2	7,1	17,6	9,8	19,3	28,7	15	407,4	7,4	9,9	16,4	200	14,8	290	29
Evaluación de datos Analíticos																		
Media (STD SO-18)		495	2	24,6	6,4	17,6	9,3	18,4	26,7	14,7	398,5	6,8	9,6	15,7	197	14,2	287,0	29,9
Desviación Media		19		0,5	0,2	0,8	0,2	0,3	0,4	0,4	3,2	0,2	0,3	0,6	2	1,1	0,8	1,6
Error absoluto		-19	2	-1,6	-0,7	0,0	-0,5	-0,9	-2,0	-0,3	-8,9	-0,6	-0,3	-0,7	-3	-0,6	-3,0	0,9
Error relativo (%)		-4		-6,1	-9,4	0,2	-5,4	-4,8	-6,9	-2,2	-2,2	-7,7	-3,0	-4,3	-1	-3,8	-1,0	3,1
Desviación Estándar		26	1	0,7	0,3	1,0	0,2	0,5	0,6	0,6	4,2	0,3	0,4	0,8	2	1,5	1,2	2,2

	Método	LF200	LF200	LF200	LF200	LF200	LF200	LF200							
	Analito	La	Ce	Pr	Nd	Sm	Eu	Gd	Tb	Dy	Ho	Er	Tm	Yb	Lu
	Unidad	PPM	PPM	PPM	PPM	PPM	PPM	PPM							
	Límite de detección	0,1	0,1	0,02	0,3	0,05	0,02	0,05	0,01	0,05	0,02	0,03	0,01	0,05	0,01
<i>Pulp Duplicates</i>	Tipo														
RM-190814-004	Rock	9,1	23,1	2,99	13,3	3,29	0,96	3,33	0,49	3,04	0,57	1,79	0,26	1,73	0,27
RM-190814-004	REP														
RM-200814-005	Rock	8,9	22,3	3,11	13,7	3,22	0,97	3,1	0,51	2,81	0,62	1,7	0,27	1,63	0,28
RM-200814-005	REP	9,4	23,1	2,95	14,1	3,23	1,1	3,56	0,53	3,11	0,57	1,92	0,25	1,81	0,29
RM-210814-008	Rock	6,9	17,9	2,42	10,5	2,71	0,95	3,25	0,54	3,12	0,65	1,83	0,28	1,84	0,3
RM-210814-008	REP	7,3	16,1	2,36	10,6	2,9	0,87	3,24	0,55	3,31	0,67	1,72	0,29	1,87	0,29
RM-200814-008	Rock	9,6	24,9	3,33	14	3,44	1,07	3,53	0,56	3,52	0,58	1,84	0,27	1,83	0,27
RM-200814-008	REP														
<i>Reference Materials</i>															
STD DS10	STD														
STD OREAS45EA	STD														
STD SO-18	STD	12,4	27,6	3,26	12,6	2,73	0,89	3,17	0,5	3,06	0,63	1,95	0,29	1,64	0,28
STD SO-18	STD	12,1	25,1	3,14	12	2,56	0,82	2,9	0,45	2,61	0,53	1,77	0,24	1,67	0,26
STD SO-18	STD	13,9	27,1	3,19	12,7	2,84	0,83	2,91	0,47	2,88	0,59	1,62	0,26	1,59	0,28
STD GS311-1	STD														
STD GS910-4	STD														
BLK	BLK														
BLK	BLK	<0,1	<0,1	<0,02	<0,3	<0,05	<0,02	<0,05	<0,01	<0,05	<0,02	<0,03	<0,01	<0,05	<0,01
BLK	BLK	<0,1	<0,1	<0,02	<0,3	<0,05	<0,02	<0,05	<0,01	<0,05	<0,02	<0,03	<0,01	<0,05	<0,01
BLK	BLK														
Prep Wash															
QUARTZ_S	Prep Blank	0,2	0,4	0,05	<0,3	<0,05	<0,02	0,05	<0,01	0,08	<0,02	0,07	<0,01	0,05	<0,01
QUARTZ_S	Prep Blank	0,2	0,4	0,07	<0,3	0,07	<0,02	0,08	0,02	0,14	<0,02	0,1	0,01	0,06	<0,01
STD SO-18	Expected	12,3	27,1	3,45	14	3	0,89	2,93	0,53	3	0,62	1,84	0,27	1,79	0,27
<i>Evaluación de datos Analíticos</i>															
Media (STD SO-18)		12,8	26,6	3,20	12,4	2,71	0,85	2,99	0,47	2,85	0,58	1,78	0,26	1,63	0,27
Desviación Media		0,7	1,0	0,04	0,3	0,10	0,03	0,12	0,02	0,16	0,04	0,11	0,02	0,03	0,01
Error absoluto		0,5	-0,5	-0,25	-1,6	-0,29	-0,04	0,06	-0,06	-0,15	-0,04	-0,06	-0,01	-0,16	0,00
Error relativo (%)		4,1	-1,8	-7,34	-11,2	-9,67	-4,87	2,16	-10,69	-5,00	-5,91	-3,26	-2,47	-8,75	1,23
Desviación Estándar		0,2	1,3	0,06	0,4	0,14	0,04	0,15	0,03	0,23	0,05	0,17	0,03	0,02	0,01

ANEXO C: ANÁLISIS QUÍMICOS TRABAJOS ANTERIORES

Tabla 0.1: Datos geoquímicos disponibles en la literatura utilizados en el desarrollo de este estudio. Los datos pertenecen a: (A): López-Escobar et al., 1992; (B): López-Escobar et al., 1995; (C): López-Escobar et al., 1995 (Geochemistry and tectonics of the Chilean Southern Andes basaltic Quaternary volcanism (37-46°S))

Unidad		Osorno-3	Osorno-3	Osorno-3	Osorno-3	Osorno-3	Osorno-3	Calbuco-1	Calbuco-2	Calbuco-2	Calbuco-3	Calbuco-3	Calbuco-3	Calbuco-3	Calbuco-3
Referencia		(A)	(A)	(A)	(A)	(A)	(A)	(A)	(A)	(A)	(A)	(A)	(A)	(A)	(A)
Muestra		250281-03	230483-1	250281-01	161282-08	230483-03	080385-04	060385-06*	060385-01*	070385-05'	130185-01*	111284-01*	030282-05*	070385-01*	030284-04*
		161282-13		161282-09			DOME								
SiO ₂	%	51,43	51,91	54,17	54,65	63,09	68,48	59,15	57,22	59,78	55,48	55,8	56,01	56,69	57,68
TiO ₂	%	0,99	0,92	1,4	1,42	0,79	0,56	0,73	0,97	0,65	0,87	0,9	0,85	0,82	0,81
Al ₂ O ₃	%	16,96	17,48	16	16,07	16,31	14,45	18,15	17,83	19,02	18,29	18,68	18,5	18,34	18,48
Fe ₂ O _{3t}	%	10,29	9,55	11,72	11,38	6,59	4,69	7,76	8,72	5,88	8,97	8,42	8,94	8,62	7,82
MnO	%	0,17	0,17	0,17	0,19	0,12	0,08	0,18	0,17	0,12	0,17	0,15	0,16	0,17	0,14
MgO	%	6,48	6,27	3,79	3,75	1,72	1,1	2,32	3,15	1,84	4,21	3,75	3,92	4,16	3,42
CaO	%	9,99	10	7,86	7,89	5,1	3,51	6,14	7,29	7,36	8,04	8,49	8,18	7,67	7,52
Na ₂ O	%	2,77	3,03	3,67	3,87	4,53	4,36	4,37	3,56	4,11	3,26	3,25	3,02	3,3	3,36
K ₂ O	%	0,5	0,51	0,82	0,85	1,45	2,12	0,65	0,69	0,76	0,53	0,59	0,52	0,53	0,7
P ₂ O ₅	%	0,15	0,17	0,26	0,21	0,25	0,16	0,23	0,18	0,19	0,16	0,15	0,18	0,16	0,16
LOI	%	0,08	0,2	0,27	0,29	0,33		0,82	0,42	0,4	0,27	0,43		0,63	
Sum	%	99,81	100,21	100,13	100,57	100,28	99,51	100,5	100,2	100,11	100,25	100,61	100,28	101,09	100,09
Sc	ppm														
V	ppm														
Zn	ppm														
Co	ppm														
Ga	ppm														
Cu	ppm														
K (ID)	ppm														
Cs	ppm														
Zr	ppm														

Unidad	Osorno-3	Osorno-3	Osorno-3	Osorno-3	Osorno-3	Osorno-3	Calbuco-1	Calbuco-2	Calbuco-2	Calbuco-3	Calbuco-3	Calbuco-3	Calbuco-3	Calbuco-3
Referencia	(A)	(A)	(A)	(A)	(A)	(A)	(A)	(A)						
Muestra	250281-03	230483--1	250281-01	161282-08	230483-03	080385-04	060385-06*	060385-01*	070385-05'	130185-01*	111284-01*	030282-05*	070385-01*	030284-04*
	161282-13		161282-09			DOME								
Nb	ppm													
Ta	ppm													
Pb	ppm													
Hf	ppm													
Rb	ppm	13,4	13,9	22,5	23,5	45,6	69,1	12,1	18,8			11,5		17,7
Sr	ppm	327	339	337	336	294	190	381	339			347		340
Ba	ppm	144	149	238	257	396	550	214	215			156		184
Cr	ppm	177	150	25	21	4		4	3			3		5
Ni	ppm	62	57	11	19	10	11	6	8			9		10
Th	ppm	0,8		1,9	1,8	4,3	8,6	1,5	1,9			0,9		1,3
La	ppm	5,89	5,92	10,6	10,3	17	26	8,34	8,48			6,79		7,8
Ce	ppm	15,3	15,5	27,4	29,1	43,4	61,9	21,2	21,6			19		20,2
Nd	ppm	10,1	9,9	16,3	16,6	21,9	29,2	13,9	12,7			12		12,5
Sm	ppm	2,81	2,85	4,33	4,32	5,73	6,65	3,65	3,47			3,33		3,44
Eu	ppm	0,93	0,88	1,3	1,37	1,26	1,14	1,22	1,09			1,06		1,04
Gd	ppm													
Dy	ppm													
Ho	ppm													
Er	ppm													
Tb	ppm	0,52	0,48	0,84	0,53	1,07	1,12	0,47	0,53			0,63		0,55
Y	ppm	18,7	18,2	27,9	28,2	33,2	42,2							
Yb	ppm	1,98	1,71	2,98	2,89	3,41	4,33	2,38	2,39			2,13		2,09
Lu	ppm	0,3	0,28	0,42	0,42	0,53	0,67	0,38	0,36			0,37		0,31

Unidad		Calbuco-4	Calbuco-4	Calbuco literature	Calbuco literature	Calbuco 1	Calbuco 2	Calbuco 2	Calbuco 3					
Referencia		(A)	(A)	(A)	(A)	(B)								
Muestra		030282-02*	070385-07*	Déruelle, 82	Déruelle,82	6385-6	6385-1	7385-5	13685-1	111284-1	3282-5	7385-1	3282-4	3282-3
				19J	19K									
SiO ₂	%	55,66	56,02	50,9	56,35	60,29	57,08	60,03	55,43	55,32	55,96	55,87	57,82	56,54
TiO ₂	%	0,89	0,82	1	0,89	0,7	0,98	0,66	0,86	0,92	0,84	0,8	0,82	0,83
Al ₂ O ₃	%	18,59	19,32	20,1	17,74	17,83	18,01	19,56	18,7	19,03	18,52	18,45	18,49	18,17
Fe ₂ O _{3t}	%	8,59	8,05	8,39	8,05	7,19	8,4	5,57	8,74	8,02	8,88	8,6	7,82	7,91
MnO	%	0,14	0,14	0,13	0,15	0,18	0,16	0,11	0,15	0,15	0,17	0,16	0,14	0,16
MgO	%	4,2	3,75	4,31	3,07	2,35	3,1	1,85	4,11	3,74	3,9	4,09	3,42	3,58
CaO	%	8,08	7,95	10,22	7,14	6,04	7,42	7,2	7,98	8,56	8,17	7,63	7,53	7,55
Na ₂ O	%	3,37	3,57	2,94	3,66	4,54	3,84	4,29	3,44	3,36	3,29	3,68	3,58	3,55
K ₂ O	%	0,61	0,64	0,43	0,73	0,7	0,77	0,84	0,58	0,64	0,54	0,59	0,71	0,68
P ₂ O ₅	%	0,16	0,16	0,09	0,15	0,23	0,17	0,19	0,15	0,13	0,17	0,16	0,17	0,16
LOI	%		0,3	1,88	0									
Sum	%	100,29	100,72	100,39	97,93	100,05	99,93	100,3	100,14	99,87	100,44	100,03	100,5	99,13
Sc	ppm					13,3	26,7	14,4	23,5	31,1	20,7	21,5	18,8	19,4
V	ppm					57	204	70	177	261	136	163	120	129
Zn	ppm					98	102	64	88	96	83,6	90	76,8	75,1
Co	ppm										19,9		17,8	18,7
Ga	ppm					20,1	20	19,8	20,1	21,5		19	18,7	
Cu	ppm													
K (ID)	ppm										4698		5952	
Cs	ppm					0,45	1	0,34	0,64	0,34	0,28		0,4	
Zr	ppm					104	101	124	84	82	85	83	102	104

