



ESCUELA DE
GEOLOGÍA

**PETROLOGÍA Y CONDICIONES INTENSIVAS PRE-ERUPTIVAS DE
LOS PRODUCTOS ASOCIADOS A LA
ERUPCIÓN HISTÓRICA DE 1864 DEL COMPLEJO VOLCÁNICO
MOCHO-CHOSHUENCO, CHILE**

Memoria entregada a la Universidad Mayor en cumplimiento con los
requisitos para optar al Título de Geóloga

FERNANDA AURA ALEXANDRA MOYA CORTÉS

Profesional guía:

EDUARDO MORGADO BRAVO

Miembros de la Comisión Evaluadora de Examen:

FRANCISCA MALLEA LILLO

JORGE ROMERO MOYANO

SANTIAGO, CHILE
AGOSTO, 2023

Resumen

El Complejo Volcánico Mocho-Choshuenco (CVMCH) está ubicado en la comuna de Panguipulli, en la Provincia de Valdivia, XIV Región de Los Ríos, Chile. Corresponde a un volcán compuesto ubicado en la zona volcánica de los Andes del Sur, y actualmente está situado en el puesto N°7 del ranking de Riesgo Específico de Volcanes activos de Chile (SERNAGEOMIN) de un total de 92 sistemas volcánicos considerados. Las composiciones químicas de las rocas de este complejo difieren a las de los demás volcanes compuestos de la Zona Volcánica Sur Central, teniendo productos más diferenciados (riodacitas) que otros centros eruptivos de la zona. El complejo volcánico cuenta con registros de erupciones históricas durante los años 1759, 1777, 1822, 1863 y 1864, destacando este último evento por su intensa explosividad, cuyo estilo eruptivo habría sido subpliniano-estromboliano (Rawson *et al.*, 2015). Durante la erupción de 1864 se emitieron flujos de piroclastos, depósitos de caída y coladas de lava tipo bloque de composición predominantemente dacítica (57- 64 % SiO₂) y representa una de las emisiones más recientes del complejo (Moreno y Lara, 2007; Rawson *et al.*, 2015; Rawson *et al.*, 2016). Las muestras obtenidas de este evento indican una cristalinidad de 31,25 a 41,18 vol.%, incluyendo las fases minerales: plagioclasa, clinopiroxeno, ortopiroxeno, ilmenita, titanomagnetita y apatito. Mediante análisis de termobarometría en piroxenos y oxibarometría en óxidos de Fe-Ti, se obtiene que el rango de temperaturas de equilibrio oscilaría entre los 954,6°C y los 1004°C, presiones entre 0,06 y 2,25 kbar (es decir, entre 0,2 y 6 km de profundidad) y fugacidad de oxígeno entre $\Delta\text{NNO} - 1,46$ y $\Delta\text{NNO} - 0,4$. La erupción de 1864 tiene origen en un sistema magmático compuesto por un reservorio magmático tipo mush cristalino ubicado cercano a la superficie que habría sido perturbado por un cuerpo magmático ajeno ubicado en su base, de mayor temperatura y menos diferenciado, causando un aumento en la temperatura del sistema y desequilibrio termodinámico de los componentes (evidenciado en las zonaciones, antecristales y las texturas de desequilibrio en los minerales). Las zonaciones inversas, oscilatorias y los anillos de distinta composición sugieren un cambio repentino de temperatura, la cual debió ser mayor a la de equilibrio. Este cuerpo magmático externo no generó propiamente tal una erupción, pero sí gatilló la que causaría el evento de 1864. Posterior a este evento de recalentamiento se genera la erupción, y finalmente el sistema se restaura a las condiciones iniciales y se retorna al equilibrio.

Palabras clave: volcán Mocho, geotermobarometría, oxibarometría, mush cristalino, cúmulos cristalinos, desequilibrio termodinámico, recalentamiento, removilización, corteza, reservorio.

Índice de Contenido

1. Introducción.....	1
1.1. Generalidades	1
1.2. Trabajos preliminares.	2
1.3. Problemática.....	4
1.4. Hipótesis de trabajo	5
1.5. Objetivos.....	5
1.5.1. Objetivo General	5
1.5.2. Objetivos Específicos.....	5
1.6. Metodología	6
1.6.1. Etapa pre-terreno	6
1.6.2. Etapa de terreno	6
1.6.3. Etapa de gabinete	7
2. Marco Teórico.....	10
2.1. Análisis de microscopía óptica.....	10
2.2. Microscopía electrónica de barrido (SEM)	10
2.3. Geotermobarometría.....	11
2.4. Oxibarometría	11
3. Marco Geológico	12
3.1. Marco geológico regional.....	12
3.1.1. Unidades metamórficas	12
3.1.2. Unidades estratificadas.....	13
3.1.3. Rocas plutónicas.....	14
3.1.4. Depósitos sedimentarios	15
3.2. Marco tectónico	17
3.3. Generalidades del CVMCH.....	19
3.4. Marco geológico volcánico.....	21
3.4.1. Unidades del volcán Mocho	21
3.4.2. Secuencia Piroclástica Holocena	23
3.4.3. Unidades del volcán Choshuenco	23
3.4.4. Centros Volcánicos Adventicios: Grupo Alto Caunahue y Ranquil	24
3.4.5. Centros Eruptivos Menores (CEM): Grupo Fuy	24
3.4.6. Volcanes Chanchán	24
3.5. Geoquímica y evolución magmática del CVMCH.....	25
3.6. Fases eruptivas post-deglaciación del CVMCH.	26
3.7. Peligro volcánico local	28
3.8. Erupción histórica de 1864.....	30
4. Resultados	32

4.1. Petrografía.....	33
4.2. Química mineral.....	37
4.2.1. Plagioclasa.....	37
4.2.2. Clinopiroxeno.....	39
4.2.3. Ortopiroxenos.....	41
4.2.4. Óxidos de Fe-Ti.....	42
5. Discusión.....	42
5.1. Condiciones intensivas pre-eruptivas magmáticas.....	42
5.1.1. Termobarómetro de Piroxenos.....	43
5.1.2. Oxibarómetro de Óxidos de Fe-Ti.....	44
5.2. Condiciones pre-eruptivas de la erupción de 1864 y ubicación del sistema magmático....	44
5.3. Reservorio tipo crystal mush, relación con otros volcanes de la ZVSC y evolución de la erupción de 1894.....	47
6. Conclusión.....	50
7. Referencias.....	51
8. Anexos.....	56
8.1 Anexo 1: Ubicación de muestras de lava de 1864. Extraído de Mallea-Lillo <i>et al.</i> , 2022.	56
8.2 Anexo 2: Descripción de cortes.	57
8.3 Anexo 3: Química mineral, corte 1864-2.....	58
8.4 Anexo 4: Termobarometría.....	63
8.4 Anexo 5: Oxibarometría.....	65

Índice de Figuras

Figura 1. A. Mapa regionalizado de Chile con zona de estudio delimitada (cuadro rojo), modificado de IGM. B. Imagen satelital de la zona del Complejo Volcánico Mocho-Choshuenco (triángulo rojo) con localidades cercanas indicadas. Elaborada en QGIS 3.16 con layer Google Terrain Hybrid.....	1
Figura 2. Puntos de control considerados durante la campaña de este estudio.....	7
Figura 3. A. Mapa de volcanes en la ZVS, incluyendo los segmentos de la subdivisión de la ZVS. Extraído de Mallea-Lillo <i>et al.</i> , 2022. B. Mapa modificado de Moreno y Lara (2007), indicando las unidades (de acuerdo a su centro de emisión), controles estructurales y las ubicaciones de las muestras obtenidas en el trabajo de Mallea-Lillo <i>et al.</i> (2022).	18
Figura 4. Vista oeste del Complejo Volcánico Mocho-Choshuenco. Se observan ambos centros eruptivos: a la izquierda, las ruinas del Choshuenco y a la derecha el cono de escoria Mocho.	19
Figura 5. Mapa geológico simplificado. Extraído de Mallea-Lillo <i>et al.</i> (2022) y modificado de Moreno y Lara (2007).....	26
Figura 6. Ilustración de cambios en el sistema magmático del Complejo Volcánico Mocho-Choshuenco desde el periodo glacial hasta el presente (Rawson <i>et al.</i> , 2015).....	28
Figura 7. a) Afloramiento en proximidades de Neltume con coladas de lava asociadas al evento eruptivo de 1864. b) Acercamiento a colada de lava en el afloramiento.....	30

Figura 8. Química de lavas emitidas durante la erupción de 1864(MCVC Lavas). El gráfico a) corresponde a un diagrama TAS (Total Alkali v/s Silica), mientras que los gráficos b) a i) corresponden a diagramas Harker. Extraído de Mallea-Lillo <i>et al.</i> , 2022.	32
Figura 9. Gráfico con las proporciones de cada mineral en las muestras estudiadas.	34
Figura 10. Cúmulos cristalinos de la sección 1864-2, donde destaca la presencia de clinopiroxenos, plagioclasas, óxidos de Fe-Ti y ortopiroxenos.....	35
Figura 11. Fotografía de microscopía óptica. a) y b) representan la textura traquítica observada en los microlitos de plagioclasa que bordean los fenocristales. En c) y d) se observa la macla Carlsbad en plagioclasa y piroxeno, además de la textura coronítica en el clinopiroxeno. Finalmente, e) y f) presenta macla polisintética en fenocristal de plagioclasa junto a un fenocristal de ortopiroxeno	36
Figura 12. Diagrama de fases ternario con composiciones de plagioclasa (puntos) de la muestra 1864-2.....	37
Figura 13. Fotografías de plagioclasa del corte 1864-2 que presentan zonación inversa y oscilatoria. Los números corresponden al Análisis, para así obtener información sobre la zonación presente	38
Figura 14. Composiciones y variaciones químicas en zonaciones de plagioclasas, Cada gráfico corresponde correlativamente a los minerales de la Figura 13.....	38
Figura 15. Diagrama de fases ternario con composiciones de clinopiroxenos (puntos) de la muestra 1864-2	39
Figura 16. Fotografías de clinopiroxenos obtenidos mediante SEM. Los números en las imágenes corresponden al Análisis, con el fin de obtener información sobre la zonación presente	40
Figura 17. Composiciones y variaciones químicas en zonaciones de clinopiroxenos. Cada gráfico corresponde correlativamente a los cristales de la Figura 16.	40
Figura 18. Diagrama de fases ternario con composiciones de ortopiroxeno (puntos) de la muestra 1864-2.....	41
Figura 19. Fotografías SEM de ortopiroxenos del corte 1864-2. a) muestra ortopiroxeno en la corona de un clinopiroxeno, mientras que b) representa un fenocristal de ortopiroxeno asociado a un cúmulo cristalino, junto a plagioclasa y clinopiroxeno.	41
Figura 20. Fotografía de SEM de óxidos de Fe-Ti (Ilmenita-Titanomagnetita) presente en el corte 1864-2.....	42
Figura 21. Resultado del Termómetro de Putirka (2008) y el Termómetro de Ghiorso y Evans (2008) aplicados en piroxenos y óxidos de Fe-Ti del corte 1864-2, con filtro de equilibrio (Putirka, 2008). Las barras verticales rellenas representan los valores promedio de temperatura por cada estudio	45
Figura 22. Resultado del Barómetro de Wang <i>et al.</i> (2021), Barómetro de Putirka (2008) aplicados en piroxenos y óxidos de Fe-Ti del corte 1864-2 con filtro de equilibrio (Putirka, 2008), sumado a registros de profundidades de sismos tipo VT (SERNAGEOMIN). Las barras verticales rellenas representan los valores de profundidad por cada estudio, con su error asociado.....	46
Figura 23. Representación esquemática de la evolución del reservorio magmático del CVMCH durante la erupción histórica de 1864, a) representa el reservorio ubicado en la corteza superior, cercano a la superficie, que incluye el mush cristalino en el fondo previo al input de calor. b) representa la llegada del nuevo magma en la base, más caliente que el reservorio magmático, c) representa el aumento de temperatura en las zonas cercanas al nuevo cuerpo magmático, que levantan parte del mush cristalino por cambios en las condiciones intensivas, finalmente, d) representa la restauración del sistema y erupción, la que incluye parte del mush (evidenciado en	

los cúmulos cristalinos y los antecristales)	48
--	----

Índice de Tablas

Tabla 1. Parámetros utilizados en la base de datos de muestras.....	8
Tabla 2. Parámetros utilizados en la base de datos de puntos de control..	8
Tabla 3. Parámetros utilizados en la base de datos de cortes transparentes pulidos	9
Tabla 4. Registro de sismos tipo volcanotectónicos (VT) en el Complejo Volcánico Mocho-Choshuenco. Fuente: SERNAGEOMIN (2018-2023).....	20
Tabla 5. Características de las fases eruptivas del Complejo Volcánico Mocho-Choshuenco post deglaciación. Fuente: Rawson <i>et al.</i> , 2015	28
Tabla 6. Resultados de química de roca total de 5 muestras de lavas emitidas durante la erupción de 1864 (1864-1, 1864-2, 1864-3, 1864-4, 1864-5; sus ubicaciones se pueden observar en la Figura 3b). Extraído de Mallea-Lillo <i>et al.</i> , 2022.....	31
Tabla 7. Tabla con proporciones estimadas de los componentes de las muestras estudiadas. Se calcula su cristalinidad a partir de la fórmula: $Cristalinidad = ((Plg + Opx + Cpx + OxFeTi) / (Masa\ fundamental + Plg + Opx + Cpx + OxFeTi)) * 100$	33
Tabla 8. Conteo modal de cristales en muestras 1864-1, 1864-2, 1864-3, 1864-4 y 1864-5	34
Tabla 9. Resultados de Termómetro (Wang <i>et al.</i> , 2021), Termobarómetro (Putirka, 2008) y Oxibarómetro (Ghiorso y Evans, 2008), aplicado en el corte 1864-2	44

Lista de Abreviaturas

CEM: Centros Eruptivos Menores.

CONAF: Corporación Nacional Forestal.

CVMCH: Complejo Volcánico Mocho-Choshuenco.

DRE: Dense Rock Equivalent.

SEM: Scanning Electron Microscope (Microscopio electrónico de barrido).

ZFLO: Zona de Falla Liquiñe-Ofqui.

ZVS: Zona volcánica de los Andes del Sur.

ZVSC: Zona Volcánica Sur Central.

Agradecimientos

Quiero agradecer infinitamente a todas las personas que estuvieron apoyándome durante toda la carrera, tanto los que se quedaron como los que ya no están, y que me dieron una palabra de aliento y/o un gesto para no rendirme en este duro camino y seguir persiguiendo mis sueños. A mi familia, quienes aguantaron mi mal humor los días en los que estaba cansada por la universidad y quienes celebraron conmigo cada paso que daba. A mis amigos, que estuvieron apañando hasta tarde haciendo trabajos para poder obtener buenos resultados y seguir avanzando juntos. A todos los docentes y ayudantes que aportaron un granito de arena a mi formación profesional, y que siempre nos dieron buenos consejos y enseñanzas. Agradecer especialmente a mi profesor guía de tesis, Eduardo Morgado, y los co-guías, Francisca Mallea y Jorge Romero, quienes sin conocerme confiaron completamente en mí, y me permitieron pertenecer a este proyecto tan importante para mi carrera, además de tenerme paciencia y darme ánimos, consejos y correcciones para tener un buen escrito y presentación.

A cada persona que me preguntó durante estos 7 años de carrera como estaba y como iba, gracias por preocuparse por mí y confiar en todo el esfuerzo y sacrificio que me llevó a este momento.

1. Introducción

1.1. Generalidades

El Complejo Volcánico Mocho-Choshuenco (CVMCH) está ubicado en la comuna de Panguipulli, en la Provincia de Valdivia, XIV Región de Los Ríos, Chile. Este complejo está rodeado por múltiples lagos (por ejemplo: Panguipulli, Neltume, Pirehueico y Riñihue), pueblos (como Choshuenco, Neltume, Puerto Fuy, Chanchán, Futrono, provincia Ranco) y reservas nacionales (conocidas como Reserva Nacional Mocho-Choshuenco y Reserva Biológica Huilo Huilo).

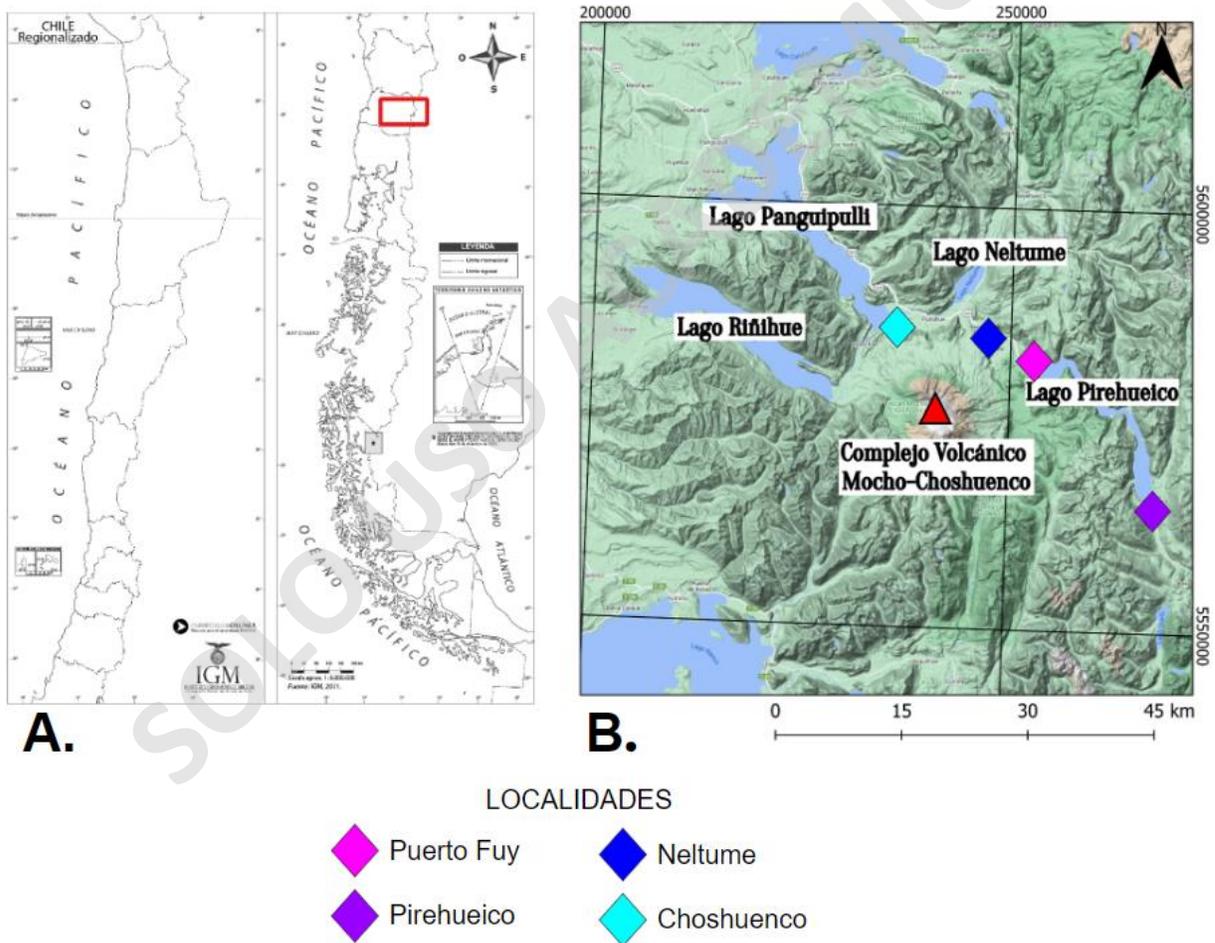


Figura 1. **A.** Mapa regionalizado de Chile con zona de estudio delimitada (cuadro rojo), Modificado de IGM. **B.** Imagen satelital de la zona del Complejo Volcánico Mocho-Choshuenco (triángulo rojo) con localidades cercanas indicadas. Elaborada en QGIS 3.16 con layer Google Terrain Hybrid.

Se puede acceder al complejo volcánico desde la ciudad de Santiago por vía terrestre, recorriendo ~780 km por la ruta 5, dirección sur, hasta Panguipulli. Una vez en Panguipulli, se toma la ruta internacional CH-203 hacia Puerto Fuy. Luego, para llegar a la cima del volcán, desde el flanco este es necesario ingresar a la Reserva Biológica Huilo Huilo y recorrer a lo menos 35 km a través de caminos internos (habilitados para vehículos de doble tracción -4x4-) y senderos. Otra alternativa de ruta, es el ingreso por el oeste, desde Choshuenco hacia la Reserva Nacional Mocho-Choshuenco (administrada por CONAF). En el caso de acceder por vía aérea, desde el Aeropuerto de Valdivia se debe recorrer la ruta CH-202 hasta llegar a San José de la Mariquina. Luego, viajar por la ruta 5 en dirección norte e incorporarse a la ruta CH-203 (Figura 1). El acceso a la cima está condicionado por las condiciones meteorológicas y la calidad del terreno.

El CVMCH corresponde a un volcán compuesto ubicado en la zona volcánica de los Andes del Sur (ZVS; 39,56°S), en un sector andino con relieve irregular y accidentado con un clima principalmente templado lluvioso y frío de altura en cotas superiores a los 2.000 m.s.n.m. (Moreno y Lara, 2007), su isoterma 0 puede alcanzar los 1.000 m.s.n.m. durante la temporada de invierno, entre los meses de junio y septiembre. Este complejo volcánico cubre un área basal de ca. 250 km² y un volumen estimado de 100 km³ (Moreno y Lara, 2007) Actualmente está situado en el puesto N°7 del ranking de Riesgo Específico de Volcanes activos de Chile (SERNAGEOMIN) de un total de 92 sistemas volcánicos considerados.

1.2. Trabajos preliminares.

El CVMCH ha sido objeto de diversos estudios geológicos a diferentes escalas. Una de las primeras prospecciones a la zona fue realizada por Aguirre y Levi (1964), quienes realizaron una descripción general del macizo volcánico y las unidades del basamento. Posteriormente, Moreno y Parada (1974) caracterizan el Grupo Volcánico Fuy, considerando sus conos de escoria, lavas asociadas, detalle del basamento y geología estructural en escalas 1:25.000 y 1:50.000, definiendo así la Falla Liquiñe-Reloncaví, equivalente al segmento norte de la actual ZFLO.

Luego, Di Biase (1975) presenta el primer mapa geológico de la zona a escala 1:50.000, basado en la información de terreno e interpretación fotográfica. Otros trabajos a escala regional corresponden a Hervé (1994), López-Escobar *et al.* (1995) y Cembrano y Lara (2009), estos diversos trabajos establecen la relación entre el volcanismo y la tectónica transpresiva de la ZVS, abarcando el CVMCH y su afinidad geoquímica.

Campos *et al.* (1998) publican la carta geológica del área Futrono-Lago Ranco a una escala de 1:100.000, abordando parcialmente el extremo sur del CVMCH. A su vez, Rodríguez *et al.* (1999) publica la carta geológica del área Panguipulli-Riñihue en escala 1:100.000, donde se presentan datos del basamento y parte del sector occidental del CVMCH. Además, Lara y Moreno (2004) incluyen el sector oriental del complejo volcánico y los centros eruptivos menores en la carta geológica de Liquiñe-Neltume, en una escala de 1:100.000. También, el mismo año Echegaray (2004) presenta una síntesis geológica y un esquema preliminar de la evolución magmática del CVMCH. A estos trabajos se le suma el estudio tefrocronológico de Pérez (2005), que aborda el volcanismo explosivo postglacial asociado al complejo, y aporta determinaciones ^{14}C e interpretaciones cronoestratigráficas de los depósitos piroclásticos. A estos trabajos se añaden la carta geológica del complejo volcánico Mocho-Choshuenco de Moreno y Lara (2007), donde se realiza una caracterización geológica, geoquímica y estructural detallada del complejo volcánico, centros adventicios y centros eruptivos menores. Además, realizan una interpretación de los eventos eruptivos y construcción del actual edificio volcánico.

Complementando los trabajos anteriores, se abordaron temáticas más específicas y con mayor grado de detalle. McMillan *et al.* (1994) se aproxima parcialmente a las características geoquímicas y sugiere una asimilación cortical de los magmas asociados al CVMCH. Por otro lado, Echegaray *et al.* (1994) y Naranjo *et al.* (2001) describen uno de los depósitos piroclásticos más voluminosos del CVMCH, asociado a una de las mayores erupciones plinianas holocenas de los Andes del Sur (40 °S). Además, en los trabajos de Rawson y colaboradores (2015 y 2016) se propone un control en las erupciones explosivas (respecto a su frecuencia y magnitud) de acuerdo a los procesos de deglaciación en el complejo y sus alrededores.

