UNIVERSIDAD DE CONCEPCIÓN
FACULTAD DE CIENCIAS QUÍMICAS
DEPARTAMENTO CIENCIAS DE LA TIERRA

Mecanismos de fragmentación y dinámica eruptiva inferida a partir del análisis temporal de ceniza emitida y observaciones visuales durante la actividad eruptiva del Complejo volcánico Nevados de Chillán entre 2016-2018, Región de Ñuble, Chile

Memoria para optar al Título de Geólogo

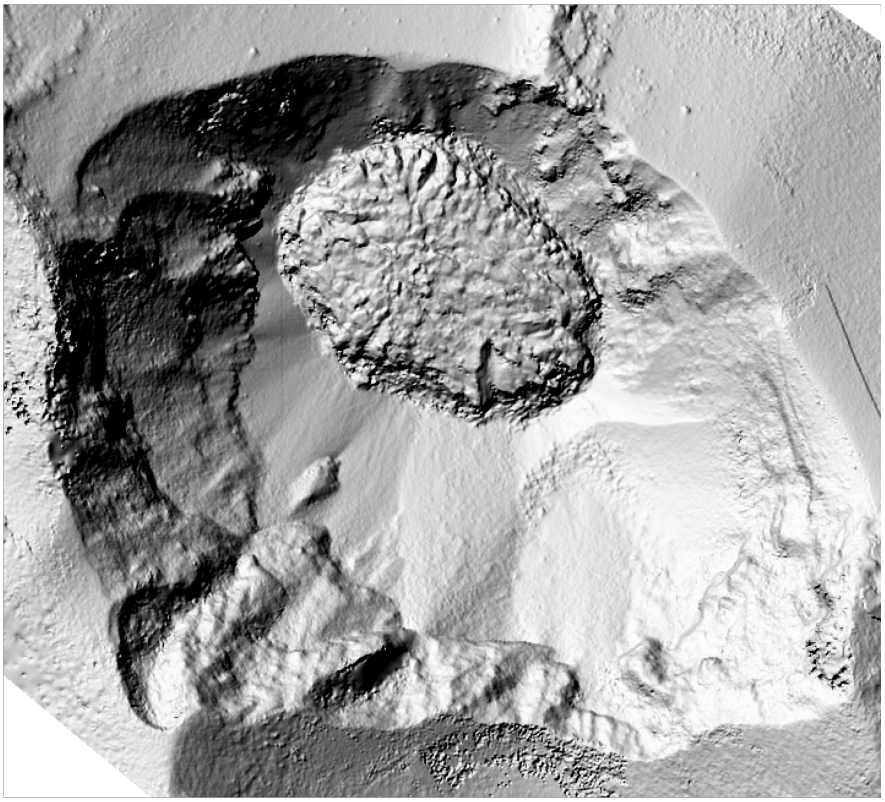
Nicolás Andrés Luengo Vásquez

Profesor Patrocinante: **Dr. José Luis Palma Lizana**

Profesores Comisión: **Dra. Laura Beatriz Hernández Olguín**
Dr. Osvaldo González Maurel

CONCEPCIÓN, 2026

Dedicada a mi abuelo Rolando †



DOMO DE LAVA ACTIVO 03/04/2018

DEM GENERADO MEDIANTE FOTOGRAMETRÍA UTILIZANDO UN DRON

ÍNDICE

RESUMEN ……..

Página

1. INTRODUCCIÓN …… 1
1.1. Generalidades del CVNCh ……..... 4
1.2. Ubicación y accesos ……..... 7
1.3. Objetivos ……... 7
1.3.1. Objetivo General …….. 7
1.3.2. Objetivos Específicos ……... 7
1.4. Metodología general de trabajo …….. 8
1.5. Agradecimientos ……... 10

2. MARCO TEÓRICO …… 11
2.1. Ceniza volcánica ……... 11
2.2. Mecanismos de fragmentación del magma ……..... 13
2.3. Dinámica durante el ascenso del magma ……. 16

3. MARCO GEOLÓGICO Y VOLCANOLÓGICO ……... 19
3.1. Rocas del Basamento ..……... 19
3.1.1. Formación Cura-Mallín (Miocm) ……... 19
3.1.2. Batolito Santa Gertrudis-Bullileo (Msgb) …….. 19
3.1.3. Formación Cola de Zorro (PIPcz) ……. 20
3.2. Rocas y depósitos volcánicos ……... 21
3.2.1. Lavas Los Pincheira (Plp-Pleistoceno Medio) ……... 23
3.2.2. Lavas Diguillín (Pld-Pleistoceno Medio) …… 23
3.2.3. Lavas Atacalco (Pla-Pleistoceno Medio-Superior) ……... 24
3.2.4. Lavas Lanalhue (Pll-Pleistoceno Superior) ……... 24
3.2.5. Ignimbrita El Castillo (Pliec-Pleistoceno Superior) ……. 25
3.2.6. Subcomplejo Cerro Blanco ……. 25
3.2.6.1. Lavas Orientales (CBlo; Pleistoceno Superior alto) …… 25
3.2.6.2. Volcán Colcura (CBc; Pleistoceno Superior alto-Holoceno) ….. 26
3.2.6.3. Volcán Gato (CBg) y Cerro Blanco (CBb) (Holoceno) …….. 26
3.2.6.4. Volcanes Calfú, Pichicalfú y Baños (CBcpb; Holoceno) …… 27
3.2.6.5. Volcán Santa Gertrudis (CBsg; 1861-1864) …… 27
3.2.7. Subcomplejo Las Termas ……..…. 27
3.2.7.1. Lavas del Sur (LTls; Pleistoceno Superior alto) …….. 27
3.2.7.2. Lavas Larqui (LTll; Pleistoceno Superior alto) ……... 28
3.2.7.3. Lavas Aguas Calientes (Ltlac; Pleistoceno Superior alto) …….. 28
3.2.7.4. Volcán Viejo (LTv; Holoceno) …… 28
3.2.7.5. Volcán Democrático (LTd; Holoceno) …… 29
3.2.7.6. Volcán Chillán (LTc; Holoceno) ……. 29

3.2.7.7. Volcán Shangri-La (LTsl; Holoceno) …….. 30
3.2.7.8. Volcán Pata de Perro (LTpp; Holoceno) ……. 30
3.2.7.9. Volcán Nuevo (LTn; 1906-1945 d.C.) …… 30
3.2.7.10. Volcán Arrau (Lta; 1973-1986 d.C.) ……. 31
3.2.7.11. Volcán Chudcún (LTcc; 2003-2004 d.C.) …… 31
3.2.7.12. Volcán Sebastián (LTs; 2008 d.C.) …… 31
3.2.7.13. Volcán Nicanor (LTnc; 2016-2023) …….. 31
3.2.8. Conos Piroclásticos Satélites: volcanes Las Lagunillas (LTll) y Parador (LTp) (Holoceno) …….. 31
3.3. Depósitos Sedimentarios y Volcanoclásticos …….. 32
3.3.1. Depósitos morrénicos indiferenciados (PHm; Pleistoceno medio-Holoceno) …….. 32
3.3.2. Depósitos de deslizamiento indiferenciados (PHd; Pleistoceno medio-Holoceno) …….. 32
3.3.3. Depósitos piroclásticos indiferenciados (Hpi; Holoceno) ……. 32
3.3.4. Depósitos lahári cos (Hal; Holoceno) …….. 33
3.4. Estructuras regionales …… 35
3.4.1. Lineamiento Cortaderas …….. 35
3.4.2. Fallas de la cuenca de Cura-Mallín …… 35
3.4.3. Sistema de fallas Antiñir-Copahue ……. 35
3.5. Sistema hidrotermal …… 35
3.6. Erupciones históricas …….. 36
3.6.1. Ciclo eruptivo 1861-1865 ……..... 36
3.6.2. Ciclo eruptivo 1906-1945 ……..... 37
3.6.3. Ciclo eruptivo 1973-1986 ……..... 38
3.6.4. Actividad explosiva 2003-2004 …… 40
3.6.5. La erupción "silenciosa" del año 2008 ……... 41

4. CRONOLOGÍA DEL CICLO ERUPTIVO 2016-2019 …….. 43
4.1. Fase 1 ……..... 44
4.2. Fase 2 ……..... 50
4.3. Fase 3 ……..... 53

5. ANÁLISIS DE CENIZAS ENTRE 2016-2018 ……... 56
5.1. Metodología y condiciones analíticas ……..…….. 56
5.1.1. Muestreo de tefras y lavas ……... 56
5.1.2. Preparación de las muestras de tefra ……..... 61
5.1.3. Análisis granulométricos de las muestras de tefra ……... 62
5.1.4. Clasificación de litologías y abundancia modal …..... 66
5.1.5. Análisis morfológico y textural superficial …… 67
5.1.6. Análisis morfométrico 2D de las partículas vítreas …….. 69
5.1.7. Petrografía de los fragmentos ……. 72
5.1.8. Análisis textural de los microlitos de Plg ……... 73
5.1.9. Distribución del tamaño de los cristales de Plg (CSD) ……. 76
5.1.10. Geoquímica y mineralogía …… 78

5.2. Resultados 80
5.2.1. Granulometrías 80
5.2.2. Litologías: petrografía, morfologías y texturas (externas e internas) 83
5.2.2.1. Líticos Cristalinos (LC) 83
5.2.2.2. Fragmentos Rojizos (FR) 84
5.2.2.3. Agregados Cristalinos (AC) 85
5.2.2.4. Agregados Vítreos (AV) 86
5.2.2.5. Cristales Libres (CL) 87
5.2.2.6. Líticos Vítreos (LV) 88
5.2.2.7. Obsidianas (O) 90
5.2.2.8. Fragmentos Vesiculares (FV) 90
5.2.2.9. Pómez (P) 94
5.2.2.10. Fragmentos de lavas Nuevo, Arrau y Sebastián 95
5.2.3. Abundancia modal y variabilidad textural de las litologías a través del ciclo eruptivo 97
5.2.4. Morfometría de los fragmentos vítreos 100
5.2.5. Análisis textural de los microlitos de Plg 104
5.2.6. Distribución del tamaño de los cristales de Plg (CSD) 107
5.2.7. Mineralogía 110
5.2.8. Química del vidrio 113

6. DISCUSIONES 119
6.1. Identificación del material juvenil y origen de los fragmentos accesorios 119
6.1.1. Origen de los Líticos Vítreos (LV) 120
6.1.2. Origen de los Fragmentos Vesiculares (FV) 123
6.1.3. Origen de los Agregados Vítreos (AV) y Obsidianas (O) 123
6.1.4. Origen de los Agregados Cristalinos (AC) y Líticos Cristalinos (LC) 123
6.1.5. Origen de los Fragmentos Rojizos (FR) 125
6.1.6. Origen de los Cristales Libres (CL) 125

6.2. Mecanismos de fragmentación y dinámica eruptiva 127
6.2.1. Fase 1 127
6.2.1.1. Fragmentación Freática 128
6.2.1.2. Fragmentación Freatomagmática 130
6.2.2. Fase 2 137
6.2.2.1. Fragmentación Magmática 137
7. CONCLUSIONES 142
7.1. Desarrollo de la erupción entre enero de 2016 y abril de 2018 142
7.1. Importancia del estudio de ceniza volcánica para el monitoreo y evaluación de los peligros volcánicos 145
8. REFERENCIAS 148
ANEXOS 164

ÍNDICE DE FIGURAS

Figura			Página
1.	1	Ubicación, accesos y contexto tectónico del CVNCh ……..…...	6
2.	1	Ilustración esquemática del ascenso y fragmentación del magma durante una erupción volcánica explosiva ……...….	12
2.	2	Ilustración esquemática de los diferentes mecanismos de fragmentación involucrados durante una erupción volcánica explosiva …….	15
2.	3	Diagrama de fases para un fundido andesítico ……	17
2.	4	Ilustración esquemática de la cristalización de un magma viscoso en las partes altas del conducto ……..	18
3.	1	Unidades del Basamento del CVNCh …….	21
3.	2	Ubicación del complejo volcánico ancestral, subcomplejos modernos (Cerro Blanco y Las Termas) y centros adventicios ……...	22
3.	3	Mapa geológico del CVNCh ……...	34
3.	4	Registros fotográficos de la erupción del volcán Nuevo (1906-1945) ……	38
3.	5	Registros fotográficos de la erupción del volcán Arrau (1973-1986) …….	39
3.	6	Registros fotográficos de la erupción del volcán Chudcún (2003-2004) …	40
3.	7	Campo de lavas Sebastián ….……..	41
4.	1	Ubicación de la red de monitoreo de Sernageomin …….	43
4.	2	Evolución morfológica de los cráteres …….....	45
4.	3	Modelos tridimensionales y de elevación digital (DEM) de la formación del cráter Nicanor ……	46
4.	4	Fotografías de explosiones ocurridas durante la Fase 1 ……..	46
4.	5	Secuencias fotográficas de eventos explosivos durante la Fase 1……	47
4.	6	Incandescencia observada en los cráteres activos …….....	48
4.	7	Sismicidad y frecuencia explosiva registrada durante el ciclo eruptivo …..	49
4.	8	Caracterización de la actividad eruptiva durante la Fase 2 ……	51
4.	9	Variaciones morfológicas y volumétricas del domo de lava ……...	52
4.	10	Caracterización de la actividad eruptiva durante la Fase 3 …….	54
4.	11	Variaciones morfológicas y volumétricas durante el emplazamiento de los flujos de lava ……..	55
5.	1	Vista de los cenizómetros e instalación de uno de ellos ……..	56
5.	2	Ubicación de los cenizómetros y de las muestras recolectadas in-situ …..	57
5.	3	Recuperación de las muestras de tefra desde los cenizómetros y desde la nieve ……	59
5.	4	Muestras de tefra recolectadas en función de la fecha asociada a los eventos explosivos que las generaron y fase eruptiva ..……..	60
5.	5	Procedimientos realizados a las muestras previo a la ejecución de los análisis de interés …….	62
5.	6	Procedimientos realizados durante los análisis granulométricos ……	63
5.	7	Fórmulas utilizadas para la obtención de los parámetros sedimentológicos	64
5.	8	Clasificación de las litologías y abundancia modal a través del tiempo ….	67
5.	9	Portaobjetos con los fragmentos de cada grupo litológico previamente seleccionados para los análisis SEM ……...	68

5.	10	Cuadro comparativo visual para la estimación de la redondez-esfericidad y bibliografía utilizada para descripción morfológica-textural ……...	68
5.	11	Procedimientos realizados para la obtención de la morfometría 2D de las partículas ……..	70
5.	12	Sección delgada realizada a un FV tamaño lapilli medio ……	73
5.	13	Procedimientos realizados para el análisis textural de los microlitos …….	75
5.	14	Fórmulas utilizadas para el estudio textural de los microlitos de Plg …….	76
5.	15	Representación gráfica y ecuaciones utilizadas para la obtención de la CSD …….	78
5.	16	Briqueta pulida con los fragmentos analizados en este trabajo……	79
5.	17	Representación gráfica de la distribución granulométrica de las muestras de tefra …….	82
5.	18	Representación gráfica de la selección vs media de las partículas ……..	83
5.	19	Microfotografías de los Líticos Cristalinos (LC) ……	84
5.	20	Microfotografías de los Fragmentos Rojizos (FR) ……..	85
5.	21	Microfotografías de los Agregados Cristalinos (AC) ……..	86
5.	22	Microfotografías de los Agregados Vítreos (AV) ……...	87
5.	23	Microfotografías de los Cristales Libres (CL) …….	88
5.	24	Microfotografías de los Líticos Vítreos (LV) ……..	89
5.	25	Microfotografías de las Obsidianas (O) ……..	90
5.	26	Microfotografías de los Fragmentos Vesiculares (FV) ……...	91
5.	27	Microfotografías de la masa fundamental de los FV tamaño lapilli ……...	92
5.	28	Microfotografías de los fenocristales identificados en los FV tamaño lapilli ……	93
5.	29	Microfotografías de la mineralización secundaria observada en los FV ….	94
5.	30	Microfotografías de las Pómez (P) ……..	95
5.	31	Microfotografías de los fragmentos de las lavas Nuevo, Arrau y Sebastián	96
5.	32	Variaciones en la abundancia modal de los componentes ……...	99
5.	33	Representación gráfica de las morfometrías obtenidas mediante PARTISAN …….....	103
5.	34	Variaciones texturales de los microlitos de Plg ……..	106
5.	35	Distribución de tamaños de los microlitos de Plg (CSD) ……	110
5.	36	Variación composicional en % An para 2 fenocristales de los FV …….	111
5.	37	Diagramas composicionales ternarios de las fases minerales …….	112
5.	38	Difractograma de rayos X con señales asociadas a las fases cristalinas ….	113
5.	39	Diagrama TAS y K_2O vs SiO_2 del vidrio de los fragmentos identificados .	116
5.	40	Diagramas de Harker del vidrio de los fragmentos identificados ……...	118
6.	1	Variaciones morfológicas del edificio volcánico durante el transcurso de la Fase 1 y variaciones en la abundancia de los Líticos Vítreos (LV) ……	122
6.	2	Ilustración esquemática de la etapa Freática desarrollada durante la Fase 1 …….....	130
6.	3	Comparación de partículas generadas de manera experimental y de forma natural (este estudio) ……	133
6.	4	Ilustración esquemática de la etapa Freatomagmática desarrollada durante la Fase 1 ……...	137
6.	5	Ilustración esquemática de la etapa Magmática desarrollada durante la Fase 2 ……...	140

6. 6 Ilustración esquemática que muestra el origen de los procesos explosivos desarrollados durante la Fase 2 …… 141

ÍNDICE DE TABLAS

Tabla		Página
3. 1	Resumen del registro histórico de la actividad eruptiva del CVNCh …….	42
5. 1	Muestras de tefra recolectadas entre 2016-2018 y amplitud sísmica (DR) asociada a las explosiones que las generaron ……..	60
5. 2	Equivalencias de tamaños entre fragmentos epiclásticos y piroclásticos …	65
5. 3	Nomenclatura de las propiedades métricas de las geometrías usadas para la obtención de los parámetros morfométricos en PARTISAN ……..	71
5. 4	Definiciones y fórmulas matemáticas de los sistemas morfométricos ……	72
5. 5	Parámetros granulométricos de las muestras de tefra ……..	82
5. 6	Tipos de morfologías, texturas externas y mineralización secundaria identificada en los fragmentos vítreos potencialmente juveniles ……	99
5. 7	Parámetros morfométricos promedios obtenidos mediante PARTISAN de los fragmentos vítreos ……..	100
5. 8	Parámetros texturales de los microlitos de Plg ……	104
5. 9	Distribución del tamaño de los microlitos de Plg (CSD) ……	108
5. 10	Composiciones de los elementos mayores del vidrio (Gl) de los distintos tipos de fragmentos (óxidos en %wt) ……..	114

1. INTRODUCCIÓN

El estudio de los componentes de la ceniza volcánica emitida durante una erupción en curso constituye una herramienta eficaz de monitoreo para interpretar y predecir la actividad eruptiva, en complemento con los sistemas de monitoreo tradicionales (sísmico, geoquímico y geodésico) (p. ej. Cashman & Hoblitt, 2004; Rowe *et al.*, 2008). Esta metodología adquiere mayor relevancia cuando la fase eruptiva inicial es de naturaleza freática o freatomagmática, en la cual explosiones menores y emisiones de ceniza de bajo IEV (Índice de Explosividad Volcánica) son generadas por la interacción del magma ascendente con aguas subterráneas someras (p. ej. un sistema hidrotermal) (Nemeth & Kosik, 2020).

En estos casos, la ceniza volcánica emitida representa una de las pocas fuentes de información disponible para inferir los procesos magmáticos que ocurren al interior del volcán, siendo uno de los principales desafíos la determinación de la presencia, contenido y composición del material juvenil, correspondiente a fragmentos del magma ascendente.

Uno de los ejemplos más exitosos ocurrió en el volcán Unzen en Japón, durante el ciclo eruptivo iniciado en 1991, donde a partir del estudio de una serie de muestras de cenizas emitidas durante varias explosiones, se logró detectar la aparición de piroclastos juveniles tres meses antes del inicio de la extrusión del domo de lava (Nakada *et al*., 1995; Watanabe *et al*., 1999).

La identificación apropiada de magma juvenil incluso en bajas proporciones es crucial para distinguir entre una actividad explosiva menor de otra que presagie una erupción mayor (Cashman & Hoblitt, 2004), evitando así interpretaciones erróneas con posibles consecuencias sociales (p. ej. La Soufriere 1975-77; Hincks *et al*., 2014). No obstante, la identificación del material juvenil no es un proceso trivial y puede dificultarse cuando los fragmentos son altamente cristalinos y poco vesiculares, o cuando los fragmentos accesorios (preexistentes) que conforman parte del edificio volcánico en actividad (p. ej. tefras o lavas) se encuentran bien preservados, sin evidencias de alteración, y presentan características texturales y composicionales similares a la de los fragmentos potencialmente juveniles (p. ej. Pardo *et al*., 2014).

Por ejemplo, el estudio de la ceniza emitida durante las explosiones precursoras a la erupción catastrófica del Monte Santa Helena del 18 de mayo de 1980, mostró que las texturas de los fragmentos juveniles pueden verse fuertemente afectadas por procesos de descompresión y cristalización inducida por la desgasificación del magma durante su ascenso (Cashman & Hoblitt, 2004). En ese caso, los piroclastos juveniles solo fueron reconocidos como tales, tras descubrirse que sus texturas eran similares a la de los fragmentos del criptodomo expulsados durante el evento principal y las explosiones posteriores (Cashman & Hoblitt, 2004). Desde entonces, los fragmentos de ceniza altamente cristalinos, ricos en microlitos, han sido comúnmente interpretados como material juvenil en varios casos eruptivos a nivel mundial (p. ej. Miwa *et al*., 2013; Cassidy *et al*., 2015; Gaunt *et al*., 2016; entre otros).

Por otra parte, el análisis composicional, morfológico y textural de los fragmentos juveniles y accesorios que componen la ceniza, sumado a sus variaciones temporales, permiten inferir los mecanismos asociados a la actividad explosiva (Heiken & Wohletz, 1985; Cioni *et al*., 1992; Buttner *et al*., 1999; 2002; White & Valentine, 2016, entre otros).

En cambio, las texturas de los microlitos de plagioclasa de los fragmentos juveniles registran los procesos de descompresión, desgasificación y enfriamiento del magma durante su ascenso por el conducto, previo a su fragmentación (p. ej. Hammer *et al*., 2000; Hammer & Rutherford, 2002; Clarke *et al*., 2007; Shea & Hammer, 2013; Preece *et al*., 2013, entre otros).

El 8 de enero de 2016, el Complejo Volcánico Nevados de Chillán (CVNCh) inició un nuevo ciclo eruptivo que se extendió hasta comienzos de 2023, caracterizado por actividad explosiva pulsatoria. Hasta fines de 2017 se registraron más de 800 explosiones, las que dieron origen a un nuevo cráter -denominado Nicanor- desde el cual comenzó a extruir un domo de lava a partir del 20 de diciembre de 2017, seguido posteriormente por la emisión de flujos de lava a partir de agosto de 2019.

En este contexto, en este estudio se realiza un análisis sistemático de las cenizas recolectadas mediante una red de cenizómetros entre enero de 2016 y abril de 2018, complementado con observaciones visuales, registros sísmicos y análisis aerofotogramétricos del edificio volcánico y lava extruida. Además, se recolectaron muestras de lavas de las últimas erupciones del edificio volcánico en actividad, con el fin de contrastarlas con los fragmentos que componen

las muestras de cenizas. A partir de esta integración, se propone un modelo conceptual de los procesos que controlaron la actividad eruptiva.

Cabe mencionar que los levantamientos fotogramétricos se realizaron utilizando fotografías capturadas por un dron personal e imágenes aéreas capturadas durante sobrevuelos efectuados por SERNAGEOMIN. Estos análisis fueron llevados a cabo de manera paralela al desarrollo de esta investigación, cuyos resultados se presentan en el capítulo correspondiente a la cronología del ciclo eruptivo (ver capítulo 4) y son posteriormente integrados en las discusiones (ver capítulo 6). En cambio, la información sísmica fue proporcionada por SERNAGEOMIN.

Es importante señalar que gran parte de los resultados obtenidos mediante aerofotogrametría fueron presentados en el XV Congreso Geológico Chileno (Luengo & Palma, 2018) y en la conferencia volcanológica internacional *Cities on Volcanoes 10*, realizada en Nápoles, Italia (Luengo & Flores, 2018). Por otra parte, los resultados preliminares del análisis de cenizas fueron presentados en el XV Congreso Geológico Chileno (Luengo *et al*., 2018).

Este ciclo eruptivo representó una oportunidad excepcional para estudiar la evolución temporal de los componentes de la ceniza emitida, identificar la presencia de material juvenil y explorar los mecanismos de fragmentación del magma, incluyendo la posible interacción magma-agua, así como la dinámica eruptiva previo y durante el emplazamiento del cuerpo magmático en superficie. Asimismo, el análisis fotogramétrico permitió evidenciar las variaciones morfológicas y volumétricas tanto de los cráteres formados como del domo y flujos de lava extruidos, permitiendo la estimación de las tasas de extrusión.

Con respecto a trabajos petrográficos/petrológicos anteriores desarrollados durante esta erupción, Moussalam *et al*. (2018) analizaron partículas de ceniza emitidas al inicio del ciclo eruptivo entre enero y febrero de 2016, y luego en octubre de 2017, sin confirmar la presencia de fragmentos juveniles de manera concluyente. Adicionalmente, realizaron mediciones de gases emitidos entre enero y febrero de 2016 desde el primer cráter formado (C1 en este trabajo), interpretándolas como evidencia de una intrusión somera con una clara composición magmática, en concordancia con el aumento repentino de sismicidad tipo tremor registrado en ese periodo. Finalmente, proponen posibles escenarios a futuro para el desarrollo de la erupción.

Por otra parte, Benet *et al*. (2021) llevaron a cabo un análisis petrológico y textural de las los componentes de la ceniza volcánica emitida entre 2016 y 2018 en el CVNCh. Los autores asociaron las variaciones en el tipo y contenido de fragmentos con los cambios en la actividad sísmica a lo largo del tiempo. A partir de esta integración, proponen 3 etapas principales de actividad eruptiva previas al inicio de la extrusión del domo: una primera etapa freatomagmática, seguida por una etapa freática y finalmente, una etapa magmática que culmina con la extrusión del domo de lava.

Es importante destacar que la investigación presentada en esta memoria de título fue desarrollada de manera independiente del trabajo realizado por Benet *et al.* (2021).

Finalmente, Oyarzún *et al*. (2022) realizaron un trabajo petrológico del CVNCh con el fin de mejorar la comprensión de la arquitectura del sistema magmático subyacente. Este estudio incluye el análisis geoquímico y petrográfico de una muestra del domo de lava recolectada y facilitada por el autor de la presente memoria de título. La presencia de enclaves máficos en las lavas de las erupciones recientes, en conjunto con la geoquímica mineral y modelamiento geoquímico a partir de termobarometría, sugieren que probablemente gran parte de las erupciones del CVNCh (incluyendo el último ciclo eruptivo), fueron causadas por el ascenso e interacción de magmas máficos desde reservorios más profundos con magmas más diferenciados situados en la parte más someras del sistema de conductos magmáticos del CVNCh.

1.1. Generalidades del CVNCh

El Complejo Volcánico Nevados de Chillán (CVNCh) está constituido por 19 centros eruptivos distribuidos a lo largo de un lineamiento de 12 km con orientación N30°W (González-Ferrán, 1995) en la zona cordillerana de Chile central (Figura 1.1). El CVNCh pertenece a la Zona Volcánica Sur (ZVS) de los Andes del Sur, emplazado en un contexto tectónico de subducción, donde la Placa de Nazca se introduce bajo la Placa Sudamericana en convergencia oblicua de sentido dextral con orientación N78°E (Cembrano & Lara, 2009).

Su edad se remonta a 650 mil años, con la efusión inicial de extensas coladas andesíticas subaéreas a subglaciales, y la posterior formación de depósitos ignimbríticos asociados a un

colapso de caldera (Dixon et al 1999). Sin embargo, durante los últimos 40 mil años, el volcanismo en el CVNCh se ha concentrado en dos subcomplejos principales, localizados al interior de los remanentes de la caldera mencionada y separados por unos 6 km de distancia entre sí: hacia el NW el Subcomplejo Cerro Blanco (SCB; composición principalmente andesítica) y hacia el SE el Subcomplejo Las Termas (SLT; composición principalmente dacítica) (Dixon *et al*., 1999; Naranjo *et al*., 2008; Mee *et al*., 2009) (Figura 1.1).

En este último han ocurrido al menos 13 erupciones entre 1900 y 2009 d.C., incluyendo aquellas que edificaron al volcán Nuevo (1906-1945) y al volcán Arrau (1973-1986), así como también la actividad explosiva que generó el cráter Chudcún (2003-2004) y la actividad efusiva que dio origen al campo de lavas Sebastián (2008).

Dado el tipo, magnitud (IEV) y alta tasa de la actividad volcánica reciente, sumado a la proximidad del Subcomplejo Las Termas al centro de esquí y a la localidad de Las Trancas (5 y 10 km de distancia respectivamente), el CVNCh es considerado por el Servicio Nacional de Geología y Minería (SERNAGEOMIN) como uno de los volcanes más riesgosos de Chile, ubicándolo en el décimo lugar del "Ranking de Riesgo Específico de Volcanes Activos de Chile" (SERNAGEOMIN, 2023).

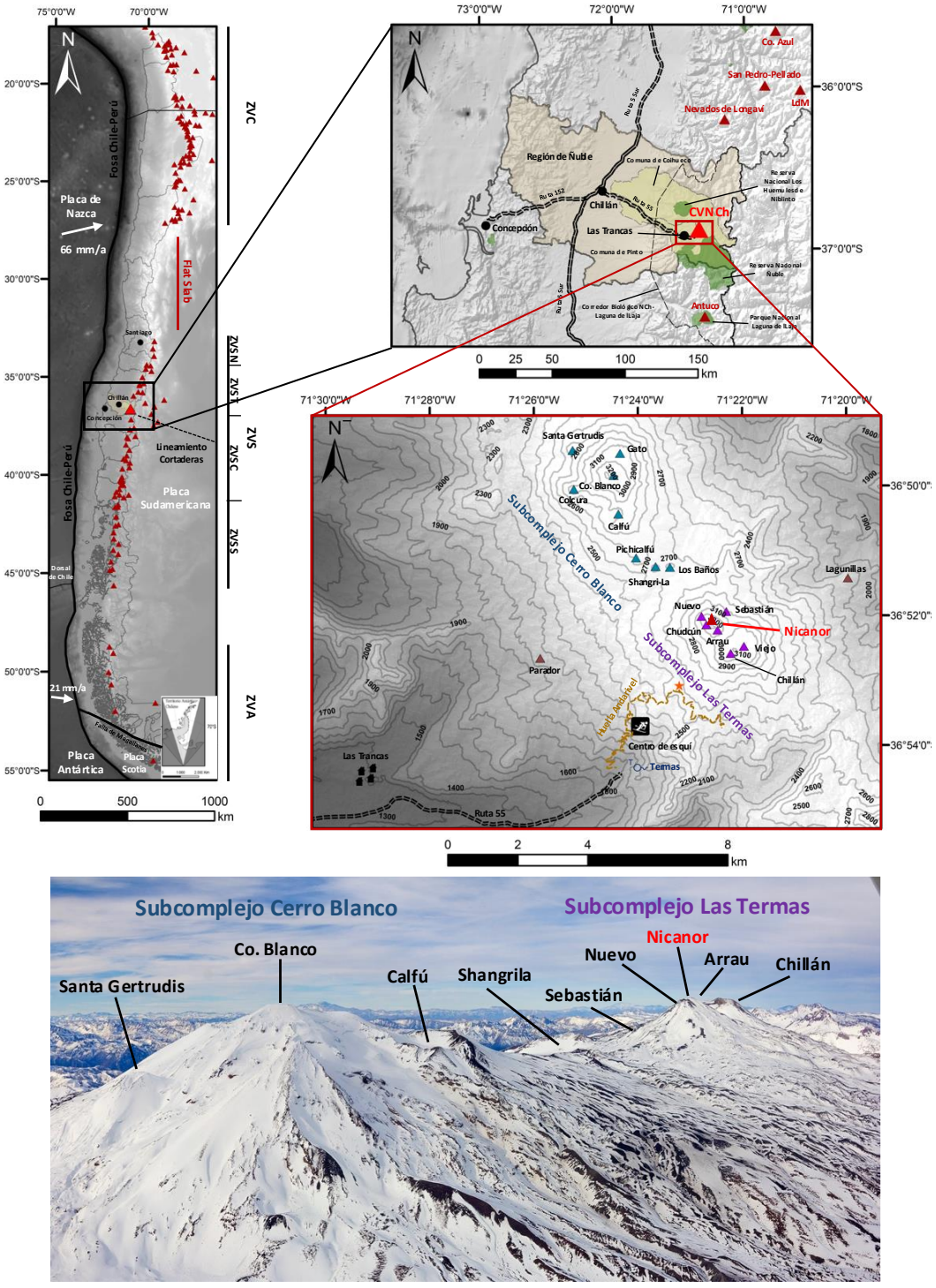


Figura. 1.1 Ubicación, accesos y contexto tectónico del CVNCh. Las *rasters* de origen corresponden a modelos sombreados de elevación digital (MED) del SRTM (*Shuttle Radar Topography Mission*) y Etopo 2 (batimetría). Curvas de nivel dibujadas cada 100 metros. Velocidad de convergencia de la Placa de Nazca extraída de Cembrano & Lara (2009). Segmentación de la Zona Volcánica Sur (ZVS) propuesta por López-Escobar *et al*. (1995). Fotografía aérea gentileza de Diego Spatafore.

1.2. Ubicación y accesos

El Complejo Volcánico Nevados de Chillán (CVNCh) se encuentra situado en el límite entre las comunas de Pinto y Coihueco, pertenecientes respectivamente a las provincias de Diguillín y Punilla, ubicadas en la Región de Ñuble, Chile. Se extiende en la cordillera de los Andes, entre el valle del Río Ñuble y del Río Diguillín, entre los 36°36'-36°59' S y 71°38'- 71°13' O. Está ubicado a unos 70 km de la capital regional Chillán y a 10 km del poblado más cercano, Las Trancas.

Además, el CVNCh forma parte de la Reserva de la Biósfera Corredor Biológico Nevados de Chillán-Laguna del Laja, la cual incluye el Parque Nacional Laguna del Laja, la Reserva Nacional Huemules de Niblinto y la Reserva Nacional Ñuble, estas 2 últimas ubicadas al NW y SE del complejo volcánico, respectivamente.

La vía principal de acceso corresponde a la ruta 55 que une la capital de la región con el centro de esquí y termas Nevados de Chillán a través de un camino pavimentado en su totalidad. Desde el centro invernal, ubicado a 5 km al SW del Subcomplejo Las Termas (SLT), es posible aproximarse al edificio volcánico mediante el uso de un vehículo 4x4 (en temporada de verano) siguiendo la huella aledaña a los andariveles (camino naranjo en Figura 1.1), la cual es usada por el personal encargado del centro de esquí para su mantención durante la época estival. Otra forma de aproximarse al edifico volcánico en actividad, consiste en el uso de motos de nieve o mediante los andariveles durante la temporada invernal.

1.3. Objetivos

1.3.1. Objetivo General

- Caracterizar la evolución y fragmentación del magma del CVNCh a partir del estudio de los depósitos de ceniza recolectados entre enero de 2016 y abril de 2018.

1.3.2. Objetivos específicos

1. Identificar y discriminar el potencial material juvenil del material accesorio/accidental y establecer las diferencias petrográficas, morfológicas, texturales y composicionales durante el periodo eruptivo.

2. Determinar los mecanismos de fragmentación y estilos eruptivos involucrados durante el periodo eruptivo.
3. Inferir la dinámica eruptiva durante el ascenso del magma.
4. Integrar los resultados obtenidos y generar un modelo conceptual de la evolución del magma.

1.4. Metodología general de Trabajo

1) Objetivo 1:

- Confeccionar una red de cenizómetros e instalarlos alrededor del edificio volcánico en actividad, en función de los vientos imperantes en la zona.
- Recuperar las muestras de ceniza desde los cenizómetros instalados posterior a la actividad explosiva.
- Muestrear los productos preexistentes (accesorios) asociados a las erupciones históricas que componen el edificio volcánico en erupción (volcanes Nuevo, Arrau y Sebastián).
- Preparar las muestras de ceniza recolectadas: secado, lavado y tamizado tanto mecánico como por difracción láser. La distribución granulométrica de las muestras tamizadas será obtenida a través del *software* GRADISTAT.
- Clasificar las litologías (tipos de fragmentos) que componen las muestras de cenizas pertenecientes a la fracción ceniza gruesa 0-1 ϕ (1000-500 μm/1-0.5 mm) basado en sus características físicas externas bajo la lupa binocular.
- Cuantificar la abundancia modal de los tipos de fragmentos mediante el uso de la lupa binocular y el *software* de procesamiento de imágenes ImageJ.
- Describir cualitativamente las morfologías y texturas externas (características superficiales) de los fragmentos de cada grupo litológico bajo la lupa binocular y a través del microscopio electrónico de barrido (SEM).
- Preparar briquetas pulidas con fragmentos seleccionados de cada tipo litológico y con los fragmentos preexistentes muestreados en terreno (lavas Nuevo, Arrau y Sebastián).
- Obtener la composición química del vidrio de la masa fundamental de los fragmentos que componen las muestras de ceniza y de los fragmentos de lavas Nuevo, Arrau y Sebastián, mediante espectrometría de dispersión de energía (EDS; *Energy Dispersive X-Ray*

Spectroscopy) acoplado al SEM y por medio del EDS equipado en la microsonda electrónica (EPMA).

- Comparar, relacionar y diferenciar las composiciones químicas obtenidas en el punto anterior, a través del uso de diagramas de clasificación geoquímica para rocas volcánicas.

Objetivo 2:

- Obtener imágenes de electrones retrodispersados (BSE) de fragmentos juveniles mediante el microscopio electrónico de barrido (SEM).
- Convertir las imágenes BSE digitales obtenidas en el punto anterior a imágenes binarias mediante el *software* ImageJ.
- Calcular los parámetros morfométricos de los fragmentos juveniles a partir del procesamiento de las imágenes binarias con el *script* PARTIZAN para MATLAB y graficarlos en los sistemas morfométricos disponibles en la literatura volcanológica.
- Integrar y relacionar las características tanto morfológicas como texturales y la abundancia de los fragmentos juveniles a través del tiempo obtenidas en el objetivo 1, junto con la morfometría de estos fragmentos obtenidos en el punto anterior.

2) Objetivo 3:

- Describir la petrografía y características texturales internas (microtexturas) de los fragmentos juveniles montados en las briquetas por medio del microscopio electrónico de barrido (SEM).
- Obtener imágenes BSE de los fragmentos montados en las briquetas mediante el microscopio electrónico de barrido (SEM).
- Segmentar los microlitos de plagioclasa mediante el *software* de procesamiento de imágenes Fiji y el *plugin* Trainable Weka Segmentation.
- Cuantificar las dimensiones espaciales y el contenido de los microlitos de plagioclasa a través del *software* Fiji y obtener la distribución de los tamaños de estos, a través del *software* CSD Correction.

3) Objetivo 4:

- Integrar y relacionar los resultados obtenidos en los objetivos anteriores y elaborar un modelo conceptual del ascenso y fragmentación del magma.

1.5. Agradecimientos

En primer lugar, quisiera agradecer a mi profesor patrocinante José Luis Palma por confiar en este proyecto personal y por brindarme su apoyo y enriquecedores aportes durante el desarrollo de esta investigación.

Al Instituto de Geología Económica Aplicada (GEA) por permitirme utilizar sus instalaciones para el desarrollo de este proyecto. En especial, a la docente Laura Hernández, Vilma Sanhueza y Oscar Jerez, quienes, de manera desinteresada, me permitieron realizar algunos de los análisis de este estudio. A la Sra. Mónica, Miriam, Ximena y Miguel, por la amabilidad y apoyo.

Al Servicio Nacional de Geología y Minería (SERNAGEOMIN), en particular a los geólogos Luis Lara y Álvaro Amigo por confiar en este proyecto, facilitar espacios de trabajo y apoyar con diferentes análisis de laboratorio. Al equipo de geólogos de la Red Nacional de Vigilancia Volcánica (RNVV), Gabriela Jara, Virginia Toloza y Felipe Flores por los gratos momentos durante mis visitas. A todo el personal del laboratorio del SERNAGEOMIN, en especial a Marco Suárez, encargado del laboratorio, por su buena disposición y cálida acogida.

También quiero destacar el apoyo en terreno y valiosos comentarios de los volcanólogos Heidi Wehrmann, Ben Edwards y en especial a Jorge Romero, por su apoyo desde el inicio de esta investigación. A la geóloga Paula Cornejo por sus enriquecedoras acotaciones petrológicas. A mis amigos y colegas Vicente García y Benjamín Larenas, por los buenos momentos vividos durante los terrenos que me acompañaron.

De igual manera, agradezco a todos los docentes, funcionarios y compañeros del Departamento de Ciencias de la Tierra de la Universidad de Concepción, que han aportado de alguna u otra manera durante mi desarrollo personal y profesional en esta importante etapa de mi vida. Mención especial a los integrantes de MB (B.A; J.C; J.J; I.L; V.G; D.L; E.C; J.C; C.A), con quienes viví momentos inolvidables durante el transcurso de la carrera.

Finalmente, a modo personal, agradezco profundamente a mi familia por el apoyo incondicional y afectuoso en cada etapa de mi vida.

¡Gracias…totales!

2. MARCO TEÓRICO

2.1. Ceniza volcánica

La ceniza volcánica está constituida por partículas calientes o piroclastos de tamaño inferior o igual a 2 mm, independientemente de su composición (Cashman & Rust, 2016). Es un subconjunto de una población de partículas de distintos tamaños denominada "tefra", término de origen griego empleado por Aristóteles para la ceniza volcánica, los cuales son producidas por la fragmentación del magma y/o rocas preexistentes durante erupciones volcánicas explosivas.

La tefra emitida o piroclastos se clasifican en juveniles (esenciales), accesorios (cognatos) y accidentales (Nemeth & Martin, 2007; Murcia *et al*., 2013). Los fragmentos juveniles corresponden a aquellos formados directamente de la fragmentación del magma durante una erupción explosiva. En cambio, los fragmentos accesorios son partículas volcánicas preexistentes que forman parte del edificio volcánico (p. ej. conducto y/o cráter) y que fueron emitidas durante erupciones previas como lavas y/o tefras, para luego ser removidas de las paredes del conducto durante el ascenso del magma o fragmentadas desde las paredes del cráter durante la explosión en superficie. Finalmente, las partículas accidentales corresponden a fragmentos preexistentes de origen no volcánico, asociados a rocas o depósitos ígneos intrusivos, metamórficos o sedimentarios generalmente provenientes del basamento situado bajo el edificio volcánico, que son removilizados y transportados por el magma desde las paredes del reservorio o del conducto durante su ascenso.

Tanto los fragmentos juveniles como accesorios pueden tener distintas composiciones, morfologías, tamaños y densidades, que como resultado les confiere distintas características ópticas y aerodinámicas durante el transporte.

El magma se encuentra constituido por un fundido silicatado (*melt*), cantidades variables de volátiles inicialmente disueltos (principalmente H_2O y CO_2) y sólidos cristalinos. A medida que el magma asciende por la corteza superior desde reservorios profundos o cámaras magmáticas someras, en respuesta a la descompresión (disminución de la presión de confinamiento/litostática) los volátiles comienzan a exsolver -iniciando la nucleación y crecimiento de burbujas o vesículas- induciendo la cristalización de fases minerales

denominadas como microlitos (Figura 2.1) (Jerram *et al*., 2018). La sobrepresión causada por los volátiles exsueltos llevan a su inminente expansión y la consecuente fragmentación del magma (Figura 2.1) (Gonnerman, 2015).

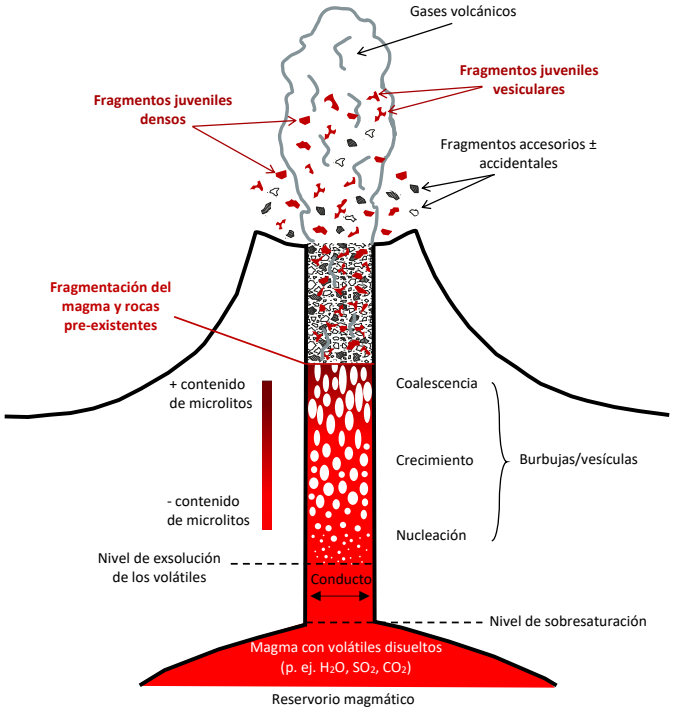


Figura 2.1 Ilustración esquemática ideal del ascenso y fragmentación del magma durante una erupción volcánica explosiva. Modificado de Gonnerman (2015).

Durante la fragmentación del magma en una erupción explosiva, el fundido se enfría rápidamente formando fragmentos vítreos con contenidos variables de microlitos y vesículas que quedan "congelados" producto del enfriamiento.

Tanto los fragmentos juveniles como accesorios pueden estar formados por fragmentos vítreos vesiculares a densos (poco a nulo contenido de vesículas) y que pueden ser cristalinos o no, estos últimos denominados "vidrios". Existen distintos tipos de vidrios volcánicos según la composición del magma involucrado, variando desde taquilitas o sideromelanos a escorias y reticulitas en magmas poco viscosos (composición basáltica a andesítica-basáltica) y desde obsidianas o vitrófiros a pómez en magmas más evolucionados (composición andesítica a riolítica) (Nemeth & Martin, 2007).

No obstante, las partículas juveniles y accesorios también pueden corresponder a fragmentos líticos densos a poco vesiculares y generalmente cristalinos, asociados a las partes superiores más desgasificadas y cristalizadas de magmas de mayor viscosidad (andesíticos a riolíticos) (Clarke *et al.*, 2015).

2.2. Mecanismos de fragmentación del magma

La ceniza volcánica es generada cuando el magma se fragmenta durante erupciones explosivas. La fragmentación transforma el magma desde una fase continua líquida con vesículas y cantidades variables de cristales a una fase dominada por gas con fragmentos sólidos de magma emitidos a la atmósfera (Cashman & Scheu, 2015).

Durante las erupciones explosivas magmáticas (estilos eruptivos magmáticos: p. ej. estromboliano, vulcaniano, subpliniano, pliniano), la fragmentación del magma ascendente ocurre como resultado de la sobrepresión y expansión de las burbujas durante una rápida descompresión (aceleración del magma), donde el magma se fragmenta de manera dúctil en el caso de fundidos de baja viscosidad (p. ej. basálticos) y de manera frágil en fundidos de mayor viscosidad (p. ej. andesíticos a riolíticos) cuando el magma no alcanza a relajarse ante las altas tasas de deformación generadas por la presión de las vesículas (Cashman & Scheu, 2015; Gonnermann, 2015).

La fragmentación magmática de magmas andesíticos a riolíticos en general se asocia a procesos de sobrepresurización y violenta descompresión de las partes superiores de la columna magmática situado en las partes altas del conducto, que pueden o no presentar expresión superficial en forma de domos de lava (Figura 2.2 A y B). En este caso, la desgasificación y cristalización durante el ascenso incrementa la viscosidad del magma, causando una mayor rigidez reológica (*rheological stiffening*) y el consecuente estancamiento del magma a niveles someros (tapones magmáticos *o plugs*) (Figura 2.4A) (Clarke, 2015).

Otro proceso de fragmentación explosiva corresponde al rápido enfriamiento del magma al interceptar aguas externas en un proceso denominado como interacción magma-agua (*Magma-Water Interaction*; MWI) (Cashman & Rust, 2016). Las aguas externas están situadas generalmente a niveles someros al interior del edificio volcánico y pueden estar asociadas a

acuíferos confinados, niveles freáticos o sistemas hidrotermales presurizados (Barberi *et al*., 1992).

La interacción magma-agua provoca una perturbación del equilibrio de los fluidos acuosos debido a la transferencia de calor y/o gases desde el magma, causando la rápida vaporización (*flashing*) y expansión del agua externa (explosión de vapor).

Si la interacción magma-agua es "directa", el magma se fragmentará producto de la explosión de vapor y por la explosión termo-hidráulica causada por el rápido enfriamiento y contracción del magma al mezclarse con los fluidos acuosos (erupciones "húmedas", freatomagmáticas o hidromagmáticas; Figura 2.2C), proceso que ha sido explicado experimentalmente a través de la interacción combustible-refrigerante (*Molten fuel-coolant interaction*; MFCI o FCI) (Wohletz, 2013; Zimanowski *et al*., 2015; Nemeth & Kosik, 2020).

Por el contrario, si la interacción magma-agua es "indirecta", la explosión de vapor solo fragmentará la roca caja (rocas preexistentes que forman parte del conducto, paredes del cráter y/o basamento), pero no el magma involucrado (erupciones freáticas, Figura 2.2D) (Barberi *et al*., 1992; Stix & Moore, 2018). Por lo tanto, a diferencia de las erupciones magmáticas y freatomagmáticas, la tefra o piroclastos emitidos durante las erupciones freáticas están compuestos exclusivamente por fragmentos preexistentes (accidentales y/o accesorios), sin incluir fragmentos juveniles (Figura 2.2D) (Barberi *et al*., 1992; Browne & Lawless, 2001; Rouwet *et al*., 2004; Stix & Moore, 2018).

La expansión del agua externa provee energía adicional al sistema, por lo que las erupciones freatomagmáticas y freáticas tienden a producir una fragmentación más eficiente en comparación con las erupciones netamente magmáticas, generando partículas de menor tamaño que las producidas por mecanismos de fragmentación magmáticos (p. ej. Zimanowski *et al*., 2015; Liu *et al*., 2015a; Cashman & Rust, 2016).

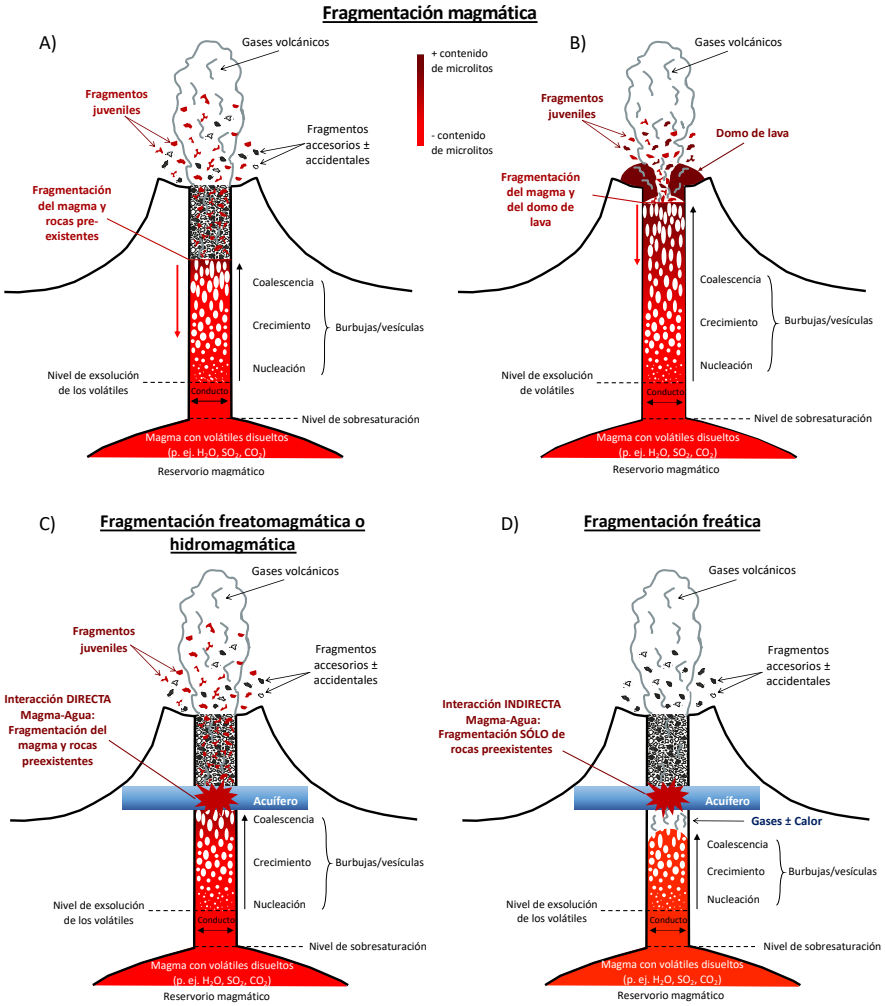


Figura 2.2 Ilustración esquemática de los diferentes mecanismos de fragmentación involucrados durante una erupción volcánica explosiva para magmas andesíticos a riolíticos. Elaboración propia.

Tanto las erupciones magmáticas como freatomagmáticas en estratovolcanes andesíticos a riolíticos pueden ocurrir simultáneamente o alternarse durante el curso de la actividad eruptiva (p. ej. Dellino *et al*., 2012; Zimanowsky *et al*., 2015) y son comúnmente precedidas por erupciones freáticas que forman la eventual "vía" o conducto (s) por donde asciende el magma, proceso que incluso puede prolongarse por meses o años luego del inicio de la inestabilidad volcánica o *unrest* (p. ej. Phillipson *et al*., 2013). No obstante, las erupciones freáticas pueden no evolucionar a una actividad freatomagmática y/o magmática, producto de la detención o estancamiento de la intrusión magmática a niveles someros, constituyendo una erupción magmática "abortada" (p. ej. Pardo *et al*., 2014; Sano *et al*., 2015; Aguilera *et al*., 2016). De

hecho, aproximadamente el 85% de las explosiones freáticas que ocurren alrededor del mundo no son seguidas por erupciones netamente magmáticas (Barberi *et al*., 1992).

Los mecanismos de fragmentación del magma y estilos eruptivos asociados, son comúnmente estudiados a través del análisis cualitativo de las morfologías y características texturales superficiales (externas) de las partículas juveniles que componen la ceniza volcánica (p. ej. Heiken & Wohletz, 1985; Cioni *et al*., 1992; Buttner *et al*., 1999, entre otros) y/o mediante el análisis morfométrico de las partículas juveniles a partir de la proyección 2D del contorno externo o de secciones internas de los piroclastos (p. ej. Dellino & LaVolpe 1996; Buttner *et al*., 2002; Murtagh & White, 2013; Cioni *et al*., 2014; Leibrandt & LePennec 2015; Liu *et al*., 2015a; 2017; Schmith *et al*., 2017; Dürig *et al*., 2018, entre otros).

2.3. Dinámica durante el ascenso del magma

Las erupciones volcánicas corresponden a la etapa final de una serie de procesos magmáticos que ocurren en profundidad y que incluyen la generación, transporte y finalmente la fragmentación y/o efusión del magma en la superficie. Estos procesos están controlados principalmente por las propiedades fisicoquímicas del magma (determinadas esencialmente por la viscosidad), el flujo magmático (tasa de ascenso) y la geometría del conducto por donde asciende (Cassidy *et al*., 2018).

En la etapa final de la erupción, las propiedades fisicoquímicas del magma están determinadas principalmente por las variaciones en las tasas de descompresión que experimenta el magma durante su ascenso, por lo que finalmente son estos procesos los que determinan la actividad observada en superficie (Cassidy *et al*., 2018). La exsolución de los volátiles juega un rol esencial, afectando la reología y propiedades químicas del magma mediante la vesiculación y la cristalización. En particular, en respuesta a la descompresión, se produce la exsolución gradual y la desgasificación de los volátiles (principalmente de H_2O), aumentando el grado de sobreenfriamiento o *undercooling* (ΔT) del magma, definido como la diferencia entre la temperatura del magma con respecto a la temperatura del *liquidus* (fundido/*melt*). Lo anterior, genera la cristalización del fundido mediante la nucleación, principalmente, de fases minerales anhidras como las plagioclasas (Figura 2.3). Un alto ΔT favorece la nucleación de cristales, lo que lleva a la cristalización de numerosos cristales pequeños, mientras que un menor ΔT

conduce a un régimen dominado por el crecimiento cristalino, lo que da como resultado un menor contenido de cristales, pero de mayor tamaño (Hammer *et al*., 2000).

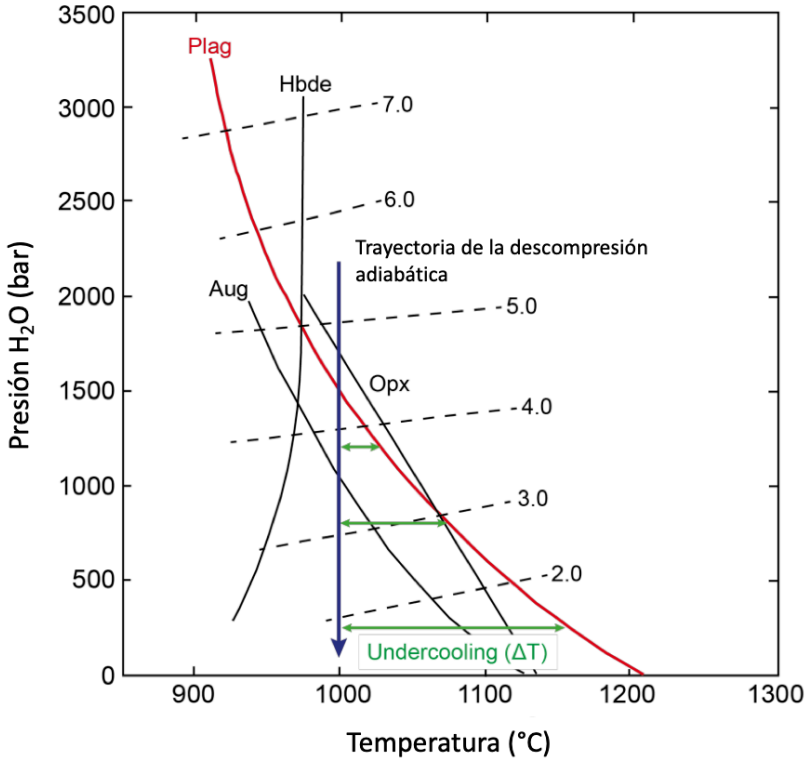


Figura 2.3 Diagrama de fases para un fundido andesítico. Modificado de Moore & Carmichael (1998). Las líneas segmentadas negras indican los contenidos de agua del fundido (% *wt*). Las líneas negras y roja corresponden al *liquidus* (separa un material en estado líquido a sólido) de augita (Aug), hornblenda (Hbde), ortopiroxeno (Opx) y plagioclasa (Plag), respectivamente. Notar la gran variación en la temperatura del *liquidus* de las plagioclasas a medida que disminuye el contenido de H_2O y la presión. Como consecuencia, durante la descompresión adiabática del magma durante su ascenso, se incrementa la diferencia entre la temperatura del magma y del *liquidus* del fundido (*undercooling* ΔT) con la disminución de la presión y el contenido de agua, resultando en el enfriamiento del fundido y cristalización de microlitos de plagioclasa.

El grado de *undercooling* (ΔT) controla fuertemente los procesos de nucleación y crecimiento cristalino durante el ascenso del magma en la corteza superior, cuya extensión depende de las tasas de ascenso y descompresión del cuerpo magmático, que pueden ser continuas o intermitentes, y pueden incluir periodos de estancamiento y residencia prolongada a niveles someros, como en el caso de la formación de *plugs* subsuperficiales (Figura 2.4A) o de domos de lava emplazados en la superficie (Figura 2.4B), lo que permite una mayor cristalización de

la masa fundamental debido a un alto ΔT (p. ej. Hammer *et al*., 1999; 2000; Nakada & Motomura, 1999; Sparks *et al*., 2000; Martel, 2012). Por lo tanto, los microlitos de plagioclasa preservan el registro de estos procesos que pueden ser inferidos a partir del estudio de sus características texturales (p. ej. Hammer *et al*. 1999; 2000; Clarke *et al*., 2007; Preece *et al*., 2013; Murch & Cole, 2019, entre otros).

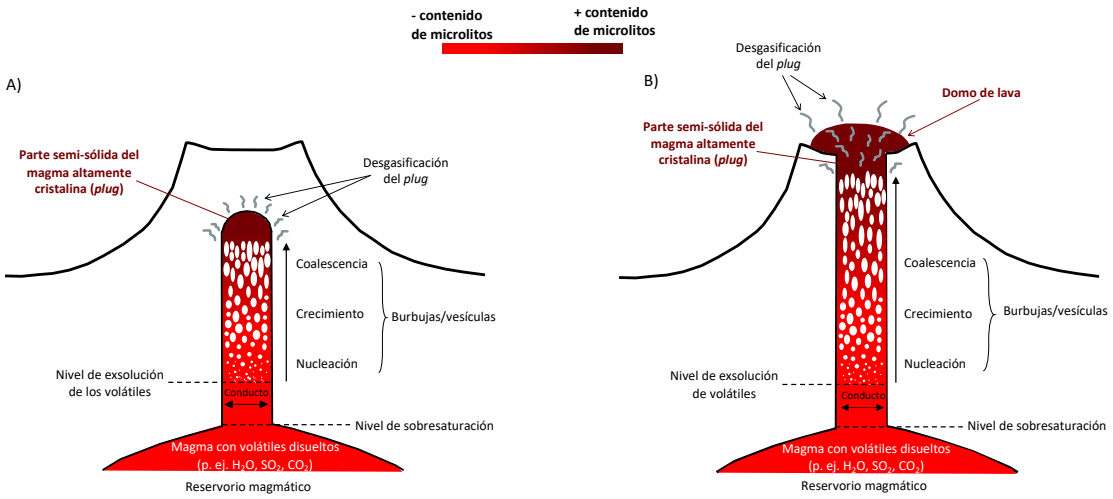


Figura 2.4 Ilustración esquemática de la cristalización del magma viscoso durante periodos de estancamiento o residencia en las partes altas del conducto (a niveles someros). A) Formación de un *plug* subsuperficial. B) Formación de un *plug* con expresión superficial formando un domo de lava. Elaboración propia.