Unidad	Calbuco-4	Calbuco-4	Calbuco literature	Calbuco literature	Calbuco 1	Calbuco 2	Calbuco 2	Calbuco 3					
Referencia	(A)	(A)	(A)	(A)	(B)								
Muestra	030282-02*	070385-07*	Déruelle, 82	Déruelle,82	6385-6	6385-1	7385-5	13685-1	111284-1	3282-5	7385-1	3282-4	3282-3
			19J	19K									
Nb	ppm				3,4	3,3	4,5	2,9	2,8	3,5	3,3	3,4	3,6
Ta	ppm							0,15		0,19	0,17	0,22	0,2
Pb	ppm				7,6	8,1	7,4	6,9	9,2	14,9	7,8		
Hf	ppm				2,72	2,6	3,08	2,28	2,13	2,25	2,24	2,62	2,69
Rb	ppm	16,3	10	15	12,1	18,8	19,8	13,5	15,9	11,5	14,4	17,7	
Sr	ppm	342	310	333	381	339	340	323	345	347	324	340	352
Ba	ppm	156	109	175	214	215	244	154	186	156	167	184	195
Cr	ppm	9	66	49	3,5	2,9	6,3	9,9	17	3,2	14,6	4,6	4,1
Ni	ppm	15	8	7	6	8	8	11	10	9	14	10	10
Th	ppm	1,2	0,63	1,23	1,5	1,9	1,8	1	1,1	0,9	1,1	1,3	1,3
La	ppm	6,47	4,1	6,7	8,34	8,48	9,43	6,55	6,58	6,79	6,5	7,8	7,55
Ce	ppm	18,2	11,7	17	21,2	21,6	25	17,6	17,9	19	18,4	20,2	19,9
Nd	ppm	11,6			13,9	12,7	14,1	12	10,8	12	11,2	12,5	12,1
Sm	ppm	3,13			3,65	3,47	3,74	3,28	2,86	3,33	2,91	3,44	3,32
Eu	ppm	1,03	0,86	1,07	1,22	1,09	1,16	1,04	0,97	1,06	1	1,04	1,03
Gd	ppm												
Dy	ppm												
Ho	ppm												
Er	ppm												
Tb	ppm	0,52	0,42	0,51	0,47	0,53	0,58	0,5	0,43	0,63	0,53	0,55	0,5
Y	ppm				22,8	23	24,6	20,3	19,6	19,6	19,4	19,5	
Yb	ppm	2,05			2,38	2,39	2,43	2,13	2,02	2,13	1,9	2,09	2,1
Lu	ppm	0,3			0,39	0,36	0,36	0,29	0,32	0,37	0,3	0,31	0,32

Unidad		Calbuco 4	Calbuco 4	Cayutué	La Viguera	La Viguera	Rollizos	Pocoihuén	Pocoihuén	Pocoihuén	RUCAPILLAN	RUCAPILLAN	MIRADOR	MIRADOR
Referencia		(B)	(B)	(B)	(B)	(B)	(B)	(B)	(B)	(B)	(C)	(C)	(C)	(C)
Muestra		3282-2	7385-7	201282-1	151284-4	4476-1b	24784-1	16185-3	151284-1	151284-2	PORPHYRITIC	APHANITIC	120679-02	260479-03
											39,0°S	39,0°S	40,3°S	40,3°S
SiO ₂	%	55,76	56,48	51,79	51,54	50,57	53,16	51,81	51,86	52,65	49,1	51,37	52,73	53,56
TiO ₂	%	0,89	0,79	0,87	0,83	0,66	1,08	0,91	0,91	0,94	0,79	1,29	1,21	1,17
Al ₂ O ₃	%	18,59	18,75	17,34	17,58	17,64	17,18	16,96	16,9	17,41	16,43	16,63	18,05	17,93
Fe ₂ O _{3t}	%	8,6	8,07	8,52	8,93	10,81	9,43	9,13	9,19	9,2	9,67	11,57	11,64	11,19
MnO	%	0,16	0,14	0,17	0,15	0,16	0,16	0,16	0,16	0,16	0,14	0,16	0,18	0,19
MgO	%	4,21	3,76	6,54	7,47	7,33	6,22	7,49	7,67	6,88	9,44	5,73	4,57	4,29
CaO	%	8,07	7,66	9,9	9,86	10,05	8,72	9,94	9,83	9,35	10,35	8,15	8,42	8,5
Na ₂ O	%	3,54	3,83	2,91	2,8	2,86	3,14	2,77	2,69	2,88	2,93	3,66	3,93	3,88
K ₂ O	%	0,61	0,68	0,78	0,67	0,62	0,95	0,64	0,65	0,68	0,44	0,75	0,47	0,51
P ₂ O ₅	%	0,16	0,15	0,14	0,19	0,2	0,35	0,18	0,18	0,2	0,14	0,29	0,19	0,18
LOI	%													
Sum	%	100,59	100,31	98,96	100,02	100,9	100,39	99,99	100,04	100,35				
Sc	ppm	22,7	18,7	29,9	28,9	32	25,6	31,7	30,7	30,8	36	35	27	27
V	ppm	151	128	217	213		195	220	219	211	231	305	241	224
Zn	ppm	76,7	79	82	82		86	81	79	84	86	117	95	96
Co	ppm	22,5		28,8		37					35	39	30	30
Ga	ppm	18,4	19,3	18,2	17,6		17,4	16,4	16,7	16,9				
Cu	ppm										94	79		
K (ID)	ppm	5270		6494										
Cs	ppm	1,17	0,9	0,69	0,29	0,5	0,14	0,46	0,5	0,55			1	1
Zr	ppm	83	88	95	76		131	83	82	94	53	114	72	78

Unidad	Calbuco 4	Calbuco 4	Cayutué	La Viguera	La Viguera	Rollizos	Pocoihuén	Pocoihuén	Pocoihuén	RUCAPILLAN	RUCAPILLAN	MIRADOR	MIRADOR	
Referencia	(B)	(B)	(B)	(B)	(B)	(B)	(B)	(B)	(B)	(C)	(C)	(C)	(C)	
Muestra	3282-2	7385-7	201282-1	151284-4	4476-1b	24784-1	16185-3	151284-1	151284-2	PORPHYRITIC	APHANITIC	120679-02	260479-03	
										39,0°S	39,0°S	40,3°S	40,3°S	
Nb	ppm	3	3,2	3,7	1,9		4,45	2,6	2	2,75			1,6	1,8
Ta	ppm	0,22		0,21		0,13							0,1	0,1
Pb	ppm		6,7		8,3		9,7	7,6	8,8	6,9				
Hf	ppm	2,28	2,38	2,1	1,78	2	3,18	1,92	1,99	2,25	1,7	3,8	1,9	1,7
Rb	ppm	16,27	18,1	12,2	8,9	8,8	17,4	12,7	12,5	13,2			9,8	8,5
Sr	ppm	342	350	612	584	594	483	418	412	419	528	495	478	478
Ba	ppm	156	175	204	188	190	395	212	218	211	154	266	185	192
Cr	ppm	9,4	7,6	156	177	200	164	264	277	195	320	125	5	3
Ni	ppm	15	12	49,6	78	52,5	84	85	91	69	116	55	7	4
Th	ppm	1,2	1,4	1,73	0,89	1,2	2,1	2,45	1,64	2,01			0,6	0,7
La	ppm	6,47	6,59	10,3	8,96	9,2	16,9	9,52	9,23	10	7	14	7,1	6,9
Ce	ppm	18,2	17,3	26	22,7	22	40,8	23	22,7	24,9	16	32	18,1	17,2
Nd	ppm	11,6	10,9	14,4	13,3	12,9	21,5	14	13,8	15	10	19	10,8	11,7
Sm	ppm	3,13	2,89	3,58	3,22	3,19	4,93	3,41	3,38	3,61	2,31	4,4	3,4	3
Eu	ppm	1,03	0,95	1,14	0,99	1,1	1,47	1,07	1,06	1,1	0,88	1,36	1,2	1,3
Gd	ppm										2,69	4,4		
Dy	ppm										2,53	4,35		
Ho	ppm										0,52	0,83		
Er	ppm										1,51	2,4		
Tb	ppm	0,52	0,45	0,41	0,44	0,53	0,7	0,47	0,5	0,54			0,6	0,7
Y	ppm	18,7	19,1	18,1	17,2		25,4	20,1	20,1	21,3	15	26		
Yb	ppm	2,05	1,9	1,74	1,63	1,7	2,33	2	2,03	2,24	1,5	2,41	2,2	2,2
Lu	ppm	0,3	0,27	0,28	0,26	0,26	0,36	0,29	0,27	0,32	0,23	0,35	0,3	0,4

Unidad		CAYUTUE	LAVIGUERIA	LAVIGUERIA	POCOIHUÉN	PUYUHUAPI	PUYUHUAPI	PUYUHUAPI
Referencia		(C)	(C)	(C)	(C)	(C)	(C)	(C)
Muestra		201282-01	040476-01	151284-04	160185-03	160390-01	160390-04	160390-05
		41,4°S	41,4°S	41,5°S	44,3°S	44,3°S	44,3°S	44,3°S
SiO ₂	%	51,79	50,57	51,54	51,86	48,84	49,46	48,61
TiO ₂	%	0,87	0,66	0,83	0,91	1,5	1,55	1,55
Al ₂ O ₃	%	17,34	17,64	17,58	16,9	16,6	16,3	16,3
Fe ₂ O _{3t}	%	8,52	10,81	8,93	9,19	9,73	10,13	10,53
MnO	%	0,17	0,16	0,15	0,16	0,15	0,15	0,15
MgO	%	6,54	7,33	7,47	7,67	8,06	7,3	8,12
CaO	%	9,9	10,05	9,86	9,83	10,46	10,36	10,1
Na ₂ O	%	2,91	2,86	2,8	2,69	3,29	3,25	3,15
K ₂ O	%	0,78	0,62	0,67	0,65	1,18	1,16	1,18
P ₂ O ₅	%	0,14	0,2	0,19	0,18	0,38	0,35	0,39
LOI	%							
Sum	%							
Sc	ppm	30	32	29	31	47	50	46
V	ppm	217		213	219			
Zn	ppm	82		82	79			
Co	ppm	29	37			53	52	51
Ga	ppm	18,2		17,6	16,7			
Cu	ppm							
K (ID)	ppm							
Cs	ppm	0,7	0,5	0,3	0,5	0,6		
Zr	ppm	95		76	82			

Unidad		CAYUTUE	LAVIGUERIA	LAVIGUERIA	POCOIHUÉN	PUYUHUAPI	PUYUHUAPI	PUYUHUAPI
Referencia		(C)	(C)	(C)	(C)	(C)	(C)	(C)
Muestra		201282-01	040476-01	151284-04	160185-03	160390-01	160390-04	160390-05
		41,4°S	41,4°S	41,5°S	44,3°S	44,3°S	44,3°S	44,3°S
Nb	ppm	3,7		1,9	2	2		
Ta	ppm	0,21	0,13			0,86	0,99	1,2
Pb	ppm			8,3	8,8			
Hf	ppm	2,1	2	1,8	2	2,9	3,1	2,9
Rb	ppm	11,7	8,8	8,9	11,5	22,2	21,4	21,4
Sr	ppm	557	594	584	416	744	738	747
Ba	ppm	204	190	188	218	62	69	49
Cr	ppm	156	200	177	277	180	159	180
Ni	ppm	50	53	78	91			
Th	ppm	1,73	1,2	0,89	1,64	4,16	4,1	3,88
La	ppm	10,3	9,2	9	9,2	28,1	27,6	21,8
Ce	ppm	26	22	22,7	22,7	46,3	44,6	48,5
Nd	ppm	14,4	12,9	13,3	13,8	28,1	28,5	30
Sm	ppm	3,58	3,19	3,22	3,38	6	5,77	4,87
Eu	ppm	1,14	1,1	0,99	1,06	1,68	1,73	1,59
Gd	ppm							
Dy	ppm					3,49		
Ho	ppm							
Er	ppm							
Tb	ppm	0,41	0,53	0,44	0,5	0,72	0,62	0,61
Y	ppm	18,1		17,2	20,1			
Yb	ppm	1,74	1,7	1,63	2,03	1,84	1,98	1,84
Lu	ppm	0,28	0,26	0,26	0,27	0,3	0,37	0,31

ANEXO D: DESCRIPCIONES PETROGRÁFICAS

1) RM-190814-001

a) Descripción macroscópica

Los clastos sacados del fondo del lago poseen un tamaño aproximado de 2 cm de diámetro. Se separaron en 3 bolsas: unos clastos subangulosos con esfericidad media ~2-2,5 cm de diámetro aparentemente provenientes del basamento. Otros, redondeados y de buena esfericidad que poseen signos evidentes de transporte. Y finalmente la tercera bolsa, con clastos de esfericidad media y subangulosos (elegidos para el análisis químico).

2) RM-190814-002

a) Descripción macroscópica

Los clastos que acompañan al tronco son clastos subredondeados a subangulosos ~1-3 cm recogidos del fondo del lago. Las escorias seleccionadas son: una de ~1 cm de diámetro y una de ~2 cm de diámetro. La primera es de color negro y vesicular mientras que la segunda (seleccionada para el análisis) posee esfericidad media y color rojizo. Se seleccionaron los clastos más jóvenes y menos alterados para el análisis. Además, se tiene un tronco con sedimentos adheridos. Este posee forma cilíndrica de 14 cm de largo. El tronco parece estar carbonizado, sin embargo, solo se observa un incipiente estado de putrefacción producto de su contacto con el agua del lago.

