



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

# **ANÁLISIS DE LA DINÁMICA ERUPTIVA DE LAS ERUPCIONES DE 1893-1895, 1961 Y 2015 DEL VOLCÁN CALBUCO, X REGIÓN, CHILE**

MEMORIA PARA OPTAR AL TÍTULO DE GEÓLOGA

**ROMINA ODETT GUTIÉRREZ ASTORGA**

PROFESOR GUÍA:  
ANGELO CASTRUCCIO ÁLVAREZ

MIEMBROS DE LA COMISIÓN:  
CLAUDIA CANNATELLI  
PATRICIA LARREA MÁRQUEZ

Este trabajo ha sido financiado por el Proyecto FONDECYT 1170195

SANTIAGO DE CHILE

2020

**RESUMEN DE LA MEMORIA PARA OPTAR  
AL TÍTULO DE GEÓLOGA.**

**POR:** Romina Odett Gutiérrez Astorga.

**FECHA:** 14/01/2020

**PROFESOR GUÍA:** Angelo Castruccio Álvarez.

**ANÁLISIS DE LA DINÁMICA ERUPTIVA DE LAS ERUPCIONES DE 1893-1895, 1961  
Y 2015 DEL VOLCÁN CALBUCO, X REGIÓN, CHILE**

El Volcán Calbuco registra al menos 14 ciclos eruptivos desde el siglo XIX, los cuales han sido erupciones de tipo explosivas y efusivas. En este trabajo se estudian la erupción de 1893 caracterizada por episodios de crecimiento de domos y fases explosivas sub-Plinianas, la erupción de 1961 caracterizada por una transición de una fase efusiva a explosiva y la erupción de 2015 que se caracterizó por tener dos fases sub-Plinianas con un lapso de 5,5 horas.

Se realizó una caracterización de estas erupciones mediante un análisis tefroestratigráfico y textural de los depósitos de caída y del flujo de lava de 1961. Junto a esta información, se modeló numéricamente el ascenso magmático, analizando los principales factores que controlan los estilos eruptivos y su transición.

Aunque químicamente estos productos presentan una composición de andesita basáltica (52,6-56,2 % en peso de  $\text{SiO}_2$ ), los cambios texturales son notables. Para las tres erupciones en estudio se distinguieron dos o tres tipos de piroclastos, donde sus principales diferencias texturales son vesicularidad y contenido de cristales. De las secuencias analizadas se observa que las erupciones del volcán Calbuco emiten el mismo tipo de material, comenzado con escorias pardas para luego pasar a escorias grises y escorias de baja densidad, altamente vesiculadas.

Mediante la modelación numérica se obtuvieron las condiciones necesarias para generar una transición del estilo eruptivo en el volcán Calbuco bajo ciertas condiciones. Las condiciones del magma pre-eruptivo de 2015 hacían que la generación de una erupción efusiva fuera muy poco probable. Sin embargo, una disminución de temperatura ( $880^\circ\text{C}$  o menos), o una disminución de agua (3,3% o menos) o un aumento del contenido de cristales (43% o más) pudieron generar una transición del estilo eruptivo de explosivo a efusivo, tal como se sugiere que ocurrió en la erupción de 1961.

***“Si puedes soñarlo, puedes lograrlo”***  
Walt Disney

***“La perseverancia puede transformar el fracaso en un logro extraordinario”***  
Matt Biondi

***“Nuestra mayor debilidad reside en rendirnos. La forma más segura de tener éxito es intentarlo una vez más”***  
Thomas A. Edison.

*A mi familia maravillosa...*

# AGRADECIMIENTOS

En primer lugar, agradezco al proyecto FONDECYT 1170195 (Investigador responsable Daniel Díaz) y al Centro de Excelencia en Geotermia de los Andes (C.E.G.A) por financiar terrenos y diversos estudios realizados durante esta memoria.

A mi profesor guía, Angelo Castruccio, por confiar en mí y por guiarme en este proceso, por las buenas conversaciones en terreno y las reuniones de una hora que terminaban siendo de cualquier tema, menos de geología. A mis profesoras Claudia Canatelli y Patricia Larrea por aceptar ser parte de la comisión, en especial a Pat que se integró recién llegando al departamento sin tener idea de cuál sería su labor. A ambas, muchas gracias por la buena disposición a resolver mis dudas. A Luna Pérez, por ser mi ayudante de terreno estrella, por su amistad y apoyo durante este proceso.

A mis padres Sergio y Jéssica, a mi hermana Daniela y mis abuelos Lidia y Ramón. Mis logros, son suyos también. Sin su apoyo y amor, nada de esto sería posible.

A mis #Mantitos: Libe, Ignana, Vitoco, Mati Moon, Tomy, Angélica, Vane y Martin. Gracias por compartir tantos buenos momentos durante estos años de carrera. Los llevo en el cora. A mis amigos de Plan Común: Giovanni, Bonnie, Blade, Machucao, Tito y Coqueto. Gracias por las infinitas risas y momentos vividos desde el inicio de nuestra vida universitaria. Aunque las juntas ya son menos frecuentes, sabemos que la amistad y el cariño estarán siempre. A mis compañeros y amigos de Geología: Mario Garcés, Cristian, Gabriel, David, Andrés Zúñiga, Moritas, Nacho y a muchos que me faltan por nombrar. Gracias por compartir conmigo, especialmente durante nuestra larga jornada en la sala de memoristas jajaja.

También quiero agradecer profundamente a mis amigos del #Oasis, quienes fueron un apoyo fundamental: Coke, Manu, Pipe Caro, Luciano, Lema, Steph. Gracias por escucharme siempre y por sus infinitos consejos. A mi patrulla el Plomo del Cuerpo de Socorro Andino. Gracias por enseñarme tanto, por perdonarme las veces que no fui a rescate, por las conversaciones profundas y por prepararme el café las noches de guardia mientras trabajaba.

Y por último y no menos importante, a mi Patito Balbi. Gracias por tu amor y entrega. Siempre estaré agradecida de habernos topado en este largo camino.

# 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 .....	2
1.3.1 Objetivo General.....	2
1.3.2 Objetivos Específicos.....	2
<b>CAPÍTULO 2: ANTECEDENTES .....</b>	<b>3</b>
2.1 Antecedentes generales .....	3
2.2 Ubicación y vías de accesos .....	4
2.3 Marco Geológico Regional .....	5
2.4 Marco Geológico Local.....	7
2.4.1 Basamento.....	7
2.4.2 Geología del Volcán Calbuco .....	7
2.5 Erupciones históricas .....	10
2.5.1 Erupción 1893-1895.....	11
2.5.2 Erupción 1961 .....	13
2.5.3 Erupción 2015.....	14
<b>CAPÍTULO 3: METODOLOGÍA .....</b>	<b>16</b>
3.1 Trabajo de terreno .....	16
3.2 Trabajo de laboratorio .....	18
3.2.1 Análisis de depósitos de caída y juveniles .....	18
3.2.1.1 Tamizaje de muestras .....	18
3.2.1.2 Descripción petrográfica .....	20
3.2.1.3 Clasificación de componentes y población de vesículas. ....	20
3.2.1.4 Geoquímica de piroclastos .....	22
3.2.1.5 Densidad de piroclastos.....	22
3.2.2 Análisis de flujo de lava.....	24

3.2.2.1	Estimación de dimensiones, espesor y volumen de lava.....	24
3.2.2.2	Descripción petrográfica, clasificación de componentes, población de vesículas y geoquímica.....	25
3.3	Estimación de parámetros eruptivos .....	25
3.4	Condiciones para la modelación numérica del ascenso magmático .....	26
<b>CAPÍTULO 4: RESULTADOS.....</b>		<b>29</b>
4.1	Erupción 1893.....	29
4.1.1	Distribución, espesor y volumen del depósito de caída.....	29
4.1.2	Estratigrafía del depósito de caída y análisis granulométrico.....	31
4.1.3	Petrografía de juveniles.....	39
4.1.4	Componentes de piroclastos y población de vesículas .....	43
4.1.5	Geoquímica.....	45
4.1.5.1	Roca total y masa fundamental.....	45
4.1.5.2	Cristales .....	46
4.1.6	Cálculo de condiciones pre-eruptivas.....	49
4.1.6.1	Termobarómetros/higrómetro.....	49
4.1.6.2	Viscosidad y densidad del fundido.....	50
4.2	Erupción 1961.....	51
4.2.1	Distribución, espesor y volumen del depósito de caída.....	51
4.2.2	Estratigrafía del depósito de caída y análisis granulométrico.....	52
4.2.3	Morfología del flujo de lava.....	56
4.2.4	Petrografía.....	62
4.2.4.1	Descripción petrográfica de piroclastos .....	62
4.2.4.2	Descripción petrográfica de lava .....	66
4.2.4.3	Texturas minerales.....	66
4.2.5	Componentes y población de vesículas .....	67
4.2.6	Geoquímica.....	69
4.2.6.1	Roca total y masa fundamental.....	69
4.2.6.2	Cristales .....	70
4.2.7	Cálculo de condiciones pre-eruptivas .....	74
4.2.7.1	Termobarómetros/higrómetros .....	74

4.2.7.2	Viscosidad y densidad del magma .....	75
4.3	Erupción 2015 .....	76
4.3.1	Distribución, espesor y volumen del depósito de caída .....	76
4.3.2	Estratigrafía del depósito de caída y análisis granulométrico.....	78
4.3.3	Petrografía de piroclastos.....	85
4.3.4	Componentes de piroclastos y población de vesículas .....	90
4.3.5	Geoquímica .....	91
4.3.5.1	Roca total y masa fundamental.....	91
4.3.5.2	Cristales .....	93
4.3.6	Cálculo de condiciones pre - eruptivas .....	96
4.3.6.1	Termobarómetros/higrómetros .....	96
4.3.6.2	Viscosidad y densidad del magma .....	97
4.4	Modelación numérica de ascenso magmático.....	98
<b>CAPÍTULO 5: DISCUSIONES.....</b>		<b>108</b>
5.1	Cronología eruptiva y comparación de eventos .....	108
5.1.1	Relación entre capas del depósito y pulsos eruptivos .....	108
5.1.2	Duración de eventos y tasa eruptiva .....	112
5.1.3	Comparación de juveniles.....	115
5.1.4	Texturas minerales .....	117
5.2	Parámetros eruptivos.....	120
5.3	Estilos eruptivos y velocidad de ascenso magmático. ....	126
5.4	Modelo conceptual de ascenso magmático. ....	130
<b>CAPÍTULO 6: CONCLUSIONES.....</b>		<b>133</b>
<b>CAPÍTULO 7: BIBLIOGRAFÍA.....</b>		<b>135</b>
<b>ANEXO A: DATOS DE TERRENO Y GRANULOMETRÍA.....</b>		<b>143</b>
Anexo A1:	Puntos de campaña de terreno .....	143
Anexo A2:	Pesos obtenidos del tamizaje de muestras .....	143
Anexo A3:	Medidas estadísticas calculadas a partir de Folk y Walker (1957) y Walker (1971)	
	.....	144
<b>ANEXO B: DESCRIPCIÓN DE MUESTRAS .....</b>		<b>145</b>

<b>ANEXO C: DATOS GEOQUÍMICOS.....</b>	<b>147</b>
Anexo C1: Geoquímica de roca total .....	147
Anexo C2: Geoquímica de vidrio .....	148



# ÍNDICE DE FIGURAS

<b>Figura 1:</b> Flanco noreste del Volcán Calbuco. Fotografía tomada desde el volcán Osorno (23 km de distancia, aproximadamente). .....	4
<b>Figura 2:</b> Rutas de acceso al volcán Calbuco. Pavimento Básico refiere a soluciones asfálticas y Pavimento Básico 2 a sal, bischofita u otros. Creación propia.....	5
<b>Figura 3:</b> Mapa de la Zona Volcánica Sur (ZVS). Esta se divide en cuatro zonas volcánicas, representadas por líneas continuas: ZVS del norte (NSVZ; 33–34.5°S), ZVS de transición (TSVZ; 34.5–37°S), ZVS central (CSVZ; 37–41.5°S) y ZVS del sur (SSVZ; 41.5–46°S). El Sistema de fallas de Liquiñe-Ofqui (LOFS) está representado por línea discontinua. Tomado de Hickey-Vargas et al. (2016).....	6
<b>Figura 4:</b> Mapa geológico del Volcán Calbuco. Tomado de Selles y Moreno (2011).....	9
<b>Figura 5:</b> Representación gráfica porcentual del número de erupciones históricas del volcán Calbuco por siglo. Basado en Petit-Breuilh (2004).....	10
<b>Figura 6:</b> Representación gráfica de las erupciones históricas del volcán Calbuco relacionadas con el índice de explosividad volcánica (IEV). Las erupciones de color azul corresponden al siglo XIX, las naranjas al siglo XX y la verde al siglo XXI. Las flechas rojas representan el silencio eruptivo en los periodos 1837-1893, 1945-1961 y 1972-2015. Basado en Petit-Breuilh (2004). .....	11
<b>Figura 7:</b> Dibujo de la erupción del 29 de noviembre de 1893.del volcán Calbuco. Realizado por Julios Held. Tomado de Petit-Breuilh (1999).....	13
<b>Figura 8: A:</b> Actividad del volcán Calbuco en febrero de 1961. Fotografía de Kurt Grassau desde Ensenada. Recuperada de Memorias del Siglo XX: <a href="http://www.memoriasdelsigloxx.cl">http://www.memoriasdelsigloxx.cl</a> . <b>B:</b> Erupción del Volcán Calbuco del 10 de marzo de 1961. Fotografía desde Puerto Varas de E. Karl. Tomado de Petit-Breuilh (2004).....	14
<b>Figura 9:</b> Erupción del 22-23 de abril de 2015 del volcán Calbuco, Chile. <b>A:</b> Primer pulso eruptivo, el 22 de abril de 2015. Fotografía tomada desde Puerto Montt, a 30 km de distancia. Fotografía de Bernard Duyck. Tomada de Global Volcanism Program, Calbuco. <b>B:</b> Segundo pulso eruptivo, en	

la madrugada del 23 de abril de 2015. Fotografía de Francisco Negroni. Tomada de <https://www.francisconegroni.com/index>..... 16

**Figura 10:** Ubicación de afloramientos visitados en terreno. Los puntos CALRO 1 y CALRO 2 corresponden a depósitos de caída de la erupción de 2015. El punto CALRO 3 corresponde al depósito de caída de la erupción de 1893. En CALRO 4 se encuentran depósitos de caída correspondientes a las erupciones de 1961 y 1893. Los puntos CALRO 5 y CALRO 6 corresponden a flujo de lava de la erupción de 1961 y punto de observación de esta misma, respectivamente. CALRO 7 corresponde al depósito de caída de la erupción de 2015, analizado en la campaña de terreno realizada el mismo año. .... 17

**Figura 11:** Ejemplo de la metodología utilizada para la clasificación de componentes a microescala. **A:** Imagen de corte transparente a nícoles cruzados, donde se hace la identificación y la clasificación de componentes con conteo modal. **B:** Imagen binaria del corte transparente a nícoles cruzados para la identificación de morfología y tamaño de vesículas. **C:** Gráfico porcentual de componentes, obtenido a partir del conteo modal. .... 21

**Figura 12:** Representación gráfica de la metodología utilizada para determinar la densidad de juveniles. Tomado de la web: <http://aulas.uruguayeduca.edu.uy> ..... 23

**Figura 13:** Relación trigonométrica utilizada para la estimación de espesor del frente de lava medida desde la base. Siendo  $hl$  el espesor de la lava,  $ho$  la altura del observador,  $d$  la medida obtenida con el distanciómetro y  $\alpha$  el ángulo existente entre el punto de observación y el techo de la lava..... 24

**Figura 14:** Distribución de isopacas del depósito de caída (capa C1 y C2) de la erupción de 1893, junto a los puntos de estudio CALRO 3 y CALRO 4, ubicados a 7,8 km y a 4,7 km de distancia al cráter, respectivamente. Basado en Romero et al. (2019). .... 30

**Figura 15:** Depósito de caída de la erupción de 1893. **A:** Depósito de 56 cm estudiado en el punto CALRO 3, situado a 7,8 km del cráter del volcán. **B:** Depósito de 71 cm observado en el punto CALRO 4, situado a 4,7 km del volcán..... 32

**Figura 16:** Piroclastos correspondientes a la erupción de 1893. **A:** De izquierda a derecha: piroclasto gris denso y piroclasto gris vesiculado. **B:** Piroclasto pardo **C:** Cristales de plagioclasa.

<b>D:</b> Fragmentos líticos. De izquierda a derecha: Lítico granitoide, lítico volcánico gris oscuro, lítico alterado, lítico volcánico gris claro. ....	33
<b>Figura 17:</b> Columna tefroestratigráfica realizada en el punto CALRO 4, a 4,7 km del cráter. Además, se muestra gráficamente los tipos de fragmentos en porcentaje peso, histograma y curva acumulativa del análisis granulométrico por cada capa del depósito de caída correspondiente a la erupción de 1893. ....	36
<b>Figura 18:</b> Tipos de fragmentos por tamaño y capa del depósito de caída de 1893, expresados en porcentaje de peso. ....	37
<b>Figura 19:</b> Tipos de fragmentos líticos por tamaño y capa del depósito de caída de 1893, expresados en porcentaje de peso. ....	38
<b>Figura 20:</b> Escoria parda del depósito de caída de la erupción de 1893. <b>A:</b> Fragmento a muestra de mano. <b>B:</b> Corte transparente en nícoles cruzados. ....	39
<b>Figura 21:</b> Escoria gris C1 del depósito de caída de la erupción de 1893. <b>A:</b> Fragmento a muestra de mano. <b>B:</b> Corte transparente en nícoles cruzados. ....	40
<b>Figura 22:</b> Escoria gris C2 del depósito de caída de la erupción de 1893. <b>A:</b> Fragmento a muestra de mano. <b>B:</b> Corte transparente en nícoles cruzados. ....	41
<b>Figura 23:</b> Imágenes BSE de los piroclastos de la erupción de 1893, obtenidas con SEM. Se observa la distinción en el grado de vesicularidad entre juveniles. <b>A:</b> Textura vesicular (40% vol. de vesículas) de piroclasto gris C2. <b>B:</b> Textura vesicular de piroclasto gris C1 (30% vol. de vesículas). <b>C:</b> Textura vesicular (50-60% vol. de vesículas) de piroclasto pardo. ....	42
<b>Figura 24:</b> Texturas encontradas en los piroclastos grises, correspondientes a la erupción de 1893 del volcán Calbuco. <b>A:</b> Textura de reabsorción en plagioclasa. <b>B:</b> Textura de reabsorción en ortopiroxeno. <b>C:</b> Zonación en cristal de plagioclasa. Además, se observa el cristal fracturado...	43
<b>Figura 25:</b> Componentes en porcentaje en volumen de piroclastos de la erupción de 1893. ....	44
<b>Figura 26:</b> Población de vesículas por tamaño para cada piroclasto de la erupción de 1893 del volcán Calbuco. ....	45

<b>Figura 27:</b> Clasificación geoquímica de roca total (Rt) y masa fundamental (Mf) de piroclastos, correspondientes a la erupción de 1893 del volcán Calbuco. Diagrama TAS de Le Bas <i>et al.</i> (1986). .....	46
<b>Figura 28:</b> Clasificación de núcleos y bordes de plagioclasas estudiadas en piroclastos de la erupción de 1893. ....	47
<b>Figura 29:</b> Variación en el contenido de anortita en microfenocristales de plagioclasa zonada en piroclastos de la erupción de 1893. <b>A:</b> Plagioclasa en piroclasto C1. <b>B:</b> Plagioclasa en piroclasto C2.....	48
<b>Figura 30:</b> Clasificación de núcleos y bordes de piroxenos estudiados en piroclastos de la erupción de 1893. Diagrama de Marimoto (1988). ....	49
<b>Figura 31:</b> Depósito de caída de la erupción de 1961. <b>A:</b> Distribución de isopacas del depósito junto al punto de estudio (punto amarillo) <b>B:</b> Depósito en estudio del punto CALRO 4, ubicado a 4,7 km del volcán. Basado en Romero et al. (2019).....	52
<b>Figura 32:</b> Piroclastos correspondientes a la erupción de 1961. <b>A:</b> De izquierda a derecha: piroclasto pardo y piroclasto gris. <b>B:</b> Piroclasto pardo claro. <b>C:</b> Fragmentos líticos. De izquierda a derecha: Lítico granitoide; lítico volcánico gris oscuro, lítico volcánico gris claro y lítico alterado. .....	54
<b>Figura 33:</b> Capa de depósito de caída de la erupción de 1961, ubicada a 4,7 km del cráter. Además, se muestra gráficamente los tipos de fragmentos en porcentaje en peso, histograma y curva acumulativa del análisis granulométrico. ....	55
<b>Figura 34:</b> Tipos de fragmentos por tamaño para el depósito de caída de 1961, expresados en porcentaje en peso. ....	55
<b>Figura 35:</b> Tipos de fragmentos líticos por tamaño para el depósito de caída de 1961, expresados en porcentaje en peso.....	56
<b>Figura 36:</b> Mapa de las coladas C1 y C2 de la erupción de 1961 del volcán Calbuco, junto a los puntos de observación en terreno. La línea negra segmentada corresponde al trazado del cráter. Basado en Mapa Geológico del Volcán Calbuco (Selles y Moreno, 2011) .....	57

**Figura 37:** Mapa de la colada C1 del volcán Calbuco que corresponde a un flujo compuesto, formado por C1a que corresponde a la unidad superior de la cual se generaron las unidades inferiores C1b y C1c. Además, se identifican estructuras como levées, ridges transversales y longitudinales. Las coordenadas geográficas están en UTM con proyección WGS84, Zona 18 Sur. Basado en Mapa Geológico del Volcán Calbuco (Selles y Moreno, 2011). ..... 58

**Figura 38:** Mapa de la colada C2 del volcán Calbuco. Se identifican estructuras como levées y ridges transversales. La línea roja segmentada, corresponde al trazado del cráter. Las coordenadas geográficas están en UTM con proyección WGS84, Zona 18 Sur. Basado en Mapa Geológico del Volcán Calbuco (Selles y Moreno, 2011) ..... 59

**Figura 39:** Ancho de colada vs longitud respecto al centro de emisión, correspondiente a los flujos emitidos en la erupción de febrero de 1961 del volcán Calbuco. **A:** Lava del flanco noreste del volcán. Se divide en C1a que corresponde al cuerpo principal inicial, C1b al lóbulo que bajó por el valle del Río Tepu y el tramo C1c lóbulo que se desvió 14° al este del flujo principal dirigiéndose al valle del Río Blanco Este. **B:** Lava del flanco sur que se dirigió al valle del río Amarillo (C2). ..... 60

**Figura 40:** Lava de bloques del volcán Calbuco, correspondiente a la erupción de 1961. **A:** Dimensión del tamaño de los bloques que componen el frente, alcanzado más de 1 m de diámetro. **B:** Frente de lava C1b vista en perfil (Punto CALRO 5). **C:** Vista en perfil del frente de lava C1b desde el valle Río Frío (Punto CALRO 6), la que alcanza una altura de 97 m. .... 61

**Figura 41:** Escoria color pardo del depósito de caída de la erupción de 1961 **A:** Fragmento a muestra de mano. **B:** Corte transparente a nícoles cruzados. .... 63

**Figura 42:** Escoria gris del depósito de caída de la erupción de 1961. **A:** Fragmento a muestra de mano. **B:** Corte transparente a nicoles cruzados..... 64

**Figura 43:** Escoria pardo claro del depósito de caída de la erupción de 1961. **A:** Fragmento a muestra de mano. **B:** Corte transparente a nícoles cruzados. .... 65

**Figura 44:** Imágenes BSE de piroclastos de la erupción de 1961, obtenidas con SEM. Es posible distinguir el porcentaje de vesicularidad entre estos. **A:** Piroclasto pardo con 40% vol. de vesículas subsféricas a elipsoidales **B:** Piroclasto gris con 21% vol. de vesículas subsféricas a elipsoidales **C:** Piroclasto pardo claro con 60% vol. de vesículas irregulares. Se observa la gran coalescencia

entre vesículas, ocupando la mayor parte del corte (espacios negros), con finas cadenas de vidrio. .....	65
<b>Figura 45: A:</b> Fragmento de lava de la erupción de 1961 a muestra de mano. Se observa la textura vitrofírica <b>B:</b> Fotomicrografía BSE de lava de 1961, obtenida con SEM. La morfología vesicular es variada, predominando la forma subesférica.....	66
<b>Figura 46:</b> Texturas encontradas para la erupción de 1961. <b>A:</b> Plagioclasa con textura sieve y fracturamiento a nícoles cruzados, encontrada en piroclastos y lava. <b>B:</b> Textura de desequilibrio de óxidos de hierro-titanio en cristal de ortopiroxeno a nícoles paralelos encontrada en piroclastos y lava. <b>C:</b> Bordes de opacita granular compuesta de Plg, Px y óxidos en cristal de anfíbol a nícoles paralelos encontrada en lava. <b>D:</b> Textura glomeroporfírica, con microfenocristales de piroxenos y plagioclasa a nícoles cruzados encontrada en piroclastos y lava. <b>E:</b> Textura ofítica a nícoles cruzados encontrada en lava. ....	67
<b>Figura 47:</b> Componentes de los piroclastos y de la lava de 1961 en porcentaje en volumen. ....	68
<b>Figura 48:</b> Población de vesículas por tamaño para cada piroclasto de la erupción de 1961. ....	69
<b>Figura 49:</b> Clasificación geoquímica de roca total (Rt) y masa fundamental (Mf) de piroclastos y lava, correspondientes a la erupción de 1961 del volcán Calbuco. Diagrama TAS de Le Bas <i>et al.</i> (1986).....	70
<b>Figura 50:</b> Clasificación de núcleos y bordes de plagioclasas encontradas en piroclastos y lava de la erupción de 1961.....	71
<b>Figura 51:</b> Variación en el contenido de anortita desde el centro al borde externo del microfenocristal de plagioclasa zonada de piroclastos y lava de la erupción de 1961. <b>A:</b> Plagioclasa encontrada en piroclasto pardo. <b>B</b> y <b>C:</b> Plagioclasa encontrada en lava. ....	72
<b>Figura 52:</b> Clasificación de núcleos y bordes de piroxenos encontrados en piroclastos y lava de la erupción de 1961. Diagrama de Marimoto (1988). ....	73
<b>Figura 53:</b> Diagrama de clasificación de anfíboles para la erupción de 1961. Diagrama de Hawthorne <i>et al.</i> (2012). ....	74
<b>Figura 54:</b> Distribución de las isopacas en centímetros del depósito de caída de la erupción de 2015 del volcán Calbuco, trazadas con 163 puntos de medición (puntos rojos) por Van Eaton <i>et al.</i>	

(2016). <b>A:</b> Distribución de isopacas a nivel regional Tomado de Van Eaton et al. (2016). <b>B:</b> Distribución de isopacas nivel local. Tomado de Van Eaton et al. (2016). <b>C:</b> Ubicación de los puntos de estudio CALRO 1 y CALRO 2, ubicados a 7,5 km del cráter. Isopacas basadas en Van Eaton et al. (2016). .....	77
<b>Figura 55:</b> Evolución del volumen por pulsos del depósito de caída de la erupción de 2015. ....	78
<b>Figura 56:</b> Depósito de caída de la erupción de 2015. En ambas fotografías se muestran las cuatro capas identificadas. <b>A:</b> Depósito de 43 cm hallado en el punto CALRO 2 a 7,6 km al NE del volcán. <b>B:</b> Depósito de 52 cm encontrado a 5,6 km al NE del volcán por Castruccio et al. (2016), en el punto CALRO 7. Las capas definidas como 0, 1, 2 y 3, se correlacionan con las capas a, b, c y d, respectivamente, definidas en este trabajo. ....	79
<b>Figura 57:</b> Componentes hallados en la erupción de 2015. <b>A:</b> Tipos de piroclastos encontrados en el punto CALRO 1. De izquierda a derecha: piroclasto gris, piroclasto pardo y piroclasto blanco. <b>B:</b> Cristales. <b>C:</b> Fragmentos líticos lávicos. De izquierda a derecha: Líticos gris claro, líticos gris oscuro y líticos anaranjados. <b>D:</b> Líticos granitoides.....	80
<b>Figura 58:</b> Columna tefroestratigráfica realizada en el punto CALRO 2, situado a 7,6 km del cráter. Además, se muestra gráficamente los tipos de fragmentos en porcentajes en peso e histogramas del análisis granulométrico para cada capa del depósito de caída correspondiente a esta erupción. Estos datos son basados en datos de este trabajo y de Segura (2016).....	83
<b>Figura 59:</b> Tipos de fragmentos por tamaño y capa del depósito de caída de 2015 en porcentaje en peso. Basado en datos del punto CALRO 2 y CALRO 7.....	84
<b>Figura 60:</b> Tipos de fragmentos líticos por tamaño y capa del depósito de caída de la erupción de 2015, expresados en porcentaje en peso. Tomados de Segura (2015). ....	85
<b>Figura 61:</b> Escoria color pardo del depósito de caída de la erupción de 2015. <b>A:</b> Fragmento a muestra de mano. <b>B:</b> Corte transparente a nícoles cruzados. ....	86
<b>Figura 62:</b> Escoria gris del depósito de caída de la erupción de 2015. <b>A:</b> Fragmento a muestra de mano. <b>B:</b> Corte transparente a nícoles cruzados.....	87
<b>Figura 63:</b> Escoria de color blanco del depósito de caída de la erupción de 2015. <b>A:</b> Fragmento a muestra de mano. <b>B:</b> Corte transparente a nícoles cruzados. ....	88

<b>Figura 64:</b> Imágenes BSD de piroclastos de la erupción de 2015, obtenidas con SEM. Es posible distinguir el porcentaje en vesicularidad entre estos. <b>A:</b> Piroclasto pardo con 50% vol. de vesículas subesféricas a elipsoidales <b>B:</b> Piroclasto gris con 20% vol. de vesículas subesféricas a elipsoidales <b>C:</b> Piroclasto blanco con 70% vol. de vesículas irregulares. Se observa la gran coalescencia entre vesículas, ocupando la mayor parte del corte (espacios negros), con finas cadenas de vidrio.....	89
<b>Figura 65:</b> Texturas encontradas en piroclastos de la erupción de 2015. <b>A:</b> Textura glomeroporfírica conformada por plagioclasas y ortopiroxenos <b>B:</b> Plagioclasa con textura zonada y sieve.....	89
<b>Figura 66:</b> Componentes de piroclastos de 2015 en porcentaje en volumen. ....	90
<b>Figura 67:</b> Población de vesículas por tamaño para cada piroclasto de la erupción de 2015. ....	91
<b>Figura 68:</b> Clasificación geoquímica de roca total (Rt) y masa fundamental (Mf) de piroclastos, correspondientes a la erupción de 2015 del volcán Calbuco. Diagrama TAS de Le Bas <i>et al.</i> (1986). .....	92
<b>Figura 69:</b> Clasificación de núcleos y bordes de plagioclasas analizadas encontradas en piroclastos de la erupción de 2015. Datos obtenidos en campaña 2015.....	94
<b>Figura 70:</b> Variación en el contenido de anortita desde el centro al borde del microfenocristal de plagioclasa zonada de piroclasto gris de la erupción de 2015.....	95
<b>Figura 71:</b> Clasificación de núcleos y bordes de piroxenos encontrados en piroclastos de la erupción de 2015. Diagrama de Marimoto (1988). Datos obtenidos en campaña 2015. ....	96
<b>Figura 72:</b> Valores de velocidad de ascenso para distintos contenidos de agua del magma en función de la sobrepresión de la cámara magmática, asumiendo condiciones dadas para la erupción de 2015. En este caso, las erupciones efusivas tienen probabilidad de ocurrir con valores inferiores o igual al 3,3% de agua.....	100
<b>Figura 73:</b> Modelación numérica del ascenso magmático para el caso de la erupción de 2015 a condiciones de 950°C, 210 MPa, 7 km de profundidad de la cámara magmática, 30% de contenido de cristales, 4,9% de contenido de agua en el magma pre-eruptivo.....	101



**Figura 74:** Modelación numérica del ascenso magmático para el caso de la erupción de 2015 a condiciones de 950°C, 210 MPa, 7 km de profundidad de la cámara magmática, 30% de contenido de cristales, 3% de contenido de agua en el magma pre-eruptivo..... 101

**Figura 75:** Valores de velocidad de ascenso para distintas temperaturas del magma en función de la sobrepresión de la cámara magmática, asumiendo condiciones dadas para la erupción de 2015. En este caso, las erupciones efusivas tienen probabilidad de ocurrir con valores inferiores o igual a 880°C de temperatura. .... 102

**Figura 76:** Valores de velocidad de ascenso para distintos contenidos de cristales del magma en función de la sobrepresión de la cámara magmática asumiendo condiciones dadas para la erupción de 2015. En este caso, las erupciones efusivas tienen probabilidad de ocurrir con valores superiores o igual a 43% de cristales. .... 103

**Figura 77:** Valores de velocidad de ascenso para distintos contenidos de agua del magma en función de la sobrepresión de la cámara magmática, asumiendo condiciones de 900°C de temperatura del magma. En este caso, las erupciones efusivas tienen probabilidad de ocurrir con valores inferiores o igual al 4,7% de agua..... 104

**Figura 78:** Valores de velocidad de ascenso para distintos contenidos de cristales del magma en función de la sobrepresión de la cámara magmática asumiendo condiciones de 900°C de temperatura del magma. En este caso, las erupciones efusivas tienen probabilidad de ocurrir con valores superiores o igual al 32% de cristales. .... 104

**Figura 79:** Valores de velocidad de ascenso para distintos contenidos de agua del magma en función de la sobrepresión de la cámara magmática asumiendo condiciones de 1000°C de temperatura del magma. En este caso, las erupciones efusivas tienen probabilidad de ocurrir con valores inferiores o igual al 2,3% de agua..... 105

**Figura 80:** Valores de velocidad de ascenso para distintos contenidos de cristales del magma en función de la sobrepresión de la cámara magmática asumiendo condiciones de 1000°C de temperatura del magma. En este caso, las erupciones efusivas tienen probabilidad de ocurrir con valores superiores o igual al 49% de cristales. .... 105

**Figura 81:** Valores de velocidad de ascenso para distintos contenidos de cristales del magma en función de la sobrepresión de la cámara magmática asumiendo condiciones de 3% de agua del

magma. En este caso, las erupciones efusivas tienen probabilidad de ocurrir con valores inferiores o igual al 955°C de temperatura.....	106
<b>Figura 82:</b> Valores de velocidad de ascenso para distintos contenidos de cristales del magma en función de la sobrepresión de la cámara magmática asumiendo condiciones de 3% de agua del magma. En este caso, las erupciones efusivas tienen probabilidad de ocurrir con valores superiores o igual al 28% de cristales. ....	106
<b>Figura 83:</b> Relación de capas del depósito de caída y los pulsos eruptivos de la erupción de 1893 que coinciden la dirección del viento y la dirección del punto en estudio, respecto al cráter. ....	110
<b>Figura 84:</b> Relación de capas del depósito de caída y los pulsos eruptivos de la erupción de 2015 que coinciden la dirección del viento y la dirección del punto en estudio, respecto al cráter. Basado en Segura (2016).....	112
<b>Figura 85:</b> Duración de erupciones y altura de columna por pulso para las principales erupciones de los últimos 126 años del registro del volcán Calbuco. Para el caso de la erupción de 1961 esta comenzó.....	114
<b>Figura 86:</b> Composición química de roca total (Rt) y de vidrio (Mf) para las rocas de las erupciones en estudio del volcán Calbuco. Diagrama de Le Bas et al. (1986).....	115
<b>Figura 87:</b> El enfriamiento lento genera un pequeño grado de sobreenfriamiento: la tasa de crecimiento del cristal (curva gris) es alto en este punto, pero la creación de nuevos cristales está limitada por una velocidad de nucleación baja o nula (curva negra). El enfriamiento rápido conduce a un mayor grado de sobreenfriamiento, favoreciendo la nucleación eficiente pero la tasa de crecimiento de los cristales ahora es mucho más baja y el enfriamiento extremadamente rápido produce un grado de sobreenfriamiento suficientemente alto para suprimir la nucleación y el crecimiento, por lo que no se forman cristales y el estado desordenado se 'congela' en forma de vidrio. Modificado de Gill (2010). ....	121
<b>Figura 88:</b> Ascenso hipotético de magma versus tiempo para cristalización de dos distintas generaciones de fenocristales. Los fenocristales cristalizan en etapas tempranas en cámaras magmáticas profundas, microfenocristales cristalizan en etapas intermedias en cámaras magmáticas menos profundas y los microlitos cristalizan en superficie en etapas tardías. Modificado de Gill (2010).....	122

**Figura 89:** Imágenes BSE de la morfología de vesículas de una escoria (**A**) y la colada de la lava (**B**) de 1961 del volcán Calbuco. La lava presenta vesículas redondeadas y subesféricas, en comparación a las observadas en las escorias, la cuales se caracterizan por ser irregulares, debido a las tasas de deformación asociado a la velocidad de ascenso y exsolución de volátiles. .... 124

**Figura 90:** Esquema de los parámetros principales de la erupción explosiva de 2015(**A**) y las condiciones necesarias para su posible transición a una de estilo efusivo (**B**)..... 129

# ÍNDICE DE TABLAS

<b>Tabla 1:</b> Relación entre la clasificación milimétrica, escala phi, escala Udden- Wentworth y malla ASTM utilizadas en este trabajo. Basado en Boggs (2009). .....	18
<b>Tabla 2:</b> Índice de selección para depósitos piroclásticos, según Walker (1971) .....	19
<b>Tabla 3:</b> Tasa eruptiva de masa por pulso para la erupción de 1893. ....	30
<b>Tabla 4:</b> Datos de temperatura, presión y porcentaje en peso de agua, obtenidos para el magma de la erupción de 1893, utilizando datos semicuantitativos de la composición química de vidrio de los piroclastos. ....	50
<b>Tabla 5:</b> Datos de viscosidad y densidad del magma para la erupción de 1893, obtenidos a partir de las ecuaciones de Giordano et al. (2008), Einstein-Roscoe y Bottinga y Weill (1970), utilizando datos semicuantitativos de la composición química del vidrio de los piroclastos y condiciones de temperatura, presión y contenido de agua del magma. ....	51
<b>Tabla 6:</b> Datos de temperatura, presión y porcentaje en peso de agua, obtenidos para el magma de la erupción de 1961, utilizando datos semicuantitativos de la composición química de vidrio. ....	75
<b>Tabla 7:</b> Datos de viscosidad y densidad del magma para la erupción de 1961, obtenidos a partir de las ecuaciones de Giordano et al. (2008), Einstein-Roscoe y Bottinga y Weill (1970), utilizando datos semicuantitativos de la composición química del vidrio y condiciones de temperatura, presión y contenido de agua del magma. ....	76
<b>Tabla 8:</b> Datos de temperatura, presión y porcentaje de agua para la erupción de 2015, según autores. ....	97
<b>Tabla 9:</b> Datos de viscosidad y densidad del magma para la erupción de 2015 .....	98
<b>Tabla 10:</b> Valores de transición entre estilos eruptivos aplicados al volcán Calbuco, basado en las condiciones de la erupción de 2015. ....	107
<b>Tabla 11:</b> Tasa eruptiva de masa por pulso para cada erupción en estudio. ....	113
<b>Tabla 12:</b> Contenido de cristales en los piroclastos y en la colada de lava de las erupciones estudiadas del volcán Calbuco. ....	120

<b>Tabla 13:</b> Contenido y tamaño de vesículas para piroclastos y lava de las erupciones en estudio del volcán Calbuco. ....	122
<b>Tabla 14:</b> Estimaciones de viscosidad y densidad de los productos de las erupciones en estudio del volcán Calbuco, calculadas con 210 MPa de presión, 950°C de temperatura. ....	125
<b>Tabla 15:</b> Parámetros estimados a partir de la modelación numérica del ascenso magmático para erupciones de estilo explosivo y efusivo del volcán Calbuco. ....	127

# **CAPÍTULO 1: INTRODUCCIÓN**

## **1.1 Formulación del estudio propuesto**

El volcán Calbuco ubicado en el sur de Chile, X Región de los Lagos, es uno de los más activos y peligrosos, ocupando la tercera posición en el Ranking de Peligrosidad de Chile (SERNAGEOMIN, 2015). Se caracteriza por erupciones explosivas de tipo subpliniana, generación de domos, flujos de lava, flujos piroclásticos, lahares calientes y fríos y extensos depósitos de caída de cenizas (Petit-Breuilh, 1999).

En este trabajo se estudian las erupciones de 1893-1895, caracterizada por ser la más larga y explosiva en su registro histórico, y por el desarrollo de numerosas columnas eruptivas de más de 12 km de altura y el emplazamiento de domos volcánicos; la erupción de 1961 que comenzó con una fase efusiva emitiendo dos flujos de lava, posteriormente cambiando a una fase explosiva subpliniana. También se analizó la erupción de 2015 que se caracterizó por tener dos fases subplinianas separadas por 5,5 horas, en que las primeras señales de una inminente erupción comenzaron 3 horas antes del primer pulso.

El volcán Calbuco genera erupciones de tipo explosivas y efusivas con productos de composición química andesítica basáltica a andesítica. De estos hechos surge la interrogante sobre cuáles son los factores que influyen y controlan la transición entre estilos eruptivos. En este estudio, se intentará dar respuesta a esta pregunta, mediante un estudio de los depósitos de caída y lava de las erupciones mencionadas a partir de observaciones de trabajo de terreno, análisis petrográfico y modelación numérica de ascenso de magma en un conducto en niveles superficiales, los que permitirán analizar el rol de la viscosidad, contenido de agua y profundidad del reservorio magmático en la generación de diversos estilos eruptivos.

## **1.2 Hipótesis de trabajo**

Los estilos eruptivos están controlados principalmente por la geometría del conducto volcánico y por los parámetros físicos del magma tales como temperatura, presión, viscosidad, contenido de volátiles y de cristales.

Además, una transición de estilos eruptivos está controlado por los cambios que ocurren en el sistema magmático como el grado de desgasificación del magma, el cual está asociado a la velocidad de ascenso de este. Por ende, una erupción de estilo efusivo está dada por velocidades más lentas asociadas a una mayor desgasificación y una erupción de estilo explosivo está dada por velocidades más rápidas y una menor desgasificación.

Los diferentes estilos eruptivos del Volcán Calbuco tienen como resultado productos con distintas configuraciones en el tamaño de vesículas y de cristales, de las que se puede obtener información sobre la dinámica de las erupciones.

## **1.3 Objetivos**

### **1.3.1 Objetivo General**

Analizar los factores principales que afectan la transición efusiva-explosiva y cambios en el estilo eruptivo en el volcán Calbuco, mediante el estudio de las erupciones de 1893-1895, 1961 y 2015.

### **1.3.2 Objetivos Específicos**

- Comparar la secuencia eruptiva de las erupciones en estudio para analizar las diferencias en el estilo eruptivo.
- Determinar y comparar los parámetros eruptivos del magma (viscosidad, contenido de cristales, temperatura, etc.) mediante el análisis de las texturas de los productos de cada

erupción.

- Analizar la importancia relativa de cada parámetro eruptivo tales como geometría del conducto volcánico, contenido de agua, contenido de cristales y temperatura del magma en la transición efusiva-explosiva mediante el uso de modelos numéricos de ascenso magmático.

## **CAPÍTULO 2: ANTECEDENTES**

### **2.1 Antecedentes generales**

Calbuco deriva del araucano Calfü: azul y Co: agua, lo que se traduce como “Aguas Azules”, bautizado por Guillermo Döll en 1848 y antiguamente conocido como Huañauca (Petit-Breuilh, 1999).

El volcán Calbuco (Figura 1) es un estratovolcán compuesto del Pleistoceno Tardío-Holoceno ubicado en la región central de la Zona Volcánica Sur de los Andes (López Escobar *et al.*, 1995b).

Presenta una altitud de 2.003 m s.n.m. y cubre un área de 180 km<sup>2</sup> con un volumen cercano a los 100-120 km<sup>3</sup> aproximadamente. Su edificio tiene forma de cono truncado irregular con una base ligeramente elíptica de eje mayor ~18 km en dirección norte-sur y diámetro menor de ~14 km este-oeste. A diferencia de la mayoría de los volcanes de los Andes del Sur, se emplaza al oeste de la traza principal de la Zona de Falla Liquiñe-Ofqui, sin estar claramente controlado por estructuras regionales (SERNAGEOMIN, 2017).





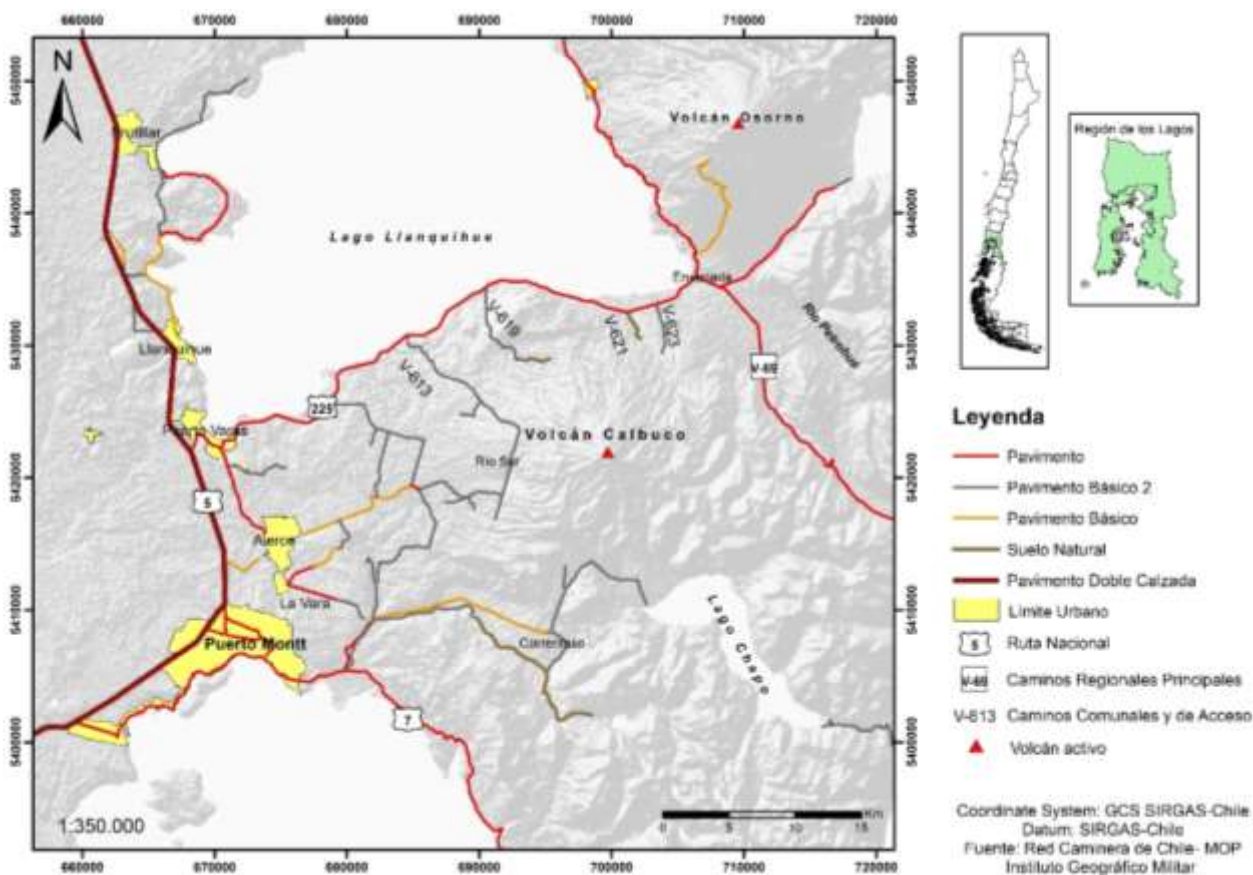
**Figura 1:** Flanco noreste del Volcán Calbuco. Fotografía tomada desde el volcán Osorno (23 km de distancia, aproximadamente).

## 2.2 Ubicación y vías de accesos

El volcán Calbuco está ubicado en el extremo sur del segmento central de la Zona Volcánica Sur de los Andes (ZVSC: 37-41.5°S; López-Escobar *et al.*, 1995a) con coordenadas 41°20'S y 72°37'W.

Pertenece a la provincia de Llanquihue de la Región de los Lagos (X Región), Chile, ubicándose a unos 32 km al noreste de la ciudad de Puerto Montt y alrededor de 30 km al este de la ciudad de Puerto Varas. Las principales localidades que rodean el volcán corresponden a Ensenada, por el norte, Correntoso, por el sur, Río Sur hacia el oeste.

La principal ruta de acceso al área de estudio es la ruta 5 Sur, tomándola desde el norte, que se conecta con la ruta pavimentada 225- CH, pasando por Puerto Varas y Ensenada. Desde el sur, es posible tomar la ruta 7 pasando por Puerto Montt o la ruta V-69. Para acercarse al volcán, se tomaron rutas de ripio y suelo (V-623, V-621 y V-619) (Figura 2).



**Figura 2:** Rutas de acceso al volcán Calbuco. Pavimento Básico refiere a soluciones asfálticas y Pavimento Básico 2 a sal, bischofita u otros. Creación propia.

### 2.3 Marco Geológico Regional

La zona volcánica de los Andes del sur (ZVS) (Figura 3), está ubicada en el margen de las placas de Nazca y Sudamericana que convergen de manera oblicua entre 33°S y 46°S (Cembrano y Lara, 2009). La ZVS está delimitada por la intersección del ridge de Juan Fernández con el margen continental en ~32°S y el punto triple de Chile en ~47°S (López-Escobar *et al.*, 1995a). La principal característica estructural para la Zona volcánica Sur Central (ZVSC) y la Zona volcánica Sur Sur (ZVSS), es la zona de Falla Liquiñe - Ofqui (ZFLO), de 1.200 km de longitud que se prolonga desde los 37° 50'S hasta los 47°S con orientación NNE, comenzando en las cercanías del volcán Callaqui y el volcán Copahue hasta el Golfo de Penas por el sur (Pérez-Flores *et al.*, 2016;

Cembrano y Lara, 2009). Esta es una falla de deslizamiento transpresional dextral, activa durante al menos los últimos 6 Ma. (Hickey-Vargas *et al.*, 2016).



**Figura 3:** Mapa de la Zona Volcánica Sur (ZVS). Esta se divide en cuatro zonas volcánicas, representadas por líneas continuas: ZVS del norte (NSVZ; 33–34.5°S), ZVS de transición (TSVZ; 34.5–37°S), ZVS central (CSVZ; 37–41.5°S) y ZVS del sur (SSVZ; 41.5–46°S). El Sistema de fallas de Liquiñe-Ofqui (LOFS) está representado por línea discontinua. Tomado de Hickey-Vargas *et al.* (2016).

En comparación con los centros eruptivos menores y otros centros volcánicos activos de la ZVSC y ZVSS, el volcán Calbuco es único por haber erupcionado predominantemente andesita basáltica y andesita durante sus 340.000 años de actividad (López-Escobar *et al.*, 1995b; Selles y Moreno, 2011). Tomando en cuenta su ubicación con respecto a la ZFLO, este se emplaza al oeste de la traza principal, sin estar relacionado claramente con estructuras regionales o controlado por ellas en comparación a los otros volcanes de los Andes del Sur (Selles y Moreno, 2011). López-Escobar *et al.* (1995b) proponen que las características geoquímicas atípicas del volcán Calbuco se deban a una mayor asimilación de la corteza que en los centros volcánicos cercanos.

## 2.4 Marco Geológico Local

La información presentada en este capítulo ha sido extraída de Selles y Moreno (2011) (Figura 4).

### 2.4.1 Basamento

Está conformado por tonalitas, dioritas cuarcíferas y granodioritas, con gabros y dioritas subordinadas formando extensos complejos, pertenecientes al Batolito Norpatagónico (*Mioceno Inferior a Medio, ca. 25- 12 Ma*) y rocas ígneas volcánicas y volcanoclásticas que se superponen mediante discordancia de erosión a granitoides del Mioceno (*Estratos de Hueñuhueñu Plhh; Pleistoceno Inferior, ca. 1,4 Ma*). También se compone de rocas metamórficas de alto grado, de protolito ígneo máfico a ultramáfico y en menor medida pelítico, perteneciente al Complejo Metamórfico Sotomó-Chaiquenes y al Complejo Lenca (*Paleozoico superior, ca. 300-225 Ma*).

### 2.4.2 Geología del Volcán Calbuco

El edificio volcánico corresponde a un cono truncado desarrollado a través de sucesivas etapas de actividad de tipo central, que han incluido emisiones tanto de lavas como de productos piroclásticos de composición esencialmente andesítica. En base a criterios morfoestructurales se diferenciaron cuatro unidades desarrolladas desde el Pleistoceno Medio, llamadas Unidad Calbuco 1, 2, 3 y 4, en orden creciente de edad.

#### Unidad Calbuco 1 (Pleistoceno Medio a Superior)

Esta unidad se compone de coladas de lava andesítico-basálticas e intercalaciones volcanoclásticas (*ca. 340-110 ka*) que sobreyacen a rocas del basamento plutónico y metamórfico y a los Estratos de Hueñuhueñu. La unidad de lavas Plc1 se encuentran en la parte baja del volcán actual correspondientes a los remanentes del primer edificio volcánico del Calbuco.

### Unidad Calbuco 2 (Pleistoceno Superior)

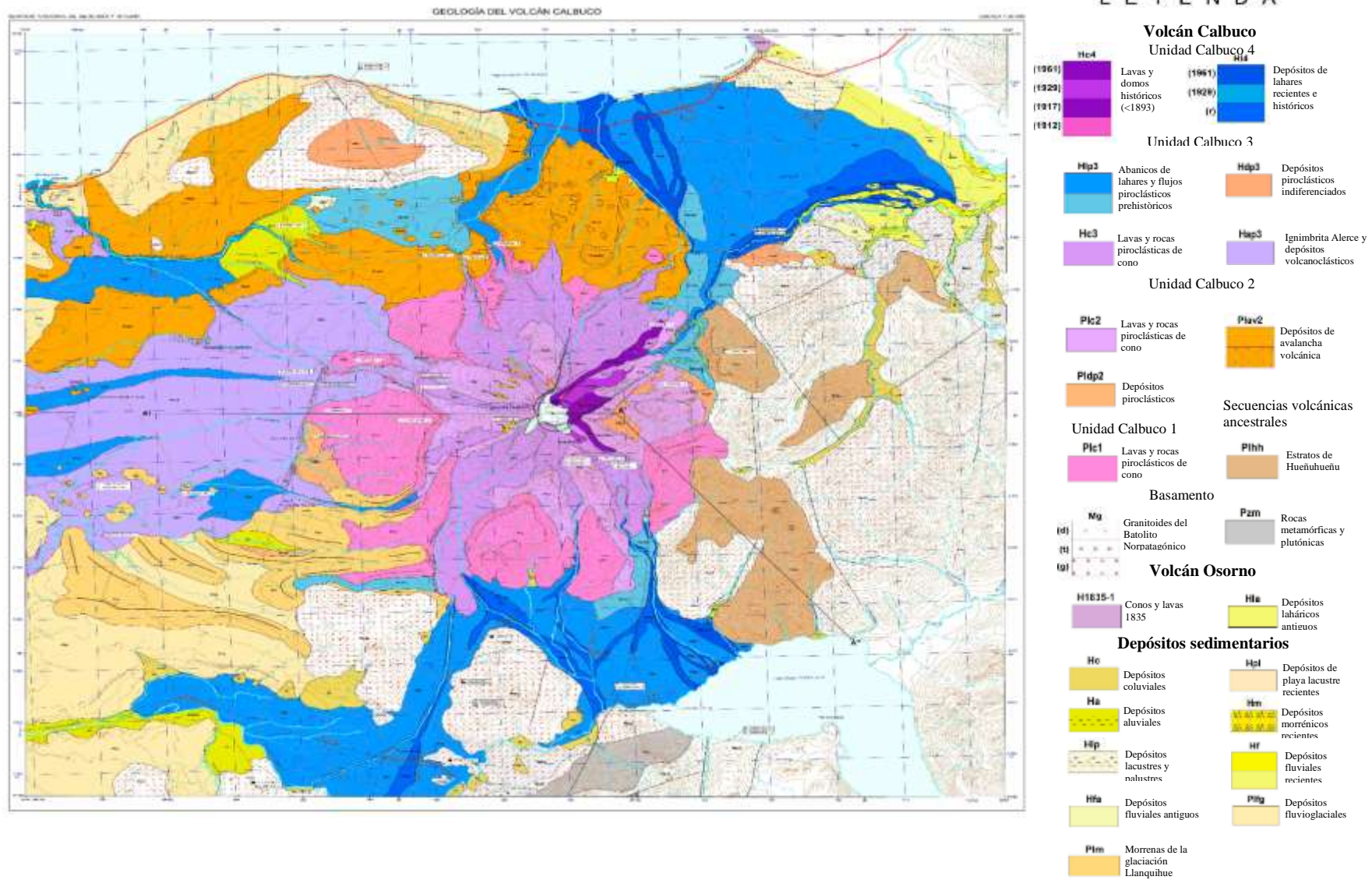
Esta unidad está constituida por coladas de lava gruesas de composición andesíticas (*ca. 110-14,5 ka*), además de potentes intercalaciones de brechas piroclásticas y brechas de origen lahárico, formando gran parte de la fracción superior del volcán. Estos depósitos son escasos hacia el norte debido que este sector del edificio habría colapsado a fines del Último Máximo Glacial, generando el depósito de avalancha volcánica (Plav2; *ca. 14 ka*) que define el término de esta unidad.

