

Rol e implicancias de los volátiles magmáticos en las condiciones pre-eruptivas de los centros eruptivos menores Caburgua y Chaillupén, Andes del Sur

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

Aaron Matías Sancho Escalante

Profesores guías

Philippe Robidoux

Oscar Matías Benavente Zolezzi

Jorge Eduardo Clavero Ribes

SANTIAGO DE CHILE

Octubre, 2019

Resumen

Los Centros Eruptivos Menores (CEM) de Chaillupén y Caburgua corresponden a una serie de conos de piroclastos ubicados en la Zona Volcánica Sur de los Andes del Sur de Chile (33°S a 46°S). En el primer caso, los CEM de Chaillupén se distribuyen en el flanco SSO del volcán Villarrica, mientras que, los CEM de Caburgua se ubican a una distancia de 10 km al norte del volcán Villarrica. Los depósitos analizados en Chaillupén incluyen fragmentos juveniles escoriáceos, juveniles densos y lavas de composición andesítico-basáltica. En el otro caso, para Caburgua los fragmentos corresponden a juveniles escoriáceos vesiculares y lavas basálticas.

En los fragmentos de ambos depósitos se analizaron los contenidos de H₂O y CO₂ de inclusiones vítreas (IV) en cristales de olivino mediante las técnicas analíticas mFTIR y micro-Raman, junto con la petrografía de los productos emitidos por cada centro eruptivo. El objetivo principal está enfocado en determinar las condiciones y procesos magmáticos pre-eruptivos que dan lugar a la formación de ambos centros eruptivos, y establecer su relación magmática.

La petrografía en Chaillupén está caracterizada por una mineralogía predominante de plagioclasas, olivino y clinopiroxeno en fenocristales y masa fundamental. Para Caburgua la mineralogía es similar en la masa fundamental, pero acotada a plagioclasas y olivino en fenocristales. En tanto, la petrografía de IV indica que en Chaillupén existe mayor predominio de IV cerradas con burbuja, y un escaso desarrollo de IV hourglass y reentrantes. Los contenidos de volátiles asociados se encuentran entre 0,2 - 3,3 % de H₂O y 689 a 723 ppm CO₂, aunque los contenidos de H₂O difieren según el tipo de muestra. En el centro de Caburgua predominan las IV cerradas con burbuja, pero también existe mayor presencia de inclusiones hourglass y reentrantes que el caso anterior. Las concentraciones asociadas de H₂O disminuyen de base a techo desde 2,5 - 3,8 % hasta 0,6 - 0,8 % de H₂O, mientras que los contenidos de CO₂ se encuentran entre 474 hasta 2216 ppm.

Las características petrográficas y el contenido de volátiles permiten determinar que no existiría una relación en las condiciones pre-eruptivas que dieron origen a los CEM de Chaillupén y Caburgua. En tanto, las firmas geoquímicas de fluidos geotermales encontrados en la literatura sugieren diferentes fuentes magmáticas. En el caso de Chaillupén su génesis estaría atribuida a una conexión directa con el volcán Villarrica en un reservorio superficial ubicado aproximadamente entre 5-6 km de profundidad. En el otro caso, el CEM de Caburgua se habría formado por ascenso directo a la superficie a través de la Zona de Falla de Liquiñe-Ofqui desde al menos 17 km de profundidad asociados a fuentes de magma y gas más primitivo.

Agradecimientos

En primer lugar, me gustaría agradecer a mi profesor guía Philippe Robidoux por brindarme la oportunidad de realizar mi tesis de pre-grado, por su tiempo, apoyo y disposición de enseñar en todo momento. También me gustaría destacar su entusiasmo y dedicación por cada una de las actividades que realiza, y por sobre todo el optimismo y calma que transmite a diario.

Agradezco al Dr. Oscar Benavente por aceptar ser mi profesor co-guía, por el apoyo, compromiso y gentileza en cada uno de sus certeros mensajes. También agradezco la infinita confianza y ayuda para poder realizar una de mis prácticas, dictar clases en la universidad y por sobre todo destaco su gran calidad humana.

Agradezco al Dr. Jorge Clavero por ser parte importante en mi desarrollo profesional, por estar siempre dispuesto a ayudar y transmitir su dilatada experiencia en aula y terreno. También por su amabilidad y valiosas sugerencias para poder mejorar mi tesis.

Agradecer al departamento de geología de la Universidad Mayor por facilitar los laboratorios y cada uno de sus instrumentos. En primer lugar a la profesora y jefa de Carrera Paula Larrondo, a los profesores Ximena Prieto y Javier Reyes, y a Daniela Maturana y Lucas por su ayuda durante la memoria y en el transcurso de la carrera.

También agradecer a mis compañeros y grandes personas Benja, Beltrán, Braulio y Spock que hicieron más agradable los interminables días y noches de estudio.

Agradezco al Dr. Gilles Lévesse y a la Dra. Mariana Vega del Laboratorio de Fluidos Corticales del Centro de Geociencias en Juriquilla (UNAM) por facilitar la instrumentación y análisis SEM y micro-FTIR. A la profesora Simona Ferrando de la Universidad Degli Studi di Torino (UNITO) por facilitar la instrumentación y los análisis de Micro-Raman.

Por supuesto agradecer a toda mi familia por todo el apoyo y amor, a mis padres Rodolfo y Claudia, a mis hermanos Benjamín y Rodolfo, a mi primo Nicolás, a mis abuelos Tata, Mami y Abuelita y a mis tíos Edsin y Alex. A mi súper Nicole por todo el apoyo, paciencia y ayuda durante todos estos años, y sin duda por el inmenso amor que me transmite cada día.

Por último, no pueden faltar todos nuestros animales que nos alegran cada día. En primer lugar un abrazo al cielo a mi Sasy mama. A tus hijas Julieta y Sasy, a la Celeste, Nube, Tefa y los nuevos integrantes de la familia Manfred y Perro Chico.

Gracias a todos.....

Índice

1. Introducción	1
1.1. Contexto zona de estudio y presentación al problema.....	1
1.2. Ubicación y accesos.....	3
1.3. Hipótesis de trabajo.....	5
1.4. Objetivos.....	5
1.4.1. Objetivo general.....	5
1.4.2. Objetivos específicos.....	6
1.5. Metodología.....	6
1.5.1. Metodología para objetivos específicos.....	6
1.5.2. Metodología general de trabajo.....	7
1.5.2.1. Trabajo de preparación.....	7
1.5.2.2. Trabajo de terreno.....	8
1.5.2.3. Trabajo de laboratorio.....	10
1.5.3. Metodología analítica.....	12
1.5.3.1. Tratamiento datos micro-Raman.....	13
1.5.3.2. Tratamiento datos mFTIR.....	15
1.5.3.3. Tratamiento datos Microscopia Electrónica de Barrido.....	18
2. Marco teórico	19
2.1. Volcanismo monogenético.....	19
2.2. Inclusiones vítreas.....	20
2.2.1. Definición e historia.....	20
2.2.2. Clasificación.....	22
2.2.3. Modificaciones post-atrapamiento.....	24
2.3. Volátiles magmáticos.....	26
2.4. Fuente de los gases hidrotermales regionales.....	27
3. Marco geológico	30
3.1. Centros Eruptivos Menores Chaillupén.....	30
3.1.1. Trabajos anteriores.....	30
3.1.2. Geología del área del volcán Villarrica.....	31
3.1.3. Geología del volcán Villarrica.....	32
3.1.3.1. Centros volcánicos adventicios.....	34

Grupo Los Nevados HIn (Holoceno)	35
Grupo Chaillupén Hch (Holoceno)	35
3.1.4. Depósitos Sedimentarios del Pleistoceno-Holoceno	37
3.2. Centros Eruptivos Menores Caburgua.....	39
3.2.1. Trabajos anteriores	39
3.2.2. Geología del área de los CEM Caburgua.....	41
3.2.3. Geología Centros Eruptivos Menores	44
3.2.4. Depósitos del Holoceno	46
3.3. Estructuras.....	48
4. Resultados	50
4.1. Geología del Centro Eruptivo Menor Chaillupén	50
4.1.1. Petrografía depósitos piroclásticos.....	52
4.1.2. Petrografía lavas	55
4.1.3. Análisis Microscopia Electrónica de Barrido	56
4.1.4. Resumen de las principales características petrográficas	57
4.2. Geología del Centro Eruptivo Menor Caburgua	58
4.2.1. Descripción afloramiento flanco NNE	59
4.2.2. Descripción afloramiento flanco SSE	62
4.2.3. Petrografía depósitos piroclásticos.....	64
4.2.4. Petrografía lavas	66
4.2.5. Análisis Microscopia Electrónica de Barrido	67
4.2.6. Resumen de las principales características petrográficas	69
4.3. Petrografía inclusiones vítreas.....	70
4.3.1. Centros Eruptivos Menores Chaillupén	73
4.3.2. Centros Eruptivos Menores Caburgua.....	75
4.3.3. Resumen de las principales características de IV	78
4.4. Contenido volátil	79
4.4.1. Análisis Espectrometría micro-Raman.....	79
4.4.2. Análisis Espectrometría mFTIR	80
4.4.3. Corrección CO ₂	82
4.4.4. Resumen de las principales características	84

5. Discusión	85
5.1. Procesos pre-eruptivos.....	85
5.2. Contenido de volátiles.....	90
5.2.1. H ₂ O.....	90
5.2.2. CO ₂	92
5.3. Presión de saturación y profundidad.....	97
5.4. Mecanismos de desgasificación.....	101
5.5. Evolución magmática y contraste de los CEM Chaillupén y Caburgia.....	106
6. Conclusiones	112
7. Referencias	115
Anexos	125
Anexo A: Ubicación de muestras y códigos Raman/mFTIR.....	126
Anexo B: Descripción petrográfica.....	129
Anexo C: Estadística inclusiones.....	136
Anexo D: Curvas granulométricas Caburgia.....	137

Índice de Figuras

Figura 1 Ubicación y vías de acceso a los sectores de Chaillupén y Caburgua	4
Figura 2 Puntos de muestreo sectores de Chaillupén y Caburgua.....	9
Figura 3 Equipo de laboratorio para procedimientos de tamizaje	11
Figura 4 Preparación de muestras de olivino para análisis micro-Raman y mFTIR.....	13
Figura 5 Espectro Raman para CO ₂	14
Figura 6 Espectros de análisis mFTIR para vidrios volcánicos.....	16
Figura 7 Espectros representativos de vidrio y fases minerales de Caldera Sumisu.....	17
Figura 8 Esquema de conos de escoria	20
Figura 9 Tipos de inclusiones CEM Caburgua	23
Figura 10 Esquema de las modificaciones post-atrapamiento en IV	25
Figura 11 Mapa de localidades de muestreo hidrotermal Zona Volcánica Sur	28
Figura 12 Mapa geológico, estructural e hidrotermal Zona Volcánica Sur	29
Figura 13 Mapa geológico volcán Villarrica simplificado	38
Figura 14 Parte del mapa geológico del área Pucón-Curarrehue.....	47
Figura 15 Mapa Zona Volcánica Sur de los Andes y principales estructuras.....	49
Figura 16 Afloramientos Centros Eruptivos Menores de Chaillupén	50
Figura 17 Afloramientos juveniles escoriáceos en el flanco oeste de Chaillupén	51
Figura 18 Petrografía bombas fusiformes a nicoles paralelos y cruzados	53
Figura 19 Petrografía juveniles escoriáceos a nicoles paralelos y cruzados	54
Figura 20 Petrografía muestras de lava.....	55
Figura 21 Fotografías con Microscopio Electrónico de Barrido (SEM) Chaillupén.....	56
Figura 22 Afloramiento de lava basáltica Caburgua.....	58
Figura 23 Columna estratigráfica afloramiento flanco NE	60
Figura 24 Afloramiento CDPd sector NE	61
Figura 25 Columna estratigráfica afloramiento flanco SE	63
Figura 26 Petrografía muestras de CDPd.....	65
Figura 27 Olivino con estado avanzado de reabsorción	66
Figura 28 Fotografías con Microscopio Electrónico de Barrido (SEM) Caburgua	67
Figura 29 Fotografías con Microscopio Electrónico de Barrido (SEM) Caburgua	68
Figura 30 Fotografías con Microscopio Electrónico de Barrido (SEM) de Caburgua	68
Figura 31 Inclusiones vítreas encontradas en bombas basálticas CEM Chaillupén	73
Figura 32 Gráfico circular estadístico con la clasificación textural Chaillupén.....	75
Figura 33 Inclusiones vítreas encontradas en CDPd en el CEM de Caburgua	76
Figura 34 Gráfico circular estadístico con la clasificación textural en Caburgua.....	77
Figura 35 Gráfico de validación IV primarias.....	94
Figura 36 Bombas fusiformes basálticas con sus contenidos de H ₂ O y CO ₂	95
Figura 37 Columna estratigráfica y contenidos de H ₂ O y CO ₂ sector SE de Caburgua.....	96
Figura 38 Gráfico H ₂ O-CO ₂ para IV de Chaillupén	103
Figura 39 Gráfico H ₂ O-CO ₂ para IV de Caburgua.....	105
Figura 40 Modelo de reservorio propuesto para los CEM de Chaillupén y Caburgua	110

Índice de tablas

Tabla 1 Resumen de las principales características petrográficas y texturales Chaillupén	57
Tabla 2 Resumen de las principales características petrográficas y texturales Caburgua	69
Tabla 3 Descripción petrográfica detallada de inclusiones y burbujas Caburgua	71
Tabla 4 Descripción petrográfica detallada de inclusiones y burbujas Chaillupén	72
Tabla 5 Parámetros medidos mediante espectrometría Raman	79
Tabla 6 Análisis mFTIR para especies de H ₂ O para los CEM Caburgua y Chaillupén	81
Tabla 7 Análisis mFTIR para especies de CO ₃ ²⁻ para los CEM de Caburgua y Chaillupén	82
Tabla 8 Corrección de datos para especies de carbono	83
Tabla 9 CO ₂ contenido en la burbuja y vidrio de inclusiones vítreas	97
Tabla 10 Parámetros de entrada VolatileCalc	98
Tabla 11 Contenido volátil, condiciones de presión y profundidad Caburgua y Chaillupén	101
Tabla 12 Contraste de las principales características petrográficas y de volátiles	111

SOLO USO ACADÉMICO

1. Introducción

1.1. Contexto zona de estudio y presentación al problema

La zona de estudio destaca por la presencia de numerosos centros volcánicos, ya sea en forma de estratovolcanes y/o conos de piroclastos pertenecientes a la Zona Volcánica Sur (ZVS) de los Andes del sur de Chile (33° a 46°S). Dentro de los estratovolcanes más importantes se encuentra el volcán Villarrica, uno de los volcanes más activos de Sudamérica (Moreno y Clavero, 2006). En la zona además, se encuentran numerosos conos de piroclastos denominados Centros Eruptivos Menores (CEM) (Hickey-Vargas, 1989, 2002; López-Escobar et al., 1995b) que se distribuyen en los flancos o cercanías de los estratovolcanes mayores, o en grupos distales a estratovolcanes.

El foco de estudio está centrado en los CEM proximales y distales al complejo volcánico Villarrica. En el primer caso, los CEM proximales corresponden a un conjunto de 30 conos de piroclastos ubicados en los flancos noreste y suroeste del volcán Villarrica, correspondientes a los grupos de Los Nevados y Chaillupén respectivamente (Moreno, 1993; Clavero y Moreno, 2004; Moreno y Clavero, 2006), siendo este último parte de este estudio. Por otro lado, los CEM distales se ubican a una distancia aproximada de 10 km al norte del volcán Villarrica, y corresponden a los CEM del grupo Caburgua-Huelemolle (CEMCH), donde se estudiará específicamente el grupo Caburgua.

Una de las problemáticas más comunes para esta zona volcánica ha sido establecer la relación entre los estratovolcanes y los CEM del área (e.g Hickey-Vargas et al., 1989; López-Escobar et al., 1995b; Hickey-Vargas et al., 2002; Cembrano y Lara, 2009). Para el análisis y resolución de esta problemática los estudios se han enfocado en el análisis y comparación de sus características geoquímicas, petrográficas y estructurales, para lo cual se ha propuesto que los CEM distales al volcán Villarrica (CEMCH) serían independientes y espacialmente asociados a la Zona de Falla de Liquiñe-Ofqui (ZFLO) (Hickey-Vargas et al., 1989), mientras que los CEM proximales (Los Nevados y Chaillupén) estarían relacionados

a fracturas menores relacionadas a la etapa de formación del volcán Villarrica (Moreno y Clavero, 2006). Considerando que los estudios previos que relacionan los CEM proximales con el volcán Villarrica son escasos (e.g Moreno y Clavero, 2006), es necesaria la implementación de nuevas investigaciones que confirmen dicha relación. Sumado a lo anterior expuesto, la orientación N-S del Grupo Chaillupén coincide parcialmente con la orientación principal de la ZFLO, estructura responsable de la formación y alineación de la mayoría de los conos de piroclastos encontrados en la zona, lo cual podría suponer un origen en común.

Por otro lado, los estudios que calculan la profundidad del reservorio y/o condiciones de cristalización para cada centro eruptivo son limitados. En el caso de los CEM de Chaillupén no existe un estudio directo que calcule estas condiciones, sin embargo, considerando que estos centros eruptivos forman parte del sistema del volcán Villarrica (Moreno y Clavero, 2006) se cuenta con los estudios de Lohmar (2012) y Morgado et al., (2015) en la ignimbrita Licán y en lavas recientes del volcán Villarrica respectivamente. En el primer caso, los resultados de Lohmar (2012) a través del análisis mineralógico de plagioclasas en la Ignimbrita Licán señalan un reservorio superficial con presiones asociadas entre 0,27 a 0,67 kbar. Mientras que, Morgado et al., (2015) a través del estudio mineralógico y geoquímico de lavas del año 1971 propone dos reservorios, uno de mayor profundidad ubicado entre 19 - 35 km y otro más superficial ubicado entre 0 – 5,3 km.

En el otro caso, para la formación de los CEMCH, Hickey-Vargas et al., (1989) a través del análisis geoquímico e isotópico propone que la ZFLO habría permitido un ascenso directo a la superficie en eventos únicos, lo cual es reafirmado posteriormente por Cembrano y Lara (2009) a través del estudio estructural y geoquímico en la ZVS. A diferencia de estos autores, Morgado et al., (2015) propone la existencia de un reservorio profundo ubicado entre 32 a 44 km de profundidad a través del cual los magmas habrían migrado directamente a la superficie.

Con el objetivo de determinar las condiciones y procesos magmáticos pre-eruptivos que dan lugar a la formación de los Centros Eruptivos Menores Chaillupén y Caburgua y establecer las relaciones magmáticas entre ambos centros eruptivos, serán analizados los elementos volátiles en inclusiones vítreas hospedadas en

cristales de olivino, junto con la caracterización petrográfica de los productos emitidos por cada centro eruptivo.

Este estudio forma parte del proyecto financiado por Start Up y el Fondo de Desarrollo a la Publicación (FPD) de la Universidad Mayor, titulado “Estilos eruptivos de los reservorios de magma máficos de conos de escoria monogenéticos relacionados con el volcán Villarrica” otorgado al Dr. Philippe Robidoux, el cual busca entender y explicar la relación entre los Centros Eruptivos Menores Los Nevados, Chaillupén y Caburgua con el conducto principal correspondiente al volcán Villarrica.

1.2. Ubicación y accesos

La zona de estudio se encuentra localizada en la ciudad y comuna de Villarrica, ubicada aproximadamente a 100 kilómetros al sureste de Temuco (Figura 1). Específicamente, las áreas de estudio abarcan parte del flanco suroeste del volcán Villarrica en el sector de Chaillupén y a 10 km al norte de Pucón el sector del lago Caburgua.

El acceso desde Temuco se realiza a través de la ruta 5 sur, que luego conecta con la ruta internacional C-199 a la altura del cruce Freire. Esta última ruta conecta con las localidades de Villarrica y Pucón, y con los caminos interiores que acceden al volcán Villarrica (Rutas S-887, S-941 y S-939).

Para acceder al sector de Chaillupén los accesos principales son a través de la ruta S-887, para luego desviar en dirección al Centro de Ski Pucón y finalmente en este punto se debe recorrer el sendero Chaillupén-Chinay hasta Chaillupén. Otra alternativa es a través de la ruta C-199 camino hacia Palguín, para luego desviar en el camino S-941 en dirección hacia Pichillancahue y finalmente tomar el camino S-939. En este último camino se debe detener en el sendero Chaillupén-Chinay o mirador Los Volcanes para luego seguir hasta el sector de Chaillupén. Cabe destacar que en todas las alternativas mencionadas es necesario realizar trekking de a lo menos 5 horas para llegar a los sectores de interés.

Para el sector de Caburgua el acceso es a través de la ruta C-199 en dirección hacia el norte, para luego desviar en la ruta S-905 que permite ingresar al sector de Caburgua.

Las rutas principales mencionadas C-199 y S-905 se encuentran pavimentadas y en buen estado, sin embargo, los caminos secundarios o internos que permiten acceder a los distintos puntos de interés tales como, rutas S-945, S943 y S-887 son caminos de tierra en estado regular a malo, que hacen necesario la utilización de vehículos de doble tracción.

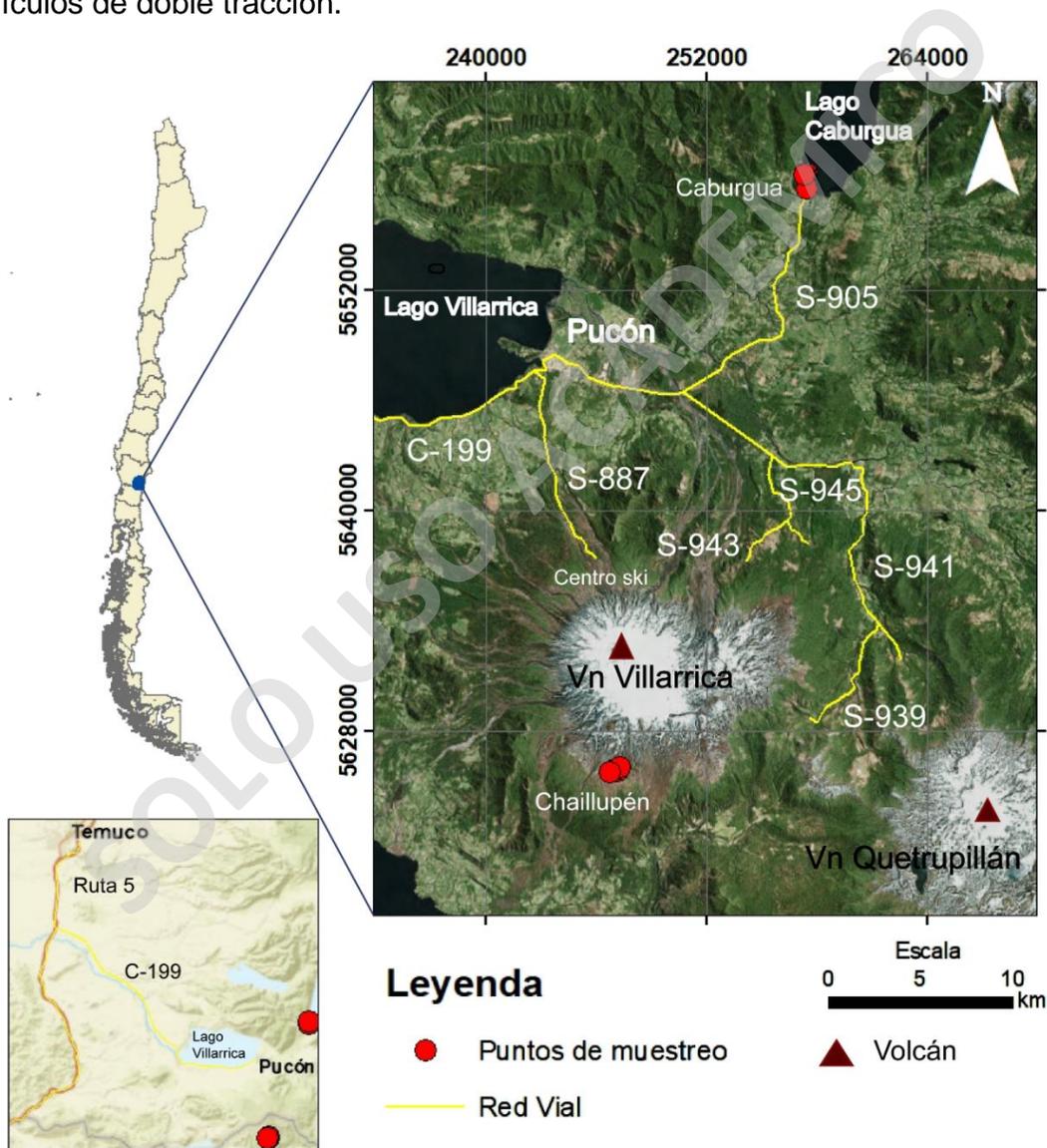


Figura 1 Ubicación y vías de acceso a los sectores de Chillupén y Caburgua. Las principales rutas de acceso a los sectores de estudio se muestran con líneas de color amarillo. Referencia geodésica Proyección Universal Transversal de Mercator (UTM), Zona 19. Datum provisorio Sudamericano de 1956.

1.3. Hipótesis de trabajo

Estudios previos han indicado un origen diverso para la formación de los CEM Chaillupén y Caburgua, en el cual los centros eruptivos de Chaillupén estarían conectado al sistema del volcán Villarrica en un reservorio posiblemente somero. En tanto, los CEM de Caburgua se habrían formado mediante un ascenso directo desde el manto a la superficie o bien desde un reservorio de mayor profundidad. Estas diferencias en la génesis y mecanismos de ascenso de ambos centros eruptivos se deberían reflejar en variaciones de sus características texturales y en el contenido inicial de volátiles, que en conjunto revelarían las condiciones y procesos magmáticos involucrados para cada centro eruptivo.

Específicamente, si se considera que la solubilidad de H_2O y CO_2 son dependientes de la presión y junto con ello la profundidad, en el primer caso se esperarían muestras de inclusiones vítreas con concentraciones de volátiles más bajas y posiblemente influenciadas por cambios post-atrapamiento en un reservorio, mientras que para el grupo Caburgua asociado a condiciones de mayor profundidad se esperaría encontrar muestras de inclusiones vítreas con un mayor contenido de volátiles y más representativos del magma original.

1.4. Objetivos

1.4.1. Objetivo general

Determinar las condiciones y procesos magmáticos pre-eruptivos que dan lugar a la formación de los Centros Eruptivos Menores (CEM) Caburgua y Chaillupén y establecer las relaciones magmáticas entre ambos centros eruptivos.

1.4.2. Objetivos específicos

1. Determinar los procesos pre-eruptivos de algunos de los CEM.
2. Estimar el contenido inicial de volátiles de H₂O y CO₂.
3. Determinar los mecanismos de desgasificación de algunos de los CEM.
4. Estimar la presión y profundidad de saturación de volátiles para distintos niveles.
5. Contrastar las características entre ambos CEM y establecer su relación.

1.5. Metodología

1.5.1. Metodología para objetivos específicos

Metodología para objetivos específicos 1 y 5

- Descripción petrográfica y mineralógica de 8 cortes transparentes de muestras recolectadas en terreno, de los cuales 4 muestras corresponden a Caburgua y 4 muestras a Chaillupén. Las muestras seleccionadas corresponden a fragmentos de lavas y material juvenil escoriáceo de tamaños ceniza a bomba.
- Descripción petrográfica y textural de inclusiones vítreas para determinar texturas asociadas a su formación.
- Análisis de material juvenil escoriáceo tamaño ceniza media a gruesa con Microscopio Electrónico de Barrido (SEM) para buscar determinar las texturas y morfologías de los fragmentos provenientes de los CEM de Caburgua y Chaillupén.

Metodología para objetivos específicos 1, 2, 3 y 4

- Selección de inclusiones vítreas en cristales de olivino que presenten inclusiones cerradas y homogéneas, y posterior confección de lámina delgada con los cristales individuales.
- Descripción petrográfica y textural de las inclusiones vítreas para verificar la confiabilidad de las inclusiones analizadas.
- Análisis de inclusiones vítreas en cristales de olivino mediante la técnica analítica micro Espectrometría Infrarroja Transformada de Fourier (mFTIR) para determinar la concentración de volátiles de H₂O y CO₂, y estimar la presión aproximada de saturación y profundidad de la cristalización y desgasificación.
- Análisis de burbujas en inclusiones vítreas mediante la Espectrometría micro-Raman para corregir y determinar los contenidos magmáticos de CO₂ disuelto.

1.5.2. Metodología general de trabajo

1.5.2.1. Trabajo de preparación

Compilación bibliográfica

Revisión de antecedentes bibliográficos de la geología del volcán Villarrica y sus alrededores, como también el volcanismo regional y monogenético de los distintos Centros Eruptivos Menores del área del volcán Villarrica. La recopilación bibliográfica tiene por objetivo entender el estado actual de conocimiento sobre la geología de la zona, incluyendo investigaciones petrográficas, petrológicas, tectónicas y geoquímicas del volcán Villarrica y de los Centros Eruptivos Menores Caburgua y Chaillupén. Además, se integran estudios sobre condiciones pre-eruptivas, estilo eruptivo y estudio de inclusiones de vítreas realizados en otros volcanes del mundo, con el fin de contrastar evidencias.

Planificación de rutas y puntos GPS sitios de interés

A través del software Google Earth Pro 7.3.0.3832 y análisis de mapas de Trekking Chile, se realizó una planificación de las rutas a seguir para el sector de Chaillupén y Caburgua. A través de los softwares Google Earth Pro 7.3.0.3832 y ArcGIS 10.5 se llevó a cabo el registro de los puntos GPS para los Centros Eruptivos Menores de Chaillupén y Caburgua, y, además, se registró el punto GPS de las principales rutas planificadas con anterioridad. El registro se realizó en grados decimales, UTM con datum WGS 84.

1.5.2.2. Trabajo de terreno

El trabajo de terreno consto de dos campañas que en total suman 5 días efectivos en terreno. La primera campaña se llevó a cabo desde el 22 al 27 de enero de 2018 y la segunda campaña entre los días 8 al 11 de noviembre de 2018. El detalle de las actividades realizadas se muestra a continuación.

Definición de rutas diarias

Las rutas desarrolladas fueron resultado de un trabajo de planificación previa al terreno, conjunto a planificaciones desarrolladas en virtud de la necesidad de recopilación de información geológica y de las problemáticas diarias, tales como, existencia de accesos y caminos difíciles, accesos denegados, caminos y propiedades privadas y vegetación densa presente en algunos sectores.

Descripción de afloramientos

En cada afloramiento se procedió registrar el posicionamiento del sitio mediante GPS Garmin con datum WGS 84, para luego hacer una observación y descripción macro y micro de cada afloramiento. Se realizaron bosquejos y columnas

estratigráficas, que incluyen la descripción de los rasgos más característicos de cada afloramiento, tales como, el grado de meteorización, alteración, desarrollo de suelo, color, competencia, presencia de niveles de distintas características, granulometría, espesor de cada nivel y total del depósito, tipo de material, grado de vesicularidad y forma de los fragmentos.

Muestreo petrológico

La recolección de muestras para los Centros Eruptivos Menores de Chaillupén y Caburgia se realizó para 1 cono de cada grupo (Figura 2). El material recolectado incluye depósitos piroclásticos juveniles tamaño ceniza fina a bomba y muestras de lava asociadas a cada cono. Se recolecto al menos 1 kg de material juvenil escoriáceo, mientras que para lavas tanto como para fragmentos juveniles densos tamaño bomba el tamaño fue aproximadamente del porte de un puño. Para el muestreo de lavas se tomaron muestras de la parte central y externa del flujo.

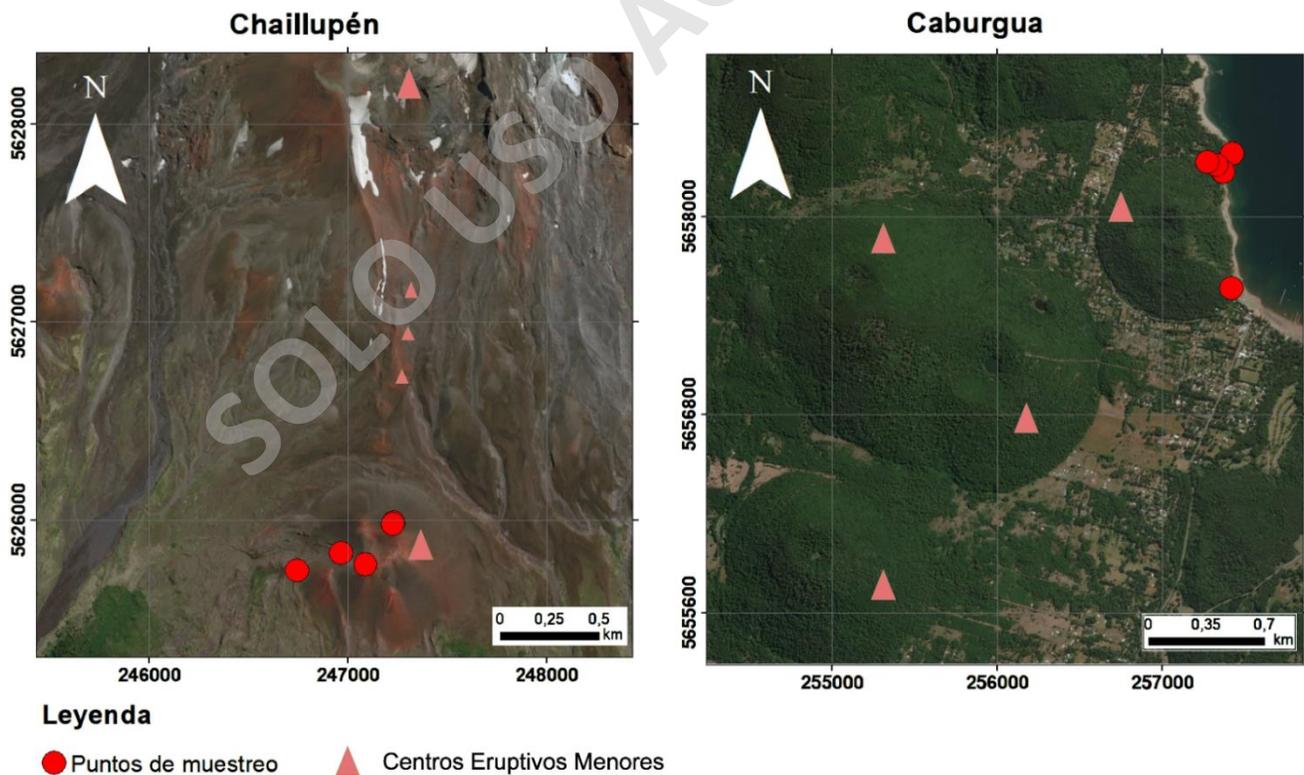


Figura 2 Puntos de muestreo sectores de Chaillupén y Caburgia. La ubicación exacta de las muestras se encuentra representada por los círculos rojos para ambos centros eruptivos.

1.5.2.3. Trabajo de laboratorio

El trabajo de laboratorio considera la preparación de muestras de los Centros Eruptivos Menores de Caburgua y Chaillupén, que difieren en algunos de sus procedimientos. Para las muestras de Caburgua se realizó el secado y tamizado manual debido al alto porcentaje de humedad, y por presentar fragmentos de granulometría fina y variable. Mientras que, los fragmentos densos de Chaillupén fueron enviados directamente al laboratorio Juan Vargas Osorio donde se les realizó fragmentación mecánica. Ambos procedimientos son ejecutados para poder seleccionar cristales de olivino individuales que serán utilizados posteriormente para los análisis de micro-Raman y mFTIR. A continuación, se mostrará el detalle de los procedimientos realizados para cada centro eruptivo.

Secado de material

Las muestras de Caburgua que no fueron secadas en el trabajo de terreno fueron tratadas en esta etapa. Se procedió al secado en un horno a temperatura menor a 70° Celsius aproximado, durante 60 a 80 minutos para evitar posibles cambios químicos de las inclusiones en minerales de olivino.

Tamizado y análisis granulométrico

Una vez secadas las muestras de Caburgua, fueron tamizadas usando mallas de norma ASTM en escala phi en el intervalo [ϕ -5, >4]. El tamizado fue realizado de forma manual (Figura 3) para evitar la abrasión y pulverizado de los fragmentos de escoria, lo cual hace posible conservar la muestra lo más representativa posible. El material tamizado fue separado en bolsas plásticas según la granulometría de sus fragmentos. Una vez obtenido los resultados y registrados los pesos de cada fracción, se realizaron las curvas granulométricas. Cabe destacar que se registró con la misma codificación asignada originalmente.

Fragmentación mecánica

Para las muestras de bombas y lavas de Chaillupén se realizó fragmentación mecánica para la separación de minerales en el laboratorio particular Juan Vargas Osorio. Esta fragmentación permite separar minerales pesados, livianos, magnéticos y no magnéticos en distintas fracciones granulométricas, desde 1 mm a 0.3 mm.



Figura 3 Equipo de laboratorio para procedimientos de tamizaje. En la imagen izquierda se muestra la balanza digital y los tamices con norma ASTM, mientras que a la derecha se muestran las mallas de los tamices gruesos.

1.5.3. Metodología analítica

Para realizar la medición de volátiles en inclusiones vítreas (IV) mediante las técnicas analíticas mFTIR y micro-Raman es necesario seguir una serie de procedimientos con los cristales de olivino (Figura 4). En primer lugar, con las muestras previamente tamizadas y/o fragmentadas para los niveles de interés, se deben seleccionar cristales de olivino entre las fracciones ϕ 0 y ϕ -1 (1 y 2 mm) mediante lupa binocular Nikon 10x, ya que en estas fracciones es posible encontrar cristales sin presencia de escoria de la roca original y, por otro lado, porque en cristales más grandes de olivino es probable que las IV hayan perdido agua por difusión a través del mineral huésped (Lloyd et al., 2013).

Luego, se deben seleccionar cristales de olivino que presenten inclusiones vítreas con/sin burbujas dependiendo del análisis requerido (micro-Raman o mFTIR respectivamente). Los cristales de olivino seleccionados son observados con lupa binocular para poder describir las principales características petrográficas de inclusiones y burbujas como ayuda para la comprensión de los procesos de formación y posibles pérdidas significativas de volátiles (Cervantes y Wallace, 2003). Para asegurar que las IV son las adecuadas se deben seguir las 3 reglas propuestas por Roedder (1984). Estas reglas son: 1) Las IV quedaron atrapadas como una sola fase homogénea 2) Las IV se comportaron como un sistema isocórico cerrado y, 3) Después de la captura no hay pérdidas ni ganancias de elementos volátiles. Para cumplir con estas reglas, de preferencia se eligen los cristales de olivino que presenten inclusiones cerradas, debido a que son las que mejor representan las características primarias del fundido (Roedder, 1894). Estas inclusiones deben tener textura vítrea, formas elipsoidales o esféricas (sin bordes angulosos) y ausencia de minerales en las paredes de IV, ya que podrían modificar la composición del fundido silicatado (Lowenstern, 1995).

Los cristales seleccionados se disponen sobre láminas delgadas con pegamento soluble (CrystalBond™) y luego son calentados en la placa calefactora durante 3 segundos. Con el pegamento soluble derretido, se dispone el cristal sobre

la lámina delgada en su cara más plana. Debido a que el pegamento es sólido a temperatura ambiente el cristal de olivino queda estabilizado. Una vez estabilizado y fijado el cristal es posible utilizar abrasivos con medidas n° 1000, 1200 y 1500, con el objetivo de interceptar la inclusión del cristal. Cuando se logra interceptar la inclusión se debe pulir con una solución de suspendidos de diamante (6, 3 y 1 μm), lo cual da como resultado una superficie limpia y homogénea que es requerida para los análisis posteriores. En el análisis de mFTIR es necesario interceptar y pulir ambas caras del cristal para que el haz de luz infrarrojo pase a través de la muestra sin dispersarse (Wysoczanski y Tani, 2006). En el otro caso, para la espectrometría micro-Raman solo se debe realizar el procedimiento para una cara del cristal.



Figura 4 Preparación de muestras de olivino para análisis micro-Raman y mFTIR (Recuperado de Reyes, 2012).

1.5.3.1. Tratamiento datos micro-Raman

La espectrometría micro-Raman es una técnica no destructiva que se basa en las vibraciones moleculares causadas por la dispersión de la luz de una muestra (Ihinger et al., 1994), lo que permite analizar inclusiones fluidas con alta resolución (1-2 μm) (Frezzotti et al., 2012). En particular, la medición de los espectros de CO_2 se realizó mediante la Espectrometría de masas micro-Raman en la Universidad degli stud de Torino (UNITO) utilizando el micro-espectrómetro Horiba Jobin HR800 de LABRAM HRVIS y el microscopio óptico de alta resolución Olympus BX41 (1

μm). La fuente de excitación fue un laser verde de 532 nm con una fuente de poder de 100 mW. Con los análisis obtenidos se midió el contenido CO_2 de las burbujas utilizando el software gratuito Fityk 1.3.1. Antes de realizar las mediciones se debe corregir el espectro con una línea de base, para luego medir el peaks de la anomalía utilizando una corrección Gaussiana (Lamadrid et al., 2017). El espectro Raman de CO_2 molecular (Figura 5) se mide a través de dos anomalías ubicadas a los 1285 y 1388 cm^{-1} (Rosso y Bodnar, 1995). Estas anomalías aparecen debido a efectos de resonancia propuestos por Fermi (1931) donde el CO_2 es detectado. La distancia entre estas dos anomalías es llamada Fermi Diad (Δ) y es proporcional a la densidad del fluido (Wang y Wright, 1973; Rosso y Bodnar, 1995; Kawakami et al., 2003; Yamamoto y Kagi, 2006).

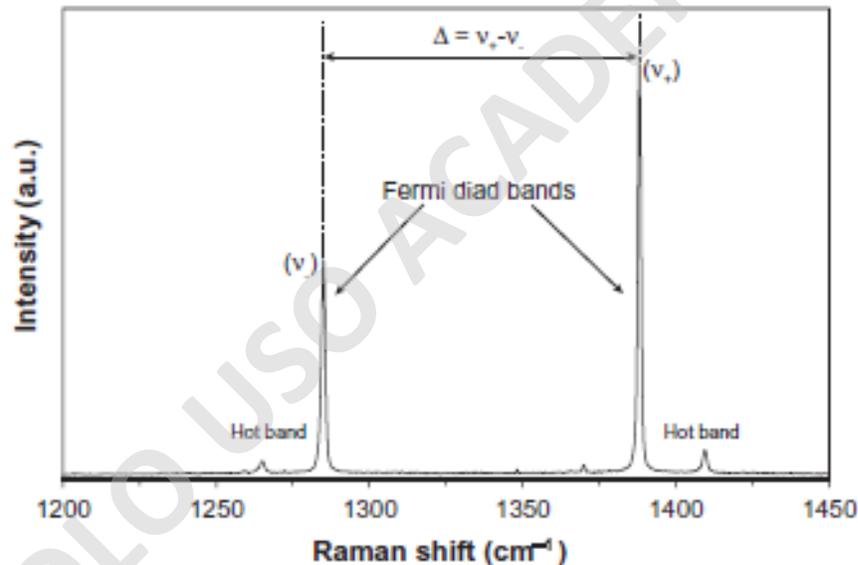


Figura 5 Espectro Raman para CO_2 . El símbolo Δ es el Fermi diad que representa la diferencia entre ambas anomalías. Los hot band de baja densidad ubicados al lado de las anomalías son producto de la energía térmica de las moléculas vibrantes y no se consideran en este estudio (Recuperado de Fall et al., 2011).

Existen varios autores que han propuesto métodos para calcular la densidad de CO_2 en base a la distancia del Fermi Diad (en cm^{-1} e.g Kawakami et al., 2003; Yamamoto y Kagi, 2006; Song et al., 2009), sin embargo en este estudio se utiliza la regresión lineal propuesta por Fall et al., (2011) por las similitudes en la instrumentación de laboratorio utilizada (1).

$$\rho = -0,030314551 \Delta^3 + 9,432834797 \Delta^2 - 977,9384933 \Delta + 33,78038242 \quad (1)$$

Donde:

ρ : Densidad de CO₂ en g/cm³

Δ : Distancia de Femi diad en cm⁻¹

Una vez obtenida la densidad del CO₂ en la burbuja, el cálculo total se consigue mediante la relación de la masa de la burbuja con respecto a la masa total de la inclusión multiplicada por un factor de 10⁶ (2) para expresar en partes por millón (ppm). La masa del vidrio (M_{gl}) se calcula como el volumen del vidrio en la inclusión multiplicado por la densidad del vidrio en la inclusión. Mientras que la masa de la burbuja (M_{vb}) es la multiplicación del volumen de la burbuja por la densidad del fluido en la burbuja (Hartley et al., 2014). Otro método para calcular la concentración de CO₂ de la inclusión es mediante técnicas experimentales numéricas o balance de masas (e.g Moore y Bodnar, 2019).

$$[CO_2] = \left(\frac{M_{vb}^{CO_2}}{M_{gl}} \right) \times 10^6 \quad (2)$$

Donde:

M_{vb}: Masa burbuja CO₂

M_{gl}: Masa de la inclusión

1.5.3.2. Tratamiento datos mFTIR

La micro Espectrometría Transformada de Fourier (mFTIR) es una técnica utilizada esencialmente para analizar y cuantificar las concentraciones de H₂O y CO₃²⁻ en el vidrio de inclusiones vítreas (Lowenstern, 1995). La técnica se basa en determinar el coeficiente de absorbencia de la especie de interés presentes en una región infrarroja del espectro electromagnético y luego medir las señales de sus longitudes de onda (e.g Ihinger et al., 1994; Zhang, 1999; von Aulock et al., 2014). En particular, la medición de los espectros de H₂O y CO₃²⁻ fueron calculados en el laboratorio de Fluidos Corticales del Centro de Geociencias en Juriquilla (UNAM)

usando el microscopio Hipercor 1000/2000 (Bruker), equipado con una fuente de tensor 27 IR (Bruker), un detector MCT con N₂ y un divisor de haz Kb. El aire seco y limpio fue removido con un removedor de CO₂ con un máximo de salida de 1.5 L/min. Luego, los espectros fueron medidos con el software EssentialFTIR. No se realizó línea de base para ninguna especie debido a que el software automáticamente incluye una corrección y porque para los espectros de CO₃²⁻ es difícil de aplicar (von Aulock et al., 2014). Las anomalías de H₂O son encontradas en la especie OH fundamental en la longitud de onda a los 3550 cm⁻¹ (Ihinger et al., 1994) y para el CO₃²⁻ molecular se mide a través de dos anomalías ubicadas a los 1350 y 1430 cm⁻¹ (Dixon y Pan, 1995). En la Figura 6 se muestran las principales anomalías encontradas para especies de agua y carbono medidos mediante la técnica mFTIR para vidrios basálticos a riolíticos (von Aulock et al., 2014). Cabe destacar que para el cálculo de H₂O se utiliza la técnica mFTIR por presentar alta resolución y capacidad de discriminar especies hidratadas (Zhang et al., 2000).