3) RM-190814-003

a) Descripción macroscópica

La toba posee un tamaño aproximado de 12 cm, siendo esta una bomba escoriícea. Posee estructura de bloques prismáticamente fracturados (diaclamamiento perpendicular a la cáscara). Además se observa magnetismo.

b) Descripción microscópica

i) Mineralogía:

(1) Fenocristales: 38%. Tamaño: 0,2 a 1,25 mm

(a) Plagioclasa 19 %

(i) Tamaño: 0,2 a 0,3 mm

(ii) Estructuralidad: Euestructural

(iii) Integridad: Alta

(iv) Observaciones: Son los fenocristales más pequeños, su forma es tabular-acicular. En algunos sectores los cristales de plagioclasa se encuentran orientados, sin embargo, en general la fábrica es isotropa.

(b) Olivino 10%

(i) Tamaño: 0,4 a 1 mm

(ii) Estructuralidad: Subestructural a Anestructural

(iii) Integridad: media

(iv) Observaciones: Los olivinos se encuentran fracturados y alterados a iddingsita. Algunos cristales se encuentran reabsorbidos y otros se encuentran fragmentados.

(c) Clinopiroxeno 9%

(i) Tamaño: 0,2 a 1,2 mm

(ii) Estructuralidad: Subestructural a anestructural

(iii) Integridad: media a baja

(iv) Observaciones: Se observan clinopiroxenos poikilíticos englobando minerales opacos. Algunos de estos cristales presentan evidencias de reabsorción.

(2) Masa fundamental: 42%. Tamaño: 0,02 a 0,1 mm

(a) Microlitos: 22%

(i) Plagioclasa: 10%

(ii) Piroxeno: 7%

(iii) Minerales opacos: 5%

(b) Vidrio: 20%

(3) Vesículas: 20%. Tamaño entre 0,13 a 2 mm. Con formas irregulares, alargadas y otras más ovaladas-circulares.

ii) Texturas:

(1) Intersertal: vidrio entre las plagioclasas y minerales opacos en la masa fundamental.

- (2) Intergranular
- (3) Subofítica en la masa fundamental
- (4) Pilotaxítica: en algunos sectores se observa una leve tendencia a plagioclasa orientadas.
- iii) Porcentaje de minerales
 - (1) Plg: 29%, cpx: 16%, ol: 10%, opacos: 5%, vidrio: 20% y vesículas: 20%.
- iv) Basalto intersertal intergranular de clinopiroxeno
- v) Observaciones: La muestra descrita corresponde a una toba que posee un tamaño aproximado de 12 cm de diámetro, siendo esta una bomba escoriácea. Posee diaclasamiento perpendicular a la cáscara y forma subredondeada. Al clasificarla como una roca extrusiva piroclástica esta sería una toba vítrea tamaño ceniza cuya composición sería un basalto intersertal intergranular de clinopiroxeno.

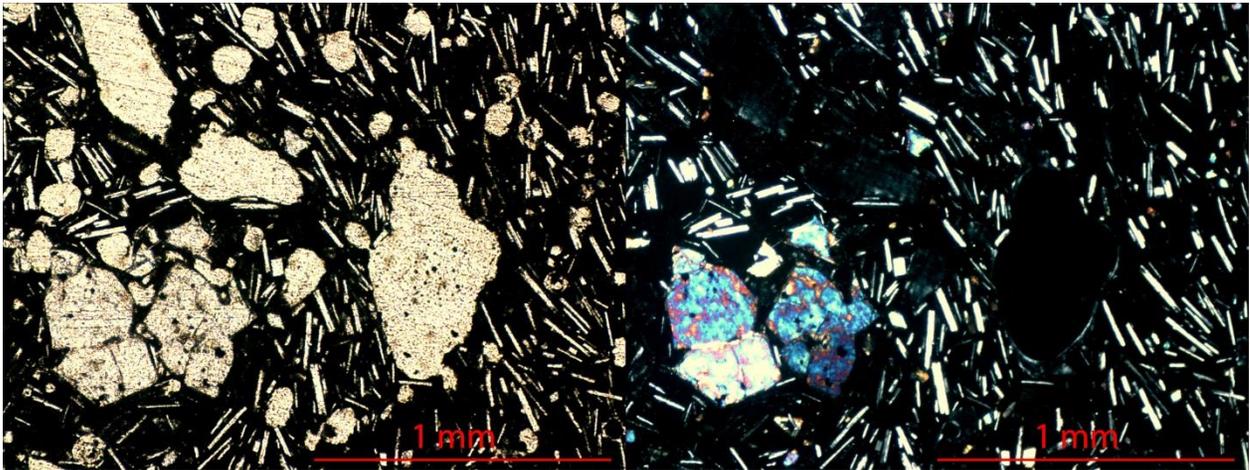


Fig. 0.1: Microfotografía (PPL y XPL) de sección transparente representativa de la muestra RM-190814-003. Se observan fenocristales de olivinos y plagioclasas aciculares. El olivino se encuentra alterado a iddingsita y con minerales opacos en su interior.

4) RM-190814-004

a) Descripción macroscópica

Muestra de matriz en la cual se encontró la bomba de la muestra RM-190814-003. El sedimento es café oscuro-negro (esto con el objetivo de sacar si hay juveniles y analizar su composición).

5) RM-200814-005

a) Descripción macroscópica

- i) Hipocristalina
- ii) Inequigranular
- iii) Porfírica (posiblemente vitrofírica)
- iv) Grano fino (< 1 mm cristales de olivino)
- v) Hipidiomórfica
- vi) Homogénea y masiva
- vii) Posee vesículas de entre 1 a 6 mm (10%)
- viii) Isótropa
- ix) Ultramáfico
- x) Basalto de Olivino
- xi) Observaciones: posee magnetismo

b) Descripción microscópica

- i) Mineralogía:
 - (1) Fenocristales: 25%. Tamaño: 0,17 a 2,8 mm
 - (a) Plagioclasa 11 %
 - (i) Tamaño: 0,3 a 1,3 mm
 - (ii) Estructuralidad: Euestructural
 - (iii) Integridad: Alta

- (iv) Observaciones: las plagioclasas de mayor tamaño presentan zonación.
- (b) Clinopiroxeno 8%
 - (i) Tamaño: 0,4 a 2,8 mm
 - (ii) Estructuralidad: Subestructural
 - (iii) Integridad: media a baja
 - (iv) Observaciones: Se observan clinopiroxenos glomeroporfíricos y otros con evidencias de reabsorción. Otros en contacto con olivino.
- (c) Olivino 6%
 - (i) Tamaño: 0,17 a 1,25 mm
 - (ii) Estructuralidad: Subestructural
 - (iii) Integridad: media
 - (iv) Observaciones: Se observan olivinos glomeroporfíricos acompañando a clinopiroxenos. Los bordes se encuentran alterados a iddingsita. Un olivino de tamaño 1 mm posee integridad baja con un cristal de plagioclasa en su interior.
- (2) Masa fundamental: 65%. Tamaño: ~0,15 mm
 - (a) Microlitos: 58%
 - (i) Plagioclasa: 34%
 - (ii) Piroxeno: 19%
 - (iii) Minerales opacos: 5%
 - (b) Vidrio: 7%
- (3) Vesículas: 10%. Tamaño entre 0,3 a 6 mm. Con formas irregulares, alargadas y otras más ovaladas-circulares.
- ii) Texturas:
 - (1) Intergranular
 - (2) Subofítica en la masa fundamental
 - (3) Intersertal: vidrio entre las plagioclasas y minerales opacos de la masa fundamental.
 - (4) Glomeroporfírica
 - (5) Poikilítica: olivino con una plagioclasa al interior
- iii) Porcentaje de minerales
 - (1) Plg: 45%, cpx: 27%, ol: 6%, opacos: 5%, vidrio: 7% y vesículas: 10%.
- iv) Basalto intergranular subofítico de clinopiroxeno
- v) Observaciones: Las plagioclasas más grandes presentan zonación, el olivino se encuentra alterado en sus bordes a iddingsita, se observan clinopiroxenos (2,8 mm) y olivinos (1,25 mm) de gran tamaño glomeroporfíricos.

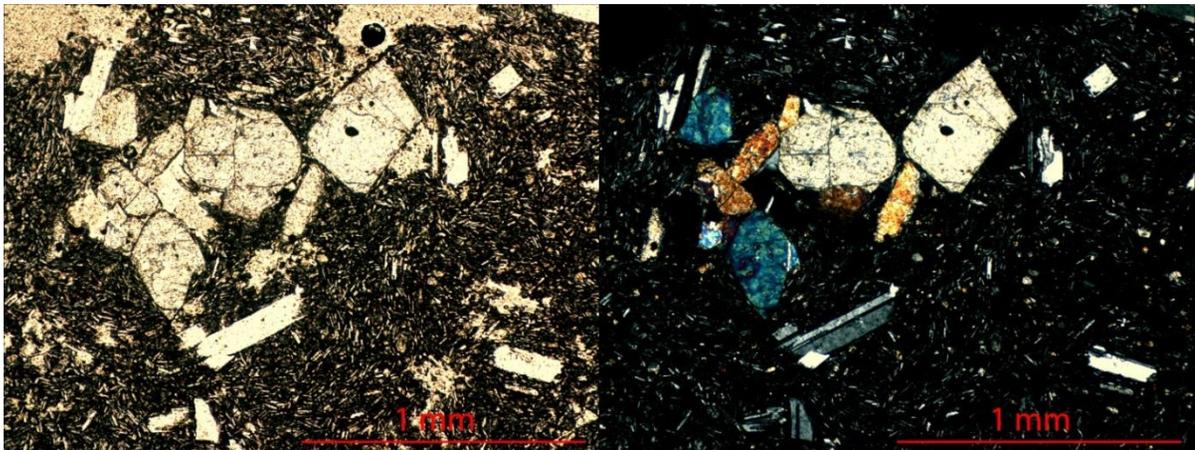


Fig. 0.2: Microfotografía (PPL y XPL) de sección transparente representativa de la muestra RM-200814-005. Se observan fenocristales de olivinos, clinopiroxenos en compañía de cristales de plagioclasa.

6) RM-200814-006

a) Descripción macroscópica

- i) Textura piroclástica
- ii) Piroclastos (descripción de escorias)

- (1) Cristales de olivino (<1%) de tamaño 0,1 mm
- iii) Matriz
 - (1) Tamaño <0,1 mm, principalmente vidrio.
- iv) Toba vítrea de tamaño ceniza
- v) Observaciones: la muestra descrita corresponde a un nivel de escorias en un depósito volcánico. Las escorias tienen un tamaño entre 0,5 y 2,5 cm, la muestra posee una selección moderada. Las escorias son subangulosas a angulosas y de esfericidad media a baja.

7) RM-200814-007

a) Descripción macroscópica

Corresponde a escorias y juveniles de mayor tamaño comparado con la muestra 006. Éstas escorias tienen un tamaño ~2-3 cm.

8) RM-200814-008

a) Descripción macroscópica

- i) Textura piroclástica
- ii) Piroclastos
 - (1) Posee cristales negros de ~0,2 mm, posiblemente anfíbolos y/o biotitas 5%. Se observa cuarzo de tamaño ~0,1 mm (3%)
- iii) Matriz
 - (1) Muy fino, no se observa. Posiblemente juveniles tamaño ceniza fina.
- iv) Observaciones: la muestra descrita corresponde a un nivel de lapilli de color pardo rojizo, en un depósito volcánico, de tamaño entre 1 a 3 cm. Los piroclastos son mal seleccionados, subangulosos y de esfericidad media. En el afloramiento poseen una gradación inversa y poseen abundantes vesículas (25% en volumen).

9) RM-200814-009

a) Descripción macroscópica

- i) Textura piroclástica
- ii) Piroclastos
 - (1) Muy fino, no se observa
- iii) Matriz
 - (1) Muy fino, no se observa
- iv) Observaciones: la muestra descrita corresponde a un nivel de escorias en un depósito volcánico de tamaño entre 0,2 a 1 mm de color negro. Esta muestra corresponde al lado este del afloramiento, el cual posee una potencia de 50-100 cm (espesor variable) y se acuña más al norte.

10) RM-200814-010

a) Descripción macroscópica

Nivel de suelo arcilloso de color café claro-beige.

11) RM-200814-011

a) Descripción macroscópica

Muestra de suelo entre los depósitos de lapilli. Un análisis minucioso en gabinete llevó a encontrar fragmentos de carbón de tamaño milimétrico (2-5 mm) los cuales fueron enviados a datación dando una edad de 1220±30 yBP.

12) RM-200814-012

a) Descripción macroscópica

- i) Textura piroclástica
- ii) Piroclastos
 - (1) Posee cristales negros de ~0,2 mm, posiblemente anfíbolos y/o biotitas 7%. Se observa cuarzo de tamaño ~0,1 mm (3%)
- iii) Matriz
 - (1) Muy fino, no se observa. Posiblemente juveniles tamaño ceniza fina.

- iv) Observaciones: la muestra descrita corresponde a un nivel de color pardo rojizo, en un depósito volcánico, de tamaño entre 6 a 20 mm. Los lapilli poseen moderada a mala selección, son subangulosos, de esfericidad media y poseen abundantes vesículas (25% en volumen).