### Unidad Calbuco 3 (Pleistoceno Superior Tardío-Holoceno)

Está compuesta por una secuencia de flujos piroclásticos que corresponden principalmente a la Ignimbrita Alerce (*ca. 13,5-6,5 ka*), donde los fragmentos piroclastos corresponden a andesitas y andesitas basálticas porfídicas con masa fundamental hialofítica muy vesicular. Además, está compuesta de depósitos de lahares calientes y fríos, y flujos de bloques y ceniza (*ca. 4-<1 ka*), formando grandes abanicos hacia el noreste y sur del volcán, donde estos últimos han sido originados por colapsos gravitacionales de sectores inestables de domos en construcción o frentes de coladas de bloques en laderas de elevada pendiente. Por último, se compone por una intercalación de coladas de lava andesítica basálticas y andesíticas (55-60% en peso de SiO<sub>2</sub>), rocas piroclásticas y brechas de origen lahárico, que forman el nuevo cono del volcán (*ca. 1893 AD*).

### Unidad Calbuco 4 (Holoceno histórico)

Se compone de lavas (Hc4) que conforman un domo al interior del antiguo cráter central formado a partir de la erupción de 1893 y de flujos de lahares fríos y calientes, generados durante las erupciones de 1917, 1929 y 1961, que descendieron principalmente hacia el NE por el Río Blanco hacia Ensenada en 1917 y por el cauce del río Pescado y otros cauces hacia el lago Chapo en 1929. En cuanto a la erupción de 1961, los flujos alcanzaron los lagos Llanquihue (N), Chapo (SE) y el río Petrohué a través del río Caliente-Hueñuhueñu.



**Figura 4:** Mapa geológico del Volcán Calbuco. Tomado de Selles y Moreno (2011).

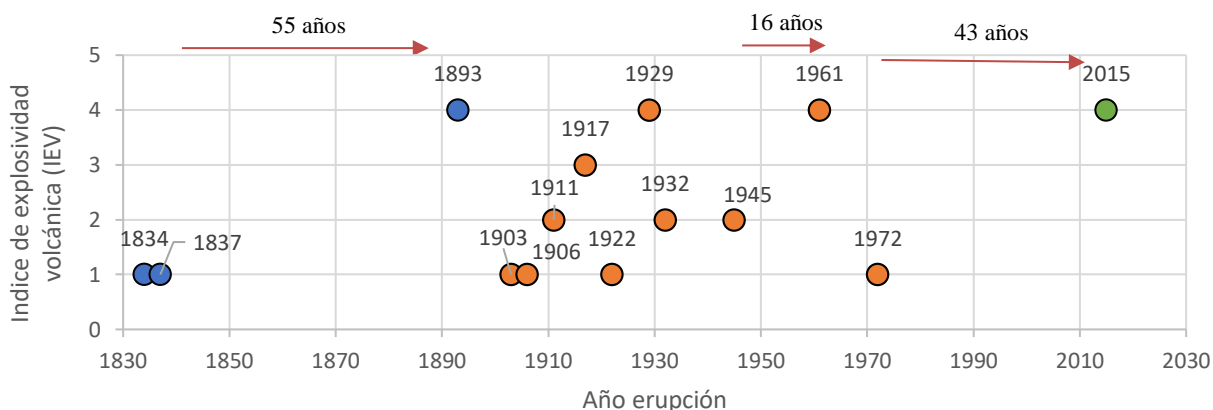
## 2.5 Erupciones históricas

El edificio del volcán Calbuco se ha construido durante los últimos 300 mil años a lo largo de tres ciclos glaciales-interglaciales, donde predominan los productos andesíticos en los últimos 100 mil años (SERNAGEOMIN, 2017). Según el estudio de Petit-Breuilh (2004), existen registros históricos de su actividad eruptiva desde el siglo XIX (Figura 5), donde los primeros datos obtenidos son de la erupción de 1834 (Darwin, 1839, citado en Petit-Breuilh, 1999).

Durante los últimos tres siglos, se han documentado 14 ciclos eruptivos con una frecuencia muy variada. A partir de las 13 erupciones históricas descritas por Petit-Breuilh (2004) y la erupción reciente descrita por diversos autores, se estimó un periodo de pausa eruptiva mínima de 3 años y máxima de 55 años (Figura 6). Después del periodo de mayor silencio (1838-1893), se produjo la erupción más larga y explosiva registrada en la historia del volcán Calbuco entre los años 1893-1895 (Petit-Breuilh, 1999).



**Figura 5:** Representación gráfica porcentual del número de erupciones históricas del volcán Calbuco por siglo. Basado en Petit-Breuilh (2004).



**Figura 6:** Representación gráfica de las erupciones históricas del volcán Calbuco relacionadas con el índice de explosividad volcánica (IEV). Las erupciones de color azul corresponden al siglo XIX, las naranjas al siglo XX y la verde al siglo XXI. Las flechas rojas representan el silencio eruptivo en los periodos 1837-1893, 1945-1961 y 1972-2015. Basado en Petit-Breuilh (2004).

### 2.5.1 Erupción 1893-1895

En febrero de 1893 el volcán Calbuco inició el ciclo eruptivo más largo y explosivo observado, tras 55 años de su erupción previa según los antecedentes obtenidos del registro histórico. La erupción fue de tipo sub-Pliniana y duró casi dos años (Petit-Breuilh, 2004).

En los primeros días del mes de febrero de 1893 se observaron dos enormes columnas de vapor de agua que salían a cortos intervalos del cráter y que emergían de algunas grietas en el sector oriental junto a éste, acompañado de una abundante cantidad de gases y ceniza. Esta actividad se produjo como consecuencia de la reactivación de un cono domo (andesítico) dentro del cráter principal (Petit-Breuilh, 1999; Pöhlmann, 1893).

El 17 de abril, la actividad del volcán se caracterizó por la eyección de piroclastos que se incrementó desde las 15:30 HL (hora local), precipitando cenizas en dirección SE (Ralún) (Selles y Moreno, 2011). El mismo día, se produjo el primer lahar que bajó por el lado noreste del volcán (río Caliente) aumentando el caudal del río Hueñuhueñu y ensanchándolo hasta un kilómetro (Pöhlmann, 1893; Martin, 1895). También se originaron lahares calientes que descendieron por el río Blanco (norte) (Martin, 1895).

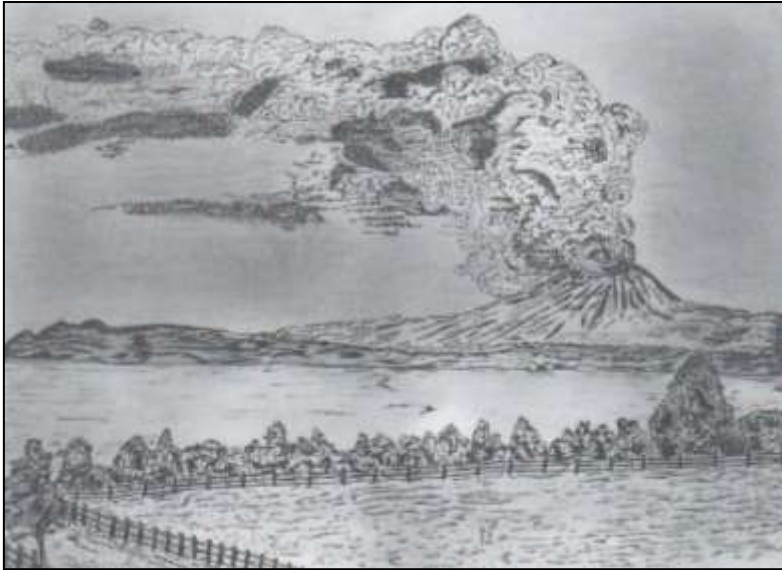


En agosto de 1893, la erupción se mantuvo constante y durante los primeros días de septiembre se observó una intensa actividad fumarólica cuya pluma se desplazó hacia el lago Chapo (SSE). El 5 de septiembre a las 9:30 HL, se generó una explosión mayor con una columna de ceniza que excedió los 10 km de altura y 1 km de diámetro (IEV 3) (Pöhlmann, 1893; Petit-Breuilh, 1999). Este evento duró una hora aproximadamente y la ceniza alcanzó la zona de La Unión (120-150 km al NNO del volcán) (Pöhlmann, 1893).

Durante el mes de octubre, la erupción alcanzó su máximo. Durante la mañana del 5 de octubre se oyó un fuerte ruido subterráneo que duró cerca de media hora. Luego se formó una columna eruptiva (IEV 4), caída de piroclastos (lapilli grueso) y bombas incandescentes de hasta 30 cm de diámetro a 8 km del cráter y de 3cm a 12 km del volcán, hacia el sector de Ralún (SE) (Martin, 1895). Este evento duró hasta las 11:00 HL en que cesaron los ruidos del volcán. La actividad continuó hasta el 22 de octubre, día en que se generó una columna eruptiva que alcanzó entre 8,5 y 9,5 km de altura sobre el cráter (IEV 3) (Fischer, 1893).

Posteriormente, el 29 de noviembre, alrededor de las 7:00 HL, tuvo lugar la última explosión junto a sismos perceptibles (IEV 4) (Figura 7), con una pluma que se dirigió hacia el WSW y produjo la caída de cenizas en Puerto Montt (5 mm), cubriendo la vegetación en un radio de 90 km (Petit-Breuilh, 1999).

Durante los meses siguientes, la actividad volcánica disminuyó. El 28 de mayo de 1894 (Martin, 1895) continuaron algunas emisiones esporádicas de pequeñas columnas de vapor de agua y ceniza que se prolongaron hasta fines de 1895 (Petit-Breuilh, 2004).



**Figura 7:** Dibujo de la erupción del 29 de noviembre de 1893. del volcán Calbuco. Realizado por Julios Held. Tomado de Petit-Breuilh (1999).

### **2.5.2 Erupción 1961**

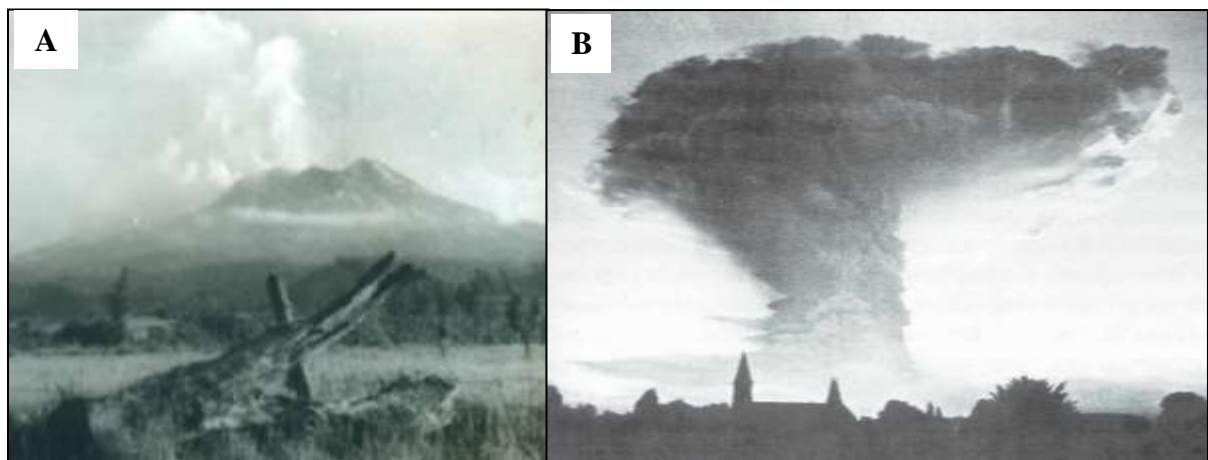
El 1 de febrero de 1961 el volcán Calbuco hizo erupción (Klohn, 1963), tras 16 años desde su última erupción (Figura 8). El 25 de enero de 1961, el volcán comenzó a emitir una fumarola de vapor de agua en el cráter central y se sintieron ruidos subterráneos y sismos (Petit-Breuilh, 2004).

El 1 de febrero de 1961 se abrieron dos fisuras en el sector oriental – cerca del cráter activo del Calbuco- y se formaron dos coladas de lava andesítica (Klohn, 1963; Petit-Breuilh, 1999). Al entrar en contacto la lava incandescente con el hielo y la nieve, se formaron tres corrientes de barro (lahares calientes) que se desplazaron a velocidades que fluctuaban entre los 20 y los 40 km/h, llegando hasta el lago Llanquihue (flanco norte), el lago Chapo (flanco sur) y el río Petrohué (flanco noreste) (Casertano, 1962; Klohn, 1963). Las coladas de lava avanzaron a una velocidad aproximada de 4 km/h, alcanzando en el norte (Río Colorado) un largo de 6,8 km y la del sur (Rio Blanco) 3,5 km (Klohn, 1963; Petit-Breuilh, 2004). Se efectuaron mediciones en el frente de lava el 20 de febrero de 1961 (el día que se detuvo) midiendo una altura de 50 m y un ancho de 200 m (Casertano, 1962).

El 10 de marzo a las 6:00 HL, ocurrió una violenta explosión (IEV 4) precedida por sismos perceptibles y ruidos subterráneos que se escuchó hasta 8 km de distancia. Esta actividad se vio

reflejada con una columna con forma de hongo que se elevó 12 km sobre el cráter (Figura 8 B). La ceniza fue transportada hacia el este, oscureciendo el cielo hasta Peulla desde las 8:30 HL hasta el mediodía, y cubrió esa área con unos pocos milímetros de ceniza, incluso llegando a San Carlos de Bariloche, Argentina. Además, bombas volcánicas de hasta 3 m de diámetro fueron lanzadas a 500 m de altura del cráter y los piroclastos de menor tamaño se desplazaron hasta Petrohué (Klohn, 1963; Petit-Breuilh, 2004).

Finalmente, el 26 de marzo se observó una nueva emisión de lava que sobrepasó el cráter y descendió hacia el río Tepú (Petit-Breuilh, 2004).



**Figura 8: A:** Actividad del volcán Calbuco en febrero de 1961. Fotografía de Kurt Grassau desde Ensenada. Recuperada de Memorias del Siglo XX: <http://www.memoriasdelsigloxx.cl>. **B:** Erupción del Volcán Calbuco del 10 de marzo de 1961. Fotografía desde Puerto Varas de E. Karl. Tomado de Petit-Breuilh (2004).

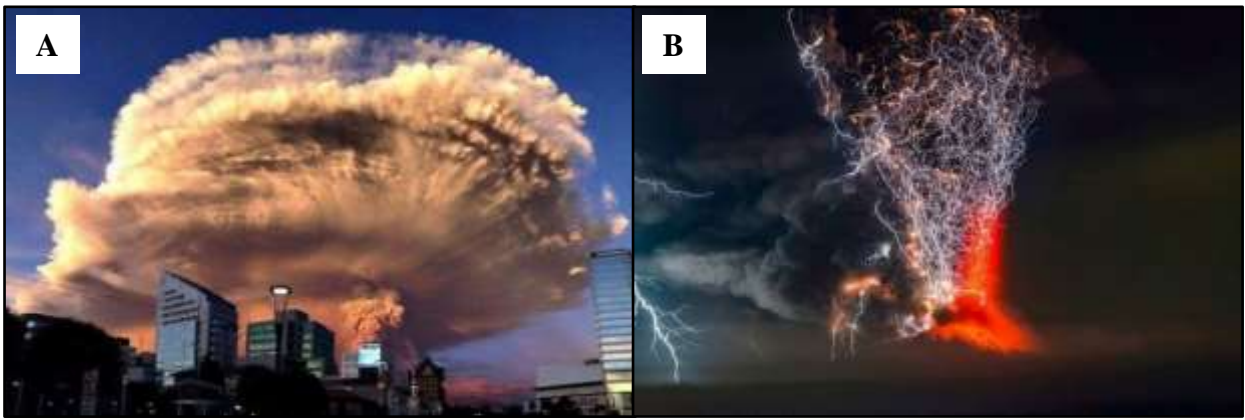
### 2.5.3 Erupción 2015

El día 22 de abril de 2015 a las 18:04 HL, el volcán Calbuco hizo erupción tras un silencio de 43 años, con muy poca advertencia (<3 horas de sismicidad precursora) (Van Eaton *et al.*, 2016; SERNAGEOMIN, 2015b). A las 15:11 HL inició un enjambre sísmico de eventos tipo VT (actividad asociada con ruptura de material rígido), localizados en el flanco este del edificio volcánico, cercanos al cráter principal, contabilizando 140 eventos en un periodo de 2 horas

(SERNAGEOMIN, 2015a). Luego de que se comenzaron a registrar sismos del tipo LP (asociados a la dinámica de fluidos en el interior del edificio volcánico), se generó una columna eruptiva de color grisáceo que en la etapa paroxismal superó los 15 km de altura sobre el cráter principal (Figura 9 A) con una duración aproximada de 1,5 horas (SERNAGEOMIN, 2015b; SERNAGEOMIN, 2015e). La dispersión piroclástica en la atmósfera fue dirigida hacia el N y E del volcán, aunque la ceniza fina en suspensión fue transportada hacia el N y NW alcanzando las regiones de Los Ríos, Araucanía y Bío-Bío (SERNAGEOMIN, 2015c).

Posteriormente, el 23 de abril de 2015 ocurrió una segunda erupción (01:00 HL, Figura 9 B) de 6 horas de duración, tras un intervalo de tiempo de ~5,5 horas con el pulso anterior (SERNAGEOMIN, 2015d; Van Eaton *et al.*, 2016). Este evento generó una columna eruptiva mayor a 17 km, más energética que la anterior y se dispersó en dirección N, NE y E (SERNAGEOMIN, 2015e). Ésta estuvo acompañada sísmicamente por un tremor continuo (relacionada con la salida de material hacia superficie) y un gran número de actividad relacionada con el fracturamiento de rocas a nivel superficial (320 eventos tipo VT) de magnitud local (ML) superior a 3,0. Además, este proceso se caracterizó por una continua emisión de fragmentos de material incandescente, los que no superaron los 5 km en torno al edificio volcánico, especialmente durante su fase inicial (SERNAGEOMIN, 2015d). La actividad eruptiva produjo flujos piroclásticos con un alcance máximo de 7 km y lahares que viajaron hasta una distancia cercana a los 15 km. Se registraron decenas de centímetros de caída de piroclastos gruesos en la Región de Los Lagos y medidas milimétricas de piroclastos finos (cenizas) en las regiones de Los Ríos y Araucanía, alcanzando incluso territorio argentino y uruguayo al NE del volcán (SERNAGEOMIN, 2015d; SERNAGEOMIN, 2015e). Más de 6.500 personas fueron evacuadas a 20 km del volcán (Van Eaton *et al.*, 2016).

Terminada esta fase, la actividad continuó con columnas cercanas a 2 km de altura por sobre el nivel del cráter (SERNAGEOMIN, 2015f) y 5 días después, el 30 de abril ocurrió una tercera erupción pequeña generando una columna aproximada de 3-5 km de altura y una pluma que se dispersó en dirección SE (SERNAGEOMIN, 2015g).



**Figura 9:** Erupción del 22-23 de abril de 2015 del volcán Calbuco, Chile. **A:** Primer pulso eruptivo, el 22 de abril de 2015. Fotografía tomada desde Puerto Montt, a 30 km de distancia. Fotografía de Bernard Duyck. Tomada de Global Volcanism Program, Calbuco. **B:** Segundo pulso eruptivo, en la madrugada del 23 de abril de 2015. Fotografía de Francisco Negroni. Tomada de <https://www.francisconegroni.com/index>.

## CAPÍTULO 3: METODOLOGÍA

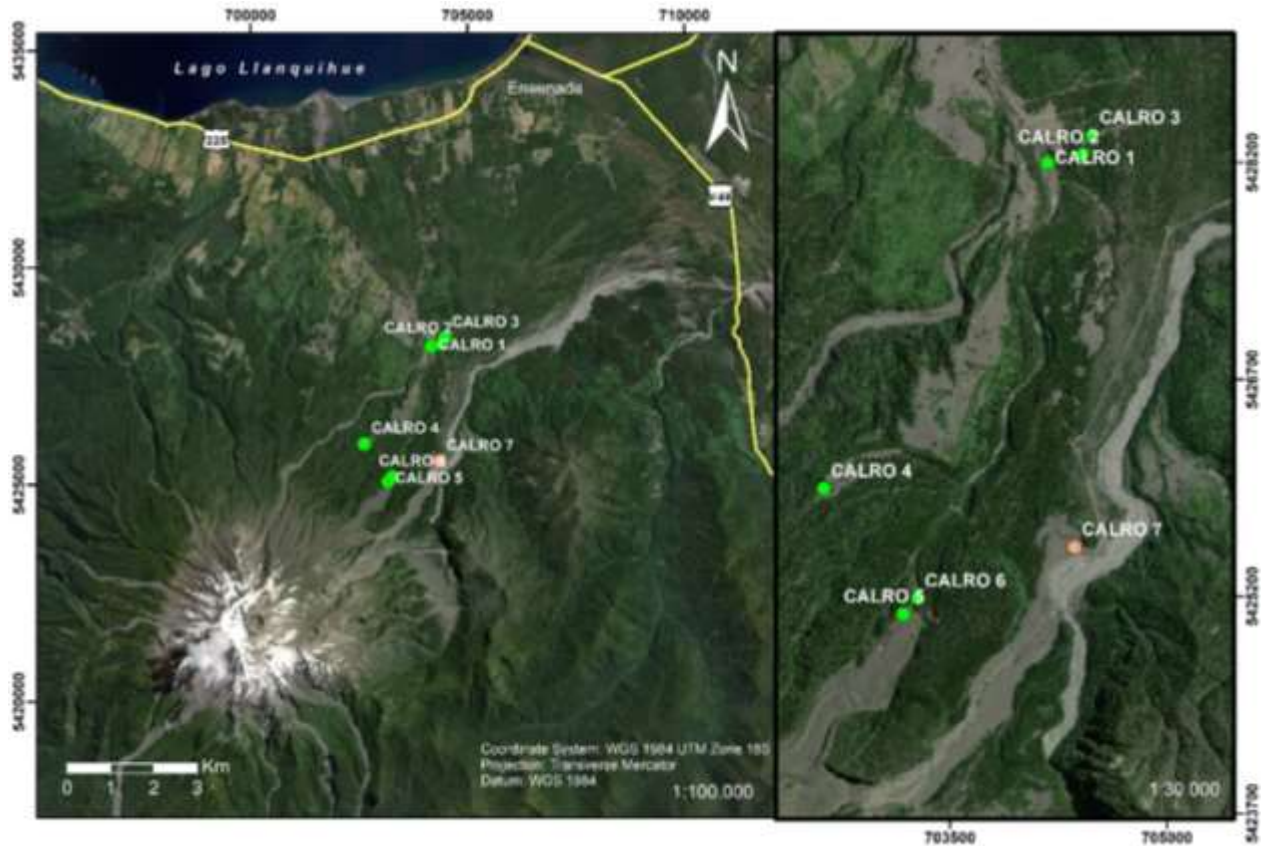
La metodología de este trabajo consistió en trabajo de terreno, análisis petrográfico de muestras y modelación numérica del conducto volcánico, para analizar las 3 erupciones de este estudio.

### 3.1 Trabajo de terreno

El trabajo de terreno consistió en dos campañas: La primera se realizó entre los días 4 y 7 de enero de 2019 y otra se efectuó el 21 de marzo del mismo año. La primera campaña tuvo como objetivo estudiar los depósitos de caída de las erupciones de 1893-1895, 1961 y 2015 del volcán Calbuco.

En los distintos puntos visitados (Anexo A1) se realizaron columnas tefroestratigráficas y se obtuvieron muestras de escorias mayores y matriz de cada capa de los depósitos de caída estudiados, con el fin de realizar análisis granulométrico y de componentes, análisis químico de roca total y elaboración de cortes transparentes de los piroclastos representativos de los depósitos de caída en estudio para su análisis petrográfico. Para el caso de la erupción de 2015, se utilizaron rocas de la campaña de esta memoria y una campaña de terreno previa, hecha en el año 2015.

La segunda campaña tuvo como objetivo reconocer el flujo de lava de la erupción de 1961, ubicada en el flanco noreste del volcán para describir su morfología, estimar sus dimensiones y obtener muestras de roca para realizar corte transparente y hacer un análisis petrográfico. Además, se obtuvieron datos para estimar el espesor del frente de lava utilizando un distanciómetro y un inclinómetro, instrumentos que permitieron estimar la distancia y el ángulo entre el punto de observación y el techo de la lava (Capítulo 3.2.2).



**Figura 10:** Ubicación de afloramientos visitados en terreno. Los puntos CALRO 1 y CALRO 2 corresponden a depósitos de caída de la erupción de 2015. El punto CALRO 3 corresponde al depósito de caída de la erupción de 1893. En CALRO 4 se encuentran depósitos de caída correspondientes a las erupciones de 1961 y 1893. Los puntos CALRO 5 y CALRO 6 corresponden a flujo de lava de la erupción de 1961 y punto de observación de esta misma, respectivamente. CALRO 7 corresponde al depósito de caída de la erupción de 2015, analizado en la campaña de terreno realizada el mismo año.

## 3.2 Trabajo de laboratorio

### 3.2.1 Análisis de depósitos de caída y juveniles

Para el análisis granulométrico de los depósitos de caída, se tamizaron las muestras correspondientes a cada unidad reconocida en terreno. Luego se analizaron los componentes tales como tipos de escorias, líticos y cristales. Para el análisis textural de los piroclastos de los distintos depósitos de caída, se hicieron descripciones macroscópicas y microscópicas, análisis cuantitativo de cristales, vesículas y masa fundamental, y un análisis morfológico de vesículas. La metodología utilizada para cada tarea se explica a continuación.

#### 3.2.1.1 Tamizaje de muestras

Las muestras de matriz de los depósitos de caída se sometieron a secado en horno a una temperatura de 30-40° C, para luego ser tamizadas con mallas de norma ASTM (Tabla 1) utilizando la escala phi ( $\phi$ ), donde  $\phi = -\log_2 S$  y S es el tamaño de grano en milímetros (Boggs, 2009).

Escala Udden-Wentworth	[mm]	$\Phi$	Malla ASTM
Metaténas	32	-5	1 1/4"
Metaténas	16	-4	5/8"
Guijarros	8	-3	5/16"
Guijarros	4	-2	5
Gránulos	2	-1	10
Arenas muy gruesas	1	0	18
Arenas gruesas	0,5	1	35
Arenas medianas	0,25	2	60
Arenas finas	0,125	3	120
Arenas muy finas	0,0625	4	230
Limo grueso	< 0,0625	5	Base

**Tabla 1:** Relación entre la clasificación milimétrica, escala phi, escala Udden-Wentworth y malla ASTM utilizadas en este trabajo. Basado en Boggs (2009).

Las muestras fueron tamizadas de forma manual en el rango entre -5 y 5. Esta tarea se realizó en el Laboratorio de sedimentología y en la sala de tamizaje del Departamento de Geología de la Universidad de Chile.

Posteriormente, estos datos fueron tabulados y se obtuvieron datos estadísticos como *moda*, *media* y *desviación estándar*, calculados a partir de la curva granulométrica usando el método de Folk y Ward (1957) y Walker (1971). La *moda* y la *media* ayudan a describir el tamaño medio de los fragmentos en una muestra, donde la *media* es el promedio aritmético de todos los tamaños de partículas (Boggs, 2009). Según Folk y Ward (1957) para una mejor representación del verdadero phi medio, se utilizan los datos  $\phi_{16}$  ( $\phi$  correspondiente al 16% de la muestra) que representa el tamaño promedio del tercio más grueso de la muestra,  $\phi_{84}$ , el tamaño promedio del tercio más fino y el promedio del tercio medio ( $\phi_{50}$ ) (Ecuación 1). La *desviación estándar*, corresponde a la magnitud de la dispersión de tamaños de los dos tercios centrales y la de los extremos, incluyendo el 90% de la muestra (Ecuación 2). Este dato proporciona una clasificación de los fragmentos, dada por Walker (1971) (Tabla 2).

$$M_z = \frac{\phi_{16} + \phi_{50} + \phi_{84}}{3} \quad \text{Media} \quad (1)$$

$$\sigma_\phi = \frac{\phi_{84} - \phi_{16}}{4} + \frac{\phi_{95} - \phi_5}{6,6} \quad \text{Selección o Desviación estándar} \quad (2)$$

Índice de selección ( $\sigma_\phi$ )	Selección depósito piroclástico
0 - 1	Muy bien seleccionado
1 - 2	Bien seleccionado
2 - 3	Moderadamente seleccionado
3 - 4	Mal seleccionado

**Tabla 2:** Índice de selección para depósitos piroclásticos, según Walker (1971)

Las muestras más afectadas por sedimento y vegetación se limpiaron mediante ultrasonido, utilizando solamente agua para preservar la muestra. Posteriormente se secaron en el horno a una temperatura de 40 °C.



La clasificación de componentes se realizó en muestras de tamaños entre 16 y 1 mm para cada depósito. Ésta se realizó con lupa en muestra de mano y con lupa binocular para los tamaños menores. En esta clasificación, los clastos fueron divididos en escorias, fragmentos líticos y cristales.

Este trabajo se realizó en el Laboratorio de sedimentología del Departamento de Geología de la Universidad de Chile.

### **3.2.1.2 Descripción petrográfica**

Luego de reconocer los distintos tipos de piroclastos de cada erupción, se hizo una descripción petrográfica en muestra de mano y una descripción petrográfica microscópica de los 10 cortes transparentes pulidos, confeccionados por el laboratorio VanPetro de Canadá.

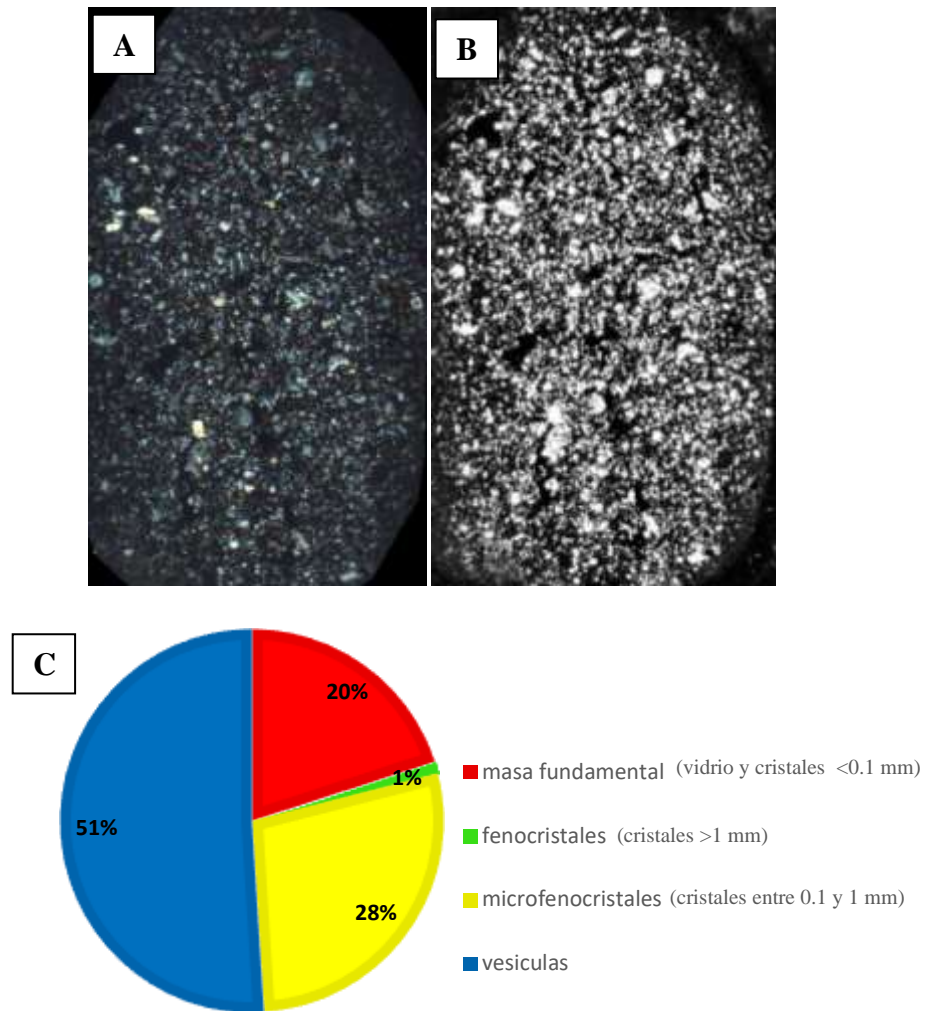
Estos fueron observados mediante microscopio óptico y microscopio electrónico de barrido (SEM por sus siglas en inglés) modelo FEI Quanta 250, utilizando detectores de electrones secundarios (SE por sus siglas en inglés) y electrones retrodispersados (BSE por sus siglas en inglés) con el objetivo de ver en detalle la mineralogía y vesicularidad. Esta tarea se realizó en la sala de microscopio SEM del Departamento de Geología de la Universidad de Chile.

### **3.2.1.3 Clasificación de componentes y población de vesículas.**

Los cortes transparentes fueron escaneados a nícoles paralelos y cruzados. Las imágenes obtenidas fueron utilizadas para identificar la masa fundamental (vidrio y cristales <0.1 mm), microfenocristales (cristales entre 0.1 y 1 mm), fenocristales (cristales >1 mm) y vesículas. Esto se realizó para cada tipo de piroclasto de las diferentes erupciones, mediante el uso del software *JMicroVision v1.27* con la herramienta *Point Counting* midiendo 600 puntos por corte transparente, como se muestra en la Figura 11 A y Figura 11 C.

Para estimar las poblaciones de vesículas, se hizo un tratamiento de imágenes a nícoles cruzados utilizando el software *JMicroVision v1.27* y la herramienta *Image Factory*, obteniendo una imagen

binaria donde se distinguen las vesículas de los demás componentes (Figura 11 B). Con las herramientas *1D Measurement* y *2D Measurement* se midió la longitud mayor de cada vesícula, con el fin de representar estas medidas en un histograma.



**Figura 11:** Ejemplo de la metodología utilizada para la clasificación de componentes a microescala. **A:** Imagen de corte transparente a nícoles cruzados, donde se hace la identificación y la clasificación de componentes con conteo modal. **B:** Imagen binaria del corte transparente a nícoles cruzados para la identificación de morfología y tamaño de vesículas. **C:** Gráfico porcentual de componentes, obtenido a partir del conteo modal.

#### **3.2.1.4 Geoquímica de piroclastos**

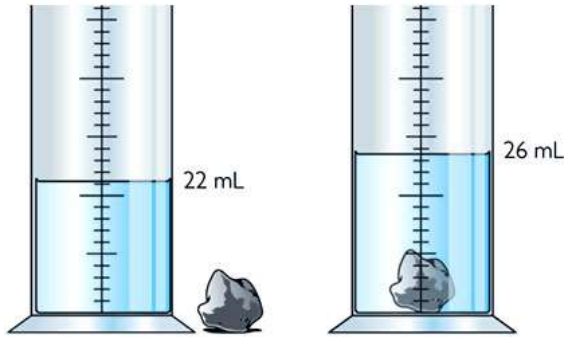
Se determinó la composición química de roca total de elementos mayores en 3 muestras de piroclastos (1 correspondiente a la erupción de 1961 y 2 correspondientes a la erupción de 1893), mediante espectrometría de fluorescencia de rayos X (FRX) (Anexo C1). Este estudio se realizó en la Universidad de Concepción, Chile, con muestras de polvo de roca bajo malla 200, preparadas previamente en el Laboratorio de separación de minerales y preparación de muestras del Departamento de Geología de la Universidad de Chile. Para el caso de los piroclastos de la erupción de 2015 y la lava de 1961, se utilizaron datos de trabajos previos (Romero *et al.*, 2019; Castruccio *et al.*, 2016; Segura, 2016; Selles y Moreno, 2011).

Además, se obtuvieron datos semicuantitativos de composición química del vidrio de la masa fundamental y de cristales mediante análisis con el detector de electrones retrodispersados (BSE) y el detector de energía dispersiva (EDS) del SEM y el uso del software *INCA*. Estos análisis se realizaron para estimar la temperatura, presión y porcentaje en agua del magma a través del uso de termobarómetros e higrómetros (Capítulo 3.3). Este estudio se realizó en la sala de microscopio SEM del Departamento de Geología de la Universidad de Chile.

#### **3.2.1.5 Densidad de piroclastos**

La densidad de los piroclastos se determinó utilizando el Principio de Arquímedes. Para ello, los piroclastos se recubrieron con parafina caliente con el objetivo de impermeabilizarlos e impedir que el agua se introdujera por las vesículas. Posteriormente se introdujeron en un recipiente graduado con agua y se midió el volumen de agua desplazado como se observa en la Figura 12.

Este método se realizó en el Laboratorio de sólidos del Departamento de Ingeniería Civil de la Universidad de Chile.



**Figura 12:** Representación gráfica de la metodología utilizada para determinar la densidad de juveniles. Tomado de la web: <http://aulas.uruguayeduca.edu.uy>

De esta forma, la densidad del piroclasto (Ecuación 3 y 5) está dada por su masa, el volumen de agua desplazada observada y el volumen de agua desplazada producto de la masa agregada por la parafina (Ecuación 4).

$$\rho_j = \frac{m_j}{V - V_c} \quad (3) \quad V_c = \frac{m_p - m_j}{\rho_p} \quad (4)$$

Así, la densidad de los piroclastos está dado por

$$\rho_j = \frac{m_j}{V - \frac{m_p - m_j}{\rho_p}} \quad (5)$$

$\rho_j$  = densidad del piroclasto [ $\text{g}/\text{cm}^3$ ]

$\rho_c$  = densidad de la parafina [ $\text{g}/\text{cm}^3$ ]

$m_j$  = masa del piroclasto [g]

$m_p$  = masa de la muestra recubierta por parafina [g]

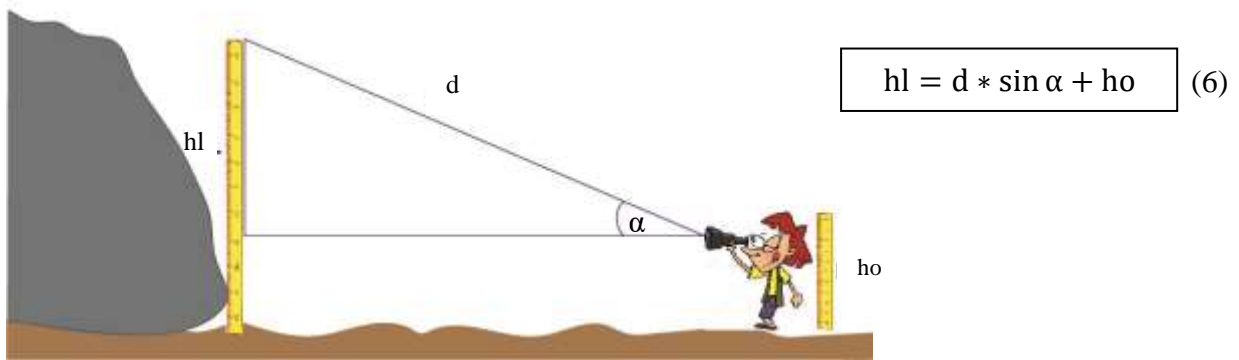
$V$  = Volumen de agua desplazada [ $\text{cm}^3$ ]

$V_c$  = Volumen de agua desplazada por efecto de la parafina [ $\text{cm}^3$ ]

## 3.2.2 Análisis de flujo de lava

### 3.2.2.1 Estimación de dimensiones, espesor y volumen de lava

Las medidas del largo y ancho fueron calculadas con imágenes satelitales de *Google Earth*. El ancho fue calculado en distintos puntos de la colada, tomando en cuenta que sus dimensiones cambian a lo largo del flujo. El espesor del frente de lava se estimó aplicando una relación trigonométrica (Ecuación 6) con los datos obtenidos a partir del uso de un distanciómetro y un inclinómetro en terreno (Figura 13).



**Figura 13:** Relación trigonométrica utilizada para la estimación de espesor del frente de lava medida desde la base. Siendo  $h_l$  el espesor de la lava,  $h_o$  la altura del observador,  $d$  la medida obtenida con el distanciómetro y  $\alpha$  el ángulo existente entre el punto de observación y el techo de la lava.

Con los datos obtenidos: largo ( $l$ ), ancho ( $a$ ) y espesor o altura de lava ( $h_l$ ), se calculó el volumen ( $V$ ) aproximado de la lava, con la siguiente relación.

$$V = l * a * h_l \quad (7)$$

Tomando en cuenta que el espesor y el ancho varían a lo largo de la colada, se hicieron diferentes mediciones de volumen para estos casos. Así el volumen total se ha calculado como la suma de los volúmenes parciales.

$$V = \sum_{i=1}^n V_i \quad (8)$$

### 3.2.2.2 Descripción petrográfica, clasificación de componentes, población de vesículas y geoquímica.

Se hizo un corte transparente de la lava, tomada en el punto CALRO 5 (Anexo A1) y se escaneó tanto a nícoles paralelos como a nícoles cruzados. La metodología utilizada para descripción petrográfica, clasificación de componentes, población de vesículas y geoquímica es igual a la utilizada para los piroclastos (Capítulo 3.2.1).

## 3.3 Estimación de parámetros eruptivos

Para modelar las condiciones del conducto volcánico correspondiente a las erupciones en estudio, se necesitan datos de viscosidad, temperatura, presión, contenido de cristales y agua del magma, además de la geometría del conducto (longitud y radio).

- El contenido de cristales se estimó con imágenes a nicoles cruzados y el software *JMicroVision* (Capítulo 3.2.1.3), considerando sólo microfenocristales y fenocristales, ya que los microlitos se forman durante el ascenso del magma en niveles superficiales (Sparks, 1978; Gill, 2010).
- La temperatura y presión del magma en el techo de la cámara magmática se estimó con el método de Putirka (2008), utilizando geotermobarómetros de dos piroxenos, ortopiroxeno-vidrio, anfíbol-vidrio y plagioclasa-vidrio.
- El contenido de agua del magma se estimó mediante el higrómetro/termómetro propuesto por Putirka (2008) en plagioclasas y por Ridolfi y Renzulli (2012) en anfíboles.
- Para estimar la viscosidad del fundido ( $\eta_{\text{fundido}}$ ), se utilizó el software *MATLAB* empleando el método de Giordano *et al.* (2008) en el que se debe especificar la composición

química del fundido en porcentaje en peso de óxidos de elementos mayores, además del contenido de agua en % de volumen y temperatura en °K.

- Para el cálculo de la viscosidad del magma se considera la viscosidad del fundido, además del contenido cristalino. Para esto se utiliza la ecuación de Einstein-Roscoe (Ecuación 9)

$$\eta_{\text{magma}} = \eta_{\text{fundido}} \left(1 - \frac{\phi}{\phi_m}\right)^{-5/2} \quad (9)$$

En esta ecuación  $\phi$  es el contenido 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 0,6.

- Para el cálculo de la densidad del fundido, se utilizó el software *MATLAB* empleando el método de Bottinga y Weill (1970), en el que se debe especificar la composición química del fundido en porcentaje en peso de óxidos de elementos mayores, además del porcentaje en volumen de agua, temperatura y presión.

### **3.4 Condiciones para la modelación numérica del ascenso magmático**

Las simulaciones del ascenso de magma por el conducto volcánico fueron realizadas en *MATLAB*. Con los parámetros mencionados anteriormente, contenido de cristales y agua, presión y temperatura del magma, composición química del vidrio y datos de geometría del conducto (radio y longitud), se analizaron diferentes casos con el fin de determinar si ocurre fragmentación del magma en el conducto volcánico y a qué profundidad. Además, se estimaron los parámetros necesarios para generar una transición de estilos eruptivos. Este programa asume un fluido unidimensional en estado estacionario y bifásico que asciende por un conducto vertical de radio fijo. No existe transferencia de calor a través de las paredes del conducto durante la erupción, por tanto, existe un equilibrio termal entre el fundido y los cristales. Además, la composición del gas sólo considera agua (% en peso) y asume un movimiento relativo vertical entre gas y líquido (es decir, escape vertical de gas).

Se considera que la fragmentación ocurre cuando la fracción de volumen de gas  $\approx 0,8$ , que corresponde al momento en que las burbujas esféricas alcanzan la estructura más cercana al empaquetamiento (Sparks, 1978) debido a un cambio de fase del magma, de un líquido continuo que contiene burbujas a ser un cuerpo continuo de gas. Además, se considera que la fragmentación es gobernada por una tasa de deformación crítica (Papale, 1999) y una sobrepresión crítica (Degruyter *et al.*, 2012; Slezin, 2003) Este proceso es de gran importancia, ya que controla la dinámica del flujo en el conducto durante el ascenso magmático y define el estilo eruptivo, esperando un estilo explosivo si ocurre fragmentación y un estilo efusivo cuando el magma permanece como un líquido continuo (Sparks, 1978).

Según Degruyter *et al.* (2012), el movimiento relativo entre el magma (fundido + cristales) y la fase gaseosa se explica a través de las fuerzas de arrastre interfaciales. Estos mismos autores, modificaron el modelo de Kozono y Koyaguchi (2009) adaptado para la descripción de la reología del magma y la descripción de la fuerza de arrastre de interfaz, con ecuaciones que representan la conservación de masa (Ecuaciones 10 y 11) y la conservación del momento para la fase de magma (m) y la fase de gas (g) (Ecuaciones 12 y 13). El modelo matemático de este trabajo está basado en estas ecuaciones para analizar el ascenso magmático.

$$\frac{d(\rho_m u_m (1-\phi))}{dz} = -\frac{dn}{dz} * q \quad (10)$$

$$\frac{d(\rho_g u_g \phi)}{dz} = \frac{dn}{dz} * q \quad (11)$$

$$\rho_m u_m (1 - \phi) \frac{du_m}{dz} = -(1 - \phi) \frac{dP}{dz} - \rho_m (1 - \phi) g + F_{mg} - F_{mw} \quad (12)$$

$$\rho_g u_g \phi \frac{du_g}{dz} = -\phi \frac{dP}{dz} - \rho_g \phi g - F_{mg} - F_{mw} \quad (13)$$

Donde,  $z$  es la coordenada vertical,  $u$  es la velocidad vertical,  $\rho$  es la densidad,  $\phi$  es la fracción de volumen de gas,  $n$  es la fracción de flujo de masa de gas (Ecuación 15),  $q$  es el flujo de masa total,  $P$  es la presión,  $F_{mg}$  es la fricción de magma-gas, y  $F_{mw}$  y  $F_{gw}$  son la fricción de la pared con el magma y la fase gaseosa respectivamente. El magma es incompresible y la densidad del gas sigue la ley de los gases ideales (Ecuación 14).



$$\rho_g = \frac{P}{RT} \left[ \frac{\text{mol}}{\text{m}^3} \right] \quad (14)$$

Donde,  $P$  es la presión,  $R$  es la constante de gas específica del agua y  $T$  es la temperatura.

El componente volátil puede existir en forma condensada (disuelta en el fundido) y en fases gaseosas (Slezin, 2003). La solubilidad del componente volátil (agua en este trabajo) en la masa fundida se considera dependiente de la presión (Sparks, 1978). La exsolución de gas se rige por la Ley de Henry para el agua (Ecuación 15), dado por la concentración de agua inicial disuelta en el magma ( $c_0$ ) y  $c$ , concentración del componente volátil en fase líquida (Ecuación 16) con  $P_i$  la presión en la entrada del conducto volcánico y  $s$  la constante de saturación del agua con un valor de 0,0041 [MPa<sup>1/2</sup>], basado en Sparks (1978) y Slezin (2003). Además,  $P_i$  (Ecuación 17) está definido por la presión hidrostática del magma sin burbujas y un exceso de presión  $P_s$  en la parte superior de la cámara magmática que tiene valores entre -40 y 40 MPa, según Slezin (2003).  $H$  es la longitud del conducto volcánico,  $\rho_c = 2500 \left[ \frac{\text{kg}}{\text{m}^3} \right]$ , correspondiente a la densidad de la corteza y aceleración de gravedad  $g = 9,8 \left[ \frac{\text{m}}{\text{s}^2} \right]$  (Slezin, 2003).

$$n = \frac{c_0 - c}{1 - c} \quad n > 0 \quad (15)$$

$$c = sP_i^{1/2} \quad (16)$$

$$P_i = \rho_c * g * H + P_s \text{ [Pa]} \quad (17)$$

# CAPÍTULO 4: RESULTADOS

## Erupción 1893

### 4.1.1 Distribución, espesor y volumen del depósito de caída

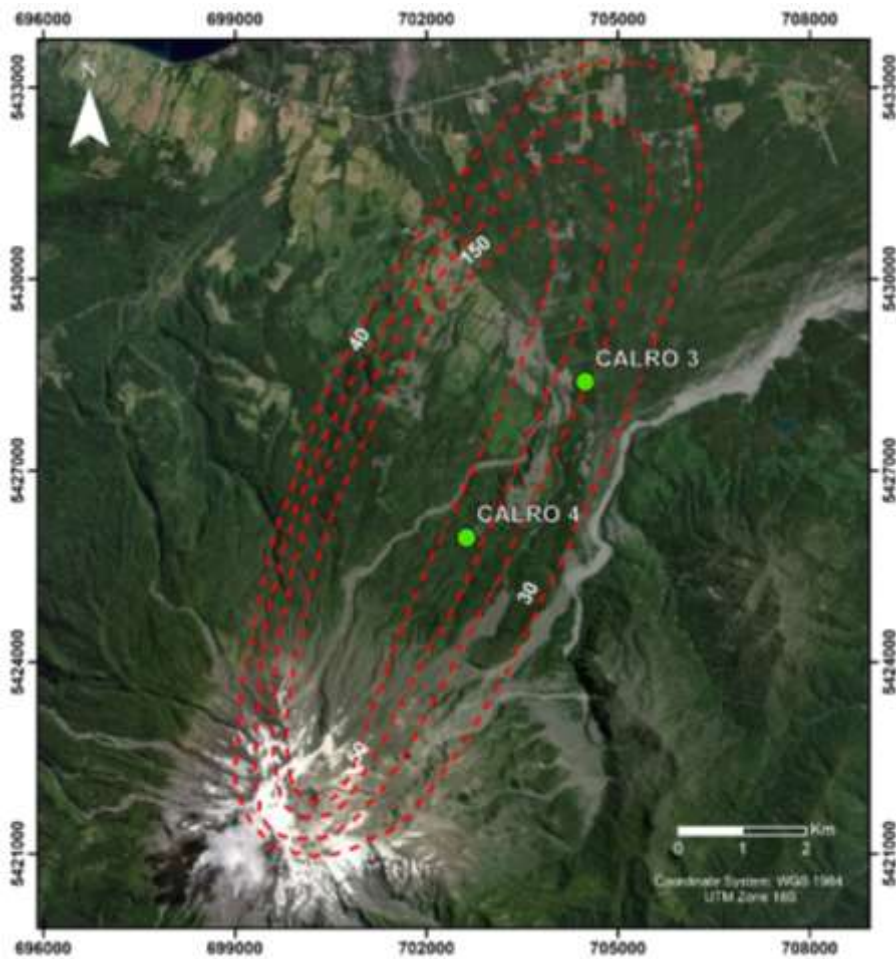
El depósito de caída de esta erupción se orienta en dirección NNE respecto al volcán (Romero *et al.*, 2017; Romero *et al.*, 2019) (Figura 14). Los espesores van desde más de 1,70 m a 2 km del volcán hasta 30 cm a 13 km aproximadamente, según el eje de dirección de viento predominante (Romero *et al.*, 2019) (Figura 14). En este trabajo se analizaron dos puntos de este depósito de caída (CALRO 3 y CALRO 4) ubicados a 7,8 km y a 4,7 km al NE del cráter, respectivamente, con espesores totales que van desde 56 hasta 71 cm aproximadamente, lo cual no coincide exactamente con el espesor de las isopacas hechas por Romero *et al.* (2019) y Romero *et al.* (2017), ya que sólo toman en cuenta las capas C1 y C2 del depósito de caída estudiado en este trabajo (Figura 15).

Romero *et al.* (2017) estimaron el volumen de estas capas del depósito con las isopacas proximales, obteniendo un valor de 0,33 km<sup>3</sup> aplicando el método Weibull de Bonadonna y Costa (2012) y 0,34 km<sup>3</sup> con el método Exponencial de Pyle (1989), no densidad de roca equivalente (DRE). Con los datos de isopleas preliminares pudieron estimar columnas eruptivas superiores a 10 km sobre el cráter, lo que sugiere un estilo eruptivo sub-Pliniano.

Basado en las alturas de columnas de los pulsos principales (Petit-Breuilh, 1999; Petit-Breuilh, 2004) (Capítulo 2.5.1), se estimó la tasa eruptiva mínima de masa con el método de Wilson y Walker (1987) (Tabla 3).

Fecha pulso	Altura de columna (km)	Tasa eruptiva de masa mínima (kg/s) Wilson y Walker (1987).	Referencia
17 de abril	¿?	-	Altura de columna basado en Petit-Breuilh (1999), Petit- Breuilh (2004)
5 de septiembre	10	$3,2 * 10^6$	
5 de octubre	12	$6,6 * 10^6$	
22 de octubre	~9	$2,1 * 10^6$	
5 de noviembre	12?	$6,6 * 10^6$	

**Tabla 3:** Tasa eruptiva de masa por pulso para la erupción de 1893.



**Figura 14:** Distribución de isopacas del depósito de caída (capa C1 y C2) de la erupción de 1893, junto a los puntos de estudio CALRO 3 y CALRO 4, ubicados a 7,8 km y a 4,7 km de distancia al cráter, respectivamente. Basado en Romero *et al.* (2019).

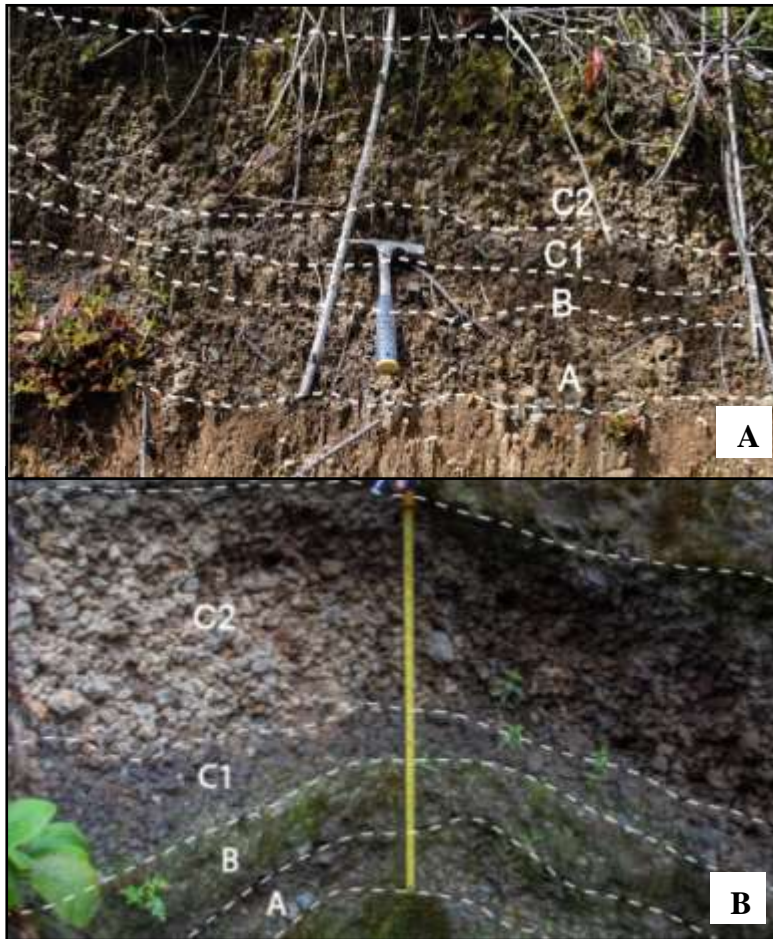
#### **4.1.2 Estratigrafía del depósito de caída y análisis granulométrico**

Este depósito de caída contiene principalmente piroclastos de composición andesítica-basáltica ( $52,65 \pm 0,11\%$  de  $\text{SiO}_2$ ) con un promedio de 17% en peso de líticos con fragmentos que varían de lapilli fino a grueso, con presencia de algunas bombas de hasta 17 cm de diámetro mayor.

En el punto de estudio más alejado (CALRO 3), el límite superior del depósito es poco claro debido al alto desarrollo de vegetación y suelo. No así en el segundo punto (CALRO 4), donde el depósito se observó en una calicata de aproximadamente 2 m de profundidad, hecha por otros investigadores en el Parque Valle de los Ulmos. En este punto se observan los límites del depósito y el contacto entre capas superiores e inferiores de forma nítida.

Según el estudio tefroestratigráfico de Romero *et al.* (2017), este depósito sobreyace un paleosuelo de 12 cm y su techo limita con una corriente de densidad piroclástica (PDC) de 35 cm de espesor que se atribuye a la misma erupción.

Se definieron cuatro capas para este depósito (A, B, C1 y C2) (Figura 15) diferenciadas por color y tipo de clastos (Figura 16).

