



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

# ALTERACIÓN HIDROTERMAL ASOCIADA AL COMPLEJO FISURAL CALLAQUI: APORTE DE LA MINERALOGÍA DE ARCILLAS Y CEOLITAS, Y DE LA GEOQUÍMICA DE FLUIDOS

MEMORIA PARA OPTAR AL TÍTULO DE GEÓLOGO

CHRISTIAN JOHANN BETANCOURT HIRMAS

PROFESOR GUÍA:  
DIEGO MORATA CÉSPEDES

MIEMBROS DE LA COMISIÓN:  
MARTIN REICH MORALES  
ANGELO CASTRUCCIO ÁLVAREZ

SANTIAGO DE CHILE

2016

RESUMEN DE LA MEMORIA PARA OPTAR AL TÍTULO DE: Geólogo

POR: Christian Johann Betancourt Hirmas

FECHA: 01/04/2016

PROFESOR GUÍA: Diego Morata Céspedes

**ALTERACIÓN HIDROTHERMAL ASOCIADA AL COMPLEJO FISURAL  
CALLAQUI: APORTE DE LA MINERALOGÍA DE ARCILLAS Y CEOLITAS, Y  
DE LA GEOQUÍMICA DE FLUIDOS**

El Volcán Callaqui o Complejo Fisural Callaqui (CFC) corresponde a una serie de cráteres y centros eruptivos alineados con dirección N60°E. Este se encuentra ubicado en la comuna de Alto Biobío, de la Región del Biobío y está cercano al límite argentino en la cordillera. Tanto el volcán como la zona de estudio del presente trabajo se encuentran altamente controlados por la zona de transferencia Callaqui-Copahue-Mandolegüe (CCM). Adicionalmente, se reconoce un sistema geotermal activo asociado al volcán Callaqui.

El presente trabajo consiste en un estudio de las rocas en la zona cercana al CFC utilizando técnicas como DRX, SEM y microscopio óptico. También se estudiaron las manifestaciones termales cercanas a este a partir de análisis de la química e isótopos estables. En el caso de las rocas, se tomaron muestras de las quebradas cercanas al volcán Callaqui, las cuales presentan una orientación muy similar a él (N60°E).

Los resultados obtenidos a partir de los fluidos termales indican que ambas manifestaciones corresponden a aguas cloruradas, con la de El Avellano clasificando como un agua volcánica y la de Trapa-Trapa como un agua madura. En el caso de los geotermómetros aplicados, la mayoría de estos indican temperaturas entre los 150-200°C para el reservorio en el caso de El Avellano y entre 60-110°C para Trapa-Trapa. Los resultados también señalan una posible mezcla de aguas.

La litología primaria indica que las rocas estudiadas corresponden en su mayoría a la Formación Cura-Mallín. Por su parte, la mineralogía secundaria refleja temperaturas altas, con minerales como la epidota, la wairakita, la prehnita y la illita formándose sobre los 200°C. Esto se ve respaldado por la escasez y relativamente baja concentración de esmectita, la cual se encuentra principalmente interestratificada con illita o clorita. También son comunes minerales como la laumontita (120-220°C), la clorita (>120°C) y el cuarzo (>100°C). Esto indicaría que las rocas estudiadas formaron parte paleo-sistema hidrotermal el cual se ve beneficiado por la presencia de estructuras asociadas al CCM que facilitan la circulación de los fluidos.

Finalmente, se propone una continuidad entre el sistema geotermal actual y el paleo-sistema que desarrolló la alteración observada en la Formación Cura-Mallín de la zona. De esta forma, la alteración habría comenzado cercana al Pleistoceno inferior a medio y se habría mantenido activa de manera relativamente continua durante 1-2 Ma hasta el presente.

## **Dedicatoria**

*Le dedico este trabajo a mi padre, quien me mostró la importancia y el valor del conocimiento, la docencia y la investigación. Espero algún día hacer tanto por la geología como él por la psicología.*

## **Agradecimientos**

En primer lugar, quisiera agradecer al Centro de Excelencia en Geotermia de los Andes (CEGA; Proyecto Fondap-Conicyt N°15090013) por financiar el presente estudio y por su misión de contribuir con la generación de conocimiento científico en el país.

Quiero agradecer a “The Geochemist’s Workbench” por permitirme el uso de su software para el desarrollo de este trabajo.

Al Departamento de Física de la Facultad de Ciencias Físicas y Matemáticas y a Andres Ibañes, por facilitar el uso del Laboratorio de Cristalografía y Difracción de Rayos-X.

Gracias a Cristian Nievas, encargado del SEM FEI Quanta 250, y a Veronica Rodriguez, encargada del laboratorio de Geoquímica de Fluidos.

Quisiera agradecer a mi profesor guía Dr. Diego Morata por toda la ayuda que me brindó durante el desarrollo de esta memoria, además del constante apoyo y la excelente disposición para escuchar y discutir todas mis dudas y planteamientos. Agradezco también a los miembros de la comisión, Dres. Martin Reich y Angelo Castruccio, por su disposición a la hora de resolver dudas y guiarme en mi trabajo.

Agradezco enormemente a Camila “Pata” Pineda por estar conmigo durante todo este proceso y más. Por brindarme de manera incondicional todo su apoyo, ánimo y cariño, además de toda la ayuda que me dio en el camino de convertirme en geólogo.

A mi familia, por estar siempre junto a mí y respaldarme en todas mis decisiones a lo largo de mi vida. Gracias a mi madre, Juana, por todo el cariño, paciencia y confianza que ha depositado en mí, y por estar siempre a mi lado cuando la he necesitado. A mi hermano, Ronald, agradezco todo su cariño y apoyo durante este largo proceso, el cual no habría sido posible sin él.

A los Hiperáridos, por su amistad y apoyo durante este recorrido por Geología. Gracias Camilo, Charlie, Diego, Edwin, Forlán, Hermann, José, Mabri, Mila, Mumo, Paula, Sergio y Vale, por toda la alegría que me han brindado a lo largo de mi carrera y que espero sigan brindando en lo que venga después.

A mis amigos del colegio, quienes han estado conmigo desde la primera etapa de mi formación. Gracias Bea, Camila, Gabo, Hugo, Javier, Matías, Rafa, Seba y Tomás, entre otros. Sin duda ustedes ayudaron a formar una parte importante de quien soy hoy y siempre me han brindado su apoyo y amistad incondicional.

Finalmente a todas las personas que me han ayudado de alguna forma en mi camino a convertirme en geólogo; Bernardette Vásquez, Blanca Baccola, Danielle Tardani, Diego Aravena, Eduardo Morgado, Felipe Orellana, Roberto Valles, Tomás Roquer y Vladimir Vicencio. Les agradezco enormemente toda la ayuda y apoyo que me brindaron no solo durante este trabajo sino en toda mi carrera.

## Tabla de contenido

<b>1. INTRODUCCIÓN</b> .....	1
<b>1.1. Formulación del problema</b> .....	1
<b>1.2. Hipótesis</b> .....	4
<b>1.3. Objetivos</b> .....	4
<b>1.3.1. Objetivo general</b> .....	4
<b>1.3.2. Objetivos específicos</b> .....	4
<b>1.4. Ubicación y vías de acceso</b> .....	4
<b>1.5. Metodología</b> .....	6
<b>1.5.1. Muestras</b> .....	6
<b>1.5.2. Caracterización petrográfica de rocas</b> .....	12
<b>2. MARCO GEOLÓGICO</b> .....	13
<b>2.1. Principales formaciones en la zona de estudio</b> .....	13
<b>2.2. Marco Tectónico y estructural</b> .....	15
<b>2.2.1. Generalidades</b> .....	15
<b>2.3. Evolución Tectono-estratigráfica</b> .....	17
<b>2.4. Marco estructural</b> .....	17
<b>3. MARCO TEÓRICO</b> .....	19
<b>3.1. Reconocimiento de minerales</b> .....	19
<b>3.2. Geotermometría</b> .....	29
<b>3.2.1. Geoquímica de Fluidos</b> .....	29
<b>4. RESULTADOS</b> .....	34
<b>4.1. Geoquímica de Fluidos</b> .....	34
<b>4.2. Geotermómetros</b> .....	40
<b>4.3. Petrografía</b> .....	41
<b>4.3.1. Quebrada Queuco</b> .....	43
<b>4.3.2. Quebrada Pangué</b> .....	49
<b>4.3.3. Quebrada Malla</b> .....	56
<b>4.3.4. Quebrada Quepuca</b> .....	63
<b>4.3.5. Quebrada Lomín</b> .....	70
<b>4.3.6. Río Biobío</b> .....	77
<b>5. DISCUSIONES</b> .....	84
<b>5.1. Mineralogía Secundaria</b> .....	84

5.1.1.	Geotermometría .....	84
5.1.2.	Temperatura asociación mineral .....	105
5.2.	Geoquímica/características del paleo-sistema .....	109
5.3.	Geoquímica de Fluidos.....	110
5.3.1.	Clasificación .....	110
5.3.2.	Geotermometría .....	113
5.4.	Estructuras y Perfiles.....	118
5.5.	Temporalidad .....	122
6.	CONCLUSIONES.....	125
7.	BIBLIOGRAFÍA.....	127

## Índice de figuras

Figura 1: Vista en planta de la zona de interés, correspondiente al CFC. Se señalan la fisura principal estudiada por Sielfeld (2008) en color rojo, y las quebradas adyacentes a esta en color azul. También se encuentran marcadas las manifestaciones termales del Avellano y Trapa-Trapa. ....	2
Figura 2: Mineralogía de alteración común asociada a distintas condiciones de temperatura y pH, según Reyes (1990). ....	3
Figura 3: Principales rutas y vías de acceso a la zona aledaña al volcán Callaqui. El recuadro en azul muestra la zona de estudio. ....	5
Figura 4: Zona de estudio y ubicación de las localidades más cercanas al volcán Callaqui. .	5
Figura 5: Modelo de elevación digital (DEM) de la zona de estudio en donde se observan las quebradas y las muestras tomadas en cada uno de ellos. ....	6
Figura 6: Vaso precipitado con muestra de roca, agua y Calgon para realizar la separación de arcillas. ....	9
Figura 7: a) Vaso con muestra en licuadora. b) Vasos con muestras en ultrasonido. ....	9
Figura 8: a) Medición de la masa de las muestras en una balanza. b) Ubicación de muestras en la centrífuga. ....	10
Figura 9: Precipitación de la muestra en la parte inferior de los tubos de ensayo. ....	10
Figura 10: a) Portamuestra de vidrio con muestra recién colocada. b) Portamuestras con muestras secas listos para análisis de DRX. ....	11
Figura 11: a) Difractómetro Bruker D8 Advance. b) Muestras de arcillas en portamuestra de vidrio en el difractómetro. ....	12
Figura 12: Disposición de las placas tectónicas en el margen Sudamericano. Extraído de Lara et al. (2008) ....	16
Figura 13: Mapa geológico simplificado con las estructuras presentes entre los 37°20' - 38°40'S. También se reconocen las distintas unidades y formaciones presentes en la zona y se encuentra marcado con un cuadrado azul el Complejo Fisural Callaqui, Extraído de Sielfeld <i>et al.</i> (2016) ....	18
Figura 14: Espaciados basales de algunos grupos de filosilicatos. Tomado de Hillier (2003). ....	20
Figura 15: Espaciado basal entre capas repetidas de una arcilla en un difractograma. Tomado de Moore & Reynolds (1997). ....	21
Figura 16: Diferencias de intensidades entre distintas variedades de la clorita. ....	22
Figura 17: Difractogramas de algunas arcillas y sus <i>peaks</i> más característicos. Tomado de Moore & Reynolds (1997). ....	23
Figura 18: Variación de la esmectita con etilenglicol. Tomado de Moore & Reynolds (1997). ....	24
Figura 19: Ejemplos de difractogramas de I/S con y sin EG. Tomado de Moore & Reynolds (1997). ....	26
Figura 20: Ejemplos difractogramas de muestras C/S con y sin EG. Tomado de Moore & Reynolds (1997). ....	28

Figura 21: Diagrama de Piper (1944) para los análisis realizados en el presente estudio. Se incluyen, a modo de comparación, aquellos realizados por Hauser (1997), Hauser (2000), Risacher y Hauser (2008) y Olivares (2011). .....	35
Figura 22: Diagrama ternario propuesto por Giggenbach (1988), para clasificar aguas termales en base a sus aniones principales. Se observan aquellas muestras tomadas por Olivares (2011), llamadas AVE-2 y EMA-01, a modo de comparación.....	36
Figura 23: Diagrama propuesto por Giggenbach (1991), basado en las concentraciones de Cl-Li-B presentes en fluidos termales. Se incluyen muestras tomadas por Olivares (2011), llamadas AVE-2 y EMA-01. ....	37
Figura 24: Diagrama propuesto por Giggenbach & Glover (1992), basado en las concentraciones de Li-Rb-Cs en fluidos termales. ....	38
Figura 25: Gráfico correspondiente a la relación entre los isótopos estables de oxígeno e hidrógeno presentes en las muestras de aguas termales. Se incluyen aquellos datos tomados por Olivares (2011), así como la LMM y LML. ....	39
Figura 26: Geotermómetro propuesto por Giggenbach (1988), el cual combina los geotermómetros de Na-K y K-Mg. Se incluyen aquellas muestras tomadas por Olivares (2011), identificadas como AVE-2 y EMA-01. ....	41
Figura 27: Mapa geológico de la zona de estudio. Se encuentran señalados tanto los puntos de muestreo como las diferentes quebradas y los nombres que se les dieron en el presente trabajo. También se señalan las localidades de Ralco, El Avellano y Trapa Trapa, donde los últimos dos fueron los puntos de muestreo de aguas termales. Por último, aquellas muestras de color rojo fueron tomadas por C. Betancourt, mientras que las de color azul fueron tomadas por V. Vicencio en una campaña previa. ....	42
Figura 28: Afloramiento asociado a la muestra CQCB-03. Se observa el tono grisáceo, común en los afloramientos de esta estructura, al igual que un diaclasado con una leve orientación preferencial. ....	43
Figura 29: Muestra de mano correspondiente al punto CQCB-02. Se reconoce el origen ígneo intrusivo félsico de la muestra, al igual que algunas vetillas de menor tamaño. ....	44
Figura 30: Fotomicrografías tomadas en microscopio petrográfico. En las fotos A (Nícoles Paralelos) y B (Nícoles Cruzados) se observan cloritas y epidotas alterando a la mineralogía primaria, mientras que en la C (Nícoles Paralelos) y D (Nícoles Cruzados) se observa un vetilla rellena por epidota y cuarzo.....	45
Figura 31: Fotomicrografías tomadas mediante SEM-BSE. A la izquierda se observa clorita y epidota en equilibrio reemplazando a la mineralogía primaria, mientras que a la derecha se observa nuevamente la vetilla de epidota y cuarzo de la Figura 30. ....	46
Figura 32: DRX de la muestra CQCB-02 con las distintas fases minerales identificadas y sus respectivos peaks. ....	48
Figura 33: Afloramiento asociado a la muestra CQCB-25. Al igual que en otros afloramientos, se reconoce un diaclasado levemente orientado. ....	49
Figura 34: Muestra de mano correspondiente al afloramiento CQCB-25. Se reconoce un mineral blanco de alteración, identificado como wairakita mediante DRX.....	50
Figura 35: Fotomicrografías tomadas en microscopio petrográfico. En las imágenes A (Nícoles Paralelos) y B (Nícoles Cruzados) se observan prehnitas y wairakitas rellenas	



espacios, mientras que en las C (Nícoles Paralelos) y D (Nícoles Cruzados) se observa una amígdala con calcita y epidota. Por último en las imágenes E (Nícoles Paralelos) y F (Nícoles Cruzados) se observa un relleno de prehnita .....	52
Figura 36: Fotomicrografías tomadas mediante SEM-BSE. La imagen A corresponde a cloritas de la muestra CQCB-24, la imagen B son wairakitas encontradas en una microfractura de la muestra CQCB-25 y las imágenes C y D son cuarzos y espesartina encontrados en una amígdala de la muestra CQCB-21. ....	53
Figura 37: DRX de la muestra CQCB-24 con las distintas fases minerales identificadas y sus respectivos peaks. ....	55
Figura 38: Afloramiento correspondiente a la muestra CQCB-19. Se pueden observar una vetilla rellena por esencialmente cuarzo con leves cantidades de epidota. Así mismo, se reconocen diaclasas con una leve orientación. ....	56
Figura 39: Muestra de mano CQCB-18. Al igual que en el afloramiento, se observan espacios rellenos por cuarzo con leves cantidades de epidota. ....	57
Figura 40: Fotomicrografías tomadas en microscopio petrográfico. En las imágenes A (Nícoles Paralelos) y B (Nícoles Cruzados) se observa cuarzo y cloritas relleno una amígdala. En las imágenes C (Nícoles Paralelos) y D (Nícoles Cruzados) se observa una vetilla rellena con cuarzo y epidota. En las imágenes E (Nícoles Paralelos) y F (Nícoles Cruzados) se observa clinoptilolita y cuarzo relleno espacios. ....	59
Figura 41: Fotomicrografías tomadas mediante SEM-BSE. Las imágenes A y B corresponden a feldespatos alterados a clorita y epidota respectivamente. La imagen C corresponde a una clinoptilolita relleno espacios y la imagen D es una biotita reemplazada por clorita. ....	60
Figura 42: DRX de la muestra CQCB-19 con las distintas fases minerales identificadas y sus respectivos peaks. ....	62
Figura 43: Afloramiento correspondiente a las muestras CQCB-11A, CQCB-11B y CQCB-11C. Se reconocen variaciones en las diaclasas y la integridad de las muestras. ....	64
Figura 44: Muestra de mano CQCB-09. Se observa bastante alterada y con el mineral blanco siendo identificado como laumontita. ....	64
Figura 45: Fotomicrografías tomadas en microscopio petrográfico. En las imágenes A (Nícoles Paralelos) y B (Nícoles Cruzados) se observa laumontita y calcita reemplazando a minerales primarios. En las imágenes C (Nícoles Paralelos) y D (Nícoles Cruzados) se observa calcita relleno espacios. En las imágenes E (Nícoles Paralelos) y F (Nícoles Cruzados) se observa clorita y calcita relleno espacios. ....	66
Figura 46: Fotomicrografías tomadas mediante SEM-BSE. Las imágenes A y B corresponden a clorita y calcita relleno espacios en la muestra CQCB-13, mientras que las imágenes C y D corresponden a laumontitas de la muestra CQCB-09- ....	67
Figura 47: DRX de la muestra CQCB-12 con las distintas fases minerales identificadas y sus respectivos peaks. ....	69
Figura 48: Afloramiento correspondiente a la muestra CQCB-07. Se observa un diaclasado relativamente aleatorio. ....	71
Figura 49: Muestra de mano CQCB-07. Se logran distinguir fenocristales de feldespatos y algunas amígdalas. ....	71

Figura 50: Fotomicrografías tomadas en microscopio petrográfico. En las imágenes A (Nícoles Paralelos) y B (Nícoles Cruzados) se observa calcita reemplazando parcialmente a feldespato potásico. En las imágenes C (Nícoles Paralelos) y D (Nícoles Cruzados) se observa clorita relleno de espacios entre cristales de cuarzo y óxidos de hierro.....	73
Figura 51: Fotomicrografías tomadas mediante SEM-BSE. En la imagen A se observa clorita relleno de espacios entre cuarzo y óxidos de hierro. En la imagen B se observan cristales de heulandita.....	74
Figura 52: DRX de la muestra CQCB-07 con las distintas fases minerales identificadas y sus respectivos peaks.....	76
Figura 53: Afloramiento del que se extrajo la muestra CQCB-06. Se puede reconocer las fracturas por la cual emergen fluidos termales actualmente.....	77
Figura 54: Manifestación termal de la cual se obtuvieron los sedimentos fluviales de la muestra CQCB-05. ....	78
Figura 55: Fotomicrografías tomadas en microscopio petrográfico. En las imágenes A (Nícoles Paralelos) y B (Nícoles Cruzados) se observan epidotas y cloritas reemplazando totalmente la mineralogía primaria. En las imágenes C (Nícoles Paralelos) y D (Nícoles Cruzados) se observa una vetilla rellena por anhidrita. En las imágenes E (Nícoles Paralelos) y F (Nícoles Cruzados) se observa una amígdala rellena por clorita con un borde de cuarzo.....	80
Figura 56: Fotomicrografías tomadas mediante SEM-BSE. En las imágenes A y B se observan vetillas rellenas por epidota y clorita respectivamente. En la imagen C se observa una amígdala rellena por calcita con un borde de clorita y en la imagen D se observa una amígdala rellena por clorita con un borde de cuarzo. ....	81
Figura 57: DRX de la muestra CQCB-05 con las distintas fases minerales identificadas y sus respectivos peaks.....	83
Figura 58: Fotomicrografia de la muestra CQCB-20A, donde se observa marcado con azul ejemplos de epidotas “incipientes”.....	85
Figura 59: Fotomicrografia de la muestra CQCB-21 en la cual se observa epidota tipo 2 como reemplazo parcial de plagioclasas. ....	85
Figura 60: Fotomicrografia de la muestra CQVV-25 en la cual se observa epidota tipo 3 como un mineral secundario abundante. ....	86
Figura 61: Comparación de la ChC en el plano (001) para cada muestra.....	88
Figura 62: Comparación de la ChC en el plano (002) para cada muestra.....	89
Figura 63: Comparación de la ChC en el plano (003) para cada muestra.....	89
Figura 64: Correlación entre el porcentaje de C/S y la cristalinidad de la clorita en el plano (001) para las muestras de la zona.....	91
Figura 65: Comparación grafica entre las diferentes muestras a las cuales se aplicó el geotermómetro de clorita de Cathelineau (1988). ....	93
Figura 66: Comparación grafica entre las diferentes muestras a las cuales se aplicó el geotermómetro de clorita de Jowett (1991). ....	93
Figura 67: Correlación entre las temperaturas obtenidas mediante el geotermómetro de Cathelineau (1988) y la cristalinidad de la clorita en el plano (001).....	94

Figura 68: Representaciones gráficas de los geotermómetros de cloritas para las muestras CQCB-01 y CQCB-02, propuestos por Bourdelle <i>et al.</i> (2013) e Inoue <i>et al.</i> (2009). .....	96
Figura 69: Representaciones gráficas de los geotermómetros de cloritas para las muestras CQCB-08, CQCB-13 y CQCB-18, propuestos por Bourdelle <i>et al.</i> (2013) e Inoue <i>et al.</i> (2009). .....	97
Figura 70: Representaciones gráficas de los geotermómetros de cloritas para las muestras CQCB-24 y CQVV-28, propuestos por Bourdelle <i>et al.</i> (2013) e Inoue <i>et al.</i> (2009).....	98
Figura 71: Comparación de la IC en el plano (001) para cada muestra .....	102
Figura 72: Comparación entre la IC y la ChC para la mayoría de las muestras estudiadas salvo excepciones como las muestras CQCB-11B o CQCB-08.....	103
Figura 73: Rangos de temperatura asociados a la formación de la alteración en cada una de las muestras estudiadas. Se incluyen las temperaturas calculadas a partir de las cristalinidades de la clorita y la illita. ....	107
Figura 74: Mapa geológico de la zona de estudio. Se reconocen las muestras tomadas y la temperatura asociada a su mineralogía secundaria. ....	108
Figura 75: Diagrama de estabilidad para el sistema Na-Ca-K-Mg-Al-Si-H <sub>2</sub> O en función de la temperatura y el pH del fluidos. ....	112
Figura 76: Diagrama de estabilidad para el sistema Na-Ca-K-Mg-Al-Si-H <sub>2</sub> O en función de las actividades del Mg y del SiO <sub>2</sub> . ....	113
Figura 77: Comparación entre los geotermómetros de Na-K para la manifestación de El Avellano. Se reconocen dos tendencias marcadas con rojo y azul.....	114
Figura 78: Comparación entre los geotermómetros de Na-K para la manifestación de Trapa-Trapa. Se reconocen dos tendencias marcadas con rojo y azul. ....	114
Figura 79: Comparación entre distintos geotermómetros de cationes, incluyendo los de K-Mg, para la manifestación de El Avellano. ....	115
Figura 80: Comparación entre distintos geotermómetros de cationes, incluyendo los de K-Mg, para la manifestación de Trapa-Trapa.....	116
Figura 81: Perfil de la zona de estudio. Se observan las distintas estructuras y formaciones presentes en ésta, al igual que la zonas de recarga meteórica y algunas de las muestras asociadas a éstas. ....	120
Figura 82: Perfiles a lo largo de las quebradas Pangué y Quepuca. Se incluyen las temperaturas asociadas a cada muestra, al igual que sus cristalinidades de illita y/o clorita. ....	121
Figura 83: Ejemplo de un tubo de rayos X. Extraído de “The Physics of Radiology, 4th ed.” .....	196
Figura 84: Relación de ángulos de rayos incidentes y rayos difractados. ....	197
Figura 85: Ejemplo de un difractograma modificado de Moore & Reynolds (1997). .....	198
Figura 86: Principales minerales de alteración y rangos de temperatura a los que son estables. ....	199
Figura 87: Dependencia lineal entre la temperatura de un sistema geotermal y la cantidad de aluminio tetraédrico. Extraído de Cathelineau (1988).....	201
Figura 88: Clasificación a partir de la IC con las respectivas temperaturas asociadas a ella. Modificado de Verdel <i>et al.</i> (2011). ....	204

## Índice de tablas

Tabla 1: Equipo utilizado para mediciones en terreno. ....	8
Tabla 2: Peaks más característicos de algunas arcillas. Tomado de Moore & Reynolds (1997). ....	23
Tabla 3: Principales <i>peaks</i> de los minerales de alteración más comunes y sus respectivas intensidades entre parentesis. ....	24
Tabla 4: Peaks de I/S en función del porcentaje de illita.....	27
Tabla 5: Peaks de C/S en función del porcentaje de clorita. Tomado Moore & Reynolds (1997). ....	29
Tabla 6: Geotermómetros de Na-K aplicados en las aguas estudiadas. ....	31
Tabla 7: Geotermómetros de K-Mg y otros aplicados a las aguas estudiadas. ....	32
Tabla 8: Parámetros obtenidos en terreno de las dos manifestaciones termales analizadas. ....	34
Tabla 9: Resultados obtenidos de los analizas de cationes en las dos muestras tomadas. ...	34
Tabla 10: Resultados obtenidos de los analizas de aniones en las dos muestras tomadas y el balance iónico. ....	34
Tabla 11: Resultados de isótopos de las dos muestras analizadas.....	34
Tabla 12: Clasificación de las muestras en función a su química. Se incluyen las muestras correspondientes a estudios previos. ....	35
Tabla 13: Geotermómetros de Na-K propuestos por varios autores aplicados a ambas muestras.....	40
Tabla 14: Geotermómetros de Mg-K propuestos por Giggenbach (1988) y Fournier (1991). ....	40
Tabla 15: Geotermómetros de sílice propuestos por Fournier (1977).....	40
Tabla 16: Otros geotermómetros de cationes propuestos por diversos autores.....	40
Tabla 17: Tabla con las muestras tomadas en la Quebrada Queuco y sus respectivas coordenadas. Se indica el protolito al igual que la mineralogía de alteración.....	45
Tabla 18: Análisis químico semi-cuantitativo y desviación estándar ( $\sigma$ ) para 10 cloritas y 5 epidotas en la muestra CQCB-01, mediante SEM-EDS.....	46
Tabla 19: Análisis químico semi-cuantitativo y desviación estándar ( $\sigma$ ) para 12 cloritas y 9 epidotas de la muestra CQCB-02, mediante SEM-EDS.....	47
Tabla 20: Fórmula química aproximada de las epidotas presentes en las tres muestras de la Quebrada Queuco, calculada a partir de los promedios de la química obtenidos mediante SEM-EDS. ....	47
Tabla 21: Índices de cristalinidad para cloritas e illitas de las tres muestras de la Quebrada Queuco. Estas fueron calculadas a partir de la DRX.....	47
Tabla 22: Muestras tomadas en la Quebrada Pangue y sus respectivas coordenadas. Se indican los protolitos y la mineralogía de alteración identificada. ....	51
Tabla 23: Porcentajes de clorita o illita en los interestratificados de C/S e I/S.....	51
Tabla 24: Análisis químico semi-cuantitativo y su desviación estándar ( $\sigma$ ) para 7 cloritas y 5 cuarzos en la muestra CQCB-24, mediante SEM-EDS.....	54
Tabla 25: Análisis químico semi-cuantitativo y su desviación estándar ( $\sigma$ ) para 10 prehnitas, 4 wairakitas y 2 epidotas en la muestra CQCB-25, mediante SEM-EDS. ....	54

Tabla 26: Fórmula química aproximada de las epidotas presentes en las muestras CQCB-24 y CQCB-25 de la Quebrada Pangue, calculada a partir de los promedios de la química obtenidos mediante SEM-EDS. ....	54
Tabla 27: Índices de cristalinidad para cloritas e illitas de las muestras de la Quebrada Pangue, salvo la muestra CQCB-22. Estas fueron calculadas a partir de la DRX. ....	54
Tabla 28: Muestras tomadas en la Quebrada Malla y sus respectivas coordenadas. Se indican los protolitos al igual que la mineralogía de alteración. ....	58
Tabla 29: Porcentajes de clorita o illita en los interestratificados de C/S e I/S. ....	58
Tabla 30: Análisis químico semi-cuantitativo y su desviación estándar ( $\sigma$ ) para 4 cloritas, 12 epidotas y 2 cuarzos de la muestra CQCB-18, mediante SEM-EDS. ....	61
Tabla 31: Análisis químico semi-cuantitativo y su desviación estándar ( $\sigma$ ) para 4 cloritas/esmectitas y 4 clinoptilolitas de la muestra CQCB-19, mediante SEM-EDS. ....	61
Tabla 32: Fórmula química aproximada de la epidota presente en la muestra CQCB-18 de la Quebrada Malla, calculada a partir de los promedios de la química mediante SEM-EDS. ....	61
Tabla 33: Índices de cristalinidad para cloritas e illitas de las muestras alteradas de la Quebrada Malla. Estas fueron calculadas a partir de la DRX. ....	61
Tabla 34: Muestras tomadas en la Quebrada Quepuca y sus respectivas coordenadas. Se indican los protolitos al igual que la mineralogía de alteración. ....	65
Tabla 35: Análisis químico semi-cuantitativo y su desviación estándar ( $\sigma$ ) para 7 laumontitas y 15 cloritas de las muestras CQCB-09 y CQCB-13, mediante SEM-EDS. ....	68
Tabla 36: Porcentajes de clorita/esmectita e illita/esmectita de las muestras de la Quebrada Quepuca. ....	68
Tabla 37: Índices de cristalinidad para cloritas e illitas de las muestras de la Quebrada Quepuca. Estas fueron calculadas a partir de la DRX. ....	68
Tabla 38: Muestras tomadas en la Quebrada Lomín y sus respectivas coordenadas. Se indican los protolitos al igual que la mineralogía de alteración. ....	73
Tabla 39: Análisis químico semi-cuantitativo y su desviación estándar ( $\sigma$ ) para 8 cloritas y 5 heulanditas de las muestras CQCB-08 y CQCB-20A, mediante SEM-EDS. ....	74
Tabla 40: Porcentajes de clorita/esmectita e illita/esmectita de las muestras de la Quebrada Lomín. ....	74
Tabla 41: Índices de cristalinidad para cloritas e illitas de algunas muestras de la Quebrada Lomín. Estas fueron calculadas a partir de la DRX. ....	75
Tabla 42: Muestras tomadas en el valle del río Biobío y sus respectivas coordenadas. Se indican los protolitos al igual que la mineralogía de alteración. ....	79
Tabla 43: Análisis químico semi-cuantitativo y su desviación estándar ( $\sigma$ ) para 3 cloritas y 5 epidotas de la muestra CQVV-25, mediante SEM-EDS. ....	82
Tabla 44: Análisis químico semi-cuantitativo y su desviación estándar ( $\sigma$ ) para 17 cloritas y 3 cuarzos de las muestras CQVV-28, mediante SEM-EDS. ....	82
Tabla 45: Porcentajes de clorita/esmectita e illita/esmectita de las muestras del valle del río Biobío. ....	82
Tabla 46: Índices de cristalinidad para cloritas e illitas de algunas muestras del valle del río Biobío. Estas fueron calculadas a partir de la DRX. ....	82

Tabla 47: Clasificación de las epidotas observadas en la zona de estudio en base a lo propuesto por Reyes (1990).....	86
Tabla 48: Formula química de las epidotas analizadas mediante SEM-BSE. Se incluyen las proporciones de pistacita y clinozoisita para cada una. ....	87
Tabla 49: Proporción de la clorita en el interestratificado de C/S para las muestras analizadas. ....	90
Tabla 50: Resultados obtenidos a partir de la aplicación de los geotermómetros de clorita propuestos por Cathelineau (1988) y Jowett (1991) y sus respectivas cristalinidades.....	92
Tabla 51: Temperaturas extrapoladas en base a la cristalinidad de la clorita en el plano (001). ....	95
Tabla 52: Rango de temperaturas aproximadas a partir de los geotermómetros gráficos de Bourdelle <i>et al.</i> (2013) e Inoue <i>et al.</i> (2009). ....	99
Tabla 53: Proporción de la illita en el interestratificado de I/S para las muestras analizadas. ....	100
Tabla 54: Valores para la IC y la IC <sub>JIC</sub> en las muestras estudiadas. Se incluye la T (°C) calculada a partir de la IC <sub>JIC</sub> . ....	102
Tabla 55: Resultados química cloritas.....	192
Tabla 56: Resultados química epidotas. ....	193
Tabla 57: Resultados química cuarzos. ....	194

# 1. INTRODUCCIÓN

## 1.1. Formulación del problema

La mineralogía de alteración asociada a los sistemas geotermales suele ser un importante indicador de la evolución físico-química de éstos. Estudios como los realizados por Browne & Ellis (1970) o Reyes (1990), entre otros, muestran que factores como la temperatura, la permeabilidad, la composición de los fluidos o la duración de la alteración, están fuertemente relacionados a la distribución y el tipo de asociación mineral que se puede encontrar en un sistema hidrotermal. Por otro lado, autores como Fournier (1981) y Giggenbach (1988) han determinado la relación existente entre la química de un fluido geotermal y la temperatura del reservorio.

El Complejo Fisural Callaqui (CFC) corresponde a una serie de cráteres y centros eruptivos, alineados con dirección N60°E, a lo largo de 22 km aproximadamente (Figura 1) y a una altura máxima de 3025 msnm. Se ubica aproximadamente en los 284904 mE y 5799039 mS, en la Región del Biobío, cercano al límite Argentino en la cordillera. Este se encuentra asociado, y fuertemente controlado, por la zona de transferencia Callaqui-Copahue-Cordillera de Mandolegüe (CCM), la cual se ubica entre el término de la Zona de Fallas Liquiñe-Ofqui (ZFLO) y el inicio del Sistema de Fallas Antíñir-Copahue (SFAC) y cumple la función de transferir la deformación entre estas dos.

El CFC presenta actualmente un sistema geotermal activo, con manifestaciones tanto de gases como de fluidos. Se han hecho diferentes estudios en zonas aledañas al volcán y en el mismo, tales como el de Sielfeld (2008), quien estudio las estructuras asociadas a la fisura principal del volcán y sus diques, mientras que Olivares (2011) estudio las manifestaciones termales del sector Callaqui-Copahue, haciendo un análisis general de estas y estimando su potencial energético. Ambos estudios reconocen la presencia de alteración, tanto en la fisura como en los sectores donde se encuentra el sistema geotermal actual. Sin embargo no existe un estudio en detalle de la alteración presente en la zona, particularmente en las posibles estructuras adyacentes al CFC (Figura 1), la cual podría evidenciar las condiciones del paleo-sistema hidrotermal, la condición de estas estructuras como conductos de flujos en el pasado y la posible temporalidad del evento de alteración.

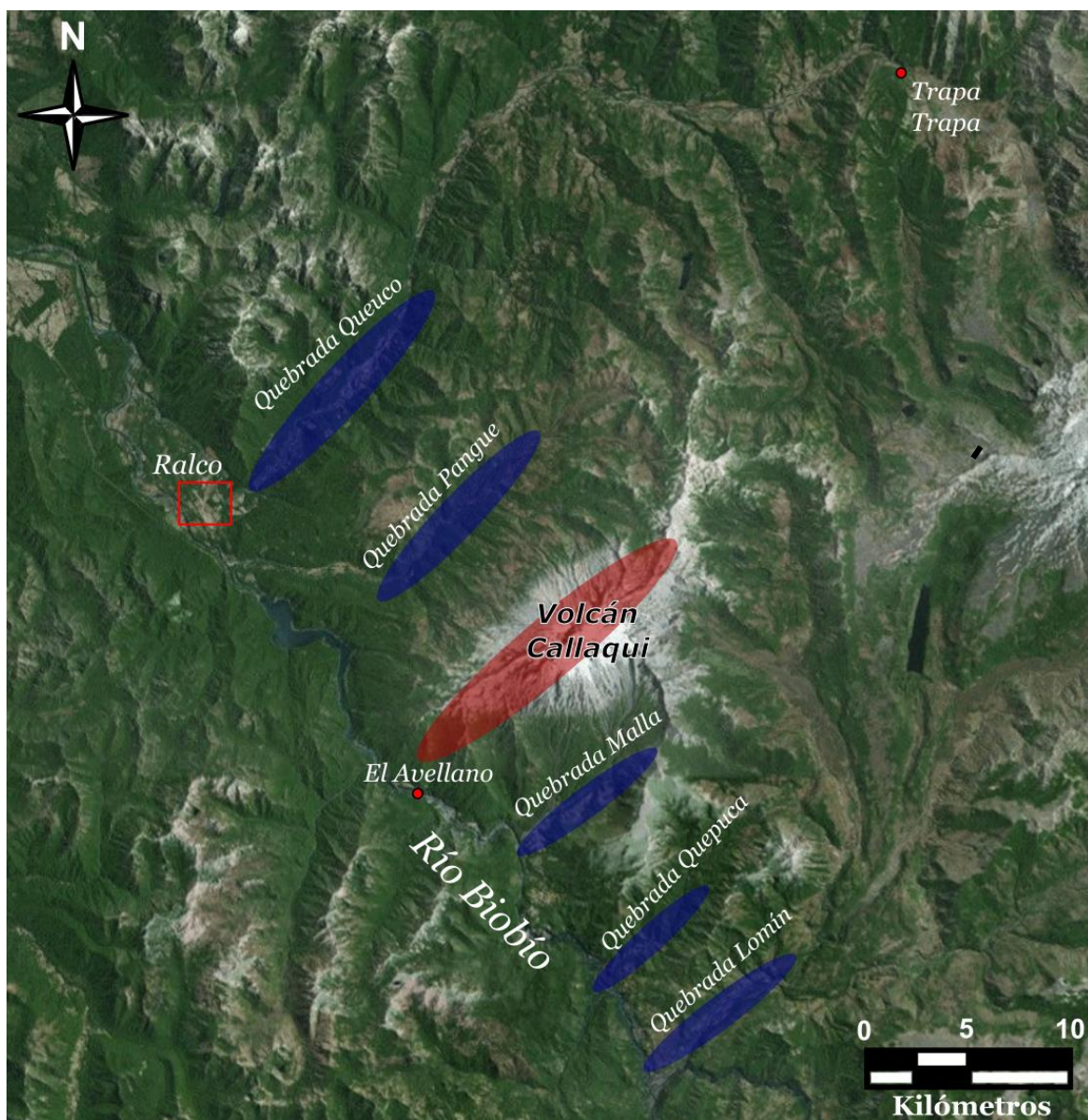


Figura 1: Vista en planta de la zona de interés, correspondiente al CFC. Se señalan la fisura principal estudiada por Sielfeld (2008) en color rojo, y las quebradas adyacentes a esta en color azul. También se encuentran marcadas las manifestaciones termales del Avellano y Trapa-Trapa.

Como se mencionó en el comienzo, una serie de investigaciones han estudiado la relación existente entre las condiciones de un sistema hidrotermal y sus alteraciones. Estas establecen las asociaciones minerales comunes que se encuentran bajo determinados parámetros de temperatura y pH, y es una de las bases para la investigación que propondrá el presente estudio. Entre estas investigaciones, se han considerado para el presente informe aquellas realizadas por autores como Lagat (2009), quien establece una mineralogía de alteración hidrotermal común para campos geotermales, usando como ejemplo los Domos de Olkaria en Kenya. De manera similar, Reyes (1990) estudia la alteración presente en los sistemas geotermales de las Filipinas y la utiliza para la evaluación de estos. Un ejemplo de la relación entre la mineralogía de alteración y las condiciones del sistema hidrotermal se puede observar en la Figura 2.



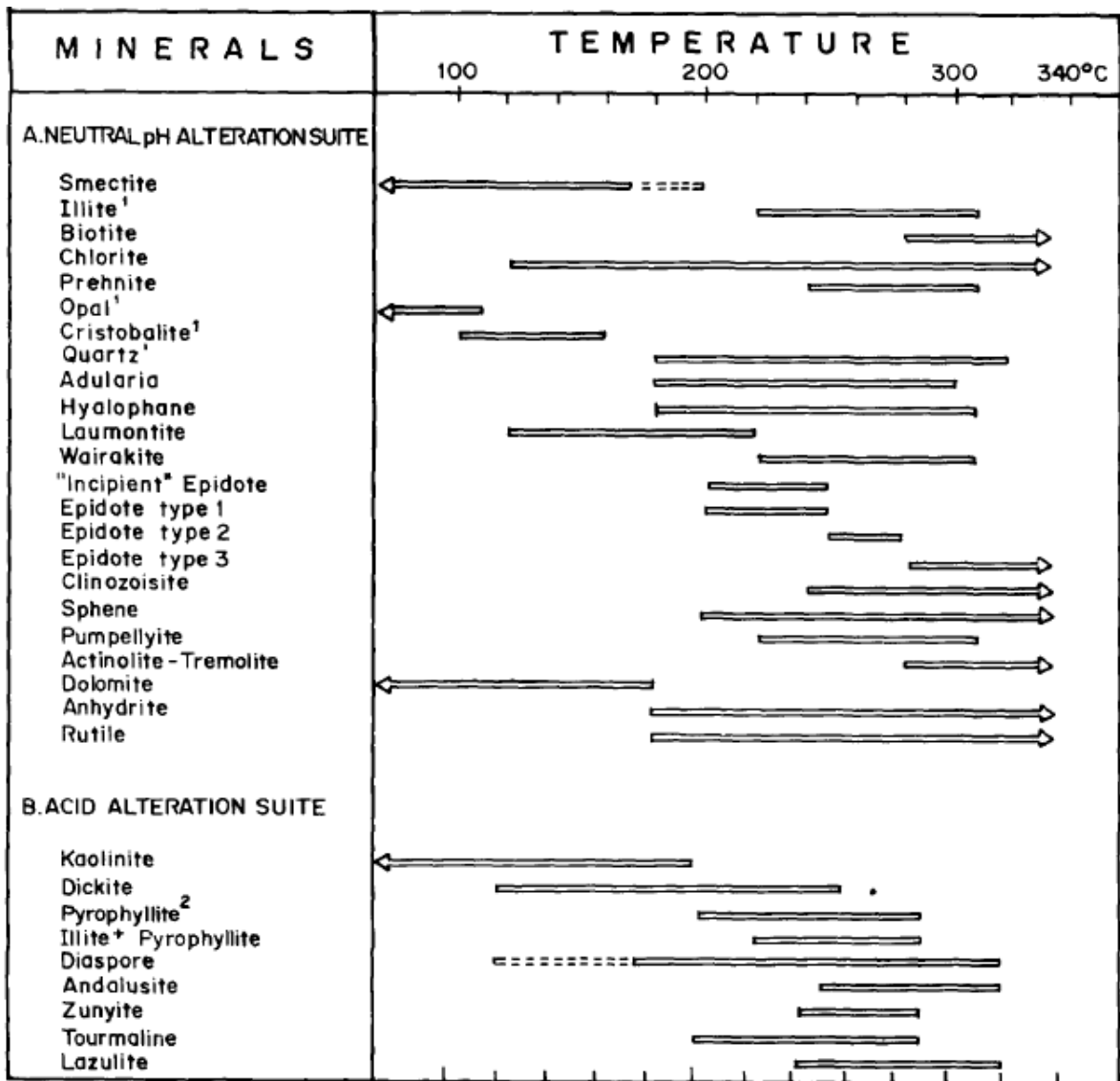


Figura 2: Mineralogía de alteración común asociada a distintas condiciones de temperatura y pH, según Reyes (1990).

En función a lo anterior, se realiza un estudio a detalle de estas zonas de alteración asociadas a posibles fallas localizadas en la zona del CFC, para así poder dilucidar las condiciones del paleo-sistema hidrotermal y los factores determinantes en la formación de este, tales como la existencia de estas estructuras y su condición de conductos de fluidos. Por último, se lleva a cabo un estudio de las manifestaciones geotermales actuales con el fin de caracterizarlas a mayor detalle e identificar posibles similitudes con el paleo-sistema hidrotermal.

## **1.2. Hipótesis**

La paragénesis de alteración asociada a las estructuras cercanas al Complejo Fisural Callaqui (CFC) es representativa de un paleo-reservorio de alta temperatura relacionado a la actividad paleo-hidrotermal del volcán.

Dependiendo de la mineralogía de alteración presente en las estructuras, es posible determinar diversas características de la actividad paleo-hidrotermal. Esto, sumado a la caracterización del sistema actual, permitirá establecer tanto la continuidad de éste como su temporalidad.

## **1.3. Objetivos**

### **1.3.1. Objetivo general**

Estudiar la alteración hidrotermal presente en las estructuras cercanas al Complejo Fisural Callaqui y relacionarlas a un paleo-reservorio de alta entalpia producto de la actividad paleo-hidrotermal.

### **1.3.2. Objetivos específicos**

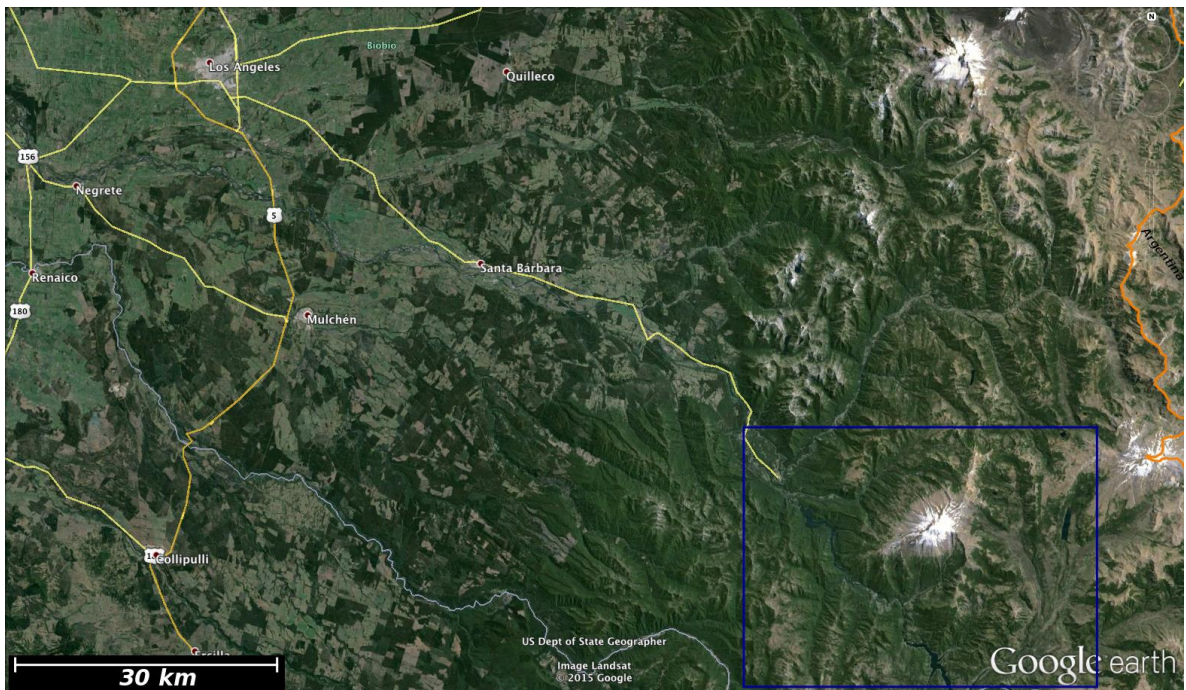
1. Reconocimiento y muestreo de las zonas de alteración asociadas a las estructuras conocidas e inferidas.
2. Identificar las paragénesis minerales de alteración.
3. Caracterizar la mineralogía de arcillas en detalle.
4. Caracterizar la composición química e isotópica de los fluidos termales.
5. Cuantificar la temperatura asociada a la alteración presente en las estructuras y compararla con aquella del sistema actual.
6. Establecer una aproximación de la temporalidad del paleo-sistema y su continuidad en el tiempo.

## **1.4. Ubicación y vías de acceso**

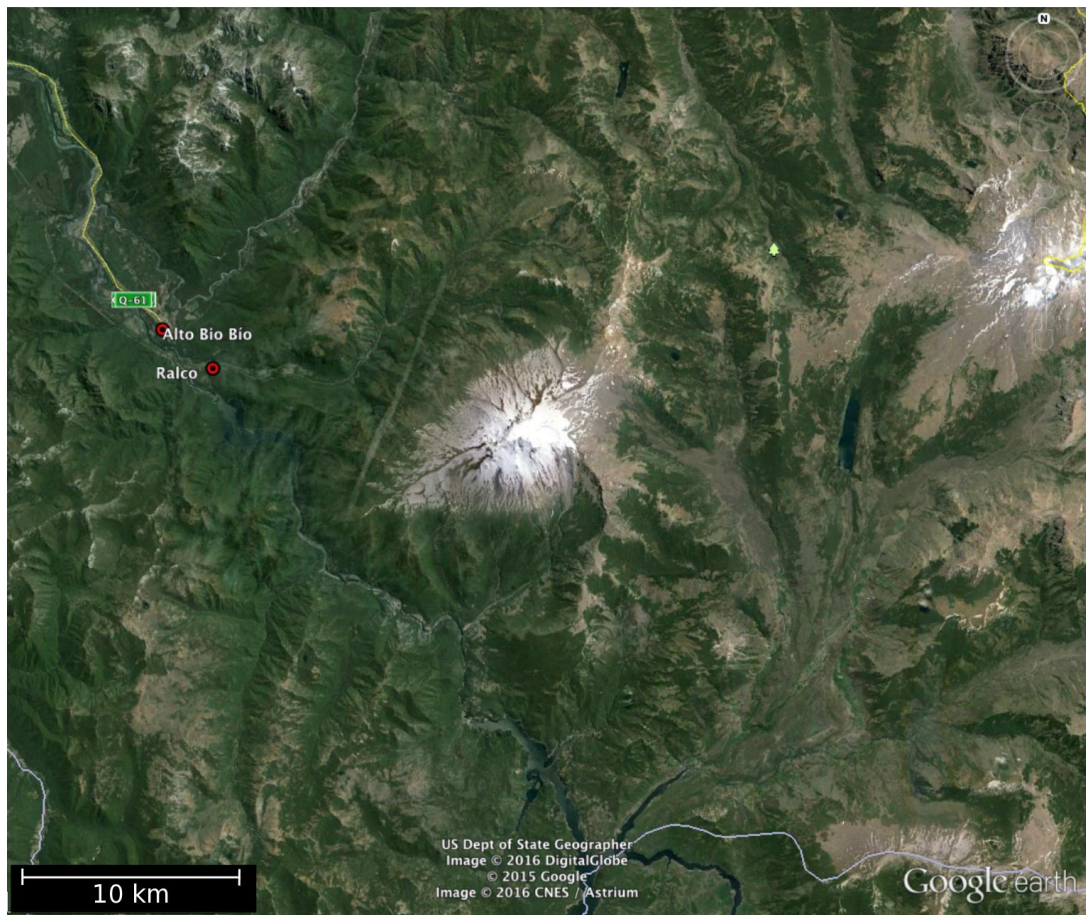
La zona de estudio se encuentra ubicada en la comuna Alto Biobío, en la Provincia del Biobío, Región del Biobío. En particular se ubica dentro del cuadrante  $37^{\circ} 45'S$ -  $38^{\circ} 05'S$  y  $71^{\circ} 37'O$ -  $71^{\circ} 25'O$ .

Desde Santiago se debe llegar a la ciudad de Los Ángeles en la Región del Biobío a través de la ruta 5 sur desde donde se debe tomar la ruta Q-61 que conecta esta ciudad con Alto Biobío (Figura 3 y Figura 4). Desde este pueblo se pueden tomar caminos de ripio que lo conectan con las diferentes quebradas que se estudiaron en el presente trabajo.

En general los afloramientos visitados son de fácil acceso ya que se encuentran en la orilla de los caminos o muy cerca de ellos.



**Figura 3: Principales rutas y vías de acceso a la zona aledaña al volcán Callaqui. El recuadro en azul muestra la zona de estudio.**



**Figura 4: Zona de estudio y ubicación de las localidades más cercanas al volcán Callaqui.**

## 1.5. Metodología

### 1.5.1. Muestras

Para la realización de este estudio se llevó a cabo una campaña de terreno al sector de Alto del Biobío entre el 24 y el 30 de enero del 2015. En ésta se recolectaron principalmente muestras de rocas alteradas (Figura 5) junto a algunas muestras de aguas de fuentes termales.

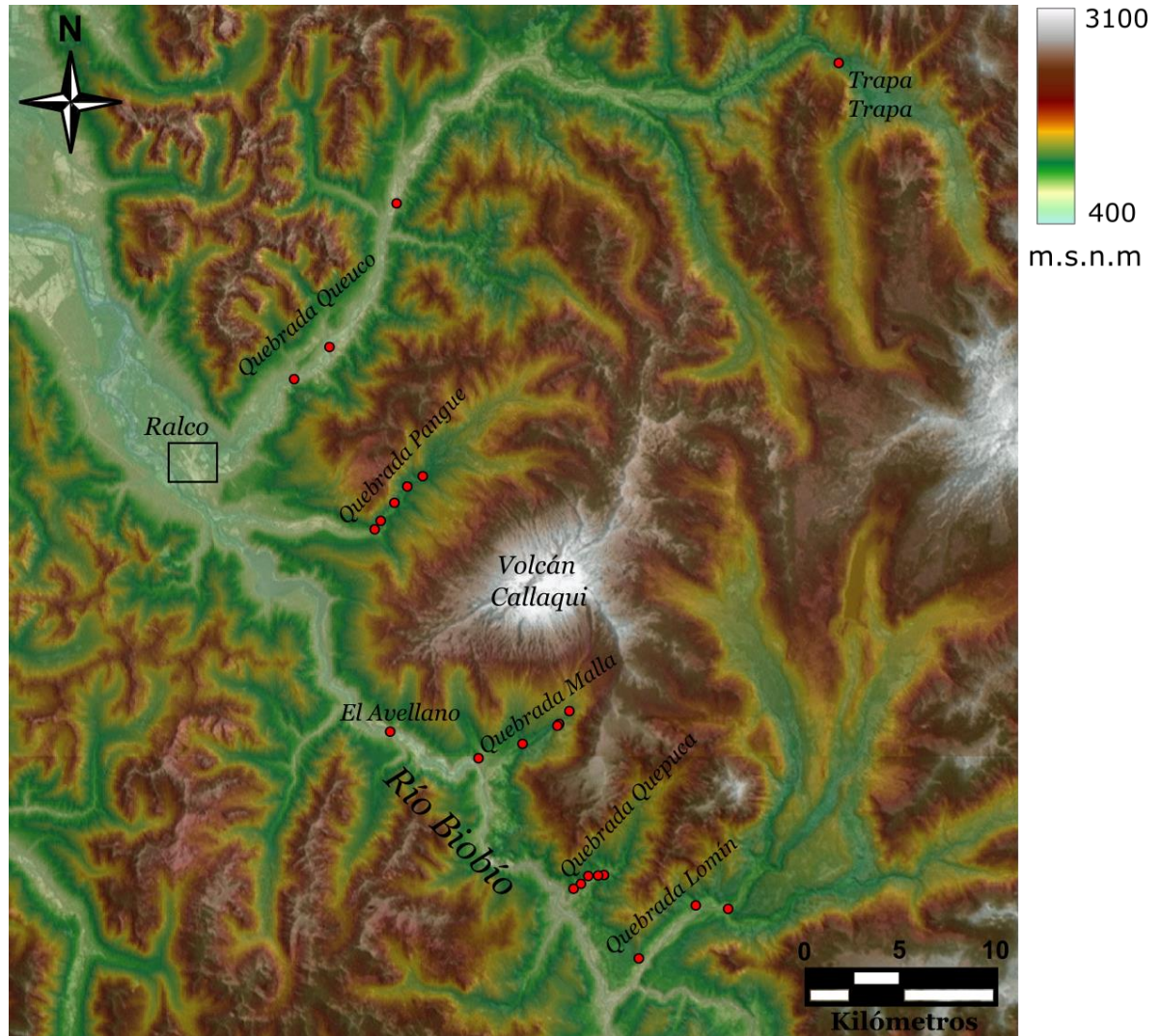


Figura 5: Modelo de elevación digital (DEM) de la zona de estudio en donde se observan las quebradas y las muestras tomadas en cada uno de ellos.

- **Recolección de muestras de roca**

Las muestras de roca tomadas en terreno corresponden principalmente a aquellas que presentaban alteración hidrotermal. De cada punto de muestreo, se sacó dos muestras distintas: una destinada a la realización de cortes transparentes pulidos y otra para la realización de análisis en Difracción de Rayos X (DRX), tanto en roca total como en la fracción tamaño arcilla. Las muestras se tomaron preferencialmente en los lineamientos estructurales presentes en la zona de estudio.

Tanto la preparación de muestras como la mayoría de los análisis se realizaron en los diferentes laboratorios del Departamento de Geología de la Facultad de Ciencias Físicas y Matemáticas de la Universidad de Chile, salvo los análisis de DRX, los cuales fueron realizados en el Departamento de Física la Facultad de Ciencias Físicas y Matemáticas de la Universidad de Chile.

- **Recolección de muestras de agua**

Las muestras de agua fueron tomadas en las manifestaciones termales presentes en las localidades de El Avellano y Trapa Trapa. Estas se recolectaron con la finalidad de realizar análisis de cationes, aniones e isótopos estables. Para esto, se siguieron los procedimientos y recomendaciones propuestas por autores como Giggenbach y Goguel (1989) o D'Amore y Arnórsson (2000).

El equipo utilizado se puede ver resumido en la Tabla 1, mientras que para medir los parámetros en terreno, como la temperatura, el pH, el total de sólidos disueltos (TSD) y la conductividad eléctrica, se utilizó un medidor multiparámetros marca Hanna Instruments, modelo HI-9811-5. En cuanto a los procedimientos, estos se resumen en:

1. Identificación de la manifestación termal y registro de datos como la litología de la que emana el fluido, ubicación de la manifestación, temperatura, pH, conductividad y TSD.
2. Ambientación de las botellas y las jeringas con las aguas de la manifestación a muestrear.
3. Recolección de las muestras utilizando la jeringa y los filtros. Acidificación de las muestras de cationes en una proporción de 10 ml por cada litro de muestra y almacenamiento de las muestras de isótopos en botellas de vidrio ámbar.
4. Rotulación de las botellas de muestra, señalando el tipo de muestra y su respectivo código.

Posterior a la campaña de terreno, se llevan las muestras tomadas a los laboratorios para realizar los respectivos análisis. En el caso de las muestras de aniones y cationes, los análisis se realizaron en los laboratorios del Centro de Excelencia en Geotermia de Los Andes (CEGA), en el Departamento de Geología de la Universidad de Chile, utilizando un Cromatógrafo Iónico Thermo Scientific Dionex ICS-2100 para los aniones ( $F^-$ ,  $Cl^-$ ,  $SO_4$ ,  $Br^-$  y  $NO_3$ ), mientras que para los cationes se utilizó un espectrofotómetro de absorción atómica con llama (F-AAS) Perkin Elmer PinAAcle 900F en el caso de los iones  $Na^+$ ,  $K^+$ ,  $Ca^{2+}$  y  $Mg^{2+}$ , y un espectrómetro de masa Thermo Scientific ICP-MS Q iCAP Q para los iones Li, B, Rb y Cs. Por otro lado, los análisis de isótopos de O y H se realizaron en un espectrómetro de masa de isótopos estables ISOprime en el GEOTOP-UQAM, Canada. Los valores isotópicos  $\delta$  son representados con respecto a “Vienna-Standard Mean Ocean Water” (V-SMOW), y presentan una incertidumbre de  $\pm 0.05\%$  (1s) para el  $^{18}O$  y de  $\pm 1\%$  (1s) para el  $^2H$ .

Adicionalmente, se utilizó el software Geochemist's Workbench junto a los resultados obtenidos en la manifestación termal de El Avellano, para confeccionar diagramas en función del pH, la temperatura y las actividades de algunos elementos en ésta.

**Tabla 1: Equipo utilizado para mediciones en terreno.**

Equipo	Descripción
Botellas HDPE de 200 ml	Se requiere dos botellas ambientadas, una acidificada para el análisis de cationes y la otra para el análisis de aniones.
Botellas de vidrio ámbar 200 ml	Se requiere una botella para el análisis de isótopos, ambientada y sin acidificar.
Jeringa desechable de 50 ml	Utilizada para captar la muestra y posteriormente filtrarla. Se debe ambientar al igual que las botellas.
Filtros para jeringa 0.45 um	Filtros para remover impurezas que puedan afectar la composición del agua.
Ácido nítrico (HNO <sub>3</sub> )	Ácido utilizado para evitar la precipitación de cationes o sólidos durante el almacenamiento.

- **Separación de minerales de arcilla**

Para el proceso de separación de arcillas, se chancaron aproximadamente entre 3 y 5 kilos de roca por punto de muestreo. A medida que se va chancando la muestra, se pasa por un tamiz número 10 (2 mm de apertura) hasta que el total de la muestra quede con un tamaño igual o menor a 2 mm. De esta misma muestra se extrae una pequeña cantidad para llevar a cabo una molienda geoquímica, la cual se utiliza para realizar difracción de rayos X (XRD) en roca total.

Es de suma importancia, tanto para el proceso de chancado como para el de separación, mantener una limpieza rigurosa de los instrumentos a utilizar con el fin de evitar contaminación en la mayor medida posible. Debido a esto, cada vez que se utilice una herramienta, ésta se debe limpiar con agua, alcohol y/o un compresor de aire, dependiendo de la herramienta.

Una vez realizado el chancado de la muestra, se procede a llevar a cabo la separación de las arcillas. Para esto en primer lugar se vierten aproximadamente 200 g de la muestra en un vaso precipitado de 1000 ml como se observa en la Figura 6. Luego se procede a llenar el vaso precipitado con agua hasta completar 1000 ml. A éste se le debe agregar aproximadamente 10 ml de Calgon, con el fin de evitar la floculación de las arcillas.



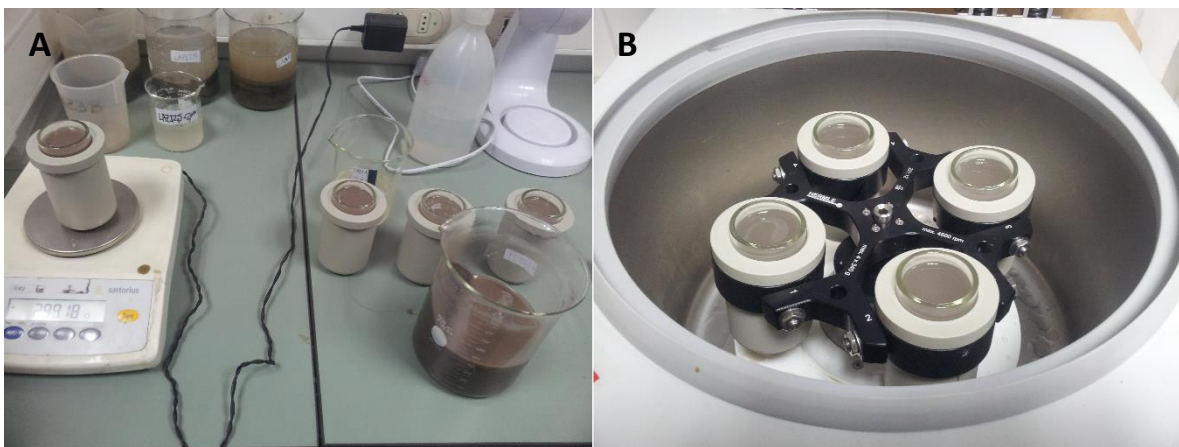
**Figura 6: Vaso precipitado con muestra de roca, agua y Calgon para realizar la separación de arcillas.**

Posteriormente se debe revolver alrededor de 3 minutos la muestra con una cuchara limpia. Luego se coloca la muestra en una batidora durante 10 minutos con el fin de que el Calgon se mezcle totalmente (Figura 7a). Al término de esto, se sitúa la muestra en el dispositivo de ultrasonido llenado con agua como se ve en la Figura 7b. El dispositivo utilizado corresponde a un Elmasound S 100. El equipo se deja funcionando durante 30 minutos con la muestra en su interior con el fin de desagregarla.



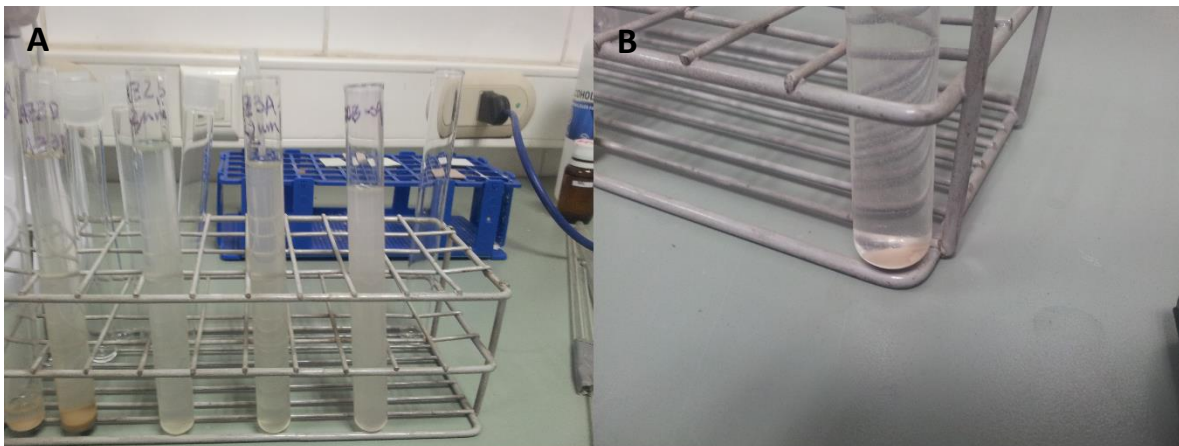
**Figura 7: a) Vaso con muestra en licuadora. b) Vasos con muestras en ultrasonido.**

Una vez terminada la fase de ultrasonido, se debe centrifugar la muestra. Para esto, se debe tener precaución de que no transcurran más de 30 minutos entre la etapa de ultrasonido y el centrifugado, y de revolver nuevamente la muestra con una cuchara limpia. Realizado esto, se procede a colocar la parte líquida de la muestra en los cuatro porta muestras de la máquina centrífuga, como se ve en la Figura 8b. Esta última corresponde a una centrífuga Hermle Z 326. Es de suma importancia que los pesos de las cuatro muestras sean equivalentes, por lo cual se utiliza una balanza para pesar cada una (Figura 8a). Posteriormente se procede a colocar los cuatro porta muestras en la máquina centrífuga y se hace funcionar durante 100 segundos, con una aceleración de  $9 \text{ m/s}^2$  y a 1000 rpm. En el interior de la centrifuga se encuentran indicados los pesos máximos de las muestras. Esta etapa tiene por finalidad la separación de la fracción menor a  $2 \mu\text{m}$ , la cual, posterior al centrifugado, se acumula en la parte superior de la muestra líquida, mientras que la fracción mayor a  $2 \mu\text{m}$  se acumula en el fondo.



**Figura 8:** a) Medición de la masa de las muestras en una balanza. b) Ubicación de muestras en la centrífuga.

Una vez terminado el proceso de centrifugación, se debe depositar la porción superior del líquido en un vaso precipitado de 200 ml. Esto se realiza vertiéndolo en un solo movimiento y con precaución de no arrastrar los sedimentos acumulados en el fondo de los porta muestras. Se vierte una parte de la muestra del vaso precipitado en un tubo de ensayo y se deja precipitar como se ve en la Figura 9.



**Figura 9:** Precipitación de la muestra en la parte inferior de los tubos de ensayo.



Finalmente, una vez concentrada la muestra en el tubo de ensayo, se procede a ponerla en un portamuestras de vidrio como se ve en la Figura 10. Esto tiene por finalidad hacer que la muestra decante, permitiendo que los filosilicatos presentes se orienten con respecto a su cara basal. Una vez orientadas y secas las muestras, se encuentran listas para poder analizarlas mediante DRX.

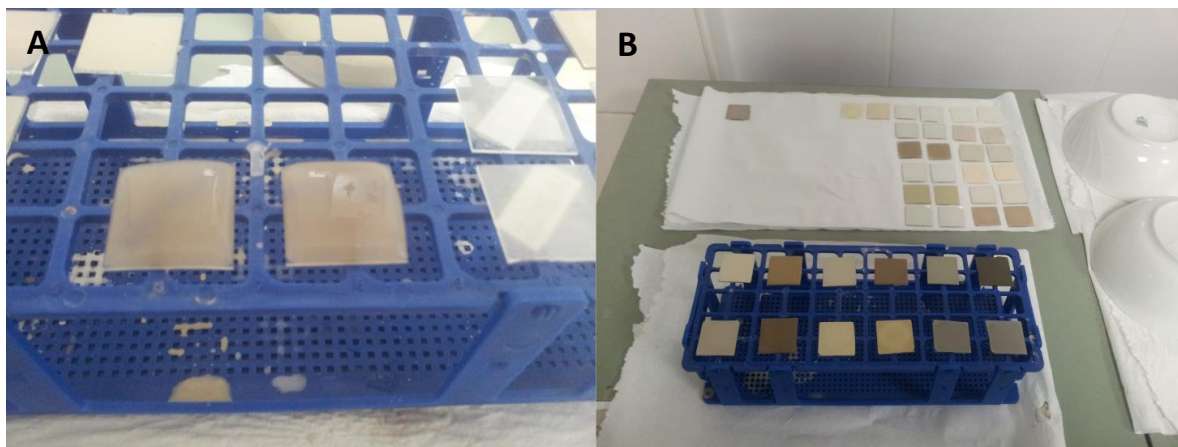


Figura 10: a) Portamuestra de vidrio con muestra recién colocada. b) Portamuestras con muestras secas listos para análisis de DRX.

- **Difracción de Rayos X (DRX)**

Como se mencionó anteriormente, los análisis de DRX se llevaron a cabo en el Departamento de Física de la Universidad de Chile, particularmente en el Laboratorio de Cristalografía y Difracción de Rayos-X. En este se analizaron tanto muestras de roca total como las de agregado orientado (AO)  $< 2 \mu\text{m}$ , utilizando un difractoro Bruker D8 Advance con detector lineal (Figura 11), donde los patrones de difracción se crearon utilizando una radiación de  $\text{Cu-K}\alpha$  y con una rutina de  $1-40^\circ 2\theta$ . Las muestras son entregadas al laboratorio de diferentes formas dependiendo de si son de roca total o AO. En el caso de la muestra de roca total, se entrega una pequeña fracción de la roca (un tubo eppendorf de 5ml), pasada por un proceso de molienda en un molino de discos y anillos de ágata, modelo Retsch RS 200, hasta obtener una granulometría muy fina, tipo talco. Por otro lado, las muestras del AO se entregan en el mismo formato que fueron obtenidas a partir del proceso de separación descrito anteriormente, es decir, en un portamuestras de vidrio cuadrado de aproximadamente  $12.5 \text{ cm}^2$  (Figura 10). Posteriormente, una vez analizadas las muestras del AO, éstas son expuestas a un proceso de solvatación con etilenglicol por aproximadamente 8 horas para luego ser analizadas nuevamente. Esto dio lugar a tres análisis de DRX por cada muestra, uno correspondiente a la roca total, otro al agregado orientado  $< 2 \mu\text{m}$  y el último al mismo agregado orientado, pero expuesto a etilenglicol.

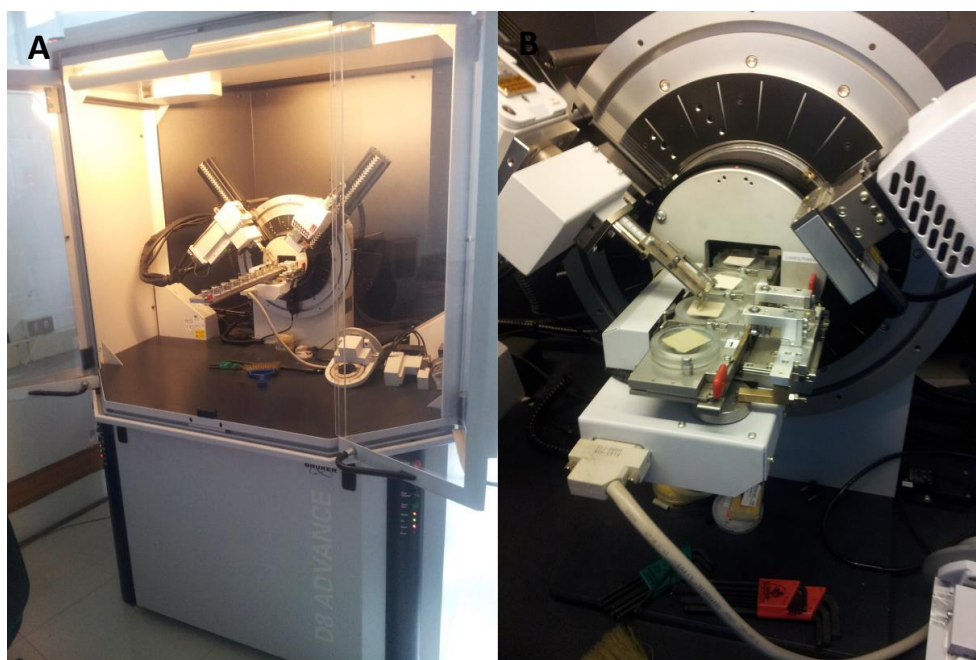


Figura 11: a) Diffractómetro Bruker D8 Advance. b) Muestras de arcillas en portamuestra de vidrio en el difractómetro.

### 1.5.2. Caracterización petrográfica de rocas

A partir de las muestras tomadas en terreno, se confeccionaron cortes transparentes pulidos con la finalidad de describirlos tanto en el microscopio petrográfico como en el Microscopio Electrónico de Barrido (SEM: Scanning Electric Microscope). El microscopio petrográfico se utilizó con el fin de tener una aproximación de la mineralogía, tanto primaria como secundaria, la que se identifica a partir de las propiedades ópticas propias de los minerales.

En el caso del SEM, este se puede utilizar con distintos fines dependiendo del tipo de detector que se use. El método en sí se basa en el barrido de una superficie a estudiar con un haz de electrones, por lo cual la muestra debe ser capaz de conducir la electricidad para evitar que se cargue y poder dispararla. Para esto, los cortes a analizar deben ser pasados previamente por un proceso llamado “metalizado” el cual consiste en darles una cobertura de carbono o de oro, dependiendo de la muestra. Esto se logró utilizando las dos máquinas presentes en el laboratorio: la Cressington Carbon Coater modelo 108 carbon/A y la Cressington Sputter Coater modelo 108auto para metalizar el corte con carbono y con oro respectivamente. En ellas se realizan ciclos de 8 segundos a un voltaje de 5 volts.

La observación se realizó con un microscopio SEM (FEI Quanta 250) en el Departamento de Geología de la Universidad de Chile. Mediante éste se realizaron análisis químicos semi-cuantitativos utilizando el detector EDS (Energy Dispersive X-ray Spectroscopy; Fluorescencia de rayos X por energía dispersiva) del SEM, el cual fue configurado con un voltaje entre 15 y 20 kV, y un spot de 5. Posteriormente, para el procesamiento de las imágenes y la medición de los elementos se utilizó el *software* INCA (Inca x-act, Oxford Instruments) Este programa adquiere y procesa el espectro de rayos X producido por el haz de electrones en un punto específico y en él es posible programar el muestreo de varios puntos para una misma imagen. El *software* posteriormente entrega la información obtenida de cada punto.

## 2. MARCO GEOLÓGICO

### 2.1. Principales formaciones en la zona de estudio

- **Formación Cura-Mallín**

Designada así por el estero Cura-Mallín, fue descrita por primera vez por González-Ferrán y Vergara (1962) como una unidad volcanoclástica de más de 1300 m de espesor. Se le reconoce entre los 37° y 39°S. Fue redefinida por Niemeyer y Muñoz (1983) en la Hoja Laguna del Laja, en donde se incluyeron los niveles superiores a la Formación Malla-Malla. De esta forma, la Formación Cura-Mallín se divide en dos miembros concordantes y transicionales entre sí: uno inferior, principalmente volcanoclástico, llamado Miembro Río Queuco y otro superior, únicamente sedimentario, llamado Miembro Malla-Malla. Es la unidad estratigráfica más antigua que aflora en Hoja Laguna del Laja y por lo tanto en la zona de estudio, situándose en el Eoceno Superior-Mioceno Inferior.

Posteriormente fue redefinida por Suárez y Emparán (1997) en la Hoja Curacautín, dividiéndola en miembros correlacionables con aquellos descritos por Niemeyer y Muñoz (1983), pero con denominación distinta. En esta se incluyó en la Formación Cura-Mallín rocas correlacionables con la Formación Trapa-Trapa. Las denominaciones utilizadas acá fueron Miembro Guapitrío para el equivalente al Miembro Río Queuco y Miembro Río Pedregoso para el equivalente del Miembro Malla-Malla.

- *Miembro Guapitrío*: Está constituido por una asociación volcánica, de carácter intermedio a ácido, principalmente piroclástica, con intercalaciones de lavas y capas sedimentarias continentales. Las rocas piroclásticas corresponden principalmente a tobas finas, tobas brechosas, tobas de lapilli, brechas volcánicas y brechas andesíticas. Las rocas sedimentarias se interpretan en su mayoría como depósitos lacustres y en ciertos casos como depósitos fluviales. Las lavas corresponden principalmente a andesitas.
- *Miembro Río Pedregoso*: Está constituido por tres asociaciones de facies: lacustre, deltaica y fluvial. Es común la presencia de cenizas formando capas tobáceas o mezcladas en lutitas, areniscas y calizas.

La Formación Cura-Mallín tiene un espesor mínimo aproximado de 900 m y un máximo de 1500 m.

- **Formación Cola de Zorro**

Definida por González y Vergara (1962) en el cajón del mismo nombre, como un conjunto de volcanitas de carácter andesítico-basáltico. Posteriormente Niemeyer y Muñoz (1983) la definen en la Hoja Laguna del Laja como una secuencia de andesitas, andesitas basálticas y basaltos, con participación importante de aglomerados volcánicos. Esta sobreyace con fuerte discordancia a la Formación Cura-Mallín y subyace, con discordancia de erosión, a lavas de los complejos eruptivos cuaternarios de la zona. En el caso particular del Complejo Fisural Callaqui, se puede observar una transición total entre la Formación Cola de Zorro y las lavas recientes.

Se puede distribuir la Formación Cola de Zorro según cuatro sectores asociados a los complejos volcánicos de la zona, en donde destacan los cercanos a la zona de estudio que son el Complejo Volcánico Callaqui y el Complejo Volcánico Copahue. Las secuencias lávicas asociadas a estos complejos presentan una considerable disminución en su espesor al alejarse de sus respectivos centros eruptivos, así como en su grado de inclinación. Si bien la litología en estos cuatro sectores es relativamente similar se puede observar que, químicamente, los sectores

correspondientes a los complejos Callaqui y Copahue presentan un fuerte enriquecimiento en  $K_2O$  con respecto a los otros dos complejos.

El espesor de la Formación Cola de Zorro varía considerablemente en función de la distancia al centro efusivo de cada complejo, pero a modo general se observa un espesor mínimo de 100 m y un espesor máximo de 1900 m. Por otro lado, la edad asociada a esta Formación la sitúa entre Plioceno superior y el Pleistoceno Inferior.

- **Intrusivos**

Los intrusivos presentes en la zona de estudio se pueden dividir principalmente en dos litologías distintas. Por un lado se encuentran *stocks* de granodiorita-diorita, descritos por Niemeyer y Muñoz (1983), como pequeños cuerpos plutónicos que intruyen a la Formación Cura-Mallín y se encuentran cubiertos en discordancia de erosión por la Formación Cola de Zorro. Petrográficamente corresponden a dioritas, dioritas cuarcíferas y granodioritas. Éstos se correlacionan con el Grupo Plutónico Melipeuco descrito por Suarez y Emparan (1997), quienes le asignaron una edad entre el Mioceno Medio y el Mioceno Superior a partir de dataciones de K-Ar en biotitas y anfífolas. Estos valores radiométricos varían entre los  $15,2 \pm 1,2$  Ma y los  $7,2 \pm 1,9$  Ma, mientras que *Gräfe et al.* (2002) obtuvo una edad de  $5.8 \pm 1$  mediante *fission-track* en apatito.

Por otro lado se encuentra el *stock* Lolco, descrito por Suárez y Emparán (1997), como una unidad plutónica que aflora en ciertos tramos del río Biobío y el cual infrayace, en discordancia de erosión, a la Formación Cura-Mallín. Petrográficamente, estos intrusivos corresponden esencialmente a monzogranitos y sienogranitos.

Finalmente es posible observar ciertos intrusivos hipabisales en la zona. Estos intruyen a la Formación Cura-Mallín como filones, diques o cuerpos intrusivos irregulares. En su mayoría corresponden a andesitas y, localmente, a gabros y basaltos.

- **Complejo Volcánico Callaqui**

El Complejo Volcánico Callaqui, también llamado Complejo Fisural Callaqui, fue descrito a detalle por primera vez por Moreno *et al.* en 1984. Se encuentra ubicado inmediatamente al este de la confluencia entre los ríos Pangue y Biobío. El complejo alcanza los 3100 m.s.n.m y ocupa una superficie de aproximadamente  $550 \text{ km}^2$ , con una base subcircular elongada en dirección NE-SW. Posee una morfología mixta entre un cono y una fisura; la orientación de esta es de aproximadamente  $N60^\circ E$ .

El edificio volcánico se ha desarrollado a partir del sistema fisural, a lo largo del cual ha habido sucesivas emisiones de lavas y de piroclastos de composición principalmente basáltica y andesítica basáltica, durante el Pleistoceno superior hasta el presente. A partir de criterios morfoestructurales Moreno *et al.* (1984) reconocen cuatro unidades principales dentro del complejo, denominadas Unidad Callaqui 1, Unidad Callaqui 2, Unidad Callaqui 3 y Unidad Callaqui 4, en orden decreciente de edad.

- **Unidad Callaqui 1**

Se define como una secuencia de lavas basálticas y andesíticas basálticas con intercalaciones de brechas y aglomerados de probable origen lahárico y conglomerados aluviales. Se apoya en discordancia erosiva sobre las unidades del basamento y subyace, también en discordancia erosiva, a la Unidad Callaqui 2. Corresponde a las primeras emisiones del Complejo Volcánico Callaqui.

- **Unidad Callaqui 2**

Se encuentra representada por las emisiones volcánicas que se depositaron en los valles glaciales excavados en la Unidad Callaqui 1, e infrayace a las lavas de la Unidad Callaqui 3. Corresponde a secuencias de brechas volcánicas, niveles de ceniza y lapilli, coladas de lavas basálticas y andesíticas basálticas e intercalaciones de sedimentos aluviales y depósitos laháricos (brechas y conglomerados). Estas secuencias varían dependiendo de los valles en los que se encuentran.

- **Unidad Callaqui 3**

Consiste principalmente en un conjunto de coladas basálticas, andesíticas basálticas y andesíticas, depositadas en causes glaciales y fluviales excavados en la Unidad Callaqui 2. Estas son generalmente de tipo “aa” con desarrollo incipiente de bloques.

- **Unidad Callaqui 4**

Corresponde a la unidad más joven del complejo. Incluye cráteres, pequeños conos piroclásticos y flujos de lavas asociadas, encauzadas en valles fluviales y canaletas glaciales excavados en la Unidad Callaqui 3. Su composición es predominantemente andesítica basáltica con algunas andesitas vítreas. Los principales centros eruptivos en esta unidad son los volcanes Quillaicahue, Epùn, Pichimalla y Ñireco. Los cuatro se encuentran alineados a lo largo del sistema fisural y el de actividad eruptiva más reciente es el Volcán Ñireco.

## **2.2. Marco Tectónico y estructural**

### **2.2.1. Generalidades**

Chile, al norte de los 46°S, se sitúa en una margen convergente en el cual la placa oceánica de Nazca subducta por debajo de la placa continental Sudamericana. Esto da origen al principal rasgo morfológico de la región que corresponde a la Cordillera de Los Andes, que posee orientación NNE-SSW entre los 18°S y los 48°S. Actualmente el ángulo de convergencia de la Placa de Nazca es de 22° y converge con una velocidad de 66 cm/año (Angermann *et al*, 1999). Al sur de los 46°S, la configuración tectónica cambia, siendo la placa Antártica la que subducta a la placa Sudamericana, tanto con un ángulo de convergencia como con una velocidad diferentes (Figura 12).

