



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



**QUÍMICA MINERAL DE LAS CLORITAS HIDROTERMALES DEL  
YACIMIENTO EL TENIENTE, CHILE CENTRAL.**  
*“IMPLICANCIAS EN LA EXPLORACIÓN DE PÓRFIDOS DE COBRE”*

Memoria para optar al Título de Geólogo

**Claudio Antonio Schulz Olavarría**

**Profesor Patrocinante:** Dra. Laura Beatriz Hernández Olguín

**Profesores Comisión:** Dra. Fernanda Carolina Álvarez Amado

MSc. Abraham Elías González Martínez

Concepción, Enero 2020



*En cada palabra...  
...en cada letra y espacio.*

*Abunda el eterno recuerdo  
de aquellas promesas...  
...arraigadas en la infancia*

*que jamás pude cumplir.*

*En memoria tuya que confiaste en mí.*

*Perdón y muchas gracias...*





**Me enseñaron a  
construir sobre roca...**

**...y no sobre arena.**

Al amor y resiliencia de mis padres

Graciela y Claudio

y mis hermanos



## Índice

<b>RESUMEN</b>	<b>Página</b>
<b>1. INTRODUCCIÓN</b> .....	1
<b>1.1. Presentación</b> .....	1
<b>1.2. Objetivos</b> .....	2
<b>1.2.1. Objetivo general</b> .....	2
<b>1.2.2. Objetivos específicos</b> .....	2
<b>1.3. Ubicación y accesos</b> .....	3
<b>1.4. Metodología de trabajo</b> .....	4
<b>1.4.1. Etapa de gabinete 1</b> .....	4
<b>1.4.2. Etapa de laboratorio</b> .....	4
1.4.2.1. Microscopía óptica .....	4
1.4.2.2. Análisis con microsonda electrónica .....	5
1.4.2.3. Análisis de elementos trazas por LA-ICP-MS .....	6
1.4.2.4. Análisis modal de cloritas por QUEMSCAN .....	7
<b>1.4.3. Etapa de gabinete 2</b> .....	8
<b>1.5. Trabajos anteriores</b> .....	8
<b>1.6. Agradecimientos</b> .....	10
<b>2. MARCO GEOLÓGICO</b> .....	11
<b>2.1. Marco geotectónico</b> .....	11
<b>2.1.1. Evolución geológica del margen continental de Chile Central</b> .....	12
2.1.1.1. Paleozoico - Mesozoico .....	12
2.1.1.2. Cenozoico .....	14
<b>2.2. Geología regional</b> .....	16
<b>2.2.1. Estratigrafía</b> .....	17
2.2.1.1. Mesozoico .....	18
2.2.1.2. Cenozoico .....	18
<b>2.2.2. Rocas intrusivas</b> .....	20
<b>2.2.3. Estructuras</b> .....	23
<b>2.3. Geología del depósito</b> .....	24
<b>2.3.1. Unidades litológicas</b> .....	25
2.3.1.1. Complejo Máfico El Teniente .....	27
2.3.1.2. Complejo Félsico El Teniente .....	28
2.3.1.3. Brechas .....	33
<b>2.3.2. Alteración y mineralización</b> .....	35
2.3.2.1. Etapas de alteración .....	36
2.3.2.2. Mineralización .....	39

<b>3. MARCO TEÓRICO</b> .....	42
<b>3.1. Pórfidos de cobre</b> .....	42
3.1.1. Génesis .....	42
3.1.2. Distribución de la alteración y mineralización .....	44
3.1.3. Alteración propilítica .....	46
<b>3.2. Mineralogía de la clorita</b> .....	48
3.2.1. Estructura .....	48
3.2.2. Cristalografía .....	51
3.2.3. Nomenclatura .....	52
3.2.4. Clasificación .....	54
3.2.5. Propiedades físicas .....	56
3.2.6. Propiedades ópticas .....	56
3.2.7. Génesis .....	57
3.2.8. La clorita como geotermómetro .....	58
<b>4. ANTECEDENTES DEL ADIT-71</b> .....	61
4.1. Petrografía primaria .....	62
4.2. Geoquímica del Adit-71 .....	62
4.3. Metasomatismo hidrotermal .....	66
4.3. Halos de mineralización sulfurada .....	67
<b>5. RESULTADOS</b> .....	69
<b>5.1. Caracterización de las cloritas</b> .....	69
5.1.1. Ocurrencia .....	69
5.1.2. Texturas de alteración .....	74
5.1.3. Propiedades ópticas .....	76
5.1.3.1. Colores de interferencia .....	77
<b>5.2. Clasificación</b> .....	80
<b>5.3. Geotermometría</b> .....	84
<b>5.4. Química mineral</b> .....	87
5.4.1. Elementos mayoritarios .....	87
5.4.2. Cristalografía .....	89
5.4.3. Elementos minoritarios y trazas .....	91
5.4.4. Control litológico, espacial y textural .....	93
<b>5.5. Variación espacial en la química de las cloritas</b> .....	96
5.5.1. Componentes principales de la clorita .....	97
5.5.2. Componentes minoritarios y trazas .....	99
<b>5.6. Balance de masa</b> .....	108
<b>5.7. Análisis QUEMSCAN</b> .....	111
<b>6. DISCUSIÓN</b> .....	113
6.1. Control termal en la química de las cloritas .....	113
6.2. Evaluación como herramienta para vectorizar sistemas tipo PDC .....	115
6.3. Evaluación como herramienta indicativa de la fertilidad PDC .....	126

6.4. Evolución de los fluidos y estabilidad de la clorita .....	129
<b>7. CONCLUSIONES Y RECOMENDACIONES .....</b>	<b>136</b>
7.1. Conclusiones .....	136
7.2. Recomendaciones .....	138
<b>8. REFERENCIAS .....</b>	<b>139</b>
<b>ANEXOS</b>	

## Índice de figuras

<b>Figura</b>	<b>Página</b>
1. 1. Mapa de ubicación y accesos .....	3
2. 1. Distribución de terrenos alóctonos acrecionados en Sudamérica .....	13
2. 2. Perfiles esquemáticos de la evolución paleogeográfica de Chile Central durante el Cenozoico .....	15
2. 3. Mapa geológico regional de la sección cordillerana chileno-argentina central ...	17
2. 4. Distribución de los principales cuerpos plutónicos neógenos .....	22
2. 5. Geología distrital y estructuras regionales de El Teniente .....	24
2. 6. Unidades litológicas de El Teniente a una cota de 2165m s.n.m. ....	26
2. 7. Esquema de clasificación de vetillas para El Teniente .....	38
2. 8. Zonación de la mineralización de El Teniente .....	41
3. 1. Esquema del sistema magmático involucrado en la generación de depósitos de pórfido cuprífero .....	43
3. 2. Esquema de la zonación hidrotermal en los sistemas tipo pórfido de cobre .....	45
3. 3. Zonación y mineralización de la alteración propilítica .....	47
3. 4. Estructura idealizada de la clorita .....	49
3. 5. Estructura básica de una clorita, vista en perspectiva a lo largo del eje x .....	50
3. 6. Diagramas de clasificación de las cloritas .....	54
3. 7. Clasificación genética según Bailey (1980) .....	55
3. 8. Clasificación según Foster (1962) .....	55
3. 9. Relación entre las propiedades ópticas de las cloritas y su composición química .....	56
4. 1. Mapa geológico del nivel Teniente 5 (2.284m s.n.m.) .....	61
4. 2. Mapa con las unidades geológicas que atraviesa el Adit-71 .....	63
4. 3. Diagrama TAS (álcalis vs. sílice), de Cox <i>et al.</i> , 1979 .....	64
4. 4. Diagrama de elementos inmóviles (Winchester y Flouyd, 1977) .....	65
4. 5. Diagrama de tierras raras normalizados al condrito de Boynton (1984) .....	65
4. 6. Distribución de los dominios de alteración y halos de mineralización sulfurada.	66
5. 1. Esquema de clasificación según Foster (1962) .....	81
5. 2. Esquema de clasificación según Hey (1954) .....	82

5. 3.	Diagrama de clasificación de Wiewióra y Weiss (1990) .....	83
5. 4.	Distribución de la temperatura a lo largo del Adit-71 .....	86
5. 5.	Comparación entre elementos mayoritarios presentes en la clorita .....	90
5. 6.	Gráficos de cajas y bigotes ( <i>Box plot and whiskers</i> ) .....	94
5. 7.	Concentración de los componentes principales de la clorita .....	98
5. 8.	Concentración de elementos minoritarios y trazas enriquecidos en la zona proximal .....	100
5. 9.	Concentración de elementos minoritarios y trazas enriquecidos en la zona transicional .....	101
5. 10.	Concentración de elementos minoritarios y trazas enriquecidos en la zona propilítica proximal .....	103
5. 11.	Concentración de elementos minoritarios y trazas enriquecidos en la zona propilítica distal, obliterado por la alteración fílica .....	105
5. 12.	Concentración de elementos minoritarios y trazas enriquecidos en la zona propilítica distal, levemente obliterado por la alteración fílica .....	107
5. 13.	Concentración de elementos minoritarios y trazas sin anomalía clara .....	108
5. 14.	Gráficos de balance de masa para las muestras seleccionadas según zona de alteración .....	111
5. 15.	Imágenes obtenidas con QUEMSCAN para los distintos dominios de alteración. ....	112
6. 1.	Gráficos comparativos log-ppm vs. temperatura .....	114
6. 2.	Razones entre Ti y elementos enriquecidos en la zona distal .....	118
6. 3.	Razones definidas por Wilkinson <i>et al.</i> , (2015) para vectorizar PDC 1 .....	121
6. 4.	Razones definidas por Wilkinson <i>et al.</i> , (2015) para vectorizar PDC 2 .....	122
6. 5.	Mapas de razones de elementos trazas en cloritas útiles para vectorizar PDC 1. ....	123
6. 6.	Mapas de razones de elementos trazas en cloritas útiles para vectorizar PDC 2. ....	124
6. 7.	Mapas de razones de elementos trazas en cloritas útiles para vectorizar PDC 3. ....	125
6. 8.	Diagrama Mn - Zn para evaluar potencial herramienta de fertilidad en cloritas. ....	127
6. 9.	Diagramas Mn - Zn comparativo para detectar potencial herramienta de fertilidad en cloritas .....	128
6. 10.	Etapas de evolución de los dominios de alteración y halos de mineralización del túnel Adit-71 .....	133

## Índice de fotomicrografías

<b>Fotomicrografía</b>	<b>Página</b>
5. 1. Ocurrencia de la clorita como relleno de vetillas .....	70
5. 2. Clorita dentro de una cavidad de la zona transicional .....	71
5. 3. Clorita como reemplazo de minerales ferromagnesianos preexistentes .....	72
5. 4. Cúmulos de cristales de clorita .....	73
5. 5. Cristal de clorita anhedral .....	73
5. 6. Imágenes de electrones retrodispersados de las texturas de alteración .....	75
5. 7. Colores en luz polarizada plana de cloritas .....	76

5. 8.	Colores anómalos de interferencia de las cloritas 1 .....	78
5. 9.	Colores anómalos de interferencia de las cloritas 2 .....	79
6. 1.	Colores de interferencia anómalos identificados en las cloritas, de acuerdo con la evolución de los fluidos en El Teniente .....	134

## Índice de tablas

<b>Tabla</b>		<b>Página</b>
1. 1.	Técnicas analíticas empleadas por muestras .....	5
3. 1.	Nomenclatura y subdivisión de las cloritas recomendadas por la AIPEA .....	53
5. 1.	Temperatura media en grados Celsius (°C) calculada según distintos geotermómetros para las cloritas del Adit-71 .....	85
5. 2.	Estadísticos de los análisis realizados con WDS en clorita .....	88
5. 3.	Límites de detección para los elementos medidos con LA-ICP-MS .....	92
6. 1.	Razones entre distintos grupos de elementos y parámetros de ajustes como función de la distancia .....	117



## RESUMEN

La exploración minera actual enfrenta un gran desafío tanto en la búsqueda de nuevos depósitos minerales como en la expansión de yacimientos conocidos. Es esencial, entonces, proponer y evaluar nuevas herramientas que contribuyan a la localización de depósitos de interés económico. Wilkinson *et al.* (2015) propusieron el uso de la química mineral de las cloritas como una herramienta para la vectorización hacia los centros mineralizados en depósitos de tipo pórfido en Indonesia. En la presente investigación se busca analizar y comprobar si este método puede ser utilizado para la exploración de sistemas tipo pórfido de Cu en el margen andino, utilizando como área de estudio el depósito El Teniente.

Se estudiaron las cloritas hidrotermales presentes a lo largo del Adit-71, túnel de acceso a dicho depósito, localizado al SW de éste y con una extensión de 2,25 km contabilizados desde la Brecha Braden. Se analizaron 28 muestras mediante microscopía óptica, microsonda electrónica, LA-ICP-MS, y QUEMSCAN. Se efectuaron 270 análisis cuantitativos de los elementos mayoritarios y minoritarios en las cloritas (Si, Al, Mg, Fe, Mn, Ti, Cr, y Cl), mediante WDS, y 305 análisis válidos con LA-ICP-MS (106 s/inclusiones y 199 c/inclusiones de Zr y REE), para cuantificar 55 elementos minoritarios y trazas (Li, B, Na, Mg, Mg, Al, Si, K, Ca, Ca, Sc, Ti, V, Cr, Mn, Fe, Co, Ni, Cu, Zn, Ga, As, Rb, Sr, Y, Zr, Nb, Mo, Ag, Sn, Sb, Cs, Ba, La, Ce, Pr, Nd, Sm, Eu, Gd, Tb, Dy, Ho, Er, Tm, Yb, Lu, Hf, Ta, Au, Tl, Pb, Bi, Th, U). Se utilizó QUEMSCAN para cuantificar la abundancia modal de la clorita, con la finalidad de caracterizar cada segmento de alteración.

Las rocas de este estudio corresponden en su mayoría a unidades ígneas clasificadas como gabros y dioritas pertenecientes al Complejo Máfico El Teniente. Se asume que la alteración hidrotermal que las afecta se dispone de manera radial desde la zona de alta ley ( $>0.5\%Cu$ ), con un núcleo potásico (biotítico) en las cercanías de la Brecha Braden, que grada a una alteración propilítica a medida que se aumenta la distancia del depósito. Se reconocieron sobreimpresiones de alteración fílica que afecta moderada a levemente el dominio potásico y localmente el dominio propilítico. La distribución y abundancia de sulfuros hipógenos, permite delimitar 3 segmentos desde el centro del depósito: halo de mena, halo pirítico y halo periférico.

Las cloritas se encuentran en diferentes proporciones y texturas dentro de cada una de las alteraciones: rellenando espacios, reemplazando minerales preexistentes, en cúmulos y como granos diseminados. Texturalmente se presentan como agregados masivos policristalinos, reemplazos pseudomórficos o cristales individuales. Su composición química, sugiere que corresponden a una solución sólida entre clinoclorita y ripidolita. La geotermometría de las cloritas indica un gradiente termal para el Adit, con temperaturas que disminuyen desde los  $390^{\circ}C$ , en el extremo cercano a la Brecha Braden, a los  $270^{\circ}C$ , en el extremo distal.

Las cloritas del Adit-71 presentan 3 colores de interferencia (azul-violeta, marrón-anaranjado y verde-grisáceo) y su distribución pareciera estar vinculada al modelo multipulso propuesto para la formación de El Teniente. En este segmento se reconocieron por lo menos dos pulsos de alteración/mineralización, a los que posteriormente se le habría sobreimpuesto el desarrollo de una alteración fílica. La distribución de las cloritas con estas propiedades ópticas coincide perfectamente con la zonación química y textural documentada por Heredia (2018) para las epidotas (y alanitas) esta misma transecta.

Se reconocieron tres tipos de patrones de variación de elementos a lo largo del Adit: (Grupo I): elementos cuyas concentraciones decrecen exponencialmente al alejarse del depósito. (Grupo II): aquellos que aumentan hacia zonas distales y (Grupo III) los que alcanzan su concentración máxima a una distancia aproximada de 1,3-1,5km. Las razones obtenidas entre las concentraciones de elementos del Grupo (I) / Grupo (II), por ejemplo, Ti/Li, Ti/Sr o Ti/Na, permiten distinguir los sectores proximales al depósito (alteración potásica) de aquellos en los que predomina la alteración propilítica distal, corroborando lo propuesto por Wilkinson *et al.* (2015).

Los altos contenidos de Mn y Zn detectados en las cloritas de El Teniente, adyacentes al halo pirítico, son consistentes con un sistema hidrotermal fértil de acuerdo con lo propuesto por Wilkinson, *et al.*, (2017). Estas concentraciones, además permiten discriminar la posición de éstas dentro del dominio propilítico (proximal - distal).

De esta manera, las cloritas muestran ser una herramienta valiosa tanto para la vectorización hacia centros mineralizados como un indicador de su fertilidad.

# 1. INTRODUCCIÓN

## 1.1 Presentación

La exploración minera actual enfrenta grandes desafíos en la búsqueda de nuevos depósitos, ya que implica explorar a mayores profundidades y por tanto con menos indicadores en superficie que evidencien su existencia. Ante la dificultad de encontrar yacimientos nuevos con los métodos convencionales de exploración, es necesario buscar nuevas herramientas que orienten esta búsqueda.

La investigación de esta memoria de Pregrado busca analizar la zonación química-espacial tanto de elementos mayores, menores y trazas en cloritas hidrotermales, y comprobar si el método propuesto por Wilkinson *et al.* (2015) puede ser utilizado como una herramienta para la exploración en los sistemas de tipo pórfido del margen andino. Se utilizará como área de estudio, el depósito El Teniente, en Chile central.

Wilkinson *et al.*, (2015) plantean que las cloritas formadas por alteración hidrotermal en el depósito tipo pórfido de Cu-Au Batu Hijau, en Indonesia, incorporan en su estructura cristalina una variedad de elementos menores y trazas, cuyas concentraciones varían sistemáticamente desde el centro del depósito hacia su periferia. Los contenidos de Ti, V y Mg, por ejemplo, decrecen exponencialmente hacia los bordes del depósito, mientras que otros elementos como el Sr y el Ca se incrementan hacia zonas distales. Los autores concluyen que esta variación química provee una herramienta para vectorizar hacia el sistema porfídico (identificación de zonas distales y proximales a un depósito mineralizado). Estiman, además, razones entre grupos de elementos que aumentan o disminuyen de forma paulatina desde un núcleo, dominado por alteración potásica, hacia zonas distales, dominadas por alteración propilítica. Estas razones pueden llegar a variar hasta cuatro órdenes de magnitud entre una zona y otra, por lo que con su uso sería posible identificar nuevos centros de sistemas hidrotermales.

Actualmente, el yacimiento El Teniente, propiedad minera de CODELCO, constituye la mina subterránea de Cu-Mo más grande a nivel mundial (Sillitoe 2010). Este yacimiento constituye un

depósito tipo pórfido cuprífero (aunque Skewes *et al.*, (2002) lo han clasificado como un depósito de Brechas). Presenta reservas calculadas de aproximadamente 95 Mt de Cu, 2,5 Mt de Mo y cerca de 430t de Au (Cooke *et al.*, 2005).

En este yacimiento se han reconocido múltiples pulsos de alteración y mineralización (Cannell *et al.*, 2005), que desarrollaron halos externos, de tipo propílitico, que albergan preferentemente la clorita, mineral a estudiar en esta investigación. Estas características hacen de este depósito el candidato idóneo, para indagar en la movilidad de elementos en el ambiente hidrotermal, y comprobar si las conclusiones de Wilkinson *et al.* (2015) son reproducibles en los sistemas andinos.

## 1.2. Objetivos

### 1.2.1 Objetivo General

Evaluar si la química de las cloritas hidrotermales vinculadas a un depósito tipo pórfido de cobre de clase mundial del margen andino tiene el potencial de ser utilizada como herramienta de vectorización y de evaluación de la fertilidad del mismo.

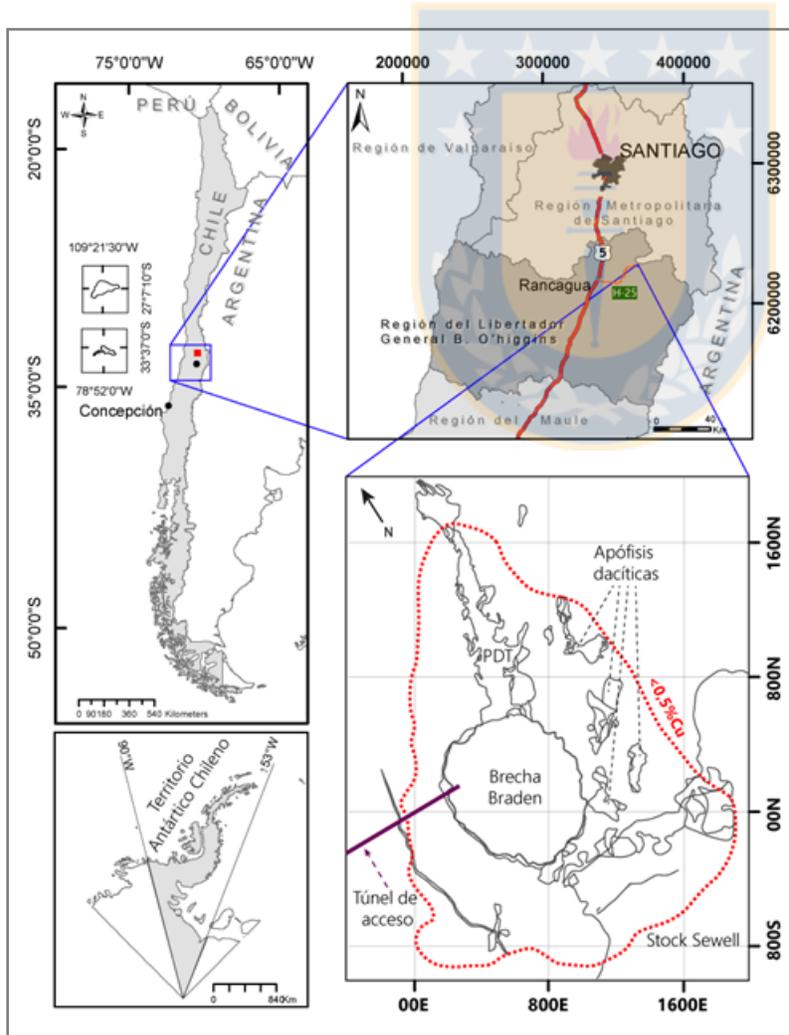
### 1.2.2. Objetivos Específicos

1. Delimitar zonas de alteración y halos de mineralización a lo largo del Adit-71.
2. Caracterizar composicional y texturalmente las variedades de cloritas hidrotermales.
3. Identificar patrones en la distribución de elementos mayores, menores y trazas a lo largo de la zona de estudio.
4. Determinar el aporte de elementos químicos realizado por las cloritas, con respecto a la alteración de la roca total.
5. Evaluar la fertilidad del depósito desde la perspectiva de la química de la clorita hidrotermal.

6. Dilucidar la evolución de los fluidos hidrotermales, reconociendo distribución, anomalías químicas, y características texturales de las cloritas, en relación con su distancia del centro mineralizado.

### 1.3. Ubicación del área de estudio

El yacimiento de cobre El Teniente, perteneciente a Codelco-Chile, está localizado en la vertiente occidental de la Cordillera de los Andes de Chile Central, a una cota promedio de 2.200 m s.n.m. Dista unos 120 km al sureste de Santiago y 50 km al noreste de Rancagua (Figura 1.1). Sus instalaciones operan dentro de la comuna de Machalí (en la intersección dada por las coordenadas geográficas  $34^{\circ}1'$  latitud sur y  $70^{\circ}15'$  longitud oeste) en la Región del Libertador General Bernardo O'Higgins.



**Figura 1.1.** Mapa de ubicación y accesos. Para acceder a El Teniente se deben utilizar las rutas: 5 Sur, entre Santiago y Rancagua, y H-25, entre Rancagua y Sewell. La línea roja punteada indica el límite de 0,5% de Cu hipógeno del yacimiento El Teniente. El túnel de acceso Adit-71 se indica en púrpura.

El acceso al depósito se realiza desde la ciudad de Rancagua por medio de la carretera de alta montaña Eduardo Frei Montalva (Ruta H-25). Corresponde a una ruta asfaltada de doble sentido, de unos 60 km de extensión, que conecta la ciudad de Rancagua con las instalaciones industriales de la División El Teniente.

En específico, la zona de estudio comprende una transecta formada por el túnel de acceso principal a la mina, el Adit-71, ubicado al suroeste del yacimiento, de donde fueron obtenidas las muestras. Este túnel es horizontal y tiene una extensión de aproximadamente 3.000 m de longitud, con una orientación aproximada este-oeste y está emplazado a una altitud de 2.042 m s.n.m.

#### **1.4. Metodología de trabajo**

Para el desarrollo de esta memoria se utilizaron 28 muestras obtenidas de la transecta de estudio (30 cortes pulidos transparentes). Las muestras fueron tomadas en un plan de muestreo sistemático realizado en el año 2009, en el marco del Proyecto AMIRA P972.

El desarrollo de esta investigación contempla etapas de gabinete y laboratorio, descritas a continuación:

##### **1.4.1 Etapa de gabinete 1**

Revisión bibliográfica y recopilación de antecedentes relacionados con la movilidad de elementos en sistemas porfídicos (Pórfidos de Cu-Mo y Cu-Au) en otros lugares geográficos, y de minerales indicadores que actúan, tanto como herramientas de vectorización como de evaluación de la fertilidad de un sistema porfídico, registrando halos de dispersión geoquímica hipógena. Incorporación de datos y conclusiones de las memorias de título de Carvajal (2014) y Heredia (2018) respecto del mismo set de muestras.

##### **1.4.2 Etapa de Laboratorio. Metodología.**

###### **1.4.2.1. Microscopía óptica**

Inspección petrográfica mediante microscopio óptico tradicional, de un set de 30 cortes pulidos transparentes, con la finalidad de determinar la ocurrencia y textura de la clorita, la litología y el

tipo de alteración hidrotermal. Mediante esta herramienta se seleccionaron, además, los cristales para análisis químico tanto de microsonda electrónica (EPMA) y como de ablación láser (LA-ICP-MS: *Laser Ablation Inductively Coupled Mass Spectrometry*). Las técnicas analíticas aplicadas para cada muestra, considerando su distancia respecto de la Brecha Braden se resumen en la tabla 1.1. El criterio utilizado para seleccionar granos de clorita fue buscar cristales con heterogeneidades en sus hábitos, color, ocurrencia y variación observables de sus propiedades ópticas, poniendo énfasis en los colores de interferencia que estos presentaban.

El estudio microscópico se realizó utilizando un microscopio Nikon OPTIPHOT2-POL, con 4 objetivos de magnificaciones: 5x, 10x, 40x, 100x. Las fotografías fueron obtenidas con una cámara Nikon Coolpix 950.

**Tabla 1.1.** Técnicas analíticas empleadas por muestras. Se incluye su ubicación, con respecto a la distancia con la Brecha Braden (Bx Bdn).

Muestra	Dist. (Km)	Mic. óptico	EMPA WDS	LA-ICP-MS	QUEM SCAN	Muestra	Dist. (Km)	Mic. óptico	EMPA WDS	LA-ICP-MS	QUEM SCAN
ET-A71-28	Bx Bdn	✓	✓	✓		ET-A71-13	1,05	✓	✓	✓	
ET-A71-27	Bx Bdn	✓	✓	✓		ET-A71-14	1,15	✓	✓	✓	✓
ET-A71-29	0	✓	✓	✓		ET-A71-15	1,15	✓	✓	✓	
ET-A71-32	0,025	✓	✓	✓		ET-A71-17	1,25	✓		✓	
ET-A71-30	0,05	✓	✓	✓		ET-A71-8	1,45	✓	✓	✓	
ET-A71-31	0,125	✓	✓	✓		ET-A71-9	1,55	✓	✓	✓	
ET-A71-26	0,15	✓	✓	✓		ET-A71-10	1,65	✓	✓	✓	
ET-A71-25	0,25	✓	✓	✓		ET-A71-11	1,75	✓	✓	✓	✓
ET-A71-24	0,35	✓	✓	✓		ET-A71-12	1,85	✓	✓	✓	
ET-A71-23	0,45	✓	✓	✓	✓	ET-A71-1	1,95	✓	✓	✓	
ET-A71-20	0,55	✓	✓	✓		ET-A71-1E	1,95	✓	✓	✓	
ET-A71-19	0,65	✓	✓	✓		ET-A71-1F	1,95	✓	✓	✓	
ET-A71-22	0,75	✓	✓	✓		ET-A71-2	2,05	✓	✓	✓	✓
ET-A71-21	0,85	✓	✓	✓	✓	ET-A71-3	2,15	✓	✓	✓	
ET-A71-16	0,95	✓	✓	✓		ET-A71-4	2,25	✓	✓	✓	

#### 1.4.2.2. Análisis con microsonda electrónica EPMA

Las composiciones de elementos mayoritarios y minoritarios de las cloritas fueron determinadas cuantitativamente mediante espectrometría por dispersión de longitud de onda (WDS) utilizando una microsonda electrónica JEOL JXA-8600M en el Instituto de Geología Económica Aplicada (GEA) de la Universidad de Concepción. El equipo consta de 5 espectrómetros WDS y uno dispersor de energía (EDS; SDD Bruker XFLASH 5010). Las muestras se recubrieron con carbono con un espesor promedio de 25 nm y se analizaron con un voltaje de aceleración de 15 kV, 20 nA

de corriente de haz de electrones, 5  $\mu\text{m}$  de diámetro de haz y tiempos de conteo de peak/background de 20-30/10-15 segundos. La precisión de los elementos mayoritarios analizados fue  $\leq 1.0\%$  y los elementos menores,  $\leq 5\%$ . Como estándares se utilizaron minerales naturales y óxidos sintéticos, algunos de los cuales, los con código USNM (Jarosewich et al. 1980), fueron donados por la Smithsonian Institution (USA): diopsido USNM 117733 (Si, en anfíboles), anortita USNM 137041 (Al), fayalita USNM 85276 (Fe), microclina USNM 143966 (K), cromita USNM 117075 (Cr),  $\text{MnTiO}_3$  (Ti), rodonita (Mn), forsterita (Mg), jadeita (Na), wollastonita (Ca), sanidina (Si, plagioclasas) y tugtupita (Cl). La reducción de datos se realizó utilizando el método de corrección ZAF.

Los sectores para analizar fueron seleccionados mediante el uso de imágenes de electrones retrodispersados (BSE). Para identificar las distintas fases minerales presentes en cada área de interés, se utilizó el sistema EDS.

Se obtuvo un total de 270 análisis válidos de cloritas, los que se encuentran en el Anexo I. Estos mismos datos se utilizaron para determinar la temperatura de cristalización de cada una de las cloritas medidas a través de los geotermómetros empíricos.

#### **1.4.2.3. Análisis de elementos trazas por ablación láser LA-ICP-MS**

La composición química, en términos de elementos trazas de la clorita hidrotermal fue determinada mediante el uso de LA-ICP-MS (Ablación Laser asociada a Espectrometría de Masas con Plasma Acoplado Inductivamente), en el *Institute for Geosciences* de la *Aarhus University*, Dinamarca. El equipo utilizado corresponde a un láser Excimer de 193 nm de Resonetics conectado a un ICPMS Agilent 7900.

El análisis se realizó en secciones delgadas con ablaciones en modo puntual, con cráteres de 40 o 60  $\mu\text{m}$ , dependiendo de los tamaños de granos de clorita. Se usó helio como gas portador, que luego se mezcló con Ar antes de ingresar al ICP. Las mediciones incluyeron 25 segundos de fondo y 30 segundos de ablación. La tasa de ablación fue de 5Hz y la energía de 80mJ. El material de referencia NIST 610 se usó como patrones de calibración externos, mientras que los vidrios NIST 612 y BIR, BCR y BHVO2 se usaron como patrones secundarios. El procesamiento y cuantificación

de los datos se realizó en el software Iolite (Paton et al., 2011), siguiendo el procedimiento descrito en Heinrich et al (2003). El estándar interno para la cuantificación fue Si. Se usó un valor de 13% en peso de Si determinado por análisis de microsonda electrónica en las cloritas del Adit.

Se analizaron un total de 30 cortes pulidos transparentes, efectuando un total de 870 análisis. De estos solamente 308 se consideran válidos para las cloritas, encontrándose inclusiones de Y, Zr y REE en 109 de ellos. El resto, presenta señales químicas de inclusiones de otros minerales como rutilo, esfeno, epidoto, apatita, entre otros, estrechamente intercrecidos con las cloritas, y por lo tanto debieron ser descartados. Se midieron 53 elementos (Li, B, Na, Mg, Al, Si, K, Ca, Sc, Ti, V, Cr, Mn, Fe, Co, Ni, Cu, Zn, Ga, As, Rb, Sr, Y, Zr, Nb, Mo, Ag, Sn, Sb, Cs, Ba, La, Ce, Pr, Nd, Sm, Eu, Gd, Tb, Dy, Ho, Er, Tm, Yb, Lu, Hf, Ta, Au, Tl, Pb, Bi, Th, U). La concentración de los elementos se expresa en partes por millón (ppm o g/t).

#### **1.4.2.4. Análisis modal de cloritas por QUEMSCAN**

La abundancia modal de la clorita se realizó mediante mineralogía automatizada (QUEMSCAN) con la finalidad de caracterizar cada segmento de alteración del Adit (Anexo III).

El sistema QUEMSCAN-650 es un método instrumental no destructivo, de carácter semi-cuantitativo que se basa en la identificación de minerales a través de la combinación de imágenes de electrones retrodispersados (BSE) y de espectros de energía dispersiva de rayos X (EDS) captados punto a punto sobre una malla de muestreo en el mineral. El instrumento instalado en el Instituto de Geología Económica Aplicada (GEA) consta de un microscopio electrónico de barrido Quanta 250 y de dos detectores libres de nitrógeno Bruker XFlash 6130 (Silicon Drift Detector).