De forma anexa, Gardeweg y Sellés (2012) y Mallea-Lillo *et al.* (2022) complementan la relación entre los centros adventicios (como el volcán Chanchán) y los centros eruptivos menores (Grupo Fuy) con el complejo volcánico.

1.3. Problemática

El CVMCH se ubica en el segmento central de la Zona Volcánica Sur de los Andes (ZVSC), específicamente en el centro de ésta (39,56 °S). Este segmento se caracteriza por contener 7 de los 8 volcanes más activos y peligrosos de Chile (como el Villarrica, Llaima, y Calbuco) y, a su vez, se caracteriza por ser el segmento con mayor actividad volcánica de la ZVS, donde sus productos volcánicos son predominantemente andesíticos (Moreno y Lara, 2007). Cercanos al área de estudio existen otros centros de emisión, como lo son el volcán Villarrica (al norte) y el Complejo Volcánico Puyehue-Cordón Caulle (al sur). A diferencia de esos centros, el CVMCH presenta discrepancias geoquímicas importantes (teniendo productos volcánicos evolucionados -riodacitas-, que son poco comunes en otros centros eruptivos de la ZVSC), estilos eruptivos distintos (llegando a ser del tipo subpliniano, mientras que los centros eruptivos son del tipo estromboliano) y evolución morfoestructural contrastante (relacionado con el colapso de la caldera de un volcán ancestral) (Moreno y Lara, 2007).

Respecto a su actividad, cuenta con registros de erupciones históricas durante los años 1759, 1777, 1822, 1863 y 1864 (Moreno y Lara, 2007). Se destaca este último evento por su intensa explosividad, cuyo estilo eruptivo habría sido subpliniano-estromboliano (Rawson *et al.*, 2015). Durante la erupción de 1864 se emitieron flujos de piroclastos, depósitos de caída y coladas de lava tipo bloque de composición predominantemente dacítica (57-64 % SiO₂) y representa a la emisión más reciente del complejo (Moreno y Lara, 2007; Rawson *et al.*, 2015; Rawson *et al.*, 2016).

Este complejo tiene registros de eventos explosivos como la ignimbrita Pirehueico (ca. 11.000 años) y los depósitos Neltume, Huilo y Enco (ca. 12.000, 8.000 y 1.600 años, respectivamente), además, existen evidencias de depósitos de este complejo a 70 km del cráter, relacionándose espacialmente con depósitos de caída del volcán Quetrupillán y llegando a territorio argentino (Rawson *et al.*, 2015).

Este complejo volcánico está situado en el séptimo puesto en el ranking de riesgo específico (según SERNAGEOMIN) y no ha tenido actividad volcánica hace más de 150 años, superando su frecuencia eruptiva estimada (Rawson *et al.*, 2015). Además, desde 2013 presenta actividad sísmica asociada al fracturamiento de roca (VT) y movimiento de flujo reciente (LP), por lo tanto,

este complejo se encuentra actualmente activo (SERNAGEOMIN, Rawson *et al.* 2015). A pesar de la peligrosidad y el riesgo de este complejo, las investigaciones en cuanto a petrología y geoquímica son escasas (Moreno y Lara, 2007; Rawson *et al.*, 2015; Rawson *et al.*, 2016) y se desconocen las condiciones intensivas del reservorio bajo el CVMCH.

1.4. Hipótesis de trabajo

El sistema está compuesto por un reservorio magmático bajo el CVMCH ubicado en la corteza superior. La erupción de 1864 tiene condiciones de fugacidad de oxígeno que están controladas por un buffer entre -0,5 y 0,6 Δ NNO y temperaturas de hasta 1.100°C.

1.5. Objetivos

1.5.1. Objetivo General

Conocer las condiciones intensivas pre-eruptivas (presión, temperatura y fugacidad de oxígeno) del reservorio que dio origen a los productos de la erupción histórica del CVMCH en 1864 a través de la geotermobarometría y oxibarometría basada en química mineral para así establecer una evolución magmática.

1.5.2. Objetivos Específicos

- Confeccionar una base de datos recopilando información obtenida en campañas de terreno y revisiones bibliográficas.
- Determinar la mineralogía, texturas y asociaciones de fases minerales de muestras de la erupción de 1864 a través de la caracterización petrológica microscópica y macroscópica.
- Caracterizar la geoquímica de elementos mayores y elementos traza de los productos del CVMCH en la erupción de 1864.
- Describir los procesos pre-eruptivos asociados a la erupción de 1864.
- Determinar las composiciones minerales semicuantitativas de las muestras de lava/tefra

de la erupción de 1864.

- Estimar las condiciones pre-eruptivas de presión, temperatura y fugacidad de oxígeno a partir de geotermobarometría y oxibarometría.
- Contrastar la información obtenida con información bibliográfica para generar un modelo de la erupción.

1.6. Metodología

1.6.1. Etapa pre-terreno

Esta etapa consistió principalmente en la recopilación de información geológica del área de estudio, con el fin de tener antecedentes previos a la campaña. En esta etapa, se revisaron la carta geológica (Moreno y Lara, 2007) y otras publicaciones, como Rawson *et al.* (2015), Peña *et al.* (2021) y Mallea-Lillo *et al.* (2022). Además, a esta etapa se le incluye la revisión de imágenes satelitales.

1.6.2. Etapa de terreno

Campaña: Durante 10 días de trabajo efectivo (entre los días 17 y 27 de Enero de 2022) se recorrió el área de estudio siguiendo las rutas establecidas y senderos que rodeaban y cruzaban el CVMCH, con el objetivo de obtener muestras de materiales emitidos durante la erupción histórica de 1864. Se recorrieron sectores cercanos a Neltume, Choshuenco, lago Panguipulli, Chanchán y Puerto Fuy, abordando los flancos noroeste, oeste, noreste y sureste, específicamente. Para la recolección de muestras en algunas áreas protegidas, se solicitó acceso a la Reserva Biológica Huilo Huilo (a cargo de la Fundación Huilo Huilo) y a la Reserva Nacional Mocho-Choshuenco (a cargo de la Corporación Nacional Forestal, CONAF).

Durante el terreno, se realizaron descripciones de afloramiento y descripciones de las muestras de manera macroscópica (Figura 2). En esta campaña, se logró recolectar una muestra del evento efusivo durante la erupción de 1864, complementando la información de las muestras obtenidas en el trabajo de Mallea-Lillo *et al.* (2022).

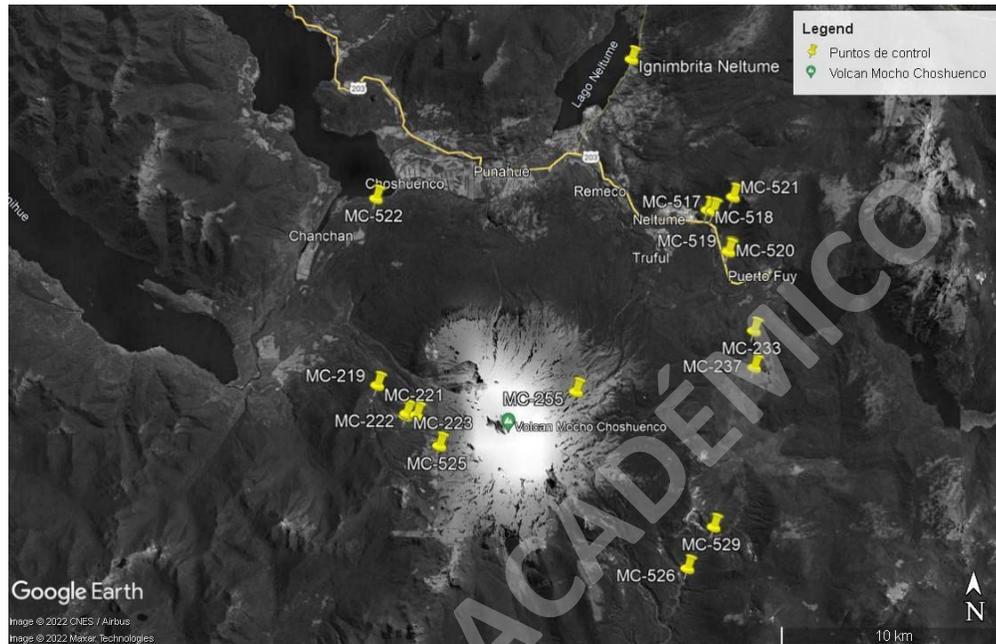


Figura 2. Puntos de control considerados durante la campaña de este estudio.

1.6.3. Etapa de gabinete

Confección de Base de Datos: En esta etapa se analiza la congruencia y se resumen y procesan los datos obtenidos en la campaña de terreno. Para esto, se lleva a cabo la construcción de una base de datos de los datos recolectados en terreno y es complementada con la información recopilada en la etapa de pre-terreno. La confección de la base de datos implicó distintos parámetros a considerar, de acuerdo a lo estudiado, se establecieron tres criterios para organizar la información: i) base de datos para muestras macroscópicas (Tabla 1), ii) puntos de control considerados durante la etapa de terreno (Tabla 2) y iii) cortes transparentes pulidos para analizar en microscopía óptica y electrónica (Tabla 3).

Tabla 1. Parámetros utilizados en la base de datos de muestras.

ID	Código de la muestra. Este incluye la fecha de obtención y código de GPS particular. En caso de tener más muestras del mismo punto de control, se clasifican como A, B, C....
Coordenadas Este	Coordenadas entregadas por GPS. Unidad UTM (m).
Coordenadas Norte	Coordenadas entregadas por GPS. Unidad UTM (m).
Altitud	Metros sobre el nivel del mar (m.s.n.m.).
Fecha	Fecha de recolección (día-mes-año).
Tipo de Muestra	Se especifica si se trata de depósitos (consolidado, no consolidado) o roca.
Formación Asociada	Se le asigna una formación de acuerdo a la información recopilada en la etapa pre-terreno.
Descripción	Se da detalle de tamaño de grano, potencia del nivel, tonalidades, composición, etc.

Tabla 2. Parámetros utilizados en la base de datos de puntos de control.

ID	Código de la muestra. Este incluye la fecha de obtención y código de GPS particular.
Proyecto	Nombre del proyecto. En este caso, se utiliza CVMCH.
Proyección	Se utiliza el sistema de coordenadas geográficas internacional. En este caso, aplica WGS84 UTM Zona 18H y 19H.
Coordenadas Este	Coordenadas entregadas por GPS. Unidad UTM (m).
Coordenadas Norte	Coordenadas entregadas por GPS. Unidad UTM (m).
Altitud	Metros sobre el nivel del mar (m.s.n.m.).
Fecha	Fecha de llegada al afloramiento.
Muestras asociadas	Muestras obtenidas relacionadas con el punto de control. Se especifica el ID de la muestra.
Observaciones	Observaciones generales del afloramiento. Ejemplo: tonalidades, potencias, contactos, estructuras, etc.

La base de datos confeccionada durante esta etapa es progresivamente complementada con análisis de microscopía óptica, SEM y resultados de laboratorio. Durante esta etapa se trabaja con una totalidad de 5 muestras (obtenidas en el trabajo de Mallea-Lillo *et al.* (2022)) las cuales fueron codificadas de acuerdo a su punto de control (GPS).

Tabla 3. Parámetros utilizados en la base de datos de cortes transparentes pulidos.

Código	Código de la muestra. Este incluye la muestra asociada y el número de punto de control.
Coordenadas UTM	Coordenadas E y N entregadas por GPS.
Proyección	Se utiliza el sistema de coordenadas geográficas internacional. En este caso, aplica WGS84 UTM Zonas 18H y 19H.
Altitud	Metros sobre el nivel del mar (m.s.n.m.).
Tipo de muestra	Referente al tipo de roca y tipo de producto asociado al corte transparente pulido.
% Fenocristales	Proporción de minerales de mayor diámetro respecto a masa microcristalina.
% Masa fundamental	Proporción de microlitos respecto a fenocristales.
% Vidrio	Proporción de vidrio respecto a masa fundamental y fenocristales.
% Vesículas	Proporción de vesículas (cavidades) respecto a la totalidad del corte transparente pulido.
Texturas	Definición de relaciones entre los componentes de la roca.
Minerales	Características mineralógicas del corte transparente pulido. Este incluye tipo de mineral, %, familias, tamaño, moda, diámetros mayores y menores y observaciones.
Observaciones	Características de la roca que no son contempladas en los parámetros anteriores.

A esta etapa también se le suma la preparación de las muestras para obtener cortes transparentes pulidos, las cuales fueron seleccionadas de acuerdo a su representatividad del evento, tamaño y alteración. La muestra 1864-2 fue metalizada y trabajada en SEM (FEI Quanta 250), la cual fue seleccionada debido a su representatividad del evento. De este corte, se obtuvieron en total 228 espectros y 15 imágenes de alta calidad, donde se indica la química mineral de puntos específicos del corte. La química mineral es filtrada y procesada en los termobarómetros sugeridos de acuerdo a las fases minerales en la muestra estudiada (Wang, 2021; Putirka, 2008; Ghiorso y Evans, 2008), procesados en planillas de excel para posteriormente elaborar gráficos, tablas y perfiles composicionales para la plagioclasa y clinopiroxenos.

Los cálculos del contenido de Fe^{2+} y Fe^{3+} en óxidos y piroxenos fueron calculados siguiendo el procedimiento de Droop (1987).

2. Marco Teórico

2.1. Análisis de microscopía óptica

La microscopía óptica es una herramienta fundamental para las investigaciones geológicas, ya que permite el reconocimiento de características cristalográficas y ópticas de los minerales (transparentes y opacos) presentes en los cortes transparentes pulidos analizados. Para efectos de este trabajo, se utiliza el microscopio petrográfico: un microscopio compuesto basado en la combinación de dos lentes convergentes (ocular y objetivos) para obtener una imagen virtual aumentada. Este tipo de sistema dispone de un sistema de polarización de luz, una platina portamuestras giratoria, lentes de Bertrand y ranuras para accesorios.

Los resultados permiten complementar la información obtenida en el análisis macroscópico de las muestras obtenidas durante la etapa de terreno.

2.2. Microscopía electrónica de barrido (SEM)

El microscopio electrónico de barrido (SEM) corresponde a un instrumento que permite la visualización y el reconocimiento de fases sólidas (como vidrio, minerales y mineraloides) a través de un bombardeo electrónico de un material sólido, de acuerdo a la interacción con otros electrones o a la relación con los núcleos que se encuentren en el espécimen. El haz de electrones generado en el SEM da como respuesta la emisión de rayos X desde la muestra, los que se colectan en detectores para crear imágenes que reflejan las características superficiales del material bombardeado (como formas, texturas y química).

Para efectos de este estudio, se emplea la técnica y posterior análisis a electrones retrodispersados. En las imágenes generadas por este tipo de técnica, las zonas de mayor claridad corresponden a las zonas de mayor densidad. Para que esta técnica sea efectiva, la muestras deben ser conductoras, como los minerales silicatados no lo son, la muestra generalmente es recubierta por una capa de carbono para darle tales propiedades conductoras al espécimen.

2.3. Geotermobarometría

La geotermobarometría corresponde a una técnica utilizada en sistemas geológicos para determinar las condiciones intensivas (en este caso, temperatura y presión) sufridas por las rocas, basándose en los principios de la termodinámica en equilibrio. Es por esto que algunos criterios que pueden utilizarse para reconocer el equilibrio termodinámico son las características texturales, por ejemplo, texturas de recristalización, ausencia de texturas de reacción y de zonación en fases que se encuentren en contacto mutuo, entre otros casos. Además, en caso de existir, se usarán filtros de equilibrio (e.g., Putirka, 2008). En este trabajo, se utilizará esta técnica en un grupo de minerales, utilizando dos métodos: clinopiroxeno (Wang *et al.*, 2021) y método de dos piroxenos (clinopiroxeno-ortopiroxeno; Putirka, 2008).

2.4. Oxibarometría

La oxibarometría corresponde a las técnicas utilizadas para determinar el buffer de oxígeno a partir de la fugacidad de oxígeno (fO_2) de un sistema, basada en la sensibilidad de los elementos químicos en fases sólidas frente a distintos estados de fugacidad de oxígeno del ambiente. Algunos de los elementos químicos que pertenecen al fundido silicatado son sensibles a los cambios en las condiciones de fugacidad de oxígeno (por ejemplo, Cr, Fe, S), y es posible determinar la especiación de algunos elementos químicos en las rocas. En este trabajo, este método será utilizado en óxidos de Fe-Ti, basado en las reacciones entre ilmenita-titano magnetita (Ghiorso y Evans, 2008).

Los óxidos de Fe-Ti tienen un excelente potencial para discriminar depósitos de diferentes erupciones. Estos se equilibran rápidamente con el material fundido, y sus composiciones son sensibles a las condiciones magmáticas, como la temperatura y la fugacidad de oxígeno. Es por esto que los óxidos de Fe-Ti son útiles para determinar condiciones de T (°C) y fO_2 justo antes de la erupción, es decir, al final de la evolución magmática (Cañón, 1997).

3. Marco Geológico

3.1. Marco geológico regional

El CVMCH, (39,56°S) se ubica en el segmento central de la ZVS de la Cordillera principal de Los Andes del Sur, la cual está asociada a la subducción levemente oblicua (con un ángulo de 20° en la zona norte y >25° en el sur) de la placa de Nazca (oceánica) bajo la placa continental Sudamericana (Moreno y Lara, 2007). El cinturón volcánico de los Andes está dividido en cuatro zonas con actividad volcánica durante el Holoceno (López-Escobar *et al.*, 1995): Zona Volcánica Norte (ZVN), Zona Volcánica Central (ZVC), Zona Volcánica Sur (ZVS) y Zona Volcánica Austral (ZVA). Estos arcos volcánicos continentales están aislados por áreas sin actividad volcánica reciente entre ellos (López-Escobar *et al.*, 1995).

A su vez, la ZVS es subdividida en cuatro secciones de acuerdo a las características geoquímicas y petrográficas de sus productos volcánicos y la tectónica presente en la zona (López-Escobar *et al.*, 1995, Figura 3a): Norte (ZVSN; 33,3-34,5°S), Transicional (ZVST; 34,5-37°S), Centro (ZVSC; 37-41,5°S) y Sur (ZVSS; 41,5-46°S).

La ZVS posee un grosor cortical variable, el cual disminuye hacia el sur, de 50 km en el extremo norte del segmento (33°S) hasta alcanzar un espesor de 35 km en el extremo sur del mismo (46°S) (López-Escobar *et al.*, 1995); este gradiente se ve reflejado en la disminución de las alturas de las cimas del sur. De acuerdo con los datos obtenidos por Tasárová (2007), se estima un grosor cortical de 40 km para la zona de estudio.

El CVMCH está construido sobre un basamento metamórfico, granítico y de rocas estratificadas con edades desde el Paleozoico a Pleistoceno Inferior (Moreno y Lara, 2007). A continuación, se presenta un resumen de las unidades definidas en Moreno y Lara (2007).

3.1.1. Unidades metamórficas

Complejo Metamórfico Trafún (CMT; Devónico-Carbonífero): Corresponde a meta-areniscas, cuarcitas, pizarras y filitas verdes aflorando al SW de la zona de estudio, en los alrededores del

Lago Riñihue (al S de Enco). Este complejo forma parte de la Serie Oriental del basamento metamórfico de la costa de Chile Central-Sur (Aguirre *et al.*, 1972). Este afloramiento subyace a lavas pleistocenas del CVMCH, y muestran una foliación con disposición NS/75°E. La edad máxima de esta unidad ha sido acotada a ca. 383 Ma., mientras que la edad mínima está restringida por la del Batolito Futrono-Riñihue (ca. 300 Ma; Moreno y Lara, 2007). Esta unidad subyace de manera discordante a los estratos de la Formación Panguipulli.

3.1.2. Unidades estratificadas

Formación Panguipulli (Triásico Superior): Corresponde a una secuencia rítmica de areniscas, lutitas, cuarcitas y conglomerados cuarcíferos reconocidas en los alrededores de los lagos Calafquén, Panguipulli y Riñihue (Moreno y Lara, 2007). Se sugiere una relación discordante con las rocas del Complejo Metamórfico Trafún. En algunos sectores (como en el estero La Turbina) las lutitas y areniscas se encuentran plegadas y con metamorfismo de contacto. Esta formación destaca por su contenido de flora fósil del Cárnico Superior-Nórico (Herbst *et al.*, 2005).

Estratos de Lago Ranco (Oligoceno-Mioceno): Corresponde a una secuencia volcánico sedimentaria plegada compuesta por conglomerados, brechas volcánicas, tobas, tufitas y lavas andesíticas porfídicas que alcanzan los 1.000 m de espesor en la localidad tipo (Lago Ranco). En el sector occidental se presenta de forma discordante con unidades mesozoicas, mientras que en el sector oriental presenta metamorfismo de contacto y se encuentran como 'roof pendants' entre dos intrusivos miocenos y limitado por estructuras de la ZFLO. Se reportan edades de ca. 13-20 Ma para rocas volcánicas e hipabisales, considerando una base oligocena (Moreno y Lara, 2007).

Secuencias Volcánicas Indiferenciadas (Pleistoceno Inferior a Medio): Remanentes de antiguos volcanes compuestos desgastados por erosión glacial. Predominan las lavas andesítico-basálticas de olivino y clinopiroxeno, junto a escasas andesitas y dacitas con algunas intercalaciones de brechas y conglomerados volcánicos (Moreno y Lara, 2007). Esta unidad se encuentra cubriendo parcialmente los depósitos volcánicos de los CEM Fuy y los volcanes Chanchán, también afloran al SW del CVMCH. De acuerdo a Moreno y Lara (2007), la edad de esta secuencia es de <1 Ma.

3.1.3. Rocas plutónicas

Batolito Futrono-Riñihue (Carbonífero Superior-Pérmico Inferior): Unidad constituida por granitos, granodioritas, y tonalitas de biotita y hornblenda de carácter metaluminoso a peraluminoso (Moreno y Lara, 2007). Se extiende regionalmente entre los lagos Calafquén y Ranco, y aflora al oeste del río Enco en contacto por fallas con rocas de la Formación Panguipulli (Moreno y Lara, 2007).

Este plutón intruye al Complejo Metamórfico Trafún y subyace a capas oligoceno-miocenas de los Estratos de Lago Ranco; a su vez, está intruida por el Plutón Panguipulli (Jurásica). Campos *et al.* (1998) establecen un intervalo de edad entre 282 y 304 Ma.

Plutón Panguipulli (Jurásico): Unidad que forma una franja de orientación NW-SE entre los lagos Panguipulli, Riñihue y Pirehueico, extendiéndose incluso hacia el territorio argentino (Moreno y Lara, 2007). Tiene tonalitas de hornblenda y biotita como litología dominante, y en menor medida contiene granitos y granodioritas (Moreno y Lara, 2007). En el sector occidental se encuentra intruyendo rocas paleozoicas del Complejo Metamórfico Trafún, granitoides del Batolito Futrono-Riñihue y rocas plegadas de la Formación Panguipulli. Por otro lado, en el sector norte se encuentra intruido por el Plutón Choshuenco (Cretácico Inferior) y por granitoides y pórfidos miocenos. Se estima una edad de enfriamiento entre 142-184 Ma (Munizaga *et al.*, 1988).

Plutón Choshuenco (Cretácico Inferior): Ubicado al S y E de la localidad de Choshuenco, corresponde a dioritas cuarcíferas y tonalitas de hornblenda de grano medio a grueso (Moreno y Lara, 2007). Al sur del valle del río Llanquihue se encuentra en contacto por fallas con la Formación Panguipulli y en contacto por intrusión con la misma formación en la ribera norte. Los granitoides miocenos están cortados por cuerpos porfídicos miocenos y, hacia el S, estas rocas se encuentran cubiertas por materiales volcánicos del Complejo Volcánico Mocho-Choshuenco (Moreno y Lara, 2007). Rodríguez *et al.* (1999) obtuvo edades de enfriamiento de ca. 142 Ma (K-Ar en biotita) y 134 Ma ($^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ plateau en biotita), los mismos autores también determinaron una edad de 74 ± 8 Ma mediante K-Ar en anfíbol de una tonalita, siendo considerada su edad mínima debido a su

proximidad con un cuerpo porfídico del Mioceno Superior ($9,6 \pm 0,7$ Ma).