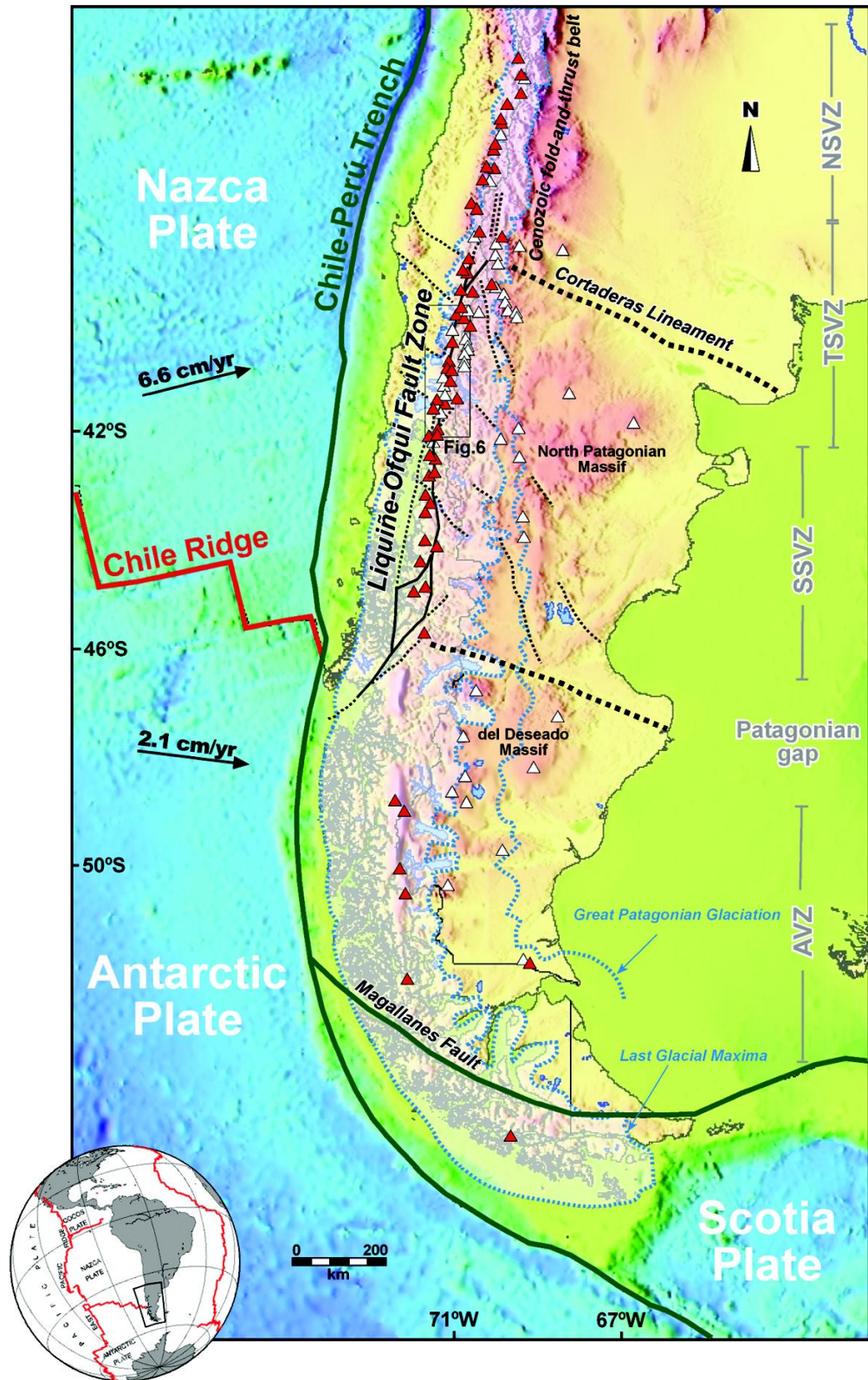


Figura 12: Disposición de las placas tectónicas en el margen Sudamericano. Extraído de Lara et al. (2008)

### **2.3. Evolución Tectono-estratigráfica**

Si bien en la zona de estudio no afloran rocas más antiguas que el Cenozoico, en el segmento andino y costero, al cual se asimila el área estudiada, sí existen rocas ígneas, metamórficas y sedimentarias que evidencian una historia geológica desarrollada durante el Mesozoico y parte del Paleozoico.

Durante el ciclo Gondwánico, el margen chileno se caracterizó por tasas de convergencia rápidas y por la formación de un prisma de acreción, un arco magmático, y cuencas antearco y trasarco. Este duró alrededor de 40 a 50 Ma a medida que el continente de Gondwana se ensamblaba y en la etapa final de este se produce el alzamiento completo del margen continental. A la altura de la zona destacan el Batolito Costero (Godoy, 1970; Aguirre *et al.*, 1972; Hervé, 1974, 1988) y la Unidad Mirasol (Gana y Tosdal, 1996).

Posteriormente, durante el ciclo Pre-andino, se produce una interrupción en la subducción, dando lugar a la formación de cuencas extensionales de orientación NNW-SSE a lo largo de gran parte del margen chileno. A esto se suma la presencia de un magmatismo esencialmente silíceo, abundante y ampliamente distribuido. El fin de este ciclo se encuentra marcado por la reanudación de la subducción y la actividad magmática asociada a esta. A la altura de la zona de estudio destaca la cuenca Biobío-Temuco, en la cual se encuentran las formaciones Crucero de los Sauces (Corvalán, 1976) y La Patagua (Hervé *et al.*, 1976).

Por último ocurre el ciclo Andino. En este es posible diferenciar distintas etapas durante su evolución, así como regiones. A grande rasgos, el inicio de este ciclo al norte de los 39°S se caracteriza por la formación de un arco magmático paralelo al margen oeste de Gondawana, y de una cuenca trasarco al este de él. Las posteriores etapas se caracterizan principalmente por el desplazamiento hacia el este del arco y por una serie de cambios en los patrones de subducción y convergencia en el margen. Estos cambios dan a lugar a la formación de zonas de cizalle paralelas a la fosa, donde destaca cerca de la zona de estudio la Zona de Falla Liquiñe-Ofqui (ZFLO), definida por Herve *et al.* (1979). A la altura de la zona de estudio destacan las formaciones Nacientes del Biobío (Suárez y Emparán, 1997), Cura-Mallín (González y Vergara, 1962) y Cola de Zorro (González y Vergara, 1962).

### **2.4. Marco estructural**

Si bien no existen muchos estudios en detalle sobre las estructuras en la zona de trabajo, los trabajos realizados por Melnick *et al.* (2006) y Sielfeld *et al.* (2016) muestran la gran mayoría de las grandes estructuras presentes en el flanco oeste de los Andes entre los 37°20'-38°40'S (Figura 13). En éste se observa que la zona se encuentra actualmente en un régimen transtensivo y que la mayoría de las estructuras corresponden a fallas de rumbo o normales. Una excepción a esto es la falla que recorre el río Biobío, la cual correspondería a una falla inversa según lo observado por Melnick *et al.* (2006), no así por Sielfeld *et al.* (2016). El resto de las fallas reconocidas en la zona corresponden a fallas de rumbo dextrales, las cuales se observan en el río Lomin y el río Quepuca, mientras que las estructuras asociadas a los ríos Queuco, Pangue y Malla son inferidas o se descartan del todo dependiendo del estudio.

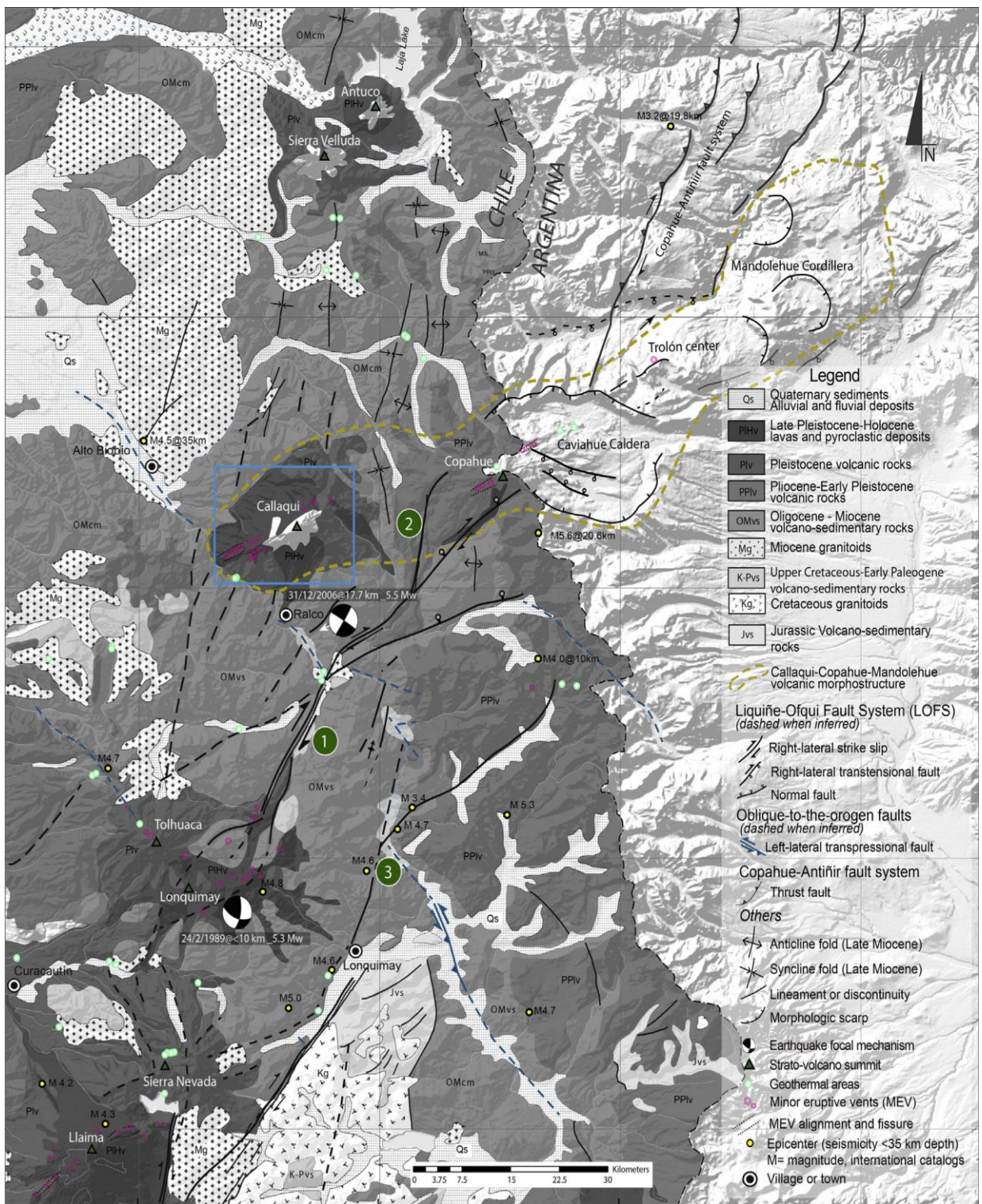


Figura 13: Mapa geológico simplificado con las estructuras presentes entre los 37°20'-38°40'S. También se reconocen las distintas unidades y formaciones presentes en la zona y se encuentra marcado con un cuadrado azul el Complejo Fisural Callaqui, Extraído de Sielfeld *et al.* (2016)



### 3. MARCO TEÓRICO

#### 3.1. Reconocimiento de minerales

Como se ha mencionado previamente, es posible identificar los diferentes minerales presentes en una muestra a partir de su análisis de DRX. Cada mineral tiene un set de difracciones relativamente únicas, donde la posición de cada *peak* se encuentra relacionada principalmente a la estructura de éste, mientras que la intensidad se asocia usualmente a la posición que ocupan los distintos átomos dentro de esta estructura. Esto, sumado a otras características propias de ciertos minerales, permite que el reconocimiento de ellos sea bastante confiable salvo en ciertas excepciones.

Debido a que el reconocimiento de minerales mediante técnicas de DRX es un tema bastante amplio, la presente sección del marco teórico se enfocará principalmente en las bases del reconocimiento de dos tipos de minerales de particular importancia para el presente estudio: los llamados minerales de arcilla, incluyendo sus diferentes interstratificados, y algunos minerales de alteración comunes. Para la debida identificación de estos, y de cualquier mineral, se suele considerar necesaria la presencia de por lo menos los tres *peaks* de mayor intensidad característicos del mineral, aunque naturalmente una mayor cantidad de *peaks* harán la identificación más precisa.

- **Minerales de Arcilla**

Los minerales de arcilla corresponden a filosilicatos de aluminio hidratados, los cuales presentan una estructura de capas del tipo 1:1 o 2:1. Dentro de estos, es posible diferenciar varios grupos, entre los que destacan los de las caolinitas, las esmectitas, las vermiculitas, las micas y las cloritas. Los distintos minerales pertenecientes a estos grupos se identifican mediante patrones de DRX de agregados orientados, los cuales resaltan o intensifican las difracciones basales de los minerales de arcilla. Esto último es necesario, debido a que estos minerales presentan estructuras bastante similares en los ejes X e Y, no así en el eje Z, el cual es el que presenta más diferencias entre ellos. En la Figura 14 se puede observar ejemplos de algunos minerales representativos de estos grupos y sus espaciados basales característicos.

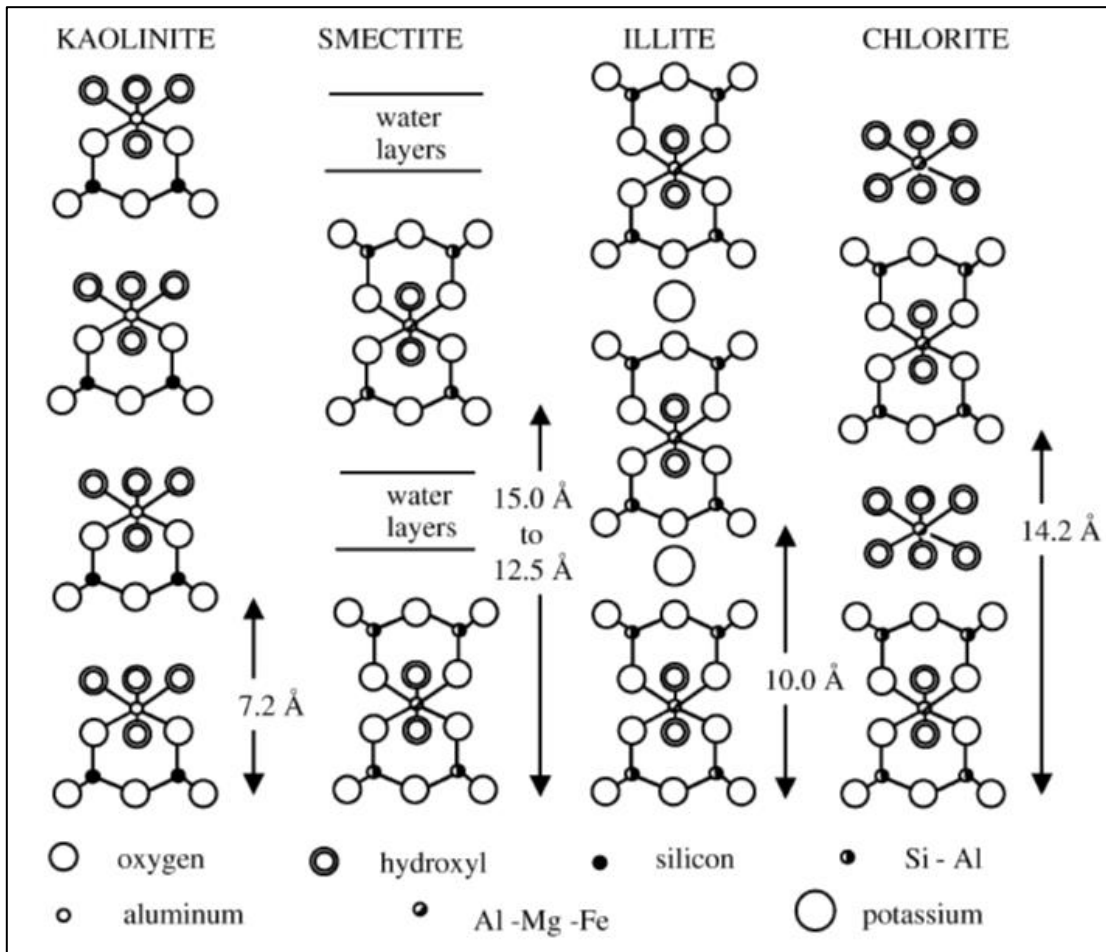


Figura 14: Espaciados basales de algunos grupos de filosilicatos. Tomado de Hillier (2003).

En general, la mayoría de las arcillas presentan ciertas características comunes en cuanto a cómo difractan los rayos X, lo que facilita su distinción de otros minerales en un difractograma y entregar cierta información sobre ellas. En primer lugar, los *peaks* importantes de las arcillas suelen encontrarse en ángulos de difracción bajos, es decir valores de  $2\theta$  menores a  $40^\circ$ , con espaciados basales que varían entre los 7.2 Å y los 15 Å aproximadamente para la distancia entre capas repetidas, como se observaba en la Figura 14. Otra característica de los minerales de arcilla es que las difracciones pertenecientes a la serie 001 (aquella a lo largo del eje Z) suelen presentarse como equidistantes entre sí. Esto último es bastante útil para poder reconocer qué *peaks* corresponden a la misma arcilla como se observa en el ejemplo de la clorita en la Figura 15.

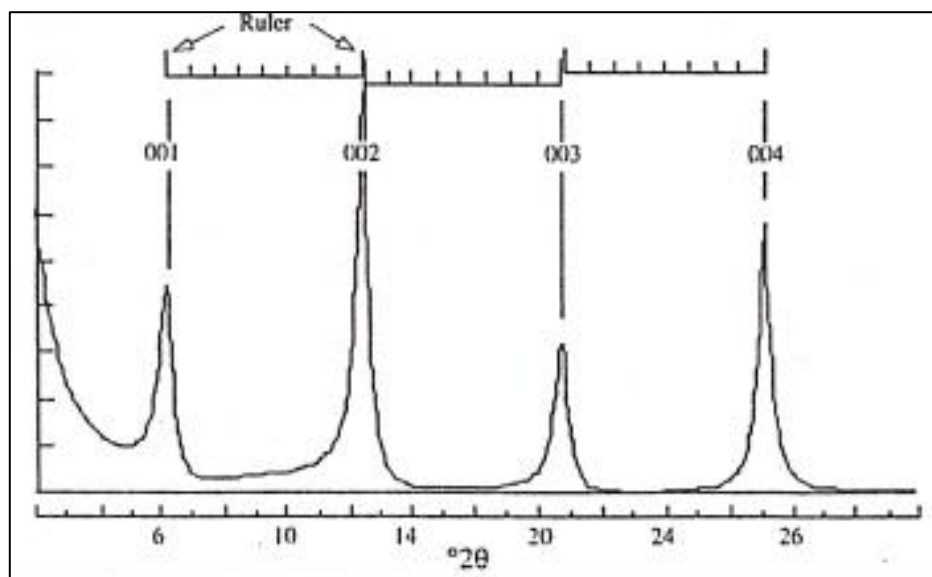


Figura 15: Espaciado basal entre capas repetidas de una arcilla en un difractograma. Tomado de Moore & Reynolds (1997).

Continuando con el ancho de las difracciones, se mencionó previamente que esta característica guarda una relación con las dimensiones del cristal. En el caso de las difracciones 00l de las arcillas, el ancho de un *peak* es inversamente proporcional a la dimensión promedio del cristal, es decir, cristales de menor grosor entregarán *peaks* más anchos y viceversa. Esto es importante en primer lugar porque permite distinguir a primera vista qué *peaks* corresponden a las arcillas y cuáles pertenecen a otros minerales como el cuarzo, las ceolitas o los feldespatos, entre otros. Esto se debe a que los últimos suelen ser minerales bien cristalizados, con dominios de miles de Ångstroms, los cuales entregan difracciones agudas, mientras que las arcillas presentan dominios de unos pocos cientos de Ångstroms con *peaks* notoriamente más anchos, permitiendo distinguirlos rápidamente de otros minerales. Esto también es útil para distinguir entre los distintos grupos de las arcillas, donde cada uno presenta anchos relativamente distintos entre sí de manera que es posible reconocer rápidamente la presencia de más de uno de estos grupos en una misma muestra.

Una última característica, la cual se mencionó previamente, son las intensidades relativas de los distintos *peaks*. Estas se encuentran controladas esencialmente por la química y la posición de los átomos en una celda unitaria y permiten distinguir entre minerales con estructuras similares o iguales, como es el caso de los minerales pertenecientes a un mismo grupo de arcillas. Los elementos del mismo grupo tendrán *peaks* en posiciones idénticas, sin embargo, al variar en su química y en la posición de ciertos elementos dentro de la estructura, se observarán diferencias en las intensidades relativas de los *peaks*. Un ejemplo es la distinción entre variedades de cloritas, como se observa la Figura 16, aunque cabe destacar que la aplicabilidad de las intensidades relativas dependerá de qué tan distintos sean los distintos átomos en la estructura.

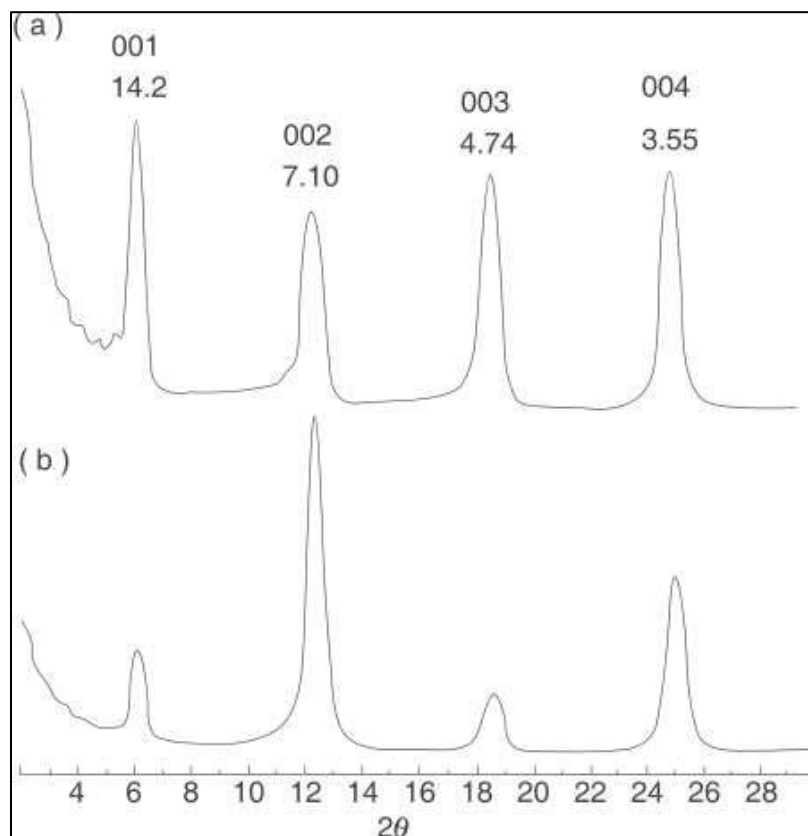


Figura 16: Diferencias de intensidades entre distintas variedades de la clorita.

Es importante mencionar ciertas características únicas de algunos minerales de arcilla, particularmente del grupo de las esmectitas. Como se observó en la Figura 14, las esmectitas presentan capas de agua en su estructura, las cuales son responsables de la alta variabilidad en su espaciado basal. Debido a esto, existen casos en los que es posible confundir las esmectitas con otras arcillas, particularmente las cloritas. Para evitar esto, se aplica un tratamiento de solvatación con etilenglicol (EG), donde las moléculas de éste reemplazan al agua de la estructura de las esmectitas produciendo ciertos cambios como el aumento del espaciado basal entre capas repetidas. Otros minerales también presentan ciertos cambios al ser tratados con etilenglicol, pero la esmectita es el más emblemático. Así mismo, ciertas arcillas presentan cambios al ser expuestas a altas temperaturas ( $\sim 300^\circ\text{C}$ ) o al ser saturadas con Mg o K, pero estas técnicas no fueron aplicadas en el presente estudio.

A continuación, en la Figura 17 y la Tabla 2, se observan los difractogramas modelados de algunas arcillas al igual que sus *peaks* más relevantes para su reconocimiento, mientras que en la Figura 18 se observa cómo varía la esmectita al ser tratada con EG. Cabe destacar que si bien estos son bastante útiles, en la realidad las arcillas pueden variar bastante de estos casos ideales, como es el caso de las arcillas interestratificadas. Estas últimas se verán a mayor detalle en una sección posterior.

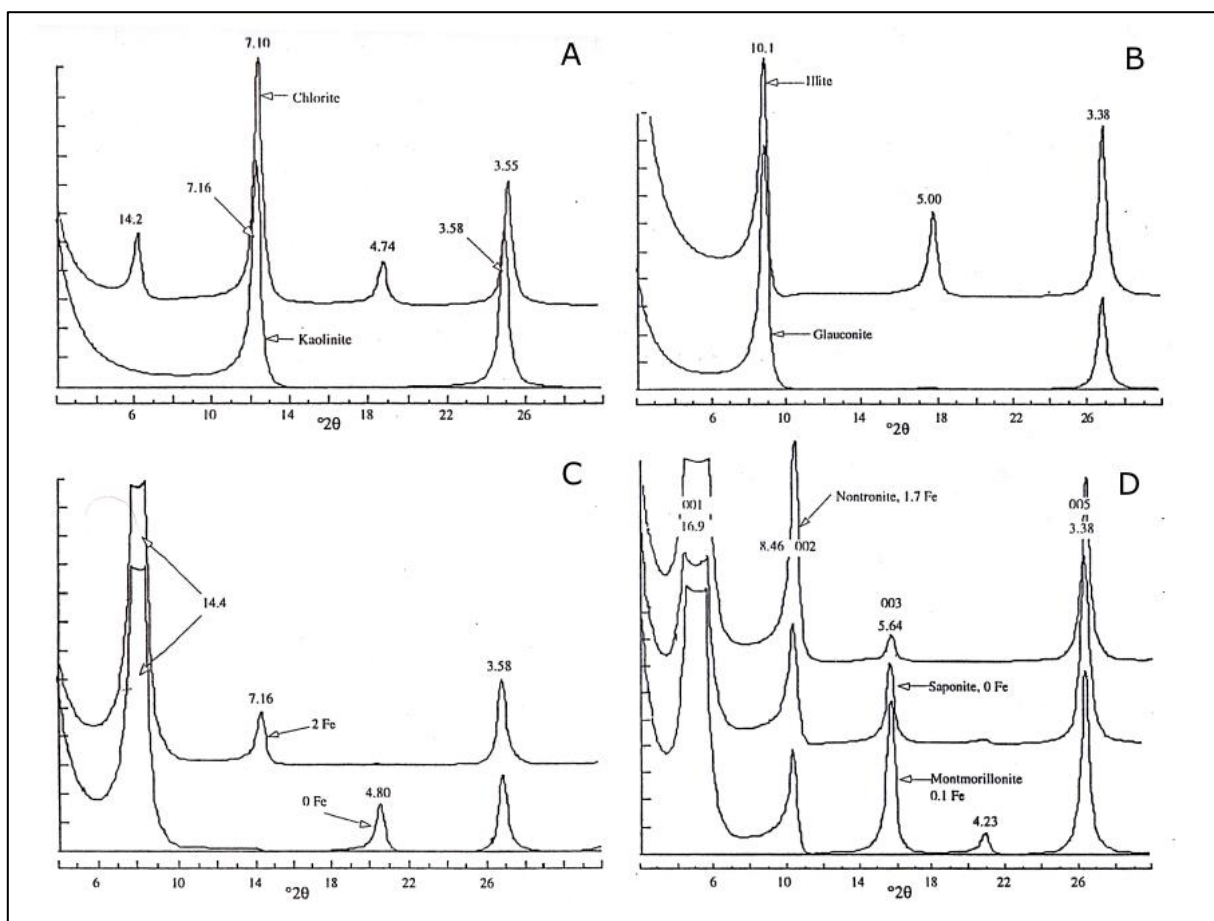


Figura 17: Difractogramas de algunas arcillas y sus *peaks* más característicos. Tomado de Moore & Reynolds (1997).

Tabla 2: Peaks más característicos de algunas arcillas. Tomado de Moore & Reynolds (1997).

Mineral	Plano Cristalográfico				
	001	002	003	004	005
<i>Clorita</i>	14.2	7.1	4.74	3.55	-
<i>Caolinita</i>	-	7.16	-	3.58	-
<i>Montmorillonita</i>	16.9	8.46	5.64	4.23	3.38
<i>Nontronita</i>	16.9	8.46	5.64	-	3.38
<i>Saponita</i>	16.9	8.46	5.64	-	3.38
<i>Vermiculita-Mg</i>	14.4	-	4.8	3.58	-
<i>Vermiculita-Fe</i>	14.4	7.16	-	3.58	-
<i>Illita</i>	10.1	5	3.38	-	-
<i>Glauconita</i>	10.1	-	3.38	-	-

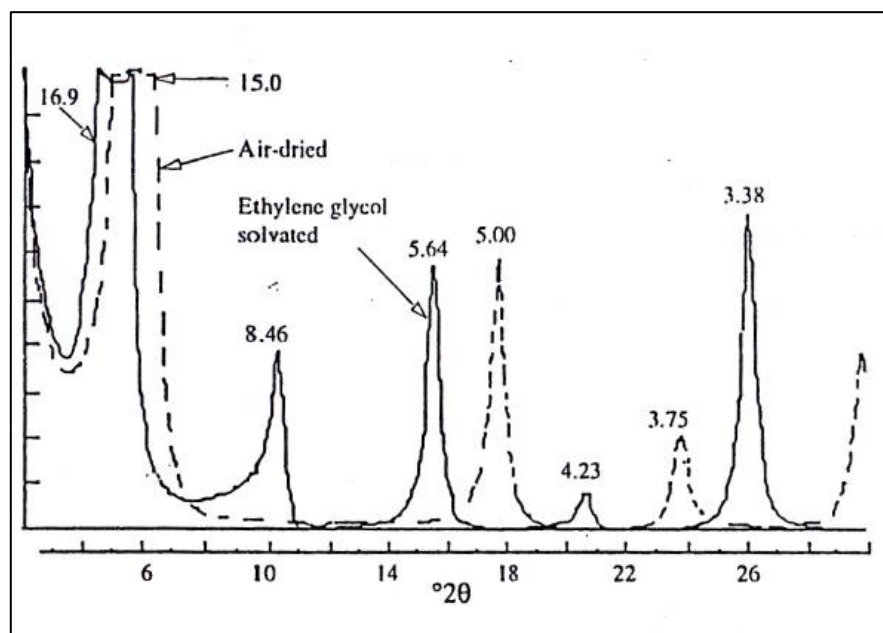


Figura 18: Variación de la esmectita con etilenglicol. Tomado de Moore & Reynolds (1997).

- **Minerales de alteración comunes**

En esta sección se indican los principales criterios para el reconocimiento de algunos de los minerales más comunes en sistemas de alteración hidrotermal. Estos minerales, a diferencia de las arcillas, no presentan una gran cantidad de características ni requieren técnicas demasiado complejas para facilitar su reconocimiento. En el caso de la mayoría de los minerales, basta reconocer al menos tres de sus *peaks* característicos para considerarlos como presentes en una muestra. Sin embargo, es importante mencionar que el observar menos de tres *peaks* en un difractograma, o no encontrar alguno, no implica que un mineral no se encuentre en la muestra. Esto es porque al utilizar intensidades relativas, si un mineral se encuentra en una cantidad mucho mayor, los *peaks* de otros minerales podrían no verse o verse considerablemente disminuidos. Debido a esto último, es importante siempre utilizar más de un solo método analítico al aplicar técnicas de DRX. A continuación (Tabla 3) se presentan los principales *peaks* de los minerales de alteración más comunes.

Tabla 3: Principales *peaks* de los minerales de alteración más comunes y sus respectivas intensidades entre parentesis.

Mineral					
<i>Cuarzo</i>	4.27 (22)	3.342 (100)	2.457 (8)	2.282 (8)	2.237 (4)
<i>Epidota</i>	5.01 (29)	4.01 (18)	3.48 (34)	2.89 (100)	2.80 (39)
<i>Laumontita</i>	9.57 (100)	6.96 (44)	4.18 (34)	3.67 (29)	3.53 (52)
<i>Wairakita</i>	6.84 (24)	5.57 (90)	4.82 (36)	3.38 (100)	2.9 (80)
<i>Clinoptilolita</i>	8.95 (13)	4.65 (19)	3.98 (61)	3.91 (63)	2.97 (47)
<i>Calcita</i>	3.86 (12)	3.04 (100)	2.5 (14)	2.29 (18)	2.10 (16)
<i>Actinolita</i>	9.03 (37)	8.42 (80)	3.38 (50)	3.12 (64)	2.7 (100)

- **Arcillas Interestratificadas**

Como se mencionó previamente, existen casos en los que las características de las arcillas se alejan bastante de los casos ideales, siendo uno de los más importantes de estos la interestratificación. Esto es relativamente común y es uno de los problemas más complejos al momento de interpretar difractogramas con arcillas, más aun cuando se encuentran junto a arcillas sin interestratificar. Debido a esto se recomienda utilizar todas las técnicas disponibles como tratamiento de calor o con etilenglicol, al igual que considerar todas las características como ancho y simetría de los *peaks*, la posición de estos y su intensidad.

Los minerales interestratificados consisten en filosilicatos formados por dos o más tipos de capas de arcillas intercaladas entre sí dentro de un mismo cristal. Esta intercalación puede ser ordenada o al azar, dependiendo de si existe un patrón o no en la secuencia de las capas. Así mismo, los minerales que forman esta interestratificación pueden encontrarse en distintas proporciones por lo que para describirla plenamente es necesario indicar los miembros extremos, la proporción en la que se encuentra cada uno y el ordenamiento de estos en caso de existir. El orden se expresa utilizando la variable estadística Reichweite o R, la cual refleja la probabilidad de encontrar la capa de un mineral “B” después de un tipo de capa específico (“A” o “B”), donde R=0 indica una intercalación completamente al azar y R>1 se considera como ordenado.

Las interestratificaciones más comunes y abundantes corresponden a las de illita/esmectita (I/S) y clorita/esmectita (C/S). A continuación se presentan algunos de los criterios utilizados para su reconocimiento mediante DRX.

- ***Illita/Esmectita***

Para la identificación del interestratificado de I/S es necesario analizar tanto la muestra de manera normal como tratada con EG. Esto se debe a que las capas de esmectita presentes en la estructura se verán afectadas por este tratamiento de manera similar que una muestra del mineral puro. De esta forma, el primer paso para el reconocimiento de la I/S es ver si existen cambios en el difractograma al tratar la muestra con EG. En caso de observarse variaciones, se puede suponer que la muestra tiene “algo”/esmectita, donde ese algo puede ser clorita, illita o caolinita entre otros. Además, si se observase un *peak* cercano a los  $5.2^{\circ}2\theta$ , este indicará que la interestratificación es al azar y que probablemente es rica en esmectita. Posterior a esto, se debe examinar la región cercana a los  $16$  a  $17.7^{\circ}2\theta$  de la muestra con EG, y en caso de observarse un *peak* en esa zona, la interestratificación probablemente corresponde a I/S y el *peak* corresponde al plano 002/003. En la Figura 19 se pueden observar ejemplos de difractogramas de I/S en distintas proporciones, mientras que en la Tabla 4 se observan la posición de los *peaks* de I/S en función del porcentaje de illita. Cabe destacar que a medida que aumenta el porcentaje de illita, el DRX de la muestra será más similar al de la illita pura, mientras que en el caso contrario será más similar a la esmectita pura. Así mismo, se recomienda utilizar el valor  $\Delta^{\circ}2\theta$  para determinar el porcentaje aproximado de illita.

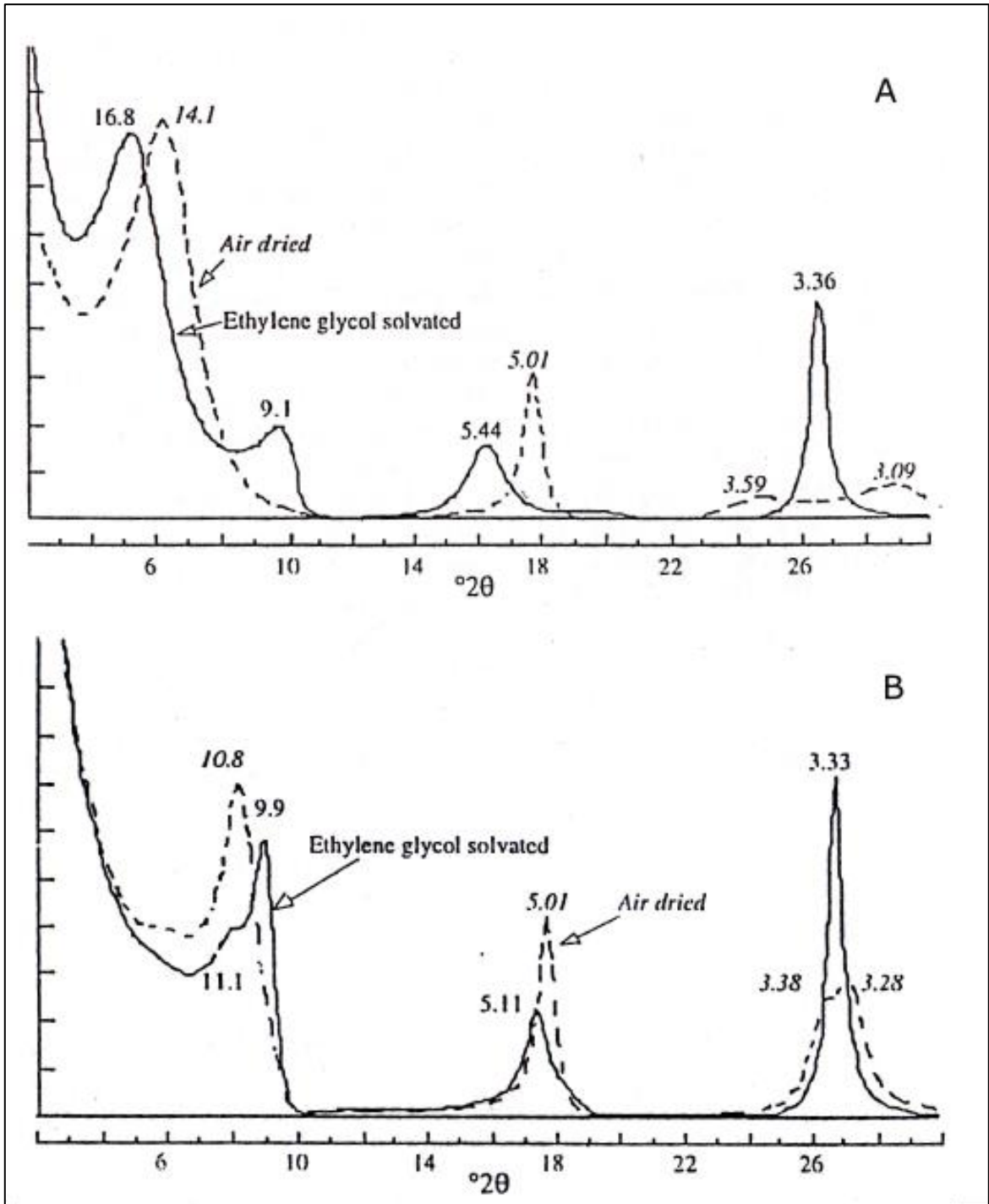


Figura 19: Ejemplos de difractogramas de I/S con y sin EG. Tomado de Moore & Reynolds (1997).



Tabla 4: Peaks de I/S en función del porcentaje de illita.

% Illita	R	001/002		002/003		°Δ2θ
		d(Å)	°2θ	d(Å)	°2θ	
10	0	8.58	10.31	5.61	15.8	5.49
20	0	8.67	10.2	5.58	15.88	5.68
30	0	8.77	10.09	5.53	16.03	5.94
40	0	8.89	9.95	5.5	16.11	6.16
50	0	9.05	9.77	5.44	16.29	6.52
60	1	9.22	9.59	5.34	16.6	7.01
70	1	9.4	9.41	5.28	16.79	7.38
80	1	9.64	9.17	5.2	17.05	7.88
90	3	9.82	9.01	5.1	17.39	8.38

- *Clorita/Esmectita*

De manera similar a la I/S, la C/S se reconoce al observar las variaciones entre una muestra con y sin EG. En el difractograma se aplican los mismos criterios antes vistos, pero con los *peaks* en posiciones distintas. Algunos de estos se pueden observar en la Figura 20 donde se muestran tanto la muestra normal como su variación al tratarla con EG. Así mismo, en la Tabla 5 se muestran dos de los principales *peaks* al tratar la muestra con EG y cómo varían en función del porcentaje de clorita. A estos *peaks* se les debe sumar uno relativamente importante entre los 14 y 15°2θ que se desplaza a menores ángulos al ser tratado con EG. Es importante destacar el caso de la corrensita de baja carga, el cual corresponde a un interestratificado de 50:50 C/S y presenta un espaciado característico de aproximadamente 29.3Å. Cabe mencionar que los interestratificados con más de 50% de esmectita no son comunes y que el orden de la C/S suele ser R0 o R1, sin embargo es difícil identificar el orden en muestras con menos de 30% de esmectita.

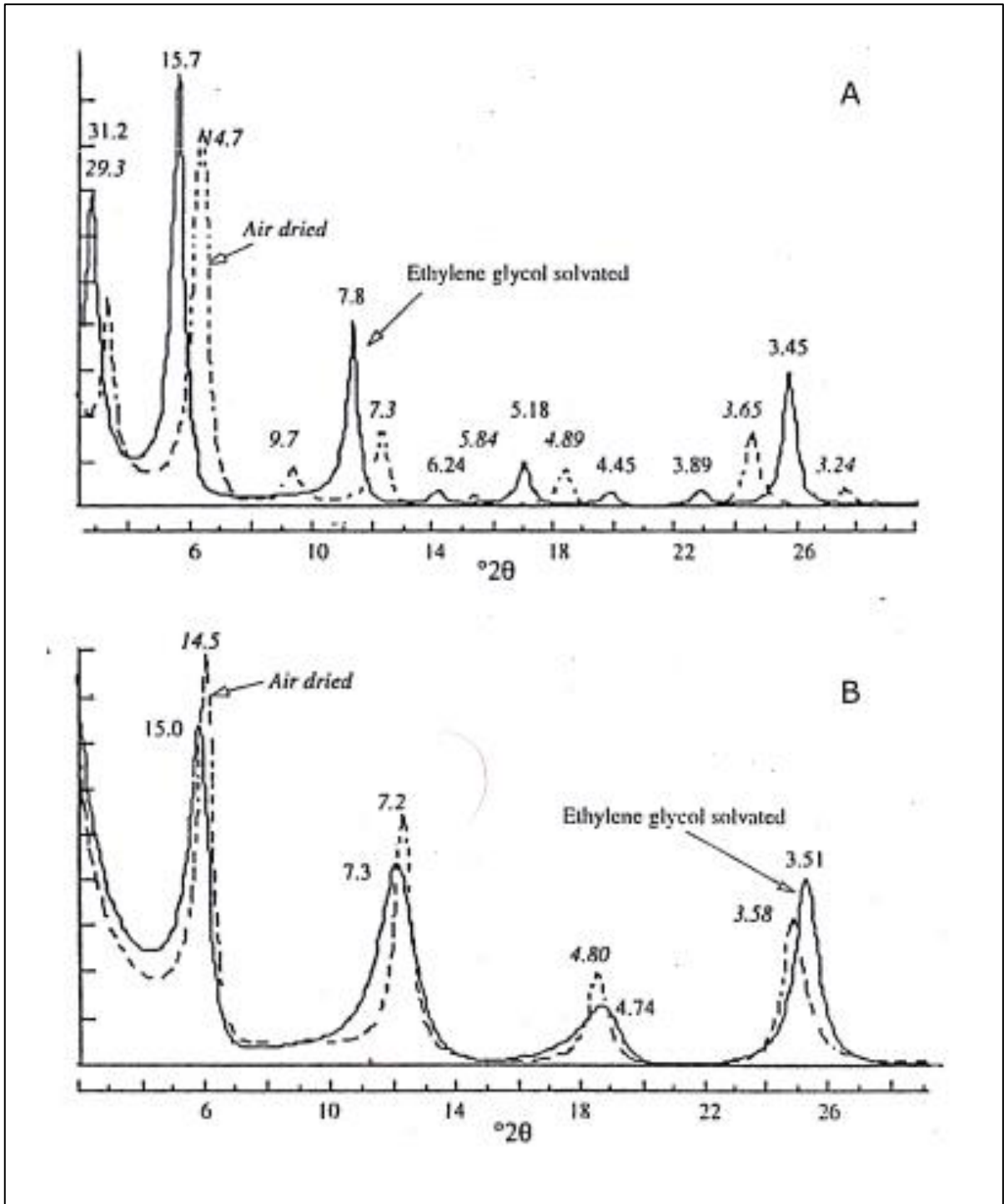


Figura 20: Ejemplos difractogramas de muestras C/S con y sin EG. Tomado de Moore & Reynolds (1997).

**Tabla 5: Peaks de C/S en función del porcentaje de clorita. Tomado Moore & Reynolds (1997).**

% Clorita	002/002		004/005		°Δ2θ
	d(Å)	°2θ	d(Å)	°2θ	
10	8.39	10.54	3.39	26.29	15.75
20	8.29	10.68	3.4	26.21	15.54
30	8.15	10.86	3.42	26.05	15.19
40	7.98	11.09	3.43	25.98	14.89
50	7.8	11.34	3.45	25.82	14.48
60	7.59	11.66	3.47	25.67	14.01
80	7.4	11.96	3.5	25.45	13.49
90	7.18	12.33	3.53	25.23	12.9

### 3.2. Geotermometría

#### 3.2.1. Geoquímica de Fluidos

Los geotermómetros acuosos son técnicas utilizadas para estimar la temperatura de un reservorio geotermal. Estos se basan en la relación que existe entre ciertos elementos presentes en los fluidos y la temperatura a la que se encuentra este último. Para la aplicación de estos geotermómetros se asume como verdaderos los siguientes supuestos propuestos por Fournier (1977):

- Las reacciones dependientes de la temperatura que involucran a la roca y el fluido establecen las concentraciones de los constituyentes indicadores disueltos en el agua.
- Existe una cantidad adecuada de todos los reactantes.
- El reservorio o acuífero se encuentra en equilibrio respecto a la reacción del indicador específico.
- No ocurre un reequilibrio del constituyente indicador posterior a que el fluido deje el reservorio.
- No existe mezcla de diferentes fluidos durante el ascenso a la superficie, o es posible cuantificar o corregir el resultado de ésta.

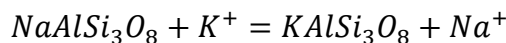
La obtención del equilibrio en un reservorio depende de una serie de variables como la cinética de una reacción en particular, la temperatura del reservorio, las concentraciones del elemento indicador en el fluido o los tiempos de residencia. Así mismo, condiciones como el reequilibrio también dependerá de factores como la tasa de ascenso o la reactividad de las rocas recorridas. Esto conlleva a que no siempre se van a cumplir por completo las condiciones mencionadas o que se cumplirán solo para ciertas reacciones, llevando finalmente a que la temperatura de equilibrio aparente sea distinta para distintos geotermómetros.

Las dos reacciones principales que dependen de la temperatura en un sistema geotermal son la solubilidad y el intercambio de cationes. Debido a esto, para el presente estudio se aplicarán geotermómetros de sílice, los cuales dependen de la solubilidad, y del intercambio de cationes (Na-K, K-Mg, Na-K-Mg).

- **Geotermómetros de Cationes**

Los geotermómetros de cationes se basan en la relación que existe entre los distintos elementos presentes en los fluidos termales, particularmente el Na, el K, el Mg y el Ca. Para estos elementos, las constantes de equilibrio asociadas a las reacciones de intercambio y alteración son

dependientes de la temperatura. Un ejemplo de esto es el intercambio de  $\text{Na}^+$  y  $\text{K}^+$  entre feldespatos alcalinos coexistentes:



Donde la constante de equilibrio estaría dada por:

$$K_{eq} = \frac{[\text{Na}^+]}{[\text{K}^+]}$$

Esto último asumiendo que los respectivos feldespatos son relativamente puros, es decir, sus actividades son  $\approx 1$ . A partir de esto, y utilizando una forma integrada de la ecuación de Van't Hoff, se llega a que la variación de la constante de equilibrio respecto a la temperatura está dada por:

$$\log K_{eq} = \frac{\Delta H^\circ}{2.303 * R * T} + C$$

Donde  $\Delta H^\circ$  es la entalpia de la reacción, T es la temperatura en grados kelvin, R es la constante de los gases y C la constante de integración.

La principal complicación que se presenta en el uso de estos geotermómetros radica en el carácter empírico de la mayoría de ellos. Producto de esto existe una serie de calibraciones distintas dependiendo del lugar en el cual se aplicaron, particularmente para el geotermómetro de Na-K. Es común además que estos entreguen resultados distintos, especialmente al aplicarse en manifestaciones superficiales. A esto se le suma que, en sistemas naturales, el supuesto de que las fases minerales se encuentren en estado puro es relativamente difícil de asegurar, lo cual generaría una diferencia en la constante de equilibrio. Adicionalmente, en el caso de los geotermómetros de Na-K se ha postulado que el equilibrio se encuentra controlado por las arcillas presentes y no por los feldespatos.

- **Geotermómetros de Na-K**

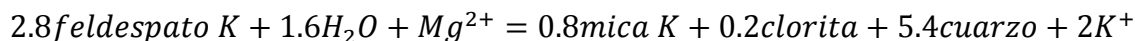
Como se mencionó, estos geotermómetros presentan una gran cantidad de calibraciones diferentes dependiendo de dónde se han aplicado, por lo que solo se aplicarán aquellos que se observan en la Tabla 6. Estos fueron seleccionados con el fin de obtener una tendencia clara y confiable de las temperaturas del reservorio.

**Tabla 6: Geotermómetros de Na-K aplicados en las aguas estudiadas.**

<b>Na-K</b>	<b>Fórmula</b>
<i>Giggenbach 88'</i>	$t^{\circ}C = \frac{1390}{1.75 + \log(\frac{Na}{K})} - 273.15$
<i>Verma &amp; Santoyo 97'</i>	$t^{\circ}C = \frac{1289}{1.615 + \log(\frac{Na}{K})} - 273.15$
<i>Arnórsson et al. 83a'</i>	$t^{\circ}C = \frac{1319}{1.699 + \log(\frac{Na}{K})} - 273.15$
<i>Fournier &amp; Potter 79'</i>	$t^{\circ}C = \frac{1217}{1.483 + \log(\frac{Na}{K})} - 273.15$
<i>Nieva &amp; Nieva 87'</i>	$t^{\circ}C = \frac{1178}{1.47 + \log(\frac{Na}{K})} - 273.15$
<i>Tonani 80'</i>	$t^{\circ}C = \frac{833}{0.78 + \log(\frac{Na}{K})} - 273.15$
<i>Arnórsson et al. 83b'</i>	$t^{\circ}C = \frac{933}{0.993 + \log(\frac{Na}{K})} - 273.15$
<i>Diaz-Gonzales et al. 08'</i>	$t^{\circ}C = \frac{883}{0.908 + \log(\frac{Na}{K})} - 273.15$
<i>Truesdell 76'</i>	$t^{\circ}C = \frac{856}{0.857 + \log(\frac{Na}{K})} - 273.15$

- **Geotermómetros de K-Mg**

A diferencia de los geotermómetros de Na-K, estos no poseen tantas calibraciones distintas, por lo que se aplicarán los que se observan en la Tabla 7, la cual también incluye otros geotermómetros más específicos que se aplicaron. Adicionalmente, este geotermómetro asume un equilibrio con la asociación mineral de feldespato potásico, clinocloro y moscovita, representado por la siguiente reacción:



Es importante destacar que el Mg disminuye su concentración en los fluidos al aumentar la temperatura ya que se incorpora a los minerales de alteración haciendo de la razón  $K^2/Mg$  un buen indicador de la temperatura de equilibrio.

Sin embargo, y al igual que con los feldespatos, el supuesto de que las fases minerales son relativamente puras es poco probable, especialmente en el caso de las cloritas. Esto implica que la constante de equilibrio utilizada para estos geotermómetros no sería tan confiable.

Tabla 7: Geotermómetros de K-Mg y otros aplicados a las aguas estudiadas.

K-Mg y Otros	Fórmula
<i>K-Mg Giggenbach 88'</i>	$t^{\circ}C = \frac{4410}{14 - \log\left(\frac{K^2}{Mg}\right)} - 273.15$
<i>K-Mg Fournier 91'</i>	$t^{\circ}C = \frac{2330}{7.35 - \log\left(\frac{K^2}{Mg}\right)} - 273.15$
<i>Na-K-Ca Fournier &amp; Truesdell 73'</i>	$t^{\circ}C = \frac{1647}{2.47 + \log\left(\frac{Na}{K}\right) + \frac{1}{3} * \left[ \log\left(\frac{\sqrt{Ca}}{Na}\right) + 2.06 \right]} - 273.15$
<i>Na-K-Mg Nieva 87'</i>	$t^{\circ}C = \frac{11140}{6 * \log\left(\frac{Na}{K}\right) + \log\left(\frac{Mg}{Na^2}\right) + 18.3} - 273.15$
<i>K-Ca Tonani 80'</i>	$t^{\circ}C = \frac{1930}{3.861 - \log\left(\frac{K}{\sqrt{Ca}}\right)} - 273.15$

- **Geotermómetro de Na-K-Mg**

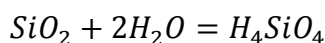
Este geotermómetro fue propuesto por Giggenbach (1988) con el fin de evitar los problemas generados por evaluar los geotermómetros de Na-K y K-Mg por separado. Este consiste en un diagrama ternario basado en las distribuciones relativas de Na, K y Mg, dentro del cual se grafican los geotermómetros propuestos por Giggenbach (1988) para los elementos mencionados. Adicionalmente se puede utilizar para discriminar entre aguas completamente equilibradas, aguas parcialmente equilibradas y aguas inmaduras (poco o nada de equilibrio).

Si bien este diagrama (y geotermómetro) es bastante útil para distinguir aguas inmaduras de aquellas en equilibrio, es necesario mencionar que las líneas que determinan las zonas de equilibrio, pueden variar dependiendo de la calibración de los geotermómetros que se utilicen. El diagrama propuesto por Giggenbach (1988) está construido en base a las calibraciones propuestas por él, sin embargo, existen numerosas calibraciones para estos geotermómetros, por lo que se debe tener a consideración este punto al aplicarlo.

- **Geotermómetros de Sílice**

Como se mencionó anteriormente, la solubilidad del sílice depende principalmente de la temperatura, pero también se puede ver afectada por la presión o la acidez del fluido. A pesar de esto, la presión tiende a ser un factor secundario en sistemas geotermales, mientras que la acidez del fluido se convierte en un factor a considerar cuando su pH es muy alto (D' Amore y Arnórsson, 2000).

Al igual que en los geotermómetros de cationes, los geotermómetros de sílice se basan en la ecuación integrada de Van't Hoff, pero a diferencia de estos, las reacciones de solubilidad de los minerales del sílice se encuentra invariablemente expresada por:



En la mayoría de las aguas naturales, el sílice disuelto no se ve afectado por factores comunes como la formación de compuestos o la pérdida de componentes volátiles. Adicionalmente, el supuesto de que exista una cantidad adecuada de los reactantes es generalmente válido para este geotermómetro. Estos factores hacen que, los geotermómetros de sílice, sean prácticamente los únicos basados en reacciones de solubilidad que se utilizan ampliamente.

Existe una serie de polimorfos del sílice que se dan de manera natural, sin embargo, aquellos de mayor interés para los estudios geoquímicos en fluidos geotermales son el cuarzo, la calcedonia y el sílice amorfo. Cada una de estas fases tiene temperaturas de equilibrio distintas, siendo el cuarzo el controlador del sílice disuelto a temperaturas mayores a los 120-180°C y la calcedonia a temperaturas menores a 120-180°C (Fournier, 1991). El sílice amorfo puede encontrarse en equilibrio en aguas con temperaturas menores a los 50°C o en aguas subterráneas (D' Amore y Arnórsson, 2000), pero su mayor relevancia reside en que, al sobresaturarse un fluido en sílice, este tiende a precipitar sílice amorfo, afectando así a los geotermómetros de sílice.

Es importante destacar que, mientras los fluidos ascienden a la superficie, estos pueden verse expuestos a procesos de enfriamiento adiabático (ebullición), dando a lugar a un enriquecimiento en sílice del fluido residual y a un empobrecimiento en volátiles. Esto llevaría a una sobreestimación de la temperatura del reservorio al aplicar los geotermómetros de sílice por lo cual Fournier (1977) propuso un geotermómetro de cuarzo considerando la máxima pérdida de vapor, lo cual vendría a ser la cota mínima de la temperatura del reservorio, mientras que el geotermómetro de cuarzo sin pérdida de vapor sería la cota máxima. Es importante tomar en consideración este factor al medir el sílice en fuentes superficiales ya que, a diferencia de aquellas mediciones realizadas en pozos (subsuperficiales), es probable que hayan pasado por procesos de ebullición. Sin embargo, White *et al.* (1971) ha señalado que durante los procesos de ebullición se produce precipitación de sílice, contrarrestando así el aumento de concentración producto de esta última, por lo cual se estima que la verdadera temperatura se encontraría entre los dos extremos.

Es así como, en función de la fase mineral que controla la solubilidad del sílice, se definen los siguientes geotermómetros (Fournier, 1977):

- Calcedonia:

$$t^{\circ}\text{C} = \frac{1032}{4.69 - \log(\text{SiO}_2)} - 273.15$$

- Cuarzo sin pérdida de vapor:

$$t^{\circ}\text{C} = \frac{1309}{5.19 - \log(\text{SiO}_2)} - 273.15$$

- Cuarzo con pérdida de vapor:

$$t^{\circ}\text{C} = \frac{1522}{5.75 - \log(\text{SiO}_2)} - 273.15$$

## 4. RESULTADOS

### 4.1. Geoquímica de Fluidos

A continuación se exponen los resultados obtenidos de las dos muestras de agua tomadas en terreno, llamadas Avellano y Trapa Trapa. Estos resultados corresponden a parámetros tomados en terreno (Tabla 8), los análisis de cationes y aniones (Tabla 9 y Tabla 10 respectivamente) y los análisis de isótopos estables (Tabla 11).

**Tabla 8: Parámetros obtenidos en terreno de las dos manifestaciones termales analizadas.**

Muestra	Coordenadas			T Descarga	pH	TSD	CE
	<i>N (m)</i>	<i>E (m)</i>	<i>Altura (msnm)</i>	°C		<i>mg/L</i>	<i>uS/cm</i>
<b>Trapa Trapa</b>	5825071	298574	874	42.7	7.5	350	720
<b>Avellano</b>	5792284	277661	516	65.3	8.2	630	1300

**Tabla 9: Resultados obtenidos de los análisis de cationes en las dos muestras tomadas.**

Muestra	Na	K	Ca	Mg	Li	B	Rb	Cs
	<i>mg/L</i>	<i>mg/L</i>	<i>mg/L</i>	<i>mg/L</i>	<i>ug/L</i>	<i>ug/L</i>	<i>ug/L</i>	<i>ug/L</i>
<b>Trapa Trapa</b>	104	2.11	27	2.65	57.2	1403.8	3.721	1.539
<b>Avellano</b>	138	8.85	22.4	0.84	351.2	2530.5	41.572	66.154

**Tabla 10: Resultados obtenidos de los análisis de aniones en las dos muestras tomadas y el balance iónico.**

Muestra	F	Cl	Br	SO <sub>4</sub>	NO <sub>3</sub>	HCO <sub>3</sub>	CO <sub>3</sub>	SiO <sub>2</sub>	Balance
	<i>mg/L</i>	<i>mg/L</i>	<i>mg/L</i>	<i>mg/L</i>	<i>mg/L</i>	<i>mg/L</i>	<i>mg/L</i>	<i>mg/L</i>	%
<b>Trapa Trapa</b>	2.28	164	0.5	10.8	<0.05	73.2	0	40	0.23
<b>Avellano</b>	1.42	157	0.42	120	<0.05	35.6	0	63.8	-1.76

**Tabla 11: Resultados de isótopos de las dos muestras analizadas.**

Muestra	$\delta^2\text{H}$	$\delta^{18}\text{O}$
	‰	‰
<b>Trapa Trapa</b>	-82.7	-11.63
<b>Avellano</b>	-74.1	-10.09

A partir de estos datos, se generan una serie de diagramas con el fin de clasificar y caracterizar las manifestaciones termales cercanas al Complejo Fisural Callaqui (CFC). Adicionalmente, se incorporan en los diagramas, a modo de comparación, datos obtenidos por estudios previos en las manifestaciones equivalentes a las estudiadas en el presente trabajo. En primer lugar, es posible observar en la Figura 21 la clasificación de las aguas según Piper (1944). En ella también se incluyen los análisis realizados por Hauser (1997 y 2000), Risacher y Hauser (2008) y Olivares (2011). Un resumen del diagrama de puede observar en la Tabla 12.



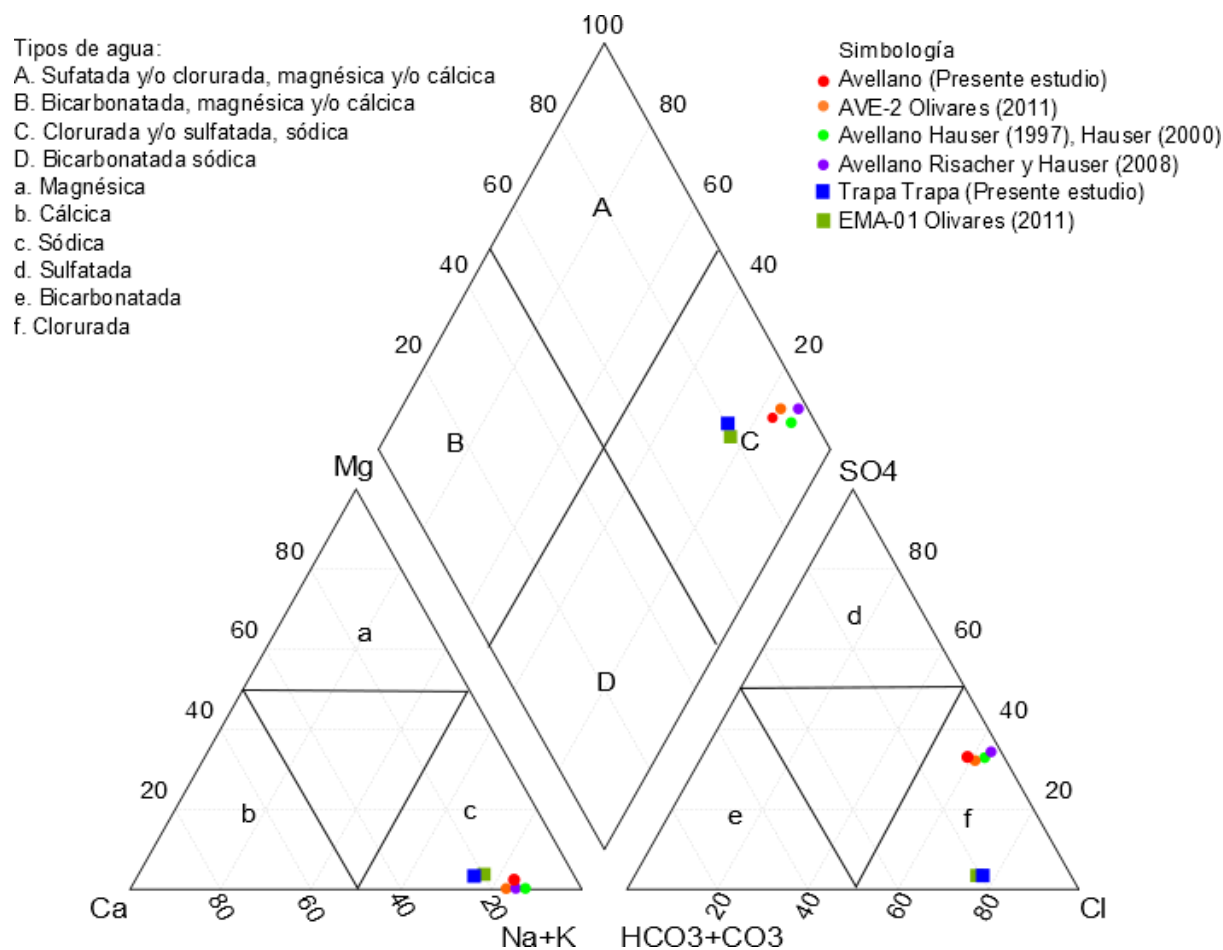


Figura 21: Diagrama de Piper (1944) para los análisis realizados en el presente estudio. Se incluyen, a modo de comparación, aquellos realizados por Hauser (1997), Hauser (2000), Risacher y Hauser (2008) y Olivares (2011).

Tabla 12: Clasificación de las muestras en función a su química. Se incluyen las muestras correspondientes a estudios previos.

Muestra	Tipo
Avellano	Na-Cl-SO <sub>4</sub>
Trapa Trapa	Na-Cl-HCO <sub>3</sub>
AVE-2 (Olivares 2011)	Na-Cl-SO <sub>4</sub>
EMA-01 (Olivares 2011)	Na-Cl-HCO <sub>3</sub>
Avellano (Hauser 1997 y 2000)	Na-Cl-SO <sub>4</sub>
Avellano (Risacher y Hauser 2008)	Na-Cl-SO <sub>4</sub>

Como se puede ver, ambas muestras corresponden a aguas del tipo cloruradas sódicas, una teniendo mayor contenido de sulfatos (Avellano) y la otra de bicarbonatos (Trapa Trapa). También se clasificaron las manifestaciones termales en base al diagrama propuesto por Giggenbach (1988), el cual se observa en la Figura 22.

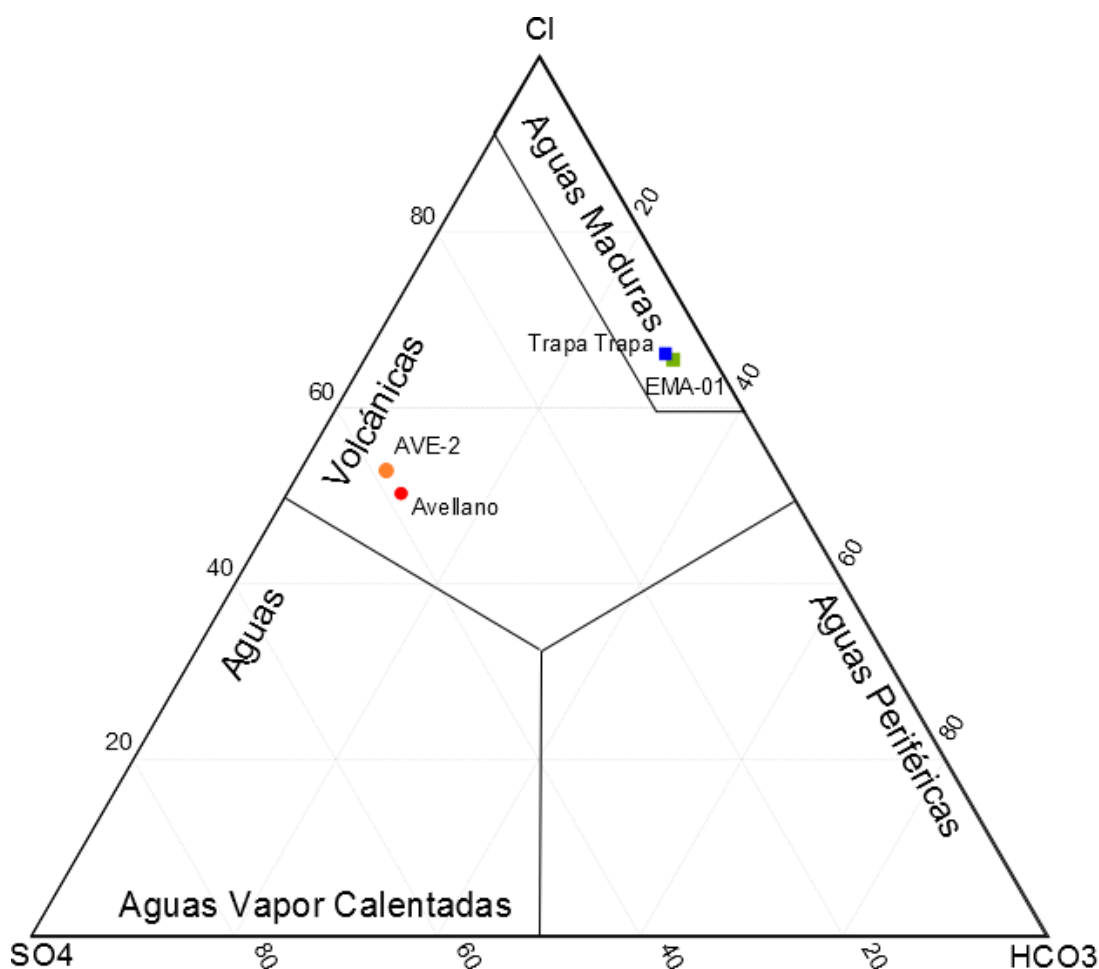


Figura 22: Diagrama ternario propuesto por Giggenbach (1988), para clasificar aguas termales en base a sus aniones principales. Se observan aquellas muestras tomadas por Olivares (2011), llamadas AVE-2 y EMA-01, a modo de comparación.

En este caso, si bien ambas muestras clasifican como aguas cloruradas, aquella correspondiente a El Avellano se reconoce como un agua volcánica, mientras que la correspondiente a Trapa Trapa sería un agua madura. También se incluyeron aquellos resultados obtenidos por Olivares (2011), para las manifestaciones termales equivalentes.

Adicionalmente se crearon diagramas discriminatorios en base a otros elementos como los diagrama propuestos por Giggenbach (1991), los cuales se basan en el Cl, Li y B, como se observa en la Figura 23, o en el Cs, Rb y Li, como se puede ver en la Figura 24. A diferencia de las demás, esta última no presenta comparaciones con otros trabajos.

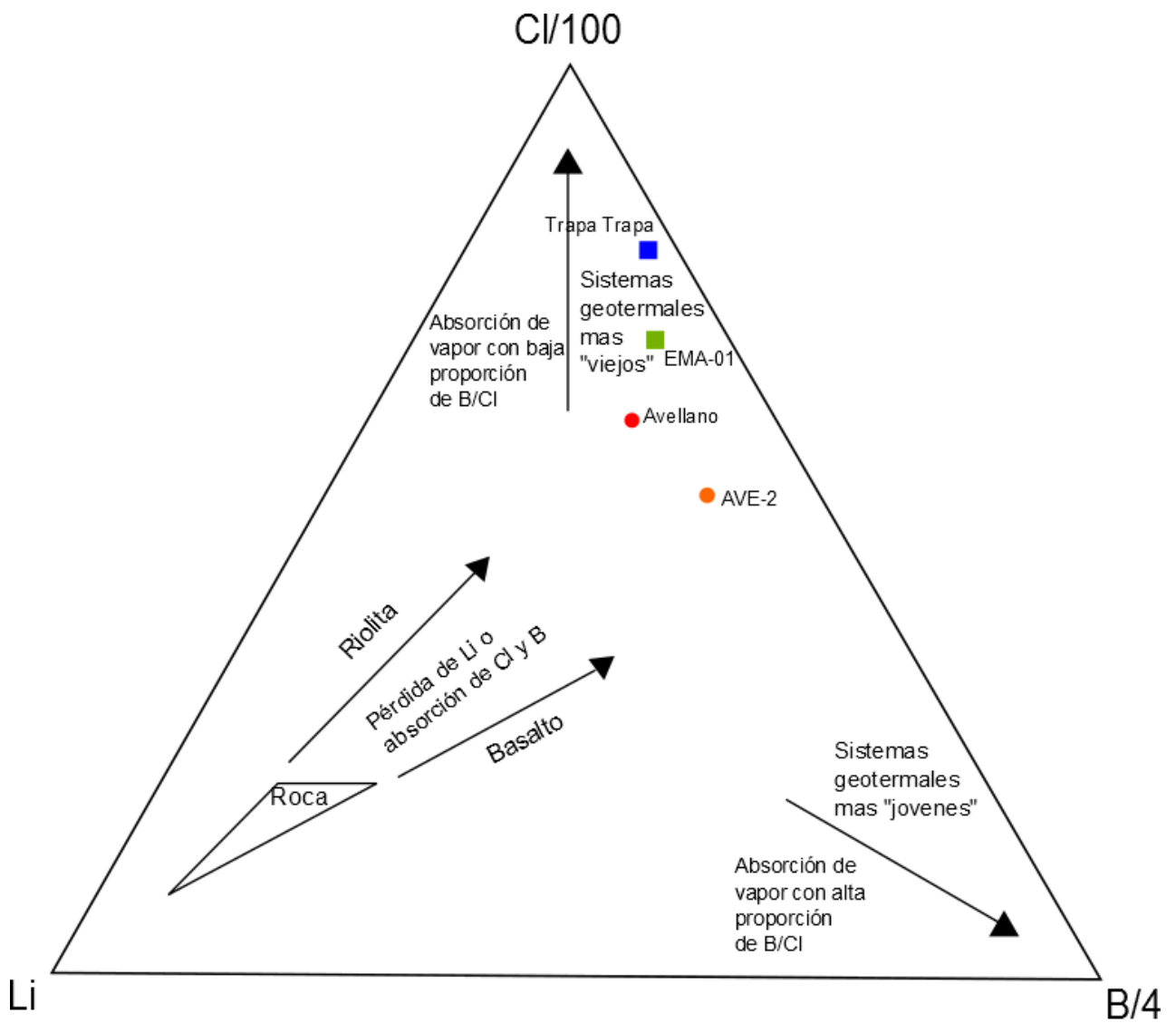


Figura 23: Diagrama propuesto por Giggenbach (1991), basado en las concentraciones de Cl-Li-B presentes en fluidos termales. Se incluyen muestras tomadas por Olivares (2011), llamadas AVE-2 y EMA-01.

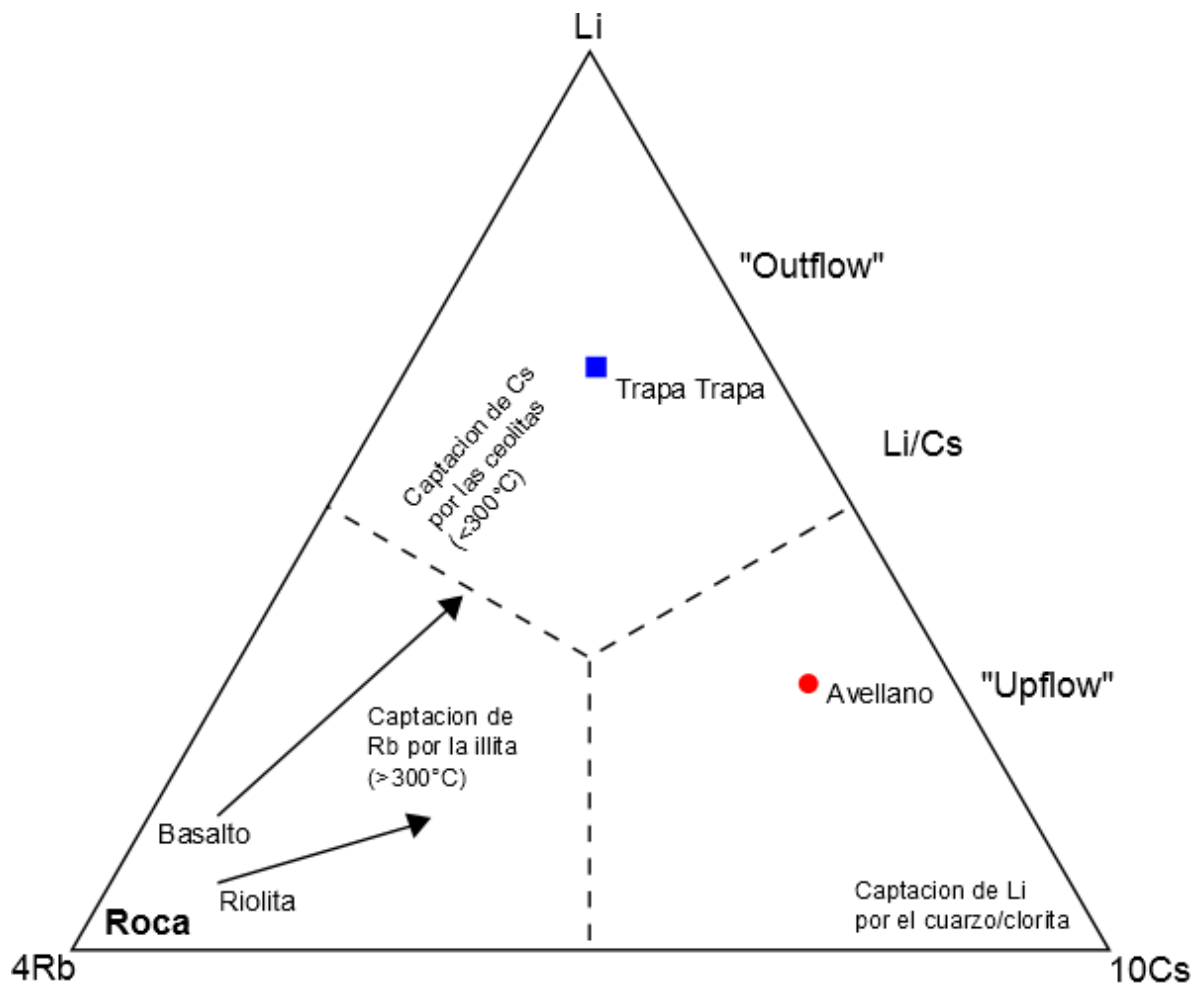


Figura 24: Diagrama propuesto por Giggenbach & Glover (1992), basado en las concentraciones de Li-Rb-Cs en fluidos termales.

Finalmente en la Figura 25 se muestran los datos de isótopos de oxígeno e hidrógeno graficados con respecto a, tanto a la Línea Meteórica Mundial (LMM) propuesta por Craig (1961), como a la Línea Meteórica Local (LML) (Olivares 2011). Adicionalmente se muestran las zonas correspondientes a las aguas andesíticas propuesta por Giggenbach (1992) y a las aguas primarias magmáticas, propuesta por Taylor (1974).

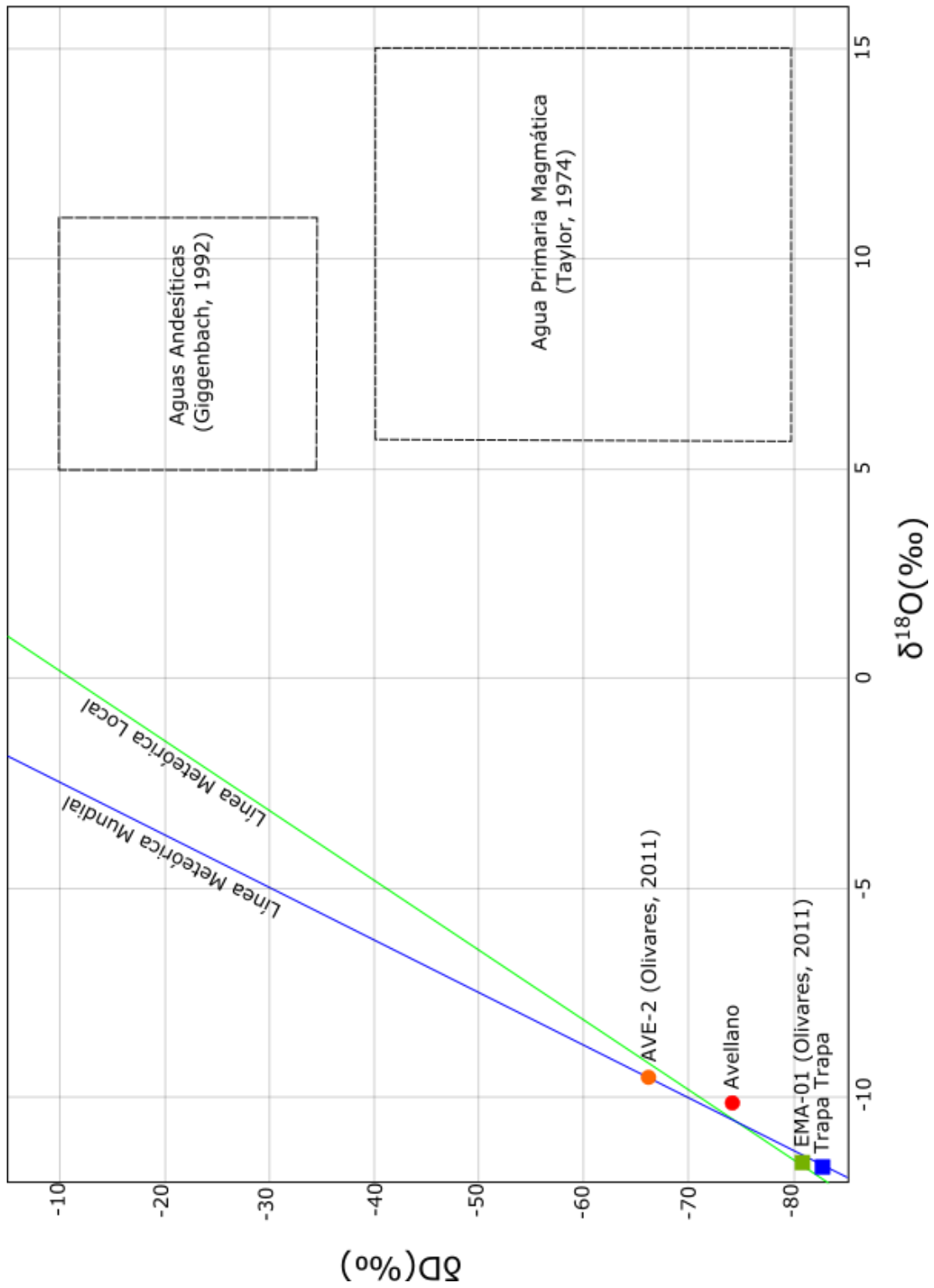


Figura 25: Gráfico correspondiente a la relación entre los isótopos estables de oxígeno e hidrógeno presentes en las muestras de aguas termales. Se incluyen aquellos datos tomados por Olivares (2011), así como la LMM y LML.

## 4.2. Geotermómetros

Se aplicaron varios geotermómetros para ambos manantiales termales, tanto de cationes como de sílice. Los resultados de estos se dividen en: aquellos basados en concentraciones de Na-K (Tabla 13), los basados en K-Mg (Tabla 14), los basados en sílice (Tabla 15) y otros tipos de geotermómetros de cationes (Tabla 16).

Tabla 13: Geotermómetros de Na-K propuestos por varios autores aplicados a ambas muestras.

<b>Geotermómetros de Na-K</b>	<b>Avellano</b>	<b>Trapa Trapa</b>
<i>Giggenbach (1988)</i>	199°C	131°C
<i>Verma &amp; Santoyo (1997)</i>	186°C	117°C
<i>Arnórsson (1983)</i>	183°C	116°C
<i>Fournier (1979)</i>	182°C	110°C
<i>Nieva (1987)</i>	169°C	99°C
<i>Arnórsson (1983)</i>	154°C	74°C
<i>Tonani (1980)</i>	149°C	64°C
<i>Diaz-Gonzales (2008)</i>	147°C	66°C
<i>Truesdell (1976)</i>	144°C	63°C

Tabla 14: Geotermómetros de Mg-K propuestos por Giggenbach (1988) y Fournier (1991).

<b>Geotermómetros de K-Mg</b>	<b>Avellano</b>	<b>Trapa Trapa</b>
<i>Giggenbach (1988)</i>	93°C	47°C
<i>Fournier (1991)</i>	160°C	No aplica

Tabla 15: Geotermómetros de sílice propuestos por Fournier (1977).

<b>Geotermómetros de sílice (Fournier 1977)</b>	<b>Avellano</b>	<b>Trapa Trapa</b>
<i>Cuarzo sin pérdida de vapor</i>	114°C	92°C
<i>Cuarzo con máxima perdida de vapor</i>	113°C	94°C
<i>Calcedonia</i>	85°C	61°C

Tabla 16: Otros geotermómetros de cationes propuestos por diversos autores.

<b>Otros geotermómetros</b>	<b>Avellano</b>	<b>Trapa Trapa</b>
<i>Na-K-Ca (Fournier 1973)</i>	153°C	100°C
<i>Na-K-Mg (Nieva 1987)</i>	255°C	175°C
<i>K-Ca (Tonani 1980)</i>	265°C	181°C

Por último, se aplica el diagrama propuesto por Giggenbach (1988), basado en los geotermómetros de Na-K y K-Mg señalados en el mismo trabajo. Este se puede observar en la Figura 26, junto a los datos tomados por Olivares (2011).

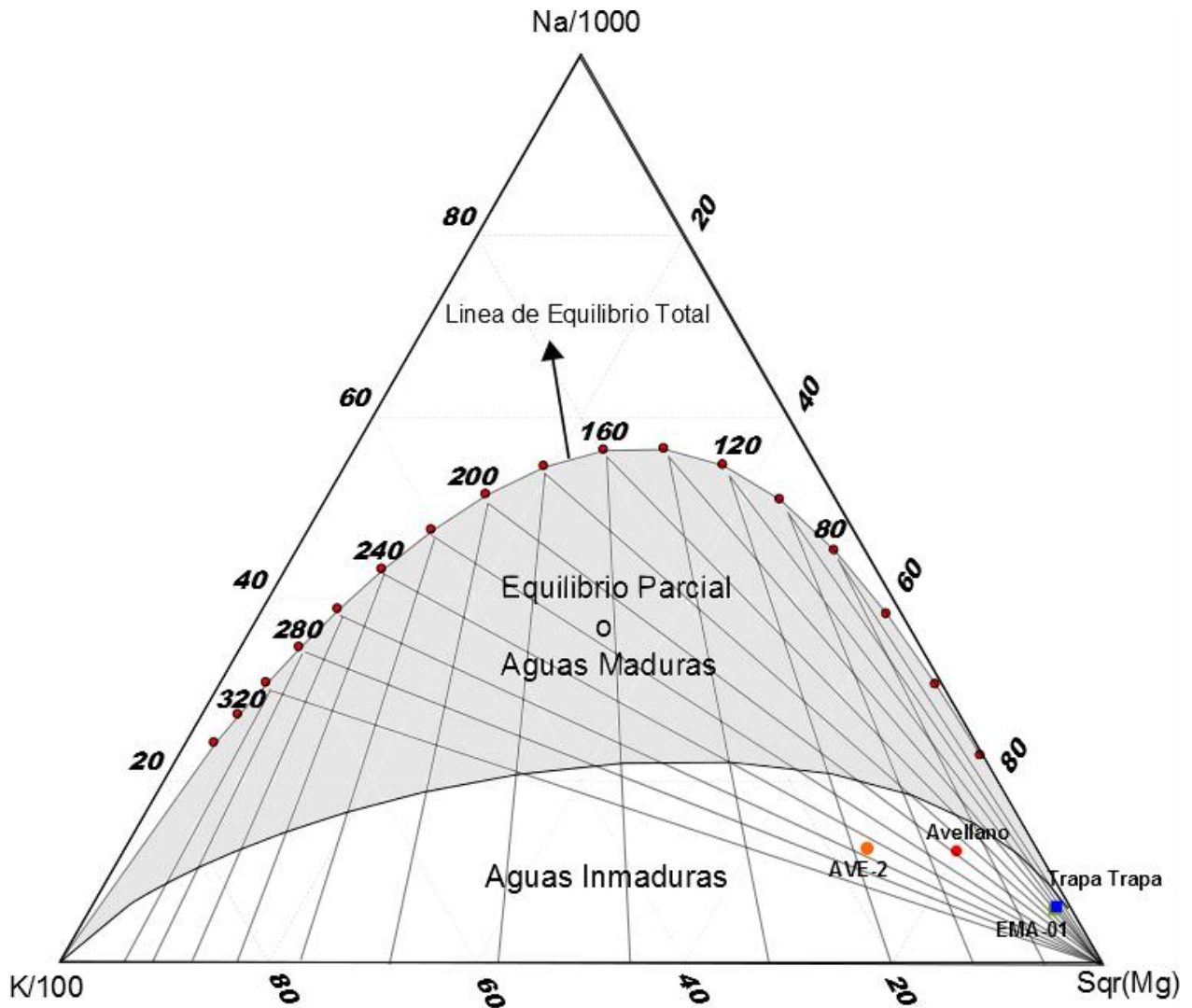


Figura 26: Geotermómetro propuesto por Giggenbach (1988), el cual combina los geotermómetros de Na-K y K-Mg. Se incluyen aquellas muestras tomadas por Olivares (2011), identificadas como AVE-2 y EMA-01.