3. MARCO GEOLÓGICO Y VOLCANOLÓGICO

Las rocas del área de estudio que afloran en el CVNCh corresponden principalmente a rocas ígneas extrusivas y en menor grado, por rocas intrusivas, volcanoclásticas y sedimentarias.
El basamento está constituido por las formaciones Cura-Mallín, Cola de Zorro y el Batolito Santa Gertrudis-Bullileo las cuales afloran mayoritariamente hacia la parte occidental del complejo volcánico. Sobre el basamento, se encuentran rocas pleistocenas relacionadas a actividad volcánica ancestral del CVNCh, las cuales fueron labradas por la acción de los glaciares a fines del Pleistoceno, formando profundos valles glaciales en el área. Finalmente, sobreyacen unidades volcánicas holocenas del complejo volcánico moderno, además de depósitos sedimentarios y volcanoclásticos holocenos.

3.1. Rocas del Basamento

3.1.1. Formación Cura-Mallín (Miocm)

Formación volcánica definida por González-Ferrán & Vergara (1962) como una sucesión subhorizontal con leve manteo hacia el W de rocas volcánicas y sedimentarias. Está compuesta por dos miembros interdigitados entre sí (Suárez & Emparan, 1997); Miembro Río Queuco (inferior) y Miembro Malla-Malla (superior), con distintas proporciones de rocas piroclásticas, sedimentarias clásticas y volcánicas, de edad Eoceno-Oligoceno (Muñoz & Niemeyer, 1984). Sin embargo, Suarez & Emparan (1997) le asignan una edad Mioceno inferior a medio. Asimismo, Melnick & otros (2006a) en base a dataciones radiométricas determinan una edad que comprende desde el Oligoceno tardío al Mioceno temprano.

La formación Cura-Mallín es parte de una serie de cuencas sedimentarias formadas dentro del arco volcánico en el sur de Chile, durante el Oligoceno tardío a Mioceno temprano (Radic, 2010). Esta unidad subyace discordantemente a las rocas volcánicas de la Formación Cola de Zorro y es intruida por rocas de la unidad Batolito Santa Gertrudis-Bullileo.

3.1.2. Batolito Santa Gertrudis-Bullileo (Msgb)

Unidad definida por Muñoz & Niemeyer (1984) como un gran complejo plutónico de orientación NS, integrado por distintas facies de rocas calco-alcalinas, principalmente de monzodioritas cuarcíferas, además de fases tardimagmáticas de granito y granodiorita

subordinadas. A partir de dataciones radiométricas en roca total, Muñoz & Niemeyer (1984), determinan edades en un rango entre 85,4±5,2 y 5,8±0,3 Ma, por lo que sugieren que el batolito se habría emplazado en distintos eventos entre el Cretácico Superior y el Mioceno.
Estas rocas sobreyacen en inconformidad sobre la Formación Cura-Mallín y se disponen bajo los productos volcánicos de la Formación Cola de Zorro en discordancia angular.

3.1.3. Formación Cola de Zorro (PIPcz)

Definida por González-Ferrán & Vergara (1962), como una sucesión volcánica de composición basáltica a andesítica (predominantemente andesítica) de gran extensión superficial y que incluye flujos de lava y depósitos piroclásticos dispuestos de manera horizontal a subhorizontal.

En el área de estudio, esta unidad sobreyace en discordancia sobre la Formación Cura-Mallín y en inconformidad al Batolito Santa Gertrudis-Bullileo. Además, es cubierta en discordancia por los depósitos volcánicos Pleistoceno-Holocenos (Muñoz & Niemeyer, 1984). Vergara & Muñoz (1982), definen dos miembros, uno basal integrado por conglomerados, tobas y subordinadamente areniscas y conglomerados; y un miembro superior, formado por andesitas basálticas y basaltos, estos últimos presentan intensa erosión glacial (Muñoz & Niemeyer, 1984).

En algunos sectores existen remanentes de centros de emisión, que constituyen antiguos volcanes erosionados o parcialmente erosionados, como por ejemplo el volcán Niblinto (Pn), situado inmediatamente al NW del CVNCh y el cual corresponde a un campo de lavas menor con potentes coladas columnares (>50 m). Dataciones radiométricas de K-Ar en roca total para muestras tomadas entre los 36° y 38°S realizadas por Muñoz & Niemeyer (1984), indican que la Formación Cola de Zorro se habría originado durante el Plioceno superior-Pleistoceno. Dixon *et al*. (1999) proveen una edad de 1,8±0,3 Ma (Pleistoceno) para una muestra tomada en el área de estudio a partir de dataciones radiométricas $^{40}Ar/^{39}Ar$ en roca total, lo cual es concordante con las edades anteriormente proporcionadas.

Estas rocas se habrían depositado en una cuenca de intra-arco, bajo un contexto tectónico extensional durante el Pleistoceno temprano cuando el arco volcánico migraba hacia la fosa hasta donde se encuentra actualmente (Melnick *et al*., 2003).

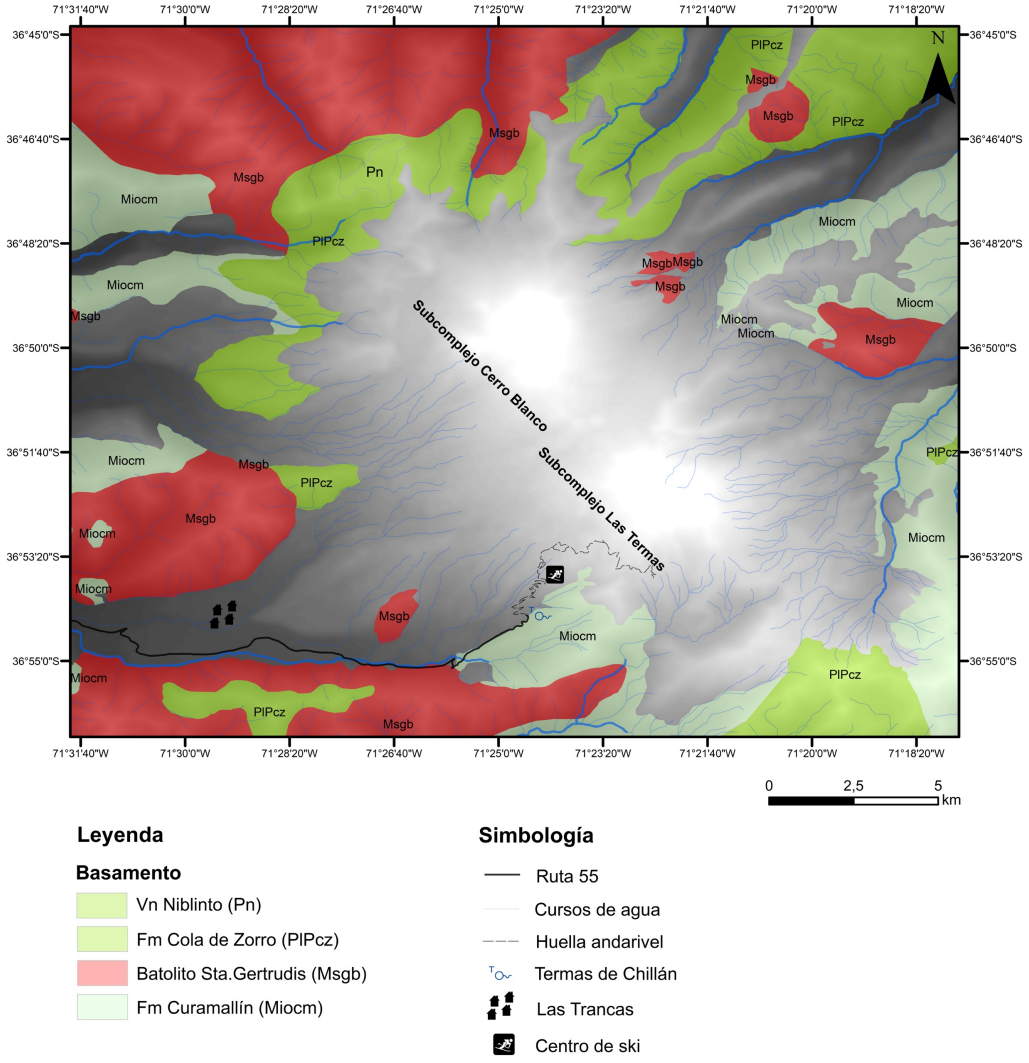


Figura 3.1 Unidades del basamento del CVNCh según Muñoz & Niemeyer (1984). Elaboración propia.

3.2. Rocas y depósitos volcánicos

El CVNCh inició su actividad eruptiva hace 650 ka durante el Pleistoceno con la formación de un Complejo Volcánico Ancestral, cuyos productos fueron reconocidos y delimitados por Naranjo *et al*. (2008). La actividad de este complejo emitió extensos flujos de lavas que rellenaron el paleo relieve local, culminando con un evento explosivo hace 40 ka que provocó el colapso de su estructura, formando una caldera y flujos ignimbríticos asociados.

Tras este episodio, el CVNCh reanudó su actividad edificando los edificios volcánicos modernos a partir del Pleistoceno Superior. En particular, Dixon *et al*. (1999), basados en observaciones de terreno, dataciones y principalmente en datos geoquímicos, diferencian 2 subcomplejos volcánicos separados por 6 km de distancia entre sí, a lo largo de un eje con orientación NW-SE. Ubicado en el extremo NE se encuentra el Subcomplejo Cerro Blanco (composición predominantemente andesítica) y en el extremo SE el Subcomplejo Las Termas (composición principalmente dacítica). Además, durante el Holoceno se generaron 2 centros adventicios satélites (volcanes Las Lagunillas y Parador), descritos por Naranjo *et al*. (2008).

De acuerdo con López-Escobar *et al.* (2006), la evolución magmática del CVNCh estaría controlado principalmente por la cristalización fraccionada de fases minerales anhidras y procesos de mezcla de magmas.

La distribución del complejo volcánico ancestral y subcomplejos se visualiza en la Figura 3.2.

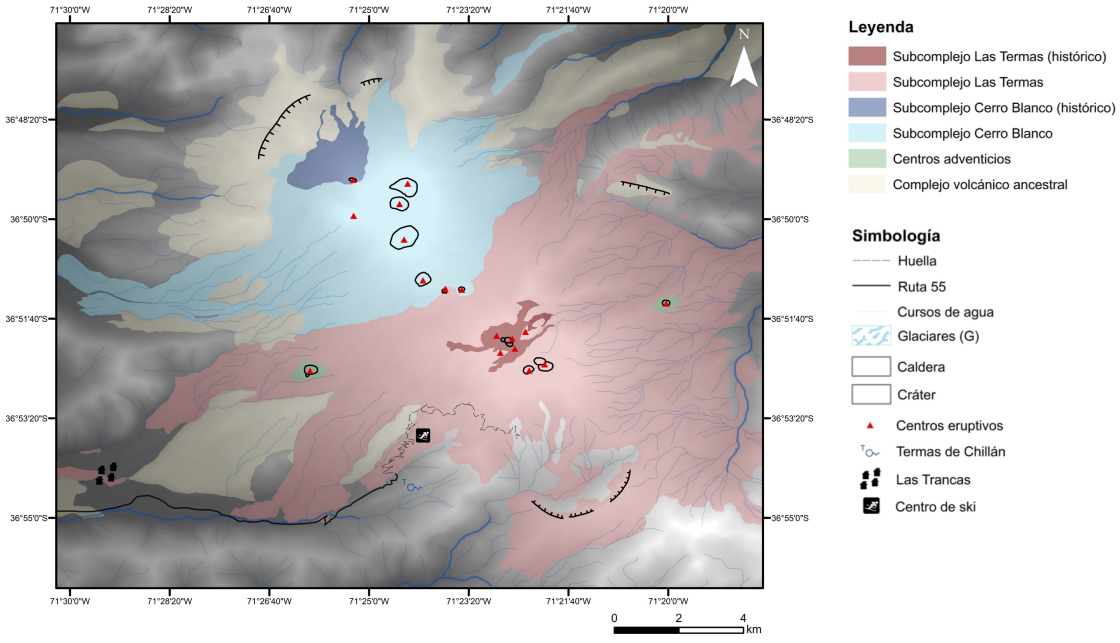


Figura 3.2 Ubicación del complejo volcánico ancestral, subcomplejos modernos (Las Termas y Cerro Blanco) y centros adventicios. Se observan también los remanentes de la caldera de colapso. La imagen de fondo corresponde a un *raster* topográfico sombreado del satélite SRTM (*Shuttle Radar Topography Mission*). Elaboración propia.

El Complejo Volcánico Ancestral consta 4 unidades volcánicas y 1 unidad volcanoclástica, que se describen a continuación.

3.2.1. Lavas Los Pincheira (Plp-Pleistoceno Medio)

Corresponden a andesitas de piroxeno y olivino (58-60,6% SiO_2) que forman bancos laterales con superficies planas y escarpes abruptos en las incisiones glaciares del basamento. Alcanzan una extensión de ~40 km desde la fuente hacia el W en el valle del río Chillán y Renegado, siendo una de las coladas andesíticas más extensas de los Andes (Dixon *et al*., 1999).
Los afloramientos expuestos presentan espesores de hasta 200 m y se caracterizan por el desarrollo de disyunción columnar normal y caótica en la parte superior de la unidad, cuya génesis es atribuida a un ambiente volcánico subglacial, donde las lavas se emplazaron y enfriaron rápidamente (Dixon *et al*., 1999; Naranjo *et al*., 2008).

Gajardo (1981) obtuvo una edad K-Ar de baja precisión de 490±260 ka en afloramientos de estas lavas en el río Chillán. Otra edad $^{40}Ar/^{39}Ar$ de baja precisión de 883±283 ka fue obtenida por Dixon *et al*. (1999), en el curso superior del río Chillán. Naranjo *et al*. (2008), obtuvieron edades $40Ar/^{39}Ar$ que se encuentran en el rango entre los 630±50 ka y los 690±40 ka. Las edades mencionadas, ubican la erupción durante el estadio isotópico 16 del registro global de ∂O^{18} (Lowe & Walter, 1997 en Naranjo *et al.,* 2008), periodo de gran acumulación de hielo y que es consecuente con el origen subglacial de estas lavas.

3.2.2. Lavas Diguillín (Pld-Pleistoceno Medio)

Unidad volcánica compuesta por alternancias de lavas y brechas, cuyos productos en sus facies proximales corresponden a andesitas porfídicas de piroxeno con menor proporción de olivino, mientras que las facies distales corresponden a andesitas de plagioclasa y piroxeno (~58% SiO_2) (Naranjo *et al.,* 2008). Los niveles brechosos corresponden a autobrechas con clastos vesiculares angulosos y redondeados de la misma unidad. La secuencia alcanza espesores de hasta 150 m, emplazadas a lo largo del estero del valle Renegado y desviadas en su parte terminal hacia el valle del río Diguillín, donde existe una gran acumulación y relleno del valle por parte de las lavas Los Pincheira, lo que imposibilitó su continuo emplazamiento por el valle Renegado. El flujo posee una extensión de aproximadamente 33 km desde el centro de emisión (al N de las instalaciones del Hotel Termas de Chillán) hasta su zona terminal (al SE de Recinto).

En sectores proximales, subyace a las lavas de la unidad Lanalhue, mientras que sus facies distales cubren de forma lateral a la unidad Lavas Los Pincheira y subyace a lavas e ignimbritas de la unidad Atacalco y El Castillo, respectivamente. Dataciones $^{40}Ar/^{39}Ar$ de roca total efectuadas por Naranjo *et al.* (2008), otorgan como edad probable para esta unidad 240±140-380±60 ka.

3.2.3. Lavas Atacalco (Pla-Pleistoceno Medio-Superior)

Corresponden a flujos de lava en bloques y aa de composición andesítica que afloran a lo largo del valle del estero Renegado. Petrográficamente, se clasifican como andesitas porfídicas de plagioclasa, piroxeno y olivino (~57-59% SiO_2) (Naranjo *et al.*, 2008). Afloran como bancos laterales canalizados a lo largo del valle del estero Renegado y luego se desvían hacia el valle del río Diguillín acumulándose en el sector de Atacalco, donde alcanzan potencias de entre 30-50 m. Cubren lateralmente a las lavas de las unidades Los Pincheira y Diguillín, y están cubiertas por las lavas del volcán Democrático y depósitos de flujos laháricos holocenos.
Según análisis radiométricos $^{40}Ar/^{39}Ar$ en roca total, esta unidad posee una edad probable en el rango de 157±90 ka y 110±60 ka (Naranjo *et al.*, 2008).

3.2.4. Lavas Lanalhue (Pll - Pleistoceno Superior)

Naranjo *et al.* (2008) agrupan las unidades NEV1a Andesita, NEV1b Dacita y CB1 Lanalhue propuestas por Dixon *et al.* (1999), y la definen como una unidad única de amplia variación composicional distribuidas al N y al S del complejo volcánico que cubren en discordancia a la Formación Cola de Zorro, a la unidad Lavas Los Pincheira y a las Lavas Diguillín.

Litológicamente está formada por una alternancia de lavas andesíticas, dacíticas y riolíticas, además de algunos centros de emisión de escorias y tobas. Localmente, las lavas poseen fracturas planas y estructuras de disyunción columnar con distribuciones caóticas, visibles en la ladera SE del valle Shangri-La donde forman un murallón de orientación NE-SW. Dixon *et al.* (1999), atribuyen la génesis de estas estructuras a un rápido enfriamiento asociado a un emplazamiento subglacial. Adicionalmente, Mee *et al.* (2009) identifican estructuras tipo pseudoalmohadillas y hialoclastitas que concuerdan con lo anterior.

Las dataciones $^{40}Ar/^{39}Ar$ en roca total realizadas por Dixon *et al.* (1999), Naranjo *et al.* (2008) y Mee *et al.* (2009) indican edades que fluctúan entre los 97±15 ka y 51,5±3,4 ka para esta unidad. Las edades mencionadas se sitúan en el periodo de estadio isotópico marino 5 (Broecker & Denton, 1990; Lowe & Walter, 1997 en Naranjo *et al.*, 2008), probablemente relacionado a un periodo de glaciación con gran acumulación de hielo en los valles actuales y que es concordante con un emplazamiento de estas lavas en un ambiente subglacial.

3.2.5. Ignimbrita El Castillo (Pliec-Pleistoceno Superior)

Unidad conformada por depósitos ignimbríticos formados por corrientes de densidad piroclásticas de cenizas, pómez y escorias, cuyos componentes no se encuentran soldados. Además, se reconocen en ocasiones lentes de troncos carbonizados de composición ligeramente antracítico. Esta unidad sobreyace a las lavas Los Pincheira y Diguillín, aunque no se han identificado en facies proximales. Afloran en los alrededores de Recinto y en el sector Lo Castillo, pero principalmente en el valle de Las Trancas y en el valle del estero Renegado y Diguillín. También afloran al N del complejo, cercano a la localidad de San Fabián de Alico.

El depósito más joven obtenido en base a dataciones de ^{14}C AMS en madera carbonizada posee una edad de 37,5±0,5 ka (Dixon *et al.*, 1999). La génesis de estos depósitos podría estar asociada al colapso de la estructura del complejo volcánico ancestral y que es evidenciado en los escarpes reconocidos en las Lavas Lanalhue al NW y NE del volcán Santa Gertrudis, que corresponderían a remanentes de la caldera formada (Naranjo *et al*., 1994; Dixon *et al.*, 1999). Estos depósitos han sido correlacionados con extensos depósitos ignimbríticos distribuidos al W-NW del CVNCh en el valle central de Chile, cuyo volumen total sobrepasaría los 150 km^3 (Varela & Moreno, 1982 en Naranjo *et al.*, 2008).

3.2.6. Subcomplejo Cerro Blanco (CB)

El Subcomplejo Cerro Blanco (CB) está compuesto por 5 unidades volcánicas formadas entre el Pleistoceno Superior y el siglo XIX.

3.2.6.1. Lavas Orientales (CBlo; Pleistoceno Superior alto)

Corresponden a flujos de lavas en bloques con moderada erosión glacial de composición andesítica a dacítica (~59 a 65,5% SiO_2), cuyas rocas poseen una textura porfírica de

plagioclasas y piroxenos (Naranjo *et al.*, 2008). Constituyen el volumen principal del Subcomplejo, las que son reconocidas en su flanco NE. Sobreyacen a las Lavas Lanalhue y están cubiertas discordantemente por depósitos piroclásticos del volcán Gato y por las lavas del volcán Democrático (Naranjo *et al*., 2008). Dixon *et al.* (1999) obtienen una edad $^{40}Ar/^{39}Ar$ en roca total de 23,9±5,4 ka, asignándoles su origen en el Pleistoceno Superior alto.

3.2.6.2. Volcán Colcura (CBc; Pleistoceno Superior alto – Holoceno)

Estructura asociada a remanentes de un estratocono de escorias oxidadas y lavas en bloque de composición andesítica a dacítica (56-66% SiO_2; Dixon *et al.*, 1999). Afloran en el flanco N, E y principalmente al SW del Subcomplejo Cerro Blanco, desde el inicio del valle del río Chillán alcanzando una extensión máxima de 22 km. Cubren discordantemente a las lavas de la unidad Lanalhue y subyace a depósitos piroclásticos del volcán Gato, a las lavas de los volcanes Calfú, Pichicalfú y Blanco, así como también a depósitos laháricos y morrénicos holocenos (Naranjo *et al*., 2008). Dixon *et al.* (1999) obtienen edades $^{40}Ar/^{39}Ar$ en roca total de 14,2±2,2 ka y 8,2±7,2 ka para muestras extraídas desde los flancos SW y N, respectivamente. Los remanentes de su cráter son visibles en sector W del CVNCh, con forma puntiaguda conocido por los habitantes de la zona como “la pirámide”, el cual se derrumbó parcialmente el 2017.

3.2.6.3. Volcán Gato (CBg) y Cerro Blanco (CBb) (Holoceno)

Corresponden a estratoconos de composición dacítica de bajo contenido en sílice (65,3-66,4% SiO_2), siendo los centros eruptivos de lavas más diferenciadas del Subcomplejo Cerro Blanco (Naranjo *et al.*, 2008). Se encuentran formados por intercalaciones de lavas y material piroclástico eyectado durante su actividad eruptiva. El volcán Gato tiene una altura de ~500 m con un cráter de 650 m de diámetro, en cambio el volcán Blanco posee una altura cercana a los 100 m y un cráter de 250 m de diámetro. De acuerdo con las crónicas de erupciones durante el siglo XIX, es posible que un evento eruptivo haya ocurrido en el volcán Gato posterior a la erupción del volcán Santa Gertrudis en 1861 (Bruggen, 1948 en Naranjo *et al.*, 2008). Ambos edificios volcánicos son denominados localmente como “volcán Nevado”.

3.2.6.4. Volcanes Calfú, Pichicalfú y Baños (CBcpb; Holoceno)

Volcanes compuestos por andesitas porfíricas situados sobre el flanco sur del Subcomplejo Cerro Blanco y que forman un grupo geoquímicamente distintivo (~56-58,5% SiO_2). denominados como "tipo Calfú" (Dixon *et al.*, 1999). El volcán Calfú, también conocido localmente como volcán "Vidaurre", corresponde a un cono piroclástico con abundantes depósitos de tefra y algunos niveles lávicos. Algunos de sus depósitos se han reconocido hacia el E del complejo volcánico (Dixon *et al.*, 1999). Hacia el SE, de menor tamaño, se encuentran los volcanes Pichicalfú (denominado en la zona como volcán "Siemsen") y los Baños (localmente denominado como volcán "Del Portezuelo"), conformando estratoconos de piroclastos. Si bien, ambos se encuentran en la zona del portezuelo homónimo que separa los dos subcomplejos, presentan afinidades geoquímicas al Subcomplejo Cerro Blanco.

3.2.6.5. Volcán Santa Gertrudis (CBsg; 1861-1864)

Centro volcánico situado en el extremo NW del Subcomplejo Cerro Blanco, constituido por un cono de escorias y flujos de lava en bloques de composición andesítica (~57% SiO_2).

3.2.7. Subcomplejo Las Termas (LT)

El Subcomplejo Las Termas (LT) se encuentra constituido por 12 unidades volcánicas y concentra la actividad eruptiva histórica del CVNCh.

3.2.7.1. Lavas del Sur (LTls; Pleistoceno Superior alto)

Corresponde a una sucesión estratificada de lavas y brechas de composición andesítico-basáltico a andesítica (53-59,1% SiO_2) (Dixon *et al.*, 1999). Sus rocas presentan una textura porfírica constituida por plagioclasas, piroxenos y óxidos de Fe-Ti además de abundante olivino en las lavas más máficas, aunque de rara ocurrencia en las andesitas. Las coladas de esta unidad forman una secuencia expuesta cercana a los 200 m de espesor. Afloran en los flancos S y SW del complejo en las nacientes del río Diguillín y estero Renegado, sobreyaciendo a la formación Cola de Zorro y siendo cubiertas por las Lavas Aguas Calientes. Dixon *et al.* (1999) obtuvieron una datación radiométrica de $^{40}Ar/^{39}Ar$ en roca total de 40,9±13,4 ka.

3.2.7.2. Lavas Larqui (LTll; Pleistoceno Superior alto)

Sucesión volcánica de 100 a 200 m de potencia que aflora al E del Subcomplejo Las Termas (Dixon *et al.*, 1999). La secuencia está formada por niveles de lavas y depósitos soldados de escorias y pómez, situadas sobre unidades del basamento y cortadas lateralmente por las lavas de los volcanes Viejo y Democrático. Sus lavas poseen una composición andesítico-basáltico de ~55,2% SiO_2 (Naranjo *et al.*, 2008). Las características morfológicas y estratigráficas de esta unidad permiten inferir que las Lavas Larqui son más antiguas que la estructura del volcán Viejo, pero se desconoce su relación con las Lavas Aguas Calientes. Posiblemente la secuencia es contemporánea a las Lavas del Sur y forman parte de una misma estructura mayor de las etapas iniciales del Subcomplejo Las Termas (Naranjo *et al.*, 2008).

3.2.7.3. Lavas Aguas Calientes (LTlac; Pleistoceno Superior alto)

Unidad conformada por cuerpos irregulares de dacitas vítreas (~67,7-69,3% SiO_2) constituidas por plagioclasas, piroxenos y óxidos de Fe-Ti. Afloran en el flanco sur del volcán Chillán hacia el valle de Aguas Calientes donde nace el río Diguillín (Naranjo *et al.*, 2008). Los afloramientos se componen principalmente por lavas y subordinadamente por brechas de hialoclastitas. Las rocas se encuentran completamente desvitrificadas y poseen notables estructuras columnares que presentan un patrón de crecimiento radial a partir de núcleo central. Este tipo de diaclasamiento columnar, sugiere un volcanismo subglacial (Dixon *et al.*, 1999). Naranjo *et al.* (2008), obtuvieron edades $^{40}Ar/^{39}Ar$ en roca total para esta unidad de entre 30,2±2,2 ka y 25,1±1,4 ka, situando la génesis de estas lavas, en los inicios del último máximo glacial, correspondiente al estadio isotópico 2 del registro global de ∂O^{18} (Lowe & Walter, 1997 en Naranjo *et al.*, 2008).

3.2.7.4. Volcán Viejo (LTv; Holoceno)

Estratovolcán constituido por la interestratificación de lavas dacíticas en bloques (~64,5-69,6% SiO_2) y depósitos piroclásticos tanto subaéreos como subglaciales de composición andesítico y dacítico. Es el más antiguo de los edificios volcánicos holocenos del Subcomplejo Las Termas, cuya cima exhibe dos cráteres de 350 y 250 m de diámetro respectivamente, anidados en un cráter mayor de casi 700 m de diámetro. Sobre este último, en su extremo W, se construyó posteriormente el volcán Chillán. Su estructura interna estratificada es posible observarla en

los escarpes formados por el colapso parcial del flanco S del volcán, el que aparentemente habría ocurrido en 1883 según las crónicas de la época, evento que habría sido acompañado por un "gran estruendo" percibido desde el sector de Las Termas y que como resultado dejó un anfiteatro de más de 600 m de diámetro (González-Ferrán, 1995; Petit-Breuilh, 1995). Este evento es denominado por González-Ferrán (1995) como avalancha volcánica "Las Azufreras", debido a que, en la parte distal de los depósitos de colapso, se encuentran minas de azufre desde donde antiguamente extraían el mineral para su uso termal.

Las características físicas y geoquímicas de los productos demuestran que 4 de los 5 grandes depósitos de tefra holocenas reconocidas al E del Subcomplejo, fueron emitidas desde este volcán. El más antiguo, correspondiente a un depósito de pómez amarillas (unidad H1 en Dixon *et al.*, 1999), se atribuye a una erupción Pliniana que habría ocurrido hace ~6 ka según dataciones ^{14}C efectuadas en material carbonoso tipo turba presente en el depósito (Dixon *et al.*, 1999).

3.2.7.5. Volcán Democrático (LTd; Holoceno)

Edificio volcánico compuesto principalmente por flujos de lavas en bloques de composición andesítica a riolítica de bajo contenido en sílice (~56,0-70,4% SiO_2), que se encuentran constituidas por fenocristales de plagioclasas, piroxenos y óxidos de Fe-Ti. Su estructura inicial con forma de meseta ha sido casi completamente obliterada por la actividad de los volcanes Nuevo y Arrau, los cuales se edificaron sobre este centro de emisión. Sus lavas se extienden por 14 km desde la fuente hacia el W, cubriendo las unidades Diguillín, Atacalco y Lanalhue, donde a su vez subyace a las lavas de los volcanes Chillán y Shangri-La.

3.2.7.6. Volcán Chillán (LTc; Holoceno)

Estratovolcán menor situado en el borde W del volcán Viejo al cual cubre de manera parcial. Se compone de lavas dacíticas en bloques, pobres en fenocristales de plagioclasas, piroxenos y óxidos de Fe-Ti (~69,0-69,5% SiO_2) intercaladas con depósitos piroclásticos de caída (Dixon *et al.*, 1999). Posee un cráter semicircular de 250 m de diámetro en su eje de máxima extensión. Las lavas se caracterizan por poseer enclaves máficos con formas elipsoidales, además de racimos de xenocristales máficos, constituidos por cristales de olivino, plagioclasas y piroxenos, similares a los que se observan en las andesitas del volcán Santa Gertrudis y en las dacitas del

volcán Shangri-La. El flujo de lava de mayor extensión alcanza 5,5 km de distancia desde la fuente de emisión. Dataciones realizadas por Dixon *et al.* (1999) indican que sus lavas tienen como máximo 2,27 ka.

3.2.7.7. Volcán Shangri-La (LTsl; Holoceno)

Corresponde a un domo de lava de 250 m de diámetro situado entre los volcanes Pichicalfú y Baños en la zona del portezuelo que separa los dos subcomplejos. Sus coladas en bloques se emplazaron hacia el W y SW por el valle homónimo, extendiéndose por cerca de 7 km de distancia desde la fuente. Las lavas corresponden a dacitas vítreas (~69% SiO_2) porfídicas de plagioclasas, piroxenos y óxidos de Fe-Ti que presentan, además, inclusiones y racimos de xenocristales máficos. Dataciones radiométricas $^{40}Ar/^{39}Ar$ realizadas por Mee *et al.* (2009), atribuyen una edad de 7,7±2,8 ka.

3.2.7.8. Volcán Pata de Perro (LTpp; Holoceno)

Cono piroclástico de pómez soldadas situado sobre el flanco S del volcán Viejo (Naranjo *et al.*, 2008), del cual solo se preserva un remanente, ya que fue prácticamente destruido durante el colapso parcial del volcán Viejo en 1883. Además, está formado por coladas de lavas dacíticas en bloques de alto contenido de sílice (68,75-69,4 % SiO_2) que se extienden hacia la parte proximal del valle del río Minas cubriendo a la unidad de las Lavas Aguas Calientes. Al igual que en las lavas de los volcanes Santa Gertrudis, Chillán y Shangri-La, presentan inclusiones máficas (Andrés Oyarzún, comunicación oral, 2020). Aunque no existen dataciones para deducir la edad del volcán Pata de Perro, sus lavas se encuentran entre dos depósitos de tefra con edades de <5,720±60 ka y >5,790±90 ka (Dixon *et al.*, 1999).

3.2.7.9. Volcán Nuevo (LTn; 1906-1945 d.C.)

Estratovolcán de forma cónica construido sobre el flanco N del volcán Democrático. Se originó a partir de actividad eruptiva explosiva y efusiva con la formación y destrucción cíclica de domos de lava dacíticos (66-67% SiO_2), que generaron varios flujos de lavas, corrientes de densidad piroclásticas de bloques y cenizas (*block and ash flows*), además de lahares sobre sus flancos (Naranjo *et al.*, 1994; Dixon *et al.*, 1999).

3.2.7.10. Volcán Arrau (LTa; 1973-1986 d.C.)

Corresponde a un estratovolcán cónico edificado sobre la parte S del volcán Democrático, adyacente al volcán Nuevo (Naranjo *et al.*, 1994). Al igual que el volcán Nuevo, se desarrolló a partir de actividad explosiva y efusiva, con la formación de domos y flujos de lava dacíticos (64,5-65,4% SiO_2; González-Ferrán, 1995; Dixon *et al.*, 1999), generación de corrientes de densidad piroclásticas de bloques y cenizas (*block and ash flows*), y lahares sobre sus flancos (Naranjo *et al*., 1994; Dixon *et al.*, 1999).

3.2.7.11. Volcán Chudcún (LTcc; 2003-2004 d.C.)

Inicialmente formado por 2 cráteres elongados en la dirección NW-SE, ubicados entre los volcanes Nuevo y Arrau, los cuales han sido casi completamente obliterados por la actividad explosiva reciente. Estos cráteres se formaron a partir de explosiones menores ocurridas entre los años 2003 y 2004 (Naranjo & Lara, 2004).

3.2.7.12. Volcán Sebastián (LTs; 2008 d.C.)

Corresponde a un campo de flujos de lavas dacíticas (~64% SiO_2; Coppola *et al*., 2016) formado en el flanco NE del volcán Arrau a partir de actividad netamente efusiva (Naranjo & Moreno, 2009; Coppola *et al*., 2016). La erupción habría ocurrido desde 4 fisuras orientadas NE-SW, desde donde extruyeron 3 flujos de lavas con un volumen total estimado de $1.4x10^{10}$ km^3 a una tasa eruptiva promedio de 0,075 m^3/s entre enero y octubre del 2008 (Coppola *et al.*, 2016).

3.2.7.13. Volcán Nicanor (LTnc; 2016-reciente)

Cráter formado durante el ciclo eruptivo actual, el cual se describirá en detalle en los siguientes capítulos.

3.2.8. Conos Piroclásticos Satélites: volcanes Las Lagunillas (LTll) y Parador (LTp) (Holoceno)

Los volcanes Las Lagunillas y Parador (localmente conocido como Renegado), corresponden a los conos de escorias adventicios del CVNCh, que se encuentran ubicados al SW y NE del lineamiento principal, respectivamente (Naranjo *et al.*, 2008). El volcán Parador se emplaza

sobre las lavas del volcán Shangri-La, lo que indica que se formó hace menos de 7,7 ka, mientras que se desconoce la edad del volcán Las Lagunillas, aunque posee un aspecto menos juvenil que el volcán Parador.

3.3. Depósitos Sedimentarios y Volcanoclásticos

3.3.1. Depósitos morrénicos indiferenciados (PHm; Pleistoceno medio-Holoceno)

Depósitos de detritos matriz-soportados, con mala selección, constituidos principalmente por limos, arenas, bloques y bolones de productos de origen volcánico, acumulados alrededor de los frentes de los lóbulos glaciares más antiguos, donde alcanzan espesores de entre 10 a 30 m (Naranjo *et al*., 2008). Se reconocen dos depósitos, el primero al W del Subcomplejo Cerro Blanco, acumulado en el escarpe de caldera labrado de la unidad Lavas Lanalhue, cuya disposición, permite inferir que su depositación precedió, a lo menos, la formación del volcán Cerro Blanco. En cambio, el segundo depósito de morrenas se sitúa al SW de dicho Subcomplejo y presentan un aspecto más reciente (Naranjo *et al.*, 2008).

3.3.2. Depósitos de deslizamiento indiferenciados (PHd; Pleistoceno medio-Holoceno)

Se reconocen principalmente en dos zonas: 1) En las partes altas de las quebradas que separan el río Diguillín del estero Renegado. 2) En el flanco S de los volcanes Viejo y Chillán. El aspecto fresco sugiere que el retiro de los glaciares modernos en el sector habría debilitado las laderas, generando deslizamientos desencadenados probablemente por sismos asociados a eventos eruptivos (Naranjo *et al.*, 2008).

3.3.3. Depósitos piroclásticos indiferenciados (Hpi; Holoceno)

Corresponden a depósitos de tefra situados principalmente al E del CVNCh que se habrían formado por actividad subpliniana y vulcaniana. La secuencia presenta niveles de cenizas líticas depositados sobre niveles de pómez asociadas al volcán Viejo (Dixon *et al.*, 1999).

Situados al W del complejo, principalmente en el valle Shangri-La y cerca de Las Trancas y Termas de Chillán, se reconocen afloramientos aislados de corrientes de densidad piroclástica, con diferentes estados de preservación, sin que se hayan identificado facies proximales asociadas. Algunos de los depósitos han sido datados por medio de ^{14}C a material carbonoso existente, con edades de entre 4,2-2,0 ka (Dixon *et al.*, 1999; Orozco *et al.*, 2016).

3.3.4. Depósitos laháricos (Hal; Holoceno)

Los valles ubicados hacia el W del complejo han encauzado habitualmente flujos de detritos de origen lahárico a lo largo de la actual etapa evolutiva del complejo, formando notables terrazas a lo largo de los valles, labrados por la incisión de los actuales cursos de agua (Dixon *et al.*, 1999). Los lahares asociados a la fusión de la nieve/hielo es considerado el fenómeno más peligroso en los Nevados de Chillán, principalmente debido a que existe al menos un glacial en las cimas más elevadas del complejo, lo que es potenciado con la gran cantidad de nieve que cubre al complejo volcánico en invierno, y a los numerosos valles con pendientes pronunciadas capaces de canalizar estos flujos (Gilbert *et al.*, 1998; Orozco *et al.,* 2016). Ramos (2012) reconoce y estudia varios depósitos laháricos situados en los ríos Chillán y en los esteros Shangri-La y Renegado.

De acuerdo con este autor, los depósitos a lo largo del valle del río Chillán poseen características sedimentológicas similares, posiblemente asociados al evento generado por la erupción del volcán Santa Gertrudis en agosto de 1861 (descrito por Cuadra, 1868). Además, identifica depósitos de lahares más recientes (decenas de años) en el valle Las Trancas, los que se habrían originado durante la erupción del volcán Nuevo entre 1906-1945 y/o del volcán Arrau entre 1973-1987 (Petit-Breuilh, 1995).

La distribución de las unidades geológicas del CVNCh tanto ancestral como moderno, centros adventicios, depósitos sedimentarios y volcanoclásticos holocenos, además del basamento, son representados en la Figura 3.3.

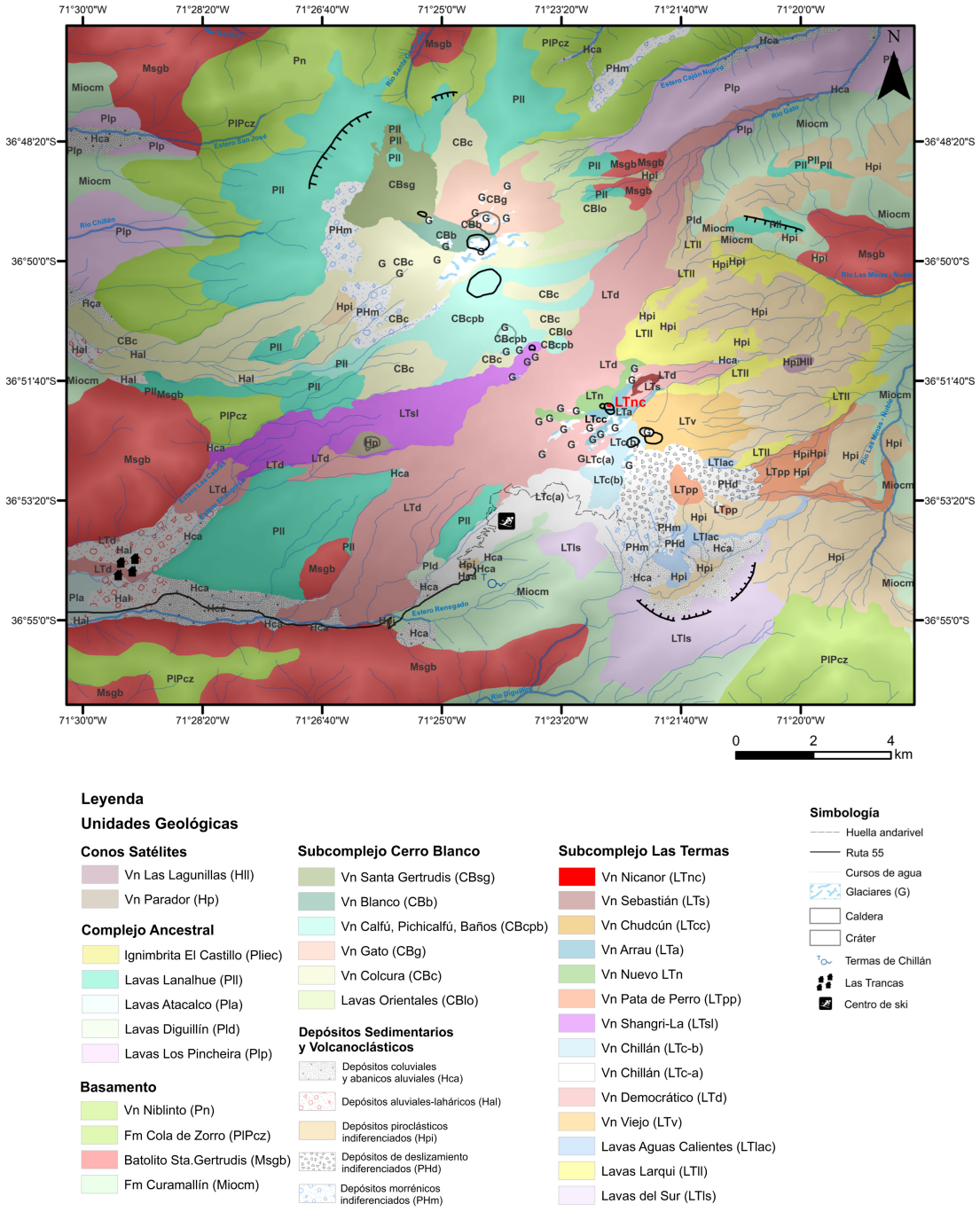


Figura 3.3 Mapa geológico del CVNCh. Integra la geología publicada por Dixon *et al.* (1999) y Naranjo *et al.* (2008), además de los flujos de lava de la erupción del volcán Sebastián el 2008 (LTs; Coppola *et al.*, 2016) y el edificio volcánico en actividad (LTnc; Nicanor). Elaboración propia.

3.4. Estructuras regionales

3.4.1. Lineamiento Cortaderas

Discontinuidad mayor en la corteza, cuya traza occidental se extiende desde el trasarco argentino hasta el CVNCh con una orientación N70°W (Ramos & Kay, 2006; Staton-Younge *et al*., 2016).

3.4.2. Fallas de la cuenca de Cura-Mallín

Sucesión de pliegues y fallas inversas de rumbo NS que afectan a la Formación Cura-Mallín, los cuales se habrían generado durante la inversión tectónica que sufrió esta cuenca sedimentaria durante el Mioceno tardío (Radic, 2010).

3.4.3. Sistema de fallas Antiñir-Copahue

Serie de fallas inversas y normales, algunas de ellas con componentes dextrales, situadas en la zona de trasarco.

3.5. Sistema hidrotermal

Las manifestaciones superficiales del sistema geotermal del CVNCh incluyen diversos manantiales (calientes y fríos) y fumarolas activas, ambos asociados a 2 subsistemas o reservorios geotérmicos: Las Termas y Aguas Calientes.

El subsistema Las Termas se ubica al SW del subcomplejo homónimo en el sector denominado "Termas de Chillán" y se caracteriza por la presencia de aguas ácido-sulfatadas calentadas por vapor, fumarolas saturadas y sobrecalentadas con temperaturas de hasta 125°C (Sepúlveda *et al*., 2005), pozos burbujeantes (*bubbling pools*) y una amplia zona de alteración hidrotermal superficial que afectan a las rocas de la Formación Curamallín (Wrage et al. 2017). Este tipo de aguas presentan un fuerte componente magmático y se originan a partir de aguas esencialmente meteóricas que se infiltran e interactúan con las rocas circundantes y con los gases emitidos por un cuerpo magmático subyacente, disminuyendo su pH (Berrios, 2015).

Localizado a 5 km al E-SE del subsistema Las Termas, cercano a los remanentes de la caldera formada a los 40 ka, se encuentra el subsistema Aguas Calientes, el cual posee la mayor

concentración de manantiales termales con flujos de descarga (*outflow* superior a 500 l/s) de aguas tipo sulfato-bicarbonatadas a través de capas de tefra a temperaturas superiores a 70°C.

3.6. Erupciones históricas

El CVNCh cuenta con un extenso registro de actividad eruptiva histórica que se remonta a mediados del siglo XVII (Detallada en la Tabla 3.1). En este contexto, destaca la recurrencia eruptiva del Subcomplejo Las Termas, el cual, en comparación con el Subcomplejo Cerro Blanco, ha registrado un mayor número de erupciones durante los últimos 384 años (Petit-Breuilh, 1995). Asimismo, desde comienzo del siglo XX, la totalidad de la actividad eruptiva se ha concentrado en el Subcomplejo Las Termas, dando lugar a la formación de los volcanes Nuevo, Arrau, Chudcún, Sebastián y, más recientemente, el volcán Nicanor.

Hasta inicios del siglo XX, la información disponible sobre la actividad volcánica del CVNCh proviene principalmente de crónicas de viajeros y reportes en la prensa local, caracterizados por un bajo nivel de detalle y, en algunos casos, por relatos contradictorios. Esta situación se ve reforzada por la baja magnitud de la mayoría de los eventos eruptivos registrados, con la excepción de la erupción del volcán Santa Gertrudis, que constituye el evento eruptivo más reciente y mejor documentado del Subcomplejo Cerro Blanco (Petit-Breuilh, 1995). Este evento, junto con las 4 erupciones más recientes del CVNCh, todas ocurridas en el Subcomplejo Las Termas, se describen a continuación.

3.6.1. Ciclo eruptivo 1861-1865

Evento eruptivo que se inició el 2 de agosto de 1861 y dio origen al volcán Santa Gertrudis (Cuadra, 1868 en González-Ferrán, 1995). La fase inicial, estuvo dominada por actividad explosiva que generó flujos piroclásticos, los cuales derritieron la parte superior del glaciar. No obstante, el agua derretida por la erupción quedó represada por un glaciar ubicado aguas abajo, acumulándose progresivamente hasta octubre de 1861, cuando el colapso de esta represa natural desencadenó un lahar de gran magnitud. Este flujo descendió por el valle del río Santa Gertrudis, se encauzó por el río Ñuble y alcanzó posteriormente el valle central. Cuadra (1868) describe la interacción lava-hielo ocurrida en 1861 y el lahar resultante, al que se refiere como “una gran avenida”, que descargó en los ríos Ñuble y Chillán. El mismo autor menciona además

la ocurrencia de lahares a través del estero Renegado, aunque esta ruta de drenaje resulta menos probable.

La segunda fase de la erupción se caracterizó por una actividad explosiva rítmica de tipo estromboliana, acompañada del emplazamiento de flujos de lava (Philippi, 1862 en González-Ferrán, 1995).

Hacia fines de 1864 se habría desarrollado una fase explosiva más violenta, acompañada por fuertes sismos, incandescencia y la generación de una columna eruptiva de gran altura. Esta etapa culminó con la formación de un nuevo cono de escorias y el emplazamiento de un flujo de lava hacia el valle de Santa Gertrudis, el cual habría generado nuevamente lahares al interactuar con los glaciares (Pissis, 1875). La actividad eruptiva culminaría en febrero de 1865 (Cuadra 1868, en González-Ferrán, 1995).

3.6.2. Ciclo eruptivo 1906-1945

Corresponde a uno de los ciclos eruptivos más prolongados y se inició el 16 de agosto de 1906, dando origen al volcán Nuevo. La actividad estuvo dominada por explosiones intermitentes que generaron columnas eruptivas de hasta 3000 m s.n.c., junto con actividad efusiva que habría dado lugar a la formación de un domo de lava durante los primeros 4 meses de actividad (Stone, 1935, en Naranjo *et al.*, 1994). Los sismos y ondas expansivas asociadas a las explosiones iniciales fueron perceptibles desde la ciudad de Chillán, ubicada a unos 70 km del macizo.

La actividad efusiva produjo flujos de lava que derritieron la cubierta de nieve, generando lahares que se canalizaron por los valles de los ríos Chillán y estero Renegado (Bruggen, 1948; Hantke, 1961; González-Ferrán, 1995 y referencias allí citadas). Con el transcurso del tiempo, la actividad eruptiva disminuyó progresivamente, aunque se reactivó de manera esporádica mediante eventos explosivos de mayor magnitud. Según Hantke (1961), en 1914 una explosión generó una columna eruptiva que fue observada desde la ciudad de Talca y posteriormente, en 1934, se reportó una explosión acompañada de descargas eléctricas visibles desde la ciudad de Curicó, a unos 200 km al N del macizo. En 1935, la emisión de un lóbulo de lava por el flanco W del volcán (Figura 3.4B), generó lahares que descendieron por el valle del estero Renegado (Bruggen, 1948). Explosiones menores fueron registradas esporádicamente entre 1940-1945,

mientras que entre 1946 y 1948 solo se observaron procesos de desgasificación (Bruggen, 1948).

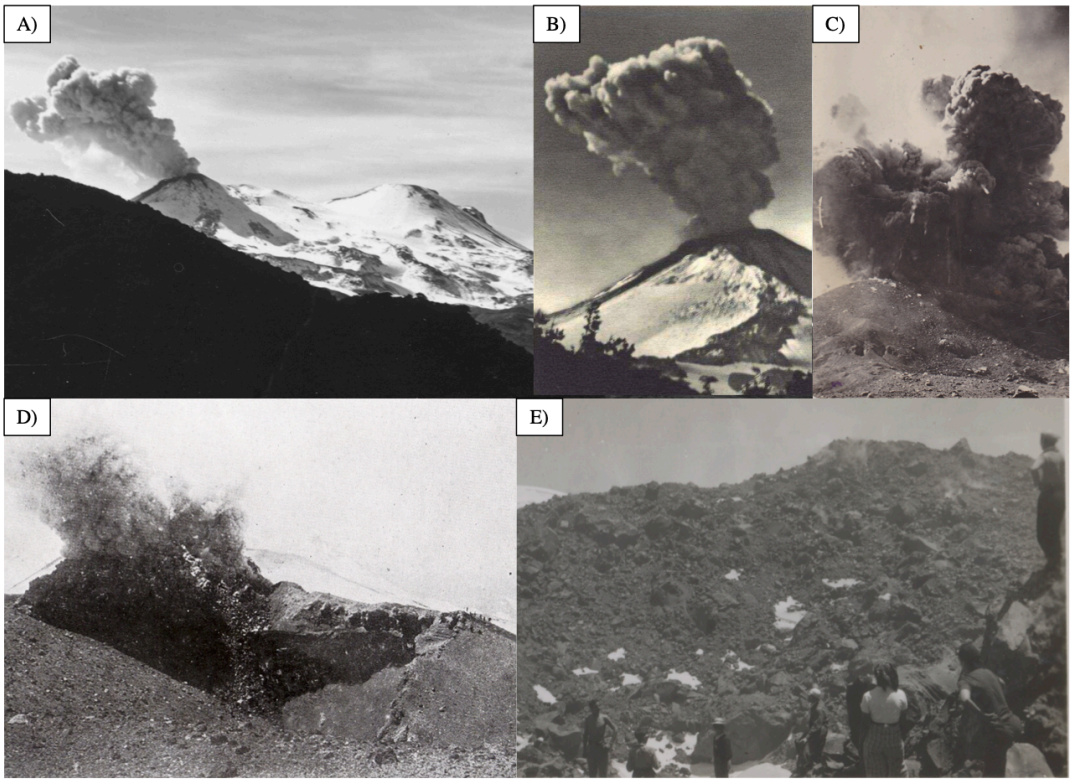


Figura 3.4 Registros fotográficos de la erupción del volcán Nuevo. A y B) Emisiones blanquecinas capturadas por el fotógrafo alemán Robert Gerstmann en 1935. Notar el flujo de lava activo en B (oscuro en la fotografía) emplazado en el flanco W del volcán, el cual se observa de cerca en (E). C) Actividad explosiva con la emisión de balísticos, imagen de Lucía Spinetto Ibañez. Década de los '30. D) Personas observando el flujo de lava generado. Fotografías D y E gentileza de Alicia Romero.

3.6.3. Ciclo Eruptivo 1973-1986

Precedida por sismicidad local, a fines de julio de 1973 se inició el ciclo eruptivo que dio origen al volcán Arrau (*Diario La Discusión de Chillán*, *edición del 27 de Julio de 1973*). La actividad inicial, estuvo dominada por explosiones freatomagmáticas que generaron columnas eruptivas de entre 2000 y 3000 m s.n.c. (González-Ferrán, 1995). Durante los primeros días de actividad se reportó incandescencia nocturna, ruidos subterráneos y caída de ceniza en las localidades de Las Trancas, Recinto y Los Lleuques (Gilbert *et al*., 1998).

Esta actividad dio paso a la extrusión de un domo de lava en agosto de 1973 (Déruelle, 1977), el cual alcanzó su máxima altura en 1983 (Naranjo *et al.*, 1994). La extrusión fue acompañada

de eventos explosivos menores de carácter intermitente, con columnas eruptivas que alcanzaron entre 300 y 500 m s.n.c., alternados con explosiones de mayor magnitud que generaron corrientes de densidad piroclástica de bloques y cenizas (*block and ash flows*) (Naranjo *et al.*, 1994; González-Ferrán, 1995) (Figura 3.5.B). El periodo efusivo se habría prolongado hasta 1979, seguido por una fase de relativa calma entre 1979 y 1982. Hacia 1981, el domo presentaba una altura de ~60 m y un diámetro de ~200 m (Blake, 1990).

La actividad eruptiva se reanudó en 1982 mediante explosiones esporádicas y la emisión de flujos de lava, extendiéndose hasta 1987. En ese momento, el edificio volcánico superaba en aproximadamente 30 m de altura al volcán Nuevo (González-Ferrán, 1995).

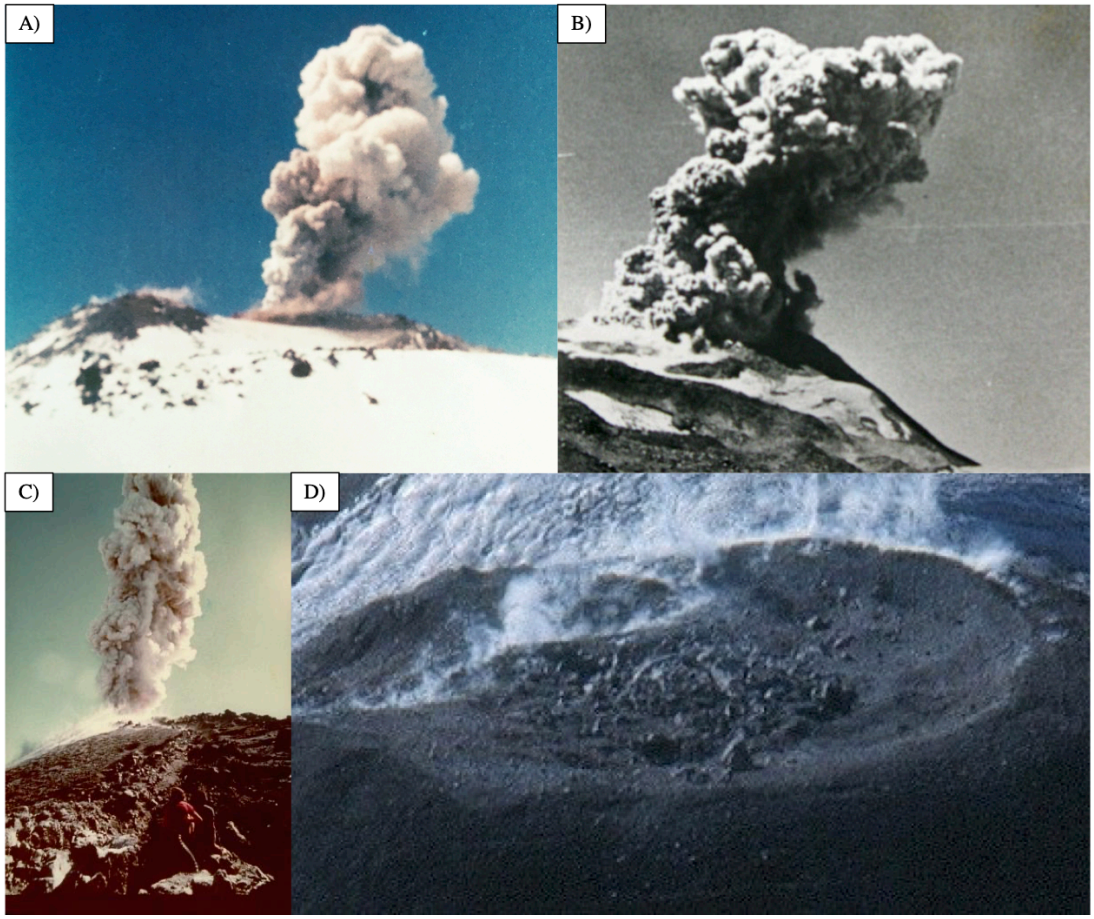


Figura 3.5 Registros fotográficos del ciclo eruptivo 1973-1986 que dio origen al volcán Arrau. A) Explosión registrada desde el centro de esquí por Adán Luengo en 1986. B) Corriente de densidad piroclástica (CDP) probablemente generada por el colapso de la columna eruptiva. Fotografía del diario La Discusión de Chillán, año 1979. C) Desgasificación del domo de lava. Gentileza de Oscar González-Ferrán, década de los 80'. D) Fotografía aérea del domo de lava emplazado al interior del cráter Arrau. Diario La Discusión de Chillán, década de los 80'.

3.6.4. Actividad explosiva 2003-2004

Eventos explosivos menores ocurridos entre agosto y septiembre de 2003, y posteriormente en marzo de 2004 (Naranjo *et al.*, 2008). De acuerdo con testimonios de habitantes del sector y de turistas presentes en el centro de esquí, entre el 29 de agosto y 4 de septiembre ocurrieron explosiones con una recurrencia de 20 a 25 minutos, las cuales generaron columnas eruptivas que alcanzaron hasta 500 m de altura s.n.c., siendo luego dispersadas por los vientos hacia el SE. Durante las semanas siguientes, la frecuencia de los episodios explosivos disminuyó, con intervalos cada vez mayores entre eventos, hasta cesar por completo hacia fines de septiembre de ese año. Como resultado de esta actividad, se formó un cráter elíptico denominado Chudcún, ubicado entre los volcanes Nuevo y Arrau (Naranjo & Lara, 2004) (Figura 3.6C).

Posteriormente, en marzo de 2004, una explosión de baja IEV dio origen a un segundo cráter ubicado al NW del primero, emplazado en el borde del cráter del volcán Nuevo (Figura 3.6C). De acuerdo con Naranjo & Lara (2004), estos eventos fueron interpretados como de tipo vulcaniano, no obstante, la ausencia de evidencia que confirme la presencia de un componente juvenil en los depósitos, junto con la falta de anomalías térmicas detectadas por el satélite MODIS (Coppola *et al.*, 2016) y la inexistencia de actividad explosiva-efusiva posterior, sugiere que la actividad eruptiva habría sido probablemente de carácter freático.

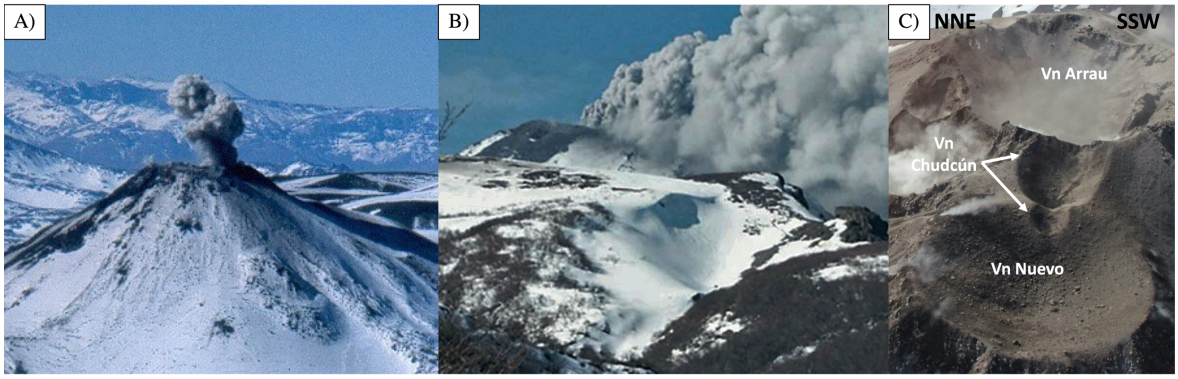


Figura 3.6 Registros fotográficos de la erupción del volcán Chudcún A) Imagen aérea gentileza de Horacio Parragué Bonet. B) Columna de cenizas observada desde las instalaciones del complejo turístico Termas de Chillán. Fotografía de Héctor Placencia. C) Imagen aérea de los cráteres generados producto de la actividad explosiva entre 2003-2004, situados entre los volcanes Nuevo y Arrau.

