



UNIVERSIDAD DE CHILE

FACULTAD DE CIENCIAS FÍSICAS Y MATEMÁTICAS

DEPARTAMENTO DE GEOLOGÍA

**ANÁLISIS COMPARATIVO DE LAS ERUPCIONES DEL CONO NAVIDAD DE 1988-  
1990 Y DEL VOLCÁN CALBUCO DE 2015**

**MEMORIA PARA OPTAR AL TÍTULO DE GEÓLOGO**

VICENTE JOSÉ CAMPOS PÉREZ

**PROFESOR GUÍA**

ANGELO CASTRUCCIO ÁLVAREZ

**MIEMBROS DE COMISIÓN**

FRANCISCO GUTIÉRREZ FERRER

EDMUNDO POLANCO VALENZUELA

SANTIAGO DE CHILE

2016

**RESUMEN DE LA MEMORIA PARA OPTAR AL TÍTULO  
DE: Geólogo  
POR: Vicente José Campos Pérez  
FECHA: Agosto de 2016  
PROFESOR GUÍA: Angelo Castruccio Álvarez**

Las erupciones ocurridas en el Complejo Volcánico Lonquimay de 1988-90 y en el volcán Calbuco de 2015 presentaron estilos eruptivos muy diferentes, a pesar de que emitieron magmas de similar composición (andesítica y andesítico basáltica respectivamente). La erupción del Complejo Volcánico Lonquimay fue del tipo estromboliana, con explosiones intermitentes de mediana a baja intensidad y que perduraron por más de un año, concentrando su actividad en el cono monogenético más cercano al volcán, denominado cono Navidad. La erupción del volcán Calbuco, por su parte, exhibió características de actividad subpliniana, con una columna que alcanzó alturas sobre los 15 km. Su actividad principal fue durante los dos primeros días, pero se considera terminada a las 2 semanas.

En este trabajo se caracterizan los productos de ambas erupciones, por medio de un análisis petrográfico, composicional y textural, para identificar las distintas fases minerales, su abundancia, su composición y su distribución de tamaño. Los resultados obtenidos indican que los distintos comportamientos eruptivos responden principalmente a diferencias en la viscosidad y en los contenidos de volátiles de los magmas. Los magmas del volcán Calbuco son de mayor viscosidad porque su temperatura es menor y tiene un mayor contenido cristalino. Esto facilita a que el magma se comporte de manera frágil al ser deformado en el conducto por un aumento de la velocidad de ascenso y/o al alcanzar un volumen crítico de burbujas que producen que el magma sea fragmentado. La saturación de burbujas pudo haberse producido por la exsolución de un gran contenido de volátiles, ya que los magmas del volcán Calbuco tienen la capacidad de disolver un gran contenido de volátiles. Con respecto al comportamiento eruptivo del CVL, su menor explosividad se debe a la baja viscosidad de sus magmas, que permitieron que los volátiles pudiesen segregarse del magma, resultando en una erupción menos explosiva en relación a la del volcán Calbuco. Otra característica importante es que los magmas del CVL tienen una menor solubilidad y pueden arrastrar un menor porcentaje de volátiles en relación al volcán Calbuco. A pesar de esto, durante la fase inicial se produjo la fragmentación del magma y se formó una pluma eruptiva con alturas de hasta 9 km. Esta fase más explosiva de la erupción puede relacionarse a un sistema cerrado en el que los volátiles se matuvieron junto al magma hasta alcanzar un volumen crítico de burbujas y colapsar.

## **AGRADECIMIENTOS**

En primer lugar quiero agradecer a los proyectos FONDECYT 11121298 y FONDAP 15090013, que han hecho posible el financiamiento de este trabajo. Agradezco también a mi profesor guía, Angelo Castruccio, quien me dio la oportunidad de realizar esta memoria de título, y estuvo presente durante todo el proceso, con dedicación y compromiso. A los integrantes de la comisión, Francisco Gutierrez y Edmundo Polanco, por sus comentarios y opiniones que lograron enriquecer este trabajo. Agradezco a todos los que me han acompañado durante mi estadía en la universidad, a los docentes por su entrega y preocupación, a mis compañeros por siempre estar ahí cuando se le necesitaba, y a los funcionarios por su importante labor tanto en la facultad como en las salidas a terreno. Una mención especial para la Blanca, que estuvo en todo momento para ayudar con muy buena disposición. Finalmente quisiera agradecer a mis familiares y amigos de la vida, por su constante apoyo durante este proceso, y por contribuir en mi desarrollo integral. Y a todos aquellos que, de alguna forma, hicieron posible la realización de este trabajo.

Muchas gracias a todos.

## TABLA DE CONTENIDO

<b>CAPÍTULO 1 INTRODUCCIÓN .....</b>	<b>1</b>
1.1 Formulación del estudio propuesto .....	1
1.2 Hipótesis de trabajo .....	2
1.3 Objetivos.....	3
1.3.1 Objetivo General.....	3
1.3.2 Objetivos específicos .....	3
1.4 Metodología .....	4
1.4.1 Metodología asociada al objetivo específico 1 y 2.....	4
1.4.2 Metodología asociada al objetivo específico 3.....	4
1.5 Ubicación y accesos .....	5
1.5.1 Complejo Volcánico Lonquimay .....	5
1.5.2 Volcán Calbuco.....	5
<b>CAPÍTULO 2 MARCO GEOLÓGICO .....</b>	<b>7</b>
2.1 Antecedentes generales.....	7
2.2 Complejo Volcánico Lonquimay (CVL) .....	8
2.2.1 Basamento del Complejo Volcánico Lonquimay .....	8
2.2.1.1 Rocas estratificadas.....	8
2.2.1.2 Rocas Intrusivas.....	10
2.2.3 Geología del Complejo Volcánico Lonquimay .....	11
2.3 Volcán Calbuco.....	14
2.3.1 Basamento del volcán Calbuco .....	15
2.3.1.1 Rocas estratificadas.....	15
2.3.1.2 Rocas metamórficas y plutónicas (Paleozoico Superior) .....	16
2.3.1.3 Granitoides del Batolito Norpatagónico (Mioceno inferior a medio) .....	16
2.3.2 Geología del volcán Calbuco.....	16
<b>CAPÍTULO 3 MARCO TEÓRICO.....</b>	<b>19</b>
3.1 Antecedentes.....	19
3.2 Clasificación de estilos eruptivos .....	19
3.3.1 Erupciones estrombolianas.....	21
3.3.2 Erupciones plinianas .....	23
3.3 Fase volátil.....	25
3.3.1 Nucleación de burbujas.....	25
3.3.2 Crecimiento de burbujas .....	26
3.3.3 Flujo de dos fases .....	26
3.3.2 Distribución de tamaño de burbujas.....	28
3.4 Cristalización .....	31

3.4.1 Distribución de tamaño de cristales (CSD).....	32
3.5 Modelamiento del flujo volcánico en Conflow.....	34
<b>CAPÍTULO 4 CRONOLOGÍA ERUPTIVA .....</b>	<b>37</b>
4.1 Erupción del Complejo Volcánico Lonquimay de 1988-90.....	37
4.2 Erupción del volcán Calbuco de 2015 .....	40
<b>CAPÍTULO 5 RESULTADOS.....</b>	<b>45</b>
5.1 Petrografía:.....	45
5.1.1 Complejo Volcánico Lonquimay (CVL).....	45
5.1.2 Volcán Calbuco .....	48
5.2 Distribución de tamaño de cristales .....	53
5.2.1 Complejo Volcánico Lonquimay (CVL).....	54
5.2.2 Volcán Calbuco .....	57
5.3 Distribución de tamaño de vesículas .....	60
5.4 Geoquímica.....	63
5.4.1 Elementos mayoritarios.....	63
5.4.2 Geoquímica mineral.....	64
5.4.2.1 Plagioclasa .....	64
5.4.2.2 Vidrio .....	65
5.4.2.3 Zonaciones .....	66
5.5 Cálculo de parámetros magmáticos .....	68
5.5.1 Termobarometría .....	68
5.5.2 Viscosidad .....	73
5.6 Modelamiento en Conflow.....	74
5.7 Resumen de resultados.....	78
<b>CAPÍTULO 6 DISCUSIONES .....</b>	<b>79</b>
6.1 Parámetros magmáticos.....	79
6.2 Mezcla de magmas .....	83
6.3 Conflow - criterios de fragmentación.....	84
<b>CAPÍTULO 7 CONCLUSIONES.....</b>	<b>89</b>
<b>BIBLIOGRAFÍA .....</b>	<b>91</b>
<b>ANEXO A: MAPAS GEOLÓGICOS DE LAS ZONAS DE ESTUDIO.....</b>	<b>104</b>
<b>ANEXO B: DATOS GEOQUÍMICOS .....</b>	<b>107</b>

## ÍNDICE DE FIGURAS

FIGURA 1.1 UBICACIÓN Y ACCESOS DE LAS ZONAS DE ESTUDIO .....	6
FIGURA 2.1 MAPA GEOLÓGICO DEL CVL .....	14
FIGURA 3.1 DISTINTOS TIPOS DE CLASIFICACION DE ESTILOS ERUPTIVOS .....	20
FIGURA 3.2 REGÍMENES PRINCIPALES DE FLUJO DE 2 FASES (LÍQUIDO Y GAS) .....	27
FIGURA 3.3 MODELOS DE DISTRIBUCION DE TAMAÑO DE BURBUJAS (BSD) .....	29
FIGURA 3.4 DIFERENTES MANERAS DE EXPONER LAS CARACTERÍSTICAS TEXTURALES (BSD) .....	30
FIGURA 3.5 RELACIÓN ENTRE TASAS DE NUCLEACION Y CRECIMIENTO Y LA SOBRESATURACIÓN .....	31
FIGURA 3.6 GRÁFICO DE DISTRIBUCIÓN DE TAMAÑO DE PLAGIOCLASAS ESTÁNDAR.....	33
FIGURA 3.7 EJEMPLOS DE PROCESOS QUE PUEDEN AFECTAR LA FORMA DE LOS DIAGRAMAS CSD .....	34
FIGURA 3.8 OPCIONES PARA CALCULAR PROPIEDADES DEL FLUJO EN CONFLOW .....	36
FIGURA 3.9 EJEMPLOS DE GRÁFICOS ENTREGADOS EN CONFLOW .....	36
FIGURA 4.1 VISTA HACIA EL SW DE LA ERUPCIÓN DEL CVL DE 1988-90 .....	37
FIGURA 4.2 ALTURAS DE COLUMNA ERUPTIVA E ÍNDICES DE EXPLOSIVIDAD DEL CVL DE 1988-90 .....	38
FIGURA 4.3 DISTRIBUCIÓN DE DEPÓSITOS DE LA ERUPCIÓN DEL CVL DE 1988-90 .....	40
FIGURA 4.4 IMÁGENES DE LA ERUPCIÓN DEL VOLCÁN CALBUCO DE 2015 .....	41
FIGURA 4.5 CLASIFICACIÓN DE LA ERUPCIÓN DEL CALBUCO DE 2015 .....	42
FIGURA 4.6 IMÁGENES SATELITES QUE MUESTRAN LA DISPERSIÓN DE CENIZA DEL VOLCÁN CALBUCO.....	43
FIGURA 4.7 MAPA DE ISÓPACAS PARA LOS DEPÓSITOS DEL VOLCÁN CALBUCO .....	44
FIGURA 5.1 MICROFOTOGRAFÍAS DE LÁMINAS DELGADAS DE LA ERUPCIÓN DEL CVL DE 1988-90.....	46
FIGURA 5.2 IMÁGENES BSE DE LA ERUPCIÓN DEL CVL DE 1988-90 .....	47
FIGURA 5.3 IMÁGENES ESCANEADAS DE LAS MUESTRAS DE LA ERUPCIÓN DEL CALBUCO DE 2015 .....	48
FIGURA 5.4 MICROFOTOGRAFÍAS DE LA ERUPCIÓN DEL VOLCÁN CALBUCO DE 2015 (UNIDAD 1).....	49
FIGURA 5.5 IMÁGENES BSE DE LA ERUPCIÓN DEL VOLCÁN CALBUCO DE 2015 (UNIDAD 1).....	50
FIGURA 5.6 MICROFOTOGRAFÍAS DE LA ERUPCIÓN DEL VOLCÁN CALBUCO DE 2015 (UNIDAD 3).....	51
FIGURA 5.7 IMÁGENES BSE DE LA ERUPCIÓN DEL VOLCÁN CALBUCO DE 2015 (UNIDAD 3).....	52
FIGURA 5.8 IMAGEN ESCANEADA DEL CORTE TRANSPARENTE DEL CVL.....	54
FIGURA 5.9 IMÁGENES DIGITALIZADAS PARA LA MUESTRA DE CENIZA DEL CVL.....	55
FIGURA 5.10 CURVAS DE DISTRIBUCIÓN DE TAMAÑO DE CRISTALES OBTENIDAS PARA EL CVL .....	56
FIGURA 5.11 CURVAS DE DISTRIBUCIÓN DE TAMAÑO DE CRISTALES DEL CVL DISPUESTAS EN CONJUNTO	56
FIGURA 5.12 IMÁGENES DIGITALIZADAS PARA DE LA ERUPCIÓN DEL VOLCÁN CALBUCO DE 2015.....	57
FIGURA 5.13 GRÁFICOS CSD DE LA ERUPCIÓN DEL VOLCÁN CALBUCO DE 2015.....	58
FIGURA 5.14 GRÁFICOS CSD DE AMBOS CENTROS ERUPTIVOS CON SUS ECUACIONES REPRESENTATIVAS..	59
FIGURA 5.15 GRÁFICOS CSD DE AMBOS CENTROS ERUPTIVOS .....	60
FIGURA 5.16 IMÁGENES BINARIAS PARA EL ESTUDIO DE VESÍCULAS DE AMBOS CENTROS .....	61
FIGURA 5.17 DISTRIBUCIÓN DE TAMAÑO DE VESÍCULAS EN TERMINOS DE LA DENSIDAD NUMÉRICA.....	62
FIGURA 5.18 DISTRIBUCIÓN DE VOLUMEN DE BURBUJAS DE AMBOS CENTROS ERUPTIVOS .....	62
FIGURA 5.19 DIAGRAMA TAS DE LAS MUESTRAS DEL CVL Y DEL VOLCÁN CALBUCO.....	63

FIGURA 5.20 DIAGRAMA AFM PARA LAS MUESTRAS DEL CVL Y EL VOLCÁN CALBUCO.....	64
FIGURA 5.21 COMPOSICIÓN QUÍMICA DE LOS FENOCRISTALES DE PLAGIOCLASA DE AMBOS CENTROS.....	65
FIGURA 5.22 CLASIFICACIÓN QUÍMICA DEL VIDRIO VOLCÁNICO DE AMBAS ERUPCIONES .....	66
FIGURA 5.23 VARIACIÓN COMPOSICIONAL DE PLAGIOCLASAS DEL CVL.....	67
FIGURA 5.24 VARIACIÓN COMPOSICIONAL DE PLAGIOCLASAS DEL CALBUCO.....	67
FIGURA 5.25 PERFIL COMPOSICIONAL DE UN FENOCRISTAL DE PLAGIOCLASA DEL VOLCÁN CALBUCO.....	68
FIGURA 5.26 PRESIÓN Y TEMPERATURA DEL VOLCÁN CALBUCO Y DEL CVL.....	72
FIGURA 5.27 PORCENTAJE DE VOLÁTILES (H <sub>2</sub> O % EN PESO) DEL VOLCÁN CALBUCO Y DEL CVL.....	72
FIGURA 5.28 SIMULACIÓN DEL ASCENSO MAGMÁTICO DEL VOLCÁN CALBUCO, ROCA TOTAL .....	75
FIGURA 5.29 SIMULACIÓN DEL ASCENSO MAGMÁTICO DEL VOLCÁN CALBUCO, VIDRIO.....	75
FIGURA 5.30 SIMULACIÓN DEL ASCENSO MAGMÁTICO DEL CVL, ROCA TOTAL Y VIDRIO .....	76
FIGURA 5.31 SIMULACIÓN DEL ASCENSO MAGMÁTICO DEL VOLCÁN CALBUCO Y DEL CVL .....	77
FIGURA 6.1 TEMPERATURA, SOLUBILIDAD Y VISCOSIDAD DEL VOLCÁN CALBUCO Y DEL CVL .....	81
FIGURA 6.2 VARIACIÓN DE VISCOSIDAD PARA MAGMAS DE COMPOSICION ANDESÍTICA Y BASÁLTICA .....	82
FIGURA 8.1 MAPA GEOLÓGICO DEL COMPLEJO VOLCÁNICO LONQUIMAY .....	105
FIGURA 8.2 MAPA GEOLÓGICO DEL VOLCÁN CALBUCO .....	106

## ÍNDICE DE TABLAS

TABLA 3.1 CARACTERÍSTICAS PRINCIPALES DE ERUPCIONES DEL TIPO PLINIANAS .....	24
TABLA 5.1 TIEMPOS DE RESIDENCIA CALCULADOS A PARTIR DE LA PENDIENTE.....	59
TABLA 5.2. DATOS GEOQUÍMICOS REALIZADOS EN ANFÍBOLAS DEL VOLCÁN CALBUCO .....	69
TABLA 5.3. DATOS GEOQUÍMICOS REALIZADOS EN CLINOPIROXENOS DEL VOLCÁN CALBUCO. ....	70
TABLA 5.4 DATOS GEOQUÍMICOS REALIZADOS EN PLAGIOCLASAS DEL VOLCÁN CALBUCO Y DEL CVL .....	71
TABLA 5.5 PARÁMETROS DE VISCOSIDAD CALCULADOS PARA EL CVL Y EL VOLCÁN CALBUCO .....	73
TABLA 5.6 DIFERENCIAS PRINCIPALES ENTRE LAS ERUPCIONES DEL CVL Y DEL VOLCÁN CALBUCO.....	78
TABLA 6.1 VALORES DE PRESIÓN, TEMPERATURA Y H <sub>2</sub> O% EN PESO .....	80
TABLA 6.2 PORCENTAJES VOLUMÉTRICO DE FASES .....	85
TABLA 8.1 ANÁLISIS DE ROCA TOTAL DE LOS VOLCANES CALBUCO Y CVL.....	108
TABLA 8.2 RESULTADOS DE ELEMENTOS MAYORES MEDIDO EN LAS PLAGIOCLASAS DEL CVL.....	109
TABLA 8.3 RESULTADOS DE ELEMENTOS MAYORES MEDIDO EN PLAGIOCLASAS DEL VOLCÁN CALBUCO. ....	110
TABLA 8.4 RESULTADOS DE ELEMENTOS MAYORES MEDIDO EN EL VIDRIO DEL CVL .....	111
TABLA 8.5 RESULTADOS DE ELEMENTOS MAYORES MEDIDO EN EL VIDRIO DEL CALBUCO .....	112

# CAPÍTULO 1

## INTRODUCCIÓN

### 1.1 Formulación del estudio propuesto

En este trabajo se caracterizan las erupciones del Complejo Volcánico Lonquimay de 1988-90 y del volcán Calbuco de 2015, las cuales presentaron estilos eruptivos muy diferentes, a pesar de tener magmas con similares composiciones. Ambos centros eruptivos pertenecen a la Zona Volcánica Sur (ZVS), caracterizada por un magmatismo de margen convergente activo, con la subducción de la Placa de Nazca bajo la Placa Sudamericana (Moreno, 1999). Los mecanismos de ascenso y diferenciación magmática de esta zona presentan un fuerte control estructural (Cembrano y Lara, 2009), particularmente respecto a la Zona de Falla Liquiñe-Ofqui (ZFLO), ubicada entre los 37° y los 46°S (Hervé, 1976; Hervé y Thiele, 1987; Cembrano y Hervé, 1993; Cembrano, 1998). El Complejo Volcánico Lonquimay (38°2'S-71°35'W) comprende un cono principal, el volcán Lonquimay (2.865 m.s.n.m.), y una cadena de centros adventicios ubicados hacia el NE, a lo largo de una fisura de 8 km de longitud (Moreno y Gardeweg, 1989; Moreno *et al.*, 2012). Sus productos son de composición basáltica a dacítica, aunque durante sus últimas erupciones predominan las andesitas. El volcán Calbuco (41,3°S-72°37'W), por su parte, corresponde a un estratovolcán de forma irregular que alcanza una altura de 2.003 m.s.n.m. (Sellés y Moreno, 2011), constituido por lavas y depósitos piroclásticos de composición predominantemente andesítica (56-61% de SiO<sub>2</sub>) y raramente andesítico basáltica (52-56% de SiO<sub>2</sub>). Su comportamiento eruptivo durante el Holoceno se ha caracterizado principalmente por erupciones subplinianas (Moreno, 2006).

La erupción del Complejo Volcánico Lonquimay (CVL) de 1988-90 exhibió características de actividad estromboliana, con explosiones intermitentes de mediana a baja intensidad que perduraron por más de un año. Sus productos corresponden en lavas y piroclastos

de composición andesítica (58-59% de SiO<sub>2</sub>) y con un volumen aproximado de 0,34 km<sup>3</sup>. La erupción del volcán Calbuco, por su parte, fue una erupción muy violenta, del tipo subpliniana, con una columna eruptiva que alcanzó alturas sobre los 15 km. Sus productos consisten en su totalidad a material piroclástico de composición andesítico basáltica (55-56% SiO<sub>2</sub>), con un volumen total de 0,112 km<sup>3</sup>. Su actividad se mantuvo por cerca de 2 semanas, concentrándose principalmente en los 2 primeros días. De este hecho surge el interés por estudiar ambas erupciones, para comprender los procesos que gobernaron durante el ascenso magmático de cada caso y que configuraron ambas erupciones. Para esto es necesario asociar el flujo magmático a procesos microscópicos que ocurren durante el ascenso, tales como la nucleación y el crecimiento de burbujas y cristales, que pueden ser estudiados mediante distintas metodologías. En este trabajo se utiliza la metodología de distribución de tamaño, que se basa en la densidad numérica por cada rango de tamaños, tanto para cristales como para burbujas. Un estudio de este tipo sirve para estimar y comparar condiciones de ascenso de distintas erupciones, debido a que los procesos de nucleación y crecimiento dependen principalmente del grado de enfriamiento (tanto para los cristales como para las burbujas). Además, los gráficos de distribución de tamaño de burbujas contienen información sobre la historia de desgasificación de un magma (Gaonac'h *et al.*, 1996; Blower *et al.*, 2001; Blower *et al.*, 2003; Shin *et al.*, 2005) y permiten reconocer procesos de coalescencia.

## 1.2 Hipótesis de trabajo

Una erupción volcánica corresponde a la etapa final de una serie de procesos magmáticos ocurridos en profundidad, los cuales están sujetos a diversos factores, siendo los principales la viscosidad del fundido y el contenido inicial de volátiles. Las erupciones más explosivas se relacionan a magmas de mayor viscosidad porque las burbujas producidas de los volátiles exsueles presentan dificultad a expandirse y moverse a través del fundido, produciéndose un exceso de presión al alcanzar un volumen crítico, que conduce a la fragmentación del magma. Las erupciones menos explosivas, por su parte, resultan de magmas de menor viscosidad porque las burbujas formadas pueden segregarse del fundido por su movilidad y/o por procesos de coalescencia. Los diferentes estilos eruptivos tienen como resultado distintas configuraciones texturales y composicionales, con diferencias en la distribución de tamaño de vesículas y de cristales, que pueden ser estudiados para tener información sobre la dinámica de las erupciones. La forma más común de analizar y cuantificar estas texturas es la distribución de tamaño de

cristales y de burbujas, por medio de la teoría de distribución de tamaño del cristales (*Crystal Size Distribution*), que describe los cambios en el tamaño y el número que se desarrollan con el tiempo.

Las diferencias en los estilos eruptivos estudiados en este trabajo (subpliniano y estromboliano) pueden deberse a una serie de factores no excluyentes entre si, siendo los de mayor importancia: un distinto contenido inicial de volátiles, diferencias en la dinámica de ascenso, diferentes mecanismos de exsolución y diferentes viscosidades. La gran explosividad de la erupción del volcán Calbuco corresponde a situaciones en que el contenido inicial de volátiles es alto y los magmas son viscosos, produciendo numerosas burbujas pero de tamaños pequeños por su dificultad a expandirse. Por lo tanto, es de esperar que sus productos contengan un gran número de vesículas pero de menor tamaño que los productos emitidos en una erupción estromboliana como la registrada en el CVL. Este tipo de erupciones se caracteriza por tener burbujas de mayor tamaño, como consecuencia de los procesos de coalescencia. Respecto a el contenido de microlitos, generalmente es mayor para las erupciones más explosivas debido a que este tipo de erupciones suele involucrar un gran porcentaje de volátiles que son exsueños durante el ascenso, y este proceso aumenta las concentraciones de las distintas fases en el magma (se vuelve saturado) y, además disminuye la temperatura del magma, lo que resulta en la nucleación de más microlitos.

## **1.3 Objetivos**

### **1.3.1 Objetivo General**

- Determinar los factores que controlaron las diferencias en la dinámica de las erupciones del volcán Calbuco de 2015 y del Complejo Volcánico Lonquimay de 1988-1990.

### **1.3.2 Objetivos específicos**

1. Comparar condiciones de ascenso de ambas erupciones.
2. Estudiar las condiciones de las cinéticas de cristalización y exsolución durante el ascenso magmático de ambas erupciones, y relacionarlo a las erupciones observadas.

3. Comparar los resultados encontrados para el Complejo Volcánico Lonquimay y para el volcán Calbuco, y discutir las causas de lo señalado.

## **1.4 Metodología**

- Revisar y recopilar la bibliografía de los estudios volcanológicos sobre las características de las erupciones del Complejo Volcánico Lonquimay de 1988-90 y del volcán Calbuco de 2015, que incluya información sobre la cronología eruptiva, la composición y el volumen del magma, la intensidad de la erupción y el tipo de productos de cada caso.

### **1.4.1 Metodología asociada al objetivo específico 1 y 2**

- Mediante un microscopio petrográfico se estudian láminas delgadas para reconocer asociaciones minerales y observar la disposición y distribución de tamaño de los cristales de cada centro eruptivo. Para esto, se obtienen imágenes a distintas escalas con el Microscopio Electrónico de Barrido (SEM), las que luego son procesadas en un editor de gráfico para obtener una imagen binaria, ya sea de cristales o de vesículas.
- Para el caso de los cristales se utiliza el software *ImageJ 1.45*, el cual permite cuantificar las dimensiones espaciales de cada cristal. Para la lectura y análisis de estos datos se utiliza el software *CSD Corrections v1.5*, que genera gráficos que disponen la relación entre el tamaño de los cristales y su densidad poblacional.
- En el caso de las vesículas, los análisis de distribución se realizan mediante el programa *FOAMS* programado en *Matlab*.

### **1.4.2 Metodología asociada al objetivo específico 3**

- Analizar los parámetros eruptivos de cada erupción, tales como la presión, la temperatura y el contenido de volátiles. Los cálculos de estos parámetros se realizan con los datos geoquímicos realizados en distintas fases, de manera de poder utilizar diferentes geotermobarómetros. Además, se puede estimar la viscosidad del fundido para cada caso.
- Con las condiciones de presión, temperatura, y contenido de volátiles, se realizan simulaciones simples del ascenso magmático mediante el software *Conflow v1.05*, para alcanzar situaciones

que reflejen lo observado en cada erupción, relacionando la explosividad con los procesos de fragmentación.

- Sintetizar y relacionar los resultados obtenidos de los análisis composicionales y de los de distribución de tamaño de cristales y burbujas. Proponer un modelo de ascenso para ambas erupciones.

## **1.5 Ubicación y accesos**

### **1.5.1 Complejo Volcánico Lonquimay**

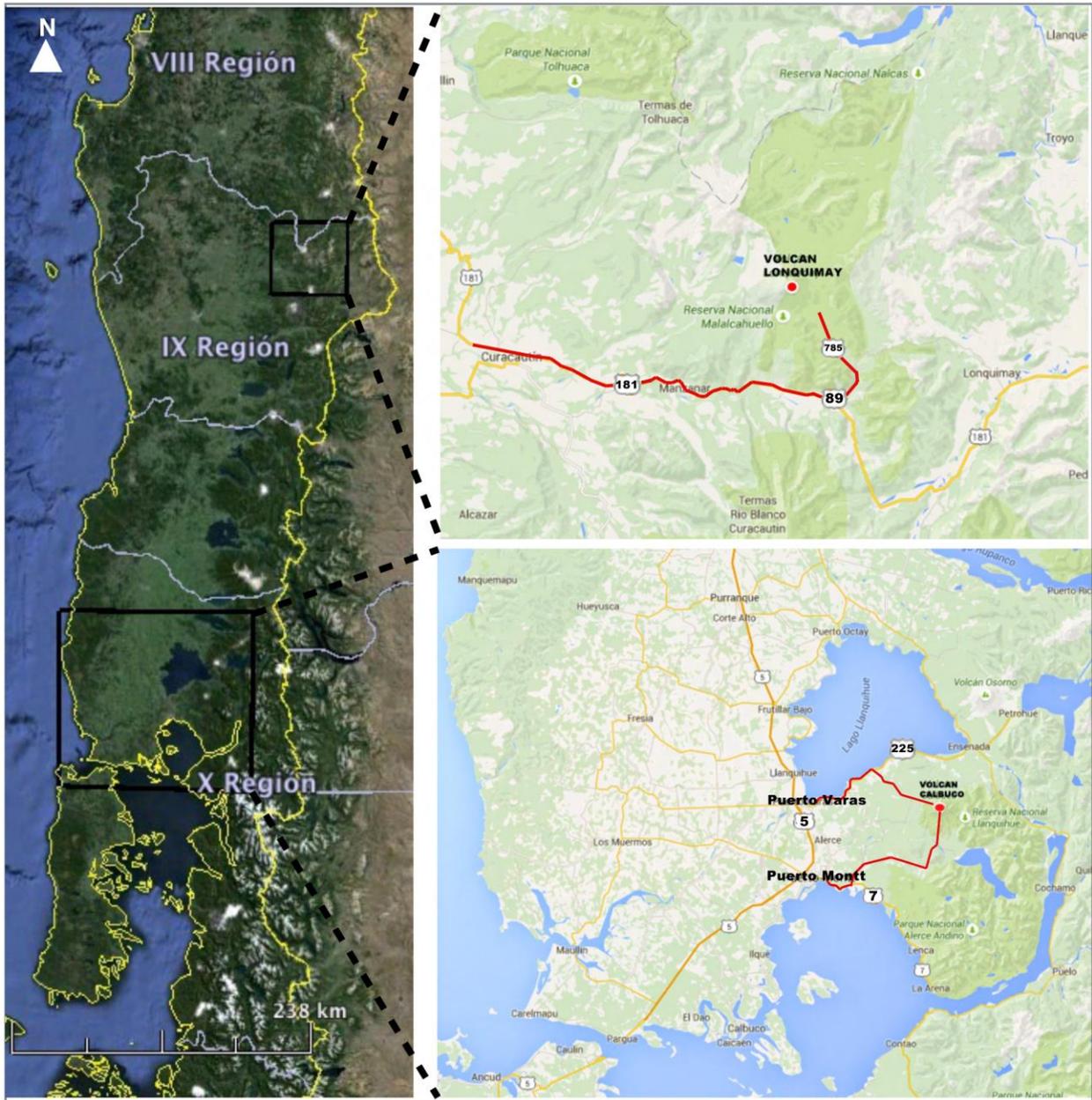
El Complejo Volcánico Lonquimay (CVL) se ubica en la IX Región de la Araucanía, en la Provincia de Malleco, a unos 40 km hacia el NE del poblado de Curacautín. Para acceder a esta zona desde Santiago, se debe tomar la carretera panamericana (Ruta 5-Sur) hasta la localidad de Victoria, para luego seguir en dirección Este por la carretera CH-181, la cual se dirige hacia Argentina. Luego de haber pasado por las localidades de Curacautín y Malalcahuello y, antes del túnel Las Raíces, se debe continuar por la ruta R-89 hacia el noreste, para finalmente tomar la ruta R-785 (Fig. 1.1).

### **1.5.2 Volcán Calbuco**

El volcán Calbuco se ubica en la X Región de Los Lagos ( $41^{\circ} 20' S-72^{\circ} 37' W$ ), al sur del lago Llanquihue, abarcando parte de las comunas de Puerto Varas y Puerto Montt. Las principales rutas para acceder a esta zona son: desde Puerto Montt hacia la Carretera Austral y desde la ruta que une Puerto Varas y Ensenada (Fig. 1.1).

Para acceder desde Puerto Montt, se debe tomar la Ruta 7 Carretera Austral, que bordea el seno de Reloncaví por el Este y que en sus primeros ~9km conduce a la localidad de Chamiza. Desde este último lugar se debe tomar el camino pavimentado hacia el noreste, que conduce a la localidad de Correntoso. Tras unos 30 km y habiendo pasado Correntoso, se debe tomar el desvío señalizado hacia la izquierda hacia el lago Chapo. Luego de 6 km después del cruce se debe tomar un camino hacia la izquierda señalizado hacia el sector Río Blanco de la Reserva Nacional Llanquihue, que en 2 km adicionales llega al estacionamiento de la piscicultura Río Blanco. Para acceder desde Puerto Varas, se debe tomar la Ruta 225 en dirección este hacia la localidad de Ensenada, ubicada a los pies del volcán Osorno. A unos 3 km antes de llegar a Ensenada, se debe

tomar el camino de ripio que nace a mano derecha (hacia el sur) que se interna por el Valle de los Ulmos hasta los pies del volcán Calbuco.



**Figura 1.1** Ubicación y accesos de las zonas de estudio. En la parte superior se observa el sector del Complejo Volcánico Lonquimay (CVL), mientras que en la parte inferior, el sector del volcán Calbuco. Imágenes modificadas de Google Earth y Google maps.

## CAPÍTULO 2

### MARCO GEOLÓGICO

#### 2.1 Antecedentes generales:

Tanto el volcán Calbuco como el Complejo Volcánico Lonquimay pertenecen al arco volcánico andino actual, el cual resulta de la subducción de la placa oceánica de Nazca bajo la placa continental Sudamericana, desde al menos, el Jurásico Inferior. Esta cadena volcánica se divide en cuatro segmentos de volcanismo activo, separados por zonas sin actividad volcánica, que se relacionan a zonas con ángulos relativamente planos ( $\sim 10^\circ$ ) (Stern, 2004). Las cuatro zonas de volcanismo activo de los Andes son: Zona Volcánica Norte (ZVN;  $2^\circ\text{N}$ - $5^\circ\text{S}$ ), Zona Volcánica Central (ZVC;  $17$ - $28^\circ\text{S}$ ), Zona Volcánica Sur (ZVS;  $33$ - $46^\circ\text{S}$ ) y Zona Volcánica Austral (ZVA;  $48$ - $56^\circ\text{S}$ ) (López-Escobar *et al.*, 1995; Stern, 2004). Ambos centros eruptivos corresponden a la Zona Volcánica Sur (ZVS), la cual incluye, al menos, 60 edificios volcánicos con actividad histórica y potencialmente activos en Chile y Argentina, además de centros eruptivos menores, con composiciones predominantemente basáltica y andesítico basáltica. La tasa de convergencia estimada entre las placas es de 7-9 cm/año, con una dirección de convergencia levemente oblicua entre ambas placas (Jarrad, 1986; Pardo-Casas y Molnar, 1987; Somoza, 1998). La corteza en esta zona disminuye su espesor hacia el sur, mientras que el ángulo de subducción aumenta en esa misma dirección, lo que posiciona al arco volcánico más cerca de la fosa.

La Zona Volcánica Sur (ZVS) se subdivide a su vez en 4 segmentos, basado en parámetros petrográficos, geoquímicos y tectónicos: norte (NSVZ,  $33$ - $34.5^\circ\text{S}$ ; Stern *et al.*, 1984; Hildreth and Moorbath, 1988); transicional (TSVZ,  $34.5$ - $37^\circ\text{S}$ ; Tormey *et al.*, 1991; Dungan *et al.*, 2001), central (CSVZ,  $37$ - $41.5^\circ\text{S}$ ; Hickey-Vargas *et al.*, 1984, 1986, 1989; López-Escobar *et al.*, 1995) y sur (SSVZ,  $41.5$ - $46^\circ\text{S}$ ; López-Escobar *et al.*, 1993; Naranjo y Stern, 2004). Ambos

centros eruptivos pertenecen a la CSVZ, que junto a la SSVZ, presentan una estrecha relación con la Zona de Falla Liquiñe-Ofqui (ZFLO), siendo un rasgo estructural de primer orden.

La ZFLO corresponde a una falla de intra-arco con desplazamiento de rumbo dextral ligada a la fosa, encontrándose registro de su actividad desde el Cretácico Superior (Cembrano *et al.*, 2000; Cembrano *et al.*, 2002). Se extiende por más de 1.200 km, entre el volcán Copahue, al SE de Concepción y el Golfo de Penas, dispuesta paralelamente al arco volcánico actual (e.g. Cembrano *et al.*, 1996, Rosenau *et al.*, 2006), con una orientación N10°E (Lopez-Escobar 1995; Cembrano 1996, 2000; Laveny y Cembrano 1999). Esta estructura, junto a lineamientos NE-SW y NW-SE, controlan la ubicación de gran parte de los estratovolcanes cuaternarios y de cientos de centros eruptivos pequeños monogenéticos del Holoceno (López-Escobar *et al.*, 1995; Stern, 2004).

## **2.2 Complejo Volcánico Lonquimay (CVL)**

El Complejo Volcánico Lonquimay (CVL), de edad pleistocena-histórica, se ubica en la Zona Volcánica Sur Centro (CSVZ). Comprende un cono principal, el volcán Lonquimay (2.865 m.s.n.m.), y una cadena de centros adventicios ubicados hacia el noreste, a lo largo de una fisura de orientación NE-SW y de 8 km de longitud denominada “Cordón Fisural Oriental” (Moreno y Gardeweg, 1989). La ubicación de los centros eruptivos de esta área (volcanes Tolhuaca y Lonquimay) está controlado por cuatro lineamientos tectónicos (Fig. 2.1).

### **2.2.1 Basamento del Complejo Volcánico Lonquimay**

Las rocas del basamento del CVL están constituidas por rocas sedimentarias, intrusivas y volcánicas, con edades que van desde el Cretácico al Holoceno (Fig. 8.1).

#### **2.2.1.1 Rocas estratificadas**

##### **FORMACIÓN NACIENTES DEL BÍOBIO (Jurásico Inferior-Medio)**

Suárez y Emparán (1997) definen a la Formación Nacientes del Bío-bío como una secuencia sedimentaria marina, volcánica marina y volcánica continental. Esta constituida, en su parte inferior y media, por rocas sedimentarias clásticas y carbonatadas, y lavas basálticas de ambiente marino, mientras que su parte superior, consiste principalmente en rocas volcánicas de

ambiente subaéreo (De La Cruz y Suárez, 1997). Su espesor mínimo se ha estimado en 2.450 metros y mediante dataciones fósiles es posible asignarle una edad pliensbachiana superior-caloviana inferior. Esta formación no presenta relaciones de contacto inferior y subyace con discordancia angular y de erosión a la Formación Cura-Mallín y al Complejo Vizcacha-Cumilao. En el sector de la laguna de Icalma y en la Cordillera de Lonquimay se encuentra intruida por granitoides del Grupo Plulónico Gualletué y del Grupo Plutónico Melipeuco (Emparán, 1992).

#### COMPLEJO VIZCACHA-CUMILAO (Cretácico-Paleógeno)

Corresponde a secuencias principalmente volcánicas, compuestas por lavas andesíticas y basálticas, rocas piroclásticas por lo general alteradas, e intercalaciones sedimentarias (lutitas negras, areniscas y brechas sin-sedimentarias. Se dispone de manera subhorizontal y tiene una potencia mínima de 1.020 metros. Mediante relaciones de contacto se le ha asignado una edad cretácica a paleógena. (Suárez y Emparán, 1997). Subyacen localmente a las formaciones Cura-Mallín, Malleco y Cola de Zorro (Suárez y Emparán, 1997), mediante un contacto discordante, y sobreyace a la Formación Nacientes del Biobío mediante discordancia erosiva y angular.

#### FORMACIÓN CURA-MALLÍN (Mioceno Inferior-Mioceno Medio)

La Formación Cura-Mallín corresponde a rocas volcánicas de composición andesítica, dacítica y riolítica, y rocas sedimentarias de origen lacustre y fluvial (Suárez y Emparán, 1997). Sobreyace mediante discordancia de erosión a rocas intrusivas del Stock Lolco, a la Formación Nacientes del Biobío y al Complejo Vizcacha-Cumilao, y subyace mediante discordancia angular a las formaciones Mitrauquén y Malleco. Su espesor total alcanza valores superiores a los 3.500 metros (Suárez y Emparan, 1997, Melnick, 2006). Se le ha asignado una edad miocena inferior a media basado en la presencia de fósiles (Suárez, 1990) y en dataciones K-Ar en lavas y tobas (Suárez y Emparan, 1997).

#### FORMACIÓN MITRAUQUÉN (Mioceno Superior)

La Formación Mitrauquén es una unidad de conglomerados, ignimbritas y lavas andesíticas, expuesta a lo largo de una franja ubicada al este del río Bío-bío, principalmente entre el río Liucura y el río Mitrauquén (Suarez y Emparán, 1997). Incluye dos miembros: uno

esencialmente conglomerádico, con intercalaciones de ignimbritas dacíticas y lavas andesíticas, y un miembro de lavas andesíticas y tobas. Este último sobreyace y engrana lateralmente con el primero. A su vez, el miembro sedimentario se acuña hacia el norte. La Formación Mitrauquén sobreyace localmente a la Formación Cura-Mallín y todos los productos volcánicos son de carácter calcoalcalino (Muñoz, 1988).

#### FORMACIÓN MALLECO (Plioceno-Pleistoceno Inferior)

La Formación Malleco se constituye por una extensa sucesión de facies volcánicas proximales y distales, con intercalaciones sedimentarias. Se compone principalmente por rocas calcoalcalinas, de composición basáltica, andesítica basáltica y, en menor proporción variedades silíceas, formando secuencias subhorizontales que cubren el basamento granítico (Suarez y Emparan, 1997). Sobreyace con discordancia angular a los Estratos de Huichahue, a la Formación Cura-Mallín y al Complejo Vizcacha-Cumilao y, con discordancia de erosión al ‘Stock’ Pemehue y a granitoides del Grupo Plutónico Melipeuco. A su vez, está cubierta por las lavas el Conjunto de Volcanes de la Cordillera Principal y por sedimentos de probable origen glaciario de edad pleistocena superior. En base a esto, sumado a dataciones K-Ar, la edad de la Formación Malleco es Plioceno-Pleistoceno Inferior.

#### **2.2.1.2 Rocas Intrusivas**

##### GRUPO PLUTÓNICO MELIPEUCO (Mioceno)

El Grupo Plutónico Melipeuco constituye una extensa franja de granitos, granodioritas, tonalitas y monzonitas subordinadas de biotita y hornblenda. (Suárez y Emparan, 1997). Intruye a los estratos de la Formación Curamallín (Moreno *et al.*, 2012) y al Complejo Vizcacha-Cumilao. Subyacen con discordancia de erosión a la Formación Malleco y Cura-Mallín (Suárez y Emparán, 1997). Considerando lo anterior, más edades K-Ar obtenidas entre  $15,2 \pm 1,2$  Ma y  $7,2 \pm 1,9$  Ma (Suárez y Emparan, 1997), se le asigna una edad miocena.