Granitoides Miocenos (Mioceno): Cuerpos intrusivos dispuestos en franjas longitudinales de orientación NNE y limitadas por la traza principal de la ZFLO y algunas estructuras subsidiarias de ella (Moreno y Lara, 2007). Se reconocen desde granitos y granodioritas a dioritas y tonalitas de biotita y hornblenda, además de cuerpos hipabisales andesíticos-dacíticos subordinados (Moreno y Lara, 2007). Estos granitoides intruyen los plutones paleozoicos y mesozoicos, además de los Estratos de Lago Ranco. De acuerdo a diversos estudios (Lara y Moreno, 2004; Munizaga *et al.*, 1988; Campos *et al.*, 1998), se estima un intervalo de edad de 5-18 Ma.

Pórfidos Miocenos (Mioceno Superior): Conjunto de intrusivos porfídicos que afloran al W del lago Neltume y, de forma subordinada, en dos sectores al W de los volcanes Chanchán. Cuerpos tipos 'stock' con diques asociados, de composición andesítica a dacítica. Estos cuerpos hipabisales intruyen a granitoides del Plutón Panguipulli y del Plutón Choshuenco, además de rocas de la Formación Panguipulli (Moreno y Lara, 2007). De acuerdo a dataciones realizadas por Rodríguez *et al.* (1999), se estima una edad de ca. 9 Ma.

3.1.4. Depósitos sedimentarios

Los depósitos sedimentarios cuaternarios del área de estudio son caracterizados por Moreno y Lara (2007) de acuerdo a su fuente y a los procesos a los que fueron sometidos. Moreno y Lara (2007) realizan la descripción detallada de: depósitos glaciales (antiguos y recientes), glaciofluviales y deltaicos, depósitos fluviales (antiguos y recientes), depósitos de remoción en masa y coluviales y depósitos deltaicos y de playas lacustres actuales.

Depósitos glaciales, glaciofluviales y deltaicos (Pleistoceno Superior): Diamictos de bolones arena y limo, junto a gravas y arenas, moderadamente consolidados que forman morrenas y abanicos fluvio-glaciales, en parte deltaicos (Moreno y Lara, 2007). Se reconocen afloramientos aislados de estos materiales en el fondo de los valles y en algunas laderas, los que se asocian a distintos avances y retrocesos del hielo durante la glaciación Llanquihue (110-14 ka.; Clayton *et*

al., 1997); las morrenas podría representar períodos de avance durante el último máximo glacial (ca. 32-14 ka.; Lowell *et al.*, 1995), mientras que los abanicos fluviales representarían la sedimentación asociada en el Pleistoceno Superior (Moreno y Lara, 2007). Los depósitos glaciofluviales y deltaicos tienen poca extensión areal.

Depósitos fluviales antiguos (Pleistoceno Superior-Holoceno): Gravas y arenas con intercalación de limos y arcillas con escasa extensión aflorando en el sector NW del CVMCH. Corresponden a remanentes de terraza antiguas más elevadas que el nivel actual del lago Panguipulli con intercalaciones de depósitos lacustres organizados en capas que no superan los 1,5 m de espesor.

Depósitos glaciales recientes (Holoceno): Compuesto por bolones volcánicos con buena madurez textural inmersos en una matriz gravo-arenosa. Corresponden principalmente a morrenas frontales, laterales y de fondo ubicadas en la parte alta del edificio y alrededor de la caldera (Moreno y Lara, 2007) que están asociadas a la dinámica en retroceso del glaciar actual del complejo volcánico (glaciar Mocho).

Depósitos de remoción en masa y coluviales (Holoceno): Depósitos clásticos de mala selección con fragmentos angulosos tamaño grava, con o sin matriz de arena y arcilla-limo, formados a partir de flujos de detritos (gatillados por lluvias torrenciales), coluviales y de deslizamiento de rocas (estos dos últimos relacionados con el colapso gravitacional de taludes en condiciones inestables). Los depósitos asociados a deslizamientos son más abundantes en el sector suroriental (Moreno y Lara, 2007). Estos depósitos cubren lavas del Grupo Alto Caunahue y a la Secuencia Piroclástica.

Depósitos deltaicos y de playas lacustres actuales (Holoceno tardío): Depósitos clásticos cercanos a los lagos Panguipulli y Riñihue, formados por gravas medias e intercalaciones de arenas con laminación paralela bien desarrollada y ocasionalmente entrecruzada. Los depósitos de playa se encuentran principalmente en zonas aledañas al lago Pirehueico (Puerto Fuy) y en el litoral del lago Panguipulli (Choshuenco). El origen de los sedimentos es predominantemente volcánico (Moreno y Lara, 2007).

Depósitos fluviales actuales (Holoceno tardío): Depósitos clásticos reconocidos en diversos ríos de la zona de estudio (como Neltume, Enco, entre otros). Presentan buena selección y espesor variable, con fragmentos maduros texturalmente, polimícticos, de tamaño grava media a gruesa y con intercalaciones de arenas medias a gruesas (Moreno y Lara, 2007).

3.2. Marco tectónico

La configuración tectónica de la zona está caracterizada por la convergencia dextral-oblicua entre las placas de Nazca y Sudamericana, con una tasa de convergencia entre 7-9 cm/año que se ha mantenido en los últimos 20 Ma. (DeMets *et al.*, 1994; Angermann *et al.*, 1999). En la Zona sur de Chile se destaca la presencia de la Zona de Falla Liquiñe-Ofqui (ZFLO, Figura 3b), la cual corresponde a un conjunto de fallas geológicas que recorren 1.200 km del territorio chileno (Cembrano *et al.*, 1996), desde los 38°S hasta los 47°S. A esta zona de falla, se le asocia el desarrollo del arco magmático y el crecimiento orogénico en ese segmento de los Andes del Sur (Hervé, 1994).

La ZFLO controla la tectónica dextral-transpresiva entre los 38°y 46°S y también acomoda la deformación a través de la falla principal de orientación NNE con estructuras subsidiarias transtensivas dextrales con orientación ENE. Además, existen estructuras con orientación WNW interpretadas como zonas de debilidad cortical asociadas a fallas pre-existentes que se reactivan como fallas transpresivas sinestrales (Cembrano y Lara, 2009).

Estructuralmente, el CVMCH tiene orientaciones NW-SE formada por las cimas del cono Mocho y el cuello volcánico Choshuenco, interactuando con la traza principal de la ZFLO (Cembrano y Lara, 2009). La dinámica y cinética de la Zona de Falla Liquiñe-Ofqui (ZFLO) permite controlar la disposición y geometría del CVMCH, diques y centros eruptivos adventicios como los conos monogenéticos cercanos, el Grupo Volcánico Fuy y volcanes Chanchán (Peña *et al.*, 2021), de tal forma que los CEM y volcanes compuestos de composiciones primitivas se distribuyan a lo largo de estructuras de orientación NE (Figura 3), mientras que los estratovolcanes con un rango composicional más amplio (y más diferenciados) están alineadas a las estructuras de orientación WNW (López-Escobar *et al.*, 1995; Cembrano y Lara, 2009). Estas debilidades estructurales dentro de la corteza son elementos que usualmente propician el ascenso y/o estancamiento del magma (Cembrano y Lara, 2009).

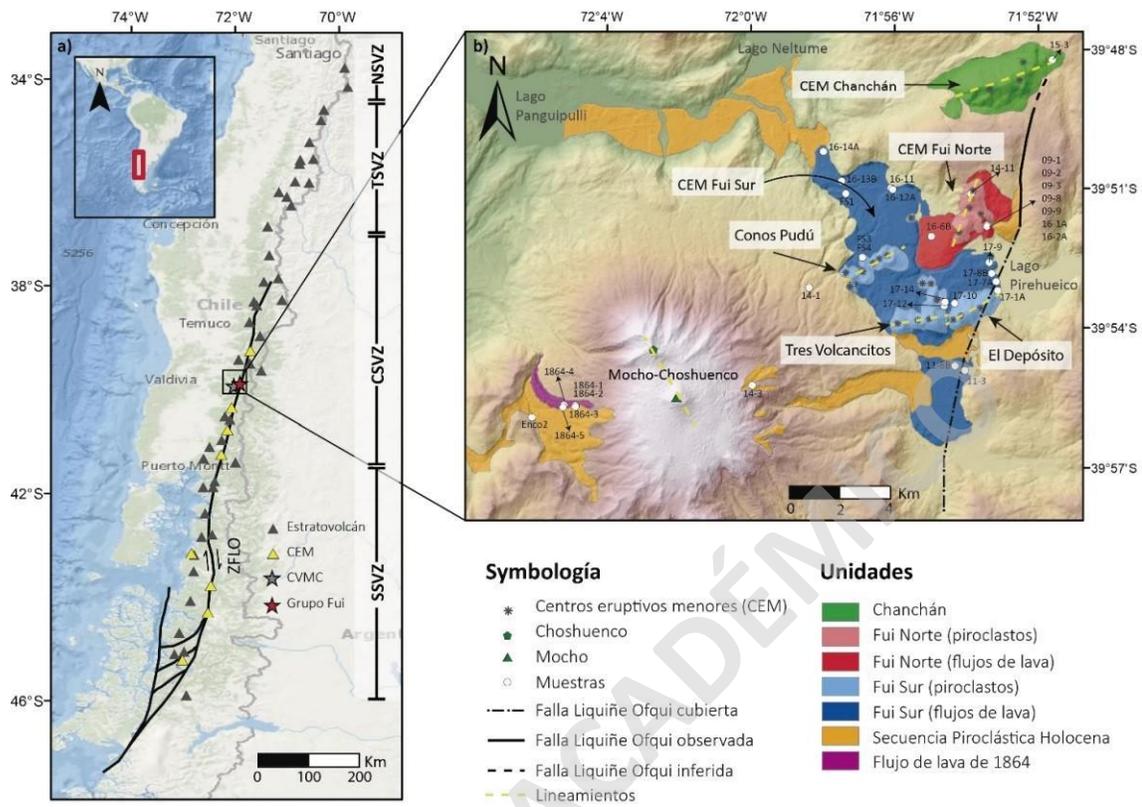


Figura 3. **A.** Mapa de volcanes en la ZVS, incluyendo los segmentos de la subdivisión de la ZVS. Extraído de Mallea-Lillo *et al.*, 2022. **B.** Mapa modificado de Moreno y Lara (2007), indicando las unidades (de acuerdo a su centro de emisión), controles estructurales y las ubicaciones de las muestras obtenidas en el trabajo de Mallea-Lillo *et al.* (2022).

3.3. Generalidades del CVMCH

El CVMCH se encuentra en el intra-arco de la Región de los Ríos (39°55'S 72°02'W), y está formado por centros homónimos que se superponen formando un alineamiento de orientación NW-SE, integrado por los volcanes compuestos Mocho (ubicado al SE del complejo) y Choshuenco (ubicado al NW de la caldera) (Figura 4). Su base presenta una altitud media de 740 m y su altura máxima alcanza los 2.422 m.s.n.m., correspondiendo a la cima del cono de escoria Mocho (Moreno y Lara, 2007). Debido a su altitud basal, el edificio principal tiene una altura real de 1.700 m.s.n.m., siendo 900 m más alto que la media de las cumbres de la zona.



Figura 4. Vista oeste del Complejo Volcánico Mocho-Choshuenco. Se observan ambos centros eruptivos: a la izquierda, las ruinas del Choshuenco y a la derecha el cono de escoria Mocho.

En cuanto a su geomorfología, consiste en una estructura tipo caldera achatada inclinada hacia el sur y elongada en dirección NW-SE, formada por el colapso de un volcán ancestral; este tiene ca. 4,5 km de diámetro mayor, el que a su vez alberga el glaciar (Glaciar Mocho) más importante de la región (Reinthal *et al.*, 2019).

Por otro lado, el volcán compuesto Choshuenco se encuentra al NW de la depresión volcánica y fue parcialmente afectado por el colapso del edificio ancestral, lo que le permite mantener su forma cónica. El interior de la caldera alberga un cono de escoria central llamado "Mocho", este tiene una base de 1.250 m de diámetro y una altura de 220 m. En su cima presenta un cráter circular cerrado de 400 m de diámetro, siendo el punto más alto del complejo.

Además de los centros homónimos, el complejo incluye 17 centros adventicios y 20 centros eruptivos menores, organizados en tres grupos: sobre sus flancos SW se encuentran 13 conos (conocido como Grupo Alto Caunahue), en el flanco NE se ubican otros 4 conos (conocidos como el Grupo Ranquil) y un cráter de explosión en su flanco oeste, conocido como cráter Tumba de Buey (Mallea-Lillo *et al.*, 2022; Moreno y Lara, 2007; Rawson *et al.*, 2015). Además, al pie de los flancos NE y E se encuentra el Grupo Fuy (CEM), compuesto por 20 conos de piroclastos y lavas asociadas independientes del CVMCH.

Las unidades volcánicas presentes en el área son generadas por efusión de la caldera, el volcán Choshuenco, el volcán Mocho y actividad parásita originada por centros eruptivos menores localizados en los flancos del complejo volcánico (Moreno y Lara, 2007). Las composiciones de las unidades volcánicas varían desde composiciones andesita-basáltica a riolítica (Rawson, 2016), representando episodios volcánicos ocurridos desde el Pleistoceno Medio (aproximadamente 258 ka.) hasta erupciones históricas (Moreno y Lara, 2007).

De acuerdo con los registros (Moreno y Lara, 2007), el CVMCH es uno de los volcanes más productivos (ca. 1 km³/kyr.) y activos de la ZVS durante el período post-glacial (<18 ka.) con ca. 75 erupciones explosivas (incluyendo erupciones plinianas y subplinianas) y una frecuencia de erupción de alta explosividad cada 220 años aproximadamente (Rawson *et al.*, 2015). De acuerdo a Moreno y Lara (2007), se tiene registro de 5 erupciones históricas usualmente acompañadas por una intensa actividad explosiva freatomagmática. El registro eruptivo incluye erupciones explosivas en 1759 y 1777, mientras que en las erupciones de los años 1822 y 1863 dominaron las erupciones con un estilo estromboliano. Esta última erupción fue precursora del evento de 1864, que corresponde a la principal erupción histórica registrada en el CVMCH, aparentemente de tipo subpliniano (Moreno y Lara, 2007); además, se ha reportado actividad sísmica asociada a movimiento de fluidos y fracturas de roca recientemente (sismos tipo VT y LP; SERNAGEOMIN 2018, 2021, 2022 y 2023; Tabla 4). Se estima que su frecuencia eruptiva es de 150 años (Rawson *et al.*, 2015), sin embargo, no ha tenido actividad eruptiva en los últimos 158 años.

Tabla 4. Registro de sismos tipo volcanotectónicos (VT) en el Complejo Volcánico Mocho-Choshuenco. Fuente: SERNAGEOMIN (2018-2023)

Fecha	Profundidad de reservorio (km)	Distancia al cráter (km)	Dirección
2023-04	3,40	3,50	SSE
2023-03	2,20	0,80	ESE
2023-02	6,30	5,40	SSE
2023-01	2,90	16,00	NNE
2022-12	2,60	0,80	SSE
2022-11	4,50	4,00	SSE
2022-10	4,40	1,10	NNE
2022-09	0,60	2,40	NNO
2022-08	4,70	1,20	ESE
2022-07	1,50	3,00	NNO
2021-05	4,30	0,20	SSE
2018-03	3,60	1,10	ENE

3.4. Marco geológico volcánico

De acuerdo con Moreno y Lara (2007), las unidades del complejo volcánico se dividen de acuerdo a su fuente de emisión (Mocho y Choshuenco, Figura 5).

3.4.1. Unidades del volcán Mocho

Las Unidades del volcán Mocho, que corresponde al edificio ancestral y cono actual del CVMCH, están dominadas por composiciones andesíticas, alcanzando el rango 52-68 % SiO₂. Se reconoce actividad volcánica en este centro desde el Pleistoceno hasta tiempos históricos. Estas unidades son subdivididas en las tres primeras unidades (Unidad Mocho 1, 2 y 3) como unidades pre-caldera, mientras que las Unidades Mocho 4 y 5 corresponden a emisiones post-caldera.

Unidad Mocho 1 (Pleistoceno Medio): Sucesión de lavas, conglomerados volcánicos y tobas de 750 metros de espesor, con un manteo radial hacia SW y SE, siendo la sucesión más antigua de este edificio. Las composiciones de las lavas varían desde andesita-basalto a andesitas de olivino y piroxeno (52-59 % SiO₂) y diques de 55-65 % SiO₂ cortando la sucesión en algunos sectores (Moreno y Lara, 2007). Estas lavas están expuestas en los escarpes del flanco sur del complejo, definiendo la pared de la caldera. La edad de esta unidad fue determinada a partir de dataciones ⁴⁰Ar/³⁹Ar, indicando edades entre 350 ± 20 ka. (Moreno y Lara, 2007).

Unidad Mocho 2 (Pleistoceno Medio-Superior): Sucesión de lavas con intercalaciones volcanoclásticas (tobas y brechas), conglomerados volcánicos e inyecciones filoneanas y lacolíticas. Presenta un manteo radial divergente y está presente predominantemente en los flancos oriental y nororiental del complejo volcánico, alcanzando los 600 m de espesor de forma local. Las composiciones de estas rocas varían desde andesitas basálticas a dacitas de olivino y clinopiroxeno (52-68 % SiO₂; Moreno y Lara, 2007). A partir del método ⁴⁰Ar/³⁹Ar, se obtuvo una edad mínima de 130 ± 30 ka. No se tiene una edad máxima, pero puede acotarse con la edad mínima definida para la Unidad Mocho 1 (200 ka.; Moreno y Lara, 2007).

Unidad Mocho 3 (Pleistoceno Superior): Sucesión de lavas ubicadas en los sectores nororiente y suroccidente del complejo volcánico con un leve manteo radial divergente, formando la sucesión estratificada terminal de la secuencia pre-caldera del CVMCH (Moreno y Lara, 2007). Las composiciones de las coladas corresponden a andesitas y dacitas de piroxeno (56-66 % SiO₂), presentando texturas de mezcla. En cuanto a la extensión, se estima que la colada tipo 'aa' más extensa del flanco NE alcanza una longitud de 8 km. Mediante el método ⁴⁰Ar/³⁹Ar en masa fundamental de una dacita de piroxeno, se obtuvo una datación de 60 ± 20 ka. (Moreno y Lara, 2007). Temporalmente, luego de esta unidad ocurre un colapso del edificio ancestral, generando la caldera. Este evento habría ocurrido durante la última glaciación (>ca. 14 ka.; glaciación de Llanquihue), lo que generó que algunos depósitos piroclásticos asociados al colapso se emplazaran sobre el hielo en áreas distales y dentro de la caldera (Moreno y Lara, 2007).

Unidad Mocho 4 (Holoceno): Conjunto de lavas ubicadas en el flanco occidental y lugares altos del flanco oriental del complejo. Corresponde principalmente a coladas tipo 'aa' y de bloque post-caldera emitidas desde el interior de la caldera y de fisuras en los flancos, representando la primera etapa de construcción del cono moderno (Moreno y Lara, 2007). Sus composiciones son andesíticas basálticas (52-55 % SiO₂) y andesítico silíceo a dacíticas (60-67 % SiO₂), respectivamente (Moreno y Lara, 2007). Estas coladas alcanzaron los 25 metros de espesor, sin rasgos de erosión glacial (a diferencia de las unidades anteriores). La edad general de esta unidad es de >ca. 11 ka., determinada por relaciones estratigráficas y análisis de eventos simultáneos con la Secuencia Piroclástica Holocena (Moreno y Lara, 2007).

Unidad Mocho 5 (Holoceno tardío e Histórico): Conjunto de lavas, aglomerados volcánicos y depósitos laháricos asociados, que representan las emisiones más recientes del complejo volcánico y construyen el cono central Mocho (Moreno y Lara, 2007). Corresponden a coladas de lava tipo 'aa' y de bloque, de composiciones andesíticas a dacíticas (57-64 % SiO₂), identificados como lavas indiferenciadas emitidas desde el volcán Mocho, aglomerados volcánicos, depósitos laháricos y la erupción histórica de 1864. La edad de esta unidad es de >ca. 1,7 ka., inferida a partir de la ausencia del evento Enco, correspondiente a una corriente de densidad piroclástica y perteneciente a la Secuencia Piroclástica Holocena (Moreno y Lara, 2007).

3.4.2. Secuencia Piroclástica Holocena

Secuencia estratificada que aborda los depósitos piroclásticos de flujo, caída y oleadas, producto de erupciones explosivas holocenas que en su conjunto constituyen cerca de 11.000 años de actividad eruptiva postglacial. Esta sucesión se distribuye ampliamente sobre los flancos del complejo, relacionándose espacial y temporalmente con otras unidades (Moreno y Lara, 2007). Destacan las Ignimbritas Neltume (depósito pliniano con edad entre 10,7 y 9,7 ka.; volumen estimado de 2,5-2,9 km³), Pirehueico (depósito de pómez con edad entre 8,2 y 6,7 ka.; volumen estimado de 1 km³) y Enco (depósito piroclástico con edad de 1,7 ka.) (Moreno y Lara, 2007)

3.4.3. Unidades del volcán Choshuenco

Unidad Choshuenco 1 (Pleistoceno Medio): Secuencia de fuerte manteo radial al W y N. Forma parte de la secuencia pre-caldera del complejo y presenta intensa erosión glacial en su cima y flancos superiores (Moreno y Lara, 2007). Está constituida principalmente por lavas 'aa' de composición andesítica basáltica a andesítica (52-59 % SiO₂). Se encuentra intruido por diques verticales y algunos en disposición radial. La edad fue obtenida mediante dataciones ⁴⁰Ar/³⁹Ar en masa fundamental de lavas, indicando edades entre 200 ± 60 ka. (en dacita) y 170 ± 70 ka. (en andesita) (Moreno y Lara, 2007).

Unidad Choshuenco 2 (Pleistoceno Superior): Conjunto de lavas expuestas en el flanco NW del volcán Choshuenco. Está constituido por coladas de bloque con longitudes de hasta 7 km con espesores medios de 20 m y formas distales lobuladas, con frentes de hasta 30 m (Moreno y Lara, 2007), que presentan composiciones andesíticas y dacíticas (59-66 % SiO₂). Se obtuvieron las edades 53 ± 30 ka. y 46 ± 20 ka. a partir del análisis de la masa fundamental en lavas en la sección distal de las coladas (Moreno y Lara, 2007).

3.4.4. Centros Volcánicos Adventicios: Grupo Alto Caunahue y Ranquil

En los flancos este y suroeste del complejo se pueden identificar dos grupos de centros volcánicos adventicios: Grupo Alto Caunahue y Grupo Ranquil (Figura 5). El Grupo Alto Caunahue corresponde a 13 conos de piroclastos holocenos con productos de composición andesítica (55-58 % SiO₂; Moreno y Lara, 2007). Por otro lado, el Grupo Ranquil consiste en 4 conos de piroclastos post-glaciales sin lavas asociadas y situadas con orientación NW; sus productos son de las mismas composiciones que el Grupo Alto Caunahue (Moreno y Lara, 2007).

3.4.5. Centros Eruptivos Menores (CEM): Grupo Fuy

Además de los dos grupos anteriormente mencionados, en la zona de estudio se encuentra el grupo Fuy: este grupo corresponde a 20 centros eruptivos menores ubicados a 8 km al NE del complejo y adyacentes a la Zona de Falla Liquiñe-Ofqui. Es considerado un campo volcánico de bajo riesgo específico (ubicado en el puesto N°51 del ranking, según el SERNAGEOMIN). De acuerdo a Rawson *et al.* (2016), se puede dividir en dos subgrupos de acuerdo a sus tendencias composicionales: Subgrupo Fuy Norte (con tendencias geoquímicas tipo “Kangechi”, es decir, están enriquecidos en elementos incompatibles respecto a otros productos de la ZVS; edad de 1.700 AP y volumen estimado de 0,171 km³) y Subgrupo Fuy Sur (con tendencias normales de la ZVS; edad de 1.100 a 5.780 AP y volumen estimado de 0,535 km³). Estas diferencias geoquímicas fueron reconocidas en los trabajos de Gardeweg y Sellés (2012), Lara y Moreno (2004) y Mallea-Lillo *et al.* (2022).

3.4.6. Volcanes Chanchán

Corresponde a un conjunto de 3 centros eruptivos postglaciales ubicados a 16 km al noreste del CVMCH y al oeste de la ZFLO. Forman un lineamiento de dirección NE, y alcanzan los 600 m de altura y hasta 3.000 m de diámetro (Moreno y Lara, 2007). Sus composiciones corresponden a los

más primitivos de la zona (48-50 % SiO₂), y se estima un volumen de material emitido de 0,171 km³ (Moreno y Lara, 2007; Rawson *et al.*, 2015).