3.6.5. La erupción “silenciosa” del año 2008

Erupción de flanco que dio origen a un pequeño campo de lavas en el flanco NE del volcán Arrau, el cual fue denominado volcán Sebastián (Naranjo & Moreno, 2009). Además, a aproximadamente 100 m del cráter Arrau, se desarrolló un extenso campo fumarólico de orientación casi paralela a la de los nuevos centros eruptivos (Naranjo & Moreno, 2009).

La ubicación de estos flujos de lavas coincidió con las anomalías térmicas detectadas por el satélite ASTER entre marzo y agosto de 2008 (Naranjo & Moreno, 2009), así como por los satélites Landsat y MODIS. A partir de este último, Coppola *et al.* (2016) identificaron el emplazamiento de 3 flujos de lavas (F1, F2, F3) entre el 17 de enero y el 15 octubre de 2008 desde 4 fisuras con orientación NE (Figura 3.7). Los flujos F1 y F2 se habrían desarrollado entre enero y marzo de 2008, en cambio el flujo F3 se emplazó entre marzo y comienzos de septiembre de 2008, alcanzando la mayor extensión, de aproximadamente 850 m hacia el NE (Coppola *et al.*, 2016).

La erupción pasó totalmente desapercibida por la población, tanto por su ubicación respecto de las localidades más cercanas como por la ausencia de monitoreo instrumental durante esos años por parte de SERNAGEOMIN.

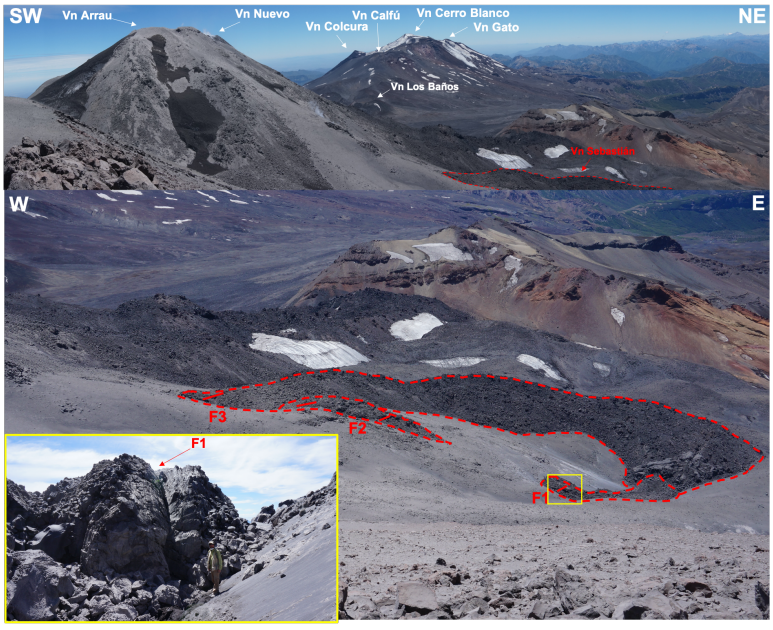


Figura 3.7 Ubicación de los flujos de lavas (F) Sebastián con respecto a los otros centros de emisión. Fotografías propias.

Tabla 3.1 Resumen del registro histórico de la actividad eruptiva del CVNCh. Referencias: Bruggen (1948), Philippi (1962), Cuadra (1868), Pissis (1875), Casertano (1963), Deruelle (1977), González-Ferrán (1995), Petit-Breuilh (1995), Naranjo & Lara (2004), Naranjo & Moreno (2008), Siebert *et al.* (2010).
L.T.= Subcomplejo Las Termas; C.V.= Subcomplejo Cerro Blanco; C.A.=Centro Adventicio.

Centro volcánico	**Inicio (año)**	**Término (año)**	**Fenómenos eruptivos**					**IEV (inferido)**
			Explosiones	**Flujos y domos de lava**	**Lahares**	**Corrientes de densidad piroclástica**	**Colapsos Sectoriales**	
Viejo (L.T.)	1739		X					2
	1749	1752	X		X			2
	1759		X					2
Parador (C.A.)	1860	1860	X					≤2
Sta. Gertrudis (C.V.)	1861	1865	X	X	X			2
Chillán (L.T.)	1872	1872	X					2
	1877	1877	X					2
Viejo (L.T.)	1883	1883					X	2
Chillán (L.T.)	1891	1891	X		X			2
	1898	1898	X					1-2
Nuevo (L.T.)	1906	1945	X	X	X	X		2
Arrau (L.T.)	1973	1987	X	X	X	X		2
Chudcún (L.T.)	2003	2004	X					0-1
Sebastián (L.T.)	2008	2008		X				≤1

4. CRONOLOGÍA DEL CICLO ERUPTIVO 2016-2019

Desde 2012, la Red Nacional de Vigilancia Volcánica (RNVV) del Servicio Nacional de Geología y Minería (SERNAGEOMIN) ha implementado una completa red de monitoreo en el CVNCh, compuesta por estaciones sismológicas, sistemas de medición de deformación (inclinómetros, GNSS), sensores de infrasonido, cámaras IP infrarojas y cámaras térmicas portátiles, entre otros instrumentos. Este conjunto de herramientas ha permitido caracterizar en parte el desarrollo de la actividad volcánica (Figura 4.1).

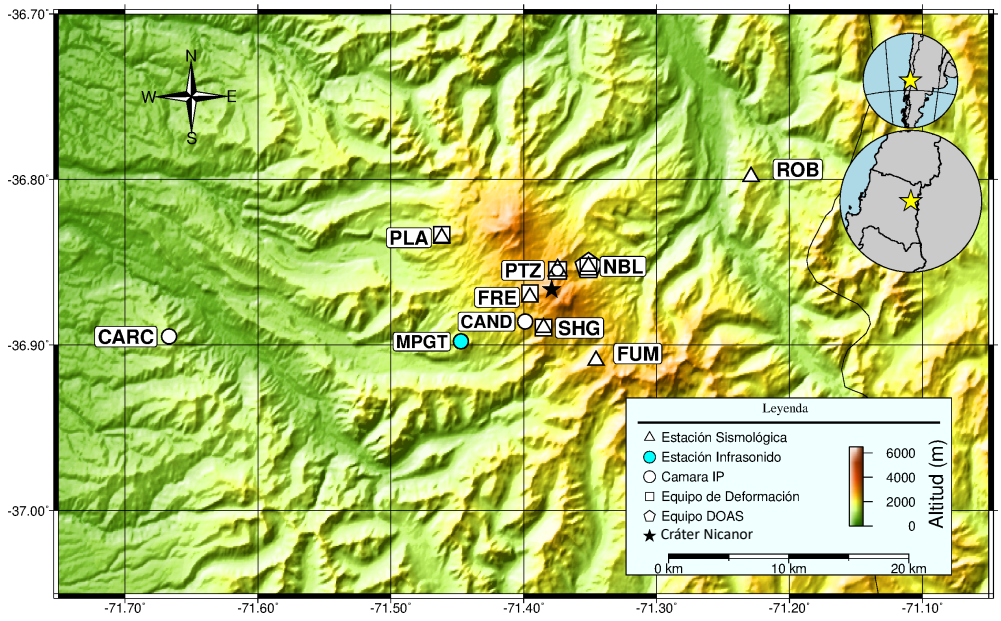


Figura 4.1 Ubicación y nombre (en siglas) de las estaciones de monitoreo de SERNAGEOMIN instaladas en el CVNCh. Imagen modificada de la RNVV.

El nivel de actividad base (*background*) del CVNCh se caracterizaba por la ocurrencia de sismicidad tipo volcanotectónico (VT) y largo período (LP) desde el inicio del monitoreo, con un promedio de ~37 eventos LP mensuales en el periodo entre diciembre de 2012 y agosto de 2014. Sin embargo, en septiembre de 2014 se registró un aumento significativo, alcanzando hasta 170 sismos LP mensuales, junto con la aparición de sismicidad LP tipo tornillo (TO) bajo el Subcomplejo Las Termas, marcando el inicio de un proceso de inestabilidad volcánica (*unrest*) (Cardona *et al*., 2021).

En los meses siguientes, tanto la frecuencia como la magnitud de la sismicidad LP continuaron incrementándose, registrándose en diciembre de 2014 un total de 1030 eventos LP, además del

registro de 40 eventos tipo tremor (TR), estos últimos observados por primera vez desde el inicio del *unrest*. En respuesta a esta evolución, el Observatorio Volcanológico de los Andes del Sur (OVDAS), parte del SERNAGEOMIN, elevó el nivel de alerta técnica de verde a amarillo (RAV, 2015).

La fase de *unrest* sísmico culminaría 8 días después del cambio de alerta con la ocurrencia de la primera erupción explosiva, el 8 de enero a las 17:56 hl la cual generó una pequeña columna eruptiva y dio origen a un nuevo cráter en el flanco NE del volcán Nuevo (Figura 4.2A).

En función de las observaciones visuales de la actividad superficial y de los procesos volcánicos asociados -obtenidos mediante imágenes de las cámaras web, sensores satelitales y registros fotográficos- el nuevo ciclo eruptivo desarrollado hasta inicios de 2023 ha sido dividido en 3 fases eruptivas durante el periodo estudiado: Fase 1, entre el 8 de enero de 2016 y el 20 de diciembre de 2017; Fase 2, entre el 20 de diciembre de 2017 y 20 de agosto de 2018; y Fase 3, desde mediados de agosto hasta el 14 de diciembre de 2019.

4.1. Fase 1

La Fase 1 estuvo caracterizada por actividad explosiva pulsatoria, desarrollada en periodos de días a semanas, intercalados con periodos de ausencia de actividad explosiva superficial que se extendieron por semanas o incluso meses. Esta dinámica dio lugar a la excavación progresiva y formación de una sucesión de cráteres alineados en dirección NW-SE (C1, C2, C3, C4; Figura 4.2), en el flanco NE de los volcanes Nuevo, Chudcún y Arrau. Como resultado de la recurrencia de las explosiones, estos cráteres se unificaron hasta conformar un solo cráter semielíptico en planta de aproximadamente 220 m de diámetro en dirección NNE, y con una geometría de anfiteatro en sección transversal, abierto hacia el NNE (C1+C2+C3+C4+C5, Figura 4.2 y 4.3). Este cráter fue denominado por SERNAGEOMIN como “Nicanor”, en homenaje al antipoeta Nicanor Parra, oriundo de la región de Ñuble.

Entre el 8 de enero de 2016 y el 20 de diciembre de 2017 se registraron más de 800 pulsos eruptivos, los cuales excavaron un volumen total estimado de ~814453 m^3 de material volcánico proveniente de sectores de la cima y del flanco de los volcanes Nuevo, Arrau y Chudcún (Figura 4.3; Resultados propios, inéditos).

Las explosiones ocurridas durante esta fase generaron columnas eruptivas que alcanzaron alturas inferiores a 2500 m s.n.c, dependiendo tanto de la intensidad de los eventos como de las condiciones de los vientos imperantes en altura (Figura 4.4). La actividad explosiva se caracterizó por la emisión inicial de *jets* direccionales o verticales cargados de tefra (*finger jets*), los cuales, durante algunos eventos, adoptaron formas cipresoidales similares a las descritas en erupciones hidromagmáticas (*cypressoidal/cock's tail jets*; p. ej. Morrisey *et al*., 2000, Figura 4.4C). Hacia el término de algunos pulsos eruptivos, estas emisiones estuvieron acompañadas de columnas blanquecinas, indicativas de una mayor concentración de vapor de agua (https://youtu.be/1jmPDzULPKg).

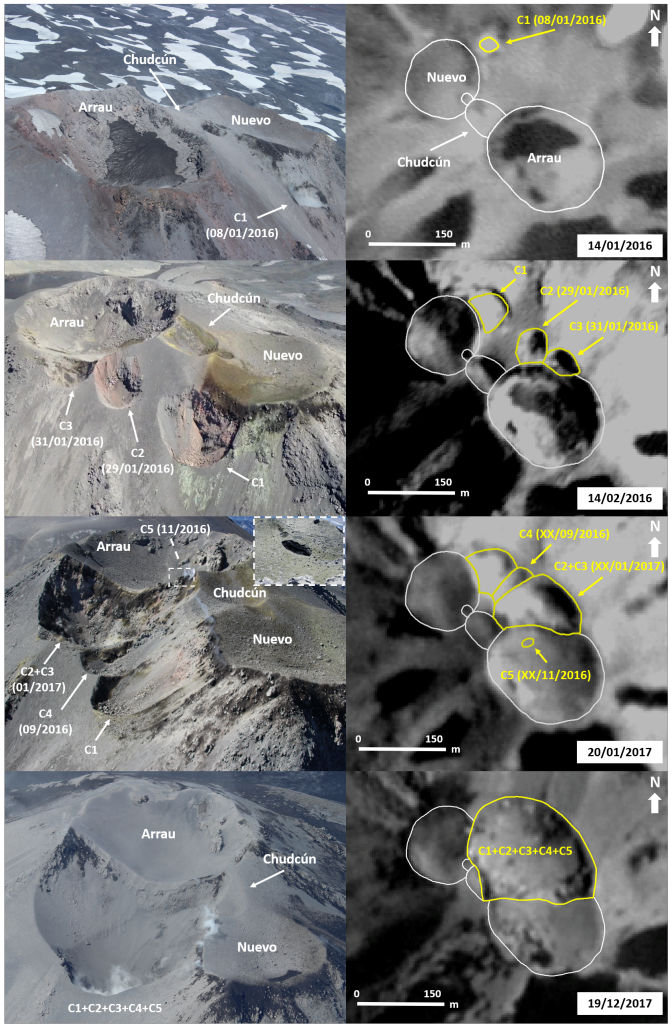


Figura 4.2 Evolución morfológica de los cráteres durante la Fase 1 observado a través de imágenes aéreas de SERNAGEOMIN (izquierda) y satelitales ópticas PlanetScope de 3 m de resolución (derecha) (Planet, 2017). Notar como los cráteres inicialmente formados (C1, C2, C3, C4) se unieron producto de las explosiones hasta formar un solo cráter semielíptico de ~220 m de diámetro y de orientación NW-SE.

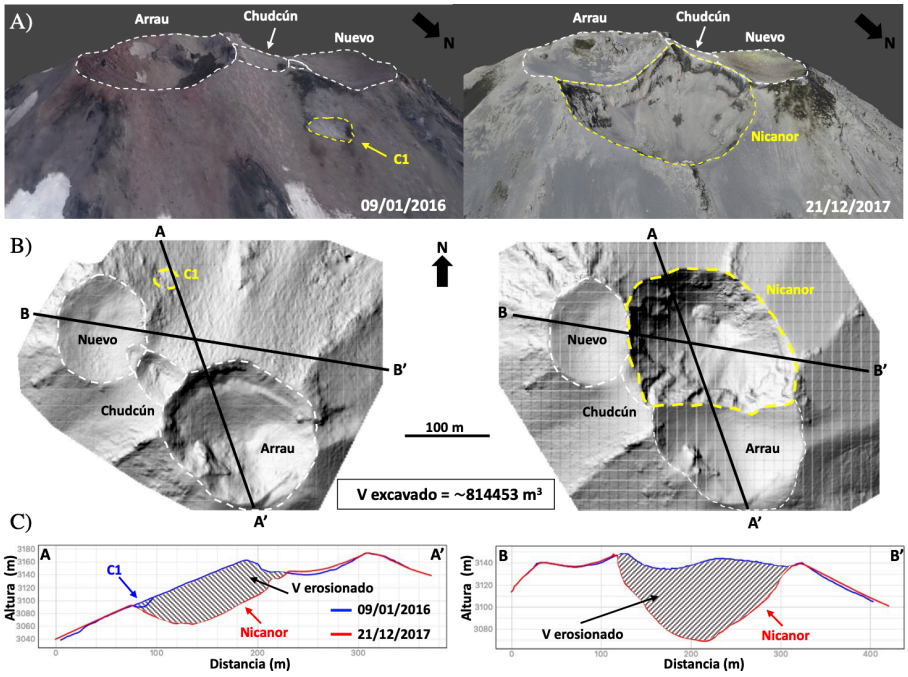


Figura 4.3 Vista oblicua (A) y en planta (B) del cráter Nicanor formando entre el 09/01/2016 y 20/12/2017. Imágenes de los modelos 3D (A) y de los modelos de elevación digital (DEM) generados a través de fotogrametría a partir de imágenes digitales capturadas por una cámara fotográfica de mano (Gentileza RNVV). C) Perfiles AA' y BB' de los DEMs visibles en B. La sección achurada indica la sección del flanco excavado por la actividad explosiva. Resultados propios, inéditos.

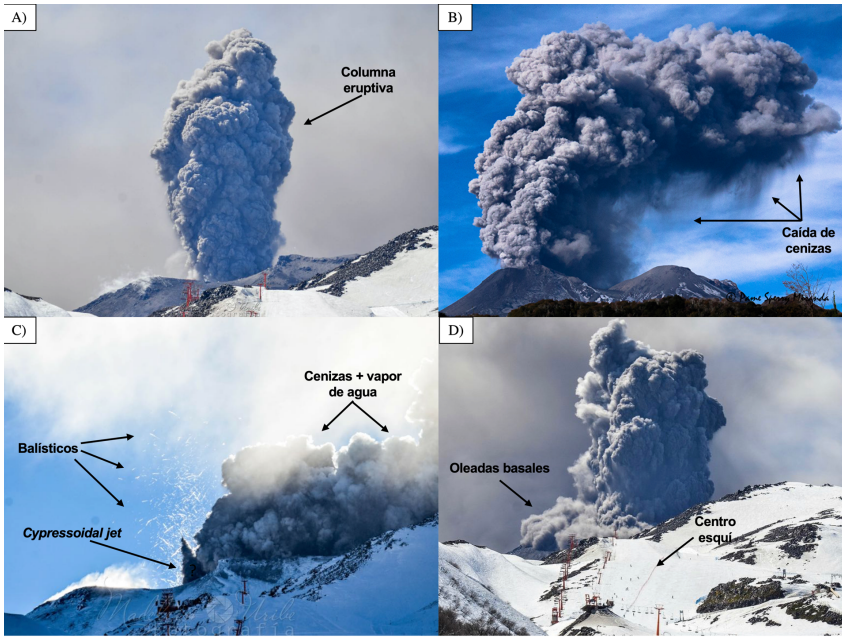


Figura 4.4 Fotografías de explosiones ocurridas durante el 2017 (Fase 1). A, C y D de Madeleine Uribe. B de Pamela Sperry.

Además, algunas explosiones desarrollaron pequeñas oleadas basales de tonalidad gris a blanquecina, que se propagaron radialmente desde los cráteres activos (*base surges* según la definición de Nemeth & Kosik, 2020; Figura 4.4D y Figura 4.5C), así como corrientes de densidad piroclástica (CDP) de menor alcance, producto del colapso de la columna eruptiva hacia el flanco N-NE. Estos CDP alcanzaron distancias máximas del orden de 200 m desde el cráter, según lo inferido a partir de registros de la cámara IP PTZ (Figura 4.5A2). Asimismo, las explosiones eyectaron fragmentos balísticos que impactaron principalmente el flanco N-NE del edificio volcánico (Figura 4.5). Durante esta fase también se observó la precipitación de azufre nativo en la superficie de los cráteres y en las partes altas de los flancos del volcán.

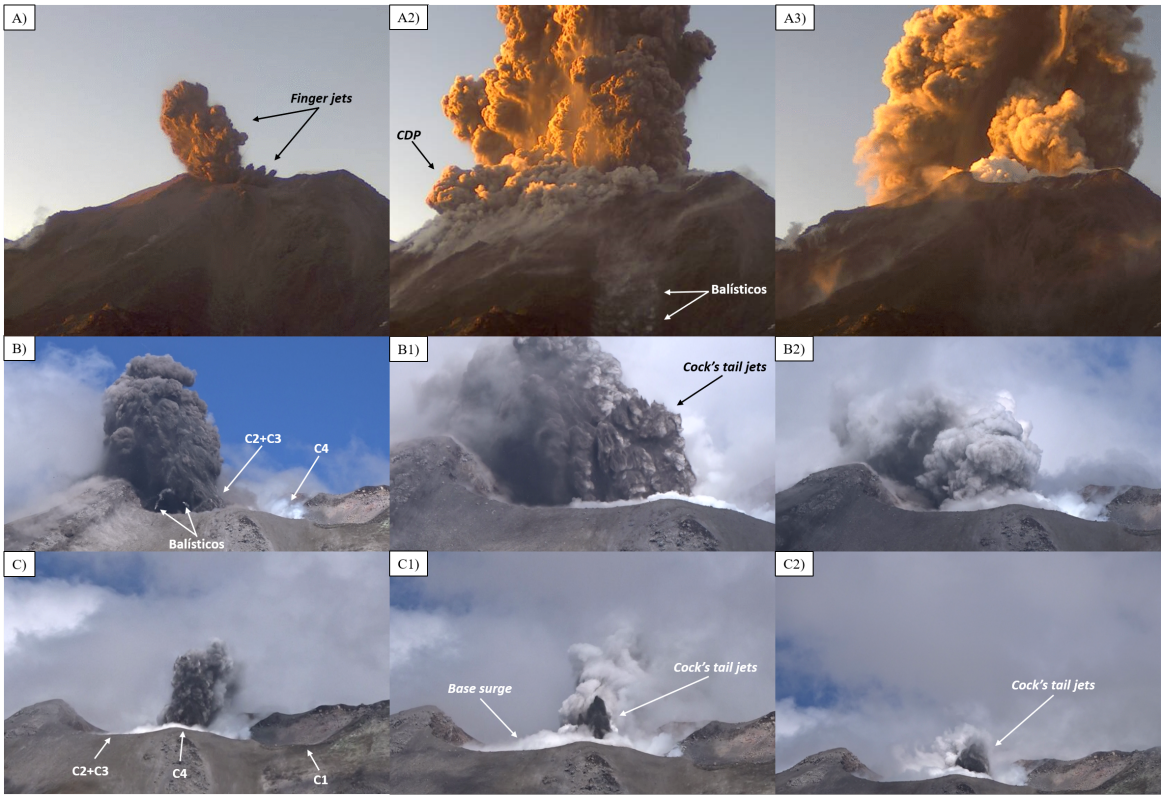


Figura 4.5 Secuencias fotográficas de la actividad explosiva. A) *Time-lapse* de la explosión del 15/01/2017 a las 06:49 hl (DR 197 cm^2). A1) Inicio del evento marcado por la violenta emisión de *jets* de tefra bidireccionales (*fingers jets*). A2) Desarrollo de la columna eruptiva con la formación de un pequeño CDP y la eyección de balísticos hacia el flanco N-NE. A3) Fase terminal del evento con emisiones blanquecinas que evidencian altas concentraciones de vapor de agua. B y C) *Time-lapse* de 2 explosiones continuas del 01/04/2017. B) Notar la disminución de la cantidad de cenizas y el aumento en el contenido de vapor de agua a medida que transcurre el evento. B y C) Se observan varios jets cipresoidales (*cock's tail jets*) y oleadas basales (*base surges*) sobre los cráteres activos. Imágenes de la cámara PTZ de SERNAGEOMIN. Vistas hacia el SSO.

A lo largo de toda la Fase 1 se registró incandescencia durante las explosiones nocturnas a través de la cámara IP PTZ, lo que sugiere la emisión de gases y piroclastos a altas temperaturas. No obstante, esta incandescencia puede estar asociada tanto a temperaturas magmáticas como hidrotermales, considerando que la cámara se satura a los 60°C (Carlos Cardona, comunicación personal, 2018). Esta interpretación es respaldada por la incandescencia sostenida observada entre el 24 y el 31 de marzo de 2017, asociada a actividad netamente fumarólica emitida desde el cráter C4 (Figura 4.6B).

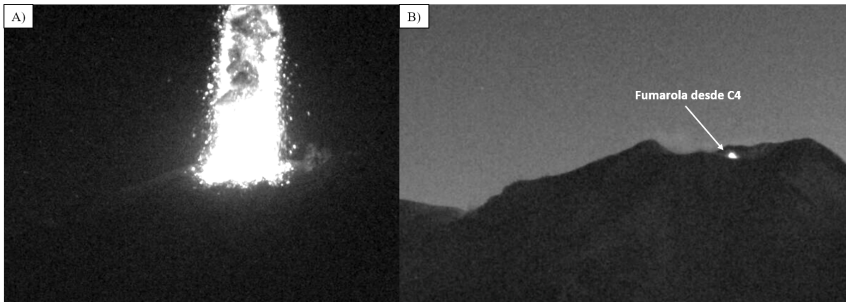


Figura 4.6 A) Eyección de balísticos incandescentes durante el inicio de un pulso explosivo. B) Incandescencia sostenida asociada a la actividad fumarólica de uno de los cráteres activos. Imágenes de cámara IP PTZ de SERNAGEOMIN.

Desde el punto de vista sísmico, la Fase 1 estuvo dominada por una alta frecuencia de eventos LP, en comparación con la sismicidad VT, TR y TO, estos últimos registrados de manera esporádica durante la fase eruptiva (Figura 4.7A; Cardona *et al.,* 2021). En general, las explosiones estuvieron precedidas por un evento LP registrado entre 10 a 40 segundos antes de la manifestación superficial, seguido por un registro continuo de sismicidad tipo TR durante la explosión (Daniel Basualto, comunicación personal, 2017). Sin embargo, también se registraron eventos TR sin expresión explosiva superficial, con un máximo de ocurrencia durante febrero del 2016 (Figura 4.7B).

En cuanto a la localización de la sismicidad, los hipocentros de los sismos LP y TR se concentraron entre los 0-4 km y 0-2.5 km de profundidad, respectivamente, mientras que la sismicidad VT se concentró entre los 3 y 4 km de profundidad, principalmente hacia el SE del cráter activo (Cardona *et al.,* 2021). Desde el punto de vista de la energía liberada durante los eventos explosivos (línea verde; Figura 4.7A) y de la amplitud sísmica o desplazamiento reducido máximo asociado a las explosiones (DR; barras rojas; Figura 4.7A), se observa un incremento paulatino durante el transcurso de la Fase 1, situación que se volvió más evidente

a partir de septiembre de 2016 y durante los meses previos al inicio de la Fase 2 (agosto y septiembre de 2017; Figura 4.7A). De igual manera, la frecuencia de las explosiones aumentó gradualmente durante esta fase (barras azules; Figura 4.7A), aunque los incrementos más importantes se observaron a fines de noviembre del 2017, alcanzando un máximo de 64 eventos el 17 de diciembre de 2017, previo a la extrusión del domo de lava.

Cabe destacar que durante la Fase 1 no se registraron indicios de deformación por parte de la red de OVDAS, ni se detectaron anomalías térmicas mediante sensores satelitales (p. ej. MIROVA), ni deformación superficial a partir de análisis InSAR.

Entre los eventos de mayor amplitud sísmica registrados durante la Fase 1, destacan aquellos ocurridos el 1 de septiembre de 2016 a las 20:55 hl (DR 207 cm^2), 15 de enero de 2017 a las 06:49 hl (DR 197 cm^2; Figura 4.5A), 29 de mayo de 2017 a las 07:48 hl (DR 210 cm^2) y 4 de octubre de 2017 a las 11:48 hl (DR 267 cm^2) (Figura 4.7A).

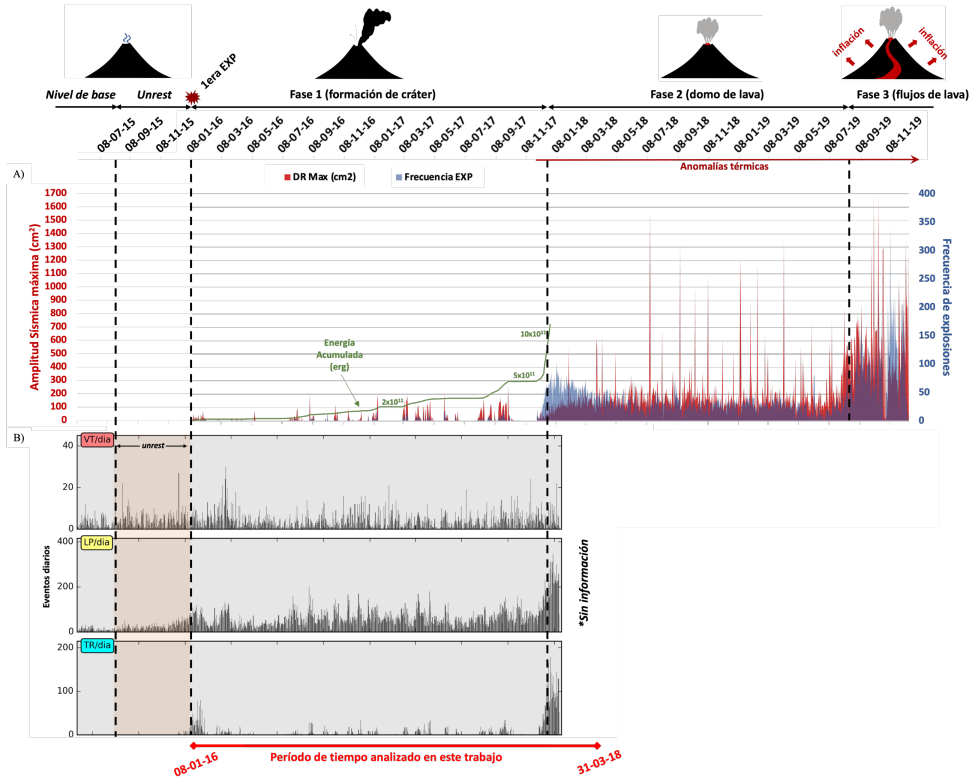


Figura 4.7 Caracterización sísmica del ciclo eruptivo. A) Registro de la frecuencia y energía (amplitud sísmica/desplazamiento reducido; DR) de las explosiones. Además, se observa la energía acumulada de las explosiones (en verde). Datos obtenidos de los reportes del OVDAS. B) Frecuencia diaria de sismicidad VT, LP y TR desde el inicio del *unrest* sísmico hasta comienzos de la Fase 2. Modificado de informe de la RNVV.

4.2. Fase 2

El drástico aumento en la frecuencia de las explosiones y de la sismicidad LP (Figura 4.7) estuvo acompañado por la aparición de sismicidad TR con características armónicas el 17 de diciembre de 2017 (Cardona *et al*., 2021). Este cambio coincidió con una disminución progresiva en el contenido de cenizas y un aumento del vapor de agua en la columna eruptiva a partir del 18 de diciembre, hasta ser predominantemente blanquecinas el día 20, según los registros de la cámara IP PTZ. El 21 de diciembre se identificó la extrusión de un domo de lava al interior del cráter Nicanor (Cardona *et al.*, 2021), cuyo emplazamiento habría comenzado el 20 de diciembre, de acuerdo con las imágenes satelitales ópticas PlanetScope (Planet, 2017).

Al mismo tiempo, comenzaron a detectarse anomalías térmicas asociadas al desarrollo del domo de lava (MIROVA), aunque sin evidencias de deformación (Cardona *et al*., 2021). Cabe destacar que al igual que en la Fase 1, la sismicidad LP y TR se localizó entre los 0 y 3 km bajo el cráter, sin embargo, en esta etapa los hipocentros se concentraron en torno al cráter activo (Cardona *et al.,* 2021).

La actividad volcánica durante esta fase estuvo dominada por el emplazamiento, crecimiento y destrucción parcial del domo de lava, el cual exhibió una geometría elíptica en planta y tabular en sección transversal (tipo torta), con un estilo de crecimiento exógeno caracterizado por la extrusión de lóbulos de lava desde una fractura central (*crease structure;* Figura 4.8A y 4.9A) (Luengo & Palma, 2018). El emplazamiento fue acompañado por desgasificación pulsátil a alta presión (*gas-jetting*, Figura 4.8B), tanto desde la fractura principal como desde fracturas adyacentes (Figura 4.8A), generando columnas blanquecinas a grisáceas con alturas inferiores a 1000 m s.n.c., asociadas a sismicidad TR armónica (Cardona *et al.*, 2021).

Entre el inicio de la extrusión del domo y el 13 de septiembre de 2018, se estimaron tasas de extrusión del orden de 0.01-0.02 m^3/s (con un promedio de ~0.01 m^3/s) y un volumen total de lava extruido de ~293220 m^3 (Luengo & Palma, 2018) (Figura 4.9B). Durante este periodo, las explosiones fueron en general, más energéticas que aquellas registradas durante la Fase 1 (Figura 4.7C). Estas explosiones provocaron la destrucción parcial del domo de lava (Figura 4.8C), generando columnas grisáceas con alturas de entre 2000-3500 m s.n.c., así como también CDP de bloques y cenizas (*block and ash flow;* B&A) hacia el flanco NNE (Figura 4.8D).

La frecuencia de los B&A aumentó notablemente a partir de julio de 2018, cuando el domo alcanzó el borde inferior del cráter Nicanor (Figura 4.9C). En ocasiones, se desarrollaron avalanchas mixtas producto de la interacción entre los B&A y la cobertura nival presente en la ladera NNE (Figura 4.8D). La frecuencia explosiva disminuyó gradualmente durante los primeros meses de esta fase, y luego se mantuvo relativamente constante (Figura 4.7C).

Entre los eventos de mayor amplitud sísmica registrados durante esta fase, destacan las explosiones del 30 y 31 de marzo de 2018 (DR de 614 y 545 cm^2, respectivamente) que motivaron el cambio de la alerta técnica a naranja (RAV, 2018); las explosiones del 13 y 14 de julio (DR de 985 y 1588 cm^2), responsables de los primeros colapsos parciales del domo y la formación de un B&A con un volumen estimado de ~19375 m^3 (Luengo & Palma, 2018; Figura 4.8C); 13 y 14 de septiembre (DR de 955 y 1380 cm^2), que produjeron un B&A que alcanzó una distancia de ~700 m y con un volumen cercano a ~44000 m^3 (Luengo & Palma, 2018; Figura 4.8B; https://youtu.be/BZt5X3rWoFM), entre otros eventos explosivos.

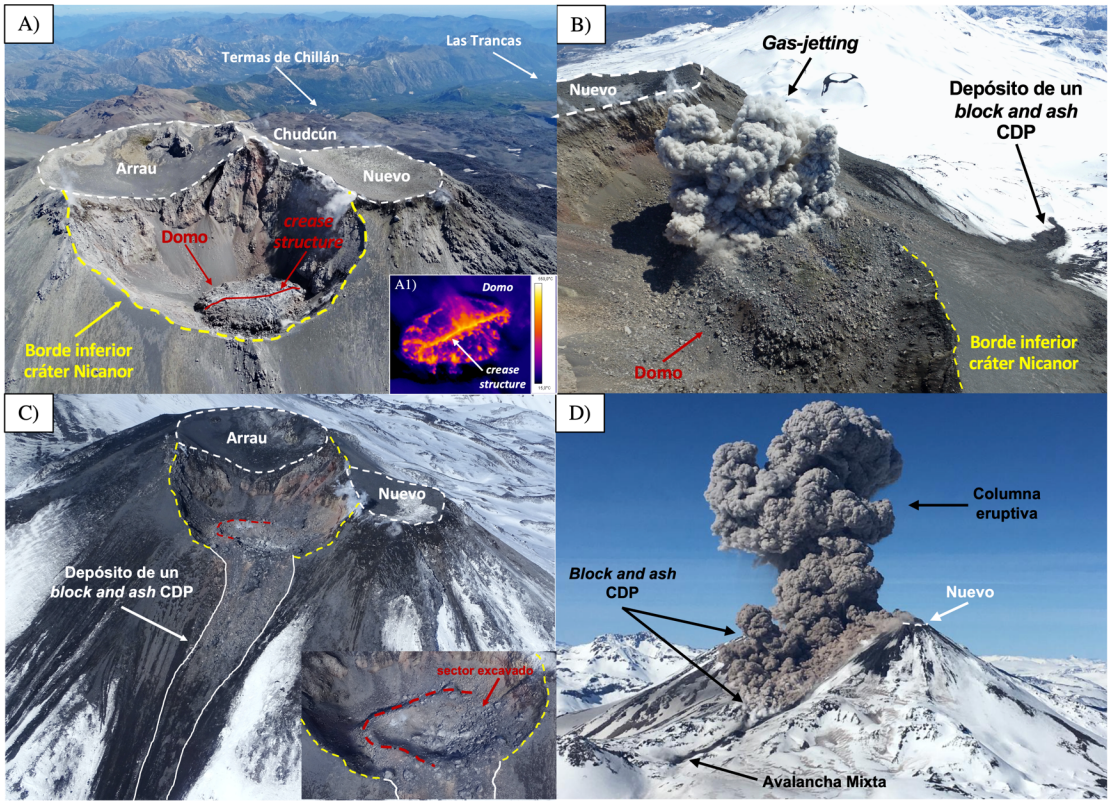


Figura 4.8 Desarrollo del domo de lava (A-B). La zona de mayor temperatura (560°C; A1) corresponde a la estructura desde donde extruye la lava (*crease structure*). C) Colapso parcial del domo posterior a las explosiones del 13-14/07/2018. D) Explosión del 04/08/2019. Se observa el desarrollo de un B&A y de una avalancha mixta producto de la interacción con la nieve. Fotografía de Alejandro Pilgrín.

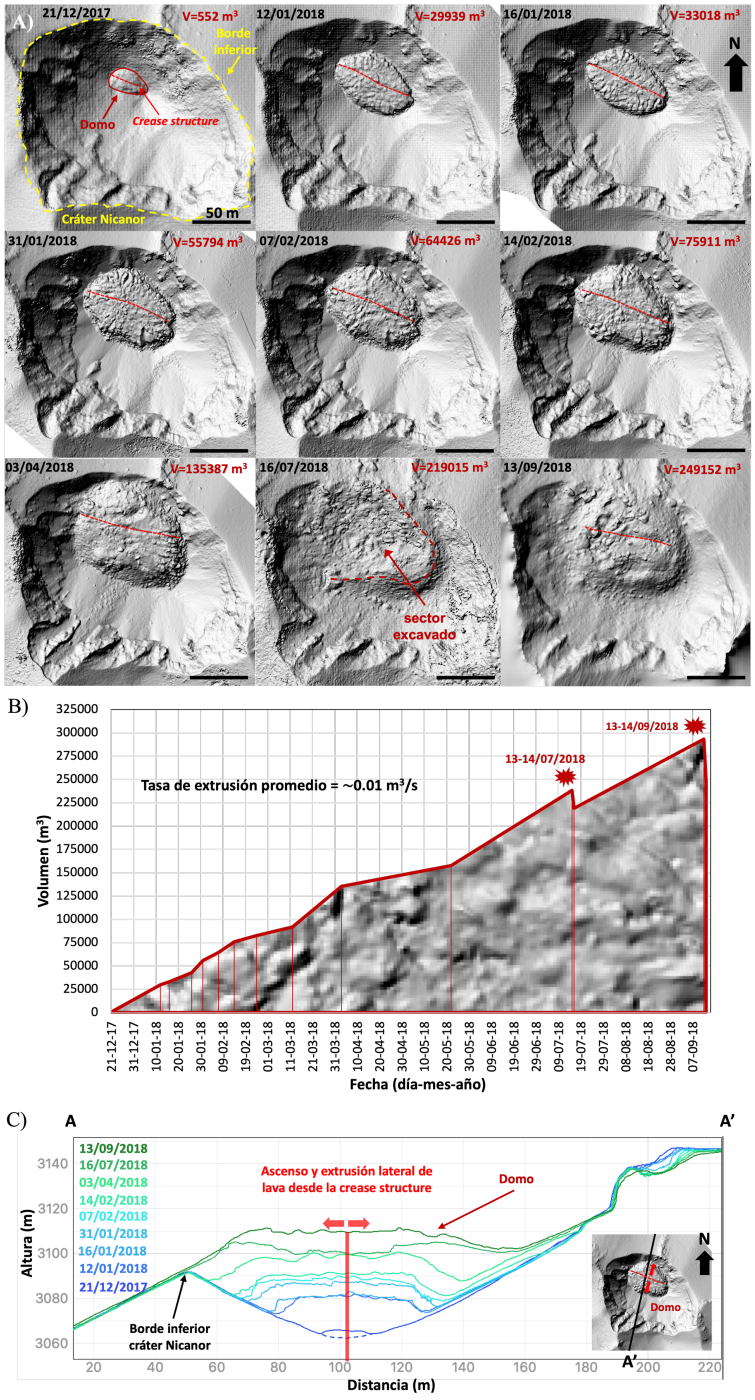


Figura 4.9 Variaciones morfológicas y volumétricas del domo de lava a partir de modelos de elevación digital generados mediante fotogrametría utilizando imágenes aéreas. Resultados de Luengo & Palma (2018). A) Evolución temporal y crecimiento del domo de lava desde una fractura central NW-SE por donde extruye la lava (*crease structure*). Notar el sector del domo excavado (Imagen 16/07/2018) debido al a los eventos explosivos del 13-14/07/2018. B) Volúmenes y tasa de extrusión del domo entre diciembre del 2017 y septiembre del 2018. Notar la leve disminución volumétrica total debido a las explosiones de julio y septiembre del 2018. C) Perfil AA' con la evolución temporal del crecimiento del domo. De forma esquemática, se muestra el conducto por donde fue ascendiendo el magma y extruyendo lateralmente como lóbulos de lava a partir de la fractura central (*crease structure*).

4.3. Fase 3

A comienzos de agosto de 2019 se registró un incremento significativo tanto en la frecuencia como en la amplitud sísmica (DR) de las explosiones (Figura 4.7A), acompañado por un aumento de la sismicidad VT y la aparición de eventos de muy largo periodo (VLP). Estos cambios, junto con el inicio de un proceso inflacionario detectado por las estaciones de deformación de SERNAGEOMIN desde mediados de julio -la primera evidencia de deformación registrada durante el ciclo eruptivo-, indican la movilización e intrusión de nuevos volúmenes de magma en el interior del sistema volcánico (Cardona *et al*., 2021).

Este cambio en la dinámica interna se manifestó en superficie a través del emplazamiento de 3 flujos de lavas en bloques por el flanco NNE-NE del cráter Nicanor a partir del 20 de agosto, según lo evidenciado por registros de la cámara IP PTZ y por imágenes satelitales (Figura 4.10). El primer flujo (F1) con un volumen de ~426219 m^3, se emplazó hacia el NNE entre el 20 de agosto y 4 de octubre, canalizado a través de un surco erosivo generado por los B&A emplazados hasta entonces, alcanzando una distancia de ~500 m, con una tasa de extrusión de ~0.15 m^3/s (Figura 4.10B-C y 4.11; Resultados propios, inédito). Posteriormente, una segunda colada (F2), con un volumen de 130844 m^3 y una tasa de extrusión de ~0.14 m^3/s, fluyó hacia el NE entre el 16 y el 24 de octubre, alcanzando una distancia de ~215 m y cubriendo parcialmente la porción proximal del F1 (Figura 4.10D y 4.11; Resultados propios, inédito).

Finalmente, un tercer flujo de lava (F3) fue emitido entre el 13 y 24 de noviembre desde un *vent* situado inmediatamente al SSE del primero, cuya formación habría iniciado entre fines de septiembre y comienzos de octubre (RAV, 2019). El F3 consistió en 2 lóbulos de lava, con un volumen total de ~76839 m^3 a una tasa de extrusión de ~0.11 m^3/s, emplazados simultáneamente hacia el NNE y NE del cráter principal, y alcanzando distancias del orden de ~205 m (Figura 4.11; Resultados propios, inédito). Ambos lóbulos cubrieron parcialmente la sección proximal de F1, mientras que el lóbulo emplazado hacia el NE cubrió casi por completo a F2 (Figura 4.11).

Los 3 flujos de lava se emplazaron con tasas de extrusión del orden de los ~0.1 m^3/s, es decir, aproximadamente un orden de magnitud mayor a las tasas registradas durante la extrusión del domo de lava en la Fase 2 (~0.01 m^3/s) (Figura 4.11; Resultados propios, inédito). Al igual que

en la fase anterior, los eventos explosivos más energéticos provocaron la destrucción parcial del domo, generando B&As hacia el flanco NNE.

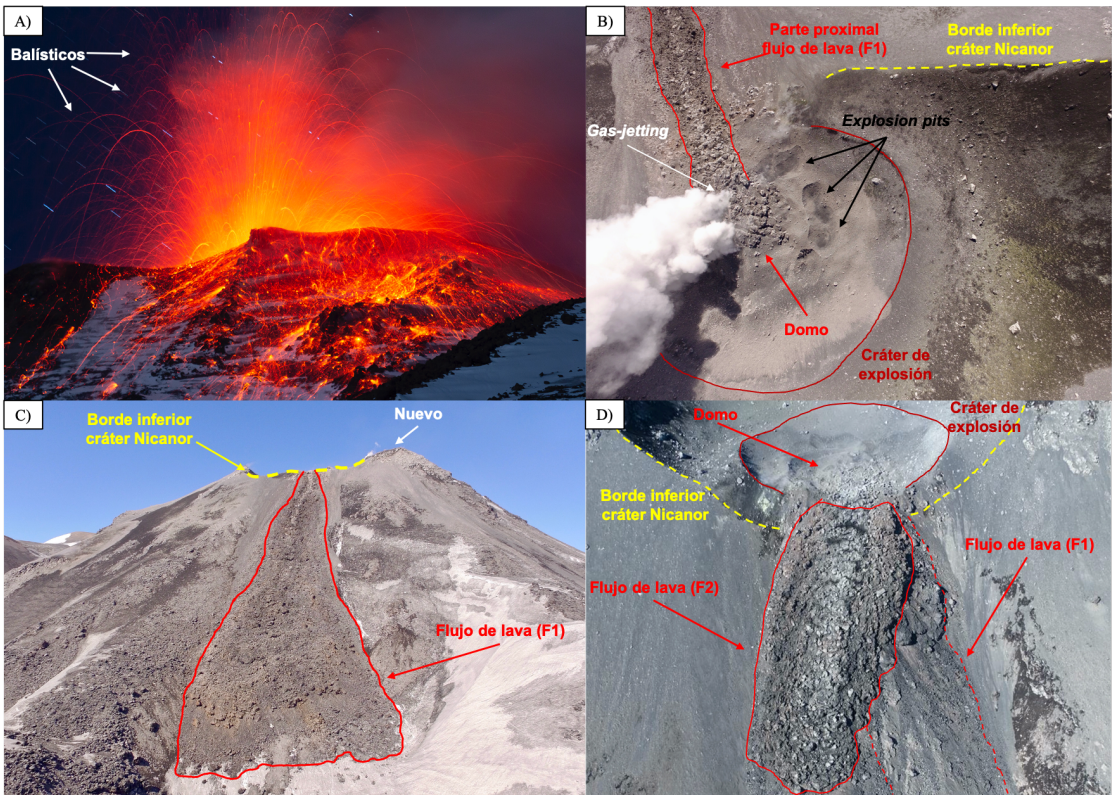


Figura 4.10 Actividad eruptiva durante la Fase 3. A) Explosión con incandescencia nocturna de noviembre del 2019. Notar la emisión de bombas con trayectoria balística. Imagen de Diego Spatafore. B) Fotografía aérea con vista planta del domo de lava, se observa desgasificación (*Gas jetting*) desde las fracturas del domo y la parte proximal del F1, además de pequeños cráteres de explosión. C) Vista panorámica del F1. D) Emplazamiento del F2 por el flanco NE. Imágenes B y C capturadas con un dron. Imagen D de SERNAGEOMIN.

Entre fines de noviembre y mediados de diciembre predominó actividad explosiva sin efusión de lava desde el *vent* secundario, generando CDP tipo B&A y por el colapso de la columna eruptiva hacia el NE. La actividad explosiva persistió hasta el 14 de diciembre de 2019, tras lo cual dio paso a un período de desgasificación pasiva que se extendió hasta marzo de 2020, marcando el inicio de una nueva fase eruptiva de carácter explosivo-efusivo.

Durante la Fase 3, destacaron entre otros, los eventos explosivos del 14 de octubre (DR 1740 cm^2); 23 de octubre (DR 1282 cm^2); 24 de octubre (DR 1290 cm^2, DR 1265 cm^2, DR 1001 cm^2 y DR 1070 cm^2); 25 de noviembre (DR 1058 cm^2); 8 de diciembre (DR 1360 cm^2), entre otros (Figura 4.7).

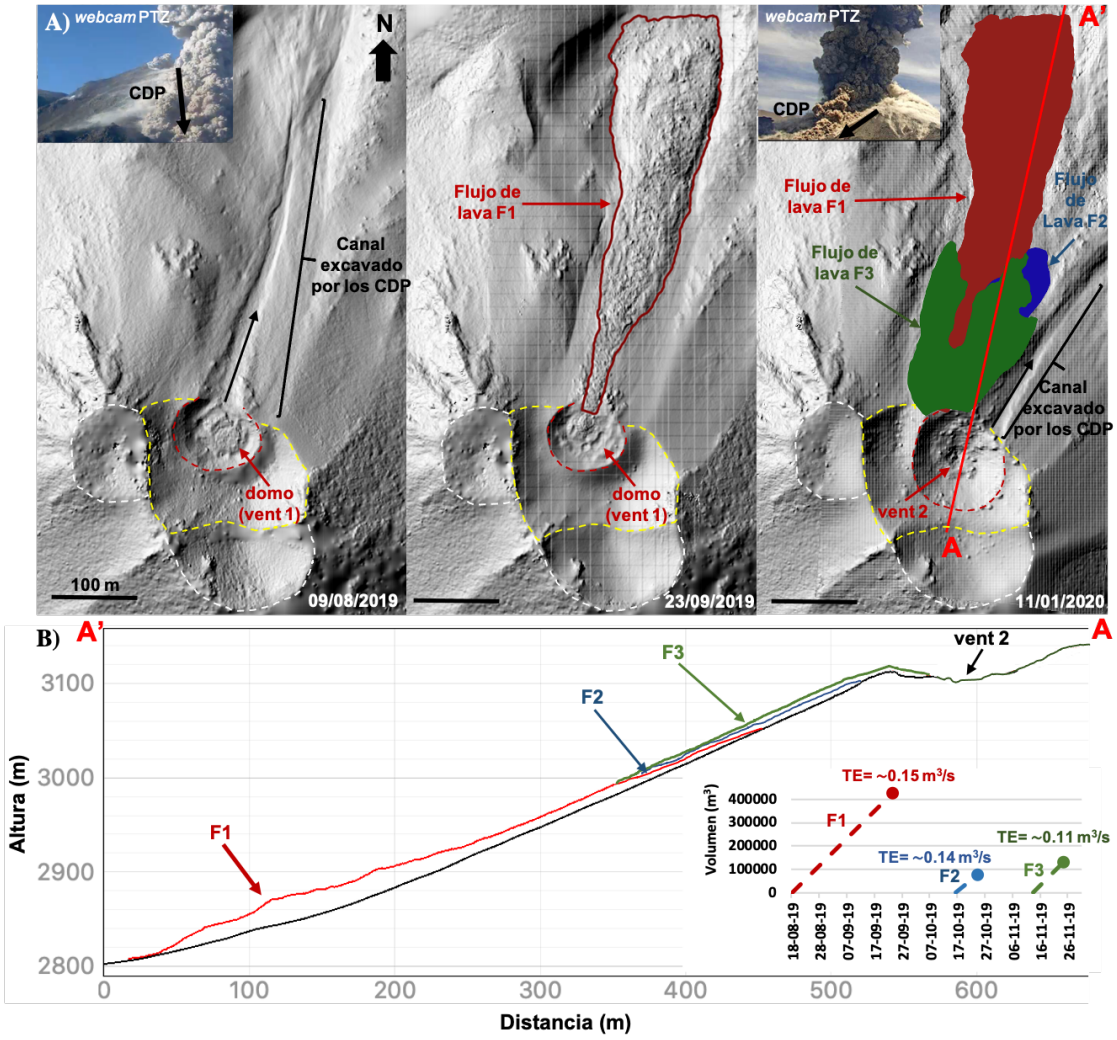


Figura 4.11 Variaciones morfológicas y volumétricas durante el emplazamiento de los flujos de lava (F1, F2, F3) hacia el NNE entre fines de agosto y noviembre del 2019. Resultados propios, inédito. A) Modelos de elevación digital (DEM) generados mediante fotogrametría aérea. B) Perfil AA' con los volúmenes y tasas de extrusión de los flujos de lava.

5. ANÁLISIS DE CENIZAS ENTRE 2016-2018

5.1. Metodología y condiciones analíticas

5.1.1. Muestreo de tefras y lavas

El 8 de diciembre de 2016 se accedió a la zona de estudio y se dio inicio a la instalación de una red de cenizómetros (Figura 5.1) en las inmediaciones del edificio volcánico activo, con el objetivo de recolectar material piroclástico de caída (tefra) asociado al ciclo eruptivo en desarrollo. Los recolectores fueron construidos a partir de materiales reciclados, siguiendo el procedimiento descrito por Bernard (2013). Cada cenizómetro está constituido por un armazón externo (botella blanca) y un contenedor interno (botella verde) destinado al almacenamiento de la muestra de ceniza (<2 mm). El armazón externo incorpora un embudo en su parte superior que impide la interacción entre la ceniza depositada y el viento, reduciendo la posibilidad de contaminación con otros sedimentos. Además, posee un filtro superior rígido (rejilla con apertura de ~2 mm o -1 ϕ), cuya función es impedir el ingreso de insectos y retener fragmentos de mayor tamaño (lapilli, >2 mm), permitiendo únicamente el paso del material tamaño ceniza (<2 mm). La sección inferior del armazón es atravesada por el contenedor interno y presenta en su base un filtro rígido adicional (rejilla con apertura <0,0625 mm o >4 ϕ), montado sobre una tapa plástica previamente perforada. Este diseño permite el drenaje del agua de lluvia y nieve, evitando su acumulación en el interior del recolector e impidiendo la pérdida de ceniza fina (Figura 5.1). Los cenizómetros fueron anclados sobre la superficie de bombas volcánicas de grandes dimensiones, lo que aseguró su estabilidad y adecuada exposición durante el periodo de muestreo.

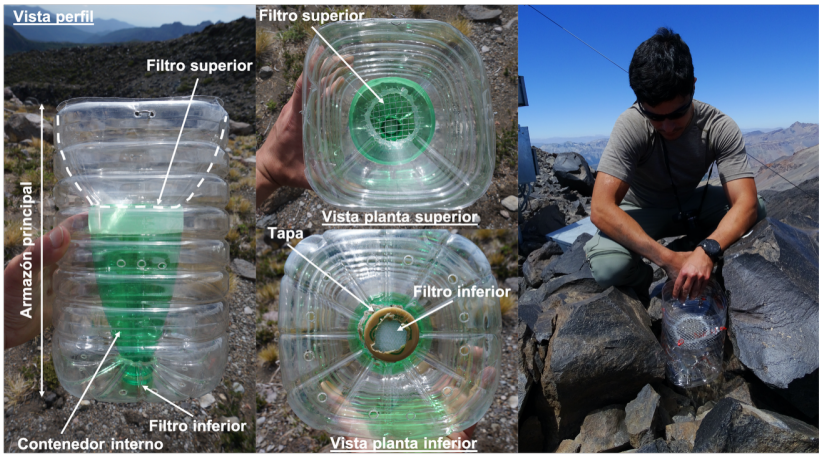
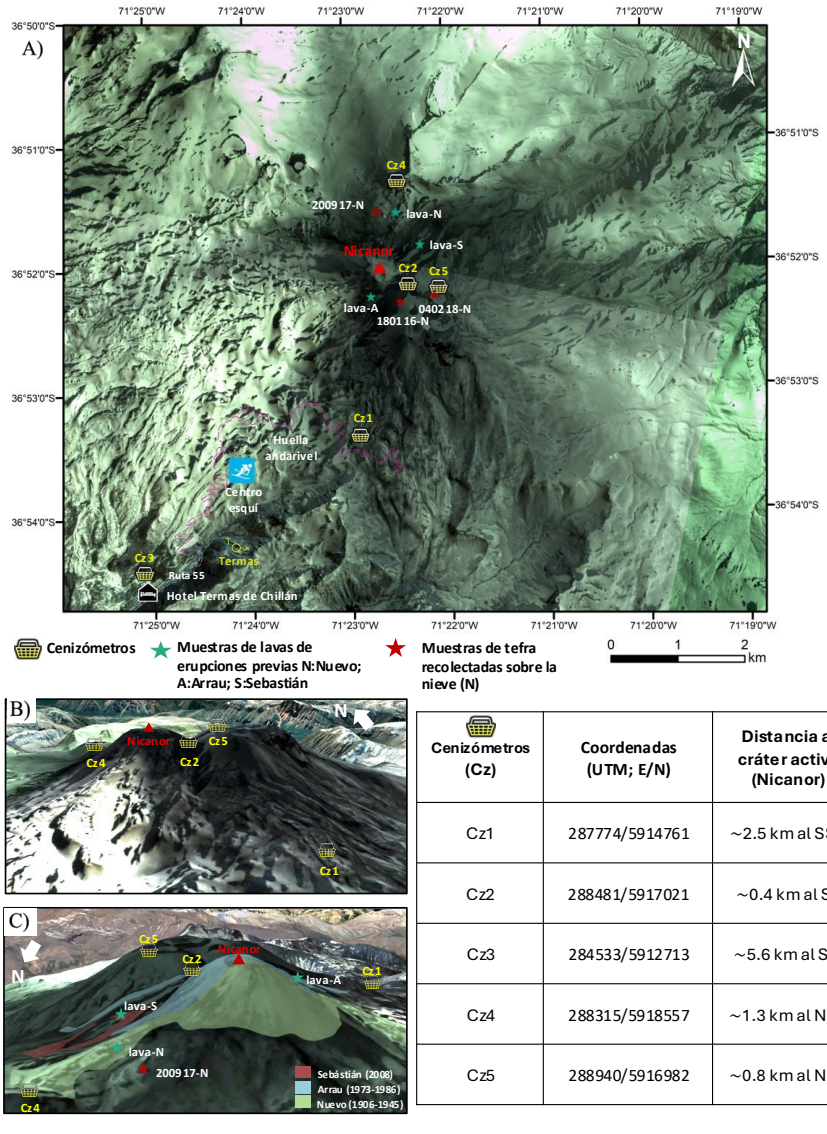


Figura 5.1 Vistas de los cenizómetros utilizados en este trabajo.

Los sitios más adecuados para la instalación de los recolectores fueron seleccionados considerando la accesibilidad al terreno, la dirección preferencial del viento en la zona durante las estaciones de primavera, verano y otoño, y la distribución espacial de los depósitos de tefra generados en los primeros meses de la actividad eruptiva. Estos últimos fueron identificados a través de imágenes satelitales ópticas PlanetScope de 3 m de resolución (Planet, 2017).

En total, se instalaron 5 cenizómetros (Cz1, Cz2, Cz3, Cz4, Cz5) alrededor del edificio volcánico (Figura 5.2), durante distintas campañas de terreno.



Cenizómetros (Cz)	Coordenadas (UTM; E/N)	Distancia al cráter activo (Nicanor)
Cz1	287774/5914761	~2.5 km al SSO
Cz2	288481/5917021	~0.4 km al SE
Cz3	284533/5912713	~5.6 km al SW
Cz4	288315/5918557	~1.3 km al NNE
Cz5	288940/5916982	~0.8 km al NNE

Figura 5.2 Ubicación de los cenizómetros (CzX; X: número de recipiente), muestras de tefra recolectadas *in-situ* sobre la nieve y muestras de lava de erupciones recientes recolectadas en terreno. Vista en planta (A) y oblicuas (B y C). Imagen satelital PlanetScope del 27/09/2017. Se observan depósitos de ceniza sobre la nieve. C) Flujos de lavas emitidos durante las últimas erupciones delimitados por Dixon *et al.* (1999).

El Cz1 fue instalado el 8 de diciembre de 2016 a ~2.5 km al S del cráter activo. Posteriormente, el 22 de diciembre de 2016 se instaló un segundo recolector (Cz2) a ~400 m al SE del cráter activo, sobre el portezuelo que separa ambos edificios volcánicos. Un tercer cenizómetro (Cz3) se instaló el 14 de enero de 2017, en las cercanías del Hotel Termas de Chillán, a unos ~5.6 km del cráter. El cuarto recolector (Cz4) fue instalado a inicios de diciembre de 2017, a ~1.3 km al N del cráter activo, con apoyo logístico de SERNAGEOMIN. Finalmente, el quinto cenizómetro (Cz5) fue instalado el día 4 de febrero de 2018, a unos ~800 m al SE del cráter, en las inmediaciones del cráter del volcán viejo (Figura 5.2).

Entre el 29 de diciembre de 2016 y el 3 de abril de 2018 se recolectaron un total de 11 muestras de ceniza desde los cenizómetros (Figura 5.3 y Tabla 5.1), de las cuales 9 se asocian a la Fase 1 y 2 muestras a la Fase 2 (Tabla 5.1). Además, se recolectaron 3 muestras de tefra depositadas sobre la cobertura nival (Figura 5.3D y Tabla 5.1).

Para la recuperación del material, se extrajeron en primer lugar los fragmentos de mayor tamaño retenidos en la rejilla o filtro superior (lapilli; Figura 5.3B), junto con los fragmentos de menor tamaño acumulados en los bordes del embudo (ceniza; Figura 5.3A). Posteriormente, se recuperó la ceniza almacenada al interior del contenedor girando cuidadosamente la tapa situada en la base del armazón, con el fin de evitar perder parte de la muestra (Figura 5.4C).

Finalmente, las muestras se almacenaron en bolsas plásticas estériles con cierre hermético tipo (Ziploc) y se rotularon siguiendo el código: “NCH-Fecha de recolección-CzX/N”, donde CzX indica el cenizómetro de origen (X: número de cenizómetro) y N corresponde a muestras recolectadas directamente sobre la nieve (Tabla 5.1).

