



**ESCUELA DE
GEOLOGÍA**

**CONDICIONES INTENSIVAS PRE-ERUPTIVAS DE LOS PRODUCTOS
ASOCIADOS AL EVENTO Neltume, Complejo Volcánico
MOCHO – CHOSHUENCO, ZONA VOLCÁNICA SUR, CHILE**

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

Título de Geólogo

RODRIGO ANDRÉS BUSTOS ARANCIBIA

Profesor guía:

EDUARDO ESTEBAN MORGADO BRAVO

Miembros de la Comisión Evaluadora de Examen:

FRANCISCA CONSTANZA MALLEA LILLO

PABLO HUMBERTO MORENO YAEGER

MEMORIA DE TÍTULO FINANCIADA POR EL PROYECTO FONDECYT
INICIACIÓN 11230197

SANTIAGO, CHILE

Enero, 2023

RESUMEN

El Complejo Volcánico Mocho-Choshuenco (CVMCH; 39°55'S / 72°02'O) es un volcán compuesto ubicado en la Zona Volcánica Sur Central. Este complejo volcánico ocupa el noveno lugar en el Ranking de Riesgo Específico de Volcanes Activos de Chile. Este complejo volcánico ha tenido erupciones altamente explosivas en el Holoceno, donde se han experimentado eventos eruptivos con un alcance regional, como lo es el evento Neltume (Ca. 10,7 ka), cuyos productos volcánicos llegaron hasta ~ 70 km al Norte desde el cono Mocho.

Los productos volcánicos estudiados corresponden a depósitos de caída pertenecientes al evento Neltume, donde se realizaron análisis petrográficos y de química mineral semicuantitativa mediante SEM, y posteriormente trabajados con diferentes termobarómetros, con el objetivo principal de determinar las condiciones intensivas pre-eruptivas del reservorio magmático bajo el volcán compuesto Mocho – Choshuenco

La petrografía observada revela un bajo porcentajes de cristalinidad en las muestras, destacando la presencia de cúmulos cristalinos, fenocristales zonados de plagioclasa y ortopiroxeno, así también como otras fases minerales como clinopiroxeno, ilmenita, titanomagnetita, apatito e inclusiones de pirita. La masa fundamental presente en todas las muestras se encuentra pobre en cristales. Las condiciones intensivas pre-eruptivas obtenidas de los distintos métodos revelan la presencia del reservorio magmático a una profundidad de 1 a 7 km, consistente con informes de sismos volcano-tectónicos. La investigación mediante oxibarómetro y termobarómetro sugiere que la temperatura en el reservorio magmático era relativamente constante presentando menores temperaturas al momento de la erupción, con temperaturas pre-eruptivas entre los 875 a 1058 °C y al momento de gatillarse la erupción, el reservorio presentaba un *buffer* de fugacidad de oxígeno de ΔNNO .

Las condiciones intensivas calculadas y las características petrográficas permiten sugerir que el evento Neltume, es un ejemplo de un reservorio magmático tipo *crystal mush*, emplazado a poca profundidad que alimentó una erupción con un tamaño de ~ 2,9 km³ de producto eruptivo.

DEDICATORIA

En primer lugar, Boby, mi fiel compañero, las lágrimas caen al escribir estas palabras, pero quiero agradecerte desde lo más profundo de mi corazón. Siempre estarás saltando en mi memoria, recordándome que la lealtad y el amor puro no conocen límites. Aunque te has ido físicamente, sé que desde el cielo seguirás protegiéndome con tus orejitas en alerta y tus saltos llenos de energía. Mi vida universitaria comenzó contigo a mi lado, y tu partida al final del camino dejó un vacío que solo tu presencia podía llenar. Lamento que no hayas podido presenciar mis triunfos como te prometía cada noche al llegar tarde a jugar contigo. Eras más que una mascota, eras la mitad de mi ser, mi confidente silencioso y mi consuelo en los días grises. Gracias por regalarme momentos de alegría incondicional. Siempre llevaré tu amor en mi corazón, Boby.

En segundo lugar, quiero dedicar unas palabras llenas de gratitud a mis pilares más fundamentales en la vida: mi amado padre, mi querida madre y mi inseparable hermano. Cada paso que doy, cada logro que alcanzo, lo hago con ustedes en mi corazón. Su amor incondicional y apoyo constante son la fuerza que impulsa cada uno de mis esfuerzos. Cada victoria es su victoria, y cada desafío superado es gracias a la fortaleza que encuentro en nuestra unión familiar. Agradezco infinitamente por ser la razón detrás de todo lo que soy y todo lo que aspiro ser. Mi familia, ustedes son mi mayor fuente de inspiración y el motor que impulsa mi existencia.

Gracias Nico, Checho y especialmente a ti Beguer, son mis amigos de aventuras y de experiencias inolvidables, aunque no se los diga siempre, son unos excelentes amigos y que jamás perdamos nuestra trayectoria.

Agradezco sinceramente a todos los amigos que han estado presentes a lo largo de mi trayectoria, y quiero dedicar un especial reconocimiento a las tres chicas super poderosas (A3B). La amistad que compartimos es un tesoro invaluable que atesoro con todo mi corazón. Gracias por permanecer siempre a mi lado y por hacer que cada día sea aún más especial.

Mi participación en este proyecto ha llegado a su fin, pero mi próximo destino es Irlanda.

En el futuro, dejare que mi ciencia hable por mí.

Gracias a todos por el apoyo.

AGRADECIMIENTOS

En primer lugar, Quiero expresar mi sincero agradecimiento a mi profesor guía, Eduardo Esteban Morgado Bravo, por su invaluable contribución a lo largo de este proceso académico. Su dedicación en la entrega de conocimientos, su constante motivación. Gracias por la confianza entregada y por todas las experiencias entregadas que compartió conmigo y su inquebrantable apoyo a todo el equipo científico que estuvimos ahí apoyándonos con todo tanto en presentaciones, como en el congreso. Su guía ha sido fundamental para mi desarrollo académico y profesional, y estoy profundamente agradecido por su compromiso y mentoría.

Agradezco a los miembros de la comisión, Francisca Mallea Lillo y Pablo Moreno Yaeger, por su interés, motivación y valiosos comentarios en este estudio. Trabajar con ustedes ha sido una fuente de inspiración y agradezco su apoyo fundamental en este proceso académico

Se agradece a la Reserva Biológica Huilo Huilo por facilitar el acceso a zonas para la recolección y estudio de muestras volcánicas estudiadas. Además de Rodrigo Lagos quien fue guía en búsqueda de afloramientos en sectores de difícil acceso.

Gracias al grupo internacional conformado por Jacqueline Vander Auwera, Marien Botte, Melvyn Billion y Olivier Bolle. Su colaboración en el trabajo de campo fue esencial y resultó en una experiencia excelente. Aprecio profundamente su dedicación y contribución al proyecto y por las tardes jugando UNO.

Finalmente, agradezco el financiamiento del Proyecto FONDECYT Iniciación (11230197): *"The pre-eruptive conditions and magmatic timescales of Holocene explosive eruptions of the Mocho-Choshuenco Volcanic Complex: Neltume, Pirehueico, and Enco events"*.

ÍNDICE

CAPÍTULO 1: INTRODUCCIÓN.....	1
1.1. Formulación del estudio propuesto.....	1
1.2. Hipótesis.....	4
1.3. Objetivos.....	4
1.3.1. Objetivo General.....	4
1.3.2. Objetivos Especifico.....	4
1.4. Ubicación y vías de Acceso.....	4
CAPÍTULO 2: METODOLOGÍA.....	6
2.1. Revisión bibliográfica y pre terreno.....	6
2.2. Terreno.....	6
2.3. Post terreno.....	7
2.3.1. Trabajo de preparación de muestras.....	7
2.3.2. Análisis microscopio óptico.....	8
2.3.3. Análisis SEM.....	8
2.3.4. Técnicas analíticas.....	9
CAPÍTULO 3: MARCO TEÓRICO.....	10
3.1. Magmatismo en zonas de subducción.....	10
3.2. Microscopía electrónica.....	11
3.3. Termómetro y oxibarómetro de Ghiorso y Evans (2008).....	13
3.4. Termobarómetro de dos piroxenos de Putirka (2008).....	13
3.5. Termobarómetro de Wang et al. (2021).....	13
CAPÍTULO 4: MARCO GEOLÓGICO.....	14
4.1. Generalidades.....	14
4.2. Relación tectónica y volcanismo.....	14
4.3. Geología Regional.....	15

4.3.1.	Unidades Estratificadas y Metamórficas	15
4.3.2.	Rocas Plutónicas.....	17
4.4.	Geología Local	18
4.5.	Centros eruptivos menores CVMCH.....	23
4.5.1.	Grupo Fui.....	23
4.5.2.	Grupo Ranquil	24
4.5.3.	Grupo Alto Caunahue	24
4.5.4.	Volcanes Chancán.....	24
4.6.	Actividad volcánica Mocho – Choshuenco	24
4.7.	Tectónica de la zona	25
CAPÍTULO 5: RESULTADOS		28
5.1-	Descripción y composición de los productos volcánicos	28
5.2.	Mineralogía y petrografía de las muestras.....	31
CAPÍTULO 6: DISCUSIÓN		36
6.1.	Relaciones petrográficas y composicionales de los productos volcánicos.....	36
6.2.	Condiciones de variables intensivas	37
6.2.1.	Barometría de clinopiroxeno	37
6.2.2.	Termobarometría de 2 piroxenos	37
6.2.3.	Termometría y oxibarometría de ilmenita – titanomagnetita	38
6.3.	Reservorio magmático en la corteza superior	41
6.4.	Futuros estudios.....	45
CAPÍTULO 7: CONCLUSIÓN		46
BIBLIOGRÁFICA		47
ANEXOS		52

ÍNDICE DE FIGURAS

Figura 1: Ubicación de las diferentes zonas volcánicas de los Andes con respecto a Sudamérica. (Modificado de Morgado et al., 2022).....	2
Figura 2: a) Ubicación de los cuatros subsegmentos ZVS con respecto a la ZVSC; b) Ubicación del CVMCH en la ZVSC y Zona de Falla Liquiñe-Ofqui (ZFLO). La ubicación de la LOFZ (líneas sólidas y punteadas) fue inferida a partir de Cembrano et al. (1996) y Cembrano y Lara (2009); c) Mapa de ubicación y vías de acceso del área del CVMCH. (Figuras a y b modificadas de Morgado et al., 2022).	5
Figura 3: A) Mapa de ubicación del CVMCH. En círculos rojos se observan los puntos de extracción de las distintas muestras (Anexo 1) En estrellas negras se observan los centros eruptivos menores. B) imagen de trabajo de campo en el punto MC-340; C) imagen de trabajo de campo en el punto MC-638; Las coordenadas GPS de las localidades enumeradas se proporcionan en la sección del Anexo 1.....	7
Figura 4: Petrografía del depósito de caída asociados al evento Neltume. a) Corte transparente pulido a nicoles paralelos; b) Corte transparente pulido a nicoles cruzados; a) y b). fenocristales de plagioclasa con textura de desequilibrio como zonación y textura glomeroporfírica con fenocristales de piroxenos. c) Crystal picking de minerales de plagioclasa de la muestra MC-518. d) Crystal picking de minerales oscuros de la muestra MC-518.....	8
Figura 5: Ambiente tectónico con generación de magma y el tipo de volcanismo más común para cada caso. (Extraído de Earle 2015).	10
Figura 6: a) Electrones incidentes en una muestra y como resultado se generan electrones secundarios (SE); b) Electrones incidentes en una muestra y como resultado se generan electrones secundarios (SE) y electrones retrodispersados (BSE). (Modificado de Reed 2005).....	12
Figura 7: Electrones retrodispersados de un cristal de plagioclasa, la escala de grises representa variaciones de densidad: los más claros representan densidades más altas. (extraído de Morgado, 2019).....	12

Figura 8: Esquema que resume los factores de primer y segundo orden que controlan las asociaciones volcánico – tectónicas de la ZVS (Extraído de Cembrano y Lara, 2009).....	15
Figura 9: Mapa Geológico de la zona de estudio, asociado al CVMCH. (Extraído Peña, 2019)	17
Figura 10: B. La región alrededor de Mocho-Choshuenco (MC). Las localidades donde se encuentran depósitos de MC están marcadas con un círculo azul oscuro, otros volcanes están marcados con triángulos rojos; C. Mapa geológico simplificado adaptado de Moreno y Lara (2007); unidades etiquetadas en tabla 1. (Extraído de Rawson et al., 2015).....	20
Figura 11: Mapas de isopacas (cm) de los 4 depósitos de caída más grandes del CVMCH. Se utilizan líneas discontinuas en lugar de líneas sólidas cuando hay una mayor incertidumbre debido a la falta de datos. Las localidades donde se encuentran los depósitos se marcan con círculos; los sitios seleccionados tienen su espesor correspondiente (cm) anotado. Modificado de Rawson et al., (2015).	22
Figura 12: Configuración tectónica de los Andes chilenos entre 33°S y 47°S. Se muestra la triple unión de Chile y el sistema de fallas Liquiñe Ofqui. También se muestran algunos de los lineamientos más importantes de dirección WNW, oblicuos al arco volcánico. (Extraído de Cembrano y Lara, 2009)	26
Figura 13: (a) Mapa geológico-estructural del área de estudio. (b) El diagrama de rosas corresponde a la dirección de los diques (Extraído de Peña et al., 2021)	27
Figura 14: Fotografía de las muestras del punto MC-518 (Figura 3); A) y B) Pómez de color amarillo anaranjado, pobre en cristales con vesículas alargadas.....	28
Figura 15: Imágenes de electrones retrodispersados de las muestras estudiadas; A) cumulo cristalino con cristales de ortopiroxeno (Opx) y plagioclasa (Plg) en contacto con óxidos de Fe-Ti (Ilm y Ti-Mg) y apatito (Ap) de la muestra MC-518; B) Cumulo cristalino de cristales de ortopiroxeno (Opx) en contactos con cristales de apatito (Ap), óxidos Fe-Ti de la muestra MC-518; C) Cúmulo cristalino con cristales de plagioclasa (Plg) junto a ortopiroxeno (Opx), titanomagnetita (Ti-Mg) y apatito (Ap) de la muestras MC-638; D) Titanomagnetita (Ti-Mg) con inclusión de pirita (Py) de bloque montado de la muestra MC-638; E) Cristales de clinopiroxeno (Cpx) y ortopiroxeno (Opx) de la muestra MC-518.....	29

Figura 16: Promedio del contenido modal de fenocristales de las muestras MC-518 y MC-638 y normalizado sin vesículas ni masa fundamental.....	30
Figura 17: A) Gráfico de <i>Total alkali</i> vs sílice de los productos volcánicos. La línea punteada representa el límite entre rocas alcalinas y subalcalinas.....	31
Figura 18: Composiciones de plagioclasas de las muestras estudiadas. Tanto núcleos como bordes de las plagioclasas se encuentran dentro del campo de las andesinas.	32
Figura 19: A) Imagen de electrones retrodispersados de un cristal de plagioclasa. Los colores más claros en la escala de grises están correlacionados con una mayor densidad. La flecha representa el perfil medido por el software ImageJ y su dirección; B) Composición del perfil de anortita basado en valores de escala de grises calibrados con la composición semicuantitativa medida por SEM, donde se subdividen 2 Zonas; R^2 coeficiente de determinación entre la escala de grises y el contenido medido de anortita (An) en SEM. Las plagioclasas de la zona 1 tienen composiciones correspondientes (An ₃₄₋₄₄) en el borde y la Zona 2 (An ₄₅₋₄₇) en el núcleo. La An representa la composición de las plagioclasas, porque el K es bastante constante en todas las muestras estudiadas (Figura 18)	32
Figura 20: Composiciones de los piroxenos de las muestras estudiadas. Tanto núcleos como bordes de los ortopiroxenos. Los ortopiroxenos se encuentran dentro del campo de las enstatitas y los clinopiroxenos se encuentran dentro del campo de las augitas. En color azul se logran apreciar los clinopiroxenos. En color naranja se logra apreciar los ortopiroxenos	33
Figura 21: Imagen de electrones retrodispersados de un cristal de ortopiroxeno. Los colores celestes representan zona con menor densidad. La flecha representa el perfil medido por el software ImageJ y su dirección; B) Composición del perfil de Mg# basado en valores de escala de grises calibrados con la composición Semicuantitativa medida por SEM, donde se subdividen 2 zonas; R^2 es el coeficiente de determinación entre el perfil BSE y el contenido medido de Mg# en SEM. El Mg# representa la composición de los piroxenos en este caso, debido a que el contenido de Ca es bastante constante en los cristales de piroxenos (Figura 20).....	34

Figura 22: Imagen de electrones retrodispersados de cristales de ilmenita (ilm) en contacto con titanomagnetita (Ti-Mg) de los bloques montado de la muestra MC-638; Los colores más blancos en la escala de grises están correlacionados a una mayor densidad.....	35
Figura 23: A) B) Diagrama de caja de los cálculos de presión. La estrella negra representa el promedio de los cálculos obtenidos. B) Diagrama Kernel de los cálculos de presión; C) Imagen de electrones retrodispersados de un cristal de clinopiroxeno (Cpx) en contacto con cristales de apatito (Ap); En color naranja los cálculos obtenidos a través del método de clinopiroxeno de Wang et al. (2021). En color azul los cálculos obtenidos a través del método de dos piroxenos de Putirka (2008)	37
Figura 24: A) Imagen de electrones retrodispersados de cúmulo cristales con cristales de ortopiroxeno (Opx) en contacto con clinopiroxeno (Cpx) adicionalmente, se observan cristales de titanomagnetita (Ti-Mg) y apatito (Ap); B) Diagrama Kernel de los cálculos de temperatura; C) Diagrama de caja de los cálculos de temperatura. En color azul los cálculos obtenidos a través del método de dos piroxenos de Putirka, (2008). En color marrón los cálculos obtenidos a través del método de ilmenita titanomagnetita.....	38
Figura 25: A) El gráfico representa la estimación de la temperatura y $\log_{10}(fO_2)$, determinadas utilizando el geotermómetro de ilmenita – titanomagnetita de Ghiorso y Evans, (2008), representado con respecto al búfer de Ni-Ni-O (NNO). En cuadrados rojos se observan las muestras estudiadas en el presente estudio. El área en verde representa la zona de muestras reportadas de Rawson et al. (2015) para los productos volcánicos asociados al evento Neltume (MC4); B) Imagen de electrones retrodispersados de cristales de ilmenita (Ilm) en contacto con cristal de titanomagnetita (Ti-Mg). Los colores más claros en la escala de grises representan una mayor densidad.....	39
Figura 26: Ubicación de otros sistemas magmáticos de la Zona Volcánica Sur cercanas a este complejo volcánico cuyos productos pueden tener composiciones similares o diferentes a las de CVMCH. Triangulo color amarillo muestra centro eruptivo menores. Triangulo rojo muestra los principales volcanes compuestos cercanos al CVMCH.....	42
Figura 27: Grafico comparativo que contrasta los sismos VT reportados por SERNAGEOMIN y OVDAS, junto con las presiones determinadas mediante el método de	

clinopiroxeno de Wang et al. (2021). Las profundidades obtenidas a través de este método se utilizaron densidad extraídas de Rodríguez – Piceda et al. (2021) y la ecuación (1). 44

Figura 28: Ilustración esquemática del reservorio magmático en corteza superior del Complejo Volcánico Mocho – Choshuenco: Al este se observa la Zona de falla Liquiñe-Ofqui. Es importante mencionar..... 45

SOLO USO ACADÉMICO

ÍNDICE DE TABLA

Tabla 1: Resumen estratigráfico y propuesta de nomenclatura de los productos asociados al Complejo Volcánico Mocho-Choshuenco, (Modificado de Rawson et al., 2015)	20
Tabla 2: Tabla resumen del contenido modal de las muestras de cada una de las fases presentes (Vesículas, Masa Fundamental, y Fenocristales) en las muestras MC-518 y MC-638.	30
Tabla 3: Resumen de rangos composicionales agrupados a partir de la composición química mineral de los productos volcánicos más antiguos del CVMCH y las muestras estudiadas.	36
Tabla 4: Condiciones intensivas variables calculadas, métodos y errores asociados de las muestras estudiadas	40

CAPÍTULO 1: INTRODUCCIÓN

1.1. Formulación del estudio propuesto

Dentro de la corteza continental, existen zonas locales donde los productos magmáticos del manto se emplazan en la corteza generando así reservorios magmáticos, de modo que pueden generar enormes erupciones volcánicas cuyo volúmenes y duración pueden tener consecuencias globales para la humanidad, o que se solidifiquen lentamente dentro de la corteza terrestre para formar plutones (Bachmann y Bergantz, 2008). Si bien, la magnitud de una erupción volcánica se ve controlada por múltiples factores. Los estudios petrológicos: mineralogía, texturas, composición y condiciones intensivas involucradas en la cristalización del magma dentro del reservorio magmático, permiten comprender de mejor manera los diferentes escenarios previos a un evento volcánico.

Los volcanes de esta zona del arco volcánico llegan a formar parte de un rango geomorfológico relevante del territorio chileno, conocido como Zona Volcánica Sur (ZVS), que se extiende aproximadamente desde los 33° hasta los 46°S (Figura 1). Esta zona alberga la mayor cantidad de volcanes activos en el país (Cembrano y Lara, 2009; SERNAGEOMIN, 2019). La Zona Volcánica Sur (ZVS) presenta una interacción compleja tanto por procesos tectónicos, petrográficos y geoquímicos (Cembrano y Lara, 2009). Además, en la ZVS se encuentra un importante sistema de falla de intra-arco, con una orientación NS conocido como la Zona de Falla Liquiñe – Ofqui (ZFLO), donde se encuentra entre los 38°S y 46°S (Cembrano y Lara, 2009; Cembrano et al., 1996). Adicionalmente, la Zona Volcánica Sur ha sido subdividida en cuatro subsegmentos (López – Escobar et al., 1995), los cuales corresponden a la Zona Volcánica Sur Norte (ZVSN; 33°-34.5°S), Zona Volcánica Sur Transicional (ZVST; 34.5°-37°S), Zona Volcánica Sur Central (ZVSC; 37°-41,4°S) y la Zona Volcánica Sur Sur (ZVSS; 41.4°-47°S) (López – Escobar et al., 1995).



Figura 1: Ubicación de las diferentes zonas volcánicas de los Andes con respecto a Sudamérica. (Modificado de Morgado et al., 2022)

La mayoría de los depósitos volcánicos en la Zona Volcánica Sur, son difíciles de acceder y se encuentran mal conservados o expuestos, lo que es especialmente problemático en climas con una alta tasa de meteorización (Rawson et al., 2015). Adicionalmente, los productos volcánicos asociados al CVMCH están poco estudiados, lo que presenta un riesgo continuo para las infraestructuras locales debido a su proximidad a las poblaciones, las cuales están constantemente expuestas a este peligro.

