



**UNIVERSIDAD DE CONCEPCIÓN**  
**Facultad de Ciencias Químicas**  
**Departamento Ciencias de la Tierra**



**CARACTERIZACIÓN PETROLÓGICA DE LOS  
SISTEMAS HIDROTERMALES EN LA ZONA  
VOLCÁNICA SUR ANDINA (38 - 41°S), CHILE.  
POTENCIALES IMPLICANCIAS EN LA  
PERMEABILIDAD.**

**Memoria para optar al Título de Geólogo**

**Augusto Andrés Adolfo Ibáñez Hernández**

**Profesora Patrocinante:**

**Profesionales Guía:**

**Profesores Comisión:**

Dra. Fernanda Carolina Álvarez Amado

Sra. Camila Paz Poblete González

Dr. Daniele Tardani

MSc. Abraham Elías González Martínez

Sr. Ramiro Ulises Bonilla Parra

**Concepción, 2024**

*A mi familia...*

# ÍNDICE

RESUMEN.....	
<b>1. INTRODUCCIÓN.....</b>	<b>1</b>
<b>1.1. PLANTEAMIENTO DEL PROBLEMA.....</b>	<b>1</b>
<b>1.2. OBJETIVOS.....</b>	<b>3</b>
1.2.1. Objetivo general .....	3
1.2.2. Objetivos específicos.....	3
<b>1.3. UBICACIÓN Y ACCESOS.....</b>	<b>3</b>
<b>1.4. AGRADECIMIENTOS.....</b>	<b>6</b>
<b>2. MARCO TEÓRICO.....</b>	<b>7</b>
<b>2.1. SISTEMAS GEOTERMALES.....</b>	<b>7</b>
<b>3. MARCO GEOLÓGICO REGIONAL.....</b>	<b>10</b>
<b>3.1. UNIDADES MORFOESTRUCTURALES.....</b>	<b>11</b>
<b>3.2. UNIDADES GEOLÓGICAS.....</b>	<b>12</b>
3.2.1. Rocas Metamórficas .....	12
3.2.2. Rocas Intrusivas.....	14
3.2.3. Secuencias Sedimentarias, Volcánicas y Volcano-Sedimentarias.....	15
<b>3.3. MARCO TECTÓNICO REGIONAL.....</b>	<b>17</b>
3.3.1. Sistema de Fallas Liquiñe-Ofqui (SFLO).....	17
3.3.2. Fallas Transversales Andinas (ATF).....	19
<b>3.4. GEOLOGÍA DE LAS MANIFESTACIONES TERMALES.....</b>	<b>21</b>
3.4.1. Devónico-Triásico .....	23
3.4.2. Cretácico.....	24
3.4.3. Paleógeno-Neógeno.....	26
3.4.4. Cuaternario .....	31
<b>4. METODOLOGÍA.....</b>	<b>36</b>
<b>4.1. TRABAJO DE CAMPO.....</b>	<b>36</b>
<b>4.2. ETAPA DE GABINETE.....</b>	<b>37</b>
<b>4.3. ETAPA DE LABORATORIO.....</b>	<b>38</b>
4.3.1. Microscopía Óptica.....	38
4.3.2. Difracción de Rayos X (DRX) .....	39
4.3.3. Ensayos de Absorción y Densidad Aparente ( <i>Bulk Specific Gravity</i> ) .....	44
<b>5. RESULTADOS.....</b>	<b>49</b>
<b>5.1. DESCRIPCIÓN PETROGRÁFICA.....</b>	<b>49</b>
5.1.1. Rocas Intrusivas.....	50
5.1.2. Rocas Volcánicas .....	56
<b>5.2. DIFRACCIÓN DE RAYOS X (DRX).....</b>	<b>61</b>
<b>5.3. ENSAYOS DE ABSORCIÓN Y DENSIDAD APARENTE (<i>BULK SPECIFIC GRAVITY</i>).....</b>	<b>63</b>
<b>6. DISCUSIÓN.....</b>	<b>71</b>
<b>6.1. CONSIDERACIONES E IMPLICANCIAS MINERALÓGICAS Y TEXTURALES EN LA PERMEABILIDAD.....</b>	<b>71</b>
<b>6.2. CONSIDERACIONES E IMPLICANCIAS DE PROPIEDADES PETROFÍSICAS EN LA PERMEABILIDAD.....</b>	<b>76</b>

<b>6.3. ESTIMACIÓN DE LA PERMEABILIDAD</b> .....	82
6.3.1. Correlaciones entre porosidad ( $\emptyset_e$ ) y permeabilidad (k) .....	82
6.3.2. Influencia de las fracturas en la permeabilidad .....	83
<b>6.4. CLASIFICACIÓN DE LOS SISTEMAS GEOTERMALES EN LA ZVSC</b> .....	87
<b>7. CONCLUSIONES Y RECOMENDACIONES</b> .....	90
<b>8. REFERENCIAS</b> .....	93

**ANEXOS**

## ÍNDICE DE FIGURAS

<b>Figura</b>	<b>Página</b>
1. 1. Mapa de ubicación del área de estudio.....	5
3. 1. Mapa Geológico Regional simplificado.....	13
3. 2. Mapas Geológicos Locales de las manifestaciones termales analizadas.....	22
5. 1. Diagrama QAP de Streckeisen (1976) de las rocas intrusivas analizadas.....	50
5. 2. Diagrama QAP de Streckeisen (1976) de las rocas volcánicas analizadas.....	57
5. 3. Diagrama <i>box-plot</i> de valores de absorción ( $A_b$ ) para cada terma.....	67
5. 4. Diagrama <i>box-plot</i> de valores de densidad aparente ( $\rho$ ) para cada terma.....	68
5. 5. Diagrama <i>box-plot</i> de valores de porosidad efectiva ( $\emptyset_e$ ) para cada terma.....	69
6. 1. Correlaciones entre propiedades físicas y petrográficas de las muestras.....	78
6. 2. Correlación entre la densidad aparente con la porosidad efectiva.....	81
6. 3. Ilustración que muestra la orientación ideal de las redes de grietas que rodean las fallas en un régimen tectónico de rumbo, extensional y compresivo.....	84
6. 4. Medidas de permeabilidad de las muestras intactas y macro-fracturadas a una presión efectiva de 5MPa y en función del aumento de la presión efectiva hasta 60MPa.....	85
6. 5. Permeabilidad de las muestras analizadas por Pérez-Flores y otros (2017) relacionadas a los límites de permeabilidad (k) para el desarrollo de la convección de fluidos y para el desarrollo de sobrepresiones forzadas en áreas con fuerte liberación de fluidos.....	89

## ÍNDICE DE FOTOGRAFÍAS

<b>Fotografía</b>	<b>Página</b>
4. 1. Equipos utilizados para chancado.....	41
4. 2. Equipamiento para pulverizado.....	42
4. 3. Herramientas utilizadas para el secado de las muestras y su pesaje.....	47
4. 4. Ensamblaje para medir la masa saturada de las probetas.....	48

## ÍNDICE DE FOTOMICROGRAFÍAS

<b>Fotomicrografía</b>	<b>Página</b>
5. 1. Secciones transparentes de las rocas intrusivas pertenecientes a Pemehue (ZVS-143), Menetué (ZVS-146) y Coñaripe (ZVS-149).....	52
5. 2. Secciones transparentes de las rocas intrusivas pertenecientes a Hipólito Muñoz (ZVS-150) y Chihuío (ZVS-152). Luego se muestran 4 secciones de Cerrillos (ZVS-151).....	55
5. 3. Secciones transparentes de las rocas volcánicas pertenecientes a Malleco (ZVS-144), Molulco (ZVS-145), Geométricas (ZVS-148) y Palguín (ZVS-154).....	60

## ÍNDICE DE TABLAS

<b>Tabla</b>	<b>Página</b>
4. 1. Identificador de las muestras recolectadas en las campañas de terreno previas.....	37
5. 1. Minerales principales y de alteración reconocidos en DRX para las muestras analizadas.....	61
5. 2. Valores de masa seca (A), saturada en agua (B) y suspendida en agua (C) de las muestras asociadas a cada manifestación hidrotermal.....	63
5. 3. Valores de porcentaje de absorción ( $A_b$ ) y densidad aparente ( $\rho$ ) de las muestras asociadas a cada manifestación hidrotermal.....	64
5. 4. Valores de porosidad efectiva ( $\emptyset_e$ ) de las muestras asociadas a cada manifestación hidrotermal.....	65
6. 1. Granulometría de las rocas intrusivas estudiadas.....	77
6. 2. Compilado de valores de permeabilidad (k) de los trabajos de Pérez-Flores y otros (2017) y Sepúlveda y otros (2020), según diferentes criterios de deformación.....	86

## RESUMEN

El área de estudio situada en la Zona Volcánica Sur (ZVS), entre las coordenadas 38°00′-41°00′ latitud sur, y los 72°30′-70°48′ longitud oeste, posee alrededor del 30% de las fuentes termales de Chile. Las unidades geológicas dominantes son rocas intrusivas asociadas al Batolito Norpatagónico meso-cenozoico, secuencias volcanosedimentarias meso-cenozoicas y depósitos volcánicos recientes. En el sector existe una estrecha relación espacial de primer orden entre la distribución de los volcanes activos de la ZVS y dos grupos de fallas con el desarrollo de sistemas geotermales: el Sistema de Falla Liquiñe-Ofqui (SFLO), un sistema activo ~NNE-SSW dextral, orientado favorablemente al régimen de *stress* global para la circulación vertical de fluidos geotermales; y las Fallas Transversales Andinas (ATF sus siglas en inglés), un grupo de fallas de orientación ~NW-SE sinestrales, asociada a discontinuidades de larga vida del basamento andino y desorientadas con respecto al régimen de deformación. En general, estos sistemas determinan los principales controles de los sistemas geotermales en el área, la fuente de calor y la permeabilidad.

El objetivo de este trabajo es establecer una caracterización petrológica en las rocas de las principales manifestaciones termales de la ZVS entre las latitudes previamente mencionadas e identificar el rol que cumple la permeabilidad de éstas en la circulación de fluidos en los potenciales sistemas geotermales. Para ello, fueron seleccionadas diez áreas de surgencia de las fuentes termales (Pemehue, Malleco, Molulco, Menetué, Geométricas, Coñaripe, Hipólito Muñoz, Cerrillos, Chihuío y Palguín) en campañas de terreno previas a la realización de este trabajo, con el fin de aportar el material litológico necesario para los procedimientos analíticos.

Estos consistieron en una descripción petrográfica con microscopía óptica convencional y un análisis de difracción de rayos X (DRX), para luego llevar a cabo ensayos experimentales para estimar propiedades petrofísicas fundamentales en la descripción del medio poroso como la porosidad, además de absorción y densidad aparente. Las muestras analizadas son particularmente rocas intrusivas de composiciones dioríticas a graníticas y rocas volcánicas andesíticas y andesíticas-basálticas. Para el primer caso se observó textura fanerítica con minerales primarios característicos de este tipo de rocas (cuarzo y feldespatos) mayormente microfracturados, además de biotita, anfíbol, olivino y algunos piroxenos. Los minerales de alteración corresponden a epidota, clorita, calcita, arcillas, ocurriendo diseminados, pero también en vetillas. Por otro lado, las rocas volcánicas registraron texturas porfídicas de primer orden, junto a texturas vesiculares, hialopilíticas, vitrofídicas y localmente glomeroporfídicas en masas fundamentales, con una mineralogía primaria de plagioclasas, algunos piroxenos y anfíboles. La mineralogía secundaria mostró asociaciones de alteración propilítica y argílica intermedia.

Las muestras plutónicas reportaron bajos valores de absorción en el rango de 0,1-0,7%, mientras que las volcánicas tuvieron valores más altos (1,32-1,86%), con excepción de Malleco y Molulco, con valores cercanos a los ejemplares intrusivos. Comportamiento similar ocurrió con la densidad aparente (mayor para intrusivas y menor para volcánicas) y porosidad (menor para intrusivas y mayor para volcánicas), manteniendo las excepciones previas. Análisis de correlaciones binarias entre estas propiedades y aspectos petrográficos demostraron una compleja interacción entre ellas, donde, a escala microscópica, el tamaño de grano, texturas, mineralogía de alteración, ocurrencia, microfracturamiento, juegan un papel crucial a la hora de determinar la favorabilidad de permeabilidad. La influencia de las redes de fallas y fracturas que afectan a estas rocas es vital para comprender el comportamiento de la permeabilidad, por lo que se analizaron rangos cuantificados previos de permeabilidad en rocas de la ZVS a diferentes grados de presión confinante, simulando zonas de fallas a mayores profundidades. Estos rangos de valores arrojados en estudios precedentes se correlacionaron para rocas intrusivas ( $\sim 10^{-19}$ ) y ejemplares volcánicos ( $\sim 10^{-20}$ ) analizados este estudio, donde aumentan la permeabilidad entre 3 a 7 órdenes de magnitud al aplicar presión confinante ( $\sim 60$  a  $5$  MPa), permitiendo asignar los sistemas geotérmicos a un mecanismo de flujo convectivo para rocas plutónicas y volcánicas de alta permeabilidad, y un flujo sobrepresurizado para rocas volcánicas de menor permeabilidad, que se encuentran afectadas por una capa argílica, aunque fomentado con la presencia de redes de fallas y fracturas interconectadas.

# 1. INTRODUCCIÓN

## 1.1. PLANTEAMIENTO DEL PROBLEMA

Los sistemas geotermales son el resultado de la interacción entre una fuente de calor, rocas permeables y fluidos que actúan como agentes de transporte del calor (Goff y Janik, 1999; Pirajno, 2009). Se forman y evolucionan en un ambiente altamente dinámico, por lo que están sujetos a una amplia variedad de factores y procesos fisicoquímicos durante su desarrollo, quedando registrados en la mineralogía de alteración hidrotermal. La alta variabilidad observada en ellos ocasiona que su caracterización petrológica constituya un elemento crucial. Frecuentemente estos sistemas se encuentran presentes en regiones tectónicamente activas (Goff y Janik, 1999; Henley y Ellis, 1983). Su génesis y evolución está influenciados por diversos factores.

A nivel regional, el marco tectono-magmático y la actividad volcánica son considerados factores principales en el desarrollo de estos sistemas. Esto ha llevado a la creación de diferentes modelos conceptuales que clasifican los sistemas geotermales en función de estos parámetros (ej.: Henley y Ellis, 1983; Moeck, 2014). Por otro lado, a nivel local, la litología, la permeabilidad primaria y secundaria, las propiedades fisicoquímicas de los fluidos hidrotermales y el contexto hidrogeológico actúan como restricciones secundarias (Browne, 1978; Henley y Ellis, 1983).

Los Andes Chilenos proporciona uno de los mejores laboratorios naturales en el mundo para abordar la interacción de los controles estructurales sobre la evolución química de los fluidos en los sistemas geotérmicos, debido a las estrechas relaciones espaciales entre la actividad tectónica, el vulcanismo y los sistemas geotérmicos activos (ej.: Cembrano y Lara, 2009; Sánchez y otros 2016; Wrage y otros, 2017).

Su arco magmático ubicado entre los 33°S y 46°S, conocido como Zona Volcánica Sur (ZVS; López-Escobar y otros, 1995), se caracteriza por la presencia de dos configuraciones volcano-tectónicas: un sistema de fallas transcurrentes dextral, denominado Sistema de Fallas Liquiñe-Ofqui (SFLO; Hervé, 1976), el cual se extiende ~1.200 km, paralelo a la arco volcánico; y un sistema de fallas transversales de dirección WNW-ESE, heredadas del basamento, denominado

Sistema de Fallas Transversales Andinas (ATF; Pérez-Flores y otros, 2016), oblicuo al arco volcánico (Cembrano y otros 1996; Rosenau y otros 2006).

Diversos estudios en la ZVS se han centrado en estos controles estructurales sobre la evolución química de los fluidos en los sistemas geotérmicos, basados en razones isotópicas (Sepúlveda y otros, 2004; Dobson y otros, 2013; Tardani y otros 2016), la influencia de parámetros fisicoquímicos e hidrogeoquímicos de estos (Sepúlveda y otros, 2004; Wrage y otros, 2017; Held y otros, 2018; Daniele y otros, 2020); el vínculo entre vulcanismo y tectónica (Cembrano y otros, 1996; Melnick y otros 2006; Rosenau y otros, 2006; Cembrano y Lara, 2009; Pérez-Flores y otros 2016; Sielfeld y otros, 2017), los efectos locales de la geometría y cinemática de fallas sobre el circulación de fluidos y la geoquímica (Sánchez y otros 2013; Roquer y otros, 2017), y cómo los controles estructurales afectan la precipitación mineral (Sánchez y otros 2016; Tardani y otros, 2017).

Desde un punto de vista físico, las rocas muestran una variedad de propiedades que se describen típicamente mediante parámetros que cuantifican aspectos específicos o comportamientos particulares. La petrofísica estudia diversas de estas propiedades de las rocas y sus interacciones con los fluidos (Schön, 2015; Tiab y Donaldson, 2016). Estas propiedades son influenciadas a partir de las características intrínsecas de las rocas, como la composición, textura, tamaño y la forma de los minerales que las componen, configuración estructural de sus fracturas, así como el volumen de los espacios porosos, su distribución y naturaleza de los fluidos que llenan estos poros (Benavente y otros, 2004). Comprender el efecto de las estructuras en las propiedades petrofísicas de las rocas es la clave para muchas áreas fundamentales de la geociencia, como el almacenamiento subterráneo de petróleo y gas (Gudmundsson y otros, 2012), génesis de yacimientos minerales (ej.: Cox, 1999; Liotta y otros, 2015) y peligros geofísicos (Scholz y Gupta, 2000). Particularmente, la permeabilidad viene siendo un factor crítico para la circulación y recarga de los fluidos termales (Gupta y Roy, 2007; Pirajno, 2009). Por lo demás, constituye un parámetro fundamental para la estimación de los recursos existentes de energía geotérmica. Escasos estudios locales reflejaron avances en la influencia del comportamiento estructural de las redes de fallas-fracturas en la permeabilidad de las rocas de la ZVS (Pérez-Flores y otros, 2017; Sepúlveda y otros, 2020), y como varía por la presión y profundidad. De esta manera, el presente trabajo busca analizar y complementar el conocimiento de las potenciales implicancias de la



permeabilidad en las rocas de la ZVS a través de una descripción petrológica de la litología predominante en manifestaciones termales a escala regional (~38-41°S). Los resultados de esta investigación contribuirán a la comprensión de los sistemas geotermales en la zona de estudio.

## **1.2. OBJETIVOS**

### **1.2.1. Objetivo general**

- Evaluar el rol que cumple la permeabilidad en la evolución y configuración actual de los sistemas hidrotermales en la Zona Volcánica Sur Andina de Chile, comprendidos entre los 38° y 41°S.

### **1.2.2. Objetivos específicos**

1. Realizar una caracterización petrológica y mineralógica en detalle de los diversos sistemas hidrotermales distribuidos en la zona de estudio.
2. Proporcionar un rango estimativo de la permeabilidad de litologías representativas en la ZVS.
3. Clasificar los sistemas hidrotermales según su petrología y permeabilidad.

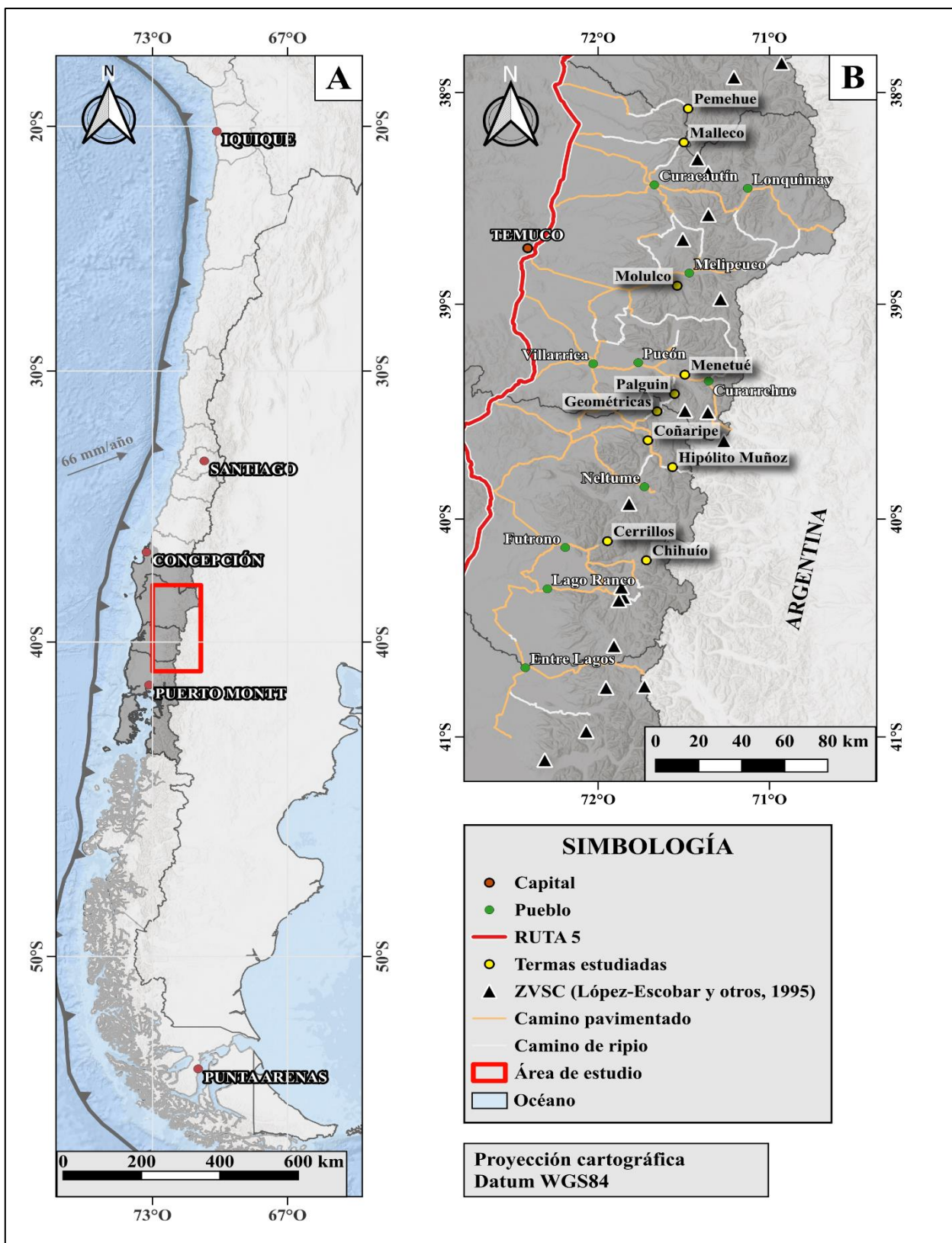
## **1.3. UBICACIÓN Y ACCESOS**

La zona de estudio se sitúa en la Cordillera de los Andes, que abarca las regiones de La Araucanía, Los Ríos y Los Lagos, Chile, entre los 38°00' - 41°00' latitud sur, y los 72°30' - 70°48' longitud oeste. Sus límites geográficos son hacia el norte el volcán Callaqui, región del Biobío, justo al oeste del Complejo Volcánico Cavihue-Copahue. Hacia el sur limita con el cerro Tronador, en las cercanías del Parque Nacional Nahuel-Huapi, Región de Los Lagos, hacia el oeste se encuentra la depresión intermedia y al este el límite fronterizo Chile-Argentina (Figura 1.1).

La infraestructura vial en el área está conformada por una variedad de caminos principales, secundarios y rurales, que conectan con las localidades de Curacautín, Melipeuco, Pucón, Coñaripe, Liquiñe y Futrono. Desde aquellos lugares, se pueden acceder a diferentes vías menores pavimentadas y de ripio, las cuales permiten el acercamiento a las diferentes termas

visitadas (Figura 1.1). Se encuentran en buen estado, proporcionando fácil acceso y conducción, independientemente del vehículo disponible para la campaña de terreno.

Los rasgos morfoestructurales más importantes de la zona es la Cordillera Principal y la Cordillera Patagónica, las cuales ocupan el arco volcánico actual, como también a las cumbres más altas del área de estudio. Entre ellas destacan los volcanes Tolhuaca, Lonquimay, Llaima, Villarrica, Lanín, Mocho-Choshuenco y Puyehue, las cuales superan los 2.400 m de altitud (Sernageomin, 1998).



**Figura 1.1.** A) Mapa geográfico que muestra la ubicación del área de estudio (cuadro rojo), las ciudades principales, el vector de convergencia de la Placa de Nazca bajo la Placa Sudamericana (66 mm/año; Angermann y otros, 1999). B) Área de estudio, donde se muestran las termas analizadas en este trabajo, junto a localidades aledañas, caminos y volcanes pertenecientes a la ZVSC.

## 1.4. AGRADECIMIENTOS

La realización de esta memoria es con motivo del proyecto Fondecyt de Iniciación N°11220777, el cual fue adjudicado por el Dr. Daniele Tardani. Agradezco mucho haberme dado la oportunidad de participar en su proyecto. A la Dra. Fernanda Álvarez por sus enseñanzas que me han permitido desarrollarme a lo largo de la carrera y en el contexto de la realización de este trabajo. Asimismo, le doy gracias a los funcionarios del Departamento Ciencias de la Tierra de la Universidad de Concepción, quienes han colaborado genuinamente en la realización de esta memoria, en especial a Don Pedro Bravo y Don Iván Orellana, por su disposición, entrega y colaboración con los diferentes procedimientos, que, sin la ayuda de ellos, no hubiera sido posible. Mención especial también por la gran colaboración del Departamento de Ingeniería Metalúrgica de la Universidad de Concepción, por la prestación del Laboratorio Mecánica de Rocas, un espacio vital para la realización de los métodos experimentales. En este sentido, agradecer la prestación de este valioso espacio al profesor René Gómez y la encargada del laboratorio, la profesora María Vanessa Gutiérrez, por la resolución de dudas que pudieron surgir y su buena onda. Agradecer profundamente a Camila Poblete González por tu excepcional colaboración, por facilitar los materiales e información, que fueron fundamentales en el desarrollo de este trabajo. Tu experiencia y conocimientos han sido un recurso invaluable, donde tu entusiasmo por el proyecto ha sido un estímulo constante. Gracias por tu enorme apoyo. A mis padres, Augusto y Carmen, y mi hermano Sebastián, por su apoyo incondicional, ser el pilar de mi vida y ser una fuente inagotable de inspiración y refugio en los momentos difíciles. Nada de esto hubiese sido posible sin el compromiso permanente de ustedes. Muchas gracias. A la Genito, fiel compañera en esta larga travesía, por la paciencia y amor incondicional, por estar ahí ante cualquier circunstancia, más aún en los momentos difíciles. Gracias por todo. A mis profesores, cuya sabiduría y pasión por la enseñanza han dejado una huella imborrable en mi formación. Gracias por compartir sus conocimientos y por ser mentores excepcionales. A mis compañeros por la buena onda, y por ser parte de este camino. A mis amigos, por su lealtad, por ser una fuente constante de alegría en triunfos compartidos. Han dejado una marca única en mi experiencia universitaria, ha sido un privilegio haber compartido con ustedes, de seguro les irá excelente.

El camino ha sido largo, tedioso y desafiante. Agradezco a todas estas personas porque su ayuda material y emocional ha sido útil para alcanzar este objetivo. ¡Muchas Gracias!

## 2. MARCO TEÓRICO

### 2.1. SISTEMAS GEOTERMALES

La configuración litosférica actual sitúa a Chile en un margen convergente tectónicamente activo en donde la placa continental Sudamericana es subductada por la placa oceánica de Nazca, condición que ha permanecido desde el Jurásico Inferior (Jordan y otros, 1983; Charrier y otros, 2007). La interacción ha provocado el alzamiento de la Cordillera de los Andes y ha moldeado características geológicas, geográficas y geofísicas, como la sismicidad, el clima, la abundancia y variedad de recursos minerales, y un intenso vulcanismo.

Como consecuencia de este proceso de subducción, sumado a los esfuerzos que conlleva la convergencia, se generan importantes tasas de fusión mantélica y cortical, dando lugar a la segregación, ascenso y almacenamiento de magma a niveles más someros (zonas de *underplating*), formando cámaras magmáticas que liberan calor, provocando elevados gradientes termales en el área que los rodea (Lahsen, 1988), hasta alcanzar el equilibrio térmico. Estas condiciones resultan favorables cuando se alimentan por el calor interno de la Tierra, el cual proviene de dos fuentes principales: (1) el calor remanente de la acreción planetaria primordial; y (2) el calor generado por la continua y espontánea desintegración isotópica de elementos que se encuentran relativamente abundantes en la corteza, cuyas vidas medias son comparables a la edad de la Tierra (4,5 Ga), tales como el  $^{40}\text{K}$ ,  $^{232}\text{Th}$ ,  $^{235}\text{U}$  y  $^{238}\text{U}$  (Gupta y Roy, 2007).

La cantidad de calor transferido desde el interior hacia la superficie terrestre por unidad de tiempo y unidad de área se conoce como flujo calórico. El flujo de calor promedio en la corteza oceánica se estima en  $101 \text{ mWm}^{-2}$ , mientras que, en la corteza continental, alcanza los  $65 \text{ mWm}^{-2}$  (Pollack y otros 1993). Sin embargo, en las zonas de márgenes convergentes, el flujo de calor experimenta variaciones debido a la actividad magmática y volcánica que se presenta. En términos regionales, los flujos de calor en las zonas de arco volcánico se pueden desglosar de la siguiente manera: (1) Alrededor de  $29 \text{ mWm}^{-2}$  en la región del ante-arco, (2) flujos que pueden alcanzar los  $600 \text{ mWm}^{-2}$  en el arco volcánico en sí, y (3) valores típicos de alrededor de  $90 \text{ mWm}^{-2}$  en las áreas ubicadas tras el arco volcánico (Reeder, 1987).

En la litosfera, el calor se transfiere a través del medio material mediante conducción, con la excepción de aquellos sectores donde se registra el ascenso de estos fundidos magmáticos, que transfieren el calor por advección hacia los niveles más superficiales (Schubert y otros, 1975).

En este contexto, los fluidos a niveles corticales juegan un papel crucial al cumplir eficazmente esta función. Sin embargo, para que esto sea efectivo, es esencial contar con zonas permeables que permitan el ingreso de estos fluidos a profundidades con temperaturas significativamente mayores. Estas zonas pueden consistir en rocas intrínsecamente permeables, con gran porosidad, o en rocas fracturadas. En consecuencia, cuando los cuerpos magmáticos que ascienden a través de la corteza se emplazan a profundidades relativamente someras e interactúan con fluidos que circulan a través de rocas permeables, dan origen a un sistema geotermal (Arnórsson y otros 2007).

Desde esta perspectiva, un sistema geotermal resulta del intercambio de calor desde una fuente en profundidad o por el calentamiento de agua meteórica de circulación profunda, debido al alto gradiente geotérmico (Gupta y Roy, 2007). La existencia de un sistema geotermal requiere necesariamente de los siguientes componentes esenciales (Goff y Janik, 1999; Gupta y Roy, 2007; Pirajno, 2009): (1) una fuente de calor (magma o roca caliente en profundidad); (2) fluidos que puedan transportar el calor; (3) un sector permeable, que permita la percolación de agua y actúe como reservorio; y (4) una capa de roca impermeable, que evite el escape de fluidos o del calor.

La vida útil de los sistemas geotermales es poco conocida, al igual que los tiempos de circulación de los fluidos. Las edades estimadas de estos sistemas se encuentran en el rango de unos 0,1 a 1 millón de años (Browne, 1979; Arehart y otros, 2002). Los tiempos de circulación de fluidos pueden variar desde unos pocos cientos de años, o incluso menos, hasta más de 10.000 años (Arnórsson, 1995a; Mariner y otros, 2006). Los fluidos que se encuentran presente en un sistema geotermal son esencialmente aguas meteóricas, agua de mar o una mezcla de ambos, aunque también algunos contienen cantidades significativas de volátiles magmáticos (Arnórsson y otros 2007). La profundidad máxima de la circulación meteórica o de agua de mar es la profundidad que alcanza la transición frágil/dúctil de las rocas (Fournier, 1991). Esta transición se ha inferido de la profundidad de los hipocentros sísmicos, alcanzando con frecuencia profundidades de 5 a 8

km (Klein y otros, 1977; Bibby y otros, 1995) donde las temperaturas pueden ser de 400 °C o más (Kissling y Weir, 2005).

Prácticamente cualquier litología puede funcionar como un hospedador de un reservorio geotérmico y permitir la circulación de los fluidos, siempre y cuando tenga un cierto nivel de permeabilidad. En particular, la permeabilidad primaria hace referencia a este concepto de almacenamiento y transmisión de agua debido a netamente aspectos petrogenéticos. Sin embargo, las rocas que han sido fracturadas desarrollan una permeabilidad secundaria en los planos de falla, donde el material se disgrega, pierde cohesión y su capacidad de transmitir fluidos puede incrementarse notablemente. De este modo, un sistema geotérmico se abastece gracias a la infiltración de aguas meteóricas provenientes de las áreas de recarga del sistema, y migran a través de redes de fallas y fracturas en todas las escalas (ej.: Curewitz y Karson, 1997; Cox, 2007; Walker y otros, 2013). Estos fluidos, una vez calentados, interactúan con la roca que las rodea, disolviéndola y enriqueciendo el fluido geotérmico con una variedad de componentes químicos (Giggenbach, 1991). Posteriormente, estos fluidos geotérmicos pueden ser almacenados en zonas permeables que funcionan como reservorios geotérmicos.

### 3. MARCO GEOLÓGICO REGIONAL

El área de estudio ( $\sim 38^{\circ}$ - $41^{\circ}$ S) se encuentra enmarcada en la Zona Volcánica Sur (ZVS; López-Escobar, 1984), una importante cadena volcánica de tendencia NNE-SSW (López-Escobar y otros, 1995; Cembrano y Lara, 2009) localizada entre los  $\sim 33^{\circ}$ - $46^{\circ}$ S, que comprende el arco volcánico actual a estas latitudes, extendiéndose  $\sim 1.500$ km (Stern, 2004). El límite septentrional de la ZVS viene dado en la zona de subducción de la Dorsal de Juan Fernández sobre la Fosa Chile-Perú, mientras que su límite sur se encuentra definido por la intersección de la zona de subducción de la Dorsal Sísmica de Chile con el continente (López-Escobar y otros, 1995; Stern y otros, 2007; Singer y otros, 2008).

La ZVS es considerada como el segmento volcánico más activo de Chile. Se ubican al menos 60 de los 100 estratovolcanes que registran actividad pleistocena-holocena en Chile, así como 3 complejos de calderas gigantes y numerosos centros eruptivos menores (Stern, 2004).

Sobre la variabilidad en las características petrológicas y geoquímicas identificadas en las rocas del arco volcánico, López-Escobar (1984) propuso distintos segmentos para la ZVS. Desde ese entonces, se han brindado diferentes arreglos de los límites de cada segmento (Sellés y otros, 2004). Comúnmente se identifican cuatro zonas: la Zona Volcánica Sur Norte ( $33^{\circ}$ - $34.5^{\circ}$ S, ZVSN), con sus productos volcánicos mayoritariamente de composición intermedia, la ZVS de Transición ( $34.5^{\circ}$ - $37^{\circ}$ S, ZVST), con un rango amplio de composiciones que va desde basaltos toleíticos a dacitas ricas en potasio, la ZVS Central ( $37^{\circ}$ - $41.5^{\circ}$ S, ZVSC), donde se incluye la zona de estudio, y la ZVS Sur ( $41.5^{\circ}$ - $46^{\circ}$ S, ZVSS), estas dos últimas caracterizadas por la abundancia de productos volcánicos de composición basáltica y andesítico-basáltica, con afinidad toleítica y presencia común de estratovolcanes. (López-Escobar y otros, 1995; Stern, 2004; Stern y otros, 2007).

Particularmente, la ZVSC ( $37^{\circ}$ - $41.5^{\circ}$ S) posee un amplio arco volcánico de  $\sim 80$ - $120$ km de ancho y está constituida por más de 10 estratovolcanes, conos adventicios asociados y numerosos conos monogenéticos (Stern y otros, 2007). El frente consiste en estratovolcanes del Pleistoceno medio al Holoceno que se superponen a edificios volcánicos del Plioceno y el Pleistoceno inferior profundamente erosionados. El frente volcánico del Pleistoceno medio-Holoceno incluye desde la parte más septentrional el complejo volcánico Antuco (2979 m)-Sierra Velluda (3585 m), hasta el



volcán Osorno (2652 m; Lara y Folguera, 2006; Stern y otros, 2007), además de otros centros eruptivos a destacar como Tolhuaca ( $38^{\circ}18'S-71^{\circ}39'W$ ), Lonquimay ( $38^{\circ}22'S-71^{\circ}35'W$ ), Llaima ( $38^{\circ}41'S-71^{\circ}43'W$ ), Sollipulli ( $38^{\circ}59'S-71^{\circ}31'W$ ), Villarrica ( $39^{\circ}25'S-71^{\circ}56'W$ ), Complejo Mocho-Choshuenco ( $39^{\circ}55'S-72^{\circ}02'W$ ), Grupo Volcánico Carrán-Los Venados ( $40,4^{\circ}S-72,1^{\circ}W$ ) y el Complejo Volcánico Puyehue-Cordón Caulle ( $40,5^{\circ}S, 72,2^{\circ}W$ ). De los segmentos de la ZVS, es considerado el más activo de toda la Cordillera de los Andes, ya que incluye los volcanes Llaima y Villarrica, los volcanes individuales más grandes y activos de Sudamérica, alcanzando volúmenes de hasta  $400\text{km}^3$  (López-Escobar y otros, 1995; Stern y otros, 2007).

### **3.1. UNIDADES MORFOESTRUCTURALES**

Entre los  $\sim 38-39^{\circ}S$ , se distinguen las siguientes morfoestructuras, desde oeste a este: la Cordillera de la Costa y la Depresión Central, ocupando la región del ante-arco; la Cordillera Principal, que abarca el arco volcánico cuaternario; y la Cuenca Neuquina de antepaís, consagrando lo que es el tras-arco. Por otro lado, a las latitudes de  $39-41^{\circ}S$ , las morfoestructuras que se identifican desde oeste a este son: la Cordillera de la Costa y la Depresión Central, que continúan constituyendo el ante-arco; la parte septentrional de la Cordillera Patagónica, que abarca el arco volcánico; y la Precordillera Patagónica, ocupando el antepaís a estas latitudes.

La Cordillera de la Costa corresponde a una cadena montañosa con altitudes variables, alcanzando elevaciones máximas de  $\sim 1.500$  m en la Cordillera de Nahuelbuta a los  $\sim 38^{\circ}S$ , y  $\sim 1.000$  m, entre los  $\sim 40-41^{\circ}S$ , con elevaciones promedio de  $\sim 325$  y  $250$  m s.n.m (Rehak y otros, 2008). Al oeste se encuentra limitada por el Océano Pacífico y al este por el Valle Central.

La Depresión Central se ubica entre la Cordillera de la Costa y el arco volcánico actual. Constituye amplia zona de escaso relieve, suavemente ondulada, de unos  $1000$  km de largo, con un ancho que no supera los  $75$  km (Lavenu y Cembrano, 1999). Esta unidad concentra la mayor parte de la sedimentación y actúa como depocentro, desarrollando espesores que superarían los  $3.000$  m. (Encinas y otros, 2012).

La Cordillera Principal meridional se exhibe en el sector norte de la zona de estudio ( $38-39^{\circ}S$ ). A estas latitudes representa el arco volcánico actual con una orientación  $\sim N-S$ , con alturas medias que rondan los  $2.500$  m, cuyos valores decrecen hacia el sur (Hervé, 1994).

El antepaís entre los 38°-40°S es ocupado por la Cuenca Neuquina. Se ubica al este del arco volcánico, entre los 32-40°S y corresponde a una cuenca extensional ensiálica íntimamente vinculada con una profusa actividad magmática, que constituyó un área subsidente durante gran parte del Mesozoico, registrando espesores que alcanzan los 7.000 m de relleno.

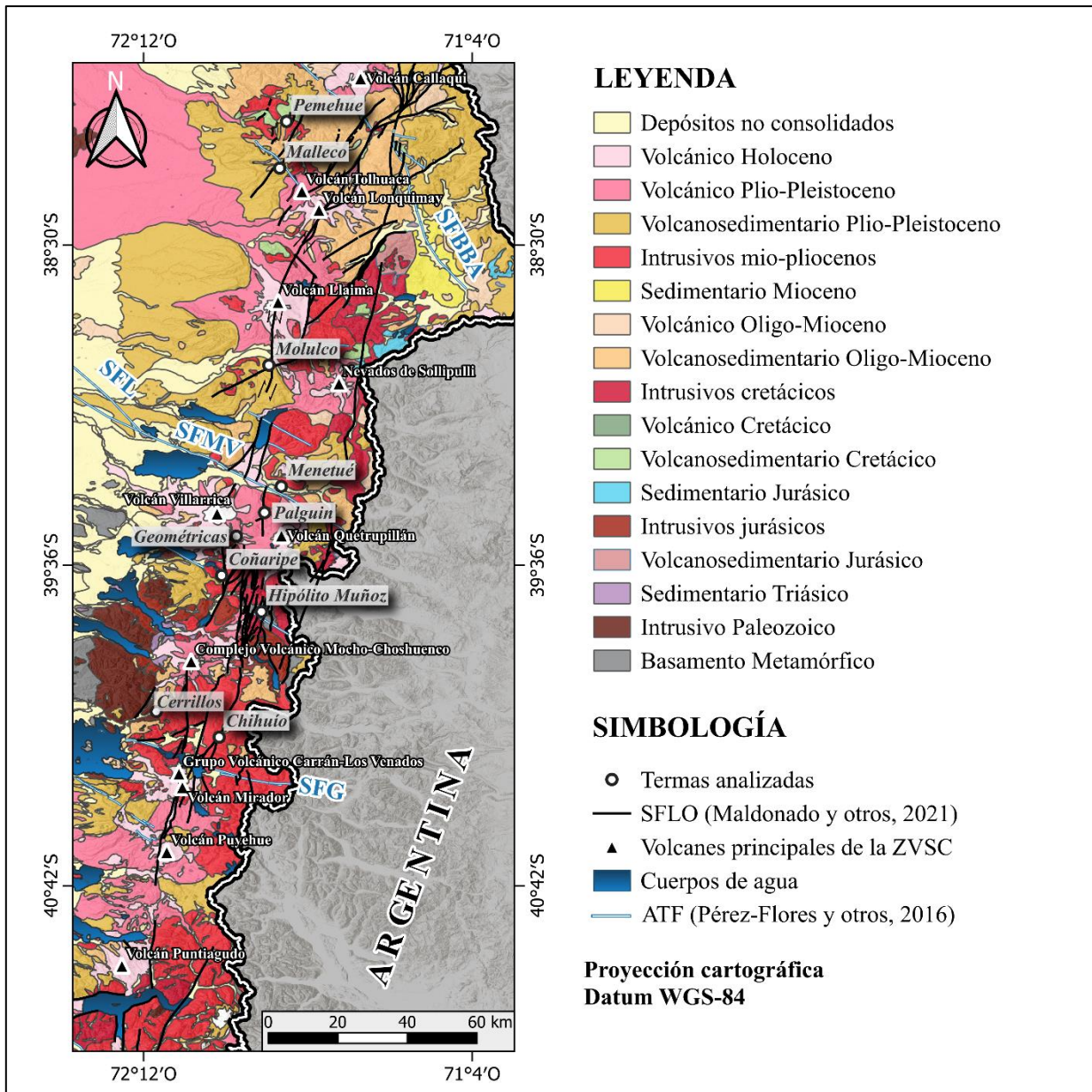
Desde los 39°S, se refleja la transición de la Cordillera Principal a la Cordillera Patagónica septentrional, cuyo relieve alcanza los 1.500 m (Lavenu y Cembrano, 1999). La Precordillera Patagónica forma parte del antepaís del arco volcánico entre los 41-42°S. Consiste en un frente volcánico conformado por un sistema de fallas con doble vergencia que ha concentrado la deformación de antepaís desde el Mioceno superior al reciente (Tassara y Yáñez, 2003).

## **3.2. UNIDADES GEOLÓGICAS**

La geología de la Cordillera Andina entre los 38° y 41°S comprende unidades volcano-sedimentarias, sedimentarias, volcánicas, intrusivas y metamórficas en menor medida, con edades desde el Devónico al Reciente (Figura 3.1).

### **3.2.1. Rocas Metamórficas**

Entre los 38° y 41°S, las unidades metamórficas se exponen de manera relativamente continua como un complejo acrecionario de subducción del Paleozoico Superior, que se extiende principalmente a lo largo de la Cordillera de la Costa Centro-Sur. (González-Bonorino, 1970; Aguirre y otros, 1972; Hervé, 1988; Glodny y otros, 2005). El Basamento Metamórfico muestra características de un cinturón metamórfico pareado (Miyashiro, 1961), en la que se distinguen dos franjas ~N-S que difieren grado metamórfico y protolito (Aguirre y otros, 1972), encontrándose la Serie Oriental, compuesta principalmente por metaturbiditas acompañadas por lentes y concentrados calcosilicatados, y por otro lado la Serie Occidental, que consiste fundamentalmente en mica-esquistos, metabasitas, y en menor medida metacherts y serpentinitas (Hervé y otros, 2007).



**Figura 3.1. Mapa Geológico Regional simplificado.** Se incluyen los volcanes y estructuras principales que controlan la ZVS, destacando el SFLO y las estructuras heredadas del Pre-Andino (ATF), además de las termas analizadas en este trabajo.

Debido a la intrusión del Batolito Costero y Patagónico, la Serie Oriental desarrolla condiciones de bajo P/T, mientras que la Serie Occidental posee un metamorfismo de alto P/T (Glodny y otros, 2005; Hervé y otros, 2007). Hervé y otros (2007) determinaron para la Serie Oriental una edad de rango Devónico-Carbonífero temprano, mientras que la Serie Occidental es Carbonífero tardío.

Sobre la base de características mineralógicas, litológicas y estructurales, la totalidad de las rocas del Basamento Metamórfico de la Cordillera de la Costa Centro-Sur fueron consideradas sincrónicas y correlacionables. No obstante, con el avance de estudios geocronológicos y condiciones de P-T del metamorfismo han demostrado eventos metamórficos de edades y naturalezas que difieren entre sí (Duhart y otros, 1997; Hervé y otros, 1998, 1999; Para y otros, 2000 en Duhart y otros, 2001), lo que ha permitido individualizar varios complejos metamórficos en la franja costera, entre los que destaca el Complejo Metamórfico Bahía Mansa (Duhart, 1999; Duhart y otros, 2001).