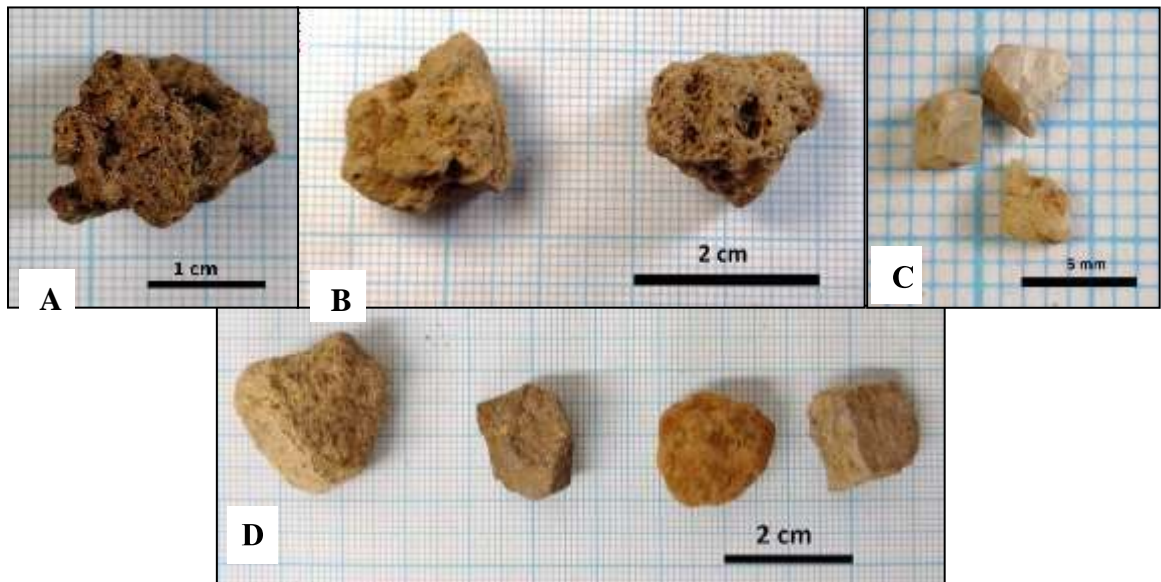


**Figura 15:** Depósito de caída de la erupción de 1893. **A:** Depósito de 56 cm estudiado en el punto CALRO 3, situado a 7,8 km del cráter del volcán. **B:** Depósito de 71 cm observado en el punto CALRO 4, situado a 4,7 km del volcán.

En el depósito de caída se reconocieron diferentes tipos de piroclastos (Capítulo 4.1.3), cristales y fragmentos líticos.

- Piroclasto pardo (Figura 16 A): Tipo de piroclasto que predomina en la capa A (44% en peso) y B (61% en peso) de este depósito de caída. Tiene una densidad de 1,26 g/cm<sup>3</sup>(Capítulo 3.2.1.5).
- Piroclasto gris (Figura 16 B): Este tipo de piroclasto predomina en la capa C1 (93% en peso) y C2 (77% en peso) del depósito y se caracteriza por su color gris y por ser más denso que las otras escorias. El otro porcentaje corresponde un piroclasto gris con un leve aumento en la vesicularidad (+10-15% vol.). Tiene una densidad de 1,6 y 1,4 g/cm<sup>3</sup>, respectivamente (Capítulo 3.2.1.5).

- Fragmento lítico granitoide (Figura 16 D): Es de color blanco y de bordes subredondeados. Presenta una textura fanerítica compuesta por cristales de plagioclasa, cuarzo y anfíbol. Por su aspecto y mineralogía, se clasifica como una tonalita. Este tipo aparece en todos los niveles del depósito con tamaños de hasta 16 mm. Se encuentra en un 18% en peso del depósito y entre un 17-40% en peso de los líticos por capa.



**Figura 16:** Piroclastos correspondientes a la erupción de 1893. **A:** De izquierda a derecha: piroclasto gris denso y piroclasto gris vesiculado. **B:** Piroclasto pardo **C:** Cristales de plagioclasa. **D:** Fragmentos líticos. De izquierda a derecha: Lítico granitoide, lítico volcánico gris oscuro, lítico alterado, lítico volcánico gris claro.

- Fragmentos líticos lávicos (Figura 16 D): Se reconocen dos tipos de fragmentos, angulosos, diferenciados por su color y textura. El fragmento gris oscuro presenta una textura porfídica de masa fundamental afanítica con fenocristales de plagioclasa y minerales máficos, posiblemente piroxenos. El fragmento gris claro presenta una textura afanítica con cristales de plagioclasa y máficos. Este tipo aparece en todos los niveles del depósito con tamaños de hasta 33 mm. y se encuentran entre 34-82% en peso de los líticos por capa, representando un 35% en peso del depósito (Figura 19).
- Fragmento lítico alterado (Figura 16 D): Fragmentos subangulosos de color naranja, probablemente afectados por alteración hidrotermal, por lo que no se pudo observar su

textura. Este tipo no se encuentra en la capa A y predomina en el nivel C2. Se encuentra en un 11% en peso del depósito y entre un 0 y un 48% en peso de los líticos existentes por capa (Figura 19).

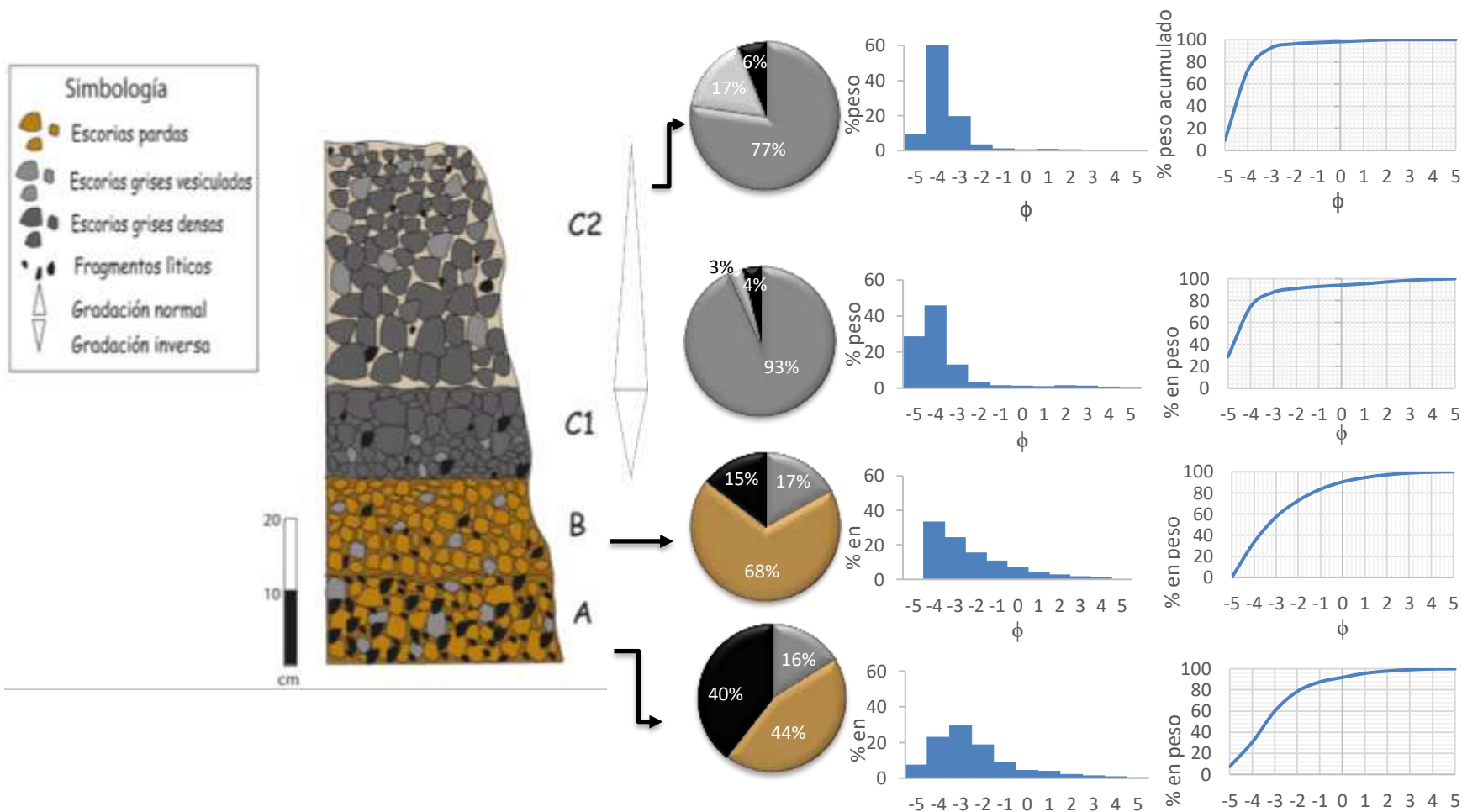
- Cristales (Figura 16 C): Corresponden a cristales de plagioclasa euhedrales a subhedrales con tamaños menores a 4 mm. Representan menos del 1% en peso del depósito.

A continuación, se describen las capas del depósito de caída de esta erupción. En la Figura 17 se representa la columna tefroestratigráfica con los componentes, gradaciones y granulometría por capa. En la Figura 18 y Figura 19 se observa la distribución de componentes y de líticos por capa, respectivamente, en función del tamaño de partícula (16-1 mm), según el tamiz.

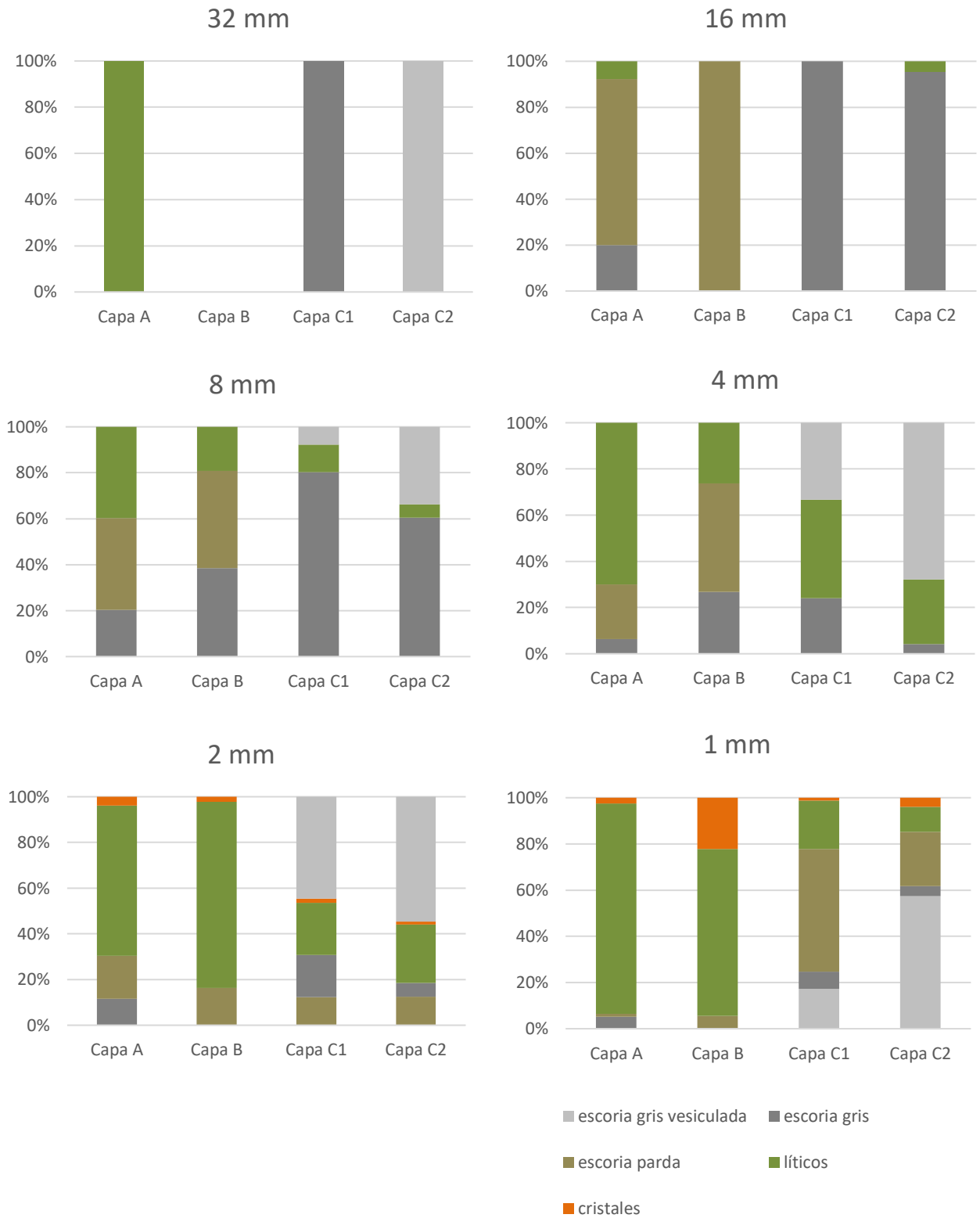
- Capa A: Corresponde a la base del depósito, tiene un espesor que varía entre 12 a 20 cm. Esta unidad presenta un color pardo y se compone de piroclastos y un alto porcentaje en líticos (15% en peso a 7,5 km del volcán; 40% en peso a 4,7 km del volcán) de tamaño lapilli fino a grueso, distribuidos de manera homogénea. Se observaron escorias de color pardo (~44% en peso) y grises (~16% en peso) de tamaños de 3 a 5 cm de diámetro y algunos tamaños bomba de hasta 7 cm de diámetro mayor, halladas en el punto CALRO 3 (7,8 km de distancia al volcán). Del tamizaje (Capítulo 3.2.1.1) se obtuvo una moda -3 y un tamaño medio de -2,76 en escala  $\phi$ , los cuales corresponden a fragmentos cercanos a los 8 mm de diámetro. Tiene una desviación estándar de 1,63, lo cual corresponde a una buena selección según Walker (1971) (Tabla 2).
- Capa B: Es una unidad de color pardo, con espesores de 8 cm y 13 cm a 7,8 km y 4,7 km el volcán, respectivamente. Presenta una distribución homogénea de sus componentes, que corresponden a fragmentos líticos (15% en peso en el punto más cercano al cráter), escorias color pardo (68% en peso), gris (17% en peso). Estos tienen un tamaño lapilli fino con escorias que alcanzan los 7 mm de diámetro en el primer punto y tamaño lapilli medio con escorias menores a 3 cm de diámetro en el segundo punto mencionado. Del tamizaje (Capítulo 3.2.1.1) se obtuvo una moda -4 en escala  $\phi$ , los cuales corresponden a fragmentos cercanos a los 16 mm de diámetro. Tiene una desviación estándar de 1,8, lo cual corresponde a una buena selección según Walker (1971) (Tabla 2).

- Capa C1: Unidad de color gris oscuro (Figura 15). Tiene 8 cm de espesor en el punto CALRO 3 y 12 cm en el punto CALRO 4. Presenta gradación inversa aparente de escorias grises caracterizadas por una menor vesicularidad y mayor densidad respecto a las escorias color pardo de las otras capas, en conjunto con fragmentos líticos (4% en peso). Las escorias grises densas representan el 93% en peso y alcanzan diámetros de 11 cm en el punto CALRO 4, mientras que el 3% en peso restante son escorias grises con mayor vesicularidad. La capa tiene una moda  $-4\phi$  (16 mm de diámetro) y una desviación estándar de 1,38, lo cual corresponde a una buena selección según Walker (1971) (Tabla 2).
- Capa C2: Corresponde al techo del depósito y a la unidad con mayor espesor (33 cm en el punto CALRO 4 y 28 cm en el punto de estudio CALRO 3). Es de color pardo claro y contiene un 6% en peso de fragmentos líticos y 94% en peso de piroclastos de los cuales el 17% en peso son escorias grises vesiculadas y el 77% en peso restante son escorias grises densas. Estos se distribuyen con una gradación normal con tamaños lapilli grueso a bomba (3 cm a 16 cm de diámetro). Tiene una moda  $-4\phi$  (16 mm de diámetro) y desviación estándar de 0,03 de muy buena selección según Walker (1971) (Tabla 2).

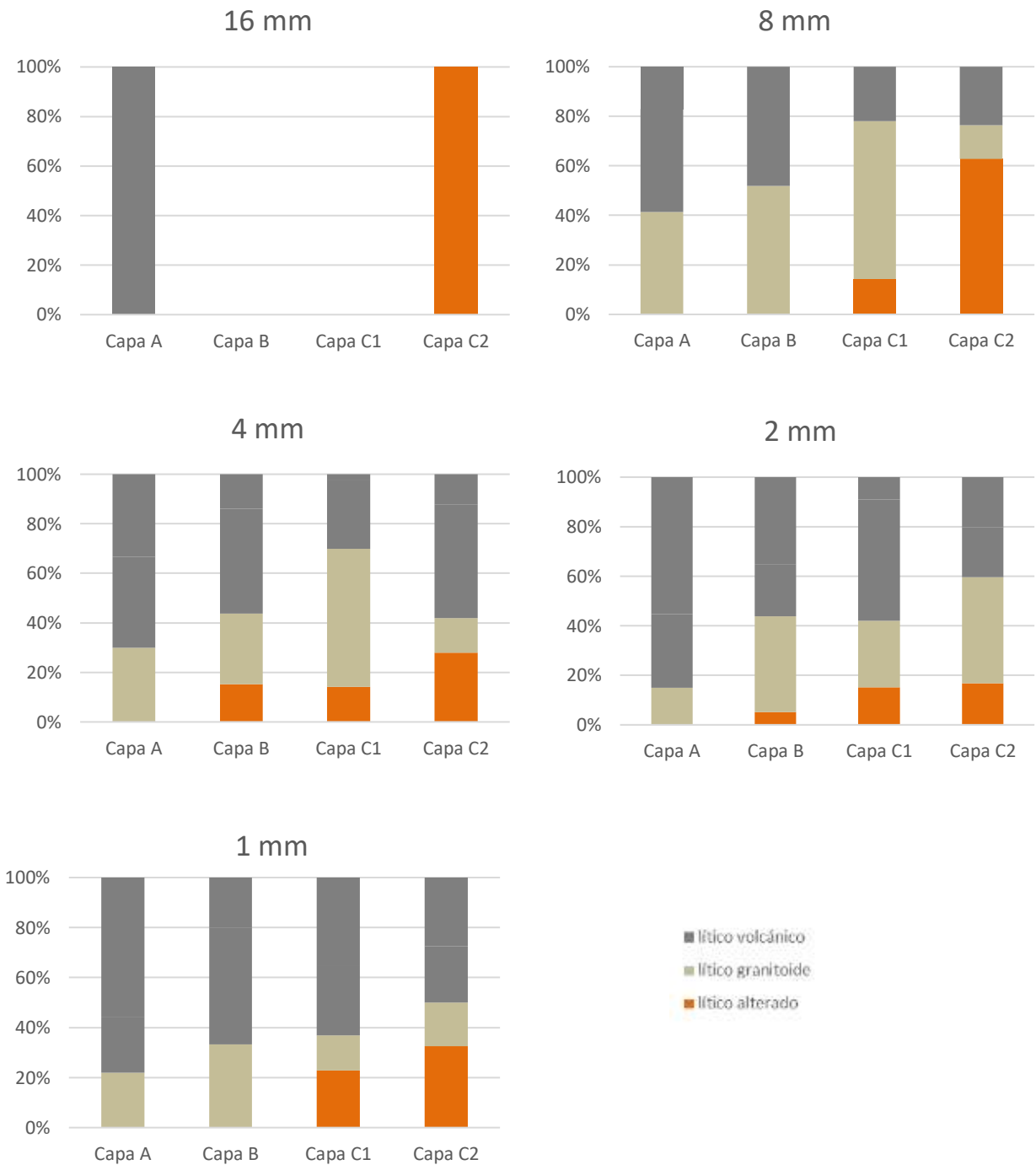




**Figura 17:** Columna tefroestratigráfica realizada en el punto CALRO 4, a 4,7 km del cráter. Además, se muestra gráficamente los tipos de fragmentos en porcentaje peso, histograma y curva acumulativa del análisis granulométrico por cada capa del depósito de caída correspondiente a la erupción de 1893.



**Figura 18:** Tipos de fragmentos por tamaño y capa del depósito de caída de 1893, expresados en porcentaje de peso.



**Figura 19:** Tipos de fragmentos líticos por tamaño y capa del depósito de caída de 1893, expresados en porcentaje de peso.

### 4.1.3 Petrografía de juveniles

Dado que la capa C1 y capa C2 presentan piroclastos grises (los cuales tienen leve diferencia en vesicularidad) y sólo existe un corte transparente de un piroclasto gris de la capa C1 y otro de la capa C2, se ha hecho la distinción entre piroclasto gris C1 y piroclasto gris C2 para efectos de análisis de petrografía y geoquímica

- Piroclasto Pardo (Figura 20): Este tipo de escoria se encuentra en la base del depósito de caída. Se caracteriza por su color pardo y por tener bordes irregulares de angulosos a subangulosos. Presenta textura vitrofírica vesicular con fenocristales y microfenocristales de plagioclasa (30% vol.) que presentan hábito tabular de forma euhedral a subhedral, de tamaños de hasta 3 mm, piroxenos (12% vol.), subhedrales a euhedrales de hasta 2 mm aproximadamente, olivino (<2% vol.) con cristales menores a 1 mm y óxidos de Fe-Ti menores al 2% vol. de tamaños de 0,1 mm. Las vesículas ocupan un 50% del juvenil, observándose con bordes irregulares de forma elipsoidal a subsférica, con tamaños de hasta a 6 mm.



**Figura 20:** Escoria parda del depósito de caída de la erupción de 1893. **A:** Fragmento a muestra de mano. **B:** Corte transparente en nícoles cruzados.

Es el piroclasto que presenta mayor cantidad de cristales con texturas de desequilibrio como bordes de reabsorción en plagioclasas y piroxenos; textura sieve y zonación en plagioclasa. Además, presenta plagioclasas zonadas, texturas glomeroporfiricas con presencia de microfenocristales de piroxenos, plagioclasa y olivino.

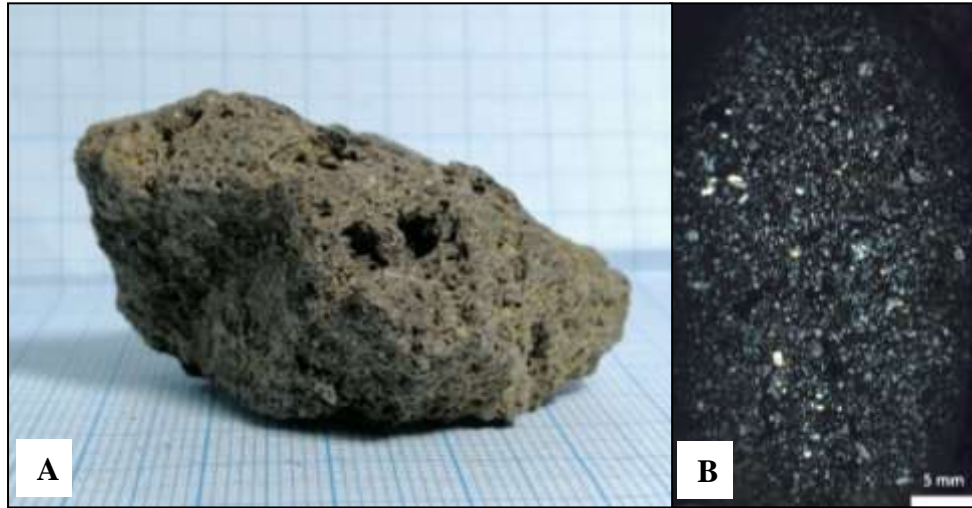
- Piroclasto gris capa C1 (Figura 21): Este piroclasto posee bordes subangulosos e irregulares y está caracterizado por tener un aspecto más denso que el piroclasto pardo. Presenta una textura vitrofírica vesicular con presencia de microfenocristales de plagioclasa euhedrales-subhedrales de hasta 2 mm en un 11% vol., clinopiroxeno menores a 1 mm en un 2% vol., ortopiroxeno de 1 mm en un 7% vol. y óxidos de Fe-Ti (1% vol.) de tamaños de 0,1 mm. Tiene vesicularidad baja (30-40% vol.) de tamaños de hasta casi 2 mm con forma subsférica a elipsoidal. Además, presenta texturas de desequilibrio como bordes de reabsorción en plagioclasas y piroxenos; textura sieve, zonación en plagioclasas y textura glomeroporfirica con presencia de microfenocristales de piroxenos y plagioclasa.



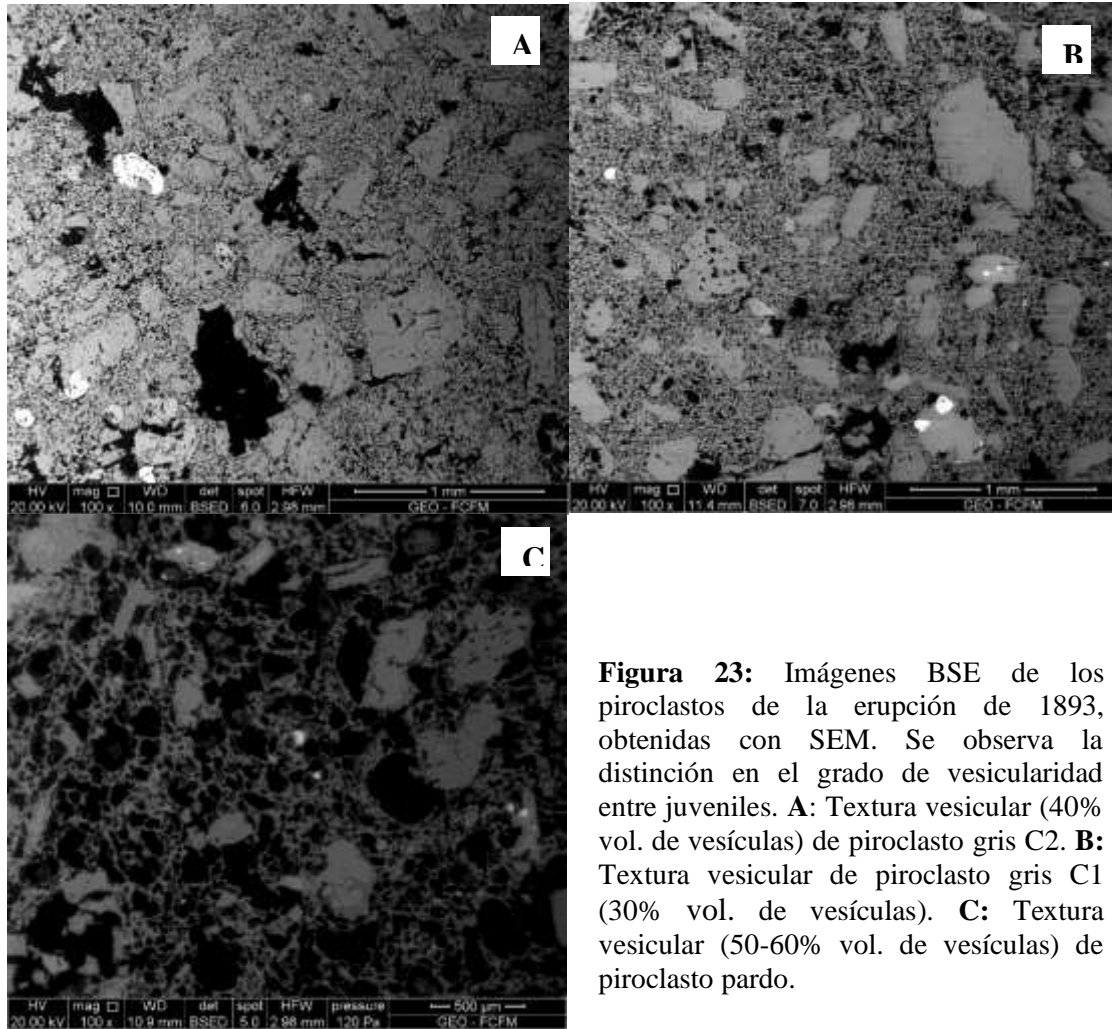
**Figura 21:** Escoria gris C1 del depósito de caída de la erupción de 1893. **A:** Fragmento a muestra de mano. **B:** Corte transparente en nícoles cruzados.

- Piroclasto gris capa C2 (Figura 22): Presenta una textura vitrofírica vesicular con microfenocristales y fenocristales de plagioclasa de hasta 2 mm en un 16% vol., ortopiroxeno de hasta 1 mm en un 7% vol. y clinopiroxenos en un 4% vol., óxidos de Fe-

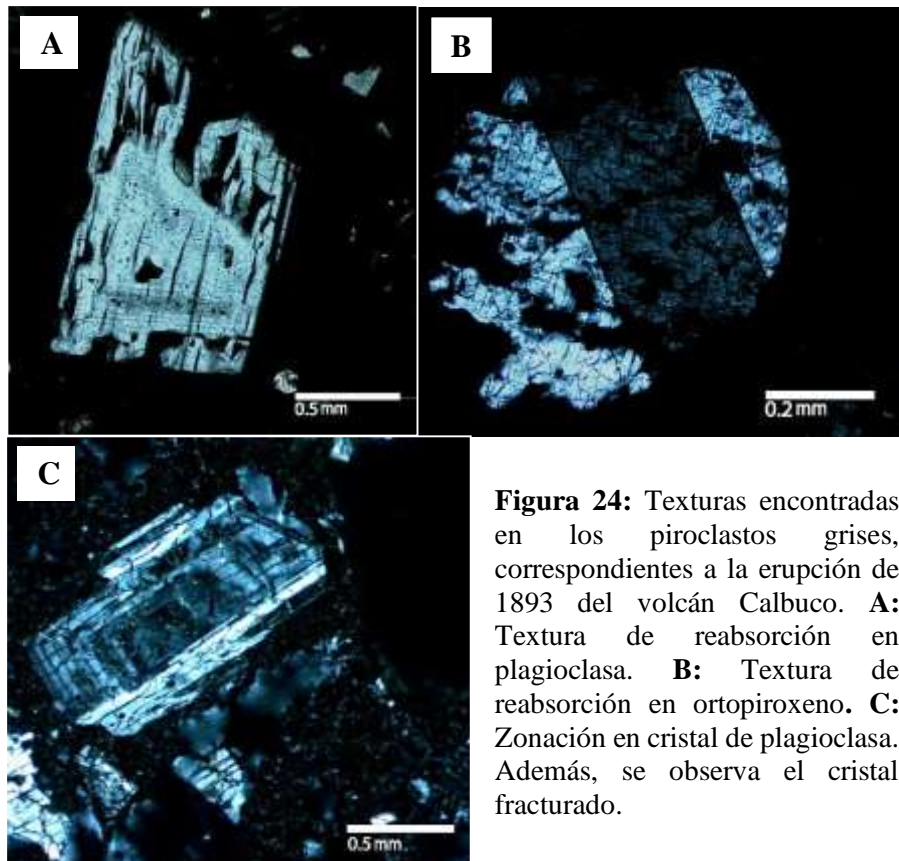
Ti de tamaños 0,1 mm en un 2% vol.. Presenta vesículas elipsoidales de hasta 4 mm de diámetro mayor en un 42% vol.. Los cristales se encuentran fracturados, especialmente las plagioclasas. Además, se observaron texturas de desequilibrio como bordes de reabsorción en plagioclasas y piroxenos; textura sieve y zonación en plagioclasas, así como textura glomeroporfírica con presencia de microfenocristales de piroxenos y plagioclasa.



**Figura 22:** Escoria gris C2 del depósito de caída de la erupción de 1893. **A:** Fragmento a muestra de mano. **B:** Corte transparente en nícoles cruzados.



**Figura 23:** Imágenes BSE de los piroclastos de la erupción de 1893, obtenidas con SEM. Se observa la distinción en el grado de vesicularidad entre juveniles. **A:** Textura vesicular (40% vol. de vesículas) de piroclasto gris C2. **B:** Textura vesicular de piroclasto gris C1 (30% vol. de vesículas). **C:** Textura vesicular (50-60% vol. de vesículas) de piroclasto pardo.

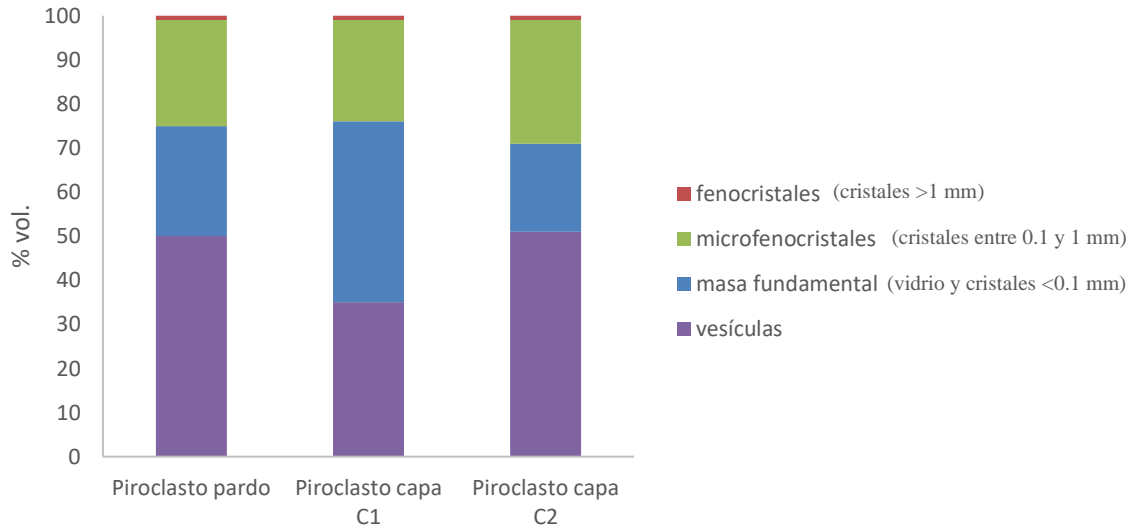


**Figura 24:** Texturas encontradas en los piroclastos grises, correspondientes a la erupción de 1893 del volcán Calbuco. **A:** Textura de reabsorción en plagioclasa. **B:** Textura de reabsorción en ortopiroxeno. **C:** Zonación en cristal de plagioclasa. Además, se observa el cristal fracturado.

#### 4.1.4 Componentes de piroclastos y población de vesículas

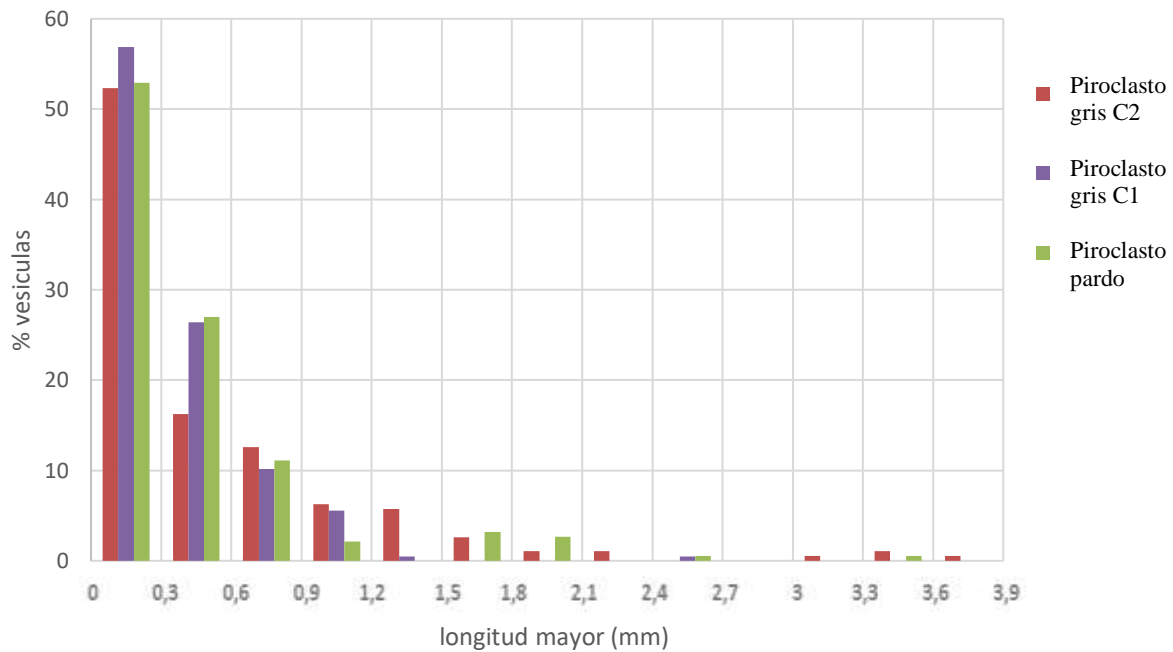
Se estimó el porcentaje en cristales, masa fundamental y vesículas (Figura 25), a través de conteo modal en imágenes de corte transparente a nícoles cruzados (Capítulo 3.2.1). Además, con el tratamiento de imágenes a nícoles cruzados, se determinaron poblaciones de vesículas por tamaño (Figura 26).





**Figura 25:** Componentes en porcentaje en volumen de piroclastos de la erupción de 1893.

De la figura anterior, se obtuvo que los piroclastos pardos tienen un porcentaje en vesículas mayor (50% vol.) con tamaños que llegan a los 3-4 mm. En cambio, el piroclasto gris C2, contiene menos porcentaje en vesículas (42% vol.), cuyos diámetros mayores son menores de 1 mm. Además, contiene un 29% vol. de masa fundamental, valor muy parecido al que contiene el piroclasto pardo (25% vol.). Es importante notar que el piroclasto C2 también es el más cristalino, presentando un 28% vol. de microfenocristales y 1% vol. de fenocristales, comparado con el piroclasto gris C1 que contiene 23% vol. y 1% vol., respectivamente. Este último tiene 30% vol. de vesículas, pero a diferencia del piroclasto C2, éste presenta vesículas más pequeñas (Figura 26).



**Figura 26:** Población de vesículas por tamaño para cada piroclasto de la erupción de 1893 del volcán Calbuco.

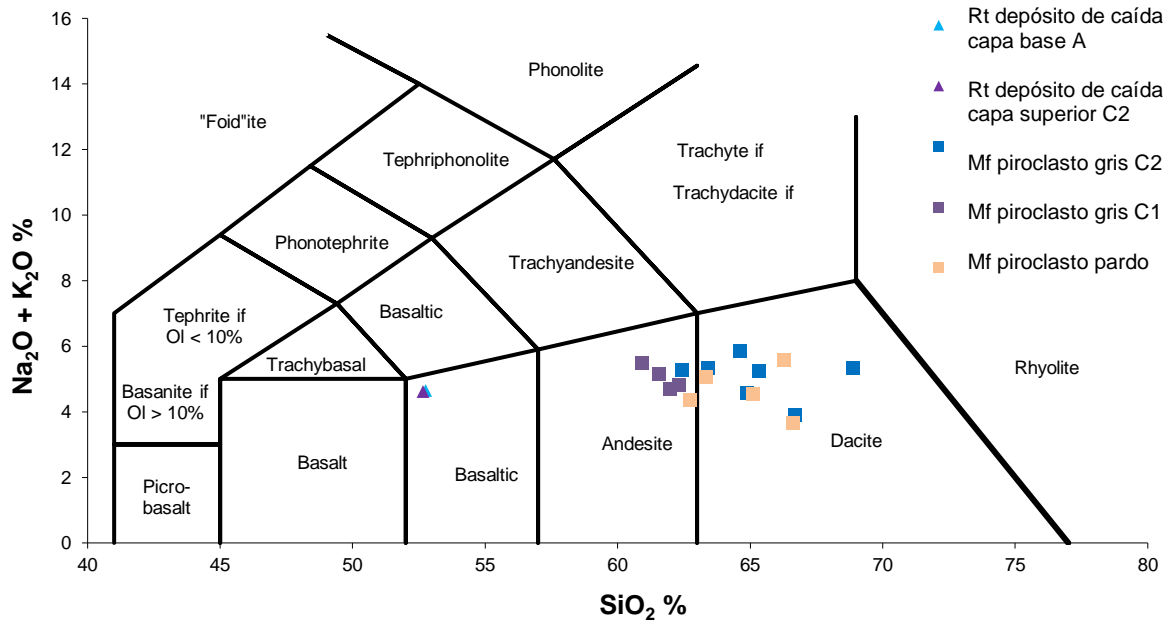
## 4.1.5 Geoquímica

### 4.1.5.1 Roca total y masa fundamental

Mediante el análisis químico de roca total se obtuvo una composición andesita-basáltica ( $52,65 \pm 0,11\%$  en peso de  $\text{SiO}_2$ ) según el diagrama TAS de Le Bas *et al.* (1986) para los piroclastos de la capa basal A y para la capa C2 (Figura 27).

Otro análisis de ceniza fue reportado por Espinoza (1897), resultando una composición química de 58,6% en peso de  $\text{SiO}_2$ , el cual difiere bastante al de este estudio.

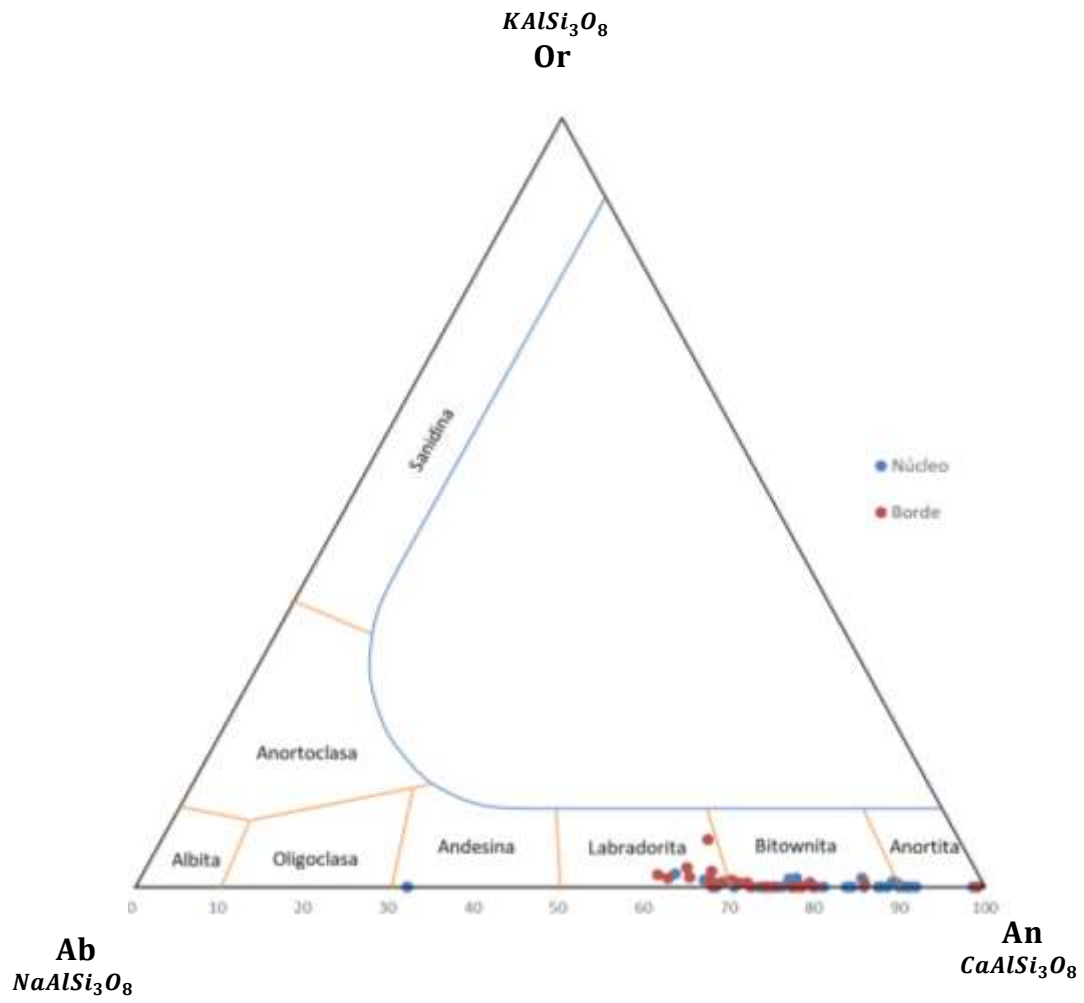
Los análisis químicos semicuantitativos de la masa fundamental de los piroclastos, tienen valores andesíticos a dacíticos entre 60,93-68,88% en peso de  $\text{SiO}_2$  (Figura 27).



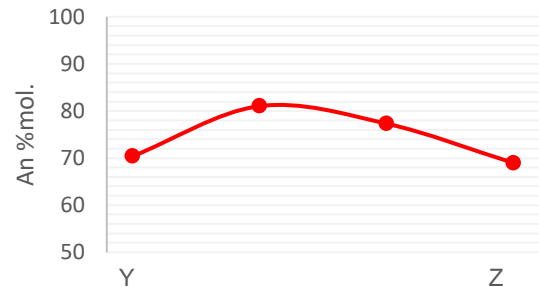
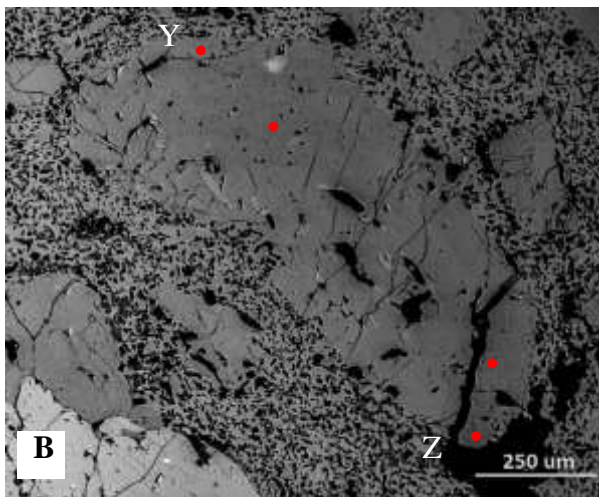
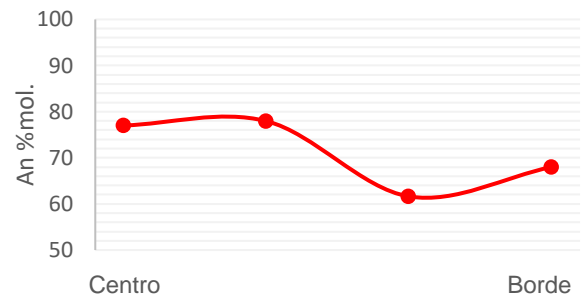
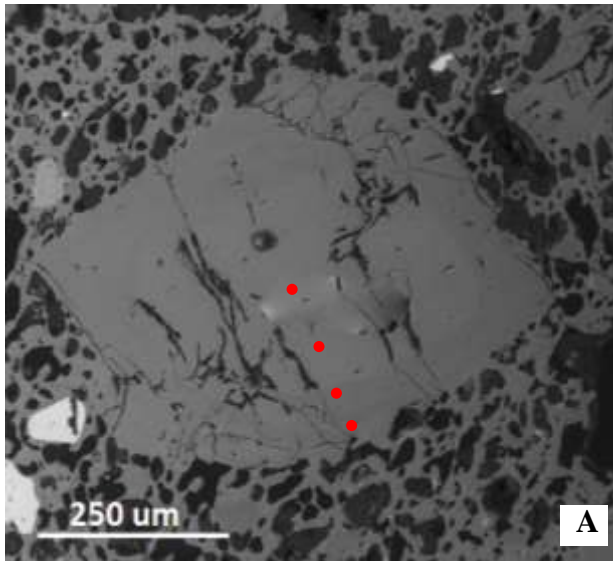
**Figura 27:** Clasificación geoquímica de roca total (Rt) y masa fundamental (Mf) de piroclastos, correspondientes a la erupción de 1893 del volcán Calbuco. Diagrama TAS de Le Bas *et al.* (1986).

#### 4.1.5.2 Cristales

Las plagioclasas se presentan como fenocristales, microfenocristales y microlitos con composiciones entre An 98-61, clasificándose principalmente como bitownitas y labradoritas con algunas composiciones de anortita y un dato de andesina (An 32) (Figura 28). La mayoría de los fenocristales aparecen con textura sieve, parche y zonificaciones normales y rítmicas con centros de composición An 92-85 y bordes de sobrecrecimiento de composiciones ricas en Na (An 74-32) (Figura 29).

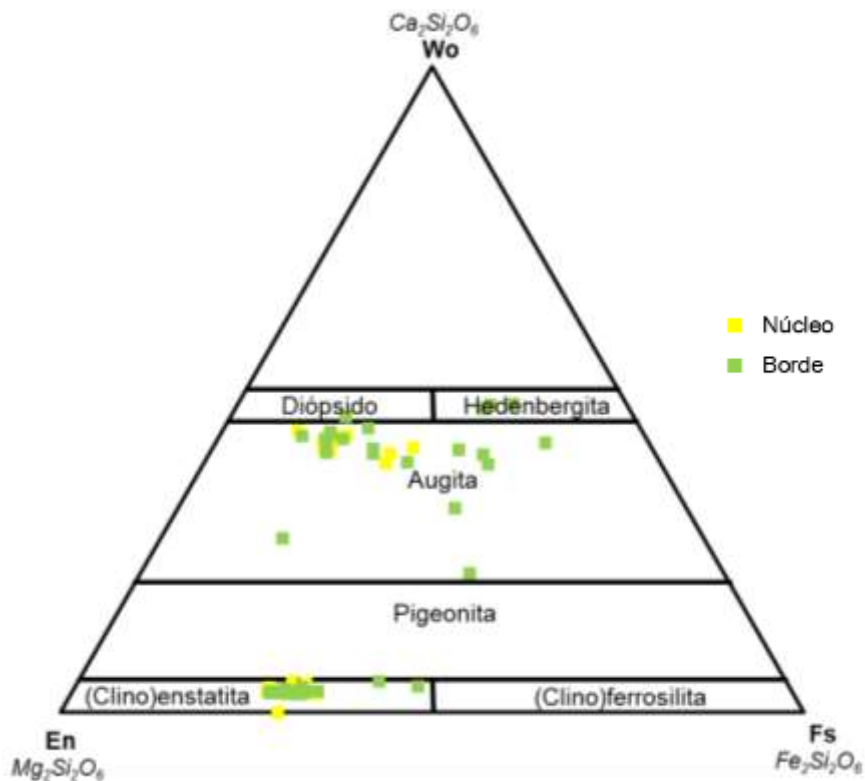


**Figura 28:** Clasificación de núcleos y bordes de plagioclasas estudiadas en piroclastos de la erupción de 1893.



**Figura 29:** Variación en el contenido de anortita en microfenocristales de plagioclasa zonada en piroclastos de la erupción de 1893. **A:** Plagioclasa en piroclasto C1. **B:** Plagioclasa en piroclasto C2.

Los piroxenos se presentan como fenocristales y microfenocristales. Los ortopiroxenos tienen composiciones En 73-50. Los bordes de estos cristales presentan una composición similar, excepto algunos cristales que presentan una composición levemente más férrica, pero no suficiente para cambiar la clasificación. Los clinopiroxenos se clasifican como augita principalmente (Wo 27-42 En 57-14 Fe 16-44), aunque presentan bordes de composiciones variadas, enriquecidas en Ca (Diópsido y Hedenbergita) (Figura 30).



**Figura 30:** Clasificación de núcleos y bordes de piroxenos estudiados en piroclastos de la erupción de 1893. Diagrama de Marimoto (1988).

Los óxidos de Fe-Ti (5% vol.) aparecen como microlitos y microfenocristales. El olivino aparece como microfenocristal y es muy escaso (<2% vol.). Este presenta composiciones magnésicas con núcleos de 81-67% Fo y bordes con 78-64% Fo.

#### 4.1.6 Cálculo de condiciones pre-eruptivas.

##### 4.1.6.1 Termobarómetros/higrómetro

Para estimar condiciones de temperatura, presión y porcentaje de agua del magma, se utilizó la metodología de Putirka (2008) con datos de la composición de cristales de ortopiroxeno, clínopiroxeno y plagioclasa obtenidos a partir de las composiciones químicas, obtenidas por EDS.

Para obtener datos de temperatura y presión, se utilizó el método de dos piroxenos, ortopiroxeno (Opx)- vidrio, clinopiroxeno (Cpx)-vidrio y plagioclasa-vidrio. No se obtuvieron datos coherentes para el termobarómetro Cpx-vidrio, ya que no se cumplen los criterios establecidos por el autor, por lo que los resultados que entrega este método son presiones negativas y datos de temperaturas aislados. Por esta razón, se descartaron los datos obtenidos con el método Cpx-vidrio.

Para la estimación de porcentaje en agua se utilizó el método plagioclasa-vidrio. En la Tabla 4 se muestran los valores por cada método.

Cristales	T (°C)	Presión (MPa)	% H <sub>2</sub> O	Metodología
Dos piroxenos (Cpx-Opx)	946±38 Ec.37	210±280 Ec.39	-	Putirka (2008)
Opx-vidrio	949±26 Ec. 28a	400±260 Ec.29a	-	
Plagioclasa- vidrio	974±36 Ec. 24a	190±247 Ec.25a	4,9±1,03 Ec. 25b	

**Tabla 4:** Datos de temperatura, presión y porcentaje en peso de agua, obtenidos para el magma de la erupción de 1893, utilizando datos semicuantitativos de la composición química de vidrio de los piroclastos.

#### 4.1.6.2 Viscosidad y densidad del fundido

Se estimó la viscosidad del fundido  $\eta_{fundido}$  y del magma  $\eta_{magma}$ , además de la densidad del fundido (Capítulo 3.3). En la Tabla 5 se muestran los datos utilizados y los resultados obtenidos para cada tipo de piroclasto. Estos datos fueron calculados con 950°C de temperatura, 210 MPa de presión y 4,9% de agua, asumiendo datos ya conocidos por Morgado *et al.* (2019) y Astudillo (2018) para la erupción sub-Pliniana reciente (2015). Además, estos datos estarían dentro del rango de valores para una actividad explosiva (Capítulo 5.2).

Tipo	SiO <sub>2</sub> % en peso	Log η <sub>fundido</sub>	η <sub>fundido</sub> (Pa s)	Φ	η <sub>magma</sub> (Pa s)	Densidad (g/cm <sup>3</sup> )	Densidad anhidra (g/cm <sup>3</sup> )
P.gris capa C1	61,7	2,83	683	0,24	2,44*10 <sup>3</sup>	2,3	2,58
P.gris capa C2	64,65	3,13	1,45*10 <sup>3</sup>	0,29	7,59*10 <sup>3</sup>	2,29	2,57
P.pardo	64,82	3,09	2,44 *10 <sup>3</sup>	0,25	5,49*10 <sup>3</sup>	2,28	2,56

**Tabla 5:** Datos de viscosidad y densidad del magma para la erupción de 1893, obtenidos a partir de las ecuaciones de Giordano *et al.* (2008), Einstein-Roscoe y Bottinga y Weill (1970), utilizando datos semicuantitativos de la composición química del vidrio de los piroclastos y condiciones de temperatura, presión y contenido de agua del magma.

## 4.2 Erupción 1961

### 4.2.1 Distribución, espesor y volumen del depósito de caída

El depósito de caída de esta erupción se propagó en dirección NE respecto al volcán (Petit-Breuilh, 2004; Romero *et al.*, 2017). Los espesores van desde 20 cm a 6 km de distancia al volcán hasta 1 cm a 10 km aproximadamente, en el eje a favor del viento (Romero *et al.*, 2019) (Figura 31 A).

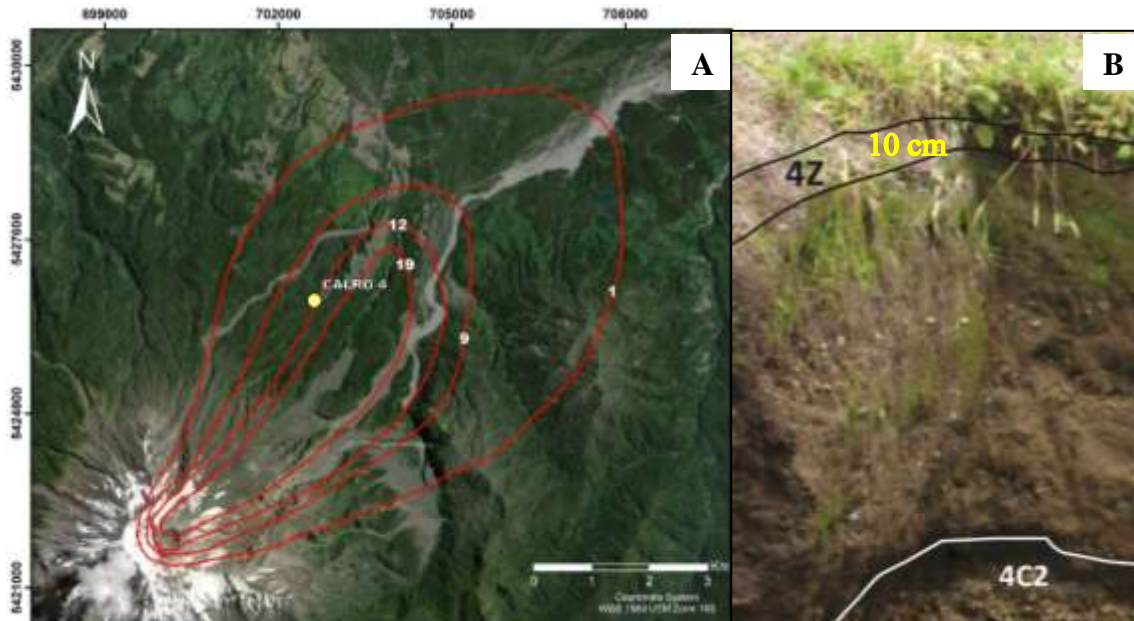
Romero *et al.* (2017) estimaron el volumen integrado para las isopacas proximales de este depósito, resultando un rango entre los 0,087 km<sup>3</sup> (método Weibull de Bonadonna y Costa, 2012) y 0,092 km<sup>3</sup> (método Exponencial de Pyle, 1989), valores que dan muy similar a los volúmenes estimados con densidad de roca equivalente (DRE) por Romero *et al.* (2013) a través de métodos indirectos. Con los datos de isopletas preliminares pudieron estimar columnas eruptivas superiores a 10 km sobre el cráter (estilo eruptivo sub-Pliniano).