El análisis de mapeo por campos (*Fieldscan*), utilizado en esta oportunidad, consiste en un barrido bidimensional de la superficie de la muestra, capturando una secuencia de campos sucesivos cuya combinación permite obtener una imagen completa de la muestra. Cada campo fue analizado mediante una malla de muestreo (*point spacing*) de 15  $\mu\text{m}$ . Se aplicó un voltaje de 25 kV y el tiempo de medición total por corte fue de aproximadamente 20 horas. Se analizaron un total de 5 muestras características para cada dominio de alteración.

### 1.4.3. Etapa de gabinete 2

Consistió en el procesamiento de los resultados de laboratorio con la siguiente finalidad: 1) evaluar la dispersión y concentración de los distintos elementos en las cloritas a lo largo del Adit-71; y 2) clasificar y utilizar las cloritas como geotermómetro.

Para complementar los resultados anteriores se utilizaron los resultados geoquímicos de roca total, realizados por Carvajal (2014) y Heredia (2018) en sus respectivas memorias de título.

Esta etapa contempla también la redacción de esta Memoria.

### 1.5. Trabajos anteriores.

Históricamente se ha considerado el dominio propilítico como de carácter isoquímico (Meyer y Hemley, 1967). No obstante, existen estudios enfocados en balances de masas en los depósitos de Darrehzar y Maher Abad (Irán) (Derakhshani y Abdolzadeh, 2009; Siahcheshm *et al.*, 2014), y de Bajo la Alumbreira (Argentina) (Ulrich y Heinrich, 2002), que indican todo lo contrario, demostrando que la alteración propilítica se asocia a una ganancia constante de C, Fe, Mn, Zn, Pb y en la mayoría de los casos Mg, junto con una pérdida de K, Na, Si y Rb. La zonación que presentan los metales base en la mayoría de los depósitos tipo pórfidos de cobre, comúnmente está asociada al desarrollo de halos de enriquecimiento de (Mn) Zn-Pb rodeando los cuerpos mineralizados. Estos halos suelen coincidir espacialmente con la alteración propilítica (Jones, 1992).

En las cloritas el enriquecimiento de Mn produce un halo de cloritas ricas en Mn alrededor de estos depósitos (Spencer, 2015). Esta característica ha sido estudiada con anterioridad en el pórfido de cobre de North Silver Bell (Arizona, USA; Ballantyne, 1981) y en el distrito de Tintic (SW Utah, USA; Norman *et al.*, 1991).

Por otra parte, las cloritas tienen la capacidad de ser utilizadas para registrar las condiciones físicas en las que se formaron, por lo tanto, se han utilizado para desarrollar geotermómetros en este mineral (Cathelineau y Nieva, 1985; Jowett, 1991; de Caritat *et al.*, 1993).

El reciente interés en el uso de la química mineral en fases del dominio propilítico (clorita y epidota), como herramienta de exploración, ha permitido que se investiguen y documenten más a fondo estos minerales. Dentro de los primeros estudios destaca a evaluación realizada en el pórfido de Cu-Au Batu Hijau (Indonesia; Wilkinson *et al.*, 2015), donde la variación sistemática en la química de las cloritas, respecto del centro del pórfido, sugiere la utilización de estas como una nueva herramienta para la detección depósitos minerales de tipo pórfido. Estos resultados parecen no ser casos aislados y probablemente obedecen a una característica típica de los depósitos tipo pórfido como lo confirman también los estudios realizados en el distrito de Northparkes (SW Australia; Pacey, 2017), en el cinturón de pórfidos de Cu Tuwu-Yandong (NW China; Xiao *et al.*, 2017; Xiao *et al.*, 2018) e incluso en el mismo depósito El Teniente (Wilkinson *et al.*, 2017). La principal diferencia entre el trabajo anterior y esta investigación tiene relación con el material utilizado. Wilkinson *et al.*, 2017 analizaron cloritas preparadas y montadas en soportes de resina pulida en SEM y posteriormente sus elementos fueron cuantificados por EMPA-WDS y LA-ICP-MS, sin hacer mención sobre las características texturales ni ópticas sobre este mineral.

La importancia del potencial que provee la química de las cloritas incluso ha inspirado a utilizar espectroscopía de reflectancia infrarroja de onda corta (SWIR), para detectar los cambios en la composición de este mineral. Neal *et al.* (2017) utilizando este método para caracterizar la alteración hidrotermal de Batu Hijau, detectaron cambios en la composición mineralógica mayoritaria de las cloritas, que proporciona una nueva herramienta potencialmente útil para la exploración en zonas de alteración propilítica.

Las muestras del Adit-71 analizadas en esta Memoria fueron estudiadas anteriormente por Carvajal (2014) para caracterizar la petrografía de las rocas ubicadas en el sector sur oeste del depósito y además correlacionar geoquímicamente estas rocas con unidades definidas en El Teniente y sus alrededores. Posteriormente fueron analizadas por Heredia (2018) para caracterizar química y texturalmente las epidotas hidrotermales, con el fin de determinar su ambiente de formación y evaluar si su composición química, similar a lo previsto en el distrito de Bagio (Filipinas; Cooke *et al.*, 2014a), permite su uso como vector de mineralización y refleja el inusual tamaño del depósito.

## 1.6. Agradecimientos.

Al creador. Porque, en un infinito acto de bondad, generó un mundo perfecto. Hoy, estudiarlo a través de la ciencia, me permite una mejor comprensión de su creación.

Quisiera comenzar agradeciendo a la profesora Laura Hernández, por depositar su confianza en mí. Por el tiempo dedicado durante las etapas analíticas de este proceso. Por ofrecerme desarrollar este tema de memoria y por sus numerosos consejos tanto profesionales como personales, que me han ayudado a crecer como persona durante este tiempo estudiando y trabajando bajo su orientación.

A las personas que participaron en la recopilación de información analítica y otorgaron datos importantes para esta investigación: Thomas Ulrich, del *Institute for Geosciences*, en la etapa de LA-ICP-MS y Nolvía Campos, por su apoyo en el uso de QUEMSCAN. A los profesores que amablemente aceptaron ser parte de la comisión revisora de esta investigación: Fernanda Álvarez y Abraham González. A los profesores y personal del DCT, que permitieron mi formación en un ambiente de respeto y confianza. A la Sra. Carolina, gracias por sus consejos. Al Sr. Luis gracias por su amabilidad.

El aprendizaje es un viaje que no da frutos sin tener buena compañía. Por eso agradezco a mis amigos y compañeros de universidad por estos largos años de estudio. En especial a mi grupo de trabajo casi permanente que en conjunto y con largas horas de trabajo, logramos sacar adelante todos y cada uno de los desafíos que nos propusimos. José Sepúlveda, Claudia Oñate, Enrique Crisostomo y Valentina Espinoza. Cada uno de ustedes dejó enseñanzas en mí y realmente valoro haberlos conocido, sin dudas fueron y son importantes personas en mi vida. También agradezco a la gran cabaña 7. Muchas gracias: Enzo, Joaquín, Hugo, Pancho e Ignacios por hacer de mis últimos años de universidad una experiencia inolvidable, aquellas hazañas quedarán en mi recuerdo por siempre.

A mi familia quien ha sido mi pilar económico y afectivo, durante toda mi vida y me ha permitido desarrollar al máximo mis aptitudes y sueños. La resiliencia y el amor inconmensurable de mis padres y la preocupación de mis hermanos han permitido que todo este trabajo tenga sentido. Espero poder retribuirles algún día. A mi tío Joselo, gracias por estar siempre cuando lo he necesitado. Camila gracias por tu revisión. A mis familiares y primos. Luego de años estoy logrando superar esta etapa.

A Amber y Axel.

Gracias totales...

## 2. MARCO GEOLÓGICO

### 2.1. Marco Geotectónico

En el margen occidental de Sudamérica, la subducción de las placas Nazca y Antártica bajo el continente constituye el proceso tectónico más importante a lo largo de la cadena andina. La Cordillera de los Andes es el reflejo inmediato de la interacción de este arreglo tectónico. Actualmente, la convergencia relativa ocurre a una velocidad cercana a los 7-8 cm/año y dirección N78°E, entre los 5° y 46° de latitud sur. El arco volcánico se ha dividido en cuatro segmentos de volcanismo activo, separados por zonas con subducción de bajo ángulo y carentes de actividad volcánica (Thorpe, 1984; Stern y Skewes, 1995).

En Chile central la subducción de la dorsal de Juan Fernández alrededor de los 33°S es la característica más distintiva que segmenta la cadena andina. Al norte de esta estructura desaparece el volcanismo cuaternario y tanto el cordón montañoso como la fosa cambian de orientación (Mpodozis y Ramos, 1989); este tramo, comprendido entre los 28° y 33°S, ha sido reconocido como una zona de subducción plana o de bajo ángulo, donde la vertiente occidental de los Andes es prácticamente continua desde el mar hacia el este.

Al sur de la dorsal, la geometría de la placa subductante bajo el continente sudamericano, evidencia un aumento progresivo del ángulo de subducción hasta los 34°S, con un manteo normal de 30° (Pardo *et al.*, 2002). A esta latitud la cadena está segmentada por la Depresión Central que separa la Cordillera de la Costa de la Cordillera Principal donde vuelve a existir evidencia de volcanismo definiendo la Zona volcánica Sur (ZVS).

El yacimiento El Teniente situado en la parte norte de la ZVS (34°04'S) junto a Río Blanco-Los Bronces (33°08'S) y Los Pelambres (31°43'S), forma un importante cinturón de mineralización tipo pórfido de Co-Mo; todos estos depósitos definen la Franja Metalogénica del Mioceno - Plioceno (Deckart *et al.*, 2014), que se distribuye entre los 31° y 36°S a lo largo del flanco occidental de la Cordillera de los Andes, a veces a ella se suman los depósitos de Au±Cu de las franjas de Maricunga y El Indio al norte de los 31°S.

### 2.1.1. Evolución geológica del margen continental de Chile central.

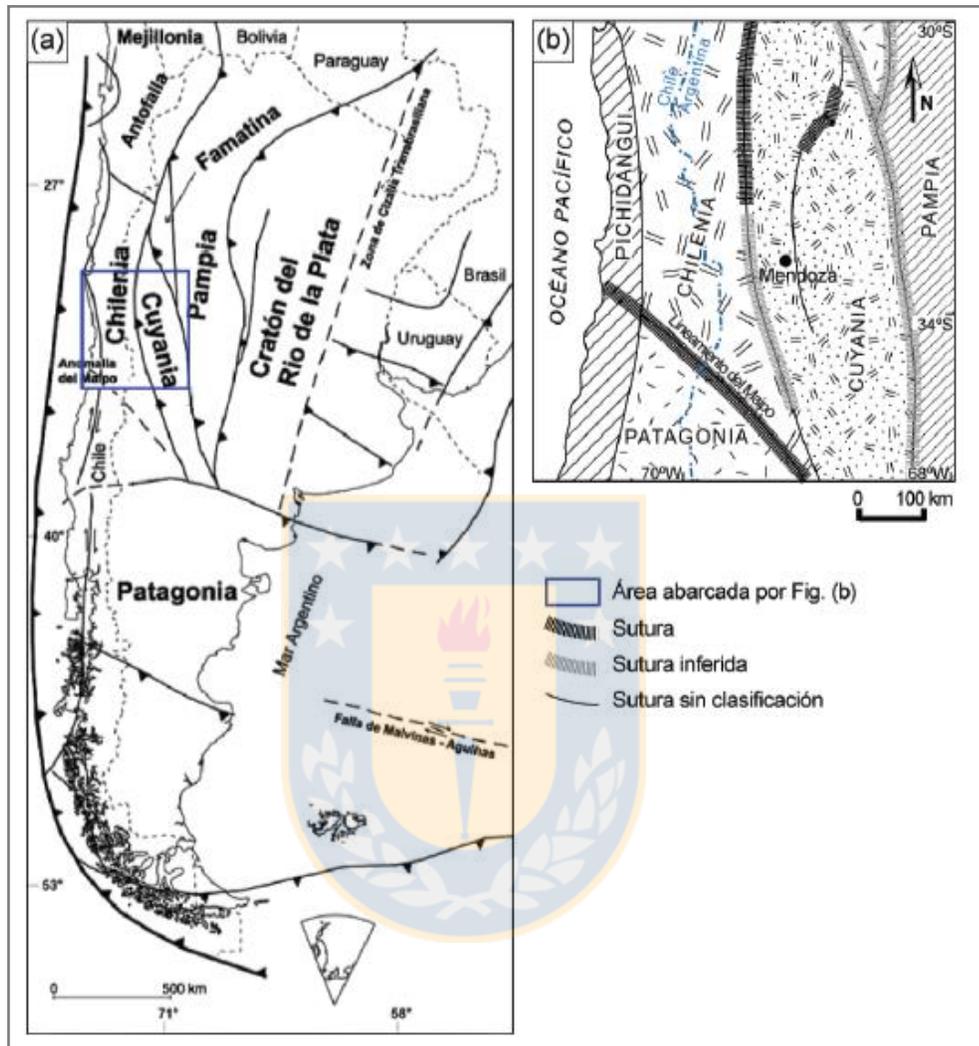
Según Mpodozis y Ramos (1989), la evolución del margen continental en la región Andina de Chile Central consiste en tres ciclos tectónicos sucesivos. En primer lugar, existe una etapa constructiva relacionada a acreciones de terrenos alóctonos a lo largo del margen occidental de Gondwana (Figura 2.1). La segunda etapa se caracteriza por el desarrollo de cuencas extensionales asociadas al desmembramiento de Gondwana; y finalmente una última etapa a partir de la cual se desarrolla la subducción moderna.

#### 2.1.1.1. Paleozoico - Mesozoico

El ciclo Famatiniano (Paleozoico Superior) comprende la primera etapa evolutiva del margen andino. Está caracterizado por la actividad de un amplio arco magmático principal, consecuencia de la subducción, y la formación de una cuenca de tras arco (Rapela *et al.*, 1998). Los terrenos acrecionados durante este ciclo: Sierras Pampeanas (Proterozoico superior), Cuyania-Precordillera (Ordovícico) y Chilena (Devónico inferior), se disponen principalmente en franjas NNW-SSE (Figura 2.1a). Las grandes estructuras formadas por las suturas de estos terrenos condicionaron de manera importante la geometría y dinámica de los procesos tectono-magmáticos mayores desarrollados posteriormente en el margen sudamericano hasta el presente (Ramos, 1994; Charrier *et al.*, 2007).

A partir del Devónico inferior se desarrolla el ciclo Gondwánico. En sus etapas iniciales se establece un sistema de subducción (arco magmático-prisma acrecionario), producto del cabalgamiento del continente sobre la placa oceánica. Esta estructuración cesa, durante el Pérmico medio, por efecto de un episodio deformacional compresivo (fase orogénica San Rafael), asociado con procesos de alzamiento y acortamiento (Mpodozis y Kay, 1992). A partir del Pérmico superior y hasta el Jurásico Inferior domina un periodo extensivo que afecta todo el margen continental, relacionado, a escala global, con el inicio de la ruptura de Gondwana. Posteriormente entre el Triásico al Jurásico Inferior, la extensión continúa, creándose cuencas de dirección NNW-SSE, sub-paralelas a las suturas de los terrenos alóctonos (Figura 2.1b) (Charrier, 1979) y a zonas

de debilidad como las megafallas transformantes desarrolladas durante la apertura del Atlántico austral (Zerfass *et al.*, 2004).



**Figura 2.1** Distribución de terrenos alóctonos acrecionados en Sudamérica. Tomado de Muñoz 2011 (a) Mapa de la región austral de Sudamérica. (b) Detalle de la distribución de terrenos en Chile central y la región occidental de Argentina.

El ciclo Andino comienza en el Jurásico Inferior con la reorganización paleogeográfica del borde occidental del continente. La instauración e intensificación de la subducción ha sido inferida a partir del establecimiento de un arco volcánico calcoalcalino en las cercanías del borde costero y una amplia cuenca extensional de trasarco, afectada por transgresiones y regresiones marinas (Charrier y Muñoz, 1994). Esta configuración se mantiene hasta el Cretácico Superior, cuando un nuevo evento compresivo (Orogenia Peruana), relacionado al término de la separación progresiva

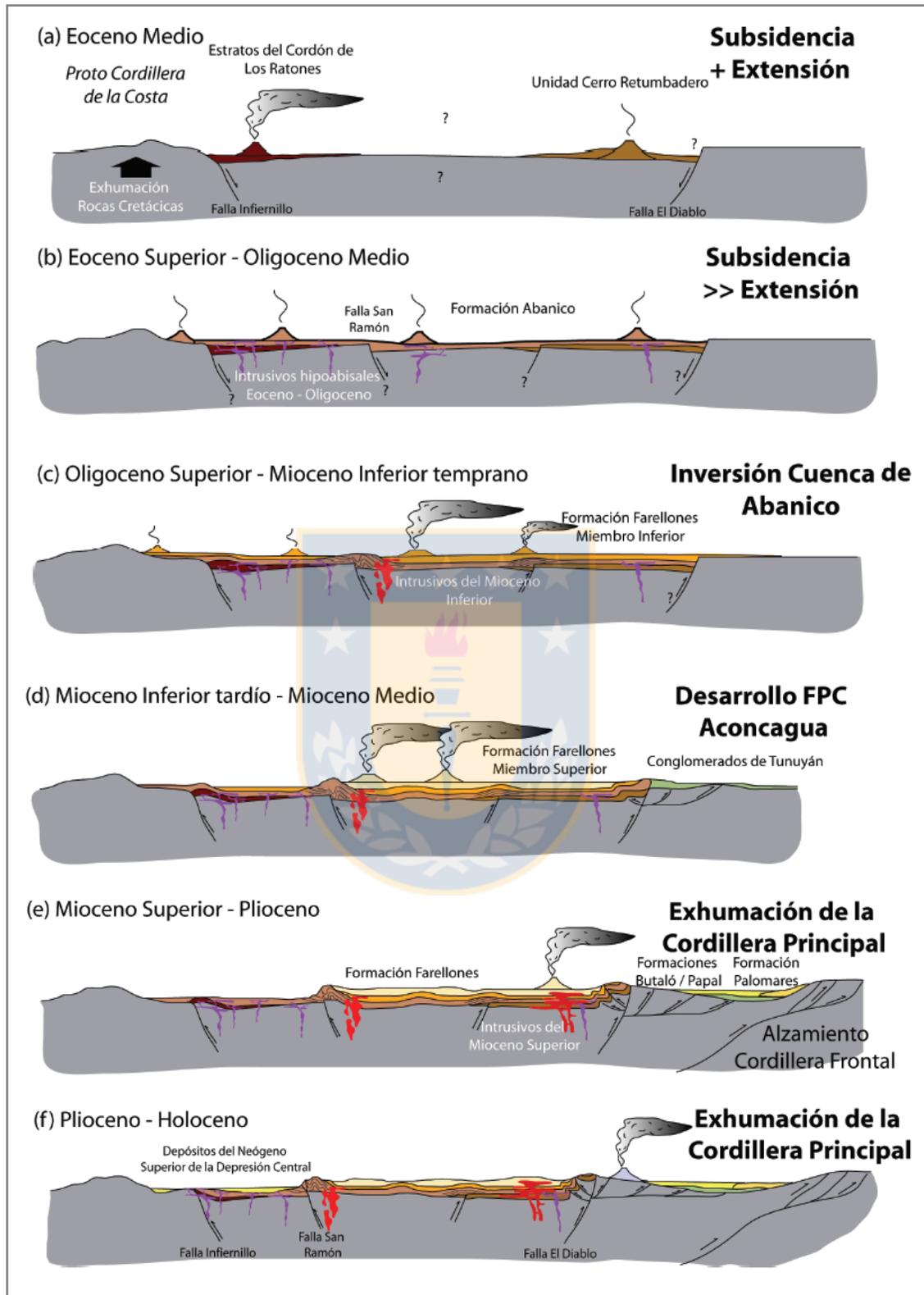
entre Sudamérica y África, provocó la inversión y alzamiento de las cuencas de trasarco (Charrier y Muñoz, 1994). La gran discordancia (Orogenia Larámica) que separa las unidades Mesozoicas y Cenozoicas hace que la evolución paleógena, hasta el Eoceno inferior, sea prácticamente desconocida en esta región.

#### 2.1.1.2. Cenozoico

Posterior a la fase Incaica, a partir de los 40 Ma. nuevamente un evento extensional afecta el margen continental en la región andina actual, desarrollándose una cuenca subsidente de intra-arco, dominada por la acumulación de sucesiones volcano-sedimentarias (Charrier *et al.*, 2002). La posterior inversión de esta cuenca, durante en el Mioceno inferior, establece el régimen tectónico que ha producido la actual configuración estructural y morfológica de los Andes a estas latitudes (Giambiagi y Ramos, 2002).

El desarrollo de la cuenca de Abanico marca el inicio de la evolución cenozoica de Chile central (Figura 2.2). Esta cuenca habría estado principalmente controlada por de fallas normales, activas durante el Eoceno al Oligoceno, permitiendo la sedimentación de más de 2.500 m de depósitos volcánicos y volcanoclásticos, con lentes sedimentarios correspondientes a la Formación Abanico (Godoy *et al.*, 1999; Charrier *et al.*, 2002) y sus equivalentes hacia el sur como la Formación Coya-Machalí, que se distribuyeron entre los 32°30' y 44°S a lo largo de la Cordillera Principal (Charrier *et al.*, 2002).

Entre el Oligoceno superior y el Mioceno inferior, la fase compresiva Pehuenche reactiva las fallas formadas anteriormente e inicia la inversión de la cuenca. La deformación es progresiva durante esta época reconociéndose varios pulsos de deformación que migran hacia el este. Durante el Mioceno medio-superior la deformación afecta las rocas mesozoicas del flanco oriental de la Cordillera Principal iniciando la formación de la faja corrida y plegada de Aconcagua y La Ramada (Giambiagi y Ramos, 2002). Luego, durante el Mioceno superior al Plioceno, continúa la deformación asociada a la faja plegada y corrida fuera del borde oriental de la antigua cuenca de Abanico (Fock, 2005); además, se produce el mayor alzamiento de superficie y exhumación regional en los Andes (Skewes y Holmgren, 1993). Los eventos de alzamiento y exhumación del



**Figura 2.2.** Perfiles esquemáticos de la evolución paleogeográfica de Chile central durante el Cenozoico. Tomado de Muñoz (2011). FPC: Faja plegada y corrida.

orógeno andino son el resultado del progresivo engrosamiento cortical que sucede a la inversión de la cuenca de Abanico (Kay y Mpodozis, 2001).

La actividad magmática de la cuenca está caracterizada por un abundante volcanismo de arco de edad Eoceno-Oligoceno superior, contemporáneo con la depositación de la Formación Abanico. Las rocas ígneas tienen composición predominantemente básica a intermedia y afinidad toleítica (Kay *et al.*, 2005). A partir de la inversión de la cuenca de Abanico, durante el Mioceno inferior, el magmatismo cambia gradualmente hacia composiciones más evolucionadas, con afinidades calcoalcalinas y un carácter más fraccionado, similar a las rocas ígneas de la Formación Farellones y de las unidades posteriores (Nyström *et al.*, 2003; Fuentes, 2004).

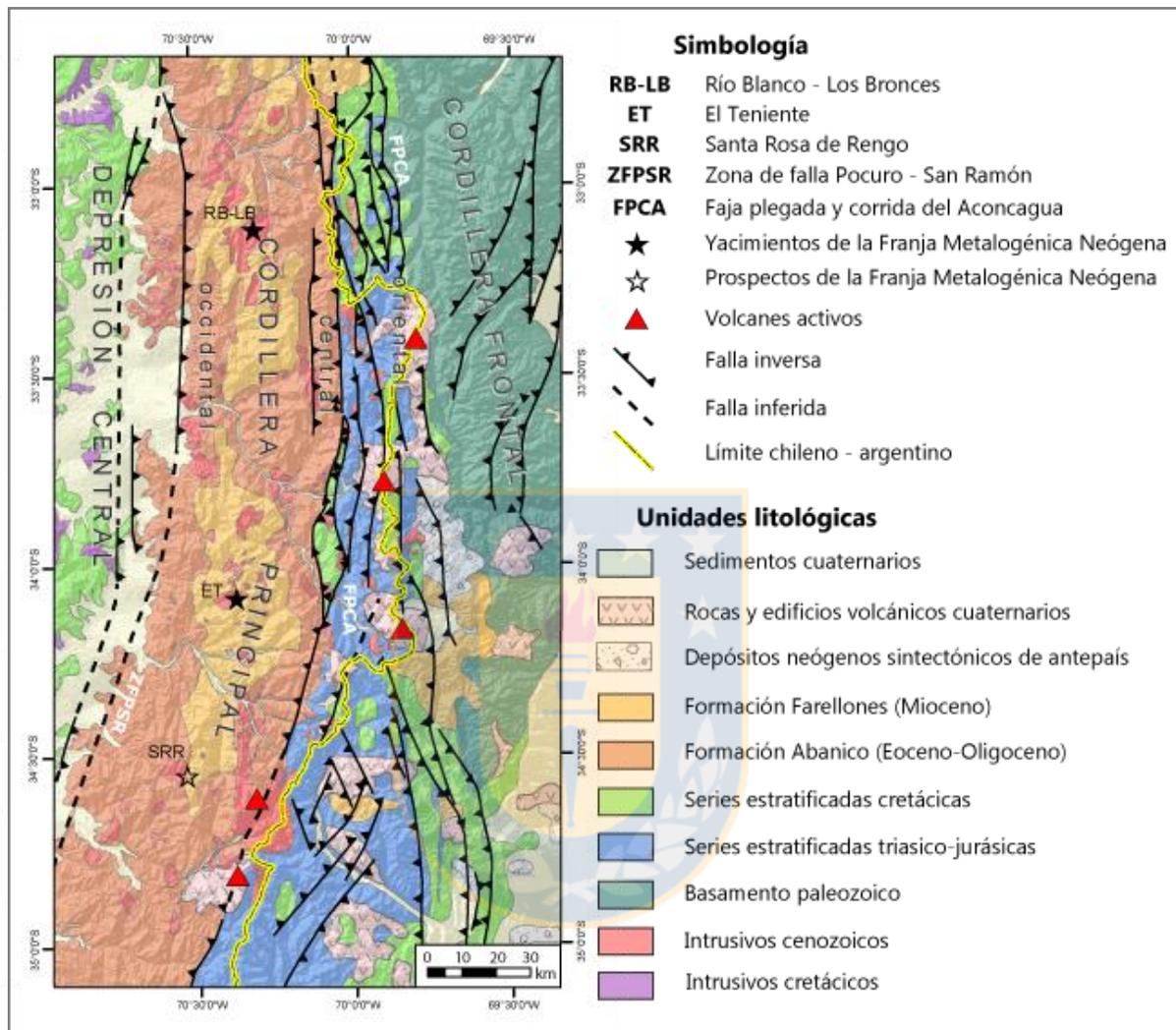
Por último, la migración hacia el sur de la dorsal de Juan Fernández se cree que desencadena la disminución y el posterior cese del volcanismo al norte de los 33°S posterior a los 9 Ma. (Kay *et al.*, 1991) y el desplazamiento del arco Mioceno superior-Plioceno hasta alcanzar la posición actual representada por los volcanes de la parte norte de la Zona Volcánica Sur (Stern y Skewes, 2005).

## 2.2. Geología Regional

En la Cordillera Principal, entre las latitudes donde se emplaza el yacimiento El Teniente, afloran potentes unidades estratificadas de edades mesozoicas y cenozoicas (Klöhn, 1960), distribuidas en franjas elongadas de dirección norte-sur (Figura 2.3). Hacia su flanco oriental, en las cercanías de la frontera Chile-Argentina, dominan sucesiones sedimentarias marinas, volcánicas y clásticas continentales, cuyas edades fluctúan entre el Jurásico y Cretácico Superior, correspondiendo a las rocas más antiguas de esta morfoestructura en la Cordillera de los Andes. Estas rocas están intensamente deformadas y constituyen la faja plegada y corrida de Aconcagua (Alvarado, 2016). Sobre ellas, en el sector occidental de la Cordillera Principal, existen sucesiones volcanoclásticas continentales, que se extienden por cerca de 1.300 km, y son el reflejo de un cinturón magmático entre el Eoceno superior y el Mioceno.

Los cuerpos plutónicos e hipabisales cenozoicos que afloran en este sector intruyen hasta las sucesiones miocenas. Están emplazados y alineados de forma paralela a las fallas principales que

controlan la Cuenca de Abanico (Muñoz-Saez *et al.*, 2014), y se consideran los responsables del metasomatismo hidrotermal y la mineralización económica de la región.



**Figura 2.3** Mapa geológico regional de la sección cordillerana chileno-argentina central, donde se localiza el Yacimiento El Teniente. Mapa geológico modificado de Muñoz (2011)

### 2.2.1. Estratigrafía

Las formaciones que componen la Cordillera Principal, entre los 33° y 36°S, fueron definidas por Klöhn (1960), posteriormente redefinidas por Charrier (1973; 1981 y 2002), Rivano *et al.* (1990) y Álvarez *et al.* (1997), y forman parte de las dos últimas etapas del Ciclo Orogénico Andino en Chile Central (Charrier *et al.*, 1996), cada una de ellas enmarcada en un contexto tectónico y paleogeográfico característico.

Solamente afloran rocas más antiguas, en esta región hacia la Cordillera de la Costa y en la porción trasandina de la Cordillera de los Andes, dentro de la Cordillera Frontal. Si bien estas litologías no aparecen en la mina ni en sus alrededores, podrían ser parte de corteza más profunda bajo El Teniente (Skewes *et al.* 2005).

#### **2.1.1.1. Mesozoico**

Desde el Jurásico Superior al Cretácico Inferior, en el borde occidental de Sudamérica, domina un régimen tectónico extensivo con el desarrollo de una gran cuenca de intra-arco delimitada por la actual Cordillera de la Costa y La Cordillera Principal (Levi y Aguirre, 1981), donde se depositaron series volcanoclásticas de forma contemporánea a la sedimentación de rocas calcáreas. Asimismo, hacia el este, se desarrolló una cuenca de tras-arco (Ramos, 1988) que refleja múltiples etapas de transgresión-regresión de acuerdo con la sucesión de depósitos continentales y marinos que contienen algunos niveles evaporíticos (Farias, 2007). En Chile Central se reconocen dos ciclos transgresivos-regresivos. El primero de ellos ocurrió entre el Bajociano y el Kimmeridgiano (registrada por la Formaciones Nacientes del Teno, Nieves Negras y Río Damas), mientras que el segundo ciclo ocurrió entre el Titoniano y el Albiano (Formacion Baños del Flaco y Formación Colimapu).

#### **2.1.1.2. Cenozoico**

A partir del Cretácico Superior se depositan unidades volcánicas y volcanoclásticas en cuencas intramontanas que son controladas estructuralmente. Estas coexisten con la deformación del antepaís en el sector oriental y la intrusión contemporánea de múltiples cuerpos magmáticos de diferentes tamaños. Particularmente, el arco magmático entre el Eoceno superior y el Mioceno en Chile Central, está documentado por la Formacion Abanico y Formación Farellones, siendo éstas, las litologías que presentan mayor extensión en los alrededores del yacimiento.

#### **Formación Coya-Machalí (Oligoceno-Mioceno inferior)**

Equivalente lateral de la Formación Abanico (Aguirre, 1960; Klöhn, 1960). Corresponde a una sucesión de depósitos volcano-sedimentarios exclusivamente terrígenos, intensamente plegados

y fallados (Charrier *et al.*, 1997); incluyen rocas efusivas y piroclásticas de carácter andesítico, con intercalaciones de basaltos, traquitas y material lacustre, además de numerosas intrusiones subvolcánicas de la misma edad del volcanismo (Piquer *et al.*, 2010). Aflora en la Cordillera Principal Central y Occidental, tanto al este como al oeste del depósito El Teniente, separada por la Formación Farellones. Se pone en contacto por fallas y discordancia sobre unidades mesozoicas y mediante discordancia, pseudoconcordancia, concordancia o falla (Jara y Charrier, 2014), bajo la Formación Farellones.

La Formación Coya-Machalí fue depositada en la cuenca intrarco de Abanico, que representa el último evento extensional en la Cordillera Principal de los Andes Centrales durante el Eoceno-Oligoceno (Tapia *et al.*, 2015). Hollings *et al.* (2005) distinguen que las rocas de esta unidad ubicadas al sur de los 33,5° S, tradicionalmente asignados a esta formación, tienen afinidad toleítica, a diferencia de los ubicados al norte (Formación Abanico) que son predominantemente calcoalcalinas, lo que sugiere un considerable adelgazamiento cortical durante este periodo (Muñoz-Saez *et al.*, 2014).

La segmentación a lo largo de la Cuenca de Abanico está limitada por la zona de falla Piuquencillo (Piquer *et al.*, 2017). La deformación y engrosamiento se inicia tempranamente en el sector norte de la zona de falla y se desarrolla progresivamente hacia el sur, generando diacronismo entre el límite de las formaciones Neógenas.

A pesar de que la edad de la Formación Coya-Machalí, establecida por dataciones K/Ar, es del Oligoceno al Mioceno temprano (Stern *et al.*, 2011; Kay *et al.*, 2005), la sedimentación en la Cuenca de Abanico tiene registros incluso desde el Eoceno medio (Muñoz-Saez *et al.*, 2014).

### **Formación Farellones (Mioceno)**

Corresponde a la secuencia que aloja el depósito El Teniente. Su parte superior contiene las rocas más antiguas en las que se emplaza el yacimiento. A nivel de la mina recibe el nombre de Complejo Volcánico Teniente (Stern *et al.*, 2010). Es una potente serie de rocas volcánicas, ligeramente plegada, que en su segmento inferior contiene intercalaciones de rocas piroclásticas

y sedimentos continentales derivados de la descomposición de rocas efusivas, y sedimentos lagunares. En la parte superior presenta lavas intermedias a básicas y domos riolíticos (Thiele *et al.*, 1980) que se habrían depositado en un ambiente continental con actividad volcánica, principalmente andesítica (Charrier y Munizaga 1979).