El presente estudio se centra en los productos volcánicos asociados al evento Neltume, descrita inicialmente por Echegaray et al. (1994). Este evento eruptivo muestra una dispersión predominante hacia el NNE en relación con el Complejo Volcánico Mocho – Choshuenco (CVMCH), ubicado en las comunas de Panguipulli y Futrono, Región de Los Ríos. Los productos asociados a este evento volcánico representan uno de los eventos eruptivos más significativos ocurridos en el CVMCH presentando un volumen de emisión de $\sim 2,9 \text{ km}^3$ (Pérez, 2005).

El Complejo Volcánico Mocho – Choshuenco (CVMCH), es un volcán compuesto que está ubicado en el margen occidental de Sudamérica, específicamente a los $39^{\circ}55'S / 72^{\circ}02'W$. Este complejo volcánico se encuentra en el noveno puesto en el Ranking de Riesgo Específico de Volcanes Activos de Chile (SERNAGEOMIN, 2023). Algunas erupciones del CVMCH han demostrado ser altamente explosivas, destacándose por la generación de productos volcánicos y asociándose con las formaciones de los eventos Neltume, Pirehueico y que han tenido un alcance regional (SERNAGEOMIN, 2017; Moreno y Lara, 2007). El estudio realizado por Petit – Breuilh (2004) indica que desde 1759 hasta mediados del siglo XIX se han registrado cinco erupciones históricas, evidenciando la presencia de erupciones de tipo estromboliano en 1822 y 1863. El último registro histórico, aparentemente de tipo sub-Pliniano, habría sido la erupción precursora de 1864 (Petit – Breuilh, 2004). Adicionalmente, la recurrencia eruptiva en el complejo se estima en una erupción cada 220 años (Rawson et al., 2015). Aunque actualmente no presenta actividad visible, se ha registrado actividad microsísmica en la zona (SERNAGEOMIN, 2017).

Con respecto a peligro y riesgo, el Observatorio Volcanológico de los Andes del Sur, parte del Servicio Nacional de Geología y Minería (SERNAGEOMIN), clasificaron al Complejo Volcánico Mocho – Choshuenco en el noveno puesto entre 87 complejos volcánicos estudiados en Chile, lo que lo cataloga como un sistema volcánico tipo I, el cual corresponde a un nivel muy alto de riesgo específico (SERNAGEOMIN, 2023). El principal peligro geológico asociado a este complejo volcánico es debido a probables eventos eruptivos futuros que sean de carácter explosivo, caracterizado por la formación de columnas eruptivas que podría generar flujos piroclásticos, lahares y emisiones de lava (Moreno y Naranjo, 2006), los cuales podrían afectar localidades adyacentes a los cauces principales que descienden del

complejo volcánico. Las áreas que pueden ser afectadas por los diversos peligros geológicos asociados al volcán están explícitos en un mapa de peligro volcánico elaborado por Moreno y Naranjo (2006).

1.2. Hipótesis

Los productos volcánicos asociados al evento Neltume tuvieron residencia en un reservorio magmático ubicado a una profundidad máxima de ~ 5 km (equivalente a una presión de hasta 1.2 kbar), a temperaturas que oscilan entre 850 a 1050 °C, con un buffer de fO_2 cercano al ΔNNO .

1.3. Objetivos

1.3.1. Objetivo General

Determinar las condiciones (P, T, fO_2) intensivas pre-eruptivas del reservorio magmático mediante el análisis de muestras de los productos asociados al evento Neltume.

1.3.2. Objetivos Especifico

1. Reconocer y describir fases minerales.
2. Determinar las fases que pueden ser usadas para los cálculos de condiciones intensivas.
3. Medir la química de las principales fases sólidas
4. Obtener condiciones intensivas magmáticas pre eruptivas a partir de las expresiones definidas experimentalmente (P, T, fO_2).

1.4. Ubicación y vías de Acceso

El CVMCH se localiza en la Región de Los Ríos, específicamente entre las comunas de Panguipulli y Futrono, a una distancia de aproximadamente 145 km al sureste de Valdivia, la capital regional. Con una altura máxima de alrededor de 2442 m.s.n.m. (Figura 2b) y un área basal cercana a los 250 km² (Moreno y Lara, 2007).

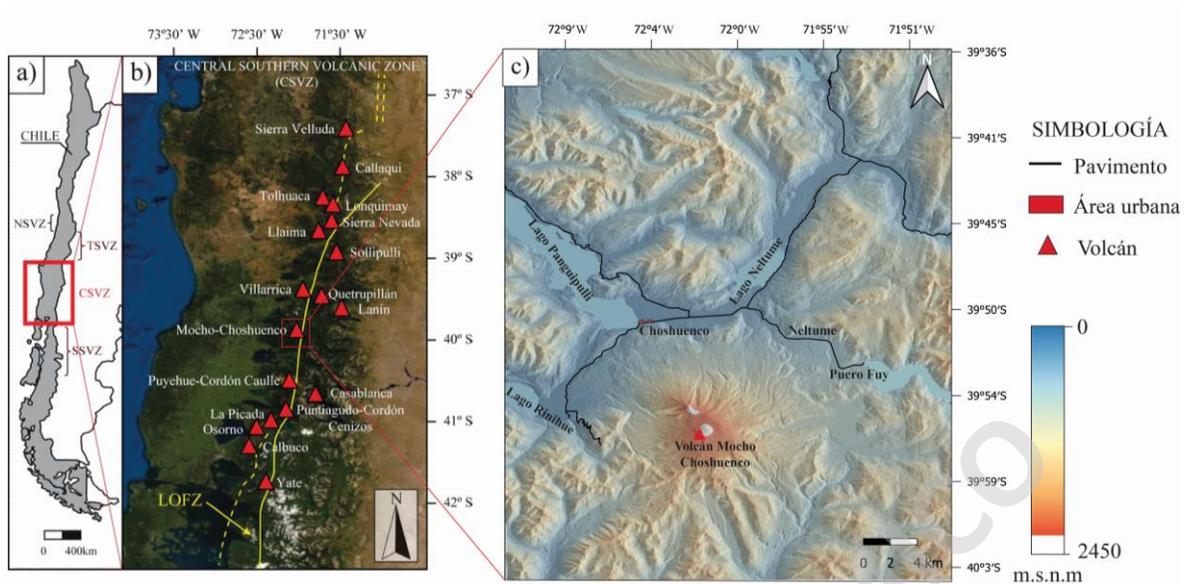


Figura 2: a) Ubicación de los cuatro subsegmentos ZVS con respecto a la ZVSC; b) Ubicación del CVMCH en la ZVSC y Zona de Falla Liquiñe-Ofqui (ZFLO). La ubicación de la LOFZ (líneas sólidas y punteadas) fue inferida a partir de Cembrano et al. (1996) y Cembrano y Lara (2009); c) Mapa de ubicación y vías de acceso del área del CVMCH. (Figuras a y b modificadas de Morgado et al., 2022).

En cuanto a las vías de Acceso a la localidad de Neltume, hay diversas opciones. Si inicia desde la Ciudad de Valdivia, deberá tomar la Ruta T-39 hasta la localidad de Neltume y posteriormente continuar por la Ruta CH – 203 hasta llegar al complejo volcánico. Otra opción es iniciar desde la Ciudad de Osorno, donde se debe tomar la Ruta 215 hacia el sur, hasta llegar a la localidad de Los Lagos. Desde allí, se debe tomar la Ruta CH-203 la cual llega directo al complejo volcánico.

CAPÍTULO 2: METODOLOGÍA

Para la elaboración de este estudio y el cumplimiento de los objetivos planteados, se emplearon una serie de actividades divididas en 3 etapas, cada una de estas llegan a tener trabajos en específico. A continuación, se detallan de orden cronológico las metodologías utilizadas en cada etapa.

2.1. Revisión bibliográfica y pre terreno

Se realizó una recopilación de información bibliográfica relacionada al CVMCH, como los estudios de Peña et al. (2021), Rawson et al. (2015) y la carta geológica del CVMCH elaborada por Moreno y Lara (2007). Adicionalmente, se revisaron estudios relacionados a reservorios magmáticos, la tectónica a nivel regional y el volcanismo en la ZVS. Además, se investigaron los distintos ambientes tectónicos que caracterizan el tipo de volcanismo presente en la zona, así como el posible rol de las estructuras regionales que controlarían el ascenso del magma (Cembrano y Lara, 2009).

Esta recopilación bibliográfica se complementó con el estudio de diversos métodos de geotermobarometría y oxibarometría: los estudios de Wang et al. (2021), Ghiorso y Evans (2008) y Putirka (2008), así como en el uso de técnicas de microscopía electrónica. Además, se asistió a charlas dictadas por el profesor Eduardo Morgado Bravo, quien proporcionó orientación y conocimientos en estas áreas.

Por último, se realizó la planificación del trabajo de campo, se planificó la logística y coordinación de los prospectos y localidad a visitar. Esta planificación se realizó considerando principalmente los objetivos del estudio y las dificultades de acceso y afloramiento de los productos volcánicos asociados al evento Neltume.

2.2. Terreno

Se realizó una recolección en una campaña de terreno (Figura 3), entre el 28 de enero hasta el 01 de febrero del 2023, realizada por Rodrigo Bustos, Eduardo Morgado, de la Universidad Mayor, en conjunto con Jacqueline Vander Auwera, Marien Botte, Melvyn Billion, Olivier Bolle, de la Universidad de Liège. Se realizaron 6 puntos de muestreo para los productos volcánicos asociados al evento Neltume (Figura 3A).

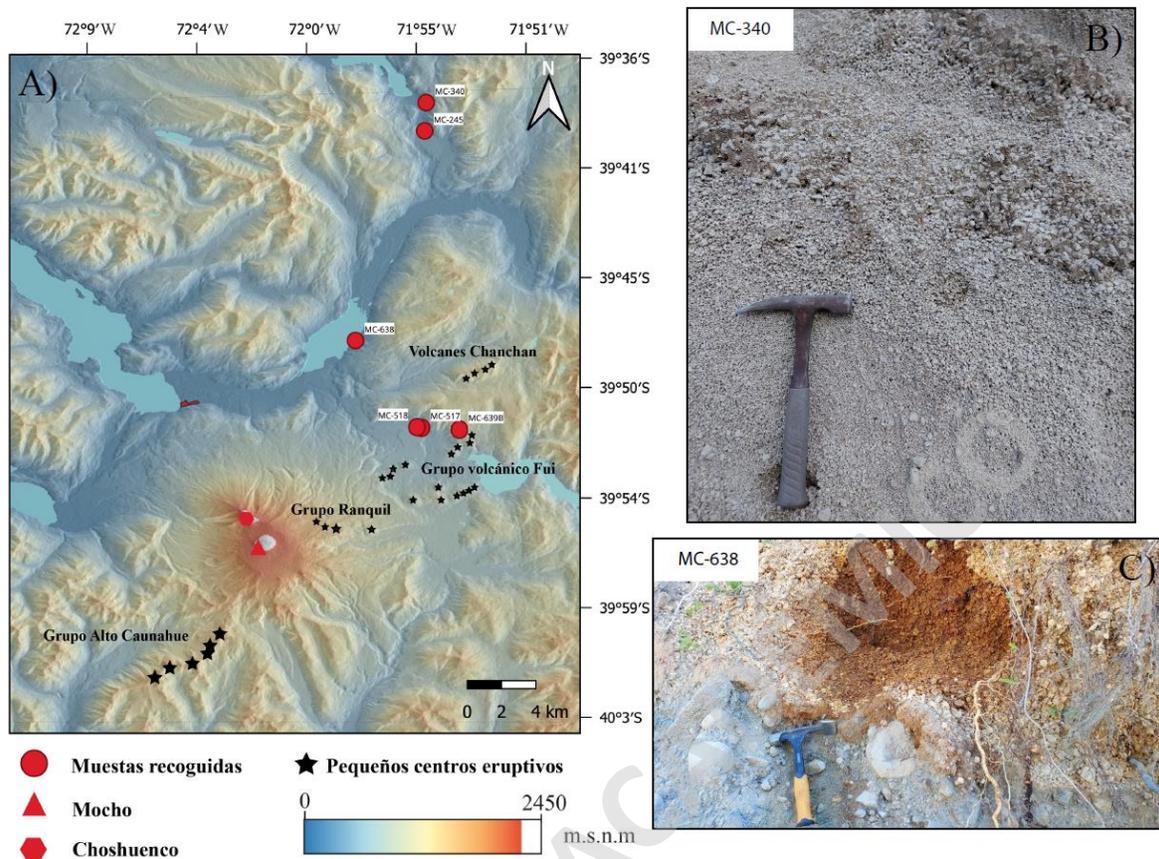


Figura 3: A) Mapa de ubicación del CVMCH. En círculos rojos se observan los puntos de extracción de las distintas muestras (Anexo 1) En estrellas negras se observan los centros eruptivos menores. B) imagen de trabajo de campo en el punto MC-340; C) imagen de trabajo de campo en el punto MC-638; Las coordenadas GPS de las localidades enumeradas se proporcionan en la sección del Anexo 1.

2.3. Post terreno

2.3.1. Trabajo de preparación de muestras

A partir de las rocas recolectadas, se hizo una selección de las muestras más representativas y se confeccionaron cortes transparentes pulidos (Figura 4 a y b) por la Empresa “Vancouver Petrographics” en Vancouver, Canadá. Se realizaron 10 cortes representativos para los productos volcánicos asociados al evento Neltume. Adicionalmente, se generó un grupo de muestras para confeccionar química total, y por último un tercer grupo con el que se realizó una separación de fragmentos por tamaños con el fin de realizar *crystal picking* (Figura 4 c y b)

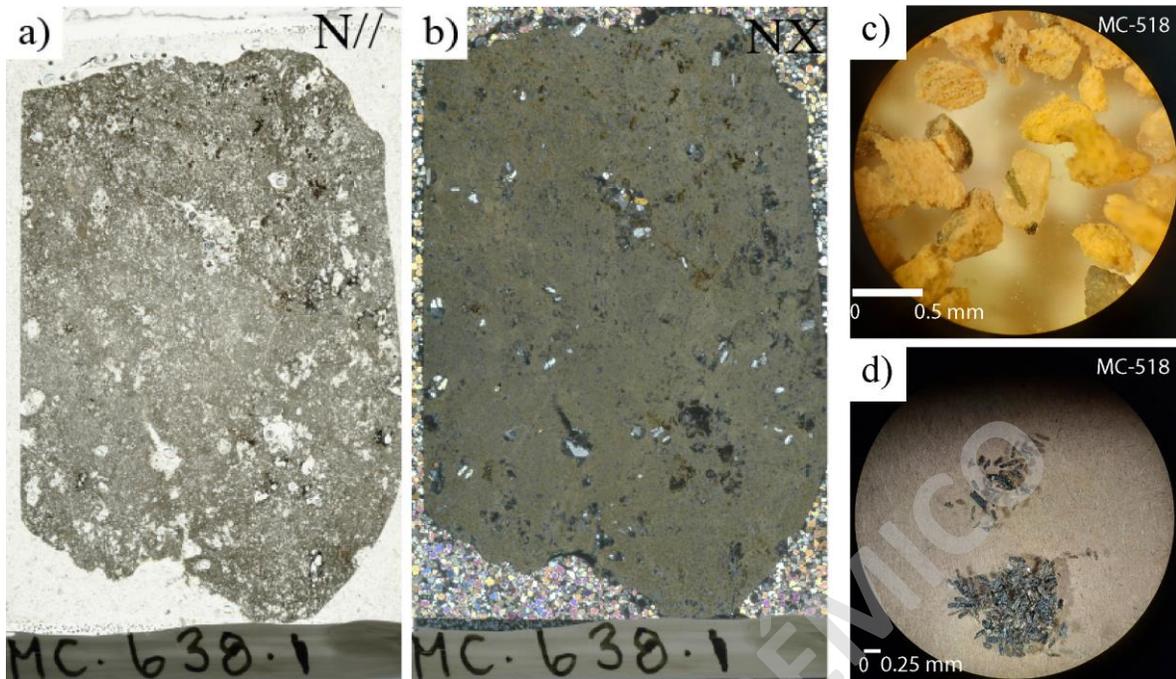


Figura 4: Petrografía del depósito de caída asociados al evento Neltume. a) Corte transparente pulido a nicols paralelos; b) Corte transparente pulido a nicols cruzados; a) y b). fenocristales de plagioclasa con textura de disequilibrio como zonación y textura glomeroporfirica con fenocristales de piroxenos. c) Crystal picking de minerales de plagioclasa de la muestra MC-518. d) Crystal picking de minerales oscuros de la muestra MC-518.

2.3.2. Análisis microscopio óptico

Las descripciones petrográficas de los cortes transparentes pulidos se llevan a cabo utilizando el microscopio óptico de marca Nikon, modelo eclipse E200. Esta etapa permite identificar zonas minerales de interés con sus texturas y asociaciones de fases minerales desconocidas presentes en los cortes. Adicionalmente, los cortes fueron escaneados por el escáner EPSON Perfection V600 Photo (Figura 4 a y b). Con el objetivo de realizar un proceso de digitalización de las zonas minerales y optimizar la eficiencia del análisis mediante Microscopía Electrónica de Barrido.

2.3.3. Análisis SEM

Se realiza un análisis en el microscopio electrónico de barrido (SEM), con la finalidad de obtener imágenes de alta resolución, además de identificación petrográfica, química mineral semicuantitativa de las zonas minerales de interés previamente delimitadas en el microscopio óptico e identificar asociaciones de fases minerales desconocidas.

2.3.4. Técnicas analíticas

Para realizar los cálculos de las condiciones intensivas pre-eruptivas, se utilizan diferentes termobarómetros en que, en primera instancia, las fases solidas fueron sometidas a pruebas de equilibrio termodinámico (en caso de ser necesario) en base a su química mineral cuando las mencionadas fases estén en contacto. Los termobarómetros utilizados son:

- **Clinopiroxeno – ortopiroxeno:** Se utiliza el termobarometría de dos piroxenos de Putirka (2008).
- **Óxidos Fe-Ti:** Se aplica el termobarometría de Ghiorso y Evans (2008). En las soluciones solidas de óxidos romboédricos del sistema, en minerales de ilmenita – titanomagnetita, este método, adicionalmente, determina el *buffer* de fugacidad de oxígeno.
- **Clinopiroxeno:** Se utiliza la termobarometría basada en clinopiroxeno de Wang et al. (2021).

CAPÍTULO 3: MARCO TEÓRICO

3.1. Magmatismo en zonas de subducción

Si bien el magmatismo llega a ocurrir en diferentes ambientes tectónicos, el magma llega a presentar 3 principales configuraciones tectónicas de placa: límites divergentes, convergentes y plumas mantélicas. (Figura 5) (Gill, 2010).

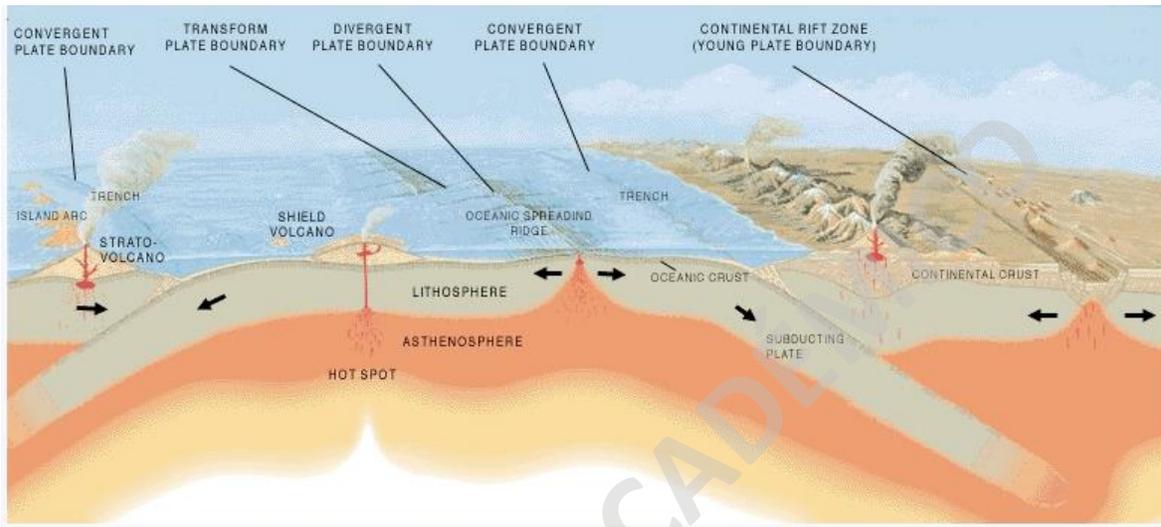


Figura 5: Ambiente tectónico con generación de magma y el tipo de volcanismo más común para cada caso. (Extraído de Earle 2015).

Las zonas de subducción son regiones donde las placas litosféricas relativamente más frías y mecánicamente más fuertes se hunden en el manto astenosférico más caliente. Esta configuración puede darse en litósferas oceánica – oceánica (*e.g.* Arcos de islas Marianas), oceánica – continental (*e.g.* Arco continental Andino) y continental – continental (*e.g.* Sistema Alpino-Himalaya). Adicionalmente, el magmatismo de la ZVS corresponde a un ambiente convergente de tipo oceánico – continental, donde interactúan las placas de Nazca (oceánica) y Sudamericana (continental).

En este tipo de ambiente el principal mecanismo que se genera magmatismo es por fusión por fluidos, provenientes del *slab* (Parada et al., 2007) y/o deshidratación de minerales metamórficos durante el proceso de subducción (Jackson et al., 2003), generado principalmente por la disminución del punto de fusión (Wilson, 1989). Adicionalmente, las características geoquímicas de este ambiente es principalmente calcoalcalina y, en menor medida, toleíticos (Gill, 2010). Además, los magmas generados en subducción llegan a

presentar enriquecimiento de LILE (*Large Ion Lithophile Element*) en comparación con HFSE (*High Field Strength Element*) (Sun, 2001).

Por último, el principal método de ascenso o migración que presenta el magma es por flotabilidad producto de las diferencias de densidades con las rocas de alrededor, siendo el magma la que presenta menor densidad, a su vez existen otros mecanismos de ascenso que favorecen su transporte como es la presencia de fractura o fallas corticales que actúan como canales o conductos magmáticos (Cembrano y Lara, 2009). Por otra parte, el magma también puede detener su avance produciendo procesos de diferenciación pasando a un magma más evolucionado (Rivalta et al., 2005).