## INTRUSIVOS HIPABISALES (Mioceno-Plioceno)

Los Intrusivos Hipabisales corresponden a una unidad informal que consiste en cuerpos hipabisales y diques de composición andesítica intermedia (58% de SiO<sub>2</sub>), mayoritariamente porfídicos, con presencia de plagioclasa y anfíbola y, fuerte silicificación. Cortan los estratos plegados de la Formación Cura-Mallín y subyacen localmente y en discordancia erosiva a la Formación Malleco (Moreno *et al.*, 2012; Suárez y Emparán, 1997).

### 2.2.3 Geología del Complejo Volcánico Lonquimay

El CVL comprende un edificio principal y una cadena de centros adventicios ubicados hacia el noreste de este. El edificio principal corresponde un estratovolcán mixto, con forma de cono que alcanza una altura de 2.865 m.s.n.m, de perfil casi regular y ligeramente elongado en dirección WSW-ENE. Su base tiene un diámetro promedio de 8,5 km, y cubre una superficie de 60 km<sup>2</sup> (Voelker *et al.*, 2011). Las lavas emitidas de este centro presentan morfologías de tipo “aa” y de bloques (Moreno y Gardeweg, 1989). La morfología del CVL aparentemente se ve afectada por la tectónica regional (Polanco 1998, 2010; Vergara, 2010; Moreno y Gardeweg, 1989). Respecto a los centros adventicios, denominados Cordón Fisural Oriental (CFO), corresponden a cerca de una docena de conos piroclásticos, cráteres y pequeñas fisuras de menos de 1 km de largo (Thiele *et al.*, 1987; Moreno, 1992), que se extienden por cerca de 8 a 10 km, sobre una secuencia estratificada subhorizontal de lavas, brechas y aglomerados (Moreno y Gardeweg, 1989; Gilbert *et al.*, 2012).

La historia eruptiva del CVL muestra actividad tanto del tipo explosiva como efusiva, abarcando una amplia gama composicional, desde andesita basáltica a dacítica (53-65% SiO<sub>2</sub>) (Polanco, 1998; Vergara, 2010). La actividad explosiva ha sido relativamente continua durante el Holoceno, exhibiendo erupciones principalmente plinianas a estrombolianas, con un Índice de Explosividad Volcánica (IEV) de 2-4 (Moreno y Gardeweg, 1989). Presenta antecedentes de cinco erupciones históricas (Petit-Breuilh, 1996), siendo la última correspondiente a la de 1988-1990, catalogada como una erupción estromboliana (Moreno y Gardeweg, 1989; Gardeweg *et al.*, 1990; Naranjo *et al.*, 1991).

Sobre la base de criterios morfológicos y estratigráficos, Moreno y Gardeweg (1989) definieron cinco unidades, considerando parcialmente las observaciones de Thiele *et al.* (1987).

Actualmente estas definiciones se han complementado con los datos petrográficos, geoquímicos y geocronológicos expuestos en el trabajo de Moreno *et al.* (2012) y, se ha agregado una nueva unidad que abarca principalmente a la última erupción de este centro. Se les denominada, en orden decreciente de edad, unidades Lonquimay 1-6 (Qv1<sub>1</sub>- Qv1<sub>6</sub>) (Fig. 2.1).

#### UNIDAD LONQUIMAY 1 (Qv1<sub>1</sub>) (Pleistoceno Superior)

Corresponde a lavas de composición andesítica y basáltica de olivino (52-55% de SiO<sub>2</sub>) de textura porfídica, con intercalaciones volcanoclásticas, que afloran discontinuamente en el flanco norte, noroeste y suroeste del cono principal y en el cordón fisural del complejo. Se apoya discordantemente sobre rocas del Miembro Guapitrío de la Formación Cura-Mallín y de la unidad Tolguaca 1, e infrayace a rocas asignadas a la unidad Lonquimay 2. Los escasos afloramientos de esta unidad denotan una intensa erosión glacial. Además, se encuentran rellenando valles glaciarios labrados en las unidades previas (Moreno y Gardeweg, 1989).

#### UNIDAD LONQUIMAY 2 (Qv1<sub>2</sub>) (Pleistoceno Superior-Holoceno temprano)

Esta constituida por emisiones postglaciares de lavas y piroclastos, de composición basáltica y andesítico basálticas (49-57% de SiO<sub>2</sub>), con intercalaciones de brechas y aglomerados (Moreno y Gardeweg, 1989; Gardeweg *et al.*, 1990). Forma gran parte de la ladera oriental del cono principal e incluye pequeños afloramientos de lavas andesíticas ubicadas en la ladera noroeste del Cordón Fisural Oriental (Moreno y Gardeweg, 1989). Se apoya, discordantemente, sobre rocas de la unidad Lonquimay 1 e infrayace a depósitos morrénicos neoglaciales y a rocas de la unidad Lonquimay 3.

#### UNIDAD LONQUIMAY 3 (Qv1<sub>3</sub>) (Holoceno Temprano)

Se constituye exclusivamente por flujos de lavas andesítico-basálticas (55-61% de SiO<sub>2</sub>), de textura porfídica, y mineralogía máfica de olivino y clinopiroxeno. Se distribuye principalmente en los flancos noreste, norte, noroeste y suroeste (Moreno y Gardeweg, 1989), rellenando los valles de la Laguna Verde y de los ríos Blanco-Indio, Huamachuco y las parte superior del río Coloradito, respectivamente. Sobreyace discordantemente a depósitos morrénicos

neoglaciales y rocas de la Unidad Lonquimay 2, mientras que infrayace parcialmente a la Unidad Lonquimay 4.

#### UNIDAD LONQUIMAY 4 (Qv1<sub>4</sub>) (Holoceno)

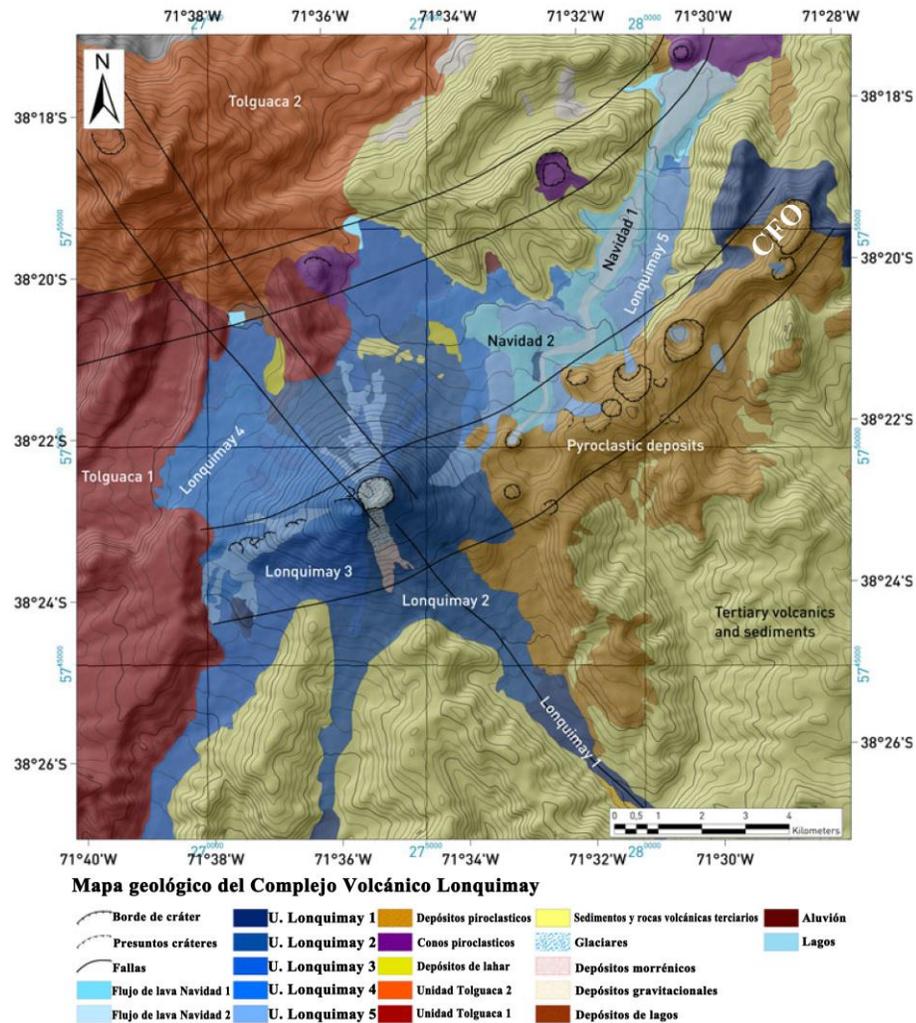
Corresponde a piroclastos, lavas 'aa' y de bloques, de composiciones andesítico-basálticas y andesíticas (51-56% de SiO<sub>2</sub>). Las lavas escurrieron hacia el norte y este del volcán. Sobreyacen a rocas de la unidad Lonquimay 3 y subyacen a rocas de la Unidad Lonquimay 5. Sus afloramientos se reconocen en los flancos oeste y noreste del volcán.

#### UNIDAD LONQUIMAY 5 (Qv1<sub>5</sub>) (Holoceno Tardío)

Constituída por lavas de tipo 'aa' y de bloques de composición andesítico-basáltico y andesítica a dacítica (55-63% de SiO<sub>2</sub>), emitidas desde el cono principal y desde una fisura de 1,5 km ubicada en el flanco oeste del volcán. Incluye a las erupciones ocurridas en el año 1853 y 1887-1889 (Moreno y Gardeweg, 1989; Gardeweg *et al.*, 1990). Sus afloramientos se distribuyen en los flancos norte, oeste y este del edificio volcánico y en el cordón fisural. Sincrónicamente fueron emitidas gran cantidad de piroclastos de caída, los cuales se distribuyen como un manto continuo, principalmente en el sector del cordón fisural (Moreno y Gardeweg, 1989; Gardeweg *et al.*, 1990). Se encuentra apoyada sobre rocas de la unidad Lonquimay 4 y está cubierta parcialmente por rocas de la unidad Lonquimay 6.

#### UNIDAD LONQUIMAY 6 (Qv1<sub>6</sub>) (Holoceno tardío)

Se le denomina también Unidad Lonquimay Navidad. Se constituye por el cono de piroclastos Navidad, lavas afaníticas, y piroclastos de composición andesítica (58-60% de SiO<sub>2</sub>) emitidos en la erupción de 1988-1990. Las lavas corresponden a dos coladas andesíticas que descendieron por cerca de 10,2 km desde su fuente, por el valle del río Lolco (flujo Navidad 1 y Navidad 2) (Moreno y Gardeweg, 1989; Gardeweg *et al.*, 1990; Naranjo *et al.*, 1991; Gilbert *et al.*, 2012). Esta unidad sobreyace a rocas de las unidades más antiguas.



**Figura 2.1** Mapa geológico del Complejo Volcánico Lonquimay (CVL), en donde se aprecian las distintas unidades y los lineamientos y fallas que son representados con líneas negras. (Modificado de Gilbert *et al.* 2012).

### 2.3 Volcán Calbuco

El volcán Calbuco (41°20'S – 72°37'W) corresponde a un estratovolcán ubicado en los Andes del Sur de Chile, específicamente en la Zona Volcánica Sur Centro (CSVZ), a unos 30 km al noreste de Puerto Montt. Registra violentas erupciones, que incluyen la generación de flujos de lava, material piroclástico de la forma de flujos y de caída y, generación de lahares, con composiciones predominantemente andesítica. De acuerdo a su evolución geoquímica y su actividad eruptiva histórica, es considerado uno de los volcanes activos de mayor peligrosidad en

los Andes chilenos (Petit Breuilh, 1999; Clavero, 2008; Castruccio y Clavero, 2015). A diferencia de la mayor parte de los volcanes de los Andes del Sur, se emplaza al oeste de la traza principal de la Zona de Falla Liquiñe-Ofqui y, no está claramente relacionado con estructuras regionales o controlado por ellas (Sellés y Moreno, 2011).

### **2.3.1 Basamento del volcán Calbuco**

Las rocas que conforman el basamento del volcán Calbuco corresponden a rocas plutónicas de edad miocena, rocas metasedimentarias del Paleozoico Superior, volcánicas y volcano-sedimentarias de edad más reciente (Fig 8.2, Sellés y Moreno, 2011).

#### **2.3.1.1 Rocas estratificadas**

##### **ESTRATOS DE HUEÑUHUEÑU (Pleistoceno Inferior)**

Corresponde a una secuencia subhorizontal bien estratificada de brechas y conglomerados volcanoclásticos, de probable origen lahárico, con intercalaciones de lavas andesítico-basálticas hacia el techo (53% de SiO<sub>2</sub>). Afloran hacia el este del Volcán y conforman remanentes estratificados que se superponen mediante discordancia de erosión a granitoides del Mioceno, ambos fuertemente afectados por erosión glacial. En su borde occidental, subyacen a la unidad más antigua del volcán Calbuco (Unidad Calbuco 1) (Sellés y Moreno, 2011). Tiene una potencia de hasta 800 metros de espesor, y por medio de dataciones K-Ar en roca total, se le ha asignado una edad de  $1,43 \pm 0,1$  Ma (Lahsen *et al.*, 1985).

##### **ESTRATOS DE CHAPUCO (Cenozoico Superior)**

Sucesión de rocas volcanoclásticas (tobas y brechas) y lavas de composición andesítica a dacítica, ubicadas en el sector NNW del volcán La Picada, ubicado al noreste del volcán Calbuco, y en el valle de la laguna Patas, al suroeste del cerro Téllez, al este del volcán Calbuco.

##### **ESTRATOS DE RELONCAVÍ (Pleistoceno Superior)**

Consisten en sucesiones de lavas basálticas con intercalaciones de aglomerados, que afloran en el área del fiordo Reloncaví. Se apoyan sobre rocas graníticas y subyacen a depósitos morrénicos y glaci-lacustres y a depósitos piroclásticos provenientes de centros eruptivos

tardiglaciales. En cuanto a la petrografía, las lavas corresponden a basaltos de olivino y con escasas cantidades de piroxeno.

### **2.3.1.2 Rocas metamórficas y plutónicas (Paleozoico Superior)**

Corresponde a un conjunto de rocas metamórficas de alto grado, de protolito ígneo máfico a ultramáfico, y en menor medida, pelítico, perteneciente al Complejo Metamórfico Sotomó-Chaiquenes (Thiele *et al.*, 1985) así como al Complejo Lenca. La intrusión posterior de los granitoides miocenos sobrepone a esta unidad un metamorfismo retrógrado, con desarrollo de andaluzita posfoliación en metapelitas. Frecuentemente, las coladas de lavas del volcán Calbuco presentan xenolitos correspondientes a fragmentos de rocas metamórficas de esta formación (Hickey-Vargas *et al.*, 1995).

### **2.3.1.3 Granitoides del Batolito Norpatagónico (Mioceno inferior a medio)**

Las rocas plutónicas miocenas abarcan grandes extensiones del basamento del volcán Calbuco, formando extensos complejos pertenecientes al Batolito Norpatagónico (Munizaga *et al.*, 1988). Según Thiele *et al.* (1985), se reconocen 5 unidades en la región: Unidad Reloncaví, Cayutué, Lago Chapo, Península Rollizos y Petrohué. Estas unidades están constuidas por plutones de tonalitas, granodioritas y gabros, todos con presencia de hornblenda dentro de su mineralogía. Afloran principalmente al noroeste, suroeste y este del volcán (Sellés y Moreno, 2011). Los plutones tienen habitualmente forma tabular o elongada con dirección preferencial NNE. Las dataciones realizadas por Munizaga *et al.* (1984; 1988) y Lahsen *et al.*, (1985) permiten asignarle una edad miocena.

## **2.3.2 Geología del volcán Calbuco**

El volcán Calbuco corresponde a un estratovolcán compuesto de forma truncada, que alcanza una altura de 2.003 m.s.n.m, alzándose en alrededor de 1.500 m sobre el nivel local, y cubriendo un área de 150 km<sup>3</sup> (Lahsen *et al.*, 1985). Sus productos consisten principalmente en lavas y depósitos piroclásticos de composición andesítica a dacítica (53-61% de SiO<sub>2</sub>) (Sellés y Moreno, 2011). Durante el Holoceno ha tenido un comportamiento eruptivo explosivo caracterizado principalmente por erupciones sublinianas (Moreno, 2006). Su evolución puede ser dividida en 4 etapas, basándose en criterios morfoestructurales, denominadas unidades Calbuco

1, 2, 3 y 4 (Fig. 8.2).

#### UNIDAD CALBUCO 1 (Pleistoceno Medio a Superior)

Consiste en un conjunto de coladas de lavas, principalmente andesítico-basálticas junto a escasos basaltos (51-57% de  $\text{SiO}_2$ ), con intercalaciones de brechas y aglomerados de probable origen lahárico. Estas rocas están intensamente erosionadas por glaciares y fueron emplazadas principalmente durante la glaciación Santa María (ocurrida entre 260 y 132 mil años atrás) y el período interglacial que la sucedió (Seller y Moreno, 2011). Se apoya en discordancia de erosión sobre unidades del basamento y subyace a la Unidad Calbuco 2 en un contacto de discordancia de erosión (Lahsen *et al.*, 1985). Se le ha asignado una edad pleistocena tardía, basado en dataciones K-Ar en roca total realizadas por Lahsen *et al.* (1985) en una colada de lava. Las rocas de esta unidad constituyen la base del edificio volcánico que aflora principalmente en los flancos oeste, este y sur. En cuanto a la petrografía, las lavas corresponden a andesitas porfíricas de clino y ortopiroxeno, en ocasiones con fenocristales de olivino (Lahsen *et al.*, 1985).

#### UNIDAD CALBUCO 2 (Pleistoceno Superior)

Corresponde a una secuencia de coladas de lavas andesíticas a dacíticas (56-65% de  $\text{SiO}_2$ ), además de potentes intercalaciones de brechas piroclásticas y de origen lahárico (Sellés y Moreno, 2011). Afloran principalmente en los flancos oeste, sureste y este, depositados en los valles glaciarios excavados en la Unidad Calbuco 1 (Sellés y Moreno, 2011) y forman gran parte de la fracción superior del volcán, especialmente en sus costados oeste, este y sur. En esta unidad, se encuentran además depósitos de flujo piroclástico y de caída, los cuales se apoyan sobre lavas de la Unidad Calbuco 1. Está cubierta, mediante discordancia de erosión, por lavas de la Unidad Calbuco 3, lo que permite asignarle una edad pleistocena tardía. En cuanto a la petrografía, las lavas corresponden a andesitas glomeroporfíricas de orto y clinopiroxeno y, ocasionalmente, relictos de olivino.

### UNIDAD CALBUCO 3 (Holoceno)

Consiste en un conjunto de coladas de lavas predominantemente andesítico-basálticas a dacíticas (54-65% de SiO<sub>2</sub>), que se distribuyen de manera radial desde la parte alta del volcán, depositadas en cursos glaciales y fluviales, excavados en la Unidad Calbuco 2 (Lahsen *et al.*, 1985; Sellés y Moreno, 2011). Subyace a las lavas emitidas por erupciones históricas ocurridas a partir de 1893, correspondientes a la Unidad Calbuco 4. Las coladas de lava tienen potencias variables, entre 5 y 40 metros y se encuentran intercaladas con depósitos piroclásticos y brechas de posible origen lahárico. Los depósitos piroclásticos de esta unidad corresponden a depósitos de caída de pómez, escoria y/o ceniza, que pueden alcanzar hasta la decena de metros de espesor. Se encuentran ampliamente distribuidos alrededor del volcán, especialmente hacia el este (Sellés y Moreno, 2011).

### UNIDAD CALBUCO 4 (Holoceno histórico)

Esta unidad incluye a los productos emitidos en tiempos histórico, abarcando las erupciones ocurridas desde 1893 hasta la erupción de 1961. Consiste en una serie de flujos de lava de bloque basáltico-andesítico a andesítico (55-59% SiO<sub>2</sub>), domos de lava generados durante 1893, 1911-12 y 1917, flujos de bloques y cenizas, depósitos piroclástico de caída y flujos de lahares (López-Escobar *et al.*, 1995; Sellés and Moreno, 2011). Los depósitos piroclásticos de caída se distribuyen principalmente hacia el este del volcán, y los depósitos de flujo de bloques, ceniza y laháricos, hacia los flancos norte, este y sur del volcán.

# CAPÍTULO 3

## MARCO TEÓRICO

### 3.1 Antecedentes

Una erupción volcánica corresponde a la etapa final de una serie de procesos magmáticos ocurridos en profundidad, incluyendo la formación, el transporte y la extrusión del magma hacia la superficie. Son procesos complejos que involucran una serie de factores, ya sean propiedades intrínsecas del magma o características externas como la geometría del conducto y la cámara magmática. A medida que el magma asciende a niveles más superficiales, ocurre la nucleación de burbujas y cristales, principalmente como consecuencia de cambios en las propiedades físicas del magma (presión y temperatura) y/o cambios en la composición química del magma. Son procesos que ocurren para restablecer el equilibrio termodinámico, alterado principalmente por los cambios de presión que ocurren durante el ascenso. De acuerdo a esto, distintas velocidades de ascenso resultan en un mayor o menor desequilibrio y, por lo tanto, diferentes configuraciones de tamaño de las fases exseltas. Mediante un estudio al microscopio petrográfico es posible observar estas diferencias texturales e inferir los procesos que gobernaron durante la nucleación y el crecimiento de las fases exseltas.

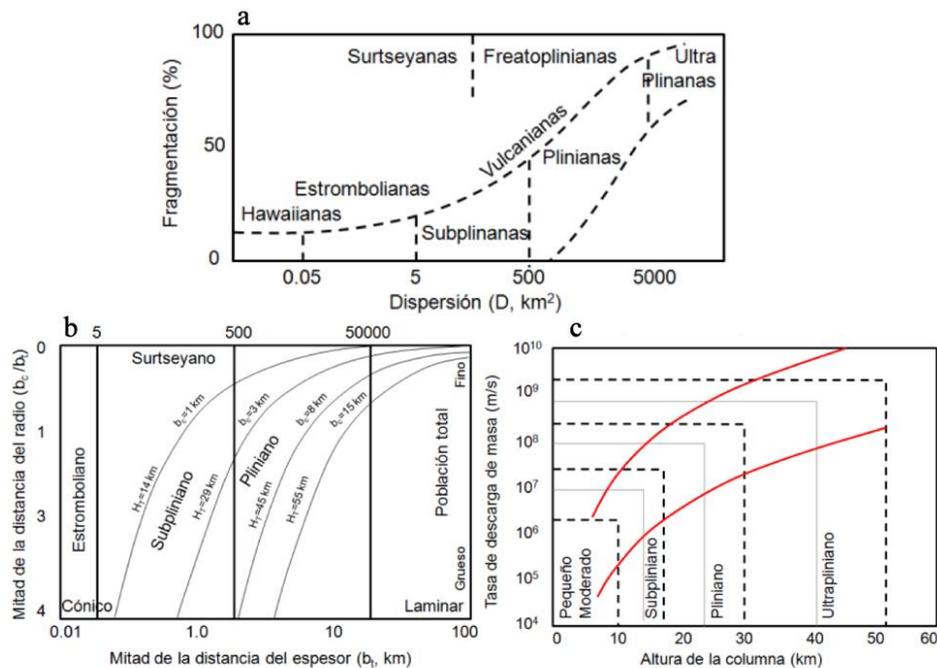
### 3.2 Clasificación de estilos eruptivos

Las erupciones volcánicas se clasifican según una amplia gama de criterios. Dentro de las más utilizadas, están la desarrolladas por Walker (1973), Pyle (1989) y Bonadonna y Costa (2013), basadas en el estudio de los depósitos piroclásticos de caída (Fig. 3.1). El método de Walker (1973) se basa en 2 parámetros arbitrarios: el área dispersada (D), que corresponde al área cubierta por la isópaca (línea de igual espesor) del 1% del máximo espesor ( $0,01 T_{max}$ ) y el grado de fragmentación (F) que corresponde al porcentaje de material más fino a 1 mm, determinado a partir de la isópaca del 1% de espesor máximo (Fig 3.1a). Pyle (1989) indicó que

el modelo de Walker es demasiado simple, ya que no considera explícitamente la influencia de la fragmentación. Dado lo anterior, Pyle (1989) propuso un nuevo esquema de clasificación, introduciendo dos parámetros:  $b_c$  y  $b_t$  (Fig. 3.1b). El parámetro  $b_t$  corresponde a la distancia en la cual el espesor medio del depósito disminuye a la mitad al alejarse del centro eruptivo, y el término  $b_c$  se denomina “distancia media de máximo clasto”, indica la distancia a la cual el máximo clasto, en un punto particular del depósito, disminuye a la mitad su diámetro al alejarse perpendicularmente del eje de dispersión y, se calcula con la fórmula de la ecuación 3.1, donde  $H_b$  es la altura de flotabilidad nula de la columna eruptiva estimada con el método de Pyle (1989).

- $$b_c \sim \frac{0,41H_b}{(H_b^{1/2} - 7,3)} \quad \text{Eq. 3.1}$$

En tanto, Bonadonna y Costa (2013) desarrollaron esquemas que comparan la tasa de descarga de masa en función de la altura de columna (Fig. 3.1c).



**Figura 3.1** Distintos tipos de clasificación de estilos eruptivos a partir de sus depósitos piroclásticos de caída. a) Diagrama de Walker (1973) b) Diagrama de Pyle (1989) c) Diagrama de Bonadonna y Costa (2013). Las líneas rojas indican el campo de valores posibles de Altura de columna-Tasa de descarga de masa, basado en la relación de Mastin *et al.* (2009). Imagen modificada de Romero *et al.* (2015).

### 3.3.1 Erupciones estrombolianas

Las erupciones estrombolianas consisten en una serie de explosiones de baja a media intensidad, separadas por períodos de calma de extensión variable. Ocurren por la liberación de grandes burbujas de gas acumuladas bajo una superficie enfriada, ubicada en la parte superior de la columna del magma (Blackburn, 1976; Wilson, 1980; Vergnolle 1996). Se relacionan generalmente a magmas de bajo porcentaje en sílice y baja viscosidad, de composiciones basáltica, andesítico basáltica o andesítica, con temperaturas que van de 1000 a 1200 °C. La baja viscosidad de estos magmas ( $10\text{-}10^4$  Pa s) permite una eficiente segregación de las burbujas en el fundido, las que se van acumulando en la parte superior del conducto. Como resultado, las erupciones consisten en la liberación violenta de grandes volúmenes de gas que fragmentan el magma, expulsando gruesos piroclastos aún fundidos a velocidades típicas de hasta  $200\text{ ms}^{-1}$ , además de restos fragmentados de la capa superior anteriormente enfriada (Blackburn 1976; Wilson 1980). Durante los períodos de calma, la parte superior se vuelve a enfriar, pudiendo ser fragmentada en un nuevo estallido. Sin embargo, los episodios eruptivos pueden involucrar periodos cercanamente continuos (intervalos de pocos segundos), produciendo plumas débiles de material fino. Esto representa un tipo de actividad transicional que, según el tipo de depósito, puede ser clasificado como una actividad Hawaiana, a pesar de tener características texturales de una erupción estromboliana (Fagents *et al.*, 2013).

Los depósitos producidos son de grano relativamente grueso en las proximidades del volcán, con diámetros medios de 16 a 64 mm y buena selección. Los tamaños de ceniza pueden llegar a distancias mayores debido a que alcanzan una mayor altura en la pluma eruptiva y luego pueden ser transportadas por los vientos. Dado que el material grueso no entra en la pluma convectiva, se acumula rápidamente alrededor del cráter, pudiendo formar conos truncados.

En términos de régimen de flujo, las erupciones estrombolianas representan un régimen de flujo “*slug*”, donde la coalescencia de burbujas juega un importante rol. Se han propuesto 2 modelos sobre la interacción entre las burbujas para erupciones explosivas de composiciones basálticas. El primer modelo corresponde al modelo “dependiente de la velocidad de ascenso” o *Rise Speed Dependent* (RSD) (Wilson y Head, 1981), el cuál considera que las burbujas coalescen libremente a medida que el magma asciende por el conducto y, que el estilo eruptivo depende principalmente de la tasa de ascenso de las burbujas en relación al magma. Esto quiere decir que para casos en que la velocidad de ascenso del magma es relativamente alta, las burbujas

ascienden incorporadas en el magma sin posibilidad de segregarse. Si la velocidad de ascenso es relativamente lenta, las burbujas pueden ascender y segregarse del magma. De acuerdo a lo anterior, el modelo RSD asume un flujo homogéneo de 2 fases (magma y gas), pero que se comporta como si fuera una única fase. El segundo modelo corresponde al modelo de “colapso de espuma” o *Collapsing Foam* (CF) (Jaupart y Vergnolle, 1989), el cual no considera el comportamiento homogéneo de ambas fases. Vergnolle y Jaupart proponen que son el resultado de dos fases fluidas distintas y asumen que el magma se acumula en una zona (cámara magmática o dique), donde puede ocurrir la exsolución. Las burbujas ascienden y se acumulan en el techo, generando una capa delgada de burbujas o mejor dicho de espuma, que puede colapsar al alcanzar un espesor crítico. Esta situación conlleva a un comportamiento inestable en el que puede existir la coalescencia entre las burbujas, formando grandes paquetes de gas que eventualmente rompen hacia la superficie. En este modelo, lo determinante en el estilo eruptivo es la viscosidad del magma, para magmas con viscosidad relativamente alta, el colapso de espuma ocurre parcialmente y se forma una serie de paquetes de gas que ascienden por el conducto (flujo “slug”) y explotan en la superficie, lo que se relaciona a erupciones estrombolianas, que representan una repetición de eventos de colapso de espuma. Las erupciones hawaianas, por su parte, ocurren en magmas con muy baja viscosidad, en los que el colapso de espuma es total, formando una gran burbuja que asciende por el conducto como un cuerpo único (flujo anular), arrastrando al fundido que lo rodea (Parfitt, 2004).

Tanto el modelo de colapso de espuma (CF) como el modelo dependiente de la velocidad de ascenso (RSD) apuntan a la acumulación de burbujas y a la posibilidad de coalescencia entre ellas, pero el modelo de RSD considera que la segregación de gas es progresiva, con la coalescencia de burbujas gatilladas por la baja velocidad de ascenso del magma, mientras que el modelo de CF asume que las burbujas son acumuladas en una zona de acumulación de magma, formando una capa de espuma que parcialmente colapsa o coalesce, y viaja para ser atrapada por la capa enfriada del techo. Basándose en lo anterior, el CF requiere ciertas condiciones especiales para existir, mientras que RSD es aplicable a cualquier sistema abierto.

### 3.3.2 Erupciones plinianas

La actividad del tipo pliniana se encuentra entre los eventos volcánicos de mayor explosividad. Se caracteriza por la formación de una columna eruptiva que puede alcanzar decenas de kilómetros, la cual puede ser fuertemente dispersada por el viento, afectando un gran área (Cioni *et al.*, 1999). Corresponden generalmente a magmas de composiciones intermedias a silíceas, típicamente andesítica a riolítica, pero puede ocurrir también en magmas de composición más básica como basaltos. La gran explosividad de este tipo de erupciones se relaciona a los procesos intensivos de fragmentación, que ocurren por concentraciones críticas de burbujas en el magma (cerca de 75% en volumen), alcanzadas por la imposibilidad de que la fase volátil sea segregada. A estas concentraciones, el crecimiento de burbujas por descompresión y difusión es inhibido por la viscosidad del líquido residual pobre en volátiles, lo que permite la ruptura del fundido ubicado entre las burbujas. Esto produce una mezcla de gas y partículas, que es descargada del cráter a velocidades que pueden alcanzar los  $600 \text{ ms}^{-1}$ . En términos de tipo de flujo, este régimen corresponde a un flujo del tipo burbujeante (Sigurdsson, 2000) o disperso, donde las burbujas tienen una baja movilidad en relación al líquido.

Los productos resultantes de las erupciones plinianas consisten en bombas volcánicas, lapilli pumíceo y ceniza, los cuales forman depósitos piroclásticos de caída y de flujos, alcanzando volúmenes de entre  $0,1$  y  $10 \text{ km}^3$  (Cioni *et al.*, 2000). La ceniza puede alcanzar grandes distancias por la fuerte dispersión del viento. Es común encontrar estructuras internas tales como estratificaciones, que reflejarían discontinuidades a lo largo de la erupción y gradaciones inversas. Wilson (1980) sugiere que la presencia de gradación inversa en los depósitos piroclásticos de caída son producidos por el ensanchamiento por erosión del conducto durante la erupción. Al suceder esto, la descarga de masa aumenta y, con ello, el tamaño de la columna eruptiva. Este hecho también explicaría la presencia de fragmentos líticos en los depósitos que corresponderían a las paredes del conducto que fueron erosionadas.

Las erupciones que exhiben este tipo de actividad pueden perdurar por horas o días, y generalmente son interrumpidas por pausas, relacionadas a una disminución en la velocidad de eyección y a un desacoplamiento entre la fuente magmática en profundidad y la descarga en superficie (Scandone y Malone, 1985), evidenciado por tasas de descarga menores. Es por esto que una erupción pliniana es mejor descrita como una sucesión de fases o pulsos. Según esto, las erupciones plinianas se subdividen, según su flujo de masa, altura de columna y su estabilidad o

continuidad durante el ciclo eruptivo en subpliniana, pliniana y ultraplíniana. Las erupciones subplinianas generalmente consisten en eventos discontinuos de menor dispersión y volúmen, caracterizados por fases oscilatorias de períodos cortos, interrumpidos por pausas de días o semanas. Son generalmente vinculadas a composiciones más intermedias (Tabla 3.1).

**Tabla 3.1** Características principales de erupciones del tipo plinianas. (Modificado de Cioni *et al.* 1999).

<b>Tipo de erupción</b>	<b>Subpliniana</b>	<b>Pliniana</b>	<b>Ultraplíniana</b>
Magnitud (kg)	$10^{11}$	$10^{11}$ - $10^{13}$	$>10^{13}$
Intensidad (kg/s)	$\approx 10^6$	$10^6$ - $10^8$	$>10^8$
Altura de columna (km)	$<20$	20-35	$>35$
Fases principales	Columna convectiva inestable	Columna convectiva estable	Fuente estable
Estilos eruptivos asociados	Oleadas, generación de domos	Colapsos parciales o totales de la columna	Columna convectiva con incremento de tasa de flujo
Depósitos piroclásticos de caída principales	Finamente estratificado	Masivo a variadamente con gradación	Generalmente gradación inversa
Depósitos de flujo piroclásticos principales	Oleadas y flujos de escorias y pómez de menor tamaño	Pómez y flujos de ceniza	Ignimbritas con alta y baja gradación
Proporción Caída/Flujo	$>1$	$>1$	$\ll 1$
Composición magmática típica	Medianamente evolucionada (Dacitas, Fonolítica)	Altamente evolucionada (Riolitas, Traquitas, Fonolítica)	Altamente evolucionada (Riolitas, Traquitas)

### 3.3 Fase volátil

Los magmas que se ubican en el manto y en la corteza inferior contienen disueltos una variedad de compuestos volátiles, siendo los de mayor abundancia el H<sub>2</sub>O y el CO<sub>2</sub>. La cantidad de volátiles que puede estar disuelto, definido como solubilidad, está controlado por la presión confinante, la temperatura y composición del magma. Inicialmente los magmas son subsaturados en volátiles, pero con el ascenso a regiones de menor presión en la corteza, se vuelve saturado en respuesta a una disminución de la presión confinante o al aumento de las concentraciones de volátiles en el fundido gatillado por la cristalización (Burnham, 1967).

#### 3.3.1 Nucleación de burbujas

Existen dos tipos de nucleación de burbujas: heterogénea y homogénea. El caso homogéneo se trata de la unión de un número suficientemente grande de moléculas volátiles para formar una burbuja estable. Si la burbuja es muy pequeña, la fuerza de tensión superficial actúa de forma de reducir el tamaño de la burbuja, empujándola hacia el líquido nuevamente (Parfitt y Wilson, 2008). De acuerdo a esto, existe un tamaño crítico sobre el cual la nucleación es estable y el crecimiento puede ocurrir (Sigurdsson, 2000). El caso es muy distinto con la presencia de cristales (nucleación heterogénea), debido a que proporcionan superficies irregulares que facilitan la nucleación, minimizando los efectos de la tensión superficial (Fagents *et al.*, 2013). Como consecuencia, la presencia o ausencia de cristales y, también, si hay un gran número de cristales pequeños o un pequeño número de grandes cristales, es determinante en los procesos de formación y crecimiento de burbujas. Para casos de nucleación homogénea, puede existir un retraso en la nucleación debido a los efectos de la tensión superficial y el magma puede volverse significativamente sobresaturada antes de que las burbujas comiencen a formarse (Fagents *et al.*, 2013).

La forma en que ocurra la nucleación también se ve afectada por la velocidad de ascenso del magma, ya que para casos en que el ascenso es rápido, la exsolución ocurre más alejada del equilibrio por un mayor grado de sobresaturación, resultando en la nucleación de un gran número de burbujas menos distanciadas entre sí, en comparación a casos en que la nucleación sea más cercana al equilibrio (ascensos más lentos).

### 3.3.2 Crecimiento de burbujas

Una vez formadas las burbujas, crecerán progresivamente a través de una combinación de 3 procesos: difusión, descompresión y coalescencia. El crecimiento por difusión implica la migración de moléculas volátiles disueltas hacia la burbuja. Dado que las moléculas de gas más cercanas a la burbuja son las primeras en ser incorporadas a la burbuja, se establece un gradiente de concentración alrededor de la burbuja en el que el número de moléculas de gas cerca de ella es pequeño en comparación a zonas más lejanas (Parfitt y Wilson, 2008). El tamaño de estas burbujas es controlado por la tasa a la que el volátil puede difundir desde el fundido hasta las burbujas, oponiéndose a las fuerzas de tensión superficial y viscosas (Mangan y Sisson, 2005). El crecimiento por descompresión, por su parte, es explicada por la Ley de Boyle que se puede expresar como:

- $\text{Presión} \times \text{Volumen} = \text{Constante}$  Eq. 3.2

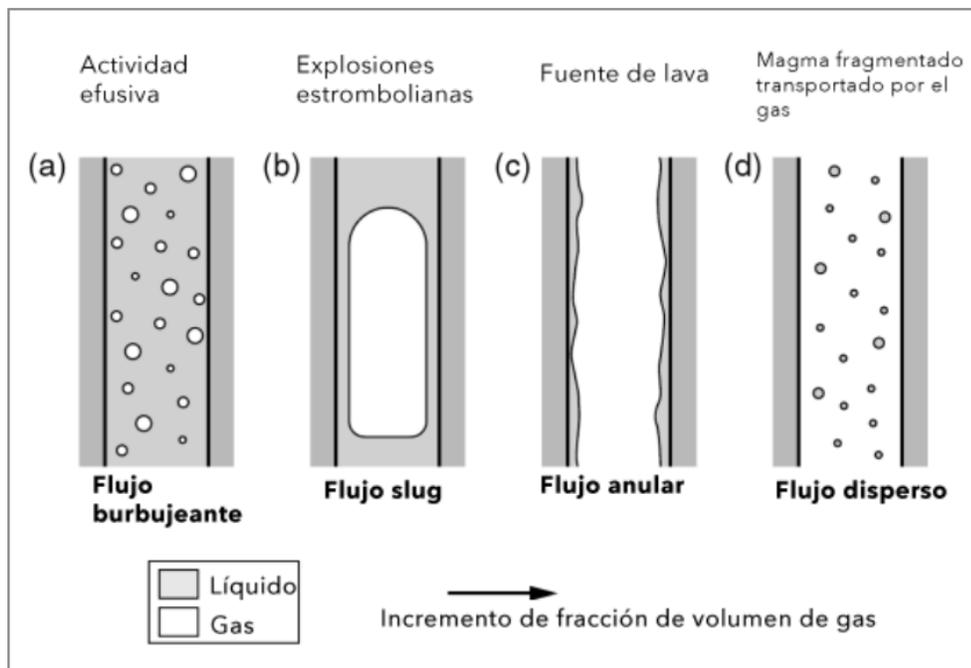
Esto quiere decir que con una disminución de la presión, el volumen debe incrementar. Finalmente, las burbujas pueden crecer es a través de la coalescencia, proceso significativo solo bajo ciertas circunstancias, y que se da por la flotabilidad de las burbujas en el magma, que ascienden por la baja densidad de los gases. Las burbujas de mayor tamaño ascienden más rápido, pudiendo sobrepasar a las burbujas más pequeñas y lentas. Al ocurrir esto, las burbujas más grande colisionan con las de menor tamaño, pudiendo incorporarlas dentro de ellas.

### 3.3.3 Flujo de dos fases

Una vez ocurrida la exsolución de la fase volátil, los magmas se encuentran como un flujo de dos fases (líquido y gas), en el que las burbujas ascienden por flotabilidad con velocidades que dependen de su tamaño, su fracción de volumen y de la viscosidad del fundido. El tipo de erupción resultante depende de la estructura de flujo de estas dos fases en la salida del conducto, la que a su vez depende de características del sistema magmático, incluyendo la geometría, las propiedades del magma y las características dinámicas de los procesos (Vergnolle y Gaudemer, 2015).

Se conocen 4 tipos de regímenes de flujo, determinados según la relación de volumen entre ambas fases (Fig. 3.2). Para valores de fracción de volumen de gas pequeños, el gas es contenido en burbujas individuales que son transportadas por el líquido, lo que se conoce como

régimen de flujo “bubbly” o burbujeante. Cuando la fracción de volumen de gas es mayor, las burbujas pueden coalescer y generar grandes paquetes de gas, pudiendo llegar a burbujas con dimensiones del conducto, lo que corresponde al régimen de flujo tipo “slug”. Con valores de fracción de volumen de gas aún mayores, los paquetes de gas se extienden sobre la mayor parte del conducto y el flujo es mejor descrito como un núcleo de gas rodeado de una capa fina de fundido en contacto con las paredes del conducto (flujo anular). En el cuarto y último régimen (disperso), el magma se encuentra en la forma de fragmentos pequeños transportados en una fase continua, típico de fundidos viscosos en los que las burbujas no pueden moverse. Al descomprimirse, se desarrolla una espuma que se vuelve inestable cercano a la superficie y las burbujas estallan y fragmentan el magma.



**Figura 3.2** Flujo de 2 fases (líquido y gas) en un conducto vertical con los 4 regímenes principales. a) Flujo burbujeante: suspensión de pequeñas burbujas entre el líquido. b) Flujo “Slug”: conducido por burbujas casi-cilíndricas casi del tamaño del conducto. c) Flujo anular: núcleo central de gas rodeado de líquido. d) Flujo disperso: suspensión de piroclastos transportados por la fase gaseosa. Modificado de Vergnolle y Gaudemer (2015).