El carácter calcoalcalino de sus lavas, con signatura típica de arco, es indicio de un mayor espesor cortical durante el Mioceno inferior, en comparación con la Formación Abanico (Muñoz-Saez *et al.*, 2014). El contacto entre estas dos formaciones es concordante y discordante, según la zona de estudio considerada. El límite superior es la superficie de erosión actual.

Dataciones radiométricas K/Ar indican edades de 4,13-14,3 Ma (Charrier, 1983), asignándola al Mioceno Medio-Superior. Esta sucesión es una prueba de volcanismo del Arco Farellones en el Mioceno, asociado a la inversión de la Cuenca de Abanico y al desarrollo de un depocentro entre las actuales Cordillera de la Costa y la Cordillera Principal, producto de un alzamiento simultáneo de ambas cordilleras (Giambiagi *et al.*, 2015).

### **Formación Colón coya (Plioceno-Pleistoceno)**

Definida como formación por primera vez por Gómez (2001). Incluye series volcánicas, depósitos laháricos, piroclastos, flujos de ceniza, intercalaciones de lava, escombros de avalanchas y facies fluvio-lacustres, que formaron parte de grandes centros efusivos andesíticos, de carácter calcoalcalino y actividad sin y post-glacial. Dataciones radiométricas K/Ar obtenidas por Charrier y Munizaga (1979), coinciden con los resultados de Cuadra (1986), situando a esta Formación en el Plioceno-Pleistoceno (2,3-1,3 Ma). Se Localiza al suroeste del yacimiento, en discordancia sobre las formaciones Coya-Machalí y Farellones, rellenando la paleotopografía del valle y abarcando un área de 160 Km<sup>2</sup>.

### **2.2.2. Rocas intrusivas**

Sobre la Cordillera Principal en este sector, afloran cuerpos plutónicos alojados en las sucesiones Cenozoicas, variables tanto en composición, como en textura y extensión. Falcón y Rivera (1998) reconocen la existencia de al menos cinco franjas de intrusivos, agrupados en complejos ígneos

plutónicos del Paleógeno-Neógeno (Oligoceno superior al Mioceno superior) con edades entre los 34,5 y 5,59 Ma. Estos cuerpos corresponden a intrusivos de carácter plutónico e hipabisal, mayoritariamente granodioritas de hornblenda y biotita, pórfidos dioríticos y andesíticos, monzonitas, monzodioritas y pórfidos dacíticos, que cortan a las formaciones Coya-Machalí y Farellones (Skewes *et al*, 2002) y están asociados a pórfidos Cu-Mo supergigantes del Mioceno tardío al Plioceno, como Los Pelambres, Río Blanco-Los Bronces y El Teniente (Klem *et al.*, 2007). Cuerpos menores se registran en las cercanías, tales como stocks, diques, sills y apófisis. Petrográficamente incluyen rocas faneríticas a afaníticas y brechas entre las que se reconocen granitos, dioritas cuarcíferas, granodioritas, tonalitas y monzonitas cuarcíferas (Charrier, 1981).

Según la distribución de los cuerpos intrusivos, Muñoz *et al.* (2009) señalan que el magmatismo migró hacia el este, desde el límite occidental de la Cordillera Principal a la zona volcánica actual. Dataciones  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  en los granitoides miocenos en las cercanías de El Teniente, realizados por Kurtz *et al.* (1997) distinguen tres grupos de intrusivos (Figura 2.4) Para esta zona, la distribución de estos intrusivos en franjas marca los arcos magmáticos del Oligoceno-Mioceno inferior, Mioceno medio a superior y Mioceno superior respectivamente:

Los tres grupos intrusivos, definidos por Kurtz *et al.*, (1997) son los siguientes :

#### **Complejo Plutónico antiguo (Oligoceno superior - Mioceno inferior)**

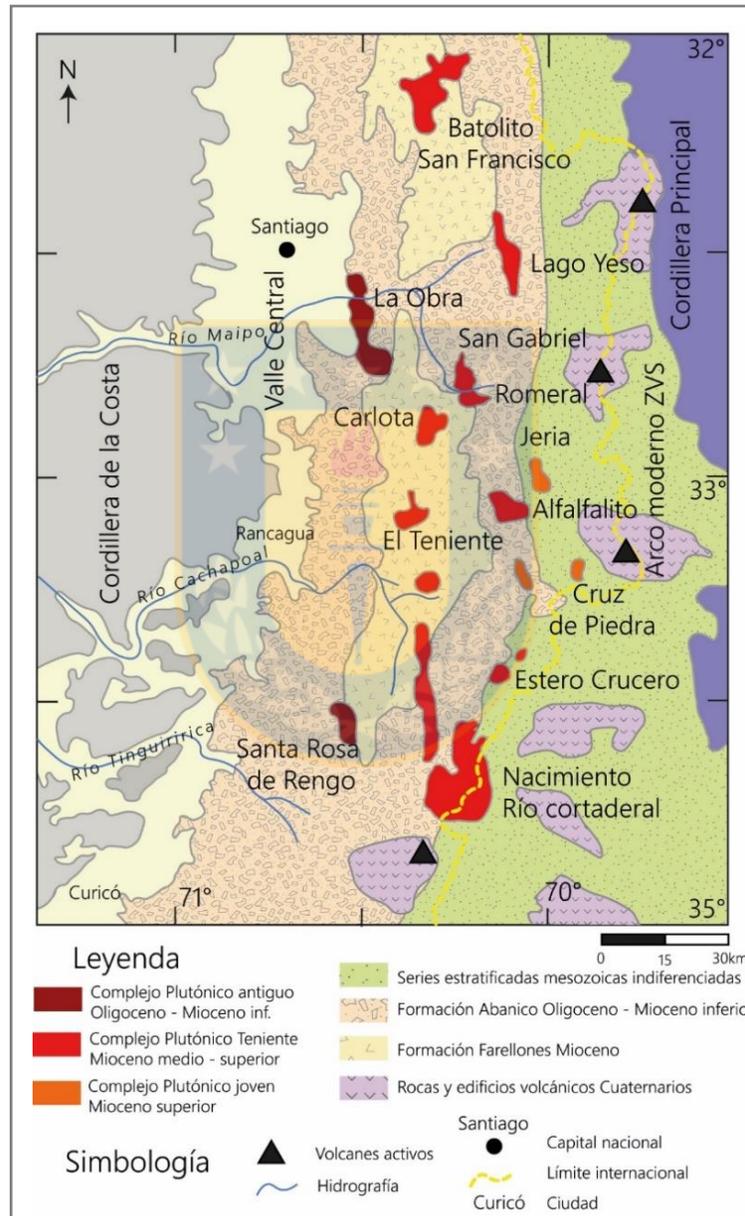
El más antiguo y occidental ( $21,6 \pm 4,9$  Ma -  $16,2 \pm 1,2$  Ma) incluye los plutones La Obra y Santa Rosa de Rengo. Tienen afinidades químicas con las rocas volcánicas huéspedes de la Formación Coya-Machalí, que hicieron erupción a través de una corteza delgada.

#### **Complejo Plutónico Teniente (Mioceno medio - Mioceno superior)**

Situado más al este del anterior y subdividido en dos grupos de intrusivos, con edades entre  $12,4 \pm 2,5$  Ma y  $11,3 \pm 0,3$  Ma y  $8,8 \pm 0,1$  Ma y  $7,7 \pm 1,2$  Ma. Comprende los plutones Alfalfalito, Carlota, Nacimiento Río Cortaderal, Lago Yeso y Romeral. Presenta similitudes químicas con las rocas del Complejo Volcánico Mioceno de El Teniente (Formación Farellones), cuyas características indican erupción a través de una corteza más gruesa.

### Complejo Plutónico Joven (Mioceno superior)

Es el complejo más joven y oriental, datado en  $6,6 \pm 0,1$  Ma y  $5,5 \pm 0,2$  Ma. Incluye a los plutones Jeria y Cruz de Piedra. Sus patrones empinados de Tierras Raras y una firma isotópica más enriquecida son consistentes con su emplazamiento en una corteza engrosada tectónicamente por la deformación del Mioceno tardío.



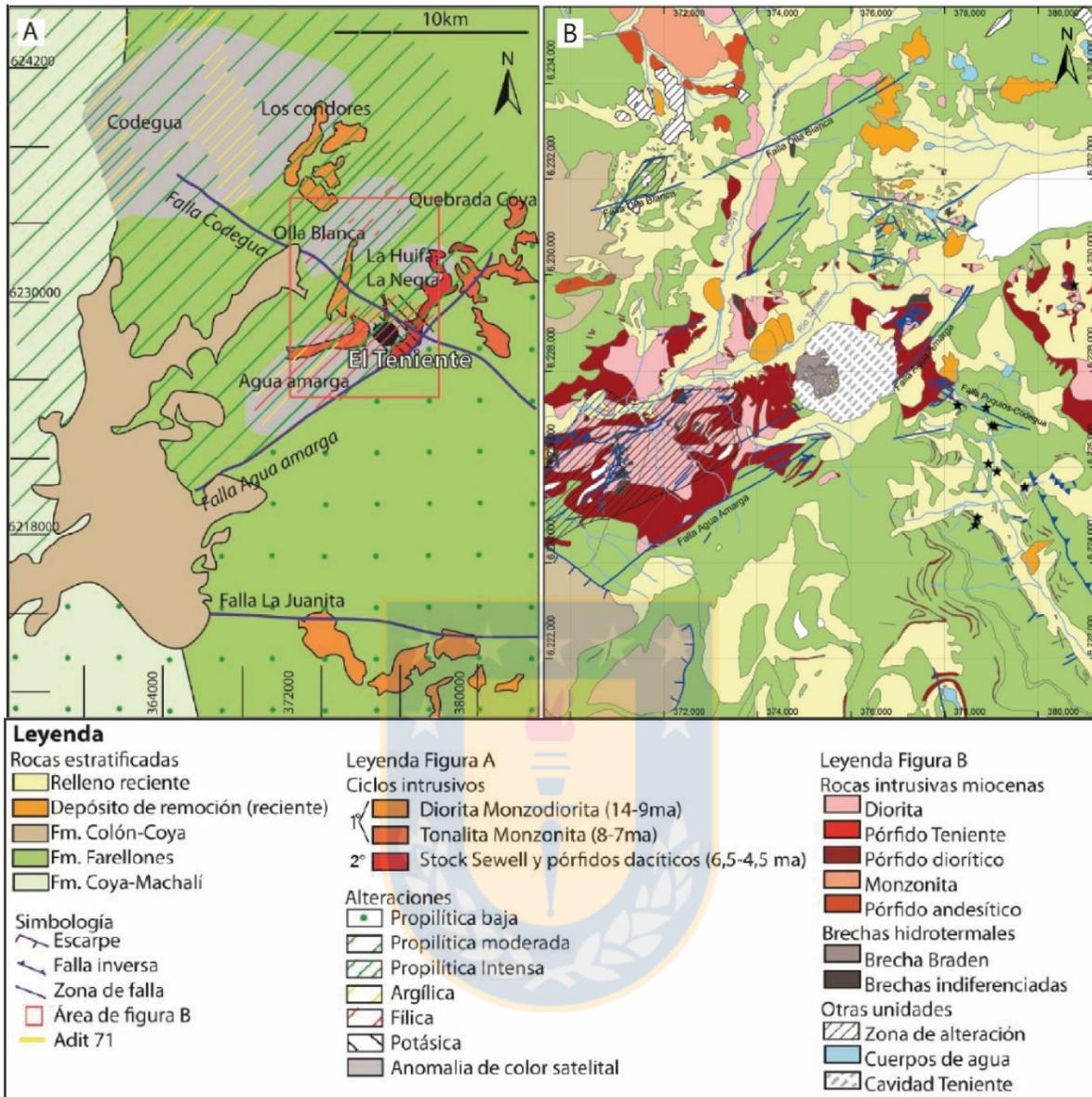
**Figura 2.4.** Distribución de los principales cuerpos plutónicos neógenos, asociados al depósito El Teniente Modificado de Kurtz *et al.*, (1997)

### 2.2.3. Estructuras

En la Cordillera de los Andes, en el sector al sur de los 33°S, se reconocen en la Cordillera Principal, dos sistemas estructurales principales, relacionados al alzamiento mismo de esta morfoestructura. En el borde occidental, el límite con la Depresión Central está dado mediante un sistema de fallas inversas de vergencia oeste Falla Pocuro-San Ramón (Rauld, 2002). Asimismo, cercano al límite Chile-Argentina, las secuencias cenozoicas están fuertemente afectadas por un sistema de fallas inversas de vergencia Este desarrollando la faja plegada y corrida del Aconcagua (Ramos *et al.*, 1996; Giambiagi y Ramos 2002).

A escala regional, Chile Central presenta estructuras NW-SE y NNW-SSE producidas por eventos tecto-magmáticos del Paleozoico- Mesozoico (Godoy y Lara, 1994) que delimitan los segmentos tectónicos dispuestos oblicuamente a la Cordillera y son reactivadas de forma reiterada durante el Mesozoico y el Cenozoico (Rivera y Cembrano, 2000).

Las estructuras reconocidas en las cercanías del yacimiento (Figura 2.5) son de carácter local y muestran un predominio de aquellas de orientación NE por sobre las de orientación NW (Howell y Molloy, 1960; Garrido *et al.*, 1994). Éstas se consideran como parte de un corredor estructural, conocido como Zona de Falla Teniente, una serie de fallas anastomosadas, que se desarrolla en superficie con una dirección N65°E por alrededor de 14 km de largo y 3 km de ancho, entre la falla Agua Amarga y los ríos Teniente y Coya (Garrido *et al.*, 1994). Esta estructura estuvo activa entre los 11 y los 4 Ma, y controló el emplazamiento del intrusivo Sewell (Cannell, 2004). Para la Zona de Falla Teniente se ha descrito un movimiento principal de transcurrancia dextral, con desplazamiento de hasta 1 km o más (Garrido *et al.*, 1994), y uno subordinado normal que alza el bloque suroriental (Howell y Molloy, 1960; Koeppen y Godoy, 1994). El yacimiento está emplazado en el límite NE de la Zona de Falla Teniente entre la intersección de esta estructura y el sistema de fallas Puquios-Codegua, una zona de falla regional, que ha afectado al basamento y aún sigue activa. Según las investigaciones de Rivera y Falcón (1998), esta zona de falla canalizó la actividad volcánica, las intrusiones subvolcánicas y la alteración hidrotermal del Mioceno tardío y Plioceno inferior.



**Figura 2.5** Geología distrital y estructuras regionales de El Teniente a) Mapa de litología y alteración distrital, tomado de Heredia (2018) b) Geología superficial en las cercanías de El Teniente simplificado, tomado de Muñoz (2011)

### 2.3. Geología del depósito

El yacimiento El Teniente es uno de los sistemas de pórfidos de Cu-Mo más grandes y complejos a nivel mundial (Cannell *et al.*, 2005; Stern *et al.*, 2010) genéticamente vinculado a procesos magmáticos-hidrotermales de finales del Mioceno (Cannell *et al.*, 2005). Se ha estimado que contiene un recurso metálico aproximado de 95Mt de Cu y 2,5Mt de Mo (Camus 2002; Spencer *et al.*, 2015) hospedado en la mineralización sulfurada hipógena principalmente como calcopirita,

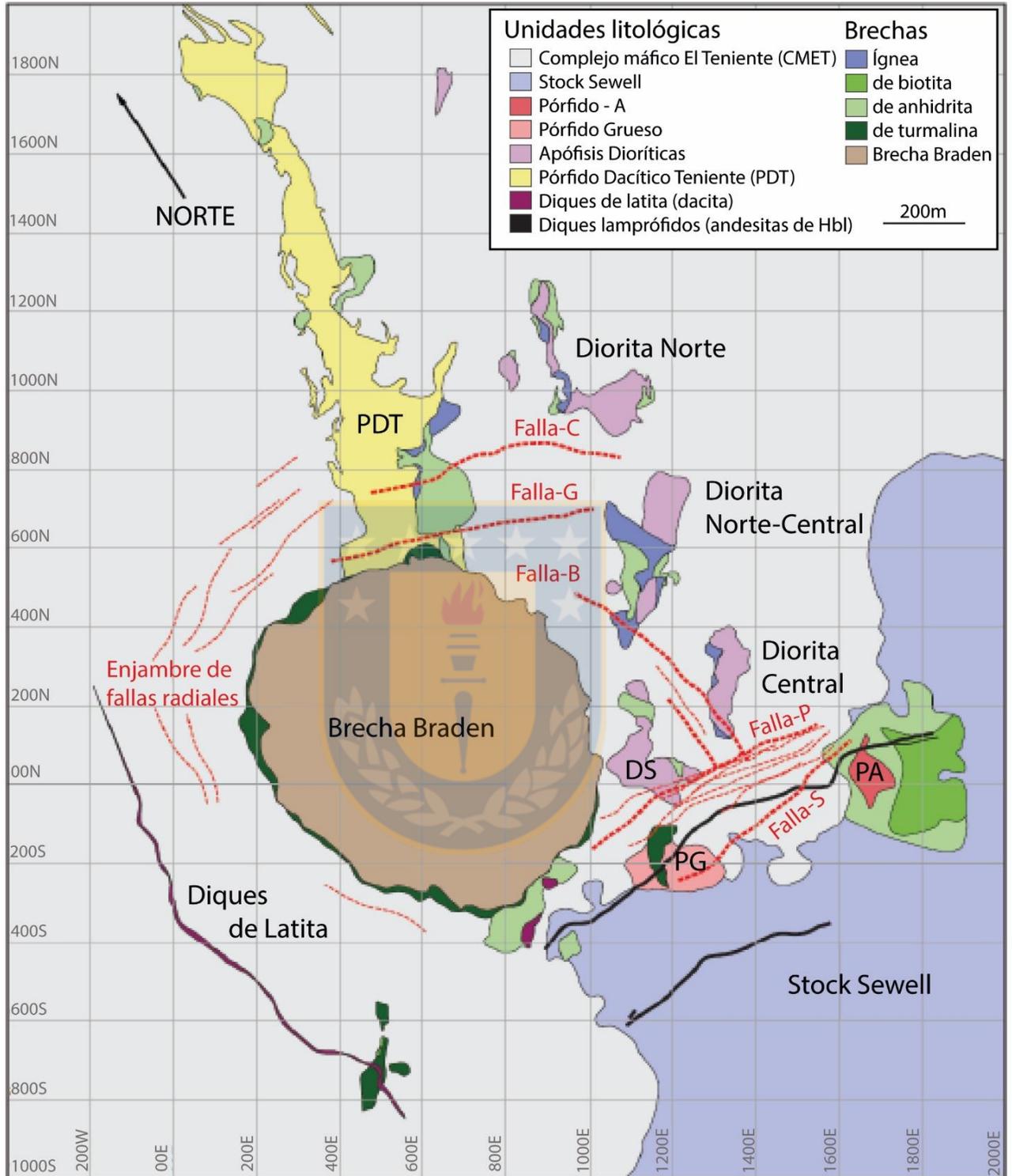
bornita y molibdenita, y en la zona de enriquecimiento secundario en forma de calcosina, y minoritariamente covelina, cobre nativo y cuprita (Cuadra, 1986).

Desde que Lindgren y Bastin (1922) lo describieron por primera vez como el depósito de Braden, se ha reconocido que ha sido formado por múltiples eventos hidrotermales, asociados con una secuencia de intrusiones ígneas superpuestas, ocurridas en un lapso de al menos 5,3 Ma (Maksaev *et al.*, 2004), en rocas miocenas del Complejo Volcánico El Teniente (parte superior de la Formación Farellones) (Stern *et al.*, 2010). El proceso hidrotermal involucra la formación de brechas, *stockwork* y vetillas, acompañada de una potente mineralización y alteración hidrotermal (Vry *et al.*, 2010). A nivel del distrito el Complejo Volcánico El Teniente es intruido por rocas del Complejo Máfico El Teniente (CMET) y posteriormente por cuerpos félsicos relativamente pequeños (Ossandón, 1974; Camus, 1975; Skewes, 2000).

Tradicionalmente El Teniente se ha interpretado dentro de los yacimientos del tipo pórfido cuprífero, como resultado de una sucesiva intrusión de cuerpos félsicos (al menos cinco) genéticamente relacionados, que serían los responsables de la mineralización y la alteración dispuesta de manera concéntrica a los plutones (Maksaev *et al.*, 2004). Skewes *et al.*, (2002) proponen que El Teniente, al igual que otros depósitos Cu-Mo de Chile central, sería un depósito de megabrecha hidrotermal, donde la mineralización está vinculada temporalmente con la intrusión de múltiples brechas ígneas e hidrotermales, y a su vez éstas son independientes a las intrusiones de los plutones félsicos. A pesar de estas dos posturas, se acepta que El Teniente fue producto de fluidos hidrotermales provenientes de una gran cámara magmática ubicada en profundidad. En la figura 2.6 se presentan las principales unidades que conforman el depósito.

### 2.3.1 Unidades litológicas

Se han diferenciado al menos 3 ciclos intrusivos que según Pardo y Kovacic (2012), guardan relación con el desarrollo de alteración y mineralización en el distrito: diorita–monzodiorita y monzonita con facies de pórfidos tonalíticos y andesíticos (14-7 Ma), tonalita y facies de pórfidos tonalíticos (6.5- 4.5 Ma) y diques de lamprófidos post-minerales (3.9-2.9 Ma). El primer ciclo incluye el Complejo Máfico El Teniente, tiene mayor expresión distrital y podría ser responsable



**Figura 2.6.** Unidades litológicas de El Teniente a una cota de 2165m s.n.m. Las líneas de color rojo y segmentadas son fallas nombradas según la clasificación otorgada por la división El Teniente de CODELCO. Modificado de Spencer (2015)

de la extensa aureola de metamorfismo de contacto caracterizada por intensa biotitización. El segundo ciclo intrusivo agrupa a la tonalita “Sewell” (precursor del yacimiento) hasta las facies de pórfidos de El Teniente. El último ciclo intrusivo de edades  $3.85 \pm 0.18$  Ma y  $2.9 \pm 0.6$  Ma (Maksaev *et al.*, 2004) corresponde a diques de lamprófidos de orientación NW-SE y carácter post-mineral.

### 2.3.1.1. Complejo Máfico El Teniente (CMET)

Antes conocidas como “andesitas de la mina” (Lindgren and Bastin, 1922), por su similitud con litologías de origen extrusivo. Es la unidad que sirve como roca caja del depósito. Comprende rocas de tonalidad oscura, que alojan el 80% de la mineralización de cobre (Camus, 1975). Petrográficamente, se interpretan como un grupo de intrusivos máficos subvolcánicos (Skewes y Arévalo 2000), e incluyen gabros, diabasas, y pórfidos basálticos y andesíticos basálticos, que a gran escala conforman un complejo máfico, con forma de lacolito, que intruye a la Formación Farellones (Complejo Volcánico El Teniente), durante el Mioceno superior.

Los reiterados eventos de alteración, mineralización y brechización sobre el CMET han obliterado gran parte de su mineralogía y textura original, dificultando el reconocimiento de contacto entre diferentes tipos texturales. La mineralogía primaria solo puede ser reconocida por algunos cristales de plagioclasa cálcica ( $An_{92}-An_{41}$ ) y relictos de clinopiroxenos rodeados por agregados finos de biotita secundaria y/o actinolita, que le otorga una coloración gris-parda a negruzca a estas rocas. Cantidades menores de anhidrita, cuarzo, clorita, sericita y turmalina (Skewes 2002), terminan por caracterizar la pervasiva alteración potásica. Que en conjunto con un intenso stockwork enmascaran las características primarias de las rocas.

La heterogeneidad textural que caracteriza este complejo refleja el lugar de enfriamiento dentro del cuerpo plutónico. Burgos (2002) confirmó que parte de este complejo corresponde a una diabasa de textura porfídica con variaciones en el tamaño de los fenocristales de plagioclasa. Las texturas de grano fino se sitúan hacia los márgenes del intrusivo y las de grano grueso en los sectores centrales. Estas diabasas son intruídas por diques basálticos, de textura gruesa a fina, composicionalmente similares; por tanto, fueron originados casi simultáneamente a partir de un mismo(?) magma parental.

La intrusión del lacolito ocurrió a los  $8,9 \pm 1,4$  Ma determinados por K-Ar en roca total (Stern *et al.*, 2010). Durante el Mioceno, la tectónica extensional y sistemas de fallas de orientación NNW (Falcón y Rivera, 1998), permitieron el emplazamiento de las diabasas y diques basálticos que conforman el Complejo Máfico El Teniente.

### 2.3.1.2 Complejo Félsico El Teniente

Bajo este nombre se agrupa un conjunto de cuerpos intrusivos subverticales del Mioceno al Plioceno, que presentan afinidad calcoalcalina y contenido de sílice mayor a 56% (Rabbia *et al.*, 2000). Entre la variabilidad de formas se reconocen stocks, apófisis tabulares y diques.

#### Stock o Cuarzo Diorita Sewell

Intrusivo multifásico localizado al sureste del depósito con forma de stocks, masas irregulares, pequeños cuerpos cilíndricos y tabulares emplazados en el CMET. Es el cuerpo intrusivo intermedio a félsico de mayor tamaño en El Teniente y el más antiguo (Maksaev *et al.*, 2004). Puede ser asociado al Plutón La Huifa, que aflora a 4 km al NE del depósito, y a sills andesíticos, ubicados pocos kilómetros al NW de este (Stern *et al.*, 2010).

Petrográficamente se distingue una marcada composición modal, pasando de dioritas cuarcíferas a tonalitas. En su núcleo adquiere textura fanerítica, con porciones equigranulares y agregados hipidiomórficos de plagioclasa, biotita y hornblenda parcialmente cloritizada, con cuarzo y feldespato potásico intersticial (Faundez, 1981). Hacia la periferia, tiene contactos transicionales y/o brechosos con el CMET y presenta una costra externa de textura porfídica, en la que se desarrolla una alteración potásica penetrativa, constituida por fenocristales de plagioclasa, biotita y relictos de anfíbola, en una masa fundamental de cuarzo, microlitos de plagioclasas y feldespato potásico subordinado (Skewes *et al.*, 2002). La matriz de las brechas tiene una apariencia pegmatítica, con agregados de anhidrita, biotita, calcopirita y molibdenita (Maksaev *et al.*, 2004). El límite entre estas dos variedades es transicional y ambas presentan una fuerte alteración cuarzo-sericita-clorita, que se desarrolla a partir de halos de vetillas y oblitera la textura y composición original de la roca (Cuadra 1986).

Las variaciones texturales y mineralógicas dentro del stock fueron inducidas por velocidades de enfriamiento diferenciales dentro de la intrusión, donde las facies de tonalita porfídica representarían los márgenes de enfriamiento (Cuadra, 1986). Otros autores, sin embargo, argumentan que este cuerpo estaría compuesto por al menos dos intrusiones distintas (Guzmán, 1991).

Cuadra (1986) determinó dos edades K-Ar en roca total indicando una edad de cristalización de  $7,1 \pm 1,1$  y  $7,4 \pm 1,5$  Ma para las tonalitas porfídicas. Se cree que este intrusivo se emplazó tempranamente, previo a la mineralización de El Teniente (Howell y Malloy, 1960; Makshev *et al.*, 2004; Vry *et al.*, 2010), entre los 12,4 y 7,0 Ma (Cuadra, 1986, 1992; Kay y Kurtz, 1995; Rivera y Falcón, 1998; Skewes *et al.*, 2002).

### **Pórfido A**

El pórfido A, también llamado pórfido gris o pórfido microdiorítico. Está ubicado en el lado Este del depósito, a lo largo del contacto entre el CMET y el Stock Sewell. Esta unidad es esencialmente una brecha ígnea (Skewes *et al.*, 2002) consistente en abundantes clastos del CMET y Stock Sewell (a los que intruye), en una matriz alterada de biotita, feldespato potásico, plagioclasa, anhidrita y cuarzo (Cannell, 2004).

Recientemente se ha indicado que la matriz del pórfido A, es esencialmente de composición andesítica, sobre la base de estudios de elementos móviles e inmóviles (Vry *et al.*, 2010). A pesar del nombre dado a esta unidad, ninguna de las rocas que la constituyen poseen textura porfídica, y la composición diorítica es correcta sólo para sugerir un origen ígneo, ya que no se trata de rocas ígneas comunes, debido al alto contenido de anhidrita magmática, azufre y volátiles (Stern *et al.*, 2007).

Aparentemente existiría un vínculo genético entre el Pórfido A y las brechas de anhidrita que lo rodean, algunos autores han concluido que la anhidrita presente en la matriz sería de origen magmático (Stern *et al.*, 2007); sin embargo, otros autores argumentan que ésta se precipita a partir de fluidos hidrotermales posteriores (Cannell *et al.*, 2005; Vry *et al.*, 2010).

Dataciones U-Pb en circones de esta unidad indican una distribución bimodal en las edades entre  $6,46 \pm 0,11$  Ma y  $5,67 \pm 0,19$  Ma, la primera de ellas representa el valor medio de los clastos polimícticos de brecha y la más joven a la matriz de ésta (Maksaev *et al.*, 2004). Estos datos sugieren que el pórfido A puede haberse formado en múltiples pulsos de intrusión y brechización centrados aproximadamente en 5,7 Ma como sugieren varios autores (Cannell *et al.*, 2005; Stern *et al.*, 2010) o que contiene circones heredados del stock Sewell.

### **Chimeneas o Apófisis dioríticas**

Al Este de la brecha Braden e intruyendo al CMET, se encuentran una serie de cuerpos porfídicos tubulares, con diámetros relativamente constantes de  $\sim 200$  m en todos los niveles de la mina, lo que indica que son cuerpos volumétricamente pequeños, con forma de dedo y de una extensión vertical significativa (Spencer 2015).

Se reconocen cuatro cuerpos porfídicos mayores, de tamaños similares, identificados según su posición como Diorita Norte, Norte-Central, Central y Sur. todas ellas contienen entre 30-50% de fenocristales de plagioclasa y 5-15% de anfíboles y biotita en una matriz aplítica de grano fino de cuarzo, plagioclasa y K-feldespato. Los fenocristales de plagioclasa son predominantemente de composición albita a oligoclasa (Vry *et al.*, 2010) y con frecuencia se han alterado a clorita, sericita y cuarzo (Cannell, 2004; Vry *et al.*, 2010). Datos de elementos inmóviles sugieren que estas intrusiones son dacíticas (Vry *et al.*, 2010).

Se han obtenido edades de cristalización U-Pb en circones bastante similares para las dioritas Norte y Central, lo que sugiere que se formaron al mismo tiempo (Maksaev *et al.*, 2004). La mayoría de las edades se agrupan aproximadamente en 5,6 Ma, lo que sugiere que estas unidades se formaron poco después de la intrusión del pórfido A.

### **Pórfido grueso**

Este intrusivo con forma de stock, se ubica al sureste de la Brecha Braden, a lo largo del contacto entre el Stock Sewell y el CMET. Vry *et al.* (2010) describen que esta unidad tiene textura porfídica, con fenocristales de albita-oligoclasa, biotita y ojos de cuarzo insertos en una matriz aplítica. Aparentemente refleja un grado menor de alteración en comparación con las demás unidades del

depósito, no obstante, presenta cierta mineralización que incluye un 2-3% de pirita y calcopirita diseminadas. A pesar de que tiene un carácter más sódico, muestra firmas mineralógicas y geoquímicas similares a las apófisis dacíticas, lo que sugiere un origen comparable. No se han obtenido edades de cristalización ni de alteración para el pórfido Grueso.

### **Pórfido Dacítico El Teniente**

Es un intrusivo de composición dacítica, subvertical y alargado, de unos 200m de ancho, similar a un dique, que se extiende aproximadamente por 1,600m al norte de la Brecha Braden. Está compuesto por fenocristales de oligoclasa-andesina, biotita, anfíbol y ocasionalmente ojos de cuarzo en una matriz de cuarzo, albita, feldespato potásico y biotita (Skewes *et al.*, 2002; Makshev *et al.*, 2004). Presenta mayoritariamente alteración del tipo potásica, pero a diferencia de la mayoría de las otras unidades en El Teniente, este pórfido no evidencia una marcada biotitización (Vry *et al.*, 2010). Los contenidos elevados de  $K_2O$  y  $SiO_2$  son reflejo de una alteración cuarzo-sericita, abundante en los niveles de minas superiores, a lo largo de los márgenes de la intrusión (Skewes *et al.*, 2005; Cannell, 2004).

De los múltiples estudios realizados al interior de la mina en el pórfido El Teniente (Ossandón, 1974; Duarte, 2000; Rojas, 2003; González, 2006; Hirschfeld, 2006), se concluye, basado en variaciones texturales y relaciones de corte, que este cuerpo fue formado por múltiples fases intrusivas (Vry *et al.*, 2010). Estas fases pueden ser agrupadas en dos tipos principales, una fase euhedral o idiomórfica localizada en la parte norte del depósito y a lo largo del borde oriental del intrusivo, y una fase subhedral o hipidiomórfica que mayoritariamente ocupa la porción del sur de la intrusión. La fase idiomórfica contiene fenocristales de plagioclasa euhedrales y una masa fundamental aplítica. En contraste, la fase subhedral contiene fenocristales de plagioclasas con bordes reabsorbidos y una masa fundamental de grano más grueso (Duarte, 2000; Cannell *et al.*, 2005). Rojas (2003) demostró que la fase euhedral es la más joven, pues contiene xenolitos de la fase subédrica. En esta misma fase Makshev *et al.* (2004), utilizando dataciones U-Pb en circones, determinaron una edad de cristalización cercana a los  $5,25 \pm 0,1$  Ma.

### Diques de latita

Son diques con textura porfídica, de 6 a 8 m de ancho, que rodean concéntricamente a la Brecha Braden e incluye algunos cuerpos pequeños, al noreste, truncados por ésta. Esto sugiere que parte de estos cuerpos se formaron antes que la brecha, los que pueden haber jugado un rol importante en la génesis de la chimenea (Cannell *et al.*, 2005; Stern *et al.*, 2010). Esta hipótesis es consistente con edades U-Pb en circones de los diques latíticos de  $4,82 \pm 0,09$  (Maksaev *et al.*, 2004) que se encuentran dentro de los rangos que han sido determinados para la Brecha Braden (Stern *et al.*, 2010).