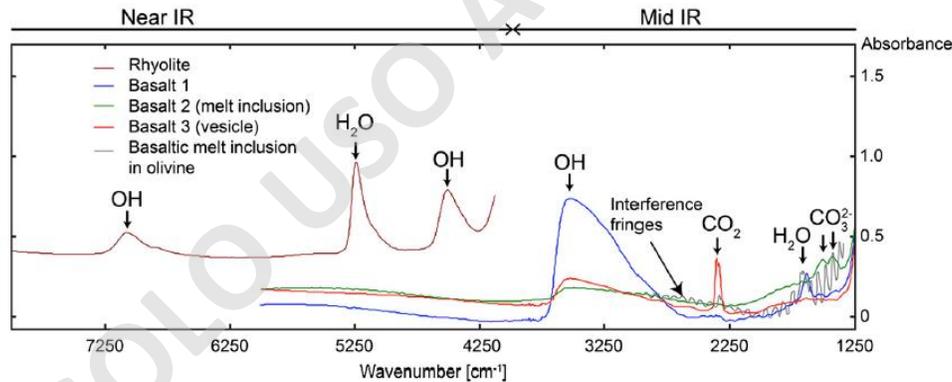


Figura 6 Espectros de análisis mFTIR para vidrios volcánicos. En la imagen se muestran las principales anomalías encontradas para especies de agua y carbono (Recuperado de von Aulock et al., 2014).

Una vez que se determinan las absorbencias para las anomalías de H₂O y CO₃²⁻ se puede calcular la concentración total de las especies aplicando la fórmula de Beer-Lambert (3) utilizada para soluciones diluidas (Cherniak et al., 2010). Según esta ley la concentración de una especie i (C_i) y la absorbencia de la especie i (A_i) se relaciona mediante la siguiente ecuación:

$$C = \frac{M A\nu}{\partial \rho \varepsilon} \quad (3)$$

Donde:

- c = Concentración de la especie
- M = Masa molar de la especie
- $A\nu$ = Absorbencia en el peak de la especie
- ∂ = Espesor (cm)
- ρ = Densidad (g/l)
- ε = Absorbencia molar ($\text{mol}^{-1} \text{cm}$)

De los datos que se incluyen en la fórmula el único valor teórico corresponde a la absorbencia molar que se considera como 355,1 L/mol para especies de carbono (Thibault y Holloway, 1994) y $63 \pm 0,3$ L/mol para especies de agua (Dixon et al., 1995).

El cálculo de espesor es una de las variables más importantes a considerar, ya que los valores medidos en mFTIR para una especie dada son directamente proporcionales al espesor de la muestra y su contenido de agua (von Aulock et al., 2014). Para el cálculo de espesor se utilizaron los métodos de calibración por microscopio binocular y reflexión en las señales de mFTIR (Figura 7).

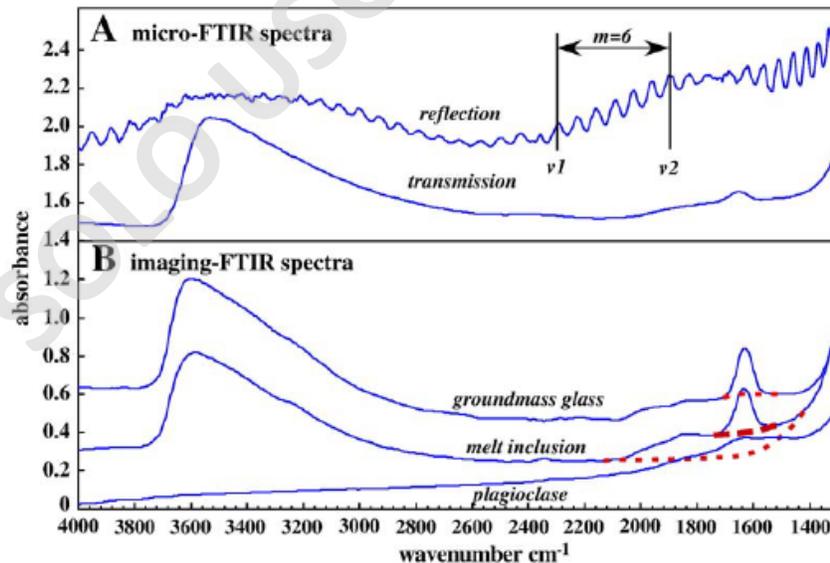


Figura 7 Espectros representativos de vidrio y fases minerales de Caldera Sumisu (Wysoczanski y Tani, 2006). A) Espectros mFTIR con las señales de reflexión donde es medido el espesor de la muestra. B) Espectros mFTIR para vidrio, inclusión y minerales de plagioclasas.

La calibración binocular considera el desplazamiento vertical entre la superficie de interés enfocada y una superficie de referencia, que luego mediante una conversión de grados es posible obtener el espesor en μm .

La medida por reflexión (Figura 7) considera el conteo de anomalías producidas por la interferencia de la fuente de luz primaria y la luz de reflexiones internas de la muestra dentro de un rango generalmente ubicado entre los 2000 a 2700 cm^{-1} (Nishikida et al., 1996). La fórmula con los parámetros necesarios para medir el espesor de la muestra se expone a continuación (4).

$$d = \frac{m}{2n(v_1 - v_2)} \quad (4)$$

Donde:

- d = Espesor de la muestra
- m = Número de anomalías en un rango dado
- n = Índice de refracción de la muestra
- v1 = Longitud de onda mínima en un rango
- v2 = Longitud de onda máxima en un rango

1.5.3.3. Tratamiento datos Microscopia Electrónica de Barrido

La toma de imágenes mediante la Microscopia Electrónica de Barrido (SEM) fue realizada en el Laboratorio de Fluidos Corticales del Centro de Geociencias (UNAM) usando escaneo de imágenes en modo BSE con el equipo HITACHI TM-100, junto con el sistema EDS incorporado y a un voltaje de 15 kV. En total se seleccionaron 4 muestras de material juvenil escoriáceo tamaño ceniza a lapilli fino de las cuales 3 muestras corresponden a fragmentos de corrientes de densidad piroclástica diluida del CEM de Caburgua (CAB1BC, CAB1H y CAB1K) y 1 muestras de escoria vesicular perteneciente a Chaillupén (HCH2A2). Se obtuvieron imágenes con magnificación de 30x, 80x, 150x, 300x y 1000x para ambos centros eruptivos.

2. Marco teórico

2.1. Volcanismo monogenético

Los Centros Eruptivos Menores de Chaillupén y Caburgua son clasificados como conos de piroclásticos y más específicamente conos de escoria basálticos (Moreno, 1993; Hickey-Vargas, 1989; López-Escobar, 1995b). A su formación se le atribuye el término monogenético por su secuencia de erupción y formación limitada temporalmente (días/años) ocurridas generalmente en un solo episodio (Walker, 1973), aunque en algunas ocasiones puede ocurrir una reactivación del edificio volcánico (e.g Volcán Etna, Behncke et al., 2006). Los volcanes monogenéticos pueden formarse como campos aislados en la litósfera continental, como conos parásitos en zonas de fractura o en flancos de grandes estratovolcanes (Németh et al., 2003).

Por definición los conos de escoria corresponden a acumulaciones cónicas de lapilli y bombas, con un cráter en la cumbre, que en algunos casos puede estar abierto hacia uno de sus flancos (Valentine y Connor, 2015). Generalmente presentan formas simples, tamaño pequeño (Wood, 1980) y una composición que varía desde básica a intermedia ($\text{SiO}_2 \leq 52\%$, e.g Valentine et al., 2007; Guilbaud et al., 2009b; Kereszturi y Németh, 2012). Este tipo de centros volcánicos representan una de las expresiones más comunes de volcanismo basáltico continental, desarrollándose en zonas de subducción (e.g campo volcánico Auckland, Nueva Zelanda; Centros Eruptivos Menores Caburgua-Huelemolle, Chile), zonas de rift continental (e.g campo volcánico San Francisco, USA) y cercano a ambientes de intraplaca (e.g., Plateau Colorado, USA). Su formación está condicionada a tasas de ascenso de magma relativamente lento, donde las burbujas son capaces de unirse y formar burbujas ricas en gas que posteriormente conducen a erupciones estrombolianas (e.g Wood, 1980; Head y Wilson, 1989; Riedel et al., 2003). Sin embargo, estos centros pueden originarse en diversos estilos eruptivos, habiendo sido reconocidos en erupciones tipo hawaianas (Head y Wilson, 1989), estrombolianas de corto alcance (McGetchin et al., 1974) e incluso en erupciones estrombolianas violentas o subplinianas (Valentine et al., 2005,

2007; Valentine y Gregg, 2008; Pioli et al., 2008). Comúnmente los conos de escoria son acompañados de flujos de lava (Figura 8) que pueden extenderse por metros hasta decenas de kilómetros (Walker, 1973; Wood, 1980; Head y Wilson, 1989; Valentine y Connor, 2015). Los depósitos resultantes son piroclastos relativamente gruesos de tamaños lapilli a bomba que se acumulan alrededor del cráter en forma de cono. Los depósitos pueden soldarse si los fragmentos son expulsados rápidamente en estado caliente, en cuyo caso se forman conos de spatter, aunque la mayoría no están soldados (Valentine y Connor, 2015).

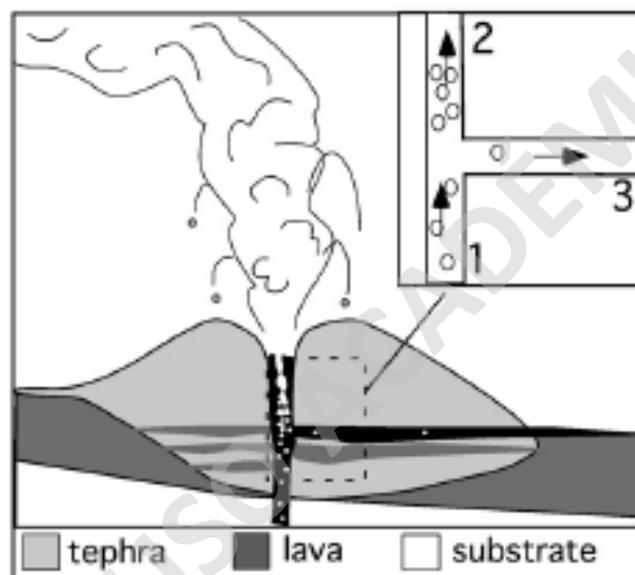


Figura 8 Esquema de conos de escoria. En la imagen se destaca la actividad dual efusiva y explosiva en erupciones estrombolianas violentas (Pioli, 2009).

2.2. Inclusiones vítreas

2.2.1. Definición e historia

Las inclusiones vítreas (IV) corresponden a pequeñas porciones de fundido silicatado atrapado dentro de fenocristales a temperaturas y presiones magmáticas (Sorby, 1858; Roedder, 1979, 1984). Los primeros estudios de IV se remontan al siglo XIX donde autores como Sorby (1858) y Zirkel (1873) describen por primera vez inclusiones fluidas y vítreas. Sin embargo, pasarían algunos años para dar

importancia al estudio de IV (Lowenstern, 2003). En la década del 80 del siglo XX, a través de estudios de geología económica se volvió a dar importancia al estudio de inclusiones fluidas (e.g Hollister y Crawford, 1982; Roedder, 1984), lo que permitió que los estudios se hicieron más abundantes (e.g Anderson, 1991; Qin et al., 1992; Lowenstern, 1994, 1995).

Lowenstern (2003) señala algunas de las razones por las que no se daba mayor importancia a las inclusiones vítreas. Entre los principales problemas se encontraba la inseguridad de que las IV representaran con precisión la composición de los magmas, poco desarrollo de técnicas analíticas, el crecimiento de cristales post-atrapamiento y la fuga o difusión de especies entre el fundido y el cristal. Adicionalmente, los primeros estudios encontraban que las temperaturas de homogenización eran demasiado altas comparado con otros geotermómetros (e.g Sommer, 1977; Beddoe-Stephens et al., 1983). Por otro lado, estudios calculados por Microsonda Electrónica arrojaban concentraciones anómalas con respecto a lo que se esperaba obtener (Holloway, 1979; Gill, 1981) y, además, la gran variabilidad en la composición para IV de una misma unidad volcánica provocaba desconfianza en los resultados (e.g Muenow et al., 1979; Melson, 1983; Sommer y Schram, 1983; Harris y Anderson, 1983; Palais y Sigurdsson, 1989).

El desarrollo de nuevas técnicas analíticas como la micro Espectrometría Infrarroja Transformada de Fourier (mFTIR) y Microsonda Electrónica (EPMA) permitieron obtener nuevos datos, lo que causó un aumento considerable en el estudio de IV (Lowenstern, 2003). La preocupación con los cambios químicos en la zona de interfaz cristal-inclusión disminuyeron al no encontrarse evidencia de heterogeneidades dentro de inclusiones (Lu et al., 1995) y los cambios post-atrapamiento pudieron ser modelados eficientemente (Sobolev y Danyushevsky, 1994).

Para formar IV Sobolev y Kostyuk (1975) y Roedder (1979, 1984) proponen que algún proceso debe interferir en el crecimiento normal del cristal, causando que un pequeño volumen de magma quede atrapado dentro del cristal. Los mecanismos descritos por estos autores son:

- 1) Sobreenfriamiento o suministro no uniforme de nutrientes

- 2) Reabsorción seguido de cristalización
- 3) Humectación del cristal por una fase inmisible o unión de un cristal pequeño que da como resultado crecimientos irregulares junto con el fundido silicatado
- 4) Separación de una fase inmisible

Las IV representan una masa fundida que se aísla del magma en profundidad, preservando sus características iniciales. En rocas volcánicas de rápido enfriamiento las inclusiones vítreas pueden consistir en vidrio, burbujas de gas y fases minerales coarados que comúnmente se conocen como “minerales hijos” (Roedder, 1979). Los minerales hijos (en inglés daughter minerals) son referidos a la formación de nuevas fases dentro de la inclusión. El rol del fenocristal que alberga a las inclusiones es actuar como un sólido incompresible evitando que se produzcan la desgasificación durante la erupción (Lowenstern, 2003). Después de la captura las inclusiones son aisladas del fundido externo y de esta manera proporcionan una fuente de información muy útil para estudiar los sistemas magmáticos, tanto su evolución durante el ascenso como los principales procesos que podrían ocurrir, tales como los mecanismos de desgasificación, mezcla de magmas y asimilación (Kent, 2008). En particular, la presencia de volátiles preservados en inclusiones vítreas permite inferir la presión de formación del cristal (junto con ello la profundidad), como también, permite dilucidar información de la temperatura y estados de oxidación en cámaras magmáticas (e.g Blundy y Cashman, 2008; Putirka, 2008; Métrich y Wallace, 2008; Cashman, 2013).

2.2.2. Clasificación

La clasificación de inclusiones vítreas se basa en estudios realizados por Roedder (1979, 1984) en inclusiones fluidas (IF), debido a que las IV corresponden a una subcategoría de ellas. El autor determino la misma clasificación para IV, es decir, inclusiones primarias, secundarias y pseudo-secundarias. Las inclusiones primarias son formadas durante la etapa de formación del cristal, las inclusiones

secundarias se forman a partir de fracturas a lo largo del cristal después de que el cristal dejó de crecer y las pseudo-secundarias son formadas a través de fracturas contemporáneas con el crecimiento del cristal. A pesar de que las inclusiones primarias son las más representativas del magma original, esto no siempre es confiable debido a posibles cambios durante o después de la cristalización (Cannatelli et al., 2016).

Otra clasificación de acuerdo a la forma y disposición de la inclusión son proporcionadas por Sobolev y Kostyuk (1975) y Roedder (1979, 1984), quienes clasifican inclusiones completamente cerradas y reentrantes (Figura 9). Además, Anderson (1991) define una nueva categoría llamada inclusiones hourglass. Las inclusiones completamente cerradas son las que están aisladas del fundido exterior y solo puede haber transferencias a través de la difusión en el borde con el cristal (Roedder, 1984). Las inclusiones hourglass son las que están conectadas con el exterior mediante “cuellos de vidrio” delgados que conectan con un cuerpo de vidrio más grande, lo cual hace que el sistema permanezca abierto (Anderson y Brown, 1993). Las inclusiones reentrantes (Figura 9) están conectadas al exterior a través de fracturas anchas y abiertas (Roedder, 1984).

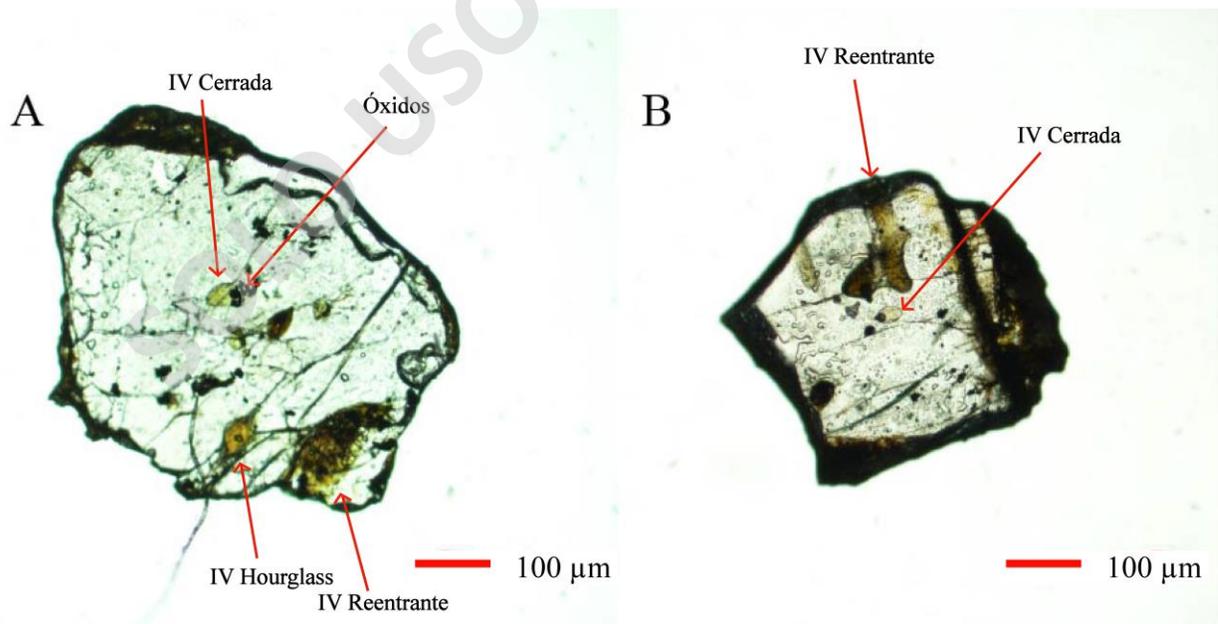


Figura 9 Tipos de inclusiones CEM Caburgua. A) Inclusiones cerradas, hourglass y reentrantes muestra CAB1BC. B) Inclusiones cerradas y reentrantes muestra CAB1D.

2.2.3. Modificaciones post-atrapamiento

Una vez que las inclusiones vítreas fueron atrapadas dentro del cristal pueden sufrir una variedad de modificaciones post-atrapamiento (Figura 10), lo cual puede modificar o condicionar la composición inicial (Roedder, 1979, 1984; Danyushevsky et al. 2002b; Baker et al., 2005, 2008). La combinación de estos cambios post-atrapamiento puede provocar concentraciones de H₂O-CO₂ erróneas y parecidas a los cambios provocados por la desgasificación natural del magma (Gaetani et al., 2012; Steele-MacInnis et al., 2011).

En primer lugar, la cristalización post-atrapamiento es uno de los cambios más comunes y se produce cuando disminuye la temperatura de la IV atrapada (Figura 10), lo cual provoca cristalización de la inclusión en la interfaz cristal-inclusión (Roedder, 1984; Danyushevsky et al., 2002b; Kress y Ghiorso, 2004). Este proceso es inevitable y ocurre en todas las inclusiones atrapadas (Kent, 2008).

Otro de los problemas asociados a las modificaciones post-atrapamiento se trata de la pérdida por difusión entre la IV y el mineral huésped y/o con el fundido externo (Figura 10) (Qin et al., 1992; Danyushevsky et al., 2000, 2002a, b; Cottrell et al., 2002). En particular, las inclusiones vítreas en todos los minerales son propensas a la difusión de H⁺ dentro o fuera de las inclusiones, incluso después de la captura y antes de la erupción, y durante los experimentos de homogeneización, debido a su rápida difusión a través del cristal huésped (Aubaud et al., 2004; Hauri et al., 2006; Gaetani et al., 2012). Si no se tiene en cuenta, este proceso puede afectar significativamente las temperaturas de cristalización y composición química derivadas de los experimentos de homogeneización (Danyushevsky et al., 2002b).

La presencia de burbujas (Figura 9) dentro de las IV corresponde a otros de los cambios post-atrapamiento y de manera general pueden ser explicadas por dos razones. En primer lugar, puede ser explicado por captura heterogénea de una masa fundida saturada en volátiles (Roedder 1979, 1983; Lowenstern, 1995) y en segundo lugar como resultado del enfriamiento y descompresión de la IV, momento en el cual puede exsolver una o más burbujas de vapor o cristalizar (Lowenstern, 1995, 2015). Las burbujas formadas en IV se les denomina “burbujas de

contracción” (en inglés shrinkage bubbles) y tal como sucede en inclusiones fluidas, la nucleación puede estar relacionada al enfriamiento isocórico del líquido homogéneo atrapado en la IV, lo que causa despresurización y saturación de una fase de baja densidad (Lowenstern, 2003). Roedder (1979, 1984) propone que las burbujas de contracción pueden considerarse como una fase separada formada por la inmiscibilidad entre el fundido y vapor. De esta manera, el estudio de las burbujas de contracción tanto el tamaño, distribución y composición puede revelar la historia del fluido inmiscible, desgasificación y tasas de ascenso del magma (Lowenstern, 2003). Para mayor detalle de la formación de burbujas se sugiere revisar los trabajos Lowenstern (1995, 2003, 2015), Hartley et al., (2014), Wallace et al., (2015) y los nuevos modelos geoquímicos mencionados por Moore et al., (2015), Esposito et al., (2016) y Robidoux et al., (2018).

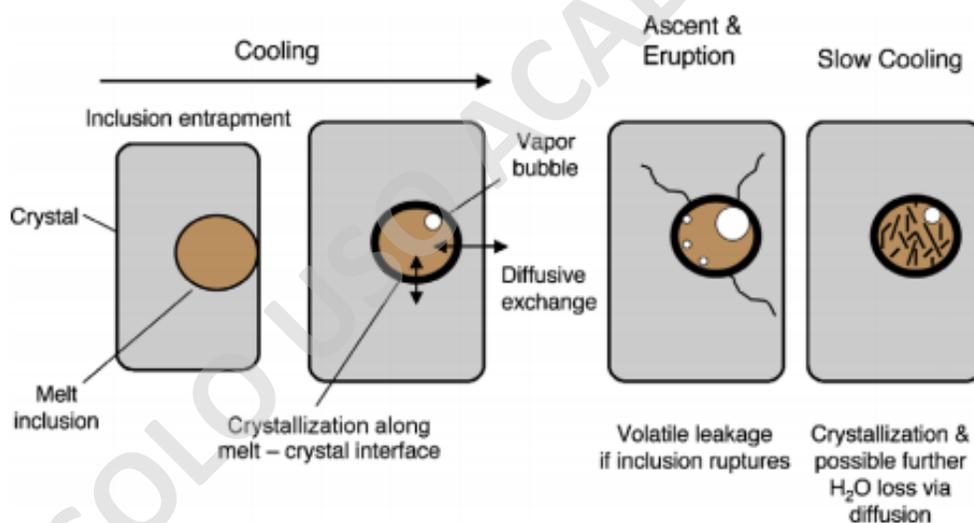


Figura 10 Esquema de las modificaciones post-atrapamiento en IV (Wallace, 2005).

2.3. Volátiles magmáticos

Los volátiles magmáticos desempeñan un papel crítico en todos los aspectos de la actividad volcánica en ambientes de arco, desde la acumulación y exsolución en los reservorios, hasta la desgasificación que ocurre durante el ascenso del magma a la superficie, y finalmente en las erupciones volcánicas (Cashman, 2004). Los gases volátiles son las causas fundamentales del ascenso, efervescencia, expansión y fragmentación del magma, ya sea de forma disuelta o exsuelta (Lowenstern, 2003). Estos gases controlan fuertemente la densidad y viscosidad de líquidos magmáticos pre-eruptivos (Lowenstern, 2003), como también, tienen importantes efectos en la cristalización y temperatura del magma (Cashman, 2015). Para entender las condiciones pre-eruptivas del magma almacenado en profundidad, las condiciones de cristalización, las propiedades físicas del magma como también el comportamiento eruptivo, es importante conocer el contenido total de volátiles contenidos en el magma en profundidad (e.g Carroll y Holloway, 1994; Cashman, 2013). Los métodos más usados para estimar el contenido de volátiles inicial son a través de fases de equilibrio mineral e inclusiones vítreas atrapadas dentro de cristales, siendo esta última parte de este estudio.

Los volátiles más abundantes en magmas naturales son el H_2O y CO_2 , y en menor medida otros elementos como el S, Cl y F (Wallace, 2005). En general la solubilidad de estos volátiles es fuertemente dependiente de la presión, resultando que a mayor presión aumenta la solubilidad de estos compuestos, y por ende se encuentran disueltos a mayor profundidad en fundidos silicatados. La solubilidad también depende de la temperatura y composición del magma, por lo cual se tiene que en general los magmas riolíticos tienen mayor solubilidad que magmas basálticos (Wallace, 2005).

Los contenidos de H_2O en zonas de subducción muestran valores entre 0,2 a 6 wt% (Métrich y Wallace, 2008), que son altos si se comparan con volátiles en basaltos de dorsales oceánicas (<1 wt%, e.g Sobolev y Chaussidon, 1996; Fisher y Marty, 2005). Un ejemplo que da cuenta de esta variación es expuesto en los arcos Mariana con concentraciones entre 1-3 wt% H_2O antes de la desgasificación (Newman et al., 2000). El CO_2 en magmas de arco muestra un rango limitado de

concentraciones ($0 \leq 0,25$ wt%) y raramente supera los 0,3 wt% en las IV. Las inclusiones vítreas en olivino provenientes del volcán Etna reflejan concentraciones $\leq 0,4$ wt% CO₂ (Métrich et al., 2004), mientras que el contenido original sería de ~1,5 wt% para el magma primario (Allard et al., 1997).

En el caso del volcán Villarrica Witter et al., (2004) a través de inclusiones vítreas de composición basáltica calculo concentraciones de H₂O de 0,3 % y CO₂ entre 20 – 70 ppm (técnica SIMS).

2.4. Fuente de los gases hidrotermales regionales

Las características isotópicas de Helio y Carbono son utilizados para evaluar la participación relativa del manto y la corteza en la formación de los gases volcánicos e hidrotermales (e.g van Soest et al., 1998), así como también los mecanismos de reciclaje volátil en ambientes de subducción (Sano y Marty, 1995; Fischer et al., 1998, 2002). Además, las relaciones isotópicas de gases nobles (e.g He/Ar) son utilizadas comúnmente como indicadores de los procesos de desgasificación magmática (Sano y Fisher, 2013).

Por estos motivos, el análisis en conjunto de ambos elementos podría influir en la interpretación de las fuentes de los procesos magmáticos involucrados en las cercanías de ambos centros eruptivos de estudio. Específicamente, en los trabajos de Ray et al., (2009) y Tardani et al., (2016) se detalla la composición isotópica de Helio y Carbono de gases tomados desde fuentes hidrotermales localizadas cercanas a los CEM de Chaillupén y Caburgua.

De las 18 zonas hidrotermales estudiadas por Ray et al., (2009) 5 se encuentran cercanas al volcán Villarrica (Figura 11). Estas zonas corresponden a Rio Blanco, Minetúe, Quimey-Co, Coñaripe y Geométricas, todas distribuidas a lo largo de la Zona de Falla de Liquiñe-Ofqui (ZFLO). La composición isotópica de He medidos a través de la relación Rm/Ra (³He / ⁴He dividida por la razón ³He / ⁴He en el aire) de pozos geotérmicos se encuentran entre 4,09 a 4,89, para gas de piscinas burbujeantes entre 4,15 a 4,25 y para gases disueltos entre 4,11 a 4,45. Los

resultados de $\delta^{13}\text{C}$ (CO_2), en cambio, se encuentran entre -11,34 a -17,71 para pozos geotérmicos, para piscinas burbujeantes entre -11,90 a -17,11 y para gases disueltos ente -7,29 a -13,21.

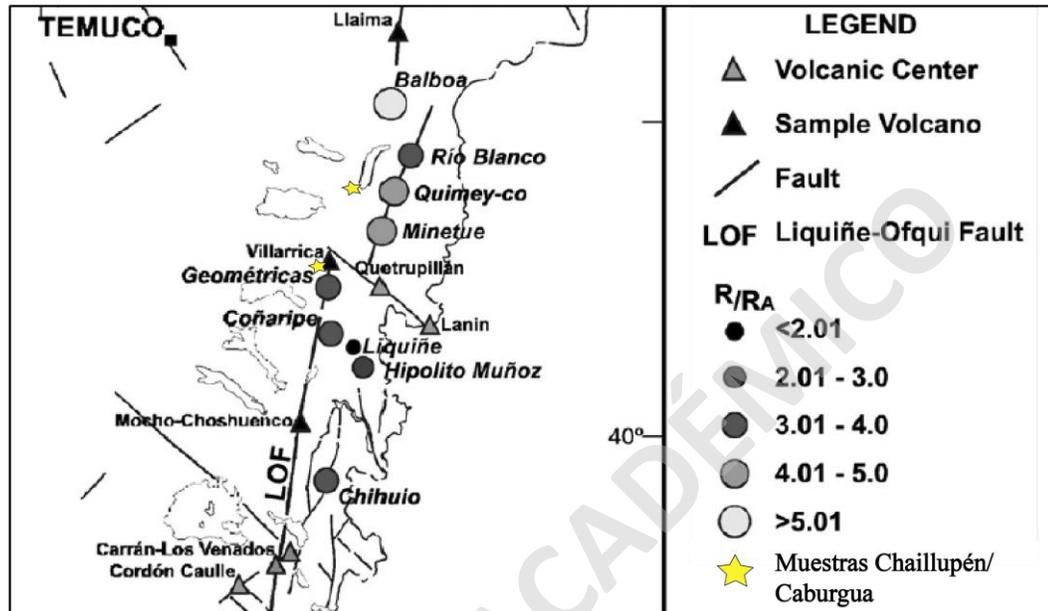


Figura 11 Mapa de localidades de muestreo hidrotermal en la Zona Volcánica Sur Central de Chile. Se muestran los valores de $^3\text{He}/^4\text{He}$ corregido por aire (Notación R_c/R_a), y además, de manera comparativa se encuentra la ubicación de las muestras de Caburgua y Chaillupén con simbología de estrella amarilla (Modificado de Ray et al., 2009).

En Tardani et al., (2016) se muestran los resultados de gases de fumarolas y aguas termales para 23 puntos en la ZVS, de los cuales solo se consideran 5 puntos de aguas termales cercanos al volcán Villarrica (Figura 12). En primer lugar se consideran 3 puntos de muestreo asociados a estructuras de orientación NNE relacionados a la Zona de Falla de Liqueñe-Ofqui (ZFLO) correspondientes a: 1) Termas de Quimey-Co (QC (14), piscinas burbujeantes). 2) Parque Termal Minetúe (ME (15), gases disueltos). 3) Termas de Palguín (PA (16), piscinas burbujeantes). En estas muestras la razón R_a (radios de $^3\text{He}/^4\text{He}$ calculado utilizando la razón $^3\text{He}/^4\text{He}$ del aire $1,4 \times 10^{-6}$ ccSTP/g) varía entre 3,58 a 4,67 en piscinas burbujeantes y en gases disueltos es 5,05. Para el $\delta^{13}\text{C}$ (CO_2) los resultados están entre -30,72 a -49,41 para dos muestras de gas de burbujas y -27,36 en una muestra de gas disuelto en agua. En el caso de las muestras relacionadas a estructuras de

orientación NO, por otro lado, se consideran 2 puntos de muestreo en gases disueltos. Estas son puntos son: 1) Eco Termas Pellaifa (PF (17)), y 2) Termas de Coñaripe (CO (18)). Los resultados de la razón Ra varían entre 3,39 y 3,69, y para el $\delta^{13}\text{C}$ se encuentran entre -20,05 a -23,89.

De manera general, la composición isotópica reportada en ambos trabajos indica que las manifestaciones hidrotermales asociadas a estructuras NNE-SSO mostrarían signatures más primitivas (i.e. enriquecidas en el componente mantélico respecto al cortical), mientras que las muestras asociadas a estructuras NO-SE y cercanas al volcán Villarrica muestran un mayor grado de contaminación cortical.

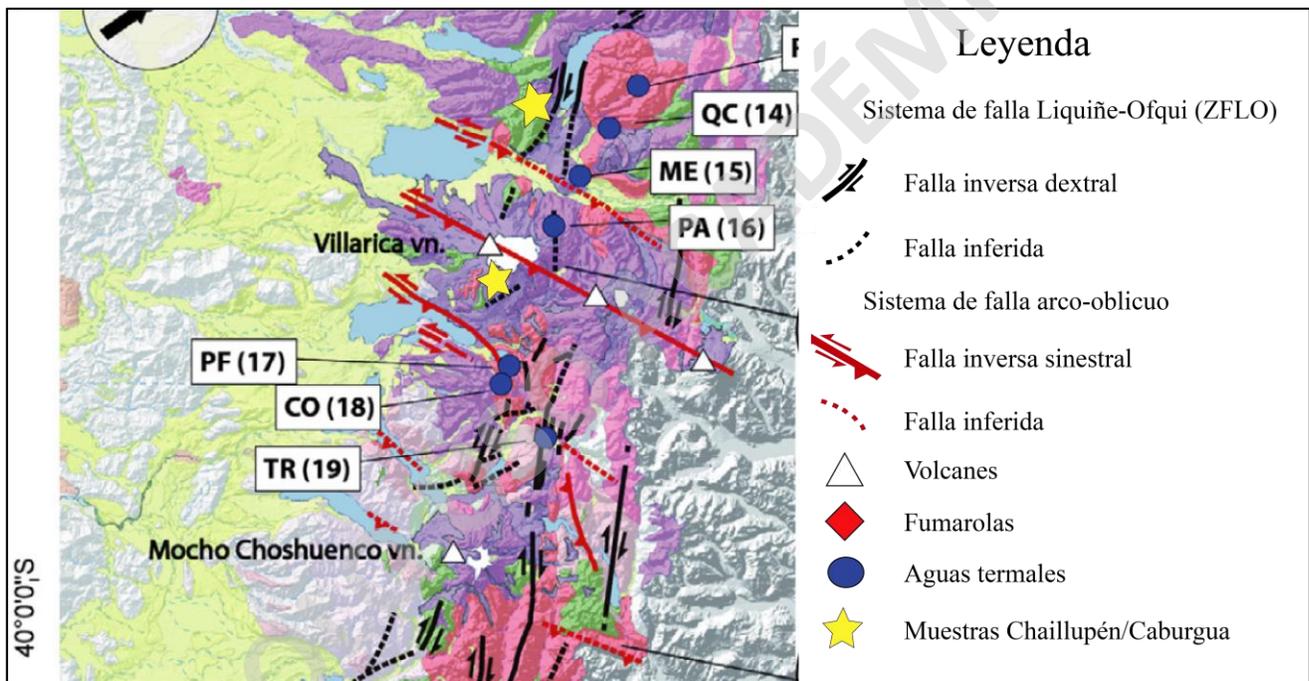


Figura 12 Mapa geológico, estructural e hidrotermal de la parte central de la Zona Volcánica Sur de los Andes. Las líneas continuas y discontinuas representan las fallas principales y secundarias encontradas en la zona. Con el símbolo de estrella amarilla se muestran los puntos de muestreo en Chaillupén y Caburgua (Modificado de Tardani et al., 2011).

3. Marco geológico

En este capítulo se describen los principales trabajos realizados en los Centros Eruptivos Menores Chaillupén y Caburgua. Además, se presentan y describen las unidades geológicas expuestas en las áreas del volcán Villarrica (Figura 13) basada los trabajos de Moreno (1993), Clavero y Moreno (2004) y Moreno y Clavero (2006). Para el caso de los Centros Eruptivos Menores de Caburgua la descripción está basada principalmente en Moreno y Lara (2008) (Figura 14).

3.1. Centros Eruptivos Menores Chaillupén

3.1.1. Trabajos anteriores

Si bien los trabajos sobre el volcán Villarrica y sus respectivos depósitos son numerosos, existen pocos trabajos específicos sobre los CEM de Chaillupén. Algunos de los trabajos que mencionan al grupo Chaillupén se encuentran en Moreno (1993), Clavero y Moreno (2004), Moreno y Clavero (2006) y Lohmar (2008).

En el trabajo de Moreno (1993) en donde se describe la geología del volcán Villarrica y su evaluación del riesgo volcánico, se define y describe por primera vez a los CEM de Chaillupén y Los Nevados. En este documento se especifican sus características físicas, las estructuras relacionadas a su formación y la composición química general de los productos emitidos.

Luego, en Clavero y Moreno (2004) se aportan nuevos antecedentes y descripciones de las unidades que comprenden al volcán Villarrica y se precisan datos sobre las etapas evolutivas definidas previamente.

Posteriormente, en Moreno y Clavero (2006) a través de la carta y mapa geológico del volcán Villarrica, se agregan nuevos antecedentes sobre estos Centros Eruptivos Menores, principalmente se precisan sus edades y las características físicas de los conos de cada sector.

Un estudio más reciente realizado por Lohmar (2008) y enfocado en la petrología de las Ignimbritas Pucón, Licán, y Curacautín, mencionan y estudian los CEM de Chaillupén y Los Nevados por sobreyacer los depósitos de la ignimbrita Pucón, lo cual permitiría obtener información sobre los magmas parentales del volcán Villarrica. En este trabajo describen y estudian las coladas de lava asociadas a los conos, en especial sobre sus características petrológicas y geoquímicas.

3.1.2. Geología del área del volcán Villarrica

3.1.2.1. Rocas estratificadas

Complejo Metamórfico Trafún DCt (Devónico - Carbonífero)

Complejo metamórfico definido por Campos et al., (1998). Litológicamente están conformados por filitas, cuarcitas y gneises, localmente afectados por fuerte deformación.

Formación Panguipulli Trp (Triásico Superior)

Secuencia sedimentaria definida por Aguirre y Levi (1964). Litológicamente está conformada por lutitas, pizarras, filitas, esquistos, meta-conglomerados y cuarcitas.

Estratos de Pino Huacho Omeph (Oligoceno?-Mioceno)

Unidad informal volcanoclástica definida en Moreno y Clavero (2006). Consiste en una secuencia de lavas, tobas brechosas y de lapilli, todas de composición andesítica.

Estratos de Península Pucón Mepp (Mioceno Medio a Superior?)

Unidad informal volcanoclástica definida en Moreno y Clavero (2006). Litológicamente está constituida por lavas amigdaloidales, brechas piroclásticas y tobas líticas de lapilli, todas de composición andesítica.

Estratos de Huincacara PPIeh (Plioceno Superior-Pleistoceno)

Unidad informal volcanoclástica definida en Moreno y Clavero (2006). Está compuesta por brechas piroclásticas, areniscas y conglomerados epiclásticos, principalmente con fragmentos lávicos andesíticos.

3.1.2.2. Rocas Plutónicas

Intrusivos del Paleozoico Pzg

Conjunto de cuerpos plutónicos que afloran en el sector suroccidental del área de estudio. En general están compuestos por granitos, granodioritas y tonalitas de grano grueso.

Intrusivos del Cretácico Kg

Cuerpos plutónicos ubicados en el sector suroriental del área de estudio, donde predominan las fases tonalíticas, con cuerpos subordinados de granodioritas y dioritas cuarcíferas.

Intrusivos del Mioceno Mg

Conjunto de cuerpos plutónicos ubicados principalmente en la parte oriental del área de estudio, que forman en parte, su basamento oriental. Predominan dioritas, tonalitas y granodioritas.

3.1.3. Geología del volcán Villarrica

La geología del volcán Villarrica (39° 25'S y 71° 56' W) ha sido dividida en tres estadios de evolución, sobre la base de criterios estratigráficos, geomorfológicos, estructurales y geocronológicos (Moreno, 1993; Clavero y Moreno, 2004; Moreno y Clavero, 2006). Las unidades corresponden a Villarrica 1, 2 y 3 que se describirán a continuación.

Unidad Villarrica 1 Plv1, Plv1a (Pleistoceno Medio a Superior; Pleistoceno Medio-13.850 años AP)

Unidad definida en primera instancia por Moreno (1993) y posteriormente modificada en Clavero y Moreno (2004) y Moreno y Clavero (2006). Esta unidad se ha dividido en dos etapas, separadas por un evento mayor que generó el colapso parcial del edificio construido durante la primera etapa y que formó la caldera 1. La primera etapa se caracterizó por emitir lavas de composición basáltica a andesítica basáltica, brechas piroclásticas de caída y flujo, y numerosos depósitos laháricos. La segunda etapa de construcción del edificio volcánico, post caldera 1, comenzó con la formación de domos exógenos y endógenos superficiales de composición dacítica (64,5 % SiO₂, Clavero y Moreno, 2004), junto con la inyección de filones y diques de la misma composición. En cuanto a las edades reportadas, Moreno y Clavero (2006) a través de dataciones radiométricas ⁴⁰Ar/³⁹Ar en lavas de la parte basal, obtuvieron edades de 600±70 ka, 580±40 ka, 560±70 ka y 170±60 ka. Mientras que, Gaytan et al., (2005) obtuvo edades en depósitos de flujo piroclástico entre 13.920 ±60 a 41.180 ±1.480 años AP a través de dataciones radiométricas ¹⁴C en madera carbonizada y Denton, Clapperton y Robin (com. escrita, 2005) reportaron dataciones radiocarbono comprendida entre >45 ka AP y 13.900 años AP.

Unidad Villarrica 2 PIHv2p, PIHv2l (Pleistoceno Superior-Holoceno)

Unidad definida en primera instancia por Moreno (1993) y posteriormente modificada en Clavero y Moreno (2004) y Moreno y Clavero (2006). Litológicamente corresponde a una secuencia de lavas andesítico-basáltica a dacítica, y depósitos laháricos, que se distribuye hacia todos los flancos del volcán. En cuanto a las relaciones de contacto estratigráfico, las lavas y depósitos piroclásticos de esta unidad se disponen normalmente en discordancia de erosión (en su mayoría por acción glacial) sobre lavas y depósitos piroclásticos de la Unidad Villarrica 1. Cabe destacar que la base y techo están formados por los dos depósitos de flujo

piroclástico más voluminosos de la historia eruptiva posglacial del volcán Villarrica, las Ignimbritas Licán y Pucón. Las edades obtenidas mediante dataciones radiométricas ^{14}C en madera carbonizada son de 13.850 años AP para la Ignimbrita Licán y 3.700 años AP para la Ignimbrita Pucón (Moreno et al., 1994a; Clavero y Moreno, 1994; Clavero, 1996; Clavero y Moreno, 2004).

Unidad Villarrica 3 Hv3, Hv3lha, Hv3lh (Holoceno tardío)

Unidad definida en primera instancia por Moreno (1993) y posteriormente modificada en Clavero y Moreno (2004) y Moreno y Clavero (2006). En general, esta unidad está compuesta por lavas de composición andesítico-basálticas, depósitos de flujo, oleada y caída de la misma composición, y depósitos laháricos, que se distribuyen hacia todos los flancos del volcán. Esta unidad ha sido separada en 2 subunidades: la subunidad más reciente está constituido por las erupciones desde 1787 DC hasta 1984 DC, mientras que la subunidad más antigua incluye las erupciones desde 3.700 AP hasta las erupciones históricas anteriores a 1787 DC. Cabe destacar que ambas edades fueron obtenidas en depósitos piroclásticos a través de dataciones ^{14}C en madera carbonizada.