Por otra parte, Slezin (2003) propone 3 tipos de flujo que se relacionan con los regímenes anteriormente descritos. El primero lo describe como un régimen de separación discreta de gas que ocurre cuando el tamaño de las burbujas es suficientemente grande para que su velocidad sea

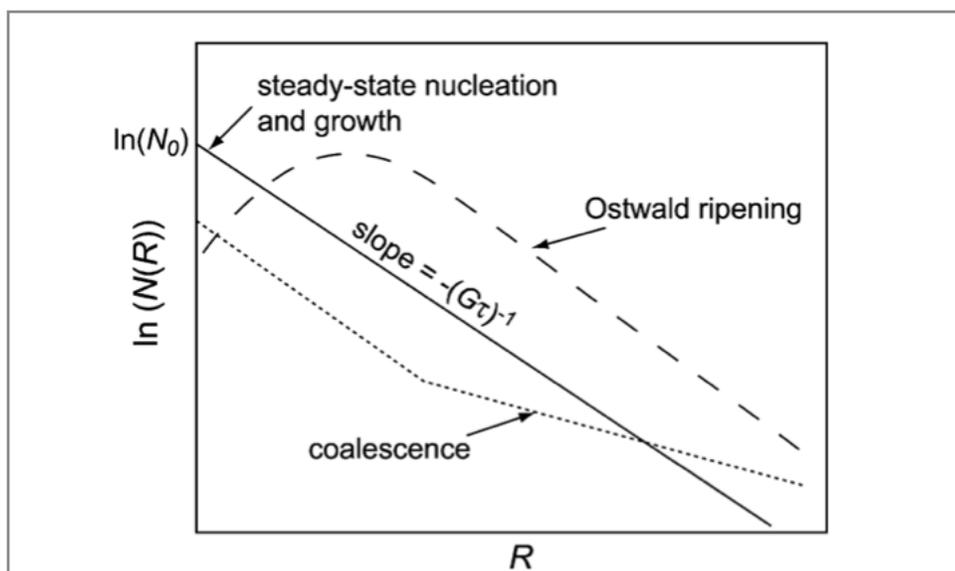
mucho mayor en relación a la del líquido. Es propio de erupciones de tipo estrombolianas. El segundo corresponde a un régimen disperso, descrito como un flujo continuo de gas y partículas. En este tipo de flujo existen dos zonas separadas por el nivel de fragmentación. Finalmente, se encuentra el régimen de espuma parcialmente destruida, en el que ambas fases son continuas y se mueven a velocidades diferentes. Consiste en la erupción de magmas altamente viscosos con un sistema de poros interconectados por el que escapa el gas. La ocurrencia de cada estructura de flujo depende de 6 parámetros principalmente (Slezin, 1979; 1995): velocidad de ascenso y viscosidad del magma, número de núcleos de burbujas por unidad de volumen de magma, contenido de volátiles, solubilidad de los volátiles, tamaño de las partículas y la fuerza cohesiva entre estas.

### **3.3.2 Distribución de tamaño de burbujas**

La formación de burbujas en los sistemas volcánicos ocurre de acuerdo a las etapas de nucleación, crecimiento, coalescencia y colapso o pérdida de burbujas, y las distribuciones resultantes, indican los procesos que dominaron durante el ascenso del magma (Cashman y Magman, 1994). El número final de densidad de burbujas y su distribución de tamaño dependen principalmente de la concentración inicial de elementos volátiles y de la habilidad de esta fase de difundir a través del fundido, además del tiempo disponible para su expansión. De acuerdo a Shea *et al.* (2010), los resultados pueden ser expuestos mediante 4 tipos de gráficos, ya sea para mostrar información sobre el volumen de vesículas (gráficos de distribución de volumen de vesículas y de distribución de volumen acumulado) o para mostrar información sobre el número de vesículas por rango de tamaño (gráficos de distribución de tamaño de las vesículas y distribución de tamaño acumulativo).

Los gráficos de distribución de volumen de vesículas (VVD, Fig. 3.4a) son usados generalmente para inferir la naturaleza de la nucleación y/o de los eventos de coalescencia ocurridos durante la vesiculación. De manera complementaria, los gráficos de distribución de volumen acumulado (CVVD, Fig. 3.4b) proporcionan información de la contribución de cada rango de tamaño en la vesicularidad total. Por otra parte, los gráficos de distribución de tamaño de vesículas VSD (Fig. 3.4c), se utilizan para inferir las cinemáticas de nucleación y crecimiento de burbujas (Marsh, 1988; 1998). Generalmente siguen una distribución exponencial para situaciones en las que las tasas de crecimiento son constantes. Pero pueden existir procesos que

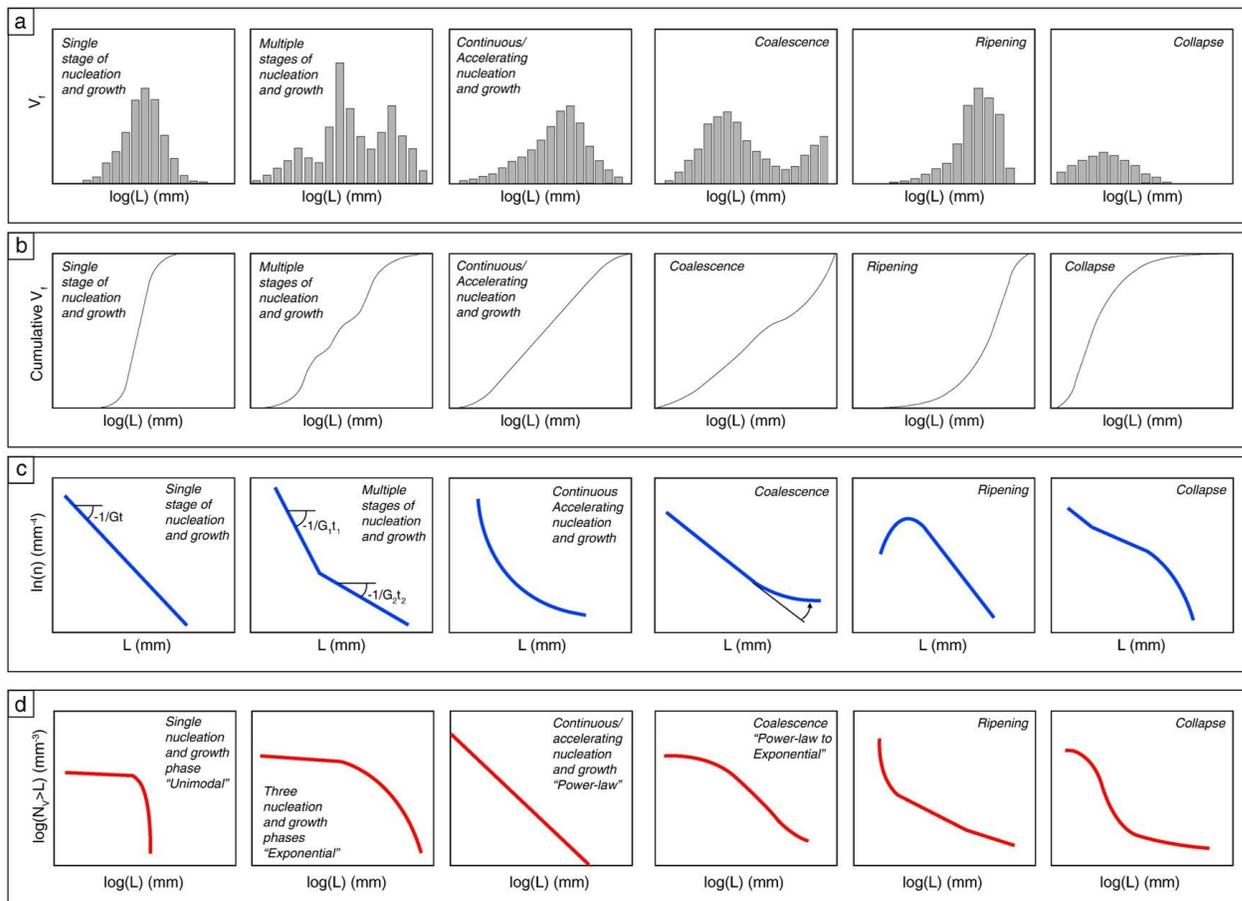
desvían la línea continua del gráfico, denotando tasas de crecimiento no constante (Fig. 3.3), como lo son procesos de coalescencia o de varios eventos de nucleación, que resultan en distribuciones de ley potencial (Blower *et al.*, 2002). Finalmente, se encuentran los gráficos de distribución de tamaño cumulativo (CVSD, Fig. 3.4d) que hacen uso del número de densidad poblacional, considerando el número de objetos por milímetro cúbico con diámetro mayor a un tamaño dado (Shea *et al.*, 2010).



**Figura 3.3** Modelos de distribución de tamaño burbujas predichos por el modelo de Marsh (1988), luego de Mangan y Cashman (1996). Para casos en que la nucleación y crecimiento de burbujas sea en un estado estable, el gráfico será lineal y con una pendiente de  $-1/(Gt)$  e intersección o “tamaño 0”  $\ln(N_0)$ . Detrás de los procesos que pueden causar la desviación de la recta son: coalescencia (línea punteada) que aumenta la proporción de grandes burbujas y maduración de Ostwald (línea discontinua), que reduce el número de pequeñas burbujas.

De acuerdo a lo anterior, los análisis de distribución de vesículas permiten obtener información de los procesos de desgasificación y, además, pueden ser relacionados a los diferentes estilos eruptivos existentes. Las distribuciones bimodales que resultan de la coalescencia, por ejemplo, son típicas de erupciones del tipo estrombolianas o hawaianas con magmas de viscosidad relativamente baja que favorecen a la movilidad de las burbujas. Sin embargo, es común también encontrar piroclastos de erupciones explosivas (subpliniana) con este

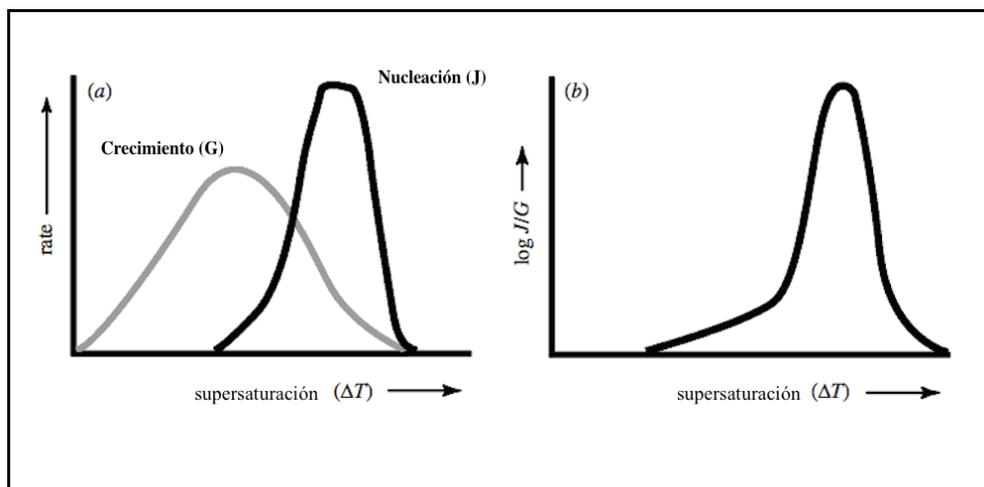
tipo de distribución (Witham y Sparks, 1986; Klug *et al.*, 2002). Este tipo de erupciones corresponden a la liberación de gran energía por el fragmentamiento del magma y con altas tasas de ascenso y descompresión (Mangan y Sisson, 2000), lo que genera una gran densidad de vesículas pero de tamaños menores que las producidas en erupciones del tipo estromboliana. Como resultado, los patrones de distribución tienden a ser unimodales.



**Figura 3.4** Formas de exponer las características texturales a través del tamaño ( $L$ ) y la densidad numérica ( $n$  o  $N_v$ ), procesos que pueden estar asociados con (eventos simples o multiples de nucleación). a) Distribución de tamaño de fracción de volumen simple. b) Distribución de tamaño de fracción de volumen acumulativo (CVVD). c) Distribución de tamaño de vesículas (VSD) en terminos de la densidad numérica  $n(L)$ . d) densidad numérica acumulativa  $\log(N_{v>L})$  versus  $\log(L)$  (CVSD). Imagen de Shea *et al.* (2010).

### 3.4 Cristalización

La cristalización comienza con la nucleación de cristales, que ocurre durante el ascenso magmático, por cambios composicionales o de condiciones de presión y temperatura. Estos cambios provocan que el magma se vuelva saturado en tales elementos, visto comúnmente como un “subenfriamiento ( $\Delta T$ )” del fundido con respecto a la temperatura del *liquidus* (Cashman, 2000). Generalmente ocurre por una disminución de la presión, pero también puede ocurrir por la exsolución de volátiles, que provocan un aumento de las concentraciones de los demás elementos (Fagents *et al.*, 2012). La saturación del magma se acomoda en parte con la cristalización de nuevos cristales, que a su vez conduce al fundido a composiciones más evolucionadas y de menor temperatura de *liquidus* (se disminuye el subenfriamiento) (Cashman, 2000). Cuando el subenfriamiento ( $\Delta T$ ) es moderado, los cristales tienen dificultad para nuclearse, promoviendo el crecimiento de cristales anteriormente formados, por sobre la nucleación de nuevos cristales. Para un subenfriamiento ( $\Delta T$ ) mayor, domina la nucleación de nuevos cristales, pero cuando es muy grande, la fuerza para la cristalización es contrarrestada por las limitadas tasas de difusión y el fundido se convierte en vidrio y no cristaliza. Lo anterior puede ser representado mediante un gráfico de tasa de nucleación ( $J$ ) y crecimiento ( $G$ ) versus sobresaturación ( $\Delta T$ ) (Fig. 3.5a). Asimismo, el parámetro  $J/G$  puede ser relacionado al subenfriamiento  $\Delta T$ , si son conocidos ciertos parámetros termodinámicos (Armienti *et al.*, 1994) (Fig. 3.5b).



**Figura 3.5** a) Esquema de cambios previstos en las tasas de nucleación de cristales ( $J$ ) y crecimiento ( $G$ ) en función de la supersaturación ( $\Delta T$ ). b) Cambios en el parámetro  $J/G$  en función de  $\Delta T$  que resultaría de las curvas de nucleación y crecimiento. Imagen modificada de Cashman (2000).

Diversos autores (Winkler 1949; Shaw 1965; Brandeis y Jaupart 1987; Marsh 1998) establecieron una relación entre el tamaño medio de los cristales ( $L$ ) y la densidad numérica ( $N_V$ ), con las tasas promedio de nucleación ( $J$ ) y de crecimiento ( $G$ ) (Eq 3.3 y 3.4).

- $L \approx \frac{J^{-1/4}}{G}$  3.3

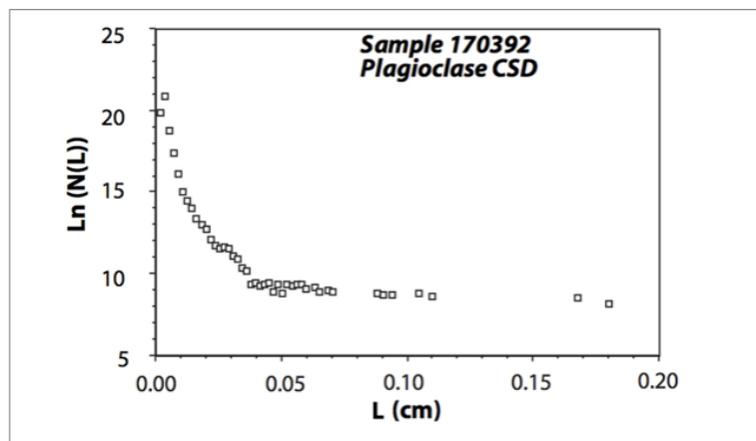
- $N_V \approx \left(\frac{J}{G}\right)^{3/4} \approx \frac{1}{L^3}$  3.4

### 3.4.1 Distribución de tamaño de cristales (CSD)

La metodología de distribución de tamaño de cristales (en inglés *Crystal Size Distribution* o CSD) se basa en la teoría desarrollada por Randolph y Larson (1971) para estudiar la cristalización, realizando un balance poblacional de tamaños de cristales. Posteriormente fue adaptada por Marsh (1988) para estudiar procesos geológicos y su utilidad se debe a que permite producir información cuantitativa sobre la tasa de crecimiento de los cristales, la velocidad de nucleación, y además estimar el orden de las reacciones químicas que rigen durante el ascenso magmático. Los resultados se exponen mediante un diagrama en el que se grafica el logaritmo de la densidad poblacional o  $\ln(N(L))$  versus el tamaño  $L$  (Fig. 3.6). Generalmente siguen una distribución logarítmica lineal descrita por la ecuación 3.5, donde  $G$  es la tasa de crecimiento promedio y  $\tau$  es el tiempo de residencia promedio en el sistema. De esta forma, es posible establecer una relación entre la pendiente del gráfico ( $m$ ) con los parámetros  $G$  y  $\tau$  (ecuación 3.6) con el fin de estimar el tiempo de residencia a partir de una tasa de crecimiento conocida o viceversa. Es importante considerar que distintos rangos de tamaño reflejan condiciones de ascenso a distintas profundidades.

- $L = n_0 \exp\left(\frac{-L}{G\tau}\right)$  Eq. 3.5

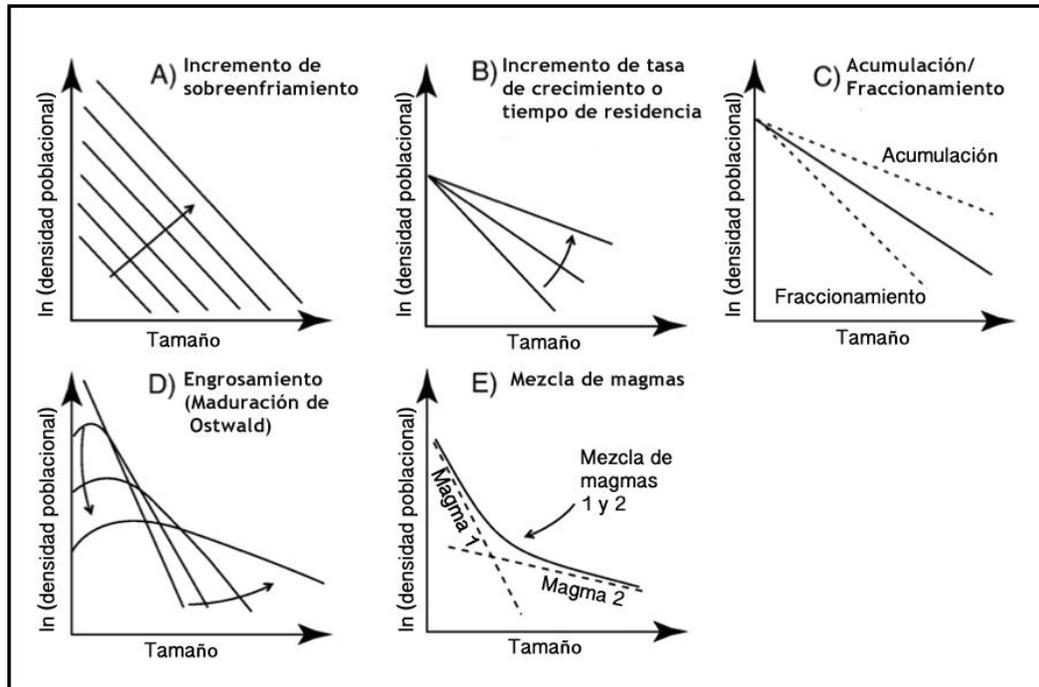
- $m = \frac{-1}{G\tau}$  Eq. 3.6



**Figura 3.6** Gráfico de distribución de tamaño de cristales estándar, donde  $N(L)$  representa el número de cristales de tamaño dado  $L$  contenido por unidad de volumen. El eje de las abscisas corresponde al tamaño de cristales y su ordenada al logaritmo natural de la densidad de población. Imagen modificada de Armienti *et al.* (1994).

En la figura 3.7 se ilustran los principales procesos magmáticos que pueden modificar la distribución final (Higgins, 2007). Si se comparan 2 sistemas iguales pero con distinta temperatura, las curvas serían de igual pendiente pero diferentes intersecciones con el eje de las ordenadas (tamaño  $L=0$ ) (Fig. 3.7a). Para el caso de un aumento de la tasa de crecimiento y/o un aumento del tiempo de residencia, se produce un cambio en la pendiente pero se mantiene la intersección con el eje Y (Fig. 3.7b). Los procesos de acumulación y fraccionamiento de cristales también pueden producir un cambio en la forma de la curva. La acumulación produce una pendiente menos pronunciada debido a la desproporción de cristales de mayor tamaño, mientras que el fraccionamiento resulta en una pendiente más pronunciada debido a la pérdida de una mayor cantidad de cristales grandes, en relación a los más pequeños (Fig. 3.7c). Otro proceso que puede modificar la distribución de cristales, es el engrosamiento textural o maduración de Ostwald, que consiste en la reabsorción de cristales pequeños y el crecimiento de cristales de mayor tamaño, de manera de reducir al mínimo la energía superficial. Se produce cuando los magmas se mantienen un largo período a una temperatura cercana al *liquidus* (Higgin, 2007). Por lo tanto, es un proceso importante en rocas plutónicas de lento enfriamiento, pero puede ocurrir también en el desarrollo de rocas volcánicas (Higgins y Roberge, 2003). Como se observa en la figura 3.7D, este proceso resulta en un giro hacia abajo de la parte izquierda de la curva y un aplanamiento de la pendiente hacia granos de mayor tamaño (Higgins, 1998). Finalmente, se encuentra el proceso de mezcla de magmas (Fig. 3.7e) que produce una curvatura hacia arriba

para tamaños mayores, producido por la mezcla de magmas con distintas pendientes e intersecciones (uno enriquecido en cristales de tamaños mayores y otro enriquecido en tamaños menores).



**Figura 3.7** Ejemplos de procesos que pueden afectar la forma de los diagramas de distribución de tamaño de cristales. a) Incremento de saturación/sobreenfriamiento. b) Incremento de tiempo de residencia o tasa de crecimiento. c) Acumulación y fraccionamiento de cristales. d) Engrosamiento. e) Procesos de mezcla de magmas. Imagen modificada de Higgins (2007).

### 3.5 Modelamiento del flujo volcánico en Conflow

El programa *Conflow*, descrito en detalle por Mastin y Ghiorso (2000), permite realizar simulaciones del flujo volcánico a través del conducto. Para esto, el programa asume que: (1) el flujo es continuo (2) el conducto es vertical y de forma circular en sección transversal (3) la temperatura, presión y velocidad son la misma para todas las fases a una profundidad dada (4) el flujo de calor y gas a través de las paredes del conducto es insignificante en relación al flujo ascendente por el conducto (5) el flujo es uni-dimensional (a lo largo de una sección transversal a cualquier profundidad, las propiedades del flujo son iguales) (6) no hay trabajo realizado entre el

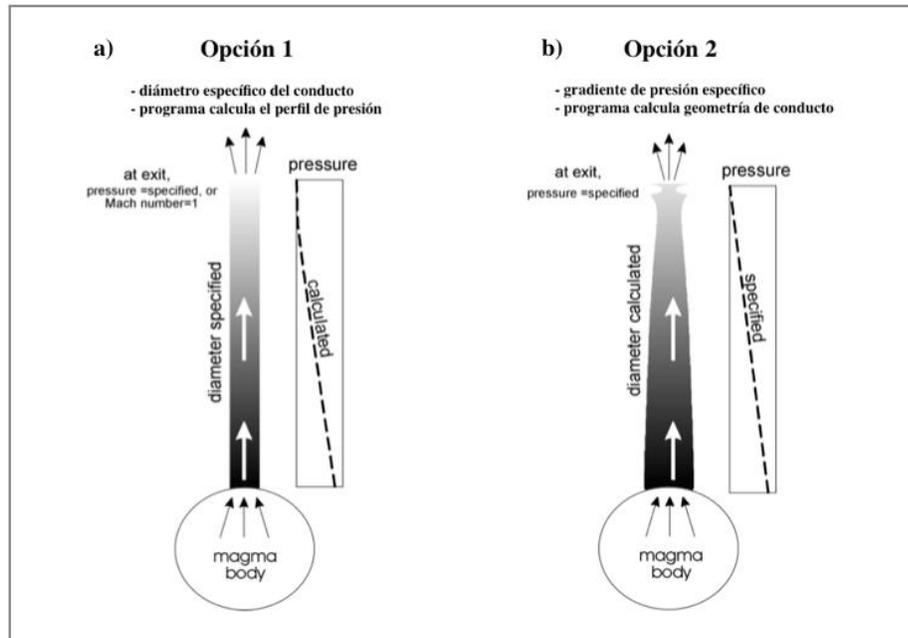
magma y el entorno (7) antes de la fragmentación, el gas exsuelve lo suficientemente rápido para mantener el equilibrio químico con el fundido.

El software presenta dos alternativas para la realización de los cálculos. En ambas el usuario debe ingresar:

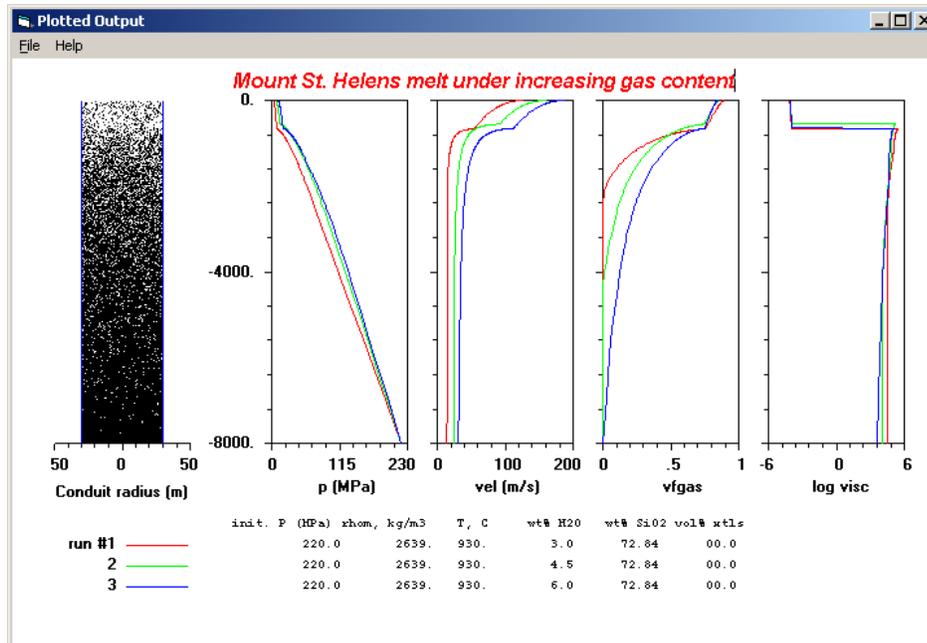
- Presión de la cámara magmática
- Temperatura de la cámara magmática
- Velocidad de ascenso
- Composición de la mezcla, incluyendo el porcentaje en peso de cada elemento (en roca total), además del contenido de volátiles ( $H_2O$  % en peso)
- Fase mineral de mayor abundancia y su porcentaje en volumen (cristalinidad)
- Largo de conducto (profundidad de cámara magmática) y su variación de diámetro a lo largo de un perfil vertical

En la primera alternativa, el usuario especifica el diámetro del conducto en la base y el techo, para que el programa resuelva y calcule la presión y otras propiedades del flujo en función de la profundidad (Fig. 3.8a). Para la segunda opción, el usuario especifica el diámetro inicial del conducto junto a el gradiente de presión y el programa calcula la geometría necesaria para producir tal gradiente. (Fig. 3.8b). En ambos casos se asume que el nivel de fragmentación se alcanza cuando la vesicularidad es de un 75% (Sparks, 1978), que coincide con una disminución de varios órdenes de magnitud en la viscosidad y cambios en la velocidad y la presión. Los resultados (o “output” del programa) son escritos como tablas de valores que pueden ser visualizados en gráficos en profundidad, observando la variación de ciertos parámetros (viscosidad, velocidad y fracción de volumen de gas, entre otros) y, además, estimando la profundidad a la que se produce la fragmentación.

Como se menciono anteriormente, el programa asume que el flujo es estable o continuo, lo que es apropiado para erupciones sostenidas por horas o días pero no para aquellas que consisten en una serie de explosiones pequeñas en grandes intervalos temporales (estrombolianas).



**Figura 3.8** Opciones que para calcular las propiedades del flujo en función de la profundidad para el programa *Conflow*. Imagen modificada de Mastin y Ghiorso (2000).



**Figura 3.9** Ejemplo de gráficos de *Conflow*, usando la composición del fundido de Monte Santa Helena, variando el porcentaje en peso de H<sub>2</sub>O de la mezcla desde 3,0 a 6 % en peso. Imagen tomada de Mastin (2002).

## CAPÍTULO 4

### CRONOLOGÍA ERUPTIVA

#### 4.1 Erupción del Complejo Volcánico Lonquimay de 1988-90

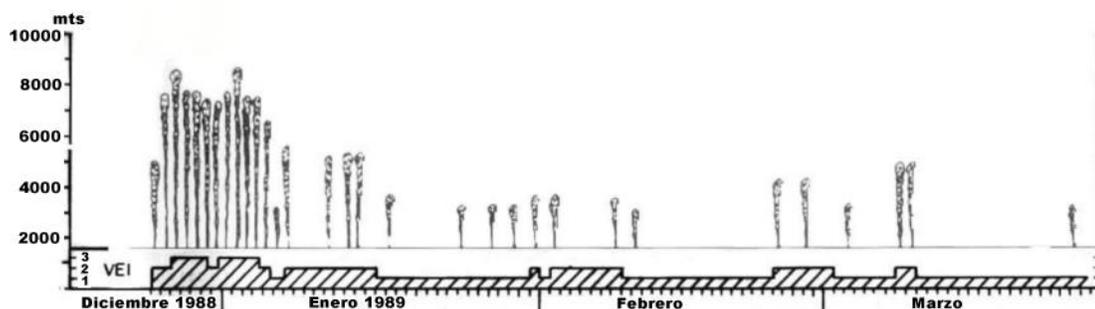
La erupción del Complejo Volcánico Lonquimay de 1988-90 se inició el día 25 de diciembre de 1988, a lo largo de una fisura ubicada hacia el noreste del volcán y de orientación ENE-WSW, la cuál fue activada entre los años 1887-1889. Fue precedida por una serie de sismos que comenzaron aproximadamente el 19 de diciembre de 1988, intensificándose durante los días cercanos a la erupción. La erupción posteriormente evolucionó y se concentró en el cráter más occidental y cercano al edificio principal, conocido actualmente como el cono Navidad, de un diámetro de 770 m y una altura de 200 m sobre su base, cubriendo un área de 0,38 km<sup>2</sup> (Fig. 4.1).



**Figura 4.1** Vista hacia el SW del Complejo Volcánico Lonquimay a cuatro días del inicio de la erupción, donde se reconoce el cono Navidad junto a su columna y a la colada de lava emitida. Imagen tomada de Moreno y Gardeweg (1989).

Su actividad se prolongó por cerca de 13 meses hasta enero de 1990, emitiendo un volumen total de  $0,34 \text{ km}^3$ , con  $0,09 \text{ km}^3$  de piroclastos de composición andesítica (58-59% de  $\text{SiO}_2$ ). (Naranjo *et al.*, 1992; Moreno y Gardeweg, 1989) y  $0,25 \text{ km}^3$  de lava con igual composición (Moreno *et al.*, 2012).

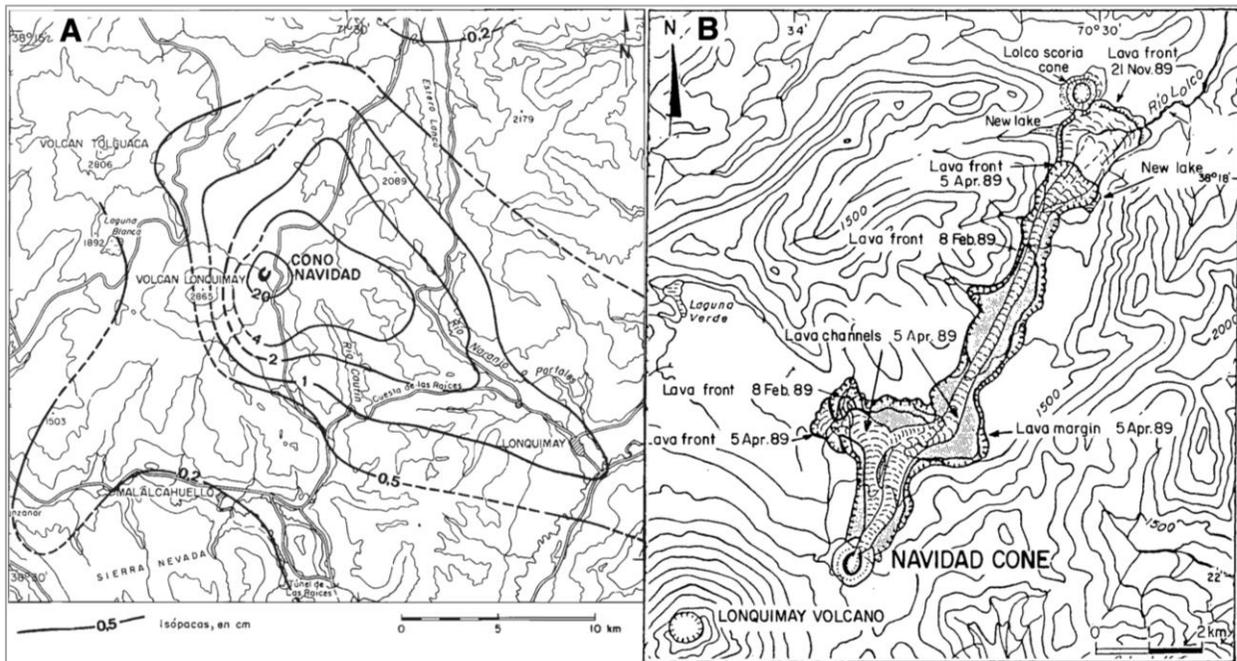
De acuerdo a Moreno y Gardeweg (1989) y Naranjo *et al.* (1992), la erupción es del tipo estromboliana pero se constituye por una mezcla de fases eruptivas ocurridas en intervalos de minutos, horas y días. Las fases de mayor explosividad predominaron durante el inicio de la erupción, con los mayores Índices de Explosividad Volcánica (IEV 2-3) y las mayores alturas de columna (9 km) (Fig 4.2). Durante abril de 1989 la actividad disminuyó a un IEV de 1-2, con la extrusión de lava y una pluma de 1-2 km (Fig. 4.2). La tasa de emisión también se vio debilitada con el transcurso del tiempo, para el comienzo de la erupción se estima una tasa de  $5 \times 10^6 \text{ m}^3/\text{día}$ , para luego disminuir a  $10^6 \text{ m}^3/\text{día}$  durante febrero y marzo de 1989 y, finalmente a  $250 \times 10^3 \text{ m}^3/\text{día}$  durante los últimos meses de la erupción (Naranjo *et al.*, 1992). La disminución de la tasa eruptiva fue mayor durante los primeros 100 días en relación a los siguientes días, en los que se observa un descenso de la tasa eruptiva mucho más lento y constante. Staisuk *et al.* (1993) ha interpretado estos datos en términos de una contracción o disminución de la fisura de alimentación, que disminuye su diámetro durante los primeros 100 días y luego alcanza dimensiones constantes. La actividad explosiva finalizó en noviembre de 1989 pero se considera oficialmente finalizada en enero de 1990.



**Figura 4.2** Alturas máximas de columna eruptiva e Índice de Explosividad Volcánica (IEV) del ciclo eruptivo del Complejo Volcánico Lonquimay, estimado entre el 25 de Diciembre de 1988 y el 25 de Marzo de 1989 (Naranjo *et al.*, 1991).

Los depósitos piroclásticos consisten en ceniza, lapilli, bombas y escasos bloques (accesorios y accidentales). El material juvenil consiste generalmente en escorias de tonalidades negras a grises. La ceniza está compuesta de partículas escoriáceas muy irregulares y con puntas agudas altamente abrasivas y, en menor proporción, de fragmentos de cristales. El lapilli consiste, esencialmente, en escorias de formas subesféricas en las partículas mayores y formas muy irregulares y alargadas en las más pequeñas. Los líticos son muy escasos y corresponden a fragmentos de lavas más antiguas del complejo volcánico, a rocas estratificadas terciarias y a granitoides de color blanquecino parcialmente fundido y de aspecto pumíceo, debido a su alta vesicularidad (Moreno y Gardeweg, 1989). La distribución de este tipo de material fue controlada por su proyección balística y dispersión eólica, dependiendo principalmente del tamaño de grano (Moreno y Gardeweg, 1989). La mayor parte de las bombas y lapilli grueso (32-64 mm) se distribuyen en torno al cráter, formando al cono Navidad, mientras que tamaños de lapilli fino (2-16 mm) a medio (16-32 mm), se distribuyeron en forma elíptica, hacia el SE del cráter. Los tamaños de ceniza alcanzaron las mayores alturas en la columna eruptiva y fueron transportados a grandes distancias por el viento, preferentemente hacia el ESE. (Fig. 4.3a).

Respecto a las coladas de lava emitidas durante este ciclo eruptivo, consisten en 2 flujos que se extendieron hacia el NNE del cráter, por cerca de 10,2 km, a lo largo de un valle glacial labrado en la Formación Cura-Mallín. Presenta morfologías de tipo ‘aa’ y de bloque, y alcanza espesores de 50 metros en el frente de este (Naranjo *et al.*, 1992), mientras que su volumen estimado es de 0,25 km<sup>3</sup> (Moreno *et al.*, 2012). Surgió por primera vez el 27 de diciembre de 1988 y avanzó rápidamente en los primeros días, alcanzando 4 kilómetros de longitud el 2 de enero de 1989. Durante el 31 de diciembre, la colada de lava se dividió en dos flujos, los flujos Lolco y Laguna Verde. El flujo principal (Lolco) se traslado hacia el NNE por el valle del Río Lolco, alcanzando 6,3 km de largo el 17 de enero, 9,2 km el 5 de abril y, finalmente a 10,2 km el 21 de noviembre. El flujo de Laguna Verde se movió hacia el noroeste en la depresión Laguna Verde, aumentando su longitud de 2,9 kilómetros el 17 de enero a 3,5 kilómetros el 8 de febrero. La extrusión de lava continuó hasta finales de enero de 1990, pero el movimiento se mantuvo hasta marzo de 1990 (Naranjo *et al.*, 1992). La figura 4.3b muestra un mapa de la distribución final del flujo de lava.

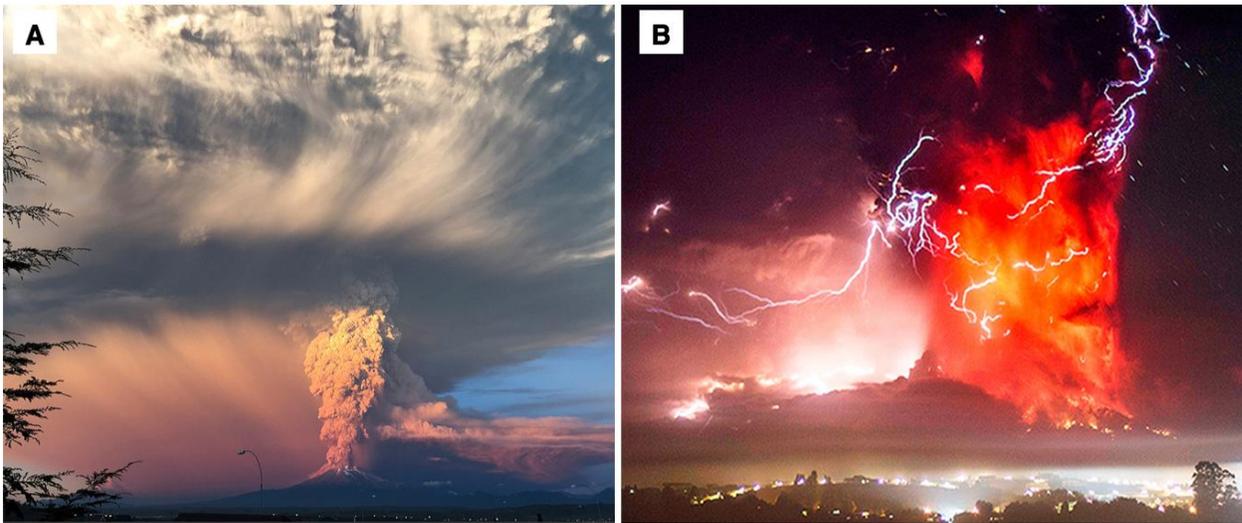


**Figura 4.3** Distribución de depósitos piroclásticos de caída de la erupción del CVL de 1988-90. a) Mapa de isópacas preliminares realizadas para la erupción del CVL (Moreno y Gardeweg, 1989). b) Flujo de lava asociado al ciclo eruptivo del CVL de 1988-90 (Naranjo *et al.*, 1992).

## 4.2 Erupción del volcán Calbuco de 2015

Luego de un período de 43 años de inactividad, el volcán Calbuco entró en un nuevo ciclo eruptivo el día 22 de abril del año 2015, manteniéndose hasta la segunda semana de mayo de ese mismo año. Su actividad se desarrolló principalmente en tres pulsos eruptivos, ocurridos los días 22, 23 y 30 de abril de 2015. Desde el punto de vista sísmico, la actividad pre-eruptiva comenzó el día 22 de abril a las 18:11 UTC, con el registro de un “enjambre sísmico”, conformado por 223 eventos volcano tectónicos en el lapso de 2 horas con magnitudes locales menores a 2,5 en la escala de Richter (Valderrama *et al.*, 2015). El primer pulso produjo una columna eruptiva de aproximadamente 16 km de altura (Fig. 4.4a), la cual fue dispersada fuertemente por el viento hacia el noreste. El segundo pulso se inició en la madrugada del día siguiente (04:08 UTC) y se extendió por cerca de seis horas. Fue una fase más explosiva que la anterior y desarrolló una columna eruptiva de 17 km, acompañada por una continua emisión de fragmentos de material incandescente (Fig 4.4b) (SERNAGEOMIN, 2015a). Durante los días siguientes la actividad disminuyó, con eventos esporádicos que generaron plumas débiles menores a 2 km de altura, hasta que finalmente el día 30 de abril ocurrió el tercer y último pulso eruptivo, con una columna

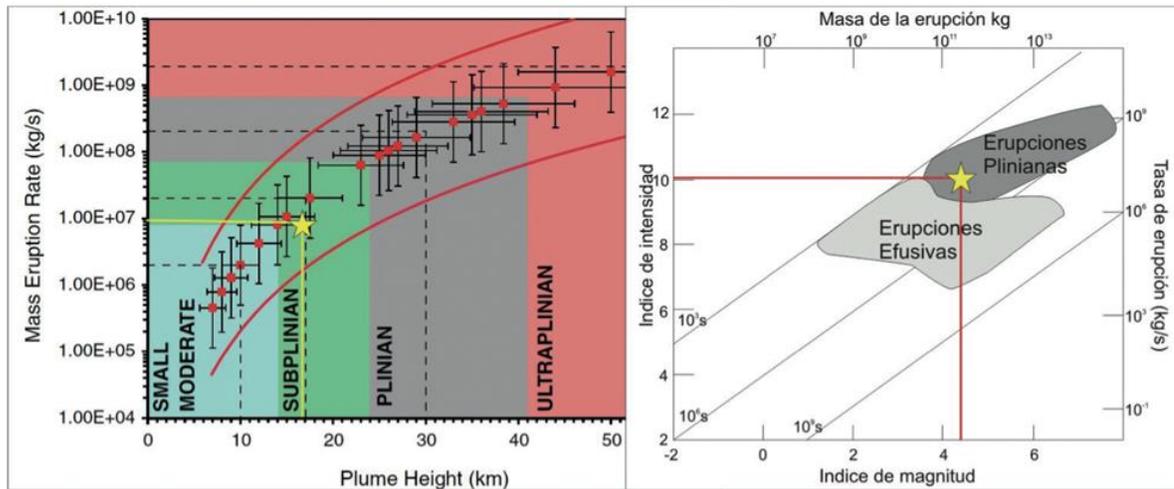
de color negro de 3-5 km de altura, dispersada hacia el sureste.