3.5. Geoquímica y evolución magmática del CVMCH.

Las características geoquímicas de los magmas emitidos por este complejo volcánico presentan diferencias respecto a los productos emitidos por volcanes circundantes, como el volcán Villarrica; mientras que en el material emitido por estos volcanes predominan las composiciones andesíticas, basalto-andesíticas y basálticas, el CVMCH presenta composiciones evolucionadas, llegando a tener tendencias riodacíticas (*e.g.* Gerlach *et al.*, 1988; Hickey.Vargas *et al.*, 1989; McMillan *et al.*, 1989), similar a lo observado en el Complejo Volcánico Puyehue-Cordón Caulle (Lara *et al.*, 2006). Los magmas emitidos desde el CVMCH tienen una afinidad calcoalcalina, acompañada de distintos estilos eruptivos y evoluciones morfoestructurales heterogéneas (Moreno y Lara, 2007).

A grandes rasgos, los elementos mayores del CVMCH tienen tendencias lineales respecto al sílice como índices de diferenciación, y sus valores se distinguen de los obtenidos en los centros eruptivos menores (Fuy Norte y Chanchán), que tendrían una evolución magmática diferente (Moreno y Lara, 2007). Los elementos mayores permiten establecer una aparente consanguinidad (es decir, un origen común) de los magmas del CVMCH, independiente de los centros emisores, ya que el volcán Choshuenco tiene emisiones con rangos composicionales similares a los del volcán el Mocho (52-68 % SiO₂), con ausencia de basaltos y riolitas en ambos casos (Moreno y Lara, 2007). Los magmas más evolucionados del complejo se presentan en forma de diques o como material piroclástico emitido durante las erupciones explosivas.

Los datos disponibles reportados por Moreno y Lara (2007) indican que no existe variación temporal en los valores de los elementos mayores y todos tienen una dispersión similar en cada unidad evolutiva.

Los contenidos de Co, Ni, Cr y Sr disminuyen respecto al sílice, mientras que los contenidos de Ba, Rb, Th e Y aumentan. Al mismo tiempo, el Sc y el V decrecen hacia las composiciones más silíceas. De manera general, las relaciones de La/Sm y La/Yb aumentan irregularmente con el sílice y no se observan anomalías de Eu en las variedades más silíceas (Moreno y Lara, 2007).

Por último, se presentan anomalías negativas de Nb, Ta, Ti y Zr, lo que es común en magmas de subducción (Mallea-Lillo *et al.*, 2022).

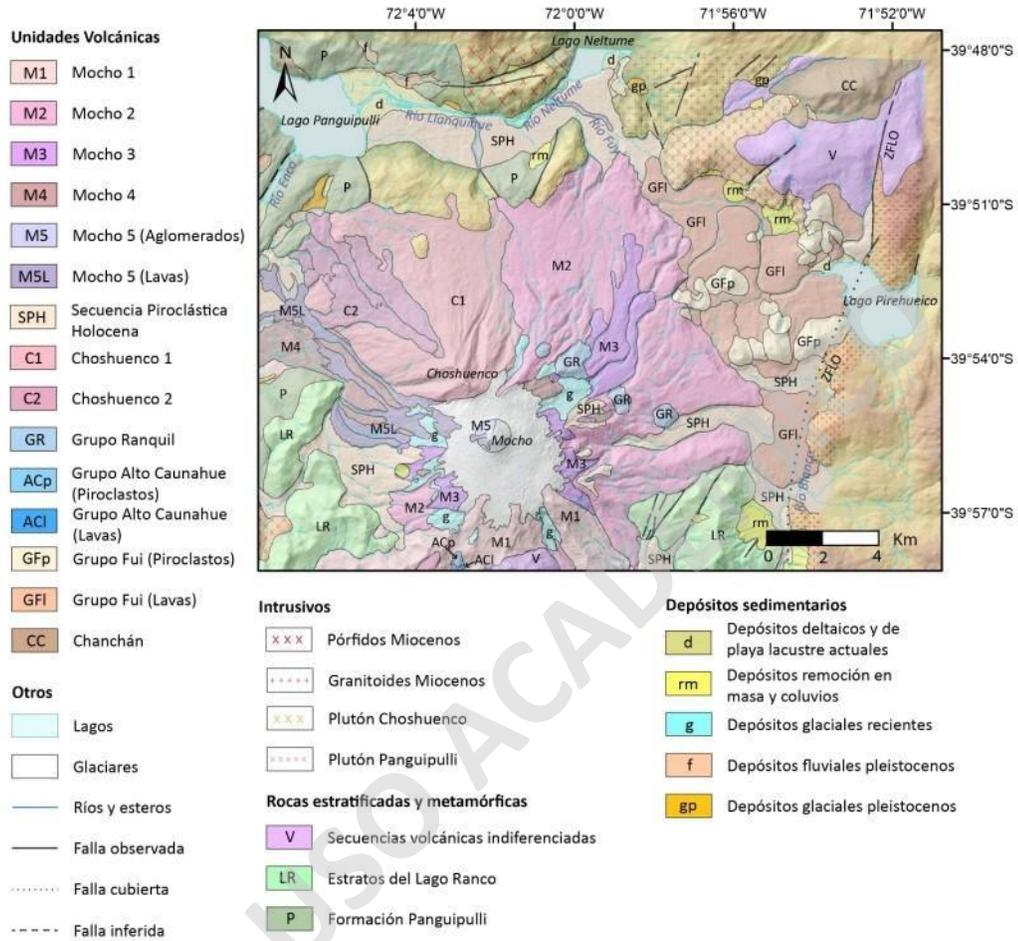


Figura 5. Mapa geológico simplificado. Extraído de Mallea-Lillo *et al.* (2022) y modificado de Moreno y Lara (2007).

3.6. Fases eruptivas post-deglaciación del CVMCH.

En el último máximo glacial, la capa de hielo que rodeaba el CVMCH alcanzaba los 100 km perpendicular al arco y hasta 1 km de espesor (Porter, 1981). Hace 13 ka., se generó un pulso global de actividad de volcanes con glaciares, lo que generó un abrupto aumento en la concentración de CO₂ atmosférico y una aceleración del calentamiento y deglaciación en el Holoceno Temprano (Rawson *et al.*, 2015). Esta descarga glacial afectó principalmente al régimen

de estrés de la corteza, al movimiento de los magmas en profundidad y en menor medida a la generación de fundido (Rawson *et al.*, 2015).

El CVMCH ha registrado cerca de 75 erupciones explosivas en el periodo post-glacial (<18 ka), incluyendo tres erupciones plinianas (correspondiente a los eventos Neltume, Pirehueico y Huilo) y una corriente de densidad piroclástica asociado a un evento de tipo sub-pliniano, denominado como evento Enco (Watt *et al.*, 2013b; Echegaray *et al.*, 1994; Pérez, 2005; Moreno y Lara, 2007); se estima una frecuencia de erupciones explosivas cada 220 años (Rawson *et al.*, 2015). Esta frecuencia eruptiva hace que el CVMCH sea uno de los complejos volcánicos más productivos (ca. 1 km³/k.y.) y más activo en la ZVS durante el período post-glacial (Rawson *et al.*, 2015).

De acuerdo a los estudios realizados por Rawson *et al.* (2015), se pueden establecer 3 fases eruptivas (Figura 6), controladas principalmente por la fuerte deglaciación a partir de los 13 ka. (Tabla 5). La primera fase (13 - 8,2 ka.) corresponde al periodo de evacuación y se caracteriza por un alto flujo magmático (DRE cercano a 0,9 km³/k.y.) y baja frecuencia eruptiva (1,9 erupciones por año).

Durante la fase 1 predominan las composiciones dacíticas a riolíticas, asociados a rangos de temperatura entre 860 - 900°C. La segunda fase (7,3 - 2,9 ka.) corresponde al periodo de relajación y se distingue un menor flujo magmático (con un DRE 0,06 km³/k.y.) y una frecuencia eruptiva de 2 erupciones por año, similar a la fase 1. Sus composiciones se limitan a basaltos y andesitas, con erupciones de magnitudes cercanas a 3. Finalmente, durante la tercera fase, correspondiente al periodo de recuperación, se distinguen por composiciones que oscilan entre andesitas a dacitas, con magnitudes de erupción 3 - 5 cada 6 años y un alto flujo magmático (con un DRE cercano a 1 km³/k.y.) (Rawson *et al.*, 2015).

Debido a que la litósfera se considera como un medio relativamente elástico, la descarga de la capa de hielo formada en los alrededores del CVMCH generó una abrupta disminución de los esfuerzos (*stress*) en la corteza (Rawson *et al.*, 2015). Esto favorece la formación de diques, aumenta los flujos eruptivos y reduce el tiempo de residencia en la cámara magmática (Jellinek *et al.*, 2004). Por lo tanto, la deglaciación permite establecer las variaciones del almacenamiento de magma en tiempos geológicos, proponiendo un patrón de flujo eruptivo post-glacial del Complejo Volcánico Mocho-Choshuenco (Rawson *et al.*, 2015). Además, se infiere que este retroceso de los cuerpos de hielo estuvo acompañado de un aumento en la tasa de erosión física y un reajuste de las fallas locales producto del cambio en el régimen de esfuerzo; este comportamiento frente a la

disminución del volumen de hielo también se puede observar en otros centros eruptivos de la ZVS (Rawson *et al.*, 2015).

Tabla 5. Características de las fases eruptivas del Complejo Volcánico Mocho-Choshuenco post deglaciación. Fuente: Rawson *et al.*, 2015.

	Fase eruptiva 1	Fase eruptiva 2	Fase eruptiva 3
Magnitud	>5	3	3 a 5
Flujo	Alto	Medio-Alto	Alto
Frecuencia	1,9 erup/año	2 erup/año	6,3 erup/año
DRE	0,9 km ³ /k.y.	0,06 km ³ /k.y.	1 km ³ /k.y.
Temperatura	860 a 930 °C	>970 °C	930 a 960 °C.
Composición	Dacítica a riolítica	Basalto andesítica	Andesítica a dacítica
Tasa de suministro	3 - 24 km ³ /año	1 - 6 km ³ /año	2 - 17 km ³ /año
Proporción de magma expulsado por erupción	5-50 %	10-70 %	5-65 %

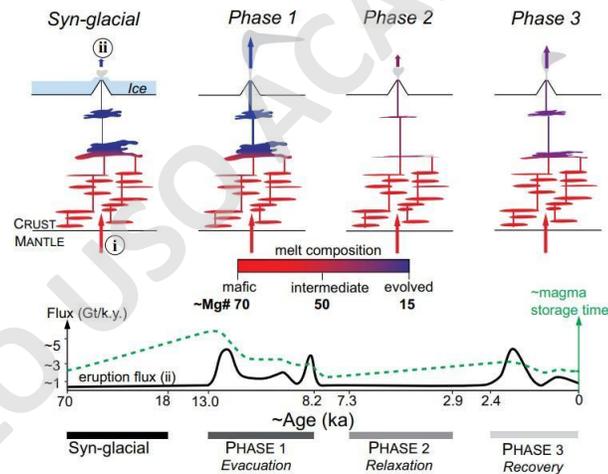


Figura 6. Ilustración de cambios en el sistema magmático del Complejo Volcánico Mocho-Choshuenco desde el periodo glacial hasta el presente (Rawson *et al.*, 2015).

3.7. Peligro volcánico local

En el registro eruptivo histórico del complejo se destacan erupciones de tipo estrombolianas, subplinianas, plinianas y freatomagmáticas, las que destacan por su explosividad y peligrosidad

(Moreno y Lara, 2007). De acuerdo al relato de Vidal Gormaz (1869), durante la erupción de 1864 ocurrió una serie de flujos piroclásticos que arrasaron con poblaciones de los alrededores. De hecho, en el depósito asociado a este evento se han encontrado fragmentos de cerámica indígena, evidencia de asentamientos humanos en el área afectada (Moreno y Lara, 2007).

El registro de depósitos piroclásticos y otros estudios permiten señalar que las erupciones explosivas holocenas se habrían generado en centros de emisión del interior de la caldera y, las más recientes, en el cono actual del volcán Mocho (Naranjo *et al.*, 2001; Pérez, 2005; Moreno y Naranjo, 2006). Por lo tanto, la probabilidad de ocurrencia de erupciones explosivas con generación de flujos piroclásticos debe considerarse alta con efectos potenciales en todo el sector circundante (Moreno y Lara, 2007).

Además, el hielo en la caldera constituye una fuente para la generación de lahares en los valles radiales que nacen de ella (Moreno y Lara, 2007). Los flujos piroclásticos y/o lavas de una erupción inminente en el volcán Mocho podrían fundir parte de la cubierta de hielo y dar paso a descargas de agua violentas y consecuente arrastre de detritos, que podrían terminar en las poblaciones aledañas.

Por otro lado, las erupciones en los centros de flanco o adventicios del tendrían efectos más locales y la caída de piroclastos podría afectar al hemisferio oriental del complejo volcánico, siendo las localidades Neltume, Choshuenco, Puerto Fuy, Liquiñe, Llifén, Futrono, Coñaripe y Panguipulli las más afectadas (Moreno y Lara, 2007), ya que están ubicadas dentro de un radio de 40 km desde el cráter y contienen a más de 24.000 personas (según el Censo 2017). En este caso, la erupciones tendrían un mayor impacto en las localidades ubicadas en el hemisferio oriental del complejo, siendo las localidades Pirehueico, Neltume y Puerto Fuy las más afectadas. Adicionalmente, en los flancos del Complejo y en los alrededores se encuentran dos reservas nacionales importantes para nuestro país (Reserva Nacional Mocho-Choshuenco y Reserva Biológica Huilo Huilo), por lo que el flujo de turistas es muy alto en una zona de alto peligro volcánico (recibiendo a más de 44.000 turistas por año, según la subsecretaría del turismo).

3.8. Erupción histórica de 1864.

La erupción de 1864 corresponde a una erupción histórica asociada a la Unidad Mocho 5 (Hm5l 1864 en Moreno y Lara, 2007), estas lavas fueron emitidas desde un centro eruptivo lateral ubicado en el flanco occidental del complejo volcánico al norte del cráter de explosión tipo maar "Tumba de Buey".

Junto a los otros miembros de la Unidad Mocho 5, constituyen el relleno de la superficie plana en el sector de Enco, en el valle del río homónimo. Se estima que gran parte de los depósitos laháricos en estos sectores y en el estero Punahue se habrían originado durante la erupción de 1864 (Figura 7a y b).

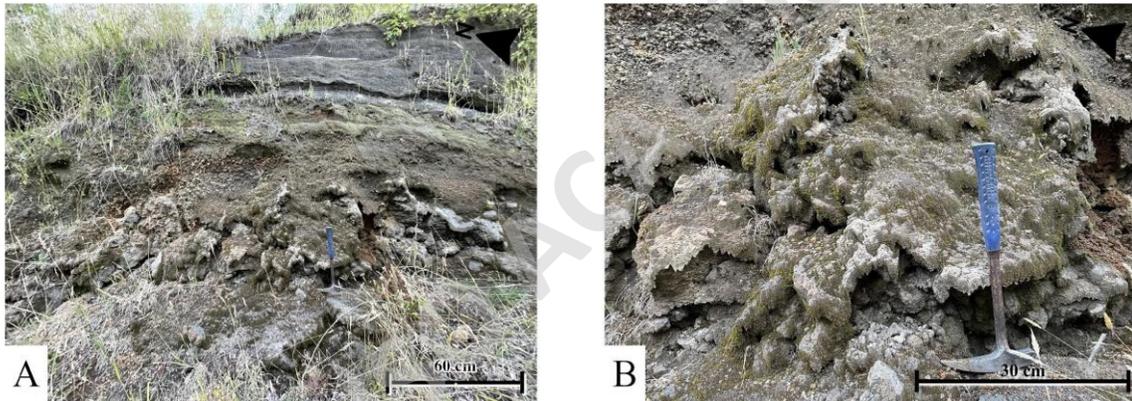


Figura 7. a) Afloramiento en proximidades de Neltume con coladas de lava asociadas al evento eruptivo de 1864. b) Acercamiento a colada de lava en el afloramiento.

En el trabajo de Mallea-Lillo y colaboradores (2022), se consideraron 5 muestras de una colada de lava tipo bloque (1864-1, 1864-2, 1864-3, 1864-4 y 1864-5) emitida durante la erupción de 1864. De acuerdo a los estudios realizados, en esta erupción se observaron variaciones entre basaltos andesíticos a dacitas (53,52 - 63,03 % SiO_2) con tendencias composicionales traquidacíticas y dacíticas (Tabla 6 y Figura 8a-i), las que tienden a aumentar la explosividad de los productos.

Tabla 6. Resultados de química de roca total de 5 muestras de lavas emitidas durante la erupción de 1864 (1864-1, 1864-2, 1864-3, 1864-4 y 1864-5; sus ubicaciones se pueden observar en la Figura 3b). Extraído de Mallea-Lillo *et al.*, 2022.

	Detection Limit	1864-1	1864-2	1864-3	1864-4	1864-5
SiO ₂	0,01 (%)	62,99	62,95	63,03	62,88	62,81
Al ₂ O ₃	0,01 (%)	15,91	15,93	16,02	16,09	16,05
FeO	0,2 (%)	4,46	3,81	4,41	4,5	4,45
Fe ₂ O ₃ "	0,04 (%)	6,37	6,37	6,44	6,4	6,41
MgO	0,01 (%)	1,7	1,71	1,74	1,71	1,72
CaO	0,01 (%)	4,28	4,33	4,36	4,32	4,35
Na ₂ O	0,01 (%)	5,24	5,22	5,27	5,3	5,29
K ₂ O	0,01 (%)	1,6	1,59	1,61	1,62	1,61
TiO ₂	0,01 (%)	1,09	1,09	1,09	1,1	1,1
P ₂ O ₅	0,01 (%)	0,35	0,35	0,36	0,36	0,35
MnO	0,01 (%)	0,16	0,16	0,16	0,16	0,16
Cr ₂ O ₃	0,002 (%)	0,011	0,007	0,008	0,006	0,013
LOI		0,1	0,1	-0,3	-0,2	-0,1
Cs	0,1 (ppm)	2,4	2,9	2,8	2,8	2,6
Rb	0,1 (ppm)	38,1	39,9	38,9	38,9	38,2
Ba	1 (ppm)	492	502	479	487	483
Th	0,2 (ppm)	4,4	3,6	4	4,1	4
U	0,1 (ppm)	1,2	1,2	1,2	1,3	1,2
Nb	0,1 (ppm)	4,4	4,6	4,6	4,8	4,8
Ta	0,1 (ppm)	0,3	0,3	0,3	0,3	0,3
La	0,1 (ppm)	22,3	22	20,1	21,2	22,2
Ce	0,1 (ppm)	48,7	47,4	47,6	45,2	46,1
Pr	0,02 (ppm)	6,12	6,15	6,02	6,08	6,08
Sr	0,5 (ppm)	391,3	405,6	392,8	387,9	388,7
Nd	0,3 (ppm)	27,6	26,4	28	26,9	27,2
Zr	0,1 (ppm)	174,4	174,9	173,1	172,7	174,2
Sm	0,05 (ppm)	6,46	6,67	6,41	6,59	6,51
Eu	0,02 (ppm)	1,84	1,77	1,86	1,89	1,77
Gd	0,05 (ppm)	7,3	7,08	7,23	7,27	7,17
Tb	0,01 (ppm)	1,12	1,09	1,09	1,1	1,09
Dy	0,05 (ppm)	6,81	6,99	6,72	6,87	6,98
Ho	0,02 (ppm)	1,38	1,44	1,48	1,44	1,42
Tm	0,01 (ppm)	0,6	0,57	0,6	0,59	0,6
Y	0,1 (ppm)	37,8	37,6	37,3	38,5	37
Er	0,03 (ppm)	4,23	4,2	4,17	4,28	4,24
Yb	0,05 (ppm)	3,89	3,95	3,81	3,87	3,99
Lu	0,01 (ppm)	0,58	0,62	0,6	0,58	0,59

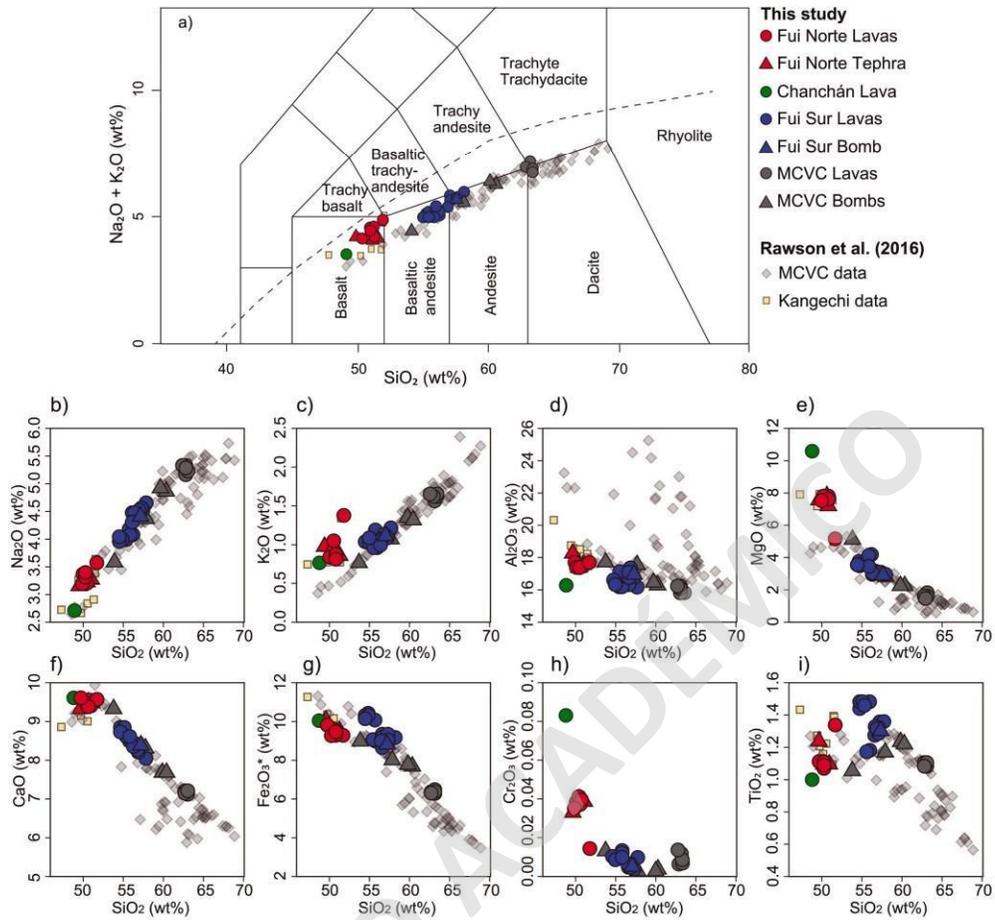


Figura 8. Química de lavas emitidas durante la erupción de 1864 (MCVC Lavas). El gráfico a) corresponde a un diagrama TAS (Total Alkali v/s Silica), mientras que los gráficos b) a i) corresponden a diagramas Harker. Extraído de Mallea-Lillo *et al.*, 2022.

4. Resultados

A partir de los trabajos en SEM y observaciones en microscopía óptica, se determinó que en el evento estudiado predominan 3 grupos de minerales: plagioclasa, piroxenos (incluyendo clinopiroxeno y ortopiroxeno) y óxidos de Fe-Ti (como ilmenita y magnetita)

4.1. Petrografía.

Todas las muestras corresponden a rocas con texturas glomeroporfíricas inequigranular, hipidiomórficas, vesiculares, traquíticas, coroníticas y poiquilíticas. Estas contienen fenocristales de plagioclasa, piroxenos y óxidos de Fe-Ti, mientras que la masa fundamental está dominada por microlitos de plagioclasa y clinopiroxenos.

Las muestras de lava están compuestas por diversas fases minerales: plagioclasa, clinopiroxeno, ortopiroxeno, ilmenita, titanomagnetita y apatito (Figura 9). Además, tienen una masa fundamental (45 a 55 vol. %), vidrio (5 - 15 vol. %) y vesículas irregulares y alargadas (0 a 20 vol. %), con una cristalinidad de 31,25 a 41,18 vol. %. Dentro de los cortes se identificaron cúmulos cristalinos de hasta 1,5 cm con abundantes plagioclasas, piroxenos y óxidos de Fe-Ti (Tabla 7, Figura 10-11).

Tabla 7. Tabla con proporciones estimadas de los componentes de las muestras estudiadas. Se calcula su cristalinidad a partir de la fórmula: $Cristalinidad = \frac{(Plg+Opx+Cpx+OxFeTi)}{(Masa\ fundamental+Plg+Opx+Cpx+OxFeTi)} * 100$.