3.1.3.1. Centros volcánicos adventicios

Corresponden a 30 centros eruptivos adventicios separados en dos grupos denominados Chaillupén y Los Nevados. En general, sus productos corresponden a depósitos piroclásticos y lavas andesítico-basálticas asociadas, ubicadas en los flancos oriental y austral del volcán Villarrica. Cabe destacar que este trabajo el mayor énfasis se encuentra situado en la descripción del Grupo Chaillupén por formar parte de este estudio.

Grupo Los Nevados HIn (Holoceno)

Conjunto de conos de piroclastos y lavas asociadas ubicados en el flanco noroccidental del volcán, y que se ha dividido en dos subgrupos, de acuerdo con su disposición espacial y edad. En general, la mayoría de estos conos se encuentra distribuido a lo largo de una fractura de orientación N60°E, salvo un cono aislado con orientación de fractura SSE. La composición de sus productos es basáltica a andesítico-basáltica.

Grupo Chaillupén Hch (Holoceno)

Conjunto de conos de piroclastos y lavas asociadas ubicados en el flanco suroccidental del volcán, alineados en dirección N-S y N35°E. Además, se encuentran dos conos aislados, y otros dos coalescentes, que en conjunto abarcan un área ca. 15 km². Se han dividido en dos subgrupos llamados Chaillupén 1 y 2, de acuerdo a su disposición espacial y cronología de formación. La composición de sus productos es basáltica a andesítico-basáltica, tanto para lavas como para depósitos de caída.

Subgrupo Chaillupén 1 Hch1, Hch1a (Holoceno >3.700 años AP)

El Subgrupo Chaillupén 1 es el más antiguo y está conformado un conjunto conos de piroclastos (Hch1p) que se generaron a través de las tres fisuras principales y de lavas asociadas (Hch1l), que se encuentran parcialmente cubiertas por depósitos de la Ignimbrita Pucón (Moreno, 1993) y por depósitos piroclásticos de la Unidad Villarrica 3. Entre las características físicas de los conos estos presentan bases subcirculares de hasta 600 m de diámetro, alturas inferiores a 80 m y cráteres de hasta 300 m de diámetro, generalmente abiertos, mientras que las lavas presentan extensiones de hasta 3 km (Moreno y Clavero, 2006). La edad asignada inicialmente fue entre 4.500-5.500 años, por creer que serían

contemporáneo a los centros adventicios Los Nevados, donde por relaciones estratigráficas se determinó ese rango de edad (flujos piroclásticos con edad de 4.190 años en el techo de Los Nevados y el flujo anterior en la base con edad de 5.680 años, Moreno, 1993). Posteriormente, en Moreno y Clavero (2006) se precisó su edad de formación a >3.700 años AP en base a su disposición estratigráfica bajo los depósitos de la Ignimbrita Pucón.

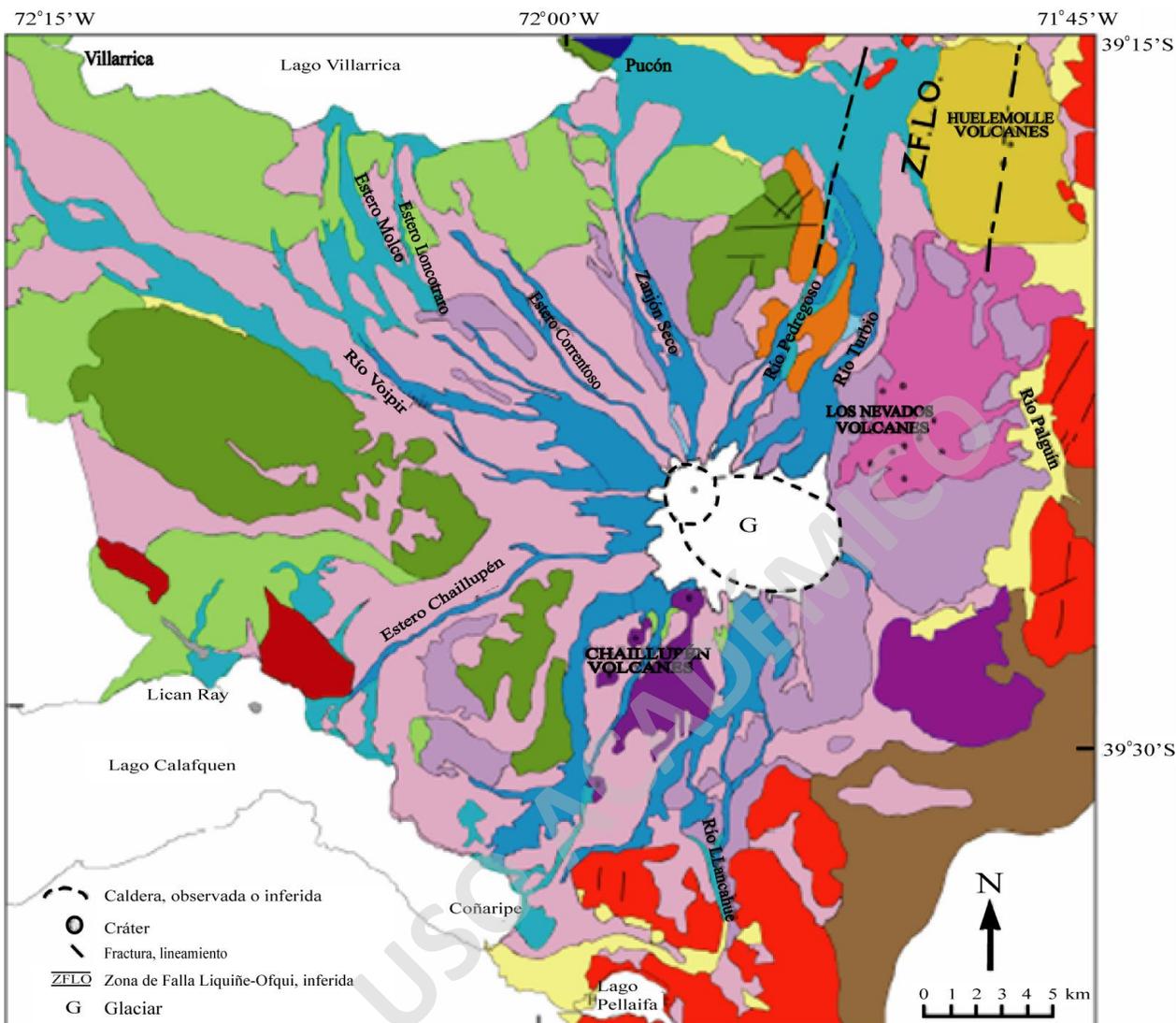
Subgrupo Chaillupén 2 Hch2, Hch2a (Holoceno <3.700 años AP)

El subgrupo Chaillupén 2 corresponde a una serie de conos piroclásticos (Hch2p) formados a través de la fisura central, de orientación norte-sur y lavas andesítico-basálticas asociadas (Hch2l). Entre las características físicas de los conos estos presentan bases circulares a subcirculares de hasta 750 m de diámetro, alturas inferiores a 100 m y cráteres, uno abierto, de hasta 250 m de diámetro, mientras que las lavas presentan extensiones de hasta 4,5 km. Ambos productos se disponen sin cubierta piroclástica de la Unidad Villarrica 3, por lo cual su edad se estima con posterioridad a los 3700 años AP (Moreno y Clavero, 2006). En los conos del Cerro Negro, ubicado sobre la fisura N-S habría ocurrido reactivación, manifestado en la formación de dos conos recientes apareados hacia el oeste (Moreno, 1993). Uno de los conos aislados, ubicado a 3,5 km hacia el OSO del volcán, habría emitido spatters (“Salpicaduras”) hasta construir un cono de base elíptica y dirección N65°E. El material emitido presenta color rojizo debido a una intensa oxidación, además de estar soldados y conformado por aglomerado con bombas de hasta 1,9 m de diámetro (Moreno, 1993).

3.1.4. Depósitos Sedimentarios del Pleistoceno-Holoceno

Los depósitos principales que se reconocen en la zona se nombran a continuación. Para más detalle se sugiere revisar el trabajo de Moreno y Clavero (2006).

- Depósitos de la Glaciación Santa María Plg1l, Plg1m (Pleistoceno Medio a Superior)
- Depósitos de la Glaciación Llanquihue Plg2l, Plg2m (Pleistoceno Superior)
- Depósitos coluviales Hc (Holoceno)
- Depósitos poligénicos Hp (Holoceno)
- Depósitos de remoción en masa Hrm (Holoceno)
- Depósitos glaciales recientes Hg (Holoceno tardío)
- Depósitos de litoral lacustre Hpl (Holoceno tardío)
- Depósitos deltaicos Hdel (Holoceno tardío)
- Depósitos aluviales Hal (Holoceno tardío)
- Depósitos fluviales Hf (Holoceno tardío)



Leyenda

Volcán Villarrica	Otros volcanes del área	Basamento
Unidad Villarrica 3	Volcán Quetrupillán	Rocas volcánicas estratificadas
Unidad Villarrica 2	Volcán Huelemolle	Rocas metasedimentarias
Unidad Villarrica 1	Volcán Cordillera el Mocho	Tonalitas y granodioritas
Centros adventicios	Depositos sedimentarios	Intrusiones de granodioritas y andesitas
Los Nevados	Depósitos aluviales y coluviales	Granitos, granodioritas y tonalitas
Chaillupén	Depósitos laháricos	
	Depósitos glaciares, fluvio-glaciares y lacustres	

Figura 13 Mapa geológico volcán Villarrica simplificado. En la imagen se muestran las principales unidades definidas, y específicamente en el flanco SSO los CEM de Chaillupén con color morado.

3.2. Centros Eruptivos Menores Caburgua

3.2.1. Trabajos anteriores

La mayoría de los estudios previos realizados en los Centros Eruptivos Menores de Caburgua integran a todo el grupo Caburgua-Huelemolle (CEMCH). Estos trabajos se enfocan principalmente en las áreas de petrología, geoquímica y tectónica, donde la mayoría ha intentado estudiar la relación de los CEMCH con los estratovolcanes aledaños, en especial el volcán Villarrica, y, por otro lado, las estructuras que controlan su emplazamiento.

En temas de geoquímica y tectónica destacan los trabajos de Hickey-Vargas et al., (1989, 2002), López-Escobar et al., (1995b), Sun (2001) y Morgado (2015).

Hickey-Vargas et al., (1989) estudian las variaciones geoquímicas de los volcanes Villarrica, Lanín y los CEM del área, y los procesos involucrados para cada caso. Se describen los conos de Caburgua-Huelemolle como conos satélites al volcán Villarrica y se exponen diferencias composicionales para el estratovolcán y los CEM debido a heterogeneidades en el material de origen, ya sea por distintos fluidos involucrados o por distintos grados de fusión parcial. También se concluye que las lavas encontradas en los CEM no son parentales con las emisiones generadas por los estratovolcanes, y, por otro lado, los CEMCH presentan variaciones composicionales entre ellos. Además, se relaciona el sistema de falla de Liquiñe-Ofqui como responsable de la formación de los CEM Caburgua-Huelemolle.

En López-Escobar et al., (1995b) se discuten las características geoquímicas de los estratovolcanes compuestos y los Centros Eruptivos Menores especialmente asociados a la Zona de Falla Liquiñe-Ofqui entre los 37-46°S. En este trabajo se describe brevemente algunas de las características de los CEMCH. Se propone que el comportamiento de los elementos incompatibles en los estratovolcanes del sector y los CEM, sería independiente a la orientación de las fallas y fracturas donde son emplazados, y más bien este comportamiento estaría condicionado por los procesos relacionados a la subducción. Por otro lado, se propone que la

composición de los CEM representaría los magmas más primitivos emitidos en esta región de los Andes.

Sun (2001) encuentra similitudes en los elementos traza e isotopos de Sr, Nd y Pb encontrados previamente por Hickey-Vargas et al., (1989) en los CEMCH. En base a los resultados concluye que los magmas de los CEM y del volcán Villarrica se habrían formado por diferentes grados de fusión parcial, pero que también habría distintas cantidades de elementos fluidos en los componentes de subducción.

En Hickey-Vargas et al., (2002) aportan nuevos antecedentes sobre las fuentes de magma para el volcán Villarrica y los Centros Eruptivos Menores Caburgua-Huelemolle. Se propone que los magmas basálticos del volcán Villarrica estarían afectados por distintos componentes en la subducción que los CEM cercanos, lo cual es evidenciado en los contenidos variables de isotopos de Be-U para ambos casos.

En estudios más reciente realizados por Morgado et al., (2015) se explica el contraste en las condiciones pre-eruptivas de los CEMCH y los flujos de lava del año 1971 del volcán Villarrica a través de asociaciones mineralógicas en equilibrio y patrones de zonación en olivino. En este trabajo se da cuenta sobre las distintas condiciones y procesos pre-syn eruptivos asociados a la formación de cada producto. Para el volcán Villarrica se propone un reservorio profundo ubicado entre el límite manto-corteza y otro reservorio más superficial evidenciado en los núcleos de anortíticos de plagioclasas. Mientras que, para Caburgua se cuenta con un reservorio profundo ubicado en el límite manto-corteza desde el cual los magmas habrían migrado directamente a la superficie.

En temas de geología estructural destaca el trabajo de Cembrano et al., (2009) quien hace una revisión de los principales datos tectónicos-geoquímicos de la Zona Volcánica Sur de los Andes. Al igual que en los trabajos anteriores se relaciona la formación de los Centros Eruptivos Menores de los Andes del Sur con la zona de Falla de Liquiñe-Ofqui. En este mismo sentido, se propone que tales estructuras regionales de orientación NE-SO facilitarían un ascenso rápido de magma a la superficie.

La geología del sector se encuentra descrita en Moreno y Lara (2008) a través de la carta y mapa geológico del sector Pucón-Curarrehue (Figura 14). En este trabajo se exponen las principales unidades geológicas y estructuras expuestas en el área, además de la geología económica, peligros geológicos y los principales rasgos del sector. Cabe destacar que el marco geológico del sector de Caburgua-Huelmolle que se describirá a continuación está basado en este trabajo y además, se describen otros trabajos referentes a los CEMCH.

3.2.2. Geología del área de los CEM Caburgua

3.2.2.1. Rocas estratificadas

Formación Curamallín OMcm (Oligoceno-Mioceno)

Definida por González y Vergara (1962) y modificada por Niemeyer y Muñoz (1983) y Suárez y Emparán (1995). Corresponde a una secuencia de lavas, tobas brechosas y de lapilli de composición principalmente andesítica. Esta unidad sobreyace a cuerpos intrusivos del Cretácico y Eoceno, y subyace en discordancia angular a rocas volcánicas de la Formación Malleco (Suárez y Emparán, 1997; Plioceno-Pleistoceno Inferior) y a rocas volcánicas pleistocenas-holocenas.

Estratovolcanes antiguos Plimv (Pleistoceno Inferior-Medio)

Definida por Moreno y Lara (2008). Unidad compuesta por secuencias estratificadas erosionadas y remanentes de antiguos volcanes. Litológicamente está constituida por lavas de composición basáltica a dacítica con intercalación de tobas, brechas y conglomerados volcánicos, además de diques, filones mantos y lacolitos. Esta unidad sobreyace en discordancia de erosión a los granitoides del sector o en discordancia angular sobre las formaciones Curamallín y Curarrehue.

Lavas y rocas volcanoclásticas Plmsv (Pleistoceno Medio-Superior)

Definida por Moreno y Lara (2008). Esta unidad forma parte de la secuencia basal erosionada de estratovolcanes modernos como el Villarrica, Quetrupillan y

Solipulli. Está conformada por lavas andesítico-basálticas con intercalaciones de tobas, brechas y conglomerados volcánicos. Esta unidad subyace en discordancia a las lavas y depósitos piroclásticos que forman los conos volcánicos actuales.

Lavas tardiglaciares PIHv (Pleistoceno Superior alto-Holoceno)

Definida por Moreno y Lara (2008). Unidad constituida principalmente por lavas andesítico-basálticas como también basaltos de olivino que constituyen gran parte de los estratovolcanes actuales (Villarrica, Quetrupillan, Solipulli). Se encuentran sobreyaciendo en discordancia de erosión a las unidades volcánicas del Pleistoceno, depósitos de la Glaciación Llanquihue o rellenan valles labrados en unidades antiguas.

Depósitos piroclásticos posglaciales PIHdp (Pleistoceno Superior alto-Holoceno)

Definida por Moreno y Lara (2008). Unidad formada por una sucesión de depósitos piroclásticos posglaciales, con escasa intercalación de lavas basálticas a andesíticas. Los depósitos piroclásticos son de flujo y caída, generados por los estratovolcanes modernos como el Villarrica, Quetrupillan y Solipulli.

3.2.2.2. Rocas plutónicas

Granito Caburgua Kgc (Cretácico Superior)

Definida por Moreno y Lara (2008). Corresponde a un cuerpo intrusivo que comprende principalmente granitos de biotita, en menor medida granodioritas y dioritas. Subyace en discordancia de erosión a los Estratos de Relicura (Aguirre y Levi, 1964; Paleoceno) y a la Formación Curamallín, y está en contacto por falla y/o intruido por granitoides miocenos.

Granito Curacalco Egc (Eoceno)

Definida por Moreno y Lara (2008). Cuerpo intrusivo plutónico tipo stock, conformado por granitos de biotita y granodioritas de hornblenda. Este cuerpo subyace en discordancia de erosión a la Formación Curamallín, y en el sector de Caburgua está en contacto por falla con el Granito Caburgua.

Granitoides Carhuello Mgc (Mioceno)

Definida por Moreno y Lara (2008). Corresponde a un cuerpo intrusivo plutónico formado principalmente por dioritas, granitos y granodioritas de hornblenda y biotita. Subyace en discordancia de erosión a la formación Malleco (Suárez y Emparán, 1997; Plioceno-Pleistoceno Inferior) y a las unidades pleistocenas y holocenas. A su vez, se encuentra en contacto por falla con el Granito Caburgua y con los Granitoides Trancura.

Granitoides Trancura Mgt (Mioceno Superior)

Definida por Moreno y Lara (2008). Está compuesta principalmente por granitos, granodioritas, aplitas y dioritas. Subyacen en discordancia de erosión a la Formación Curarrehue y a materiales volcánicos pleistocenos-holocenos, y se encuentran en contacto por falla o intruyen al Granito Caburgua y Granitoides Carhuello, Estratos de Relicura y Formación Curamallín.

Complejo intrusivo Huerquehue Mgh (Mioceno Superior)

Definida por Moreno y Lara (2008). Está formado predominantemente por granitos, granodioritas y dioritas. Este cuerpo intrusivo subyace en discordancia de erosión a las secuencias volcánicas pleistocenas-holocenas y en el sector de Caburgua separa al Complejo Intrusivo Huerquehue del Granito Caburgua.

3.2.3. Geología Centros Eruptivos Menores

Como se mencionó en un inicio los Centros Eruptivos Menores Caburgua-Huelemolle (CEMCH) han sido objeto de estudio para diversos autores, sin embargo, en el trabajo regional de Moreno y Lara (2008) se incluyen a los CEM junto con los productos emitidos por los estratovolcanes del área en la unidad denominada “Lavas y conos de piroclastos recientes”. Mientras que, la mayoría de los estudios los agrupan dentro del grupo Caburgua-Huelemolle (e.g Hickey-Vargas et al., 2002; Morgado et al., 2015). Por este motivo, en primera instancia se describirán los CEM basado en el trabajo de Moreno y Lara (2008) y luego se agregarán detalles de los trabajos que describen por separado al grupo Caburgua-Huelemolle, con énfasis en el grupo Caburgua.

Lavas y conos de piroclastos recientes Hv (Holoceno)

Unidad definida por Moreno y Lara (2008). Está compuesta por coladas de lava basálticas a dacíticas emitidas por los estratovolcanes modernos y sus centros adventicios, y conos de piroclastos monogenéticos holocenos. Los estratovolcanes con lavas holocenas corresponden a los volcanes Villarrica, Quetrupillan y Solipulli, y para las lavas silíceas son asociados los volcanes Quetrupillan y Solipulli. Entre los conos de piroclastos monogenéticos holocenos se agrupan a los conos de Caburgua (5), La Barda (3), Huelemolle (3), Redondo (2) y Relicura (7), y en forma aislada los conos San Jorge y Huililco. La composición de los productos asociados a conos monogenéticos es basáltica, con presencia de fenocristales de olivino forsterítico, escasas plagioclasas y piroxenos y se encuentran inmersos en una masa fundamental con textura intergranular a pilotaxítica.

Centros Eruptivos Menores Caburgua-Huelemolle

Los CEM de Caburgua están formados por cuatro conos de piroclastos generados a través de estructuras de orientación N50°E, relacionados a la Zona de Falla de Liquiñe-Ofqui (ZFLO). Los conos alcanzan alturas que varían entre 152 a 414 m y sus volúmenes asociados son $<0.308 \text{ km}^3$. Los productos de lavas tienen entre un 7 a 14 % de fenocristales y <1 % de vidrio en la masa fundamental (Morgado et al., 2015). En tanto, la mineralogía está caracterizada por cristales de plagioclasas (An_{48-63}) y olivino (Fo_{81-87}) (e.g Hickey-Vargas et al., 1989; Moreno y Lara, 2008; Morgado et al., 2015) y baja presencia de clinopiroxeno (Morgado et al., 2015). Las texturas generales reconocidas para todo el grupo Caburgua-Huelemolle corresponden a glomeroporfírica, traquítica y granular (Morgado et al., 2015) y una masa fundamental con texturas traquítica o intergranular (Moreno y Lara, 2008). Por otro lado, la composición para las lavas del grupo Caburgua-Huelemolle es basáltica, variando entre 49.37-52% SiO_2 (Hickey-Vargas et al., 1989; Morgado et al., 2015) y de serie calcoalcalina (Morgado et al., 2015). En cuanto a la edad, se propone que las edades de los CEM Caburgua, La Barda, Huelemolle y Cerro Redondo estarían entre los límites de las Ignimbritas Pucón y Licán (Hickey-Vargas et al., 2002), y aún más acotado existen dataciones de C^{14} obtenidas en material carbonizado de depósitos piroclásticos en los centros eruptivos Huelemolle que indican una edad de 9000 años (Moreno y Clavero, 2006), mientras que para el resto no se encuentran datos disponibles (Moreno y Lara, 2008).

3.2.4. Depósitos del Holoceno

Los principales depósitos expuestos en la zona de estudio corresponden a los nombrados a continuación. Para más detalle se sugiere revisar Moreno y Lara (2008).

- Depósitos de remoción en masa H_{rm} (Holoceno)
- Depósitos deltaicos H_d (Holoceno superior)
- Depósitos coluviales H_c (Holoceno superior)
- Depósitos de abanico aluvial H_{al} (Holoceno superior)

SOLO USO ACADÉMICO

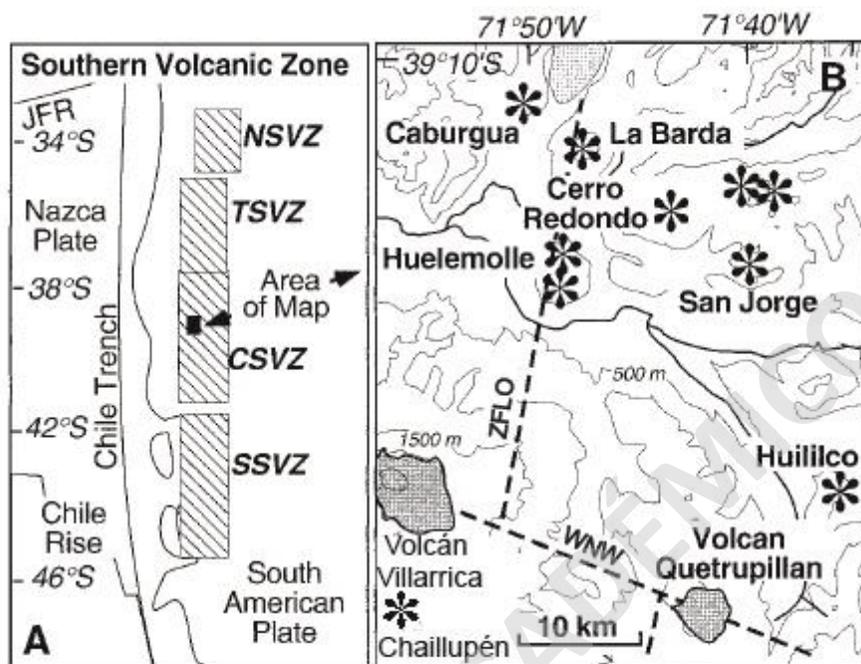
3.3. Estructuras

La Zona de Falla de Liquiñe-Ofqui (ZFLO) es el principal sistema de falla intra-arco entre los 38° a 47°S (Cembrano et al., 1996; Folguera et al., 2002; Adriasola et al., 2006; Rosenau et al., 2006), zona donde se extiende por aproximadamente 100 km de longitud con una orientación preferencial NNE (Cembrano et al., 1996). Estas estructuras controlarían espacialmente la ubicación de la mayoría de los volcanes cuaternarios (Cembrano et al., 1996) y la presencia de los Centros Eruptivos Menores de la zona (López-Escobar et al., 1995b) (Figura 15). Los sistemas volcánicos controlados por tales estructuras favorecerían el rápido ascenso de magmas desde la astenosfera y/o zona de MASH, al estar situados favorablemente con respecto a la dirección de máximo stress (Cembrano y Lara, 2009), lo que también incrementaría la permeabilidad vertical desde zonas profundas (Sánchez et al., 2013).

Lineamientos con tendencia ONO oblicuos al arco volcánico actual y a la Zona de Falla Liquiñe-Ofqui (ZFLO), con orientación principal N50-60°O (López-Escobar et al., 1995b). Estas estructuras alinearían la cadena volcánica Villarrica-Quetrupillan-Lanín (Figura 15), además de los volcanes Cordillera El Mocho y Quinquilil y corresponderían a discontinuidades heredadas del basamento pre-andino que se han reactivado como fallas de rumbo sinistral-inversa durante el desarrollo del arco (Lara et al., 2006b; Cembrano y Lara, 2009). Los centros volcánicos controlados por tales estructuras favorecerían largos tiempos de residencia de magmas y fraccionamiento magmático episódico, que a su vez permite erupciones de magmas más evolucionados al estar situados severamente desfavorables con respecto al campo de stress principal (Cembrano y Lara, 2009). Estas condiciones también permitirían el desarrollo de reservorios magmáticos (Sánchez et al., 2013).

Fracturas menores de orientación general N60°E, NS y N35°E relacionadas a la formación del volcán Villarrica. Estas fracturas serían las responsables de la ubicación de los Centros Eruptivos Menores de Chaillupén y Los Nevados, ambos

ubicados en los flancos del volcán Villarrica (Moreno, 1993; Clavero y Moreno, 2004; Moreno y Clavero, 2006).



Simbología

 Centros Eruptivos Menores

Figura 15 Mapa Zona Volcánica Sur de los Andes (ZVS) y las principales estructuras en el área de estudio (Hickey-Vargas, 2002).

4. Resultados

En este capítulo se describen las principales características petrográficas encontradas en los CEM de Chaillupén y Caburgua. Como criterio general para la descripción petrográfica se consideran fenocristales a los cristales con tamaños $>0,25$ mm y masa fundamental con tamaños $<0,25$ mm. Cabe destacar que la ubicación precisa de cada muestra analizada se encuentra en Anexos A, mientras que la descripción detallada está representada en Anexos B.

4.1. Geología del Centro Eruptivo Menor Chaillupén

En el sector de estudio los CEM de Chaillupén están conformados por una serie de conos de piroclastos de tonalidades rojizas a grises distribuidos a lo largo de una zona de fractura de orientación N-S (Figura 16A). De acuerdo a Moreno y Clavero (2006) estos centros eruptivos forman parte del Subgrupo 2 del Grupo Chaillupén (hch2), y se caracterizan por presentar alturas que no superan los 100m.

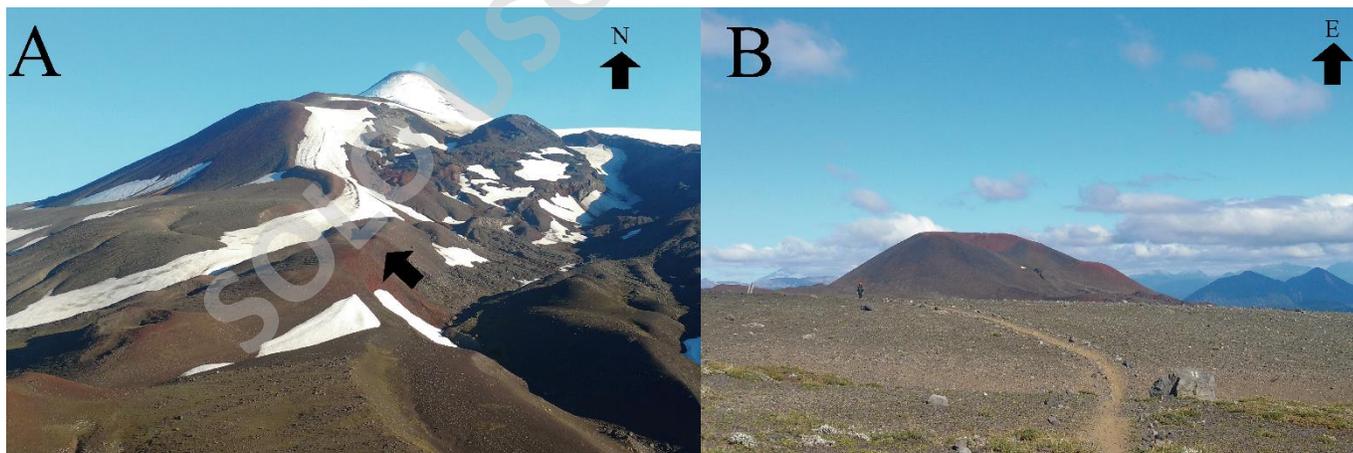


Figura 16 Afloramientos Centros Eruptivos Menores de Chaillupén. A) Zona de fractura de orientación NS donde se ubican la mayoría de los conos pertenecientes al Subgrupo 2 (flecha negra). B) Vista general del cono de estudio, donde se observa la apertura parcial del flanco oeste.

En particular, el cono de estudio se encuentra ubicado en el extremo sur de dicha zona de fractura, donde destaca por ser uno de los conos de mayor altura y volumen del subgrupo. Además, morfológicamente es el único con el flanco oeste parcialmente colapsado (Figura 16B), sector donde también se expone un flujo de lava asociado de textura brechosa y con extensión kilométrica hacia el sur (<3 km). Los depósitos piroclásticos de caída emitidos por el centro eruptivo se caracterizan por presentar fragmentos juveniles escoriáceos y densos, de moderada selección y con formas generalmente subangulosas, que alcanzan tamaños desde lapilli gruesos a bombas. Generalmente los fragmentos tienen tonalidades rojizas a grises y en la mayoría de los casos se encuentran parcial a totalmente aglutinados (Figura 17). Dentro de los fragmentos juveniles se encuentran escorias muy vesiculares (hasta 60 % de vesículas) con tamaños desde lapilli a bombas, y por otro lado, fragmentos densos correspondientes a bombas fusiformes, que en la mayoría de los casos se encuentran recubiertos por material juvenil escoriáceo tamaño lapilli. Cabe destacar que la descripción petrográfica en detalle se muestra a continuación.



Figura 17 Afloramientos juveniles escoriáceos en el flanco oeste de Chaillupén. Se observa la granulometría gruesa de los productos emitidos por el cono, el material parcial a totalmente aglutinado y también destaca la intensa oxidación reflejado en las coloraciones rojizas.

4.1.1. Petrografía depósitos piroclásticos

Los juveniles analizados en depósitos piroclásticos de caída corresponden a bombas fusiformes densas (HCH2A1 y HCH2A5) y fragmentos escoriáceos de tamaño lapilli medio a grueso (HCH2A2).

Las bombas fusiformes densas (<15 % de vesículas) tienen tonalidades grisáceas, sin presencia de oxidación y con tamaños variables entre 15 a 40 cm en su eje principal (Figura 36). Presentan textura porfírica con fenocristales que representan entre el 25 a 30 % del total, conformado por cristales euhedrales de plagioclasas (13 a 20 %) con textura sieve y zonación leve, clinopiroxenos euhedrales a subhedrales (6 a 8 %) con textura de reloj de arena ocasional, y olivinos euhedrales a subhedrales (4 %) con evidencias de reabsorción en algunos cristales (Figura 18A). Además, los minerales descritos forman localmente texturas glomeroporfíricas (Figura 18B).

Los microlitos de la masa fundamental representan entre el 70 a 75 % de la roca y están conformados por cristales de plagioclasas (18 a 30 %), olivino (6 a 7%), clinopiroxeno (5 a 6 %) y alta presencia de vidrio intersticial (28 a 45 %). La relación entre los microlitos de plagioclasas y clinopiroxeno forma textura intersertal en una de las muestras (HCH2A5), mientras que la otra presenta textura intergranular (HCH2A1).

Ambos muestras presentan xenolitos clasificados como basalto-andesita de clinopiroxeno de acuerdo a la clasificación de Streckeisen (1979), con fenocristales de plagioclasas, clinopiroxeno y olivino que representan <20 % del total. Particularmente una de las muestras es altamente vesicular (40 % de la roca total, HCH2A5), mientras que la otra presenta gran cantidad de vidrio intersticial (40 % de la roca total, HCH2A1).

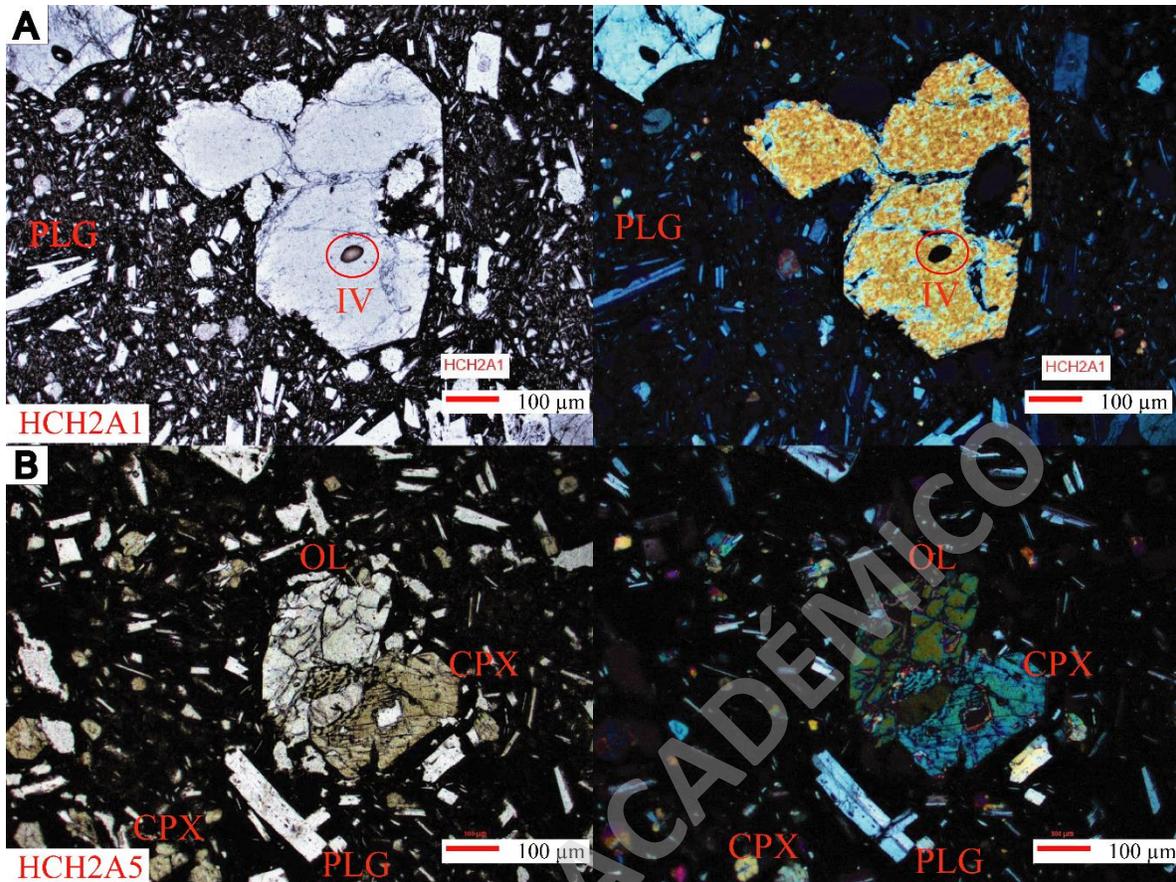


Figura 18 Petrografía bombas fusiformes a nicoles paralelos y cruzados. A) Cristal de olivino parcialmente reabsorbido y con presencia de inclusión vítrea color marrón (muestra HCH2A1). B) Textura glomeroporfírica entre cristales de olivino (OL) y clinopiroxeno (CPX) en una masa fundamental intersertal (muestra HCH2A5).

Los fragmentos juveniles escoriáceos son de color rojizo y muy vesiculares (65 % de la muestra), con formas de vesículas generalmente redondeadas y otras ovaladas. Estos fragmentos presentan textura porfírica con mineralogía predominante de clinopiroxeno, olivino y plagioclasas, que constituyen el 12 % de la roca total (Figura 19 A, B y C). Los fenocristales de plagioclasas (7 %) presentan formas euhedrales, con texturas sieve y glomeroporfírica entre plagioclasas y clinopiroxeno. Los cristales de clinopiroxeno (3 %) presentan formas euhedrales a subhedrales, y en menor porcentaje se encuentran cristales de olivino (2%) con formas euhedrales a subhedrales y con texturas de reabsorción en algunos cristales (Figura 19C). Además, en algunos fragmentos de olivino es posible reconocer

inclusiones vítreas color marrón e inclusiones oscuras que podrían corresponder a magnetita.

La masa fundamental (25 %, libre de vesículas) es en su mayoría vítrea (10 %) y el resto lo constituyen microlitos de plagioclasas (9 %), olivino (3 %) y clinopiroxeno (3 %). Cabe destacar que en una franja se observa la presencia de minerales de alteración color rojizo, que afecta tanto a fenocristales como a la masa fundamental.

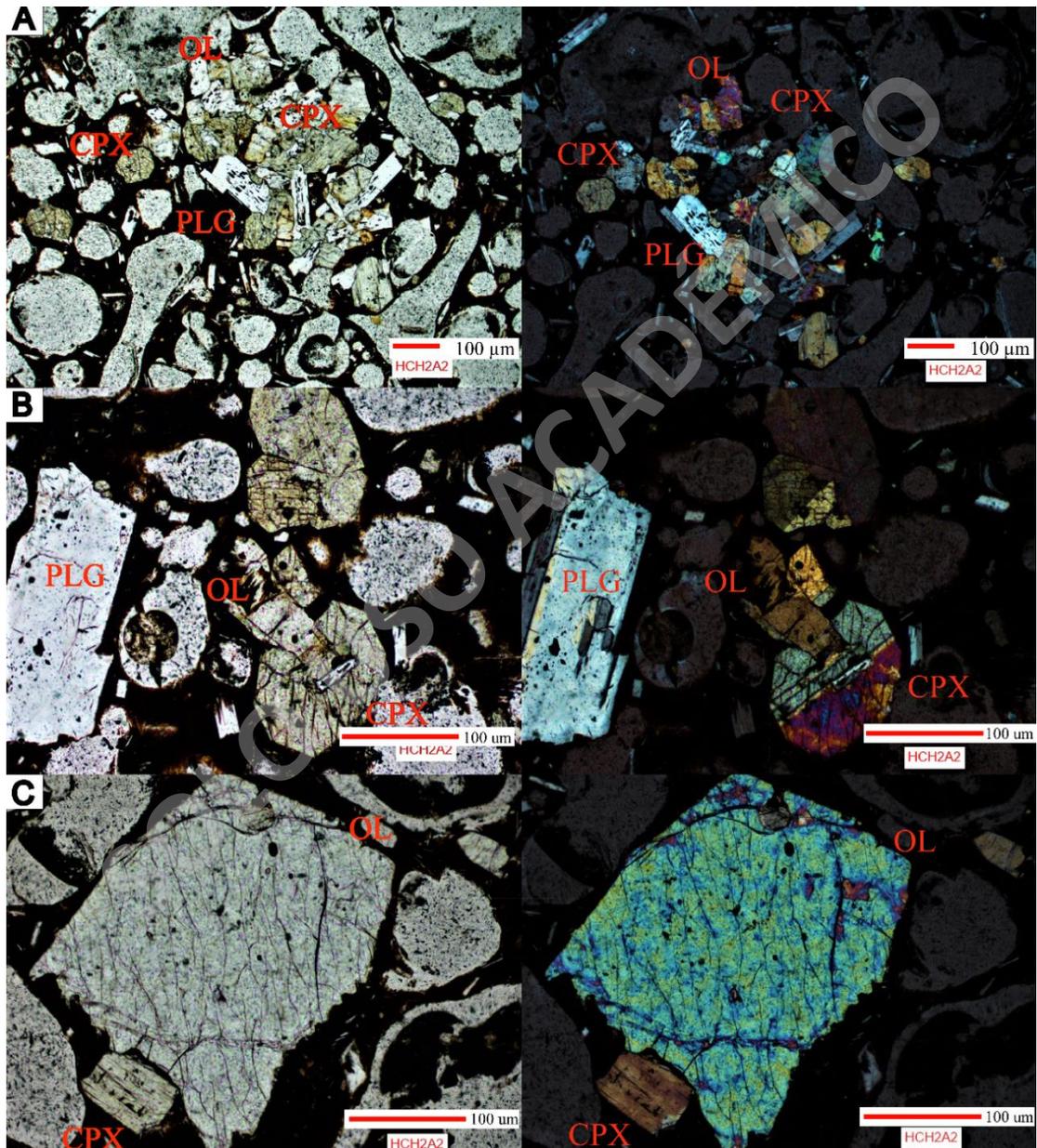


Figura 19 Petrografía juveniles escoriáceos a nicoles paralelos y cruzados (Muestra HCH2A2). (A) Textura glomeroporfírica entre olivino (OL), clinopiroxeno (CPX) y plagioclasas (PLG). B) Plagioclasas euhedrales y clinopiroxeno maclado. C) Olivino subhedral con bordes de reabsorción y clinopiroxeno.

4.1.2. Petrografía lavas

Las muestras de lava ubicadas en la base del cono de estudio son clasificadas como basalto-andesita de clinopiroxeno de acuerdo a la clasificación de Streckeisen (1979). Presentan un 10 % de vesículas con formas redondeadas a ovaladas que alcanzan tamaños hasta 2,25 mm. Las lavas tienen textura porfírica con fenocristales de plagioclasas, clinopiroxeno y olivino que en conjunto representan un 15 % del total de la muestra (Figura 20). Las plagioclasas (10 %) son euhedrales y presentan texturas sieve, poikilitica y en los cristales de mayor tamaño es posible notar zonación. Los cristales de clinopiroxeno (3 %) y olivino (2 %) son subhedrales a euhedrales y en general se encuentran bien conservados pero con fracturación media. En los cristales de olivino se observan texturas de reabsorción y glomeroporfírica junto a plagioclasas, y además, en sectores con fracturas es posible reconocer bordes con iddingsita.

La masa fundamental (85 %) se encuentra compuesta por la misma mineralogía y destaca el alto porcentaje de vidrio intersticial (30 %). Los cristales de plagioclasas constituyen el 50 %, y para olivino y clinopiroxeno ambos con un 5 % del total. La relación observada entre plagioclasas y vidrio conforman una textura intersertal (Figura 20).

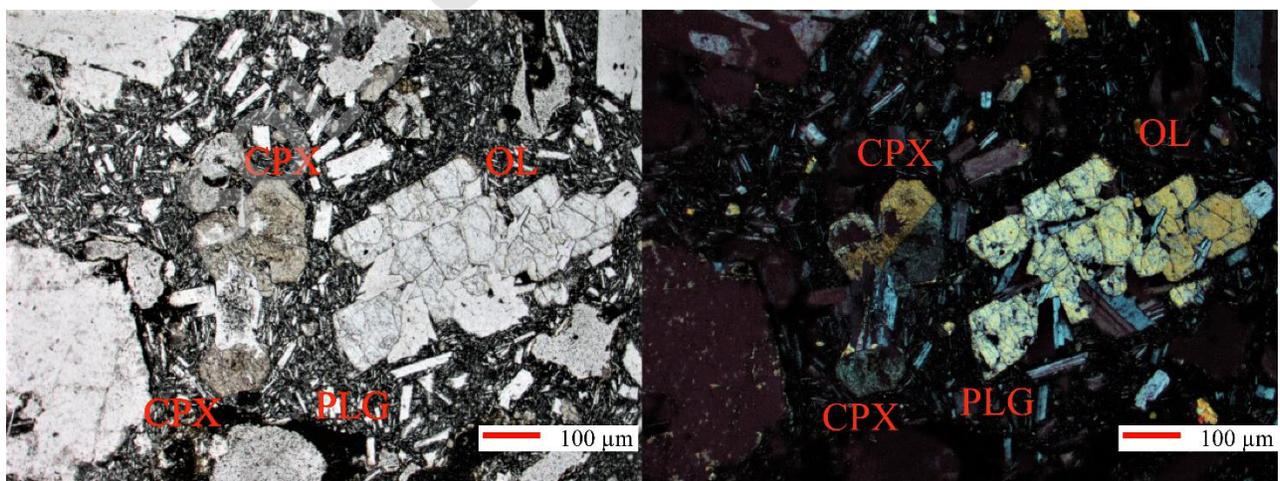


Figura 20 Petrografía muestras de lava (HCH2A4). Se observa la textura sieve en plagioclasas (PLG) con clinopiroxeno alrededor (CPX) y olivinos aislados (OL).