3.2. Microscopía electrónica

El microscopio electrónico de barrido o SEM (*Scanning Electron Microscope*) es un instrumento analítico diseñado para la obtención de imágenes de alta resolución y reconocimiento de fases sólidas. Junto con la geología, tiene múltiples aplicaciones como en la paleontología, mineralogía y petrografía. Particularmente en esta última, el SEM es capaz de producir imágenes de secciones pulidas que muestran diferencias en el número atómico medio de la muestra (Reed, 2005).

El SEM se utiliza para la visualización y reconocimientos de fases sólidas, como vidrio y minerales. Se basa en el bombardeo de electrones sobre la muestra, en consecuencia, genera una desaceleración producto de interacciones inelásticas con los electrones de la fase sólida. A su vez, ocurre una deflexión elástica producto de los núcleos atómicos de la fase sólida analizada. Generando así, electrones retrodispersados y electrones secundarios (Figura 6). (Reed, 2005).

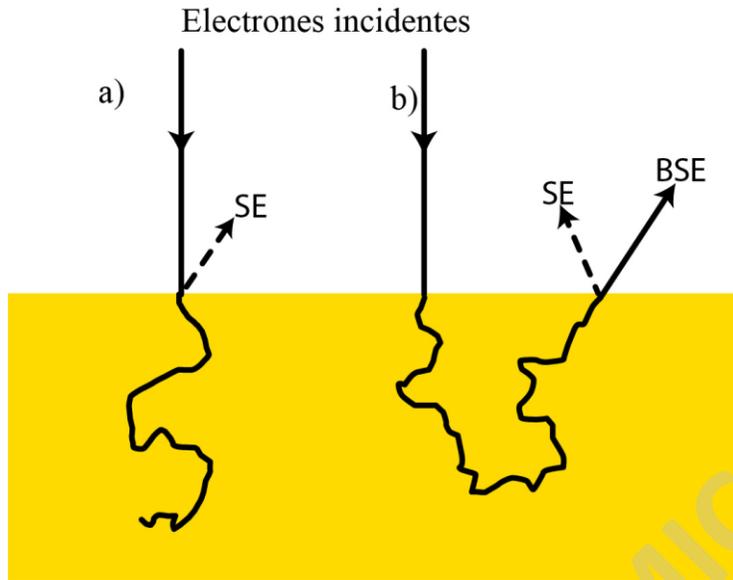


Figura 6: a) Electrones incidentes en una muestra y como resultado se generan electrones secundarios (SE); b) Electrones incidentes en una muestra y como resultado se generan electrones secundarios (SE) y electrones retrodispersados (BSE). (Modificado de Reed 2005).

Los electrones retrodispersados BSE (*Backscatter Electrons*) (Figura 6b) son aquellos electrones que son dispersados a través de un ángulo mayor de 90° emergiendo desde la superficie del objetivo (e.g., Zhou et al., 2006; Reed, 2005). El número de electrones eyectados depende de los números atómicos de los especímenes medidos (Reed, 2005). Por lo tanto, los BSE permiten generar imágenes de alta definición que permiten observar diferencias en la densidad de la muestra (Figura 7).

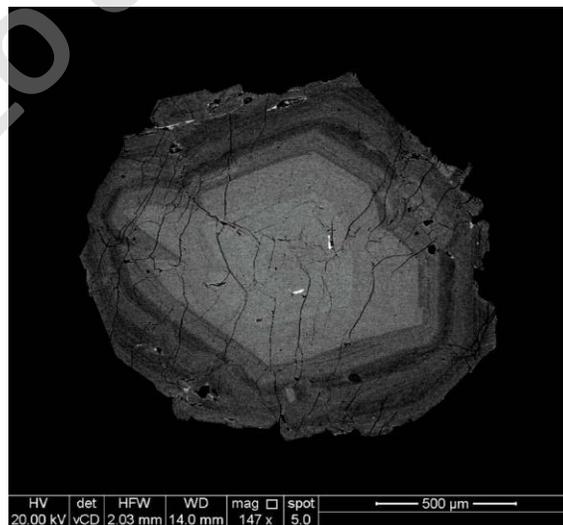


Figura 7: Electrones retrodispersados de un cristal de plagioclasa, la escala de grises representa variaciones de densidad: los más claros representan densidades más altas. (extraído de Morgado, 2019)

3.3. Termómetro y oxibarómetro de Ghiorso y Evans (2008)

La ilmenita, componente final de la hematita (Fe_2O_3) e ilmenita (FeTiO_3) y la titanomagnetita, componente final de la magnetita (Fe_3O_4) y ulvöspinel (Fe_2TiO_4). Son adecuados para el uso de termómetros y oxibarómetros de Fe-Ti, cuando los granos se encuentran en contacto entre sí.

Este método para calcular las variables intensivas se basa en las composiciones medidas en los granos de ilmenita – titanomagnetita. El equilibrio entre los cristales ocurre mediante los procesos cinéticos de difusión donde los cambios de composición ocurren en los límites de los cristales en contacto, representando así las condiciones intensivas inmediatamente antes de la erupción entregando valores de temperatura como de $f\text{O}_2$

3.4. Termobarómetro de dos piroxenos de Putirka (2008)

El termobarómetro de dos piroxenos de Putirka (2008) trabaja con la proporción de Fe/Mg entre los cristales de clinopiroxeno y ortopiroxeno en contacto indicando así las condiciones de temperatura y presión. Para la utilización de este termobarómetro, se necesita un filtro de equilibrio termodinámico utilizando el intercambio de Fe-Mg. que permite suponer que la química de ambos minerales refleja las condiciones del momento de formación de ambos, por lo que se encontraban en equilibrio al momento de su formación (Müller et al., 2013)

3.5. Termobarómetro de Wang et al. (2021)

Este método comprende la relación entre las propiedades químicas de los cristales de clinopiroxeno y las condiciones de presión y temperatura a las que cristalizaron. Comúnmente se utilizan elementos como Mg, Fe, Al y Ca en la composición química del clinopiroxeno como indicadores. Este método se desarrolla mediante un proceso de calibración en el cual se determinan las composiciones químicas de los clinopiroxenos formados experimentalmente y se relacionan con las condiciones de temperatura y presión previamente conocidas del experimento. Obteniendo la ecuación que permite utilizar ese termobarómetro de clinopiroxeno

CAPÍTULO 4: MARCO GEOLÓGICO

4.1. Generalidades

La ZVS es el resultado de la subducción de la Placa de Nazca oceánica bajo la Placa Sudamericana, la ZVS llega a ser considerada como el segmento volcánico más activo de los Andes, presentando 51 estratovolcanes y numerosos centros eruptivos menores (Stern, 2004). La zona volcánica sur se extiende entre los 33 – 46°S, en las que se caracteriza por variar el ángulo de subducción de norte a sur de 20° a mayor de 25° (Jarrard 1986; Dewet y Lamb 1992) y caracterizada de norte a sur con una variación en el engrosamiento cortical de 55 – 60 km a <35 km al sur de los 37°S (López-Escobar et al., 1995b; Robertson et al., 2003; Stern, 2004). Adicionalmente, esta zona se encuentra estrechamente relacionada con la ZFLO, esta abarca una longitud de ~ 1.200 km con una cinética dextral transpresional (Lara et al., 2006). La ZFLO es de gran interés debido a que se observa una relación en distintos lineamientos volcánicos con la orientación de este sistema de fallas y el estilo eruptivo como se han observado en los estudios realizados por López – Escobar et al. (1995b); Cembrano et al. (1996).

4.2. Relación tectónica y volcanismo

En la ZVS existe una compleja interacción entre los procesos tectónicos y magmáticos, que se evidencia tanto en la arquitectura como en las firmas geoquímicas de los sistemas volcánicos (Cembrano y Lara, 2009). El volcanismo de esta zona está condicionado por factores de primer y segundo orden. Según los estudios de Cembrano y Lara (2009), los de primer orden son los factores controlados por el espesor cortical y la presencia del ZFLO, mientras que el factor de secundarios corresponde principalmente a la naturaleza local del basamento del arco volcánico. Además, en la ZVS se han identificado al menos 2 asociaciones volcano – tectónicas que se llegan a relacionar con la distribución espacial del volcanismo, tomando en consideración el rumbo del arco volcánico y las fallas del basamento tanto de primer y segundo orden. Estas asociaciones son conocidas como la asociación cinemática acoplada y la asociación cinemática desacoplada (Cembrano y Lara, 2009).

Según Cembrano y Lara (2009), las asociaciones cinemáticas acopladas (Figura 8) son aquellas que presentan una relación directa con el régimen tectónico transpresivo dextral actual del arco volcánico, presentando tendencias NE en las alineaciones de estrato volcanes

y/o conos monogenéticos. Por otro lado, las asociaciones cinéticas desacopladas son aquellas que no presentan una relación directa con el régimen tectónico actual, presentando estratovolcanes construidos en estructuras antiguas como fallas inversas y conos monogenéticos que se encuentran emplazados sobre la ZFLO.

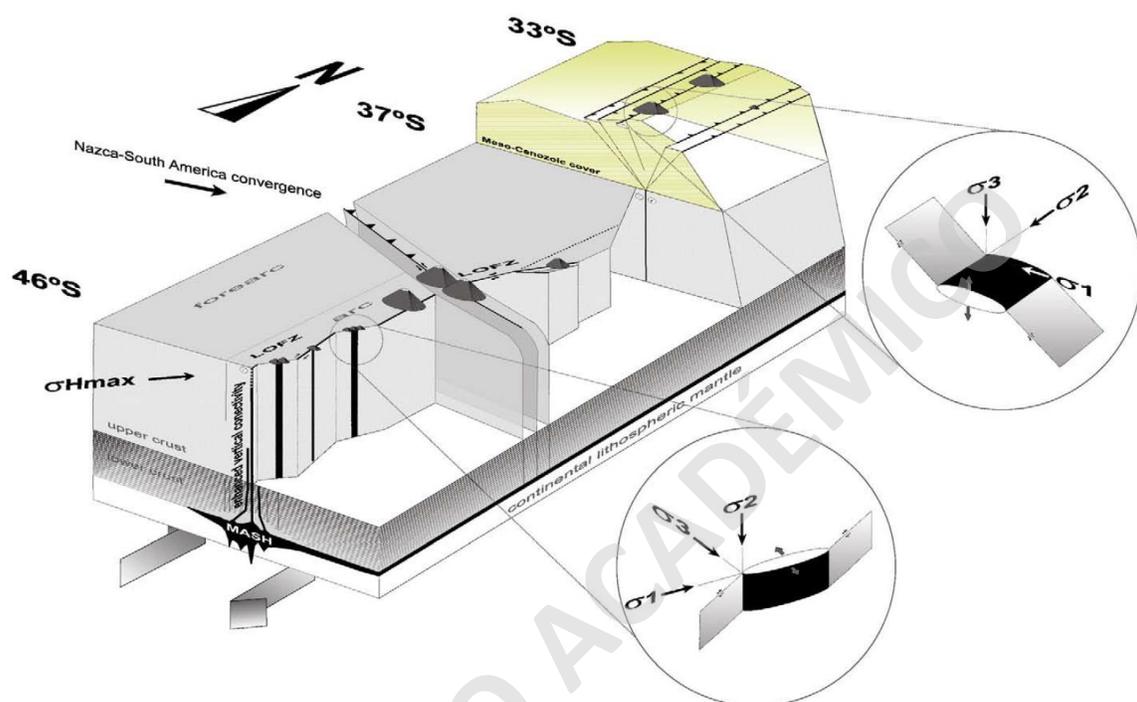


Figura 8: Esquema que resume los factores de primer y segundo orden que controlan las asociaciones volcánico – tectónicas de la ZVS (Extraído de Cembrano y Lara, 2009).

4.3. Geología Regional

A nivel regional, el CVMCH se encuentra emplazado en la ZVSC sobre un basamento compuesto por rocas metamórficas, intrusivos y volcanosedimentarias. El material que rellena los valles y las quebradas es de origen glacial, fluvial, aluvial, deltaicos, lacustre, así como de productos del CVMCH. Estas unidades son:

4.3.1. Unidades Estratificadas y Metamórficas

Complejo Metamórfico Trafún (Devónico – Carbonífero) – (Campos et al., 1998): Este complejo metamórfico aflora fuera del área de estudio. Está compuesta por meta-areniscas, cuarcitas, pizarras y filitas verdes reconocidas por Illies (1970). Este complejo metamórfico es incluido por Aguirre et al. (1972) a la serie oriental del Basamento Metamórfico de la costa de Chile Central – Sur.

Complejo Metamórfico Liquiñe (*¿Paleozoico? – Triásico*) – (Hervé, 1977; emend. Lara y moreno, 2004): Este complejo metamórfico aflora al Este de la ZFLO, está compuesto por gneises y esquistos, presenta deformación dúctil en su límite occidental. Adicionalmente, la edad del protolito aún no ha sido establecida de manera clara (Lara y Moreno, 2004).

Formación Panguipulli (*Triásico Superior*) – (Rodríguez et al., 1999; emend. Aguirre y Levi, 1964): La sucesión estratificada es reconocida principalmente en las riberas de los lagos Calafquén, Panguipulli y en el extremo suroriental del lago Riñihue. Esta sucesión presenta una secuencia rítmica de areniscas, lutitas, cuarcitas y conglomerados cuarcíferos. Se encuentra fuertemente plegada localmente (Moreno y Lara, 2007). Adicionalmente, la flora fósil presente a esta unidad correspondería al Cárnico superior – Nórico (Herbst et al., 2005).

Estratos de Lago Ranco (*Oligoceno – Mioceno*) – (Campos et al., 1998): La sucesión volcanosedimentaria aflora en los sectores occidentales del CVMCH (Figura 9), esta sucesión está compuesta por conglomerados, brechas volcánicas, tobas, lavas andesíticas porfídicas y rocas sedimentarias marinas. Esta sucesión se presenta plegada (moreno y Lara, 2007). Según los estudios de García et al., (1988) y Campos et al. (1998) a través de dataciones de K-Ar en roca total y K-Ar en plagioclasa determinaron que las edades variaban, entre 13 Ma y 20 Ma para los estratos volcánicos y por fauna fósil en rocas marinas a edades miocenas (Campos et al., 1998).

Depósitos Sedimentarios (*Cuaternario*): En las cercanías del CVMCH se encuentran depósitos de origen lacustre, deltaicos, glaciario, coluvial, aluvial, fluvial y lahárico conforman el relleno sedimentario del área de estudio, siendo descritos en la Carta Geológica del Complejo Volcánico Mocho – Choshuenco de Moreno y Lara (2007). Los principales depósitos sedimentarios son.

Depósitos Glaciales, Glaciofluviales y deltaicos compuestos por bancos de gravas y arenas, moderadamente consolidadas, que forman morrenas y abanicos fluvioglaciares. Adicionalmente, se presentan depósitos fluviales antiguos compuesta por bancos de grava y arenas con intercalación de limos y arcillas. Además, están los depósitos glaciales recientes y depósitos de remoción en masa y coluviales con mala selección y morfologías de conos. Por último, se tienen depósitos deltaicos y de playas lacustres actuales y los depósitos fluviales actuales asociados a los ríos cercanos al CVMCH.

4.3.2. Rocas Plutónicas

Batolito Futrono – Riñihue (*Carbonífero Superior – Pérmico Inferior*) – (Campos et al., 1998): Unidad compuesta por granitos, granodioritas y tonalitas de biotita y hornblenda, se extiende regionalmente por los lagos Calafquén y Ranco, esta unidad aflora al oeste del río Enco y sector occidental del CVMCH (Moreno y Lara, 2007). Edades obtenidas a través de K-Ar y $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ dan $\sim 282\text{-}307$ Ma las cuales fueron reportadas por Munizaga et al. (1988), Beck et al. (1991), Campos et al. (1998) y Rodríguez et al. (1999). Además, A través de edades de U-Pb se define un intervalo concordante entre $\sim 282\text{-}304$ Ma (Campos et al., 1998).

Cuerpos Plutónicos (Mesozoico): Estas unidades plutónicas se encuentran entre los lagos Panguipulli, Riñihue y Pirehueico, además de presentarse cubiertos por productos volcánicos del CVMCH (Peña et al., 2021). Estos cuerpos se asocian principalmente al Plutón Panguipulli y Plutón Choshuenco.

Cuerpos Plutónicos (Cenozoico): Estos cuerpos intrusivos se encuentran tanto con una orientación NNE y limitadas por la traza principal de la ZFLO y al norte del CVMCH (Peña et al., 2021). Las cuales se asocian principalmente a los Granitoides Miocenos y Pórfidos Miocenos.

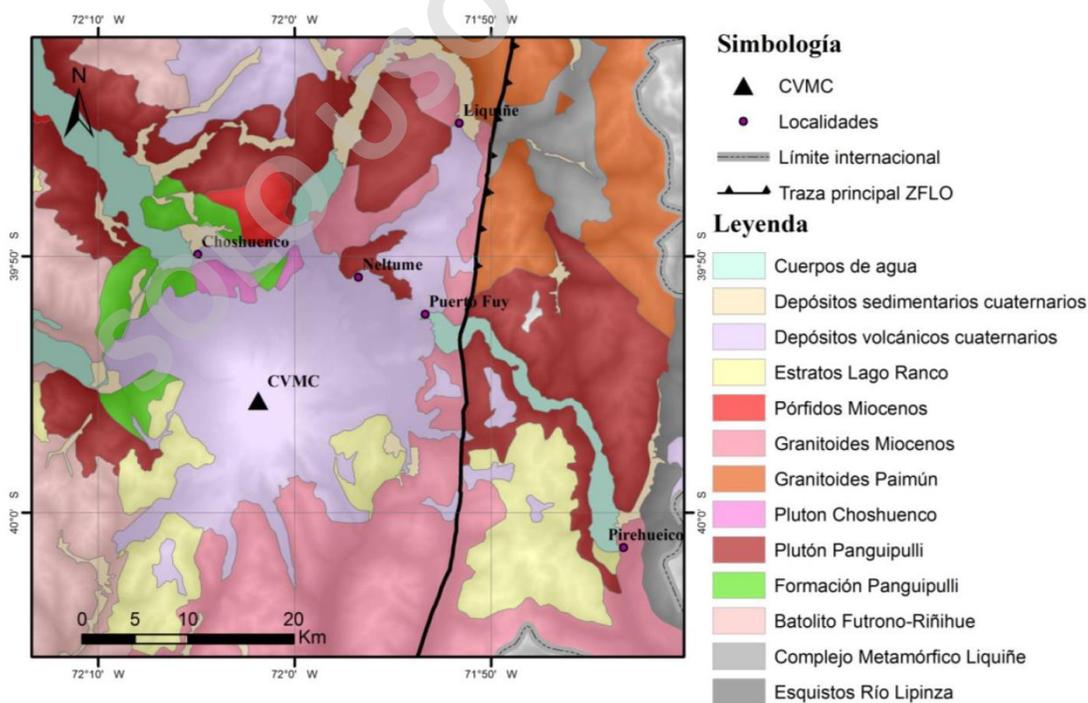


Figura 9: Mapa Geológico de la zona de estudio, asociado al CVMCH. (Extraído Peña, 2019)

4.4. Geología Local

La geología del área de estudio ha sido descrita por los trabajos de Aguirre y Levi (1964), Echegaray et al. (1994), Moreno y Lara (2007) y Rawson et al. (2015). El CVMCH se encuentra caracterizados por:

Unidad Mocho 1 (Pleistoceno Medio): Constituye la secuencia más antigua del edificio volcánico, está constituida principalmente por sucesión de lavas, conglomerados volcánicos y tobas, con suave manto radial hacia el SO y SE (Moreno y Lara, 2007). Está compuesta principalmente por lavas andesítico-basálticas de olivino y piroxeno (52 – 59 % SiO₂). Presenta una intensa erosión glacial (Moreno y Lara, 2007). En coladas de la unidad Mocho 1 se obtuvieron edades de ⁴⁰Ar/³⁹Ar en masa fundamental de 350 ± 20 ka, que correspondería a la edad más antigua (Moreno y Lara, 2007). Estas lavas están expuestas en los escarpes del flanco sur, los cuales definen la pared de la caldera (Moreno y Lara, 2007)

Unidad Mocho 2 (Pleistoceno Medio – Superior): Compuesta por sucesión de lavas con intercalaciones volcanoclástica por tobas y brechas, está constituida por andesitas basálticas a dacitas de olivino y piroxeno (52-68% SiO₂). (Moreno y Lara, 2007). La edad máxima de esta unidad es desconocida, se anda realizando dataciones en lavas andesíticas cercanas al techo de la secuencia sobre el flanco oriental utilizando métodos de ⁴⁰Ar/³⁹Ar en masa fundamental obteniendo edades de 130 ± 30 ka

Unidad Choshuenco 1 (Pleistoceno Medio): Esta unidad forma parte de la secuencia precaldera del complejo y presenta una intensa erosión glacial en su cima (Moreno y Lara, 2007). Es un conjunto de lavas de composición andesítica-basáltica andesítica (52 – 59 % SiO₂) (Moreno y Lara, 2007), andesítica a dacítica de olivino y piroxeno (62 – 68 %SiO₂) (Moreno y Lara, 2007), esta unidad está asociada a la secuencia precaldera, su edad se asocia a ~ 200 ka a través de dataciones de ⁴⁰Ar/³⁹Ar en masa fundamental (Moreno & Lara, 2007).

Unidad Mocho 3 (Pleistoceno Superior): Conjunto de lavas compuestas por andesitas y dacitas de piroxeno (56 – 66 % SiO₂) (Moreno y Lara, 2007), localmente presenta textura de mezcla además que las lavas más extensas alcanzan una longitud de 8 km (Moreno y Lara, 2007). Esta unidad forma la sucesión estratificada terminal de la secuencia precaldera del CVMCH. (Moreno y Lara, 2007) y evidencia una intensa erosión glacial de superficie. La edad máxima es desconocida, aunque la edad mínima de las unidades precedentes se puede considerar como enteramente intraglacial. (Moreno y Lara, 2007), donde unas dacitas de piroxeno del flanco oriental fueron datadas en 60 ± 20 ka a través del método $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ en masa fundamental. Posterior a esta unidad, habría ocurrido el colapso del edificio y se habría generado la caldera. Esta etapa habría ocurrido aun durante la última glaciación ($> \sim 14$ ka) (Moreno y Lara, 2007)

Unidad Choshuenco 2 (Pleistoceno Superior): Conjunto de lavas andesíticas y dacítica (59 – 66 %SiO₂) (Moreno y Lara, 2007), emitidas desde 2 centros eruptivos laterales, con una potencia de 20 – 30 m y formas lobuladas (Moreno & Lara, 2007). Su edad se asocia a ~ 80 – 20 ka a través de dataciones de $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ en masa fundamental (Moreno & Lara, 2007). Esta unidad puede considerarse, en parte equivalente al techo de la Unidad Mocho 3, con similar posición estratigráfica

Unidad Mocho 4 (Holoceno): Esta unidad forma parte de la secuencia de coladas poscaldera (Moreno y Lara, 2007). Corresponde a un conjunto de lavas compuestas de composición andesítico – basálticas (52 – 55 %SiO₂) (Moreno y Lara, 2007). Esta unidad representa la primera etapa de construcción del cono moderno y no presenta rasgos de erosión glacial. Adicionalmente a esta unidad se le asocian sucesiones piroclásticas como se observan en la Tabla 1.