Basado en la altura de columna mencionada por Petit-Breuilh (1999) y Petit-Breuilh (2004) (Capítulo 2.5.2), se estimó la tasa eruptiva de masa con el método de Wilson y Walker (1987) con un valor de  $6,6 * 10^6$  kg/s.



## 4.2.2 Estratigrafía del depósito de caída y análisis granulométrico

Se identificó una capa (CALRO 4Z) a 4,7 km del cráter, la cual va desde los 9 a 11 cm de espesor, sobreyaciendo a un paleosuelo de 6 cm de espesor (Romero *et al.*, 2017). Los límites de esta capa se observaron poco claros, debido a la presencia de vegetación (Figura 31 B).

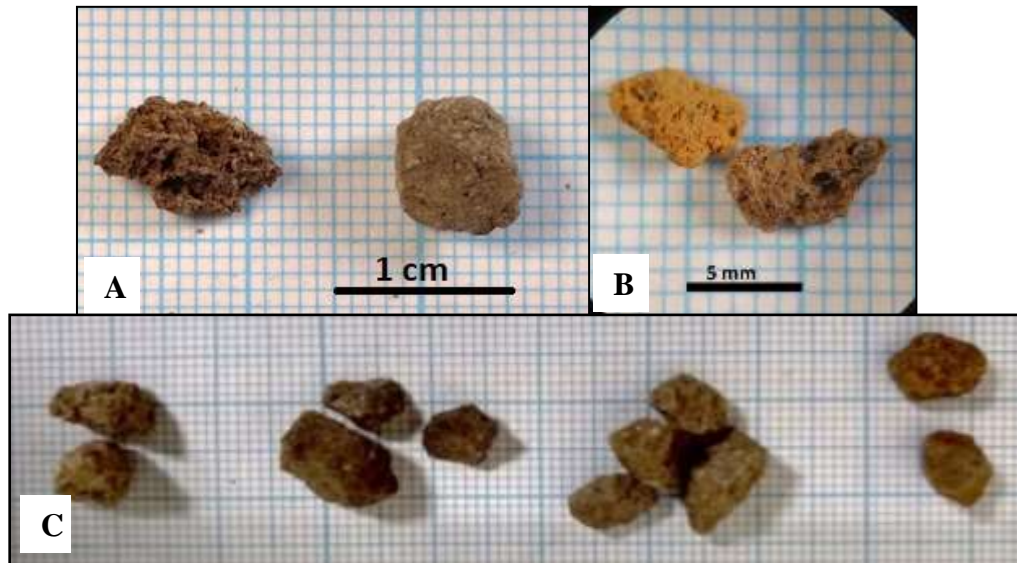


**Figura 31:** Depósito de caída de la erupción de 1961. **A:** Distribución de isopacas del depósito junto al punto de estudio (punto amarillo) **B:** Depósito en estudio del punto CALRO 4, ubicado a 4,7 km del volcán. Basado en Romero *et al.* (2019).

Se realizó una clasificación por tipo de fragmento de la capa en tamaños de 16 a 1 mm, basado en los tamices. Se clasificaron 3 tipos de piroclastos (Figura 32 A y B) (Capítulo 4.2.4.1), 3 tipos de fragmentos líticos y 1 tipo de cristal. Los piroclastos se diferenciaron principalmente por su color y porcentaje en vesículas (Capítulo 4.2.5).

- Piroclasto pardo (Figura 32 A): Representa un 24% en peso de la capa. Se halla en tamaños de hasta lapilli medio. Tiene una densidad de  $1,61 \text{ g/cm}^3$ . (Capítulo 3.2.1.5)

- Piroclasto gris (Figura 32 A): Se presenta en un 30% en peso. Se caracteriza por ser menos vesiculado y se halla en tamaños de hasta lapilli medio. Tiene una densidad de  $1,96 \text{ g/cm}^3$ . (Capítulo 3.2.1.5)
- Piroclasto pardo claro (Figura 32 B): Se halla en un 1% en peso total y se caracteriza por ser altamente vesiculado. Sólo se encuentra en tamaños menores o igual a 6 mm. No se estimó la densidad de este piroclasto ya que los fragmentos eran escasos.
- Fragmento lítico granitoide (Figura 32 C): Es de color blanco y de bordes subredondeados. Presenta una textura fanerítica compuesta por cristales de plagioclasa, cuarzo y anfíbol. Por su mineralogía y aspecto, podría corresponder a una tonalita. Representan el 9% en peso con tamaños de hasta 8 mm.
- Fragmento líticos lávicos (Figura 32 C): Se reconocen dos tipos de fragmentos angulosos, diferenciados por su color, siendo uno de color gris más claro que el otro. El de color gris oscuro presenta una textura porfídica de masa fundamental afanítica con fenocristales de plagioclasa y minerales máficos, posiblemente piroxenos, por lo que se atribuye a una andesita. El otro fragmento es de color gris claro, tiene una textura afanítica con cristales de plagioclasa y cristales máficos. Están en un 83% en peso con tamaños desde 1 a 32 mm.
- Fragmento lítico alterado (Figura 32 C): Fragmentos subangulosos de color naranja, afectados probablemente por alteración hidrotermal, por lo que no se pudo observar su textura. Se encuentra en un 8% en peso hasta 8 mm de diámetro.
- Cristales: Corresponden a cristales de plagioclasa euhedrales a subhedrales con tamaños menores a 2 mm.

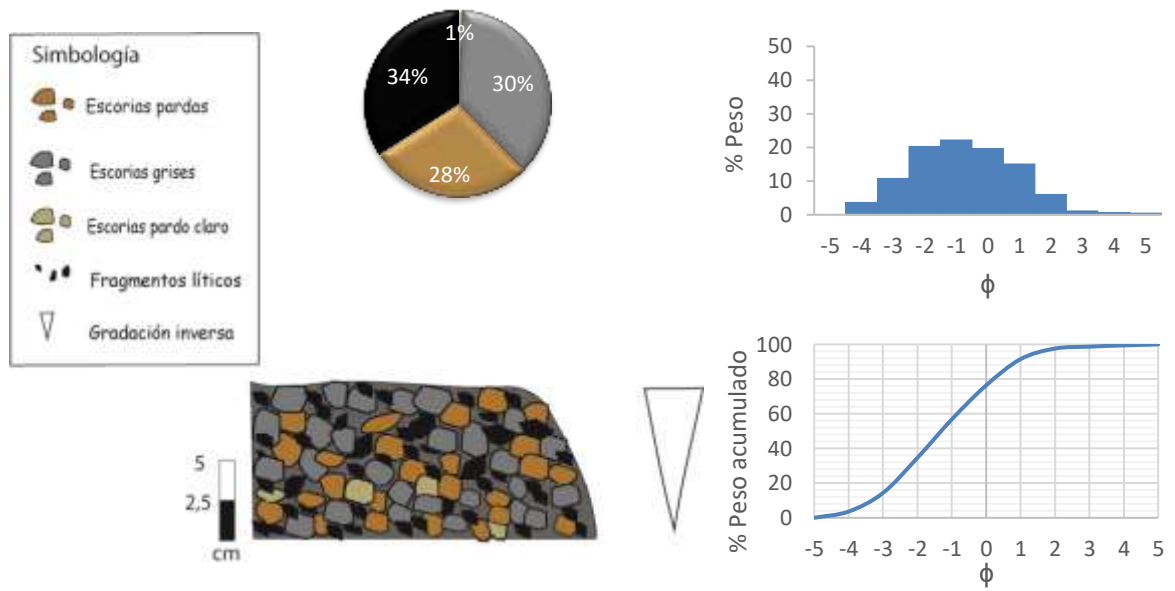


**Figura 32:** Piroclastos correspondientes a la erupción de 1961. **A:** De izquierda a derecha: piroclasto pardo y piroclasto gris. **B:** Piroclasto pardo claro. **C:** Fragmentos líticos. De izquierda a derecha: Lítico granitoide; lítico volcánico gris oscuro, lítico volcánico gris claro y lítico alterado.

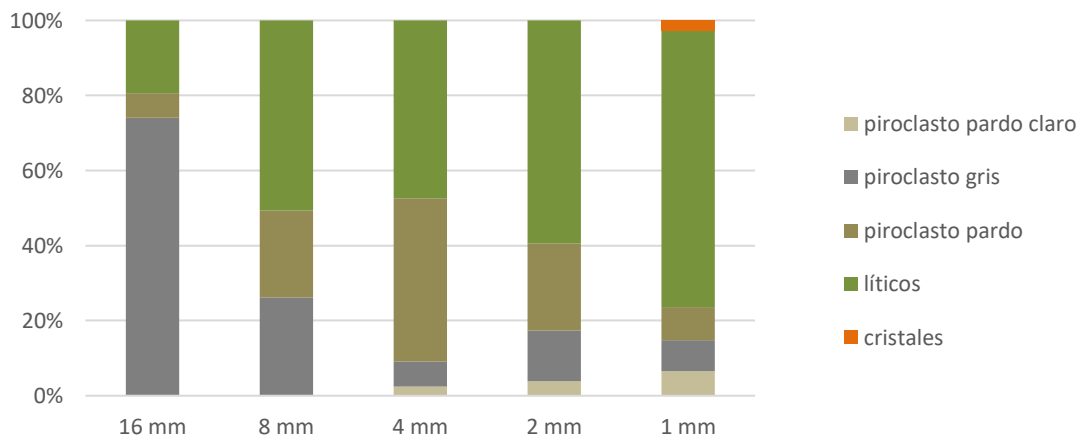
La capa estudiada presenta una gradación inversa aparente de tamaño lapilli fino a medio, compuesta de piroclastos pardos claros (1% en peso), pardos (24% en peso) y grises densos (30% en peso), además de un alto contenido de fragmentos líticos (45% en peso) (Figura 33).

La muestra en estudio se tamizó bajo malla 5/8 ( $-4\phi$ ), obteniendo una granulometría de moda -1 y un tamaño medio de los fragmentos entre -2 y -1 en escala  $\phi$ , los que corresponden a valores de 3 cm aproximadamente. Esta capa presenta una buena clasificación, según Walker (1971) (Tabla 2), con desviación estándar de 1,62.

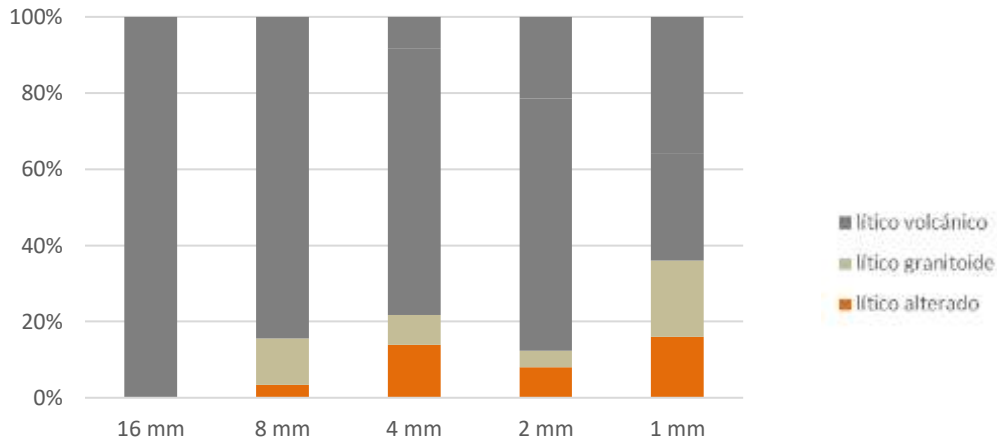
En la Figura 33 se observan los parámetros granulométricos del depósito de caída, basados en observaciones en terreno y análisis de muestra del punto CALRO 4. En la Figura 34 y Figura 35 se observa la distribución de los tipos fragmentos y tipos de líticos por capa y por tamaño de partícula, según el tamiz.



**Figura 33:** Capa de depósito de caída de la erupción de 1961, ubicada a 4,7 km del cráter. Además, se muestra gráficamente los tipos de fragmentos en porcentaje en peso, histograma y curva acumulativa del análisis granulométrico.



**Figura 34:** Tipos de fragmentos por tamaño para el depósito de caída de 1961, expresados en porcentaje en peso.



**Figura 35:** Tipos de fragmentos líticos por tamaño para el depósito de caída de 1961, expresados en porcentaje en peso.

### 4.2.3 Morfología del flujo de lava

La fase efusiva de la erupción de 1961 se caracterizó por emitir dos flujos de lava *de bloques*. Estas se definen como colada C1 y C2 (Figura 36). Estos flujos se caracterizan por presentar una superficie fracturada cubierta por pilas de fragmentos al igual que los de tipo *aa*. Sin embargo, a una menor escala, las lavas *de bloques* se diferencian porque su superficie contiene bloques poliédricos suaves, lisos y angulares, a diferencia de las de tipo *aa* que son de carácter espinoso y rugoso (Macdonald, 1953).

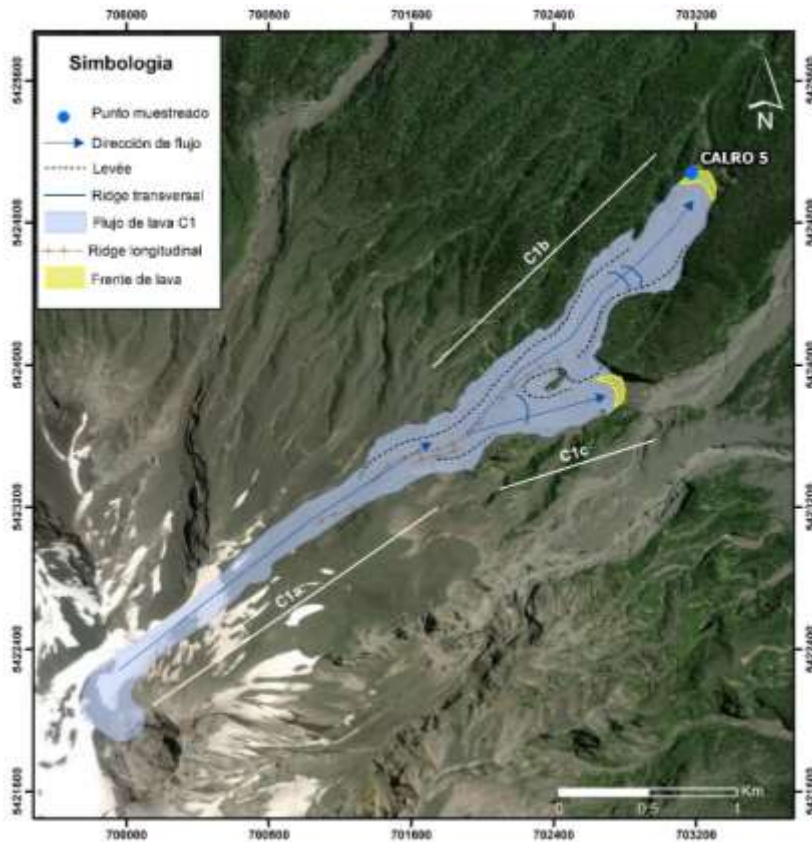
Utilizando imágenes satelitales se observó la morfología de las coladas de lava y se reconocieron algunos ridges transversales, los cuales se reconocen como grietas perpendiculares a la dirección del flujo de la lava y ridges longitudinales que corresponden a grietas a lo largo de la colada, en la misma dirección del flujo (Gho, 2013). Además, se observaron levées, algunos alcanzando 70 metros de ancho en ambas coladas (Figura 37 y Figura 38).

La colada de lava C1, se ubica en dirección NE respecto al cráter del volcán, sobre una superficie con pendiente de 13° casi constante, que ha sido estimada con el perfil de elevación digital de *Google Earth*. Para su descripción se dividió en tres tramos, llamados C1a, C1b y C1c (Figura 37), donde el tramo C1a corresponde al canal central y C1b y C1c a los lóbulos posteriores.



**Figura 36:** Mapa de las coladas C1 y C2 de la erupción de 1961 del volcán Calbuco, junto a los puntos de observación en terreno. La línea negra segmentada corresponde al trazado del cráter. Basado en Mapa Geológico del Volcán Calbuco (Selles y Moreno, 2011)

Según el mapa geológico realizado por Selles y Moreno (2011), la colada C1 comienza en el cráter actual a una altitud de 2.003 m.s.n.m con un ancho de 250 m aproximadamente y alcanza 4,5 km de largo (tramo C1a-C1b). Esta colada se divide en dos lóbulos a los 2,83 km respecto a la fuente y a una altitud de 903 m.s.n.m (Figura 37), por lo que se define como un flujo compuesto según Walker (1972). Éste, se produciría debido a que el frente de la colada se comporta como una corteza viscoelástica que se va deformando producto de la acumulación de material en el frente y se rompe producto de que el *stress* normal sobrepasa la resistencia al esfuerzo de la corteza (Dragoni y Tallarico, 1996). El lóbulo principal (C1b) sigue la dirección inicial bajando por el valle del Río Tepu y el tramo C1c se desvía 14° al este del flujo principal dirigiéndose al valle del Río Blanco Este.

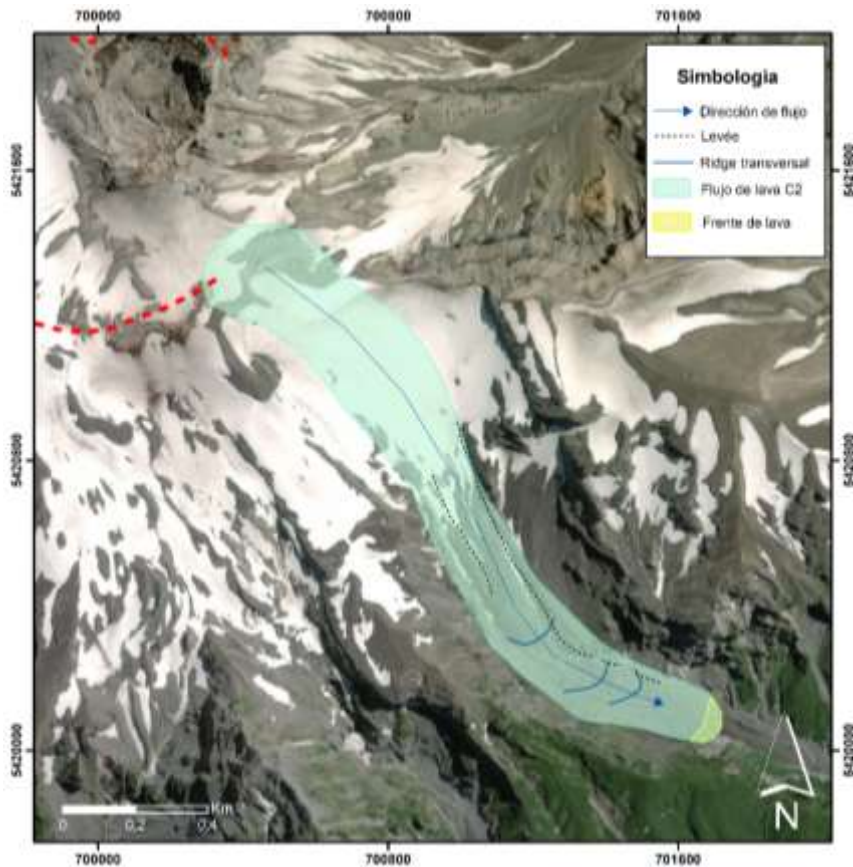


**Figura 37:** Mapa de la colada C1 del volcán Calbuco que corresponde a un flujo compuesto, formado por C1a que corresponde a la unidad superior de la cual se generaron las unidades inferiores C1b y C1c. Además, se identifican estructuras como levées, ridges transversales y longitudinales. Las coordenadas geográficas están en UTM con proyección WGS84, Zona 18 Sur. Basado en Mapa Geológico del Volcán Calbuco (Selles y Moreno, 2011).

El tramo del cuerpo principal (C1a) alcanza un ancho de 481 m, siendo la medida máxima de todo el flujo y se encuentra justo en el punto donde ocurre la división de lóbulos C1b y C1c.

El tramo C1b presenta un largo de 1,6 km desde el punto de división y el ancho de la colada varía entre los 170 y 396 m, con un promedio de 290 m. El frente de lava de este lóbulo se ubica a una altitud de 550 m.s.n.m. con un espesor de 97 m. Este dato se hizo con mediciones en terreno (Capítulo 3.2.2.1) y utilizando un arreglo trigonométrico (Figura 13, Ecuación 6). No se realizaron correcciones de pendiente ya que la variación desde el punto de observación al punto de medición es pequeña ( $5^\circ$ ) y modificaba los resultados en un rango de 2-3 m, lo cual es despreciable para el espesor de la lava.

En cuanto al lóbulo C1c, este se extiende por 0,64 km desde la división de los lóbulos, hasta una altitud de 704 m.s.n.m. y su ancho varía entre 140 y 240 m.

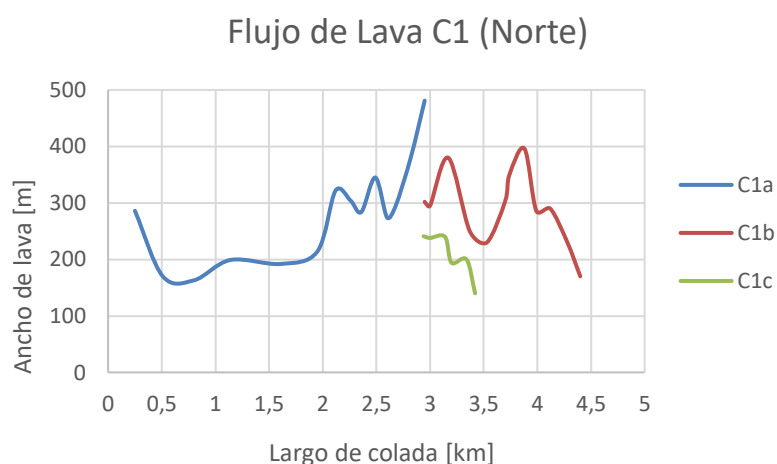
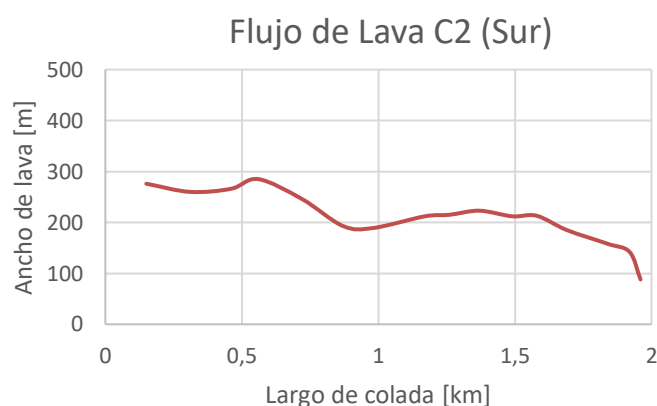


**Figura 38:** Mapa de la colada C2 del volcán Calbuco. Se identifican estructuras como levées y ridges transversales. La línea roja segmentada, corresponde al trazado del cráter. Las coordenadas geográficas están en UTM con proyección WGS84, Zona 18 Sur. Basado en Mapa Geológico del Volcán Calbuco (Selles y Moreno, 2011)

La colada de lava C2 se ubica en dirección SSE respecto al cráter del volcán (Figura 38), bajando en dirección al valle del río Amarillo con una pendiente aproximada de  $12^\circ$ . Según Selles y Moreno (2011), esta colada comienza desde un pequeño cráter ubicado en el borde suroriental del cráter principal, a una altitud de 1.842 m.s.n.m y con un ancho de 276 m aproximadamente. Alcanza 1,97 km de largo, culminando con 88 m de ancho a una altitud de 998 m.s.n.m. Este flujo no se separa en unidades, por lo que se considera un flujo simple, según Walker (1972).

En la Figura 39, se muestra las relaciones entre el ancho de las coladas y su distancia a la fuente de emisión.

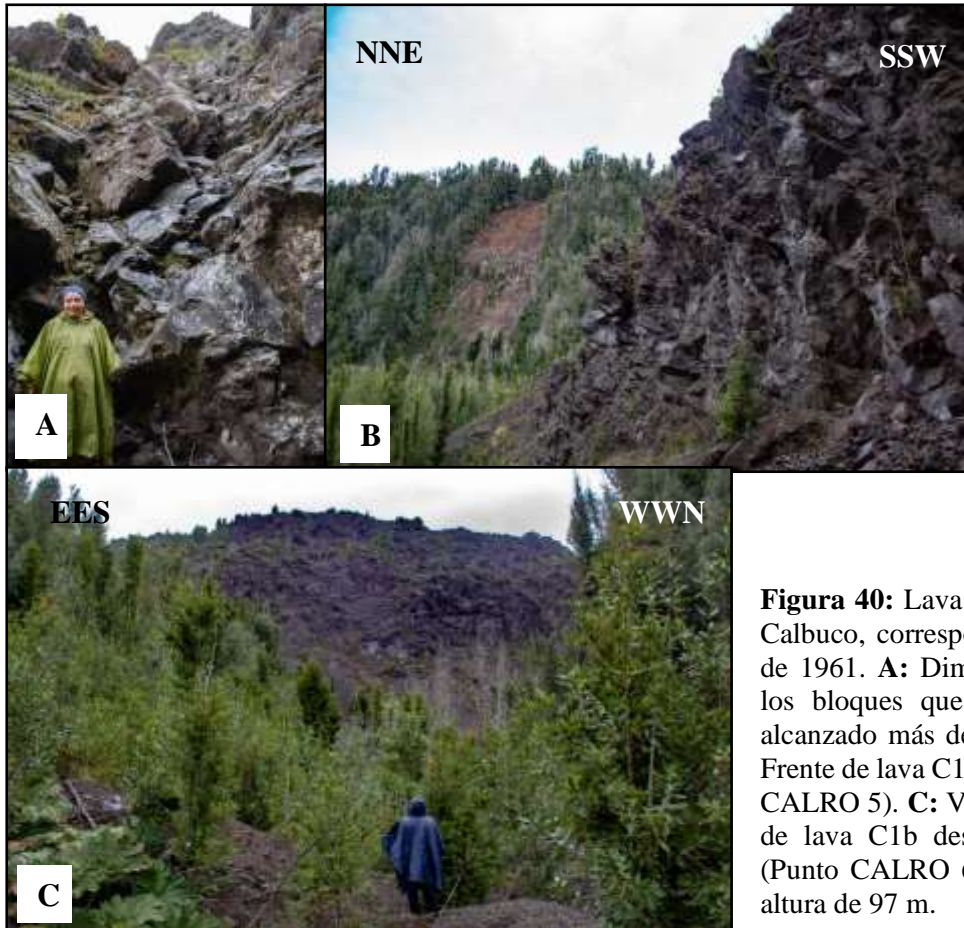


**A****B**

**Figura 39:** Ancho de colada vs longitud respecto al centro de emisión, correspondiente a los flujos emitidos en la erupción de febrero de 1961 del volcán Calbuco. **A:** Lava del flanco noreste del volcán. Se divide en C1a que corresponde al cuerpo principal inicial, C1b al lóbulo que bajó por el valle del Río Tepu y el tramo C1c lóbulo que se desvió 14° al este del flujo principal dirigiéndose al valle del Río Blanco Este. **B:** Lava del flanco sur que se dirigió al valle del río Amarillo (C2).

Se consideró un espesor de 60 m para los frentes de lava restantes (C1c y colada C2), basado en Selles y Moreno (2011) debido a la falta de datos de terreno por el limitado acceso a los flujos. Para el resto del cuerpo de lava (sin considerar el frente), se asumió un espesor de 40 m valor promedio considerable para una lava tipo bloques, caracterizadas por tener un gran espesor. Sin embargo, estos pueden superar los 50 m debido a la fragmentación extrema que sufre el flujo, formando bloques desde las primeras etapas del emplazamiento (Macdonald, 1953; Kilburn, 2000). Es importante notar que no se consideró la diferencia existente entre el canal central y los levées, debido a que su variación no supera los 5 m de altura, según datos de elevación digital.

Con los datos obtenidos, se estimó el volumen de los flujos de lava C1 y C2 (3.2.2.1, Ecuación 8), resultando aproximadamente  $0,053 \text{ km}^3$  y  $0,017 \text{ km}^3$ , respectivamente.



**Figura 40:** Lava de bloques del volcán Calbuco, correspondiente a la erupción de 1961. **A:** Dimensión del tamaño de los bloques que componen el frente, alcanzado más de 1 m de diámetro. **B:** Frente de lava C1b vista en perfil (Punto CALRO 5). **C:** Vista en perfil del frente de lava C1b desde el valle Río Frío (Punto CALRO 6), la que alcanza una altura de 97 m.

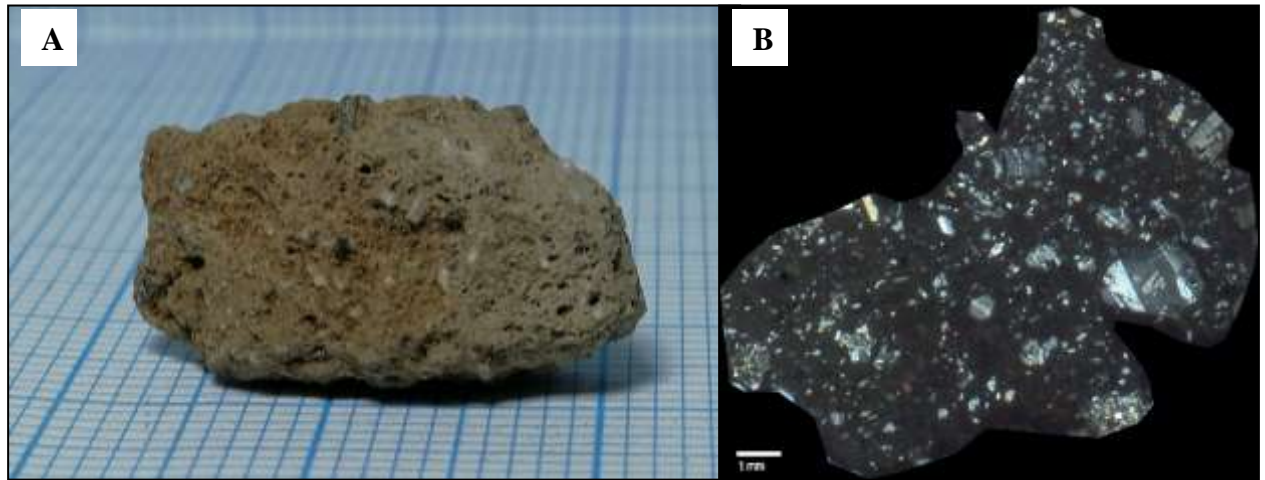
Los bloques que conforman este cuerpo de lava se caracterizan por ser angulosos y tener una superficie lisa principalmente, y otros de superficie rugosa. Estos, sobrepasan el metro de diámetro (Figura 40 A), montándose unos sobre otros (Figura 40 B), formando una gran pared que pasa los 90 m de altura (Figura 40 C).

## 4.2.4 Petrografía

### 4.2.4.1 Descripción petrográfica de piroclastos

Los piroclastos fueron diferenciados por su color, tipo y porcentaje en cristales, además de morfología vesicular, observando características como coalescencia y razón de aspecto. En este depósito se hallaron tres tipos de juveniles. Cabe destacar que se analizaron fragmentos de un tamaño menor respecto a los depósitos de las otras dos erupciones, dada su ocurrencia.

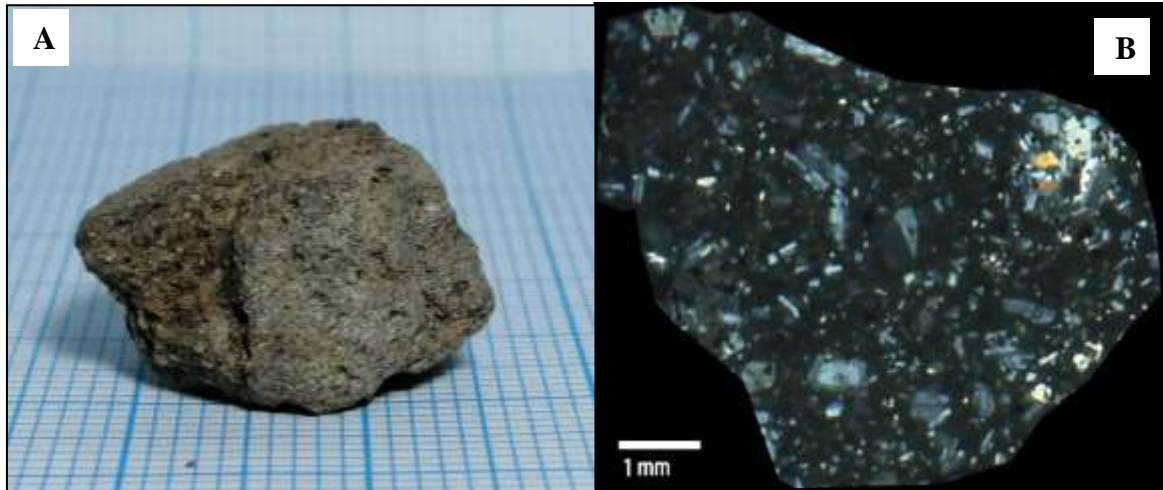
- Piroclasto pardo (Figura 41): Tipo de piroclasto que predomina en este depósito. Morfológicamente se observa con bordes irregulares, con textura vitrofirica vesicular con un 40% vol. de vesículas de tamaño 2 mm en promedio, subesféricas a elipsoidales (Figura 44 A). Posee fenocristales y microfenocristales de plagioclasa (5% vol.) euhedrales y subhedrales de hasta 3 mm a muestra de mano; estas presentan textura zonada, sieve y de parche rellena de piroxenos, además de bordes de reacción. Otros cristales presentes en este piroclasto son ortopiroxeno (2,5% vol.), clinopiroxeno (1,5% vol.) y olivino (<1% vol.) de menos de 1 mm. Los cristales se caracterizan por estar fracturados en todo el corte. También, se observa textura simplectítica de óxidos de hierro- titanio sobre ortopiroxenos, cercana a cristales de olivino (Figura 46 C), textura glomeroporfírica compuesta por plagioclasa y piroxeno (Figura 46 D).



**Figura 41:** Escoria color pardo del depósito de caída de la erupción de 1961 **A:** Fragmento a muestra de mano. **B:** Corte transparente a nícoles cruzados.

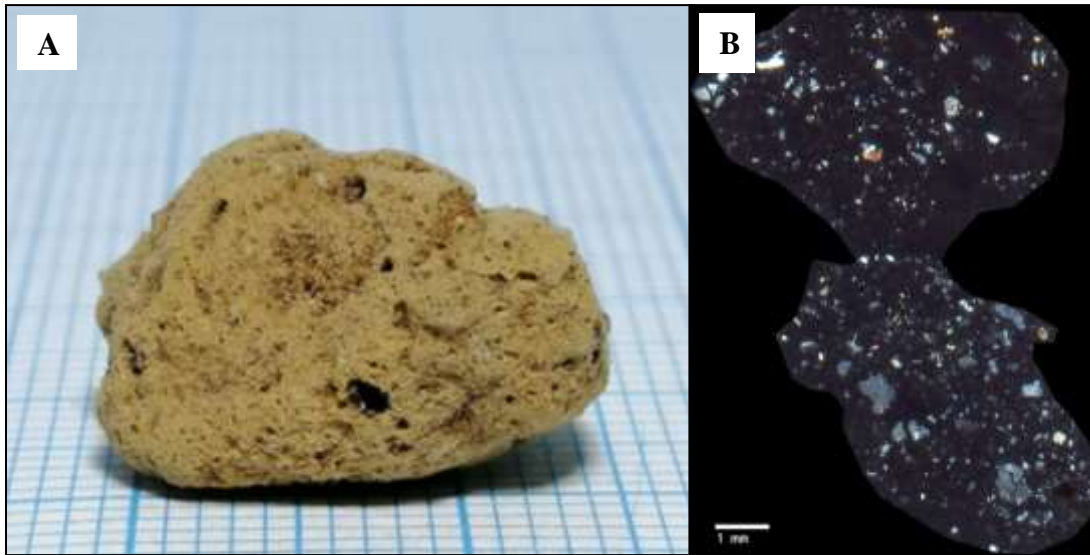
- Piroclasto gris (Figura 42): Es un fragmento de bordes subangulosos a subredondeados poco irregulares, con una mayor densidad comparado con los otros tipos. Presenta una textura vitrofírica vesicular con presencia de fenocristales y microfenocristales de plagioclasa (8% vol.) euhedrales a subhedrales de hasta 3 mm a muestra de mano; ortopiroxeno en un 6% vol.; clinopiroxeno en un 1,5% vol. y olivino granular menor a un 1% vol. de tamaños menores a 1 mm. El piroclasto contiene bajo porcentaje en vesículas (21% vol.) menores a 1 mm de longitud mayor de forma subsféricas a elipsoidal (Figura 44 B).

Además, se observa textura de zonación (Figura 46 A), sieve, parche y bordes de reacción en plagioclasas (Figura 46 B), textura glomeroporfirica con microfenocristales de piroxeno y plagioclasa (Figura 46 D), fractura en cristales en todo el corte, especialmente en plagioclasas y textura vermicular de óxidos de hierro- titanio sobre ortopiroxenos (Figura 46 C).

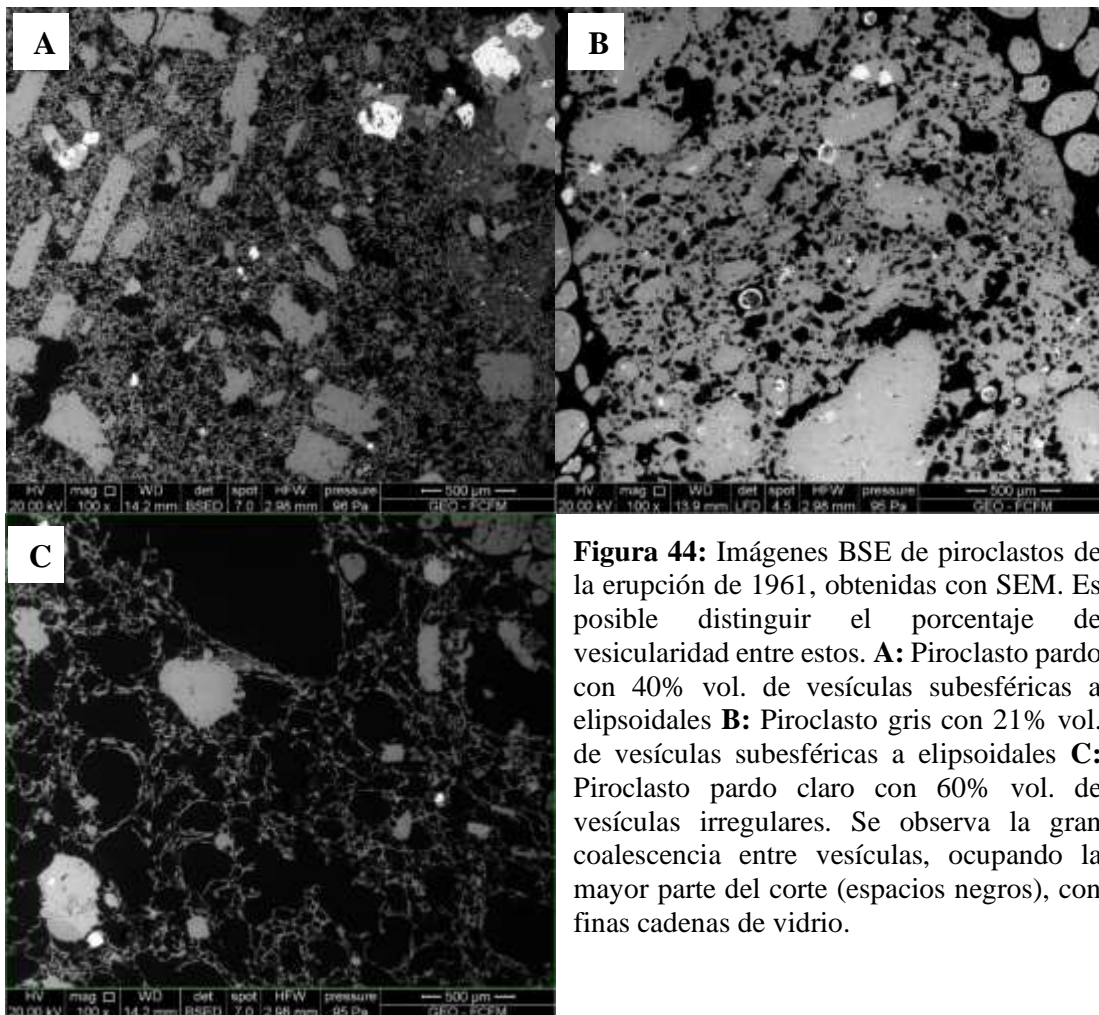


**Figura 42:** Escoria gris del depósito de caída de la erupción de 1961. **A:** Fragmento a muestra de mano. **B:** Corte transparente a nicoles cruzados.

- Piroclasto pardo claro (Figura 43): Este piroclasto es escaso, representando 1% en peso del total del depósito. Esta escoria tiene forma irregular con textura vitrofírica escoriacea con vidrio de color claro, fenocristales y microfenocristales de plagioclasa (3% vol.), ortopiroxeno (0,8% vol.) y clinopiroxeno (0,4% vol.) de habito tabular, euhedral a subhedral con tamaños de hasta 2 mm para la primera y tamaños de hasta 1 mm para ambos piroxenos a muestra de mano. Presenta vesículas en un 60% vol. (Figura 47), las cuales tienen forma irregular con tamaños de hasta 2 mm a muestra de mano con alto grado de coalescencia (Figura 44 C). Además, se observa fractura en cristales en todo el corte, especialmente en plagioclasas y texturas glomeroporfíricas con presencia de microfenocristales de piroxenos y plagioclasa (Figura 46 D); textura zonada, sieve, parche y bordes de reacción en plagioclasas (Figura 46 A y B).



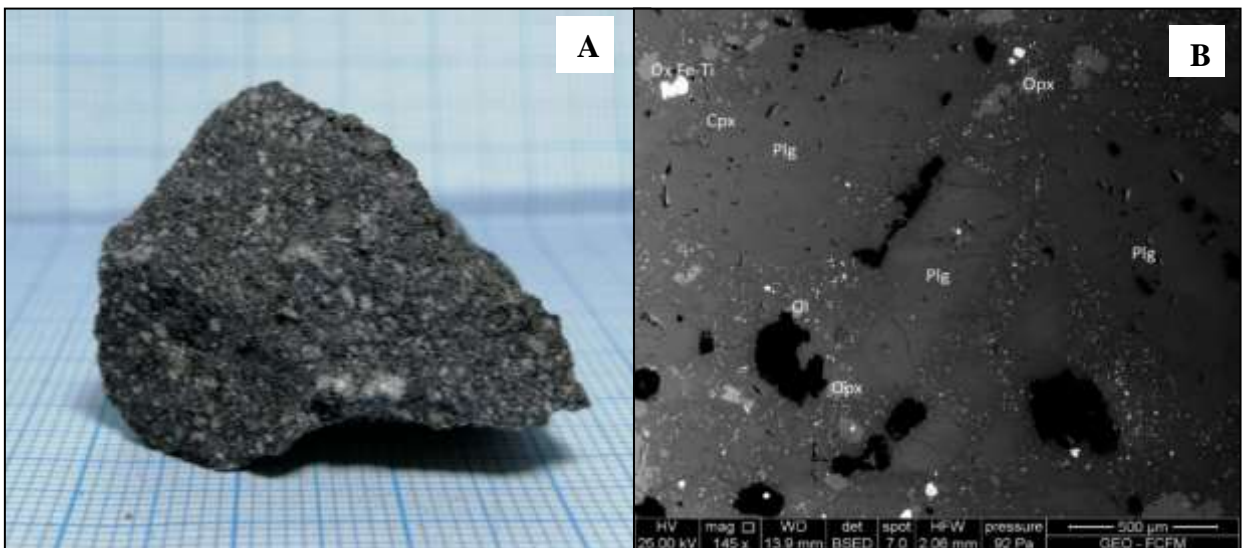
**Figura 43:** Escoria pardo claro del depósito de caída de la erupción de 1961. **A:** Fragmento a muestra de mano. **B:** Corte transparente a nícoles cruzados.



**Figura 44:** Imágenes BSE de piroclastos de la erupción de 1961, obtenidas con SEM. Es posible distinguir el porcentaje de vesicularidad entre estos. **A:** Piroclasto pardo con 40% vol. de vesículas subsféricas a elipsoidales **B:** Piroclasto gris con 21% vol. de vesículas subsféricas a elipsoidales **C:** Piroclasto pardo claro con 60% vol. de vesículas irregulares. Se observa la gran coalescencia entre vesículas, ocupando la mayor parte del corte (espacios negros), con finas cadenas de vidrio.

#### 4.2.4.2 Descripción petrográfica de lava

Los bloques son de color oscuro con grado de cristalinidad hipocristalina y una textura vitrofírica (Figura 45 A) con fenocristales y microfenocristales de plagioclasa (23% vol.) y piroxenos (15% vol.) subhedrales a euhedrales de tamaños hasta 3 mm, observables a muestra de mano. Además, presenta microfenocristales de olivino (2% vol.) y óxidos de Fe-Ti (2% vol.). Se observan aglomerados de 5 mm de diámetro y vesículas de forma subsféricas de variados tamaños que van desde 1 a 5 mm de diámetro a muestra de mano. Sin embargo, al interior de la roca se observa maciza con vesículas pequeñas (1-2 mm) (Figura 45 B).

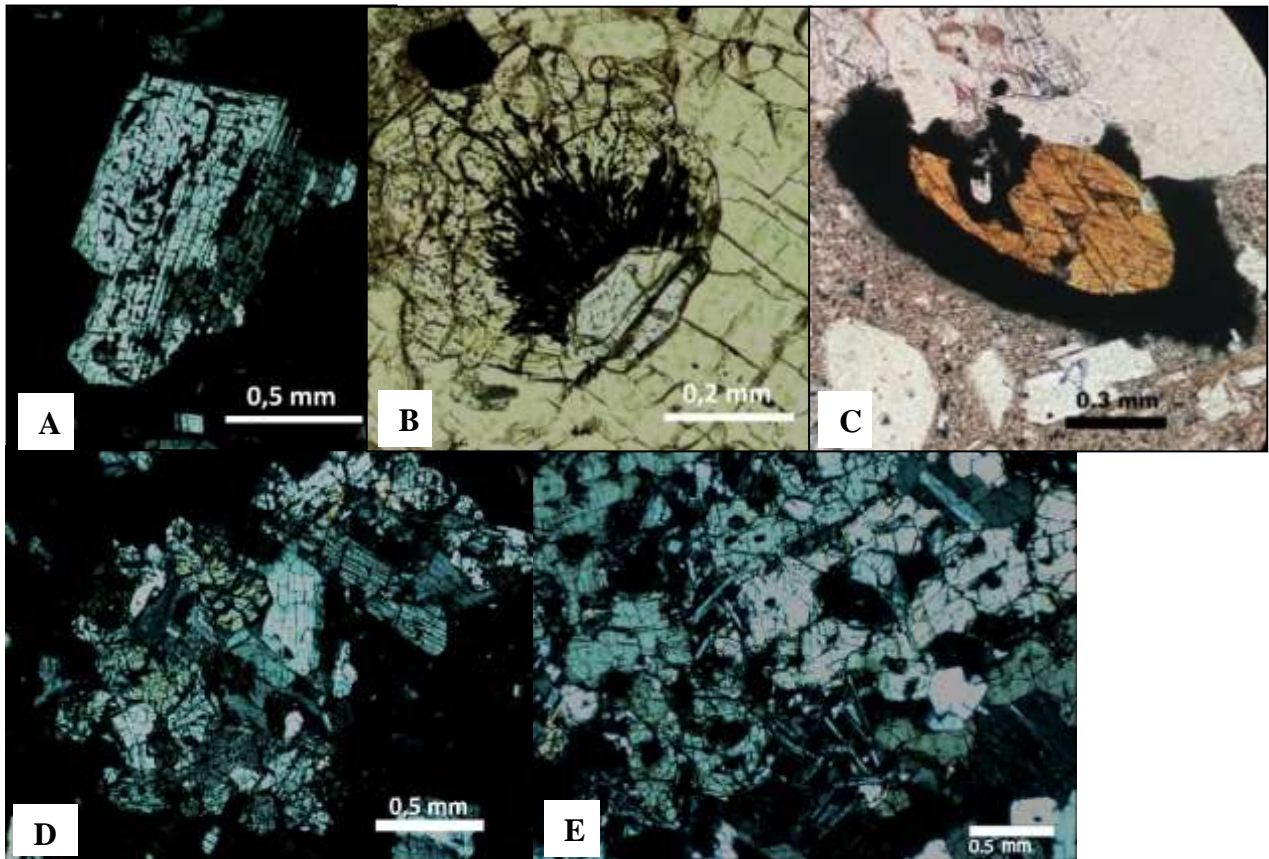


**Figura 45:** **A:** Fragmento de lava de la erupción de 1961 a muestra de mano. Se observa la textura vitrofírica **B:** Fotomicrografía BSE de lava de 1961, obtenida con SEM. La morfología vesicular es variada, predominando la forma subsférica.

#### 4.2.4.3 Texturas minerales

Se observaron texturas de desequilibrio en plagioclasas principalmente como sieve, parche rellena de piroxenos y fractura de cristales (Figura 46 A); textura vermicular de óxidos de Fe-Ti en cristales de ortopiroxeno (Figura 46 B) y escasos anillos de opacita en anfíboles, compuesta por silicatos y óxidos (Figura 46 C) de 0,2-0,3 mm aproximadamente. Otras texturas encontradas son

glomeroporfírica (Figura 46 D) con participación de cristales de plagioclasa y ortopiroxeno principalmente y ofítica (Figura 46 E).

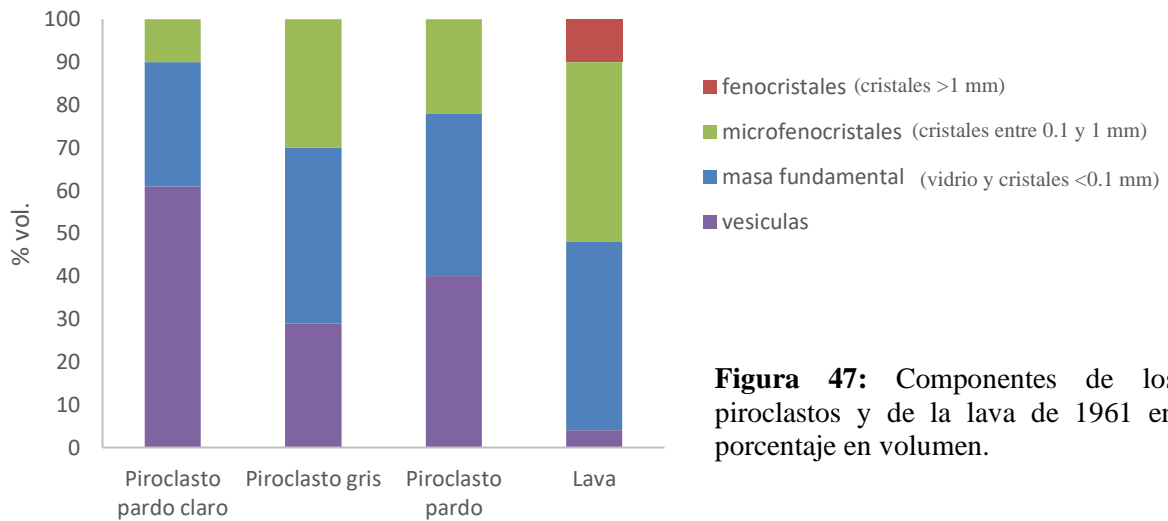


**Figura 46:** Texturas encontradas para la erupción de 1961. **A:** Plagioclasa con textura sieve y fracturamiento a nícoles cruzados, encontrada en piroclastos y lava. **B:** Textura de desequilibrio de óxidos de hierro-titanio en cristal de ortopiroxeno a nícoles paralelos encontrada en piroclastos y lava. **C:** Bordes de opacita granular compuesta de Plg, Px y óxidos en cristal de anfíbol a nícoles paralelos encontrada en lava. **D:** Textura glomeroporfírica, con microfenocristales de piroxenos y plagioclasa a nícoles cruzados encontrada en piroclastos y lava. **E:** Textura ofítica a nícoles cruzados encontrada en lava.

#### 4.2.5 Componentes y población de vesículas

Se estimó el porcentaje en cristales, masa fundamental y vesículas (Figura 47), a través de conteo modal con imágenes de corte transparente a nícoles cruzados (Capítulo 3.2.1). Además, con el tratamiento de estas imágenes, se determinaron poblaciones de vesículas por tamaño (Figura 48).





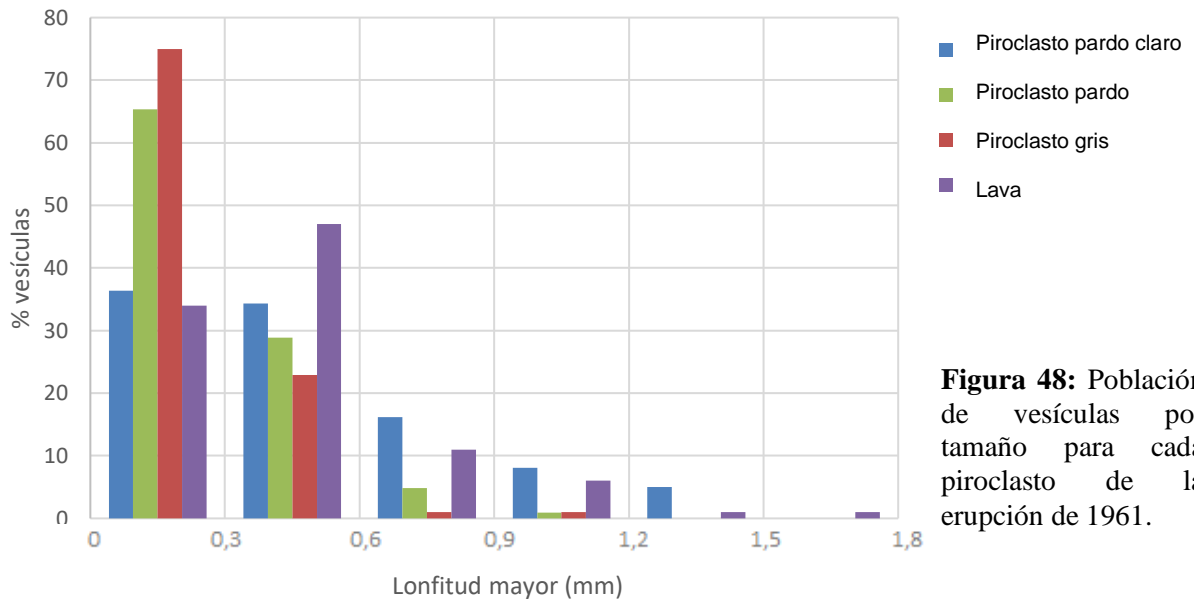
**Figura 47:** Componentes de los piroclastos y de la lava de 1961 en porcentaje en volumen.

Del análisis de conteo modal, resultó que el piroclasto pardo contiene vesículas en un 40% vol. con tamaños de hasta 1 mm, siendo en su mayoría vesículas de 0,3 mm aproximadamente (Figura 48). Este piroclasto presenta una masa fundamental (51% vol.) con menor porcentaje en microlitos que el piroclasto gris y un 9% vol. de microfenocristales de plagioclasa y piroxenos, con menor cantidad de olivino.

El piroclasto gris es el más cristalino de los tres tipos, con 15% vol. de microfenocristales de plagioclasa, clinopiroxeno, ortopiroxeno y olivino. Contiene 64% vol. de masa fundamental con un alto porcentaje en microlitos (30% vol.) de plagioclasa y algunos piroxenos. Además tiene bajo porcentaje en vesículas (21% vol.) donde la población mayor se encuentra en tamaños menores o iguales a 0,6 mm.

Los piroclastos pardos claros son los más vesiculados (61% vol.) con tamaños de vesículas mayores a 1 mm. (Figura 48). Además, presentan bajo porcentaje en cristales (4% vol.), los cuales tienen tamaños menores a 1,5 mm.

La lava presenta un 4% vol. de vesículas, las cuales tienen un diámetro menor a 2 mm, siendo la mayoría entre 300 y 600  $\mu\text{m}$ ; la masa fundamental (44% vol.) presenta un alto porcentaje en microlitos (30% de la masa fundamental) y contiene un 42% vol. de microfenocristales y 10% vol. de fenocristales (Figura 47).