En este contexto, se han reconocido además unidades metamórficas en posiciones más orientales (Parada y otros, 1977) que atraviesan la Depresión Central y el flanco occidental de los Andes del Sur (Figura 3.1). Este es el caso del área de estudio, donde destacan el Complejo Metamórfico Trafún (Campos y otros, 1998; Rodríguez y otros, 1999) y el Complejo Metamórfico Liquiñe (Hervé, 1977; Lara y otros, 2001).

### **3.3.2. Rocas Intrusivas**

El magmatismo dentro del segmento centro-sur de Chile, entre los 33-47°S se encuentra dominado por numerosos y discretos episodios intensos de intrusiones desde el Paleozoico superior hasta el Holoceno, que dieron lugar a importantes franjas plutónicas de tendencia ~N-S (Parada y otros, 2007). El plutonismo paleozoico en este segmento se expresa con el Batolito Costero del Sur, un gran cuerpo intrusivo que se extiende de manera continua entre los 32° y 38°S en una franja NNE-SSW. Está compuesto principalmente de granitoides calcoalcalinos del Carbonífero tardío-Pérmico, los que intruyeron la Serie Oriental del Basamento Metamórfico (Hervé y otros, 2007). En la zona de estudio, a los ~40°S existe un aparente movimiento hacia el este del batolito, aflorando en el cordón principal de la Cordillera de los Andes (Figura 3.1), conocido también como Batolito Futrono-Riñihue (Rodríguez y otros, 1999). Dataciones radiométricas Rb-Sr sugieren edades en el rango Carbonífero-Pérmico para el emplazamiento (Hervé y otros, 1976; Hervé y otros, 1988 en Creixell, 2001).

Por otra parte, la gran parte del segmento está gobernado por el intenso magmatismo mesozoico, representado por el Batolito Norpatagónico. El Batolito Norpatagónico se encuentra

dominado por rocas plutónicas meso-cenozoicas, que se extienden por el eje de la Cordillera Norpatagónica desde los  $\sim 39^{\circ}$ - $47^{\circ}$ S, como una franja continua  $\sim$ N-S, de unos 1000km de longitud y de ancho variable, entre 60-150 km (Figura 3.1; Pankhurst y otros, 1992; Pankhurst y Hervé, 1994), predominando en la parte meridional de la ZVSC, entre las latitudes estudiadas. Por lo general, estas rocas presentan composiciones intermedias a félsicas y se caracterizan por mostrar señales calcoalcalinas. Según Sernageomin (2003) las rocas de las intrusiones jurásicas se clasifican como dioritas, gabros, monzodioritas de piroxeno, dioritas cuarcíferas, granodioritas, tonalitas de hornblenda y biotita. Las intrusiones cretácicas consisten principalmente en monzogranitos leucocráticos ricos en cuarzo, monzogranitos de biotita, variando de granodiorítico a sienítico en composición modal. En particular, en el margen occidental, se encuentran en su mayoría rocas granodioríticas del Jurásico Superior y Cretácico Inferior, mientras que en el margen oriental predominan las rocas monzograníticas y graníticas del Cretácico. Hacia el centro, se observan predominantemente rocas granodioríticas, dioríticas y tonalíticas del Mioceno (Pankhurst y otros, 1999). Sobre la base de varias dataciones radiométricas se ha podido establecer que, a escala batolítica, la actividad plutónica ha ocurrido desde los 149 Ma a los 8 Ma, distinguiendo eventos restringidos durante el Jurásico, pero con un *peak* entre los 100 Ma y 70 Ma, mostrando una actividad magmática extensa durante el Cretácico y Mioceno (Suárez y De la Cruz, 2000; Duhart, 2008). Los episodios discretos de plutonismo se asocian a una mayor tasa de convergencia y ángulos decrecientes de oblicuidad del plano de subducción. La pausa de este plutonismo coincide con una fase extensional, vulcanismo y sedimentación a principios del Cenozoico, a lo largo de la Cordillera de la Costa y Depresión Central (Pankhurst y otros, 1999).

### **3.3.3. Secuencias Sedimentarias, Volcánicas y Volcano-Sedimentarias**

Estas unidades en la zona de estudio ( $\sim 38$ - $41^{\circ}$ S) abarcan desde el Triásico. Estas últimas son secuencias sedimentarias de reducida extensión areal, correspondientes a las formaciones Panguipulli y Tralcán, que afloran en los alrededores del lago Panguipulli. Las rocas sedimentarias del Jurásico se expresan en la Formación Nacientes del Biobío, la cual se ubica entre la Cordillera Principal y el antepaís a los  $\sim 38^{\circ}$ S, y representan el relleno de sedimentos y sucesiones volcánicas de la parte occidental de la Cuenca Neuquina (Suárez y Emparan, 1997). Por otra parte, entre estas latitudes, se distribuye a nivel local las rocas volcánicas y volcano-

sedimentarias del Complejo Vizcacha-Cumilao del Cretácico Superior-Paleógeno, que da cuenta la intensa deformación compresiva de la Fase Larámica y la continua actividad volcánica del arco (Suárez y Emparan, 1997; Maloney y otros, 2013).

Las secuencias volcánicas y volcanosedimentarias del Oligo-Mioceno tienen gran relevancia en su distribución entre los  $\sim 38-41^{\circ}\text{S}$  (Parada y otros, 2007). Desde los  $\sim 39^{\circ}\text{S}$  hacia el norte, se disponen ya sea en la vertiente occidental como en el eje de la Cordillera de los Andes, mientras que, desde esa latitud hacia el sur, se visualizan solo las unidades miocenas principalmente en el flanco oriental de la Cordillera de la Costa, mientras que las oligocenas se disponen al este del eje cordillerano (Figura 3.1). Estas rocas están relacionadas a la apertura de cuencas intra-arco en una etapa extensional que afectó a gran parte de los Andes Norpatagónicos en el Oligoceno Superior-Mioceno Inferior, acompañado de un intenso vulcanismo, que constituye el frente volcánico del Oligoceno Superior-Mioceno Inferior (Suárez y Emparan, 1995). La cuenca continental Curamallín (Suárez y Emparan, 1995), donde aflora la formación de nombre homónimo y la cuenca marina Lago Ranco (Campos y otros, 1998), donde aflora la Formación Estratos de Lago Ranco, son ejemplos de ellas en el área de estudio.

Las unidades más jóvenes que se observan en el área de estudio son aquellas desde el Plioceno al Holoceno (Figura 3.1). Los depósitos volcánicos del Plio-Pleistoceno Inferior constituyen estructuras volcánicas centrales con extensas secuencias lávicas principalmente basálticas y andesíticas, intercaladas con depósitos volcanosedimentarios, las cuales se relacionan con estratovolcanes muy erosionados. Se reconocen en la Cordillera Andina desde su borde occidental, junto a estratovolcanes del frente activo, hasta la vertiente argentina, sobre bloques alzados de basamento paleozoico, granitoides o secuencias volcanosedimentarias del Meso-Cenozoico (Franzese, 1995). En la zona de estudio estos depósitos se encuentran representados primordialmente por la Formación Malleco ( $38-39^{\circ}\text{S}$ ) (Suárez y Emparan, 1997) y el conjunto volcánico denominado Asociación Volcánica de la Precordillera Oriental ( $\sim 38^{\circ}\text{S}$ ) (Suárez y Emparan, 1997). Hacia la Depresión Central, los depósitos glacifluviales, glacialacustres, deltaicos y morrénicos del Pleistoceno Medio-Superior cubren grandes extensiones a estas latitudes (Rodríguez y otros, 1999). Por último, las unidades del Pleistoceno-Superior al Holoceno comprenden a los antiguos depósitos sedimentarios de los principales ríos, además de los depósitos actuales, tales como; fluviales, aluviales y de remoción en masa. (Rodríguez y otros,

1999). Por lo demás contempla la cadena volcánica actual de Los Andes y sus depósitos volcánicos recientes, que se han concentrado en grandes estratovolcanes, calderas y centros eruptivos menores post-glaciares (López-Escobar y otros, 1995).

### **3.3. MARCO TECTÓNICO REGIONAL**

El área de estudio ( $\sim 38^{\circ}$ - $41^{\circ}$ S) se ubica en el margen occidental de Sudamérica, donde se enmarca en un ambiente geotectónico convergente, dominado por la subducción oblicua de la Placa de Nazca bajo la Placa Sudamericana, por lo menos desde el Jurásico Inferior (Charrier y otros, 2007). A partir de este periodo, se ha producido magmatismo significativo, desarrollo de cuencas, orogenia, tectonismo, metamorfismo, y variaciones en la ubicación del arco con respecto a la fosa (Mpodozis y Ramos, 1989). Este proceso de convergencia ocurre a tasas de  $\sim 66$  mm/año, con un vector orientado  $N78^{\circ}E$ , que ha prevalecido constante durante los últimos 20Ma (Figura 1.1; Angermann y otros, 1999; Kendrick y otros, 2003).

La deformación intra-placa en los márgenes convergentes, inducida por una subducción oblicua es fuertemente particionada, y desarrollan fallas paralelas a la fosa en la placa cabalgante, conformando la arquitectura regional de los cinturones orogénicos (Jarrard, 1986; Stanton-Yonge y otros, 2016). La ZVS muestra una configuración geodinámica peculiar que los convierte en un área idónea para investigar la forma en que se particiona la deformación debido a la convergencia oblicua. Particularmente, en la zona de estudio ( $\sim 38$ - $41^{\circ}$ S), la deformación inducida por la convergencia es fuertemente particionada entre la falla de interplaca, el Sistema de Fallas Liquiñe-Ofqui (SFLO; Hervé, 1976; Cembrano y otros, 1996; Lavenu y Cembrano, 1999; Cembrano y Lara, 2009; Rosenau y otros, 2006) y las Fallas Transversales Andinas (ATF; Sánchez y otros, 2013; Pérez-Flores y otros, 2016) de orientación  $\sim NW-SE$ , produciendo un entorno tectónico donde la deformación se divide en fallas paralelas y ortogonales de margen, acomodadas dentro del arco y el ante-arco, respectivamente (Figura 3.1; Cembrano y otros, 1996; Stanton-Yonge y otros, 2016).

#### **3.3.1. Sistema de Fallas Liquiñe-Ofqui (SFLO)**

Rasgo estructural principal de la ZVS. Corresponde a un sistema activo de fallas cenozoicas de primer orden, que se extienden en el intra-arco, entre los  $\sim 37^{\circ}$  y  $48^{\circ}$ S, alcanzando una longitud

de ~1200 km (Lavenu y Cembrano, 1999; Folguera y Ramos, 2002). Comprende una serie de fallas principales dextrales de dirección ~N-S a NNE-SSW y fallas dextral-normales de orientación NE-SW a ENE-WSW, correspondientes a lineamientos en *echelon* que se desprenden de las trazas principales, definiendo en su conjunto, estructuras tipo dúplex de *strike-slip* en los extremos sur y norte del sistema (Cembrano y otros, 1996; Cembrano y Lara, 2009). También ha sido explicado como una *flower structure*, con diferentes grados de exhumación de niveles profundos de la corteza (principalmente rocas del Batolito Norpatagónico) y una tasa de exhumación superior a 1,6 mm/año desde el Plioceno (Cembrano y otros, 2002). Como se menciona anteriormente, esta estructura es la encargada de acomodar gran parte de la deformación producto de la subducción oblicua, y es por esta razón que existe una ausencia de fajas corridas y plegadas en el antepaís a estas latitudes, pero sí son existentes inmediatamente al norte y al sur de ellas (Cembrano y otros, 2002). Sin embargo, eventos discretos de deformación faja corrida y plegada de piel fina y vergencia oriental actuarían en territorio argentino entre los 41-42°S (Giacosa y Heredia, 2004). Datos de deslizamientos de falla y de tensores de esfuerzos para la deformación del Pleistoceno a lo largo de la porción norte del SFLO, muestran consistentemente un *stress* de compresión máximo subhorizontal ( $\sigma_{Hmax}$ ) con tendencia N60°E (Lavenu y Cembrano, 1999; Pérez-Flores y otros, 2016), teniendo las fallas principales una orientación favorable de cizallamiento dextral con respecto al campo de *stress* predominante. El régimen tectónico que impera en el arco volcánico no ha sido constante durante el Cenozoico. Particularmente, entre los 37-42°S, la ZVS estuvo sometida a un régimen compresivo de orientación ~E-W durante el Mioceno-Plioceno. Desde este último periodo a la actualidad, la deformación ha acomodado transpresión dextral de orientación NE-SW (Lavenu y Cembrano, 1999). El control de la arquitectura del arco que impone el SFLO se refleja en el alineamiento de los estratovolcanes mayores y centros eruptivos subsidiarios, de orientación ENE-WSW, que están directamente relacionados con el actual régimen tectónico transpresivo dextral y exhiben en su mayoría magmas primitivos. Por lo demás este dominio se vincula espacialmente con áreas geotérmicas, ubicadas ya sea a lo largo de las fallas principales (~N-S) como también en las estructuras subsidiarias (~NE-SW) (Melnick y otros, 2006; Cembrano y Lara, 2009; Sánchez y otros, 2013; Pérez-Flores y otros, 2016).



### 3.3.2. Fallas Transversales Andinas (ATF)

Comprenden fallas corticales y lineamientos morfotectónicos dispuestos oblicuamente al orógeno andino (Figura 3.1; Sánchez y otros, 2013; Pérez-Flores y otros, 2016). Estos incluyen un grupo de fallas de rumbo NW-SE a WNW-ENE identificadas a lo largo de los Andes, ya sea en las regiones de ante-arco, intra-arco y/o tras-arco, entre al menos los  $\sim 25^\circ$  y  $41^\circ$ S (Cembrano y Lara, 2009). Se encuentran severamente desacopladas con el campo de esfuerzos dominante y se han interpretado como debilidades corticales asociadas con fallas pre-andinas reactivadas como fallas de desplazamiento sinistral-inverso durante el desarrollo del arco (ej.: López-Escobar y otros, 1995; Melnick y otros, 2006; Glodny y otros, 2008; Tardani y otros, 2016). Debido a su desacople con respecto al régimen tectónico actual, las ATF requieren presiones magmáticas supralitosféricas para activarse (Cembrano y Lara, 2009). Esta condición promueve una larga residencia del magma en los depósitos de la corteza, que pueden servir como fuentes de calor, lo que permite generar grandes reservorios geotérmicos (Sánchez y otros, 2013; Pérez-Flores y otros, 2016). Además, este grupo de fallas está probablemente relacionado con la segmentación tectónica de los Andes, el emplazamiento de cuerpos intrusivos de orientación NW-SE, los procesos volcánicos y volcano-tectónicos del Paleozoico-Mesozoico, y la génesis de una serie de cuencas de dirección NW-SE a WNW-ESE, oblicuas al actual arco volcánico, al menos desde el Mesozoico al Reciente (Radic, 2010). La actividad volcánica comprende alineaciones de estratovolcanes con tendencia WNW-ESE que muestran una serie de magmas más evolucionados que el SFLO, incluso llegando a productos riolíticos (Sánchez y otros, 2013; Pérez-Flores y otros, 2016). Los lineamientos NW-SE que más destacan en el área de estudio a escala regional son:

**Sistema de Fallas Biobío-Alumine (SFBBA):** Limita el bloque alzado Copahue-Pino Hachado y se une con el SFLO al sur del centro volcánico Copahue (Muñoz y Stern, 1988). Estructuras observadas en la parte norte del valle del río Biobío indicarían una actividad post-miocena relacionadas a un movimiento sinistral (Basso y Cembrano, 2009). Separa dos dominios tectónicos, el bloque norte ha sido sometido a compresión y acortamiento del tras-arco durante el Cuaternario y luego uno extensivo previo al Mioceno tardío, y el bloque sur caracterizado por transtensión en el arco desde el Plioceno (Folguera y otros, 2002).

**Sistema de Fallas Lanalhue (SFL):** Corresponde a una estructura profunda y sísmicamente activa, ubicada a lo largo del flanco sur de la Cordillera de Nahuelbuta (Melnick y otros, 2006), entre los  $\sim 38^\circ$  y  $39^\circ$ S, extendiéndose desde Punta Morguilla al oeste y hacia el sureste por el Lago Lanalhue hasta las cercanías de Temuco. Constituye uno de los rasgos estructurales mayores a estas latitudes, el cual se encuentra íntimamente ligado al alzamiento del denominado Bloque de Arauco (Moreno, 2004). Además, es el responsable de marcar el contacto entre la Serie Oriental y Occidental del Basamento Metamórfico (Hervé y otros, 1988). Dataciones indican un movimiento sinistral a los  $\sim 275$  Ma (Pérmico), con manteo hacia el NE (Glodny y otros, 2008).

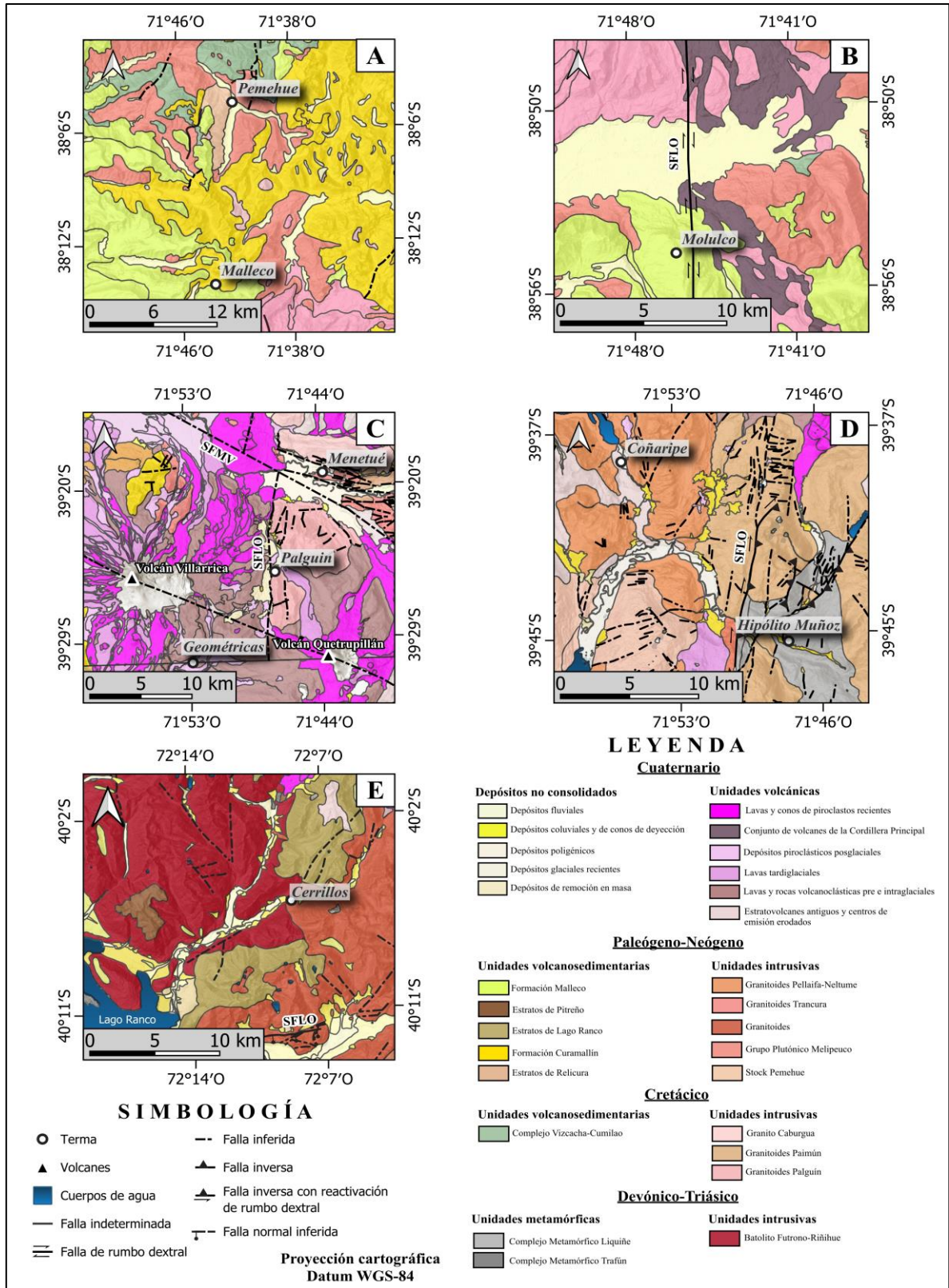
**Sistema de Fallas Mocha-Villarrica (SFMV):** Consiste en una serie de lineamientos de orientación NW-SE que se extiende desde el borde norte de la Cuenca Collón-Curá en Argentina, hasta el cañón del río Imperial (Melnick y otros, 2006). Esta estructura controla el alzamiento de la Isla Mocha en la zona del ante-arco y el emplazamiento de la cadena volcánica Villarrica-Quetripillán-Lanin en el arco (Figura 3.1; Hackney y otros, 2006). Además, marca un límite en las tasas de erosión. Hacia el norte aún se preserva la cobertura volcanosedimentaria neógena, mientras que hacia el sur se exponen rocas del meso-cenozoicas del arco (Moreno, 2004). En base a estudios de datos estructurales y sismicidad indicarían un desplazamiento sinistral (Melnick y otros, 2006).

**Sistema de Fallas Gastre (SFG):** Corresponde a una prominente zona de cizalle de orientación NW-SE que comprende un sistema anastomosado subparalelo de fallas regionales individuales de  $\sim 40$  km de ancho, que se ubican en la región septentrional de la Patagonia Extrandina, entre los  $\sim 38^\circ$  y  $45^\circ$ S (Figura 3.1; Rapela y Pankhurst, 1992). El SFG es un límite estructural significativo, del cual hay numerosos cambios importantes en la geología. Uno de los más relevantes es su prolongación noroeste hacia la Región de Los Lagos, a unos  $40^\circ$ S, donde marca el límite norte del Batolito Patagónico Meso-Cenozoico (Munizaga y otros, 1988). Es posible además que la terminación occidental del GFS pueda estar desplazada unos 120 km al norte por el SFLO, para interceptar la costa del Pacífico a  $38^\circ$ S (Rapela y Pankhurst, 1992). Esto se encuentra justo al sur de la Cordillera de Nahuelbuta, la exposición más meridional de rocas del Paleozoico tardío en el Batolito Costero Sur (Hervé y otros, 1987).

### 3.4. GEOLOGÍA DE LAS MANIFESTACIONES TERMALES

El segmento andino entre los 38-41°S comprende la presencia de numerosos centros volcánicos activos que muestran una importante concentración de fuentes termales (alrededor del 30% del total de Chile), cuyas zonas se caracterizan por un elevado gradiente geotérmico (Hervé, 1984; Hauser, 1997). La orientación preferencial ~N-S de rasgos estructurales mayores, como es el caso del SFLO a estas latitudes, propicia la intercepción de fluidos superficiales de agua por parte de fallas regionales y su posterior percolación hacia niveles más profundos. El calentamiento del agua, con la consiguiente expansión volumétrica, genera presiones necesarias para provocar su migración ascendente. Según el catastro de manifestaciones termales chilenas de Hauser (1997), la ZVSC alberga más de 35 fuentes termales, las cuales se encuentran comprometidas, tanto a rocas volcanoclásticas e intrusivas cretácicas y neógenas, como a flujos lávicos plio-pleistocenos y cuaternarios. Entre ellas se encuentran la de interés para esta investigación, que, desde norte a sur, son las siguientes: Pemehue (38°04'S); Malleco (38°13'S); Molulco (38°35'S); Menetúé (39°18'S); Palguín (39°25'S); Geométricas (39°30'S); Coñaripe (39°38'S); Hipólito Muñoz (39°46'S); Cerrillos (40°06'S) y Chihuío (40°11'S). La proximidad a centros volcánicos ayuda a incrementar las temperaturas de las aguas, no obstante, en este ambiente, afloran a temperaturas muy variables (~35-90°C; Hauser, 1997).

La geología a escala local abarca desde rocas metamórficas e intrusivas del Paleozoico, cuerpos plutónicos cretácicos-miocenos, correspondiente a franjas de los distintos pulsos del Batolito Norpatagónico, y en su mayoría secuencias volcánicas y volcanosedimentarias meso-cenozoicas, dispuestas en franjas ~N-S y NW-SE y distribuidas principalmente en la Cordillera Norpatagónica. A continuación, se describen detalladamente las distintas unidades que afloran en el área de estudio. Sobre la base de las cartas geológicas de escala 1:100.000 del área Futrono-Lago Ranco (Campos y otros, 1998), Liquiñe-Neltume (Lara y Moreno, 2004), Pucón-Curarrehue (Moreno y Lara, 2008) y de la carta a escala 1:250.000 de Curacautín (Suárez y Emparan, 1997), se confeccionaron cinco mapas geológicos (Figura 3.2), dando énfasis en la ubicación de termas analizadas en este trabajo.



**Figura 3.2. Mapas Geológicos Locales de las manifestaciones termales analizadas.** Modificado de Suárez y Emparan (1997); Campos y otros (1998); Lara y Moreno (2004) y Moreno y Lara (2008). Termas de Chihuío a ~36km al SE de Cerrillos (fuera del mapa).

### **3.4.1. Devónico-Triásico**

#### **3.4.1.1. Complejo Metamórfico Trafún**

Definido por Campos y otros (1998). Este complejo es incluido dentro de la denominada Serie Oriental del Basamento Metamórfico y se distribuye principalmente en la Península de Futrono y a lo largo del Valle del Río Trafún (Campos y otros, 1998). En tanto, a unos 18km al suroeste de las Termas de Cerrillos, en el lago Ranco, se logra visualizar un afloramiento (Figura 3.2-E). Corresponde a una sucesión sedimentaria afectadas por un bajo grado de metamorfismo, constituida por metagrauvascas de grano fino, alternando con metareniscas finas, pizarras arcillosas, y localmente niveles de metaconglomerados (Parada y otros, 1977). Se encuentra intruido por el Batolito Futrono-Riñihue, que ha provocado un metamorfismo de contacto de la zona andalucita-cordierita y biotita, con un metamorfismo retrogrado asociado a la zona de clorita (Campos y otros, 1998). La datación U-Pb de circones en clastos de granitoide entrega un máximo de edad, ya sea para el protolito como para el metamorfismo regional, de 383 Ma (Duhart y otros, 1997), entregando un rango Devónico-Carbonífero Inferior.

#### **3.4.1.2. Batolito Futrono – Riñihue**

Unidad definida por Campos y otros (1998). Corresponde a un cuerpo intrusivo de amplio desarrollo en la Región de los Ríos, desde el flanco norte del Lago Riñihue hasta el sur del Lago Ranco, abarcando un área total superior a 300 km<sup>2</sup> (Rodríguez y otros, 1999). El sector oriente de las Termas de Cerrillos aflora considerablemente (Figura 3.2-E). Intruye por el oeste a metasedimentitas del Complejo Metamórfico Trafún, y al este se encuentra intruido por plutones jurásicos (Panguipulli y Huechulafquén). Incluye granitos, granodioritas y tonalitas de biotita y hornblenda, leucogranitos de grano medio a grueso, y pórfidos riódacíticos. Además de hornblenda y biotita, se reconoce cuarzo, oligoclasa-andesina, microclina y escasos piroxeno, apatito y circón. Los granitos y granodioritas poseen señales calcoalcalinas, de carácter metaluminosa a peraluminosa, con alto contenido de potasio. (Campos y otros, 1998). Dataciones en biotita por métodos Ar-Ar, K-Ar y U-Pb en circones, se han obtenido edades que representan el rango Carbonífero Superior-Pérmico Inferior (281,6±2,1 a 307,2±2,3 Ma) (Munizaga y otros, 1998; Deckart y otros, 2014).

### 3.4.1.3. Complejo Metamórfico Liquiñe

Definido originalmente por Hervé (1977) y redefinido posteriormente por Lara y Moreno (2004). Consiste en un conjunto de rocas metamórficas paleozoicas-triásicas polideformadas, expuestas al este del SFLO, en los valles de los ríos Liquiñe, Lizán y Carranco, que afloran como un roof-*pendant* en granitoides cretácicos y miocenos. Particularmente, aflora ampliamente en los alrededores de las Termas de Hipólito Muñoz (Figura 3.2-D). Está conformado por gneises de grano medio a grueso, esquistos cuarzo-micáceos y de forma subordinada esquistos anfibólicos y milonitas, afectados por metamorfismo regional de grado medio-alto y cizalle dúctil en su borde occidental. Los gneises y esquistos presentan una deformación polifásica, al menos 4 eventos de deformación: (1) Foliación  $S_1$  y pliegues isoclinales a los  $243\pm 43$  Ma; (2) Foliación  $S_2$  y pliegues isoclinales; (3) Clivaje de crenulación  $S_3$  a los  $94\pm 2$  Ma. Este último evento habría generado en el borde occidental del Complejo Metamórfico Liquiñe una deformación dúctil penetrativa asociada a milonitas cuarzo-feldespato-micas con foliación subvertical de rumbo N-S. La edad de este evento está acotada entre los  $48-29\pm 1$  Ma (Hervé, 1977). La edad del protolito aun no se ha podido restringir (Lara y Moreno, 2004).

## 3.4.2. Cretácico

### 3.4.2.1. Granitoides Palguín

Definida formalmente por Moreno y Lara (2008). Par de cuerpos intrusivos que comprenden principalmente tonalitas y granodioritas, aunque también algunos granitos de biotita y hornblenda subordinados. Se distribuyen en las inmediaciones de los cerros La Liebre y Palguín, al este del SFLO. Además, comprende afloramientos pertenecientes a las Termas de Palguín (Figura 3.2-C). Subyacen a secuencias volcánicas de los volcanes Quetrupillán y Villarrica, y se encuentra en contacto con granitoides miocenos. Por su parte poseen una continuidad hacia el sur, formando parte de los Granitoides Paimún (Lara y Moreno, 2004). Litológicamente corresponden a tonalitas y granodioritas de hornblenda y biotita, y de manera subordinada algunos granitos de biotita y hornblenda con enclaves máficos elongados, de tipo dioríticos a tonalíticos. Estos autores han estimado una edad  $^{39}\text{Ar}/^{40}\text{Ar}$  de  $105,4\pm 0,6$  Ma (Cretácico Inferior).

### **3.4.2.2. Granitoides Paimún**

Definido por Lara y Moreno (2004). Conjunto de intrusivos compuestos por tonalitas, granodioritas y gabros con granitos subordinados, que forman una franja de orientación ~N-S desde la ribera norte del lago Pirehueico, hasta los 38°S, exponiéndose generalmente por el este del SFLO. En particular, aflora en los alrededores de las Termas de Hipólito Muñoz, como conforma los afloramientos de esta (Figura 3.2-D). Las rocas mayoritarias de esta unidad intruyen a la Formación Curarrehue al este de la Falla Reigolil-Pirehueico, y al Complejo Metamórfico Liquiñe en los ríos Liquiñe y Lizán. Petrográficamente comprenden principalmente tonalitas de anfíbol y piroxeno, dioritas cuarcíferas de piroxeno y granodioritas de hornblenda y biotita que presentan una foliación magmática débil subhorizontal, definida por la orientación de los cristales de anfíbol. Diversas dataciones radiométricas de K-Ar en máficos, han arrojado edades que se encuentran entre los 135-74Ma (Cretácico Superior; Lara y Moreno, 2004).

### **3.4.2.3. Granito Caburgua**

Definido formalmente por Moreno y Lara (2008). Cuerpo intrusivo formado principalmente por granitos de biotita, además de granodioritas y dioritas subordinadas. Se distribuye en una franja de orientación ~N-S al oeste y sur del lago Caburga y al sureste del SFLO. Aflora particularmente a unos 2km al norte de las Termas de Menetué (Figura 3.2-C), y forma un cuerpo irregular de unos 60km<sup>2</sup>. Subyace en discordancia por erosión a los Estratos de Relicura, a la Formación Curamallín y a las secuencias volcánicas pleistocenas y holocenas. A la vez, está en contacto por falla y/o intruido por los granitoides miocenos. Petrográficamente predominan granitos de biotita de grano grueso, además de granodioritas de hornblenda-biotita, también de grano grueso, y dioritas subordinadas de grano medio, gradando a microdiorita. Estos autores, mediante dataciones K-Ar, obtuvieron edades de  $64 \pm 2$  Ma y  $79 \pm 2$  Ma.

### **3.4.2.4. Complejo Vizcacha-Cumilao**

Definida informalmente por Suárez y Emparan (1997). Corresponde a una secuencia principalmente volcánica, compuesta por lavas andesíticas macizas, subordinadamente basálticas, y rocas piroclásticas, generalmente alteradas y tectonizadas, con intercalaciones sedimentarias clásticas, que se distribuyen en las cercanías de las Termas de Pemehue (Figura 3.2-A), esencialmente en el estero Cumilao y cerro Vizcacha. Estas rocas infrayacen discordantemente a la Formación Curamallín y a lavas columnares asignadas a la Formación Malleco.

Petrográficamente esta secuencia agrupa andesitas-basálticas de ortopiroxeno, andesitas de clinopiroxeno y andesitas porfídicas amigdaloides, alteradas a clorita, epidota, hematita y zeolitas. En ocasiones presentan mineralización de pirita diseminada. Por su parte, las rocas piroclásticas incluyen tobas de lapilli y brechas volcánicas andesíticas, que representan depósitos de flujo piroclásticos, caída de piroclastos, flujo de detritos y retrabajo de piroclastos. Por último, las sedimentitas comprenden lutitas negras, areniscas de grano fino a grueso y brechas sinsedimentarias. Suárez y Emparan (1997) efectuaron 6 dataciones radiométricas K-Ar en muestras alteradas, arrojando valores variables entre  $73\pm 5$  y  $13,0\pm 3,2$ Ma. Sin embargo, según los antecedentes estratigráficos, estos autores infieren una edad máxima cretácica.

### **3.4.3. Paleógeno-Neógeno**

#### **3.4.3.1. Stock Pemehue**

Definida por Suarez y Emparan (1997). Unidad que comprende un cuerpo granodiorítico de dirección ~N-S (sugere de un control tectónico durante su emplazamiento), que aflora en el sector donde se ubican las Termas de Pemehue (Figura 3.2-A) y en el extremo norte del volcán Sierra Velluda. Subyace en discordancia de erosión a la Formación Malleco. Petrográficamente corresponde a una granodiorita de grano grueso, de textura hipidiomórfica inequigranular, presentando plagioclasas zonadas y microfracturadas; cuarzos subhedrales, intersticial y recristalizado; feldspatos potásicos anhedrales y subordinadamente anfíbol, biotita, y metálicos como pirita y magnetita. Presenta alteraciones a clorita, calcita, caolinita y sericita principalmente. Datación radiométrica K-Ar en muestra fresca, arroja un valor de  $58\pm 4,5$ Ma, por lo que los autores previos asignan una edad paleocena.

#### **3.4.3.2. Estratos de Relicura**

Definida informalmente por Moreno y Lara (2008). Corresponden a una secuencia estratificada y plegada que se distribuye en el sector oriental de la hoja cartográfica de Pucón-Curarrehue, esencialmente en el sector de Relicura, unos 5km al sureste de las Termas de Menetú (Figura 3.2-C). Su base es desconocida y hacia el techo está cubierta en discordancia angular por secuencias volcanosedimentarias pliocenas de la Formación Curarrehue, y por las rocas volcánicas pleistocenas y holocenas. Por su parte, es intruida por cuerpos plutónicos miocenos. Petrográficamente esta unidad está formada, principalmente, por brechas volcánicas, tobas



ignimbríticas de ceniza, cristales y líticos, y lavas andesíticas, generalmente con fuerte alteración de clorita y epidota. Incluye diques, filones manto, andesitas macizas y pórfidos andesíticos y dacíticos, interpretados como cuerpos subvolcánicos. Según Moreno y Lara (2008), la edad de esta unidad se infiere de la relación con los intrusivos cretácicos datados en 64 Ma, correspondiente al Paleoceno. Adicionalmente estos autores comprueban esta edad con datación K-Ar en plagioclasa de una toba cristalina arrojando una edad de  $57,4 \pm 3,2$  Ma.

### **3.4.3.3. Formación Curamallín**

Definida por González y Vergara (1962) entre los  $37^\circ$  y  $38^\circ\text{S}$ ; redefinida posteriormente por Niemeyer y Muñoz (1983), y extendida hacia el sur ( $38\text{-}39^\circ\text{S}$ ) por Suárez y Emparan (1997). Constituida por rocas volcánicas andesíticas, dacíticas y riolíticas, además de rocas sedimentarias de origen lacustre y fluvial subordinadas, y diversos cuerpos hipabisales, que se reconocen a lo largo de una franja de orientación  $\sim\text{N-S}$ . Particularmente afloramientos de esta unidad se encuentran a un radio de  $\sim 7\text{km}$  de las Termas de Pemehue, como también conforman afloramientos de las Termas de Malleco (Figura 3.2-A). Esta unidad sobreyace discordantemente, tanto a la Formación Nacientes del Biobío en el sector del Río Lolén, como al Complejo Vizcacha-Cumilao. Por lo demás, sobreyace en contacto depositacional a granitoides cretácicos e infrayace a la Formación Mitrauquén. Estos autores coinciden en una división de dos miembros: (1) un miembro volcánico inferior, compuesto primordialmente por tobas cristalinas-líticas de hornblenda y biotita, brechas, ignimbritas, lavas andesíticas, localmente dacíticas, intercalaciones sedimentarias discretas y cuerpos hipabisales interpretados como conductos de las rocas volcánicas; (2) un miembro sedimentario superior, compuesto por areniscas, areniscas conglomerádicas, conglomerados de ambiente aluvio-fluvial y deltaico, además de fangolitas, areniscas, calizas y algunos horizontes carbonosos depositados en un régimen lacustre. Sin embargo, la nomenclatura de estos miembros difiere por cada autor. Niemeyer y Muñoz (1983) denomina Miembro Queco y Miembro Malla-Malla a los miembros volcánico y sedimentario, respectivamente. Por otro lado, Suárez y Emparan (1997) al miembro volcánico lo nombra Miembro Guapitrío y Miembro Río Pedregoso al miembro sedimentario. Dataciones por K-Ar en muestras de lavas y tobas revelan un rango de edad  $19,9 \pm 1,4$  a  $10,7 \pm 1,1$  Ma (Mioceno inferior-medio), que representan edades cercanas a la erupción y cristalización de las rocas (Suárez y Emparan, 1995).

#### 3.4.3.4. Estratos Lago Ranco

Definida por Campos y otros (1998). Corresponde a una secuencia sedimentaria y volcánica de composición intermedia, afectada por alteración propilítica regional, acumulada en ambiente subaéreo y subacuático continental, alcanzando 1.000 m de espesor máximo. Se distribuye principalmente en los alrededores del lago Ranco ( $\sim 40-40^{\circ}15'$ ), a unos 5km al noreste y suroeste de las Termas de Cerrillos (Figura 3.2-E). Está compuesta por brechas volcánicas, tobas líticas, lavas andesíticas, areniscas volcanoclásticas, lutitas con abundantes restos vegetales y conglomerados de ambiente continental. En la localidad de Llifén se encuentra intruida por granitoides del Mioceno medio y al norte del Lago Ranco se dispone en inconformidad sobre el Batolito Futrono-Riñihue, mientras que al sur infrayace a los Estratos de Pitreño. La presencia de *T. Ambulecum* y *Chione* sp. en una columna realizada en el sureste del Lago Ranco, indicaría una edad mínima miocena. Por otro lado, dataciones K-Ar en rocas subvolcánicas entregaron edades desde  $16,0 \pm 1,3$  a  $13,1 \pm 0,6$  Ma. Basados en estos antecedentes, Campos y otros (1998) asignaron una edad Oligoceno superior-Mioceno inferior para esta unidad. Se correlaciona cronológicamente con la Formación Curamallín hacia el norte (Suárez y Emparan, 1997).

#### 3.4.3.5. Granitoides

Definida informalmente por Campos y otros (1998). Consta de un conjunto de intrusivos de amplia distribución en la mitad oriental de la hoja Futrono-Lago Ranco ( $>800\text{km}^3$ ), al este del lago Ranco. Además, forma parte los afloramientos de las Termas de Cerrillos (Figura 3.2-E). Intruyen a granitoides del Batolito Futrono-Riñihue y a Estratos de Lago Ranco, y se encuentran parcialmente cubiertas por rocas volcánicas cuaternarias. Petrográficamente comprenden granitos y granodioritas de grano medio, que presentan biotita, hornblenda, titanita y, en algunos casos, turmalina. Además, abarcan tonalitas de biotita y hornblenda con brechización local; monzonitas leucocráticas, con escasa biotita y gabros de grano grueso que presentan piroxenos, anfíbol y biotitas. Todas estas rocas presentan alteraciones a clorita, epidota en los minerales máficos, y sericita en los feldespatos. Dataciones radiométricas U-Pb en circones arrojaron edades de  $15 \pm 1$  Ma, mientras que en K-Ar de roca total muestran edades de  $18,1 \pm 4,6$  Ma y  $13,3 \pm 0,6$  Ma (Campos y otros, 1998).

### 3.4.3.6. Grupo Plutónico Melipeuco

Definida por Suárez y Emparan (1997). Unidad que agrupa afloramientos de rocas plutónicas distribuidas en los sectores central-norte y central-sur de la Hoya Curacautín. En particular, afloran en los alrededores de las Termas de Pemehue y Malleco a los  $\sim 38^{\circ}6' - 38^{\circ}12'$  (Figura 3.2-A), y a unos 6km al noreste de las Termas de Molulco ( $\sim 38^{\circ}56'$ ; Figura 3.2-B). Estas rocas intruyen al Complejo Vizcacha-Cumilao y subyace en discordancia por erosión a la Formación Malleco. Además, observaciones de contacto por estos autores, sugieren que el Grupo Plutónico Melipeuco estarían, en parte, emplazadas y sobreyacidas a la Formación Curamallín. Petrográficamente incluye una amplia gama de rocas intrusivas. En el sector central-norte dominan tonalitas, granodioritas, monzogranitos, monzonitas y monzogranitos cuarcíferos de grano grueso a fino y texturas porfídicas, cuyo contenido de máficos superan el 20%. En tanto, el sector central-sur comprenden monzogranitos de grano grueso con mayor presencia de biotita que hornblenda; granodioritas de grano medio-grueso con la presencia de biotita y hornblenda en cúmulos, alterados a clorita ocasionalmente, con piroxenos subordinados; y tonalitas de grano medio con presencia de anfíbol, biotita y piroxenos. Diversas dataciones K-Ar en máficos fueron efectuadas por estos autores, mostrando edades de cristalización  $12,8 \pm 0,7$  a  $10,7 \pm 4,8$  Ma.

### 3.4.3.7. Granitoides Trancura

Definida por Moreno y Lara (2008). Unidad que reúne una serie de rocas intrusivas miocenas que afloran principalmente en el dominio interno del SFLO (al sur del lago Caburgua), y como una franja de tendencia WNW-ESE lo largo del valle del río Menetué y en los alrededores de Curarrehue. Afloramientos menores se han observado en los alrededores de las Termas de Menetué (Figura 3.2-C). Subyacen en discordancia de erosión a la Formación Curarrehue y a materiales volcánicos pleistocenos y holocenos. A la vez, están en contacto por falla o intruyen al Granito Caburgua, a los Estratos de Relicura, y a la Formación Curamallín. Petrográficamente comprenden granitos, granodioritas y dioritas de hornblenda y biotita, de grano medio a grueso, además de escasas tonalitas y gabros de piroxeno. Las edades K-Ar obtenidas en esta unidad por Moreno y Lara (2008) se encuentran entre  $14,4 \pm 0,5$  (K-Ar en biotita) y  $4,8 \pm 0,5$  Ma (K-Ar en biotita).

### **3.4.3.8. Granitoides Pellaifa-Neltume**

Definido por Lara y Moreno (2004). Comprende un conjunto de dioritas, granodioritas y pórfidos andesíticos, expuesto al oeste del SFLO, que afloran principalmente alrededor de las Termas de Coñaripe (Figura 3.2-D). Intruye a los granitoides cretácicos y se encuentran cubiertos por lavas cuaternarias de los estratovolcanes Villarrica, Quetrupillán y Mocho-Choshuenco y, en menor proporción, por secuencias lávicas plio-pleistocenas subhorizontales. Petrográficamente corresponden a dioritas de piroxeno y anfíbol, de grano medio a grueso, localmente con foliación magmática; Granodioritas de anfíbola y biotita, de grano medio a grueso, y pórfidos andesíticos subordinados. Dataciones K-Ar en biotitas y anfíbol, han arrojado edades entre 5 y 8 Ma (Lara y Moreno, 2004).

### **3.4.3.9. Estratos de Pitreño**

Definida por Campos y otros (1998). Comprende una secuencia sedimentaria y volcánica continental subhorizontal, que cuenta con niveles sedimentarios en estratos basales y volcánicos en los superiores. Se expone a lo largo de la ribera sur del lago Ranco y corona cerros al noreste y noroeste de Futrono, como por ejemplo a unos 11km al oeste de las Termas de Cerrillos (Figura 3.2-E). El nivel inferior comprende areniscas líticas, volcanoclásticas, conglomerados y lutitas fosilíferas, mientras que el superior incluye lavas andesíticas y basálticas aglomerados y materiales piroclásticos y laháricos. Sobreyace en discordancia angular a los Estratos de Lago Ranco, al Complejo Metamórfico Trafún y al Batolito Futrono-Riñihue; e infrayacen en discordancia por erosión con lavas y materiales piroclásticos del Pleistoceno Inferior. Dataciones K-Ar en basaltos y andesitas efectuadas por Campos y otros (1998) indican valores máximos  $5,2\pm 0,5$ Ma;  $4,8\pm 0,5$  Ma, y valores mínimos  $2,4\pm 0,6$  Ma;  $3,0\pm 0,7$  Ma, determinando un rango de edad Mioceno superior- Plioceno inferior.