4.1.3. Análisis Microscopia Electrónica de Barrido

En las muestras de Chaillupén se analizaron fragmentos juveniles escoriáceos vesiculares (HCH2A2) (Figura 21). En general, la mayoría de las muestras están compuestas por fragmentos vesiculares subredondeados y en pocos casos subangulosos, con bordes irregulares y superficies rugosas. Las vesículas varían entre 20 a 45 % y presentan formas generalmente ovaladas e irregulares distribuidas de manera aislada y en pocos casos son coalescentes, con paredes internas generalmente rugosas (Figura 21A). Los tamaños de vesículas generalmente se sitúan <0,1 mm, pero en ocasiones pueden llegar hasta los 0,5 mm. En casos excepcionales los fragmentos presentan baja vesicularidad (10-15 %), con formas de vesículas ovaladas y paredes internas lisas (Figura 21B).

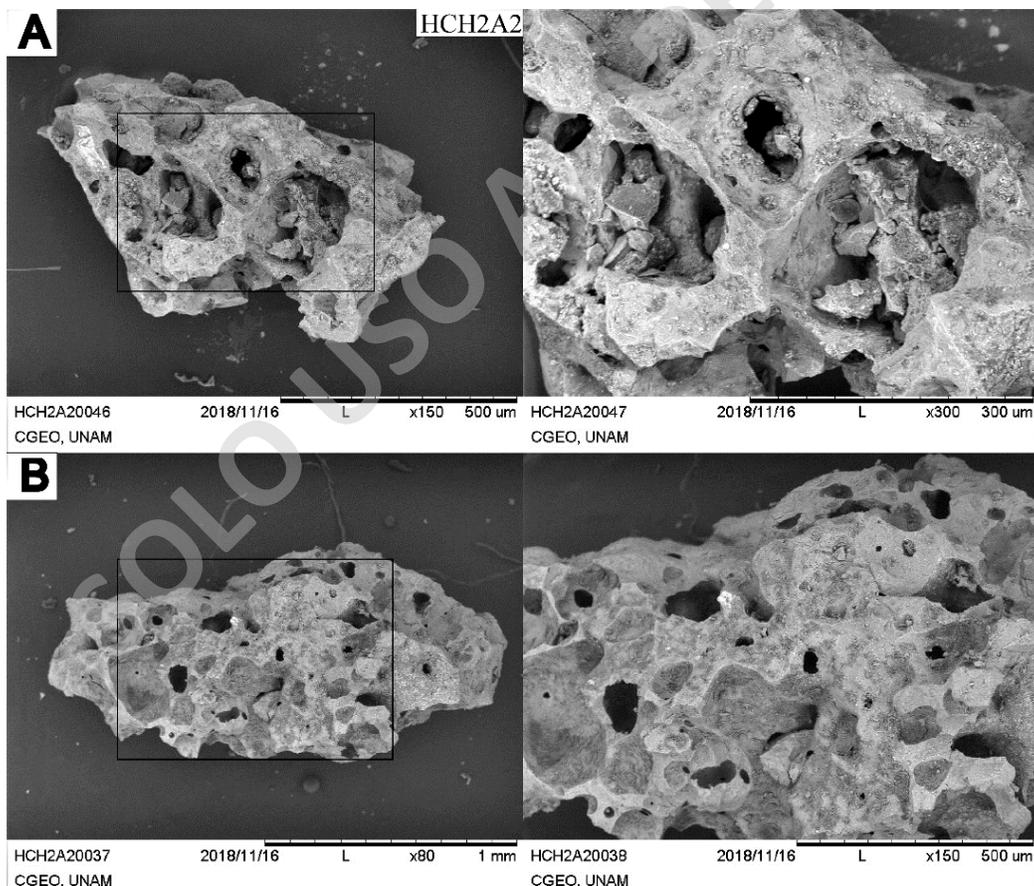


Figura 21 Fotografías con Microscopio Electrónico de Barrido (SEM) para muestras de Chaillupén. A) Escoria basáltica altamente vesicular. B) Escoria basáltica vesicular. El cuadro negro representa la zona ampliada mostrada en la imagen de la derecha.

4.1.4. Resumen de las principales características petrográficas

Los CEM de Chaillupén presentan generalmente fragmentos de granulometría gruesa, parcial a totalmente aglutinados y distribuidos uniformemente en todo el cono de estudio. Estos productos están intensamente oxidados en escorias vesiculares, mientras que en lavas y bombas fusiformes densas la alteración es poco pervasiva.

Los fragmentos de lava y bombas fusiformes son generalmente densos y con muy poca vesicularidad (<5 %), mientras que las escorias basálticas son muy vesiculares e irregulares alcanzando hasta un 65 % de vesículas.

En base a la abundancia de los minerales, los fragmentos de lavas del centro del afloramiento se clasifican como basaltos-andesita porfíricos de clinopiroxeno, mientras que los juveniles escoriáceos son fragmentos de composición basáltica. El resumen de la mineralogía, vesicularidad y texturas se encuentra resumida en la Tabla 1.

Muestra	Material	Vesículas %	Texturas	Mineralogía	
				Fenocristales	Masa Fundamental
HCH2A1 HCH2A5	Bomba fusiforme	<15	F: Porfírica, Sieve, Zonación, Glomeroporfírica, Reabsorción, Reloj de arena. MF intersertal, intergranular	Plagioclasas> clinopiroxeno> olivino	Plagioclasas> olivino>clinopiroxeno
HCH2A2	Escoria vesicular	[15-60]	F: Porfírica, Sieve, Glomeroporfírica, Reabsorción. MF vítrea	Plagioclasas> clinopiroxeno> olivino	Plagioclasas> olivino=clinopiroxeno
HCH2A4	Lava	10	F: Porfírica, Poikilitica, Sieve, Zonación, Reabsorción, Glomeroporfírica. MF intersertal	Plagioclasas> clinopiroxeno> olivino	Plagioclasas> olivino=clinopiroxeno

Tabla 1 Resumen de las principales características petrográficas y texturales de Chaillupén.
F: Fenocristales; MF: Masa fundamental

4.2. Geología del Centro Eruptivo Menor Caburgua

En el sector de estudio los CEM de Caburgua están conformados por 4 conos de piroclastos alineados sobre estructuras de orientación preferencial N50°E asociados a la ZFLO (Morgado et al., 2015). En particular, el cono de estudio se encuentra ubicado adyacente a la playa principal (Playa Blanca) y se caracteriza por ser el cono de menor volumen y altura del grupo (volumen de 0,033 km³ y altura de 152 m), y por presentar una potente cubierta vegetal, salvo en la parte superior del flanco este. Los afloramientos de estudio, ubicados en la base de los flancos NNE y SSE son de bajo espesor (<2m), con fragmentos de granulometría fina (ceniza fina a lapilli fino) y numerosas estructuras, tales como lentes, laminación paralela y cruzada, lo que sugiere que estos depósitos fueron generados por eventos de corrientes de densidad piroclástica diluida (CDPd) (J. Clavero, com. oral, 2019). Por otro lado, hacia la base del flanco este se expone un flujo de lava asociado que culmina en el lago Caburgua (Figura 22). Este flujo tiene partes con morfología aa y pahoehoe bien conservados, y localmente presenta leve alteración a minerales arcillosos. Cabe destacar que la descripción petrográfica que se mostrará a continuación está basada en la recolección de muestras de lavas y fragmentos de CDPd recolectados en ambos afloramientos.



Figura 22 Afloramiento de lava basáltica Caburgua. El afloramiento se encuentra ubicado en la base del cono de estudio con extensión hasta el lago Caburgua (C1LE).

4.2.1. Descripción afloramiento flanco NNE

Los afloramientos ubicados en la base del flanco NNE corresponden a una secuencia de CDPd de 1,5 m de espesor, que a grandes rasgos es posible separar en cuatro ciclos distintos, en base a cambios en el estado de oxidación y granulométricos (Figura 23 y 24).

El primer ciclo de 11 cm de espesor está conformado por capas muy alteradas de tonalidades rojizas centimétricas alternado de capas amarillas milimétricas, compuestos en su mayoría por fragmentos juveniles escoriáceos densos grises, rojizos y amarillos (77 %), escorias vesiculares grises y rojizas (20 %, 10-20 % de vesículas) y cristales de olivino libres (<3 %). La mayoría de los fragmentos juveniles son muy angulosos a subangulosos, con tamaños variables entre ceniza fina en capas amarillas y ceniza gruesa a lapilli fino en capas rojizas. Debido a fuerte alteración de la mayoría de los fragmentos es complejo establecer la posible presencia de fragmentos líticos. Por último, cabe destacar que todas las capas exhiben un marcado desarrollo de laminación paralela.

El segundo ciclo presenta dos subniveles de tonalidades grisáceas con un espesor total de 34 cm, compuestos por juveniles escoriáceos densos de tonalidades grisáceas (55 %), escorias vesiculares grises (12 %, 15-20 % de vesículas), fragmentos líticos naranjos (30 %) y cristales de olivino libres (<3 %). El primer subnivel está compuesto por fragmentos juveniles escoriáceos grises muy angulosos con tamaños ceniza fina y fragmentos líticos subredondeados, todos con marcado desarrollo de laminación cruzada (Figura 24B). A continuación, el segundo subnivel está compuesto por fragmentos escoriáceos densos y vesiculares muy angulosos de tamaños ceniza media con muy buena laminación paralela. En general es posible notar hacia el techo un aumento en la granulometría desde tamaños ceniza fina a media, y además, destaca la mayor presencia de fragmentos líticos rojizos a naranjos subredondeados a subangulosos.

El tercer ciclo de 40 cm de espesor se caracteriza por presentar una alternancia de niveles grisáceos y rojizos centimétricos con laminación paralela, que en algunos casos se ve interrumpido por capas milimétricas de tonalidades

amarillos-café. Los niveles grisáceos-rojizos están compuestos por juveniles escoriáceos grises densos (40 %), líticos rojizos y blancos densos (30 %), escorias vesiculares grises (25 %, 10-20 % de vesículas) y cristales de olivino libres (5 %). La mayoría de los juveniles presentan formas muy angulosas con tamaños variables entre ceniza gruesa a lapilli finos, mientras que los líticos son subangulosos a subredondeados con tamaño promedio ceniza gruesa. Cabe destacar que el contacto superior con el cuarto ciclo está marcado por una capa naranja-amarilla de 1 cm de espesor con fragmentos tamaño ceniza muy fina.

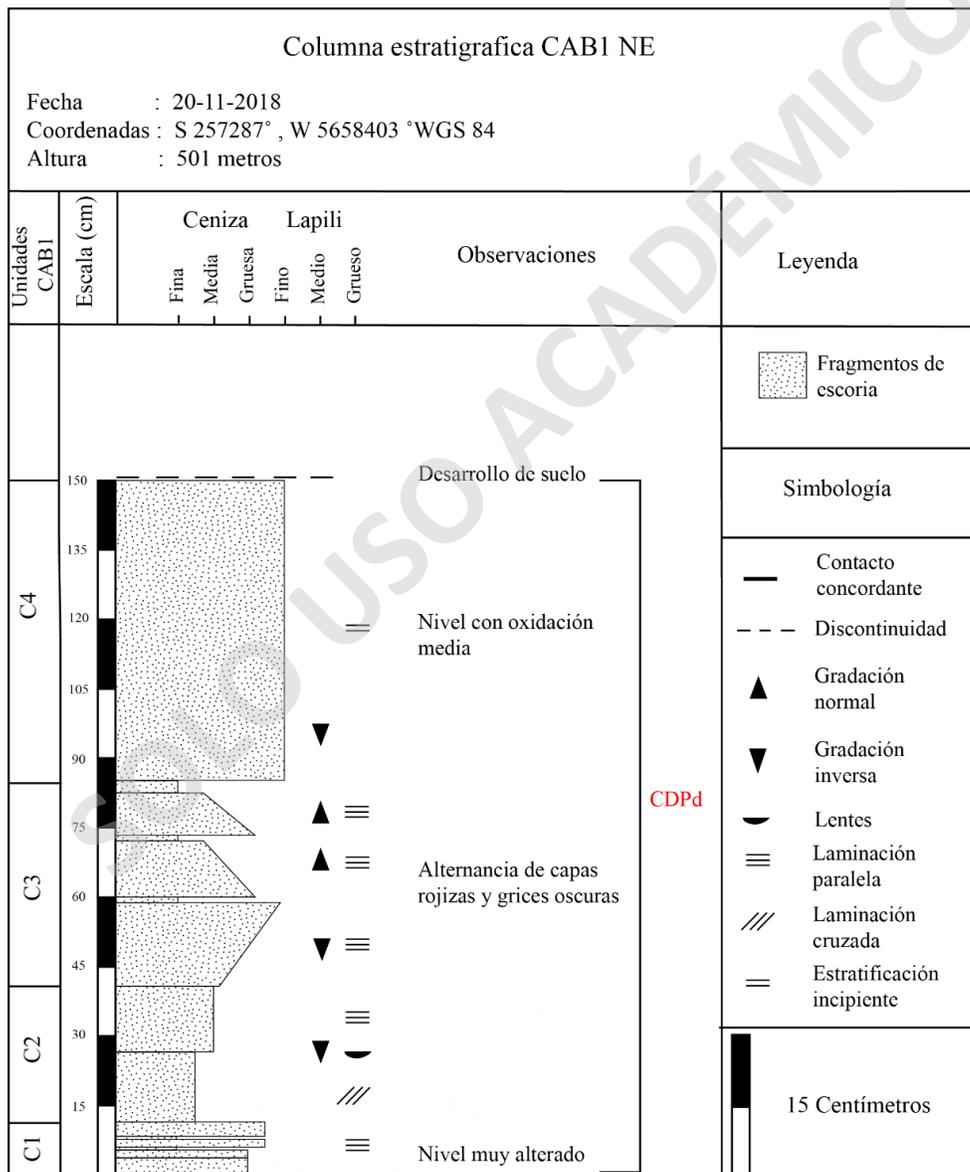


Figura 23 Columna estratigráfica afloramiento flanco NE. Destaca la presencia de los 4 niveles de CDPd con sus cambios granulométricos y diversas estructuras.

El último ciclo de 65 cm de espesor está conformado por niveles escoriáceos grises-rojizos con mala selección y estratificación incipiente. Esta compuestos en su mayoría por fragmentos juveniles escoriáceos densos (60 %) y vesiculares (25 %, 10-30 % de vesículas), ambos con tonalidades grisáceas, y fragmentos líticos blanquecinos y rojizos (15 %), y además, cristales de plagioclasas y olivinos libres (5 %). Los fragmentos juveniles son subangulosos a muy angulosos y en muy pocos casos subredondeados, mientras que los fragmentos líticos son subangulosos a subredondeados. En general tienden a aumentar la granulometría desde base a techo, con niveles basales tamaño ceniza media que van aumentando progresivamente a lapilli fino a grueso. Cabe destacar que el contacto se ve atenuado por el desarrollo de suelo.

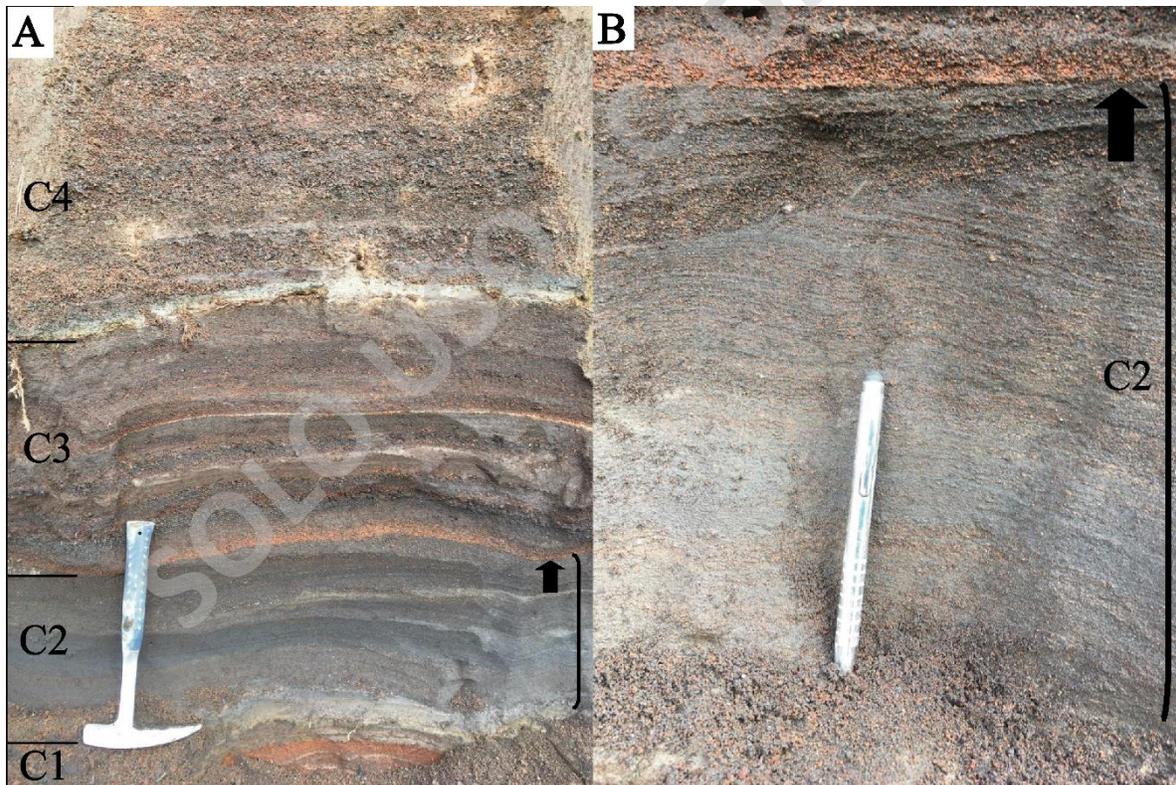


Figura 24 Afloramiento CDPd sector NE. A) Fotografía de los 4 niveles de CDPd con sus respectivos cambios de tonalidades y granulométricos. B) Acercamiento de nivel C2 donde se muestra el contacto entre los subniveles con laminación cruzada y paralela respectivamente. De referencia se muestra la flecha y paréntesis negro con el nivel magnificado.

4.2.2. Descripción afloramiento flanco SSE

En la base del flanco SSE aflora una secuencia de CDPd (muestras CAB1-BC-D-K) que alcanza un espesor aproximado de 2 mts (Figura 25). A grandes rasgos el afloramiento es separado en dos ciclos mayores interrumpidos por desarrollo vegetacional y además, cada ciclo esta separados en subciclos de acuerdo a cambios granulométricos. Para todos los subciclos es posible notar una amplia variabilidad de fragmentos juveniles escoriáceos, fragmentos líticos, cristales de olivinos aislados, vidrio taquilita y sideromelano, y desarrollo de laminación paralela en todas las capas. Los fragmentos juveniles escoriáceos varían entre fragmentos oscuros densos y muy vesiculares, mientras que los fragmentos blanquecinos con vesicularidad media posiblemente corresponden a fragmentos líticos. Debido a la amplia variabilidad de fragmentos para cada subciclos, ya sea en cuanto a su forma, color o vesicularidad, en la descripción de este ítem solo se mencionaran los fragmentos predominantes.

El primer ciclo de 76,5 cm de espesor, inicia con fragmentos juveniles escoriáceos densos y vesiculares de color gris oscuro (80 %), líticos blanquecinos (10 %), cristales de olivino aislados (6 %) y vidrio taquilita (<4 %), que alcanzan un espesor total de 18,5 cm (subciclo A, B y C). Estos fragmentos son subredondeados a muy angulosos con tamaños variables entre ceniza media a lapilli fino. Luego, la secuencia continúa con alternancia de niveles centimétricos (3 a 11 cm) de escorias grises vesiculares y compactas (80 %), líticos blanquecinos (10 %), vidrio taquilítico (<4 %) y de cristales de olivino aislados (6 %). Los fragmentos son subangulosos a muy angulosos con tamaños que varían entre ceniza fina a lapilli fino (subciclos D, E, F y G). Los dos subciclos superiores son de mayor espesor y granulometría (subciclos H e I), cada uno con aproximadamente 20 cm. Ambos subciclos se encuentran compuestos principalmente por fragmentos juveniles escoriáceos vesiculares con formas subangulosas a angulosas de tamaño ceniza media a gruesa y, además, se destaca el mayor porcentaje de cristales de olivino libres que en los otros niveles (7 %).

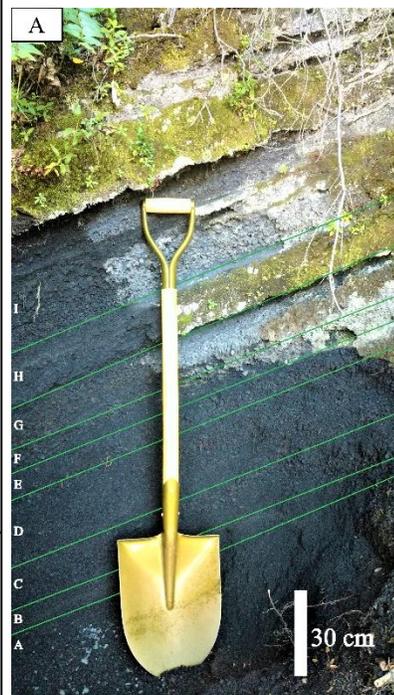
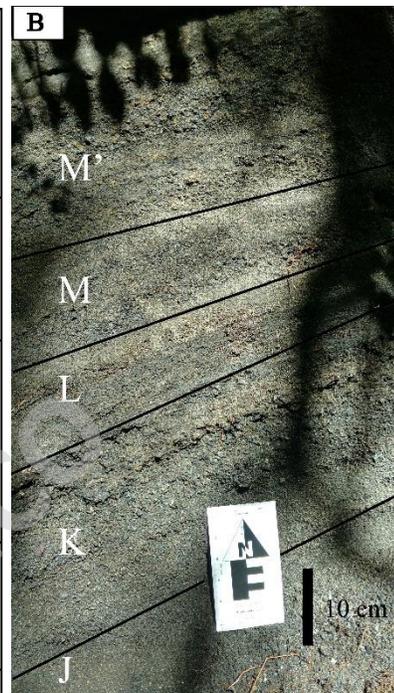
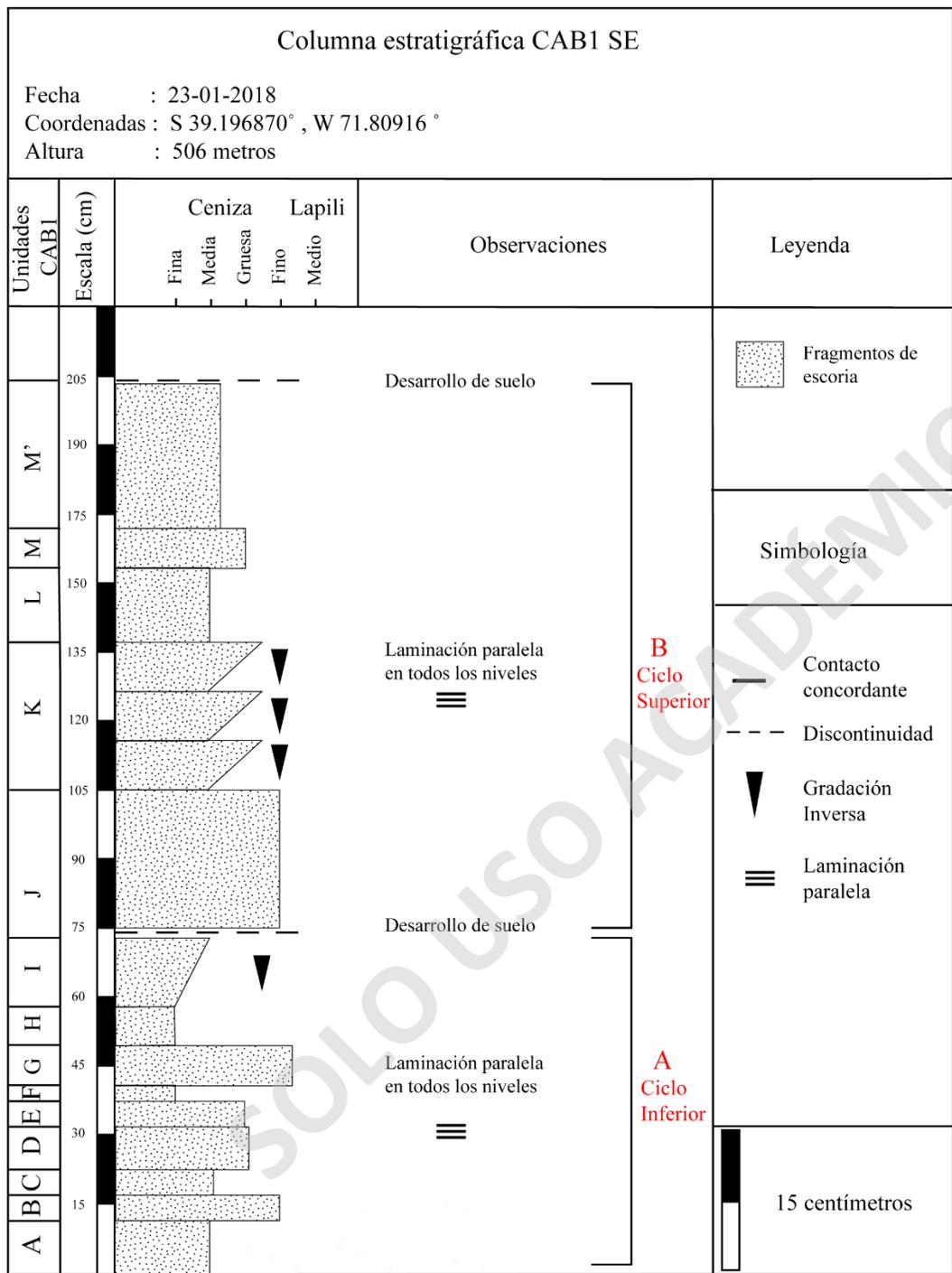


Figura 25 Columna estratigráfica afloramiento flanco SE. En la figura se muestra la separación de los dos ciclos mayores y a la derecha se encuentra la fotografía representativa de los afloramientos correspondiente a los ciclos A y B.

El ciclo inferior se ve interrumpido hacia el techo por desarrollo de suelo provocado por el desprendimiento de material en este sector, y luego aflora el ciclo superior con un espesor de 1,5 metros (Figura 25, ciclo B). Los niveles basales alcanzan un espesor de 30 cm compuestos por juveniles escoriáceos densos y vesiculares de tonalidades grisáceas oscuros (80 %), en menor medida líticos blanquecinos (15 %) y cristales de olivino aislados (5 %). En general los fragmentos son subredondeados a subangulosos y de granulometría gruesa con tamaños entre lapilli finos a medio (subciclo J). Luego, la secuencia continúa con una alternancia de niveles de 10 cm de espesor compuestos principalmente por escorias vesiculares de tonalidades gris claro y oscuro con formas subredondeadas a subangulosas (70 %), líticos blanquecinos subangulosos a subredondeados (25 %) y cristales de olivino aislados (5 %). Estos niveles desarrollan una marcada gradación inversa con tamaños que van desde ceniza media a gruesa (subciclo K). Hacia el techo, los subciclos se componen de juveniles escoriáceos densos y vesiculares de tonalidades grises oscuro (76 %), líticos blanquecinos (20 %), y cristales de olivino aislados (4 %). Los fragmentos son subredondeados a subangulosos con tamaños entre ceniza fina a media (subciclos L, M y M').

4.2.3. Petrografía depósitos piroclásticos

Los productos analizados corresponden a fragmentos juveniles escoriáceos vesiculares del afloramiento SE pertenecientes a las muestras CAB1-D y CAB1-G (Figura 26). Ambas muestras son muy vesiculares (55-60 % de la roca total), con morfologías de vesículas redondeadas, ovaladas y otras muy irregulares con tamaños entre 0,125 a 1,5 mm. Los fragmentos juveniles están compuestos por un 10 % de fenocristales de plagioclasas, olivino y escaso clinopiroxeno en la muestra CAB1-D, mientras que la muestra CAB1-G está formada exclusivamente por plagioclasas y olivino. Los cristales de plagioclasas (4 %) son euhedrales y en algunas ocasiones forman textura glomeroporfírica entre cristales plagioclasas (CAB1-D) y entre cristales de olivino y plagioclasas (CAB1-G) (Figura 26B). Los

fenocristales de olivino (6 %) son en su mayoría subhedrales y algunos euhedrales, con texturas de reabsorción y con leve fracturamiento (Figura 26A). En la muestra CAB1-D la presencia de clinopiroxenos representa <1 % de la roca total. Por otro lado, en la mayoría de los cristales se observan inclusiones vítreas de tonalidades marrón a café (tamaño promedio 50 μm) e inclusiones oscuras que posiblemente podrían corresponder a magnetita (Figura 26B).

La masa fundamental constituye entre el 32 a 35 % (libre de vesículas) y se compone principalmente de vidrio intersticial (12 a 20 %) plagioclasas euhedrales (10 a 18 %) y olivinos subhedrales (4 a 5 %). Cabe destacar la alteración superficial de algunos fragmentos a minerales arcillosos.

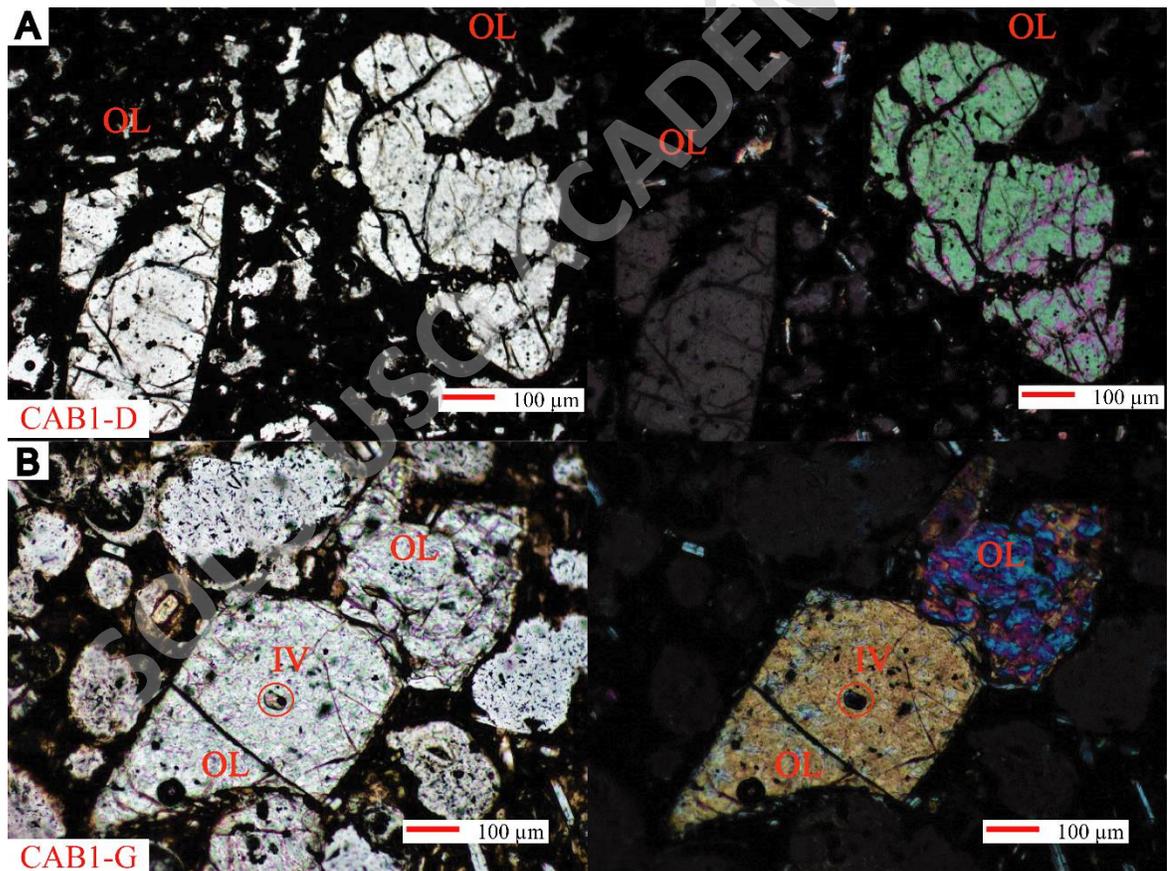


Figura 26 Petrografía muestras de CDPd (CAB1D-G). A) Olivino (OL) con estado avanzado de reabsorción B) Olivinos (OL) subhedrales a euhedrales con presencia de inclusiones vítreas (IV).

4.2.4. Petrografía lavas

Las muestras de lavas son clasificadas como basalto-andesita de olivino de acuerdo a la clasificación de Streckeisen (1979), de textura porfírica, hipocristalina e inequigranular (Figura 27). Los fenocristales representan alrededor del 16 % de la roca total y están constituidos principalmente por plagioclasas y olivino. Los cristales de olivino (10 %) presentan formas subhedrales a euhedrales con texturas de reabsorción y glomeroporfíricas entre olivinos y con plagioclasas, pero en general ocurren como cristales aislados, y además, presentan alteración a filosilicatos secundarios en fracturas y bordes. Los fenocristales de plagioclasas (6 %) muestran formas generalmente euhedrales y en algunos cristales se reconocen texturas sieve y reabsorción.

La masa fundamental está compuesta por plagioclasas, clinopiroxeno, olivino y vidrio intersticial, que constituyen alrededor del 84 % de la roca total (Figura 27). Las plagioclasas (50 %) son euhedrales y se encuentran distribuidas aleatoriamente. Los clinopiroxenos (20 %) son subhedrales y ocurren como cristales aislados o entremedios de plagioclasas formando textura intergranular. Los olivinos (10 %) son subhedrales y con tamaños de grano muy fino. Por último, se encuentra baja presencia de vidrio intersticial (4 %).

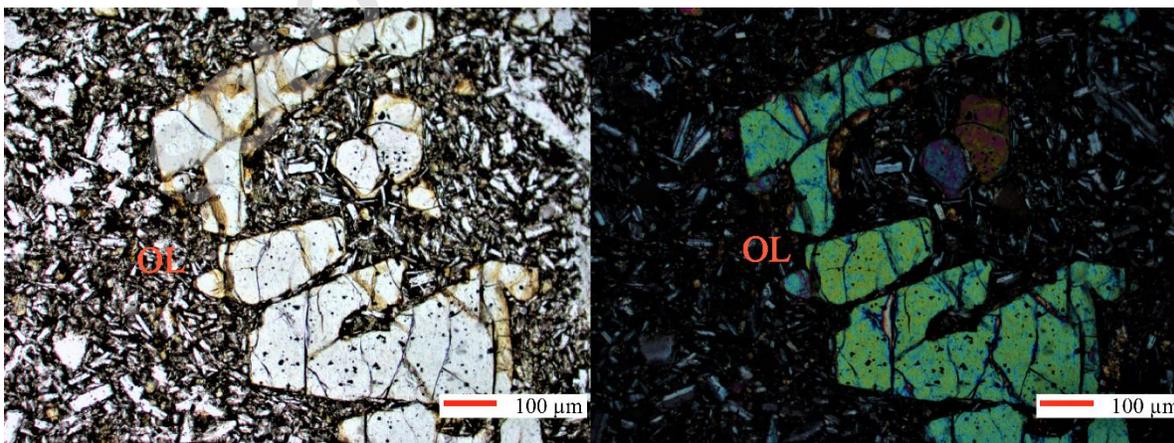


Figura 27 Olivino con estado avanzado de reabsorción inmerso en una masa fundamental intergranular.

4.2.5. Análisis Microscopia Electrónica de Barrido

En las muestras del primer ciclo (subciclo BC) predominan los fragmentos juveniles escoriáceos densos (Figura 28A) y en menor medida juveniles vesiculares (Figura 28B). Los fragmentos densos son subangulosos con bordes irregulares y superficies rugosas, con baja presencia de vesículas (<5 %). Las vesículas tienen formas subredondeadas a alargadas, y generalmente aisladas, con tamaños promedio 0,1 mm y en casos extremos llegan a ser de 0,5 mm. En cambio, los fragmentos vesiculares son muy angulosos con bordes irregulares y superficies generalmente lisas. Aproximadamente presentan un 25 % de vesículas con paredes internas lisas, que se distribuyen de manera aislada y en otros casos coalescentes con tamaños generalmente <0,1 mm.

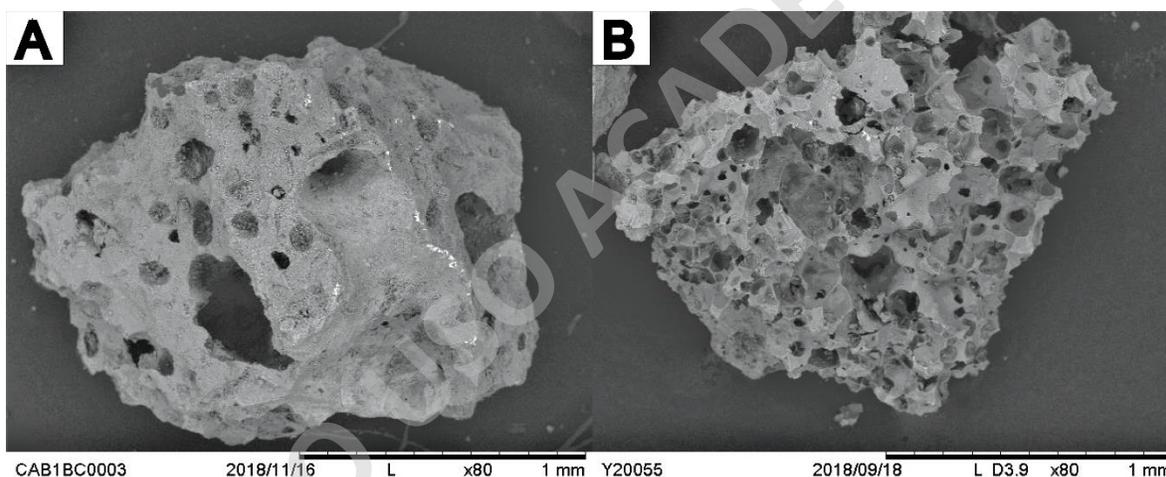


Figura 28 Fotografías con Microscopio Electrónico de Barrido (SEM) para muestras de Caburgua (CAB1BC). A) Escoria basáltica densa. B) Escoria basáltica altamente vesicular.

Hacia los niveles superiores predominan los fragmentos escoriáceos vesiculares (subciclo H), con formas subredondeadas a subangulosas y bordes suaves a muy irregulares. La vesicularidad alcanza hasta un 35 %, donde las vesículas presentan paredes internas lisas y rugosas, y con morfologías de vesículas irregulares alargadas y en la mayoría coalescentes con tamaños promedio de 0,2 mm (Figura 29 A y B).

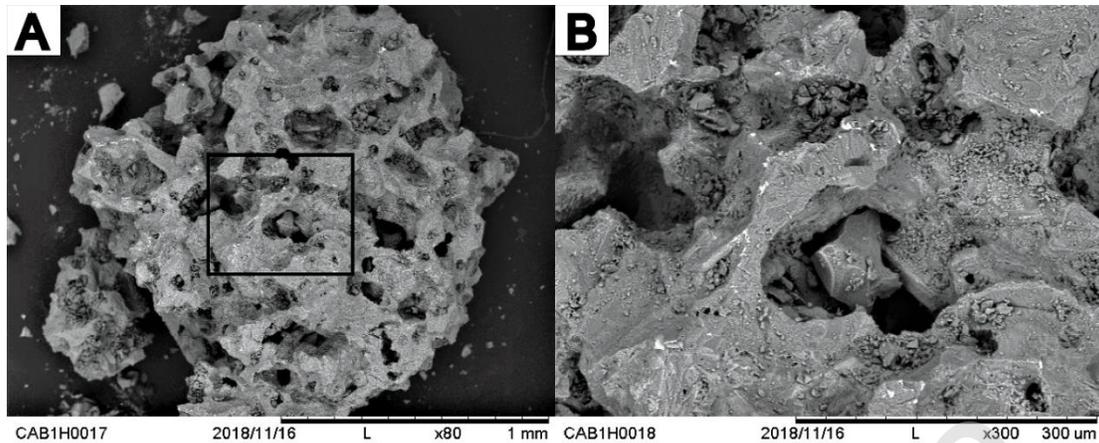


Figura 29 Fotografías con Microscopio Electrónico de Barrido (SEM) para muestras de Caburgua (CAB1H). A) Escoria basáltica vesicular. B) Acercamiento zona de coalescencia de vesículas

El segundo ciclo (subciclo K) se caracteriza por presentar fragmentos juveniles escoriáceos vesiculares y densos. Los fragmentos densos son subangulosos con bordes irregulares y superficies rugosas, con baja presencia de vesículas con formas generalmente redondeadas (<5 %). En el otro caso, los fragmentos vesiculares son muy angulosos, con bordes irregulares y superficies rugosas hacia el centro, mientras que en los bordes tienden a presentar paredes lisas (Figura 30 A y B). Estos fragmentos presentan aproximadamente entre un 25 a 35 % de vesículas con formas subredondeadas a ovaladas irregulares con paredes internas rugosas y tamaños que varían entre 0,2 a 0,5 mm. En la mayoría de los casos las vesículas son coalescentes lo que permite formar esquirlas y en menor medida se encuentran aisladas (Figura 30B).

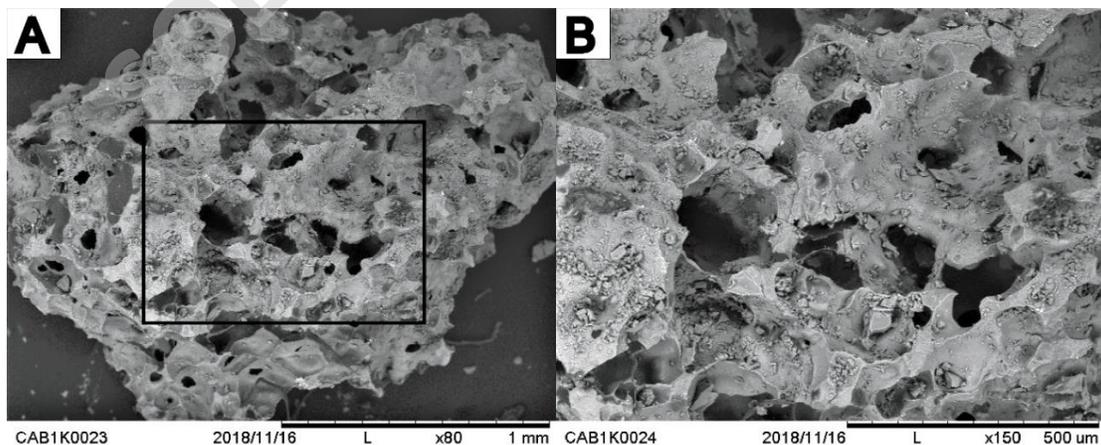


Figura 30 Fotografías con Microscopio Electrónico de Barrido (SEM) de Caburgua (CAB1K). A) Escoria basáltica vesicular. B) Acercamiento a zona de coalescencia de vesículas.

4.2.6. Resumen de las principales características petrográficas

Los depósitos piroclásticos de Caburgia se encuentran compuestos por una amplia variabilidad de fragmentos juveniles escoriáceos asociados a CDPd. En general los fragmentos son de grano fino y con presencia de numerosas estructuras, donde destaca laminación paralela en todas las capas de ambos sectores y particularmente, el afloramiento NE desarrolla laminación cruzada y lentes (Figura 24B). Las características petrográficas muestran similar mineralogía para fragmentos juveniles escoriáceos y lavas, con minerales característicos de plagioclasas y olivino, y con muy escaso clinopiroxeno. Por otro lado, para los distintos subciclos del afloramiento SE los fragmentos presentan variaciones de vesicularidad con un aumento leve de vesículas desde 25 hasta 35 % hacia el techo de la secuencia (CAB1BC a CAB1K), y además, los fragmentos vesiculares se hacen más abundantes. El resumen de la mineralogía, vesicularidad y texturas encontradas para cada producto se encuentra en la Tabla 2.

Muestra	Material	Vesículas %	Texturas	Mineralogía	
				Fenocristales	Masa Fundamental
CAB1-D	Escoria vesicular	60	F: Porfírica, Reabsorción, Glomeroporfírica. MF vítrea	Olivino=Plagioclasas> clinopiroxeno	Plagioclasas> Olivino
CAB1-G	Escoria vesicular	55	F: Porfírica, Glomeroporfírica, Reabsorción. MF vítrea	Olivino=Plagioclasas	Plagioclasas> Olivino
C1LE	Lava	<10	F: Porfírica, Sieve, Reabsorción, Glomeroporfírica. MF intergranular.	Plagioclasas>Olivino	Plagioclasas> Clinopiroxeno> Olivino

Tabla 2 Resumen de las principales características petrográficas y texturales de Caburgia.
F: Fenocristales; MF: Masa fundamental.