13) RM-200814-013

a) Descripción macroscópica

- i) Hipocristalina
- ii) Inequigranular
- iii) Porfírica (posiblemente vitrofírica)
- iv) Grano fino (cristales de olivino de aproximadamente 1 mm)
- v) Hipidiomórfica
- vi) Homogénea y masiva
- vii) Posee vesículas de entre 1 a 2,5 mm (13%)
- viii) Isótropa
- ix) Ultramáfico
- x) Basalto de Olivino
- xi) Observaciones: posee magnetismo

b) Descripción microscópica

- i) Mineralogía:
 - (1) Fenocristales: 27%. Tamaño: 0,07 a 2,5 mm
 - (a) Plagioclasa 12 %
 - (i) Tamaño: 0,2 a 1,3 mm
 - (ii) Estructuralidad: Euestructural
 - (iii) Integridad: Alta
 - (iv) Observaciones: las plagioclasas que tienen forma más cuadrada presentan zonación. Se observan plagioclasas con forma tabular y forma cuadrada.
 - (b) Clinopiroxeno 9%
 - (i) Tamaño: 0,2 a 2,5 mm
 - (ii) Estructuralidad: Subestructural a Anestructural
 - (iii) Integridad: media a baja
 - (iv) Observaciones: Se observan clinopiroxenos glomeroporfíricos maclados y otros con evidencias de reabsorción. Los clinopiroxenos glomeroporfíricos se encuentran en contacto con Plagioclasa en algunos sectores, y en otros con olivino. Además, hay un clinopiroxeno de gran tamaño (~2,4 mm) con cristales de ortopiroxeno en su interior.
 - (c) Olivino 5%
 - (i) Tamaño: 0,07 a 1,1 mm
 - (ii) Estructuralidad: Anestructural
 - (iii) Integridad: media a baja
 - (iv) Observaciones: los cristales de olivino se encuentran levemente alterados en sus bordes a iddingsita. Se observa un cristal de olivino de 0,1 mm al interior de un clinopiroxeno. Los olivinos que poseen una integridad más baja se encuentran rellenos por vidrio. Los olivinos tienen texturas de reabsorción.
 - (d) Ortopiroxeno 1%
 - (i) Tamaño: 0,2 a 1 mm
 - (ii) Estructuralidad: Subestructural
 - (iii) Integridad: alta a media
 - (2) Masa fundamental: 60%. Tamaño: 0,03 a 0,06 mm
 - (a) Microlitos: 55%
 - (i) Plagioclasa: 38%
 - (ii) Piroxeno: 10%
 - (iii) Minerales opacos: 7%
 - (iv) Olivino: <1%
 - (b) Vidrio: 5%
 - (3) Vesículas: 13%. Tamaño: 1 a 2,5 mm con formas irregulares, alargadas y ovaladas.
- ii) Texturas:
 - (1) Intergranular
 - (2) Glomeroporfírica

- (3) Intersertal: vidrio entre las plagioclasas y minerales opacos de la masa fundamental.
- (4) Subofítica en la masa fundamental.
- (5) Poikilítica: clinopiroxeno de gran tamaño (~2,4 mm) con cristales de ortopiroxeno en su interior.
- iii) Porcentaje de Minerales
(1) Plg: 50%, cpx: 19%, ol: 5%, opx: 1%, opacos: 7%, vidrio: 5% y vesículas: 13%.
- iv) Basalto intergranular glomeroporfírico de clinopiroxeno.
- v) Observaciones: Las plagioclasas poseen formas tabulares y más cuadradas, las últimas presentan zonación. Y en algunos sectores se observan glomeroporfíricas. Los olivinos y algunos clinopiroxenos presentan evidencias de reabsorción. Se observa ortopiroxeno al interior de cristales reabsorbidos de clinopiroxeno. La masa fundamental no presenta orientación de minerales y existe vidrio que rellena el contorno de las plagioclasas.

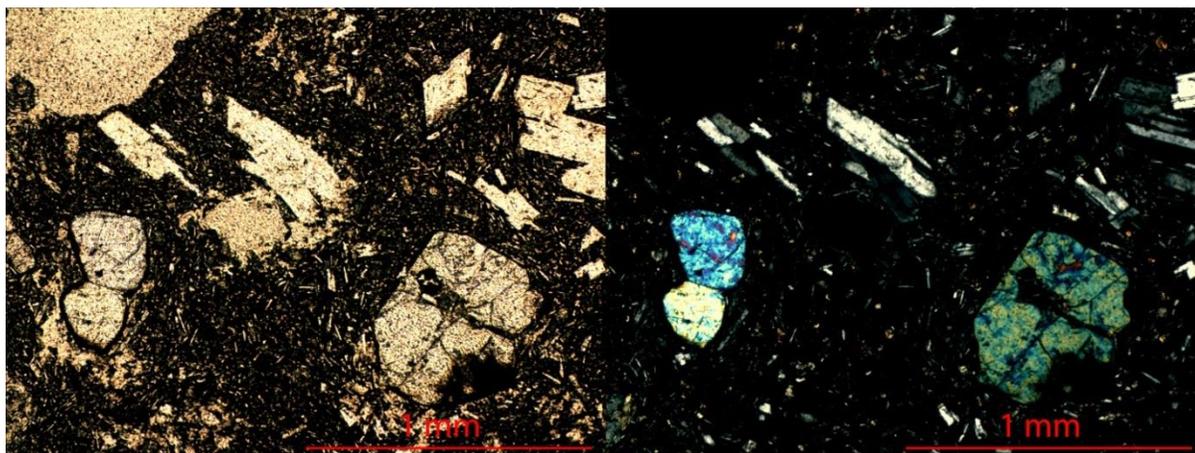


Fig. 0.3: Microfotografía (PPL y XPL) de sección transparente representativa de la muestra RM-200814-013. Se observan fenocristales de olivino y plagioclasa. El olivino se encuentra alterado a óxido de Fe en sus bordes y los cristales de mayor tamaño, con evidencias de reabsorción.

14) RM-210814-001

a) Descripción macroscópica

- i) Hipocristalina
- ii) Inequigranular
- iii) Porfírica (posiblemente vitrofírica). Aunque a simple vista se ve muy afanítica
- iv) Grano fino (cristales de olivino de aproximadamente 0,1-0,2 mm)
- v) Hipidiomórfica
- vi) Homogénea y masiva
- vii) Posee vesículas de tamaño menor a 2 mm (3%)
- viii) Isótropa
- ix) Ultramáfico
- x) Basalto de Olivino
- xi) Observaciones: posee magnetismo. En el afloramiento en la lava basáltica no se observan vesículas. Se ve fragmentada.

b) Descripción microscópica

- i) Mineralogía:
 - (1) Fenocristales: 35%. Tamaño: 0,2 a 2,1 mm
 - (a) Plagioclasa 17 %
 - (i) Tamaño: 0,2 a 1,3 mm
 - (ii) Estructuralidad: Euestructural
 - (iii) Integridad: Alta
 - (iv) Observaciones: Las plagioclasas son los fenocristales más pequeños. Su forma es tabular con apariencia acicular y no se observa zonación en ellas.
 - (b) Olivino 10%
 - (i) Tamaño: 0,5 a 1,5 mm

- (ii) Estructuralidad: Subestructural
- (iii) Integridad: media a baja
- (iv) Observaciones: Los olivinos se encuentran fracturados, algunos con evidentes signos de reabsorción. También se observan minerales opacos (~0,05 mm) en el interior de los cristales de olivino.
- (c) Ortopiroxeno 5%
 - (i) Tamaño: 0,4 a 0,6 mm
 - (ii) Estructuralidad: Anestructural
 - (iii) Integridad: media
 - (iv) Observaciones: Se observan cristales de ortopiroxeno con bajo color de interferencia y extinción recta. En los clivajes se observa alteración a óxido de hierro, sin embargo esta alteración es más fuerte en los bordes de los cristales.
- (d) Clinopiroxeno 3%
 - (i) Tamaño: 0,5 a 0,8 mm
 - (ii) Estructuralidad: Anestructural
 - (iii) Integridad: alta a media
- (2) Masa fundamental: 62%. Tamaño: 0,03 a 0,2 mm
 - (a) Microlitos: 60%
 - (i) Plagioclasa: 32%
 - (ii) Piroxeno: 10%
 - (iii) Minerales opacos: 18%
 - (b) Vidrio: 2%
 - (i) Observaciones: la cantidad de vidrio entre los microlitos es muy baja, ~2%. Los minerales opacos poseen un tamaño aproximado de 0,03 a 0,05 mm y su forma es circular a cuadrada.
- (3) Vesículas: 3%. Tamaño: 0,4 a 2 mm con formas irregulares y alargadas.
- ii) Texturas:
 - (1) Intergranular
 - (2) Glomeroporfírico
 - (3) Subofítica en la masa fundamental.
 - (4) Intersertal
- iii) Porcentaje de minerales:
 - (1) Plg: 49%, cpx: 13%, ol: 10%, opx: 5%, opacos: 18%, vidrio: 2% y vesículas: 3%.
- iv) Observaciones: Las plagioclasas, en algunos sectores se encuentran levemente orientadas. La forma de estas es más bien tabular-acicular y conforman pequeños fenocristales en comparación a los olivinos y piroxenos. Comparada con las otras muestras, esta roca posee una baja cantidad de vesículas. Algunos clinopiroxenos se encuentran en contactos unos con otros. Los olivinos se encuentran alterados, en sus fracturas y bordes, a iddingsita. Se observan algunos olivinos subhedrales, sin embargo, otros se ven bastante reabsorbidos y fracturados (los de mayor tamaño).
- v) Basalto intergranular glomeroporfírico de olivino.

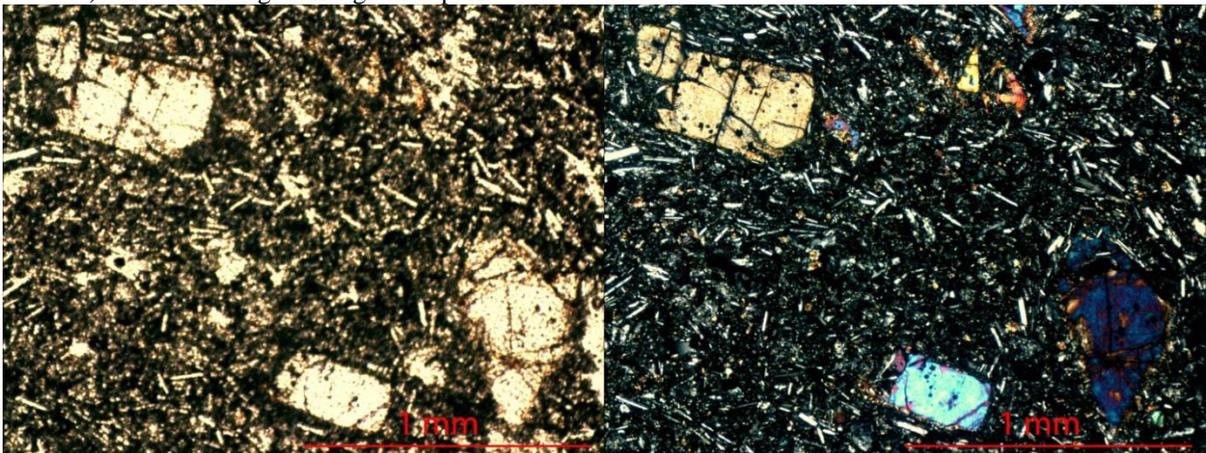


Fig. 0.4: Microfotografía (PPL y XPL) de sección transparente representativa de la muestra RM-210814-001. Se observan fenocristales, de olivino y clinopiroxeno, donde los de mayor y menor tamaño, se encuentran reabsorbidos. Los olivinos se encuentran alterados, en bordes y fracturas, a iddingsita.

15) RM-210814-002

a) Descripción macroscópica

- i) Hipocristalina
- ii) Inequigranular
- iii) Porfírica (posiblemente vitrofírica)
- iv) Grano fino (cristales de olivino de aproximadamente <1,2 mm)
- v) Hipidiomórfica
- vi) Homogénea y masiva
- vii) Posee vesículas de entre 1 a 7 mm (15%)
- viii) Isótropa
- ix) Ultramáfico
- x) Basalto de Olivino
- xi) Observaciones: posee magnetismo

b) Descripción microscópica

- i) Mineralogía:
 - (1) Fenocristales: 25%. Tamaño: 0,2 a 4 mm
 - (a) Plagioclasa 8%
 - (i) Tamaño: 0,2 a 1,4 mm
 - (ii) Estructuralidad: Euestructural
 - (iii) Integridad: Alta
 - (iv) Observaciones: Se observan plagioclasas macladas tabulares y de forma más cuadrada, en ambas se observa zonación.
 - (b) Clinopiroxeno 7%
 - (i) Tamaño: 0,5 a 3 mm
 - (ii) Estructuralidad: Subestructural
 - (iii) Integridad: media
 - (iv) Observaciones: Se observan clinopiroxenos glomeroporfíricos de gran tamaño, dicho grupo de minerales en conjunto alcanza un diámetro de 5,5 mm (se nota en este grupo un ortopiroxeno). Poseen colores de interferencia variables desde el 1° al 2° orden, extinción oblicua y otros, maclados. La mayoría de ellos presenta evidencias de reabsorción.
 - (c) Olivino 5%
 - (i) Tamaño: 0,5 a 2 mm
 - (ii) Estructuralidad: Subestructural
 - (iii) Integridad: media
 - (iv) Observaciones: Presentan evidencias de reabsorción. Se observa alteración en fracturas y bordes y todavía quedan remanentes de su forma característica pseudo hexagonal.
 - (d) Ortopiroxeno 5%
 - (i) Tamaño: 0,4 a 4 mm
 - (ii) Estructuralidad: Subestructural
 - (iii) Integridad: media a alta
 - (iv) Observaciones: Se observan cristales de ortopiroxeno con bajo color de interferencia y extinción recta. Muchos de ellos presentan forma octogonal, sin embargo, esta está truncada por la reabsorción.
 - (2) Masa fundamental: 60%. Tamaño: 0,05 a 0,1 mm
 - (a) Microlitos: 45%
 - (i) Plagioclasa: 16%
 - (ii) Minerales opacos: 15%
 - (iii) Piroxeno: 14%
 - (b) Vidrio: 15%
 - (i) Observaciones: la cantidad de vidrio entre los microlitos es muy baja, ~2%. Los minerales opacos poseen un tamaño aproximado de 0,03 a 0,05 mm y su forma es circular a cuadrada.
 - (3) Vesículas: 15%. Tamaño: 0,4 a 7 mm con formas irregulares y alargadas.
- ii) Texturas:
 - (1) Intersertal
 - (2) Intergranular

- (3) Subofítica en la masa fundamental.
- (4) Glomeroporfírica
- iii) Porcentaje de minerales:
 - (1) Plg: 24%, cpx: 21%, ol: 5%, opx: 5%, opacos: 15%, vidrio: 15% y vesículas: 15%.
- iv) Basalto intersertal intergranular de clinopiroxeno.