**Figura 48:** Población de vesículas por tamaño para cada piroclasto de la erupción de 1961.

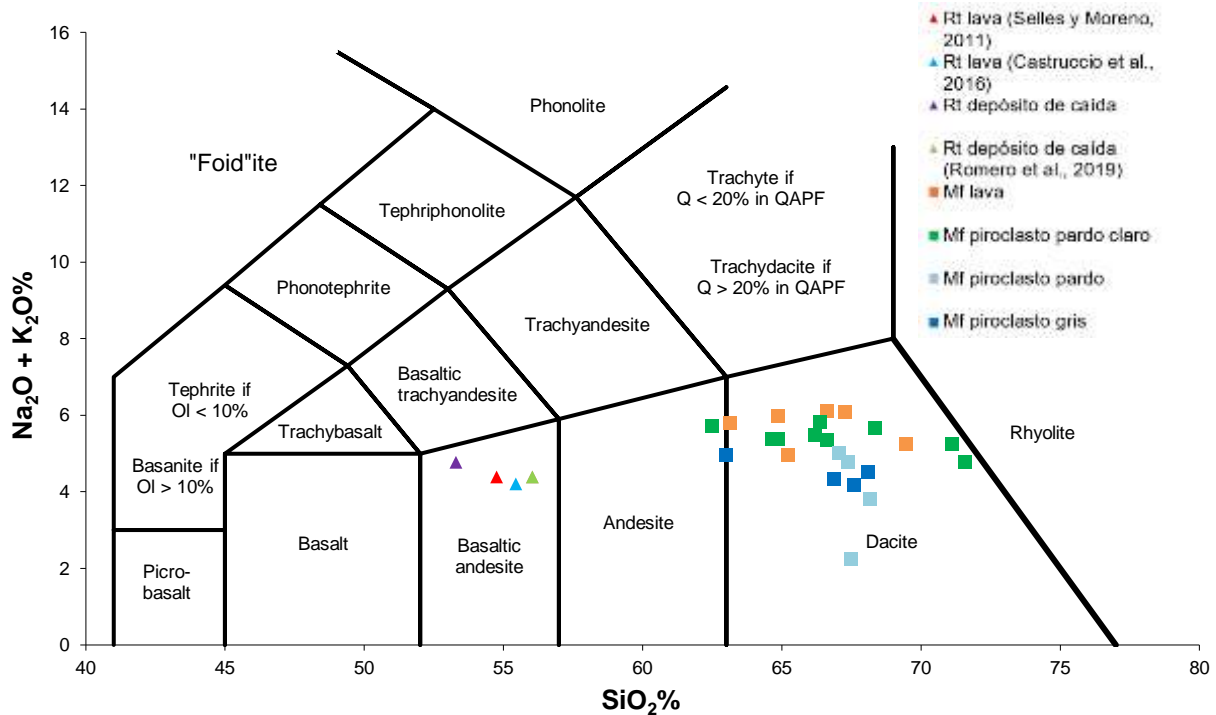
## 4.2.6 Geoquímica

### 4.2.6.1 Roca total y masa fundamental

Según estudios químicos de Selles y Moreno (2011), las lavas de 1961 tienen composiciones de 54,8 a 56% en peso de  $\text{SiO}_2$  en roca total, valores que coinciden con Castruccio *et al.* (2016) con valores de 55,43% en peso de  $\text{SiO}_2$ . Estas composiciones corresponden a andesitas basálticas (Figura 49).

En este trabajo, se analizó la composición química en roca total de un piroclasto pardo mediante FRX (Capítulo 3.2.1.4), obteniendo un valor de 53,31% en peso de  $\text{SiO}_2$ . Por otra parte, Romero *et al.* (2019) estimó un valor de 56,03% en peso de  $\text{SiO}_2$  para las escorias de este depósito de caída. Sin embargo, a pesar de las divergencias de los resultados analíticos, ambas estimaciones corresponden a una roca andesita basáltica (Figura 49).

Además, se analizaron las composiciones químicas de masa fundamental de piroclastos y lava, mediante análisis BSD semicuatitativos, obteniendo composiciones andesíticas a dacíticas con valores entre 62,52 y 71,5% en peso de  $\text{SiO}_2$  (Figura 49).



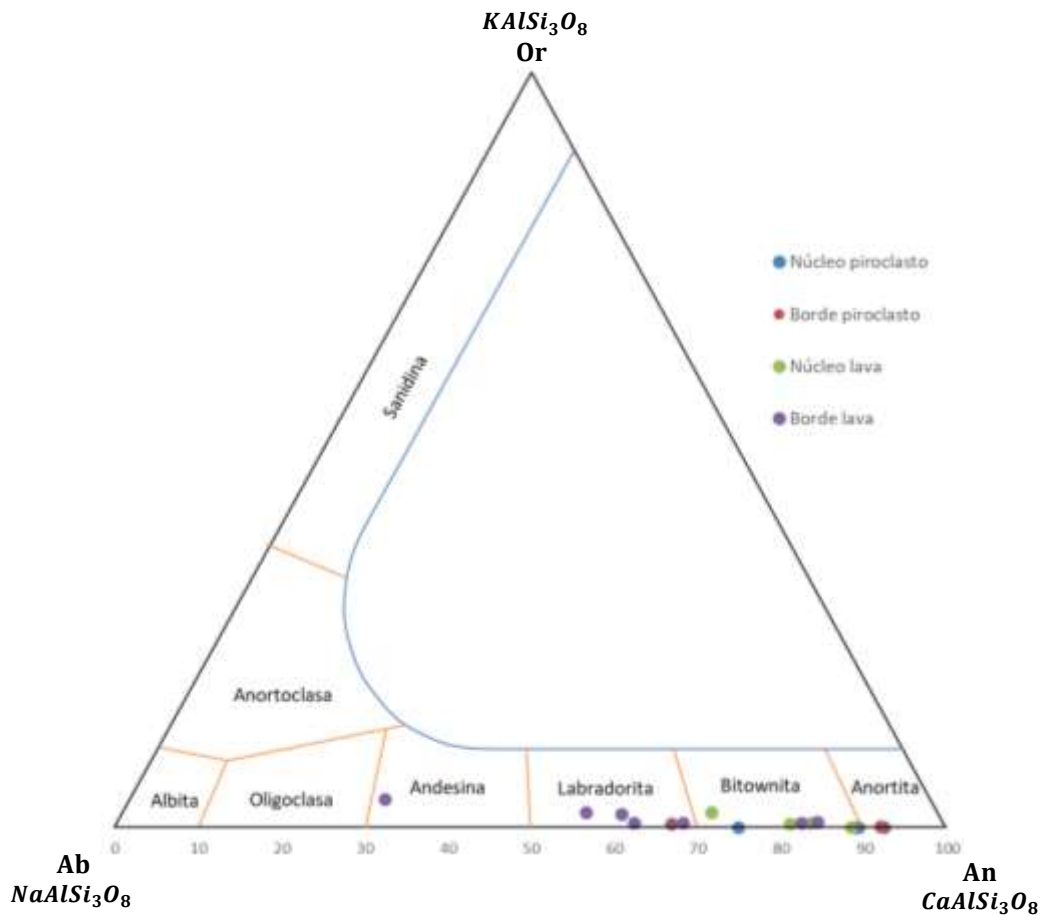
**Figura 49:** Clasificación geoquímica de roca total (Rt) y masa fundamental (Mf) de piroclastos y lava, correspondientes a la erupción de 1961 del volcán Calbuco. Diagrama TAS de Le Bas *et al.* (1986).

#### 4.2.6.2 Cristales

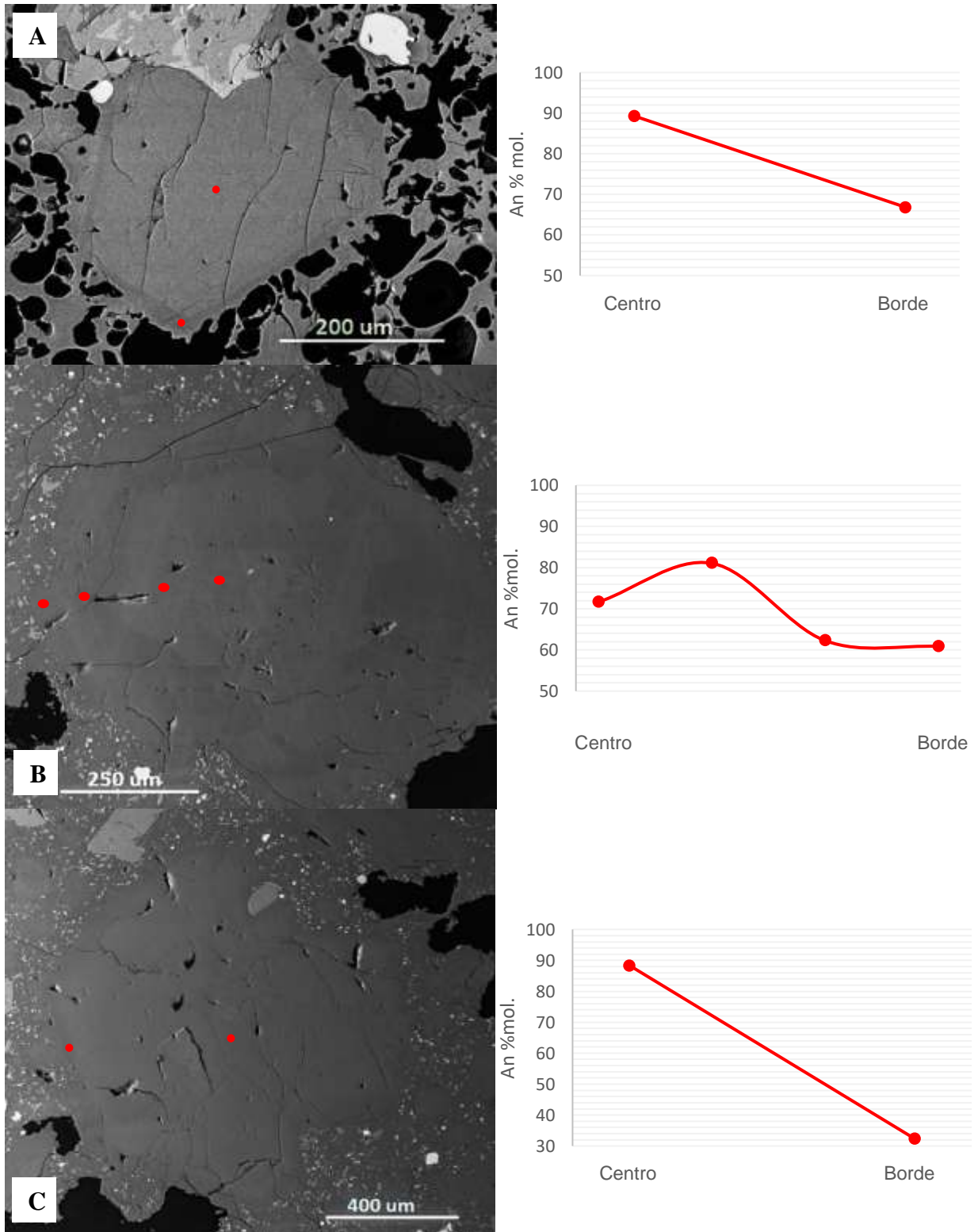
Las plagioclasas presentes de la lava se presentan como fenocristales, microfenocristales y microlitos. Tienen composiciones entre An 88-72, que corresponden a bitownitas. Los bordes se encuentran principalmente enriquecidos en sodio con composiciones An 57 -84, correspondientes a labradoritas, bitownitas y un dato de andesina (An 32) (Figura 50).

En juveniles, las plagioclasas se presentan como microfenocristales y microlitos. Sus núcleos presentan composiciones An 92-67, clasificándose como labradoritas, bitownitas y menor anortita, al igual que los bordes (An 66-92).

La mayoría de los fenocristales y microfenocristales en los piroclastos y en la lava aparecen con textura sieve, parche y zonaciones normales con bordes de sobrecrecimiento de composiciones ricas en Na o zonaciones rítmicas (Figura 51).



**Figura 50:** Clasificación de núcleos y bordes de plagioclasas encontradas en piroclastos y lava de la erupción de 1961.

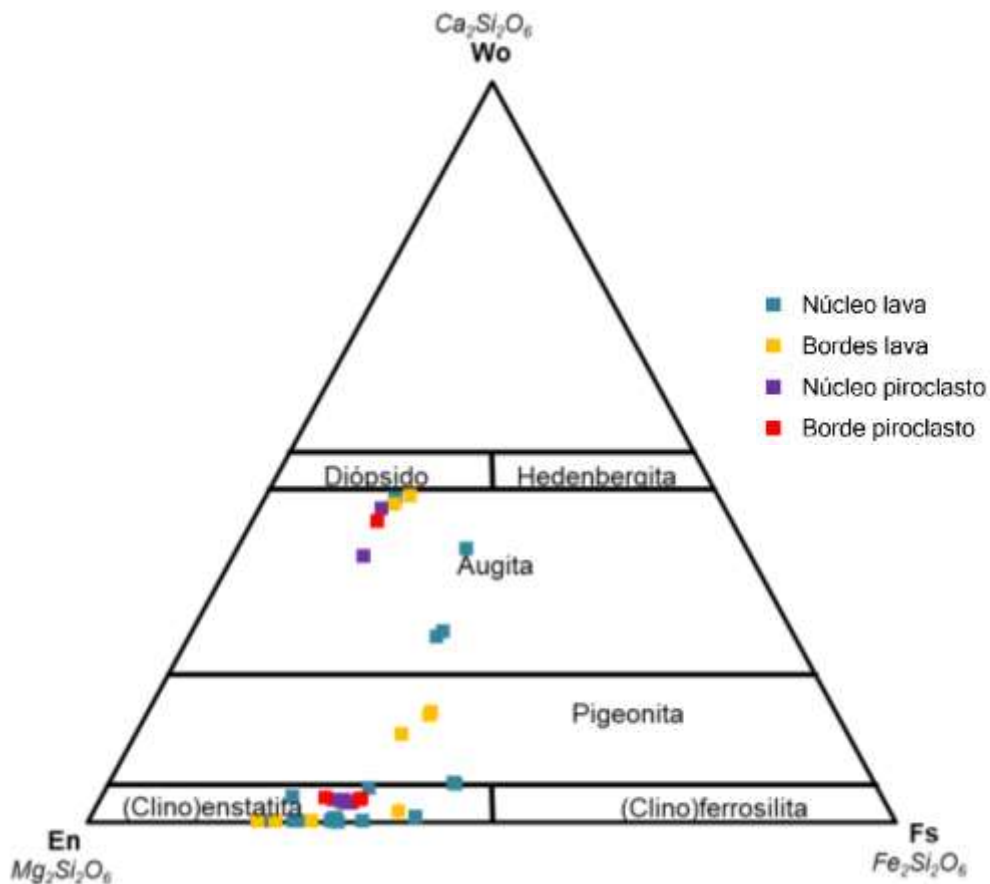


**Figura 51:** Variación en el contenido de anortita desde el centro al borde externo del microfenocristal de plagioclasa zonada de piroclastos y lava de la erupción de 1961. **A:** Plagioclasa encontrada en piroclasto pardo. **B y C:** Plagioclasa encontrada en lava.

En la lava, los ortopiroxenos se presentan como microfenocristales con núcleos de composiciones de Enstatita (En 78-52), bordes de la misma composición y algunos enriquecidos en Ca (Pigeonita) (Wo 12-15, En 55-50, Fs 33-35). Los núcleos de clinopiroxenos caen en el campo de augita con bordes ligeramente más cálcicos (Wo25-37 En44-35 Fe28-31) sin un cambio importante (Figura 52).

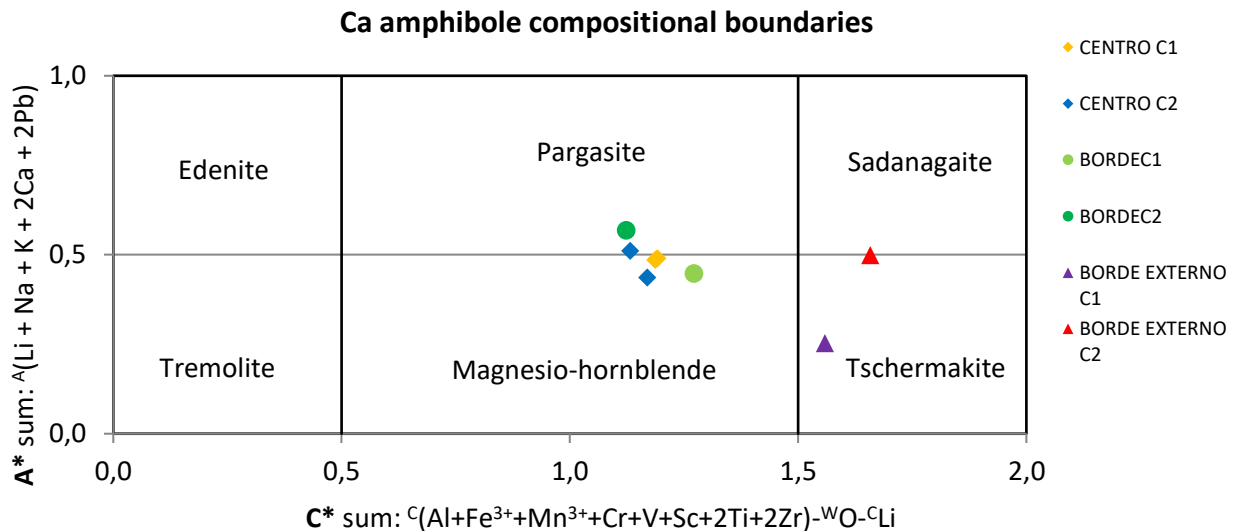
En los juveniles, los ortopiroxenos se presentan como microfenocristales con núcleos de composiciones de Enstatita (En 67-68) y bordes de la misma composición (En 69-65). Núcleos y bordes de cristales de clinopiroxenos caen en el campo de augita (Wo37-42 En48-42 Fe15-16) (Figura 52).

Los óxidos de Fe-Ti ( $\leq 2\%$  vol.) aparecen como microfenocristales y corresponden a titanano-magnetita con un 13-20% en contenido de  $TiO_2$ . El escaso olivino tiene composiciones de Fo 75-69.



**Figura 52:** Clasificación de núcleos y bordes de piroxenos encontrados en piroclastos y lava de la erupción de 1961. Diagrama de Marimoto (1988).

Las lavas presentan cristales de anfíboles, los cuales tienen una dimensión de 0,7 mm x 0,3 mm con un clivaje marcado, subhedral a anhedral con centro de composición hornblenda de magnesio y hornblenda de magnesio rica en titanio (Figura 53).



**Figura 53:** Diagrama de clasificación de anfíboles para la erupción de 1961. Diagrama de Hawthorne *et al.* (2012).

## 4.2.7 Cálculo de condiciones pre-eruptivas

### 4.2.7.1 Termobarómetros/higrómetros

Para estimar condiciones de temperatura, presión y porcentaje en agua del magma, se utilizó la metodología de Putirka (2008), con datos de la composición de cristales de ortopiroxeno, clinopiroxeno, anfíbol y plagioclasa obtenidos a partir de mediciones en SEM. Para obtener datos de temperatura y presión del magma, se utilizó el método de dos piroxenos, ortopiroxeno-vidrio, plagioclasa-vidrio, anfíbol-vidrio y clinopiroxeno-vidrio. Sin embargo, este último método se descartó, ya que los datos no resultaron coherentes, resultando presiones negativas. Para la estimación de porcentaje en agua se utilizó el método plagioclasa-vidrio de Putirka (2008) y el método anfíbol-vidrio de Ridolfi y Renzulli (2012). En la Tabla 6 se muestran los valores promedios por cada método.

Cristales	T (°C)	Presión (MPa)	% H <sub>2</sub> O	Metodología
Dos piroxenos (cpx-opx)	984±38 Ec.37	190±280 Ec.39	-	Putirka, (2008)
Opx-vidrio	953±26 Ec. 28a	280±260 Ec.29a	-	
Plagioclasa- vidrio	975±36 Ec. 24a	270±247 Ec.25a	4,3±1,03 Ec. 25b	
Anfíbol-vidrio	940±23,5	300±34,5	5,8±0,78	Ridolfi y Renzulli (2012)

**Tabla 6:** Datos de temperatura, presión y porcentaje en peso de agua, obtenidos para el magma de la erupción de 1961, utilizando datos semicuantitativos de la composición química de vidrio.

#### 4.2.7.2 Viscosidad y densidad del magma

Se estimó la viscosidad del fundido  $\eta_{fundido}$  y del magma  $\eta_{magma}$ , además de la densidad del fundido (Capítulo 3.3). En la Tabla 7 se muestran los datos utilizados y los resultados obtenidos para cada tipo de piroclasto y para la lava. Estos datos fueron calculados con 950°C de temperatura, 210 MPa de presión y 4,9% de agua, asumiendo datos ya conocidos por Morgado *et al.* (2019) y Astudillo (2018) para la erupción sub-Pliniana de 2015, suponiendo que las condiciones de la cámara magmática y la composición química del magma no tiene variaciones importantes en el caso de una fase explosiva. Para la estimación de los datos de la lava de 1961, se utilizó 4,9%, 3% y 0% de agua. Se calcula con 4,9% de agua suponiendo el caso en que la lava se forma a partir de una desgasificación del magma, 3% de agua para el caso en que el magma contiene menor cantidad de agua inicial (Capítulo 4.4) y se calcula con 0% de agua para analizar la viscosidad de magma en superficie.



Clasificación	Tipo	SiO <sub>2</sub> % wt	% de agua	Log $\eta_{fundido}$	$\eta_{fundido}$ (Pa s)	$\phi$	$\eta_{magma}$ (Pa s)	Densidad (g/cm <sup>3</sup> )	Densidad anhidra (g/cm <sup>3</sup> )
Caída	P.pardo claro	66,92	4,9	3,13	1,37*10 <sup>3</sup>	0,14	2,68*10 <sup>3</sup>	2,26	2,52
	P.pardo	65,97		3,40	2,59*10 <sup>3</sup>	0,21	8,13*10 <sup>3</sup>	2,26	2,53
	P.gris	66,4		3,23	1,96*10 <sup>3</sup>	0,29	1,11*10 <sup>4</sup>	2,27	2,54
Lava	-	66,1	4,9	3,20	1,70*10 <sup>3</sup>	0,52	2,65*10 <sup>5</sup>	2,23	-
			3	3,95	9,8*10 <sup>3</sup>		1,52*10 <sup>6</sup>	2,33	-
			0	7,31	2,57*10 <sup>7</sup>		3,96*10 <sup>9</sup>	2,49	-

**Tabla 7** Datos de viscosidad y densidad del magma para la erupción de 1961, obtenidos a partir de las ecuaciones de Giordano *et al.* (2008), Einstein-Roscoe y Bottinga y Weill (1970), utilizando datos semicuantitativos de la composición química del vidrio y condiciones de temperatura, presión y contenido de agua del magma.

## 4.3 Erupción 2015

### 4.3.1 Distribución, espesor y volumen del depósito de caída

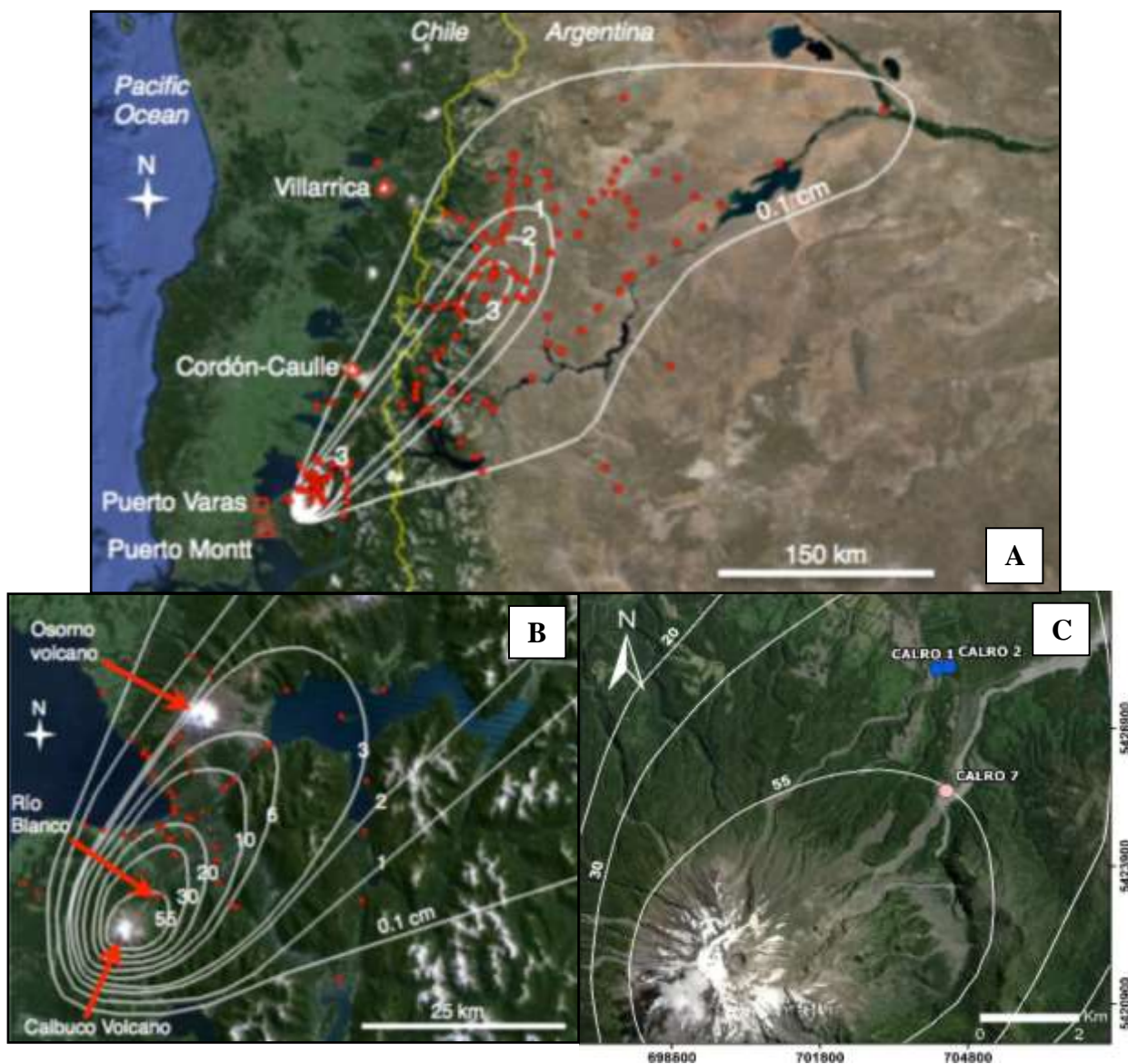
El depósito de caída generado en esta erupción se extendió principalmente en dirección NE respecto al volcán, con espesores que van desde 55 cm en la zona local hasta 0,1 cm a 200 km aproximadamente, en el eje de dirección de viento predominante (Van Eaton *et al.*, 2016) (Figura 54). Otros autores, como Castruccio *et al.* (2016), observaron espesores de 52 cm a 6 km del cráter hasta 5 cm a 27 km de distancia, en el eje a favor del viento. Por otro lado, las isopacas del trabajo de Romero *et al.* (2016) van desde los 40 cm de espesor a 8 km del cráter aproximadamente, hasta los 0,01 cm de espesor a 330 km con respecto al cráter aproximadamente.

Las observaciones en terreno para este trabajo coinciden con trabajos anteriores, encontrando espesores de 43 cm para este depósito a 7,5 km del cráter (Puntos CALRO 1, CALRO 2; Figura 54 C).

Distintos autores han estimado el volumen de este depósito, resultando un rango entre los 0,277 km<sup>3</sup> y 0,58 km<sup>3</sup> (Figura 55). Segura *et al.* (2015) y Castruccio *et al.* (2016) estimaron un volumen total del depósito de 0,38 km<sup>3</sup> (0,15 km<sup>3</sup> DRE) utilizando el ajuste Weibull de Bonadonna y Costa (2012), 0,29 km<sup>3</sup> con el método Exponencial de Pyle (1989) y de Fierstein y Nathenson (1992) y 0,28 km<sup>3</sup> con el método de Ley de potencia de Bonadonna y Houghton (2005). Además, extrapolando las relaciones de espesor del depósito entre los dos pulsos que se encuentran en las

áreas proximales a las facies distales, obtuvieron un volumen para el primer pulso de  $0,16 \text{ km}^3$  y  $0,22 \text{ km}^3$  para el segundo pulso.

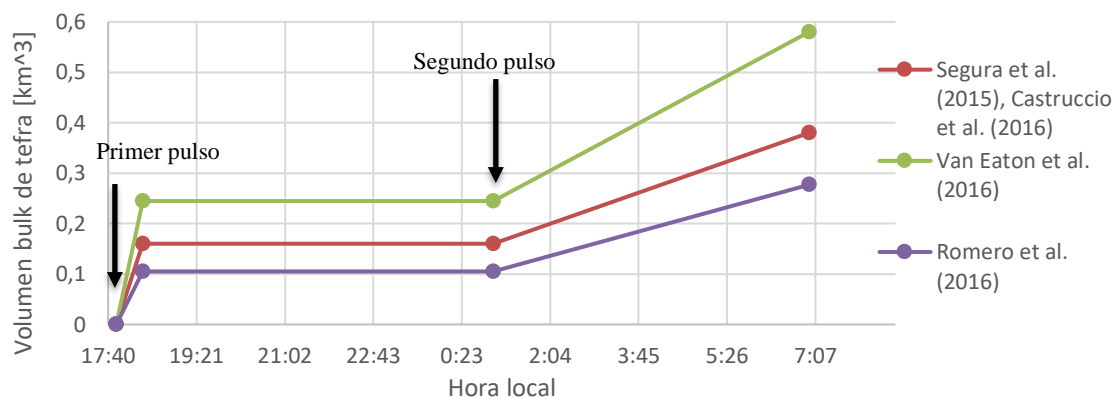
Castruccio *et al.*, (2016) estimaron la tasa eruptiva de masa para el segundo pulso con el método de Wilson y Walker (1987). Las tasas máximas de erupción en masa estimadas a partir de valores de altura de columna de 16,5 y 17 km son  $2,4 * 10^7 \text{ kg/s}$  y  $2,7 * 10^7 \text{ kg/s}$ .



**Figura 54:** Distribución de las isopacas en centímetros del depósito de caída de la erupción de 2015 del volcán Calbuco, trazadas con 163 puntos de medición (puntos rojos) por Van Eaton *et al.* (2016). **A:** Distribución de isopacas a nivel regional Tomado de Van Eaton *et al.* (2016). **B:** Distribución de isopacas nivel local. Tomado de Van Eaton *et al.* (2016). **C:** Ubicación de los puntos de estudio CALRO 1 y CALRO 2, ubicados a 7,5 km del cráter. Isopacas basadas en Van Eaton *et al.* (2016).

Por otro lado, Romero *et al.* (2016) estimaron un volumen cercano, oscilando entre 0,267 y 0,277 km<sup>3</sup>, obtenidos con los métodos de Weibull de Bonadonna y Costa (2012), Exponencial de Pyle (1989) y Pyle (1995), y Ley de potencia de Bonadonna and Houghton (2005) en todas las ubicaciones, incluyendo las zonas distales mayores a 27 km a favor del viento. Además, calcularon un depósito de roca densa equivalente (DRE) de ~ 0,11– 0,13 km<sup>3</sup>.

Van Eaton *et al.* (2016), también hicieron una estimación del volumen total de  $0,58 \pm 0,28$  km<sup>3</sup> a partir del estudio de imágenes satelitales, ocurrencia de rayos y estudio del depósito de caída.

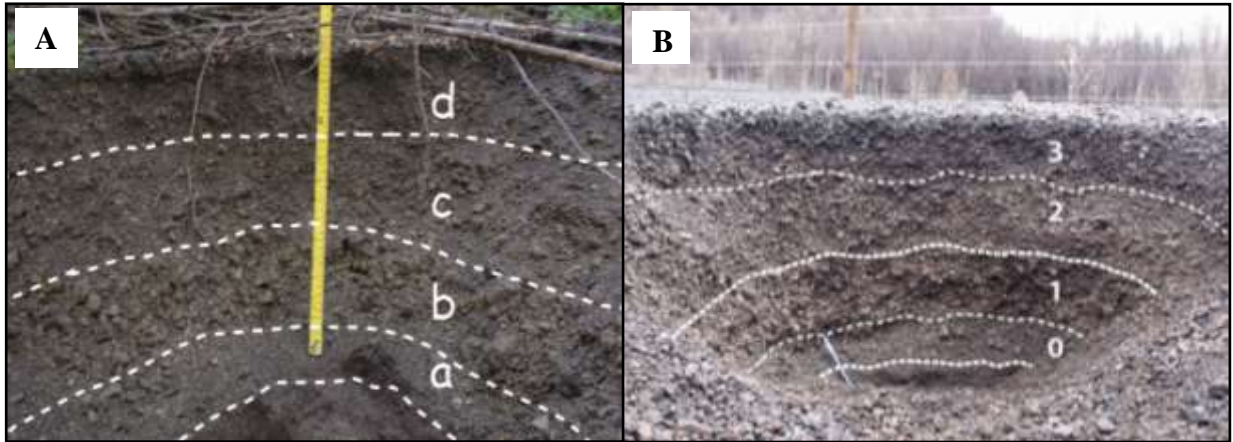


**Figura 55:** Evolución del volumen por pulsos del depósito de caída de la erupción de 2015.

### 4.3.2 Estratigrafía del depósito de caída y análisis granulométrico

Este depósito de caída contiene principalmente piroclastos de composición andesítico basáltica ( $54,5 \pm 0,9\%$  en peso de SiO<sub>2</sub>) con cantidades menores de líticos (<10% vol.) (Castruccio *et al.*, 2016), donde los fragmentos varían entre 5 cm (diámetro mayor) a 6 km del cráter hasta 0,5 cm a los 26 km de distancia (Segura, 2016).

Durante el trabajo en terreno, se definieron 4 capas para este depósito, las cuales fueron definidas como a, b, c y d (Figura 56) diferenciadas por color y tipo de clastos (Figura 57).



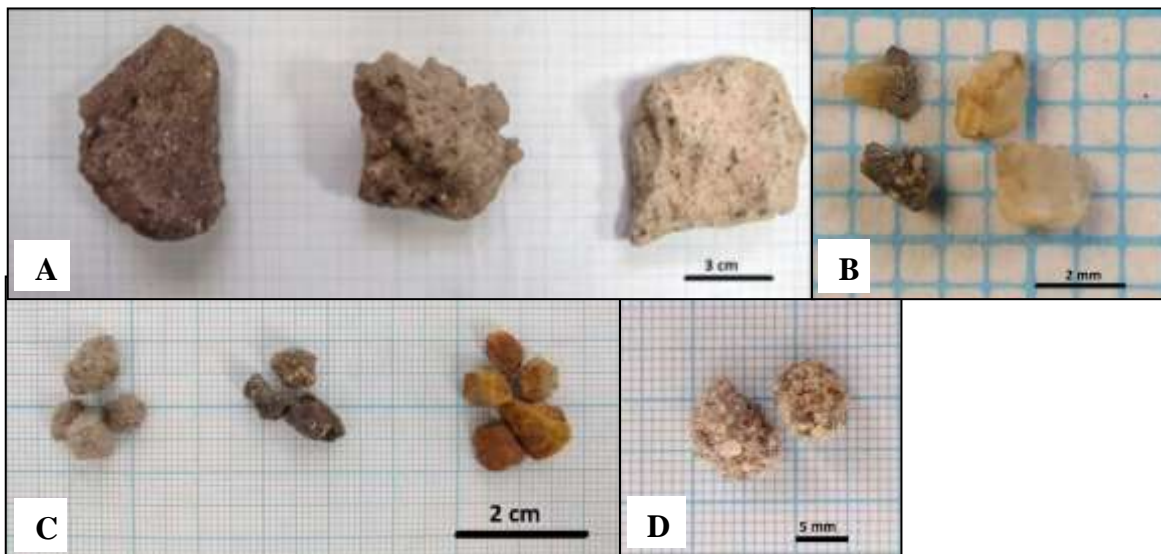
**Figura 56:** Depósito de caída de la erupción de 2015. En ambas fotografías se muestran las cuatro capas identificadas. **A:** Depósito de 43 cm hallado en el punto CALRO 2 a 7,6 km al NE del volcán. **B:** Depósito de 52 cm encontrado a 5,6 km al NE del volcán por Castruccio et al. (2016), en el punto CALRO 7. Las capas definidas como 0, 1, 2 y 3, se correlacionan con las capas a, b, c y d, respectivamente, definidas en este trabajo.

Se realizó la separación de elementos de las capas b y d del punto CALRO 2 para los tamaños de 16 a 1 mm. Se clasificaron 3 tipos de piroclastos (Figura 57 A) (Capítulo 4.3.3), 2 tipos de cristales (Figura 57 D) y 3 tipos de fragmentos líticos (Figura 57 B y D). Estos, se mencionan a continuación.

- Piroclasto pardo (Figura 57 A): Tipo de piroclasto que predomina en este depósito de caída. Se encuentra en las tres primeras capas (a, b y c), especialmente en la capa b (90% en peso). Tiene una densidad de  $1,5 \text{ g/cm}^3$ .
- Piroclasto gris (Figura 57 A): Este tipo de piroclasto predomina en la última capa del depósito (capa d, 71% en peso) y se caracteriza por su color gris y por tener una mayor densidad que la escoria color pardo ( $1,96 \text{ g/cm}^3$ ).
- Piroclasto blanco (Figura 57 A): Este se halla en la última capa (capa d) del depósito de caída en un 1% del peso total. Tiene una densidad de  $1,34 \text{ g/cm}^3$ .
- Fragmento lítico granitoide (Figura 57 D): Es de color blanco y de bordes subredondeados. Presenta una textura fanerítica compuesta por cristales de plagioclasa, cuarzo, piroxeno y

anfíbol. Por su aspecto y mineralogía, se clasifica como una tonalita. Este tipo aparece en todos los niveles del depósito con tamaños de hasta 8 mm.

- Fragmentos líticos lávicos (Figura 57 C): Se reconocen dos tipos de fragmentos, angulosos, diferenciados por su color y textura. El fragmento gris oscuro presenta una textura porfídica de masa fundamental afanítica con fenocristales de plagioclasa y minerales máficos, posiblemente piroxenos. El fragmento gris claro presenta una textura afánítica con cristales de plagioclasa y máficos. Este tipo aparece en todos los niveles del depósito con tamaños de hasta 8 mm.
- Fragmento lítico alterado (Figura 57 C): Fragmento subangulosos de color naranja, probablemente afectados por alteración hidrotermal. Este tipo de lítico predomina en la base del depósito y tienen tamaño menor o igual a 4 mm.
- Cristales (Figura 57 B): Corresponden a cristales de plagioclasa y piroxeno euhedrales a subhedrales con tamaños de hasta 2 mm. Estos se hallaron en los cuatro niveles.



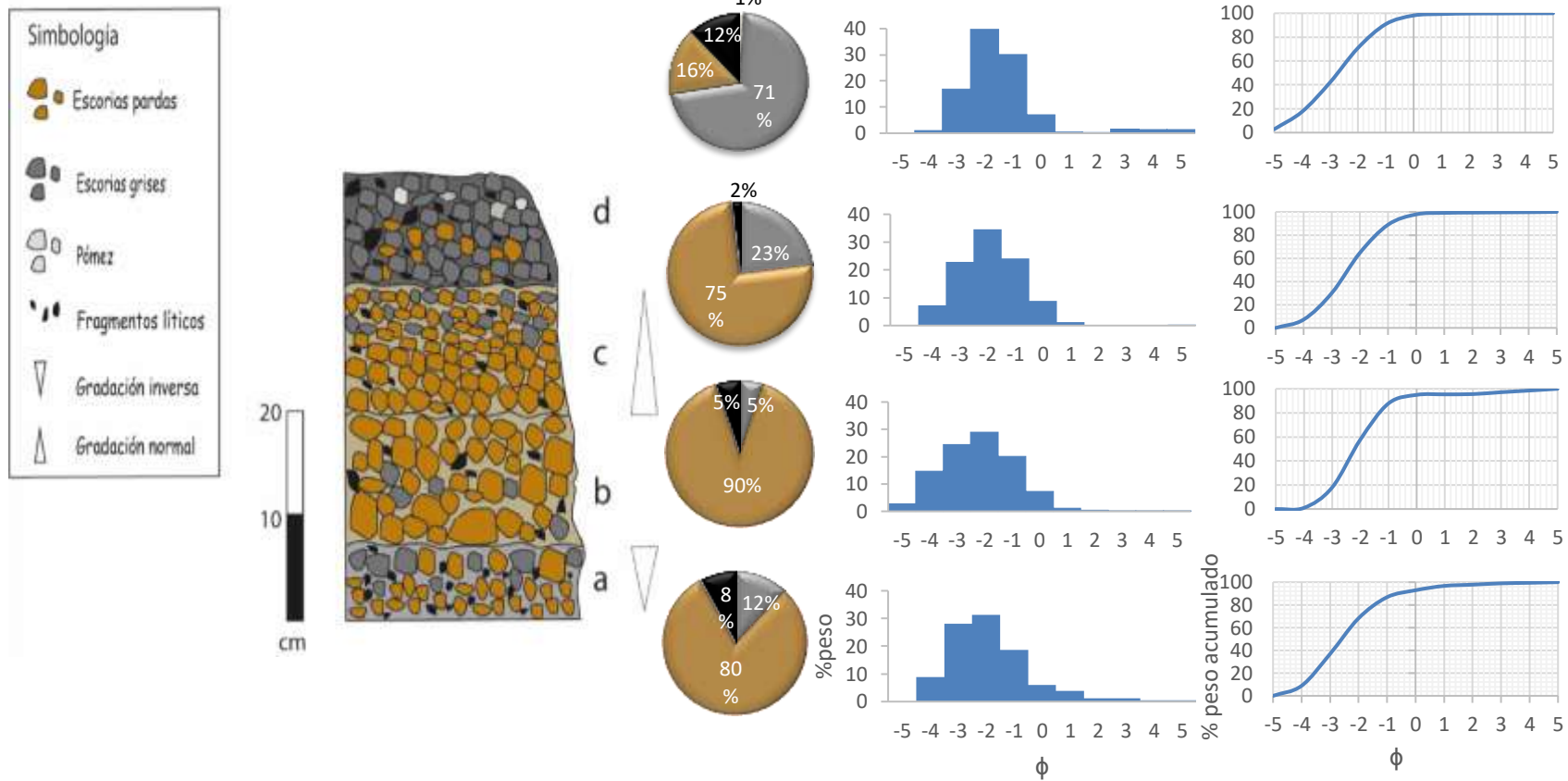
**Figura 57:** Componentes hallados en la erupción de 2015. **A:** Tipos de piroclastos encontrados en el punto CALRO 1. De izquierda a derecha: piroclasto gris, piroclasto pardo y piroclasto blanco. **B:** Cristales. **C:** Fragmentos líticos lávicos. De izquierda a derecha: Líticos gris claro, líticos gris oscuro y líticos anaranjados. **D:** Líticos granitoides.

A continuación, se describen las capas del depósito de caída de esta erupción. En la Figura 17 se representa la columna tefroestratigráfica con los componentes, gradaciones y granulometría por capa. En la Figura 59 y en la Figura 60 se observa la distribución de componentes y de líticos por nivel y por tamaño de partícula, según el tamiz.

- Capa a: Corresponde a la base del depósito. Los espesores medidos en trabajos anteriores se encuentran entre 9 y 1 cm a 6 km y 26 km del cráter, respectivamente (Segura, 2016), distinguiéndose con facilidad dentro de los primeros 20 km (Castruccio *et al.*, 2016). En este trabajo de terreno, la unidad se observó a 7,5 km de distancia (CALRO 2). Esta capa se observa de color gris, con un espesor de 7 cm y una gradación inversa de sus componentes. Contiene fragmentos líticos y escorias de colores pardo y gris, donde este último tipo es más denso, presentando una vesicularidad menor. En porcentajes, estos componentes representan el 8%, 80% y 12% en peso de la capa, respectivamente, según Segura (2016). Los fragmentos mayores presentan tamaños de 1-2 cm de diámetro en este punto y 3,5 cm de diámetro a 5 km del volcán (Romero *et al.*, 2016). Según Castruccio *et al.* (2016) en sectores medios (~ 15 km desde el cráter), el enriquecimiento de piroclastos grises hacia el techo de la unidad forma una capa distinta y es la unidad con mayor proporción lítica (~ 10% en peso). Según Segura (2016), esta capa presenta una moda de -2 en la escala  $\phi$  (4 mm) y una desviación estándar de 1,46, lo que corresponde a un depósito bien clasificado, según Walker (1971) (Tabla 2).
- Capa b: Esta capa presenta una potencia de 13 cm a una distancia de 7,5 km respecto al cráter, encontrándose en el rango de espesores que van de 15 cm (6 km del cráter) a 0,6 cm (54 km del cráter) según Segura (2016). En el punto observado, la capa presenta un color pardo sin gradaciones, compuesta por fragmentos líticos (5% en peso) y escorias de color gris (5% en peso) y pardo (90% en peso), de tamaño lapilli medio a grueso de hasta 4 cm de diámetro mayor. Estas son de mayor tamaño en comparación a las otras capas, observación que coincide con Castruccio *et al.* (2016), donde además menciona que las escorias presentan un diámetro mayor a 7 cm a 5 km del volcán. Por otro lado, Segura (2016) describe esta unidad con una gradación inversa de sus componentes, con clastos mayores de 6 cm de diámetro a 6 km del volcán. Esta capa presenta una moda de -2 en la escala  $\phi$  (4 mm) y una desviación estándar de 1,31 con buena selección, según Walker

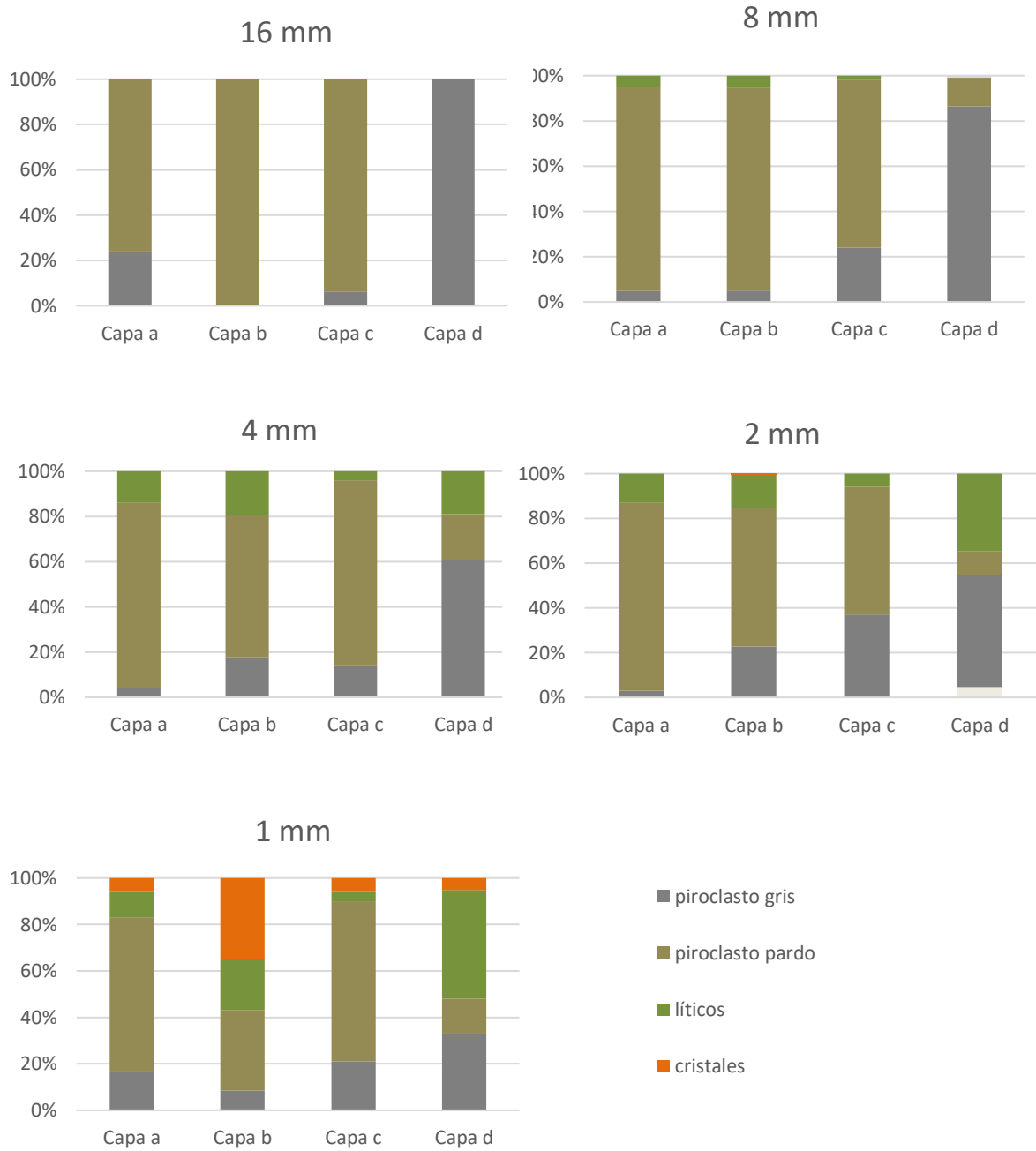
(1971) (Tabla 2),

- Capa c: Representa alrededor de un 32% del espesor del depósito con un máximo de 20 cm a 6 km del cráter (Segura, 2016; Castruccio *et al.*, 2016). A 7,5 km del cráter, esta unidad se observa con un espesor de 12 cm de color pardo y está compuesta por fragmentos líticos, escorias pardas vesiculadas y escorias grises densas. Se observa gradación normal de sus componentes, con un aumento de escorias grises hacia el techo de esta unidad. Segura (2016) menciona que los componentes representan el 2%, 75% y 23% en peso, respectivamente. Según la misma autora, esta capa presenta una moda de -2 en la escala  $\phi$  (4 mm) y una desviación estándar de 1,15 (bien clasificado).
- Capa d: Esta capa representa el techo de la estratigrafía para esta erupción. Tiene 11 cm de espesor en el punto estudiado. Segura (2016) menciona que este depósito tiene un espesor de 14 cm a 7 km del cráter hasta 0,5 cm a 32 km del volcán. Esta unidad se caracteriza por ser de color gris oscuro, con fragmentos tamaño lapilli fino a medio en una distribución homogénea. Está compuesta por fragmentos líticos (12% en peso.), escorias pardas (15% en peso) y un alto contenido de escorias densas (71% en peso) en su base respecto al resto del depósito. Además, esta unidad es la única que contiene piroclastos blancos de baja densidad y alta vesicularidad (1% en peso), posadas en el techo de esta capa, presentando una mineralogía distinta a los demás. Los fragmentos mayores tienen un diámetro de 3 cm en este punto.

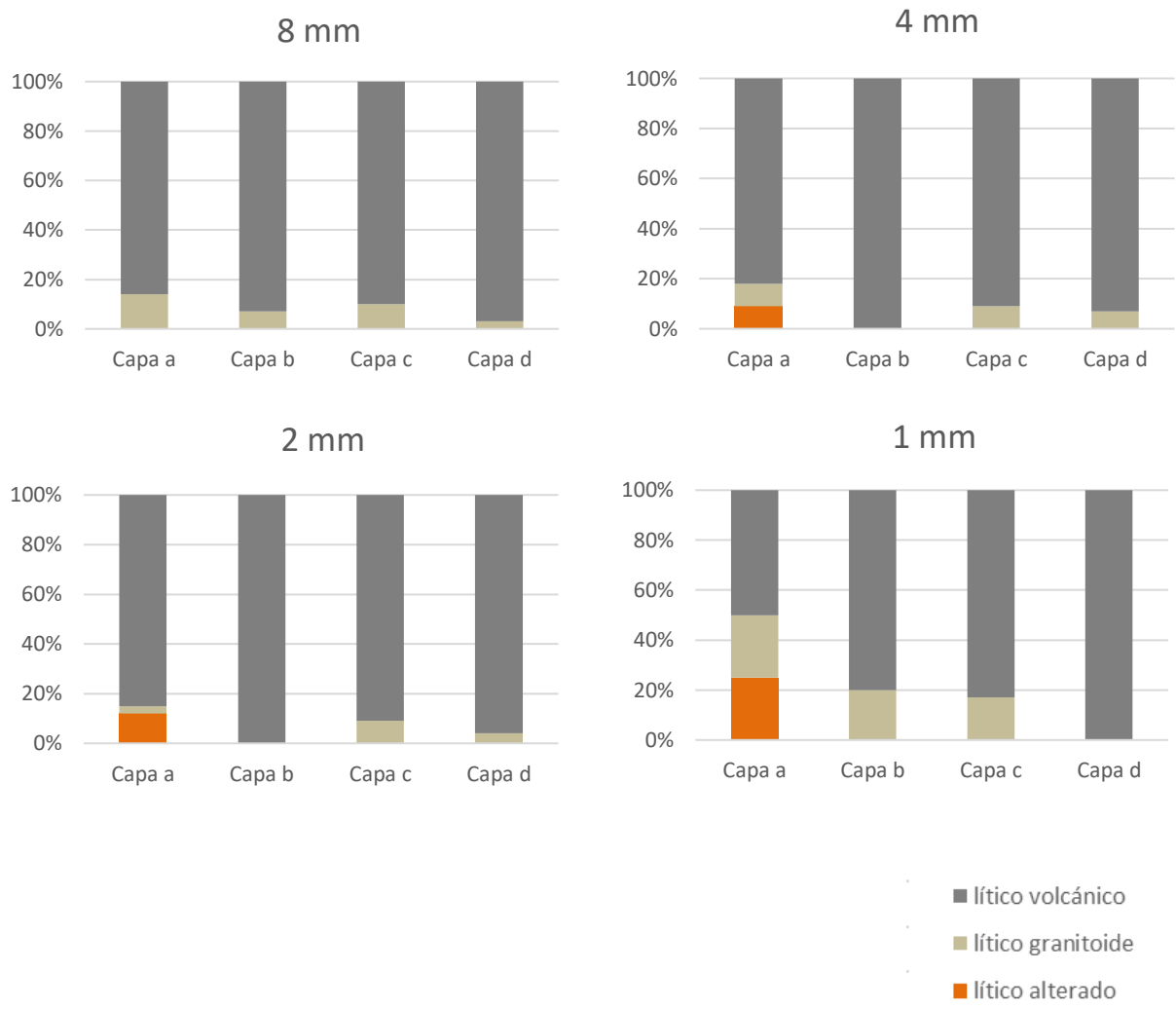


**Figura 58:** Columna tefroestratigráfica realizada en el punto CALRO 2, situado a 7,6 km del cráter. Además, se muestra gráficamente los tipos de fragmentos en porcentajes en peso e histogramas del análisis granulométrico para cada capa del depósito de caída correspondiente a esta erupción. Estos datos son basados en datos de este trabajo y de Segura (2016).





**Figura 59:** Tipos de fragmentos por tamaño y capa del depósito de caída de 2015 en porcentaje en peso. Basado en datos del punto CALRO 2 y CALRO 7.

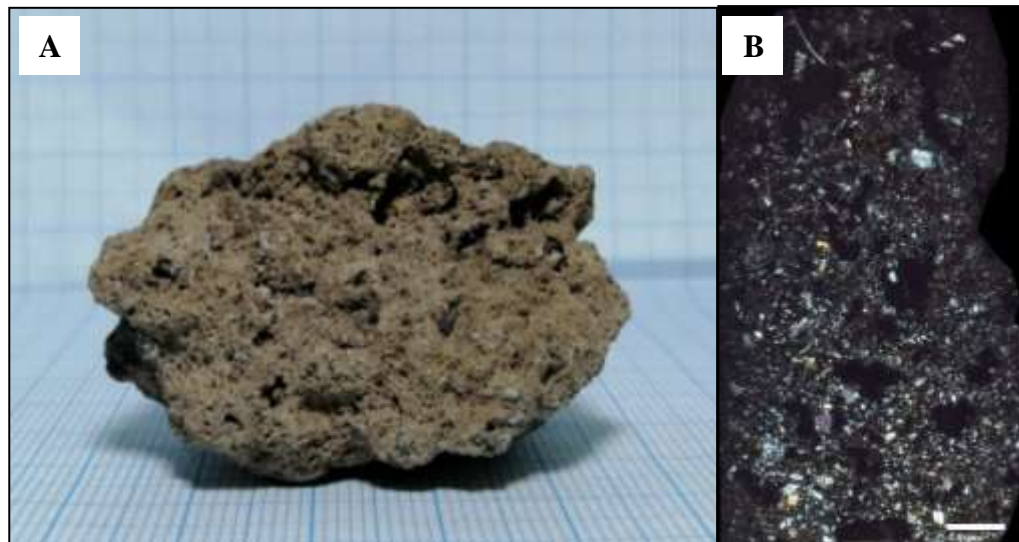


**Figura 60:** Tipos de fragmentos líticos por tamaño y capa del depósito de caída de la erupción de 2015, expresados en porcentaje en peso. Tomados de Segura (2015).

### 4.3.3 Petrografía de piroclastos

Los piroclastos fueron diferenciados por su color, porcentaje en cristales y principalmente por el tipo de vesículas, tomando en cuenta características como coalescencia (unión de burbujas). Este depósito de caída se caracteriza por la presencia de tres tipos de piroclastos (Figura 57 A), los cuales se describen a continuación.

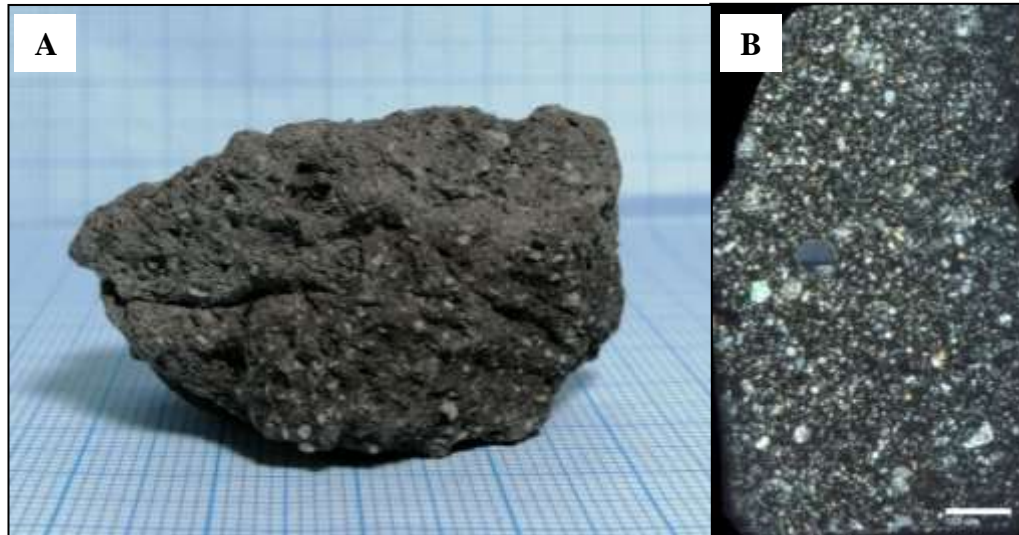
- Piroclasto Pardo: Es escoria vesicular de color pardo con forma irregular de bordes angulosos a subangulosos (Figura 61 A). Estos piroclastos presentan textura vitrofírica escoriácea (Figura 61 B) con fenocristales y microfenocristales de plagioclasa (9% vol.) con hábito tabular euhedral a subhedral, de tamaños de hasta 3 mm, con presencia de maclas y textura zonificada; ortopiroxeno (2,7% vol.) y clinopiroxeno (1,3% vol.), subhedrales a euhedrales de hasta 2 mm aproximadamente y olivino (<1% vol.) con cristales menores a 1 mm. Las vesículas ocupan un 50% del piroclasto (Figura 66 A), observándose con bordes irregulares de forma elipsoidal a subsférica, con tamaños de hasta a 8 mm. Además, presenta textura glomeroporfírica compuesta de cristales de plagioclasas y piroxenos (Figura 65 A).