Las muestras recolectadas por los Cz1 y Cz2 corresponden a tefras generadas por múltiples explosiones acumuladas durante intervalos de tiempo breves. En cambio, las muestras recolectadas por los Cz3, Cz4 y Cz5, en general, estuvieron asociadas a eventos explosivos individuales y fueron recuperadas una vez finalizada la actividad eruptiva (Tabla 5.1).

En particular, las muestras del Cz3 se vinculan a las explosiones ocurridas el 15 de enero y 16 de marzo de 2017, cuyas columnas eruptivas se dispersaron hacia el SW, en dirección al valle Las Trancas, debido al predominio del viento puelche durante esos días (Tabla 5.1). Del Cz4

se recuperó una muestra a comienzos de enero de 2018, correspondiente a depósitos generados por las explosiones del 15 de diciembre de 2017. Por otra parte, del Cz5 se obtuvo una muestra el 3 de abril de 2018, asociada a la actividad explosiva del 30 y 31 marzo (Tabla 5.1).

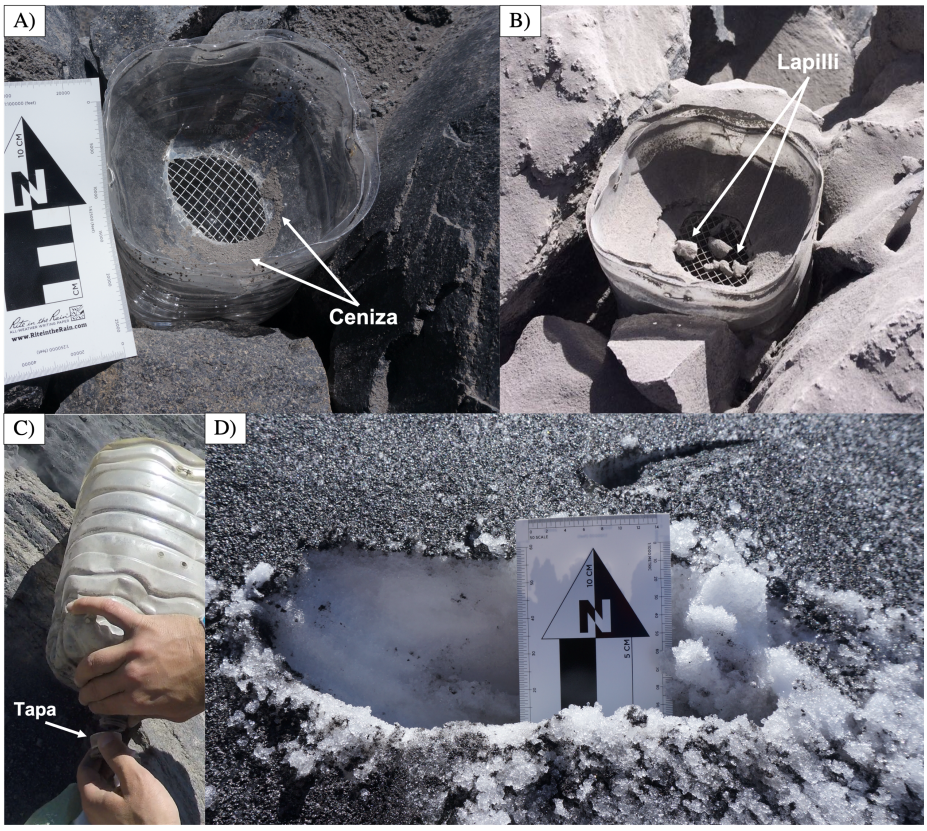


Figura 5.3 Recuperación y muestreo de depósitos de tefra. A, B y C) Muestras recuperadas por el cenizómetro más cercano al cráter (Cz2). D) Muestreo de cenizas depósitadas sobre la nieve.

Con respecto a las muestras de tefra recolectadas *in-situ*, una de ellas fue obtenida al inicio de la Fase 1, en enero de 2016, desde un cuerpo de nieve ubicado a 1.5 km al SW del cráter activo (NCH-180116-N). Otra muestra se recolectó sobre la nieve a unos 800 m al N del cráter activo el 26 de octubre de 2017 (NCH-260917-N) (Tabla 5.1). Finalmente, una tercera muestra fue recuperada el 4 de febrero de 2018 directamente bajo la columna eruptiva, desde la cima del volcán viejo, a unos 700 m al SE del cráter activo (NCH-040218-N) (Tabla 5.1).

Tabla 5.1 Muestras de tefra recolectadas entre 2016-2018 (Fase 1 y 2). Se indica el sitio de muestreo, fecha probable de depositación y amplitud sísmica (desplazamiento reducido; DR) asociado al evento explosivo (única explosión) o varios eventos (múltiples explosiones) que las generaron. *Código de muestras: NCH-Fecha de recolección (D/M/A)-Sitio de recolección (CzX o N) en donde CzX: cenizómetro número X y N: nieve. ^Para muestras asociadas a varias explosiones, se indica el valor mínimo y máximo del DR asociado a los eventos eruptivos en ese intervalo de tiempo.

Fase	Muestras*	Lugar de muestreo (CzX/N) X: número de recolector	Fecha probable de depositación	DR asociado (cm^2) ^
Fase 1	NCH-180116-N	N	08/01-18/01 del 2016	15.2-55
	NCH-291216-Cz1	Cz1	28/12/2016	35.1
	NCH-291216-Cz2	Cz2	28/12/2016	35.1
	NCH-140117-Cz2	Cz2	05/01-14/01 de 2016	9.3-71.3
	NCH-150117-Cz3	Cz3	15/01/2016	197.1
	NCH-150317-Cz2	Cz2	07/03-15/03 de 2017	22.1-170.5
	NCH-160317-Cz3	Cz3	16/03/2017	193.2
	NCH-060417-Cz1	Cz1	15/03-06/04 de 2017	11.8-193.2
	NCH-060417-Cz2	Cz2	15/03-06/04 de 2017	11.8-193.2
	NCH-260917-N	N	14/09-26/09 de 2017	11.9-175.8
	NCH-151217-Cz4	Cz4	15/12/2017	126.4
Fase 2	NCH-120118-Cz2	Cz2	~23/12/2017-12/01/2018	32-152.5
	NCH-040218-N	N	04/02/18	112.9
	NCH-030418-Cz5	Cz5	30/03-31/03 de 2018	545.2-614.6

En la Figura 5.4 se presenta la secuencia temporal de las muestras recolectadas, junto con la frecuencia diaria de explosiones y amplitud sísmica máxima asociada a cada evento (desplazamiento reducido; DR), registradas desde el inicio del ciclo eruptivo hasta el 3 de abril de 2018. En general, las explosiones que dieron lugar a las muestras analizadas presentan valores de DR <200 cm^2, a excepción de las erupciones ocurridas los días 30 y 31 de marzo de 2018 (NCH-030418-Cz5), con DR de ~525 y ~615 cm^2, respectivamente (Tabla 5.1).

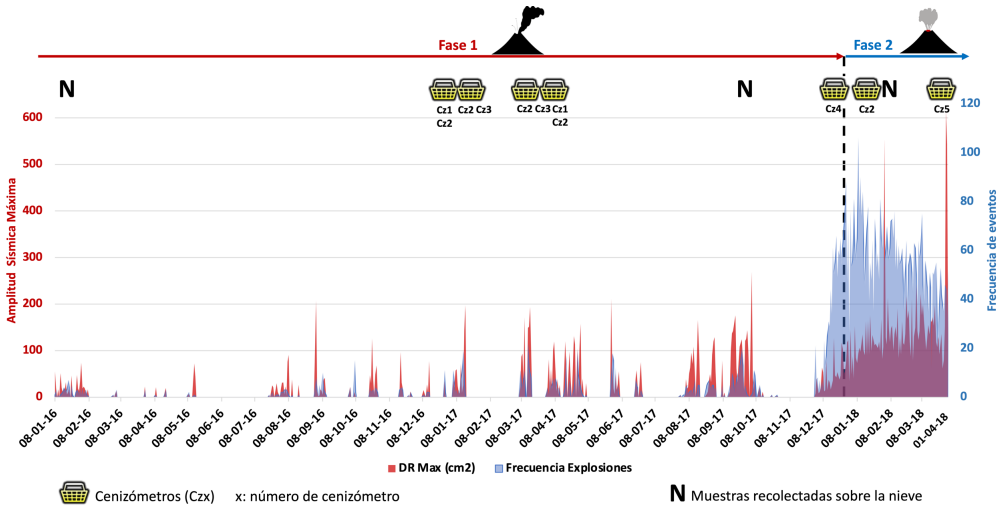


Figura 5.4 Frecuencia diaria de las explosiones y amplitud sísmica máxima (DR en cm^2) con las muestras recolectadas desde los cenizómetros (CzX) y nieve (N). Registro sísmico de la RNVV.

Adicionalmente, se recolectaron 3 muestras de lavas preexistentes en los flancos del edificio volcánico en actividad, correspondientes a coladas emitidas durante las últimas erupciones del CVNCh (volcanes Nuevo, Arrau y Sebastián; indicadas con estrellas celestes en Figura 5.2). Estas muestras fueron utilizadas para analizar y comparar sus morfologías, texturales superficiales y composiciones geoquímicas con las de los fragmentos recientes que componen las muestras de tefra del ciclo eruptivo en estudio, con el objetivo de discriminar entre fragmentos potencialmente juveniles (vinculados al magma involucrado) y fragmentos potencialmente accesorios (derivados de productos eruptivos previos que forman parte del edificio volcánico en actividad).

5.1.2. Preparación de las muestras de tefra

Previo a los análisis, las muestras de tefra fueron sometidas a una serie de procedimientos en las dependencias del Instituto de Geología Económica Aplicada (GEA) de la Universidad de Concepción. En primer lugar, las muestras se montaron en placas *Petri* (Figura 5.5A) y se secaron en un horno Isotemp Oven 655F de Fisher Scientific (Figura 5.5B) a 40°C durante 12 horas, con el propósito de remover la humedad presente y evitar la aglomeración de las partículas.

Luego, cada muestra se dividió en 4 partes representativas mediante cuarteo manual (Figura 5.5C). Dos de estas fracciones se tamizaron mediante tamizaje mecánico (Figura 5.5D), separándose en intervalos granulométricos cada 1 ϕ desde -5 ϕ (32000 μm/32 mm) hasta 4 ϕ (62,5 μm/0,0625 mm). Las fracciones comprendidas entre -3 ϕ y 2 ϕ se trasladaron a vasos precipitados y se lavaron con agua destilada mediante un baño de ultrasonido (equipo VWR) durante 1 minuto, con el fin de remover la ceniza fina adherida a las partículas (Figura 5.5E).

Posteriormente, cada fracción fue nuevamente secada en el horno a 40°C por 12 horas adicionales. Finalmente, las fracciones obtenidas se almacenaron en frascos de plástico estériles (Figura 5.5F).

Las muestras de lavas de los volcanes Nuevo, Arrau y Sebastián fueron fragmentadas manualmente hasta alcanzar tamaños lapilli a ceniza gruesa, y luego se almacenaron en envases plásticos (Figura 5.5G).

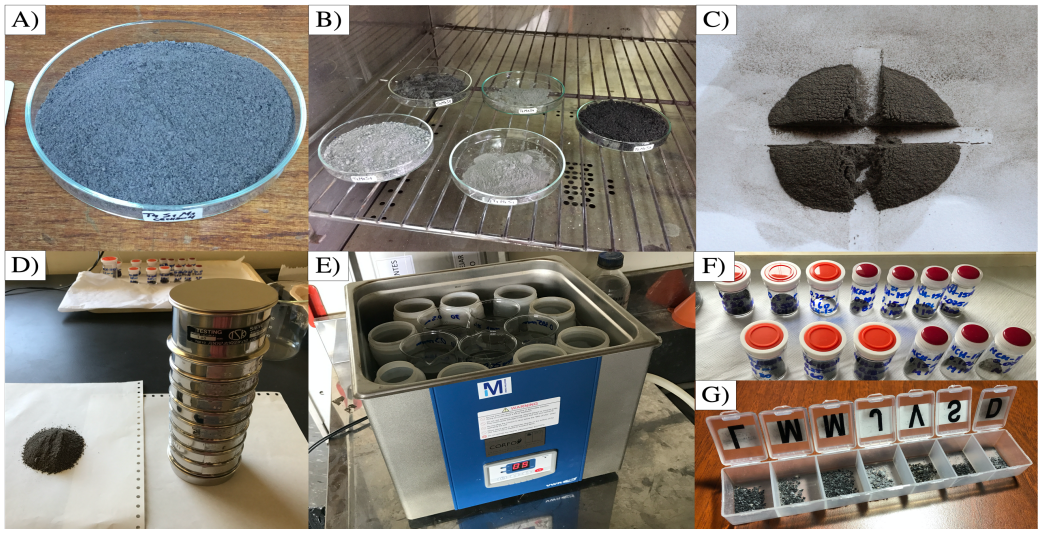


Figura 5.5 Procedimientos realizados a las distintas muestras previo a la ejecución de los análisis de interés. A) Muestras de tefra en placas *Petri*. B) Secado de muestras en estufa. C) Cuarteo manual de cada muestra. D) Tamizado mecánico mediante una serie de tamices superpuestos. E) Remoción de partículas finas adheridas a los fragmentos que componen cada fracción de tamaño por medio de un baño de ultrasonido. F) Almacenamiento de las muestras segmentadas por tamaño en envases plásticos estériles. G) Almacenamiento de fragmentos de lavas preexistentes fragmentadas manualmente a tamaño ceniza gruesa.

5.1.3. Análisis granulométricos de las muestras de tefra

Con el objetivo de caracterizar la distribución granulométrica de las muestras recolectadas y estimar la proporción relativa de cada fracción de tamaño, se realizó un análisis granulométrico mediante tamizaje mecánico (descrito en la sección anterior) y mediante difracción láser. Esta última técnica se empleó específicamente para determinar la granulometría de las fracciones finas >4 ϕ (<62.5 μm).

Además, a partir de las mediciones obtenidas con el difractómetro láser se estimó la proporción de partículas de ceniza correspondientes a la fracción "torácica" (>6.7 ϕ; <10 μm) y "respirable" (> 8ϕ; <4 μm), consideradas potencialmente dañinas para el sistema respiratorio (Horwell & Baxter, 2006).

El tamizaje mecánico se realizó utilizando una serie de tamices dispuestos verticalmente en orden decreciente de tamaño de malla. Para las 11 muestras analizadas se utilizó un set de tamices Tokyo Screen, con intervalos de tamaños cada 1 ϕ entre -5 ϕ y 4 ϕ (Figura 5.6A). La muestra fue depositada en la parte superior de la columna de tamices, agitándose inicialmente de forma manual durante 1 minuto y, posteriormente, mediante un agitador orbital de

plataforma Heidolph Unimax 2010 a 40 rpm por 3 minutos (Figura 5.6B). Finalizado el proceso, la columna de tamices se dejó en reposo durante 1 minuto con el fin de evitar la exhalación de las fracciones más finas. Posteriormente, las fracciones obtenidas se pesaron utilizando una balanza electrónica Shimadzu Libror EN-3305 (Figura 5.6C), y se calculó el porcentaje en peso (%*wt*) de cada fracción respecto a la masa total de la muestra.

Las fracciones finas <4 ϕ de 3 muestras fueron analizadas mediante difracción láser, utilizando un sistema de dispersión húmeda Fritsch Annalysette 22 MicroTec Plus perteneciente al GEA (Figura 5.6D). Esta técnica requiere <1 g de muestra y entrega resultados en %volumen, en una escala variable entre 0,1 y 0,2 ϕ. Los valores de %*vol* fueron posteriormente convertidos a % en peso siguiendo el procedimiento descrito por Eychenne *et al.* (2012).

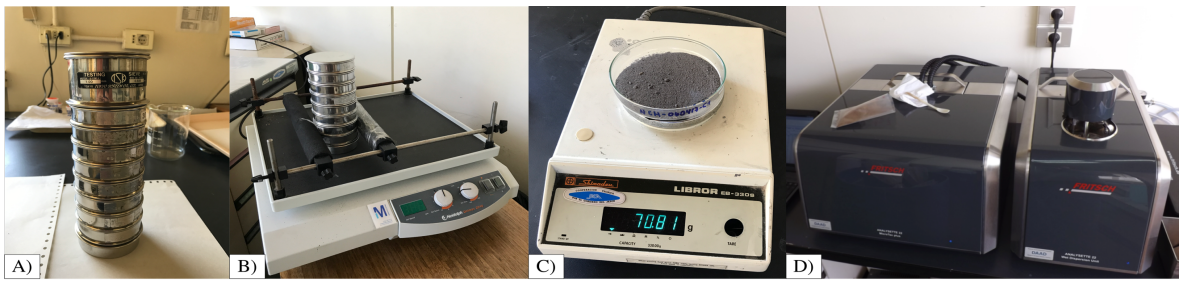


Figura 5.6 Procedimientos realizados durante los análisis granulométricos. A) Set de tamices utilizados para el tamizado mecánico. B) Agitador orbital. C) Balanza electrónica. D) Difractómetro láser.

Las distribuciones de tamaño de grano de cada muestra fueron procesadas mediante el *software* GRADISTAT 9.1 (Blott & Pye, 2001), un complemento para Microsoft Excel que permite calcular parámetros sedimentológicos estadísticos tales como la media (M), la asimetría (S), la selección (σ) y la curtosis (K), a partir de distribuciones granulométricas de sedimentos no consolidados.

El *software* utiliza las fórmulas del método de Folk & Ward (1957) para el cálculo de estos parámetros (Figura 5.7A) y entrega descripciones texturales basadas en la terminología propuesta por Folk (1954) (Figura 5.7B). Las fracciones granulométricas consideradas por el *software* corresponden a las descritas por Udden (1914) y Wentworth (1922); sin embargo, se emplearon fracciones de tamaño equivalentes para depósitos piroclásticos no consolidados, según la clasificación de White & Houghton (2006) (Tabla 5.2).

A)

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

$$S = \frac{\phi_{16}+\phi_{84}-2\phi_{50}}{2(\phi_{84}-\phi_{16})} + \frac{\phi_{5}+\phi_{95}-2\phi_{50}}{2(\phi_{95}-\phi_{5})} \quad (2)$$

$$\sigma = \frac{\phi_{84} - \phi_{16}}{4} + \frac{\phi_{95} - \phi}{6{,}6} \quad (3)$$

$$K = \frac{\phi_{95} - \phi_{5}}{2{,}44(\phi_{75} - \phi_{25})} \quad (4)$$

B)	**Selección (σ)**	**Asimetría (S)**	
<1.27	**Muy buena**	-1.0 a -0.3	**Alto exceso de finos**
1.27 – 1.41	**Buena**	-0.3 a -0.1	**Moderado exceso de finos**
1.41 – 1.62	**Moderadamente buena**	-0.1 a 0.1	**Simétrica**
1.62 – 2.00	**Moderada**	0.1 a 0.3	**Moderado exceso de gruesos**
2.00 – 4.00	**Pobre**	0.3 a 1.0	**Alto exceso de gruesos**
4.00 – 16.00	**Muy pobre**		
< 16.00	**Extremadamente pobre**		

Curtosis (K)	
<0,67	**Muy platicúrtica**
0,67 – 0,90	**Platicúrtica**
0,90 – 1,11	**Mesocúrtica**
1,11 – 1,50	**Leptocúrtica**
1,50 – 3,00	**Muy leptocúrtica**
> 3,00	**Extremadamente leptocúrtica**

Figura 5.7 A) Fórmulas propuestas por Folk & Ward (1957) para la obtención de parámetros sedimentológicos. M= promedio; S= asimetría; σ= selección; K= curtosis. B) Clasificación de los parámetros según los valores resultantes. Terminología de Folk (1954).

La media (M) se define como el promedio estadístico del tamaño de grano de cada muestra, mientras que la moda corresponde al tamaño de grano con mayor frecuencia.

La selección (σ) representa la desviación estándar de la distribución granulométrica y expresa el grado de uniformidad en el tamaño de las partículas: valores bajos indican una buena selección, mientras que valores elevados reflejan una pobre selección (Figura 5.7B).

La asimetría (S) permite evaluar el grado de desigualdad de la curva de frecuencia y es independiente de la selección, indicando la dominancia relativa de una población

granulométrica sobre otra. Valores negativos reflejan un enriquecimiento en material fino, mientras que valores positivos indican predominio de material grueso (Figura 5.7B).

Tabla 5.2 Equivalencias de tamaños entre fragmentos epiclásticos propuestos por Udden (1914) y Wentworth (1922), y fragmentos volcanoclásticos según la clasificación de White & Houghton (2006). Tabla modificada de Murcia *et al*. (2013).

Límite del diámetro de partícula (mm)	(unidades phi)	Clase de tamaño epiclástico (Esquema de Udden-Wentworth)			Clase de tamaño volcánico primario (White & Houghton, 2006)
2048	-11	Muy grande	Bloque	Grava	Bomba
1024	-10	Grande			
512	-9	Medio			
256	-8	Pequeño			Bloque
128	-7	Grande	Guijarro		
64	-6	Pequeño			
32	-5	Muy grueso	Guijo		Lapilli grueso
16	-4	Grueso			
8	-3	Medio			Lapilli medio
4	-2	Fino			
2	-1	Muy fino	(Granulo)		Lapilli fino
1	0 (u)	Muy grueso	Arena		Ceniza muy gruesa
1/2	1 500	Grueso			Ceniza gruesa
1/4	2 250	Medio			Ceniza media
1/8	3 125	Fino			Ceniza fina
1/16	4 62	Muy fino			Ceniza muy fina
1/32	5 31	Grueso	Limo	Lodo	Ceniza extremadamente fina
1/64	6 16	Medio			
1/128	7 8	Fino			
1/256	8 4	Muy fino			
1/512	9 2		Arcilla		

1 m
10^{-1}
10^{-2}
10^{-3}
10^{-4}
10^{-5}

Por otra parte, la curtosis (K) compara la dispersión de la parte central de la curva de frecuencia con respecto de sus extremos. Valores bajos representan curvas achatadas o platicúrticas, mientras que valores altos son característicos de curvas agudas o leptocúrticas (Figura 5.7B).

5.1.4. Clasificación de litologías y abundancia modal

Debido a la disponibilidad de fragmentos y a que este rango granulométrico permite una adecuada observación y manipulación, se seleccionó la fracción ceniza gruesa entre 0 y 1 ϕ (1000-500 μm; 1-0.5 mm) para la clasificación de los tipos de fragmentos mediante observación con la lupa binocular.

Los fragmentos fueron clasificados en distintos tipos litológicos según sus características físicas externas (tales como color, morfología, texturas superficiales) y se determinó su abundancia modal con el objetivo de identificar posibles variaciones en sus contenidos a lo largo del ciclo eruptivo. Para una mejor representación estadística, se contabilizaron al menos 250 fragmentos por muestra.

Los distintos tipos de fragmentos se agruparon manualmente en *clusters* mediante el uso de pinzas (Figura 5.8A) y luego se fotografiaron mediante una cámara acoplada al lente de la lupa, obteniéndose imágenes digitales RGB (Figura 5.8B). La abundancia modal de cada muestra se calculó a partir del conteo de los fragmentos mediante el *software* de procesamiento de imágenes de libre acceso ImageJ versión 1.52p (Schneider *et al*., 2012). Para esto, las imágenes RGB fueron convertidas a imágenes binarias (Figura 5.8C) mediante un umbral manual en escala de grises (pestaña *Image/Adjust/Threshold*) y luego analizadas con la herramienta *Analyze Particles*. Este procedimiento genera una tabla con el número total de fragmentos contabilizados, junto con una imagen que muestra los contornos de cada partícula identificada y respectiva numeración (Figura 5.8D).

Como resultado de este análisis, se reconocieron 9 tipos de fragmentos en las muestras de tefra, las cuales se describen en detalle en la sección 5.2.2. Estos corresponden a: Líticos cristalinos (LC), Fragmentos rojizos (FR), Agregados cristalinos (AC), Agregados vítreos (AV), Cristales libres (CL), Líticos vítreos (LV), Obsidianas (O), Fragmentos vesiculares (FV) y Pómez (P).

En el caso de los fragmentos de las lavas Nuevo, Arrau y Sebastián, previamente fracturadas de manera manual, solo se consideraron aquellos tamaños comparables a la fracción analizada (0 a 1 ϕ). Estos fragmentos fueron descritos en función de sus características físicas externas y comparados con los fragmentos presentes en las muestras de tefra, con el propósito de discriminar entre fragmentos potencialmente juveniles y accesorios.

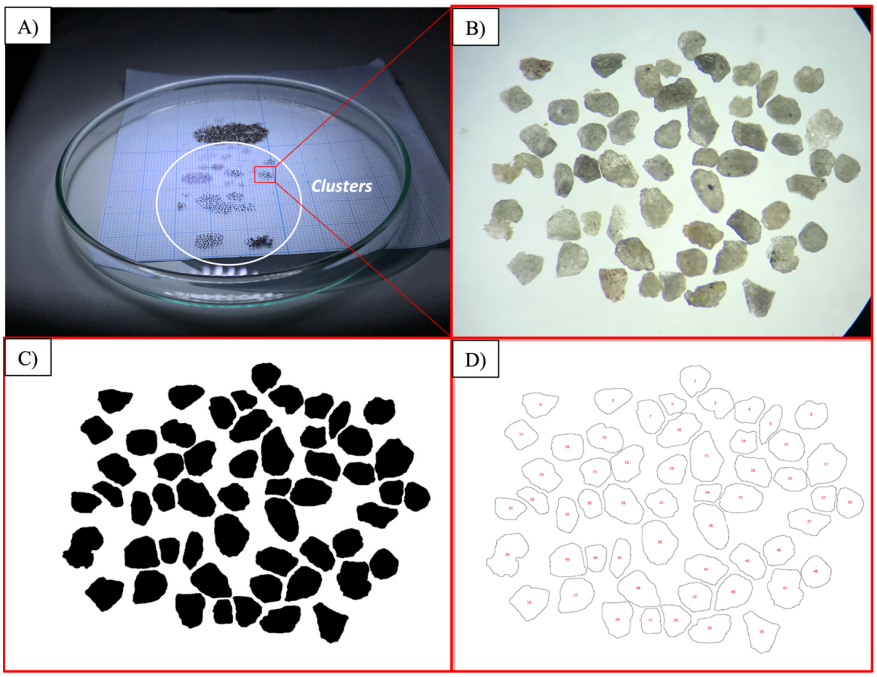


Figura 5.8 Clasificación y análisis modal de los tipos de fragmentos (litologías) identificadas en las muestras de tefra. A) Agrupación de las litologías en *clusters* bajo la lupa binocular que componen la fracción 0 a 1ϕ de una de las muestras recolectadas. B) Vista aumentada del c*luster* encerrado por el cuadrado rojo en A. C) Imagen binaria del *cluster* de interés obtenida mediante ImageJ. D) Imagen generada a partir del procesamiento de la imagen binaria en ImageJ, donde se observan los contornos individuales de cada partícula y su enumeración (números en rojo al interior de cada contorno).

5.1.5. Análisis morfológico y textural superficial

El estudio cualitativo de las morfologías y características superficiales (texturas externas) de los fragmentos representativos de cada grupo litológico, se realizó mediante observaciones con lupa binocular y, principalmente, a partir de imágenes de electrones retrodispersados (BSE; *backscattered electrons;* Figura 5.9C). Estas imágenes se obtuvieron mediante microscopía electrónica de barrido o SEM (*Scanning Electron Microscopy*) de fragmentos seleccionados manualmente de las fracciones 1 a 2 ϕ (500-250 μm) correspondiente a ceniza gruesa a fina.

Los análisis SEM se llevaron a cabo en el laboratorio de SERNAGEOMIN, utilizando un equipo SEM Zeiss Evo MA-10, y en las dependencias del GEA, mediante un SEM Tescan Vega LSH. Previo a la adquisición de las imágenes, los fragmentos seleccionados se montaron sobre portaobjetos circulares (*pin stubs;* Figura 5.9A) y se cubrieron con un revestimiento de carbono, con el fin de mejorar la conductividad eléctrica y eficiencia de los rayos X. En ambos

equipos se empleó un haz de electrones desenfocado de 2,7 µm, con un voltaje de aceleración (EHT) de 15 kV y una corriente de 1,7 nA.

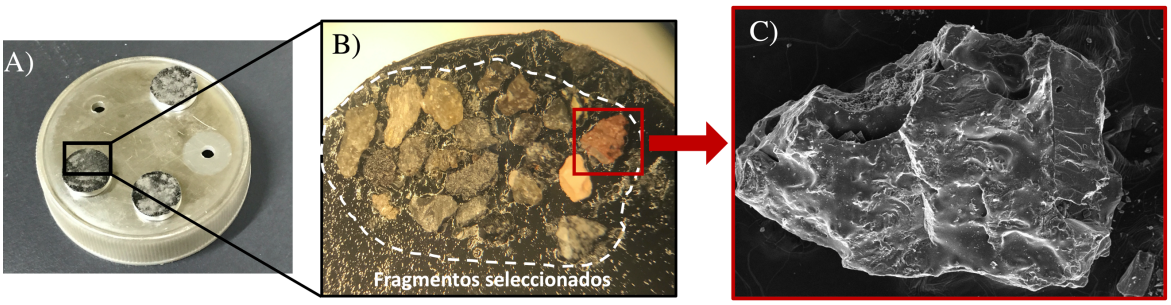


Figura 5.9 A) Portaobjetos circulares utilizados con fragmentos seleccionados de cada grupo litológico de las fracciones 1-2 ϕ. B) *Zoom* a uno de los fragmentos observados bajo la lupa binocular. C) Imagen con electrones retrodispersados (BSE) del fragmento de interés (cuadrado rojo en B) adquirida mediante el microscopio electrónico de barrido (SEM).

La forma de las partículas fue estimada utilizando el cuadro comparativo visual de Powers (1953; Figura 5.10), el cual considera los parámetros esfericidad y redondez. La esfericidad expresa el grado de similitud entre las dimensiones de los tres ejes de una partícula, mientras que la redondez se relaciona con el grado de curvatura y suavidad de sus contornos.

Finalmente, las morfologías y texturas superficiales de los distintos fragmentos se caracterizaron de manera cualitativa empleando la terminología clásica propuesta para piroclastos por Heiken & Wohletz (1985).

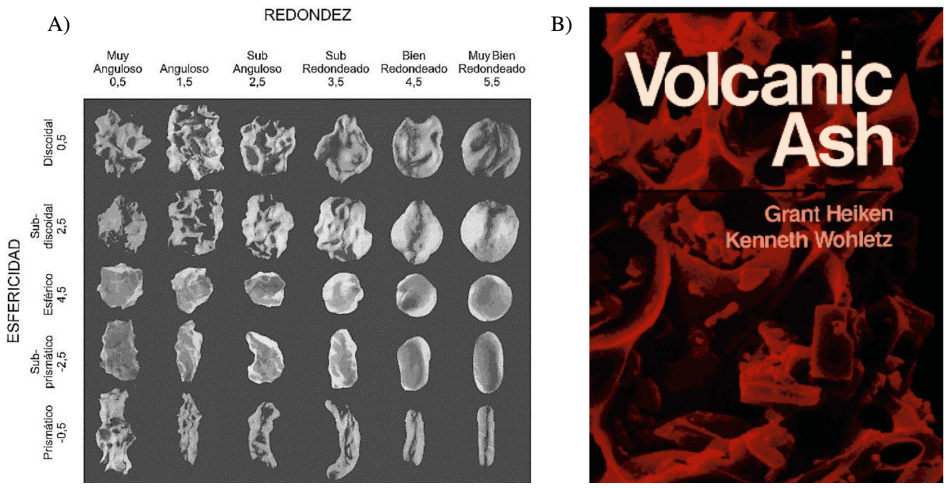


Figura 5.10 A) Cuadro comparativo para la estimación visual de la redondez y esfericidad (Powers, 1953). B) Portada del libro "Volcanic Ash" de Heiken & Wohletz (1985) utilizado para describir y caracterizar fragmentos de origen volcánico.

5.1.6. Análisis morfométrico 2D de las partículas vítreas

La morfometría de piroclastos es comúnmente caracterizada a partir del procesamiento de imágenes binarias obtenidas a partir de la proyección del contorno externo de las partículas (siluetas), metodología conocida como morfometría 2D. Los resultados de estos análisis se utilizan ampliamente para: comparar la morfología de partículas emitidas durante diferentes fases o estilos eruptivos, inferir los mecanismos eruptivos que las generaron (magmáticos vs freatomagmático) o para vincularlas a un régimen de fragmentación imperante (frágil o dúctil) (p. ej. Cioni *et al*., 2008; Dellino *et al*., 2012; Iverson *et al*., 2014; Alvarado *et al*., 2016; Avery *et al*., 2017; entre otros).

En este estudio se adquirieron 74 imágenes BSE-SEM de fragmentos vítreos interpretados como potencialmente juveniles, correspondientes a la fracción de ceniza gruesa 0 a 1 ϕ (1000-500 μm), pertenecientes a 3 muestras emitidas en distintos momentos del ciclo eruptivo: 1 muestra generada a comienzos de la Fase 1 (NCH-160116-N), 1 muestra recolectada a mediados de la Fase 1 (NCH-150117-Cz3) y 1 muestra emitida a inicios de la Fase 2 (NCH-030417-Cz5). Cada fragmento analizado fue seleccionado manualmente y considerado representativo de su respectiva clase litológica.

Se analizó el mismo número de fragmentos por litología en cada muestra (p. ej. 14 escorias por muestra) y luego se adquirieron imágenes BSE mediante SEM (Figura 5.11A) bajo las mismas condiciones analíticas descritas en la sección 5.1.5. Posteriormente, las imágenes fueron procesadas utilizando el *plugin Trainable Weka Segmentation* (TWS) (Arganda-Carreras *et al*., 2017), disponible en el *software* de procesamiento de imágenes Fiji (Shindelin *et al*., 2012). Este *plugin* segmenta las imágenes mediante algoritmos automatizados, clasificando los píxeles en distintas categorías según atributos visuales definidos por su valor (p. ej. el color). Para esto, se agregó cada imagen al *software* y se seleccionaron manualmente los píxeles representativos de cada clase mediante trazos o líneas, que sirven como entrenamiento para los algoritmos (Figura 5.11B).

El procesamiento genera imágenes segmentadas en dos colores, donde el rojo representa el *background* (fondo de la imagen) y el verde corresponde a la partícula (Figura 5.11C). A continuación, las imágenes segmentadas fueron editadas manualmente con las herramientas

disponibles en Fiji para homogenizar el fondo y corregir imperfecciones en los bordes o en el interior de los fragmentos asociadas a errores del proceso automático. Las imágenes corregidas luego se binarizaron mediante un umbral manual en escala de grises (*Image/Adjust/Threshold*), obteniendo imágenes de 8 bits con valores de píxel de 255 (blanco) y 0 (negro), siendo estos últimos la representación de la proyección 2D o silueta del contorno externo de cada partícula (Figura 5.11D).

Finalmente, las imágenes binarias se analizaron usando el *script* de libre acceso para MATLAB PARTISAN (*PARTIcle Shape ANalyzer*) (Dürig *et al*., 2018), el cual permite calcular diversos parámetros morfométricos, tales como: circularidad, rectangularidad, elongación, compacticidad, razón de aspecto, entre otros. Estos parámetros se obtienen a partir de propiedades métricas de las siluetas (largo, ancho, área, perímetro, entre otros; Tabla 5.3) utilizando formas geométricas simples como círculos, rectángulos, elipses o polígonos (Figura 5.11 E-H), por ejemplo, construyendo un círculo de igual área o perímetro que la silueta de la partícula (Figura 5.11E).

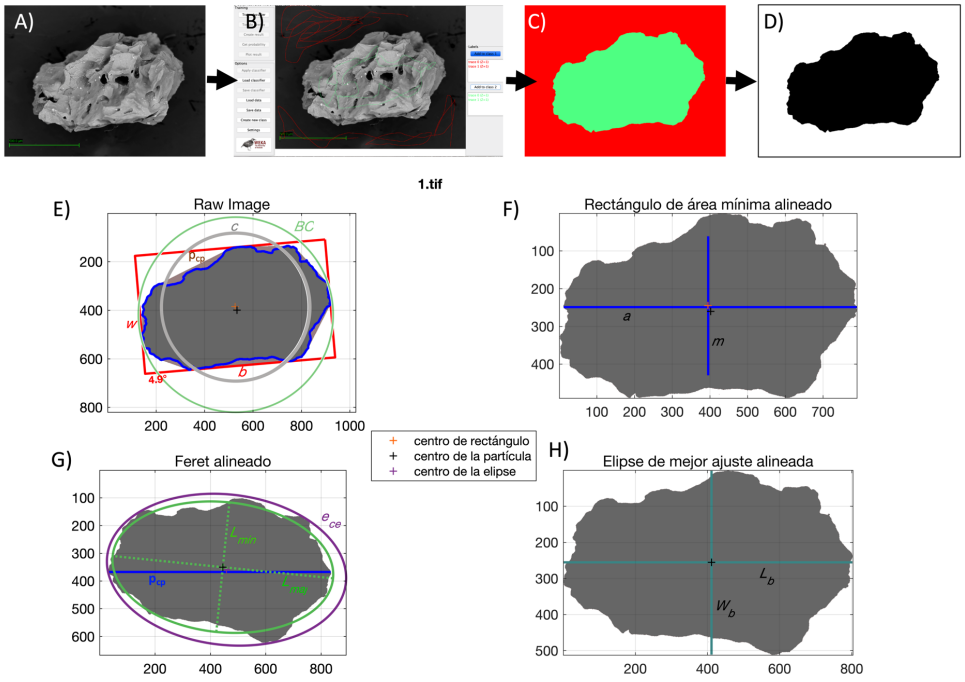


Figura 5.11 Procedimientos realizados para el análisis morfométrico 2D de un Fragmento vesicular (FV). Nomenclatura en Tabla 5.3 (A-D) Segmentación y conversión de la imagen BSE-SEM a una imagen binaria con la proyección del contorno o silueta utilizando el *software* Fiji y el *plugin Trainable Weka Segmentation*. E-H) Figuras resultante del procesamiento de la imagen binaria mediante PARTISAN (Dürig *et al*., 2018).

Tabla 5.3 Nomenclatura de las propiedades métricas asociadas a las geometrías empleadas para la obtención de los parámetros morfométricos según el autor mediante PARTISAN (ver fórmulas en Tabla 5.4). Para su visualización gráfica, ver Figura 5.11. Modificado de Dürig *et al*. (2018).

	Descripción de las propiedades métricas básicas	Figura 5.9	Referencia
p	perímetro de la partícula	(E)	
A	área proyectada de la partícula	(E)	
w	ancho del rectángulo de área mínima (*bounding box*)	(E)	Dürig *et al*. (2012)
b	largo del rectángulo de área mínima (*bounding box*)	(E)	Dürig *et al*. (2012)
c	perímetro del círculo de área A; entonces c = $2\sqrt{A\pi}$	(E)	Dellino & La Volpe (1996)
d_H	diámetro de Heywood (diámetro del círculo de área A)	(E)	Riley *et al*. (2003)
a	eje mayor del interior de la partícula, paralela al largo del rectángulo de área mínima	(F)	Dürig *et al*. (2012)
m	eje de intercepción promedio, perpendicular al parámetro a	(F)	Dürig *et al.* (2012)
L_b	longitud máxima de todas las posibles líneas desde un punto del perímetro a otro punto del perímetro proyectado en el eje mayor de la partícula	(H)	Leibrandt & Le Pennec (2015)
W_b	longitud máxima de todas las posibles líneas desde un punto del perímetro a otro punto del perímetro proyectado en el eje menor de la partícula	(H)	Leibrandt & Le Pennec (2015)
p_{cp}	perímetro del polígono convexo menor alrededor de la partícula	(E)	Leibrandt & Le Pennec (2015)
e_{ce}	perímetro de la elipse de área menor que encierra pero que no intercepta la partícula	(G)	Cioni *et al.* (2014)
L_{maj}	eje mayor de la elipse de mejor ajuste (*best-fit ellipse*)	(G)	Cioni *et al.* (2014)
L_{min}	eje menor de la elipse de mejor ajuste (*best-fit ellipse*)	(G)	Cioni *et al.* (2014)
d_{BC}	diámetro del círculo que encierra pero que no intercepta la partícula	(E)	Schmith *et al.* (2017)
I_F	longitud Feret mínima (distancia menor entre 2 líneas paralelas que están en contacto, pero no interceptan la partícula); equivalente a w	(E)	Schmith *et al.* (2017)
w_F	longitud Feret perpendicular a I_F; equivalente a b	(E)	Schmith *et al.* (2017)
d_F	distancia máxima Feret (máxima distancia entre 2 líneas paralelas que se contactan, pero no interceptan la partícula)	(G)	

Los parámetros morfométricos calculados con PARTISAN se representaron gráficamente de manera individual o combinada, empleando los distintos sistemas morfométricos propuestos en la literatura (Tabla 5.4). Este enfoque se utilizó para comparar y contrastar las morfometrías asociadas a las distintas fases eruptivas e inferir los posibles mecanismos de fragmentación

involucrados en cada fase (magmáticos vs freatomagmático), en función de las interpretaciones propias de cada sistema. Cabe destacar que los parámetros morfométricos no tienen una referencia estándar debido al uso de distintos *softwares* y definiciones por parte de los distintos autores, lo que conlleva a variaciones en los cálculos e incluso en la nomenclatura (p. ej. El parámetro "rectangularidad" definido por Schmith *et al.* (2017) es equivalente a la "compacticidad" según Dellino & La Volpe (1996); Tabla 5.4) (Dürig *et al*., 2018).

Tabla 5.4 Definiciones y fórmulas matemáticas de los sistemas morfométricos propuestos por distintos autores y cuyos parámetros morfométricos son obtenidos mediante PARTISAN. Las definiciones de la nomenclatura asociada al cálculo de los parámetros se observan en la Tabla 5.3 y su visualización gráfica en la Figura 5.11. Modificado de Dürig *et al*. (2018).

	Sistemas Morfométricos				
	Dellino and La Volpe (1996) (DL)		Cioni et al. (2014) (Ci)	Leibrandt and Le Pennec (2015) (LL)	Schmith et al. (2017) (Sc)
	Buttner et al. (2002)	Murtagh and White (2013)			
Observaciones e interpretaciones *a partir de los análisis morfométricos	Contrastan morfometrías de partículas de ceniza generadas por la interacción combustible-refrigente (MFI) a partir de experimentos análogos y las comparan con partículas generadas durante erupciones volcánicas. Definen un límite morfométrico que separa partículas producidas por fragmentación frágil de dúctil	Contrastan morfometrías de partículas de ceniza generadas por mecanismos fragmentación magmática de freatomagmática, definiendo un límite morfométrico que separa ambos mecanismos de fragmentación	Comparan morfometrías de partículas de ceniza generadas durante fases magmáticas de freatomagmáticas, infiriendo variaciones morfométricas entre ambos mecanismos eruptivos	Distinguen ligeras variaciones morfométricas al comparar las partículas generadas durante distintos estilos eruptivos magmáticos (fragmentación magmática)	Comparan morfometrías de partículas generadas por mecanismos de fragmentación magmática de freatomagmática, definiendo un sistema que permite contrastar las partículas producidas por ambos mecanismos
Parámetros que definen el sistema morfométrico	Rec_{DL} x Com_{DL} vs Elo_{DL} x $Circ_{DL}$	Elo_{DL} x Com_{DL} vs Rec_{DL} x $Circ_{DL}$	AR_{Ci} vs Sol_{Ci}	Con_{LL} vs Cir_{LL}	Reg vs AR_{Sc}
Método utilizado para el análisis morfométrico	Proyección 2D del contorno (siluetas) de fragmentos en 3D obtenidas a partir de imágenes BSE-SEM	Proyección 2D del contorno (siluetas) de fragmentos en 3D obtenidas a partir de imágenes BSE-SEM	Proyección 2D del contorno (siluetas) de fragmentos en 3D obtenidas a partir de imágenes BSE-SEM	Proyección 2D del contorno (siluetas) de fragmentos en 3D obtenidas mediante un analizador óptico automatizado	Proyección 2D del contorno (siluetas) de fragmentos en 3D obtenidas mediante un analizador óptico automatizado
Software	ObtiLab	ObtiLab	ImageJ	Malven	Pldsa
Definición de los parámetros					
Circularidad	$Circ_{DL} = \frac{p}{c}$	$Circ_{DL} = \frac{p}{c}$	$Cic_{Ci} = \frac{4\pi A}{p^2}$	$Circ_{LL} = \frac{c}{p}$	$Circ_{SC} = \frac{4A}{\pi d_{BC^2}}$
Rectangularidad	$Rec_{DL} = \frac{p}{2b+2w}$	$Rec_{DL} = \frac{p}{2b+2w}$			$Rec_{SC} = \frac{A}{b*w}$
Compacticidad	$Com_{DL} = \frac{A}{b*w}$	$Com_{DL} = \frac{A}{b*w}$			
Elongación	$Elo_{DL} = \frac{a}{m}$	$Elo_{DL} = \frac{a}{m}$		$Elo_{LL} = 1 - \frac{W_b}{L_b}$	
Factor de forma					$FF = \frac{4\pi A}{p^2}$
Relación de aspecto			$AR_{Ci} = \frac{L_{maj}}{L_{min}}$	$AR_{LL} = \frac{W_b}{L_b}$	$AR_{Feret} = \frac{l_f}{W_F}$
Convexidad			$Con_{Ci} = \frac{p_{Ce}}{p}$	$Con_{LL} = \frac{p_{Cp}}{p}$	
Solidez			$Sol_{Ci} = \frac{A}{A_{CP}}$	$Sol_{LL} = \frac{A}{A_{CP}}$	
Regularidad					$Reg = \frac{16A^3}{b*w*d_{BC^2}*p^2}$

5.1.7. Petrografía de los fragmentos

El análisis petrográfico de los fragmentos que componen las muestras de tefra se realizó principalmente a partir de imágenes BSE obtenidas de briquetas pulidas, siguiendo el procedimiento descrito en la sección 5.1.8. Adicionalmente, se describió la petrografía de 2

fragmentos clasificados como Fragmentos vesiculares (FV) de tamaño lapilli, recolectados desde el Cz2 y observados en láminas delgadas.

Cabe destacar que estos fragmentos corresponden a los mayores tamaños recuperados por los cenizómetros durante el desarrollo de esta investigación. Uno de ellos fue recolectado el 15 de marzo de 2017 (muestra NCH-150317-Cz2), asociado a la Fase 1, mientras que el segundo fue recuperado el 12 de enero de 2018 (muestra NCH-120118-Cz2), correspondiente a la Fase 2.

La preparación de los cortes transparentes se efectuó en el Departamento de Ciencias de la Tierra de la Universidad de Concepción, y su observación se realizó utilizando un microscopio óptico Zeiss perteneciente al mismo departamento.



Figura 5.12 Sección delgada realizada a un Fragmento vesicular (FV) tamaño lapilli medio (∼1.5 cm) recuperado durante la Fase 1 (muestra NCH-150317-Cz2).

5.1.8. Análisis textural de los microlitos de Plg

Las texturas internas o microtexturas de los fragmentos representativos de cada grupo litológico, seleccionados manualmente de la fracción 0 a 1 ϕ, así como de los fragmentos de las lavas preexistentes muestreadas en terreno, se analizaron a partir de imágenes digitales BSE obtenidas de briquetas pulidas. Estas imágenes se adquirieron mediante la microsonda electrónica (EPMA; *Electron Probe Microanalyzer*) JEOL JXA8600M en las dependencias del GEA y por medio del SEM Zeis Evo MA-10 en el laboratorio de SERNAGEOMIN, utilizando en ambos casos un voltaje de aceleración de 15 kV y una magnificación de entre 170-330x.

Previo a los análisis, los fragmentos de cada grupo litológico se montaron en la base de las briquetas con cinta de doble contacto, con el fin de evitar su flotabilidad en la resina (Heidi Wherman, comunicación personal, 2017). Posteriormente, las briquetas fueron pulidas cuidadosamente hasta exponer una sección plana del interior de los fragmentos (Figura 5.13A) y recubiertas con una capa de carbono para optimizar la conducción de los rayos X. Las imágenes BSE permiten diferenciar las distintas fases minerales en función de su densidad, de modo que las fases cristalinas de mayor densidad (fenocristales y microlitos) presentan mayor brillo en escala de grises.

Las fases minerales y el vidrio (Gl) identificados en las imágenes (Figura 5.13B) fueron caracterizados tanto cualitativa como cuantitativamente. En el análisis cualitativo se describieron la morfología y las texturas de los cristales, mientras que, en el análisis cuantitativo, realizado mediante el *software* Fiji, se midieron las dimensiones de los cristales y se estimó su abundancia de cada fase a partir del área ocupada por las fases cristalinas. Para esto, las imágenes BSE se procesaron con las herramientas de edición de Fiji y mediante el *plugin* Trainable Weka Segmentation (TWS) (Arganda-Carreras *et al*. 2017), ampliamente utilizado para la segmentación de fases cristalinas en imágenes BSE de rocas volcánicas (p. ej. Lormand *et al*. 2018).

Inicialmente, cada imagen BSE fue calibrada incorporando la escala micrométrica (relación de micras/píxeles) provista por el EPMA, permitiendo efectuar mediciones dentro de la imagen. Luego, las imágenes fueron editadas manualmente para definir las clases a segmentar (fases minerales, vidrio y fondo), proceso que incluyó la homogenización del fondo, la eliminación de imperfecciones o ruido (p. ej. grietas, polvo u otros) y el ajuste del brillo y contraste (Figura 5.13C).

Posteriormente, a través del plugin TWS, se entrenó el algoritmo seleccionando manualmente los píxeles representativos de cada clase (Figura 5.13D). Este proceso generó imágenes segmentadas en cinco clases fondo (rojo), vidrio (verde), plagioclasas (morado), piroxenos (amarillo) y óxidos de Fe-Ti (azul) (Figura 5.13E).

Dado que el número atómico promedio de las plagioclasas es cercano al del vidrio, ambos presentan valores de píxel similares en las imágenes BSE, lo que impide una segmentación

automática completa. En consecuencia, las imágenes segmentadas fueron corregidas manualmente en Fiji para diferenciar adecuadamente los cristales de plagioclasas del vidrio, definir los bordes cristalinos, separar cristales en contacto y eliminar fracturas u otros defectos (Figura 5.13F). A continuación, las imágenes segmentadas se binarizaron mediante un umbral manual en escala de grises, generando imágenes binarias independientes para cada fase mineral (Figura 5.13G).

Finalmente, utilizando las herramientas de procesamiento de Fiji sobre cada imagen binaria, se calculó el área total del fragmento, el área ocupada por cada cristal, el área promedio de los cristales y las dimensiones del habito cristalino 2D (2 ejes cristalográficos: L=eje mayor/largo y S=eje menor/alto). Estas dimensiones se obtuvieron mediante el método geométrico *best-fit-ellipse*, que aproxima la forma de los cristales a la de una elipse y, por tanto, los cálculos dimensionales se basan en fórmulas matemáticas para una geometría elíptica.

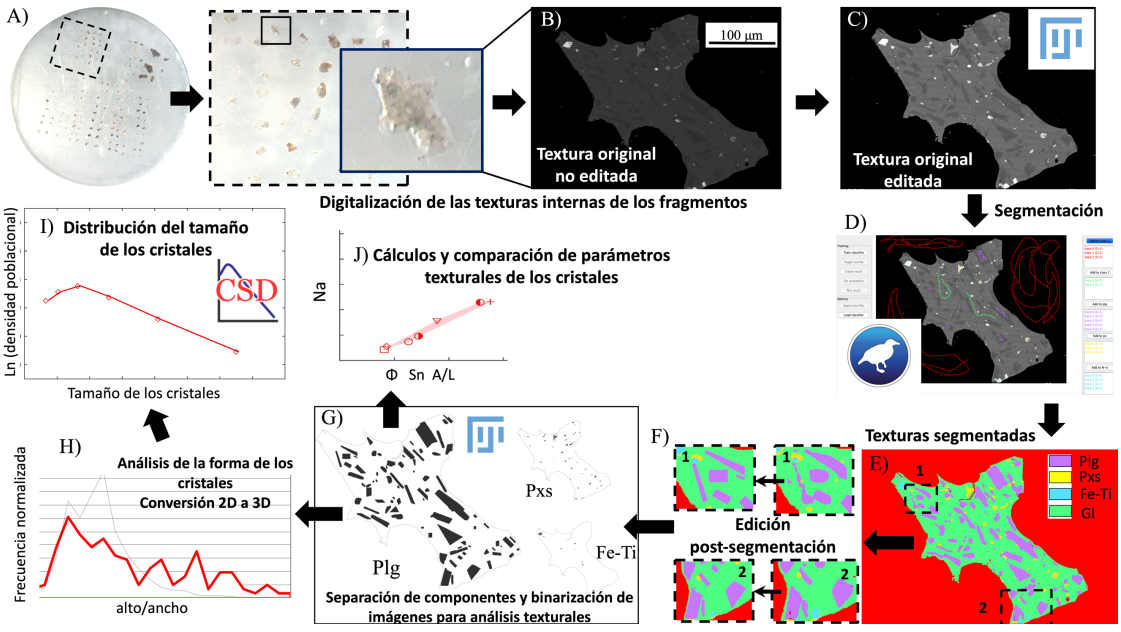


Figura 5.13 Procedimientos realizados para el textural de los microlitos. A) Briqueta pulida con los fragmentos seleccionados y *zoom* a unos de los fragmentos (FV). B) Imagen BSE-SEM digitalizada del FV. C) Correcciones de la imagen por medio de Fiji. D) Segmentación de componentes mediante TWS. E) Imagen segmentada resultante. Los colores rojo, verde, morado, amarillo y celeste corresponden respectivamente a fondo de la imagen, Gl, Plg, Cpx/Opx (Pxs) y Fe-Ti. F). Homogenización de bordes de cristales, separación de cristales en contacto y eliminación de otros defectos existentes. G) Imágenes binarias de las distintas fases minerales segmentadas. H) Diagrama con las razones de aspecto/habito 3D promedio (largo, alto, ancho) para la población de cristales analizada, obtenido a través de CSDSlice5 (Morgan & Jerram, 2006). I) Distribución del tamaño de cristales (CSD) mediante el uso de CSDCorrection (Higgins, 2000). J) Cálculo de parámetros texturales: Na, Φ, Sn, Nv.

Con los datos obtenidos en Fiji se analizaron las características texturales de los microlitos de plagioclasa (Plg) en los fragmentos clasificados como Fragmentos vesiculares (FV) y Líticos vítreos (LV) considerados potencialmente juveniles (ver sección 5.2.3). Se calculó la fracción de área (Φ) de los microlitos de plagioclasas y la densidad poblacional (Na) de área de microlitos de Plg utilizando las ecuaciones de Hammer *et al.* (2000), donde Na corresponde al número de cristales por unidad de área (mm^2), obtenido al dividir el número de microlitos del área analizada por el área de la masa fundamental que incluye fenocristales y vesículas (Figura 5.14). Asimismo, se estimaron el tamaño promedio (S_n) y la densidad volumétrica (N_v) de microlitos de Plg mediante las ecuaciones propuestas por Cashman (1992) (Figura 5.14).

$$\mathrm{Na} = \frac{\text{total de microlitos contados}}{\text{área total}} \qquad \Phi = \frac{\text{área total de los microlitos}}{\text{área total}}$$

$$\mathrm{Sn} = \left(\frac{\Phi}{\mathrm{Na}}\right)^{0.5} \qquad \mathrm{Nv} = \frac{\mathrm{Na}}{\mathrm{Sn}}$$

Figura 5.14 Ecuaciones utilizadas para el estudio textural de los microlitos de plagioclasa. Densidad poblacional (Na) y Fracción de área (Φ) de Hammer *et al*. (2000). Tamaño promedio (Sn) y Densidad volumétrica (Nv) propuestas por Cashman (1992).

5.1.9. Distribución del tamaño de los cristales de Plg (CSD)

La distribución de tamaños de cristales (CSD; *Crystal Size Distribution*), se define como la densidad de cristales de un tamaño y forma determinado (en 3D) dentro de una población, y se expresa como el número de cristales por unidad de volumen. En este estudio, la CSD de los microlitos de Plg presentes en los Fragmentos Vesiculares (FV) fue obtenida utilizando el *software* de libre acceso CSDCorrection (versión 1.6; Higgins, 2000), a partir de la información textural de los microlitos obtenidas a través de Fiji.

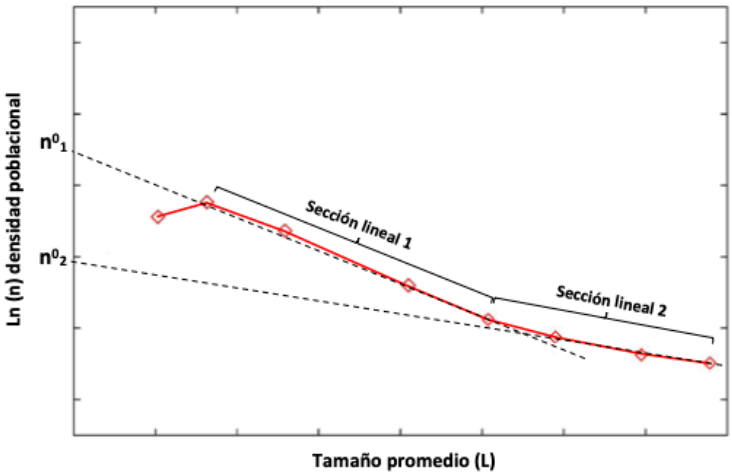
Dado que las dimensiones cristalinas obtenidas en Fiji son bidimensionales (2D, 2 ejes cristalográficos: L=eje mayor/largo y S= eje menor/alto), fue necesario determinar el tercer eje cristalográfico (I= eje intermedio/ancho) para reconstruir la geometría tridimensional de los cristales. Para ello, se utilizó la herramienta para Microsoft Excel CSDslice5 (Morgan & Jerram, 2006), la cual compara las dimensiones 2D de los cristales analizados con una base de datos de 703 habitos cristalinos previamente definidos, entregando las razones de aspecto 3D

promedio (largo, ancho y alto) que mejor se ajustan a la población estudiada, así como también el habito cristalino predominante (Figura 5.13H).

En primer lugar, se exportaron las dimensiones 2D obtenidas en Fiji mediante el *plugin* CSDoutput, incluido en la instalación de CSDCorrection. Posteriormente, al ingresar los datos texturales en CSDCorrection, se debe especificar los parámetros necesarios para el cálculo de la CSD: el factor de esfericidad, la fábrica del fragmento y la razón de aspecto 3D promedio de la población de microlitos (alto:ancho:largo). En este trabajo se utilizó una fábrica masiva (entre masiva, lineada y foliada) y se estimó visualmente una esfericidad promedio de 0.3 (en una escala de 0-1, donde 0 corresponde a un bloque euhedral y 1 a un elipsoide). No obstante, estudios previos indican que el factor de esfericidad no influye de manera significativa en los cálculos (Higgins & Roberge, 2007). El número de intervalos logarítmicos o contenedores (*bins*), se estableció en 5 cristales por *bin*, de modo que cada intervalo representa un tamaño 1.6 veces mayor que el del intervalo siguiente más pequeño. Además, se eliminaron aquellos contenedores que contenían menos de 5 cristales, por considerarse estadísticamente no representativos (Higgins, 2000).

Finalmente, se incluyó en CSDCorrection la razón de aspecto 3D promedio con mejor ajuste obtenida a partir de CSDslice5. Los resultados del CSD se representaron mediante diagramas donde se grafica el logaritmo de la densidad poblacional ln(n) vs el tamaño de los cristales (n) (Figura 5.13I y Figura 5.15). Las distribuciones resultantes fueron aproximadas mediante ajustes lineales, lo que permite comparar tendencias entre poblaciones. La intersección de cada recta con el eje y corresponde a la densidad de nucleación de microlitos (n^0), mientras que la pendiente (m) refleja la relación entre las tasas promedio de crecimiento cristalino (G) y los tiempos de cristalización promedio o residencia (τ) (Marsh, 1988) (Figura 5.15).

A partir de estas relaciones, se estimaron los tiempos de cristalización promedio (τ) para cada sección lineal, utilizando un valor de G de 10^{-8} mms^{-1}, el cual, de acuerdo con Brugger & Hammer (2010b), representa una tasa de crecimiento adecuada para la cristalización de microlitos durante la descompresión de magmas en ascenso.



$$n = n^0 e^{-(LG\tau)}$$

$$m = \frac{-1}{G\tau}$$

Figura 5.15 Gráfico de la distribución de tamaño de cristales (CSD). G: tasa de crecimiento promedio, τ: tiempo de cristalización/residencia promedio. n: número de cristales de tamaño L por unidad de volumen; n^0: densidad de nucleación de microlitos; m: pendiente de la recta.

5.1.10. Geoquímica y mineralogía

Se determinaron composiciones químicas semicuantitativas de los elementos mayores en los fragmentos clasificados como Cristales libres (CL), así como en los fenocristales (>100 μm^2) y microlitos (≤100 μm^2) presentes en los distintos fragmentos de las muestras de tefra y en los fragmentos de lavas preexistentes. Estos análisis se realizaron mediante el espectrómetro dispersor de energía EDS (*Energy Dispersive X-Ray Spectroscopy*) acoplado al SEM en el laboratorio de SERNAGEOMIN, y a través del detector EDS integrado al EPMA del GEA.

Por otra parte, se obtuvieron composiciones químicas cuantitativas de los elementos mayores del vidrio intersticial, correspondiente a la masa fundamental de los fragmentos montados en las briquetas, utilizando el sistema WDS (*wavelength dispersive system*) del EPMA del GEA.

Los análisis se efectuaron con un haz desenfocado de 10 μm, un voltaje de aceleración de 15 kV y una corriente de 8,0 nA. Para mitigar la pérdida de álcalis (Na_2O + K_2O) durante la medición del vidrio, el Na fue analizado en primer lugar en la secuencia analítica y con tiempos de conteo reducidos (10 s). Los elementos mayoritarios se calibraron utilizando estándares de vidrios riolíticos (VG568) y basálticos (VGA-99) (Jarosewich *et al*., 1980). Además, se utilizó un objetivo de tamaño <5 μm, asegurando que las mediciones correspondieran exclusivamente al vidrio y no a fases cristalinas adyacentes (Figura 5.16C).