Se reconocen como cuerpos irregulares, discontinuos y autobrechizados. Están compuestos por fenocristales de albita fuertemente sericitizados, biotita y anfíboles alterados (Skewes *et al.*, 2002; Cannell *et al.*, 2005). Resultados recientes basados en elementos inmóviles en roca total, sugieren que los diques son composicionalmente similares a los pórfidos dacíticos que se encuentran al este de la Chimenea Braden (Vry *et al.*, 2010).

### Diques de lamprófidos

Todas las unidades en El Teniente están cortadas por varios diques que son posteriores a la mineralización. Estos diques son denominados lamprófidos (Skewes *et al.*, 2002; Rabbia *et al.*, 2009; Vry *et al.*, 2010) o diques de andesita ricas en anfíbol (Maksaev *et al.*, 2004). Por lo general no son afectados por la alteración hidrotermal y representan un retorno a un magmatismo hacia composiciones más máficas (Vry *et al.*, 2010). Ocurren como diques delgados de orientación noreste - suroeste, contienen cristales de anfíbol y plagioclasa (bytownita) en una matriz de grano fino de plagioclasa, anfíbol, óxidos de hierro y vidrio (Skewes *et al.*, 2002).

Debido a su contenido de sílice y la presencia de fenocristales plagioclasas, se sugiere que la clasificación más apropiada para ellos es una andesita (Vry *et al.*, 2010). Se han realizado dataciones K-Ar, tanto en hornblendas como en roca total, y se han obtenido edades entre  $2,9 \pm 0,6$  y  $3,8 \pm 0,3$  Ma respectivamente (Cuadra, 1986), lo que confirma que fueron las últimas intrusiones que afectaron el depósito de El Teniente.

### 2.3.1.3 Brechas

Una serie de brechas magmáticas e hidrotermales ocurre dentro y/o alrededor de todas las intrusiones de El Teniente. Comprender estas brechas es importante ya que hospedan parte de la mineralización de Mo y Cu (Skewes *et al.*, 2002). Se han identificado cinco tipos principales de brechas en el depósito: brecha ígnea, de biotita, de anhidrita, de turmalina, y de harina de roca (Skewes *et al.*, 2002). En estas últimas, los pequeños cristales y fragmentos de roca forman una parte significativa de la matriz que puede estar cementada con biotita, turmalina, cuarzo, sericita y/o pirita. Otras brechas más localizadas incluyen cementos de actinolita, magnetita, feldespato potásico, cuarzo y yeso (Seguel *et al.*, 2006; Vry *et al.*, 2010).

#### Brechas ígneas

Estas brechas se formaron en asociación con todos los eventos intrusivos principales (Cannell *et al.*, 2005, 2007; Vry *et al.*, 2010). Son polimícticas, con una matriz ígnea alterada, compuesta de biotita, cuarzo, feldespatos, anhidrita, calcopirita y óxidos de hierro, con una textura holocristalina, equigranular (Skewes *et al.*, 2002). La abundancia de calcopirita en la matriz (Skewes *et al.*, 2002) puede explicar los altos grados de Cu (y Mo) observados a lo largo de los límites de las intrusiones de El Teniente (Cannell *et al.*, 2005, 2007; Vry *et al.*, 2010). Componen el material del pórfido A y aparecen en los márgenes del Pórfido dacítico El Teniente y en varias de las apófisis dacíticas (Skewes *et al.*, 2002; Cannell *et al.*, 2007).

#### Brechas de biotita

Son interpretadas como brechas hidrotermales magmáticas tempranas que se formaron al inicio de la etapa de premineralización (Vry *et al.*, 2010). Aparecen asociadas en profundidad con el Pórfido A (Seguel *et al.*, 2006) y en los márgenes del Pórfido Dacítico El Teniente y varias de las apófisis dacíticas (Cannell *et al.*, 2007). Estas brechas consisten en fragmentos de los pórfidos y del CMET cementados con biotita gruesa y cuarzo intersticial (Cannell *et al.*, 2007; Vry *et al.*, 2010). Skewes *et al.* (2002) sugirieron que las brechas de biotita se formaron a lo largo del CMET, pero son enmascaradas por la sobreimpresión de eventos hidrotermales. Sin embargo, estudios

recientes han encontrado poca evidencia para apoyar esta afirmación (Cannell *et al.*, 2007; Vry *et al.*, 2010).

### **Brechas de anhidrita**

Brechas polimícticas cementadas por anhidrita hidrotermal y menor cantidad de biotita, turmalina, cuarzo, yeso, apatito, calcopirita y pirita (Skewes *et al.*, 2002). Son asociables a vetas de anhidrita, cuarzo, biotita, feldespato y sulfuros. Se localizan en los márgenes de los pórfidos A, Dacítico El Teniente y en las Apófisis Dacíticas. Cannell (2004), basado en relaciones transversales en brechas de anhidrita adyacentes a este intrusivo, sugiere que estas brechas se formaron posterior a las brechas ígneas y de biotita, simultáneamente con el Pórfido Dacítico El Teniente.

### **Brechas de turmalina**

Cuerpos de brechas mono o polimícticas, con clastos fuertemente sericitizados, mineralizadas o estériles (Skewes *et al.*, 2002). Estas brechas están cementadas esencialmente por turmalina y proporciones variables de anhidrita, cuarzo, calcopirita, bornita y pirita. Skewes *et al.* (2002) identificaron dos tipos distintos de brechas de turmalina: (a) brechas tempranas de turmalina, asociadas a la parte superior de algunos intrusivos (Camus, 1975), como el pórfido de Grueso. Estas brechas están poco mineralizadas y forman complejos junto a las brechas de biotita y anhidrita y (b) brechas de turmalina tardías, que forman un anillo rodeando la Chimenea Braden. Fueron formadas en las últimas etapas de la evolución del depósito. Son brechas polimícticas clastosoportadas, con 60-90% de clastos angulares de 10-100 mm de diámetro en un cemento de turmalina, sulfuros, sulfatos y sulfosales (Skewes *et al.*, 2002).

### **Brecha Braden**

Es un complejo de brechas hidrotermales, que domina el centro del depósito. En superficie tiene forma más o menos circular, con un diámetro aproximado de 1.200m que disminuye a 600m en profundidades cercanas a los 1.800m (Cuadra, 1986). Las paredes de esta estructura se disponen de forma asimétrica; los bordes orientales, son subverticales, mientras que los del lado occidental buzanan de 60° a 70° hacia el interior (Maksaev *et al.*, 2004), creando una estructura en forma de cono invertido que se extiende a más de 2100 m por debajo de la superficie (Skewes *et al.*, 2002).

Las brechas tienen carácter polimíctico, mal seleccionadas y matriz soportadas, con clastos que incluyen dioritas, dacitas y otros fragmentos de rocas en una matriz tobácea muy alterada (Silitoe, 1985 en Makshev *et al.*, 2004). Esta estructura puede ser subdividida en dos facies (Cuadra 1986). En la periferia se reconoce un anillo de brechas de turmalina rica en sulfuros, denominada brecha marginal y en la parte central un conjunto de brechas hidrotermales con matriz de polvo de roca, estériles y que forman la mayor parte del complejo.

La Brecha Braden ha sido interpretada como una diatrema (Makshev *et al.*, 2004), generada por una explosión freatomagmática explosiva (Vega, 2003). Dataciones K-Ar realizadas en sericitas indicarían una edad de formación entre los 4,7 y 4,6 Ma. (Cuadra, 1986). Varios estudios sugieren que esta chimenea es mayoritariamente estéril y que su formación marcó el final de la mineralización económica significativa en el depósito (Cannell *et al.*, 2005, 2007; Vry *et al.*, 2010). Existen evidencias de mineralización hacia la periferia, mayoritariamente molibdenita y óxidos de Cu en el cemento (Spencer 2015).

### 2.3.2. Alteración y mineralización

La evolución de los procesos de alteración y mineralización en El Teniente ha sido objeto de numerosos estudios. Estos tratan de analizar, a través de relaciones de corte, la cronología de las vetas y brechas presentes en el yacimiento. Se han podido definir tres esquemas de clasificación de vetillas, basados en su mineralogía, temporalidad y alteración asociada (Figura 2.7) (Vry *et al.*, 2010; CODELCO 2003; Cannell *et al.*, 2005). Sin embargo, estas divisiones corresponden a un panorama general ya que existen numerosas evidencias de procesos hidrotermales de alteración, mineralización y brechización que ocurren a niveles locales dentro del yacimiento (Muñoz, 2011). Todos estos procesos son el reflejo de una evolución compleja que está caracterizada por la superposición de numerosos eventos magmáticos e hidrotermales.

Vry *et al.*, (2010) definen 13 tipos de vetillas, separadas en tres etapas: Etapa de premineralización asociada con alteración potásica, Etapa de mineralización principal definida por vetillas de cuarzo y/o anhidrita con o sin halos de alteración que reflejan una incipiente alteración potásica a sericitica y una Etapa de mineralización tardía con vetillas de turmalina y sulfosales, posiblemente vinculadas a la formación de la Brecha Braden y sus fases marginales.

La clasificación realizada por CODELCO (2003) guarda una serie de similitudes con la efectuada por Vry *et al.*, (2010). En ella se documentan 15 generaciones de vetillas distintas divididas en tres etapas de mineralización: una etapa magmática tardía asociada con la alteración potásica, una etapa hidrotermal principal asociada con la alteración de cuarzo-sericita y por último una etapa hidrotermal tardía asociada a las brechas que rodean la brecha de Braden y vetas alteración cuarzo-sericita pervasiva.

La propuesta de Cannel *et al.*, (2005) incluye clasificación compuesta por 13 vetillas agrupadas en cuatro etapas, a diferencia de los dos modelos anteriores, en este se agrega una etapa premineralización anterior a la etapa tardimagmática y consiste en vetillas asociadas a una intensa alteración potásica.

### 2.3.2.1 Etapas de alteración

A pesar del esfuerzo para poder caracterizar y clasificar los múltiples eventos de alteración del depósito, existen varias incongruencias entre las tres clasificaciones anteriormente presentadas al detallar la paragénesis mineral y temporalidad de vetillas. A pesar de esto, los autores concuerdan de manera general, en el número de eventos que originaron el depósito, tomando como referencia las cuatro etapas hipógenas propuestas por Cuadra (1986): Tardimagmática, Hidrotermal principal, Hidrotermal tardía y Póstuma.

Existe una etapa temprana de alteración, desarrollada previamente al emplazamiento de los plutones félsicos y no relacionada a la mineralización, descrita por Skewes *et al.* (2005). Esta alteración queda descrita por diseminados y vetillas de magnetita-actinolita, que afectan casi exclusivamente al CMET y localmente al Stock Sewell. La superposición de eventos posteriores oblitera casi por completo esta asociación quedando como relictos en las partes más profundas de la mina.

#### **Etapas Tardimagmática**

Relacionada a la consolidación del Stock Sewell y al Pórfido Dacítico El Teniente, es considerada la primera etapa importante de alteración asociada con la mineralización de cobre. Contiene una etapa temprana de biotización pervasiva que oblitera gran parte de las rocas del CMET e incluye

también, el emplazamiento de brechas con matriz de biotita. La biotita finamente diseminada se encuentra asociada con anhidrita, clorita, magnetita, rutilo, calcopirita y bornita.

Durante los últimos estadios de esta etapa, la alteración potásica es desarrollada por *stockwork* de vetillas con cuarzo, feldespatos potásicos, anhidrita y sulfuros. De forma maciza en los intrusivos ocurre silicificación y pseudopertitización de plagioclasas, formación de cúmulos irregulares de biotita en el CMET, gradando a un dominio con clorita hacia la periferia, que cristalizó en paragénesis con epidota y calcita, definiendo una zona correspondiente a alteración propilítica. Conforman zonas de mayor intensidad, en un esquema concéntrico al Pórfido El Teniente, en la sección norte y en el borde del intrusivo diorítico.

### **Etapa Hidrotermal Principal**

Sobreimpuesta a la etapa anterior y vinculada genéticamente a la reacción de los fluidos tardimagmáticos con aguas meteóricas. Se caracteriza por la destrucción y reemplazo de minerales preexistentes por una alteración cuarzo-sericita definiendo una asociación fílica, con menores cantidades de clorita y anhidrita. Esta alteración es desarrollada a partir de vetillas de cuarzo y sulfuros, generando halos con ancho variable de cuarzo, sericita, clorita. La intensidad de esta alteración está controlada por la densidad de las vetillas y el ancho de sus halos. Como sulfuros principales aparecen calcopirita y pirita, sin bornita asociada, además de molibdenita en forma subordinada, ocupando espacios de relleno en vetillas y también como diseminados en halos. Las zonas de mayor intensidad conforman franjas dispuestas en forma simétrica al Pórfido Teniente, en el CMET. También se desarrolla en el Stock Sewell como vetillas y en forma maciza.

### **Etapa Hidrotermal Tardía**

Asociada a la interacción de los fluidos hidrotermales, generados por el emplazamiento de la Brecha Marginal que rodea a la Brecha Braden. Queda expresada por una segunda alteración fílica, con vetillas de anhidrita, cuarzo, sericita, turmalina, yeso, ankerita, siderita, baritina, clorita, epidota, calcopirita, bornita, pirita, molibdenita y sulfosales, afectando a los clastos de la Brecha Marginal. Las vetas, si bien tienen forma similar a la etapa anterior, tienden a ser más gruesas (Zuñiga, 1982). Los halos de alteración son más extensos y están caracterizados por un agregado

Vry et al. (2010)		CODELCO (2003)		Cannell et al. (2005)	
A		B		C	
1	bt-act±(chl-cpy) Halo de bt	V1	mt±qz±bt±(anh)±(cpy)±(chl) Halo de qz	1a	mt-pl-qz-act-anh Halo de mt
2	mt±qz-anh-(cpy-py) Halo original no preservado	V2	qz-bt-anh-chl±cpy±py±bn±(mo) Sin halo	1b	qz-tur±ser±chl±anh Halo filico-turmalina
3	bt-qz±anh-(chl-cpy-py-mo) Halo de qz-pl	V3	qz-bt-chl-anh±cpy±py±bn Halo de qz±bt	Anh Bt	anh±bt±tur±cpy±fk Sin halo
4a	qz-fk±anh-(ap-bt) Halo de bt	V4	anh±bt±cpy±(mo)±(bn)±(qz) Halo de qz-bt	2a	qz±cpy±bn±anh Sin halo
4b	fk-ep-anh-chl±qz Halo local de ep	V5	qz±anh±bt±cpy±mo±bn±(py)±(chl) Sin halo	2b	qz-fk-sulf-chl±bt±anh Halo de fk-qz
5	anh-qz-±cpy-py-(bn-mo) Halo de bt en CMET/ fs en pórfidos	V6	anh±qz±bt±cpy±mo±bn±(py)±(chl) Sin halo	2c	qz-anh-sulf-fk±chl Halo local de bt
6a	qz-anh-fk±mo-bn-py Sin halo en CMET/ fs en pórfidos	V7	cpy-bn-py-mo±anh±qz±bt Sin halo	2d	Brecha de anhidrita Halo de bt-fk
6b	qz-cpy-anh-fk±mo-bn-py Sin halo en CMET/ fs en pórfidos	V8	tur±anh±qz±(cpy)±(mo)±(bn)±(py) Sin halo	2e	qz-sulf±anh Sin halo (a veces bt-fs/filico)
7a	mo±(qz-anh) Sin halo	V9	mt±cpy±py±mo±qz±anh Halo de ser-chl	2f	sulf-chl-qz-ser±bt Halo de chl-ser
7b	cpy±qz-anh Sin halo	V10	cpy-py±qz±anh±mo Halo de ser-chl-cpy	3	qz-anh-sulf (sin mo) Halo de ser-chl-qz
8	cpy-py-qz-anh halo de ser-chl-qz	V11	cpy-py±qz±anh±mo Halo de ser-chl	4a	tur-anh-sulf-ys±qz Halo de ser
9	tur-cb-anh±cpy-py-bn-mo Halo de ser-chl-qz	V12	cpy-py±qz±anh±mo Halo de qz-ser-chl	4b	anh-cpy-bn-ys±qz±tur Halo de ser
10	cb-anh-ys±ten-cpy-py-bn-mo Halo de ser-chl-qz	V13	cpy-bn-mo-ten-py±qz±anh±cb±tur±(ys)±(chl) Halo de qz-ser-chl	4c	cb-anh±ys±qz±sulf Halo de ser-chl
		V14	cb-ys-anh±cpy±chl±bn±mo±(ten)±(qz) Halo de qz-ser-chl	4d	ys-chl Halo de ser-chl
		V15	tur±anh±cpy±cb±ys±qz±py±ep±(bn)±(mo)±(ten) Halo de qz-ser-chl		

**Figura 2.7.** Esquema de clasificación de vetillas para El Teniente. (A) Clasificación definida por Vry et al., (2010). (B) Clasificación definida por CODELCO (2003). (C) Clasificación definida por Cannell et al., (2005). Los diferentes colores indican las diferentes paragénesis formadas por en cada etapa de alteración: en rojo: vetillas premineralización; verde: vetillas de la etapa tardímagmática (para B y C); amarillo: etapa hidrotermal principal; azul: etapa hidrotermal tardía

de cuarzo, sericita y clorita, destruyendo la textura ígnea original de la roca. Se desarrolla a partir de la Brecha Marginal extendiéndose unos 100-150 m en una zona concéntrica a ésta.

### **Etapas Póstuma**

Esta etapa es tradicionalmente considerada el último evento hipógeno que afectó el depósito. Está relacionada a los fluidos hidrotermales asociados al emplazamiento de la Brecha Braden. Queda manifestada principalmente como una alteración sericita-calcita, restringida a la parte central de la Brecha, en forma de vetillas de poca frecuencia y afectando a la matriz y a los clastos de ésta. Los minerales secundarios asociados con esta alteración son sericita, calcita y clorita, con pirita diseminada y, localmente, con calcopirita. También puede aparecer yeso, carbonatos, cuarzo, apatito, tenantita-tetraedrita, esfalerita y galena, rellenando cavidades dentro de la Chimenea Braden.

### **Alteración Supérgena**

Finalmente, la acción de las aguas meteóricas produce la lixiviación de la anhidrita, presente tanto en vetillas como diseminada y de los sulfuros primarios, principalmente calcopirita, bornita y pirita, cuyo contenido de cobre fue solubilizado y, posteriormente, depositado en niveles inferiores desarrollando una zona de alteración supérgena (Skewes *et al.*, 2005). Esta zona está delimitada por la desaparición de la anhidrita y la aparición de calcosina (Camus, 1975). Los minerales más abundantes son caolinita, montmorillonita, alunita y sericita.

### **2.3.2.2. Mineralización**

#### **Hipógena**

Los minerales hipógenos más abundantes en El Teniente son calcopirita, bornita y molibdenita (Camus, 1975). Estos se encuentran predominantemente dentro de un *stockwork* de vetillas que rodean los complejos de brecha e intrusiones félsicas (Maksaev *et al.*, 2004; Vry *et al.*, 2010). Se ha estimado que entre 60-80% de la mineralización se encuentra dentro de estas vetillas, existiendo restringidamente sulfuros diseminados distribuidos a lo largo del CMET (Camus, 1975; Cannell, 2004; Cannell *et al.*, 2007; Vry *et al.*, 2010). El 20-40% restante está alojado dentro de las

intrusiones félsicas y en los cementos de las brechas ígneas e hidrotermales (Skewes *et al.*, 2002; Cannell *et al.*, 2005).

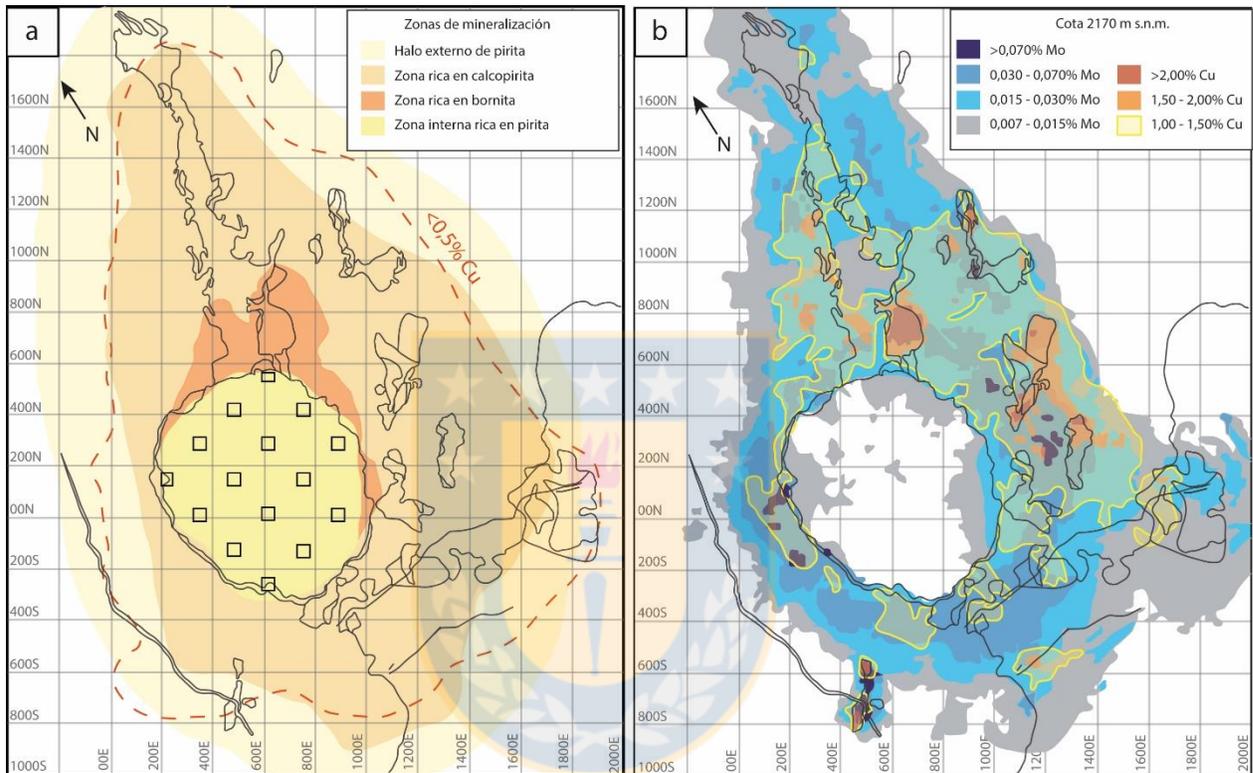
Cannell (2004) Indica que la mineralización de cobre está dividida en zonas concéntricas, alrededor de un núcleo relativamente estéril (figura 2.8a). Esta distribución se ha interpretado como una zonificación clásica de los depósitos tipo pórfido, centrada en el Pórfido Dacítico El Teniente (Howell y Molloy, 1960; Klemm *et al.*, 2007). Sin embargo, también se ha sugerido que este intrusivo trunca las brechas anteriormente mineralizadas (Skewes *et al.*, 2002; Skewes *et al.*, 2005; Stern *et al.*, 2007). Al sur del Pórfido El Teniente se distingue un núcleo rico en bornita, que contiene entre 1 a 4% de bornita y menores cantidades de calcopirita. Este núcleo pasa hacia una zona anular dominada por calcopirita, que contiene la mayor parte del recurso de cobre. Rodeando esta zona se produce un segundo anillo, esta vez de calcopirita y pirita, que gradúa a un halo extenso de pirita en la periferia. Este halo comúnmente contiene entre 3 a 8% de pirita. El contorno de 0,5% de Cu hipógeno describe una zona en forma de cuña de 2,5 km de largo y 1,8 km de ancho, interrumpida por la brecha Braden (zona de baja ley de cobre). Fuera de este contorno, la abundancia de sulfuros se mantiene relativamente constante pero la relación pirita/calcopirita aumenta notablemente, indicando el comienzo del halo pirítico.

El molibdeno tiene una distribución concéntrica casi continua alrededor de la Brecha Braden. Los valores más altos se encuentran a una distancia de 100-250m de su contacto (figura 2.8b). Las zonas que contienen mayores leyes de molibdeno se encuentran localmente en los contactos de las intrusiones félsicas, y son correlacionables a las altas leyes de cobre. El contorno de 0,01% de Mo hipógeno, coincide aproximadamente con el contorno de cobre del 0.5% en la periferia del depósito y en la Chimenea de Braden.

### **Supérgena**

Sobre la mineralización hipógena se desarrolla una zona de enriquecimiento supérgena, cercana a los 100-600m bajo la superficie minada actual (Cuadra, 1986). En la zona lixiviada, los sulfuros de cobre originales han sido reemplazados por limonita y hematita. Subyaciendo a esta zona existe un tramo de aproximadamente 80 m de espesor, con minerales oxidados como crisocola, malaquita, azurita, además de cuprita, cobre nativo y *cooper pitch* (Zuñiga, 1982; Cuadra, 1986;

Arredondo, 1994). Debajo de este segmento, la ley de cobre se duplica localmente, y la mineralogía dominante es calcosina y covelina, sustituyendo a los minerales hipógenos de cobre (Skewes *et al.*, 2005). Los productos por alteración supérgena de molibdeno son raros en el depósito, solamente se ha reportado ferrimolibdita ( $\text{Fe}_2(\text{MoO}_4)_3 \cdot 8\text{H}_2\text{O}$ ) en la zona lixiviada (Camus, 1975).



**Figura 2.8** Zonación de la mineralización de El Teniente. (a) Distribución de las zonas de sulfuros, basado en Arévalo y Floody (1995), modificado de Cannell (2004). (b) Distribución de las leyes de molibdeno y cobre, a una cota de 2170m s.n.m., modificado de Spencer (2015).

## 3. MARCO TEÓRICO

### 3.1. Pórfidos de cobre

Los sistemas tipo pórfido constituyen el principal recurso de cobre del mundo y una fuente importante de molibdeno, oro y plata entre otros metales. Tienen un impacto económico y social significativo debido a su gran tamaño, a la extensa vida útil de las minas y altas tasas de producción, que compensan las leyes relativamente bajas (0.44%Cu en 2008) que se extraen actualmente (John *et al.*, 2010).

Estos sistemas son definidos como grandes volúmenes de rocas alteradas hidrotermalmente y mineralizadas con sulfuros primarios de cobre y hierro, centradas en stocks o enjambres de diques intrusivos porfídicos félsicos a intermedios (Sillitoe, 2010). Los estilos de mineralización más comunes incluyen enrejados de vetillas, brechas hidrotermales y reemplazos diseminados dentro de la roca caja (Cooke *et al.*, 2014b). Asociados genéticamente a este ambiente, se reconocen una diversidad de depósitos, entre los que incluyen de *skarn*, vetillas y reemplazos polimetálicos, diseminados distales de Au-Ag y epitermales de baja, media y alta sulfuración (John *et al.*, 2010).

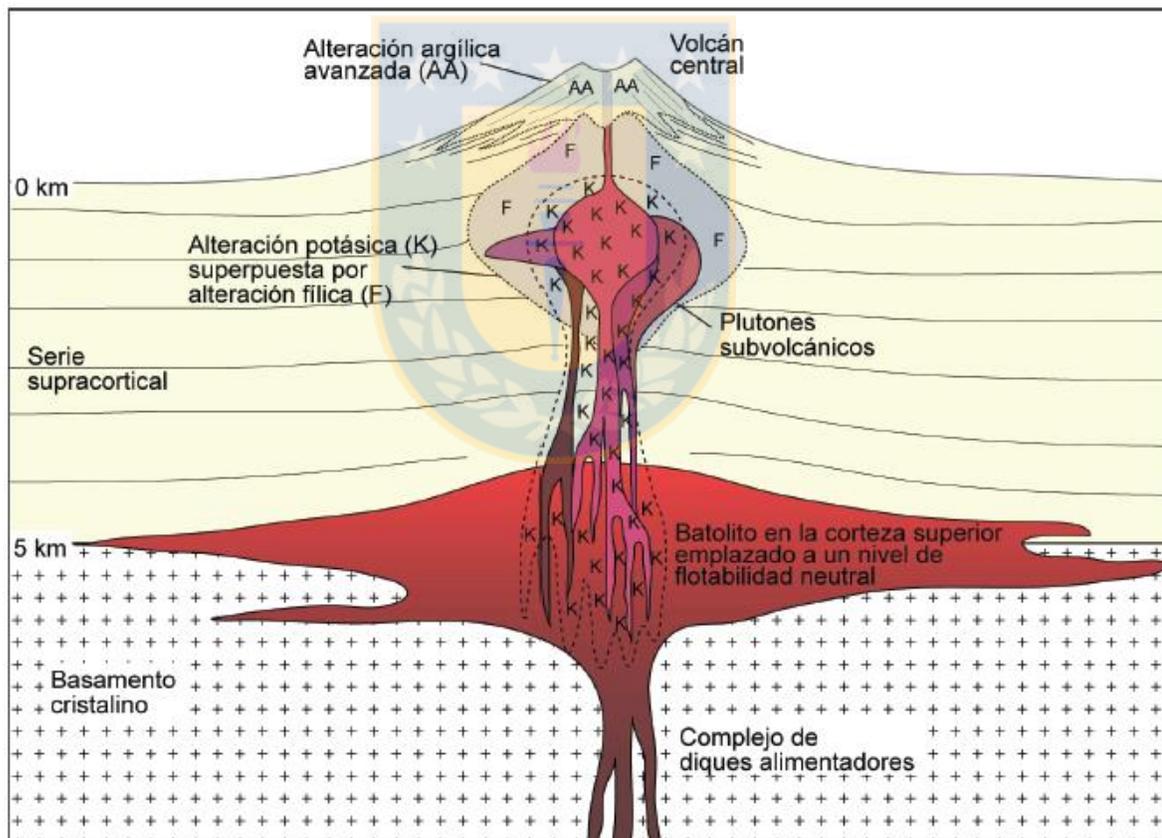
Estos depósitos comúnmente se han descubierto con mayor frecuencia en arcos volcánicos continentales y oceánicos cenozoicos, bordeando el Océano Pacífico (Cooke *et al.*, 2005), pero también ha sido posible encontrarlos en antiguos cinturones orogénicos, asociados a tectónica postcolisional, una vez cesada la subducción (Richard, 2003).

#### 3.1.1. Génesis

Genéticamente los pórfidos están vinculados a la evolución espacial y temporal de los arcos magmáticos a lo largo de los márgenes de placas convergentes. En estos lugares la subducción de la corteza oceánica genera magmas de arco hidratados y oxidados, favorables para la formación de estos depósitos minerales. En la mayoría de los casos, la corteza del arco durante la generación de estos depósitos es relativamente gruesa, y hay evidencia de tectonismo compresivo o transpresional coetáneo (John *et al.*, 2010).

Los depósitos de pórfido se forman por una secuencia compleja de eventos, comenzando con la generación de magmas hidratados en zonas de arco y terminando con la precipitación de minerales metálicos a partir de fluidos hidrotermales ricos en azufre en la corteza superior (Figura 3.1) (Williams-Jones y Heinrich, 2005).

Los sistemas que desarrollan pórfidos se forman a profundidades de aproximadamente 1 a 6 km por debajo de la paleosuperficie como consecuencia de los fenómenos magmáticos e hidrotermales asociados con el emplazamiento de complejos intrusivos oxidados (Seedorff et al., 2005). El transporte de metales y componentes volátiles hacia las cámaras magmáticas ubicadas en la corteza media a superior, favorece la cristalización fraccionada y la exsolución de volátiles que da lugar a la formación de estos depósitos (Cooke *et al.*, 2014b).



**Figura 3.1.** Esquema del sistema magmático involucrado en la generación de depósitos de pórfido cuprífero en la corteza superior. Los stocks y diques presentes en los depósitos corresponden a apófisis enraizadas en cámaras magmáticas profundas. Ellos son producto de la diferenciación en estas cámaras y actúan como agentes de transporte de los elementos que constituyen la mineralización y alteración a niveles corticales someros. Tomado de Muñoz (2011).

Los pórfidos de cobre (PDC) constituyen anomalías químicas y mineralógicas en la corteza que se caracterizan por presentar altos contenidos de S, K y subordinadamente elementos de interés económico como Cu y Mo ( $\pm$  Au, Ag). muestran una fuerte signatura mantélica y evidencian una limitada contaminación cortical (Mathur *et al.*, 2000). Cabe destacar que, en muchos casos, se ha reportado para las intrusiones asociadas a la mineralización una signatura química similar a la de las adakitas (Oyarzún *et al.*, 2001; Rabbia *et al.*, 2000).