**Figura 61:** Escoria color pardo del depósito de caída de la erupción de 2015. **A:** Fragmento a muestra de mano. **B:** Corte transparente a nícoles cruzados.

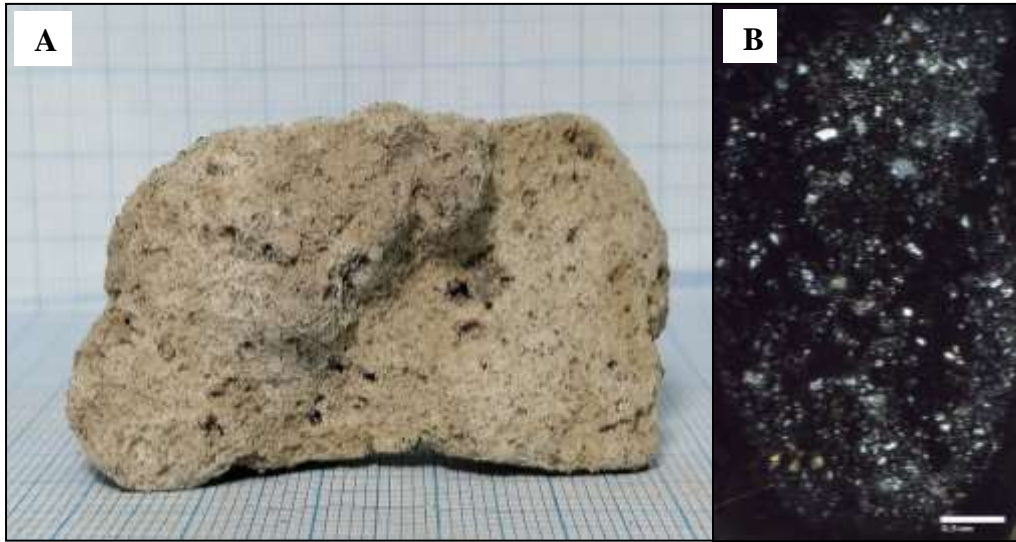
- Piroclasto Gris: Este tipo de piroclasto se caracteriza por su color gris y por tener una mayor densidad que la escoria color pardo. Morfológicamente se observa con bordes angulosos poco irregulares y con bajo porcentaje en vesículas (25-30% vol.) (Figura 62 A), las cuales tienen forma elipsoidal a subsféricas con tamaños de hasta 2 mm. Tiene una masa fundamental, con alto contenido de cristales en comparación a los demás juveniles. Presenta una textura vitrofírica vesicular (Figura 62 B) con fenocristales y microfenocristales de

plagioclasa (20% vol.), ortopiroxeno (6% vol.) y clinopiroxeno (4% vol.), ambos con habito tabular de forma euhedral a subhedral, en su mayoría de tamaños de hasta 2 mm; olivino (2% vol.) con forma granular de tamaño menor a 1 mm. También presentan cúmulos (textura glomeroporfírica) de diámetro 3-5 mm aproximadamente, conformados por cristales de plagioclasa, rodeados de olivino y piroxeno. Algunas plagioclasas presentan textura zonada, sieve, parche y bordes de reacción.

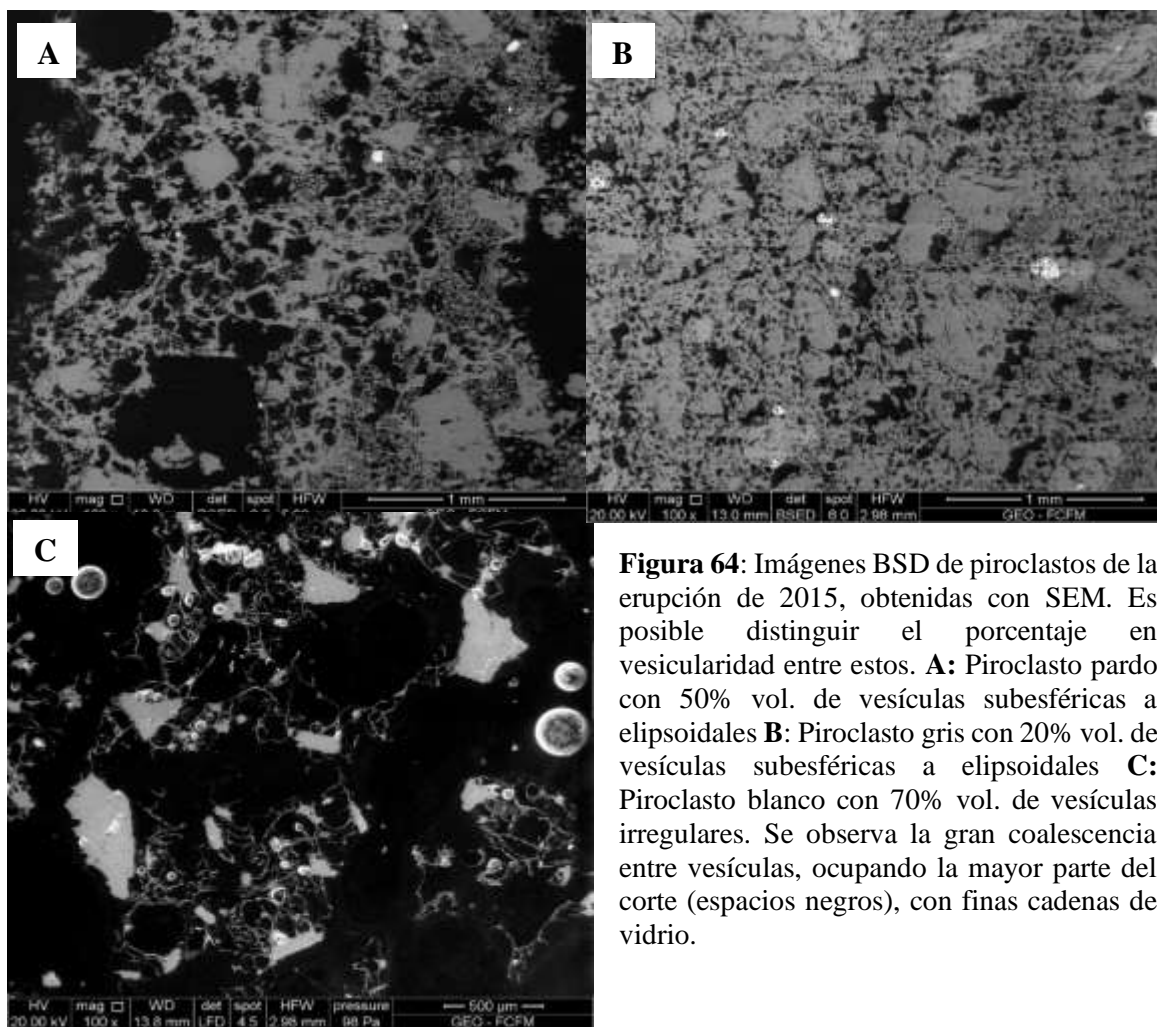


**Figura 62:** Escoria gris del depósito de caída de la erupción de 2015. **A:** Fragmento a muestra de mano. **B:** Corte transparente a nícoles cruzados.

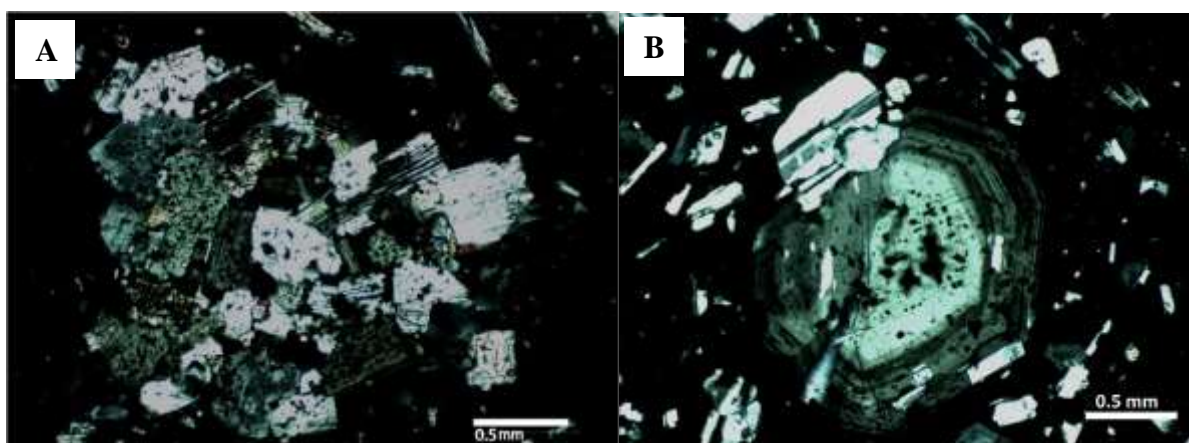
- Piroclasto Blanco: Corresponde a pómez de color blanco con forma irregular de bordes subangulosos (Figura 63 A). Tiene una textura vitrofírica escoriácea (Figura 63 B) con masa fundamental de color claro y microfenocristales de plagioclasa (4% vol.) de habito tabular euhedral a subhedral, en su mayoría de tamaños de 1-3 mm; ortopiroxeno (1,5% vol.), subhedral a euhedral con tamaño entre 1-2 mm y anfíbol (1,5% vol.) con tamaños de 1-3 mm. Las plagioclasas se encuentran zonificadas, con textura sieve y parche con relleno de ortopiroxenos, y algunos bordes de reacción. Los fragmentos presentan vesículas con alta coalescencia en un 70-80% vol. aproximadamente, de forma irregular con tamaños desde hasta 8 mm. El vidrio se observa como cadenas finas, sosteniendo algunos cristales (Figura 64 C).



**Figura 63:** Escoria de color blanco del depósito de caída de la erupción de 2015. **A:** Fragmento a muestra de mano. **B:** Corte transparente a nícoles cruzados.



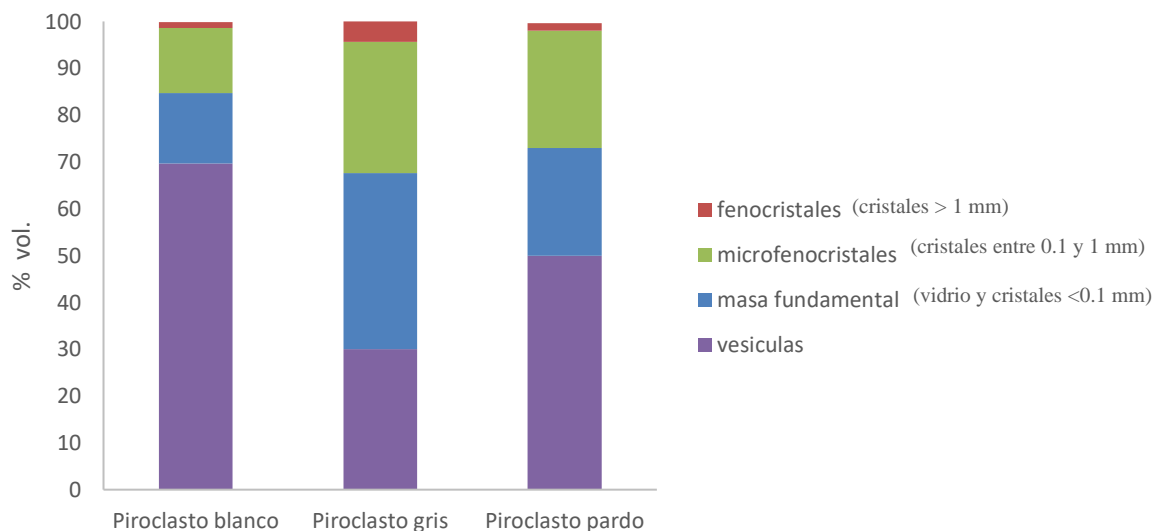
**Figura 64:** Imágenes BSD de piroclastos de la erupción de 2015, obtenidas con SEM. Es posible distinguir el porcentaje en vesicularidad entre estos. **A:** Piroclasto pardo con 50% vol. de vesículas subsféricas a elipsoidales **B:** Piroclasto gris con 20% vol. de vesículas subsféricas a elipsoidales **C:** Piroclasto blanco con 70% vol. de vesículas irregulares. Se observa la gran coalescencia entre vesículas, ocupando la mayor parte del corte (espacios negros), con finas cadenas de vidrio.



**Figura 65:** Texturas encontradas en piroclastos de la erupción de 2015. **A:** Textura glomeroporfírica conformada por plagioclasas y ortopiroxenos **B:** Plagioclasa con textura zonada y sieve.

#### 4.3.4 Componentes de piroclastos y población de vesículas

Se estimó el porcentaje en cristales, masa fundamental y vesículas (Figura 66), a través de conteo modal con imágenes de corte transparente a nícoles cruzados (Capítulo 3.2.1). Además, con el tratamiento de imágenes a nícoles cruzados, se determinaron poblaciones de vesículas por tamaño (Figura 67).

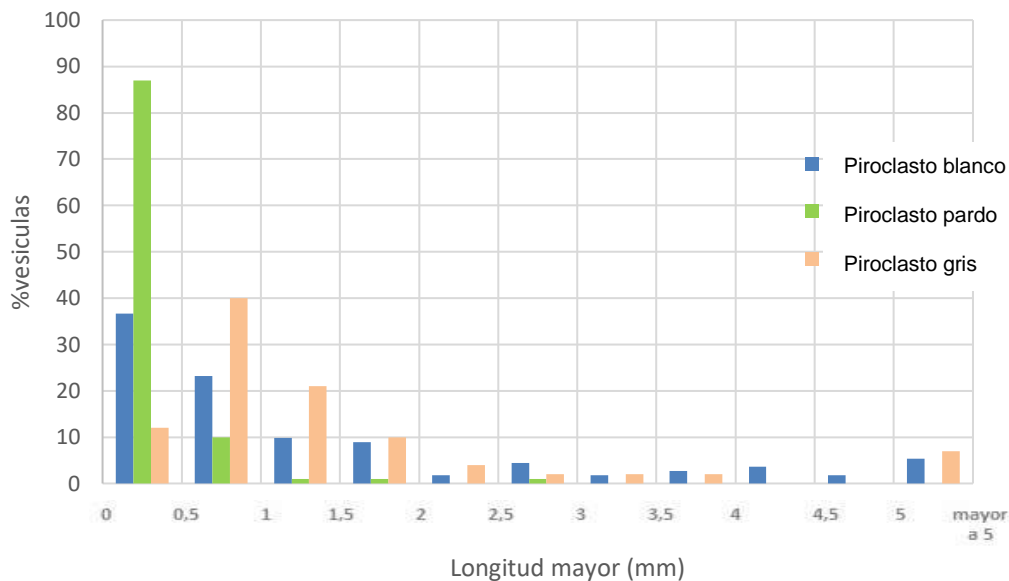


**Figura 66:** Componentes de piroclastos de 2015 en porcentaje en volumen.

De esto, se obtuvo que los piroclastos blancos contienen un mayor porcentaje en vesículas, ocupando un 70% del espacio de la roca (Figura 66) con tamaños mayores a las que contienen los piroclastos gris y pardo (Figura 67), que resultaron tener un 30 y 50% vol. de vesículas respectivamente. Los piroclastos blancos presentan bajo porcentaje en cristales, resultando tener 6% vol. de microfenocristales y sólo 1% vol. de fenocristales. Contiene 23% vol. de masa fundamental con bajo porcentaje en microlitos respecto a los demás juveniles.

En la Figura 66 se observa que el piroclasto gris es el más cristalino de los tres tipos, con 28% vol. de microfenocristales de plagioclasa, clinopiroxeno, ortopiroxeno y olivino y un 4% vol. de fenocristales, los cuales en su mayoría son plagioclasas que llegan a medir 2 mm a microscopio. La masa fundamental (38% vol.) contiene un alto porcentaje en microlitos de plagioclasa y algunos

piroxenos. Este juvenil, tiene bajo porcentaje en vesículas (30% vol.) donde la población mayor se encuentra en tamaños menores o iguales a 0,5 mm.



**Figura 67:** Población de vesículas por tamaño para cada piroclasto de la erupción de 2015.

El piroclasto pardo tiene porcentajes de sus componentes en términos medios entre los tres. Contiene 37% vol. de masa fundamental y 11% vol. de microfenocristales y un 2% vol. de fenocristales. Tiene 60% vol. de vesículas con poblaciones de tamaños variadas, en su mayoría entre 0,5 a 2 mm.

## 4.3.5 Geoquímica

### 4.3.5.1 Roca total y masa fundamental

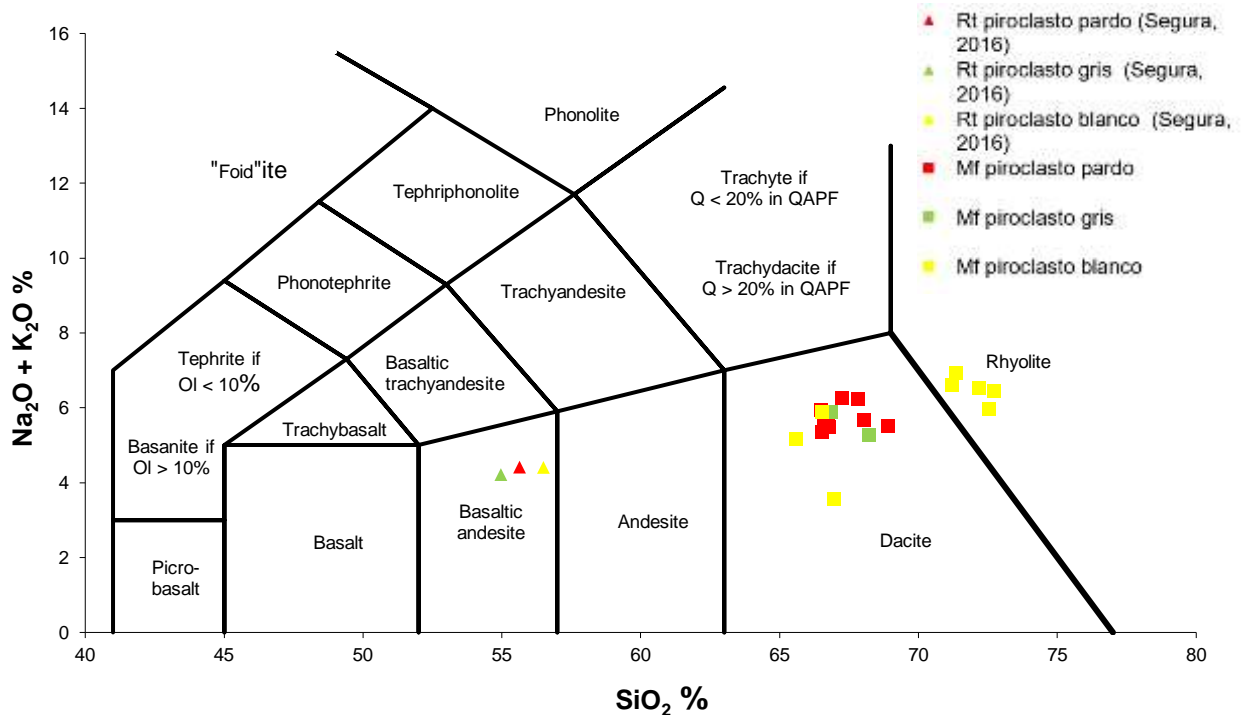
Castruccio *et al.* (2016) y Segura (2016) analizaron los tres tipos de escorias existentes en el depósito de caída, a través de microsonda electrónica. Las escorias pardas contienen un  $54,5 \pm 1,1\%$  en peso de  $\text{SiO}_2$ . Las escorias grises tienen un contenido en  $\text{SiO}_2$  similar al de las escorias pardas, con  $54,7 \pm 0,2\%$  en peso de  $\text{SiO}_2$ . Las pómez, tienen un contenido de  $\text{SiO}_2$  ligeramente



mayor a los otros tipos de escorias (56,5% en peso de SiO<sub>2</sub>). Estos datos reflejan una composición andesítico-basáltica según el diagrama TAS de Le Bas *et al.* (1986) (Figura 68).

Por otro lado, Astudillo, V., Bertin, L. y Bertin, D. (2015) realizaron análisis químico de roca total con XRF (Fluorescencia de Rayos X), obteniendo composiciones andesíticas (57% en peso de SiO<sub>2</sub>).

Estas composiciones son consistentes con las previamente estudiadas por López-Escobar *et al.* (1995) y Sellés y Moreno (2011), donde el campo químico de los productos del volcán varía entre un 55 y 60% en peso de SiO<sub>2</sub>.



**Figura 68:** Clasificación geoquímica de roca total (Rt) y masa fundamental (Mf) de piroclastos, correspondientes a la erupción de 2015 del volcán Calbuco. Diagrama TAS de Le Bas *et al.* (1986).

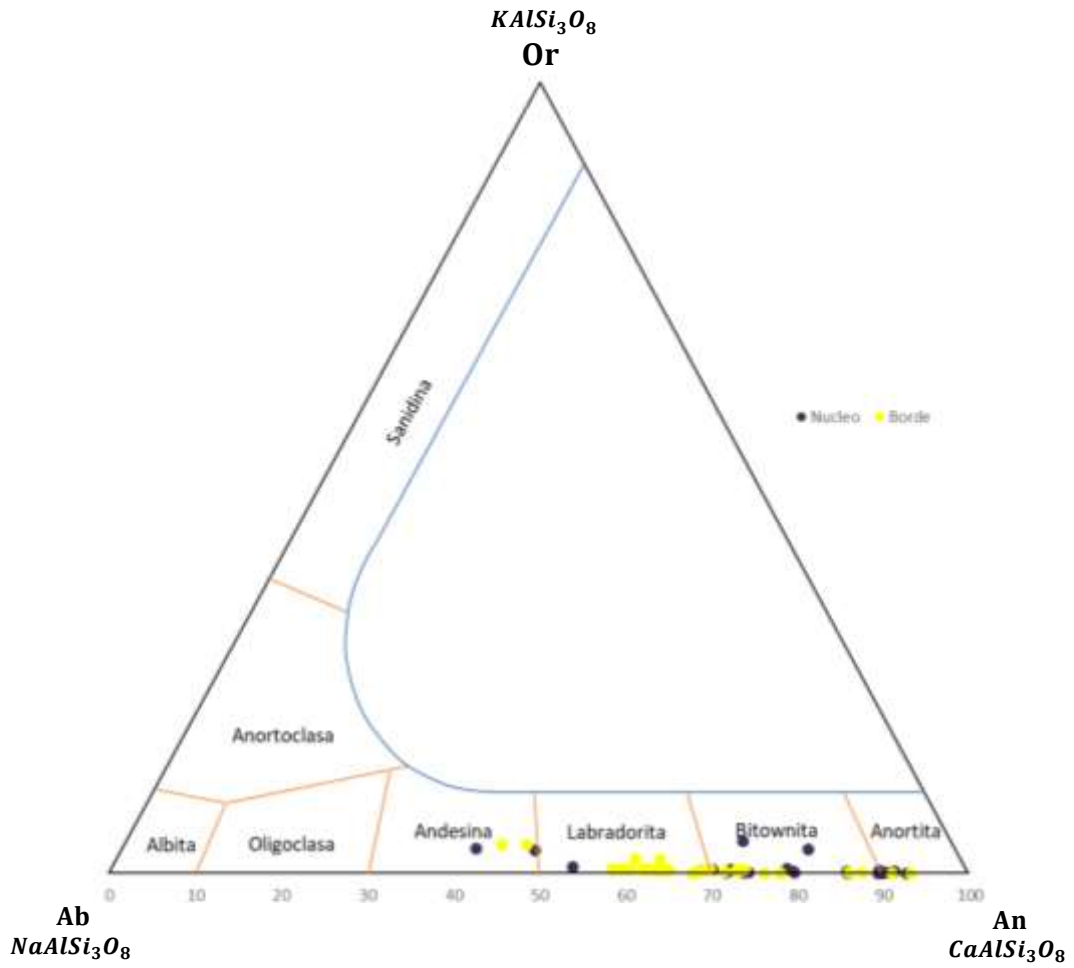
En este trabajo se estimó la composición química de vidrio de los piroclastos con datos semicuantitativos mediante SEM. Estos valores están entre 65-66% en peso de SiO<sub>2</sub>, los que corresponden a una composición dacítica (Figura 68). Igualmente, Astudillo *et al.* (2015) estimaron una composición dacítica de ~66% en peso de SiO<sub>2</sub> para la masa fundamental, mediante el mismo

método. Sin embargo, Castruccio *et al.* (2016) calcularon la composición del vidrio que varía de andesítica a dacítica (60,1-64,0% en peso de SiO<sub>2</sub>), mediante microsonda electrónica, variando la composición para el piroclasto blanco de 68 a 76% en peso de SiO<sub>2</sub> (riodacíticos a riolíticos).

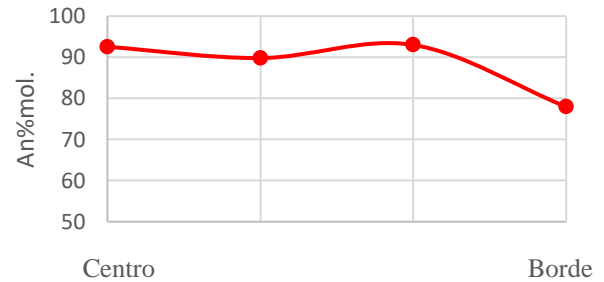
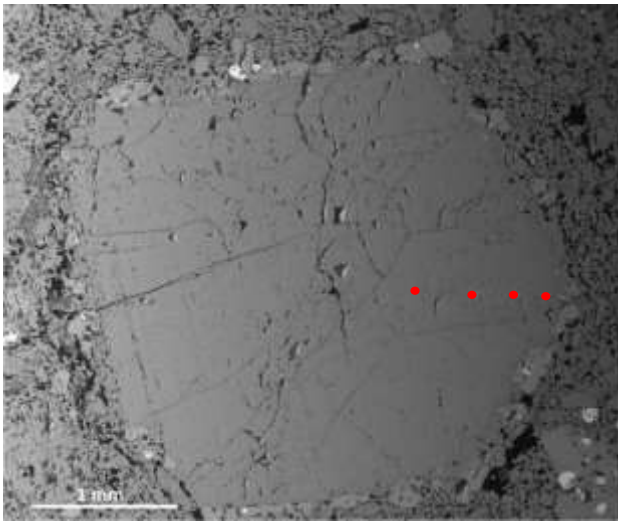
#### **4.3.5.2 Cristales**

Las plagioclasas se presentan como fenocristales, microfenocristales y microlitos. La mayoría de los fenocristales y microfenocristales aparecen sin alteración con zonaciones normales. Según datos de la campaña realizada en 2015, los fenocristales presentan núcleos con composiciones de alto rango en anortita (An<sub>93-43</sub>) y bordes de composiciones similares (An<sub>93-45</sub>), que corresponden principalmente a bitownitas y labradoritas con algunas de andesinas y anortitas (Figura 69).

Según el estudio de Astudillo *et al.* (2015) y Castruccio *et al.* (2016), los núcleos tienen composición An<sub>68-91</sub> y los bordes de sobrecrecimiento de 20-40 μm de ancho, presentan composiciones ricas en Na (An<sub>54-75</sub>) que corresponden principalmente a bitownitas y labradoritas.



**Figura 69:** Clasificación de núcleos y bordes de plagioclasas analizadas encontradas en piroclastos de la erupción de 2015. Datos obtenidos en campaña 2015.

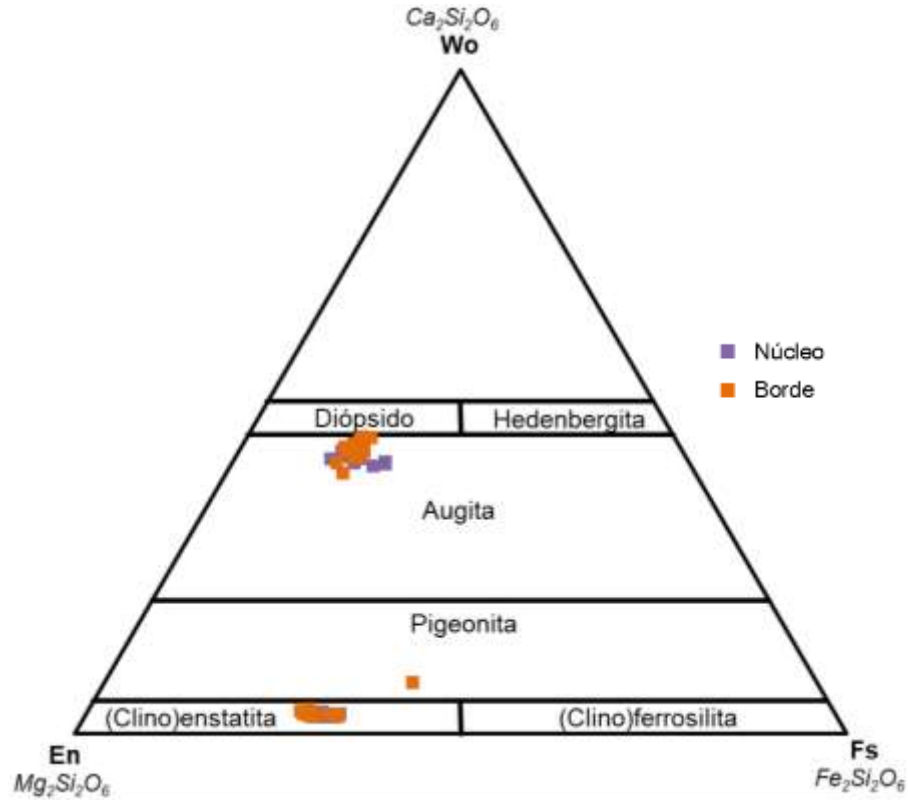


**Figura 70:** Variación en el contenido de anortita desde el centro al borde del microfenocrystal de plagioclasa zonada de piroclasto gris de la erupción de 2015.

Los ortopiroxenos son muy uniformes en composición y caen en el campo de Enstatita (En 68-64) con bordes de la misma composición (En 69-65). Los clinopiroxenos caen en el campo de augita (Wo 40-44 En 46-39 Fe 12-20) sin una zonación aparente, con composiciones similares (Wo 39-45 En 46-39 Fe 13-16) (Figura 71).

Según Astudillo (2018), los anfíboles de los piroclastos blancos se clasifican como ferri-tschermakíticos ricos en Ti, pero también son del tipo tschermakítico, ferri-sadanagaita y algunas de magnesio-hornblenda también ricas en Fe-Ti.

Los óxidos de Fe-Ti (<5% vol.) aparecen como microlitos y microfenocristales y corresponden a titanano-magnetita con un 9-13% en peso de  $TiO_2$ . El escaso olivino tiene composición de Fo 75-69. (Astudillo *et al.*, 2015; Segura *et al.*, 2015; Castruccio *et al.*, 2016).



**Figura 71:** Clasificación de núcleos y bordes de piroxenos encontrados en piroclastos de la erupción de 2015. Diagrama de Marimoto (1988). Datos obtenidos en campaña 2015.

### 4.3.6 Cálculo de condiciones pre - eruptivas

#### 4.3.6.1 Termobarómetros/higrómetros

Para esta erupción se utilizan datos estimados por otros autores (Tabla 8). Campos (2016) y Morgado *et al.* (2019) estimaron condiciones de temperatura y presión de la cristalización de las fases, a partir de resultados de microsonda electrónica en cristales de clinopiroxeno, ortopiroxeno, olivino, anfíbol y plagioclasa. Astudillo (2018) estimó condiciones de temperatura y presión de inclusiones vítreas en las mismas fases cristalinas. Las metodologías utilizadas fueron las de Putirka (2008), Holland y Blundy (1994), Ridolfi *et al.* (2010) y Ridolfi y Renzulli (2012).

Autor	Cristales	T (°C)	Presión (MPa)	% H2O	Metodología
Morgado <i>et al.</i> (2019)	Dos piroxenos (Cpx-Opx)	984±56	330±320	-	Putirka (2008)
	Anfibol	906±24	230±30	-	Ridolfi <i>et al.</i> (2010)
		897±16	210±40	-	Ridolfi y Renzulli (2012)
	Anfibol-Plagioclasa	977±42	-	-	Holland y Blundy (1994)
	Ilmenita-Titanomagnetita	982±22	-	-	Ghiorso y Evans (2008)
	Olivino	997±22	-	-	Shejwalkar y Coogan (2013)
Astudillo (2018)	Dos piroxenos	949±38	470±280	-	Putirka (2008)
	Opx-vidrio	958±26	290±260	-	
	Plagioclasa-vidrio	981±36	-	5,4±1,03	
	Anfibol	907±22	434±60,76	5,9±0,41	Ridolfi <i>et al.</i> (2010) Ridolfi y Renzulli (2012)
		1008±23,50	750±86,25	8,14±0,78	
Campos (2016)	Cpx- vidrio	968±46	148±260	-	Putirka <i>et al.</i> (2003)
		Ec.33	Ec.32b		
	Plagioclasa-vidrio	984±36	222±247	4,5±1,03	Putirka (2005)
		Ec.24a	Ec.25a	Ec.25b	
		-	-	4,7±0,32	Lange <i>et al.</i> (2009)
Anfibol	880±22	197±27,58	5,6±0,41	Ridolfi <i>et al.</i> (2010)	
	900±23,50	216±24,84	4,6±0,78	Ridolfi y Renzulli (2012)	

**Tabla 8:** Datos de temperatura, presión y porcentaje de agua para la erupción de 2015, según autores.

#### 4.3.6.2 Viscosidad y densidad del magma

Se estimó la viscosidad del fundido  $\eta_{fundido}$  y del magma, además de la densidad del fundido (Capítulo 3.3). En la Tabla 9, se muestran los datos utilizados y los resultados obtenidos para cada tipo de juvenil. Estos valores se calcularon a una temperatura de 950°C, una presión de 210 MPa y

para un contenido de agua del 4,9%, valores obtenidos por Morgado *et al.* (2019) y Astudillo (2018) para esta erupción subpliniana.

Juvenil	SiO <sub>2</sub> % wt	Log $\eta_{fundido}$	$\eta_{fundido}$ (Pa s)	$\phi$	$\eta_{magma}$ (Pa s)	Densidad $\frac{g}{cm^3}$	Densidad anhidra $\frac{g}{cm^3}$
Pardo	67,15	3,18	1,53*10 <sup>3</sup>	0,27	0,68*10 <sup>4</sup>	2,25	2,52
Gris	65,94	3,25	1,99*10 <sup>3</sup>	0,32	1,34*10 <sup>4</sup>	2,26	2,53
Blanco	68,29	3,43	2,84*10 <sup>3</sup>	0,15	0,58*10 <sup>4</sup>	2,21	2,47

**Tabla 9:** Datos de viscosidad y densidad del magma para la erupción de 2015

#### 4.4 Modelación numérica de ascenso magmático

El estilo eruptivo depende de un conjunto de propiedades y procesos magmáticos interrelacionados como la viscosidad del magma, la pérdida de gas y propiedades externas como la geometría del conducto. Estos parámetros controlan la velocidad a la que los magmas ascienden, descomprimen y emiten gases en el camino hacia la superficie, determinando el estilo eruptivo y su evolución (Cassidy *et al.*, 2018).

Utilizando el programa descrito en el Capítulo 3.3, se ajustaron los datos de geometría del conducto para la erupción de 2015, de acuerdo a los valores de la tasa eruptiva de masa máxima del segundo pulso de  $2,4 * 10^7$  kg/s y  $2,7 * 10^7$  kg/s, estimada por Castruccio *et al.* (2016), a partir de valores de altura de columna eruptiva con el método de Wilson y Walker (1987).

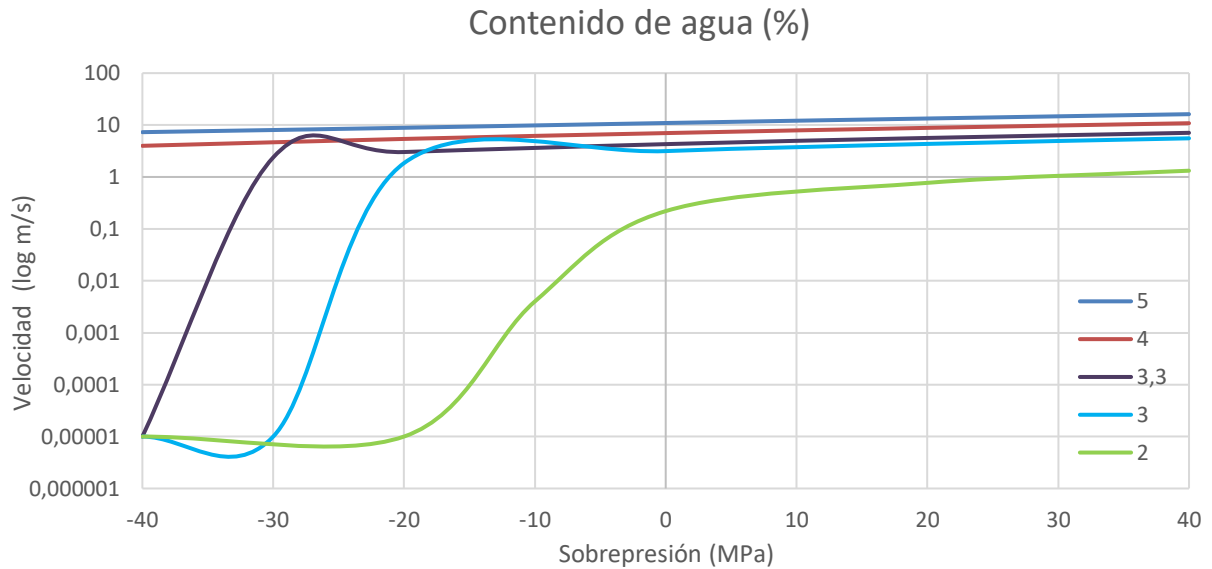
El objetivo de la modelación numérica es intentar encontrar los valores de los parámetros eruptivos que influyen en la definición de un estilo explosivo o efusivo y la transición entre estos, aplicados al volcán Calbuco. Para esto, se analizaron diferentes casos utilizando los valores estimados anteriormente (composición química de vidrio, contenido cristalino, presión y temperatura), junto a datos como geometría del conducto (radio y profundidad) y sobrepresión de la cámara magmática con el fin de determinar cuáles son las condiciones para que ocurra una fase efusiva como la de la erupción de 1961 o una fragmentación del magma. Para esto se grafica la velocidad de ascenso respecto a la variación de sobrepresión, donde una velocidad mayor o igual a 1 m/s se asocia a una erupción explosiva Slezin (2003) (Figura 72, Figura 75-Figura 82).

Para el análisis de los distintos casos, se utilizaron parámetros fijos y variables, asumiendo como punto de partida valores ajustados a la tasa eruptiva de la erupción de 2015 ( $2,7 * 10^7$  kg/s). Estos datos son 950°C de temperatura, 210 MPa de presión, 4,9 % de agua, 30% de cristales, 7 km de profundidad de la cámara magmática y 15 m de radio del conducto volcánico. Además, se utilizó un número de densidad de burbujas de  $10^9 m^{-3}$ , basado en Cashman *et al.* (2000), una sobrepresión del techo de la cámara con valores entre -40 y 40 MPa, basado en Slezin (2003) y un  $\phi$  crítico para que ocurra fragmentación de 0.8, basado en Sparks (1978) y Cashman *et al.* (2000). La sobrepresión se define como la diferencia entre la presión en la entrada del conducto y la presión hidrostática del magma sin burbujas, generada por la diferencia de densidad entre el magma y su entorno que provoca el ascenso del magma y su almacenamiento. La presión hidrostática de la columna de magma es en la mayoría de los casos menor que la presión litostática, por tanto, la sobrepresión puede ser mucho más de 20 MPa al comienzo de una erupción y puede ser negativo al final debido a la baja densidad de la mezcla de gas-magma, encontrándose en un rango entre -40 y 40 MPa aproximadamente (Slezin, 2003).

Utilizando estos datos como punto de partida, se analizaron parámetros como contenido de agua, contenido de cristales y temperatura en función de la sobrepresión existente en la cámara magmática para distintas situaciones (Figura 72, Figura 75-Figura 82). De esta forma, se intentó estimar las posibles condiciones para el desarrollo de los estilos eruptivos y las condiciones para que exista una transición de los estilos eruptivos en el volcán Calbuco.

De la modelación se obtuvo que ciertos parámetros son capaces de generar una erupción explosiva o efusiva, dependiendo de la sobrepresión existente en el techo de la cámara magmática u otras presentan el mismo comportamiento para todos los valores de sobrepresión. Este último comportamiento corresponde a la erupción de 2015, ya que con un contenido de agua cercano al 5% en peso, todas las soluciones corresponden a una erupción explosiva, no así si el magma hubiese contenido un 3,3% de agua, donde con una sobrepresión negativa, es posible obtener una solución efusiva (Figura 72).

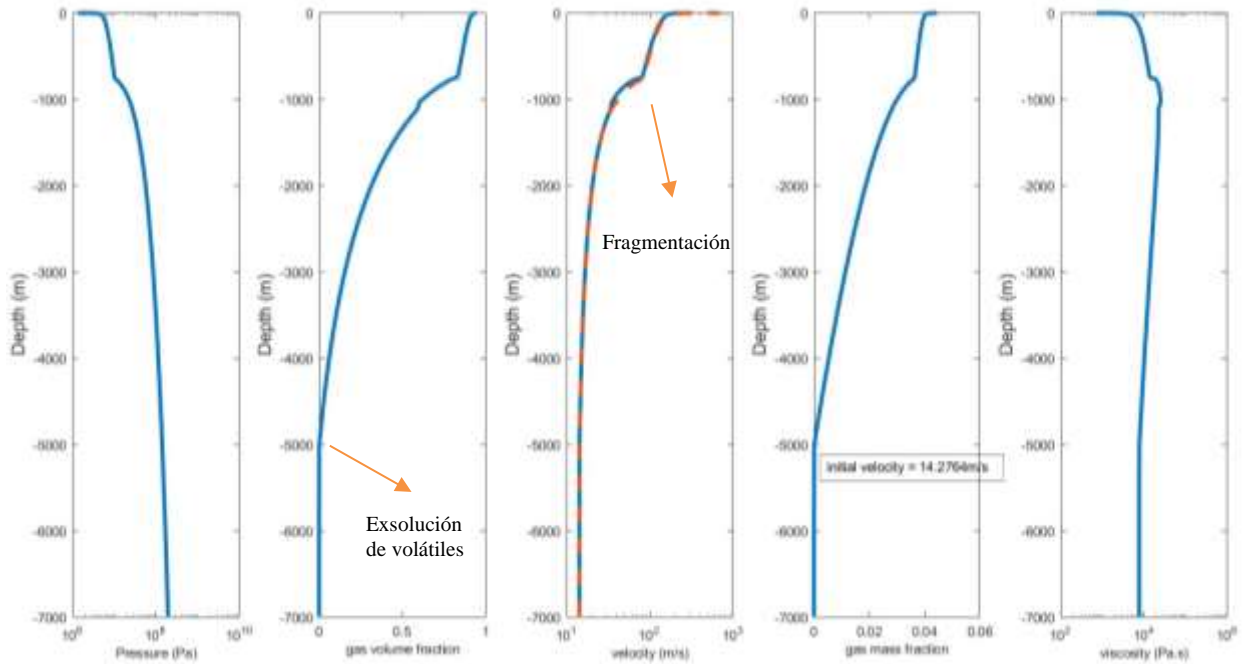




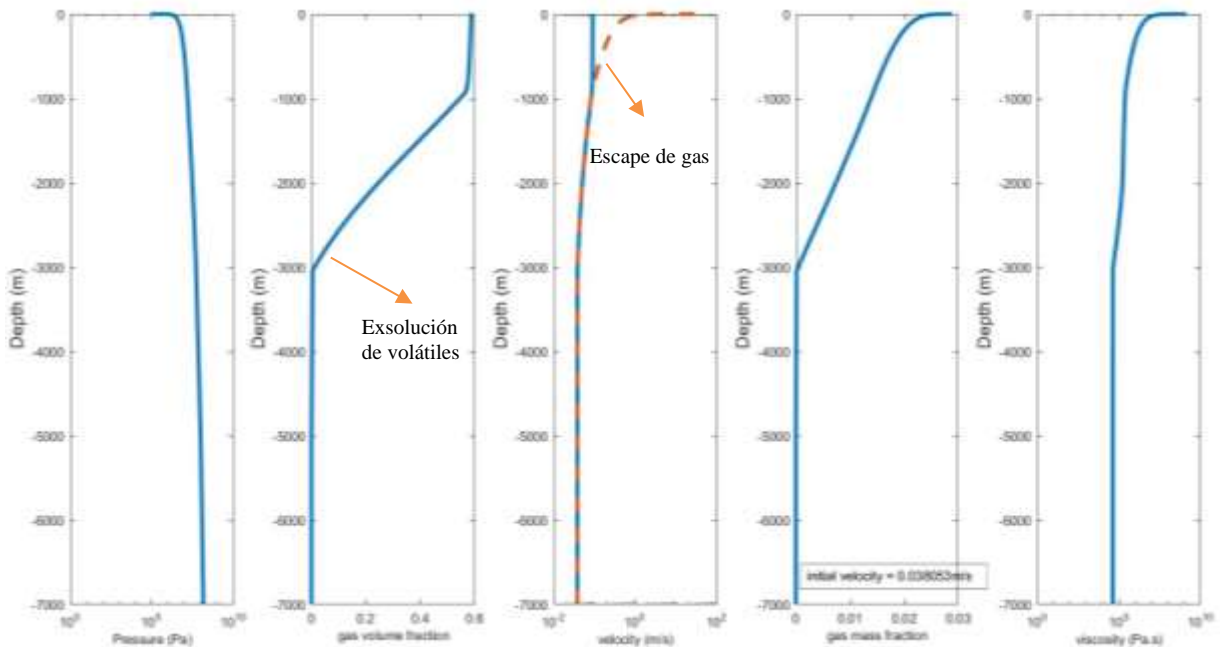
**Figura 72:** Valores de velocidad de ascenso para distintos contenidos de agua del magma en función de la sobrepresión de la cámara magmática, asumiendo condiciones dadas para la erupción de 2015. En este caso, las erupciones efusivas tienen probabilidad de ocurrir con valores inferiores o igual al 3,3% de agua.

La Figura 73 y Figura 74 representan el comportamiento del magma durante su ascenso, donde las erupciones explosivas implican la fragmentación del magma en profundidad, que se ve reflejado en la Figura 73, como un quiebre en las curvas graficadas y las erupciones efusivas se caracterizan por el escape de gas del magma a una mayor velocidad con la que asciende el fundido en el conducto (Figura 74). Para esto se grafica la variación de presión, velocidad de ascenso del magma, fracción de volumen de gas y fracción de masa de gas exsuelto, además de la viscosidad del magma con respecto a la profundidad.

La Figura 73 representa la modelación de ascenso magmático con los parámetros de la erupción de 2015. En este caso se observa que ocurre una erupción explosiva para cualquier valor de sobrepresión (Figura 72), donde la fragmentación está situada a 1 km de profundidad. La Figura 74 representa la condición necesaria de contenido de agua para generar una erupción efusiva a baja sobrepresión de la cámara magmática (Figura 72)

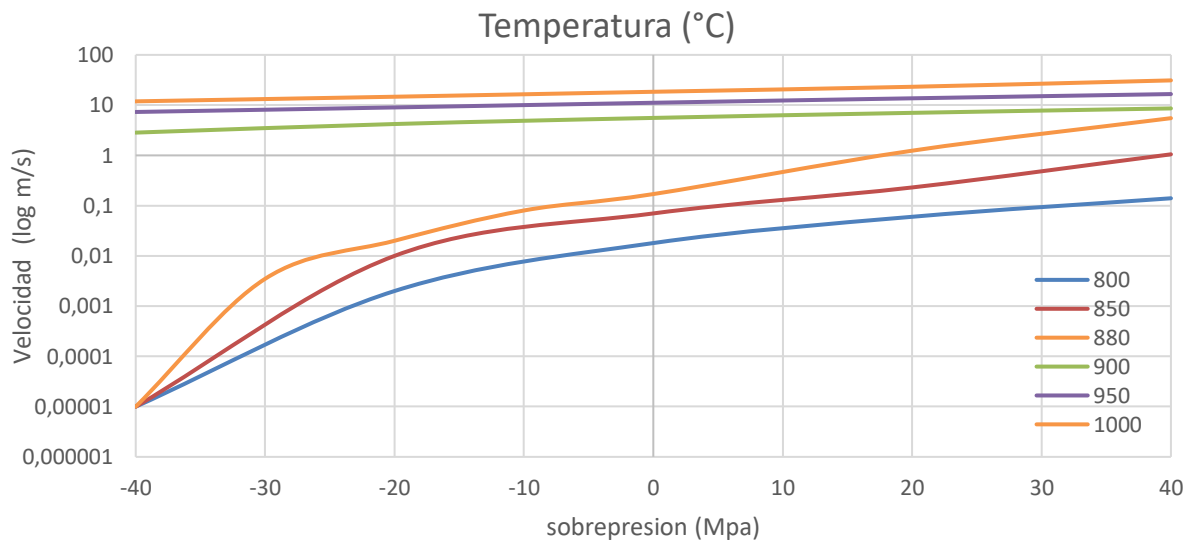


**Figura 73:** Modelación numérica del ascenso magmático para el caso de la erupción de 2015 a condiciones de 950°C, 210 MPa, 7 km de profundidad de la cámara magmática, 30% de contenido de cristales, 4,9% de contenido de agua en el magma pre-eruptivo.

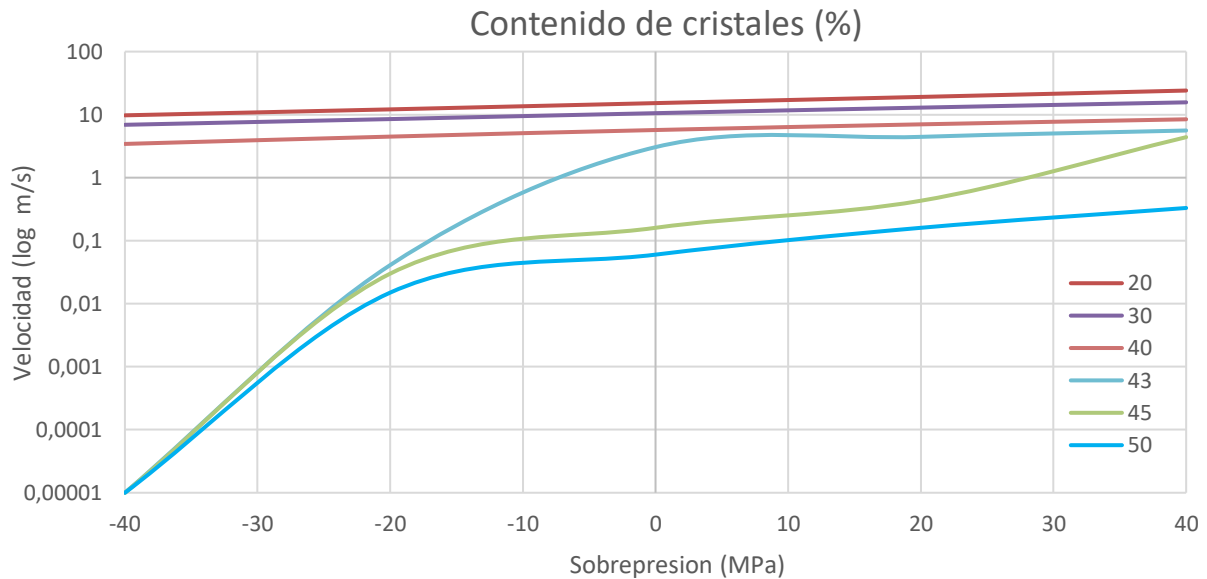


**Figura 74:** Modelación numérica del ascenso magmático para el caso de la erupción de 2015 a condiciones de 950°C, 210 MPa, 7 km de profundidad de la cámara magmática, 30% de contenido de cristales, 3% de contenido de agua en el magma pre-eruptivo.

En la Tabla 10 se observan los parámetros que permiten una transición entre un estilo eruptivo explosivo a un estilo eruptivo efusivo en el volcán Calbuco para las condiciones de la erupción de 2015. Esto quiere decir que para una temperatura mayor a 880°C, un contenido de agua mayor al 3,3 % y un contenido de cristales menor a 43%, las soluciones siempre serán de estilo eruptivo explosivo. Del resto de los valores se obtienen valores de velocidad de 0,001 a 0,01 m/s los que son característicos de una erupción de estilo efusivo (Rutherford y Gardner, 2000). Estos últimos se generarían por una disminución de la sobrepresión inicial que impulsa la erupción, la cual conduce a la disminución de la velocidad de ascenso y, finalmente, a una transición de erupción explosiva a efusiva (Jaupart y Allegre, 1991).



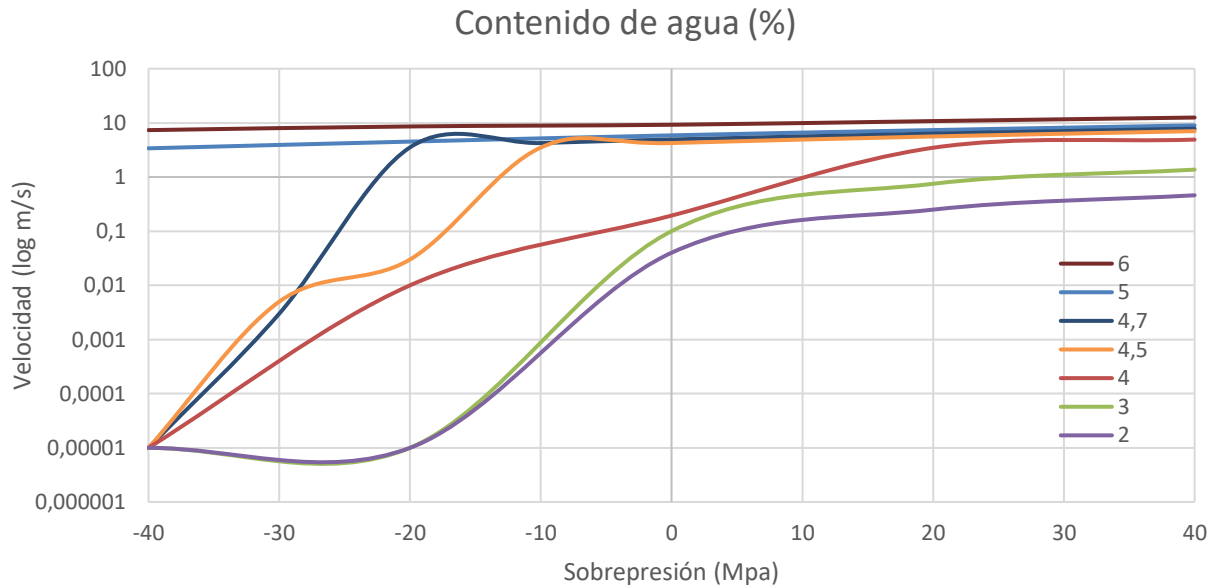
**Figura 75:** Valores de velocidad de ascenso para distintas temperaturas del magma en función de la sobrepresión de la cámara magmática, asumiendo condiciones dadas para la erupción de 2015. En este caso, las erupciones efusivas tienen probabilidad de ocurrir con valores inferiores o igual a 880°C de temperatura.