Muestra	1864-1	1864-2	1864-3	1864-4	1864-5
Vesículas (vol. %)	20	0	15	5	5
Vidrio (vol. %)	10	15	5	15	10
Masa fundamental (vol. %)	45	50	55	55	50
Plagioclasa (vol. %)	15	21	15	15	24,5
Clinopiroxeno (vol. %)	5	7	5	6,25	5,25
Ortopiroxeno (vol.%)	2,5	3,5	2,5	1,25	1,75
Óxidos de Fe-Ti (vol.%)	2,5	3,5	2,5	2,5	3,5
Cristalinidad	35,71	41,18	31,25	31,25	41,18

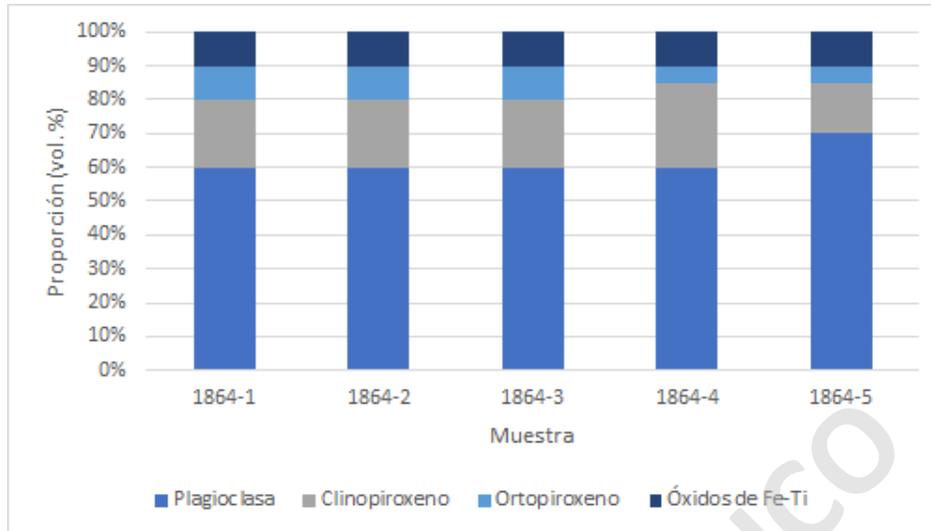


Figura 9. Gráfico con las proporciones de cada mineral en las muestras estudiadas.

Los fenocristales de las lavas corresponden a plagioclasa (5,6 - 11 vol. %), clinopiroxeno (0 - 1 vol. %), óxidos de Fe-Ti (0 - 0,8 vol. %) y ortopiroxenos (0 - 0,64 vol.%) (Tabla 8). Los fenocristales de plagioclasa son subhedrales con aspecto fragmentado y están normalmente zonados y maclados (carlsbad y polisintética), que alcanzan desde los 0,5 mm a 2,5 mm de diámetro (moda de 0,5 mm). Además, presentan zonaciones de tipo oscilatorio e inverso con su núcleo bien preservado, y también presenta texturas de reabsorción y *sieve* en los bordes (Figura 13).

Tabla 8. Conteo modal de cristales en muestras 1864-1, 1864-2, 1864-3, 1864-4 y 1864-5.

Conteo Modal					
Código	1864-1	1864-2	1864-3	1864-4	1864-5
Masa fundamental	79,2	85,6	90,6	91,82	92,09
Plagioclasa	5,6	11	6,04	6,45	6,8
Clinopiroxeno	0,4	1	0	0,64	0,2
Ortopiroxeno	0,2	0,6	0,6	0,64	0
Vesículas	13,8	1,2	2,29	0,2	0,8
Óxidos	0,8	0,6	0,4	0,2	0

Los fenocristales de clinopiroxeno se presentan euhedrales y con maclas de tipo Carlsbad. Sus diámetros alcanzan los 1,2 mm y presenta en su mayoría textura coronítica (siendo la corona compuesta por ortopiroxeno), además, presentan zonación y sus núcleos están bien preservados.

Algunos de estos piroxenos se encuentran inmersos en fenocristales de plagioclasa (textura poiquilitica). Este tipo de piroxeno es el más abundante, y usualmente se encuentra en cúmulos cristalinos (Figura 10).

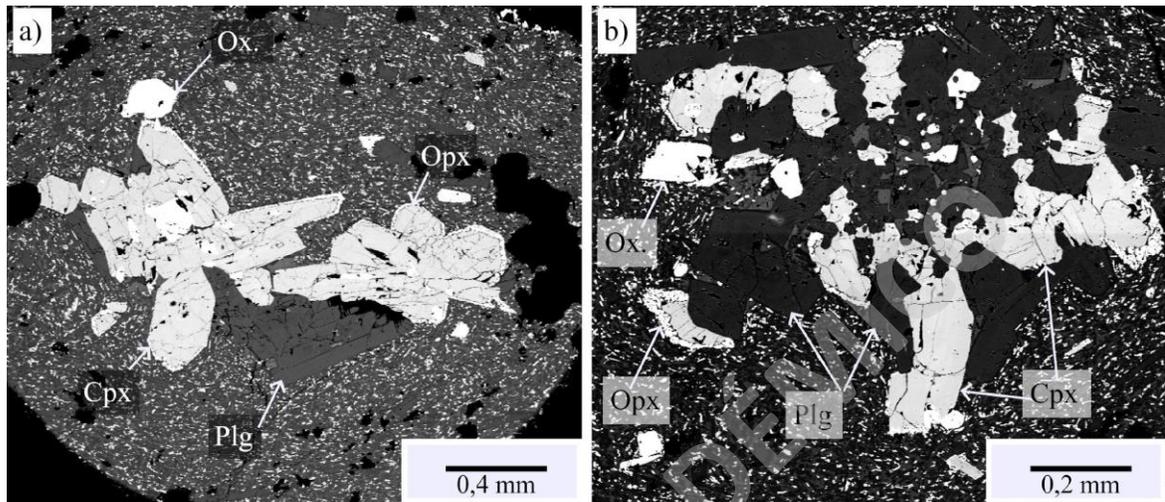


Figura 10. Cúmulos cristalinos de la sección 1864-2, donde destaca la presencia de clinopiroxenos, plagioclasas, ortopiroxenos y óxidos de Fe-Ti.

Los fenocristales de ortopiroxeno se presentan subhedrales, su tamaño va desde los 0,05 mm hasta los 0,4 mm de diámetro y comúnmente se encuentran asociados a clinopiroxenos (Figura 19).

Finalmente, los fenocristales de óxidos de Fe-Ti son en su mayoría subhedrales y alcanzan los 0,3 mm de diámetro mayor. Se identifica ilmenita y titanomagnetita, y se encuentran tanto como fenocristales y como microcristales, abundando más en este último. Presentan bordes irregulares, y se encuentran en su mayoría subhedrales (Figura 11).

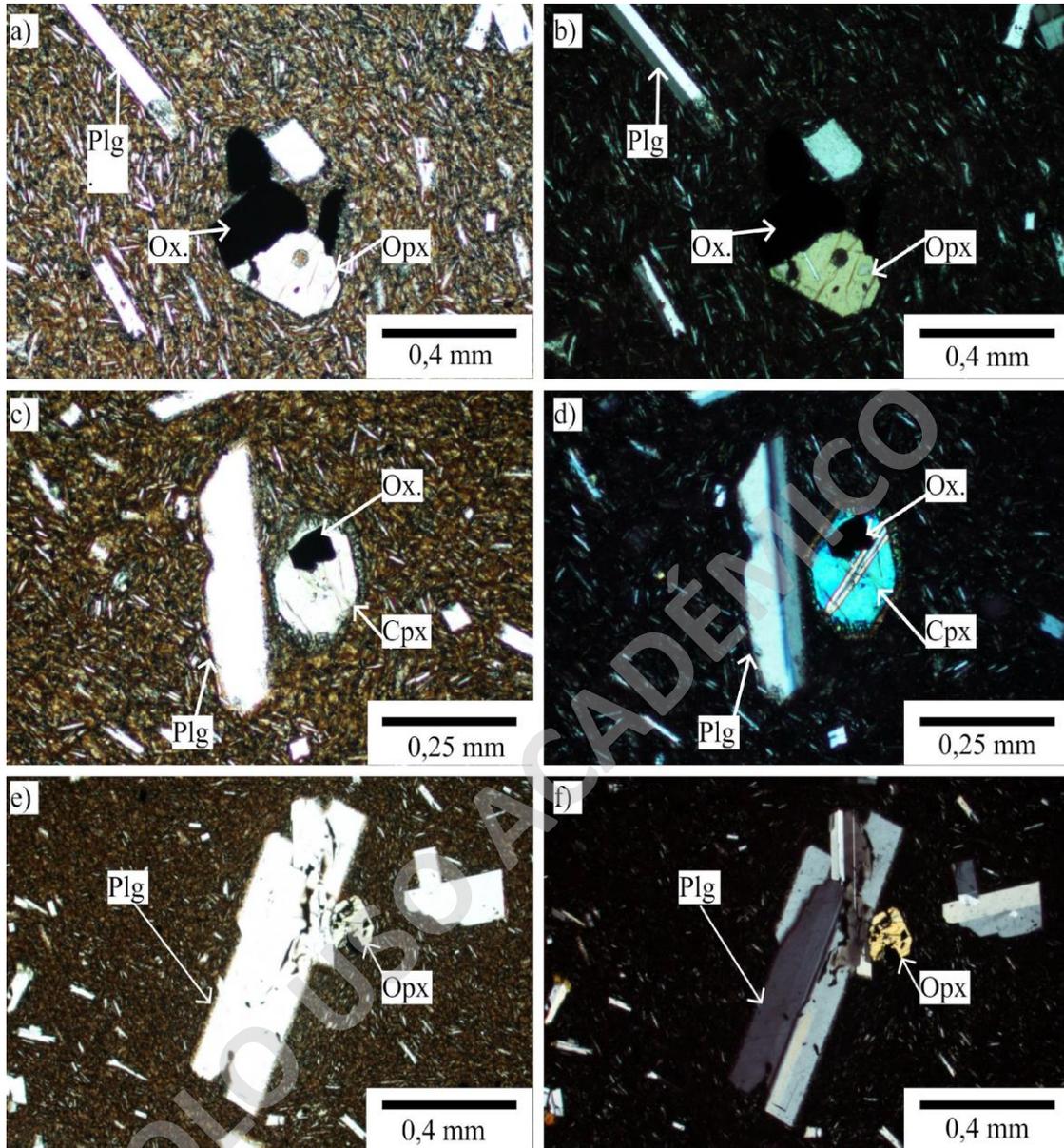


Figura 11. Fotografía de microscopía óptica. a) y b) representan la textura traquítica observada en los microlitos de plagioclasa que bordean los fenocristales. En c) y d) se observa la macla Carlsbad en plagioclasa y piroxeno, además de la textura coronítica en el clinopiroxeno. Finalmente, e) y f) presenta macla polisintética en fenocristal de plagioclasa junto a un fenocristal de ortopiroxeno.

4.2. Química mineral.

4.2.1. Plagioclasa.

Este grupo de minerales es el más abundante en fenocristales y microlitos, donde se identifican 2 familias de acuerdo al tamaño de los cristales. La primera alcanza hasta los 0,3 mm de diámetro, mientras que la segunda familia alcanza los 2,8 mm de diámetro mayor, las cuales tienen composiciones similares entre ellas. Se reconocen dos tendencias composicionales de manera interna en el grupo de las plagioclasas, tanto en fenocristales como en microlitos: se presentan los rangos composicionales $An_{50-62}Ab_{38-49}Or_{0-1}$ (enriquecido en An) específicamente en los bordes de los fenocristales que presentan zonaciones, mientras que la composición $An_{40-49}Ab_{49-69}Or_{0-6}$ (enriquecido en Ab) domina en el núcleo de los mismos (Figura 12), las que se relacionan por zonación oscilatoria e inversa en los fenocristales (Figura 13 y 14).

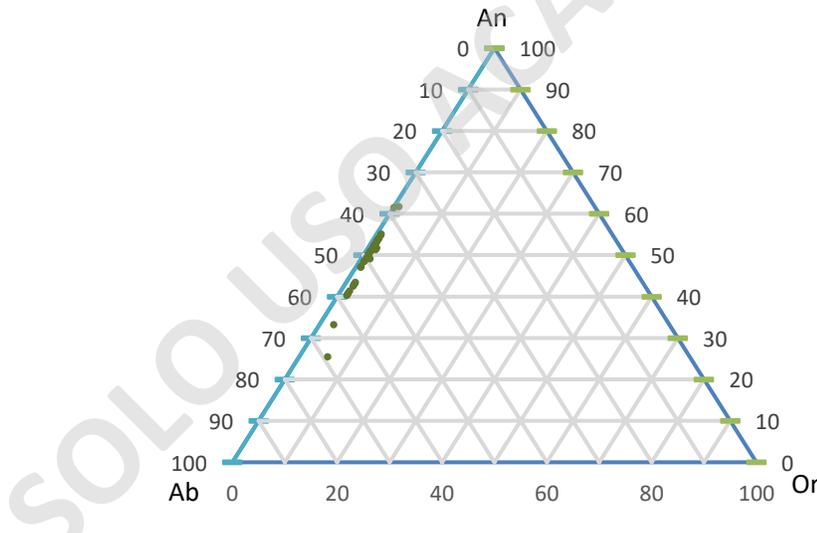


Figura 12. Diagrama de fases ternario con composiciones de plagioclasa (puntos) de la muestra 1864-2.

Además, los microcristales presentan textura traquítica, indicando una dirección de flujo durante la cristalización.

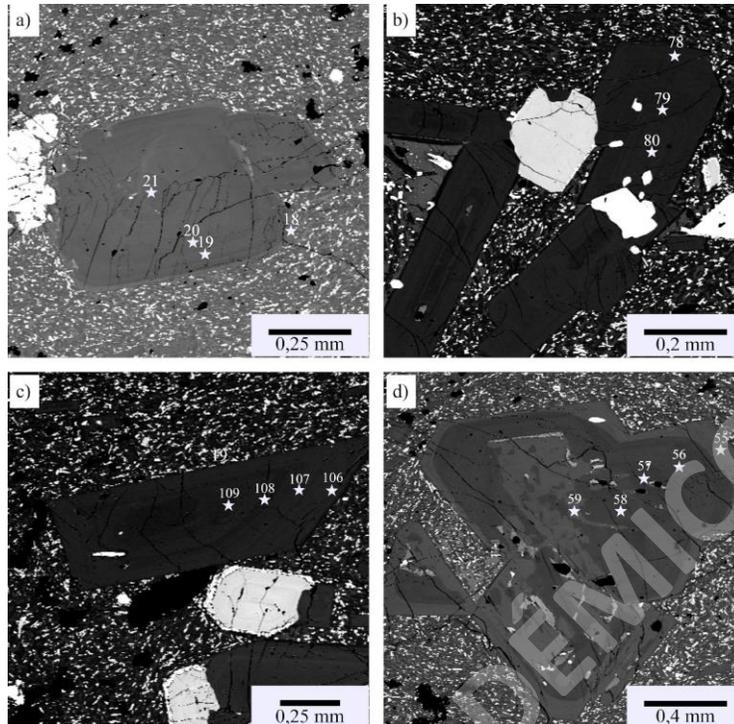


Figura 13. Fotografías de plagioclasa del corte 1864-2 que presentan zonación inversa y oscilatoria. Los números corresponden al Análisis, para así obtener información sobre la zonación presente.

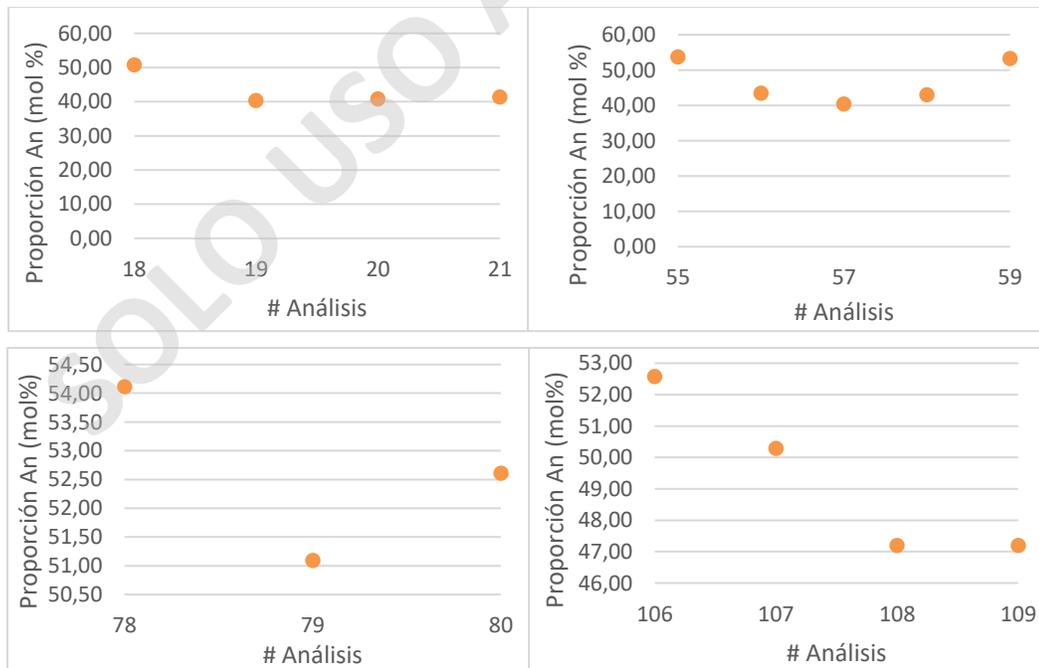


Figura 14. Composiciones y variaciones químicas en zonaciones de plagioclasas. Cada gráfico corresponde correlativamente a los minerales de la Figura 13.

4.2.2. Clinopiroxeno.

Los estudios realizados a los clinopiroxenos identificados indican que se tratan, en su mayoría, de augitas ($Wo_{37-42}En_{40-44}Fs_{14-22}$), por otro lado, existe una minoría de diópsido ($Wo_{41-43}En_{37-42}Fs_{15-21}$) (Figura 15). Estas composiciones son similares entre fenocristales y microlitos, a excepción de algunos microlitos que están ligeramente empobrecidos en ferrosilita (Fs) y enriquecidos en wollastonita (Wo). En modo general, la química de los clinopiroxenos de la muestra 1864-2 indican un rango de composición $Wo_{37-43}En_{37-44}Fs_{14-22}$.

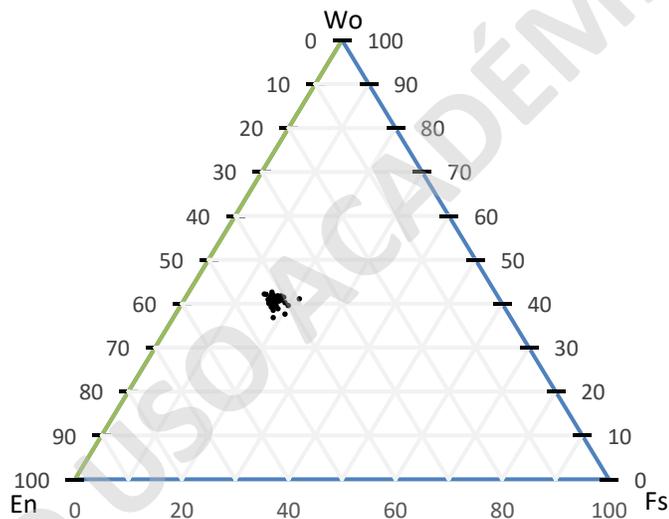


Figura 15. Diagrama de fases ternario con composiciones de clinopiroxenos (puntos) de la muestra 1864-2.

Estos minerales presentan leve zonación concéntrica e inversa (Figura 16 y 17), donde los bordes de los cristales están enriquecidos en el componente enstatita (En), mientras que los núcleos bien preservados están empobrecidos en este mismo componente.

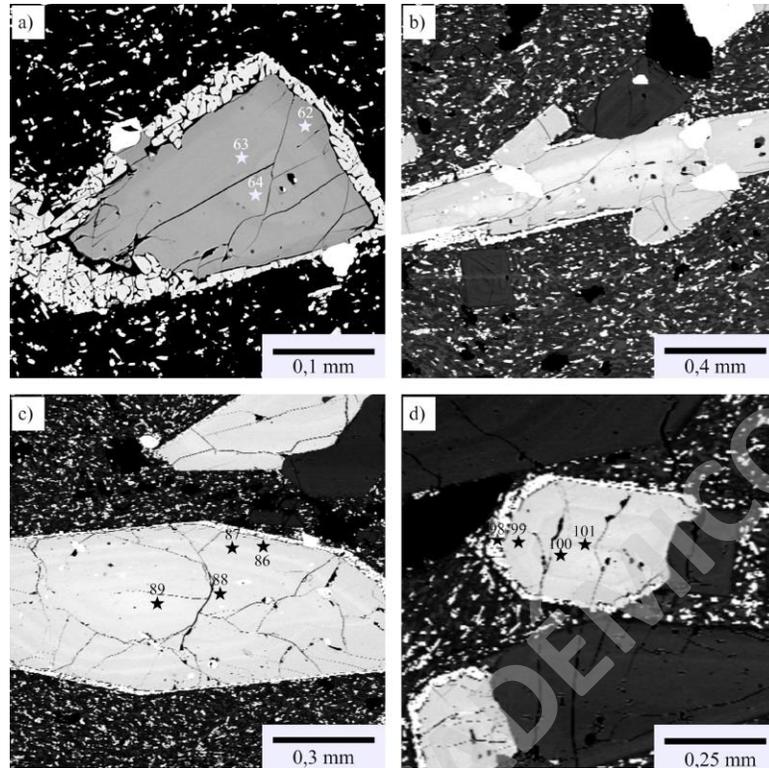


Figura 16. Fotografías de clinopiroxenos obtenidos mediante SEM. Los números en las imágenes corresponden al Análisis, con el fin de obtener información sobre la zonación presente.

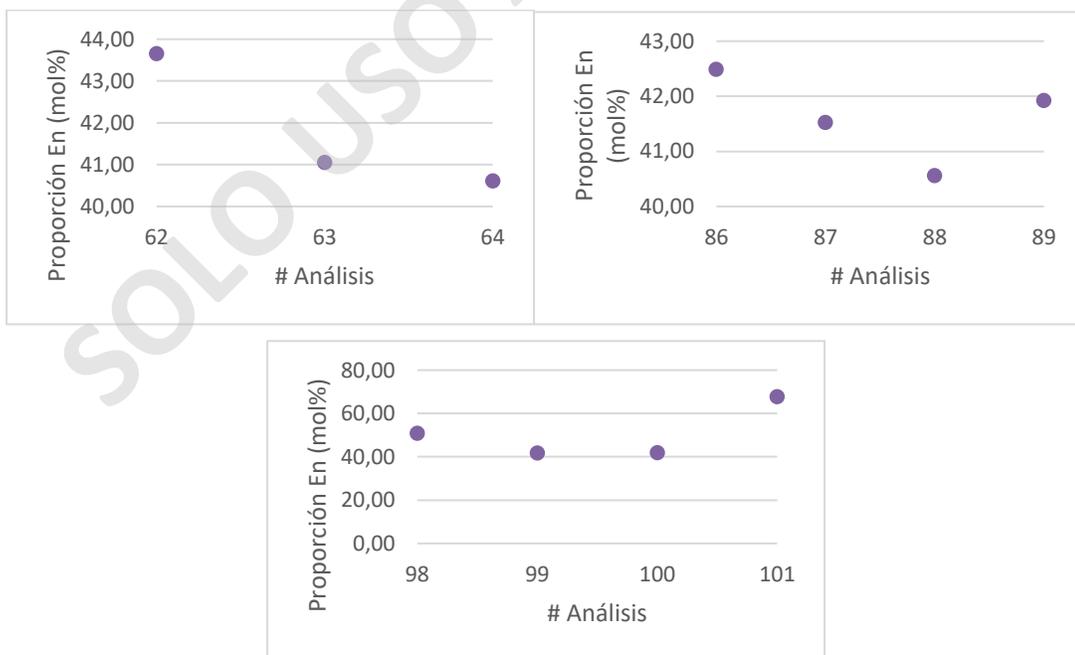


Figura 17. Composiciones y variaciones químicas en zonaciones de clinopiroxenos. Cada gráfico corresponde correlativamente a los cristales de la Figura 16.