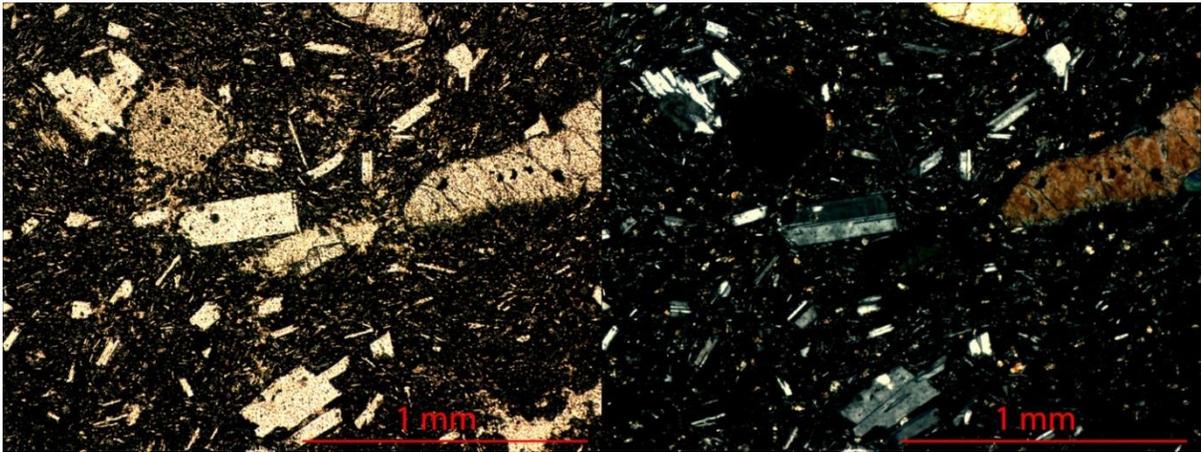


Fig. 0.5: Microfotografía (PPL y XPL) de sección transparente representativa de la muestra RM-210814-002. Se observan plagioclasas de forma tabular con zonación y clinopiroxenos levemente reabsorbidos, junto a fenocristales más pequeños de plagioclasa.

16) RM-210814-003

a) Descripción macroscópica

- i) Hipocristalina
- ii) Inequigranular
- iii) Porfírica (posiblemente vitrofírica).
- iv) Grano fino (cristales de olivino de aproximadamente 0,1-0,3 mm y cristales rojos de tamaño aproximado 1 mm)
- v) Hipidiomórfica
- vi) Homogénea y masiva
- vii) No se observan vesículas
- viii) Isótropa
- ix) Ultramáfico
- x) Basalto de Olivino
- xi) Observaciones: posee moderado magnetismo. En el afloramiento la lava basáltica se encuentra bajo un depósito de flujo piroclástico. La lava es de color pardo rojizo. Los fenocristales de olivino se encuentran en cúmulos de tamaño aprox. 0,5 mm. En terreno se pensó que solo la cáscara era roja, sin embargo al partir la muestra se nota que el interior también es pardo-rojizo.

b) Descripción microscópica

- i) Mineralogía:
 - (1) Fenocristales: 20%. Tamaño: 0,2 a 2,7 mm
 - (a) Clinopiroxeno 8%
 - (i) Tamaño: 0,5 a 2,7 mm
 - (ii) Estructuralidad: Subestructural a Anestructural
 - (iii) Integridad: media a alta.
 - (iv) Observaciones: Existen dos grupos de clinopiroxenos: uno con sus bordes alterados a óxidos de Fe (hematita?) (6%) y otros sin alteración (3%). Se observan clinopiroxenos glomeroporfíricos de gran tamaño, dicho grupo de minerales en conjunto alcanza un diámetro de 3,1 mm (cpx sin alteración). La mayoría de ellos presenta evidencias de reabsorción, los que presentan alteración. En cambio los sin alteración poseen una integridad alta.
 - (b) Plagioclasa 6%
 - (i) Tamaño: 0,2 a 1 mm

- (ii) Estructuralidad: Euestructural a subestructural
- (iii) Integridad: Alta
- (iv) Observaciones: Las plagioclasa se observan tabulares y macladas, unas con macla periclina y otras, con zonación.
- (c) Olivino 5%
 - (i) Tamaño: 0,5 a 1,3 mm
 - (ii) Estructuralidad: Subestructural a Anestructural.
 - (iii) Integridad: media a baja
 - (iv) Observaciones: Presentan evidencias de reabsorción. Se observa alteración en fracturas y bordes y todavía quedan remanentes de su forma característica pseudo hexagonal. Los bordes se encuentran alterados a óxidos de Fe y se encuentran englobando a pequeños cristales de piroxeno y plagioclasa.
- (d) Ortopiroxeno 1%
 - (i) Tamaño: 1 a 2 mm
 - (ii) Estructuralidad: Anestructural
 - (iii) Integridad: baja
 - (iv) Observaciones: Presentan evidencias de reabsorción. Se encuentran alterados en sus bordes a óxidos de Fe (hematita?).
- (e) Observaciones: los fenocristales que se encuentran alterados en sus bordes a óxidos de Fe presentan Microlitos de plagioclasa orientados en sus contornos. Sin embargo, al pasar a la masa fundamental, la fábrica comienza a ser isótropa.
- (2) Masa fundamental: 80%. Tamaño: 0,03 a 0,12 mm
 - (a) Microlitos: 79%
 - (i) Plagioclasa: 40%
 - (ii) Minerales opacos: 15%
 - (iii) Piroxeno: 24%
 - (b) Vidrio: 1%
 - (i) Observaciones: la cantidad de vidrio entre los microlitos es muy baja, <1% y cuando está, se encuentra alterada a óxidos de Fe. Los minerales opacos poseen un tamaño aproximado de 0,03 a 0,06 mm y su forma es circular a cuadrada.
- (3) Vesículas: 0%.
- ii) Texturas:
 - (1) Intergranular
 - (2) Subofítica en la masa fundamental.
 - (3) Glomeroporfírica
 - (4) Intrafasciculada: clinopiroxenos al interior de una plagioclasa con textura sieve.
 - (5) Pilotaxítica: plagioclasas orientadas en los contornos de los cristales alterados a óxidos de Fe y en menor medida, en cristales no alterados.
- iii) Porcentaje de minerales:
 - (1) Plg: 46%, cpx: 32%, ol: 5%, opx: 1%, opacos: 15%, vidrio: 1% y vesículas: 0%.
- iv) Basalto intergranular subofítico de clinopiroxeno.
- v) Observaciones: El color rojizo a la muestra se la da los clinopiroxenos y olivinos alterados en los bordes a óxidos de Fe, sobre todo en fenocristales. En la masa fundamental también se observa vidrio alterado a óxidos de Fe. No se observan vesículas en la muestra.

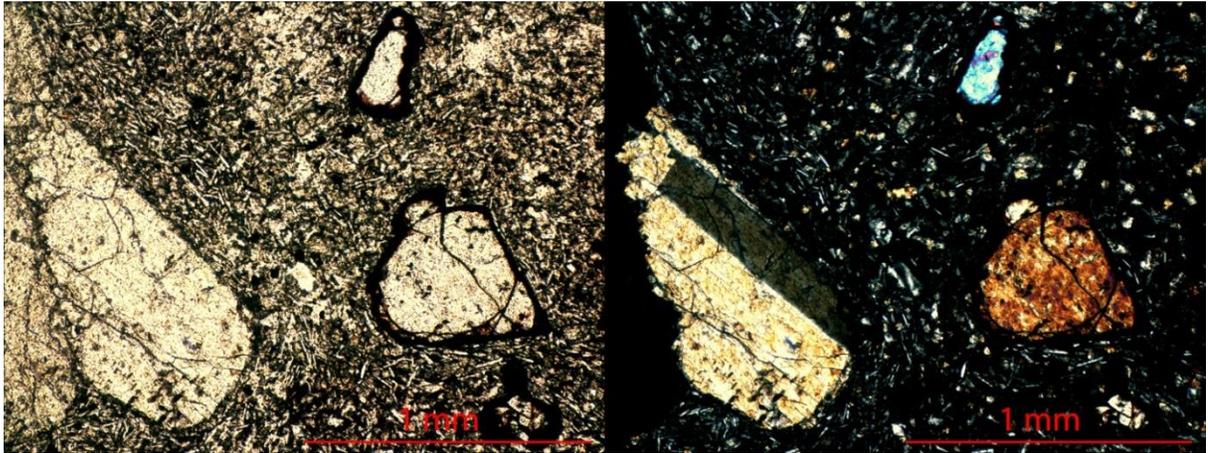


Fig. 0.6: Microfotografía (PPL y XPL) de sección transparente representativa de la muestra RM-210814-003. Se observan fenocristales de clinopiroxeno maclados sin borde de alteración y de menor tamaño, cristales con bordes de alteración a óxido de Fe. Junto a esto, se observan fenocristales de olivino reabsorbidos de menor tamaño y plagioclasas. Una característica que marca la diferencia en esta muestra es su color pardo rojizo y la nula presencia de vesículas.

17) RM-210814-004

a) Descripción macroscópica

- i) Hipocristalina
- ii) Inequigranular
- iii) Porfírica (posiblemente vitrofírica).
- iv) Grano fino (cristales de olivino de aproximadamente 0,1 mm)
- v) Hipidiomórfica
- vi) Homogénea y masiva
- vii) Posee vesículas de tamaño 0,4 a 3 mm (2%)
- viii) Isótropa
- ix) Ultramáfico
- x) Basalto de Olivino
- xi) Observaciones: posee magnetismo. La lava es negra, vesicular y posee fenocristales de olivino.

b) Descripción microscópica

- i) Mineralogía:
 - (1) Fenocristales: 25%. Tamaño: 0,3 a 1,9 mm
 - (a) Clinopiroxeno 8%
 - (i) Tamaño: 0,3 a 1,9 mm
 - (ii) Estructuralidad: Anestructural
 - (iii) Integridad: media
 - (iv) Observaciones: algunos clinopiroxenos se observan maclados y algunos con textura sieve (reabsorción).
 - (b) Olivino 7%
 - (i) Tamaño: 0,7 a 1,3 mm
 - (ii) Estructuralidad: Anestructural
 - (iii) Integridad: media
 - (iv) Observaciones: Los olivinos se encuentran fracturados y con alteración a iddingsita en sus fracturas y levemente en bordes. También se observan minerales opacos (~0,04 mm) en el interior de los cristales de olivino.
 - (c) Plagioclasa 6%
 - (i) Tamaño: 0,4 a 1,3 mm
 - (ii) Estructuralidad: Euestructural
 - (iii) Integridad: Alta

- (iv) Observaciones: Las plagioclasas se observan de forma tabular, se encuentran zonadas (solo algunas) y macladas. Unas pocas plagioclasas tienen textura sieve y rellenos sus oquedades rellenas con vidrio.
- (d) Ortopiroxeno 4%
 - (i) Tamaño: 0,4 a 0,6 mm
 - (ii) Estructuralidad: Anestructural
 - (iii) Integridad: media
 - (iv) Observaciones: Se observan cristales de ortopiroxeno con bajo color de interferencia y extinción recta.
- (2) Masa fundamental: 73%. Tamaño: 0,03 a 0,15 mm
 - (a) Microlitos: 62%
 - (i) Plagioclasa: 33%
 - (ii) Piroxeno: 23%
 - (iii) Minerales opacos: 6%
 - (b) Vidrio: 11%
 - (c) Observaciones: se observan un fragmento de otra roca, aparentemente piroclástica, de diámetro 0,6 mm y sin borde de desequilibrio con la masa fundamental. Además, se observan cristales de clinopiroxeno rodeando a vidrio.
- (3) Vesículas: 2%. Tamaño: 0,4 a 3 mm con formas irregulares y alargadas.
- ii) Texturas:
 - (1) Intergranular
 - (2) Glomeroporfírica: Clinopiroxenos acumulados en menor medida con olivino. También se observa, en menor medida, plagioclasas acumuladas.
 - (3) Seriada: Continuidad de tamaño en cristales de plagioclasa.
 - (4) Subofítica
 - (5) Intersertal
 - (6) Poikilítica: Cristales de olivino englobando a minerales opacos.
- iii) Porcentaje de minerales:
 - (1) Plg: 39%, cpx: 31%, ol: 7%, opx: 4%, opacos: 6%, vidrio: 11% y vesículas: 2%.
- iv) Observaciones: Existe una zona glomeroporfírica de 2,5 mm de largo que posee pequeños cristales de clinopiroxeno (~0,1 mm) con vidrio intercrecido (textura intersertal). En la masa fundamental existe plagioclasa con clinopiroxeno intercrecido junto a minerales opacos y vidrio. Las plagioclasa presentan una fábrica isótropa, la forma de estas es más bien tabular. Comparada con las otras muestras, esta roca posee una baja cantidad de vesículas. Algunos clinopiroxenos se encuentran en contactos unos con otros. Los olivinos se encuentran alterados, en sus fracturas y bordes, a iddingsita.
- v) Basalto intergranular glomeroporfírico de clinopiroxeno.