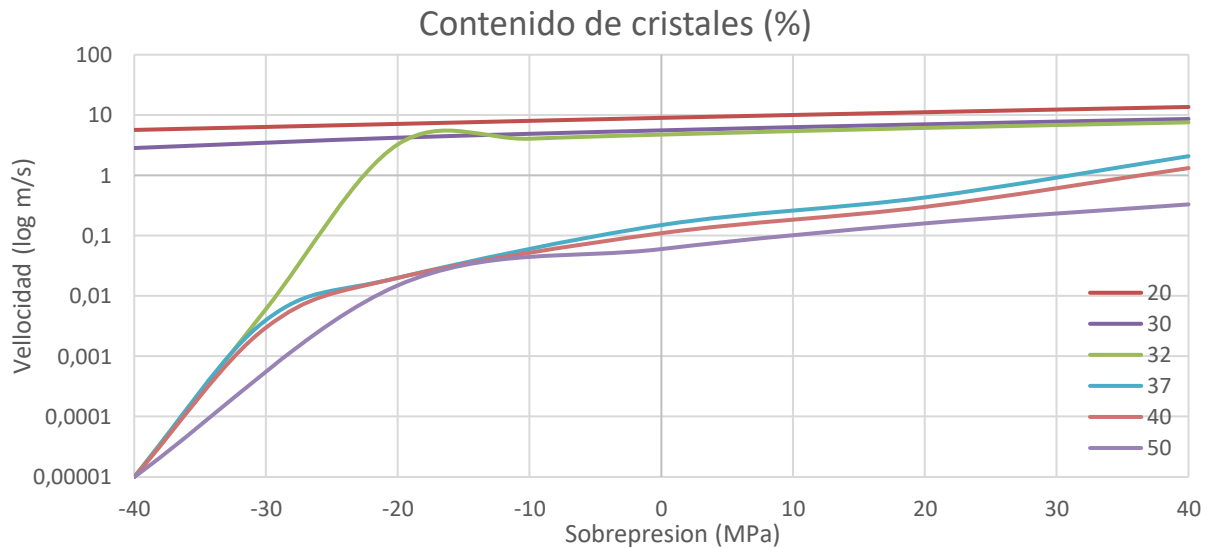
**Figura 76:** Valores de velocidad de ascenso para distintos contenidos de cristales del magma en función de la sobrepresión de la cámara magmática asumiendo condiciones dadas para la erupción de 2015. En este caso, las erupciones efusivas tienen probabilidad de ocurrir con valores superiores o igual a 43% de cristales.

Al analizar otros casos como por ejemplo una disminución de temperatura en el punto de partida (datos fijos) a los 900°C, las condiciones necesarias de contenido de agua y cristales para la transición del estilo eruptivo también cambian (Tabla 10). En el caso del contenido de agua, el requerimiento para que una erupción sea explosiva, independiente de la variación de sobrepresión, aumenta considerablemente a un 4,7% (Figura 77). El valor del contenido de cristales debe ser inferior al 32% para este caso (Figura 78).

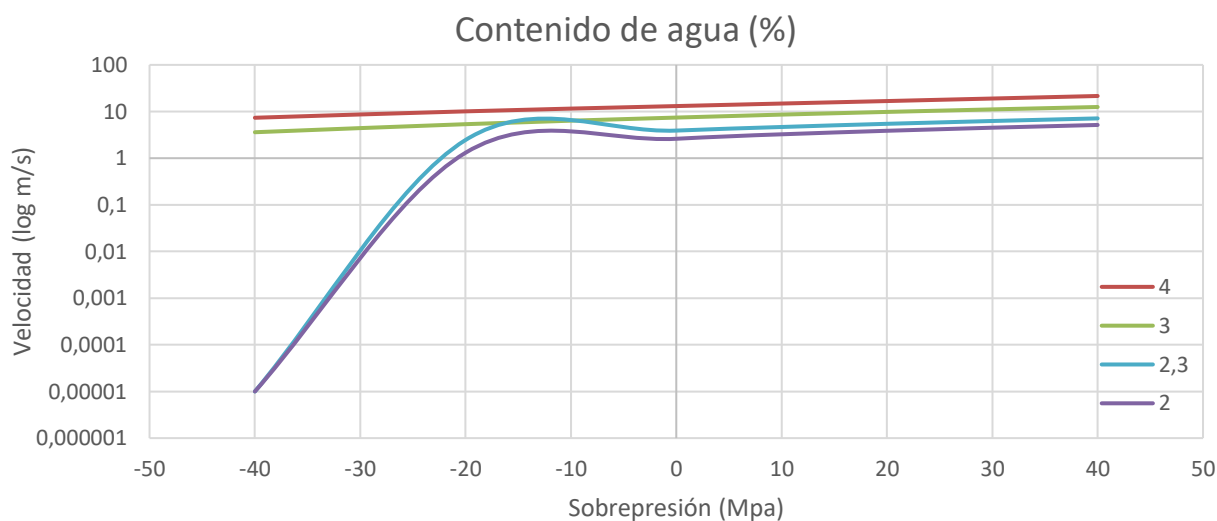
Al aumentar la temperatura a los 1000°C, las condiciones necesarias de contenido de agua y cristales para la transición del estilo eruptivo son un 2,3% (Figura 79). El valor del contenido de cristales debe ser inferior al 32% para este caso (Figura 80).



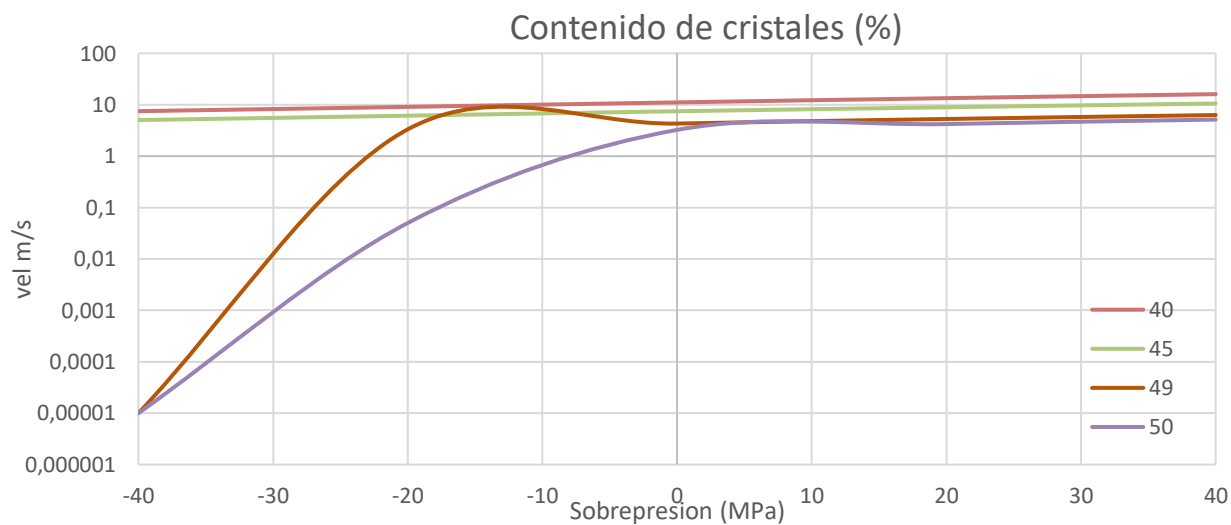
**Figura 77:** Valores de velocidad de ascenso para distintos contenidos de agua del magma en función de la sobrepresión de la cámara magmática, asumiendo condiciones de 900°C de temperatura del magma. En este caso, las erupciones efusivas tienen probabilidad de ocurrir con valores inferiores o igual al 4,7% de agua.



**Figura 78:** Valores de velocidad de ascenso para distintos contenidos de cristales del magma en función de la sobrepresión de la cámara magmática asumiendo condiciones de 900°C de temperatura del magma. En este caso, las erupciones efusivas tienen probabilidad de ocurrir con valores superiores o igual al 32% de cristales.



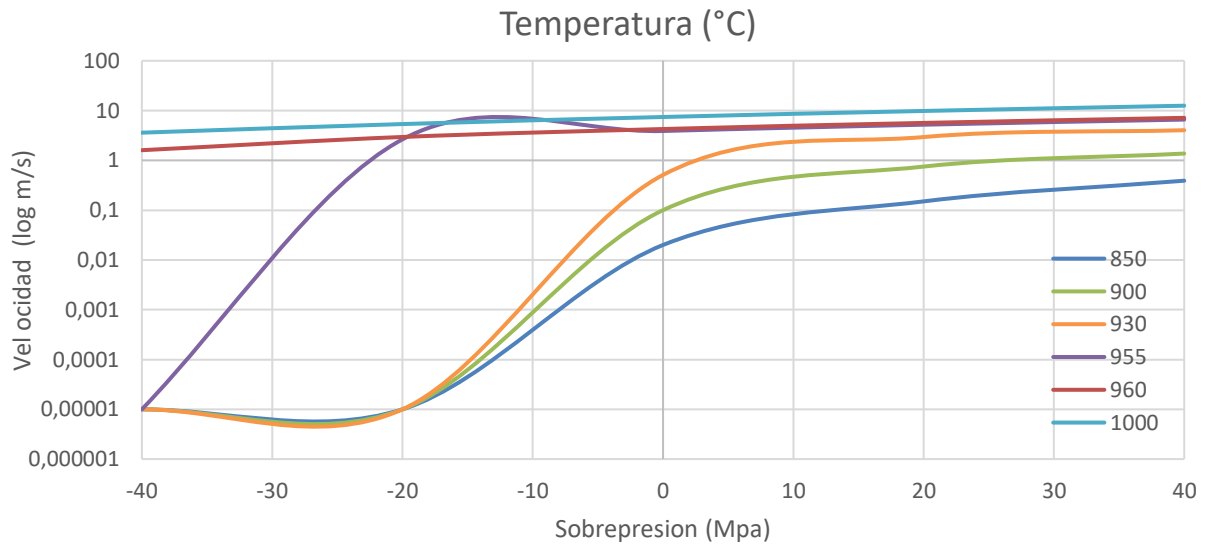
**Figura 79:** Valores de velocidad de ascenso para distintos contenidos de agua del magma en función de la sobrepresión de la cámara magmática asumiendo condiciones de 1000°C de temperatura del magma. En este caso, las erupciones efusivas tienen probabilidad de ocurrir con valores inferiores o igual al 2,3% de agua.



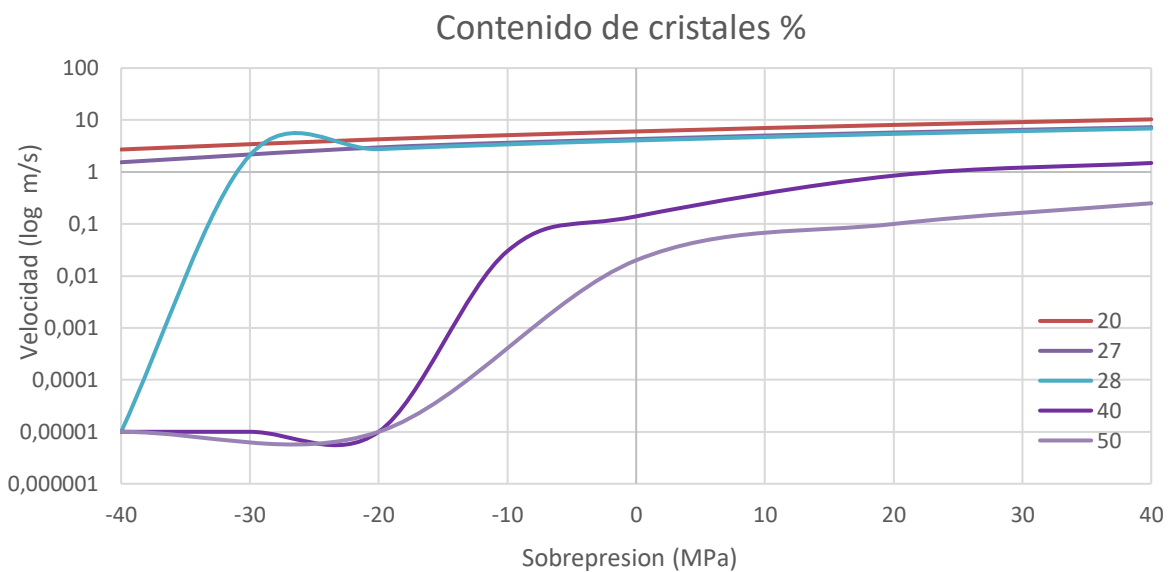
**Figura 80:** Valores de velocidad de ascenso para distintos contenidos de cristales del magma en función de la sobrepresión de la cámara magmática asumiendo condiciones de 1000°C de temperatura del magma. En este caso, las erupciones efusivas tienen probabilidad de ocurrir con valores superiores o igual al 49% de cristales.

También se analizó el comportamiento de estos parámetros al disminuir el contenido de agua del magma como punto inicial (Tabla 10). En este caso la temperatura se eleva a 955°C (calculado con

30% de cristales)(Figura 81) y el contenido de cristales disminuye a un 27% (calculado con 900°C) (Figura 82).



**Figura 81:** Valores de velocidad de ascenso para distintos contenidos de cristales del magma en función de la sobrepresión de la cámara magmática asumiendo condiciones de 3% de agua del magma. En este caso, las erupciones efusivas tienen probabilidad de ocurrir con valores inferiores o igual al 955°C de temperatura.



**Figura 82:** Valores de velocidad de ascenso para distintos contenidos de cristales del magma en función de la sobrepresión de la cámara magmática asumiendo condiciones de 3% de agua del magma. En este caso, las erupciones efusivas tienen probabilidad de ocurrir con valores superiores o igual al 28% de cristales.

Condiciones (datos fijos)	Estilo eruptivo	Temperatura (°C)	Contenido de agua (%)	Contenido de cristales (%)
950°C de temperatura, 4,9 % de agua y 30% de cristales en el magma.	Explosivo	Mayor a 880	Mayor a 3,3	Menor a 43
	Efusivo/ Posiblemente efusivo	Menor o igual a 880	Menor o igual a 3,3	Mayor o igual a 43
900°C de temperatura, 4,9 % de agua y 30% de cristales en el magma.	Explosivo	-	Mayor a 4,7	Menor a 32
	Efusivo/ Posiblemente efusivo	-	Menor o igual a 4,7	Mayor o igual a 32
1000°C de temperatura, 4,9 % de agua y 30% de cristales en el magma	Explosivo	-	Mayor a 2,3	Menor a 49
	Efusivo/ Posiblemente efusivo	-	Menor o igual a 2,3	Mayor o igual a 49
950°C de temperatura, 3 % de agua y 30% de cristales en el magma.	Explosivo	Mayor a 955	-	Menor a 28
	Efusivo/ Posiblemente efusivo	Menor o igual a 955	-	Mayor o igual 28

**Tabla 10:** Valores de transición entre estilos eruptivos aplicados al volcán Calbuco, basado en las condiciones de la erupción de 2015.



# CAPÍTULO 5: DISCUSIONES

En este capítulo se comparan las observaciones y resultados obtenidos para los productos eruptivos explosivos y efusivos de las tres erupciones estudiadas del volcán Calbuco, con énfasis en las características granulométricas y texturales.

Posteriormente, se discuten las condiciones necesarias para la generación de cada estilo eruptivo tomando en cuenta parámetros como composición química de la masa fundamental, contenido de cristales, temperatura, presión y cantidad de agua del magma al momento de la erupción, además de la geometría del conducto.

Finalmente se discuten posibles hipótesis y modelos conceptuales de lo ocurrido en la cámara magmática y en el conducto del volcán Calbuco, para entender los parámetros que juegan un papel muy importante en los cambios en el estilo eruptivo de acuerdo con las observaciones realizadas en este trabajo.

## 5.1 Cronología eruptiva y comparación de eventos

### 5.1.1 Relación entre capas del depósito y pulsos eruptivos

- Erupción 1893-1895

La erupción de 1893 estuvo compuesta por diversos pulsos con una duración de casi dos años. Sus principales pulsos ocurrieron en los meses de abril (Selles y Moreno, 2011), septiembre, octubre y noviembre de 1893 (Petit-Breuilh, 1999; Petit-Breuilh, 2004). El pulso de septiembre generó una columna que alcanzó más de 10 km de altura (IEV 3), los dos pulsos de octubre rondaron entre los 12 km (IEV 4) y los 9 km (IEV 3) de altura de columna, respectivamente y el pulso de noviembre tuvo un IEV 4 (Petit-Breuilh, 1999; Petit-Breuilh, 2004).

Una de las mayores dificultades en este estudio fue correlacionar los niveles del depósito con los respectivos pulsos eruptivos que los habrían generado, dada la poca información de los productos

de esta erupción. Además, la observación del depósito de caída se dificultó, debido a la alta vegetación característica de la región y el tiempo expuesto a condiciones superficiales que han ido meteorizando los clastos, incluso desintegrándolos y transformándolos en suelo.

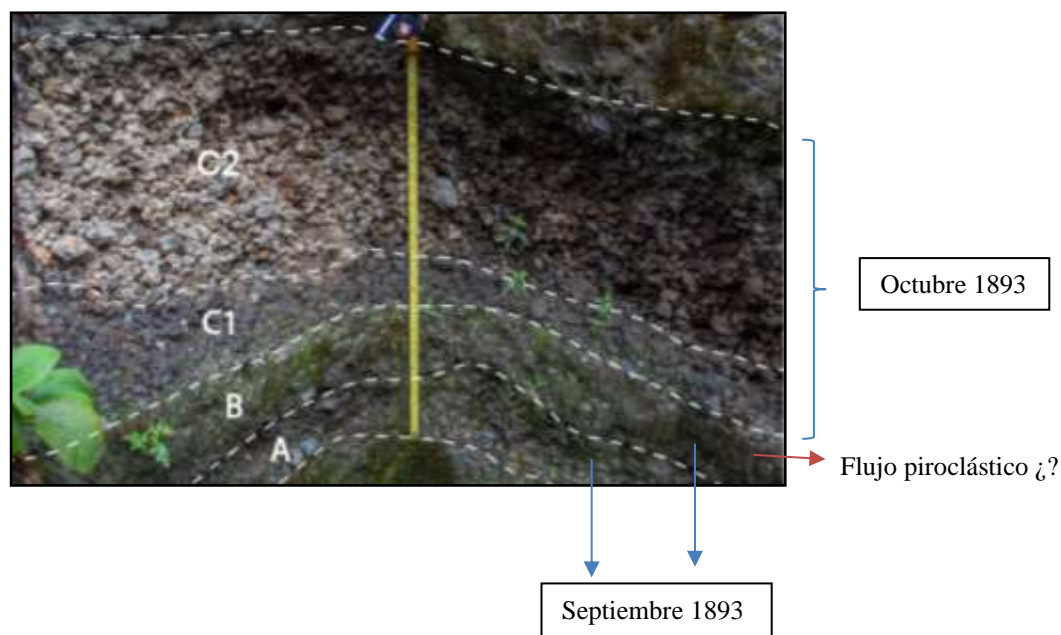
Tomando en cuenta la dirección de la pluma volcánica de los distintos pulsos de esta erupción, descrito en la cronología por Pöhlman, R (1893), Fischer (1893), Petit-Breuilh (1999), Petit-Breuilh (2004), entre otros, se consideran sólo los pulsos de septiembre y octubre, dado que fueron las únicas plumas volcánicas desplazadas en dirección N o NE del volcán.

Dada la secuencia, la capa A (Figura 17) pudo ser depositada durante el pulso del 5 de septiembre de 1893. Esta capa se caracteriza por tener la mayor cantidad de líticos (40% en peso) probablemente asociada a una reactivación de un cono-domo dentro del cráter (Petit-Breuilh, 2004) considerando que este pulso fue la primera explosión mayor descrita por los lugareños (Petit-Breuilh, 1999; Petit-Breuilh, 2004). Los fragmentos líticos corresponden a lavas en un 78% en peso, los cuales pueden ser provenientes del conducto asociados a la reactivación del domo y el 22% en peso de fragmentos granitoides, los cuales podrían pertenecer al basamento del volcán (Parada *et al.*, 1987, citado en Lopez-Escobar *et al.*, 1992).

Se sugiere que la capa B (Figura 17) pudo ser depositada en septiembre, asociado a un flujo piroclástico, producto del colapso de la columna del pulso del 5 de septiembre. Si bien, la historia cronológica menciona que en esta erupción se formaron flujos piroclásticos, no se especifica la fecha. Sin embargo, esta sugerencia se sostiene con los histogramas de tamaño de los clastos por capa, de la Figura 17, donde la capa B presenta una distribución mayor en su granulometría, no mostrando una moda clara en comparación a los histogramas de los otros depósitos de caída, donde se observa claramente una distribución granulométrica más acotada. Según Walker (1971), esta distribución de tamaños, en conjunto a una desviación estándar cercano a 2 sugiere que puede tratarse de una transición entre depósito de caída y flujo piroclástico.

Las capas C1 y C2 (Figura 17) pudieron ser depositadas durante los pulsos de octubre (Figura 83). Según el registro, estos pulsos se consideraron los más grandes de esta erupción, generando mayor cantidad de ceniza y piroclastos de gran tamaño (Petit-Breuilh, 1999; Petit-Breuilh, 2004). La capa C1 presenta gradación inversa aparente, la cual se puede atribuir a un pulso que comenzó con

una columna eruptiva que se vio aumentada el 5 de octubre, explosión que se caracterizó por tener una columna superior a los 12 km (IEV 4) que luego disminuyó durante el mes (IEV 3), reflejando este comportamiento en el depósito de gradación normal en el término de la capa C2.



**Figura 83:** Relación de capas del depósito de caída y los pulsos eruptivos de la erupción de 1893 que coinciden la dirección del viento y la dirección del punto en estudio, respecto al cráter.

- Erupción 1961

La erupción de 1961 comenzó con un flujo de lava, el cual duró 20 días y culminó con una fase explosiva. Esta última, se caracterizó por un pulso subpliniano en el mes de marzo, el cual duró 8,5 horas y generó una columna que alcanzó los 12 km de altura (IEV 4) (Petit-Breuilh, 1999; Petit- Breuilh, 2004) (Capítulo 2.5.2).

Si bien la actividad de emisión de ceniza comenzó en febrero, el punto más energético de esta emisión fue en marzo, lo que se refleja en la gradación inversa del depósito. Esta capa se caracteriza por tener una alta cantidad de líticos (34% en peso), donde el 82% en peso corresponden a lavas (Figura 33), lo que puede estar asociado a la apertura del cráter principal dando comienzo a la fase

explosiva, ya que las lavas fueron emitidas a través de nuevas fisuras alrededor del cráter (Casertano, 1962; Klohn, 1963), no ocupando el mismo conducto de ascenso

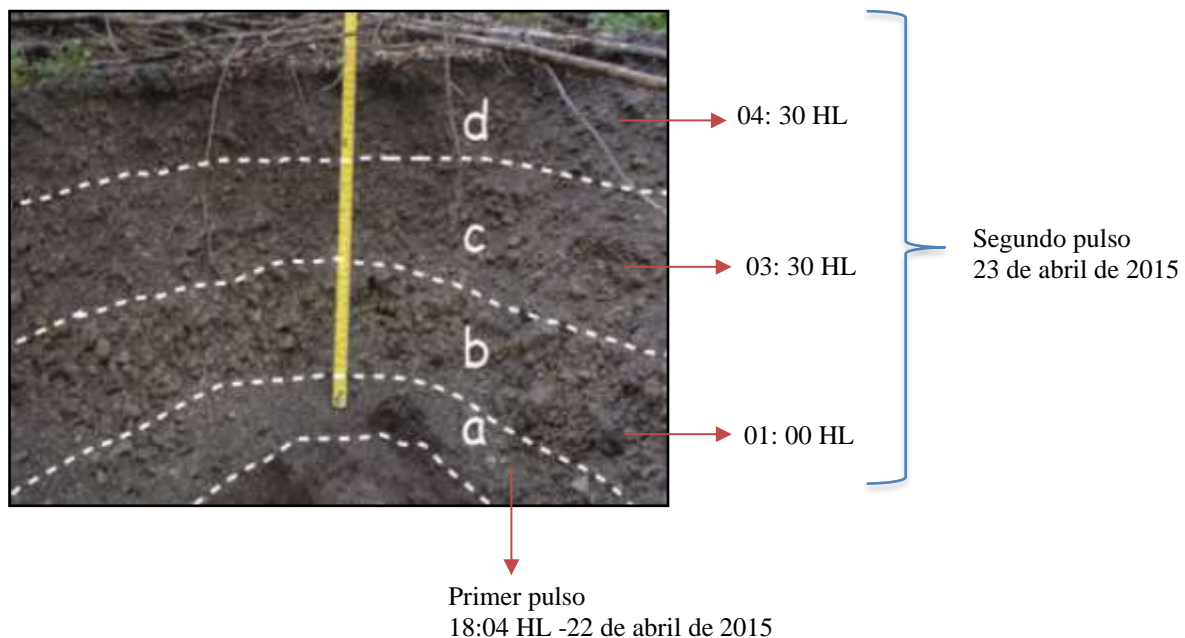
- Erupción 2015

Esta erupción se caracterizó por la emisión de dos pulsos. El primer pulso tuvo una duración aproximada de 1,5 horas y el segundo pulso de 6 horas, con una pausa entre estos de 5,5 horas. Las columnas eruptivas alcanzaron alturas máximas próximas a 15 y 17 km, respectivamente (SERNAGEOMIN 2015b, d; Van Eaton *et al.*, 2016) (Capítulo 2.5.3).

Basado en el trabajo de Castruccio *et al.* (2016) y Segura (2016), se obtiene que de las 4 capas identificadas (*a*, *b*, *c* y *d*) (Capítulo 4.3.2), el nivel *a* fue emitido durante el primer pulso eruptivo y el nivel *d* durante el segundo. La capa *c* está asociada al segundo pulso ya que los flujos piroclásticos emplazados en el flanco NE del volcán están estratigráficamente ubicados entre las capas *b* y *c* del depósito (Clavero *et al.*, 2015, citado en Segura, 2016).

La granulometría del depósito muestra distintas gradaciones y tamaños de clastos para las capas *a* y *c*, siendo de gradación inversa la capa *a* y de gradación normal la capa *c* (Figura 58). En terreno, no se observaron gradaciones notorias para las capas *b* y *d*. Sin embargo, Castruccio *et al.* (2016) observaron gradación inversa en la capa *b*, la cual, además, se caracteriza por la presencia de escorias de mayor tamaño respecto a los otros niveles. Dado que se infiere que la capa *b* corresponde al segundo pulso y considerando su gradación inversa junto al gran tamaño de las escorias, Segura (2016) deduce que el segundo pulso habría comenzado de manera energética y la capa *c* que presenta gradación normal, representaría un cambio de intensidad importante de la columna eruptiva, disminuyendo su tamaño durante esta fase. En resumen, la tasa eruptiva habría sido variable durante el segundo pulso, comenzando con un comportamiento creciente, generando la gradación inversa de la capa *b*. Alrededor de 2,5 horas luego de haberse iniciado el segundo pulso, habrían comenzado a emitirse las escorias grises densas, características del techo del depósito. Estas escorias al tener una mayor densidad habrían desestabilizado la columna eruptiva, generando colapsos parciales de ella, lo cual habría generado flujos piroclásticos y una disminución de la altura de la columna, la que estaría reflejada en la disminución del tamaño de clastos de la

capa *c*. Posteriormente, si se asume que la tasa eruptiva tuvo un comportamiento creciente, llegó un momento en que la columna eruptiva fue capaz sustentar a las escorias densas, generándose nuevamente un aumento de su altura y depositando la capa *d* hasta finalizar la erupción de manera abrupta, dada la ausencia de gradación normal (Segura, 2016) (Figura 84).



**Figura 84:** Relación de capas del depósito de caída y los pulsos eruptivos de la erupción de 2015 que coinciden la dirección del viento y la dirección del punto en estudio, respecto al cráter. Basado en Segura (2016).

### 5.1.2 Duración de eventos y tasa eruptiva

De acuerdo con los datos históricos y reportes recientes, es posible conocer la cronología y duración de las erupciones. De esta información, se tiene que las erupciones estudiadas presentan una disminución en su duración desde la más antigua a la más reciente, con tasas y columnas eruptivas sin alguna tendencia clara.

Según el registro de las erupciones en estudio, la erupción de 2015 presenta columnas eruptivas de mayor altura (15 y 17 km), con tasas eruptivas de una magnitud más elevada, respecto a las otras dos. Sin embargo, es de esperar que los datos de altura de columna de registros antiguos posean

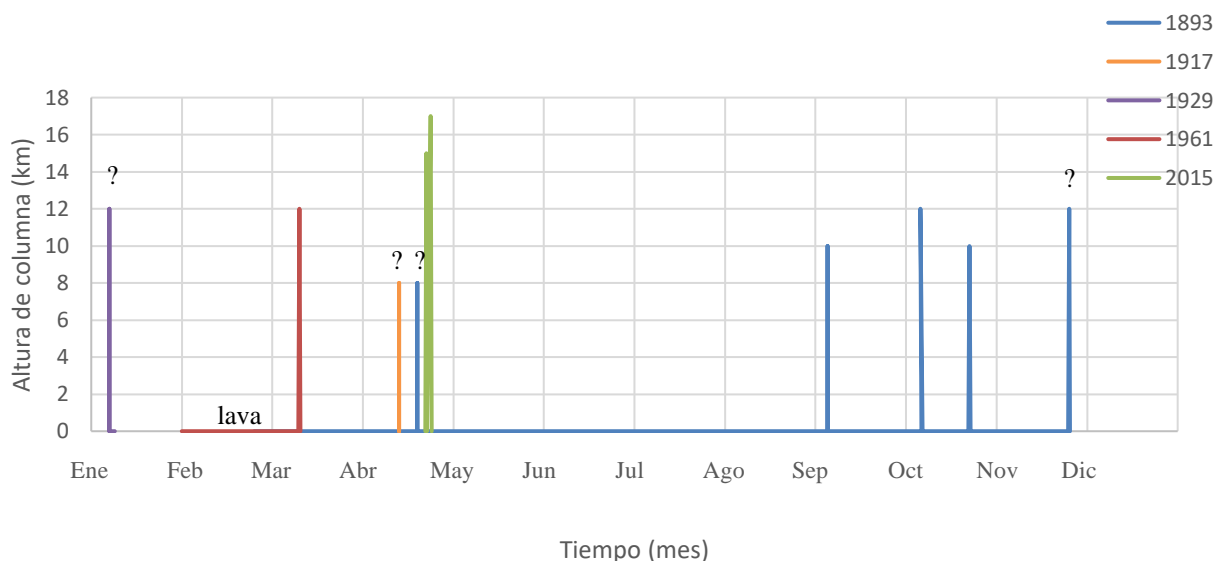
errores en varios kilómetros, ya que en esas fechas no existían métodos como los actuales para tener una mejor estimación. Considerando esto, es posible que algunas de las columnas registradas de la erupción de 1893 sobrepasen los tamaños de la erupción reciente. Esto se sustenta con los espesores de los depósitos de caída y el tamaño de los clastos, los cuales sobrepasan en grandes medidas (cerca de 1 dm) a los depósitos y clastos de la erupción de 2015, incluso a una mayor distancia respecto al cráter según el trabajo de Segura (2016). Estas comparaciones fueron hechas con depósitos de caída pertenecientes a la erupción de 2015 ubicados en la misma dirección que los depósitos de caída estudiados en este trabajo que coinciden con la dirección del viento de las columnas eruptivas respectivas y con el supuesto de que los pulsos tienen una duración similar. En consecuencia, es probable que las tasas eruptivas de 1893 también sean mayores a las que se podrían estimar con los datos según la historia (Tabla 11).

Año	Fecha pulso	Altura de columna (km)	Tasa eruptiva de masa (kg/s) Wilson y Walker (1987).	Referencia
1893	17 de abril	¿?	-	Altura de columna basado en Petit-Breuilh (1999), Petit-Breuilh (2004)
	5 de septiembre	10	$3,2 \cdot 10^6$	
	5 de octubre	12	$6,6 \cdot 10^6$	
	22 de octubre	~9	$2,1 \cdot 10^6$	
	5 de noviembre	12?	$6,6 \cdot 10^6$	
1961	10 de marzo	12	$6,6 \cdot 10^6$	Tasa eruptiva por Castruccio et al. (2016)
2015	23 de abril	~16,5	$2,4 \cdot 10^7$	
	23 de abril	~17	$2,7 \cdot 10^7$	

**Tabla 11:** Tasa eruptiva de masa por pulso para cada erupción en estudio

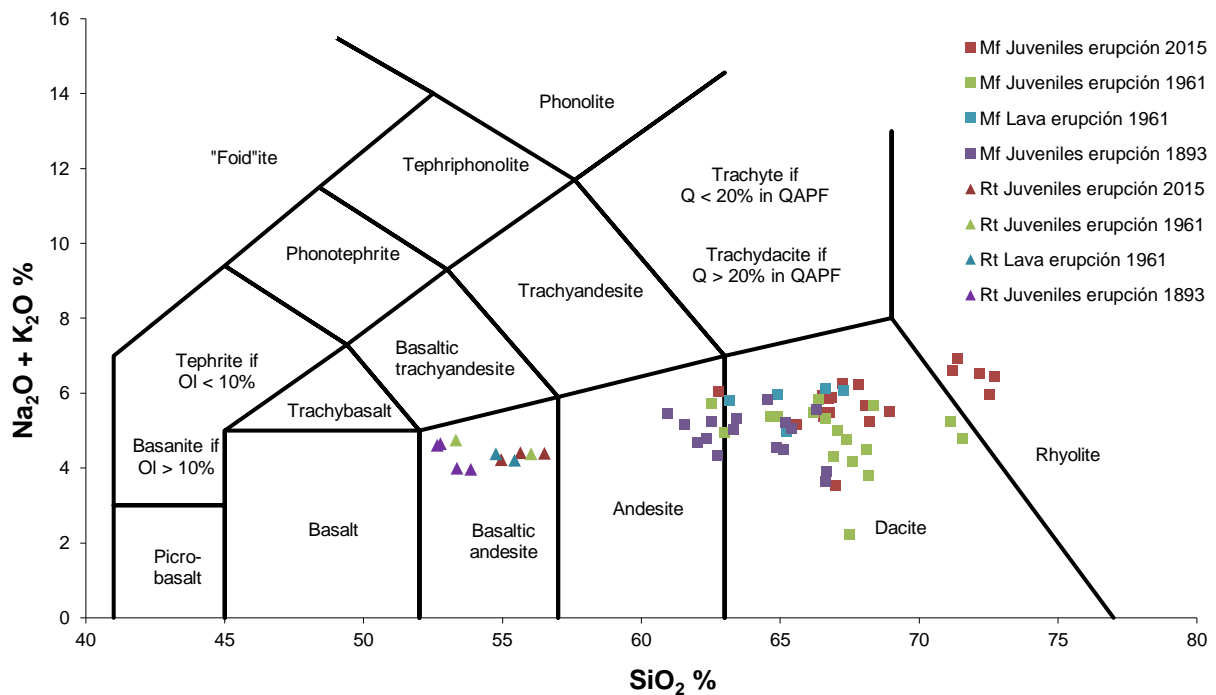
Las erupciones en estudio tienen una duración variada con una tendencia a ser cada vez menores en tiempo. La erupción de 1893 duró casi 2 años, la erupción de 1961 duró aproximadamente casi 2 meses y la erupción de 2015 duró menos de 1 día, manteniendo una pequeña actividad durante aproximadamente 7 días (Figura 85). Si se asume que la erupción de 1893 sigue siendo la más grande del registro histórico, además de ser la erupción más larga y en vista de que la duración de las erupciones ha ido disminuyendo, una de las hipótesis es que el volcán Calbuco haya comenzado una gran fase eruptiva en 1893 por una gran inyección de magma, cuyo factor se hace menos

importante con el paso de los años durante este periodo. Esto, podría sustentarse por el alto contenido de texturas de desequilibrio, los cuales han ido desapareciendo a favor de las erupciones más recientes. Otro punto importante es que la erupción de 1893 tuvo una larga duración, cercano a los dos años con precursores importantes, las cuales han ido disminuyendo con el tiempo, como la erupción de 2015 que se caracterizó por tener precursores leves con muy poco tiempo de anticipación (3 horas) (Van Eaton *et al.*, 2016; SERNAGEOMIN, 2015b). Además, haciendo una comparación de la composición química del fundido, se observa que el magma de la cámara ha ido evolucionando levemente con el tiempo (Figura 86), quizás por una cristalización fraccionada, o por asimilación de rocas más diferenciadas (Hickey-Vargas *et al.*, 1995) o debido a que las inyecciones magmáticas han ido disminuyendo su importancia en favor del tiempo. Sin embargo, esto no se puede asegurar debido a que se necesitan mayores estudios geoquímicos y petrográficos de los productos de estas erupciones para hacer una comparación de mayores detalles.



**Figura 85:** Duración de erupciones y altura de columna por pulso para las principales erupciones de los últimos 126 años del registro del volcán Calbuco. Para el caso de la erupción de 1961 esta comenzó

Asociado a esto, se observa que la viscosidad del magma de las distintas erupciones ha ido incrementando levemente. Esto se debe principalmente por el mayor contenido de sílice del fundido, ya que el contenido de cristales no presenta una diferencia importante entre los piroclastos de las erupciones.



**Figura 86:** Composición química de roca total (Rt) y de vidrio (Mf) para las rocas de las erupciones en estudio del volcán Calbuco. Diagrama de Le Bas et al. (1986).

### 5.1.3 Comparación de juveniles

Para las tres erupciones en estudio se distinguieron dos o tres tipos de juveniles. Las principales diferencias texturales entre estos son la vesicularidad, densidad y contenido de cristales (Anexo B). De los resultados obtenidos, se observa que, al parecer el volcán Calbuco emite el mismo tipo de material, comenzado con escorias pardas para luego pasar a escorias grises y escorias de baja densidad, altamente vesiculadas.

En los depósitos de caída estudiados, el piroclasto pardo se observa en las capas base, presentando una vesicularidad intermedia, respecto a los otros dos tipos. En el caso de la erupción de 1893, la escoria parda es la que presenta mayor textura de desequilibrio como bordes de reabsorción en plagioclasas y piroxenos, textura vermicular en ortopiroxenos, entre otros más comunes como sieve y zonación en plagioclasas. Para las otras dos erupciones, se observan menores texturas de desequilibrio, siendo las rocas de 2015 las que menos presentan.



Se sabe que las texturas de desequilibrio pueden ser una expresión de nuevos pulsos magmáticos que generan reabsorción y reacción en los cristales (Gill, 2010) y que se relacionan con el tiempo de interacción (Cassidy *et al.*, 2018). Tomando en cuenta esto, el hecho de que la erupción de 1893 tenga mayores texturas de desequilibrio, significaría que el magma alojado en el reservorio magmático tuvo una mayor interacción con una inyección de magma que generó tales desequilibrios. Esto podría significar que las erupciones siguientes al no tener texturas de desequilibrio de tal magnitud, además de considerar que la duración del evento y los precursores son más cortos, las inyecciones magmáticas van siendo cada vez menos importantes, para el caso de estas tres erupciones en estudio.

Por otro lado, las escorias grises se caracterizan por ser densas y presentar un bajo contenido de vesículas (~30-40 % vol.), las cuales tienen un tamaño pequeño (menores a 0,3 mm en su mayoría, llegando hasta casi 2 mm) en comparación a las vesículas de las otras escorias (Figura 26, Figura 48, Figura 67). Además, las escorias grises presentan un alto contenido de cristales en comparación con los otros tipos de juveniles, dentro de lo que se destaca la presencia de microlitos, inexistente o en muy bajo porcentaje para el resto de los piroclastos. Klug y Cashman (1994) mencionan que la presencia de microlitos probablemente se debe a una pequeña desgasificación del magma antes de la erupción explosiva, alcanzando la fragmentación con una vesicularidad aparente más baja que aquellos sin microlitos. Esto permitiría conservar la distribución y la estructura de la burbuja en el momento de la fragmentación del magma ya que los microlitos ayudan a la nucleación de burbujas e inhiben la expansión y coalescencia de estas. De esto, es posible suponer que las escorias grises de los depósitos de caída generados en las erupciones en estudio se forman por la descompresión y desgasificación que ocurre durante el proceso eruptivo (Scandone y Giacomelli, 2001). Esto también se asociaría a que el mayor porcentaje de escorias grises se encuentre en el techo de los depósitos de caída y no en la base, lugar que ocupan las escorias pardas que contienen mayor vesicularidad.

En cuanto al piroclasto blanco (pómez), presenta una alta vesicularidad (> 60% vol.) y un bajo contenido de cristales con presencia de anfíbol en su mineralogía para el caso de la erupción de 2015. Además, este piroclasto contiene una composición química de roca total y vidrio más diferenciado con respecto a los otros tipos (Figura 68). En la erupción de 1961 este tipo de piroclasto se encuentra de color pardo claro y no se observó presencia de anfíbol en su mineralogía.

De este piroclasto no existe información sobre la composición química de roca total y la composición química del vidrio no presenta cambios con respecto a los otros piroclastos (Figura 49). Sin embargo, la vesicularidad es bastante superior respecto a los otros (~60% vol.).

La diferencia de vesicularidad se podría explicar a través de procesos de ascenso y erupción, pero esto no basta para explicar las diferencias composicionales, especialmente por el corto tiempo entre la formación de los piroclastos grises y los piroclastos blancos para el caso de la erupción de 2015. Astudillo (2018), menciona que, la cristalización similar de los piroclastos blancos, respecto a los otros (a excepción de la presencia de cristales de anfíbol) ocurre en la misma temporalidad que la de los demás piroclastos, por lo que no es posible que se hayan creado a partir de una diferenciación, además de que la presencia de anfíbol tampoco es suficiente para hacerlo. Erlund *et al.* (2009), explican que una de las posibles causas de este fenómeno es la asimilación sin-eruptiva de roca, lo cual es un caso más probable que la asimilación pre-eruptiva dentro de la cámara magmática. Sin embargo, el tiempo de la transición entre escorias grises y blancas en la erupción de 2015, fue casi instantánea por lo que es poco probable que una asimilación de roca sea el causante de este cambio composicional. Otra de las sugerencias que proponen Erlund *et al.* (2009) para el caso del volcán Parícutín de México, es que las tasas decrecientes de suministro de magma desde el sistema de alimentación profundo permiten que un magma más evolucionado, almacenado superficialmente, ingrese al conducto desencadenando así el rápido cambio observado en la composición de magma erupcionado. Para el caso del volcán Calbuco, no se descarta la posibilidad de la existencia de canales o diques superficiales que desencadenen este fenómeno. Sin embargo, no existen datos suficientes para afirmar esta suposición y está fuera del alcance de este estudio.

#### **5.1.4 Texturas minerales**

Comprender las texturas minerales puede ayudar a entender la historia de los cambios y disequilibrios ocurridos en la cámara o en el ascenso de magma que da origen a la erupción.

Tanto en los piroclastos como en la lava existen diversas texturas minerales (Capítulo 4.1.3, Capítulo 4.2.4, Capítulo 4.3.3, Anexo B). La textura mineral que predomina en las rocas estudiadas

es la zonación de plagioclasas y zonaciones poco notorias de piroxenos. Si bien la zonación en plagioclasa es comúnmente normal (núcleo más rico en anortita, borde más albitico), también se observaron de tipo inversas y oscilatorias. Según Takeushi, (2011), esta última puede ocurrir debido a algunos cambios de las condiciones de la cámara magmática, como la inyección de magma más básico y caliente que removiliza el magma debido a la interacción térmica o a una fluctuación de la presión hidrostática. Este mismo proceso generaría una reabsorción de fenocristales y la textura sieve de plagioclasa (Gill, 2010), aunque según Nelson y Montana (1992, citado en Gill, 2010) la textura sieve estaría dada por una descompresión rápida, donde la pérdida de calor es menor en relación a la tasa de ascenso, o por la exsolución de los volátiles en lugar de la mezcla de magma. Considerando las texturas mencionadas en conjunto con la distribución de tamaño de plagioclasas, se podría interpretar como procesos de mezcla de magma debido a que no hay una continuidad en el tamaño de cristales y existe más de una población de tamaños (Brugger y Hammer, 2010), aunque esto también puede significar cambios en la tasa de descompresión durante el ascenso (Armienti *et al.*, 1994, citado en Campos, 2016).

Dado que estas texturas sólo se encuentran en algunos cristales de las rocas de las erupciones de 1961 y 2015, se podría interpretar que el magma de la cámara fue afectado por un nuevo pulso magmático de volumen relativamente pequeño, lo que podría haber iniciado la vesiculación por la exsolución de volátiles desde el magma intruido (Folch y Matrí, 1998, citado en Campos, 2016) sin cambiar sustancialmente la composición del magma inicial. Sin embargo, para afirmar que estas texturas se formaron por una mezcla de magmas, es necesario un estudio más detallado sobre la composición química de cada fase mineral.

Por otra parte, una textura no común como la vermicular de óxidos de Fe-Ti dentro de los cristales de ortopiroxeno, observadas en piroclastos de la erupción de 1893 y 1961 y lava de 1961, se explican por una reacción entre el fundido y cristales de olivino (Gill, 2010; Toselli, 2009) llegando incluso al punto donde no quede olivino y solo esté presente el piroxeno con óxidos de hierro (Ambler y Ashley, 1977 citado en Astudillo, 2018)

De lo anterior se cree que la desestabilización del magma en el reservorio fue debido principalmente a una inyección magmática capaz de generar cambios físicos y químicos generando

esta inestabilidad, la cual probablemente pudo ser generadora de las erupciones, especialmente las de 1961 y 1893, cuyas texturas son un fuerte argumento.

Otra de las texturas no comunes como los bordes de reacción en anfíboles se han intentado explicar por algunos autores como Bardintzeff y Bonin (1986), Browne y Gardner (2006). Estos, llegaron a la conclusión que se trata de una inestabilidad y un ascenso lento del magma. Esto podría correlacionarse con un estilo eruptivo efusivo, dado que los piroclastos que contienen anfíbol no muestran esta textura. Entonces, los anfíboles hallados en la lava de la erupción de 1961 podrían estar reflejando el ascenso y reacción con la masa fundida circundante a medida que la concentración de agua disuelta en la masa fundida disminuyó a presiones más bajas. Este proceso habría generado un borde de reacción de minerales anhidros, como piroxeno, plagioclasa y óxidos de Fe-Ti alrededor de los cristales, los que se harían más gruesos para tasas de descompresión más lentas (Browne y Gardner, 2006).

Algo similar ocurrió en la erupción de 1980 del volcán Santa Helena y se hicieron estudios experimentales para determinar el tiempo necesario para formar los bordes de reacción observados (Browne y Gardner, 2006; Rutherford y Hill, 1993). Estos se hicieron a una tasa de descompresión constante desde 8 km de profundidad hasta la superficie con temperaturas magmáticas y contenidos de agua similares a los del magma del volcán Calbuco. De esto resultó que los anfíboles presentan bordes de reacción de 2  $\mu$  m de ancho en ascensos de 7 días y bordes de 32  $\mu$  m en 20 días, sin presencia de este en menos de 4 días. Con estos resultados, se estimó que las velocidades de ascenso del magma durante la fase del domo de lava de la erupción del Monte St. Helena variaron desde 0,004 m/s hasta 0,015 m/s, en contraste con los 2-3 m/s a los que el magma ascendió durante la fase pliniana.

Tomando en cuenta que los bordes de reacción de las hornblendas de la lava de la erupción de 1961 presentan bordes de reacción casi 6 veces mayor (hasta 173-189  $\mu$  m) y considerando los datos de velocidad obtenidos con la modelación en el Capítulo 4.4, los cuales resultan en rangos similares a los obtenidos experimentalmente para la erupción del Monte Santa Helena en 1980, se puede pensar que a esta tasa de crecimiento del borde, el ascenso de magma de la erupción de 1961 tardó aproximadamente casi 2 meses, asumiendo una tasa de descompresión constante y considerando que el almacenamiento está a 8 km de profundidad. Sin embargo, el tiempo de ascenso es algo

complejo de estimar, por lo que se necesitarían mayores estudios para estimarlo, la cual no es objetivo de este trabajo.

Según esta información, la generación de lava de la erupción de 1961 probablemente estuvo dada por un ascenso magmático de menor velocidad desde un reservorio más profundo, junto a tasas de descompresión mucho más lentas comparadas a las otras dos erupciones. En cambio, los anfíboles de la erupción de 2015 que no presentan bordes de reacción podrían indicar que la velocidad de ascenso fue rápida junto a una tasa de descompresión suficiente para que estos cristales no se volvieran inestables.

## 5.2 Parámetros eruptivos

Las principales diferencias entre los piroclastos de los depósitos de caída y la colada de lava de 1961 del Volcán Calbuco se observan en el contenido de cristales y vesículas, además de una leve diferencia en el porcentaje en agua calculada en las plagioclasas.

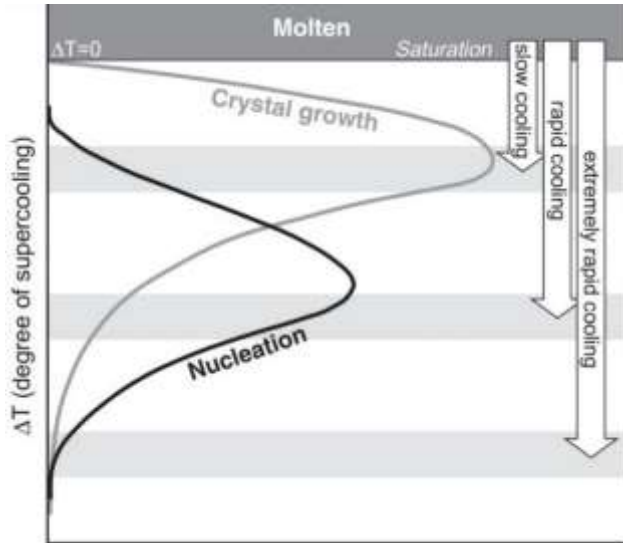
Los piroclastos presentan bajo contenido de cristales en comparación a la colada de lava de 1961, variando entre un 15-32% para los piroclastos y un 52% para la lava.

El contenido de cristales depende principalmente de la temperatura, presión, contenido de agua y tasa de enfriamiento a la que se somete, la cual está asociada directamente a las etapas de nucleación y crecimiento (Figura 87).

	Fenocristales	Microfenocristales
Piroclastos	1-4 %	14-28 %
Colada de lava 1961	10 %	42 %

**Tabla 12:** Contenido de cristales en los piroclastos y en la colada de lava de las erupciones estudiadas del volcán Calbuco.

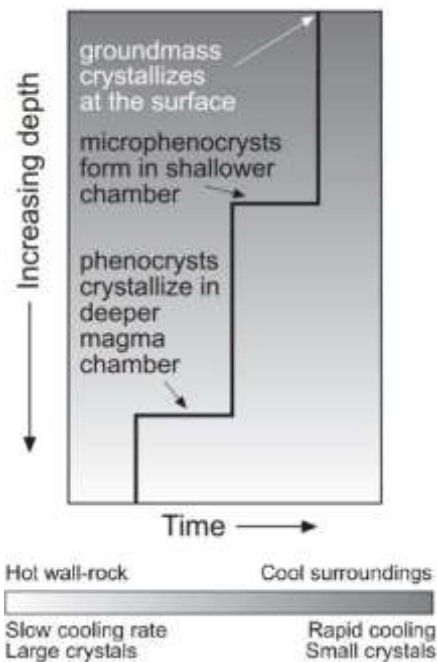
De este modo, es probable que las erupciones generadoras de lava ocurren por un mayor tiempo de residencia del magma en la cámara magmática (Gill, 2010), lo cual se ve reflejado en el contenido de fenocristales de la lava de 1961 respecto al de los piroclastos de las tres erupciones en estudio.



**Figura 87:** El enfriamiento lento genera un pequeño grado de sobreenfriamiento: la tasa de crecimiento del cristal (curva gris) es alto en este punto, pero la creación de nuevos cristales está limitada por una velocidad de nucleación baja o nula (curva negra). El enfriamiento rápido conduce a un mayor grado de sobreenfriamiento, favoreciendo la nucleación eficiente pero la tasa de crecimiento de los cristales ahora es mucho más baja y el enfriamiento extremadamente rápido produce un grado de sobreenfriamiento suficientemente alto para suprimir la nucleación y el crecimiento, por lo que no se forman cristales y el estado desordenado se 'congela' en forma de vidrio. Modificado de Gill (2010).

Otro factor importante es la pérdida de volátiles, ya que este tiene el efecto de elevar la temperatura de cristalización de la fase fundida silicatada, acelerando la misma tanto como si fuera por enfriamiento rápido. Por el contrario, el mantenimiento de los volátiles, aún en pequeña cantidad, baja el punto de cristalización y por lo tanto alarga el tiempo de cristalización (Toselli, 2009). Esto explicaría por qué la colada de lava tiene un mayor contenido de cristales comparado con los piroclastos, los cuales son generados por altas tasas de descompresión asociadas a una exsolución volátil mayor y más rápida.

Las poblaciones de cristales reflejan etapas tempranas, intermedias y tardías (Gill, 2010) (Figura 88), las cuales son observadas en piroclastos y en la colada de lava de las erupciones en estudio. La mayoría son microfenocristales que podrían haber cristalizado en una cámara magmática menos profunda o en el conducto volcánico durante el ascenso lento, o en superficie en el caso de la lava que tardó varios días en enfriarse.



**Figura 88:** Ascenso hipotético de magma versus tiempo para cristalización de dos distintas generaciones de fenocristales. Los fenocristales cristalizan en etapas tempranas en cámaras magmáticas profundas, microfenocristales cristalizan en etapas intermedias en cámaras magmáticas menos profundas y los microlitos cristalizan en superficie en etapas tardías. Modificado de Gill (2010).

Del análisis de vesicularidad de las distintas escorias de los depósitos de caída y de la colada de lava, se observa una gran diferencia en cuanto a contenido, tamaños y morfología. En la Tabla 13 se muestra la diferencia en contenido y en tamaños de vesículas.

Roca	Contenido de vesículas (%)	Tamaño de vesículas (mm)
Piroclasto	29-70	0.016-30
Lava	4	0.05-1.8

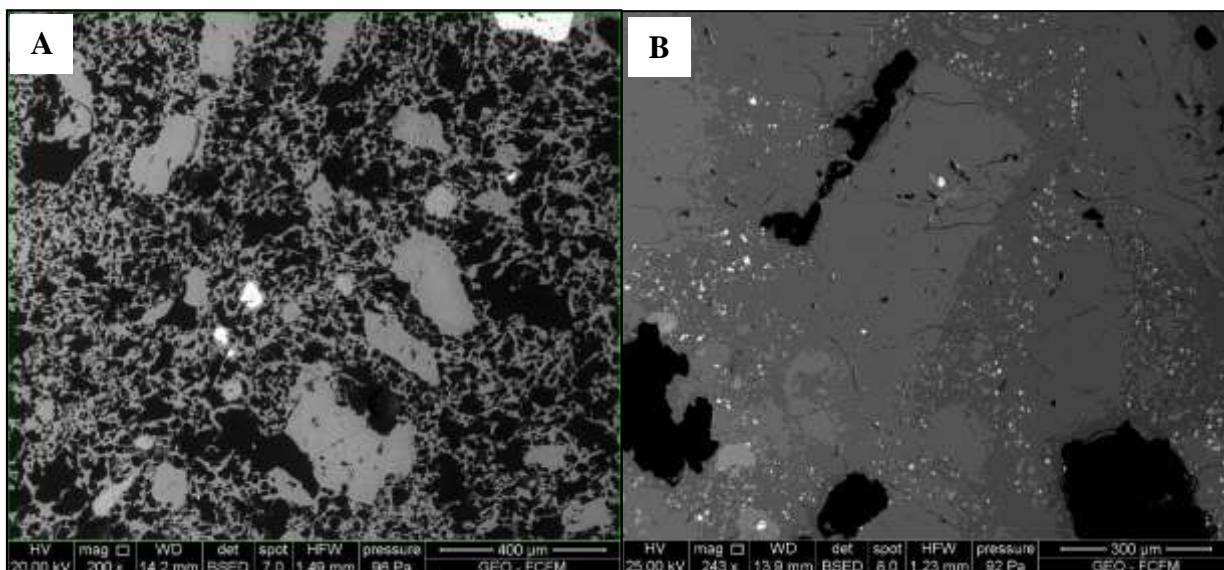
**Tabla 13:** Contenido y tamaño de vesículas para piroclastos y lava de las erupciones en estudio del volcán Calbuco.

En resumen, la lava presenta menor cantidad de vesículas y de menor tamaño, dado que la velocidad de ascenso de magma es más lenta y la cantidad de cristales es mayor. Esto permitiría la nucleación, pero no el crecimiento ni la unión de vesículas por la baja densidad de burbujas y la alta viscosidad generada por el contenido de cristales. Sin embargo, es difícil caracterizar la

vesicularidad de las lavas, ya que estas se definen en la etapa de enfriamiento en superficie y no durante el ascenso magmático (Angelo Castruccio, comunicación personal). En cambio, las escorias presentan una característica interesante en el rango de tamaños de las vesículas, en especial, el tamaño máximo que pueden alcanzar, llegando incluso a centímetros. Esto se debe a que las vesículas más grandes nucleadas primero crecen por difusión y descompresión de gas sobresaturado, permitiendo la coalescencia entre éstas, coexistiendo con vesículas más pequeñas nucleadas más tarde; estas últimas, tienen menos oportunidad de crecer antes que se forme vidrio (Gill, 2010).

Por otro lado, la morfología de las vesículas puede ayudar a entender el proceso de desgasificación. La lava presenta vesículas redondeadas y subesféricas, en comparación a las observadas en las escorias, las cuales se caracterizan por ser en general irregulares (Figura 89 A). Esto se relaciona con la velocidad de ascenso donde en una erupción explosiva, el proceso de fragmentación es generado potencialmente a través de sobrepresión de burbujas y altas tasas de deformación debido a la aceleración rápida del magma (Jaupart, 2000; Cashman *et al*, 2000; Cassidy *et al.*, 2018). Es importante notar que la morfología de vesículas también depende de la viscosidad del magma, formando vesículas irregulares en un magma con mayor viscosidad debido a que el fundido no permite una separación eficiente de la fase volátil del líquido, y el magma se eleva en un régimen de flujo burbujeante con burbujas que tienen una pequeña velocidad de ascenso relativa con respecto al líquido (Ciony *et al.*, 2000).





**Figura 89:** Imágenes BSE de la morfología de vesículas de una escoria (**A**) y la colada de la lava (**B**) de 1961 del volcán Calbuco. La lava presenta vesículas redondeadas y subesféricas, en comparación a las observadas en las escorias, la cuales se caracterizan por ser irregulares, debido a las tasas de deformación asociado a la velocidad de ascenso y exsolución de volátiles.