**Figura 4.4** Imágenes de la erupción del volcán Calbuco de 2015. La imagen de la izquierda corresponde al primer pulso ocurrido el 22 de abril, mientras que la de la derecha corresponde al segundo pulso, ocurrido el 23 de abril. Imágenes tomadas de SERNAGEOMIN.

El volumen total emitido, sin considerar la ceniza distal, es de aproximadamente  $0,28 \text{ km}^3$  (Mella *et al.*, 2015), lo que equivale a un volumen de roca densa equivalente de  $0,112 \text{ km}^3$  (con una densidad de roca de  $2,440 \text{ kg/m}^3$ ), consistente en su totalidad por material piroclástico de composición andesítico basáltica (55-56% de  $\text{SiO}_2$ ), incluyendo depósitos piroclásticos de caída (lapilli y bombas), y depósitos de flujo piroclástico generado por el colapso parcial de la columna eruptiva. Además, se generaron lahares que escurrieron mayoritariamente hacia el sur del cono principal por los ríos Blanco Sur y Este, y en menor proporción hacia el norte y noreste del estratovolcán por los valles de los ríos Pescado y Tepú (Mella *et al.*, 2015). Mediante el estudio estratigráfico de los depósitos de caída, es posible deducir que para el segundo pulso existió una transición súbita en el material juvenil dominante, variando desde uno vesiculado de color pardo a otro denso de color grisáceo, además de un aumento sustancial en el contenido de líticos. Esto último puede haber aumentado la inestabilidad de la columna eruptiva, lo que habría sido favorable para la generación de flujos piroclásticos, emitidos de manera radial y que se canalizaron a través de los valles de los ríos Frío, Caliente, Blanco Este, Tepu, Blanco Norte y Blanco Sur (Bertin *et al.*, 2015).

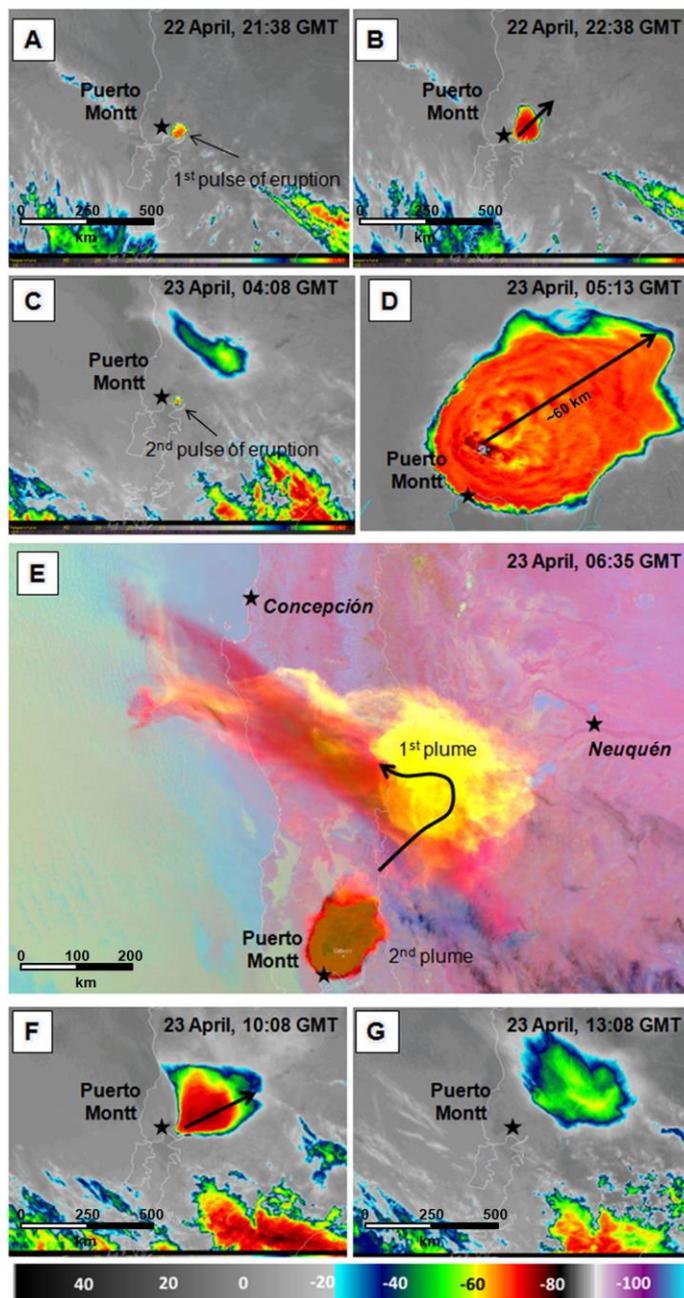
Esta erupción fue catalogada como una actividad del tipo subpliniano, con una magnitud IEV de 4-5, basado en el volumen emitido y en la altura alcanzada por la columna (Fig. 4.5, Mella *et al.*, 2015).



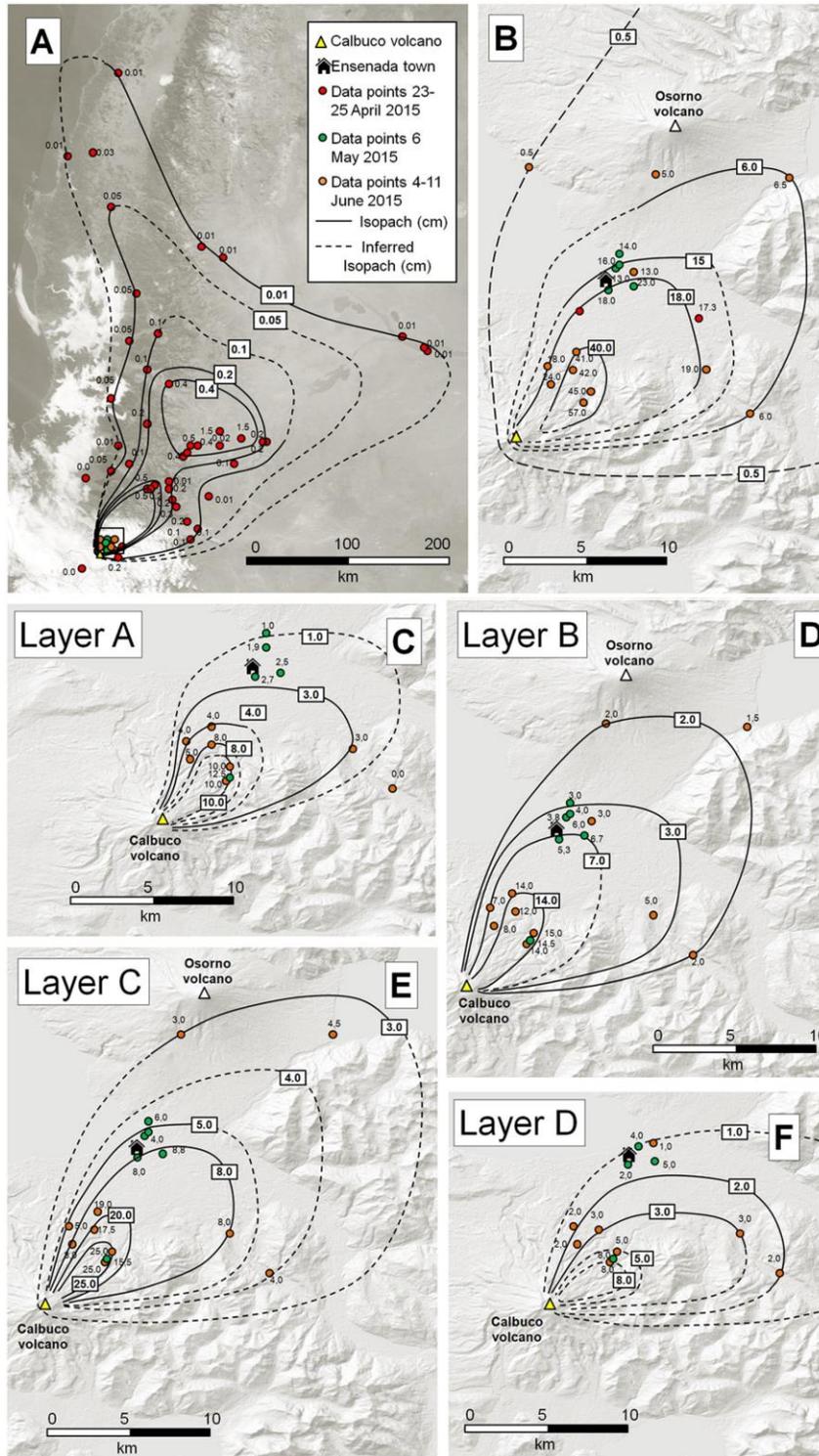
**Figura 4.5** Clasificación de la erupción del volcán Calbuco de 2015, según los métodos de Bonadonna y Costa (2012) y de Pyle (2000), respectivamente. En ambas se muestra un carácter subpliniano. Imagen modificada de Mella *et al.* (2015).

Los depósitos piroclásticos de caída consisten en capas de color gris a pardo, con fragmentos líticos que generalmente muestran gradación inversa. Los juveniles corresponden a clastos de pómez subangulares de grano grueso (lapilli grueso) y de vesicularidad variable. En base a criterios estratigráficos, los depósitos piroclásticos de caída han sido divididos en 4 subunidades, enumerados de 0 a 3 desde base a techo (Segura *et al.*, 2015) o mediante las letras A, B, C y D (Romero *et al.*, 2016). Las dos unidades inferiores (A y B o 0 y 1) se asocian al primer pulso eruptivo, mientras que las dos superiores al segundo.

La expansión y distribución de la columna eruptiva de cada pulso pueden ser evidenciadas mediante imágenes satelitales (satélite GOES-13). Estas fueron predominantemente hacia el noreste (Fig. 4.5, Romero *et al.*, 2016), lo que coincide con las isópacas de Romero *et al.* (2016) (Fig. 4.6), realizadas tanto para depósitos de caída distales (Fig. 4.6A), como para depósitos piroclásticos de caída proximales (Fig. 4.6B). Además, se trazó las isópacas para cada unidad de depósito piroclásticos de caída por separado y, se determinó que la distribución de todas las unidades es elíptica con un azimuth de entre 42-50° para las unidades A, B y C, y de ~71° para la unidad D, la cuál además tiene una forma más alargada.



**Figura 4.6** Imágenes satelitales que muestran la dispersión de las columnas eruptivas generadas durante la erupción del volcán Calbuco de 2015. a) Pluma eruptiva capturada a pocos minutos del comienzo del primer pulso. b) Se observa la dispersión del primer pulso hacia el NE ( $48^\circ$  azimuth). c) Comienzo de segundo pulso eruptivo. d) Detalles de la dispersión hacia el NE ( $55^\circ$  azimuth) de la segunda columna generada e) Coexistencia de ambos pulsos sobre el sur de Chile y la Patagonia argentina. f) La pluma se vuelve elongada a las 10:08 GMT del 23 de abril. g) La segunda pluma fue desconectada del cráter y dispersada antes de las 13:08 GMT. La escala bajo la figura muestra la temperatura en  $^\circ\text{C}$ . Imagen tomada de Romero *et al.* (2016).



**Figura 4.7** Mapa de isópachas para los depósitos del volcán Calbuco. Las imágenes A y B representan los depósitos piroclásticos de caída distales y proximales, respectivamente. Mientras que en las figuras C, D, E y F se muestra la distribución respectiva de las unidades A, B, C y D. Las líneas continuas representan las isópachas en cm y las líneas punteadas son isópachas inferidas. Figura tomada de Romero *et al.* (2016).

# CAPÍTULO 5

## RESULTADOS

### 5.1 Petrografía

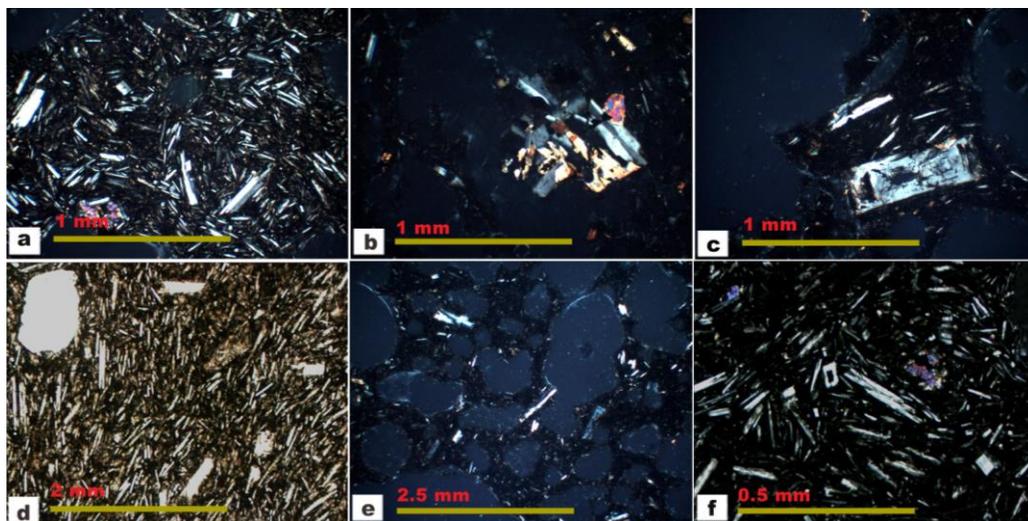
El estudio petrográfico de las rocas volcánicas es fundamental en la comprensión de los procesos magmáticos. Un análisis de este tipo permite identificar las fases minerales que conforman una asociación en equilibrio y reconocer el ordenamiento entre las fases, que pueden señalar temporalidades relativas de cristalización. También permite identificar disequilibrios que puedan haber ocurrido entre el fundido y los cristales previamente formados, por cambios abruptos de las condiciones presión, temperatura y/o de la composición del fundido, ya sea por el ascenso del magma y/o por el ingreso de un nuevo pulso magmático hacia la cámara magmática.

Las muestras de roca analizadas de la erupción del CVL de 1988-90, tomadas por Angelo Castruccio en enero de 2013, corresponden tanto a rocas piroclásticas de caída como a flujos de lava emitidos en el cono Navidad. Las rocas piroclásticas de caída corresponden a escorias de tamaño lapilli y bomba, mientras que las lavas consisten en coladas con estructuras de *leveé*. Para este estudio se hizo énfasis en la muestra de tamaño lapilli, que consiste en la muestra más representativa del ciclo eruptivo, con granos de 4 mm. Para la erupción del volcán Calbuco de 2015 se escogieron dos muestras de roca correspondientes a depósitos piroclásticos de caída de tamaño lapilli (4 mm), con una muestra representativa de la Unidad 1 y otra de la Unidad 3, de manera de representar los 2 pulsos principales de la erupción y de poder compararlos con la muestra tomada del CVL. Las muestras de esta erupción fueron tomadas por Angelo Castruccio en abril de 2015.

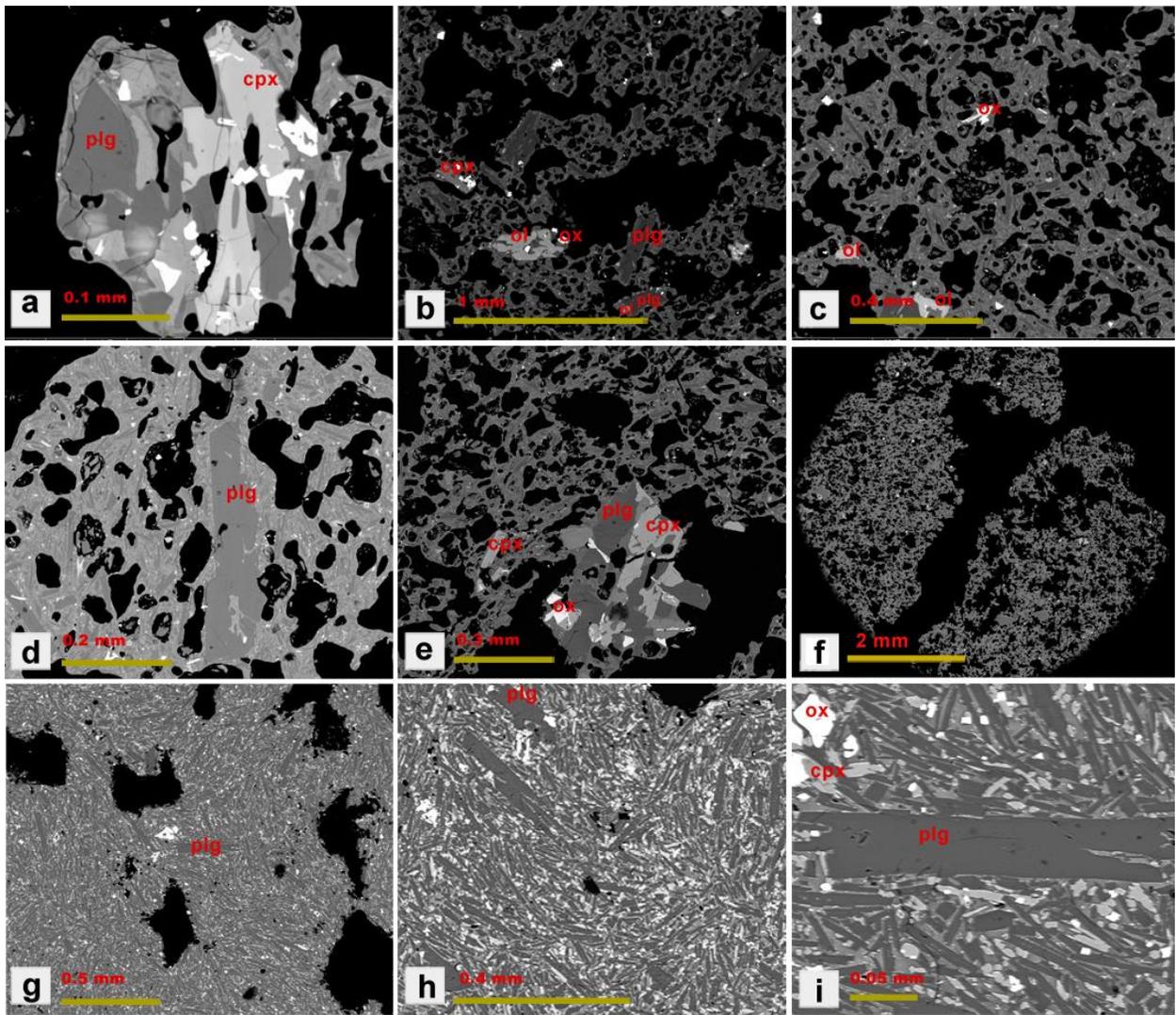
#### 5.1.1 Complejo Volcánico Lonquimay (CVL)

En general no existen grandes diferencias texturales y composicionales entre las muestras de lavas y de piroclastos. La principal diferencia es que las muestras de roca de lava tienen un

mayor contenido cristalino y se encuentran menos vesiculadas. En todas las muestras predomina la textura porfírica, con fenocristales de plagioclasa, olivino, clino y ortopiroxenos y óxidos de Fe-Ti inmersos en una masa fundamental intersertal e intergranular. La fase más abundante es la plagioclasa, que se encuentra de forma subhedral, alcanzando tamaños de hasta 1,5 mm. Los cristales de olivino, clino y ortopiroxeno, por su parte, alcanzan tamaños de hasta 0,6 mm, mientras que los óxidos de Fe-Ti tienen un tamaño de hasta 0,2 mm. Dentro de los rasgos más comunes, se encuentra la formación de cúmulos de plagioclasa, clinopiroxeno, ortopiroxeno, olivino y óxidos de Fe-Ti (textura glomeroporfídica). En cuanto a la masa fundamental, se compone principalmente por vidrio, junto a microlitos principalmente de plagioclasa, y en menor cantidad de clinopiroxeno y óxidos de Fe-Ti. En las muestras de lava existen zonas en donde los microlitos de plagioclasa se encuentran orientados (textura traquítica). Además, se reconocen texturas de desequilibrio tanto en las lavas como en los piroclastos, con textura de cedazo en los fenocristales de plagioclasas y esquelética en los de olivino (figuras 5.1 y 5.2).



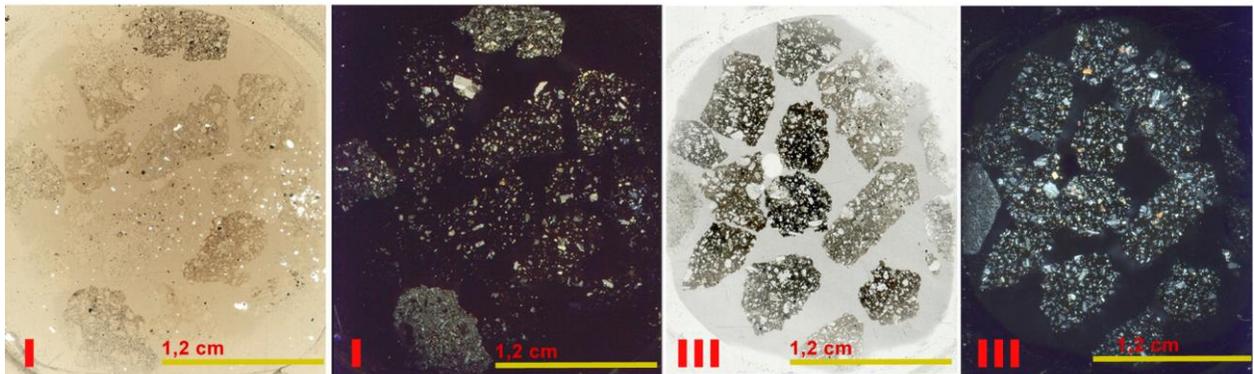
**Figura 5.1** Microfotografías de láminas delgadas de la erupción del Complejo Volcánico Lonquimay de 1988-90. a) Muestra de una lava a nícoles cruzados, en la que se puede distinguir fenocristales de plagioclasa junto a microfenocristales de plagioclasa y olivino en una masa fundamental intersertal (nícoles cruzaos). b) Imagen a nícoles cruzados de una muestra de ceniza. Se observa un glomérulo de plagioclasa-clinopiroxeno-olivino-óxidos de Fe-Ti. c) Fenocristal de plagioclasa con bordes de reacción de clinopiroxeno y textura de cedazo. Muestra tomada de un *levée* (nícoles cruzados). d) Textura traquítica (nícoles cruzados para una muestra de un *levée*). e) Muestra del *levée* con dos familias de tamaño de vesículas. f) Muestra de lava a nícoles cruzados, en la que se observan microfenocristales de plagioclasa y olivino, junto a fenocristales de plagioclasa en una masa fundamental intersticial.



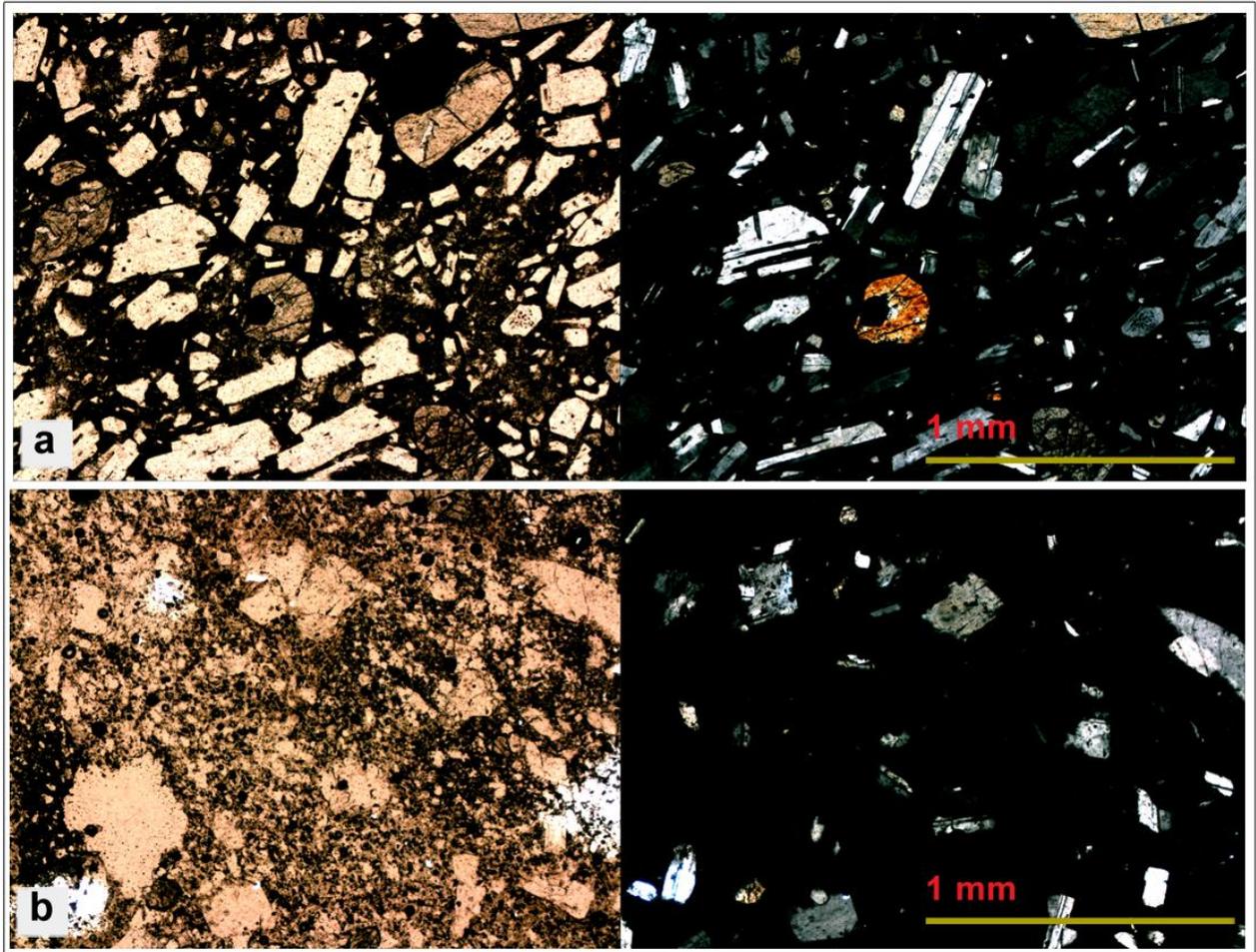
**Figura 5.2** Imágenes BSE de la erupción del Complejo Volcánico Lonquimay de 1988-1990. a-f) Corresponden a muestras de ceniza. Se distinguen fenocristales de plagioclasa, clinopiroxeno y olivino en una masa fundamental intersertal y vesiculada, compuesta principalmente por microlitos de plagioclasa y óxidos de Fe-Ti. Los olivinos y plagioclasas presentan textura de reabsorción y sieve respectivamente, y se observan cúmulos de clinopiroxeno-óxidos de Fe-Ti y de plagioclasa-olivino de Fe-Ti. g-i). Corresponden a muestras de lava, con un mayor contenido de microlitos de plagioclasa y óxidos de Fe-Ti, y menor porcentaje de vesículas en relación a las muestras de ceniza. En la imagen g se puede observar la presencia de orientación preferencial en las plagioclasas.

### 5.1.2 Volcán Calbuco

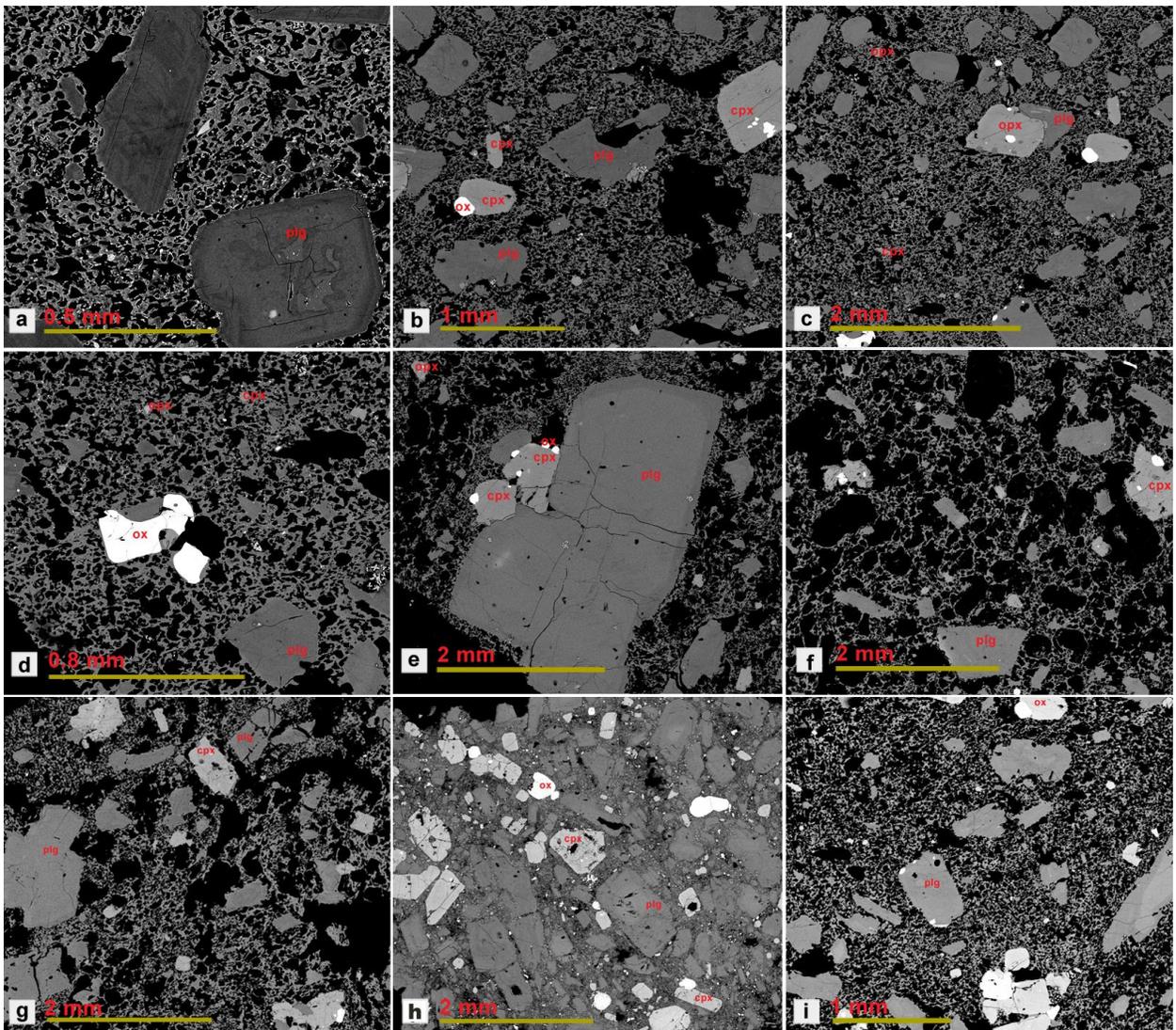
La Unidad 1 (Fig. 5.3) está constituida por escorias parduzcas de textura porfírica, con fenocristales de plagioclasa que alcanzan tamaños de hasta 2,5 mm, clino y ortopiroxenos, de tamaños de hasta 1 mm, y minerales opacos que alcanzan tamaños de 0,4 mm, inmersos en una masa fundamental vítrea vesiculada y con gran porcentaje de microlitos, principalmente de plagioclasa (Figs. 5.4, 5.5). Además, se observan microfenocristales de anfíbola de manera localizada. Los fenocristales de plagioclasa muestran comúnmente zonación de patrón normal y oscilatoria. Estos se encuentran comúnmente formando cúmulos junto a fenocristales de clino y ortopiroxeno. Además, se reconocen texturas de reabsorción en plagioclasas y piroxenos. En cuanto a la masa fundamental, se compone principalmente por microlitos de plagioclasa y en menor cantidad por ortopiroxenos, óxidos de Fe-Ti y vidrio. Las vesículas tienen formas subredondeadas y distintos tamaños, siendo posible reconocer al menos 2 familias de tamaño (figuras 5.5f y 5.5g ). En esta unidad, además, existe un clasto con notorias diferencias texturales con respecto al resto, pero de igual composición (Fig. 5.5h). Se encuentra pobremente vesiculada y con un mayor porcentaje de fenocristales en relación a los demás clastos, pudiendo corresponder a un clasto lítico.



**Figura 5.3** Imágenes de las muestras de roca analizadas de la erupción del volcán Calbuco de 2015 (unidades 1 y 3).

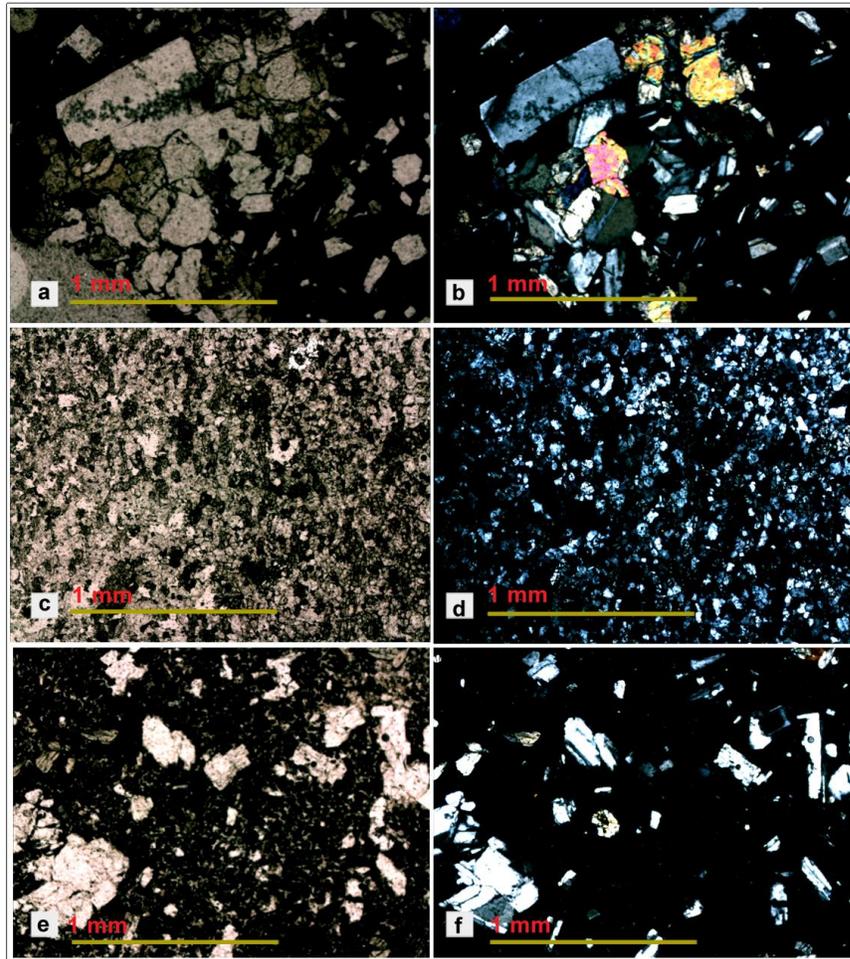


**Figura 5.4** Microfotografías de muestras de roca de la erupción del volcán Calbuco de 2015 (Unidad 1). Las imágenes fueron tomadas a nícoles paralelos (zona izquierda) y a nícoles cruzados (zona derecha).

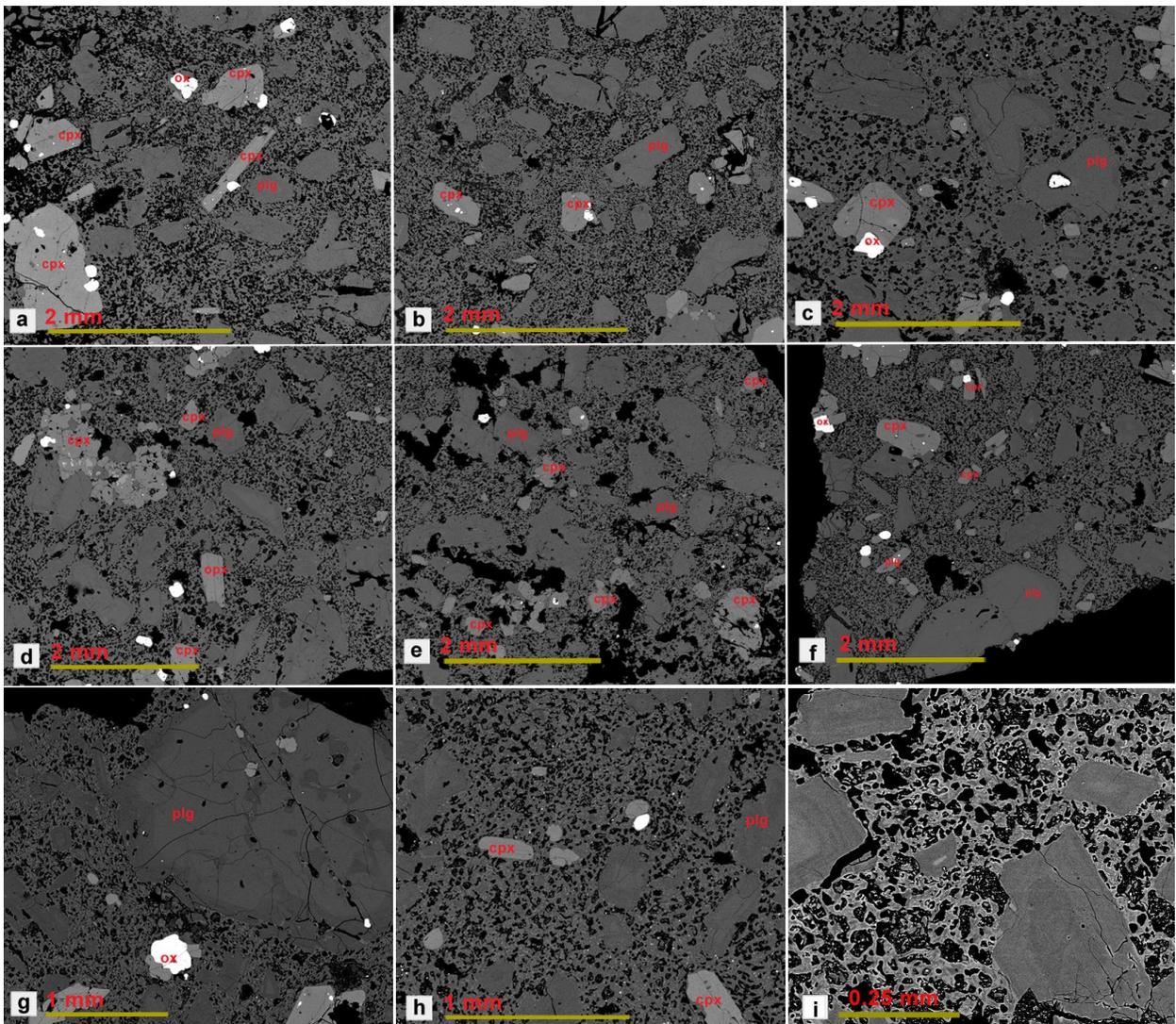


**Figura 5.5** Imágenes BSE de los piroclastos emitidos durante el primer pulso de la erupción del volcán Calbuco de 2015 (Unidad 1). En las imágenes a y e, se puede observar patrones de zonación en los fenocristales de plagioclasa. En las imágenes b, c, d y e se observan los glomerúlos formados por distintas asociaciones de cristales (cpx-ox, opx-plg o cpx-plg-ox). En las imágenes e, f, g y se observan las distintas familias de tamaño de vesículas. La imagen H, por su parte, corresponde a un grano con diferencias en cuanto a su vesicularidad y a su contenido de fenocristales, ya que tiene una vesicularidad casi nula y un gran número de fenocristales, pero con las mismas asociaciones de minerales.

La muestra de roca de la Unidad 3 corresponde a escorias con similitudes a la Unidad 1, tanto texturales como composicionales. A diferencia de este, contiene una mayor cantidad de fenocristales y vesículas de menor tamaño (figuras 5.6 y 5.7). Predomina la textura porfírica, con un gran porcentaje de fenocristales de plagioclasa (24% vol.) y tamaños de hasta 2 mm, y en menor medida, por fenocristales de ortopiroxeno, clinopiroxeno y óxidos de Ti-Fe. Además, presenta textura glomeroporfírica, con asociaciones de plagioclasas, clinopiroxeno y ortopiroxeno.



**Figura 5.6** Microfotografías de cortes transparentes pulidos correspondientes a los piroclastos emitidos durante el segundo pulso eruptivo del volcán Calbuco de 2015 (Unidad 3). En la imagen (a) se observa un cúmulo, formado por fenocristales de plagioclasa, ortopiroxeno y óxidos de Fe-Ti.



**Figura 5.7** Imágenes BSE de los piroclastos emitidos durante el segundo pulso de la erupción del volcán Calbuco de 2015 (Unidad 3). Se observa una mayor cristalinidad con respecto a la Unidad 1, y un mayor número de vesículas pero de menor tamaño.

## 5.2 Distribución de tamaño de cristales

El tamaño de cristales es la forma más común para cuantificar texturas de rocas volcánicas, utilizando la teoría de distribución de tamaño de cristales (CSD) (Marsh 1988), que permite comparar las diferentes condiciones las que estuvieron sujetas ambas erupciones, incluyendo el almacenamiento en la cámara magmática, el ascenso por el conducto, y su erupción. El análisis se enfoca en la distribución de tamaño de los cristales de plagioclasa, debido que se encuentran presentes durante casi todo el proceso de diferenciación de los magmas, además de ser una fase abundante en este tipo de rocas.

Las imágenes se obtienen mediante el microscopio de barrido (SEM), que permite trabajar a escala de micrones y diferenciar las fases minerales por su color, correspondiendo las tonalidades más claras a los elementos de mayor densidad. Para la captura de imágenes, se escogen las zonas que sean representativas del corte, incluyendo los fenocristales de mayor tamaño, las que luego son procesadas con un editor de gráficos que permite el uso de capas (*Photoshop CS5* para este caso), para generar una imagen binaria que con los elementos de interés. Esta imagen es procesada con el software *ImageJ* (Abramoff *et al.*, 2004) y una actualización realizada por Higgins (2000), que se instala como plugin de *ImageJ* al instalar el software *CSD Corrections 1.5*, disponible de manera gratuita en <http://www.uqac.ca/mhiggins/CSDCorrections.exe>.