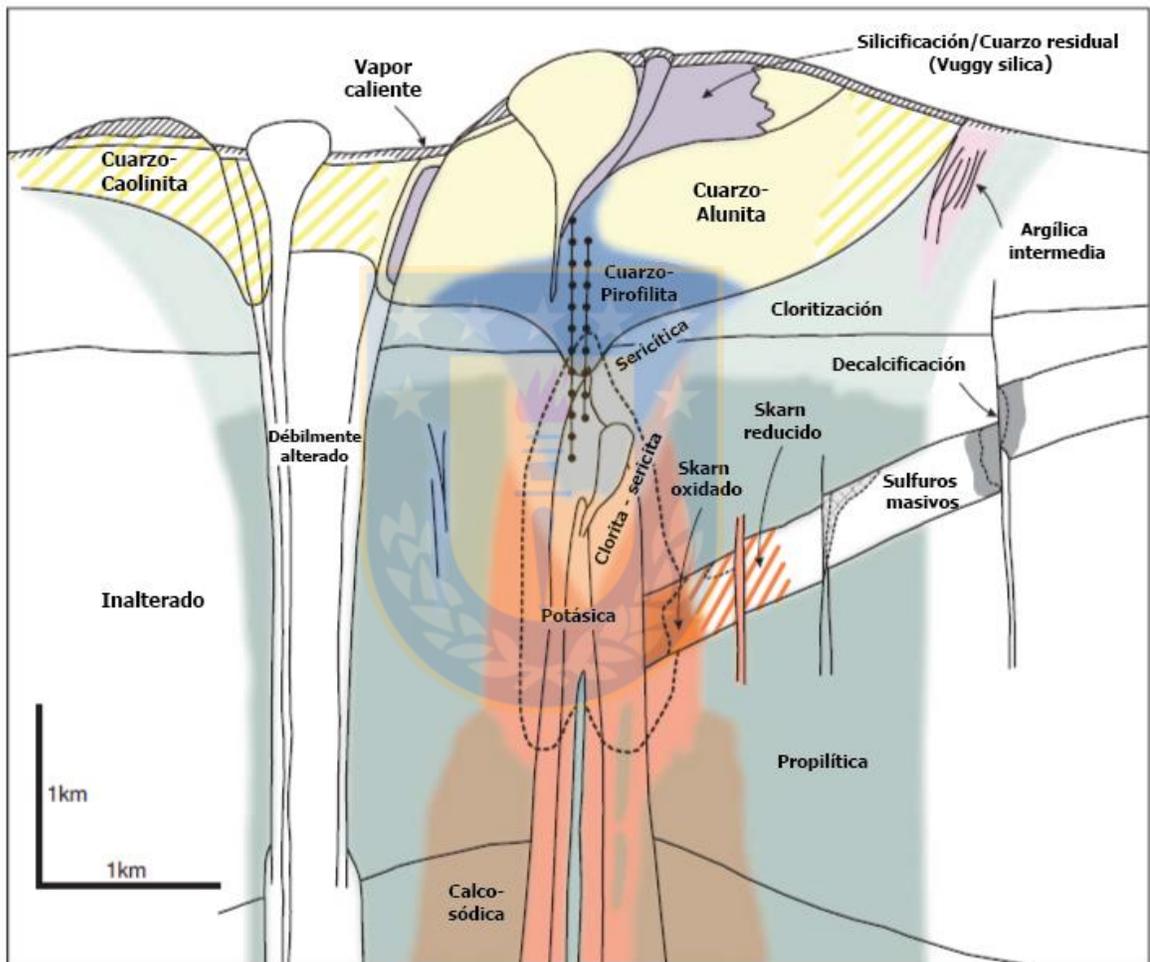
El proceso más importante para el desarrollo de estos depósitos lo constituye la exsolución de volátiles (ocasionada por descompresión o por cristalización de fases anhidras), que no sólo permite secuestrar gran parte de los metales a través de complejos aniónicos desde el fundido silicatado, sino que también la propia presión de los fluidos ricos en elementos alcalinos, H<sub>2</sub>O, CO<sub>2</sub>, S y Cl (Cooke *et al.*, 2014b), produce fracturas que mejora el entorno para la precipitación y la transferencia química. La solubilidad de estos compuestos volátiles en el fundido varía en función de la composición, la presión, la temperatura, y del estado de oxidación del sistema (John *et al.*, 2010).

### 3.1.2. Distribución de la alteración y mineralización

En un modelo idealizado de un pórfido de cobre (Figura 3.2), la distribución de la alteración hidrotermal define una zonación tridimensional alrededor del complejo intrusivo mineralizado. Un núcleo de alteración potásica se forma tempranamente en la evolución del depósito, y puede llegar a albergar la mayor parte de la mineralización (Lowell y Gilbert, 1970). Este núcleo generalmente está rodeado de un halo de alteración propilítica, que se puede extender lateralmente por varios kilómetros de distancia del núcleo potásico.

La roca caja sobre la que se forma el sistema influye en la composición mineralógica del núcleo potásico (Cooke *et al.*, 2014b). En rocas de composición intermedia a félsica la paragénesis típica está reflejada por una asociación de cuarzo, feldespato potásico, anhidrita,  $\pm$ magnetita, anhidrita, calcopirita y bornita, mientras que en rocas composicionalmente más máficas (como el caso de El Teniente) la asociación está dominado por biotita y magnetita y de manera subordinada cuarzo, feldespato potásico anhidrita y sulfuros de Cu-Fe (Meyer y Hemley, 1967; Cannell *et al.*, 2005).

Las asociaciones que definen las etapas tardías del sistema incluyen las alteraciones filica (cuarzo, muscovita, pirita y calcopirita), argílica intermedia (illita, clorita, pirita, cuarzo, calcita y hematita y/o caolinita) y argílica avanzada (cuarzo, alunita, pirofilita, dickita, caolinita, pirita,  $\pm$ enargita y  $\pm$ covellita). Estas asociaciones ricas en arcilla por lo general están asociadas a fallas, se desarrollan típicamente en zonas cercanas a la superficie y obliteran gran parte de las alteraciones potásicas y propilíticas formadas con anterioridad.



**Figura 3.2** Esquema de la zonación hidrotermal en los sistemas tipo pórfido de cobre, modificado de Sillitoe (2010)

A nivel distrital estas últimas alteraciones son controladas generalmente por fallas y otras estructuras secundarias (Garwin, 2002), lo que implica que el régimen de estrés regional controla el flujo de fluidos al final del ciclo de vida de un depósito de tipo pórfido (Cooke *et al.*, 2014b).

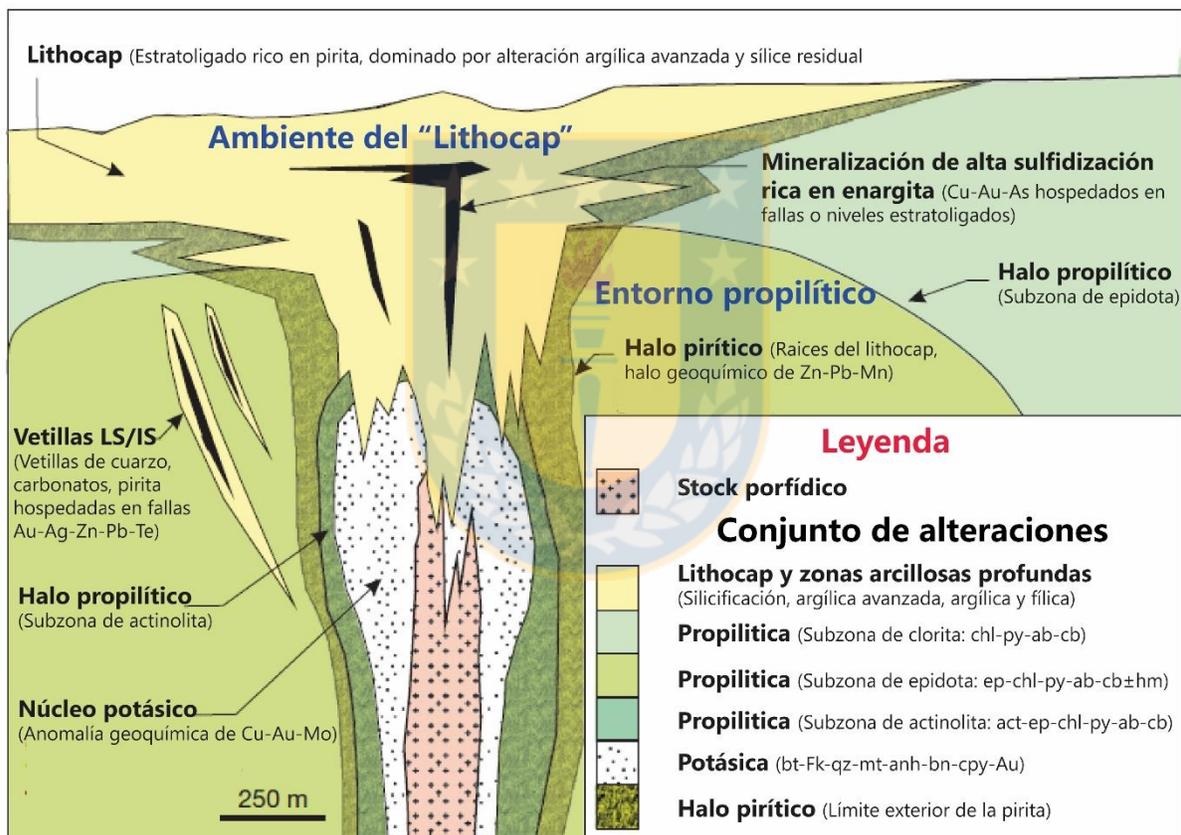
La mineralización de los PDC también exhibe una cierta zonación (Lowel y Gilbert, 1970). En la zona potásica, está compuesta por un núcleo de baja ley donde los sulfuros presentes (calcopirita, pirita y molibdenita) se encuentran de manera disseminada y en microvetillas. En los sectores distales del sistema, la mineralización típicamente ocurre en vetillas que por lo general siguen un patrón radial y/o concéntrico alrededor de las intrusiones centrales (Cannell *et al.*, 2005). Esto implica que, en las etapas de evolución de los depósitos, el régimen de estrés local alrededor del complejo intrusivo puede controlar las orientaciones de las vetas (Lindsay *et al.*, 1995). Durante las etapas iniciales de la formación de pórfidos es muy típico que se formen vetillas de cuarzo anhedrales irregulares y discontinuas, sin simetría interna y asociadas a minerales de alteraciones de alta T° (vetillas A). Estas vetillas son cortadas normalmente por vetillas de cuarzo euhedrales, con bordes rectos y simétricos, con sutura central de sulfuros (molibdenita y calcopirita) y con presencia de pequeños halos de alteración potásica (vetillas B). Las condiciones de baja temperatura durante la mineralización tardía del sistema están acompañadas por la formación de vetillas de sulfuros masivos (pirita, calcopirita, enargita sulfosales, cuarzo y carbonatos) con halos de alteración fílica (vetillas D). Las vetillas más tardías (vetilla E) son ricas en enargita y generalmente cortan a las vetillas D. Existen otros tipos de vetilla asociados al mismo sistema porfídico, como las formadas tempranamente y dominadas por magnetita (vetilla M), sin embargo, a pesar de que aparecen a nivel distal dentro de El Teniente, no son foco de objeto de este estudio y sólo son mencionadas de manera sucinta.

### 3.1.3. Alteración propilítica

La alteración propilítica corresponde a la huella más distal de la actividad hidrotermal en los sistemas de tipo pórfido y se considera contemporánea y equivalente lateral del dominio potásico, en zonas alejadas y de más baja temperatura (Wilkinson *et al.*, 2015). Esta alteración es originada por procesos de hidratación, carbonatación, oxidación y reacciones locales de sulfuración en las rocas de caja desarrollando conjuntos ricos en minerales hidratados, con cantidades menores de carbonatos, sulfuros y/o hematita (John *et al.*, 2010). Los minerales formados, aparecen como reemplazos selectivos o pervasivos, dentro de vetillas y/o en halos bordeando éstas. La alteración, se desarrolla de forma débil a moderada y, por lo general,

conserva la textura de las rocas primarias, esta leve intensidad en la alteración se debe a la baja relación fluido/roca (Cooke *et al.*, 2014a).

El halo propilítico se puede extender lateralmente por varios kilómetros de distancia desde el núcleo mineralizado. Según Holliday y Cooke (2007), éste puede ser dividido en 3 subzonas (Figura 3.2): (1) una subzona interna, de alta temperatura, que gradúa hacia (2) una subzona de temperatura moderada y finalmente (3) una subzona externa de baja temperatura. Esta misma distribución se ha podido reconocer en varios sistemas porfídicos (Garwin, 2000; Norman *et al.*, 1991) y en ambientes geotérmicos actuales (Rae *et al.*, 2003).



**Figura 3.2** Zonación y mineralización de la alteración descrita por Holliday y Cooke (2007) modificado de Cooke *et al.*, (2014a). El esquema explica la zonación de la alteración propilítica rodeando la alteración potásica. Abreviaciones: ab, albita; act, actinolita; anh, anhidrita; Au, oro; bt, biotita; bn, bornita; cb, carbonatos; chl, clorita; cpy, calcopiritita; ep, epidota; hm, hematita; Fk, feldespato potásico; mt, magnetita; py, piritita; qz, cuarzo.

Los minerales que caracterizan la alteración propilítica también pueden encontrarse en sistemas hidrotermales estériles o incluso ser formados por metamorfismo regional, lo que dificulta el uso de la presencia de zonas con este tipo de alteración en la exploración potencial de depósitos de

tipo pórfido y crea nuevos desafíos para los exploradores que intentan distinguir entre lugares que sean o no prospectivos (Cooke *et al.*, 2014a). Esta asociación comúnmente implica una pequeña transferencia de volátiles (Djouka-Fonkwé *et al.*, 2012) como la adición de H<sub>2</sub>O para formar minerales hidratados, la adición de H<sub>2</sub>S para formar piritita, la adición de CO<sub>2</sub> para formar calcita y la adición de Ca<sup>2+</sup> para formar aluminosilicatos de Ca hidratados, que podrían ser utilizados para la identificación de esta alteración.

Los patrones de alteración en el dominio propilítico implican dos posibles orígenes para los fluidos que la desarrollan: (a) por efecto de fluidos magmático-hidrotermales que emigran lateralmente y se enfrían a medida que se mueven hacia afuera desde el centro de pórfido, o bien (b) por efecto del ingreso y calentamiento de fluidos connatos o meteóricos desde las rocas de caja hacia el complejo intrusivo (Dilles *et al.*, 2000).

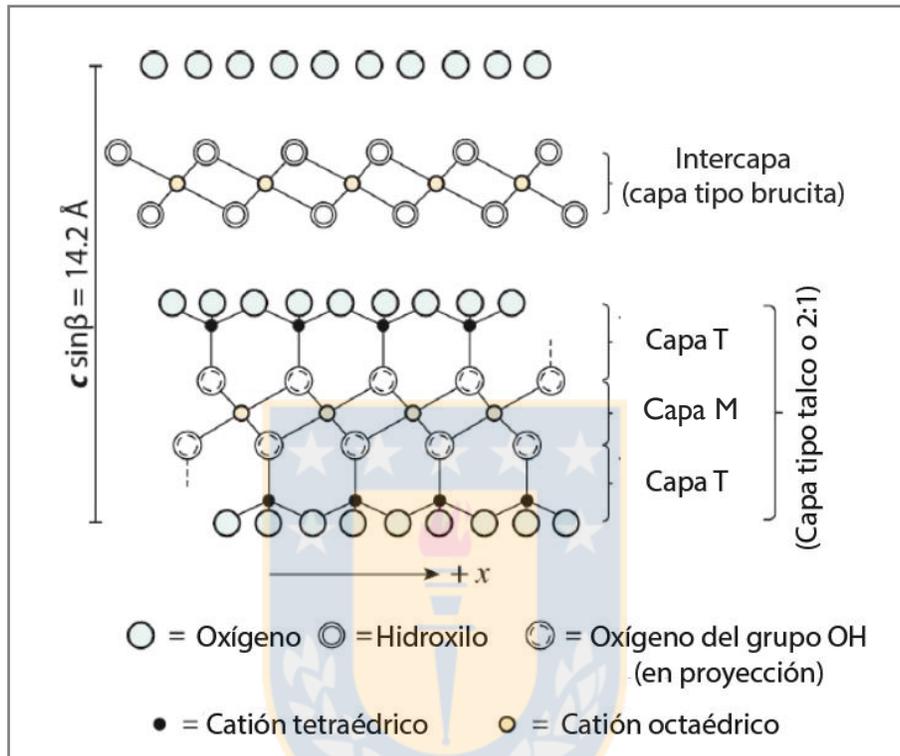
### 3.2 Mineralogía de la clorita

Las cloritas forman un grupo de minerales pertenecientes a los filosilicatos. Comúnmente se presentan en forma de agregados escamosos o masivos de grano fino. Tienen una dureza y peso específico bajos (H:2,5 y  $\rho$ :2,6 - 3,3 g cm<sup>-3</sup> respectivamente). Presentan una exfoliación basal perfecta, desarrollando láminas flexibles pero inelásticas. Se encuentran principalmente asociados a rocas metamórficas de bajo grado, como productos de alteración hidrotermal de minerales ferromagnesianos en rocas ígneas y junto con minerales arcillosos en rocas sedimentarias (Deer *et al.*, 1992).

#### 3.2.1. Estructura

La estructura de las cloritas fue estudiada inicialmente por Maugin (1930). Normalmente éstas cristalizan en el sistema monoclinico. Pueden ser representadas como una combinación de un paquete que contiene tres láminas en relación 2:1 (T-O-T), también llamada capa tipo talco  $[M_3T_4O_{10}(OH)_2]^{-1}$ , con un nivel interlamilar de hidróxidos semejante a la brucita  $[M_3(OH)_6]^{+1}$ , donde M y T representan los sitios octaédricos y tetraédricos respectivamente. La presencia de aluminio tanto en los sitios octaédricos como en los tetraédricos es esencialmente importante para producir dimensiones similares en los ejes *a* y *b* que le otorgan a la clorita una estructura

estable (Deer *et al.*, 2013). Pauling (1930) determinó las dimensiones de la red y la cristalografía de las micas y las cloritas. La celda unitaria (Figura 3.3) que resulta de la intercalación entre las capas M y T queda definida por  $a \sim 5,3\text{Å}$ ,  $b \sim 9,2\text{Å}$ ,  $c \sim 14,2\text{Å}$ ,  $\beta \sim 97^\circ$ , perteneciente al grupo espacial  $C2/m$ . La altura de la celda ( $c \sin \beta$ ) corresponde al espesor de una lámina de clorita.

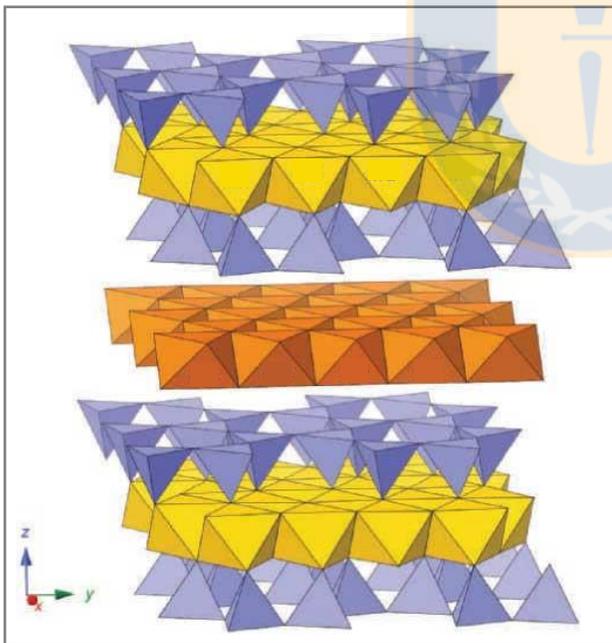


**Figura 3.3** Estructura idealizada de la clorita. Proyección de la dirección [010]. (Modificada de Bailey 1988, extraído de Deer *et al.*, 1992).

La fórmula estructural puede ser expresada de la siguiente manera  $M_3T_4 O_{10}(OH)_2M_3(OH)_6$ . La estructura básica queda representada en la figura 3.4. En ella existe la posibilidad de encontrar al menos tres tipos de cationes en las posiciones octaédricas de la capa 2:1 ( $Mg^{2+}$ ,  $Fe^{2+}$ ,  $Al^{3+}$ ), así como átomos de Si potencialmente reemplazables por Al en las posiciones tetraédricas. En los filosilicatos la capa tetraédrica usualmente está combinada de una o varias maneras con una capa octaédrica. Esta capa consiste en dos planos de oxígenos o hidroxilos acomodados hexagonalmente rodeando cationes tales como  $Al^{3+}$ ,  $Mg^{2+}$ ,  $Fe^{2+}$ ,  $Fe^{3+}$  con radios iónicos entre 53 y 86 picómetros (pm) ( $1\text{pm} = 1 \times 10^{-12}\text{m}$ ).

Entre cada estructura 2:1 (T-O-T), la intercapa octaédrica o capa tipo Brucita (de color anaranjado en la figura 3.4), tiene como catión central  $Mg^{2+}$ , reemplazable parcialmente por  $Al^{+3}$ ,  $Fe^{2+}$  o  $Fe^{3+}$  y, en algunos casos excepcionales, por Ni y Zn, ocupando los sitios M. Cuando la composición de estos octaedros interlaminares contiene cantidades significativas de  $Fe_3(OH)_6$ ,  $Fe_2(OH)_6$ , o  $Al_2(OH)_6$ , el color del mineral portador puede cambiar, siendo capaz de tomar varias tonalidades de verde, hasta rosa, negro, pardo o amarillo (Lozano y Bernal, 2005).

El intercambio que existe entre cationes divalentes y trivalentes, con la finalidad de compensar la carga total de la estructura de la clorita, permite la existencia de lugares vacantes en las capas octaédricas (Nieto, 1983). Cuando todas las posiciones de cationes en las posiciones M están ocupadas (generalmente por  $Mg^{2+}$  u otro catión divalente), la estructura se denomina trioctaédrica (3/3 posiciones ocupadas). Por otro lado, cuando los cationes centrales de los octaedros tienen mayoritariamente un estado de oxidación +3, únicamente ocuparán 2/3 de las posiciones disponibles, en cuyo caso la estructura se denomina estructura dioctaédrica (2/3 posiciones ocupadas).



**Figura 3.4** Estructura básica de una clorita, vista en perspectiva a lo largo del eje x. Se observan dos capas tipo talco (octaedros amarillos entre dos capas de tetraedros celestes) intercaladas con una capa de hidróxidos tipo brucita (anaranjada). Tomado de Deer *et al.*, (2013).

La variedad en la forma de apilamiento de las celdas de las cloritas puede generar además diversos polimorfos (politipos), cada uno de estos puede tener una y dos capas con simetría inferior a  $C2/m$ . Además, comúnmente es posible reconocer apilamientos desordenados observables usando microscopía electrónica de alta resolución.

### 3.2.2. Cristalografía

La fórmula general de las cloritas puede ser escrita como  $(M^{2+}, M^{3+})_6T_4O_{10}(OH)_8$ . En la capa tetraédrica T el aluminio generalmente reemplaza al Si, se ha estimado que por cada cuatro posiciones tetraédricas estas contienen entre 2,34 y 3,45 átomos de Si (Foster 1962). Los sitios octaédricos M están ocupados tanto por cationes bivalentes  $M^{2+} = Mg, Fe, Mn, Ni, Zn$  como trivalentes  $M^{3+} = Al, Fe, Cr$  (Hey, 1954; Foster, 1962).

De los intercambios catiónicos, una de las sustituciones más comunes en las cloritas es la del tipo  $[IV]Mg^{2+} + [VI]Si^{4+} \leftrightarrow [IV]Al^{3+} + [VI]Al^{3+}$  o intercambio de Tschermak, lo que produce una redistribución de cargas entre los sitios tetraédricos y octaédricos, manteniendo el equilibrio de carga global (De Caritat *et al.*, 1993). Teóricamente la sustitución tetraédrica de  $Al^{3+}$  por  $Si^{4+}$  crea un desequilibrio de carga, que debe ser compensado reemplazando el  $Mg^{2+}$  por  $Al^{3+}$  o  $Fe^{3+}$  en los sitios octaédricos (Foster, 1962). Asimismo, las posiciones tetraédricas también pueden ser ocupadas por  $Fe^{3+}$ ,  $B^{3+}$ ,  $Zn^{2+}$  o  $Be^{2+}$  (Bailey, 1988; Zagorsky *et al.*, 2003). Es posible encontrar otras sustituciones en las cloritas, como por ejemplo Cr, Zn y Mn. Se han reportado especímenes con alto contenido de Cr, Zn y Mn en cloritas asociadas a depósitos minerales de esos metales. Si bien es cierto estos tipos de clorita son raros, permiten ejemplificar las posibles sustituciones que pueden ocurrir en la capa octaédrica.

La gran variedad de sustituciones isomórficas observadas en las cloritas es resultado de la flexibilidad de la estructura cristalina, así como de la facilidad para neutralizar los desequilibrios de carga generados en la capa 2:1, con sustituciones complementarias en la intercapa tipo brucita. La carga formal de las diferentes láminas de la clorita es variable, y no fácilmente determinable (debido a la dificultad para establecer la ubicación exacta de cada catión en los diferentes sitios). Sin embargo, el desequilibrio de cargas entre la estructura 2:1 y el nivel de hidróxidos, permite que éstas se mantengan unidas por simple atracción electrostática (Lozano y Bernal, 2005).

Los cationes monovalentes más grandes, como el Li, Na y K, también pueden desempeñar un rol importante reemplazando cationes de los sitios octaédricos, ayudando al equilibrio de carga, como por ejemplo en la cookeita ( $Li Al_4 (Si_3Al) O_{10}(OH)_8$ ). Se cree que el vector de intercambio

dominante es  $3(\text{Li, Na, K})^{1+} \leftrightarrow \text{Al}^{3+}$  y por lo tanto neutraliza la estructura en términos generales (Černý, 1970). Comprender la incorporación de estos metales alcalinos, así como también otros cationes divalentes grandes como el Ca, Sr, Ba, Pb, dentro de la estructura cristalina de la clorita es bastante difícil. Belov (1950) inicialmente propuso que estos elementos podrían ocupar sitios octaédricos vacíos entre las capas tipo talco y brucita, hipótesis que ha podido ser demostrada experimentalmente por Krivovichev *et al.*, (2004) para la incorporación de Na en la estructura de la glagolevita  $[\text{Na}(\text{Mg, Al})_6[\text{Si}_3\text{AlO}_{10}](\text{OH, O})_8]$ . Sin embargo, anteriormente Peacor *et al.*, (1988), estudiando la franklinfurnaceita (silicato de cinc similar a la clorita), sugieren que las cantidades considerables de Ca dentro de la estructura de la clorita es rara y solo es posible como reemplazo poco común y bastante inusual de  $\text{Zn}^{2+}$  por  $\text{Si}^{4+}$  que produce una estructura intermedia entre clorita y mica. Por lo tanto, la detección de estos cationes grandes se puede interpretar como una incorporación genuina del elemento a la red cristalina, o como un resultado de la interstratificación fina de clorita con otros silicatos en capas contaminantes tales como esmectita u otras micas (Ahn y Peacor, 1985).

### 3.2.3. Nomenclatura

Como la mayoría de los minerales, las cloritas no poseen una composición química fija, sino que pueden ser sujetas de un buen número de reemplazos isomórficos, esto deriva en una gran cantidad de nombres y esquemas de clasificación. Estos últimos han variado con los años en concordancia con los nuevos conocimientos sobre la composición, propiedades y estructuras de estos minerales.

A continuación, se describe un esquema para nombrar las cloritas que sigue las normas recomendadas por el Comité de Nomenclatura de la AIPEA (*Association Internationale pour l'Etude des Argiles*), propuesta por Bayley (1980), en la tabla 3.1 se resumen los principales minerales que conforman cada uno de los subgrupos descritos a continuación:

**a) Cloritas trioctaédricas (tri-tri):** comprende todas aquellas cloritas en las que tanto la capa tipo talco, como la intercapa, son trioctaédricas. Estas cloritas han sido nombradas según las sugerencias de Bayliss (1975) en las que el catión octaédrico divalente dominante determina el nombre de la especie. Los nombres de especies recomendados están listados en la tabla 3.1. Cualquier

otra especie o variación en nombre debe ser descartada, ya que se ha demostrado que las subdivisiones arbitrarias de acuerdo con la composición octaédrica y tetraédrica tienen poco significado estructural. En la literatura citada se dan modificaciones apropiadas para muchas de las especies de cloritas listadas en otros sistemas de nomenclatura.

**b) Cloritas dioctaédricas (di-di):** Incluye a las cloritas que tienen estructura dioctaédrica en ambos niveles (di-di). Este tipo de cloritas es más bien raro y la variedad más representativa de este grupo es la donbassita  $(Al_2(Al_{2,33})(Si_3Al)O_{10}(OH)_8)$ .

**c) Cloritas di-trioctaédricas (di-tri):** En este subgrupo, la capa 2:1 es dioctaédrica, pero la intercapa es trioctaédrica. Los ejemplos más representativos de este tipo de cloritas son la cookeíta  $(LiAl_4(Si_3Al)O_{10}(OH)_8)$  y sudoíta  $(Mg^{2+}(AlFe)_3(Si_3Al)O_{10}(OH)_8)$ . La primera es rica en Al y Li, mientras que la sudoíta es rica en Al, pero pobre en Li.

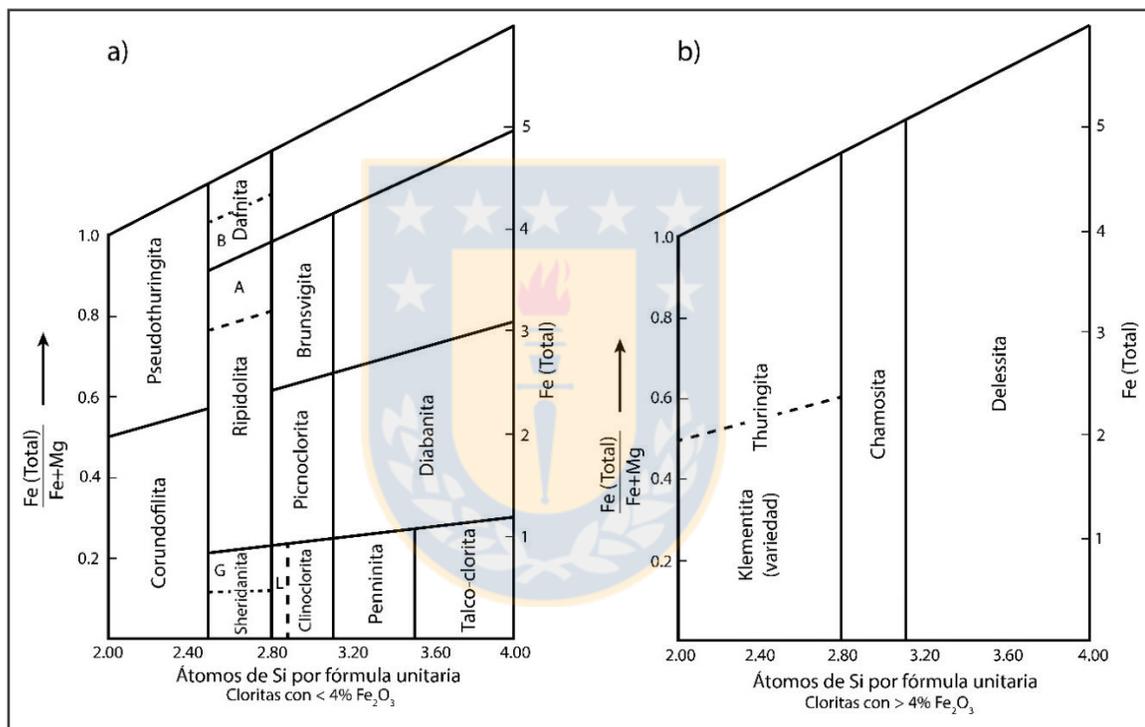
**d) Cloritas tri-dioctaédricas (tri-di).** En este subgrupo la capa 2:1 es trioctaédrica, mientras que la intercapa es dioctaédrica. El único ejemplo conocido de este subgrupo de cloritas es la franklinfurnaceita  $(Ca_2Fe^{3+}Mn^{2+}Mn^{3+}(Zn_2Si_2)O_{10}(OH)_8)$ . Este mineral puede ser clasificado estructuralmente como intermedio entre una clorita y una mica quebradiza debido a la presencia de calcio entre la capa tipo talco y la intercapa tipo brucita. La fórmula refleja la complejidad de su estructura, lo cual la hace única en su tipo.

Tabla 3.1 Nomenclatura y subdivisión de las cloritas recomendadas por la AIPEA.

	Subgrupo	Nombre	Fórmula
Grupo de las cloritas	Trioctaédricas (tri-tri)	Clinocloro	$(Mg_5Al)(Si_3Al)O_{10}(OH)_8$
		Chamosita	$(Fe_5^{2+}Al)(Si_3Al)O_{10}(OH)_8$
		Pennantita	$(Mn_5^{2+}Al)(Si_3Al)O_{10}(OH)_8$
		Nimita	$(Ni_5Al)(Si_3Al)O_{10}(OH)_8$
		Bayleycloro	$(Zn_5Al)(Si_3Al)O_{10}(OH)_8$
	Dioctaédricas (di-di)	Donbassita	$Al_2(Al_{2,33})(Si_3Al)O_{10}(OH)_8$
	Di, trioctaédricas (di-tri)	Cookeita	$LiAl_4(Si_3Al)O_{10}(OH)_8$
		Sudoíta	$Mg^{2+}(AlFe)_3(Si_3Al)O_{10}(OH)_8$
	Tri, dioctaédricas (tri-di)	Franklinfurnaceita	$Ca_2Fe^{3+}Mn^{2+}Mn^{3+}(Zn_2Si_2)O_{10}(OH)_8$

### 3.2.4. Clasificación

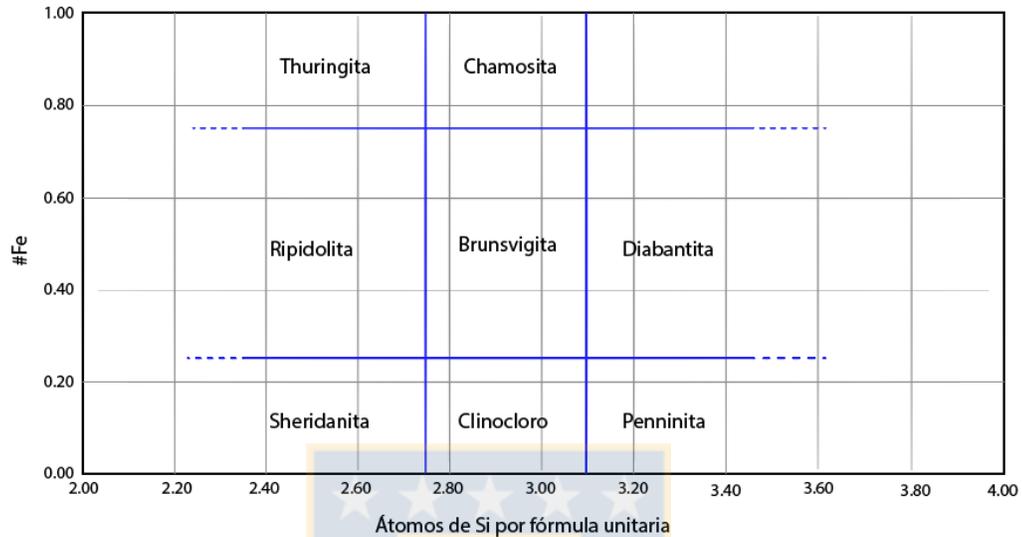
Hey (1954), propuso un sistema de clasificación de las cloritas dividiéndolas en dos series (Figura 3.5), tomando como límite el contenido de 4%  $\text{Fe}_2\text{O}_3$ . La serie normal no oxidada de ortocloritas y la serie de cloritas oxidadas. El primer grupo incluye todos estos minerales con un valor menor a 4%  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  y dependiendo del contenido de Si en posiciones tetraédricas y la relación de  $\text{Fe}^{2+}/\text{Fe}^{2+}+\text{Mg}^{2+}$  (#Fe) por fórmula unitaria, se distinguen 11 campos. Por otro lado, en la serie oxidada, las tres especies aceptadas delessita, chamosita y thuringita están delimitadas solamente por su contenido de Si por fórmula unitaria.