Las composiciones químicas obtenidas fueron posteriormente representadas en diagramas geoquímicos mediante la herramienta en línea PINGU (Cortes & Palma, 2023).

Por otra parte, la mineralogía de la muestra NCH-150317-Cz2 fue caracterizada mediante difracción de rayos X (XRD; *X-ray Diffraction*) utilizando el equipo Bruker D4 Endeavor del GEA. Para este análisis se empleó alrededor de 1 g de muestra de la fracción 4 ϕ (62,5 µm/0,0625 mm). Las mediciones se realizaron en un rango angular de 3° a 70° (2θ), usando *step sizes* de 0,02° y la identificación de las fases minerales se llevaron a cabo mediante el *software* Bruker EVA, el cual compara los difractogramas obtenidos con patrones de referencia de sólidos cristalinos.

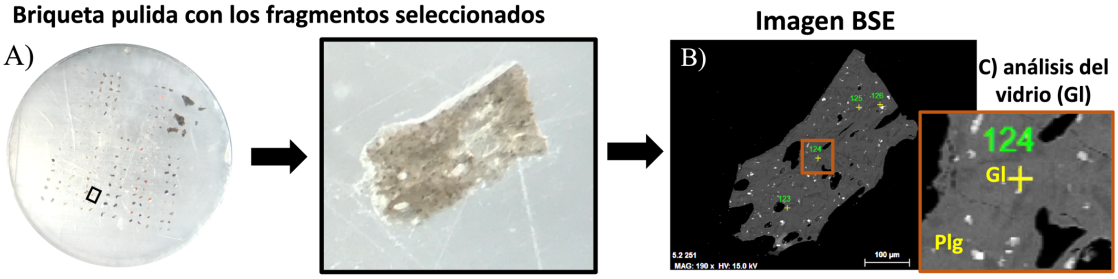


Figura 5.16 A) Briqueta pulida con los fragmentos analizados en este trabajo. B) Imagen BSE de un fragmento vítreo. C) Análisis del vidrio (Gl) de la masa fundamental.

5.2. Resultados

5.2.1. Granulometrías

Los valores de los parámetros sedimentológicos derivados del análisis granulométrico de las 11 muestras analizadas durante el ciclo eruptivo se presentan en la Tabla 5.5, mientras que la distribución granulométrica se ilustra en la Figura 5.17. Los resultados detallados se incluyen en el Anexo I.

Todas las muestras están constituidas por fracciones que abarcan tamaños desde ceniza gruesa a ceniza fina (0 a 4 Φ). La fracción correspondiente a lapilli fino de tamaños (-1 y -2 Φ) se reconoce en la mayoría de las muestras, aunque en bajas proporciones (<9%wt). En cambio, solo 2 muestras (NCH-150317-Cz2 y NCH-060417-Cz2) contienen fragmentos de tamaño lapilli medio (fracción -3 Φ), con abundancias <2%wt, y únicamente una muestra (NCH-150317-Cz2) presenta lapilli grueso, con una abundancia de 1%wt. Estas muestras se asocian a explosiones de mayor DR, en comparación a aquellas recuperadas del mismo cenizómetro durante explosiones menores (Tabla 5.1; Figura 5.4). Esto indica una relación directa entre la energía del evento explosivo y la granulometría máxima observada en los depósitos.

La media granulométrica (M) de las muestras varía entre 1.2 y 2.3 Φ, valores que corresponden a ceniza gruesa (CG) y fina (CF), respectivamente (Tabla 5.5). Estas variaciones dependen de la ubicación de las muestras con respecto al cráter, observándose valores medios más altos en las muestras recolectadas en el Cz2 (cenizómetro más próximo al cráter) y en aquellas recolectadas *in-situ* a escasa distancia de la fuente (NCH-200917-N y NCH-040218-N), en comparación con las muestras provenientes de los cenizómetros más distales (Cz1 y Cz3), que presentan valores medios menores (Tabla 5.5). En cambio, la muestra NCH-180116-N, recolectada cerca de Cz2 al inicio de la Fase 1, exhibe una media similar a la de las muestras recolectadas desde Cz1 y Cz3 obtenidas a mediados de esta fase (Tabla 5.1; Figura 5.4), lo cual es coherente con el bajo DR asociado a las explosiones que la originaron (Tabla 5.5).

En cuanto a la selección granulométrica (σ), los valores fluctúan entre 1.5 y 2.2 Φ, permitiendo clasificar los depósitos como pobremente seleccionados (PS) a muy pobremente seleccionados (MPS). Esto indica una influencia limitada de los procesos de dispersión eólica, lo cual es consistente con la proximidad de las muestras a la fuente eruptiva (∼0.4 a ∼0.8 km del cráter

activo), incluso en el caso de las muestras más distales recolectadas desde el Cz3 (~5.6 km de la fuente).

Todas las muestras presentan asimetrías (S) positivas (+), lo que refleja un leve a moderado exceso de material grueso en relación con el material fino. La curtosis (K) es predominantemente mesokúrtica (M) a platikúrtica (P), a excepción de la muestra NCH-040218-N, que exhibe una distribución leptokúrtica (L). Con respecto a la moda, la mayoría de las muestras presentan una distribución bimodal (B), con valores modales correspondientes a ceniza media (0,5 a 1 Φ) y ceniza extremadamente fina (<4 Φ).

En la totalidad de las muestras se reconoce un importante contenido de ceniza extremadamente fina (>4 Φ), con un promedio de ~14%wt, a excepción de la muestra NCH-040218-N, que presenta los valores más bajos (~7%wt) (Figura 5.17A). Los análisis mediante difracción láser realizados en 3 muestras (NCH-160317-Cz3; NCH-060417-Cz2 y NCH-260917-N), indican que la distribución granulométrica de la ceniza extremadamente fina (>4 Φ) alcanza tamaños de hasta 14 Φ, lo que sugiere mecanismos de fragmentación altamente eficientes durante la Fase 1 (p. ej. Kueppers *et al*., 2006).

La fracción de ceniza fina inhalable, correspondiente a partículas menores 6.7 ϕ (<10 μm) (fracción torácica), representa el 6.33, 7.49 y 11.09 %wt del total de tefra, respectivamente. Por el contrario, las partículas más finas, menores a 8 ϕ (<4 μm), y potencialmente capaces de ingresar al sistema respiratorio hasta los alvéolos pulmonares, constituyen el 3.16, 3.67 y 5.90 %wt, respectivamente, siendo la muestra NCH-260917-N la que concentra el mayor contenido de ceniza fina potencialmente dañina de las 3 muestras estudiadas (Figura 5.17B).

Finalmente, en el diagrama de Brown y Andrews (2015) (Figura 5.18), que compara la selección (σ) frente a la media (M) de los tamaños de grano, todas las muestras se ubican dentro del campo característico de los depósitos de caída. Asimismo, muestran similitudes con los campos definidos para depósitos de corrientes de densidad piroclástica (CDP), tanto masivos como estratificados.

Tabla 5.5 Parámetros granulométricos de Folk & Ward (1957) para 11 muestras. Unidades en ϕ. CF: ceniza fina; CM: ceniza media; PS: pobremente seleccionado; MPS: muy pobremente seleccionado; S+: simetría positiva; S: simétrico; M: mesokúrtica; P: platikúrtica; L: leptokúrtica; U: unimodal; B: bimodal. Código muestras: NCH-Fecha de recolección (D/M/A)-Sitio de recolección (Czx o N). Las muestras se encuentran ordenadas por fecha de recolección de izquierda a derecha.

Muestras: NCH-	180116-N	291216-Cz2	291216-Cz1	140117-Cz2	150117-Cz3	150317-Cz2	160317-Cz3	060417-Cz2	060417-Cz1	200917-N	040218-N
	Fase 1										Fase 2
Distancia al CA (km)	~0.45	~0.4	~2.5	~0.4	~5.6	~0.4	~5.6	~0.4	~2.5	~0.8	~0.8
Parámetros (ϕ):											
Media (M)	2.243	1.822	2.122	1.642	2.273	1.177	2.119	1.293	2.212	1.871	1.183
	CF	CM	CF	CM	CF	CM	CF	CM	CF	CM	CM
Selección (σ)	1.498	1.911	1.532	1.988	1.597	2.169	1.656	2.232	1.580	1.873	1.617
	PS	PS	PS	PS	PS	MPS	PS	MPS	PS	PS	PS
Simetría (S)	0.170	0.070	0.178	0.102	0.024	0.200	0.157	0.151	0.059	0.025	0.056
	S+	S	S+	S+	S	S+	S+	S+	S	S	S
Curtosis (K)	0.919	0.885	0.908	0.870	0.857	1.066	0.843	0.870	0.911	0.858	1.354
	M	P	M	P	P	P	P	P	M	P	L
Modas:	B	B	B	B	U	B	B	B	U	B	B
Moda 1	1.5	1.5	1.5	0.5	1.5	0.5	1.5	0.5	1.5	1.5	1.5
Moda 2	<4	<4	<4	<4	-	<4	<4	<4	-	<4	<4
Moda 3	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-

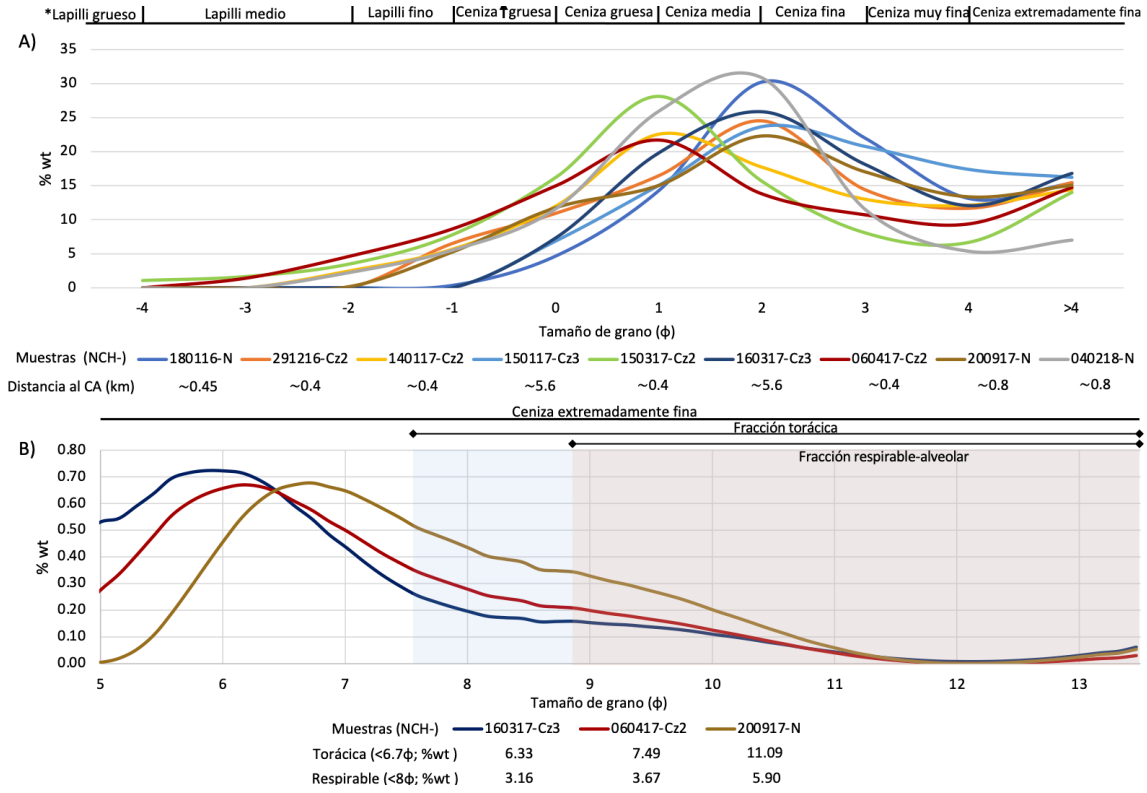


Figura 5.17 Distribución granulométrica de las muestras recolectadas. A) % en peso (%wt) en función del tamaño de grano para 11 muestras tamizadas mecánicamente (en intervalos de 1ϕ). B) %wt de las fracciones ceniza finas (>4ϕ) para 3 muestras analizadas mediante difracción láser. Código muestras: NCH-Fecha de recolección (D/M/A)-Sitio de recolección (Czx o N) en donde Czx: cenizómetro número x y N: nieve. Muestras ordenadas por fecha de recolección de izquierda a derecha. *Clasificación granulométrica según White & Houghton (2006).

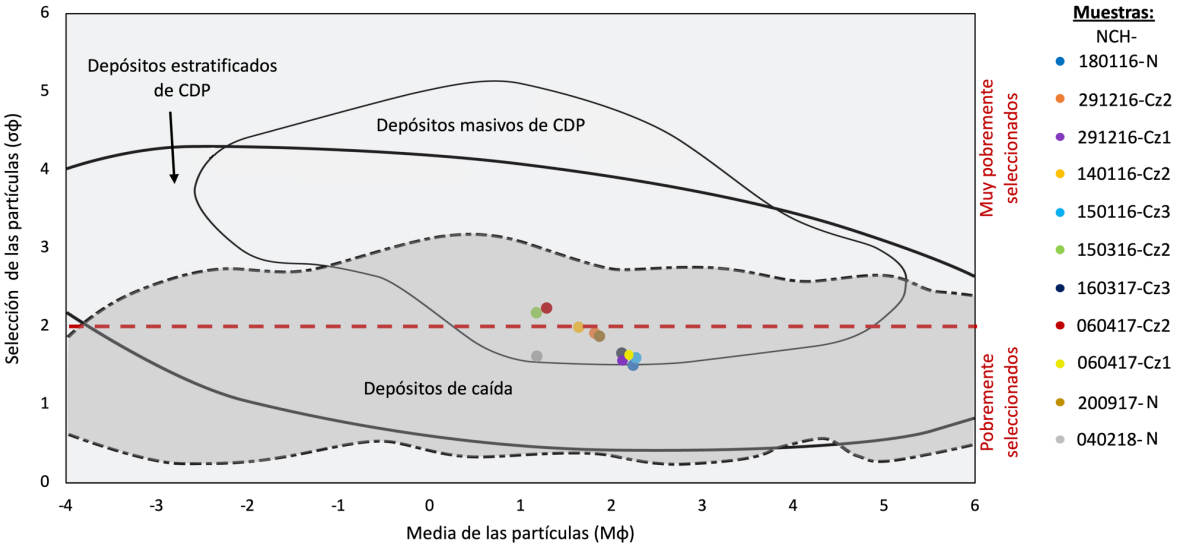


Figura 5.18 Diagrama con los parámetros de Inman (1952) en función de las granulometrías de las muestras de tefra. La media de las muestras se ubica entre 1 y 2,3 ϕ, con una selección concentrada cerca del límite (línea segmentada roja) entre pobremente seleccionados y muy pobremente seleccionados, aunque la mayoría son pobremente seleccionadas. La distribución granulométrica es similar a la de los depósitos de caída y a su vez con la de los depósitos de CDP masivos y estratificados. Diagrama modificado de Brown & Andrews (2015).

5.2.2. Litologías: petrografía, morfologías y texturas (externas e internas)

5.2.2.1. Líticos Cristalinos (LC)

Los LC corresponden a fragmentos densos de color gris con matices blanquecinos y brillo opaco a levemente vítreo que presentan morfologías blocosas (*blocky*) subangulares a subredondeados y con esfericidad subdiscoidal (Figura 5.19A y C). Sus superficies exhiben fracturas escalonadas (*stepped surfaces*) (Figura 5.19A) y cavidades irregulares mineralizadas (texturas oquerosas), algunas de ellas correspondientes a vesículas rellenas (amígdalas). Respecto a la petrografía, los LC presentan una textura porfírica conformada por plagioclasas (Plg), clinopiroxenos (Cpx), ortopiroxenos (Opx) y óxidos de Fe-Ti (Fe-Ti) dispuestos como fenocristales aislados y formando cúmulos (textura glomeroporfírica). Los fenocristales están inmersos en una masa fundamental recristalizada formada principalmente por microlitos de Plg tabulares y vidrio (Gl), aunque también se identifican microlitos de Cpx, Opx y óxidos de Fe-Ti. Tanto los fenocristales como microlitos poseen formas tabulares con frecuentes embaimientos en sus bordes (Figura 5.19B y D2).

El vidrio se encuentra reemplazado pervasivamente por intercrecimientos de polimorfos blanquecinos de sílice (Si) y feldespato potásico (FK) en textura felsofídica (*feathery texture* en Horwell *et al*., 2013). Las cavidades se encuentran mineralizadas por FK y pirita (Py)

además de polimorfos de Si cristalinos y botroidales que exhiben fracturamiento tipo *fish-scale,* similares a las observadas en la cristobalita α (Horwell *et al*., 2013) (Figura 5.19C-D).

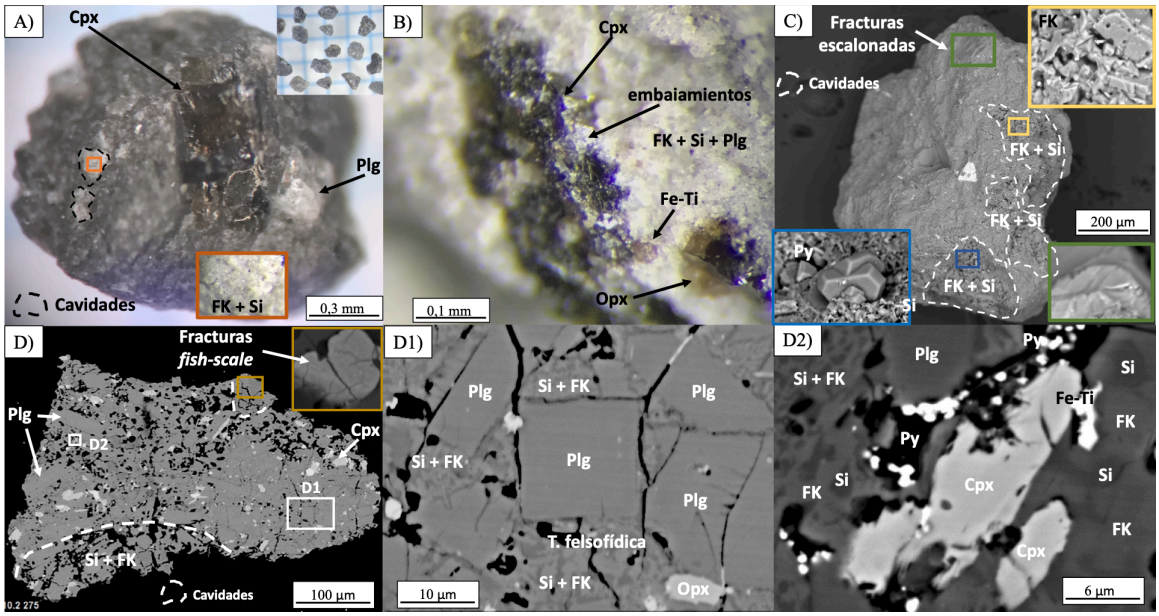


Figura 5.19 Microfotografías de los LC. A-B) Imágenes ópticas de los LC bajo la lupa binocular. C) Imagen BSE-SEM de las texturas y morfologías externas. D) Imagen BSE-SEM de las texturas internas.

5.2.2.2. Fragmentos Rojizos (FR)

Las FR corresponden a escorias y líticos densos a levemente vesiculares de color pardo a negro que presentan alteración superficial rojiza distribuidos sobre la superficie de los fragmentos y al interior de cavidades como recubrimientos masivos con marcado brillo superficial (Figura 5.20A-C). A través del SEM y la lupa binocular, estas patinas se observan como superficies lisas que pueden contener mineralización dispuesta en forma de "parches", típica de fases minerales amorfas, y que pueden presentar marcas de corrosión química o *pitting* (Figura 5.20D), además de mineralización asociada a sulfatos de Ca (yeso) (Figura 5.20B). Los FR poseen morfologías blocosas subangulares a subredondeados con esfericidad generalmente subdiscoidal, cuyas superficies exhiben fracturamiento escalonado a curviplanar en las zonas no alteradas (Figura 5.20C). Las vesículas existentes en las escorias y líticos pueden estar mineralizadas en su interior (amígdala) por polimorfos de sílice (Si) (Figura 5.20B y F). Algunos FR presentan texturas oquerosas (cavidades de disolución) distribuidos sobre la superficie (Figura 5.20C), que al igual que las vesículas, pueden estar rellenas por polimorfos de Si dispuestos en masas cristalinas botroidales (Figura 5.20C). La paragénesis de los FR

consiste en fenocristales de Plg, Cpx, Opx y Fe-Ti en textura porfírica insertos en una masa fundamental (MF) conformada por microlitos con la misma asociación mineral que los fenocristales (Figura 5.20E y F). Los bordes de los fenocristales se encuentran frecuentemente corroídos o disgregados (Figura 5.20E).

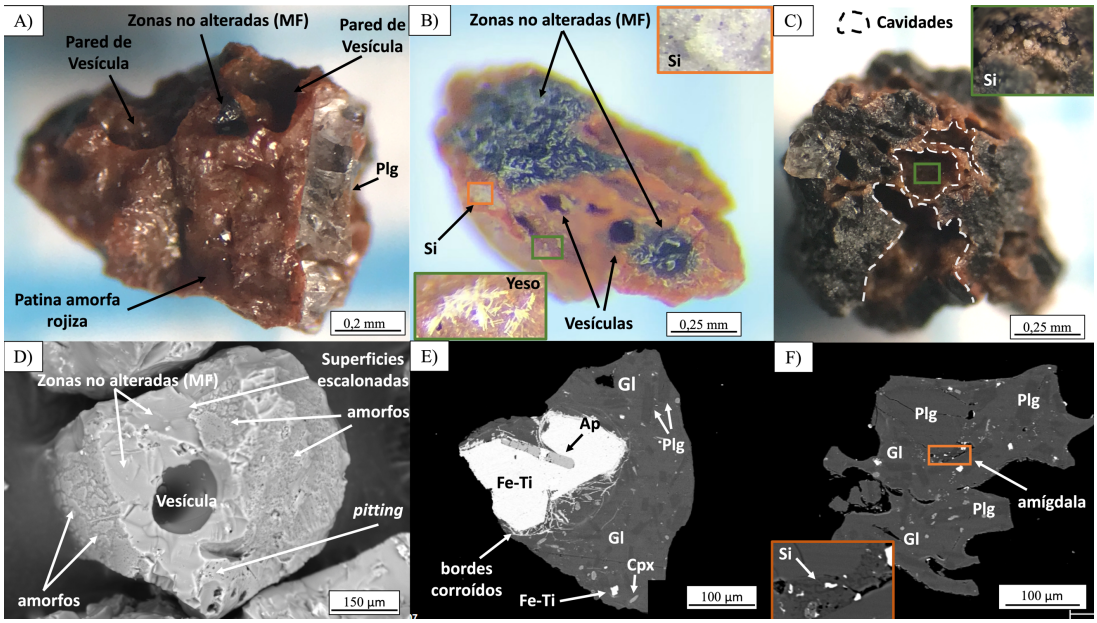


Figura 5.20 Microfotografías de los FR. A-C) Morfologías y texturas externas de los FR mediante imágenes ópticas y (D) a través de imágenes BSE-SEM. E-F) Imágenes BSE-SEM de las texturas internas de los FR.

5.2.2.3. Agregados Cristalinos (AC)

Fragmentos de coloración rojiza-anaranjada a amarillentos compuestos por la coalescencia de partículas de menor tamaño que conforman un arreglo textural granular micro a criptocristalino. Se reconocen 2 tipos de agregados: AC1 (Figura 5.21A) y AC2 (Figura 5.21B). Los AC1 exhiben morfologías subredondeadas con alta esfericidad, compuestas por partículas cristalinas menores a 0,01 mm. En cambio, los AC2 son más compactos, poseen morfologías blocosas angulosas a subangulosas y con esfericidad sub-prismática a sub-discoidal, compuestas por partículas cristalinas menores a 0,03 mm. Ambos AC presentan superficies irregulares dadas por la aglomeración de las partículas más pequeñas (Figura 5.21A-B) con una textura interna granular (Figura 5.21A2 y B2), sin embargo, en los AC1 la textura granular se restringe a la zona externa del fragmento que grada a una zona interna masiva bandeada (Figura 5.21A2). A diferencia de los AC2, las AC1 se disgregan fácilmente al manipularlos con pinza.

Ambos fragmentos están formados principalmente por polimorfos de Si y feldespato potásico (FK), aunque también se reconocen fragmentos granulares de pirita (Py) y cristales de azufre (Figura 5.21B3).

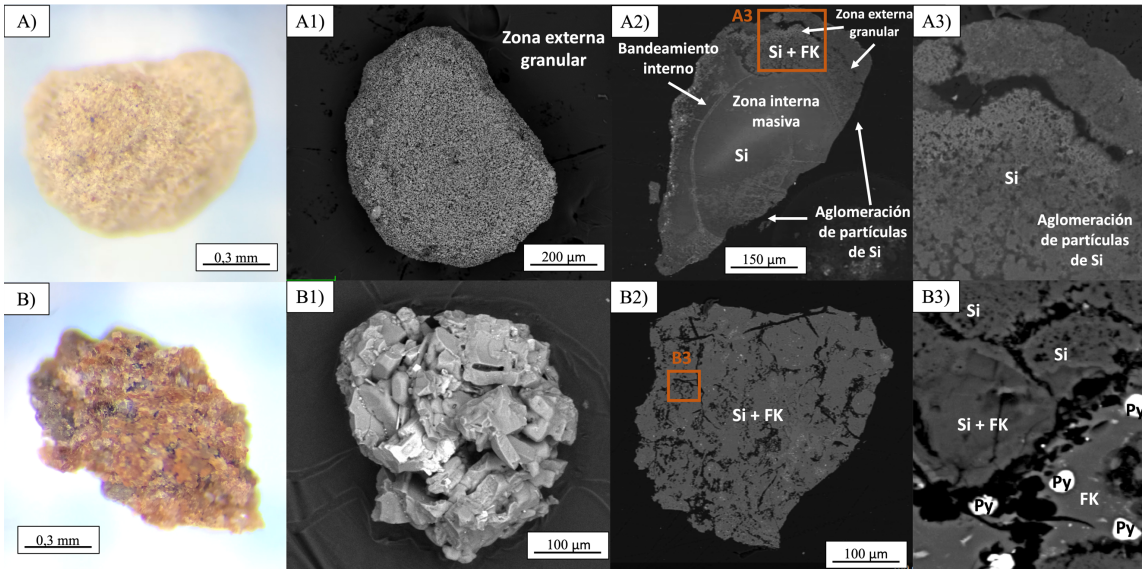


Figura 5.21 Microfotografías de los AC. Imágenes ópticas (A-B) e imágenes BSE-SEM (A1-B1) de las morfologías y texturas externas de los AC. A2-A3 y B2-B3) Texturas internas de los AC, imágenes BSE-SEM de la briqueta pulida. A) Agregados con formas sub-redondeadas (AC1). B) Agregados con formas irregulares (AC2).

5.2.2.4. Agregados Vítreos (AV)

Los AV corresponden a fragmentos oscuros con tonalidades negras y grises, formados por la coalescencia de partículas vítreas de menor tamaño, en un arreglo textural granular. Estos fragmentos son compactos y poseen morfologías musgosas (*mosslike-shapes*) angulosas a subangulosas y con esfericidad subprismática a subdiscoidal (Figura 5.22A-B). Los AV a diferencia de los AC están formados casi en su totalidad por vidrios (GL) (Figura 5.22) que presentan superficies fluidas y texturas internas generalmente holohialinas (sin fases cristalinas) inalteradas y sin reemplazos mineralógicos (Figura 5.22D-F), aunque también se observan vidrios inalterados con microlitos de Plg (Figura 5.22D). Los constituyentes restantes se encuentran en baja proporción y corresponden a fragmentos amorfos no identificados (Figura 5.22C), polimorfos de Si (Figura 5.22D) y fenocristales de Plg, Cpx, Opx y Fe-Ti en su mayoría disgregados, con embaimientos y formas seudoesqueletales (Figura 5.22D y F).

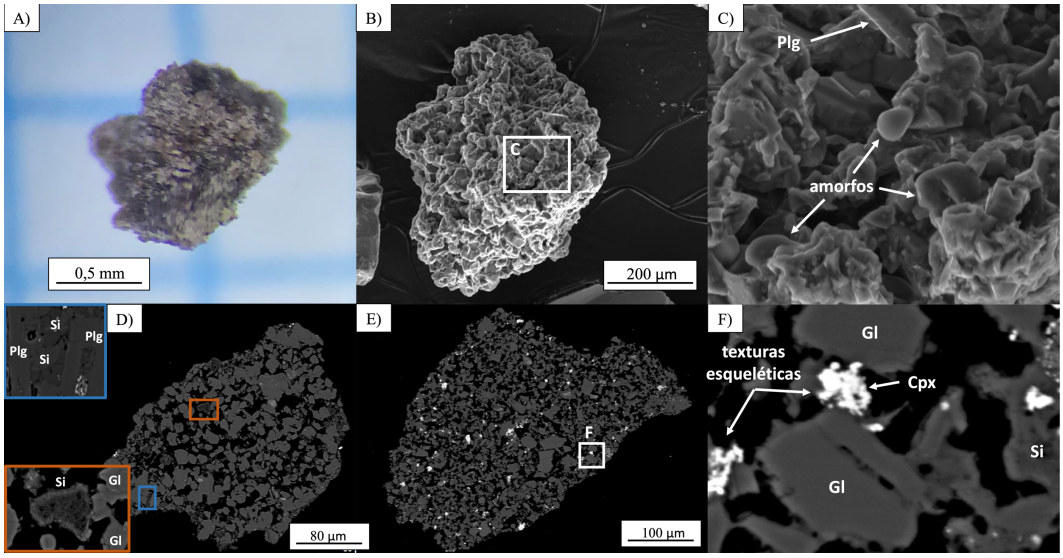


Figura 5.22 Microfotografías de los AV. A-C) Texturas externas y morfologías de los AV observadas mediante (A) imágenes ópticas e (B-C) imágenes BSE-SEM. D-F) Texturas internas de los AV. Imágenes BSE-SEM de la briqueta pulida.

5.2.2.5. Cristales Libres (CL)

Los CL corresponden principalmente a cristales de Plg, Cpx, Opx y en menor proporción Olivinos (Olv) (Figura 5.23). Poseen morfologías blocosas euhedrales a subhedrales que se encuentran generalmente fracturados. Los planos cristalinos y el clivaje han sido modificados en su mayoría por fracturas escalonadas cuya distribución aparentemente es controlada por el clivaje, pero además por fracturas cóncavas en sus bordes.

Las Plg son semitransparentes, incoloras, poseen habito tabular y exhiben marcados planos de clivaje. En algunos fragmentos se observan grietas y marcas de corrosión química o *pitting* sobre la superficie. Los Cpx son de color verde claro con hábito prismático alargado, en cambio, los Opx tienen un hábito prismático corto y color pardo claro a oscuro. En ambos piroxenos (Px) se observan los planos de exfoliación. Los Olv son de color pardo con tonalidades más claras que los Opx, habito prismático corto y a diferencia del resto de los cristales, no exhiben planos de exfoliación en sus caras cristalinas. Las Plg, Cpx y Opx presentan pequeñas inclusiones de apatitos (Ap) y óxidos de Fe-Ti (Fe-Ti), los que a su vez están dispuestos como CL en las fracciones menores. Los Ap son verdes con tonalidades amarillentas y presentan hábitos prismáticos, mientras que los minerales opacos tienen un color grisáceo, brillo metálico y formas tabulares. También se identificaron abundantes inclusiones fundidas/vítreas (IF) al interior de los CL (Figura 5.23D1, F1, G1). Con frecuencia, estos fragmentos presentan

delgadas capas de vidrio adherido con texturas holohialianas (solo vidrio) o hipocristalinas (abundantes microlitos), correspondientes a parte de la masa fundamental (MF) del resto de los fragmentos (LC, LV, FR y/o FV). En menor proporción, aunque identificados en la fracción estudiada (a diferencia de los óxidos de Fe-Ti y Ap que son observados en las fracciones menores), los CL también están representados por pirita (Py) (a veces en agregados) y polimorfos de sílice (Si) en sus variedades tanto cristalinas como amorfas (Figura 5.23C).

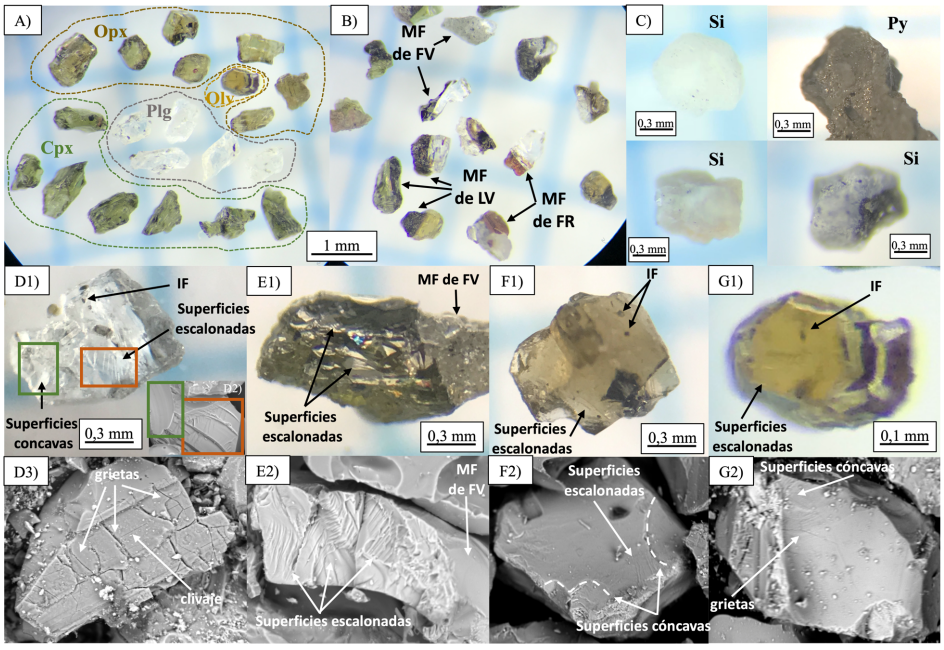


Figura 5.23 Microfotografías de los CL. A) Imágenes óptica de los principales CL (Plg, Cpx, Opx, Olv) y (B) de los CL con MF (vidrio) adherida que forma parte del resto de los fragmentos. C) Imágenes ópticas de los polimorfos de Si y agregados de Py. Las morfologías y texturas externas de los CL son observadas a través de imágenes ópticas (D1-G1) e imágenes BSE-SEM (D2-G2). D) Plgs. E) Clinopiroxenos. F) Ortopiroxenos. G) Olivino.

5.2.2.6. Líticos Vítreos (LV)

Fragmentos vítreos densos o con escasa a nula vesicularidad, de color pardo-negro y gris (Figura 5.24A1 y A2 respectivamente) que presentan morfologías blocosas subangulares a subredondeadas y esfericidad subdiscoidal a discoidal. Los LV se caracterizan por exhibir abundantes superficies escalonadas, fracturas planares, curviplanares y en algunas ocasiones escasas texturas intravesiculares (IV) en sus bordes (*bubble-wall textures*), correspondientes a paredes internas de vesículas (V) fracturadas. Las vesículas poseen formas subesféricas a irregulares y tienden a estar deformadas en el sentido del flujo microlítico (Figura 5.24C2).

Algunas vesículas se encuentran mineralizadas por polimorfos de sílice que exhiben fracturamiento tipo *fish-scale* (Figura 5.24C2).

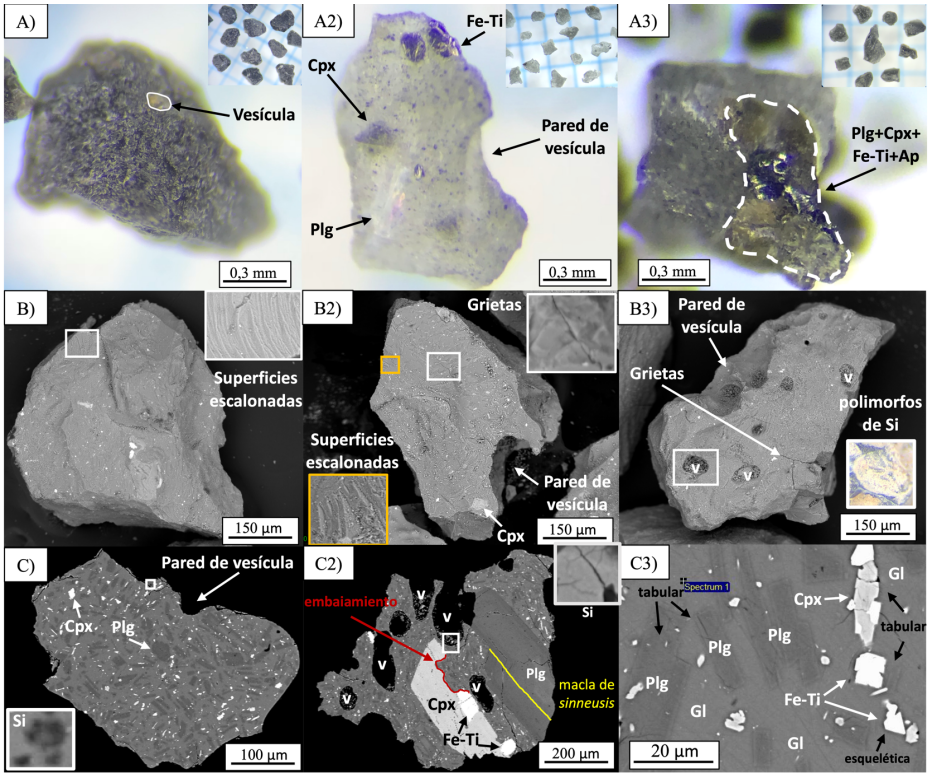


Figura 5.24 Microfotografías de los LV. A-B) Texturas externas y morfologías de los LV a través de imágenes ópticas (A) e imágenes BSE-SEM (B). C) Imágenes BSE-SEM de las texturas internas de los LV.

Petrográficamente, están compuestos por fenocristales de Plg, Opx, Cpx, Ap y Fe-Ti dispuestos en textura porfírica y glomeroporfírica (cúmulos cristalinos) en una masa fundamental (MF) microlítica compuesta principalmente por Plg (Figura 5.24C3). Los cúmulos o agregados cristalinos frecuentemente presentan asociaciones de Plg-Cpx/Opx-Fe-Ti-Ap±Olv, aunque también se observan cúmulos formados solamente por Plg, las que se encuentran adheridas a través de los planos cristalográficos (maclas de *sinneusis*) (Figura 5.24C2). Los fenocristales de Plg y Cpx/Opx generalmente se encuentran zonados y presentan embaimientos en sus bordes (Figura 5.24C2). Tanto los microlitos de Plg como los de Cpx y Opx presentan formas tabulares, mientras que los óxidos de Fe-Ti muestran formas tabulares y esqueléticas (Figura 5.24C3). El vidrio (Gl) de la MF puede exhibir desvitrificación incipiente y localizado en algunos fragmentos, en forma de polimorfos de Si no identificados (Figura 5.24C).

5.2.2.7. Obsidianas (O)

Fragmentos vítreos de color negro generalmente densos o con escasa a nula vesicularidad que se caracterizan por presentar morfologías blocosas (Figura 5.25A1), pero principalmente esféricas/subesféricas (Figura 5.25A2 y A3) con abundantes superficies fluidas/fundidas (*fluidal/molten surfaces*) tanto lisas como abultadas (Figura 5.25B1) y con nulo a bajo contenido de microlitos (Figura 5.25C). Algunos fragmentos presentan grietas sobre la superficie y marcas de corrosión química (*pitting*), estas últimas asociadas a minerales de alteración que afectan pervasivamente la superficie de estos fragmentos (Figura 5.25B2). Sin embargo, estas alteraciones solo afectan la superficie externa, no así la MF (Figura 5.25C). Las O poseen una textura porfírica compuesta de fenocristales de Plg, Cpx, Opx y óxidos de Fe-Ti, insertos en una masa fundamental esencialmente vítrea (textura vitrofídica) con escasos microlitos de Plg, los cuales tienen formas aciculares y tabulares (Figura 5.25C). Los óxidos de Fe-Ti muestran formas tabulares a esqueléticas y a menudo exhiben exsoluciones tipo enrejado, consistentes en maclas lamelares más oscuras que el cristal huésped (Figura 5.25C).

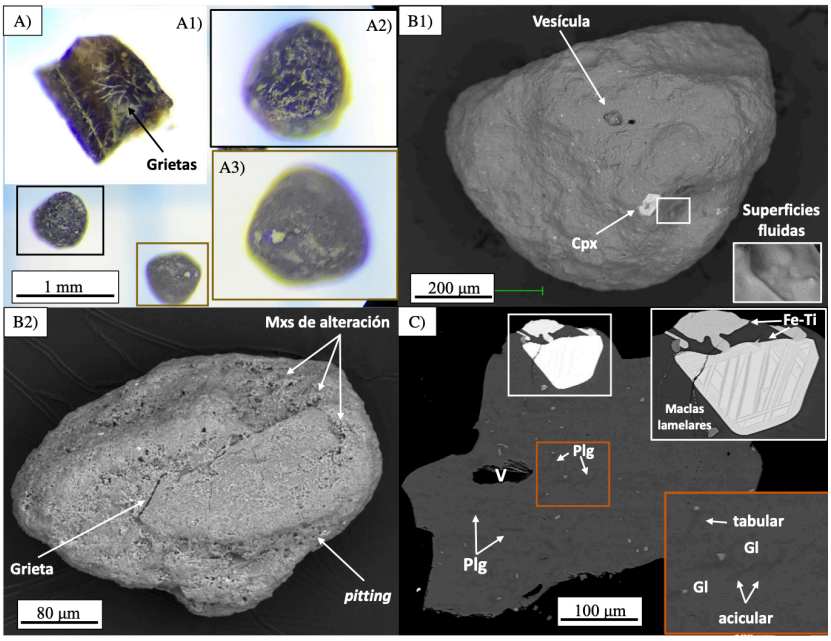


Figura 5.25 Microfotografías de las O. A-B) Texturas externas y morfologías. C) Texturas internas. (A) Imágenes ópticas y (B y C) imágenes BSE-SEM.

5.2.2.8. Fragmentos Vesiculares (FV)

Fragmentos vítreos de moderada vesicularidad y de color negro-pardo, crema o gris (Figura 5.26A1, A2, A3 respectivamente) que presentan morfologías irregulares con redondez angulosa

a subangulosa y esfericidad subprismática a discoidal. Los FV se caracterizan por tener abundantes texturas intravesiculares (IV) y superficies fluidas/fundidas (*fluidal/molten surfaces*), y donde las vesículas (V) se encuentran separadas por gruesos tabiques que exhiben generalmente superficies planares a curviplanares, fracturamiento escalonado, y en ocasiones, fracturas concoidales (Figura 5.26B). Las superficies mencionadas, pueden estar agrietadas y/o presentar de manera local marcas por corrosión química (*pitting*) con minerales de alteración no identificados (Figura 5.26A y B). Con respecto a las vesículas, presentan formas esféricas/subesféricas a irregulares que pueden estar deformadas y sus paredes generalmente muestran superficies fluidas abultadas. Los microlitos de Plg de los FV emitidos durante la mayor parte de la Fase 1 presentan formas aciculares, tipo cola de golondrina (*swallow-tail)* y tabulares (Figura 5.26C). En contraste, predominan las formas tabulares en los FV identificados en las muestras a finales de la Fase 1 y durante la Fase 2 (Figura 5.26D).

Con respecto a los microlitos de Cpx, Opx y óxidos de Fe-Ti, estos exhiben formas tabulares, aciculares o esqueléticas en los FV de ambas fases eruptivas. Cabe destacar que se observa un incremento en el contenido de microlitos de Plg en estos fragmentos desde la Fase 1 a 2 (Figura 5.26C-D), cuya caracterización y cuantificación textural se expone en la sección 5.2.5.

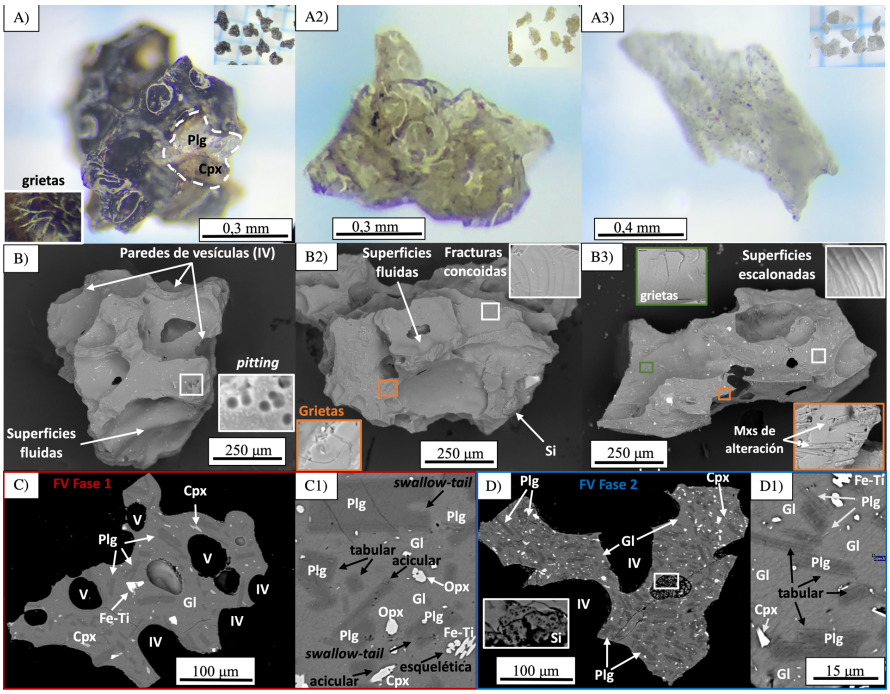


Figura 5.26 Microfotografías de los FV. A-B) Texturas externas y morfologías observadas mediante imágenes ópticas (A) e imágenes BSE-SEM (B). Texturas internas identificadas en las muestras durante la (C) Fase 1 y (D) Fase 2. Imágenes BSE-SEM. V: vesículas; IV: textura intravesicular.

El contraste en el contenido de microlitos también es observado en la sección delgada realizada a los 2 FV tamaño lapilli (Figura 27). El FV recolectado en la muestra de la Fase 1 (NCH-150317-Cz2; Figura 5.27A) presenta un 15-20% de microlitos en la masa fundamental en comparación al FV de la muestra de la Fase 2 (NCH-120118-Cz2; Figura 5.27B) con un 35-45% de microlitos.

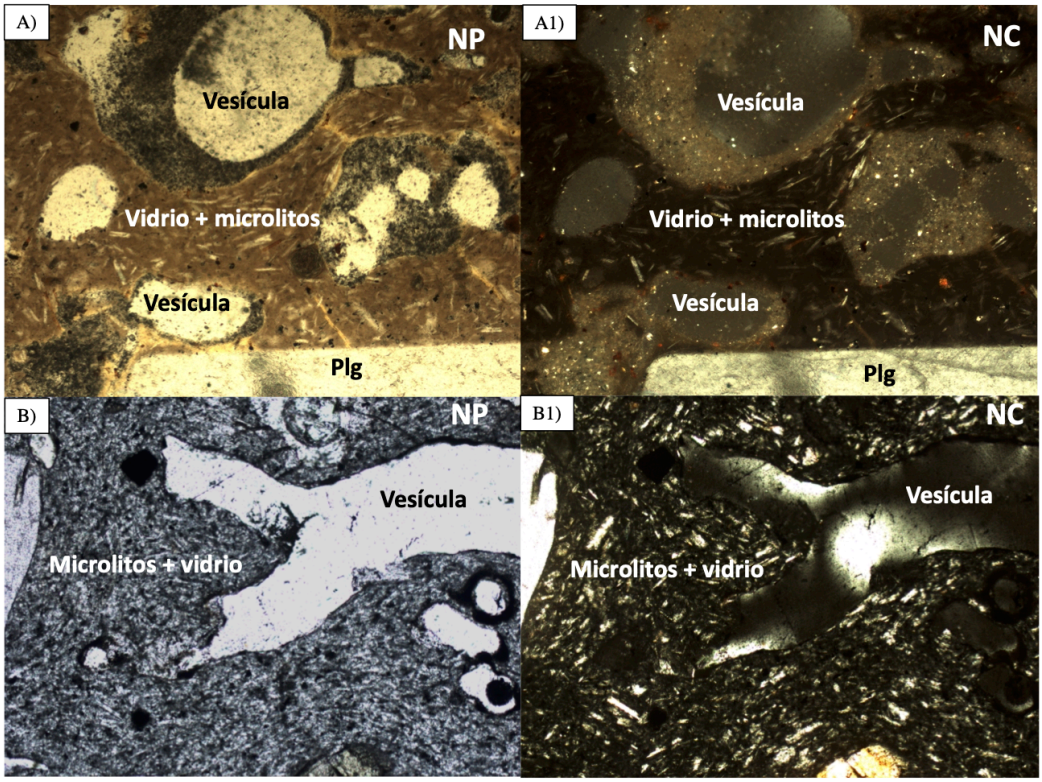


Figura 5.27 Microfotografías de la masa fundamental de los FV tamaño lapilli observados mediante microscopio óptico. Se observan además algunas vesículas subesféricas e irregulares. A) FV emitido durante la Fase 1. B) FV recolectado durante la Fase 2. Notar el mayor contenido de microlitos de este fragmento. NP: nicoles paralelos; NC: nicoles cruzados.

Petrográficamente, los FV presentan una textura porfírica conformada por fenocristales de Plg (7-10%), Cpx (1-2%), Opx (1%) y óxidos de Fe-Ti (<1%) que se disponen como fenocristales aislados, pero principalmente en cúmulos cristalinos (textura glomeroporfírica) formados por agregados de las fases mencionadas o por asociaciones Plg-Cpx-Fe-Ti o Plg-Plg (Figura 5.28A). Los fenocristales de Plg presentan formas euhedrales a subhedrales con tamaños de hasta 1500 µm y se encuentran generalmente fracturados. Cuando están en cúmulos, frecuentemente se encuentran adheridos a través de maclas de *sinneusis*. Además, exhiben texturas de desequilibrio con embaimientos en sus bordes (Figura 5.28C) e inclusiones vítreas

(textura *sieve*) que tienden a localizarse en los planos cristalográficos, formando en ocasiones canales de fusión (Figura 5.28C). Las Plg exhiben frecuentemente zonaciones normales a oscilatorias (Figura 5.28B). Por otra parte, los Cpx y Opx tienen formas generalmente subhedrales que alcanzan tamaños de hasta 500 y 250 µm respectivamente. Al igual que las plagioclasas, exhiben embaimientos en sus bordes y fracturas a lo largo de la estructura cristalina (Figura 5.28D). Los fenocristales mencionados se encuentran inmersos en una masa fundamental con contenidos variables de vidrio y microlitos de Plg, Cpx, Opx, Fe-Ti y Ap (Fase 1: 15-20%; Fase 2: 35-45%), consistente con lo observado mediante las imágenes BSE. Los microlitos de Plg se disponen generalmente en textura hialopilítica (subparalelos entre sí) y son desviados en torno a las vesículas (Figura 5.27), indicando una alta viscosidad del magma fragmentado. Con respecto a las vesículas, poseen formas ovoidales principalmente alargadas e irregulares, y se presentan en un 35-45% para el FV de la Fase 1, y en un 25-30% para el FV de la Fase 2.

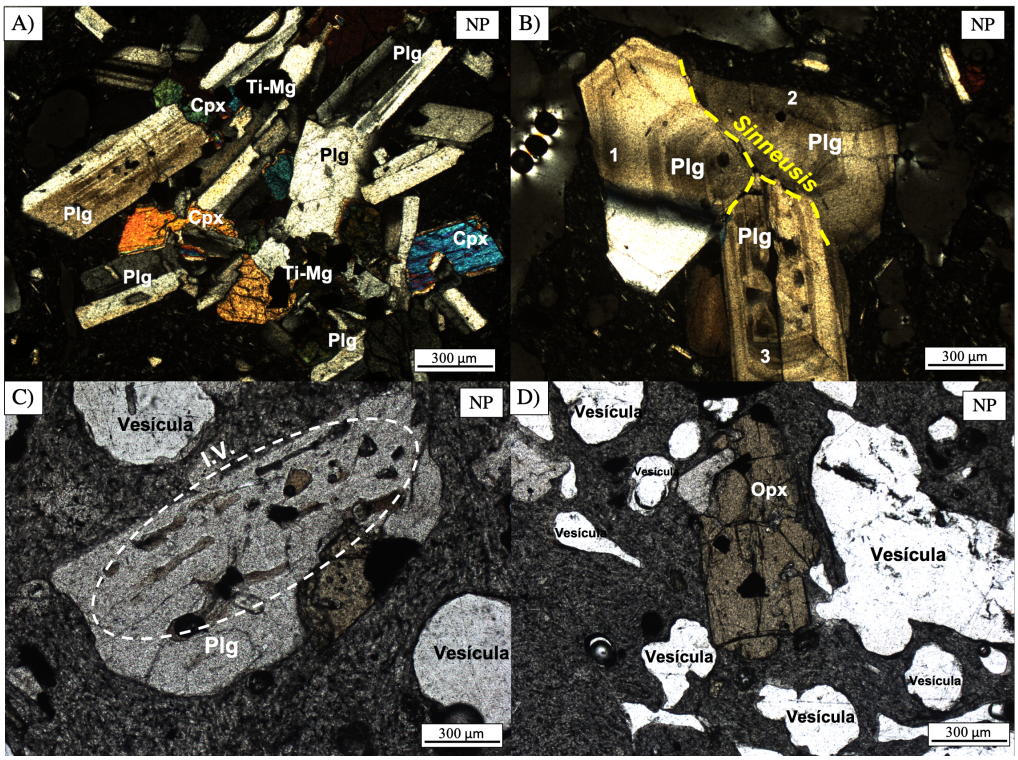


Figura 5.28 Microfotografías de los fenocristales presentes en los FV. A) Cúmulo cristalino (textura glomeroporfírica) formado por una asociación de Plg-Cpx-óxido de Fe-Ti. B) Agregado de Plg que exhiben zonación oscilatoria y se encuentran unidos a través de maclas de *sinneusis*. C) Fenocristal de Plg con inclusiones vítreas (IV) situadas en los planos cristalográficos. D) Fenocristal de Opx altamente fracturado. Notar las vesículas subesféricas e irregulares.

Las vesículas en ocasiones pueden estar rellenadas por polimorfos de Si botroidales que presentan texturas similares a las de la cristobalita α (Figuras 5.26D y 5.29C). Además, se reconoce mineralización secundaria de azufre (S), pirita (Py), sulfatos de Ca (yeso) y/o silicatos de Na-K-Ca diseminados sobre la superficie de algunos fragmentos (Figura 5.29A y B). Los cristales de S presentan habitos tabulares, mientras que la Py exhibe un habito piritohédrico (Figura 5.29B1). Ambos generalmente se encuentran en agregados al interior de vesículas o depresiones, por el contrario, los sulfatos y silicatos tienen formas aciculares o de agujas y se distribuyen en diferentes partes de la superficie.

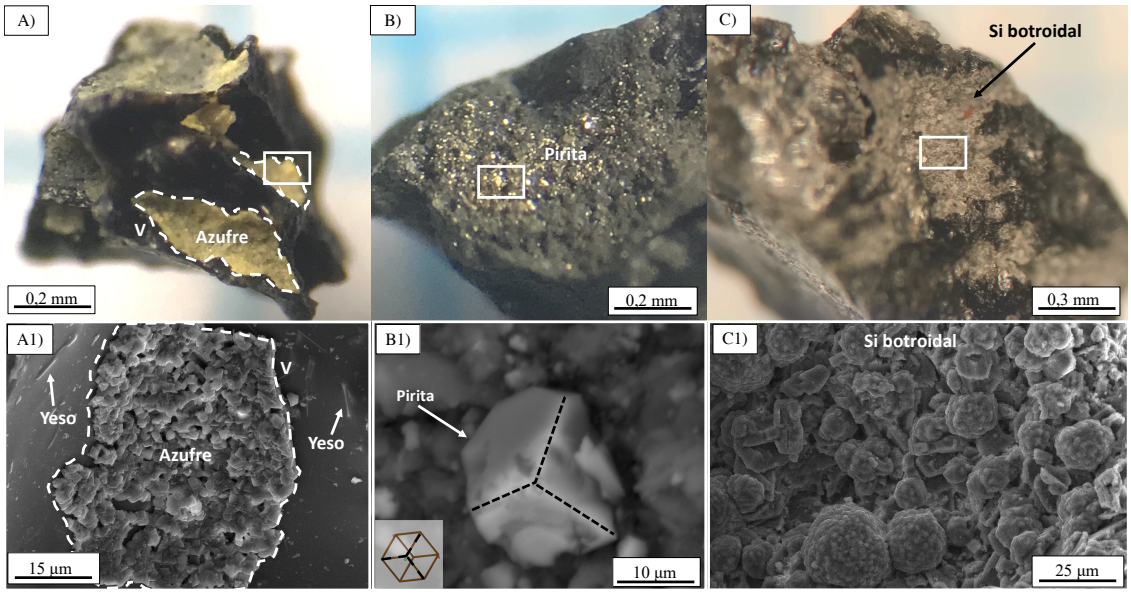


Figura 5.29 Microfotografías de la mineralización superficial secundaria observada en los FV. A-C) Imágenes ópticas. A1-C1) Imágenes BSE-SEM. A) Cristales de azufre y yeso. B) Pirita. C) Polimorfos de Si botroidales

5.2.2.9. Pómez (P)

Fragmentos altamente vesiculares de color pardo claro a crema con morfologías irregulares generalmente desde muy angulosas a angulosas y con esfericidad prismática hasta discoidal. Presentan abundantes texturas intravesiculares (IV) dada por una alta cantidad de vesículas con textura característica de espuma (*foamy texture*). Las vesículas pueden tener formas subesféricas a irregulares (Figura 5.30A2 y B) y formas tubulares (*pipe-like*) (Figura 5.30A3 y B2). Las primeras, pueden generar formas poligonales debido a la interferencia mutua de las paredes de las vesículas durante su crecimiento (Figura 5.30A2 y B.) y comúnmente se encuentran desconectadas. Las vesículas tubulares se disponen paralelamente entre sí y se

encuentran elongadas en la dirección del eje de máxima extensión del fragmento (Figura 5.30A3 y B2). El fracturamiento de estas partículas generan esquirlas o trizas de vidrio translúcido con aspecto fibroso y con formas en "Y" o de "agujas" en las fracciones más finas. El interior de las vesículas puede contener partículas adheridas asociadas a mineralización de S y otros minerales de alteración no identificados (Figura 5.30A3). Petrográficamente, las P están compuestas por fenocristales de Plg, Cpx, Opx, Ap y óxidos de Fe-Ti dispuestos principalmente en cúmulos (textura glomeroporfírica) en una masa fundamental vítrea (textura vitrofídica). Los fenocristales identificados presentan formas preferentemente esqueléticas (Figura 5.30C2).

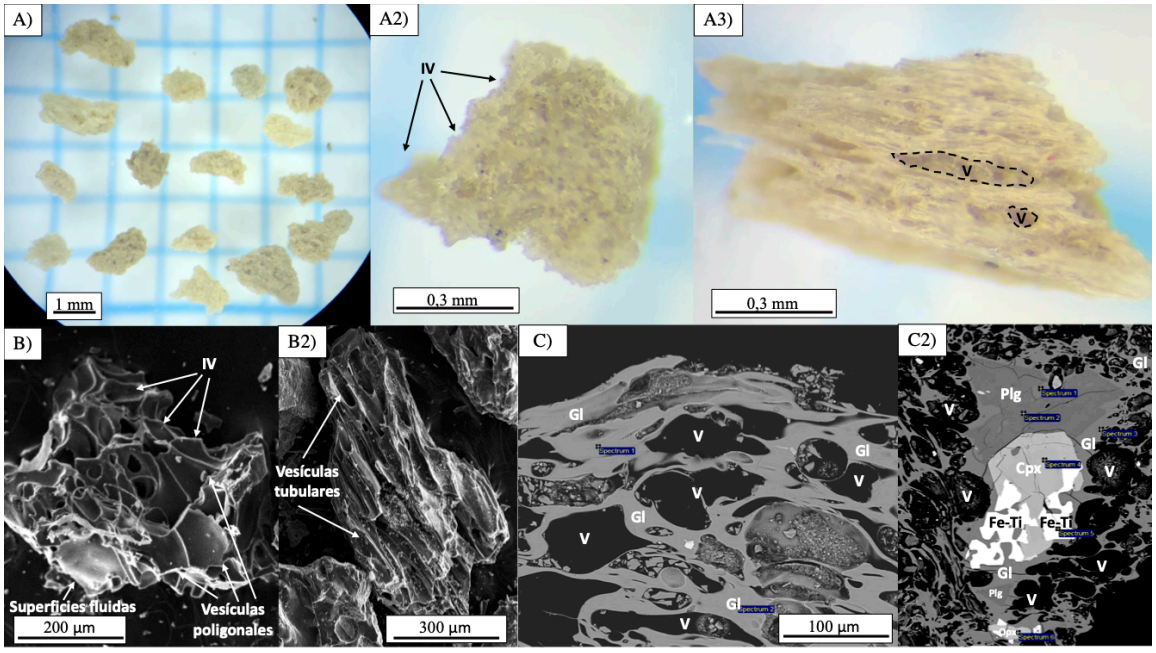


Figura 5.30 Microfotografías de las P. A-B) Texturas externas y morfologías de las P observadas mediante (A) imágenes ópticas e (B) imágenes BSE-SEM (B). C) Texturas internas de las P a través de imágenes BSE-SEM. V: vesículas; IV: texturas intravesiculares.