### 4.3. Petrografía

A continuación se presentan los resultados correspondientes a la caracterización petrológica de la zona de estudio, tanto primaria como secundaria. Estos se dividirán en seis partes, de las cuales cinco corresponderán a las distintas estructuras inferidas con orientación N60°E, mientras que la última corresponderá a aquellas muestras ubicadas a lo largo del río Biobío, de manera perpendicular a las estructuras. Para mayor claridad, se nombraron las estructuras en función de los ríos en que estas se encuentran, quedando las muestras agrupadas como se observa en la Figura 27. En ella se puede ver tanto la ubicación de las muestras tomadas, así como las distintas quebradas con los nombres asignados en el presente estudio. Cabe mencionar que se destacan la ubicación de las manifestaciones termales de El Avellano y Trapa Trapa, así como la localidad de Ralco.

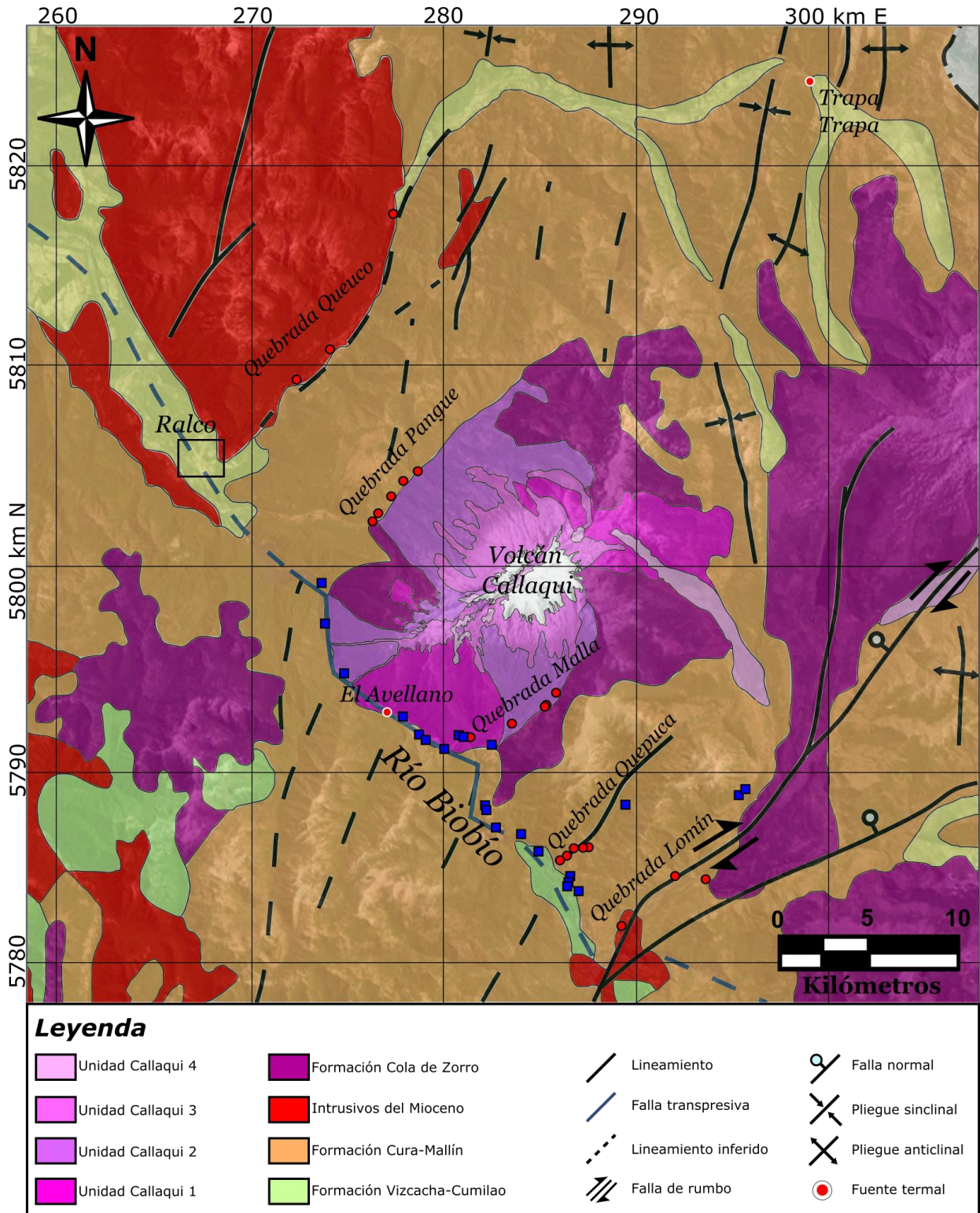


Figura 27: Mapa geológico de la zona de estudio. Se encuentran señalados tanto los puntos de muestreo como las diferentes quebradas y los nombres que se les dieron en el presente trabajo. También se señalan las localidades de Ralco, El Avellano y Trapa Trapa, donde los últimos dos fueron los puntos de muestreo de aguas termales. Por último, aquellas muestras de color rojo fueron tomadas por C. Betancourt, mientras que las de color azul fueron tomadas por V. Vicencio en una campaña previa.



### 4.3.1. Quebrada Queuco

- **Descripción general**

Corresponde a la primera estructura inferida de la zona, vista de oeste a este, de la cual se tomaron 3 muestras. Los afloramientos en esta son de colores grises claros y se pueden observar a la orilla del camino local. En estos se pueden reconocer grados variables de meteorización, yendo desde rocas muy meteorizadas hasta algunas relativamente frescas. Adicionalmente, la mayoría de los afloramientos presentaba algún grado de diaclasado, así como la presencia de diques o enclaves. Las diaclasas son relativamente sistemáticas, pero tanto su frecuencia como orientación varía de afloramiento en afloramiento. En la Figura 28 es posible ver un afloramiento de esta quebrada. Las muestras son cristalinas, de grano relativamente grueso y con una mineralogía bastante félsica, por lo que corresponden a rocas intrusivas félsicas, particularmente a aquellas pertenecientes al Grupo Plutónico Melipeuco, de edad Miocena Media a Miocena Superior. En la Figura 29 se observa una muestra de mano de la Quebrada Queuco. Por último, si bien escasas, se observan vetillas en algunos de los afloramientos, las cuales son relativamente rectas, continuas y se encuentran rellenas por minerales de alteración de color verde.



**Figura 28:** Afloramiento asociado a la muestra CQCB-03. Se observa el tono grisáceo, común en los afloramientos de esta estructura, al igual que un diaclasado con una leve orientación preferencial.

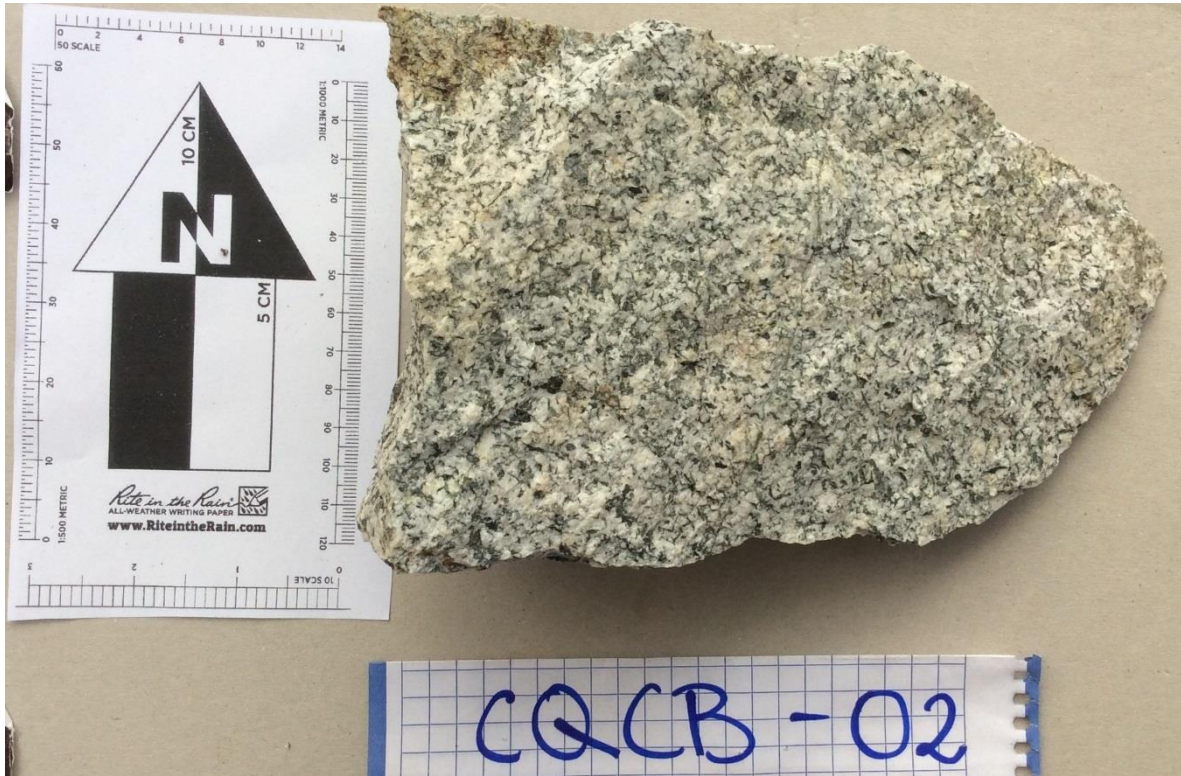


Figura 29: Muestra de mano correspondiente al punto CQCB-02. Se reconoce el origen ígneo intrusivo félsico de la muestra, al igual que algunas vetillas de menor tamaño.

- **Descripción Petrográfica**

- **Mineralogía Primaria**

Como se mencionó previamente, las rocas presentes en la Quebrada Queuco corresponden esencialmente a rocas intrusivas félsicas. Estas están formadas principalmente por minerales de cuarzo, feldespato potásico y plagioclasas, los cuales se encuentran en proporciones variables dependiendo de la muestra, pero según las cuales, las muestras se clasifican como granitoides. Por el lado de los minerales máficos, estos se encuentran en su mayoría alterados a minerales secundarios lo cual dificulta su reconocimiento, por lo que podrían corresponder a biotitas y/o hornblendas. Por último, no se reconoce un gran número de texturas, pero son comunes las texturas fanerítica, consertal, de zonación en plagioclasas y de exsolución.

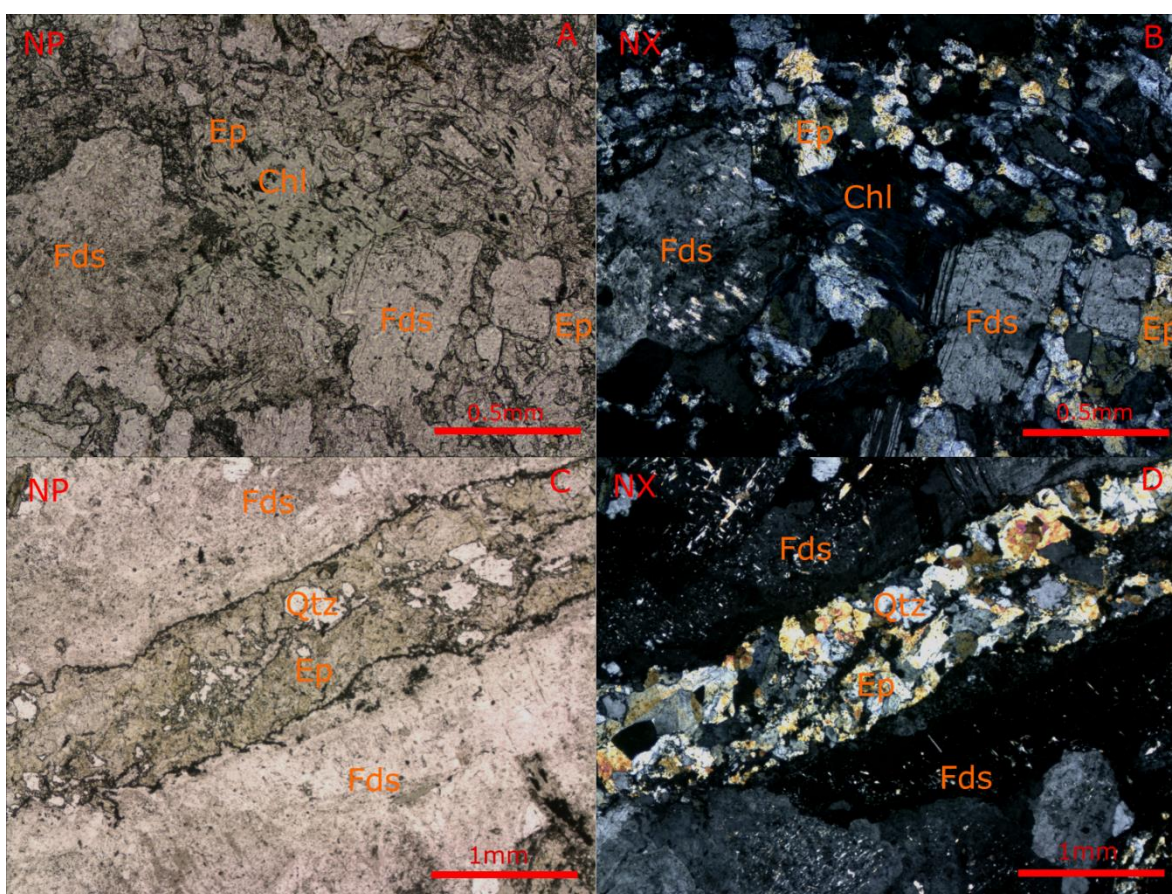
- **Mineralogía de Alteración**

La mineralogía secundaria en la Quebrada Queuco es relativamente similar entre las tres muestras estudiadas. Un resumen de esta se observa en la Tabla 17. Adicionalmente, en todas es posible ver que la mineralogía secundaria se encuentra principalmente como reemplazo de los minerales primarios, ya sean los minerales máficos en el caso de la clorita, o en plagioclasas como las arcillas y las epidotas. También es posible observar algunas vetillas, las cuales se encuentran rellenas por cuarzo, calcita y epidota, pero son pocas y de tamaños menores (0.1-0.5 mm). Las Figura 30 y Figura 31 muestran algunas

imágenes de la mineralogía encontrada en las muestras. En la Figura 30 se muestran imágenes de microscopio petrográfico y en la Figura 31 de SEM.

**Tabla 17:** Tabla con las muestras tomadas en la Quebrada Queuco y sus respectivas coordenadas. Se indica el protolito al igual que la mineralogía de alteración.

Muestra	Coordenada N	Coordenada E	Altura	Protolito	Mineralogía de alteración
CQCB-01	5817697	277311	589	Granitoide	Chl-Ep-Il-Qtz-Am-Op
CQCB-02	5810737	274258	527	Granitoide	Chl-Ep-Il-Qtz-Cal-Op
CQCB-03	5809007	272644	564	Granitoide	Chl-Ep-Il-Qtz-Cal-Am-Op



**Figura 30:** Fotomicrografías tomadas en microscopio petrográfico. En las fotos A (Nícoles Paralelos) y B (Nícoles Cruzados) se observan cloritas y epidotas alterando a la mineralogía primaria, mientras que en la C (Nícoles Paralelos) y D (Nícoles Cruzados) se observa un vetilla rellena por epidota y cuarzo.

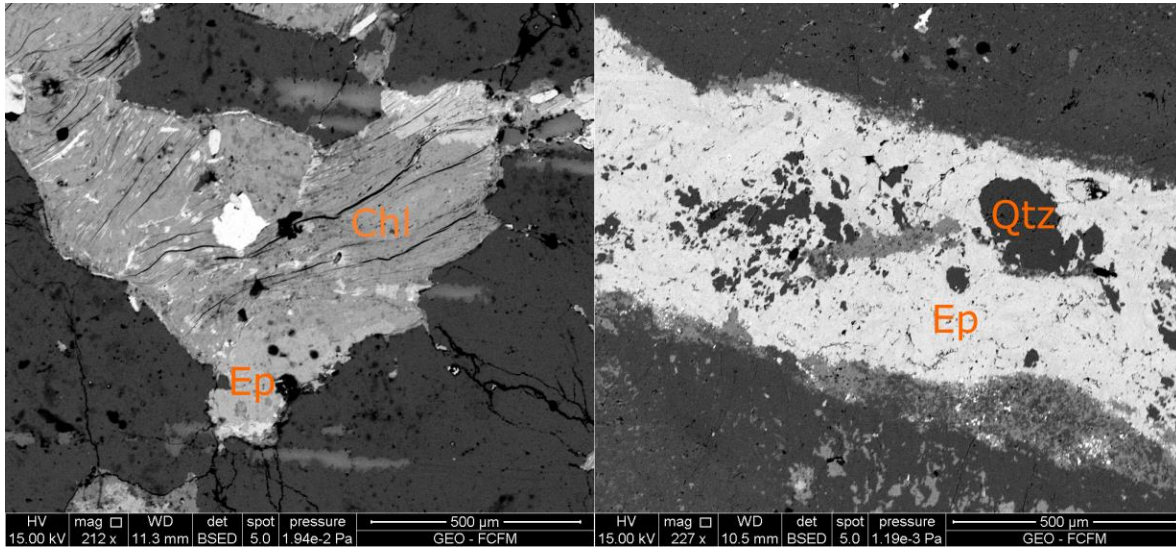


Figura 31: Fotomicrografías tomadas mediante SEM-BSE. A la izquierda se observa clorita y epidota en equilibrio reemplazando a la mineralogía primaria, mientras que a la derecha se observa nuevamente la vetilla de epidota y cuarzo de la Figura 30.

Por otro lado, los análisis realizados mediante DRX entregaron resultados muy similares a los obtenidos en microscopio petrográfico, pero sumando el reconocimiento de fases como la illita o los anfíboles. En la Figura 32 se muestra el difractograma de una de las muestras en donde se indican los principales minerales de la misma, tanto en la roca total como en la fracción menor a 2 µm. A esto es posible sumar los resultados de la química mineral obtenidos mediante SEM; la Tabla 18 y la Tabla 19 muestran los promedios y su correspondiente desviación estándar para la muestra CQCB-01 y para la muestra CQCB-02 respectivamente. A partir de estos, también se calcularon las fórmulas estructurales aproximadas de las epidotas (Tabla 20).

Por último, para las tres muestras también se obtuvieron los índices de cristalinidad tanto para las cloritas como para las illitas (Tabla 21), estos son relativamente similares entre ellos y se obtuvieron a partir de la difracción de rayos X.

Tabla 18: Análisis químico semi-cuantitativo y desviación estándar ( $\sigma$ ) para 10 cloritas y 5 epidotas en la muestra CQCB-01, mediante SEM-EDS.

CQCB-01				
	<i>Cloritas</i>		<i>Epidotas</i>	
	Promedio	$\sigma$	Promedio	$\sigma$
<b>SiO<sub>2</sub></b>	33.67	2.42	41.74	0.98
<b>TiO<sub>2</sub></b>	0.82	1.28	0	0
<b>Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub></b>	22.89	1.94	26.83	1.08
<b>FeO</b>	24.76	2.89	9.07	1.65
<b>MgO</b>	17.59	0.81	0.42	0.85
<b>CaO</b>	0.28	0.57	21.94	0.8
<b>Total</b>	100		100	

Tabla 19: Análisis químico semi-cuantitativo y desviación estándar ( $\sigma$ ) para 12 cloritas y 9 epidotas de la muestra CQCB-02, mediante SEM-EDS.

	<b>CQCB-02</b>			
	<i>Cloritas</i>		<i>Epidotas</i>	
	<b>Promedio</b>	<b><math>\sigma</math></b>	<b>Promedio</b>	<b><math>\sigma</math></b>
<b>SiO<sub>2</sub></b>	32.49	0.5	41.21	0.28
<b>Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub></b>	22.91	1.06	22.72	0.69
<b>FeO</b>	24.1	0.98	13.18	0.96
<b>MgO</b>	20.49	0.94	0	0
<b>CaO</b>	0	0	22.89	0.18
<b>Total</b>	100		100	

Tabla 20: Fórmula química aproximada de las epidotas presentes en las tres muestras de la Quebrada Queuco, calculada a partir de los promedios de la química obtenidos mediante SEM-EDS.

<b>Muestra</b>	<b>Epidotas</b>				<b>Fórmula Química</b>
	<b>Ca</b>	<b>Fe</b>	<b>Al</b>	<b>Si</b>	
<b>CQCB-01</b>	1.76	0.51	2.36	3.09	Ca <sub>1.76</sub> Fe <sub>0.51</sub> Al <sub>2.36</sub> Si <sub>3.09</sub> O <sub>12</sub> (OH)
<b>CQCB-02</b>	1.86	0.84	2.03	3.13	Ca <sub>1.86</sub> Fe <sub>0.84</sub> Al <sub>2.03</sub> Si <sub>3.13</sub> O <sub>12</sub> (OH)
<b>CQCB-03</b>	1.86	0.82	2.06	3.11	Ca <sub>1.86</sub> Fe <sub>0.82</sub> Al <sub>2.06</sub> Si <sub>3.11</sub> O <sub>12</sub> (OH)

Tabla 21: Índices de cristalinidad para cloritas e illitas de las tres muestras de la Quebrada Queuco. Estas fueron calculadas a partir de la DRX.

	<b><math>\Delta 2\theta</math></b>					
	<b>CQCB-01</b>		<b>CQCB-02</b>		<b>CQCB03</b>	
	<b>Clorita</b>	<b>Illita</b>	<b>Clorita</b>	<b>Illita</b>	<b>Clorita</b>	<b>Illita</b>
<b>I(001)</b>	0.2	0.26	0.22	0.25	0.21	0.3
<b>I(002)</b>	0.21	-	0.21	-	0.18	-
<b>I(003)</b>	0.16	-	0.19	-	0.15	-

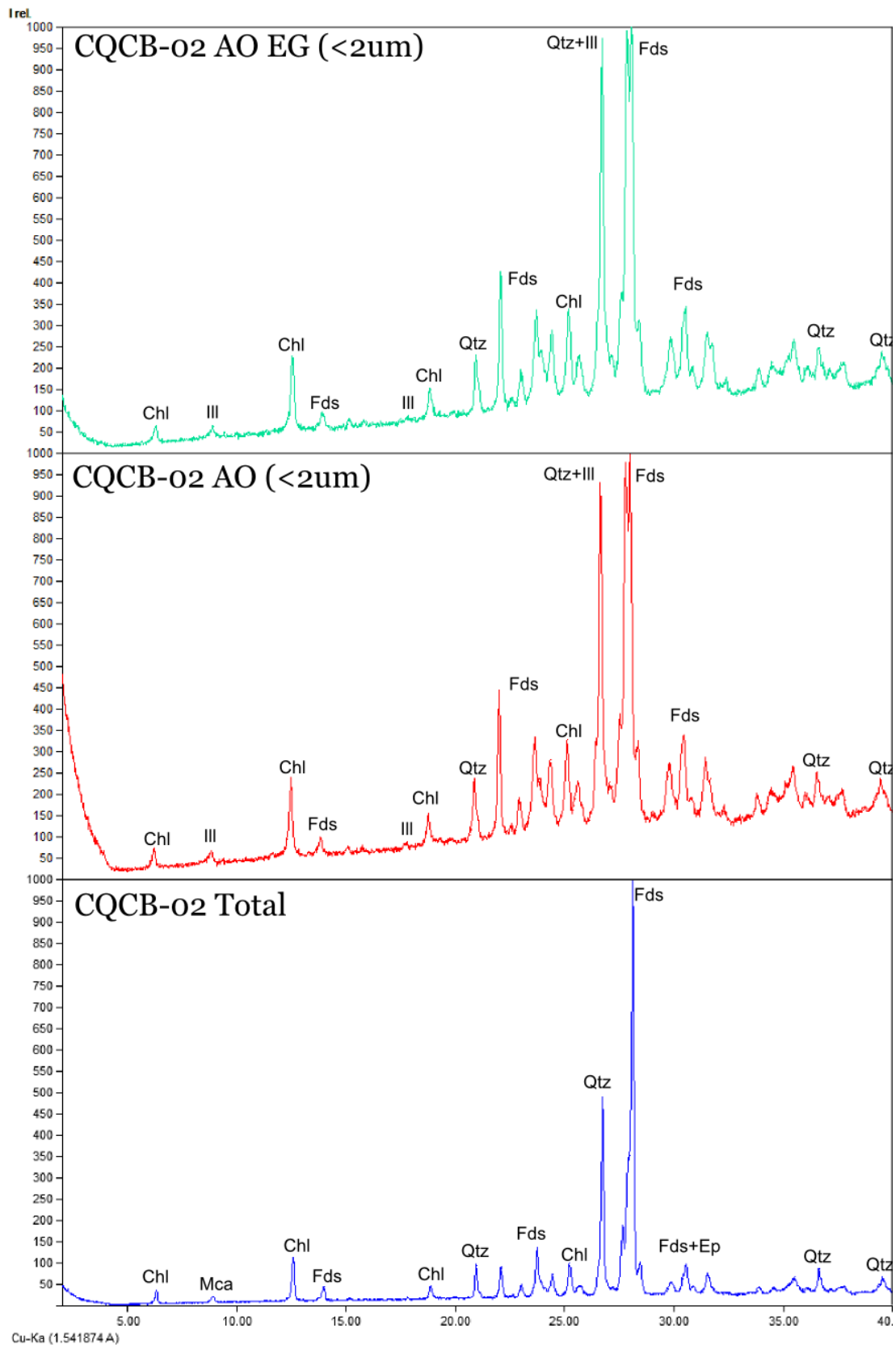


Figura 32: DRX de la muestra CQCB-02 con las distintas fases minerales identificadas y sus respectivos peaks.

### 4.3.2. Quebrada Pangué

- **Descripción General**

Corresponde a la segunda estructura inferida, vista de oeste a este, de la cual se tomaron 5 muestras. Los afloramientos en general se encuentran cercanos al río Pangué y al camino de vehículos que por ahí circula. A diferencia de la estructura anterior, estos son relativamente más heterogéneos, con colores que varían entre tonos verdes y grises. Así mismo, si bien se observan diaclasas en la mayoría de los afloramientos, éstas no son sistemáticas en todos. De manera similar, si bien se observan vetillas rellenas en la mayoría de los afloramientos, solo la muestra CQCB-25 presenta una orientación relativamente preferente similar al rumbo de la quebrada (N60°E) . Por otro lado, no se logra apreciar un grado de meteorización o erosión notoria en los puntos de muestreo, salvo en una muestra que presentaba un alto grado de erosión producto del río Pangué. En la Figura 33 se observa uno de estos afloramientos, el que corresponde a la muestra CQCB-25. Al estudiar más cercanamente los afloramientos, es posible notar que la mayoría de estos corresponden a rocas volcánicas, variando entre rocas de origen piroclástico e ígneo, y que no se logra reconocer mineralogía a simple vista. Por el lado de las vetillas, todas aquellas observadas estaban rellenas por minerales de color blanco a simple vista. En la Figura 34 es posible apreciar una muestra en terreno del punto CQCB-25 con wairakita.



Figura 33: Afloramiento asociado a la muestra CQCB-25. Al igual que en otros afloramientos, se reconoce un diaclasado levemente orientado.



Figura 34: Muestra de mano correspondiente al afloramiento CQCB-25. Se reconoce un mineral blanco de alteración, identificado como wairakita mediante DRX.

- **Descripción Petrográfica**

- **Mineralogía Primaria**

Como se mencionó anteriormente, los afloramientos presentes en la Quebrada Pangué corresponden principalmente a rocas volcánicas. A microscopio petrográfico, es posible observar que la mayoría de estas se encuentran relativamente obliteradas y es difícil reconocer texturas o mineralogía primera en ellas. Excepciones a esto ocurre en las muestras CQCB-21 y CQCB-22. En la primera se observa una roca relativamente equigranular y de grano considerablemente más grueso que en las otras rocas volcánicas, y compuesta principalmente por plagioclasas y feldespatos potásicos. En la segunda, la muestra corresponde a una roca piroclástica brechosa, muy poco alterada y en la cual se reconoce una textura fragmentada con clastos que varían entre basaltos a andesitas. Por último, las tres muestras restantes corresponden a lavas o rocas piroclásticas, siendo difícil diferenciar entre las dos, debido a que, a diferencia de las anteriores, estas se encuentran bastante obliteradas, siendo posible reconocer cierta mineralogía primaria como fenocristales de plagioclasas y clinopiroxenos en algunas o texturas fragmentadas en otras. Un resumen de esto se puede observar en la Tabla 22.



- **Mineralogía de Alteración**

Al igual que la litología primaria, la mineralogía de alteración en la Quebrada Pangue es más heterogénea y un poco más amplia que la observada en la Quebrada Queuco. Si bien se siguen observando minerales como epidota, clorita, calcita, illita, cuarzo y anfíbol, se reconocen otros minerales de alteración como prehnita, wairakita y esmectita, esta última usualmente interestratificada con clorita o illita (Tabla 23). La Figura 35 y la Figura 36 muestran imágenes de algunos de los minerales identificados.

**Tabla 22: Muestras tomadas en la Quebrada Pangue y sus respectivas coordenadas. Se indican los protolitos y la mineralogía de alteración identificada.**

<b>Muestra</b>	<b>Coordenada N</b>	<b>Coordenada E</b>	<b>Altura</b>	<b>Protolito</b>	<b>Alteración</b>
<b>CQCB-21</b>	5801981	276706	682	Intrusivo máfico	Chl-Ep-Ill-Qtz-Cal-Op-Sps
<b>CQCB-22</b>	5804593	278913	877	Toba lítica	Chl-Sme-Cal
<b>CQCB-23</b>	5804046	278177	853	Roca Piroclástica	Chl-Sme-Qtz-Cal (Ep)
<b>CQCB-24</b>	5803284	277648	807	Roca Volcánica Obliterada	Chl-Sme-Ep-Ill-Qtz-Cal
<b>CQCB-25</b>	5802459	277003	745	Roca Volcánica Obliterada	Chl-Ep-Ill-Qtz-Am-Prh-Wrk

**Tabla 23: Porcentajes de clorita o illita en los interestratificados de C/S e I/S.**

<b>Muestra</b>	<b>C/S</b>	<b>I/S</b>
<b>CQCB-21</b>	100%	100%
<b>CQCB-22</b>	0-10%	N/A
<b>CQCB-23</b>	90-100%	N/A
<b>CQCB-24</b>	90-100%	90-100%
<b>CQCB-25</b>	100%	100%

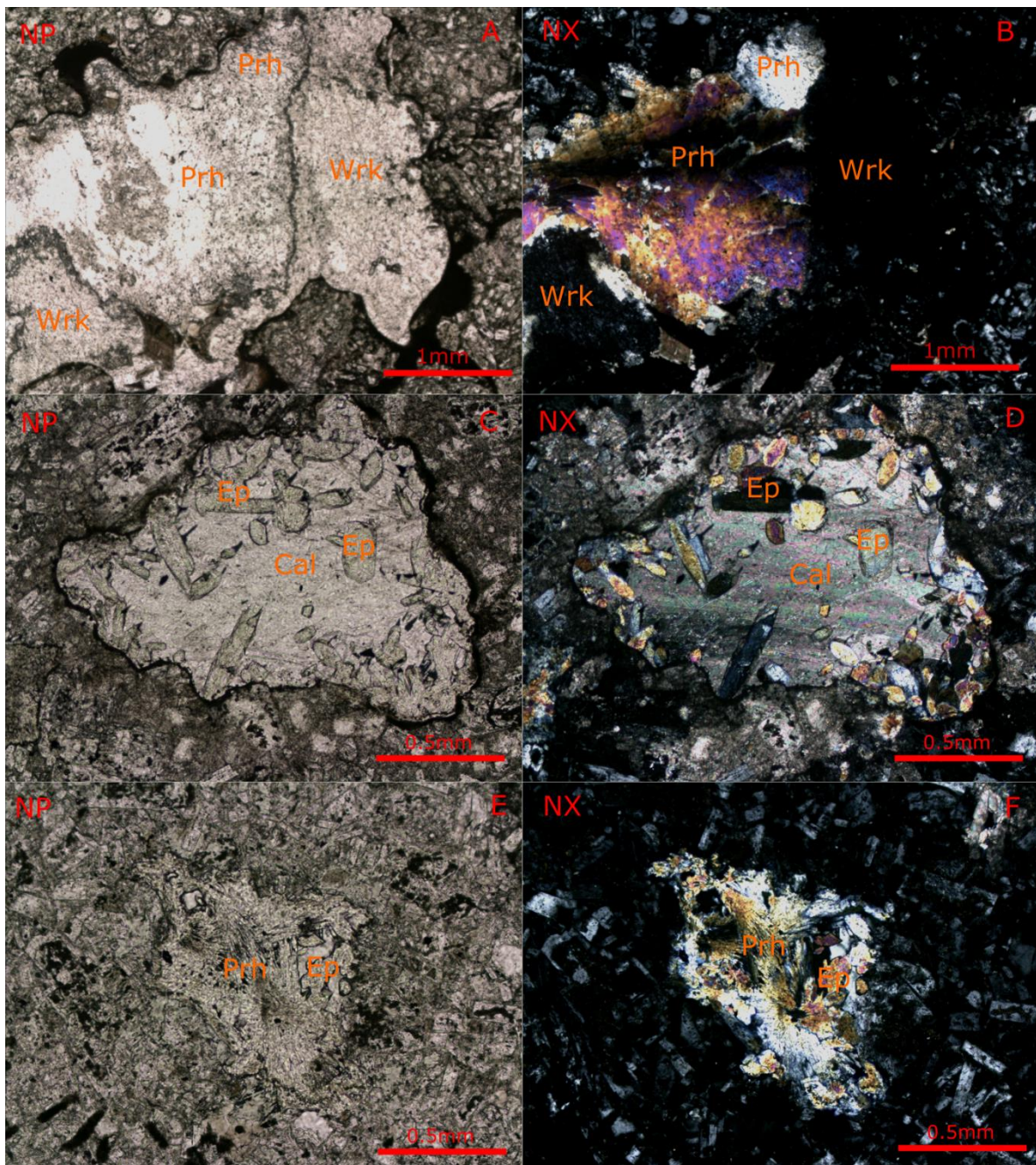
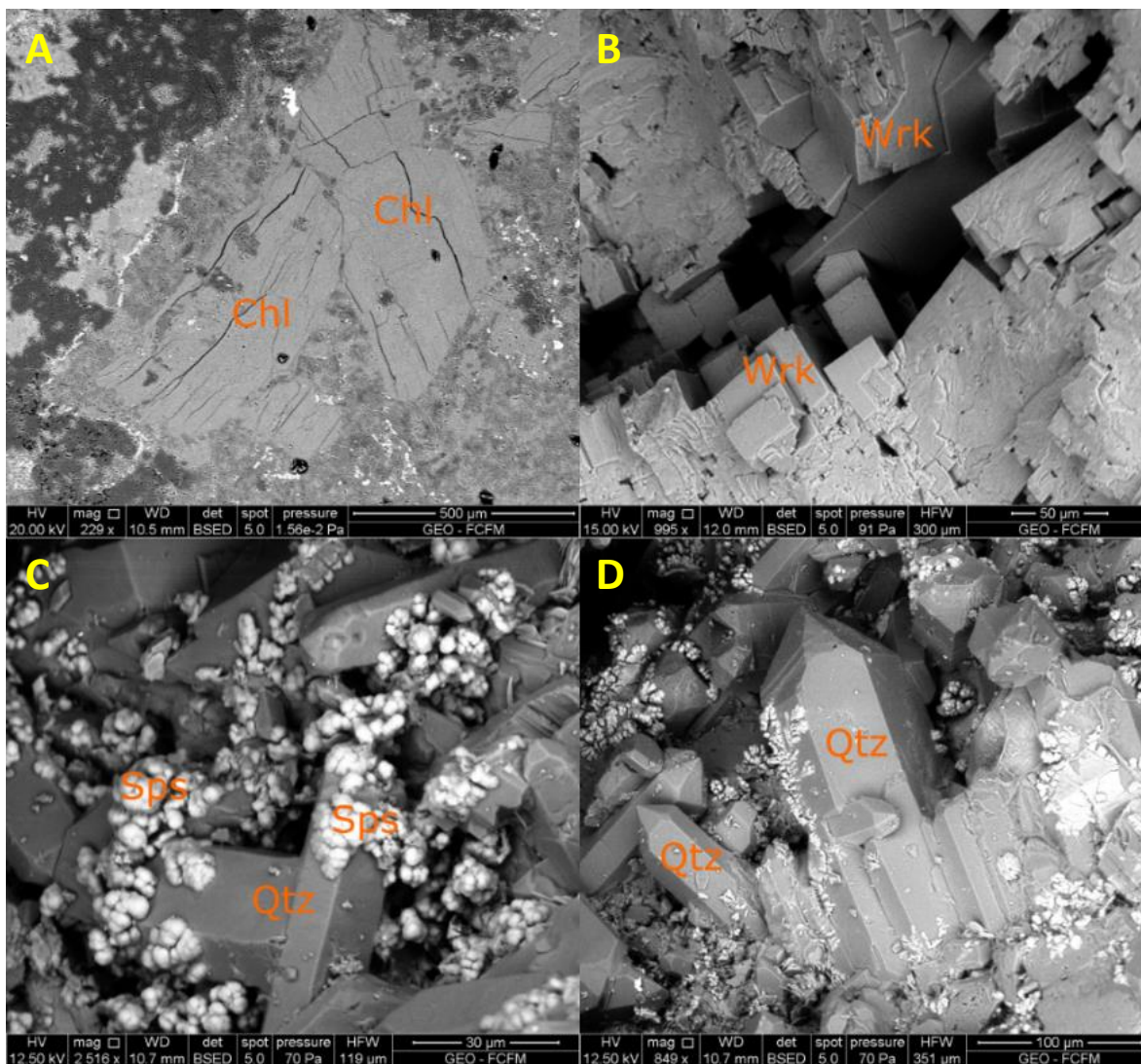


Figura 35: Fotomicrografías tomadas en microscopio petrográfico. En las imágenes A (Nícoles Paralelos) y B (Nícoles Cruzados) se observan prehnitas y wairakitas relleno de espacios, mientras que en las C (Nícoles Paralelos) y D (Nícoles Cruzados) se observa una amígdala con calcita y epidota. Por último en las imágenes E (Nícoles Paralelos) y F (Nícoles Cruzados) se observa un relleno de prehnita



**Figura 36:** Fotomicrografías tomadas mediante SEM-BSE. La imagen A corresponde a cloritas de la muestra CQCB-24, la imagen B son wairakitas encontradas en una microfractura de la muestra CQCB-25 y las imágenes C y D son cuarzos y espesartina encontrados en una amígdala de la muestra CQCB-21.

Por otro lado, la mineralogía secundaria en estas muestras tiende a encontrarse tanto rellenando espacios como amígdalas y vetillas como alterando a la mineralogía primaria, lo cual genera textura obliterada e impide distinguir el protolito.

Las fases minerales como la illita, la esmectita y la wairakita se identificaron mediante DRX. Con esta técnica también se lograron obtener los índices de cristalinidad de la clorita y la illita, y se determinó el porcentaje aproximado de clorita/esmectita. Este último corresponde en la mayoría de las muestras a un alto porcentaje de clorita (~90%) y muy bajo de esmectita (~10%). En la Figura 37 se observa uno de los resultados de DRX correspondiente a la muestra CQCB-25 y en la Tabla 27 se muestran sus índices de cristalinidad. Por último, al igual que en las otras muestras, el SEM se utilizó para obtener la química de cloritas, epidotas, wairakitas, cuarzos y prehnitas (Tabla 24 y Tabla 25), así como la fórmula aproximada de las epidotas (Tabla 26). Adicionalmente con la ayuda del

SEM, en la muestra CQCB-21, se observaron cavidades rellenas con cuarzos euhedrales y minerales botroidales, identificados como granates, particularmente espesartina (Figura 36).

Tabla 24: Análisis químico semi-cuantitativo y su desviación estándar ( $\sigma$ ) para 7 cloritas y 5 cuarzos en la muestra CQCB-24, mediante SEM-EDS.

	CQCB-24			
	Clorita		Cuarzo	
	Promedio	$\sigma$	Promedio	$\sigma$
SiO <sub>2</sub>	34.67	0.63	98.53	0.77
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	24.14	0.86	1.47	0.77
FeO	20.32	0.46	0	0
MnO	0.51	0.21	0	0
MgO	20.28	0.81	0	0
CaO	0.07	0.16	0	0
<b>Total</b>	100		100	

Tabla 25: Análisis químico semi-cuantitativo y su desviación estándar ( $\sigma$ ) para 10 prehnitas, 4 wairakitas y 2 epidotas en la muestra CQCB-25, mediante SEM-EDS.

	CQCB-25					
	Prehnita		Wairakita		Epidota	
	Promedio	$\sigma$	Promedio	$\sigma$	Promedio	$\sigma$
SiO <sub>2</sub>	48.71	1.41	62.57	2.49	41.57	0.28
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	24.16	0.86	23.50	1.98	25.76	0.27
FeO	0	0	0	0	10.25	0.42
CaO	27.13	0.76	13.93	0.52	22.42	0.42
<b>Total</b>	100		100	0	100	0

Tabla 26: Fórmula química aproximada de las epidotas presentes en las muestras CQCB-24 y CQCB-25 de la Quebrada Pangue, calculada a partir de los promedios de la química obtenidos mediante SEM-EDS.

Muestra	Epidotas				Fórmula Química
	Ca	Fe	Al	Si	
CQCB-24	1.86	0.41	2.38	3.08	Ca <sub>1.86</sub> Fe <sub>0.41</sub> Al <sub>2.38</sub> Si <sub>3.08</sub> O <sub>12</sub> (OH)
CQCB-25	1.79	0.64	2.26	3.09	Ca <sub>1.79</sub> Fe <sub>0.64</sub> Al <sub>2.26</sub> Si <sub>3.09</sub> O <sub>12</sub> (OH)

Tabla 27: Índices de cristalinidad para cloritas e illitas de las muestras de la Quebrada Pangue, salvo la muestra CQCB-22. Estas fueron calculadas a partir de la DRX.

	$\Delta 2\theta$							
	CQCB-21		CQCB-23		CQCB-24		CQCB-25	
	Clorita	Illita	Clorita	Illita	Clorita	Illita	Clorita	Illita
I(001)	0.21	0.27	0.41	N/A	0.21	0.26	0.18	0.24
I(002)	0.17	-	0.34	-	0.17	-	0.19	-
I(003)	0.15	-	0.41	-	0.2	-	0.2	-

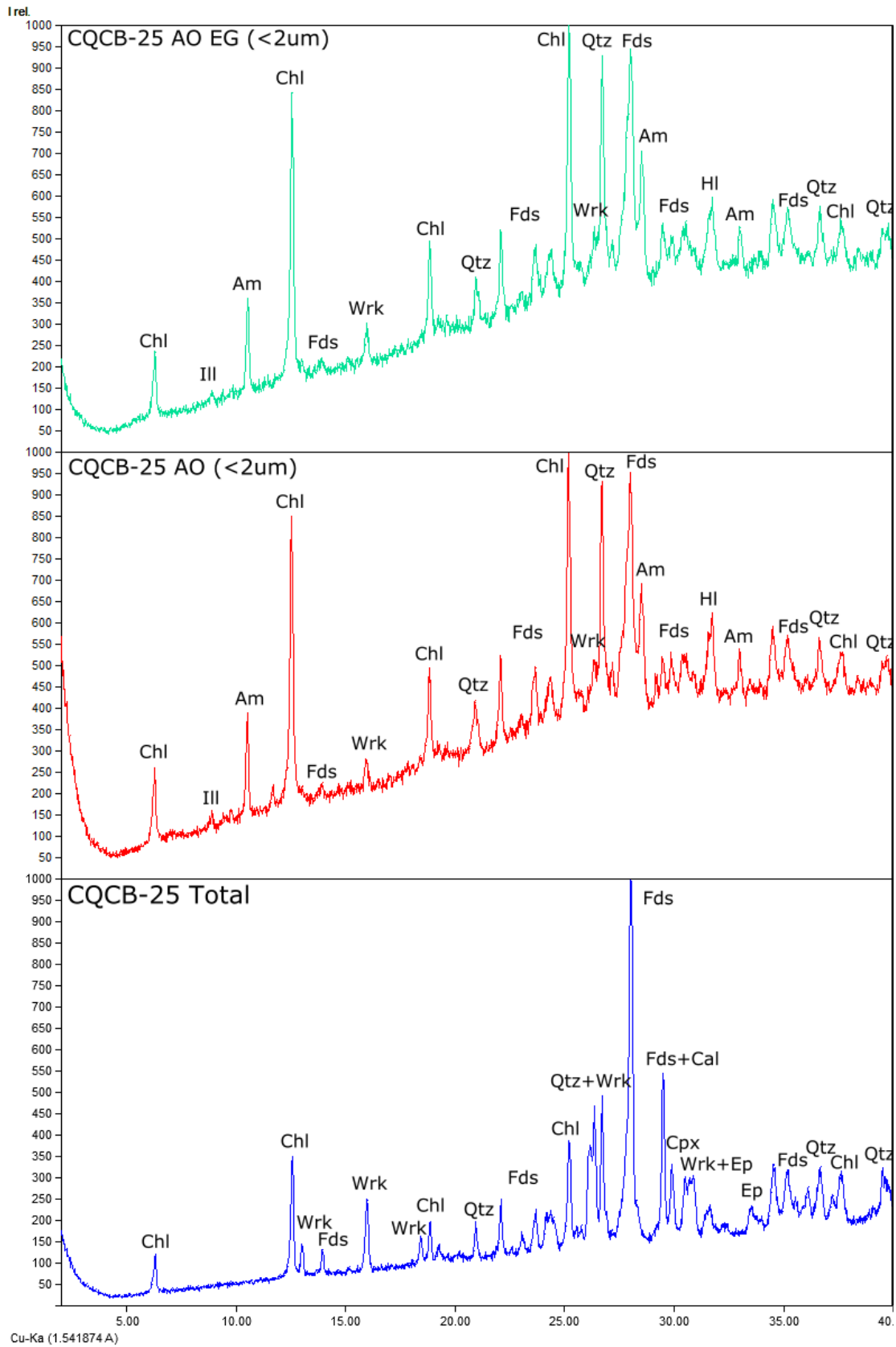


Figura 37: DRX de la muestra CQCB-24 con las distintas fases minerales identificadas y sus respectivos peaks.

### 4.3.3. Quebrada Malla

- **Descripción General**

Es la tercera estructura inferida vista de oeste a este de la cual se sacaron 6 muestras de roca. De estas 6 muestras, 3 resultaron ser muestras de roca sin alterar debido a que corresponden a productos más recientes del CFC. Los afloramientos en esta zona son en general de tonos grises, variando entre claros y oscuros y se encuentran en general a orillas del camino rural o del río Malla. En cuanto a las diaclasas, de manera similar a los afloramientos previos, la mayoría de los presentes en esta estructura se encuentran notoriamente diaclasados, pero usualmente de manera irregular. Esto último se cumple para todos los afloramientos salvo del que se obtuvo la muestra CQCB-14, debido a que es una lava reciente del volcán dispuesta a orillas del río Malla.

Las muestras que poseen alteración presentan presencia de vetillas rellenas con minerales, usualmente de color blanco y son relativamente discontinuas y sinuosas. Esto último se puede observar en la Figura 38 (afloramiento) y la Figura 39 (muestra de mano). Todos los afloramientos observados en la Quebrada Malla tienen un origen volcánico, ya sea piroclástico o ígneo, y en la mayoría de los casos es posible reconocer el protolito de las muestras (Tabla 28) debido a que conservan ciertas texturas y minerales primarios.



**Figura 38:** Afloramiento correspondiente a la muestra CQCB-19. Se pueden observar una vetilla rellena por esencialmente cuarzo con leves cantidades de epidota. Así mismo, se reconocen diaclasas con una leve orientación.



Figura 39: Muestra de mano CQCB-18. Al igual que en el afloramiento, se observan espacios rellenos por cuarzo con leves cantidades de epidota.

- **Descripción Petrográfica**

- **Mineralogía Primaria**

Como se mencionó anteriormente, tres de las seis muestras tomadas en esta estructura corresponden a muestras sin alteración, por lo que el reconocimiento de su mineralogía primaria y texturas es sencillo. Estas tres corresponden a lavas compuestas principalmente por fenocristales de plagioclasas, clinopiroxenos y olivinos, con las plagioclasas siendo aproximadamente el 80% de estos y una masa fundamental que varía desde completamente vítrea a cristalina. Otra diferencia entre ellas es la cantidad de fenocristales, donde la muestra CQCB-15 casi no presenta y tiene una masa fundamental muy vítrea, rasgo que comparte con la muestra CQCB-17. Sin embargo, esta última presenta una cantidad alta de fenocristales. Estas dos muestras presentan una textura vitrofídica, mientras que la muestra CQCB-14 tendría una textura intergranular. Otras texturas comunes en estas muestras son la porfírica, glomeroporfírica, vesicular, sieve, zonación y poikilítica, con la mayoría de estas en plagioclasas. Según su mineralogía las muestras corresponden a basaltos o andesitas basálticas porfíricas de clinopiroxeno u olivino.

En el caso de las tres muestras restantes que sí presentan alteración, estas no se encuentran completamente obliteradas por lo cual aún es posible reconocer algunos minerales primarios, al igual que ciertas texturas. La mineralogía primaria reconocible

consiste principalmente en fenocristales de plagioclasas y ocasionalmente clinopiroxenos, con masas fundamentales que pueden ser muy vítreas como es el caso de la muestra CQCB-18 o muy cristalina como en la muestra CQCB-19. Ambas muestras presentan una textura porfírica y en ciertos casos es posible reconocer texturas de sieve y zonación en plagioclasas. En base a la mineralogía y las texturas ambas muestras se pueden clasificar como muestras ígneas extrusivas de composición básica, en particular basaltos o andesitas basálticas. Al contrario de estas dos, la muestra CQCB-16 corresponde a una roca piroclástica con una clara textura fragmentada, que presenta una mineralogía primaria de plagioclasas y escasos clinopiroxenos.

#### - Mineralogía de Alteración

Las muestras que no presentan alteración aparente en general no poseen mineralogía secundaria, y cuando lo hacen, esta es muy escasa. En el caso de las muestras alteradas, éstas presentan una mineralogía secundaria relativamente menos amplia, observándose minerales como laumontita, clinoptilolita, clorita, illita, esmectita, cuarzo y epidota en menor medida (Tabla 28). Particularmente la esmectita se encuentra interestratificada con la clorita en el caso de presentarse (Tabla 29). La Figura 40 y la Figura 41 muestran microfotografías de la alteración, la que se encuentra predominantemente rellenando espacios, ya sean vetillas o amígdalas, y en menor medida como reemplazo de la mineralogía primaria, en donde la clorita es el principal mineral de alteración ya que se observa reemplazándola tanto en minerales máficos como plagioclasas.

**Tabla 28: Muestras tomadas en la Quebrada Malla y sus respectivas coordenadas. Se indican los protolitos al igual que la mineralogía de alteración.**

Muestra	Coordenada N	Coordenada E	Altura	Protolito	Alteración
<b>CQCB-14</b>	5793521	286330	1046	Basalto	N/A
<b>CQCB-15</b>	5792903	285859	1026	Basalto	(Sme)
<b>CQCB-16</b>	5792812	285762	1014	Roca Piroclástica	Chl-Lmt-Qtz-Mag
<b>CQCB-17</b>	5791543	283809	839	Basalto	N/A
<b>CQCB-18</b>	5791137	282019	688	Extrusiva Máfica	Chl-Ep-Ill-Qtz-Cal-Op
<b>CQCB-19</b>	5791125	282018	741	Extrusiva Máfica	Chl-Sm-Cli-Cal-Qtz-Mag

**Tabla 29: Porcentajes de clorita o illita en los interestratificados de C/S e I/S.**

Muestra	C/S	I/S
<b>CQCB-16</b>	90-100%	N/A
<b>CQCB-18</b>	100%	100%
<b>CQCB-19</b>	10-20%	N/A



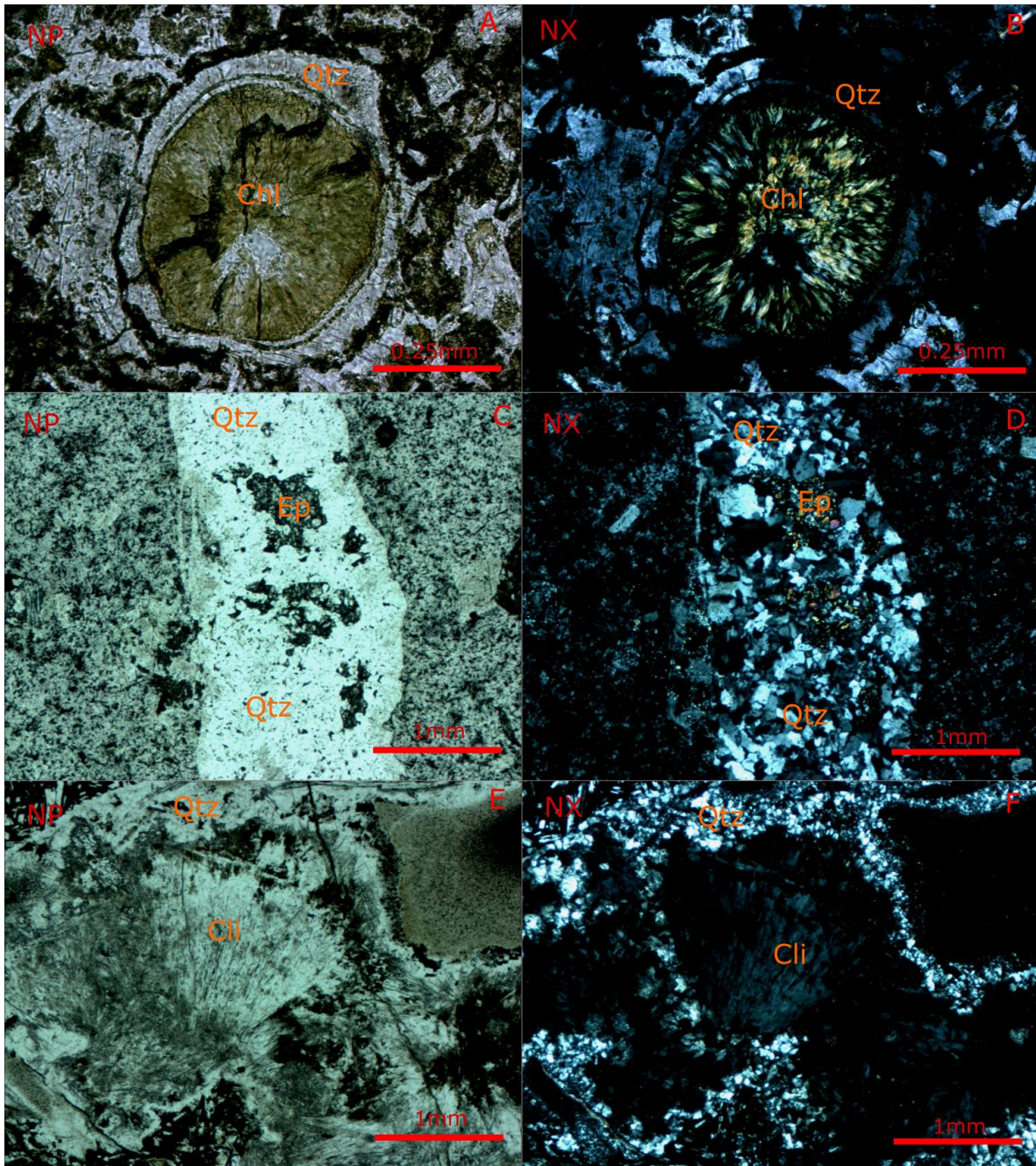
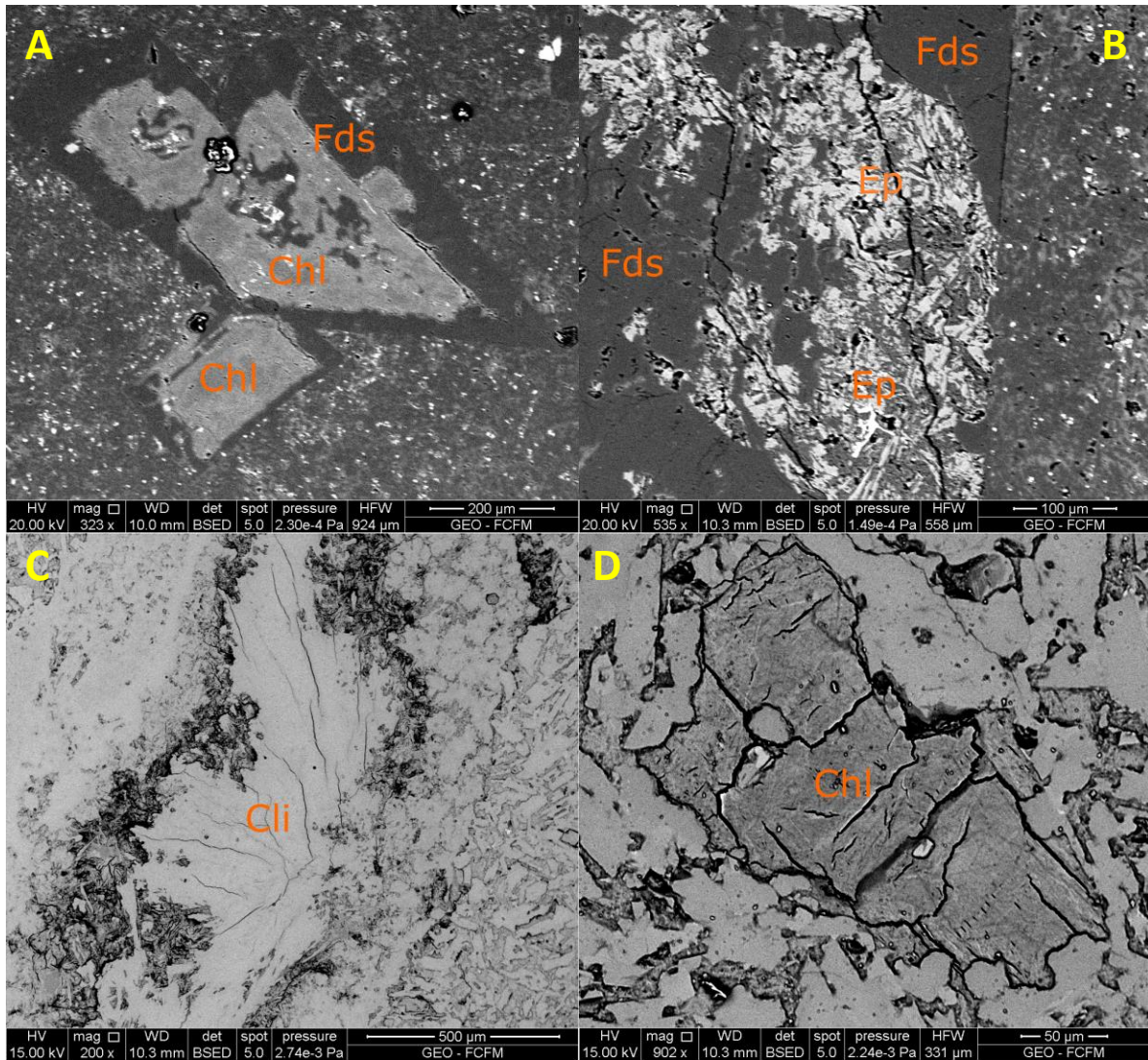


Figura 40: Fotomicrografías tomadas en microscopio petrográfico. En las imágenes A (Nícoles Paralelos) y B (Nícoles Cruzados) se observa cuarzo y cloritas relleno una amígdala. En las imágenes C (Nícoles Paralelos) y D (Nícoles Cruzados) se observa una vetilla rellena con cuarzo y epidota. En las imágenes E (Nícoles Paralelos) y F (Nícoles Cruzados) se observa clinoptilolita y cuarzo relleno espacios.



**Figura 41:** Fotomicrografías tomadas mediante SEM-BSE. Las imágenes A y B corresponden a feldespatos alterados a clorita y epidota respectivamente. La imagen C corresponde a una clinoptilolita relleno de espacios y la imagen D es una biotita reemplazada por clorita.

Como en otras muestras illita, laumontita y esmectita se reconocieron gracias a la DRX, la Figura 42 muestra un ejemplo de un difractograma de una de las muestras. Con DRX también se realizó la estimación de los índices de cristalinidad de la clorita y la illita (Tabla 33). Finalmente, los resultados de química en SEM para cloritas, cuarzo, epidotas y clinoptilolita se observan en la Tabla 30 y la Tabla 31, mientras que el cálculo de la fórmula química de las epidotas se presenta en la Tabla 32.

Tabla 30: Análisis químico semi-cuantitativo y su desviación estándar ( $\sigma$ ) para 4 cloritas, 12 epidotas y 2 cuarzos de la muestra CQCB-18, mediante SEM-EDS.

	CQCB-18					
	Clorita		Epidota		Cuarzo	
	Promedio	$\sigma$	Promedio	$\sigma$	Promedio	$\sigma$
SiO <sub>2</sub>	36.99	0.53	42.59	0.37	99.2	0.04
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	21.87	0.36	22.82	0.83	0.8	0.04
FeO	21.17	2.42	11.83	1.17	0	0
MnO	1.13	0.70	0.22	0.30	0	0
MgO	18.84	1.38	0	0	0	0
CaO	0	0	22.54	0.38	0	0
<b>Total</b>	100		100		100	

Tabla 31: Análisis químico semi-cuantitativo y su desviación estándar ( $\sigma$ ) para 4 cloritas/esmectitas y 4 clinoptilolitas de la muestra CQCB-19, mediante SEM-EDS.

	CQCB-19			
	Clorita/Esmectita		Clinoptilolita	
	Promedio	$\sigma$	Promedio	$\sigma$
SiO <sub>2</sub>	49.71	0.62	83.98	1.77
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	10.82	0.35	11.40	0.96
FeO	23.05	1.91	0	0
MgO	13.75	1.18	0	0
CaO	2.68	0.46	3.68	0.31
Na <sub>2</sub> O	0	0	0.93	0.94
<b>Total</b>	100		100	

Tabla 32: Fórmula química aproximada de la epidota presente en la muestra CQCB-18 de la Quebrada Malla, calculada a partir de los promedios de la química mediante SEM-EDS.

Muestra	Epidotas					Fórmula Química
	Ca	Mn	Fe	Al	Si	
CQCB-18	1.81	0.01	0.74	2.02	3.20	Ca <sub>1.81</sub> Mn <sub>0.01</sub> Fe <sub>0.74</sub> Al <sub>2.02</sub> Si <sub>3.2</sub> O <sub>12</sub> (OH)

Tabla 33: Índices de cristalinidad para cloritas e illitas de las muestras alteradas de la Quebrada Malla. Estas fueron calculadas a partir de la DRX.

	$\Delta 2\theta$					
	CQCB-16		CQCB-18		CQCB-19	
	Clorita	Illita	Clorita	Illita	Clorita	Illita
I(001)	0.67	0.41	0.27	0.3	0.66	N/A
I(002)	0.24	-	0.19	-	0.15	-
I(003)	0.15	-	0.19	-	N/A	-

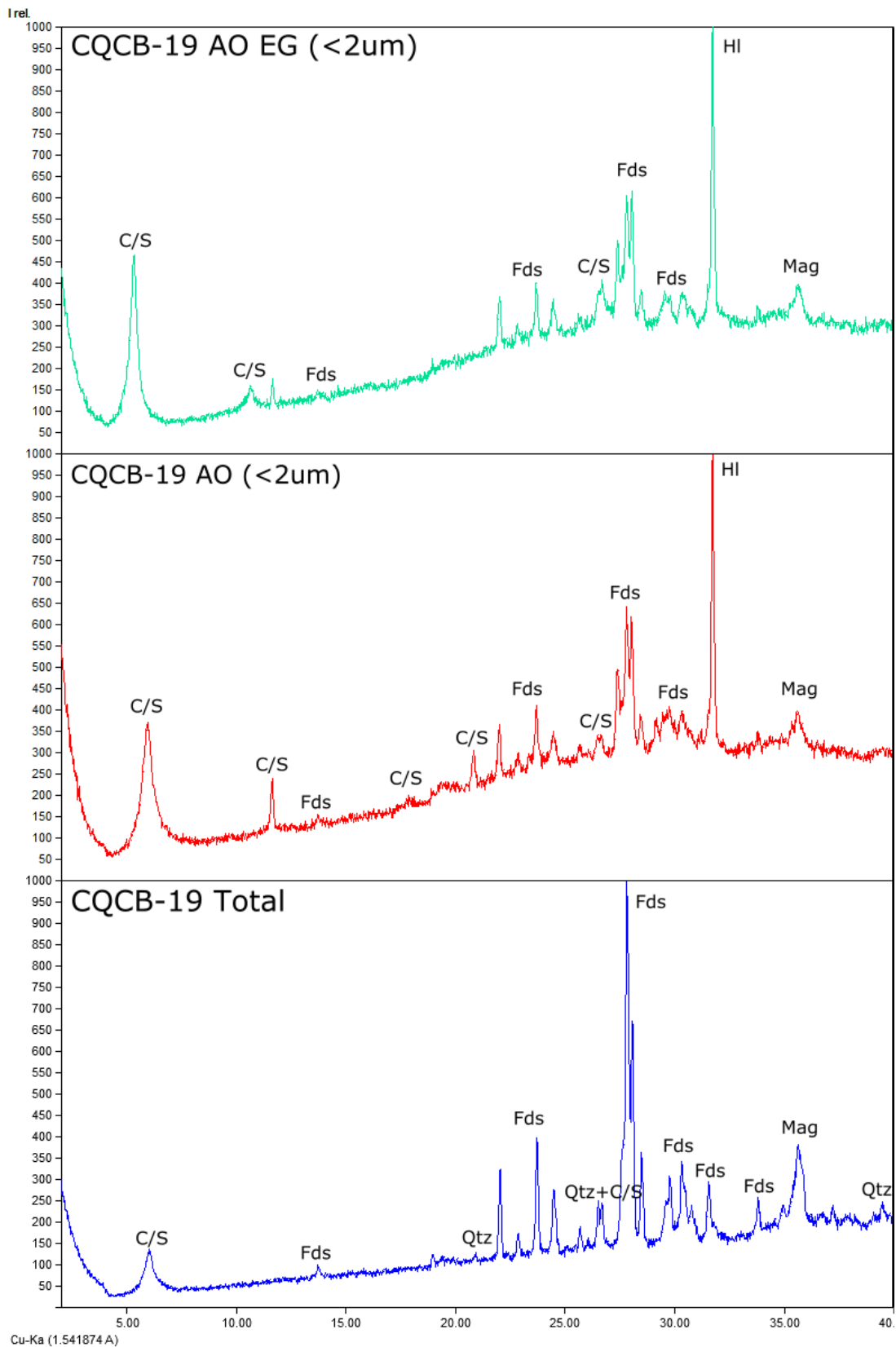


Figura 42: DRX de la muestra CQCB-19 con las distintas fases minerales identificadas y sus respectivos peaks.

#### 4.3.4. Quebrada Quepuca

- **Descripción General**

Esta estructura inferida corresponde a la cuarta vista desde oeste a este, de la cual se tomaron ocho muestras en cinco puntos de muestreo. Esto último debido a ciertas variaciones observadas en terreno dentro de un mismo afloramiento o muy cercano a este, como cambios en el color de la roca o la integridad de la misma. Estos afloramientos se encuentran a orillas del camino vehicular de la zona o del río Quepuca y tienen colores que varían entre tonos grises y levemente morados. Al igual que en las otras estructuras, la mayoría de los afloramientos presentan diaclasas, las cuales varían en su grado de sistematicidad y cantidad. Así mismo, la mayoría de los afloramientos presentan vetillas, algunas de un grosor considerable ( $\geq 3$  cm), rellenas por minerales como cuarzo, laumontita o calcita, en algunos casos en gran cantidad y con orientaciones relativamente similares. Por otro lado la litología de los afloramientos es relativamente similar, en la mayoría no se logra distinguir la mineralogía a nivel de muestra de mano y aparentan un origen volcánico. Una vez revisados en microscopio petrográfico, se puede confirmar que la mayoría de las muestras corresponden a rocas ígneas extrusivas. La excepción a esto corresponde a la muestra CQCB-11, afloramiento del cual se tomaron tres muestras debido a que se observaban cambios litológicos en un intervalo muy limitado. Estos cambios son tanto de tamaño de cristales como de integridad del afloramiento, observándose que una de estas tres muestras corresponde a un intrusivo, posiblemente un dique, lo cual se ve respaldado por lo observado a microscopio petrográfico. Este intrusivo explicaría las diferencias litológicas que se observan en el afloramiento, así como las diferencias de integridad. En la Figura 43 y en la Figura 44 se observa uno de los afloramientos y una muestra de mano respectivamente.



**Figura 43:** Afloramiento correspondiente a las muestras CQCB-11A, CQCB-11B y CQCB-11C. Se reconocen variaciones en las diaclasas y la integridad de las muestras.



**Figura 44:** Muestra de mano CQCB-09. Se observa bastante alterada y con el mineral blanco siendo identificado como laumontita.

- **Descripción Petrográfica**

- **Mineralogía Primaria**

Si bien se observan algunas muestras relativamente obliteradas, en la mayoría de estas es posible reconocer tanto mineralogía primaria como algunas texturas. Como se mencionó anteriormente, estas corresponden en su mayoría a muestras de rocas ígneas extrusivas, en las cuales se reconocen principalmente fenocristales de plagioclasas y pseudomorfos reemplazados por minerales secundarios. En cuanto a la masa fundamental no siempre es reconocible, pero cuando no se encuentra obliterada, es posible reconocer microlitos de plagioclasas en ella. Un caso particular es el de la muestra CQCB-11 que corresponde a un intrusivo máfico, en el cual es posible reconocer tanto plagioclasas como clinopiroxenos. Por otro lado, las texturas primarias observadas no son tantas, pero se presentan en la mayoría de las muestras, siendo estas la porfírica, glomeroporfírica, zonaciones en plagioclasas, intergranular y sieve en plagioclasas. Particularmente dentro de este intrusivo, la muestra CQCB-11B presenta textura fanerítica, poiquilítica (plagioclasas) y de reabsorción en piroxenos. Finalmente las muestras CQCB-09 y CQCB-09B se encuentran relativamente obliteradas y solo se distinguen texturas como la porfírica con fenocristales de plagioclasas entre otros. Los protolitos en general corresponden a rocas ígneas extrusivas máficas (basaltos o andesitas basálticas).

- **Mineralogía de Alteración**

La mineralogía de alteración presente en la Quebrada Quepuca es relativamente similar a la encontrada en otros afloramientos de la zona, donde minerales como la laumontita, clorita, illita, esmectita, epidota, calcita y el cuarzo son comunes. Sin embargo, también se observa talco en varias muestras, mineral secundario que no se encuentra en ninguna de las otras muestras analizadas. Cabe destacar que, al igual que en la mayoría de las muestras tomadas, la esmectita se encuentra interstratificada ya sea con la clorita o con la illita. Por otro lado, la mineralogía de alteración se encuentra de variadas formas en las muestras, pero destacan el relleno de espacios como vetillas y amígdalas. Minerales como laumontita, clorita/esmectita, calcita y cuarzo se encuentran predominantemente en estos, pero también se puede encontrar como pseudomorfos o reemplazando a las plagioclasas en menor medida. Un resumen de la alteración presente en cada muestra y de los protolitos identificados se muestra en la Tabla 34. La Figura 45 y la Figura 46 muestran microfotografías de algunas de las muestras obtenidas en esta quebrada.

**Tabla 34: Muestras tomadas en la Quebrada Quepuca y sus respectivas coordenadas. Se indican los protolitos al igual que la mineralogía de alteración.**

<b>Muestra</b>	<b>Coordenada N</b>	<b>Coordenada E</b>	<b>Altura</b>	<b>Protolito</b>	<b>Alteración</b>
<b>CQCB-09</b>	5784993	286753	751	Extrusiva Máfica	Chl-Ep-Lmt-Qtz-Hem
<b>CQCB-09B</b>	5784993	286753	751	Extrusiva Máfica	Chl-Ep-Lmt-Qtz-Hem
<b>CQCB-10</b>	5785691	288155	732	Extrusiva Máfica	Chl-Sm-Cal-Qtz-Mag
<b>CQCB-11A</b>	5785650	287907	731	Intrusivo Máfico	Chl-Sm-Tlc-Mag
<b>CQCB-11B</b>	5785650	287907	731	Intrusivo Máfico	Chl-Sm-Tlc-Il-Il-Cal-Mag
<b>CQCB-11C</b>	5785650	287907	731	Intrusivo Máfico	Chl-Sm-Ep-Il-Il-Tlc-Qtz-Mag
<b>CQCB-12</b>	5785612	287416	751	Basalto	Chl-Il-Sm-Lmt-Qtz-Cal-Mag
<b>CQCB-13</b>	5785238	287082	751	Basalto	Chl-Tlc-Qtz-Cal-Mag

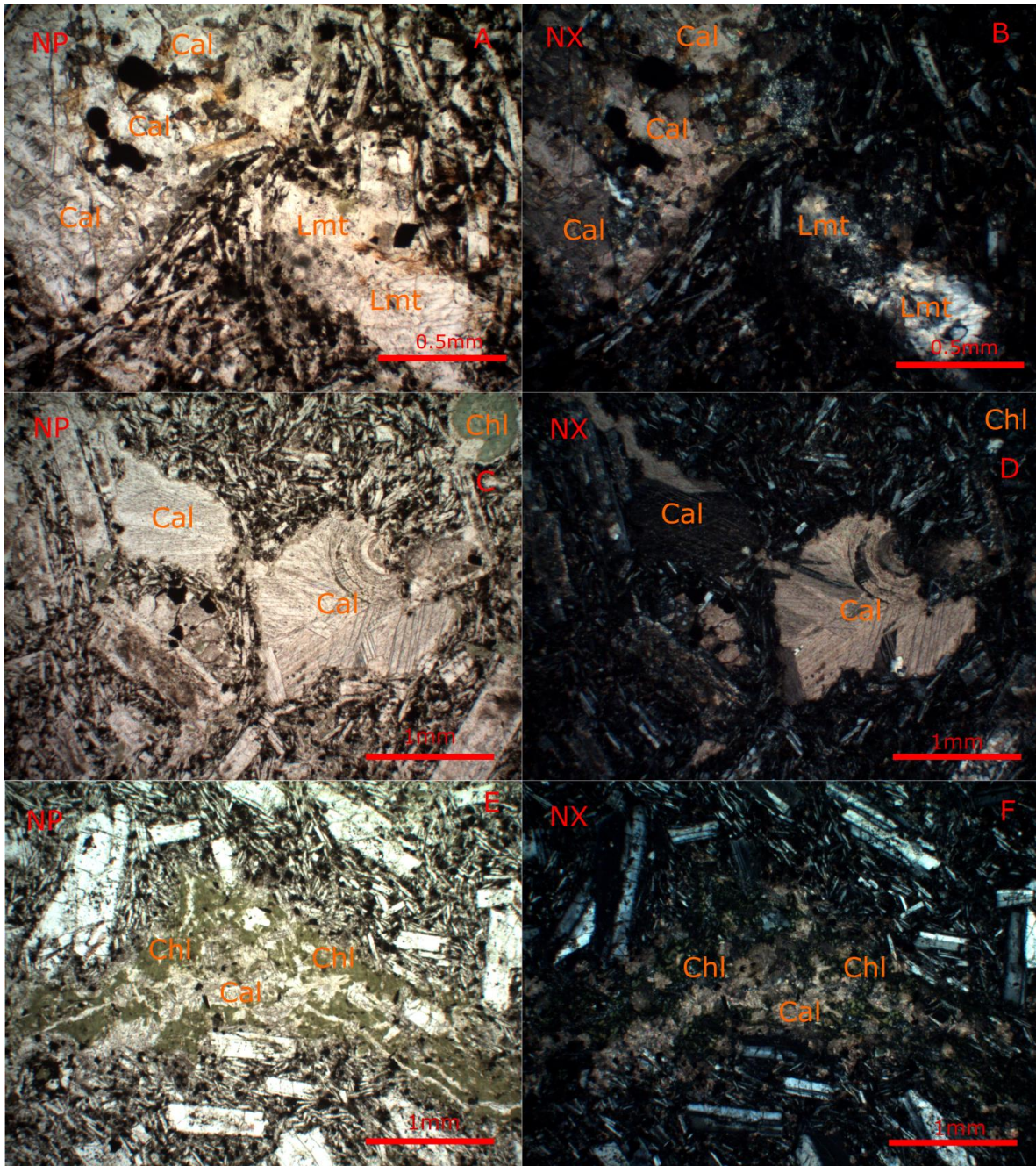
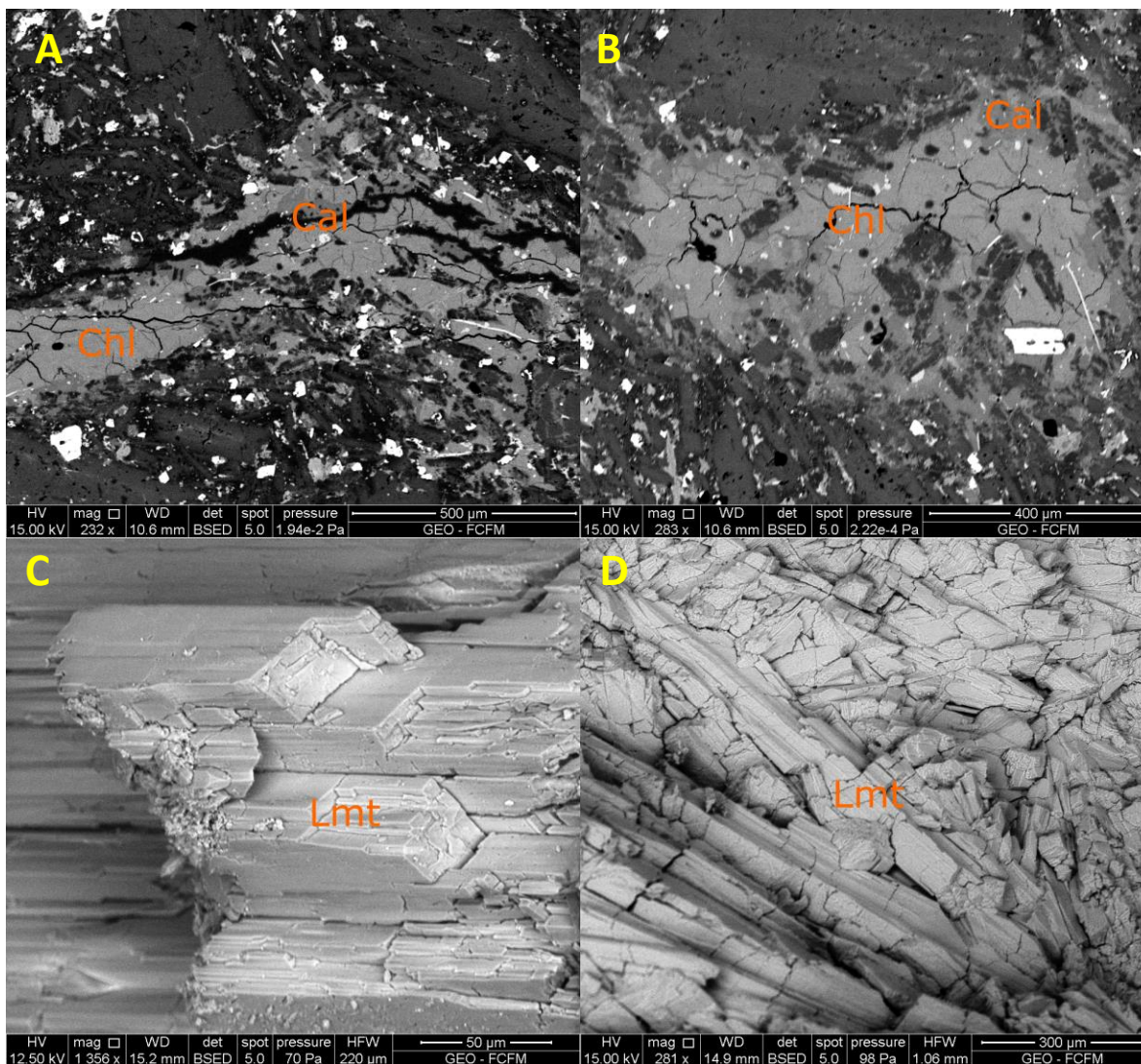


Figura 45: Fotomicrografías tomadas en microscopio petrográfico. En las imágenes A (Nícoles Paralelos) y B (Nícoles Cruzados) se observa laumontita y calcita reemplazando a minerales primarios. En las imágenes C (Nícoles Paralelos) y D (Nícoles Cruzados) se observa calcita relleno de espacios. En las imágenes E (Nícoles Paralelos) y F (Nícoles Cruzados) se observa clorita y calcita relleno de espacios.





**Figura 46:** Fotomicrografías tomadas mediante SEM-BSE. Las imágenes A y B corresponden a clorita y calcita relleno de espacios en la muestra CQCB-13, mientras que las imágenes C y D corresponden a laumontitas de la muestra CQCB-09-

Los resultados obtenidos a partir de DRX, de los cuales se observa un ejemplo en la Figura 47, ayudan a reconocer la presencia de minerales como illita, esmectita, laumontita y talco, al igual que a determinar de manera aproximada los porcentajes de clorita/esmectita e illita/esmectita presente en las muestras (Tabla 36) y los índices de cristalinidad tanto de la illita como de la clorita (Tabla 37). Por último, al igual que en las muestras previas, se utilizaron análisis SEM para determinar la composición química de los minerales principalmente de las cloritas, la que se muestra en la Tabla 35. A esto se suma la utilización del SEM para observar las morfologías de minerales como la laumontita (Figura 46).

**Tabla 35: Análisis químico semi-cuantitativo y su desviación estándar ( $\sigma$ ) para 7 laumontitas y 15 cloritas de las muestras CQCB-09 y CQCB-13, mediante SEM-EDS.**

	<b>CQCB-09</b>		<b>CQCB-13</b>	
	<i>Laumontita</i>		<i>Clorita</i>	
	<b>Promedio</b>	<b><math>\sigma</math></b>	<b>Promedio</b>	<b><math>\sigma</math></b>
<b>SiO<sub>2</sub></b>	62.34	0.52	35.97	0.48
<b>Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub></b>	24.74	0.51	19.00	0.74
<b>FeO</b>	0	0	28.05	0.90
<b>MgO</b>	0	0	16.02	0.38
<b>CaO</b>	12.92	0.39	0.96	0.16
<b>Total</b>	100		100	

**Tabla 36: Porcentajes de clorita/esmectita e illita/esmectita de las muestras de la Quebrada Quepuca.**

<b>Muestra</b>	<b>C/S</b>	<b>I/S</b>
<b>CQCB-09</b>	100%	N/A
<b>CQCB-09B</b>	100%	N/A
<b>CQCB-10</b>	50-60%	N/A
<b>CQCB-11A</b>	10-20%	N/A
<b>CQCB-11B</b>	10-20%	100%
<b>CQCB-11C</b>	10-20%	100%
<b>CQCB-12</b>	100%	70-80%
<b>CQCB-13</b>	100%	N/A

**Tabla 37: Índices de cristalinidad para cloritas e illitas de las muestras de la Quebrada Quepuca. Estas fueron calculadas a partir de la DRX.**

	<b><math>\Delta 2\theta</math></b>													
	<b>CQCB-09</b>		<b>CQCB-10</b>		<b>CQCB-11A</b>		<b>CQCB-11B</b>		<b>CQCB-11C</b>		<b>CQCB-12</b>		<b>CQCB-13</b>	
	<i>Clorita</i>	<i>Illita</i>	<i>Clorita</i>	<i>Illita</i>	<i>Clorita</i>	<i>Illita</i>	<i>Clorita</i>	<i>Illita</i>	<i>Clorita</i>	<i>Illita</i>	<i>Clorita</i>	<i>Illita</i>	<i>Clorita</i>	<i>Illita</i>
<b>I(001)</b>	0.24	N/A	0.74	N/A	1.89	N/A	1.62	0.16	0.47	0.18	0.37	0.52	0.28	N/A
<b>I(002)</b>	0.2	-	0.39	-	-	-	-	-	0.74	-	0.42	-	0.32	-
<b>I(003)</b>	0.14	-	0.63	-	-	-	-	-	0.17	-	0.18	-	0.2	-

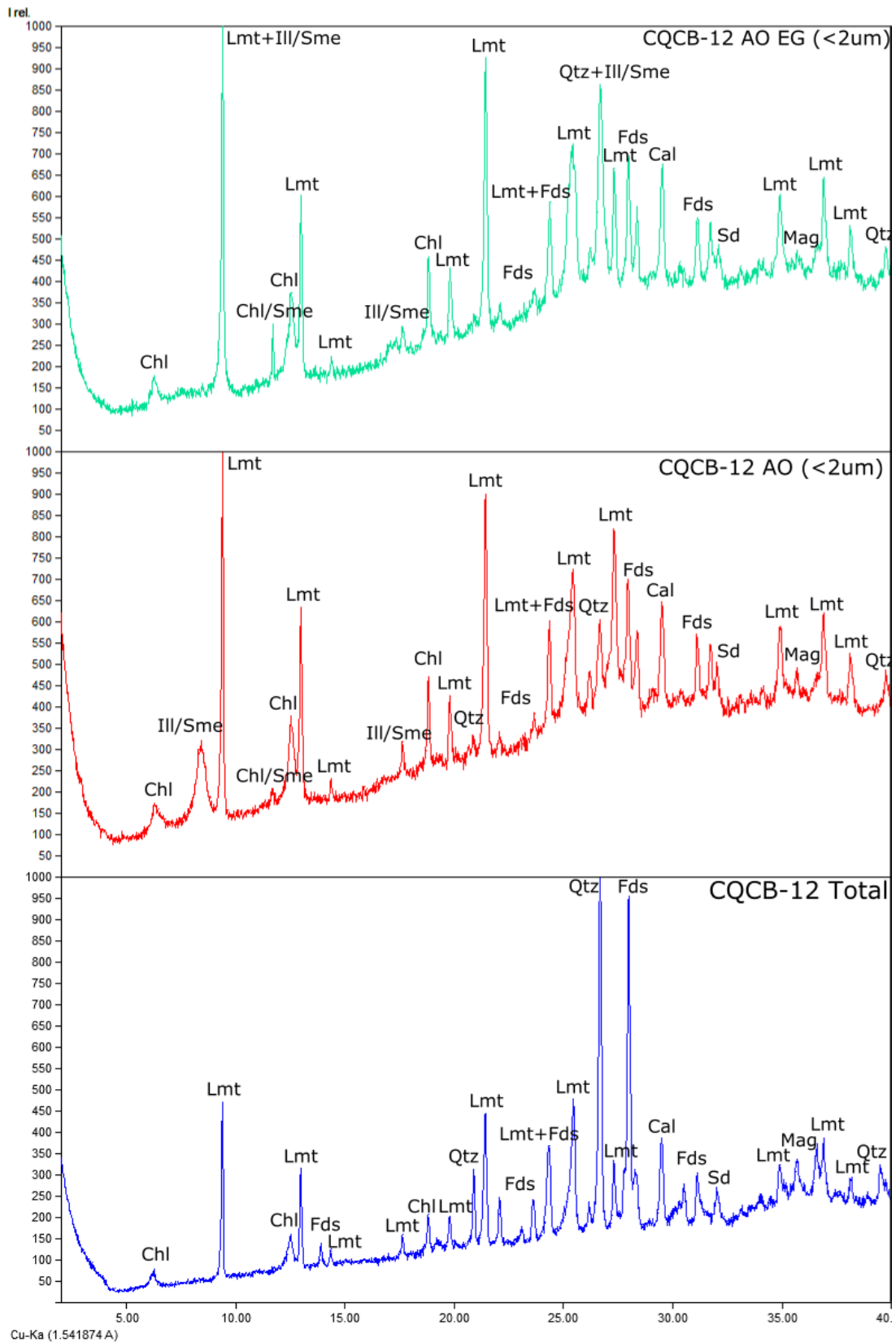


Figura 47: DRX de la muestra CQCB-12 con las distintas fases minerales identificadas y sus respectivos peaks.