**Figura 3.5** Diagrama de clasificación de las cloritas. Modificado de Hey (1954) a) serie de cloritas no oxidadas, L: leuchtenbergita, variedad de clinocloro. G: grochauita, variedad de sheridanita. A: afrosiderita, variedad de ripidolita. B: bavalita, variedad de dafnita. b) serie de cloritas oxidadas.

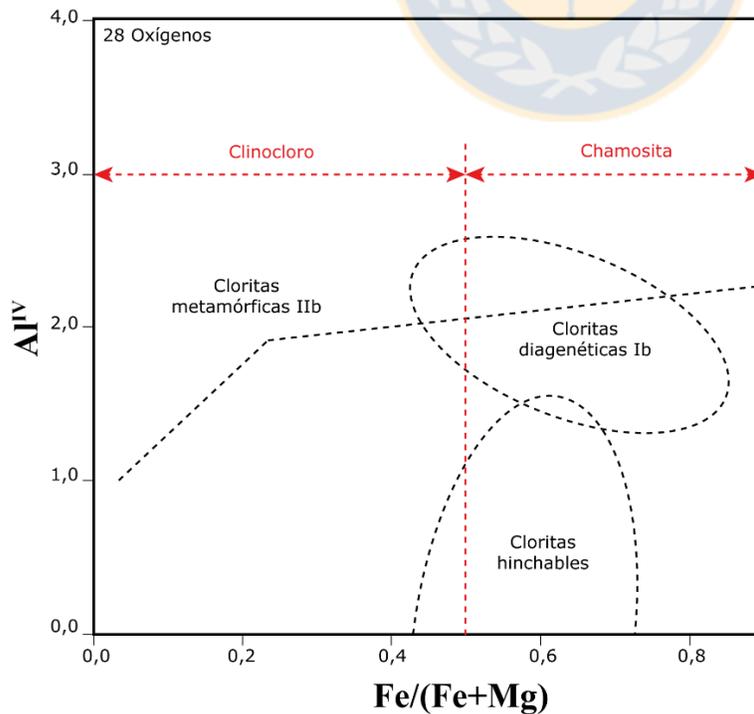
Otra clasificación válida es la propuesta por Foster (1962), al igual que Hey (1954) considera que los reemplazos más importantes del grupo de las cloritas son de  $\text{Mg}^{2+}$  por  $\text{Fe}^{2+}$  en posiciones octaédricas y de  $\text{Al}^{3+}$  por  $\text{Si}^{4+}$  y  $\text{Mg}^{2+}$  (intercambio de Tschermak), por lo tanto, su clasificación se basa en ambas series de sustituciones. Dicho esquema (figura 3.6) proporciona 9 áreas definidas por el #Fe y por el contenido de Si por fórmula unitaria. Las divisiones con respecto a #Fe limitan 3 categorías en 0,25 y 0,75 distinguiendo entre cloritas ricas en magnesio  $\#Fe < 0,25$ , cloritas con contenidos intermedios de

magnesio y hierro  $0,25 < \#Fe < 0,75$  y cloritas férricas  $\#Fe > 0,75$ . Asimismo, las divisiones en el eje del Si están establecidas en 2,75 y 3,10 formando 3 divisiones, con respecto al contenido normal de Si en las cloritas.



**Figura 3.6** Clasificación según Foster (1962), basado en los dos tipos de reemplazos más importantes del grupo de las cloritas.

Bailey (1980) clasifica genéticamente las cloritas por medio del contenido de  $IVAl$  vs.  $Fe^{2+}/(Fe^{2+}+Mg^{2+})$ . De esta manera es posible distinguir entre cloritas metamórficas y diagenéticas.



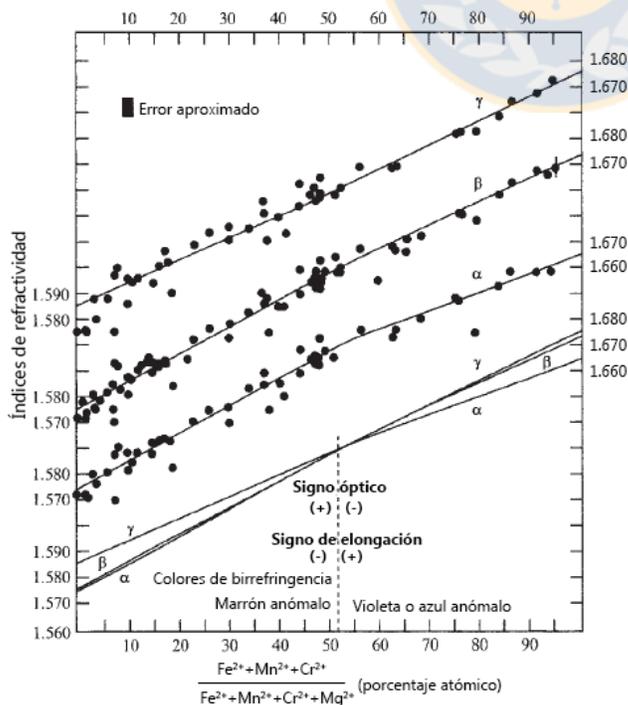
**Figura 3.7** Clasificación genética según Bailey (1980), basado en el contenido de  $IVAl$  vs.  $Fe^{2+}/(Fe^{2+}+Mg^{2+})$ .

### 3.2.5. Propiedades físicas

Las cloritas muestran una morfología diversa. En las variedades cristalinas se pueden reconocer láminas pseudo hexagonales, formadas por su exfoliación basal perfecta, paralela al pinacoide basal (001). El ancho de estas láminas varía desde menos de un milímetro hasta varios centímetros. Entre los hábitos más comunes se hallan hojuelas escamosas, agregados de cristales con forma de cuña, esférulas, rosetas, y masas terrosas de grano fino, siendo poco frecuente encontrar cristales bien formados. La dureza de las cloritas en su cara basal se acerca a 2.5 en la escala de Mohs, tienen brillo vítreo a nacarado y una densidad que varía con la composición química, ubicándose entre 2.6 y 3.3 gcm<sup>-3</sup>.

### 3.2.6. Propiedades ópticas

Los factores principales que condicionan las propiedades ópticas de las cloritas son la relación Fe/Mg o número de hierro (#Fe) y el reemplazo de Si por Al (Deer *et al.*, 1992). Los índices de refracción aumentan, conforme se incrementan el contenido de hierro y de aluminio. Las cloritas ricas en Fe tienen signo óptico negativo (figura 3.8), mientras que las ricas en Mg tienen signo óptico positivo.



**Figura 3.8** Relación entre las propiedades ópticas de las cloritas y su composición química modificado de Deer *et al.*, 1992 (según Albee, 1962).

En los casos donde la relación Fe/Mg son intermedias, los minerales muestran una anisotropía poco perceptible, pareciendo isótropos. Comúnmente presentan colores de interferencia anómalos, destacándose tonalidades en marrón para las variedades ricas en Mg y violeta o azul para las ricas en Fe.

Los colores que típicamente se observan en sección delgada son verdes a incoloras, sin embargo, también pueden tener colores que van desde el blanco, rosa amarillento, rojo, al marrón (Lozano y Bernal, 2005). Las cloritas con alto contenido de Fe exhiben un pleocroísmo más intenso.

### 3.2.7. Génesis

La presencia de este grupo de minerales es muy común en diversos ambientes petrogenéticos. Típicamente se encuentran en rocas que presentan metamorfismo regional de grado medio a bajo, donde se forman a temperaturas de aproximadamente 260 - 400°C y presiones cercanas inferiores a los 0,3GPa. En rocas ígneas se encuentra como producto de alteración de minerales ferromagnesianos primarios, tales como micas, piroxenos, anfíboles, granates y olivino (Deer *et al.*, 1992). Su formación bajo esas condiciones ha dado origen al término “cloritización”, comúnmente utilizado para la descripción de procesos caracterizados por la formación de cloritas. Es posible también encontrarla como componente de pegmatitas y cristalizada en vetas de fisura. Son constituyentes importantes de la matriz mineral en condritas carbonosas, CI y CM (Rubin, 1997). En rocas sedimentarias la clorita es un constituyente común, aunque está presente en pequeñas cantidades. Su origen en ambientes sedimentarios puede ser detrítico o producto de la diagénesis, por lo que es frecuente encontrarla como cristales autógenos, cementando areniscas y conglomerados (Sullivan y McBride, 1991). En suelos, los minerales de clorita son comunes en zonas de intemperismo incipiente y, por lo general como material heredado de la roca parental (Aspandiar y Eggleton, 2002).

#### Genesis Hidrotermal

La clorita de los depósitos hidrotermales en general contiene un bajo contenido de <sup>IV</sup>Al, atribuible a la sustitución di-trioctaédrica  $\square + 2^{IV}Al \rightarrow 3(Mg^{2+}, Fe^{2+})$ . Generalmente los fluidos hidrotermales al ser ricos en elementos metálicos favorecen dicha sustitución y reducen las vacantes

octaédricas. Las cloritas resultantes evidencian grandes variaciones en los contenidos de Fe y Mg, mientras que los contenidos de Si y Al permanecen relativamente uniformes.

En los pórfidos de Cu, a diferencia de los depósitos de W-Sn, la clorita tiene comparativamente mayores contenidos de Mg y bajas concentraciones de Fe. Las variaciones probablemente reflejan las composiciones de la roca caja, ya que los depósitos de pórfido cuprífero están asociados genéticamente a rocas intermedias a félsicas ricas en Mg y los depósitos de W-Sn están a rocas félsicas pobres en Mg (Xie *et al.*, 2017). Además, como un mineral de alteración, la clorita generalmente aparece reemplazando tanto a biotitas como hornblendas primarias y, por lo tanto, su composición estará influenciada por la de estos minerales ígneos.

En los pórfidos de Au, la composición de las cloritas está estrechamente relacionada a los valores que poseen las cloritas de los pórfidos de cobre, lo que sugiere que estos depósitos están estrechamente vinculados, como consecuencia principalmente, de los estados redox, que controlan los patrones de enriquecimiento y/o agotamiento de Mg y Fe. Según Wang *et al.*, (2018), los depósitos de W-Sn y de Ag-Au-Pb-Zn son sistemas reducidos que desarrollan cloritas ricas en Fe, mientras que los depósitos de Cu son sistemas oxidados que favorecen la cristalización de cloritas ricas en Mg. Algo similar, ocurre al estudiar los sistemas que contienen molibdeno. Zhong *et al.* (2017) notó que entre los diferentes tipos de depósitos de Mo (Mo, W-Mo-Sn-Bi, Cu-Mo), existen composiciones variables en las cloritas. De esta manera, en los depósitos de Mo acompañada por mineralización de Cu, las cloritas muestran características ricas en Mg, mientras que las de los depósitos de Mo acompañadas de la mineralización W-Sn son relativamente ricas en Fe.

### 3.2.8. La clorita como Geotermómetro

Las cloritas, en especial aquellas que presentan estructuras trioctaédricas, presentan una amplia variabilidad química. Como se mencionó con anterioridad, una de estas variaciones corresponde a la sustitución de  $\text{Si}^{4+}$  por  $\text{Al}^{3+}$  en las capas tetraédricas que va acoplada a una sustitución de  $\text{Al}^{3+}$  por  $\text{Mg}^{2+}$  o  $\text{Fe}^{2+}$  en la capa octaédrica. El número de vacancias generadas en la estructura permite proponer la existencia de algunos geotermómetros, que den indicios de la temperatura de cristalización de este grupo de minerales. Sin embargo, la composición química de la clorita no

sólo depende de la temperatura a la cual se forma (Silva *et al.*, 2010), sino también de otros factores como la composición química de la roca original, la paragénesis mineral e incluso la existencia de interestratificados que modifican las temperaturas obtenidas.

El uso de la clorita para estimar la temperatura de formación es un procedimiento efectivo, siempre y cuando algunos principios básicos sean observados. Según Klein *et al.* (2007), en primer lugar, debe existir consistencia entre los datos químicos de las cloritas estudiadas y de aquellas usadas en la calibración de los geotermómetros. Es decir, tiene que haber una correlación entre la relación  $X_{Fe}$  y el contenido de  $^{IV}Al$  y los resultados deben ser comparables con estimaciones de temperatura independientes, a partir de otros métodos.

Cathelineau y Nieva (1985) y Cathelineau (1988), estudiando el campo geotermal de Los Azufres en México, sugieren que las variaciones químicas en la clorita pueden ser utilizadas como geotermómetro. En esta región las cloritas evidencian una variación química con la profundidad y temperatura (1). Los autores afirman que el aumento de  $^{IV}Al$  en los sitios tetraédricos es producto de un aumento de la temperatura (resultados calibrados con datos termométricos en inclusiones fluidas en cuarzo en coexistencia con arcillas). Mientras que otros cambios químicos como variaciones de Fe y Mg están más relacionados al medio geológico. En la siguiente ecuación, el  $^{IV}Al$  es el contenido molar de aluminio tetraédrico calculado en base a 14 oxígenos.

$$T(^{\circ}C) = -61,92 + 321,98 (^{IV}Al) \dots\dots\dots(1)$$

Luego Kranidiotis y MacLean (1987) proponen una nueva calibración para el geotermómetro de Cathelineau (1988) (2). Ellos analizaron cloritas provenientes de un depósito de sulfuros masivos en Québec. Dichas cloritas tienen la particularidad de ser equilibradas en un medio saturado en aluminio, por lo que sin estas correcciones las temperaturas estarían sobre estimadas.

$$T(^{\circ}C) = 106 (^{IV}Al + 0,7 X_{Fe}) + 18 \dots\dots\dots(2)$$

Esta última corrección se debe a la observación de que el  $^{IV}Al$  aumenta con el contenido de hierro. La diferencia entre este geotermómetro y el de Cathelineau (1988) radica en el material utilizado en la calibración. Por esta razón Jowett (1991), propuso una nueva corrección, al realizar una corrección del  $^{IV}Al$  producto de la influencia de Fe, de una forma similar a Kranidiotis y MacLean

(1987) (3), pero utilizando las cloritas estudiadas por Cathelineau y Nieva (1985). No obstante, la corrección es válida solo para valores  $X_{Fe} < 0,6$ .

$$T(^{\circ}C) = 319 ({}^{IV}Al + 0,1X_{Fe}) - 69 \dots \dots \dots (3)$$

Xie *et al.*, (1997) estudiando rocas basálticas y dacíticas afectadas por metamorfismo regional, en el este de la provincia de Transvaal, Sudáfrica, realiza una nueva corrección a las observaciones realizadas por Kranidiotis y MacLean (1987) y Jowett (1991), aprovechando las similitudes geoquímicas entre ambos sets de cloritas. Ellos indican que los dos geotermómetros propuestos, muestran una fuerte asociación con el tipo de roca, y las correcciones no excluyen completamente la influencia de ésta. La corrección que proponen (4 y 5) refleja una mejor correlación, pero al mismo tiempo una pendiente mucho más pronunciada para la relación  ${}^{IV}Al - Fe / (Mg + Fe)$ , en las muestras. Se utiliza  $X_{Fe} \sim 0,31$  como límite para la corrección debido a que la proporción promedio de cloritas del campo geotermal Los Azufres a partir de la cual se calibró el geotermómetro original está cerca de este valor.

$$T(^{\circ}C) = 321,98 [{}^{IV}Al + 1,33(0,31 - X_{Fe})] - 61,92 \quad (\text{Si } X_{Fe} < 0,31) \dots \dots \dots (4)$$

$$T(^{\circ}C) = 321,98 [{}^{IV}Al - 1,33(X_{Fe} - 0,31)] - 61,92 \quad (\text{Si } X_{Fe} > 0,31) \dots \dots \dots (5)$$

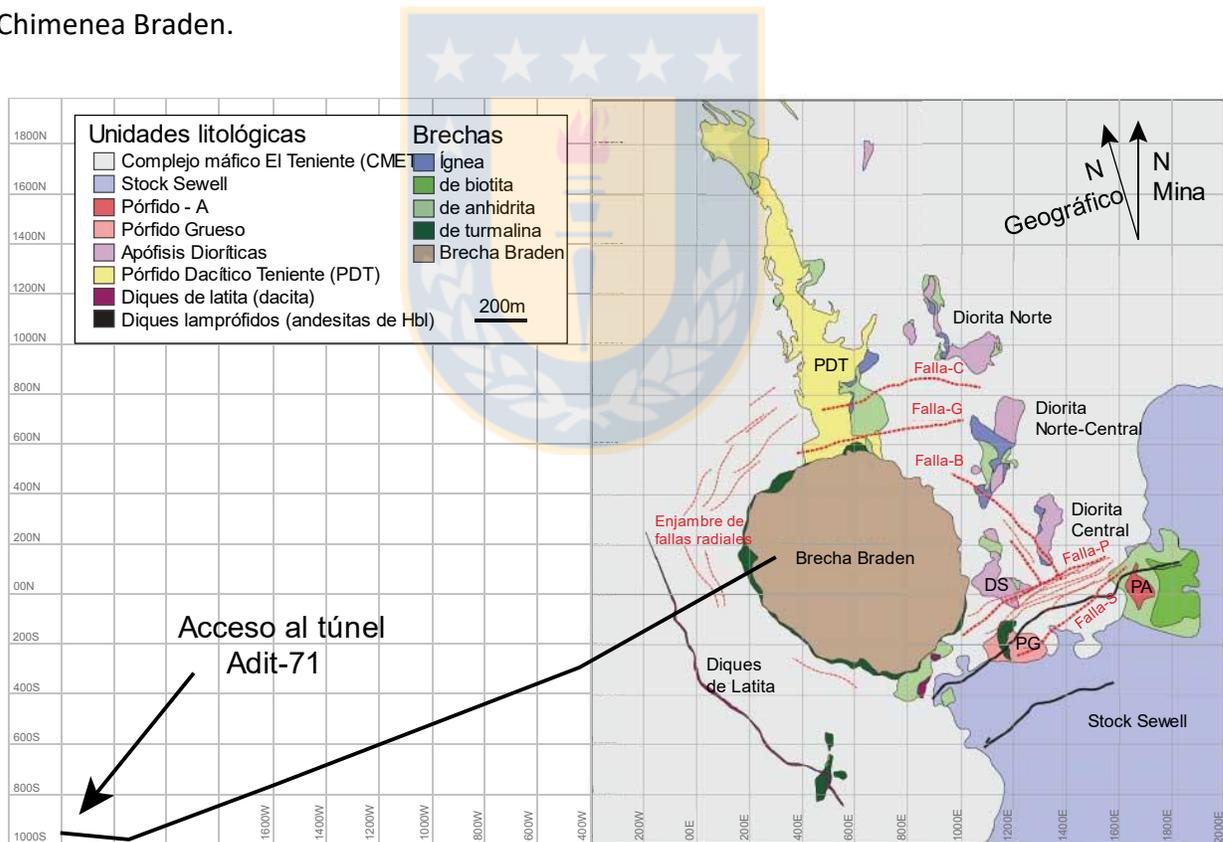
Varios autores han criticado estos métodos termométricos considerándolos inexactos, debido a que no solo la temperatura incide en el contenido de  ${}^{IV}Al$  en las cloritas, sino que también la composición de los fluidos, la química de la roca y la velocidad de crecimiento de las cloritas, entre otros (De Caritat *et al.*, 1993). Por otro lado, el problema de estos geotermómetros radica en que los análisis de las cloritas son realizados, en muchas ocasiones, en facies que no son puras. Estas facies corresponden a interestratificaciones, muchas veces indiferenciables de cloritas con esmectitas y corrensitas, en especial a bajas temperaturas, lo que afectaría en los resultados de cualquier geotermómetro de clorita (Essene y Peacor, 1995).

Wilkinson *et al.*, (2017) por su parte evalúa la temperatura de cristalización de las cloritas, utilizando el método termodinámico de Walshe (1986) que considera un sistema de solución de seis componentes, para modelar las condiciones de formación de la clorita en sistemas hidrotermales y geotermales.

#### 4. ANTECEDENTES DEL ADIT-71

El presente capítulo tiene como finalidad, señalar resumidamente la petrografía, mineralogía, geoquímica y alteración de la zona de estudio. Las características observadas son complementadas con los análisis e interpretaciones realizadas por Carvajal (2014) y Heredia (2018) en sus respectivas memorias de título, de manera que los conceptos abarcados a continuación son abordados de manera sucinta.

El Adit-71, es el túnel principal de acceso a las labores de la mina El Teniente (Figura 4.1), éste corresponde a un túnel horizontal con cerca de 3 km de longitud y una orientación aproximadamente este-oeste. Está emplazado a una cota sobre los 2000 m s.n.m. sobre el flanco occidental de la Cordillera Principal y atraviesa rocas del Complejo Máfico El Teniente y la Chimenea Braden.



**Figura 4.1** Mapa geológico del nivel Teniente Nivel 5 (2.284m s.n.m.) superpuesto al Adit-71 (2.042 m s.n.m.). Se muestran las principales unidades del yacimiento; modificado de Spencer 2015 y Carvajal (2014); pórfidos dioríticos según Guzmán (1991); pórfido dacítico El Teniente según Rojas (2003). Las coordenadas son de referencia local para la mina.

#### 4.1 Petrografía Primaria.

Las muestras de este estudio corresponden en su mayoría a unidades ígneas de textura hipidiomórfica porfídica, seriada y equigranular, con tamaño de grano que gradúa de medio a fino. Aun cuando están afectadas por una alteración hidrotermal omnipresente, es posible observar una mineralogía primaria similar para todas ellas, compuesta de forma decreciente por plagioclasa, clinopiroxeno, cuarzo, feldespato potásico, magnetita ( $\pm$  ilmenita), hornblenda y biotita. Como minerales accesorios contienen apatito, circón y esfeno (reconocido por Carvajal 2014, sólo para una de las muestras).

Sobre la base de la estimación de la mineralogía primaria, las rocas se clasifican como gabros y dioritas con variaciones hacia los dominios de monzogabro-monzodiorita y diorita cuarcífera, según la clasificación QAP de Streckeisen (1979). La composición de las plagioclasas varía dentro de un rango de  $An_{43}$  a  $An_{56}$  (labradorita-andesina), permitiendo clasificar de forma general las muestras como gabro-dioritas (Heredia, 2018).

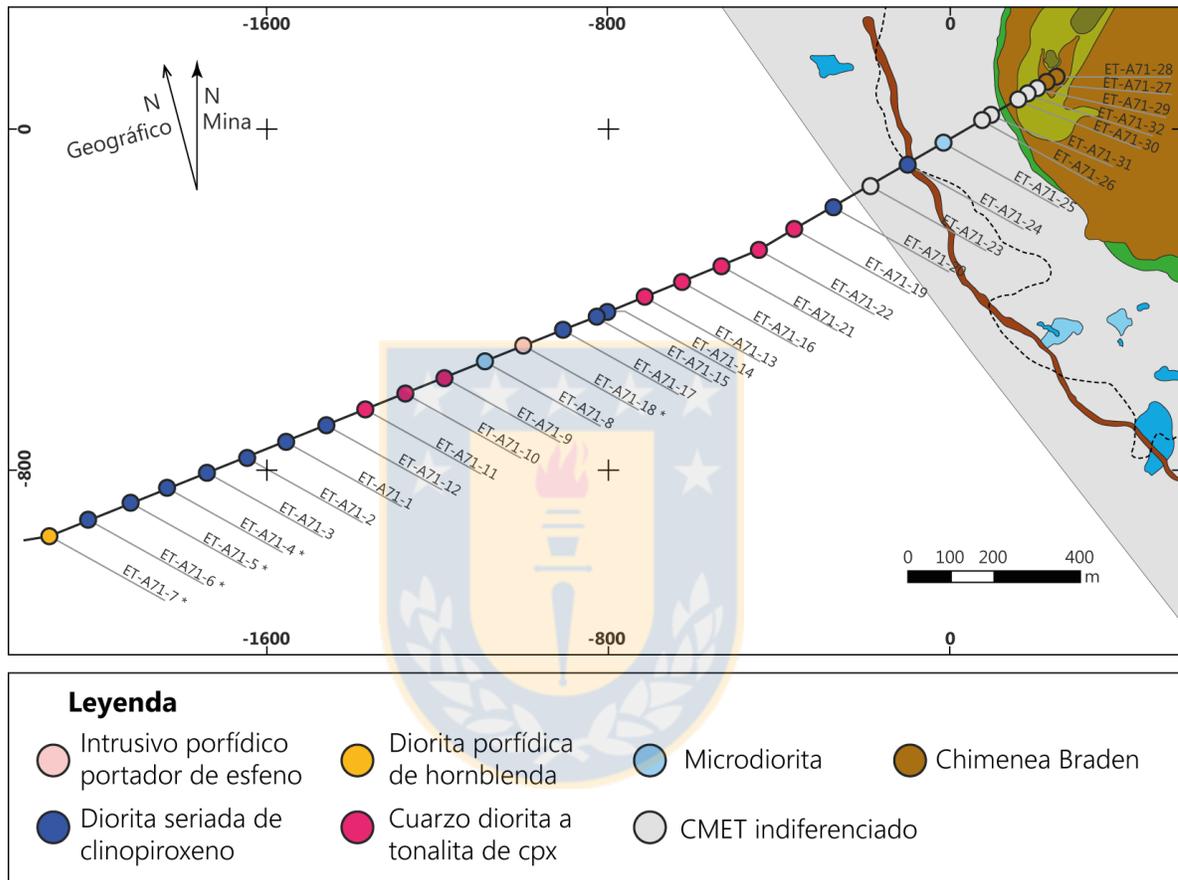
Carvajal (2014) realiza una clasificación de las muestras obtenidas del Adit-71, basado en una discriminación petrográfica, textural y del contenido de  $SiO_2$  indicando la existencia de al menos 5 unidades intrusivas diferenciables (Figura 4.2): microdiorita, diorita cuarcífera-tonalita de clinopiroxeno, diorita porfídica de hornblenda, diorita seriada de clinopiroxeno, e intrusivo portador de esfeno. Estas unidades reflejarían la historia de enfriamiento del complejo, en donde las variaciones texturales son indicios de la evolución típica en un cuerpo intrusivo como es el CMET.

#### 4.2 Geoquímica del Adit-71.

La clasificación geoquímica general de las muestras del Adit-71, efectuada por Carvajal (2014) y Heredia (2018), sugiere que estas rocas corresponden a la serie subcalina y al grupo de rocas metaluminosas coincidente con su mineralogía primaria (cuarzo, piroxeno, plagioclasa).

De acuerdo con el diagrama TAS (total álcalis vs. sílice, en base anhidra) (Figura 4.3), las muestras analizadas corresponden a rocas intermedias (gabro-dioritas), alcanzando incluso composiciones

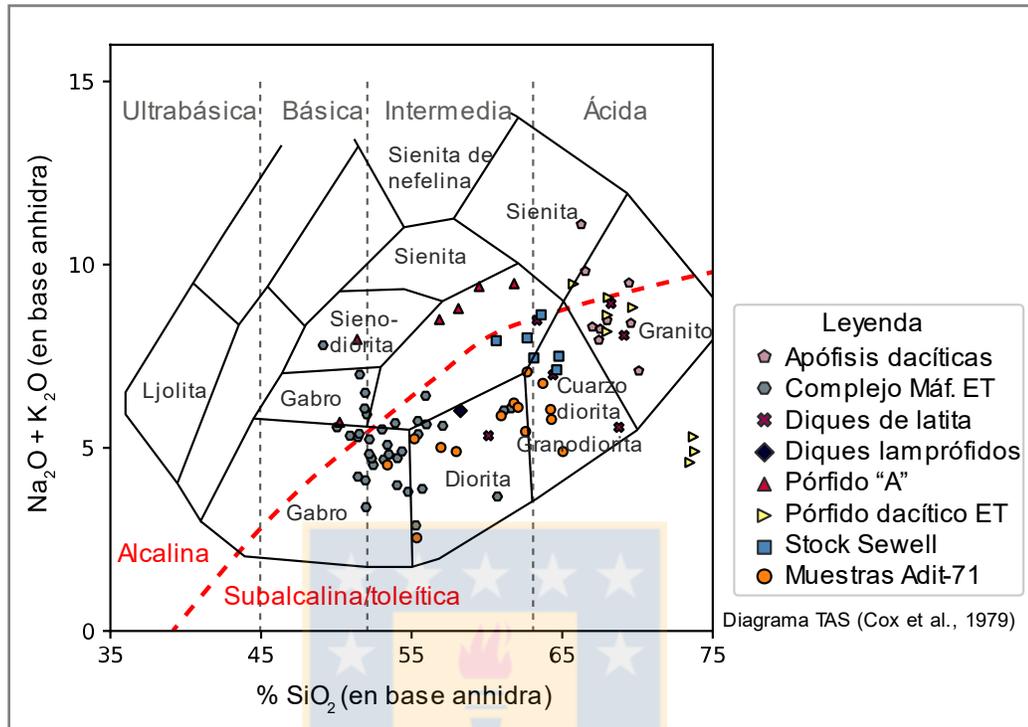
más ácidas (diorita cuarcífera-granodiorita). Al compararlas con el resto de las unidades que existen en El Teniente, se observa que aquellas con menores contenidos de  $\text{SiO}_2$  se asemejan al CMET, mientras que aquellas con mayores contenidos de  $\text{SiO}_2$ , se asemejan al Stock Sewell. No obstante, se debe considerar que el diagrama TAS es inadecuado para rocas alteradas, por efecto del enriquecimiento en sílice y la movilidad de los elementos alcalinos durante la alteración.



**Figura 4.2** Mapa con las unidades geológicas que atraviesan el Adit-71 (a una cota de 2.042 m s.n.m.), modificado de Carvajal, 2014. Además, se indican las litologías expuestas por el nivel Teniente 5 (a una cota de 2.284m s.n.m.), diferenciadas por círculos de colores. Nota: \* muestras no consideradas en este estudio.

Para minimizar el efecto del metasomatismo hidrotermal, las rocas pueden ser clasificadas utilizando geoquímica de elementos inmóviles. El diagrama  $\text{Nb/Y}$  vs.  $\text{Zr/TiO}_2$  (Winchester y Floyd, 1977) (Figura 4.4) permite clasificar las muestras predominantemente como dioritas, a composiciones gábricas y granodioríticas. Comparadas con las otras unidades de El Teniente, los

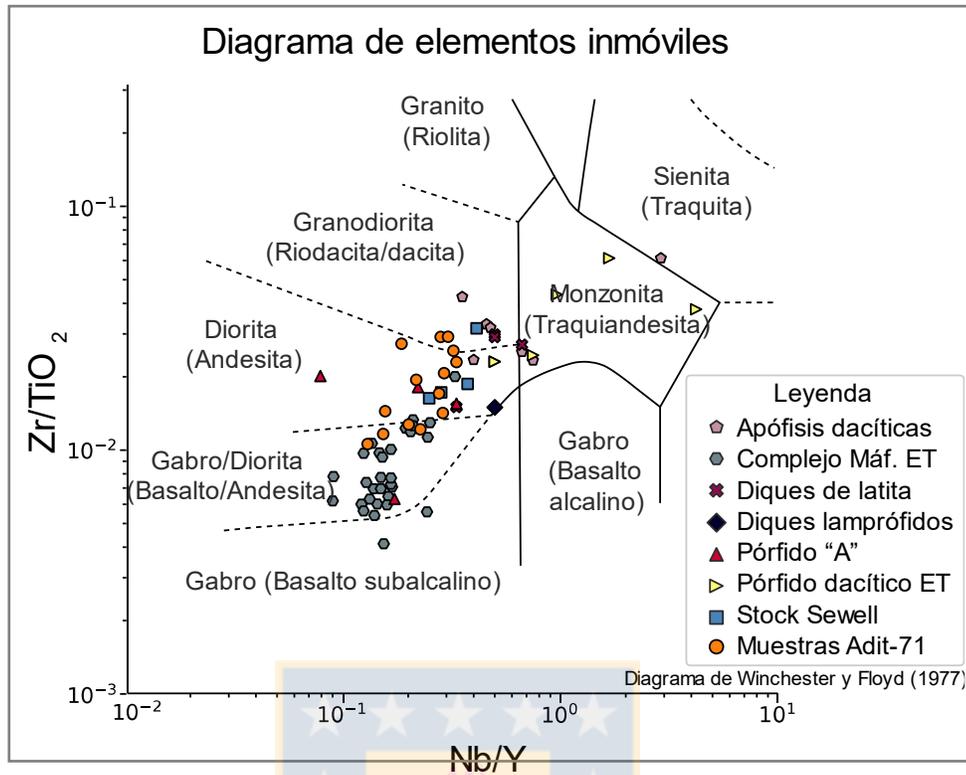
resultados son similares a los visualizados en el diagrama TAS, con similitudes tanto con el CMET como con el Stock Sewell.