4.2.3. Ortopiroxenos.

Los ortopiroxenos presentan composiciones entre ($Wo_{0-13}En_{48-70}Fs_{28-43}$) (Figura 18). Estos minerales se presentan mayoritariamente en las coronas de los clinopiroxenos, aunque también se presentan como fenocristales de menores medidas que los clinopiroxenos (desde 0,06 mm hasta 0,35 mm), subhedrales y con abundantes fracturas (Figura 19).

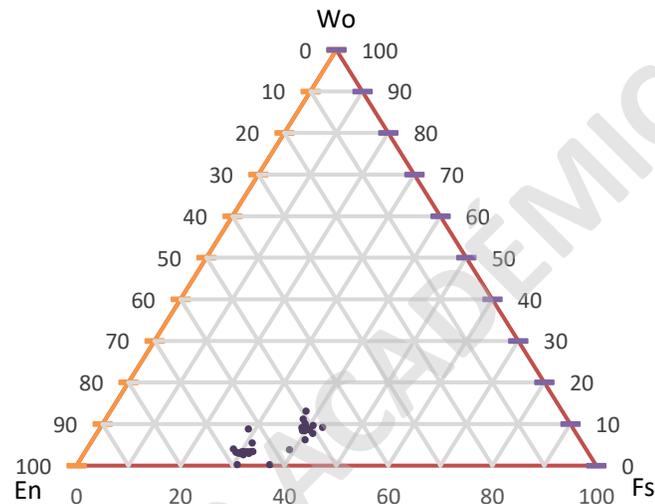


Figura 18. Diagrama de fases ternario con composiciones de ortopiroxenos (puntos) de la muestra 1864-2.

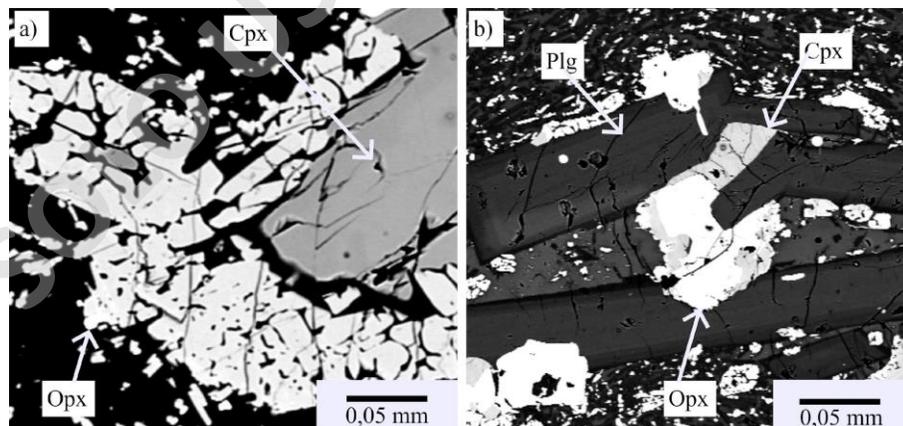


Figura 19. Fotografías SEM de ortopiroxenos del corte 1864-2. a) muestra ortopiroxeno en la corona de un clinopiroxeno, mientras que b) representa un fenocristal de ortopiroxeno asociado a un cúmulo cristalino, junto a plagioclasa y clinopiroxeno.

4.2.4. Óxidos de Fe-Ti

En el corte 1864-2 se identificaron 2 minerales correspondiente al grupo de los óxidos de Fe-Ti: titanomagnetita e ilmenita (Figura 20). Se observa una relación de contacto directo entre ilmenita y titanomagnetita en 4 pares, siendo esta información útil para la aplicación del oxibarómetro de Ghiorso y Evans (2008).

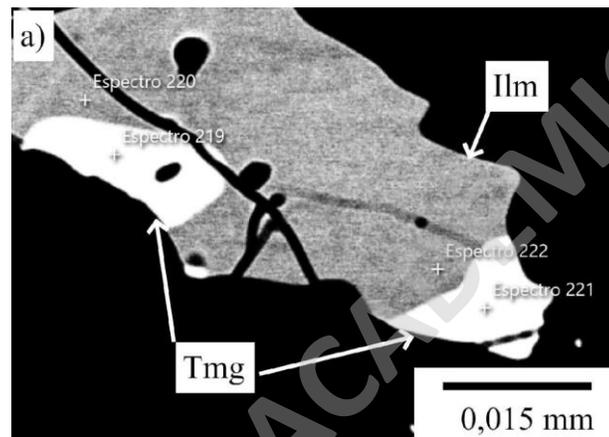


Figura 20. Fotografía de SEM de óxidos de Fe-Ti (Ilmenita-Titanomagnetita) presente en el corte 1864-2.

5. Discusiones

5.1. Condiciones intensivas pre-eruptivas magmáticas

Se aplican tres métodos distintos para determinar las condiciones intensivas del Complejo Volcánico Mocho-Choshuenco previas a la erupción de 1864, basándose en el equilibrio termodinámico entre los cristales de clinopiroxeno, ortopiroxeno y óxidos de Fe-Ti, y utilizando las composiciones semicuantitativas de estas fases determinadas a través de SEM. Todos estos procedimientos permiten sugerir un orden de cristalización y una evolución magmática respecto a las variaciones internas de los cristales y a su relación con el medio que las contiene.

5.1.1. Termobarometría de piroxenos

Para poder determinar las condiciones físicas intensivas del reservorio se usa el termobarómetro de clinopiroxeno (Wang *et al.*, 2021) y el termobarómetro basado en la relación de equilibrio entre ortopiroxeno y clinopiroxeno (Putirka, 2008).

Clinopiroxeno (Wang *et al.*, 2021). El termobarómetro de clinopiroxeno es una de las herramientas más prácticas para reconstruir las condiciones intensivas de cristalización de los clinopiroxenos. Este método se aplicó en 48 cristales de clinopiroxeno en la muestra 1864-2 y de acuerdo a esto, la temperatura de cristalización se dio entre los 815,1 y 889,2°C ± 36,6 °C, con un promedio de 850,61°C ($\sigma = 13,11^\circ\text{C}$).

Por otro lado, los mismos cristales indicaron rangos de presión entre los 0,068 - 1,82 ± 1,66 kbar, con un promedio de 0,65 kbar ($\sigma = 0,55$ kbar) (Tabla 9). En este caso se consideraron únicamente los cristales de clinopiroxeno que dieron resultados de presión con valores positivos, siendo finalmente 11 cristales considerados para esta condición intensiva.

Dos piroxenos (clinopiroxeno-ortopiroxeno; Putirka, 2008). La geotermobarometría de dos piroxenos fue iniciada en estudios de Davis y Boyd (1966) y posteriormente continuado y mejorado por Putirka (2008), basándose netamente en la partición enstatita-diópsido para la estimación de la temperatura.

Este método se aplicó en 26 pares de clinopiroxeno-ortopiroxeno. Las temperaturas de cristalización resultantes están en el rango de los 933,9 – 1045,9°C ± 57 °C, con un promedio de 971,71°C ($\sigma = 20,11^\circ\text{C}$), siendo un rango de temperatura mayor al obtenido en el termómetro de piroxenos. Por otro lado, el rango de presión es 5,17 - 14,36 ± 3,5 kbar, con un promedio de 10,96 kbar ($\sigma = 2,32$ kbar) (Tabla 9). De los 26 pares en el que se aplicó este método, solo 2 de ellos cumplieron con el filtro de equilibrio establecido por Putirka (2008), los cuales registraron 954,6°C con 5,17 kbar y 961,5 °C con 8,3 kbar, respectivamente.

5.1.2. Oxibarómetro de Óxidos de Fe-Ti

Ilmenita y Titanomagnetita (Ghiorso y Evans, 2008). La termobarometría de óxidos de Fe-Ti corresponde al cálculo de fO_2 y de temperatura de equilibrio, los cuales son obtenidos a partir de la presencia de ilmenita y titanomagnetita en contacto. Dentro del corte 1864-2, se lograron identificar 4 pares de óxidos de Fe-Ti (ilmenita-titanomagnetita) resultando en una temperatura de equilibrio entre 806 y $1004 \pm 20^\circ\text{C}$, con un promedio de 948°C ($\sigma = 94,9^\circ\text{C}$); mientras que la fugacidad de oxígeno tiene valores entre -1,46 y $-0,4 \pm 0,2$ (valores según buffer ΔNNO), con un promedio de -0,83 ($\sigma = 0,45$; Tabla 9). Estos valores fueron calculados a partir de la composición del núcleo de las ilmenitas y titanomagnetitas asociadas, los cuales son consistentes con los valores de temperatura obtenidos en las fases silicatadas de la misma muestra.

5.2. Condiciones pre-eruptivas de la erupción de 1864 y ubicación del sistema magmático

Los resultados obtenidos a través de los termobarómetros y el oxibarómetro indican que el rango de temperatura de equilibrio oscilaría entre los 806°C y los 1045°C (Tabla 9; Figura 21).

Tabla 9. Resultados de Termobarómetro (Wang *et al.*, 2021), Termobarómetro (Putirka, 2008) y Oxibarómetro (Ghiorso y Evans, 2008), aplicado en el corte 1864-2.

Referencia	T ($^\circ\text{C}$)	Error (\pm)	Promedio ($^\circ\text{C}$)	SD (σ)	P (kbar)	Error (\pm)	Promedio (kbar)	SD (σ)	fO_2 ΔNNO	Error (\pm)
Wang <i>et al.</i> (2021)	815,1-889,2	$\pm 36,6$	850,61	13,1	0,068-1,82	$\pm 1,66$	0,65	0,55		
Putirka (2008)	933,9-1045,9	± 57	971,71	20,1	5,17-14,36	$\pm 3,5$	10,96	2,32		
Ghiorso y Evans (2008)	806-1004	± 20	948	94,9					-1,46- -0,4	$\pm 0,2$

Ahora bien, el termómetro de Wang *et al.* (2021) es dependiente del contenido disuelto del agua para poder obtener un buen resultado. Como en este estudio este valor es desconocido, la certeza

del rango de temperatura obtenido con este estudio es baja y tiene una mayor incertidumbre, por lo que este rango no tendrá tanta relevancia como los otros rangos obtenidos de otros estudios.

También hay que considerar que de la totalidad de los pares estudiados con el método de Putirka (2008), solo dos pares pasaron el filtro de equilibrio, los cuales registraron condiciones de temperatura de 954,6 y 961,5 °C, además presiones de 5,2 y 8,3 kbar, respectivamente. Es por esto que, para las interpretaciones, solo serán considerados estos valores en el método de dos piroxenos, estableciendo el rango de temperatura equilibrio desde los 954,6°C hasta los 1004°C (valor máximo registrado por el oxibarómetro) como un resultado más razonable, con sus errores asociados.

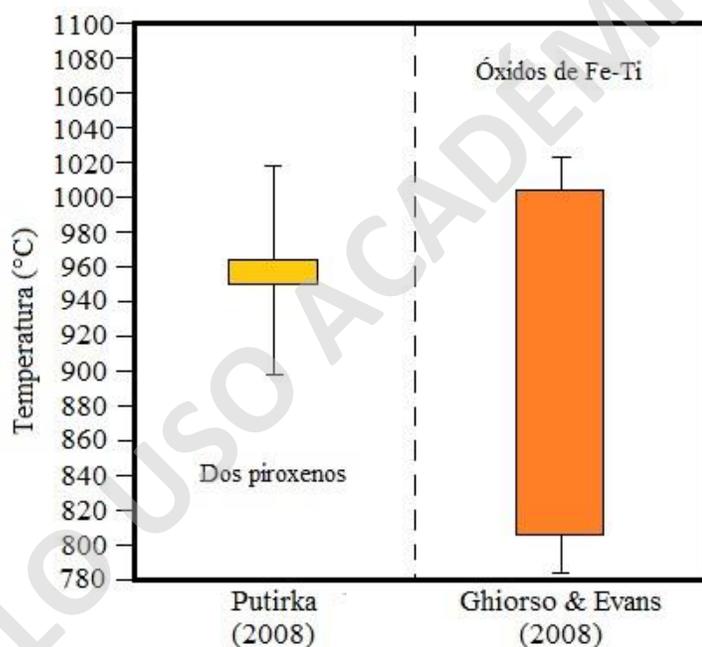


Figura 21. Resultado del Termómetro de Putirka (2008) y el Termómetro de Ghiroso y Evans (2008) aplicados en piroxenos y óxidos de Fe-Ti del corte 1864-2, con filtro de equilibrio (Putirka, 2008). Las barras verticales rellenas representan los valores de temperatura por cada estudio, con su error asociado.

Por otro lado, las presiones obtenidas en el método de dos piroxenos (Putirka, 2008), indican valores entre los 5,2 y 14,4 kbar, lo que equivale a una profundidad del sistema magmático entre los 15,5 y los 43,1 km de profundidad (considerando la densidad cortical de 2,8 g/cm³ según Fowler, 2005). Sin embargo, de estas presiones solo dos datos (5,2 y 8,3 kbar) superaron el filtro

de equilibrio, indicando que el reservorio se encuentra cercano a la superficie. Mientras que, de acuerdo al método de clinopiroxeno de Wang *et al.* (2021) existe una presión de hasta 1,8 kbar, lo que equivale a una profundidad de hasta 5,1 km, lo que hablaría igualmente de un reservorio cortical superficial, aunque en este caso se encontraría a menor profundidad que lo que indica el método de dos piroxenos (Figura 22).

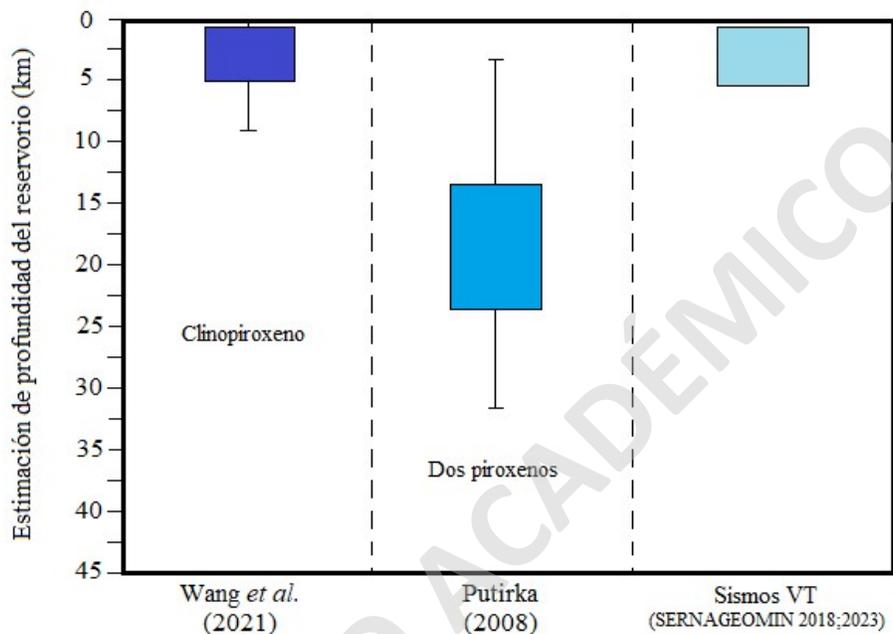


Figura 22. Resultado del Barómetro de Wang *et al.* (2021), Barómetro de Putirka (2008) aplicados en piroxenos y óxidos de Fe-Ti del corte 1864-2 con filtro de equilibrio (Putirka, 2008), sumado a registros de profundidades de sismos tipo VT (SERNAGEOMIN). Las barras verticales rellenas representan los valores de profundidad por cada estudio, con su error asociado.

Finalmente, el registro de los sismos de tipo volcanotectónico (VT, SERNAGEOMIN 2018;2023) del complejo indica profundidades del reservorio de hasta 6,3 km, que son consistentes con las obtenidas por el método de clinopiroxeno (Wang *et al.*, 2021), no así con las obtenidas con el método de dos piroxenos (Putirka, 2008). Esta incongruencia de datos entre el método de dos piroxenos y los otros estudios se asocia principalmente a su grado de incertidumbre, el cual es considerablemente alto y, para efectos de este trabajo, esos resultados no tendrán tanta relevancia en las interpretaciones.

Se debe considerar que los métodos de termobarometría se aplicaron también en algunos cristales de clinopiroxeno con corona de ortopiroxeno, dichas coronas generalmente no superan los 40 μm de espesor (Figura 19a). Esto significa que los clinopiroxenos no se encontraban en condiciones

de equilibrio termodinámico con el fundido al momento de la cristalización, por lo que los clinopiroxenos que se presentan aislados del resto del sistema podrían ser antecristales, es decir, formarse en el mismo sistema magmático, pero con un líquido de distinta composición y distintas condiciones intensivas. Esto se puede evidenciar además con otras texturas de desequilibrio presentes en otros cristales, como los bordes de descomposición en algunos piroxenos y la textura *sieve* en los fenocristales de plagioclasa. También, la presencia de plagioclasa con zonaciones de tipo inversa y oscilatoria es un buen indicador de los cambios de temperatura y/o presión en el sistema, ya que estos minerales están comúnmente presentes durante todo el proceso de diferenciación y los elementos mayores tienen una baja difusividad en estos minerales, evitando el reequilibrio composicional por difusión (Grove *et al.*, 1984; Liu y Yund, 1992).

Considerando que los núcleos de los cristales representan la composición más antigua que la de los bordes, se establece que las zonaciones inversas y oscilatorias en las plagioclasas y en piroxenos (Figura 13 y Figura 16) indican un desequilibrio en el sistema, causado posiblemente por los cambios de temperatura o por inyecciones de un magma más primitivo durante el ascenso. Estas zonaciones están presentes en fenocristales y en cúmulos cristalinos, por lo que estas zonaciones se desarrollaron durante la estadía de estos cristales en el mush cristalino, siendo respuesta del intercambio iónico debido al aumento de temperatura local.

Todas estas evidencias texturales, junto con las zonaciones de las plagioclasas y de los clinopiroxenos, indicarían que los núcleos de las fases minerales principales se tratan de antecristales, los cuales se formarían en el reservorio tipo mush y se acumularían en el fondo de este, formando parte también de los cúmulos cristalinos (Figura 10).

5.3. Reservorio tipo crystal mush, relación con otros volcanes de la ZVSC y evolución de la erupción de 1894.

La presencia de antecristales, la abundancia de cúmulos cristalinos, las texturas de desequilibrio (como *sieve*, coronítica, y bordes de descomposición) indicarían que se trataría de un reservorio con una cámara magmática tipo mush cristalino. Este tipo de reservorio es común entre los estratovolcanes de la ZVSC, como ocurre en los volcanes Llaima (Bouvet de Maisonneuve *et al.*, 2012), Quetrupillán (Brahm *et al.*, 2018) y Calbuco (Morgado *et al.*, 2019).

Este reservorio favorece la formación de plagioclasa, clinopiroxeno, ortopiroxeno y óxidos de Fe-

Ti, los cuales se van acumulando en el fondo del reservorio magmático de acuerdo a la densidad del cristal, formando así los cúmulos cristalinos observados en las muestras (Figura 23a).

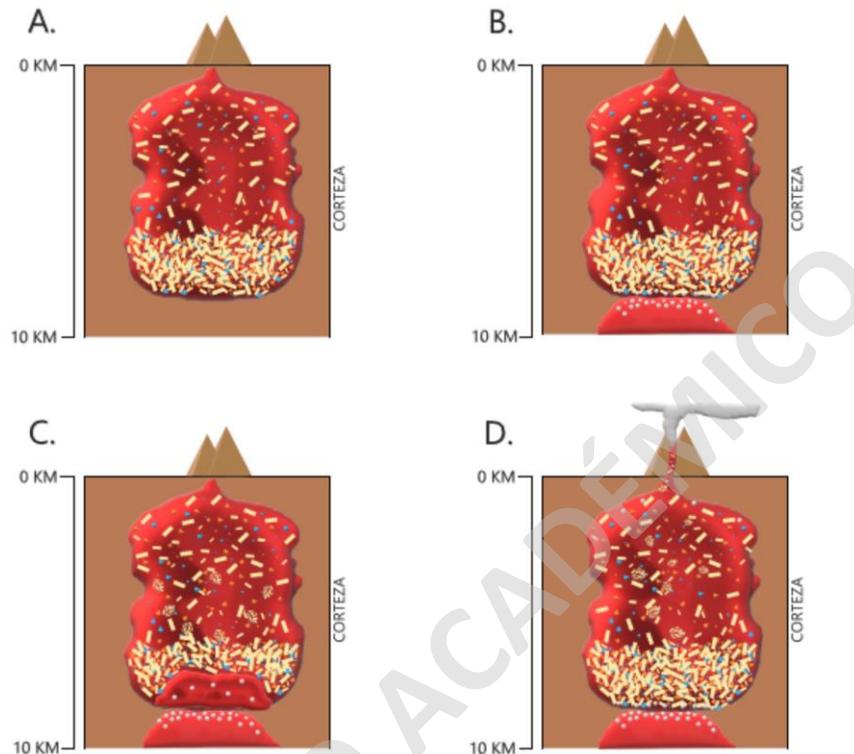


Figura 23. Representación esquemática de la evolución del reservorio magmático del CVMCH durante la erupción histórica de 1864, a) representa el reservorio ubicado en la corteza superior, cercano a la superficie, que incluye el mush cristalino en el fondo previo al input de calor. b) representa la llegada del nuevo magma en la base, más caliente que el reservorio magmático, c) representa el aumento de temperatura en las zonas cercanas al nuevo cuerpo magmático, que levantan parte del mush cristalino por cambios en las condiciones intensivas, finalmente, d) representa la restauración del sistema y erupción, la que incluye parte del mush (evidenciado en los cúmulos cristalinos y los antecristales).

Para poder facilitar el ascenso del magma y transportar los cristales en las zonas más profundas de la cámara magmática, es necesario la presencia de un fluido de mayor temperatura (Figura 23b). Este fluido puede corresponder a un cuerpo magmático menos diferenciado (probablemente máfico) cercano a la base de la cámara magmática y con mayor temperatura que no causa una erupción propiamente tal, pero si gatilla la erupción de 1864.

Esto es registrado por los óxidos de Fe-Ti estudiados: estos minerales se encuentran como fenocristales (superando los 100 μm) y como microcristales (que alcanzan entre los 10-50 μm). Por un lado, los fenocristales se encuentran con bordes irregulares y fracturados, y registran temperaturas de equilibrio cercanas a los 1000 °C, mientras que los microcristales se encuentran con bordes intactos y suavizados, registrando temperaturas hasta los 806 °C, lo que podría corresponder a las condiciones durante la etapa de ascenso de magma, e incluso a la extrusión de lava. Por lo tanto, los óxidos de Fe-Ti presentes en las muestras son parte del proceso syn-eruptivo del sistema, posterior al calentamiento de la cámara magmática en la base y previo a la erupción. Las evidencias texturales (como los bordes de descomposición) reafirman el aumento de temperatura en el sistema, además, la zonación presente en estos minerales (donde el contenido de Ti disminuye hacia el borde) indican un corto intervalo de tiempo entre la inyección del magma menos diferenciado y la erupción.

Respecto a la fugacidad de oxígeno, cabe mencionar que los pares de óxidos de Fe-Ti registran valores de $f\text{O}_2$ mayores en los núcleos bien preservados que en los bordes de otros pares, lo que sugiere que las temperaturas del magma previo a la erupción aumentaron debido a la mezcla de magma, lo que influye fuertemente en las condiciones y composiciones de los productos, y que podrían resultar en distintos tipos de erupción, llegando a ser explosivas, las que tienden a ser las más peligrosas.

Las zonaciones inversas presentes en los cristales de clinopiroxeno y plagioclasa sugieren un aumento de temperatura en el sistema, de tal forma que no se alcanzó el reequilibrio de la fase y se formaron los anillos de distinta composición observables en las fotografías obtenidas en SEM (Figura 13 y 16).

La evolución del sistema se puede resumir en dos etapas: la primera etapa donde se favorece, por orden de abundancia, la formación de plagioclasa, clinopiroxeno, ortopiroxeno y óxidos de Fe-Ti, siendo estos dos últimos de menor tamaño que los anteriores. Debido a las diferencias de densidad de estos cristales respecto al líquido (fundido) que los contiene, se acumulan en el fondo del reservorio a medida que ocurre el cambio de temperatura (formando las zonaciones inversas en los fenocristales), siendo parte de los cúmulos cristalinos. A su vez, estos cristales de piroxenos son afectados por el cambio repentino de la temperatura, generando bordes de descomposición en los mismos. Posteriormente, los cúmulos cristalinos forman parte de una barrera reológica (Figura 23c) que contiene el input de calor en la base y restringe la mezcla de magma. Una vez se rompe esta barrera debido a una tasa de intrusión mayor, los cúmulos cristalinos son extraídos del

mush y removilizados de la zona de acumulación, ascendiendo junto a núcleos bien preservados que estaban en formación, dando paso así a los microcristales e incorporándose al fundido que da origen a los productos asociados a la erupción de 1864. Luego de este cambio de temperatura, el sistema tiende al equilibrio y vuelve a las condiciones en las que se encontraba previo al input de calor (Figura 23d). Finalmente, la masa fundamental corresponde al fundido residual en las últimas etapas de cristalización, a partir del cual se forman los microcristales y el vidrio.