### 4.3.5. Quebrada Lomín

- **Descripción General**

Corresponde a la última estructura estudiada vista desde oeste a este, por la cual fluye el río Lomín y en la que se tomaron cuatro muestras. Dos de ellas pertenecen a un mismo afloramiento debido a que no se logró encontrar muchos en la quebrada. Los afloramientos en esta estructura se encuentran al lado del camino vehicular y tienen colores que varían entre tonos grises claros, incluso blanquecinos, salvo la muestra CQCB-20A, la cual es de un color morado oscuro. Al igual que en los demás afloramientos, se observa una gran cantidad de diaclasas tanto en una como en dos direcciones, estas varían en su sistematicidad, siendo algunas bastante regulares. Por otro lado, no se observa en ninguno de los afloramientos una cantidad considerable de vetillas llegando a ser casi nulas, pero en el caso de las amígdalas, o vesículas parcialmente rellenas, estas son más comunes a excepción en la muestra CQCB-08. Uno de los afloramientos se puede observar en la Figura 48.

Con respecto a la litología, las muestras de esta quebrada son considerablemente más variadas, con muestras de origen volcánico, otra de origen sedimentario y una de carácter ígneo intrusivo. Acorde a esto último el tamaño de los cristales de las muestras volcánicas es considerablemente menor a los de la muestra intrusiva y la sedimentaria, lo cual es visible a nivel de muestra de mano. Esto se ve respaldado por análisis posteriores utilizando microscopía petrográfica. En la Figura 49 se observa una muestra de mano. Por último, las muestras de origen volcánico tampoco son similares: la muestra CQCB-20A presenta una textura volcanoclástica y la muestra CQCB-07 corresponde a una roca ígnea extrusiva.



Figura 48: Afloramiento correspondiente a la muestra CQCB-07. Se observa un diaclasado relativamente aleatorio.



Figura 49: Muestra de mano CQCB-07. Se logran distinguir fenocristales de feldespatos y algunas amígdalas.

- **Descripción Petrográfica**

- **Mineralogía Primaria**

Como se mencionó anteriormente, las muestras de la presente estructura son bastante diferentes unas de otras, por lo que no comparten una mineralogía primaria en general. En el caso de la muestra CQCB-07, se reconocen fenocristales de plagioclasas en una masa fundamental compuesta principalmente por plagioclasas, vidrio y algunos minerales opacos. No se reconocen minerales máficos en la muestra. En cuanto a las texturas, se reconocen texturas glomeroporfírica e intergranular en una textura en general porfírica. También se reconocen amígdalas por lo que originalmente presentaría textura vesicular. En base a esto se clasifica la roca como una de tipo extrusiva de composición máfica (basalto o andesita basáltica). La muestra CQCB-08 corresponde a una roca de origen intrusivo, pero bastante diferente a otros observados en la zona; posee una mineralogía considerablemente más félsica, con una gran cantidad de cuarzo, feldespato potásico y algunos fenocristales de plagioclasas. Adicionalmente se reconocen algunos fenocristales de biotitas, pero la mayoría se encuentran cloritizadas. Presenta textura consertal y porfírica, pero con un tamaño de cristales considerablemente mayor a una roca extrusiva. Por último se encuentra el afloramiento CQCB-20, del cual se tomaron dos muestras, debido a que en terreno se observó una intercalación de un estrato distinto, correspondiente a la muestra CQCB-20B. La muestra CQCB-20A se encuentra casi totalmente obliterada, observándose solo una leve textura fragmentada y algunos cristales de plagioclasas, por lo que se clasifica como a una roca volcanoclástica, mientras que la muestra CQCB-20B correspondería a una roca sedimentaria, posiblemente una arenisca feldespática debido a la gran cantidad de granos de feldespato potásico con cuarzo.

- **Mineralogía de Alteración**

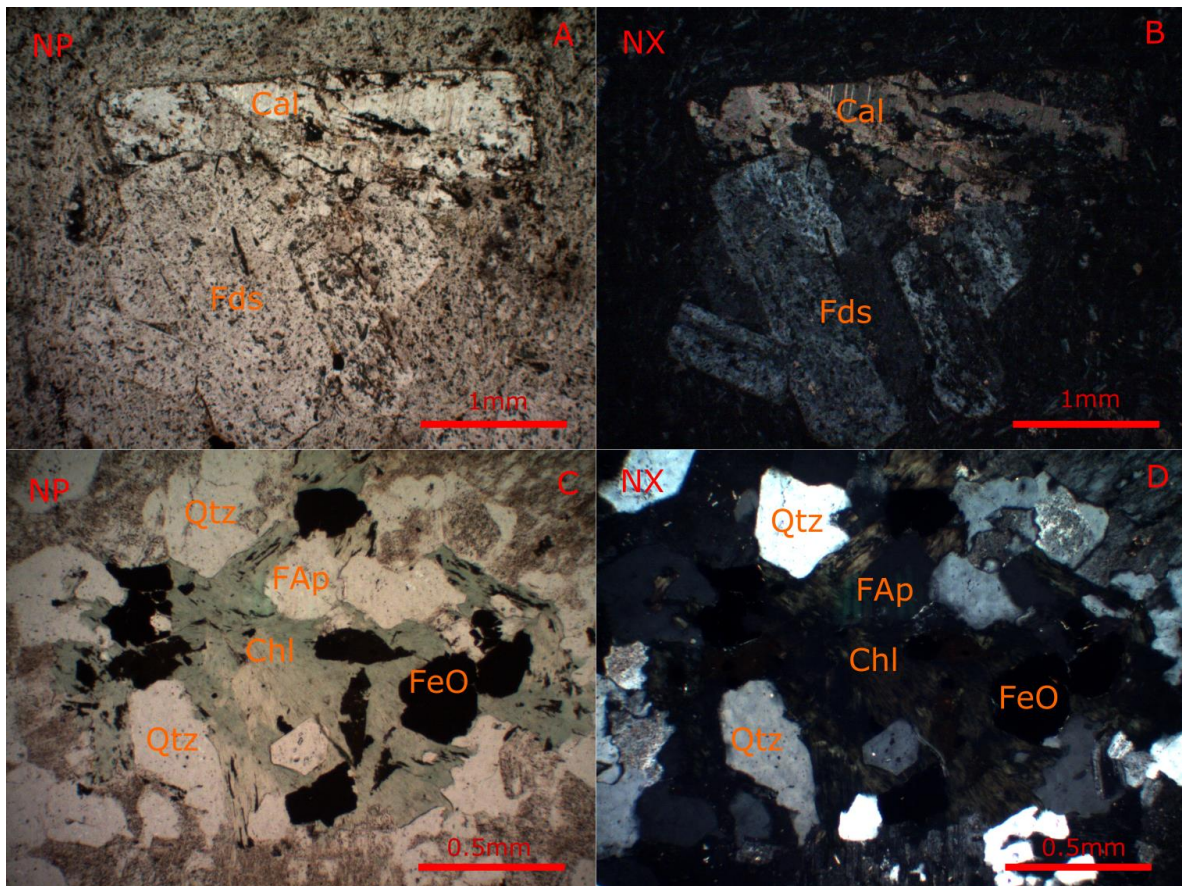
La mineralogía de alteración presente en estas muestras es relativamente similar a la ya vista en otras estructuras, observándose minerales como clorita, cuarzo, epidota, calcita, illita, esmectita y laumontita. El único mineral que se encontró en una muestra de esta estructura y no en otras es la heulandita, la cual se reconoció en algunas vesículas parcialmente rellenas de la muestra CQCB-20B. El resto de la mineralogía de alteración se encuentra en su mayoría relleno de espacios, ya sea vetillas o amígdalas, o en menor medida reemplazando fenocristales. En el caso de la muestra CQCB-07, se observan principalmente amígdalas rellenas con arcillas como illita/esmectita o fenocristales reemplazados por calcita. También se reconoce una vetilla rellena con calcita. Por otro lado, a diferencia de las otras muestras, en la CQCB-08 solo se observa alteración como reemplazo, principalmente clorita reemplazando a las biotitas o epidotas y arcillas a los fenocristales de plagioclasas. En la muestra CQCB-20A se observa una roca obliterada, donde la mineralogía secundaria se encuentra presente en casi al total de la roca, como por ejemplo en amígdalas, como el caso de la heulandita, mientras que en la muestra CQCB-20B la mineralogía secundaria afecta esencialmente a la matriz y a los fenocristales de feldespato potásico. Un resumen de la alteración presente en cada muestra y de los protolitos identificados se muestra en la Tabla 38. La Figura 50 muestra ejemplos de la mineralogía de alteración encontrada en algunas muestras. Mediante SEM, al igual que en resultados previos, se identificó la composición de las cloritas y se determinó, mediante

morfología y química, la presencia de heulandita en las amígdalas de la muestra CQCB-20A (Figura 51). En la Tabla 39 se presentan los resultados de la química mediante SEM.

Como en muestras anteriores, minerales como la laumontita, illita y esmectita se reconocieron gracias a la aplicación de DRX (Figura 52). Con esta técnica también se observó que la esmectita se encuentra exclusivamente asociada a la illita o a la clorita dependiendo de la muestra (Tabla 40). Las cristalinidades de la clorita y de la illita se observan en la Tabla 41.

**Tabla 38: Muestras tomadas en la Quebrada Lomín y sus respectivas coordenadas. Se indican los protolitos al igual que la mineralogía de alteración.**

Muestra	Coordenada N	Coordenada E	Altura	Protolito	Alteración
CQCB-07	5784385	292631	764	Extrusivo Máfico	Chl-Ill-Sm-Cal-Qtz-Mag
CQCB-08	5781735	289979	852	Intrusivo Félsico	Chl-Ep-Ill-Sm-Qtz-Mag
CQCB-20A	5784176	294189	807	Roca Volcanoclástica	Chl-Ill-Sm-Hul-Qtz (Ep)
CQCB-20B	5784176	294189	807	Arenisca Feldespática	Ep-Lmt-Mag



**Figura 50: Fotomicrografías tomadas en microscopio petrográfico. En las imágenes A (Nícoles Paralelos) y B (Nícoles Cruzados) se observa calcita reemplazando parcialmente a feldespato potásico. En las imágenes C (Nícoles Paralelos) y D (Nícoles Cruzados) se observa clorita relleno de espacios entre cristales de cuarzo y óxidos de hierro.**

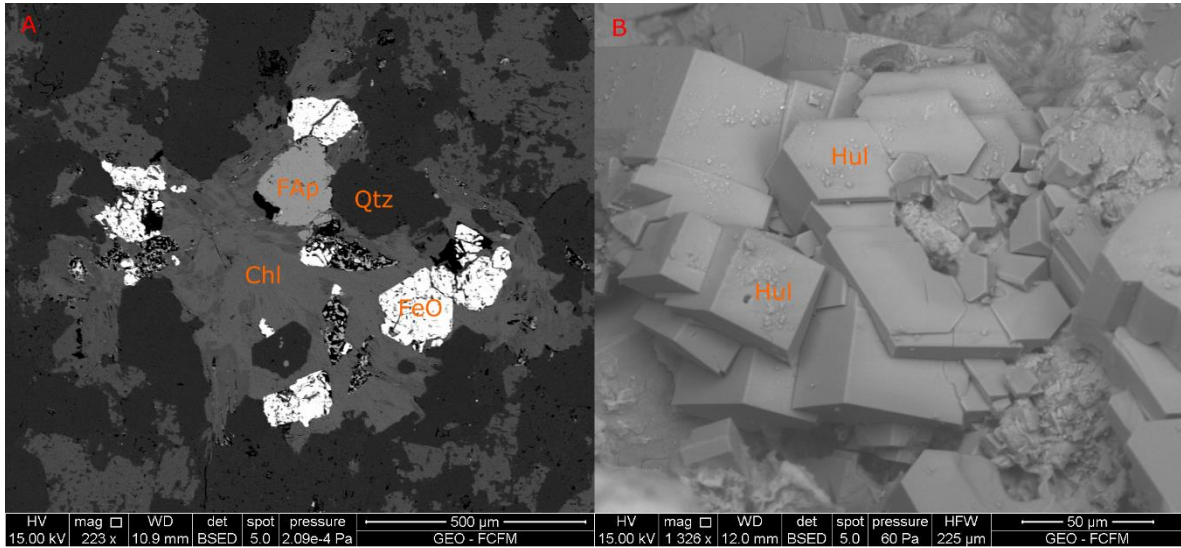


Figura 51: Fotomicrografías tomadas mediante SEM-BSE. En la imagen A se observa clorita relleno espacios entre cuarzo y óxidos de hierro. En la imagen B se observan cristales de heulandita.

Tabla 39: Análisis químico semi-cuantitativo y su desviación estándar ( $\sigma$ ) para 8 cloritas y 5 heulanditas de las muestras CQCB-08 y CQCB-20A, mediante SEM-EDS.

	<b>CQCB-08</b>		<b>CQCB-20A</b>	
	<i>Clorita</i>		<i>Heulandita</i>	
	<b>Promedio</b>	<b><math>\sigma</math></b>	<b>Promedio</b>	<b><math>\sigma</math></b>
<b>SiO<sub>2</sub></b>	32.31	0.97	69.59	2.55
<b>Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub></b>	24.48	1.07	17.17	1.01
<b>FeO</b>	23.01	2.61	2.05	0.65
<b>MnO</b>	0.31	0.55	0	0
<b>MgO</b>	19.88	1.29	0	0
<b>CaO</b>	0	0	3.85	0.48
<b>Na<sub>2</sub>O</b>	0	0	0.77	0.45
<b>K<sub>2</sub>O</b>	0	0	1.33	0.20
<b>BaO</b>	0	0	5.24	0.58
<b>Total</b>	100		100	

Tabla 40: Porcentajes de clorita/esmectita e illita/esmectita de las muestras de la Quebrada Lomín.

<b>Muestra</b>	<b>C/S</b>	<b>I/S</b>
<b>CQCB-07</b>	100%	60-70%
<b>CQCB-08</b>	100%	80-90%
<b>CQCB-20A</b>	90-100%	90-100%
<b>CQCB-20B</b>	N/A	N/A



**Tabla 41: Índices de cristalinidad para cloritas e illitas de algunas muestras de la Quebrada Lomín. Estas fueron calculadas a partir de la DRX.**

	$\Delta 2\theta$					
	CQCB-07		CQCB-08		CQCB-20A	
	<i>Clorita</i>	<i>Illita</i>	<i>Clorita</i>	<i>Illita</i>	<i>Clorita</i>	<i>Illita</i>
<b>I(001)</b>	0.6	0.75	0.2	0.92	0.41	0.48
<b>I(002)</b>	0.48	-	0.23	-	0.43	-
<b>I(003)</b>	-	-	0.17	-	0.13	-

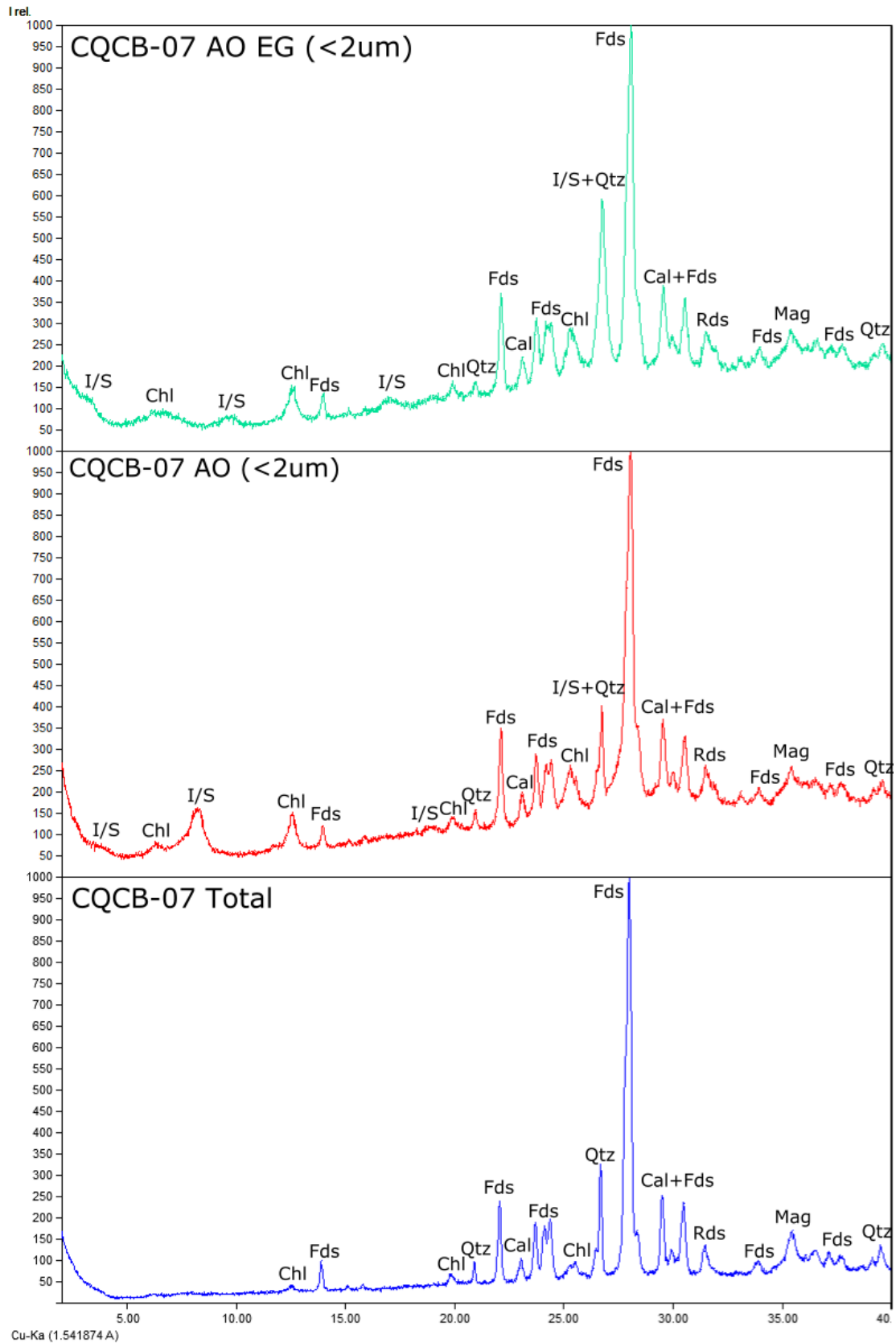


Figura 52: DRX de la muestra CQCB-07 con las distintas fases minerales identificadas y sus respectivos peaks.

#### 4.3.6. Río Biobío

- **Descripción General**

El río Biobío fluye por un valle con una orientación N30°O aproximadamente, por lo que se dispone de manera perpendicular a las estructuras previamente mencionadas. Si bien en el presente estudio solo se tomaron dos muestras en este valle, se cuenta adicionalmente con 30 muestras tomadas por un estudio previo en la zona, de las cuales la gran mayoría fueron extraídas de este valle. Cabe destacar que en el caso de estas últimas, no se tiene la misma cantidad de información que la que se cuenta para las muestras extraídas para este trabajo (solo se cuenta con cortes transparentes).

Comenzando por las muestras tomadas en este estudio, ambas se tomaron en El Avellano, lugar donde adicionalmente se tomaron muestras de las manifestaciones termales fluidas. Cada una de estas muestras corresponde a un punto en el cual emanaban fluidos termales. La primera corresponde a la CQCB-05, que es representativa de la alteración que se encontraba rellenando los espacios de los sedimentos fluviales actuales del río Biobío. La segunda corresponde a la CQCB-06 que es representativa de un afloramiento intrusivo por cuyas fracturas fluían aguas geotermales. De la primera muestra solo se obtuvieron resultados de DRX, ya que la alteración era actual y no se encontraba consolidada. El afloramiento del cual se extrajo la segunda muestra se encontraba bastante alterado, poseía una tonalidad verde y presentaba una gran cantidad de vetillas rellenas con minerales del mismo color. Una imagen de este último afloramiento se puede ver en la Figura 53, mientras que en la Figura 54 muestra la manifestación termal de la cual se obtuvieron los sedimentos fluviales.



**Figura 53: Afloramiento del que se extrajo la muestra CQCB-06. Se puede reconocer las fracturas por la cual emergen fluidos termales actualmente.**



**Figura 54: Manifestación termal de la cual se obtuvieron los sedimentos fluviales de la muestra CQCB-05.**

Con respecto a las muestras tomadas por el estudio previo, de las 30 que se obtuvieron en la zona de estudio, solo 24 se encuentran asociadas al valle del Río Biobío, mientras que el resto coincide con muestras tomadas por el presente trabajo por lo que no se analizaron. Estos afloramientos consisten principalmente en rocas volcánicas, de composiciones intermedias a básicas y con grado de alteración medianos a altos. A estos se le suman algunos afloramientos de tobas y brechas volcánicas y en menor medida, algunos intrusivos y diques. Así mismo, al igual que la mayoría de los afloramientos de la zona, presentan en general una cantidad considerable de diaclasas, tanto sistemáticas como no, al igual que vetillas y amígdalas. La mayoría de estas muestras fueron extraídas de zonas ubicadas a orillas del camino local y cercanas al río Biobío.

- **Descripción Petrográfica**

- **Mineralogía Primaria**

Como se mencionó previamente, la mayoría de las muestras presentan una composición básica a intermedia, con las fases primarias siendo comúnmente plagioclasas, ortoclasas y cuarzos en el caso de los minerales félsicos, y piroxenos, olivinos, hornblendas y biotitas para los máficos. Cabe destacar que la mineralogía máfica suele observarse completamente reemplazada en la mayoría de las muestras. En cuanto a las texturas, las rocas de origen extrusivo presentan en su mayoría texturas porfírica, intergranular, subofítica, de sieve y zonación en plagioclasas y vesicular, mientras que las piroclásticas se

caracterizan por su textura fragmentada. Por último, las rocas intrusivas, además de textura fanerítica, presentan usualmente texturas gráficas y de zonación en plagioclasas.

- **Mineralogía de Alteración**

Debido a la gran cantidad de muestras tomadas en el valle del río Biobío, la alteración presente en estas es bastante variada, tanto en mineralogía como intensidad. Minerales como clorita, arcillas o cuarzo son bastante abundantes en la mayoría de las muestras, mientras que minerales como epidota, calcita o laumontita se encuentran presentes en algunas muestras en menor abundancia. Por el lado de los estilos de mineralización, al igual que en las muestras previas, la alteración se observa de variadas formas, en el caso de la epidota, las arcillas o la clorita se pueden encontrar reemplazando fases primarias total o parcialmente o rellenando espacios como vetillas o amígdalas junto a minerales como laumontita, calcita o cuarzo. Un resumen de la mineralogía de alteración de algunas muestras se puede observar en la Tabla 42, mientras que algunas imágenes de la mineralogía de alteración se observan en la Figura 55 y en la Figura 56.

**Tabla 42: Muestras tomadas en el valle del río Biobío y sus respectivas coordenadas. Se indican los protolitos al igual que la mineralogía de alteración.**

<b>Muestra</b>	<b>Coordenada N</b>	<b>Coordenada E</b>	<b>Altura</b>	<b>Protolito</b>	<b>Alteración</b>
<b>CQCB-05</b>	5792284	277661	514	N/A	Sm-Cli-Qtz-Hem
<b>CQCB-06</b>	5792284	277661	514	Intrusivo Félsico	Ep-Chl-Il-Il-Cal-Qtz
<b>CQVV-07</b>	5790532	280686	643	Extrusiva Máfica	Chl-Ep-Il-Il-Qtz
<b>CQVV-15</b>	5783690	287154	805	Extrusiva Máfica	Chl-Hal-Qtz-Cal
<b>CQVV-25</b>	5791165	279378	572	Extrusiva Máfica	Chl-Ep-Il-Il-Anh-Qtz
<b>CQVV-28</b>	5786564	283428	881	Extrusiva Máfica	Chl-Cal-Qtz-Cly

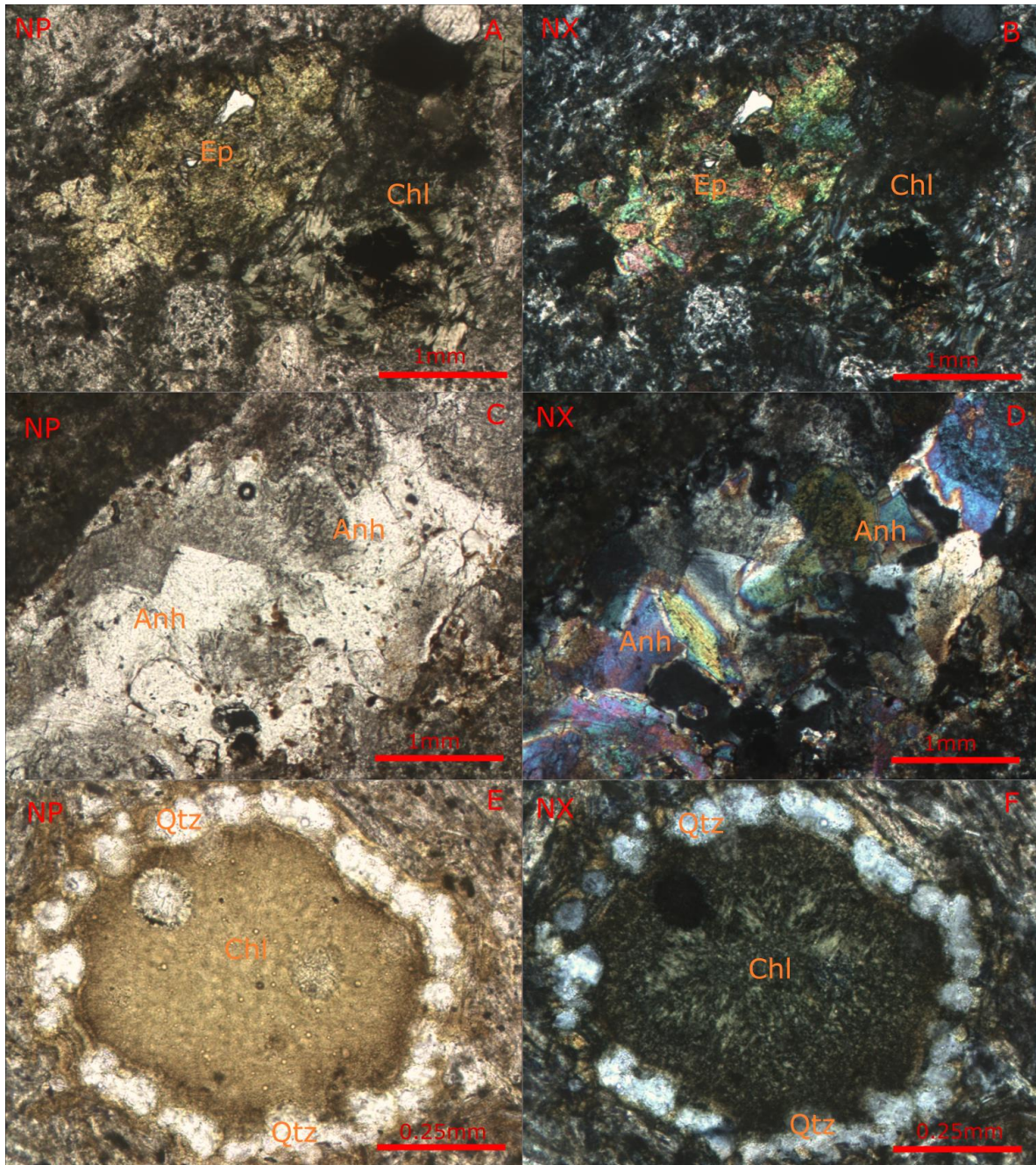
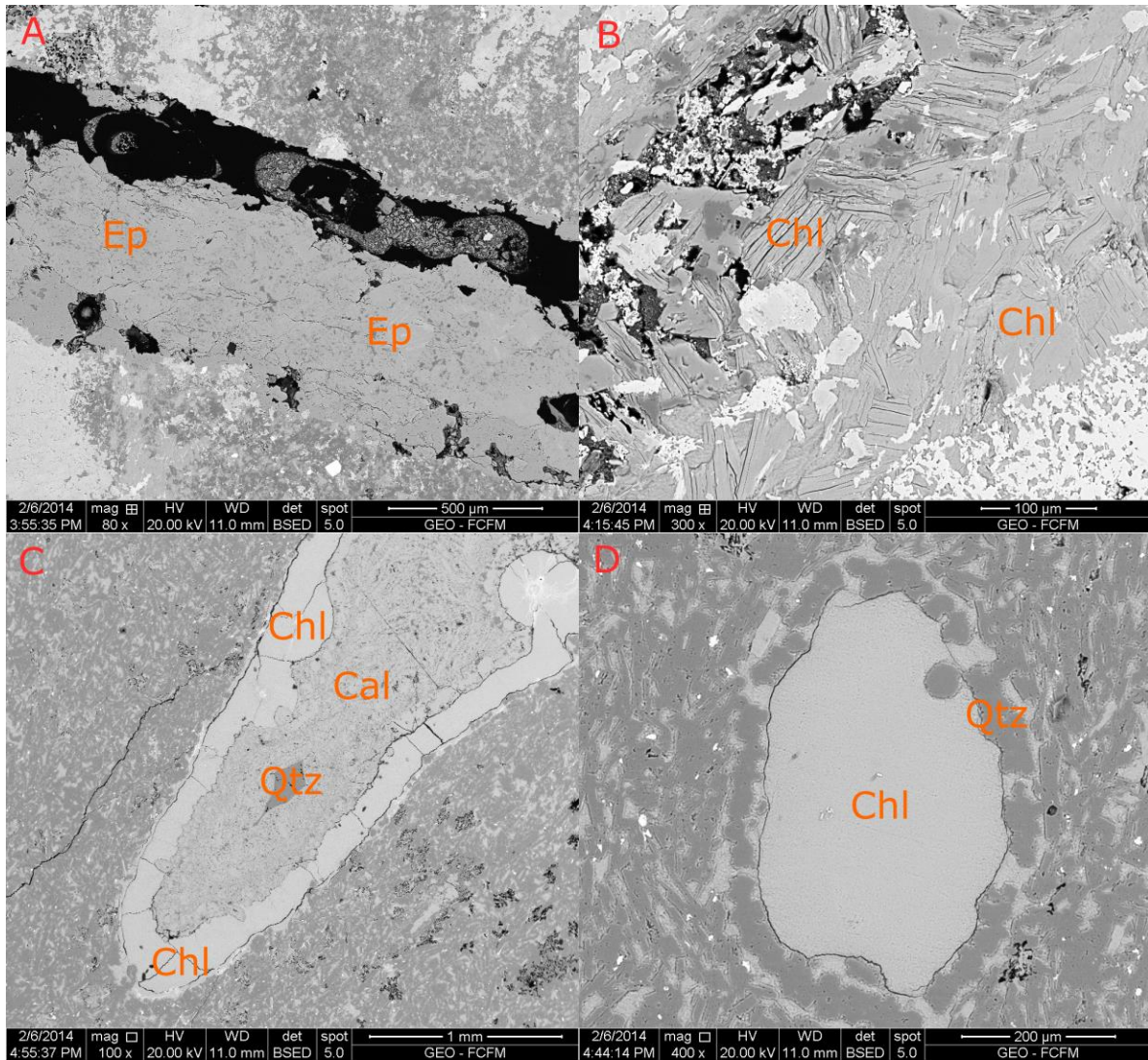


Figura 55: Fotomicrografías tomadas en microscopio petrográfico. En las imágenes A (Nícoles Paralelos) y B (Nícoles Cruzados) se observan epidotas y cloritas reemplazando totalmente la mineralogía primaria. En las imágenes C (Nícoles Paralelos) y D (Nícoles Cruzados) se observa una vetilla rellena por anhidrita. En las imágenes E (Nícoles Paralelos) y F (Nícoles Cruzados) se observa una amígdala rellena por clorita con un borde de cuarzo.



**Figura 56: Fotomicrografías tomadas mediante SEM-BSE. En las imágenes A y B se observan vetillas rellenas por epidota y clorita respectivamente. En la imagen C se observa una amígdala rellena por calcita con un borde de clorita y en la imagen D se observa una amígdala rellena por clorita con un borde de cuarzo.**

En el caso de los análisis de DRX, como se mencionó previamente, solo las muestras CQCB-05 y CQCB-06 cuentan con análisis de roca total, agregado orientado menor a 2  $\mu$ m y de etanol glicol, mientras que las muestras CQVV-07, CQVV-15, CQVV-25 y CQVV-28 cuentan solo con análisis de roca total. Producto de esto, solo es posible estimar los porcentajes de clorita/esmectita e illita/esmectita para las muestras CQCB-05 y CQCB-06, los cuales se muestran en la Tabla 45, mientras que la cristalinidad de la illita y de la clorita se presenta en la Tabla 46. Así mismo, en la Figura 57 se ve un ejemplo de uno de los análisis de DRX. Por último, en el caso de los estudios mediante SEM, al igual que en muestras previas, se hicieron análisis químicos principalmente de cloritas y epidotas, entre otros minerales, de los cuales se pueden ver algunos resultados en la Tabla 43 y en la Tabla 44.

Tabla 43: Análisis químico semi-cuantitativo y su desviación estándar ( $\sigma$ ) para 3 cloritas y 5 epidotas de la muestra CQVV-25, mediante SEM-EDS.

	CQVV-25			
	Clorita		Epidota	
	Promedio	$\sigma$	Promedio	$\sigma$
SiO <sub>2</sub>	35.64	1.64	47.55	0.16
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	19.01	0.97	24.26	0.59
FeO	23.28	0.70	1.34	0.69
MnO	0.53	0.09	0	0
MgO	20.83	0.85	0	0
CaO	0.14	0.20	26.85	0.13
K <sub>2</sub> O	0.56	0.58	0	0
<b>Total</b>	100		100	

Tabla 44: Análisis químico semi-cuantitativo y su desviación estándar ( $\sigma$ ) para 17 cloritas y 3 cuarzos de la muestra CQVV-28, mediante SEM-EDS.

	CQVV-28			
	Clorita		Cuarzo	
	Promedio	$\sigma$	Promedio	$\sigma$
SiO <sub>2</sub>	35.87	0.36	99.64	0.26
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	19.42	0.51	0.36	0.26
FeO	23.32	0.55	0	0
MnO	0.24	0.23	0	0
MgO	21.15	0.32	0	0
<b>Total</b>	100		100	

Tabla 45: Porcentajes de clorita/esmectita e illita/esmectita de las muestras del valle del río Biobío.

Muestra	C/S	I/S
CQCB-05	N/A	N/A
CQCB-06	100%	100%

Tabla 46: Índices de cristalinidad para cloritas e illitas de algunas muestras del valle del río Biobío. Estas fueron calculadas a partir de la DRX.

	$\Delta 2\theta$									
	CQCB-06		CQVV-01		CQVV-07		CQVV-25		CQVV-28	
	Clorita	Illita	Clorita	Illita	Clorita	Illita	Clorita	Illita	Clorita	Illita
<b>I(001)</b>	0.16	0.2	0.19	0.21	0.17	0.23	0.21	0.25	0.26	N/A
<b>I(002)</b>	0.22	-	0.23	-	0.21	-	0.18	-	0.28	-
<b>I(003)</b>	0.18	-	-	-	0.19	-	0.24	-	0.24	-



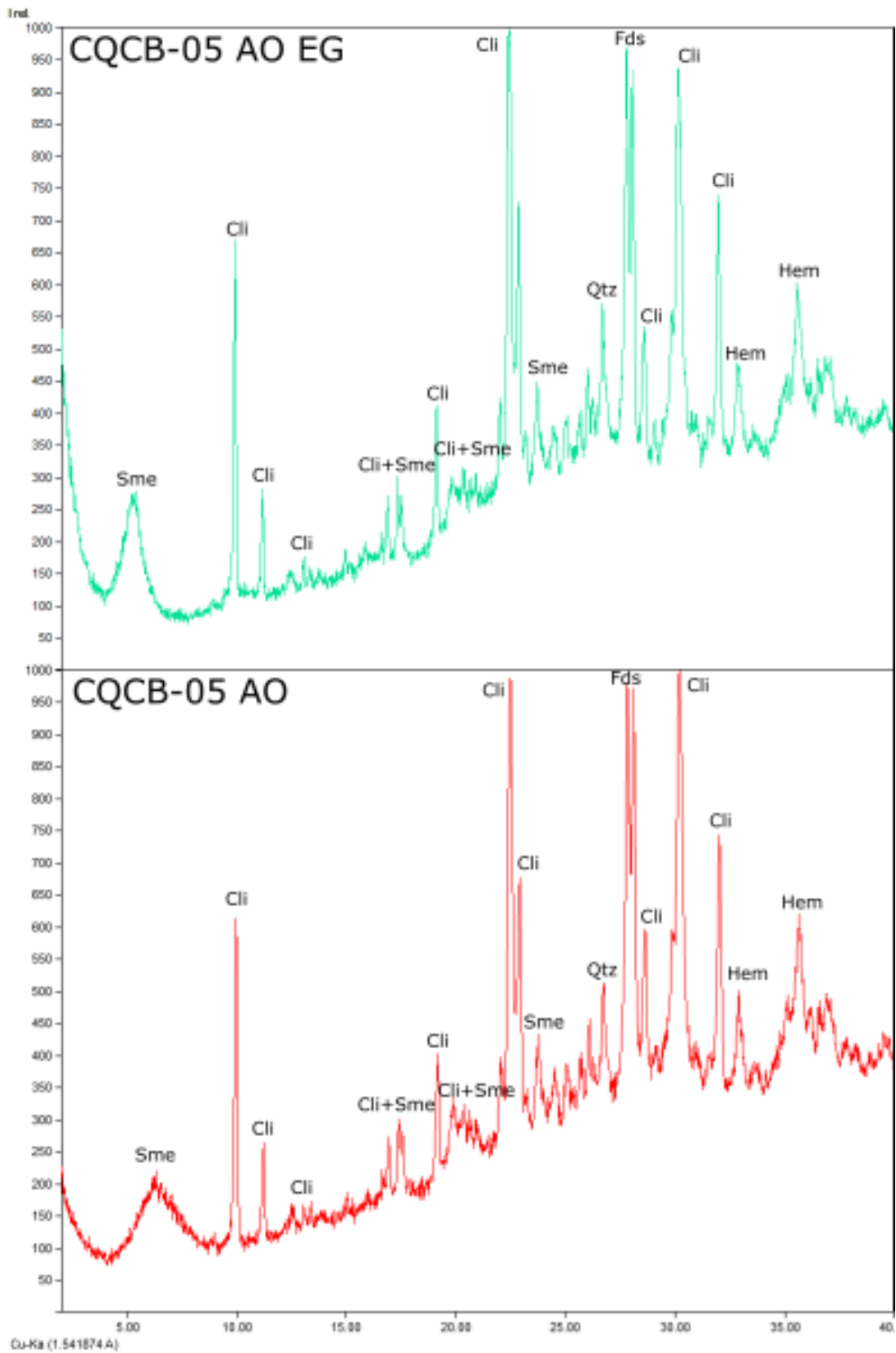


Figura 57: DRX de la muestra CQCB-05 con las distintas fases minerales identificadas y sus respectivos peaks.

## 5. DISCUSIONES

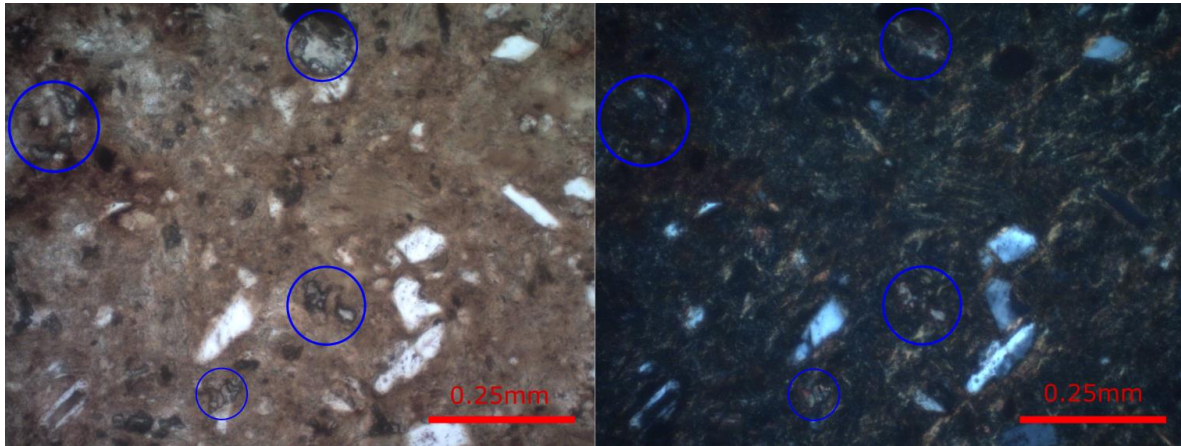
### 5.1. Mineralogía Secundaria

#### 5.1.1. Geotermometría

Como se ha mencionado previamente, la mineralogía de alteración presente en la zona de estudio puede ser utilizada para estimar la temperatura de los fluidos hidrotermales que la formaron. Debido a que estos minerales suelen ser estables dentro de un rango de temperaturas conocido y aproximado a partir de estudios previos en varios sistemas hidrotermales, la asociación mineral encontrada en cada muestra permitirá acotar el rango bajo el cual la roca se debería haber formado, entre otras características. A continuación se presentan las temperaturas asociadas a los minerales individuales encontrados en las distintas muestras de la zona de estudio, para finalmente estimar la temperatura de formación de la roca y de su asociación mineral.

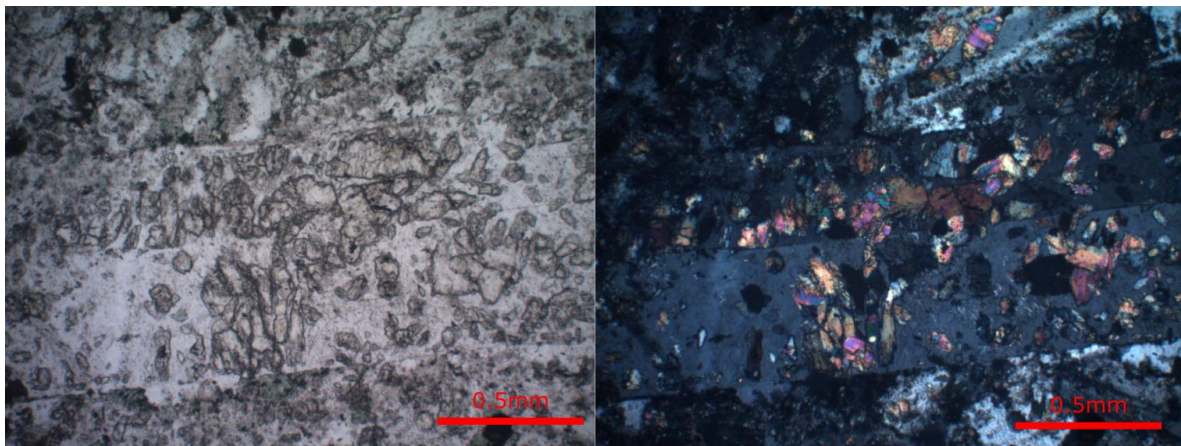
- **Epidota**

La epidota corresponde a un mineral relativamente común en la zona de estudio, encontrándose en distintas formas y tamaños en varias de las muestras estudiadas. En estas, la epidota se puede observar ya sea rellenando espacios como vetillas y amígdalas o reemplazando minerales primarios, usualmente plagioclasas. En cuanto a las temperaturas, la epidota suele ser un indicador de altas temperaturas, observándose como una fase común y abundante entre los 230-260°C, aunque se ha observado desde los 180°C y hasta temperaturas superiores a los 300°C (Reyes, 1990; Browne, 1978; Bird *et al.*, 1984). De esta manera, es posible establecer los 180°C como el límite inferior de temperatura para aquellas muestras de la zona de estudio que contienen epidota. A pesar de esto, es posible observar epidotas bajo condiciones en las cuales no se encontrarían en equilibrio con los fluidos hidrotermales, como a temperaturas menores a los 180°C, en soluciones ácidas o fluidos ricos en CO<sub>2</sub>. Esto se puede deber a que no todos los minerales secundarios en una muestra se formaron bajo las mismas condiciones (Zen, 1974), o a que se formó bajo condiciones metaestables, lo cual no es raro en sistemas hidrotermales (Arnórsson, 1995). Por otro lado, si bien la presencia de epidota nos permite identificar una cota inferior de temperatura en las muestras, existen otras características de este mineral que varían predominantemente en función a la temperatura. Este es el caso de la forma, tamaño y abundancia de la epidota, al igual que los metadominios en los cuales se encuentre. En base a estas características, Reyes (1990) dividió la epidota en 4 tipos; epidota “incipiente”, epidota tipo 1, epidota tipo 2 y epidota tipo 3. La epidota “incipiente” corresponde a la de menor temperatura, usualmente asociada al rango entre 180-220°C, y se observa como cristales de menor tamaño, poco cristalinos y reemplazando a minerales como la titanomagnetita o el vidrio volcánico. En el caso de las muestras tomadas, son relativamente pocas las muestras que presentan epidota “incipiente”, siendo estas la muestra CQCB-23 de la Quebrada Pangué, las muestras CQCB-09, CQCB-09B y CQCB-11C de la Quebrada Quepuca y las muestras CQCB-20A y CQCB-20B de la Quebrada Lomín. En estas muestras la epidota es bastante escasa, de baja cristalinidad y tamaño, y se encuentra reemplazando principalmente al vidrio de la masa fundamental en las rocas volcánicas (Figura 58).



**Figura 58:** Fotomicrografía de la muestra CQCB-20A, donde se observa marcado con azul ejemplos de epidotas “incipientes”.

La epidota tipo 1 se forma a temperaturas mayores a las de la epidota “incipiente”, entre los 240-260°C aproximadamente y, a diferencia de la anterior, es más cristalina y se puede observar alterando a plagioclasas, minerales ferromagnesianos y a la masa fundamental de lavas. Así mismo, la epidota tipo 2 (Figura 59) es similar a la tipo 1, diferenciándose principalmente en su abundancia (aproximadamente 5-10% de la roca) y se forma a temperaturas entre los 260-280°C. Debido a esto, es difícil distinguir entre estos dos tipos de epidota en las muestras restantes, a excepción de aquellas que son relativamente claras, como la muestra CQCB-24 para las epidotas tipo 1 y la muestra CQCB-25 para las epidotas tipo 2.



**Figura 59:** Fotomicrografía de la muestra CQCB-21 en la cual se observa epidota tipo 2 como reemplazo parcial de plagioclasas.

Por último se encuentra la epidota tipo 3 (Figura 60), la cual se forma a temperaturas mayores a los 280°C y se observa como un mineral abundante, alterando pervasivamente a la roca o rellenando vetillas y amígdalas. Al igual que la epidota “incipiente”, la epidota tipo 3 es relativamente escasa en la zona de estudio, observándose solo en las muestras CQCB-06 y CQVV-25, ambas encontradas a lo largo del Río Biobío. De esta forma, el resto de las epidotas encontradas en la zona de estudio se podrían clasificar como epidotas tipo 1 o tipo 2 debido a la similitud entre ambas. Un resumen de esto se puede observar en

la Tabla 47. Cabe destacar que esta clasificación de las epidotas es consistente con la asociación mineral de las muestras, encontrándose aquellas epidotas de mayor grado estimado con una asociación mineral de alta temperatura y viceversa.

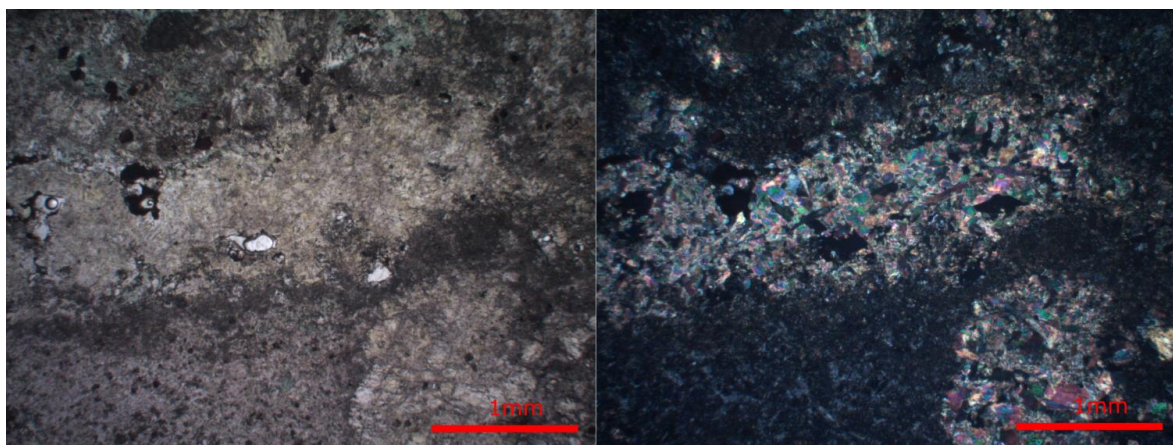


Figura 60: Fotomicrografía de la muestra CQVV-25 en la cual se observa epidota tipo 3 como un mineral secundario abundante.

Tabla 47: Clasificación de las epidotas observadas en la zona de estudio en base a lo propuesto por Reyes (1990).

Muestra	Clasificación Epidotas
CQCB-01	Tipo 1 - Tipo 2
CQCB-02	Tipo 1 - Tipo 2
CQCB-03	Tipo 1 - Tipo 2
CQCB-06	Tipo 3
CQCB-08	"Incipiente"
CQCB-09	"Incipiente"
CQCB-09B	"Incipiente"
CQCB-11C	"Incipiente"
CQCB-18	Tipo 1 - Tipo 2
CQCB-20A	"Incipiente"
CQCB-20B	"Incipiente"
CQCB-21	Tipo 2
CQCB-23	"Incipiente"
CQCB-24	Tipo 1
CQCB-25	Tipo 2
CQVV-07	Tipo 1 - Tipo 2
CQVV-25	Tipo 3

Por otro lado, existe otra característica de la epidota que se ha visto relacionada a su temperatura de formación. Esta corresponde al intercambio de Fe y Al en la estructura del mineral, lo cual se debe a que la epidota es una solución sólida entre la pistacita ( $\text{Ca}_2\text{Fe}_3\text{Si}_3\text{O}_{12}(\text{OH})$ ) que es el extremo rico en  $\text{Fe}^{3+}$  y la clinozoicita ( $\text{Ca}_2\text{Al}_3\text{Si}_3\text{O}_{12}(\text{OH})$ ) que es el extremo rico en  $\text{Al}^{3+}$ . Si bien trabajos como el de Reyes (1990) han observado que la clinozoicita aparece a mayores temperaturas en los sistemas, esto no siempre se cumple.

Estudios termodinámicos como el realizado por Arnason *et al.* (1993), han llegado a la conclusión de que la composición de la epidota además de depender de la temperatura, también se ve afectada por variables como la fugacidad del O<sub>2</sub>, la fugacidad del CO<sub>2</sub> y las composiciones de la roca y el fluido. Adicionalmente, la dependencia de esta a la temperatura esta principalmente determinada por la asociación mineral y su entalpía de reacción. Para entalpías positivas, y manteniendo constantes las otras variables, el contenido de Al<sup>3+</sup> en la epidota aumentará con el aumento de la temperatura, mientras que para entalpías negativas, el contenido de este disminuirá con el aumento de temperatura. En el caso de las muestras tomadas en la zona de estudio, en la Tabla 48 se puede observar aquellas en las cuales se analizó la química de las epidotas. Si bien lo mencionado previamente dificulta la comparación de las epidotas a partir su química, aquellas que fueron medidas corresponden a las epidotas asociadas a mayores temperaturas. Producto de esto, y de que las epidotas medidas presentan una proporción similar y relativamente alta de clinozoicita, es posible suponer que los mayores contenidos de Al<sup>3+</sup> está asociado a mayores temperaturas en la zona y que la entalpia de reacción de la asociación mineral es positiva. Sin embargo, la falta de datos de epidotas asociadas a menores temperaturas hace difícil la confirmación de esto, al igual que la posible influencia de otros factores como las fugacidades del O<sub>2</sub> y el CO<sub>2</sub>. Esto último podría ser particularmente importante en muestras como la CQCB-24 y CQCB-25, donde si bien la última se asocia a mayores temperaturas que la primera, su proporción de clinozoicita es menor. Finalmente cabe destacar el caso de la muestra CQVV-25, la cual presenta la mayor proporción de clinozoicita. La epidota en esta muestra se observa de manera abundante, con cristales de gran tamaño y relleno vetillas o reemplazando plagioclasas, lo cual se podría asociar a que corresponden a las epidotas de mayor temperatura en la zona. Esto respaldaría el supuesto de que las epidotas en la zona de estudio presentan mayores contenidos de Al<sup>3+</sup> a mayor temperatura.

**Tabla 48: Formula química de las epidotas analizadas mediante SEM-BSE. Se incluyen las proporciones de pistacita y clinozoisita para cada una.**

Muestra	Fórmula Química	Ca	Fe	Al	Si	X <sub>pis</sub>	X <sub>czo</sub>
<b>CQCB-01</b>	Ca <sub>1.76</sub> Fe <sub>0.51</sub> Al <sub>2.36</sub> Si <sub>3.09</sub> O <sub>12</sub> (OH)	1.76	0.51	2.36	3.09	0.18	0.82
<b>CQCB-02</b>	Ca <sub>1.86</sub> Fe <sub>0.84</sub> Al <sub>2.03</sub> Si <sub>3.13</sub> O <sub>12</sub> (OH)	1.86	0.84	2.03	3.13	0.29	0.71
<b>CQCB-03</b>	Ca <sub>1.86</sub> Fe <sub>0.82</sub> Al <sub>2.06</sub> Si <sub>3.11</sub> O <sub>12</sub> (OH)	1.86	0.82	2.06	3.11	0.29	0.71
<b>CQCB-18</b>	Ca <sub>1.81</sub> Fe <sub>0.74</sub> Al <sub>2.02</sub> Si <sub>3.20</sub> O <sub>12</sub> (OH)	1.81	0.74	2.02	3.20	0.27	0.73
<b>CQCB-24</b>	Ca <sub>1.86</sub> Fe <sub>0.41</sub> Al <sub>2.38</sub> Si <sub>3.08</sub> O <sub>12</sub> (OH)	1.86	0.41	2.38	3.08	0.15	0.85
<b>CQCB-25</b>	Ca <sub>1.79</sub> Fe <sub>0.64</sub> Al <sub>2.26</sub> Si <sub>3.09</sub> O <sub>12</sub> (OH)	1.79	0.64	2.26	3.09	0.22	0.78
<b>CQVV-25</b>	Ca <sub>2.06</sub> Fe <sub>0.08</sub> Al <sub>2.04</sub> Si <sub>3.40</sub> O <sub>12</sub> (OH)	2.06	0.08	2.04	3.40	0.04	0.96

- **Clorita**

La clorita corresponde a uno de los minerales más comunes en la zona, observándose en la mayoría de las muestras tomadas ya sea como clorita discreta o como un interestratificado de clorita/esmectita (C/S) en distintas proporciones. Esta se encuentra reemplazando a la mineralogía primaria (principalmente minerales máficos), relleno vetillas e amígdalas o alterando a la masa fundamental. En cuanto a las temperaturas de formación, la clorita, a diferencia de la epidota, presenta un rango más amplio bajo el cual es un mineral común y estable. Esta se ha observado en varios sistemas

geotermiales activos, formándose a partir de los 120°C aproximadamente y hasta temperaturas mayores a los 300°C (Reyes 1990; Cathelinaeu *et al.* 1985; Martínez-Serrano 2002). Si bien este es un rango amplio de temperaturas y el cual indica una mínima de aproximadamente 120°C para aquellas muestras con clorita (sin considerar otros minerales), se han observado ciertas características de la clorita que presentan una importante dependencia de la temperatura. Estas características corresponden a la cristalinidad de la clorita (ChC), la proporción de esmectita en el interestratificado de C/S y ciertas variaciones en la química de la clorita. Varios estudios han observado que existe una correlación entre la temperatura y la ChC, donde a un aumento en la temperatura se asocia una mayor cristalinidad en el mineral (Árkai 1991; Árkai *et al.* 1997; Kübler 1968). En estos estudios se han definido rangos de temperaturas bajo las cuales la clorita presenta ciertos valores de cristalinidad, tanto para el plano (001) como para el (002), los cuales son:

$$ChC(001) = 0.284 - 0.435^\circ\Delta 2\theta$$

$$ChC(002) = 0.310 - 0.427^\circ\Delta 2\theta$$

Estos fueron definidos por Kübler (1968) y Árkai (1991) entre otros para un rango de temperatura entre los 200-300°C. Sin embargo, debido a que la mayoría de estos estudios se han realizado en contextos metamórficos o diagenéticos, su aplicación estricta a sistemas geotermiales no es tan confiable debido a que otro de los factores importantes en la variación de la cristalinidad es la actividad de los fluidos, la cual es bastante importante y variable en lo que respecta a alteración hidrotermal. Producto de esto, los valores de la ChC obtenidos en la zona de estudio se aplican principalmente para analizar las diferencias relativas en las temperaturas de formación de las cloritas. De esta forma, se puede observar en la Figura 61, en la Figura 62 y en la Figura 63 las diferencias respecto a la ChC de las distintas muestras en los planos (001), (002) y (003).

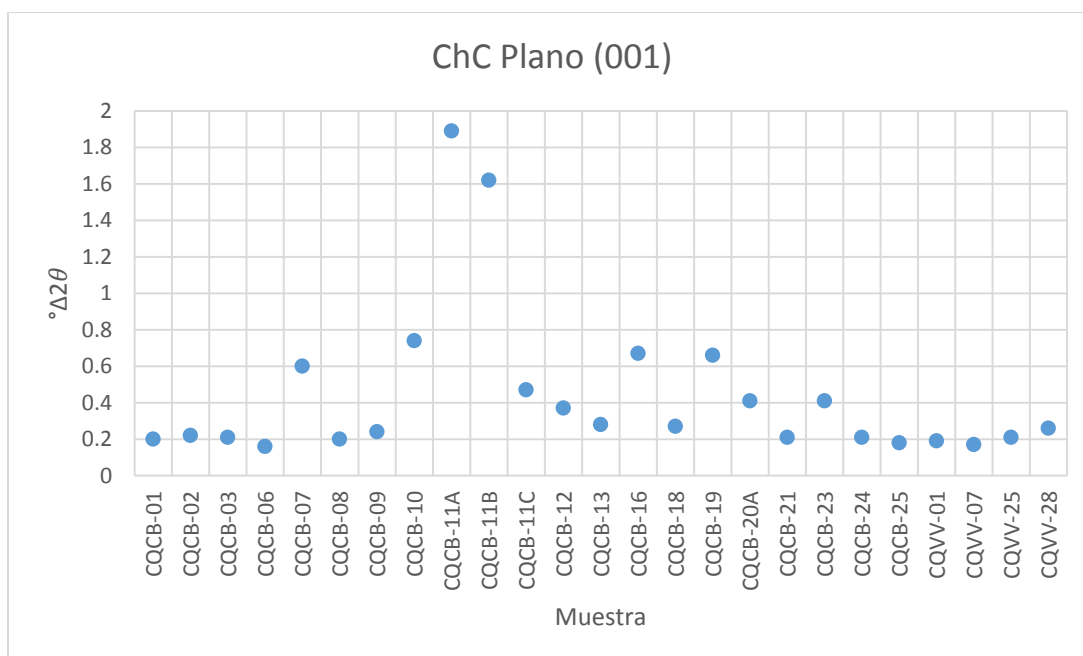
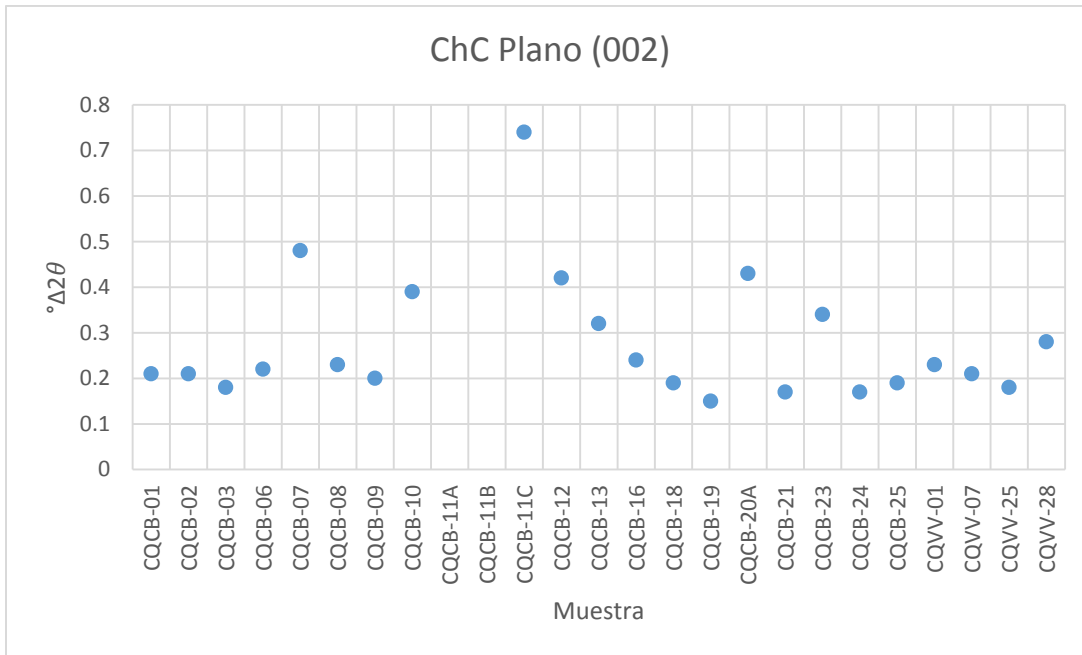
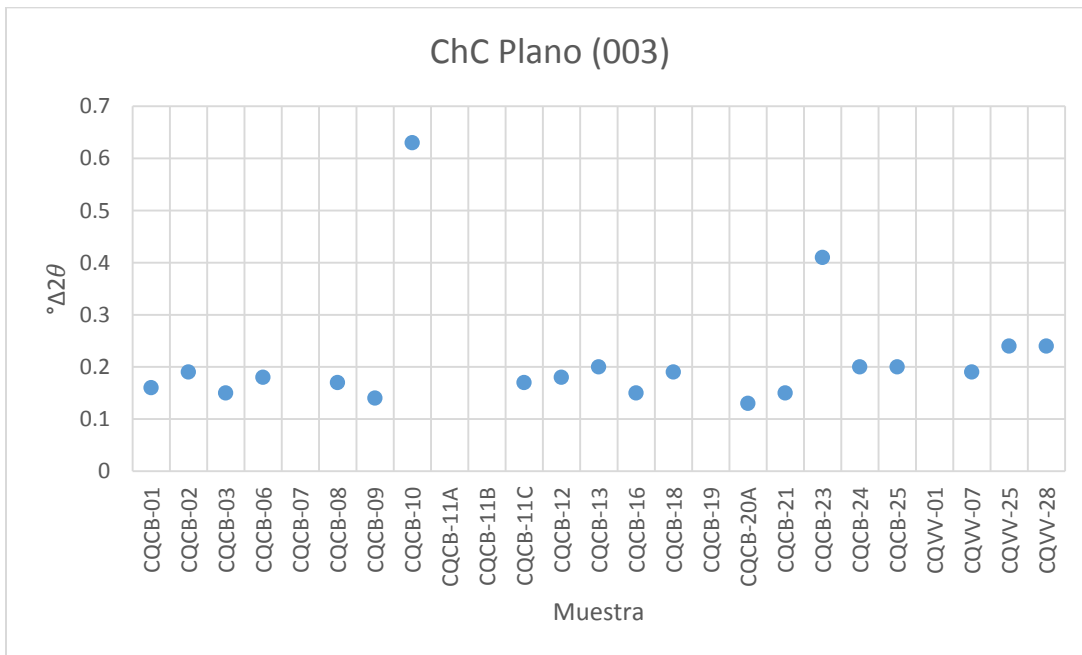


Figura 61: Comparación de la ChC en el plano (001) para cada muestra



**Figura 62: Comparación de la ChC en el plano (002) para cada muestra.**



**Figura 63: Comparación de la ChC en el plano (003) para cada muestra.**

En general se puede ver una buena correlación con las temperaturas estimadas a partir del resto de la mineralogía, con las muestras asociadas a menores grados de alteración presentando cristalinidades menores a las demás. En cuanto a las muestras que no presentan datos en los planos (002) y (003), esto se debe probablemente a que las cloritas de ellas tenían proporciones mayores de esmectita interestratificada o a que la muestra presentaba cantidades leves de clorita por lo que no es posible medir confiablemente la cristalinidad de ese plano.

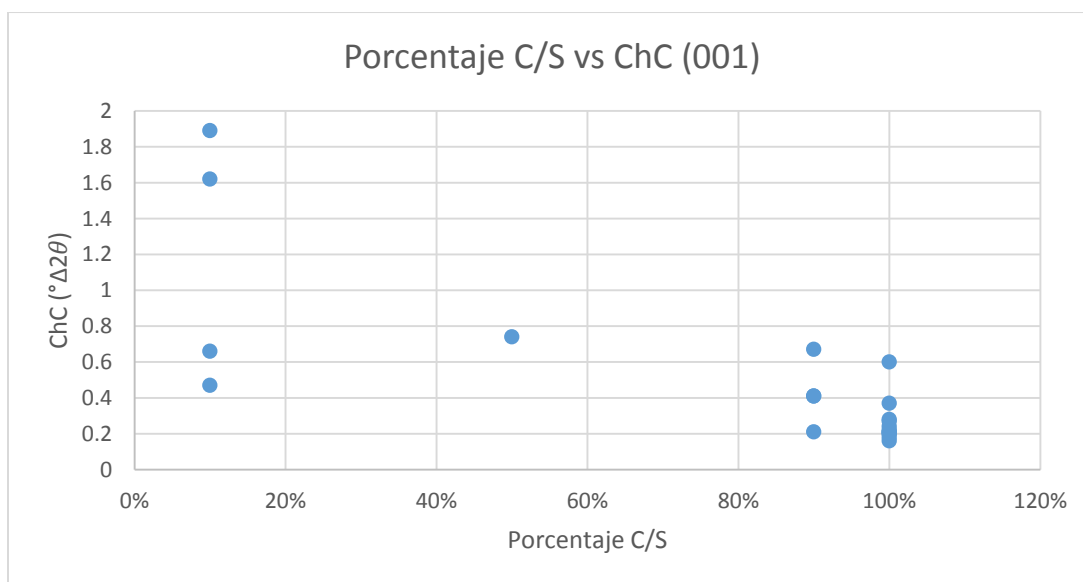
Con respecto a la proporción de C/S en las muestras, estudios han observado que, de manera similar a la cristalinidad, el porcentaje de esmectita en el interestratificado C/S presenta una dependencia de la temperatura entre otros factores. Particularmente, la esmectita presenta rangos de temperatura de formación bajos y amplios, observándose desde temperatura menores a los 50°C hasta aproximadamente los 200°C (Reyes 1990; Cathelinaeu *et al.* 1985). Esto se correlaciona a lo observado por otros trabajos donde a medida que aumenta la temperatura disminuye la proporción de esmectita y aumenta la proporción de clorita (Inoue *et al.*, 1984; Inoue, 1987; Inoue & Utada, 1991). Adicionalmente, estos mismos estudios observaron que la secuencia de transformación esmectita-corrensita-clorita no es continua para sistemas hidrotermales y ambientes diagenéticos, con la proporción de capas de esmectita comenzando en 100-80% (esmectita), luego pasando por 50-40% (corrensita) y terminando en 10-0% (clorita). En cuanto a las temperaturas bajas las cuales la corrensita es estable, diferentes estudios en sistemas geotermales han observado este mineral en distintos rangos, siendo algunos de estos en los 100-150°C (Liou, 1971) o entre 150-200°C (Tomasson y Kristmannsdottir, 1972), con un límite superior propuesto en los 230-250°C (Weaver y Pollard, 1973). En el caso de las muestras tomadas en la zona de estudio, es posible observar los tres pasos de la secuencia de transformación como se ve en la Tabla 49, donde aquellas muestras con porcentajes menores de clorita se asocian a menores temperaturas y viceversa.

**Tabla 49: Proporción de la clorita en el interestratificado de C/S para las muestras analizadas.**

<b>Muestra</b>	<b>C/S</b>
<b>CQCB-01</b>	100%
<b>CQCB-02</b>	100%
<b>CQCB-03</b>	100%
<b>CQCB-06</b>	100%
<b>CQCB-07</b>	100%
<b>CQCB-08</b>	100%
<b>CQCB-09</b>	100%
<b>CQCB-09B</b>	100%
<b>CQCB-10</b>	50-60%
<b>CQCB-11A</b>	10-20%
<b>CQCB-11B</b>	10-20%
<b>CQCB-11C</b>	10-20%
<b>CQCB-12</b>	100%
<b>CQCB-13</b>	100%
<b>CQCB-16</b>	90-100%
<b>CQCB-18</b>	100%
<b>CQCB-19</b>	10-20%
<b>CQCB-20A</b>	90-100%
<b>CQCB-21</b>	100%
<b>CQCB-22</b>	0-10%
<b>CQCB-23</b>	90-100%
<b>CQCB-24</b>	90-100%
<b>CQCB-25</b>	100%



Estos resultados se correlacionan con aquellos obtenidos tanto del resto de la mineralogía como con aquellos obtenidos a partir de la cristalinidad, donde se observa que las muestras con mayores porcentajes de clorita son más cristalinas. En la Figura 64 se puede ver que la cristalinidad es en general mayor para aquellas muestras con mayores porcentajes de clorita, levemente menor para la muestra cercana a corrensitita y considerablemente baja para las muestras con una mayor proporción de esmectita que de clorita. Sin embargo, se observan dos excepciones en las muestras con baja proporción de clorita, las cuales corresponden a las muestras CQCB-11C y CQCB-19. Esto indicaría que la temperatura no es el único factor que está controlando la cristalinidad o la proporción de C/S en estas muestras. De similar manera, esto explicaría la presencia de muestras con una alta proporción de clorita y cristalinidades relativamente bajas.



**Figura 64:** Correlación entre el porcentaje de C/S y la cristalinidad de la clorita en el plano (001) para las muestras de la zona.

En cuanto a temperaturas de formación obtenidas a partir de estos porcentajes, es difícil establecer rangos o límites debido a que tanto la clorita discreta como la esmectita presentan rangos muy amplios, mientras que la corrensitita como se mencionó es bastante variable de sistema a sistema geotermal. A pesar de esto, se proponen temperaturas cercanas o mayores a los 200°C para aquellas muestras con 90% o más de clorita en base a los rangos de estabilidad de la esmectita y algunos de los límites superiores de la corrensitita, mientras que para las muestras con 20% o menos de clorita se proponen temperaturas cercanas a los 120°C o menores, límite en el cual comienza a aparecer la clorita. En el caso particular de las muestras CQCB-10 y CQCB-22, la primera corresponde a la única muestra con corrensitita, por lo que es difícil establecer un rango particular, aunque la ausencia de epidota en esta podría indicar temperaturas menores a los 180°C, pero mayores a los 100°C debido a la corrensitita. En cuanto a la muestra CQCB-22, esta muestra presenta una alteración producto de procesos de meteorización, por lo que es esperable la presencia de esencialmente esmectita discreta.

La aplicación de la química de las cloritas para estimar las temperaturas se centra en el geotermómetro propuesto por Cathelineau (1988), a partir del cual estableció una

relación entre la temperatura y la cantidad de aluminio tetraédrico ( $Al^{IV}$ ) presente en el mineral. De esta forma, a medida que aumenta la temperatura, también lo hará el  $Al^{IV}$ , lo cual se refleja en la siguiente ecuación:

$$T(^{\circ}C) = -61.92 + 321.98 * (Al^{IV})$$

Por otro lado, Jowett (1991) propuso una corrección al geotermómetro de clorita utilizando una normalización en función de sus contenidos de Fe y Mg. Esto se ve reflejado por las ecuaciones:

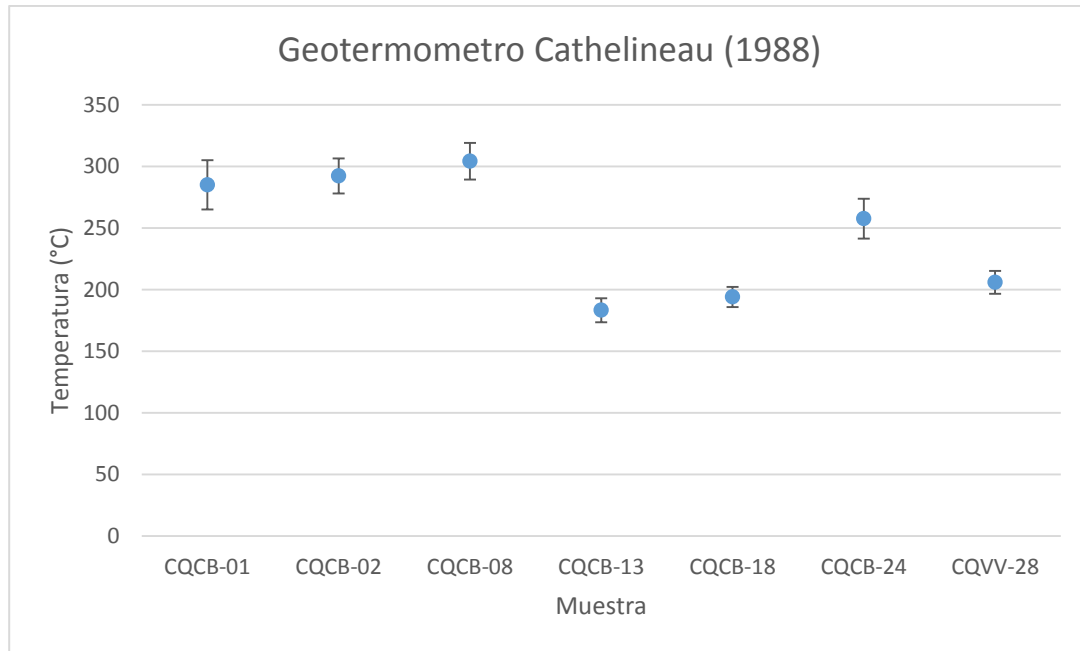
$$Al_C^{IV} = Al^{IV} + 0.1 \left( \frac{Fe}{[Fe + Mg]} \right)$$

$$T(^{\circ}C) = 319 * Al_C^{IV} - 69$$

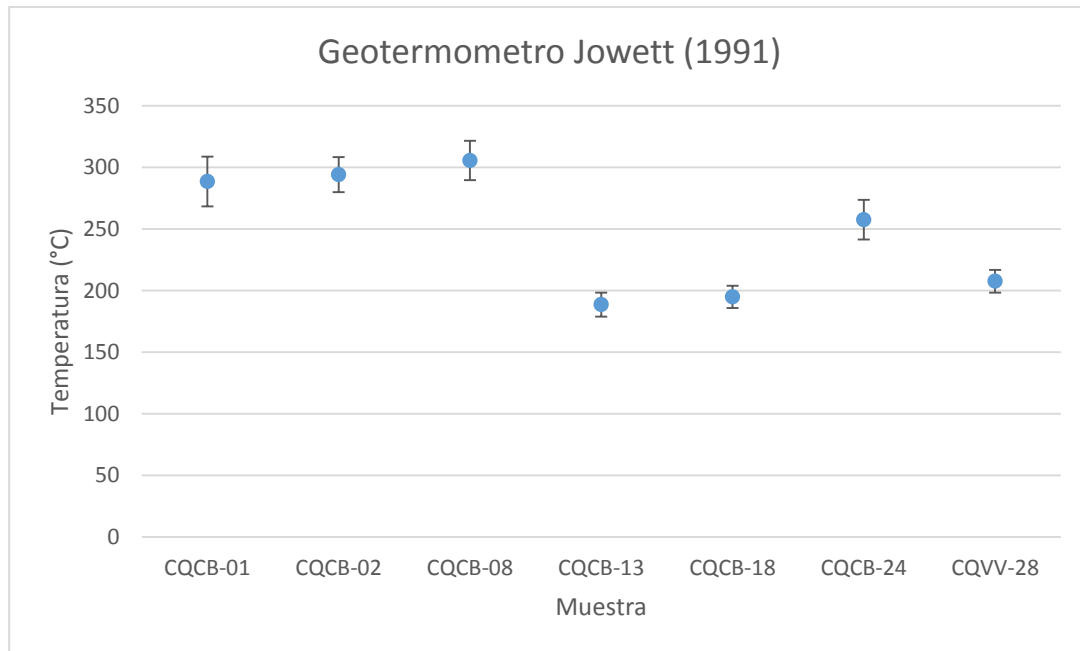
En el presente estudio se aplicaron ambos geotermómetros a las cloritas. Los resultados con sus respectivas desviaciones estándar se pueden observar tanto en la Tabla 50 como en la Figura 65 y en la Figura 66, donde se puede ver que ambos geotermómetros entregan resultados bastante cercanos entre sí y con desviaciones estándar relativamente bajas.

**Tabla 50: Resultados obtenidos a partir de la aplicación de los geotermómetros de clorita propuestos por Cathelineau (1988) y Jowett (1991) y sus respectivas cristalinidades.**

Muestra	ChC			Cathelineau (1988)		Jowett (1991)	
	I(001)	I(002)	I(003)	$\bar{X}(^{\circ}C)$	$\sigma(^{\circ}C)$	$\bar{X}(^{\circ}C)$	$\sigma(^{\circ}C)$
<b>CQCB-01</b>	0.2	0.21	0.16	285	20	289	20
<b>CQCB-02</b>	0.22	0.21	0.19	292	14	294	14
<b>CQCB-08</b>	0.2	0.23	0.17	304	15	306	16
<b>CQCB-13</b>	0.28	0.32	0.2	183	10	189	10
<b>CQCB-18</b>	0.27	0.19	0.19	194	8	195	9
<b>CQCB-24</b>	0.21	0.17	0.2	258	16	258	16
<b>CQVV-28</b>	0.26	0.28	0.24	206	9	208	9



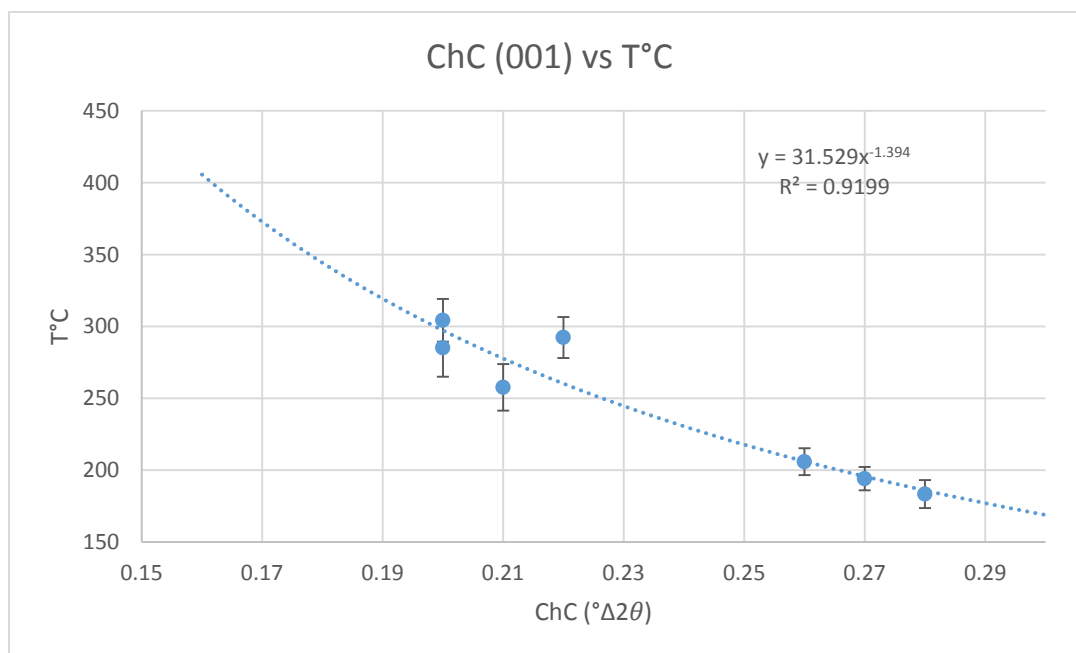
**Figura 65:** Comparación grafica entre las diferentes muestras a las cuales se aplicó el geotermómetro de clorita de Cathelineau (1988).



**Figura 66:** Comparación grafica entre las diferentes muestras a las cuales se aplicó el geotermómetro de clorita de Jowett (1991).

Estos geotermómetros presentan en general una correlación relativamente buena con las temperaturas esperadas en base a la mineralogía secundaria de las muestras. Las muestras CQCB-01, CQCB-02 y CQCB-08 presentan temperaturas cercanas a los 300°C, lo cual indica temperaturas relativamente altas en comparación a otras muestras de la zona. Cabe destacar que estas muestras corresponden al Grupo Plutónico Melipeuco y el Stock Lolco, por lo que las cloritas presentes en estos, y posiblemente la mayoría de sus minerales secundarios, sean producto de una alteración post-magmática, lo cual es consistente con las temperaturas indicadas por los geotermómetros. En cuanto a las muestras CQCB-13 y CQVV-28, sus temperaturas podrían encontrarse levemente sobreestimadas debido a que la ausencia de epidota en ellas indicaría temperaturas menores a los 180°C, sin embargo el no encontrar epidota en las muestras puede deberse a otros factores como fluidos ricos en CO<sub>2</sub>. Por último, las muestras CQCB-18 y CQCB-24 se encuentran relativamente cercanas a lo esperado. Es importante destacar que varios de estos errores o inconsistencias se pueden asociar al carácter empírico de estos geotermómetros, ya que han sido propuestos y calibrados con datos de sistemas geotermales particulares, por lo que no siempre se puede extrapolar a otros casos debido a la sensibilidad de éstos a otros parámetros como la asociación mineral.

Al graficar las cristalinidades de la clorita y los resultados obtenidos mediante el geotermómetro de Cathelineau, se obtiene lo observado en la Figura 67, en la cual se puede ver que ambos datos presentan un alto coeficiente de correlación. Esto indicaría que la temperatura es un factor importante en el control de la cristalinidad de las cloritas, además de respaldar que a mayores temperaturas, mayor es el grado de cristalinidad de la clorita y viceversa.



**Figura 67:** Correlación entre las temperaturas obtenidas mediante el geotermómetro de Cathelineau (1988) y la cristalinidad de la clorita en el plano (001).

A partir de esta correlación y la ecuación asociada a ella, es posible extrapolar las temperaturas de las otras muestras a partir de sus respectivas cristalinidades en el plano

(001). Es importante destacar que éstas corresponden a un valor calculado a partir de la ecuación propuesta en la Figura 67, por lo que no consideran factores adicionales que pueden afectar la cristalinidad de la clorita, como la actividad de los fluidos. Debido esto, las temperaturas entregadas en la Tabla 51 deben ser consideradas como aproximaciones, con un grado de error potencialmente alto. Adicionalmente, se propone una ecuación potencial para realizar la extrapolación, por sobre una ecuación lineal, donde con esta última se obtenían valores negativos para aquellas muestras con bajas cristalinidades, mientras que la potencial entrega valores relativamente coherentes.