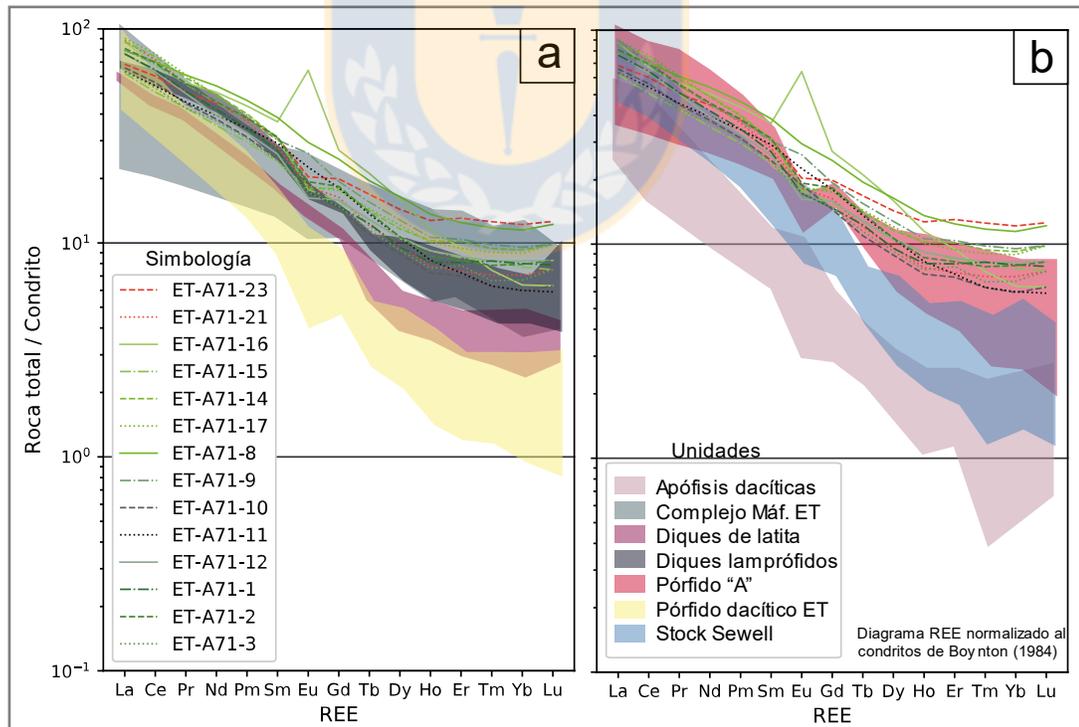
**Figura 4.3** Diagrama TAS (álcalis vs. sílice), de Cox *et al.*, 1979. Se comparan las muestras del túnel Adit-71 respecto a las demás unidades de El Teniente

Los patrones de tierras raras (REE) normalizadas a condrito según Boynton (1984) indican enriquecimiento en REE livianas con respecto a las pesadas (con un valores promedios de  $(La/Yb)_N$  de 9,05 en las 14 muestras analizadas por estos autores (Figura 4.5). La mayoría de los análisis, presentan una anomalía ligeramente negativa de europio (promedio  $[2*(Eu)_N/((Sm)_N+(Nd)_N)]$  de 0,9), con excepción de la muestra ET-A71-16, que tiene una anomalía de Eu notoriamente positiva, con un valor de magnitud 2.

Comparativamente, los patrones de REE observados en las rocas del Adit son similares a los del Complejo Máfico El Teniente. Por otro lado, las unidades félsicas de El Teniente (que no están representadas en el Adit), como por ejemplo el pórfido dacítico El Teniente, las apófisis dacíticas e incluso los diques de latita y de lamprófidos (diques andesíticos de hornblenda), se diferencian por presentar diagramas de REE más empinados (Figura 4.5), es decir, mayores razones  $(La/Yb)_N$  producto de su bajo contenido de HREE.



**Figura 4.4** Diagrama de elementos inmóviles (Winchester y Floyd, 1977). Se comparan las muestras del Adit-71 respecto a las demás unidades de El Teniente

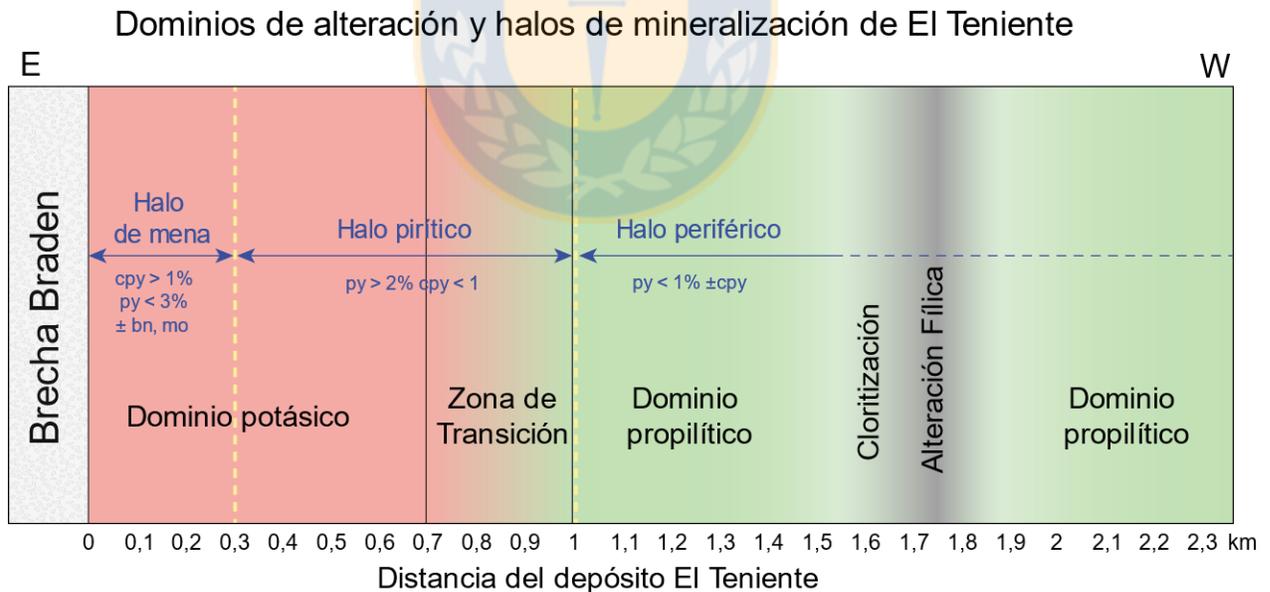


**Figura 4.5** Diagrama de tierras raras normalizados al condrito de Boynton (1984). Los patrones de REE de las muestras del Adit-71 se comparan con las diferentes unidades de del depósito. a) Complejo Máfico El Teniente, Diques de latita, Diques lamprófidos y Pórfido dacítico El Teniente. b) Apófisis dacíticas, Pórfido A, Stock Sewell.

### 4.3 Alteración hidrotermal.

El metasomatismo hidrotermal que afecta las rocas a lo largo del Adit-71, queda reflejado en la existencia de minerales de alteración como; clorita, epidota, calcita, sericita, cuarzo, biotita, anhidrita, magnetita, feldespato potásico, turmalina, rutilo, apatito y sulfuros, que han cristalizado en vetillas, cavidades o de manera disseminada reemplazando minerales preexistentes. Estos minerales, agrupados en asociaciones de alteración, definen una zonación análoga a la descrita por Lowell y Guilbert (1970), para el sistema de pórfido cuprífero. De manera tal que, el Adit correspondería a una proyección radial, desde un núcleo potásico (biotítico) que gradúa a una alteración propilítica a medida que se aumenta la distancia del depósito. A este patrón de zonación, se sobreimprime una alteración fílica de distribución e intensidad irregulares a lo largo del túnel.

Bajo este modelo conceptual, se definen dos dominios principales de alteración, uno potásico y otro propilítico, sin existir un límite claro entre ambos, estableciéndose una zona transicional. Además de sobreimposiciones fílicas de intensidad y extensión variable en ellos (Figura 4.6).



**Figura 4.6** Distribución de los dominios de alteración y halos de mineralización sulfurada, presentes en el Adit-71. Modificado de Heredia (2018). Abreviaciones cpy: calcopirita; py: pirita; bn: bornita; mo: molibdenita.

La zona transicional se extiende por aproximadamente 300 m y registra la gradación entre la alteración potásica y la propilítica. Esta zona queda delimitada por las muestras ET-A71-22 y la

ET-A71-16. Los límites de este segmento están caracterizados por la disminución abrupta de biotita secundaria y el aumento de clorita a los 700 m de la Brecha Braden (ET-A71-22) y por la desestabilización de la anhidrita y el predominio de la asociación propilítica (clorita-epidota) en la zona más distal ~1 km de la misma brecha (ET-A71-16).

El dominio propilítico, ubicado en la sección oeste del túnel y en la zona más distal del depósito, está representado por la asociación de clorita, epidota, cuarzo, calcita y magnetita, por reemplazo de minerales preexistentes o por cristalización directa en espacios abiertos (vetillas y/o cavidades). Comienza a partir de los 1000 m, contados desde la Brecha Braden, y se extiende hacia la periferia del depósito, incluso más allá de las rocas estudiadas en este trabajo. De forma particular, el segmento comprendido entre los 1,5 a 1,9 km posee una alteración propilítica leve e incluso inexistente, evidenciada específicamente por agregados o cúmulos de clorita producto de la alteración de minerales máficos y una baja proporción de epidota (ET-A71-9 y ET-A71-10), además de rocas parcialmente inalteradas (ET-A71-12).

La alteración filica como tal, está documentada por una única muestra (ET-A71-11) que segmenta el dominio propilítico y presenta una intensa transformación de los minerales primarios a una asociación cuarzo-sericítica. Sin embargo, a lo largo del Adit existen manifestaciones menores de esta alteración, que afectan de manera incipiente a moderada y se superponen a los dominios principales.

#### **4.4. Halos de mineralización sulfurada.**

Las fases sulfuradas presentes en el Adit-71 corresponden a pirita, calcopirita, bornita, molibdenita, blenda, galena y pirrotina, siendo los primeros cuatro las presentes en mayor abundancia y extensión. Tomando en consideración su distribución y predominio relativo se delimitan 3 segmentos a lo largo de la transecta en estudio (Figura 4.6), de forma análoga a la presentada por Lowell y Guilbert (1970); estos son: halo de mena, halo pirítico y halo periférico.

El halo de mena queda comprendido íntegramente dentro del dominio potásico, en los primeros 300 m cercanos al depósito. Se define según lo planteado por Cannell (2004) y Lowell y Guilbert (1970), por contener más del 1% de calcopirita y menos del 3% de pirita, y en menor medida

bornita y molibdenita. Estos sulfuros están vinculados genéticamente a la alteración del tipo potásica, y se presentan mayoritariamente en forma de vetillas, pero también en forma diseminada junto con biotita secundaria, anhidrita, cuarzo y turmalina. El límite de 0,5% de cobre hipógeno definido para El Teniente, sirve como indicador del límite entre el halo de mena y el halo pirítico.

El halo pirítico situado entre el halo de mena y el periférico, se sitúa entre el dominio potásico y la zona transicional, con una extensión de aproximadamente 700 m. Los contenidos de pirita normalmente sobrepasan el 2 %, mientras que los de calcopirita se mantienen inferiores o iguales a 1 %. Estos sulfuros están asociados a vetillas o diseminados en la roca, en asociación con cuarzo, anhidrita y biotita secundaria. Localmente, en el segmento ubicado entre las muestras ET-A71-8 y ET-A71-11 se evidencia un aumento en el contenido de pirita. Este aumento posiblemente está asociado a la ocurrencia intensa de alteración fílica en las muestras ET-A71-11 y ET-A71-18 (Heredia, 2018; Carvajal, 2014).

El halo periférico, desarrollado dentro del dominio propilítico y cuya extensión supera los 1250 m. está determinado por contenidos inferiores al 1 % de pirita y menores aún de calcopirita. Los sulfuros ocurren mayoritariamente de manera diseminada, como reemplazo de magnetitas, siendo imperceptibles a escala de muestra de mano.

## 5. RESULTADOS.

### 5.1 Caracterización de las cloritas.

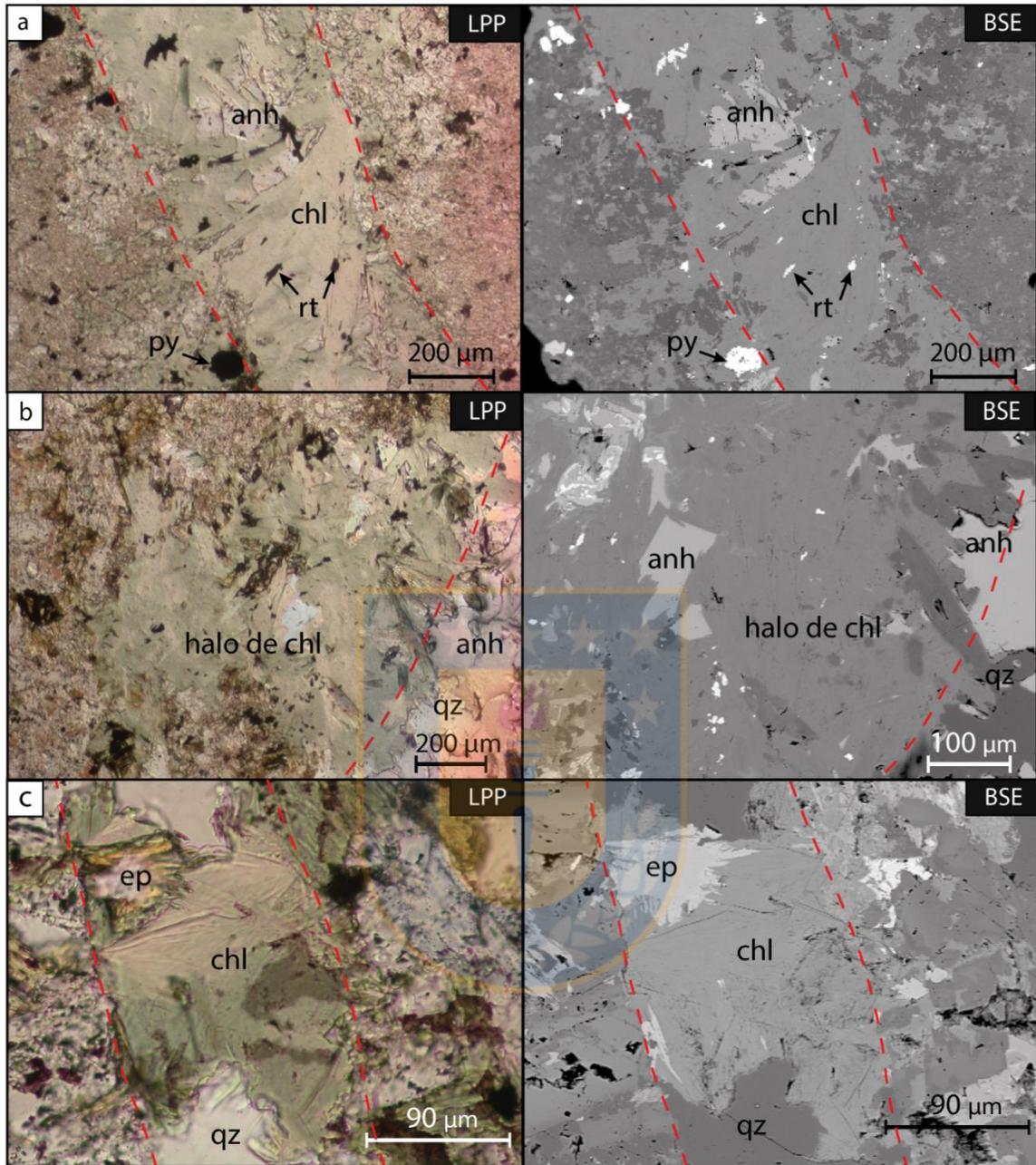
La clorita está presente en cada una de las alteraciones a lo largo del ADIT-71. Naturalmente su cantidad aumenta conforme se incrementa la distancia del núcleo mineralizado, siendo mucho más abundante en sectores distales, donde domina la alteración propilítica (entre las muestras ET-A71-13 a ET-A71-4). No obstante, también se encuentra en diferentes proporciones dentro del dominio potásico, estrechamente vinculadas a la aparición de vetillas hidrotermales. En zonas cercanas al límite del halo de mena, aparecen asociadas espacialmente también a estas estructuras (muestras ET-A71-31 y ET-A71-25). En la zona transicional a diferencia de la anterior, es muy común encontrarlas reemplazando fases minerales preexistentes, formando por lo general cúmulos junto a otros minerales de reemplazo.

#### 5.1.1. Ocurrencia.

La forma en que se presentan los diversos granos de clorita es variada, dependiendo de la cercanía que tienen respecto del núcleo del sistema. Su ocurrencia se puede resumir en 4 grupos distintivos: relleno de espacios, reemplazo de minerales preexistentes, en cúmulos y en granos diseminados.

Las cloritas que ocurren relleno de espacios, pueden hacerlo cristalizando dentro de vetillas o cavidades. En los primeros 700 m del túnel y coincidiendo con la alteración potásica, estos minerales están asociados a vetillas de ~0,5mm de espesor, de anhidrita, feldespato potásico, sulfuros de cobre  $\pm$  cuarzo,  $\pm$  albita,  $\pm$  epidota (Fotomicrografía 5.1a). Las cloritas que se encuentran dentro de estas vetillas generalmente corresponden a cristales subhedrales a euhedrales bastante limpios, a diferencia de aquellos que se forman como halos de alteración de éstas. Los halos normalmente están formados por agregados de cristales anhedrales a subhedrales, en paragénesis con cuarzo, calcita, sericita,  $\pm$  anhidrita (Fotomicrografía 5.1 b).

En los siguientes 300m (hasta el km 1,0) las cloritas están asociadas a vetillas con epidota, cuarzo, pirita, sericita,  $\pm$  biotita,  $\pm$  feld. potásico,  $\pm$  albita, desarrollando halos de clorita, sericita y pirofilita.

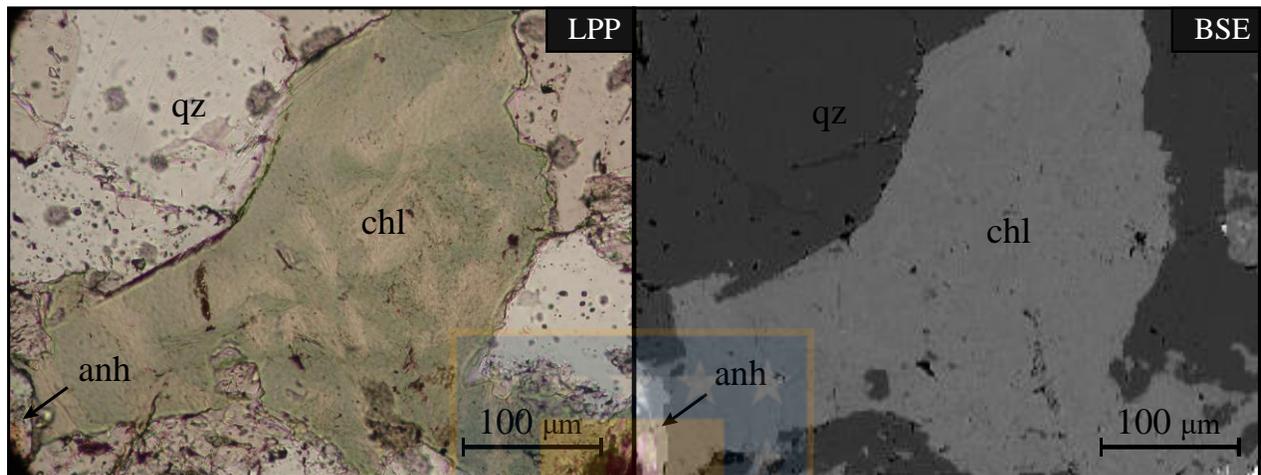


**Fotomicrografía 5.1** Ocurriencia de la clorita como relleno de espacios. (a) Clorita como relleno de vetilla en el dominio potásico. (ET-A71-23) (b) Halo de clorita, junto a vetilla de cuarzo-anhidrita. (ET-A71-24). (c) Clorita diseminada en vetilla, junto a cuarzo y epidota, asociada al dominio propilítico (ET-A71-14).

En el dominio propilítico, las vetillas son escasas, apreciándose parcialmente en algunos sectores (ET-A71-14 y ET-A71-8). Son reconocibles sólo en la primera mitad de las muestras de esta alteración (hasta 1,5 km), como microvetillas de cuarzo, clorita, epidota, ±calcita (Fotomicrografía

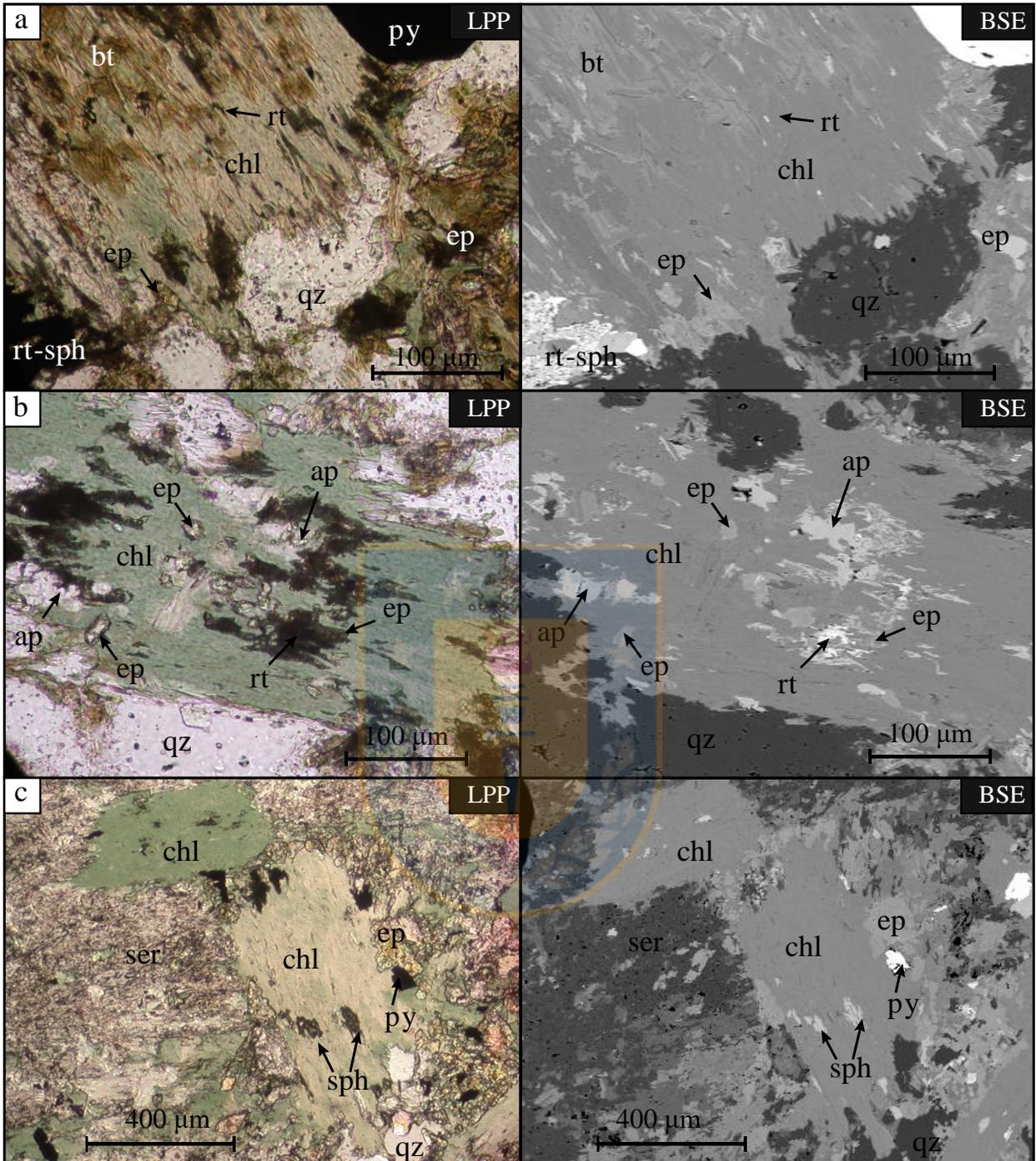
5.1c). Excepcionalmente en la muestra ET-A71-11 existe evidencia de vetillas de clorita, cuarzo, sericita, producto del evento fílico puntual.

En el dominio propilítico la clorita se encuentra como relleno de cavidades, asociada a cuarzo y epidota (muestras ET-A71-13, ET-A71-15, ET-A71-17, ET-A71-8 y ET-A71-13) y puntualmente a cuarzo, albita, anhidrita en la zona transicional (ET-A71-21) (Fotomicrografía 5.2).



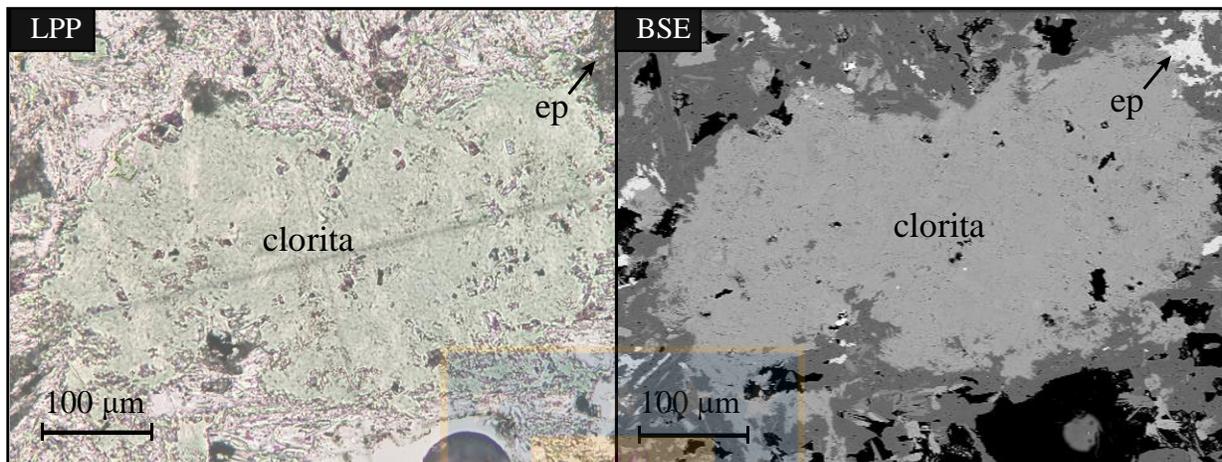
**Fotomicrografía 5.2** Clorita dentro de una cavidad de la zona transicional. Coexistencia de cuarzo y anhidrita en paragénesis (muestra ET-A71-16)

También es posible encontrar cloritas como reemplazo de minerales ígneos primarios (Fotomicrografía 5.3a). Este tipo de ocurrencia es característica del dominio propilítico. A pesar de que la clorita se encuentra casi siempre asociada a cristales de magnetita y epidota, la paragénesis mineral está estrechamente vinculada a la zona de alteración en la que se encuentra. De esta manera, en el dominio potásico es posible encontrarla junto a feldespato potásico, biotita,  $\pm$  cuarzo,  $\pm$  sericita,  $\pm$  anhidrita; en la zona transicional se encuentra junto a sericita, cuarzo,  $\pm$  calcita,  $\pm$  albita, feldespato potásico, y finalmente, en el dominio propilítico, está asociada a albita, cuarzo, sericita,  $\pm$  calcita,  $\pm$  actinolita,  $\pm$  esfeno, entre otros. El ensamble final del reemplazo se manifiesta en agregados cristalinos donde la clorita engloba parcial o totalmente cristales de epidota, magnetita,  $\pm$  esfeno (Fotomicrografía 5.3b), pudiendo perderse la forma cristalina del mineral original al que alteran, o bien, presentarse en forma de reemplazo pseudomórfico granos de piroxenos, anfíboles y/o biotita, conservando la forma original de estos minerales progenitores (Fotomicrografía 5.3c).



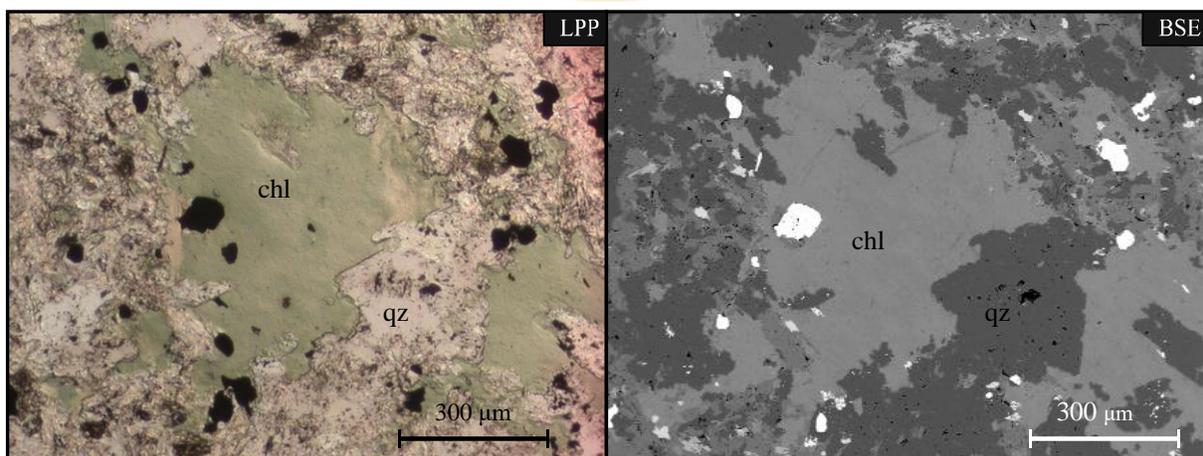
**Fotomicrografía 5.3.** Clorita como reemplazo de minerales ferromagnesianos prexistenes. (a) Reemplazo parcial de clorita en el borde de un agregado cristalino de biotita secundaria (ET-A71-22). (b) Reemplazo total o “cloritización” de una biotita; nótese que en los bordes aún existen relictos de este mineral. En esta fotografía se observa un cristal de clorita englobando por completo a cristales de epidota, apatito y rutilo (ET-A71-22). (c) Reemplazos pseudomórficos, donde la clorita altera completamente a una sección longitudinal de un mineral ferromagnésico, desarrollando la paragénesis típica de la zona propilítica: clorita, epidota, cuarzo y sericita (ET-A71-21).

Es muy común encontrar cúmulos de cristales de clorita (Fotomicrografía 5.4) diseminados homogéneamente en las muestras ET-A71-9 y ET-A71-10, que están muy cercanas a la alteración fílica inserta en medio del dominio propilítico (ET-A71-11). En la mayor parte del Adit-71 los cúmulos de clorita ocurren como agregados masivos mineralógicamente heterogéneos y su paragénesis depende de la zona en la que éstos se encuentren.



**Fotomicrografía 5.4** Cúmulos de cristales de clorita. Estos agregados cristalinos se encuentran homogéneamente distribuidos en el dominio propilítico proximal (ET-A71-9), cercano al evento fílico que interrumpe la zona propilítica.

De forma aislada, existen cristales diseminados a lo largo de todo el dominio propilítico y parte de la zona transicional, que se desarrollan como agregados cristalinos de clorita con forma anhedral, incluidos en la matriz de las rocas (Fotomicrografía 5.5).



**Fotomicrografía 5.5** Cristal de clorita anhedral, en la matriz, junto a cuarzo y sericita (ET-A71-16).

### 5.1.2. Texturas de alteración.

Normalmente las cloritas formadas por reemplazo de minerales preexistentes evidencian una variabilidad tanto en su forma, como en su textura. A lo largo del Adit-71, se reconocieron tres tipos de grupos texturales de cloritas: agregados policristalinos, reemplazo pseudomórficos y cristales individuales (Fotomicrografía 5.6).