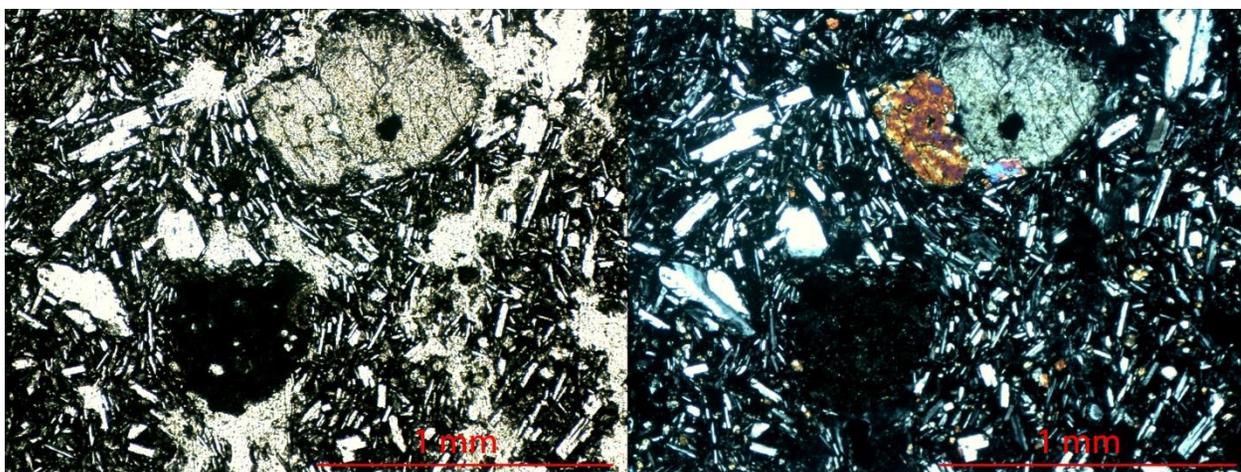


Fig. 0.7: Microfotografía (PPL y XPL) de sección transparente representativa de la muestra RM-210814-004. Se observa un fragmento de un pequeño piroclasto incluido como enclave, que no posee borde de reacción con la masa fundamental. Junto a lo anterior, se encuentran fenocristales de clinopiroxeno y olivino.

18) RM-210814-005

a) Descripción macroscópica

- i) Textura piroclástica
- ii) Piroclastos
 - (1) Muy fino, no se observa
- iii) Matriz
 - (1) Muy fino, no se observa. Aparentemente vítrea.
- iv) Observaciones: la muestra descrita corresponde a un nivel de escorias en un depósito volcánico de tamaño entre 6 a 15 mm de color negro a negro-rojizo. Las escorias presentan magnetismo. El depósito posee una selección moderada a buena, por lo que podría ser un depósito de caída.

19) RM-210814-006

a) Descripción macroscópica

- i) Hipocristalina
- ii) Inequigranular
- iii) Porfírica (posiblemente vitrofírica).
- iv) Grano fino (cristales de olivino de aproximadamente 0,6 a 1 mm)
- v) Hipidiomórfica
- vi) Homogénea y masiva
- vii) Posee vesículas de tamaño 1 a 3 mm (4%)
- viii) Isótropa
- ix) Ultramáfico
- x) Basalto de Olivino
- xi) Observaciones: posee magnetismo. La lava es negra, vesicular y posee fenocristales de olivino. Además de ser negra, en algunos sectores frescos de la muestra se observa un color pardo oscuro (5%)

b) Descripción microscópica

- i) Mineralogía:
 - (1) Fenocristales: 23%. Tamaño: 0,08 a 2 mm
 - (a) Plagioclasa 10%
 - (i) Tamaño: 0,45 a 1,2 mm
 - (ii) Estructuralidad: Euestructural
 - (iii) Integridad: Alta
 - (iv) Observaciones: Las plagioclasas se observan de forma tabular, se encuentran zonadas (solo algunas, las de mayor tamaño) y macladas. Unas plagioclasas son poikilíticas englobando pequeños cristales de olivino (~0,1 mm) y se encuentran en algunos casos, glomeroporfíricas.
 - (b) Clinopiroxeno 7%
 - (i) Tamaño: 0,5 a 1,3 mm
 - (ii) Estructuralidad: Anestructural
 - (iii) Integridad: media a baja
 - (iv) Observaciones: Hay grupos de clinopiroxenos glomeroporfíricos; otros poseen textura sieve y evidencias de reabsorción en sus bordes. Algunos poseen vidrio en su interior, mientras otros son poikilíticos englobando minerales opacos.
 - (c) Olivino 5%
 - (i) Tamaño: 0,08 a 0,6 mm
 - (ii) Estructuralidad: Subestructural
 - (iii) Integridad: media
 - (iv) Observaciones: Los olivinos se encuentran levemente fracturados y con alteración a iddingsita en sus fracturas y casi escaso en bordes.
 - (d) Ortopiroxeno 1%
 - (i) Tamaño: 0,4 a 2 mm
 - (ii) Estructuralidad: Subestructural a Anestructural
 - (iii) Integridad: media a baja
 - (iv) Observaciones: Se observan cristales de ortopiroxeno con bajo color de interferencia y extinción recta, uno en particular, es subhedral y de gran tamaño (~2 mm).
 - (2) Masa fundamental: 73%. Tamaño: 0,03 a 0,07 mm

- (a) Microlitos: 62%
 - (i) Plagioclasa: 39%
 - (ii) Piroxeno: 21%
 - (iii) Olivino: 1%
 - (iv) Minerales opacos: 1%
- (b) Observaciones: la masa fundamental está compuesta tanto como por clinopiroxeno y ortopiroxeno, aparentemente el clinopiroxeno se encuentra en mayor proporción en relación al ortopiroxeno.
- (c) Vidrio: 11%
- (3) Vesículas: 4%. Tamaño: 0,5 a 3 mm con formas irregulares y alargadas.
- ii) Texturas:
 - (1) Intergranular
 - (2) Subofítica
 - (3) Intersertal
 - (4) Glomeroporfírica: Clinopiroxenos acumulados en menor medida con ortopiroxeno. También se observa, plagioclasas acumuladas.
 - (5) Poikilítica: Cristales de plagioclasa englobando olivino muy pequeños. Cristales
 - (6) Sieve: en clinopiroxenos.
- iii) Porcentaje de minerales:
 - (1) Plg: 49%, cpx: 28%, ol: 6%, opx: 1%, opacos: 1%, vidrio: 11% y vesículas: 4%.
- iv) Observaciones: Existen cristales acumulados de clinopiroxeno con ortopiroxeno en menor medida de tamaño ~2,5 mm, algunos cristales de clinopiroxeno se encuentran reabsorbidos en su interior como en bordes. Los microlitos de plagioclasa, en la masa fundamental, se encuentran levemente orientados en algunos sectores, sin embargo, la tendencia no es muy clara. Los cristales de clinopiroxeno, además, se encuentran reabsorbidos, estando algunos con vidrio en su interior y otros con minerales opacos.
- v) Basalto intergranular subofítico de clinopiroxeno.

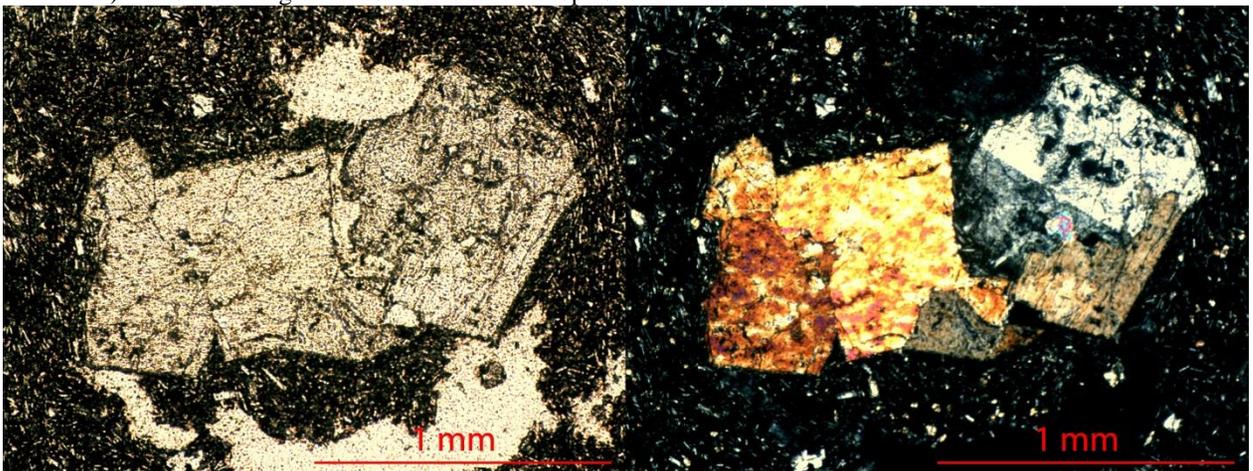


Fig. 0.8: Microfotografía (PPL y XPL) de sección transparente representativa de la muestra RM-210814-006. Se observan fenocristales glomeroporfíricos de clinopiroxeno, ortopiroxeno, plagioclasa y olivino. En la masa fundamental se observan vesículas de gran tamaño y microlitos de plagioclasa y piroxeno.

20) RM-210814-007

a) Descripción macroscópica

- i) Hipocristalina
- ii) Inequigranular
- iii) Porfírica (posiblemente vitrofírica).
- iv) Grano fino (cristales de olivino de aproximadamente 0,6 a 1 mm)
- v) Hipidiomórfica
- vi) Homogénea y masiva
- vii) Posee vesículas de tamaño 1 a 3 mm (10%)
- viii) Isótropa
- ix) Ultramáfico

- x) Basalto de Olivino
- xi) Observaciones: posee magnetismo. La lava es negra, vesicular (más que la muestra RM-210814-006) y posee fenocristales de olivino. La muestra es negra y posee sectores (15%) de color pardo rojizo, más abundante en comparación con la muestra anteriormente nombrada.

21. RM-210814-008

b) Descripción macroscópica

- i) Hipocristalina
- ii) Equigranular
- iii) Afanítica
- iv) Grano fino (se reconocen pocos cristales del orden de los 0,2 mm)
- v) Hipidiomórfica
- vi) Homogénea y masiva
- vii) No se observan vesículas
- viii) Isótropa
- ix) Ultramáfico
- x) Basalto de Olivino
- xi) Observaciones: posee magnetismo. La lava es negra, se observan algunos pocos fenocristales de tamaño 0,1 a 0,2 mm con una abundancia <1%.

ANEXO E: MEDIDAS MORFOLÓGICAS

Tabla 0.1: Medidas morfológicas estimadas con el software Global Mapper 15. En esta tabla solo se han incluido los conos de piroclastos que no tienen cráter de explosión en su base, salvo el centro Hcp1 que es un maar Wcr corresponde al diámetro del cráter, Hco a la altura, Wco al diámetro basal y el factor de elongación a la razón entre el diámetro mínimo y máximo.