**Tabla 51: Temperaturas extrapoladas en base a la cristalinidad de la clorita en el plano (001).**

<b>Muestra</b>	<b>ChC (001)</b>	<b>T(°C)</b>
<b>CQCB-01</b>	0.2	297
<b>CQCB-02</b>	0.22	260
<b>CQCB-03</b>	0.21	278
<b>CQCB-06</b>	0.16	406
<b>CQCB-07</b>	0.6	64
<b>CQCB-08</b>	0.2	297
<b>CQCB-09</b>	0.24	231
<b>CQCB-10</b>	0.74	48
<b>CQCB-11A</b>	1.89	13
<b>CQCB-11B</b>	1.62	16
<b>CQCB-11C</b>	0.47	90
<b>CQCB-12</b>	0.37	126
<b>CQCB-13</b>	0.28	186
<b>CQCB-16</b>	0.67	55
<b>CQCB-18</b>	0.27	196
<b>CQCB-19</b>	0.66	56
<b>CQCB-20A</b>	0.41	109
<b>CQCB-21</b>	0.21	278
<b>CQCB-23</b>	0.41	109
<b>CQCB-24</b>	0.21	278
<b>CQCB-25</b>	0.18	344
<b>CQVV-01</b>	0.19	319
<b>CQVV-07</b>	0.17	373
<b>CQVV-25</b>	0.21	278
<b>CQVV-28</b>	0.26	206

Debido a los problemas asociados a los geotermómetros de Cathelineau y Jowett, se han propuesto otras dos aproximaciones a la geotermometría de cloritas en función de su química. Una consiste en una aproximación a partir de bases de datos termodinámicos y es la más rigurosa, sin embargo es aplicable principalmente a cloritas de altas temperaturas, por lo que no es recomendable su uso en sistemas geotermales. La segunda es denominada como una aproximación semi-empírica, en la cual destaca la herramienta gráfica elaborada

por Bourdelle & Cathelineau (2015) en base a los geotermómetros propuestos por Inoue *et al.* (2009) y Bourdelle *et al.* (2013). Esta aproximación usa las actividades de los miembros extremos de la clorita para correlacionar la composición de esta con la temperatura a partir de la constante de equilibrio K. Debido a que los supuestos para que ésta sea aplicable suelen cumplirse en sistemas hidrotermales, y dado que se ha observado que entrega resultados confiables en contextos de bajas temperaturas, esta aproximación fue aplicada en las muestras del presente estudio, lo que se puede observar en la Figura 68, la Figura 69 y la Figura 70, donde se muestran los gráficos para 7 muestras diferentes. En cada una se aplicó la representación gráfica del geotermómetro propuesto por Bourdelle *et al.* (2013) y el propuesto por Inoue *et al.* (2009), como se señala sobre cada gráfico.

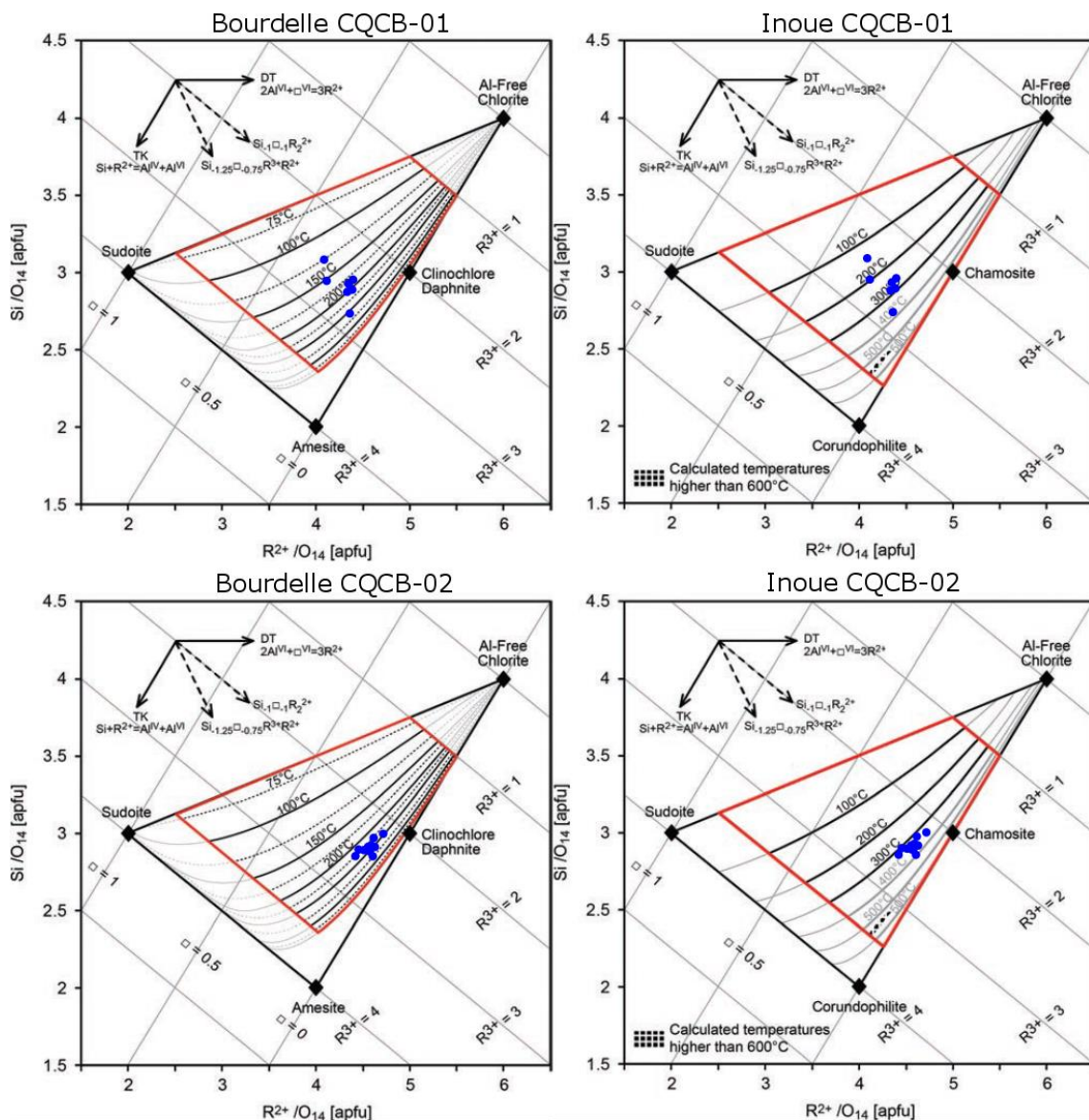


Figura 68: Representaciones gráficas de los geotermómetros de cloritas para las muestras CQCB-01 y CQCB-02, propuestos por Bourdelle *et al.* (2013) e Inoue *et al.* (2009).

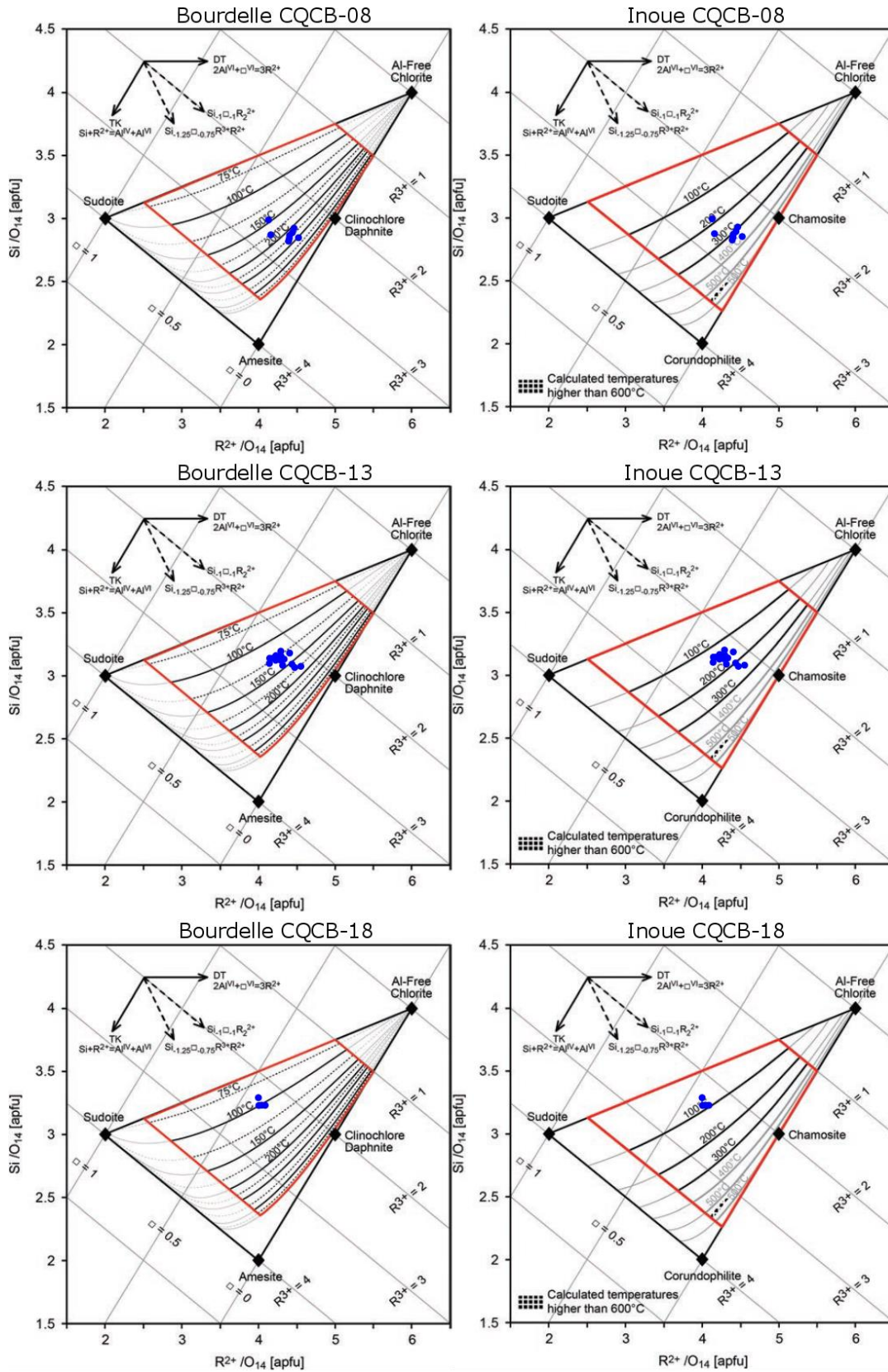


Figura 69: Representaciones gráficas de los geotermómetros de cloritas para las muestras CQCB-08, CQCB-13 y CQCB-18, propuestos por Bourdelle *et al.* (2013) e Inoue *et al.* (2009).

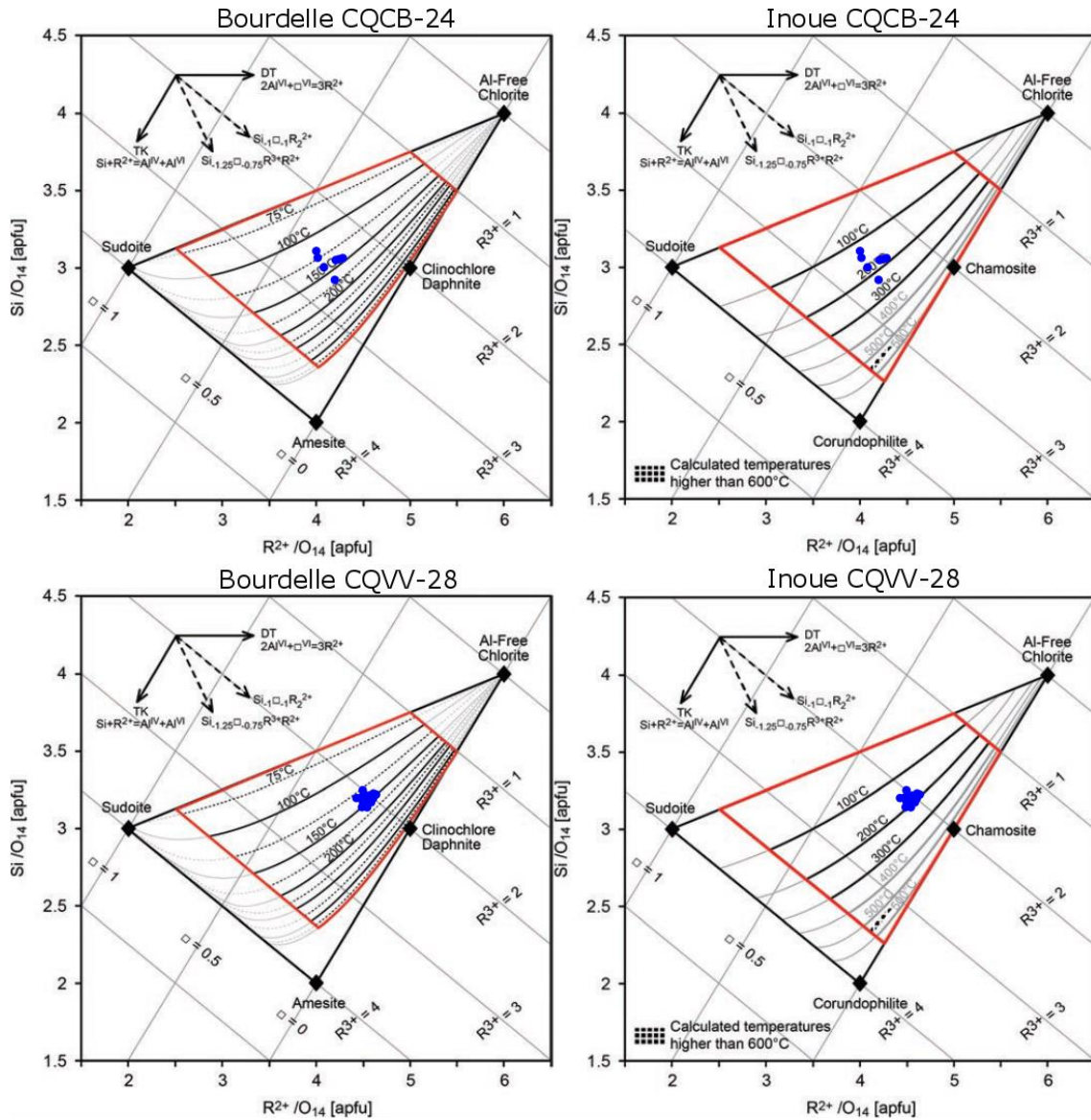


Figura 70: Representaciones gráficas de los geotermómetros de cloritas para las muestras CQCB-24 y CQVV-28, propuestos por Bourdelle *et al.* (2013) e Inoue *et al.* (2009).

En estas figuras es posible observar que, si bien las distintas muestras entregan un rango de valores variable entre ellas, son relativamente similares con excepción de la muestra CQCB-18. Esto se ve reflejado de manera aproximada en la Tabla 52, en la cual además de mostrar que la mayoría de las cloritas se encuentran asociadas a temperaturas de formación superiores a los 100°C, también se observa que el geotermómetro propuesto por Inoue *et al.* (2009) entrega valores levemente superiores a los del geotermómetro de Bourdelle *et al.* (2013).



**Tabla 52: Rango de temperaturas aproximadas a partir de los geotermómetros gráficos de Bourdelle *et al.* (2013) e Inoue *et al.* (2009).**

<b>Muestra</b>	<b>Bourdelle et al. (2013)</b>	<b>Inoue et al. (2009)</b>
<b>CQCB-01</b>	125-250°C	150-375°C
<b>CQCB-02</b>	200-300°C	300-400°C
<b>CQCB-08</b>	150-250°C	175-375°C
<b>CQCB-13</b>	100-200°C	100-250°C
<b>CQCB-18</b>	85-100°C	50-100°C
<b>CQCB-24</b>	100-175°C	100-250°C
<b>CQVV-28</b>	125-175°C	150-250°C

Adicionalmente, es importante notar que al comparar estos resultados con aquellos obtenidos a partir de los geotermómetros de Cathelineau (1988) y Jowett (1991), estos últimos suelen encontrarse dentro o muy cercanos a los rangos entregados por los geotermómetros gráficos, a excepción de la muestra CQCB-18, la cual se aleja considerablemente. En el caso de esta última muestra, se observaron varios factores adicionales que indicarían una temperatura al menos superior a los 100°C, como son la presencia de epidota en cantidades no menores, cristalinidades de la clorita y la illita relativamente altas, y la ausencia de minerales de arcillas de bajas temperaturas como la esmectita. Esto podría indicar que las cloritas de la muestra CQCB-18 se formaron a partir de un evento diferente y de menor temperatura que el que originó los otros minerales secundarios, o que la aplicación de estos geotermómetros no es óptima para la muestra. Por otro lado, las muestras CQCB-01, CQCB-02 y CQCB-08, las cuales corresponden a intrusivos, presentan rangos de temperaturas en general superiores a los de las demás, lo cual podría indicar que las cloritas en éstas se formaron a partir de procesos de alteración post-magmática, siendo esto último consistente con los otros datos obtenidos en estas rocas. Es importante señalar que los errores o variaciones asociados a estos geotermómetros se puede deber tanto a los supuestos que se utilizan para su aplicación como a la toma de los datos químicos. En cuanto a lo primero, la aplicación de estos no considera factores como la presión o la actividad del agua, entre otros, lo cual puede afectar a los valores obtenidos. En el caso de lo segundo, estos geotermómetros son altamente sensibles a leves variaciones en la química, por lo que suele recomendarse la utilización de datos obtenidos mediante microsonda electrónica (EMPA) a pesar de los buenos resultados obtenidos al utilizar SEM-BSE. Esto último también es aplicable a los geotermómetros empíricos utilizados.

- **Illita**

La illita es un mineral que se encuentra en cantidades relativamente bajas en las muestras y suele observarse reemplazando a minerales primarios, como las plagioclasas, de manera parcial. Al igual que la clorita, esta se puede encontrar como un interestratificado de illita/esmectita (I/S) en ciertas muestras, aunque la mayoría presenta illita pura. Si bien esta se puede formar bajo contextos y condiciones variadas como suelos, ambientes diagenéticos o incluso producto de meteorización, en el caso de los sistemas hidrotermales la illita se considera un indicador de altas temperaturas. Estas pueden variar dependiendo de

los contenidos de esmectita que presente, pero usualmente la illita discreta o con contenidos bajos de esmectita se forma entre los 200-350°C, mientras que aquella con contenidos más intermedios de esmectita se forma a temperaturas menores a los 200°C (Parry *et al.* 2002). Esto también ha sido estudiado por otros autores como Reyes (1990) quien observo la illita entre los 220-310°C y la esmectita hasta temperaturas máximas de 200°C, o Cathelineau (1985) quien observo la illita a temperaturas entre los 100-300°C a diferencia de los anteriores. En la Tabla 53 se puede observar las muestras que presentan illita y los porcentajes de esta en el interestratificado de I/S.

**Tabla 53: Proporción de la illita en el interestratificado de I/S para las muestras analizadas.**

<b>Muestra</b>	<b>I/S</b>
<b>CQCB-01</b>	100%
<b>CQCB-02</b>	100%
<b>CQCB-03</b>	100%
<b>CQCB-06</b>	100%
<b>CQCB-07</b>	60-70%
<b>CQCB-08</b>	80-90%
<b>CQCB-11B</b>	100%
<b>CQCB-11C</b>	100%
<b>CQCB-12</b>	70-80%
<b>CQCB-18</b>	100%
<b>CQCB-20A</b>	90-100%
<b>CQCB-21</b>	100%
<b>CQCB-24</b>	90-100%
<b>CQCB-25</b>	100%

De esta forma se puede observar que para la mayoría de estas muestras, la presencia de illita o de I/S se correlaciona bien con las temperaturas estimadas a partir de los otros minerales presentes. En el caso de las muestras con 80-100% de illita, todas corresponden a aquellas que adicionalmente presentan epidota, por lo que es razonable la presencia de este mineral. Las únicas muestras que difieren de esto son las CQCB-08, CQCB-11B y CQCB-11C, donde la primera presenta una mineralogía que se asocia a temperaturas mayores a los 200°C, mientras que la proporción de I/S de esta indicaría lo contrario. Esto se puede deber ya sea a problemas de interpretación de los análisis de DRX o a errores en la preparación de la muestra, ya que esta presenta un peak de illita con una forma relativamente inusual comparado a lo visto en otras muestras o a los modelos conocidos. Sin embargo, el caso más extremo es el de las muestras CQCB-11B y CQCB-11C, donde ambas presentan una alteración indicativa de temperaturas considerablemente bajas (posiblemente menores a los 100°C), pero al mismo tiempo presentan illita pura, la cual suele ser indicadora de altas temperaturas. Esto se puede deber a factores similares a los que podrían haber afectado a la muestra CQCB-08, particularmente el de la interpretación de los análisis de DRX o a lo mencionado previamente respecto a los contextos bajo los cuales se forma la illita, como

por ejemplo los procesos de meteorización. Estudios como el realizado por Meunier (1980) han observado que se puede formar illita a partir de procesos de meteorización en rocas intrusivas, como lo son las muestras CQCB-11B y CQCB-11C, sin embargo esto fue observado en granitos que poseen una composición diferente a las rocas del presente estudio. Debido a esto se estima más probable un error en la interpretación de los datos, debido a que los minerales micáceos presentan peaks similares y pueden ser confundibles.

Otra característica de la illita que se puede utilizar para estimar temperaturas es su cristalinidad. Al igual que la clorita, estudios como el realizado por Kübler (1968) han observado que la illita aumenta su cristalinidad con el aumento de la temperatura, sin embargo tanto este como la mayoría de los estudios realizados sobre la cristalinidad de la illita (IC) se han realizado en rocas expuestas a procesos metamórficos o diagenéticos. En estos se estableció que para temperaturas entre los 200-300°C, la IC en el plano (001) se encuentra en el siguiente rango:

$$IC(001) = 0.25 - 0.42^\circ\Delta 2\theta$$

Adicionalmente Mukoyoshi *et al.* (2007) propuso una fórmula empírica para calcular paleotemperaturas a partir de la IC la cual, si bien se confeccionó para complejos de acreción, fue utilizada por Fukuchi *et al.* (2014) para calcular las temperaturas de formación de illitas hidrotermales. La temperatura está dada por:

$$T(^{\circ}C) = 353 - (206 * IC_{JIC})$$

$$IC_{JIC} = 1.038664 * IC + 0.111802$$

Donde  $IC_{JIC}$  corresponde a una estandarización de la IC medida, la cual ha sido calibrada para rocas de bajo grado metamórfico. De esta forma Fukuchi *et al.* (2014) obtuvo temperaturas consistentes con las definidas previamente para la zona. A pesar de esto, si bien en el presente trabajo se entregan tanto los resultados de la IC como las temperaturas calculadas con esta fórmula, estos se aplican más como aproximaciones amplias de las temperaturas o para ver diferencias relativas entre las muestras. Esto debido a que, como se mencionó previamente, la mayoría de los trabajos que aplican la IC se han realizado en illitas metamórficas o diagenéticas y son pocos los estudios que avalan su aplicación cuantitativa a sistemas hidrotermales. Adicionalmente la fórmula propuesta por Mukoyoshi *et al.* (2007) es empírica, por lo que su aplicación bajo condiciones distintas a las de ese estudio no es confiable. En la Tabla 54 se puede observar los valores de la IC, la  $IC_{JIC}$  y las temperaturas calculadas, mientras que en la Figura 71 y en la Figura 72 se puede ver los valores de la IC de cada muestra y una comparación entre la IC y la ChC, descartando a las muestras CQCB-08, CQCB-11B y CQCB-11C producto de las inconsistencias mencionadas previamente.

Tabla 54: Valores para la IC y la IC<sub>JIC</sub> en las muestras estudiadas. Se incluye la T (°C) calculada a partir de la IC<sub>JIC</sub>.

Muestra	IC	IC <sub>JIC</sub>	T(°C)
CQCB-01	0.26	0.38	274
CQCB-02	0.25	0.37	276
CQCB-03	0.3	0.42	265
CQCB-06	0.2	0.32	287
CQCB-07	0.75	0.89	169
CQCB-08	0.92	1.07	133
CQCB-11B	0.16	0.28	295
CQCB-11C	0.18	0.30	291
CQCB-12	0.52	0.65	218
CQCB-18	0.3	0.42	265
CQCB-20A	0.48	0.61	227
CQCB-21	0.27	0.39	272
CQCB-24	0.26	0.38	274
CQCB-25	0.24	0.36	278
CQVV-01	0.21	0.33	285
CQVV-07	0.23	0.35	280
CQVV-25	0.25	0.37	276

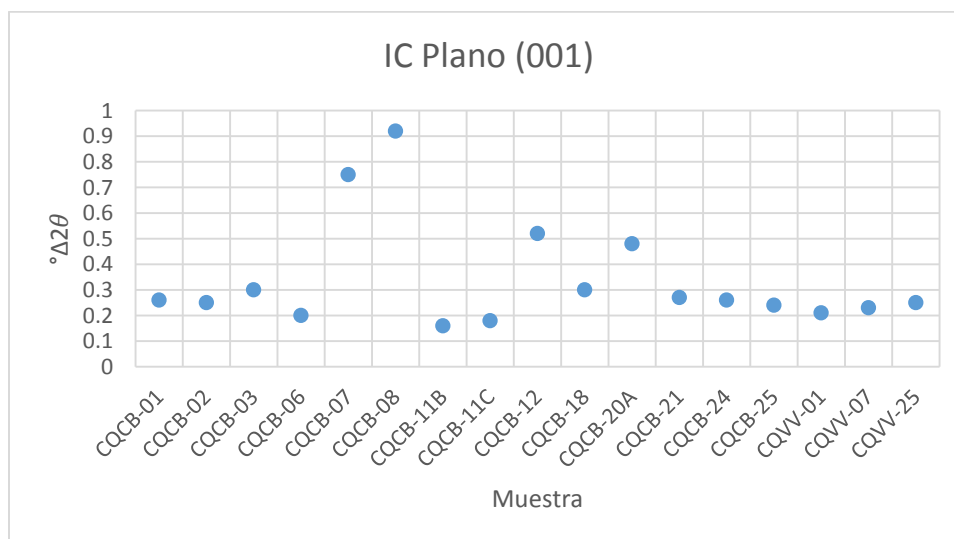
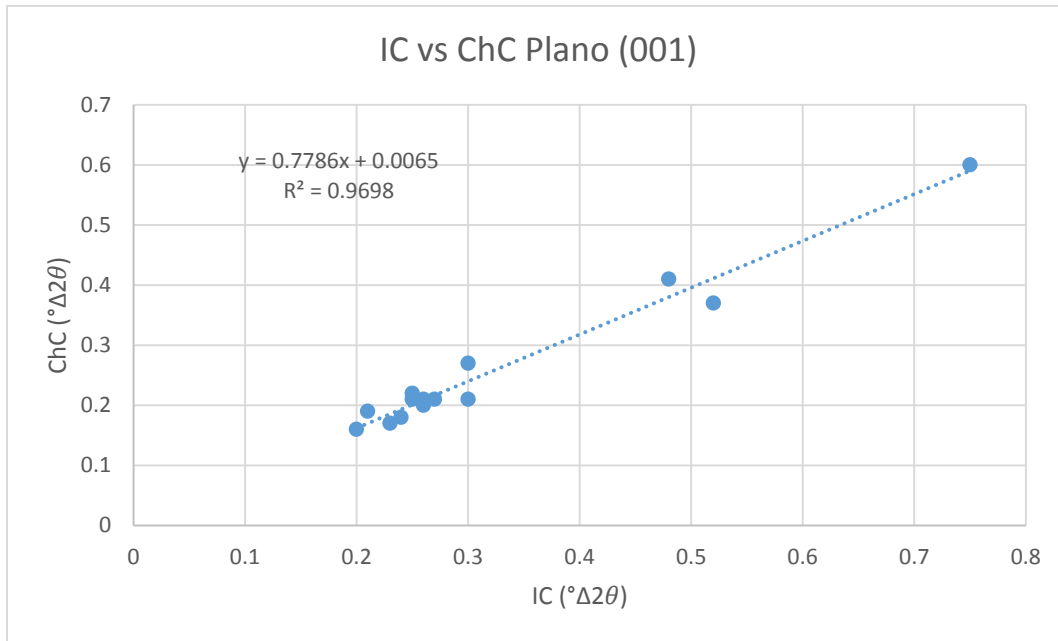


Figura 71: Comparación de la IC en el plano (001) para cada muestra



**Figura 72: Comparación entre la IC y la ChC para la mayoría de las muestras estudiadas salvo excepciones como las muestras CQCB-11B o CQCB-08.**

En primer lugar se observan las temperaturas calculadas mediante la fórmula propuesta por Mukoyoshi *et al.* (2007), las cuales son en general bastante altas, y son mayores a lo esperado para las muestras según los otros resultados, pero de todas formas se encuentran dentro de un rango probable de temperaturas. A pesar de lo anterior, en términos relativos, son consistentes con los demás resultados, salvo el caso de las muestras CQCB-08, CQCB-11CB y CQCB-11C, para las cuales ya se mencionaron las posibles razones de sus diferencias de temperaturas. En el caso del gráfico con los valores de IC, se ve una tendencia común entre las muestras, con la mayoría de ellas encontrándose entre los  $0.2-0.3^\circ\Delta 2\theta$  salvo las muestras CQCB-07, CQCB-12 y CQCB-20A, las cuales como se ha visto previamente están asociadas a temperaturas menores de alteración, por lo que su índice de cristalinidad mayor es consistente. Por último se observa un gráfico entre los resultados de la ChC y la IC, donde se puede ver que se correlacionan bastante bien ambos valores, incluyendo las muestras asociadas a grados más bajos de alteración.

- **Ceolitas**

En el caso de las ceolitas, se reconocen al menos 4 variedades de éstas en la zona de estudio, las cuales corresponden a la heulandita, la clinoptilolita, la laumontita y la wairakita. Estas en general se observan relleno de espacios como amígdalas y vetillas, y en algunas muestras como reemplazo de plagioclasas. De manera general, la heulandita y la clinoptilolita corresponden a una solución sólida donde ambas suelen encontrarse asociadas a bajas temperaturas de formación, entre los  $60-110^\circ\text{C}$  aproximadamente (Kristmannsdóttir & Tómasson 1978; Brathwaite 2003). La laumontita, por otro lado, se asocia a temperaturas más intermedias entre los  $120-220^\circ\text{C}$  aproximadamente (Reyes 1990), con variaciones de sistema a sistema. Por último, la wairakita suele estar asociada a las temperaturas más altas de formación, observándose en sistemas geotermales entre los  $220-320^\circ\text{C}$  aproximadamente (Reyes 1990; Schiffman *et al.* 1984; Browne & Ellis 1970) aunque, al

igual que la laumontita, presenta variaciones de sistema a sistema. A estas temperaturas es importante agregar el trabajo realizado por Liou *et al.* (1991), quien de manera experimental determinó las relaciones de P-T para varias ceolitas, incluidas la wairakita, la laumontita y la heulandita. En el caso de la heulandita, esta es estable sobre los 100°C y hasta los 200°C dependiendo de la presión de fluidos, mientras que la laumontita se puede formar desde los 100°C a bajas presiones hasta los 300°C a presiones muy altas (~2500 bares). La wairakita por su parte es estable a partir de los 200°C hasta aproximadamente los 370°C a presiones superiores a los 2000 bares. En las muestras tomadas, la ceolita más común corresponde a la laumontita, la cual se observa en una gran cantidad de muestras, mientras que la wairakita solo se observa en la muestra CQCB-25; la heulandita se observa netamente en la CQCB-20A y la clinoptilolita en las muestras CQCB-05 y CQCB-19. En el caso de la muestra CQCB-25, la presencia de wairakita es consistente con la mineralogía de ésta, la cual refleja una de las temperaturas más altas de la zona dada la presencia de prehnita y epidota. De igual manera, la muestra CQCB-19 presenta una mineralogía consistente con bajas temperaturas, por lo que la clinoptilolita es una ceolita esperable en esta roca. La muestra CQCB-05 corresponde a un depósito actual de la manifestación termal de El Avellano, la cual tiene temperaturas entre los 60-70°C, por lo que la clinoptilolita se encontraría de manera estable en esta en lo que a temperatura respecta. A esto es importante agregar que Brathwaite (2003) asocia la clinoptilolita a procesos superficiales o cercanos a la superficie en sistemas geotermales, lo cual claramente es el caso para la muestra CQCB-05. La heulandita por su parte estaría asociada a temperaturas mayores a las reportadas por Kristmannsdóttir & Tómasson (1978) y más cercanas a aquellas obtenidas por Liou *et al.* (1991). Cabe mencionar el caso particular del afloramiento CQCB-20, en el cual se observó tanto heulandita como laumontita en las muestras CQCB-20A y CQCB-20B respectivamente. La presencia de estos minerales en un mismo punto, pero en muestras distintas se podría explicar de dos formas. En primer lugar, de acuerdo a los campos de estabilidad de P-T propuestos por Liou *et al.* (1991), para pasar del campo de estabilidad de la laumontita al de la heulandita, es necesario una disminución isobárica de temperatura o un aumento isotérmico de presión, sin embargo este último es poco probable ya que la mayoría de los procesos que pueden producir cambios de presión suelen ser acompañados por cambios en la temperatura. En cambio, la disminución de temperatura corresponde a un proceso normal en la evolución de los sistemas geotermales. La segunda forma es la dependencia de las distintas ceolitas por el material precursor. De acuerdo a lo expuesto por Liou *et al.* (1991) diferentes ceolitas pueden coexistir en diferentes dominios dependiendo del material precursor, lo cual explicaría la presencia de laumontita y heulandita en un mismo punto, pero en muestras de litología distinta; pero para comprobar esto es importante demostrar el equilibrio entre ellas lo cual requeriría otros análisis.

- **Otros Minerales**

Finalmente existen otros minerales que se observaron en la zona como la prehnita, el talco y el granate, pero a diferencia de los mencionados previamente, estos se presentan en general de manera escasa y en muestras particulares. En primer lugar se encuentran la prehnita, que se presentan solo en la muestra CQCB-25 y en la cual se encuentra rellenando amígdalas junto a minerales como la wairakita. Estos minerales suelen estar asociados a altas temperaturas de formación, con la prehnita siendo encontrada en varios sistemas

hidrotermales de manera estable entre los 250-300°C aproximadamente (Reyes 1990; Cathelineau *et al.* 1985). Por otro lado el talco se reconoce solo en las muestras tomadas en el afloramiento CQCB-11, donde este fue identificado solo a partir de los análisis de DRX. Este es un mineral que se forma usualmente en rocas ígneas básicas o ultramáficas, ya sea por procesos de metamorfismo de baja temperatura, alteración hidrotermal o meteorización (Evans and Guggenheim 1988). En el caso de los procesos de alteración hidrotermal, el talco suele asociarse a aquellos encontrados en el suelo oceánico, formándose a altas temperaturas de aproximadamente 200-400°C (April 2003; Shau & Peacor 1992). Si bien este también se ha observado bajo altas temperaturas en sistemas geotermales (Browne 1978), la mineralogía presente en el afloramiento CQCB-11 indica bajas temperaturas, por lo que es más probable que el talco presente en estas muestras sea producto de procesos de meteorización. Finalmente se encuentra el granate, particularmente la variedad espartina, la cual fue observada en la muestra CQCB-21 principalmente rellenando vetillas y fracturas junto a minerales como el cuarzo y la epidota. Los granates en general suelen estar asociados a altas temperaturas de formación en sistemas hidrotermales, usualmente sobre los 270°C (Reyes et al. 1993; Martínez-Serrano 2002).

### **5.1.2. Temperatura asociación mineral**

En base a las temperaturas asociadas a cada uno de los minerales observados en la zona de estudio, es posible estimar un rango de temperatura para la asociación mineral presente en cada muestra en particular. Esta se puede observar en la Figura 73, la cual adicionalmente incluye las temperaturas calculadas a partir de las cristalinidades de la clorita y la illita, mientras que una aproximación a grandes rasgos de la temperatura y su distribución en la zona se puede observar en la Figura 74.

Como se mencionó, la mayoría de las muestras analizadas son parte de la Formación Cura-Mallín salvo algunas excepciones. Debido a esto y a las temperatura de formación inferidas a partir de la asociación mineral, se puede decir que las rocas de la Formación Cura-Mallín presentes en la zona de estudio formaron parte de un paleo-sistema hidrotermal de altas temperaturas. Una excepción a esto corresponde a la muestra CQCB-04, la cual si bien también forma parte de la Formación Cura-Mallín, esta refleja temperaturas considerablemente menores. Esto se puede deber a una lejanía de la posible fuente de calor asociada a este paleo-sistema, mientras que las demás muestras indican una cercanía a esta. De esta forma, es posible suponer que la fuente de calor del paleo-sistema se debe encontrar en la zona de estudio.

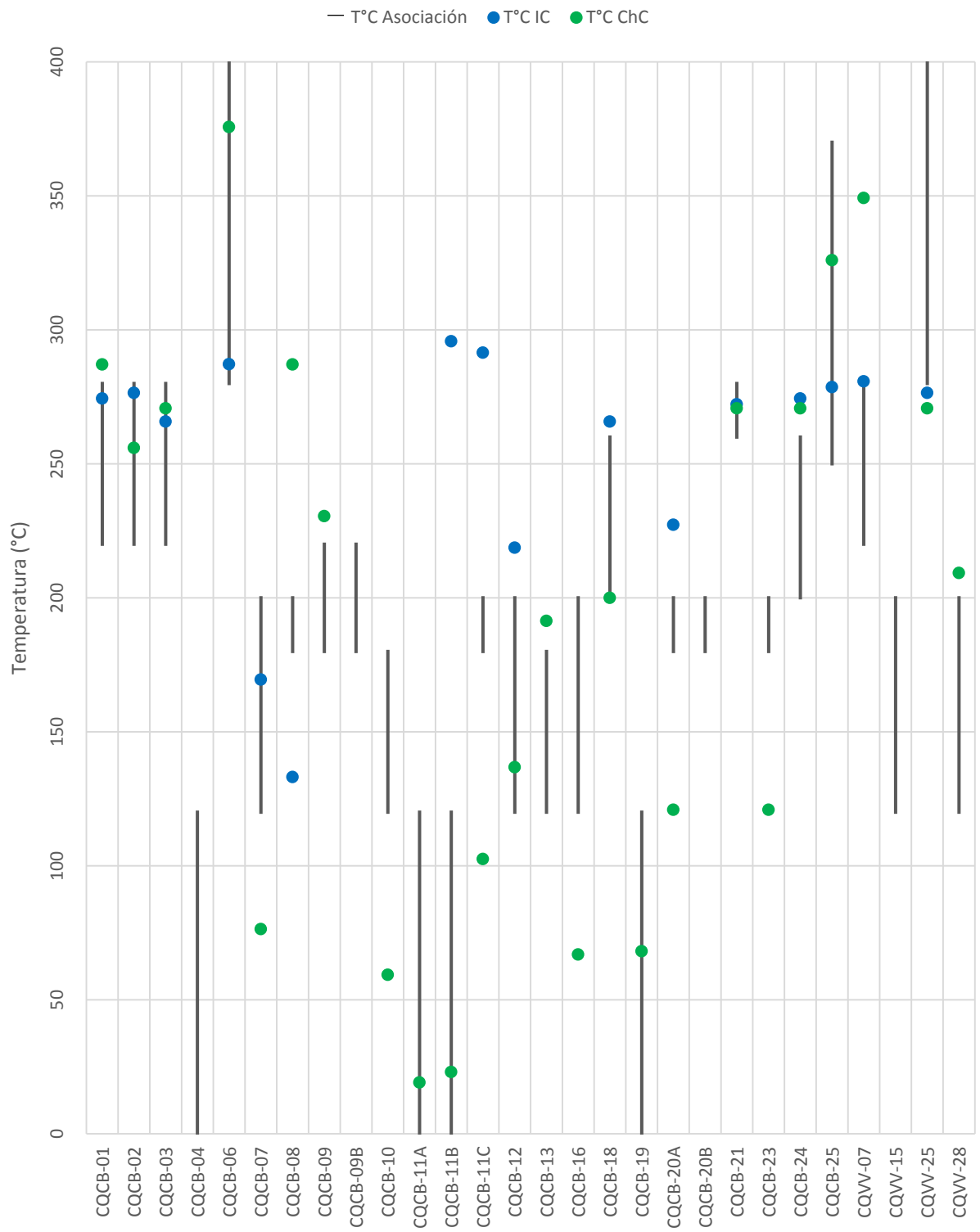
Por otro lado se encuentran las rocas de origen ígneo intrusivo de la zona, las cuales presentan una alteración distinta a aquella observada en la Cura-Mallín. Estas suelen ser parte de los grandes plutones o stocks emplazados en la zona durante el Mioceno, y cuya mineralogía secundaria refleja temperaturas considerablemente altas, y en varios casos superiores a aquellas observadas en las otras muestras de la zona. Esta diferencia se asociaría a procesos de alteración post-magmáticos, los cuales serían independientes de aquellos que alteraron a la Formación Cura-Mallín. La excepción a esto corresponde al intrusivo del afloramiento CQCB-11, el cual al ser un intrusivo hipabisal de un tamaño considerablemente menor, no presenta procesos de alteración post-magmática. En éste se observa poca alteración y con una mineralogía que refleja temperaturas considerablemente

bajas. Esto se puede deber a que las bajas permeabilidades primarias asociadas a las rocas intrusivas impiden la circulación de los fluidos termales y por lo tanto disminuyen su capacidad de alterar efectivamente la roca.

En el caso de las muestras asociadas a la Formación Cola de Zorro o a las unidades del Callaqui (CQCB-16 y CQCB-19 respectivamente), éstas reflejan temperaturas relativamente bajas de formación e indicarían una actividad más superficial y reciente del paleo-sistema hidrotermal, lo cual se ve respaldado por su disposición sobre la Formación Cura-Mallín.

Finalmente, al comparar las temperaturas obtenidas a partir de las asociaciones minerales con aquellas calculadas a partir de las cristalinidades, se puede ver que en el caso de las muestras pertenecientes a la Formación Cura-Mallín, las temperaturas obtenidas a partir de la cristalinidad de la clorita o la illita suelen encontrarse fuera de los rangos de temperatura asociados a la mineralogía. De manera contraria, la mayoría de los intrusivos de la zona presentan temperaturas calculadas dentro de esos rangos. Esto respaldaría la existencia de otros factores en la zona controlando la cristalinidad de la illita y la clorita, además de la temperatura, como las permeabilidades de la roca y la capacidad de los fluidos de moverse por ésta.





**Figura 73: Rangos de temperatura asociados a la formación de la alteración en cada una de las muestras estudiadas. Se incluyen las temperaturas calculadas a partir de las cristalinidades de la clorita y la illita.**

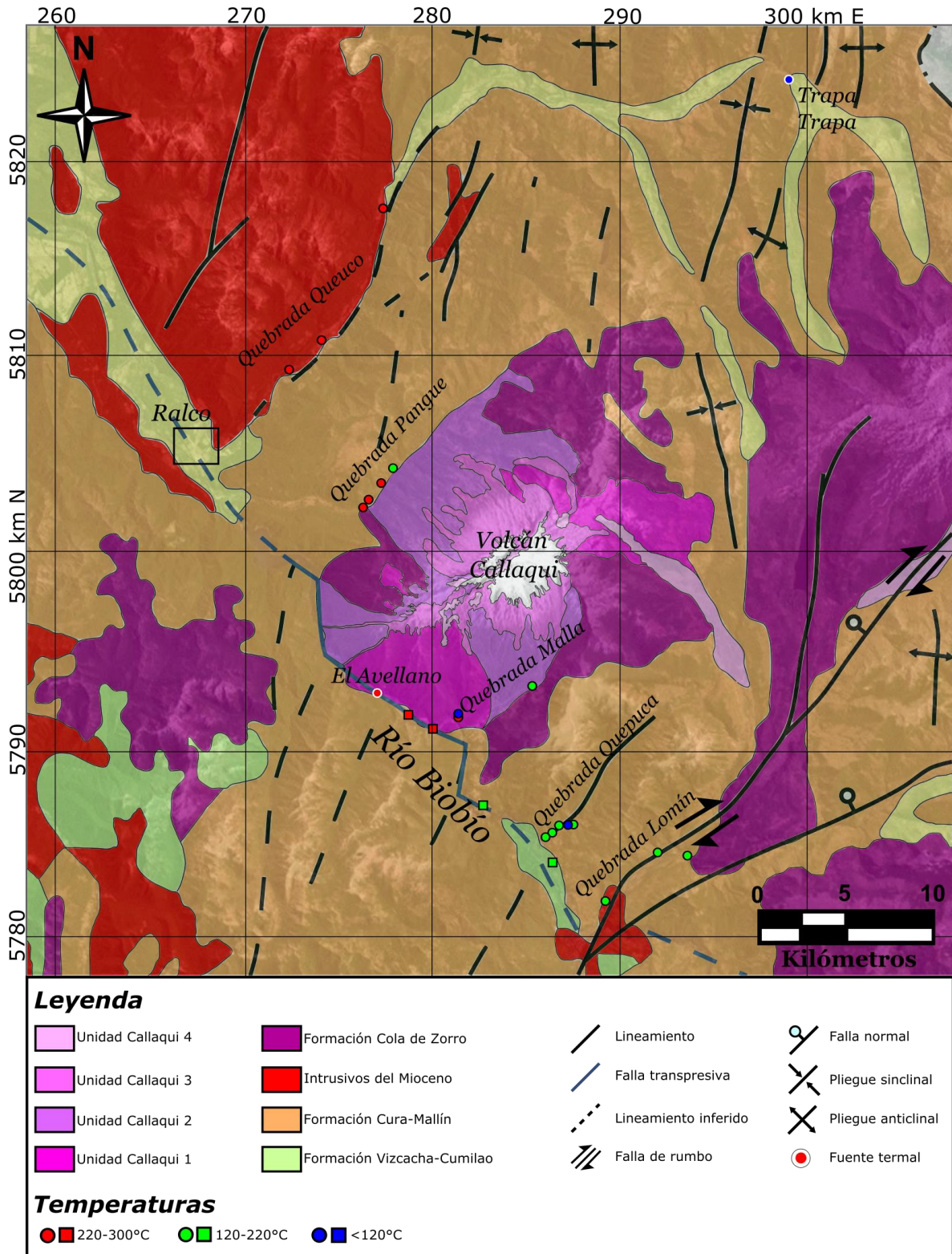


Figura 74: Mapa geológico de la zona de estudio. Se reconocen las muestras tomadas y la temperatura asociada a su mineralogía secundaria.

## 5.2. Geoquímica/características del paleo-sistema

Al igual que con las temperaturas de formación, la mineralogía secundaria presente en la zona nos permite determinar o inferir ciertas características de los fluidos hidrotermales que la formaron. A pesar de esto, la información que puede ser obtenida netamente a partir de la mineralogía es principalmente cualitativa, dado que para obtener una información más precisa se suelen utilizar otros análisis como inclusiones fluidas o de composiciones isotópicas.

Comenzando con el pH, la alteración hidrotermal suele dividirse en dos tipos basado en éste; las alteraciones de pH ácido y las alteraciones de pH neutro. En el caso de las alteraciones de pH ácido, estas suelen presentarse en sistemas inmaduros o en el “upflow” de éste, con minerales como la caolinita, la dickita o la pirofilita siendo comunes en estos. Por otro lado, las alteraciones de pH neutro suelen asociarse a sistemas más maduros y presentan minerales como la esmectita, la clorita o la epidota (Reyes 1990; Reyes 2000). A partir de esto y a la presencia de varios otros minerales como por ejemplo la laumontita, es posible determinar que todas las muestras tomadas en la zona de estudio se encontrarían asociadas a una alteración de pH neutro. El único mineral presente en algunas muestras que se podría asociar a un pH ácido sería la illita, sin embargo ésta también se observa en sistemas de pH neutro y en aquellos de pH ácido suele estar asociada a la pirofilita.

Con respecto a las características geoquímicas de los fluidos, si bien es poco lo que se puede inferir sobre éstas sólo a partir de la mineralogía, de todas formas se puede obtener cierta información a partir de los mismos. La formación de calcita y epidota se relaciona con la concentración de CO<sub>2</sub> en los fluidos. De esta forma, bajo concentraciones altas de CO<sub>2</sub> en los fluidos, se tenderá a formar calcita por sobre la epidota, mientras que a bajas concentraciones de CO<sub>2</sub>, la epidota será la fase principal a formar (Browne & Ellis 1970; Ellis 1970). En base a esto, se puede suponer que aquellas muestras que presentan epidota sin calcita se formaron a partir de fluidos con bajas concentraciones de CO<sub>2</sub>, las cuales corresponden en general a muestras con epidota “incipiente”. Las demás muestras con epidota también presentan calcita y ambas se encuentran rellenando espacios como vetillas o amígdalas, lo cual se puede explicar mediante cambios en las concentraciones de CO<sub>2</sub> en los fluidos hidrotermales. Estos cambios se pueden deber a diversos procesos, como es el caso de ebullición la cual podría producir una disminución en la concentración de CO<sub>2</sub>, mientras que un aumento de este último se puede explicar mediante una mezcla de fluidos ricos en él. Así mismo, la evolución normal de un sistema y la precipitación de minerales a partir de los fluidos puede generar variaciones en la concentración relativa de los distintos componentes, por lo que es difícil identificar una razón en particular para la variación del CO<sub>2</sub> sin información adicional. Cabe mencionar que si bien se observaron evidencias de ebullición en muestras como la CQCB-12 al reconocerse calcitas con textura coloforne (Moncada *et al.* 2012), estas son relativamente escasas.

Otros minerales de los cuales se puede inferir ciertas características geoquímicas son las ceolitas, particularmente las cálcicas (laumontita, heulandita y wairakita). De acuerdo a lo visto por Liou *et al.* (1991), la formación de varias de las ceolitas cálcicas se encuentra condicionada por la presencia de fluidos ricos en Ca. De esta forma, si bien no todas las muestras presentan ceolitas, la presencia de ellas a lo largo y ancho de la zona indicaría fluidos ricos en Ca en general.

Otras de las características del paleo-sistema corresponden a la permeabilidad y la proporción fluido/roca. Ambas suelen encontrarse relacionadas dado que a una mayor permeabilidad, mayor proporción fluido/roca (Reyes, 2000). La permeabilidad puede dividirse en primaria, que es propia de la matriz rocosa, y secundaria, la cual se asocia a fracturas en el macizo rocoso. Particularmente en la zona de estudio la mayoría de las muestras corresponden a rocas volcánicas, aunque éstas son relativamente variables en cuanto a su porosidad ya que algunas presentan bastantes vesículas y otras son más masivas. Las rocas intrusivas presentan una permeabilidad primaria prácticamente nula y depende netamente de la presencia de fracturas para la circulación de fluidos. Esto indicaría, a modo general, una proporción fluido/roca baja para las muestras de rocas intrusivas como la CQCB-01, CQCB-02 y CQCB-08 entre otras, y una proporción alta para las rocas volcánicas en general, salvo excepciones como la muestra CQCB-12 y CQCB-13, las cuales si bien presentan amígdalas rellenas, son relativamente menos cantidad que la que presentan otras muestras volcánicas. A su vez esto se ve reflejado en la alteración relativamente isoquímica presenten en las muestras intrusivas, en donde la gran parte de esta se encuentra en los minerales máficos o en vetillas; mientras que en las muestras volcánicas se observa gran parte de su mineralogía primaria alterada y a veces obliterada, lo cual se asocia usualmente a zonas de recarga (Giggenbach, 1997).

### **5.3. Geoquímica de Fluidos**

#### **5.3.1. Clasificación**

Como se ha mencionado previamente, para el presente estudio se tomaron dos muestras de agua de manifestaciones termales posiblemente asociadas al Volcán Callaqui. Estas corresponden a El Avellano, una fuente termal ubicada a los pies del volcán y que es probablemente la que se encuentra más cercana a él; y a Trapa-Trapa, una fuente ubicada considerablemente más lejos del Volcán Callaqui y a que su vez se encuentra a una distancia similar del Volcán Copahue.

La manifestación de El Avellano, de acuerdo a la clasificación propuesta por Piper (1944), corresponde a un agua clorurada sódica, coincidiendo de manera cercana con los análisis realizados previamente en esta fuente (Hauser, 1997; Risacher y Hauser, 2008; Olivares, 2011). De manera similar, al clasificar las aguas en función del diagrama propuesto por Giggenbach (1988) para aguas termales, estas se reconocen como aguas cloruradas, aunque más particularmente como aguas volcánicas debido a la proporción relativamente similar entre el  $\text{SO}_4$  y Cl, y la baja proporción de  $\text{HCO}_3$ . Las aguas cloruradas, por su parte, suelen asociarse a las zonas de “outflow” del sistema, y en el caso de las manifestaciones superficiales, se dice que estas se alimentan directamente del reservorio, mientras que las aguas sulfatadas se asocian a las cercanías del “upflow”. Las aguas volcánicas, al presentar proporciones similares de Cl y  $\text{SO}_4$  como se mencionó, se producen usualmente por procesos de mezcla de estos dos tipos de agua, lo cual en el caso de El Avellano no sería difícil dado su cercanía al volcán y por ende a las zona de “upflow”. Esto se ve respaldado por el diagrama ternario de Giggenbach (1989) para el Cs, Li y Rb, donde la muestra de El Avellano se clasifica en la zona asociada al “upflow” a pesar de presentar tantas características asociadas al “outflow” del sistema (Angcoy *et al.* 2015). Adicionalmente, este diagrama indica que ha existido una captación de Rb por parte de illitas en el trayecto del fluido, lo cual no sería raro dado que se encontró este mineral en varias muestras asociadas al paleo-sistema. De igual manera, es factible que el reservorio

actual tenga las condiciones necesarias para la formación de illita, sobretodo tan cerca de la fuente de calor. Por otro lado, su clasificación en el diagrama de Li-Cl-B propuesto por Giggenbach (1989) indica contenidos relativos menores de Li y B con respecto al Cl, lo cual se puede asociar a aguas más maduras o sistemas geotermales antiguos, al igual que la posición intermedia entre los extremos de B y Cl indicaría un reservorio asociado a rocas de composiciones más intermedias, posiblemente andesíticas. Esto último sería consistente si se toma el supuesto de que el reservorio actual se encuentra alojado principalmente en las rocas del Complejo Vizcacha-Cumilao, las cuales corresponden a lavas andesíticas que infrayacen en discordancia erosiva a la Formación Cura-Mallín y fue definida por Suárez y Emparan (1997).

En el caso de los isótopos estables de El Avellano, se puede observar que se encuentran levemente enriquecidos en  $\delta^{18}\text{O}$  con respecto a tanto la línea meteórica mundial (LMM) como a la línea meteórica local (LML). Si bien es esperable un enriquecimiento de  $\delta^{18}\text{O}$  en aguas geotermales, en el caso de El Avellano este enriquecimiento es muy leve, lo cual se puede deber a una mezcla de aguas entre otros factores. Este último es el más probable debido a la cercanía que tiene la manifestación con el río Biobío. Por otro lado, al comparar la muestra con la tomada por Olivares (2011), se ve que ha habido un cambio importante en el porcentaje de  $\delta^2\text{H}$ , no así en el de  $\delta^{18}\text{O}$ . Una mayor proporción de  $\delta^2\text{H}$  se puede explicar mediante procesos de evaporación superficial, lo cual también puede aumentar la proporción de  $\delta^{18}\text{O}$ , como es el caso de El Avellano, aunque levemente. Esto se correlaciona con la mayor temperatura de la muestra tomada por Olivares (2011), donde esta tenía  $81^\circ\text{C}$  mientras que la del presente estudio presentaba  $65^\circ\text{C}$ .

Con respecto a la muestra CQCB-05 fue obtenida en la manifestación de El Avellano y corresponde a la mineralogía secundaria actual que se estaba depositando en la fuente muestreada, la cual se observaba como un material arcilloso y poco consolidado alojado entre los depósitos cuaternarios del río Biobío. Al analizar la mineralogía de ésta, se vio que estaba compuesta principalmente por esmectita, clinoptilolita, cuarzo y feldespato, donde estos últimos probablemente corresponden a minerales encontrados en la matriz de los depósitos del río. A partir de esto y de los datos químicos de las aguas se confeccionaron dos diagramas de estabilidad, uno en función de las condiciones de pH y temperatura (Figura 75) y el otro en función de las actividades del sílice y el Mg (Figura 76). En estos se puede observar tanto los campos de estabilidad de la esmectita, particularmente la variedad saponita, como los de la clinoptilolita entre otros minerales. En estos es posible ver que las aguas se encuentran estables con la saponita, no así con la clinoptilolita, y que para que éstas se hayan encontrado estables juntas o solo la clinoptilolita, debe haber habido un período ya sea de aguas más ácidas o con un coeficiente de actividad menor para el Mg. De esta forma, se observa que los principales controladores de la estabilidad entre la clinoptilolita y la saponita bajo las condiciones de El Avellano son la actividad del Mg y el pH de los fluidos, y en menor medida la actividad del sílice. La temperatura por su parte influye poco como se puede observar en la Figura 75.

Con respecto a las aguas de Trapa-Trapa, al igual que las de El Avellano, son cloruradas sódicas según el diagrama de Piper (1944), aunque presentan una proporción considerablemente menor de  $\text{SO}_4$  y coinciden bastante bien con la muestra EMA-01 tomada por Olivares (2011) en esta manifestación. Esto también se ve reflejado en el diagrama de Cl- $\text{SO}_4$ - $\text{HCO}_3$  de Giggenbach (1988), donde las muestras se clasifican como aguas

cloruradas, pero a diferencia de El Avellano, éstas corresponden particularmente a aguas maduras. Esto es esperable al compararlas con El Avellano, debido a que Trapa-Trapa corresponde a una manifestación considerablemente más distal tanto del volcán Callaqui como del Copahue. De esta forma, a partir del tipo de aguas y de lo observado en el diagrama de Li-Cs-Rb, la fuente correspondería claramente al “outflow” de un sistema geotermal, lo cual es consistente con su ubicación. En el caso del diagrama de Li-B-Cl, se puede observar que la muestra de Trapa-Trapa presenta una proporción relativa de Cl mayor que El Avellano, indicando un sistema posiblemente más viejo y/o con mayor influencia de rocas de composición riolítica en su reservorio. Esto podría indicar que esta manifestación se encuentra asociada al sistema del volcán Copahue o a un sistema común asociado al complejo Callaqui-Copahue como propone Olivares (2011). Con respecto a los isótopos estables, se puede ver que la manifestación de Trapa-Trapa presenta valores muy cercanos a la LMM y la LML, incluso más que la muestra de El Avellano. Esto es consistente tanto con el hecho de que corresponde a una manifestación considerablemente más distal y como con la cercanía de ésta al río Queuco, sugiriendo una importante influencia de aguas meteóricas y superficiales. En cuanto a las diferencias de  $\delta^2\text{H}$ , la temperatura menor de esta manifestación con respecto a El Avellano implicaría tasas de evaporación superficial menor, por lo que sería esperable una menor concentración de  $\delta^2\text{H}$ .

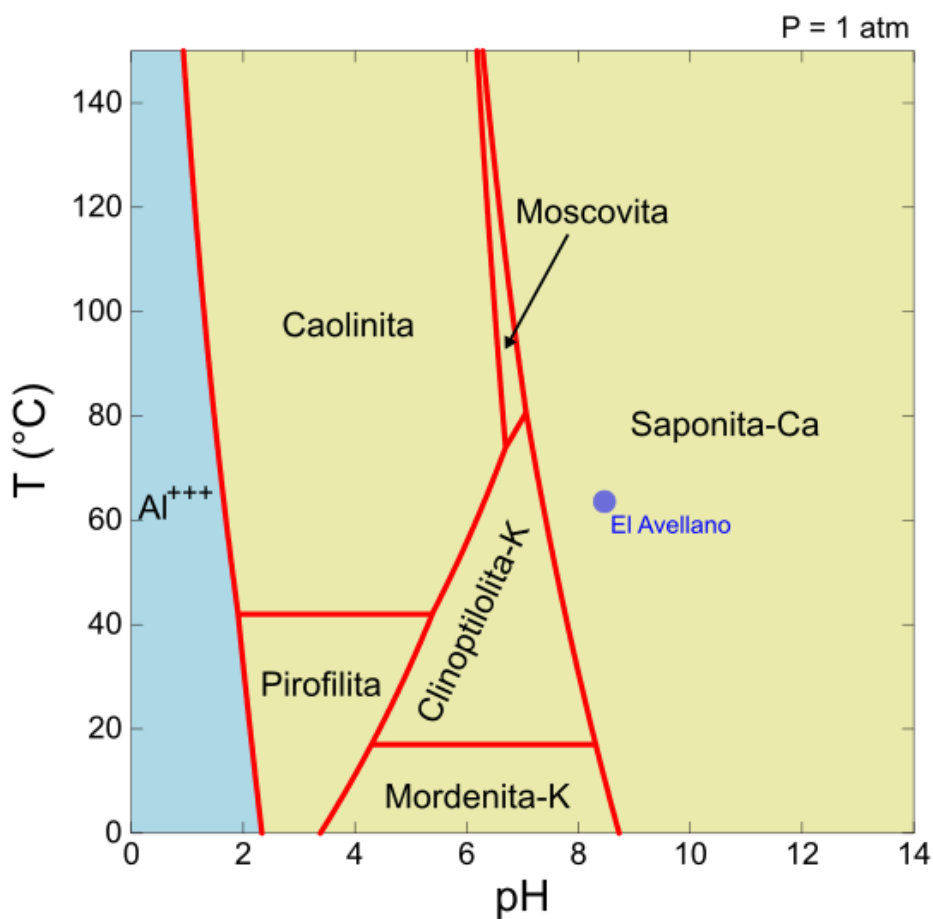


Figura 75: Diagrama de estabilidad para el sistema Na-Ca-K-Mg-Al-Si-H<sub>2</sub>O en función de la temperatura y el pH del fluidos.

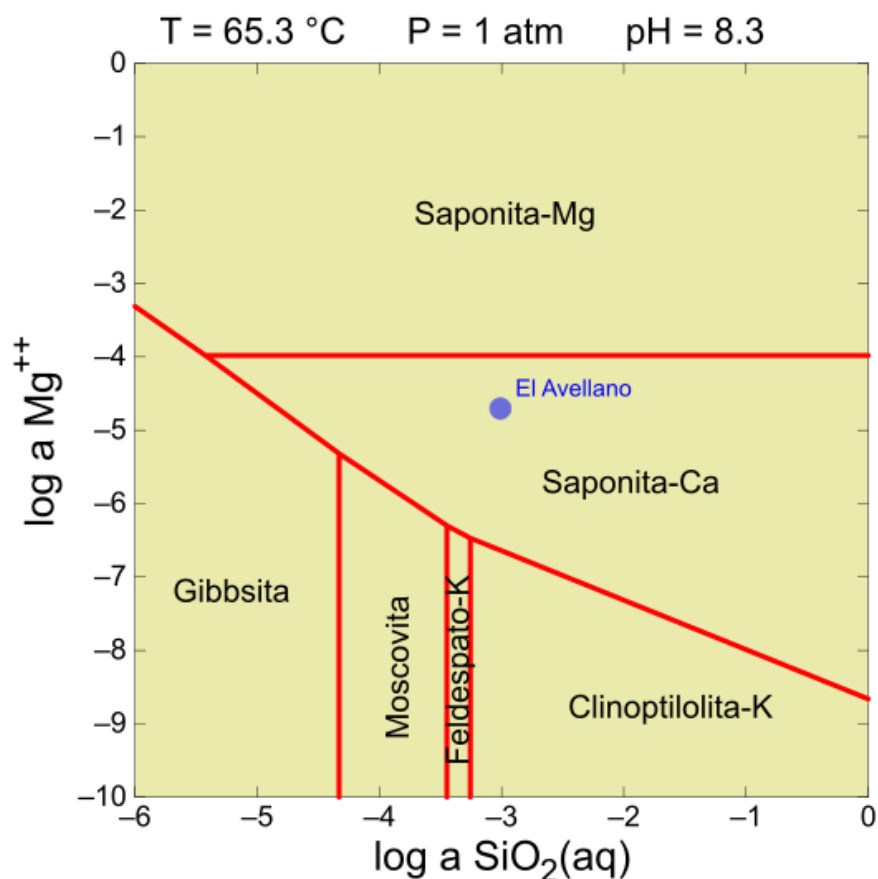


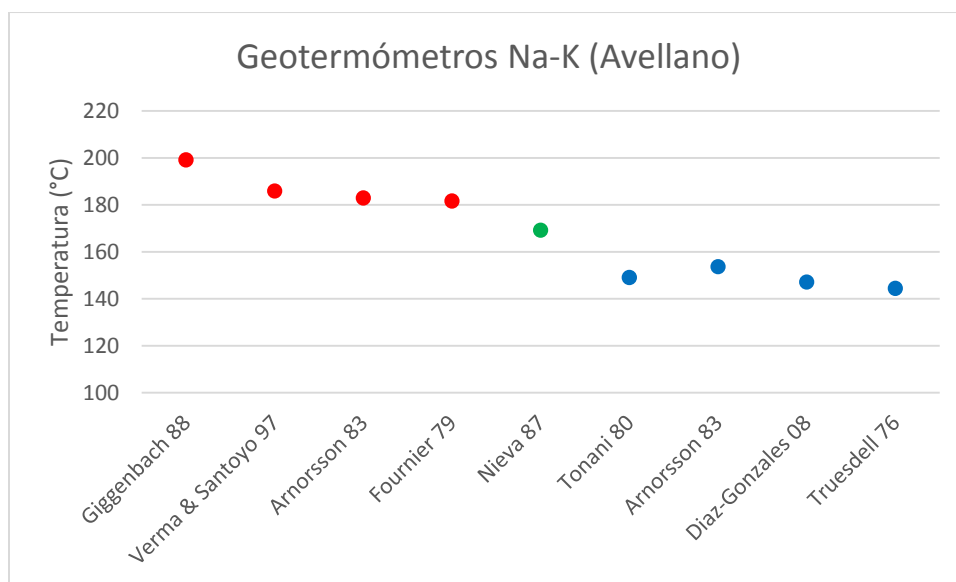
Figura 76: Diagrama de estabilidad para el sistema Na-Ca-K-Mg-Al-Si-H<sub>2</sub>O en función de las actividades del Mg y del SiO<sub>2</sub>.

### 5.3.2. Geotermometría

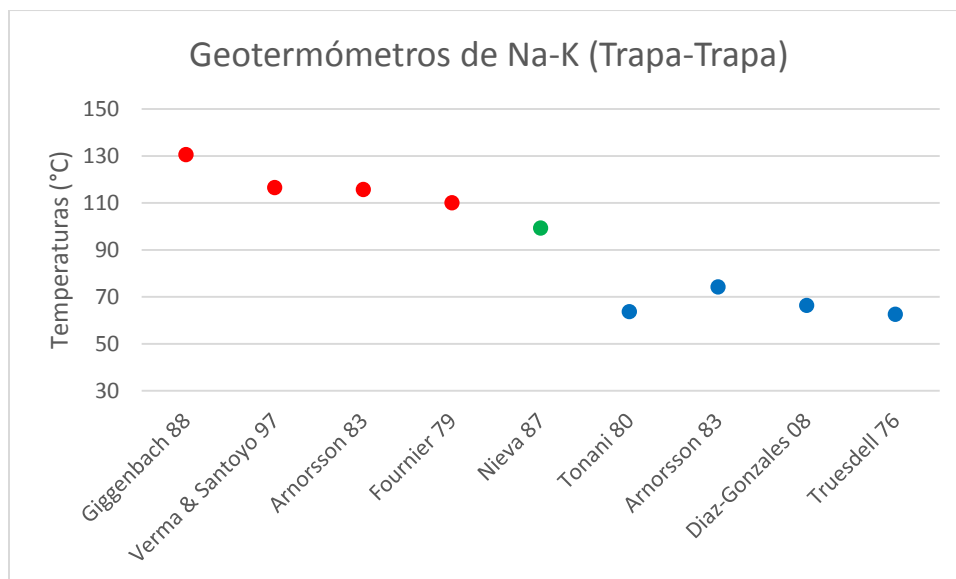
Se aplicaron varios geotermómetros a las dos manifestaciones termales presentes en la zona, tales como los de Na-K, K-Mg y sílice entre otros. En general estos presentan una amplia variabilidad para ambas fuentes termales, en donde la de El Avellano presenta valores entre los 85-265°C, mientras que la de Trapa-Trapa entrega temperaturas entre los 47-181°C. Si bien estos rangos son muy amplios, destaca el hecho de que las temperaturas de El Avellano son notoriamente mayores a las de Trapa-Trapa, lo cual es esperable dada la cercanía de El Avellano a el Volcán Callaqui y a que Trapa-Trapa corresponde a un punto más alejado del sistema volcánico. Sin embargo, para una mejor comprensión de estos resultados, es importante analizar de manera independiente los distintos geotermómetros de cationes, al igual que los de sílice.

Se consideraron catorce geotermómetros de cationes que se encuentran divididos entre los de Na-K y K-Mg entre otros, entregando resultados relativamente distintos. Entre los de Na-K se pueden observar dos tendencias notorias. La primera, de temperaturas mayores, entregó valores entre 182-199°C para El Avellano y entre 110-131°C para Trapa-Trapa. Estas se encuentran entre las temperaturas más altas para ambas manifestaciones, salvo excepciones, mientras que la segunda tendencia tiene valores entre 144-154°C para El

Avellano y entre 63-74°C para Trapa-Trapa. En este último caso las temperaturas entregadas para la manifestación de Trapa-Trapa son de las más bajas de todos los geotermómetros. En la Figura 77 y en la Figura 78 se pueden observar ambas tendencias comparadas con colores distintos, al igual que el valor entregado por el geotermómetro de Na-K propuesto por Nieva & Nieva (1987) el cual es el único que arrojó temperaturas intermedias a estas dos tendencias para ambas manifestaciones.



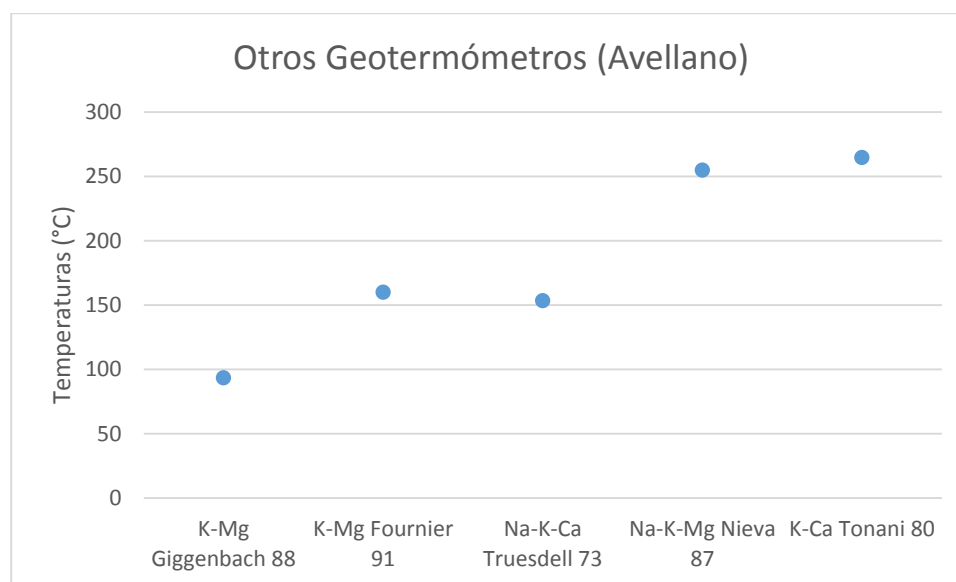
**Figura 77:** Comparación entre los geotermómetros de Na-K para la manifestación de El Avellano. Se reconocen dos tendencias marcadas con rojo y azul.



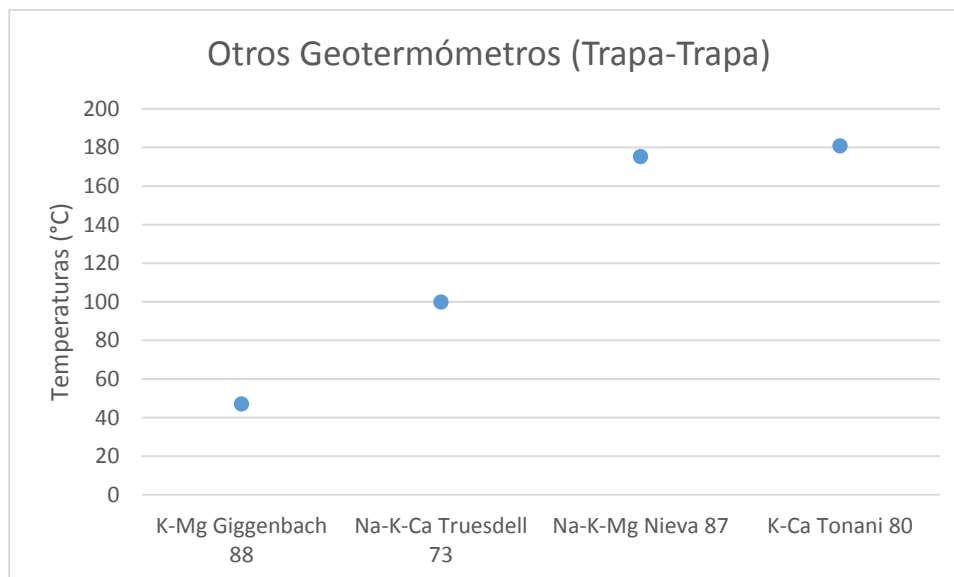
**Figura 78:** Comparación entre los geotermómetros de Na-K para la manifestación de Trapa-Trapa. Se reconocen dos tendencias marcadas con rojo y azul.



Los otros geotermómetros de cationes no son tantos como los de Na-K y entregan temperaturas considerablemente más variadas. En el caso de los de K-Mg, de los dos que se aplicaron, el propuesto por Giggenbach (1988) entrega temperaturas considerablemente más bajas al contrario de su calibración para el de Na-K, mientras que el de Fournier (1991) solo puede aplicarse a El Avellano y entrega una temperatura considerablemente mayor al de Giggenbach (1988), pero cercana al de Na-K de Nieva (1987). En el caso de los geotermómetros de Na-K-Mg y K-Ca, estos entregan temperaturas bastante superiores a las demás y las más altas para ambas manifestaciones, con El Avellano presentando temperaturas entre 255-265°C y Trapa-Trapa entre 175-181°C. El último geotermómetro de cationes a mencionar es el de Na-K-Ca propuesto por Fournier *et al.* (1973) el cual entrega temperaturas bastante cercanas a las del geotermómetro de Na-K de Nieva (1987), dando 153°C para El Avellano y 100°C para Trapa-Trapa. Como se puede ver en la Figura 79 y en la Figura 80, no se observa una tendencia entre estos geotermómetros, aunque como se mencionó previamente, algunos de estos sí presentan resultados similares a algunos de los geotermómetros de Na-K.



**Figura 79: Comparación entre distintos geotermómetros de cationes, incluyendo los de K-Mg, para la manifestación de El Avellano.**



**Figura 80: Comparación entre distintos geotermómetros de cationes, incluyendo los de K-Mg, para la manifestación de Trapa-Trapa.**

Finalmente, es importante mencionar el geotermómetro propuesto por Giggenbach (1988) el cual aplica de manera gráfica los geotermómetros de Na-K y K-Mg utilizados por él (Figura 26). Si bien, en lo que respecta a temperaturas, los valores entregados por este diagrama son los mismos que ambos geotermómetros de manera independiente, este distingue entre aguas maduras e inmaduras. De esta forma se puede observar que ambas muestras corresponderían a aguas inmaduras y en desequilibrio, por lo que la aplicación de geotermómetros para estas no sería precisa.

Con respecto a los errores asociados a los geotermómetros de cationes y a las razones de la alta variabilidad entre los resultados de estos, es importante notar que corresponden a geotermómetros empíricos, por lo que se encuentran calibrados específicamente para los sistemas geotermales en los cuales se aplicaron. Es por esto que su aplicación a otros sistemas no se encuentra exento de errores y es común que presenten variaciones importantes. A esto se debe agregar otros problemas como los expuestos por Verma (2015), quien muestra todas las contradicciones termodinámicas que se encuentran en los supuestos de estos geotermómetros. Entre ellos se puede destacar el supuesto de que las fases minerales en equilibrio son puras y por lo tanto sus coeficientes de actividad son iguales a la unidad. Esto es particularmente difícil en sistemas geotermales, donde las fases minerales suelen presentar amplios rangos de variabilidad y rara vez se observan como una fase pura. Debido a esto, Verma (2015) propone abandonar los geotermómetros de cationes a menos que se puedan justificar las contradicciones termodinámicas que postulan. En el caso particular de este estudio, si bien se presentan los resultados obtenidos, se puede observar una amplia variabilidad entre ellos, posiblemente debido a alguno de los errores asociados mencionados. Por lo tanto, las temperaturas acá obtenidas se utilizan principalmente como una guía relativa de las temperaturas del reservorio geotermal de la zona.

Se aplicaron tres geotermómetros de sílice, que corresponden al de cuarzo asumiendo máxima pérdida de vapor, el de cuarzo sin pérdida de vapor y el de la

calcedonia. Los valores entregados por los dos primeros son casi iguales entre sí, dando valores para El Avellano entre los 113-114°C y para Trapa-Trapa entre los 92-94°C, presentando diferencias considerablemente menores entre las dos manifestaciones termales con respecto a los datos obtenidos a partir de los geotermómetros de cationes. En el caso del geotermómetro de calcedonia, este entregó 85°C para El Avellano y 61°C para Trapa-Trapa. De esta forma, los geotermómetros de sílice entregan algunas de las temperaturas más bajas para ambas manifestaciones termales. Es importante notar que los geotermómetros de sílice aplicados fueron propuestos por Fournier (1977) a partir de datos experimentales sobre la solubilidad de la sílice, a diferencia de los geotermómetros de cationes. Debido a esto, los errores asociados a su aplicación son los errores generales a la aplicación de cualquier geotermómetro, entre los cuales es importante destacar uno en particular debido a que es una de las razones de error más probable en las fuentes termales estudiadas, tanto para estos como para los geotermómetros de cationes. Este consiste en uno de los supuestos propuestos por Fournier (1977) para la aplicación de geotermómetros en una fuente termal, el cual exige que no exista mezcla de diferentes fluidos durante su ascenso a la superficie a menos que se pueda cuantificar o corregir esta mezcla. Particularmente en las manifestaciones de El Avellano y Trapa-Trapa, ambas se encuentran extremadamente cercanas a los ríos Biobío y Queuco respectivamente, probablemente produciendo una mezcla de agua entre estas y las aguas ascendentes del reservorio. Esto llevaría tanto a los geotermómetros de sílice como a los de cationes a entregar valores erróneos, probablemente subestimando las temperaturas del reservorio, explicando de esta forma las temperaturas considerablemente bajas de los geotermómetros de sílice, y sugiriendo que las temperaturas del reservorio son mayores a las indicadas por los geotermómetros de cationes.

Como último punto es importante mencionar la mineralogía secundaria presente en las muestras CQCB-04 y CQCB-06, las cuales fueron tomadas en afloramientos cercanos a las manifestaciones termales de Trapa-Trapa y El Avellano respectivamente. La muestra CQCB-06 corresponde a un afloramiento intrusivo del cual emanaban fluidos termales de El Avellano. La alteración presente en esta muestra se asocia a muy altas temperaturas y se encuentra considerablemente alterada, presentando grandes cantidades de epidota y clorita, sumado a minerales como actinolita y calcita. Esto indicaría temperaturas considerablemente mayores a las del fluido termal que circula actualmente por el afloramiento, por lo que esta alteración correspondería a un período previo a su exhumación, y debido a la temperatura particularmente alta a la cual se asocia su mineralogía secundaria, ésta se habría formado producto de un proceso de alteración post-magmático. Esto último se ve respaldado por el hecho de que la temperatura asociada a esta muestra es considerablemente mayor a los valores entregados por los geotermómetros aplicados en la fuente de El Avellano, al igual que a la mayoría de las muestras asociadas a la alteración hidrotermal presente en la Formación Cura-Mallín. De manera contraria, la muestra CQCB-05 representa la formación actual de una mineralogía consistente con las temperaturas de las manifestaciones superficiales.

La muestra CQCB-04 es considerablemente distinta a la muestra CQCB-06. En primer lugar, ésta corresponde a una roca sedimentaria perteneciente a la formación Cura-Mallín la cual presenta un grado de alteración bastante bajo, con minerales como la heulandita y la esmectita. De acuerdo a lo mencionado previamente respecto a las

temperaturas asociadas a los distintos minerales, esto podría indicar temperaturas de formación entre los 130-200°C aproximadamente, pero dado el bajo grado de alteración presente en la muestra, posiblemente se encuentre más cercano al extremo inferior de este rango. Esta es una temperatura claramente mayor a la de la manifestación de Trapa-Trapa y a lo entregado por la mayoría de los geotermómetros aplicados, por lo que podría interpretarse como un enfriamiento del sistema hidrotermal que alteró la muestra, o como una subestimación de las temperaturas por parte de los geotermómetros. Naturalmente, dado la cercanía al río Queuco y la alta probabilidad de una mezcla de aguas, se estima que la segunda es la razón más probable.

#### **5.4. Estructuras y Perfiles**

En base a lo observado y estudiado en la zona, se confeccionaron tres perfiles distintos. Estos corresponden a: un perfil general de la zona de estudio observado en la Figura 81 y en el cual se destacan varios elementos y características del paleo-sistema hidrotermal, un perfil a lo largo de la Quebrada Pangué, y un perfil a lo largo de la Quebrada Quepuca, ambos en la Figura 82. Los dos últimos incluyen datos de las cristalinidades de la illita y la clorita, al igual que las temperaturas asociadas a las muestras. Los puntos de mayor importancia en estos perfiles son los siguientes:

- En primer lugar se observa el perfil a lo largo de toda la zona de estudio, el cual fue tomado con una orientación N35°O, es decir, relativamente perpendicular tanto al edificio volcánico como a las quebradas, los cuales tienen una orientación N60°E aproximadamente. En este mismo relieve, o cercano a él, se pueden ver algunas de las muestras que fueron tomadas para el estudio con sus alturas respectivas. Aquellas muestras que se encuentran alejadas del perfil se debe a que se tomaron en un punto distinto de la quebrada y fueron proyectadas en este con su altura correspondiente. Esto último se refleja en aquellos puntos a profundidades mayores que el perfil actual.
- Asociado a cada una de las muestras de los tres perfiles se señala una temperatura, la cual fue estimada a partir de la mineralogía mencionada previamente. Al observar la ubicación de éstas en los perfiles y sus respectivas temperaturas, es posible reconocer dos tendencias. La primera se puede ver en el perfil de la zona completa, donde se observa que las muestras de mayor temperatura se encuentran en general más cercanas al Callaqui, lo cual podría indicar que la ubicación de la fuente de calor del paleo-sistema hidrotermal se habría encontrado cercana a la actual. La excepción a esto son las rocas intrusivas de la Quebrada Queuco, sobre las cuales ya se ha mencionado que probablemente fueron alteradas por procesos post-magmáticos, hecho que se ve respaldado por esto último. La segunda tendencia se observa en los perfiles de las quebradas Pangué y Quepuca, en los cuales se puede ver que las temperaturas en general son mayores en aquellas muestras más cercanas al suroeste. Esto último coincide con la presencia de una falla a lo largo del Río Biobío, indicando de esta manera una posible relación entre ésta y la mineralogía de alteración presente en las rocas de la Formación Cura-Mallín. Es importante mencionar que si bien se señalan valores puntuales de temperaturas en algunas muestras, estos corresponden al valor medio de aquellas asociadas a rangos más acotados que el resto.
- De manera similar a la temperatura, se presentan los valores de cristalinidad de la illita y/o clorita en los perfiles de las quebradas Pangué y Queuco. En ambos casos se ve una evidente disminución de las cristalinidades a medida que las muestras se alejan del Río

Biobío y la estructura asociada a éste. Esto indicaría, como se ha mencionado previamente, que la temperatura no es el único factor controlando las cristalinidades de estos minerales. Mas aún, estos datos sumados a las variaciones de temperaturas, señalarían que la falla ubicada a lo largo del Río Biobío es un elemento de gran importancia en los procesos de alteración que afectaron a la Formación Cura-Mallín, probablemente siendo uno de los principales controladores de éstos, aún por sobre las fallas y estructuras asociadas a las demás quebradas. Adicionalmente, permite destacar la importancia de la permeabilidad y la actividad de los fluidos en el control de la cristalinidad de la illita y la clorita, al observarse las diferencias de estas entre rocas de origen intrusivo y volcánico.

- En base a lo anterior, se propone que la presencia de las diferentes fallas y estructuras asociadas a cada una de las quebradas estudiadas corresponderían a elementos de gran importancia en los procesos de alteración de la zona de estudio. Estas fallas corresponderían a conductos de fluidos de altas temperaturas las cuales permitieron al paleo-sistema hidrotermal generar una vasta zona de alteración y con características asociadas a sistemas de entalpías relativamente altas. Así mismo, es importante destacar la falla ubicada a lo largo del Río Biobío, la cual en base a los datos obtenidos, se encontraría en un orden considerablemente mayor de importancia que las demás estructuras, siendo ésta una de los controladores más importantes de la alteración junto a la fuente de calor.
- La presencia de estas fallas no sólo permite la circulación de fluidos de altas temperaturas, sino que también habrían correspondido a zonas de recarga meteórica, manteniendo de esta manera una alimentación constante del paleo-sistema hidrotermal.
- A modo de contraste, el trabajo realizado por Vicencio (2015) en la zona del Cerro Lolco, señala que la asociación mineral presente en la Formación Cura-Mallín refleja un gradiente geotermal notoriamente menor al de la zona del presente estudio. Esto puede deberse, además de factores como el tipo de volcanismo, a las estructuras presentes en la zona de estudio y a la magnitud de éstas en comparación a las presentes en la zona del Cerro Lolco, destacando aún más la importancia de éstas en los procesos de alteración en la zona sur de Chile.