### **3.4.3.10. Formación Malleco**

Definida por Suárez y Emparan (1997), comprende una extensa sucesión de facies volcánicas proximales y distales en la que se intercalan depósitos laháricos y niveles epiclásticos, que aflora principalmente en el flanco occidental de la Cordillera Principal, entre los  $38^{\circ}$  y  $39,5^{\circ}$ S. Su distribución es bastante continua en el sector noroccidental del área de estudio, abarcando en particular, afloramientos de las Termas de Molulco (Figura 3.2-B). No obstante, hacia el oriente se reconocen relictos de facies centrales andesítico-basáltico (Cordón El Peñón, Paso Marcial,

Cerro Piedra Marcada o Canasto, Cerro Las Mellizas, Cerros de Lanco; Suárez y Emparan, 1997), aunque normalmente los centros emisores se encuentran erosionados (Lara y otros, 2001). Estas rocas sobreyacen en discordancia angular a las unidades estratificadas del Complejo Vizcacha-Cumilao y a la Formación Curamallín, y en discordancia de erosión a los granitoides miocenos del Grupo Plutónico Melipeuco y, a su vez, están parcialmente cubiertas por los productos del Conjunto de Volcanes de la Cordillera Principal. (Suárez y Emparan, 1997; Moreno y Lara, 2008). Petrográficamente esta secuencia está constituida por una alternancia de brechas volcánicas gruesas, conglomerados volcánicos, tobas ignimbríticas y lavas de composición basáltica a andesítica de olivino y piroxeno, localmente dacíticas, y algunas con estructuras columnares. Las intercalaciones sedimentarias consisten en ortoconglomerados, areniscas y paraconglomerados polimícticos. Se obtuvieron 13 dataciones K-Ar (roca total) en basaltos, andesitas basálticas y andesitas, las cuales varían entre  $4,4 \pm 0,5$  y  $0,8 \pm 0,3$  Ma (Moreno y Lara, 2008), entregando un rango Plioceno-Pleistoceno inferior.

### **3.4.4. Cuaternario**

#### **3.4.4.1. Estratovolcanes antiguos y centros de emisión erodados**

Unidad informal propuesta en este trabajo que agrupa las unidades 'Estratovolcanes y centro de emisión erodados' (Campos y otros, 1998); 'Estratovolcanes antiguos y meseta oriental' (Lara y Moreno, 2004) y 'Estratovolcanes antiguos' (Moreno y Lara, 2008). Comprende secuencias estratificadas, intensamente erosionadas que forman parte de estratovolcanes antiguos y remanentes de estos. Forman parte además de los sustratos de los volcanes Villarrica, Sollipulli y el Complejo Mocho-Choshuenco. Conforman afloramientos pertenecientes a las Termas de Coñaripe (Figura 3.2-D). Estas secuencias están constituidas por coladas de lavas de composiciones basálticas a dacíticas, aunque predominan ampliamente las andesitas-basálticas, con intercalaciones de tobas, brechas y conglomerados volcánicos, además de diques, filones mantos y lacolitos. Estas secuencias alcanzan espesores de hasta 1.300m, sus estratos son subhorizontales y se disponen en discordancia de erosión sobre los granitoides cenozoicos o, en discordancia angular, sobre rocas de los Estratos de Relicura y la Formación Curamallín. Petrográficamente, en las lavas y rocas volcanoclásticas predominan las andesitas basálticas de olivino y clinopiroxeno. También se distinguen andesitas y dacitas de piroxeno, además de escasos basaltos de olivino. Las brechas y tobas, en su mayoría, tienen un origen ignimbrítico y

los conglomerados volcánicos representan facies laháricas y fluvio-glaciarias. Dataciones K-Ar en roca total de los sustratos de volcanes indican edades entre  $1,5 \pm 0,7$  y  $0,7 \pm 0,2$  Ma, resultados que sitúan a esta unidad en el Pleistoceno inferior-medio (Lara y otros, 2001; Lara y Folguera, 2006).

#### **3.4.4.2. Lavas y Rocas Piroclásticas pre e intraglaciales**

Unidad informal propuesta en este trabajo que agrupa las unidades ‘Lavas y Depósitos Volcanoclásticos Pre e Intraglaciales’ (Lara y Moreno, 2004) y ‘Lavas y Rocas Volcanoclásticas’ (Moreno y Lara, 2008). En los estratovolcanes está constituida por un conjunto de coladas de lava con intercalaciones esporádicas de niveles de tobas, conglomerados, brechas volcánicas y laháricas. Afloran en la parte media a baja de los estratovolcanes como sucesiones subhorizontales seccionadas por los valles glaciales y cubiertas discordantemente por flujos lávicos que forman los edificios volcánicos actuales. Particularmente se distribuyen a los alrededores de las Termas de Palguín y Geométricas (Figura 3.2-C). Representan los restos de edificios volcánicos antiguos y constituyen las secuencias basales de los estratovolcanes modernos como Villarrica, Sollipulli y Quetrupillán. Está cubierta por los depósitos glaciales de la Glaciación Llanquihue que la erosionó, por lavas del Pleistoceno superior tardío y Holoceno y por los depósitos sedimentarios holocenos. Petrográficamente predominan andesitas-basálticas de olivino y clinopiroxeno. Además, incluye basaltos y andesitas silíceas a dacitas de piroxeno. Son frecuentes las intercalaciones de tobas, brechas y conglomerados volcánicos, estos últimos de origen lahárico y fluvio-glacial. Entre las tobas, la mayoría corresponde a ignimbritas de diversa composición. Dataciones radiométricas  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  en masa fundamental y roca total de esta unidad, arrojan edades entre  $190 \pm 20$  y  $95 \pm 15$  ka, sugiriendo que estas muestras son anteriores a la Glaciación Llanquihue (75-14 ka; Moreno y Clavero, 2006) y son inter e intraglaciales en relación con la Glaciación Santa María (260- 132 ka; Moreno y Clavero, 2006), determinando un edad pleistocena media-superior.

#### **3.4.4.3. Lavas Tardiglaciales**

Definida por Lara y Moreno (2004). Se constituye por lavas de morfología superficial bien preservada o con evidencias incipientes de erosión glacial en los sectores elevados. Cubren en discordancia de erosión las unidades volcánicas precedentes del Pleistoceno medio-superior, mientras que parcialmente se encuentra cubierta por los flujos lávicos y/o depósitos piroclásticos del Holoceno. Las lavas de tipo ‘pahoehoe’, ‘aa’ y de bloques, según su composición, con

intercalaciones piroclásticas, forman sucesiones de fuerte inclinación primaria y constituyen gran parte de los estratovolcanes actuales (Villarrica, Quetrupillán, Sollipulli). Petrográficamente predominan ampliamente basaltos y andesitas basálticas de olivino y clinopiroxeno. En menor proporción, afloran andesitas silíceas y dacitas de piroxeno y, en forma subordinada, entre los flujos lávicos, se reconoce depósitos piroclásticos, principalmente facies proximales de depósitos de caída y flujo. Consideraciones morfológicas permiten establecer una edad máxima inferior a ~14 ka (Pleistoceno superior), edad en que termina el último avance glacial en la región (Moreno y Lara, 2008).

#### **3.4.4.4. Depósitos Piroclásticos Posglaciales**

Definida por Lara y Moreno (2004). está formada por una sucesión de depósitos piroclásticos posglaciales, con escasas intercalaciones de lavas basálticas a dacíticas, en los sectores proximales a los centros de emisión (Figura 3.2-C; Villarrica y Quetrupillán; Sollipulli y Mocho-Choshuenco) y numerosos conos de piroclastos, cuyos constituyentes varían según su relación con los centros eruptivos. Estos productos han formado un extenso manto piroclástico que cubre la mayor parte de las áreas locales de estudio. En particular, formaría parte de los afloramientos pertenecientes a las Termas Geométricas (Figura 3.2-C). Sin embargo, solo se han mapeado los sectores donde su espesor sobrepasa los 10-15m.

#### **3.4.4.5. Conjunto de Volcanes de la Cordillera Principal**

Definida por Suárez y Emparan (1997). Esta unidad comprende cuatro volcanes activos y uno inactivo, que forman una franja de orientación ~N-S, y que conforma las cumbres más altas de la Hoja Curacautín. De sur a norte estos volcanes son: Tolhuaca ( $38^{\circ}18'S-71^{\circ}39'W$ ), Lonquimay ( $38^{\circ}22'S-71^{\circ}35'W$ ), Llaima ( $38^{\circ}41'S-71^{\circ}43'W$ ), Sierra Nevada (extinto;  $38^{\circ}55'-71^{\circ}36'W$ ) Sollipulli ( $38^{\circ}59'S-71^{\circ}31'W$ ). Afloramientos de las Termas de Molulco, muestran hacia el este, una cercanía de ~3km ha esta unidad (Figura 3.2-B). Las rocas tienen una gama de composiciones. El volcán Tolhuaca comprende rocas volcánicas calcoalcalinas tales como basaltos, andesitas basálticas, andesitas y dacitas, siendo más abundantes las andesitas basálticas y las andesitas (Suárez y Emparan, 1997). Los productos emitidos por el volcán Lonquimay corresponden a lavas que presentan composiciones andesíticas a andesíticas-basálticas y varían de aa a bloques en morfología, con basaltos y dacitas menores (Stern y otros, 2007). Además, se ha reconocido una sucesión de depósitos piroclásticos, que incluyen tanto el flujo piroclástico

como la caída de tefra. Por otro lado, en el volcán Llaima predominan coladas de lavas basálticas y andesíticas-basálticas leve a fuertemente porfídicas, con cristales de plagioclasa, olivino y clinopiroxenos (Suárez y Emparan, 1997). El volcán Sierra Velluda comprende fundamentalmente coladas de basaltos de olivino, intercaladas con brechas volcánicas, algunas posiblemente de origen lahárico. Por último, el volcán Sollipulli conforma flujos de lavas andesíticas-basálticas, con predominio de andesitas silíceas y lavas-domo dacitas (Suárez y Emparan, 1997; Moreno y Lara, 2008). Petrográficamente las rocas son porfídicas o afíricas, con una masa fundamental de vidrio y microlitos de plagioclasa, cuyos fenocristales son principalmente plagioclasas, clinopiroxeno, ortopiroxeno y olivino (Suárez y Emparan, 1997).

#### **3.4.4.6. Lavas y Conos de Piroclastos Recientes**

Definida por Moreno y Lara (2008). Está integrada tanto por coladas de lava basálticas a dacíticas recientes e históricas emitidas por los estratovolcanes modernos y sus centros adventicios (Villarrica, Quetrupillán y Sollipulli) como por lavas basálticas asociadas a conos de piroclastos monogénicos holocenos. Se extienden por la mayoría del área de estudio de las Termas de Menetué, Palguín y Geométricas (Figura 3.2-C). Las lavas basálticas son del tipo ‘pahoehoe’ o ‘aa’, las andesítico-basálticas son ‘aa’, mientras que las andesíticas silíceas y dacíticas son del tipo bloques. Petrográficamente las lavas asociadas al volcán Villarrica son basálticas y andesítico-basálticas de olivino y clinopiroxeno, mientras que sus conos de piroclastos adventicios escoriáceos y lavas asociadas, son de composición andesítico-basáltica con fenocristales de olivino y clinopiroxeno. La mayoría de las coladas de tipo ‘aa’ son afaníticas con escasos fenocristales ferromagnesianos y plagioclasa cálcica en una masa fundamental intergranular. A la vez, es común que las coladas basálticas de tipo ‘pahoehoe’ asociadas al estratovolcán sean muy porfídicas, con abundantes fenocristales de plagioclasa cálcica y olivino en una masa fundamental hialopilítica a pilotaxítica (Moreno y Clavero, 2006). No obstante, las lavas y piroclastos de los volcanes Quetrupillán y Sollipulli tienen composiciones basálticas y andesita-basálticas subordinadas, con predominio de andesitas silíceas a dacitas, con clinopiroxeno y ortopiroxeno, además de plagioclasa sódica y escaso olivino, en una masa fundamental vítrea fluidal o hialopilítica (Moreno y Lara, 2008).



#### **3.4.4.7. Depósitos No Consolidados**

Unidad informal propuesta en este trabajo que reúne los depósitos de remoción en masa, depósitos glaciales recientes, depósitos poligénicos, depósitos coluviales y de conos de eyección, y fluviales (Figura 3.3). Se distribuyen mayoritariamente en los valles, ríos y sus desembocaduras, en flancos de pendientes empinadas de los volcanes y en los pies de quebradas.

## **4. METODOLOGÍA**

Para el cumplimiento de los objetivos planteados en este trabajo, fue necesario emplear distintos métodos analíticos descriptivos y/o cuantitativos en los especímenes requeridos. Para esto se ha adoptado las condiciones propicias para que los resultados obtenidos sean lo más preciso posible.

El desarrollo de este estudio comprende una etapa de gabinete y una etapa de laboratorio con sus respectivos procedimientos analíticos, sostenido por dos campañas de terreno efectuadas previamente en la zona de estudio en el marco del proyecto Fondecyt Iniciación N°11220777, guiado por el Dr. Daniele Tardani. Los integrantes de su equipo de trabajo, entre ellos, Camila Poblete González, Geóloga y candidata a Doctorado en Ciencias de la Tierra, de la Universidad de Concepción, fueron quienes facilitaron las muestras de roca recolectadas en el área de interés y proporcionaron registro de información geológica relevante. Adicionalmente su criterio de selección considera la ubicación geográfica de los ejemplares litológicos basada en las cartas geológicas de escala 1:250.000 proporcionadas por Sernageomin.

### **4.1. TRABAJO DE CAMPO**

Entre el 7 y 13 de enero del 2023, se efectúa una primera campaña de terreno de verano, donde se lograron recopilar un total de 10 muestras de roca, asociadas cada una a afloramientos colindantes de las 10 manifestaciones termales previamente definidas, que se exhiben a lo largo de la ZVSC, entre los 38-41°S. Posteriormente, entre el 24 y 26 de agosto del 2023, se lleva a cabo una segunda campaña de terreno invernal, donde se extraen 8 muestras más correspondientes a litologías contiguas a las termas, exceptuando Cerrillos y Palguín, esto con la finalidad de abarcar mayor disponibilidad de material para el desarrollo de la totalidad de los procedimientos en esta investigación. Las muestras fueron extraídas en zona fresca con la intención de que presentaran el menor desgaste posible, principalmente en cuanto a estructuras y alteración. En cada afloramiento identificado, se obtuvieron datos geográficos (coordenadas UTM, altura y localidad), características litológicas macroscópicas (para asociarlas a una formación definida en el área) y se asignó a cada muestra, un identificador de siglas “ZVS”, seguido de un código numérico “1XX” (Tabla 4.1). Entre algunas limitaciones fueron los sectores privados a los que se debía ingresar con autorización, un difícil acceso a ciertos sectores por

condiciones viales y geomorfológicas, y la gran cantidad de vegetación que dificultó el hallazgo de muestras en buenas condiciones.

**Tabla 4.1. Identificador de las muestras recolectadas en las campañas de terreno previas.**  
Se muestran coordenadas y sus manifestaciones termales asociadas.

Muestra	Terma asociada	Coordenada E (m)	Coordenada N (m)	UTM	Fecha
ZVS-143	Pemehue	263068	5782273	19S	07-01-2023
ZVS-170		263068	5782273	19S	09-09-2023
ZVS-144	Malleco	261537	5764425	19S	08-01-2023
ZVS-168		261537	5764425	19S	08-09-2023
ZVS-145	Molulco	265027	5684271	19S	08-01-2023
ZVS-169		265027	5684271	19S	08-09-2023
ZVS-146	Menetué	265616	5643168	19S	09-01-2023
ZVS-162		265616	5643168	19S	24-08-2023
ZVS-148	Geométricas	252936	5623768	19S	10-01-2023
ZVS-164		253332	5622319	19S	25-08-2023
ZVS-149	Coñaripe	249061	5608692	19S	10-01-2023
ZVS-163		249061	5608692	19S	24-08-2023
ZVS-150	Hipolito Muñoz	260898	6694593	19S	11-01-2023
ZVS-165		260898	6694593	19S	25-08-2023
ZVS-151	Cerrillos	743072	5557022	18S	12-01-2023
ZVS-152	Chihuio	250205	5546583	19S	12-01-2023
ZVS-166		250205	5546583	19S	26-08-2023
ZVS-154	Palguín	260217	532744	19S	13-01-2023

## 4.2. ETAPA DE GABINETE

Una vez proporcionados los datos obtenidos en campo, se procede a la recopilación de información geológica y teórica del área de estudio, en su contexto regional y local, enfocada principalmente en estudios previos sobre los conceptos base en los sistemas geotermales que gobiernan la ZVS; búsqueda de antecedentes acerca de la dinámica e interacción de los factores que son esenciales en estos sistemas (litológicos, estructurales, hidráulicos, entre otros); indagación de los usos y herramientas específicas que brindan *softwares* para el procesamiento de

datos geográficos y geológicos (ArcGIS y QGIS), y para el análisis e interpretación de datos en la difracción de rayos X (DRX). Esto es esencial para la formulación precisa de los objetivos de esta investigación. Adicionalmente se elaboraron mapas con información topográfica, geológica y de accesos con respecto a los puntos de muestreo en la campaña de terreno. Finalmente se realiza la búsqueda de los materiales, métodos analíticos y/o ensayos de laboratorio que se enfoquen en analizar e interpretar los resultados obtenidos a partir de los trabajos de campo, con el objetivo de proporcionar las herramientas necesarias para llegar a conclusiones pertinentes.

### **4.3. ETAPA DE LABORATORIO**

Esta etapa consistió en la ejecución de los procedimientos analíticos en las muestras de roca recolectadas en la campaña de terreno, con el fin de obtener resultados que permitan cumplir con los objetivos propuestos en esta investigación. Los métodos llevados a cabo en los ejemplares comprenden una descripción petrográfica con microscopía óptica, un análisis de difracción de rayos X (DRX) y ensayos de absorción y densidad.

#### **4.3.1. Microscopía Óptica**

Para la realización de la descripción petrográfica se utilizó los equipos de microscopía óptica en el laboratorio con mismo nombre del Departamento Ciencias de la Tierra, de la Universidad de Concepción. Para ello se confeccionaron 10 cortes transparentes en el taller de cortes del mismo establecimiento, correspondientes a las muestras de roca tomadas en enero del 2023 (Ver Tabla 1). Posteriormente se procede al análisis propiamente tal utilizando un microscopio petrográfico binocular © OPTIKA, con el fin de reconocer características texturales y de ocurrencia, composición mineralógica primaria, secundaria, como también evidencias de alteración, todo mediante el cálculo de porcentaje de abundancia (% volumen) de cada mineral existente, registrándolo en tablas. La observación de los minerales silicatados se efectuó con luz polarizada plana transmitida, mientras que la mineralogía metálica (opacos) se utilizó luz reflejada. Los aumentos menores (10 a 25x) se utilizaron para observar la mineralogía y características texturales generales. Para el caso de texturas más específicas (incluso por cada cristal) se utiliza el aumento 50x.

### 4.3.2. Difracción de Rayos X (DRX)

El análisis de difracción de rayos X (DRX) es una alternativa muy eficiente para la identificar y/o comprobar la presencia de ciertos minerales que son difíciles de determinar con microscopía óptica. Corresponde a un procedimiento de caracterización de sustancias cristalinas, que a partir de la incidencia de rayos X en el material y su posterior difracción, permite dilucidar su estructura interna. En condiciones de ordenamiento y periodicidad, existe un dominio coherente de difracción (rango en el cual aparece el ordenamiento periódico), en el que el sólido cristalino se comporta como una rejilla y los átomos ubicados en los planos de reflexión ( $hkl$ ), separados por una distancia interplanar constante, actúan como centros dispersores. En este sentido, los rayos X se difractarán en un patrón único y característico para cada mineral. Este método es atractivo debido a que se requiere poca cantidad de material y no destruyen las fases minerales (Poppe y otros, 2001).

Cuando el haz de rayos X incide sobre la muestra y alcanza los átomos de la estructura interna, ocurre el fenómeno de difracción desviándose en distintas direcciones. Cada átomo del material irradiado dispersa radiación en múltiples direcciones de manera individual. Debido a que un material está compuesto por numerosos átomos, y cada uno de ellos actúa como una fuente coherente de radiación, se producen fenómenos de interferencia, ya sea constructiva o destructiva, entre los rayos X dispersados. En ciertas direcciones del espacio, cuando las ondas difractadas coinciden en ángulo ( $\theta$ ) y en su retardo de distancia, correspondiente a un número entero ( $n$ ) de la longitud de onda ( $\lambda$ ), los rayos dispersos se encontrarían en fase y generarían una interferencia constructiva de ondas. La ecuación que logra explicar este fenómeno corresponde a la Ley de Bragg (1).

$$n\lambda = 2d_{hkl}\text{Sen}(\theta_{hkl}) \quad (1)$$

Según este principio, los centros dispersores se encuentran separados por una distancia ( $d_{hkl}$ ) cuya diferencia de camino óptico recorrido entre dos haces dispersados por estos centros, es un múltiplo entero de la longitud de onda de la radiación utilizada en la difracción. Cada familia de planos atómicos paralelos entre sí se denota por los índices de Miller ( $hkl$ ).

El análisis por DRX es flexible en términos de reconocimiento de fases minerales. En general se realizan dos métodos distintos: (1) Reconocimiento de fases minerales tamaño arcilla por medio de análisis de muestra orientada; y (2) reconocimiento de mineralogía de roca total (sin arcillas) por análisis de polvo de roca con orientación aleatoria. Debido a que las muestras son policristalinas, este último es el más adecuado para efectos del trabajo. Para ello es necesario pulverizar las muestras de roca, ya que las películas delgadas de polvo fino permiten disponer las partículas cristalinas en cualquier dirección y luego exponerlas al haz en variados ángulos. Así se abarcan todas las direcciones posibles y espaciamientos presentes, facilitando la obtención de un patrón de difracción más completo y representativo.

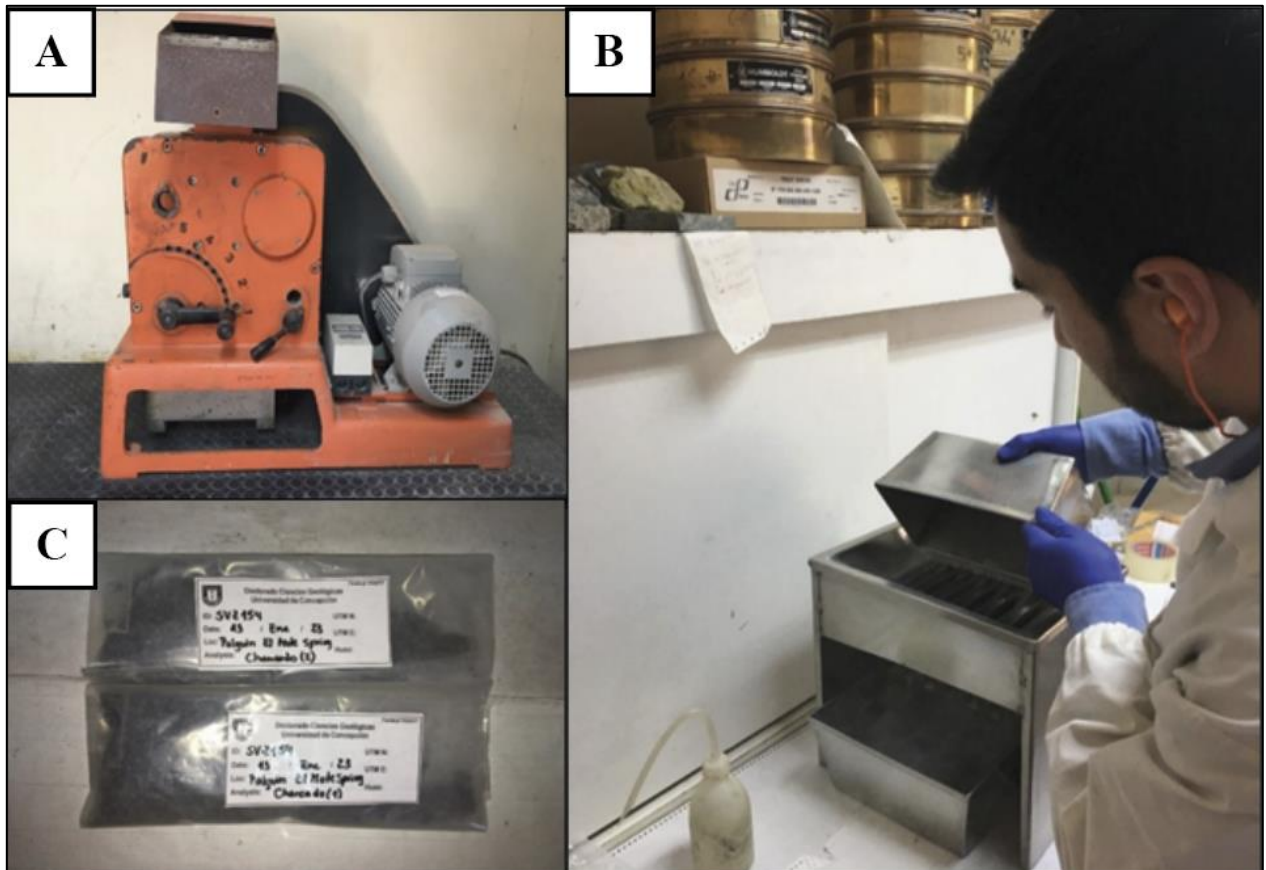
Este procedimiento revela la mineralogía general de la roca con exclusión (en la mayoría de los casos) de las fases minerales tamaño arcilla. No obstante, la información mineralógica resultante complementa a la ya efectuada en microscopio óptico, o incluso puede detectar fases que no se pudieron observar previamente.

Los límites de detección de esta técnica de identificación composicional dependen de la configuración del equipo utilizado, el detector, la velocidad de barrido (*scan step-step duration*) y una adecuada preparación de la muestra. La difracción de cada familia de planos *hkl* solo ocurre en un ángulo  $\theta$  de difracción que es característico. De acuerdo a esta condición, el detector debe girar un ángulo  $2\theta$  para cumplir la Ley de Bragg y así registrar todos los posibles *peaks* de difracción producidos por los distintos planos cristalinos.

#### **4.3.2.1. Obtención de Muestras Pulverizadas**

Para la obtención de las muestras pulverizadas y su posterior realización del análisis DRX, los ejemplares litológicos (exceptuando ZVS-148) fueron sometidos en una primera etapa a un proceso de chancado en el Taller de Molienda del Departamento de Geología Económica Aplicada (GEA) de la Universidad de Concepción. El equipo utilizado corresponde a un chancador electrónico © FRITSCH modelo *Jaw Crusher 1* (Figura 4.1-A), el cual permitió la disgregación de la muestra en dos etapas, obteniendo fragmentos de 3 cm y posteriormente 1 cm de diámetro en cada muestra. Después de haber finalizado el chancado, las muestras fueron dispuestas en un cuarteador de acero de dos capachos (Figura 4.1-B), que facilita su división sucesiva en dos submuestras, esto para generar una mayor homogeneización y obtener un

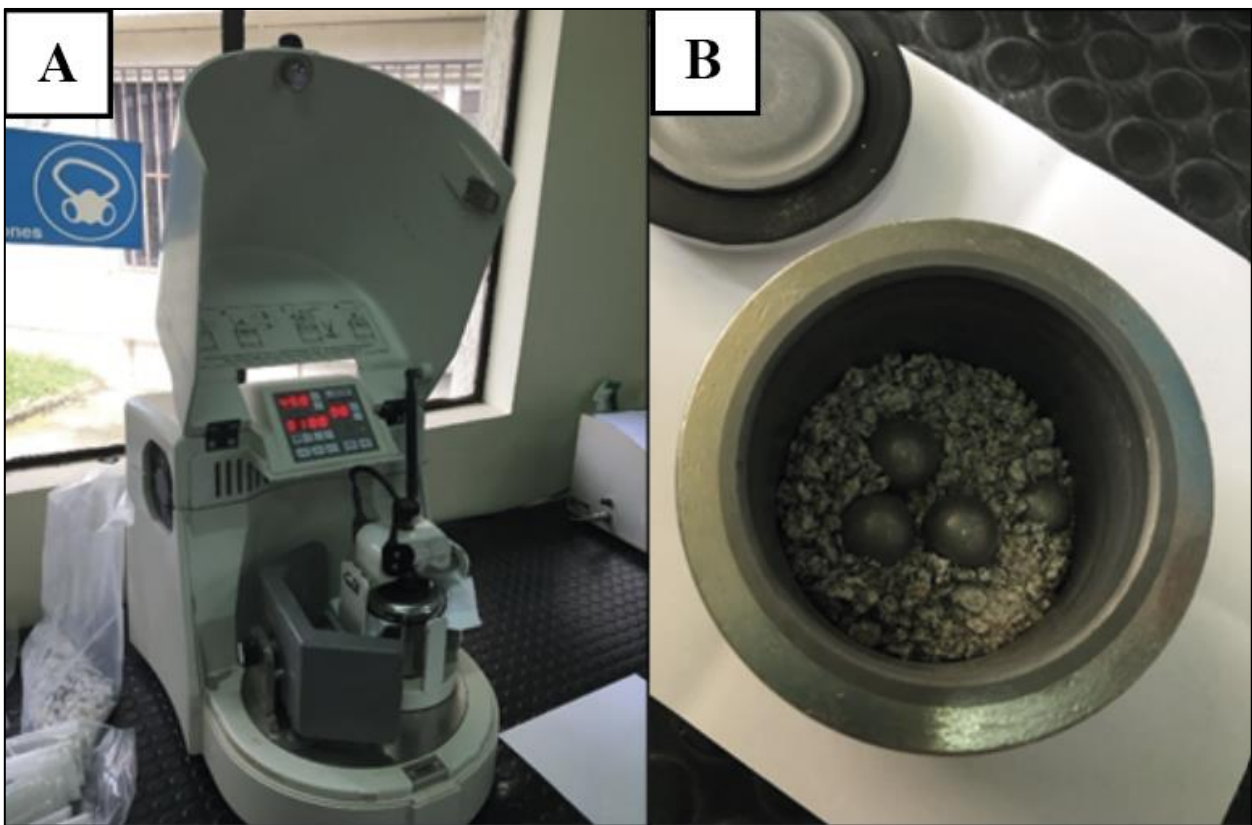
respaldo. Las cantidades resultantes para esta etapa fueron entre 140 a 195g por cada muestra (Figura 4.1-C).



**Fotografía 4.1.** Equipos utilizados para chancado. A) Chancador electrónico © FRITSH modelo Jaw Crusher 1. B) Cuarteador de acero. C) Ejemplo de muestra obtenida (Palguín).

A pesar de haber obtenido muestras con menor granulometría, estas no son suficientemente pequeñas para ser analizadas en un difractor. En este sentido, se procede a una segunda etapa de pulverizado, donde las muestras obtenidas previamente fueron llevadas al Taller de Cortes del Instituto de Geología Económica Aplicada (GEA) de la Universidad de Concepción. Se utilizó un molino planetario de bolas © FRITSH modelo PM 100 (Figura 4.2-A), para reducir el tamaño de las partículas a niveles nanométricos o micrométricos. Este procedimiento consta en introducir las muestras en un vaso de acero-tungsteno (Figura 4.2-B), agregando además unas esferas de tungsteno, las cuales, mediante un mecanismo de rotación, impactan entre ellas y con las partículas del material a fraccionar.

La fuerza centrífuga extremadamente alta hace que se genere una energía de trituración muy alta, la cual se traduce en tiempos muy cortos de molienda. Sin embargo, antes de iniciar la rotación se deben seleccionar los parámetros de funcionamiento adecuados para controlar el grado de pulverización, el aumento de temperatura y evitar daños en el equipo o la muestra. En este trabajo se utilizó una frecuencia de rotación de 450 r.p.m, una duración de molienda de 5 minutos por cada ejemplar y un peso máximo de 50 g por muestra en cada pasada por el equipo. Para ello, las muestras se tuvieron que dividir en 3 o 4 submuestras (según sea el caso) para cumplir con el requisito del peso.



**Fotografía 4.2. Equipamiento para pulverizado.** A) Molino planetario de bolas. B) Vaso de acero-tungsteno.

#### **4.3.2.2. Preparación y Análisis de las Muestras Pulverizadas**

Los rayos X se generan en un tubo de rayos X, que puede ser de vidrio o cerámica con dos electrodos de cobre en sus extremos. Estos rayos son filtrados y canalizados para producir una radiación monocromática más fuerte ( $K\alpha_1$ ) y así evitar la dispersión para cuando sean dirigidos a la muestra. La difracción de cada familia de planos hkl solo ocurre en un ángulo  $\theta$  de difracción



que es característico. De acuerdo con esta condición, el detector debe girar un ángulo  $2\theta$  para cumplir la Ley de Bragg y así registrar en un difractor todos los posibles *peaks* de difracción producidos por los distintos planos cristalinos.

El procedimiento consistió en montar cada muestra pulverizada en portamuestras cilíndricos de acero inoxidable cromado, mediante volcado posterior, donde la superficie debe quedar regular, pero sin aplastar o deformar el polvo, para evitar posibles orientaciones preferenciales de los cristales. Las medidas de Difracción de Rayos X de las 9 muestras pulverizadas se realizaron en un difractor © Bruker modelo D4 Endeavor del Instituto de Geología Económica Aplicada (GEA) de la Universidad de Concepción, que utiliza radiación  $\text{CuK}\alpha_1$ , con filtro de radiación  $\text{K}\beta$  de Ni,  $\lambda = 1,5506$  ángstrom (Å), a un voltaje de 40 kV y una corriente de 20 mA como configuración del tubo. Los valores  $2\theta$  abarcan entre  $3^\circ$  y  $70^\circ$ , con un *scan step* de  $0,02^\circ$  y un *step duration* de 0,5 s.

La interpretación de los datos que mostró el difractor se realizó a partir del *software* DIFFRAC.EVA de © Bruker. Los diagramas de DRX que se generan contiene información acerca de las posiciones de los *peaks* y sus respectivas intensidades. Las posiciones de los *peaks* son un indicativo de la estructura del cristal y simetría de la fase contribuyente, mientras que las intensidades reflejan la dispersión total de cada uno de los planos *hkl* en la fase cristalina y son directamente dependientes de la distribución de átomos en la estructura cristalina.

La identificación de una fase cristalina es precisa ya que cada sustancia en estado cristalino tiene un diagrama de Rayos X característico. DIFFRAC.EVA permite realizar este proceso de manera automática, a través de un ajuste global del perfil, es decir, se ajusta el diagrama experimental de DRX completo, en base a los difractogramas teóricos de las fases presentes. Dado la variedad y mezcla entre los compuestos de la fase problema y el aspecto inicial de los 9 difractogramas donde se solapan una larga serie de *peaks* de similares anchuras y bases, se procedió a la búsqueda de *peaks* semiautomatizada con asignación manual de aquellos considerados significativos en intensidad respecto a los más intensos observados. Además, este *software* ofreció la posibilidad de la determinación semicuantitativa de las fases en muestras multicomponentes y dar mejores expectativas de precisión y menores fuentes de error. Sin embargo, la base teórica de este análisis excluye posibles fases no identificadas o fases amorfas

(ej.: vidrio volcánico), por lo que resulta un poco ambiguo para muestras que contenga estas últimas en abundantes concentraciones.

### **4.3.3. Ensayos de Absorción y Densidad Aparente (*Bulk Specific Gravity*)**

Las propiedades petrofísicas fundamentales utilizadas para estudiar el comportamiento del medio poroso de las rocas son: (1) porosidad; (2) absorción; (3) permeabilidad; (4) densidad, entre otras. La porosidad es un parámetro que mide el espacio vacío de una roca y se define como la relación entre el volumen total del espacio no-sólido (poros, fracturas-microfracturas, grietas) y el volumen total de la muestra de roca. El sistema poroso presenta ciertos espacios donde el flujo de fluidos puede ser posible, por lo que se puede clasificar de acuerdo al grado de interconexión. El concepto anterior hace referencia a la denominada porosidad total, que comprende los espacios conectados y cerrados, que se define como el cociente entre el volumen de poros total de una roca y su volumen total (también llamado aparente). Este parámetro solo puede ser calculado triturando las muestras ya que debe medirse el volumen real, que corresponde al volumen de solo la masa sólida de la roca (sin considerar poros cerrados y abiertos), por lo que no pudo ser considerado para el análisis. Por otra parte, se define la porosidad efectiva como la relación el volumen de espacios vacíos accesibles (conectados) y el volumen total de la muestra de roca (Schön, 2015; Tiab y Donaldson, 2016). En una roca la porosidad efectiva suele ser menor que la porosidad total (Benavente y otros, 2004).

El carácter de la porosidad forma parte de unos de los parámetros físicos más importantes en la roca, ya que tiene un efecto directo e indirecto sobre la mayoría de las otras propiedades petrofísicas, por ejemplo, la permeabilidad, porcentaje de absorción, la resistencia mecánica o la durabilidad (Franklin y Dusseault, 1991; Tugrul y Zarif, 1999; Siegesmund y Snethlage, 2010).

La absorción corresponde a la capacidad de una roca para retener agua dentro de sus poros. También se define como el incremento del peso debido al agua contenida en los poros de un material. (Goodman, 1989). Una roca con una alta capacidad de absorción puede retener una cantidad significativa de agua en su estructura porosa. Sin embargo, la permeabilidad, a diferencia de la absorción, mide la facilidad con la que los fluidos fluyen a través de las rocas (Benavente y otros, 2004). No solo depende de la densidad de poros en su estructura, sino que también en su geometría, tamaño y distribución, así como en la forma en que se encuentran

interconectados. Algunas características estructurales como por ejemplo la presencia de fracturas, contribuye poco a la porosidad de las rocas, pero pueden llegar a modificar considerablemente su permeabilidad (Tiab y Donaldson, 2016; Schön, 2015; Jarzyna y otros, 2019).

Otro parámetro base en la caracterización del comportamiento hídrico en las rocas es la densidad, que depende fuertemente de su composición mineralógica y porosidad. Este concepto se puede clasificar En particular, la densidad aparente (*bulk specific gravity*; ASTM, 2008), corresponde a la relación entre la masa en seco de una unidad de volumen de la muestra (incluidos los espacios accesibles e inaccesibles) y la masa de un volumen igual de agua destilada exenta de gas (Sholar y otros, 2005). Esta propiedad entrega información relevante del grado de compactación y resistencia mecánica en la roca. En general, una roca de mayor densidad es probablemente más dura, menos porosa y más resistente, pero no es siempre el caso, por lo que se debe analizar bajo la interacción de los factores previamente mencionados.

Varios métodos y técnicas de laboratorio han permitido cuantificar directamente la porosidad y permeabilidad en diferentes tipos litológicos. Estos métodos abarcan desde técnicas tradicionales, como la porosimetría de mercurio y análisis con picnómetro para estimar la porosidad, mientras que ensayos en núcleos de roca para la permeabilidad, incluso hasta enfoques más modernos que incluyen técnicas de tomografía computarizada de rayos X (ej.: Kalam, 2012; Tiab y Donaldson, 2016). Cada método posee sus propias ventajas y limitaciones, lo que subraya la necesidad de comprender y seleccionar la técnica más apropiada en función de los objetivos de la investigación y las propiedades de las muestras en cuestión. Esta diversidad de métodos refleja la complejidad inherente de la porosidad y permeabilidad en el material geológico y proporciona a los investigadores una gama de herramientas valiosas para avanzar en la comprensión de estos parámetros cruciales. Sin embargo, para la determinación de varias propiedades físicas en las rocas es habitual utilizar la realización de ensayos de laboratorio más sencillos, de menor presupuesto y tiempo, basados en procedimientos que se encuentran normalizados, de modo que los datos que se obtengan sean comparables (Benavente y otros, 2004).

Para efectos del trabajo y disponibilidad de equipos más sofisticados, se han propuesto y realizado ensayos de absorción y densidad específica, que comprenden métodos indirectos para estimar la permeabilidad, permitiendo un acercamiento a valores más exactos con ensayos

directos de permeabilidad. La obtención de los resultados de porcentajes de absorción y densidad relativa se utilizaron para calcular la porosidad efectiva de cada muestra, parámetro que, a través de ecuaciones de correlación binaria, permite una relación cuantitativa con la permeabilidad. Se utiliza el modelo matemático de regresión o ajuste lineal para comparar diferentes parámetros petrofísicos y petrográficos calculados previamente.

Las pruebas de absorción y densidad relativa se realizaron en el Laboratorio Mecánica de Rocas de las dependencias del Departamento de Ingeniería Metalúrgica de la Universidad de Concepción. Para ello se aplicó el procedimiento de la norma ASTM C97-02: *Standard Test Methods for Absorption and Bulk Specific Gravity of Dimension Stone*, de la Sociedad Estadounidense para Pruebas y Materiales (ASTM, 2008).

#### **4.3.3.1. Obtención y Preparación de Probetas**

Del material extraído en las campañas de terreno, se cortaron con una sierra lapidaria diamantada, de 3 a 5 especímenes cúbicos de dimensión  $(55 \pm 10) \times (55 \pm 10) \times (55 \pm 10)$  mm, por cada muestra correspondiente a cada manifestación termal, obteniendo un total de 36. A cada probeta cúbica (refiérase también al concepto espécimen) se le asignó un identificador, siguiendo la lógica de la Tabla 4.1, es decir, colocando el código ZVS-1XX, junto a la numeración correspondiente, pero también adicionando un subíndice (ZVS-1XX (X)), indicando los especímenes por cada muestra litológica. Para la obtención de los pesos secos, saturados y suspendidos se realizaron dos procedimientos de preparación. Una primera etapa que incluyen las muestras de la campaña de terreno de verano, y posteriormente una segunda etapa donde se designa una numeración que acontece la campaña de invierno.

#### **4.3.3.2. Obtención de la Masa Seca**

Las 36 probetas (Figura 4.3-A) se introdujeron en un horno de secado a una temperatura de  $60 \pm 2^\circ\text{C}$  durante 48 horas (Figura 4.3-B), de acuerdo con la norma ASTM C97-2 de la Sociedad Estadounidense para Pruebas y Materiales. Para garantizar que las 30 probetas estuvieran secas, se pesaron en una balanza electrónica con precisión de 0.01 g, en las horas 46, 47 y 48 (Figura 4.3-C). En el transcurso de estas horas, las muestras no manifestaron cambios significativos en su peso, por lo que a la hora 48 se consideraron que todas tenían un peso constante.



**Fotografía 4.3. Herramientas utilizadas para el secado de las muestras y su pesaje.** A) Horno de secado. B) Probetas campaña de invierno. C) Balanza electrónica.

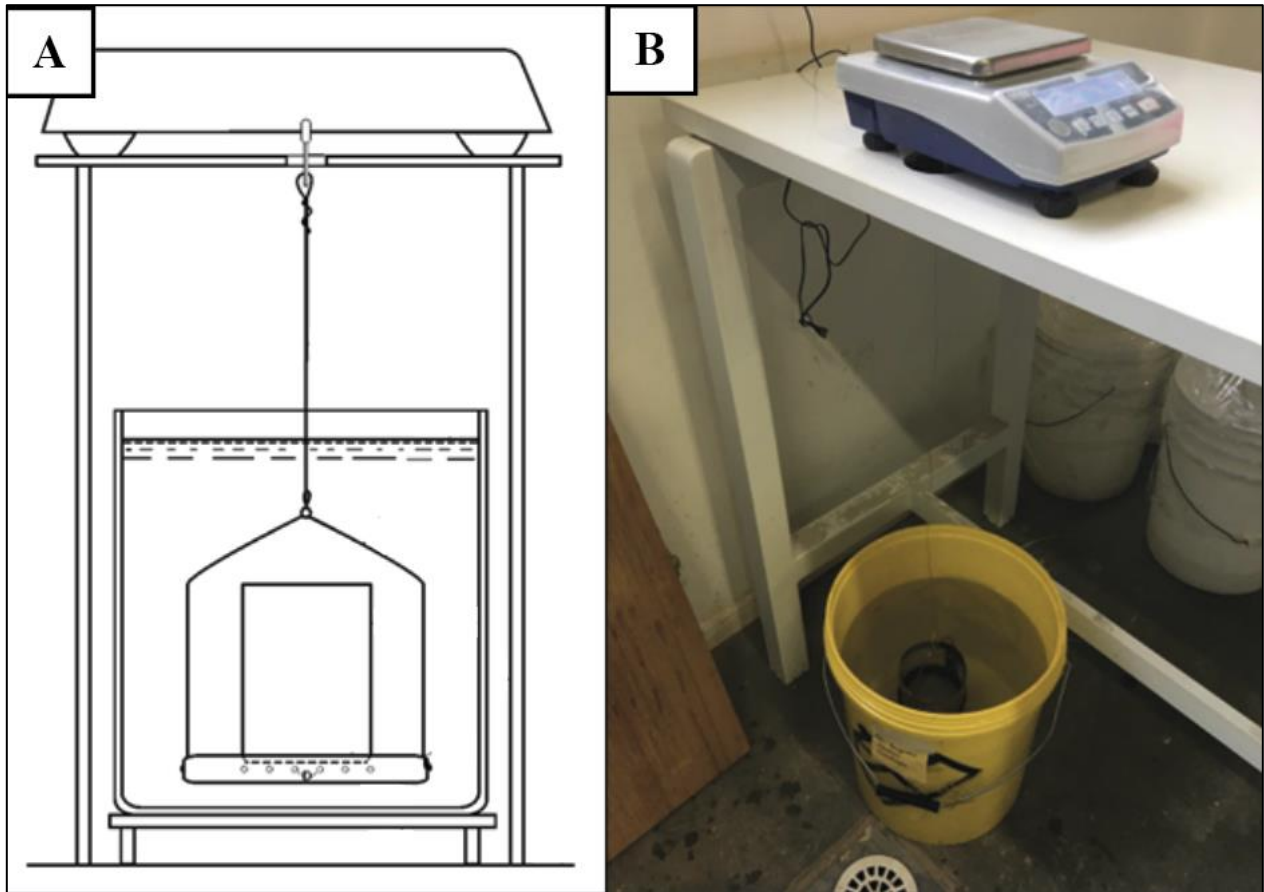
#### 4.3.3.3. Obtención de la Masa Saturada en Agua

Una vez obtenido el peso seco, las 36 probetas fueron sometidas a inmersión en contenedores de unos 15 litros de agua destilada a una temperatura  $22 \pm 2^\circ\text{C}$  durante 48 horas para que se saturaran. Llegada la hora 48, los especímenes fueron removidos uno por uno, secados con un paño húmedo y posteriormente pesados en la misma balanza electrónica.

#### 4.3.3.4. Obtención de la Masa Suspendida en Agua

Se implementó una canastilla de alambre de aluminio cilíndrica cuyas dimensiones permitieran introducir y sacar las probetas con suficiente libertad. La canastilla se colocó de tal forma que quedara conectada en la parte inferior de la balanza electrónica mediante un alambre de 0,8 mm

(Figura 4.4-A). Para medir el peso suspendido de los especímenes, se introdujo cada probeta en la canastilla, mientras ésta se encontraba sumergida en un contenedor con agua destilada (Figura 4.4-B). Un poco antes de este paso se deja la balanza en cero. Con ello se puede visualizar y obtener el peso suspendido de cada espécimen (Figura 4.4).