Unidad Mocho 5 (Holoceno tardío e Histórico): Corresponde con un conjunto de lavas que representan las emisiones más recientes del CVMCH, presentan composiciones andesíticas a dacítica (57- 64 % SiO₂) (Moreno y Lara, 2007). Adicionalmente, comprende depósitos

lahárico no consolidados, con abundantes fragmentos tamaño grava (Moreno y Lara, 2007). Ellos constituyen el extenso relleno de superficie plana en el sector de Enco y se les reconoce también en el valle del estero Punahue. Posiblemente, gran parte de los depósitos lahárico de los sectores de Enco y estero Punahue se habrían originado durante la erupción de 1864.

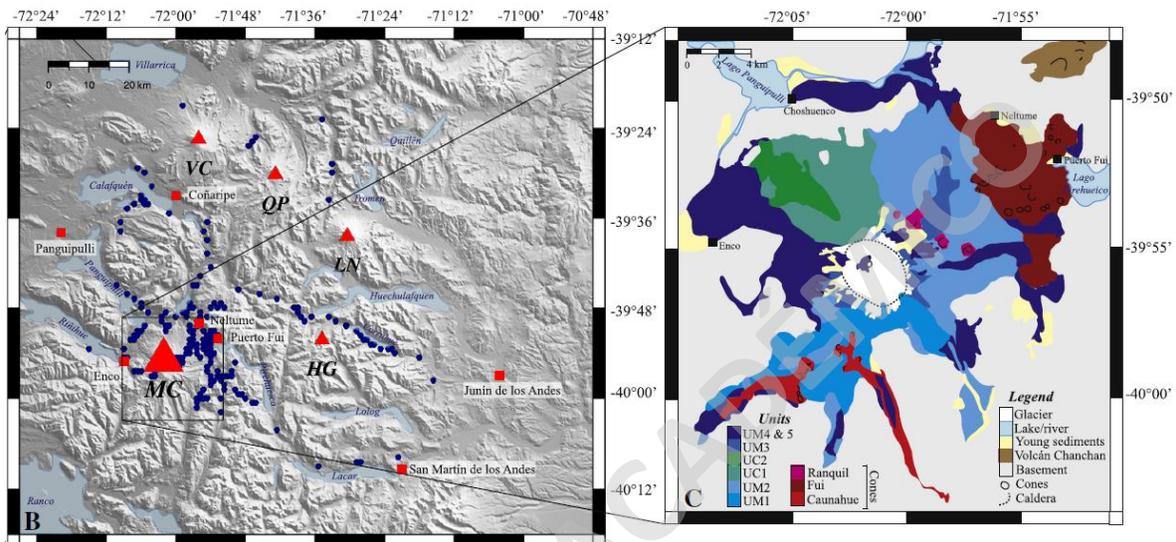


Figura 10: B. La región alrededor de Mocho-Choshuenco (MC). Las localidades donde se encuentran depósitos de MC están marcadas con un círculo azul oscuro, otros volcanes están marcados con triángulos rojos; C. Mapa geológico simplificado adaptado de Moreno y Lara (2007); unidades etiquetadas en tabla 1. (Extraído de Rawson et al., 2015).

Tabla 1: Resumen estratigráfico y propuesta de nomenclatura de los productos asociados al Complejo Volcánico Mocho-Choshuenco, (Modificado de Rawson et al., 2015)

Unidad	Subunidad
Mocho 4	Enco
	Grupo fui
	Huilo
	Pirehueico
	Neltume

Evento Neltume (Ca. 10,7 ka)

Corresponde a depósitos de caída de pómez de composición dacítica (ca. 63%SiO₂) (Moreno y Lara, 2007). Inicialmente descrita por Echegaray et al., (1994). Su distribución presenta una orientación NNE del CVMCH (Figura 11A). Este depósito alcanza un espesor de hasta 8 m, con bombas de hasta 19 cm de diámetro con una distancia de 12 km de la cumbre, cerca del lago Neltume. Hacia el Este de la pampa Pilmaiquén, el depósito consiste en al menos 3 unidades internas, con un espesor total de 1.8 m. La unidad inferior tiene un espesor de 75 cm y muestra gradación inversa en la base y normal hacia el techo, compuesta por pómez de hasta 5 cm y escasos fragmentos líticos. La unidad intermedia presenta al menos 70 cm de espesor, que comienza con fragmentos pumíceos y pocos fragmentos líticos con gradación normal con la presencia de bombas de hasta 25 cm de diámetro. La unidad superior de esta presenta leve laminación paralela compuesta por pómez con escasos fragmentos líticos con una matriz de ceniza, los cuales en conjunto a este producto volcánico se le asocia a un depósito de corriente de densidad piroclástica probablemente asociada a una explosión dirigida o al colapso de una columna eruptiva (Moreno y Lara, 2007). Adicionalmente, este evento se le asocia una erupción tipo Pliniana y con un volumen de erupción de ~ 2.9 km³ (Pérez, 2005).

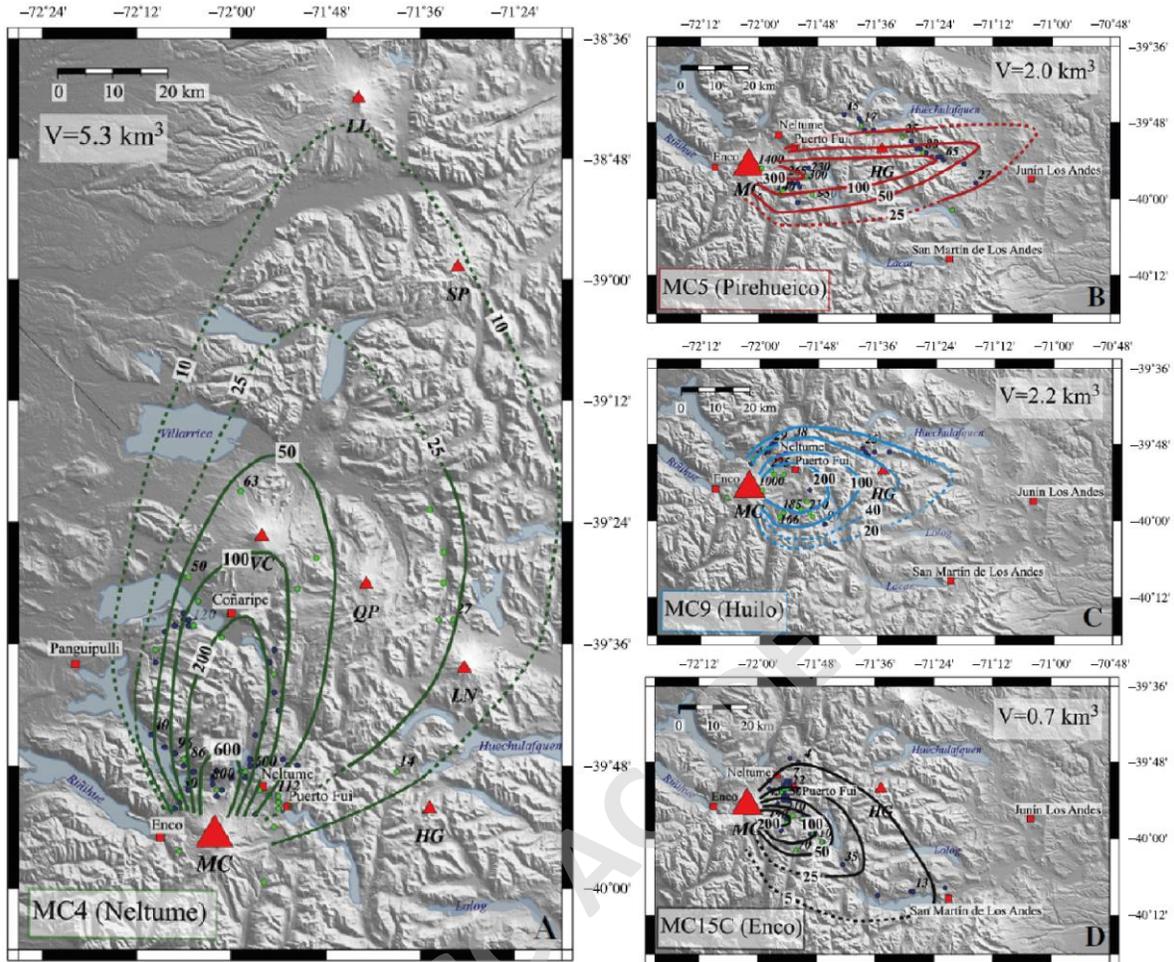


Figura 11: Mapas de isopacas (cm) de los 4 depósitos de caída más grandes del CVMCH. Se utilizan líneas discontinuas en lugar de líneas sólidas cuando hay una mayor incertidumbre debido a la falta de datos. Las localidades donde se encuentran los depósitos se marcan con círculos; los sitios seleccionados tienen su espesor correspondiente (cm) anotado. Modificado de Rawson et al., (2015).

Evento Pirehueico (ca 8.2 ka)

Este producto volcánico está compuesto por depósitos de caída de composición andesítica intermedia (ca 57.5 % SiO₂) y escasos líticos. Este evento volcánico está asociado a un flujo piroclástico producto de una erupción tipo sub-Pliniana. Su distribución es E y NE del CVMCH (Figura 11B) y con un volumen de 1 km³ (Pérez, 2005)

Evento Huilo

Este producto volcánico está compuesto por depósitos de caída con una franja delgada con escoria (Rawson et al., 2015). Este producto volcánico está asociado a un flujo piroclástico, producto de un evento volcánico asociado a una erupción tipo Pliniana (Moreno y Lara, 2007). Su dispersión es hacia el E del CVMCH (Figura 11C).

Ignimbrita Enco (ca 1.7 ka)

Corresponde a una corriente de densidad piroclástica y depósitos de caída asociados a un evento Sub-Pliniano (Rawson et al., 2015). La Ignimbrita Enco se compone principalmente por rocas piroclásticas como bombas, escorias, flujos y corrientes de densidad piroclástica, en donde la mineralogía principal corresponde a fenocristales de Olivino, Piroxeno, Plagioclasa, Espinela, Titanomagnetita e ilmenita. (Rawson et al., 2015). Esta ignimbrita llega a presentar una dispersión Radial, SE (Figura 11D).

4.5. Centros eruptivos menores CVMCH

Los centros eruptivos menores se encuentran organizados en 2 grupos según su distribución geográfica. Al NE se encuentran los centros eruptivos Grupo Fui, Ranquil y Chancán y al SE los conos Caunahue (Figura 3A)

4.5.1. Grupo Fui

En el sector NE del CVMCH está compuesta por conos piroclásticos monogenéticos y lavas, que se relacionan con el periodo Holoceno (Moreno y Lara, 2007). Estos son conos piroclásticos de escoria y tienen un rango de diámetro que va desde 0,25 hasta 2,5 km, y una altura promedio de 424 m sobre su base (Gardeweg, 2010).

4.5.2. Grupo Ranquil

En el sector nororiente del CVMCH, se encuentran una serie de conos piroclásticos que se formaron después del período glacial (Moreno y Lara, 2007). Estos conos se distribuyen en una orientación NO-SE a lo largo de los flancos. La variada erosión de estas estructuras volcánicas sugiere la ocurrencia de diferentes episodios eruptivos durante el Holoceno. Cabe destacar que estas unidades volcánicas están cubiertas por capas de la Ignimbrita Enco. (Moreno y Lara, 2007).

4.5.3. Grupo Alto Caunahue

Compuestos por conos piroclásticos postglaciales, localizados sobre el flanco suroccidental del volcán Mocho. Presenta alturas de 250 m, con bases de hasta 750 m de diámetro y cráteres mayores que van de 300 a 400 m de diámetro. (Moreno y Lara, 2007).

4.5.4. Volcanes Chancán

Compuestos por un conjunto de conos y centros de emisión con escasas lavas asociadas, ubicados a 4 km al NE de Neltume (Figura 3A), presenta una orientación N55°E. Presenta 500 m de altura máxima y bases de menos de 2 km de diámetro, cuyos centros de emisión no son claramente identificables (Moreno y Lara, 2007).

4.6. Actividad volcánica Mocho – Choshuenco

La actividad eruptiva del CVMCH en el último tiempo ha sido continua (Moreno y Lara, 2007). Este complejo volcánico se caracteriza por la presencia de unidades constituidas por sucesiones de lavas y depósitos piroclásticos, los cuales han generado depósitos de caída, flujos y corrientes de densidad piroclásticas, generados por diferentes eventos volcánicos, donde se han exhibido diversas magnitudes que han variado tanto de manera efusiva hasta altamente explosiva alcanzando erupciones tipo Pliniana.

Durante el Holoceno, inició una etapa de intenso volcanismo explosivo en la zona, evidencia de esto, es la presencia de distintos productos volcánicos, como los productos asociados a los eventos Neltume, Pirehueico y Huilo con la generación de erupciones del tipo Pliniana con

un alcance regional. Además, se identifica en conjunto a lavas asociadas a la Unidad Mocho 4. Asimismo, se registraron erupciones en los flancos del complejo volcánico, las cuales dieron lugar a la formación de centros eruptivos como Alto Caunahue, Ranquil y Grupo Fui con composiciones que varían desde andesítica hasta dacítica (Moreno y Lara, 2007). Por último, la construcción del cono actual (Mocho 5) contemporáneamente con lavas andesítica – dacítica, emitida desde los flancos como en el centro mismo.

Según estudios realizados por Rawson et al. (2015). Los cuales se basan en datos tefroestratigráfico (Tabla 1) ha determinado que el CVMCH experimenta, en promedio un evento explosivo cada 220 años. Adicionalmente, la actividad volcánica del CVMCH se atribuye principalmente al cono Mocho (Moreno y Lara, 2007), los cuales abarcan desde el año 1759 hasta la actualidad con 5 erupciones históricas documentadas por Moreno y Lara (2007). Este reporte llega a indicar erupciones en los años 1759 y 1777. Además de erupciones en 1822 y 1863 con erupciones tipo estromboliano y por último estaría el evento volcánico precursora a la erupción explosiva de 1864. Este último sería un evento aparentemente de tipo Sub-Pliniana (Moreno y Lara, 2007) a través de antecedente recopilados los cuales mencionaban que “por las quebradas del volcán corrían arroyos de fuego” (Moreno y Lara, 2007).

4.7. Tectónica de la zona

La ZVS es el resultado de la subducción de la placa de nazca bajo la placa Sudamericana (Figura 12), donde el ángulo de subducción y la convergencia ligeramente oblicua con el que subducta, implica en la generación de estructuras (López-Escobar et al., 1995; Cembrano y Lara, 2009; Peña et al., 2021). Adicionalmente, existe un interés del ZFLO, debido a la presencia de lineamientos volcánicos entre distintos centros eruptivos, así como también con los diferentes estilos eruptivos (López-Escobar et al., 1995; Cembrano et al., 1996). Este sistema de falla domina la región entre los 38° a 46°S (Cembrano et al., 1996; Folguera, 2002; Rosenau, 2006; Peña et al., 2021). Según estudios de Rosenau et al., (2006), la tasa de cizalle del ZFLO aumenta de norte a sur, variando desde los 13 a 32 mm/año.

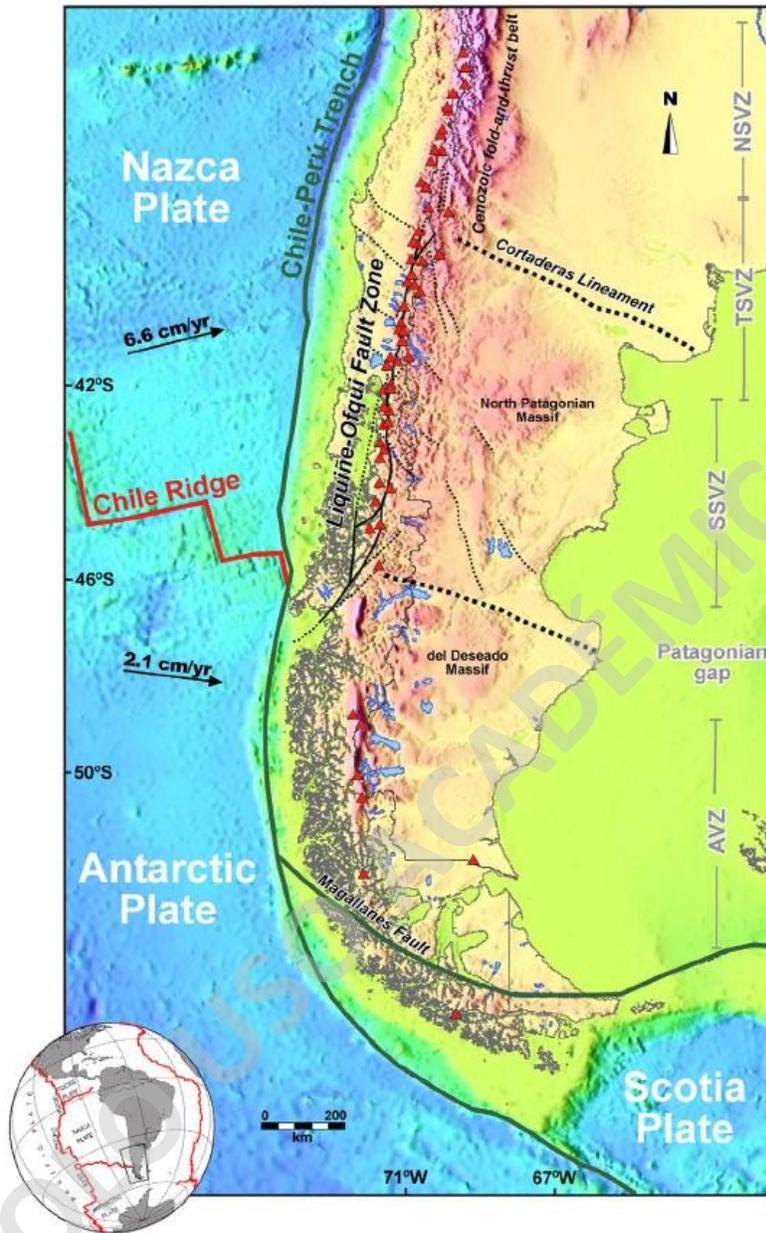


Figura 12: Configuración tectónica de los Andes chilenos entre 33°S y 47°S. Se muestra la triple unión de Chile y el sistema de fallas Liqueñe Ofqui. También se muestran algunos de los lineamientos más importantes de dirección WNW, oblicuos al arco volcánico. (Extraído de Cembrano y Lara, 2009)

Según estudios de Peña et al. (2021). El CVMCH se encuentra cercano al ZFLO, paralelo al margen y con Fallas Transversales Andinas (FTA) de rumbo NO (Figura 13a). Adicionalmente, se observa la Falla Pirehueico – Reigolil con una orientación NNE. Adicionalmente, otros autores han reconocido las fallas Los Baños, Enco y Neltume (Figura 13a). La falla Los Baños, corresponde a una falla de desplazamiento sinistral de orientación NO ubicada en la orilla norte del Lago Pirehueico (Peña et al., 2021).

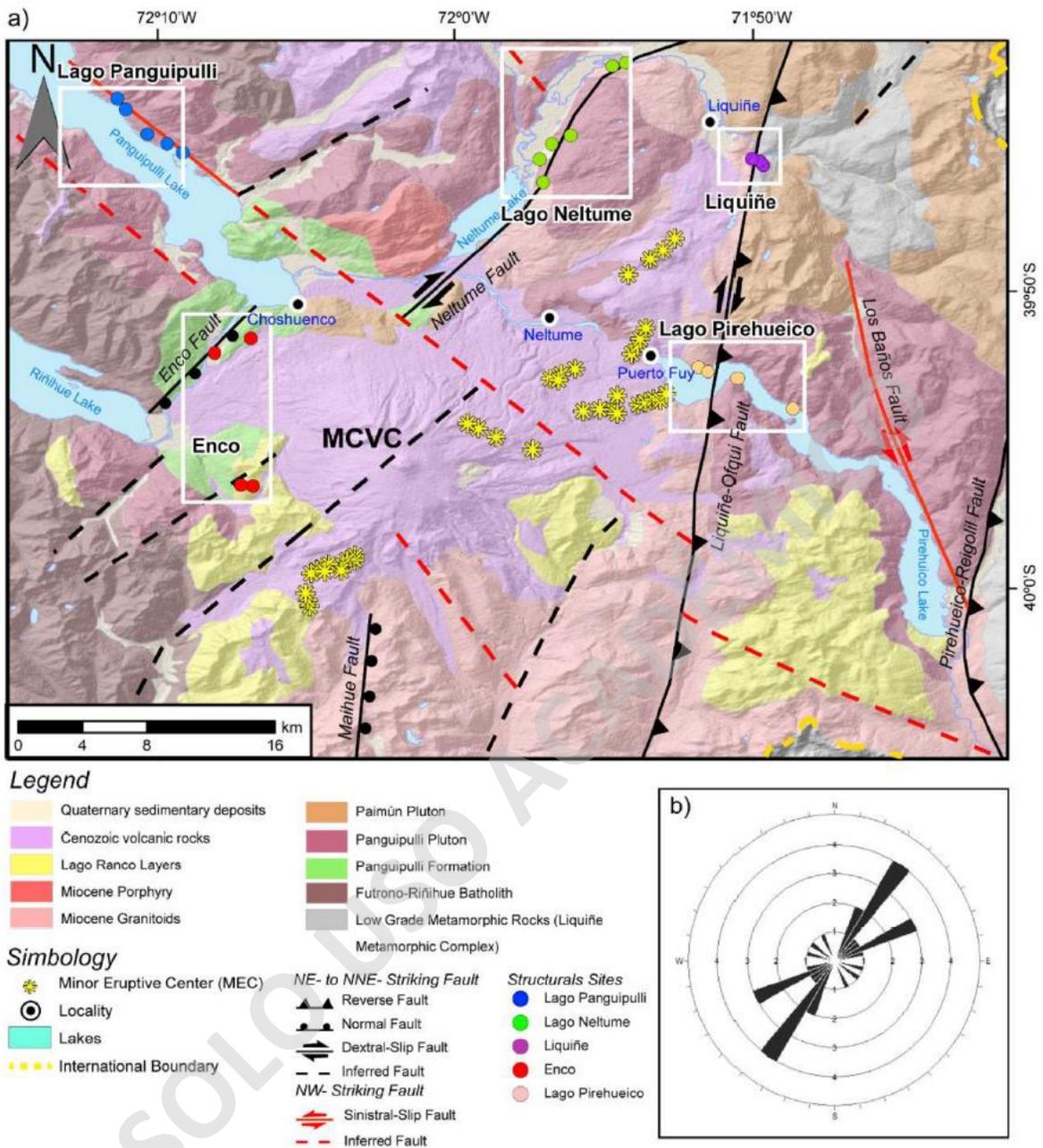


Figura 13: (a) Mapa geológico-estructural del área de estudio. (b) El diagrama de rosas corresponde a la dirección de los diques (Extraído de Peña et al., 2021)

La falla Enco, se caracteriza por ser una falla normal, de orientación NE, conectada por el río Enco, estableciendo una conexión del drenaje de los lagos Panguipulli y Riñihue (Rodríguez et al., 1999; Peña et al., 2021). Por otro lado, la falla Neltume, esta falla se caracteriza por corresponder a una falla de desplazamiento dextral de orientación NE (Rosenau, 2004; Peña et al., 2021). (Figura 13a).