Algo similar ocurre con erupciones holocenas en el Complejo Volcánico Quetrupillán (Brahm *et al.*, 2018) y en el volcán Calbuco (Morgado *et al.*, 2019), los que también están compuestos por un reservorio magmático tipo mush cristalino y cercano a la superficie.

6. Conclusión

Las composiciones químicas de los productos holocenos del Complejo Volcánico Mocho Choshuenco son diferentes a las de la mayoría de los volcanes compuestos de la ZVSC (salvo las composiciones de los productos del Complejo Volcánico Puyehue-Cordón Caulle y del Complejo Volcánico Quetrupillán). En general, los productos eruptivos del CVMCH son más evolucionados que el resto de la ZVSC.

Se concluye que la erupción de 1864 tiene origen desde un sistema magmático compuesto por un reservorio magmático tipo mush cristalino ubicado en la corteza superior (hasta los 6 km de profundidad). Las temperaturas pre-eruptivas del sistema oscilan entre los 954,6 y los 1004°C y las condiciones de fugacidad de oxígeno del sistema están controladas por un buffer de oxígeno, entre $\Delta\text{NNO} - 1,46$ y $\Delta\text{NNO} - 0,4$. Las zonaciones en cristales de plagioclasa y clinopiroxeno, además de otras texturas de desequilibrio (como sieve, coronítica y bordes de descomposición), evidencian cambios de las condiciones intensivas, las que podrían ser debido a un input de calor externo al reservorio magmático (un magma más máfico que interactuaría de manera significativa con el sistema magmático estudiado). Este nuevo input de magma está ubicado en la base del reservorio magmático y gatillaría la erupción que es objeto de este estudio. Luego de este evento de recalentamiento, se genera la erupción que daría origen a los productos holocenos del evento de 1864, y finalmente el sistema nuevamente tiende al equilibrio.

7. Referencias

- Aguirre, L., Hervé, F., Godoy, E. (1972)** Distribution of metamorphic facies in Chile, an outline, *Krystallinikum* 9; 7-19.
- Aguirre, L., Levi, B. (1964)** Geología de la Cordillera de los Andes de las provincias de Cautín, Valdivia, Osorno y Llanquihue. Instituto de Investigaciones Geológicas, Boletín 17:37 p., 1 mapa escala 1:500.000. Santiago.
- Angermann, D., Klotz, J., Reigber, C. (1999)** Space-geodetic estimation of the Nazca-South America Euler vector. *Earth and Planetary Science Letters* 171 (3): 329-334.
- Bouvet De Maisonneuve, C., Dungan, M., Bachmann, O., Burgisser, A. (2012)** Insights into shallow magma storage and crystallization at Volcán Llaima (Andean southern volcanic zone, Chile). *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 211, 76-91.
- Buddington, A. y Lindsley, D. (1964)** Iron-titanium oxide minerals and synthetic equivalents. *Journal of Petrology*, 5: 310-357.
- Campos, A., Moreno, H., Muñoz, J., Antinao, J., Clayton, J., Martin, M. (1998)** Área de Futrono- Lago Ranco, Región de los Lagos, Servicio Nacional de Geología y Minería, Mapas geológicos 8, 1 mapa escala 1:100.000. Santiago.
- Cañón, E. (1997)** Aplicaciones petrogenéticas de los minerales magnéticos en las rocas ígneas. GEOS, Unión Geofísica Mexicana.
- Cembrano, J., Hervé, F. y Lavenu, A.. (1996)** The Liquiñe Ofqui fault zone: a long-lived intra-arc fault system in the southern Chile. *Tectonophysics*, 259 (1), 55-56.
- Cembrano, J. y Lara, L. (2009)** The link between volcanism and tectonics in the southern volcanic zone of the Chilean Andes: a review. *Tectonophysics*, 471 (1-2), 96-113.
- Clayton, J., Clapperton, C., Antinao, J. (1997)** Las glaciaciones pleistocenas en la cuenca del lago Villarrica, Andes del Sur. *In Congreso Geológico de Chile*, No. 8, Actas 1: 307-311. Antofagasta.
- DeMets, C., Gordon, R., Argus, D., Stein, S. (1994)** Effect of recent revisions to the geomagnetic reversal time scale on estimates of current plate motions. *Geophysical Research Letters*, 21 (20): 2191-2194.
- Davis, B., Boyd, F. (1966)** The join $Mg_2Si_2O_6$ - $CaMgSi_2O_6$ at 30 kilobars pressure and its application to pyroxenes from kimberlites. *Journal of Geophysical Research*. Bol. 71, Issue 14, pp. 3567-3576.
- Di Biase, F. (1975)** Geología del grupo volcánico Mocho-Choshuenco, Provincia de Valdivia. Memoria de Título (Inédito), Universidad de Chile, Departamento de Geología: 102 p.

- Echegaray, J., Moreno, H., Lopez-Escobar, L. (1994)** El Depósito de Pomez Pliniana del Grupo Volcánico Mocho-Choshuenco, Andes del Sur (40 °S). 1. Congreso Geológico Chileno, Chile, pp. 269-272.
- Echegaray, J.(2004)** Evolución geológica y geoquímica del centro volcánico Mocho-Choshuenco, Andes del Sur (40 °S). Memoria de Título (Inédito), Universidad de Chile, Departamento de Geología: 121 p., 1 mapa escala 1:30.000, Santiago.
- Fowler, C. (2005)** The solid earth: an introduction to global geophysics, 2nd edn. Cambridge University Press. Cambridge.
- Gerlach, D., Frey, F., Moreno, H., López-Escobar, L.(1988)** Recent volcanism in the Puyehue- Cordón Caulle Region, Southern Andes, Chile (40.5°S): petrogenesis of evolved lavas. *Journal of Petrology* 29: 333-382.
- Gardeweg, M., Sellés, D. (2012)** Los volcanes Chanchán y el Grupo Volcánico Fui: volcanes monogenéticos al norte del CV Mocho-Choshuenco, Región de los Ríos, sur de Chile. Conference: 13 Congreso Geológico Chileno.
- Ghiorso, M. y Evans, B. (2008)** Thermodynamics of Rhombohedral Oxide Solid Solutions and a Revision of the Fe-Ti Two oxide Geothermometer and Oxygen-Barometer. *American Journal of Science*, 308, 957-1039.
- Grove, T., Baker, M., Kinzler, R.(1984)** Coupled CaAl-NaSi diffusion in plagioclase feldspar: Experiments and applications to cooling rate speedometry. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, v. 48 (10), 2113-2121.
- Herbst, R., Troncoso, A., Muñoz, J. (2005)** The Triassic taphofloras from the Lake District, Xth Region, Chile, *Ameghiniana* 42 (2): 377-394.
- Hervé, F. (1994)** The Southern Andes between 39 and 44S latitude: The geological signature of a transpressive tectonic regime related to a magmatic arc. *Tectonics of the Southern Central Andes*, 243-248.
- Hickey-Vargas, R., Moreno, H., López-Escobar, L., Frey, F.(1989)** Geochemical variations in Andean basaltic and silicic lavas from the Villarrica-Lanin volcanic chain (39.5°S): an evaluation of source heterogeneity, fractional crystallization and crystal assimilation. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 103: 361-386.
- Jellinek,A., Manga, M. y Saar, M.(2004)** Did melting glaciers cause volcanic eruptions in eastern California? Probing the mechanics of dike formation: *Journal of Geophysical Research*, v. 109, B09206, doi:10.1029/2004JB002978.
- Kelley, K. y Cottrell, E.. (2009)**. Water and the Oxidation State of Subduction Zone Magmas. *Science*

(New York, N.Y.). 325. 605-7.

- Lara, L. y Moreno, H.(2004)** Geología del Área Liquiñe-Neltume, Regiones de Los Lagos y de la Araucanía. Servicio Nacional de Geología y Minería. Carta Geológica de Chile, Serie Geología Básica, 83, 1. *Scale 1:100.000*.
- Lara, L., Moreno, H., Naranjo, J., Matthews, S., Pérez de Arce, C. (2006)** Magmatic evolution of the Puyehue-Cordón Caulle Volcanic Complex (40°S), Southern Andean Volcanic Zone: From shield to unusual rhyolitic fissure volcanism. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, v. 157 (4), 343-366.
- Lopez-Escobar, L., Cembrano, J., Moreno, H.(1995)** Geochemistry and tectonics of the Chilean Southern Andes basaltic Quaternary volcanism (37-46°S) *Revista Geológica de Chile* 22(2): 219- 234.
- Lowell, T., Heusser, C., Anersen, B., Moreno, P., Hauser, A., Heusser, L., Schluchter, C., Marchant, D., Denton, G..(1995)** Interhemispheric correlation of late Pleistocene glacial events. *Science* 269: 1541-1549.
- Liu, M., Yund, R. (1992)** NaSi-CaAl interdiffusion in plagioclase. *Am. Mineral.* 77, 275-283.
- Mallea-Lillo, F., Parada, M., Morgado, E., Contreras, C., Hübner, D.(2022)** Contrasting sources and conditions of shallow magmatic reservoirs of the Fui Group small eruptive centres associated with the Liquiñe-Ofqui Fault Zone (Chilean Andes) *Journal of South American Earth Sciences* 117: 103875.
- McMillan, N., Harmon, R., Moorbath, S., López, L., Strong, D.(1989)** Crustal sources involved in arc magmatism: a case study of Volcán Mocho-Choshuenco, southern Chile, *Geology* 17: 1152-1156.
- Moreno, H. y Lara, L. (2007)** Geología del Complejo Volcánico Mocho-Choshuenco. Región de los Ríos.
- Moreno, H. y Naranjo, J. (2006)** Peligros del Complejo Volcánico Mocho-Choshuenco, Región de Los Lagos. Servicio Nacional de Geología y Minería, Carta Geológica de Chile, Serie Geología Ambiental 9, 1 mapa escala 1:50.000. Santiago.
- Moreno, H., Parada, M. (1974)** Geología del área de Liquiñe, Neltume y Lago Pirehueico. Proyecto Hidroeléctrico Neltume (Inédito), Instituto de Investigaciones Geológicas: 41 p. Santiago. *Tectonophysics*, 259 (1), 55-56.
- Munizaga, F., Hervé, F., Drake, R., Pankhurst, R., Brook, M. (1988)** Geochronology of the Lake region of South Central Chile (39°-42°S): Preliminary results. *Journal of South American Earth Sciences* 1 (3): 309-316.
- Naranjo, J., Polanco, E., Lara, L., Moreno, H., Stern, C. (2001)** Holocene tephra-fall deposits of the southern and austral Andes Volcanic Zones (33-54°S): eruption recurrence. *In* Simposio Sudamericano de Geología Isotópica No. 3. Servicio Nacional de Geología y Minería-Departamento

Geología, Universidad de Chile. Extended Abstracts: 407-408. Pucón.

- Peña, C., Cabello, C., Tassara, A. (2021)** Dynamic and kinematic characterization of the basement structures of the Mocho-Choshuenco Volcanic Complex, Southern Andes, Chile.
- Pérez, S. (2005)** Volcanismo Explosivo Postglacial del Complejo Volcánico Mocho-Choshuenco, Andes del Sur (49°S) Memoria de título (inédito), Universidad de Concepción, Facultad de Ciencias Químicas, Departamento de Ciencias de la Tierra: 105p. Chile.
- Pérez-Torrado, F., Rodríguez-Gonzalez, A. (2015)** ¿Cómo se miden las erupciones volcánicas? El índice de explosividad volcánica. Enseñanza de las Ciencias de la Tierra, 23(1), 24-24.
- Porter, S. (1981)** Pleistocene glaciation in the southern Lake District of Chile: Quaternary Research, v.16, p. 263-292, doi:10.1016/0033-5894(81)90013-2.
- Putirka, K. (2008)** Thermometers and Barometers for Volcanic Systems. Mineralogy and Geochemistry, 69, 61-120.
- Rasmussen, D., Plank, T., Roman, D., Zimmer, M. (2022)** Magmatic water content controls the pre-eruptive depth of arc magmas. Science, vol 375, Issue 6585: 1169-1172.
- Rawson, H., Naranjo, J., Smith, V., Fontijn, K., Pyle, D., Mather, T. y Moreno, H.(2015)** The frequency and magnitude of post-glacial explosive eruptions at Volcán Mocho-Choshuenco, southern Chile.
- Rawson, H., Pyle, D., Mather, T., Smith, V., Fontijn, K., Lachwycz, S. y Naranjo, J.(2016)** The magmatic an eruptive response of arc volcanoes to deglaciation: insights from southern Chile.
- Reinthaler, J., Paul, F., Delgado, H., Rivera, A., Huggel, C.(2019)** Area changes of glaciers on active volcanoes in Latin America between 1986 and 2015 observed from multi-temporal satellite imagery. Journal of Glaciology, p. 1-15.
- Rodríguez, C., Pérez, Y., Moreno, H., Clayton, J., Antinao, J., Duhart, P., Martin, M. (1999)** Área de Panguipulli-Riñihue, Región de Los Lagos, Servicio Nacional de Geología y Minería, Mapas Geológicos 10, 1 mapa escala 1:100.000.
- Sigmarsson, O., Chmeleff, J., Morris, J., López-Escobar, L.(2002)** Origin of ^{326}Ra - ^{230}Th disequilibria in arc lavas from southern Chile and implications for magma transfer time. Earth and Planetary Science Letters 196: 189-196.
- Tasárová, Z.(2007)** Towards understanding the lithospheric structure of the southern Chilean subduction zone (36°S- 42°S) and its role in the gravity field. Geophys. J. Int. 170 (3), 995-1014.
- Wang, X., Hou, T., Wang, M., Zhang, C., Zhang, Z., Pan, R., Marxer, F., Zhang, H. (2021)** A new clinopyroxene thermobarometer for mafic to intermediate magmatic systems. European Journal of Mineralogy 33, 621-637.

Watt, S., Pyle, D., Mather, T. (2013b) The volcanic response to deglaciation: Evidence from glaciated arcs and a reassessment of global eruption records. *Earth Science Rev.* 122, 77-102.

SOLO USO ACADÉMICO

8. Anexos

8.1 Anexo 1: Ubicación de muestras de lava de 1864. Extraído de Mallea-Lillo *et al.*, 2022.

Código	Unidad	Material	Huso	Este WGS84 (m)	Norte WGS84 (m)
1864-1	Erupción 1864	Lava de bloques	18H	749848	5575477
1864-2	Erupción 1864	Lava de bloques	18H	749848	5575477
1864-3	Erupción 1864	Lava de bloques	18H	749842	5575428
1864-4	Erupción 1864	Lava de bloques	18H	749396	5575498
1864-5	Erupción 1864	Lava de bloques	18H	749353	5575401

Anexo 1.1: Ubicación relativa y espacial de las 5 muestras de lavas de 1864 obtenidas durante el trabajo de Mallea-Lillo *et al.*, 2022

8.2 Anexo 2: Descripción de cortes.

CORTE	E	N	% FENOCRISTALES	% MASA FUNDAMENTAL	% VIDRIO	% VESICULAS	TEXTURAS	MINERALOGÍA	%	FAMILIAS	TAMAÑO MODA
Lava 1864-1	749848	5575477	25	45	10	20	Porfínica, inequigranular, hipocristalina, hipidiomórfica, glomeroporfínica, vesicular, poiquilítica	Plagioclasa Clinopiroxeno Ortopiroxeno Óxidos de Hierro	60 20 10 10	2 1 1 1	0,5 mm 1 mm 0,4 mm 0,08 mm
Lava 1864-2	749848	5575477	35	50	15	0	Porfínica, Hipocristalina, inequigranular hipidiomórfica, glomeroporfínica, zonación, vesicular, poiquilítica, b. de decomposición y de reabsorción	Plagioclasa Clinopiroxeno Ortopiroxeno Óxidos de Hierro	60 20 10 10	2 2 1 1	0,07 mm 0,125 mm 0,08 mm 0,05 mm
Lava 1864-3	749842	5575428	25	55	5	15	Porfínica, Hipocristalina, inequigranular, hipidiomórfica, glomeroporfínica, zonación, vesicular, poiquilítica, bordes de decomposición	Plagioclasa Clinopiroxeno Ortopiroxeno Óxidos de Hierro	60 20 10 10	2 1 1 1	0,45 mm 0,3 mm 0,08 mm 0,06 mm
Lava 1864-4	749396	5575498	25	55	15	5	Porfínica, Hipocristalina, inequigranular, hipidiomórfica, glomeroporfínica, zonación, vesicular, poiquilítica, bordes de decomposición, coronítica	Plagioclasa Clinopiroxeno Ortopiroxeno Óxidos de Hierro	60 25 5 10	2 1 1 1	0,3 mm 0,4 mm 0,23 mm 0,06 mm
Lava 1864-5	749333	5575401	35	50	10	5	Porfínica, Hipocristalina, inequigranular, hipidiomórfica, glomeroporfínica, zonación, vesicular, poiquilítica, bordes de decomposición, coronítica, traquítica	Plagioclasa Clinopiroxeno Ortopiroxeno Óxidos de Hierro	70 15 5 10	2 1 1 1	0,4 mm 0,45 mm 0,15 mm 0,1 mm

Anexo 2.1: Descripción detallada de cortes 1864-1, 1864-2, 1864-3, 1864-4 y 1864-5.

8.3 Anexo 3: Química mineral, corte 1864-2.

Composición Clinopiroxenos

# Análisis	Código	XWo (%)	XEn (%)	XF _s (%)
1	CVMCH1864-2-CPx1	41,27	42,53	16,20
3	CVMCH1864-2-CPx3	40,34	43,47	16,19
6	CVMCH1864-2-CPx6	41,55	42,49	15,95
7	CVMCH1864-2-CPx7	40,07	43,69	16,23
9	CVMCH1864-2-CPx9	40,26	43,55	16,18
10	CVMCH1864-2-CPx10	41,33	42,80	15,87
11	CVMCH1864-2-CPx11	40,58	43,01	16,41
12	CVMCH1864-2-CPx12	41,15	42,94	15,92
13	CVMCH1864-2-CPx13	40,67	43,11	16,22
14	CVMCH1864-2-CPx14	40,93	43,24	15,83
27	CVMCH1864-2-CPx27	40,67	43,45	15,88
28	CVMCH1864-2-CPx28	41,14	37,50	21,36
44	CVMCH1864-2-CPx44	38,55	43,63	17,82
62	CVMCH1864-2-CPx62	39,22	43,66	17,12
63	CVMCH1864-2-CPx63	40,83	41,06	18,11
64	CVMCH1864-2-CPx64	40,27	40,62	19,11
68	CVMCH1864-2-CPx68	40,96	43,41	15,63
76	CVMCH1864-2-CPx76	41,27	42,25	16,48
77	CVMCH1864-2-CPx77	41,24	42,77	15,99
86	CVMCH1864-2-CPx86	41,63	42,49	15,88
87	CVMCH1864-2-CPx87	40,63	41,53	17,83
88	CVMCH1864-2-CPx88	41,78	40,56	17,65
89	CVMCH1864-2-CPx89	37,63	41,93	20,44
90	CVMCH1864-2-CPx90	41,75	41,09	17,16
93	CVMCH1864-2-CPx93	39,59	42,60	17,82
99	CVMCH1864-2-CPx99	42,62	41,84	15,54
100	CVMCH1864-2-CPx100	42,03	41,92	16,05
103	CVMCH1864-2-CPx103	41,03	41,94	17,03
104	CVMCH1864-2-CPx104	40,70	42,50	16,80
120	CVMCH1864-2-CPx120	41,27	42,60	16,13
121	CVMCH1864-2-CPx121	40,27	42,97	16,76
131	CVMCH1864-2-CPx131	39,37	43,09	17,54
138	CVMCH1864-2-CPx138	42,04	42,27	15,70
139	CVMCH1864-2-CPx139	41,93	42,16	15,90
144	CVMCH1864-2-CPx144	39,63	40,34	20,03
145	CVMCH1864-2-CPx145	42,24	43,46	14,31
146	CVMCH1864-2-CPx146	42,17	43,18	14,64
152	CVMCH1864-2-CPx152	41,50	42,63	15,87
162	CVMCH1864-2-CPx162	40,12	42,41	17,47
163	CVMCH1864-2-CPx163	41,49	40,24	18,27
168	CVMCH1864-2-CPx168	36,88	44,49	18,63
189	CVMCH1864-2-CPx189	40,04	43,64	16,32
194	CVMCH1864-2-CPx194	41,30	42,42	16,28
196	CVMCH1864-2-CPx196	41,40	42,53	16,07
198	CVMCH1864-2-CPx198	38,90	42,57	18,53
201	CVMCH1864-2-CPx201	41,80	41,24	16,96
202	CVMCH1864-2-CPx202	41,59	41,04	17,37
203	CVMCH1864-2-CPx203	41,50	42,28	16,22

Anexo 3.1: Resultados de composiciones de clinopiroxenos analizados en corte 1864-2.

# Análisis	Código	Composición Ortopiroxenos		
		XWo (%)	XEn (%)	XF s (%)
2	CVMCH1864-2-OPx2	7,78	50,73	41,49
8	CVMCH1864-2-OPx8	9,71	49,69	40,61
22	CVMCH1864-2-OPx22	3,26	66,75	29,99
23	CVMCH1864-2-OPx23	3,27	66,42	30,32
25	CVMCH1864-2-OPx25	3,29	67,71	29,00
26	CVMCH1864-2-OPx26	8,84	52,13	39,03
33	CVMCH1864-2-OPx33	8,83	62,54	28,63
34	CVMCH1864-2-OPx34	3,02	66,90	30,08
43	CVMCH1864-2-OPx43	8,44	52,32	39,24
45	CVMCH1864-2-OPx45	3,00	65,42	31,58
65	CVMCH1864-2-OPx65	9,17	52,08	38,75
66	CVMCH1864-2-OPx66	9,14	51,96	38,90
67	CVMCH1864-2-OPx67	8,89	51,86	39,25
73	CVMCH1864-2-OPx73	3,33	66,36	30,31
74	CVMCH1864-2-OPx74	3,32	66,36	30,31
75	CVMCH1864-2-OPx75	9,00	51,97	39,02
85	CVMCH1864-2-OPx85	9,33	51,26	39,41
94	CVMCH1864-2-OPx94	3,05	65,35	31,60
95	CVMCH1864-2-OPx95	3,00	66,58	30,42
96	CVMCH1864-2-OPx96	2,67	66,64	30,68
97	CVMCH1864-2-OPx97	3,35	65,67	30,98
98	CVMCH1864-2-OPx98	8,62	50,92	40,46
101	CVMCH1864-2-OPx101	4,05	67,87	28,09
102	CVMCH1864-2-OPx102	11,21	50,83	37,96
112	CVMCH1864-2-OPx112	6,28	52,92	40,80
113	CVMCH1864-2-OPx113	3,40	64,42	32,18
114	CVMCH1864-2-OPx114	3,36	65,32	31,32
115	CVMCH1864-2-OPx115	5,45	63,49	31,06
116	CVMCH1864-2-OPx116	8,82	51,18	40,00
119	CVMCH1864-2-OPx119	10,19	50,98	38,83
122	CVMCH1864-2-OPx122	3,07	66,34	30,59
136	CVMCH1864-2-OPx136	0,25	62,78	36,97
137	CVMCH1864-2-OPx137	0,24	69,02	30,74
150	CVMCH1864-2-OPx150	3,06	66,69	30,25
153	CVMCH1864-2-OPx153	8,55	52,31	39,14
161	CVMCH1864-2-OPx161	9,31	51,37	39,32
167	CVMCH1864-2-OPx167	13,17	49,29	37,54
172	CVMCH1864-2-OPx172	3,09	66,15	30,76
173	CVMCH1864-2-OPx173	3,85	57,18	38,97
174	CVMCH1864-2-OPx174	3,08	66,51	30,42
176	CVMCH1864-2-OPx176	3,06	67,37	29,57
179	CVMCH1864-2-OPx179	3,44	64,70	31,86
183	CVMCH1864-2-OPx183	3,07	66,86	30,08
184	CVMCH1864-2-OPx184	3,09	66,15	30,76
192	CVMCH1864-2-OPx192	3,41	66,28	30,31
195	CVMCH1864-2-OPx195	8,83	51,86	39,31
197	CVMCH1864-2-OPx197	8,49	51,91	39,60
199	CVMCH1864-2-OPx199	9,23	48,10	42,67
200	CVMCH1864-2-OPx200	3,11	65,44	31,45

Anexo 3.2: Resultados de composiciones de ortopiroxenos analizados en corte 1864-2.