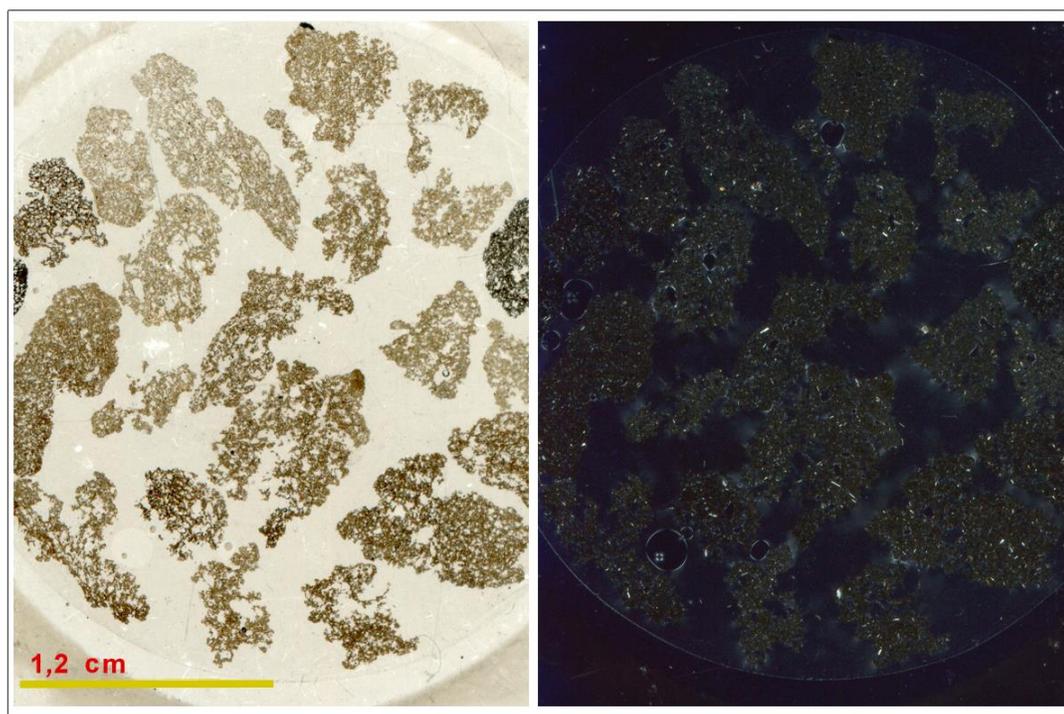
Al abrir la imagen en *ImageJ* (File/Open), lo primero que se debe ajustar es la escala de la fotografía (Analyse/Set Scale). La imagen luego debe ser procesada a escala de grises (Image/Adjust/Threshold o /Color Threshold). El siguiente paso es determinar las medidas que se desea obtener (Analyse/Set Measurement), para este caso se seleccionan las opciones de área, centroide y el elipse característico. Con esto realizado, se analiza la imagen (Analyse/Analyse Particles), lo que produce una tabla con los resultados, que puede ser guardada en formato \*.csd, utilizando el plugin anteriormente instalado (plugins/CSD output). Este archivo se lee luego con el software *CSD Corrections 1.5* (Higgins, 2000).

El estudio de distribución de tamaño de cristales es una medida volumétrica, pero el tamaño y número de cristales se mide en un corte transparente que es bidimensional, por lo que debe ser corregido. El software *CSDCorrection* presenta la cualidad de realizar tal corrección. Para esto es necesario especificar la razón de aspecto del cristal (dimensiones de los ejes cristalográficos a, b y c), el factor de esfericidad  $y$ , la medida del largo y ancho del cristal. Una

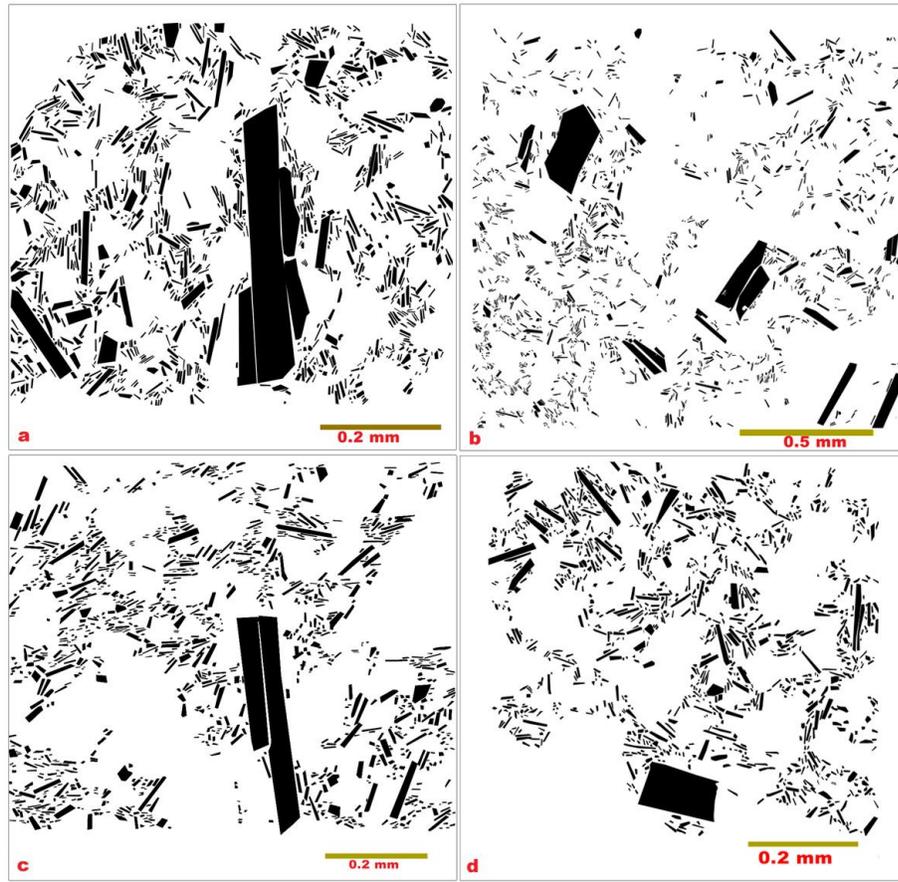
buena forma de obtener los parámetros  $a$ ,  $b$  y  $c$ , es leyendo los datos entregados en *ImageJ*, con el programa elaborado en Microsoft Excel, *CSDcut2*.

### 5.2.1 Complejo Volcánico Lonquimay (CVL)

La muestra de roca analizada del Complejo Volcánico Lonquimay (CVL) corresponde a una muestra de roca de los depósitos piroclásticos de caída emitidos desde el cono Navidad, con granos de 4 mm en promedio (Fig. 5.8), la cual presenta, entre otras características, plagioclasas subhedrales con textura de cedazo. Se escogió esta muestra por su representatividad de los depósitos piroclásticos de caída. Para el uso de la metodología CSD se generaron 4 imágenes binarias correspondientes a 4 zonas del corte (distintos granos), manteniendo sólo los cristales de plagioclasas presentes en la muestra (Fig. 5.9), para luego procesarlas en *ImageJ* y *CSD Corrections* y así obtener los gráficos CSD (Fig. 5.10). Respecto a las razones de aspecto (ejes cristalográficos), se utilizaron valores de 1:3,4:9 para la figura 5.9A, 1:4,5:10 para la figura 5.9B, y 1:3,4:7 para la figura 5.9C. Finalmente, para la figura 5.9D, se utilizaron valores de 1:2,5:7.

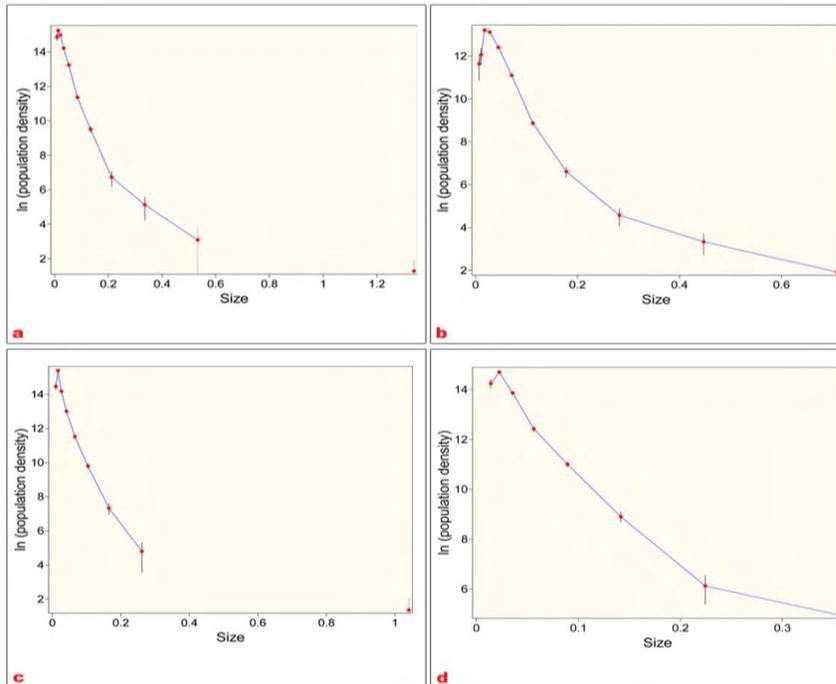


**Figura 5.8** Imagen escaneada del corte transparente del CVL correspondiente a granos de tamaño lapilli.

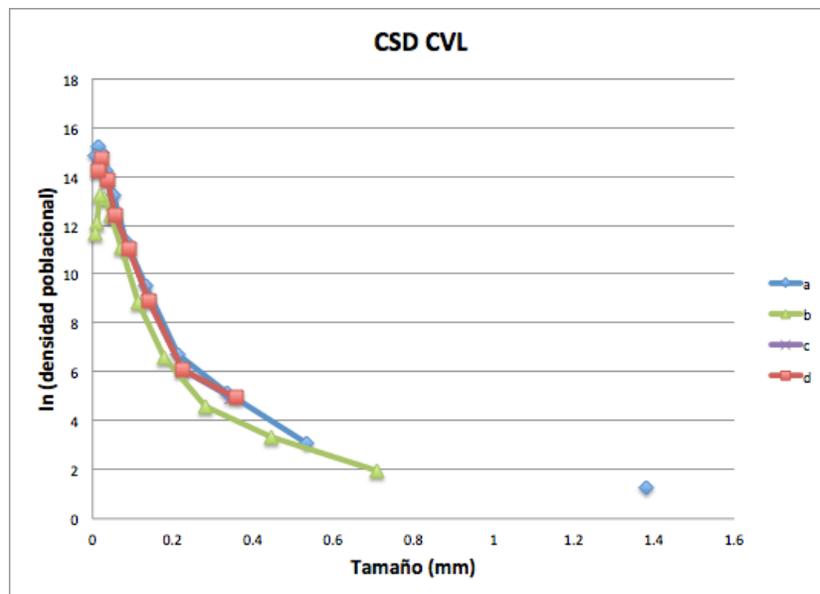


**Figura 5.9** Imágenes digitalizadas de plagioclasas para la muestra de roca del CVL.

Las curvas obtenidas muestran un patrón de curvatura similar, con pequeños aumentos de pendiente hacia tamaños mayores a 0,25 mm, es decir, se vuelve menos negativa (menos empinada), y presentan una cuña hacia abajo para cristales de tamaño menores a 0,08 mm, evidenciando un empobrecimiento en cristales de este tamaño (Figs. 5.10 y 5.11). La curvatura hacia facies más gruesas puede deberse a diversos procesos, Higgins (1996) propone que refleja procesos de mezcla de magmas, pero también puede deberse a que la roca haya estado sujeta a diferentes tasas de descompresión o a procesos de acumulación de cristales en la cámara magmática. La ausencia de cristales pequeños (cuña hacia abajo) puede relacionarse a procesos de reabsorción, debido a que el magma se mantuvo a una temperatura cercana al liquidus (Higgins, 2000), o a que el magma se enfrió muy rápido en su etapa final, imposibilitando la nucleación de los cristales de menor tamaño (Armienti, 2008). También puede ser una limitación de medición, debido a la dificultad de reconocer cristales muy pequeños.



**Figura 5.10** Curvas de de distribución de tamaño de plagioclasas obtenidas para el CVL, utilizando las imágenes de la figura 5.9.

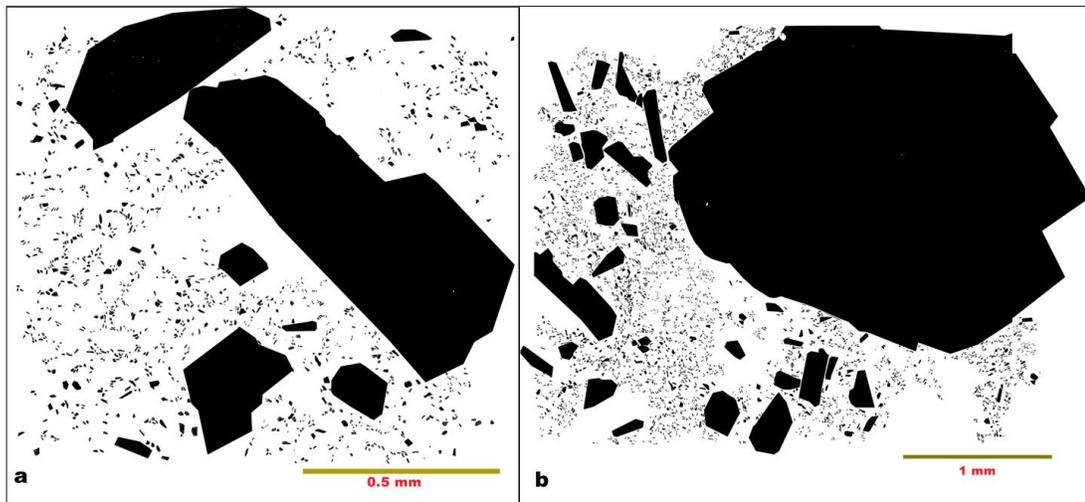


**Figura 5.11** Curvas de distribución de tamaño de plagioclasas de la erupción del Complejo Volcánico Lonquimay de 1988-90, dispuestas en conjunto.

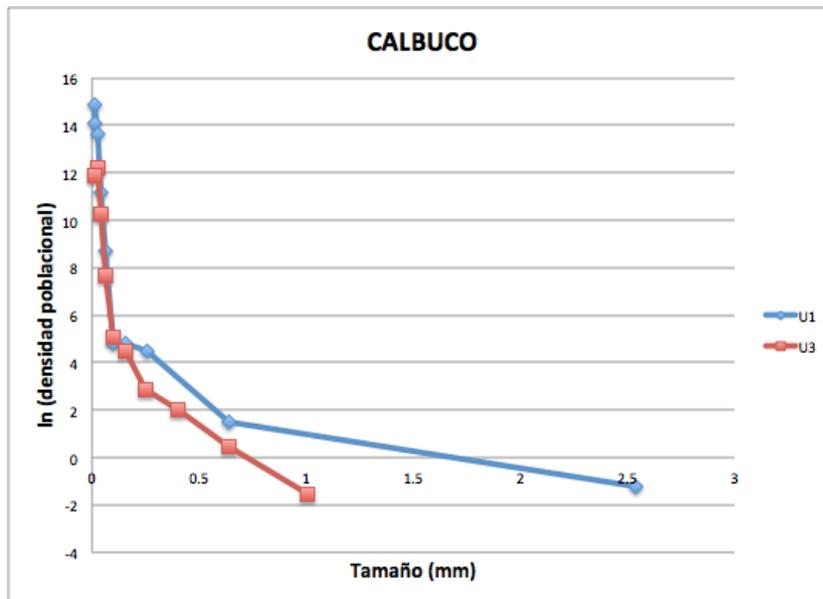
### 5.2.2 Volcán Calbuco

Para el estudio de distribución de tamaños del volcán Calbuco, se estudiaron 2 cortes transparentes, correspondientes a las unidades 1 y 3, de manera de analizar ambos pulsos principales de la erupción. La figura 5.12 corresponde a las imágenes digitalizadas de ambas unidades, en donde se aprecian los cristales de plagioclasa.

Las curvas resultantes de ambas unidades (Fig. 5.13) presentan un patrón similar para tamaños menores a 0,3 mm, con una pendiente más pronunciada que las obtenidas en el CVL, y con la misma cuña observada para tamaños menores. Para tamaños mayores a 0,3 mm, se observan diferentes cambios de pendientes en ambos casos, los que se relacionan a la presencia de más de una familia de cristales, observable también en la imagen digitalizada (Fig. 5.12). Como se mencionó anteriormente, existen diferentes procesos que pueden contribuir en una distribución con esta curvatura, entre los que se encuentra la mezcla de magmas, procesos de acumulación de cristales o distintas tasas de ascenso. Para la última alternativa mencionada, la población de cristales de mayor tamaño registrarían las menores tasas de descompresión, en relación a los cristales de menor tamaño.



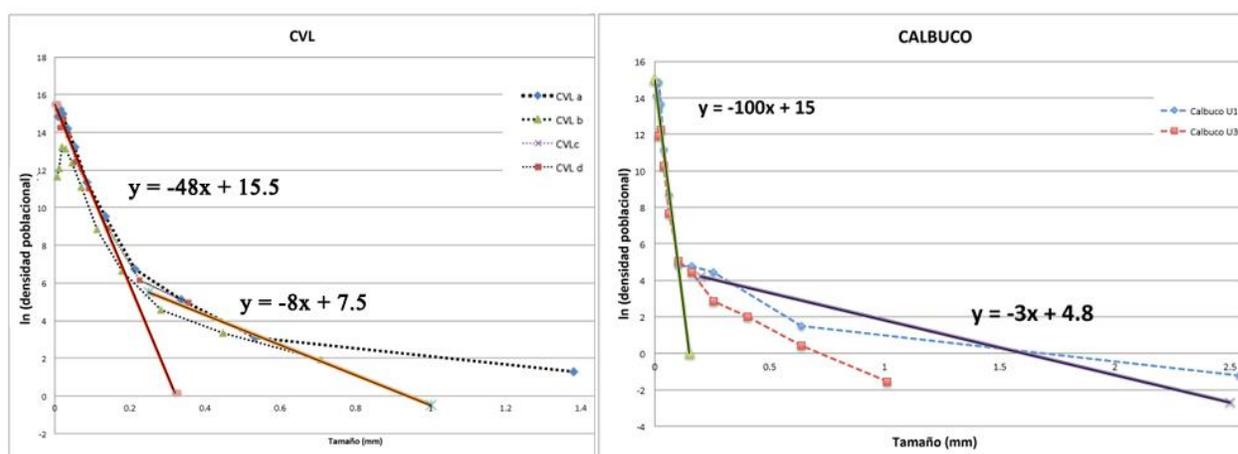
**Figura 5.12** Imágenes digitalizadas de plagioclasas para las muestras de roca de la erupción del volcán Calbuco de 2015. La imagen (a) corresponde a la Unidad 1, que representa al primer pulso eruptivo, mientras que la imagen (b) corresponde a la Unidad 3, representando al segundo pulso eruptivo.



**Figura 5.13** Gráficos de distribución de tamaño de plagioclasas de la erupción del volcán Calbuco de 2015.

La imagen 5.14 muestra las curvas obtenidas para ambos centros eruptivos, junto a la ecuación representativa para cada caso, la que se obtuvo mediante una regresión lineal, realizada para tamaños de cristales de tamaño de microlitos (<0,3 mm) y de micro y fenocristales (>0,3 mm) por separado. Con la pendiente de las rectas resultantes, es posible obtener una estimación de los tiempos de residencia, usando la relación  $m = -1/G\tau$ , donde  $m$  es la pendiente (conocida),  $G$  la tasa de crecimiento de cristales, y  $\tau$  el tiempo de residencia. Pero para estimar el valor de  $\tau$ , se debe tener una buena aproximación del parámetro  $G$ . Cahsman (1990) sugiere que la tasa de crecimiento de cristales bajo la mayoría de las condiciones de enfriamiento magmático son de entre  $10^{-9}$  y  $10^{-10}$   $\text{mms}^{-1}$ . Sin embargo, numerosos estudios han encontrado que las tasas de crecimiento de microlitos puede llegar a valores de hasta  $10^{-7}$ - $10^{-6}$   $\text{mms}^{-1}$  en magmas en ascenso, por lo que la tasa de crecimiento varía hasta aproximadamente 5 ordenes de magnitud (Brugger *et al.*, 2010). De acuerdo a diversos autores (Cigolini *et al.*, 2008; Higgins, 1996; Genareau *et al.*, 2009; Pappalardo *et al.*, 2007; Renzulli *et al.*, 2009; Resmini y Marsh, 1995; Salisbury *et al.*, 2008; Turner *et al.*, 2003), para casos en que los cristales sean el resultado de un enfriamiento lento (cámara magmática), la tasa de crecimiento a utilizar es de entre  $10^{-8}$  y  $10^{-10}$   $\text{mm s}^{-1}$ , mientras que para casos de descompresiones rápida (ascenso en el conducto), se utilizan los mayores valores de  $G$ :  $10^{-6}$  y  $10^{-8}$   $\text{mm s}^{-1}$ .

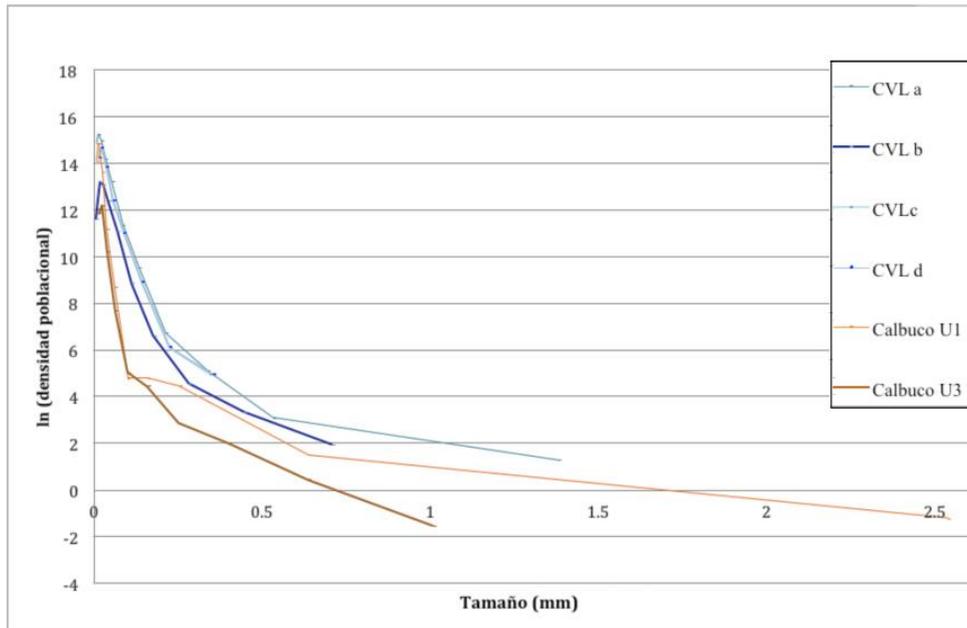
Utilizando los valores mencionados anteriormente, se estiman los tiempos de residencia de cada centro eruptivo (tabla 5.1). Si bien esta no es una medida gran exactitud, debido a los procesos que alteraron la distribución de cristales de cada caso, se puede obtener información cualitativa de estas, para comparar ambos casos. El tiempo de residencia calculado para microlitos reflejaría las etapas más tardías del ciclo eruptivo (conducto volcánico), mientras que los tamaños mayores reflejarían condiciones de la cámara magmática. Para el volcán Calbuco se obtiene un tiempo de residencia menor para tamaños pequeños, y mayor para tamaños mayores. Esto podría indicar que tuvo mayor tiempo de almacenamiento en la cámara magmática y un ascenso más rápido por el conducto.



**Figura 5.14** Gráficos de distribución de tamaño de plagioclasas de ambos centros con sus ecuaciones representativas (regresión lineal).

**Tabla 5.1** Tiempos de residencia calculados a partir de la pendiente y de un valor de G escogido arbitrariamente.

	<b>G</b> <b>mm/s</b>	<b>m CVL</b> <b>(mm)</b>	<b>m CALB</b> <b>(mm)</b>	<b>τ CVL</b> <b>(hr)</b>	<b>τ CALB</b> <b>(hr)</b>
<b>Microlitos</b>	0,0000001	-48	-100	57,9	27,8
<b>Fenocristales</b>	0,000000001	-8	-3	34722,2	92592,6



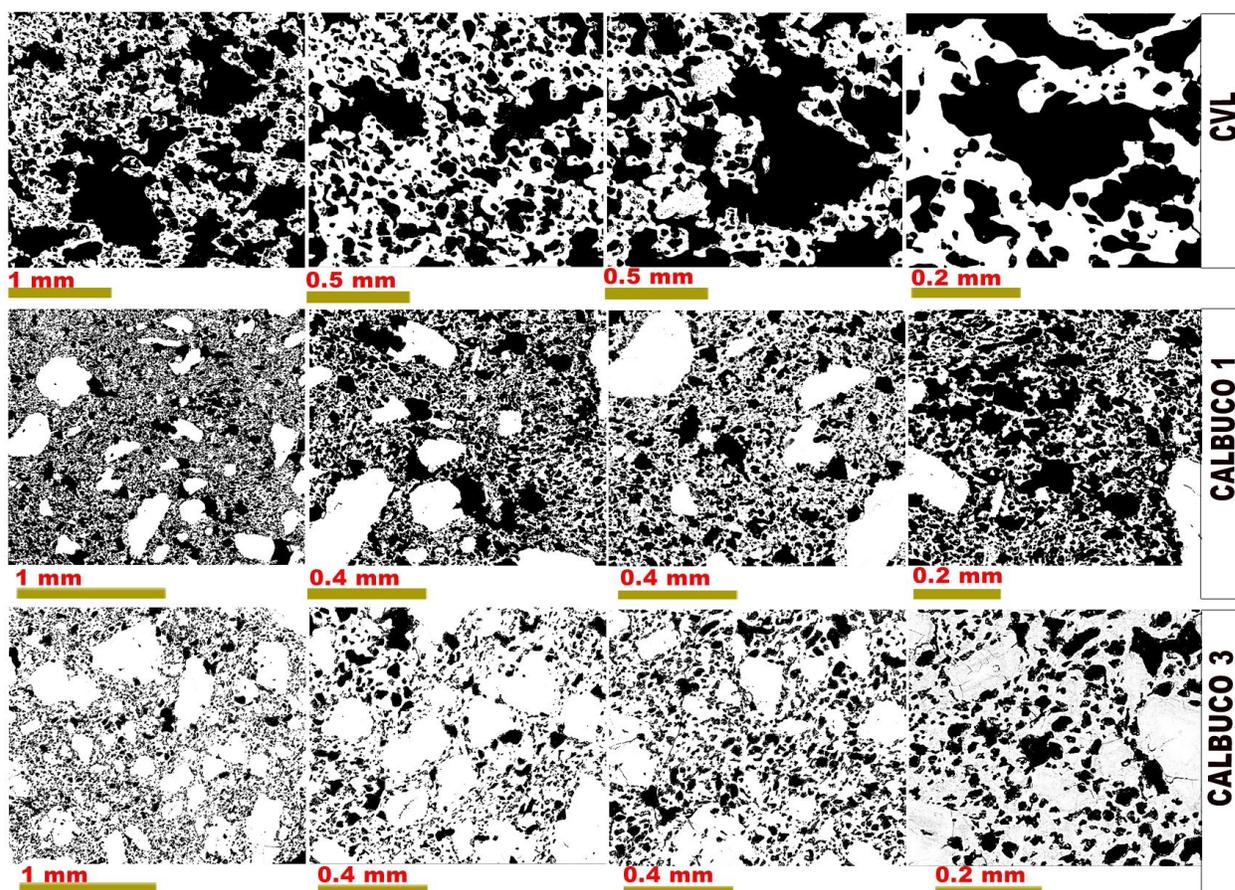
**Figura 5.15** Gráficos de distribución de tamaño de plagioclasas de ambos centros eruptivos.

### 5.3 Distribución de tamaño de vesículas

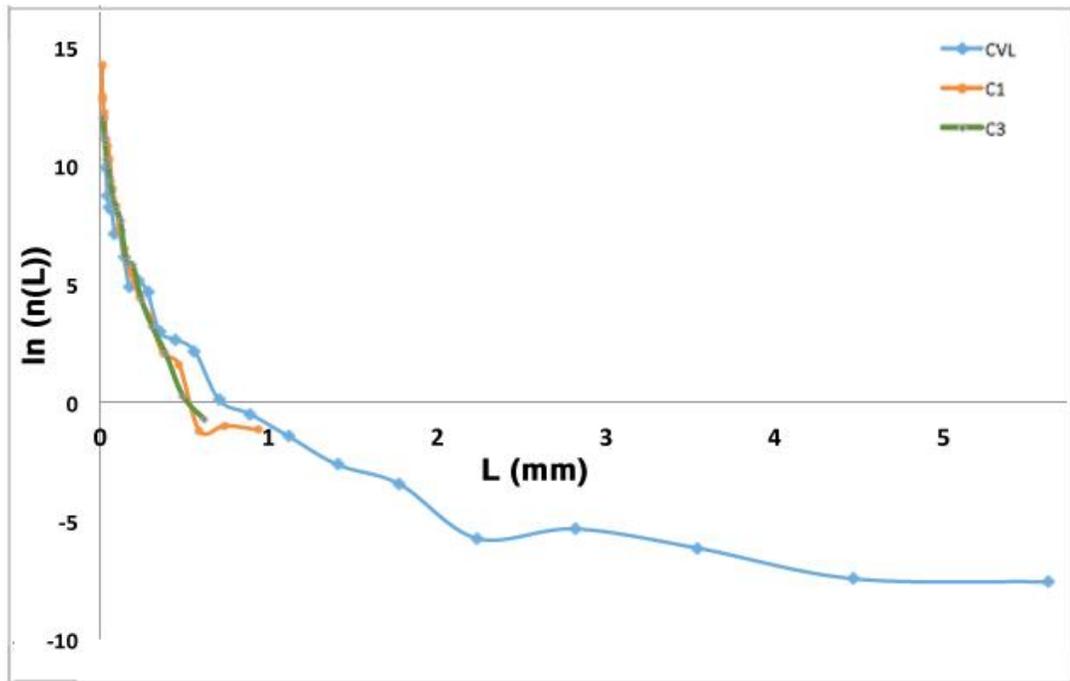
Los análisis de distribución de vesículas se realizan mediante el software *FOAMS*, programado en *Matlab* y disponible en la página <http://www2.hawaii.edu/~tshea/>. Este programa fue diseñado para facilitar la medición y conversión estereológica de objetos dispuestos en un set de varias imágenes tomadas con el microscopio de electrones de barrido. Para esto, las imágenes se deben editar mediante un editor gráfico (*Photoshop CS5*), para generar una imagen binaria con las vesículas que corresponden a las partes negras de los cortes, y también corregir zonas en que las paredes entre burbujas sean demasiado pequeñas y no reconozcan. El software permite estudiar un set de 20 imágenes con distintas magnificaciones, para así resolver distintos rangos de tamaños.

La figura 5.16 corresponde a las imágenes binarias generadas para cada centro, donde se reconocen a simple vista, diferencias de tamaños y aspectos. En el CVL las vesículas presentan un amplio rango de tamaños, con un aspecto subsférico para las de menor tamaño, y formas muy irregulares para las de mayor tamaño, indicando procesos de coalescencia. En cuanto a las muestras del volcán Calbuco, se encuentran diferencias entre ambas unidades de este centro, la Unidad 1 tiene una mayor densidad de vesículas en relación a la Unidad 3, y es posible reconocer al menos 2 familias de tamaños. Además, dentro de esta misma muestra, se encuentran 2 tipos de

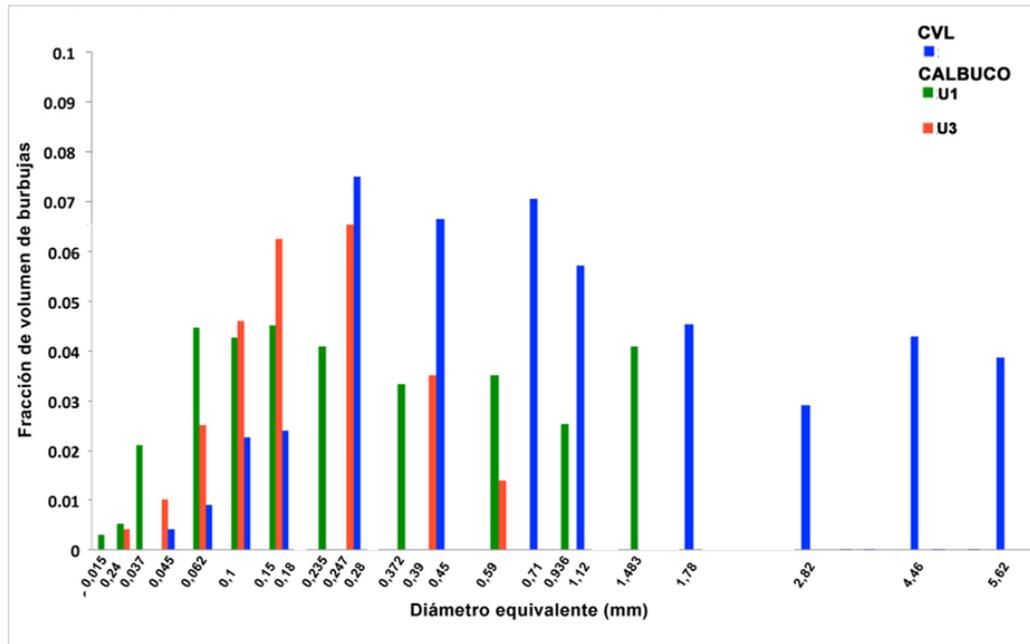
clastos, con distintos grados de coalescencia y vesicularidad. En la figura 5.16 se muestra un clasto representativo de la Unidad 1 (a distintas escalas), correspondiente a los clastos de menor vesicularidad y coalescencia. La Unidad 3, por su parte, muestra vesículas con tamaños menores en relación a la Unidad 1. Las observaciones anteriores pueden ser corroboradas con los análisis realizados en *FOAMS* (Fig. 5.17). Las distribuciones de volumen bimodales de las muestras del CVL y de la Unidad 1 del volcán Calbuco se pueden interpretar como eventos de coalescencia, lo que también se observa en los diagramas  $\ln(n)$ -diámetro equivalente, donde las curvas aumentan su pendiente hacia tamaños mayores. En la Unidad 3, se obtiene una distribución unimodal, que se asemeja a casos en que la nucleación y crecimiento de burbujas es continua. La diferencia más clara entre ambos centros corresponde al tamaño relativo de las vesículas, ya que el CVL contiene tamaños de hasta 3 mm, mientras que en las del volcán Calbuco llega a tamaños de 1 mm.



**Figura 5.16** Imágenes binarias para el estudio de vesículas de ambos centros eruptivos. Las vesículas corresponden a las zonas de color negro.



**Figura 5.17** Distribución de tamaño de vesículas en terminos de la densidad numérica  $n(L)$  para el volcán Calbuco (ambas unidades) y para el CVL.



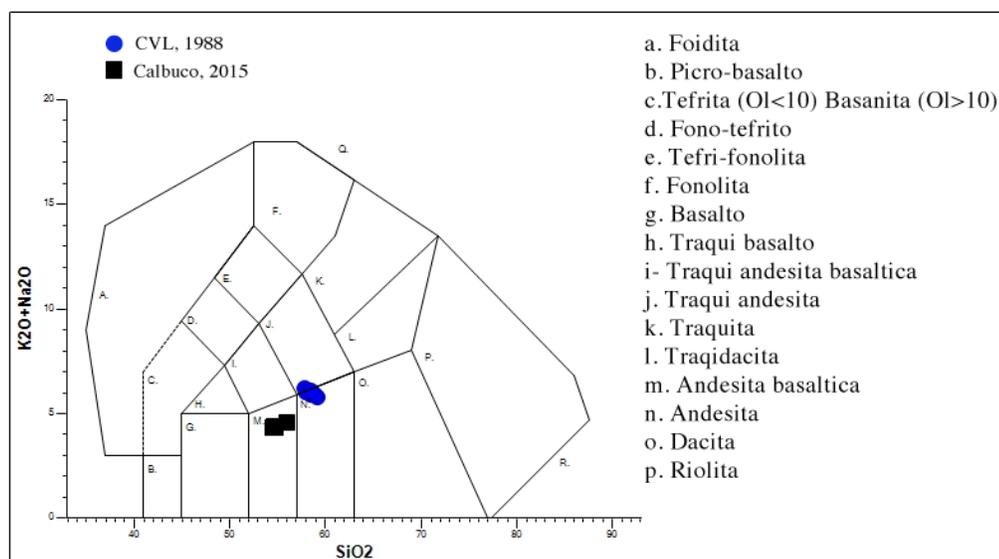
**Figura 5.18** Distribución de volumen de burbujas para el volcán Calbuco (ambas unidades) y para el CVL.

## 5.4 Geoquímica

Con el fin de evidenciar diferencias y similitudes geoquímicas entre ambos centros eruptivos, se realiza un análisis de los datos geoquímicos de roca total y de minerales. Los datos para este estudio fueron recopilados de diversos autores (ver anexo B).

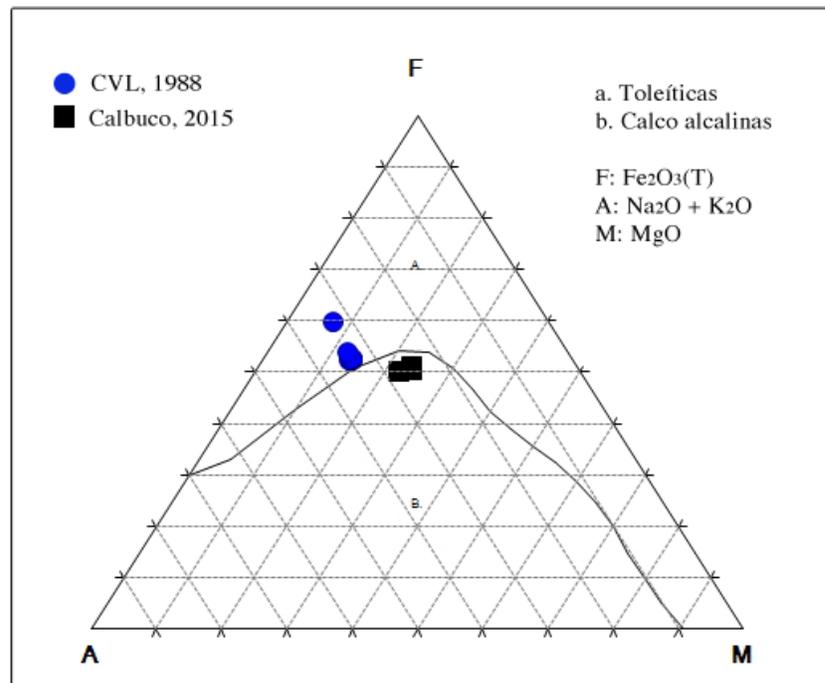
### 5.4.1 Elementos mayoritarios

Las rocas analizadas del ciclo eruptivo del CVL de 1988-90 se caracterizan por un contenido de  $\text{SiO}_2$  de entre 57 y 59% en peso. Al graficarlas en un diagrama TAS (sílice versus álcalis totales, Le Bas, 1986; Le Maitre *et al.*, 2002), se distribuyen en la línea divisoria entre las rocas pobres en álcalis y las de mediana concentración, es decir, entre las series andesita y traqui-andesita (Fig. 5.18). En cuanto a las muestras del volcán Calbuco, presentan poca variabilidad en cuanto a su composición con valores de  $\text{SiO}_2$  de entre 54 y 56% en peso. En el diagrama TAS se clasifican como andesitas basálticas (Fig. 5.18).



**Figura 5.18** Diagrama TAS (sílice versus álcalis totales) (Le Maitre *et al.*, 2002) de las muestras del CVL y del volcán Calbuco.

En la figura 5.19 se clasifican las muestras en un diagrama AFM (Irving y Baragar, 1971), correspondiente a un diagrama ternario, donde se grafican las álcalis (A=Na<sub>2</sub>O + K<sub>2</sub>O), el Fe total (F=FeO+Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>) y óxido de magnesio (M=MgO). Se observa que las muestras del CVL presentan una tendencia toleítica, a diferencia de las del volcán Calbuco que tienen una tendencia calcoalcalina.



**Figura 5.19** Diagrama AFM (Irving y Baragar, 1971) para las muestras del CVL y el volcán Calbuco. Se aprecia una tendencia toleítica para las muestras del CVL, mientras que las del volcán Calbuco presentan una tendencia calcoalcalina.

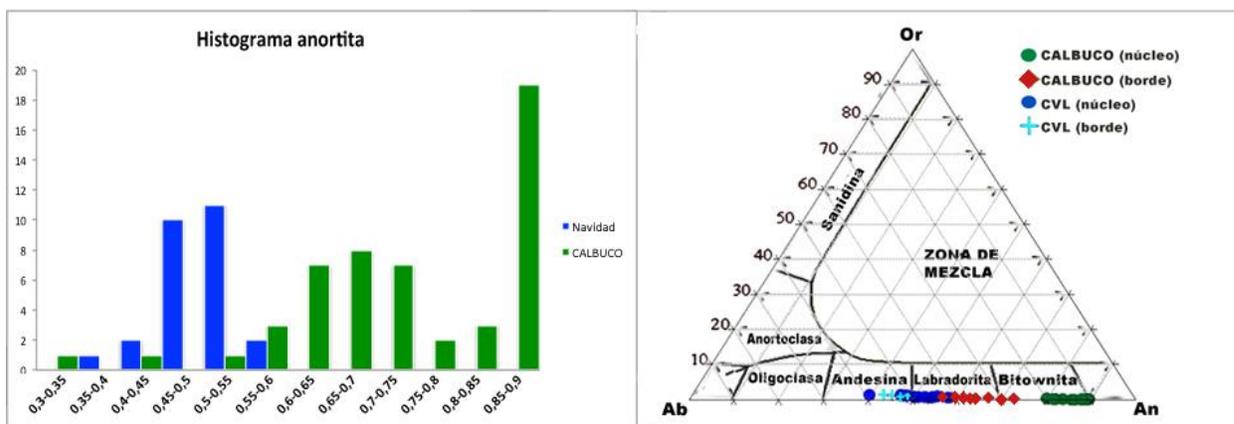
## 5.4.2 Geoquímica mineral

Mediante los análisis químicos de minerales, es posible cuantificar los contenidos de elementos mayores de las fases que conforman las rocas volcánicas. Asimismo, se pueden analizar variaciones temporales en la composición química de cristales con textura de zonación.

### 5.4.2.1 Plagioclasa

La plagioclasa es la fase mineral más común de las rocas volcánicas subalcalinas de zonas de subducción y se encuentra presente durante todo el proceso de enfriamiento y de

diferenciación de los magmas, ya sea como fenocristal o como microlito. Para este estudio se utilizaron datos geoquímicos realizados en fenocristales de ambas erupciones, analizando tanto la composición en el núcleo como en el borde del cristal para así distinguir cambios a los que pueda haber estado sujeto el magma durante su enfriamiento. La figura 5.20 muestra la composición de las plagioclasas, mediante un histograma de porcentaje de anortita (An%) y un diagrama ternario Ortoclasa-Albita-Anortita. En estos gráficos se puede observar que las plagioclasas del CVL se ubican hacia una composición más sódica ( $An_{0.48}-An_{0.55}$ ), en relación a las del volcán Calbuco, que presenta plagioclasas de composición más cálcica ( $An_{0.85}-An_{0.90}$ ). Además, se puede establecer una clara diferencia entre la composición del núcleo y el borde de las plagioclasas del volcán Calbuco, siendo las del núcleo de composición más anortítica. Las del CVL, por su parte, no presentan grandes diferencias composicionales entre núcleo y borde.