CAPÍTULO 5: RESULTADOS

En el presente capítulo, se describen las principales características petrográficas, química de roca total y termodinámica de los productos volcánicos asociados al evento Neltume en el CVMCH. Los productos volcánicos presentan una composición de 61,6 – 69 wt% SiO₂. Adicionalmente, como criterios generales, para la descripción microscópica se consideran fenocristales aquellos cristales que presenten un tamaño > 0,5 mm, microfenocristales entre 0,5 a 0,1 mm y microlitos < 0,1 mm.

5.1- Descripción y composición de los productos volcánicos

Los productos volcánicos del evento Neltume corresponde a un importante depósito de caída de pómez. Estos productos son caracterizados por su escasez de fragmentos líticos y cristales. Además, se distinguen por una abundante presencia de vesículas alargadas. En termino de color, estos productos volcánicos exhiben tonalidades que varían entre el amarillo anaranjado, el marrón y gris claro (Figura 14).

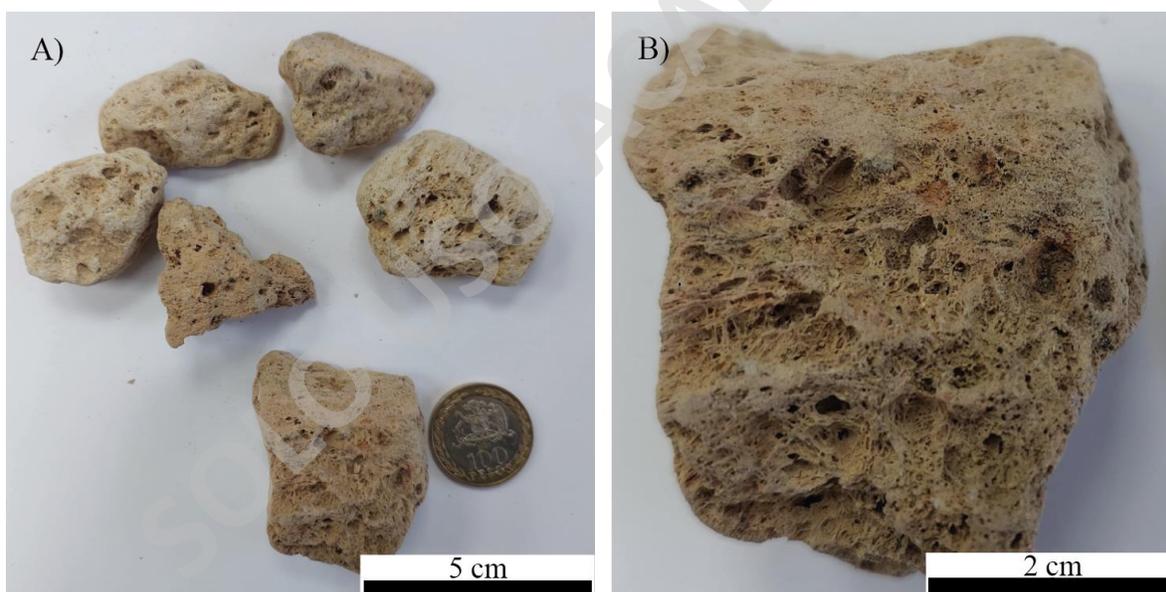


Figura 14: Fotografía de las muestras del punto MC-518 (Figura 3); A) y B) Pómez de color amarillo anaranjado, pobre en cristales con vesículas alargadas.

A nivel microscópico, en todas las muestras se evidencian texturas de cristales aislados y cúmulos cristalinos, siendo este último predominante en todas las muestras estudiadas. Las fases minerales presentes comprenden plagioclasa, ortopiroxeno, óxidos Fe-Ti (ilmenita – titanomagnetita), clinopiroxeno y apatito (Figura 15). Estas fases se observan principalmente en cúmulos cristalinos. Adicionalmente, en menor medida se han observado inclusiones de

sulfuros (pirita) en minerales de plagioclasas y óxidos Fe-Ti (Figura 15D). La masa fundamental de las muestras estudiadas se encuentra pobre en cristales, caracterizándose por la presencia de pequeñas cantidades de microlitos, principalmente compuesto por plagioclasa.

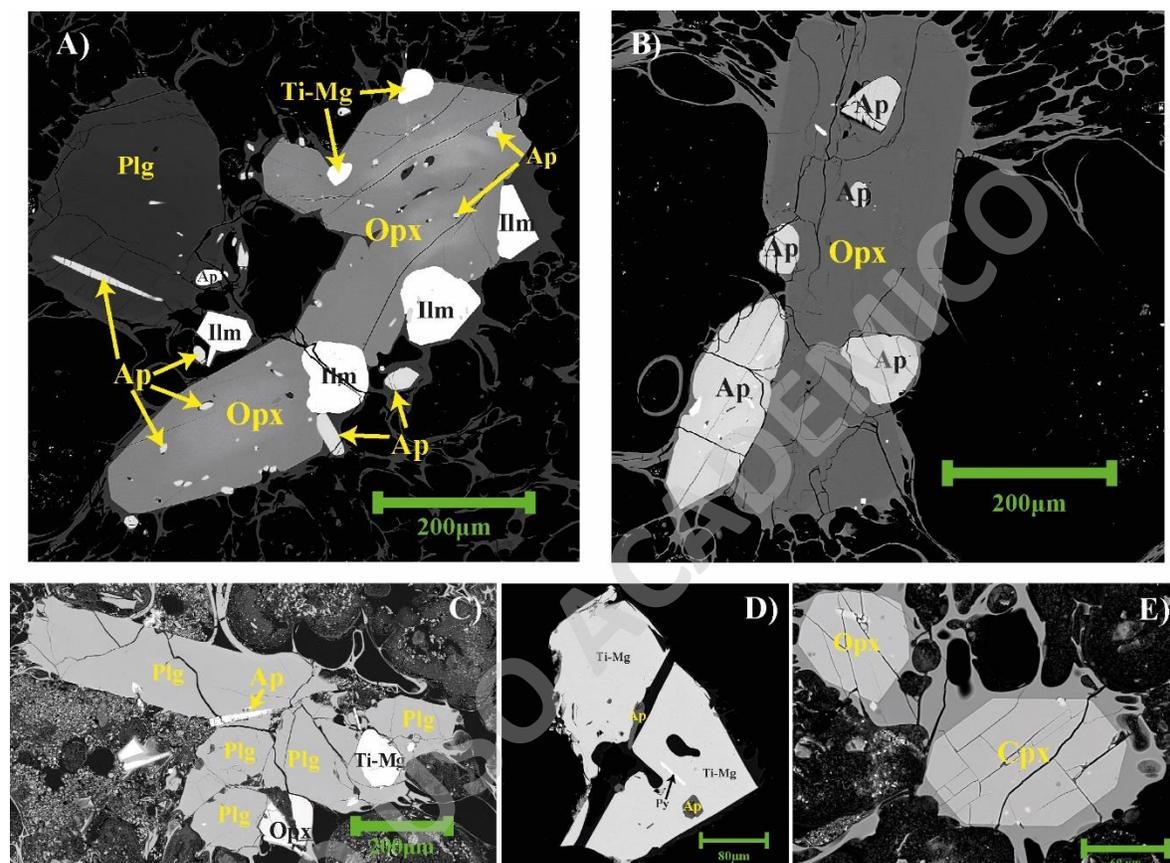


Figura 15: Imágenes de electrones retrodispersados de las muestras estudiadas; A) cumulo cristalino con cristales de ortopiroxeno (Opx) y plagioclasa (Plg) en contacto con óxidos de Fe-Ti (Ilm y Ti-Mg) y apatito (Ap) de la muestra MC-518; B) Cumulo cristalino de cristales de ortopiroxeno (Opx) en contactos con cristales de apatito (Ap), óxidos Fe-Ti de la muestra MC-518; C) Cúmulo cristalino con cristales de plagioclasa (Plg) junto a ortopiroxeno (Opx), titanomagnetita (Ti-Mg) y apatito (Ap) de las muestras MC-638; D) Titanomagnetita (Ti-Mg) con inclusión de pirita (Py) de bloque montado de la muestra MC-638; E) Cristales de clinopiroxeno (Cpx) y ortopiroxeno (Opx) de la muestra MC-518.

Los cortes transparentes fueron escaneados con el propósito de llevar a cabo un conteo modal utilizando el software JMicroVision 1.3.4. Las muestras analizadas fueron tomadas de los puntos MC-638 y MC-518 (Figura 3A) con el objetivo de cuantificar el porcentaje de cristalinidad, masa fundamental y vesículas (Tabla 2; Figura 16), Estas muestras presentan un rango de cristalinidad del 4,3 al 7,7 %, compuesta principalmente por fenocristales de plagioclasa que varían del 1,8 al 4,2 %. Además, se observan piroxenos en proporciones que

varían entre un 1 a 1,7 %. La masa fundamental representa el 61,2 al 70,4 %, mientras que las vesículas varían de 23,7 a 36 %, presentando formas alargadas características de los productos volcánicos asociados al evento de Neltume.

Tabla 2: Tabla resumen del contenido modal de las muestras de cada una de las fases presentes (Vesículas, Masa Fundamental, y Fenocristales) en las muestras MC-518 y MC-638.

Fases	MC-518	MC-638
Vesículas (vol. %)	36	23,7
Masa Fundamental (vol. %)	61,24	70,4
Plagioclasa (vol. %)	1,78	4,2
Piroxenos	0,98	1,7
Cristalinidad (%)	4,3	7,7

Se determinaron la proporción de fenocristales entre plagioclasas y piroxeno (Figura 16), de las cuales se determinaron una variación de 64 % de plagioclasas y 32 % de piroxenos para la muestra MC-518. Adicionalmente, para las muestras MC-638 se determinó 71 % de plagioclasa y 29 % de piroxenos

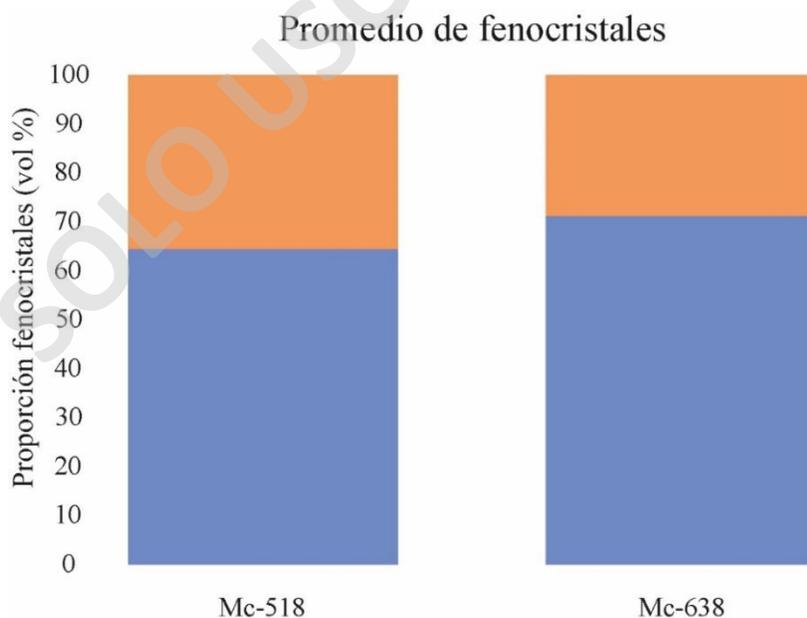


Figura 16: Promedio del contenido modal de fenocristales de las muestras MC-518 y MC-638 y normalizado sin vesículas ni masa fundamental.

Todas las muestras estudiadas exhiben una composición dacítica con afinidad toleítica (Figura 17B), presentando un rango de contenido de sílice en roca total de 66,1 a 69 % (Figura 17A).

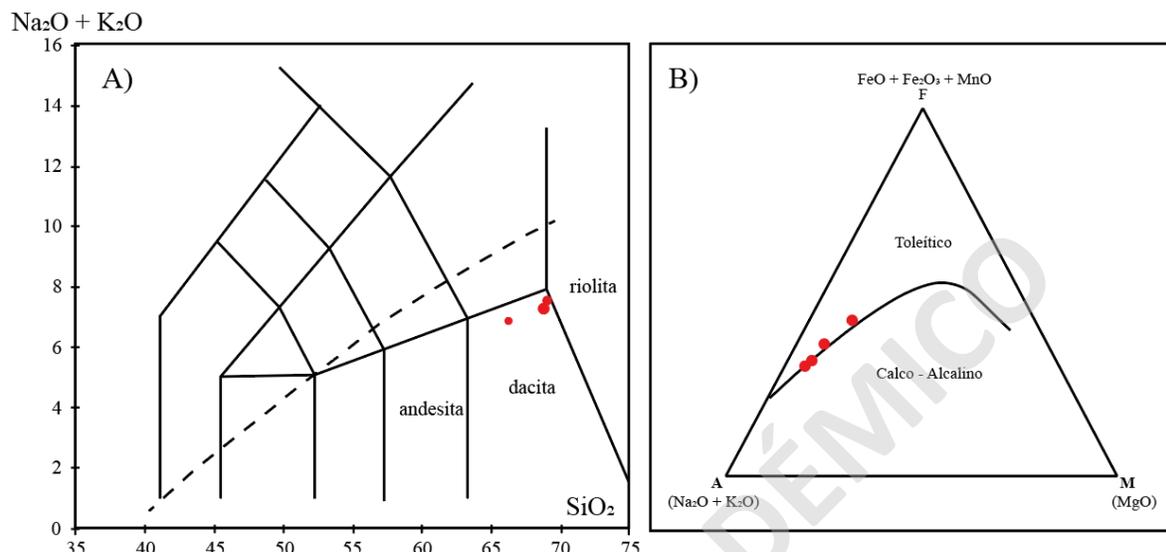


Figura 17: A) Gráfico de *Total alkali* vs sílice de los productos volcánicos. La línea punteada representa el límite entre rocas alcalinas y subalcalinas.

5.2. Mineralogía y petrografía de las muestras

Con base en los resultados de química semicuantitativa obtenidos mediante SEM para los minerales de plagioclasa, ortopiroxeno, clinopiroxeno, ilmenita y titanomagnetita, se procedió a analizar un total de 786 espectros en su conjunto.

Plagioclasa: Los cristales de plagioclasa tienen un tamaño que varía entre 0,1 y 1,5 mm, se presenta tanto como cristales aislados como en cúmulos cristalinos en contacto con ortopiroxeno, apatito, titanomagnetita, ilmenita y \pm pirita. En las muestras MC-638 y MC-518, se ha identificado solo andesinas con un contenido de An_{34-47} (Figura 18).

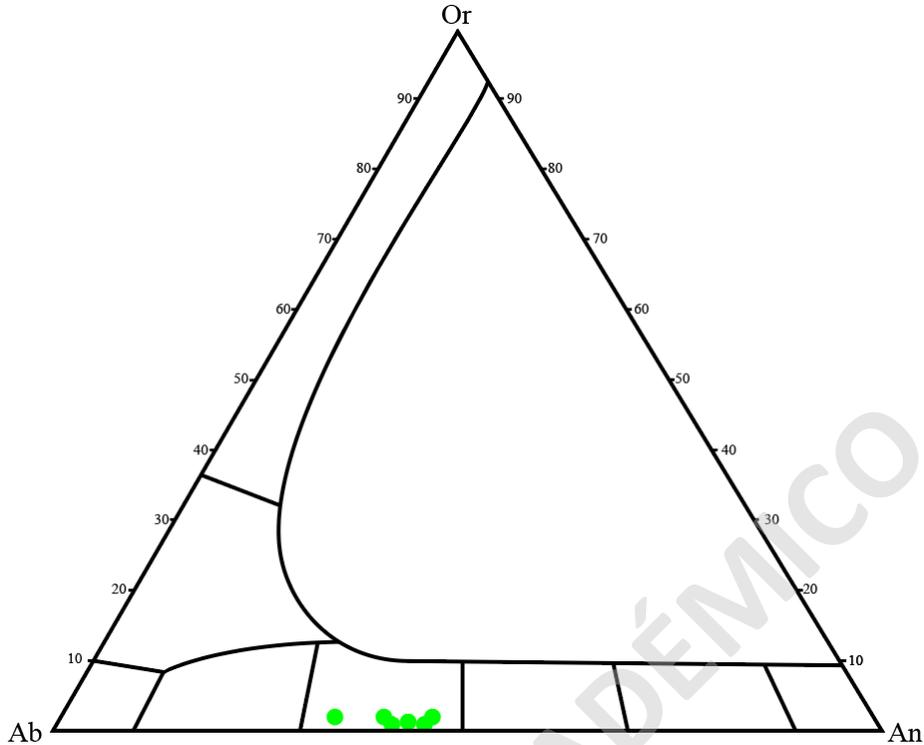


Figura 18: Composiciones de plagioclasas de las muestras estudiadas. Tanto núcleos como bordes de las plagioclasas se encuentran dentro del campo de las andesinas.

Las plagioclasas presentes en las muestras presentan patrones de zonación con núcleo y bordes diferentes (Figura 19A), Si bien, se encuentran en el mismo rango composicional (Figura 18;Figura 19) por lo que no se hizo una separación entre núcleo y borde. Se observa que las áreas cercanas a los bordes presentan menores cantidades de An, mientras que el contenido de An aumenta hacia los núcleos (Figura 19B).

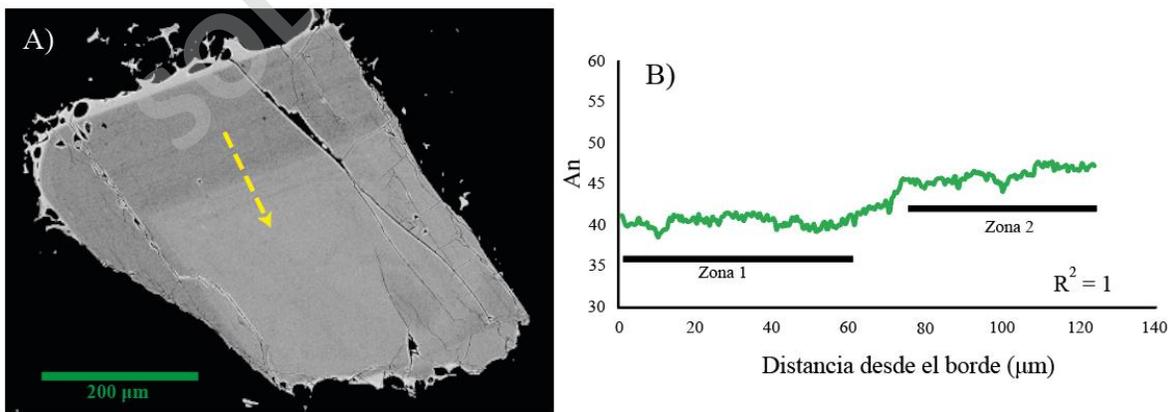


Figura 19: A) Imagen de electrones retrodispersados de un cristal de plagioclasa. Los colores más claros en la escala de grises están correlacionados con una mayor densidad. La flecha representa el perfil medido por el software ImageJ y su dirección; B) Composición del perfil de anortita basado en valores de escala de grises

calibrados con la composición semicuantitativa medida por SEM, donde se subdividen 2 Zonas; R^2 coeficiente de determinación entre la escala de grises y el contenido medido de anortita (An) en SEM. Las plagioclasas de la zona 1 tienen composiciones correspondientes (An₃₄₋₄₄) en el borde y la Zona 2 (An₄₅₋₄₇) en el núcleo. La An representa la composición de las plagioclasas, porque el K es bastante constante en todas las muestras estudiadas (Figura 18)

Piroxenos. Los cristales de piroxeno se encuentran tanto como cristales aislados y cúmulos cristalinos junto a plagioclasa, ilmenita, titanomagnetita y apatito. Estos cristales presentan tamaños que abarcan desde > 0,1 hasta 1 mm. Los cristales de piroxeno presentan un patrón de zonación, en donde los cristales de ortopiroxeno presentan composiciones de En₆₁₋₇₁ Fs₂₇₋₃₆ Wo₁₋₃ (Figura 20) y los cristales de clinopiroxeno varían su composición de En₃₅₋₄₄ Fs₁₄₋₂₃ Wo₄₀₋₄₃ (Figura 20)

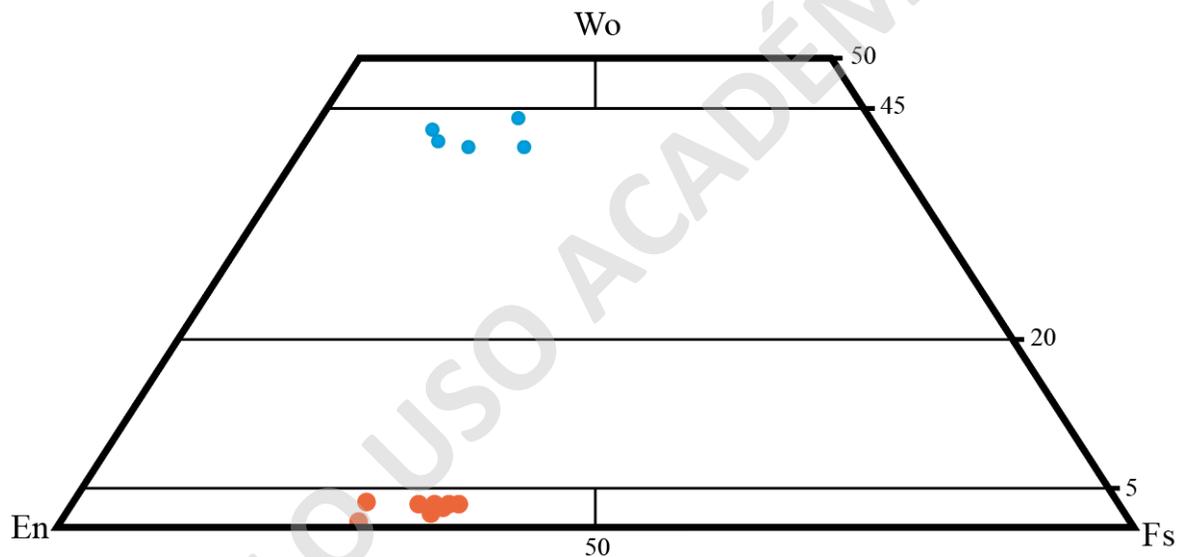


Figura 20: Composiciones de los piroxenos de las muestras estudiadas. Tanto núcleos como bordes de los ortopiroxenos. Los ortopiroxenos se encuentran dentro del campo de las enstatitas y los clinopiroxenos se encuentran dentro del campo de las augitas. En color azul se logran apreciar los clinopiroxenos. En color naranja se logra apreciar los ortopiroxenos

Los cristales de enstatita en las muestras estudiadas presentan un leve patrón de zonación con núcleos y bordes diferentes (Figura 21) con un mismo rango composicional manteniendo el Ca bastante constante (Figura 20). Se observa que las áreas cercanas a los bordes presentan un menor contenido de Mg#, mientras que va aumentando el contenido de Mg# hacia los núcleos (Figura 21).