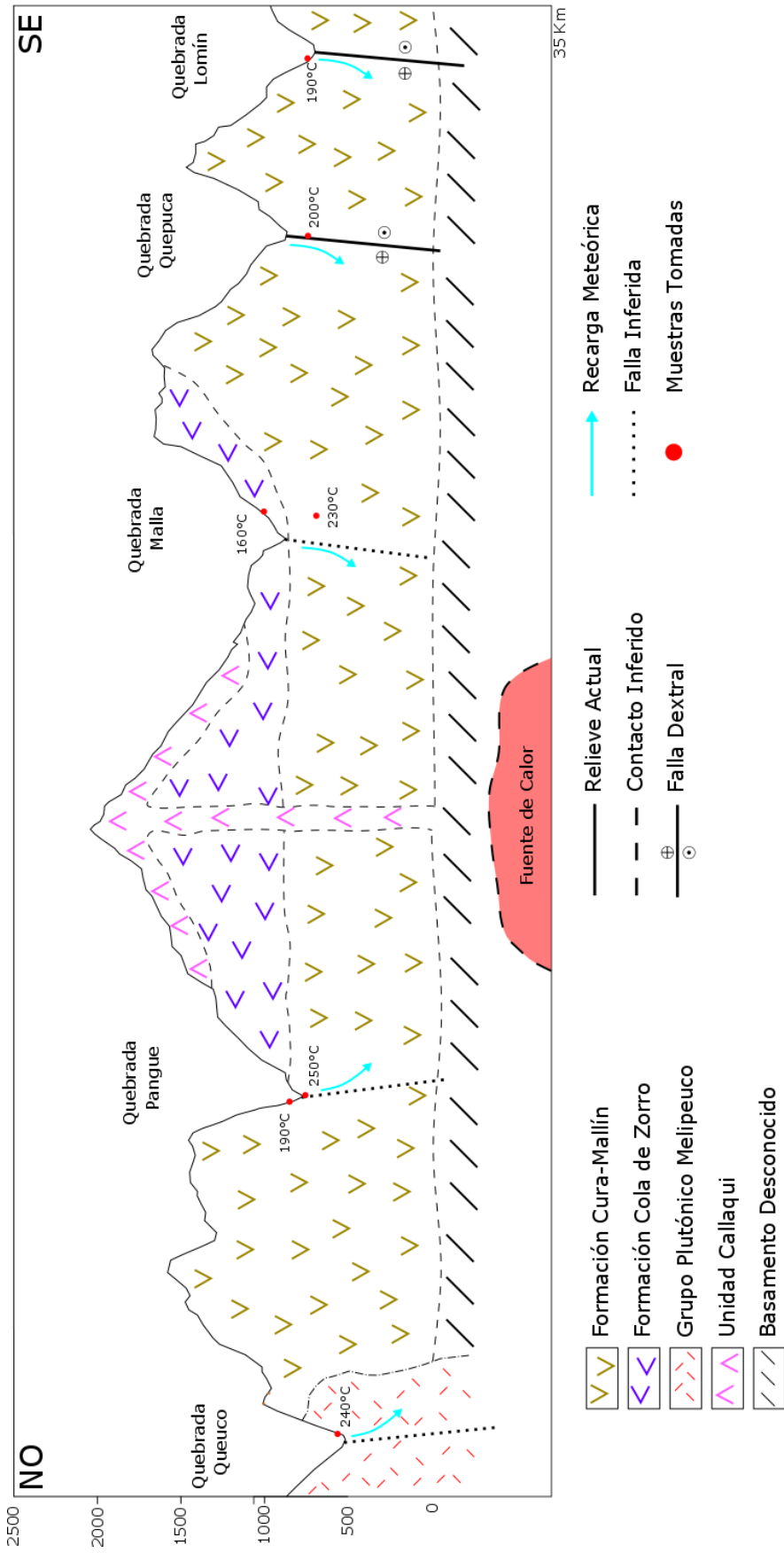


Figura 81: Perfil de la zona de estudio. Se observan las distintas estructuras y formaciones presentes en ésta, al igual que la zonas de recarga meteórica y algunas de las muestras asociadas a éstas.

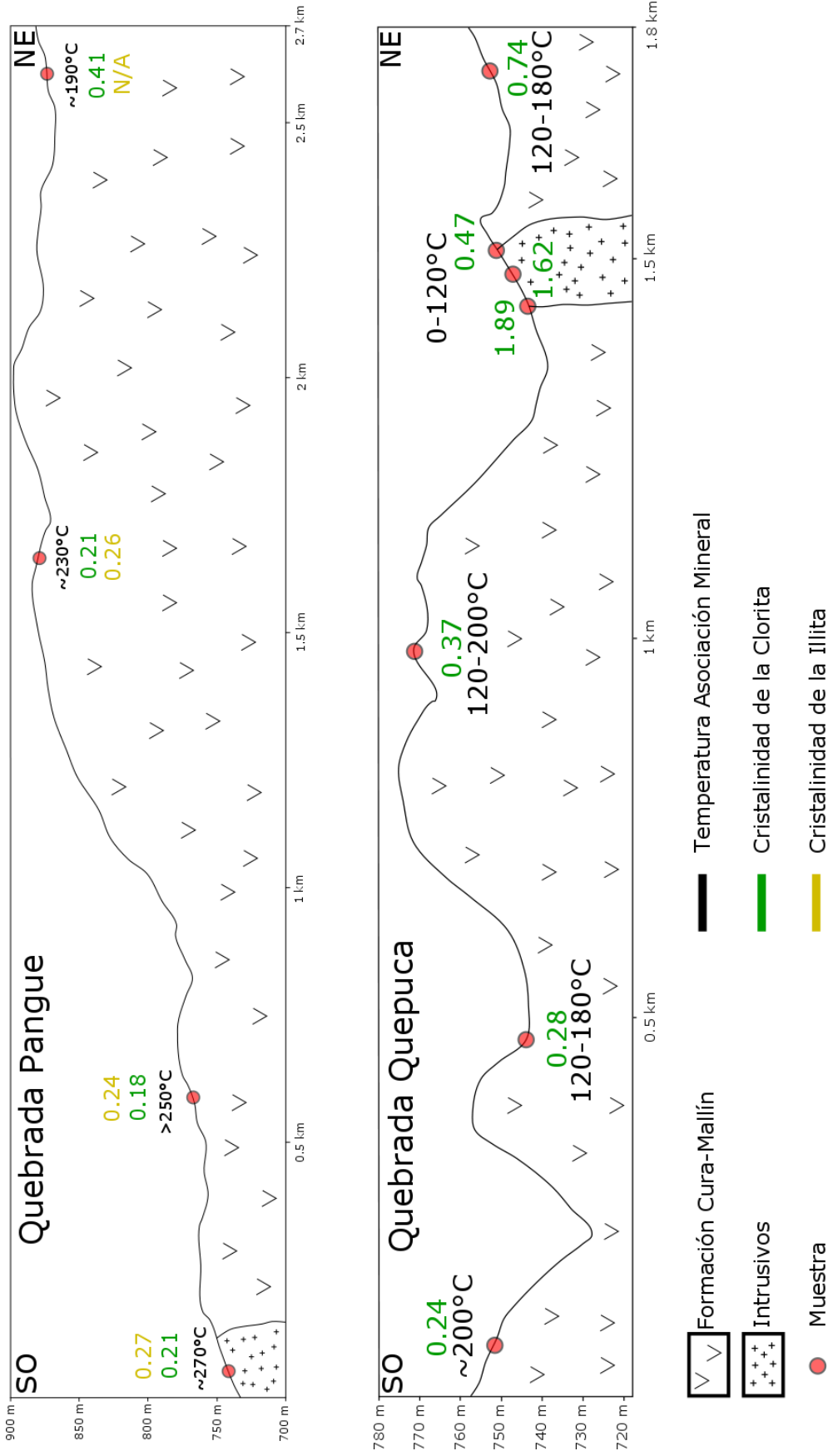


Figura 82: Perfiles a lo largo de las quebradas Pangué y Quepuca. Se incluyen las temperaturas asociadas a cada muestra, al igual que sus cristalinidades de illita y/o clorita.

## 5.5. Temporalidad

A partir de lo discutido previamente, es posible proponer una temporalidad para el o los eventos de alteración que afectan a las rocas de la zona de estudio, al igual que sugerir una edad aproximada para el comienzo del sistema hidrotermal actual asociado al volcán Callaqui. Para esto, es importante señalar las distintas edades asociadas a las unidades y formaciones de la zona, al igual que la evolución tectonoestratigráfica de esta.

Una de las formaciones más antiguas en la zona de estudio corresponde a la Cura-Mallín, esta se observa en la mayoría de las quebradas estudiadas y cuenta con la mayor cantidad de muestras tomadas para el presente trabajo. Niemeyer y Muñoz (1983) le asignaron una edad eocena a miocena media en base a datos paleontológicos y relaciones de contacto. Esta edad fue acotada posteriormente por Suárez y Emparan (1997) al realizar numerosas dataciones en la formación, entregando edades entre los  $10.7 \pm 1.1$  y los  $19.9 \pm 1.4$  Ma que la ubicarían entre el Mioceno Superior bajo y el Mioceno Inferior alto. Así mismo, dataciones realizadas en los intrusivos hipabisales asociados a la Formación Cura-Mallín entregaron edades entre los  $22 \pm 0.9$  y los  $11 \pm 1.6$  Ma. De esta forma se le asigna una edad entre el Oligoceno tardío y el Mioceno Superior bajo a la cuenca Cura-Mallín y sus depósitos asociados, período que corresponde a una extensión tectónica en la zona (Melnick *et al.*, 2006). Esto indicaría que el proceso de alteración de la Cura-Mallín no puede ser previo al Mioceno Superior bajo.

Posterior a este período comienza un régimen tectónico compresivo durante el Mioceno tardío asociado al emplazamiento de grandes cuerpos intrusivos de composición granitoidea en la corteza (Melnick *et al.*, 2006). Se produce la formación y emplazamiento del Grupo Plutónico Melipeuco, el cual fue asociado a las muestras tomadas en la Quebrada Queuco, que cuenta con edades entre los  $15.2 \pm 1.2$  y los  $7.2 \pm 1.9$  Ma datadas por Suárez y Emparan (1997) entre los 38-39°S, aunque en los afloramientos más cercanos a la zona de estudio se obtuvieron edades máximas de  $10 \pm 1.1$  Ma.

Con el término de la compresión y el acortamiento, se reanuda el volcanismo en la zona junto a un nuevo período de extensión que abarca desde el Plioceno hasta el Pleistoceno temprano. Durante esta etapa, a medida que aumenta la oblicuidad en la convergencia de las placas, se inicia el movimiento en la Zona de Falla Liquiñe-Ofqui (ZFLO) dando a lugar a una deformación transtensiva en el segmento norte de esta (Melnick *et al.*, 2006). Particularmente, la Formación Cola de Zorro se encuentra asociada a esta etapa, ya que Niemeyer y Muñoz (1983) le asignaron una edad entre el Plioceno y el Pleistoceno medio a partir de su relación de contacto con la Formación Cura-Mallín y a una datación que entregó un resultado de  $1 \pm 0.1$  Ma. Por otro lado Suárez y Emparan (1997) correlacionaron ésta con la Formación Malleco, a la cual le asignaron una edad Pliocena a Pleistocena inferior en base a dataciones que entregaron valores entre los  $4.4 \pm 0.5$  Ma y los  $0.8 \pm 0.3$  Ma. Debido al carácter volcánico de esta unidad y a su presencia en la zona de estudio, es posible asociar su formación con el evento hidrotermal que alteró a la Formación Cura-Mallín. Esto debido a que en la zona de estudio, la Formación Cola de Zorro se asocia a emisiones del antiguo estratovolcán ubicado en la misma posición que el volcán actual; más aún esta presenta una transición completa con las lavas actuales del Volcán Callaqui (Niemeyer y Muñoz, 1983).



La última etapa en la evolución de la zona de estudio transcurre desde el Pleistoceno superior hasta la actualidad, donde de manera similar a la etapa anterior, ocurre un período de extensión y transtensión. Durante este período se formaron las unidades más recientes del Volcán Callaqui, las cuales fueron descritas por Moreno *et al.* (1984). A estas le asignaron una edad desde el Pleistoceno superior, reflejado en la Unidad Callaqui 1, hasta el presente, reflejado en la Unidad Callaqui 4. A esta actividad se asocia el actual sistema geotermal presente en la zona.

De esta forma se reconocen potencialmente cuatro períodos bajo los cuales se puede haber formado la alteración estudiada. El primero se encuentra asociado a la formación de la cuenca Cura-Mallín y a sus depósitos, donde el carácter volcánico de estos los vincula a una posible fuente de calor. Sin embargo, existen ciertos factores que hacen de ésta una opción poco probable, como la falta de evidencia que respalde la presencia de un centro volcánico cercano a la zona de estudio durante este período y, por lo tanto, de una posible fuente de calor. A esto se suma que algunos de los minerales encontrados, tales como la epidota, la wairakita o la prehnita, son más comunes a profundidades mayores a los 750-1000 m (Arnórsson, 1995; Lagat, 2009; Bird *et al.*, 1984; Cathelineau *et al.*, 1985), lo cual es una condición difícil de tener si se considera que la Formación Cura-Mallín presenta espesores máximos entre 900-1500 m y que no se tomaron muestras que se encontraran aparentemente cercanas a su base.

Como se mencionó, el segundo período es aquel asociado al emplazamiento del Grupo Plutónico Melipeuco. Si bien la posibilidad de que este intrusivo correspondiese a la fuente de calor que originó el proceso de alteración, es poco probable que sea el caso, debido a que la mayoría de las estructuras que se han señalado como factores de gran importancia son posteriores a este periodo. Adicionalmente, el considerar este intrusivo como el origen de la alteración hidrotermal tampoco da respuesta a la presencia de minerales asociados a profundidades mayores, dado que no hay registros de unidades o formaciones sobreyaciendo a la Cura-Mallín durante esta etapa. Es importante notar que este intrusivo se emplazó a profundidades menores a 3 km (Seifert *et al.*, 2005), por lo que es factible suponer gradientes geotermales considerablemente altos que expliquen esta mineralogía a bajas profundidades, sin embargo, en sistemas asociados a grandes intrusivos, la alteración suele observarse en las zonas superiores a éste o aquellas muy cercanas, por lo que no logra justificar la alteración presente en las quebradas más alejadas de él. En cuanto a la alteración observada en el intrusivo mismo, ésta se encontraría asociada a procesos post-magmáticos de éste, y por lo tanto se asociaría a este periodo. Así entonces, si bien no es posible descartar totalmente este periodo como el origen de la alteración, es poco probable.

El tercer periodo, como se mencionó previamente, se asocia a la formación de Cola de Zorro y a la aparición de la mayoría de las estructuras presentes en la zona. A diferencia de las dos etapas mencionadas con anterioridad, las condiciones asociadas a este periodo logran justificar varias de las características observadas en la alteración. En primer lugar, la fuente de calor se encontraría asociada al antiguo volcanismo del Callaqui, el cual se ubica en un punto relativamente central respecto a las quebradas y a su alteración estudiada. En segundo lugar, la formación de Cola de Zorro efectivamente aumentaría tanto las profundidades como la temperatura de las rocas de la Formación Cura-Mallín, haciendo considerablemente más probable la formación de minerales como epidota, wairakita o

prehrita. El último factor, y probablemente el más importante, es que durante este periodo comienza el movimiento de la ZFLO, dando origen a las estructuras presentes en la zona de estudio. Como se ha mencionado, estas fallas corresponderían a uno de los factores más importantes en el proceso de alteración de la Formación Cura-Mallín. Debido a esto, se considera este período como uno de los más probables para el origen e inicio de la alteración observada en la Formación Cura-Mallín, más particularmente en el Pleistoceno inferior a medio, ya que se establece como una condición favorable la presencia de mayores espesores en la Formación Cola de Zorro.

Por último el cuarto período es el que se asocia a las unidades más recientes del Volcán Callaqui y cuenta con un sistema geotermal activo asociado a este. Lo importante en este punto es la posibilidad de que el sistema geotermal actual sea la continuación de aquel que alteró a la Formación Cura-Mallín durante la tercera etapa. Esto se vería respaldado por el hecho de que la transición entre la Formación Cola de Zorro y las unidades actuales del Callaqui es completa, y a que el antiguo estratovolcán se encontraba en la misma posición del actual. Adicionalmente, los sistemas de larga vida pueden tener una duración entre 1-2 Ma aproximadamente (Arehart *et al.*, 2002; Silberman *et al.*, 1978; Cathles *et al.*, 1997), por lo que es factible considerar la existencia de una continuidad en el sistema entre estos dos períodos. En base a esto y a lo mencionado previamente, se propone que el sistema geotermal actual se ha mantenido de manera relativamente continua desde el Pleistoceno inferior a medio hasta el presente, con la cámara magmática asociada al volcán como la fuente de calor.

## 6. CONCLUSIONES

En base a los análisis realizados tanto a las rocas de la Formación Cura-Mallín en la zona cercana al Volcán Callaqui, como a las manifestaciones termales asociadas a este último, se llegó a las siguientes conclusiones:

- El Volcán Callaqui presenta actualmente un sistema geotermal activo y potencialmente de alta entalpía, sin embargo los estudios realizados tanto en la manifestación termal de El Avellano como en la de Trapa-Trapa indican una mezcla de aguas significativa. Esto impide una evaluación precisa de las temperaturas subsuperficiales actuales, llevando a una posible subestimación de estas al aplicar los distintos geotermómetros en las fuentes termales. A pesar de esto, la mayoría de los valores entregados indican temperaturas relativamente altas para El Avellano (150-200°C) y medias a bajas para Trapa-Trapa (60-110°C). Adicionalmente, algunos de los datos químicos señalan que tanto El Avellano como Trapa-Trapa son parte de un sistema geotermal “viejo”, y donde el primero se encuentra asociado al “upflow” y el segundo al “outflow”. Finalmente los datos indican que la fuente de Trapa-Trapa podría encontrarse influenciada tanto por el volcán Callaqui como por el Copahue.
- La mineralogía secundaria en la fuente de El Avellano consiste en clinoptilolita y saponita lo cual es consistente con la temperatura de ésta. Sin embargo, los fluidos se encuentran actualmente en equilibrio solo con la saponita, lo cual se explica mediante cambios en el pH de estos, en la actividad del Mg o, en menor medida, a la actividad del sílice. Estos cambios se pueden deber a mezclas de aguas lo cual, como se mencionó, es un factor importante en esta manifestación.
- La gran mayoría de las muestras tomadas en las quebradas de la zona corresponden a rocas volcánicas de la Formación Cura-Mallín, particularmente del Miembro Guapitrio. Estas corresponden en general a rocas de composición básica a intermedia en función de su mineralogía y varias presentan texturas comunes de rocas piroclásticas. Las excepciones son: las rocas de la Quebrada Queuco que corresponden al Grupo Plutónico Melipeuco, los distintos intrusivos hipabisales encontrados a lo largo de la zona y las unidades más recientes del Volcán Callaqui.
- Los minerales secundarios presentes en la zona de estudio indican una alteración asociada principalmente a los fluidos de un paleosistema hidrotermal. Esta señala un sistema esencialmente fluido-dominado y una tasa fluido/roca relativamente alta. Adicionalmente, la mineralogía refleja fluidos con un pH cercano a neutro y muy similar aquella asociada a zonas de alteración propilitica.
- Las asociaciones minerales indican temperaturas de formación altas, las cuales en varios casos superan los 200°C. Entre estas destacan minerales como la epidota, la illita y las ceolitas, donde estas últimas corresponden en general a variedades de temperaturas medias a altas como la laumontita y la wairakita. A esto se suma una cantidad relativamente baja de esmectita, que se encuentra como un interstratificado de illita/esmectita o clorita/esmectita, y en proporciones menores al

10% en la mayoría de las muestras. Esto indicaría un gradiente geotermal considerablemente alto para el paleo-sistema de la zona.

- Se reconoce una buena correlación entre las cristalinidades de la illita y la clorita en las muestras estudiadas. Adicionalmente se observa que ambas cristalinidades se encuentran controladas por la temperatura, sin embargo, tanto las permeabilidades como la actividad de los fluidos son factores igualmente importantes en rocas volcánicas, no así en rocas intrusivas.
- Se observa un buena correlación entre las cristalinidades de la clorita y las temperaturas obtenidas mediante el geotermómetro de Cathelineau *et al.* (1988). En base a ésta, se extrapola una fórmula para calcular temperaturas a partir de la cristalinidad.
- Se considera la presencia de grandes estructuras en la zona como un factor clave en la alteración de las rocas de la Formación Cura-Mallín. Éstas facilitan la circulación de fluidos de altas temperaturas y permiten conjuntamente el ingreso de recargas meteóricas al sistema geotermal. De esta forma, junto a la presencia de la Formación Cola de Zorro, facilitaron la formación de un paleo-sistema hidrotermal con altas temperaturas y que abarca hasta zonas más distales de la fuente.
- Finalmente se propone una edad Pleistocena inferior a media para el inicio del paleosistema geotermal, y se sugiere que éste se ha mantenido activo de manera relativamente continua hasta el presente. Así, el sistema geotermal asociado al Volcán Callaqui y la alteración presente en la Formación Cura-Mallín cercana a este, corresponderían a un evento único con una duración cercana a los 1-2 Ma. Esto sugeriría un sistema actual con características similares a las reflejadas por la alteración y por lo tanto con gradientes geotermales altos.

## 7. BIBLIOGRAFÍA

- Aguirre, L.; Hervé, F.; Godoy, E. 1972. Distribution of metamorphic facies in Chile-an outline. *Krystalinikum*, Vol. 9, p. 7-19.
- Angermann, D.; Klotz, J.; Reigber, C. 1999. Space-geodetic estimation of the Nazca–South America Euler vector. *Earth Planet. Sci. Lett.*, Vol. 171-3, p. 329–334.
- Árkai, P. 1991. Chlorite crystallinity: an empirical approach and correlation with illite crystallinity, coal rank and mineral facies as exemplified by Palaeozoic and Mesozoic rocks of northeast Hungary. *Journal metamorphic Geology*, Vol. 9, p. 723-734.
- Árkai, P.; Sadek Ghabrial, D. 1997. Chlorite crystallinity as an indicator of metamorphic grade of low- temperature meta- igneous rocks: a case study from the Bükk Mountains, northeast Hungary. *Clay Minerals*, Vol. 32, p. 205-222.
- Arnórsson, S.; Gunnlaugsson, E.; Svavarsson, H. 1983a. The chemistry of geothermal waters in Iceland. II. Mineral equilibria and independent variables controlling water compositions. *Geochemistry and Cosmochemistry*, Acta 42, p. 523-536.
- Arnórsson, S.; Gunnlaugsson, E.; Svavarsson, H. 1983b. The chemistry of geothermal waters in Iceland. III. Chemical geothermometry in geothermal investigations. *Geochemistry and Cosmochemistry*, Acta 42, p. 567-577.
- Arnason, J.; Bird, D.; Liou, J. 1993. Variables controlling epidote composition in hydrothermal and low- pressure regional metamorphic rocks. *Abhand. Geol. Bund.*, Vol. 49, p. 17-25.
- Arnórsson, S. 1995. Geothermal systems in Iceland: structure and conceptual models-I. High- temperature areas. *Geothermics*, Vol. 24-5, p. 561-602.
- Angcoy, E.; Arnórsson, S. 2015. Systematics of Rare Alkalis and Halogens in the High-Temperature Mahanagdong Geothermal Field, Leyte, Philippines. *Proceedings World Geothermal Congress*, 2015. Melbourne, Australia, 19-25 April 2015.
- Arehart, G.; Christenson, B.; Wood, C.; Foland, K.; Browne, P. 2002. Timing of volcanic, plutonic and geothermal activity at Ngatamariki, New Zealand. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, Vol. 116, p. 201-214.
- April, R. H. 2003. "Talc" - in the Encyclopedia of Sediments and Sedimentary Rocks, edited by G. V. Middleton, Kluwer Academic Publishers, Dordrecht, The Netherlands.
- Bird, D.; Schiffman, P.; Elders, W.; Williams, A.; McDowell, S. 1984. Calc-silicate mineralization in active geothermal systems. *Econ Geol*, Vol. 79, p. 671-695.
- Bird, D.; Spieler, A. 2004. Epidote in geothermal systems. *Reviews in Mineralogy & Geochemistry*, Vol. 56, p. 235-300.
- Bogie, I.; Lawless, J.; Rychagov, S.; Belousov, V. 2005. Magmatic- related hydrothermal systems: classification of the types of geothermal systems and their ore mineralization. En

- Rychagov, S. (ed.), Geothermal and Mineral Resources of Modern Volcanism Areas (Proceedings of the International Kuril-Kamchatka field workshop, July 16-August 6, 2005). Moscow: Óottiskô, p. 51-73.
- Bourdelle, F.; Cathelineau, M. 2015. Low- temperature chlorite geothermometry: a graphical representation based on a T-  $R^{2+}$ - Si diagram. *Eur. J. Mineral*, Vol. 27, p. 617-626.
- Bourdelle, F.; Parra, T.; Chopin, C.; Beyssac, F. 2013. A new chlorite geothermometer for diagenetic to low- grade metamorphic conditions. *Contrib. Mineral Petrol*, Vol. 165, p. 723-735.
- Brathwaite, R. 2003. Geological and Mineralogical Characterization of Zeolites in Lacustrine Tuff, Ngakuru, Ttaupo Volcanic Zone, New Zealand. *Clays and Clay Minerals*, Vol 51-6, p. 589-598.
- Browne, P.; Ellis, J. 1970. The Ohaki-Broadlands Hydrothermal Area, New Zealand: Mineralogy and Related Geochemistry. *American Journal of Science*, Vol. 269, p. 97-131.
- Browne, P. 1978. Hydrothermal Alteration in Active Geothermal Fields. *Annual Review Earth and Planetary Sciences*, Vol. 6, p. 229-250.
- Bragg, W.H.; Bragg, W.L. 1913. The Reflection of X-rays by Crystals. *Proceedings of the Royal Society of London*, Vol. 88, p. 428-438.
- Cathelineau, M.; Oliver, R.; Nieva, D.; Garfias, A. 1985. Mineralogy and Distribution of Hydrothermal Mineral Zones in Los Azufres (Mexico) Geothermal Field. *Geothermics*, Vol. 14-1, p. 49- 57.
- Cathelineau, M. 1988. Cation Site Occupancy in Chlorites and Illites as a Function of Temperature. *Clay Minerals*, Vol. 23, p. 471-485.
- Cathles, L.; Erendi, A. 1997. How Long Can A Hydrothermal System Be Sustained by a Single Intrusive Event? *Economic Geology*, Vol. 92, p. 766-771.
- Charrier, R.; Pinto, L.; Rodríguez, M.P. 2007. Tectono-stratigraphic evolution of the Andean orogen in Chile. En: *Geology of Chile*, Chapter 3 (Gibbons, W. and Moreno, T., editors), The Geological Society, London, Special Publication, p. 21-116.
- Corvalán, J. 1976. El Triásico y Jurásico de Vichuquén-Tilicura y de Hualañé, Prov. de Curicó. Implicaciones paleogeográficas. En: *Congreso Geológico Chileno*, Santiago, No. 1, Actas, Vol. 1, p. 137-154.
- Craig, H. 1961. Isotopic variations in meteoric water. *Science*, Vol. 133, p. 1702-1703.
- D'Amore, F.; Arnórsson, S. 2000. Geothermometry. En: *Isotopic and chemical techniques in geothermal exploration, development and use*. Vienna, International Atomic Energy Agency, p. 152-199.

- Díaz-González, L.; Santoyo, E.; Reyes-Reyes, J.; 2008. Tres nuevos geotermómetros mejorados de Na/K usando herramientas computacionales y geoquimiométricas: aplicación a la predicción de temperaturas de sistemas geotérmicos. *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*. Vol 25-3, p. 465-482.
- Ellis, A. 1970. Quantitative Interpretation of Chemical Characteristics of Hydrothermal Systems. U.N. Symposium on the Development and Utilization of Geothermal Resources, Vol. 2-1.
- Fournier, R.O.; Truesdell, A.H. 1973. An empirical Na-K-Ca geothermometer for natural waters. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, Vol. 37-5, p. 1255-1275.
- Fournier, R.O. 1977. Chemical geothermometers and mixing models for geothermal systems. *Geothermics*, Vol. 5, p. 41-50.
- Fournier, R.; Potter, R. 1979. Magnesium correction to the Na-K-Ca chemical geothermometer. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, Vol. 43, p. 1543 -1550.
- Fournier, R.O. 1981. Application of water geochemistry to geothermal exploration and reservoir engineering. *Geothermal Systems: Principles and Case Histories*, Chapter 4 (L. Rybach and L. P. J. Muffler, eds.), Wiley New York, p. 109-143.
- Fournier, R.O. 1991. Water geothermometers applied to geothermal energy. En: D'Amore, F. (Ed.), *Applications of Geochemistry in Geothermal Reservoir Development*. UNITAR/UNDP Centre on Small Energy Resources, Rome, Italy. p. 37-69.
- Fukuchi, R.; Fujimoto, K.; Kameda, J.; Hamahashi, M.; Yamaguchi, A.; Kimura, G.; Hamada, Y.; Hashimoto, Y.; Kitamura, Y.; Saito, S. 2014. Changes in illite crystallinity within an ancient tectonic boundary thrust caused by thermal, mechanical, and hydrothermal effects: an example from the Nobeoka Thrust, southwest Japan. *Earth, Planets and Space 2014*, Vol. 66-116.
- Gana, P.; Tosdal, R.M. 1996. Geocronología U-Pb y K-Ar en intrusivos del Paleozoico y Mesozoico de la Cordillera de la Costa, Región de Valparaíso, Chile. *Revista Geológica de Chile*, Vol. 23- 2, p. 151-164.
- Giggenbach, W.F. & Goguel, R.L., 1989, Collection and analysis of geothermal and volcanic water and gas discharges. DSIR report CD 2401, 4th ed., Pentone, NZ, dated Oct. 1989.
- Giggenbach, W.F. 1988. Geothermal solute equilibria. Derivation of Na-K-Mg-Ca geoindicators. *Geochemica et Cosmochimica Acta*, Vol. 52, p. 2749-2765.
- Giggenbach, W.F. 1991. Chemical techniques in geothermal exploration. En: D'Amore, F. (Ed.), *Applications of Geochemistry in Geothermal Reservoir Development*. UNITAR/UNDP Centre on Small Energy Resources, Rome, Italy. p. 119–144.

- Giggenbach, W.; Glover, R. 1992. Tectonic Regime and Major Processes Governing the Chemistry of Water and Gas Discharges from the Rotorua Geothermal Field, New Zealand. *Geothermics*, Vol. 21, No. 1/2, p. 121-140.
- Giggenbach, W. 1992. Isotopic shifts in waters from geothermal and volcanic systems along convergent plate boundaries and their origin. *Earth and Planetary Science Letters*, Vol. 113-4, p. 495- 510.
- Giggenbach, W. 1997. The origin and evolution of fluids in magmatic-hydrothermal systems. En: Bames, H.L. (Ed.), *Geochemistry of hydrothermal ore deposits*. John Wiley and Sons, New York, p. 737-796.
- Godoy, E. 1970. Estudio petrográfico del Granito de Constitución y su aureola de Metamorfismo. Memoria de Título, Univ. Chile, Depto. Geol., 130 p. Santiago.
- González-Ferrán, O.; Vergara, M. 1962. Reconocimiento geológico de la Cordillera de los Andes entre los paralelos 35° y 38° latitud sur. Univ. Chile, Inst. Geol., Publ., No. 24, p. 119.
- Hauser, A. 1997. Catastro y caracterización de las fuentes minerales y termales de Chile. Servicio Nacional de Geología y Minería, Subdirección Nacional de Geología. Boletín n°50.
- Hauser, A. 2000. Mapa de fuentes de aguas termales de Chile, Escala 1:3.000.000. Santiago: Sernageomin, N° Mapa: M79.
- Henley, R.W., and Ellis, A.J. 1983. Geothermal systems ancient and modern: A geochemical review. *Earth Science reviews*, Vol. 19-1 p. 1 – 50.
- Hervé, F. 1974. Petrology of the crystalline basement of Nahuelbuta Mountains, South-Central Chile. Ph.D. Thesis (Unpublished), University of Hokkaido, 86 p.
- Hervé, F. 1988 Late Paleozoic subduction and accretion in Southern Chile. *Episodes*, Vol. 11- 3, p. 183-188.
- Hervé, F.; Godoy, E.; Del Campo, M.; Ojeda, J. 1976. Las metabasitas del basamento metamórfico de Chile central y austral. En: Congr. Geol. Chileno. No. 1, Actas, Vol. 2, p. F175-F187. Santiago.
- Hervé, F.; Fuenzalida, I.; Araya, E.; Solano, A. 1979. Edades radiométricas y tectónica neógena en el sector costero de Chiloé continental, X Región. En: Congreso Geológico Chileno. No. 2, Actas, Vol. 1, p. F1-F18. Arica.
- Hillier, S. 2003. Quantitative analysis of clay and other minerals in sandstones by X-ray powder diffraction (XRPD). En RH Worden and S Morad eds., *Clay Mineral Cements in Sandstones: International Association of Sedimentologists, International Association of Sedimentologists Special Publication 34*, p. 213-251.



- Inoue, A.; Utada, M.; Nagata, H.; and Watanabe, T. 1984. Conversion of trioctahedral smectite to interstratified chlorite/smectite in Pliocene acidic pyroclastic sediments of the Ohyu district, Akita Prefecture, Japan. *Clay Science*, Vol. 6, p. 103-116.
- Inoue, A. 1987. Conversion of smectite to chlorite by hydrothermal and diagenetic alterations, Hokuroku Kuroko mineralization area, northeast Japan. *Proceedings of International Clay Conference*, Denver, 1985, p. 58- 164
- Inoue, A; Utada, M. 1991. Smectite-to-chlorite transformation in thermally metamorphosed volcanoclastic rocks in the Kamikita area, northern Honshu, Japan. *American Mineralogist*, Volume 76, p. 628-640.
- Inoue, A.; Meunier, A.; Patrier-Mas, P.; Rigault, C.; Beaufort, D.; Vieillard, P. 2009. Application of chemical geothermometry to low-temperature trioctahedral chlorites. *Clays Clay Miner.*, Vol. 57, p. 371–382.
- Johns, H.R.; Cunningham J.R. 1983. The physics of Radiology 4<sup>th</sup> edition. Springfield, Illinois: Charles C. Thomas.
- Jowett, E.C. 1991. Fitting iron and magnesium into the hydrothermal chlorite geothermometer. GAC/MAC/SEG Joint annual meeting, 16, Toronto, Canada, GAC/MAC/SEG.
- Kristmannsdóttir, H.; Tómasson, J. 1978. Zeolite zones in geothermal areas, Iceland. In *Natural Zeolites* (Sand, L.B.; Mumpton, F.A. eds.). Pergamon Press, Oxford, p. 277-284.
- Kübler, Bernard 1968. Evaluation quantitative du métamorphisme par la cristallinité de l'illite. *Bull Centre Rech Pau-SNPA* 2, p. 385–397.
- Lagat, J. 2009. Hydrothermal alteration mineralogy in geothermal fields with case examples from Olkaria Domes geothermal field, Kenya. Short Course IV on Exploration for Geothermal Resources, Kenya.
- Lara, L.; Cembrano, J.; Lavenu, A. 2008. Quaternary vertical displacements along the Liquiñe Ofqui Fault Zone: differential uplift and coeval volcanism in Southern Andes? *International Geology Review*, Vol. 50, pp. 1-19.
- Liou, J.G. 1971. Stilbite-laumontite equilibrium. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, Vol. 31, p. 171-177.
- Liou, J.G.; Christian de Capitani; Martin Frey 1991. Zeolite equilibria in the system CaAl<sub>2</sub>Si<sub>2</sub>O<sub>8</sub> - NaAlSi<sub>3</sub>O<sub>8</sub> - SiO<sub>2</sub> - H<sub>2</sub>O. *New Zealand Journal of Geology and Geophysics*, Vol. 34-3, p. 293-301.
- Martínez-Serrano, R. G. 2002. Chemical variations in hydrothermal minerals of the Los Hornos geothermal system, Mexico. *Geothermics*, Vol. 31-5, p. 579-612.

- Melnick, D.; Rosenau, M.; Folguera, A.; Echtler, H. 2006. Neogene tectonic evolution of the Neuquén Andes western flank (37–39°S). *Geological Society of America Special Papers*, Vol. 407, p. 73-95.
- Meunier, A. 1980. Les mécanismes de l'altération des granites et le rôle des microsystemes. Étude des arènes du massif granitique de Partenay (Deux-Sèvres). *Mémoire de la Société Géologique de France*, No. 140, Paris.
- Meunier, A.; Velde, B. 2004. *Illite: Origin, Evolution and Metamorphism*. Springer, New York.
- Moncada, D.; Mutchler, S.; Rimstidt, J.D.; Reynolds, T.J.; Bodnar, J.R. 2012. Characteristics and Distribution of Mineral Textures and Fluid Inclusions in the Epithermal Ag-Au Deposits at Guanajuato, México. *Journal of Geochemical Exploration*, Vol. 114, p. 20-35.
- Moore, D.M. & Reynolds, R.C., Jr. 1997. *X-ray Diffraction and the Identification and Analysis of Clay Minerals*. Oxford University Press, Oxford, 378 p.
- Moreno, H., Lahsen, A., Thiele, R., Varela, J. 1984. Estudio del Volcán Callaqui, Contrato 01CB-01. *Geología del Área del Volcán Callaqui*, Escala 1:50.000. Endesa. Departamento de Geología y Geofísica, Facultad de Ciencias Físicas y Matemáticas, Universidad de Chile.
- Mukoyoshi, H.; Hara, H.; Ohmori-Ikehara, K. 2007. Quantitative estimation of temperature conditions for illite crystallinity: comparison to vitrinite reflectance from the Chichibu and Shimanto accretionary complexes, eastern Kyushu, Southwest Japan. *Bull. Geol. Surv. Japan*, Vol. 58, p. 23-31.
- Nadeau, P.H.; Tait, J.M.; McHardy, W.J.; Wilson, M. J. 1984a. Interstratified X-ray diffraction characteristics of physical mixtures of elementary clay particles. *Clay Minerals*, Vol. 19, p. 67-76.
- Niemeyer, H., Muñoz, J. 1983. Hoja Laguna de la Laja, Región del Bío-bío. *Carta Geológica de Chile*, 1:250.000. No. 57, p. 52. Servicio Nacional de Geología y Minería, Santiago, Chile.
- Nieva, D.; Nieva, R. 1987. Developments in geothermal energy in Mexico-XII. A cationic composition geothermometer for prospection of geothermal resources. *Heat Recovery Systems & CPH*, Vol. 7-3, p. 243-258.
- Olivares Flores, M. 2011. Recursos geotérmicos en el sistema volcánico Callaqui-Copahue. Región del Biobío Chile. Santiago, Chile: Universidad de Chile-Facultad de Ciencias Físicas y Matemáticas.
- Parry, W.T.; Jasumback, M.; Wilson, P.N. 2002. Clay mineralogy of phyllic and intermediate argillic alteration at Bingham, Utah. *Econ. Geol.*, Vol. 97-2, 221–239.

- Patrier P.; Beaufort D.; Touchard G.; Fouillac AM. 1990. Crystal size of epidotes: A potential exploitable geothermometer in geothermal fields? *Geology*, Vol. 18-11, p. 1126-1129.
- Piper, A.M. 1944. A graphic procedure in the geochemical interpretation of water-analyses. Transactions, American Geophysical Union, Vol. 25, p. 914–928.
- Reyes, A.G. 1990. Petrology of Philippine geothermal systems and the application of alteration mineralogy to their assessment. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, Vol. 43-1, p. 279-309.
- Reyes A.G.; Giggenbach W.F.; Saleras J.R.; Salonga N.D.; Vergara M.C. 1993. Petrology and geochemistry of Alto Peak, a vapor-cored hydrothermal system, Leyte Province, Philippines. *Geothermics*, Vol. 22, p. 479-519.
- Reyes, A.G. 2000. Petrology and mineral alteration in hydrothermal systems: from diagenesis to volcanic catastrophes. Reports, The United Nations University.
- Risacher, F.; Hauser, A. 2008. Catastro de las principales fuentes de aguas termales de Chile. Informe Ird/Sernageomin, Santiago, Chile.
- Rusk, B.G.; Lowers, H.A.; Reed, M.H. 2008. Trace elements in hydrothermal quartz: relationships to cathodoluminescent textures and insights into vein formation. *Geology*, Vol. 36-7, p. 547-550.
- Röntgen, W. K. 1896. On a new kind of rays. *Science*, Vol. 3-59, p. 227–231.
- Seifert, W.; Rosenau, M.; Echtler, H. 2005. Crystallization depths of granitoids of south central Chile estimated by Al-in-hornblende geobarometry: Implications for mass transfer processes along the active continental margin. *Neues Jahrbuch für Geologie und Paläontologie—Abhandlungen*, Vol. 236, p. 115–127.
- Sielfeld Corvalán, G. 2008. Cordón Fisural Callaqui: antecedentes tectónicos de la naturaleza y geometría del volcanismo fisural en el volcán Callaqui, zona volcánica sur, Región del Bío-Bío, Chile. Concepcion, Chile: Universidad de Concepcion-Facultad de Ciencias Químicas.
- Sielfeld, G.; Cembrano, J.; Lara L. 2016. Transtension driving volcano-edifice anatomy: Insights from Andean transverse-to-the-orogen tectonic domains. *Quaternary International*, In Press.
- Silberman, M.L.; Bonham, H.F.; Garside, L.J.; Ashley, R.P. 1978. Radiometric ages of volcanic and plutonic rocks and hydrothermal mineralization-alteration in the Tonopah mining district and vicinity, Nye and Esmeralda Counties, Nevada. U.S. Geological Survey, Open-File Report 78–841, 41 p.
- Scherrer P. (1918) Bestimmung der grosse und inneren Struktur von Kolloidteilchen mittels Röntgenstrahlen. *Nachr. Ges. Wiss. Göttingen*, Vol. 26, p. 98-100.

Shau, Y.-H.; Peacor, D.R. 1992. Phyllosilicates in hydrothermally altered basalts from DSDP Hole 504B, Leg 83-a TEM and AEM study. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, Vol. 112, p. 119-133.

Schiffman P.; Elders W.A.; Williams A.E.; McDowell S.D.; Bird D.K. 1984. Active metasomatism in the Cerro Prieto geothermal system, Baja California, Mexico; a telescoped low-pressure, low-temperature metamorphic facies series. *Geology*, Vol. 12, p. 12-15.

Suárez, M.; Emparán, C. 1997. Hoja Curacautín, Región de La Araucanía y del Biobío. Carta Geológica de Chile N° 71, Escala 1:250.000. Servicio Nacional de Geología y Minería.

Taylor, H.P. 1974. The application of oxygen and hydrogen isotope studies to problems of hydrothermal alteration and ore deposition. *Economic Geology*, Vol. 69, p. 843–883.

Tómasson, J.; Kristmannsdóttir, H. 1972. High temperature alteration minerals and thermal brines, Reykjanes, Iceland. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, Vol. 36, p. 123-134.

Tonani, F. 1980. Some remarks on the application of geochemical techniques in geothermal exploration. En: Proceedings, Adv. Eur. Geoth. Res., Second Symp., Strasbourg, p. 428-443.

Truesdell, A.H. 1976. Summary of section III: Geochemical techniques in exploration. Proceedings of the 2nd United Nations Symposium on the Development and Use of Geothermal Resources, San Francisco, Vol. 1, p. 53-79.

Verdel, C.; Niemi, N.; van der Pluijm, B.A. 2011. Variations in the Illite to Muscovite Transition Related to Metamorphic Conditions and Detrital Muscovite Content: Insight from the Paleozoic Passive Margin of the Southwestern United States. *The Journal of Geology*, Vol. 119-4, p. 419–437.

Verma, M.P. 2015. Chemical and Isotopic Geothermometers to Estimate Geothermal Reservoir Temperature and Vapor Fraction. *Proceedings World Geothermal Congress*, 2015. Melbourne, Australia, 19-25 April 2015.

Verma, S.P.; Santoyo, E. 1997. New improved equation for Na/K, Na/Li and SiO<sub>2</sub> geothermometer by outlier detection and rejection. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, Vol. 79, p. 9-23.

Vicencio Riveros, V. 2015. Geología y mineralogía de alteración en una sucesión volcano-sedimentaria en la zona volcánica sur central, Chile. Evidencias de un paleo-sistema volcánico y geotermal en la formación Cura-Mallín. Santiago, Chile: Universidad de Chile-Facultad de Ciencias Físicas y Matemáticas.

Weaver, C. E.; Pollard, L. D. 1973. The Chemistry of Clay Minerals. *Developments in Sedimentology*, Vol. 15, 213 p.

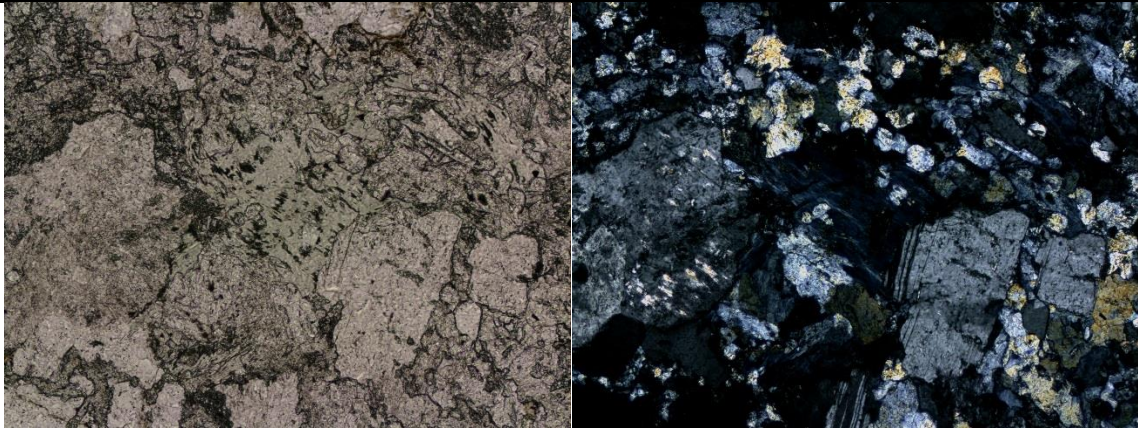
White, D. E.; Muffler, L. J. P.; Truesdell, A. H. 1971. Vapor-dominated hydrothermal systems compared to hot-water systems. *Econ. Geol.*, Vol. 66-1, p. 75-97.

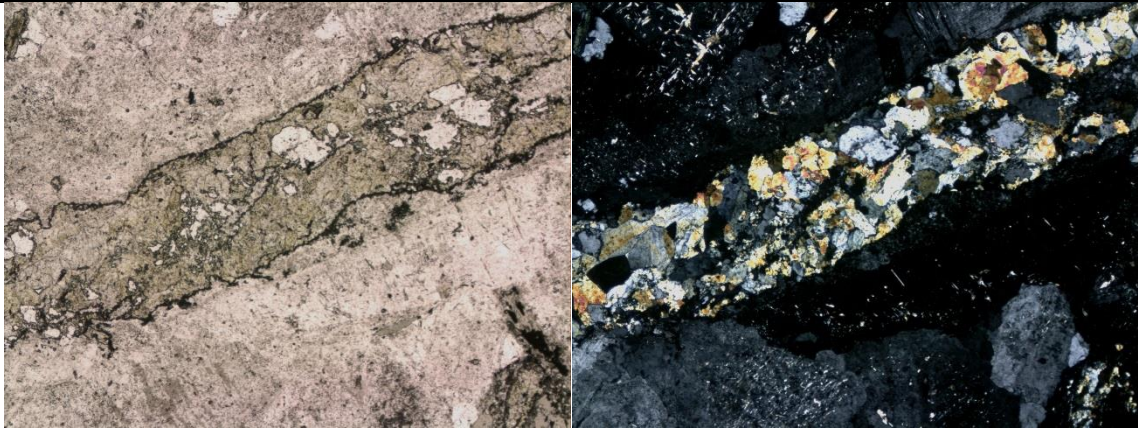
Ylagan, D.; Pevear, R.; Vrolijk, P.J. 2000. Discussion of “extracting K–Ar ages from shales: a theoretical test”. *Clay Miner.*, Vol. 35, p. 599–604.

Zen, E. 1974. Burial metamorphism. *Canadian Min.*, Vol. 12, p. 445-455.

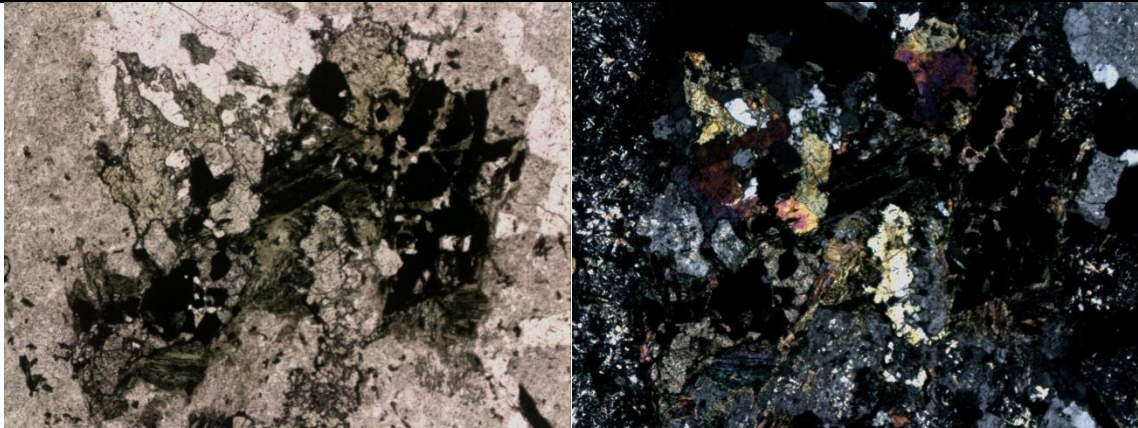
## **Anexo A**

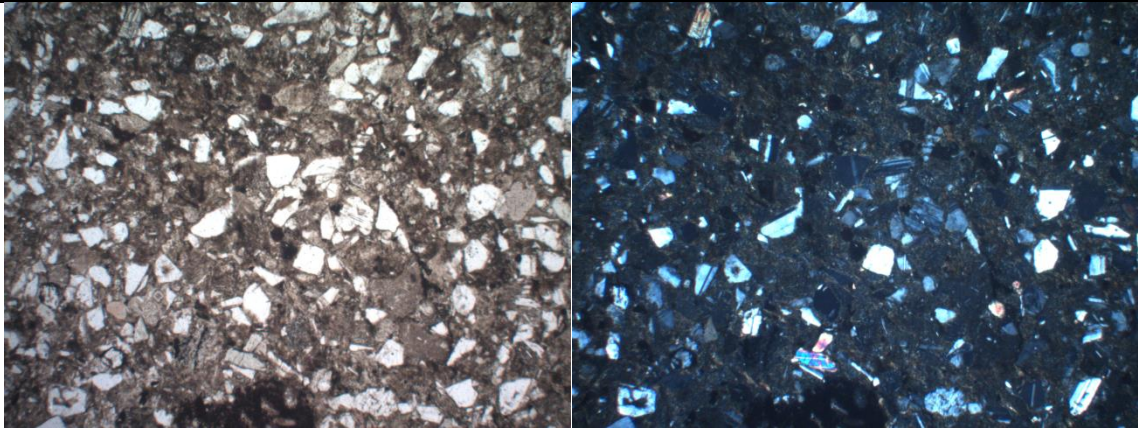
### Descripciones Microscopio Petrográfico

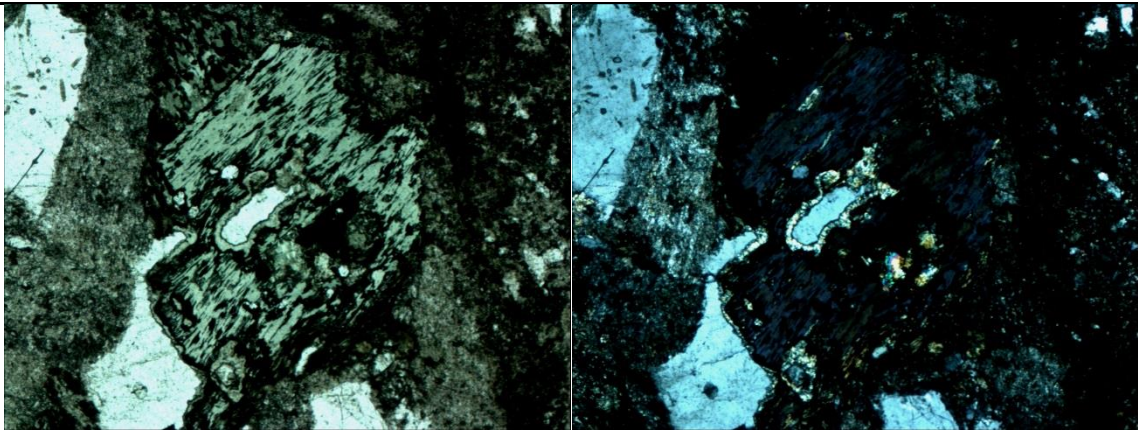
<b>Muestra</b>	CQCB-01	<b>Coordenada N</b>	5817697	<b>Coordenada E</b>	277311
<b>Unidad/Formación</b>	Grupo Plutónico Melipeuco			<b>Altura</b>	589 m.s.n.m
<b>Mineralogía Primaria</b>					
Se observan fenocristales compuestos por cuarzo (30%), feldespatos (20%) y plagioclasas (40%). Se logra reconocer algunas biotitas, pero la mayoría se encuentra cloritizada completamente. Estas últimas alcanzan aproximadamente el 10%. Adicionalmente se observan algunos cristales de titanita primaria diseminados en la muestra.					
<b>Mineralogía Secundaria/Alteración</b>					
Se observa principalmente clorita alterando a los minerales maficos, usualmente por completo. También se reconoce epidota, opacos, cuarzo secundario y arcillas, donde esta última corresponde a illitia. La mayoría de estos minerales se observan reemplazando a la mineralogía primaria, principalmente maficos y en menor medida plagioclasas y feldespatos.					
<b>Texturas</b>					
Se observan texturas propias de una roca intrusiva félsica, con la fanerítica y concertal involucrando a la mayoría de los minerales. También se reconoce una textura peritítica en las plagioclasas.					
<b>Vetas</b>					
Se observa vetillas de manera escasa, las cuales son en general pequeñas (~0.1mm), discontinuas y rectas. Casi todas se encuentran rellenas principalmente con cuarzo.					
<b>Vesículas/Amígdalas</b>					
No presenta.					
<b>Clasificación</b>					
Roca intrusiva félsica/Granitoide					
<b>Foto Microscopio (10x)</b>					
					

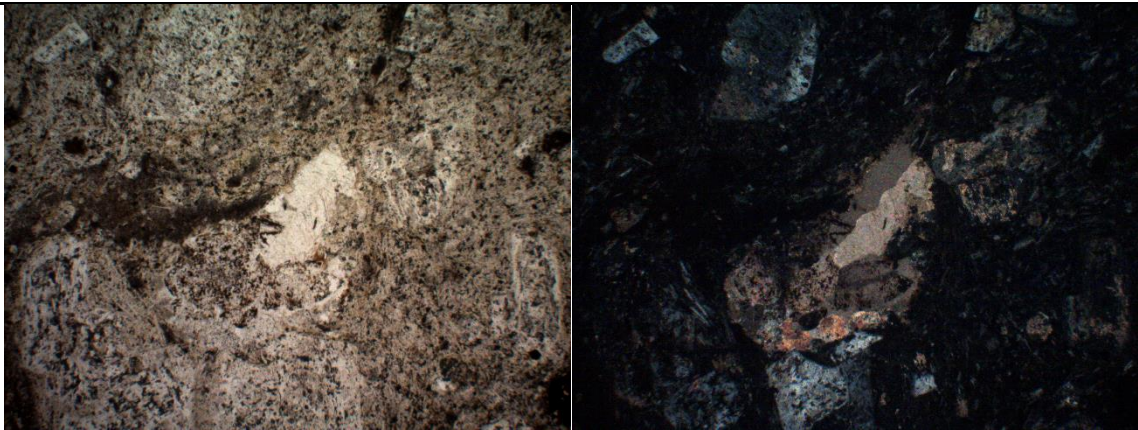
<b>Muestra</b>	CQCB-02	<b>Coordenada N</b>	5810737	<b>Coordenada E</b>	274258
<b>Unidad/Formación</b>	Grupo Plutónico Melipeuco			<b>Altura</b>	527 m.s.n.m
<b>Mineralogía Primaria</b>					
Se observan fenocristales de cuarzo (15%), plagioclasas (30%) y feldespatos (40%), con tamaños entre los 1-2 mm. En el caso de los minerales maficos, estos se encuentran completamente reemplazados por clorita, por lo que no es posible asegurar que eran originalmente.					
<b>Mineralogía Secundaria/Alteración</b>					
La mineralogía secundaria corresponde principalmente a clorita, epidota, cuarzo secundario, calcita, illita y opacos. En el caso de la clorita, esta se encuentra principalmente como reemplazo, mientras que los otros minerales son más comunes como relleno de vetillas.					
<b>Texturas</b>					
Se reconocen texturas fanerítica y concertal asociadas a la mayoría de los minerales de la muestra. También es posible observar zonaciones en las plagioclasas.					
<b>Vetas</b>					
Se observan vetillas de aproximadamente 0.5 mm, rectas y discontinuas. Estas se encuentran rellenas por epidota, cuarzo y calcita en su mayoría.					
<b>Vesículas/Amígdalas</b>					
No presenta.					
<b>Clasificación</b>					
Roca intrusiva félsica/Granitoide					
<b>Foto Microscopio (5x)</b>					
					

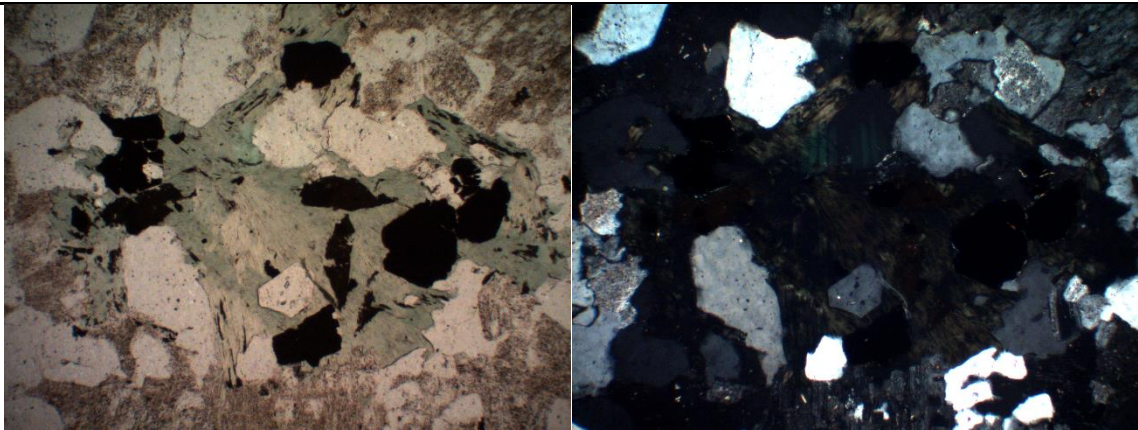


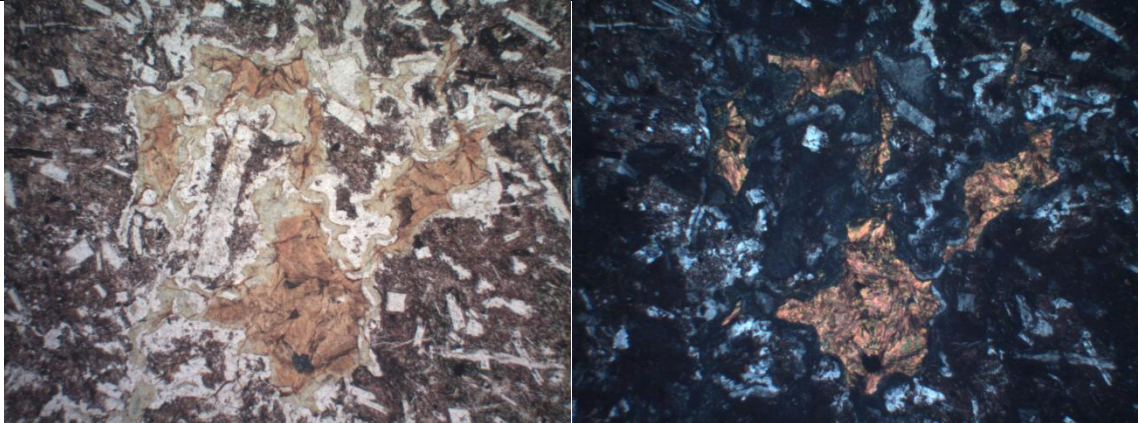
<b>Muestra</b>	CQCB-03	<b>Coordenada N</b>	5809007	<b>Coordenada E</b>	272644
<b>Unidad/Formación</b>	Grupo Plutónico Melipeuco			<b>Altura</b>	564 m.s.n.m
<b>Mineralogía Primaria</b>					
Se observan fenocristales de plagioclasa (40%), cuarzo (10%), feldespato (30%) y hornblenda (20%) con tamaños entre los 1-3 mm. En el caso de las hornblendas, estas se encuentran alteradas o cloritizadas en algunos casos. Se reconocen algunas titanitas primarias.					
<b>Mineralogía Secundaria/Alteración</b>					
Los principales minerales de alteración son la clorita y la epidota, con cantidades menores de illita, opacos y cuarzo secundario. Estos se encuentran en general reemplazando a la mineralogía primaria, con la clorita reemplazando a la hornblenda, mientras que la epidota y la illita reemplazan a las plagioclasas. En menor medida se observa cuarzo secundario y clorita relleno de espacios.					
<b>Texturas</b>					
Se reconocen varias texturas primarias propias de rocas intrusivas félsicas, con la fanerítica y la concertal asociándose a la mayoría de los cristales. Otras texturas reconocidas son la gráfica, el sieve y la zonación, estas dos últimas en plagioclasas.					
<b>Vetas</b>					
Se reconoce una vetilla de 0.5 mm, irregular, sinuosa y discontinua. Esta se encuentra rellena principalmente por opacos, cuarzo y, en menor medida, epidota y clorita.					
<b>Vesículas/Amígdalas</b>					
No presenta.					
<b>Clasificación</b>					
Roca intrusiva félsica/Granitoide					
<b>Foto Microscopio (10x)</b>					
					

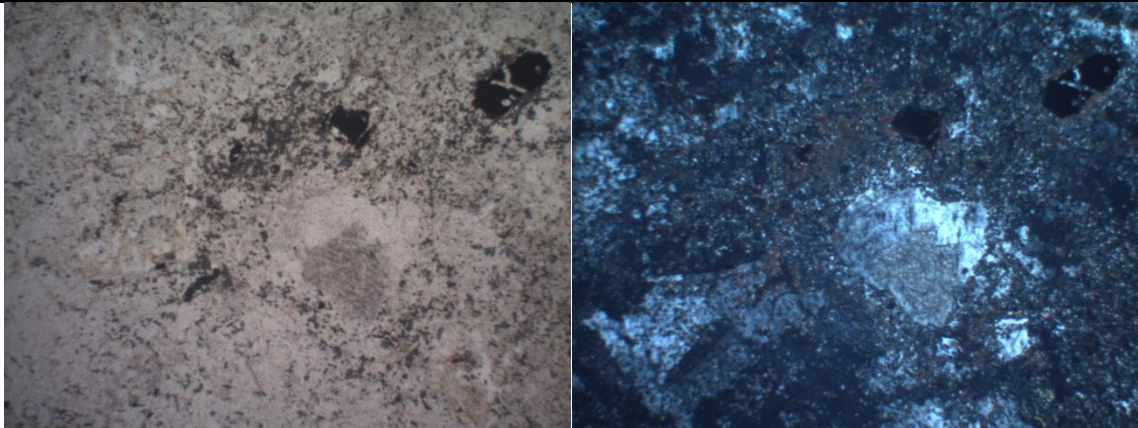
<b>Muestra</b>	CQCB-04	<b>Coordenada N</b>		<b>Coordenada E</b>	
<b>Unidad/Formación</b>				<b>Altura</b>	
<b>Mineralogía Primaria</b>					
Se reconocen fenocristales relativamente redondeados, angulosos y de tamaños similares (0.2mm), en una matriz muy fina y relativamente obliterada, por lo cual no es posible distinguir su mineralogía primaria. Los fenocristales corresponden en su mayoría a plagioclasas (70%), piroxenos (20%) y cuarzos (10%).					
<b>Mineralogía Secundaria/Alteración</b>					
No se observan muchos minerales de alteración salvo la matriz que se encuentra alterada a arcillas, las cuales mediante DRX se identifica como esmectita. Así mismo, mediante DRX se reconoció la presencia de clinoptilolita en la muestra.					
<b>Texturas</b>					
Se reconoce una textura clástica, con una matriz de grano aparentemente muy fino o alterado.					
<b>Vetas</b>					
No presenta.					
<b>Vesículas/Amígdalas</b>					
No presenta.					
<b>Clasificación</b>					
Arenisca feldespática					
<b>Foto Microscopio (5x)</b>					
					

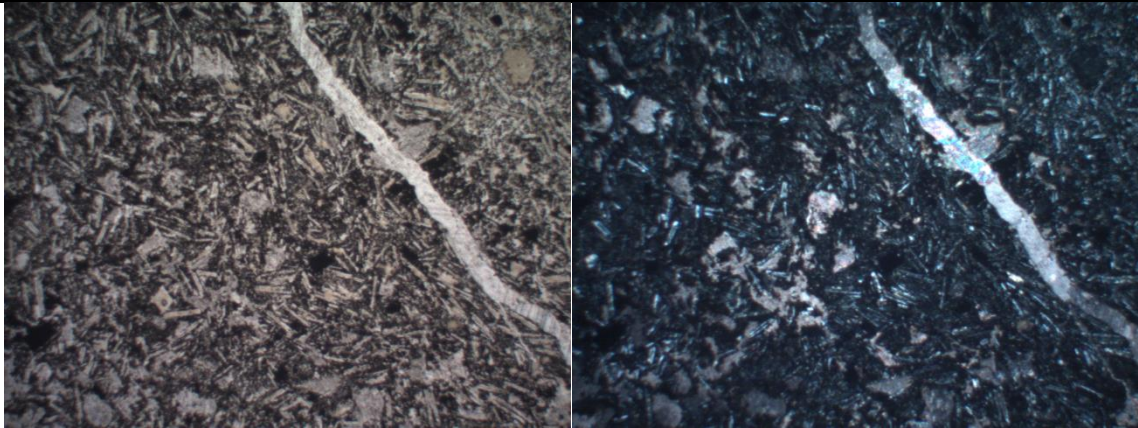
<b>Muestra</b>	CQCB-06	<b>Coordenada N</b>	5792284	<b>Coordenada E</b>	277661
<b>Unidad/Formación</b>	Stock Lolco			<b>Altura</b>	514 m.s.n.m
<b>Mineralogía Primaria</b>					
La muestra presenta principalmente fenocristales de plagioclasa (30%), cuarzo (30%) y feldespato (20%), mientras que los minerales maficos se encuentran completamente reemplazados pero representarían originalmente un 20% aproximadamente. Se logran reconocer algunos anfíboles pero se clasifican como secundarias.					
<b>Mineralogía Secundaria/Alteración</b>					
Se observa una gran cantidad de clorita reemplazando a los minerales maficos o como relleno de vetillas. También se reconoce epidota, calcita, opacos, cuarzo secundario, actinolita y illita. En el caso de la epidota, esta también se observa ya sea como relleno de vetillas o reemplazo de plagioclasas, mientras que el cuarzo y la calcita principalmente como relleno de vetillas. La actinolita y la illita por su parte se encuentran reemplazando maficos y plagioclasas.					
<b>Texturas</b>					
Si bien la muestra se encuentra bastante alterada, se logran reconocer texturas fanerítica y concertal asociadas a la roca en general.					
<b>Vetas</b>					
Se observan vetillas de entre 0.3-1 mm, generalmente sinuosas, relativamente continuas y rellenas principalmente por epidotas, clorita, calcita y cuarzo secundario.					
<b>Vesículas/Amígdalas</b>					
No presenta.					
<b>Clasificación</b>					
Roca intrusiva félsica/Granitoide					
<b>Foto Microscopio (5x)</b>					
					

<b>Muestra</b>	CQCB-07	<b>Coordenada N</b>	5784385	<b>Coordenada E</b>	292631
<b>Unidad/Formación</b>	Cura-Mallín			<b>Altura</b>	764 m.s.n.m
<b>Mineralogía Primaria</b>					
Se reconocen fenocristales de plagioclasas (20%) en una masa fundamental (70%) compuesta principalmente por microlitos de plagioclasas y, en menor medida, opacos y vidrio. No se logra reconocer maficos debido a la alteración presente.					
<b>Mineralogía Secundaria/Alteración</b>					
Los principales minerales secundarios en la muestra son la clorita y la calcita. Estos se encuentran tanto rellenando espacios o reemplazando a los minerales maficos. Otros minerales presentes son los opacos, la illita/esmectita y el cuarzo secundario, los cuales también se observan como reemplazo o relleno.					
<b>Texturas</b>					
A pesar de la alteración se logra reconocer una textura general profirica, además de una masa fundamental intergranular y cúmulos de plagioclasas.					
<b>Vetas</b>					
Se observa una vetilla rellena de calcita de aproximadamente 0.3 mm, sinuosa e irregular.					
<b>Vesículas/Amígdalas</b>					
Se observan algunas amígdalas rellenas por calcita o arcillas, las cuales corresponden a illita/esmectita de acuerdo a los análisis de DRX.					
<b>Clasificación</b>					
Roca ígnea extrusiva/Basalto-Andesita					
<b>Foto Microscopio (5x)</b>					
					

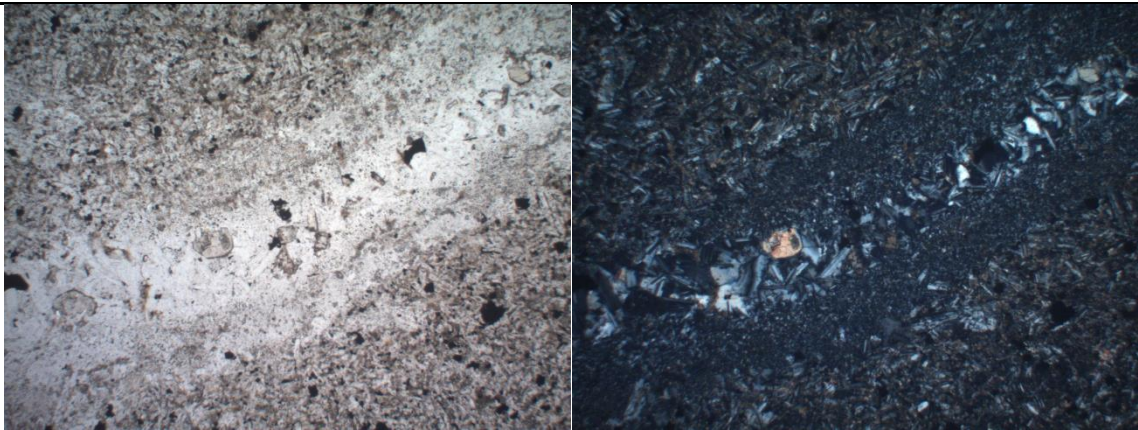
<b>Muestra</b>	CQCB-08	<b>Coordenada N</b>	5781735	<b>Coordenada E</b>	289979
<b>Unidad/Formación</b>	Stock Lolco			<b>Altura</b>	852 m.s.n.m
<b>Mineralogía Primaria</b>					
Se reconocen fenocristales de cuarzo (40%), feldespato (30%) y plagioclasas (20%), donde las plagioclasas tienen un tamaño 2-3 mm, mientras que los feldespatos y el cuarzo son considerablemente más pequeños, con tamaños cercanos a 1 mm. También es posible reconocer algunos cristales de biotita primaria (10%) o alterada a clorita.					
<b>Mineralogía Secundaria/Alteración</b>					
La muestra se encuentra relativamente poco alterada, con una alteración compuesta principalmente por clorita, cuarzo secundario y illita/esmectita. En el caso de la clorita, esta se encuentra reemplazando a la biotita, mientras que la illita/esmectita reemplaza principalmente a los fenocristales de plagioclasa. El cuarzo por su lado se encuentra como relleno. También es posible reconocer epidota de manera muy escasa como reemplazo.					
<b>Texturas</b>					
Se reconoce una textura fanerítica inequigranular, similar a una porfírica, con los fenocristales de plagioclasas en una masa de cuarzo y feldespato de menor tamaño. También es posible observar textura concertal entre los cristales.					
<b>Vetas</b>					
Se observa una vetilla muy pequeña (<0.1mm), discontinua, sinuosa y rellena por cuarzo.					
<b>Vesículas/Amígdalas</b>					
No presenta.					
<b>Clasificación</b>					
Roca intrusiva ígnea/Granitoide					
<b>Foto Microscopio (10x)</b>					
					

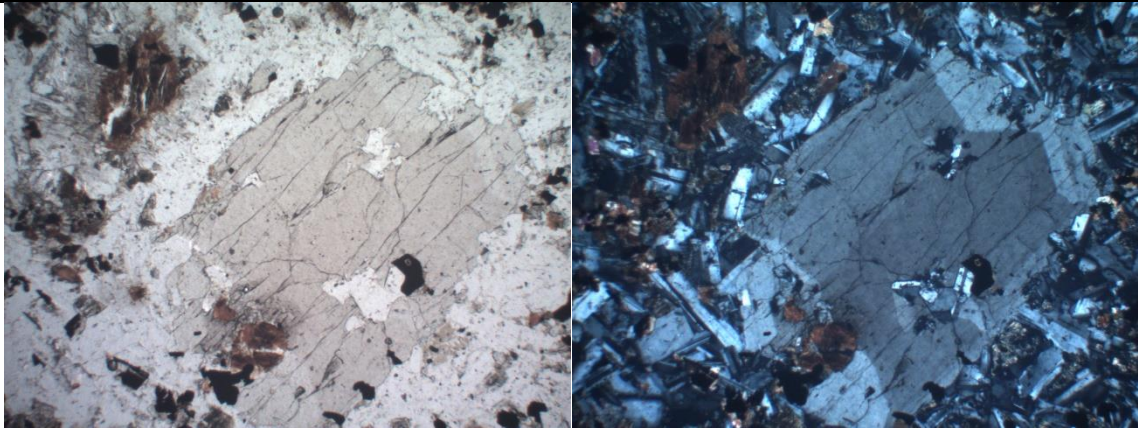
<b>Muestra</b>	CQCB-09	<b>Coordenada N</b>	5784993	<b>Coordenada E</b>	286753
<b>Unidad/Formación</b>	Cura-Mallín			<b>Altura</b>	751 m.s.n.m
<b>Mineralogía Primaria</b>					
Roca relativamente obliterada, pero se reconocen fenocristales de plagioclasas y una masa fundamental con microlitos de plagioclasas. Debido a la alteración presente, es difícil distinguir más de la mineralogía primaria, sin embargo se logra reconocer un fragmento de roca con una litología aparentemente similar.					
<b>Mineralogía Secundaria/Alteración</b>					
Los principales minerales de alteración en la muestra son la clorita, la laumontita y el cuarzo secundario. También se observan algunos opacos y epidota, sin embargo esta última se encuentra en cantidades muy bajas y poco cristalinas. Los minerales en general se encuentran tanto rellenando espacios como reemplazando la roca primaria de manera relativamente pervasiva.					
<b>Texturas</b>					
Se identifica una textura fragmentada debido al fragmento de roca reconocido, al igual que una textura porfirica. Debido a la alteración y la textura relativamente obliterada, no es posible distinguir más acerca del protolito.					
<b>Vetas</b>					
Se observan pocas vetillas, de menor tamaño (~0.1 mm), discontinuas y sinuosas. Estas están rellenas en general con cuarzo y laumontita.					
<b>Vesículas/Amígdalas</b>					
Se observan varias amígdalas rellenas con laumontita y clorita, con la primera usualmente en los bordes y la segunda en el centro.					
<b>Clasificación</b>					
Roca extrusiva mafica/Basalto-Andesita					
<b>Foto Microscopio (5x)</b>					
					

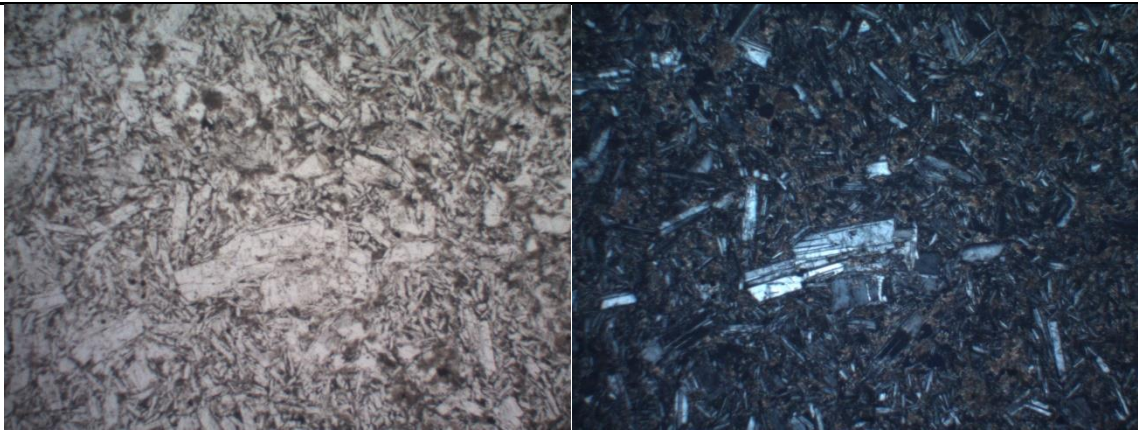
<b>Muestra</b>	CQCB-09B	<b>Coordenada N</b>	5784993	<b>Coordenada E</b>	286753
<b>Unidad/Formación</b>	Cura-Mallín			<b>Altura</b>	751 m.s.n.m
<b>Mineralogía Primaria</b>					
Roca completamente obliterada, por lo que no es posible reconocer una mineralogía primaria clara. A pesar de esto, es posible reconocer algunos fenocristales de plagioclasas o feldespato, pero muy alterados.					
<b>Mineralogía Secundaria/Alteración</b>					
Se reconoce una gran cantidad de laumontita alterando la muestra de manera previsiva. También es posible reconocer clorita y, en menor medida, cuarzo y epidota. Esta última se observa de manera muy escasa.					
<b>Texturas</b>					
No se reconocen texturas primarias debido al carácter obliterado, pero dado que se observan algunos fenocristales muy alterados, se podría inferir una textura porfirica.					
<b>Vetas</b>					
No presenta.					
<b>Vesículas/Amígdalas</b>					
Se observan algunas vetillas rellenas con clorita y laumontita al igual que la muestra CQCB-09.					
<b>Clasificación</b>					
Roca Obliterada					
<b>Foto Microscopio (5x)</b>					
					


<b>Muestra</b>	CQCB-10	<b>Coordenada N</b>	5785691	<b>Coordenada E</b>	288155
<b>Unidad/Formación</b>	Cura-Mallín			<b>Altura</b>	732 m.s.n.m
<b>Mineralogía Primaria</b>					
Los fenocristales de la muestra se encuentran completamente reemplazados por lo que no es posible identificarlos, sin embargo la morfología relictas de estos indica que podrían haber sido plagioclasas. En el caso de la masa fundamental, esta se encuentra relativamente alterada, pero se reconocen microlitos de plagioclasas, opacos y aparentemente vidrio.					
<b>Mineralogía Secundaria/Alteración</b>					
Los principales minerales secundarios de la muestra son clorita/esmectita y calcita. Estos se encuentran tanto rellenando espacios como reemplazando minerales, con la clorita/esmectita predominantemente reemplazando maficos, mientras que la calcita es abundante en toda la roca. También se reconoce cuarzos secundarios y opacos en menor medida.					
<b>Texturas</b>					
Se reconoce una textura porfirica para la roca en general y aparentemente intergranular para la masa fundamental.					
<b>Vetas</b>					
Se observan varias vetillas entre 0.1-0.2 mm, continuas, variando de rectas a sinuosas y rellenas con calcita casi en su totalidad.					
<b>Vesículas/Amígdalas</b>					
No presenta.					
<b>Clasificación</b>					
Roca extrusiva ígnea básica/Basalto-Andesita					
<b>Foto Microscopio (5x)</b>					
					

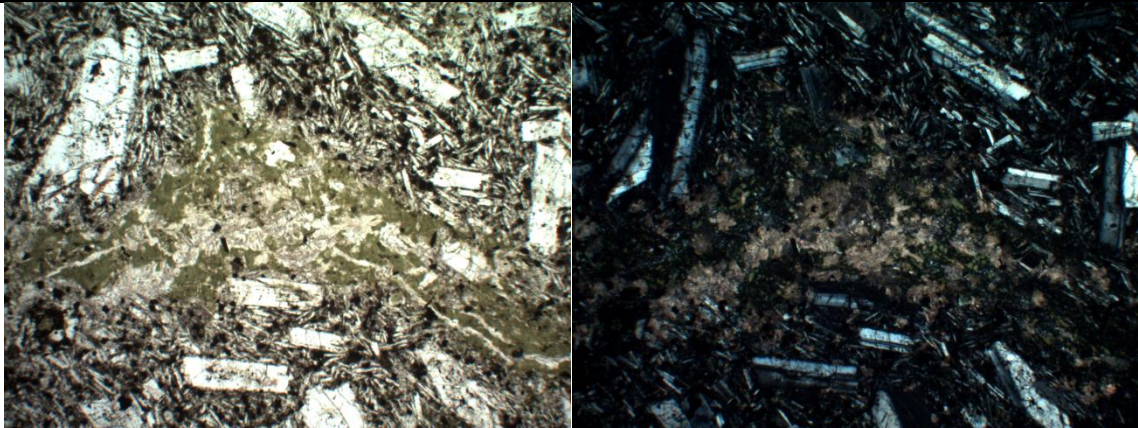


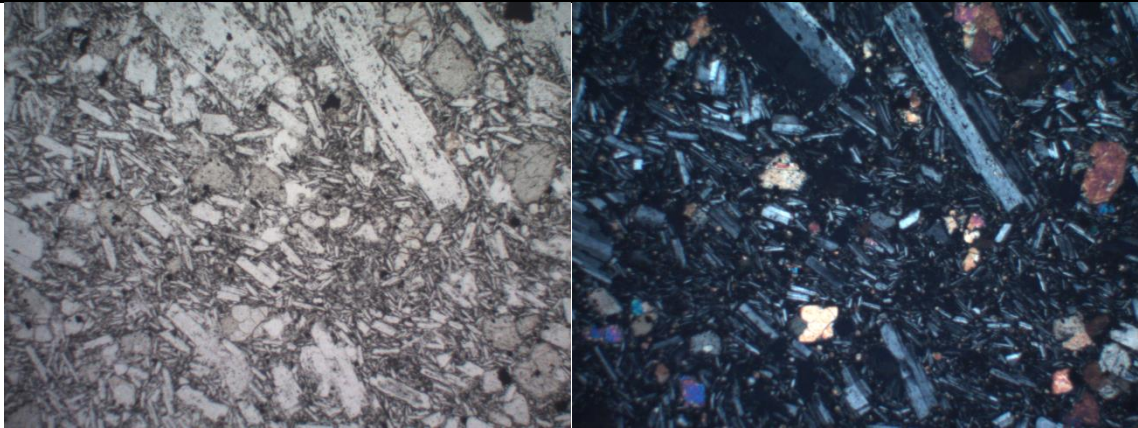
<b>Muestra</b>	CQCB-11A	<b>Coordenada N</b>	5785650	<b>Coordenada E</b>	287907
<b>Unidad/Formación</b>	No aplica			<b>Altura</b>	731 m.s.n.m
<b>Mineralogía Primaria</b>					
La muestra presenta pocos fenocristales, principalmente plagioclasas, opacos y clinopiroxenos. En el caso de la masa fundamental, esta es aparentemente cristalina y gruesa (0.1 mm) con microlitos de plagioclasas, clinopiroxenos y opacos.					
<b>Mineralogía Secundaria/Alteración</b>					
Se reconoce clorita/esmectia en la masa fundamental reemplazando parte de esta, posiblemente vidrio volcánico. El resto de la alteración se encuentra principalmente en vetillas y esta compuesta por cuarzo, clinopiroxeno, plagioclasas y clorita/esmectita. También se reconocen algunos opacos.					
<b>Texturas</b>					
Se reconoce una textura porfirica para la roca general, mientras que la masa fundamental es aparentemente intergranular.					
<b>Vetas</b>					
Se observan varias vetillas (0.5-4 mm), continuas, de rectas a sinuosas y rellenas principalmente por cuarzo, plagioclasas y clinopiroxenos. También se reconoce clorita/esmectita en algunas.					
<b>Vesículas/Amígdalas</b>					
No presenta.					
<b>Clasificación</b>					
Intrusivo Hipabisal Mafico					
<b>Foto Microscopio (5x)</b>					
					

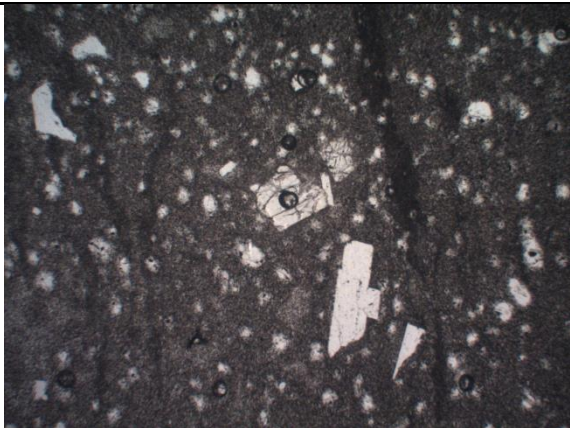

<b>Muestra</b>	CQCB-11B	<b>Coordenada N</b>	5785650	<b>Coordenada E</b>	287907
<b>Unidad/Formación</b>	No aplica			<b>Altura</b>	731 m.s.n.m
<b>Mineralogía Primaria</b>					
Roca compuesta por una gran cantidad de plagioclasas (60%), clinopiroxenos (10%) y ortopiroxenos (10%). También se reconoce cuarzo (5%) y hornblendas obliteradas (15%). Es importante notar que se reconocen distintas familias de cristales en función a su tamaño.					
<b>Mineralogía Secundaria/Alteración</b>					
La muestra se encuentra relativamente poco alterada salvo algunos minerales maficos, los cuales son aparentemente hornblendas, y que se encuentran actualmente como clorita/esmectita. También se reconocen calcita como reemplazo en plagioclasas.					
<b>Texturas</b>					
Se reconoce una textura general de la roca entre fanerítica y porfírica, con algunas texturas de zonación en plagioclasas y piroxenos, reabsorción en piroxenos y poikilitica en plagioclasas y piroxenos.					
<b>Vetas</b>					
No presenta.					
<b>Vesículas/Amígdalas</b>					
No presenta.					
<b>Clasificación</b>					
Intrusivo hipabisal mafico					
<b>Foto Microscopio (5x)</b>					
					