5.2.2.10. Fragmentos de las lavas Nuevo, Arrau y Sebastián

La fragmentación manual de las lavas Nuevo y Arrau generó fragmentos con morfologías blocosas en su mayoría angulosos a subangulosos y de esfericidad subprismática a discoidal, los cuales son de color negro y tienen escasa a nula vesicularidad (Figura 5.31A y B). En cambio, los fragmentos generados de la fragmentación manual de las lavas Sebastián presentan morfologías blocosas a irregulares y son más angulosos debido al mayor contenido de vesículas y, por tanto, exhiben texturas intravesiculares (IV) en sus bordes (Figura 5.31C). Las vesículas

de estos fragmentos son generalmente alargadas e irregulares. En relación con las texturas superficiales, los 3 tipos de fragmentos muestran fracturas escalonadas y superficies planares a curviplanares similares a las observadas en los LV. Con respecto a su composición, poseen las mismas asociaciones minerales correspondientes a fenocristales de Plg, Cpx, Opx y subordinadamente Ap y óxidos de Fe-Ti, inmersos en una masa fundamental microlítica conformada esencialmente por Plg tabulares. Además, se observan microlitos tabulares de Cpx/Opx y óxidos de Fe-Ti con formas tabulares a esqueléticas.

Los fenocristales mencionados se encuentran como cristales aislados y como agregados o cúmulos cristalinos (textura glomeroporfírica) en la masa fundamental al igual que en los LV y FV emitidos por la actual erupción. Los cúmulos identificados están conformados por asociaciones de Plg-Cpx/Opx o únicamente por Plg, las cuales se encuentran adheridos a través de maclas de *sinneusis* (Figura 5.31B2). La masa fundamental exhibe incipiente desvitrificación de manera local representada por polimorfos de Si, que exhiben un fracturamiento similar al observado en los LV.

A partir de lo expuesto, los fragmentos de las lavas Arrau como Nuevo presentan características morfológicas y texturales similares a los LV identificados en las muestras de tefra. En cambio, los fragmentos de las lavas Sebastián solo comparten características texturales internas con los LV, mientras que las características morfológicas y texturales externas son más afines a los FV.

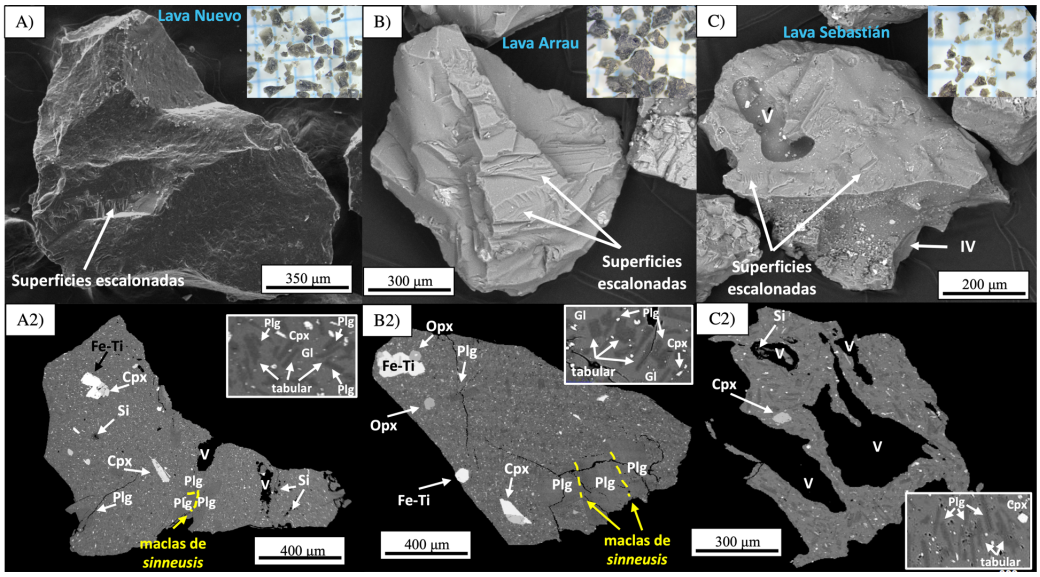


Figura 5.31 Microfotografías de los fragmentos de las lavas Nuevo (A), Arrau (B) y Sebastián (C). Morfologías y texturas externas (A-C) e internas (A2-C2). A-C) Imágenes ópticas (esquina superior derecha) y BSE-SEM.

5.2.3. Abundancia modal y variabilidad textural de las litologías a través del ciclo eruptivo

La evolución temporal de los fragmentos que conforman la fracción 1000-500 μm (1-0,5 mm) de las muestras de tefra recolectadas durante el ciclo eruptivo se resume en la Figura 5.32. El detalle de la cuantificación de partículas se presenta en el Anexo II.

La primera muestra de tefra, obtenida al inicio de la Fase 1 (NCH-180116-N), está dominada por LV (~35%), acompañados por un importante contenido de LC (~20%), CL (~21%), FR (~12%) y AC (~12%). Las muestras recolectadas posteriormente entre diciembre de 2016 y diciembre de 2017, continúan mostrando un predominio de LV (entre ~24-42%), sin embargo, se observa una disminución progresiva en el tiempo de los AC (~5% promedio), FR (~6% promedio) y LC (~9% promedio), estos dos últimos hasta desaparecer antes del inicio de la Fase 2. Los CL mantienen proporciones relativamente constantes a lo largo del periodo (~20% promedio), aunque con variaciones según el tipo de CL, particularmente en el contenido de pirita (Py) y olivino (Olv). Cabe destacar que los Olv no se identifican en la muestra NCH-180116-N. La Py disminuye gradualmente hasta desaparecer en octubre de 2017 (muestra NCH-260917-N), mientras que los Olv incrementan su abundancia hacia el final de la Fase 1 (de ~1 a 3%). Las muestras mencionadas también incluyen FV, AV y O, los cuales, al igual que los Olv, no se reconocen en la muestra de enero de 2016. Con excepción de las muestras recolectadas desde el Cz3 (muestras NCH-150117-Cz3 y NCH-160317-Cz3), los FV exhiben contenidos estables a lo largo de la Fase 1, con un promedio del 13% hasta abril de 2017, para luego incrementarse en octubre de 2017 (NCH-260917-N; ~21%). Los AV y O presentan proporciones similares durante este periodo de tiempo (~4% promedio) y dejan de observarse en las muestras de la Fase 2, siendo identificados por última vez en la muestra NCH-151217-Cz4.

Además, se reconoce una relación entre la abundancia relativa de los componentes de las muestras recuperadas en un mismo periodo y la distancia al cráter. Las muestras recolectadas desde el cenizómetro más distante (Cz3) presentan mayores proporciones de FV, AV, AC y FR, y menor contenido de LV y LC, en comparación con aquellas recolectadas por los cenizómetros más cercanos (Cz1 y Cz2). Esta distribución probablemente está controlada por las diferencias en la densidad aparente y porosidad de los fragmentos, ya que los FV, AV, AC

y FR son más porosos que los LV y LC (ver sección 5.2.2), lo que favorece un transporte más eficiente a mayores distancias.

En contraste con la Fase 1, las muestras de la Fase 2 muestran una composición más homogénea, dominada por FV (~59% promedio) y CL (~22% promedio), y caracterizada por menores proporciones de LV (~14% promedio), AC (~2% promedio) y P (~8%). Este último tipo de fragmento se identifica por primera vez en el ciclo eruptivo en la muestra NCH-030418-Cz5. Durante la Fase 2, los FV aumentan considerablemente su abundancia (>40%), principalmente debido al incremento de los FV grises en relación a los FV negros, tendencia que ya se observa hacia el final de la Fase 1 (muestra NCH-260917-Cz4). Por otra parte, el contenido de LV disminuye drásticamente al inicio de la Fase 2 (<15%), sin embargo, se observa una variación en los subtipos de LV, con una disminución de los LV grises entre enero y diciembre de 2016, seguido por un aumento progresivo a lo largo del ciclo eruptivo, mientras que los LV negros muestran una disminución continua en el tiempo. En cuanto a los CL, los contenidos de piroxenos (Cpx/Opx), plagioclasas (Plg) y polimorfos de sílice (Si) permanecen constantes en todas las muestras analizadas.

A partir de las características texturales y aspecto fresco (inalterado) de ciertos fragmentos descritos en la sección 5.2.2., junto con la evolución temporal de su abundancia a lo largo del ciclo eruptivo, se estableció de manera preliminar, con el fin de desarrollar los análisis posteriores, que los fragmentos vítreos potencialmente juveniles corresponden a LV, FV, O, AV, P y algunos CL, criterio que se fundamenta y discute en el capítulo 6.

En la Tabla 5.6, se resumen las morfologías, texturales superficiales y mineralización secundaria (de origen hidrotermal) reconocida en los distintos fragmentos potencialmente juveniles a lo largo del ciclo eruptivo. En términos generales, no se identifican variaciones morfológicas dentro de un mismo tipo de fragmento, y la presencia de ciertas morfologías depende de la ocurrencia de un determinado fragmento en la muestra (p. ej. las O, exclusivas de la Fase 1, son las únicas que presentan morfologías esféricas). A excepción de las marcas de corrosión química o *pitting*, observadas únicamente durante la Fase 1, el resto de las texturas externas -SF: superficies fluidas; IV: intra-vesiculares; G: grietas; FE: fracturas/superficies escalonadas- se reconocen en ambas fases eruptivas.

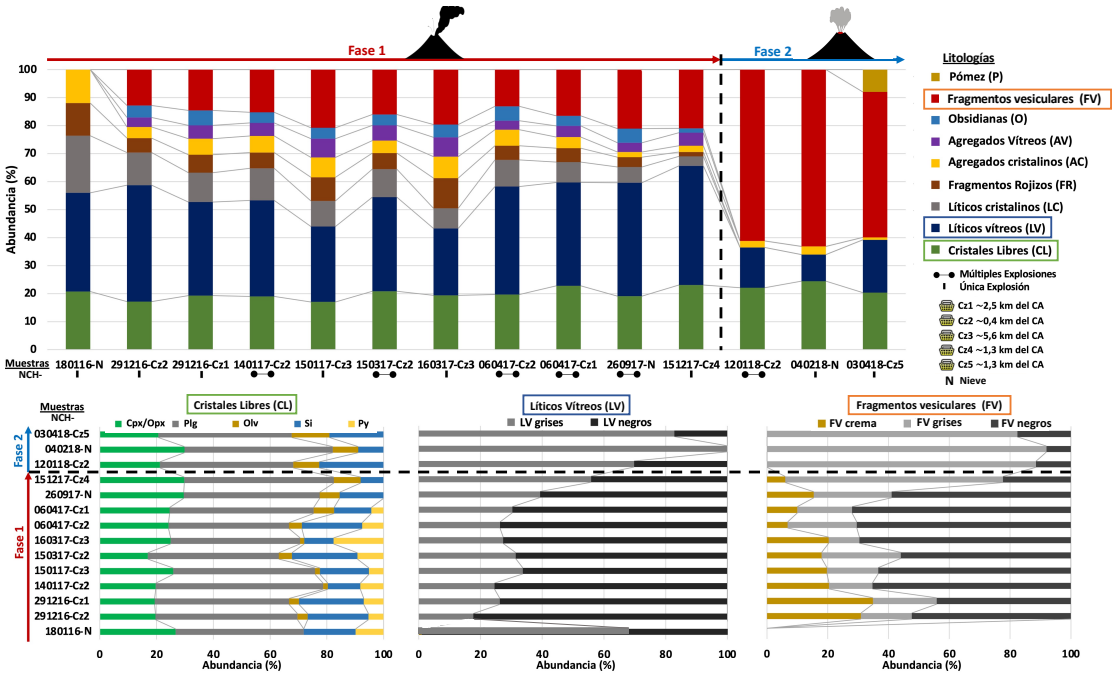


Figura 5.32 Variaciones en la abundancia modal de los componentes (litologías) que componen las muestras de tefra recolectadas entre 2016-2018 (Fases 1 y 2) para la fracción ceniza gruesa (1000-500 µm/1-0,5 mm). Están asociadas a múltiples explosiones o una única explosión (ver simbología). La línea segmentada negra señala la transición de la Fase 1 a 2.

Tabla 5.6 Tipos de morfologías, texturas externas y mineralización secundaria identificada principalmente mediante imágenes BSE-SEM en los fragmentos vítreos potencialmente juveniles (LV, FV, AV, O y P) durante el periodo eruptivo (Fases 1 y 2).

Fase Eruptiva	Muestras NCH-	Fragmentos vítreos potencialmente juveniles (LV, FV, AV, O, P)									
		Morfologías				Texturas externas (superficiales)					Mx superficial
		Blocky	Esféricas	Irregulares	Musgosas	S.F.	I.V.	G	Pitting	F.E.	
Fase 1	180116-N	LV								LV	LV
	291216-Cz2	LV, O	O	FV	AV	FV, O, AV	FV	FV, LV	FV, O	LV, FV	LV, FV, AV
	140117-Cz2	LV, O	O	FV	AV	FV, O, AV	FV	FV, LV, O	FV	LV, FV	LV, FV, AV, O
	150117-Cz3	LV, O	O	FV	AV	FV, O, AV	FV	FV, LV	FV	LV, FV	LV, FV, AV
	150317-Cz2	LV, O	O	FV	AV	FV, O, AV	FV	LV, O	FV, O	LV, FV	LV, FV, AV, O
	160317-Cz3	LV, O	O	FV	AV	FV, O, AV	FV	LV, O	FV, O	LV, FV	LV, FV, AV, O
	060417-Cz2	LV, O	O	FV	AV	FV, O, AV	FV	FV, LV	O	LV, FV	LV, FV, AV
	260917-N	LV, O	O	FV	AV	FV, O, AV	FV	FV, LV, O	FV, O	LV, FV	LV, FV, AV, O
	151217-Cz4	LV, O	O	FV	AV	FV, O, AV	FV	FV	FV	LV, FV	LV, FV
Fase 2	120118-Cz2	LV		FV		FV	FV	LV		LV, FV	LV, FV
	040218-N	LV		FV		FV	FV			LV, FV	FV
	030418-Cz5	LV		FV, P		FV	FV, P	LV		LV, FV	LV, FV

S.F. = superficies fluidas (*fluidal surfaces*)
I.V. = intra-vesiculares (*bubble-wall textures*)
F.E. = fracturas escalonadas (*stepped fractures*)
G = grietas
Mx = mineralización secundaria (pirita, amorfos y polimorfos de Si, yeso)

5.2.4. Morfometría de los fragmentos vítreos

La morfometría bidimensional (2D) de las partículas volcánicas es comúnmente estudiada utilizando distintos sistemas morfométricos propuestos en la literatura volcanológica, con el objetivo de inferir los mecanismos de fragmentación del magma durante la actividad explosiva. En particular, estos enfoques permiten discriminar entre la fragmentación magmática y freatomagmática, identificar el régimen de fragmentación dominante durante la generación de las partículas (frágil vs dúctil) y comparar las morfometrías asociadas a diferentes estilos o fases eruptivas.

Los valores promedio de los parámetros morfométricos de los fragmentos vítreos considerados como potenciales juveniles (LV, FV, AV, O y P) se muestran en la Tabla 5.7 (p. ej. el promedio de la circularidad de los 14 LV de la muestra NCH-180116-N, según el sistema de Dellino & La Volpe, 1996). La totalidad de los parámetros morfométricos y siluetas individuales de cada partícula analizada se incluyen en el Anexo III. La nomenclatura y definiciones matemáticas de los parámetros utilizados se detallan en la Tabla 5.4 (sección 5.1.6).

Tabla 5.7 Parámetros morfométricos promedios obtenidos mediante PARTISAN (Dürig *et al*., 2018) de los fragmentos vítreos considerados como potenciales juveniles (LV, FV, AV, O y P) para 2 muestras: NCH-150117-Cz3 (Fase 1) y NCH-030418-Cz5 (inicios de la Fase 2). Cada tipo de fragmento por muestra presenta una imagen binaria representativa del contorno (silueta).

Sistema morfométrico	Parámetro morfométrico	NCH-150117-Cz3				NCH-030418-Cz5		
		LV	FV	AV	O	LV	FV	P
								
Dellino and La Volpe (1996)	$Circ_{DL}$	1.18	1.27	1.29	1.19	1.19	1.34	1.46
	Rec_{DL}	0.90	0.93	0.98	0.88	0.93	0.95	1.06
	Com_{DL}	0.76	0.72	0.73	0.72	0.79	0.68	0.70
	Elo_{DL}	1.78	1.96	1.49	1.90	1.62	2.11	1.97
Cioni et al. (2014)	$Circ_{Ci}$	0.72	0.63	0.60	0.71	0.71	0.57	0.47
	AR_{Ci}	1.49	1.59	1.24	1.42	1.35	1.70	1.62
	Con_{Ci}	0.98	0.95	0.87	1.01	0.99	0.94	0.85
	Sol_{Ci}	0.96	0.92	0.93	0.97	0.95	0.88	0.87
Leibrand and Le Pennec (2015)	$Circ_{LL}$	0.85	0.79	0.77	0.84	0.84	0.75	0.69
	Elo_{LL}	0.29	0.32	0.13	0.27	0.24	0.34	0.29
	AR_{LL}	0.71	0.68	0.87	0.73	0.76	0.66	0.71
	d_H	509.63	433.23	494.34	548.16	490.36	415.24	379.66
	Con_{LL}	0.96	0.93	0.87	0.96	0.96	0.92	0.83
	Sol_{LL}	0.96	0.92	0.93	0.97	0.95	0.88	0.87
Schmith et al. (2017)	$Circ_{Sc}$	0.64	0.56	0.71	0.61	0.65	0.51	0.56
	Rec_{Sc}	0.76	0.72	0.73	0.72	0.79	0.68	0.70
	FF	0.72	0.63	0.60	0.71	0.71	0.57	0.47
	AR_{Sc}	0.75	0.70	0.90	0.72	0.78	0.70	0.74

Al representar los resultados en los distintos sistemas morfométricos propuestos en la literatura (Figura 5.33), el sistema de Dellino & La Volpe (1996), quienes utilizan los parámetros $Rectangularidad_{DL}$ x $Compacticidad_{DL}$ vs $Elongación_{DL}$ x $Circularidad_{DL}$, junto con el límite morfométrico definido por Buttner *et al*. (2002) para separar fragmentación frágil y dúctil (Figura 5.33A), muestra que la totalidad de los fragmentos analizados en este trabajo se ubican en el campo de fragmentación dúctil. En consecuencia, este sistema no resulta adecuado para asociar las partículas a un régimen de fragmentación específico, ya que, por definición, los FV y P son generados por procesos netamente frágiles (Buttner *et al*., 2002).

En contraste, al utilizar el mismo sistema modificado por Murtagh & White (2013) ($Elongación_{DL}$ x $Compacticidad_{DL}$ vs $Rectangularidad_{DL}$ x $Circularidad_{DL}$) y que incorpora el límite morfométrico propuesto por Schipper (2009) que separa los campos morfométricos de fragmentación magmática (MG) y freatomagmática (FMG) (Figura 5.33B), se observa que todas las partículas de la muestra emitida durante la Fase 1 (muestras NCH-150117-Cz3) se concentran en el campo FMG. Por su parte, las partículas de la muestra correspondiente a la Fase 2 (NCH-030418-Cz5) se distribuyen en ambos campos: los LV se ubican preferentemente en el dominio FMG, mientras que las P y la mayoría de los FV se sitúan en el campo MG, lo cual es consistente con un origen magmático asociado a procesos de vesiculación y disrupción.

En el sistema morfométrico de Cioni *et al*. (2014) (Figura 5.33C), basado en la relación de aspecto (AR_{Ci}) vs solidez (Sol_{Ci}) y aplicado originalmente para discriminar partículas emitidas durante fases eruptivas MG y FMG de la erupción del Eyjafjallajokull (2010), la mayoría de los LV de ambas muestras se concentra en el campo FMG. En cambio, los AV, O, y FV de la Fase 1, se distribuyen en el campo donde se traslapan las fases FMG y MG. Por el contrario, los FV y P identificados en la muestra de la Fase 2 se sitúan mayoritariamente en el campo MG, en concordancia con lo observado en el diagrama de Murtagh & White (2013).

En el sistema morfométrico de Leibrand & Le Pennec (2015) (Figura 5.33D), cuyos campos coloreados representan morfometrías asociadas a distintos estilos eruptivos magmáticos (vulcaniano, subpliniano y estromboliano), las partículas analizadas muestran, en general, afinidades con morfometrías típicas de erupciones vulcanianas y subplinianas. Mientras que

solo algunos FV y AV de la Fase 1, y la totalidad de los FV y P de la Fase 2, presentan morfometrías comparables a las generadas durante erupciones estrombolianas.

Finalmente, en el sistema morfométrico de Schmith *et al.* (2017) (Figura 5.33E), que utiliza el parámetro regularidad (Reg) vs la razón de aspecto Feret (AR_{Sc}), se evalúan los mecanismos de fragmentación mediante el índice de regularidad (IR), el cual representa la regularidad promedio de una población de partículas y es sensible a la simetría del contorno externo de los fragmentos. El valor del IR corresponde a la pendiente de la recta generada por la regresión lineal del conjunto de partículas. Aunque en este estudio se obtuvieron valores de AR_{Sc} menores que los reportados por estos autores ($AR_{Sc} < 1$), los valores de Reg son comparables. De acuerdo con Schmith *et al.* (2017), las partículas generadas en contextos de interacción magma-agua (FMG), presentan valores de IR mayores que aquellas formadas en estilos eruptivos netamente magmáticos (MG) o mixtos (FMG/MG). En este sentido, la muestra NCH-150117-Cz3 (Fase 1) exhibe IR más alto (m: 0.4009; R^2: 0.9477) que la muestra NCH-030418-Cz5 (inicios de la Fase 2; m: 0.3402; R^2: 0.8899), lo que se atribuye principalmente a la ausencia de partículas con contornos altamente irregulares o de menor Reg, como las P, que tienden a disminuir la Reg promedio y, por ende, el IR de la población de partículas. (Tabla 5.7).

Considerando en conjunto todos los sistemas morfométricos, la muestra emitida durante la extrusión del domo (NCH-030418-Cz5; Fase 2) presenta la mayor variabilidad morfométrica, principalmente debido a la presencia de las P. Estas partículas, junto con los FV, corresponden a las morfologías más irregulares y exhiben los valores más bajos de solidez ($Sol_{Ci,}$ Sol_{LL}), convexidad (Con_{Ci}, Con_{LL}), circularidad ($Cir_{Ci,}$ $Cir_{LL,}$ Cir_{Sc}) y regularidad (Reg), en contraste a los LV, que son partículas más simétricas y presentan los valores más altos de rectangularidad ($Rec_{Sc,}$ Rec_{Ci}), convexidad ($Con_{Ci,}$ Con_{LL}), solidez ($Sol_{Ci,}$ Sol_{LL}), convexidad ($Con_{Ci,}$ Con_{LL}) y regularidad (Reg). Además, las P y los FV tienden a ser las partículas más elongadas ($Elo_{DL,}$ Elo_{LL}), mientras que las O exhiben los valores más altos de circularidad ($Cir_{Ci,}$ $Ci_{LL,}$ Cir_{Sc}).

Asumiendo que los fragmentos analizados son representativos de cada litología, los FV son los únicos que muestran diferencias morfométricas marcadas entre ambas muestras. En particular, los FV de la muestra de la Fase 2 presentan contornos más irregulares que los de la Fase 1, lo cual estaría asociado probablemente a un mayor contenido de vesículas en el magma al

momento de la fragmentación, generando un mayor desarrollo de texturas intra-vesiculares y, en consecuencia, contornos menos simétricos (Tabla 5.7 y Figura 5.33). Estas diferencias se ajustan consistentemente en los distintos diagramas morfométricos: los FV de la Fase 1 tienden a ubicarse en campos FMG, mientras que los FV de la Fase 2 se concentran preferentemente en el campo MG (Figura 5.33).

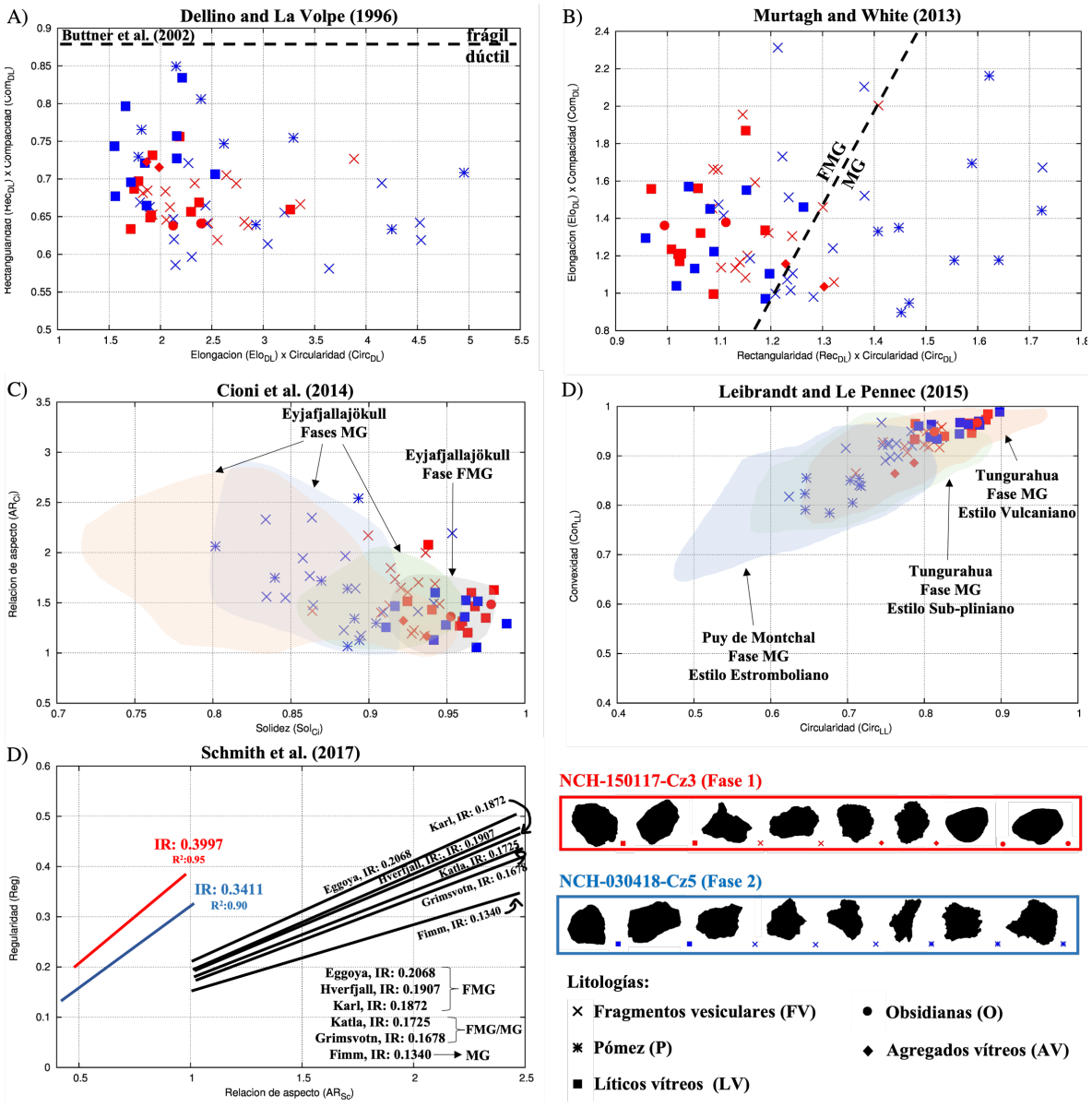


Figura 5.33 Representación gráfica de las morfometrías obtenidas mediante PARTISAN (Dürig *et al.*, 2018) de los fragmentos vítreos potencialmente juveniles de 2 muestras de cada fase eruptiva (Fase 1 y 2), utilizando distintos sistemas morfométricos propuestos en la literatura volcanológica.

5.2.5. Análisis textural de los microlitos de Plg

Las características texturales de los microlitos de Plg son ampliamente utilizadas para investigar la dinámica eruptiva, ya que están estrechamente vinculadas a los procesos de ascenso y descompresión del cuerpo magmático previo a su fragmentación y/o efusión en superficie (Cassidy *et al.,* 2018). En particular, la nucleación y el crecimiento de microlitos de Plg están controlados por variaciones en el grado de sobreenfriamiento o *undercooling* (ΔT), gatilladas principalmente por la descompresión del magma en las partes altas del conducto.

Los resultados del análisis textural de los microlitos de plagioclasas (áreas ≤100 μm^2) presentes en los FV y LV identificados en las muestras de la Fase 1 y Fase 2 se presentan en la Tabla 5.8, mientras que su representación gráfica se exhibe en la Figura 5.34. Los resultados detallados se incluyen en el Anexo IV.

Tabla 5.8 Parámetros texturales de los microlitos de Plg en fragmentos clasificados como FV y LV, identificados en las muestras recolectadas durante las Fases 1 y 2. Los valores fueron obtenidos a partir del procesamiento 2D de imágenes BSE de secciones pulidas mediante el *software* Fiji, utilizando las fórmulas propuestas por Cashman *et al.* (1992). n=número de microlitos de Plg identificados en el fragmento; Na=densidad de área; Φ=fracción de área; Sn=tamaño promedio; S/L=razón de aspecto promedio de los microlitos de Plg.

Fase	Muestra NCH-	Litología	n	Área total del fragmento (μm^2)	Área total de microlitos de Plg (μm^2)	Na (mm^{-2})	Φ	Sn (μm)	S/L
F1	291216-Cz2	FV	48	56397.28	2304.57	851.10	0.041	6.929	0.14
F1	140117-Cz2	FV	59	40184.56	2533.79	1468.22	0.063	6.553	0.13
F1	150117-Cz2	FV	86	27101.44	2417.54	3173.26	0.089	5.302	0.17
F1	150317-Cz3	FV	49	44665.98	1922.50	1097.03	0.043	6.264	0.18
F1	160317-Cz3	FV	156	81303.32	5867.35	1918.74	0.072	6.133	0.20
F1	260917-N	FV	387	84463.86	10876.90	4581.84	0.129	5.301	0.20
F1	260917-N	FV	378	71051.18	10952.50	4630.47	0.138	5.462	0.22
F1	140117-Cz2	LV	1028	96163.50	28003.95	10690.13	0.291	5.219	0.33
F1	260917-N	LV	1256	106506.57	31170.54	11792.70	0.293	4.982	0.31
F2	120118-Cz2	FV	507	40671.82	7661.78	12465.63	0.188	3.887	0.33
F2	040218-N	FV	570	41818.02	8301.31	13630.49	0.199	3.816	0.25
F2	030418-Cz5	FV	710	48351.95	10160.52	14916.92	0.213	3.783	0.31
F2	030418-Cz5	FV	1155	81040.75	20319.94	14252.09	0.251	4.194	0.31
F2	120118-Cz2	LV	987	68246.38	16377.90	14462.31	0.240	4.074	0.33
F2	030418-Cz2	LV	1124	87559.10	24473.79	12837.04	0.280	4.666	0.34

Los microlitos de Plg presentes en los FV identificados entre 2016-2018 exhiben parámetros texturales bien definidos para cada fase eruptiva (Figura 5.34). En general, los microlitos de los FV de la Fase 1 presentan densidades de área (Na) de hasta un orden de magnitud menores en comparación con aquellos de la Fase 2, aunque con una mayor variabilidad. Específicamente, los FV de la Fase 1 presentan valores promedio de Na de ~2531 mm^{-2}, con un rango entre ~851 mm^{-2} y ~4630 mm^{2} (Tabla 5.8). En contraste, los FV de la Fase 2 exhiben valores significativamente mayores de Na, entre ~12465 mm^{-2} y ~14252 mm^{-2}, con un promedio de ~13816 mm^{-2} (Tabla 5.8).

La Figura 5.34B evidencia una relación directamente proporcional entre la densidad de área (Na) y la fracción de área (Φ) de los microlitos de Plg. Los valores de Φ varían entre 0.041 y 0.138 para los FV de la Fase 1, y de entre 0.188 y 0.213 para los FV de la Fase 2 (Tabla 5.8). Estos valores indican un mayor contenido de microlitos de Plg en los FV de la Fase 2 con respecto de la Fase 1, lo cual es consistente con las observaciones en imágenes BSE (Figura 5.34A) y con el análisis cualitativo descrito en la sección 5.2.2.8.

Además, los microlitos de Plg de los FV de la Fase 2 se caracterizan por tamaños promedio (Sn) menores y razones de aspecto (S/L) más altas en comparación con los microlitos de los FV de la Fase 1 (Figura 5.34B y C, respectivamente). Particularmente, los tamaños promedios (Sn) de los microlitos de la Fase 1 varían entre 5.301 y 6.929 μm, mientras que los tamaños promedios en la Fase 2 fluctúan entre 3.783-4.194 μm (Tabla 5.8). Por otra parte, las razones de aspecto promedio (S/L) tienen valores entre 0.13 y 0.22 para los FV de la Fase 1, y entre 0.25 y 0.33 para los FV de la Fase 2 (Tabla 5.8).

Los mayores valores de Sn y menores valores de S/L observados en los microlitos de Plg de los FV de la Fase 1 indican cristales más grandes y elongados en comparación con los microlitos de la Fase 2, los cuales son más pequeños y cortos, y, por lo tanto, exhiben menores valores de Sn y altos valores de S/L. Estas diferencias texturales concuerdan con lo observado en las imágenes BSE y con los resultados obtenidos mediante el análisis morfológico con CSDslice5 (Morgan & Jerram, 2006), predominando los habitos aciculares en los FV de la Fase 1 y los habitos tabulares en los FV de la Fase 2 (sección 5.2.2.8.).

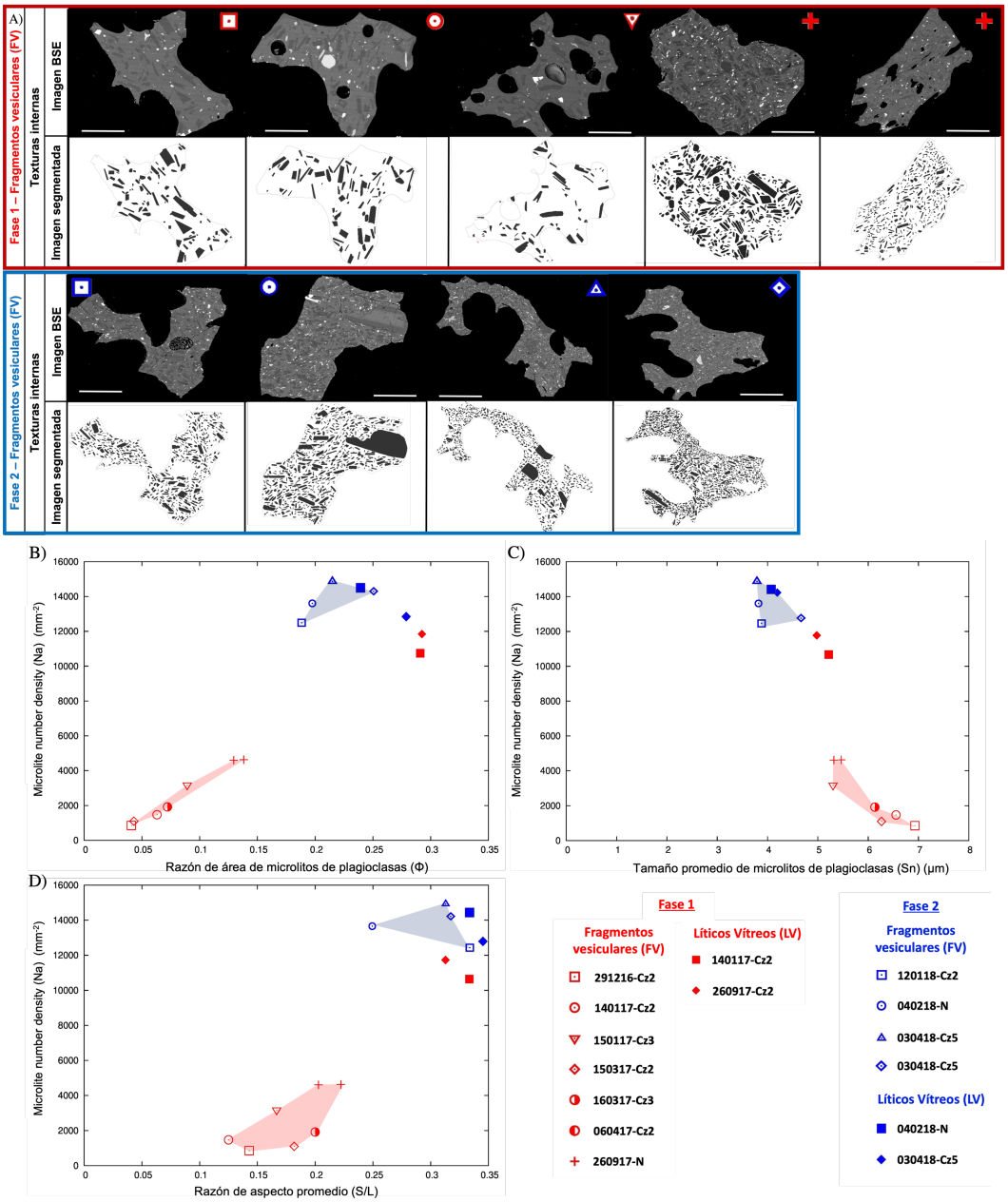


Figura 5.34 Variaciones texturales de los microlitos de Plg. A) Imágenes BSE de los FV y LV identificados en la Fase 1 (2016-2017, en rojo) y Fase 2 (fines 2017-2018, en azul), con la segmentación de los microlitos de Plg (áreas ≤100 μm^2). Escala igual 100 μm. B-D) Comparación gráfica de los parámetros texturales de los microlitos de Plg en función de las relaciones existentes entre (B) Na y Φ, (C) Na y Sn, (D) Na y S/L. Los campos indican los rangos de los valores de estos parámetros para cada fase eruptiva. Cada símbolo corresponde a un fragmento (FV o LV) asociado a una muestra específica (ver leyenda).

Por último, los microlitos de Plg presentes en los LV emitidos durante ambas fases eruptivas muestran parámetros texturales comparables, sin diferencias significativas entre ellas, en contraste con las diferencias marcadas observadas en los FV (Figura 5.34). Los LV de la Fase 1 presentan un valor promedio de Na de ~11241 mm^{-2}, mientras que los LV de la Fase 2

exhiben valores levemente superiores, con un promedio de ~13649 mm^{-2} (Tabla 5.8). No obstante, los microlitos de Plg de los LV correspondientes a la Fase 2 presentan valores ligeramente menores de Φ (0.260 promedio) y Sn (4.370 promedio), junto con S/L (0.34) más altas en comparación con los LV de la Fase 1 (Φ promedio 0.292, Sn promedio 5.101 y S/L promedio 0.32).

Estos resultados sugieren que los microlitos de Plg de los LV emitidos durante ambas fases eruptivas exhiben comportamientos texturales similares, con valores que se aproximan a los observados en los microlitos de los FV de la Fase 2, caracterizados por un alto contenido de microlitos pequeños y morfologías predominantemente tabulares (Figura 5.34).

5.2.6. Distribución del tamaño de los cristales de Plg (CSD)

La distribución del tamaño de los microlitos (*cristal size distribution;* CSD) constituye una herramienta clave para registrar las variaciones en los procesos de cristalización durante el ascenso del magma (Marsh, 1998). En general, los cristales más grandes se forman a mayores profundidades dentro del sistema magmático, donde predominan bajas tasas o velocidades de descompresión que favorecen el crecimiento cristalino como proceso dominante. En cambio, a niveles someros las tasas de descompresión generalmente se incrementan, promoviendo la nucleación de microlitos (Hammer *et al.*, 2000).

Los resultados del análisis de la CSD se presentan en la Tabla 5.9 (la totalidad de los resultados se incluye en el Anexo IV), mientras que su representación gráfica se muestra en la Figura 5.35.

Según Marsh (1998), las variaciones en los procesos de cristalización durante el ascenso del magma pueden inferirse a partir de la forma que adopta la CSD. Los microlitos de Plg analizados en los FV presentan distribuciones de tamaño con formas seudocurvadas, caracterizadas por un aplanamiento hacia los tamaños mayores y en los tamaños más pequeños, exhiben generalmente un punto de inflexión donde la curva cambia abruptamente de pendiente (Figura 5.35A). Este punto de inflexión, que refleja una disminución aparente en el número de microlitos de Plg de menor tamaño, ha sido atribuido a una resolución espacial insuficiente de las imágenes, que impide al *software* reconocer la totalidad de los cristales pequeños (Marsh, 1998; Hammer *et al*., 1999), o bien a limitaciones estereológicas del método para interceptar cristales muy pequeños (Brugger & Hammer, 2010b; Higgins, 2011). En este caso,

considerando que 1 μm es representado por ~2,0 píxeles, el quiebre observado podría estar relacionado tanto con la resolución de la imagen como con limitaciones del software utilizado.

La intersección de cada sección lineal de la CSD con el eje y corresponde a la densidad de nucleación de microlitos (n^0), mientras que la pendiente de la recta está relacionada con la tasa de crecimiento cristalino (G) y el tiempo de cristalización o residencia (τ), de acuerdo con la ecuación $m= -1/G\tau$. En consecuencia, los parámetros n0, G y τ indican distintas condiciones de nucleación y crecimiento, dependiendo de la sección lineal considerada. Cashman (1990) propone que las tasas de crecimiento cristalino bajo condiciones de enfriamiento magmático típicas fluctúan entre 10^{-9} y 10^{-10} mms^{-1}. Sin embargo, estudios recientes sugieren que los microlitos de Plg en magmas en ascenso pueden crecer a tasas mayores, del orden de 10^{-6}-10^{-8} mms^{-1} (Brugger & Hammer 2010b; Preece *et al*., 2013). En particular, estudios experimentales indican que una tasa de crecimiento de 10^{-8} mms^{-1} resulta más representativa para la cristalización de microlitos de Plg inducida por descompresión (Brugger & Hammer 2010b). Los tiempos de cristalización estimados utilizando esta tasa se presentan en la Tabla 5.9.

Tabla 5.9 Parámetros de la distribución de tamaños de los microlitos de Plg (CSD) de los FV pertenecientes a las muestras de las Fases 1 y 2. La razón de aspecto 3D promedio de cada población de microlitos fue obtenido mediante CSDSlice (Morgan & Jerram, 2006). Para cada fragmento, se indica la intersección con el eje y (n^0), la pendiente (m), y el valor R^2 de las secciones lineales de la CSD. Los tiempos de cristalización se calcularon usando la ecuación de Marsh (1998).

Fase	Muestra NCH-	Litología	n	Razón de aspecto (Alto:Ancho:Largo)/R^2	Sección	(ln) n^0 (mm^{-4})	m	R^2	$G=10^{-8}$ mms^{-1}
									τ(hora)
F1	291216-Cz2	FV	48	1.00:1.20:7.00/0.49	1	15.655	-102.27	1	27.16
					2	13.596	-45.291	1	61.33
F1	140117-Cz2	FV	59	1.00:3.60:8.00/0.58	1	15.698	-95.057	0.9602	29.22
					2	14.383	-70.992	1	39.12
F1	150117-Cz2	FV	86	1.00:4.00:6.00/0.44	1	17.269	-177.98	0.9828	15.61
					2	16.245	-106.78	1	26.01
F1	150317-Cz3	FV	49	1.00:2.70:5.50/0.58	1	15.12	-94.956	0.9974	29.25
					2	13.062	-45.417	1	61.16
F1	160317-Cz3	FV	156	1.00:3.00:5.00/0.66	1	16.731	-124.99	0.9833	22.22
					2	14.834	-70.558	1	39.37
F1	260917-N	FV	387	1.00:2.90:5.00/0.89	1	17.244	-130.44	0.9907	21.30
					2	16.533	-114.21	1	24.32
F1	260917-N	FV	378	1.00:2.10:4.50/0.87	1	18.095	-134.82	0.9979	20.60
					2	15.682	-69.014	1	40.25
F2	120118-Cz2	FV	507	1.00:2.80:3.00/0.91	1	19.407	-240.42	0.9976	11.55
					2	16.669	-144.05	1	19.28
F2	040218-N	FV	570	1.00:3.20:4.00/0.90	1	20.085	-252.02	0.9973	11.02
					2	15.338	-104.37	1	26.62
F2	030418-Cz5	FV	710	1.00:2.30:3.20/0.89	1	20.254	-328.29	0.9953	8.46
					2	17.942	-200.65	1	13.84
F2	030418-Cz5	FV	1155	1.00:2.00:3.20/0.83	1	19.526	-213.54	0.9985	13.01
					2	17.276	-145.21	1	19.13

Para cada fragmento se identificaron 2 tendencias lineales bien definidas en la CSD (líneas negras segmentadas; Figura 5.35B), con pendientes e intersecciones con el eje y diferenciadas entre ambas fases eruptivas (Tabla 5.9; Figura 5.35B).

La sección 1, correspondiente al segmento de mayor pendiente y asociada a los microlitos de Plg de menor tamaño (<0.03 mm; Figura 5.35B), muestra contrastes significativos entre las fases eruptivas. Los FV de la Fase 2 (en azul) tienen los mayores valores de n^0 (19.407-20.254 mm^4) y las pendientes más pronunciadas (-213.54 a -328.29), en comparación a los FV de la Fase 1 (en rojo), que presentan valores de n^0 más bajos (15.655-18.095) y pendientes menos empinadas (-95.057 a -134.44) (Tabla 5.8; Figura 5.35B). Para esta sección lineal, los tiempos de cristalización estimados varían entre 8.46 y 13.01 horas para los microlitos de Plg de la Fase 2, y entre 15.61-29.25 horas para los correspondientes a la Fase 1 (Tabla 5.8).

En contraste, la sección 2, asociada a los microlitos de Plg de mayor tamaño (>0.03 mm), presenta valores de n^0 relativamente similares entre ambas fases. Los FV de la Fase 2 muestran valores de n^0 entre 15.338-17.942 mm^{-4}, con pendientes que varían entre -104.37 a -200.65, mientras que los FV de la Fase 1 exhiben valores de n^0 entre 13.596-16.533 mm^{-4} y pendientes entre -45.291 a -177.98 (Tabla 5.9; Figura 5.35B). A partir de las pendientes obtenidas, se estimaron tiempos de cristalización de 13.84 a 26.62 horas para los microlitos de Plg de la Fase 2, y de 24.32 a 40.25 horas para los microlitos de la Fase 1.

Para tamaños inferiores a ∼0.015 mm, los FV de la Fase 1 presentan una menor densidad poblacional de microlitos de Plg, es decir, una menor abundancia de cristales en este rango de tamaño en comparación a los FV de la Fase 2 (Figura 5.35A). En el intervalo de tamaño entre ∼0.015-0.03 mm, ambos fragmentos poseen densidades poblacionales similares. En cambio, para tamaños mayores a 0.03 mm, los FV de la Fase 2 contiene microlitos de Plg de hasta ∼0.05 mm, mientras que los FV de la Fase 1 alcanzan tamaños de hasta ∼0.07 mm.

Finalmente, los FV de la Fase 2 exhiben tendencias de CSD relativamente homogéneas para la sección 1, mientras que los FV de la Fase 1 muestran una evolución temporal más variable. En particular, las muestras más cercanas al inicio de la Fase 2 presentan pendientes más empinadas,

lo que se traduce en un aumento en la abundancia de los microlitos de Plg de menor tamaño (~<0.015 mm) hacia el final de la Fase 1 (Figura 5.35A).

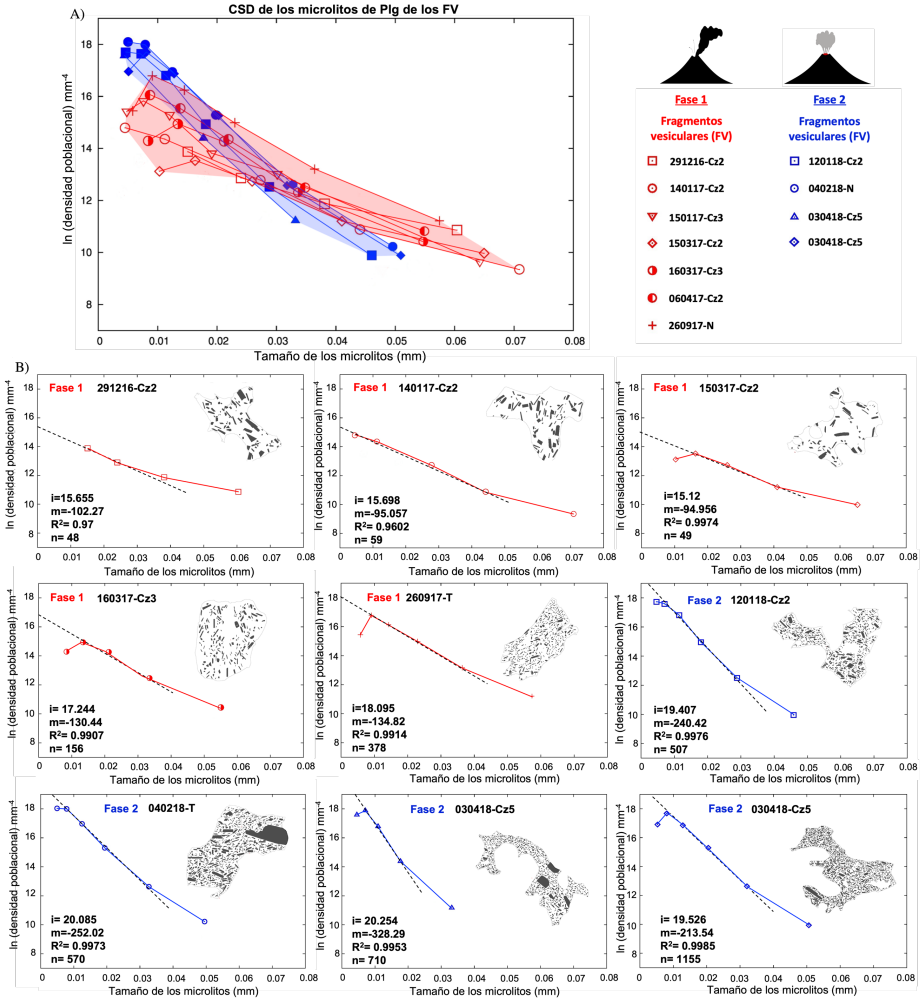


Figura 5.35 Distribución del tamaño de los microlitos de Plg (CSD) que forman parte de los FV de las muestras recolectadas entre 2016-2018 (Fase 1 y Fase 2). A) CSD de la totalidad de las muestras. Los campos coloreados indican los rangos de la Fase 1 (en rojo) y Fase 2 (en azul). B) CSD individual de cada muestra analizada. Se indica la sección 1 (línea segmentada negra) junto a la intersección con el eje y (n^0), pendiente (m) y número total de microlitos de Plg presentes en cada fragmento (n).

5.2.7. Mineralogía

Las fases minerales identificadas presentan composiciones químicas similares tanto en los fragmentos que componen las muestras de tefra como en los fragmentos de lava de los volcanes Nuevo, Arrau y Sebastián. La Figura 5.37 muestra las composiciones obtenidas mediante análisis SEM-EDS de plagioclasas (Plg), clino y ortopiroxenos (Cpx/Opx), óxidos de Fe-Ti y olivinos (Olv), las cuales se representan en los diagramas ternarios An-Ab-Or de Deer *et al.*

(1992), En-Fs-Wo de Morimoto (1989), TiO2-FeO-Fe_2O_3 de Buddington & Lindsey (1964) y Fo-CaOlv-Fa, respectivamente. El total de las composiciones se incluye en el Anexo V.

Las plagioclasas identificadas como cristales libres (CL) y como fenocristales (áreas >100 μm^2), ya sea aisladas o formando cúmulos cristalinos en los fragmentos, exhiben rangos composicionales de entre An_{30-70} correspondientes a labradoritas y andesinas. Las labradoritas coexisten con andesinas en zonación normal a oscilatoria, caracterizada por núcleos enriquecidos en Ca y empobrecidos en Na respecto de los bordes (Figura 5.36). En contraste, los fenocristales de andesinas generalmente se encuentran como cristales sin zonación. Por otra parte, los microlitos de Plg (áreas $\leq$100 μm^2) dispuestos en la masa fundamental presentan composiciones más sódicas, con valores entre An_{15-33}, correspondientes a andesinas y oligoclasas (Figura 5.37A).

Los piroxenos presentes como fenocristales y cristales libres (CL) exhiben composiciones homogéneas para cada tipo y se sitúan dentro del campo QUAD, que agrupa los piroxenos de composición Ca-Mg-Fe (Morimoto, 1988). Los clinopiroxenos corresponden a augitas, con rangos composicionales entre $En_{40-45}Fs_{15-24}Wo_{35-42}$, mientras que los ortopiroxenos consisten en enstatitas, con composiciones comprendidas entre $En_{54-68}Fs_{29-42}Wo_{3-4}$ En contraste, los microlitos de piroxenos son más heterogéneos ($En_{36-59}Fs_{22-4}Wo_{4-28}$), dominados principalmente por variaciones en el contenido de Ca. En este grupo se identifican enstatitas, augitas y pigionitas, siendo las composiciones más cálcicas (augitas y pigionitas) las más abundantes (Figura 5.37B).

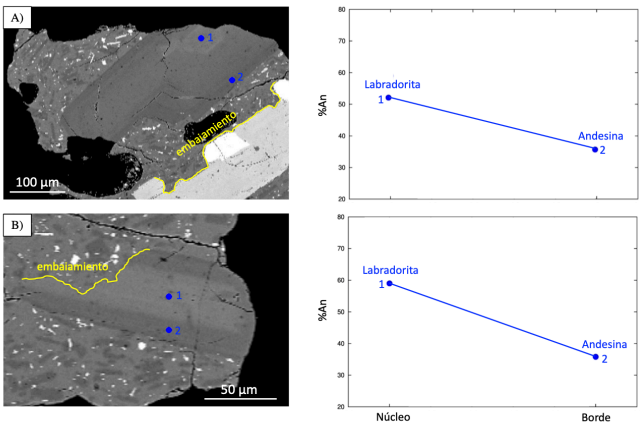


Figura 5.36 Variación composicional expresado en porcentaje de anortita (%An) para 2 fenocristales de Plg en zonación normal de un LC (A) y de un FV (B), emitidos durante la Fase 2.

La mineralización de Olv fue reconocida exclusivamente como cristales libres (CL) en las muestras analizadas. Los resultados indican que los Olv corresponden a composicionalmente a forsteritas (Figura 5.37D). Cabe destacar que esta fase no fue identificada en los fragmentos de las lavas Arrau, Nuevo y Sebastián, lo cual es consistente con lo reportado previamente por Dixon *et al.* (1999), Naranjo *et al*. (2008) y Coppola *et al.* (2016).

Finalmente, los minerales opacos o óxidos de Fe-Ti corresponden a titanomagnetitas e ilmenitas (Figura 5.37C). Las titanomagnetitas ocurren tanto como microlitos como fenocristales, generalmente formando parte de cúmulos cristalinos o como inclusiones dentro de otras fases minerales. En cambio, las ilmenitas ocurren principalmente como exsoluciones lamelares desarrolladas en los planos cristalográficos {111} de las titanomagnetitas, de acuerdo con lo descrito por Buddington & Lindsey (1964).

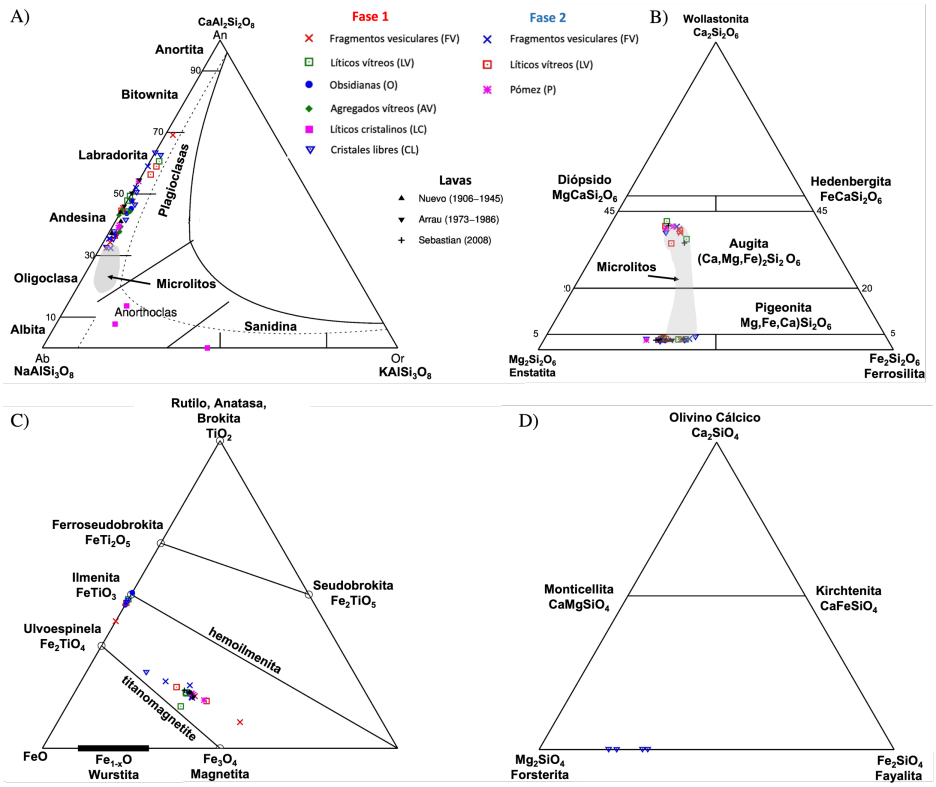


Figura 5.37 Diagramas composicionales ternarios de las fases minerales identificadas. A) Diagrama de clasificación para feldespatos (Deer *et al.,* 1992). B) Diagrama de clasificación para los piroxenos (Morimoto, 1989). C) Diagrama de clasificación para óxidos de Fe-Ti (Buddington & Lindsey (1964). D) Sistema ternario Fo-CaOlv-Fa para la clasificación de olivinos.
La simbología indica la composición de los fenocristales (áreas >100 μm^2) mientras que el área gris indica el rango composicional de los microlitos (áreas ≤ 100 μm^2). Las composiciones de las fases minerales se obtuvieron mediante EDS-SEM.

Las fases minerales descritas fueron a su vez identificadas en el difractograma de rayos X correspondiente a la muestra NCH-150317-Cz2 (Figura 5.38). Adicionalmente, este análisis permitió reconocer *peaks* asociados a mineralización secundaria, tales como pirita, yeso y cristobalita, así como un *peak* amplio vinculado a un componente amorfo (no cristalino), probablemente relacionado con alguna forma de sílice amorfa (p. ej. ópalo; Úrsula Kelm, comunicación personal, 2021) (Figura 5.38). En conjunto, las fases minerales identificadas mediante DRX son consistentes con las reconocidas visualmente y a través de análisis SEM-EDS en los distintos fragmentos (ver sección 5.2.2.).

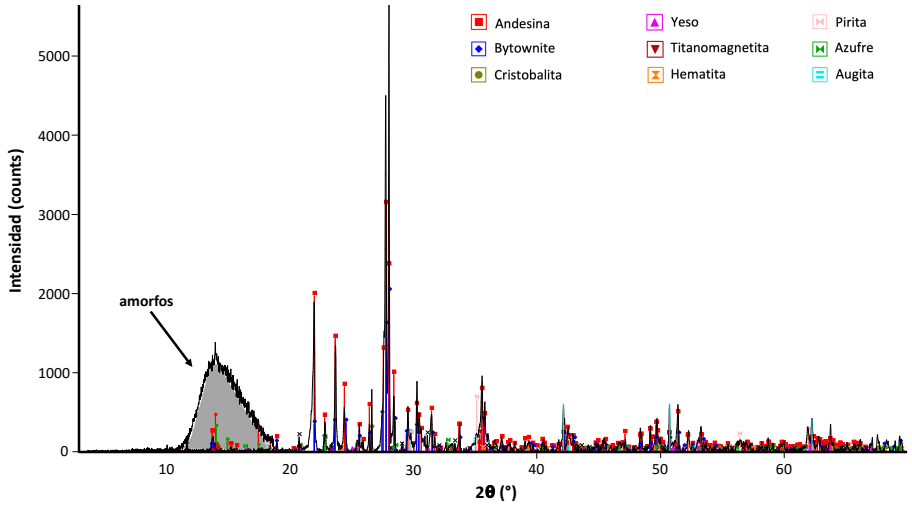


Figura 5.38 Difractograma de rayos X (DRX) de la muestra NCH-150317-Cz2 (Fase 1). Los distintivos *peaks* coinciden con las fases cristalinas indicadas en la simbología, algunos de estos corroborados mediante SEM-EDS y/o inspección visual a través de la lupa binocular. Notar el amplio y difuso *peak* entre 10-20° relacionado a un componente amorfo de Si (p. ej. variedad de ópalo).

5.2.8. Química del vidrio

La Tabla 5.10 muestra parte de las composiciones de elementos mayores del vidrio de la masa fundamental de los distintos tipos de fragmentos que conforman las muestras de tefra, así como de las lavas de erupciones previas (Nuevo, Arrau y Sebastián). La totalidad de los datos composicionales se incluye en el Anexo V.

El vidrio de todos los fragmentos analizados exhibe totales analíticos de entre 97.17-100.61%wt. Los valores más bajos corresponden a los LC (97.17-97.20%wt), mientras que los FV, O, AV y LV tienen valores ≥ 98.5%wt (Tabla 5.10). Los altos valores analíticos observados

en la mayoría de los fragmentos indican que, con excepción de los LC, el vidrio se encuentra mayoritariamente inalterado y no ha sido afectado por procesos de alteración hidrotermal post-fragmentación (p. ej. hidratación), que modifique su composición original. Esta interpretación es consistente con el aspecto fresco del vidrio observado en las imágenes BSE (ver sección 5.2.2.).