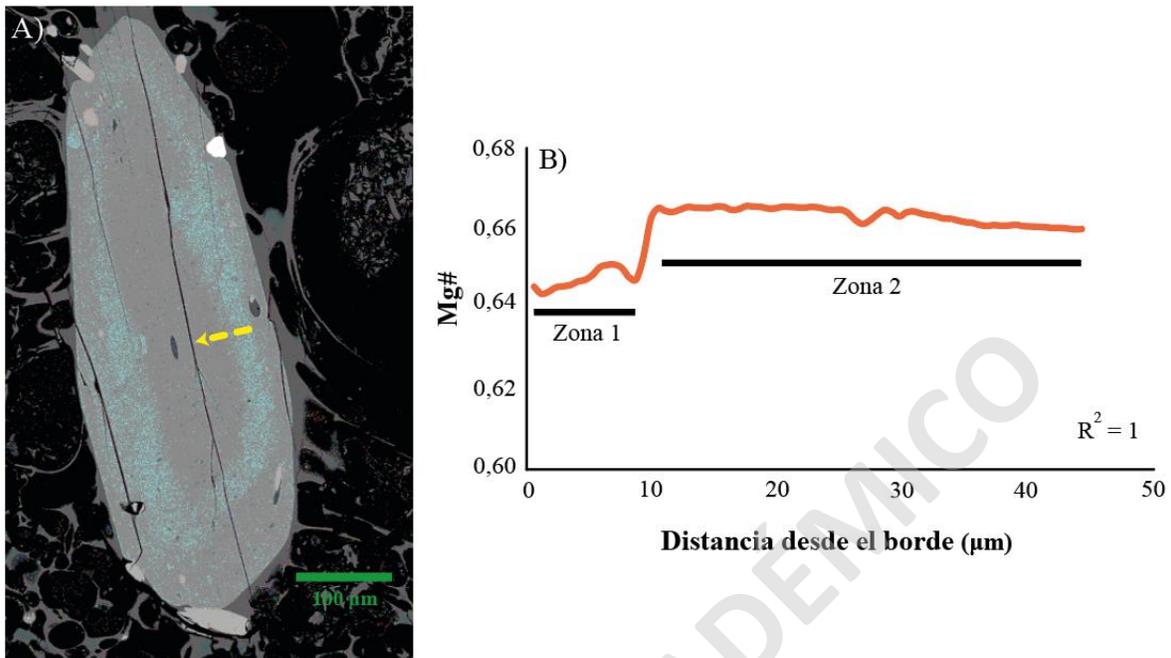


Figura 21: Imagen de electrones retrodispersados de un cristal de ortopiroxeno. Los colores celestes representan zona con menor densidad. La flecha representa el perfil medido por el software ImageJ y su dirección; B) Composición del perfil de Mg# basado en valores de escala de grises calibrados con la composición Semicuantitativa medida por SEM, donde se subdividen 2 zonas; R^2 es el coeficiente de determinación entre el perfil BSE y el contenido medido de Mg# en SEM. El Mg# representa la composición de los piroxenos (Figura 20)

Óxidos Fe-Ti. Los granos de ilmenita son muy escasos y presentan composiciones de X_{ilm} (Proporción atómica de Ti) = 0,85 – 0,89 (Por lo tanto, $X_{hmt} = 0.11 – 0.15$). Estos granos de ilmenita se llegan a encontrar como inclusiones, como cristales en contacto con cristales de titanomagnetita. Los cristales de titanomagnetita son más abundantes que en comparación con la ilmenita, presentan composiciones de $X_{mgt} = 0,69 – 0,70$. Estos cristales de titanomagnetita se encuentran tanto como cristales aislados, como en cúmulos cristalinos en contacto con piroxenos, plagioclasas, ilmenita y apartito.

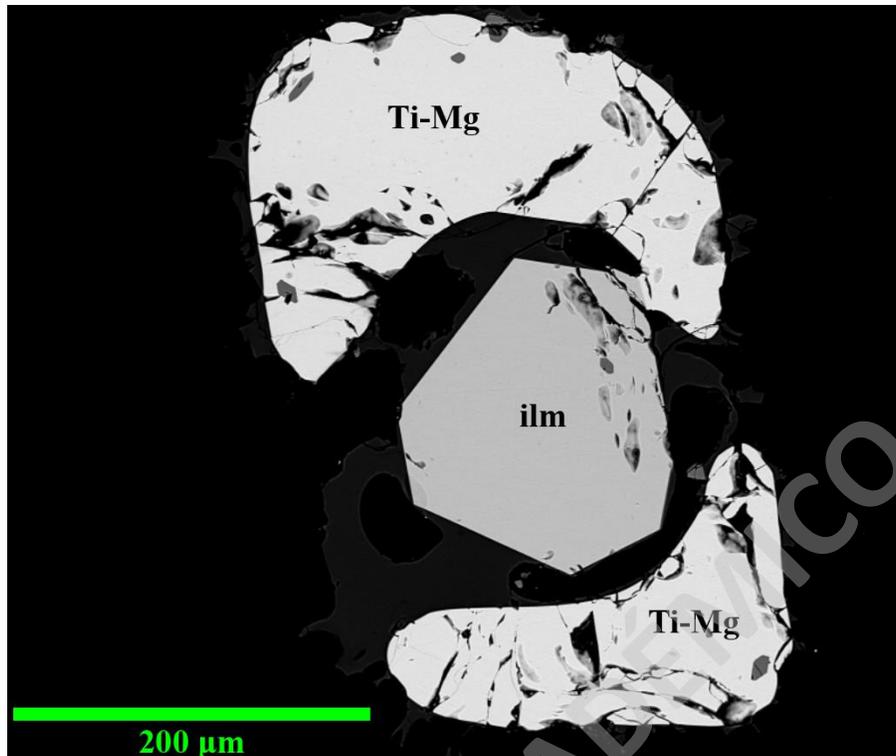


Figura 22: Imagen de electrones retrodispersados de cristales de ilmenita (ilm) en contacto con titanomagnetita (Ti-Mg) de los bloques montado de la muestra MC-638; Los colores más blancos en la escala de grises están correlacionados a una mayor densidad.

CAPÍTULO 6: DISCUSIÓN

6.1. Relaciones petrográficas y composicionales de los productos volcánicos

Todas las muestras vinculadas al evento Neltume estudiadas en el presente trabajo exhiben características dentro del rango típico de los productos del CVMCH, documentado previamente en todas las unidades volcánicas por Moreno y Lara, (2007) y Rawson et al., (2015). Estas características incluyen la química de roca total y características petrográficas.

La química de roca total de los productos volcánicos presentados aquí (66,1 -69 wt %SiO₂) (Figura 17A), se asemeja de manera notable a las composiciones reportadas por Moreno y Lara, (2007) para los productos asociados al evento Neltume. Adicionalmente, la composición de este evento eruptivo se encuentra químicamente dentro del rango de unidades más antiguas observadas en el CVMCH (Tabla 3) (Unidad Mocho 2: 52-68 wt %SiO₂, Mocho 3: 56-66 wt %SiO₂; Moreno y Lara, 2007).

Tabla 3: Resumen de rangos composicionales agrupados a partir de la composición química mineral de los productos volcánicos más antiguos del CVMCH y las muestras estudiadas.

Química Mineral (SiO₂ wt. %)	
Mocho 1	55 - 65
Mocho 2	52 - 68
Mocho 3	56 - 66
Mocho 4	60 - 67
Evento Neltume	66,1 - 69

Las asociaciones minerales presentes concuerdan con lo reportado por Rawson et al. (2015), compuestas principalmente por plagioclasa, ortopiroxeno, clinopiroxeno ilmenita, titanomagnetita, apatito y agregando en el presente estudio la observación de inclusiones de sulfuros como pirita.

6.2. Condiciones de variables intensivas

6.2.1. Barometría de clinopiroxeno

Los cristales de minerales de clinopiroxeno, provenientes de las muestras MC-638 y MC-518 llegan a proporcionar condiciones de presión (Anexo 3). Los valores obtenidos muestran presiones que van desde 0,22 hasta $2,04 \pm 1,66$ kbar (Figura 23; Tabla 4), con una desviación estándar (σ) de 0,6 y un promedio de $1,29 \pm 1,66$ kbar.

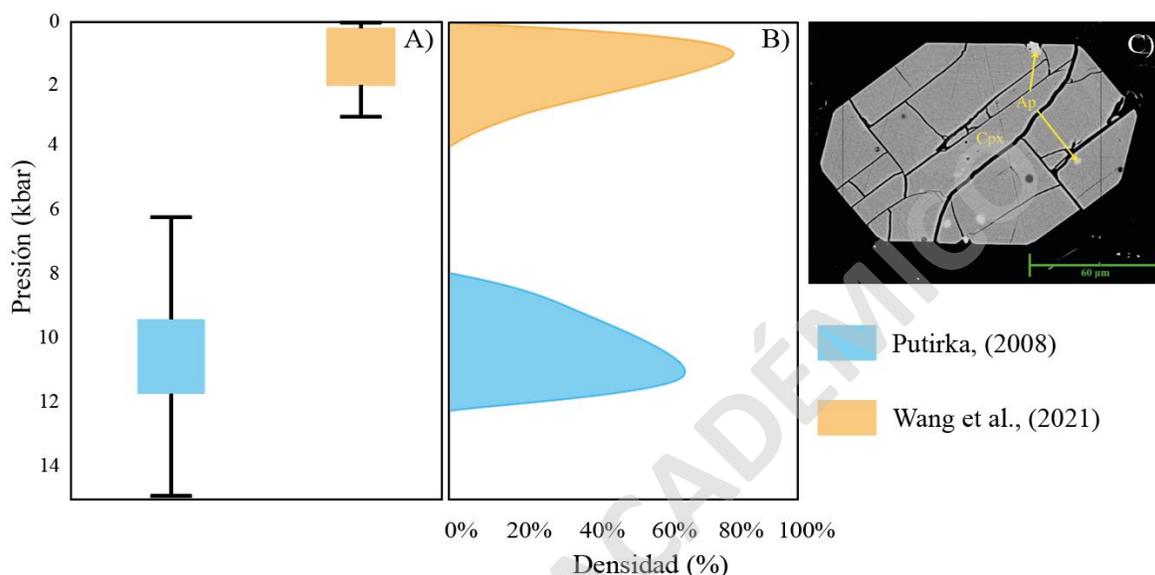


Figura 23: A) comparación de los diferentes métodos para el cálculo de presión (incluye error de los métodos). B) Diagrama Kernel de los cálculos de presión; C) Imagen de electrones retrodispersados de un cristal de clinopiroxeno (Cpx) en contacto con cristales de apatito (Ap); En color naranja los cálculos obtenidos a través del método de clinopiroxeno de Wang et al. (2021). En color azul los cálculos obtenidos a través del método de los piroxenos de Putirka (2008)

6.2.2. Termobarometría de 2 piroxenos

Los pares de ortopiroxeno y clinopiroxeno obtenidas en las muestras MC-638 y MC-518 (Anexo 4), proporcionan temperaturas que van desde 923 hasta 1058 ± 56 °C (Figura 24; Tabla 4), con una desviación estándar (σ) de 63 y con un promedio de 969 °C. Adicionalmente, se obtuvieron presiones que van de 9,4 hasta $11,7 \pm 3,2$ kbar (Tabla 4), con una desviación estándar (σ) de 1,1 y con un promedio de 11 kbar.

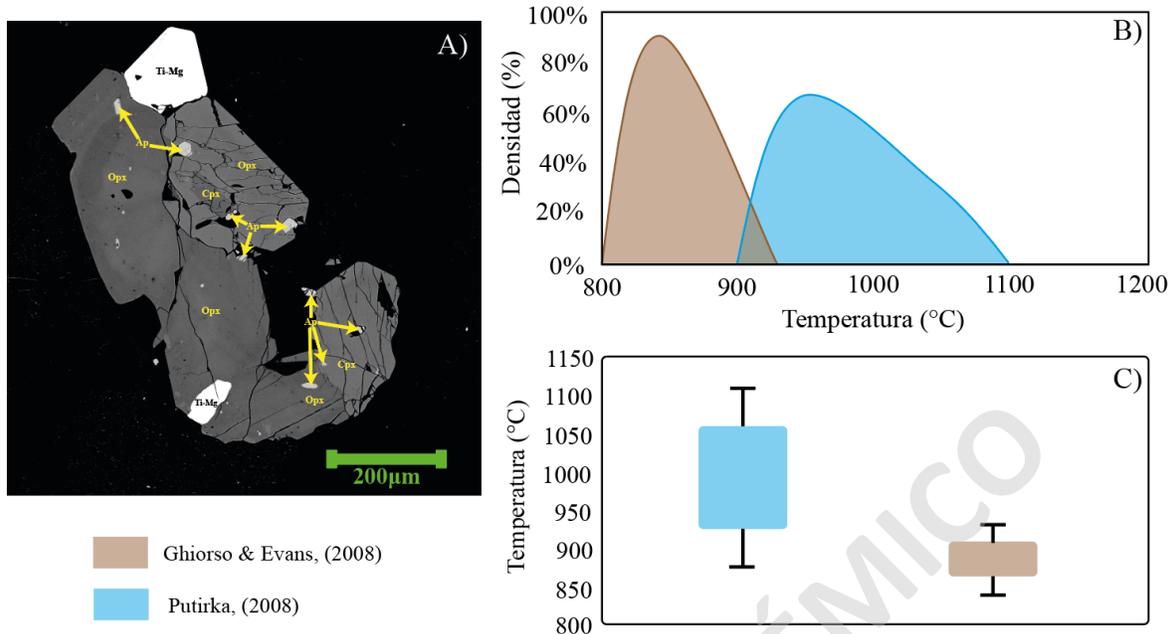


Figura 24: A) Imagen de electrones retrodispersados de cúmulo cristales con cristales de ortopiroxeno (Opx) en contacto con clinopiroxeno (Cpx) adicionalmente, se observan cristales de titanomagnetita (Ti-Mg) y apatito (Ap); B) Diagrama Kernel de los cálculos de temperatura; C) comparación de los diferentes métodos para el cálculo de temperatura (incluye error de los métodos). En color azul los cálculos obtenidos a través del método de dos piroxenos de Putirka, (2008). En color marrón los cálculos obtenidos a través del método de ilmenita titanomagnetita.

6.2.3. Termometría y oxibarometría de ilmenita – titanomagnetita

Los pares de ilmenita – titanomagnetita se encuentran en las muestras MC-518 (muy escasas) y MC-638 (escasas), estos pares llegan a proporcionar valores de temperatura y fugacidad de oxígeno que están dentro de los valores de 800 a 1300 °C y -3 a +3 unidades logarítmicas de ΔNNO (Anexo 5).

Apartir de las composiciones obtenidas de los cristales de ilmenita – titanomagnetita en contacto, se obtuvieron temperaturas que van desde 875 °C hasta 911 °C (Figura 24; Figura 25; Tabla 4), con una desviación estándar (σ) de 12 y con un promedio de 890 °C (Tabla 4). Además, en relación con los pares de ilmenita – titanomagnetita, se obtuvieron fugacidades de oxígenos que van desde - 0,24 hasta 0,17 ΔNNO (Figura 25; Tabla 4), con un promedio de -0.01 ΔNNO .

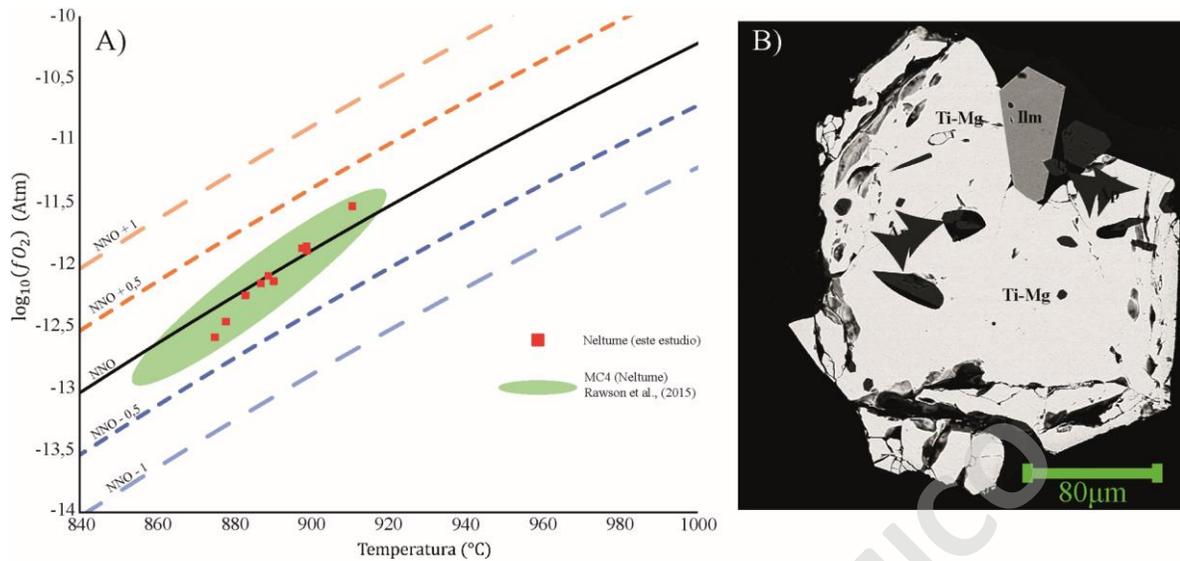


Figura 25: A) El gráfico representa la estimación de la temperatura y $\log_{10}(fO_2)$, determinadas utilizando el geotermómetro de ilmenita – titanomagnetita de Ghiorso y Evans, (2008), representado con respecto al búfer de Ni-Ni-O (NNO). En cuadrados rojos se observan las muestras estudiadas en el presente estudio. El área en verde representa la zona de muestras reportadas de Rawson et al. (2015) para los productos volcánicos asociados al evento Neltume (MC4); B) Imagen de electrones retrodispersados de cristales de ilmenita (Ilm) en contacto con cristal de titanomagnetita (Ti-Mg). Los colores más claros en la escala de grises representan una mayor densidad.

Tabla 4: Condiciones intensivas variables calculadas, métodos y errores asociados de las muestras estudiadas

Método	Referencia	T (°C)	error (±)	Promedio	Dev. Std. (σ)	P (kbar)	error (±)	Promedio (kbar)	Dev. Std. (σ)	fO_2 <i>NNO</i>	Error (±)
Dos piroxenos	Putirka, (2008)	923 - 1058	56	969	63	9,4 - 11,7	3,2	11	1,1	-	-
Clinopiroxeno	Wang et al., (2021)	-	-	-	-	0,22 - 2,04	1,66	1,29	0,61	-	-
Ilmenita - Titanomagnetita	Ghiorso y Evans, (2008)	875 - 911	-	890	12	-	-	-	-	-0,24 - 0,17	-

6.3. Reservorio magmático en la corteza superior

Los productos volcánicos asociados al evento Neltume poseen características que permiten proponer un *crystal mush* dentro del reservorio magmático, basado principalmente en las diferentes texturas de desequilibrio presentes tanto en los cristales de plagioclasa y piroxeno, la presencia de cúmulos cristalino, a pesar de que se observa un bajo grado de cristalinidad ya que esto se puede explicar por la separación del *melt* de la red cristalina, posteriormente el contenido de cristales del reservorio magmático sería mayor que el de las muestra (Hildreth, 2004). Adicionalmente, el reservorio magmático para el evento Neltume presenta condiciones intensivas que abarcan un rango de temperatura de 875 °C a 1058 °C, mientras que las presiones obtenidas de las muestras estudiadas varían desde 0,22 kbar a 2,04 kbar y al momento de gatillarse la erupción, el reservorio presentaba un *buffer* de fugacidad de oxígeno de ~ NNO (Figura 25A).

El análisis de los pares de óxidos de Fe-Ti revelan que las condiciones de oxidación estimadas (NNO) en este estudio coinciden con los rangos previamente reportados en el CVMCH y otros sistemas magmáticos de la Zona Volcánica Sur cercanas a este complejo volcánico cuyos productos pueden tener composiciones similares o diferentes a las de CVMCH (Figura 26). Rawson et al. (2015) reportaron condiciones de oxidación cercanas al NNO (Figura 25A) para los productos volcánicos del evento Neltume. Además, en centros eruptivos menores asociados al Grupo Fui Sur (Figura 3) presentan composiciones diferentes y reportaron a su vez un *buffer* ~ NNO (Mallea-Lillo et al., 2022). Estos resultados se han constatado también en el volcán compuesto Quetrupillán, donde se han reportado *buffers* ~ NNO en productos volcánicos con composición similar a este evento eruptivo (Brahm et al., 2018), junto con temperaturas relativamente similares.