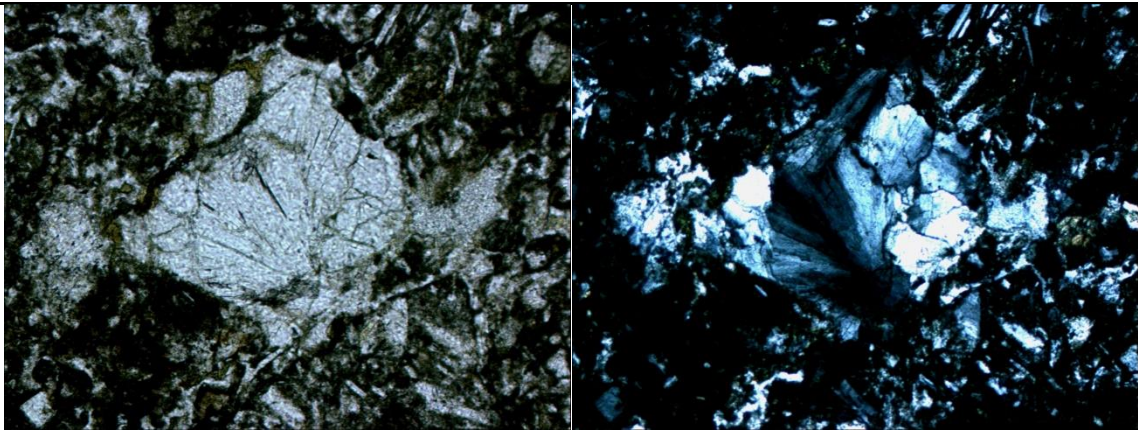
<b>Muestra</b>	CQCB-11C	<b>Coordenada N</b>	5785650	<b>Coordenada E</b>	287907
<b>Unidad/Formación</b>	No Aplica			<b>Altura</b>	731 m.s.n.m
<b>Mineralogía Primaria</b>					
Se observan fenocristales de plagioclasa en una masa fundamental muy cristalina y relativamente gruesa también compuesta por plagioclasas. En el caso de los minerales maficos, tanto los fenocristales como los presentes en la masa fundamental parecen encontrarse completamente reemplazados por arcillas.					
<b>Mineralogía Secundaria/Alteración</b>					
Se observa principalmente clorita/esmectita alterando a los minerales maficos o rellenando vetillas. También se reconoce cuarzo secundario, opacos y, en menor medida, epidota rellenando vetillas					
<b>Texturas</b>					
Se reconoce una textura porfirica para la roca general y intergranular para la masa fundamental. También se reconocen texturas de zonación y glomeroporfirica en las plagioclasas.					
<b>Vetas</b>					
Se reconocen dos vetillas en la muestra. Una de 0.2 mm, sinuosa, continua y rellena con cuarzo y clorita/esmectita. La segunda es de 2 mm, recta, continua y rellena con cuarzo, clorita/esmectita y escasa epidota.					
<b>Vesículas/Amígdalas</b>					
No presenta.					
<b>Clasificación</b>					
Intrusivo hipabisal mafico					
<b>Foto Microscopio (5x)</b>					
					

<b>Muestra</b>	CQCB-12	<b>Coordenada N</b>	5785612	<b>Coordenada E</b>	287416
<b>Unidad/Formación</b>	Cura-Mallín			<b>Altura</b>	751 m.s.n.m
<b>Mineralogía Primaria</b>					
Se observan fenocristales de plagioclasas en una masa fundamental principalmente cristalina, compuesta por plagioclasas y opacos. También se reconoce vidrio en menor medida pero se encuentra alterado en general. En el caso de los minerales maficos, no se observan pero puede ser producto de la alteración.					
<b>Mineralogía Secundaria/Alteración</b>					
Los principales minerales de alteración son la calcita, la laumontita, la clorita y la illita/esmectita. Estos se encuentran tanto como relleno de espacios como reemplazo, principalmente de los minerales maficos, aunque la laumontita aparentemente reemplaza a las plagioclasas. También se reconoce cuarzo secundario en menor medida.					
<b>Texturas</b>					
Se observa una textura general porfirica y una textura intergranular para la masa fundamental. En el caso de las plagioclasas, estas presentan textura de sieve, zonación y glomeropofirica.					
<b>Vetas</b>					
Se observan vetillas de 0.1-0.2 mm, sinuosas, discontinuas y rellenas en general con calcita y con clorita.					
<b>Vesículas/Amígdalas</b>					
Se reconocen algunas amígdalas rellenas con calcita y/o clorita.					
<b>Clasificación</b>					
Roca ígnea extrusiva mafica/Basalto-Andesita					
<b>Foto Microscopio (5x)</b>					
					

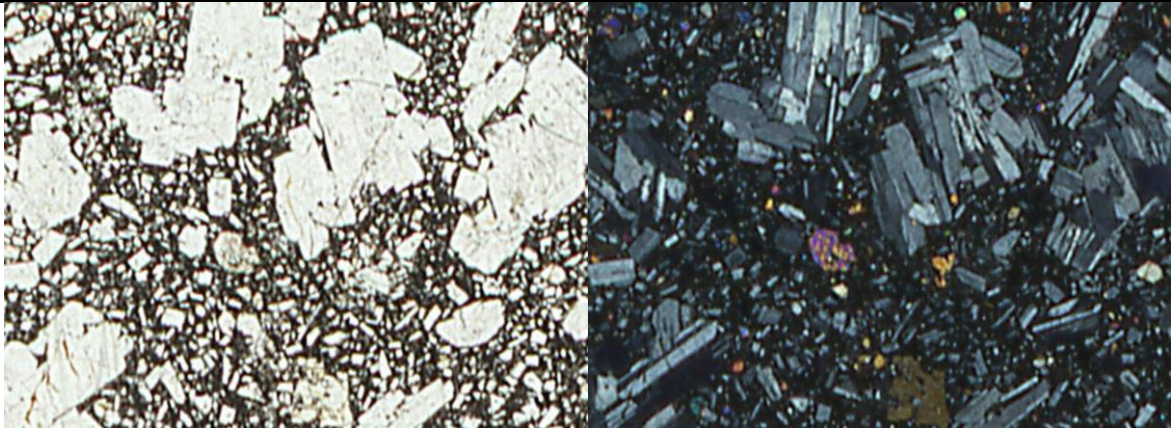
<b>Muestra</b>	CQCB-13	<b>Coordenada N</b>	5785238	<b>Coordenada E</b>	287082
<b>Unidad/Formación</b>	Cura-Mallín			<b>Altura</b>	751 m.s.n.m
<b>Mineralogía Primaria</b>					
Se observan fenocristales de plagioclasas y piroxenos muy escasos, en una masa fundamental muy cristalina compuesta por microlitos de plagioclasas, opacos y un poco de vidrio. No se logran reconocer fenocristales maficos producto de la alteración y se reconocen muy pocos en la masa fundamental, pero corresponden a clinopiroxenos.					
<b>Mineralogía Secundaria/Alteración</b>					
Los principales minerales de alteración en la muestra son clorita, calcita y cuarzo secundario. Estos se encuentran principalmente rellenando espacios, aunque la clorita también reemplaza minerales maficos y la calcita reemplaza plagioclasas.					
<b>Texturas</b>					
Se reconoce una textura general porfirica y una textura intergranular para la masa fundamental. Por otro lado, las plagioclasas presentan tanto sieve como zonación, mientras que los piroxenos también se encuentran zonados.					
<b>Vetas</b>					
No presenta.					
<b>Vesículas/Amígdalas</b>					
Se reconocen amígdalas rellenas con clorita y calcita principalmente y en ciertos casos cuarzo.					
<b>Clasificación</b>					
Roca ígnea extrusiva mafica/Basalto-Andesita					
<b>Foto Microscopio (5x)</b>					
					

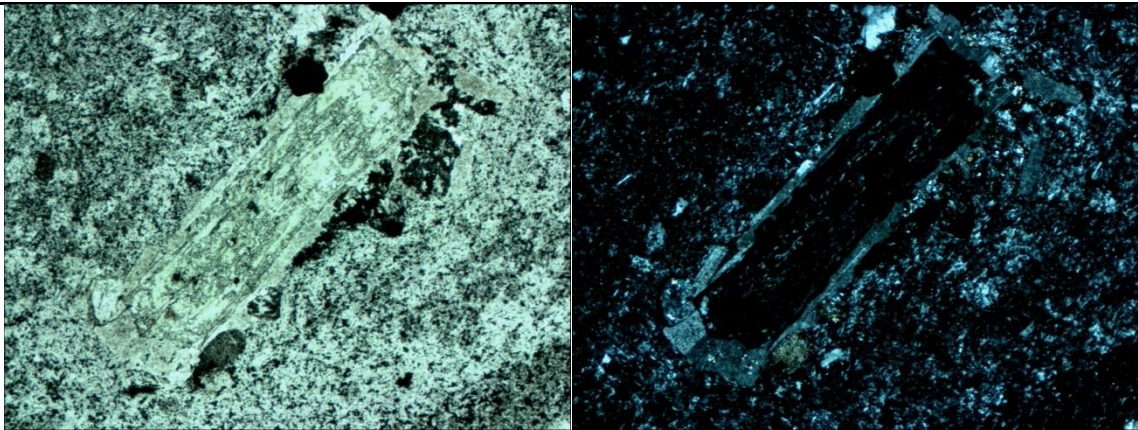
<b>Muestra</b>	CQCB-14	<b>Coordenada N</b>	5793521	<b>Coordenada E</b>	286330
<b>Unidad/Formación</b>	Callaqui 3			<b>Altura</b>	1046 m.s.n.m
<b>Mineralogía Primaria</b>					
Se observan fenocristales de plagioclasas (25%), clinopiroxenos (10%) y olivino (10%). El resto corresponde a una masa fundamental compuesta por plagioclasas, clinopiroxenos, opacos y vidrio. La muestra no se encuentra alterada, por lo que la mineralogía tiene buena integridad y los cristales son euhedrales a subhedrales.					
<b>Mineralogía Secundaria/Alteración</b>					
No presenta.					
<b>Texturas</b>					
Se reconocen varias texturas, con la general siendo profirica y la masa fundamental es intergranular. Se reconoce sieve, zonación y glomeroporfirica en las plagioclasas, al igual que poikilitica en ellas y en los clinopiroxenos. También se reconoce una textura vesicular.					
<b>Vetas</b>					
No presenta.					
<b>Vesículas/Amígdalas</b>					
Se reconocen vesículas relativamente pequeñas (0.2 mm).					
<b>Clasificación</b>					
Roca ígnea extrusiva mafica/Basalto					
<b>Foto Microscopio (5x)</b>					
					

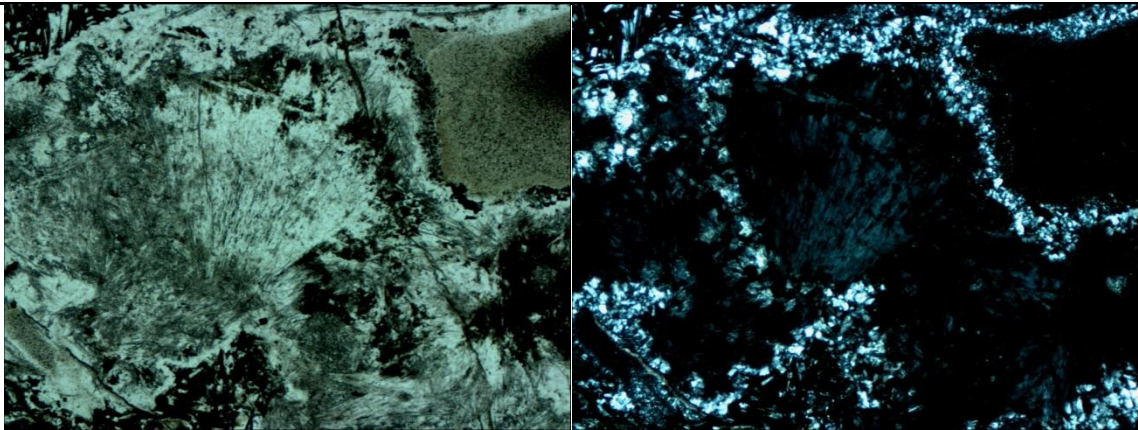
<b>Muestra</b>	CQCB-15	<b>Coordenada N</b>	5792903	<b>Coordenada E</b>	285859
<b>Unidad/Formación</b>	Callaqui 2			<b>Altura</b>	1026 m.s.n.m
<b>Mineralogía Primaria</b>					
Muestra con muy pocos fenocristales (5%) los cuales son principalmente plagioclasas y clinopiroxenos. Estos se encuentran en una masa fundamental muy fina compuesta por opacos, plagioclasas y vidrio.					
<b>Mineralogía Secundaria/Alteración</b>					
No presenta.					
<b>Texturas</b>					
Se reconoce una textura general porfirica y vesicular, con una masa fundamental intergranular. Los fenocristales de plagioclasas presentan textura sieve, de reabsorción y poikilitica.					
<b>Vetas</b>					
No presenta.					
<b>Vesículas/Amígdalas</b>					
Se reconocen varias vesículas de menor tamaño (0.2 mm)					
<b>Clasificación</b>					
Roca ígnea extrusiva mafica/Basalto					
<b>Foto Microscopio (5x)</b>					
					

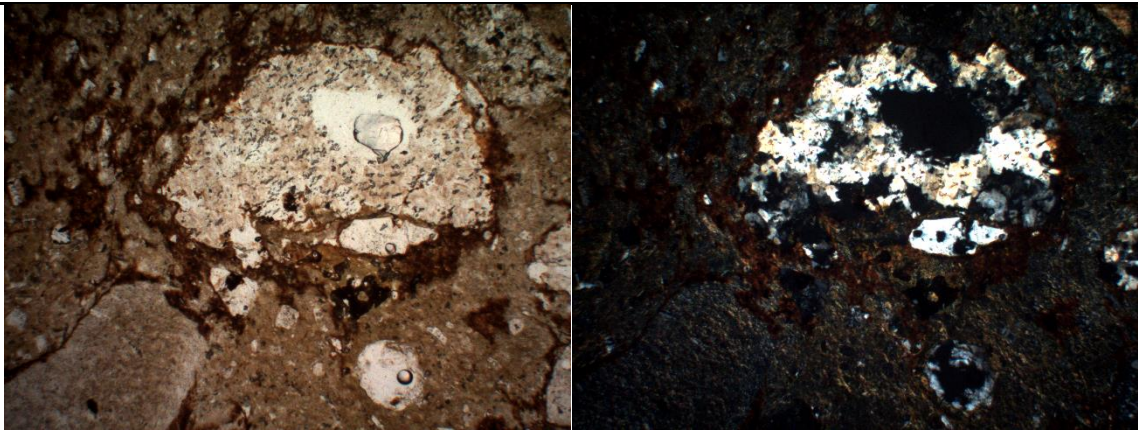
<b>Muestra</b>	CQCB-16	<b>Coordenada N</b>	5792812	<b>Coordenada E</b>	285762
<b>Unidad/Formación</b>	Cura-Mallín			<b>Altura</b>	1014 m.s.n.m
<b>Mineralogía Primaria</b>					
Se reconocen fenocristales de plagioclasas y muy pocos clinopiroxenos, al igual que fragmentos de rocas distintas. La masa fundamental por su parte es relativamente cristalina, con cristales de plagioclasas, opacos y, en menor medida, vidrio.					
<b>Mineralogía Secundaria/Alteración</b>					
Los principales minerales de alteración en la muestra son clorita, cuarzo y laumontita. Estos se encuentran en su mayoría rellenando espacios como amígdalas y en menor medida reemplazando minerales primarios.					
<b>Texturas</b>					
Dada la alteración, solo se reconoce una textura fragmentada en la roca y aparentemente una textura intergranular para la masa fundamental.					
<b>Vetas</b>					
No presenta.					
<b>Vesículas/Amígdalas</b>					
Se observan amígdalas relativamente pequeñas rellenas con clorita y laumontita.					
<b>Clasificación</b>					
Roca piroclástica					
<b>Foto Microscopio (10x)</b>					
					

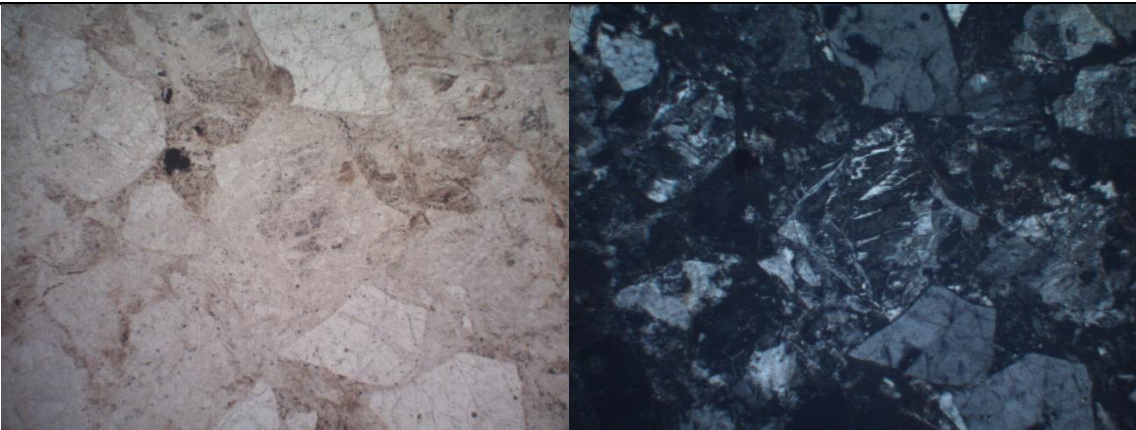


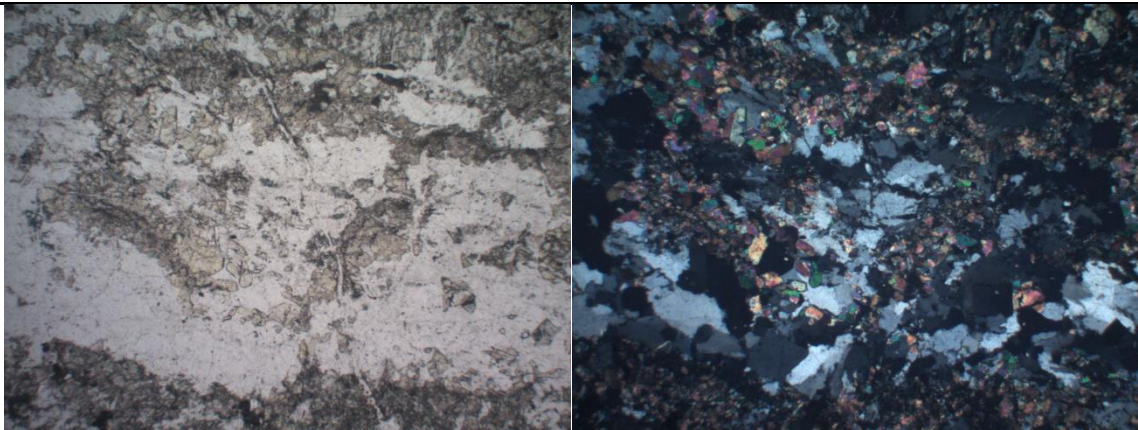
<b>Muestra</b>	CQCB-17	<b>Coordenada N</b>	5791543	<b>Coordenada E</b>	283809
<b>Unidad/Formación</b>	Callaqui 2			<b>Altura</b>	839 m.s.n.m
<b>Mineralogía Primaria</b>					
Se observa una gran cantidad (60%) de fenocristales de plagioclasas, clinopiroxenos y olivinos en una masa fundamental bastante vítrea con algunos microlitos de plagioclasas.					
<b>Mineralogía Secundaria/Alteración</b>					
No presenta.					
<b>Texturas</b>					
Se reconoce una textura general profirica e intersecetal para la masa fundamental. Las plagioclasas por su parte presentan texturas de sieve, zonación, reabsorción y glomeroporfirica. También se reconoce una textura vesicular.					
<b>Vetas</b>					
No presenta.					
<b>Vesículas/Amígdalas</b>					
Se reconoce aproximadamente un 10% de vesículas con tamaños entre los 0.5-2 mm.					
<b>Clasificación</b>					
Roca ígnea extrusiva mafica/Basalto					
<b>Foto Microscopio</b>					
					

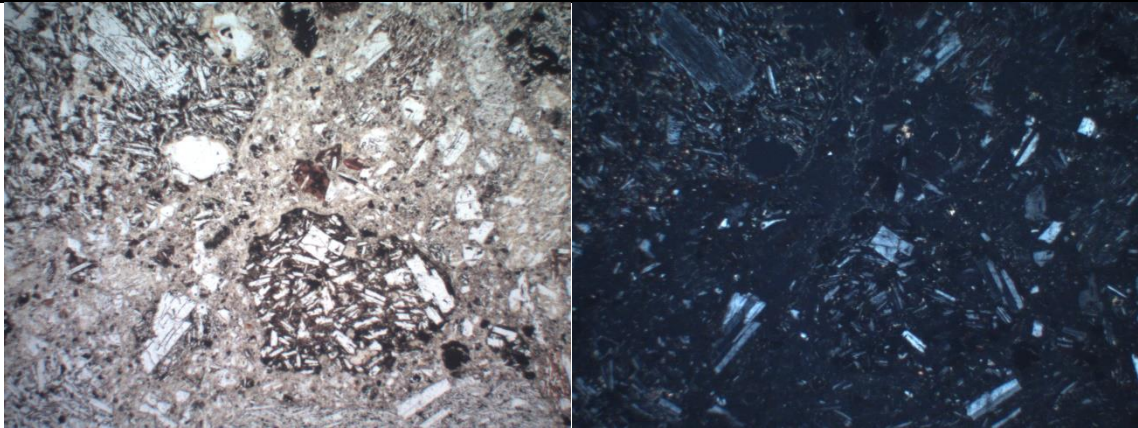
<b>Muestra</b>	CQCB-18	<b>Coordenada N</b>	5791137	<b>Coordenada E</b>	282019
<b>Unidad/Formación</b>	Cura-Mallín			<b>Altura</b>	688 m.s.n.m
<b>Mineralogía Primaria</b>					
La muestra se encuentra bastante alterada, pero es posible reconocer algunos fenocristales de plagioclasas y feldespatos en una masa fundamental aparentemente felsítica compuesta por cuarzo y feldespatos.					
<b>Mineralogía Secundaria/Alteración</b>					
Los principales minerales de alteración corresponden a clorita, cuarzo secundario, epidota e illita. También se reconocen cantidades no menores de calita. Estos minerales se reconocen tanto como reemplazo de la mineralogía primaria, principalmente plagioclasas o rellenando vetillas.					
<b>Texturas</b>					
Presenta una textura obliterada debido a la alteración, pero se puede inferir una textura porfírica para la roca y felsítica para la masa fundamental.					
<b>Vetas</b>					
Se reconocen vetillas de entre 0.2-1 mm, continuas, usualmente sinuosas y rellenas con cuarzo secundario, calcita y cantidades variables de epidota.					
<b>Vesículas/Amígdalas</b>					
No presenta.					
<b>Clasificación</b>					
Roca ígnea extrusiva intermedia/Andesita-Dacita					
<b>Foto Microscopio (5x)</b>					
					

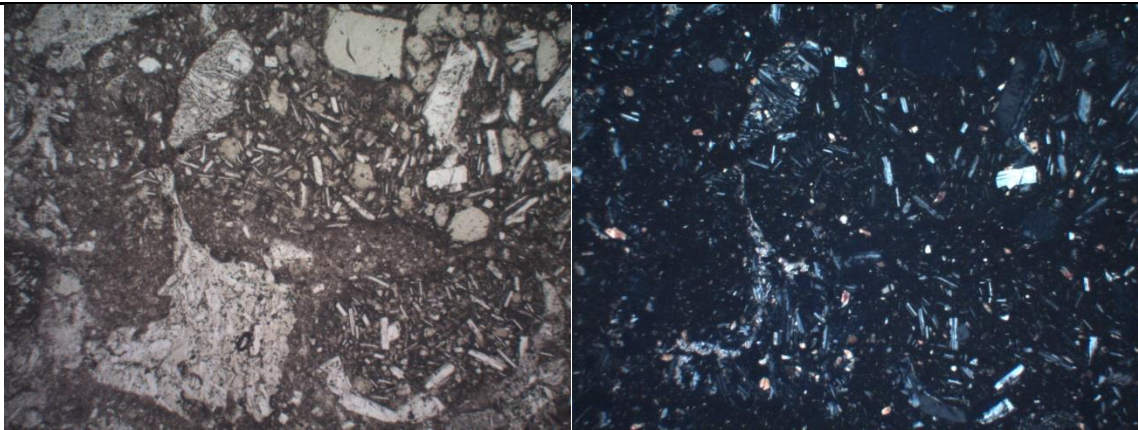
<b>Muestra</b>	CQCB-19	<b>Coordenada N</b>	5791125	<b>Coordenada E</b>	282018
<b>Unidad/Formación</b>	Callaqui 1			<b>Altura</b>	741 m.s.n.m
<b>Mineralogía Primaria</b>					
Se reconocen fenocristales de plagioclasas y clinopiroxenos en una masa fundamenta compuesta por los mismos minerales y vidrio. La mayoría de los minerales maficos se encuentran alterados, reconociéndose biotitas o hornblendas reemplazadas completamente.					
<b>Mineralogía Secundaria/Alteración</b>					
Se observa clorita/esmectita principalmente como reemplazo de los minerales maficos y en menor medida como relleno, mientras que minerales como el cuarzo secundario, la clinoptilolita y la calcita se observan exclusivamente como relleno de vetillas.					
<b>Texturas</b>					
La textura principal de la roca es porfirica, mientras que la masa fundamental es intergranular. También se reconocen plagioclasas con sieve y zonación.					
<b>Vetas</b>					
La muestra presenta una gran vetilla relativamente brechosa la cual se encuentra rellena con cuarzo secundario, clinoptilolita, opacos, clorita/esmectita y calcita. Adicionalmente se reconocen vetillas muy pequeñas (0.05 mm) rellenas con calcita, cuarzo y clorita/esmectita.					
<b>Vesículas/Amígdalas</b>					
Se reconocen algunas amígdalas de menor tamaño rellenas con clorita/esmectita.					
<b>Clasificación</b>					
Roca ígnea extrusiva mafica/Basalto-Andesita					
<b>Foto Microscopio (5x)</b>					
					

<b>Muestra</b>	CQCB-20A	<b>Coordenada N</b>	5784176	<b>Coordenada E</b>	294189
<b>Unidad/Formación</b>	Cura-Mallín			<b>Altura</b>	807 m.s.n.m
<b>Mineralogía Primaria</b>					
Se observa una roca aparentemente piroclástica, obliterada casi por completo. A pesar de esto, se reconocen algunos fenocristales de plagioclasas, feldespatos y cuarzo. Así mismo, se logra reconocer algunos fragmentos con microlitos de plagioclasas y vidrio.					
<b>Mineralogía Secundaria/Alteración</b>					
Como se mencionó, la roca se encuentra muy alterada en general con clorita/esmectita y illita/esmectita, las cuales reemplazan gran parte del protolito, particularmente la matriz. También se reconoce epidota en cantidades muy leves y de tamaños muy pequeño como reemplazo en la matriz. Adicionalmente se reconoce heulandita y cuarzo secundario rellenando espacios.					
<b>Texturas</b>					
La roca presenta una textura obliterada, pero la presencia de algunos fragmentos de roca podría indicar una textura fragmentada.					
<b>Vetas</b>					
Se reconoce una vetilla muy pequeña (0.05 mm), relativamente sinuosa, continua y rellena por arcillas (clorita/esmectita o illita/esmectita) y opacos.					
<b>Vesículas/Amígdalas</b>					
La muestra presenta algunas amígdalas rellenas principalmente con heulandita y cuarzo.					
<b>Clasificación</b>					
Roca piroclástica obliterada					
<b>Foto Microscopio (5x)</b>					
					

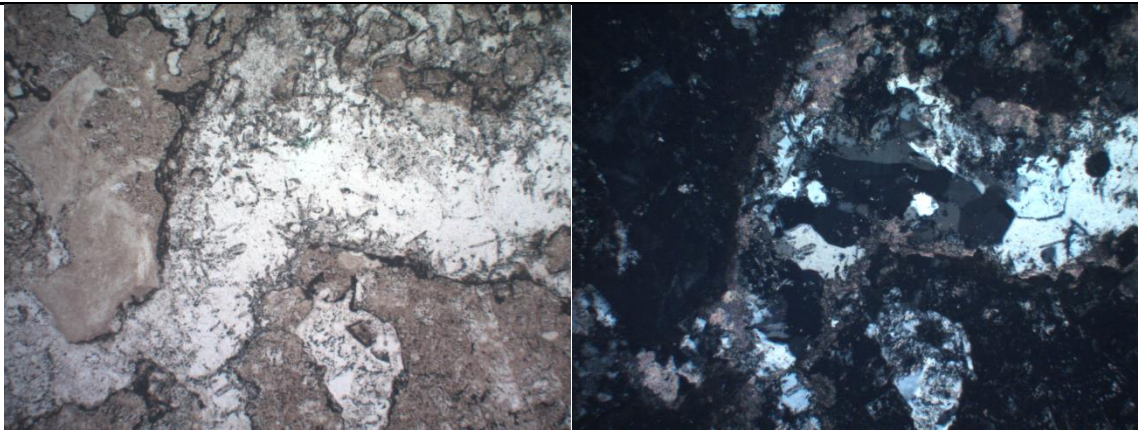
<b>Muestra</b>	CQCB-20B	<b>Coordenada N</b>	5784176	<b>Coordenada E</b>	294189
<b>Unidad/Formación</b>	Cura-Mallín			<b>Altura</b>	807 m.s.n.m
<b>Mineralogía Primaria</b>					
La muestra presenta principalmente cristales de feldespatos, cuarzo y algunas plagioclasas. Estas se encuentran en general alteradas, redondeadas y poco angulosas. La matriz por otro lado es aparentemente muy fina, por lo que no es posible identificarla.					
<b>Mineralogía Secundaria/Alteración</b>					
Se reconoce principalmente laumontita reemplazando a los feldespatos y las plagioclasas y en menor medida rellenando espacios. También es posible reconocer epidota reemplazando a plagioclasas y feldespatos.					
<b>Texturas</b>					
No aplica.					
<b>Vetas</b>					
Se reconoce una vetilla de aproximadamente 0.3 mm, recta, discontinua y rellena por fragmentos de cuarzo y feldespato. Puede ser producto del corte.					
<b>Vesículas/Amígdalas</b>					
Se reconocen vesículas y amígdalas rellenas con laumontita.					
<b>Clasificación</b>					
Arenisca Feldespática					
<b>Foto Microscopio (5x)</b>					
					

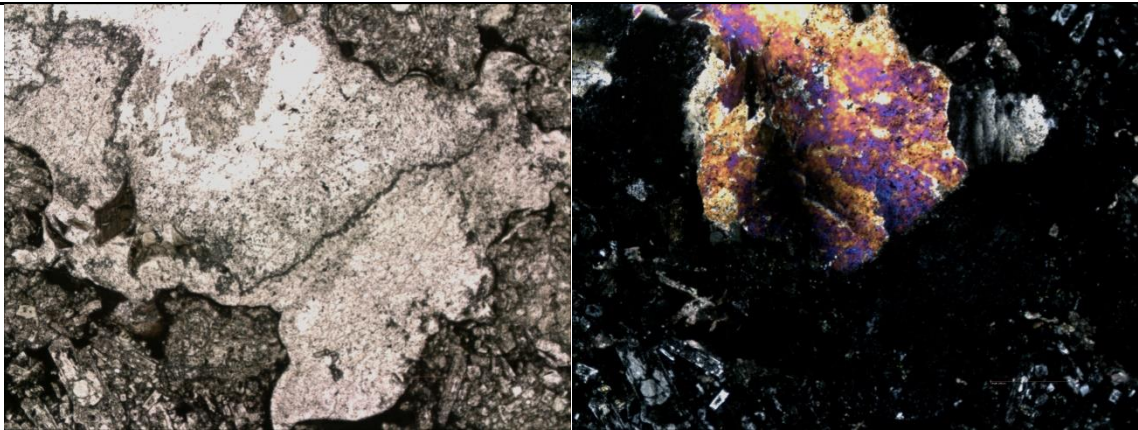
<b>Muestra</b>	CQCB-21	<b>Coordenada N</b>	5801981	<b>Coordenada E</b>	276706
<b>Unidad/Formación</b>	No aplica			<b>Altura</b>	682 m.s.n.m
<b>Mineralogía Primaria</b>					
La muestra presenta principalmente cristales de plagioclasas y feldespatos sin una masa fundamental aparente. Los cristales se presentan de manera equigranular y son de un tamaño relativamente pequeño para una roca intrusiva. Adicionalmente, la muestra se encuentra bastante alterada.					
<b>Mineralogía Secundaria/Alteración</b>					
Se observa una gran cantidad de epidota en la muestra, tanto como reemplazo en las plagioclasas y feldespatos como relleno de vetillas. Adicionalmente las vetillas se encuentran rellenas con cuarzo secundario y calcita. Por último, la muestra presenta clorita, illita y opacos como reemplazo de la mineralogía primaria.					
<b>Texturas</b>					
Solo se logra reconocer una textura aparentemente fanerítica.					
<b>Vetas</b>					
Se reconocen vetillas de entre 0.2-2 mm, rectas, continuas y rellenas con cuarzo, epidota y calcita.					
<b>Vesículas/Amígdalas</b>					
No presenta.					
<b>Clasificación</b>					
Roca intrusiva mafica/Intrusivo hipabisal					
<b>Foto Microscopio (5x)</b>					
					

<b>Muestra</b>	CQCB-22	<b>Coordenada N</b>	5804593	<b>Coordenada E</b>	278913
<b>Unidad/Formación</b>	Callaqui 2			<b>Altura</b>	877 m.s.n.m
<b>Mineralogía Primaria</b>					
Corresponde a una roca piroclástica con muy poca alteración. Se reconocen diferentes fragmentos de roca los cuales en general presentan microlitos de plagioclasa y vidrio. También se observan varios fenocristales de plagioclasas.					
<b>Mineralogía Secundaria/Alteración</b>					
Solo se reconoce un poco de alteración identificada como esmectica en su mayoría y se encuentra rellenando algunos espacios.					
<b>Texturas</b>					
Se observa una textura general fragmentada y algunas plagioclasas con sieve. Los fragmentos son parte de una masa fundamental intergranular.					
<b>Vetas</b>					
La muestra presenta algunas vetillas muy pequeñas (0.02 mm), sinuosas, continuas y rellenas con esmectita.					
<b>Vesículas/Amígdalas</b>					
Se observan varias vesículas, con algunas rellenas con esmectita.					
<b>Clasificación</b>					
Toba litica					
<b>Foto Microscopio (5x)</b>					
					

<b>Muestra</b>	CQCB-23	<b>Coordenada N</b>	5804046	<b>Coordenada E</b>	278177
<b>Unidad/Formación</b>	Cura-Mallín			<b>Altura</b>	853 m.s.n.m
<b>Mineralogía Primaria</b>					
Corresponde a una roca con una gran cantidad de fragmentos, los cuales en general presentan microlitos de plagioclasas, clinopiroxenos y vidrio. Por otro lado la roca en general presenta fenocristales de plagioclasas en una masa fundamental similar a los fragmentos de roca.					
<b>Mineralogía Secundaria/Alteración</b>					
Se reconoce principalmente una alteración correspondiente a clorita/esmectita, calcita, cuarzo secundario y epidota muy escasa y de menor tamaño. Estos se encuentran principalmente reemplazando a la mineralogía primaria, particularmente plagioclasas, y en menor medida rellenando espacios.					
<b>Texturas</b>					
Se reconoce una textura general fragmentada y porfirica, con una masa fundamental intergranular tanto en los fragmentos como en la roca en general.					
<b>Vetas</b>					
Se reconocen algunas vetillas muy irregulares, sinuosas, discontinuas y rellenas con calcita.					
<b>Vesículas/Amígdalas</b>					
Se observan algunas amígdalas rellenas con clorita/esmectita y calcita en general.					
<b>Clasificación</b>					
Roca piroclastica					
<b>Foto Microscopio (5x)</b>					
					

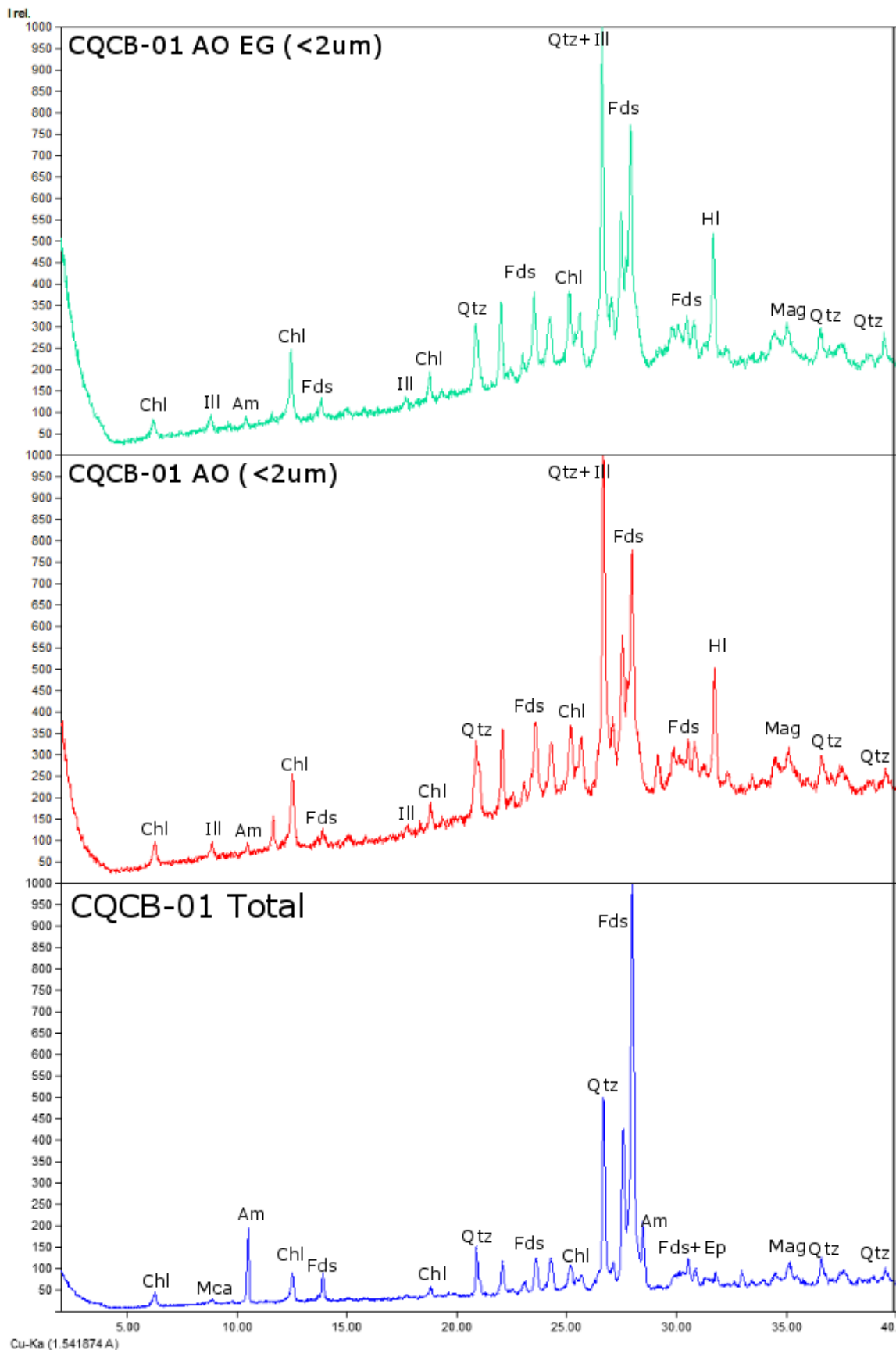


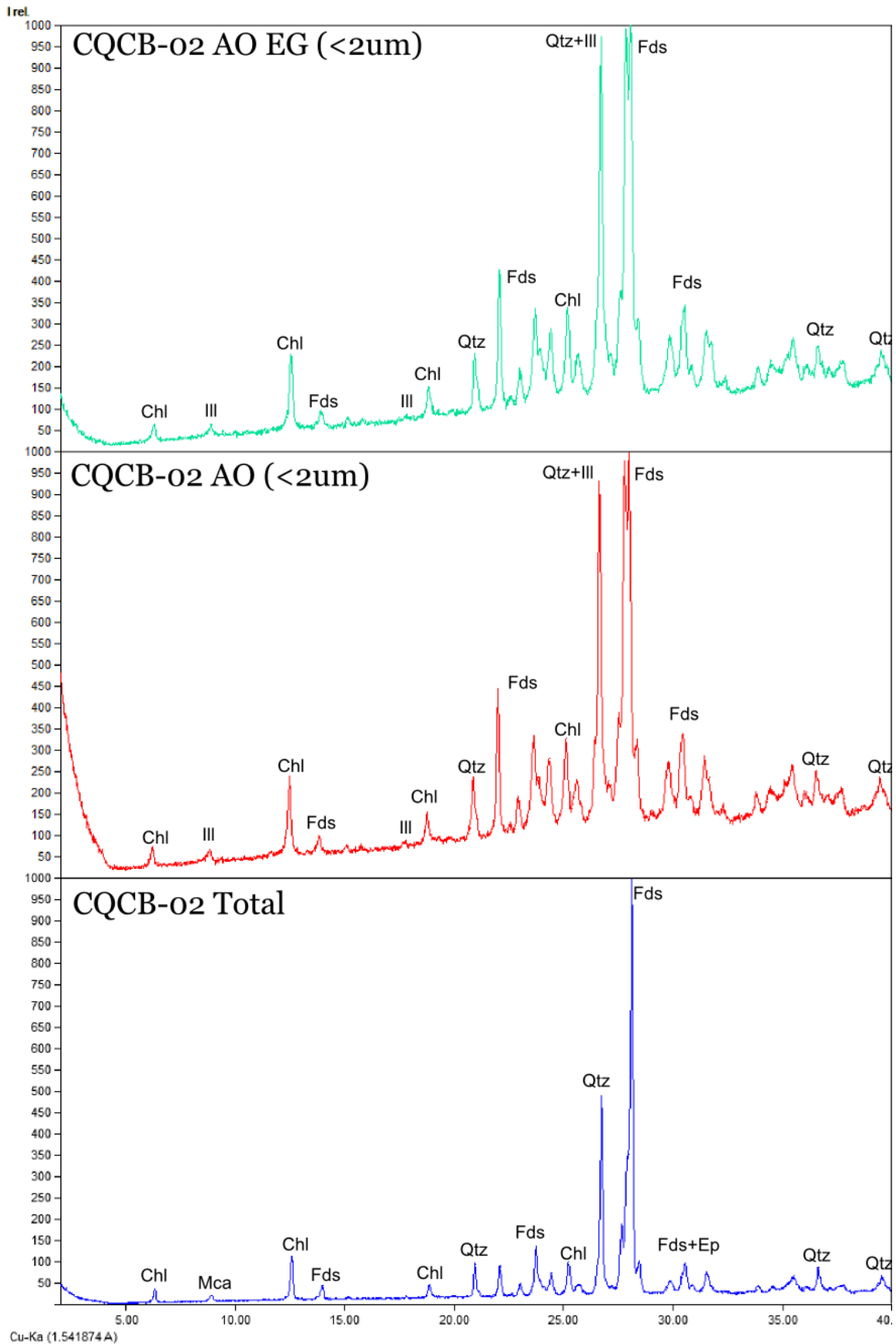
<b>Muestra</b>	CQCB-24	<b>Coordenada N</b>	5803284	<b>Coordenada E</b>	277648
<b>Unidad/Formación</b>	Cura-Mallín			<b>Altura</b>	807 m.s.n.m
<b>Mineralogía Primaria</b>					
Roca bastante obliterada, por lo que no es posible reconocer mucho del protolito. A pesar de esto, se observan algunos fenocristales de plagioclasas. Podría haber correspondido a una roca piroclástica debido a la presencia de segmentos distintos en la muestra pero obliterados.					
<b>Mineralogía Secundaria/Alteración</b>					
Se reconoce una gran cantidad de calcita en la muestra, al igual que clorita/esmectita, illita/esmectita, epidota y cuarzo secundario. Esta se encuentra tanto reemplazando a la mineralogía primaria como rellenando espacios en la muestra. El cuarzo se encuentra solo como relleno particularmente.					
<b>Texturas</b>					
Se reconoce una textura obliterada para casi la totalidad de la roca.					
<b>Vetas</b>					
No presenta.					
<b>Vesículas/Amígdalas</b>					
Se observan algunas amígdalas rellenas con cuarzo secundario, calcita y clorita/esmectita.					
<b>Clasificación</b>					
Roca ígnea extrusiva obliterada					
<b>Foto Microscopio (5x)</b>					
					

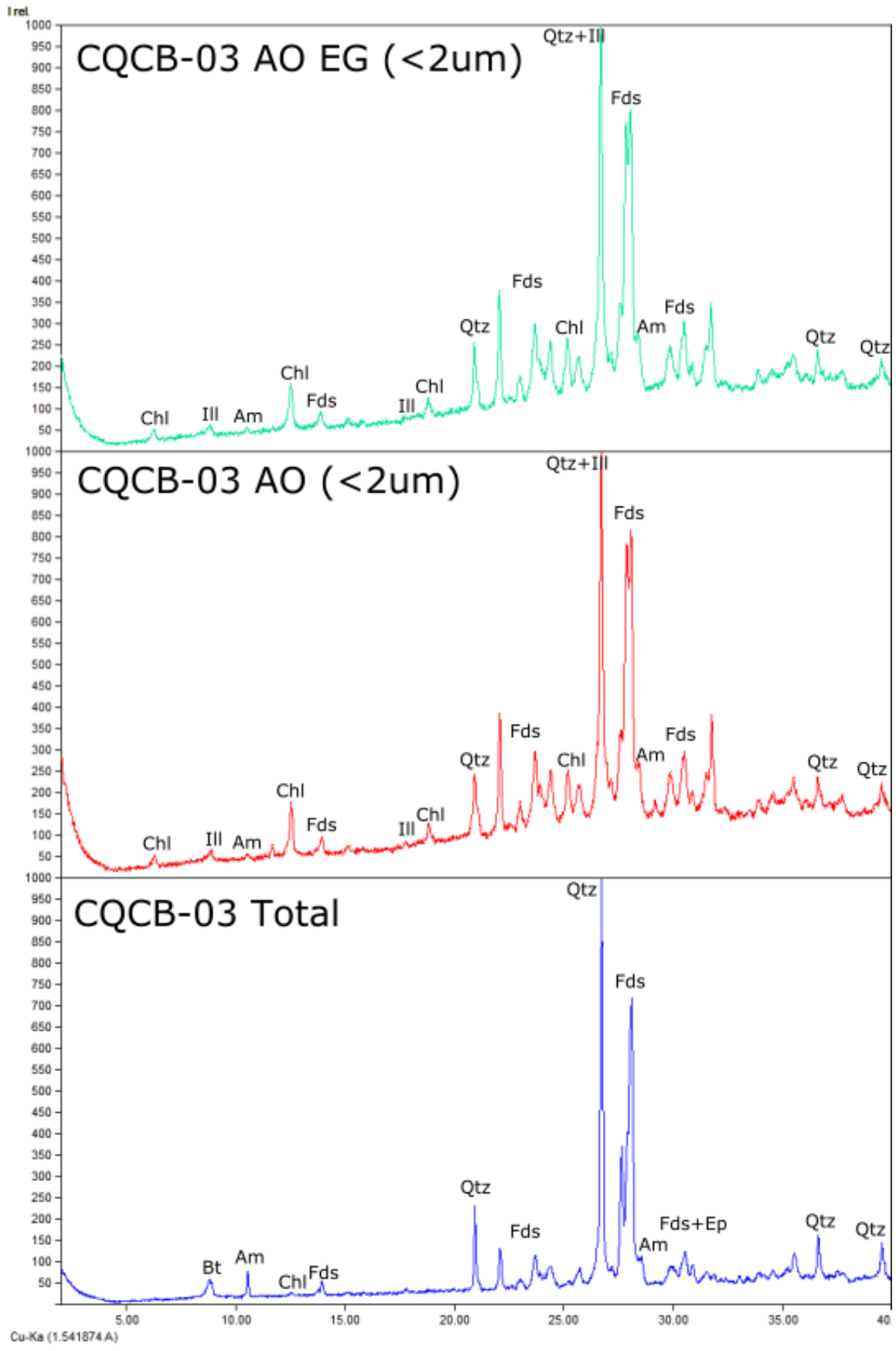
<b>Muestra</b>	CQCB-25	<b>Coordenada N</b>	5802459	<b>Coordenada E</b>	277003
<b>Unidad/Formación</b>	Cura-Mallín			<b>Altura</b>	745 m.s.n.m
<b>Mineralogía Primaria</b>					
Roca bastante obliterada producto de la alteración por lo que es difícil reconocer partes del protolito. Sin embargo, se distinguen algunos fenocristales de plagioclasas y una masa fundamental aparentemente vítrea. Podría haber presentado fragmentos de roca, pero es difícil describirlos dada la alteración					
<b>Mineralogía Secundaria/Alteración</b>					
Se observa una gran cantidad de calcita, clorita y illita alterando a la roca de manera general. Adicionalmente se reconoce prehnita, wairakita y epidota relleno en la roca, en algunos casos juntos a calcita. Finalmente se observan algunos cristales de gran tamaño de clinopiroxeno, los cuales podrían ser secundarios.					
<b>Texturas</b>					
Se observa una roca de textura obliterada, pero es posible inferir una textura primaria fragmentada y/o porfirica.					
<b>Vetas</b>					
Se observa una vetilla de aproximadamente 0.7 mm, recta, continua y rellena con calcita, cuarzo, epidota y wairakita.					
<b>Vesículas/Amígdalas</b>					
Se reconocen numerosas amígdalas rellenas con distintos rellenos. Algunas presentan calcita y epidota, otras wairakita y prehnita y algunas epidotas y prehnita. La mayoría presenta en cierta medida clorita y/o illita.					
<b>Clasificación</b>					
Roca piroclástica obliterada.					
<b>Foto Microscopio (5x)</b>					
					

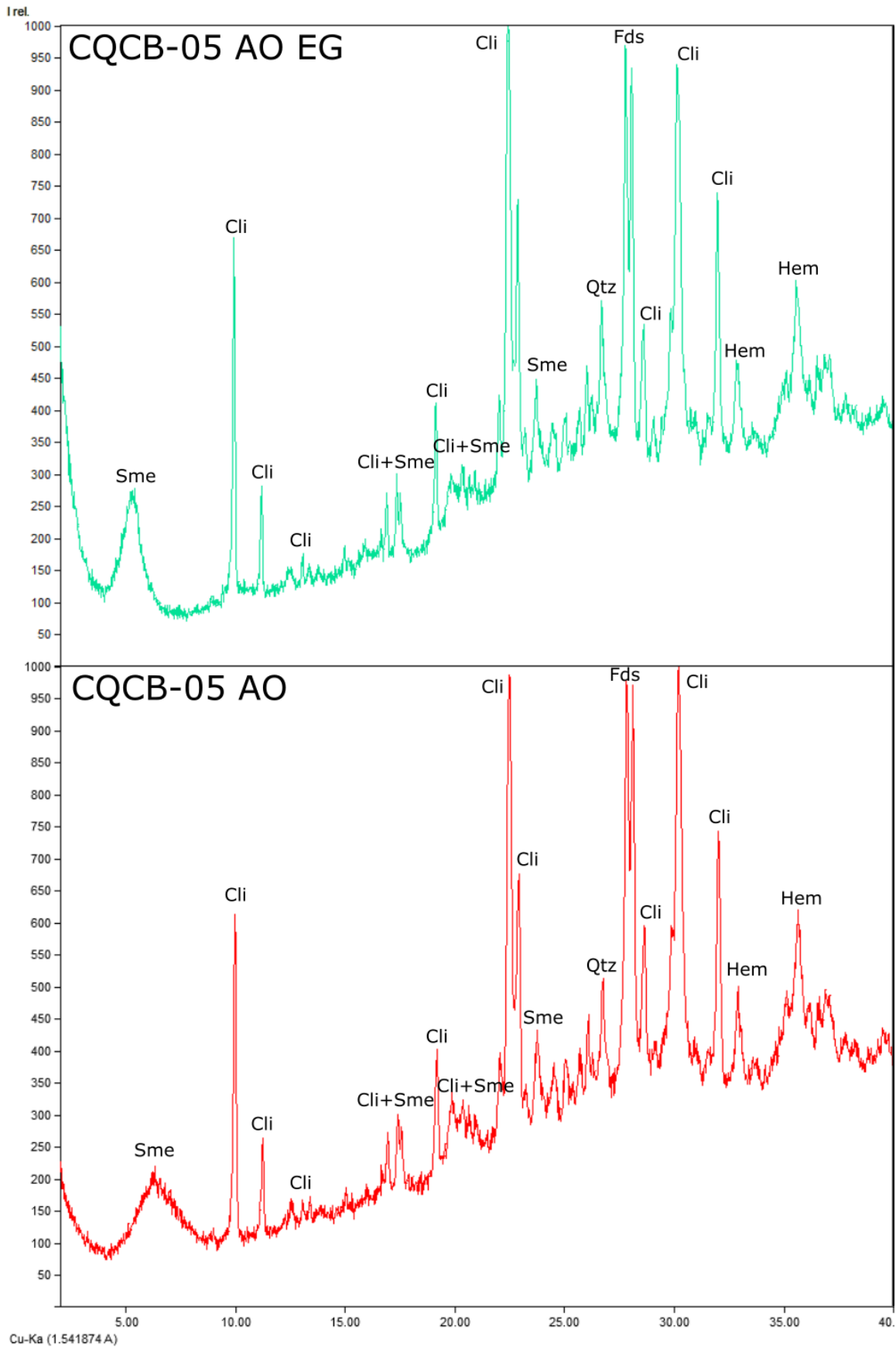
## **Anexos B**

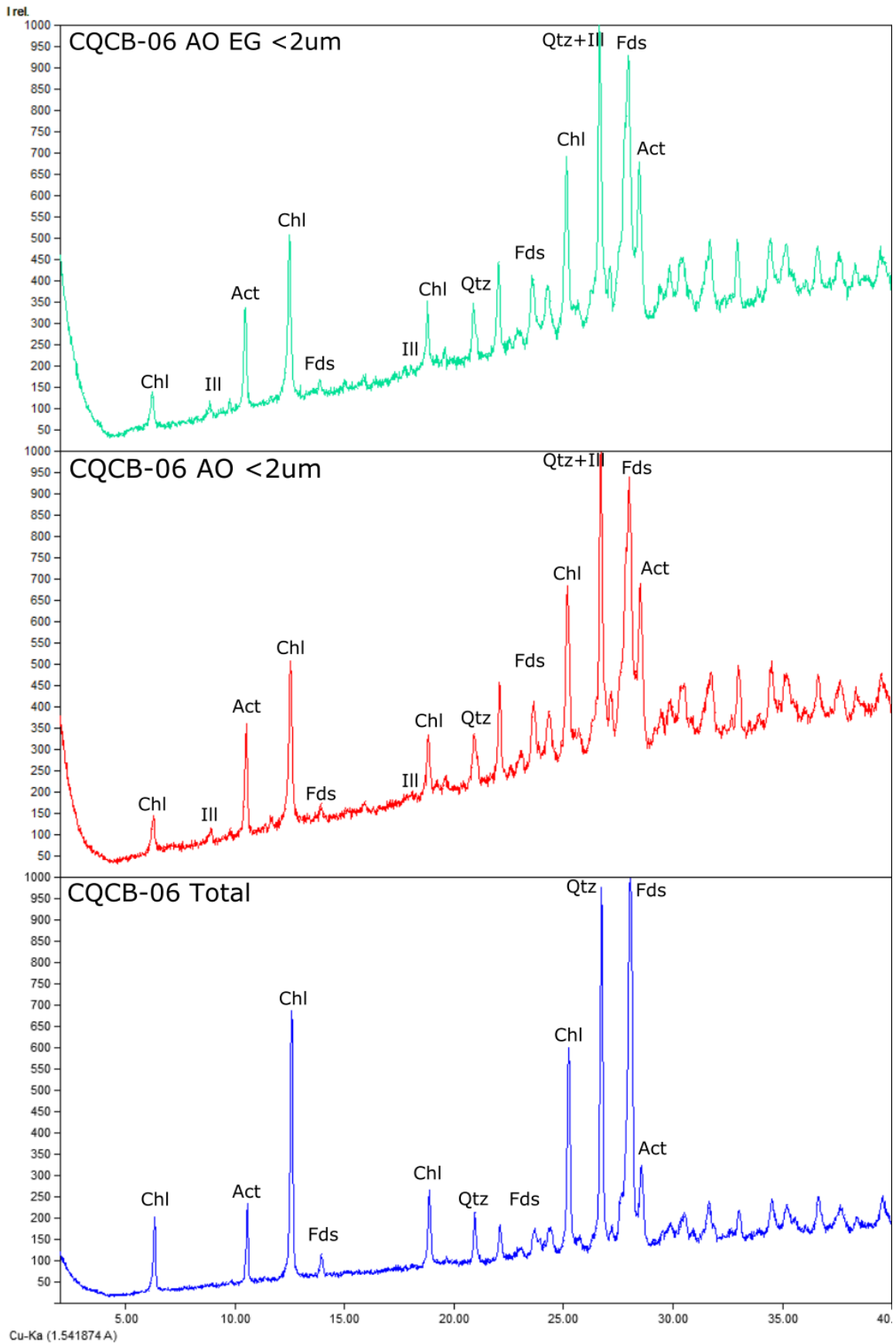
Análisis difracción de rayos-X



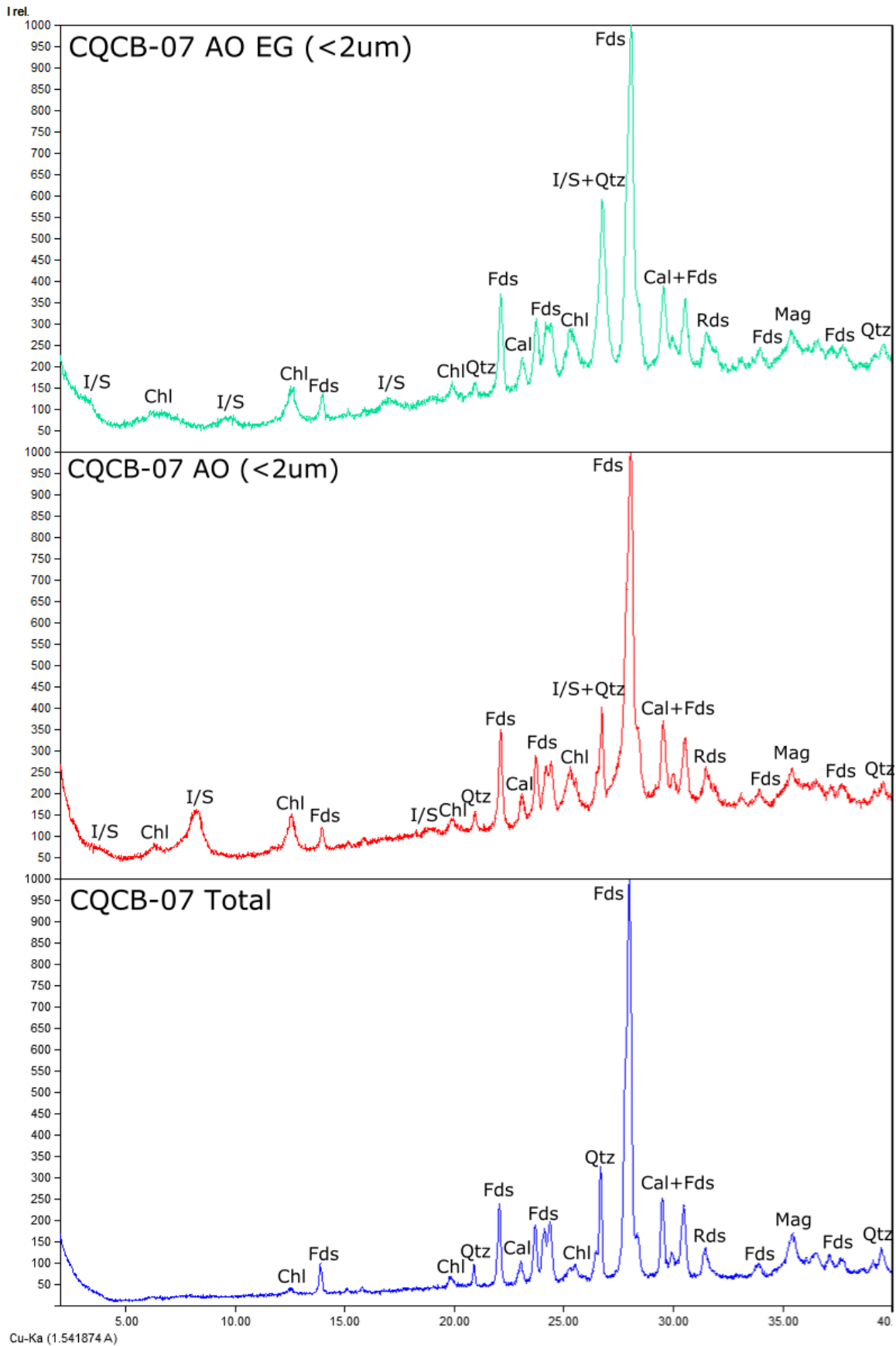


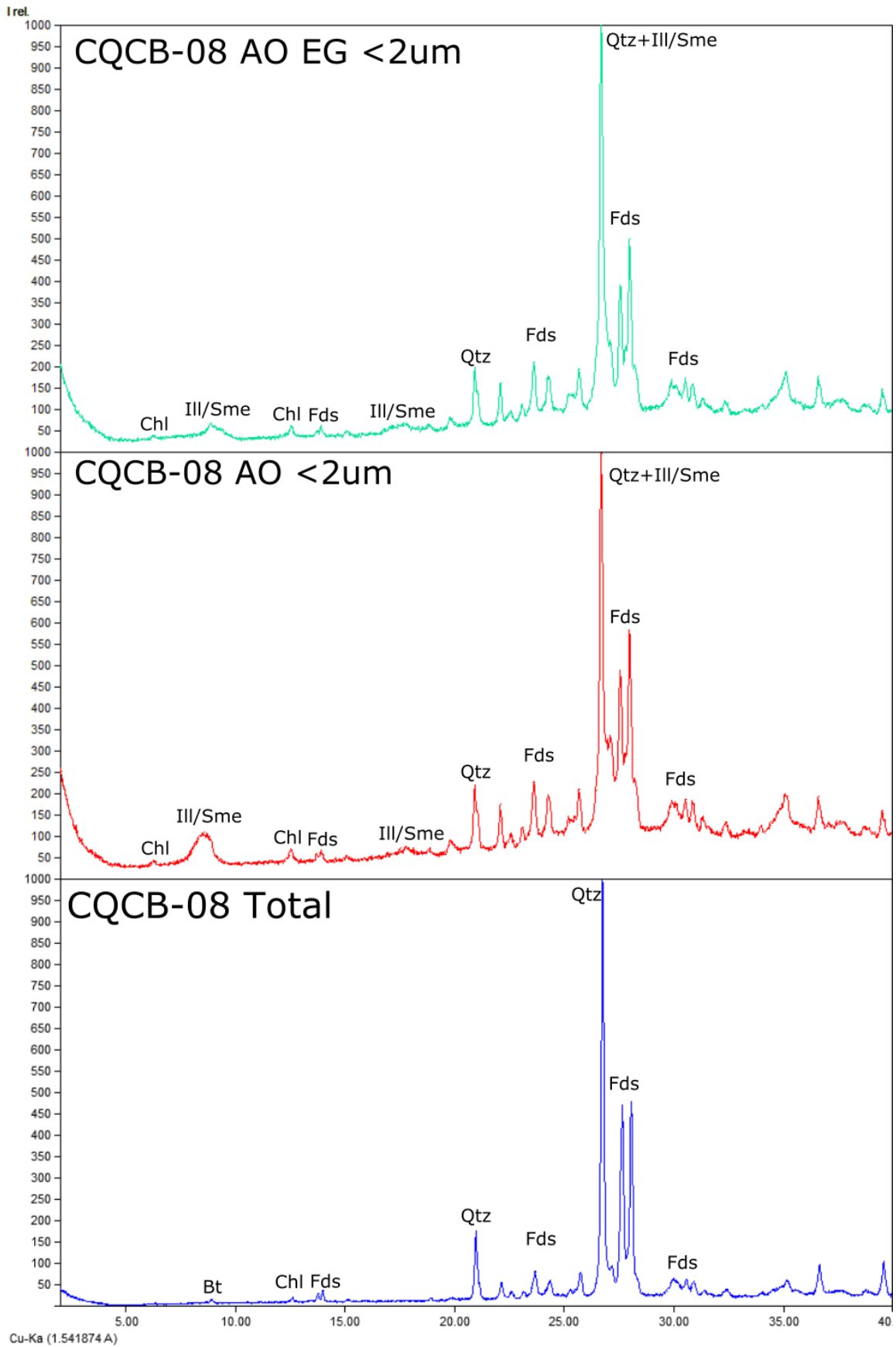


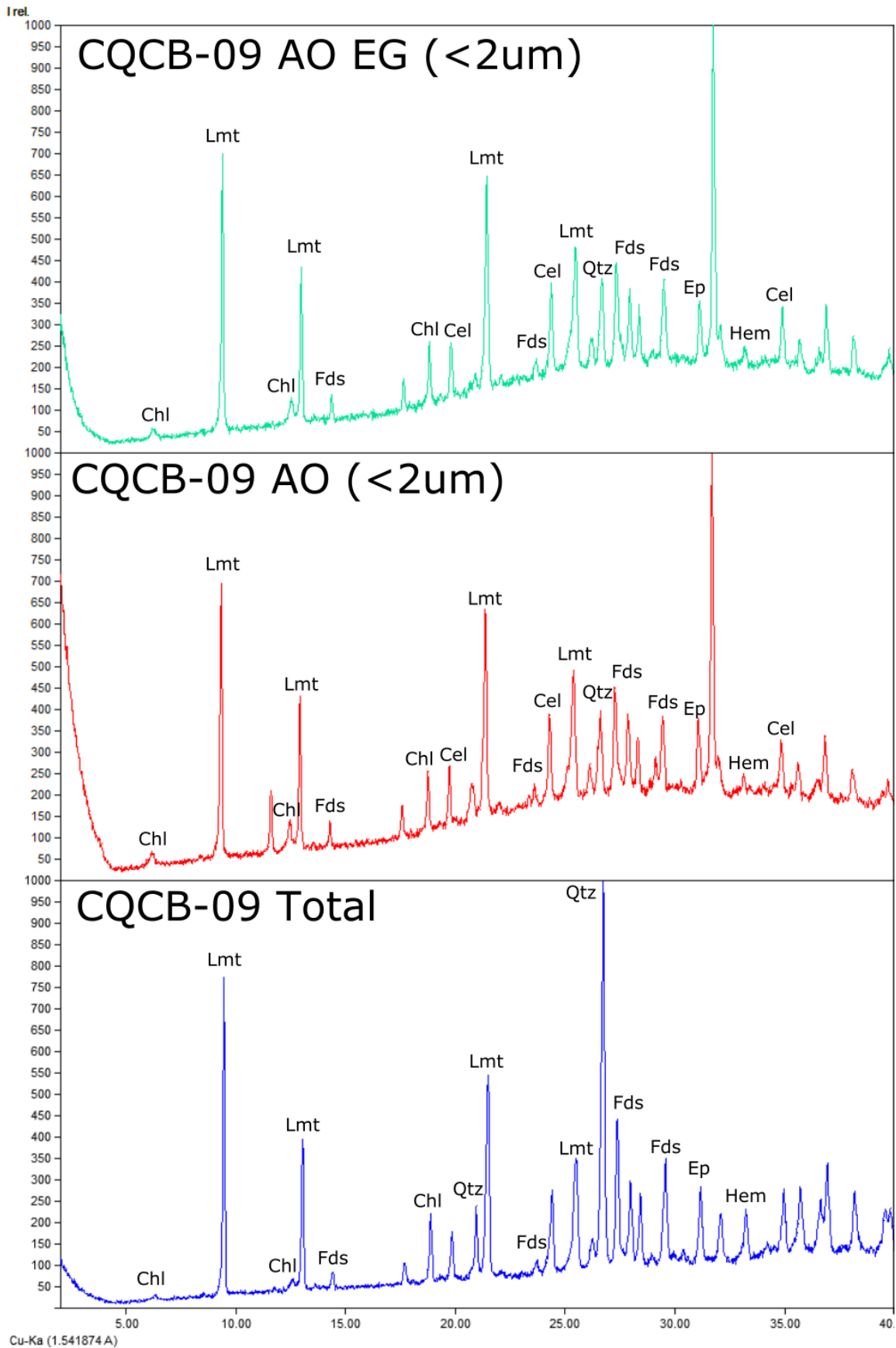


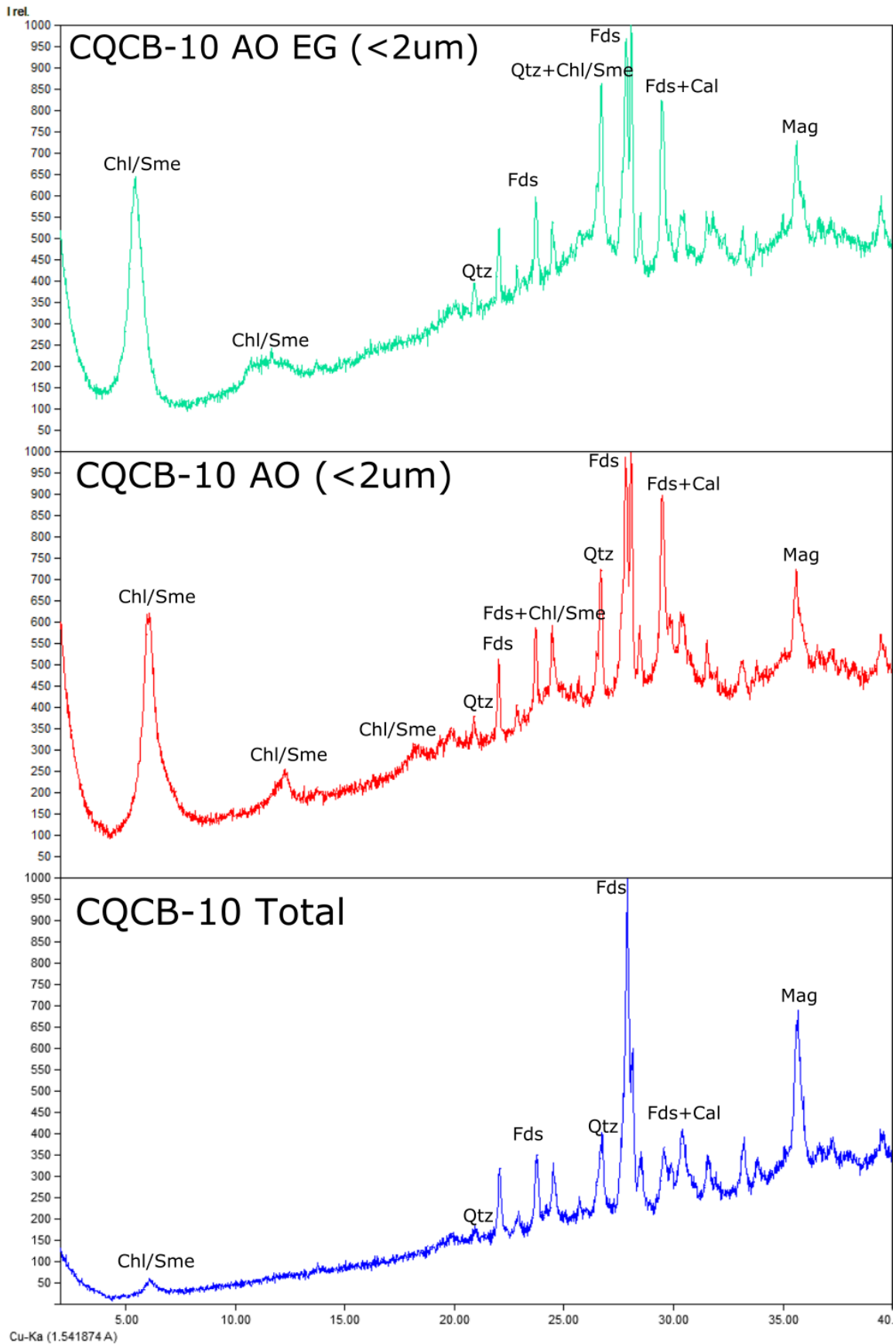


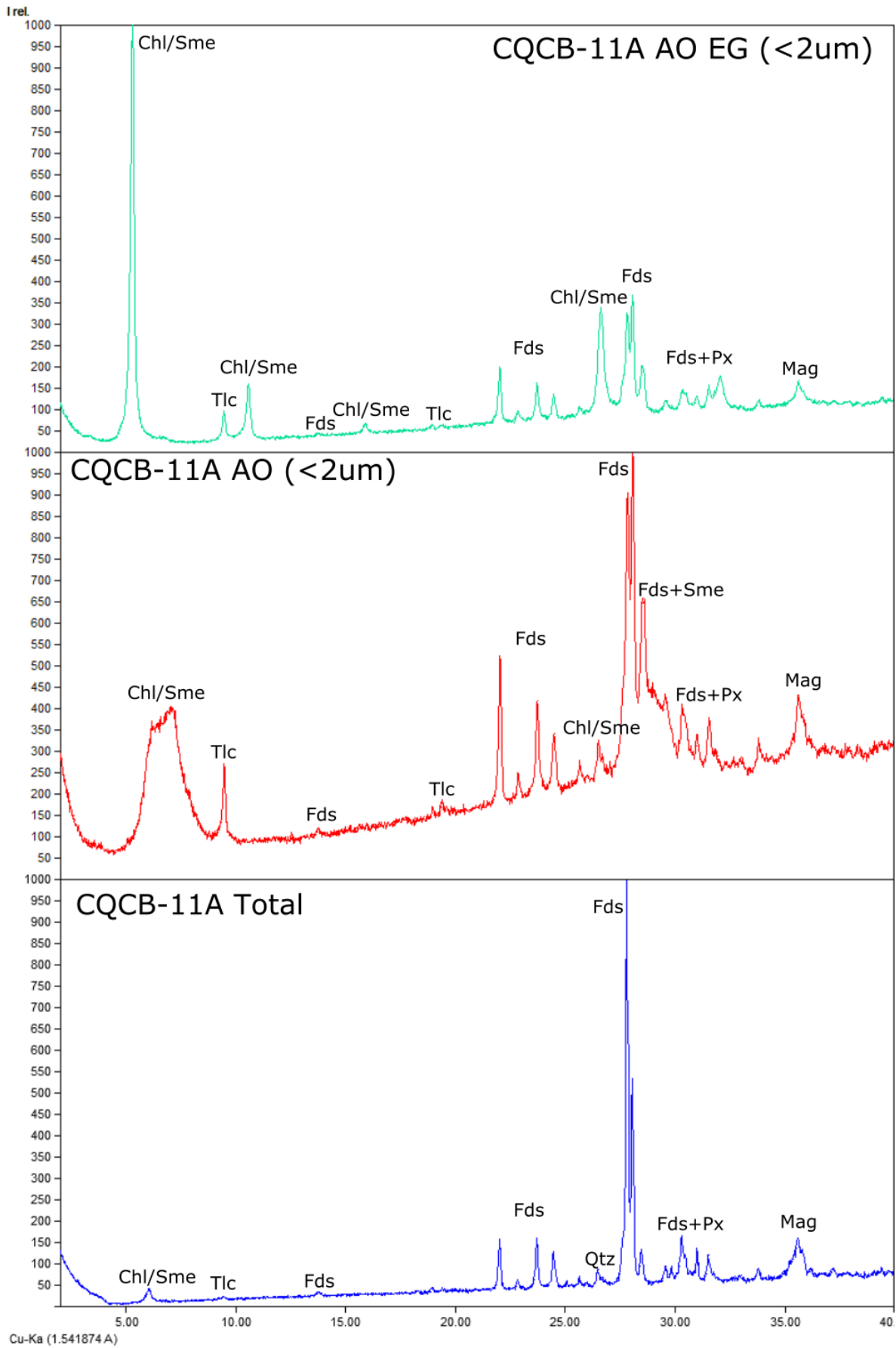


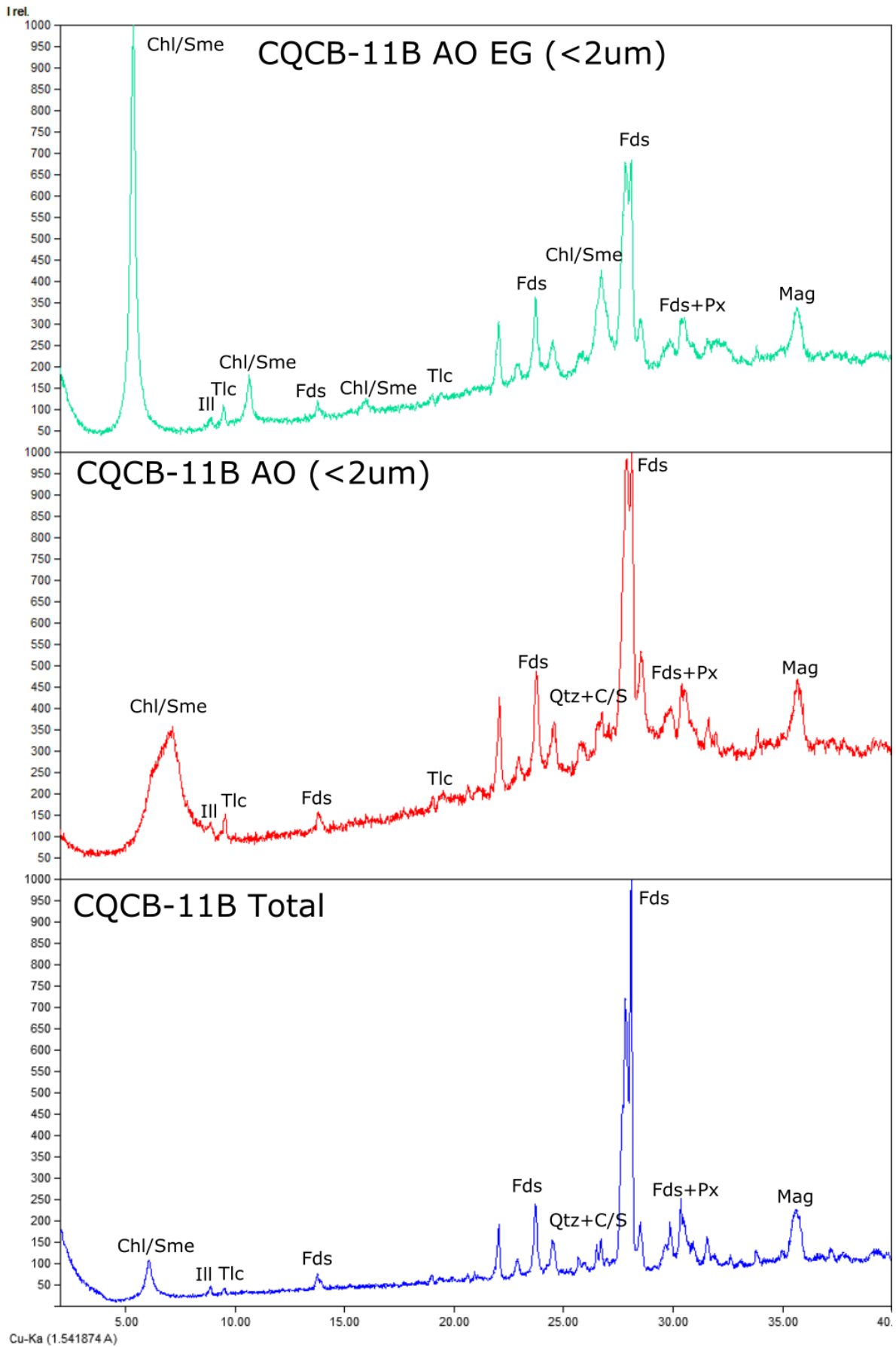


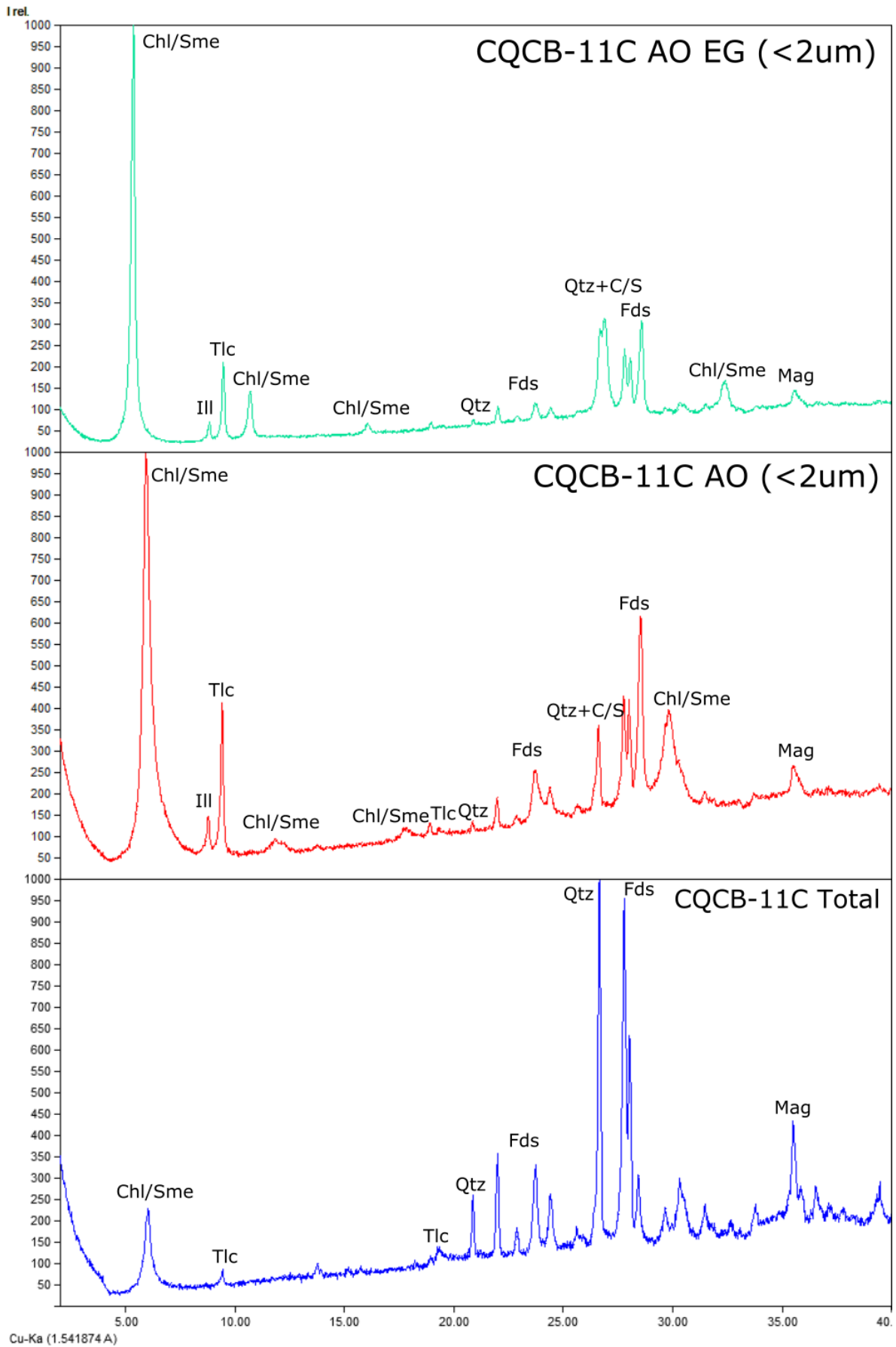


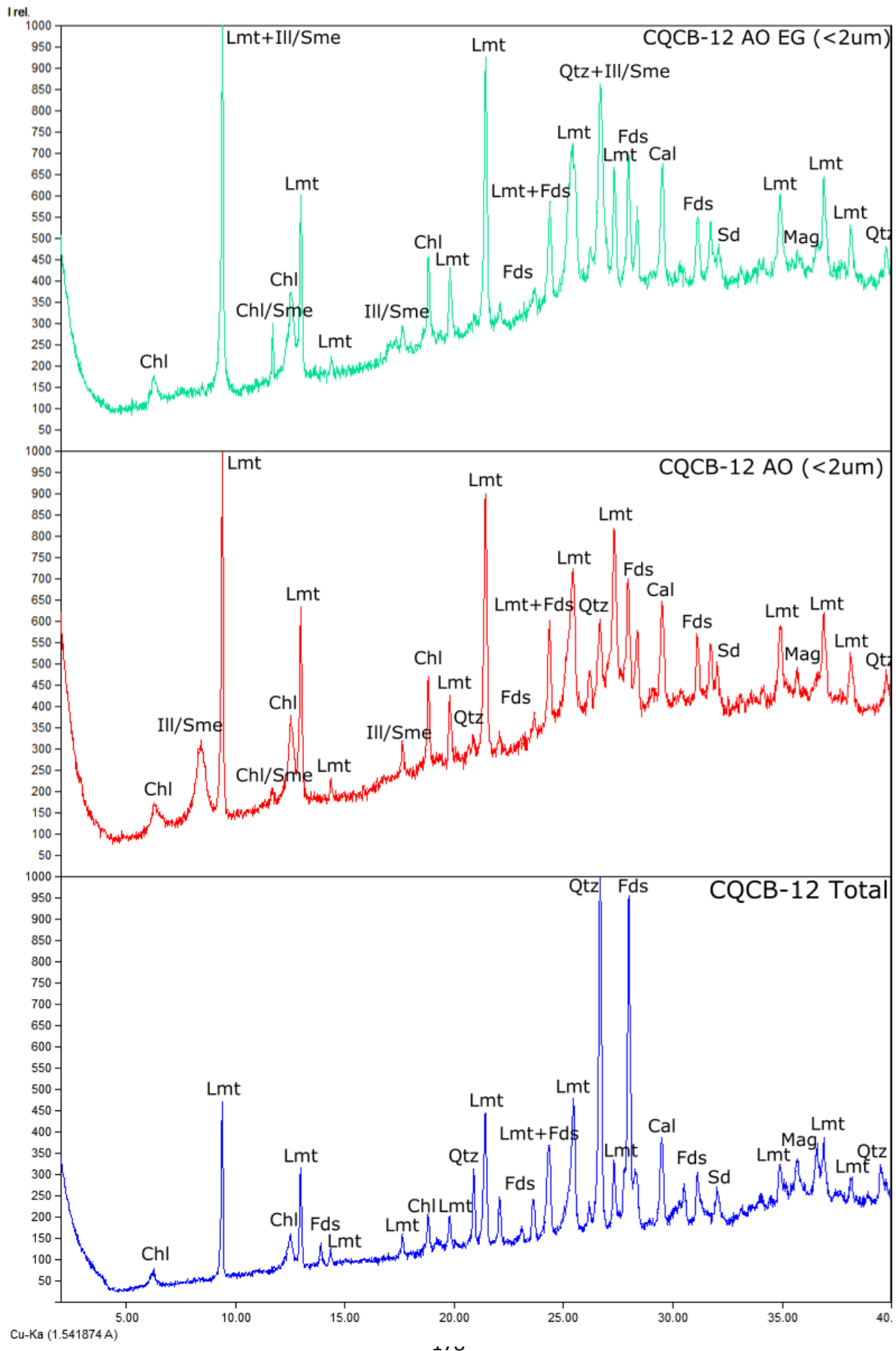






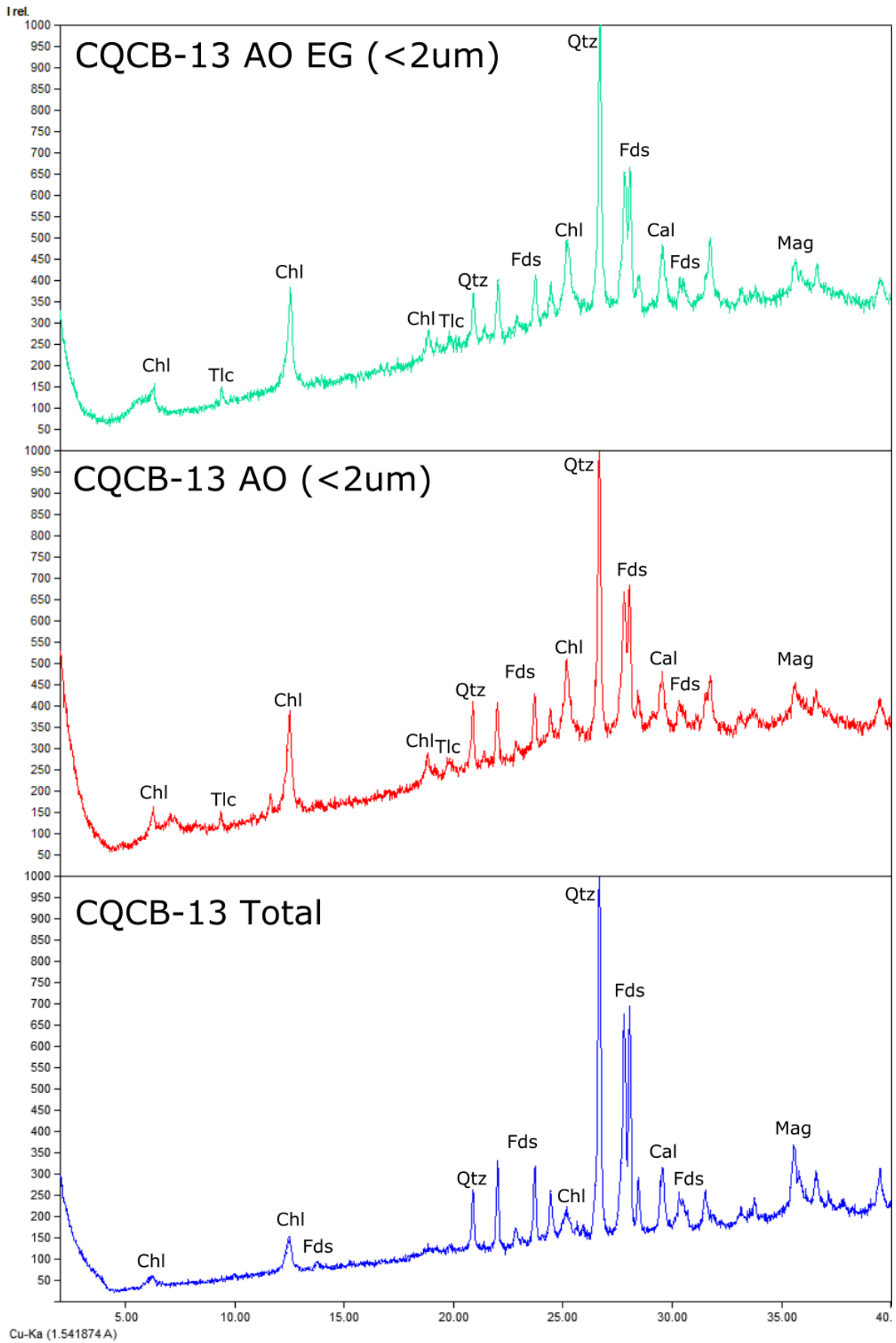


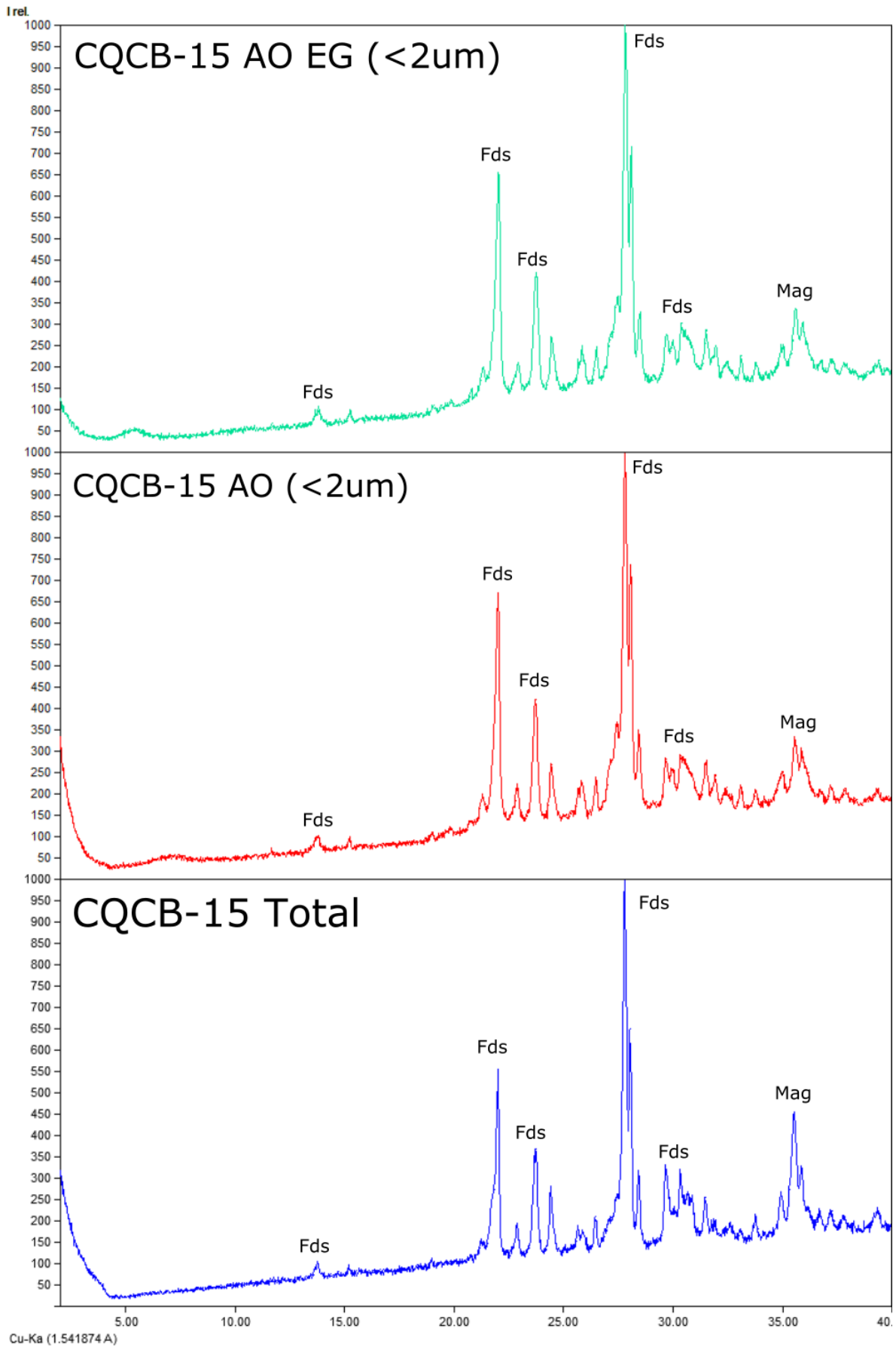


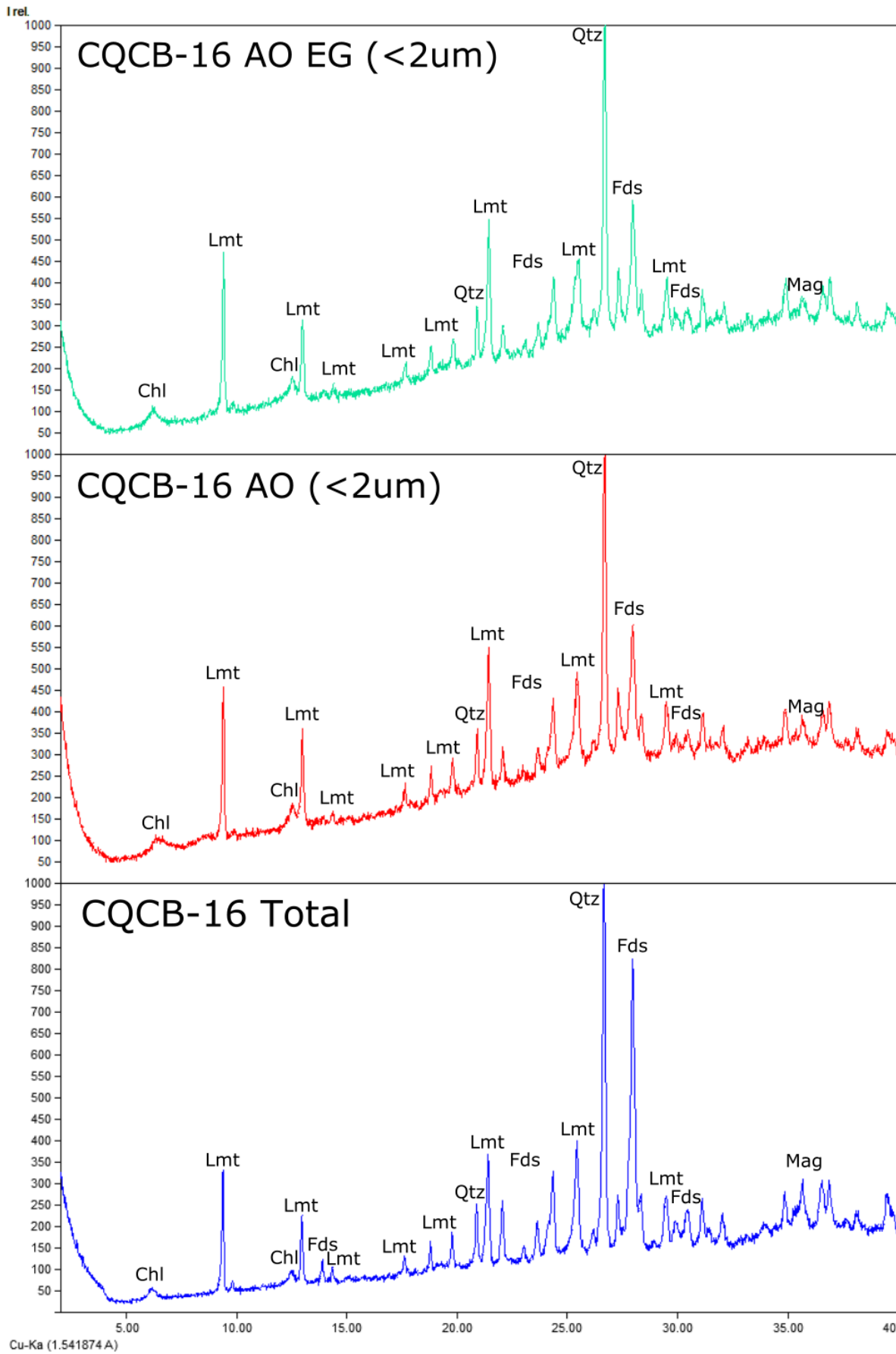


Cu-Kα (1.541874 Å)