4.3. Petrografía inclusiones vítreas

En este capítulo se detallan las principales características petrográficas de inclusiones vítreas encontradas en minerales de olivino como ayuda para la comprensión de los procesos de formación de inclusiones e identificar características indicativas de posibles pérdidas de volátiles (Cervantes y Wallace, 2003). Uno de los aspectos más importantes es la selección de IV que representen las características primarias del magma al momento de atrapamiento, por lo cual se llevaron a cabo dos análisis petrográficos. En el primer análisis se describen 34 muestras de olivino (22 de Caburgua y 12 de Chaillupén) a través de una descripción petrográfica y textural detallada de inclusiones y burbujas (Tabla 3 y 4) (Roedder, 1979, 1983; Frezzotti, 2001). El segundo análisis consiste en una descripción textural y estadística de 100 cristales de olivino para cada nivel muestreado (Figura 32 y 34), con el objetivo de verificar la homogeneidad en las características petrográficas en los depósitos estudiados (Robidoux et al., 2018). Según las características de los cristales e inclusiones se formaron 7 grupos principales de cristales de olivino con IV: G1) Cristal sin inclusión; G2) Cristal con inclusión cerrada G3) Cristal con inclusión cerrada y burbuja; G4) Cristal con Inclusión hourglass; G5) Cristal con inclusión reentrante; G6) Cristal con inclusión con burbuja y óxidos, y G7) Cristal con inclusión cristalizada.

Cabe destacar que para los análisis posteriores se consideran cristales de olivino con inclusiones vítreas cerradas con/sin presencia de burbujas, debido a que son las que mejor representan las características primarias del fundido (Roedder, 1984). Mientras que para el caso de inclusiones cerradas con presencia de óxidos o minerales cristalizados, estas inclusiones no se consideran para los análisis posteriores, ya que no representan las características primarias del fundido (Bodnar y Student, 2006).

CEM	Muestra	Análisis	Tipo de inclusión	Diámetro Inclusión μm	Vol. Inclusión μm^3	Textura	Cristales %	Diámetro burbuja μm	Vol. Burbuja μm^3	Vol. Burbuja/ Vol. Inclusión %
Caburgua	CAB1-BC_A1	RAMAN/FTIR	Cerrada	15,23 X 9,08	6,57E-10	Vítrea/opaca	<1	5,45 x 4,83	6,65E-11	10,1
	CAB1-BC_A2	RAMAN/FTIR	Cerrada/Hourglass	5,54 X 4,39	5,59E-11	Vítrea/opaca	<1	2,05 X 1,57	2,64E-12	4,7
	CAB1BC_B1	RAMAN	Cerrada/Reentrante	28,88 X 20,88	6,59E-09	Opaca/Vítrea	0	9,65 X 9,26	4,33E-10	6,6
	CAB1BC11_1	FTIR	Cerrada	10,8 X 43,3	1,06E-08	Vítrea	1	1,5 X 2,03	3,23E-12	0,0
	CAB1BC11_2	FTIR	Reentrante	33,8 X 16,2	4,64E-09	Opaca/Vítrea	1	1,8 X 2,0	3,76E-12	0,1
	CAB1BCF1	FTIR	Reentrante	34,1 X 19,7	6,92E-09	Opaca	0	-	0	0,0
	CAB1BCF2	FTIR	Reentrante	29,3 X 8,3	1,05E-09	Opaca	0	-	0	0,0
	CAB1-BC (5)	S/N	Cerrada	40 X 22	1,01E-08	Vítrea/opaca	1	20 x 15	2,35E-09	23,2
	CAB1D	FTIR	Cerrada	30,1 X 25,1	9,92E-09	Vítrea	0	10,4 x 11,7	7,45E-10	7,5
	CAB1DTRY1	FTIR	Hourglass	40,2 X 45,2	4,30E-08	Opaca	0	15,9 X 12,8	1,36E-09	3,2
	CAB1DTRY2	FTIR	Reentrante	30,1 X 9,2	1,33E-09	Opaca	0	-	0	0,0
	CAB1G_A1	RAMAN/FTIR	Cerrada/Reentrante	11,57 X 6,86	2,85E-10	Opaca/Vítrea/t raslucida	1	3,5 X 3,17	1,84E-11	6,5
	CAB1H_A1	RAMAN/FTIR	Cerrada	14,62 X 12,32	1,16E-09	Traslucida/Opa ca	0	4,76 X 4,73	5,57E-11	4,8
	CAB1H_B2	RAMAN	Cerrada	5,42 X 3,35	3,18E-11	Opaca/vítrea	1	1,25 X 1,17	8,95E-13	2,8
	CAB1-H(2)	S/N	Cerrada	237 X 17,5	3,80E-08	Opaca/vítrea	0	6,7 X 7,12	1,77E-10	0,5
	CAB1K_7_1	RAMAN	Reentrante/ Hourglass	22,9 X 10,16	1,23E-09	Vítrea/opaca	0	6,29 X 5,89	1,14E-10	9,2
	CAB1K_E1	RAMAN	Reentrante/Cerrada/ Hourglass	14,82 X 8,59	5,72E-10	Traslucida/Vitr ea	0	6,52 X 3,19	3,47E-11	6,1
	CAB1K331	FTIR	Reentrante	141,6 x 53	2,08E-07	Vítrea	0	-	0	0,0
	CAB1K332	FTIR	Cerrada	133 X 50	1,74E-07	Traslucida	0	-	0	0,0
	CAB1K333	FTIR	Cerrada	50 X 30	2,35E-08	Vítrea	0	13,3 X 15	1,56E-09	6,7
CAB1-K (3)	S/N	Cerrada	64,7 X 46,2	7,23E-08	Opaca	0	14,6 X 16,7	2,13E-09	2,9	
CAB1-K (6)	S/N	Cerrada/Reentrante	33,3 X 31	1,67E-08	Vítrea	0	11,6 X 10	6,07E-10	3,6	

Tabla 3 Descripción petrográfica detallada de inclusiones y burbujas en el centro eruptivo de Caburgua.

CEM	Muestra	Análisis	Tipo de inclusión	Diámetro Inclusión μm	Vol. Inclusión μm ³	Textura	Cristales %	Diámetro burbuja μm	Vol. Burbuja μm ³	Vol. Burbuja/ Vol. inclusión %
Chaillupén	HCH2A1_A1	RAMAN/FTIR	Cerrada	24,43 X 17,88	4,08E-09	Vítrea	10	7,85 X 6,86	1,93E-10	4,7
	HCH2A1 (2)	S/N	Cerrada	21,2 X 13,6	2,14E-09	Vítrea	0	5,8 X 4	4,85E-11	2,3
	HCH2A1 (3)	S/N	Cerrada	29,3 X 22,8	7,97E-09	Vítrea	1	9,3 X 8,1	3,19E-10	4,0
	HCH2A1 (4)	S/N	Cerrada	20,4 X 14,2	2,15E-09	Vítrea	10	6,5 X 5,4	9,92E-11	4,6
	HCH2A1 (5)	S/N	Cerrada	22,3 X 17,9	3,69E-09	Opaca/Vítrea	2	5,4 X 5,3	7,94E-11	2,1
	HCH2A5 (1)	S/N	Cerrada	41,8 X 31,7	2,19E-08	Traslucida	0	5,52 X 5,23	7,90E-11	0,4
	HCH2A5 (2)	S/N	Cerrada	39,55 X 38	2,99E-08	Vítrea	2	10,9 X 11,3	7,28E-10	2,4
	HCH2A5 (3)	S/N	Cerrada	68,7 X 67,2	1,62E-07	Vítrea	2	26 X 24,5	8,17E-09	5,0
	HCH2A5 (4)	S/N	Cerrada/Reentrante	27,2 X 22,3	7,08E-09	Vítrea	3	6,8 X 6,9	1,69E-10	2,4
	HCH2A5 (5)	S/N	Cerrada/Reentrante	46,2 X 44,21	4,72E-08	Vítrea	0	-	0	0,0
	HCH2A5 (7)	S/N	Cerrada	63,2 X 52,3	9,05E-08	Vítrea/Opaca	0	15,7 X 14,9	1,82E-09	2,0
	HCH2A5 (9)	S/N	Cerrada	34 X 19	6,42E-09	Vítrea/Traslucida	1	9,8 X 8,7	3,88E-10	6,0

Tabla 4 Descripción petrográfica detallada de inclusiones y burbujas en el centro eruptivo de Chaillupén.

4.3.1. Centros Eruptivos Menores Chaillupén

Los cristales de olivino analizados en bombas fusiformes basálticas (HCH2A1 y HCH2A5) presentan tamaños variables entre 1 a 3 mm con habito preferentemente euهدral (Figura 31A) a subهدral (Figura 31D). En estos cristales es posible encontrar inclusiones vítreas de tonalidades incoloras a marrón claro/oscuro con formas generalmente redondeadas a elipsoidales y en menores casos irregulares triangulares. El tamaño de las inclusiones varia de 20,4 a 68,7 μm y en la mayoría se encuentra la presencia de al menos una burbuja de contracción con tamaños variables entre 5,3 a 15,7 μm (Figura 31A, B, C y D).

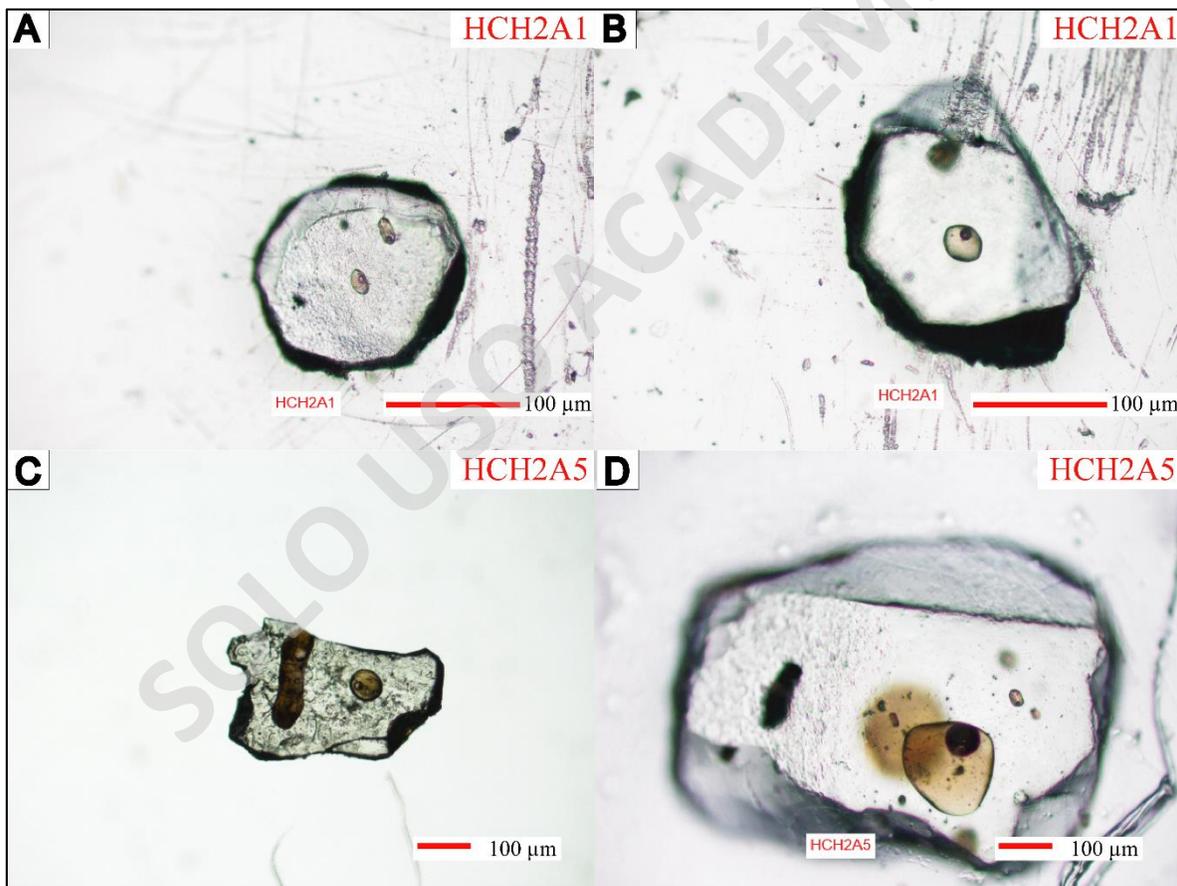


Figura 31 Inclusiones vítreas encontradas en bombas basálticas CEM Chaillupén (muestras HCH2A1 y HCH2A5). A) Dos inclusiones cerradas y burbujas. B) Inclusión cerrada y burbuja. C) Inclusión reentrante tabular y cerrada esférica con burbuja. D) Inclusiones vítreas con diferentes tamaños de burbuja e inclusión.

El análisis petrográfico y estadístico de inclusiones muestra que en bombas fusiformes (Figura 32) predominan las inclusiones cerradas con un 54 a 60 % del total (G2+G3) y de las cuales la mayoría presenta burbuja de contracción (G2, 42-43 %). Para inclusiones tipo hourglass y reentrantes ambas constituyen entre el 3 a 6 % (G4+G5) del total estadístico y un 26 % no presenta inclusiones (G1). Las inclusiones cristalizadas representan entre el 10 a 13 % (G7) e incluyen inclusiones parcial a totalmente cristalizadas, con presencia de microlitos posiblemente de plagioclasas. Cabe destacar que la distribución de inclusiones se da preferentemente en los bordes (53,9 %) por sobre el centro (46,1 %) (Anexos C).

El análisis petrográfico y estadístico de inclusiones en lavas y escorias muy vesiculares (Figura 32) muestra que los cristales de olivino son en general pobres en inclusiones (G1, 45 a 60 %), y en el caso de presentar existe baja presencia de burbujas (G3, entre el 4,6 a 9,4 %). La presencia de inclusiones cerradas (G2+G3) es de 18%, de las cuales el 9 % presenta burbujas (G3). Hay que mencionar además que no se reporta la presencia de inclusiones hourglass y reentrantes (G4 y G5). Por otro lado, en muchos casos estas inclusiones presentan minerales cristalizados que posiblemente corresponden a plagioclasas (G7, 10 a 20 %), por lo cual no se consideran para los análisis posteriores. Cabe destacar que la distribución de inclusiones es similar para bordes y centro (cercano al 50 % en ambos casos) (Anexos C).

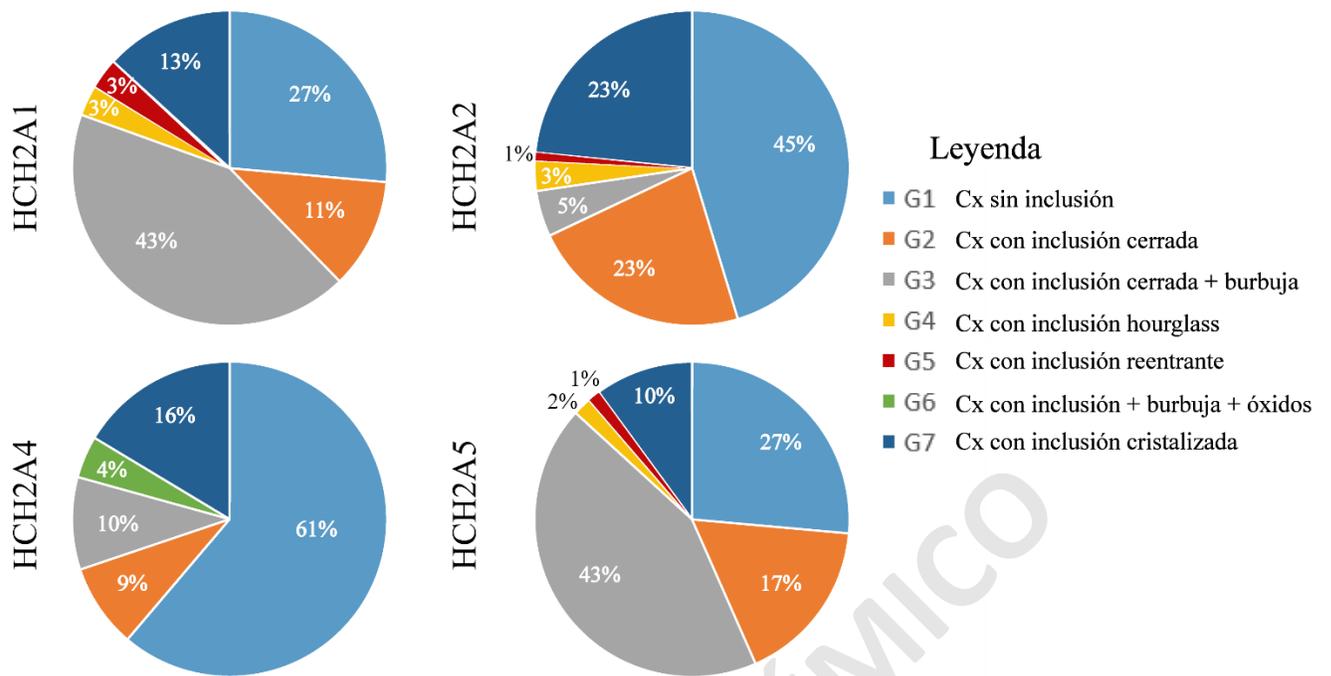


Figura 32 Gráfico circular estadístico con la clasificación textural dentro de los 7 grupos definidos en Chaillupén. Los códigos HCH2A1 y HCH2A5 corresponden a bombas fusiformes, mientras que HCH2A2 y HCH2A4 corresponden a fragmentos de escoria vesicular y lavas respectivamente

4.3.2. Centros Eruptivos Menores Caburgua

Los cristales de olivino analizados en CDPd en el sector SE (niveles CAB1BC-D-G-H-K) presentan tamaños que varían entre 1 a 6 mm con habito preferentemente subhedral a euhedral. En estos cristales se encuentran inclusiones con formas generalmente redondeadas a elipsoidales y en otros casos irregulares (Figura 33). El tamaño de las inclusiones es muy variable desde 5,5 a 237 μm , y presentan tonalidades marrón claro/oscuro, y en menores casos son incoloras. La mayoría de las inclusiones presenta al menos una burbuja con tamaños entre 1,5 a 20 μm . De acuerdo a la clasificación de inclusiones es posible encontrar inclusiones cerradas, hourglass y reentrantes de manera aislada o también agrupadas dentro de un mismo cristal.

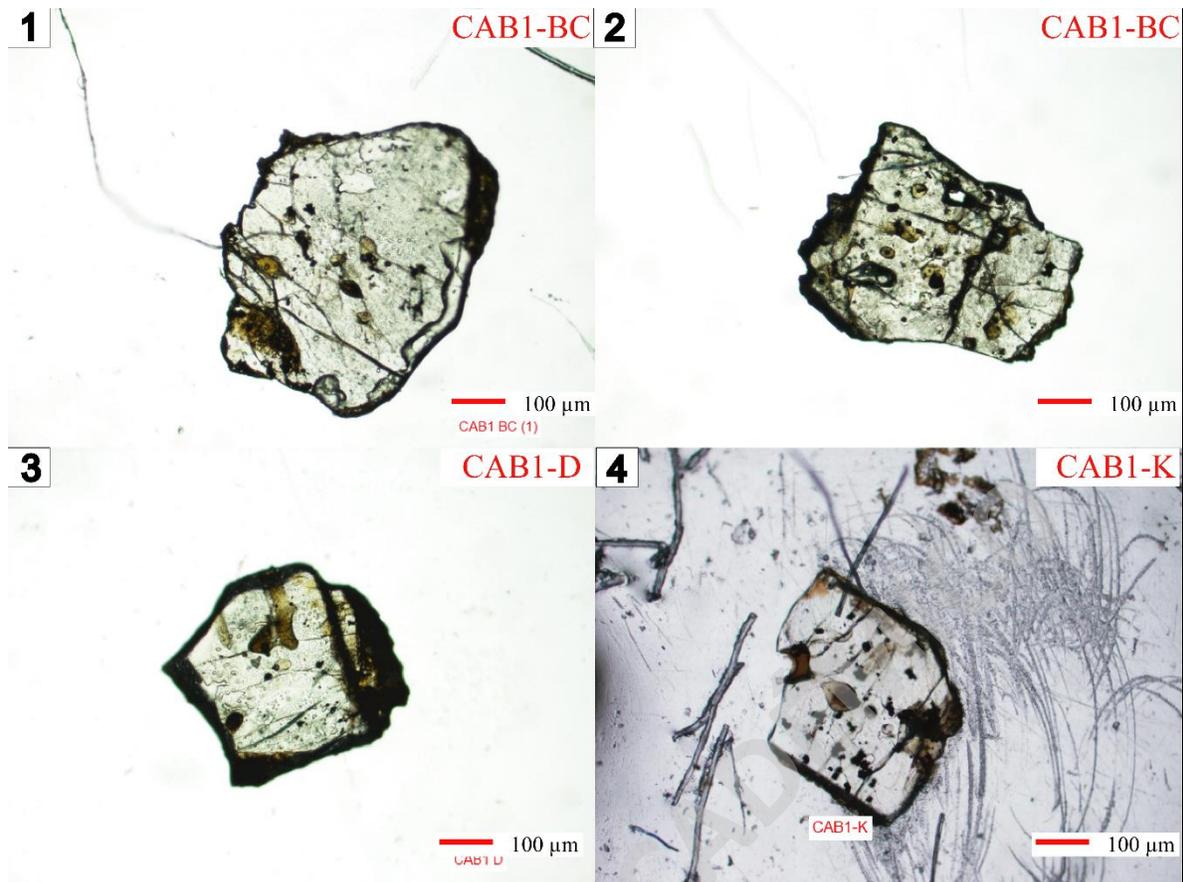


Figura 33 Inclusiones vítreas encontradas en CDPd en el CEM de Caburgua (muestras CAB1-BC-D-K). A) 3 IV cerradas y 2 reentrantes. B) 8 Inclusiones cerradas y burbujas. C) Inclusión reentrante elipsoidal y cerrada con burbuja. D) 4 Inclusiones vítreas cerradas y 1 reentrante.

La descripción textural y estadística de 100 cristales de olivino muestra que las inclusiones cerradas predominan con distintos porcentajes según el nivel estratigráfico (Figura 34). El rango promedio se encuentra entre 30-39 % del total y de las cuales aproximadamente el 16 % tiene presencia de burbuja de contracción (G2). Para inclusiones tipo hourglass y reentrantes estas constituyen entre el 10 a 29 % (G4+G5) y entre un 25 a 41 % no evidencia presencia de inclusión (G1). De todas las inclusiones analizadas en el CEM Caburgua se observó en algunos casos la presencia de microlitos que no superan el 20 % del total estadístico (G7) y que posiblemente podrían corresponder a plagioclasas. Para la distribución de inclusiones, estas se forman preferentemente en el centro (65 % aproximado) por sobre los bordes (35 % aproximado) en 3 muestras (CAB1-BC-D-H). Mientras que en el resto (CAB1-K-G) los porcentajes son similares ocupando aproximadamente un 50 % para centro y borde (Anexos C). Por otro lado, los cristales de olivino

presentan gran cantidad de óxidos de hierro que podrían corresponder a magnetita (Figura 33 A, B, C y D).

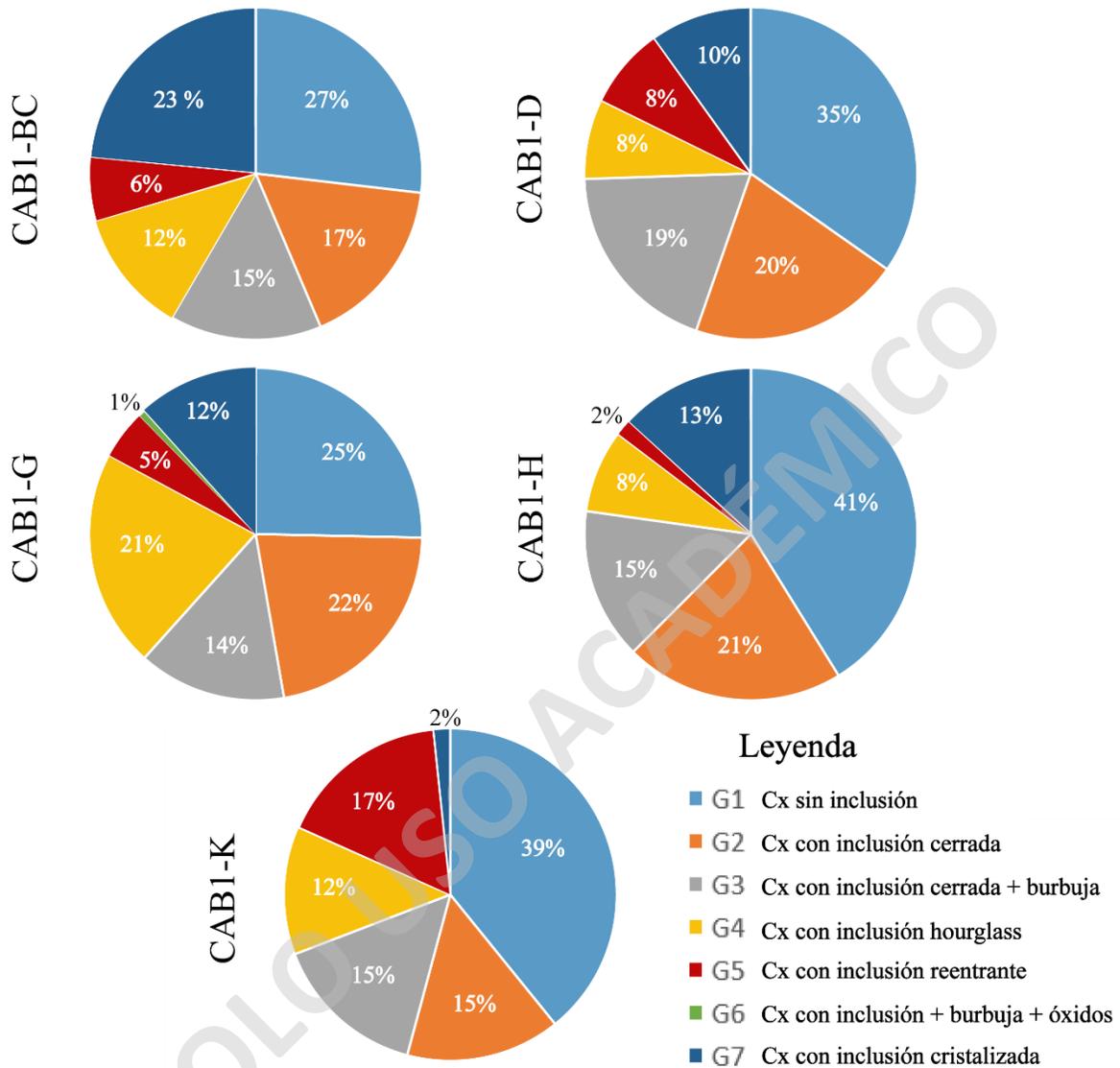


Figura 34 Gráfico circular estadístico con la clasificación textural dentro de los 7 grupos definidos en Caburgua. Los códigos CAB1-BC a CAB1-K corresponden a la secuencia estratigráfica del afloramiento SE desde base a techo.

4.3.3. Resumen de las principales características de IV

Las características petrográficas de IV en los CEM de Chaillupén muestran un amplio porcentaje de inclusiones cerradas con formas generalmente redondeadas a elipsoidales y en menores casos irregulares. En menor porcentaje se encuentra inclusiones hourglass y reentrantes en fragmentos juveniles y en lavas. El tamaño de IV es relativamente constante y solo en pocas muestras se observan tamaños por sobre la media. Por otro lado, es común encontrar burbujas de contracción en bombas fusiformes.

En los CEM de Caburgia los tipos de inclusiones y sus proporciones son variables, aunque la mayoría de los cristales de olivino tienen inclusiones cerradas. Estas inclusiones tienen formas redondeadas a elipsoidales y son encontradas en fragmentos de CDPd, donde es común encontrar burbujas de contracción. Por otro lado, cabe destacar el mayor porcentaje de inclusiones tipo hourglass y reentrantes que Chaillupén y la alta presencia de óxidos en el interior de los cristales de olivino.

SOLO USO ACADÉMICO

4.4. Contenido volátil

4.4.1. Análisis Espectrometría micro-Raman

Los espectros de CO₂ encontrados en burbujas de contracción mediante la técnica micro-Raman fueron obtenidos para 9 muestras: 8 muestras para Caburgua y 1 muestra para Chaillupén (Tabla 5). En estas muestras el Fermi diad fue claramente reconocido, lo que permite estimar las concentraciones de CO₂ apropiadamente. Los resultados asumen que la mayor cantidad de CO₂ fue capturado por la burbuja de contracción en el momento de su formación, lo cual ha sido reportado por varios autores que estiman una captura entre un 40-90 % del total de CO₂ de la inclusión (e.g. Esposito et al., 2011; Hartley et al., 2014; Moore et al., 2015). El cuadro resumen de las principales características se encuentra en la Tabla 5, donde además se muestran los volúmenes de inclusión y burbuja, los Fermi diad asociados a las anomalías ubicadas en los 1285 cm⁻¹ y 1388 cm⁻¹ de absorbencias del espectro Raman (Rosso y Bodnar, 1995) y la concentración de CO₂ en gramos (gr) y partes por millón (ppm).

Los valores de densidad de CO₂ para las muestras de Caburgua están entre los rangos de 3,95E-14 y 1,497E-11 g/cm³, lo que en ppm es equivalente a 474,5 y 5110,6 ppm (Muestras CAB1H_A1 y CAB1K_7_1). En el caso de la muestra analizada en Chaillupén la densidad de CO₂ es de 7,2492E-12 g/cm³, lo que es equivalente a 689,5 ppm.

CEM	Muestras	Fermi diad v+ (cm ⁻¹)		Δ cm ⁻¹	Vol. burbuja cm ³	Vol. inclusión cm ³	Masa CO ₂ gr	Masa CO ₂ ppm
		1285 abs	1388 abs					
Caburgua	CAB1-BC_A1	1286,4	1389,2	102,8	6,65E-11	6,57E-10	3,75E-12	2216,2
	CAB1-BC_A2	1286,5	1389,2	102,7	3,01E-12	5,59E-11	1,03E-13	735,2
	CAB1BC_B1	1287,1	1389,9	102,7	4,33E-10	6,59E-09	1,49E-11	888,9
	CAB1G_A1	1286,4	1389,2	102,7	1,84E-11	2,85E-10	5,22E-13	719,8
	CAB1H_A1	1286,4	1389,2	102,7	5,57E-11	1,16E-09	1,90E-12	630,9
	CAB1H_B2	1286,4	1389,2	102,8	8,95E-13	3,18E-11	3,95E-14	474,5
	CAB1K_7_1	1286,4	1389,4	103	1,14E-10	1,23E-09	1,64E-11	5110,6
	CAB1K_E1	1286,4	1389,4	102,9	3,47E-11	5,72E-10	4,60E-12	3094,2
Chaillupén	HCH2A1_A1	1288	1390,7	102,7	1,93E-10	4,08E-09	7,20E-12	689,5

Tabla 5 Parámetros medidos mediante espectrometría Raman. La densidad de CO₂ es calculada mediante la ecuación de Fall et al., (2011), mientras que la masa total es calculada según Hartley et al., (2014). Abs: Absorbencia

4.4.2. Análisis Espectrometría mFTIR

Las concentraciones de H₂O y CO₃²⁻ analizados en vidrios de inclusiones para las muestras de Chaillupén y Caburgua se encuentran listados en las Tablas 6 y 7. En estas tablas se muestran la absorbencias (cm⁻¹), el espesor de la muestra (μm) y la concentración de ambas especies (H₂O % y CO₃²⁻ ppm). Se realizó el análisis mFTIR para 35 muestras: 11 muestras de Chaillupén y 23 muestras de Caburgua, todas en inclusiones cerradas. Para los contenidos de agua se consideró el OH fundamental encontrado a los 3550 cm⁻¹ (Ihinger et al., 1994), mientras que para el CO₃²⁻ se consideraron las anomalías ubicadas en los 1350 y 1430 cm⁻¹ (Dixon y Pan, 1995).

Para el cono de Chaillupén los valores de H₂O se encuentran en el rango de 0,2 a 3,3 % con una media de 1,3 % (Tabla 6). A pesar de que los análisis pertenecen a dos bombas escoriáceas basálticas de olivino, en una de ellas (HCH2A5) se encuentran los valores más altos (>0,7 % H₂O), mientras que para la otra muestra (HCH2A1) los valores son notoriamente más bajos (<0,4 % H₂O). Por su parte el contenido de CO₃²⁻ fue reconocido para 11 muestras con valores que fluctúan entre 23 a 723,4 ppm con una media de 162,7 ppm (Tabla 7).

En el caso de Caburgua los valores de H₂O se encuentran entre el rango de 0,6 a 3,8 % con una media de 1,3 % (Tabla 6). Los valores más altos son generalmente encontrados para los niveles inferiores (CAB1BC), mientras que hacia los niveles superiores disminuye (≤1 %, CAB1H-CAB1K). El CO₃²⁻ fue reconocido en 6 muestras donde los valores fluctúan entre 127 a 627,7 ppm, con una media de 252 ppm (Tabla 7).

Cabe destacar que para las muestras que no tienen asociadas concentraciones de CO₂ en la burbuja o simplemente no existe burbuja dentro de la inclusión, la concentración total de carbono es la del vidrio de la inclusión (Hartley et al., 2014).

De manera general, no se observa un patrón de tendencia en la relación de H₂O y CO₃²⁻ para una misma muestra. Las muestras con mayor contenido de H₂O no siempre van acompañados de un mayor valor de CO₃²⁻ y viceversa, y solo en algunas muestras esta relación se mantiene (e.g. CAB1G1).

CEM	Muestra	Absorbencia (3550 cm ⁻¹)	Espesor μm	H ₂ O %
Caburgua	CAB1BC1	0,31	30,9	1,0
	CAB1BC11_1	0,19	28,0	0,7
	CAB1BC11_2	0,50	28,0	1,8
	CAB1BC2	0,29	37,6	0,8
	CAB1BC21	0,78	37,6	2,1
	CAB1BC22	0,58	37,6	1,6
	CAB1BC23	1,05	37,6	2,9
	CAB1BC24	1,40	37,6	3,8
	CAB1BC3	0,36	32,0	1,2
	CAB1BC4	0,26	32,0	0,8
	CAB1BCF1	0,24	32,0	0,8
	CAB1BCF2	0,22	32,0	0,7
	CAB1DTRY1	0,50	29,8	1,7
	CAB1DTRY2	0,43	29,8	1,5
	CAB1DTRY3	0,36	29,8	1,2
	CAB1G1	0,66	40,3	1,7
	CAB1H1	0,38	37,0	1,0
	CAB1H2	0,27	37,0	0,8
	CAB1H2	0,22	37,0	0,6
	CAB1H_try5	0,28	37,0	0,8
	CAB1K331II	0,24	33,7	0,7
	CAB1K332II	0,23	33,7	0,7
	CAB1K333	0,27	33,7	0,8
Chaillupén	HCH2A11	0,08	27,6	0,3
	HCH2A12	0,06	31,5	0,2
	HCH2A122	0,12	31,5	0,4
	HCH2A13	0,14	33,4	0,4
	HCH2A531	0,90	28,2	3,3
	HCH2A533	0,38	44,2	0,9
	HCH2A571	0,66	32,0	2,1
	HCH2A572	0,67	32,0	2,1
	HCH2A573	0,69	32,0	2,2
	HCH2A574	0,54	32,0	1,7
	HCH2A5I	0,24	37,6	0,7
	HCH2A5V	0,53	37,6	1,4

Tabla 6 Análisis mFTIR para especies de H₂O para los CEM Caburgua y Chaillupén. La absorbencia a los 3550 cm⁻¹ es tomada de Ihinger et al., (1994), mientras que la masa es calculada mediante la fórmula de Beer-Lambert.

CEM	Muestra	Absorbencia 1350-1430 cm ⁻¹	Espesor µm	Densidad gr/cm ³	CO ₃ ²⁻ ppm
Caburgua	CAB1BC1	0,012	30,9	2,7	171,7
	CAB1BC2	0,013	37,6	2,7	155,6
	CAB1BC3	0,022	32,0	2,7	319,0
	CAB1BC4	0,021	32,0	2,7	300,3
	CAB1BC21	0,012	37,6	2,7	144,5
	CAB1BC11_1	0,008	28,0	2,7	127,0
	CAB1G1	0,055	40,3	2,7	627,7
	CAB1H2	0,011	37,0	2,7	142,3
	CAB1K331II	0,012	33,7	2,7	170,0
Chaillupén	HCH2A11	0,004	27,6	2,7	60,2
	HCH2A12	0,001	31,5	2,7	7,3
	HCH2A122	0,005	31,5	2,7	71,0
	HCH2A13	0,002	33,4	2,7	23,0
	HCH2A532	0,007	38,7	2,7	86,7
	HCH2A533	0,071	44,2	2,7	723,4
	HCH2A571	0,002	32,0	2,7	31,1
	HCH2A573	0,006	32,0	2,7	84,8
	HCH2A5_11	0,006	39,8	2,7	63,8
	HCH2A5I	0,011	37,6	2,7	130,2
	HCH2A5V	0,008	37,6	2,7	91,0

Tabla 7 Análisis mFTIR para especies de CO₃²⁻ en IV para los CEM de Caburgua y Chaillupén. Las anomalías se ubican en las longitudes de onda 1350 y 1430 cm⁻¹ (Dixon y Pan, 1995) y en el caso de estudio se utiliza el valor promedio de ambas anomalías.

4.4.3. Corrección CO₂

Para obtener la concentración total de CO₂ disuelto en fundidos silicatados hay que tener en cuenta que este compuesto puede estar presente como especies de CO₂ molecular y CO₃²⁻. Debido a que estas dos especies tienen tasas de difusión similar (Sierralta et al., 2002) es posible realizar una corrección que considere la suma del CO₂ de la burbuja y el CO₃²⁻ del vidrio, lo que confiere una calibración confiable del contenido total de CO₂ de la muestra (Tabla 8) (von Aulock et al., 2014). Por este motivo, a partir de esta sección se nombrará ambas especies de manera genérica como CO₂.

En la Tabla 8 se muestran los resultados de las 11 muestras calibradas, de las cuales 4 pertenecen a Chaillupén y 7 a Caburgua. En esta tabla se consideran las

masas de CO₂ y CO₃²⁻ de los análisis micro-Raman y mFTIR respectivamente, la suma de ambos como masa total y finalmente el CO₂ total convertido a unidad de partes por millón (ppm).

En el caso de las muestras de Chaillupén presentan valores de CO₂ total entre 696,6 a 760,6 ppm, con media de 729,9 ppm. Para las muestras de Caburgua el total de CO₂ se encuentra entre 616,8 a 2535,2 ppm, con una media de 1594,1 ppm. Cabe destacar que de base a techo las concentraciones son variables y se observa una leve tendencia a disminuir las concentraciones en las muestras de Caburgua, mientras que en Chaillupén las concentraciones son relativamente constantes.

CEM	Muestra	Masa Raman CO ₂	Masa mFTIR CO ₃ ²⁻	Masa total gr	CO ₂ total inclusión ppm
Caburgua	CAB1BC1	3,75E-12	2,91E-13	4,04E-12	2387,9
	CAB1BC3	3,75E-12	5,40E-13	4,29E-12	2535,2
	CAB1BC4	3,75E-12	5,08E-13	4,26E-12	2516,5
	CAB1BC2	1,03E-13	2,18E-14	1,25E-13	890,8
	CAB1BC21	1,03E-13	2,02E-14	1,23E-13	879,7
	CAB1G1	5,22E-13	4,46E-13	9,69E-13	1335,1
	CAB1H2	3,95E-14	1,18E-14	5,13E-14	616,8
Chaillupén	HCH2A11	7,24E-12	6,02E-13	7,89E-12	749,8
	HCH2A12	7,24E-12	7,34E-14	7,32E-12	696,9
	HCH2A122	7,24E-12	7,11E-13	7,99E-12	760,6
	HCH2A13	7,24E-12	2,30E-13	7,49E-12	712,6

Tabla 8 Corrección de datos para especies de carbono. En la tabla se detalla las concentraciones de los análisis mFTIR y micro-Raman por separado, y la corrección con el total de CO₂ (CO₃²⁻ en vidrio + CO₂ en burbuja).

4.4.4. Resumen de las principales características

Los resultados de H₂O muestran una amplia variabilidad en ambos conos de estudio. En el centro eruptivo de Caburgia los valores tienden a disminuir desde los niveles basales hacia el techo y son en general más altos que Chaillupén, que además, presenta valores muy distintos en las dos muestras de bombas fusiformes analizadas. En un caso los valores son notoriamente más altos y se ubican por sobre los 0,7 % de H₂O (HCH2A5), mientras que la otra muestra tiene valores <0,4 % H₂O (HCH2A1).

Para los valores de CO₃²⁻ nuevamente Caburgia tiene valores más altos que Chaillupén, y para el CO₂ se encuentra una amplia variabilidad en las muestras de Caburgia que tienen la mayor cantidad de datos. Los valores corregidos para carbono mediante la suma de las concentraciones de las técnicas micro-Raman y mFTIR serían los valores más representativos del contenido total estimado de CO₂.

SOLO USO ACADÉMICO

5. Discusión

5.1. Procesos pre-eruptivos

La petrografía descrita para el cono de piroclastos de Chaillupén permite interpretar al menos dos etapas de cristalización tanto para bombas fusiformes como para lavas. La primera etapa se caracteriza por el desarrollo de fenocristales de plagioclasas, clinopiroxeno y olivino con la mayoría de sus cristales con formas euhedrales, lo que señala un sistema magmático con suficiente tiempo y espacio para su crecimiento (olivino y clinopiroxeno hasta 2,5 mm). En menor medida se desarrollan cristales subhedrales de la misma mineralogía, que serían formados en etapas tardías y con poco espacio en el proceso de cristalización. La formación de algunos cristales de plagioclasas con evidencias de zonación en lavas y clinopiroxenos con texturas de reloj de arena en juveniles escoriáceos, reflejan un continuo reequilibrio composicional del fundido en un proceso de cristalización suficientemente lento que permite esta evolución, lo cual se da posiblemente en reservorios magmáticos (Gill, 2010). Hacia el término de esta etapa un descenso de temperatura permitiría la formación de cristales acumulados que forman las texturas glomeroporfírica (Figura 19A) y poikilitica, lo cual es una ventaja en términos energéticos ya que los cristales necesitan menor energía interfacial de cristalización que cuando ocurren como cristales aislados (e.g Ikeda et al., 2002; Gill, 2010).

La segunda etapa de cristalización es responsable de la formación de la masa fundamental con cristales de plagioclasas, olivino y clinopiroxeno, y vidrio intersticial. La tasa de enfriamiento muy rápida provoca la nucleación de microcristales, el amplio desarrollo de vidrio intersticial, y las texturas intersertal e intergranular que indicarían iguales condiciones de cristalización para plagioclasas en el primer caso y para plagioclasas y clinopiroxenos en el segundo (Winter, 2001). Además, en esta etapa se habrían formado las numerosas texturas de desequilibrio encontradas en plagioclasas y olivino, con texturas sieve (Figura 20) y bordes de reabsorción respectivamente (Figura 18A y 19C). El origen de estas texturas ha sido ampliamente discutido en la literatura, y dentro de las teorías más aceptadas se encuentran la mezcla de magmas (e.g Tsuchiyama, 1985; Tepley et al., 1999) o una fuerte descompresión magmática (e.g Stormer, 1972; Nelson, 1989; Nelson y Montana, 1992).

La primera alternativa es descartada al no encontrar evidencias claras de este proceso, tales como enclaves redondeados/elipsoidales o asociaciones minerales en desequilibrio. Además, los CEM de Chaillupén se formaron a través de magmas poco evolucionados de composición andesítico-basáltica (Lohmar, 2008), y difícilmente magmas más primitivos o de similar composición podrían afectar la estructura de los cristales formados en condiciones similares. Para descartar completamente esta opción se debería evaluar posibles cambios químicos/isotópicos que podrían señalar una posible mezcla entre magmas de similar composición que no es demostrada mediante las observaciones petrográficas.

En el segundo caso, una disolución inducida por descompresión es una opción factible para explicar las texturas de desequilibrio sin necesidad de adicionar calor. Un descenso drástico de la presión puede causar un desequilibrio en el campo de estabilidad mineral haciéndolo propenso a la disolución o reabsorción (Gill, 2010), especialmente en los cristales formados en etapas tempranas como es el caso de olivinos y plagioclasas cálcicas. En el caso de las plagioclasas Nelson y Montana (1992) proponen que la fuerte reabsorción en sus texturas estaría atribuida a tasas de descompresión equivalentes a tasas de ascenso muy rápidas (≥ 10 m/s). Por otro lado, una característica llamativa es que generalmente las texturas de reabsorción se desarrollan en los cristales de mayor tamaño, mientras que los fenocristales más pequeños conservan sus formas euhedrales a subhedrales sin evidencias de reabsorción (Figura 19C). Este hecho ha sido previamente reportado en el trabajo de Nelson y Montana (1992) quienes notan que la reabsorción aumentaría linealmente en los cristales de mayor tamaño. Estas diferencias de tamaño y grado de reabsorción también podrían ser atribuidas a una tercera etapa de cristalización en respuesta a nuevas condiciones de equilibrio que minimizan los efectos de reabsorción en los cristales de menor tamaño, mientras que los cristales más grandes formados en etapas tempranas son propensos a la reabsorción por reequilibrio a las nuevas condiciones. Otra alternativa señalada por Perugini et al., (2013) es que en los reservorios magmáticos las texturas de desequilibrio no se propagan de manera homogénea incluso a pequeña escala debido a otros procesos más complejos, tales como mezcla de magmas, cámara magmática zonada, cristalización fraccionada o xenolitos derivados desde zonas profundas. De las alternativas anteriores, la mezcla

de magmas ha sido descartada previamente, mientras que para evaluar las otras posibilidades es necesario realizar un análisis geoquímico exhaustivo que no forma parte de este trabajo. Por estos motivos, las diferencias en los grados de reabsorción serían función del tamaño de los cristales y de las condiciones en las que fueron formados.