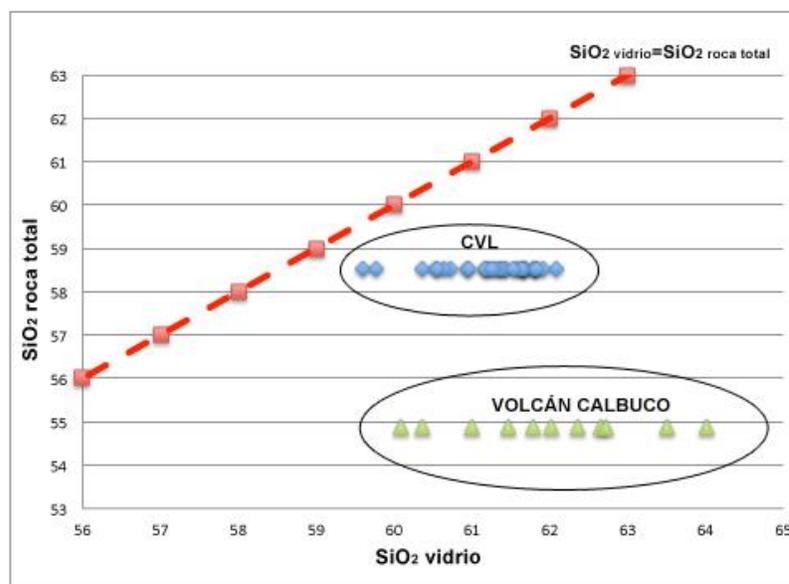


**Figura 5.20** Composición química de los fenocristales de plagioclasa presentes en ambas erupciones. El cuadro izquierdo corresponde a un histograma composicional expresado como porcentaje de anortita (An%), mientras que el cuadro derecho muestra los datos graficados en un diagrama ternario para feldespatos.

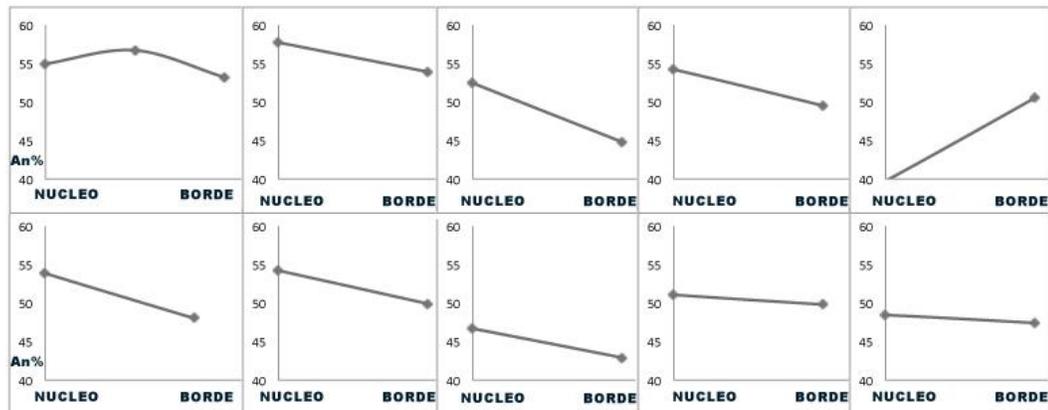
#### 5.4.2.2 Vidrio

De manera complementaria, se clasifica el vidrio volcánico de ambos centros eruptivos, por medio de un diagrama  $SiO_{2\text{vidrio}} - SiO_{2\text{RocaTotal}}$ , para determinar hacia que lado de la línea  $SiO_{2\text{vidrio}} = SiO_{2\text{RocaTotal}}$  se desvían las muestras (figura 5.21). Con esta información, se puede cuantificar la diferenciación del fundido por efecto de la cristalización. Las muestras de ambos

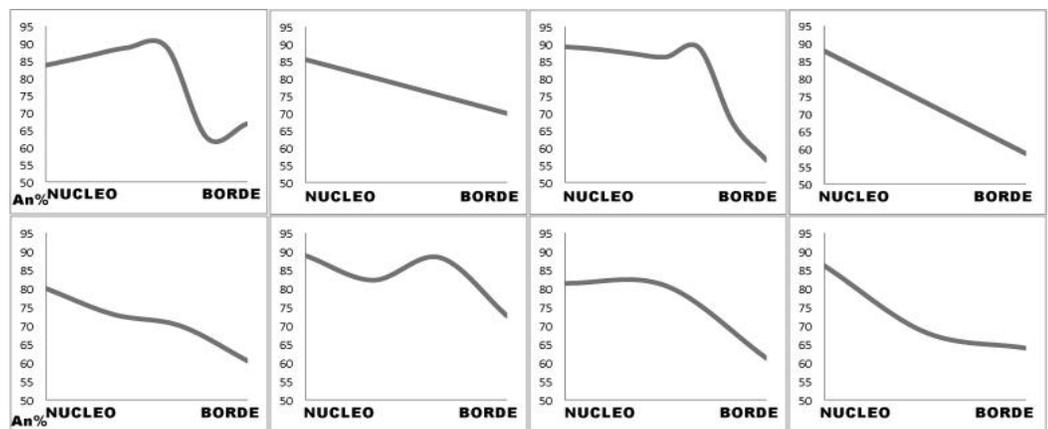
centros se desvían hacia la derecha de la línea, es decir, el contenido de  $\text{SiO}_2$  del vidrio es mayor en relación a la roca total, siendo mayor para el volcán Calbuco.



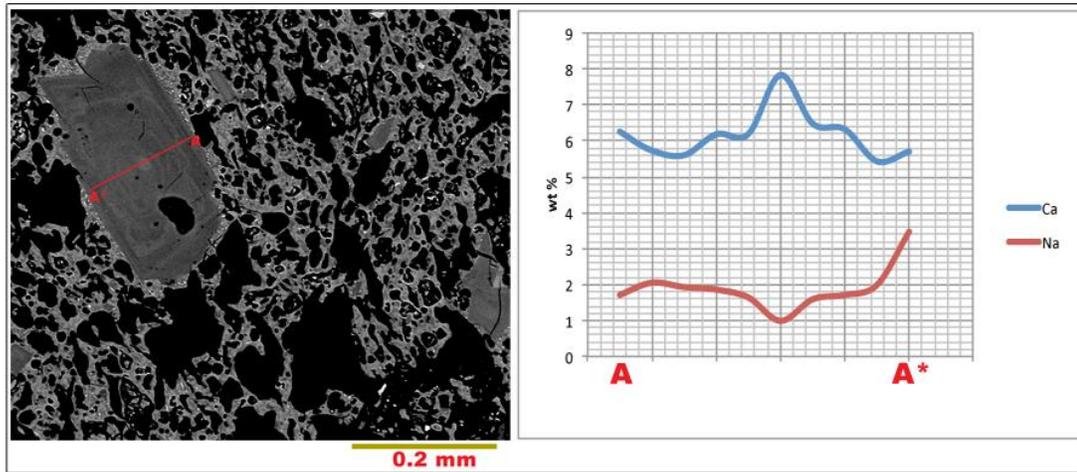
reconocen variaciones composicionales tanto en el microscopio óptico como en el SEM (figuras 5.23 y 5.24), siendo principalmente del tipo normal, pero también con presencia del tipo oscilatoria e inversa. Estas zonaciones también se observan en los perfiles realizados con los análisis químicos (Fig. 5.23). Si bien los análisis de las muestras del volcán Calbuco muestran una mayor variación composicional dentro del mismo cristal, en el CVL se tiene un menor número de puntos muestreados (solo borde y núcleo).



**Figura 5.22** Variación composicional expresado como porcentaje de anortita para fenocristales de plagioclasa del CVL.



**Figura 5.23** Variación composicional expresado como porcentaje de anortita para fenocristales de plagioclasa del volcán Calbuco.



**Figura 5.24** Perfil composicional realizado en un fenocristal de plagioclasa del volcán Calbuco (Unidad 1). El núcleo muestra un enriquecimiento en Ca y empobrecimiento de Na respecto al borde.

## 5.5 Cálculo de parámetros magmáticos

### 5.5.1 Termobarometría

Desde el punto de vista termodinámico, cada paragénesis define una configuración del sistema (roca), en respuesta a valores concretos de las variables de estado. Dado esto, el estudio composicional de las fases minerales permite determinar condiciones de presión y temperatura. De manera similar, se puede estimar valores de saturación de H<sub>2</sub>O (higrómetro).

Debido a la mineralogía de las rocas estudiadas, los métodos más adecuados corresponden a los termobarómetros clinopiroxeno-líquido (Putirka *et al.*, 2003), termobarómetro de anfíbola (Ridolfi *et al.*, 2010; Ridolfi y Renzulli, 2012) y termobarómetro/higrómetro feldespato-líquido (Putirka, 2005; Lange *et al.*, 2009). Para el caso del CVL, además, se consideran mediciones realizadas en trabajos anteriores por diversos autores.

### ANFÍBOLA

La termobarometría de anfíbola se realiza mediante las ecuaciones propuestas por Ridolfi *et al.* (2010) y Ridolfi y Renzulli (2012), que permiten estimar condiciones de temperatura, presión,  $f_{O_2}$  y H<sub>2</sub>O% en peso. Con el método de Ridolfi *et al.* (2010), para el volcán Calbuco se obtienen temperaturas de 868-891 °C, presiones de entre 183 y 211 Mpa y solubilidades de 5,34–

5,85% en peso H<sub>2</sub>O. Estos valores se asemejan en cierta forma los calculados con la metodología de Ridolfi y Renzulli (2012), donde los valores de temperatura están en un rango de 890-911 °C, los de presión entre 199 y 234 MPa y la solubilidad de 4,4–4,7% en peso de H<sub>2</sub>O.

**Tabla 5.2** Datos geoquímicos realizados en anfíbolos del volcán Calbuco

	Volcán Calbuco								
<b>SiO<sub>2</sub></b>	44,53	44,54	44,50	44,14	43,91	43,91	43,67	43,38	43,79
<b>TiO<sub>2</sub></b>	2,58	2,75	2,88	2,95	2,8	2,8	2,72	2,71	2,98
<b>Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub></b>	9,05	9,16	8,93	9,19	9,5	9,51	9,52	9,56	9,64
<b>Cr<sub>2</sub>O<sub>3</sub></b>	0,00	0,06	0,01	0,01	0	0	0	0	0
<b>FeO</b>	15,36	14,58	14,91	13,50	14,4	14,63	14,03	14,18	14,04
<b>MnO</b>	0,26	0,30	0,23	0,25	0,24	0,27	0,21	0,28	0,2
<b>MgO</b>	12,52	12,63	12,82	13,61	12,74	12,76	12,88	12,59	12,98
<b>CaO</b>	10,72	10,74	10,82	11,23	10,75	10,62	10,87	10,89	10,89
<b>Na<sub>2</sub>O</b>	2,21	2,17	2,15	2,19	2,27	2,3	2,42	2,27	2,24
<b>K<sub>2</sub>O</b>	0,26	0,26	0,29	0,31	0,27	0,24	0,26	0,25	0,22
<b>Total</b>	97,50	97,19	97,53	97,38	96,87	97,04	96,6	96,1	97
<b>Ridolfi et al. (2010)</b>									
<b>P (Mpa)</b>	<b>181,23</b>	<b>186,62</b>	<b>175,30</b>	<b>187,04</b>	<b>204,74</b>	<b>203,83</b>	<b>208</b>	<b>212,97</b>	<b>210,84</b>
<b>T (°C)</b>	<b>862,57</b>	<b>866,69</b>	<b>866,83</b>	<b>889,94</b>	<b>881,65</b>	<b>880,24</b>	<b>889</b>	<b>889</b>	<b>890,12</b>
<b>H<sub>2</sub>O</b>	<b>5,63</b>	<b>5,76</b>	<b>5,31</b>	<b>5,05</b>	<b>5,70</b>	<b>5,69</b>	<b>5,55</b>	<b>5,86</b>	<b>5,77</b>
<b>Ridolfi y Renzulli (2012)</b>									
<b>P (Mpa)</b>	<b>199</b>	<b>215,7</b>	<b>186,62</b>	<b>203</b>	<b>225,68</b>	<b>237,78</b>	<b>233,3</b>	<b>231,54</b>	<b>217,66</b>
<b>T (°C)</b>	<b>882,98</b>	<b>901,51</b>	<b>884,26</b>	<b>904,06</b>	<b>902,54</b>	<b>913,96</b>	<b>907,28</b>	<b>905,85</b>	<b>901,56</b>
<b>H<sub>2</sub>O</b>	<b>4,67</b>	<b>4,45</b>	<b>4,36</b>	<b>4,36</b>	<b>4,62</b>	<b>4,52</b>	<b>4,73</b>	<b>4,77</b>	<b>4,54</b>

## CLINOPIROXENO - LÍQUIDO

Se basa en el equilibrio entre cristales de clinopiroxeno y el fundido, mediante el intercambio catiónico Fe-Mg. Existen diversas metodologías, pero las de mayor precisión y con menor error sistemático son los propuestos por Putirka *et al.* (1996), para sistemas anhidros, y Putirka *et al.* (2003), para magmas hidratados, explicadas detalladamente en Putirka (2008). Para este caso se utilizó la metodología para magmas hidratados. Las temperaturas obtenidas para la erupción del volcán Calbuco de 2015 están entre 960 y 975 °C, mientras que los valores de presión fluctúan entre 105 y 190 Mpa. Para el caso de la erupción del CVL, Polanco (2010)

estimó mediante esta metodología condiciones de temperatura y presión de 1023 °C y 20 Mpa, respectivamente.

**Tabla 5.3** Datos geoquímicos realizados en clinopiroxenos del volcán Calbuco.

<b>Volcán Calbuco</b>						
<b>SiO<sub>2</sub></b>	50,2937	51,8048	52,2322	51,8059	51,3356	50,704
<b>TiO<sub>2</sub></b>	0,8626	0,4397	0,3735	0,6266	0,4731	0,5923
<b>Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub></b>	4,2045	2,17	1,829	2,1064	1,877	2,4898
<b>FeO</b>	7,7656	9,5377	9,345	9,193	9,1823	8,9806
<b>MnO</b>	0,1773	0,3486	0,3605	0,3043	0,345	0,2954
<b>MgO</b>	14,5174	14,3599	14,4432	14,6635	14,1316	14,6699
<b>CaO</b>	21,5669	20,6794	20,9539	21,0116	20,4713	20,9114
<b>Na<sub>2</sub>O</b>	0,2999	0,2518	0,2937	0,2739	0,3693	0,33
<b>K<sub>2</sub>O</b>	0	0	0	0	0,0515	0
<b>Cr<sub>2</sub>O<sub>3</sub></b>	0	0,0188	0,0436	0,0094	0	0
<b>Total</b>	99,6105	99,6105	9,8745	99,8745	98,2367	98,9734
<b>Putirka <i>et al.</i>, (2003)</b>						
<b>T(°C )</b>						
Eqn33	<b>956,4</b>	<b>964,2</b>	<b>973,8</b>	<b>956,7</b>	<b>962,3</b>	<b>961,0</b>
<b>P(Mpa)</b>						
Eqn32b	<b>196,8</b>	<b>161,6</b>	<b>160,6</b>	<b>104,8</b>	<b>169,8</b>	<b>120,1</b>

## PLAGIOCLASA - LÍQUIDO

Se basa en el equilibrio plagioclasa-líquido. La plagioclasa es el fenocristal más abundante en las rocas volcánicas, y se utiliza en termobarometría debido a que cristaliza bajo un amplio rango de temperaturas, presiones, y contenidos de agua. El equilibrio plagioclasa-líquido últimamente ha sido calibrado tanto para la construcción de higrómetros (Housh y Luhr, 1991; Lange *et al.*, 2009), como para geotermobarómetros (Putirka, 2005). Para este estudio, se utilizaron los métodos de Putirka (2005) y Lange *et al.*, (2009). El modelo de Lange produce el error estandar más pequeño en términos de porcentaje en peso de H<sub>2</sub>O (0,313 %), se basa en el intercambio de los componentes de CaAl<sub>2</sub>Si<sub>2</sub>O<sub>8</sub> y NaAlSi<sub>3</sub>O<sub>8</sub> en la reacción entre la fase líquida y la fase cristalina. Para sus cálculos, es necesario determinar previamente las condiciones de presión y temperatura. Con la metodología de Putirka (2005) se estiman temperaturas de entre 980 y 987 °C para el volcán Calbuco, presiones en el rango 213-230 Mpa, y una solubilidad cercana a 4,5% en peso de agua. Para el CVL se calculan temperaturas de 1015-1025 °C,

presiones de 156-303 Ma, y solubilidades de 1,9-2,2% en peso de agua. En cuanto al método de Lange (2009), se obtiene una solubilidad de 4,3-5,1% en peso para el volcán Calbuco, y de 1,9-2,2% en peso para el CVL.

**Tabla 5.4** Datos geoquímicos realizados en fenocristales de plagioclasas del volcán Calbuco y del CVL.

	Volcán Calbuco				CVL			
<b>SiO<sub>2</sub></b>	50,97	49,39	48,56	5,38	55,82	55,02	56,53	56,68
<b>TiO<sub>2</sub></b>	0,02	0,05	0,05	0,03	0,08	0,07	0,11	0,04
<b>Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub></b>	30,77	30,89	28,63	29,41	27,53	28,38	27,09	27,66
<b>FeO</b>	0,55	0,58	0,57	0,54	0,81	0,61	0,82	0,51
<b>MnO</b>	0,00	0,00	0,01	0,04	0,01	0,00	0,0	0,02
<b>MgO</b>	0,04	0,06	0,09	0,02	0,10	0,08	0,12	0,05
<b>CaO</b>	14,35	14,92	12,95	12,91	10,55	10,97	9,99	9,87
<b>Na<sub>2</sub>O</b>	3,41	3,08	4,46	3,99	5,09	5,09	5,54	5,69
<b>K<sub>2</sub>O</b>	0,07	0,04	0,11	0,06	0,07	0,14	0,14	0,11
<b>Total</b>	100,21	99,02	95,44	99,38	100,05	100,36	100,32	100,65
<b>Putirka (2005)</b>								
<b>T (°C)</b>								
<b>Eqn 24a</b>	<b>987,4</b>	<b>989,3</b>	<b>980,3</b>	<b>982,4</b>	<b>1015</b>	<b>1017</b>	<b>1026,7</b>	<b>1024,8</b>
<b>H<sub>2</sub>O%</b>								
<b>Eqn 25b</b>	<b>4,53</b>	<b>4,6</b>	<b>4,5</b>	<b>4,5</b>	<b>1,63</b>	<b>1,58</b>	<b>2,05</b>	<b>2,1</b>
<b>P (Mpa)</b>								
<b>Eqn 25a</b>	<b>254</b>	<b>258</b>	<b>213,4</b>	<b>234,3</b>	<b>299</b>	<b>303</b>	<b>167</b>	<b>156</b>
<b>Lange (2009)</b>								
<b>H<sub>2</sub>O%</b>	<b>4,9</b>	<b>5,1</b>	<b>4,3</b>	<b>4,5</b>	<b>2,2</b>	<b>2,2</b>	<b>2</b>	<b>1,9</b>

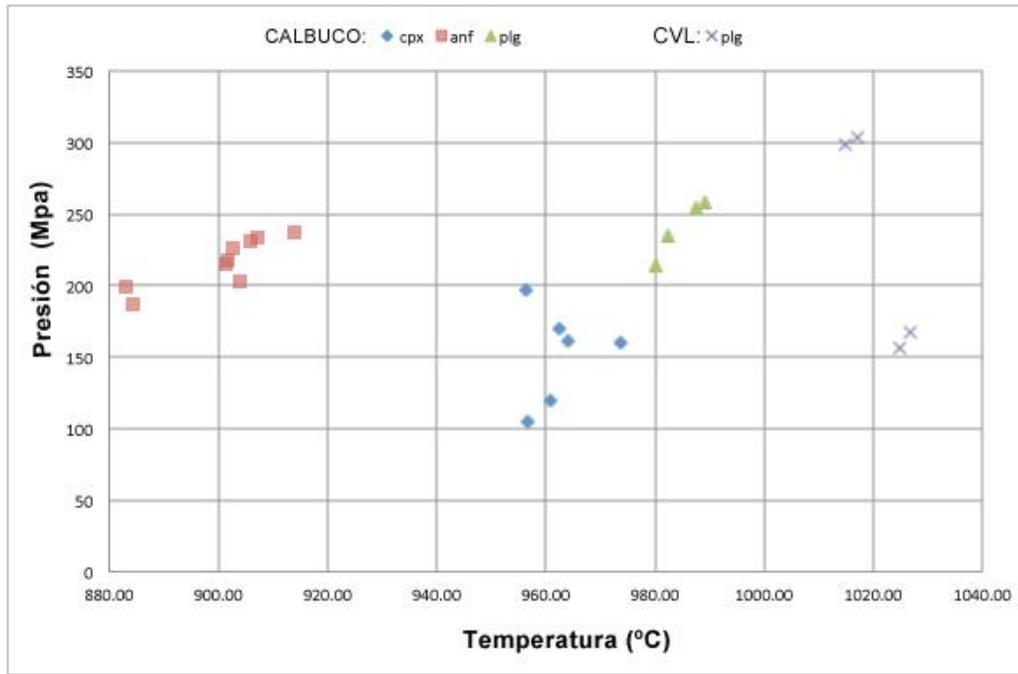


Figura 5.25 Presión y temperatura del volcán Calbuco y del CVL.

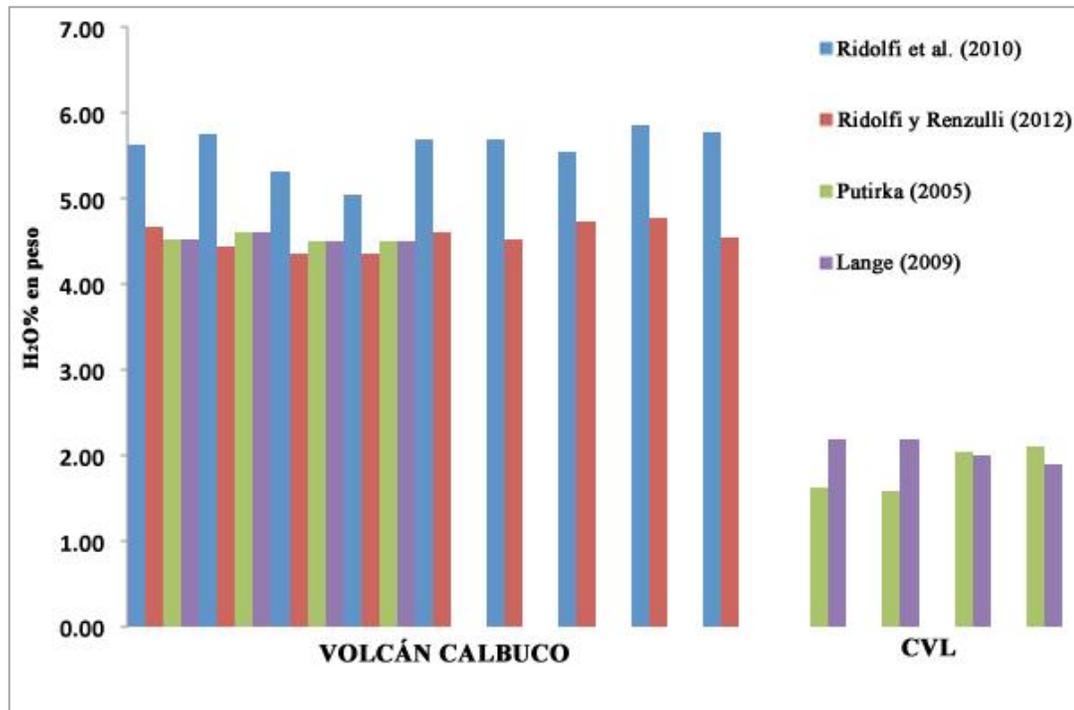


Figura 5.26 Porcentajes de volátiles (H<sub>2</sub>O% en peso) del volcán Calbuco y del CVL.

## 5.5.2 Viscosidad

La viscosidad de un fluido se define como la resistencia a fluir debido al rozamiento que se genera entre sus moléculas. Es la propiedad física más importante y rige la generación, el transporte y la erupción de los magmas (Papale, 1999; Sparks, 2004; Dingwell, 2006). Puede abarcar hasta 15 órdenes de magnitud ( $10^{-1}$ - $10^{14}$  Pa s), principalmente por variaciones en la temperatura, la composición del fundido y en la proporción de sólidos en suspensión y/o fases de fluido exseltas (Giordano *et al.*, 2008).

Las estimaciones de viscosidad para este trabajo se realizaron mediante la metodología de Giordano *et al.* (2008), en la que se debe especificar la composición del fundido (elementos mayoritarios, incluyendo el porcentaje en peso H<sub>2</sub>O considerando un sistema saturado), junto a su temperatura. Además, se calcula la viscosidad para condiciones de magmas anhidros. En la tabla 5.5 se disponen los valores de  $\eta_0$  calculados para cada centro eruptivo y además se considera el contenido de fenocristales en el fundido utilizando la ecuación de Einstein-Roscoe:

$$\bullet \quad \eta = \eta_0 \left(1 - \frac{\phi}{\phi_m}\right)^{-2.5} \quad \text{Eq. 4.1}$$

Donde  $\eta_0$  es la viscosidad del fundido,  $\phi$  la fracción de volumen de cristales y  $\phi_m$  es la fracción de empaquetamiento máximo de cristales. Para este trabajo se usa un valor de  $\phi_m$  igual a 0,502, propuesto por Mueller *et al.* (2010) (tabla 5.5).

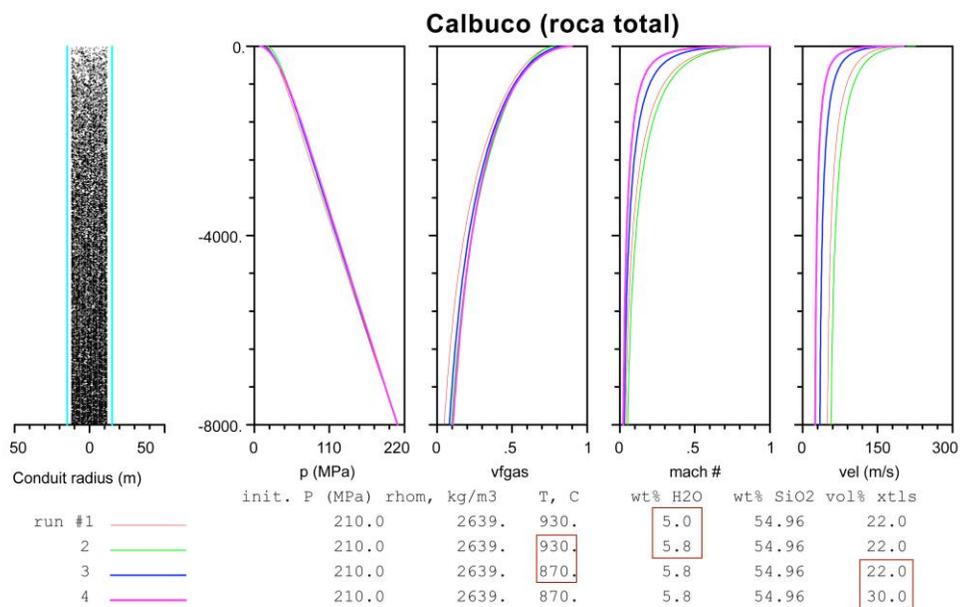
**Tabla 5.5** Parámetros de viscosidad calculados para los magmas del volcán Calbuco y del CVL (muestra del cono Navidad).

	SiO <sub>2</sub> %	T (°C)	H <sub>2</sub> O %	log $\eta$ (Pa s)	$\eta_0$ (Pa s)	$\phi_m$	$\phi$	$\eta$ -cxs (Pa s)
CVL (hid) Volcán	61,04	1030	2	3,23	$1,7 \times 10^3$	0,502	0,15	$4,12 \times 10^3$
Calbuco (hid)	62	930	4,8	3,1	$1,26 \times 10^3$	0,502	0,30	$1,22 \times 10^4$
CVL (anh) Volcán	-	-	0	5,28	$1,9 \times 10^5$	0,502	0,15	$4,63 \times 10^5$
Calbuco (anh)	-	-	0	6,86	$7,24 \times 10^6$	0,502	0,30	$7,05 \times 10^7$

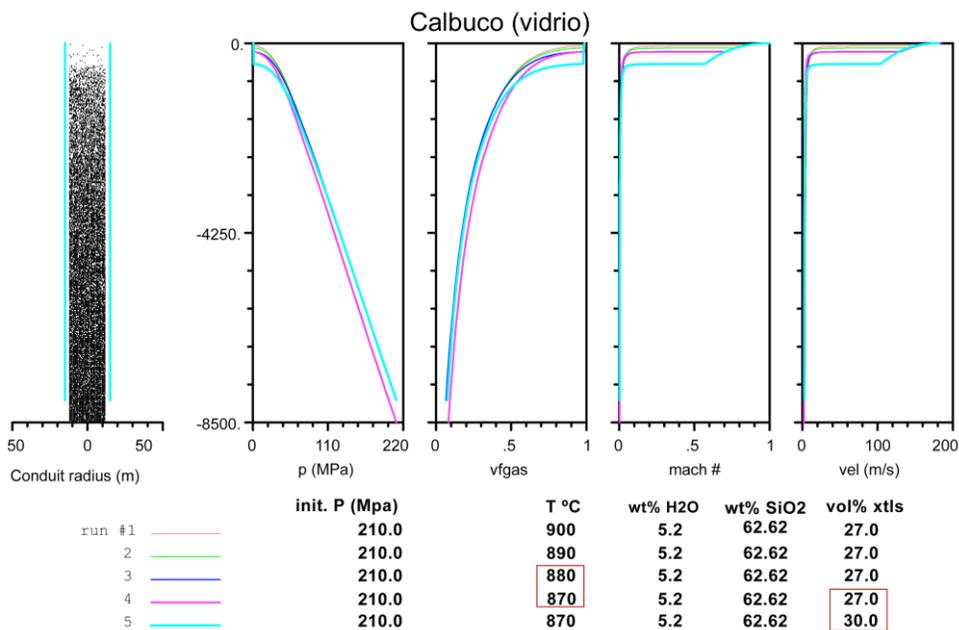
## 5.6 Modelamiento en Conflow

Los modelos realizados con *Conflow*, permiten realizar simulaciones del ascenso magmático por el conducto. Para esto, se analizan diferentes casos, utilizando valores conocidos (composición de roca total, contenido cristalino, presión y temperatura), junto a variables desconocidas (geometría del conducto y velocidad de ascenso), de manera de reconocer el nivel de fragmentación y como varía en profundidad. Se observa que la velocidad de ascenso y la presión no tienen mayor incidencia en los resultados, mientras que con cambios en las variables de temperatura, composición del fundido, H<sub>2</sub>O% en peso y/o contenido cristalino, se producen cambios significativos (aumenta o disminuye el nivel de fragmentación). Para todos los casos se utilizaron diámetros del conducto igual a 30 metros, que es un valor estándar para los estudios volcánicos.

La erupción del volcán Calbuco fue del tipo subpliniano, lo que implica que la fragmentación del magma ocurre antes de que el magma aflore a la superficie. En *Conflow* la fragmentación se ve reflejada como un quiebre de las curvas de velocidad de ascenso y de fracción de volumen de gas (nivel de fragmentación). Al realizar las simulaciones del volcán Calbuco con los datos de roca total (Fig. 5.27), y con una presión igual a 210 Mpa (que equivale a una cámara magmática ubicada a 8.000 metros), no se logran estos quiebres de pendientes, a pesar de que se le asignan bajas temperaturas (entre 870 y 930 °C), altos contenido de cristales (entre 22 y 30%) y altos contenidos de volátiles (entre 5 y 5,8% en peso de H<sub>2</sub>O). Como alternativa, se realizan simulaciones con la composición del vidrio, que tiene un mayor enriquecimiento en sílice. Para este caso, la temperatura se hace variar entre 870 y 900 °C, el contenido de cristales entre 27 y 30% en volumen y el contenido de volátiles y la presión se mantienen fijos en 5,2% en peso de H<sub>2</sub>O y 210 Mpa, respectivamente. Las condiciones de fragmentación para este caso se alcanzan principalmente al disminuir la temperatura bajo los 900 °C y/o al aumentar el contenido cristalino (Fig 5.28).

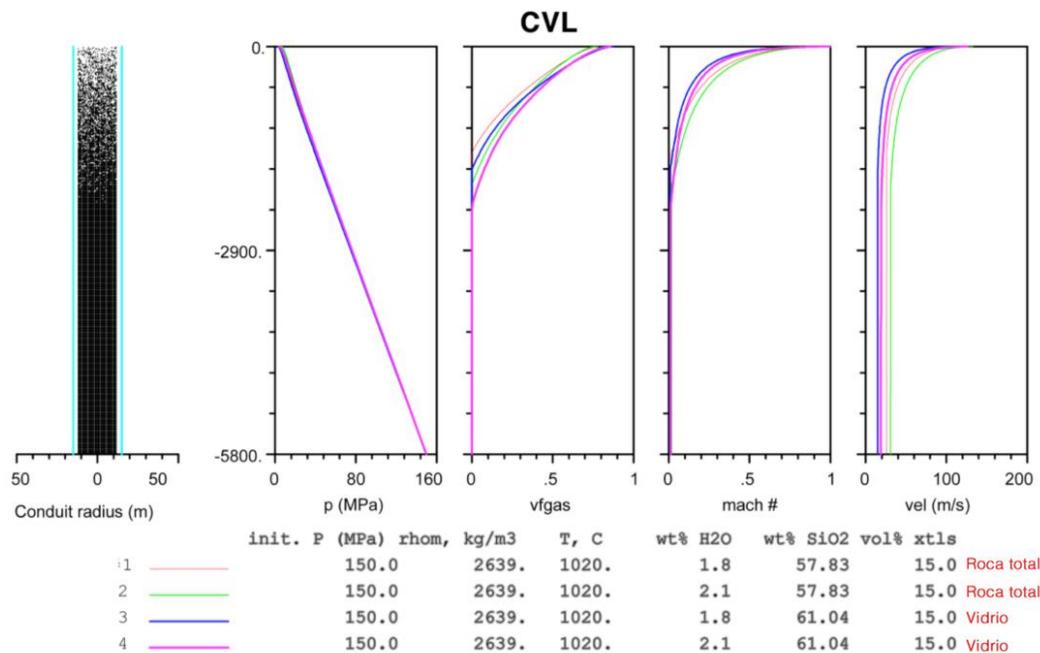


**Figura 5.27** Simulación del ascenso magmático del volcán Calbuco realizado en *Conflow*, utilizando la composición química de roca total. En este caso no se alcanza la condición necesaria para que exista la fragmentación del magma en profundidad.



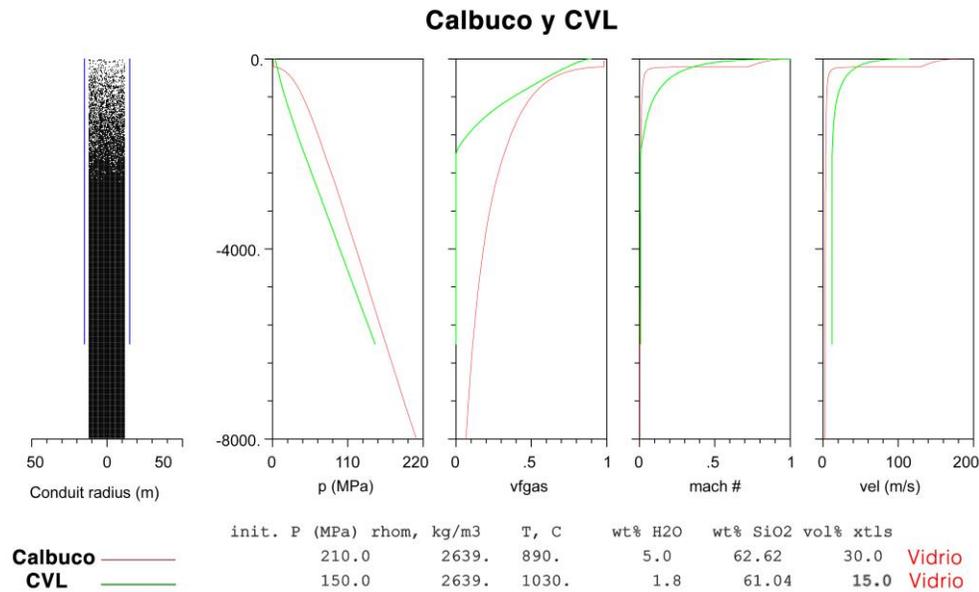
**Figura 5.28** Simulación del ascenso magmático del volcán Calbuco realizado en *Conflow*, utilizando la composición química del vidrio. En este gráfico se observan los cambios producidos por los cambios de la temperatura y el contenido cristalino. Para una menor temperatura y/o mayor contenido cristalino, el nivel de fragmentación es más profundo.

Para las muestras del CVL, las diferencias entre las simulaciones realizadas en roca total y en vidrio son escasas (Fig. 5.29), debido a que no presentan notorias diferencias composicionales. La actividad eruptiva del CVL es del tipo estromboliana, lo que presenta una dificultad para ser modelada en *Conflow*, al ser un software hecho para simular erupciones continuas y estables (sin pausas). Sin embargo, se puede utilizar para estimar las condiciones necesarias para generar la fase inicial de la erupción (fase de mayor explosividad del ciclo eruptivo). Esto implica que el magma es fragmentado pero en niveles más superficiales que en el caso del volcán Calbuco y con menor intensidad. La presión utilizada en este caso es de 150 Mpa, que corresponde a una cámara magmática ubicada a 5.800 metros, mientras que la temperatura se mantuvo fija en 1030 °C. El contenido de cristales utilizado fue de 15% en volumen, y el contenido inicial de volátiles se hizo variar entre 1,8 y 2,1% en peso de H<sub>2</sub>O (Fig. 5.29).



**Figura 5.29** Simulación del ascenso magmático del CVL realizado en el software *Conflow*, utilizando la composición de la roca total y la del vidrio.

En la figura 5.30 se grafican las erupciones de ambos centros eruptivos, utilizando la composición del vidrio para cada caso. La línea roja corresponde a la erupción del volcán Calbuco, a la que se asignó una presión de 210 Mpa (profundidad de cámara magmática de 8 km), una temperatura de 890 °C, un contenido inicial de volátiles de 5% en peso de H<sub>2</sub>O y un porcentaje de cristales de 30% en volumen. La línea verde, por su parte, corresponde a la erupción del CVL, a la que se le asignó una presión de 150 Mpa, una temperatura de 1030 °C, un contenido inicial de volátiles de 1,8% en peso de H<sub>2</sub>O, y un contenido de cristales de 15% en volumen. Se puede apreciar que en el volcán Calbuco se produce un quiebre de las curvas de velocidad y de fracción de volumen de gas (*vfgas*), asociados al nivel de fragmentación.



**Figura 5.30** Simulación del ascenso magmático de ambos centros eruptivos realizado en *Conflow*. En ambos casos se utiliza la composición del vidrio.

## 5.7 Resumen de resultados

De manera de sintetizar los resultados, se realiza una tabla con las principales diferencias encontradas entre la erupción del CVL de 1988-90 y del volcán Calbuco de 2015 (tabla 5.6).

**Tabla 5.6** Diferencias principales entre las erupciones del CVL de 1988-90 y del volcán Calbuco de 2015.

<b>Erupción</b>	<b>CVL de 1988-90</b>	<b>Volcán Calbuco de 2015</b>
Tipo de actividad	Estromboliana	Subpliniana
Duración de actividad	1 año y 3 meses	2 semanas
Material emitido	Lavas y piroclastos de composición andesítica	Piroclastos de composición andesito basáltica
Volumen (km <sup>3</sup> )	0,28	0,112
Temperatura magmática (°C)	1020 - 1040	890 – 970
Viscosidad efectiva sin volátiles (Pa s)	4,63 x 10 <sup>5</sup>	7,05 x 10 <sup>7</sup>
Solubilidad (% en peso de H <sub>2</sub> O)	1,8 - 2,2	4,7 – 5,2

## CAPÍTULO 6

### DISCUSIONES

En el siguiente capítulo se discuten los resultados obtenidos anteriormente, los cuales pueden ser interpretados de diferentes maneras.

Las muestras de roca estudiadas de ambas erupciones presentan claras diferencias respecto a su cristalinidad y a su vesicularidad. La mineralogía de ambos casos se compone predominantemente por plagioclasa, clino y ortopiroxenos y óxidos de Fe-Ti, y en las rocas del CVL además se observan fenocristales de olivino, mientras que en el volcán Calbuco de anfíbola, la cual consiste en una fase hidratada que indica una importante participación de agua en los procesos magmáticos (Sperry *et al.*, 2010). Las muestras estudiadas también evidencian diferencias químicas, ya que en las muestras del volcán Calbuco se tienen variedades de plagioclasas más anortíticas que en el CVL. Esto indicaría también que los magmas del volcán Calbuco involucran una mayor cantidad de volátiles, porque las plagioclasas con mayor porcentaje de anortita resultan de magmas de mayor temperatura, mayor contenido de agua y/o de composición más básica (Housh y Luhr, 1991; Shane *et al.*, 2015), y para este caso la temperatura calculada del volcán Calbuco es menor que la del CVL y la composición de ambos centros eruptivos es similar (ligeramente más básica para el volcán Calbuco).

#### 6.1 Parámetros magmáticos

Para la realización de este estudio se estimaron los parámetros magmáticos de presión, temperatura, solubilidad y viscosidad de cada centro eruptivo, obteniéndose diferentes valores según el geotermobarómetro utilizado. La primera diferencia encontrada es respecto a la temperatura pre-eruptiva, ya que los valores para el volcán Calbuco son considerablemente menores (entre 70 y 100 °C menos), lo cual es una diferencia significativa al considerar que la viscosidad de un fundido disminuye exponencialmente con un aumento de la temperatura (Fig.