Grupo		Pichilaguna				Cayutué							Cabeza de Vaca	
Nombre del CEM		Hcp1	Hcp2	Hcc2	Hcc6	Hcc7	Hcc8	Hcc9	Hcc10	Hcc11	Hcc12	Hcc13	Hccv1	Hccv2
Coordenadas UTM: WGS84	E	729.863	728.793	726.696	726.751	728.034	727.691	728.040	726.529	727.045	727.590	727.543	726.743	727.556
	N	5.437.553	5.436.375	5.431.025	5.429.443	5.429.355	5.428.917	5.428.764	5.428.707	5.428.501	5.428.062	5.427.548	5.422.985	5.422.007
Cráter interno	diámetro max (m)	1040	530	160	183	348	344	283	401	0	0	544	373	418
	diámetro min (m)	920	388	155	143	271	298	254	366	0	0	415	325	256
	Wcr (m)	980	459	157,5	163	309,5	321	268,5	383,5	0	0	479,5	349	337
	¿Cráter completo?	no	no se sabe	no	no	sí	sí	sí	sí	no tiene	no tiene	no	no	no
Cono de Piroclastos	Perímetro (km)	7,232	3,03	2,249	2,296	2,834	2,644	3,283	4,42	2,797	1,813	3,913	4,145	3,015
	Área (km²)	2,8040	0,7450	0,3515	0,3052	0,5220	0,3476	0,6760	1,1600	0,4206	0,2238	0,9280	1,0870	0,5870
	Volumen (m³)	205.780.312	43.975.485	35.177.940	23.090.182	101.616.359	53.524.180	98.604.034	297.472.473	92.066.283	25.126.284	212.225.422	279.641.852	65.490.602
	max eleva (m)	400	150	624	681	575	576	554	903	774	591	795	899	537
	min eleva (m)	192	52	444	474	261	373	242	470	397	342	320	466	313
	Hco	208	98	180	207	314	203	312	433	377	249	475	433	224
	diámetro max (m)	2000	977	816	719	909	840	1100	1422	948	687	1284	1426	1015
	diámetro min (m)	1412	907	500	570	821	504	813	1020	606	456	750	1033	864
	Wco (m) Fav	1889,49	973,94	668,99	623,37	815,25	665,27	927,74	1215,30	731,80	533,81	1087,00	1176,44	864,52
	Wco (m) Set	1706	942	658	644,5	865	672	956,5	1221	777	571,5	1017	1229,5	939,5
	H/WcoFav	0,1101	0,1006	0,2691	0,3321	0,3852	0,3051	0,3363	0,3563	0,5152	0,4665	0,4370	0,3681	0,2591
	H/WcoSet	0,1219	0,1040	0,2736	0,3212	0,3630	0,3021	0,3262	0,3546	0,4852	0,4357	0,4671	0,3522	0,2384
	Slope (°) max	49	23	43,38	33,94	42,03	37	44,14	41,88	38,46	46,78	49,23	43,54	24,65
	Slope (°) min	22	14	20	15	20	15	20	20	16,84	19,86	20	20	9
	Slope (°) prom	24,16	15	18,3	17,64	23,47	16,8	21,51	22,7	21,9	25,12	23,23	22,02	11,85
Nivel base (m)	192	52	445	476	262	374	252		399	345	340	470	313	
Elongación	no	no	no	no	no	no	no	no	no	no	E-W	no	no	
Factor de elongación	1,4164	1,0772	1,6320	1,2614	1,1072	1,6667	1,3530	1,3941	1,5644	1,5066	1,7120	1,3804	1,1748	
Volumen lava	Vol lava (m³)	no	no	no	no	48.268.309	no	41930266	no	no	no	no	180.858.556	346.210
	Nivel base (m)	no	no	no	no	227	no	232	no	no	no	no	445	355
Volumen total	Vol (m³)	205.780.312	43.975.485	35.177.940	23.090.182	149.884.668	53524180	140.534.300	297.472.473	92.066.283	25.126.284	283.536.844	460.500.408	223.602.057
	Vol (km³)	0,2058	0,0440	0,0352	0,0231	0,1499	0,0535	0,1405	0,2975	0,0921	0,0251	0,2835	0,4605	0,2236

Tabla 0.2: Medidas morfológicas estimadas con el software Global Mapper 15. En esta tabla se encuentran las medidas morfológicas correspondientes a los centros que están conformados por un cráter de explosión y un cono de piroclastos en su parte superior.

Grupo		Cayutué			
Nombre del CEM		Hcc1	Hcc3	Hcc4	Hcc5
Coordenadas UTM: WGS84	E	728.274	727.008	727.728	727.729
	N	5.431.700	5.431.216	5.431.057	5.429.996
Cráter interno	diámetro max (m)	303	273	128	415
	diámetro min (m)	270	252	115	398
	Wcr (m)	286,5	262,5	121,5	406,5
	¿Cráter completo?	sí	no	sí	sí
Cono Interno	Área (km ²)	0,66	0,352	0,0677	0,3849
	Volumen (m ³)	66.703.060	43.580.990	1.536.955	19.731.829
	max elevación (msnm)	505	548	433	490
	min elevación (msnm)	327	320	397	384
	Hco (m)	178	228	36	106
	dmax (m)	941,98	835	316	700
	dmin (m)	908,24	607	277	674
	Wco (m) Fav	916,69957	669,46271	293,5955	700,04993
	Wco (m) Set	925,11	721	296,5	687
	H/WcoFav	0,1942	0,3406	0,1226	0,1514
	H/Wco Set	0,1924	0,3162	0,1214	0,1543
	Slope (°) max	38,76	39,9	23,66	34,4
	Slope (°) min	17	17	8	14
	Slope (°) prom	19,37	19,29	10,06	15,25
	Nivel base (msnm)	327	320	397	400
	Elongación	no	no	no	no
Factor de elongación	1,0371	1,3756	1,1408	1,0386	
Cráter Externo	diámetro max (m)	985	1078	610	917
	diámetro min (m)	950	935	518	869
	Wcr (m)	967,5	1006,5	564	893
	¿Cráter completo?	no	no	no	no
Cono Externo	Área (km ²)	1,236	0,3691	0,684	0,792
	Volumen (m ³)	205.842.552	31.187.804	35.021.669	48.993.301
	max elevación (msnm)	481	453	395	384
	min elevación (msnm)	250	286	338	293
	Hco (m)	231	167	57	91
	dmax (m)	1656	1164	963	1071
	dmin (m)	1281	979	771	912
	Wco (m) Fav	1254,4816	685,5310	933,2180	1004,1941
	Wco (m) Set	1468,5	1071,5	867	991,5
	H/WcoFav	0,184	0,244	0,061	0,091
	H/Wco Set	0,157	0,156	0,066	0,092
	Slope (°) max	42,53	24,82	28,46	33,48
	Slope (°) min	17	10	10	11
	Slope (°) prom	19,46	12,49	12,11	13,63
	Nivel base (msnm)	196	285	338	293
	Elongación	no	no	no	no
Factor de elongación	1,2927	1,1890	1,2490	1,1743	
Volumen lava	Vol lava (m ³)	46.544.879	no	59.852.700	170.147.336
	Nivel base (m)	195	no	203	228
Volumen total	Vol (m ³)	319.090.491	89.274.698	96.411.324	238.872.466
	Vol (km ³)	0,3191	0,0893	0,0964	0,2389

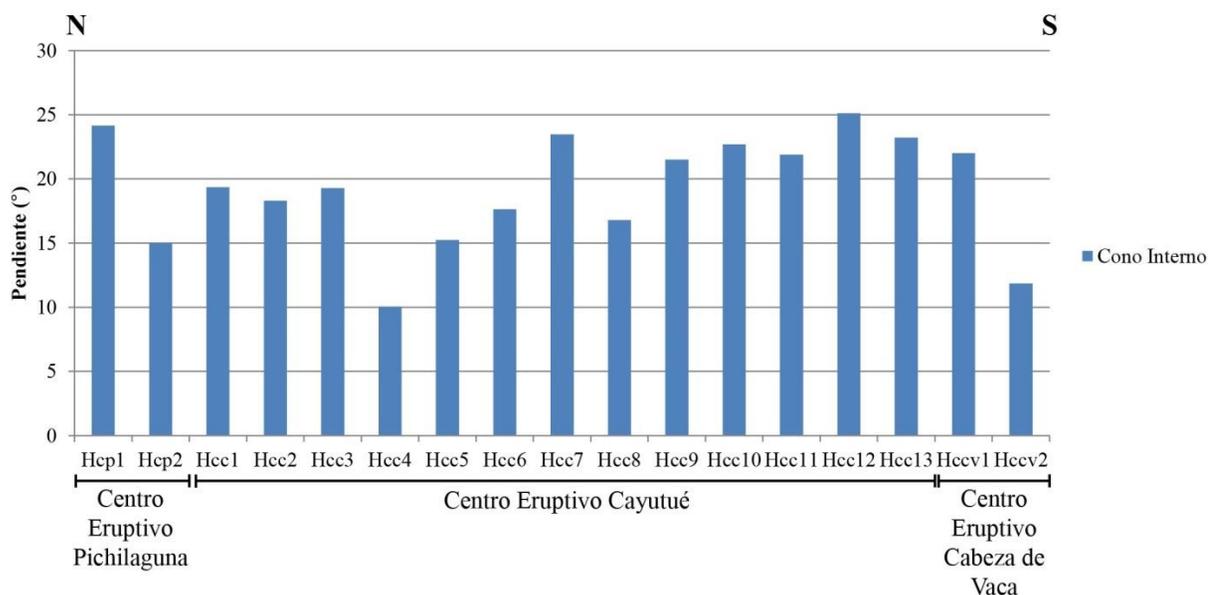


Fig. 0.1: Gráfico de la pendiente (°) de los centros eruptivos de este trabajo, ordenados de norte a sur. Las medidas fueron estimadas usando el software Global Mapper. Cabe destacar que como interno en este gráfico corresponde a solo los conos de piroclastos de la zona de estudio y no a los cráteres de explosión. Los rótulos del eje horizontal corresponden a la nomenclatura usada en los mapas de este capítulo.

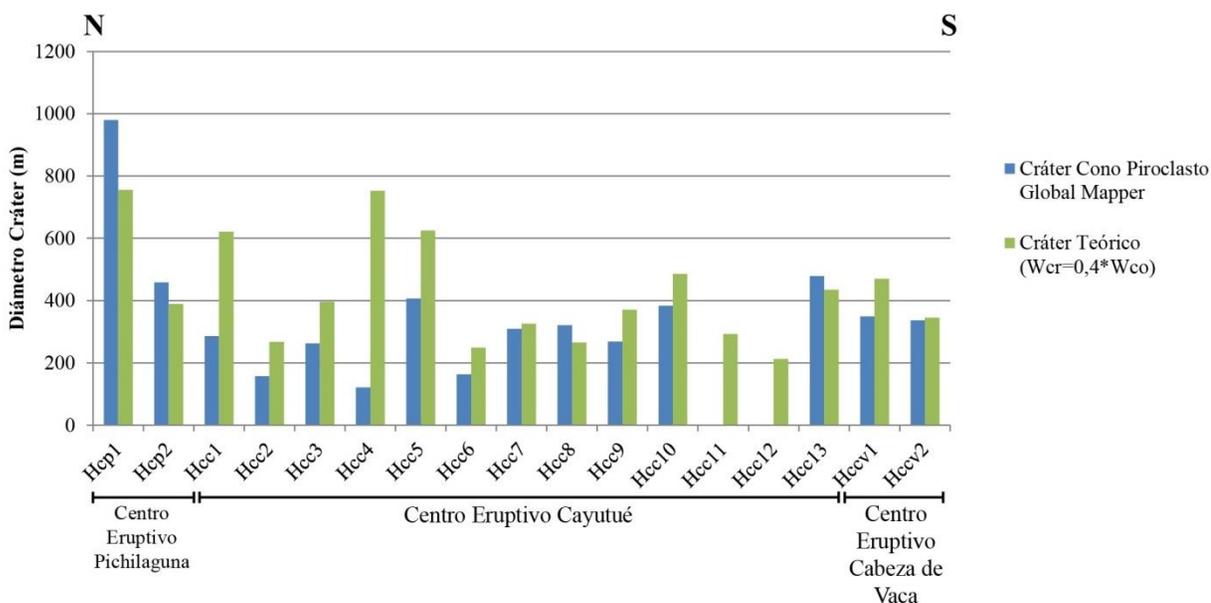


Fig. 0.2: Gráfico del diámetro de los cráteres de los centros eruptivos comparado con el valor teórico que debería tener en función de su diámetro basal ($W_{cr} = 0,4 * W_{co}$). Los rótulos del eje horizontal corresponden a la nomenclatura de los centros, ordenados de norte a sur, usada en los mapas de este capítulo.

Según Del Pozzo (1982) y Sigurdsson (1999), la relación altura/diámetro basal (H_{co}/W_{co}) y la pendiente de un cono de piroclastos, son reducidas sistemáticamente por la erosión con el tiempo. Lo anterior sugiere que, para los conos de piroclastos, los centros más antiguos serían: Hcp2, Hcc4 y Hcc5. Los de edad intermedia serían: Hcc1, Hcc2, Hcc6, Hcc8 y Hccv2 y los más nuevos: Hcc3, Hcc7, Hcc9, Hcc10, Hcc11, Hcc12, Hcc13 y Hccv1 (Fig. 3.31). Cabe que destacar que el centro Hcp2, al estar en la profundidad del lago Todos los Santos, su razón altura/diámetro basal se ve fuertemente afectada por el alto agente erosivo que ejerce el lago sobre este cono de piroclastos. Estas observaciones generales se correlacionan bien con las observaciones discutidas

más arriba. En efecto, el Centro Eruptivo Pichilaguna 2 (Hcp2) parece ser el más antiguo y su génesis estaría relacionada al incipiente llenado de la cuenca del lago Todos los Santos. Luego, posiblemente, con un nivel de llenado del lago, muy parecido al de hoy en día, se generó el Centro Eruptivo Pichilaguna 1 (Hcp1). Más tarde, cuando el nivel del lago Todos los Santos era mucho más alto que el nivel actual, se generaron los cráteres de explosión Hcc1, Hcc3, Hcc4 y Hcc5, en condiciones freatomagmáticas. Posterior a eso, una baja en el nivel de llenado privilegió el crecimiento de los conos de piroclastos, en condiciones secas, sobre dichos cráteres de explosión y el desarrollo de los centros Hcc6, Hcc8 y Hccv2. Finalmente, contemporáneo o casi de manera simultánea a los anteriores, se habrían desarrollado los centros Hcc10, Hcc11, Hcc12, Hcc13 y Hccv1. La mayor razón altura/diámetro para Cabeza de Vaca 1 y la edad de ^{14}C en los depósitos aledaños ubicados al NE del cráter, reafirman la idea propuesta.

ANEXO F: ASIMILACIÓN CORTICAL

En este anexo se mostrará de forma extendida el análisis de asimilación cortical realizado en este trabajo.