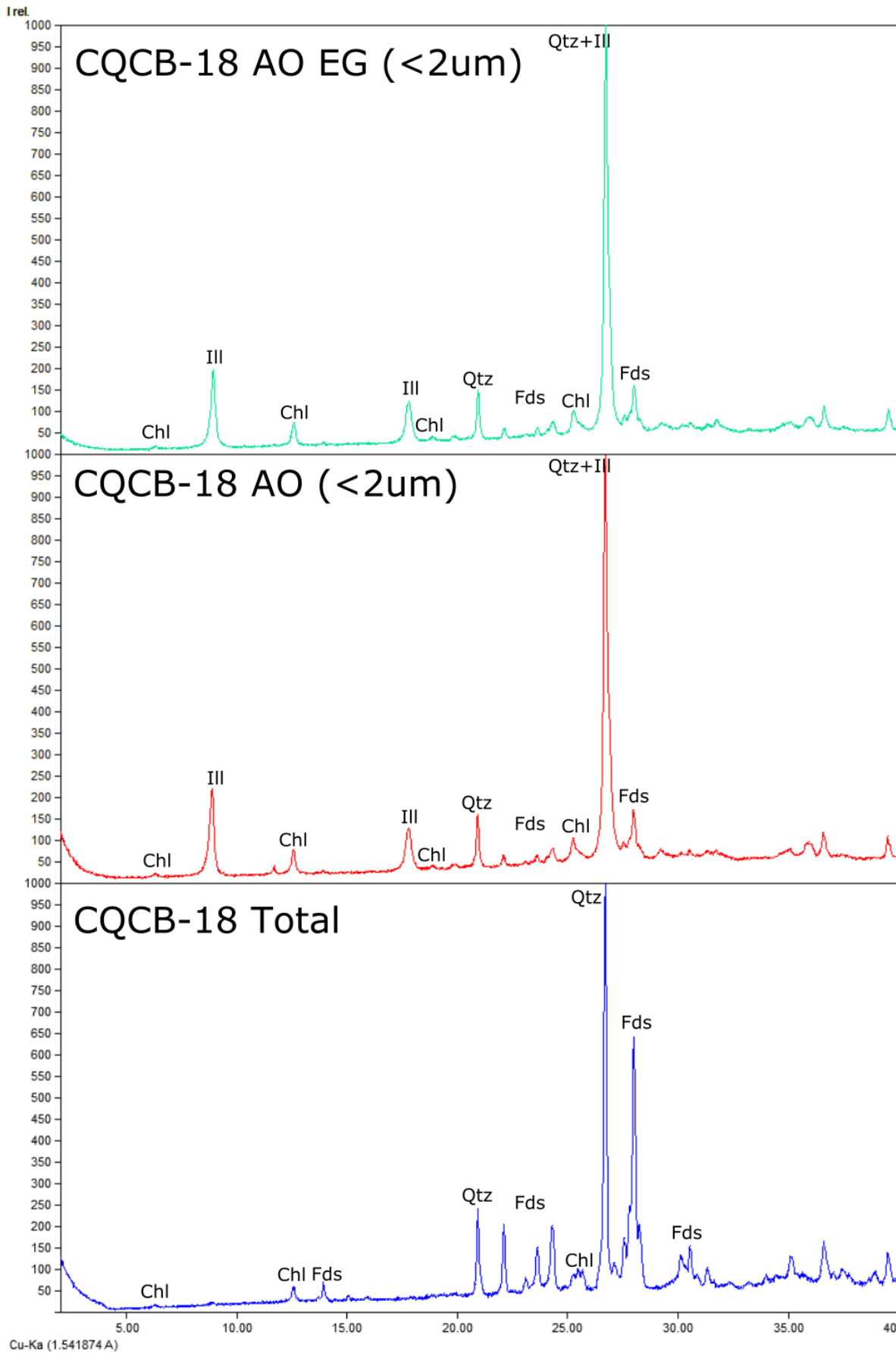


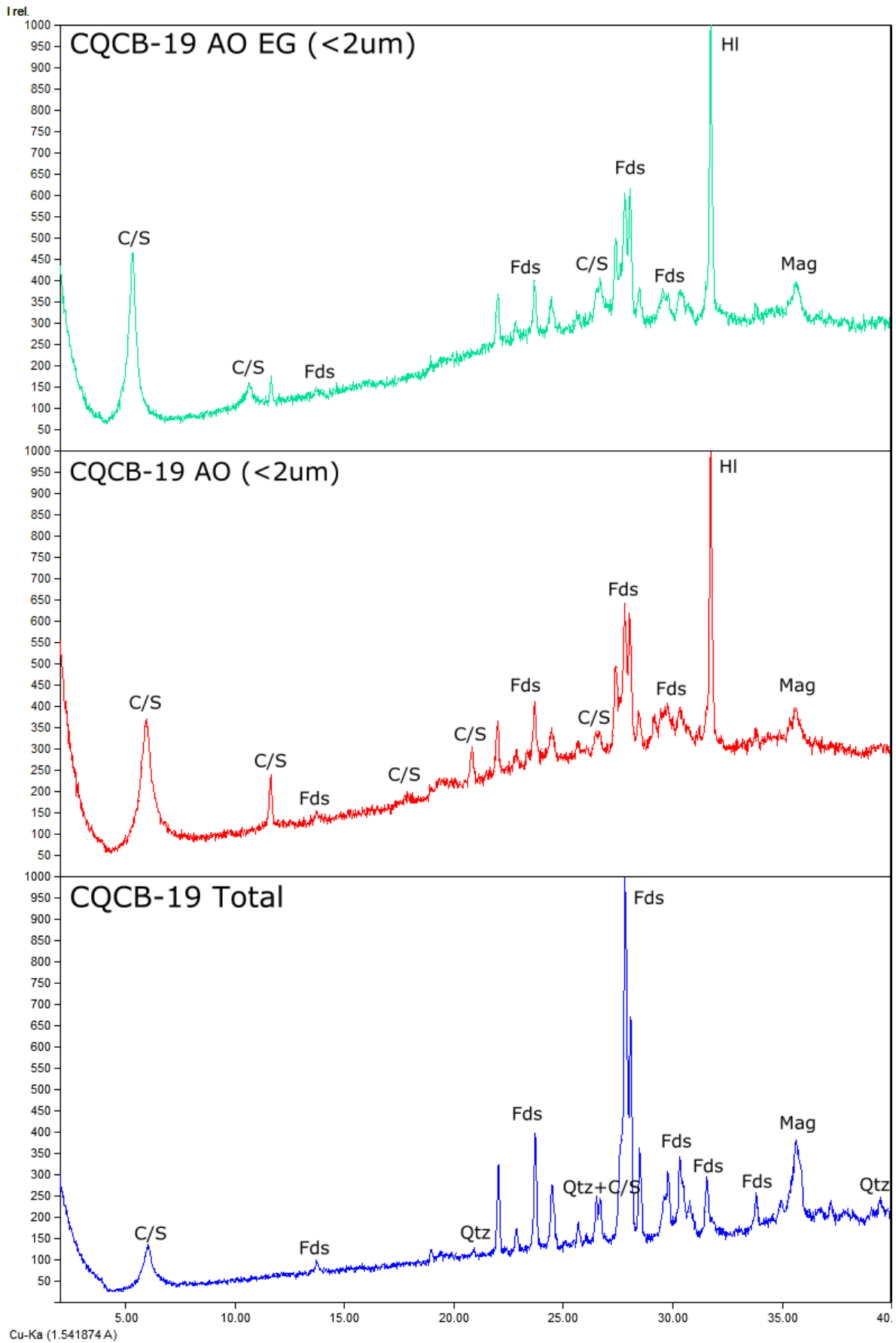




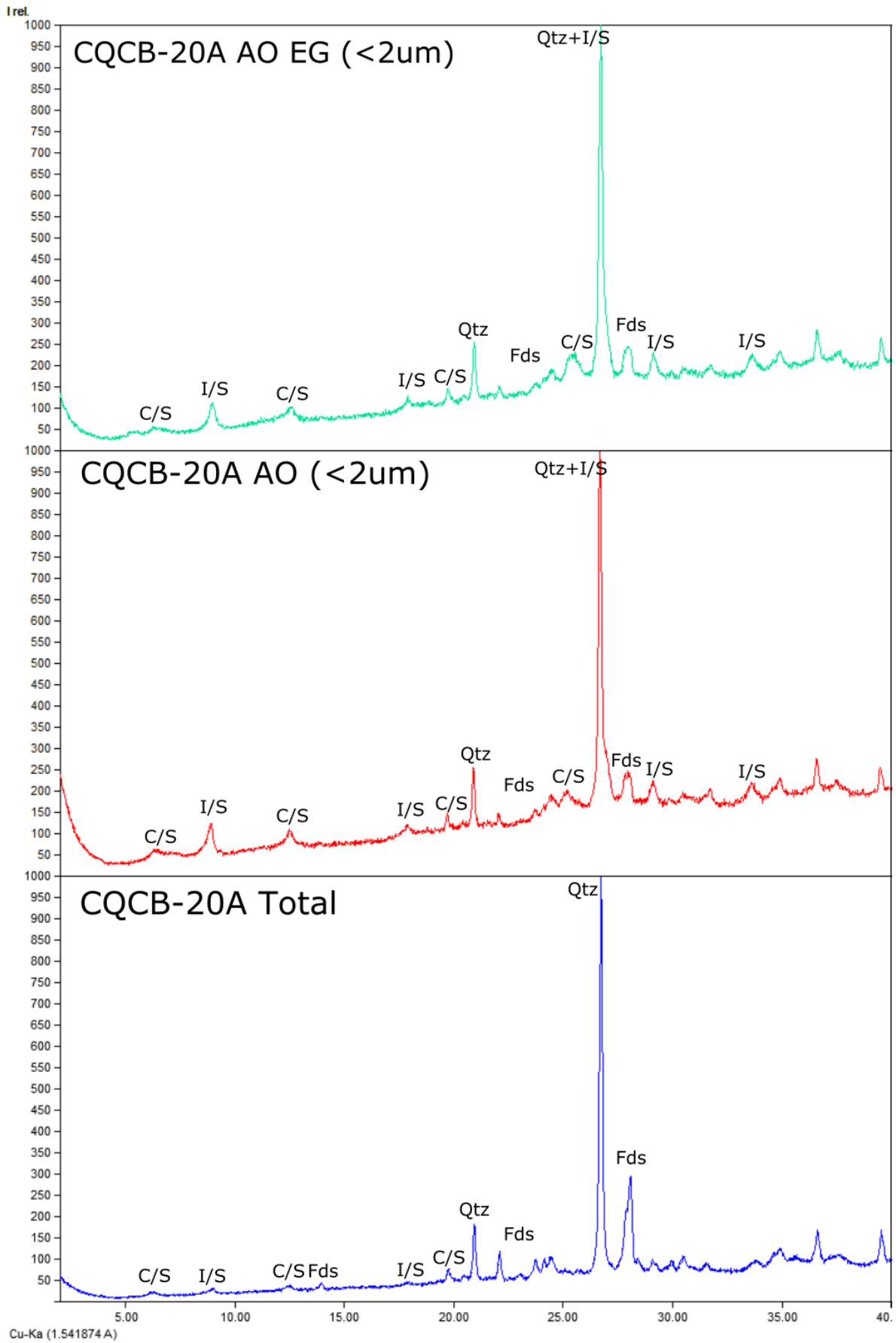


Cu-Kα (1.541874 Å)

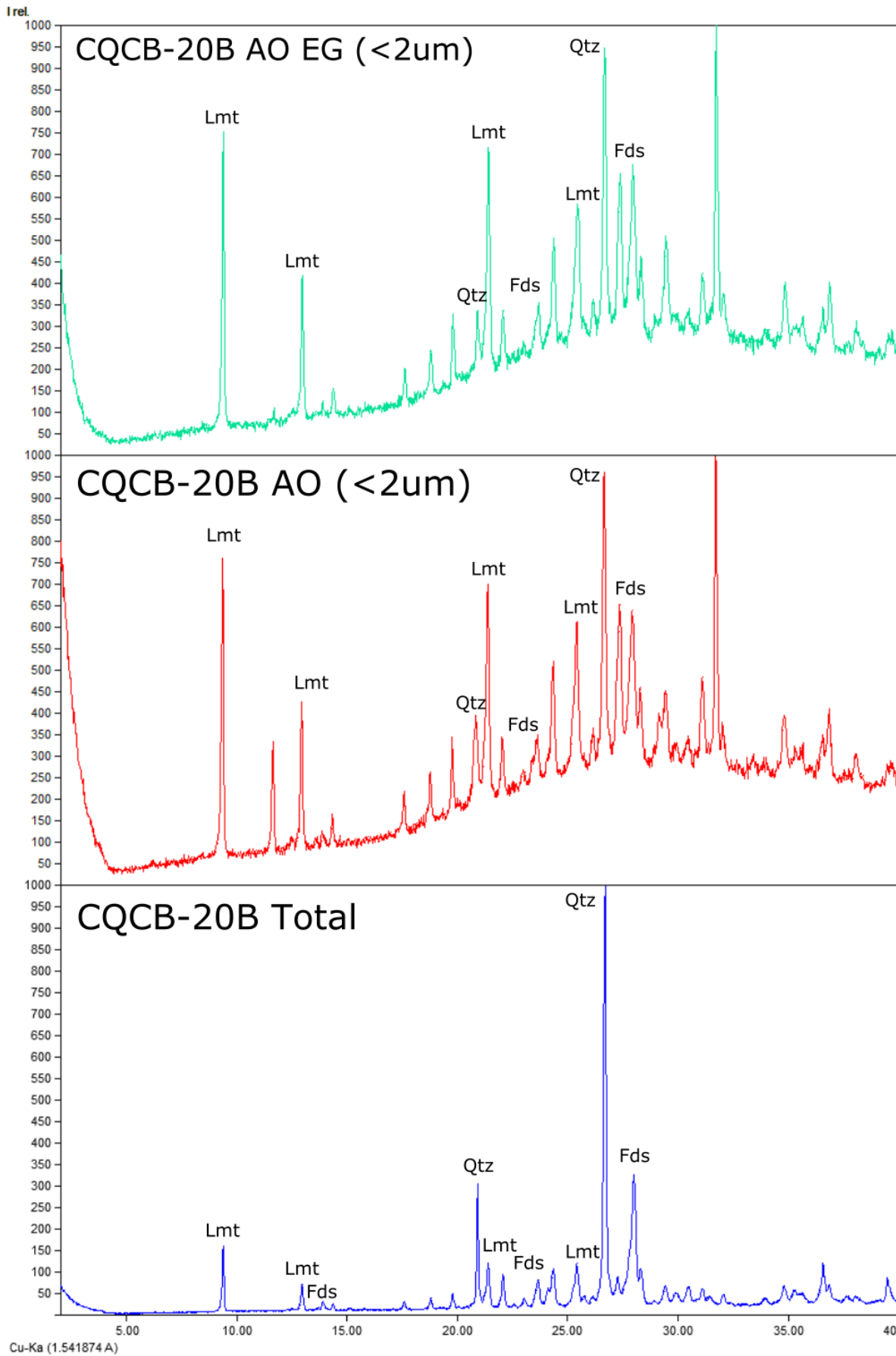


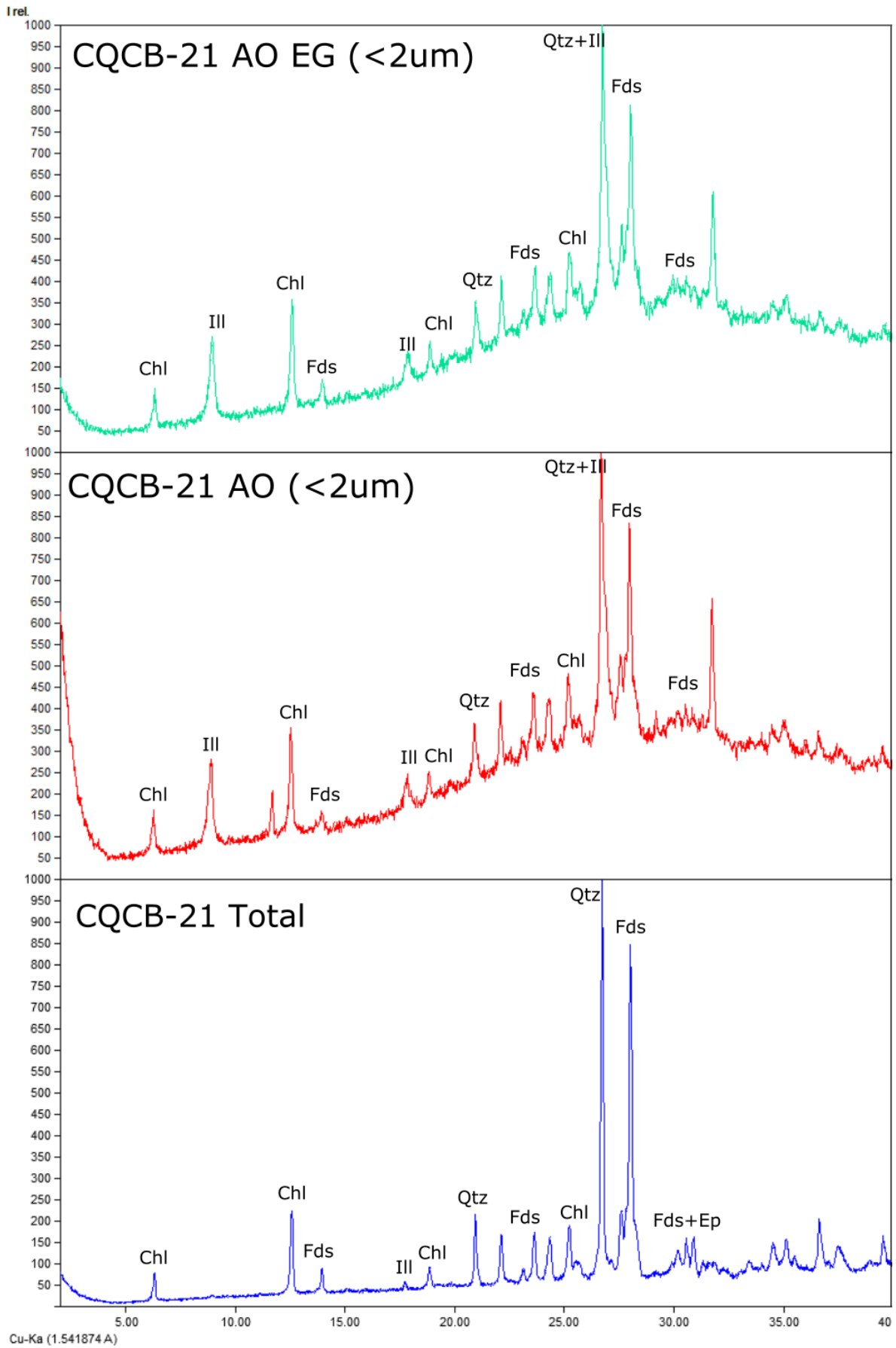


Cu-Kα (1.541874 Å)



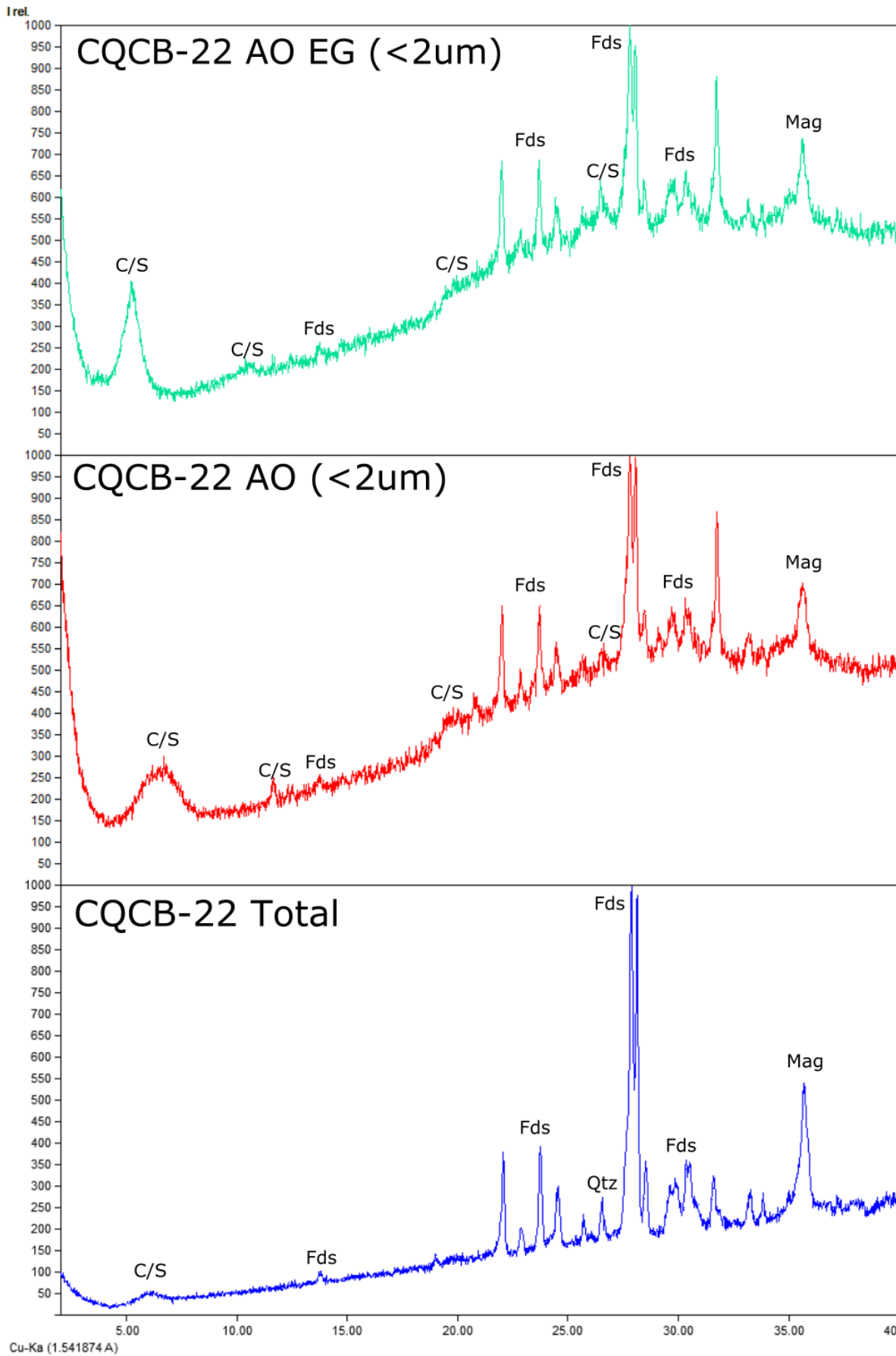
Cu-Ka (1.541874 A)

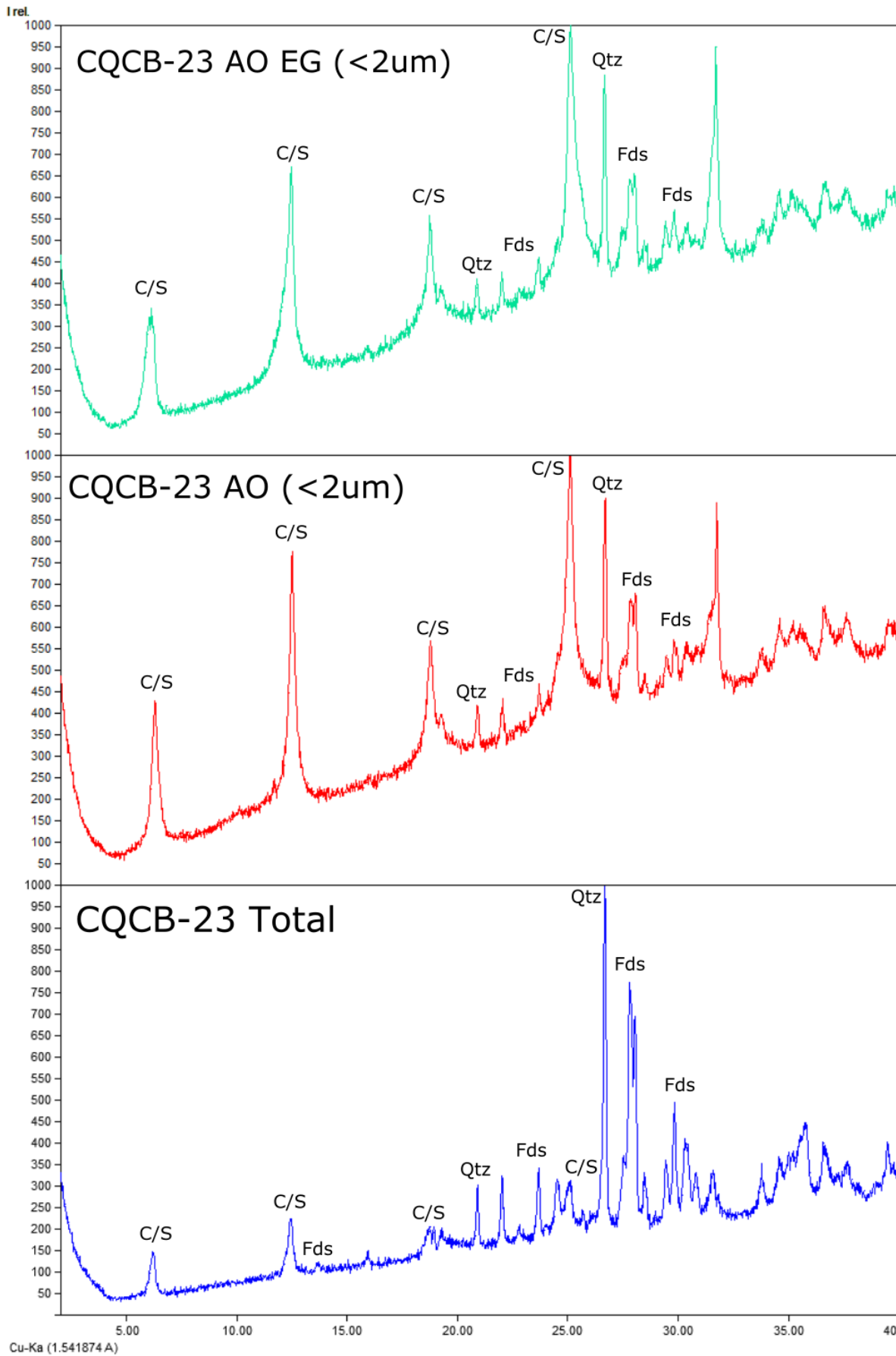




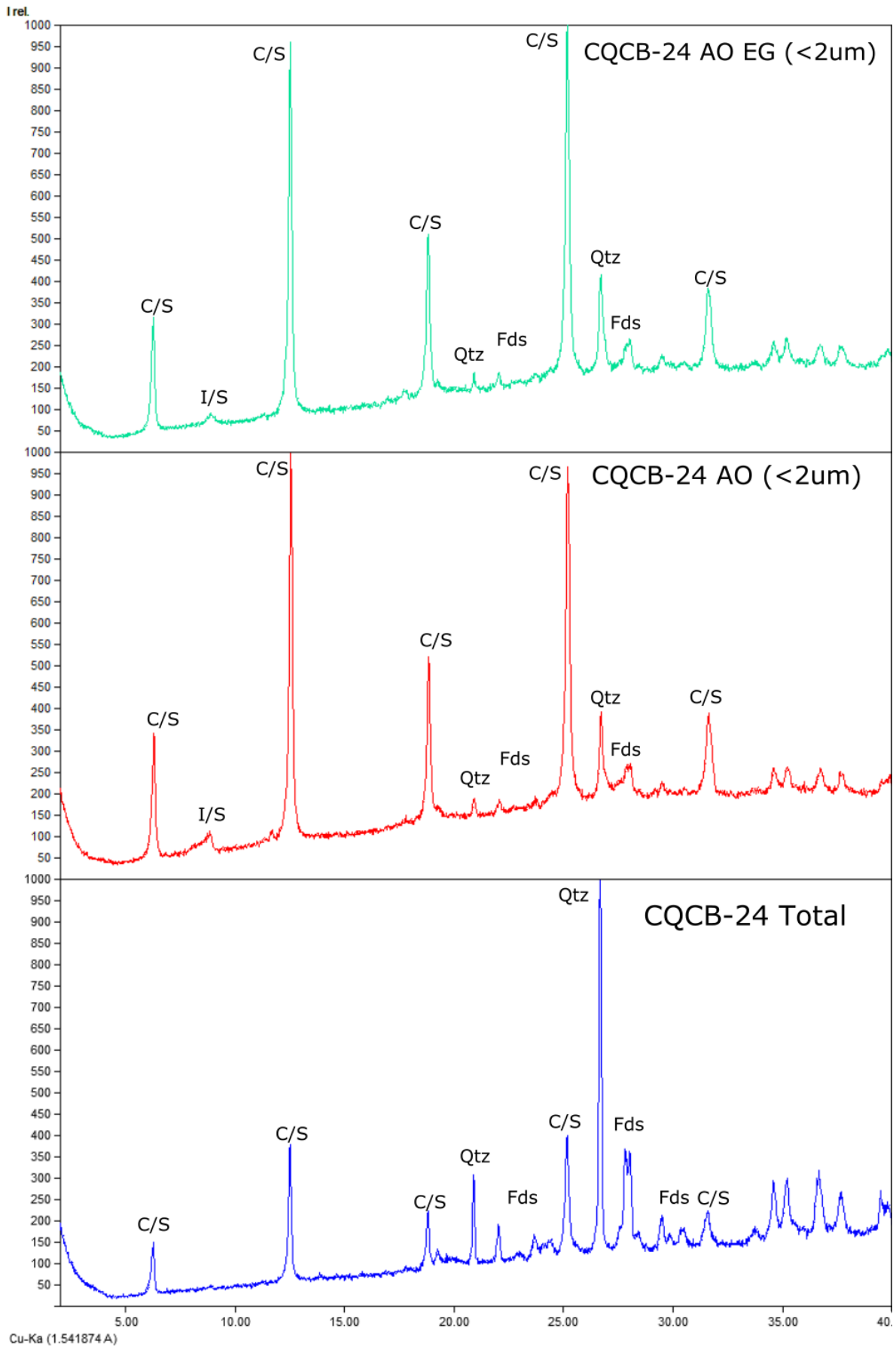
Cu-Kα (1.541874 Å)

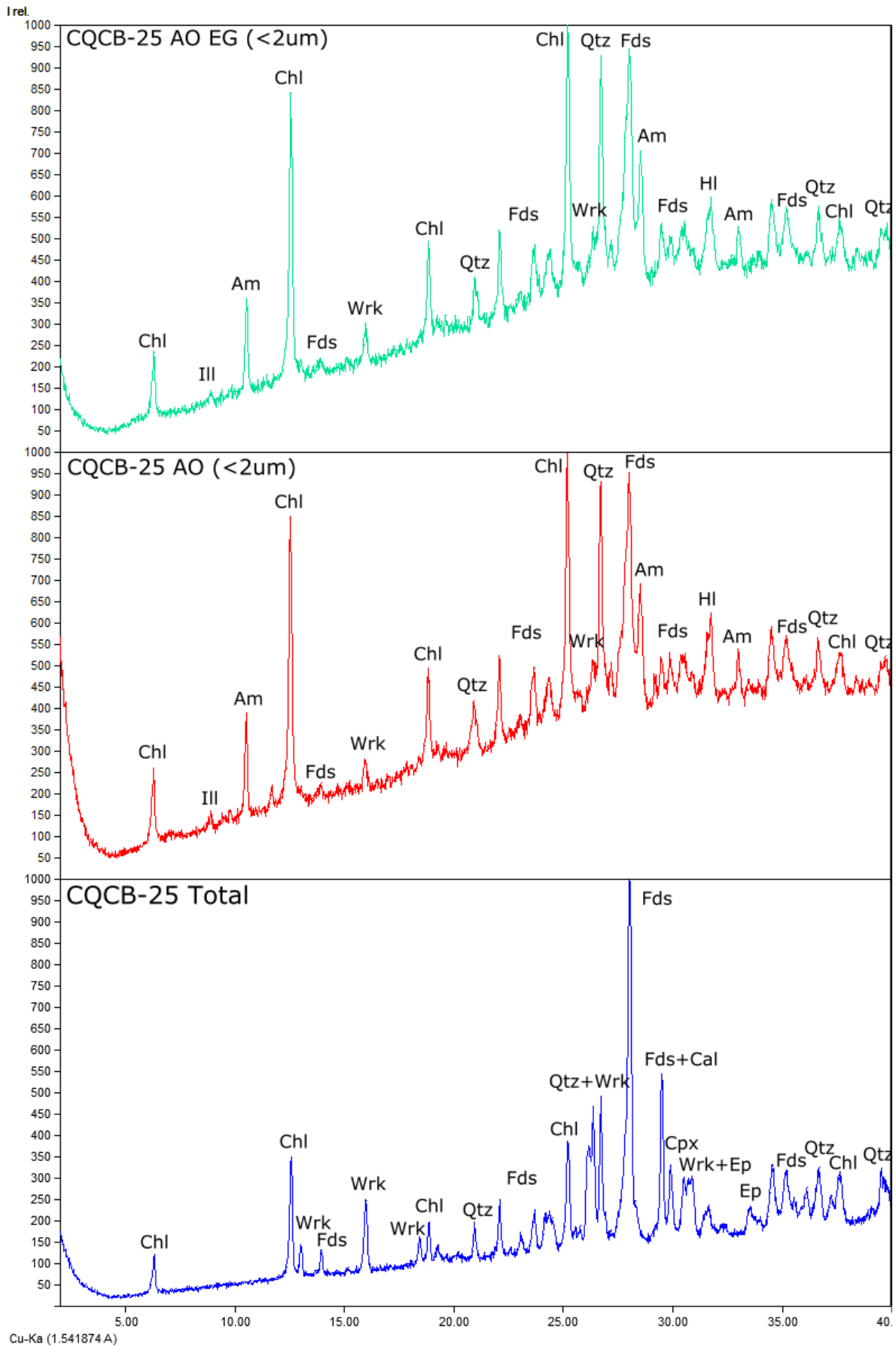






Cu-Ka (1.541874 A)





Cu-Ka (1.541874 Å)

## **Anexo C**

### **Análisis químico mediante SEM-EDS**

Tabla 55: Resultados química cloritas.

	SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO	MnO	MgO	CaO	Total
CQCB-01	31.9	0	24.54	25.78	0	17.77	0	100
CQCB-01	32.07	0	23.54	28.04	0	16.34	0	100
CQCB-01	31.95	0	24.01	26.33	0	17.71	0	100
CQCB-01	35.8	0	20.96	24.6	0	18.64	0	100
CQCB-01	36.82	2.53	18.71	22.01	0	18.32	1.6	100
CQCB-01	34.68	0	23.81	24.43	0	17.08	0	100
CQCB-01	32.4	0	22.95	28.06	0	16.59	0	100
CQCB-01	38.13	3.45	21.81	17.78	0	18.83	0	100
CQCB-01	32.72	2.18	22.52	24.46	0	16.92	1.21	100
CQCB-01	30.2	0	26.07	26.07	0	17.66	0	100
CQCB-02	33.27	0	21.62	24.09	0	21.01	0	100
CQCB-02	32.36	0	23.59	24.46	0	19.59	0	100
CQCB-02	32.42	0	22.51	24.83	0	20.24	0	100
CQCB-02	32.53	0	22.16	24.84	0	20.47	0	100
CQCB-02	32.7	0	22.99	22.28	0	22.03	0	100
CQCB-02	32.62	0	23.5	22.54	0	21.34	0	100
CQCB-02	31.83	0	24.31	24.83	0	19.02	0	100
CQCB-02	32.62	0	23.5	22.54	0	21.34	0	100
CQCB-02	31.83	0	24.31	24.83	0	19.02	0	100
CQCB-02	32.35	0	22.88	24.87	0	19.9	0	100
CQCB-02	33.51	0	20.48	24.59	0	21.42	0	100
CQCB-02	31.89	0	23.06	24.52	0	20.54	0	100
CQCB-08	31.23	0	23.61	27.03	0	18.13	0	100
CQCB-08	32.81	0	22.89	21.1	1.44	21.76	0	100
CQCB-08	31.44	0	24.58	25.89	0	18.09	0	100
CQCB-08	31.38	0	24.99	24.89	0	18.75	0	100
CQCB-08	31.94	0	23.87	23	1.08	20.11	0	100
CQCB-08	32.47	0	24.05	22.97	0	20.51	0	100
CQCB-08	32.93	0	26.58	19.51	0	20.98	0	100
CQCB-08	34.29	0	25.3	19.73	0	20.67	0	100
CQCB-13	35.89	0	20.42	27.12	0	15.49	1.09	100
CQCB-13	35.1	0	18.61	28.94	0	16.45	0.89	100
CQCB-13	35	0	17.97	29.89	0	16.41	0.74	100
CQCB-13	35.98	0	18.91	27.77	0	16.29	1.04	100
CQCB-13	36.2	0	19.61	27.1	0	16.15	0.94	100
CQCB-13	36.19	0	20.23	26.25	0	16.11	1.22	100
CQCB-13	36.1	0	18.92	27.79	0	16.44	0.76	100
CQCB-13	36.46	0	17.83	28.5	0	16.48	0.74	100
CQCB-13	35.53	0	19.37	28.13	0	15.98	0.98	100

<b>CQCB-13</b>	36.3	0	18.78	28.37	0	15.66	0.9	100
<b>CQCB-13</b>	36.17	0	19.83	27.68	0	15.2	1.12	100
<b>CQCB-13</b>	35.4	0	18.53	29.13	0	16.12	0.81	100
<b>CQCB-13</b>	36.18	0	18.71	28.54	0	15.62	0.96	100
<b>CQCB-18</b>	36.34	0	21.9	25.19	0	16.58	0	100
<b>CQCB-18</b>	37.81	0	21.28	18.8	1.85	20.26	0	100
<b>CQCB-18</b>	36.9	0	22.11	19.95	1.52	19.51	0	100
<b>CQCB-18</b>	36.89	0	22.2	20.73	1.17	19.01	0	100
<b>CQCB-24</b>	34.41	0	25.41	20.27	0	19.91	0	100
<b>CQCB-24</b>	34.91	0	23.61	19.76	0.59	21.13	0	100
<b>CQCB-24</b>	34.82	0	23.37	20.59	0.49	20.73	0	100
<b>CQCB-24</b>	35.06	0	24.38	19.68	0.64	19.76	0.47	100
<b>CQCB-24</b>	34.87	0	22.86	20.59	0.61	21.08	0	100
<b>CQCB-24</b>	35.36	0	24.23	21.09	0.6	18.71	0	100
<b>CQCB-24</b>	33.28	0	25.14	20.26	0.65	20.68	0	100

**Tabla 56: Resultados química epidotas.**

	<b>SiO<sub>2</sub></b>	<b>TiO<sub>2</sub></b>	<b>Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub></b>	<b>FeO</b>	<b>MnO</b>	<b>MgO</b>	<b>CaO</b>	<b>K<sub>2</sub>O</b>	<b>Total</b>
<b>CQCB-01</b>	41.94	0	28.42	7.99	0	0	21.65	0	100
<b>CQCB-01</b>	41.12	0	26.88	9.5	0	0	22.5	0	100
<b>CQCB-01</b>	42.2	0	27.05	8.43	0	0	22.32	0	100
<b>CQCB-01</b>	43.16	0	26.77	7.37	0	0	22.7	0	100
<b>CQCB-01</b>	40.27	0	25.04	12.07	0	2.12	20.5	0	100
<b>CQCB-02</b>	41.67	0	24.09	11.13	0	0	23.11	0	100
<b>CQCB-02</b>	41.52	0	23.55	11.76	0	0	23.17	0	100
<b>CQCB-02</b>	41.29	0	21.63	14.08	0	0	22.99	0	100
<b>CQCB-02</b>	41.34	0	22.03	13.87	0	0	22.76	0	100
<b>CQCB-02</b>	40.66	0	22.85	13.5	0	0	22.99	0	100
<b>CQCB-02</b>	41.19	0	22.55	13.41	0	0	22.86	0	100
<b>CQCB-02</b>	41.01	0	22.61	13.74	0	0	22.64	0	100
<b>CQCB-02</b>	41.19	0	22.55	13.41	0	0	22.86	0	100
<b>CQCB-02</b>	41.01	0	22.61	13.74	0	0	22.64	0	100
<b>CQCB-03</b>	40.28	0	22.11	14.37	0	0	23.23	0	100
<b>CQCB-03</b>	41.68	0	23.75	11.82	0	0	22.75	0	100
<b>CQCB-03</b>	41.28	0	23.19	12.67	0	0	22.87	0	100
<b>CQCB-18</b>	42.31	0	22.31	12.79	0	0	22.59	0	100
<b>CQCB-18</b>	42.59	0	22.5	11.78	0	0	23.13	0	100
<b>CQCB-18</b>	42.61	0	22.35	12.99	0	0	22.04	0	100
<b>CQCB-18</b>	42.91	0	23.52	10.14	0.82	0	22.61	0	100

<b>CQCB-18</b>	43.25	0	22.82	11.3	0.66	0	21.97	0	100
<b>CQCB-18</b>	42.7	0	23.75	10.91	0.48	0	22.17	0	100
<b>CQCB-18</b>	42.26	0	23.29	11.76	0	0	22.69	0	100
<b>CQCB-18</b>	42.26	0	23.17	11.58	0	0	22.99	0	100
<b>CQCB-18</b>	42.66	0	23.96	10.28	0.42	0	22.68	0	100
<b>CQCB-18</b>	41.94	0	20.85	14.31	0	0	22.9	0	100
<b>CQCB-18</b>	43.77	0	22.96	11.39	0.51	0	20.48	0.88	100
<b>CQCB-18</b>	43.06	0	22.46	12.29	0	0	22.19	0	100
<b>CQCB-24</b>	42.03	0	27.5	6.74	0	0	23.73	0	100
<b>CQCB-25</b>	41.85	0	25.49	10.67	0	0	22	0	100
<b>CQCB-25</b>	41.3	0	26.03	9.83	0	0	22.84	0	100
<b>CQVV-25</b>	47.55	0	24.18	1.18	0	0	27.09	0	100
<b>CQVV-25</b>	47.74	0	24.6	0.88	0	0	26.78	0	100
<b>CQVV-25</b>	47.57	0	24.15	1.47	0	0	26.81	0	100
<b>CQVV-25</b>	47.25	0	23.31	2.58	0	0	26.86	0	100
<b>CQVV-25</b>	47.64	0	25.08	0.57	0	0	26.71	0	100

**Tabla 57: Resultados química cuarzos.**

	<b>SiO<sub>2</sub></b>	<b>TiO<sub>2</sub></b>	<b>Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub></b>	<b>Total</b>
<b>CQCB-19</b>	96.69	0	3.31	100
<b>CQCB-24</b>	99.54	0	0.46	100
<b>CQCB-24</b>	98.12	0	1.88	100
<b>CQCB-24</b>	98.77	0	1.23	100
<b>CQCB-24</b>	98.94	0	1.06	100
<b>CQCB-24</b>	97.28	0	2.72	100
<b>CQVV-28</b>	99.38	0	0.62	100
<b>CQVV-28</b>	99.52	0	0.48	100
<b>CQVV-28</b>	100	0	0	100



## **Anexo D**

Marco Teorico

## 1. Difracción de Rayos X (DRX)

### 1.1. Fundamentos

Los rayos X son parte del espectro electromagnético, y por lo tanto tienen propiedades tanto de ondas como de partículas. Estos fueron descubiertos por Wilhelm Röntgen en 1895 (Röntgen 1896) y tienen una gran cantidad de aplicaciones en función de sus distintas propiedades, como por ejemplo su capacidad de penetrar materiales opacos. A pesar de esto, el presente trabajo se enfocará en las aplicaciones derivadas de la difracción de ellos por sobre otras, pero no sin antes resumir cierta información como su producción y ciertas características relevantes.

Para comenzar, los rayos X se producen usualmente por una desaceleración repentina de un haz de electrones acelerado en el vacío. Para lograr esto, se utiliza un tubo de rayos X, como se ve en la Figura 83, el cual consiste esencialmente en un filamento de tungsteno (el cátodo), el cual emite electrones los cuales son acelerados en el vacío del tubo por un voltaje que varía entre 15 y 60 kV. Estos electrones acelerados chocan con un objetivo metálico (el ánodo), lo cual genera una desaceleración repentina. El resultado de esto es una radiación X de dos variedades: una radiación de frenado o continua y una radiación característica, la cual depende del material del objetivo metálico utilizado.

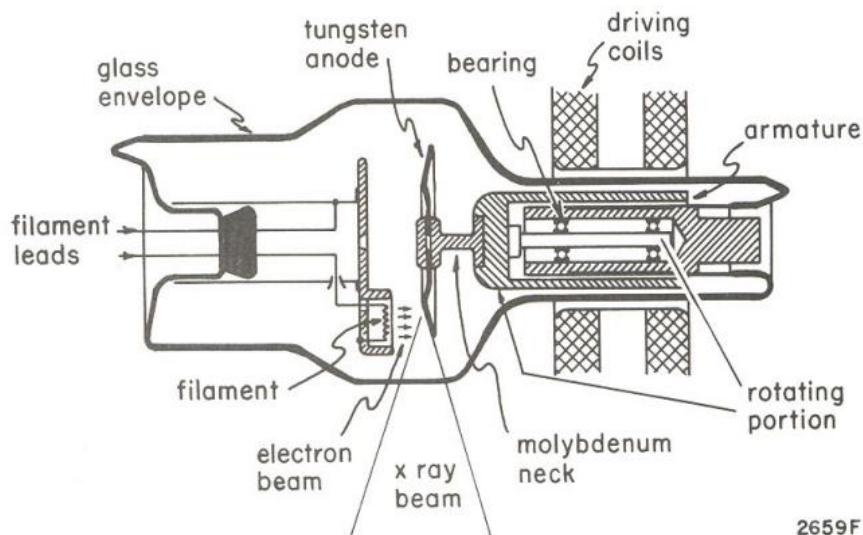


Figura 83: Ejemplo de un tubo de rayos X. Extraído de “The Physics of Radiology, 4th ed.”

Al hacer incidir la radiación generada sobre un electrón, este último comienza a vibrar en resonancia con la radiación X. De esta forma, el electrón se convierte en un “faro”, absorbiendo una pequeña cantidad de energía del rayo incidente y emitiendo el resto en todas direcciones con la misma longitud de onda que ese rayo. Este fenómeno se denomina “*scattering*” o dispersión y es fundamental en la difracción de los rayos X. Naturalmente, los electrones de interés en el caso de la difracción son aquellos asociados a los átomos de los materiales a estudiar. Esto implica que los rayos X incidirán sobre un arreglo tridimensional de átomos, cuyas características dependerán de cada material o de cada mineral.

Cada uno de estos átomos, al ser objeto de los rayos X, comenzará a generar dispersión. Esto producirá una interferencia, ya sea constructiva o destructiva, entre la radiación dispersada por cada átomo. Cuando esta interferencia es constructiva, se formará un rayo difractado, pero para que este pueda ser observado y medido se requiere de una gran cantidad de rayos mutuamente constructivos. Esto último implica que los átomos de un determinado material, o mineral, deben resonar en fase. Para que las resonancias de cada átomo se encuentren en fase es necesario que sus rayos se encuentren en el mismo lugar de su ciclo sinusoidal. Adicionalmente, la difracción solo se da en una cantidad limitada de ángulos de incidencia de los rayos X, los cuales se encuentran relacionados entre sí.

Posteriormente, W. L. Bragg desarrolló en 1913 una ecuación que lograba relacionar el ángulo de incidencia de los rayos X, el espaciado entre las filas de átomos de un material y la diferencia de longitud de onda en términos de la longitud de onda del rayo X incidente. Esta ecuación se escribe como:

$$2d\sin\theta = n\lambda$$

Donde  $d$  corresponde al espacio existente entre las filas de átomos de un mineral,  $\theta$  sería el ángulo de incidencia del rayo X,  $n$  es un número entero positivo y  $\lambda$  es la longitud de onda del rayo incidente. La base de esta ecuación se puede observar en la Figura 84, pero es importante destacar que en un caso real, existen varios planos de átomos con espaciados distintos. Esta ecuación, llamada la ley de Bragg, es la relación más importante para el uso y entendimiento de la difracción de rayos X. Es esta la que nos permite relacionar la estructura de un mineral con los ángulos en los cuales difracta los rayos X y es la base para su reconocimiento mediante ellos.

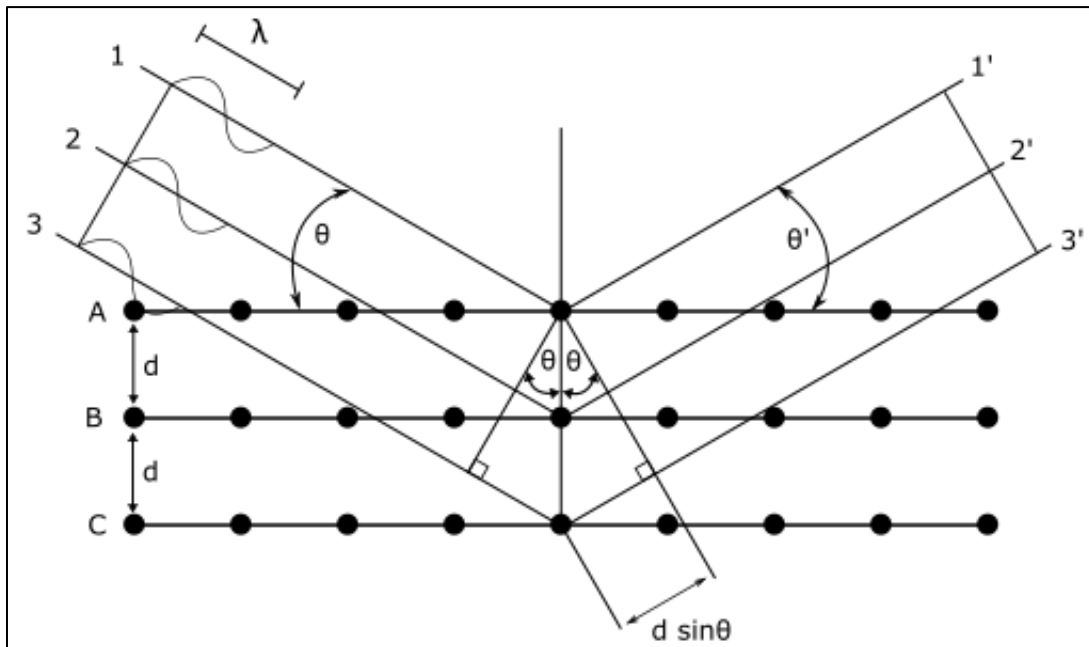


Figura 84: Relación de ángulos de rayos incidentes y rayos difractados.

Un último punto importante en lo que respecta a los análisis de difracción de rayos X (DRX), es la información entregada tanto por la intensidad como por la forma de una difracción. En el caso de la intensidad, ésta nos da información sobre la posición de los distintos átomos en una celda unitaria debido a que cada átomo tendrá una eficiencia de dispersión distinta, la cual dependerá de la cantidad de electrones que tenga. En el caso de la forma o el ancho de una difracción, uno de los principales factores que controla esto es el tamaño de la partícula analizada, o en el caso particular de los minerales, su grosor. A medida que un mineral se encuentre mejor formado y aumente su grosor, los *peak* de difracción que entregue serán más acotados y angostos, y viceversa. Esto se ve expresado cuantitativamente por la ecuación propuesta por Scherrer en 1918, la cual se escribe como:

$$L = \frac{\lambda K}{\beta \cos \theta}$$

Donde  $L$  es la dimensión promedio de los cristales en angstroms a lo largo de una línea normal al plano de difracción,  $K$  es una constante cercana a la unidad y  $\beta$  es el ancho de un *peak* medido a la mitad de su altura, y expresado en radianes de  $2\theta$ . En la Figura 85 se puede observar un ejemplo de un difractograma, en donde se destacan las características mencionadas anteriormente. Es importante mencionar que existen otros factores capaces de afectar el ancho o la forma de una difracción, entre los cuales se encuentra la suposición de que los rayos incidentes son perfectamente paralelos entre sí o la utilización de una radiación perfectamente monocromática. Ninguno de estos factores es técnicamente posible y ambos aportan al ancho de un *peak*. Así mismo, Nadeau *et al.* (1984) propuso que el apilamiento de ciertos cristales puede llevar a una dispersión coherente, haciendo que el grosor obtenido a partir de la difracción sea mucho mayor al real. A este efecto le llamaron *difracción interpartícula*.

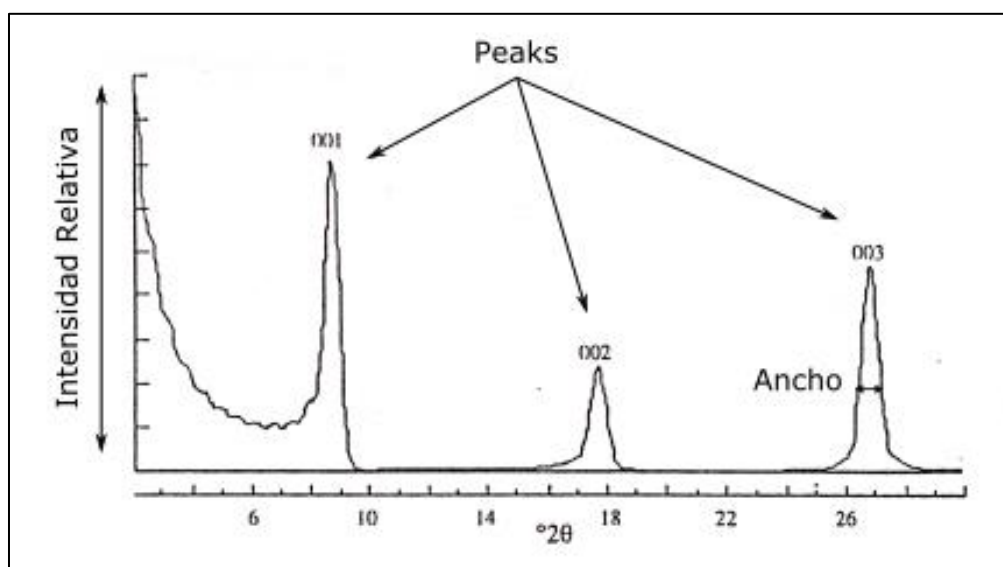


Figura 85: Ejemplo de un difractograma modificado de Moore & Reynolds (1997).

## 1.2. Mineralogía de Alteración

Existen numerosos estudios en sistemas geotermales que relacionan la mineralogía de alteración con las condiciones de estos, tales como la temperatura, la presión y la química de los fluidos. Ejemplos de esto son los trabajos de Reyes (1990) o de *Bird et al.* (1984), entre varios otros. Si bien la temperatura a la que son estables los minerales de alteración puede variar en función a otros parámetros, estas son relativamente similares entre los distintos sistemas geotermales, permitiendo extrapolar e utilizar esta información, como se realiza en el presente estudio. En la Figura 86 se pueden observar algunos de estos minerales y las temperaturas a las cuales suelen ser estables.

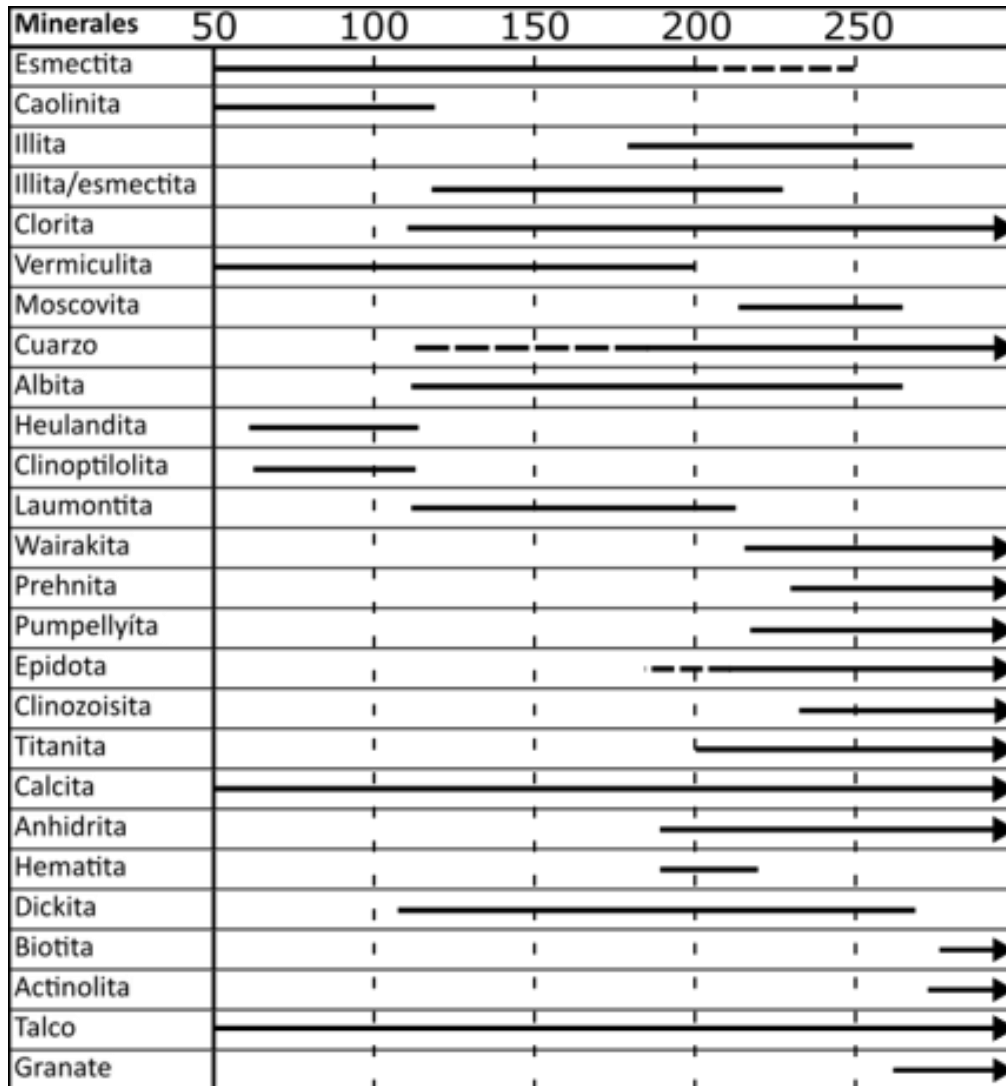


Figura 86: Principales minerales de alteración y rangos de temperatura a los que son estables.

Si bien esta tabla es una buena aproximación a las temperaturas de estabilidad de algunos minerales de alteración, es posible obtener información más detallada de algunos mediante análisis y observaciones adicionales. A continuación se verán en detalle algunos de ellos.

- **Epidota**

La epidota corresponde a un sorosilicato bastante común en variados sistemas geotermales, tanto activos como fósiles, y asociados a distintos contextos geológicos. Esta suele ser estable a temperaturas superiores a los 200°C, pero dadas ciertas condiciones, puede encontrarse a temperaturas menores. Consiste en una solución sólida entre pistacita y clinozoicita, donde la primera corresponde al extremo rico en  $\text{Fe}^{3+}$  ( $\text{Ca}_2\text{Fe}_3\text{Si}_3\text{O}_{12}(\text{OH})$ ) y la segunda al rico en  $\text{Al}^{3+}$  ( $\text{Ca}_2\text{Al}_3\text{Si}_3\text{O}_{12}(\text{OH})$ ). Estudios termodinámicos, como el realizado por Arnason *et al.* (1993), han llegado a la conclusión de que la composición de la epidota depende principalmente de variables como la temperatura, la fugacidad del  $\text{O}_2$ , la fugacidad del  $\text{CO}_2$  y las composiciones de la roca y el fluido. Si bien estos estudios han mostrado que la composición de la epidota puede variar en base a distintas variables, la dependencia de ésta con la temperatura está principalmente determinada por la asociación mineral y su entalpía de reacción. Para entalpías positivas, y manteniendo constantes las otras variables, el contenido de  $\text{Al}^{3+}$  en la epidota aumentará con el aumento de la temperatura, mientras que para entalpías negativas, el contenido de  $\text{Al}^{3+}$  disminuirá con su aumento (Bird & Spieler 2004).

Por otro lado, estudios como el realizado por Patrier *et al.* (1990) o Reyes (1990), han demostrado la relación existente entre la temperatura de formación de la epidota y el tamaño de los cristales, así como el estilo de mineralización de ésta. A bajas temperaturas (180-220°C), la epidota suele presentarse como cristales pequeños, poco cristalina y alterando a minerales como la titanomagnetita o a la masa fundamental de rocas volcánicas. A medida que aumenta la temperatura, ésta comienza a aumentar en tamaño, cantidad y cristalinidad, al igual que empieza a reemplazar a minerales ferromagnesianos y plagioclasas. Por último, a temperaturas superiores a los 280°C, se convierte en un mineral abundante, reemplazando pervasivamente la roca y presentándose como cristales euhedrales en vetillas.

- **Clorita**

Las cloritas corresponden a un subgrupo de los filosilicatos y usualmente son incluidas en los minerales de arcilla. Al igual que la epidota son de los minerales más comunes y ampliamente distribuidos en los distintos sistemas geotermales, tanto fósiles como activos alrededor del mundo. Dentro de ellas, las más comunes son la solución sólida entre la chamosita ( $\text{Fe}_5\text{Al}(\text{AlSi}_3\text{O}_{10})(\text{OH})_8$ ) y el clinocloro ( $\text{Mg}_5\text{Al}(\text{AlSi}_3\text{O}_{10})(\text{OH})_8$ ), donde una es el extremo rico en  $\text{Fe}^{2+}$  y la otra en Mg. A pesar de esto, es bastante común referirse a este grupo como un mineral único, clorita, y es como se tratará en esta sección.

A diferencia de la epidota, la clorita presenta un rango muy amplio de temperaturas a las cuales es estable, por lo que a veces no es tan útil como geotermómetro. Esta suele observarse desde temperaturas cercanas a los 120°C hasta temperaturas mayores a los 340°C y, en ciertos casos, a temperaturas menores a los 120°C. Debido a esto, la presencia de clorita como mineral de alteración no suele ser útil para acotar las temperaturas que la formaron, pero su amplia distribución en variados sistemas geotermales al igual que su abundancia, ha llevado a estudiar otras características de este mineral con el fin de poder utilizarlo con mayor eficacia como geotermómetro.

Se han realizado varios trabajos en donde se intenta establecer una relación entre la química de las cloritas y su temperatura de formación. Entre estos, destaca el realizado por Cathelineau (1988), quien llevo a cabo estudios en los sistemas geotermales de Los Azufres y Salton Sea. En estos, observó que existía una dependencia lineal entre la temperatura del sistema y la cantidad de aluminio tetraédrico ( $Al^{IV}$ ) presente en las cloritas (Figura 87).

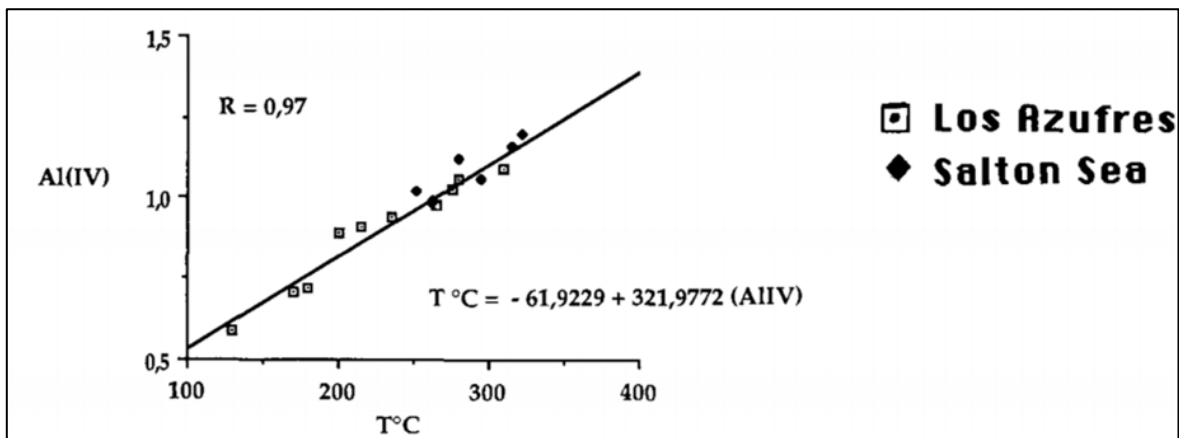


Figura 87: Dependencia lineal entre la temperatura de un sistema geotermal y la cantidad de aluminio tetraédrico. Extraído de Cathelineau (1988).

A partir de esta, Cathelineau propuso el siguiente geotermómetro para cloritas:

$$T(^{\circ}C) = -61.92 + 321.98 * (Al^{IV})$$

Donde el  $Al^{IV}$  corresponde a la cantidad de aluminio en las láminas tetraédricas de la clorita. Este geotermómetro se encuentra calibrado para una temperatura entre 150-300°C, pero su extrapolación a temperaturas menores y mayores es posible. Adicionalmente, a pesar de ser un geotermómetro empírico, éste ha sido utilizado en varios sistemas geotermales adicionales, entregando resultados relativamente similares en cuanto a la dependencia propuesta por Cathelineau. Posteriormente, Jowett (1991) propuso una corrección al geotermómetro de clorita utilizando una normalización en función de sus contenidos de Fe y Mg. Esto se ve reflejado por las ecuaciones:

$$Al_C^{IV} = Al^{IV} + 0.1 \left( \frac{Fe}{[Fe + Mg]} \right)$$

$$T(^{\circ}C) = 319 * Al_C^{IV} - 69$$

Donde  $Al_C^{IV}$  corresponde al aluminio tetraédrico corregido en función de los contenidos de Fe y Mg de la clorita. Jowett postuló que este geotermómetro es aplicable a una variedad de sistemas con temperaturas entre 150-325°C y con un valor de  $Fe/(Fe + Mg) < 0.6$ . Cabe destacar que, debido al mismo carácter empírico de estos geotermómetros, su aplicación se debe realizar con precaución y tomando en cuenta que fueron calibrados particularmente para los sistemas geotermales en que se estudiaron. Debido a esto no siempre es factible aplicarlos en cualquier sistema por lo que se recomienda discreción al utilizarlos.

Otra característica que ha sido estudiada para estimar la temperatura de formación de la clorita es su cristalinidad. Trabajos como el realizado por Árkai *et al.* (1997) han mostrado que existe una relación entre estos dos parámetros, donde la cristalinidad de la clorita (ChC) tiende a aumentar con la temperatura. De esta forma, el ChC puede ser aplicado para determinar diferencias relativas en la temperatura de formación de distintas cloritas. Este criterio es aplicable en un rango que varía desde condiciones diagenéticas a epizonales, incluyendo la anchizona, y las que fueron definidas en función de la cristalinidad de la Illita (IC) según Kübler (1968). Los límites dados para la anchizona son:

$$ChC(001) = 0.284 - 0.435^\circ\Delta 2\theta$$

$$ChC(002) = 0.310 - 0.427^\circ\Delta 2\theta$$

Los cuales fueron definidos tanto por Kübler como Árkai *et al.* (1991). Así mismo, la anchizona representa un rango de temperatura de aproximadamente 200-300°C, mientras que la epizona se encuentra por sobre los 300°C y la zona diagenética está bajo los 200°C. Si bien esto implica que la cristalinidad es útil para acotar la temperatura dentro de unos rangos relativamente amplios, ésta también sirve para determinar diferencias relativas entre cloritas, con aquellas de mayor ChC reflejando mayores temperaturas.

También es posible utilizar la interstratificación de la clorita y su relación con la temperatura del sistema. Varios trabajos han observado la secuencia de transformación entre esmectita-corrensita-clorita en distintos ambientes, tanto metamórficos como hidrotermales. Inoue *et al.* (1984), Inoue (1987) y Inoue & Utada (1991) estudió esta secuencia particularmente en rocas volcánicas alteradas hidrotermalmente. En estas observó que la corrensita comenzaba a formarse en un rango entre los 100-200°C, mientras que la clorita discreta, con o sin C/S, comienza a aparecer aproximadamente a los 150°C. Así mismo, sobre los 200°C la corrensita desaparece totalmente, mientras que bajo los 100°C la principal fase es la esmectica. Otro detalle importante que observó fue que esta secuencia de transformación, a diferencia de en otros ambientes estudiados, era discontinua, con la proporción de capas de esmectita comenzando en 100-80% (esmectita), luego pasando por 50-40% (corrensita) y terminando en 10-0% (clorita). De esta forma, es posible utilizar las proporciones de C/S para acotar aún más las temperaturas de formación de la clorita, sin embargo, al igual que la cristalinidad, entrega rangos amplios.

- **Illita**

La illita, al igual que la clorita, es un filosilicato que pertenece al grupo de los minerales de arcilla. Esta suele ser considerada una mica deficiente en K, con una fórmula variable definida como  $K_{0.6-0.85}(Al, Mg)_2(Si, Al)_4O_{10}(OH)_2$  y con una carga por capa menor a la de las micas. Adicionalmente, la illita es un mineral relativamente común, tanto en sistemas geotermales (activos y fósiles) o como producto de procesos sedimentarios, diagenéticos o de meteorización. En sistemas geotermales suele estar asociada a fluidos ricos en K y temperaturas relativamente altas, entre los 200-350°C. Al igual que en el caso de la clorita, se ha estudiado tanto la cristalinidad de la illita como la secuencia de transformación esmectita-illita, ambas en función de la temperatura con el fin de acotar más su temperatura de formación.



Comenzando con la secuencia esmectita-illita, varios autores han estudiado la interestratificación de estos minerales tanto en procesos de diagénesis como de alteración hidrotermal. Al igual que la secuencia de C/S, se ha observado una relación entre la temperatura y los porcentajes de I/S, donde a medida que aumenta la temperatura, las capas de esmectita disminuyen y aumentan las de illita. A pesar de esto, y a diferencia de lo observado en los procesos de diagénesis, es poco común encontrar fases de I/S ricas en esmectita en zonas de alteración hidrotermal e incluso es más usual la presencia de illita pura. A esto se suman dudas acerca del proceso de formación de la illita en sistemas hidrotermales, como las postuladas por Ylagan *et al.* (2000), que consideran que esto ocurre mediante la transformación de esmectita a illita o por precipitación directa desde la solución. En cuanto a las temperaturas de formación, Parry *et al.* (2002) postulan, al igual que en trabajos más antiguos, que la illita o la I/S con bajos contenidos de esmectita, se forma entre los 200-350°C, mientras que fases intermedias de I/S, aunque raras, se forman bajo los 200°C. De esta forma, las proporciones de I/S tendrían mayor utilidad para acotar temperaturas cercanas a los 200°C donde se observa una I/S cercana al 90% de illita o más. Cabe destacar que debido a que factores como la proporción roca/fluido, el pH o la química de los fluidos, juegan un papel igual de importante que la temperatura en la formación de I/S la temperatura estimada a partir de esta se debe aplicar con precaución.

Continuando con la cristalinidad de la illita (IC), esta ha sido extensamente estudiada por varios autores, entre los cuales destaca Kübler. Al igual que la clorita, la IC está relacionada, entre otros factores, a la temperatura de formación de la illita, con la cristalinidad aumentando a medida que aumenta la temperatura. Así, Kübler definió la anchizona en base a la IC en (001), donde esta está acotada por:

$$IC(001) = 0.25 - 0.42^\circ\Delta 2\theta$$

Cabe destacar que, al igual que el ChC, la IC suele ser utilizada como parámetro en procesos metamórficos o diagenéticos, pero aun así puede ser aplicada para procesos de alteración hidrotermal con el fin de acotar a cierto grado las temperaturas de formación. En la Figura 88 se observa una clasificación a partir de la IC modificada de Verdel *et al.* (2011), con las respectivas temperaturas asociadas a la cristalinidad.

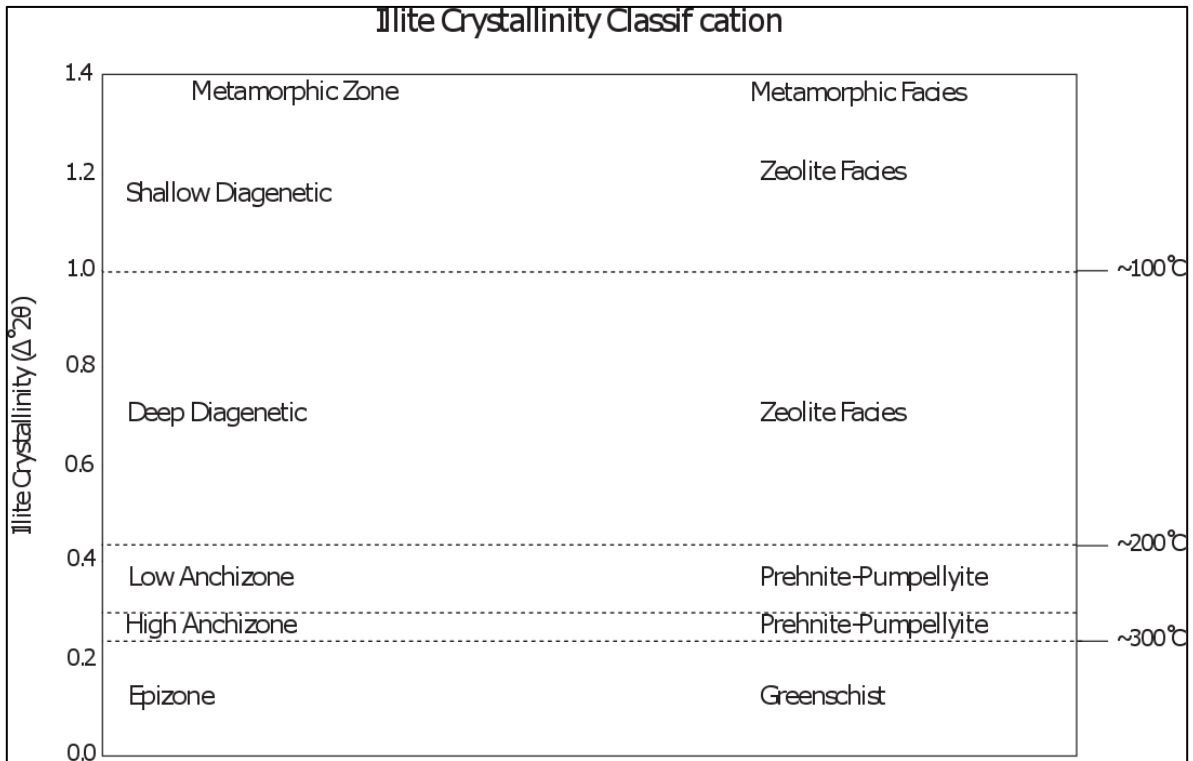


Figura 88: Clasificación a partir de la IC con las respectivas temperaturas asociadas a ella. Modificado de Verdel *et al.* (2011).