Tabla 5.10 Composiciones de los elementos mayores (óxidos en %wt) no normalizadas del vidrio (Gl) obtenidas mediante EPMA de fragmentos que componen las muestras de ceniza de la Fase 1 (2016-2017) y Fase 2 (2018). Además, se adjuntan las composiciones del vidrio de las lavas emitidas en las últimas erupciones del CVNCh; N=Nuevo, A=Arrau, S=Sebastián. *FeO = FeO total. La totalidad de los resultados se incluyen en el Anexo V.

Fase	Litología	Óxido (%wt)										
		SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	FeO*	MnO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O	P_2O_5	Total
F1	FV	73.41	0.64	12.95	2.64	0.09	0.15	1.08	4.37	3.95	0.07	99.43
F1	FV	73.28	0.64	11.88	2.78	0.14	0.27	0.88	4.04	4.43	0.05	98.59
F1	FV	73.47	0.70	12.47	2.92	0.10	0.29	1.06	4.15	4.10	0.04	99.43
F1	FV	73.13	0.65	12.48	2.65	0.12	0.23	0.93	4.18	4.11	0.09	98.70
F1	FV	72.85	0.66	12.91	2.96	0.10	0.24	1.00	4.49	3.89	0.15	99.42
F2	FV	75.47	0.67	12.28	2.83	0.09	0.19	0.77	3.69	4.01	0.08	100.18
F2	FV	74.28	0.60	12.02	2.79	0.22	0.17	0.95	3.56	4.11	0.17	99.02
F2	FV	75.19	0.58	11.89	2.82	0.25	0.25	0.75	3.62	4.11	0.09	99.70
F2	FV	75.09	0.67	12.30	2.78	0.07	0.14	0.74	3.63	4.25	0.13	99.87
F2	FV	74.79	0.76	12.35	2.76	0.13	0.20	0.86	3.34	3.98	0.11	99.39
F1	O	72.37	0.76	12.74	3.30	0.09	0.33	1.18	4.52	3.89	0.11	99.39
F1	O	73.96	0.65	12.42	2.83	0.09	0.19	0.90	4.39	4.09	0.07	99.70
F1	AV	72.56	0.70	12.57	3.24	0.09	0.36	1.17	4.35	3.94	0.15	99.26
F1	AV	73.32	0.64	12.53	2.69	0.13	0.21	0.94	4.45	4.02	0.10	99.15
F1	LC	76.34	0.75	10.89	2.65	0.09	0.04	0.20	2.34	3.63	0.12	97.20
F1	LV	75.05	0.62	11.30	2.46	0.11	0.15	0.63	3.85	4.54	0.07	98.93
F1	LV	73.86	0.69	11.92	3.01	0.01	0.19	0.78	3.58	4.42	0.13	98.76
F2	LV	74.46	0.71	12.33	2.69	0.38	0.19	0.79	3.42	4.03	0.12	99.24
F2	LV	74.82	0.70	11.84	2.70	0.08	0.17	0.76	3.59	4.04	0.11	98.94
F2	P	74.60	0.66	12.36	2.72	0.16	0.10	0.66	4.25	4.28	0.11	100.05
F2	P	74.15	0.70	12.53	2.60	0.02	0.18	0.16	4.15	4.58	0.11	99.20
-	N	74.41	0.57	12.18	2.51	0.18	0.14	0.63	4.31	4.36	0.07	99.49
-	A	74.55	0.73	12.25	2.76	0.08	0.18	0.75	3.92	4.12	0.12	99.59
-	S	73.16	0.54	12.73	2.88	0.07	0.19	0.90	4.36	3.98	0.07	99.01

De acuerdo con el diagrama TAS (Le Maitre *et al.,* 1989) (Figura 5.39A), el vidrio de todos los fragmentos identificados presenta una composición riolítica, con contenidos de sílice (SiO_2) que varían entre 70.94 a 75.85%wt, y concentraciones de álcalis (Na_2O+K_2O) de entre 7.32-8.89%wt. Estas composiciones se ubican dentro del campo de la serie sub-alcalina según el diagrama K_2O vs SiO_2 (Figura 5.39B). En particular, este diagrama indica que los contenidos de K_2O (3.63-4.66%wt) son afines a composiciones riolíticas de alto-K para magmas con signatura calcoalcalina, consistente con el contexto tectónico en el cual se forman.

En comparación al resto de los fragmentos, los LC presentan los mayores contenidos de sílice y los menores valores de álcalis, con un promedio de 76.34%wt y 5.83%wt, respectivamente (Tabla 5.10, Figura 5.39A). Lo expuesto es coherente con la recristalización del vidrio a polimorfos de Si observado en estos fragmentos (ver sección 5.2.2.1.), proceso que enriquece en sílice al vidrio. En cambio, el empobrecimiento en álcalis podría estar asociado a procesos de alteración por hidratación, considerando que el Na y K suelen ser los primeros elementos removidos durante las etapas iniciales de la alteración debido a que tienen una baja electronegatividad, y por lo tanto, tienden a unirse con elementos de electronegatividad alta como el H_2O o elementos volátiles (p. ej. Dellino *et al*., 2001).

El vidrio de los FV exhibe variaciones en los contenidos de sílice y álcalis entre ambas fases eruptivas, lo que permite distinguir dos grupos con afinidades geoquímicas similares (Figura 5.39B). Los FV correspondientes a la Fase 1 (muestras emitidas entre diciembre de 2016 y abril de 2017) presentan contenidos de sílice entre 70.94-73.93%wt (∼73%wt en promedio) y concentraciones de álcalis en el rango de 8-8.4 % (∼8.21%wt en promedio). En contraste, los FV de la Fase 2 (enero a abril de 2018), tienen mayores contenidos de sílice (74.28-75.47%wt; ∼75%wt en promedio) y están levemente empobrecidos en álcalis (7.32-7.88%wt; ∼7.67%wt en promedio) (Tabla 5.10; Figura 5.39B).

De manera similar, los LV emitidos durante la Fase 1 tienden a estar ligeramente enriquecidos en álcalis con respecto a los LV de la Fase 2. Por el contrario, los contenidos de sílice de los LV de la Fase 1 abarcan un rango composicional más amplio, mientras que los LV de la Fase 2 presentan valores más restringidos.

Finalmente, las O, AV y P presentan concentraciones de sílice y álcalis similares a las observadas en los FV y LV de la Fase 1 (Tabla 5.10; Figura 5.39).

En la Figura 5.39 se muestran, mediante campos coloreados, los rangos composicionales de sílice y álcalis del vidrio de los fragmentos potencialmente juveniles emitidos en enero y febrero de 2016, según lo reportado por Moussalam *et al.* (2018). En particular, los fragmentos de enero del 2016 y parte de aquellos emitidos en febrero, exhiben composiciones similares a las de los FV, O, AV y LV de las muestras emitidas entre diciembre de 2016 y abril de 2017. No obstante, los autores también reconocen fragmentos emitidos en febrero que presentan

vidrios de composición andesítica y bajos valores de álcalis (Figura 5.39A). Adicionalmente, se incluyen en esta figura las composiciones de roca total de las muestras de tefra, representadas por triángulos (Figura 5.39A). El diagrama TAS incorpora además las composiciones de roca total para las lavas emitidas por el Subcomplejo Cerro Blanco (SCB) y Subcomplejo Las Termas (SLT), publicadas por Deruelle (1982) y Dixon *et al.* (1999), junto con un dato inédito de las lavas Sebastián (gentileza Luis Lara; proyecto Fondecyt 1141303), representados como campos coloreados en la Figura 5.39. Estas composiciones indican que los productos del CB se clasifican como andesitas basálticas, mientras que las lavas del LT corresponden a dacitas.

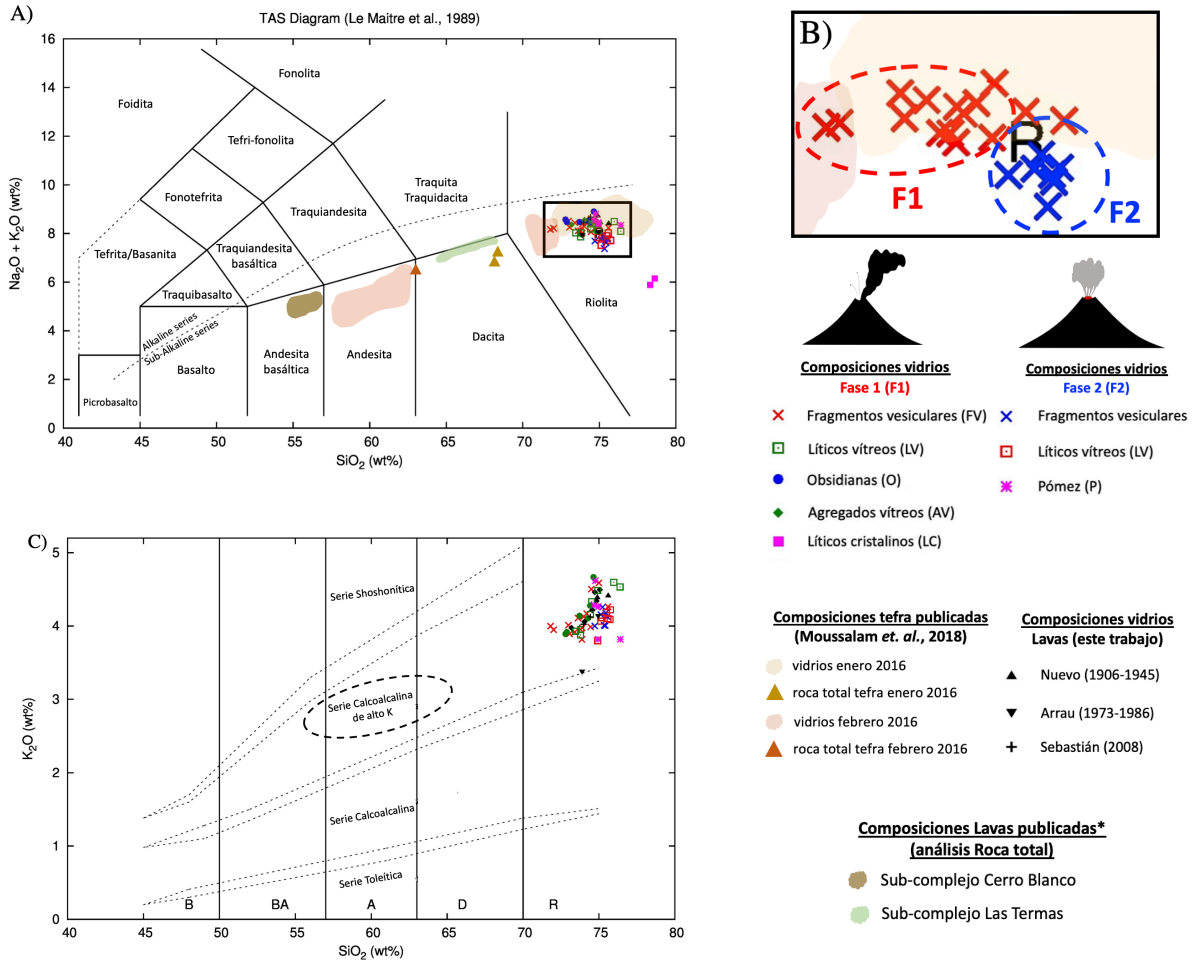


Figura 5.39 Diagramas de clasificación química con los %wt de elementos mayores del vidrio (Gl) tanto de los fragmentos que componen las muestras de tefra recolectadas durante la Fase 1 (2016-2017) y Fase 2 (2017-2018), como de los fragmentos de lavas de las erupciones recientes en el Subcomplejo Las Termas (SLT; Nuevo, Arrau y Sebastián). Composiciones obtenidas mediante EPMA. Análisis normalizados al 100% (libre de volátiles). Además, se incluyen las composiciones del vidrio de fragmentos vítreos y de roca total (XFR) de muestras de tefra reportadas por Moussallam *et al.* (2018) y de las lavas Nuevo y Arrau publicadas por Deruelle (1982) y Dixon *et al.* (1999), junto a datos inéditos de las lavas Sebastián (proyecto Fondecyt 1141303).

Como fue mencionado, se determinó la composición química del vidrio de las lavas emitidas durante las erupciones más recientes del LT, las cuales conforman el edificio volcánico en actividad (lavas Nuevo, Arrau y Sebastián). Los vidrios de estas 3 lavas presentan composiciones riolíticas, con contenidos de sílice y álcalis similares a los obtenidos para los fragmentos emitidos durante la Fase 1 y para algunos fragmentos de la Fase 2.

Desde un punto de vista teórico, el vidrio volcánico tiende a encontrarse en equilibrio químico con las fases minerales que constituyen la roca, de modo que ambos componentes se complementan para definir la composición de roca total. En este sentido, los elementos que no son incorporados en las estructuras de los minerales tienden a concentrarse en el vidrio (Verónica Oliveros, comunicación personal, 2021). Por ejemplo, en una roca de composición andesita basáltica, si el conjunto de minerales presentes totaliza un contenido de SiO_2 inferior a 45%wt, el vidrio presentará concentraciones mayores de SiO_2 (>55%wt) para alcanzar la composición normal de una andesita basáltica (~53-56%wt). En consecuencia, el vidrio puede exhibir una composición andesítica o incluso dacítica. Con respecto al álcalis, sus contenidos dependen de las fases minerales presentes, aunque en términos generales, el vidrio volcánico suele encontrarse enriquecido en elementos incompatibles respecto de la composición de roca total. En función de lo anterior, las composiciones riolíticas del vidrio de los fragmentos de las lavas Nuevo, Arrau y Sebastián son consistentes con una composición dacítica de la roca total.

En ese sentido, a partir de las composiciones del vidrio obtenidas para los fragmentos analizados en este trabajo (riolítico), se infiere que el magma fragmentado entre 2017 e inicios del 2018 habría tenido una composición dacítica en roca total, en concordancia con los resultados de Oyarzún *et al*. (2022) para una muestra del domo de lava.

Las variaciones composicionales de los óxidos del vidrio de los FV presentes en ambas fases eruptivas, se ilustran en los diagramas Harker de la Figura 5.40. El SiO_2 exhibe una correlación negativa con respecto al Al_2O_3, MgO, FeO, CaO y Na_2O, mientras que los contenidos de K_2O muestran una tendencia relativamente constante. Esto sugiere que la disminución del contenido de álcalis en el vidrio de los fragmentos de FV durante la Fase 2, se debe principalmente a un empobrecimiento de Na_2O, en contraste al comportamiento más estable del K_2O.

La disminución conjunta de Na_2O y de Al_2O_3 es consistente con el fraccionamiento y cristalización de microlitos plagioclasas sódicas (oligoclasas) en los FV de la Fase 2, en comparación a la Fase 1. Mientras que la disminución del MgO, CaO y FeO probablemente se asocia a la cristalización fraccionada de microlitos de piroxenos ricos en Mg, Fe y Ca, lo que concuerda con las fases minerales identificadas, principalmente pigionitas y augitas.

En cambio, tanto el TiO_2 como el P_2O_5 no presentan tendencias claras con el aumento del contenido de SiO_2 entre los fragmentos de ambas fases (Figura 5.40).

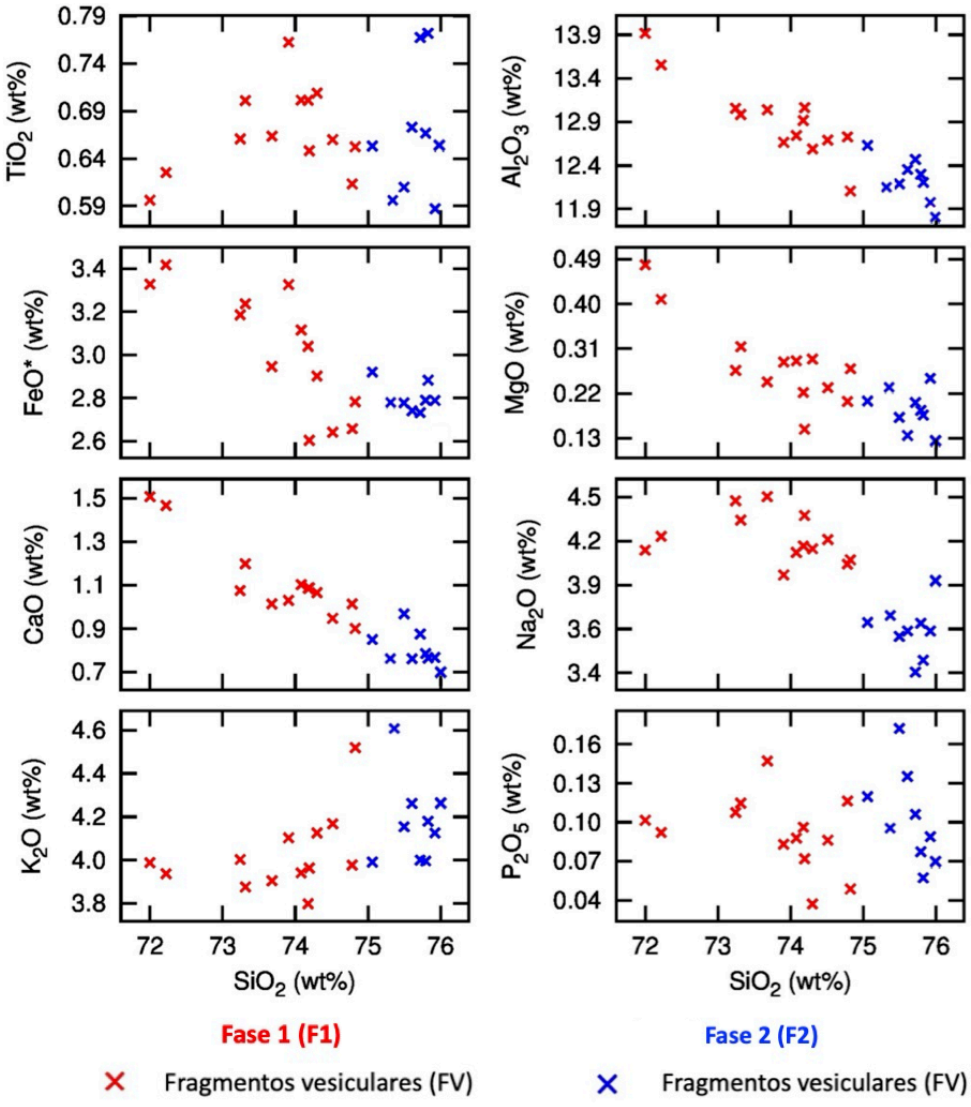


Figura 5.40 Diagramas de Harker con la representación de SiO_2 vs elementos mayores del vidrio (Gl) de los FV que componen las muestras recolectadas entre 2016 y 2018. Fase 1 en rojo y Fase 2 en azul. La totalidad de los análisis están normalizados al 100% (libre de volátiles).

6. DISCUSIONES

6.1. Identificación del material juvenil y origen de los fragmentos accesorios

La presencia de fragmentos con alteración de origen hidrotermal en las muestras de tefra, sugiere la existencia de un sistema hidrotermal al interior del edificio volcánico, el cual habría interactuado potencialmente con el magma en ascenso que finalmente extruyó al interior del cráter Nicanor como un domo de lava. Sin embargo, persiste la interrogante acerca de si el magma se fragmentó antes de alcanzar la superficie, es decir, si durante la Fase 1 se produjo la emisión de fragmentos juveniles previo al emplazamiento del domo que marca el inicio de la Fase 2.

Del conjunto de muestras analizadas, solo existe certeza respecto a la presencia de fragmentos juveniles en las tefras de la Fase 2 (FV y LV), ya que durante esta fase el domo de lava se encuentra expuesto en superficie y representa en sí mismo el magma juvenil. Asimismo, el vidrio de estos fragmentos se encuentra inalterado y presenta un leve empobrecimiento en álcalis (Na_2O+K_2O) en comparación a los FV y LV emitidos durante la Fase 1 y con los fragmentos de lavas asociadas a erupciones previas (lavas Nuevo, Arrau y Sebastián) (Figura 5.39A). Por otra parte, si bien el vidrio de las P exhibe contenidos de sílice (Si_2O) y álcalis (Na_2O+K_2O) similares a los fragmentos potencialmente juveniles de la Fase 1, estos solo fueron identificados en las muestras de la Fase 2 y no presentan evidencias de alteración secundaria, lo que respalda su interpretación como material juvenil.

En contraste, la identificación de material juvenil durante la Fase 1 resulta considerablemente más compleja debido a la estrecha similitud petrográfica y geoquímica entre los fragmentos de las lavas emplazadas durante los últimos siglos en el edificio volcánico (Lavas Nuevo, Arrau y Sebastián) y los fragmentos potencialmente juveniles emitidos durante esta fase, clasificados como FV, LV, AV y O (Figura 5.39A). En particular, el vidrio de la masa fundamental de estos fragmentos exhibe contenidos similares de sílice y álcalis, lo que, sumado a su estado prístino (sin alteración y/o desvitrificación), con totales analíticos cercanos al 100% (Tabla 5.10 y Anexo V), dificulta su asociación con el magma involucrado en las explosiones.

Esta problemática se ve acentuada al considerar que la actividad explosiva durante la Fase 1 excavó un volumen aproximado de ~814453 m^3 de material preexistente durante la formación del cráter Nicanor, previo a la extrusión del domo de lava al término de dicha fase (Figura 6.1A y B; resultado inédito obtenido a partir de fotogrametría aérea). En consecuencia, es esperable que las cenizas emitidas durante el transcurso de la Fase 1 contengan una proporción significativa de fragmentos accesorios. En particular, la zona sumital y flanco N-NE del edificio volcánico, erosionado por las explosiones, estaban constituidos principalmente por espesos flujos de lava emplazados durante las erupciones del volcán Nuevo y Arrau (Dixon *et al*., 1999; Figura 6.1A), lo que sugiere que una fracción importante del material generado por las explosiones contenga fragmentos derivados de estas lavas.

6.1.1 Origen de los Líticos Vítreos (LV)

Las partículas generadas a partir del fracturamiento manual de las lavas de los volcanes Nuevo y Arrau poseen características texturales y composicionales comparables a las de los fragmentos clasificados como LV en las muestras de tefra recolectadas (Figura 5.3), lo que se correlaciona adecuadamente con la elevada abundancia de estos fragmentos identificados en las muestras de tefra durante la Fase 1 (Figura 6.1C). Las morfologías blocosas con fracturas escalonadas, comunes tanto en los LV como en los fragmentos de lavas, solo reflejan un comportamiento frágil del material vítreo sólido en respuesta al paso de una onda de choque generada por un esfuerzo aplicado (p. ej. Durig *et al*., 2012). Este mecanismo queda claramente evidenciado por la presencia de estas texturas tras la fragmentación manual de las lavas, observadas mediante SEM (Figura 5.31). De igual forma, los polimorfos de Si identificados localmente en algunos LV (Figura 5.24), exhiben texturas similares a la cristobalita formada por desgasificación a baja presión de cuerpos de lava silíceos bajo condiciones de enfriamiento lento (p. ej. Schipper *et al*., 2020).

En conjunto, estos resultados respaldan la interpretación de que los LV podrían derivar de la fragmentación de lavas preexistentes ubicadas en las porciones superiores del edificio volcánico, las cuales no habrían experimentado alteración hidrotermal ni desvitrificación pervasiva. Esta interpretación se ve reforzada considerando que los LV están presentes desde

el inicio del ciclo eruptivo, con contenidos significativos a lo largo de toda la Fase 1, disminuyendo únicamente hacia el término de esta fase (Figura 6.1C).

Esta tendencia es consistente con la formación del cráter Nicanor a partir de la erosión de depósitos compuestos principalmente por lavas asociadas a los volcanes Nuevo y Arrau (Dixon et al., 1999; Figura 6.1A y B). Si bien, no es posible determinar con precisión la extensión en profundidad ni el contacto entre estos depósitos (Figura 6.1B), la variación temporal en la abundancia modal de los LV (grises y negros; Figura 6.1D) muestra una estrecha correlación con los cambios morfológicos del edificio volcánico a medida que progresa la actividad explosiva durante la Fase 1. En particular, los fragmentos de las lavas del volcán Arrau son similares a las LV negros, mientras que los fragmentos de las lavas del volcán Nuevo muestran similitudes tanto con los LV negros como con los LV grises (ver sección 5.2.2.10). El alto contenido de LV grises en la muestra a inicio de la Fase 1, asociada a la formación del cráter 1 (C1, enero de 2016; Figura 6.1D) podría vincularse a la excavación y erosión de depósitos de lavas del volcán Nuevo (Figura 6.1A). En cambio, las variaciones posteriores en la abundancia de LV negros (entre diciembre y abril de 2017; Figura 6.1D), son coherentes con la erosión progresiva de lavas del volcán Arrau situadas en el flanco NE (Figura 6.1A y B). En consecuencia, resulta más probable interpretar los LV emitidos durante la Fase 1 como fragmentos accesorios derivados de material preexistente del edificio volcánico.

No obstante, el origen de los LV podría ser aún más ambiguo, ya que además de derivar de la fragmentación de lavas bien preservadas en las partes altas del edificio volcánico, también podrían resultar de la fragmentación de las porciones más desgasificadas y cristalizadas de un magma emplazado en los niveles superiores del conducto, y por lo tanto representar material juvenil (p. ej. Cashman & Hoblitt., 2004; Miwa *et al*., 2009; Cassidy *et al*., 2015). La cristalización de microlitos puede ser inducida por procesos de desgasificación y descompresión del magma, ya sea durante un ascenso lento (Hammer & Rutherford, 2002) y/o cuando el magma reside a bajas profundidades (Hammer *et al*., 1999; Cashman & Blundy, 2001). Si este fuera el caso, sería más probable identificar LV juveniles (junto a LV accesorios) al menos en las muestras recolectadas a partir de diciembre de 2016, cuando también se reconocen otros fragmentos potencialmente juveniles (FV, O, AV).

Aun cuando esta posibilidad no puede descartarse completamente, la marcada disminución en la abundancia de LV a partir del inicio de la Fase 2 (Figura 6.1C), etapa en la cual la tefra emitida proviene directamente de la fragmentación del cuerpo magmático, sugiere que es más factible correlacionar los LV emitidos durante la Fase 1 con lavas preexistentes, derivadas de la progresiva erosión del edificio volcánico producto de la actividad explosiva (Figura 6.1A).

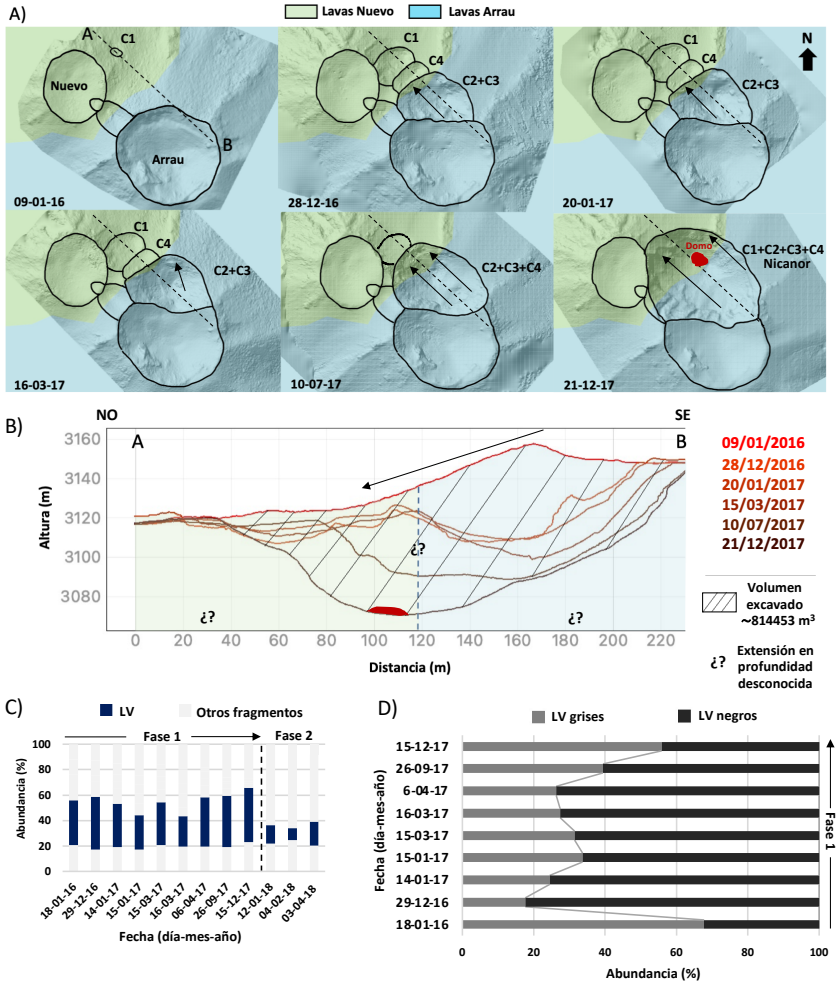


Figura 6.1 Variaciones morfológicas del edificio volcánico durante el transcurso de la F1 obtenidas a partir de modelos de elevación digital (MED) generados mediante aerofotogrametría (Resultados propios, inédito). Se observan los depósitos de las lavas de los volcanes Nuevo (verde) y Arrau (celeste) delimitados en superficie según Dixon *et al*. (1999). A) Evolución morfológica de los nuevos cráteres que se unieron hasta formar el cráter Nicanor. B) Perfil transversal AB (línea segmentada en A). La flecha negra indica la dirección de la migración de la actividad explosiva hacia el NO, permitiendo la ampliación del C3 y la obliteración los cráteres C1, C2 y C4. C) Variaciones en los contenidos de LV en las muestras de tefra a través del tiempo. D) Variación de los contenidos de los LV grises y negros durante la Fase 1.

6.1.2 Origen de los Fragmentos Vesiculares (FV)

Si bien el vidrio de los FV presenta composiciones de sílice y álcalis similares a la de los fragmentos de lavas de erupciones previas (Figura 5.39A), estas partículas son identificadas únicamente a partir de las muestras de diciembre de 2016 (Figura 5.32). Esta observación, sumado a la presencia de vesículas que indican la exsolución de gases desde el magma (Figura 5.26), la ausencia de recristalización del vidrio y de alteración hidrotermal pervasiva (Figura 5.26), así como el incremento paulatino tanto en su abundancia (Figura 5.32) como en el contenido de microlitos de plagioclasa a lo largo del ciclo eruptivo (Figura 5.34), sugiere que probablemente estos fragmentos correspondan a material juvenil asociados al magma involucrado en la erupción.

6.1.3 Origen de los Agregados Vítreos (AV) y Obsidianas (O)

Los restantes fragmentos potencialmente juveniles (AV y O) presentan asimismo composiciones comparables a las de los fragmentos de lavas preexistentes (Figura 5.39A). Sin embargo, al igual que los FV, estos fragmentos son identificados únicamente a partir de las muestras recolectadas en diciembre del 2016, aunque en bajas proporciones, y desaparecen hacia fines de la Fase 1 (Figura 5.32; ver sección 6.2). Lo anterior, junto con su aspecto fresco y la ausencia de desvitrificación y alteración hidrotermal pervasiva (Figura 5.22 y 5.25), hace menos probable que estos fragmentos provengan de depósitos preexistentes, siendo más factible interpretarlos como material juvenil.

6.1.4 Origen de los Agregados Cristalinos (AC) y Líticos Cristalinos (LC)

En el caso de los fragmentos AC y LC, sus características texturales y composicionales indican claramente un origen accesorio. Los AC están formados por polimorfos de Si, feldespato potásico (FK) y pirita (Py) (Figura 5.21), minerales que, con excepción de los FK, no corresponden a fases minerales primarias. Además, los FK dispuestos a su vez como CL, tampoco han sido identificados como fases minerales primarias en los productos de erupciones previas del complejo volcánico (Dixon *et al*., 1999; Naranjo *et al*., 2008), por lo que, junto a los cristales de Si y Py, es más probable que correspondan a fases minerales secundarias generadas por procesos de alteración hidrotermal (p. ej. Boudon *et al*., 1998).

Adicionalmente, algunos polimorfos Si observados en los AC y LC (Figura 5.19 y 5.21 respectivamente), presentan características texturales típicas de amorfos de Si formados en ambientes hidrotermales de alta sulfuración, producto de la hidrólisis de sílice gatillada por la condensación y mezcla de los gases magmáticos con aguas meteóricas en el interior del edificio volcánico, asociadas a un sistema hidrotermal somero (Lowenstern *et al*., 2018). En el caso de los LC, la extensiva recristalización de la masa fundamental por polimorfos de Si y FK en textura felsofídica (*feathery texture* en Horwell *et al*., 2013; Figura 5.19) es atribuible a procesos de alteración química del vidrio, como la desvitrificación. Esta interpretación es consistente con las composiciones químicas contrastantes del vidrio de los LC respecto al resto de los fragmentos, con totales analíticos menores (Anexo V), junto con un enriquecimiento en sílice y empobrecimiento en álcalis (Figura 5.39). El elevado contenido de sílice estaría directamente relacionado con la precipitación y cristalización de polimorfos de Si, mientras que el empobrecimiento de álcalis podría vincularse a la remobilización de estos elementos por fluidos hidrotermales, ya que el Na y K al tener baja electronegatividad, tienden a unirse con elementos de mayor electronegatividad, como el agua (Dellino *et al*., 2001). Además, las cavidades de disolución, fases cristalinas disgregadas y perforaciones circulares (*pitting*) observadas en estos fragmentos (Figura 5.19), son comúnmente asociadas procesos de corrosión química debido a la acción de fluidos hidrotermales (p. ej. Alvarado *et al*., 2016).

En conjunto, estas evidencias, sumado a la disminución progresiva de los contenidos de los LC y AC durante el desarrollo de la Fase 1 (Figura 5.32), permiten clasificar estos fragmentos como material accesorio asociados a un sistema hidrotermal desarrollado al interior del edificio volcánico.

Si bien los AC también se identifican durante la Fase 2 (Figura 5.32), a diferencia de los AC emitidos en la Fase 1, estos están compuestos exclusivamente por polimorfos de Si cristalinos, y no amorfos (Figura 5.21A), con texturas similares a las observadas en los polimorfos de Si que rellenan vesículas y forman parte de la masa fundamental de los LV (Figura 5.24). El fracturamiento tipo *fish-scale* observado en los polimorfos de Si corresponde a una textura diagnóstica de la cristobalita α, generada por la contracción volumétrica que ocurre durante la transformación química β–α (Horwell *et al*., 2013), la cual ocurre durante la desgasificación

pasiva de cuerpos de lava silíceos a baja presión (Schipper *et al*., 2020). La presencia de cristobalita se ve además respaldada por los resultados del análisis de difracción de rayos X (Figura 5.38). En consecuencia, es probable que los AC identificados durante la Fase 2 estén directamente relacionados con los procesos de enfriamiento y desgasificación del cuerpo magmático emplazado tanto en las partes altas del conducto como en el mismo domo.

6.1.5 Origen de los Fragmentos Rojizos (FR)

Aunque estos fragmentos presentan características texturales similares a los FV -como la presencia de vesículas (Figura 5.20)-, el alto grado de oxidación superficial y la ocurrencia de minerales amorfos, tanto de manera diseminada como rellenando cavidades de disolución química (Figura 5.20), evidencian la circulación y alteración por fluidos hidrotermales. Estos fluidos posiblemente habrían sido, a su vez, responsables de la disgregación y disolución parcial de los fenocristales observados en estos fragmentos (Figura 5.20). Si bien no se dispone de análisis químicos del vidrio, al igual que en los LC, AC y LV, estos fragmentos están presentes desde la primera muestra analizada y exhiben una disminución progresiva en su abundancia hasta desaparecer antes del comienzo de la Fase 2 (Figura 5.32). En conjunto, las evidencias expuestas apuntan a un origen accesorio para los FR, los cuales probablemente correspondan a juveniles "reciclados" según la definición de Houghton & Smith (1993), es decir, son partículas que fueron emitidas durante ciclos eruptivos anteriores y depositadas en las partes altas del edificio, para posteriormente ser removidas y eyectadas nuevamente durante una nueva erupción.

6.1.6 Origen de los Cristales Libres (CL)

Los fragmentos de cristales (CL) emitidos durante la Fase 1 que presentan vidrio adherido en los bordes corresponden principalmente a fenocristales desprendidos de la masa fundamental de los LC, FR, LV y FV (Figura 5.23). En consecuencia, estos cristales poseen un origen tanto accesorio como juvenil. Por el contrario, los CL que no exhiben vidrio adherido ni restos de la masa fundamental en sus bordes (Figura 5.23), no pueden ser vinculados a un tipo especifico de fragmento, ya que podrían derivar tanto de la fragmentación de rocas preexistentes del volcán (p. ej. LC o LV) como del magma involucrado en la erupción (p. ej. FV, O, AV), por lo que su origen puede ser tanto accesorio como juvenil.

Cabe destacar que, dentro de la fracción granulométrica analizada, los fenocristales de Plg, Cpx y Opx están presentes en todos los productos del Subcomplejo Las Termas (Dixon *et al*., 1999 y López-Escobar *et al*., 2006). En cambio, los cristales de olivino (Olv) solo han sido reconocidos como fenocristales y en enclaves máficos en los productos del Subcomplejo Cerro Blanco (López-Escobar *et al*., 2006; Oyarzún *et al*., 2022). Considerando que los cristales de Olv aparecen a partir de las muestras recolectadas a fines de 2016, coincidiendo con la identificación de otros fragmentos clasificados como juveniles, y que su abundancia aumenta a través del tiempo (Figura 5.32), es más probable que estos cristales deriven de la fragmentación del magma involucrado en la erupción. En particular, el análisis de la muestra del domo de lava recolectada en septiembre de 2018 sugiere que los cristales de Olv forman parte de enclaves máficos arrastrados por el magma durante su ascenso desde reservorios más profundos (Oyarzún *et al*., 2022).

Por otra parte, los CL con y sin vidrio adherido identificados durante la Fase 2 son probablemente, en su mayoría de origen juvenil, dado que se asocian directamente a fragmentos generados por la fragmentación del domo de lava emplazado en la superficie y partes altas del conducto. Asimismo, el vidrio adherido presenta características texturales similares a las observadas en los FV y LV emitidos durante esta fase (Figura 5.23).

En relación con el resto de los CL identificados en las muestras, los agregados de Py están presentes desde el inicio del ciclo eruptivo, aunque desaparecen en algún momento entre abril y octubre de 2017 (intervalo para el cual no se dispone de muestras; Figura 5.32). Esto es coherente con la disminución progresiva de los LC, fragmentos que contienen agregados de Py en sus superficies (Figura 5.19), y con la identificación de Py en las superficies externas de los FV (Figura 5.29). En cambio, los polimorfos de Si están presentes en todas las muestras analizadas en ambas fases eruptivas (Figura 5.32). Sin embargo, las variedades amorfas (sílice bandeada) solo se reconocen durante la Fase 1 (Figura 5.23), mientras que las variedades cristalinas de Si (cristobalita α) se identifican en ambas fases. Los polimorfos cristalinos de Si pueden originarse tanto de la precipitación de los gases liberados por el magma (p. ej. Schipper *et al*., 2020) como por la acción de fluidos hidrotermales (p. ej. Lowenstern *et al*., 2018),

mientras que las variedades amorfas de Si son vinculadas a un origen netamente hidrotermal (Lowenstern *et al*., 2018).

Las evidencias expuestas, sumado a la presencia de material amorfo identificado mediante el análisis de difracción de rayos X (DRX) en las muestras de la Fase 1 (Figura 5.38), respaldan la existencia y el rol activo de un sistema hidrotermal al interior del edificio volcánico durante dicha fase, posiblemente de extensión limitada.

6.2. Mecanismos de fragmentación y dinámica eruptiva

6.2.1. Fase 1

Considerando la evidencia que respalda la existencia de un sistema hidrotermal al interior del edificio volcánico (según los componentes de la tefra abordado en la sección 6.1) y la presencia de fragmentos juveniles tanto durante la Fase 1 (FV, O, AV) como en la Fase 2 (FV, LV) de acuerdo con lo discutido en la sección anterior, surge la interrogante respecto a los mecanismos eruptivos responsables de la generación de estas partículas. En particular, ¿fueron producidas exclusivamente por procesos de exsolución y expansión de volátiles, o intervinieron además (o de manera dominante) procesos de interacción directa magma-agua?

La morfología de los fragmentos juveniles depende fundamentalmente de la reología del magma en el momento de la fragmentación, la cual está controlada, entre otros factores, por el contenido, geometría y tamaño de las vesículas atrapadas en el magma, así como por el tamaño de las partículas analizadas (Houghton & Carey 2015; Cashman & Rust, 2016). En general, la presencia de vesículas y texturas intra-vesiculares en los fragmentos juveniles (paredes de vesículas IV; ver sección 5.2.2.8.), suele considerarse una evidencia suficiente para inferir procesos de fragmentación magmática. No obstante, los fragmentos generados durante erupciones freatomagmáticas pueden exhibir un amplio rango de vesicularidad, dependiendo del estado reológico del magma al momento de su interacción con el fluido acuoso. Por ejemplo, partículas juveniles con bajo a nulo contenido de vesículas pueden formarse antes de que las burbujas alcancen volúmenes significativos o incluso antes del inicio de la exsolución de los volátiles (Cashman & Rust, 2016). Sin embargo, la exsolución de burbujas producto de la descompresión del magma puede proporcionar la inercia necesaria para acelerar su ascenso

y favorecer la mezcla con fluidos externos (p. ej. con un sistema hidrotermal), lo que desencadena finalmente la explosión termo-hidráulica. O bien, esta interacción puede generar la descompresión del magma, promoviendo la exsolución de volátiles (White & Valentine, 2016). En este sentido, ambos mecanismos eruptivos no son necesariamente excluyentes, pudiendo existir una retroalimentación entre ellos, en la cual uno puede iniciar o amplificar al otro (p. ej. Dellino et al., 2012; Cioni et al., 2014).

Los procesos de interacción magma-agua pueden además generar fragmentos con morfologías y texturas superficiales distintivas, las cuales han sido reproducidas experimentalmente mediante la interacción combustible-refrigerante (*Molten Fuel-Coolant Interaction*; MFCI), considerados análogos a la interacción magma-agua (Heiken & Wohletz, 1985; Wohletz, 2013; Zimanowsky *et al*., 2015 y referencias allí citadas). La perspectiva experimental destaca la distinción entre partículas "activas" y "pasivas". Las partículas activas se asocian a un régimen de fragmentación frágil generado durante y posterior a la explosión termo-hidráulica, proceso que es gatillado por el sobrecalentamiento y colapso de una capa o *film* de vapor formada durante la mezcla entre el combustible y el refrigerante. En contraste, las partículas pasivas se originan en un régimen de fragmentación dúctil, como resultado del paso de ondas descompresivas generadas por la explosión termo-hidráulica, las cuales fragmentan las zonas internas y más profundas del magma (Büttner *et al*., 1999; 2002; Wohletz, 2013; Zimanowsky *et al*., 2015 y referencias allí citadas).

6.2.1.1. Fragmentación Freática

Considerando las evidencias presentadas en la sección 6.1, la ceniza emitida durante el inicio del ciclo eruptivo (muestra NCH-180116-N; asociada a las explosiones ocurridas entre el 8 y 18 de enero del 2016) está compuesta únicamente por fragmentos accesorios, cuyas características composicionales y texturales indican la presencia de un sistema hidrotermal activo (Figura 5.32). Este resultado contrasta con lo reportado por Moussallam *et al*. (2018), quienes no identificaron productos ni minerales de alteración hidrotermal en la ceniza recolectada inmediatamente después de la primera explosión del 8 de enero del 2016. Las características texturales, morfológicas y la composición química del vidrio de los fragmentos descritos por estos autores son correlacionables a las de los fragmentos clasificados como LV

en este estudio (Figura 5.24). En conjunto con las evidencias discutidas en la sección 6.1.1., permite asociar la tefra emitida durante el primer evento explosivo a la fragmentación de lavas superficiales levemente alteradas o inalteradas del flanco N-NE del volcán Nuevo, y no a rocas con mayor grado de alteración hidrotermal situadas a mayor profundidad (Figura 6.1A y B).

En cambio, la primera muestra analizada en este estudio (NCH-180116-N), probablemente incluye fragmentos emitidos por las explosiones posteriores, más próximas a la fecha del muestreo (18 de enero), las cuales ensancharon y profundizaron el cráter inicial (C1 en Figura 4.2). Como consecuencia, es probable que la ceniza incorpora fragmentos tanto de las porciones superficiales con escasa a nula alteración (LV), como de niveles más profundos, incluyendo minerales y litologías de origen hidrotermal (p. ej. LC, FR y AC).

La ausencia de material juvenil y la presencia de fragmentos alterados en la tefra asociada a los primeros eventos explosivos sugieren un mecanismo de fragmentación freático, vinculado a la excitación, presurización y posterior fallo de un sistema hidrotermal somero (Stix & De Moore, 2018). Las ondas de choque generadas durante este proceso, desencadenaron la fragmentación frágil de rocas preexistentes, conformadas principalmente por material lítico de la zona sumital del cono en actividad y, posiblemente, contribuyendo a la formación de los conductos por los cuales el magma ascendería posteriormente (Figura 6.2).

Es probable que el equilibrio del sistema hidrotermal se haya visto perturbado por el aporte de gases magmáticos exsueltos desde un magma emplazado en profundidad a niveles someros, evidenciado por la clara dominancia de gases magmáticos sobre los hidrotermales (altas tasas de SO_2/H_2S) emitidos a altas temperaturas (>850ºC) desde el primer cráter formado (C1) (Moussallam *et al*., 2018). A ello se suma el registro de sismicidad LP y TR localizada a profundidades menores a 5 km, asociada a la exsolución y ascenso de gases magmáticos a través del conducto y, en el caso de sismicidad LP, también posiblemente asociada a la perturbación y movimiento de fluidos hidrotermales al interactuar con los fluidos magmáticos (Figura 4.7; Cardona *et al.*, 2022).

Cabe señalar que Moussalam *et al*. (2018) reportan la presencia de fragmentos potencialmente juveniles en cenizas correspondientes a explosiones ocurridas en febrero del 2016, aunque sin una confirmación concluyente. Esta interpretación se sustenta en la identificación de partículas vesiculares con vidrio de composición andesítica, ausentes en las cenizas recolectadas en enero. Sin embargo, dichos fragmentos no fueron observados posteriormente en las muestras analizadas en este estudio, ni tampoco en las reportadas por Benet *et al*. (2021).

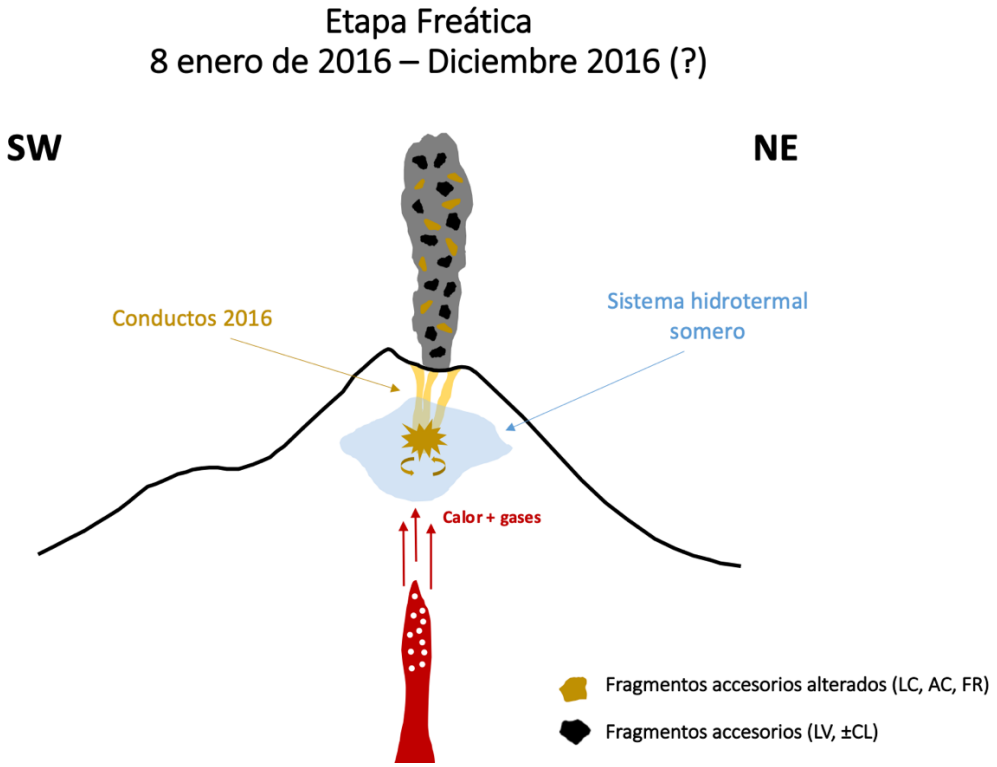


Figura 6.2 Ilustración esquemática de la etapa Freática desarrollada durante la Fase 1. Presurización y expansión de los fluidos acuosos debido a la interacción indirecta entre el magma ascendente y el sistema hidrotermal somero.

6.2.1.2. Fragmentación Freatomagmática

La presencia de fragmentos juveniles en las muestras de ceniza recolectadas a partir de diciembre de 2016 (FV, O, AV; ~20%) evidencian que el magma se fragmentó durante su ascenso. No obstante, tal como señalan White & Valentine (2016), ninguna característica textural de manera individual -como las morfologías, texturas superficiales, vesicularidad, proporción de fragmentos accesorios, o la abundancia de ceniza fina- puede considerarse, por sí sola, un criterio diagnóstico para discriminar mecanismos eruptivos freatomagmáticos de los

magmáticos. En consecuencia, resulta necesario integrar múltiples líneas de evidencias para evaluar la participación "real" de agua en los procesos eruptivos.

Tradicionalmente, en la literatura volcanológica, las morfologías blocosas y fracturas escalonadas (exhibidas por los LV en este estudio; Figura 5.24), han sido utilizadas como rasgos diagnósticos suficientes de fragmentación freatomagmática (p. ej. Heiken & Wohletz, 1985). Estas características están asociadas a las partículas activas generadas durante las explosiones termo-hidráulicas producto de la interacción combustible-refrigerante (Wholetz, 2013; Zimanowsky *et al*., 2015). Sin embargo, estudios más recientes han demostrado que estas texturas no pueden atribuirse de manera exclusiva a un único mecanismo eruptivo, ya que solo reflejan un comportamiento frágil frente al paso de una onda de choque (p. ej. Durig *et al*., 2012). En ese sentido, estas características han sido descritas tanto en fragmentos emitidos durante erupciones vulcanianas asociadas a la fragmentación magmática de *plugs* o porciones superiores cristalizadas de magmas silíceos (p. ej. Miwa *et al*., 2009; Cassidy *et al*., 2015), como en fragmentos preexistentes desintegrados durante erupciones freáticas (p. ej. Pardo *et al*., 2014). Más aún, estas mismas texturas se observan en los fragmentos de lavas fracturadas manualmente en este estudio (lavas volcanes Nuevo, Arrau y Sebastián; Figura 5.31), lo que refuerza que no constituyen una evidencia suficiente de interacción magma-agua.

De manera similar, las grietas identificadas en la superficie de algunos fragmentos durante la Fase 1 (LV, FV y O) y la Fase 2 (LV) (Tabla 5.6), también presentes en las partículas activas, son generadas por el rápido enfriamiento y contracción de fragmentos en estado semi-fundido al interactuar con los fluidos acuosos tras la explosión termo-hidráulica (*quenching cracks*; Büttner *et al*., 1999; Zimanowski *et al*., 2015). No obstante, este tipo de agrietamiento también ha sido descrito en productos de erupciones vulcanianas y plinianas, como resultado de la fragmentación frágil de magmas silíceos en estado semisólido (p. ej. *plugs*), asociada a mecanismos eruptivos netamente magmáticos (Heiken & Wohletz, 1985). Por lo tanto, esta evidencia por sí sola tampoco resulta concluyente respecto a la participación directa de agua en la fragmentación del magma.

Las morfologías esféricas a sub-esféricas observadas en los fragmentos clasificados como obsidianas (O; Figura 6.3A1), son similares a las partículas pasivas, las cuales son originadas bajo un régimen de fragmentación dúctil asociado al paso de ondas descompresivas producidas durante la explosión termo-hidráulica, y que fragmentan las partes más profundas del magma (Figura 6.3A; Büttner *et al*., 1999; Zimanowski *et al*., 2015). Si bien este tipo de partículas puede generarse en magmas de cualquier composición durante procesos de interacción magma-agua, también pueden resultar por fragmentación netamente magmática en magmas máficos (comúnmente descritas como lágrimas y cabellos de *Pelé*; p. ej. Heiken & Wohletz, 1985). En consecuencia, para composiciones basálticas a andesítico-basáltico, estas partículas no permiten discriminar el mecanismo de fragmentación. Sin embargo, considerando la composición riolítica del vidrio de las O en este estudio (Figura 5.25), resulta más probable asociar estas partículas a un mecanismo de fragmentación freatomagmático que a uno netamente magmático.

Por otra parte, las morfologías musgosas características de los agregados vítreos en este estudio (AV; Figura 6.3B1), son análogas a otro tipo de partículas activas generadas experimentalmente durante la interacción magma-agua, formadas por la aglomeración y soldamiento de fragmentos de magma en estado semi-fundido inmediatamente después de la fragmentación frágil inducida por la explosión termo-hidráulica (Figura 6.3B; Zimanowski *et al*., 2015). Cabe destacar que este tipo de partícula ha sido reportado exclusivamente en productos de erupciones freatomagmáticas (p. ej. Dürig *et al*., 2018; Romero *et al*., 2020), lo que refuerza su asociación a este tipo de mecanismo eruptivo.

Las texturas fluidales, tanto lisas como abultadas, junto al bajo a nulo contenido de microlitos observado en los fragmentos AV y O (Figura 5.22 y 5.25, respectivamente), podrían estar relacionadas con un rápido enfriamiento durante la interacción con fluidos externos (p. ej. Miyabushi *et al*., 2018). No obstante, en magmas silíceos, este tipo de texturas también han sido descritas en contextos de enfriamiento lento del magma a bajas profundidades (p. ej. Fink & Anderson, 2017) o producto de un rápido ascenso magmático (p. ej. Gaunt *et al*., 2016), por lo que su interpretación no es única.

Asimismo, la mineralización hidrotermal superficial y las perforaciones (*pitting*) identificadas sobre la superficie de algunos FV y O, sugiere la interacción de estos fragmentos con fluidos hidrotermales posterior a la fragmentación. Este proceso pudo cual haber ocurrido tanto en el conducto como en la columna eruptiva, mediante procesos de precipitación y corrosión química, respectivamente (p. ej. Alvarado *et al*., 2016).

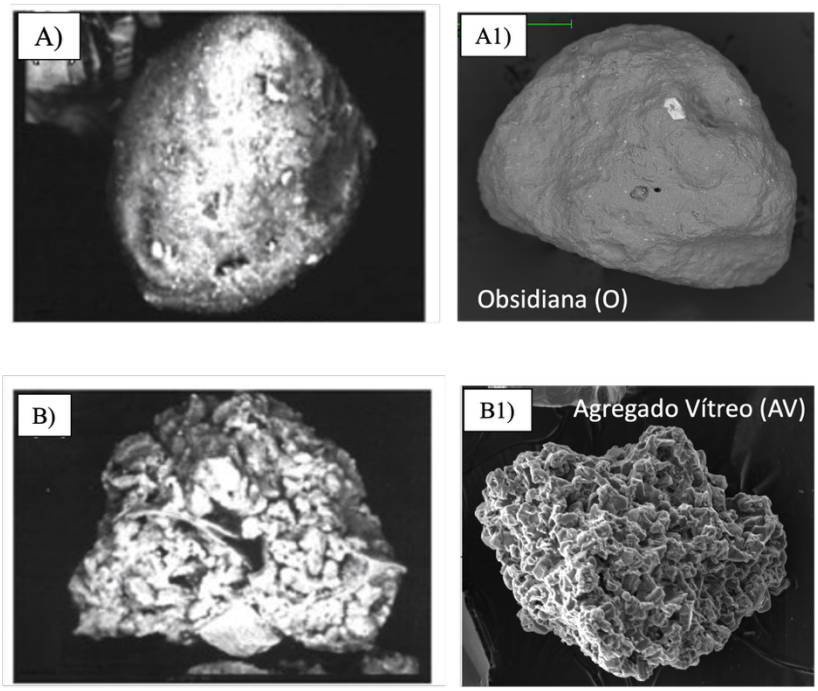


Figura 6.3 Comparación de partículas generadas de manera experimental (A y C; Zimanowski *et al*., 2015) y de forma natural (B y D; este estudio). Imágenes BSE-SEM. A) Partícula "pasiva" generada por la interacción magma-agua experimental. A1) Partícula clasificada como Obsidiana (O) en este estudio. B) Partícula "activa" generada por la interacción magma-agua experimental. D) Partícula clasificada como Agregado Vítreo (AV) en este estudio.

La integración de todas estas evidencias observadas en las muestras de ceniza durante aproximadamente un año (entre diciembre de 2016 y diciembre de 2017): presencia de los fragmentos juveniles AV y O, fragmentos accesorios alterados (AC, LC), minerales hidrotermales (Py y amorfos de Si) como CL y sobre la superficie de los AC, LC y FV, la presencia de *pitting* y agrietamientos en los FV y O, así como un alto contenido de ceniza extremadamente fina (con tamaños de hasta 14ϕ; Figura 5.17), permite inferir de manera consistente un mecanismo de fragmentación freatomagmático. Este mecanismo habría sido generado por la interacción directa entre fluidos magmáticos y un sistema hidrotermal somero

de extensión desconocida, fragmentando tanto el magma (FV, O, AV, ±CL) como las porciones superiores del edificio volcánico inalteradas/poca alteradas (LV, FR ±CL) o con alteración pervasiva (LC, AC, ±CL) (Figura 6.4A).

Cabe mencionar que no se dispone de muestras correspondientes al intervalo entre abril y octubre 2017, periodo que se caracterizó por una actividad eruptiva intermitente, con alternancia de ciclos explosivos y de reposo (ver capítulo 4). No obstante, en base a las observaciones visuales y registros sísmicos, es probable que la actividad freatomagmática se haya mantenido durante dicho lapso -sin descartar la ocurrencia de erupciones freáticas- ambas impulsadas por la presurización del sistema hidrotermal debido a la acumulación de gases exsueltos del magma subyacente. La actividad explosiva acontecida durante estos meses probablemente debilitó progresivamente el edificio volcánico, facilitando el camino para que el magma llegara luego a la superficie (p. ej. Voight *et al*., 2000).

A estas evidencias, se suma la observación de columnas eruptivas con formas cipresoidales (*cypressoidal/cock's tail jets*), muchas de ellas blanquecinas con altos contenidos de vapor de agua a pesar de la baja humedad atmosférica y el desarrollo de oleadas basales registradas durante el periodo mencionado (Figura 4.4 y 4.5), las cuales son comúnmente observadas en este tipo de actividad eruptiva (p. ej. Nemeth & Kosik, 2020).

Las vesículas y texturas intra-vesiculares observadas en los FV indican que procesos de descompresión magmática y exsolución de gases ocurrieron durante el ascenso del magma, proporcionado la inercia necesaria para acelerar su ascenso e impulsar la mezcla con los fluidos hidrotermales, desencadenando finalmente las explosiones termo-hidráulicas (Figura 6.4).

Además, las morfometrías de los contornos (siluetas) de los FV, O y AV para la muestra NCH-150117-Cz3 (Figura 5.33) son consistentes con aquellas descritas en la literatura para fragmentación freatomagmática según el sistema morfométrico de Murtagh & White (2013) y que incluye el límite de tipo de fragmentación propuesto por Schipper (2009). Estas partículas presentan los menores valores de $\text{Rectangularidad}_{DL}$ x Circularidad_{DL} (Figura 5.33) y permite clasificarlas apropiadamente como freatomagmáticas.

Los bajos contenidos de microlitos de plagioclasa de los fragmentos juveniles, reflejado en valores menores de Na, pero con los mayores tamaños promedio (altos valores de Sn) y formas predominantemente aciculares (menores razones de aspecto S/L promedio) observados en los FV entre diciembre de 2016 y al menos hasta abril de 2017 (Figura 5.34), indican un régimen dominado por el crecimiento cristalino más que por procesos de nucleación (p. ej. Hammer *et al*., 2000).

La abundancia y características de los microlitos están controladas por el grado de *undercooling* (ΔT) y por la velocidad de cristalización, variables que dependen, a su vez, por la velocidad y duración de la descompresión del magma a niveles someros, así como de la descompresión final justo antes de la explosión (Brugger & Hammer, 2010). Durante la actividad volcánica explosiva, esta descompresión ocurre típicamente en escalas de segundos a minutos, seguida por un rápido enfriamiento (Clarke *et al*., 2015). Sin embargo, estudios experimentales han demostrado que las escalas de tiempo de la cristalización suelen ser del orden de horas a días, por lo que, al momento de la fragmentación, la nucleación de microlitos en el conducto somero es generalmente restringida por la rápida descompresión y enfriamiento abrupto del magma. En consecuencia, los microlitos observados registrarían condiciones de cristalización a mayor profundidad, previas a la descompresión final (Brugger & Hammer, 2010). Las 2 tendencias identificadas en la distribución de tamaños de los microlitos de Plg en los FV (secciones 1 y 2; Figura 5.35 y Tabla 5.9), probablemente estén asociadas a distintas profundidades de cristalización. Los microlitos de mayor tamaño (tamaños $>\sim$0.03 mm; sección 2 en Figura 5.35) reflejarían procesos de crecimiento cristalino a mayor profundidad, mientras que los microlitos de menor tamaño (tamaños $<\sim$0.03 mm; sección 1 en Figura 5.35) registrarían condiciones de cristalización más someras (p. ej. Preece *et al*., 2013; Murch & Cole, 2019).

En los FV emitidos entre diciembre de 2016 y abril de 2017, la mayor densidad poblacional de microlitos de Plg grandes ($>\sim$0.03 mm) respecto de los observados durante la Fase 2 (Figura 5.35), sugiere tiempos de residencia más prolongados del magma a niveles profundos, lo que concuerda con los mayores tiempos de cristalización estimados (sección 2 en Tabla 5.9). En contraste, la menor densidad de microlitos pequeños ($<\sim$0.03 mm) en comparación con los FV de la Fase 2 indica un ascenso relativamente rápido del magma y periodos breves de

presurización a niveles someros, lo que habría restringido la nucleación de nuevos cristales. Es probable que esta restricción está asociada a la interacción del magma con el sistema hidrotermal (Figura 6.4A).