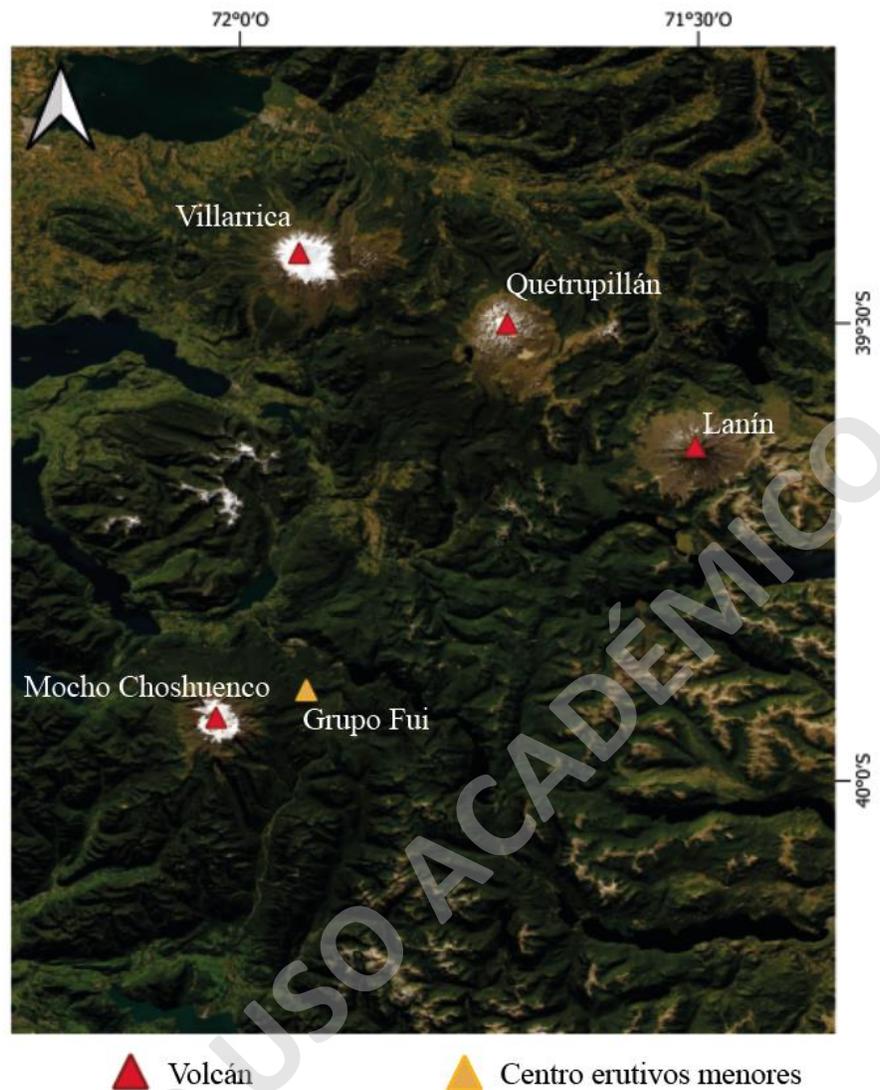


Figura 26: Ubicación de otros sistemas magmáticos de la Zona Volcánica Sur cercanas a este complejo volcánico cuyos productos pueden tener composiciones similares o diferentes a las de CVMCH. Triangulo color amarillo muestra centro eruptivo menores. Triangulo rojo muestra los principales volcanes compuestos cercanos al CVMCH

Mediante el uso del termómetro de ilmenita – titanomagnetita y el termobarómetro de Putirka (2008), se obtuvieron temperaturas que varían desde 875 °C hasta 911 °C a través del termómetro de ilmenita - titanomagnetita, evidenciando una similitud con los reportados por Rawson et al. (2015) quienes registraron temperaturas de 888 °C para el evento Neltume. Adicionalmente, se evidencia que las temperaturas entregadas por el termómetro de ilmenita – titanomagnetita entregan temperaturas menores siendo posiblemente estas las temperaturas al momento de la erupción. Los cristales de piroxenos evidencian temperatura mayor variando de 923 a 1058 °C presentando temperaturas mayores al momento de la formación

de los cristales de ortopiroxeno y clinopiroxeno. Es importante tener en cuenta estos resultados cuidadosamente, dado que se obtuvieron pocas mediciones de clinopiroxeno en contacto con ortopiroxeno. Además, las zonaciones composicionales de los cristales complican las aplicaciones de estos termobarómetros, las pocas cantidades en las que se encontraban en contacto y sobrepasaron el filtro de equilibrio termodinámico y por último el grado de incertidumbre por el mismos SEM al entregar resultados semicuantitativos y no llegar a medir elementos que se encuentra en pequeñas cantidades como es el caso del Al en clinopiroxeno. Adicionalmente, estas temperaturas coinciden con los productos volcánicos asociados a una química relativamente similar en el volcán Quetrupillán, con temperaturas de 900–960 °C (± 55 °C) y composiciones que van desde 64,6 a 66,2 wt % SiO₂ reportados en los estudios de Brahm et al. (2018).

En relación con los barómetros de dos piroxenos de Putirka (2008) y Wang et al. (2021), se prefirieron los resultados obtenidos por el barómetro desarrollado por Wang et al. (2021) por sobre el barómetro de dos piroxenos de Putirka (2008), dado a que este último método, llega a presentar un alto grado de incertidumbre, proporcionando presiones que abarcan desde 9,4 a 11,7 kbar, a diferencia que el barómetro de Wang et al. (2021) que presenta una menor incertidumbre y una mayor precisión, presentando desviación estándar menor y un margen de error menor. Adicionalmente, Según estudios de Tašárová (2007), se comprenden los límites de la corteza superior a una profundidad de ~ 20 km. Adicionalmente, al considerar una densidad (ρ) de 2900 kg/m³ (valor basado en Rodriguez - Piceda et al. 2021).

$$P = \rho \cdot g \cdot h \quad (1)$$

las presiones obtenidas del método del barómetro de Wang et al. (2021) indicaron profundidades que van desde los ~ 1 a 7 km ($\pm 5,6$ km) y en promedio 4,7 km. Por el contrario, el barómetro de dos piroxenos de Putirka, (2008) entrego presiones que van desde los 33 a 41 km ($\pm 11,3$ km) de profundidad y en promedio 38 km sugiriendo profundidades del reservorio prácticamente cercanas al Moho continental (40 – 45 km de profundidad; Tašárová, 2007).

Además, el origen de los sismos volcano - tectónicos (Figura 27) monitoreados desde el año 2019 hasta el año 2022 (SERNAGEOMIN 2019a; b; c; d; e. 2020a; b; c; d; f. 2021c; d; r; f;

g. 2022a; b; c; d; e) oscilan entre 0,2 hasta 6,4 km, con un promedio de 4,2 km. (Figura 27), equivalente a presiones de 0,05 hasta 1.9 kbar y en promedio 1,2 kbar, que concuerdan con las presiones obtenidas a través del barómetro de Wang et al. (2021).

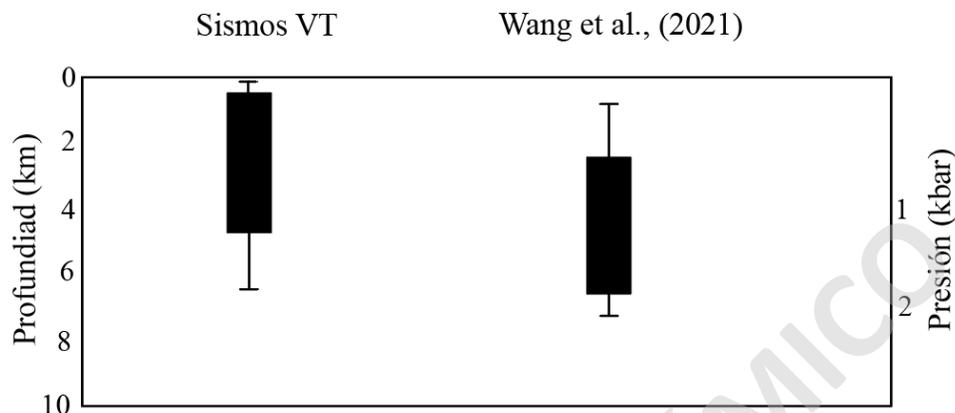


Figura 27: Gráfico comparativo que contrasta los sismos VT reportados por SERNAGEOMIN y OVDAS, junto con las presiones determinadas mediante el método de clinopiroxeno de Wang et al. (2021). Las profundidades obtenidas a través de este método se utilizaron densidad extraídas de Rodríguez – Picada et al. (2021) y la ecuación (1).

Por lo tanto, se favorecieron los datos obtenidos por el barómetro de Wang et al. (2021) debido a presentar un menor grado de incertidumbre, buena precisión, la similitud a los observados en los sismos VT y por los reciente estudios de validación del método para valores de presión < 12 kbar (Wieser et al., 2023). Adicionalmente, diversos estudios han demostrado en otros volcanes cercanos se han sugerido la presencia de reservorios magmáticos debajo de los volcanes dentro del rango de la corteza como en el volcán Quetupillán (Brahm et al., 2018), Villarrica (Morgado et al., 2015), Complejo volcánico Antillanca (DeSilva et al., 2023)

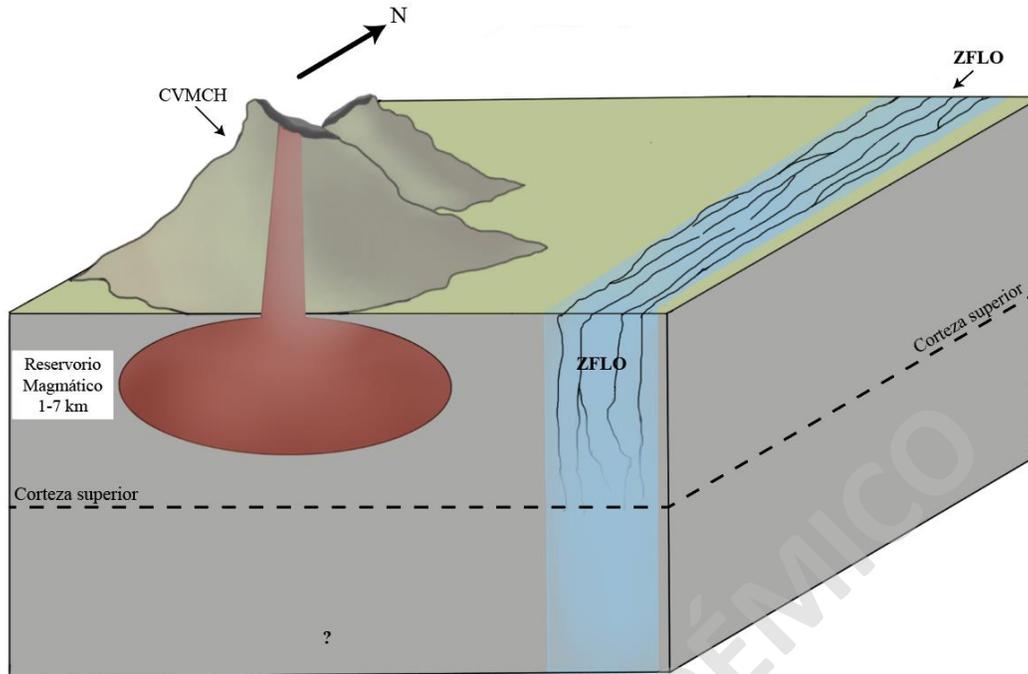


Figura 28: Ilustración esquemática del reservorio magmático en corteza superior del Complejo Volcánico Mocho – Choshuenco: Al este se observa la Zona de falla Liquiñe-Ofqui. Es importante mencionar

6.4. Futuros estudios

Los resultados de este estudio permiten una mejor comprensión de los procesos volcánicos – magmáticos en el CVMCH. Se sugiere para trabajos futuros el estudio de escalas de tiempo locales (evento Neltume y eventos posteriores), con la finalidad de poder comprender aún más los procesos volcánicos asociados a este evento eruptivo. Adicionalmente, se sugiere el uso de microsonda con la finalidad de disminuir el grado de incertidumbre en la química mineral ya que los termobarómetros utilizados se basan en la química mineral, la cual puede disminuir considerablemente su incertidumbre y aumentar su confiabilidad al usar estándares, a diferencia del microscopio electrónico de barrido, con el propósito de proporcionar información más confiables y contribuir a establecer un sistema de alerta rápida y contribuir a la pronta notificación de los riesgos de la población local.

CAPÍTULO 7: CONCLUSIÓN

El evento Neltume es un ejemplo de un reservorio magmático tipo *crystal mush*, emplazado a poca profundidad que alimentó una erupción con un tamaño de $\sim 2,9 \text{ km}^3$ de producto eruptivo. En base en criterios texturales y composicionales de las muestras estudiadas, se concluye que bajo el CVMCH existe un reservorio magmático dentro del rango de la corteza superior (entre 1 y 7 km de profundidad), el cual es consistente con los rangos de profundidades de fuentes de los sismos VT reportados por SERNAGEOMIN y OVDAS. A través del oxibarómetro de ilmenita – titanomagnetita de Ghiorso y Evans (2008), se concluye que, al momento de gatillarse la erupción, el reservorio presentaba un *buffer* de fugacidad de oxígeno de $\sim \text{NNO}$.

Mediante los termobarómetros y termómetros, se han interpretado que la temperatura en el reservorio magmático era relativamente constante sugiriendo un leve enfriamiento en el momento previo a la erupción. Esto debido a que las temperaturas entregadas por el termobarómetro de dos piroxenos de Putirka (2008) entregan temperaturas que van desde $923 - 1058 \text{ }^\circ\text{C}$ ($\pm 56 \text{ }^\circ\text{C}$) y el termómetro de ilmenita – titanomagnetita de Ghiorso y Evans (2008) entregan temperaturas relativamente inferiores ($875 - 911 \text{ }^\circ\text{C}$) siendo estas últimas, las temperaturas más representativas del momento de la erupción del evento Neltume, concluyendo que la temperatura pre-eruptiva variaba entre ~ 875 a $1058 \text{ }^\circ\text{C}$.

BIBLIOGRÁFICA

- 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 17:37p., 1 mapa escala 1:500.000. Santiago.
- Aguirre, L; Hervé, F; Godoy, E. (1972). *Distribution of metamorphic facies in Chile, an outline*, Krystallinikum 9;7-19.
- Bachmann y Bergantz (2008). *The magma reservoirs that feed supereruptions*. Elements, Vol 4, 17–21.
- Beck, M; García, A; Burmester, R. 1991. *Paleomagnetism and geochronology of late Paleozoic granitic rocks from the Lake District of southern Chile: implications for accretionary tectonics*. Geology 19:332-335.
- Brahm, R., Parada, M. A., Morgado, E., Contreras, C., & McGee, L. E. (2018). *Origin of Holocene trachyte lavas of the Quetrupillán volcanic complex, Chile: Examples of residual melts in a rejuvenated crystalline mush reservoir*. Journal of Volcanology and Geothermal Research, 357, 163-176.
- 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.
- Cembrano, J., Hervé, F., & Lavenu, A. (1996). *The Liquiñe Ofqui fault zone: a long-lived intra-arc fault system in southern Chile*. Tectonophysics, 259(1-3), 55-66.
- Cembrano y Lara (2009). *The link between volcanism and tectonics in the southern volcanic zone of the Chilean Andes: A review*. Tectonophysics, 471(1-2), 96–113.
- Dewey, J. F. y Lamb, S. H. 1992. *Active tectonics of the Andes*. Tectonophysics, 205, 79–95.
- DeSilva, C. M., Singer, B. S., Alloway, B. V., & Moreno-Yaeger, P. (2023). *Origin of the compositionally zoned Paso Puyehue Tephra, Antillanca Volcanic Complex, Chile*. Journal of Volcanology and Geothermal Research, 444, 107943.
- Echegaray, J; Moreno, H; Lopez, L. 1994. El depósito de pómez Pliniana del grupo volcánico Mocho-Choshuenco, Andes del Sur (40°S), Chile. Congreso Geológico Chileno, No. 7, Actas 1:269-272. Concepción.
- Folguera, Andrés, Ramos, Víctor A, & Melnick, Daniel. (2002). Partición de la deformación en la zona del arco volcánico de los Andes neuquinos (36-39°S) en los últimos 30 millones de años. Revista geológica de Chile, 29(2), 227-240. <https://dx.doi.org/10.4067/S0716-02082002000200005>
- Garcia, A; Beck, M; Burmester, R; Munizaga, F; Hervé, F. 1988. *Paleomagnetic Reconnaissance of the Región de Los Lagos, Southern Chile and its tectonic implications*. Revista Geológica de Chile 15 (1): 13-30.
- Gardeweg, M. y Sellés, D. 2010. Los volcanes Chanchán y el Grupo Volcánico Fui: volcanes monogenéticos al norte del CV Mocho-Choshuenco, Región de los Ríos, sur de Chile. AURUM Consultores-Servicios Geológicos y Mineros Ltda: (Inédito) 3 pp. Santiago.
- Ghiorso, M. S., y Evans, B. W. (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(9), 957-1039.
- Gill, G. (2010). *Igneous Rocks and Processes: A Practical Guide*. Capítulo 2. Department of Earth Sciences. University of London.
- Herbst, R.; Troncoso, A.; Muñoz, J. (2005). *The Triassic taphofloras from the lake district, Xth Region, Chile*, Ameghiniana 24 (2): 377-394.

- Hildreth, W. (2004). *Volcanological perspectives on Long Valley, Mammoth Mountain, and Mono Craters: several contiguous but discrete systems*. Journal of Volcanology and Geothermal Research, 136(3-4), 169-198.
- Illies, H. 1970. Geología de los alrededores de Valdivia y Volcanismo y Tectónica en márgenes del Pacífico en Chile meridional, Universidad Austral de Chile, Valdivia, Chile.
- Jackson, M., Cheadle, M. & Atherton, M. (2003). *Quantitative modeling of granitic melt generation and segregation in the continental crust*. Journal of Geophysical Research 108, no. 2332.
- Jarrard, R. D. 1986. *Relations among subduction parameters*. Reviews of Geophysics, 24, 217–284.
- Lara, L., Lavenu, A., Cembrano, J., & Rodríguez, C. (2006). *Structural controls of volcanism in transversal chains: resheared faults and neotectonics in the Cordón Caulle–Puyehue area (40.5 S), Southern Andes*. Journal of Volcanology and Geothermal Research, 158(1-2), 70-86.
- Lara, L.; Moreno, H. 2004. Geología del área Liquiñe-Neltume, regiones de los Lagos y de la Araucanía. mapa escala 1:100.000. Servicio Nacional de Geología y Minería, Carta Geológica de Chile, Serie Geología Básica, No. 83, 19.
- López-Escobar L., Cembrano J., Moreno H. (1995a). *Geochemistry and tectonics of the Southern Andes basaltic Quaternary volcanism associated with the Liquiñe-Ofqui Fault Zone, (37–46S)*. Rev. Geol. Chile 22, 219–234.
- López-Escobar, L., Parada, M. A., Hickey-Vargas, R., Frey, F., Kempton, P., Moreno, H. (1995b). *Calbuco Volcano and minor eruptive centers distributed along the Liquiñe-Ofqui Fault Zone, Chile (41 - 42°S): contrasting origin of andesitic and basaltic magma in the Southern Volcanic Zone of the Andes*. Contributions to Mineralogy and Petrology, 119(4), 345–361.
- Mallea-Lillo, F., Parada, M. A., 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.
- Moreno, H.; Naranjo, J.A. 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.
- Moreno, H. y Lara, L. 2007. Geología del Complejo Volcánico Mocho-Choshuenco, Región de los Ríos. Servicio Nacional de Geología y Minería, Carta Geológica de Chile, Serie Geología Básica, 107: 27 p. 1 mapa escala 1:50.000. Santiago.
- Morgado, E. (2019). *Pre-eruptive conditions, crustal processes, and magmatic timescales recorded in products of Calbuco and Osorno volcanoes, Southern Andes* (Tesis doctoral). University of Leeds.
- Morgado, E., Morgan, D. J., Harvey, J., Parada, M. A., Castruccio, A., Brahm, R., ... & Hammond, S. J. (2019). *Localised heating and intensive magmatic conditions prior to the 22–23 April 2015 Calbuco volcano eruption (Southern Chile)*. Bulletin of Volcanology, 81(4), 1-21.
- Müller, T., Dohmen, R., Becker, H.W., Ter Heege, J.H., Chakraborty, S., 2013. *Fe–Mg interdiffusion rates in clinopyroxene: experimental data and implications for Fe–Mg exchange geothermometers*. Contrib. Mineral. Petrol. 166, 1563–1576.
- 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.
- Peña Raddatz, C. A. (2019). Caracterización Cinemática y Dinámica de la zona de falla Liquiñe-Ofqui entre los Lagos Panguipulli y Pirehueico, y su control sobre el complejo volcánico Mocho-Choshuenco (39, 9° S).