6.2, Presikov, 2015). Además, los valores de temperatura del volcán Calbuco son anormalmente bajos en comparación a magmas de similar composición (andesítico basáltica), lo que puede ser explicado en términos del tiempo de residencia en la cámara magmática. Los magmas del volcán Calbuco tienen una mayor proporción de fenocristales y de mayor tamaño que el CVL (cerca de 1,5 mm en promedio), lo que podría indicar que el magma se matuvo un mayor tiempo en la cámara magmática antes de ser extruído, permitiendo el crecimiento de cristales anteriormente formados, debido a una disminución de temperatura lenta y prolongada. En cuanto a la presión magmática, en ambos casos es variable, con rangos de entre 110-260 Mpa para el volcán Calbuco y de entre 150-300 Mpa para el CVL. En un estudio anterior, Polanco (2010) calculó presiones de 20 Mpa para el CVL mediante el geotermobarómetro de clinopiroxeno-líquido. Esto podría indicar que el CVL corresponde a una serie de cámaras magmáticas ubicadas a distintas profundidades e interconectadas por sistemas de diques, como proponen Polanco (2010) y Gilbert *et al.* (2012). Con los valores de presión es posible asignar una profundidad aproximada para la cámara magmática de cada caso, asumiendo un gradiente litostático de 26 Mpa/km (Evans, 2010). Para el volcán Calbuco se estima una profundidad de entre 5,8 y 9,6 km, mientras que para el CVL de entre 6 y 11 km. Considerando una presión de 20 Mpa para el CVL, la profundidad de la cámara magmática de 0,8 km.

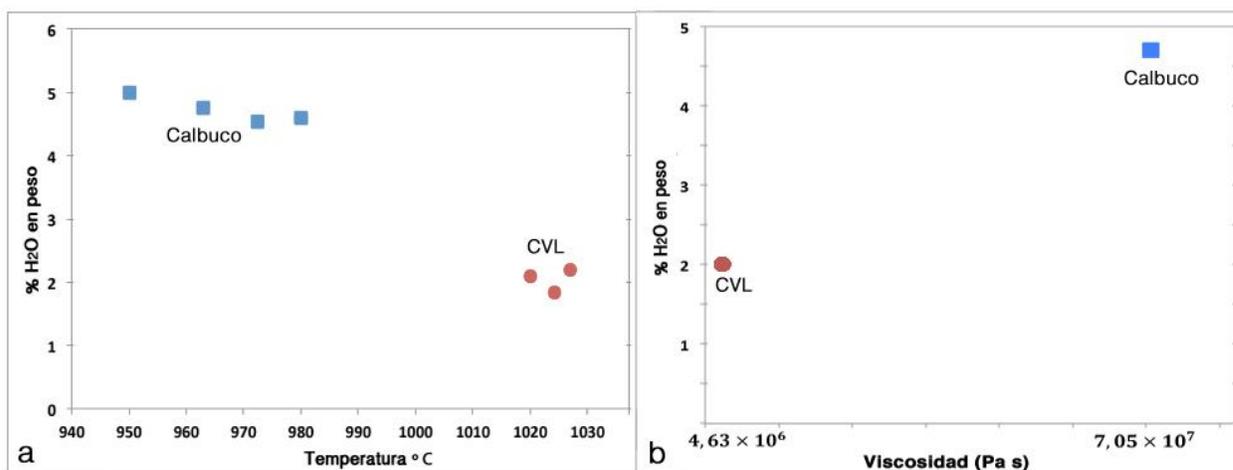
**Tabla 6.1** Valores de presión, temperatura y solubilidad calculados con cada metodología.

\*Polanco, (2010).

		Volcán Calbuco			CVL		
		T (°C)	P (Mpa)	H <sub>2</sub> O% en peso	T (°C)	P (Mpa)	H <sub>2</sub> O % en peso
<b>Anf.</b>	Ridolfi <i>et al.</i> (2010)	862-890	175-213	5,05-5,86			
	Ridolfi y Renzulli (2012)	883-914	186-238	4,36-4,77			
<b>Cpx-líquido</b>	Putirka <i>et al.</i> (2003)	956-974	104-197		1023*	20*	
<b>Plg-líquido</b>	Putirka (2005)	980-989	213-258	4,5 - 4,6	1015-1027	158-303	1,58 – 2,1
	Lange (2009)			4,3 - 5,1			1,9 - 2,2

La termobarometría también permitió establecer que los magmas del volcán Calbuco tienen una mayor solubilidad, es decir, la capacidad de disolver y arrastrar una mayor cantidad de

agua. Esta diferencia indicaría que el volcán Calbuco es más propenso a generar erupciones más explosivas en un sistema saturado, por su capacidad de arrastrar volátiles que luego pueden exsolver intensamente, conduciendo a un aumento de la vesicularidad que produce la fragmentación del magma (Wilson, 1980; Eichelberger, 1995; Scandone *et al.*, 2007; Villemant y Boudon, 1998). Pero si se trata de un sistema magmático abierto, los volátiles pueden ser segregados a través del magma o por las paredes del conducto, lo que resulta en un empobrecimiento de volátiles de los magmas (Eichelberger *et al.*, 1986; Melnik y Sparks, 1999; Rust y Cashman, 2004; Scandone *et al.*, 2007).

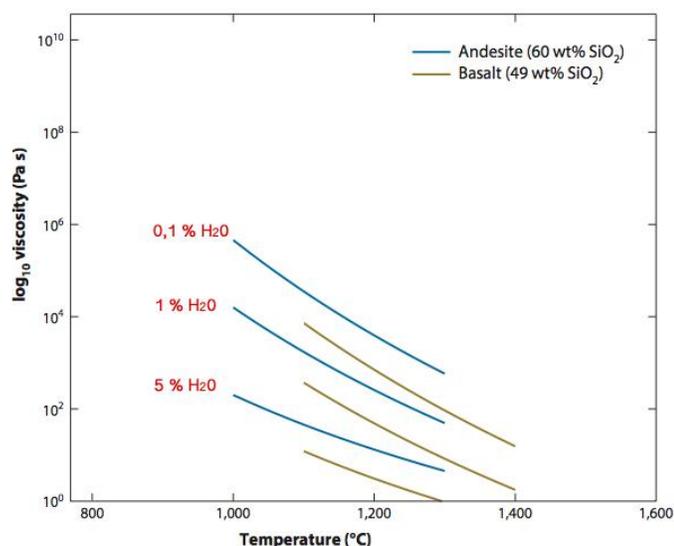


**Figura 6.1** a) Temperatura y solubilidad expresada como porcentaje en peso de H<sub>2</sub>O del volcán Calbuco y del CVL. b) Viscosidad y solubilidad expresada como porcentaje en peso de H<sub>2</sub>O del volcán Calbuco y del CVL.

Los parámetros calculados para la erupción del volcán Calbuco de 2015 coinciden con las estimaciones realizadas por Sperry *et al.* (2007), quien estudió erupciones del mismo volcán pero anteriores a la de 2015, incluyendo piroclastos y lavas de composiciones basáltica, andesito basáltica y andesítica. En este estudio se propone la existencia de al menos 3 zonas de almacenamiento magmático con diferentes grados de diferenciación, nombradas zona inferior (basalto), zona media (basalto a andesita basáltica) y zona superior (andesita y dacita). La variedad composicional de las distintas erupciones resultaría de la interacción entre los magmas de estas zonas. También se hace referencia a los valores anómalos de porcentajes de volátiles en relación a los centros eruptivos aledaños, y se atribuyen a la asimilación de rocas corticales hidratadas, ya que las rocas del basamento del volcán Calbuco consisten en una serie de unidades

hidratadas que pueden contribuir en el contenido de agua (Lopez-Escobar *et al.*, 1995). Esta idea se respalda principalmente en la presencia de xenolitos corticales en flujos de lava (Hickey-Vargas *et al.*, 1995).

Para los cálculos de viscosidad se consideraron distintos escenarios, de manera de determinar los efectos que tienen los contenidos de agua y de cristales (tabla 5.5). Para el primer caso se realizaron estimaciones con magmas hidratados y sin cristales, resultando en un valor de viscosidad levemente mayor para el CVL, aún cuando la temperatura en este caso es mayor que en el volcán Calbuco. La mayor viscosidad del CVL en este caso se atribuye a que los magmas del volcán Calbuco tienen un mayor contenido de agua disuelto, que actúa de manera de disminuir su viscosidad (Dingwell *et al.*, 1996, Fig. 6.2). Lo anterior se corrobora al considerar magmas anhidros (0% en peso de H<sub>2</sub>O), ya que en las muestras del volcán Calbuco se alcanza un valor de  $\eta_0$  mayor que en las muestras del CVL. Esto correspondería al momento en que la fase volátil es exsuelta, lo que produce una disminución de temperatura del fundido (Goepfert *et al.*, 2010) y un aumento de la viscosidad, ya sea por los efectos del enfriamiento o por la cristalización de abundantes microlitos debido también a la disminución en la temperatura (Pinkerton y Norton, 1995; Hoover *et al.*, 2001). Al calcular la viscosidad efectiva con cristales mediante la ecuación de Einstein-Roscoe, la viscosidad se vuelve aún mayor para el volcán Calbuco, alcanzando valores del orden de  $10^7$  Pa s, mientras que en el CVL se alcanzan valores del orden de  $10^5$ .



**Figura 6.2** Variación de viscosidad con la temperatura magmática y el contenido de volátiles para magmas de composición andesítica y basáltica. Modificado de Gonnermann (2015).

## 6.2 Mezcla de magmas

Los procesos de mezcla de magmas consisten en la inyección de un magma de composición generalmente más básica y de mayor temperatura hacia la cámara magmática, que provoca un sobrecalentamiento y una importante convección, pudiendo generar la acumulación y sobresaturación de volátiles hacia el techo de la cámara magmática. Por otro lado, el magma más básico disminuye su temperatura, generando la nucleación de cristales, lo que también produce un aumento en la concentración de volátiles, que pueden ser traspasados al techo de la cámara magmática. Esta acumulación de volátiles producidos por la convección puede inducir a la vesiculación, con el correspondiente aumento de presión interna de la cámara magmática, lo que en definitiva podría generar una erupción explosiva (Sparks *et al.*, 1977). Sin embargo, existen casos en que la inyección de magmas más básicos pueden apaciguar la explosividad de una erupción, debido a que el aumento de la temperatura reduce la viscosidad del magma de la cámara magmática, y facilita así la segregación de la fase gaseosa durante su ascenso (Ruprecht y Bachmann, 2010).

Tanto las muestras del CVL como del volcán Calbuco presentan una distribución de tamaño de plagioclasas que pueden ser interpretados como procesos de mezcla de magma, con una pendiente no constante y que aumenta hacia tamaños mayores, debido a que no hay una continuidad en el tamaño de cristales y existe más de una familia de tamaños (Brugger, 2010; Higgins, 1996). Pero esto también puede ser interpretado como cambios en la tasa de descompresión durante el ascenso, la agregación de cristales, y/o el engrosamiento textural, entre otros (Armienti *et al.*, 1994; Bindeman, 2003; Higgins, 1996; 1998; 1999; 2002; Higgins y Roberge, 2003; Marsh, 1998; Marsh *et al.*, 1991; Zieg y Marsh, 2002). En un estudio anterior, Macomber (2015) analizó la distribución de tamaño de cristales de olivino correspondientes a la erupción del cono Navidad (CVL) de 1988-90, y determinó que hubo procesos de mezcla de magmas, evidenciado también con la amplia variedad composicional encontrada en cada fase estudiada de esa erupción. En el presente estudio no se observaron grandes variaciones en cuanto a la composición de las distintas fases, pero sí se observaron variaciones composicionales a lo largo del mismo cristal (zonaciones en fenocristales de plagioclasas). En ambos centros eruptivos se observan zonaciones predominantemente del tipo normal, y en menor cantidad del tipo inversa y oscilatoria (en mayor cantidad para el volcán Calbuco), que podrían indicar procesos de mezcla de magmas (Singer, 1993; Shcherbakov *et al.*, 2011). Además, se reconocen texturas de desequilibrio en plagioclasas (textura “sieve”), que se produce cuando los cristales de plagioclasa

ya no son estables en el magma circundante y son reabsorbidos. De acuerdo a Nelson y Montaña, (1992), esta textura es usualmente interpretada como el resultado de procesos de mezcla de magmas, que producen un aumento de la temperatura y/o del porcentaje en peso de volátiles. Pero también pueden ocurrir por una rápida descompresión, donde la pérdida de calor es menor en relación a la tasa de ascenso, o por la exsolución de los volátiles. Si bien lo anterior podría indicar que hubo procesos de mezcla de magmas, las zonaciones del tipo inversa y oscilatoria se encuentran de manera localizada en las muestras de roca y no en todos los fenocristales de plagioclasa analizados. Esto podría indicar que la intrusión de magmas hacia la cámara magmática fue de volúmenes relativamente pequeños para ambos casos, lo que no cambia sustancialmente la composición del magma de la cámara magmática, pero que podría haber iniciado la vesiculación por la exsolución de volátiles desde el magma intruído (Folch y Matrí, 1998).

### **6.3 Conflow - criterios de fragmentación**

En las simulaciones del ascenso magmático realizadas para el volcán Calbuco (en *Conflow*), para alcanzar las condiciones de fragmentación se debe utilizar la composición química del vidrio y, además, se le debe asignar valores de temperatura bajos. Esto se atribuye a que los magmas del volcán Calbuco son de bajo contenido en sílice (55% de  $\text{SiO}_2$ ), pero el vidrio se encuentra enriquecido en relación a la roca total (62% de  $\text{SiO}_2$ ), posiblemente por procesos de cristalización que diferenciaron al fundido. Lo anterior puede ser evidenciado al realizar cálculos que consideran el porcentaje volumétrico de cada fase presente en las muestras de roca de ambos centros eruptivos, junto al porcentaje de sílice promedio para cada fase (tabla 6.2). Como resultado se observa que el porcentaje de sílice de roca total calculado a partir de las distintas fases presentes se asemeja al valor de roca total medido en SEM, considerando un porcentaje de vidrio de 70% y 85% en volumen, para el volcán Calbuco y el CVL, respectivamente (tabla 6.2).

**Tabla 6.2** Porcentaje volumétrico de las fases presentes en las erupciones del CVL de 1988-90 y del volcán Calbuco de 2015, con su porcentaje de sílice respectivo. El valor de roca total calculado corresponde a la ponderación realizada con el porcentaje volumétrico de cada fase y su porcentaje de sílice, mientras que el valor de roca total medido corresponde al porcentaje medido mediante SEM.

	Volcán Calbuco		CVL	
	% vol.	% SiO <sub>2</sub>	% vol.	% SiO <sub>2</sub>
<b>Vidrio</b>	70	61	85	61
<b>Plagioclasa</b>	16	49,118	7	56,272
<b>Piroxeno</b>	6	51,286	3	50,047
<b>Anfíboles</b>	3	44,610	-	-
<b>Olivino</b>	-	-	3	37,731
<b>Óxidos de Fe-Ti</b>	5	0,068	2	0,077
<b>Roca total calculado</b>	100	55,032	100	58,674
<b>Roca total medido</b>		<b>55</b>		<b>59</b>

Si bien la fragmentación para el volcán Calbuco ocurre en las simulaciones de *Conflow* que consideran la composición del vidrio del magma, el nivel de fragmentación para este caso se ubica a poca profundidad (250-300 metros) en comparación a erupciones de similares características (subplinanas), como la del Monte Santa Helena de 1980 o la erupción histórica del Monte Meager, donde el nivel de fragmentación se ubica a una profundidad de entre 650 y 1200 metros (Schmincke, 2004; Campbell *et al.*, 2016). Otra razón por la cual las condiciones de fragmentación en el volcán Calbuco son difíciles de alcanzar y por las cuales el nivel de fragmentación se ubica a poca profundidad (para la simulación realizada con la composición del vidrio) es que el software *Conflow* utiliza un solo criterio de fragmentación, siendo que existen varios, que pueden ser resumidos en 3 principales (Clarke, 2013): (1) límite de tasa de deformación, (2) límite de esfuerzo de tracción, (3) límite de fracción de volumen de burbujas. El primer criterio corresponde a cuando el magma se fragmenta porque el flujo de masa es deformado más rápido de lo que puede relajarse, haciendo que el magma se comporte de manera frágil (Papale, 1999). En este escenario el magma es deformado por la aceleración en el conducto y se comporta frágilmente porque la acumulación de esfuerzo es mayor en comparación a la tasa de disipación del flujo viscoso. Este concepto puede ser expresado matemáticamente por la relación de Maxwell:

- $\frac{du}{dz} = \kappa \frac{G_{\infty}}{\eta}$  Eq. 6.1

Donde  $du/dz$  es la aceleración en dirección del flujo,  $\eta$  la viscosidad del magma,  $\kappa$  es una constante empírica generalmente igual a 0,01 (Papale, 1999; Gonnermann y Manga, 2003) y  $G_{\infty}$  es el modulo de elasticidad del magma, que depende de la composición y de la temperatura del magma. La fragmentación en este caso ocurre con viscosidades mayores o iguales a  $10^6$  Pa s (Papale, 1999). El segundo criterio corresponde a cuando la presión ejercida entre las burbujas excede la resistencia a la tracción del magma, lo que puede ser expresado cuantitativamente con la siguiente expresión (Zhang, 1998; 1999):

- $\frac{1+2\phi}{2(1-\phi)} \Delta P - P_{out} > \sigma_m$  Eq. 6.2

Donde  $\phi$  es la vesicularidad del magma o fracción de volumen de burbujas,  $P_{out}$  es la presión en la superficie superior de las burbujas y  $\sigma_m$  la resistencia a la tracción del magma. Esta relación simplificada asume que las burbujas son esféricas, del mismo tamaño y distribuidas uniformemente a través del fundido. La fragmentación bajo este criterio ocurre para viscosidades mayores a  $10^5$  Pa s (Koyaguchi y Mitani 2005). En cualquiera de los 2 casos mencionados anteriormente, los modelos numéricos predicen que los magmas de baja viscosidad no pueden ser deformados o forzados lo suficientemente rápido como para provocar su fragmentación (Goepfert *et al.*, 2010). El tercer y último criterio surge de una serie de soluciones numéricas que indican que las burbujas detienen su crecimiento mucho antes de la fragmentación explosiva (Sparks, 1978), principalmente por el incremento de la viscosidad del fundido. Esto conduce al concepto de que la fracción de volumen de burbujas nunca excede una vesicularidad de 66-83%, lo que se considera como criterio de fragmentación (Wilson y Head, 1981; Melnik y Sparks, 2002; Dufek y Bergantz, 2005; Koyaguchi, 2005). El software *Conflow* utiliza como criterio de fragmentación el último mencionado, pero con una vesicularidad de 75%.

De los valores de viscosidad calculados en este trabajo se observa que los valores del volcán Calbuco ( $10^7$  Pa s) superan el valor mínimo de viscosidad de los 2 primeros criterios de fragmentación mencionados, mientras que los valores del CVL ( $10^5$ ) son cercanos al valor mínimo del segundo criterio mencionado. Esto quiere decir que los magmas emitidos durante la erupción del volcán Calbuco de 2015 tuvieron mayor facilidad para ser fragmentados violentamente durante su ascenso, ya sea por cualquiera de los criterios de fragmentación

mencionados o por una combinación de estos. La fragmentación más explosiva del volcán Calbuco también se ve reflejada en los gráficos de distribución de tamaño de plagioclasa, ya que estos procesos producen un incremento súbito en la velocidad de ascenso (aumento de tasa de descompresión), que resulta en gráficos de distribución de tamaño de plagioclasas con una pendiente más empinada (más negativa) para tamaños de cristales menores (Suzuki, 2010). Además, la exsolución de volátiles que se produce antes de la fragmentación produce una disminución en la temperatura del magma que puede resultar en la nucleación de abundantes microlitos, pudiendo así aumentar aún más la pendiente para tamaños menores. El aumento de pendiente se observa en ambos centros eruptivos para tamaños menores a 0,4 mm, pero de manera más acentuada en el volcán Calbuco, lo que se relacionaría a una fragmentación más violenta, con la exsolución de una mayor cantidad de volátiles (disminución de temperatura mayor) y un mayor aumento en la tasa de ascenso.

La fragmentación de cada erupción también tuvo como resultado diferentes configuraciones de tamaño y de aspecto de las vesículas. En las muestras de roca del CVL las vesículas tienen un amplio rango de tamaños y formas, siendo las de menor tamaño de aspecto subsférico, que corresponderían a una etapa tardía de nucleación, y las de mayor tamaño con formas muy irregulares y caóticas, que representarían procesos de coalescencia de burbujas formadas tempranamente. Estos son procesos importantes porque generan una red permeable de burbujas interconectadas que permite que el gas pueda segregarse del magma, es decir, favorece a la desgasificación del magma (Giachetti *et al.*, 2015). Durante la fase inicial, la erupción del CVL se caracterizó por una mayor explosividad, con la emisión de piroclastos debido a la fragmentación del magma. Esto resultaría de un sistema cerrado en el cual la fase volátil se mantuvo con el fundido hasta finalmente producir la fragmentación por la presión ejercida entre las burbujas. Durante el resto de su ciclo eruptivo la explosividad disminuyó porque la fase volátil pudo segregarse a través de la red permeable generada por las burbujas, y el magma pudo ser expulsado como flujos de lavas desde el cono Navidad. Las muestras de roca del volcán Calbuco tienen vesículas de menor tamaño que el CVL, y en general siguen tendencias de erupciones explosivas, con una alta densidad numérica de pequeñas vesículas (Hamada *et al.*, 2010). En este caso también se reconocen procesos de coalescencia, principalmente en la Unidad 1 del volcán Calbuco, pero a diferencia de las vesículas del CVL, la forma de estas vesículas de mayor tamaño son subsféricas y no presentan formas irregulares, pero si se encuentran ligeramente alargadas. De acuerdo a Gaonach *et al.* (2005), durante una erupción pliniana el

ascenso acelerado del magma y la expansión rápida de las burbujas inducen tensión de cizalle, provocando localizadamente la deformación de las burbujas, lo que puede favorecer la coalescencia. Para la muestra de la Unidad 3 del volcán Calbuco se tiene una gran densidad de vesículas de tamaños pequeños, lo que sugiere que la vesiculación ocurrió en un período de tiempo corto y relativamente tardío durante el ascenso del magma (Klug *et al.*, 2002). En esta muestra, además, se observa un mayor contenido cristalino en relación a la Unidad 1, lo que aumenta los valores de viscosidad efectiva y, como consecuencia la explosividad, debido a que se facilita la transición entre un comportamiento dúctil a uno frágil.

## CAPÍTULO 7

### CONCLUSIONES

En el presente trabajo se han determinado los diferentes procesos que caracterizaron a las erupciones del Complejo Volcánico Lonquimay de 1988-1990 y del volcán Calbuco de 2015, a través de características petrográficas, geoquímicas y texturales de sus productos. Para esto se utilizaron diferentes metodologías, que por un lado permitieron estimar condiciones pre-eruptivas de presión, temperatura, porcentaje de volátiles y viscosidad, y por otro lado permitieron identificar los distintos procesos que gobernaron durante el ascenso magmático en cada caso.

Las muestras de roca analizadas del volcán Calbuco muestran un mayor porcentaje de cristales, los que además alcanzan tamaños mayores en relación a los del CVL (hasta 2,5 mm), produciendo que los magmas sean mas viscosos. Además, los magmas del volcán Calbuco son de menor temperatura (cerca de 90-100 °C menor que el CVL), lo que contribuye a que la viscosidad sea aún mayor. Otra diferencia importante es que los magmas del volcán Calbuco tienen la capacidad de disolver y arrastrar una mayor cantidad de volátiles, con valores de hasta 5% en peso de H<sub>2</sub>O, mientras que los magmas del CVL alcanzan valores de solubilidad de hasta un 2,2% en peso de H<sub>2</sub>O. Estas diferencias se ven reflejadas tanto en los análisis de vesículas como en los de cristales. En las muestras del volcán Calbuco se observan vesículas con menores tamaños y de formas subsféricas, que representan una descompresión rápida y la nucleación tardía de burbujas. Por otra parte, las vesículas del CVL presentan variados tamaños y formas debido a procesos de coalescencia.

A partir de los resultados de los análisis composicionales y texturales, se puede concluir que los distintos comportamientos eruptivos de ambos centros eruptivos se debe principalmente a diferencias en la viscosidad de los magmas y a diferentes contenidos de volátiles. Si bien la composición de ambos centros es similar, la mayor viscosidad de los magmas del volcán Calbuco

se debe a una menor temperatura y un mayor contenido cristalino. Esto facilita a que el magma se comporte de manera frágil al ser deformado o acelerado en el conducto (más rápido de lo que puede relajarse) y/o al alcanzar un volumen crítico de burbujas. La saturación de burbujas en este caso pudo haberse producido por la exsolución de un alto contenido inicial de volátiles, ya que los magmas del volcán Calbuco tienen la capacidad de disolver un alto porcentaje en peso de agua (de hasta 5%). Otra característica importante del volcán Calbuco es que las rocas del basamento corresponden a rocas hidratadas que pudieron contribuir a que el contenido de volátiles aumente al ser incorporadas en el magma por procesos de asimilación cortical. La mayor explosividad del segundo pulso eruptivo del volcán Calbuco puede relacionarse a que los magmas emitidos durante este pulso tienen un mayor contenido de cristales, lo que aumenta los valores de viscosidad. Respecto al comportamiento eruptivo del CVL, su menor explosividad se debe a la menor viscosidad de sus magmas que permitieron que los volátiles pudiesen segregarse del magma. Otra característica que puede haber contribuido a que la erupción haya sido menos explosiva es que los magmas del CVL tienen una menor solubilidad, lo que quiere decir que pueden arrastrar un menor porcentaje de volátiles en relación al volcán Calbuco. A pesar de esto, durante la fase inicial se produjo la fragmentación del magma y se formó una pluma eruptiva con alturas de hasta 9 km. Esta fase más explosiva de la erupción puede relacionarse a un sistema cerrado en el que los volátiles se matuvieron junto al magma hasta alcanzar un volumen crítico de burbujas y colapsar. Durante el resto del ciclo eruptivo la desgasificación pudo ocurrir como un sistema abierto, en el que se aprovechó la red permeable formada por la coalescencia de vesículas. Con esto el magma se empobreció en volátiles y fue extruído como flujos de lava.

# BIBLIOGRAFÍA

- Abramoff, M.D., Magelhaes P.J., Ram, S.J. (2004) Image processing with ImageJ. *Biophotonics International*, 11:36–42.
- Alfano, F., Bonadonna, C., Gurioli, L. (2012) Insights into eruption dynamics from textural analysis: the case of the May, 2008, Chaitén eruption. *Bulletin of Volcanology*, 74:2095–2108.
- Armienti P. (2008) Decryption of igneous rock textures: crystal size distribution tools. In: Putirka KD, Frank J. Tepley III, editors. *Minerals, Inclusions, and Volcanic Processes*. Mineralogical Society of America, *Reviews in Mineralogy and Geochemistry*, 69:623-649.
- Armienti A., Francalanci, L., Landi P. (2007) Textural effects of steady state behaviour of the Stromboli feeding system. *Journal of Volcanology Geothermal Research*, 160:86-98.
- Armienti P., Innocenti F., Pareschi, M.T., Pompilio, M. (1994) Effects of magma storage and ascent on the kinetics of crystal growth. The case of the 1991-92 Mt. Etna eruption. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 115:402-414.
- Barrientos, S.E., Acevedo-Ardnguiz, P.S. (1992) Seismological aspects of the 1988-1989 Lonquimay (Chile) volcanic eruption. *Journal of Volcanology Geothermal Research*, 53:73-87.
- Bello, E.D., Lane, S.J., James, M.R., Llewellyn, E.W., Taddeucci, J., Scarlato, P., Capponi, A. (2015) Viscous plugging can enhance and modulate explosivity of strombolian eruptions. *Earth and Planetary Science Letters*, 423:210–218
- Bindeman, I.N. (2003) Crystal sizes in evolving silicic magma chambers. *Geology*, 31:367–370.
- Blackburn, E.A., Wilson, L., Sparks, R.S.J. (1976) Mechanisms and dynamics of Strombolian activity. *Geological Society of London*, 132:429–440.
- Burton, M., Allard, P., Muré, F., La Spina, A. (2007) Magmatic gas composition reveals the source depth of slug-driven strombolian explosive activity. *Science*, 317:227–230.
- Blower, J.D., Keating, J.P., Mader, H.M., Phillips, J.C. (2001) Inferring volcanic degassing processes from vesicle size distributions. *Geophysical Research Letters*, 28:347–350.
- Blower, J.D., Keating, J.P., Mader, H.M., Phillips, J.C. (2003) The evolution of bubble size distributions in volcanic eruptions. *Journal of Volcanology Geothermal Research*, 120:1–23.
- Bonadonna, C., Cioni, R., Pistolesi, M., Connor, C.B., Scollo, S., Pioli, L. and Rosi, M. (2013) Determination of the largest clast sizes of tephra deposits for the characterization of explosive eruptions: a study of the IAVCEI commission on tephra hazard modelling. *Bulletin of Volcanology*, 75(1):1-15.
- Brandeis, G., Jaupert, C. (1987) The kinetics of nucleation and crystal growth and scaling laws for magmatic crystallization. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 96:24-34.
- Brugger, C.R., Hammer, J.E. (2010) Crystal size distribution analysis of plagioclase in experimentally decompressed hydrous rhyodacite magma. *Earth and Planetary Science Letters*, 300:246–254.
- Bursik, M. (1993) Subplinian eruption mechanisms inferred from volatile and clast dispersal data. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 57:57-70.

- Campbell, M.E., Porritt, L., Russell, J.K (2016) Forensic recovery of transient eruption parameters for the 2360 BP fall deposit, Mount Meager, British Columbia. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 312:11-25.
- Cashman, K.V. (1990a) Textural constraints on the kinetics of crystallization of igneous rocks. In *Mineralogical Society of America Reviews in Mineralogy*, 24:259-314.
- Campbell, M.E., Porritt, L., Russell, J.K (2016) Forensic recovery of transient eruption parameters for the 2360 BP fall deposit, Mount Meager, British Columbia *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 312:11-25.
- Cashman, K.V. (1990b) Groundmass crystallization of Mount St. Helens dacite, 1980-1986: a tool for interpreting shallow magmatic processes. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 109:431-449.
- Cashman, K.V., Blundy, J. (2000) Degassing and crystallisation of ascending andesite and dacite. *Philosophical Transactions of the Royal Society of London, Series A*, 358:1487–1513.
- Cashman K.V., Mangan M.T. (1994) Physical aspects of magmatic degassing. 2. Constraints on vesiculation processes from textural studies of eruptive products, volatiles in magmas. *Reviews in Mineralogy*, 30:447–478.
- Cashman, K.V., Marsh, B.D. (1988) Crystal size distribution (CSD) in rocks and the kinetics and dynamics of crystallization. II. Makaopuhi lava lake. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 49:292-305.
- Castruccio, A., Clavero, J., Rivera, A. (2010) Comparative study of lahars generated by the 1961 and 1971 eruptions of Calbuco and Villarrica volcanoes, Southern Andes of Chile. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 190:297-311.
- Castruccio, A., Clavero, J. (2015) Lahar simulation at active volcanoes of the Southern Andes: implications for hazard assessment. *Natural Hazards*, 77:693-716.
- Cembrano, J. (1998) Kinematics and timing of intra-arc deformation at the Southern Andes plate boundary zone. Ph.D. Thesis, University of Dalhousie, 231.
- Cembrano, J., Hervé, F. (1993) The Liquiñe-Ofqui fault zone : a major Cenozoic strike slip duplex in the Southern Andes. *Second International Symposium on Andean Geodynamics, Extended Abstracts*, 2:175-178.
- Cembrano, J., Hervé, F., Lavenu, A. (1996) The Liquiñe-Ofqui fault zone: a long-lived intra-arc 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*, 471:96-113.
- Cembrano, J., Lavenu, A., Reynolds, P., Arancibia, G., López, G., Sanhueza, A. (2002) Late Cenozoic transpressional ductile deformation north of the Nazca–South America–Antarctica triple junction. *Tectonophysics*, 354:289–314.
- Cembrano, J., Shermer, E., Lavenu, A., Sanhueza, A. (2000) Contrasting nature of deformation along an intra-arc shear zone, the Liquiñe-Ofqui fault zone, southern Chilean Andes. *Tectonophysics*, 319:129-149
- Chouet, B. (1974) Photoballistics of volcanic jet activity at Stromboli, Italy. *Journal of Volcanology Geothermal Research*, 79:4961–4976.

- Cioni, R., Marianelli, P., Santacroce, R., Sbrana, A. (1999) Plinian and Subplinian eruptions. [En: Sigurdsson, H., Houghton, B., Rymer, H., Stix, J., & McNutt, S. *Encyclopedia of Volcanoes*, 1035-1043.
- Cigolini, C., Laiolo, M., Bertolino, S. (2008) Probing Stromboli Volcano from the mantle to paroxysmal eruptions. In: Annen, C., Zellmer, G.F. (Eds.), *Dynamics of Crustal Magma Transfer*. Geological Society of London Special Publication, 304:33–70.
- Clavero, J., Godoy, E., Arancibia, G., Rojas, C., Moreno, H. (2008) Multiple Holocene sector collapses at Calbuco volcano, Southern Andes. *Proceedings of the IVACEI General Assembly 2008-Iceland*.
- Couch, S., Harford, C.L., Sparks, R.S.J., Carroll, M.R. (2003) Experimental constraints on the conditions of formation of highly calcic plagioclase microlites at the Soufriere Hills Volcano, Montserrat. *Journal of Petrology*, 44:1455-1475.
- De la Cruz, R., Suárez, M. (1997) El Jurásico de la cuenca de Neuquén en Lonquimay, Chile: Formación Nacientes del Biobío (38-39°S). *Revista Geológica de Chile*, 24:3-24.
- Dingwell, D.B. (2006) Transport properties of magmas: Diffusion and rheology. *Elements*, 2:281–286.
- Dungan, M., Wulff, A., Thompson, R. (2001) Eruptive Stratigraphy of the Tatara-San Pedro Complex, 36°S, Southern Volcanic Zone, Chilean Andes: reconstruction method and implications for magma evolution at long-lived Arc Volcanic Centers. *Journal of Petrology*, 42:555-626.
- Eichelberger, J.C. (1995) Silicic volcanism: ascent of viscous magmas from crustal reservoirs. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, 23:41–63.
- Eichelberger, J.C., Carrigan, C.R., Westrich, H.R., Price, R.H. (1986) Non-explosive silicic volcanism. *Nature*, 323:598–602.
- Dingwell, D.B. (1996) Volcanic dilemma: Flow or blow?. *Science*, 273:1054–1055.
- Emparán, C., Suárez, M., Muñoz, J. (1992) Hoja Curacautín. Servicio Nacional de Geología y Minería, Carta Geológica de Chile, 71, 1:250.000.
- Fagents S.A., Gregg, T.K.P., Lopes R.M.C. (2013) *Modeling Volcanic Processes: The Physics and Mathematics of Volcanism*. Cambridge University Press.
- Gaonac'h, H., Stix, J., Lovejoy, S. (1996) Scaling effects on vesicle shape, size and heterogeneity of lavas from Mount Etna. *Journal of Volcanology Geothermal Research*, 74:131-153.
- Gardeweg, M., Moreno, H., Naranjo, J.A. (1990) Comportamiento del Volcán Lonquimay en su fase eruptiva 1988-1990 y su influencia en el medio ambiente. Servicio Nacional de Geología y Minería, 93.
- Genareau, K., Clarke, A.B., Hervig, R.L. (2009) New insight into explosive volcanic eruptions: connecting crystal-scale chemical change with conduit-scale dynamics. *Geology*, 37:367–370.
- Geschwind, C.H.; Rutherford, M.J. (1995) Crystallisation of microlites during magma ascent: the fluid mechanics of 1980-1986 at Mount St Helens. *Bulletin of Volcanology*, 57:356-370.
- Giachetti, T, Gonnermann H.M., Crozier J.A. (2015) Reconstructing magma degassing and fragmentation: The 1060 CE Plinian eruption of Medicine Lake Volcano, California. AGU, San Francisco. Talk.
- Gilbert, D., Freundt, A., Kutterolf, S., Burkert, C. (2014) Post-glacial time series of explosive eruptions and associated changes in the magma plumbing system of Lonquimay volcano, south central Chile.

International Journal of Earth Sciences, 103:2043-2062.

Giordano D., Russell, J.K., Dingwell D.B. (2008) Viscosity of Magmatic Liquids: A Model. *Earth and Planetary Science Letters*, 271:123-134.

Goepfert K., Gardner J.E. (2010) Influence of pre-eruptive storage conditions and volatile contents on explosive Plinian style eruptions of basic magma. *Bulletin of Volcanology*, 72:511–521.

Gonnermann, H.M., Manga, M. (2003) Explosive volcanism may not be an inevitable consequence of magma fragmentation. *Nature*, 426:432–435.

Gonnermann, H.M. (2015) Magma fragmentation. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences* 43.

Hamada, M., Laporte, D., Cluzel, N., Koga, K.T., Kawamoto, T. (2010) Simulating bubble number density of rhyolitic pumices from plinian eruptions: constraints from fast decompression experiments. *Bulletin of Volcanology*, 72:735–746.

Hammer, J.E., Rutherford, M.J. (2002) An experimental study of the kinetics of decompression-induced crystallization in silicic melt. *Journal of Volcanology Geothermal Research*, 107(B1).

Hervé, M. (1976) Estudio geológico de la falla Liquiñe-Reloncaví en el area de Liquiñe; antecedentes de un movimiento transcurrente (Provincia de Valdivia). In: *Congreso Geológico Chileno*, No. 1, Actas, 1:39-56.

Hervé, F., Thiele, R. (1987) Estado de conocimiento de las megafallas en Chile y su significado tectónico. *Comunicaciones*, 38:67-91.

Hickey-Vargas, R., Abdollahi, M.J., Parada, M.A., Lopez-Escobar, L., Frey, F.A. (1995) Crustal xenoliths from Calbuco Volcano, Andean Southern Volcanic Zone: implications for crustal composition and magma-crust interaction. *Contribution to Mineralogy Petrology*, 119:331-344.

Hickey-Vargas, R., Frey, F.A., Gerlach, D.C., López-Escobar, L. (1986) Multiple sources for basaltic arc rocks from the Southern Volcanic Zone of the Andes (34°-41°S): Trace element and isotopic evidence for contributions from subducted oceanic crust, mantle and continental crust. *Journal Geophysical Research*, 91(6):5963-5983

Hickey-Vargas, R., Gerlach, D., Frey, F. (1984) Geochemical variations in volcanic rocks from central-south Chile (33°-42°S): implications for their petrogenesis. In *Andean magmatism: chemical and isotopic constraints* (Harmon R.; Barreiro, B. Eds.). Shiva Publishing Limited, 72-95. Nantwich, U.K.

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*, 103:361-386.

Higgins, M.D. (1996) Crystal size distributions and other quantitative textural measurements in lavas and tuff from Egmont volcano (Mt. Taranaki), New Zealand. *Bulletin of Volcanology*, 58:194–204.

Higgins, M.D. (1998) Origin of anorthosite by textural coarsening: quantitative measurements of a natural sequence of textural development. *Journal of Petrology*, 39:1307–1325.

Higgins M.D. (2000) Measurement of crystal size distributions. *American Mineralogist*, 85:1-1.

- Higgins, M.D. (2002) Closure in crystal size distribution (CSD), verification of CSD calculations and the significance of CSD fans. *American Mineralogist*, 87:160-164.
- Higgins, M.D. (2006) *Quantitative Textural Measurements in Igneous and Metamorphic Petrology*. Cambridge University Press, Cambridge, UK.
- Higgins, M.D., Roberge, J. (2003) Crystal size distribution (CSD) of plagioclase and amphibole from Soufriere Hills volcano, Montserrat: evidence for dynamic crystallisation/textural coarsening cycles. *Journal of Petrology*, 44:1401–1411.
- Higgins, M.D., Roberge, J. (2007) Three magmatic components in the 1973 eruption of Eldfell Volcano, Iceland: evidence from plagioclase crystal size distribution (CSD) and geochemistry. *Journal of Volcanology Geothermal Research*, 161:247–260.
- Hildreth, W., Moorbath, S. (1988) Crustal contribution to arc magmatism in the Andes of central Chile. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 98:455-489.
- Hoover, S.R., Cashman, K.V., Manga, M. (2001) The yield strength of subliquidus basalts experimental results. *Journal of Volcanology Geothermal Research*, 107:1–18.
- Housh, T.B., Luhr, J.F. (1991) Plagioclase-melt equilibria in hydrous systems. *American Mineralogist*, 76:477–492.
- Irving, T.N., Baragar, W.R.A. (1971) A guide to the chemical classification of the common volcanic rocks. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 8:523-548.
- Jaupart, C. (2000) Magma Ascent at Shallow Levels. In: Sigurdsson Encyclopedia of Volcanoes. Academic Press.
- Jaupart, C., Vergnolle, S. (1988) Laboratory models of Hawaiian and Strombolian eruptions. *Nature*, 331:58-60.
- Jarrard, R.D. (1986) Relations among subduction parameters. *Reviews of Geophysics*, 24:217–284.
- Klug, C., Cashman, K.V. (1996) Permeability development in vesiculating magmas: implications for fragmentation. *Bulletin of Volcanology*, 58:87–100.
- Klug, C., Cashman, K.V., Bacon, C.R. (2002) Structure and physical characteristics of pumice from the climactic eruption of Mount Mazama (Crater Lake), Oregon. *Bulletin of Volcanology*, 64:486–501.
- Koyaguchi T., Mitani N.K. (2005) A theoretical model for fragmentation of viscous bubbly magmas in shock tubes. *Journal of Geophysical Research*, 110:B10202.
- Lahsen A., Moreno H., Varela J., Munizaga F., Lopez-Escobar, L. (1989) Geología y riesgo volcánico del volcán Calbuco y centros eruptivos menores. Proyecto Canutillar, ENDESA-Univ. Chile, Informe Inédito.
- Lange, R.A., Frey, H.M., Hector, J. (2009) A thermodynamic model for the plagioclase–liquid hygrometer/thermometer. *American Mineralogist*, 94:494–506.
- Le Bas, M., Le Maitre, R., Streckeisen, A. y Zanettin, B. (1986) A Chemical Classification of Volcanic Rocks Based on the Total Alkali-Silica Diagram. *Journal of Petrology*, 27(3):745-750.