**Fotografía 4.4.** Ensamblaje para medir la masa saturada de las probetas. A) Montaje teórico según la norma ASTM C97-2. B) Montaje realizado en este trabajo.

## **5. RESULTADOS**

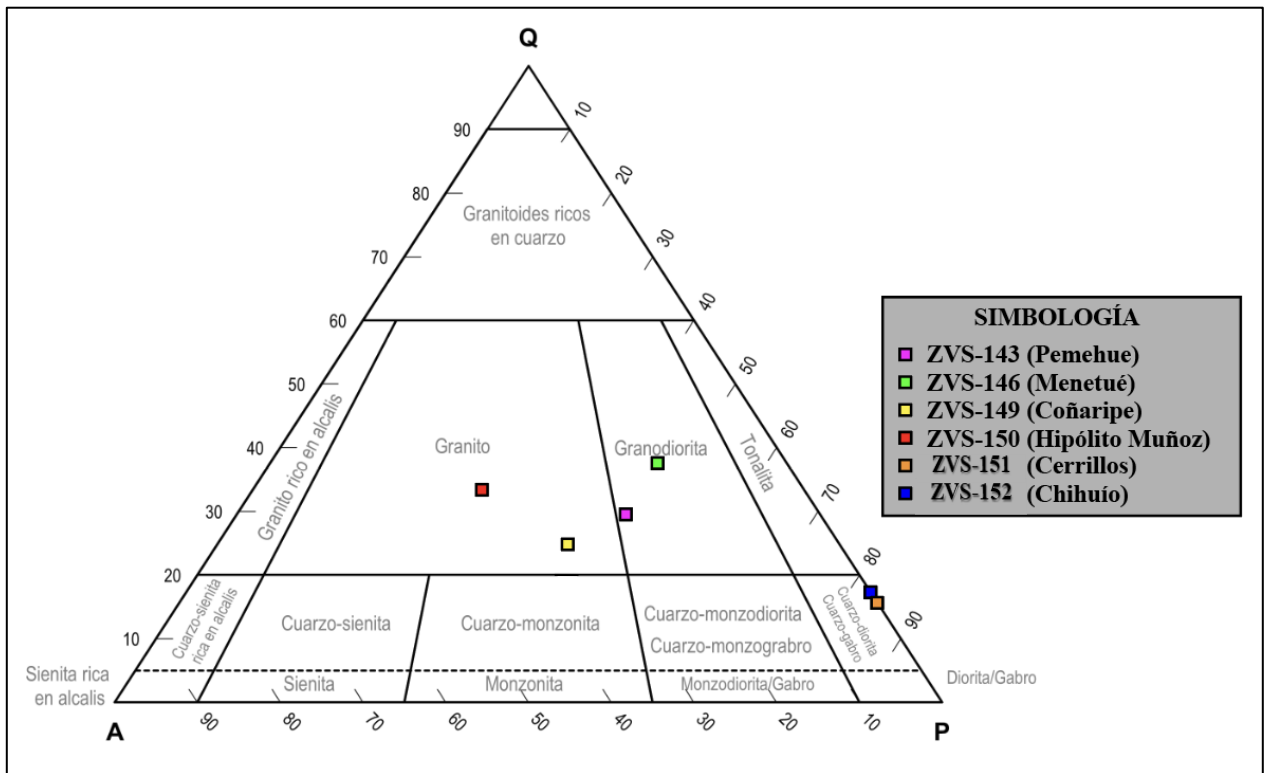
Una caracterización integral de los sistemas geotermales que se presentan en la zona de estudio ha requerido la aplicación de diversos procedimientos analíticos que permitieron la evaluación detallada de las muestras de roca recolectadas en las proximidades de manifestaciones termales representativas. En microscopio óptico se identificaron las fases minerales de las muestras de roca, con características texturales, composicionales, zonas de alteración y estructuras (venas), que sirven para entender la dinámica de los procesos a los que se exponen los magmas originados desde las profundidades hasta su almacenamiento en la región. Entender la evolución de estos procesos es fundamental para interpretar el origen y desarrollo de un sistema geotérmico. A pesar de recabar esta información, y dada la complejidad de los sistemas geotermales, se emplearon otros métodos complementarios para revelar aspectos cruciales de su estructura interna y su comportamiento hídrico, es decir, su capacidad para almacenar y transportar fluidos. Estos fueron el análisis de DRX y la aplicación de los ensayos de absorción y densidad específica, respectivamente. En las siguientes secciones, se detallarán los resultados obtenidos en cada enfoque, destacando hallazgos significativos y proporcionando aportes relevantes de los sistemas geotermales en la zona de estudio.

### **5.1. DESCRIPCIÓN PETROGRÁFICA**

Para el presente trabajo se realizó un análisis petrográfico de 10 secciones delgadas correspondientes a muestras litológicas que pertenecen a cada una de las manifestaciones hidrotermales estudiadas en la zona de estudio. Para ello se procedió a la identificación y descripción de las características mineralógicas, texturales y alteraciones, bajo microscopio óptico, para así revelar su composición modal. Las muestras descritas se clasificaron según el diagrama de denominación de rocas plutónicas y volcánicas QAP (Streckeisen, 1976). De las muestras, 6 corresponden a rocas intrusivas (ZVS-143, ZVS-146, ZVS-149, ZVS-150, ZVS-151 y ZVS-152), y las 4 restantes a rocas volcánicas (ZVS-144, ZVS-145, ZVS-148 y ZVS-154). Las descripciones de cada una se detallan en el Anexo 1, en la que se incluyen datos geográficos, unidad geológica en la que se encuentra, fotomicrografías, textura, mineralogía primaria y de alteración, metálicos (según sea el caso) y su clasificación.

### 5.1.1. Rocas Intrusivas

Las secciones delgadas de rocas intrusivas fueron definidas según el triángulo de clasificación de rocas plutónicas QAP (Streckeisen, 1976) como granodioritas de anfíbol y biotita (ZVS-143; ZVS-146), granitos de biotita (ZVS-149; ZVS-150), y cuarzo-dioritas de anfíbol (ZVS-151; ZVS-152). Las muestras fueron ocupadas por campos bien diferenciados dentro de esta clasificación, observándose en el diagrama de la Figura 5.1.



**Figura 5.1.** Diagrama QAP de Streckeisen (1976) de las rocas intrusivas analizadas. Q: cuarzo; A: feldespato potásico; P: plagioclasa.

#### 5.1.1.1. Pemehue (ZVS-143; Granodiorita de biotita y anfíbol)

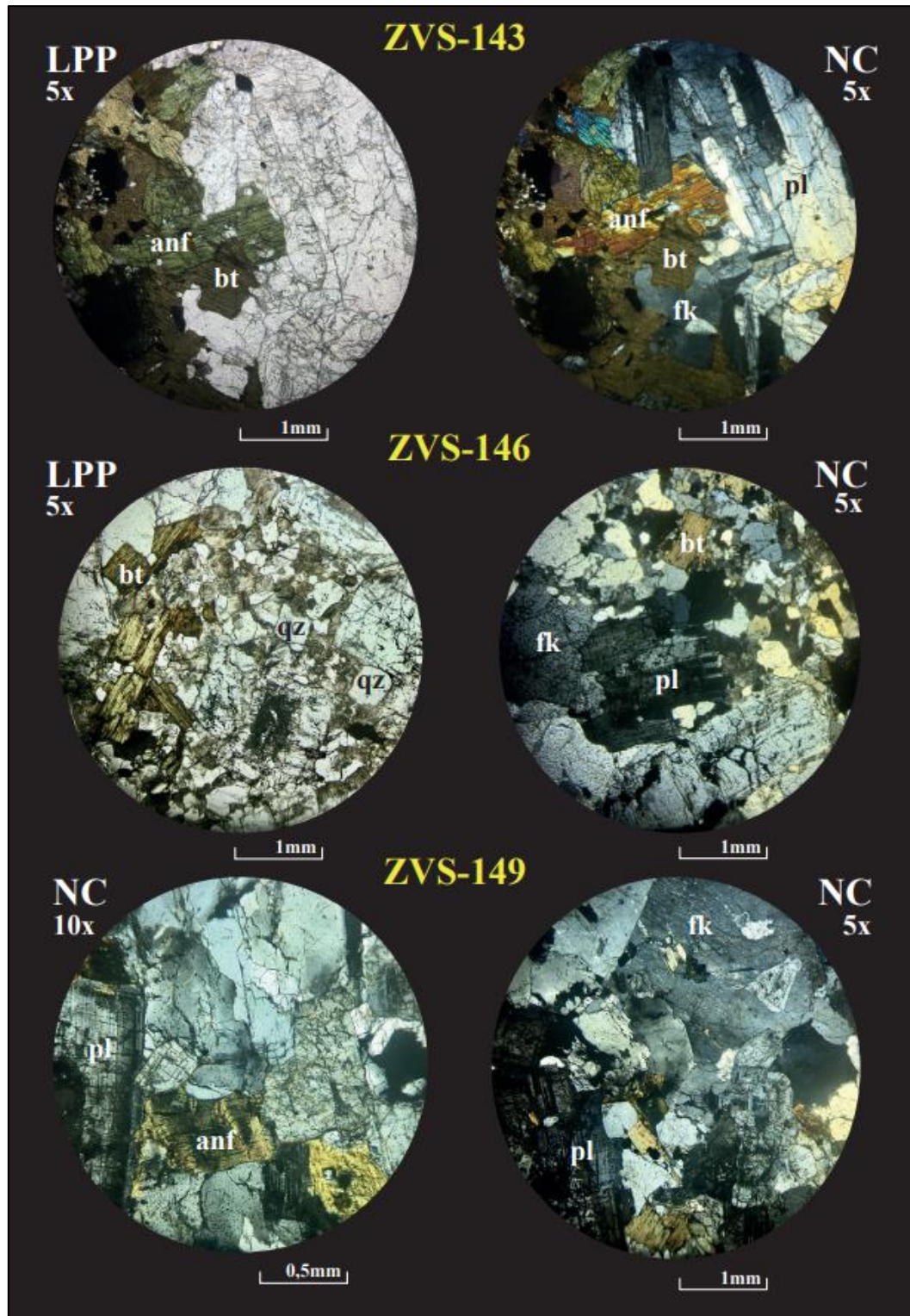
Presenta una textura hipidiomórfica inequigranular de grano medio a grueso (0,2-2,9 mm), localmente poiquilítica a subpoiquilítica. Está compuesta principalmente por cristales subhedrales a euhedrales de plagioclasas (40%), de habito tabular, con maclas polisintéticas un poco difusas, y zonaciones normales y concéntricas con centros de composición anortítica dominante y albita hacia los bordes. Se encuentran alterados a arcillas, representando una alteración argílica intermedia de grado incipiente. Además se encuentran afectados en su mayoría por un proceso de



sericitización también de grado incipiente, presentando además inclusiones de apatito y esfeno (<1%); cristales anhedrales de cuarzo (25%), con una extinción ondulante característica, algunos ligeramente redondeados y con bordes de reabsorción; cristales anhedrales de feldespato potásico (20%), de habito lamelar y de textura poiquilítica, con inclusiones de plagioclasa y apatito, los cuales están alterados incipientemente a arcilla y manifiestan en ciertas ocasiones pertitas. En menor proporción se distinguen cristales anhedrales a subhedrales de biotitas (8%), de habito prismático, bordes corroídos e impregnados con óxidos de hierro; cristales subhedrales de anfíboles (7%), algunos de habito prismático con corte ortogonal y doble maclado, pero en su mayoría de bordes corroídos, microfracturados, alterados a biotita y ocasionalmente a epidota de grado incipiente pero notorio, cuyos cristales se encuentran disseminados (Fotomicrografía 5.1). La mineralogía metálica se encuentra ausente.

#### **5.1.1.2. Menetué (ZVS-146; Granodiorita de biotita)**

Muestra una textura mayoritariamente hipidiomórfica granular de grano fino a medio (0,1 a 2,8 mm) levemente porfídica seriada, debido a la existencia de cristales de plagioclasa y cuarzoes sobresalientes (casi 3 mm). Localmente se observa en cristales de plagioclasas una textura poiquilítica, con chadacristales de cuarzo, y en ciertos casos minerales accesorios como apatito (<1%). Esta roca se compone de plagioclasas tabulares (45%) que se encuentran en su mayoría con zonación concéntrica y normales, aunque se visualizan con maclas polisintéticas. Además, se encuentra cuarzo (36%), feldespato potásico pertítico (ortoclasa; 15%) y biotitas lamelares euhedrales (4%) (Fotomicrografía 5.1). La alteración en esta litología es incipiente, destacando una alteración fílica muy incipiente, con la presencia de clorita reemplazando a la biotita, sobreimponiéndose una alteración argílica intermedia incipiente, definidas por las arcillas reemplazando a los feldespatos. A la primera alteración fue posible asociar una mineralización metálica de magnetita y hematita (<1%), no observándose sulfuros disseminados o en vetillas.



**Fotomicrografía 5.1.** Secciones transparentes de las rocas intrusivas pertenecientes a Pemehue (ZVS-143), Menetú (ZVS-146) y Coñaripe (ZVS-149). LPP: Luz polarizada plana; NC: nicoles cruzados; pl: plagioclasa; qz: cuarzo; fk: feldespato potásico; bt: biotita; anf: anfíbol.

### 5.1.1.3. Coñaripe (ZVS-149; Granito de biotita y anfíbol)

Presenta una textura hipidiomórfica granular de grano fino a medio (0,5 a 2,6 mm), compuesta por cristales subhedrales de plagioclasa (40%), de hábito tabular, microfracturados, maclados y con zonaciones normal y oscilatoria en ciertos casos, con centros cálcicos y bordes sódicos, presentando además inclusiones de óxidos de hierro. En gran parte presentan una textura *sieve*, dándole un aspecto surcado, debido a la reabsorción que sufrió en el fundido. Por otro lado, se manifiestan cristales anhedrales a subhedrales de feldespato potásico (28%), de textura pertítica y levemente poiquilítica, englobando cristales de plagioclasa y biotita; cristales anhedrales de cuarzo (22%), de extinción ondulosa, ligeramente fracturados y ocurren localmente en agregados; cristales euhedrales a subhedrales de biotitas (4%) con pleocroísmo marcado en tonos pardo oscuro a verdoso, arcimoteadas, microfibras y ocurren en cúmulos, aunque también se encuentran diseminadas ocasionalmente; cristales subhedrales de anfíbol (4%), alterados a biotita muy incipiente, y localmente algunos cristales presentan cierta deformación; cristales de esfeno y apatito (1%), diseminados y englobados por cristales de plagioclasa y feldespato potásico (Fotomicrografía 5.1). Se asocia magnetita (1%) como mineralogía metálica a la biotitización que sufren los cristales de anfíbol.

### 5.1.1.4. Hipólito Muñoz (ZVS-150; Granito de biotita)

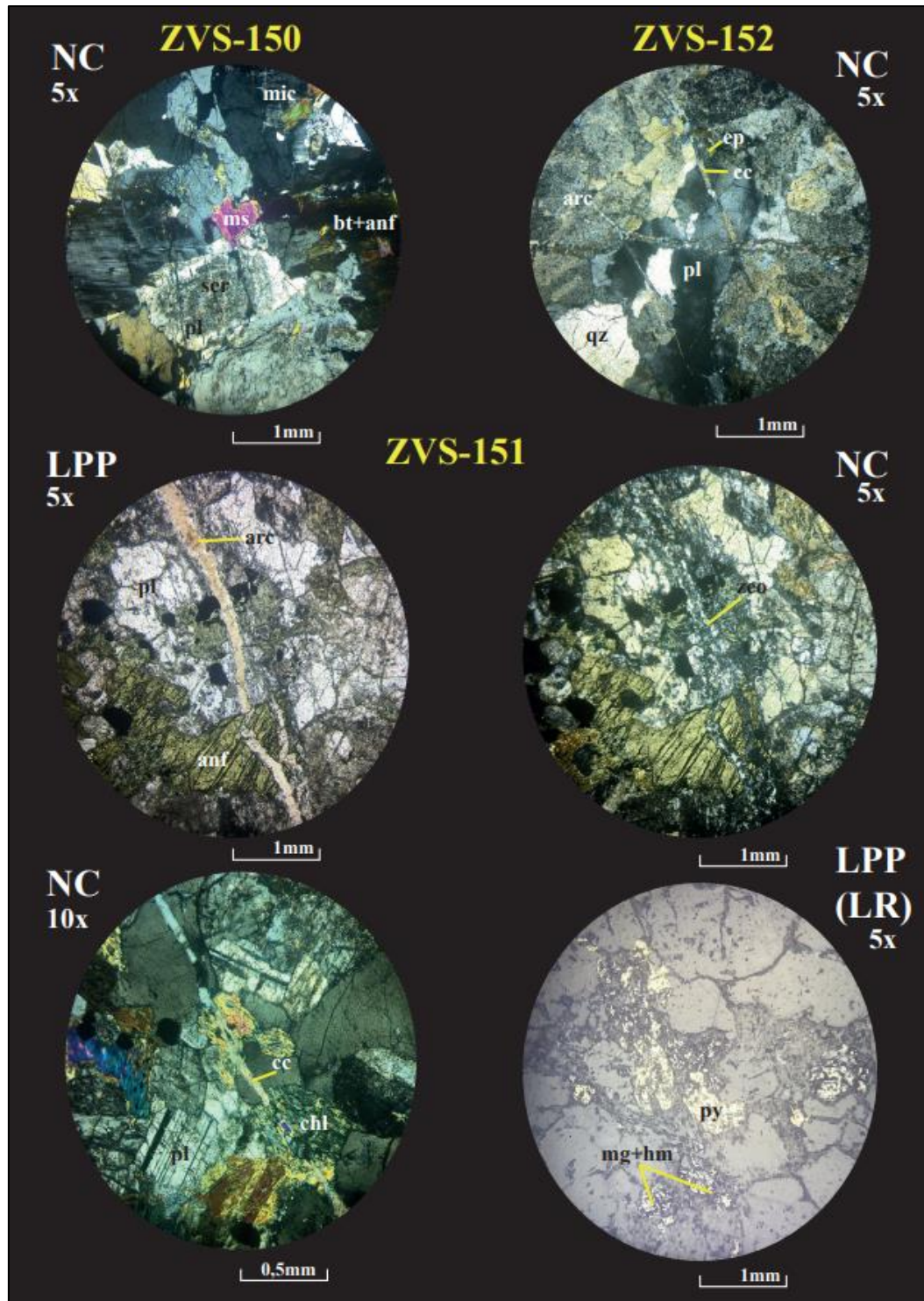
Presenta una textura hipidiomórfica granular de grano medio a grueso (0,2-4,6 mm). Se encuentra conformada principalmente por cristales anhedrales a subhedrales de feldespato potásico (35%), de formas irregulares, microfracturados y alterados, presentando predominantemente un maclado “enrejado”, sugiriendo la presencia de microclina (Fotomicrografía 5.2). Localmente muestran una textura pertítica de exsolución, mirmequítica y poiquilítica, englobando microcristales de plagioclasa y algunos máficos. Su alteración es incipiente, identificada por la presencia de arcillas (argílica intermedia) y sericita, atribuida posiblemente a una alteración fílica. Se presentan también cristales subhedrales de plagioclasa (25%), tabulares y prismáticos, aunque levemente deformados, además de maclados, con zonaciones variadas, principalmente concéntricas, cuyos centros predominan con una composición anortítica y albita hacia los bordes. Localmente ocurren texturas *sieve* de reabsorción y poiquilítica, englobando cristales de cuarzo y algunos máficos. Su alteración es incipiente, siendo arcillas y sericita predominantes. Se observan además cristales subhedrales de cuarzo (30%), no obstante, de bordes un poco irregulares y difusos, ocurriendo en intersticios junto a los feldespatos. Se reconocen micas. En particular, cristales anhedrales y

subhedrales de biotita (7%) y en menor medida muscovita (3%), como secciones alargadas, fibrosas, ocurriendo ambas en cúmulos la mayoría de los casos (Fotomicrografía 5.2). Las biotitas se encuentran impregnadas mayoritariamente en los bordes por óxidos de hierro. Mineralogía metálica no fue observada en esta muestra.

#### **5.1.1.5. Cerrillos (ZVS-151; Cuarzo-diorita de anfíbol)**

Se observa una textura hipidiomórfica granular de grano medio a grueso (0,05 – 2,8 mm), la cual es afectada por un sistema de vetillas y microvetillas superpuestas en casi toda la muestra. Está conformada principalmente por cristales subhedrales de plagioclasa (65%), de hábito tabular y prismático, algo irregulares, microfracturados y bordes ligeramente corroídos, maclados (maclas polisintéticas) y con zonaciones normales a concéntricas. Su alteración es incipiente a moderada, definidas por arcillas, sericita y localmente epidota las alteraciones: argílica intermedia, fílica y propilítica, respectivamente. En algunos casos se encuentran con inclusiones de óxidos de hierro (Fotomicrografía 5.2). Se tienen cristales subhedrales de cuarzo (12%), de formas irregulares, fracturados por ciertas vetillas, y en ciertos casos con bordes o golfos de reabsorción, encontrándose, rellenando los intersticios. Cristales subhedrales de anfíbol (18%), prismáticos alargados, otros más bien irregulares, microfracturados, aunque presentan en ciertos casos la doble exfoliación. Se encuentran alterados de manera incipiente a anfíboles secundarios y clorita, de formas anhedrales ocurriendo como agregados microfibrosos, siguiendo sus microfracturas y bordes. Las vetillas se encuentran asociadas a zeolitas (3%), que se presentan como cristales anhedrales prismáticos en agregados radiales; calcita (2%), como microcristales anhedrales (Fotomicrografía 5.2). De manera subordinada se visualizan cristales de olivino (<1), ocurriendo en pequeños cúmulos y teniendo colores verdosos fuertes de birrefringencia, característicos de esta fase. Asociadas a la alteración fílica, se identifica mineralización metálica, definida por magnetita, hematita (comúnmente afectadas por martitización), y ocasionalmente pirita (Fotomicrografía 5.2).





**Fotomicrografía 5.2.** Secciones transparentes de las rocas intrusivas pertenecientes a Hipólito Muñoz (ZVS-150) y Chihuío (ZVS-152). Luego se muestran 4 secciones de Cerrillos (ZVS-151). LPP: luz polarizada plana; NC: nicoles cruzados; LR: luz reflejada; pl: plagioclasa; qz: cuarzo; anf: anfíbol; arc: arcillas; chl: clorita; ep: epidota; ser: sericita; cc: calcita; zeo: zeolitas; ms: muscovita; mic: microclina; py: pirita; mg: magnetita; hm: hematita.

#### **5.1.1.6. Chihuío (ZVS-152; Cuarzo-diorita de anfíbol)**

Presenta una textura hipidiomórfica granular de grano medio a grueso (0,05 – 3,6 mm), afectada por un sistema de vetillas de múltiples direcciones. Está compuesta mayoritariamente por cristales anhedrales de plagioclasa (72%), muy alterados, de formas irregulares y difusas, aunque en ciertos casos se pueden observar maclas polisintéticas marcadas (un poco obliteradas por el reemplazo de arcillas) y zonaciones concéntricas y normales, con centros cálcicos y bordes sódicos; cristales anhedrales de cuarzo (15%), impregnados de arcillas, los cuales presentan extinción ondulante característica, y bordes ligeramente corroídos e irregulares; cristales anhedrales de anfíbol (10%), algunos prismáticos, con bordes difusos; microcristales anhedrales de calcita (3%), que se presentan como relleno de vetillas, encontrándose mezclada con arcillas (Fotomicrografía 5.2). La alteración es moderada a pervasiva en la muestra, definida por las arcillas que predominan de manera masiva (Fotomicrografía 5.2), reemplazando los cristales de plagioclasa; cristales anhedrales de clorita, como agregados microfibrosos, que reemplazan los anfíboles; microcristales de epidota, asociadas con impregnaciones de óxidos de hierro, los cuales reemplazan cristales de plagioclasa, ocurriendo como capas granulares, aunque también rellenan vetillas; y por último sericita, que reemplazan las plagioclasa, ocurriendo en cúmulos (Fotomicrografía 5.2).

#### **5.1.2. Rocas Volcánicas**

Las secciones delgadas de rocas volcánicas fueron definidas en este caso según el triángulo de clasificación de rocas volcánicas QAP (Streckeisen, 1976). Las muestras corresponden a andesitas de anfíbol y epidota (ZVS-144 y ZVS-145), una andesita basáltica de olivino y piroxeno (ZVS-148) y un basalto de epidota (ZVS-154). Al igual que las rocas plutónicas, los ejemplares fueron ocupados por campos diferenciados dentro de esta clasificación, observándose en el diagrama de la Figura 5.2. Para la muestra ZVS-148 se propone esta clasificación basándose en características intermedias entre ambas denominaciones (andesita, basalto), las cuales constituyen el mismo campo de denominación en el triángulo QAP. Estas características que comparten similitudes se observan en las texturas, fases minerales y porcentaje de anortita en los fenocristales de plagioclasa.



pilotaxítica local. Además, se presentan estructuras vesiculares (10%) de formas anhedrales y ovoides, diseminadas notoriamente en la masa fundamental (Fotomicrografía 5.3).

#### **5.1.2.2. Molulco (ZVS-145; Andesita de anfíbol y epidota)**

Muestra una textura porfídica seriada, compuesta por fenocristales (25%) de plagioclasa (15%; 0,2-3,3mm) de formas subhedrales, hábito tabular, frecuentemente microfracturadas con rellenos de óxidos, macladas y zonadas, con bordes ligeramente reabsorbidos, e inclusiones vítreas (*sieve*); moldes anhedrales a subhedrales de anfíboles (7%; 0,16-0,5mm), con hábito prismático - a veces con relictos de los mismos- total o parcialmente reemplazados por agregados microcristalinos complejos de biotita y arcillas, presentes de manera diseminadas como también revistiendo ciertas cavidades; cristales anhedrales subordinados de cuarzo (2%; 0,1-0,3mm) relleno de espacios, fenocristales prismáticos subordinados de clinopiroxenos (1%; 1,2mm), estando fracturados y con relleno de óxidos de hierro (Fotomicrografía 5.3). Todos ellos se encuentran inmersos en una masa fundamental microcristalina de textura intergranular (75%) conformada por microcristales de plagioclasa (40%) y cuarzo (5%), formando armazones cuyos intersticios están rellenos por agregados masivos y complejos de biotita secundaria (18%), arcillas e impregnaciones de óxidos de hierro de manera zonal, y además por microlitos anhedrales de anfíboles alterados a epidota (12%), diseminados mayoritariamente por la masa fundamental (Fotomicrografía 5.3). La alteración en esta litología es incipiente, asignando una alteración potásica por la presencia de biotita secundaria, y una mineralización metálica de hematita (<1%) y magnetita (<1%), diseminadas y relleno de espacios intersticiales, presentando además martitización.

#### **5.1.2.3. Geométricas (ZVS-148; Andesita-basáltica de clinopiroxeno)**

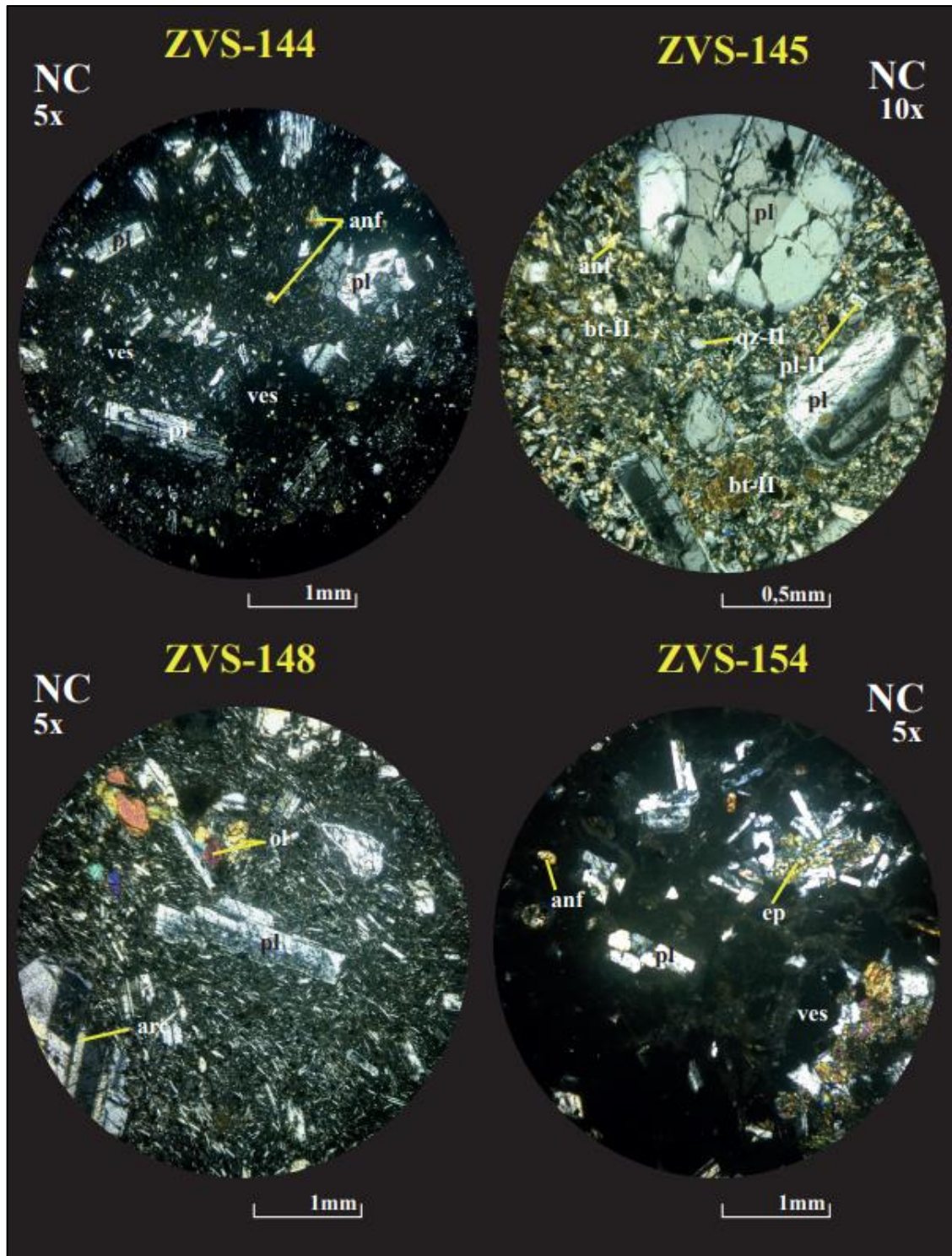
Presenta una con textura porfídica seriada, cuya masa fundamental tiene una textura mayoritariamente vitrofídica, localmente hialopílica y vesicular. Está compuesta mayoritariamente por fenocristales (15%) subhedrales de plagioclasa (10%), con hábito tabular y prismático, se encuentran maclados y zonados discontinuamente, observándose en ellas porcentajes de anortita que varía entre composiciones ligeramente cálcicas a un poco sódicas, mostrando valores ~45-60% en gran parte de los cristales. Presentan ciertas microfracturas rellenas por óxidos de hierro, inclusiones de opacos y se muestran alterados de manera incipiente a arcillas (alteración argílica intermedia), epidota y ocasionalmente calcita y clorita,



estos últimos asociados a una alteración propilítica. De manera más subordinada se muestran fenocristales subhedrales de clinopiroxenos (2%) y olivinos (2%) fracturados, diseminados, aunque a veces cercano a cavidades, y además cristales de anfíbol (1%), de formas irregulares y muy obliteradas, presentando colores moteados y no distinguiendo la alteración que los afecta (Fotomicrografía 5.3). La masa fundamental (85%), de textura hialopilítica, está conformada por microlitos de plagioclasas (25%) subhedrales tabulares y alargados, siguiendo la dirección de flujo, que en cierto grado dejan armazones cuyos intersticios se encuentra microcristales de anfíboles (5%) alterados a epidota de baja birrefringencia (colores amarillos), microcristales de clinopiroxeno (12%), de mayores dimensiones que la epidota, agregados arcillosos y vidrio volcánico (38%) (Fotomicrografía 5.3). Los metálicos son muy escasos, encontrándose solo hematita (1%).

#### **5.1.2.4. Palguín (ZVS-154; Basalto de epidota)**

Revela una textura porfídica levemente seriada, conformada principalmente por fenocristales (18%) de plagioclasa (12%) subhedrales, prismáticos, tabulares, con maclas polisintéticas notorias, microfracturados, unos con zonaciones concéntricas y normales, ocasionalmente con bordes reabsorbidos, algunos con inclusiones de vidrio volcánico desvitrificado mostrando textura sieve; por sectores están agrupados con fenocristales anhedrales a subhedrales de epidota (4%) , definiendo una textura glomeroporfídica (Fotomicrografía 5.3); fenocristales de anfíboles (2%) subhedrales, prismáticos, aunque irregulares, de colores amarillentos, los cuales se encuentran diseminados en toda la masa fundamental (82%). Ésta última presenta una textura vitrofídica (Fotomicrografía 5.3), la cual domina el vidrio volcánico (77%) levemente alterado a arcillas. Se encuentran inmersos microcristales subhedrales de plagioclasas (2%), prismáticos, ligeramente alineados, maclados e impregnados con óxidos de hierro. Además, la muestra presenta ocasionalmente estructuras vesiculares (3%), de formas anhedrales y ovoides (Fotomicrografía 5.3). La mineralización metálica se encuentra ausente.



**Fotomicrografía 5.3.** Secciones transparentes de las rocas volcánicas pertenecientes a Malleco (ZVS-144), Molulco (ZVS-145), Geométricas (ZVS-148) y Palguín (ZVS-154). LPP: Luz polarizada plana; NC: nicoles cruzados; pl: plagioclasa; anf: anfíbol; ves: vesículas; arc: arcillas; ep: epidota; ol: olivino; bt-II: biotita secundaria; qz-II: cuarzo secundario; pl-II: plagioclasa secundaria.

## 5.2. DIFRACCIÓN DE RAYOS X (DRX)

Las muestras analizadas en DRX fueron un total de 9, donde queda excluida ZVS-148 por falta de material litológico. Los difractogramas se encuentran en el Anexo 2. Se confecciona un cuadro resumen de los minerales reconocidos por cada muestra y sus porcentajes modales semicuantificados por DIFRACT-EVA (Tabla 5.1). Estas concentraciones son aproximadas y pueden estar sometidas a leves errores de interpretación, debido a la interferencia de señales por la heterogeneidad del material.

**Tabla 5.1. Minerales principales y de alteración reconocidos en DRX para las muestras analizadas.** Valores de sus concentraciones están expresados en %.

Fases minerales	ZVS-143	ZVS-144	ZVS-145	ZVS-146	ZVS-149	ZVS-150	ZVS-151	ZVS-152	ZVS-154	
<b>Principales</b>	Cuarzo	16,6	11,5	-	37,8	28,6	14,1	8,2	48,8	-
	Albita	29,3	37,7	63,9	43,4	38,1	55,6	74,4	33	80,9
	Anortita	39,9	34,5	27,1	-	-	-	-	-	-
	Microclina	8,9	3,0	-	-	24,9	27,4	-	-	-
	Ortoclasa	-	3,4	-	16,3	-	-	-	-	-
	Sanidina	-	-	-	-	-	-	-	-	7,4
	Muscovita	-	-	-	-	-	-	-	8,8	-
	Biotita	1,6	-	-	-	3,5	2,8	-	-	-
	Diópsido	-	6,4	-	-	-	-	-	-	-
	Hedenbergita	-	-	7,2	-	-	-	-	-	-
	Clinoestatita	-	-	-	-	-	-	-	-	6,8
	Mg-Hornblenda	3,8	-	-	-	-	-	12,7	-	-
	Actinolita	-	-	-	-	4,3	-	-	-	-
	<b>Alteración</b>	Clorita	-	3,4	-	1,8	-	-	-	-
Chamosita		-	-	-	-	0,5	-	4,2	3,3	-
Vermiculita		-	-	0,1	-	-	-	-	-	-
Epidota		-	-	-	-	-	-	-	6,1	4,9
Calcita		-	-	1,7	-	-	-	0,5	-	-
Siderofilita		-	-	-	0,6	-	-	-	-	-

De las fases cristalinas obtenidas del análisis de difracción, se puede apreciar una mineralogía base predominante, compuesta de cuarzo, plagioclasas y feldespatos potásicos. El cuarzo se encuentra presente en la mayoría de las muestras, solo exceptuando en las rocas andesíticas y basálticas de Molulco (ZVS-144) y Palguín (ZVS-154), respectivamente. En los difractogramas, el cuarzo es fácilmente reconocible en su señal característica ( $2\theta=26,67^\circ$ ; Moore y Reynolds, 1997), cuyo valor es estándar y sirve de referencia en el gráfico. La plagioclasa más

predominante es la albita, (reconocible en  $2\theta=27,95^\circ$  principalmente; Moore y Reynolds, 1997), que se trata de un aluminosilicato de sodio, siendo en la serie isomorfa, la plagioclasa con mayor contenido de sodio en su composición ( $\text{NaAlSi}_3\text{O}_8$ ). La anortita, la plagioclasa con mayor contenido de calcio, se observa en menores cantidades en la muestra granodiorítica de Pemehue (ZVS-143) y en las andesitas de Malleco (ZVS-144) y Molulco (ZVS-145). Destacar que la serie albita-anortita se reconoce en la totalidad de las muestras, debido a que los cristales de plagioclasa se encuentran intensamente zonados (Ver sección 5.1). Con una menor presencia en comparación con el cuarzo y plagioclasa, pero no poco importante, se identifica feldespato potásico con sus dimorfos ortoclasa y microclina. Ambos aluminosilicatos se encuentran ya sea en muestras plutónicas y volcánicas, aunque en más bajas concentraciones en la andesita de Malleco (ZVS-144). Las reflexiones más intensas de la microclina ( $2\theta=27,52^\circ$ ; 29,50; 30,20; Moore y Reynolds, 1997) y de la ortoclasa ( $2\theta=26,75^\circ$ ) fueron reconocidas en estas muestras (Anexo 2). Solo en la muestra de composición basáltica de Palguín (ZVS-154) se observa la presencia de sanidina, feldespato alcalino con señal característica  $2\theta=26,75^\circ$  (Moore y Reynolds, 1997), aunque no con una intensidad destacable.

Con intensidad de señales menores, se identificaron fases presentes de micas, clinopiroxenos y anfíboles. Ya sea la biotita (ZVS-143; ZVS-149; ZVS-150) como la muscovita se observaron en solo muestras intrusivas (ZVS-152). Por otro lado, el diópsido, hedenbergita y la clinoenstatita se manifestaron solo en rocas volcánicas (ZVS-144; ZVS-145; ZVS-154, respectivamente), mientras que la hornblenda magnésica (ZVS-143; ZVS-151) y actinolita (ZVS-149) se reconocen solo en muestras plutónicas.

Se lograron identificar fases minerales más específicas, haciendo distinción en la vermiculita en  $2\theta\sim 24,5^\circ$  (Poppe y otros, 2001), un mineral arcilloso generalmente de origen secundario debido a la alteración de micas, piroxenos, clorita o minerales similares (Brown, 1961); chamosita, la fase análoga de hierro del clinocloro, con el que forma una serie de solución sólida (serie chamosita-clinocloro); y siderofilita, miembro férrico del grupo de las micas. La clorita, epidota y calcita, fases cristalinas propias de una alteración propilítica, se identificaron en rocas plutónicas (ZVS-146; ZVS-152 y ZVS-150) y volcánicas (ZVS-144; ZVS-154 y ZVS-145), respectivamente, mientras que chamosita (ZVS-149; ZVS-150 y ZVS-152) y siderofilita (ZVS-146) solo revelaron estar presentes en rocas intrusivas.

### 5.3. ENSAYOS DE ABSORCIÓN Y DENSIDAD APARENTE (*BULK SPECIFIC GRAVITY*)

Los valores de masas secas (A), saturadas en agua (B) y suspendidas en agua (C) que se obtuvieron en este procedimiento se muestran en la Tabla 5.2. Estos valores corresponden a los registrados a la hora 48, en donde posteriormente a esta, se mantuvieron constante.

**Tabla 5.2. Valores de masa seca (A), saturada en agua (B) y suspendida en agua (C) de las muestras asociadas a cada manifestación hidrotermal.** Min: valor mínimo; Max: valor máximo;  $\bar{X}$ : promedio de los valores.

Terma asociada	Número de especímenes por cada terma	Masa seca (A) (g)			Masa saturada en agua (B) (g)			Masa suspendida en agua (C) (g)		
		Min	Max	$\bar{X}$	Min	Max	$\bar{X}$	Min	Max	$\bar{X}$
<b>Pemehue</b>	4	354,19	448,00	393,09	355,83	450,31	395,04	227,13	289,32	252,51
<b>Malleco</b>	3	392,89	407,78	398,70	395,58	410,19	401,23	250,54	260,96	254,55
<b>Molulco</b>	4	291,50	492,92	379,87	293,70	496,34	382,57	184,65	312,53	240,59
<b>Menetué</b>	4	383,92	611,72	498,59	385,76	614,35	500,84	237,92	379,21	309,00
<b>Geométricas</b>	3	229,28	294,76	260,88	233,6	300,26	265,74	142,62	183,78	162,40
<b>Coñaripe</b>	3	210,78	442,08	362,41	211,86	444,11	364,16	134,01	281,70	230,49
<b>Hipólito Muñoz</b>	3	376,03	423,11	410,17	379,78	434,67	413,45	233,82	268,86	256,19
<b>Cerrillos</b>	4	372,30	535,01	437,89	372,93	535,50	438,41	240,48	343,90	282,06
<b>Chihuío</b>	4	282,77	385,71	347,35	284,17	387,54	349,06	178,41	242,73	219,02
<b>Palguín</b>	3	389,24	528,80	457,49	394,39	535,82	463,53	241,83	327,71	283,28

Según la norma ASTM C97-2, la masa seca (A) y la masa saturada (B) de la probeta, pueden determinar el porcentaje de absorción ( $A_b$ ) de cada espécimen mediante la ecuación:

$$A_b = \frac{B-A}{A} \cdot 100 \% \quad (2)$$

Además, menciona que con el peso seco (A), la masa saturada en agua (B) y la masa suspendida en agua (C) de la probeta, se determina la densidad aparente ( $\rho$ ) de cada espécimen con la siguiente ecuación:

$$\rho = \frac{A}{B-C} \cdot 1000 \text{ kg m}^{-3} \quad (3)$$

En la Tabla 5.3, se muestran los valores mínimos, máximos y promedios de los porcentajes de absorción ( $A_b$ ) y densidad aparente ( $\rho$ ) de las muestras asociadas a cada manifestación hidrotermal, calculados a partir de las ecuaciones (2) y (3), respectivamente. Se reportan adicionalmente medidas estadísticas de dispersión para analizar la variabilidad de los datos (desviación estándar;  $\sigma$ , y coeficiente de variación; C.V).

**Tabla 5.3. Valores de porcentaje de absorción ( $A_b$ ) y densidad aparente ( $\rho$ ) de las muestras asociadas a cada manifestación hidrotermal.** Min: valor mínimo; Max: valor máximo;  $\bar{X}$ : promedio de los valores;  $\sigma$ : desviación estándar; C.V: coeficiente de variación.

Terma asociada	Porcentaje de absorción ( $A_b$ ) (%)					Densidad aparente ( $\rho$ ) ( $\text{kg m}^{-3}$ )				
	Min	Max	$\bar{X}$	$\sigma$	C.V	Min	Max	$\bar{X}$	$\sigma$	C.V
<b>Pemehue</b>	0,46	0,52	0,50	0,03	0,06	2745,09	2782,78	2756,90	17,49	0.01
<b>Malleco</b>	0,59	0,68	0,63	0,05	0,08	2708,84	2732,56	2718,06	12,71	0.00
<b>Molulco</b>	0,68	0,75	0,71	0,03	0,04	2671,16	2681,68	2674,86	4,66	0.00
<b>Menetúe</b>	0,43	0,48	0,45	0,02	0,04	2596,86	2601,51	2598,77	1,97	0.00
<b>Geométricas</b>	1,84	1,88	1,86	0,02	0,01	2520,11	2530,56	2523,99	5,72	0.00
<b>Coñaripe</b>	0,46	0,51	0,49	0,03	0,05	2702,21	2722,00	2710,57	10,24	0.00
<b>Hipólito Muñoz</b>	0,66	0,76	0,72	0,05	0,07	2601,65	2630,32	2614,53	14,55	0.01
<b>Cerrillos</b>	0,09	0,17	0,12	0,03	0,24	2792,13	2810,87	2801,93	9,06	0.00
<b>Chihuío</b>	0,45	0,55	0,49	0,04	0,08	2663,20	2685,11	2671,39	10,36	0.00
<b>Palguín</b>	1,31	1,33	1,32	0,01	0,01	2540,96	2551,77	2548,04	6,13	0.00

Con estos resultados se procede a calcular la porosidad efectiva ( $\emptyset_e$ ) de cada espécimen mediante la ecuación (4) (Tiab y Donaldson, 1996; Schön, 2015):

$$\emptyset_e = \frac{V_{\text{poros accesibles}}}{V_{\text{total de la roca}}} = \frac{B-A}{B-C} \quad (4)$$

Donde  $V_{\text{poros accesibles}}$  es el volumen de poros accesibles a fluido;  $V_{\text{total de la roca}}$  es el volumen total de la roca, incluido el volumen de los poros accesibles, cerrados y volumen sólido. A, B y C son los parámetros medidos en las ecuaciones (2) y (3). Mencionar que el  $V_{\text{poros accesibles}}$  es en la práctica el volumen de todo el fluido que puede entrar en este material cuando está saturado, mientras que la expresión del  $V_{\text{total de la roca}}$  o también llamado volumen aparente, se deriva de la Ley de Arquímedes. De las ecuaciones (2) y (3) se deduce también la ecuación (5), que relaciona la porosidad efectiva con la densidad aparente y absorción:

$$\phi_e = \rho \cdot A_b \quad (5)$$

Al igual que las otras propiedades, se obtuvieron valores promedio de las porosidades efectivas ( $\phi_e$ ) (en porcentaje) para las muestras relacionadas a cada manifestación hidrotermal. También se reportan las medidas estadísticas de dispersión para analizar la variabilidad de los datos (desviación estándar;  $\sigma$ , y coeficiente de variación; C.V). Los resultados integrados se muestran en la Tabla 5.4. Finalmente, los resultados por cada espécimen asociado a cada terma se detallan en el Anexo 3.