La viscosidad de un fluido se define como la resistencia a fluir debido al rozamiento que se genera entre sus moléculas. Es una de las propiedades físicas más importantes, en conjunto con la densidad, las cuales rigen la generación, el transporte y la erupción de los magmas (Toselli,2009).

La viscosidad puede abarcar hasta 15 órdenes de magnitud ( $10^1 - 10^{14}$  Pa\*s), principalmente por variaciones en la temperatura, la composición del fundido, el contenido de cristales y fases de fluido exseltas (Giordano *et al.*, 2008).

En los productos estudiados se observa que, aunque el contenido de sílice en los piroclastos sea igual o mayor, resultan magmas menos viscosos que la lava, debido a que esta presenta un mayor contenido de cristales (Tabla 14). Estas estimaciones de viscosidad y densidad fueron calculadas con las mismas condiciones de presión (210 MPa), temperatura (950°C) y agua (4,9% en peso) para todas las erupciones. Además, se sumaron cálculos para la lava en un 3% y 0% en peso de agua (Capítulo 4.2.7.2).

Roca	SiO <sub>2</sub> (%)	Contenido de agua (%)	Contenido de cristales (%)	Viscosidad de fundido (Pa*s)	Viscosidad de magma (Pa*s)	Densidad de fundido (g/cm <sup>3</sup> )
Piroclastos	61,7-68,3	4,9	14-32	683-2,84*10 <sup>3</sup>	2,44*10 <sup>3</sup> -1,34*10 <sup>3</sup>	2,21-2,29
Lava	66,1	4,9	52	1,7*10 <sup>3</sup>	2,65*10 <sup>5</sup>	2,23
		3		9,8*10 <sup>3</sup>	1,52*10 <sup>6</sup>	2,33

**Tabla 14:** Estimaciones de viscosidad y densidad de los productos de las erupciones en estudio del volcán Calbuco, calculadas con 210 MPa de presión, 950°C de temperatura.

De acuerdo con lo observado, existe una gran diferencia entre las viscosidades de los piroclastos y las lavas, donde los productos de erupciones explosivas habrían sido generados por magmas de viscosidades del orden de  $10^3 - 10^4$  Pa\*s, en cambio la lava se habría generado por un magma de alta viscosidades del orden de  $10^6$  Pa\*s. Esto podría explicarse por una exsolución de volátiles con una baja densidad numérica de burbujas, características de una erupción efusiva. Esto conduce a burbujas más grandes propiciando una mayor permeabilidad y desgasificación. La exsolución de volátiles daría paso a una mayor cristalinidad, provocando un aumento en la viscosidad (Cassidy et al.,2018; Rutherford y Gardner, 2000).

La densidad de un magma está fuertemente ligada a una estratificación de la cámara magmática y al ascenso magmático. La densidad de un magma tiene valores entre 2,2 y 3 g/cm<sup>3</sup>, generalmente algo más bajos que los valores de las rocas sólidas de la corteza. Así, los cuerpos de magma menos densos son gravitacionalmente inestables con respecto a la roca sólida que los rodea y tienden a ascender controlados por el equilibrio hidrostático (Taselli, 2009).

Valores de densidad conocidos, medidos a temperatura ambiente de vidrios anhidros naturales tienen valores entre 2,4 y 2,9 g/cm<sup>3</sup> para los magmas más ácidos a básicos, respectivamente (Taselli, 2009). Los productos en estudio presentan densidades anhidras entre 2,47 y 2,58 g/cm<sup>3</sup>, debido al alto contenido de sílice del vidrio. Otro factor importante es el contenido de agua disuelta en una masa fundida, ya que esta disminuye su densidad permitiendo el ascenso rápido. Es por esto que la densidad es mayor en la lava que en los piroclastos (Tabla 14), favoreciendo un ascenso lento del magma, culminando en una fase efusiva. Esto se observa en las diferencias de densidad y viscosidad de la lava calculadas con los distintos valores de agua, donde la viscosidad y densidad

son menores para el caso en que el magma tuviese 4,9% de agua inicialmente generando un estilo eruptivo a causa de la desgasificación, versus un magma que tuviese un 3% de agua inicial o anhídrido en superficie.

### **5.3 Estilos eruptivos y velocidad de ascenso magmático.**

El estilo eruptivo depende de un conjunto de propiedades y procesos magmáticos interrelacionados como la viscosidad del magma, la pérdida de gas y propiedades externas como la geometría del conducto. Estos parámetros controlan la velocidad a la que los magmas ascienden, descomprimen y emiten gases en el camino hacia la superficie, determinando el estilo eruptivo y su evolución (Cassidy *et al.*, 2018).

Por otra parte, la velocidad de ascenso es una función de la presión en la región de almacenamiento, el radio del conducto y las propiedades físicas del magma, como densidad y viscosidad, y está fuertemente relacionada a la eficiencia de la desgasificación (Cassidy *et al.*, 2018; Degruyter *et al.*, 2012; Cashman *et al.*, 2000). De esta forma, este parámetro controla una serie de características importantes de las erupciones volcánicas. Por ejemplo, la influencia en estilo eruptivo (Cashman *et al.*, 2000) o en la vesicularidad y el grado de cristalización que se desarrolla en la masa fundida, la cual puede ser diferente si la velocidad de ascenso es rápido o lento (Rutherford y Gardner, 2000).

De las figuras del Capítulo 4.4 de este trabajo, es posible apreciar la diferencia entre la velocidad de ascenso inicial y la que llega a superficie, además de cómo ésta se relaciona con la exsolución de volátiles, para una erupción de estilo efusivo y explosivo. Los valores estimados a partir de la modelación numérica se muestran en la Tabla 10 y Tabla 15.

Las estimaciones de las velocidades promedio de ascenso para extrusiones de lava de composición silícica a intermedia están restringidas en el rango de 0,001 m/s para magmas ascendentes muy lentos y 0,015 m/s para magmas ascendentes más rápidos (Rutherford y Gardner, 2000). De los datos observados en la Tabla 15, éstos estarían dentro del rango estimado, aunque los límites inferior y superior se encuentren muy lejanos a este rango. De todas formas, es necesario acotar

este rango, ya que la modelación entrega valores que se alejan de la realidad como una velocidad mínima de  $10^{-6}$  m/s (Capítulo 4.4), la cual es muy pequeña para mantenerse en movimiento (Rutherford y Gardner, 2000).

Estilo	Velocidad inicial de ascenso (m/s)	Profundidad de fragmentación/escape de gas (m)
Explosivo	2-30	300-1000
Efusivo	0,00001-0,08	297-800

**Tabla 15:** Parámetros estimados a partir de la modelación numérica del ascenso magmático para erupciones de estilo explosivo y efusivo del volcán Calbuco.

Al analizar ciertos parámetros del magma (contenido de cristales, composición química del vidrio, temperatura, presión), asumiendo como valores iniciales los parámetros de la erupción de 2015, previamente conocidos, no se generaba un estilo efusivo para concentraciones de agua mayor a 3,3%.de peso (Figura 72, Tabla 10). Según Cashman *et al.* (2000), los contenidos volátiles magmáticos en gran medida gobiernan la explosividad de las erupciones. Además, Degruyter *et al.* (2012) y Sparks (1978) consideran que la sobresaturación de volátiles generaría el proceso de fragmentación relacionada al número de densidad de burbujas. Si bien en este estudio, las simulaciones se realizaron con un número de densidad de burbujas ( $N_d$ ) fijo equivalente a  $10^9 m^{-3}$  para una mejor comparación, estos mismos autores mencionan que un menor contenido de agua podría generar una menor densidad de burbujas, permitiendo el crecimiento y la unión de estas, favoreciendo el escape de gas y anulando las condiciones para generar fragmentación, lo que llevaría a una erupción efusiva. Scandone y Giacomelli (2001) mencionan que la disminución de la densidad de burbujas causa una disminución en la tasa de descarga, donde los valores de  $N_d > 10^{11} - 10^{12}$  causan un rápido crecimiento del radio de la burbuja y mantienen el sistema en equilibrio. En cambio, los valores de  $N_d < 10^{11} - 10^{12}$  causan un crecimiento muy lento de burbujas y el sistema no está en equilibrio por mucho tiempo. De esta forma, las densidades de número de vesículas por volumen son típicamente más altas en erupciones explosivas que en erupciones efusivas (Shea *et al.*, 2010), aunque este valor tomaría importancia al momento de la

exsolución de volátiles y no al comienzo del ascenso magmático a través del conducto (Ángelo Castruccio, comunicación personal), por lo que no se consideró una variación de este valor.

Uno de los puntos importantes a discutir es la transición de estilos eruptivos. Eichelberger (1995) menciona que, al ver un sistema volcánico como un sistema abierto, los controles del comportamiento explosivo versus efusivo se encuentran en parámetros de ascenso de magma a menos de 1 km de profundidad, en lugar del contenido de agua del magma en profundidad. Esto, implicaría que las lavas se forman de magmas desgasificados, donde el agua se liberó de tal manera que la vesiculación no procedió al régimen de fragmentación y/o no se desarrolló una sobrepresión de vapor significativa (Cassidy *et al.*, 2018). Sumado a esto, Jaupart y Allegre (1991) encontraron la relación entre la velocidad de ascenso y la desgasificación. A altas velocidades de ascenso, la desgasificación no puede mantener el ritmo de la descompresión, lo que promueve la expansión continua del magma, aumentando la velocidad y en consecuencia disminuyendo el tiempo de desgasificación. En cambio, a velocidades de ascenso más bajas, la desgasificación mantiene el ritmo de la exsolución y expansión del vapor, y la velocidad de ascenso sigue siendo baja. Entonces, la exsolución de los volátiles de un magma está controlada por la velocidad de descompresión, el grado de saturación volátil y la viscosidad del magma (Cassidy *et al.*, 2018).

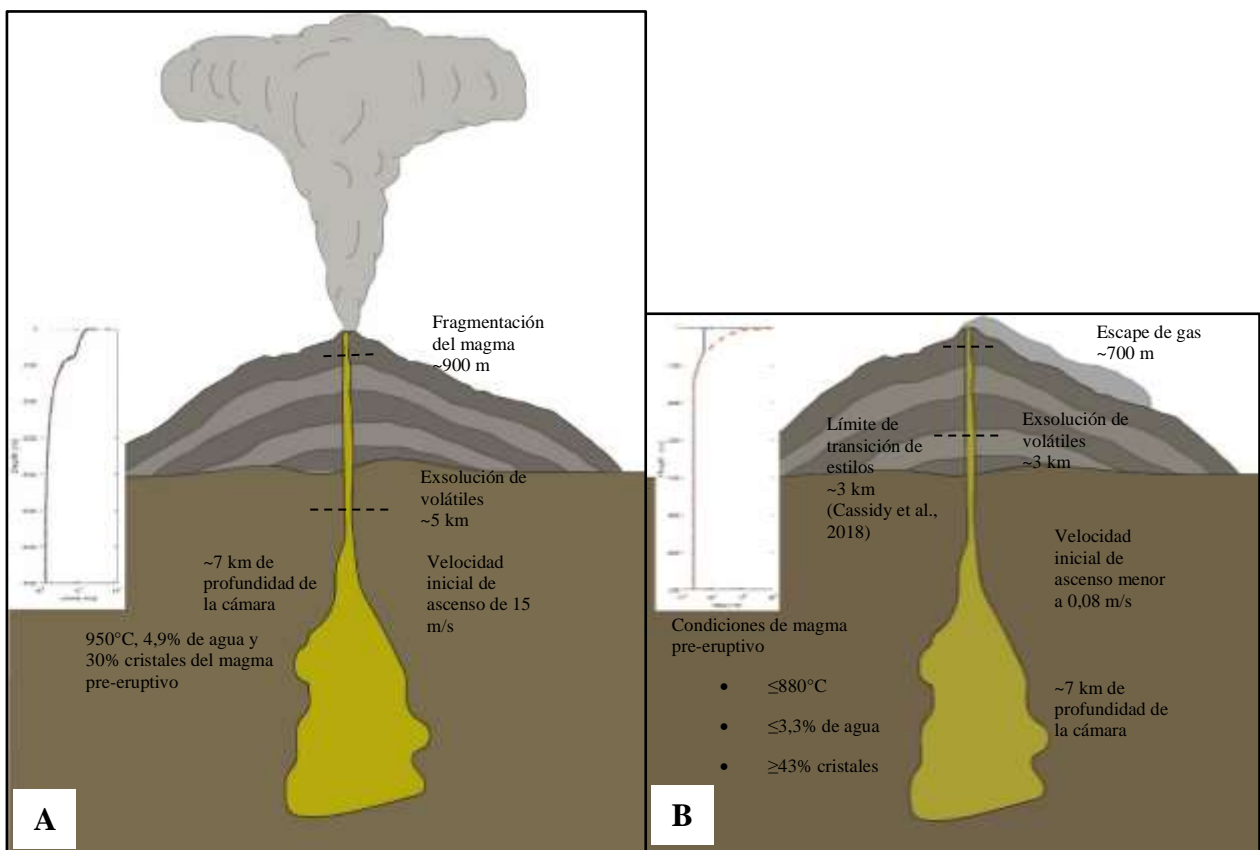
Otro factor influyente es el contenido de cristales. Según la modelación numérica, el estilo efusivo se producía con un magma más cristalino (Tabla 10), comparado al contenido de cristales soportado por un magma en erupción explosiva. Esto podría estar directamente relacionado a la velocidad de ascenso, como se mencionó en el Capítulo 5.2, la cual es más lenta para un magma con mayor contenido de cristales, al ser más viscoso (Cassidy *et al.*, 2018).

Según Cassidy *et al.* (2018), una transición entre volcanismo efusivo y explosivo puede ocurrir durante una sola fase eruptiva o durante varias erupciones, siendo esta última, por ejemplo, un flujo de lava y una erupción subpliniana separadas por un intervalo de reposo, como es el caso de la erupción de 1961. Según el mismo autor, el primer tipo de transición (dentro de una sola fase eruptiva) se ve afectado predominantemente por procesos poco profundos (dentro del conducto <3 km), mientras que el segundo tipo puede ser controlado por condiciones y procesos dentro del reservorio de magma y durante el ascenso en el conducto (>3–10 km). Según esto, la erupción de 1961 del volcán Calbuco se ve condicionada por un reajuste de la cámara magmática debido al

cambio de condiciones físicas del magma y al comportamiento durante el ascenso.

Por otra parte, Jaupart y Allegre (1991) encontraron que para un magma que asciende por un conducto de 12 m de radio, la transición de erupción efusiva a explosiva ocurre en una velocidad sobre los 0,0003 m/s. al suponer que la liberación de gas comienza a 1 km de profundidad como lo menciona Eichelberger (1995). Una consecuencia interesante es que una mayor viscosidad del magma puede favorecer la desgasificación no explosiva en lugar de obstaculizarla, al disminuir la velocidad de ascenso.

En la Figura 90, se muestra un esquema resumen con los principales parámetros para la definición de un estilo eruptivo. Para el caso de la erupción de 2015, los límites de transición estaban muy bajo de los parámetros obtenidos.



**Figura 90:** Esquema de los parámetros principales de la erupción explosiva de 2015(A) y las condiciones necesarias para su posible transición a una de estilo efusivo (B).

## 5.4 Modelo conceptual de ascenso magmático.

Con lo presentado anteriormente, se establece una posible cronología para el ascenso del magma que generaron dichas erupciones. Es importante mencionar que las hipótesis mencionadas en este trabajo están basadas en los datos de este estudio (texturas minerales y datos obtenidos con la modelación numérica). Sin embargo, para corroborar estos posibles modelos se necesita un estudio químico basado en las rocas en estudio para argumentar el equilibrio y cambios de fases, además de las texturas cristalinas.

El volcán Calbuco, presentaría al menos dos reservorios donde uno es superficial y otro más profundo que alimentaría a este (Sperry *et al.*, 2007). Según estudios anteriores (Morgado *et al.*, 2019; Delgado *et al.*, 2017; Hickey-Vargas, 2015, entre otros), la cámara superior estaría entre los 6 y 11 km de profundidad. Lo planteado continuación, consideran esta información y se propone que las erupciones en estudio del volcán Calbuco fueron causadas a causa de inyecciones magmáticas, las cuales cambian las condiciones de equilibrio en el reservorio.

Para la **erupción de 1893**, se propone un pulso magmático que asciende a la cámara superficial, el cual interactúa un tiempo considerable con el magma, aumentando su temperatura y desestabilizando las fases existentes. Esto se evidencia por las texturas de desequilibrio observadas, especialmente los bordes de reabsorción de cristales de plagioclasa y piroxenos de fenocristales menos diferenciados. Al existir este contacto térmico, se genera una convección que remueve estos cristales, siendo la razón por la que sólo algunos presentan texturas de desequilibrio (Sperry, 2007). Este aumento de temperatura y desestabilización de las fases generaría una disminución de viscosidad pudiendo ascender rápidamente. Aunque no existe evidencia de cristales de anfíboles como en las otras dos erupciones, una opción es que la deshidratación de estos cristales pueda generar una saturación del magma en agua, lo que provocaría una exsolución de volátiles, o simplemente un aumento de volumen en la cámara magmática provocó la sobrepresión en esta. Este proceso pudo ser aumentado por el domo existente dentro del conducto beneficiando la sobrepresión en la cámara magmática (Petit-Breuilh, 2004). Debido a esto, es probable que la primera explosión haya sido por un colapso del domo, despresurizando rápidamente el conducto, provocando el ascenso rápido del magma. Esta hipótesis puede verse sustentada con las evidencias

de la capa base (capa A) del depósito de caída, la cual contiene un alto porcentaje en líticos volcánicos (40 % en peso) (Figura 17), en comparación al resto de las capas, probablemente asociado a material del domo volcánico y rocas del conducto por un probable ensanchamiento.

Los otros pulsos pudieron estar asociados a las tasas de suministro de magma. Según Cioni *et al.* (2000), la naturaleza discontinua de varias erupciones subplinianas puede ser el resultado de diferencias entre las tasas de descarga de magma en la superficie (MDR por sus siglas en inglés) y las tasas de suministro de magma desde la cámara magmática (MSR por sus siglas en inglés), donde esta última depende en gran medida de las propiedades del magma y del diámetro del conducto. Las condiciones que favorecen una disminución de MSR son el aumento de la viscosidad del magma durante la desgasificación y la cristalización de microlitos, así como el revestimiento de las paredes del conducto que cristaliza el magma, disminuyendo así su diámetro. Si  $MSR < MDR$ , la superficie de fragmentación migra rápidamente hacia abajo en el conducto, hasta que cesa la fragmentación y se detiene la erupción.

Para el caso de la **erupción de 1961**, se sugiere que el magma comenzó a ascender desde la cámara principal, basada en la termobarometría de cristales (Tabla 6) posiblemente desplazando el magma almacenado en el conducto hacia la superficie a una tasa de descompresión constante lo cual desestabilizó los cristales de anfíbol, reabsorbiéndolos y generando anillos de reacción. Esto se basa en la termobarometría de los cristales de anfíbol (Tabla 6) y en Eichelberger (1995) quien menciona esta posible hipótesis para los bordes de reacción de anfíboles de la lava de la erupción de 1980 del volcán Santa Helena. Según Bardintzeff y Bonin (1986) los anfíboles se descomponen en presiones de menos de 1,5-2 kbar y estos valores es probable que se alcancen durante el ascenso de un magma, por lo tanto, la disolución de anfíboles se esperaría a profundidades de unos 5-7 km. Según lo mencionado anteriormente, los anillos indicarían una velocidad constante y lenta, dando tiempo de que el magma se desgasificara lo suficiente, generando así una erupción del tipo efusiva. Según los antecedentes históricos, se sabe que la erupción de 1961 comenzó por la apertura de dos fisuras cercanas al cráter del volcán, lo cual pudo ayudar a la disminución de sobrepresión y desgasificación del magma.

Los anfíboles que llegaron al magma y que no lograron ascender, se deshidratan aportando agua al sistema, generando la exsolución de volátiles y debido a que lava correspondiente a esta



erupción es del tipo de bloques, la cual se caracteriza por ser muy viscosa, se propone que la erupción subpliniana se originó debido a un angostamiento del conducto por la cristalización en las paredes dada la diferencia de temperatura entre el magma y las paredes del conducto. Este mecanismo pudo generar una sobrepresión impidiendo el escape de gas, lo cual llevaría a la fragmentación del magma y posterior explosión.

Para el caso de la **erupción de 2015**, una hipótesis es que la erupción se generara por la alimentación de un magma más hidratado y diferenciado, que calentó la masa superior sin generar una mezcla de magma importante. Esta hipótesis es basada en el estudio de Astudillo (2018) quien analizó cristales de anfíbol en las escorias grises, encontrando un cristal de mayor dimensión que arrojaba una temperatura de 1010°C y una presión de 730 MPa a partir de la termobarometría, por lo que se respalda que este se refiere a un antecristal.

Considerando que esta erupción se dividió en dos pulsos, esta pudo deberse a un reajuste de la cámara magmática. Esto podría ser explicado por una tasa de descompresión rápida que en conjunto con una desgasificación leve del magma generó un aumento en la cristalinidad aumentando la viscosidad, lo cual ayudaría a una disminución de la velocidad de ascenso, exsolviendo volátiles y provocando una acumulación progresiva de presión que eventualmente fragmenta y genera el nuevo pulso.

## CAPÍTULO 6: CONCLUSIONES

En este trabajo, se caracterizaron las erupciones del volcán Calbuco de los años 1893, 1961 y 2015, mediante un trabajo tefroestratigráfico, granulométrico, petrográfico y textural de sus productos, además de una modelación numérica del ascenso magmático.

Las principales diferencias entre productos eruptivos efusivos y explosivos están dadas por el contenido de cristales, vesículas y contenido de agua. La lava de la erupción de 1961 presenta mayor contenido de cristales (52%), con tamaños de cristales mayores a los presentes en los piroclastos, lo que se relaciona al tiempo de residencia en la cámara magmática y a la baja velocidad de ascenso. Además, este alto porcentaje de cristales provoca que el magma sea más viscoso que el magma que hizo erupción explosivamente. Este parámetro también influye en el contenido de vesículas, ya que los cristales favorecen la nucleación de burbujas impidiendo que estas se expandan como en el caso de los piroclastos que presentan grandes tamaños de vesículas, algunas de hasta 5 mm por procesos de coalescencia. La diferencia morfológica de estas también es una característica importante, la cual es el reflejo de la velocidad de ascenso para el caso de los piroclastos.

Otra diferencia encontrada es que el magma de un estilo efusivo tiene un menor porcentaje inicial de volátiles disueltos, con un valor entre 1,5 y 3,3% en peso de H<sub>2</sub>O, mientras que los magmas que generan erupciones explosivas varían entre 3,3 y 6% en peso de H<sub>2</sub>O, bajo ciertas condiciones de presión y temperatura para el caso de la erupción de 2015. Sin embargo, los valores de transición dependerán de los valores de otros parámetros, especialmente de la temperatura, contenido de agua inicial en el magma y sobrepresión de la cámara magmática. Bajo ciertos parámetros, una erupción puede comenzar con condiciones para generar una erupción de estilo explosivo, pero esta puede cambiar si la sobrepresión disminuye. En otros casos, tal como los parámetros de la erupción de 2015 a 950°C de temperatura, 210 MPa de presión, 30% de cristales y 4,9% de agua del magma, el comportamiento es explosivo independiente de la sobrepresión. En otros casos, si la temperatura inicial es baja, se requerirá un mayor contenido de agua y un menor contenido de cristales para que se genere una transición de estilos y viceversa.

La composición geoquímica de las rocas no presenta mayor diferencia entre estilos eruptivos, siendo todas de composición andesítico basáltica con mineralogía similar.

Muchos de los cristales observados manifiestan texturas de desequilibrio y zonaciones que podrían apuntar a que el volcán Calbuco recibe inyecciones magmáticas, probablemente actuando como gatillante de las erupciones volcánicas generadas. Dadas las diferencias de temperaturas en la cámara que genera este proceso, se generan flujos convectivos, lo que podría estar asociado a las diferencias respecto a la cantidad de volátiles y a los procesos de desgasificación del magma.

Es importante tener en cuenta las debilidades de este trabajo en cuanto a datos geoquímicos que avalen dichas hipótesis. Como sugerencia, se plantea realizar un estudio geoquímico acabado de las rocas en estudio, ya que sin considerar estas variables es difícil asegurar una cronología eruptiva y los procesos involucrados en el desarrollo de la erupción. Se propone realizar diagramas de fase de composición química de los minerales para observar la variación de esta durante el ascenso. Además, se requiere acotar valores de termobarometría y porcentaje de agua para las erupciones de 1961 y 1893, entre otros análisis, para continuar con este estudio y conseguir una idea más clara sobre los procesos existentes en el volcán Calbuco.

## CAPÍTULO 7: BIBLIOGRAFÍA

Astudillo, D. (2018). *Evolución de volátiles y elementos traza ligeros, a través de inclusiones vítreas, y su rol en la erupción de 2015 del volcán Calbuco, X Región, Chile*. (Tesis de pregrado), Universidad de Chile, Chile.

Astudillo, V., Bertin, L. y Bertin, D. (2015). Características texturales y composicionales de la tefra del ciclo eruptivo de abril-mayo de 2015 del volcán Calbuco. *XIV Congreso Geológico Chileno, Actas*, Vol.3 p.198-189. La Serena.

Bardintzeff, J. M. y Bonin, B. (1987). The amphibole effect: a possible mechanism for triggering explosive eruptions. *Journal of volcanology and geothermal research*, 33(4), 255-262.

Bertin D, Amigo A, Mella M, Astudillo V, Bertin L, Bucchi F. (2015). Erupción del volcán Calbuco 2015: Estratigrafía eruptiva y volumen involucrado. *XIV Congreso Geológico Chileno, Actas*, Vol.3 p.132-135. La Serena.

Boggs, S. J. (2009). *Petrology of sedimentary rocks*. New York, United States: Cambridge University Press.

Bottinga, Y., Weill, D., & Richet, P. (1970). Densities of liquid silicate systems calculated from partial molar volumes of oxide components. *American Journal of Science*, 269(2), 169-182. doi: 10.2475/ajs.269.2.169

Browne, B.L., y Gardner J.E., (2006) The influence of magma ascent path on the texture, mineralogy and formation of hornblende reaction rims. *Earth and Planetary Science Letters* 246:161–176

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.

Campos, V. (2016). *Análisis comparativo de los estilos eruptivos del complejo volcánico Lonquimay, 1988-1990 y del volcán Calbuco, 2015, X Región, Chile*. (Tesis de pregrado), Universidad de Chile, Chile.

Casertano, L. (1962). La actividad volcánica en Chile durante 1961. *Boletín de la Universidad de Chile*, n 30, p 40-45.

- Cashman, K.V., Sturtevant, B., Papale, P. y Navon, O. (2000) Magmatic Fragmentation En H. Sigurdsson (Ed.), *Encyclopedia of Volcanoes*, p. 431-446. San Diego: Academic Press.
- Cassidy, M., Manga, M., Cashman, K., & Bachmann, O. (2018). Controls on explosive-effusive volcanic eruption styles. *Nature Communications*, 9(1). doi:10.1038/s41467-018-05293-3.
- Castruccio, A., Clavero, J., Segura, A., Samaniego, P., Roche, O., Le Pennec, J. L., & Droguett, B. (2016). Eruptive parameters and dynamics of the April 2015 sub-Plinian eruptions of Calbuco volcano (southern Chile). *Bulletin of Volcanology*, 78(9), 62.
- Cembrano, J. y Lara, L. (2009). The link between volcanism and tectonics in the Southern Volcanic Zone of the Chilean Andes. *Tectonophysics*, 471, 96–113
- Degruyter, W., Bachmann, O., Burgisser, A., & Manga, M. (2012). The effects of outgassing on the transition between effusive and explosive silicic eruptions. *Earth and Planetary Science Letters*, 349-350, 161–170. doi: 10.1016/j.epsl.2012.06.056
- Delgado, F., Pritchard, M.E., Ebmeier, S., González, P., y Lara, L. (2017) Recent unrest (2002–2015) imaged by space geodesy at the highest risk Chilean volcanoes: Villarrica, Llaima, and Calbuco (Southern Andes). *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 344:270–288. <https://doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2017.05.020>
- Dragoni, M., y Tallarico, A. (1996). A model for the opening of ephemeral vents in stationary lava flow. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 74 (1-2): 39-47.
- Eichelberger, J. (1995). Silicic volcanism: ascent of viscous magmas from crystal reservoirs. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, 23, 41-64.
- Espinoza, E. (1897). *Jeografía descriptiva de la República de Chile*. Imprenta Barcelona: 493 p. Santiago.
- Ewart, A. (1982) The Mineralogy and Petrology of Tertiary-Recent Orogenic Volcanic Rocks: With a Special Reference to the Andesitic-Basaltic Compositional Range. En: Thorpe, R.S., Ed., *Andesites: Orogenic Andesites and Related Rocks*, Wiley, Chichester, 25-95.

Fischer, O., (1893). Erupción del volcán Calbuco, *Anales de la Universidad de Chile*, tomo LXXXV, Santiago.

Folk, R., Ward, W., (1957). Brazos Ribar: a study in the significance of grain size parameters. *Journal of Sedimentary Research*, 27, 3-26.

Folk, R. L. (1974), *Petrology of Sedimentary Rocks*: Hemphill Publishing Co., Austin, TX.

Gho, R. (2013). Determinación de parámetros eruptivos de flujos de lava del complejo volcánico Lonquimay (38°s), Andes del Sur. *Memoria para optar al título de geólogo, Universidad de Chile, Departamento de Geología*.

Gill, R. (2010). *Igneous rocks and processes: a practical guide*. John Wiley & Sons.

Giordano, D., Russell, J. K., & Dingwell, D. B. (2008). Viscosity of magmatic liquids: a model. *Earth and Planetary Science Letters*, 271(1), 123-134.

Hawthorne, F. C., Oberti, R., Harlow, G. E., Maresch, W. V., Martin, R. F., Schumacher, J. C., & Welch, M. D. (2012). Nomenclature of the amphibole supergroup. *American Mineralogist*, 97(11-12), 2031-2048.

Hickey-Vargas, R., Abdollahi, M.J., Parada, M.A., López-Escobar, L., Frey, F.A. (1995). Crustal xenoliths from Calbuco volcano, Andean southern volcanic zone: implications for crustal composition and magma– crust interaction. *Contrib Mineral Petr.*, 119(4), 331–344. doi:10.1007/BF00286933

Hickey Vargas, R., Holbik, S., Tormey, D., Frey, F. y Moreno Roa, H. (2016). Basaltic rocks from the Andean Southern Volcanic Zone: Insights from the comparison of along-strike and small-scale geochemical variations and their sources. *Lithos.*, 258–25, 115–132. doi:10.1016/j.lithos.2016.04.014

Jaupart, C., & Allègre, C. J. (1991). Gas content, eruption rate and instabilities of eruption regime in silicic volcanoes. *Earth and Planetary Science Letters*, 102(3), 413-429.

Jaupart, C. (2000). Magma ascent at shallow levels. En H. Sigurdsson (Ed.), *Encyclopedia of Volcanoes*, p. 431-446. San Diego: Academic Press.

Kilburn, C.R.J. (2000). Lava flows and flow fields. En H. Sigurdsson (Ed.). *Encyclopedia of Volcanoes*, p. 237-245, San Diego: Academic Press.

Klohn, E. (1963). The february 1961 eruption of Calbuco volcano, *Bulletin of the Sismological Society of America*, 53(6), 1435-1436.

Klug, C., y Cashman, K. (1994), Vesiculation of May 18, 1980, Mount St-Helens magma, *Geology*, 22(5), 468–472. doi:10.1130/0091-7613

Kozono, T., y Koyaguchi, T. (2009). Effects of relative motion between gas and liquid on 1-dimensional steady flow in silicic volcanic conduits: 2. Origin of diversity of eruption styles. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 180, 37–49

Le Bas, M.J., Lemaitre, R.W., 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.

López-Escobar, L., Parada, M.Á., Moreno, H., Frey, F.A., y Hickey-Vargas, R.L. (1992) A contribution to the petrogenesis of Osorno and Calbuco volcanoes, Southern Andes (41°00'–41°30' S): comparative study. *Revista Geológica de Chile*, 19(2), 211–226.

López-Escobar, L., Cembrano, J., and Moreno, H. (1995a), Geochemistry and tectonics of the Chilean Southern Andes basaltic Quaternary volcanism (37–46°S). *Revista Geológica de Chile*, 22(2), 219-234. doi: 10.5027/andgeoV22n2-a06

López-Escobar, L., Parada, M.A., Hickey-Vargas, R., Frey, F.A., Kempton, P.D., Moreno, H.(1995b). Calbuco Volcano and minor eruptive centers distributed along the Liquiñe–Ofqui fault zone, Chile (41°–42° S); contrasting origin of andesitic and basaltic magma in the Southern Volcanic Zone of the Andes. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 119, 345–361.

Macdonald, G. (1953). Pahoehoe, aa, and block lava. *American Journal of Science*, 251, 169-191

Martin, C. (1895). La erupción del volcán Calbuco. *Anales de la Universidad de Chile*, 161-193. doi: 10.5354/0717-8883.2012.20902

Morimoto, N. (1988). Nomenclature of pyroxenes. *Mineralogy and Petrology*, 39, 55–76 doi: 10.1007/BF01226262

Morgado, E., Morgan, D.J., Harvey, J., Parada, M.Á., Castruccio, A., Brahm, R.,...Hammond, S.J. (2019). Localised heating and intensive magmatic conditions prior to the 22–23 April 2015

Calbuco volcano eruption (Southern Chile). *Bulletin of Volcanology*, 81, 24. doi: 10.1007/s00445-019-1280-2

Morrissey, M., Zimanowsk, B., Wohletz, K., y Buettner, R. (2000). Phreatomagmatic Fragmentation En H. Sigurdsson (Ed.), *Encyclopedia of Volcanoes*, p. 431-446. San Diego: Academic Press.

Papale, P. (1999). Strain-induced magma fragmentation in explosive eruptions. *Nature*, 397(6718), 425-428. doi: 10.1038/17109

Pérez-Flores, P., Cembrano, J., Sánchez-Alfaro, P., Veloso, E., Arancibia, G., Roquer, T. (2016). Tectonics, magmatism and paleo-fluid distribution in a strike-slip setting: Insights from the northern termination of the Liquiñe--Ofqui fault System, Chile. *Tectonophysics* 680 (4), 192-210.

Petit-Breuilh, M.E. (1999). Cronología eruptiva histórica de los volcanes Osorno y Calbuco, Andes del Sur (41°-41°30'S). Servicio Nacional de Geología y Minería, Chile, Boletín No. 53.

Petit-Breuilh, M.E. (2004). *La historia eruptiva de los volcanes hispanoamericanos (siglo XVI al XX): el modelo chileno*. Huelva, España: Serie Casa de los Volcanes N°8, Exmo. Cabildo Insular de Lanzarote,

Pöhlman, R., (1893). Estudio microscópico de algunas cenizas volcánicas de Calbuco, provenientes de las erupciones de 1893. *Anales de la Universidad de Chile*, 197-211. doi:10.5354/0717-8883.2012.20474

Putirka, K. D. (2008). Thermometers and barometers for volcanic systems. *Reviews in mineralogy and geochemistry*, 69(1), 61-120.

Ridolfi, F., & Renzulli, A. (2012). Calcic amphiboles in calc-alkaline and alkaline magmas: thermobarometric and chemometric empirical equations valid up to 1,130° C and 2.2 GPa. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 163(5), 877-895.

Romero, J.E., Viramonte, J.G., Scasso, R.A., (2013). Indirect tephra volume estimations using theoretical models for some Chilean historical volcanic eruptions with sustained columns. *Boll. Geofis. Teor. Appl.* 54 (Supplement 2), 194–197.



Romero, J.E., Morgavi, D., Arzilli, F., Daga, R., Caselli, A., Reckziegel, F.,... 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.

Romero, J.E., Swanson, F., Allowey, B, Mella, M., Watt, S.,...Cuenca, E. (2017) . Observaciones tefroestratigráficas preliminares de la actividad eruptiva histórica (pre-2015) del volcán Calbuco, Andes del Sur. *XVIII Encuentro Nacional de Estudiantes de Geología (Enegeol), Copiapó, Chile.*

Romero, J.E., Allowey, B., Bertin, D., Villarosa, G., Swanson, F.,...Ribeiro, S.(2019). Historic eruptions of Calbuco volcano (southern Andes): Size, style and impacts retrieved from tephrostratigraphy and dendrochronology. *Artículo en preparación*

Rutherford, M.J. y Hill, P.M. (1993). Magma ascent rates from amphibole breakdown; an experimental study applied to the 1980–1986 Mount St. Helens eruptions, *Journal of Geophysical Research*, 98 (b11), 19.667-19.685.

Scandone,R. y Giacomelli, L.(2001). The slow boiling of magma chambers and the dynamics of explosive eruptions. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 110, 121-136.

Segura, A., Castruccio, A., Clavero, J., Le Pennec, JL., Roche, O., Samaniego, P.,... Romero, J. (2015). Fallout deposits of the 22-23 April 2015 eruption of Calbuco volcano, Southern Andes. *XIV Congreso Geológico Chileno, La Serena, Chile*, 3, 132-135.

Segura, A. (2016). *Erupción subpliniana de abril de 2015 del volcán Calbuco, Andes del Sur: génesis, dinámica y parámetros físicos de la columna eruptiva y depósitos piroclásticos de caída asociados* (Tesis de pregrado). Universidad de Chile, Chile.

Selles, D., y Moreno, H. (2011). Geología del volcán Calbuco, Región de los Lagos. Servicio Nacional de Geología y Minería. Carta Geológica de Chile, Serie Geología Básica, 20(1).

SERNAGEOMIN (2015). *Ranking de los 90 volcanes activos de Chile* (archivo PDF). Recuperado de <http://sitiohistorico.sernageomin.cl/archivos/Ranking-de-Volcanes.pdf>

SERNAGEOMIN (2015a) Reporte Especial de Actividad Volcánica (REAV) Región de los Lagos, año 2015, abril 22 (17:30 HL).

SERNAGEOMIN (2015b) Reporte Especial de Actividad Volcánica (REAV), Región de los Lagos, año 2015, abril 22 (20:45 HL).

SERNAGEOMIN (2015c) Reporte Especial de Actividad Volcánica (REAV), Región de los Lagos, año 2015, abril 22 (22:30 HL).

SERNAGEOMIN (2015d) Reporte Especial de Actividad Volcánica (REAV), Región de los Lagos, año 2015, abril 23 (10:30 HL).

SERNAGEOMIN (2015e) Reporte de Actividad Volcánica (RAV) Región de los Lagos, año 2015, abril, volumen 4.

SERNAGEOMIN (2015f) Reporte Especial de Actividad Volcánica (REAV) Región de los Lagos, año 2015, abril 24 (13:30 HL).

SERNAGEOMIN (2015g) Reporte de Actividad Volcánica (RAV), Región de los Lagos, año 2015, abril, volumen 11.

SERNAGEOMIN (2017). *Ficha Volcán Calbuco* (archivo PDF) Recuperado de <http://www.sernageomin.cl/volcan-calbuco/>

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

Slezin, Y.B. (2003). The mechanism of volcanic eruptions (a steady state approach). *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 122, 7–50.

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), 1-37.

Sperry, H.T. (2007). Determining magmatic processes from analysis of phenocrysts and gabbroic xenoliths contained in Calbuco andesites. *FIU Electronic Theses and Dissertations*. doi: 10.25148/etd.FI15071602

Tosselli, A. (2009). *Elementos básicos de la petrología ígnea*. Instituto superior de correlación geológica (INSUGEO), San Miguel de Tucumán, Argentina.

Takeuchi, S. (2011). Preeruptive magma viscosity: An important measure of magma eruptibility. *Journal of Geophysical Research*, 116. B10201. doi: 10.1029/2011JB008243

Van Eaton, A., Amigo, A., Bertin, D., Mastin, L., Giacosa R., González, J., Valderrama, O., Fontijn K., y Behnke, S. (2016) Volcanic lightning and plume behavior reveal evolving hazards during the April 2015 eruption of Calbuco volcano, Chile. *Geophysical Research Letters*, 43. doi:10.1002/2016GL068076

Walker, W. (1971). Grain-size Characteristics of pyroclastic deposits *The Journal of Geology*, 79(6), 696-714.

Walker, G. (1972). Compound and simple lava flows and flood basalts. *Bulletin of Volcanology*, 35 (3), 579-590.

# ANEXO A: DATOS DE TERRENO Y GRANULOMETRÍA

## Anexo A1: Puntos de campaña de terreno

Código	Fecha control	Año Erupción	Coordenada Este (UTM)	Coordenada Norte (UTM)	Altitud (m.s.n.m)	Distancia al cráter (km)
CALRO 1	04-01-2019	2015	704174	5428196	225	7,5
CALRO 2	06-01-2019	2015	704417	5428255	212	7,6
CALRO 3	06-01-2019	1893	704484	5428391	232	7,8
CALRO 4	07-01-2019	1893, 1961	702628	5425947	534	4,7
CALRO 5	21-03-2019	1961	703175	5425079	545	4,4
CALRO 6	21-03-2019	1961	703277	5425188	494	4,6
CALRO 7	20-05-2015	2015	704362	5425541	412	5,6

## Anexo A2: Pesos obtenidos del tamizaje de muestras

Tamiz [mm]	φ	Código de muestra (valores en gramos)										
		CALRO 7a	CALRO 2b	CALRO 7c	CALRO 2d	CALRO 3A	CALRO 3C	CALRO 4A	CALRO 4B	CALRO 4C1	CALRO 4C2	CALRO 4Z
32	-5	0	12,74	0	0	0	202,96	70,7	0	489,91	106,92	0
16	-4	273,1	66,59	386,6	4,58	326,4	587,91	218,86	81,41	890,19	723,21	43,11
8	-3	867,2	110,93	1223,9	83,41	335,21	363,08	280,6	59,29	343,05	224,57	128,65
4	-2	971,6	131,05	1855,6	195,65	243,06	264,66	177,89	37,74	70,6	41,86	242,4
2	-1	574,8	91,03	1293,7	148,05	101,18	55,9	85,43	26,45	14,94	14,18	265,92
1	0	188,4	32,94	478,8	35,06	56,46	28,26	40,89	16,92	14,55	8,51	235,37
0,5	1	117,9	5,45	67,2	2,09	35,64	20,1	36,9	9,94	17,02	10,27	181,09
0,25	2	34,4	1,99	11,6	1,14	45,01	23,67	20,58	6,44	19,14	8,28	73
0,125	3	36,4	0,27	10,6	7,68	30,21	21,54	11,61	4,18	15,61	1,52	13,26
0,063	4	14,5	0,54	7	6,81	24,08	17,15	6,76	1,99	11,71	0,43	8,56
<0,063	5	17	0,08	15,7	7,04	20,07	13,31	2,26	0,86	7,74	0	6,74
SUMA		3095,3	453,61	5350,7	491,51	1217,32	1598,54	952,48	245,22	1894,46	1139,75	1198,1

**Anexo A3: Medidas estadísticas calculadas a partir de Folk y Walker (1957) y Walker (1971)**

<b>Código</b>	<b>Moda</b>	<b>Media (<math>M_z</math>)</b>	<b>Clasificación (<math>\sigma_\phi</math>)</b>
CALRO 7a	-2	-2,3	0,03
CALRO 2b	-2	-2,73	1,31
CALRO 7c	-2	-2,4	0,00076
CALRO 2d	-2	-2,16	1,05
CALRO 3A	-3	-2,79	1,99
CALRO 3C	-4	-3,75	1,54
CALRO 4A	-3	-3,11	1,63
CALRO 4B	-4	-2,96	1,78
CALRO 4C1	-4	-4,42	0,97
CALRO 4C2	-4	-4,29	0,03
CALRO 4Z	-1	-1,25	1,63

## ANEXO B: DESCRIPCIÓN DE MUESTRAS

Año erupción	Piroclasto	Mineralogía	Vesicularidad (%)	Tamaño de vesículas (mm)	Contenido de cristales (%)	Tamaño de cristales (mm)	Texturas	Densidad (g/cm <sup>3</sup> )
1893-1895	Pardo	Olivino, ortopiroxeno, clinopiroxeno, plagioclasa, óxidos de Fe -Ti.	52	0,1-6	26	Olivino <1 mm; plagioclasa <3 mm, piroxenos <2 mm	Bordes de reabsorción en plagioclasa y ortopiroxeno, textura vermicular de óxidos de Fe-Ti en ortopiroxenos. Textura sieve y zonación en plagioclasa Textura glomeroporfírica con presencia de piroxeno, plagioclasa y olivino.	1,26
	Gris C1	Ortopiroxeno, clinopiroxeno, plagioclasa, óxidos de Fe -Ti.	35	0,1-2	24	Plagioclasa <2 mm, piroxenos <1 mm	Bordes de reabsorción en plagioclasa y ortopiroxeno. Textura sieve y zonación en plagioclasa Textura glomeroporfírica con presencia de piroxenos, plagioclasa.	1,6
	Gris C2	Ortopiroxeno, clinopiroxeno, plagioclasa, óxidos de Fe -Ti.	42	0,1-4	29	Plagioclasa <2 mm, piroxenos <1 mm	Bordes de reabsorción en plagioclasa y ortopiroxeno. Textura sieve y zonación en plagioclasa Textura glomeroporfírica con presencia de piroxenos, plagioclasa	1,4
1961	Pardo	Olivino, ortopiroxeno, clinopiroxeno, plagioclasa, óxidos de Fe -Ti.	40	0,1-2	22	Olivino <1 mm; plagioclasa <3 mm, piroxenos <1 mm	Textura sieve y zonación en plagioclasa. Textura glomeroporfírica con presencia de piroxenos, plagioclasa. Textura vermicular de óxidos de Fe-Ti en ortopiroxenos.	1,61

Año erupción	Piroclasto	Mineralogía	Vesicularidad (%)	Tamaño de vesículas (mm)	Contenido de cristales (%)	Tamaño de cristales (mm)	Texturas	Densidad (g/cm <sup>3</sup> )
1961	Gris	Olivino, ortopiroxeno, clinopiroxeno, plagioclasa, óxidos de Fe -Ti.	21	0,07-0,8	30	Olivino <1 mm; plagioclasa <3 mm, piroxenos <1 mm	Textura sieve, parche, bordes de reacción y zonación en plagioclasa. Textura glomeroporfírica con presencia de piroxenos, plagioclasa. Textura vermicular de óxidos de Fe-Ti en ortopiroxenos.	1,96
	Pardo claro	Ortopiroxeno, clinopiroxeno, plagioclasa, óxidos de Fe -Ti.	61	0,1-2	10	Plagioclasa <2 mm, piroxenos <1 mm	Textura sieve, parche, bordes de reacción y zonación en plagioclasa. Textura glomeroporfírica con presencia de piroxenos, plagioclasa.	-
2015	Pardo	Olivino, ortopiroxeno, clinopiroxeno, plagioclasa, óxidos de Fe -Ti.	50	0,3-12	27	Olivino <1 mm; plagioclasa <3 mm, piroxenos <2 mm	Textura glomeroporfírica con presencia de piroxenos, plagioclasa.	1,5
	Gris	Olivino, ortopiroxeno, clinopiroxeno, plagioclasa, óxidos de Fe -Ti.	30	0,1-3	32	Olivino <1 mm; plagioclasa <2 mm, piroxenos <2 mm	Textura sieve, parche, bordes de reacción y zonación en plagioclasa. Textura glomeroporfírica con presencia de piroxeno, plagioclasa y olivino.	1,96
	Blanco	Ortopiroxeno, plagioclasa, óxidos de Fe -Ti, anfíbol.	70	0,1-30	15	Plagioclasa <3 mm, piroxenos <2 mm, anfíbol <3 mm.	Textura sieve, parche, bordes de reacción y zonación en plagioclasa. Textura glomeroporfírica con presencia de piroxeno, plagioclasa y olivino.	1,34

## ANEXO C: DATOS GEOQUÍMICOS

### Anexo C1: Geoquímica de roca total

Año	Corte/roca	SiO <sub>2</sub>	Na <sub>2</sub> O	MgO	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	K <sub>2</sub> O	CaO	TiO <sub>2</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	MnO	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	Na <sub>2</sub> O + K <sub>2</sub> O	Autor
2015	Piroclasto pardo	55,43	3,79	3,76	18,78	0,62	7,97	0,89	8,47	0,15	0,15	4,40	Segura, 2016
	Piroclasto gris	55,09	3,65	3,94	18,77	0,59	8,16	0,90	8,59	0,15	0,15	4,24	Segura, 2016
	Piroclasto blanco	56,27	3,71	3,61	18,75	0,67	7,72	0,81	8,15	0,15	0,16	4,38	Segura, 2016
1961	Piroclasto pardo claro	53,31	4,00	2,98	20,23	0,76	8,47	0,90	9,02	0,17	0,16	4,76	**
	Escoria	56,00	3,73	3,98	18,26	0,66	7,81	0,84	8,42	0,15	0,16	4,39	Romero et al, 2019
	Lava	54,75	3,80	2,35	20,37	0,59	8,87	0,95	8,05	0,16	0,11	4,39	Selles y Moreno, 2011
	Lava	55,44	3,60	3,94	18,89	0,61	8,07	0,85	8,31	0,15	0,14	4,21	Castruccio et al., 2016
1893	Piroclasto pardo	52,76	3,86	2,42	21,02	0,79	8,64	1,02	9,14	0,18	0,17	4,65	**
	CALRO 4A	54,59	3,41	4,14	18,86	0,62	8,01	0,95	9,09	0,17	0,16	4,02	Romero et al, 2019
	CALRO 4C	54,69	3,51	3,84	19,23	0,59	8,14	0,93	8,74	0,16	0,16	4,10	Romero et al, 2019
	Piroclasto gris	52,65	3,92	2,84	20,56	0,70	8,53	1,00	9,44	0,18	0,18	4,62	**

\*\* Análisis realizado en la Universidad de Concepción con equipo FRX, Rigaku ZSX Primus II tipo (WDS), utilizando radiación de Rh, sin estandarización. Resultados expresados en porcentaje de elementos normalizados.



## Anexo C2: Geoquímica de vidrio

Análisis realizado en la Universidad de Chile con equipo SEM, FEI Quanta 250, utilizando detectores EDS y BSD. Resultados expresados en porcentaje de elementos normalizados.

AÑO	MUESTRA	Na <sub>2</sub> O	MgO	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	SiO <sub>2</sub>	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	K <sub>2</sub> O	CaO	TiO <sub>2</sub>	MnO	FeO	Na <sub>2</sub> O + K <sub>2</sub> O
1893	Piroclasto gris (4C1)	4,32	2,77	17,62	61,56	0	0,83	6,13	0,96	0	5,78	5,15
		4,46	2,3	18,31	60,93	0	1,01	6,12	0,92	0	5,94	5,47
		3,93	3,27	16,73	61,99	0	0,75	6,14	0,95	0	6,24	4,68
		3,86	2,39	16,31	62,33	0,23	0,94	6,15	1,03	0,14	6,62	4,8
	Piroclasto gris (4C2)	4,57	1,07	17,21	63,41	0,23	0,76	5,86	0,93	0,12	5,83	5,33
		4,59	1,53	18,53	62,43	0,00	0,66	6,55	0,66	0,00	5,05	5,25
		3,98	1,20	14,73	65,35	0,44	1,24	4,96	1,35	0,00	6,74	5,22
		3,82	1,49	14,56	68,89	0,39	1,51	1,49	0,00	0,17	7,70	5,33
		4,78	0,83	17,70	64,61	0,29	1,06	5,45	0,79	0,00	4,49	5,84
		2,39	1,44	13,42	66,67	0,46	1,51	4,42	1,45	0,17	8,07	3,9
		3,49	0,63	16,27	64,86	0,27	1,06	5,94	1,09	0,1	6,29	4,55
	Piroclasto pardo (3A)	2,35	1,34	17,56	66,61	0,31	1,31	4,68	0,92	0,09	4,83	3,66
		3,26	1,67	16,89	65,12	0,23	1,25	5,53	0,85	0,12	5,07	4,51
		3,22	5,46	12,55	62,74	0,29	1,13	4,63	0,92	0,24	8,81	4,35
		4,44	1,15	16,14	66,29	0	1,13	4,9	0,86	0	5,09	5,57
		3,84	4,02	14,19	63,33	0,29	1,19	5,28	0,8	0,2	6,86	5,03
4,07		3,56	12,54	64,58	0,32	1,28	4,61	1,13	0,16	7,74	5,35	
3,86		3,83	15,36	63,49	0,35	1,06	4,94	0,65	0,16	6,3	4,92	
1961	Lava (5)	3,67	1,41	14,81	69,45	0,39	1,58	4,22	0,7	0,08	3,71	5,25
		4,87	1,74	15,86	66,61	0,15	1,25	4,26	0,78	0,09	4,38	6,12
		4,81	1,3	18,77	63,15	0,19	0,99	6,3	0,61	0,06	3,82	5,8
		5	0,6	19,49	64,87	0	0,97	5,87	0,54	0,07	2,59	5,97
		4,87	1,02	16,85	67,28	0,26	1,21	4,76	0,64	0,11	3	6,08
		4,1	0	21,31	65,21	0,1	0,87	6,34	0,39	0	1,69	4,97

AÑO	MUESTRA	Na <sub>2</sub> O	MgO	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	SiO <sub>2</sub>	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	K <sub>2</sub> O	CaO	TiO <sub>2</sub>	MnO	FeO	Na <sub>2</sub> O + K <sub>2</sub> O
1961	Piroclasto pardo claro (4Z1)	4,35	1,86	15,76	66,2	0	1,14	4,94	0,87	0	4,87	5,49
		5,06	0,94	19,99	62,52	0,2	0,66	6,67	0,59	0,08	3,28	5,72
		4,16	1,73	15,34	66,63	0,33	1,18	4,58	0,8	0,12	5,13	5,34
		4,32	1,87	15,74	64,63	0,27	1,06	4,76	1,04	0,21	6,1	5,38
		4,39	1,73	16,68	64,87	0,29	0,99	5,46	0,86	0	4,72	5,38
		4,5	1,62	15,98	66,36	0	1,33	4,8	0,87	0	4,54	5,83
		4,39	1,67	14,78	68,34	0	1,29	4,17	0,65	0,41	4,29	5,68
		4,05	1,34	13,85	71,14	0	1,19	4,05	0,81	0	3,57	5,24
		3,63	1,58	13,77	71,57	0	1,16	3,78	0,78	0	3,72	4,79
	Piroclasto pardo (4Z3)	2,56	1,53	15,34	68,17	0,31	1,25	4,73	0,89	0,11	5,12	3,81
		3,69	1,26	15,74	67,4	0,32	1,08	5	0,85	0,11	4,54	4,77
		2,23	1,7	15,21	67,47	1,35	0	4,81	0,97	0,14	6,12	2,23
		4,03	1,06	16,91	67,05	0,25	0,99	5,08	0,62	0,08	3,93	5,02
	Piroclasto gris (4Z2)	2,97	3,03	13,13	67,59	0,52	1,2	4,46	1,05	0,29	5,77	4,17
		3,25	3,09	13,45	66,89	0,47	1,07	4,65	0,93	0,27	5,93	4,32
		3,41	0,82	14,76	68,1	0,49	1,09	5,35	1,18	0,22	4,59	4,5
4,44		2,74	17,89	62,99	0,34	0,52	6,52	0,52	0,23	3,81	4,96	
4,33		0,15	24,62	59,62	0	0,2	9,69	0,16	0,14	1,1	4,53	
2015	Piroclasto blanco (1-1)	4,21	2,93	16,92	65,58	0	0,96	5,06	0	0	4,33	5,17
		4,74	0	19,17	66,54	0	1,13	4,84	0	0,99	2,59	5,87
		3,55	0	16,72	66,97	0	0	4,3	2,39	0	6,06	3,55
		4,77	0,95	14,24	72,7	0	1,68	2,52	0	0	3,14	6,45
		4,37	1,09	14,31	72,54	0	1,61	2,79	0	0	3,29	5,98
		5,07	0,62	15,37	71,2	0	1,54	3,34	0	0	2,89	6,61
		4,81	0,72	14,99	72,18	0	1,71	2,78	0	0	2,82	6,52
	Piroclasto gris (1-2)	3,62	0,27	27,1	55,35	0	0,25	11,57	0,25	0	1,59	3,87
		5,02	1,58	15,76	69,74	0,51	1,12	5,05	1,00	0	0,22	6,13
		5,59	0,33	21,54	62,77	0	0,46	7,12	0,44	0	1,75	6,05
		3,7	1,76	12,58	68,22	0,69	1,56	3,73	1,51	0,29	5,96	5,26
	Piroclasto pardo	4,39	2,32	13,94	66,78	0,46	1,1	4,1	0,93	0,31	5,68	5,49

AÑO	MUESTRA	Na <sub>2</sub> O	MgO	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	SiO <sub>2</sub>	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	K <sub>2</sub> O	CaO	TiO <sub>2</sub>	MnO	FeO	Na <sub>2</sub> O + K <sub>2</sub> O
2015	Piroclasto pardo (1-3)	4,6	2,06	14,74	66,62	0,46	0,9	4,77	0,83	0,24	4,77	5,5
		4,61	1,97	15,06	66,54	0,3	0,76	5,34	0,85	0,24	4,33	5,37
		4,84	1,61	15,08	67,81	0	1,4	4,46	0,85	0	3,94	6,24
		4,86	1,83	13,38	68,92	0,56	0,65	4,79	0,81	0	4,21	5,51
		4,94	1,96	15,53	66,51	0	1,01	4,81	0,85	0	4,4	5,95
		5,13	2,3	14,69	67,24	0	1,13	4,4	0,72	0	4,39	6,26
		4,98	1,43	15,38	68,05	0	0,7	4,92	0,7	0	3,84	5,68
		4,71	1,76	15,09	66,74	0,51	1,15	4,4	0,94	0	4,71	5,86