- Peña, C., Cabello, C., & Tassara, A. (2021). *Dynamic and kinematic characterization of the basement structures of the Mocho-Choshuenco Volcanic Complex, Southern Andes, Chile*. Journal of South American Earth Sciences, 111, 103435.
- Pérez, S. 2005. Volcanismo Explosivo Postglacial del Complejo Volcánico Mocho-Choshuenco, Andes del Sur (49°S), Memoria de Título. Universidad de Concepción Departamento Ciencias de la Tierra (Inédito): 105 p., Anexos, 2 mapas.
- Putirka, K. D. (2008). *Thermometers and barometers for volcanic systems. Reviews in mineralogy and geochemistry*, 69(1), 61-120.
- Rawson, H.; Naranjo, J.A.; Smiths, V.; Fontijn, K.; Pyle, D.M.; Mather, T.A. & Moreno, H. 2015. *The frequency, and magnitude of post-glacial explosive eruptions at Volcan Mocho-Choshuenco, southern Chile*. Journal of Volcanology and Geothermal Research. Vol. 299: 103-129 pp.
- Reed, S. (2005). *Electron Microprobe Analysis and Scanning Electron Microscopy in Geology*. Cambridge university press.
- Rivalta, E., Böttlinger, M., & Dahm, T. (2005). *Buoyancy-driven fracture ascent: Experiments in layered gelatine*. Journal of Volcanology and Geothermal Research, 144(1-4), 273-285.
- Robertson M., Wiens, D., Koper, K., & Vera, E. (2003). *Crustal and upper mantle structure of southernmost South America inferred from regional waveform inversion*. Journal of Geophysical Research: Solid Earth, 108(B1).
- Rodríguez, C; Pérez, Y; Moreno, H; Clayton, J; Antinao, J; Duhart, P; Martin, M. 1999. Área de Panguipulli-Riñihue, Region de Los lagos. Servicio Nacional de Geología y Minería, Mapas Geologicos 10, 1 mapa escala 1:100.000
- Rodriguez Picada, C., Scheck Wenderoth, M., Gomez Dacal, M. L., Bott, J., Prezzi, C. B., & Strecker, M. R. (2021). *Lithospheric density structure of the southern Central Andes constrained by 3D data-integrative gravity modelling*. International Journal of Earth Sciences, 110(7), 2333-2359. <https://doi.org/10.1007/s00531-020-01962-1>
- Rosenau, M. 2004. *Tectonics of the southern Andes intra-arc zone (38°–42°S)*. Thesis. Frei University, Berlin.
- Rosenau, M., Melnick, D., Echtler, H. 2006. Kinematic constraints on intra-arc shear and strain partitioning in the Southern Andes between 38°S and 42°S latitude. Tectonics 25, TC4013.
- Sanchez-Yanez, C., Reich, M., Leisen, M., Morata, D., & Barra, F. (2017). *Geochemistry of metals and metalloids in siliceous sinter deposits: Implications for elemental partitioning into silica phases*. Applied Geochemistry, 80, 112-133.
- Servicio Nacional de Geología y minería (SERNAGEOMIN) (2017). Ficha Complejo Volcánico Mocho-Choshuenco.
- Servicio Nacional de Geología y Minería (SERNAGEOMIN) & Observatorio Volcanológico de los Andes del Sur (2019). Reporte de Actividad Volcánica (RAV) N° 1. Enero de 2019. Región de Los Ríos.
- Servicio Nacional de Geología y Minería (SERNAGEOMIN) & Observatorio Volcanológico de los Andes del Sur (2019). Reporte de Actividad Volcánica (RAV) N° 2. Febrero de 2019. Región de Los Ríos.
- Servicio Nacional de Geología y Minería (SERNAGEOMIN) & Observatorio Volcanológico de los Andes del Sur (2019). Reporte de Actividad Volcánica (RAV) N° 3. Marzo de 2019. Región de Los Ríos
- Servicio Nacional de Geología y Minería (SERNAGEOMIN) & Observatorio Volcanológico de los Andes del Sur (2019). Reporte de Actividad Volcánica (RAV) N° 4. Abril de 2019. Región de Los Ríos

- Servicio Nacional de Geología y Minería (SERNAGEOMIN) & Observatorio Volcanológico de los Andes del Sur (2019). Reporte de Actividad Volcánica (RAV) N° 5. Mayo de 2019. Región de Los Ríos
- Servicio Nacional de Geología y Minería (SERNAGEOMIN) & Observatorio Volcanológico de los Andes del Sur (2020). Reporte de Actividad Volcánica (RAV) N° 1. Enero de 2020. Región de Los Ríos
- Servicio Nacional de Geología y Minería (SERNAGEOMIN) & Observatorio Volcanológico de los Andes del Sur (2020). Reporte de Actividad Volcánica (RAV) N° 2. Febrero de 2020. Región de Los Ríos
- Servicio Nacional de Geología y Minería (SERNAGEOMIN) & Observatorio Volcanológico de los Andes del Sur (2020). Reporte de Actividad Volcánica (RAV) N° 3. Marzo de 2020. Región de Los Ríos
- Servicio Nacional de Geología y Minería (SERNAGEOMIN) & Observatorio Volcanológico de los Andes del Sur (2020). Reporte de Actividad Volcánica (RAV) N° 4. abril de 2020. Región de Los Ríos
- Servicio Nacional de Geología y Minería (SERNAGEOMIN) & Observatorio Volcanológico de los Andes del Sur (2020). Reporte de Actividad Volcánica (RAV) N° 6. junio de 2020. Región de Los Ríos
- Servicio Nacional de Geología y Minería (SERNAGEOMIN) & Observatorio Volcanológico de los Andes del Sur (2021). Reporte de Actividad Volcánica (RAV) N° 3. Marzo de 2021. Región de Los Ríos
- Servicio Nacional de Geología y Minería (SERNAGEOMIN) & Observatorio Volcanológico de los Andes del Sur (2021). Reporte de Actividad Volcánica (RAV) N° 4. Abril de 2021. Región de Los Ríos
- Servicio Nacional de Geología y Minería (SERNAGEOMIN) & Observatorio Volcanológico de los Andes del Sur (2021). Reporte de Actividad Volcánica (RAV) N° 5. Mayo de 2021. Región de Los Ríos
- Servicio Nacional de Geología y Minería (SERNAGEOMIN) & Observatorio Volcanológico de los Andes del Sur (2021). Reporte de Actividad Volcánica (RAV) N° 6. Junio de 2021. Región de Los Ríos
- Servicio Nacional de Geología y Minería (SERNAGEOMIN) & Observatorio Volcanológico de los Andes del Sur (2021). Reporte de Actividad Volcánica (RAV) N° 7. Julio de 2021. Región de Los Ríos
- Servicio Nacional de Geología y Minería (SERNAGEOMIN) & Observatorio Volcanológico de los Andes del Sur (2022). Reporte de Actividad Volcánica (RAV) N° 1. Enero de 2022. Región de Los Ríos
- Servicio Nacional de Geología y Minería (SERNAGEOMIN) & Observatorio Volcanológico de los Andes del Sur (2022). Reporte de Actividad Volcánica (RAV) N° 2. Febrero de 2022. Región de Los Ríos
- Servicio Nacional de Geología y Minería (SERNAGEOMIN) & Observatorio Volcanológico de los Andes del Sur (2022). Reporte de Actividad Volcánica (RAV) N° 3. Marzo de 2022. Región de Los Ríos
- Servicio Nacional de Geología y Minería (SERNAGEOMIN) & Observatorio Volcanológico de los Andes del Sur (2022). Reporte de Actividad Volcánica (RAV) N° 4. Abril de 2022. Región de Los Ríos
- Servicio Nacional de Geología y Minería (SERNAGEOMIN) & Observatorio Volcanológico de los Andes del Sur (2022). Reporte de Actividad Volcánica (RAV) N° 5. Mayo de 2022. Región de Los Ríos
- Servicio Nacional de Geología y Minería (SERNAGEOMIN) (2023). Nuevo Ranking de Riesgo Específico de Volcanes Activos de Chile.
- Sun, M. (2001). *Geochemical variation among small eruptive centers in the central SVZ of the Andes: an evaluation of subduction, mantle and crustal influences*. FIU Electronic Theses and Dissertations.
- Stern, C. (2004). *Active Andean volcanism: its geologic and tectonic setting*. Revista geológica de Chile, 31(2), 161-206.
- Stern, R. J. (2002). *Subduction zones*. Reviews of geophysics, 40(4), 3-1.

- Tašárová, Z. A. (2007). *Towards understanding the lithospheric structure of the southern Chilean subduction zone (36 S–42 S) and its role in the gravity field*. *Geophysical Journal International*, 170(3), 995-1014. <https://doi.org/10.1111/j.1365-246X.2007.03466.x>
- Wang, X., Hou, T., Wang, M., Zhang, C., Zhang, Z., Pan, R., ... & Zhang, H. (2021). *A new clinopyroxene thermobarometer for mafic to intermediate magmatic systems*. *European Journal of Mineralogy*, 33(5), 621-637.
- Wieser, P.E., Kent, A.J., Till, C.B., Donovan, J., Neave, D.A., Blatter, D.L., Krawczynski, M.J., 2023. *Barometers behaving badly I: assessing the influence of analytical and experimental uncertainty on clinopyroxene thermobarometry calculations at crustal conditions*. *J. Petrol.* 64 (2), egac126.
- Wilson, M. (1989). *Igneous petrogenesis: a global tectonic approach*. Chapman & Hall.
- Zhou, W., Apkarian, R., Wang, Z. L., & Joy, D. (2006). *Fundamentals of Scanning Electron Microscopy (SEM)*. *Scanning Microscopy for Nanotechnology*, 1–40.

SOLO USO ACADÉMICO

ANEXOS

Anexo 1: Muestras recolectadas en terreno y sus respectivas coordenadas geográficas

Nomb re ubica ción	Otro nombre	Even to	Altu ra (msn m)	Dat um	Zo na	Coorde nada E (UTM)	Coorde nada N (UTM)	Coorde nada S (Geo)	Coorde nada W (Geo)	Descrip ción
MC- 245	FM120 119-2	Neltu me	272	WG S 84	19 H	249526	560704 3	39°38'5 9.08"	71°55'9. 25"	Depósit os de caída
MC- 340	Neltum e 340	Neltu me	293	WG S 84	19 H	249540	560919 4	39°37'4 9.41"	71°55'5. 73"	Depósit os de caída
MC- 517	MC- 517	Neltu me	527	WG S 84	19 H	250070	558455 7	39°51'8. 08"	71°55'1 7.21"	Depósit os de caída
MC- 518	MC- 518	Neltu me	516	WG S 84	19 H	249809	558459 5	39°51'6. 57"	71°55'2 8.12"	Depósit os de caída
MC- 638	MC- 638	Neltu me	217	WG S 84	19 H	245994	559100 8	39°47'3 4.76"	71°57'5 9.51"	Depósit os de caída
MC- 639B	MC- 639B	Neltu me	1168	WG S 84	19 H	252298	558448 5	39°51'1 2.76"	71°53'4 3.66"	Depósit os de caída

Anexo 2: base de datos de química mineral semicuantitativa de las muestras estudiadas. El método utilizado fue con un Microscopio Electrónico de Barrido en la Universidad Tecnológica Metropolitana.

Código	Punto	Espectro	Mineral	Zona	O	Mg	C	Si	Fe	Mn	Al	Ti	Ca	N	K	P	F	Cl	S
518-10	1	181	Ortopiroxeno	Núcleo	41	13,8		25,5	17,3	1,1		0,2	1						
518-10	1	183	Ortopiroxeno	Borde	41,3	14		25,8	16,6	1,2		0,2	1						
518-10	1	182	Apatito	Núcleo	37,6				0,6				39,2			18,7	3,3	0,6	
518-10	1	184	Ortopiroxeno	Borde	40,9	13,6		25,6	17,4	1,3		0,1	1						
518-10	1	185	Apatito	Núcleo	40,3				1,4				37			17,6	3	0,7	
518-10	1	187	Ortopiroxeno	Borde	41,1	13,7		25,6	17,2	1,2		0,1	1,1						
518-10	1	186	Plagioclasa	Borde	45,9			28,4	0,3		14,5		5,8	5,1					
518-10	1	188	Ortopiroxeno	Núcleo	41,3	13,9		25,6	16,8	1,1		0,1	1,1						

518-10	1	189	Apatito	Núcl eo	37, 5				0,5				39, 6			18, 7	3, 1	0, 6	
518-10	1	190	Ortopiroxen o	Núcl eo	41, 2	14		25, 9	16, 8	1, 1			1						
518-10	1	191	Ortopiroxen o	Bord e	41, 3	14		25, 7	17	1, 1			1						
518-10	1	193	Apatito	Núcl eo	37				0,3				40			19, 1	3	0, 6	
518-12	2	104	Plagioclasa	Núcl eo	48, 2			25, 9	0,2		14, 7		5,2	5, 6	0, 2				
518-12	2	112	Ilmenita	Núcl eo	32, 9	2			36, 9			28, 2							
518-12	2	115	Ortopiroxen o	Bord e	40, 4	13, 9		26	17, 4	1, 2		0,2	1						
518-12	2	122	Titanomagne tita	Núcl eo	27, 9	1,3			61, 3		1,3	8,2							
518-12	2	129	Ortopiroxen o	Núcl eo	39, 9	13, 1		25, 8	18, 9	1, 3			1						
518-12	2	105	Apatito	Núcl eo	38, 1				0,3				39, 2			18, 7	3	0, 6	

518-12	2	106	Apatito	Núcl eo	38, 7			1,1	0,4		0,5		38, 5			18	2, 2	0, 6	
518-12	2	107	Titanomagne tita	Núcl eo	27, 8	1,3			61, 6		1,2	7,9	0,2						
518-12	2	108	Apatito	Núcl eo	38				0,4				39, 6			18, 8	2, 7	0, 6	
518-12	2	110	Apatito	Núcl eo	38, 1				0,4				39, 5			18, 7	2, 6	0, 6	
518-12	2	113	Ilmenita	Núcl eo	32, 5	1,9			37, 3			28, 3							
518-12	2	117	Ilmenita	Núcl eo	33, 6	2			36, 5			27, 9							
518-18	3	198	Plagioclasa	Bord e	45, 9			28, 3			14, 7		6,1	5					
518-18	3	199	Plagioclasa	Núcl eo	47, 8			24, 6			15, 8		7,2	4, 6					
518-18	3	200	Plagioclasa	Núcl eo	45, 8			28, 2			14, 7		6	5, 1	0, 2				
518-18	3	201	Plagioclasa	Bord e	45, 5			28			15, 1		6,6	4, 7					

518-7	4	147	Ilmenita	Núcl eo	32, 7	1,8			37, 2			28, 3						
518-7	4	150	Ortopiroxen o	Núcl eo	40, 9	13, 8		25, 6	17, 5	1, 1		0,2	1					
518-7	4	152	Ortopiroxen o	Bord e	40, 8	13, 9		25, 8	17, 2	1, 2		0,1	1					
518-7	4	148	Ortopiroxen o	Bord e	40, 5	13, 9		26	17, 3	1, 2			1					
518-7	4	145	Apatito		36, 9				0,5				40			19, 1	3	0, 6
518-7	4	149	Titanomagne tita		27, 9	1,2			61, 4		1,2	8,4						
518-8	5	156	Ortopiroxen o	Bord e	40, 4	13, 8		26	17, 5	1, 3			1					
518-8	5	164	Ortopiroxen o	Núcl eo	40, 3	13, 6		25, 7	18, 1	1, 2			1					
518-8	5	157	Apatito	Núcl eo	36, 7				0,4				40, 7			19, 3	2, 3	0, 6
518-8	5	159	Apatito	Núcl eo	37				1,1				39, 7			19, 1	2, 6	0, 6

518-8	5	161	Apatito	Núcl eo	36, 5				0,6				40, 5			19, 2	2, 6	0, 6	
518-8	5	166	Ortopiroxen o	Bord e	40, 6	13, 8		25, 7	17, 6	1, 1		0,2	1						
518-8	5	167	Apatito	Núcl eo	38, 4				1,1				40, 8			19, 2		0, 6	
518-8	5	168	Ilmenita	Núcl eo	33, 5	1,9			36, 8			27, 7							
518-9	6	135	Clinopiroxe no	Núcl eo	41, 2	9,1		25, 6	8,6	0, 6			14, 9						
518-9	6	137	Clinopiroxe no	Bord e	41, 3	9,1		25, 5	8,5	0, 5			15, 1						
518-9	6	131	Ortopiroxen o	Núcl eo	40, 7	13, 8		25, 9	17, 4	1, 2			1,1						
518-9	6	130	Apatito	Núcl eo	37, 7				3				39, 1			18, 7	3	0, 7	
518-9	6	132	Apatito	Núcl eo	38, 2								40, 3			19	2, 5		
518-9	6	134	Clinopiroxe no	Bord e	41, 3	9,1		25, 7	8,4	0, 6			14, 8						

518-9	6	136	Apatito	Núcl eo	37, 5	1		2,6	0,9				37, 6			17	2, 7	0, 6	
518-9	6	142	Clinopiroxe no	Bord e	41, 6	9,1		25, 6	8,5	0, 6			14, 7						
518-9	6	143	Clinopiroxe no	Núcl eo	41, 2	8,9		25, 4	8,5	0, 6	0,9		14, 6						
638-06	7	74	Plagioclasa	Núcl eo	45, 9			26, 2	0,3		15, 8		6,6	5, 1					
638-06	7	76	Plagioclasa	Bord e	44, 1			29, 1			15, 2		6,3	5, 1	0, 3				
638-06	7	84	Ortopiroxen o	Bord e	38, 8	14, 4		26, 9	17, 6	1, 2		0,1	1						
638-06	7	87	Ortopiroxen o	Núcl eo	38, 5	14, 3		26, 8	17, 8	1, 2	0,4		1						
638-06	7	70	Titanomagne tita	Núcl eo	26, 4	1,3			62, 5		1,3	8,5							
638-06	7	71	Titanomagne tita	Núcl eo	26, 4	1,4			62, 4		1,3	8,5							
638-06	7	77	Apatito	Núcl eo	38				0,4				41, 3			19, 7		0, 6	

638-06	7	78	Plagioclasa	Borde	44,2			29,4			15,1		6,3	5					
638-06	7	82	Apatito	Núcleo	36,4				0,3				40,7			19,4	2,6	0,7	
638-28	8	33	Clinopiroxeno	Borde	40,5	9,2		25,0	9,3	0,7			15,2						
638-28	8	34	Ortopiroxeno	Borde	39,3	14,3		26,6	17,5	1,1		0,2	1						
638-28	8	35	Clinopiroxeno	Borde	39,7	9,1		26,2	8,1	0,6	1,2		15						
638-28	8	36	Ortopiroxeno	Borde	38,8	14,4		26,8	17,7	1,1			1,2						
638-28	8	42	Titanomagnetita	Núcleo	27,5				62,5		1,4	8,6							
638-28	8	37	Clinopiroxeno	Núcleo	40,2	9,7		26,4	7,8	0,6			15,4						
638-28	8	38	Apatito	Núcleo	39				0,5				40,5			19,4		0,6	
638-28	8	39	Clinopiroxeno	Borde	39,8	9,1		25,9	8,6	0,7	0,8		15						

638-28	8	40	Ortopiroxeno	Núcleo	40,2	14,3		27,1	17,3				1,1					
638-32	9	1	Ortopiroxeno	Núcleo	41,5	14,2		25,7	16,5	1			0,1	1				
638-32	9	5	Ortopiroxeno	Borde	41,6	14		25,5	16,6	1,2			0,1	0,9				
638-32	9	3	Ilmenita	Núcleo	34	2			36,2				27,8					
638-32	9	8	Ortopiroxeno	Núcleo	41,2	13,9		25,8	17,1	1			1					
638-32	9	10	Ortopiroxeno	Borde	41,7	13,8		25,5	16,8	1,1			0,1	0,9				
638-32	9	2	Apatito	Núcleo	39,5				0,5				38,7			18,5	2,8	
638-32	9	4	Apatito	Núcleo	38,2				0,7				38,5			18,6	3,4	0,6
638-32	9	6	Apatito	Núcleo	39,8				0,5				39,8			19,2		0,6
638-32	9	9	Ortopiroxeno	Borde	41,4	14,7		25,9	16	1			1					

638-32	9	16	Ilmenita	Núcl eo	33, 4	1,9			36, 6			27, 9	0,2						
638-4	10	103	Ortopiroxen o	Núcl eo	39, 2	14, 5		26, 6	17, 2	1, 2		0,2	1,2						
638-4	10	100	Ortopiroxen o	Bord e	38, 9	14, 2		26, 7	18	1, 2		1							
638-4	10	97	Ilmenita	Núcl eo	32, 3	2,2			37, 1		0,2	28, 2							
638-4	10	91	Apatito	Núcl eo	36, 8				0,5			40, 1			19, 2	2, 8	0, 6		
638-4	10	92	Ortopiroxen o	Bord e	39, 2	14, 3		26, 7	17, 5	1, 1		1,1							
638-4	10	93	Apatito	Núcl eo	37, 4							40, 1			19, 2	2, 6	0, 7		
638-4	10	94	Ortopiroxen o	Bord e	39	14, 3		26, 7	17, 6	1, 1		0,2	1						
638-4	10	95	Apatito	Núcl eo	37, 3				0,4			19, 6			19	3, 1	0, 6		
Bloque - 11	11	270	Ilmenita	Núcl eo	31, 3	2			37, 3		0,2	29, 3							

Bloque 11	-	11	271	Titanomagnetita	Núcleo	26,9	1,2			61,8		1,3	8,80							
Bloque 110	-	12	242	Ortopiroxeno	Borde	37,8	14,4		27	18,5	1,2		1,1							
Bloque 110	-	12	245	Titanomagnetita	Núcleo	24,3	0,8	16,7		50,1		1	7							
Bloque 135	-	13	75	Ilmenita	Núcleo	28,6	1,5	13,8		31,5			24,5							
Bloque 135	-	13	76	Titanomagnetita	Núcleo	25,5	0,9	15,5		50		0,9	7,2							
Bloque 139	-	14	105	Ilmenita	Núcleo	28,7	1,6	14,7		31,1		0,1	23,8							
Bloque 139	-	14	107	Titanomagnetita	Núcleo	25,8	1	15,9		49,6		1	6,8							
Bloque 22	-	15	261	Ilmenita	Núcleo	31,8	2			37,4			28,8							
Bloque 22	-	15	262	Titanomagnetita	Núcleo	26,7	1,2			62,1		1,3	8,6							
Bloque 69	-	16	253	Ilmenita	Núcleo	27,1	2,2			40,2			30,5							

Bloque 69	-	16	254	Titanomagnetita	Núcleo	23,2	1,3			65,1		1,4	8,9						
Bloque 81	-	17	239	Ilmenita	Núcleo	27,4	2,1			40			30,5						
Bloque 81	-	17	240	Titanomagnetita	Núcleo	23,7	1,3			64,8		1,3	8,9						
Bloque 110	-	18	244	Ilmenita	Núcleo	26,5	1,5	14,6		32,4			25						
Bloque 74	-	19	251	Pirita	Núcleo					60,5			0,3						39,2
Bloque 74	-	19	252	Titanomagnetita	Núcleo	24,6	1,5	17,4		46,7		1,4	6,3						

Anexo 3: Condiciones de variables intensivas calculadas mediante el método de clinopiroxeno de Wang et al. (2021)

Presiones (kbar)
2,04
1,14
1,66
1,40
0,22

Anexo 4: Condiciones de variables intensivas calculadas mediante el método de dos piroxenos de Putirka (2008).

Temperatura (°C)	Presiones (kbar)	Kd	Utilizado
925,1	11,7	1,197	Si
923,2	11,7	1,210	Si
1058,2	9,4	1,196	Si
893,8	16,0	1,306	No
905,4	15,8	1,366	No
905,4	15,8	1,366	No
902,5	16,1	1,381	No

Anexo 5: Condiciones de variables intensivas calculadas mediante el método de ilmenita – titanomagnetita de Ghiorso y Evan (2008).

Temperatura °C	dNNO	Presión	Temperatura (K)	En contacto
911	0,17	2	1184	Si
866	-0,27	2	1139	Si
887	-0,02	2	1160	Si
875	-0,24	2	1148	Si
890	-0,07	2	1163	Si
899	0,02	2	1172	Si
899	0,06	2	1172	Si
898	0,06	2	1171	Si
878	-0,16	2	1151	Si
870	-0,27	2	1143	Si
889	0,00	2	1162	Si