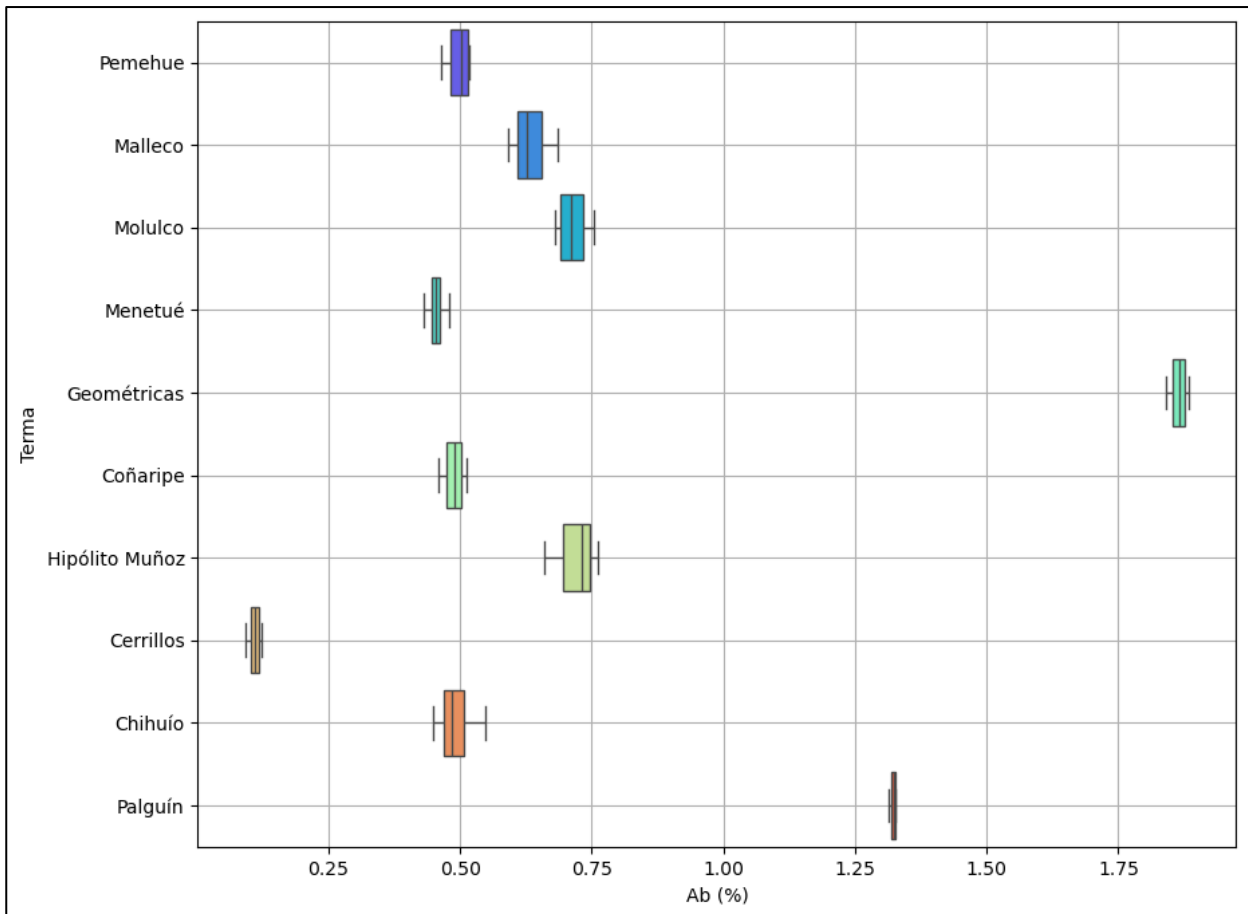
**Tabla 5.4. Valores de porosidad efectiva ( $\phi_e$ ) de las muestras asociadas a cada manifestación hidrotermal.**  
Min: valor mínimo; Max: valor máximo;  $\bar{X}$ : promedio de los valores;  $\sigma$ : desviación estándar; C.V: coeficiente de variación.

Terma asociada	Porosidad efectiva ( $\phi_e$ ) (%)				
	Min	Max	$\bar{X}$	$\sigma$	C.V
<b>Pemehue</b>	1,27	1,43	1,37	0,07	0,05
<b>Malleco</b>	1,61	1,85	1,72	0,12	0,07
<b>Molulco</b>	1,82	2,02	1,91	0,09	0,05
<b>Menetúe</b>	1,12	1,24	1,18	0,05	0,04
<b>Geométricas</b>	4,64	4,75	4,70	0,06	0,01
<b>Coñaripe</b>	1,25	1,39	1,32	0,07	0,05
<b>Hipólito Muñoz</b>	1,72	1,92	1,88	0,14	0,07
<b>Cerrillos</b>	0,26	0,48	0,34	0,08	0,24
<b>Chihuío</b>	1,21	1,46	1,31	0,11	0,08
<b>Palguín</b>	3,35	3,38	3,37	0,01	0,00

Una visión integrada que se observa en los resultados destaca en general una correlación de valores de porcentajes de absorción, densidad aparente y porosidad efectiva, de acuerdo a la composición litológica (ej.: Irfan, 1996; Tugrul y Zarif, 1999).

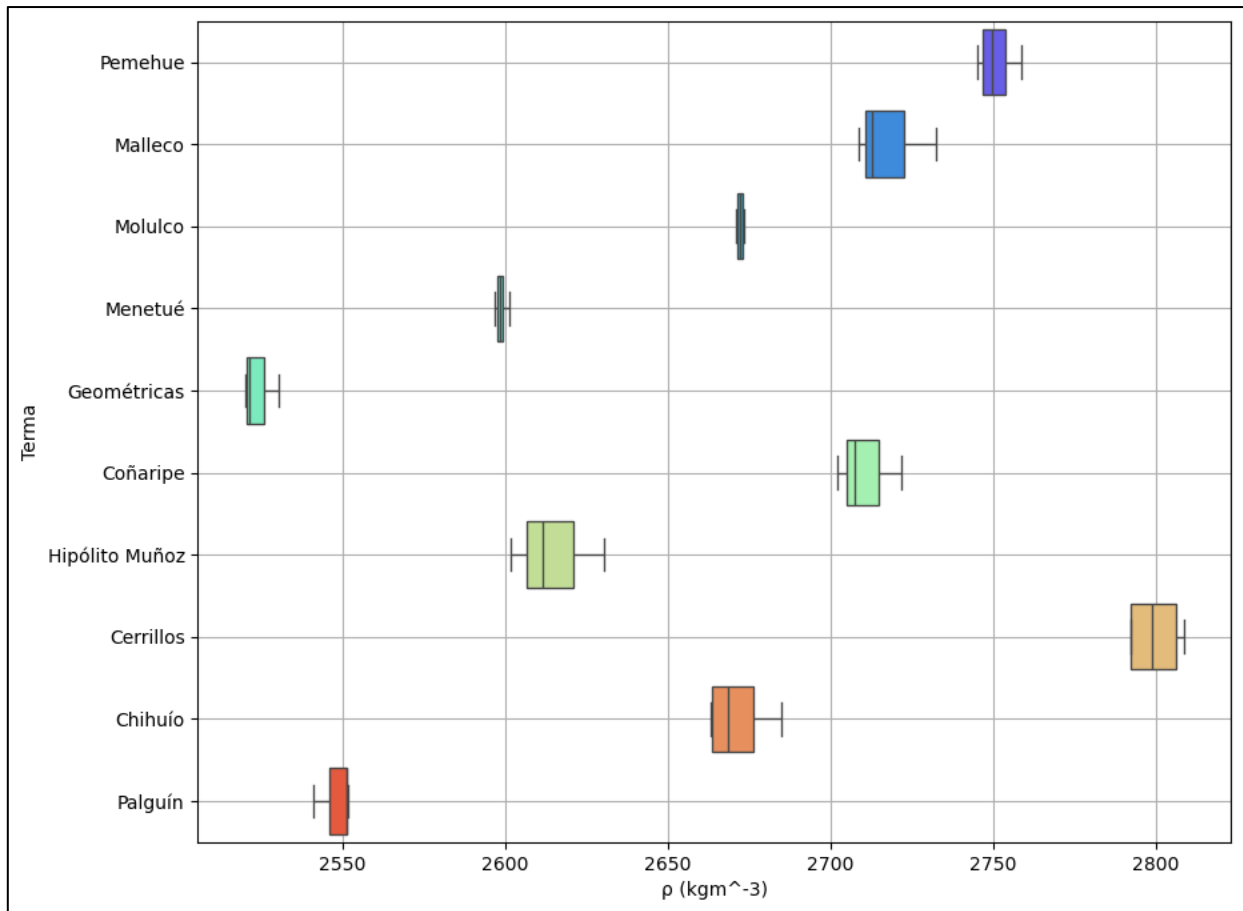
Las muestras plutónicas registraron valores promedios de absorción en un rango entre ~0,5-0,8%, con la excepción de Chihuío (ZVS-152) que obtuvo una absorción muy debajo del rango estipulado (~0,12%), mientras que Hipólito Muñoz (ZVS-150) reporta un valor promedio de 0,72%, el más alto de este grupo litológico. Por otra parte, se tienen rangos de absorción sustancialmente mayores para las rocas volcánicas representadas por Palguín (ZVS-154;  $A_b=1,32\%$ ) y Geométricas (ZVS-148;  $A_b=1,86\%$ ) en orden creciente (Figura 5.3). Sin embargo, los especímenes restantes en esta asociación de rocas (Malleco; ZVS-144;  $A_b=0,63\%$ ; Molulco; ZVS-145;  $A_b=0,71\%$ ) muestran valores cercanos a los del grupo de rocas intrusivas, particularmente a los representados por Hipólito Muñoz (ZVS-150). Esto deja en evidencia una estrecha relación de este parámetro en este selecto grupo de rocas, a pesar de las diferencias texturales y composicionales de sus elementos.





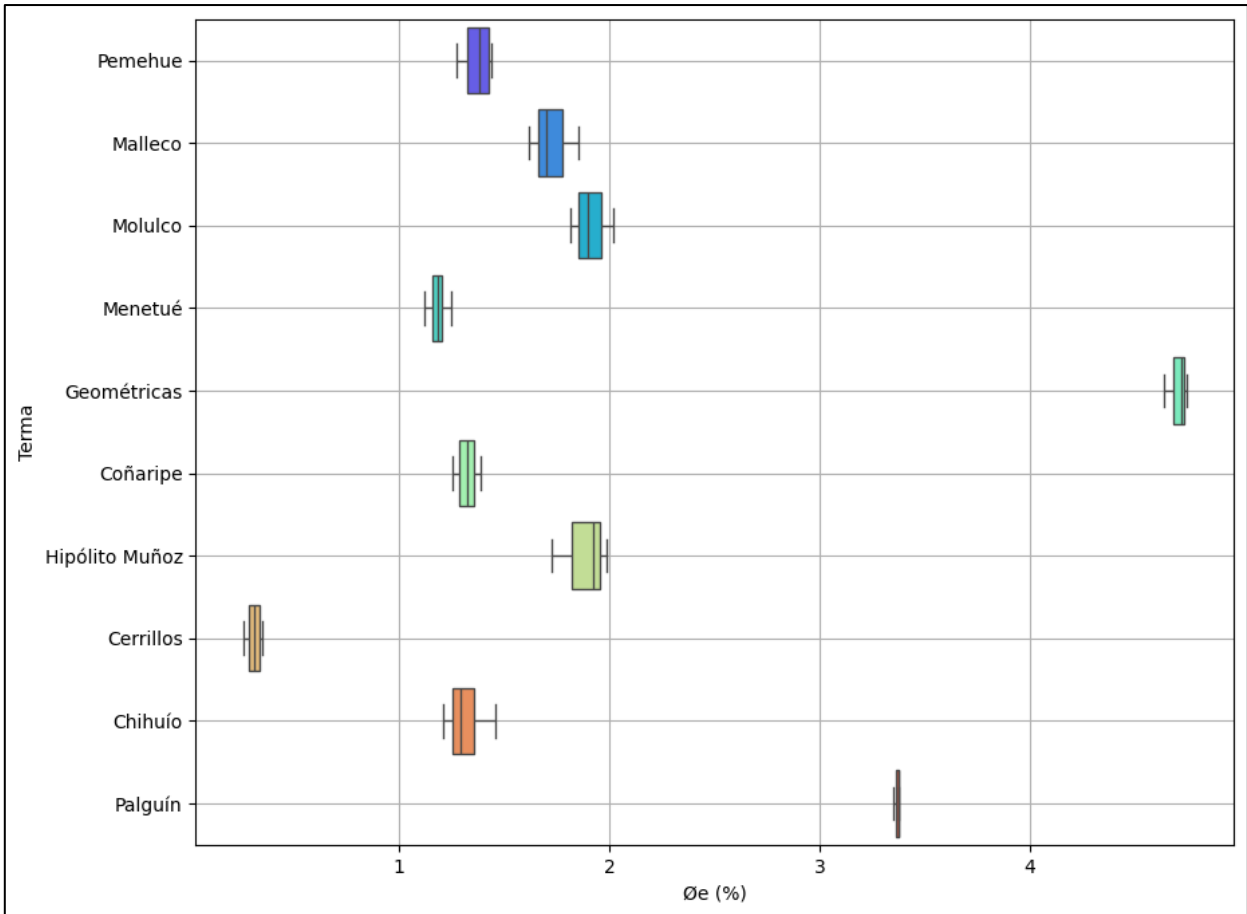
**Figura 5.3.** Diagrama *box-plot* de valores de absorción ( $A_b$ ) para cada terma. Muestra la distribución de los datos obtenidos para esta variable, dando una visualización global de los resultados.

La densidad aparente, parámetro que en muestras intrusivas registró valores mayores que las observadas en rocas volcánicas, tiene un comportamiento que es esperable en el estudio de este parámetro (Goodman, 1989), pero hay ciertas excepciones. Los valores de  $\rho$  presentan un estrecho intervalo, variando de 2523,99 a 2801,93 kg m<sup>-3</sup> (n=36 muestras en total), extremos representados por Geométricas (ZVS-148) y Cerrillos (ZVS-151), respectivamente (Figura 5.4). Similar a la absorción, la densidad aparente de los ejemplares volcánicos correspondientes a Malleco (ZVS-144;  $\rho=2718,06$  kgm<sup>-3</sup>) y Molulco (ZVS-145;  $\rho=2674,86$  kgm<sup>-3</sup>) exhiben similitudes junto a la mayoría de los valores que forman parte de las muestras plutónicas, como por ejemplo Pemehue (ZVS-143;  $\rho=2756,90$  kg m<sup>-3</sup>), Coñaripe (ZVS-149;  $\rho=2710,57$  kg m<sup>-3</sup>) y Chihuío (ZVS-152;  $\rho=2671,39$  kgm<sup>-3</sup>).



**Figura 5.4.** Diagrama *box-plot* de valores de densidad aparente ( $\rho$ ) para cada terma. Muestra la distribución de los datos obtenidos para esta variable, dando una visualización global de los resultados.

En el caso de la porosidad efectiva ( $\phi_e$ ), los especímenes registraron rangos más amplios de valores, que oscilan entre 0,34% y 4,70%, resultados pertenecientes a Cerrillos (ZVS-151) y Geométricas (ZVS-148), respectivamente, aunque el 80% de las muestras se encuentra dentro del rango de valores entre 1,18% y 1,91% (Figura 5.5). La muestra volcánica de Palguín (ZVS-154;  $\phi_e = 3,37\%$ ), junto a Geométricas (ZVS-148), representan los valores más altos de porosidad efectiva en el conjunto total de ejemplares. Las muestras intrusivas componen la mayor parte del 80% del rango determinado previamente. Solo Malleco (ZVS-144;  $\phi_e=1,72\%$ ) y Molulco (ZVS-145;  $\phi_e= 1,91\%$ ) conforman este grupo, siendo de origen volcánico.



**Figura 5.5.** Diagrama *box-plot* de valores de porosidad efectiva ( $\Phi_e$ ) para cada terma. Muestra la distribución de los datos obtenidos para esta variable, dando una visualización global de los resultados.

El análisis estadístico de medidas de dispersión muestra una baja anisotropía en los datos obtenidos para cada manifestación hidrotermal. La desviación estándar ( $\sigma$ ) de la totalidad de las propiedades analizadas revela valores muy bajos, lo que indica una mínima desviación de los datos con respecto al promedio. Esto es indicativo que los cálculos efectuados en los análisis correspondientes son bastantes homogéneos y consistentes a la litología asociada a la manifestación hidrotermal. El porcentaje de absorción para la totalidad de muestras, independiente de su litología, es entre 0,01 y 0,05%; para la densidad aparente es entre 1,97 y 17,49, y la porosidad efectiva oscila entre 0,01 y 0,14%. Cada manifestación hidrotermal presenta valores bajos de desviación estándar como se puede observar en la Tablas 5.4 y 5.5, pero para ser comparadas entre si se suele utilizar el coeficiente de variación (C.V). El coeficiente de variación es una medida relativa expresada en porcentaje, lo que permite comparar la variabilidad relativa

entre conjuntos de datos con diferentes escalas. Esta medida da cuenta de la desviación estándar como una proporción del promedio, y es a veces un indicador bastante útil (Alperín, 2013). Por ejemplo, para la densidad aparente, los valores son todos cercanos a 0, lo que da cuenta de alta homogeneidad de los datos comparativamente con las manifestaciones hidrotermales. Lo mismo ocurre con las otras propiedades, sin embargo, cuando los promedios son cercanos a 0, este valor pierde cierta validez (Alperín, 2013). En resumen, las diferencias observadas entre los índices calculados para cada muestra son de baja variabilidad, ninguno excede estadísticamente un límite interno para considerarlo atípico, lo que implica un comportamiento regular y homogéneo.

## **6. DISCUSIÓN**

El análisis petrográfico, DRX y de algunas propiedades petrofísicas de las 10 manifestaciones termales representativas de la ZVSC entre los 38-41°S, ha proporcionado información relevante sobre las propiedades texturales y mineralógicas de las rocas aflorantes, las cuales pueden desempeñar un papel importante en la permeabilidad en los sistemas geotermales. Los resultados de este estudio revelan hallazgos que pueden ayudar a complementar la comprensión de mecanismos de transporte en estos sistemas, no obstante, tomando en consideración un limitado número de procedimientos en el presente trabajo, surgen discusiones en las implicancias de estas propiedades en cómo opera la permeabilidad primaria y secundaria a diferentes escalas en la zona de estudio, por lo que se interpretaran estos resultados en base a literatura adicional.

### **6.1. CONSIDERACIONES E IMPLICANCIAS MINERALÓGICAS Y TEXTURALES EN LA PERMEABILIDAD**

Las alteraciones minerales, como producto directo de los procesos de interacción agua-roca, constituyen la evidencia preservada de la evolución del sistema hidrotermal. De este modo, la mineralogía hidrotermal (secundaria), texturas asociadas y distribución espacial de las alteraciones proveen información indirecta, pero en ocasiones insustituible para conocer algunas de las características más importantes de los fluidos hidrotermales y su reservorio, tales como (ej.: Browne, 1970; Elders y otros, 1981): (1) temperatura; (2) composición (pH) y (3) permeabilidad. A temperaturas que prevalecen a profundidades comúnmente perforadas, algunos minerales son térmicamente sensibles y se encuentran en un rango de temperatura específico (Browne, 1978). En particular, la temperatura y la composición del fluido hidrotermal son los factores más importantes que determinan la mineralogía hidrotermal resultante de un proceso de alteración, lo cual es relevante ya que estas asociaciones minerales dan indicios de las condiciones en que se formaron estos depósitos (Corbett y Leach, 1998). Sin embargo, los estudios geotérmicos han demostrado que la permeabilidad y la composición del fluido suelen ser al menos tan importantes como la temperatura (Browne, 1978). En Surdam y Bowles (1991) también se establece que variaciones en el flujo de un fluido (razón fluido/roca), y más específicamente en su composición, pueden explicar las variaciones en la mineralogía que la temperatura no lo logra hacer, por lo que puede tenerse en consideración si no se estudian las alteraciones hidrotermales en base a la temperatura.

La característica esencial de la alteración hidrotermal es la conversión de un conjunto mineral inicial en una nueva asociación de minerales más estable bajo las condiciones hidrotermales de temperatura, presión y sobre todo de composición de fluidos. La textura original de la roca puede ser modificada ligera o completamente obliterada por la alteración hidrotermal (ej.: Browne, 1978; Corbett y Leach, 1998). La interacción entre la roca y el agua generalmente implica la adición y/o eliminación de los principales componentes formadores de rocas, incluidos el CO<sub>2</sub>, el Fe y el S. En condiciones adecuadas (por ejemplo, por encima de ~200°C y con una permeabilidad adecuada) se formarán conjuntos de alteración del equilibrio (ej.: Ellis y Mahon, 1977; Cavarretta y otros, 1980; Bargar y Muffler, 1982).

En concordancia con investigaciones previas efectuadas en el área de estudio (ej.: Munizaga y otros, 1988; Suárez y Emparan, 1997; Campos y otros, 1998; Lara y Moreno, 2004; Moreno y Lara, 2008), se ha identificado una mineralogía primaria que incluye principalmente: (1) cristales euhedrales a subhedrales de plagioclasa, comúnmente macladas, zonadas y microfracturadas en las rocas plutónicas, mientras que en las volcánicas forman fenocristales de similares características, aunque con textura *sieve*, o se encuentran como microlitos en la masa fundamental; (2) cristales anhedrales de cuarzo en gran parte del grupo de muestras (ausente en Malleco; ZVS-144 y Geométricas; ZVS-148); (3) cristales anhedrales a subhedrales de feldespato potásico, por lo general alterados, microfracturados y algunos con textura peritítica, encontrados solo en muestras intrusivas. En cantidades menores se observaron micas (biotita y muscovita), anfíbol, piroxenos (clinopiroxenos), olivino, óxidos de hierro (magnetita y hematita), sulfuros subordinados (pirita) y minerales accesorios como apatito, esfeno y zircón. Las características composicionales obtenidas permiten correlacionar estas muestras litológicas de las manifestaciones hidrotermales según lo descrito por Suárez y Emparan (1997), Campos y otros (1998), Lara y Moreno (2004) y Moreno y Lara (2008) de la siguiente manera: (1) rocas intrusivas correspondientes a Pemehue (ZVS-143) e Hipólito Muñoz (ZVS-150) a la franja cretácica del Batolito Norpatagónico (Lemus y otros, 2015); (2) rocas intrusivas correspondientes a Menetué (ZVS-146), Coñaripe (ZVS-149), Cerrillos (ZVS-152) y Chihuío (ZVS-152) a la franja miocena del Batolito Norpatagónico (Lemus y otros, 2015); (3) rocas volcánicas correspondientes a Malleco (ZVS-144) y Molulco (ZVS-145) al miembro volcánico de la Formación Curamallín y a la Formación Malleco, respectivamente; (4) rocas volcánicas

pertenecientes a Geométricas (ZVS-148) y Palguín (ZVS-154) a lavas tardiglaciares del Pleistoceno Superior (Lemus y otros, 2015).

Concentraciones escasas (incluso trazas) de las asociaciones mineralógicas de alteración (Ver sección 5.1 y 5.2) dan cuenta una incipiente a moderada alteración que acontecen las rocas analizadas en el área de estudio, similar a lo explicado por Suárez y Emparan (1997), Campos y otros (1998), Lara y Moreno (2004) y Moreno y Lara (2008), donde a grandes rasgos, sólo unos pocos de los minerales primarios han sido reemplazados con poca o ninguna modificación de las texturas originales. El análisis petrográfico revela que las rocas analizadas se encuentran asociadas principalmente a 5 tipos de alteración hidrotermal: (1) alteración potásica incipiente, por la presencia de biotita secundaria en Molulco (ZVS-145); (2) alteración propilítica, debido a la asociación paragenética de alta temperatura epidota-clorita-calcita-zeolita-pirita (Browne, 1978, Simmons y Browne, 2000), ya sea completa o incompleta, en la mayoría de las muestras (Pemehue, ZVS-143; Cerrillos, ZVS-151; Chihuío, ZVS-152; Molulco, ZVS-145; Geométricas, ZVS-148 y Palguín, ZVS-154); (3) alteración fílica, aunque más relacionada a una seritización, donde involucra solo muestras plutónicas (Menetué, ZVS-146; Hipólito Muñoz, ZVS-150; Cerrillos, ZVS-151; Chihuío, ZVS-152); (4) una alteración argílica intermedia, caracterizada por el reemplazo incipiente a moderado de los feldespatos a arcillas en todas las muestras de rocas intrusivas, excepto Coñaripe (ZVS-149) y particularmente en Geométricas (ZVS-148); y (5) una alteración supérgena débil, vinculada con el reemplazo de magnetita a hematita. La ocurrencia subordinada de fases minerales más específicas descritas en DRX como la chamosita, el análogo férrico del grupo de la clorita; siderofilita, miembro férrico del grupo de la biotita; y vermiculita, concuerda con la paragénesis de estas alteraciones, siendo esta última común en rocas andesíticas (González-Partida y otros, 1992).

La permeabilidad y la circulación de fluido en ambientes hidrotermales controlados por fracturas están gobernados por una competencia dinámica entre procesos de generación de permeabilidad y procesos de destrucción de ésta (Cox, 2010). Procesos de generación de permeabilidad corresponden al crecimiento micro y macroscópico de fracturas y/o a la generación de zonas de daño durante actividad estructural co-sísmica. Este apartado es relevante para grados menos intensos de alteración (Meyer y Hemley, 1967; Corbett y Leach, 1998), consistente a lo descrito en las muestras. Debido al gran contenido de microfracturas, vetas o vetillas (sobre todo en

Cerrillos, ZVS-151; y Chihuío, ZVS-152) en feldespatos de la mayoría de las rocas analizadas, se intuye que su permeabilidad es favorecida, y dan cuenta del fracturamiento hidráulico que han generado los fluidos circulantes. Sin embargo, la precipitación activa de minerales hidrotermales a menudo produce sellado de grietas y pérdida de permeabilidad, la cual inhibe el flujo eficiente de fluidos (Davatzes y Hickman, 2010). Por ejemplo, las arcillas hidrotermales, que se caracterizan por una baja permeabilidad, comúnmente reducen la resistencia y la cohesión de las fracturas (Dobson y otros, 2003). Dada la ocurrencia en vetillas de este tipo de minerales en Cerrillos (ZVS-151) y Chihuío (ZVS-152), indicarían una disminución de la permeabilidad. Las evidencias texturales de estas vetillas indican que hubo un fracturamiento hidráulico que originó la reapertura de vetillas y la formación de brechas hidrotermales como indica Campos y otros (1998) en el sector norte del área Futrono-Lago Ranco, rasgo que es compatible con la presencia de ebullición durante la evolución del sistema hidrotermal.

Los minerales de arcilla, pertenecientes al grupo de los filosilicatos, están ampliamente presente como productos de alteración hidrotermal en muchos de los sistemas geotermales activos, además de sistemas fósiles (Mas y otros, 2006). Estos minerales se pueden categorizar en expansibles y no expansibles según su capacidad de retención de agua en su estructura cristalina y su consecuente aumento de volumen. Las esmectitas y algunos interstratificados (por ejemplo, illita-esmectita y clorita-esmectita), montmorillonita y vermiculita son ejemplos de arcillas expandibles, mientras que la illita es un ejemplo de arcilla no expansible (Harvey y Browne, 1991). El análisis de roca total de DRX efectuado en este estudio, permitió reconocer la vermiculita en concentraciones traza en la muestra de Molulco (ZVS-145), lo que podría tener un impacto en la modificación de la permeabilidad secundaria en rocas asociadas. Esto no significa se presenten en baja proporción, sino que el proceso no permite concentraciones bajo una fracción de dos micrómetros, lo que provoca su débil aparición en los análisis. Para un reconocimiento de diferentes tipos de arcillas y su efecto en la permeabilidad de manera más sofisticada, se requiere un análisis de fracción arcilla en DRX. Por lo tanto, este concepto se manejará de manera generalizada.

Por otro lado, las vesículas son comunes en flujos de lava silícica, intermedia y máfica, tanto en ambientes subaéreos como subacuáticos. Las variaciones en su tamaño, forma y abundancia en las lavas reflejan la interacción de varios controles, incluyendo el contenido volátil y la



viscosidad del magma original, las tasas de descompresión y difusión, la coalescencia e interferencia de las vesículas adyacentes, y la deformación durante el flujo (McPhie y otros, 1993).

En el caso de las rocas volcánicas, específicamente en Geométricas (ZVS-148) y Palguín (ZVS-154), desarrollarían una permeabilidad primaria a partir principalmente de la textura vesicular, resultante de la disolución de volátiles magmáticos (más comúnmente H<sub>2</sub>O, CO<sub>2</sub> y SO<sub>2</sub>) durante el enfriamiento (Petford, 2003), la cual proporcionaría vías para el flujo de fluidos hidrotermales. Sin embargo, hay que considerar dos aspectos: (1) la interconexión que tienen las vesículas, factor que evidentemente beneficiaría la permeabilidad, y (2) el relleno parcial o total de minerales secundarios, como arcillas o zeolitas (amígdalas), que, por el contrario, podría reducirla. Si bien su presencia reduce la permeabilidad, la presencia de arcillas o zeolitas solo reduce ligeramente la porosidad total medida, porque el agua puede almacenarse en estructuras minerales de arcilla y zeolita en lugar de ocupar espacio dentro de los poros (Flint y Selker, 2003). La fuerte susceptibilidad a la alteración hidrotermal del vidrio volcánico forma parte de un factor a considerar para evaluar la permeabilidad primaria en estas rocas, donde frecuentemente es alterado primero a ópalo, smectita, calcita o zeolita y luego a minerales de arcilla (McPhie y otros, 1993). La ocurrencia de vesículas en la muestra de Malleco (ZVS-144) es ocasional, y sus bordes se encuentran cristalizados por anfíboles alterados. Esto implica que, a nivel microscópico, este mineral puede ser un factor clave en el control de la porosidad para esta litología. Por otro lado, Molulco (ZVS-145), las vesículas se encuentran ausentes, donde su masa fundamental se encuentra fundamentalmente microcristalizada. Esto puede indicar que esta cualidad perjudicaría su permeabilidad.

Algo a destacar es la ocurrencia de zeolitas ± arcillas en vetillas que acontece a Cerrillos (ZVS-151). Así como la formación de epidota y prehnita en alteraciones hidrotermales de granitoides es un hecho relativamente frecuente, la formación de calcita y zeolitas en estas rocas es mucho más rara, debido a que el carácter ácido de los granitos conduce a la formación de micas, caolines o productos arcillosos y muy rara vez a zeolitas. No obstante, se han descrito algunas paragénesis de facies propilíticas en el sistema geotérmico Tolhuaca (Melosh y otros, 2012; Sánchez y otros, 2016), compuestas por el conjunto de minerales clorita + epidota + calcita ± pirita ± cuarzo ± zeolitas.

## **6.2. CONSIDERACIONES E IMPLICANCIAS DE PROPIEDADES PETROFÍSICAS EN LA PERMEABILIDAD**

Las implicancias texturales y mineralógicas dieron un acercamiento a la comprensión de como favorecería o reduciría la permeabilidad en las rocas estudiadas en la zona de estudio. Sin embargo, una manera de cuantificar o semicuantificar rangos estimativos de permeabilidad sería comparar o correlacionar características petrofísicas, como la porosidad, densidad aparente y porcentaje de absorción, calculados y analizados previamente. Existen varias investigaciones sobre la correlación entre estas propiedades en rocas graníticas y volcánicas (ej.: Tugrul y Gürpınar, 1997; Al-Harhi y otros, 1999; Sousa y otros, 2005; Del Río y otros, 2006; Vázquez y otros, 2010) y con características mineralógicas y texturales (Tugrul y Zarif, 1999).

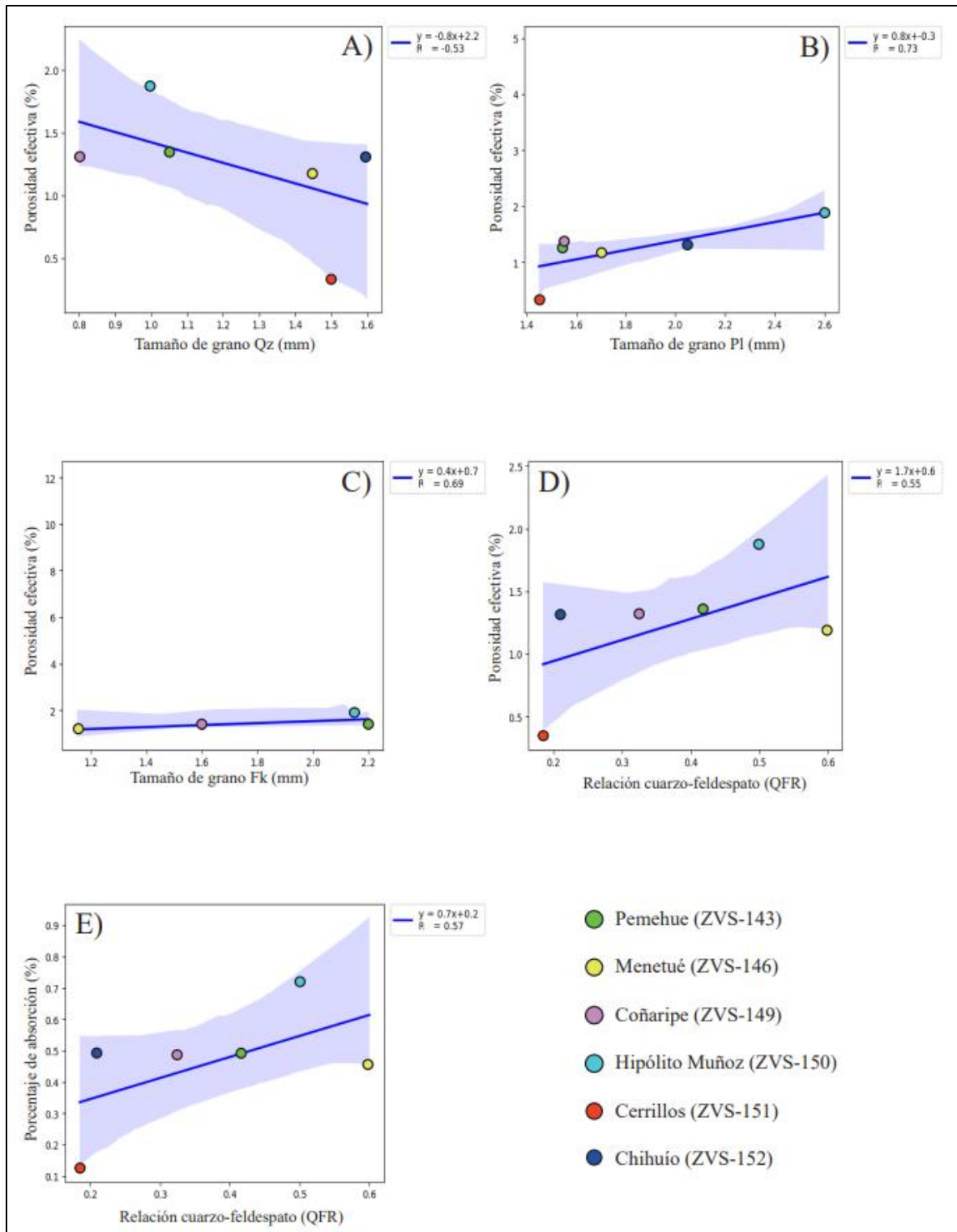
La permeabilidad y la porosidad están en una estrecha relación que depende de la cantidad de espacio vacío en el material probado. Es ampliamente aceptado que la permeabilidad está determinada por la microestructura, que, en este contexto, se define en términos de estructuras de poros y grietas (Sperl y Trckova, 2008). Por lo tanto, se podría suponer que, con el aumento de la porosidad, la permeabilidad también debería aumentar. Pero hay otros hechos para tener en cuenta cuando se habla de esta relación. Por lo tanto, la permeabilidad del material poroso está influenciada no solo por la porosidad, sino también por la forma y disposición de los poros, o por la cantidad de componentes arcillosos. Las interacciones entre las propiedades mecánicas, litológicas y porosas de las rocas crean un sistema complejo (Nicholson, 2001).

Para desentrañar la relación entre permeabilidad y porosidad, se determinó en primer lugar el tamaño de grano de los constituyentes principales (cuarzo y feldespatos) de cada muestra, a través de la microscopía óptica descrita en la sección 5.1. Las dimensiones cubren muchos valores, especialmente para las rocas volcánicas, debido a la naturaleza composicional distribuida en fenocristales y masa fundamental esencialmente vítrea. Por lo mismo, no fueron considerados para esta comparación por lo poco representativo. Los valores para las rocas plutónicas se muestran en la Tabla 6.1.

**Tabla 6.1. Granulometría de las rocas intrusivas estudiadas.** Min: valor mínimo; Max: valor máximo;  $\bar{X}$ : promedio de los valores; Pl: plagioclasa; Qz: cuarzo; Fk: feldespato potásico. El guion (-) representa ausencia de este mineral.

Terma asociada	Pl (mm)			Qz (mm)			Fk (mm)		
	Min	Max	$\bar{X}$	Min	Max	$\bar{X}$	Min	Max	$\bar{X}$
<b>Pemehue</b>	0,2	2,9	<b>1,55</b>	0,1	2,0	<b>1,05</b>	0,6	3,8	<b>2,2</b>
<b>Menetué</b>	1,2	2,2	<b>1,7</b>	0,1	2,8	<b>1,45</b>	0,3	2,0	<b>1,15</b>
<b>Coñaripe</b>	0,7	2,4	<b>1,55</b>	0,6	1,0	<b>0,80</b>	0,7	2,5	<b>1,60</b>
<b>Hipólito Muñoz</b>	0,6	4,6	<b>2,60</b>	0,2	1,8	<b>1,00</b>	0,5	3,8	<b>2,15</b>
<b>Cerrillos</b>	0,4	2,5	<b>1,45</b>	0,2	2,8	<b>1,50</b>	-	-	-
<b>Chihuío</b>	0,5	3,6	<b>2,05</b>	0,2	3,0	<b>1,60</b>	-	-	-

Con el fin de determinar la influencia de características petrográficas y propiedades físicas entre sí, en primera instancia se correlaciona el tamaño de grano promedio con la porosidad efectiva ( $\phi_e$ ), además del coeficiente denominado QFR (relación o cociente entre abundancia de cuarzo-feldespato) como se muestra en la Figura 6.1. QFR fue calculado según las concentraciones modales de las fichas descriptivas (Anexo 1). El ajuste lineal se hizo en base al método de “ajuste de curvas de mínimos cuadrados”. Las ecuaciones para las curvas trazadas y los valores del coeficiente de correlación (valores R) se dan en las figuras. Los valores del coeficiente de correlación mayor a  $\pm 0,8$  se consideraron estadísticamente significativos con un nivel de confianza del 95% (Johnson, 1984). Los valores de R entre  $\pm 0,5$  y  $\pm 0,8$  no se consideraron significativos en el 95%, pero se tomaron para proporcionar estimaciones aproximadas de las propiedades involucradas en la correlación.



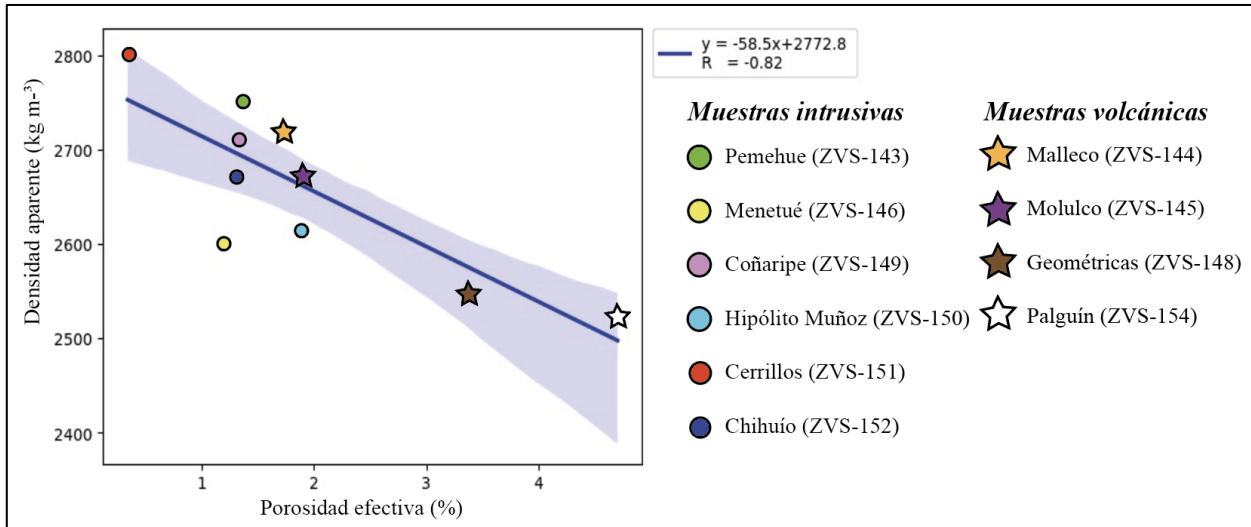
**Figura 6.1. Correlaciones entre propiedades físicas y petrográficas de las muestras.** A) Porosidad efectiva y tamaño de grano del cuarzo (Qz); B) Porosidad efectiva y tamaño de grano de plagioclasa (Pl); C) Porosidad efectiva y tamaño de grano de feldespato potásico (Fk); D) Porosidad efectiva y relación cuarzo-feldespato (QFR); E) Porcentaje de absorción y relación cuarzo-feldespato (QFR). Para cada gráfico se muestra ecuación de la regresión lineal y su coeficiente de correlación Pearson (R).

A partir de los gráficos resultantes se puede discutir los siguientes apartados:

- La porosidad se vería disminuida con el aumento de tamaño de grano del cuarzo, aunque su correlación no es tan significativa ( $R = -0,53$ ; Figura 6.1-A). Esto se puede explicar debido a la baja o nula susceptibilidad que tiene el cuarzo a la alteración hidrotermal. El cuarzo es resistente a la alteración hidrotermal y no es afectado hasta temperaturas de  $300^{\circ}\text{C}$ , pero hay evidencias de recristalización del cuarzo a mayores temperaturas. Es relativamente frecuente que en rocas alteradas intensamente cuya textura original ha sido completamente obliterada, se preserven cristales de cuarzo primarios (Meyer y Hemley, 1967; Corbett y Leach, 1998). Además, es importante considerar que el cuarzo, junto a la calcita y anhidrita, minerales que precipitan directamente a partir de soluciones hidrotermales donde forman fácilmente venillas o rellenos de huecos en las rocas (Barnes, 1967). Por lo tanto, a escala microscópica, el aumento de tamaño de grano causaría una reducción de la porosidad primaria en los intersticios o límites de granos. En orden decreciente, Cerrillos (ZVS-151), Coñaripe (ZVS-149) e Hipólito Muñoz (ZVS-150) tendrían valores más altos de permeabilidad según este criterio y lo observado en la tendencia del gráfico.
- La porosidad se vería favorecida con un tamaño de grano de la plagioclasa más grande (Figura 6.1-B). Su correlación es mejor que la previamente mencionada ( $R = 0,73$ ). Esta aseveración podría concebir que el espacio entre estos granos controlaría la porosidad efectiva en estas rocas. A medida que son más grandes estos cristales de plagioclasa, es probable que queden mayores espacios intergranulares entre ellas. Estos espacios pueden contribuir a la porosidad efectiva al proporcionar vías para el flujo de fluidos a través de la roca. Este puede ser el caso de Hipólito Muñoz (ZVS-150). Por el contrario, un menor tamaño de grano de plagioclasa, los poros o límites de grano podrían obstruir minerales secundarios, por lo que es menos probable garantizar accesos para los fluidos hidrotermales. Cerrillos (ZVS-151) condice con estas características. Es peculiar que Pemehue (ZVS-143) y Coñaripe (ZVS-149) tengan un promedio de tamaño de grano en plagioclasas muy similar, incluso casi coincidentes. Esto puede ser causado por múltiples factores, como un origen magmático congruente, al igual que condiciones de enfriamiento y en definitiva un mismo contexto geológico. Sin embargo, estas conclusiones deben ser complementadas con estudios más sofisticados.

- La correlación entre las dimensiones de granos de feldespato potásico y la porosidad efectiva es positiva (Figura 6.1-C) y comparable con la de cristales de plagioclasa ( $R=0,69$ ). Solo 4 muestras pudieron entrar en esta correlación. Esto es esperable por las mismas razones anteriores, pero se debe considerar el grado de alteración y características texturales que presenta este mineral en cada muestra analizada. Por ejemplo, Goodman (1989) indicó que, en las rocas graníticas, una gran proporción del espacio poroso está compuesto por microfisuras, donde se producen principalmente en los feldespatos como grietas intracristalinas y cristalinas.
- Finalmente se grafica la correlación entre la ratio cuarzo-feldespato (QFR) con la porosidad efectiva (Figura 6.1-D) y porcentaje de absorción (Figura 6.1-E). Un aumento de este cociente puede deberse a una mayor abundancia de cuarzo y/o menor concentración de feldespatos (ya sea plagioclasa, feldespatos potásicos o alcalinos). La correlación que se observa es positiva y no tan significativa ( $R=0,55$  con porosidad efectiva y  $R=0,57$  con el porcentaje de absorción). Es esperable que este comportamiento sea semejante porque se calcularon en base a los mismos parámetros. Aunque, a primera vista, un aumento en el contenido de cuarzo se suele asociar con una disminución de la porosidad por su alta densidad y resistencia a la alteración, hay factores esenciales que pueden estar influyendo en esta relación contradictoria, como los ya mencionados (textura, grado de alteración, tamaño de grano, entre otros). Desde otro punto de vista, una menor concentración de feldespatos, que se presentan en estas rocas como microfracturados, pertíticos y alterados a arcillas, de alguna manera se vería favorecida en una menor obstrucción en las diferentes ocurrencias de poros. Los feldespatos presentan alteraciones frecuentes. Por ejemplo, la ortoclasa (observada particularmente en Menetué; ZVS-146) suele presentar alteraciones a sericita y muscovita, suceso que condice con las alteraciones observadas en esta muestra. Tugrul y Zarif (1999) muestra que, para rocas graníticas, el feldespato juega un rol reductor en la resistencia a la compresión. La resistencia es en parte atribuible a la competencia actual de la roca para unir sus componentes (Goodman, 1989), por lo que una menor cantidad de feldespato favorecería la ocurrencia de espacios porosos y por tanto una mayor permeabilidad. Esto sin embargo se necesita justificar con otros factores incidentes.