A modo de comparación, en el centro eruptivo menor de Caburgua la mineralogía y texturas son más acotadas que en Chaillupén. A través del análisis petrográfico tanto en lavas como en fragmentos juveniles de CDPd, se interpreta la participación de al menos dos etapas de cristalización. La primera etapa estaría caracterizada por el desarrollo de fenocristales de olivino y plagioclasas, y muy escaso clinopiroxeno en una muestra de CDPd. Al igual que en el caso anterior, la forma euhedral de la mayoría de los cristales de plagioclasas sugiere que fueron formados en un sistema magmático temprano con suficiente tiempo y espacio de cristalización, y en etapas tardías y con poco espacio se desarrollan los cristales subhedrales de olivino (Figura 26B). El amplio desarrollo de cristales de olivino se debería a su secuencia de cristalización temprana, que es ayudado por su estructura relativamente simple que permite formar cristales con mayor facilidad. En cambio, la ausencia de clinopiroxeno en la mayoría de las muestras se debería a su estructura cristalográfica más compleja y a un rápido enfriamiento del sistema que habrían inhibido su desarrollo como debería ser una secuencia normal de cristalización de acuerdo a la serie de Bowen. Además, el rápido enfriamiento promovería la nucleación de cristales con texturas glomeroporfírica que significaría un importante ahorro de energía para el sistema (e.g Ikeda et al., 2002; Gill, 2010).

La segunda etapa de cristalización permite la formación de una masa fundamental con mineralogía predominante de olivino y plagioclasas en juveniles escoriáceos, y olivino, plagioclasas y clinopiroxeno en lavas. La diferencia en la mineralogía descrita se debería a un enfriamiento más lento en el caso de lavas en comparación a los fragmentos juveniles que son rápidamente expulsados del volcán. El enfriamiento lento también se ve reflejado en el desarrollo de textura intergranular en lavas, lo que sugiere condiciones estables de cristalización para plagioclasas y clinopiroxenos que permiten nuclear cristales a una misma tasa durante un periodo determinado (Winter, 2001). Por otro lado, una de las características más distintivas en los productos de

Caburgua es la presencia de texturas sieve en plagioclasas y bordes de reabsorción en olivino (Figura 26A), que al igual que el caso de Chaillupén sugieren importantes condiciones de desequilibrio. Una de las opciones más probables para generar estas texturas sería mediante una rápida descompresión magmática que desestabiliza los campos de estabilidad mineral provocando la fusión/disolución de los cristales formados en fases tempranas (e.g Nelson y Montana, 1992; Winter, 2001; Gill, 2010), mientras que el proceso de mezcla de magmas es descartado al no encontrar evidencias claras de este proceso. En especial, los cristales de olivino presentan mayor cantidad de cristales reabsorbidos y con mayor intensidad de reabsorción que Chaillupén (Figura 26A), lo cual podría ser explicado por largos tiempo de exposición que incrementan el porcentaje de cristales reabsorbidos y/o tasas de ascenso muy rápidas que generan fuertes texturas de reabsorción (Nelson y Montana, 1992). Considerando un ascenso directo desde zonas profundas como lo han sugerido diferentes autores (e.g Hickey-Vargas et al., 1989, 2002; Cembrano et al., 2009), la generación de estas texturas se deberían a una combinación de ambas alternativas, donde un rápido y extenso recorrido desde zonas profundas generarían importantes condiciones de desequilibrio.

De manera complementaria, las observaciones petrográficas de inclusiones vítreas permiten obtener información sobre las condiciones de cristalización y las tasas relativas de enfriamiento durante la formación de los cristales de olivino (Roedder, 1979, 1984). Las inclusiones cerradas son formadas por defectos en la red cristalina durante el crecimiento del cristal y posteriormente son aisladas del fundido exterior, representando las características primarias del fundido (Roedder, 1979, 1984). Después del atrapamiento las inclusiones cerradas solo pueden tener conexión con el fundido exterior a través de la difusión con el cristal huésped, principalmente por la alta difusión de H^+ (Roedder, 1979; Danyushevsky et al., 2002b; Cervantes y Wallace, 2003). En la otra categoría, las inclusiones hourglass y reentrantes se encuentran en contacto directo con el fundido a través de fracturas y son formadas en condiciones de sobreenfriamiento por rápida descompresión (Anderson, 1991).

En los cristales de olivino de bombas escoriáceas densas pertenecientes al cono de Chaillupén predominan las inclusiones vítreas cerradas (56 a 60 % del total

estadístico) con alta presencia de burbujas de contracción (70 a 77 % del total de IV cerradas), y con texturas principalmente vítreas, y en menor medida opacas y translúcidas, que en conjunto indicarían una tasa de enfriamiento relativamente rápida (Roedder, 1979, 1981). Del mismo modo, la tasa de enfriamiento rápida se reflejaría en la escasa presencia de minerales cristalizados, que en el caso de presentar, posiblemente corresponderían a plagioclasas por sus hábitos tabulares y colores blanquecinos, aunque no se descarta la presencia de olivino, ya que para el fundido es más fácil nuclear el mismo cristal huésped por encontrarse saturado en este mineral en el momento de atrapamiento (Schiano, 2003). En el caso de las inclusiones hourglass y reentrantes el porcentaje es notoriamente más bajo con respecto al total de inclusiones (<6 % del total estadístico), lo que podría ser atribuido a rápidas tasas de ascenso y/o cortos recorridos que no permiten su desarrollo durante la última etapa del crecimiento cristalino. En muestras de lavas y fragmentos de escoria muy vesicular, la mayoría de los cristales de olivino se encuentra sin inclusión, y en caso de presentar se encuentran principalmente cristalizadas y sin presencia de burbujas, probablemente debido a las tasas relativas de enfriamiento más lentas. Por otro lado, estudios previos han demostrado la distribución aleatoria de IV en cristales de olivino (e.g Frezzotti, 2001; Schiano, 2003), lo cual es coincidente con los resultados de este trabajo donde no se observa una clara tendencia a nuclear en el centro o borde de los cristales.

Para los cristales de olivino en fragmentos juveniles escoriáceos de Caburgua los tipos de inclusiones presentan mayor variabilidad que en el caso anterior. En estos cristales las inclusiones cerradas representan alrededor del 50 % del total estadístico y aproximadamente la mitad tiene presencia de burbujas de contracción. Por esta razón, las condiciones de cristalización indicarían una tasa de enfriamiento relativamente rápida y levemente superior al caso de Chaillupén que permite formar inclusiones con menor cantidad de burbujas (Roedder, 1984). La tasa de enfriamiento relativamente rápida permite también formar texturas vítreas, opacas y translúcidas, junto con la baja presencia de minerales cristalizados (<1%), que en el caso de presentar, podrían corresponder a plagioclasas por sus hábitos tabulares y colores blanquecinos. Al igual que en el caso anterior, no se descarta la presencia de olivino por ser el cristal huésped y en el momento de atrapamiento el fundido

probablemente se encontraba saturado con respecto a este mineral (Schiano, 2003). En cuanto a las muestras con IV hourglass y reentrantes, estas constituyen un mayor porcentaje (hasta un 30 % del total estadístico), lo que podría estar relacionado a extensos recorridos del magma desde que comienza a cristalizar los primeros cristales de olivino hasta las últimas etapas del crecimiento cristalino. Este largo recorrido permite formar mayor número de ambas IV que serían representativas de las etapas más tardías antes de la erupción (Esposito et al., 2014). Por otro lado, la distribución de inclusiones es levemente mayor en el centro que en los bordes del cristal lo que probablemente indicaría un mayor desarrollo en las etapas tempranas del crecimiento cristalino.

5.2. Contenido de volátiles

5.2.1. H₂O

En el centro eruptivo de Chaillupén se encontraron 12 detecciones de H₂O, mientras que en 8 ocasiones la señal analizada fue plana o muy leve, impidiendo cuantificar las concentraciones de H₂O. En las muestras analizadas, se observan significativas diferencias entre las dos bombas fusiformes basálticas (Figura 36). En una muestra se encuentran valores muy bajos y constantes, que fluctúan entre los 0,2 a 0,4 % de H₂O (muestra HCH2A1), mientras que en el otro caso, los valores son notoriamente más altos y variables, fluctuando entre 0,7 a 3,3 % de H₂O (muestra HCH2A5). Si bien ambas muestras tienen similares características petrográficas (e.g tamaño, textura y mineralogía) y fueron encontradas a pocos metros de distancia, la variabilidad de sus concentraciones podría ser explicada por formaciones con distintas profundidades de atrapamiento o posibles pérdidas de H₂O por modificaciones post-atrapamiento. En el primer caso, los valores más altos de H₂O corresponderían a un atrapamiento de IV en las fases iniciales en condiciones de mayor profundidad, mientras que los valores bajos y uniformes sugieren que la cristalización del olivino fue producto de un magma desgasificado en condiciones más superficiales. Si la diferencia de concentraciones se explican por una formación en distintas etapas, la composición de olivinos debería reflejar una evolución desde forsterita (muestra

HCH2A5) a fayalita (muestra HCH2A1) o bien, deberían mostrar contenidos variables en la relación K_2O-SiO_2 en el vidrio de las IV (Lloyd et al., 2013). La participación de un magma desgasificado podría también explicar el número de muestras sin espectros de H_2O como se mencionó en un inicio, aunque la ausencia de H_2O también podría ser atribuida a cambios post-atrapamiento, donde la rápida difusión de H^+ en la interfaz cristal-inclusión provocaría estas pérdidas (Danyushevsky et al., 2002b). Esta última opción es probable debido a que según Lloyd et al., (2013) la difusión de H^+ es común en productos de enfriamiento lento como bombas volcánicas que pueden mantener temperaturas magmáticas desde minutos a horas después de su depositación, lo cual es un tiempo potencialmente favorable para la pérdida difusiva de H_2O . Si bien las dos bombas analizadas tienen similar tamaño, los bajos valores de H_2O en una de ellas se explicarían por tiempos de enfriamiento más lento que habrían promovido la pérdida difusiva de H^+ posterior a la erupción. Además, la presencia de material aglutinado en la superficie de la muestra habría ayudado a mantener o aumentar la temperatura por más tiempo (Figura 36), y de esta forma habría contribuido a provocar los cambios difusivos mencionados con anterioridad (Lloyd et al., 2013). Por último, una alternativa señalada por Cervantes y Wallace (2003), es que a pesar del cuidadoso análisis petrográfico las variaciones de H_2O para una misma unidad se deberían a fugas de volátiles mediante micro-fracturas imperceptibles mediante el análisis óptico, por lo cual no se descarta esta posibilidad.

Los valores de H_2O para Caburgua fueron obtenidos en 23 detecciones y solo en 4 ocasiones las señales fueron muy leves impidiendo calcular la concentración de H_2O . Los resultados muestran una amplia variabilidad de concentraciones con valores entre 0,8 y 3,8 % H_2O (Figura 37). A pesar de que los resultados son variables entre un mismo nivel (e.g nivel CAB1-H), existe una tendencia al mayor contenido de agua en los niveles basales del afloramiento SE de Caburgua con concentraciones entre 0,7- 3,8 % H_2O (niveles CAB1BC y CAB1-D), para luego disminuir progresivamente hacia los niveles superiores desde 1,7 hasta 0,7 % H_2O (niveles CAB1-H y CAB1-K respectivamente). Esta leve disminución desde los niveles basales a superiores sugieren una evolución, donde los inicios del evento de CDPd fueron provocados por un magma con alto contenido de agua que luego fue disminuyendo gradualmente hacia el término del ciclo en respuesta a condiciones más superficiales.

5.2.2. CO₂

5.2.2.1. Análisis volumétrico IV Chaillupén y Caburgua

Para estimar con mayor confiabilidad el contenido de CO₂ en las muestras analizadas por micro-Raman se debe garantizar que las burbujas sean representativas del magma original, es decir, que estas burbujas fueron formadas después del atrapamiento de la IV por contracción diferencial entre el fundido y el cristal durante el enfriamiento (Roedder, 1984; Lowenstern, 1995) o por exsolución volátil (Roedder, 1979; Anderson y Brown, 1993; Cervantes et al., 2002). Un primer análisis importante es observar el tamaño relativo de la burbuja de contracción, que depende de la tasa de enfriamiento, contenido volátil y composición del fundido (Lowenstern, 1995, 2003). Un método confiable para verificar que la formación de estas burbujas corresponde a una fase primaria es a través de la relación entre el volumen de la burbuja con respecto al volumen total de la inclusión (Tabla 3 y 4). Las burbujas formadas posterior al atrapamiento generalmente comprenden un volumen de 0,2 - 5 % de la inclusión (Lowenstern 1994a, 1995). Otra forma de analizar si las burbujas corresponden a burbujas primarias es mediante la inspección visual de cada cristal de olivino y ver si las burbujas contenidas mantienen una fracción de volumen constante de cada IV, lo que sugiere que fueron formadas por procesos comunes post-atrapamiento (Hartley et al., 2014).

En la muestra analizada en el cono de Chaillupén (HCH2A1_A1) la relación entre el volumen de la burbuja con respecto al volumen total de la inclusión es de 4,7 %, lo que permite interpretar que corresponden a burbujas primarias formadas por procesos post-atrapamiento. Además, el tamaño relativo pequeño de esta única burbuja (8 µm) apoyaría esta suposición (e.g Cervantes y Wallace, 2003).

Las burbujas encontradas en IV en el cono de Caburgua presentan una alta variabilidad en la relación volumen burbuja/volumen inclusión. En el primer caso se cuenta con 3 muestras analizadas por micro-Raman con volúmenes relativos de burbujas <5 %, que al igual que el caso anterior sugiere que podrían ser burbujas primarias formadas por procesos post-atrapamiento (muestras CAB1BC_A2, CAB1H_A1, CAB1H_B2). En el otro grupo se encuentran 5 muestras con valores entre 5-10 % (CAB1BC_A1, CAB1BC_B1, CAB1G_A1, CAB1K_7_1 y CAB1K_E1),

que son superiores al rango aceptado para burbujas primarias y podrían indicar captura heterogénea o reequilibrio del contenido inicial de volátiles (Moore et al., 2014; Robidoux et al., 2019). Sin embargo, mediante el método de inspección visual se observan tamaños de burbujas relativamente uniformes y con tamaños menores a 10 μm , que apoyaría la suposición de que las muestras analizadas corresponden a fases primarias contemporáneas (Roedder, 1984; Lowenstern, 1995; Cervantes y Wallace, 2003; Hartley et al., 2014).

De manera complementaria al graficar la relación entre el volumen de la burbuja y el volumen de la inclusión (Figura 35), la tendencia lineal indica que todas IV contienen porcentajes de vapor constante, y sugiere que el vapor contenido en las burbujas representan los volátiles que originalmente fueron disueltos en el fundido (e.g Moore et al., 2015; Robidoux et al., 2018). En este gráfico se presentan las muestras analizadas por micro-Raman, y además, de manera comparativa se exponen las muestras analizadas por mFTIR para analizar la homogeneidad de las burbujas encontradas en IV de ambos centros eruptivos.

En Chaillupén se observa una relación lineal para la mayoría de las muestras analizadas por las técnicas micro-Raman (1 muestra) y mFTIR (6 muestras), lo que reafirma la suposición que el contenido volátil es representativo del magma original. Por otro lado, algunas de las muestras analizadas por mFTIR se encuentran alejadas de la tendencia de datos, lo cual podría indicar captura heterogénea o reequilibrio del contenido inicial de volátiles (Moore et al., 2015), sin embargo en ellas no se realizó medición de CO_2 que podría corregir este comportamiento.

Para el cono de Caburgua se observa una relación lineal para todas las muestras analizadas por micro-Raman (8 muestras), lo cual confirmaría la suposición de que las burbujas analizadas corresponden a fases primarias. Si bien en el análisis porcentual anterior 5 muestras presentaron porcentajes anómalos que provocarían desconfianza en los contenidos volátiles, mediante este análisis es posible asumir que estas muestras son representativas del magma inicial.

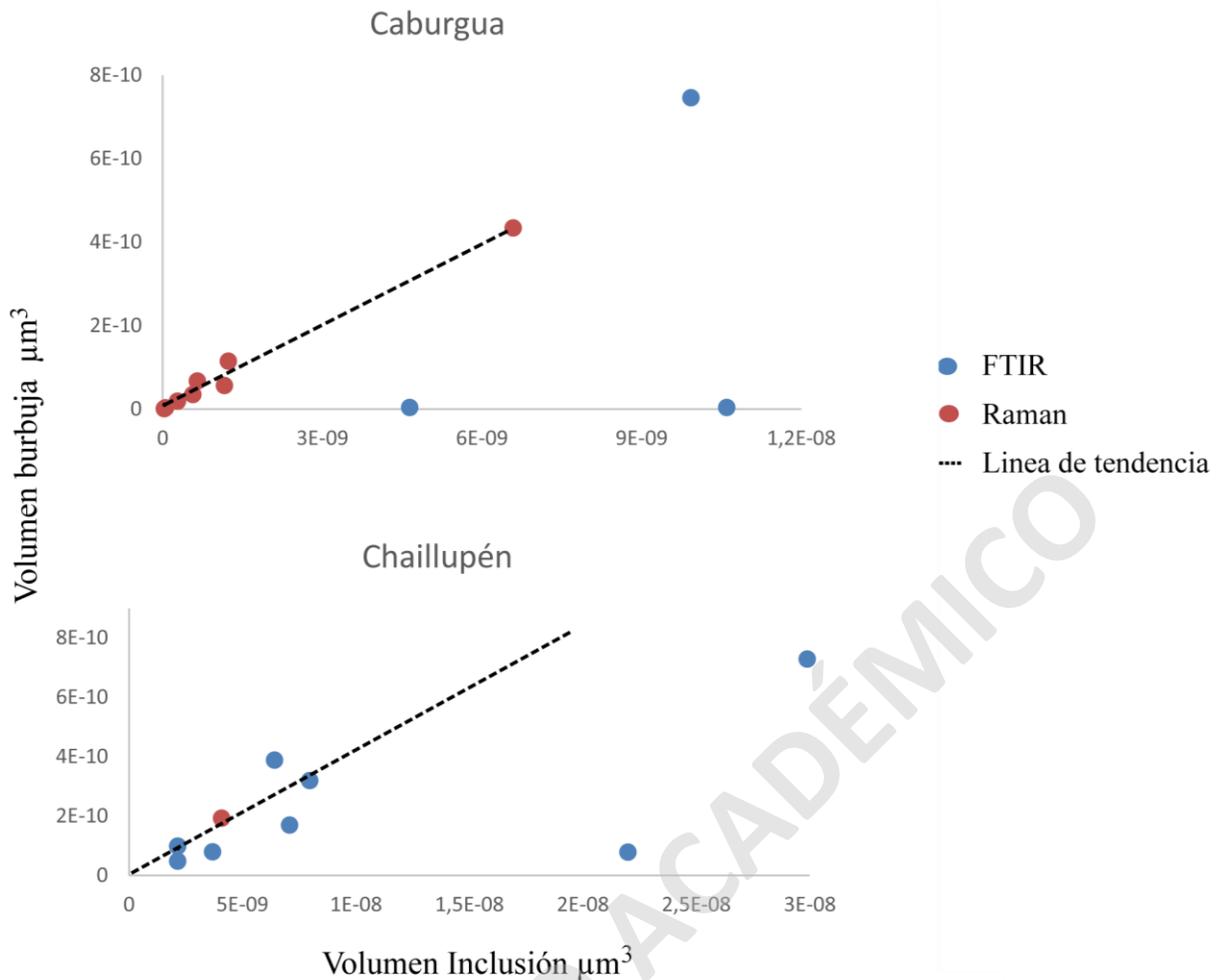


Figura 35 Gráfico de validación IV primarias. En el gráfico se muestra la relación entre el volumen de la inclusión con respecto al volumen de la burbuja en μm^3 .

5.2.2.2. Concentración CO_2

Para la detección del CO_2 en las burbujas analizadas por micro-Raman tanto para Caburgua como para Chaillupén se obtuvieron señales de CO_2 con las bandas de Fermi Diad característico, y en otras muestras que no fue posible medir la señal. Una explicación para las muestras sin detección de CO_2 (8 muestras, 6 Caburgua y 2 Chaillupén) es que las burbujas medidas son de baja densidad y ubicadas muy lejos de la superficie, lo cual dificulta el análisis del instrumento Raman (Canatelli et al., 2016). Otra explicación posible es que el CO_2 contenido se encontraba bajo los límites de detección (generalmente $0,04 \text{ g/cm}^2$) (Hartley et al., 2014), ya sea por perdidas post-atrapamiento, condiciones desgasificadas del sistema o por que las

burbujas no contenían vapor (e.g Steele-MacInnis et al., 2011). El enfriamiento muy rápido de las inclusiones es otro motivo por el cual podría haber ausencia de CO₂ en la burbuja, debido a que no hay tiempo suficiente para provocar la difusión de CO₂ en la burbuja (Hartley et al., 2014).

En la mayor parte de las muestras de Chaillupén no está presente la anomalía CO₂ en el vidrio de IV y solo en 6 muestras de un total de 14 se realizó la medición. Los valores calculados en general se encuentran bajo los 130 ppm lo que sugiere un sistema desgasificado, salvo en una muestra sin presencia de burbuja que alcanza los 723 ppm. El único dato de CO₂ medido mediante la técnica micro-Raman presenta una relación volumen burbuja/volumen inclusión <5 %, lo cual permite validar la concentración obtenida en esta muestra.

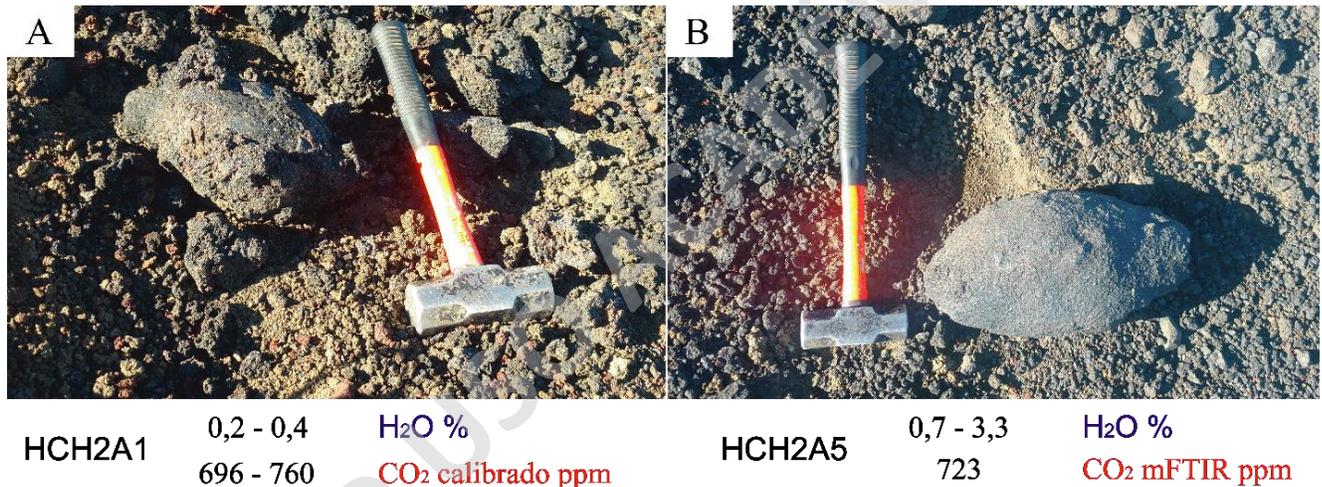


Figura 36 Bombas fusiformes basálticas con sus contenidos de H₂O y CO₂.

En los datos de mFTIR en Caburgua, de las 20 muestras analizadas solo en la mitad fue posible medir la concentración de CO₂ del vidrio de IV. Los valores en general son menores a 319 ppm y la mayor cantidad de datos se ubican entre 100-200 ppm. En tanto, los valores medidos en burbujas de contracción mediante la técnica micro-Raman, muestran una amplia variabilidad de concentraciones en un rango entre 474 a 5110 ppm. Los valores más altos tienen una relación volumen burbuja/volumen inclusión >5 % que podría indicar que las concentraciones obtenidas no serían representativas del contenido inicial de volátiles, sin embargo,

la relación lineal discutida en la sección anterior (Figura 35), junto con la cuidadosa observación petrográfica donde fueron seleccionadas IV cerradas sin evidencia de fracturas permitirían validar su representatividad.

Por último, cabe destacar que para los centros eruptivos de Chaillupén no se observa una tendencia a aumentar o disminuir las concentraciones de CO₂ debido a la poca cantidad de datos que no permite establecer esta relación. Para el caso de Caburgia existe una leve tendencia a disminuir los contenidos desde base a techo (Figura 37).

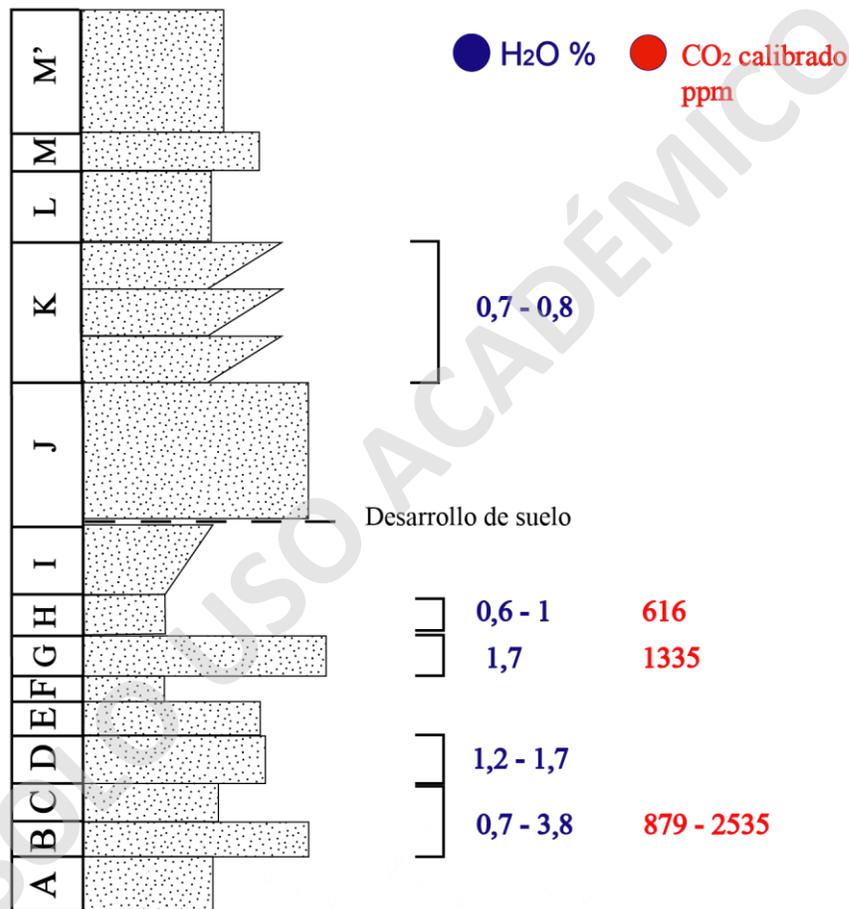


Figura 37 Columna estratigráfica y contenidos de H₂O y CO₂ sector SE de Caburgia. Cabe destacar la disminución gradual de H₂O y CO₂ desde base a techo.

Al comparar las muestras que poseen análisis para vidrio y burbuja (Tabla 9) es posible dar cuenta de la influencia de la burbuja de contracción en los procesos de exsolución volátil, donde llega a capturar entre un 53,9 a 92,8 % del CO₂ total durante el enfriamiento de IV. Estos resultados son consistentes con los trabajos de

Hartley et al., (2014) que encuentra >90 % del CO₂ capturado en la burbuja, Moore et al., (2015) con valores entre el 40-90 % del CO₂ total de la IV y Esposito et al., (2011) que estiman un 64 % del CO₂ total almacenado en la burbuja de contracción. Del mismo modo, se obtiene que en IV relativamente más grandes el contenido de volátiles disminuye. Si no se tiene en cuenta la corrección de CO₂ capturado por la burbuja de contracción los valores no serían representativos del magma original, ya que la burbuja de contracción tiene importantes efectos en la captura del CO₂.

Código Raman	Código mFTIR	CO ₂ Raman ppm	CO ₂ mFTIR ppm	Total CO ₂	% CO ₂ Vidrio	% CO ₂ Burbuja
CAB1-BC_A1	CAB1BC1	2216.2	171.7	2387.9	7.2	92.8
CAB1-BC_A2	CAB1BC2	735.2	155.6	890.8	17.5	82.5
CAB1G_A1	CAB1G1	719.8	615.3	1335.1	46.1	53.9
CAB1H_B2	CAB1H2	474.5	142.3	616.8	23.1	76.9
HCH2A1_A1	HCH2A11	689.5	60.2	749.7	8.0	92.0

Tabla 9 CO₂ contenido en la burbuja y vidrio de Inclusiones vítreas.

5.3. Presión de saturación y profundidad

Las presiones de saturación para IV fueron calculadas utilizando el modelo de solubilidad VolatileCalc (Newman y Lowenstern, 2002) tanto para muestras corregidas, no corregidas y muestras con análisis exclusivos de mFTIR (Tabla 11). Se considera como muestras corregidas a la suma de los análisis micro-Raman y mFTIR que en conjunto representan el CO₂ total (CO₂ burbuja + CO₂ vidrio). En tanto, las muestras no corregidas representan a las mismas muestras pero considerando exclusivamente los valores de CO₂ en el vidrio de las IV. Esta distinción es utilizada para evaluar los efectos del CO₂ capturado por la burbuja de contracción para una misma muestra.

Para el cálculo de la presión de saturación se asume que la masa fundida se encontraba saturada en vapor de H₂O-CO₂ al momento de formación de olivino y subsecuente captura de la inclusión. De lo contrario, si el fundido estaba subsaturado en estas especies la presión de saturación calculadas serían las

mínimas (Cervantes y Wallace, 2003). Como parámetros de entrada se encuentra la composición (% SiO₂), % de H₂O, contenido de CO₂ (ppm) y temperatura (°C). De los datos mencionados, los contenidos de H₂O y CO₂ fueron calculados en este trabajo (Tabla 11), mientras que los otros parámetros se encuentran listados en la Tabla 10.

CEM	% SiO ₂	Temperatura (°C)	Autor
Chaillupén	53,8	1085	Lohmar (2008)
Caburgua	50	1163	Morgado et al., (2015)

Tabla 10 Parámetros de entrada VolatileCalc.

Los resultados de IV corregidas (CO₂ total) para el cono de Chaillupén en bombas fusiformes basálticas muestran presiones de saturación similares en la mayoría de las muestras, con valores entre 1,46 hasta 1,6 kbar (ver Tabla 11). Para los datos no corregidos (asumiendo que todo el CO₂ se encuentra en el vidrio) los cálculos de presión son variables y fluctúan entre los 0,33 a 1,59 kbar, aunque la mayoría se encuentra bajo 1 kbar. En estas muestras la presión de saturación más alta pertenece a una IV sin presencia de burbuja de contracción que implicaría que todo el CO₂ está contenido en el vidrio, y por lo cual sería representativa de las condiciones iniciales de formación (muestra HCH2A33). Los resultados de profundidad asociados a la presión de saturación indican una profundidad mínima de formación para olivinos entre 5,4 a 5,9 km en datos corregidos, mientras que para muestras no corregidas tienden a disminuir a profundidades entre 1,2 a 3,4 km, y 5,9 km en la muestra sin burbuja. Los resultados similares para muestras corregidas y para la única muestra sin burbuja de contracción señalarían la existencia de un posible reservorio ubicado entre 5,4 a 5,9 km que permite la cristalización de olivino en estas condiciones. Como menciono en la sección anterior, si se consideran las posibles pérdidas de H₂O que podrían limitarse hasta 1 % H₂O, la formación de estas IV podría alcanzar una profundidad de formación de hasta 6,3 km que es cercano a los valores calculados en muestras corregidas.

En este mismo sentido, asumiendo que los CEM de Chaillupén forman parte del sistema del volcán Villarrica (Moreno y Clavero, 2006) se encuentran diferencias en las condiciones de profundidad calculadas en trabajos anteriores para un posible reservorio. Los resultados de Lohmar (2012) a través del análisis mineralógico en plagioclasas de la Ignimbrita Licán señalan un reservorio superficial para el volcán Villarrica con presiones asociadas entre 0,27 a 0,67 kbar. En el caso de la ignimbrita Pucón, los resultados obtenidos por Díaz (2019) en depósitos piroclásticos a través de IV en olivino indican profundidades de cristalización variables entre 0,66 a 11,4 km, sin presencia de reservorio. A diferencia de este trabajo, Morgado et al., (2015) a través del geobarómetro olivino-augita en lavas del año 1971 propone dos reservorios, uno de mayor profundidad ubicado entre el límite manto-corteza (19 - 35 km) y otro más superficial (0 – 5,3 km), con presiones asociadas de 7,7 y 14,4 kbar. Los resultados de este trabajo con profundidades de cristalización mínimas relativamente uniformes sugerirían la existencia de un reservorio superficial ubicado entre 5,4 a 5,9 km y con presiones asociadas de 1,45 a 1,6 kbar. Además, la existencia de un reservorio superficial es consistente con los resultados obtenidos por Pasten (com. escrita, 2019) en los CEM Los Nevados pertenecientes al sistema del volcán Villarrica (Moreno y Clavero, 2006). En este trabajo los resultados de volátiles magmáticos de H₂O y CO₂ en IV señalan profundidades de cristalización mínima de olivino superficiales entre 1,34 a 4,46 km.

En el otro caso, los resultados en los CEM de Caburgua en CDPd muestran concentraciones variables de H₂O y CO₂, que implican un amplio rango de presiones de atrapamientos en IV (y cristalización de olivino) (Tabla 11). Específicamente, las presiones de saturación para datos corregidos (CO₂ total) se encuentran entre 1,33 a 4,68 kbar, y para dos muestras no corregidas (asumiendo que todo el CO₂ se encuentra en el vidrio) entre 0,31 a 0,32 kbar. Los resultados de profundidad asociados a la presión de saturación indican una profundidad mínima de cristalización de olivino entre 4,9 a 17,3 km para datos corregidos y 1,2 km para datos no corregidos. Considerando los datos corregidos por ser más representativos de las condiciones iniciales, las profundidades de cristalización variables entre un mismo nivel (e.g nivel CAB1-BC) y entre los distintos niveles (desde base a techo niveles BC a H) sugieren que la cristalización de olivino ocurrió en diferentes

ubicaciones y/o tiempos de la evolución del sistema magmático (e.g Esposito et al., 2011, 2014). Esta cristalización ocurriría durante el ascenso de los distintos pulsos de magma por cristalización directa en el conducto alimentador. La posibilidad de un reservorio no sería favorable debido a que no se encuentran contenidos de volátiles uniformes que indiquen profundidades de cristalización en condiciones similares como en el caso de Chaillupén.

De manera comparativa, los mecanismos de ascenso propuestos para los CEM de Caburgua asociados al grupo Caburgua-Huelemolle (CEMCH) se explican por medio de dos propuestas principales. En primer lugar, un ascenso directo a la superficie mediante la Zona de Falla de Liquiñe-Ofqui (ZFLO) ha sido un modelo ampliamente aceptado y reafirmado por diversos autores, principalmente a través de estudios estructurales y geoquímicos (e.g Hickey-Vargas et al., 1989; López-Escobar et al., 1995a; Lara et al., 2006a; Cembrano y Lara, 2009). En el segundo caso, Morgado et al., (2015) a través del análisis del geobarómetro olivino-augita propone la existencia de un reservorio profundo ubicado entre 32-44 km, en que el límite manto-corteza constituiría una barrera reológica que favorecería el almacenamiento de magmas derivados del manto. De las propuestas mencionadas, un ascenso directo a la superficie sería la opción más probable para explicar la variabilidad en las profundidades de cristalización obtenidas en este trabajo. Aunque no se calcularon tasas de ascenso, estas habrían cambiado en el transcurso del evento de CDPd, lo cual permitiría la cristalización de olivino a distintas profundidades como se ha sugerido para otros volcanes (e.g Guilbaud et al., 2009b). Las tasas de ascenso más rápidas permitirían conservar un mayor contenido de volátiles en el momento de cristalización de olivino, lo cual es coincidente con la cristalización en condiciones de mayor profundidad en los niveles BC y G. Por el contrario, una disminución en las tasas de ascenso provocaría una exsolución parcial de volátiles en condiciones más superficiales o bien permitiría la pérdida parcial de H₂O por rápida difusión de H⁺ en los cristales formados con anterioridad (Lloyd et al., 2013). Estas variaciones en la tasa de ascenso habrían tenido lugar en los pulsos que dieron origen al nivel H y hacia el término del nivel BC que cuentan con profundidades de cristalización mínimas entre 4,9 a 7 km.

CEM	Muestra	H ₂ O	CO ₂	Análisis	Presión (kbar) Newman y Lowenstern (2002)	Profundidad (km). Ryan (1994)
Caburgua	CAB1BC1	1	2387,9	RAMAN+mFTIR	4,42	16,4
	CAB1BC2	0,8	890,8	RAMAN+mFTIR	1,88	7,0
	CAB1BC3	1,2	2535,2	RAMAN+mFTIR	4,68	17,3
	CAB1BC4	0,8	2516,5	RAMAN+mFTIR	4,58	17,0
	CAB1BC21	2,1	879,7	RAMAN+mFTIR	2,26	8,4
	CAB1G1	1,7	1335,1	RAMAN+mFTIR	2,93	10,8
	CAB1H2	0,6	616,8	RAMAN+mFTIR	1,33	4,9
	CAB1BC11_1	0,7	124,5	mFTIR	0,32	1,2
	CAB1K331II	0,7	124,0	mFTIR	0,31	1,2
Chaillupén	HCH2A11	0,3	749,8	RAMAN+mFTIR	1,57	5,8
	HCH2A12	0,2	696,9	RAMAN+mFTIR	1,46	5,4
	HCH2A122	0,4	760,6	RAMAN+mFTIR	1,60	5,9
	HCH2A13	0,4	712,6	RAMAN+mFTIR	1,50	5,6
	HCH2A533	0,9	723,4	mFTIR	1,59	5,9
	HCH2A571	2,1	31,1	mFTIR	0,52	1,9
	HCH2A573	2,2	84,8	mFTIR	0,69	2,5
	HCH2A574	1,7	284,1	mFTIR	0,92	3,4
	HCH2A5I	0,7	130,2	mFTIR	0,33	1,2
	HCH2A5V	1,4	91	mFTIR	0,40	1,5

Tabla 11 Contenido volátil, presión de saturación y profundidad para Caburgua y Chaillupén. Los cálculos de presión fueron calculados según el modelo de Newman y Lowenstern (2002), mientras que para la profundidad se asume un gradiente litostático de 0,27 MPa/km.

5.4. Mecanismos de desgasificación

Las variaciones en el gráfico H₂O-CO₂ pueden explicarse a grandes rasgos por dos modelos de desgasificación: 1) desgasificación mediante un sistema abierto donde el vapor exsuelto se pierde a medida que se forma, y en el cual la mayor parte del CO₂ se ha removido del sistema con poca pérdida de H₂O, y 2) desgasificación en un sistema cerrado donde el vapor exsuelto se retiene y permanece en equilibrio con los otros volátiles disueltos en la masa fundida (Dixon et al., 1995), y en el cual la pérdida de H₂O-CO₂ avanza de forma gradual de acuerdo a sus solubilidades. Por otro lado, al igual que en la sección anterior para evaluar los efectos del CO₂ capturado por la burbuja de contracción se plotean las muestras

corregidas (CO₂ burbuja + CO₂ vidrio) y no corregidas (CO₂ vidrio) para una misma muestra.

El gráfico H₂O-CO₂ para Chaillupén muestra una compleja historia de desgasificación que se ve reflejado en la desigual distribución de datos (Figura 38). Las isobaras de saturación de vapor muestran que en muestras corregidas (CO₂ total) las IV quedaron atrapadas en rango limitado de presiones entre 100-200 MPa, con valores asociados de H₂O <0,5 % y CO₂ entre 700-800 ppm. Considerando que el CO₂ se desgasifica a mayor profundidad que el H₂O por su menor solubilidad (Wallace y Anderson, 2000), la concentración elevada de CO₂ para un contenido de H₂O dado generan incertidumbre. Estos valores anómalos no pueden ser explicados por los mecanismos simples de desgasificación mencionados en un comienzo, por lo cual unas de las opciones más probables que explicarían este fenómeno es la pérdida difusiva de H⁺ a través del cristal huésped o flujos de gas con alto contenido inicial de CO₂ que se filtran por desgasificación en zonas profundas (Rust et al., 2004; Spilliaert et al., 2006a). En el primer caso, la pérdida difusiva de H⁺ podría limitarse hasta ≤1 % de H₂O por efecto redox (Danyushevsky et al., 2002b; Massare et al., 2002; Lloyd et al., 2013), lo que implica que originalmente las concentraciones habrían estado entre 1,2 a 1,4 % de H₂O y ubicaría estos datos cercano a la media siendo una opción probable para explicar este fenómeno. Sumado a lo anterior, la difusión de H⁺ es favorecida en productos magmáticos de enfriamiento lento como son las bombas volcánicas densas, lo que provocaría las pérdidas de H₂O durante el ascenso y después de la erupción en escala de minutos a horas (Lloyd et al., 2013). Sin embargo, para comprobar que estos procesos habrían operado y alterado la composición inicial de IV es necesario realizar experimentos de homogenización que escapan del alcance de este trabajo. En el otro caso, como lo mencionan Métrich y Wallace (2008) los procesos de flujos de gas ricos en CO₂ serían comunes en volcanes basálticos, y podrían disminuir significativamente las concentraciones de H₂O (Métrich y Wallace, 2008; Johnson et al., 2008, 2010). No obstante, este proceso es difícil de evaluar ya que se requieren grandes conjuntos de datos de IV individuales y con alta dispersión (e.g Gonnerman y Manga, 2005; Johnson 2008; Blundy et al., 2010), lo cual no es coincidente con el bajo número muestras analizadas y con valores preferentemente limitados a una zona del gráfico. En el

caso de las muestras no corregidas (CO₂ del vidrio de IV) el efecto de la burbuja de contracción puede generar una diferencia de presión de hasta 100 MPa que ubica estas muestras en la región inferior del gráfico en condiciones desgasificadas.

Para las muestras analizadas mediante la técnica mFTIR (CO₂ en vidrio sin valores de CO₂ en burbuja) la distribución de datos muestra una amplia dispersión, con valores de H₂O entre 0,7 y 2,2 % y de CO₂ entre 91 - 723 ppm. Como se mencionó anteriormente, al tratarse de muestras de enfriamiento lento no se descartan posibles pérdidas de H₂O por difusión de H⁺, lo cual provocaría la dispersión de H₂O mostrada en el gráfico. En el caso del CO₂, estas muestras no consideran el efecto de la burbuja de contracción que podría incidir notoriamente en la distribución de datos. Por este motivo, modelar los caminos de desgasificación es complejo, ya que los datos no pueden ser explicados por los modelos simples de desgasificación.