- Le Maitre, R.W. (2002) *Igneous Rocks: a Classification and Glossary of Terms: Recommendations of the International Union of Geological Sciences Subcommission on the Systematics of Igneous Rocks*. Cambridge University Press, 236.
- López-Escobar, L., Cembrano, J., Moreno, H. (1995) Geochemistry and tectonics of the Chilean Southern Andes basaltic quaternary volcanism (37–46°S). *Revista Geológica de Chile*, 22(2):219–234.
- López-Escobar, L., Frey, F.A., Vergara, M. (1977) Andesites and high alumina basalts from the central-south Chile high Andes: geochemical evidence bearing on their petrogenesis. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 63:199–228.
- López-Escobar, L., Kilian, R., Kempton, P.D., Tagiri, M. (1993) Petrography and geochemistry of Quaternary rocks from the Southern Volcanic Zone of the Andes between 41°30' and 46°00' S, Chile. *Revista Geológica de Chile*, 20:33–55.
- López-Escobar, L., Parada, M.A. (1990) Consideraciones preliminares relativas al volcán Calbuco y centros eruptivos menores asociados con la falla Liquiñe-Ofqui, Andes del Sur, 41°00'S – 41°30'S. En: XI Congreso Geológico Argentino, San Juan, Argentina, 72-74.
- López-Escobar, L., Parada, M.A., Moreno, H., Frey, F.A., Hickey-Vargas, R. (1992) A contribution to the petrogenesis of Osorno and Calbuco volcanoes, Southern Andes (41°00-41°30'S): comparative study. *Revista Geológica de Chile*, 19:211-226
- Lopez-Escobar, L., Parada, M.A., Hickey-Vargas, R., Frey, F.A., Kempton, P.D., Moreno, H. (1995) Calbuco volcano and minor eruptive centers distributed along the Liquiñe-Ofqui Fault Zone, Chile (41~S): contrasting origin of andesitic and basaltic magma in the Southern Volcanic Zone of the Andes. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 119:345-361.
- Macomber, T. (2015) The evolution of monogenetic eruption: Navidad eruption, Lonquimay Volcano, Chile. State University of New York at Buffalo, 98.
- Mastrolorenzo, G., Pappalardo, L. (2006) Magma degassing and crystallization processes during eruptions of high-risk Neapolitan-volcanoes: evidence of common equilibrium rising processes in alkaline magmas. *Earth and Planetary Science Letters*, 250:164-181.
- Mangan, M.T. (1990) Crystal size distribution systematics and the determination of magma storage times: the 1959 eruption of Kilauea Volcano, Hawaii. *Journal of Volcanology Geothermal Research*, 44:295-302.
- Mangan, M.T., Sisson, T.W. (2000) Delayed, disequilibrium degassing in rhyolite magma: decompression experiments and implications for explosive volcanism. *Earth and Planetary Science Letters*, 183:441–455.
- Marsh, B.D. (1988) Crystal size distribution (CSD) in rocks and the kinetics and dynamics of crystallization: I. Theory. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 78(1):85-98.
- Marsh, B.D. (1998) On the interpretation of crystal size distributions in magmatic systems. *Journal of Petrology*, 39:553–599.
- Marsh, B.D., Gunnarsson, B., Congdon, R., Carmody, R. (1991) Hawaiian basalt and Icelandic rhyolite: indicators of differentiation and partial melting. *Geologische Rundschau*, 80(2):481–510.
- Mastin, L.G. (2002) Insights into volcanic conduit flow from an open-source numerical model: *Geochemistry Geophysics Geosystems*, 3(7):1-18.
- Mastin, L.G., Ghiorso, M.S. (2000) A numerical program for steady-state flow of magma-gas mixtures

through vertical eruptive conduits, U.S. Geological Survey Open File Report, 00-209, 56.

McBirney, A.R, Murase, T. (1970) Factors governing the formation of pyroclastic rocks. *Bulletin of Volcanology*, 34:372-384.

Mella, M., Moreno, H., Vergés, A., Quiroz, D., Bertin, L., Basulato, D., Bertin, D., Garrido, N. (2015) Productos volcánicos, impactos y respuesta a la emergencia del ciclo eruptivo abril-mayo (2015) del volcán Calbuco. *Congreso Geológico Chileno*, 14, La Serena, Chile, 4-8 Octubre 2015, 3:98-101.

Melnik, O., Sparks, R.S.J. (1999) Nonlinear dynamics of lava dome extrusion. *Nature*, 402:37–41.

Melnick D., Folguera A., Ramos V. (2006) Geology of the Copahue volcano-Agrio caldera complex (37°50'S): structural control, volcanostratigraphy and regional tectonic implications. *Journal of South American Earth Sciences*, 22:66-88.

Moreno, H. (1999) Mapa de peligros del volcán Calbuco, Región de los Lagos, Documentos de Trabajo 12, Servicio Nacional de Geología y Minería, 1 mapa 1:75:000.

Moreno, H., Gardeweg, M.C. (1989) La erupción reciente del Complejo Volcánico Lonquimay (Diciembre 1988) Andes del Sur. *Revista Geológica de Chile*, 16(1):93-117.

Moreno, H., Naranjo, J., Clavero, J. (2006) Generación de lahares calientes en el volcán Calbuco, Andes del Sur de Chile (41,3°S). *XI Congreso Geológico Chileno*. Antofagasta (CD).

Moreno, H., Naranjo, J. A., Polanco, E., (en edición) *Geología del Complejo Volcánico Lonquimay-Tolhuaca. Regiones de la Araucanía y del Biobío. Carta Geológica de Chile. Servicio Nacional de Geología y Minería.*

Morgan, D.J., Jerram, D.A. (2006) On estimating crystal shape for crystal size distribution analysis. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 154:1–7.

Mueller, S., Llewellyn, E., Mader, H. (2010) The rheology of suspensions of solid particles. *Proceeding of the Royal Society*, 466:1201-1228.

Munizaga, F., Hervé, F., Drake, R.E. (1984) Geocronología K-Ar del extremo septentrional del Batolito Patagónico en la Región de Los Lagos, Chile. In *Congreso Geológico Argentino*, No. 9, 3:133-145.

Munizaga, F., Hervé, F., Drake, R., Pankhurst, R.J., Brook, M., Snelling, N. (1988) Geochronology of the Lake Region of South-Central Chile (39°-42°S): preliminary results. *Journal of South American Earth Sciences*, 1(3):309-316.

Muñoz, J., (1988) Volcanismo mioceno superior (Tortoniano) en la Región del Alto Biobío. In *Congreso Geológico Chileno*, N°5, Actas, 1:1275-1296.

Naranjo, J.A., Sparks, R., Stasiuk, M., Moreno, H., Ablay, G. (1992) Morphological, structural and textural variations in the 1988-1989 andesite lava of Lonquimay Volcano, Chile. *Geological Magazine*, 129(6):657-678.

Nelson S., Montana, A. (1992) Sieve-textured plagioclase in volcanic rocks produced by rapid decompression. *American Mineralogist*, 77:1242-1249.

Noguchi, S., Toramaru, A., Nakada, S. (2008) Relation between microlite textures and discharge rate during the 1991–1995 eruptions at Unzen, Japan: *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 175:141–155.

- Papale, P. (1999) Strain-induced magma fragmentation in explosive eruptions. *Nature*, 397:425–428.
- Pappalardo, L., Ottolini, L., Mastrolorenzo, G. (2007) The Campanian Ignimbrite (southern Italy) geochemical zoning: insight on the generation of a super-eruption from catastrophic differentiation and fast withdrawal. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 156:1–16.
- Pardo-Casas, F., Molnar, P. (1987) Relative motion of the Nazca (Farallon) and South American Plate since Late Cretaceous time. *Tectonics*, 6:233–248.
- Parfitt, E.A. (2004) A discussion of the mechanisms of explosive basaltic eruptions. *Journal of Volcanology Geothermal Research*, 134:77-107.
- Parfitt, E. A., Wilson, L. (2010) The Role of Volatiles. *Fundamentals of physical volcanology*.
- Petit-Breuilh, M. E. (1996) Cronología eruptiva histórica de los volcanes Planchón-Peteroa y Copahue, Andes del Sur. Proyecto de Riesgo Volcánico (Inédito), Servicio Nacional de Geología y Minería, Santiago.
- Petit-Breuilh, M.E. (1999) Cronología eruptiva histórica de los volcanes Osorno y Calbuco, Andes del Sur (41°-41°30'S). *Boletín 53*, Servicio Nacional de Geología y Minería, Chile, 46.
- Pinkerton, H., Norton, G. (1995) Rheological properties of basaltic lavas at sub-liquidus temperatures: laboratory and field measurements on lavas from Etna. *Journal of Volcanology Geothermal Research*, 68:307–323.
- Polanco, E. (1998) Volcanismo explosivo postglacial de la cuenca del Alto Biobío, Andes del Sur (37°45'–38°30'). *Memoria de Título (Inédito)*, Universidad de Chile, Departamento de Geología, 104.
- Polanco, E. (2010) Volcanoestratigrafía, geoquímica y peligro volcánico del volcán Lonquimay (38°30'S), Andes del Sur (Chile). Departamento de Geoquímica, Petrología y Prospección Geológica. Facultad de Geología. Universidad de Barcelona, 256.
- Proussevitch, A.A., Sahagian, D.L. (1998) Dynamics and energetics of bubble growth in magmas: analytical formulation and numerical modeling. *Journal of Geophysical Research*, 103:18223–18251.
- Proussevitch, A.A., Sahagian, D.L., Tsentalovich, E.P. (2007a) Statistical analysis of bubble and crystal size distributions: formulations and procedures. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 164:95–111.
- Proussevitch, A.A., Sahagian, D.L., Carlson, W. (2007b) Statistical analysis of bubble and crystal size distributions: application to Colorado Plateau basalts. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 164:112–126.
- Putirka K (2005) Igneous thermometers and barometers based on plagioclase + liquid equilibria: tests of some existing models and new calibrations. *American Mineralogist*, 90:336-346.
- Putirka K., Condit C. (2003) A cross section of a magma conduit system at the margins of the Colorado Plateau. *Geology*, 31:701-704.
- Putirka K., Johnson M., Kinzler R., Walker D. (1996) Thermobarometry of mafic igneous rocks based on clinopyroxene-liquid equilibria, 0-30 kbar. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 123:92-108.
- Pyle, D.M. (1989) The thickness, volume and grainsize of tephra fall deposits. *Bulletin of Volcanology*, 51:1-15.

Ridolfi F., Rezulli A., Puerini M. (2010) Stability and chemical equilibrium of amphibole in calcalkaline magmas: an overview, new thermobarometric formulations and application to subduction-related volcanoes. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 160:45–66.

Ridolfi F., Renzulli A. (2012) Calcic amphiboles in calc-alkaline and alkaline magmas: thermobarometric and chemometric empirical equations valid up to 1130 °C and 2.2 GPa. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 163:877–895.

Romero, J.E., Morgavi, D., Arzilli, F., Daga, R., Caselli, A., Reckziegel, F., Viramonte, J., Díaz-Alvarado, J., Polacci, M., Burton, M., Perugini, D. (2016) Eruption dynamics of the 22–23 April 2015 Calbuco Volcano (Southern Chile): Analyses of tephra fall deposits. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 317:15–29.

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(4):TC4013.

Ruprecht, P., Bachmann, O. (2010) Pre-eruptive reheating during magma mixing at Quizapu volcano and the implications for the explosiveness of silicic arc volcanoes. *Geology*, 38(10):919–922.

Rust, A.C., Cashman, K.V. (2004) Permeability of vesicular silicic magma: inertial and hysteresis effects. *Earth and Planetary Science Letters*, 228:93–107.

Sahagian, D.L., Anderson, A.T., Ward, B. (1989) Bubble coalescence in basalt flows: comparison of a numerical model with natural examples. *Bulletin of Volcanology*, 52:49–56.

Sahagian, D.L., Proussevitch, A.A. (1996) Thermal effects of magma degassing. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 74:19–38.

Sano K., Wada K., Sato E. (2015) Rates of water exsolution and magma ascent inferred from microstructures and chemical analyses of the Tokachi-Ishizawa obsidian lava, Shirataki, northern Hokkaido, Japan. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 292:29–40.

Sato, H. (1995) Textural difference between pahoehoe and aa lavas of Izu–Oshima Volcano, Japan—an experimental study on population-density of plagioclase. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 66:101–113.

Scandone R., Malone, S.D. (1985) Magma supply, magma discharge and readjustment of the feeding system of Mount St. Helens during 1980. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 23:239–262.

Scandone, R., Cashman, K.V., Malone, S.D. (2007) Magma supply, magma ascent and the style of volcanic eruptions. *Earth and Planetary Science Letters*, 253:513–529.

Schmincke, H.U (2004) Strombolian, Hawaiian and Plinian Eruptions and the Mount St. Helens Eruption 1980. In: *Volcanism*. Springer Berlin Heidelberg, 155-176,

Segura, A., Castruccio, A., Jorge Clavero, J., Pennec, J.L., Roche, O., Samaniego, P., Droguett, B., Romero, J. (2015) Fallout deposits of the 22-23 April 2015 eruption of Calbuco volcano, Southern Andes. *Congreso Geológico Chileno*, 14, La Serena, Chile, 4-8 Octubre 2015, 182-185.

Sellés, D., Moreno, H. (2011) Geología del volcán Calbuco, Región de los Lagos. Servicio Nacional de Geología y Minería, Carta Geológica de Chile, Serie Geología Básica, No.XX, 30 p., 1 mapa escala 1:50.000, Santiago.

SERNAGEOMIN, 2015a. Reporte Especial de Actividad Volcánica (REAV) Región de los Lagos.

(REAV) Año 2015 Abril 22 (20:45 HL).

SERNAGEOMIN, 2015b. Reporte Especial de Actividad Volcánica (REAV) Región de los Lagos. Año 2015 Abril 22 (22:30 HL).

SERNAGEOMIN, 2015c. Reporte Especial de Actividad Volcánica (REAV) Región de los Lagos. Año 2015 Abril 23 (10:30 HL).

Shaw, H.R. (1965) Comments on viscosity, crystal settling and convection in granitic magmas. *American Journal of Science*, 263:120-152.

Shaw, H.R. (1972) Viscosities of magmatic silicate liquids: An empirical method of prediction. *American Journal of Science*, 272:870–893.

Shane, P. (2015) Contrasting plagioclase textures and geochemistry in response to magma dynamics in an intra-caldera rhyolite system, Okataina volcano. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 297:1–10.

Shea, T., Gurioli, L., Larsen, J.F., Houghton, B.F., Hammer, J.E., Cashman, K.V. (2010a) Linking experimental and natural vesicle textures in Vesuvius 79 AD white pumice. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 192(1–2):69–84.

Shea T., Houghton, B.F., Gurioli, L., Cashman, K.V., Hammer, J.E., Hobden, B.J. (2010b) Textural studies of vesicles in volcanic rocks: an integrated methodology. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 190(3–4):271–289.

Shcherbakov, V., Plechov, P., Izbekov, P., Shipman, J. (2011) Plagioclase zoning as an indicator of magma processes at Bezymianny Volcano, Kamchatka. *Contributions of Mineralogy and Petrology*, 162:83–99.

Shin, H., Lindquist, W.B., Sahagian, D.L., Song, S.R. (2005) Analysis of the vesicular structure of basalts. *Computers and Geosciences*, 31(4):473–487.

Singer, B.S., Dungan, M., Layne, G.D. (1995) Textures and Sr, Ba, Mg, Fe, K, and Ti compositional profiles in volcanic plagioclase: clues to the dynamics of calcalkaline magma chambers. *American Mineralogist*, 80:776–798.

Sigurdsson, H. (2000) Introduction. In: Sigurdsson, H. (Ed.), *Encyclopedia of Volcanoes*. Academic Press, San Diego, 1–13.

Slezin, Y.B. (1979) The conditions of origin of the dispersion regime in volcanic eruption (in Russian). *Journal of Volcanology and Seismology*, 3:69-76.

Slezin, Y.B. (1995) Principal regimes of volcanic eruptions. *Journal of Volcanology and Seismology*, 2:72-82. (in Russian). English translation in: *Journal of Volcanology and Seismology*, 17:193-206.

Slezin Y.B. (2002) The mechanism of volcanic eruption (steady state approach). *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 122:7–60.

Somoza, R. (1998) Updated Nazca (Farallon)-South America relative motion during the last 40 My: implications for mountain building in the central Andean regime. *Journal of South American Earth Sciences*, 11:211-215.

Sparks, R.S.J. (1978) The dynamics of bubble formation and growth in magmas: A review and analysis. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 3:1–37.

Sparks, R.S.J. (2004) Dynamics of magma degassing. *Volcanic degassing*. Geological Society London Special Publication, 213:5–22.

Sparks, R.S.J., Barclay, J., Jaupart, C., Mader, H.M., Phillips, J.C. (1994) Physical aspects of magmatic degassing I. Experimental and theoretical constraints on vesiculation. In: *Volatiles In Magmas*, Washington D. C.: Mineralogical Society of America, 30 Reviews In Mineralogy, 413–445.

Sparks, R.S.J., Sigurdsson, H., Wilson, H. (1977) Magma mixing: a mechanism for triggering acid explosive eruptions. *Nature*, 267:315-318.

Sperry, H.T. (2007) Determining magmatic processes from analysis of phenocrysts and gabbroic xenoliths contained in Calbuco andesites". FIU Electronic Theses and Dissertations.

Stasiuk, M. V., Jaupart, C., Sparks, R.S.J. (1993) Variations of flow rate and volume during eruption of lava. *Earth and Planetary Science Letters*, 114:505 - 516.

Stern, C.R., Futa, K., Muehelnbachs, K., Dobbs, F.M., Muñoz, J., Godoy, E., Charrier, R. (1984) Sr, Nd, Pb and O isotope composition of Late Cenozoic volcanics, northernmost SVZ (33-34°S). In *Andean Magmatism: Chemical and Isotopic Constraints* (Harmon, R.S.; Barriero, B.A., editors). Shiva Geology Series, Shiva Publishing, 96-105. Cheshire, UK

Stern, C.R. (2004) Active Andean volcanism: its geologic and tectonic setting. *Andean Geology*, 31(2):161-206.

Stern C.R., Moreno H., López-Escobar L., Clavero J., Lara L., Naranjo J.A., Parada, M.A., Skewes, M.A. (2007) Chilean volcanoes. In: Moreno T., Gibbons W. (Eds.), *Geology of Chile*, The Geological Society of London, London, 147-178.

Suárez, M., Emparán, C. (1995) The stratigraphy, geochronology and paleophysiography of a Miocene fresh-water interarc basin, southern Chile. *Journal of South American Earth Sciences*, 8(1):17-31.

Suárez, M., Emparán C. (1997) Hoja Curacautín, Región de la Araucanía y del Biobío. *Carta Geológica de Chile 1:250.000. N° 71*. Servicio Nacional de Geología y Minería, Chile.

Suárez, M., Emparán, C., Wall, R., Salinas, P., Marshall, L.G., Rubilar, A. (1990) Estratigrafía y vertebrados fósiles del Mioceno del Alto Biobío, Chile central (38°- 39°S). In: *Simposio sobre el Terciario de Chile*, No. 2, Actas, 1:311-324.

Suzuki, Y., Fujii, T. (2010) Effect of syneruptive decompression path on shifting intensity in basaltic sub-Plinian eruption: Implication of microlites in Yufune-2 scoria from Fuji volcano, Japan. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 198(1):158-176.

Szramek, L., Gardner, J.E., Larsen, J. (2006) Degassing and microlite crystallization of basaltic andesite magma erupting at Arenal Volcano, Costa Rica. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 157:182–201.

Thiele, R., Lahsen, A., Moreno, H., Varela, J., Vergara, M., Munizaga, F. (1987) *Estudio Geológico Regional a Escala 1:100.000 de la hoya superior y curso medio del río Biobío (Inédito)*. Empresa Nacional de Electricidad-Departamento de Geología y Geofísica, Universidad de Chile, 304

Toramaru A. (1990a) Measurement of bubble-size distributions in vesiculated rocks with implications for quantitative estimation of eruption processes. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 43(1–

4):71–90.

Toramaru, A. (1990b) Numerical study of nucleation and growth of bubbles in viscous magmas. *Journal of Geophysical Research*, 100:1913–1931.

Toramaru A. (2006) BND (bubble number density) decompression rate meter for explosive volcanic eruptions. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 154(3–4):303–316.

Tormey, D.R., Hickey-Vargas, R., Frey, F.A. and López-Escobar, L. (1991) Recent lavas from the Andean front (33° to 42°S): interpretations of along-arc compositional variations. In: *Andean Magmatism and its Tectonic Setting* (Harmon, R.S.; Rapela, C.W. Eds.). Geological Society of America, Special Paper, 265:57-77.

Valderrama, O., Franco, L., Gil-Cruz, F. (2015) Erupción intempestiva del volcán Calbuco, abril 2015. XIV Congreso Geológico Chileno, La Serena. Abstracts.

Vergara, C. (2010) Petrogénesis de los centros eruptivos del Complejo Volcánico Lonquimay (CVL), IX Región de la Araucanía. Memoria de Título, Universidad de Chile, Departamento de Geología, 140.

Vergnolle, S. (1973) Bubble size distribution in magma chambers and dynamics of basaltic eruptions. *Earth and Planetary Science Letters*, 140:269-279.

Vergnolle, S., Brandeis, G. (1996) Strombolian explosions: 1. A large bubble breaking at the surface of a lava column as a source of sound. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 101:20433–20447.

Vergnolle, S., Jaupart, J. (1986) Separated two-phase flow and basaltic eruptions. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 91:12842–12860.

Villemant, B., Boudon, G. (1998) Transition from dome-forming to plinian eruptive styles controlled by H<sub>2</sub>O and Cl degassing. *Nature*, 392:65–69.

Voelker D., Kutterolf S., Wehrmann H. (2011) Comparative mass balance of volcanic edifices at the southern volcanic zone of the Andes between 33°S and 46°S. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 205(3–4):114–129.

Walker, G.P.L. (1973) Explosive volcanic eruptions – a new classification scheme. *Geologische Rundschau*, 62:431–446.

Wilson, L. (1980) Relationships between pressure, volatile content and ejecta velocity in three types of volcanic explosion. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 8:297–313.

Wilson, L., Head, J.W.I. (1981) Ascent and eruption of basaltic magma on the earth and moon. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 86:2971-3001.

Wilson, L., Sparks, R.S.J., Walker, G.P.L. (1980) Explosive volcanic eruptions – IX. The control of magma properties and conduit geometry on eruption column behavior. *Geophysical Journal of the Royal Astronomical Society*, 63:117–148.

Winkler, H. (1949) Crystallization of basaltic magma as recorded by variation of crystal size in dikes. *Mineralogical Magazine*, 28:557-574.

Witham, A.G., Sparks, R.S.J. (1986) Pumice. *Bulletin of Volcanology*, 48:209-223.

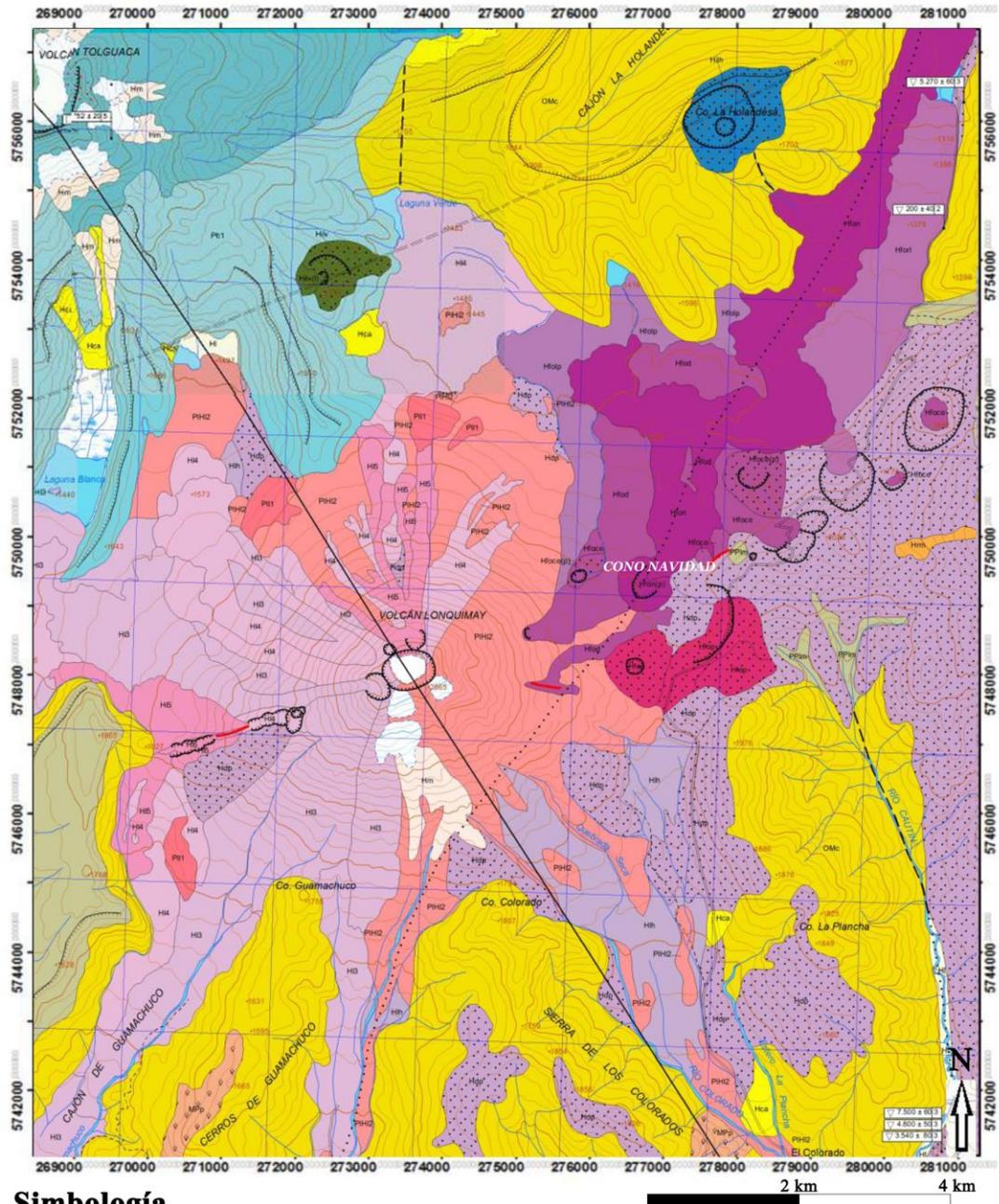
Woods, A.W., Cowan, A. (2009) Magma mixing triggered during volcanic eruptions. *Earth and Planetary*

Science Letters, 288:132–137.

Zhang Y (1999) A criterion for the fragmentation of bubbly magma based on brittle failure theory. *Nature*, 402:648–650.

Zieg, M.J., Marsh, B.D. (2002) Crystal size distributions and scaling laws in the quantification of igneous textures. *Journal of Petrology*, 43:85–101.

## **ANEXO A: MAPAS GEOLÓGICOS DE LAS ZONAS DE ESTUDIO**



### Simbología

#### Estratovolcán Lonquimay

- PH5 Unidad Lonquimay 5
- PH4 Unidad Lonquimay 4
- PH3 Unidad Lonquimay 3
- PHI2 Unidad Lonquimay 2
- PH1 Unidad Lonquimay 1

#### Cordón fisural oriental

- Hfom Volcán Navidad
- Hfod Lavas de Bloques Diamante
- Hfolp Lavas de Bloques Las Paramelas
- Hforl Lava de Bloques Río Lolco
- Hfoc Conos, Domos, Lavas y cráteres de explosión
- Hfop Volcanes Portezuelo

#### Rocas estratificadas

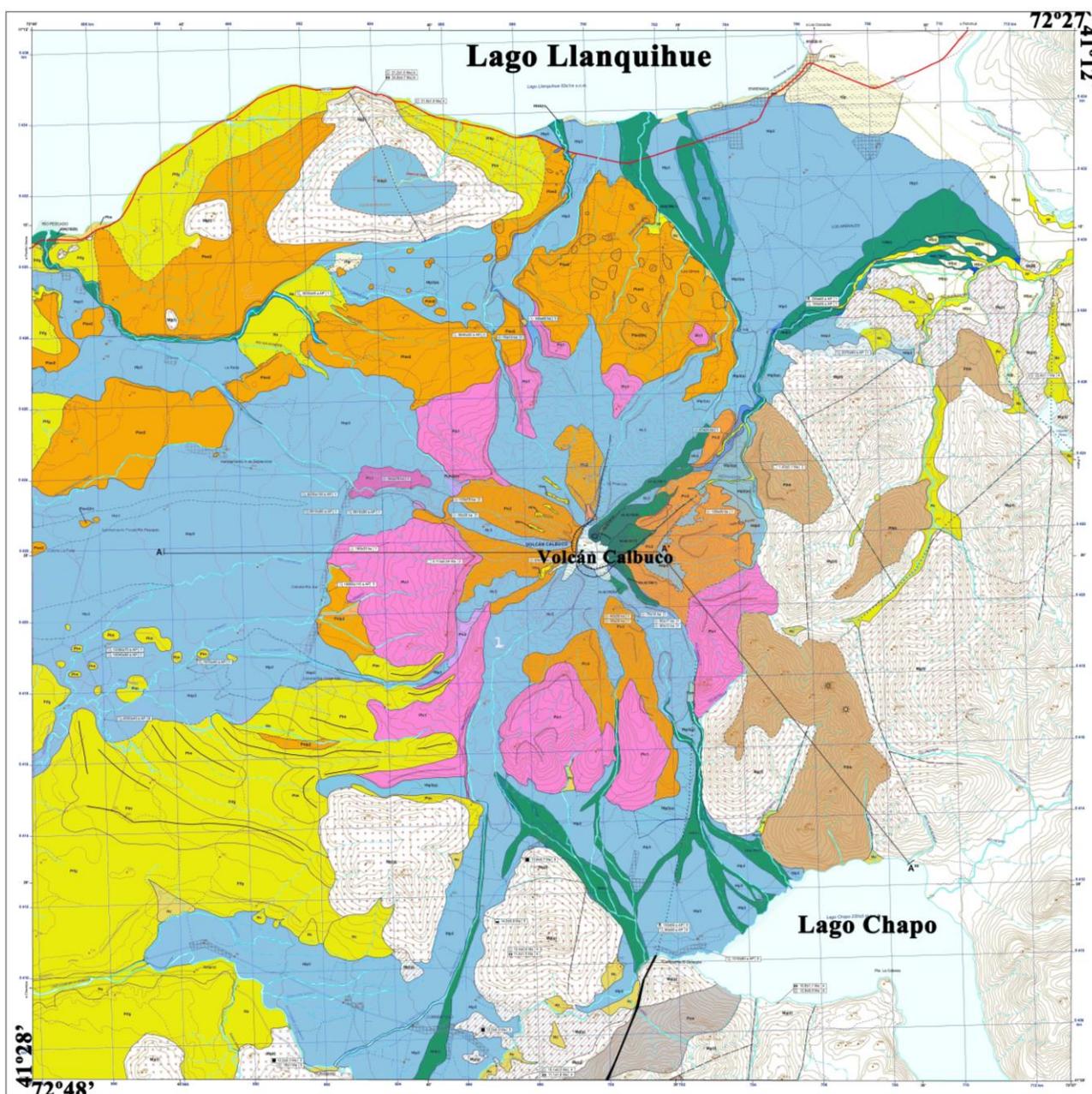
- PPIm Formación Malleco
- OMc Formación Curamallín
- KPgve Complejo Volcánico Vizcacha-Cumillao

#### Rocas intrusivas

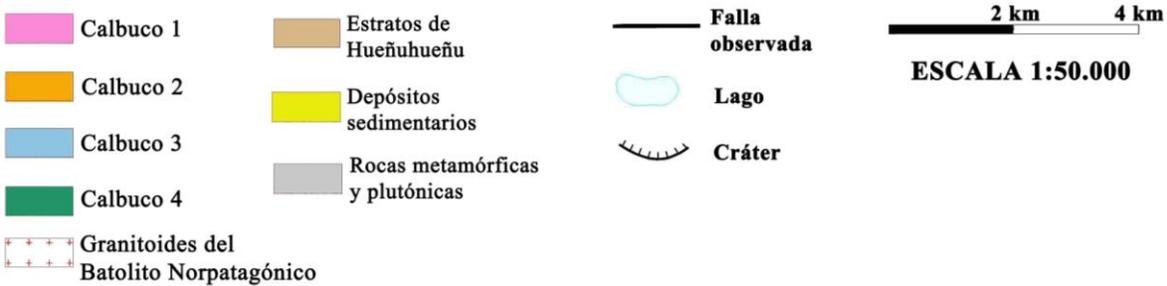
- MPp Intrusivos Hipabisales
- Mg Granitoides del Grupo Plutónico Melipeuco

- ..... Falla Liqueñe-Ofqui
- ▬▬▬▬▬ Cráteres y escarpes

Figura 8.1 Mapa geológico del Complejo Volcánico Lonquimay. (Modificado de Moreno *et al.*, 2012)



**SIMBOLOGÍA**



**Figura 8.2** Mapa geológico del volcán Calbuco. (Modificado y simplificado de Sellés y Moreno, 2011).

## **ANEXO B: DATOS GEOQUÍMICOS**

## GEOQUÍMICA DE ROCA TOTAL

**Tabla 8.1** Análisis químico de roca total del volcán Calbuco y del CVL. \*Angelo Castruccio y Pablo Samaniego. \*\*Gardeweg y Moreno, 1989.

	Muestra	SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	MnO	MgO	CaO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	Total
Calbuco *	KAL 3A	54,86	0,93	18,89	8,76	0,15	4,04	8,12	3,74	0,64	0,16	100,29
	KAL 3B	54,83	0,90	19,00	8,60	0,15	4,06	8,20	3,68	0,63	0,15	100,20
	KAL 11A	55,51	0,87	19,21	8,11	0,14	3,58	8,13	3,88	0,66	0,17	100,26
	KAL 11B	54,65	0,92	18,99	8,64	0,15	4,10	8,32	3,74	0,63	0,15	100,28
CVL **	Lo-3	57,83	1,49	16,48	9,43	0,23	2,44	5,55	5,24	0,94	0,37	100
	Lo-4	58,52	1,46	16,41	9,22	0,23	2,39	5,47	4,99	0,91	0,39	99,99
	Lo-5	59,13	1,46	16,46	8,86	0,23	2,31	5,37	4,89	0,9	0,39	100
	Lo-13	58,48	1,61	16,09	9,24	0,23	2,46	5,62	5,05	0,88	0,33	99,99
	Bomba 01	58,85	1,52	15,95	9,28	0,22	2,26	5,59	4,97	0,95	0,42	100,01
	Lo-12	57,96	1,57	16,41	9,43	0,23	2,45	5,56	5,11	0,9	0,38	100
	Lo-11	58,46	1,53	16,01	9,7	0,28	2,25	5,32	5,14	0,91	0,4	100

## GEOQUÍMICA MINERAL

Los datos geoquímicos de mineral de la erupción del Complejo Volcánico Lonquimay de 1988-90 fueron realizados por Angelo Castruccio en la Universidad de Bristol, Inglaterra, mientras que los de la erupción del volcán Calbuco de 2015 fueron realizados por Angelo Castruccio y Pablo Samaniego en la Universidad Blaise Pascal, Francia.

### PLAGIOCLASAS DEL CVL

**Tabla 8.2** Resultados de elementos mayores realizados en plagioclasas del CVL.

Muestra		SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO	MnO	MgO	CaO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	TOTAL
Nvsup plg1	rim	55,821	0,078	27,534	0,813	0,013	0,101	10,549	5,090	0,067	100,10
	core	54,893	0,068	28,148	0,524	0,012	0,079	11,116	4,918	0,170	99,96
Nvsup plag2	rim	55,022	0,071	28,383	0,613	0	0,079	10,974	5,091	0,141	100,31
	core	54,398	0,061	28,865	0,648	0	0,080	11,712	4,683	0,088	100,51
Nvsup plg3	rim	56,264	0,074	27,453	0,579	0,021	0,065	10,259	5,601	0,156	100,49
	core	56,027	0,050	27,598	0,459	0	0,065	10,347	5,406	0,124	100,07
Nvsup plg4	rim	58,166	0,124	26,079	0,843	0,002	0,080	8,684	6,249	0,218	100,51
	core	57,450	0,109	26,464	0,939	0,006	0,117	9,363	5,762	0,217	100,45
Nvsup plg5	rim	56,624	0,089	27,224	0,741	0,010	0,078	10,056	5,470	0,157	100,41
	core	54,963	0,070	28,105	0,627	0	0,077	11,009	5,059	0,125	99,95
Nvinf plg1	rim	56,537	0,088	27,031	0,818	0	0,116	9,752	5,720	0,167	100,20
	core	55,093	0,070	28,291	0,590	0,004	0,081	10,966	5,146	0,088	100,28
Nvinf plg2	rim	56,514	0,053	27,611	0,517	0	0,065	10,080	5,370	0,130	100,36
	core	58,973	0,062	25,917	0,468	0,005	0,035	8,044	6,612	0,240	100,37
Nvinf plg3	rim	56,531	0,111	27,091	0,823	0	0,118	9,986	5,537	0,141	100,35
	core	55,411	0,074	28,133	0,606	0	0,087	10,809	4,953	0,110	100,18
nvinfpl g4	rim	56,685	0,040	27,662	0,513	0,016	0,052	9,869	5,694	0,106	100,70
	core	56,325	0,029	27,661	0,385	0,014	0,042	10,188	5,530	0,127	100,29
Nvinf plg5	rim	57,145	0,063	26,960	0,696	0,014	0,087	9,448	5,694	0,164	100,28
	core	56,934	0,060	27,252	0,508	0,008	0,056	9,797	5,618	0,183	100,39
Nvinf plg6	rim	58,262	0,093	26,143	0,767	0	0,103	8,937	5,939	0,203	100,39
	core	55,562	0,054	28,366	0,569	0,029	0,053	10,810	5,345	0,115	100,84
Nvinf plg7	rim	57,128	0,085	26,792	0,725	0,024	0,111	9,496	5,855	0,159	100,46
	core	56,580	0,066	27,241	0,560	0	0,068	9,557	5,662	0,194	100,03

## PLAGIOCLASAS DEL VOLCÁN CALBUCO

**Tabla 8.3** Resultados de elementos mayores realizado en plagioclasas del volcán Calbuco.

Muestra		SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO	MnO	MgO	CaO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	Total
17B-Z1: PL1	rim	52,82	0,06	29,19	0,64	0,03	0,07	12,57	4,33	0,10	99,81
	core	45,39	0,01	34,04	0,51	0,02	0,07	18,28	1,23	0,04	99,58
17B-Z2: PL2	rim	51,59	0,05	30,27	0,61	0,00	0,06	13,76	3,73	0,09	100,15
	core	47,36	0,07	33,25	0,48	0,02	0,07	17,27	1,85	0,04	100,41
17B-Z2: PL3	rim	50,29	0,03	30,81	0,64	0,00	0,07	14,35	3,40	0,04	99,61
	core	46,41	0,01	33,51	0,60	0,00	0,05	17,37	1,62	0,00	99,57
17B-Z4: PL5	rim	46,05	0,00	33,91	0,55	0,07	0,05	17,54	1,47	0,02	99,65
	core	46,03	0,02	33,79	0,55	0,00	0,04	17,34	1,31	0,00	99,08
17C-Z1: PL1	rim	53,94	0,00	28,23	0,36	0,00	0,05	11,76	4,95	0,12	99,43
	core	44,69	0,00	34,16	0,38	0,00	0,01	18,65	1,23	0,03	99,13
17C-Z5: pl8	rim	52,17	0,00	28,36	0,38	0,00	0,06	12,07	4,53	0,11	97,68
	core	45,39	0,03	34,36	0,49	0,00	0,02	18,11	1,24	0,04	99,68
17C-Z6: pl11	rim	53,30	0,01	29,15	0,43	0,01	0,02	12,44	4,41	0,11	99,89
	core	47,72	0,00	32,80	0,40	0,00	0,04	16,51	2,25	0,06	99,78
3A: pl3	rim	49,39	0,05	30,89	0,58	0,00	0,06	14,92	3,08	0,04	99,02
	core	46,32	0,00	34,19	0,40	0,00	0,04	18,13	1,24	0,00	100,31
3A: pl4	rim	48,56	0,05	28,63	0,57	0,01	0,09	12,95	4,46	0,11	95,44
	core	47,75	0,04	32,68	0,56	0,01	0,04	16,95	2,11	0,04	100,18
3A: pl5	rim	52,38	0,03	29,41	0,54	0,04	0,02	12,91	3,99	0,06	99,38
	core	46,93	0,04	33,53	0,65	0,00	0,06	17,37	1,52	0,01	100,12

## VIDRIO DEL COMPLEJO VOLCÁNICO LONQUIMAY

**Tabla 8.4** Resultados de elementos mayores realizado en el vidrio del CVL.

Muestra	SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO	MnO	MgO	CaO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	TOTAL
nvinfglss1	61,80	1,88	12,84	9,83	0,25	1,52	4,39	4,12	1,55	0,48	98,77
nvinfglss2	61,43	1,83	12,91	10,19	0,21	1,61	4,33	3,81	1,63	0,64	98,67
nvinfglss4	60,72	1,92	13,11	9,40	0,28	1,53	4,54	4,21	1,42	0,61	97,81
nvinfglss5	61,36	1,96	13,11	9,47	0,23	1,67	4,21	4,28	1,60	0,69	98,89
nvinfglss6	61,43	1,95	12,81	9,58	0,29	1,58	4,21	4,63	1,56	0,60	98,87
nvinfglss7	61,58	2,02	12,72	10,20	0,29	1,64	4,14	3,95	1,57	0,68	99,07
nvinfglss8	61,68	1,83	12,86	9,64	0,24	1,62	4,31	4,30	1,52	0,61	98,82
nvinfglss9	61,66	1,68	13,15	9,24	0,30	1,44	4,19	4,38	1,56	0,63	98,31
nvsupglss1	61,21	2,14	11,91	10,38	0,25	1,54	3,91	4,18	2,01	0,68	98,29
nvsupglss2	61,82	2,01	12,43	10,29	0,22	1,60	4,34	4,62	1,74	0,45	99,67
nvsupglss3	59,78	2,20	12,52	10,09	0,28	1,65	4,41	4,52	1,91	0,55	98,08
nvsupglss4	60,63	2,25	12,22	10,10	0,27	1,59	4,16	4,52	1,93	0,53	98,30
nvsupglss5	60,95	2,04	12,04	10,34	0,28	1,53	4,06	4,52	2,14	0,63	98,73
nvsupglss6	61,30	2,01	12,92	9,63	0,29	1,43	4,90	4,42	1,61	0,45	99,16
nvsupglss7	61,64	2,10	12,72	9,46	0,21	1,51	4,18	4,67	2,02	0,54	99,10
nvsupglss8	61,91	2,17	12,62	10,15	0,29	1,58	4,26	4,34	1,79	0,54	99,59
nvsupglss9	62,09	1,67	11,97	8,92	0,17	1,29	4,63	4,18	2,35	1,27	98,65
nvsupglss10	61,18	2,03	12,63	9,74	0,26	1,76	4,31	4,30	1,38	0,56	98,40
nvsupglss11	61,53	2,04	12,50	10,05	0,23	1,81	4,44	4,37	1,62	0,67	99,42

## VIDRIO DEL VOLCÁN CALBUCO

**Tabla 8.5** Resultados de elementos mayores realizado en el vidrio del volcán Calbuco.

Muestra	SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO	MnO	MgO	CaO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	Total
3A	64,01	1,10	15,10	5,81	0,19	2,28	4,10	3,97	1,46	98,00
3A	62,66	1,11	16,34	6,55	0,23	1,78	5,04	3,93	1,25	98,98
3A	63,51	0,84	16,26	6,07	0,11	1,83	4,74	4,50	1,16	99,03
3A	62,01	1,07	17,70	5,10	0,17	1,78	6,05	5,17	0,60	99,68
3A	62,36	1,21	15,51	6,87	0,21	1,99	4,75	4,98	1,09	98,96
3A	61,47	0,80	15,44	5,67	0,21	1,37	4,89	3,71	1,14	94,71
3B	60,09	1,01	16,39	7,07	0,27	2,00	5,42	4,05	1,20	97,50
3B	60,36	1,13	14,53	6,92	0,24	2,47	4,75	5,20	0,93	96,52
3B	60,99	1,21	16,13	7,45	0,12	2,42	5,02	4,30	1,31	98,95
3B	62,72	1,00	17,00	5,44	0,15	2,19	5,22	4,44	1,20	99,36
3B	61,78	0,95	16,11	7,12	0,18	2,08	5,17	4,38	1,29	99,06