Se prepara un gráfico similar para la densidad aparente en comparación con la porosidad efectiva calculada (Figura 6.2). En esta situación surge una correlación negativa bastante significativa ( $R = -0,82$ ) que aplica a la totalidad de las muestras estudiadas, ya sean intrusivas o volcánicas.



**Figura 6.2.** Correlación entre la densidad aparente con la porosidad efectiva. Se muestra también la ecuación de la regresión lineal y su coeficiente de correlación de Pearson (R).

De este gráfico cabe resaltar que, pese a la naturaleza composicional de las muestras, todas se correlacionan linealmente de manera significativa. De todas formas, es esperable este comportamiento, en que a medida que la porosidad efectiva es mayor, su densidad se ve reducida, donde Geométricas (ZVS-148) y Palguín (ZVS-154) son afectadas mayormente. Tal suceso es concordante con lo descrito en la sección 6.1 respecto a estas muestras, ya que aquellas características texturales en vesículas (Malleco; ZVS-144) y en la masa fundamental (Molulco; ZVS-145) influirían en la porosidad efectiva y, por consiguiente, en un aumento de la densidad aparente, a tal punto, que incluso supera en orden de  $\sim 100 \text{ kg m}^{-3}$  a Hipólito Muñoz (ZVS-150) de origen plutónico. Notar además que Pemehue (ZVS-143), Coñaripe (ZVS-149) y Chihuío (ZVS-152) posee valores de porosidad efectiva casi idénticos, pero difieren en su densidad aparente. Sin embargo, su diferencia es poco significativa.

## ESTIMACIÓN DE LA PERMEABILIDAD

### 6.2.1. Correlaciones entre porosidad ( $\phi_e$ ) y permeabilidad ( $k$ )

Estimar la permeabilidad en un conjunto limitado de rocas en el que se han realizado ensayos de laboratorio de baja sofisticación suele ser muy desafiante. Sin embargo, estos procedimientos han proporcionado valores de porosidad efectiva, los cuales permiten correlacionarlo a valores de permeabilidad prestablecidos o calculados en otros estudios. Es bien sabido que no existe una relación uno a uno entre porosidad y permeabilidad aplicable a todos los medios porosos. Una razón es que la porosidad es invariante bajo una transformación homotética (por ejemplo, estiramiento uniforme e isótropo) del espacio poroso, mientras que la permeabilidad no lo es. Una segunda razón es que, en un material determinado, no todos los poros son igualmente efectivos para conducir el flujo de fluidos. Por lo tanto, dos medios con la misma porosidad, pero diferentes proporciones de espacio poroso efectivo y no efectivo deben tener permeabilidades diferentes (Bernabé y otros, 2003). Así, cada proceso define una relación permeabilidad-porosidad con una evolución específica.

En general, las correlaciones entre varias propiedades de medios porosos son útiles para predecir propiedades hidráulicas difíciles de medir utilizando propiedades que se miden más fácilmente (Flint y Selker, 2003). Cuando las poblaciones de muestras de rocas son de origen similar, y en el caso de que la estructura de poros sea geoméricamente parecida, las correlaciones de permeabilidad con otras propiedades como la porosidad, puede ser notoria (Schön, 2015). En particular, las relaciones entre la porosidad y permeabilidad han sido identificadas por autores previos con regresiones empíricas semilogarítmicas y logarítmicas con base física en un conjunto de consideraciones geométricas e hidrodinámicas (Flint y Selker, 2003). El cálculo de la permeabilidad depende de la forma de la función, pero existen diferencias en la literatura incluso para la misma forma de la función lo que ilustra las sutilezas en los supuestos realizados. La de mayor uso en esta amplia gama de expresiones matemáticas corresponde a la ecuación generalizada de Kozeny-Carman (Schön, 2015; ecuación 6.1), una función empírica logarítmica en que se aplica un ajuste lineal de una población de datos que debe ser lo suficientemente grande para ser representativa.

$$k = b \cdot \phi_e^n \quad (6.1)$$



Donde  $k$  es la permeabilidad;  $\phi_e$  es la porosidad efectiva;  $b$  y  $n$  son constantes.

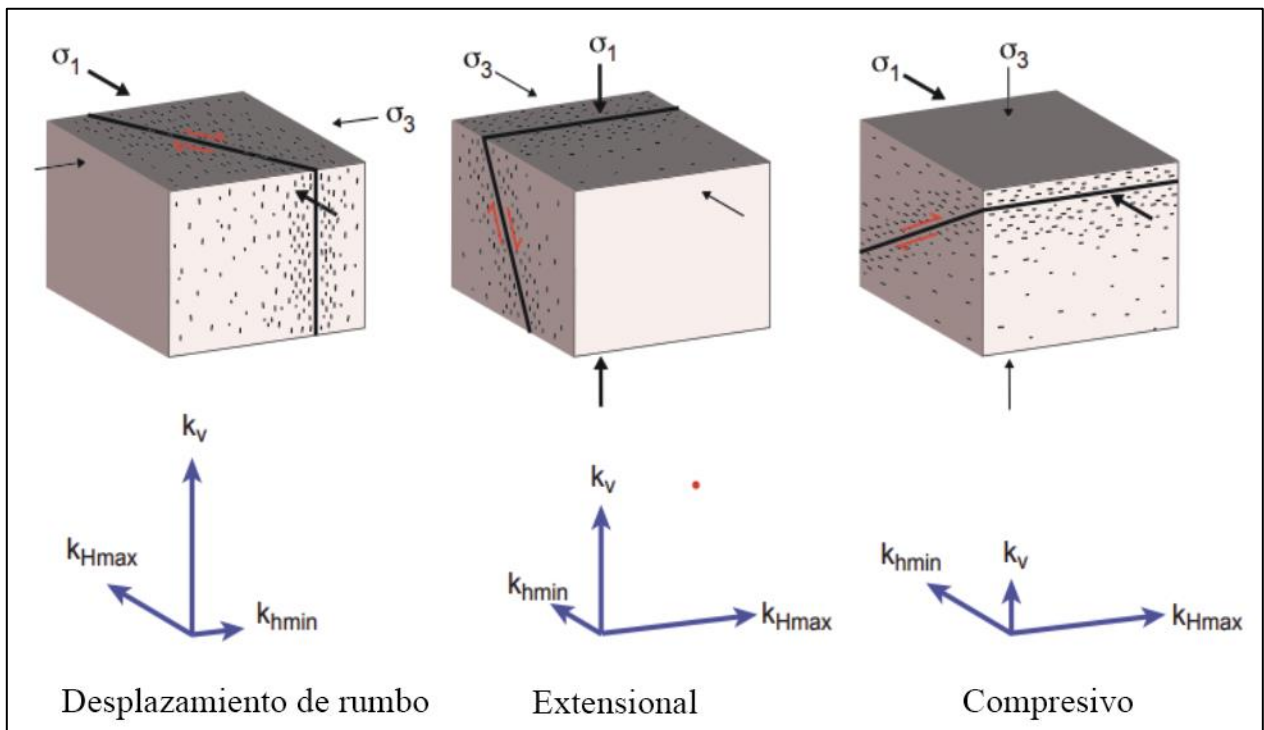
Numerosos estudios han utilizado relaciones simples semilogarítmicas o logarítmicas de porosidad efectiva a permeabilidad (ej.: Glass y otros, 1994; Istok y otros, 1994), que incluye la dinámica y propiedades de un fluido en su medición. Sin embargo, para realizar estas predicciones se debe proporcionar de datos ya sea de porosidad como de permeabilidad. En el presente trabajo no se ha calculado la permeabilidad, por lo que se dispondrá de resultados previamente calculados en el área de estudio, enfocados esencialmente en los trabajos de Pérez-Flores y otros (2017) y Sepúlveda y otros (2020).

### **6.2.2. Influencia de las fracturas en la permeabilidad**

Métodos experimentales, como los de este estudio en el cálculo de propiedades petrofísicas y correlaciones entre estas, permiten comprender de manera aproximada el comportamiento que permeabilidad de las rocas estudiadas en la zona de estudio. Sin embargo, descifrar la influencia de las fracturas en las propiedades hidráulicas de las rocas es esencial a gran escala, ya que, si bien las fracturas se consideran como las vías principales para el flujo de fluidos (ej.: Sánchez y otros, 2013; Roquer y otros, 2017), cualquier cambio en las propiedades de fractura dará como resultado un cambio concomitante en las propiedades hidráulicas de la roca (Pérez-Flores y otros, 2017), como es el caso de la permeabilidad. La distribución espacial, la geometría y la densidad de las fracturas que crean estas redes están influenciadas por las propiedades intrínsecas del macizo rocoso, como la mineralogía y las texturas, y por factores externos como la profundidad del enterramiento, la temperatura, el campo regional de *stress* y el grado de fracturación o falla preexistente (Sepúlveda y otros, 2020).

En general, la permeabilidad en las zonas dañadas se ve reforzada por las propiedades hidráulicas de la red de fallas-fracturas (ej.: Sibson, 1996; Faulkner y otros, 2010), donde las macro-fracturas dominan la permeabilidad a menor presión efectiva (poca profundidad), pero se cierran más fácilmente a mayor presión, de modo que la matriz de microfracturas se vuelve más dominante (Nara y otros, 2011; Wang y otros, 2016). También se sabe que el régimen tectónico controlaría la geometría y orientación de la red falla-fractura, así como la dirección de la permeabilidad máxima. En este sentido, la dirección del flujo del fluido está controlada por la orientación del campo de esfuerzo global, donde la permeabilidad máxima es paralela al eje  $\sigma_2$ , mientras que la

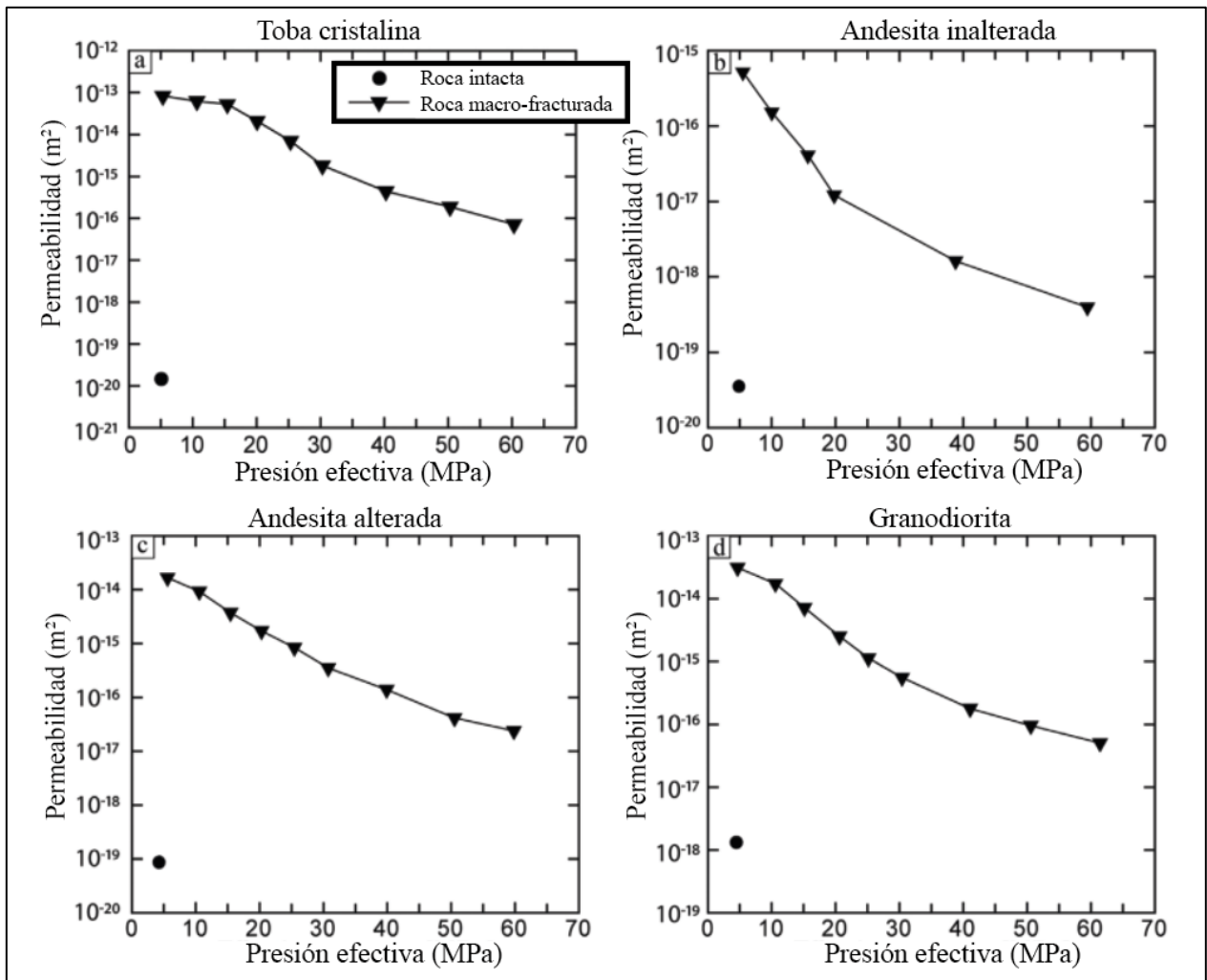
dirección de permeabilidad mínima es paralela a la dirección de deslizamiento y perpendicular al eje  $\sigma_2$  (ej.: Sibson, 1996; Faulkner y Armitage, 2013; Figura 6.3). De esta manera, el deslizamiento de falla induce la dilatación/apertura controlada por la rugosidad de la falla, permitiendo así la formación del fenómeno de canalización del flujo, aumentando la permeabilidad por la concentración del flujo de fluido a través de fracturas por cizallamiento conectadas incluso bajo alta presión de confinamiento (ej.: Olsson y Barton, 2001; Nishiyama y otros, 2014).



**Figura 6.3.** Ilustración que muestra la orientación ideal de las redes de grietas que rodean las fallas en un régimen tectónico de rumbo, extensional y compresivo (Modificado de Faulkner y Armitage, 2013). La parte inferior muestra la orientación probable y la magnitud relativa de los ejes principales del vector de permeabilidad para cada régimen tectónico;  $\sigma_1$ ,  $\sigma_2$ ,  $\sigma_3$  son los ejes de tensión principales y  $k_v$ ,  $k_{Hmin}$ ,  $k_{Hmax}$  son la permeabilidad máxima, mínima y vertical, horizontal, respectivamente.

Pérez-Flores y otros (2017) realizaron medidas experimentales de permeabilidad en 4 tipos de rocas representativas de la ZVSC entre los  $\sim 38^\circ$ - $39^\circ$ S (una granodiorita, una andesita sin alteración, una andesita alterada y una toba cristalina) y su variación en función tanto del desplazamiento de falla como del aumento de la presión efectiva, en muestras intactas, muestras macro-fracturadas apareadas y muestras macro-fracturadas donde se varía la cantidad de desplazamiento de fractura (y, por lo tanto, también la apertura de fractura) (Figura 6.4).

Concluyeron que la muestra intrusiva (granodiorita) intacta tiene una permeabilidad dos órdenes de magnitud más alta ( $10^{-18} \text{ m}^2$ ) que las rocas volcánicas ( $k_{\text{andesitas}} = \sim 10^{-19} \text{ m}^2$ ;  $k_{\text{toba cristalina}} = 10^{-20}$ ).



**Figura 6.4.** Medidas de permeabilidad de las muestras intactas y macro-fracturadas a una presión efectiva de 5MPa y en función del aumento de la presión efectiva hasta 60MPa. a) Toba cristalina; b) Andesita inalterada; c) Andesita alterada; d) Granodiorita (Modificado de Pérez-Flores y otros, 2017).

Sin embargo, la presencia de una macro-fractura en las muestras registró un aumento de la permeabilidad en 7 órdenes de magnitud para la toba cristalina (que obtuvo la permeabilidad intacta más baja) con la disminución de la presión confinante (hasta  $\sim 5$  MPa), mientras que la granodiorita (que obtuvo la permeabilidad intacta más alta), aumento solo 4 órdenes de magnitud. Por otro lado, la permeabilidad aumentó con el deslizamiento de fallas desde  $4 \times 10^{-20} \text{ m}^2$  a  $8 \times 10^{-14} \text{ m}^2$  en tobas cristalinas, desde  $2 \times 10^{-18} \text{ m}^2$  a  $4 \times 10^{-18} \text{ m}^2$  en las andesitas, y desde  $1 \times 10^{-18} \text{ m}^2$  a  $3 \times 10^{-14}$

$10^{-14}$  m<sup>2</sup> en la granodiorita. Por último, la permeabilidad en macro-fracturas decreció con el aumento de la presión confinante, mientras que el desplazamiento de las fracturas permite mantener una alta permeabilidad ( $10^{-14}$ ) a alta presión efectiva (60 MPa) (Figura 6.4).

Resultados similares mostraron Sepúlveda y otros (2020), que midió la permeabilidad en función de la presión confinante y *stress* termal en rocas graníticas correspondientes al Granito Liquiñe del Mioceno (Lara y Moreno, 2004), los cuales registró valores promedio de  $\sim 6,6 \times 10^{-19}$  m<sup>2</sup>;  $6,1 \times 10^{-19}$  m<sup>2</sup> y  $3 \times 10^{-19}$  m<sup>2</sup> con presiones confinantes (sin desplazamiento de falla) de 10, 15 y 25 MPa, respectivamente. La presión de confinamiento aplicada puede considerarse equivalente a la presión litostática, donde 10 MPa representa  $\sim 0,5$  km de profundidad y 25 MPa representa  $\sim 1$  km de profundidad.

Finalmente, dado estos antecedentes, el contexto geológico y características texturales y mineralógicas discutidas en secciones 6.1 y 6.2, resultaría lógico correlacionar estos resultados con las muestras estudiadas en este trabajo. En la Tabla 6.2 se muestra un compendio de los resultados obtenidos por Pérez-Flores y otros (2017) y Sepúlveda y otros (2020) y su correlación con los ejemplares analizados en este trabajo, según su litología.

**Tabla 6.2. Compilado de valores de permeabilidad (k) de los trabajos de Pérez-Flores y otros (2017) y Sepúlveda y otros (2020), según diferentes criterios de deformación.** Muestras intactas, con macro-fractura sometida a diferentes valores de presión efectiva o confinante y muestras sometidas con deslizamiento de falla. Las rocas intrusivas y volcánicas corresponden a las del presente trabajo.

Litología de las muestras	Valores de k (m <sup>2</sup> )			Valores de k (m <sup>2</sup> )		
	Pérez-Flores y otros (2017)			Sepúlveda y otros (2020)		
	Muestras intactas	Muestras con macro-fractura a presión confinante	Muestras con deslizamiento de falla	Muestras intactas	Muestras con macro-fractura a presión confinante	Muestras con deslizamiento de falla
<b>Rocas intrusivas</b>	$1,0 \times 10^{-18}$	$\sim 3,0 \times 10^{-16}$ a $\sim 3,0 \times 10^{-13}$	$1,0 \times 10^{-18}$ a $3 \times 10^{-14}$	-	$1,01 \times 10^{-19}$ a $12,2 \times 10^{-19}$	-
<b>Rocas volcánicas</b>	$1,0 \times 10^{-19}$ a $\sim 5,0 \times 10^{-19}$	$\sim 5,0 \times 10^{-16}$ a $\sim 7,0 \times 10^{-13}$	$2,0 \times 10^{-18}$ a $4,0 \times 10^{-18}$	-	-	-

### 6.3. CLASIFICACIÓN DE LOS SISTEMAS GEOTERMALES EN LA ZVSC

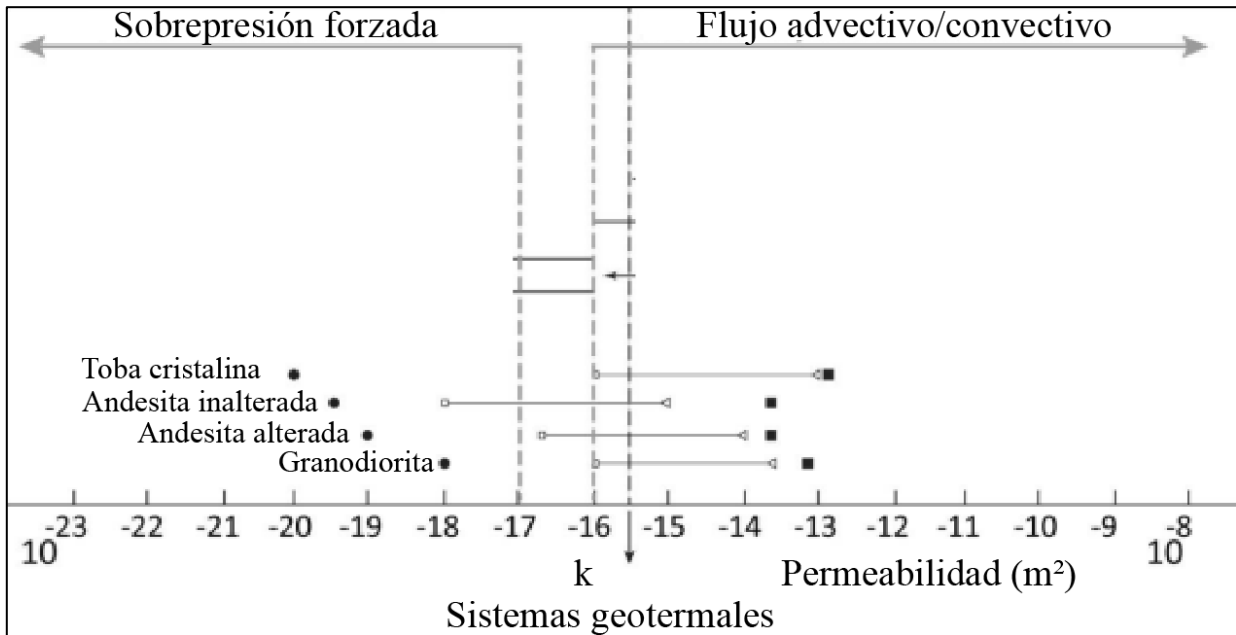
Las manifestaciones hidrotermales analizadas en este estudio muestran un notorio control estructural con los dominios SFLO y ATF (Figura 3.2). Sánchez y otros (2013) afirman que la zona de daño del SFLO corresponde a un eje de alta permeabilidad vertical debido a fracturas orientadas al NE, lo que promueve el ascenso vertical de magma y fluidos (Tardani y otros, 2016; Pérez-Flores y otros, 2017). Las orientaciones de diques y vetas, así como la alineación de conos volcánicos menores a lo largo del SFLO, apoyan esta afirmación (Lara y otros, 2006; Pérez-Flores y otros, 2016; Roquer y otros, 2017). Por otro lado, las ATF se consideran “enigmáticas” debido a su orientación WNW-ESE con respecto al vector de convergencia de placas, lo que promueve un régimen de tensiones transpresivas masivas. Esto los hace desfavorables para la dilatación que facilita el ascenso del magma a través de la corteza (Cembrano y Lara, 2009). Sin embargo, estas fallas de tendencia WNW-ESE están orientadas casi de manera óptima para acomodar el desplazamiento sinistral-inverso (Stanton-Yonge y otros, 2016). Estas estructuras promueven una permeabilidad horizontal que limita el ascenso vertical de los fluidos profundos (Sánchez y otros, 2013). Investigaciones recientes han determinado que estas estructuras almacenan fluidos sobrepresurizados derivados de raíces magmáticas profundas, impactando así la arquitectura y distribución de los sistemas volcánicos e hidrotermales activos a través de los Andes (Sánchez y otros, 2013; Tardani y otros, 2016; Wrage y otros, 2017), por lo que se requieren condiciones de sobrepresión de fluidos para aumentar la permeabilidad vertical en las ATF, lo que conduce a la formación de macro-fracturas, como lo demuestra la ocurrencia de brechas hidrotermales y stockworks en los afloramientos de ATF (Pérez-Flores y otros, 2016; Roquer y otros, 2017). Esto provoca que la interacción entre el SFLO y las ATF en la ZVSC controle las condiciones requeridas para desarrollar y mantener un sistema geotermal poco profundo, donde los fluidos dentro de los conductos asociados con el ATF se almacenan y sobrepresurizan (Pérez-Flores y otros, 2017; Roquer y otros, 2017).

Autores previos han determinado que la permeabilidad estructuralmente controlada y la estructura subyacente del basamento son los dos controles de primer orden más importantes sobre el flujo de fluidos y el desarrollo de reservorios en la ZVS (Cembrano y Lara, 2009; Sánchez-Alfaro y otros, 2013; Tardani y otros, 2016; Roquer y otros, 2017). El basamento en la zona de estudio (en este caso, las rocas intrusiva de los diferentes cuerpos plutónicos aflorantes)

configuraría: (1) el límite inferior de los posibles reservorios desarrollados en la cobertura sedimentaria mesozoica y volcanosedimentaria cenozoica; (2) en el caso de existir una circulación rápida de fluidos en la corteza superior o que no existan niveles de acumulación, las estructuras asociadas a la ZFLO y ATF que afectan intensamente al basamento, servirían como conductos de circulación para los fluidos profundos que emanan hacia la superficie (Lemus y otros, 2015). Modelos conceptuales de los sistemas geotermales de Villarrica (ej.: Sánchez y otros 2013; Held y otros, 2018) y Tolhuaca (Sánchez y otros, 2016) demuestran lo dicho previamente, en donde sugieren que las unidades plutónicas a lo largo del SFLO presentan un flujo de fluido canalizado en conductos discretos y permeables, mientras que la Formación Curamallín (perteneciente a la cobertura volcanosedimentaria cenozoica), el movimiento de fluidos ramificados parece estar distribuido a lo largo de una amplia red de fracturas y fallas, consistente además por el concepto de Wrage y otros (2017) y autores previos, donde se describe un mecanismo de flujo subhorizontal en unidades volcanosedimentarias de la formación Curamallín y flujo vertical predominante en unidades plutónicas. Adicionalmente, estudios magnetoteléuricos de Held y otros (2016) demuestran que las rocas plutónicas son potenciales conductores y/o reservorios. Esta investigación muestra dominios altamente conductores a lo largo de las fallas maestras de rumbo NNE-SSW de las fallas del SFLO y WNW-ESE de las ATF en las cercanías y al norte del volcán Villarrica.

Teniendo en cuenta estos antecedentes, resulta sensato poder clasificar los sistemas geotérmicos según estas características. En particular, los resultados de permeabilidad obtenidos por Pérez-Flores y otros (2017) sugieren una permeabilidad para las rocas graníticas y volcánicas macrofracturadas mayores a  $\sim 10^{-16} \text{ m}^2$  en todo el rango de presiones confinantes, mismos valores reportados para sistemas geotérmicos donde ocurren flujos advectivos/convectivos (Figura 6.5; Rowland y Sibson, 2004). Este resultado muestra que las zonas de daño desarrolladas en las rocas intrusivas y volcánicas son áreas permeables importantes incluso a alta presión efectiva (60 MPa), especialmente en las descritas en la misma área por Pérez-Flores y otros (2016) ( $\sim 38^\circ$ - $39^\circ\text{S}$ ) como zonas de falla de rumbo NE-SW (es decir, pertenecientes al SFLO), que tienen un componente extensional, y zonas de falla de orientación WNW-ESE (es decir, pertenecientes a las ATF) bajo sobrepresión de fluido. El relleno y sellado de la fractura obstruiría el flujo de fluido a través de las redes de fracturas, pero la reactivación de las fallas podría renovarlo. Las litologías o zonas de alteración de baja permeabilidad podrían actuar como una capa de arcilla, lo que podría

aumentar el lapso de las condiciones del reservorio, como ha sido modelado por Sánchez y otros (2016) en el Sistema Geotermal Tolhuaca. El trabajo de Sánchez y otros (2016) muestra una zona de baja permeabilidad (menores a  $10^{-18} \text{ m}^2$ ) que actúa como una capa arcillosa, que tiene valores de permeabilidad similares a los de las rocas volcánicas intactas.



**Figura 6.5.** Permeabilidad de las muestras analizadas por Pérez-Flores y otros (2017) relacionadas a los límites de permeabilidad ( $k$ ) para el desarrollo de la convección de fluidos y para el desarrollo de sobrepresiones forzadas en áreas con fuerte liberación de fluidos (Modificado de Pérez-Flores y otros, 2017). Los círculos responden a las muestras intactas; los intervalos entre cuadrados y triángulos blancos describen las muestras macrofracturadas a presión confinante (donde el triángulo representa una presión de 5 MPa y el cuadrado blanco 60 MPa) y cuadrados negros los máximos valores de permeabilidad.

Esto sugiere que un modelo de sistemas geotermales en la ZVSC podría consistir en una combinación de rocas fracturadas plutónico-volcánicas de alta permeabilidad como reservorio, donde predomina el flujo convectivo, y capas de roca volcánica de baja permeabilidad, potenciadas por la alteración argílica y en donde la ocurrencia de fluidos podría estar controlada por una pequeña sobrepresión forzada. Para las rocas intrusivas, es probable que las macrofracturas se cierren a profundidades menores a  $\sim 1 \text{ km}$  y, por lo tanto, los fluidos solo podrán acceder a las microfracturas a menos que haya una presión de confinante lo suficientemente alta o que eventualmente una circulación de ellos cercanas o a través de fallas, como es el caso de la zona de Liquiñe (Sepúlveda y otros, 2020).

## 7. CONCLUSIONES Y RECOMENDACIONES

El presente estudio contribuye a mejorar el conocimiento sobre la petrología y potenciales implicancias que tiene la permeabilidad en las principales litologías aflorantes en los alrededores de algunas de las principales manifestaciones hidrotermales de la ZVS entre los 38° y 41°S. A partir de lo desarrollado en este trabajo, se pueden establecer las siguientes conclusiones y recomendaciones para trabajos futuros:

- (1) Se estableció una caracterización petrológica en detalle de ejemplares litológicos representativos de las principales manifestaciones termales de la ZVS entre los 38° y 41°S, que permitió comparar y complementar aspectos más texturales, de mineralógicos y alteraciones a la literatura previa. Se utilizaron métodos convencionales como la microscopía óptica y DRX para fases minerales más específicas. En base a estas características, las muestras comprenden en grandes rasgos a rocas plutónicas de composiciones dioríticas a graníticas, que forman parte de los distintos pulsos magmáticos meso-cenozoicos (Batolito Norpatagónico) y en menor medida paleozoicos (Batolito Futrono-Riñihue). También comprenden rocas volcánicas de composiciones andesíticas y andesítica-basálticas, que forman parte de las secuencias volcanosedimentarias cenozoicas como las formaciones Curamallín y Malleco, además en parte a lavas tardiglaciares del Plio-Pleistoceno. Para investigaciones posteriores se recomienda usar en DRX el análisis de fracción arcilla para detectar fases arcillosas y sus interestratificados, para estudiar el rol local en la permeabilidad de los potenciales sistemas geotermales en la zona.
- (2) La cuantificación de las principales propiedades petrofísicas en la evaluación del medio poroso se calculó con éxito para la mayoría de las muestras, siendo resultados pioneros en estas manifestaciones hidrotermales analizadas. Si bien se utilizaron métodos experimentales de poca sofisticación, los resultados fueron coherentes con lo esperado, en donde las rocas volcánicas correspondientes a Geométricas (ZVS-148) y Palguín (ZVS-154) obtuvieron los valores más altos de porosidad efectiva, mientras que las rocas intrusivas representan la mayor parte del rango de valores entre 1,18% y 1,91%, que a su vez es el rango que más se repitió en la totalidad de las muestras.



- (3) A escala microscópica, las muestras analizadas mostraron una compleja interacción entre la mineralogía, sus texturas y la permeabilidad. La presencia de minerales secundarios, principalmente arcillas, sericita, calcita y zeolitas pueden tanto favorecer como obstaculizar la circulación de fluidos entre el material poroso, donde quedó en evidencia que la ocurrencia (diseminados, vetas/vetillas, límites de granos, entre otras) de estos minerales es clave para dar un acercamiento al comportamiento de la permeabilidad en la roca.
- (4) Diversas correlaciones binarias permitieron comparar el comportamiento que presentan las propiedades petrofísicas de las muestras intrusivas analizadas en cada muestra y la influencia que tienen sus características intrínsecas (textura, mineralogía primaria y de alteración, tamaño de grano). En general mostraron resultados coherentes. Sin embargo, el conjunto de datos es escaso, por lo que recomienda en trabajos futuros realizar ensayos de absorción y densidad aparente con una población de muestras más representativa. En este trabajo los resultados se consideraron suficientes para desarrollar ciertas conclusiones que permiten una aproximación al comportamiento hidráulico en estas rocas. Particularmente, la permeabilidad resulta difícil estimarla a partir de correlaciones lineales debido a la misma razón, por lo que se toma la literatura disponible para discutir su influencia en los sistemas geotermales. Métodos directos para cuantificar la permeabilidad resultan los más eficientes para este tipo de estudios, por lo que se recomienda fuertemente.
- (5) A escala regional, fue vital estudiar la influencia estructural para desentrañar la variación de la permeabilidad dentro de una zona de falla bajo presión efectiva creciente que imita el comportamiento de una zona de falla a diferentes profundidades. Los resultados pioneros de permeabilidad en el basamento de la ZVS efectuados por Pérez-Flores y otros (2017) y luego Sepúlveda y otros (2020) permitieron correlacionarlos con las muestras estudiadas en este trabajo en base a sus características petrográficas. Los resultados registraron valores más altos para las rocas graníticas ( $\sim 10^{-19}$ ) que para los ejemplares volcánicos ( $\sim 10^{-20}$ ), aunque al aplicar presiones efectivas similares a profundidades de reservorio ( $\sim 1,5-3,0$  km) aumentaría la permeabilidad entre 3 a 7 órdenes de magnitud, dependiendo de la litología.
- (6) El notorio control estructural de las manifestaciones termales analizadas promueve diferentes mecanismos de permeabilidad. El SFLO facilita el ascenso vertical de fluidos

geotermiales, mientras que el ATF promueve una permeabilidad horizontal, necesitando de condiciones de sobrepresión de fluidos para aumentar la permeabilidad vertical. Este contexto indujo a relacionar los valores de permeabilidad rescatados de la literatura con una clasificación general de sistemas geotérmicos según su mecanismo de flujo a gran escala. Estos indicaron que los sistemas geotérmicos entre los 38° y 41°S son bimodales, donde predomina la convección de fluidos en las rocas plutónicas y volcánicas con alta permeabilidad, y la sobrepresión forzada para rocas volcánicas de baja permeabilidad, potenciadas con una capa impermeable de alteración argílica y controlada por las numerosas redes de fallas y fracturas, de manera que los fluidos ascendieran y se enfriaran de manera conductiva.

## 8. REFERENCIAS

- AGUIRRE, L.; HERVÉ, F. Y GODOY, W. 1972.** Distribution of metamorphic facies in Chile: an outline. *Krystalinikum*. Vol. **9**: 7-19.
- AL-HARTHI, A.A.; ALAMRI, R. Y SHEHATA, W.M. 1999.** The porosity and engineering properties of vesicular basalt in Saudi Arabia. *Engineering Geology*, Vol. **54**, (3-4): 313-320.
- ALPERÍN, M.I. 2013.** Introducción al análisis estadístico de datos Geológicos. Editorial de la Universidad de La Plata: 301 pp. Buenos Aires.
- ANGERMANN, D.; KLOTZ, J. Y REIGBER, C. 1999.** Space-geodetic estimation of the Nazca-South America Euler vector. *Earth and Planetary Science Letters*. Vol. **171**: 329-3.
- AREHART, G. B.; CHRISTENSON, B.; WOOD, C. P.; FOLAND, K. A. Y BROWNE, P. 2002.** Timing of volcanic, plutonic and geothermal activity at Ngatamariki, New Zealand. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*. Vol. **116**, (3-4): 201-214.
- ARNÓRSSON, S. 1995.** Geothermal Systems in Iceland: Structure and Conceptual Models-I. High Temperature Areas. *Geothermics*. Vol. **24**: 561-602.
- ARNÓRSSON, S.; STEFÁNSSON, A. Y BJARNASON, J. 2007.** Fluid-Fluid Interactions in Geothermal Systems. *Reviews in Mineralogy & Geochemistry*. Vol. **65**: 259-312.
- ASTM, 2008.** C97-2: Standard Test Methods for Absorption and Bulk Specific Gravity of Dimension Stone. *Annual Book of ASTM Standards*. Vol. **4** (7): 3 pp.
- BARGAR, K. Y MUFFLER, L. 1982.** Hydrothermal alteration in research drill hole Y11 from a vapor-dominated geothermal system at Mud Volcano, Yellowstone National Park, Wyoming. *Wyoming Geol. Assoc. Guidebook*: 139-152.
- BARNES, H. 1967.** Geochemistry of Hydrothermal Ore Deposits. Primera Edición (Hubert L. Barnes. Editor), Holt, Rinehart and Winston Inc. Publication: 963 pp.
- BASSO, M. Y CEMBRANO, J. 2009.** Estudio Geológico-estructural en el Valle del Alto Río Biobío, Lonquimay, Chile. Congreso Geológico Chileno XII. Acta S9\_014, 22. Santiago.
- BENAVENTE, D.; BERNABÉU, A; M. Y CAÑAVERAS. J. C. 2004.** Estudio de propiedades físicas de la roca. Enseñanza de las Ciencias de la Tierra. Vol. **12**, (1): 62-68.

- BERNABÉ, Y.; MOK, U. Y EVANS, B. 2003.** Permeability-porosity relationships in rocks subjected to various evolution processes. *Pure and Applied Geophysics*. Vol. **160**, (5-6): 937-960.
- BIBBY, H. M.; CALDWELL, T. G.; DAVEY, F. J. Y WEBB, T. 1995.** Geophysical evidence on the structure of the Taupo volcanic zone and its hydrothermal circulation. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, Vol. **68**, (1-3): 29-58.
- BROWNE, P. 1978.** Hydrothermal alteration in active geothermal fields. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*. Vol. **6**, (1): 229-248.
- BROWNE, P. 1979.** Minimum age of the Kawerau Geothermal Field, North Island, New Zealand. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*. Vol. **6**, (3-4): 213-215.
- BROWN, B. 1961.** The X-Ray identification and crystal structures of clay minerals. *Mineralogical Society*: 1-50. London.
- CAMPOS, A.; MORENO, H.; MUÑOZ, J.; ANTINAO, J. L.; CLAYTON, J. Y MARTIN, M. 1998.** Área de Futrono-Lago Ranco. Región de Los Lagos. Servicio Nacional de Geología y Minería. Mapas Geológicos N°8. escala 1:100.000. Santiago.
- CASTRO, A. 2015.** Petrografía de rocas ígneas y metamórficas. Ediciones Paraninfo, S.A: 276 pp.
- CAVARRETTA, G.; GIANELLI, G. Y PUXEDDU, M. 1980.** Hydrothermal metamorphism in the Larderello Geothermal Field. *Geothermics*. Vol. **9**, (3-4): 297-314.
- CEMBRANO, J.; HERVÉ, F. y LAVENU, A. 1996.** The Liquiñe Ofqui Fault Zone: A long-lived intra-arc fault system in southern Chile. *Tectonophysics*. Vol. **259**: 55-66.
- CEMBRANO, J. Y LARA, L. 2009.** The link between volcanism and tectonics in the southern volcanic zone of the Chilean Andes: A review. *Tectonophysics*. Vol. **471**, (1-2): 96-113.
- CORBETT, G.J. Y LEACH, T.M. 1998.** Southwest Pacific Rim Gold-Copper Systems: Structure, Alteration, and Mineralization. Society of Economic Geologist, Special Publication N°6: 237 pp.
- COX, S. 1999.** Deformational controls on the dynamics of fluid flow in mesothermal gold systems. Geological Society, London, Special Publications. Vol. **155**, (1): 123-140.
- COX, S. 2007.** Structural and isotopic constraints on fluid flow regimes and fluid pathways during upper crustal deformation: an example from the Taemas area of the Lachlan Orogen, SE Australia. *Journal of Geophysical Research*, Vol. **112**, (B8):1-23.

**COX, S. 2010.** The application of failure mode diagrams for exploring the roles of fluid pressure and stress states in controlling styles of fracture-controlled permeability enhancement in faults and shear zones. *Geofluids*. Vol. **10**, (12): 217-233.

**CUREWITZ, D. Y KARSON, J. A. 1997.** Structural settings of hydrothermal outflow: fracture permeability maintained by fault propagation and interaction. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*. Vol. **79**, (3-4): 149-168.

**CHARRIER, R.; PINTO, L. Y RODRÍGUEZ, M.P. 2007.** Tectonostratigraphic evolution of the Andean Orogen in Chile. *In The Geology of Chile* (Gibbons W., Moreno, T.; editors). The Geological Society, Special Publication: 21-116. London.

**CREIXELL, C. 2001.** Petrología y Geotermobarometría de las Rocas Intrusivas de la Cordillera de la Costa entre los 36°30' S y 38°00' S. Memoria para optar al Título de Geólogo. Universidad de Concepción. Departamento Ciencias de la Tierra (Inédito): 149 pp. Concepción.

**DANIELE, L.; TAUCARE, M.; VIGUIER, B., ARANCIBIA, G.; ARAVENA, D.; ROQUER, T.; SEPÚLVEDA, J.; MOLINA, E.; DELGADO, A.; MUÑOZ, M. Y MORATA, D. 2020.** Exploring the shallow geothermal resources in the Chilean Southern volcanic Zone: Insight from the Liquiñe Thermal Springs. *Journal of Geochemical Exploration*, Vol. 218: 1-15.

**DAVATZES, N. Y HICKMAN, S. 2010.** The Feedback Between Stress, Faulting, and Fluid Flow: Lessons from the Coso Geothermal Field, CA, USA. Proceedings World Geothermal Congress 2010 Bali, Indonesia, 25–29 April 2010.

**DECKART, K.; HERVÉ, F., FANNING, C.; RAMÍREZ, V.; CALDERÓN, M. Y GODOY, E. 2014.** Geocronología U-Pb e isótopos de Hf-O en Circones del Batolito de la costa Pensilvaniana, Chile. *Andean Geology*, Vol. **41**(1): 49-82. Santiago.

**DEL RÍO, L.; LÓPEZ, F.; ESTEBAN, F.; TEJADO, J.; MOTA, M.; GONZÁLEZ, I.; EMETERIO, J. Y RAMOS, A. 2006.** Ultrasonic characterization of granites obtained from industrial quarries of Extremadura (Spain). *Ultrasonics*. Vol. **44**: 1057-1061.

**DOBSON, P.; KNEAFSEY, T.J.; HULEN, J.B. Y SIMMONS, A.M. 2003.** Porosity, permeability, and fluid flow in the Yellowstone Geothermal System, Wyoming. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*. Vol. **123**, (3-4): 313-324.

**DOBSON, P.; KENNEDY, B.; REICH, M.; SANCHEZ, P.; MORATA, D. 2013.** Effects of volcanism, crustal thickness, and large-scale faulting on the He isotope signatures of geothermal systems in Chile. Lawrence Berkeley National Laboratory.

**DUHART, P.; MARTIN, M.; MUÑOZ, J.; CRIGNOLA, P. Y MCDONOUGH, M. 1997.** Acerca de la edad del Protolito del Basamento Metamórfico de la Cordillera de la Costa de la X<sup>a</sup>

Región: edades preliminares  $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$  en circones detríticos. Congreso Geológico Chileno N°8. Actas 2: 1267-1270. Antofagasta.

**DUHART, P. 1999.** Geología del Basamento Metamórfico de la Cordillera de la Costa entre los  $41^{\circ}00'-42^{\circ}00'$  L.S., Xª Región. Chile: Consideraciones Geocronológicas. Memoria de Título (Inédito). Universidad de Concepción. Departamento de Ciencias de la Tierra. 158 p.

**DUHART, P.; MCDONOUGH, M.; MUÑOZ, J.; MARTIN, M. Y VILLANEUVE, M. 2001.** El Complejo Metamórfico Bahía Mansa en la Cordillera de la Costa del centro-sur de Chile ( $39^{\circ}30'-42^{\circ}\text{S}$ ): Geocronología K-Ar.  $40\text{Ar}/39\text{Ar}$  y U-Pb e implicancias en la evolución del margen sur-occidental de Gondwana. *Revista Geológica de Chile*. Vol. 28: 179-208.

**DUHART, P. 2008.** Processos metalogenéticos em ambientes de arco magmático tipo andino. caso de estudo: mineralizações da região dos Andes Patagônicos setentrionais do Chile. Tese de Doutorado. Instituto de Geociências. Universidade de São Paulo. São Paulo.

**ELDERS, W.A.; HOAGLAND, J. Y WILLIAMS, A.E. 1981.** Distribution of hydrothermal mineral zones in the Cerro Prieto Geothermal Field of Baja California, Mexico. *Geothermics*. Vol. 10, (3-4): 245-253.

**ELLIS, A.J. Y MAHON, W.A.J. 1977.** Chemistry and Geothermal Systems. Academic Press: 392 pp. New York.

**ENCINAS, A.; FINGER, K.L.; BUATOIS, L.A. Y PETERSON, D.E. 2012.** Major forearc subsidence and deep-marine miocene sedimentation in the present coastal cordillera and longitudinal depression of south-central Chile ( $38^{\circ}30'\text{S}-41^{\circ}45'\text{S}$ ). *Geological Society of America*. Vol. 124, (7-8): 1262-1277.

**FAULKNER, D. Y ARMITAGE, P. 2013.** The effect of tectonic environment on permeability development around faults and in the brittle crust. *Earth and Planetary Science Letters*. Vol. 375: 71-77.

**FAULKNER, D.; JACKSON, C.; LUNN, R.; SCHLISCHE, R.; SHIPTON, Z.; WIBBERLEY, C. Y WITHJACK, M. 2010.** A review of recent developments concerning the structure, mechanics and fluid flow properties of fault zones. *Journal of Structural Geology*. Vol. 32, (11): 1557-1575.

**FLINT, L. Y SELKER, J. 2003.** Use of porosity to estimate hydraulic properties of volcanic tuffs. *Advances in Water Resources*. Vol. 26, (5): 561-571.

**FOLGUERA, A. Y RAMOS, V. 2002.** Partición de la deformación durante el Neógeno en los Andes Patagónicos Septentrionales ( $37^{\circ}-46^{\circ}\text{S}$ ). *Revista de la Sociedad Geológica de España*. Vol. 15, (1-2): 81-93.