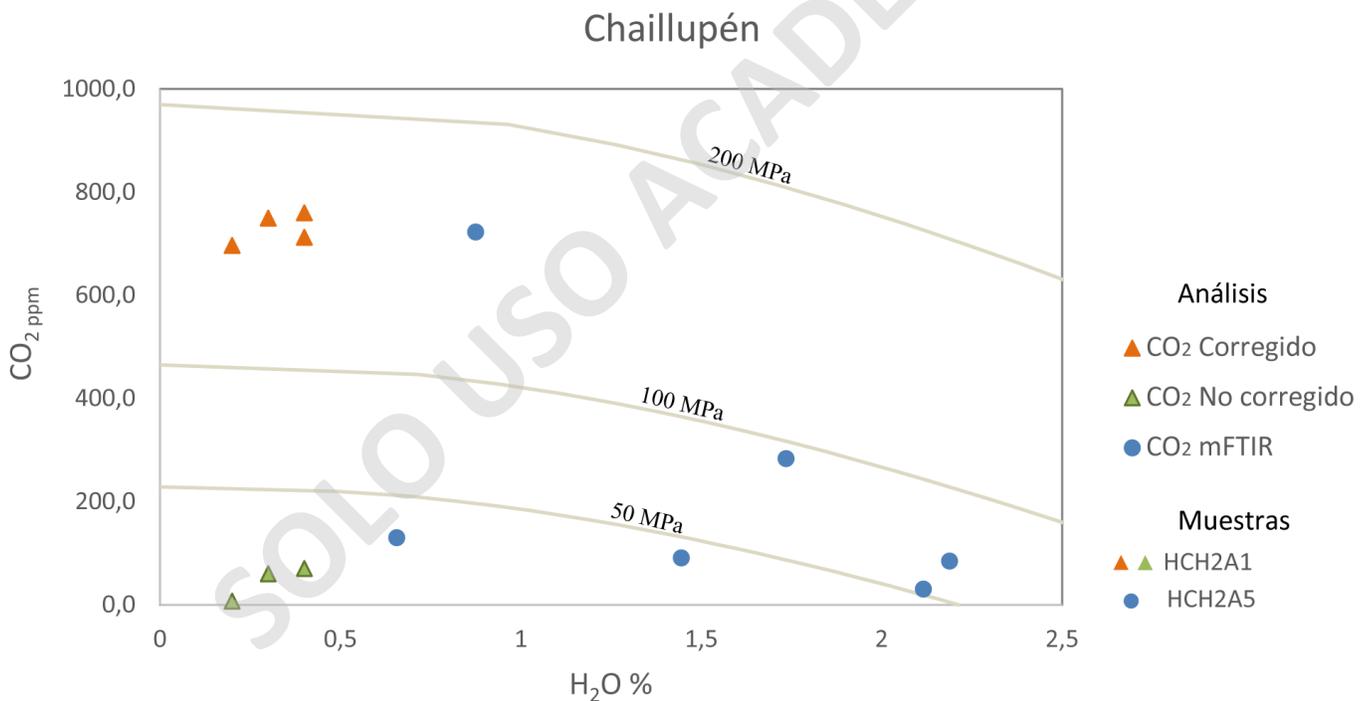


Figura 38 Gráfico H₂O-CO₂ para IV de Chaillupén. En el gráfico se muestra la ubicación de las muestras analizadas mediante las distintas técnicas analíticas y las isobaras de saturación de vapor.

Las datos de Caburgua se muestran en el gráfico H₂O-CO₂ (Figura 39) para muestras corregidas (CO₂ total), no corregidas (CO₂ vidrio) y para muestras con análisis mFTIR (CO₂ en vidrio sin valores de CO₂ en burbuja). La mayor densidad

de datos se concentra en las zonas con valores de H₂O entre 0,5 - 1,3 % y < 2500 ppm de CO₂, donde se encuentran 5 muestras corregidas y 1 muestras mFTIR. En estas muestras los mecanismos de desgasificación se ajustan a un sistema cerrado con un contenido inicial de 1% de H₂O, 2600 ppm de CO₂ y un 15 % de vapor inicial exsuelto. El vapor exsuelto ocurre cuando el fundido está saturado en volátiles y esencialmente es necesario que el magma tenga alto contenido inicial de CO₂ (Métrich y Wallace, 2008). Estas condiciones con alto contenido de CO₂ serían probables para los magmas de Caburgua donde las presiones mínimas de cristalización situadas entre 400 – 500 MPa permitirían conservar la mayor parte del CO₂ antes de su exsolución. Otro aspecto a considerar es la agrupación preferente en dos grupos con significativas diferencias de presión. El primer grupo con 3 muestras tiene asociado isobaras de saturación de vapor ubicadas entre 400 – 500 MPa que indicarían condiciones de mayor profundidad. En el segundo grupo 4 muestras se encuentran en una región del gráfico con presiones significativamente menores entre 100-200 MPa que señalaría una evolución del sistema a condiciones más superficiales.

En el caso de las muestras alejadas de la mayor concentración es complejo modelar los mecanismos de desgasificación debido a la baja concentración de datos sin una tendencia clara, y además, porque pertenecen a distintos análisis que dificultan establecer su relación. A pesar de esta limitante, una similitud que comparten la mayoría de ellas es la tendencia general a ubicarse en las zonas con alto contenido de H₂O, si se comparan con las muestras que se ajustan a un sistema cerrado. Estos contenidos de H₂O se ubican en el rango de valores aceptados para magmas basálticos en zonas de subducción que pueden llegar hasta 6 % (Métrich y Wallace, 2008) y demostrarían la variabilidad natural de concentraciones en los magmas de Caburgua. En este mismo sentido, no se descarta la posibilidad de posibles errores analíticos que están sobreestimando las concentraciones originales. Por otro lado, en el caso de las muestras no corregidas ubicadas en la región inferior del gráfico entre 0,8 – 2,1 de H₂O, se observan significativas diferencias de presión de hasta 300 MPa con respecto a sus similares de muestras corregidas, lo que demuestra la importancia de considerar el CO₂ capturado por la burbuja de contracción.

Caburgua

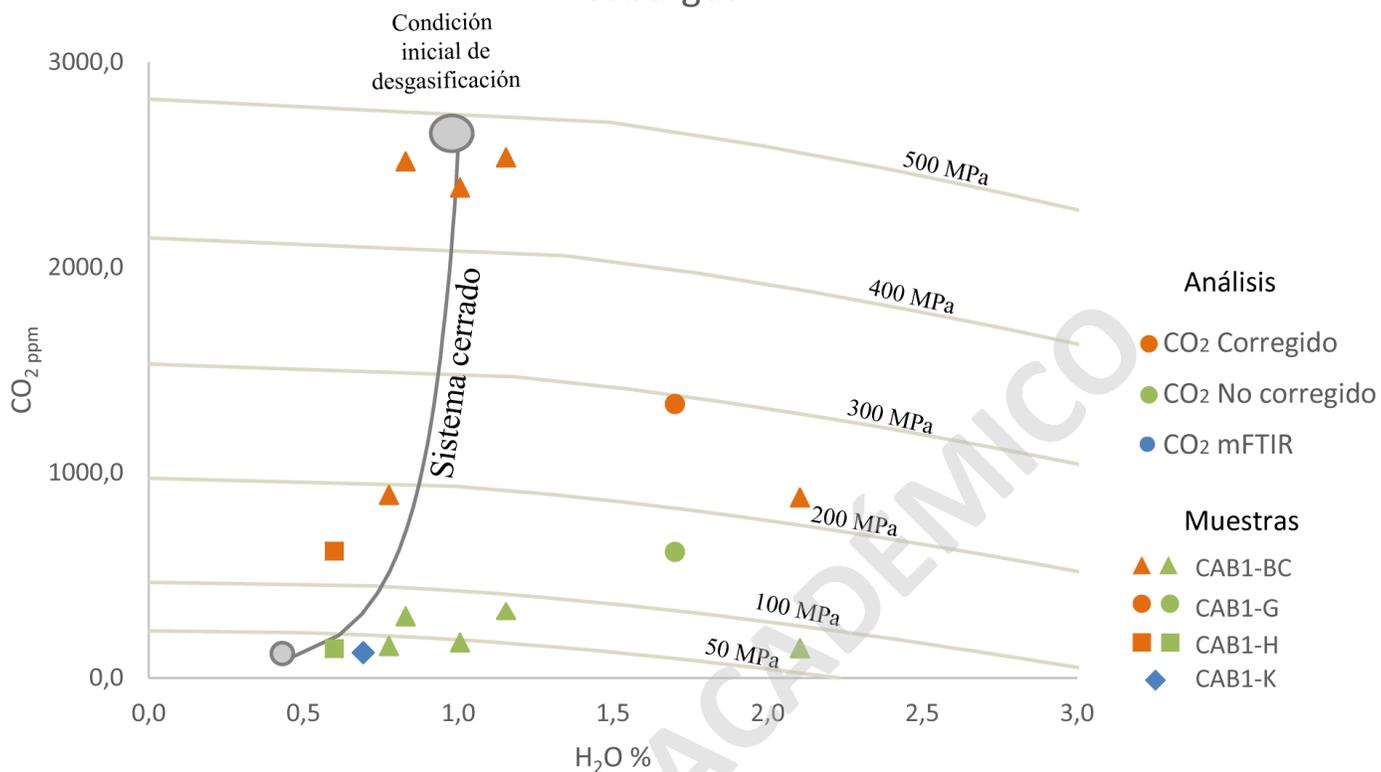


Figura 39 Gráfico H₂O-CO₂ para IV de Caburgua. En el gráfico se muestra la ubicación de las muestras analizadas mediante las distintas técnicas analíticas, las isobaras de saturación de vapor y los caminos de desgasificación mediante un sistema cerrado.

5.5. Evolución magmática y contraste de los CEM Chaillupén y Caburgua

De los resultados y discusiones mencionadas en las secciones anteriores se observa una marcada diferencia en las características pre-eruptivas y eruptivas asociadas a la formación de los CEM de Chaillupén y Caburgua. El modelo de evolución general se encuentra representado en la Figura 40, donde se muestra la relación entre ambos centros eruptivos y las principales estructuras que controlan su emplazamiento. Esta diversa historia de evolución se ve reflejado en el contraste de sus principales características petrográficas, en el contenido de volátiles y en los valores de presión y profundidad asociados (Tabla 12).

Inicialmente, los magmas que dieron origen a los CEM de Chaillupén se formaron en un reservorio con profundidad entre 5,4 a 5,9 km donde el magma se encontraba saturado en volátiles de H₂O y CO₂. Estas profundidades son coincidentes con las concentraciones de ³He/⁴He y δ¹³C reportados en las cercanías del volcán Villarrica que sugieren una fuente con firmas geoquímicas corticales (e.g Sánchez et al., 2013; Tardani et al., 2016). En estas condiciones se desarrollaron la mayoría de los fenocristales de plagioclasas, olivino y clinopiroxeno, que tuvieron suficiente tiempo y espacio para poder desarrollar cristales con formas euhedrales a subhedrales. Particularmente, los cristales de olivino atraparon numerosas inclusiones vítreas cerradas durante su crecimiento con un contenido máximo de 3,3 % H₂O y 769 ppm de CO₂. De igual modo, el alto porcentaje de inclusiones vítreas cerradas con burbujas de contracción sugieren la presencia de un magma con tasas de enfriamiento relativamente rápidas. Esto último permitió la nucleación de cristales con texturas acumuladas en plagioclasas, olivino y clinopiroxeno que representan un importante ahorro de energía. Luego, conforme fue evolucionando el sistema, los cristales de plagioclasas se reequilibraron con el fundido circundante para formar cristales zonados en el reservorio. En las siguientes etapas, el ascenso habría sido promovido por la apertura de una serie de fracturas de orientación N-S (Moreno y Clavero, 2006) y por el alto contenido volátil que conducirían el magma hacia la superficie. En esta etapa, el rápido ascenso generaría una fuerte descompresión magmática que se ve evidenciado en el amplio desarrollo de texturas de desequilibrio y, la escasa formación

de inclusiones hourglass y reentrantes probablemente por el corto recorrido desde el reservorio superficial. Las texturas de desequilibrio, tales como sieve y bordes de reabsorción habrían sido ayudados por la presencia de hasta un 3,3 % de H₂O que permiten mayores velocidades de ascenso y difusión por reducción de la viscosidad del magma (Nelson y Montana, 1992). Siguiendo con esta idea, el contenido inicial de volátiles se habría conservado hasta niveles superficiales dando lugar a los procesos de exsolución y expansión de volátiles en respuesta a condiciones de baja presión, causando también la cristalización gradual de la masa fundamental (Figura 18A y B). En las etapas finales, la continua expansión de burbujas en niveles superficiales habría aumentado la vesicularidad del magma, acelerado el ascenso como también el estado de estrés alrededor de las burbujas, lo que en conjunto habría contribuido a la fragmentación primaria del magma. Las evidencias de fragmentación primaria se ven manifestados en el alto grado de vesicularidad de los fragmentos de escoria producto de una exsolución parcial en el conducto (e.g Houghton y Wilson, 1989). Por otro lado y aunque no es el objetivo de estudio, las características petrográficas y físicas del cono sugieren que el proceso eruptivo habría evolucionado mediante erupciones de tipo Estromboliana. Esto también se ve reflejado en los fragmentos de granulometría gruesa (lapilli grueso a bombas) de tonalidades generalmente rojizas y en el material fluidizado como bombas fusiformes con gran parte de los fragmentos parcial a totalmente aglutinados que son características típicas de este tipo de erupciones (e.g Valentine et al., 2005; Taddeucci, 2015). La acumulación progresiva de escoria vesicular y bombas fusiformes densas habrían formado gradualmente el cono, mientras que, de manera simultánea se habrían emplazado los flujos de lava a través del mismo centro de emisión. Los flujos de lava habrían provocado el colapso del flanco oeste, sin embargo el cese de la actividad efusiva habría permitido la acumulación de nuevo material piroclástico provocando la restauración parcial del cráter y flanco oeste como se ha propuesto para otros conos de piroclastos en América del Norte (volcán Pelagatos, Guilbaud, 2009b).

En el otro caso, la historia evolución del CEM de Caburgua muestra que la cristalización de olivino ocurrió en un amplio rango de profundidades durante el ascenso de los distintos pulsos, probablemente por cristalización directa en el conducto. En este sentido la Zona de Falla de Liquiñe-Ofqui (ZFLO) habría facilitado

el ascenso directo desde zonas profundas a la superficie como lo han sugerido diversos autores (Hickey-Vargas et al., 1989, 2002; Cembrano et al., 2009). Esto último es coincidente con las concentraciones de $^3\text{He}/^4\text{He}$ y $\delta^{13}\text{C}$ reportadas en las cercanías de la ZFLO que sugieren fuentes de gas con firmas geoquímicas mantélicas (e.g Sánchez et al., 2013; Tardani et al., 2016). La baja abundancia de fenocristales con mineralogía acotada a olivino y plagioclasas (<11 % en fragmentos de CDPd) apoya la hipótesis de que el magma no se almaceno en profundidad y que las tasas de ascenso fueron muy rápidas en el sistema. Además, el amplio desarrollo de inclusiones vítreas cerradas y la textura glomeroporfírica sugieren que las tasas de enfriamiento fueron relativamente altas en el sistema. Particularmente, los cristales de olivino comenzaron a cristalizar a profundidades entre 16,4 a 17,3 km donde atraparon IV cerradas con un contenido máximo de 3,8 % H_2O y 2535 ppm de CO_2 . El alto contenido volátil permitiría al magma tener mayor flotabilidad y alcanzar la superficie en menor tiempo (Cashman, 2004), lo que generaría una fuerte descompresión magmática que desestabilizaría los campos de estabilidad mineral provocando la disolución de los cristales formados en etapas tempranas. En especial, el estado de reabsorción avanzado en algunos cristales se explicaría por el extenso recorrido desde zonas profundas que aumentan los tiempos de exposición en condiciones de mayor desequilibrio (Figura 26A). Además, el largo recorrido desde al menos 17,3 km de profundidad habría sido determinante en la formación de un mayor número de inclusiones hourglass y reentrantes. En las siguientes etapas, las condiciones de desgasificación habrían evolucionado mediante un sistema cerrado, con concentración de volátiles en IV entre 0,7 a 2,1 % de H_2O y ~ 890 ppm de CO_2 y cristalización de olivino entre 7 a 8,4 km (nivel BC). Para los pulsos posteriores (niveles G y H), una disminución en las tasas de ascenso habría permitido la exsolución parcial de volátiles en condiciones progresivamente más superficiales con profundidades mínimas de cristalización de olivino entre 10,8 km (nivel G) hasta 4,9 a 5,2 km (nivel H). En las etapas finales del ascenso, la continua exsolución primaria de volátiles conduce a la formación de fragmentos con variables grados de vesicularidad y a la cristalización de la masa fundamental (Figura 27). Aunque no es el objetivo de estudio, las características petrográficas señalarían que los procesos descritos anteriormente habrían sido interrumpidos por la interacción entre

el magma ascendente con agua subterránea, lo que habría sido determinante en el inicio del proceso eruptivo. Este contacto habría desencadenado la generación de pequeños volúmenes de CDPd en la base de los conos de Caburgua, lo que comúnmente se conoce como “oleada de base”. Esta hipótesis se ve sustentada por la presencia de numerosas estructuras tales como laminación paralela y cruzada, presencia de lentes, gradación inversa y normal, presencia de fragmentos líticos y una extensa variabilidad de fragmentos juveniles en todos los niveles, que en conjunto son características típicas de este tipo de depósitos piroclásticos (e.g Fisher y Shmincke, 1984; Cas y Wright, 1987; Houghton y Wilson, 1989). La amplia variabilidad de fragmentos juveniles, principalmente en el grado de vesicularidad, se explicaría por una combinación entre mecanismos de fragmentación primaria y freatomagmática. En el primer caso, la presencia de fragmentos con altos y variables grados de vesicularidad serían indicios de una fragmentación principalmente primaria (Figura 28B, 29 y 30), mientras que por el contrario, los fragmentos con baja vesicularidad y con formas generalmente subangulosas a angulosas (Figura 28A) serían generados por fragmentación freatomagmática (e.g Houghton y Wilson, 1989). El contacto con agua externa es un proceso altamente eficiente en la fragmentación del magma (Zimanowski, 2015), lo que se reflejaría en la abundancia de fragmentos juveniles tamaño ceniza a lapilli fino. Finalmente, a pesar de que no se describieron los depósitos piroclásticos que habrían terminado por construir el cono, el bajo volumen y altura del centro eruptivo sugeriría que el estilo eruptivo habría sido de tipo Estromboliano, lo cual es común para la construcción de conos de piroclastos. La emisión de flujos de lava basales en el flanco este habría sido simultáneos con la emisión de piroclásticos, lo que habría provocado la desestabilización y posterior colapso parcial en este sector del cono.

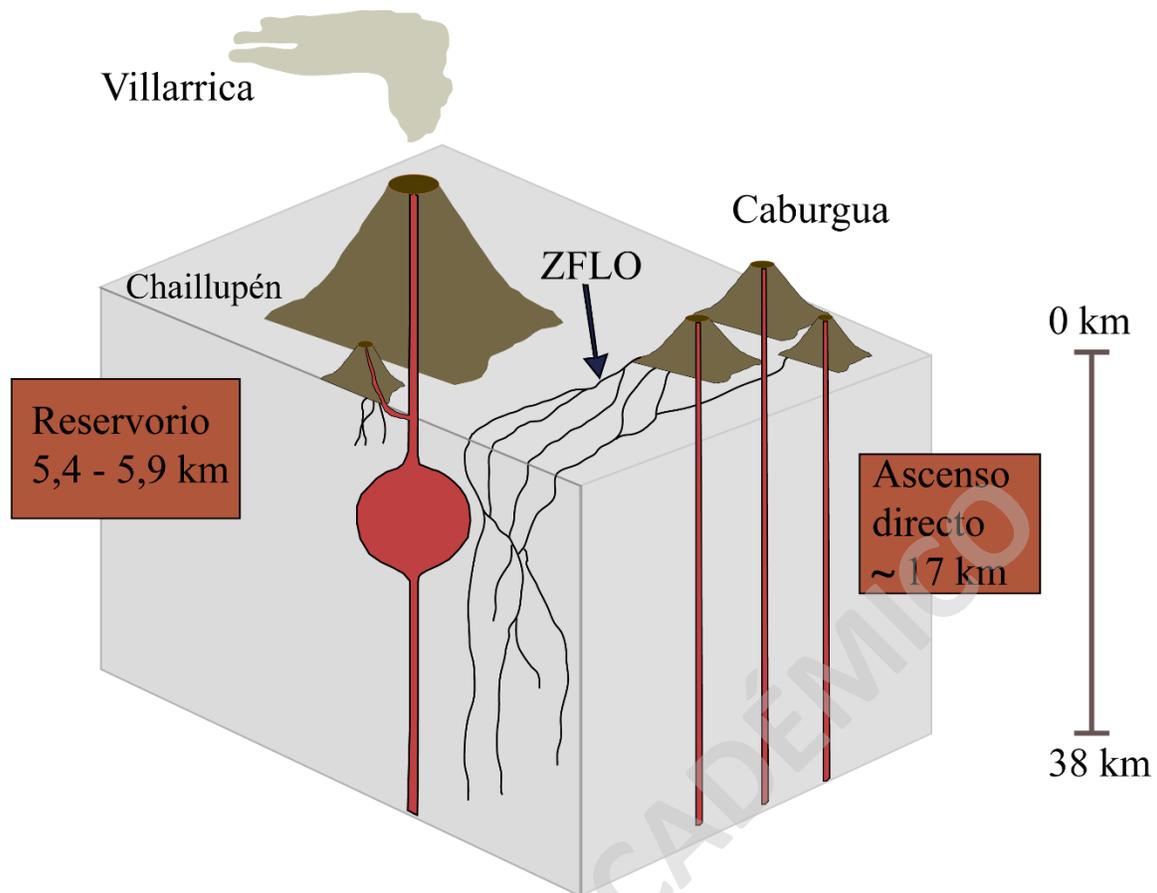


Figura 40 Modelo de reservorio propuesto para los CEM de Chaillupén y Caburgua. Modificado de Morgado et al., (2015).

Los orígenes propuestos para ambos CEM son consistente con el contexto estructural donde se han emplazado, y la influencia de dicho contexto en el ascenso de los fluidos por la corteza. De acuerdo a los estudios hidroquímicos de fuentes termales en las cercanías de la zona de estudio (Sánchez et al., 2013; Tardani et al., 2016) las fuentes hidrotermales asociadas a estructuras con orientación NNE de la ZFLO, como es el caso de los CEM de Caburgua, tendrían una firma geoquímica más primitiva asociadas a zonas de alta permeabilidad vertical que favorecerían el ascenso de gases mantélicos. Mientras que las fuentes hidrotermales asociados a estructuras NO, como sería el caso del Volcán Villarrica, tendrían un mayor aporte cortical, ya que estas estructuras tienden a aumentar los tiempos de residencia de los fluidos que transitan a través de ellas, debido a que se encuentran desfavorablemente orientadas con respecto al campo de stress principal (i.e. favorecen el desarrollo de zonas permeables horizontales).

Si bien los CEM de Chaillupén se encuentran asociados a estructuras de orientación NNE, estas solo serían fracturas secundarias asociadas a la estructura principal del volcán Villarrica (Moreno y Clavero, 2006) y serían formadas por situarse en la dirección de máximo stress (Cembrano y Lara, 2009). Dichas fracturas conectarían el reservorio somero del volcán Villarrica con la superficie y explicarían la naturaleza más superficial de los datos de H₂O y CO₂, y las composiciones más evolucionadas reportadas en Chaillupén (Lohmar, 2008) con respecto a los de Caburgua (Morgado et al., 2015), así como también la firma más cortical de los gases hidrotermales en la cercanía de los CEM de Chaillupén, respecto a los gases hidrotermales más primitivos medidos en la cercanía de los CEM de Caburgua.

Características	Chaillupén	Caburgua
Mineralogía	Plagioclasas, clinopiroxeno y olivino	Plagioclasas y olivino
Texturas	Porfírica, Glomeroporfírica, Sieve, Poikilitica, Zonación, Reabsorción y MF Vítrea, Intersertal e Intergranular	Porfírica, Glomeroporfírica, Sieve, Reabsorción y MF Vítrea e Intergranular
Clasificación IV	IV cerradas (54 a 60 %), IV hourglass y Reentrantes (3 a 6 %)	IV cerradas (30 a 39 %), IV hourglass y Reentrantes (10 a 29 %)
H ₂ O %	0,3 a 3,3	0,7 a 3,8
CO ₂ ppm	696 a 750	880 a 2535
Presión (kbar)	1,5 a 1,57	1,33 a 4,69
Profundidad (km)	5,4 a 5,9	4,9 a 17,3

Tabla 12 *Contraste de las principales características petrográficas y de volátiles en los CEM de Chaillupén y Caburgua.*

6. Conclusiones

De acuerdo a las características petrográficas de rocas, petrografía de inclusiones vítreas en olivino y sus respectivos contenidos de volátiles de H₂O y CO₂ para los CEM de Chaillupén y Caburgua, se han podido determinar marcadas diferencias en la formación hasta los mecanismos de ascenso y erupción que terminaron por desarrollar ambos centros eruptivos.

I. Procesos pre-eruptivos.

En el centro eruptivo menor de Chaillupén las condiciones de cristalización sugieren un enfriamiento suficientemente lento que permite el desarrollo de cristales de plagioclasas, olivino y clinopiroxeno, junto las texturas de zonación y reloj de arena. En tanto, para Caburgua una tasa de enfriamiento más rápida permite desarrollar exclusivamente fenocristales de plagioclasas y olivino e inhibe el desarrollo de clinopiroxeno. En ambos centros eruptivos la rápida descompresión magmática habría sido un proceso importante en el desarrollo de texturas de desequilibrio. En este sentido su formación estaría condicionado principalmente a la tasa de ascenso del magma y la profundidad de cristalización, que en conjunto generarían las variaciones en el estado de reabsorción.

La petrografía de inclusiones vítreas entrega valiosa información sobre las condiciones de cristalización y las tasas relativas de enfriamiento durante la formación de los cristales de olivino. En el proceso de cristalización de olivino para ambos centros eruptivos la tasa de enfriamiento habría sido relativamente rápida, lo que habría permitido generar un mayor predominio de inclusiones cerradas con burbuja de contracción. En cambio, las diferencias más significativas se encuentran en el desarrollo de inclusiones hourglass y reentrantes, con baja presencia en el CEM de Chaillupén que podría estar relacionado a un corto recorrido en el conducto alimentador. En el caso de Caburgua la mayor presencia de este tipo de inclusiones sugeriría un extenso recorrido magmático desde que se formaron los primeros cristales de olivino.

II. Contenido de volátiles

Los contenidos de volátiles en Chaillupén muestran significativas diferencias en las concentraciones de H₂O según el tipo de muestra analizada, lo que podría estar relacionado con posibles pérdidas por difusión de H⁺. En una muestra las concentraciones son notablemente más bajas con variaciones entre 0,2 - 0,4 % de H₂O (HCH2A1), mientras que en el otro caso varían entre 0,7 - 3,3 % de H₂O (HCH2A5). En cuanto al CO₂ capturado por la burbuja de contracción, la única inclusión analizada y corregida con burbuja de contracción tiene una concentración de 689 ppm, mientras que el contenido original de CO₂ en el vidrio de inclusiones se encuentra generalmente con valores <130 ppm.

En Caburgia las concentraciones de H₂O disminuyen de base a techo desde 3,8 % hasta 0,6 % de H₂O. Esta evolución en los contenidos de H₂O podría deberse a una disminución progresiva en las tasas de ascenso que permitirían exsolver volátiles en condiciones más superficiales. En el caso del CO₂, los contenidos de inclusiones analizadas y corregidas con burbuja de contracción se encuentran generalmente entre 474 hasta 2216 ppm, mientras que el contenido de CO₂ original en el vidrio de inclusiones se encuentra bajos los 300 ppm.

Al igual que en otros trabajos se reporta la importancia en la captura de CO₂ por parte de las burbujas de contracción que puede retener hasta un 90 % del total. Por este motivo, al realizar estudio de IV es necesario realizar esta medición para obtener resultados representativos de las condiciones iniciales de los volátiles en el magma. Una alternativa es escoger inclusiones sin presencia de burbuja que implica que todo el CO₂ se encuentra disuelto en el vidrio de la inclusión.

III. Presión de saturación, profundidad y mecanismos de desgasificación

En el cono de Chaillupén las presiones de saturación son similares en la mayoría de las muestras con valores entre 1,46 hasta 1,60 kbar. En consecuencia, la profundidad mínima de cristalización de olivino con valores relativamente uniformes sugieren la existencia de un reservorio ubicado entre 5,4 a 5,9 km. En el otro caso, los resultados en el CEM de Caburgia muestran un amplio rango de

presiones de saturación en IV entre 1,33 a 4,68 kbar, que indican una profundidad mínima de cristalización de olivino entre 4,9 a 17,3 km. Las profundidades de saturación de volátiles variables entre un mismo nivel y entre distintos niveles sugieren que la cristalización de olivino y subsecuente atrapamiento de inclusiones ocurrió durante el ascenso en el conducto alimentador.

La profundidad a la cual evolucionan los magmas de cada CEM se ve directamente relacionado al contenido de volátiles y su solubilidad, lo cual confirma la hipótesis propuesta para este estudio. En los CEM de Chaillupén con un sistema más superficial las concentraciones de volátiles son relativamente más bajas y uniformes, mientras que Caburgua con un sistema de mayor profundidad los contenidos de H₂O y CO₂ son más altos y variables.

Al igual que lo propuesto por la mayoría de los autores, no existiría relación de formación entre los CEM proximales y distales al volcán Villarrica. En el caso de los CEM de Chaillupén, su formación estaría atribuida a una conexión directa con el reservorio superficial del volcán Villarrica ubicado aproximadamente entre 5-6 km de profundidad y asociado a fuentes de gas con firmas geoquímicas corticales. La presencia de un reservorio de poca profundidad habría estado operativo desde al menos los eventos que generaron la Ignimbrita Licán, en los eventos que generaron los CEM de Chaillupén y Los Nevados, y finalmente en el reservorio actual del volcán Villarrica. En el otro caso, la formación del CEM de Caburgua asociado al grupo Caburgua-Huelemolle estaría atribuida a un ascenso directo a la superficie a través de la Zona de Falla de Liquiñe-Ofqui (ZFLO) asociado a fuentes de gas con firmas geoquímicas mantélicas.

Para estudios futuros que sean de ayuda para la comprensión de procesos más complejos como mezcla de magmas, cristalización fraccionada o asimilación magmática, así como también, para confirmar la conexión directa de los CEM de Chaillupén con el reservorio del volcán Villarrica, se hace necesario la combinación con un estudio geoquímico de elementos mayores, menores, trazas e isotopos contenidos en el vidrio de inclusiones, que pueden contribuir a una mejor comprensión de las condiciones magmáticas y pre-eruptivas.

7. Referencias

- Adriasola, A.C., Thomson, S.N., Brix, M.R., Hervé, F., Stockhert, B. (2006). Postmagmatic cooling and Late Cenozoic denudation of the North Patagonian Batholith in the Los Lagos Region of Chile, 41°S–42°S. *International Journal of Earth Sciences* 95, 504–528.
- Aguirre, L.; Levi, B. (1964). Geología de la cordillera de los Andes de las provincias de Cautín, Valdivia, Osorno y Llanquihue. Instituto de Investigaciones Geológicas, Boletín, No. 17, 37p.
- Allard, P. (1997). Endogenous magma degassing and storage at Mount Etna. *Geophys Res Lett* 24(17), 2219-2222.
- Anderson, A.T., (1991). Hourglass inclusions; theory and application to the Bishop rhyolitic tuff. *Am. Mineral.* 76, 530–547.
- Anderson A.T., Brown GG. (1993). CO₂ contents and formation pressures of some Kilauean melt inclusions. *Am Mineral*, 78, 794-803.
- Aubaud, C., Hauri, E.H., Hirschmann, M.M., (2004). Hydrogen partition coefficients between nominally anhydrous minerals and basaltic melts. *Geophys. Res. Lett.* 2004, 31, 235-241.
- Baker, D.R., Freda, C., Brooker, R. A. & Scarlato, P. (2005). Volatile diffusion in silicate melts and its effects on melt inclusions, *Annals of Geophysics* 48 (4/5), 699–717.
- Baker, D.R. (2008). The fidelity of melt inclusions as records of melt composition. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 156(3), 377-395.
- Beddoe-Stephens, B., J.A. Aspden and T.J. Shepherd. (1983). Glass inclusions and melt compositions of the Toba tuffs, northern Sumatra, *Contrib. Mineral. Petrol.* 83, 278- 287.
- Behncke, B., Neri, M., Pecora, E., Zanon, V., (2006). The exceptional activity and growth of Southeast Crater, Mount Etna (Italy), between 1996 and 2001. *Bulletin of Volcanology* 69, 149–173.
- Blundy, J., Cashman, K., (2008). Petrologic reconstruction of magmatic system variables and processes. *Rev. Mineral. Geochem.* 69 (1), 179–239.
- Blundy, J., Cashman, K.V., Rust, A.C., Whitham, F., (2010). A case for CO₂-rich arc magmas. *Earth Planet. Sci. Lett.* 290, 289–301.
- Bodnar, R. J. & Student, J. J. (2006). Melt inclusions in plutonic rocks: Petrography and microthermometry, *Melt Inclusions in Plutonic Rocks* 36, 1–25.
- Campos, A.; Moreno, H.; Muñoz, J.; Antinao, J.L.; Clayton, J.; Martin, M. (1998). Mapa geológico del área de Futrono-Lago Ranco, Región de Los Lagos. *Servicio Nacional de Geología y Minería, Serie Mapas Geológicos*, No. 8, escala 1:100.000.
- Cannatelli, C., Doherty, A. L., Esposito, R., Lima, A., & De Vivo, B. (2016). Understanding a volcano through a droplet: A melt inclusion approach. *Journal of Geochemical Exploration*. Vol. 171, pp. 4–19.
- Carroll, M. R., y J. R. Holloway. (1994). Volatiles in Magmas. *Mineralogical Society of America*.
- Cas, R.A.F. & Wright, J.V., (1987). Volcanic Successions modern and ancient. A geological approach to processes, products and successions. *London Allen & Unwin Boston Sydney Wellington*, 528p.
- Cashman, K.V., (2004). Volatile controls on magma ascent and eruption. *Geophys. Monogr.* 150 (19), 109–124.

- Cashman, K.V., Stephen, R., Sparks, J., (2013). How volcanoes work: A 25 year perspective. *Bulletin of the Geological Society of America* 125, 664-690.
- Cashman, K.V., y B. Scheu. (2015). Magmatic fragmentation. Pp. 459-471 in *Encyclopedia of Volcanoes*, 2nd Ed., H. Sigurdsson, B. Houghton, S.R. McNutt, H. Rymer, and J. Stix. Eds. San Diego, CA: Academic Press.
- Cembrano, J., Hervé, F., Lavenu, A., (1996). The Liquiñe-Ofqui fault zone: a long-lived intraarc fault system in southern Chile. *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*, Volumen 471, pp. 96-113.
- Cervantes, P. Kamenetsky, V. Wallace, P. (2002). Melt Inclusion Volatile Contents, Pressures of Crystallization for Hawaiian Picrites, and the Problem of Shrinkage Bubbles. *EOS Trans, AGU*, 83(47), Fall Meet Suppl Abstract V22A-1217.
- Cervantes, P., Wallace., P. (2003). Role of H₂O in subduction-zone magmatism: New insights from melt inclusions in high-Mg basalts from central Mexico. *Geology* 21, 235-238.
- Cherniak D. J., Hervig R., Koepke J., Zhang Y. and Zhao D. (2010). Analytical methods in diffusion studies. *Rev. Mineral. Geochem.* 72, 107-169.
- Clavero, J. (1996). Ignimbritas andesítico-basálticas postglaciales del volcán Villarrica, Andes del Sur (39°25'S.). Tesis de Magíster y Memoria de Título (Inédito), *Universidad de Chile, Departamento de Geología*, 112 p.
- Clavero, J.; Moreno, H. (1994). Ignimbritas Licán y Pucón: Evidencias de erupciones explosivas andesítico-basálticas postglaciales del volcán Villarrica, Andes del Sur, 39°25'S. In *Congreso Geológico Chileno, No.7, Actas*, Vol. 1, p. 250-254. Concepción.
- Clavero, J. & Moreno, H., (2004). Evolution of Villarrica Volcano. In Villarrica Volcano (39.5°S), Southern Andes, Chile (Lara, L; Clavero, J.; editors). *Servicio Nacional de Geología y Minería, Boletín 61*, pp. 17-61.
- Cottrell E, Spiegelman M, Langmuir, CH. (2002). Consequences of diffusive re-equilibration for the interpretation of melt inclusions. *Geochem Geophys Geosys* 3.
- Danyushevsky LV, Della-Pasqua FN, Sokolov, S. (2000). Re-equilibration of melt inclusions trapped by magnesian olivine phenocrysts from subduction-related magmas: petrological implications. *Contrib Mineral Petrol*, 138, 68-83.
- Danyushevsky LV, McNeill AW, Sobolev AV. (2002a). Experimental and petrological studies of melt inclusions in phenocrysts from mantle-derived magmas: an overview of techniques, advantages and complications. *Chem Geol* 183, 5-24.
- Danyushevsky LV, Sokolov S, Falloon TJ. (2002b). Melt inclusions in olivine phenocrysts: Using diffusive re-equilibration to determine the cooling history of a crystal, with implications for the origin of olivine-phyric volcanic rocks. *J Petrol* 43, 1651-1671.
- Davis, A.R., Oliver, B.G., (1972). A vibrational-spectroscopic study of the species present in the CO₂-H₂O system. *Journal of Solution Chemistry* 1, 329-339.
- Demouchy, S., Mackwell, S., (2006). Mechanisms of hydrogen incorporation and diffusion in iron-bearing olivine. *Phys. Chem. Miner.* 33 (5), 347-355.
- Díaz, G. (2019). Condiciones pre-eruptivas de las últimas etapas del evento Pucón, volcán Villarrica (39,5°), Andes del Sur. Universidad Mayor.
- Dixon, JE. Pan, V. (1995). Determination of the molar absorptivity of dissolved carbonate in basaltic glass. *Am Mineral*, 80, 1339-1342.

- Dixon, J.E., Stolper, E., Holloway, J., (1995). An experimental study of water and carbon dioxide solubilities in mid-ocean ridge basaltic liquids. Part I: calibration and solubility models. *Journal of Petrology* 36, 1607-1631.
- Druitt, T., (1998). Pyroclastic density currents. In: *Gilbert, J.S. & Sparks, R.S.J. (eds) The Physics of Explosive Volcanic Eruptions. Geological Society, London, Special Publications, 145, 145-182.*
- Esposito, R., Bodnar, R.J., Danyushevsky, L., De Vivo, B., Fedele, L., Hunter, J., Lima, A., and Shimizu, N. (2011). Volatile evolution of magma associated with the Solchiaro Eruption in the Phlegrean Volcanic District (Italy). *Journal of Petrology*, 52, 2431–2460.
- Esposito, R., Hunter, J., Schiffbauer, J., Shimizu, N., Bodnar, R.J., (2014). An assessment of the reliability of melt inclusions as recorders of the pre-eruptive volatile content of magmas. *Am. Mineral.* 99 (5–6), 976–998.
- Dunbar, N.W. and R.L. Hervig, (1992). Petrogenesis and volatile stratigraphy of the Bishop Tuff: evidence from melt inclusion analysis, *J. Geophys. Res.* 97, 15129-15150.
- Fall, A., Tattitch, B., Bodnar, R.J., 2011. Combined microthermometric and Raman spectroscopic technique to determine the salinity of H₂O-CO₂-NaCl fluid inclusions based on clathrate melting. *Geochim. Cosmochim. Acta* 75, 951–964.
- Fermi, E., (1931). Über den Ramaneffekt des Kohlendioxyds. *Zeitschrift für Physik* 71, 250–259.
- Fisher, R.V., and Schmincke, H.-U., (1984). *Pyroclastic Rocks*: Berlin, Springer-Verlag, 472 p.
- Fischer T. P., Giggenbach W. F., Sano Y. and Williams S. N. (1998). Fluxes and sources of volatiles discharged from Kudryavy, a subduction zone volcano, Kurile Islands. *Earth Planet. Sci. Lett.* 160, 81–96.
- Fischer T. P. et al. (2002). Subduction and recycling of nitrogen along the Central American margin. *Science* 297, 1154–1157.
- Fisher T, Marty, B. (2005). Volatile abundances in the sub-arc mantle: insights from volcanic and hydrothermal gas discharges. *J Volcanol Geotherm Res* 140, 205-216
- Frezzotti, M.L., (2001). Silicate-melt inclusions in magmatic rocks: applications to petrology. *Lithos* 55 (1–4), 273–299.
- Frezzotti, M.L., Tecce, F., Casagli, A., (2012). Raman spectroscopy for fluid inclusion analysis. *J. Geochem. Explor.* 112, 1–20.
- Folguera, A., Ramos, V.A., Melnick, D., (2002). Partición de la deformación en la zona del arco volcánico de los Andes neuquinos (36–39°S) en los últimos 30 millones de años. *Revista Geológica de Chile* 29 (2), 151–165.
- Gaetani, G.A., O'Leary, J. A., Shimizu, N., Bucholz, C. E. & Newville, M. (2012). Rapid Re-equilibration of water and oxygen fugacity in olivine-hosted melt inclusions, *Geology* 40, 915–918.
- Gaytán, D.; Clavero, J.; Rivera, A. (2005). Actividad eruptiva explosiva del volcán Villarrica, Andes del Sur (39,5°S), durante la Glaciación Llanquihue. *In Congreso Geológico Argentino, No. 16, Actas.* La Plata.
- Gill, J., (1981). *Orogenic Andesites and Plate Tectonics*, Springer-Verlag, Berlin, 390 p.
- Gill, R., (2010). *Igneous rocks and processes: a practical guide.* Wiley-Blackwell. Chichester. 428p.
- Gonnermann HM, Manga, M. (2005). Nonequilibrium magma degassing: Results from modeling of the ca. 1340 A.D. eruption of Mono Craters, California. *Earth Planet Sci Lett* 238, 1-16.

- Guilbaud M-N, Siebe C, Agustín-Flores, J. (2009b). Eruptive style of the young high-Mg basaltic-andesite Pelagatos scoria cone, southeast of México City. *Bull Volcanol* 71, 859-880.
- Harris, D.M. and A.T. Anderson, Jr., (1983). Concentration, sources, and losses of H₂O, CO₂ and S in Kilauean basalt, *Geochim. Cosmochim. Acta* 47, 1139-1150.
- Harrison, T.M. y E.B. Watson (1984). The behavior of apatite during crustal anatexis: equilibrium and kinetic considerations, *Geochim. Cosmochim. Acta*, 48, 1467-1477.
- Hartley, M.E., Maclennan, J., Edmonds, M., and Thordarson, T. (2014) Reconstructing the deep CO₂ degassing behaviour of large basaltic fissure eruptions. *Earth and Planetary Science Letters*, 393, 120–131.
- Hauri, H. E., A. M. Shaw, J. Wang, J. E. Dixon, P. L. King, C. Mandeville (2006). Matrix effects in hydrogen isotope analysis of silicate glasses by SIMS, *Chemical Geology*, Vol. 235, p. 352 – 365.
- Head, J.W., Wilson, L., (1989). Basaltic pyroclastic eruptions: influence of gas-release patterns and volume fluxes on fountain structure, and the formation of cinder cones, spatter cones, rootless flows, lava ponds, and lava flows. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 37, 261–271.
- Hickey-Vargas, R., Moreno, H., López-Escobar, L. & Frey, F., (1989). Geochemical variations in Andean basaltic and silicic lavas from the Villarrica-Lanín volcanic chain (39.5°S): An evaluation of source heterogeneity, fractional crystallization, and crustal assimilation. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, Volumen 103, pp. 361-386.
- Hickey-Vargas, R., Sun, M., López-Escobar, L., Moreno, H., Reagan, M.K., Morris, J.D., Ryan, J.G., (2002). Multiple subduction components in the mantle wedge: evidence from eruptive centers in the Central Southern volcanic zone, Chile. *Geology* 30, 199–202.
- Hollister, L.S. and M.L. Crawford (eds.), (1982). *Fluid Inclusions: Applications to Petrology*, Mineral. Assoc. Canada Short Course Vol. 6, 304 pp.
- Holloway, J.R., (1979). Volatile interactions in magmas, in *Thermodynamics of Minerals and Melts*, Eds. R.C. Newton, A. Navrotsky and B.J. Wood, Springer Verlag, Berlin, pp. 273-293.
- Ihinger, P.D., Hervig, R.L. & McMillan, P.F. (1994). Analytical methods for volatiles in glasses. *Reviews Mineral.* 30, 67-121.
- Ikeda, S., Toriumi, M., Yoshida, H. & Shimizu, I. (2002). Experimental study of the textural development of igneous rocks in the late stage of crystallization: the importance of interfacial energies under non - equilibrium conditions. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 142, 397 – 415.
- Johnson, E.R., Wallace, P.J., Cashman, K.V., Delgado Granados, H., Kent, A.J.R., (2008). Magmatic volatile contents and degassing-induced crystallization at Volcán Jorullo, Mexico: implications for melt evolution and the plumbing systems of monogenetic volcanoes. *Earth Planet. Sci. Lett.* 269, 477–486.
- Johnson, E.R., Wallace, P.J., Cashman, K.V., Delgado Granados, H., (2010). Degassing of volatiles (H₂O, CO₂, S, Cl) during ascent, crystallization, and eruption at mafic monogenetic volcanoes in central Mexico. *J. Volcanol. Geotherm. Res.* 197, 225–238.
- Kawakami, Y., Yamamoto, J., Kagi, H., (2003). Micro-Raman densimeter for the CO₂ inclusions in mantle-derived minerals. *Appl. Spectrosc.* 57, 1333–1339.
- Kent, A.J.R. (2008). Melt inclusions in basaltic and related volcanic rocks. *Rev. Mineral. Geochem.* 69 (1), 273–331.
- Kereszturi, G., Németh, K., (2012). Monogenetic basaltic volcanoes: genetic classification, growth, geomorphology and degradation. In: Németh, K. (Ed.), *Updates in*

- Volcanology—New Advances in Understanding Volcanic Systems. InTech Open, Rijeka, Croatia, pp. 3–89.
- Kress VC, Ghiorso MS (2004). Thermodynamic modeling of post-entrapment crystallization in igneous phases. *J Volcanol Geotherm Res* 137, 247-260.
- Lara, L.E., Lavenu, A., Cembrano, J., Rodríguez, C., (2006a). Structural controls of volcanism in transversal chains: resheared faults and neotectonics in the Cordón Caulle–Puyehue area (40.5°S), Southern Andes. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 158, 70–86.
- Lara, L.E., Moreno, H., Naranjo, J.A., Matthews, S., Pérez de Arce, C., (2006b). Magmatic evolution of the Puyehue–Cordón Caulle Volcanic Complex (40° S), Southern Andean Volcanic Zone: from shield to unusual rhyolitic fissure volcanism. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 157, 343–366.
- Lamadrid, H. M., Moore, L. R., Moncada, D., Rimstidt, J. D., Burruss, R. C., & Bodnar, R. J. (2017). Reassessment of the Raman CO₂ densimeter. *Chemical Geology* 450, 210–222.
- Lohmar, S., (2008). Petrología de las ignimbritas Licán y Pucón (Volcán Villarrica) y Curacautín (Volcán Llaima) en los Andes del Sur de Chile. PhD Thesis, Université Blaise Pascal (France) — Universidad de Chile, Santiago, Chile.
- Lohmar, S., Parada, M. A., Gutiérrez, F., Robin, C., and Gerbe, M. C. (2012). Mineralogical and numerical approaches to establish the pre-eruptive conditions of the mafic Licán Ignimbrite, Villarrica Volcano (Chilean Southern Andes). *J. Volcanol. Geotherm. Res.* 235–236, 55–69.
- Lloyd, A., Plank, T., Ruprecht, P., Hauri, E., & Rose, W. (2013). Volatile loss from melt inclusions in pyroclasts of differing sizes. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 165(1), 129-153.
- López-Escobar L., Cembrano J., Moreno, H., (1995b). Geochemistry and tectonics of the Chilean Southern Andes basaltic quaternary volcanism (37–46°S). *Rev. Geol. Chile.* 22(2), 219–234.
- Lowenstern, J.B., M.A. Clyne and T.D. Bullen, (1997). Comagmatic A-type granophyre and rhyolite from the Alid volcanic center, Eritrea, Northeast Africa, *J. Petrol.* 38, 1707-1721.
- Lowenstern, JB. (1994). Chlorine, Fluid immiscibility, and degassing in peralkaline magmas from Pantelleria, Italy. *Am Mineral* 79, 353-369.
- Lowenstern, JB. (1995). Application of silicate melt-inclusions to the study of magmatic volatiles. In: *Magmas, Fluids and Ore Deposits*. Thompson J (ed) Mineral Assoc Canada Short Course, 23, p 71-100.
- Lowenstern, JB. (2003) Melt inclusions come of age: volatiles, volcanoes and Sorby's legacy. In: *Melt inclusions in volcanic systems*. de Vivo B, Bodnar RJ (eds) Elsevier, Amsterdam, p 258.
- Lowenstern, J.B., (2015). Bursting the bubble of melt inclusions: *American Mineralogist*, v. 100, p. 672-673.
- Lu, F., A.T. Anderson and A.M. Davis, (1992). Melt inclusions and crystal-liquid separation in rhyolitic magma of the Bishop Tuff, *Contrib. Mineral. Petrol.* 110, 113-120.
- Lu, F., A.T. Anderson and A.M. Davis. (1995). Diffusional gradients at the crystal/melt interface and their effect on the composition of melt inclusions, *J. Geol.* 103, 591-597.
- Massare D, Métrich N, Clocchiatti, R. (2002). High-temperature experiments on silicate melt inclusions in olivine at one atmosphere. Inference on temperatures of homogenization and H₂O concentrations. *Chem Geol* 183, 87-98.