Sin embargo, a partir de octubre de 2017 (periodo de intensa frecuencia explosiva; Figura 4.7; muestra NCH-260917-N en adelante) ocurre un cambio en estos parámetros, observándose un incremento sostenido en el contenido de microlitos pequeños de Plg (<~0.03 mm), reflejado en valores altos de Na y n^0 (Figura 5.34 y 5.35), y a su vez, en los menores contenidos de álcalis (Na_2O+K_2O) del vidrio, consistente con la cristalización de microlitos de Plg. Este patrón sugiere un ascenso magmático más lento y/o a mayores tiempos de residencia y presurización a niveles someros (Figura 6.4B) (p. ej. Nakada & Motomura, 1999; Hammer *et al*., 1999; Hammer & Rutherford, 2002; Cashman & Hoblitt, 2004; Brugger & Hammer, 2010).

Finalmente, la presencia de AV y O junto con AC, LC y minerales hidrotermales (Py, amorfos de Si) en las muestras de tefra de la Fase 1 (Figura 5.32), sugiere que los mecanismos freatomagmáticos operaron al menos hasta mediados de diciembre de 2017 (muestra NCH-151217-Cz5).

La disminución progresiva de estos componentes hacia fines de 2017 (Figura 5.32) sugiere una reducción gradual en la extensión del sistema hidrotermal (Figura 6.4B), probablemente asociada al desarrollo de una aureola termal alrededor del cuerpo magmático. Este proceso habría limitado progresivamente la interacción explosiva magma-agua hasta eventualmente agotar el sistema hidrotermal, restringiendo la fragmentación freatomagmática (p. ej. Gaunt *et al*., 2016; Troncoso *et al*., 2017) y permitiendo una mayor cristalización del magma y presurización a niveles someros. Este escenario es coherente con la disminución desde octubre y posterior desaparición de los fragmentos con evidencias de freatomagmatismo en las muestras de tefra al inicio de la Fase 2, así como también con el mayor contenido de LV previo a la extrusión del domo (muestra NCH-151217-Cz4) asociados tanto a la erosión del cráter (y/o conductos) como de la fragmentación de las zonas superiores más desgasificadas y cristalinas del magma (Figura 5.32 y Tabla 5.6).

El estilo de actividad eruptiva y los tipos de fragmentos identificados para este periodo son, en términos generales, comparables a lo propuesto por Benet *et al*. (2021). No obstante, se reconocen algunas discrepancias en la interpretación de los procesos eruptivos a lo largo de la erupción, asociadas principalmente a diferencias en la clasificación de ciertos fragmentos considerados como juveniles por dichos autores, así como en la proporción relativa de los microlitos presentes en estos.

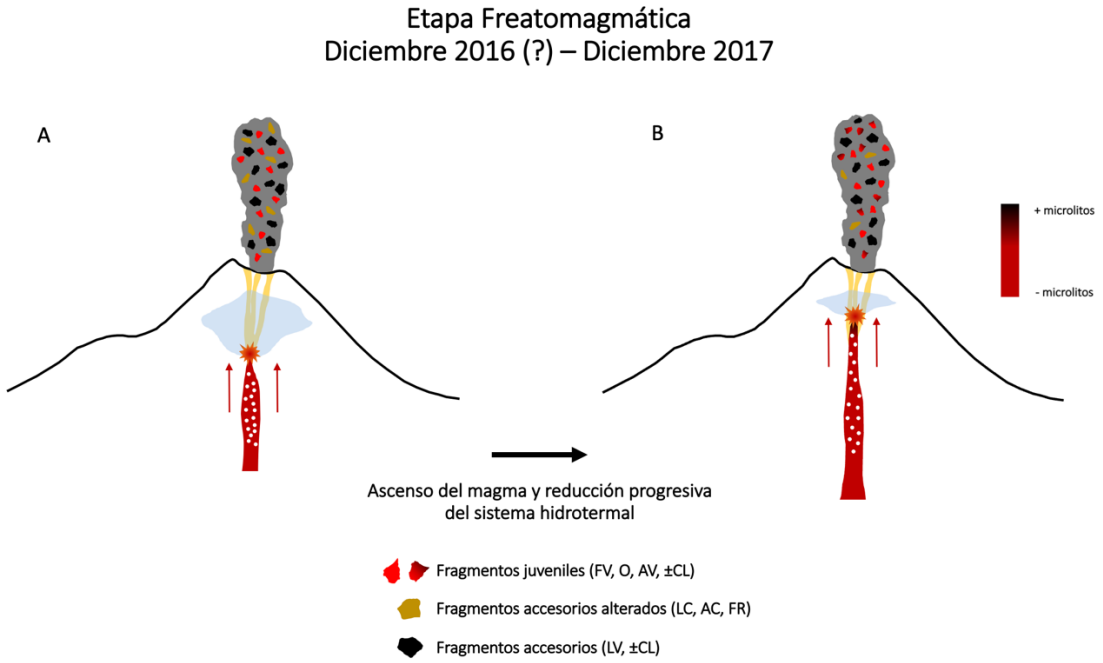


Figura 6.4 Ilustración esquemática de la etapa Freatomagmática desarrollada durante la Fase 1. Se observa la disminución progresiva en la extensión del sistema hidrotermal (B) producto de la interacción entre el cuerpo magmático ascendente y los fluidos acuosos, así como la cristalización del magma con la nucleación de microlitos de Plg.

6.2.2. Fase 2

6.2.2.1. Fragmentación Magmática

La intensidad y tipo de actividad eruptiva durante el desarrollo de los domos de lava puede variar ampliamente, desde eventos explosivos menores con o sin la extrusión del domo, a erupciones explosivas mayores con colapsos de la columna eruptiva (Calder *et al*., 2015). La actividad explosiva puede ser gatillada por la directa descompresión y fragmentación del magma, o por múltiples procesos que pueden ocurrir a distintas profundidades. Estos procesos incluyen la sobrepresurización de magmas cristalinos bajo altos grados de *undercooling* (ΔT) (Sparks, 1997), la transferencia de calor desde una nueva intrusión hacia un magma más somero

(p. ej. Miwa *et al*., 2013) y la interacción de fluidos magmáticos con el sistema hidrotermal (p. ej. Heap *et al*., 2019).

El marcado incremento en el contenido de los FV y de los LV grises juveniles, junto con la drástica disminución de los LV negros asociados a lavas preexistentes (Figura 5.32 y 6.1) en las muestras de tefra a partir de la Fase 2 (desde la muestra NCH-120118-Cz2; Figura 5.32), es consistente con una mayor fragmentación del cuerpo magmático emplazado en las partes altas del conducto y con una disminución de los procesos erosivos del edificio volcánico, respectivamente.

Las morfometrías más irregulares observadas en los contornos de los FV emitidos durante la Fase 2 (Figura 5.33) se asocian probablemente a un mayor contenido de vesículas en el magma al momento de la fragmentación. Esto habría favorecido el desarrollo de abundantes texturas intra-vesiculares (IV; Figura 5.26), dando lugar a partículas con contornos menos simétricos (Tabla 5.7 y Figura 5.33).

Este patrón, junto con el aumento relativo de los FV respecto a la Fase 1 (Figura 5.32) y la ausencia de evidencias de interacción magma-agua (como AV y O, mineralización hidrotermal superficial amorfa, *pitting*, columnas eruptivas cipresoidales u oleadas basales), sugiere que los procesos de vesiculación y expansión de las burbujas desempeñaron un rol fundamental en el proceso explosivo, sin participación de fluidos externos.

Si bien los mecanismos que gatillan la actividad explosiva durante el desarrollo de domos de lava aún no son totalmente comprendidos, la presencia tanto de LV grises como de FV con mayor grado de cristalinidad en comparación con los FV observados durante la Fase 1 (Figura 5.34), así como la ocurrencia de cristobalita sobre los FV, LV y como AC y CL, aportan evidencias claves para interpretar la génesis de la actividad explosiva.

El aumento en la abundancia de microlitos de Plg de tamaños $<\sim 0.03$ mm en los FV hacia finales de la Fase 1 (Figura 5.34 y Figura 5.35) y las bajas tasas de extrusión estimadas mediante aerofotogrametría una vez que el magma alcanzó la superficie (del orden de ~ 0.01 m^3/s;

Luengo & Palma, 2018), reflejan un ascenso más lento del magma a niveles someros y altas tasas de nucleación, tanto en las partes superiores del conducto como en el propio domo de lava (evidenciado en los LV). Este proceso habría sido impulsado por elevados grados de *undercooling* (ΔT) en respuesta a la descompresión y desgasificación pasiva del magma (p. ej. Nakada & Motomura, 1999; Hammer *et al*., 1999; Preece et al., 2013; Murch & Cole, 2019).

La similitud en la abundancia y en las características texturales de los microlitos de Plg en los FV y LV durante esta etapa (Tabla 5.8 y Figura 5.34), indica condiciones de descompresión similares, lo que sugiere que ambos tipos de fragmentos derivan de porciones superiores más desgasificadas y cristalizadas del cuerpo magmático. En particular, los LV se asocian probablemente a la corteza externa rígida (*carapace*) del domo, mientras que los FV representarían material del núcleo del domo y de los niveles superiores de la columna magmática.

La desgasificación pasiva (*outgassing*) en un sistema abierto, a baja temperatura, junto con el rápido enfriamiento del magma en superficie y un lento ascenso, habría promovido la cristalización de microlitos de Plg y limitado la nucleación y crecimiento de burbujas en la parte superior del domo (Figura 6.5A). Estas condiciones fueron incrementando la viscosidad y reduciendo progresivamente la porosidad hasta suprimirla, generando una superficie externa semi-impermeable que selló parcialmente el conducto (*plug)*, favoreciendo el estancamiento del magma subyacente e impidiendo la liberación eficiente de los gases exsueltos (Figura 6.5B) (p. ej. Clarke *et al*., 2015; Boudon *et al.,* 2015 y referencias allí citadas).

Dicho proceso se refleja en los FV, cuyas texturas vesiculares evidencian el atrapamiento de la fase gaseosa en la masa fundamental (Figura 5.26). El sellamiento del sistema pudo haberse potenciado por la precipitación de cristobalita (Figura 6.5), rellenando vesículas en los FV y dispuesta en los intersticios de la masa fundamental de los LV (Figura 5.24 y 5.26, respectivamente), aumentando la impermeabilidad del domo y la sobrepresurización de las partes altas del conducto ante el *input* continuo de magma vesicular subyacente (p. ej. Boudon *et al*., 2015).

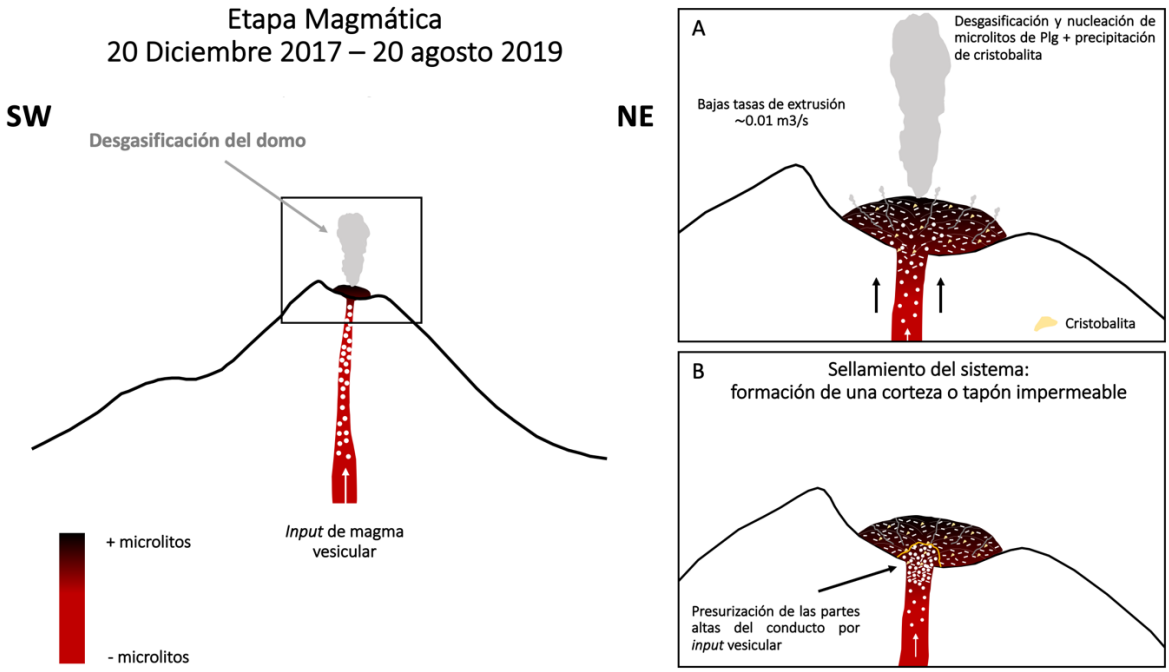


Figura 6.5 Ilustración esquemática de la etapa Magmática desarrollada durante la Fase 2. A) Desgasificación del domo de lava (sistema abierto) que gatilla la nucleación de microlitos de Plg. Además, ocurre la precipitación de cristobalita desde la fase gaseosa. B) Formación de un *plug* impermeable en las partes altas del conducto producto del lento acenso del magma (~0.01 m^3/s), y aumento de la desgasificación y su consecuente enfriamiento en superficie, reduciendo la porosidad efectiva.

La acumulación progresiva de gases habría culminado en la expansión violenta de la fase gaseosa, provocando la ruptura y fragmentación frágil tanto de las porciones superficiales como internas del magma (corteza y núcleo del domo, así como las partes altas del conducto), dando lugar a una actividad explosiva de tipo vulcaniano (Figura 6.6A) (Clarke *et al*., 2015; Calder *et al*., 2015). Las fracturas escalonadas y grietas identificadas en la superficie de los LV (Tabla 5.6), se interpretarían, en este contexto, como resultado del comportamiento frágil del magma en estado semi-fundido en respuesta a los esfuerzos generados durante estas explosiones (p. ej. Pardo *et al*., 2014).

La presencia de pómez (P) en la muestra de abril de 2018 (NCH-030418-Cz5; Figura 5.32), indica la fragmentación de niveles vesiculares más profundos del conducto (Figura 6.6B), donde la rápida descompresión, aceleración y enfriamiento del magma habrían limitado la nucleación de microlitos (p. ej. Cassidy *et al*., 2015).

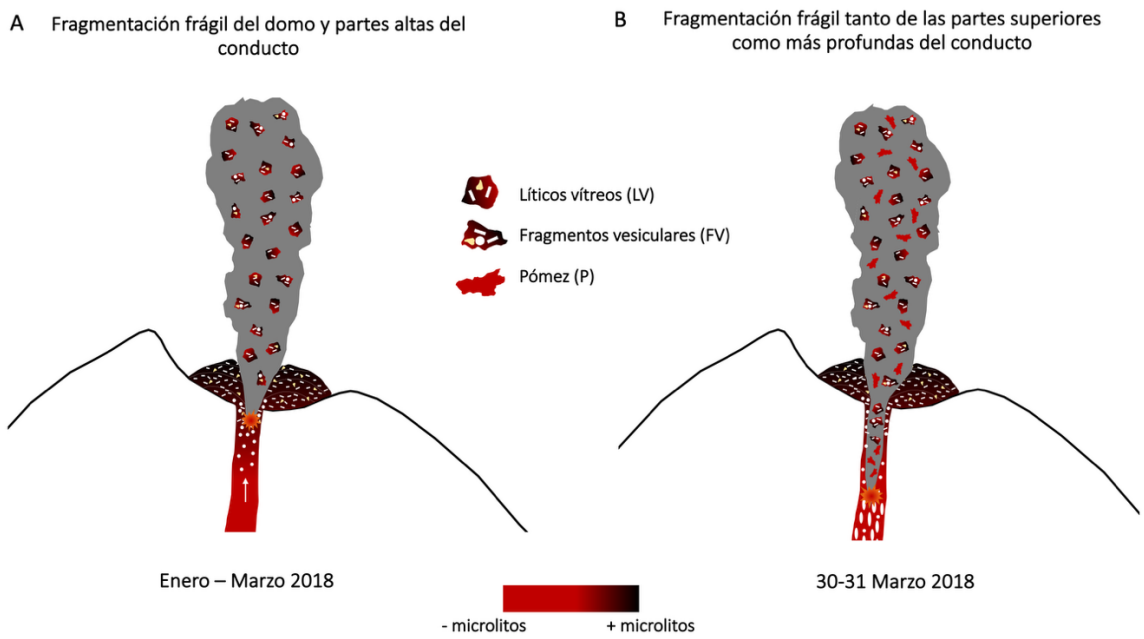


Figura 6.6 Ilustración esquemática que muestra el origen de los procesos explosivos desarrollados durante la Fase 2. A) Ruptura del tapón y fragmentación frágil del domo y partes altas del conducto. B) Ruptura del tapón y fragmentación frágil tanto de las partes altas como más profundas del cuerpo magmático.

La disrupción de estos sectores más profundos habría sido impulsada por una mayor sobrepresión de los gases exsueltos, lo que es consistente con el mayor desplazamiento reducido (DR) o amplitud sísmica asociada al evento explosivo que generó la muestra NCH-030418-Cz5 (explosiones del 30-31 de marzo de 2018; mayor DR registrado en este estudio; Tabla 5.1), en comparación con las explosiones ocurridas tras el inicio de la extrusión del domo y que generaron las muestras de enero y febrero de 2018 (muestras NCH-120118-Cz2 y NCH-040218-N, respectivamente).

7. CONCLUSIONES

7.1. Desarrollo de la erupción entre enero de 2016 y abril de 2018

Tras varios meses de inestabilidad sísmica, caracterizada principalmente por eventos de largo período (LP), el 8 de enero de 2016 se inició un nuevo ciclo eruptivo en el CVNCh. De acuerdo con las observaciones visuales y los registros sísmicos, en este trabajo dicho proceso se subdivide, hasta abril de 2018, en dos fases eruptivas (Fase 1 y Fase 2).

La Fase 1 se caracterizó por actividad explosiva pulsatoria de bajo IEV que dio lugar a la formación de una sucesión de cráteres alineados con orientación NW-SE en el flanco NE de los volcanes Nuevo y Arrau.

Las características morfológicas, texturales y composicionales de los fragmentos presentes en las muestras de cenizas recolectadas a comienzos de 2016 (LV, LC, AC, FR, CL), sugieren un mecanismo de fragmentación freática, originado por la excitación, presurización y posterior fallo de un sistema hidrotermal somero situado al interior del edificio volcánico. La disrupción progresiva de este sistema desencadenó la fragmentación frágil de rocas preexistentes, asociadas principalmente a los niveles superiores del edificio volcánico. Las condiciones de equilibrio del sistema hidrotermal habrían sido perturbadas como consecuencia del aporte de gases magmáticos exsueltos desde un magma emplazado a poca profundidad. Las explosiones ocurridas habrían contribuido a la formación de los conductos por los cuales el magma ascendería posteriormente.

Las erupciones freáticas se habrían prolongado al menos hasta diciembre de 2016, momento en el que se identificaron fragmentos juveniles (~20%; correspondientes a AV, O, FV y ±CL) en las muestras de ceniza. Las morfologías y texturas externas de los AV, O y FV evidencian mecanismos de fragmentación de tipo freatomagmático, asociados a una interacción directa entre fluidos magmáticos y el sistema hidrotermal. En particular, los AV y O exhiben texturas y morfologías que han sido reproducidas experimentalmente durante la mezcla combustible-refrigerante (análogo a interacción magma-agua). Los fragmentos juveniles presentan un vidrio de composición riolítica (~73%wt SiO_2, en promedio) y contienen microlitos de plagioclasa en baja abundancia, aunque de gran tamaño, lo que sugiere una rápida descompresión y ascenso

del magma en profundidad, seguido por un rápido enfriamiento, posiblemente intensificado por la interacción magma-agua que habría limitado la nucleación de nuevos microlitos. Es probable que la descompresión y exsolución de gases del magma hayan proporcionado la inercia necesaria para acelerar su ascenso y favorecer la mezcla con los fluidos hidrotermales, desencadenando finalmente las explosiones. En superficie, la actividad explosiva dio lugar a columnas eruptivas con formas cipresoidales, así como algunas oleadas basales restringidas a los cráteres activos, características reportadas en erupciones freatomagmáticas de otros volcanes.

Durante la Fase 1, las explosiones generaron fragmentos con granulometrías que alcanzaron tamaños de hasta 14 ϕ (<4 μm; ceniza extremadamente fina), lo que evidencia a su vez mecanismos de fragmentación altamente eficientes, como los de tipo freatomagmático. Por otra parte, las partículas potencialmente inhalables representaron entre un 3-6% de la distribución granulométrica de las muestras analizadas.

La actividad freatomagmática se habría extendido hasta fines de 2017, evidenciado a través de la disminución en el contenido de fragmentos juveniles asociados a la interacción magma-agua (AV, O) y de los fragmentos con alteración hidrotermal (LC y CL). Esto sugiere la progresiva reducción en la extensión del sistema hidrotermal probablemente debido al desarrollo de una aureola termal alrededor de la columna magmática, la cual limitó progresivamente la interacción explosiva magma-agua hasta eventualmente agotar el sistema hidrotermal. Sin embargo, los fragmentos juveniles vesiculares (FV) no mostraron una tendencia decreciente y a partir de octubre de 2017, comenzaron a exhibir una mayor abundancia de microlitos de plagioclasas, aunque de menor tamaño. Lo anterior, es consistente con procesos de enfriamiento y desgasificación que promovieron la nucleación de microlitos en el magma emplazado en las partes altas del conducto.

La actividad explosiva entre enero 2016 y fines de 2017 excavó un volumen aproximado de ~814453 m^3 de rocas preexistentes durante la formación de los nuevos cráteres, los cuales finalmente se unificaron producto de las explosiones generando un cráter semi-elíptico denominado Nicanor.

El 20 de diciembre de 2017, el magma alcanzó la superficie y se emplazó en el interior del cráter como un domo de lava, dando inicio a la Fase 2 del ciclo eruptivo. La actividad volcánica durante esta fase estuvo dominada por un lento crecimiento, desgasificación pulsátil y destrucción parcial del domo con tasas extrusivas del orden de 0.01 m^3/s.

El domo exhibió una geometría elíptica en planta y tabular en sección transversal (tipo torta), con un estilo de crecimiento exógeno caracterizado por la extrusión de lóbulos de lava desde una fractura central (*crease structure*).

Las explosiones generaron fragmentos juveniles (LV y FV) caracterizados por un alto contenido de microlitos de plagioclasas pequeños, consistente con menores valores de álcalis (Na_2O+K_2O) del vidrio en comparación a los fragmentos emitidos entre 2016 y 2017. Las texturas observadas en estos fragmentos sugieren la formación de una corteza impermeable en los niveles superiores del conducto producto de la desgasificación y el enfriamiento del magma, que fueron sellando y presurizando parcialmente el conducto, impidiendo la liberación eficiente de los gases exsueltos desde el magma subyacente. La acumulación progresiva de estos gases habría culminado en la fragmentación explosiva del magma, desintegrando parcialmente tanto el domo como las porciones superiores del cuerpo magmático.

Asimismo, la precipitación de cristobalita sobre los fragmentos juveniles (y presentes como AC), derivada de la desgasificación del magma, posiblemente habría contribuido de manera adicional al sellamiento del sistema.

Eventualmente, las explosiones fragmentaron zonas más profundas del magma, dando origen a fragmentos altamente vesiculares y carentes de microlitos (P), producto de la rápida descompresión y aceleración del magma en profundidad que habrían restringido la nucleación de microlitos.

7.2. Importancia del estudio de ceniza volcánica para el monitoreo y evaluación de los peligros volcánicos

Esta investigación destaca la importancia del muestreo y análisis sistemático de ceniza volcánica a lo largo del tiempo para mejorar la comprensión del estado de un volcán en un momento determinado, especialmente en erupciones con largos períodos de actividad explosiva previos a la llegada del magma a la superficie.

Una vez iniciada la actividad explosiva, el estudio de la ceniza puede proporcionar información crucial para discernir si la actividad eruptiva es impulsada por el sistema hidrotermal y/o por nueva intrusión magmática emplazada a niveles someros.

Las fases eruptivas identificadas en esta investigación son similares a las de otros volcanes que han generado domos de lava ricos en sílice tras largos periodos de reposo. No obstante, la duración de estas etapas varía para cada erupción y no todos los volcanes completan esta secuencia: algunos pueden detenerse en etapas tempranas durante la actividad freática y/o freatomagmática y retornar a la inactividad sin la extrusión de lava en superficie (Benet *et al*., 2021).

En este contexto, este estudio resalta que la identificación, abundancia y características texturales y composicionales del material juvenil en la ceniza son indicadores claves para inferir la real participación del magma y posible interacción magma-agua, y eventualmente anticipar la transición hacia una erupción con la extrusión de un domo de lava.

En el caso de los CVNCh, el estudio detallado y sistemático de los componentes de la ceniza, permitió identificar exitosamente el material juvenil e interpretar la actividad eruptiva un año antes de que el magma llegara a la superficie.

No obstante, establecer umbrales claros aún es complejo y requiere el monitoreo continuo de ceniza, idealmente complementado con el estudio de productos eruptivos recientes del edificio volcánico activo, así como con datos geofísicos y geodésicos, con el fin de mejorar la capacidad de predicción de la evolución eruptiva.

En ese sentido, este estudio demuestra que la implementación de una red de cenizómetros de bajo costo permite optimizar la recolección y el monitoreo continuo de ceniza, así como la caracterización de erupciones explosivas menores y recurrentes que emiten volúmenes muy reducidos de material, como las registradas en este ciclo eruptivo.

Por el contrario, una red de alcance regional puede ser fundamental para cuantificar y evaluar el impacto de erupciones plinianas en sectores distales, como ocurrió durante la erupción del Complejo Volcánico Cordón Caulle en 2011 o durante la erupción del volcán Calbuco en 2015, los cuales generaron depósitos de ceniza de bajo volumen en áreas tan distantes como las costas de Argentina, Uruguay y Brasil.

Además del análisis de los componentes, los cenizómetros permiten medir o calcular diferentes parámetros físicos, tales como el espesor de ceniza acumulada (mm), la carga (g/m^2) y la densidad de la ceniza (kg/m^3). Esta información resulta útil para evaluar tanto la evolución de la actividad eruptiva como el grado de afectación de la ceniza en las zonas aledañas al volcán.

Por otra parte, resulta esencial resaltar la relevancia del análisis granulométrico de las fracciones finas (<4ϕ; <62,5 μm), con especial atención a la proporción de ceniza fina correspondiente a tamaños inferiores a 10 μm, la cual es considerada potencialmente nociva para el sistema respiratorio. Las variaciones en la dirección de los vientos (p. ej. puelche) pueden favorecer la dispersión de columnas eruptivas asociadas a explosiones de bajo IEV, con la posibilidad de impactar áreas pobladas situadas en el entorno del edificio volcánico (p. ej. Las Trancas).

Es por eso que se recomienda la implementación de protocolos de muestreo y análisis rápido de estas fracciones durante episodios de actividad explosiva recurrente, particularmente en erupciones de carácter freático-freatomagmático, donde la fragmentación suele ser más eficiente -y por tanto generar fragmentos más finos-, con el objetivo de fortalecer y optimizar los protocolos de emergencia.

Debido a su facilidad de instalación y operación, así como a la rápida obtención y reporte de parámetros eruptivos, los cenizómetros se consolidan como una herramienta fundamental para la evaluación del comportamiento eruptivo y de los peligros volcánicos casi en tiempo real por parte de los observatorios y autoridades, contribuyendo además a una gestión más eficaz del riesgo ante futuras erupciones.

8. REFERENCIAS

AGUILERA, F.; BENAVENTE, O.; GUTIÉRREZ, F.; ROMERO, J.; SALTORI, O.; GONZÁLEZ, R.; AGUSTO, M.; CASELLI, A. & PIZARRO, M. 2016. Eruptive activity of Planchón-Peteroa volcano for period 2010-2011, Southern Andean Volcanic Zone, Chile. *Andean Geology.* Vol. **43**, N°**1**: 20-46.

ALVARADO, G. E.; MELE, D.; DELLINO, P.; DE MOOR, J. M.; & AVARD, G. 2016. Are the ashes from the latest eruptions (2010–2016) at Turrialba volcano (Costa Rica) related to phreatic or phreatomagmatic events? *Journal of Volcanology and Geothermal Research.* Vol. **327**: 407-415.

ARGANDA-CARRERAS, I.; KAYNIG, V.; RUEDEN, C.; ELICEIRI, K. W.; SCHINDELIN, J.; CARDONA, A. & SEBASTIAN SEUNG, H. 2017. Trainable Weka Segmentation: a machine learning tool for microscopy pixel classification, *Bioinformatics*. Vol. **33**, N°**15**: 2424-2426.

AVERY, M. R.; PANTER, K. S.; & GORSEVSKI, P. V. 2017. Distinguishing styles of explosive eruptions at Erebus, Redoubt and Taupo volcanoes using multivariate analysis of ash morphometrics. *Journal of Volcanology and Geothermal Research.* Vol. **332**: 113.

BARBERI, F.; BERTAGNINI, A.; LANDI, P. & PRINCIPE, C. 1992. A review on phreatic eruptions and their precursors. *Journal of Volcanology and Geothermal Research.* Vol. **52**: 231-246.

BENET, D.; COSTA, F.; PEDREROS, G.; CARDONA, C. 2021. The volcanic ash record of shallow magma intrusion and dome emplacement at Nevados de Chillán Volcanic complex, Chile. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*. Vol. **417**.

BERNARD, B. 2013. Homemade ashmeter: a low-cost, high-efficiency solution to improve tephra field-data collection for contemporary explosive eruptions. *Journal of Applied Volcanology.* Vol. **2**, N°**1**: 1-9.

BLAKE, S. 1990. Viscoplastic Models of Lava Domes. In: Fink, J.H. (eds) Lava Flows and Domes. IAVCEI Proceedings in Volcanology, Vol. **2**. Springer, Berlin, Heidelberg.

BOUDON, G.; BALCONE-BOISSARD, H.; VILLEMANT, B.; & MORGAN, D. J. 2015. What factors control superficial lava dome explosivity? *Scientific reports*. Vol. **5**, N°**1**.

BOUDON, G.; VILLEMANT, B.; KOMOROWSKI, J.; ILDEFONSE, P. & SEMETL, M. 1998. The hydrothermal system at Soufriere Hills Volcano, Montserrat (West Indies): Characterization and role in the on-going eruption. *Geophysical Research Letters*. Vol. **161**. N°**1**: 147-160.

BÜTTNER, R.; DELLINO, P. & ZIMANOWSKI, B. 1999. Identifying magma-water interaction from the surface features of ash particles. *Nature*, London. Vol. **401**: 688-690.

BUTTNER, R.; DELLINO, P.; LAVOLPE, L.; LORENZ, V. & ZIMANOWSKI, B. 2002. Thermohydraulic explosions in phreatomagmatic eruptions as evidenced by the comparison between pyroclasts and products from molten fuel coolant interaction experiments. *Journal of Geophysical Research.* Vol. **107**. 2277.

BLOTT, S.J. & PYE, K. 2001. Gradistat: A Grain Size Distribution and Statistics Package for the Analysis of Unconsolidated Sediments. *Earth Surface Processes and Landforms*. Vol. **26**: 1237-1248.

BROWN, R. J. & ANDREWS, G. D. 2015. Deposits of pyroclastic density currents. *The Encyclopedia of Volcanoes.* 2nd. Ed. Elsevier, Amsterdam, pp. 631-648.

BROWNE, P.R.L. & LAWLESS, J.V. 2001. Characteristics of hydrothermal eruptions, with examples from New Zealand and elsewhere. *Earth-Science Reviews.* Vol. **52**: 299-331.

BRÜGGEN, J. 1948. Contribución a la geología de los volcanes y termas de Chillán. Revista Chilena de Historia y Geografía 101: 36 p. Santiago.

BRUGGER, C.R. & HAMMER, J.E. 2010. Crystal size distribution analysis of plagioclase in experimentally decompressed hydrous rhyodacite magma. *Earth and Planetary Science Letters.* Vol. **300**: 246-254.

CALDER, E. S.; LAVALLÉE, Y.; KENDRICK, J. E.; & BERNSTEIN, M. 2015. Lava dome eruptions. In: The Encyclopedia of Volcanoes, 2nd. Ed. Elsevier, Amsterdam, pp. 343-362.

CARDONA, C.; GIL-CRUZ, F.; FRANCO-MARÍN, L.; SAN MARTÍN, J.; VALDERRAMA, O.; LAZO, J.; CARTES, C.; MORALES, S.; HERNÁNDEZ, E. & QUIJADA, J. 2021. Volcanic Activity Accompanying the Emplacement of Dacitic Lava Domes and Effusion of Lava Flows at Nevados de Chillán Volcanic Complex-Chilean Andes (2012 to 2020). *Journal of Volcanology and Geothermal Research.* Vol. **420**, 107409.

CASHMAN, K.V. 1992. Groundmass crystallization of Mount St. Helens dacite, 1980-1986: a tool for interpreting shallow magmatic processes. *Contribution to Mineral Petrology.* Vol. **109**: 431-449.

CASHMAN, K. & BLUNDY, J. 2001. Degassing and crystallization of ascending andesite and dacite. *Philosophical Transactions of the Royal Society of London*. *Series A: Mathematical, Physical and Engineering Sciences*. Vol. **358**: 1487-1513.

CASHMAN, K.V. & HOBLITT, R.P. 2004. Magmatic precursors to the 18 May 1980 eruption of Mount St. Helens, USA. *Geology.* Vol. **32**, N°**2**: 141-144.

CASHMAN, K. & RUST, A. 2016. Introduction: Part 2: Volcanic Ash: Generation and Spatial Variations. In Volcanic Ash: Hazard Observation (pp. 5-22). Elsevier Inc.

CASHMAN, K. V. & SCHEU, B. 2015. Magmatic fragmentation. In: The Encyclopedia of Volcanoes (pp. 459-471). 2nd. Ed. Elsevier, Amsterdam.

CASSIDY, M.; COLE, P.D.; HICKS, K.E.; VARLEY, N.R.; PETERS, N.; LERNER, A.H.; 2015. Rapid and slow: varying magma ascent rates as a mechanism for Vulcanian explosions. *Earth Planet Science Letters.* Vol. **420**: 73-84.

CASSIDY, M.; MANGA, M.; CASHMAN, K. & BACHMANN, O. 2018. Controls on explosive-effusive volcanic eruption styles. *Nature Communication*. Vol. **9**: 2839.

CEMBRANO, J. & LARA, L. 2009. The link between volcanism and tectonics in the southern volcanic zone of the Chilean Andes: a review. *Tectonophysics*. Vol. **471**, N°1-2: 96-113.

CIONI, R.; PISTOLESI, M.; BERTAGNINI, A.; BONADONNA, C.; HOSKULDSSON, A.; & SCATENI, B. 2014. Insights into the dynamics and evolution of the 2010 Eyjafjallajökull summit eruption (Iceland) provided by volcanic ash textures. *Earth and Planetary Science Letters.* Vol. **394**: 111-123.

CIONI, R.; SBRANA, A.; & VECCI, R. 1992. Morphologic features of juvenile pyroclasts from magmatic and phreatomagmatic deposits of Vesuvius. *Journal of Volcanology and Geothermal Research.* Vol. **51**: 61-78.

CLARKE, A.B.; STEPHENS, S.; TEASDALE, R.; SPARKS, R.S.J.J. & DILLER, K. 2007. Petrologic constraints on the decompression history of magma prior to Vulcanian explosions at the Soufrière Hills volcano, Montserrat. *Journal of Volcanology and Geothermal Research.* Vol. **161**: 261-274.

CLARKE, A.B.; ONGARO, T.E. & BELOUSOV, A. 2015. Vulcanian eruptions. In: The Encyclopedia of Volcanoes. 2nd. Ed. Elsevier, Amsterdam.

CORTES, J.A. & PALMA, J.L. 2023. "Petrological INput - Graphical oUtput," https://theghub.org/resources/pingu.

CUADRA, L. 1868. Apuntes sobre la jeografía física y política de Chile. Anales de la Universidad de Chile, Tomo I: 61-226

DELLINO, P. & LA VOLPE, L. 1996. Image processing analysis in reconstructing fragmentation and transportation mechanisms of pyroclastic deposits: the case of Monte Pilato-Rocche eruptions, Lipari (Aeolian Island, Italy). *Journal of Volcanology and Geothermal Research.* Vol. **71**: 13-29.

DELLINO, P.; LA VOLPE, L.; ISAIA, R. & ORSI, G. 2001. Statistical analysis of textural data from complex pyroclastic sequences: implications for fragmentation processes of the

Agnano-Monte Spina Tephra (4.1 ka), Phlegraean Fields, southern Italy. *Bulletin of Volcanology.* Vol. **63**: 443-461

DELLINO, P.; GUDMUNDSSON, M. T.; LARSEN, G.; MELE, D.; STEVENSON, J. A. & THORDARSON, T. 2012. Ash from the Eyjafjallajökull eruption (Iceland): Fragmentation processes and aerodynamic behavior: EYJAFJALLAJÖKULL ERUPTION ASH. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth.* Vol. **117**.

DÈRUELLE, B. 1977. Sur l'activité récente des Nevados de Chillán. Chilli central. Comptes Rendus de l'Académie des Sciences de Paris, série D Sciences Naturelles. Vol. **284**, N°**17**: 1651-1654.

DIXON, H.; MURPHY, M.; SPARKS, S.; CHÁVEZ, R.; NARANJO, J.; DUNKLEY, P.; YOUNG, S.; GILBERT, J. & PRINGLE, M. 1999. The geology of Nevados de Chillán volcano. Revista Geológica de Chile. Vol. **26**, N°**2**: 227-253.

DÜRIG, T.; MELE, D.; DELLINO, P. & ZIMANOWSKI, B. 2012. Comparative analyses of glass fragments from brittle fracture experiments and volcanic ash particles. *Bulletin of Volcanology.* Vol. **74**: 691-704.

EYCHENNE, J.; LE PENNEC, J.; TRONCOSO, L.; GOUHIER, M. & NEDELEC, J. 2012. Causes and consequences of bimodal grain-size distribution of tephra fall deposited during the August 2006 Tungurahua eruption (Ecuador). *Bulletin of Volcanology*. Vol. **74**: 187-205.

FINK, J.H. & ANDERSON, S.W. 2017. Emplacement of Holocene silicic lava flows and domes at Newberry, South Sister, and Medicine Lake volcanoes, California and Oregon: *U.S. Geological Survey Scientific Investigations Report* 2017-5022-I. 41pp.

FOLK, R.L. & WARD, W.C. 1957. A Study in the Significance of Grain-Size Parameters. *Journal of Sedimentary Petrology*. Vol. **27**: 3-26.

GAUNT, H.E.; BERNARD, B.; HIDALGO, S.; PROAÑO, A.; WRIGHT, H.; MOTHES, P.; CRIOLLO, E. & KUEPPERS, U. 2016. Juvenile magma recognition and eruptive dynamics

inferred from the analysis of ash time series: the 2015 reawakening of Cotopaxi volcano. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*. Vol. **328**: 134-146.

GILBERT, J.S.; SPARKS, R.S.J. & YOUNG, S.R. 1998. Volcanic hazards at Volcan Nevados de Chillan, Chile. Keyworth, British Geological Survey, Technical Report WC/98/14, Overseas Geology Series. 41 p. (Overseas Geology Series).

GONNERMANN, H. M. 2015. Magma fragmentation. *Ann. Rev. Earth Planet. Sci*. Vol. **43**: 431-458.

GONZALEZ-FERRÁN, O. 1995. Volcanes de Chile, Inst. Geográfico Militar. Santiago de Chile, 640 pp. Santiago.

GONZÁLEZ-FERRÁN, O. & VERGARA, M. 1962. Reconocimiento geológico de la Cordillera de los Andes entre los paralelos 35° y 38° latitud sur. Universidad de Chile, Instituto Geológico: 119 pp. Santiago.

GONZÁLEZ-VIDAL, D.; OBERMANN, A.; TASSARA, A.; BATAILLE, K. & LUPI, M. 2018. Crustal model of the Southern Central Andes derived from ambient seismic noise Rayleigh-wave tomography. *Tectonophysics*. Vol. **744**: 215-226.

HAMMER, J.E.; CASHMAN, K.V.; HOBLITT, R.P. & NEWMAN, S. 1999. Degassing and microlite crystallization during pre-climactic events of the 1991 eruption of Mt. Pinatubo, Philippines. *Bulletin of Volcanology.* Vol. **60**: 355-380.

HAMMER, J.E.; CASHMAN, K.V. & VOIGHT, B. 2000. Magmatic processes revealed by textural and compositional trends in Merapi dome lavas. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*. Vol. **100**: 165-192.

HAMMER, J.E. & RUTHERFORD, M.J. 2002. An experimental study of the kinetics of decompression-induced crystallization in silicic melt. *Journal of Geophysical Research*, Vol. **107**: 1-24.

HEAP, M.J.; TROLL, V.R.; KUSHNIR, A.R.L.; GILG, H.A.; COLLINSON, A.S.D.; DEEGAN, F.M.; DARMAWAN, H.; SERAPHINE, N.; NEUBERG, J. & WALTER, T.R.

2019. Hydrothermal alteration of andesitic lava domes can lead to explosive volcanic behaviour. *Nature Communication*. Vol. **10**: 1–10.

HEIKEN, G. & WOHLETZ, K.H. 1985. Volcanic Ash. University of California Press, Berkeley, 245 p.

HIGGINS, M.D. 2000. Measurement of crystal size distributions. *Am. Mineral*. Vol. **85**: 1105-1116.

HIGGINS, M. & ROBERGE, J. 2007. Three magmatic components in the 1973 eruption of Eldfell volcano, Iceland: Evidence from plagioclase crystal size distribution (CSD) and geochemistry. *Journal of Volcanology and Geothermal Research.* Vol. **161**: 247-260.

HINCKS, T.K.; KOMOROWSKI, J.C.; SPARKS, S.R. & ASPINALL, W.P. 2014. Retrospective analysis of uncertain eruption precursors at La Soufrière volcano, Guadeloupe, 1975-77: volcanic hazard assessment using a Bayesian Belief Network approach. *Journal of Applied Volcanology.* Vol. **3**, N°**1**.

HORWELL, C. & BAXTER, P. 2006. The respiratory health hazards of volcanic ash: A review for volcanic risk mitigation. *Bulletin of Volcanology*. Vol. **69**: 1-24.

HORWELL, C.J.; WILLIAMSON, B.J.; LLEWELLIN, E.W.; DAMBY, D.E. & LE BLOND, J.S. 2013. The nature and formation of cristobalite at the Soufrière Hills volcano, Montserrat: implications for the petrology and stability of silicic lava domes. *Bulletin of Volcanology*. Vol. **75**: 1-19.

HOUGHTON, B. & CAREY, R. J. 2015. Pyroclastic fall deposits. In: The Encyclopedia of Volcanoes (pp. 599-616). 2nd. Ed. Elsevier, Amsterdam.

HOUGHTON, B. F. & SMITH, R. T. 1993. Recycling of magmatic clasts during explosive eruptions: estimating the true juvenile content of phreatomagmatic volcanic deposits. *Bulletin of volcanology*. Vol. **55**, N°**6**: 414-420.

IVERSON, N. A.; KYLE, P. R.; DUNBAR, N. W.; MCINTOSH, W. C.; & PEARCE, N. J. G. 2014. Eruptive history and magmatic stability of Erebus volcano, Antarctica: Insights from englacial tephra. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*. Vol. **15**: 4180-4202

JAROSEWICH, E.; J. NELEN, & NORBERG. J.A. 1980. Reference Samples for Electron Microprobe Analysis. *Geostandards and Geoanalytical Research.* Vol. **4**: 43-47.

JERRAM, D. A.; DOBSON, K. J.; MORGAN, D. J. & PANKHURST, M. J. 2018. The petrogenesis of magmatic systems: Using igneous textures to understand magmatic processes. In Volcanic and igneous plumbing systems (pp. 191-229). Elsevier.

KUEPPERS, U.; SCHEU, B.; SPIELER, O. & DINGWELL, D.B. 2006. Fragmentation efficiency of explosive volcanic eruptions: a study of experimentally generated pyroclasts. *Journal of Volcanology and Geothermal Research.* Vol. **153**: 125-135.

LAHSEN, A.; SEPÚLVEDA, F.; ROJAS, J. & PALACIOS, C. 2005. Present Status of Geothermal Exploration in Chile. Proceedings of the World Geothermal Congress, Antalya, 24-29 April 2005.

LEIBRANDT, S. & LE PENNEC, J.L. 2015. Towards fast and routine analyses of volcanic ash morphometry for eruption surveillance applications. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*. Vol. **297**.

LIU, E. J.; CASHMAN, K. V. & RUST, A. C. 2015a. Optimising shape analysis to quantify volcanic ash morphology. *GeoResJ.* Vol. **8**: 14-30.

LIU, E. J.; CASHMAN, K. V.; RUST, A. C. & HÖSKULDSSON, A. 2017. Contrasting mechanisms of magma fragmentation during coeval magmatic and hydromagmatic activity: the Hverfjall Fires fissure eruption, Iceland. *Bulletin of Volcanology*. Vol. **79**.

LÓPEZ-ESCOBAR, L.; CEMBRANO, J. & MORENO, H. 1995. Geochemistry and tectonics of the Chilean Southern Andes basaltic quaternary volcanism (37–46°S). *Revista Geológica de Chile*. Vol. **22**, N°**2**: 219-234.

LÓPEZ-ESCOBAR, L.; DÉRUELLE, B.; NARANJO, J.A.; FREY, F.; HICKEY-VARGAS, R. & MORENO, H. 2006. Nevados de Chillán Volcanic Complex (Southern Andes, 36°55's): Geology, Mineralogy, Geochemistry and Magma Evolution. Congreso Geológico Chileno N°**6**. Antofagasta. Chile.

LORMAND, C.; ZELLMER, G. F.; NÉMETH, K.; KILGOUR, G.; MEAD, S.; PALMER, A. S.; SAKAMOTO, N.; YURIMOTO, H. & MOEBIS, A. 2018. Weka Trainable Segmentation Plugin in ImageJ: A Semi-Automatic Tool Applied to Crystal Size Distributions of Microlites in Volcanic Rocks. *Microscopy and microanalysis.* Vol. **24**, N°**6**, 667-675.

LOWENSTERN, J. B.; VAN HINSBERG, V.; BERLO, K.; LIESEGANG, M.; IACOVINO, K.; BINDEMAN, I. N.; & WRIGHT, H. M. 2018. Opal-A in glassy pumice, acid alteration, and the 1817 phreatomagmatic eruption at Kawah Ijen (Java), Indonesia. *Frontiers in Earth Science*. Vol. **6**, N°**11**.

LUENGO, N. & PALMA, J.L. 2018. Extrusion rates and morphological features of Nevados de Chillán Lava Dome using unmanned aerial vehicles (UAVs) and satellite images. Congreso Geológico Chileno N°**15**. Concepción. Chile.

LUENGO, N.; PALMA, J.L.; HERNANDEZ, L.; LARA, L.; ROMERO, J. E. & BASUALTO, D. 2018. Origin and eruptive mechanisms of the 2016-2018 explosive-effusive cycle at Nevados de Chillán Volcanic Complex, Southern Andes, Chile. Congreso Geológico Chileno N°**15**. Concepción. Chile.

MARSH, B.D. 1998. On the interpretation of crystal size distributions in magmatic systems. *Journal of Petrology.* Vol. **39**, 553-599.

MARTEL, C. 2012. Eruption dynamics inferred from microlite crystallization experiments: application to plinian and dome-forming eruptions of Mt. Pelée (martinique, lesser antilles). *Journal of Petrology.* Vol. **53**, 699-725.

MEE, K.; GILBERT, J.S.; MCGARVIE, D.W.; NARANJO, J.A. & PRINGLE, M.S. 2009. Palaeoenvironment reconstruction, volcanic evolution and geochronology of the Cerro Blanco

subcomplex, Nevados de Chillán volcanic complex, Central Chile. *Bulletin of Volcanology*. Vol. **71**, N°**8**: 933-952.

MELNICK, D.; FOLGUERA, A.; ECHTLER, H.; CHARLET, F.; BÜTTNER, O.; CHAPRON, E.; DE BATIST, M.; SHARF, B. & VIETOR, T. 2003. The Lago del Laja Fault System: active intra-arc collapse in the southern central andes (37°15'S). Congreso Geológico Chileno N°**10**: 1-10. Concepción.

MELNICK, D.; ROSENAU, M.; FOLGUERA, A. & ECHTLER, H. 2006a. Neogene tectonic evolution of the Neuquén Andes western flank (37º-39ºS). *Geological Society of America*. *Special Paper.* Vol. **407**: 73-95.

MIWA, T.; GESHI, N. & SHINOHARA, H. 2013. Temporal variation in volcanic ash texture during a vulcanian eruption at the Sakurajima volcano, Japan. *Journal of Volcanology and Geothermal Research.* Vol. **260:** 80-89.

MIYABUCHI, Y.; IIZUKA, Y.; HARA, C.; YOKOO, A. & OHKURA, T. 2018. The September 14, 2015 phreatomagmatic eruption of Nakadake first crater, Aso Volcano, Japan: Eruption sequence inferred from ballistic, pyroclastic density current and fallout deposits. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*. Vol. **351**: 41-56.

MORGAN, D.J. & JERRAM, D.A. 2006. On estimating crystal shape for crystal size distribution analysis. *Journal of Volcanology and Geothermal Research.* Vol. **154**: 1-7.

MOUSSALLAM, Y.; BANI, P.; SCHIPPER, C.I.; CARDONA, C.; FRANCO, L.; BARNIE, T.; AMIGO, A, CURTIS, A.; PETERS, N.; AIUPPA, A.; GIUDICE, G. & OPPENHEIMER, C. 2018. Unrest at the Nevados de Chillán volcanic complex: a failed or yet to unfold magmatic eruption? *Volcanica.* Vol. **1**. N°**1**: 19-32.

MUÑOZ, J. & NIEMEYER, H. 1984. Hoja Laguna del Maule, Regiones del Maule y del Biobío. Servicio Nacional de Geología y Minería, Carta Geológica de Chile N°**64**: 98 pp. Mapa escala 1:250.000.

MURCH, A. P. & COLE, P. D. 2019. Using microlites to gain insights into ascent conditions of differing styles of volcanism at Soufrière Hills Volcano. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*. Vol. **384**: 221-231.

MURCIA, H.; BORRERO, C.; PARDO, N.; ALVARADO, G.; ARNOSIO, M. & SCOLAMACCHIA, T. 2013. Depósitos volcanoclásticos: términos y conceptos para una clasificación en español. Revista Geológica de América Central, N°**48**: 15-39.

MURTAGH, R. M. & WHITE, J. D. L. 2013. Pyroclast characteristics of a subaqueous to emergent Surtseyan eruption, Black Point volcano, California. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*. Vol. **267**: 75-91.

NAKADA, S. & MOTOMURA, Y. 1999. Petrology of the 1991–1995 eruption at Unzen: effusion pulsation and groundmass crystallization. *Journal of Volcanology and Geothermal Research.* Vol. **89**: 173-196

NARANJO, J. & LARA L. 2004. August-September 2003 small vulcanian eruption at the Nevados de Chillán Volcanic Complex (36°50'S), Southern Andes, Chile. Revista Geológica de Chile. Vol. **31**: 359-366. Santiago.

NARANJO, J. & MORENO, H. 2009. Reciente erupción en el Complejo Volcánico Nevados de Chillán, Región del Biobío. Congreso Geológico Chileno N°**12**: 1-4. Santiago.

NARANJO, J.A.; GILBERT, J. & SPARKS, R.S. 2008. Geología del complejo volcánico Nevados de Chillán, Región del Biobío. Servicio Nacional de Geología y Minería, Carta Geológica de Chile, Serie Geología Básica. 114, p. 28. Mapa escala 1:50.000.

NARANJO, J.; CHÁVEZ, R.; SPARKS, S.; GILBERT, J. & DUNKLEY, P. 1994. Nuevos antecedentes sobre la Evolución cuaternaria del complejo volcánico Nevados de Chillán. Congreso Geológico Chile N°**7**: 342-345. Concepción.

NEMETH, K. & MARTIN, U. 2007. Practical volcanology, lecture notes for understanding volcanic rocks from field-based studies. Occasional Papers of the Geological Institute of Hungary. 207-221 pp.

NÉMETH, K. & KÓSIK, S. 2020. Review of explosive hydrovolcanism. *Geosciences*. Vol. **10**, N°**44**.

OYARZÚN, A.; LARA, L. & TASSARA, A. 2021. Decoding the plumbing system of Nevados de Chillán Volcanic complex, Southern Andes. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*. Vol. **422**.

PARDO, N.; CRONIN, S. J.; NÉMETH, K.; BRENNA, M.; SCHIPPER, C. I. & BREARD, E. 2014. Perils in distinguishing phreatic from phreatomagmatic ash, insights into the eruption mechanisms of the 6 August 2012 Mt. Tongariro eruption, New Zealand. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*. Vol. **286**: 397-414.

PETIT-BREUILH, M.E. 1995. Cronología eruptiva histórica del Complejo Volcánico Nevados de Chillán. Servicio Nacional de Geología y Minería (Inédito): 25 pp.

PHILLIPSON, G.; SOBRADELO, R. & GOTTSMANN, J. 2013. Global volcanic unrest in the 21st century: An analysis of the first decade. *Journal of Volcanology and Geothermal Research.* Vol. **264**: 183-196.

PISSIS, A. 1875. Atlas de la geografía física de la República de Chile. Instituto Geográfico de París: 1-356 pp.

PLANET, T. 2017. Planet Application Program Interface: In Space for Life on Earth. https://api.planet.com.

PREECE, K.; BARCLAY, J.; GERTISSER, R. & HERD, R.A. 2013. Textural and micro-petrological variations in the eruptive products of the 2006 dome-forming eruption of Merapi volcano, Indonesia: Implications for sub-surface processes. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*. Vol. **261**: 98-120.

RADIC, J. 2010. Las cuencas cenozoicas y su control en el volcanismo de los Complejos Nevados de Chillán y Copahue-Callaqui (Andes del Sur, 36-39°S). *Andean Geology*. Vol. **37**: 220-246.

RAMOS, I. 2012. Estudio de la dinámica de los lahares recientes del flanco oeste del Complejo Volcánico Nevados De Chillán (36º50' S), Andes del Sur. Memoria para optar al Título de Geólogo. Universidad de Chile, Departamento de Geología (Inédito): 93 pp. Santiago.

RAMOS, V. & KAY, S. 2006. Overview of the tectonic evolution of the southern Central Andes of Mendoza and Neuquén (35°–39°S latitude). *Geological Society of America*. Special Paper. Vol. **407**: 1-17.

Reporte de Actividad Volcánica (RAV), 2015. Observatorio Volcanológico de los Andes del Sur. Temuco.

Reporte de Actividad Volcánica (RAV), 2018. Observatorio Volcanológico de los Andes del Sur. Temuco.

Reporte de Actividad Volcánica (RAV), 2019. Observatorio Volcanológico de los Andes del Sur. Temuco.

RILEY, C. M.; ROSE, W. I. & BLUTH, G. J. S. 2003. Quantitative shape measurements of distal volcanic ash: QUANTITATIVE SHAPE MEASUREMENTS OF ASH. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth.* Vol. **108**.

ROMERO, J.E.; AGUILERA, F.; DELGADO, F.; GUZMAN, D.; VAN EATON, A.R.; LUENGO, N.; CARO, J.; BUSTILLOS, J.; GUEVARA, A.; HOLBIK, S.; TORMEY, D. & ZEGARRA, I. 2020. Combining ash analyses with remote sensing to identify juvenile magma involvement and fragmentation mechanisms during the 2018/19 small eruption of Peteroa volcano (Southern Andes). *Journal of Volcanology and Geothermal Research*. Vol. **405.**

ROUWET, D.; SANDRI, L.; MARZOCCHI, W.; GOTTSMANN, J.; SELVA, J.; TONINI, R. & PAPALE, P. 2014. Recognizing and tracking volcanic hazards related to non-magmatic unrest: a review. *Journal of Applied Volcanology*. Vol. **3**(1), 17.

ROWE, M. C.; THORNBER, C. R.; KENT, A. J. & SHERROD, D. R. 2008. Identification and evolution of the juvenile component in 2004–2005 Mount St. Helens ash. *US Geol. Surv. Prof. Pap,* Vol. **1750**: 629-646 pp.

SANO, Y.; KAGOSHIMA, T.; TAKAHATA, N.; NISHIO, Y.; ROULLEAU, E.; PINTI, D. L. & FISCHER, T. P. 2015. Ten-year helium anomaly prior to the 2014 Mt Ontake eruption. *Scientific reports*. Vol. **5**.

SERNAGEOMIN. 2023. Ranking de Riesgo Específico de Volcanes Activos de Chile. Santiago.

SHEA, T. & HAMMER, J. E. 2013. Kinetics of cooling-and decompression-induced crystallization in hydrous mafic-intermediate magmas. *Journal of Volcanology and Geothermal research*. Vol. **260**: 127-145.

SCHINDELIN, J.; ARGANDA-CARRERAS, I. & FRISE, E. 2012. Fiji: an open-source platform for biological-image analysis. *Nature Methods.* Vol. **9**: 676-682.

SCHIPPER, C. I. 2009. Explosive Submarine Volcanism at L ihi Seamount, Hawaii. PhD thesis, Geology Department, University of Otago, 199 pp.

SCHIPPER, C.; RICKARD, W.; REDDY, S.; SAXEY, D.; CASTRO, J.; FOUGEROUSE, D.; QUADIR, Z.; CONWAY, C.; PRIOR, D. & LILLY, K. 2020. Volcanic SiO2-cristobalite: A natural product of chemical vapor deposition. *American Mineralogist*, Vol. **105**: 510-524.

SCHMITH, J.; HÖSKULDSSON, Á.; & HOLM, P. M. 2017. Grain shape of basaltic ash populations: implications for fragmentation. *Bulletin of Volcanology.* Vol. **79**.

SIEBERT, L.; SIMKIN, T. & KIMBERLY, P. 2010. Volcanoes of the World: Third Edition (3rd ed.). University of California Press.

SPARKS, R. S. J. 1997. Causes and consequences of pressurization in lava dome eruptions. *Earth Planet. Sci. Lett.* Vol. **150**: 177–189.

SPARKS, R. S. J. 2003. Dynamics of magma degassing. In Volcanic Degass*ing*. Vol. **213**.

SPARKS R. S. J.; MURPHY, M.; LEJEUNE, A.; WATTS, R.; BARCLAY, J. & YOUNG, S. 2000. Control on the emplacement of the andesite lava dome of the Soufriere Hills volcano, Montserrat by degassing-induced crystallization. *Terra Nova*.Vol. **12**: 14-20.

STIX, J. & DE MOOR, J. M. 2018. Understanding and forecasting phreatic eruptions driven by magmatic degassing. *Earth, Planets and Space*. Vol **70**.

STONE, J. 1935. The volcanoes of Southern Chile. *American Journal of Science.* Vol. **5**: 269-287.

STANTON-YONGE, A.; GRIFFITH, W.; CEMBRANO, J.; JULIEN, R. & ITURRIETA, P. 2016. Tectonic role of margin-parallel and margin-transverse faults during oblique subduction in the Southern Volcanic Zone of the Andes: Insights from Boundary Element Modeling. *Tectonics*. Vol. **35**: 1-24.

SUÁREZ, M. & EMPARÁN, C. 1997. Hoja Curacautín, Regiones de La Araucanía y del Biobío. Servicio Nacional de Geología y Minería, Carta Geológica de Chile N° **71**: 105 pp. Mapa escala 1:250.000.

TRONCOSO, L.; BUSTILLOS, J.; ROMERO, J.E.; GUEVARA, A.; CARRILLO, J.; MONTALVO, E. & IZQUIERDO, T. 2017. Hydrovolcanic ash emission between August 14 and 24, 2015 at Cotopaxi volcano (Ecuador): Characterization and eruption mechanisms. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*. Vol. **341**: 228-241.

VOIGHT, B.; CONSTANTINE, E.K.; SISWOWIDJOYO, S. & TORLEY, R. 2000. Historical eruptions of Merapi Volcano, Central Java, Indonesia. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*. Vol. **100**: 69-138.

WATANABE, K.; DANHARA, T.; TERAI, T. & YAMASHITA, T. 1999. Juvenile glass erupted before the appearance of the 1991 lava dome, Unzen volcano, Kyushu, Japan. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*. Vol. **89**: 113–121.

WHITE, J. & HOUGHTON, B. 2006. Primary volcaniclastic rocks. *Geology*. Vol. **34**: 677-680.

WHITE, J. D. & VALENTINE, G. A. 2016. Magmatic versus phreatomagmatic fragmentation: Absence of evidence is not evidence of absence. *Geosphere*. Vol. **12**: 1478-1488.

WOHLETZ, K.; ZIMANOWSKI, B. & BÜTTNER, R. 2013. Magma-water interactions. Modeling volcanic processes: The physics and mathematics of volcanism. 230-257 pp.

WRAGE, J.; TARDANI, D.; REICH, M.; DANIELE, L.; ARANCIBIA, G.; CEMBRANO, J.; SÁNCHEZ-ALFARO, P.; MORATA, D. & PÉREZ-MORENO, R. 2017. Geochemistry of thermal waters in the Southern Volcanic Zone, Chile-Implications for structural controls on geothermal fluid composition. *Chemical Geology*. Vol. **466**: 545-561.

ZIMANOWSKI, B.; BÜTTNER, R.; DELLINO, P.; WHITE, D.L. & WOHLETZ, K.H. 2015. Magma-water interaction and phreatomagmatic fragmentation. In: The Encyclopedia of Volcanoes, 2nd. Ed. Elsevier, Amsterdam, 473-484 pp.