**FRANKLIN, J.A. Y DUSSEAULT, M.B. 1991.** Rock engineering applications. McGraw-Hill: 600 pp. New York.

**GIACOSA, R. Y HEREDIA, N. 2004.** Structure of the North Patagonian Andes in the Piltriquitrón and Serrucho ranges and in the El Bolsón valley (41°30´-42°00´S). Río Negro province. *Revista De La Asociación Geológica Argentina*. Vol. **59**, (1): 91-102.

**GIGGENBACH, W. 1991.** Chemical techniques in geothermal exploration. *In Applications of Geochemistry in Geothermal Reservoir Development* (D'Amore, F. editor): UNITAR: 118-144.

**GLASS, R.; TIDWELL, V.; FLINT, A.; PEPLINSKI, W. Y CASTRO, Y. 1994.** Fracture–matrix interaction in the Topopah Spring Tuff; experiment and numerical simulation. *In Proc Fifth Int Conf High Level Radioactive Waste Management*, Las Vegas, NV. IL: *American Nuclear Society*. Vol. **4**: 1048 p.

**GOFF, F. Y JANIK, C. 1999.** Volcanic Interactions *In* SIGURDSSON, H.; HOUGHTON, B.; MCNUTT, S.; RYMER, H. Y STIX, J. (Eds.): *Encyclopedia of volcanoes*. Academic Press: 1417 pp.

**GONZÁLEZ-BONORINO, F. 1970.** Metamorphic facies series of the crystalline basement of Chile. *Geologische Rundschau*. Vol. **59**: 979-994. Berlin.

**GONZÁLEZ-PARTIDA, E.; BARRAGÁN, R. Y VÁSQUEZ, R. 1992.** Distribución y condiciones de formación de los minerales de arcilla en un campo geotérmico-el caso de Los Humeros, Estado de Puebla. *Revista del Instituto de Geología, Universidad Nacional Autónoma de México*. Vol. **10**, (1): 47-53.

**GONZÁLEZ, O. Y VERGARA, M. (1962).** Reconocimiento geológico de la Cordillera de los Andes entre los paralelos 35° y 38° sur. *Anales De La Facultad De Ciencias Físicas Y Matemáticas*, Vol. **19**, (19): 19-121. Santiago.

**GOODMAN, R. 1989.** Introduction to rock mechanics. John Wiley & Sons: 289 pp.

**GUDMUNDSSON, L.; BREMNES, J. B.; HAUGEN, J. Y ENGEN-SKAUGEN, T. 2012.** Technical note: Downscaling RCM precipitation to the station scale using statistical transformations – a comparison of methods. *Hydrology and Earth System Sciences*, Vol. **16**, (9): 3383-3390.

**GUPTA, H. Y ROY, S. 2007.** Geothermal energy: an alternative resource for the 21st century. Elsevier. 279 pp.

**GLODNY, J.; GRÄFE, K.; ECHTLER, H. Y ROSENAU, M. 2008.** Mesozoic to Quaternary continental margin dynamics in South-Central Chile (36-42°S): The apatite and zircon fission track perspective. *International Journal of Earth Sciences*. Vol. **97**, (6): 1271-1291.

**GLODNY, J.; LOHRMANN, J.; ECHTLER, H.; GRÄFE, K.; SEIFERT, W.; COLLAO, S. Y FIGUEROA, O. 2005.** Internal dynamics of a paleoaccretionary wedge: Insights from combined isotope tectonochronology and sandbox modelling of the south-central Chilean forearc. *Earth and Planetary Science Letters*. Vol. **231**: 23–39.

**HACKNEY, R.; ECHTLER, H.; FRANZ, G.; GÖTZE, H.; LUCASSEN, F.; MARCHENKO, D.; MELNICK, D.; MEYER, U.; SCHMIDT, S.; TAROV, Z.; TASSARA, A. Y WIENECKE, S. 2006.** The Segmented Overriding Plate and Coupling at the South-Central Chilean Margin (36- 42°S). *In* ONCKEN. O.; CHONG. G.; FRANZ. G.; GIESE. P.; GÖTZE. H.; RAMOS. V.; STRECKER. M. & WIGGER. P. Editors. *The Andes-Active Subduction Orogeny*. Vol. **1**: *Frontiers in Earth Sciences*: 355-374.

**HARVEY, C. Y BROWNE, P. 1991.** Mixed-Layer clay geothermometry in the Wairakei Geothermal Field, New Zealand. *Clays and Clay Minerals*. Vol. **39**, (6): 614-621.

**HAUSER, A. 1997.** Catastro y Caracterización de las Fuentes de Aguas Minerales y Termales de Chile. Subdirección Nacional de Geología y Minería, Boletín. 50, 89 p. Santiago.

**HELD, S.; SCHILL, E.; PAVEZ, M.; DÍAZ, D.; MUÑOZ, G.; MORATA, D. Y KÖHL, T. 2016.** Resistivity distribution from mid-crustal conductor to near-surface across the 1200 km long Liquiñe-Ofqui fault System, Southern Chile. *Geophysical Journal International*. Vol. **207**, (3): 1387-1400.

**HELD, S.; SCHILL, E.; SCHNEIDER, J.; NITSCHKE, F., MORATA, D.; NEUMANN, T. Y KÖHL, T. 2018.** Geochemical characterization of the geothermal system at Villarrica Volcano, Southern Chile; Part 1: Impacts of lithology on the geothermal reservoir. *Geothermics*, Vol. **74**: 226-239.

**HENLEY, R. Y ELLIS, A. 1983.** Geothermal systems ancient and modern: a geochemical review. *Earth Science Reviews*. 19(1). 1–50.

**HERVÉ, M. 1976.** Estudio geológico de la Falla Liquiñe-Reloncaví en el área de Liquiñe: antecedentes de un movimiento transcurrente. Congreso Geológico Chileno N°1. Actas **1**:39-56. Valdivia.

**HERVÉ, F. 1984.** Rejuvenecimiento de edades radiométricas y el sistema de fallas Liquiñe-Ofqui. *Comunicaciones*. Vol. **35**: 107-116.

**HERVÉ, F. 1988.** Late Paleozoic Subduction and Accretion in Southern Chile. *Episodes*. Vol. **11**: 183-188.

**HERVÉ, F. 1994.** The Southern Andes between 39° and 44°S Latitude: The Geological Signature of a Transpressive Tectonic Regime Related to a Magmatic Arc. *In* *Tectonics of the Southern*



Central Andes (Reutter, K.J., Scheuber, E. and Wigger, P.J., editors) Springer Verlag, Berlin: 243-248.

**HERVÉ, F., MUNIZAGA, F., PARADA, M., BROOK, M., PANKHURST, R., SNELLING, N. Y DRAKE, R. 1988.** Granitoids of the Coast Range of Central Chile: geochronology and geological setting. *Journal of Southamerican Earth Science*, Vol. **1**, (2):185-195.

**HERVÉ, F.; GODOY, E.; PARADA, M.A.; RAMOS, V.; RAPELA, C.; MPODOZIS, C. Y DAVIDSON, J. 1987.** A general view on the Chilean-Argentine Andes. with emphasis on their early History. *In* Circum Pacific orogenic belts and the evolution of the Pacific Ocean Basin (Monger. J. And Francheteau. J. Editors). American Geophysical Union. Geodynamics Series 18: 97-114.

**HERVÉ, F.; FAÚNDEZ, V.; CALDERÓN, M.; MASSONNE, H.J. Y WILLNER, A.P. 2007.** Metamorphic and plutonic basement complexes. *In* The Geology of Chile (Moreno, T.; Gibbons, W.; editors). The Geological Society: 5-19. London.

**IRFAN, T.Y. 1996.** Mineralogy, fabric properties and classification of weathered granites in Hong Kong. *Quarterly Journal of Engineering Geology*. Vol. **29**, (1): 5-35.

**ISTOK, J.; RAUTMAN, C.; FLINT, L. Y FLINT, A. 1994.** Spatial variability in hydrologic properties of a volcanic tuff. *Groundwater*. Vol. **32**: 751-60.

**JARRARD, R. 1986.** Terrane motion by strike-slip faulting of forearc slivers. *Geology*. Vol. **14**, (9): 780–783.

**JARZYNA, J.; PUSKARCZYK, E. Y MOTYKA, J. 2019.** Estimating porosity and hydraulic conductivity for hydrogeology on the basis of reservoir and elastic petrophysical parameters. *Journal of Applied Geophysics*. Vol. **167**: 11-18.

**JOHNSON, R. 1984.** Elementary Statistics. Duxbury Press: 86.106. Boston.

**JORDAN, T.; ISACKS, B.; ALLMENDINGER, R.; BREWER, J.; RAMOS, V. Y ANDO, C. 1983.** Andean tectonics related to geometry of subducted Nazca plate. *Geological Society of America. Bulletin*. Vol. **94**: 341-361.

**KENDRICK, E.; BEVIS, M.; SMALLEY, R.; BROOKS, B. A.; VARGAS, R. B.; LAURÍA, E. Y FORTES, L. P. S. 2003.** The Nazca–South America Euler Vector and its rate of change. *Journal of South American Earth Sciences*, Vol. **16**, (2): 125-131.

**KISSLING, W. M. Y WEIR, G. 2005.** The spatial distribution of the geothermal fields in the Taupo Volcanic Zone, New Zealand. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*. Vol. **145**, (1-2): 136-150.

**KLEIN, F. W.; EINARSSON, P. Y WYSS, M. 1977.** The Reykjanes Peninsula, Iceland, earthquake swarm of September 1972 and its tectonic significance. *Journal of Geophysical Research*. Vol. **82**, (5): 865-888.

**LAHSEN, A. 1988.** Chilean geothermal resources and their possible utilization. *Geothermics*. Vol. **17**, (2-3): 401-410.

**LARA, L. Y FOLGUERA, A. 2006.** The Pliocene to Quaternary narrowing of the Southern Andean volcanic arc between 37° and 41°S latitude. *In* Evolution of an Andean margin: A tectonic and magmatic view from the Andes to the Neuquén Basin (35°–39°S lat) (Kay, S.M., and Ramos, V.A., editors). Geological Society of America Special Paper 407: 299–315.

**LARA, L. Y MORENO, H. 2004.** Geología del Área Lliquiñe-Neltume. Regiones de Los Lagos y de la Araucanía. Servicio Nacional de Geología y Minería. Carta Geológica de Chile. Serie Geología Básica N°83: 23 pp. 1 mapa escala 1:100.000.

**LARA, L.; LAVENU, A.; CEMBRANO, J. Y 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*. Vol. **158**, (1-2): 70-86.

**LARA, L.; RODRÍGUEZ, C.; MORENO, H. Y PÉREZ DE ARCE, C. 2001.** Geocronología K-Ar y geoquímica del volcanismo plioceno superior-pleistoceno de los Andes del sur (39-42°S). *Revista geológica de Chile*. Vol. **28**, (1): 67-90.

**LAVENU, A. Y CEMBRANO, J. 1999.** Compressional- and transpressional-stress pattern for pliocene and quaternary brittle deformation in fore arc and intra-arc zones (Andes of central and southern Chile). *Journal of Structural Geology*. Vol. **21**, (12): 1669-1691.

**LEMUS, M.; HONORES, C.; AGUILERA, F.; PÉREZ, Y.; MORALES, D.; CÁCERES, D. Y NEIRA, H. 2015.** Evaluación de los recursos geotérmicos de la Región de Los Ríos. Servicio Nacional de Geología y Minería, Informe Registrado IR-15-59: 289 p., 4 mapas escala: 1:250.000. Santiago.

**LIOTTA, D.; BROGI, A.; MECCHERI, M.; DINI, A.; BIANCO, C. Y RUGGIERI, G. 2015.** Coexistence of low-angle normal and high-angle strike- to oblique-slip faults during late miocene mineralization in eastern Elba Island, Italy. *Tectonophysics*. Vol. **660**: 17-34.

**LÓPEZ-ESCOBAR, L. 1984.** Petrology and chemistry of volcanic rocks of the Southern Andes. *In* Andean Magmatism: chemical and isotopic constraints (Harmon, R.S.; Sarreiro, B.A. Editors). Shiva Publications Ud: 47-71.

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

**MALONEY, K.; CLARKE, G.; KLEPEIS, K. Y QUEVEDO, L. 2013.** The Late Jurassic to present evolution of the Andean margin: Drivers and the geological record. *Tectonics*. Vol. **32**: 1-17.

**MARINER, R.; EVANS, W. Y YOUNG, H. 2006.** Comparison of circulation times of thermal waters discharging from the Idaho Batholith based on geothermometer temperatures, helium concentrations, and <sup>14</sup>C measurements. *Geothermics*. Vol. **35**, (1): 3-25.

**MAS, A.; GUISSÉAU, D.; MAS, P.P.; BEAUFORT, D.; GENTER, A.; SANJUAN, B. Y GIRARD, J. 2006.** Clay minerals related to the hydrothermal activity of the Bouillante Geothermal Field (Guadeloupe). *Journal of Volcanology and Geothermal Research*. Vol. **158**, (3-4): 380-400.

**MCPHIE, J.; ALLEN, R. Y DOYLE, M. 1993.** Volcanic textures: A guide to the interpretation of textures in volcanic rocks. University of Tasmania: 198 pp. Tasmania.

**MELNICK, D.; CHARLET, F.; ECHTLER, H. P. Y DE BATIST, M. 2006.** Incipient axial collapse of the Main Cordillera and strain partitioning gradient between the central and Patagonian Andes. Lago Laja, Chile. *Tectonics*. Vol. **25**, (5): 1-22.

**MELOSH, G.; MOORE, J. Y STACEY, R. 2012.** Natural reservoir evolution in the Tolhuaca geothermal field, southern Chile. 37th Workshop on Geothermal Reservoir Engineering Stanford University, Stanford, California, January 31–February 1, 2012. SGP-TR-194.

**MEYER, C. Y HEMLEY, J.J. 1967.** Wall Rock Alteration. *In* *Geochemistry of Hydrothermal Ore Deposits*, Primera Edición, (Hubert L. Barnes. editors), Holt, Rinehart and Winston Inc. Publication: 166-235.

**MIYASHIRO, A. 1961.** Evolution of metamorphic belts. *Journal of Petrology*. Vol. **2**: 277-311.

**MOORE, D.M. Y REYNOLDS, R.C. 1997.** X-ray diffraction and identification and analysis of clay minerals. 2nd Edition, Oxford University Press: 400 pp. New York.

**MORENO, H. Y CLAVERO, J. 2006.** Geología del volcán Villarrica. Regiones de La Araucanía y de Los Lagos. Servicio Nacional de Geología y Minería. Carta Geológica de Chile. Serie Geológica Básica. No. 98. 35 p. 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 Geológica Básica N°107: 27 pp. 1 mapa escala 1:50.000. Santiago.

**MORENO, H. Y LARA, L. 2008.** Geología del Área Pucón-Curarrehue. Regiones de La Araucanía y de Los Ríos. Servicio Nacional de Geología y Minería. Carta Geológica de Chile. Serie Geología Básica 115: 36 p. 1 mapa escala 1:100.000. Santiago.

**MORENO, M. 2004.** Dinámica del antearco externo en la zona del bloque de Arauco. 37°-38°S. Octava Región. Chile. Memoria para optar al Título de Geólogo. Universidad de Concepción. Departamento Ciencias de la Tierra (Inédito): 140 pp. Concepción.

**MOECK, I. 2014.** Catalog of geothermal play types based on geologic controls. *Renewable and Sustainable Energy Reviews*. Vol. **37**: 867-882.

**MUNIZAGA, F.; HERVÉ, F.; DRAKE, R.; PANKHURST, R.; BROOK, M. Y SNELLING, N. 1988.** Geochronology of the Lake region of south-central Chile (39°–42°S): preliminary results. *Journal of South American Earth Sciences*, Vol. **1**, (3): 309-316.

**MUÑOZ, J. Y STERN, C. 1988.** The quaternary volcanic belt of the southern continental margin of South America: transverse structural and petrochemical variations across the segment between 38°S and 39°S. *Journal of South American Earth Sciences*. Vol. **1**, (2): 147-161.

**MPODOZIS, C. Y RAMOS, V. 1989.** The Andes of Chile and Argentina. *In* Geology of the Andes and its relation to Hydrocarbon and Mineral Resources. Circumpacific Council for Energy and Mineral Resources. *Earth Science Series*. Vol. **11**:59-90.

**NARA, Y.; MEREDITH, P.G.; YONEDA, T. Y KANEKO, K. 2011.** Influence of macro-fractures and micro-fractures on permeability and elastic wave velocities in basalt at elevated pressure. *Tectonophysics*. Vol. **503**, (1): 52-59.

**NICHOLSON, D. 2001.** Pore properties as indicators of breakdown mechanisms in experimentally weathered limestones. *Earth Surface Processes and Landforms*. Vol. **26**, (8): 819-838.

**NIEMEYER, H. Y MUÑOZ, J. 1983.** Hoja Laguna de la Laja, Región del Bío-Bío. Servicio Nacional de Geología y Minería, Carta Geológica de Chile, N°57, 1:250.000.

**NISHIYAMA, S.; OHNISHI, Y.; ITO, H. Y YANO, T. 2014.** Mechanical and hydraulic behavior of a rock fracture under shear deformation. *Earth, Planets and Space*. Vol. **66**, (108): 1-17.

**OLSSON, W. Y BROWN, S. 1993.** Hydromechanical response of a fracture undergoing compression and shear. *International Journal of Rock Mechanics and Mining Sciences & Geomechanics Abstracts*. Vol. **30**, (7): 845-851.

**PANKHURST, R.; HERVÉ, F.; ROJAS, F. Y CEMBRANO, J. 1992.** Magmatism and tectonics in continental Chiloé, Chile (42° - 42°30'S). *Tectonophysics*. Vol. **205**: 673-694.

- PANKHURST, R. & HERVÉ, F. 1994.** Granitoid age distribution and emplacement control in the North Patagonian batholith in Aysén (44°-47°). Congreso Geológico Chileno, N°7. Actas **2**: 1409-1413. Concepción.
- PANKHURST, R.; WEAVER, S.; HERVÉ, F. Y LARRONDO, P. 1999.** Mesozoic-Cenozoic evolution of the North Patagonian batholith in Aysen, southern Chile. *Journal of the Geological Society*. Vol. **156**, (4): 673-694.
- PARADA, M.; MORENO, H. Y LÓPEZ-ESCOBAR, L. 1997.** El basamento de los volcanes andinos entre los 39.5°S y 41.5°S: Evidencias isotópicas de la naturaleza refractaria de la corteza superior durante el volcanismo reciente. Congreso Geológico Chileno N°8. Resúmenes: 1439-1442. Antofagasta.
- PARADA, M.; LÓPEZ-ESCOBAR, L.; OLIVEROS, V.; FUENTES, F.; MORATA, D.; CALDERÓN, M.; AGUIRRE, L.; FÉRAUD, G.; ESPINOZA, F.; MORENO, H.; FIGUEROA, O.; MUÑOZ BRAVO, J.; TRONCOSO VÁSQUEZ, R. Y STERN, C. 2007.** Andean magmatism. In *The Geology of Chile. Geological Society Special Publication*: 115-146.
- PÉREZ-FLORES, P.; CEMBRANO, J.; SÁNCHEZ-ALFARO, P.; VELOSO, E.; ARANCIBIA, G. y ROQUER, T. 2016.** Tectonics, magmatism and paleo-fluid distribution in a strike-slip setting: Insights from the northern termination of the Liquiñe-Ofqui fault System, Chile. *Tectonophysics*. Vol. **680**: 192-210.
- PÉREZ-FLORES, P.; WANG, G.; MITCHELL, T. M.; MEREDITH, P. G.; NARA, Y.; SARKAR, V. Y CEMBRANO, J. 2017.** The effect of offset on fracture permeability of rocks from the southern Andes Volcanic Zone, Chile. *Journal of Structural Geology*. Vol. **104**: 142-158.
- PETFORD, N. 2003.** Rheology of granitic magmas during ascent and emplacement. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*. Vol. **31**, (1): 399-427.
- PIRAJNO, F. 2009.** Hydrothermal processes and mineral systems. Springer.: 1241 pp.
- POLLACK, H. N.; HURTER, S. Y JOHNSON, J. R. 1993.** Heat flow from the Earth's Interior: Analysis of the global Data Set. *Reviews of Geophysics*. Vol. **31**, (3): 267-280.
- POPPE, L. J.; PASKEVICH, V.; HATHAWAY, J. C. Y BLACKWOOD, D. 2001.** A laboratory manual for x-ray powder diffraction. USGS Open File Report: 1-41.
- RADIC, J. 2010.** Las cuencas cenozoicas y su control en el volcanismo de los Complejos Nevados de Chillan y Copahue-Callaqui (Andes del Sur, 36-39°S). *Andean geology*. Vol. **37**, (1): 220-246.

- RAPELA, C. Y PANKHURST, R. 1992.** The granites of northern Patagonia and the Gastre Fault System in relation to the break-up of Gondwana. *Geological Society, Special Publications*. Vol. **68**, (1): 209-220. London.
- REEDER, J. W. 1987.** Formation of geothermal resources at lithospheric subduction zones. *International Journal of Energy Research*. Vol. **9**, (3): 229-239.
- REHAK, K.; STRECKER, M. Y ECHTLER, H. 2008.** Morphotectonic segmentation of an active forearc. 37°- 41°S. Chile. *Geomorphology*. Vol. **94**: 98-116. Alemania.
- RODRÍGUEZ, C.; PÉREZ, Y.; MORENO, H.; CLAYTON, J.; ANTINAO, J. L.; DUHART, P. Y MARTIN, M. 1999.** Área de Panguipulli-Riñihue. Región de Los Lagos. Servicio Nacional de Geología y Minería. Mapas Geológicos N°10. 1 mapa escala 1:100.000. Santiago.
- ROQUER, T.; ARANCIBIA, G.; ROWLAND, J.; ITURRIETA, P.; MORATA, D. Y CEMBRANO, J. 2017.** Fault-controlled development of shallow hydrothermal systems: structural and mineralogical insights from the southern Andes. *Geothermics*. Vol. **66**, (1): 156-173.
- ROSENAU, M.; MELNICK, D. Y ECHTLER, H. 2006.** Kinematic constraints on intra-arc shear and strain partitioning in the southern Andes between 38°S and 42°S latitude. *Tectonics*. Vol. **25**, (4): 1-16.
- ROWLAND, J. Y SIBSON, R. 2004.** Structural controls on hydrothermal flow in a segmented rift system, Taupo Volcanic Zone, New Zealand. *Geofluids*. Vol. **4**, (4): 259-283.
- SÁNCHEZ-ALFARO, O.; PÉREZ-FLOREZ, P.; ARANCIBIA, G.; CEMBRANO, J. Y REICH, M. 2013.** Crustal deformation effects on the chemical evolution of geothermal systems: the intraarc Liquiñe-Ofqui Fault System. Southern Andes. *International Geology Review*. Vol. **55**: 1384-1400.
- SÁNCHEZ-ALFARO, P.; REICH, M.; ARANCIBIA, G.; PÉREZ-FLORES, P.; CEMBRANO, J.; DRIESNER, T.; CAMPOS, E. 2016.** Physical, chemical and mineralogical evolution of the Tolhuaca geothermal system, southern Andes, Chile: Insights into the interplay between hydrothermal alteration and brittle deformation. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*. Vol. **324**: 88-104.
- SCHOLZ, C. H. Y GUPTA, A. 2000.** Fault interactions and seismic hazard. *Journal of Geodynamics*. Vol. **29**, (3-5): 459-467.
- SCHUBERT, G.; YUEN, A.; TURCOTTE, D. 1975.** Role of phase transitions in a dynamic mantle. *Geophysical Journal International*. Vol. **42**: 705-735.

**SCHÖN, J.H. 2015.** Physical properties of rocks: Fundamentals and Principles of Petrophysics. Elsevier: 512 pp. Amsterdam.

**SELLÉS, D.; RODRIGUEZ, A.; DUNGAN, M. A.; NARANJO, J. A., Y GARDEWEG, M. 2004.** Geochemistry of Nevado de Longaví volcano (36.2°S): a compositionally atypical arc volcano in the southern volcanic zone of the Andes. *Revista Geológica De Chile*. Vol. **31**, (2): 293-315.

**SEPÚLVEDA, F.; DORSCH, K.; LAHSEN, A.; BENDER, S. & PALACIOS MONASTERIO, C. 2004.** Chemical and isotopic composition of geothermal discharges from the Puyehue-Cordón Caulle area (40.5°S). Southern Chile.

**SEPÚLVEDA, J.; ARANCIBIA, G.; MOLINA, E.; GILBERT, J.; DUDA, M.; BROWNING, J.; ROQUER, T.; MORATA, D.; AHRENS, B. Y BRACKE, R. 2020.** Thermo-mechanical behavior of a granodiorite from the Lliquiñe Fractured Geothermal System (39°S) in the southern volcanic zone of the Andes. *Geothermics*. Vol. **87**: 1-18.

**SERNAGEOMIN, 1998.** Estudio geológico-económico de la X Región norte, Chile. Informe Registrado IR-98-15, 6 Vols., 27 mapas, diferentes escalas. Santiago.

**SERNAGEOMIN, 2003.** Mapa Geológico de Chile. versión digital: Sernageomin publicación geológica digital 4, CD-ROM, versión 1.0. escala 1:1.000.000. Chile.

**SIBSON, R. 1996.** Structural permeability of fluid-driven fault-fracture meshes. *Journal of Structural Geology*. Vol. **18**, (8): 1031-1042.

**SIEGESMUND, S. Y SNETHLAGE, R. 2010.** Stone in Architecture. Properties, Durability. Springer. 552 pp.

**SIELFELD, G.; CEMBRANO, J. Y LARA, L. 2017.** Transtension Driving volcano-edifice anatomy: Insights from ANDEAN transverse-to-the-orogen tectonic domains. *Quaternary International*. Vol. **438**: 33-49.

**SIMMONS, S.F. Y BROWNE, P.R.L. 2000.** Hydrothermal minerals and pre-cious metals in the Broadlands-Ohaaki geothermal system: Implications for understanding low-sulfidation epithermal environments. *Economic Geology*. Vol. **95**: 971-999.

**SINGER, B.S.; JICHA, B.R.; HARPER, M.A.; NARANJO, J.A.; LARA, L.E. Y MORENO-ROA, H. 2008.** Eruptive History, geochronology, and magmatic evolution of the Puyehue-Cordon Caulle Volcanic Complex, Chile. *Geological Society of America Bulletin*. Vol. **120**, (5-6): 599-618.

- SOUSA, L.; DEL RÍO, L.; CALLEJA, L.; DE ARGANDOÑA, V. Y REY, Á. 2005.** Influence of microfractures and porosity on the physico-mechanical properties and weathering of ornamental granites. *Engineering Geology*. Vol. **77**, (1-2): 153-168.
- SUÁREZ, M. Y DE LA CRUZ, R. 2000.** Tectonics in the eastern central Patagonian Cordillera (45°30'–47°30' S). *Journal of the Geological Society*. Vol. **157**, (5): 995-1001.
- SUÁREZ, M. Y EMPARÁN, C. 1995.** The stratigraphy, geochronology and paleogeography of a Miocene fresh water intrarc basin, southern Chile. *Journal of South American Earth Sciences*. Vol. **8**: 17-31.
- SUÁREZ, M. Y EMPARÁN, C. 1997.** Hoja Curacautín. Regiones de la Araucanía y del Biobío. Carta Geológica de Chile, Servicio Nacional de Geología y Minería de Chile, Boletín 71: 105p., escala 1: 250.000, Santiago.
- SURDAM, R.C. Y BOLES, J.R. 1979.** Diagenesis of volcanic sandstones. SEMP Special Publication N°26: 227-242.
- SPEL, J. Y TRCKOVA, J. 2008.** Permeability and porosity of rocks and their relationship based on laboratory testing. *Geodyn. Geomater. Actas* **5**: 41-47.
- STANTON-YONGE, A.; GRIFFITH, W.; CEMBRANO, J.; JULIEN, R. Y ITURRIETA, P. 2016.** Tectonic role of margin-parallel and margin-transverse faults during oblique subduction in the Southern Volcanic Zone of the Andes: Insights from Boundary Element Modeling. *Tectonics*. Vol. **35**, (9): 1990–2013.
- STERN, C. 2004.** Active Andean Volcanism: its geologic and tectonic setting. *Revista Geológica De Chile*. Vol. **31**, (2):161-206. Santiago.
- STRECKEISEN, A. 1976.** To each plutonic rock its proper name. *Earth Science Rev.* Bd. **12**: 1-33. Amsterdam. London. New York.
- TARDANI, D.; REICH, M.; ROULLEAU, É.; TAKAHATA, N., SANO, Y.; PÉREZ-FLORES, P.; SÁNCHEZ-ALFARO, P.; CEMBRANO, J. Y ARANCIBIA, G. 2016.** Exploring the structural controls on helium, nitrogen and carbon isotope signatures in hydrothermal fluids along an intra-arc fault system. *Geochimica et Cosmochimica. Actas* **184**: 193-211.
- TARDANI, D.; REICH, M.; DEDITIUS, A.; CHRYSOULIS, S.; SÁNCHEZ-ALFARO, P.; WRAGE, J. Y ROBERTS, M. 2017.** Copper–arsenic decoupling in an active geothermal system: a link between pyrite and fluid composition. *Geochimica et Cosmochimica. Actas* **204**: 179-204.



**TASSARA, A. Y YÁÑEZ, G. 2003.** Relación entre el espesor elástico de la litósfera y la segmentación tectónica del margen andino (15-47°S). *Revista Geológica de Chile*. Vol. **32**: 159-186.

**TUGRUL, A. Y GÜRPINAR, O. 1997.** A proposed weathering classification for basalts and their engineering properties (Turkey). *Bulletin of Engineering Geology and the Environment*, Vol. **55**, (1): 139-149.

**TUGRUL, A., Y ZARIF, I. H. 1999.** Correlation of mineralogical and textural characteristics with engineering properties of selected granitic rocks from Turkey. *Engineering Geology*, Vol. **51**, (4): 303-317.

**TIAB, D. Y DONALDSON, E. C. 2016.** Petrophysics: theory and practice of measuring reservoir rock and fluid transport properties. Elsevier Gulf Professional Publishing: 894 pp.

**VÁZQUEZ, P.; ALONSO, F.; ESBERT, R. Y ORDAZ, J. 2010.** Ornamental granites: relationships between P-waves velocity, water capillary absorption and the crack network. *Construction and Building Materials*. Vol. **24**, (12):2536-2541.

**WALKER, R.; HOLDSWORTH, R.; ARMITAGE, P. Y FAULKNER, D. 2013.** Fault zone permeability structure evolution in basalts. *Geology*. Vol. **41**: 59–62.

**WANG, G.; MITCHELL, T.M.; MEREDITH, P.G.; NARA, Y. Y WU, Z. 2016.** Influence of gouge thickness and grain size on permeability of macrofractured basalt. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, Vol. **121**, (12): 8472-8487.

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



**UNIVERSIDAD DE CONCEPCIÓN**  
**Facultad de Ciencias Químicas**  
**Departamento Ciencias de la Tierra**



# **ANEXOS**

## ÍNDICE DE ANEXOS

<b>Anexo</b>		<b>Página</b>
1.	Fichas cortes transparentes.....	110
2.	Difractogramas.....	121
3.	Propiedades petrofísicas.....	131



**UNIVERSIDAD DE CONCEPCIÓN**  
**Facultad de Ciencias Químicas**  
**Departamento Ciencias de la Tierra**



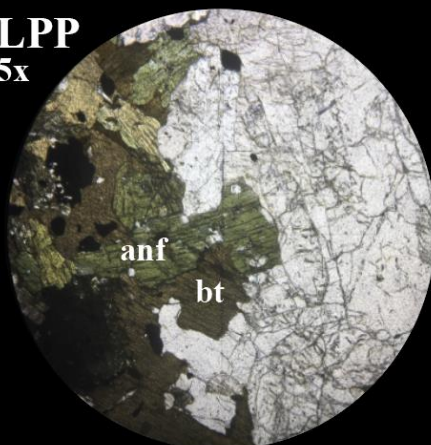
# **ANEXO 1**

## **FICHAS CORTES**

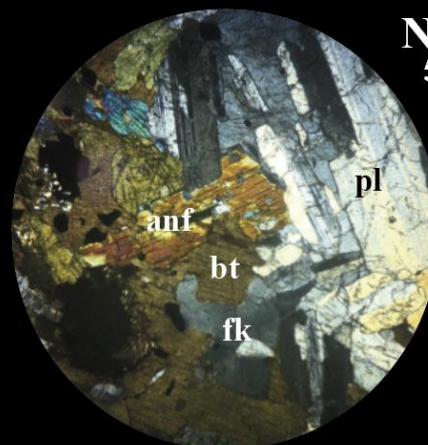
## **TRANSPARENTES**

## ZVS-143: TERMAS DE PEMEHUE

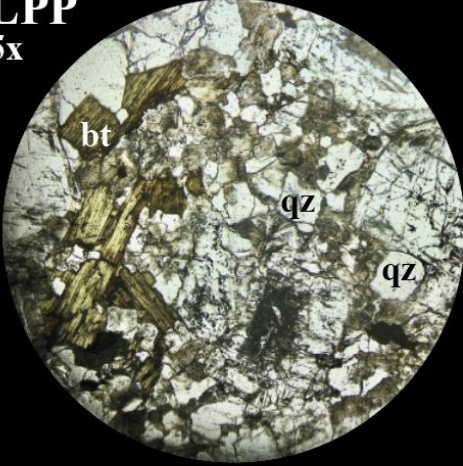
**LPP**  
5x



**NC**  
5x

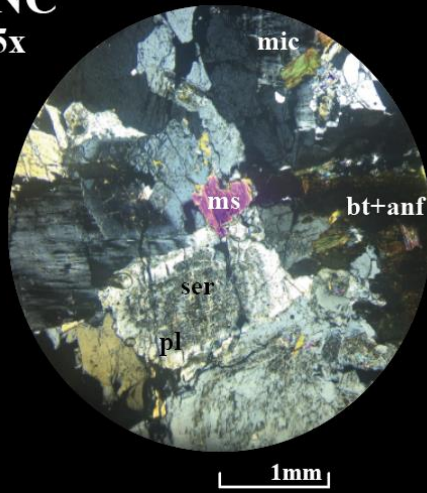


<b>COORDENADAS</b>	263.068 m E / 5.782.273 m N 19S – WGS 84				
<b>FECHA DE EXTRACCIÓN</b>	7 de enero del 2023				
<b>UNIDAD</b>	Stock Pemehue				
<b>MINERALOGÍA PRIMARIA</b>					
Mineral	%	Tamaño (mm)	Forma	Textura	Alteración
Plagioclasa	40	0,2 – 2,9	Euhedral – Subhedral	Zonación	Arcillas
Cuarzo	25	0,1 – 2,0	Anhedral	-	-
Feldespato potásico	20	0,6 – 3,8	Anhedral – Subhedral	Pertitas en ciertos casos	Arcillas
Biotita	8	0,3 – 4,5	Anhedral - Subhedral	-	-
Anfíbol	7	0,1 – 2,2	Subhedral	-	Biotitización, Epidotitización
Apatito	<1	0,02 – 0,1	Subhedral	-	-
<b>MINERALOGÍA DE ALTERACIÓN</b>					
Mineral	%	Textura	Ocurrencia	Alteración	Intensidad
Arcillas	5	Reemplazo	Diseminada	Argílica intermedia	Incipiente
Epidota	3	Reemplazo	Diseminada	Epidotitización	Incipiente
<b>CLASIFICACIÓN</b>	<b>Granito de biotita y anfíbol</b>				

<b>ZVS-146: TERMAS DE MENETUÉ</b>					
<b>LPP</b> 5x				<b>NC</b> 5x	
<b>COORDENADAS</b>		265.616 m E / 5.643.168 m N 19S – WGS 84			
<b>FECHA DE EXTRACCIÓN</b>		9 de enero del 2023			
<b>UNIDAD</b>		Granitoides Trancura			
MINERALOGÍA PRIMARIA					
Mineral	%	Tamaño (mm)	Forma	Textura	Alteración
Plagioclasa	45	1,2 – 2,2	Euhedral a Subhedral	Zonación normal y oscilatoria	Sericita y arcillas
Cuarzo	36	<0,1 – 2,8	Anhedral	-	-
Ortoclasa	15	0,3 – 2,0	Subhedral a Anhedral	Pertítica	Arcillas
Biotita	4	0,1 – 1,6	Euhedral	-	Clorita
Apatito	Tr	<0,1	Anhedral	-	-
MINERALOGÍA DE ALTERACIÓN					
Mineral	%	Textura	Ocurrencia	Alteración	Intensidad
Clorita	1	Reemplazo	Diseminada	Fílica	Incipiente
Arcillas	15	Reemplazo	Diseminada	Argílica Intermedia	Incipiente
Sericita	5	Reemplazo	Diseminada	Fílica	Incipiente
MINERALOGÍA METÁLICA					
Magnetita	<1	Relleno	Diseminada	Fílica	Incipiente
Hematita	<1	Relleno	Diseminada	Fílica	Incipiente
<b>CLASIFICACIÓN</b>	<b>Granodiorita de biotita</b>				

## ZVS-149: TERMAS DE COÑARIPE

ZVS-149: TERMAS DE COÑARIPE					
<b>NC</b> <b>10x</b>					<b>NC</b> <b>5x</b>
<b>COORDENADAS</b>	249.061 m E / 5.608.692 m N 19S – WGS 84				
<b>FECHA DE EXTRACCIÓN</b>	10 de enero del 2023				
<b>UNIDAD</b>	Granitoides Pellaifa-Neltume				
MINERALOGÍA PRIMARIA					
Mineral	%	Tamaño (mm)	Forma	Textura	Alteración
Plagioclasa	40	0,7– 2,4	Subhedral	Sieve / Zonación normal y oscilatoria	Sericita y arcillas
Feldespato potásico	28	0,7 – 2,5	Subhedral a Anhedral	Pertítica	-
Cuarzo	22	0,6 – 1,0	Anhedral	-	Arcillas
Biotita	4	0,5 – 0,8	Euhedral a Subhedral	-	Clorita
Anfibol	4	0,5 – 2,0	Subhedral	-	-
Esfeno	<1	0,1 – 0,2	Subhedral	-	-
Apatito	<1	<0,2	Subhedral	-	-
MINERALOGÍA DE ALTERACIÓN					
Mineral	%	Textura	Ocurrencia	Alteración	Intensidad
Biotita	<1	Reemplazo	Diseminada	Biotitización	Muy incipiente
MINERALOGÍA METÁLICA					
Magnetita	1	Relleno	Diseminada	-	-
CLASIFICACIÓN	Granito de biotita y anfíbol				

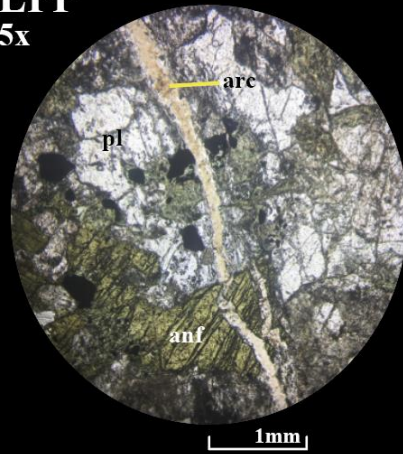
**ZVS-150: TERMAS HIPÓLITO MUÑOZ****NC**  
**5x**

<b>COORDENADAS</b>	<b>260.898 m E / 6.694.593 m N 19S – WGS 84</b>				
<b>FECHA DE EXTRACCIÓN</b>	11 de enero del 2023				
<b>UNIDAD</b>	Granitoides Paimún				
<b>MINERALOGÍA PRIMARIA</b>					
<b>Mineral</b>	<b>%</b>	<b>Tamaño (mm)</b>	<b>Forma</b>	<b>Textura</b>	<b>Alteración</b>
Plagioclasa	25	0,6 – 4,6	Subhedral	Zonación / Sieve	Arcillas, sericita
Cuarzo	30	0,2 – 1,8	Subhedral	Embaíamiento	-
Feldespato potásico	35	0,5 – 3,8	Anhedral - Subhedral	Maclado enrejado	Arcillas, sericita
Biotita	7	0,4 – 2,4	Anhedral – Subhedral	-	-
Muscovita	3	0,1 – 0,5	Anhedral – Subhedral	-	-
<b>MINERALOGÍA DE ALTERACIÓN</b>					
<b>Mineral</b>	<b>%</b>	<b>Textura</b>	<b>Ocurrencia</b>	<b>Alteración</b>	<b>Intensidad</b>
Arcillas	15	Reemplazo	Diseminada	Argílica intermedia	Incipiente
Sericita	5	Reemplazo	Diseminada	Fílica	Incipiente
<b>CLASIFICACIÓN</b>	<b>Granito de biotita</b>				

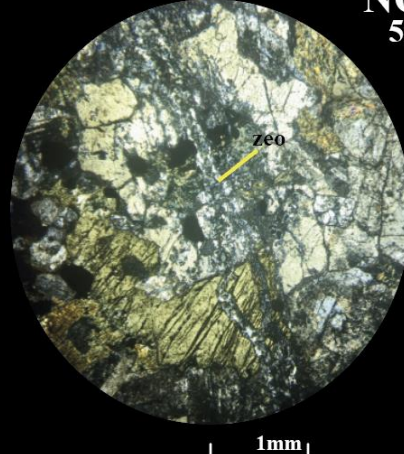


## ZVS-151: TERMAS DE CERRILLOS

**LPP**  
5x



**NC**  
5x



**COORDENADAS**

743.072 m E / 5.557.022 m N 18S – WGS 84

**FECHA DE  
EXTRACCIÓN**

12 de enero del 2023

**UNIDAD**

Granitoides

### MINERALOGÍA PRIMARIA

Mineral	%	Tamaño (mm)	Forma	Textura	Alteración
Plagioclasa	65	0,4 – 2,5	Subhedral	Maclas polisintéticas y zonaciones normal y concéntricas	Sericita, arcillas, epidota
Cuarzo	12	0,2 – 0,8	Subhedral – Euhedral	-	-
Anfíbol	18	0,2 – 2,8	Subhedral	-	Clorita, anfíbol secundario
Olivino	<1	0,1 – 0,2	Subhedral	-	-

### MINERALOGÍA DE ALTERACIÓN

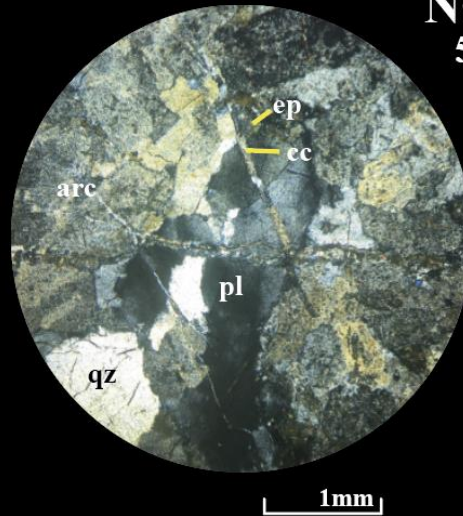
Mineral	%	Textura	Ocurrencia	Alteración	Intensidad
Clorita	8	Reemplazo	Diseminada	Propilítica	Incipiente
Epidota	2	Relleno	Diseminada y en vetillas	Propilítica	Incipiente
Sericita	5	Reemplazo	Diseminada	Fílica	Incipiente
Arcillas	10	Reemplazo	Diseminada	Argílica Intermedia	Incipiente
Zeolitas	3	Relleno	En vetillas	Propilítica	Incipiente
Calcita	2	Relleno	En vetillas	Propilítica	Incipiente

### MINERALOGÍA METÁLICA

Pirita	1	Relleno	Diseminada	Fílica	Incipiente
Hematita	2	Relleno	Diseminada	Fílica	Incipiente
Magnetita	2	Relleno	Diseminada	Fílica	Incipiente
Rutilo	<1	Relleno	Diseminada	Fílica	Incipiente

**CLASIFICACIÓN**

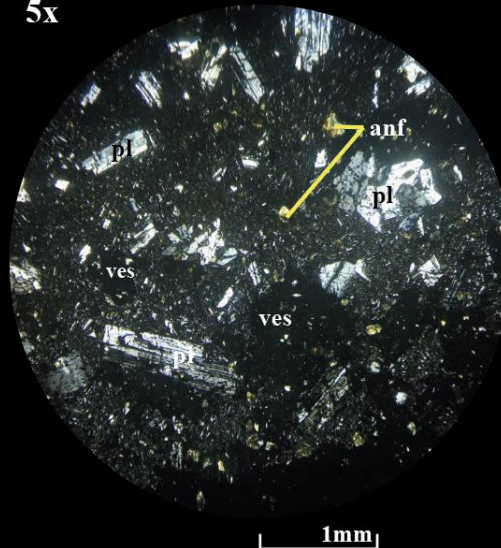
**Cuarzo-diorita de anfíbol**

**ZVS-152: TERMAS DE CHIHUÍO**

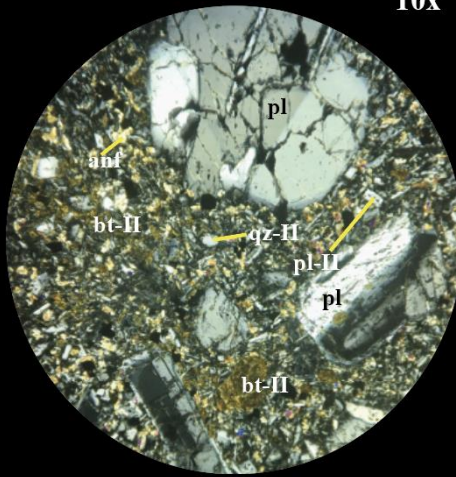
<b>COORDENADAS</b>	250.205 m E / 5.546.583 m N 19S – WGS 84				
<b>FECHA DE EXTRACCIÓN</b>	12 de enero del 2023				
<b>UNIDAD</b>	Granitoides				
<b>MINERALOGÍA PRIMARIA</b>					
<b>Mineral</b>	<b>%</b>	<b>Tamaño (mm)</b>	<b>Forma</b>	<b>Textura</b>	<b>Alteración</b>
Plagioclasa	72	0,5 – 3,6	Anhedral - Subhedral	Sieve Zonación	Arcillas, sericita, epidota*
Cuarzo	15	0,2 – 3,0	Anhedral - Subhedral	-	-
Anfíbol	10	0,6 – 2,8	Anhedral	-	Clorita
<b>MINERALOGÍA DE ALTERACIÓN</b>					
<b>Mineral</b>	<b>%</b>	<b>Textura</b>	<b>Ocurrencia</b>	<b>Alteración</b>	<b>Intensidad</b>
Calcita	3	Relleno	En vetillas	Propilítica	Incipiente
Clorita	6	Reemplazo	Diseminada	Propilítica	Incipiente
Epidota	3	Reemplazo	Diseminada, en cúmulos y vetillas	Propilítica	Incipiente
Arcillas	50	Reemplazo	Masiva	Argílica Intermedia	Moderada
Sericita	8	Reemplazo	Diseminada	Argílica Intermedia	Incipiente
<b>CLASIFICACIÓN</b>	<b>Cuarzo-diorita de anfíbol</b>				