# Análisis	Código	Composición Plagioclasas		
		XAn (%)	XAb (%)	XOr (%)
15	CVMCH1894-2-Plg15	52,63	46,56	0,81
16	CVMCH1894-2-Plg16	52,63	46,56	0,80
17	CVMCH1894-2-Plg17	53,73	45,46	0,81
18	CVMCH1894-2-Plg18	50,78	48,41	0,81
19	CVMCH1894-2-Plg19	40,39	57,99	1,62
20	CVMCH1894-2-Plg20	40,86	57,53	1,61
21	CVMCH1894-2-Plg21	41,43	56,94	1,63
29	CVMCH1894-2-Plg29	51,45	46,92	1,62
30	CVMCH1894-2-Plg30	48,47	50,70	0,83
31	CVMCH1894-2-Plg31	47,38	51,80	0,82
32	CVMCH1894-2-Plg32	25,53	69,06	5,41
40	CVMCH1894-2-Plg40	49,17	49,18	1,65
41	CVMCH1894-2-Plg41	51,88	47,31	0,82
42	CVMCH1894-2-Plg42	50,38	48,80	0,82
50	CVMCH1894-2-Plg50	53,36	45,82	0,82
51	CVMCH1894-2-Plg51	52,99	46,19	0,82
52	CVMCH1894-2-Plg52	52,26	46,93	0,81
53	CVMCH1894-2-Plg53	51,84	46,55	1,61
54	CVMCH1894-2-Plg54	50,38	48,80	0,82
55	CVMCH1894-2-Plg55	53,74	45,43	0,83
56	CVMCH1894-2-Plg56	43,53	54,81	1,65
57	CVMCH1894-2-Plg57	40,48	57,86	1,66
58	CVMCH1894-2-Plg58	43,07	55,26	1,67
59	CVMCH1894-2-Plg59	53,36	45,80	0,84
60	CVMCH1894-2-Plg60	52,61	46,56	0,83
61	CVMCH1894-2-Plg61	42,61	55,71	1,68
78	CVMCH1894-2-Plg78	54,11	45,06	0,83
79	CVMCH1894-2-Plg79	51,09	48,07	0,83
80	CVMCH1894-2-Plg80	52,61	46,56	0,83
106	CVMCH1894-2-Plg106	52,58	46,56	0,86
107	CVMCH1894-2-Plg107	50,29	48,87	0,85
108	CVMCH1894-2-Plg108	47,19	51,96	0,85
109	CVMCH1894-2-Plg109	47,19	51,96	0,85
110	CVMCH1894-2-Plg110	48,74	50,41	0,85
111	CVMCH1894-2-Plg111	54,89	44,27	0,84
132	CVMCH1894-2-Plg132	43,23	55,07	1,70
133	CVMCH1894-2-Plg133	55,15	44,07	0,79
134	CVMCH1894-2-Plg134	61,57	38,43	0,00
135	CVMCH1894-2-Plg135	61,80	37,35	0,84
155	CVMCH1894-2-Plg155	54,13	45,01	0,85
156	CVMCH1894-2-Plg156	51,02	48,12	0,86
157	CVMCH1894-2-Plg157	52,18	46,95	0,86
204	CVMCH1894-2-Plg204	50,29	48,87	0,85
205	CVMCH1894-2-Plg205	52,18	46,95	0,86
206	CVMCH1894-2-Plg206	33,32	64,05	2,63
207	CVMCH1894-2-Plg207	49,45	49,69	0,86
208	CVMCH1894-2-Plg208	51,02	48,12	0,86

Anexo 3.3: Resultados de composiciones de plagioclasas analizadas en corte 1864-2.

# Análisis	Código	Al ₂ O ₃	CaO	FeO	K ₂ O	MgO	MnO	Na ₂ O	SiO ₂	TiO ₂	Mineral
4	CVMCH1864-2-Tmg4	1,62	0,00	49,05	0,00	1,30	0,46	0,00	0,00	10,48	Titanomagnetita
5	CVMCH1864-2-Tmg5	1,74	0,10	48,50	0,00	1,53	0,37	0,00	0,15	10,30	Titanomagnetita
24	CVMCH1864-2-Tmg24	1,63	0,00	49,56	0,00	1,19	0,46	0,00	0,15	10,33	Titanomagnetita
35	CVMCH1864-2-Tmg35	1,76	0,00	48,47	0,00	1,31	0,46	0,00	0,15	10,30	Titanomagnetita
36	CVMCH1864-2-Tmg36	1,90	0,00	48,96	0,00	1,43	0,46	0,00	0,15	9,94	Titanomagnetita
37	CVMCH1864-2-Tmg37	0,00	0,09	28,58	0,00	2,12	0,52	0,00	0,14	29,98	Ilmenita
38	CVMCH1864-2-Tmg38	1,76	0,70	47,72	0,00	1,42	0,46	0,00	0,15	9,67	Titanomagnetita
39	CVMCH1864-2-Tmg39	1,76	0,00	48,77	0,00	1,30	0,46	0,00	0,15	10,26	Titanomagnetita
46	CVMCH1864-2-Tmg46	1,90	0,00	49,00	0,00	1,43	0,46	0,00	0,00	9,93	Titanomagnetita
47	CVMCH1864-2-Tmg47	1,90	0,00	49,01	0,00	1,43	0,46	0,00	0,15	9,93	Titanomagnetita
48	CVMCH1864-2-Tmg48	1,63	0,00	49,17	0,00	1,31	0,46	0,00	0,15	10,32	Titanomagnetita
49	CVMCH1864-2-Tmg49	1,91	0,00	49,10	0,00	1,43	0,46	0,00	0,15	9,97	Titanomagnetita
69	CVMCH1864-2-Tmg69	1,22	0,10	47,23	0,00	1,31	0,46	0,00	0,15	12,53	Titanomagnetita
70	CVMCH1864-2-Tmg70	1,22	0,00	47,07	0,00	1,31	0,55	0,00	0,15	12,66	Titanomagnetita
71	CVMCH1864-2-Tmg71	1,22	0,10	47,12	0,00	1,30	0,46	0,00	0,15	12,77	Titanomagnetita
72	CVMCH1864-2-Tmg72	1,21	0,00	47,04	0,00	1,30	0,46	0,00	0,15	12,75	Titanomagnetita
81	CVMCH1864-2-Tmg81	1,64	0,00	48,95	0,00	1,44	0,47	0,00	0,16	10,28	Titanomagnetita
82	CVMCH1864-2-Tmg82	1,78	0,00	48,65	0,00	1,44	0,47	0,00	0,15	10,25	Titanomagnetita
83	CVMCH1864-2-Tmg83	1,64	0,00	49,11	0,00	1,32	0,37	0,00	0,15	10,51	Titanomagnetita
84	CVMCH1864-2-Tmg84	1,64	0,00	48,87	0,00	1,32	0,37	0,00	0,15	10,50	Titanomagnetita
91	CVMCH1864-2-Tmg91	1,68	0,00	48,31	0,00	1,35	0,38	0,00	0,16	10,48	Titanomagnetita
92	CVMCH1864-2-Tmg92	1,64	0,00	47,98	0,00	1,44	0,47	0,00	0,15	11,09	Titanomagnetita
117	CVMCH1864-2-Tmg117	1,67	0,00	49,15	0,00	1,35	0,38	0,00	0,16	10,46	Titanomagnetita
118	CVMCH1864-2-Tmg118	1,64	0,11	48,71	0,00	1,18	0,41	0,00	0,17	10,28	Titanomagnetita
123	CVMCH1864-2-Tmg123	1,70	0,00	50,72	0,00	1,24	0,48	0,00	0,16	10,73	Titanomagnetita
124	CVMCH1864-2-Tmg124	1,81	0,00	49,34	0,00	1,35	0,48	0,00	0,16	10,33	Titanomagnetita
125	CVMCH1864-2-Tmg125	1,67	0,00	48,85	0,00	1,34	0,47	0,00	0,16	10,54	Titanomagnetita
126	CVMCH1864-2-Tmg126	1,94	0,00	48,55	0,00	1,58	0,47	0,00	0,16	10,04	Titanomagnetita
127	CVMCH1864-2-Tmg127	1,94	0,00	48,44	0,00	1,58	0,47	0,00	0,16	10,16	Titanomagnetita
128	CVMCH1864-2-Tmg128	1,52	0,00	47,88	0,00	1,46	0,47	0,00	0,16	11,49	Titanomagnetita
129	CVMCH1864-2-Tmg129	1,39	0,00	48,95	0,00	1,22	0,48	0,00	0,16	10,82	Titanomagnetita
130	CVMCH1864-2-Tmg130	1,40	0,00	48,99	0,00	1,23	0,48	0,00	0,16	10,75	Titanomagnetita
140	CVMCH1864-2-Tmg140	1,54	0,00	49,77	0,00	1,23	0,48	0,00	0,16	10,14	Titanomagnetita
141	CVMCH1864-2-Tmg141	1,55	0,10	49,39	0,00	1,24	0,48	0,00	0,16	10,09	Titanomagnetita
142	CVMCH1864-2-Tmg142	1,54	0,00	49,76	0,00	1,23	0,48	0,00	0,16	10,13	Titanomagnetita
143	CVMCH1864-2-Tmg143	1,54	0,00	49,69	0,00	1,23	0,48	0,00	0,16	10,12	Titanomagnetita
147	CVMCH1864-2-Tmg147	1,67	0,00	48,59	0,00	1,35	0,48	0,00	0,16	10,34	Titanomagnetita
148	CVMCH1864-2-Tmg148	1,82	0,00	48,20	0,00	1,96	0,38	0,00	0,16	9,99	Titanomagnetita
149	CVMCH1864-2-Tmg149	1,68	0,00	48,86	0,00	1,35	0,38	0,00	0,16	10,23	Titanomagnetita

Anexo 3.4: Primera parte de resultados de composiciones de óxidos de Fe-Ti analizados en corte 1864-2.

# Analisis	Código	Al2O3	CaO	FeO	K2O	MgO	MnO	Na2O	SiO2	TiO2	Mineral
151	CVMCH1864-2-Tmg151	1,82	0,00	49,06	0,00	1,35	0,38	0,00	0,16	10,25	Titanomagnetita
154	CVMCH1864-2-Ap154	0,00	31,77	0,17	0,00	0,22	0,00	0,00	0,00	0,00	Apatito
158	CVMCH1864-2-Tmg158	1,68	0,00	49,89	0,00	0,00	0,48	0,00	0,00	10,41	Titanomagnetita
159	CVMCH1864-2-Tmg159	1,96	0,10	49,21	0,00	1,35	0,38	0,00	0,16	9,75	Titanomagnetita
160	CVMCH1864-2-Tmg160	1,82	0,10	48,99	0,00	1,35	0,48	0,00	0,16	10,03	Titanomagnetita
164	CVMCH1864-2-Tmg164	1,96	0,10	48,77	0,00	1,60	0,38	0,00	0,16	9,76	Titanomagnetita
165	CVMCH1864-2-Tmg165	2,10	0,00	48,71	0,00	1,60	0,38	0,00	0,16	9,76	Titanomagnetita
166	CVMCH1864-2-Tmg166	1,96	0,10	48,46	0,00	1,60	0,48	0,00	0,16	9,77	Titanomagnetita
169	CVMCH1864-2-Tmg169	1,68	0,00	49,37	0,00	1,47	0,48	0,00	0,16	10,13	Titanomagnetita
170	CVMCH1864-2-Tmg170	1,81	0,00	49,17	0,00	1,47	0,48	0,00	0,16	10,22	Titanomagnetita
171	CVMCH1864-2-Tmg171	1,68	0,00	49,17	0,00	1,48	0,48	0,00	0,16	10,27	Titanomagnetita
175	CVMCH1864-2-Ap175	0,12	29,51	1,02	0,00	0,87	0,09	0,09	2,26	0,00	Apatito
177	CVMCH1864-2-Ap177	0,00	31,82	0,34	0,00	0,22	0,00	0,09	0,00	0,00	Apatito
178	CVMCH1864-2-Ap178	0,00	32,05	0,43	0,00	0,22	0,00	0,00	0,00	0,00	Apatito
180	CVMCH1864-2-Tmg180	1,81	0,00	48,93	0,00	1,47	0,38	0,00	0,16	10,22	Titanomagnetita
181	CVMCH1864-2-Tmg181	1,68	0,00	48,95	0,00	1,47	0,48	0,00	0,16	10,10	Titanomagnetita
182	CVMCH1864-2-Tmg182	1,67	0,00	48,82	0,00	1,47	0,48	0,00	0,16	10,32	Titanomagnetita
185	CVMCH1864-2-Tmg185	0,00	0,00	50,64	0,00	0,00	0,48	0,00	0,00	10,39	Titanomagnetita
186	CVMCH1864-2-Tmg186	1,53	0,00	49,18	0,00	1,47	0,48	0,00	0,16	10,34	Titanomagnetita
187	CVMCH1864-2-Tmg187	1,54	0,00	49,08	0,00	1,47	0,48	0,00	0,16	10,36	Titanomagnetita
188	CVMCH1864-2-Ap188	0,00	33,04	0,17	0,00	0,00	0,00	0,09	0,00	0,00	Apatito
190	CVMCH1864-2-Tmg190	1,53	0,10	49,68	0,00	0,00	0,38	0,00	0,00	10,84	Titanomagnetita
191	CVMCH1864-2-Tmg191	1,53	0,00	48,99	0,00	1,22	0,38	0,00	0,16	10,71	Titanomagnetita
193	CVMCH1864-2-Ap193	0,00	31,74	0,51	0,00	0,22	0,00	0,00	0,00	0,00	Apatito
209	CVMCH1864-2-Tmg209	1,67	0,00	48,86	0,00	1,34	0,47	0,00	0,16	10,54	Titanomagnetita
210	CVMCH1864-2-Tmg210	1,67	0,00	49,07	0,00	1,34	0,38	0,00	0,16	10,54	Titanomagnetita
211	CVMCH1864-2-Tmg211	1,67	0,00	49,03	0,00	1,22	0,38	0,00	0,16	10,58	Titanomagnetita
212	CVMCH1864-2-Tmg212	1,67	0,00	48,73	0,00	1,34	0,38	0,00	0,16	10,55	Titanomagnetita
213	CVMCH1864-2-Tmg213	1,67	0,00	49,11	0,00	1,34	0,48	0,00	0,16	10,45	Titanomagnetita
214	CVMCH1864-2-Tmg214	1,35	0,20	47,75	0,00	0,00	0,46	0,00	0,00	12,24	Titanomagnetita
215	CVMCH1864-2-Tmg215	1,91	0,00	48,70	0,00	1,43	0,37	0,00	0,15	9,98	Titanomagnetita
216	CVMCH1864-2-Tmg216	1,34	0,20	46,50	0,00	1,42	0,46	0,00	0,15	12,70	Titanomagnetita
217	CVMCH1864-2-Tmg217	1,91	0,00	48,85	0,00	1,43	0,37	0,00	0,15	9,86	Titanomagnetita
218	CVMCH1864-2-Tmg218	1,89	0,00	48,81	0,00	1,42	0,46	0,00	0,15	10,01	Titanomagnetita
219	CVMCH1864-2-Tmg219	1,35	0,10	47,54	0,00	0,00	0,46	0,00	0,00	12,40	Titanomagnetita
220	CVMCH1864-2-Ilm220	0,00	0,09	28,52	0,00	1,99	0,43	0,00	0,14	30,07	Ilmenita
221	CVMCH1864-2-Tmg221	0,00	0,20	48,20	0,00	0,00	0,46	0,00	0,00	12,71	Titanomagnetita
222	CVMCH1864-2-Ilm222	0,00	0,19	28,24	0,00	2,10	0,52	0,00	0,00	30,16	Ilmenita
223	CVMCH1864-2-Ilm223	0,13	0,19	28,91	0,00	1,45	0,61	0,00	1,15	28,95	Ilmenita
224	CVMCH1864-2-Tmg224	0,81	0,20	47,08	0,00	0,83	0,56	0,00	0,31	12,93	Titanomagnetita
225	CVMCH1864-2-Ilm225	0,13	0,19	29,34	0,00	1,12	0,61	0,00	0,29	29,46	Ilmenita
226	CVMCH1864-2-Ilm226	1,13	0,09	25,71	0,16	0,99	0,51	0,00	4,39	25,50	Ilmenita
227	CVMCH1864-2-Tmg227	0,82	0,10	48,30	0,00	0,72	0,56	0,00	0,15	12,28	Titanomagnetita
228	CVMCH1864-2-Ilm228	0,00	0,09	29,57	0,00	0,00	0,61	0,00	0,29	30,22	Ilmenita

Anexo 3.5: Segunda parte de resultados de composiciones de óxidos de Fe-Ti analizados en corte 1864-2.

8.4 Anexo 4: Termobarometría

# Análisis	Código	T (°C) Wang et al. (2021)	P (kbar) Wang et al. (2021)
1	CVMCH1864-2-CPx1	859,60	-2,18
3	CVMCH1864-2-CPx3	841,67	-3,31
6	CVMCH1864-2-CPx6	838,33	-3,15
7	CVMCH1864-2-CPx7	849,72	-2,14
9	CVMCH1864-2-CPx9	848,20	-2,05
10	CVMCH1864-2-CPx10	859,16	-2,24
11	CVMCH1864-2-CPx11	856,51	-2,36
12	CVMCH1864-2-CPx12	857,32	-2,36
13	CVMCH1864-2-CPx13	846,15	-1,98
14	CVMCH1864-2-CPx14	844,78	-2,90
27	CVMCH1864-2-CPx27	856,17	-2,73
28	CVMCH1864-2-CPx28	815,09	-1,73
44	CVMCH1864-2-CPx44	848,05	-2,17
62	CVMCH1864-2-CPx62	845,00	-2,67
63	CVMCH1864-2-CPx63	837,08	-2,03
64	CVMCH1864-2-CPx64	837,20	-1,64
68	CVMCH1864-2-CPx68	858,12	-2,52
76	CVMCH1864-2-CPx76	834,34	-2,96
77	CVMCH1864-2-CPx77	839,07	-2,68
86	CVMCH1864-2-CPx86	852,21	-2,73
87	CVMCH1864-2-CPx87	831,95	-2,26
88	CVMCH1864-2-CPx88	858,59	1,31
89	CVMCH1864-2-CPx89	827,64	-1,86
90	CVMCH1864-2-CPx90	853,18	0,21
93	CVMCH1864-2-CPx93	838,51	-2,22
99	CVMCH1864-2-CPx99	859,09	-0,96
100	CVMCH1864-2-CPx100	866,14	0,08
103	CVMCH1864-2-CPx103	856,34	-0,33
104	CVMCH1864-2-CPx104	871,90	0,74
120	CVMCH1864-2-CPx120	850,86	-1,56
121	CVMCH1864-2-CPx121	850,69	-2,31
131	CVMCH1864-2-CPx131	848,03	-2,49
138	CVMCH1864-2-CPx138	859,84	-1,82
139	CVMCH1864-2-CPx139	861,55	0,07
144	CVMCH1864-2-CPx144	847,51	0,46
145	CVMCH1864-2-CPx145	889,23	0,20
146	CVMCH1864-2-CPx146	853,03	-1,96
152	CVMCH1864-2-CPx152	851,01	-2,65
162	CVMCH1864-2-CPx162	837,43	-2,19
163	CVMCH1864-2-CPx163	866,43	1,82
168	CVMCH1864-2-CPx168	833,80	-2,04
189	CVMCH1864-2-CPx189	850,42	-2,03
194	CVMCH1864-2-CPx194	848,80	-2,66
196	CVMCH1864-2-CPx196	876,44	0,46
198	CVMCH1864-2-CPx198	857,71	0,87
201	CVMCH1864-2-CPx201	841,08	-2,38
202	CVMCH1864-2-CPx202	867,26	0,88
203	CVMCH1864-2-CPx203	851,10	-2,65

Anexo 4.2: Resultados de temperaturas y presión de cristalización en clinopiroxenos según Termobarómetro de Wang *et al.*, 2021.

Código Clinopiroxeno	Código Ortopiroxeno	Putirka (2008)	
		T(°C)	P(kbar)
CVMCH-1864-2-CPx3	CVMCH-1864-2-OPx2	957,98	14,12
CVMCH-1864-2-CPx7	CVMCH-1864-2-OPx8	985,29	12,25
CVMCH-1864-2-CPx9	CVMCH-1864-2-OPx8	982,77	12,25
CVMCH-1864-2-CPx27	CVMCH-1864-2-OPx26	974,17	11,60
CVMCH-1864-2-CPx44	CVMCH-1864-2-OPx43	996,25	13,66
CVMCH-1864-2-CPx62	CVMCH-1864-2-OPx65	986,66	11,33
CVMCH-1864-2-CPx63	CVMCH-1864-2-OPx65	970,09	11,18
CVMCH-1864-2-CPx64	CVMCH-1864-2-OPx65	978,14	11,24
CVMCH-1864-2-CPx68	CVMCH-1864-2-OPx67	967,54	11,60
CVMCH-1864-2-CPx77	CVMCH-1864-2-OPx75	958,68	9,96
CVMCH-1864-2-CPx86	CVMCH-1864-2-OPx85	955,15	13,04
CVMCH-1864-2-CPx87	CVMCH-1864-2-OPx85	967,93	13,22
CVMCH-1864-2-CPx99	CVMCH-1864-2-OPx98	933,86	11,01
CVMCH-1864-2-CPx100	CVMCH-1864-2-OPx101	954,60	5,17
CVMCH-1864-2-CPx103	CVMCH-1864-2-OPx102	977,62	7,52
CVMCH-1864-2-CPx104	CVMCH-1864-2-OPx102	973,95	7,57
CVMCH-1864-2-CPx120	CVMCH-1864-2-OPx116	967,16	14,36
CVMCH-1864-2-CPx120	CVMCH-1864-2-OPx119	980,42	10,02
CVMCH-1864-2-CPx121	CVMCH-1864-2-OPx122	961,46	8,34
CVMCH-1864-2-CPx152	CVMCH-1864-2-OPx153	960,84	12,38
CVMCH-1864-2-CPx162	CVMCH-1864-2-OPx161	969,49	10,03
CVMCH-1864-2-CPx163	CVMCH-1864-2-OPx161	953,35	9,92
CVMCH-1864-2-CPx168	CVMCH-1864-2-OPx167	1045,93	7,08
CVMCH-1864-2-CPx194	CVMCH-1864-2-OPx195	978,08	12,21
CVMCH-1864-2-CPx196	CVMCH-1864-2-OPx197	954,82	13,38
CVMCH-1864-2-CPx198	CVMCH-1864-2-OPx199	972,26	10,63

Anexo 4.2: Resultados de temperaturas y presión de cristalización según Termobarómetro de Putirka, 2008.

8.5 Anexo 5: Oxibarometría

# Análisis	Código	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	V ₂ O ₃	Fe ²⁺	Fe ³⁺	T° Equilibrio	fO ₂
219	CVMCH1864-2-Tmg219	0,00	12,40	1,35	47,54	0,46	0,00	0,10	0,38	1,51510707	0,804085741	990	-0,7
220	CVMCH1864-2-Ilm220	0,14	30,07	0,00	28,52	0,43	1,99	0,09	0,36	0,766811832	0,179299403		
221	CVMCH1864-2-Tmg221	0,00	12,71	0,00	48,20	0,46	0,00	0,20	0,38	1,529945939	0,853877023	992	-0,75
222	CVMCH1864-2-Ilm222	0,00	30,16	0,00	28,24	0,52	2,10	0,19	0,24	0,751918093	0,186721728		
223	CVMCH1864-2-Ilm223	1,15	28,95	0,13	28,91	0,61	1,45	0,19	0,00	0,799984134	0,164392332	1004	-0,4
224	CVMCH1864-2-Tmg224	0,31	12,93	0,81	47,08	0,56	0,83	0,20	0,38	1,462715159	0,785225378		
227	CVMCH1864-2-Tmg227	0,15	12,28	0,82	48,30	0,56	0,72	0,10	0,39	1,441108645	0,85996163	806	-1,46
228	CVMCH1864-2-Ilm228	0,29	30,22	0,00	29,57	0,61	0,00	0,09	0,00	0,926389283	0,09604674		

Anexo 5.1. Resultados de Oxibarómetro de Ghiorso y Evans (2008), aplicado en 4 pares de Ilmenita- Titanomagnetita del corte 1864-2.