- McGetchin, T.R., Settle, M., Chouet, B.A. (1974). Cinder cone growth modeled after Northeast Crater, Mount Etna, Sicily. *Journal of Geophysical Research* 79, 3257–3272.
- Melson, W.G., (1983). Monitoring the 1980-1982 eruptions of Mount St. Helens: Compositions and abundances of glass, *Science* 221, 1387-1391.
- Mercier M et al., (2008). Influence of glass polymerization and oxidation on microRaman water analysis in aluminosilicate glasses. *Geochim Cosmochim Acta*.
- Métrich N, Allard P, Spilliaert N, Andronico D, Burton, M. (2004). 2001 flank eruption of the alkali- and volatile-rich primitive basalt responsible for Mount Etna's evolution in last three decades. *Earth Planet Sci Lett* 228, 1-17.
- Métrich, N., Wallace, P., (2008). Volatile abundances in basaltic magmas and their degassing paths tracked by melt inclusions. *Minerals, Inclusions, and Volcanic Processes Reviews in Mineralogy and Geochemistry*, Mineralogical Society of America 69, 363-402.
- Miller, L.M., Smith, R.J., (2005). Synchrotrons versus globars, point-detectors versus focal plane arrays: selecting the best source and detector for specific infrared microspectroscopy and imaging applications. *Vibrational Spectroscopy* 38, 237–240.
- Moore, G. (2008). Interpreting H₂O and CO₂ contents in melt inclusions: constraints from solubility experiments and modeling. *Rev Mineral Geochem* 69, 333-361.
- Moore, L.R., Gazel, E., Tuohy, R., Lloyd, A.S., Esposito, R., Steele-MacInnis, M., Hauri, E.H., Wallace, P.J., Plank, T., Bodnar, R.J. (2015) Bubbles matter: An assessment of the contribution of vapor bubbles to melt inclusion volatile budgets, *American Mineralogist*, 100, 806-823.
- Moore, L & Bodnar, R. (2019). A Pedagogical Approach to Estimating the CO₂ Budget of Magmas. *Journal of the Geological Society*.
- Moreno, H.; Clavero, J.; Lara, L. (1994a). Actividad explosiva Postglacial del volcán Villarrica, Andes del Sur (39° 25'S). *In Congreso Geológico Chileno, No. 7, Actas, Vol. 1*, p. 329-333. Concepción.
- Moreno, H., (1993). Volcán Villarrica, Geología y evaluación del riesgo volcánico, Regiones IX y X, 39° 25'S. Proyecto FONDECYT 1247 1991-92.
- Moreno, H., Lara, L., (2008). Geología del área Pucón-Curarrehue, regiones de La Araucanía y De Los Ríos. Servicio Nacional de Geología y Minería, Carta Geológica de Chile, Serie Geológica Básica. No. 115, Mapa Escala 1:100.000.
- Moreno, H. & Clavero, J., (2006). Geología del volcán Villarrica, Regiones de La Araucanía y de Los Lagos. Escala 1:50.000. *Servicio Nacional de Geología y Minería*, Issue 98, p. 35.
- Morgado, E., Parada, M.A., Contreras, C., Castruccio, A., Gutiérrez, F., McGee, L., (2015). Contrasting records from mantle to surface of two nearby arc volcanic complexes: Caburgua Huelemolle Small Eruptive Centers and Villarrica Volcano. *J. Volcanol. Geotherm. Res.* 306, 1-16.
- Muenow, D.W., D.G. Graham, N.W. Liu and J.R. Delaney. (1979). The abundance of volatiles in Hawaiian tholeiitic submarine basalts, *Earth Planet. Sci. Lett.* 42, 71-76.
- Nelson, S.T. (1989). Geologic map of the Geysers Peak quadrangle, Sevier and Wayne Counties, Utah Geologic report included). Utah Geological and Mineral Survey Map Publication I14, scale 1:24000.
- Nelson, S.T., and Montana, A., (1992). Sieve-textured plagioclase in volcanic rocks produced by rapid decompression. *American Mineralogist*, 77, 1242–1249.

- Németh, K., White, J.D.L., Reay, A., and Martin, U., (2003). Compositional variation during monogenetic volcano growth and its implications for magma supply to continental volcanic fields: *Journal of the Geological Society* [London], v. 160, p. 523–530.
- Neogi, S., Dasgupta, S. & Fukuoka, M., (1998). High P–T polymetamorphism, dehydration-melting, and generation of migmatites and granites in the Higher Himalayan crystalline complex, Sikkim, India. *Journal of Petrology*, 39, 61–99.
- Newman, S., S. Epstein and E. Stolper, (1986). Measurement of water in rhyolitic glasses: calibration of an infrared spectroscopic technique, *Am. Mineral.* 71, 1527-1541.
- Newman S, Stolper EM, Stern RJ (2000). H₂O and CO₂ in magmas from Marañón arc and back arc systems. *Geochem Geophys Geosyst.*
- Newman, S., Lowenstern, J.B., (2002). VolatileCalc: a silicate melt–H₂O–CO₂ solution model written in Visual Basic for excel. *Comput. Geosci.* 28 (5), 597–604.
- Nielsen, C.H. and H. Sigurdsson, (1981). Quantitative methods for electron microprobe analysis of sodium in natural and synthetic glasses, *Am. Mineral.* 66, 547-552.
- Nielsen RL, Michael PJ, Sours-Page, R. (1998). Chemical and physical indicators of compromised melt inclusions. *Geochim Cosmochim Acta* 62, 831-839.
- Nishikida, K., Nishio, E., Hannah, R.W., (1996). *Selected Applications of Modern FT-IR Techniques*. Gordon and Breach. 200 pp.
- Palais, J.M. and H. Sigurdsson, (1989). Petrologic evidence of volatile emissions from major historic and pre-historic volcanic eruptions. In *Understanding Climate Change*, Eds. A. Berger, R. Dickenson and J.W. Kidson, *Am. Geophys. Union Geophys. Monogr.* 52, 31-53.
- Pasten, D. (2019). Relaciones entre estilos de desgasificación y eruptivos en los Centros Eruptivos Menores Los Nevados, Andes del Sur. Universidad Mayor.
- Perugini, D., Busa, T., Poli, G., Nazzareni, S., (2003). The role of chaotic dynamics and flow fields in the development of disequilibrium textures in volcanic rocks. *Journal of Petrology* 44 (4), 733-756.
- Pioli, L., Erlund, E., Jonhson, E., Cashman, K., Wallace, P., Rosi, M., Delgado-Granados, H., (2008). Explosive dynamics of violent strombolian eruptions: the eruption of Parícutin volcano 1943–1952 (Mexico). *Earth Planet. Sci. Lett.* 271, 359–368.
- Pioli, L., Cashman, K. & Azzopardi, B. J (2009). Controls on the explosivity of scoria cone eruptions: magma segregation at conduit junctions. *J. Volcanol. Geoth. Res.* 186, 407–415.
- Putirka, K.D., (2008). Thermometers and barometers for volcanic systems: Reviews in *Mineralogy and Geochemistry*, v. 69, no. 1, p. 61–120.
- Qin z, Lu F, Anderson ATJ. (1992). Diffusive re-equilibration of melt and fluid inclusions. *Am Mineral* 77, 565-576.
- Ray, M.C., Hilton, D.R., Muñoz, J., Fischer, T.P., Shaw, A.M., (2009). The effects of volatile recycling, degassing and crustal contamination on the helium and carbon geochemistry of hydrothermal fluids from the Southern Volcanic Zone of Chile. *Chem. Geol.* 266, 38–49.
- Reyes, P. (2012). Caracterización del contenido de volátiles del volcán monogenético Pelagatos, Sierra de Chichinautzin (tesis de pregrado). Universidad nacional autónoma, México.
- Riedel, C., Ernst, G.G.J., Riley, M., (2003). Controls on the growth and geometry of pyroclastic constructs. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 127, 121–152.

- Robidoux, P. (2014). The nature and source of major magmatic volatiles: open-vent degassing volcanoes in the Central American Volcanic Arc. *Universita Degli Studi Di Palermo*.
- Robidoux, P. (2018). Shrinkage bubbles: the C-O-H-S magmatic fluid system at San Cristóbal volcano. *Universidad Mayor*.
- Roedder, E., (1979). Origin and significance of magmatic inclusions. *Bull. Mineral.* 102 (5–6), 487–510.
- Roedder, E., (1984). Fluid inclusions. *Reviews in Mineralogy* vol. 12. Mineralogical Society of America, Washington D.C.
- 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.
- Rosso, K. M. & Bodnar, R. J. (1995). Microthermometric and Raman spectroscopic detection limits of CO₂ in fluid inclusions and the Raman spectroscopic characterization of CO₂, *Geochimica et Cosmochimica Acta* 59, 3961–3975.
- Rust, A.C., Cashman, K.V., Wallace, P.J., (2004). Magma degassing buffered by vapor flow through brecciated conduit margins. *Geology* 32, 349–352.
- Sano, Y., Marty, B., (1995). Origin of carbon in fumarolic gas from island arcs. *Chem. Geol.* 119, 265–274.
- Sano, Y., & Fischer, T. P. (2013). The analysis and interpretation of noble gases in modern hydrothermal systems. In *The noble gases as geochemical tracers* (pp. 249–317). Berlin, Heidelberg: Springer.
- Sánchez, P., Pérez-Flores, P., Arancibia, G., Cembrano, J., Reich, M., (2013). Crustal deformation effects on the chemical evolution of geothermal systems: the intra-arc Liquiñe-Ofqui fault system, southern Andes. *Int. Geol. Rev.* 55, 1384-1400.
- Schiano, P. (2003). Primitive mantle magmas recorded as silicate melt inclusions in igneous minerals. *Earth Sci Rev* 63, 121-144.
- Sierralta M., Nowak M. and Keppler H. (2002) The influence of bulk composition on the diffusivity of carbon dioxide in Na aluminosilicate melts. *Am. Mineral.* 87, 1710–1716.
- Sisson, T.W. and G.D. Layne, (1993). H₂O in basalt and basaltic andesite glass inclusions from four subduction-related volcanoes, *Earth Planet. Sci. Lett.* 117, 619-635.
- Spilliaert, N., Allard, P., Métrich, N., Sobolev, A.V., (2006a). Melt inclusion record of the conditions of ascent, degassing, and extrusion of volatile-rich alkali basalt during the powerful 2002 flank eruption of Mount Etna (Italy). *J. Geophys. Res.* 111.
- Sobolev, A.V. (1996). Melt inclusions as a source of primary petrographic information. *Petrology* 4, 209-220.
- Sobolev, V.S. and V.P. Kostyuk, (1975). Magmatic crystallization based on a study of melt inclusions, *Fluid Inclusion Research* 9, 182-253.
- Sobolev, A.V. and L.V. Danushevsky, (1994). Petrology and geochemistry of boninites from the north termination of the Tonga Trench: constraints on the generation conditions of primary high-Ca boninite magmas, *J. Petrol.* 35, 1183-1211.
- Sobolev A. V. Chaussidon, M. (1996). H₂O concentrations in primary melts from supra-subduction zones and mid-oceanic ridges: Implications for H₂O storage and recycling in the mantle. *Earth Planet Sci Lett* 137, 45-55.
- Song, Y., Chou, I.M., Hu, W., Burruss, R., Lu, W., (2009). CO₂ density-Raman shift relation derived from synthetic inclusions in fused capillaries and its application. *Acta Geol. Sin.* 83, 932–938.

- Sommer, M.A., (1977). Volatiles H₂O, CO₂, and CO in silicate melt inclusions in quartz phenocrysts from the rhyolitic Bandelier air-fall and ash-flow tuff, New Mexico, *J. Geology* 85, 423-432.
- Sommer, M.A. and L.S. Schramm. (1983). An analysis of the water concentrations in silicate melt inclusions in quartz phenocrysts from the Bandelier Tuff, Jemez Mountains, New Mexico, *Bull. Volcanol.* 46, 299-320.
- Sorby, H.C., (1858). On the microscopic structure of crystals, indicating the origin of minerals and rocks, *Geol. Soc. London Quart. J.* 14 (1), 453-500.
- Steele-MacInnis, M., Esposito, R., Bodnar, R.J., (2011). Thermodynamic model for the effect of post-entrapment crystallization on the H₂O–CO₂ systematics of vapor saturated, silicate melt inclusions. *J. Petrol.* 52 (12), 2461–2482.
- Stormer, J.C. (1972) Mineralogy and petrology of the Raton-Clayton volcanic field, northeastern New Mexico. *Geological Society of America Bulletin.* 83, 3299-3322.
- Streckeisen, A. L. (1979). Classification and nomenclature of volcanic rocks, lamprophyres, carbonatites, and melilitic rocks: recommendations and suggestions of the IUGS sub-commission on the systematics of igneous rocks. *Geology*, 7, 331-335.
- Suárez, M.; Emparán, C. (1997). Hoja Curacautín, Regiones de La Araucanía y del Biobío. Servicio Nacional de Geología y Minería, Carta Geológica de Chile 71, 105 p., mapa 1:250.000.
- Sun, M., (2001). Geochemical variation among small eruptive centers in the Central SVZ of the Andes: An evaluation of subduction, mantle and crustal influences [Ph.D. thesis]: Miami, Florida International University, 292 p.
- Taddeucci, J., Edmonds, M., Houghton, B., James, M.R., V.R. & Vergnolle, S. (2015). Hawaiian and Strombolian Eruptions. In: Sigurdsson, H., Houghton, B., McNutt, S., Rymer, H., Stix, J. (Eds.), *The Encyclopedia of Volcanoes*, Elsevier Science, pp. 485-504.
- Tardani, D., M. Reich, E. Roulleau, N. Takahata, Y. Sano, P. Pérez-Flores, P. Sánchez-Alfaro, J. Cembrano, G. Arancibia. (2016). Exploring the structural controls on helium, nitrogen and carbon isotope signatures in hydrothermal fluids along an intra- arc fault system, *Geochim. Cosmochim.* 184, 193-211.
- Tepley, F.J., Davidson, J.P., Clynne, M.A., (1999). Magmatic interactions as recorded in plagioclase phenocrysts of Chaos Crags, Lassen Volcanic Center, California. *J. Petrol.* 40, 787–806.
- Thibault, Y. & Holloway, J. R. (1994). Solubility of CO₂ in a Ca-rich leucitite: Effects of pressure, temperature, and oxygen fugacity. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 116, 216-224.
- Tsuchiyama, A. (1985). Dissolution kinetics of plagioclase in the melt of the system diopside–albite–anorthite, and the origin of dusty plagioclase in andesites. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 89, 1–16.
- Valentine, G.A., Krier, D., Perry, F.V., Heiken, G., (2005). Scoria cone construction mechanisms, Lathrop Wells volcano, southern Nevada, USA. *Geology* 33, 629–632.
- Valentine, G.A., Keating, G.N., (2007). Eruptive styles and inferences about plumbing systems at Hidden Cone and Little Black Peak scoria cone volcanoes (Nevada, U.S.A.). *Bulletin of Volcanology.* *Bulletin of Volcanology* 70, 104–113.
- Valentine, G. A. & Gregg, T. K. P. (2008). Continental basaltic volcanoes-processes and problems. *J. Volcanol. Geoth. Res.* 177, 857–873.

- Valentine, G.A. & Connor, C.B. (2015). Basaltic volcanic fields. In: Sigurdsson, H., Houghton, B., McNutt, S.R., Rymer, H. & Stix, J. (eds) *The Encyclopedia of Volcanoes*. 2nd edn. Academic Press, London, 423-439.
- van Soest, M.C., Hilton, D.R., Kreulen, R., (1998). Tracing crustal and slab contributions to arc magmatism in the Lesser Antilles island arc using helium and carbon relationships in geothermal fluids. *Geochim. Cosmochim. Acta* 62, 3323–3335.
- von Aulock FW, Kennedy BM, Schipper CI, Castro JM, Martin DE, Oze C, Watkins JM, Wallace PJ, Puskar L, Bégué F, Nichols ARL, Tuffen H (2014). Advances in Fourier transform infrared spectroscopy of natural glasses: from sample preparation to data analysis. *Lithos* 206–207, 52–64.
- Walker, G.P.L., (1973a). Explosive volcanic eruptions — a new classification scheme. *Geologische Rundschau* 62, 431–461.
- Wallace, P. J., and A. T. Anderson. (2000). Volatiles in Magmas, in *Encyclopedia of Volcanoes*, edited by H. Sigurdsson, pp. 149-170, Academic Press, San Diego,
- Wallace, P.J., (2005). Volatiles in subduction zone magmas: concentrations and fluxes based on melt inclusion and volcanic gas data. *J. Volcanol. Geotherm. Res.* 140, 217–240.
- Wallace, P.J., Plank T., Edmonds M & Hayru E. (2015). Volatiles in Magmas. In: Sigurdsson, H., Houghton, B., McNutt, S.R., Rymer, H. & Stix, J. (eds) *The Encyclopedia of Volcanoes*. 2nd edn. Academic Press, London, 163-183.
- Wang, C.H., Wright, R.B., (1973). Raman studies of the effect of density of the Fermi resonance in CO₂. *Chemical Physics Letters* 23, 241–246.
- Winter, J. (2001). *Introduction to Igneous and Metamorphic Petrology*. Upper Saddle River, NJ, USA: Prentice Hall.
- Witter JB, Kress VC, Delmelle P, Stix J (2004). Volatile degassing, petrology, and magma dynamics of the Villarica lava lake, Southern Chile. *J Volcanol Geotherm Res* 134:303-337.
- Wood, C.A., (1980). Morphometric evolution of cinder cones. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 7, 387–413.
- Wysoczanski, R.J., Tani, K., (2006). Spectroscopic FTIR imaging of water species in silicic volcanic glasses and melt inclusions: an example from the Izu–Bonin arc. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 156, 302–314.
- Yamamoto J. and Kagi H. (2006). Extended micro-Raman densimeter for CO₂ applicable to mantle-originated fluid inclusions. *Chem. Lett.* 35, 610–611.
- Zhang, Y., (1999). H₂O in rhyolitic glasses and melts: measurement, speciation, solubility, and diffusion. *Reviews of Geophysics and Space Physics* 37, 493–516.
- Zhang, Y., Xu, Z., Behrens, H., (2000). Hydrous species geospeedometer in rhyolite: improved calibration and application. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 64, 3347–3355.
- Zimanowski, B., Buttner, R., Dellino, P., White, J.D.L. & Wohletz, K.H. (2015). Magma-water interaction and phreatomagmatic fragmentarion In: Sigurdsson, H., Houghton, B., McNutt, S.r., Rymer, H & Stix, J (eds). *The enciclopedy of volcanoes*. 2nd edn. Academic Press, San Diego, 473-484.
- Zirkel, F., (1873). *Die mikroskopische Beschaffenheit der Mineralien und Gesteine*, Wilhelm Englemann, Leipzig, 502 p.

Anexos

SOLO USO ACADÉMICO

Anexo A: Ubicación de muestras y códigos Raman/mFTIR

ID	Longitud (°)	Latitud (°)	Altura (m)	Día	Sector	Edad (Moreno y Clavero, 2006; Moreno y Lara, 2008)	Material volcánico	Tamaño
HCH2A5	-71,940309	-39,479772	1596	29-01-2018	Chailupén	<3.700 años AP	Bomba	Bomba
HCH2A4c	-71,941706	-39,479229	1531	29-01-2018	Chailupén	<3.700 años AP	Lava (nucleo)	-
HCH2A4e	-71,941706	-39,479229	1531	29-01-2018	Chailupén	<3.700 años AP	Lava (ext.)	-
HCH2A2	-71,938603	-39,477914	1630	29-01-2018	Chailupén	<3.700 años AP	Escoria	Lapilli - Bomba
HCH2A1	-71,938644	-39,477982	1632	29-01-2018	Chailupén	<3.700 años AP	Bomba	Bomba
C1LC	-71,808552	-39,189331	478	24-01-2018	Caburgua	9.000 años	Lava (nucleo)	-
C1LE	-71,808552	-39,189331	478	24-01-2018	Caburgua	9.000 años	Lava (ext.)	-
CAB1A	-71,80967	-39,189901	538	23-01-2018	Caburgua	9.000 años	Escoria	Ceniza media - Lapilli fino
CAB1BC	-71,80967	-39,189901	538	23-01-2018	Caburgua	9.000 años	Escoria	Ceniza media - Lapilli fino
CAB1D	-71,80967	-39,189901	538	23-01-2018	Caburgua	9.000 años	Escoria	Ceniza media - Lapilli fino
CAB1E	-71,80967	-39,189901	538	23-01-2018	Caburgua	9.000 años	Escoria	Ceniza media - Lapilli fino
CAB1F	-71,80967	-39,189901	538	23-01-2018	Caburgua	9.000 años	Escoria	Ceniza media - Lapilli fino
CAB1G	-71,80967	-39,189901	538	23-01-2018	Caburgua	9.000 años	Escoria	Ceniza media - Lapilli fino
CAB1H	-71,80967	-39,189901	538	23-01-2018	Caburgua	9.000 años	Escoria	Ceniza media - Lapilli fino
CAB1I	-71,80967	-39,189901	538	23-01-2018	Caburgua	9.000 años	Escoria	Ceniza media - Lapilli fino
CAB1J	-71,80967	-39,189901	538	23-01-2018	Caburgua	9.000 años	Escoria	Ceniza media - Lapilli fino
CAB1K	-71,80967	-39,189901	538	23-01-2018	Caburgua	9.000 años	Escoria	Ceniza media - Lapilli fino
CAB1L	-71,80967	-39,189901	538	23-01-2018	Caburgua	9.000 años	Escoria	Ceniza media - Lapilli fino
CAB1M	-71,80967	-39,189901	538	23-01-2018	Caburgua	9.000 años	Escoria	Ceniza media - Lapilli fino

Anexo 1 Tabla de ubicación de muestras recolectadas en terreno para Chaillupén y Caburgua.

CÓDIGO mFTIR	CÓDIGO RAMAN	MUESTRA DE MANO
CAB1BC1	CAB1-BC_A1	
CAB1BC11_1		
CAB1BC11_2		
CAB1BC11_X		
CAB1BC11R		
CAB1BC11R2		
CAB1BC2	CAB1-BC_A2	
CAB1BC21		
CAB1BC22		CAB1BC
CAB1BC23		
CAB1BC24		
CAB1BC2X		
CAB1BC3		
CAB1BC4		
CAB1BCF1		
	CAB1BC_B1	
CAB1BCF2		
CAB1BCX		
CAB1D		
CAB1DTRY1		
CAB1DTRY2		CAB1D
CAB1DTRY3		
CAB1DTRY4		
CAB1G1	CAB1G_A1	
CAB1G1x		CAB1G
CAB1G2		
CAB1H		
CAB1H1	CAB1H_A1	
CAB1H2		CAB1H
CAB1H2	CAB1H_B2	
CAB1H_try5		
CAB1K331		
CAB1K331II		
CAB1K332		
CAB1K332II		
CAB1K333		CAB1K
CAB1K33r		
CAB1K33X		
	CAB1K_7_1	
	CAB1K_E1	

Anexo 2 Códigos de equivalencia utilizados para los análisis mFTIR, Raman y muestra de mano en las muestras de Caburgua.

CÓDIGO mFTIR	CÓDIGO RAMAN	MUESTRA DE MANO
HCH2A11		
HCH2A12		
HCH2A122	HCH2A1_A1	HCH2A1
HCH2A12x		
HCH2A13		
HCH2A13x		
HCH2A531		
HCH2A532		
HCH2A533		
HCH2A53x		
HCH2A571		
HCH2A572		
HCH2A573		HCH2A5
HCH2A574		
HCH2A57x		
HCH2A5_11		
HCH2A5I		
HCH2A5V		
HCH2A5Vx		

Anexo 3 Codigos de equivalencia utilizados para los analisis mFTIR, Raman y muestra de mano en las muestras de Chaillupén.

Anexo B: Descripción petrográfica

Chaillupén

MUESTRA HCH2A1
ROCA Basalto de clinopiroxeno. Grupo Chaillupén, Subgrupo HCH2A
TIPO Bomba fusiforme
TEXTURAS Roca de textura porfírica con fenocristales de plagioclasas, olivino y clinopiroxeno inmersos en una masa fundamental compuesta por la misma mineralogía y que forma textura intersertal. Los fenocristales de plagioclasas muestran textura sieve, zonación leve y junto con cristales de clinopiroxeno forman localmente texturas glomeroporfírica. Además, los clinopiroxenos presentan maclas reloj de arena. Por su parte los cristales de olivino reportan texturas de reabsorción.

FENOCRISTALES 30 % de la roca total

Mineral	%	Forma	Tamaño	Alteración
Plagioclasas	20	Euhedral a subhedral	Promedio 1,125 mm	-
Clinopiroxeno	6	Euhedral a subhedral	Promedio 0.3 mm	-
Olivino	4	Euhedral a subhedral	Promedio 1 mm	-

MASA FUNDAMENTAL 70% de la roca total

Mineral	%	Forma	Tamaño	Alteración
Plagioclasas	30	Euhedral a subhedral	<0.125 mm	-
Olivino	6	Subhedral		-
Clinopiroxeno	6	Subhedral		-
Vidrio intersticial	28	-	-	-

OBSERVACIONES La muestra presenta un posible xenolito de 1,3 cm (20 % de la muestra) de color más oscuro que el fragmento original. Este fragmento presenta textura vitrofírica con fenocristales (19 %) de plagioclasas (16 %) y clinopiroxeno (3 %) inmersos en una masa fundamental (81 %) compuesta por plagioclasas (36 %), clinopiroxeno (5 %) y vidrio (40 %). Cabe destacar la textura intersertal

Muestra HCH2A2
 ROCA Basalto de clinopiroxeno. Grupo Chaillupén, Subgrupo HCH2A
 TIPO Escoria
 TEXTURAS: Roca de textura porfírica con fenocristales de plagioclasas, olivino y clinopiroxeno inmersos en una masa fundamental en su mayoría vítrea, y el resto lo constituyen cristales de la misma mineralogía. Los fenocristales de plagioclasas muestran textura sieve y junto con cristales de clinopiroxeno forman localmente textura glomeroporfírica.

FENOCRISTALES 10 % de la roca total

Mineral	%	Forma	Tamaño	Alteración
Plagioclasas	7	Euhedral	0,125 a 1 mm	-
Clinopiroxeno	3	Euhedral a subhedral	0,375 a 1 mm	-
Olivino	2	Euhedral a subhedral	0,5 a 1 mm	Óxidos de hierro

MASA FUNDAMENTAL 25% de la roca total

Mineral	%	Forma	Tamaño	Alteración
Plagioclasas	9	Euhedral a subhedral	<0.125 mm	-
Olivino	3	Subhedral		-
Clinopiroxeno	3	Subhedral		-
Vidrio intersticial	10	-	-	-

OBSERVACIONES Cabe destacar que en una franja se observa la presencia de minerales de alteración color rojizo, que afecta tanto a fenocristales como a la masa fundamental (20 % de la muestra). Por otro lado, se destaca el alto porcentaje de vesículas (60 % de la muestra).

MUESTRA HCH2A4C
 ROCA Basalto de clinopiroxeno. Grupo Chaillupén, Subgrupo HCH2A
 TIPO Lava centro
 TEXTURAS: Roca de textura porfírica con fenocristales de plagioclasas, clinopiroxeno y olivino inmersos en una masa fundamental compuesta por la misma mineralogía, donde forma textura intersertal. Los fenocristales de plagioclasas muestran textura sieve, leve zonación en cristales de mayor tamaño y junto con cristales de clinopiroxeno y olivino forman localmente textura glomeroporfírica. De igual modo, se observa textura poikilitica donde cristales de clinopiroxenos se encuentran rellenando espacios de plagioclasas. Además, se reconoce textura de reabsorción en cristales de olivino.

FENOCRISTALES 15 % del total de la roca

Mineral	%	Forma	Tamaño	Alteración
Plagioclasas	10	Euhedral	Promedio > 1 mm	-
Clinopiroxeno	3	Euhedral a subhedral	0,125 a 1 mm	-
Olivino	2	Euhedral a subhedral	0.175 a 1,25 mm	Iddingsita?

MASA FUNDAMENTAL 85 % de la roca

Mineral	%	Forma	Tamaño	Alteración
Plagioclasas	45	Euhedral	<0.125 mm	-
Olivino	5	Subhedral a euhedral		-
Clinopiroxeno	5	Subhedral a euhedral		-
Vidrio intersticial	30	-	-	-

OBSERVACIONES Cristales bien conservados y con fracturación media en algunos casos

MUESTRA HCH2A5
 ROCA Basalto de clinopiroxeno. Grupo Chaillupén, Subgrupo HCH2A
 TIPO Bomba fusiforme
 TEXTURAS: Roca de textura porfírica con fenocristales de plagioclasas, clinopiroxeno y olivino inmersos en una masa fundamental compuesta por la misma mineralogía y con un alto % de vidrio intersticial. Además forma textura intersertal. Los fenocristales de plagioclasas muestran textura sieve, leve zonación y junto con cristales de clinopiroxeno y olivino forman localmente textura glomeroporfírica.

FENOCRISTALES 25 % de la roca total

Mineral	%	Forma	Tamaño	Alteración
Plagioclasas	13%	Euhedral	0,375 a 2,5 mm	-
Clinopiroxeno	8%	Subhedral	0,25 a 0,75 mm	-
Olivino	4%	Subhedral a anhedral	0,25 a 1 mm	-

MASA FUNDAMENTAL 75 % de la roca total

Mineral	%	Forma	Tamaño	Alteración
Plagioclasas	18%	Euhedral	<0.25 mm	-
Olivino	7%	Subhedral		-
Clinopiroxeno	5%	Subhedral		-
Vidrio intersticial	45%	-	-	-

OBSERVACIONES Presencia de xenolitos clasificados como basaltos de clinopiroxenos, altamente vesiculares (40 % de la roca total) y en general de grano fino. Los fenocristales corresponden a plagioclasas (8 %), clinopiroxenos (5 %) y olivino (3 %). La masa fundamental representa un 70 % de la muestra y está compuesta por microlitos de plagioclasas (32 %), clinopiroxeno (15 %) y olivino (8 %). La relación de plagioclasas con clinopiroxenos forma textura intergranular.

Caburgua

MUESTRA C1LE
 ROCA Basalto de olivino. Grupo Caburgua-Huelemolle, Subgrupo Caburgua.
 TIPO Lava
 TEXTURAS: Roca de textura porfírica, hipocristalina e inequigranular con fenocristales de plagioclasas y olivino. Localmente forman texturas glomeroporfíricas entre olivino y plagioclasas, pero en general ocurren como cristales aislados. En particular, los cristales de plagioclasas tienen textura sieve y en algunos casos bordes de reabsorción. En tanto, la masa fundamental está constituida por plagioclasas, clinopiroxeno, olivino y vidrio intersticial, donde se observa textura intergranular.

FENOCRISTALES 16 % de la roca total

Mineral	%	Forma	Tamaño	Alteración
Plagioclasas	10	Euhedral	0,25 a 0,93 mm	-
Olivino	6	Subhedral a euhedral	0,25 a 1,75 mm.	Iddingsita?

MASA FUNDAMENTAL 84 % de la roca total

Mineral	%	Forma	Tamaño	Alteración
Plagioclasas	50	Euhedral	<0.25 mm	-
Clinopiroxeno	20	Subhedral		-
Olivino	10	Subhedral		-
Vidrio intersticial	4	-	-	-

OBSERVACIONES Los cristales de olivino se encuentran altamente fracturados y alterados a iddingsita (color amarillo) en zonas de fractura y bordes.

MUESTRA CAB1-D
 ROCA Basalto de olivino. Grupo Cabargua-Huelemolle, Subgrupo Cabargua
 TIPO Escoria
 TEXTURAS: Roca de textura porfírica con fenocristales de plagioclasas, olivino y muy poco clinopiroxeno. Los fenocristales de plagioclasas muestran textura glomeroporfírica entre cristales de plagioclasas. Mientras que los cristales de olivino tienen texturas de reabsorción. En tanto, la masa fundamental está compuesta por plagioclasas, olivino y vidrio intersticial. Los fragmentos son altamente vesiculares (55 % de la roca total) con tamaños de vesículas en promedio de 0,75 mm.

FENOCRISTALES 11 % de la roca total

Mineral	%	Forma	Tamaño	Alteración
Plagioclasas	4	Euhedral	0,25 a 0,5 mm	-
Olivino	6	Subhedral y euhedral	0,25 a 0,75 mm	-
Clinopiroxeno	<1	Subhedral a anhedral	0,25 mm	-

MASA FUNDAMENTAL 32 % de la roca total

Mineral	%	Forma	Tamaño	Alteración
Plagioclasas	12	Euhedral	<0.25 mm	-
Olivino	5	Subhedral		-
Vidrio intersticial	15	-	-	-

OBSERVACIONES Cabe destacar la alteración superficial a minerales arcillosos colores terrosos y el alto porcentaje de vesículas de los fragmentos.

MUESTRA CAB1-G
 ROCA Basalto de olivino. Grupo Caburgua-Huelemolle, Subgrupo Caburgua
 TIPO Escoria
 TEXTURAS: Roca de textura porfírica, hipocristalina e inequigranular con fragmentos muy vesiculares (60 % del total de la roca) con formas irregulares, algunas redondeadas y otras ovaladas (tamaños promedio de 0,5 mm). Los fenocristales se constituyen de plagioclasas y olivino, que muestran texturas glomeroporfíricas y en el caso de los cristales de olivino presentan texturas de reabsorción. En tanto, la masa fundamental se compone de la misma mineralogía y además se reporta la presencia de vidrio intersticial.

FENOCRISTALES 10 % de la roca total

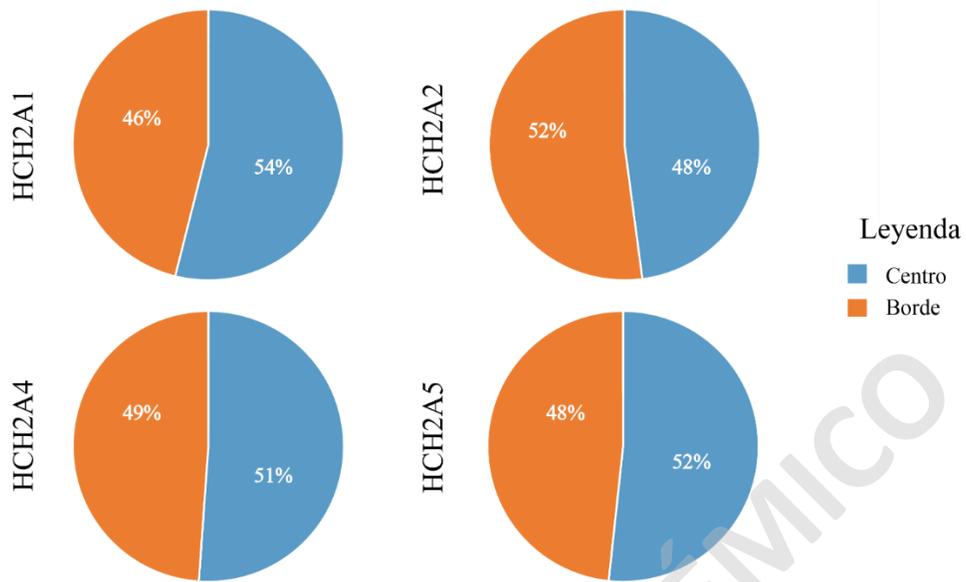
Mineral	%	Forma	Tamaño	Alteración
Plagioclasas	4	Euhedral	0,25 a 0,75 mm	-
Olivino	6	Subhedral y euhedral	0,175 a 1,5 mm	-

MASA FUNDAMENTAL 35 % de la roca total

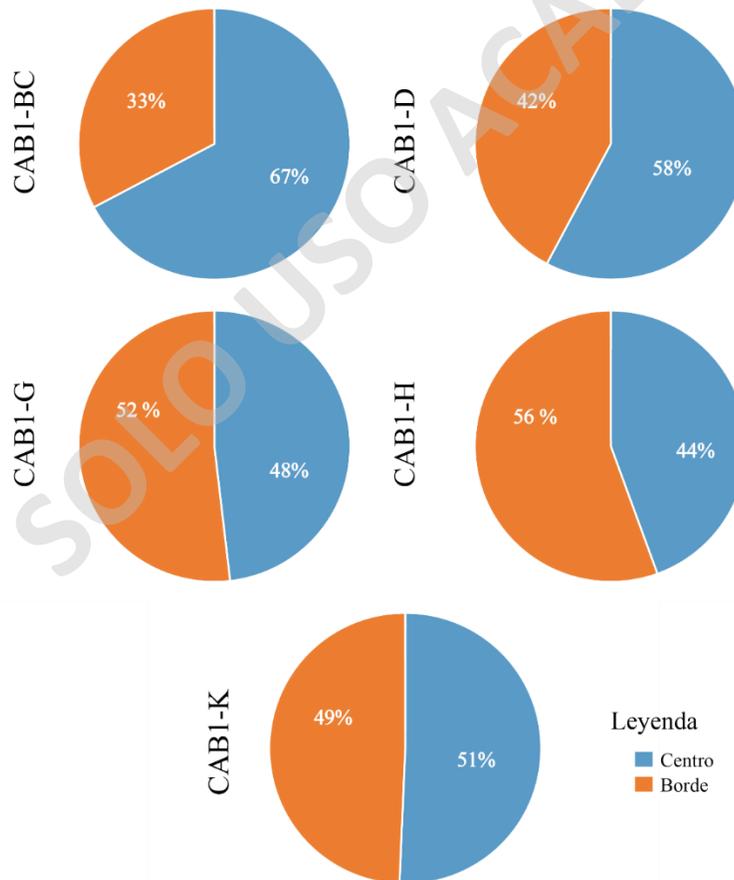
Mineral	%	Forma	Tamaño	Alteración
Plagioclasas	10	Subhedral	<0.25 mm	-
Olivino	5	Subhedral		-
Vidrio intersticial	20	-	-	-

OBSERVACIONES En la mayoría de los cristales se observan inclusiones vítreas (tamaño promedio 0,05 mm) e inclusiones de magnetita.

Anexo C: Estadística inclusiones

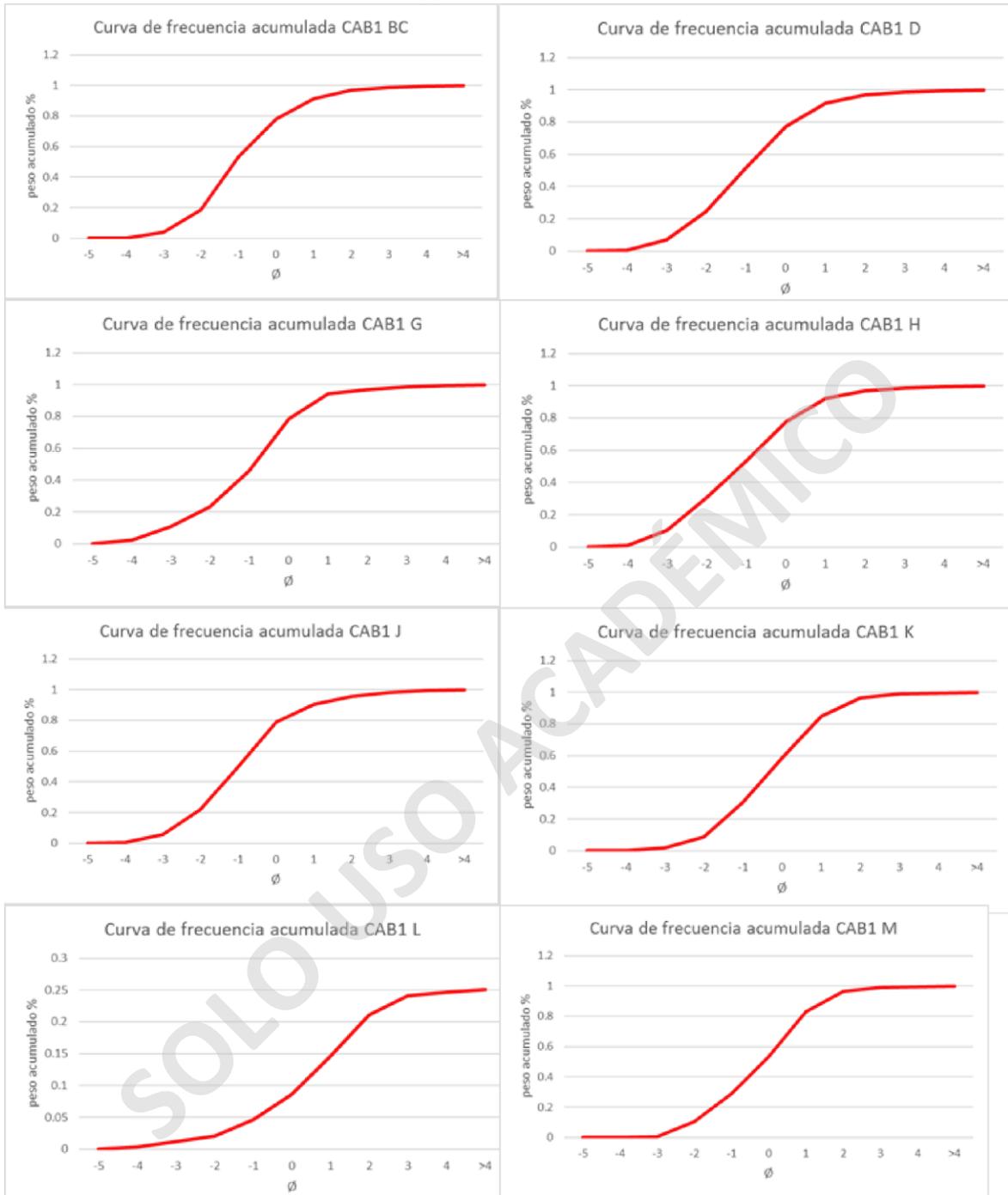


Anexo 4 Distribución inclusiones centro vs borde en Chaillupén.



Anexo 5 Distribución inclusiones centro vs borde en Caburgua.

Anexo D: Curvas granulométricas Caburgua



Anexo 6 Resultados de análisis granulométrico y curvas de frecuencia para Caburgua.