**ZVS-144: TERMAS DE MALLECO**

**NC**  
5x



<b>COORDENADAS</b>	261.537 m E / 5.764.425 m N 19S – WGS 84				
<b>FECHA DE EXTRACCIÓN</b>	8 de enero del 2023				
<b>UNIDAD</b>	Formación Curamallín				
<b>FENOCRISTALES (30%)</b>					
<b>Mineral</b>	<b>%</b>	<b>Tamaño (mm)</b>	<b>Forma</b>	<b>Textura</b>	<b>Alteración</b>
Plagioclasa	20	0,08 – 1,60	Subhedral	Zonaciones oscilatorias	-
Clinopiroxeno	1	0,05 – 0,08	Subhedral a Anhedral	-	-
Anfibol	9	0,08 - 1,00	Anhedral	Coronítica	Clorita y anfíbol
Olivino	Tr	<0,1	Subhedral a Euhedral	-	-
<b>MASA FUNDAMENTAL (70%)</b>					
Plagioclasa	25	<0,05	Subhedral	Pilotaxítica	-
Vidrio	35	-	-	-	-
Vesículas	10	0,10 – 2,00	Anhedral	-	-
<b>MINERALOGÍA DE ALTERACIÓN</b>					
<b>Mineral</b>	<b>%</b>	<b>Textura</b>	<b>Ocurrencia</b>	<b>Alteración</b>	<b>Intensidad</b>
Clorita	5	Reemplazo	Diseminada	Propilítica	Incipiente
<b>MINERALOGÍA METÁLICA</b>					
Hematita*	<1	Relleno	Diseminada	Propilítica	Incipiente
<b>CLASIFICACIÓN</b>	<b>Andesita de anfíbol</b>				

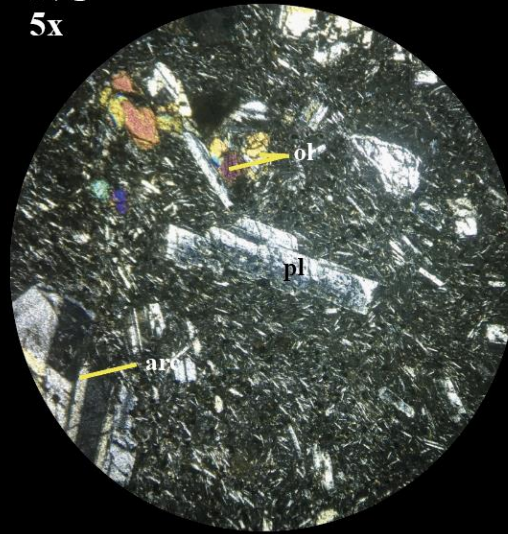
**ZVS-145: TERMAS DE MOLULCO**NC  
10x

0,5mm

<b>COORDENADAS</b>	<b>265.027 m E / 5.684.271 m N 19S – WGS 84</b>				
<b>FECHA DE EXTRACCIÓN</b>	8 de enero del 2023				
<b>UNIDAD</b>	Formación Malleco				
<b>FENOCRISTALES (25%)</b>					
<b>Mineral</b>	<b>%</b>	<b>Tamaño (mm)</b>	<b>Forma</b>	<b>Textura</b>	<b>Alteración</b>
Plagioclasa	15	0,2 – 3,3	Euhedral	Zonación normal, oscilatoria y parchada	-
Cuarzo	2	0,1 – 0,3	Anhedral	-	-
Clinopiroxeno	1	1,2	Anhedral	-	-
Anfíbol	7	0,16 – 0,5	Subhedral	-	Biotita
<b>MASA FUNDAMENTAL (75%)</b>					
Plagioclasa	40	0,02 – 0,2	Subhedral	-	-
Biotita II	18	0,01 – 0,3	Anhedral	-	-
Anfíbol	12	<0,02	Anhedral	-	Anfíbol a Epidota
Cuarzo	5	<0,2	Anhedral	-	-
<b>MINERALOGÍA DE ALTERACIÓN</b>					
<b>Mineral</b>	<b>%</b>	<b>Textura</b>	<b>Ocurrencia</b>	<b>Alteración</b>	<b>Intensidad</b>
Biotita II	18	Relleno	Cúmulos	Potásica	Incipiente
<b>MINERALOGÍA METÁLICA</b>					
Hematita	<1	Relleno	Diseminada	Potásica	Incipiente
Magnetita	<1	Relleno	Diseminada	Potásica	Incipiente
<b>CLASIFICACIÓN</b>	<b>Andesita de anfíbol</b>				

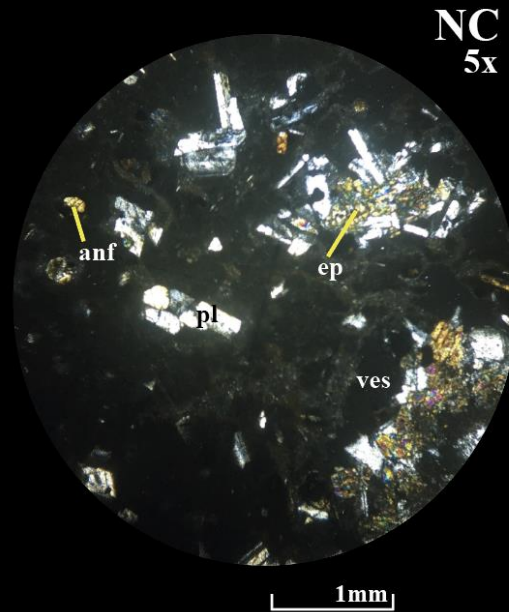
## ZVS-148: TERMAS GEOMÉTRICAS

**NC**  
**5x**



1mm

<b>COORDENADAS</b>	<b>252.936 m E / 5.623.768 m N 19S – WGS 84</b>				
<b>FECHA DE EXTRACCIÓN</b>	10 de enero del 2023				
<b>UNIDAD</b>	Lavas y Rocas Volcanoclásticas				
<b>FENOCRISTALES (15%)</b>					
<b>Mineral</b>	<b>%</b>	<b>Tamaño (mm)</b>	<b>Forma</b>	<b>Textura</b>	<b>Alteración</b>
Plagioclasa	10	0,2 – 4,0	Euhedral a Subhedral	Zonación normal	Epidota y calcita
Clinopiroxeno	2	0,3 – 0,8	Subhedral	-	-
Olivino	2	0,2 – 0,3	Subhedral	-	-
Anfibol	1	0,2 – 0,5	Anhedral	-	Clorita
<b>MASA FUNDAMENTAL (85%)</b>					
Plagioclasa	25	0,01 – 0,1	Euhedral a Subhedral	Hialopilítica	-
Anfibol	5	0,01 – 0,05	Anhedral	-	Epidota
Clinopiroxeno	12	<0,01	Anhedral	-	-
Vidrio	38	-	-	-	-
Vesículas	5	0,2 – 0,4	Anhedral	-	-
<b>MINERALOGÍA DE ALTERACIÓN</b>					
<b>Mineral</b>	<b>%</b>	<b>Textura</b>	<b>Ocurrencia</b>	<b>Alteración</b>	<b>Intensidad</b>
Epidota	2	Reemplazo	Diseminada	Propilítica	Incipiente
Clorita	1	Reemplazo	Diseminada	Propilítica	Incipiente
Calcita	1	Reemplazo	Diseminada	Propilítica	Incipiente
<b>MINERALOGÍA METÁLICA</b>					
Hematita	<1	Relleno	Diseminada	Propilítica	Incipiente
<b>CLASIFICACIÓN</b>	<b>Andesita basáltica de clinopiroxeno</b>				

**ZVS-154: TERMAS DE PALGUÍN**

<b>COORDENADAS</b>	<b>743.072 m E / 5.557.022 m N 18S – WGS 84</b>				
<b>FECHA DE EXTRACCIÓN</b>	13 de enero del 2023				
<b>UNIDAD</b>	Lavas tardiglaciares				
<b>FENOCRISTALES (18%)</b>					
<b>Mineral</b>	<b>%</b>	<b>Tamaño (mm)</b>	<b>Forma</b>	<b>Textura</b>	<b>Alteración</b>
Plagioclasa	12	0,08 – 2,00	Subhedral	Maclas polisintéticas y zonaciones normal y concéntricas ocasionales	-
Epidota	4	0,1 – 1,0	Subhedral – Euhedral	-	-
Anfíbol	2	0,1 – 0,8	Subhedral	-	-
<b>MASA FUNDAMENTAL (82%)</b>					
Plagioclasa	2	<0,01	-	-	-
Vidrio	77	-	-	-	-
Vesículas	3	0,8 – 1,4	-	-	-
<b>CLASIFICACIÓN</b>	<b>Basalto de epidota</b>				



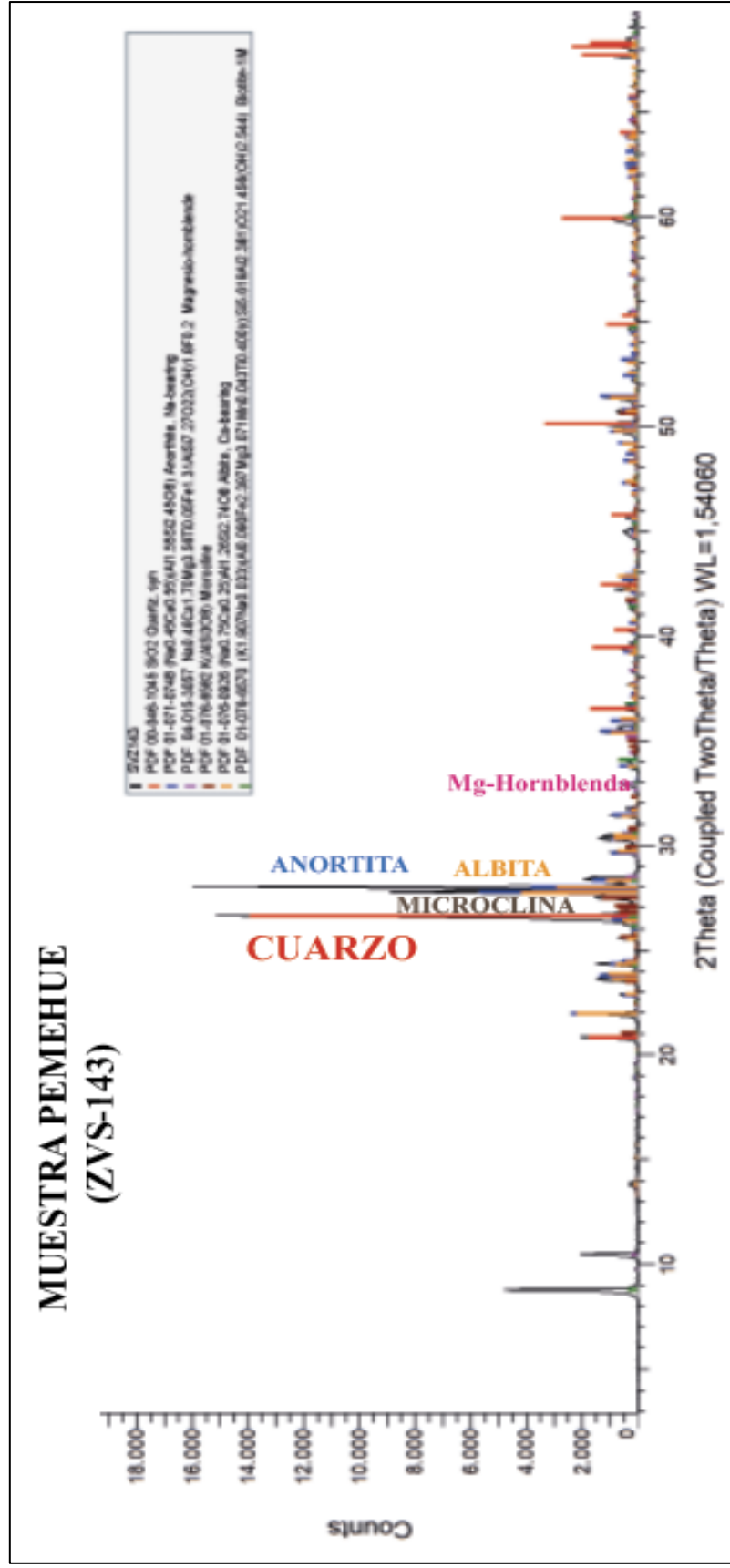
**UNIVERSIDAD DE CONCEPCIÓN**  
**Facultad de Ciencias Químicas**  
**Departamento Ciencias de la Tierra**



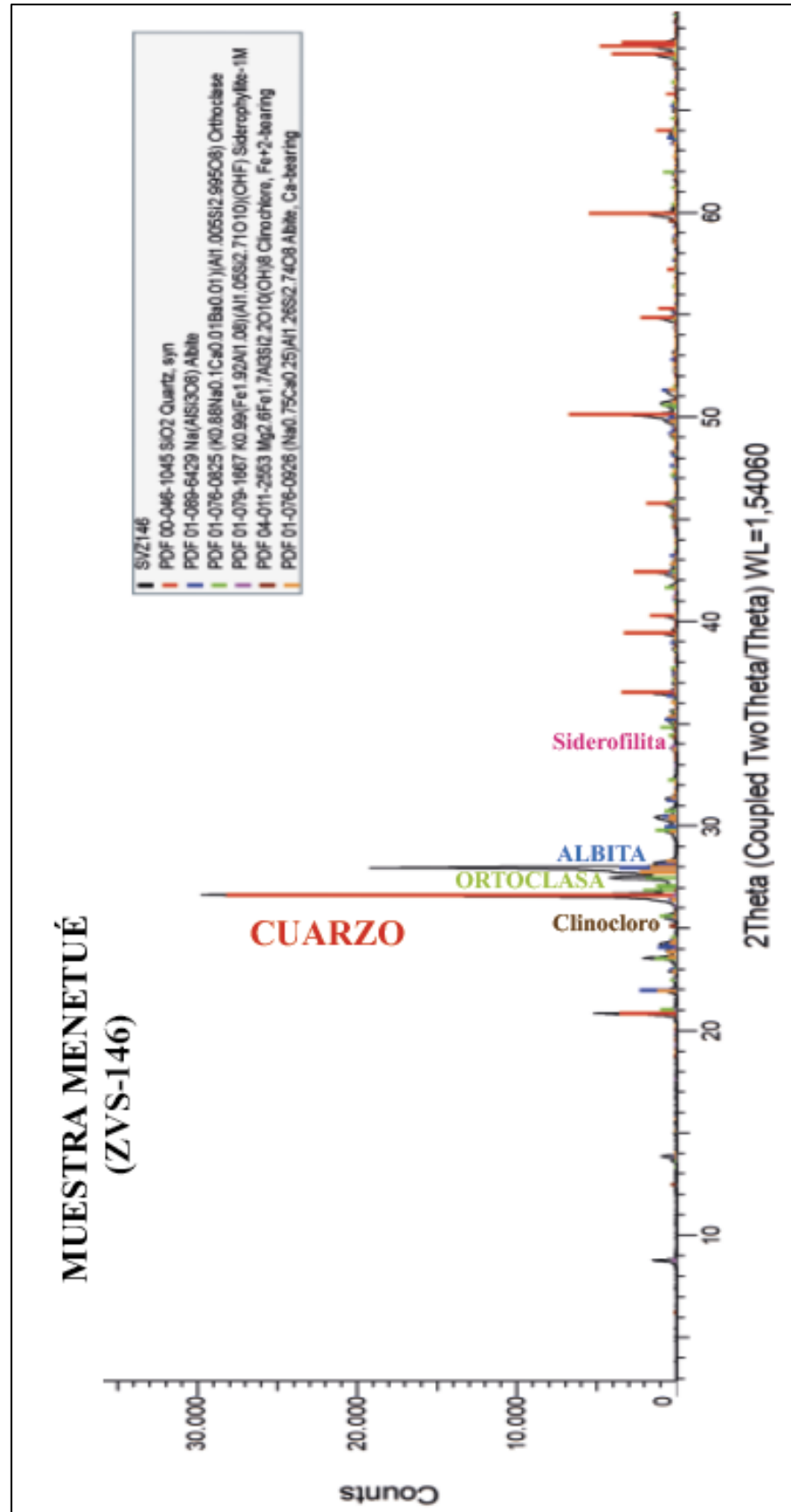
# **ANEXO 2**

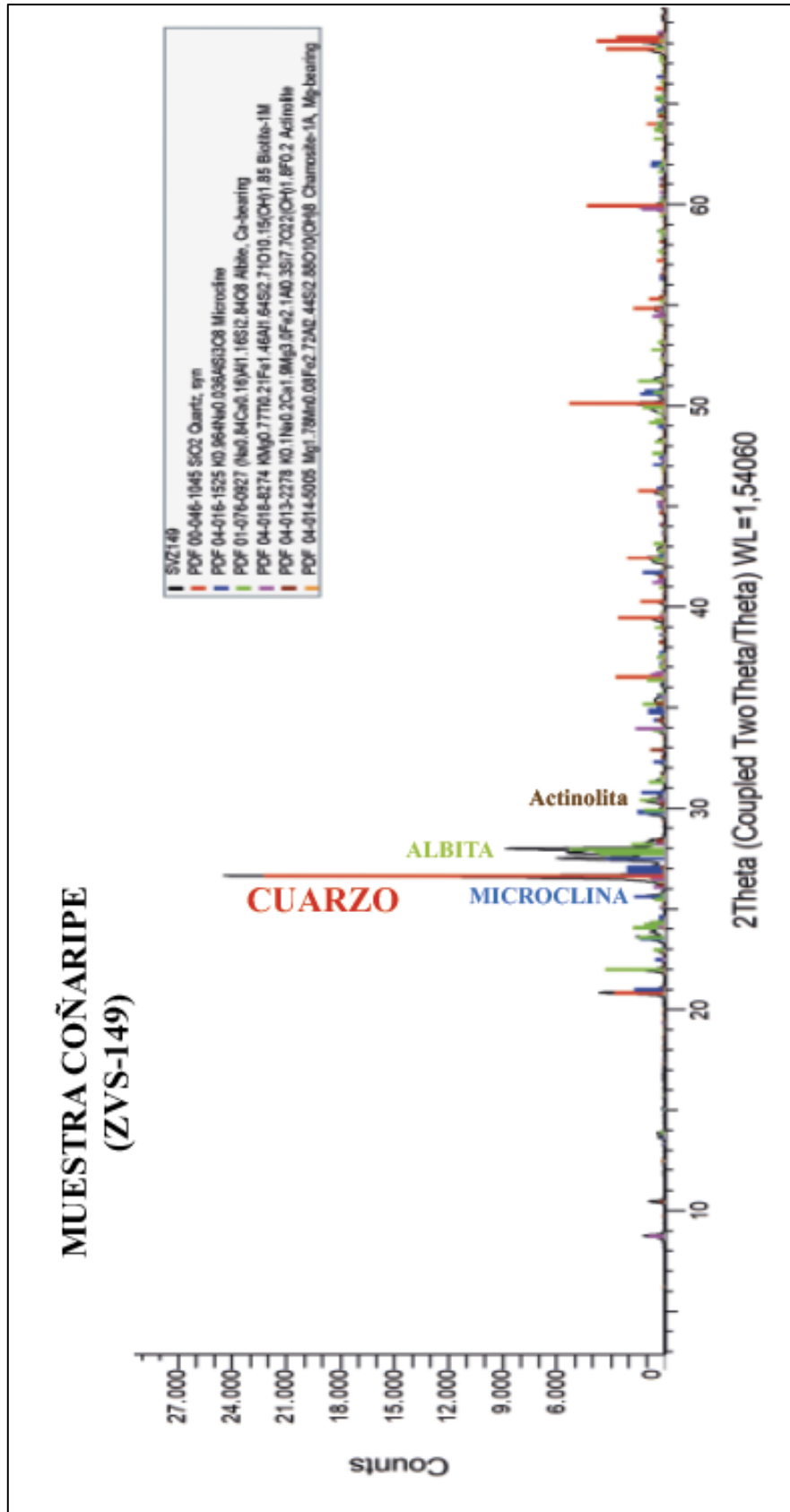
## **DIFRACTOGRAMAS**

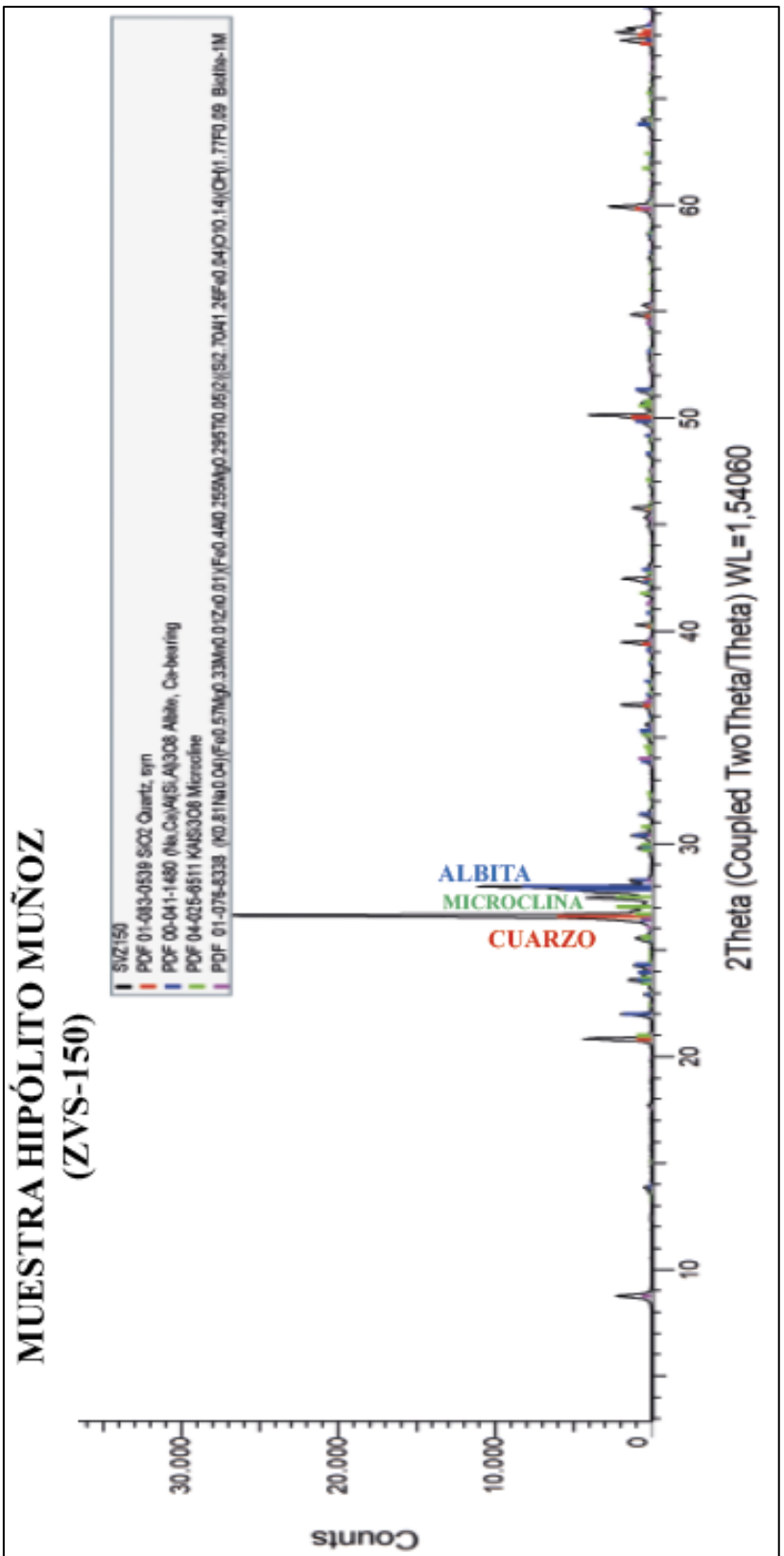


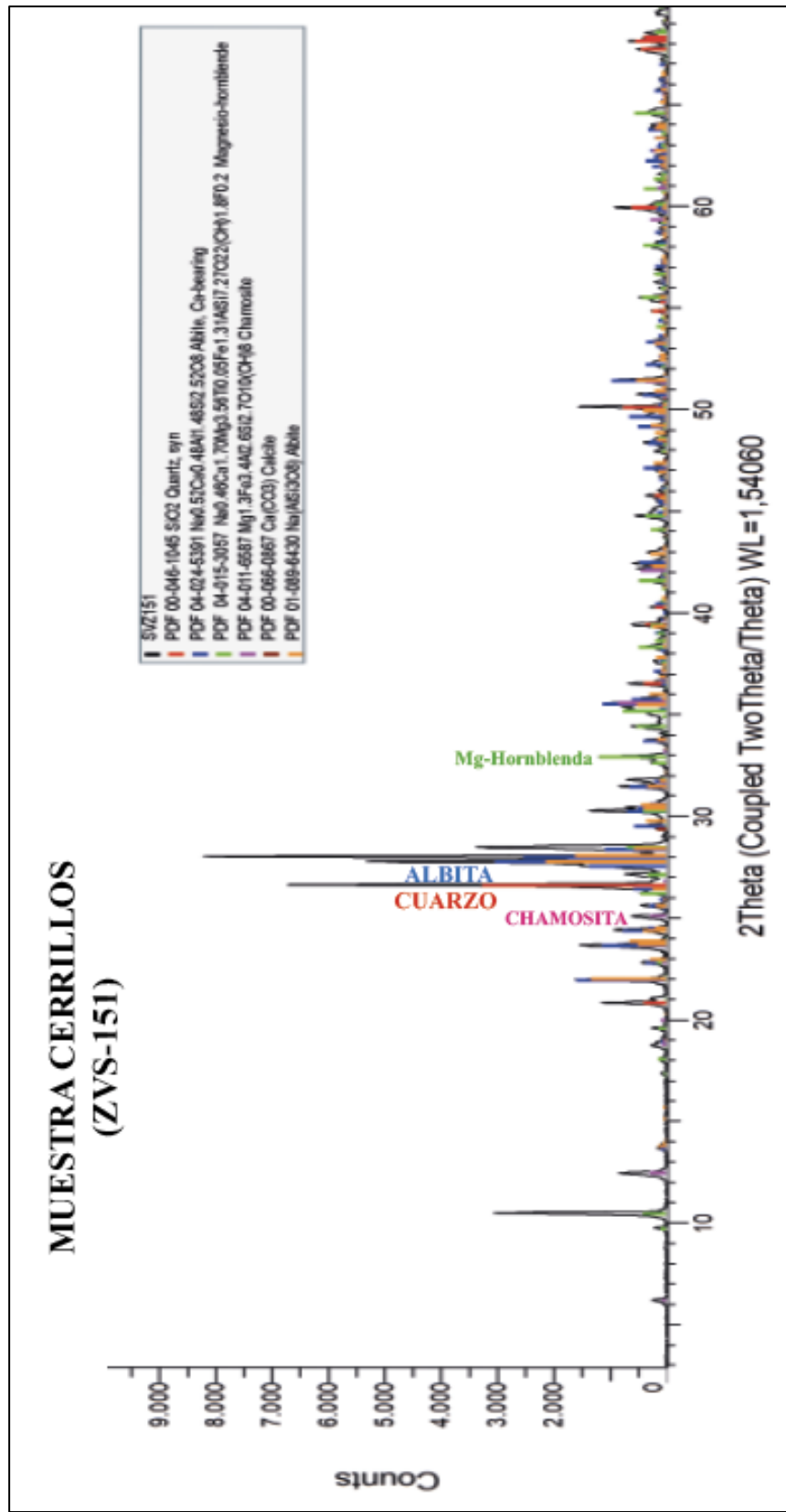


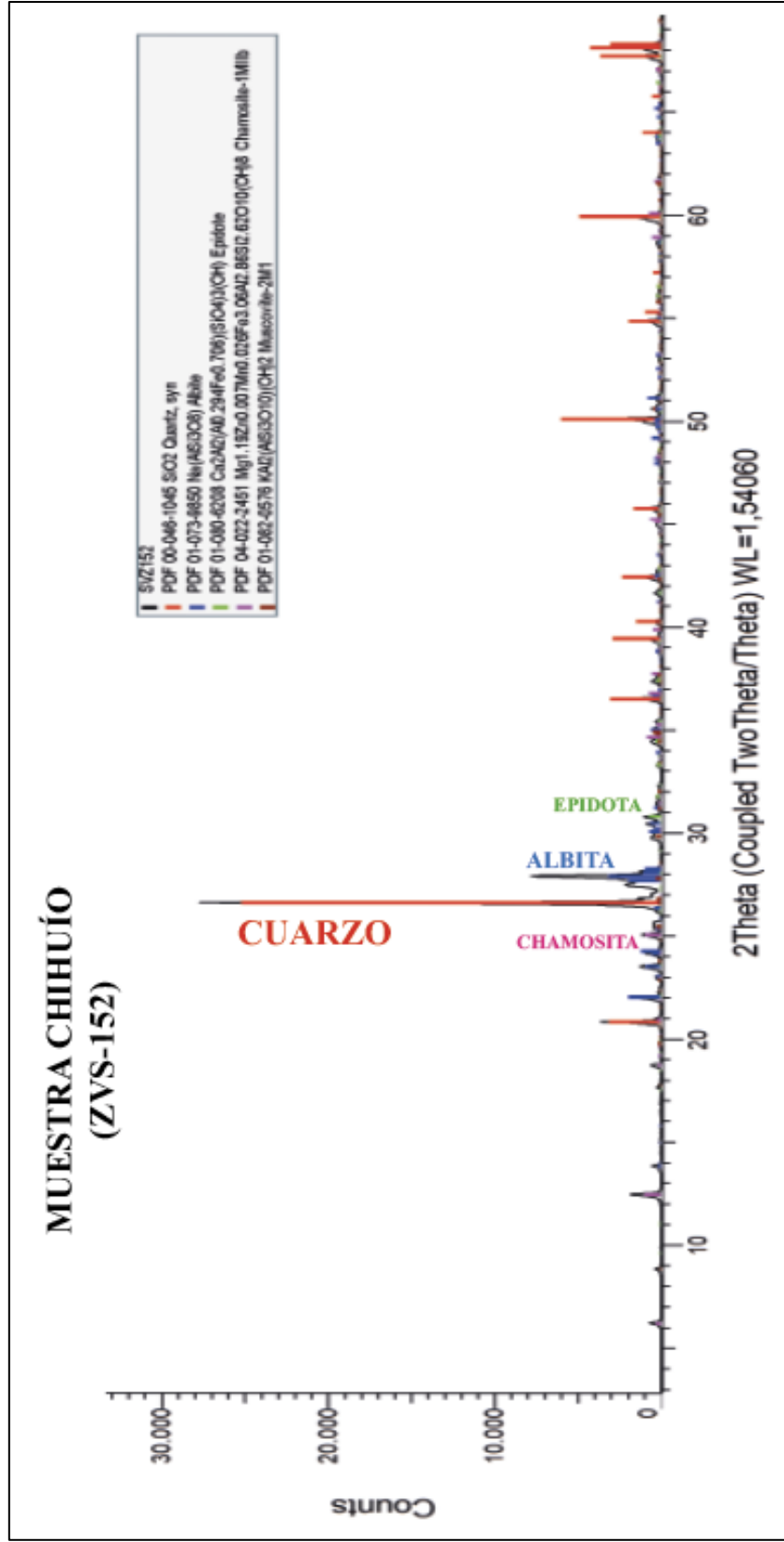


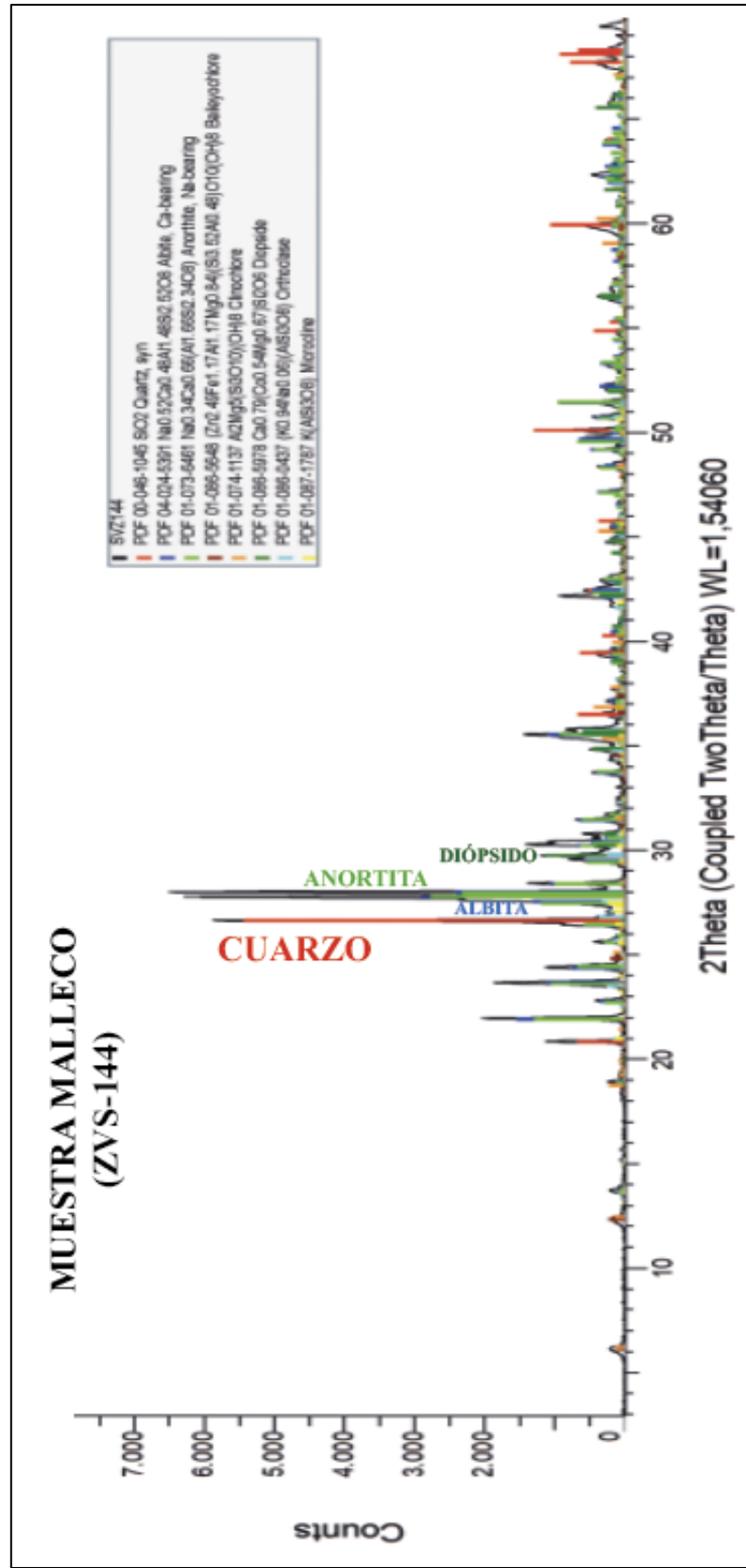


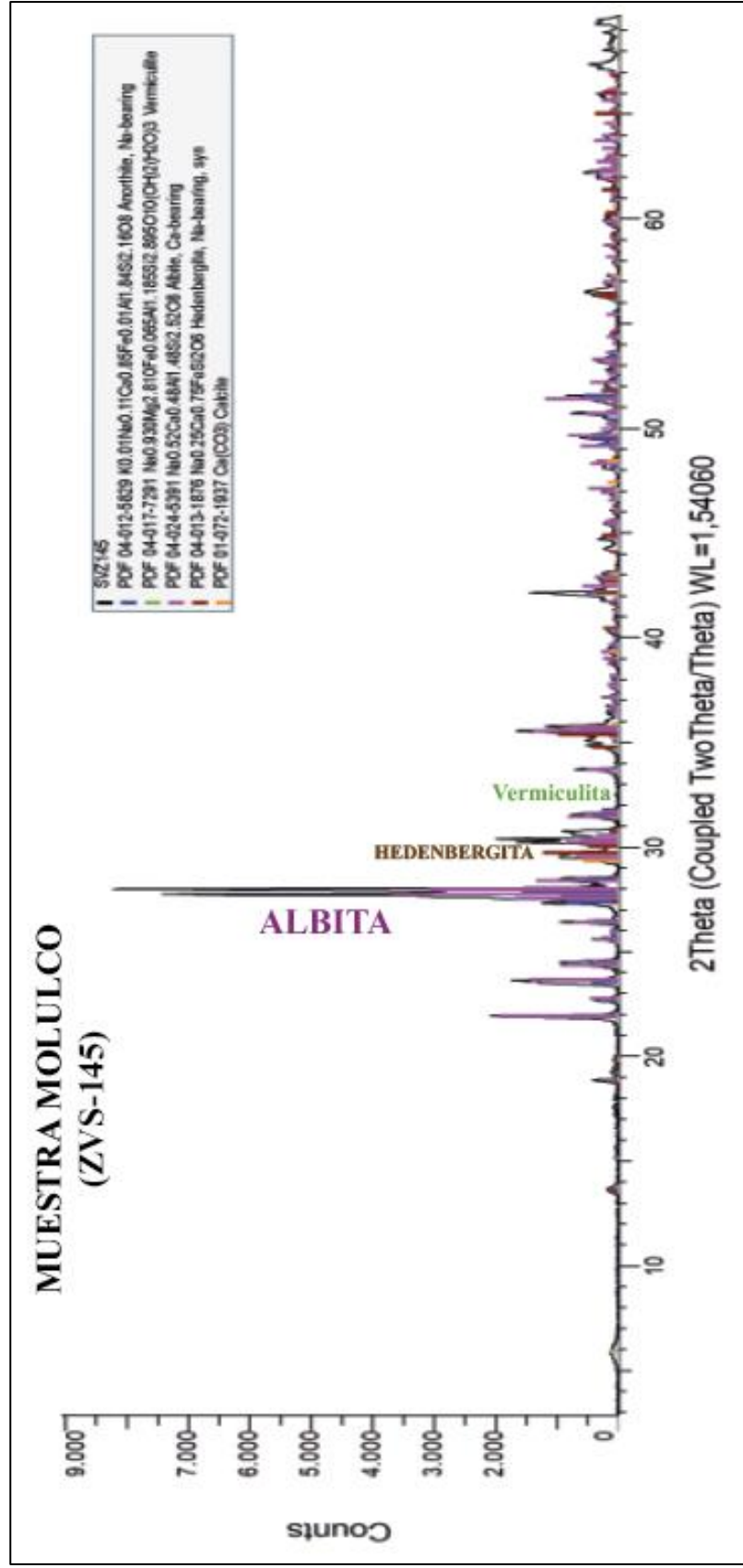


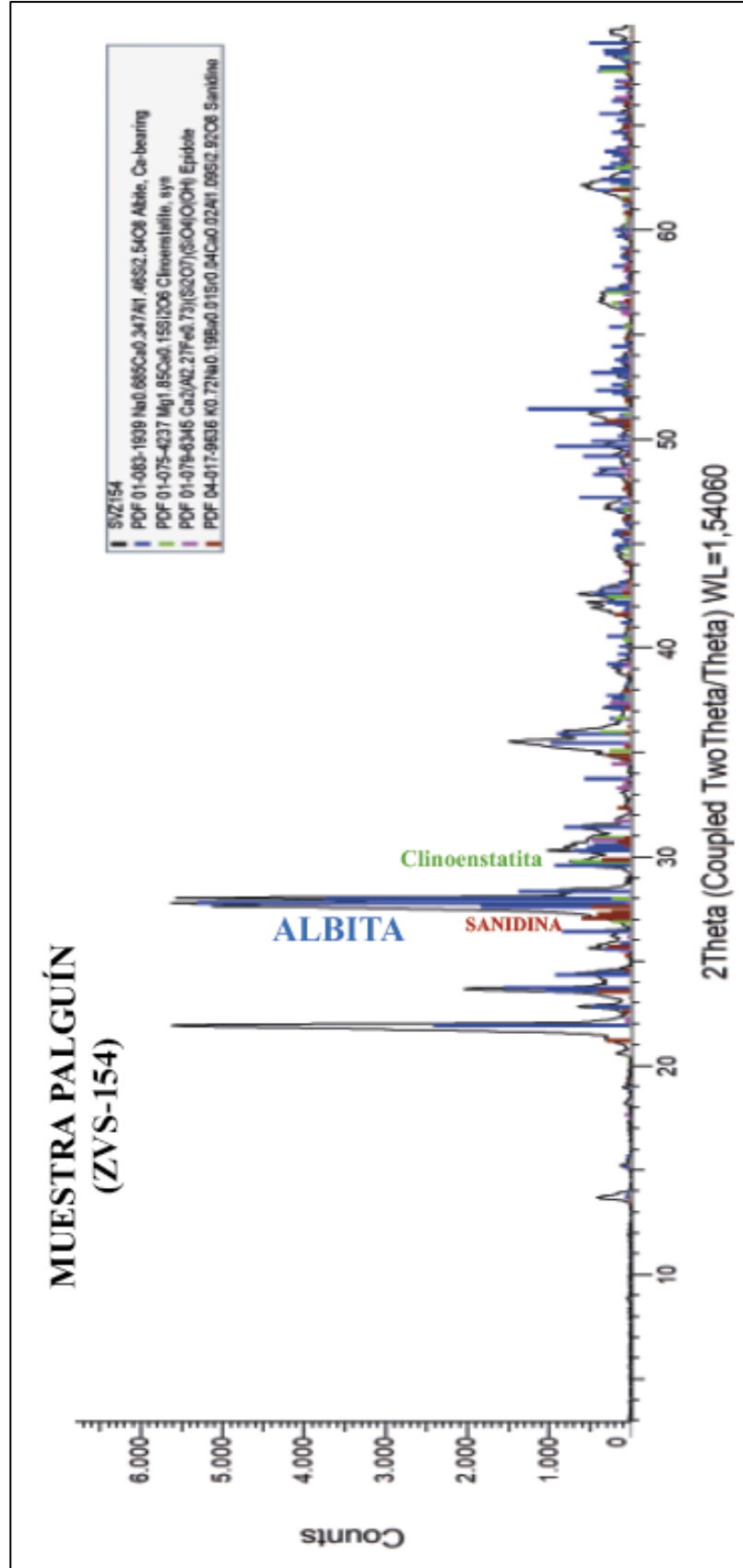
















UNIVERSIDAD DE CONCEPCIÓN  
Facultad de Ciencias Químicas  
Departamento Ciencias de la Tierra



# ANEXO 3

## TABLA PROPIEDADES PETROFÍSICAS

Terma asociada	ID espécimen	Masa seca A (g)	Masa saturada B (g)	Masa suspendida C (g)	Absorción (%)	Densidad aparente (kgm <sup>-3</sup> )	Porosidad efectiva (%)
Pemehue	ZVS-170 (1)	448,00	450,31	287,92	0,52	2758,79	1,42
	ZVS-170 (2)	354,19	355,83	227,13	0,46	2752,06	1,27
	ZVS-170 (3)	402,65	404,73	258,05	0,52	2745,09	1,42
	ZVS-170 (4)	367,50	369,29	235,54	0,49	2747,66	1,34
Malleco	ZVS-168 (1)	395,44	397,92	252,15	0,63	2712,77	1,70
	ZVS-168 (2)	392,89	395,58	250,54	0,58	2708,84	1,85
	ZVS-168 (3)	407,78	410,19	260,96	0,69	2732,56	1,61
Molulco	ZVS-145 (1)	492,92	496,34	311,83	0,69	2671,51	1,85
	ZVS-169 (1)	378,85	381,60	239,77	0,73	2671,16	1,94
	ZVS-169 (2)	356,22	358,64	225,40	0,68	2673,52	1,82
	ZVS-169 (3)	291,50	293,70	184,65	0,75	2673,09	2,02
Menetú	ZVS-162 (1)	383,92	385,76	237,92	0,48	2596,86	1,24
	ZVS-162 (2)	407,75	409,61	252,70	0,46	2598,62	1,19
	ZVS-162 (3)	590,96	593,63	366,17	0,45	2598,08	1,17
	ZVS-162 (4)	611,62	614,35	379,21	0,43	2601,51	1,12
Geométricas	ZVS-164 (1)	229,28	233,60	142,62	1,88	2520,11	4,75
	ZVS-164 (2)	294,76	300,26	183,78	1,87	2530,56	4,72
	ZVS-164 (3)	258,61	263,37	160,80	1,84	2521,30	4,64
Coñaripe	ZVS-163 (1)	210,78	211,86	134,01	0,51	2707,51	1,39
	ZVS-163 (2)	442,08	444,11	281,70	0,46	2722,00	1,25
	ZVS-163 (3)	434,38	436,51	275,76	0,49	2702,21	1,33
Hipólito Muñoz	ZVS-165 (1)	376,03	378,78	235,82	0,73	2630,32	1,92
	ZVS-165 (2)	531,38	434,67	268,86	0,76	2601,65	1,98
	ZVS-165 (3)	423,11	425,90	263,89	0,66	2611,63	1,72
Cerrillos	ZVS-151 (1)	481,95	482,46	309,85	0,11	2792,13	0,30
	ZVS-151 (2)	535,01	535,50	343,90	0,09	2792,33	0,26
	ZVS-151 (3)	398,68	399,17	257,23	0,12	2808,79	0,35
	ZVS-151 (4)	401,50	401,97	258,86	0,12	2805,53	0,33
Chihuío	ZVS-151 (5)	372,30	372,93	240,48	0,17	2810,87	0,48
	ZVS-152 (1)	356,39	358,34	224,52	0,55	2663,20	1,46
	ZVS-166 (1)	282,77	284,17	178,41	0,50	2673,70	1,32
Palguín	ZVS-166 (2)	364,53	366,17	230,41	0,45	2685,11	1,21
	ZVS-166 (3)	385,71	387,54	242,73	0,47	2663,56	1,26
	ZVS-154 (1)	454,42	460,39	282,31	1,31	2551,77	3,35
Palguín	ZVS-154 (2)	528,80	535,82	327,71	1,33	2540,96	3,37
	ZVS-154 (3)	389,24	394,39	241,83	1,32	2551,39	3,38