Como se mostró en el CAPÍTULO 2, bajo los centros eruptivos analizados en este estudio, se encuentra el llamado Batolito Norpatagónico (Carrasco *et al.*, 1991). El cual está compuesto, en la zona de estudio, por la Superunidad Puelo y la Superunidad Ralún. La primera, está formada por la Unidad Cochamó y la Unidad Cascajal, y la segunda, por la Unidad Lago Chapo, la Unidad Peulla, la Unidad Reloncaví y la Unidad Cayutué (Carrasco, 1995). Como no todos los centros se encuentran sobre las mismas unidades plutónicas, el análisis de la asimilación cortical se realiza por centro eruptivo y considerando las unidades plutónicas involucradas.

Bajo el Centro Eruptivo Pichilaguna, se encuentra la Unidad Reloncaví y la Unidad Cochamó, las cuales corresponden a tonalitas de hornblenda y biotita. De estas dos unidades, solo se tiene datos de algunos elementos trazas de la Unidad Reloncaví (Carrasco, 1995).

La Unidad Reloncaví (Carrasco, 1995) posee anomalía negativa de Nb, P, Ti e Yb mientras que las rocas pertenecientes al Centro Eruptivo Pichilaguna comparten las mismas anomalías. Además, todos los elementos incompatibles se encuentran empobrecidos en Pichilaguna en comparación con la Unidad Reloncaví, salvo el Yb que está enriquecido. Con lo anterior, sumado al hecho de que el patrón multielementos posea la misma forma, tanto para el basamento como para las rocas de Pichilaguna, y comparten las mismas anomalías (similar a lo propuesto para los basaltos del campo volcánico de *Auckland*, Nueva Zelanda; McGee *et al.*, 2013), sugiere que las rocas pertenecientes a la Unidad Reloncaví podrían haber sido asimiladas por el magma en ascenso que dio origen a las rocas del Centro Eruptivo Pichilaguna. Sin embargo, al realizar un modelo de mezcla simple de TiO_2 versus MgO (el TiO_2 fue elegido por la similar forma del Ti en el patrón multielementos) para corroborar lo anterior, entre el basamento y la muestra más primitiva del Centro Eruptivo Pichilaguna, se puede observar que las muestras no se encuentran alineadas con el modelo de mezcla, lo que significa, que no se puede generar la química de las rocas más diferenciadas de Pichilaguna asimilando dicho basamento. Esto sugiere que la asimilación cortical, de haber existido, no tendría un control sobre la química de las rocas más diferenciadas del Centro Eruptivo Pichilaguna.

Cabe destacar que este modelo presenta algunas limitaciones, debido al gran tamaño de la Unidad Reloncaví, y su probable composición heterogénea, esto plantea que quizás la química de la muestra seleccionada no es del todo representativa del basamento bajo el Centro Eruptivo Pichilaguna. Sin embargo, este modelo de mezcla, en el caso de que la muestra sea realmente representativa, es una muy buena aproximación semicuantitativa para descartar el efecto de la asimilación cortical.

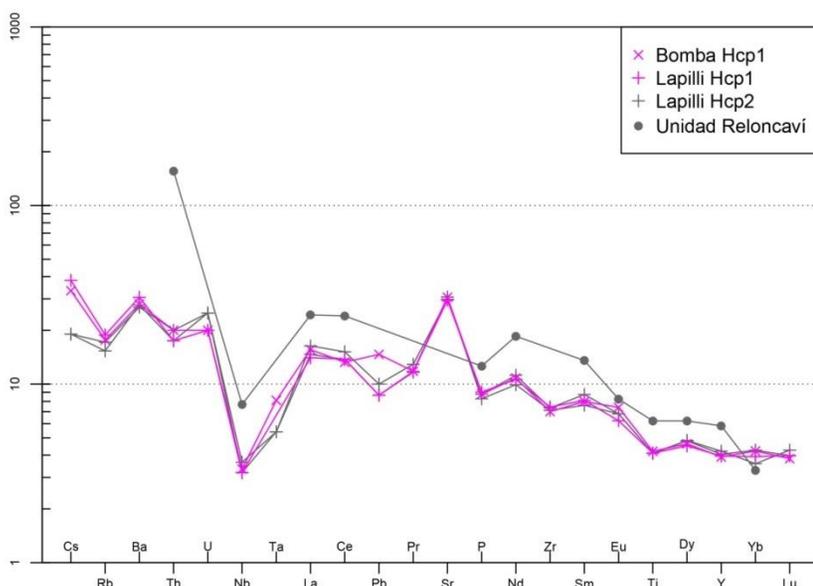


Fig. 0.1: Patrón multielementos normalizado al manto primitivo (McDonough y Sun, 1995) para las muestras pertenecientes al Centro Eruptivo Pichilaguna y el basamento bajo éste, Unidad Reloncavi.

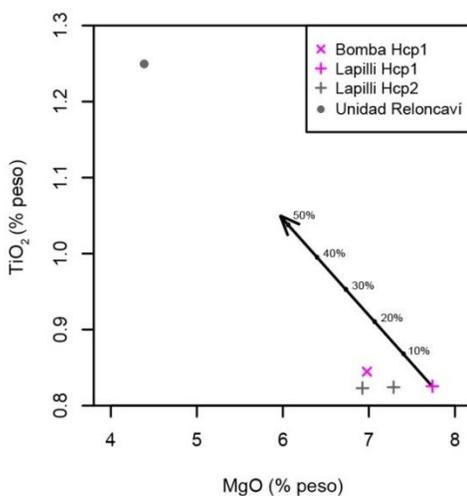


Fig. 0.2: Diagrama de variación de TiO_2 versus MgO para las rocas volcánicas del Centro Eruptivo Pichilaguna y el basamento bajo éstas (Unidad Reloncavi). En este diagrama se incluye la línea de mezcla entre la muestra más primitiva de Pichilaguna y la Unidad Reloncavi. Los porcentajes representan la química que se generaría si dicha cantidad de basamento fuera asimilado. El TiO_2 es elegido entre los elementos mayores, para el balance de masa, por tener el Ti una similar forma en el patrón multielementos, tanto para el basamento como para las rocas de Pichilaguna.

Con respecto al Centro Eruptivo Cayutué, el basamento que se encuentra bajo éste, es la Unidad Cayutué, la cual corresponde a dioritas cuarcíferas de hornblenda y biotita (Carrasco, 1995).

Las muestras pertenecientes al Centro Eruptivo Cayutué se encuentran, en general, más empobrecidas en elementos LIL que la Unidad Cayutué; y más enriquecidas en tierras raras (REE) que dicha unidad. Ésta posee anomalía negativa de Nb, Dy e Yb, y positiva de Th, K, P, Ti e Y; las rocas pertenecientes al Centro Eruptivo Cayutué poseen anomalía negativa de Rb, Th, Nb, Ta, Pb, P, Zr y Ti, y positiva de Cs, Ba, U, Sr y Nd. De lo anterior, dado que el Centro Eruptivo Cayutué y la Unidad Cayutué no comparten las mismas anomalías y el patrón de

multielementos es muy distinto el uno del otro, sugiere que las rocas pertenecientes a la Unidad Cayutué no habrían sido asimiladas por el magma en ascenso que dio origen a las rocas de dicho centro eruptivo.

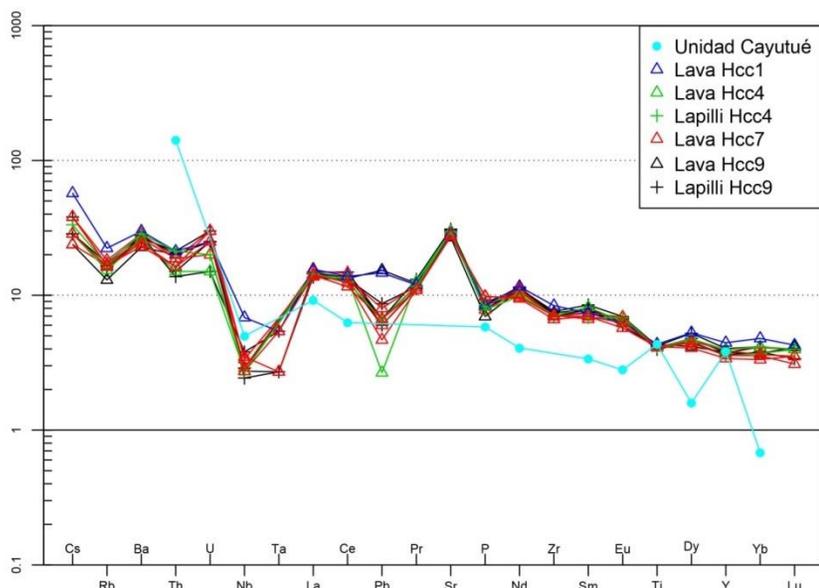


Fig. 0.3: Patrón multielementos normalizado al manto primitivo (McDonough y Sun, 1995) para las muestras pertenecientes al Centro Eruptivo Cayutué y el basamento bajo éstas, la Unidad Cayutué.

Bajo el Centro Eruptivo Cabeza de Vaca, se encuentran la Unidad Cascajal y la Unidad Cayutué, las cuales corresponden, a tonalitas de anfíbola, biotita y piroxeno, y a dioritas cuarcíferas de hornblenda y biotita, respectivamente.

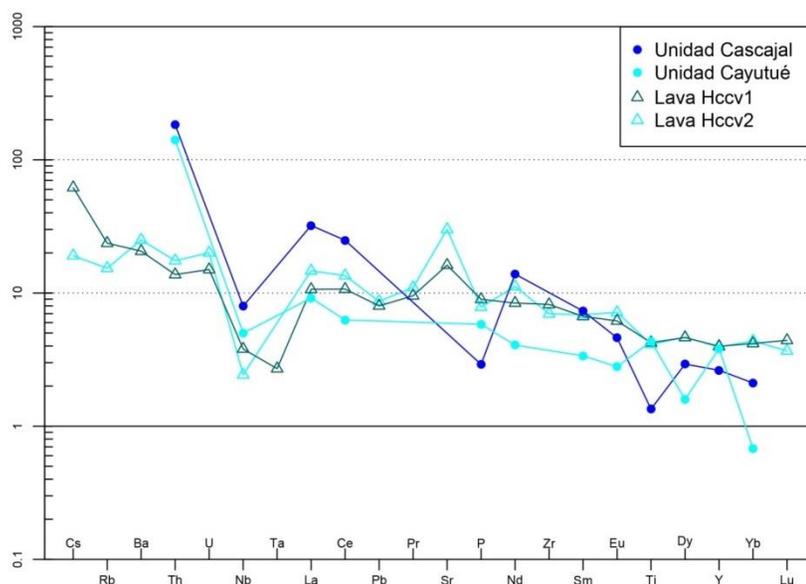


Fig. 0.4: Patrón multielementos normalizado al manto primitivo (McDonough y Sun, 1995) para las muestras pertenecientes al Centro Eruptivo Cabeza de Vaca y el basamento bajo éste, Unidad Cascajal y Unidad Cayutué.

Las muestras pertenecientes al Centro Eruptivo Cabeza de Vaca se encuentran más empobrecidas en elementos LIL, más empobrecidas en tierras raras livianas (LREE) y más enriquecidas en tierras raras medias (MREE) y tierras raras pesadas (HREE) que la Unidad Cayutué y Cascajal

(Carrasco, 1995). La Unidad Cascajal posee anomalía negativa de Nb, P y Ti, y positiva, de Th, K y Nd; mientras que la Unidad Cayutué posee anomalía negativa de Nb, Dy e Yb, y positiva de Th, La, P, Ti e Y. Por otro lado, las rocas pertenecientes al Centro Eruptivo Cabeza de Vaca poseen anomalías negativas de Nb, Pr y Ti, y positivas de Cs y Sr. Dado lo anterior, y el hecho de que el patrón multielementos de las rocas del Centro Eruptivo Cabeza de Vaca no posea la misma forma que el basamento y no comparta las mismas anomalías, sugiere que las rocas pertenecientes a la Unidad Cayutué y Cascajal, no habrían sido asimiladas por el magma en ascenso que dio origen a las rocas del Centro Eruptivo Cayutué.

En síntesis, la asimilación cortical es un proceso que puede haber ocurrido en los magmas en su paso por la corteza, sin embargo, la observación cualitativa de elementos trazas incompatibles, y el hecho de que no se observen xenocristales o xenolitos del basamento en la petrografía, sugiere que la asimilación cortical no es un proceso que influye significativamente en la química de los magmas que dieron origen a las rocas pertenecientes a los distintos centros eruptivos. No obstante, el análisis hecho anteriormente presenta algunas limitaciones dado que no existe geoquímica de algunos elementos trazas incompatibles en el trabajo de Carrasco (1995) que si se tienen ahora en las muestras de este estudio. Esto hace difícil comparar visualmente los patrones multielementos de las muestras de los centros eruptivos con las de su basamento. Además, para poder tener certeza de las observaciones anteriores, análisis de isótopos de Sr, Nd y Pb son requeridos para complementar con la geoquímica de roca total. Sin embargo, cabe destacar, que el hecho de que exista la Zona de Falla Liquiñe-Ofqui como un canal directo entre la superficie y la corteza, y que los centros de este trabajo sean considerados dentro del grupo de las asociaciones cinemáticamente desacopladas (Cembrano y Lara, 2009) (Fig. 2.9), minimiza eventualmente el tiempo de residencia de estos magmas en la corteza, y por consiguiente, se reduce el efecto de los procesos de asimilación cortical en la composición química. Idea que apoya las evidencias geoquímicas antes descritas.