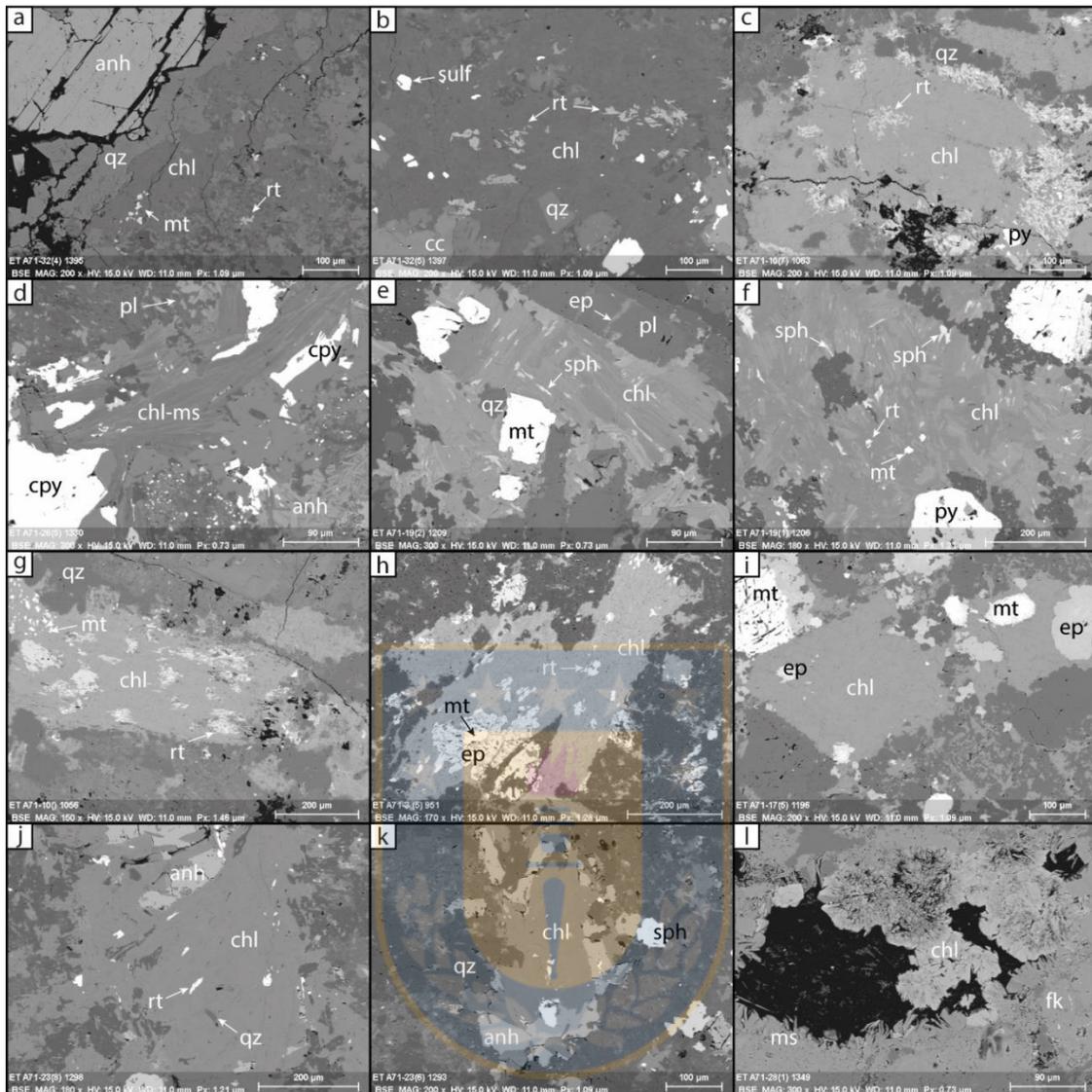
#### Agregados masivos policristalinos

La mayor parte de los cristales de clorita forman agregados masivos policristalinos. Los pequeños cristales de tamaño micrométrico tienden a presentar textura decusada y estar comúnmente en paragénesis con epidota, magnetita y calcita, producto de la alteración de minerales ferromagnesianos (Fotomicrografía 5.6 a-b). Por lo general, no es posible reconocer a qué mineral primario altera, ya que tienden a formar masas de formas irregulares. Estos agregados también pueden estar asociados a vetillas y halos de alteración de éstas, presentándose de manera diseminadas en la roca o formando cúmulos (Fotomicrografía 5.6c).

#### Reemplazos pseudomórficos

Es el segundo grupo textural más recurrente en el Adit-71. Se pueden diferenciar tipos de reemplazos pseudomórficos, dependiendo del mineral al que altera. La cloritización de la biotita es común, en especial en el dominio potásico, donde cada cristal o cúmulo de biotita puede ser reemplazado por completo por clorita, conservando la forma tabular del mineral original (Fotomicrografía 5.6 e-g). Es importante destacar que el proceso de alteración de la biotita no sólo genera clorita, sino también pequeños agregados de cristales de rutilo, esfeno y epidota de tamaño inferior a los  $<10\mu\text{m}$ , que se disponen paralelos a los planos de clivaje, rellenándolos. Estas inclusiones son las que contaminan la mayor parte de los análisis en LA-ICP-MS.

La cloritización de anfíboles (Fotomicrografía 5.6 h-i), en la que se ve preservada la forma original del cristal, es más bien rara, y está restringida al dominio propilítico proximal. La paragénesis resultante es similar a la visualizada en los agregados masivos de clorita, pero la textura decusada está ausente o poco desarrollada. El reemplazo de piroxenos por cloritas, puede que no desarrolle cristales pseudomórficos, sino más bien agregados de cristales como los descritos anteriormente.



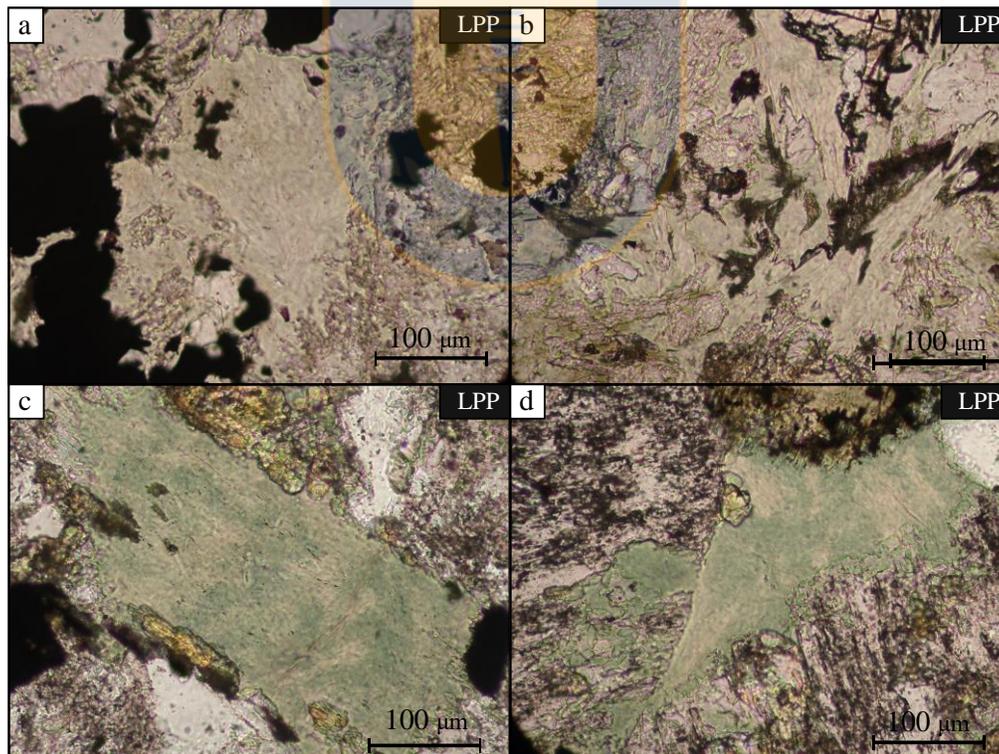
**Fotomicrografía 5.6** Imágenes de electrones retrodispersados de las texturas de alteración. (a) Agregado masivo policristalino de clorita, en el borde de vetilla de cuarzo-anhidrita. Nótese los pequeños cristales de magnetita y rutilo insertos dentro del agregado. (b) Agregado masivo policristalino de clorita diseminado, como halo de alteración en vetilla de cuarzo, anhidrita, calcopirita, calcita, englobando cristales de rutilo y otros sulfuros. (c) Agregado masivo policristalino de clorita y rutilo, como resultados de una alteración pervasiva de una fase máfica indeterminada. (d) Intercrecimiento de clorita y muscovita, junto a cúmulos de calcopirita y anhidrita. (e) Reemplazo pseudomórfico de biotita por clorita, con inclusiones de epidota y esfeno siguiendo los planos de clivaje. (f) Reemplazo pseudomórfico de cúmulos de biotita por clorita, con abundantes inclusiones de esfeno y "nidos" de rutilo. (g) Reemplazo pseudomórfico de un cristal de biotita por clorita, englobando cúmulos de rutilo. (h) Sección longitudinal de un anfíbol pseudomorfizado por cristales clorita, magnetita, epidota y rutilo. (i) Sección transversal de un anfíbol, totalmente pseudomorfizado por clorita y minoritariamente epidota. (j) Cristales individuales de clorita, relleno vetilla junto a cuarzo y anhidrita. (k) cavitad rellena por cúmulos de clorita, cuarzo, anhidrita y esfeno. (l) Cristales de clorita de forma acicular relleno cavitad, la masa fundamental está compuesta por un agregado de muscovita y feldespato potásico.

### Cristales individuales

Sólo en algunos granos de clorita es posible reconocer su forma cristalina tabular. Estos cristales, por lo general de carácter subhedral a euhedral, están casi siempre asociados a vetillas de cuarzo, anhidrita y clorita (Fotomicrografía 5.6j) o rellenando cavidades junto a anhidrita, cuarzo  $\pm$  epidota (Fotomicrografía 5.6k). También aparecen en la matriz de la Brecha Braden como cristales dispuestos de forma radial (Fotomicrografía 5.6l) y con una fuerte anisotropía en colores azul-violeta.

#### 5.1.3. Propiedades ópticas.

Las variaciones en las propiedades ópticas en las cloritas son el resultado de las diferentes sustituciones elementales que acepta la estructura cristalina de este mineral y, por lo tanto, es, como se mencionó en el capítulo 3, una aproximación a su composición química. El color que éstas presentan en luz polarizada plana varía a lo largo de la zona de estudio (Fotomicrografía 5.7).



**Fotomicrografía 5.7** Colores en luz polarizada plana de cloritas (a y b) zona potásica (ET-A71-30) (c y d) zona propilítica (ET-A71-17).

El pleocroísmo intenso que caracteriza a la clorita en luz polarizada plana (LPP), no es tan evidente en ciertos sectores dentro de la transecta estudiada. Particularmente, en la zona donde domina la alteración potásica el aspecto de los cristales de clorita, por lo demás poco abundantes, tienen una coloración verde muy pálido (Fotomicrografía 5.7 a-b), siendo difícil identificar bajo el microscopio. Además, su presencia se ve enmascarada por la presencia de abundante de biotita secundaria presente en la matriz, a la que altera de manera incipiente.

Los colores pálidos en LPP de las cloritas, cambian a partir de la muestra ET-A71-26 que coincide con el límite del halo de mena. A partir de esta distancia (~300m) los cristales comienzan, paulatinamente, a tomar su color verde característico, con pleocroísmo que va desde un verde oscuro a un verde amarillento (Fotomicrografía 5.7 c-d). Esta característica se intensifica a partir de la muestra ET-A71-21 y se mantiene a lo largo de todo el dominio propilítico (con excepción de las que están en la muestra ET-A71-11, que son similares a las descritas en la primera porción del dominio potásico, es decir, verde pálido).

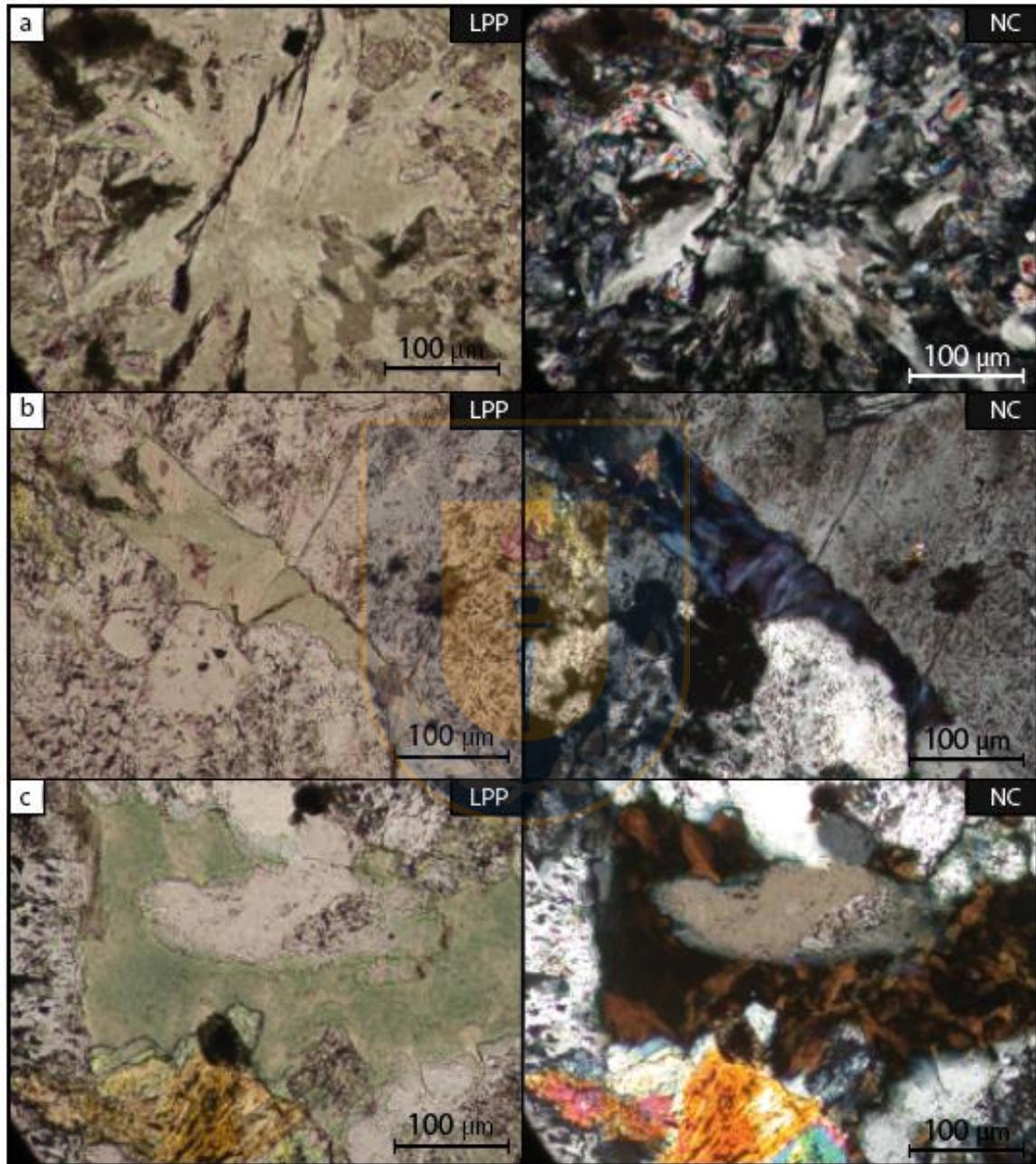
#### **5.1.3.1. Colores de interferencia.**

La principal característica óptica que presentan las cloritas del Adit es la variabilidad en su color de interferencia. A lo largo de los 2,25km de estudio, se reconocieron tres tonalidades fácilmente diferenciables unas de otras (Fotomicrografía 5.8).

En los primeros 600m a partir de la Brecha Braden (excluyendo las muestras ET-A71-28 y ET-A71-27, que pertenecen a dicha unidad) y coincidiendo mayoritariamente con la zona dominada por alteración potásica, destacan cloritas con colores de interferencia anómalos, en tonalidades que incluyen distintas variedades de grises, incluyendo verde y pardo grisáceos (Fotomicrografía 5.8a). Estas cloritas están asociadas mayoritariamente a vetillas o a sus halos de alteración y adquieren un color verde muy pálido en nicols paralelos.

Cloritas con sus colores de interferencia característicos (azul-violetas y marrón-anaranjado), solamente se reconocen a partir de los 600m, dentro de la zona transicional y hacia el exterior, en el dominio propilítico.

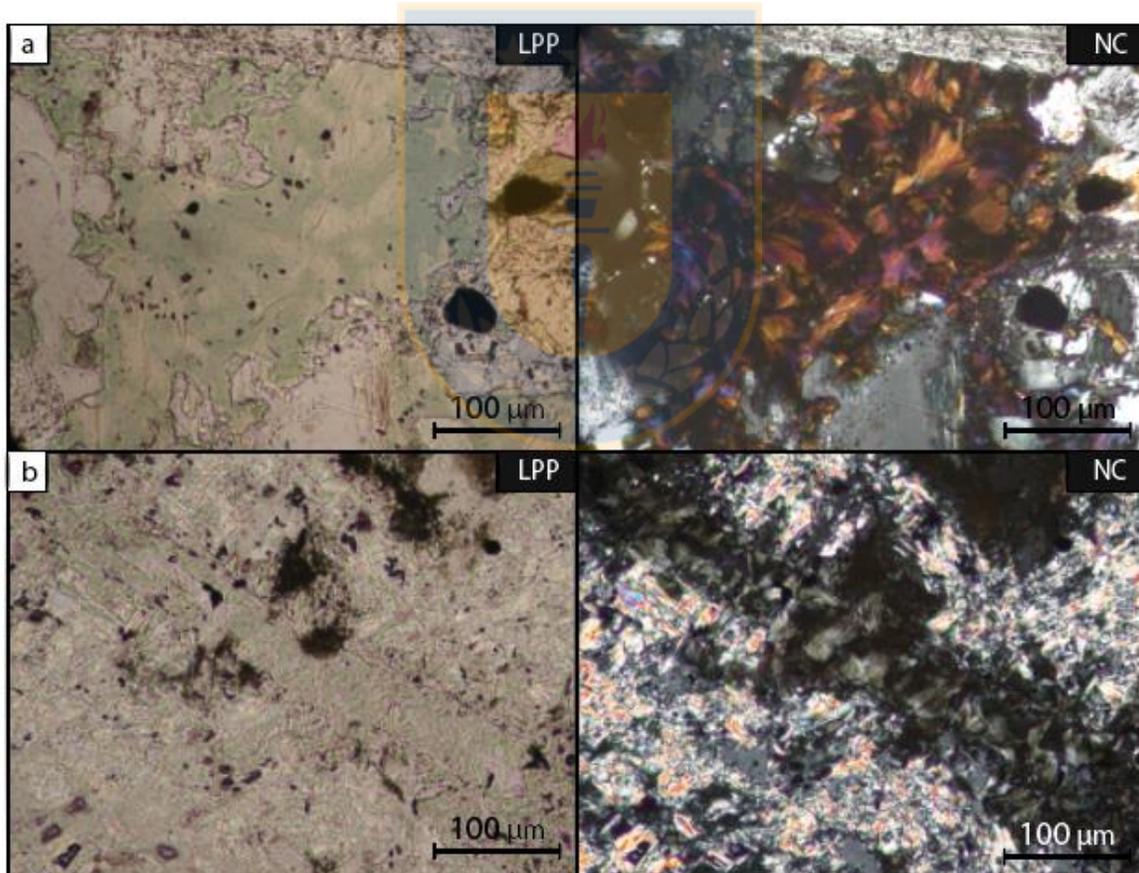
Entre los 600 m y 900 m (desde la muestra ET-A71-19 a la ET-A71-21) los colores de interferencia gradan desde grises a tonalidades azul-violeta, comúnmente denominado azul “Berlín” (Fotomicrografía 5.8b).



**Fotomicrografía 5.8.** Colores anómalos de interferencia de las cloritas. (a) Colores grises del dominio potásico (ET-A71-32) (b) Colores en “azul Berlín” del dominio transicional (ET-A71-15) (c) Colores marrón-anaranjado del dominio porfírico proximal (ET-A71-17).

En este sector los cristales de clorita se forman principalmente por reemplazo total de otros minerales, desarrollándose cúmulos o diseminados en la matriz. Esta coloración, responde a un aumento de Fe en los sitios octaédricos del mineral (ver Cap. 3).

Entre el límite de la zona de transición (potásica-propilítica) y el dominio propilítico proximal (900 a los 1,500 m), aparecen cloritas con colores de interferencia marrón anaranjado (Fotomicrografía 5.8c) identificadas desde la muestra ET-A71-16 a la ET-A71-8. Algunas de estas cloritas, incluso, están intercaladas en algunos lugares con cloritas azul “de Berlín”, puntualmente en ET-A71-15 y ET-A71-8). La coexistencia de estos dos grupos de cloritas se explica por un reemplazo de un cristal por otro, donde aparentemente las cloritas marrones crecen a expensas de las azules, como lo sugiere la Fotomicrografía 5.9a. En este segmento, las cloritas ocurren principalmente como rellenos de cavidades y, en menor medida, en forma de cúmulos o reemplazo mineral.



**Fotomicrografía 5.9** Colores de interferencia anómalos de las cloritas 2. (a) Coexistencia de colores de interferencia azules y marrones en el dominio propilítico (ET-A71-14). (b) Cloritas blanqueadas y con colores de interferencia gris del evento fílico (ET-A71-11).

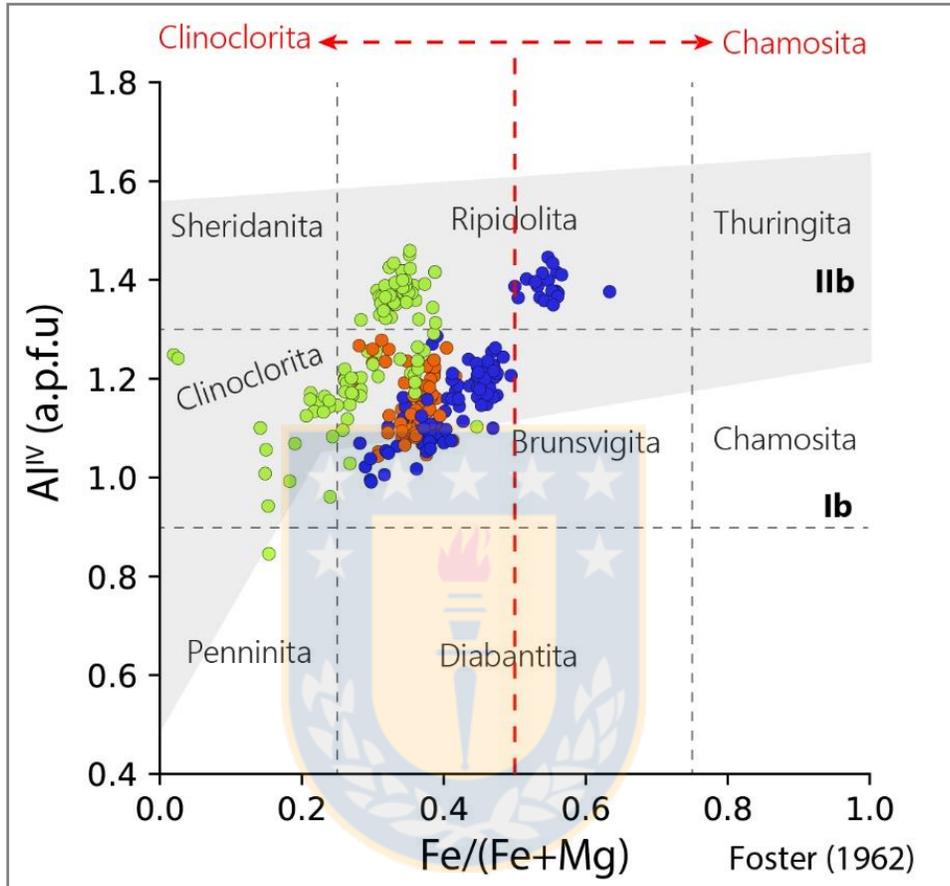
En el dominio propilítico distal, segmento comprendido entre los 1,5 km y 2,25 Km, nuevamente se encuentran cristales con colores de interferencia azules, pero a diferencia de los que están dentro de la zona transicional, el color azul está menos marcado, no alcanzando las tonalidades violetas, incluso variando a tonalidades negruzcas. Iniciando este tramo se observan principalmente cúmulos y diseminados de clorita en la matriz de la roca, mientras que al final de éste la clorita altera incipientemente anfíboles y clinopiroxenos. Es importante destacar que en medio de este sector de ~1,7 Km aparecen puntualmente cloritas con colores de interferencia grises (Figura 5.9b), asociadas a vetillas y diseminadas como halos de alteración, similares a las halladas en la alteración potásica, pero esta vez están asociadas al evento fílico documentado por la muestra ET-A71-11.

## 5.2 Clasificación

Los resultados obtenidos mediante microsonda electrónica fueron recalculados sobre la base de 14 átomos de oxígeno por fórmula unidad (a.p.f.u), permitiendo clasificar a las cloritas presentes a lo largo del Adit-71 según diferentes parámetros. Las clasificaciones de Foster (1962) y Hey (1954) se basan principalmente en dos parámetros importantes a nivel de intercambio atómico en la estructura de las cloritas, como son el número de hierro (#Fe:  $\text{Fe}^{2+}/(\text{Fe}^{2+}+\text{Mg}^{2+})$ ) y la sustitución Si-Al en el sitio tetraédrico. Según estas clasificaciones las cloritas del Adit-71 forman una solución entre clinoclorita y ripidolita.

En el esquema de clasificación de Foster (1962) (Figura 5.1), se observa que todas las cloritas tienen un rango de variación similar en los contenidos de  $^{\text{IV}}\text{Al}$  (Al en posición tetraédrica) entre 0,9 y 1,5 a.p.f.u, mientras que, el factor diferenciador y determinante de las propiedades ópticas, sería la razón  $\text{Fe}^{2+}/(\text{Fe}^{2+}+\text{Mg}^{2+})$ . De esta manera, los 3 grupos de cloritas, grises (entre clinoclorita y ripidolita. clinoclorita-ripidolita), marrón-anaranjado (brunsvigita) y azul “Berlín” (brunsvigita - ripidolita), quedan caracterizadas por un contenido  $\text{Fe}^{2+}/(\text{Fe}^{2+}+\text{Mg}^{2+})$  en un rango de 0,1 a 0,4; 0,25 a 0,4 y 0,25 a 0,6, respectivamente. Estos valores muestran una fuerte correlación positiva con el contenido de  $^{\text{IV}}\text{Al}$ , similar a la descrita por Monteiro *et al.* (2008), expresada en la ecuación:  $^{\text{IV}}\text{Al} \rightarrow 0,79 * [ \text{Fe}^{2+}/(\text{Fe}^{2+}+\text{Mg}^{2+}) ] + 0,86$ , indicando que el reemplazo de Si por  $^{\text{IV}}\text{Al}$ , está

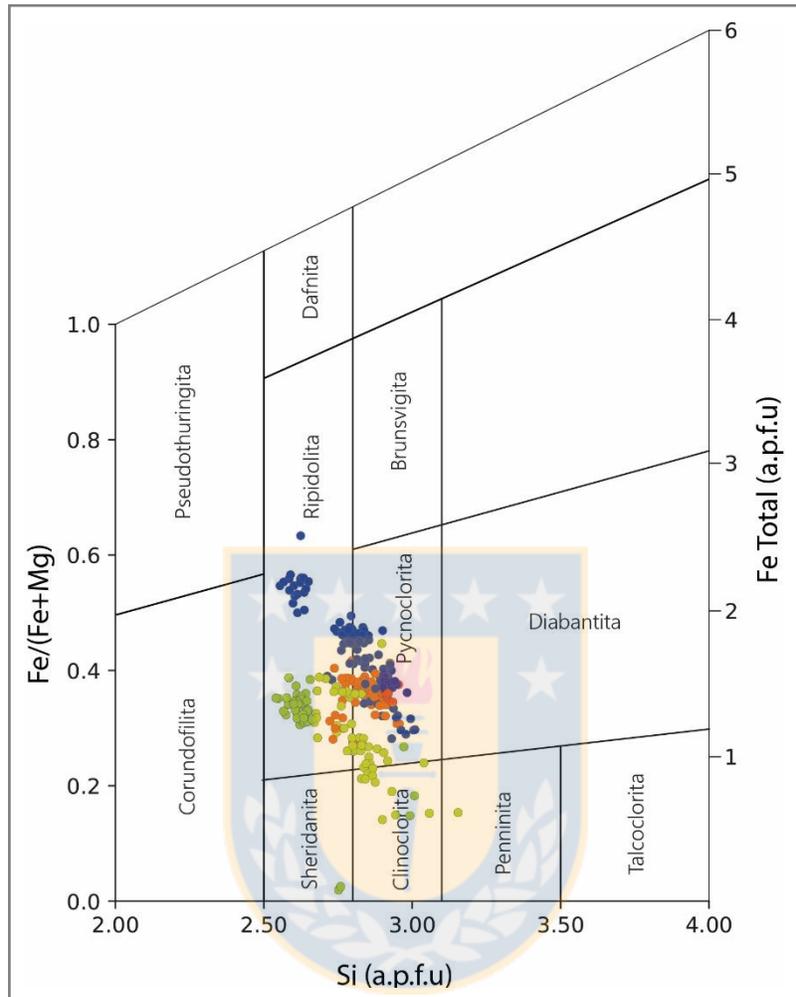
acompañado por una sustitución proporcional de Fe por Mg en el sitio octaédrico. Este reemplazo es comprobable visualmente al analizar el diagrama de clasificación de Hey (1954) (Figura 5.2), donde se observa una correlación negativa entre la razón  $Fe^{2+}/(Fe^{2+}+Mg^{2+})$  y el contenido de Si (entre 2,5 y 3,1 a.p.f.u).



**Figura 5.1** Esquema de clasificación de las cloritas del Adit-71 según Foster (1962) (líneas grises segmentadas). Las líneas rojas discontinuas corresponden a los límites planteados por la clasificación de Bailey (1980), que es una clasificación genética entre cloritas metamórficas (campo gris o IIb) y diagenéticas (campo blanco o Ib); ver Cap. 3. Los colores de los círculos hacen referencia a los colores de interferencia de los cristales analizados, verdes grisáceos, marrón anaranjado y azul "Berlín".

La clasificación de Bailey (1980), por otro lado, permite clasificar genéticamente las cloritas, utilizando el contenido de  $Al^{IV}$  vs.  $Fe^{2+}/(Fe^{2+}+Mg^{2+})$ . De acuerdo con esta clasificación las cloritas analizadas se clasifican como cloritas metamórficas **IIb** (polígono gris sobrepuesto en la figura 5.1), o están en límite de cloritas **Ib**. Son cloritas de temperaturas elevadas similares a las presentadas durante procesos metamórficos de bajo grado (200-320°C); la mayor parte de ellas

ocupan el campo de clinoclorita **IIb** (líneas segmentadas rojas), salvo en algunos análisis de las muestras ET-A71-21 y ET-A71-9 que las clasifican como chamositas **IIb**.

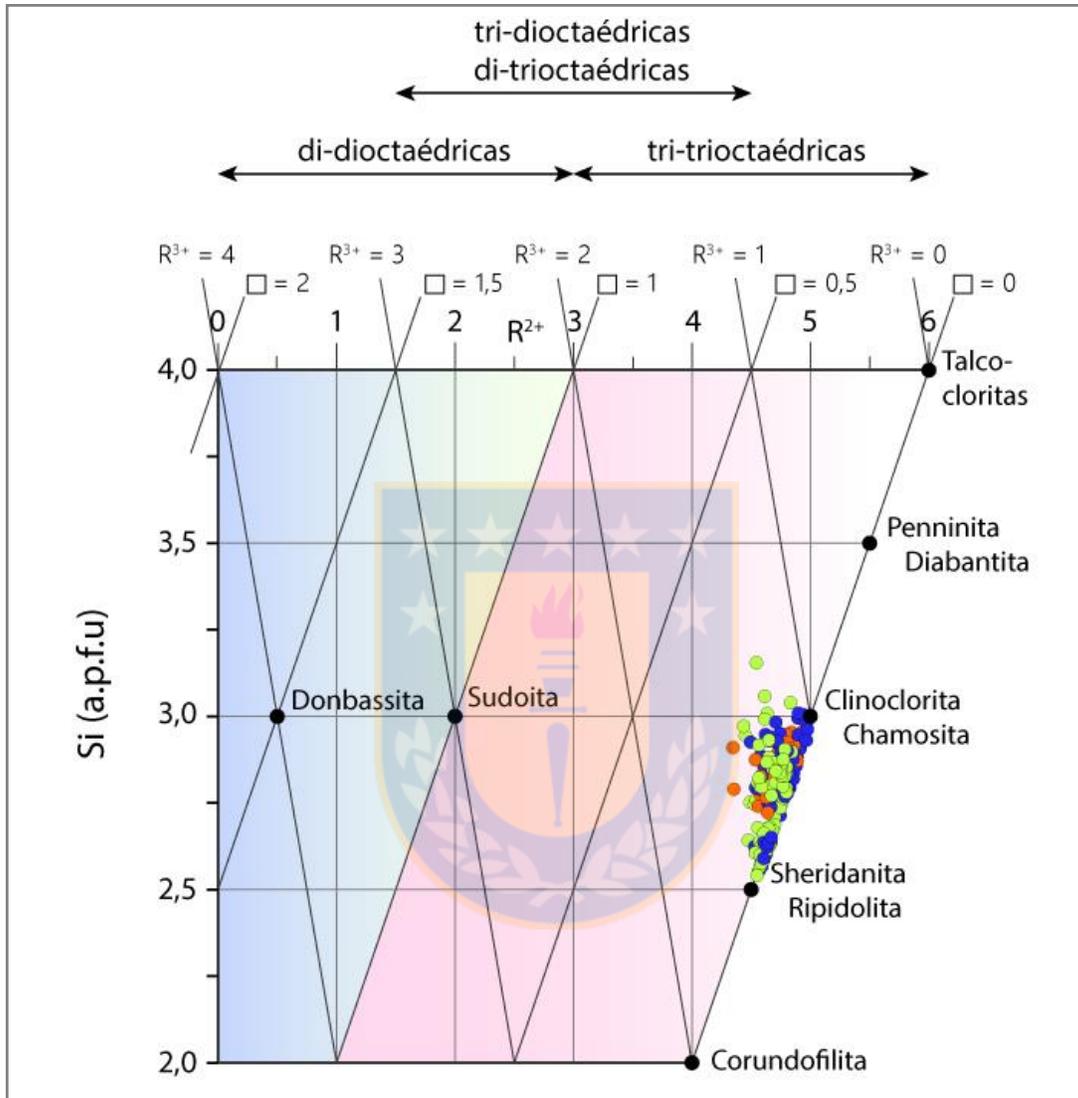


**Figura 5.2** Esquema de clasificación de las cloritas del Adit-71 según Hey (1954). La simbología de los círculos es la misma utilizada que en la Figura 5.1.

Desde el punto de vista cristalquímico, el intercambio Tshemark ( $^{VI}Mg^{+2} + ^{IV}Si^{+4} \leftrightarrow ^{IV}Al + ^{VI}Al$ ; ver cap. 3) produce una redistribución de cargas entre los sitios octaédricos y tetraédricos, de forma que es posible que existan vacantes en los sitios octaédricos. El esquema de Wiewióra y Weiss (1990) (Figura 5.3) permite evaluar la proporción de sitios vacíos a nivel estructural, utilizando la cantidad de Si (a.p.f.u) vs. la cantidad total de cationes octaédricos divalentes  $R^{2+}$ .

El diagrama indica que la totalidad de las cloritas analizadas corresponden al tipo tri-trioctaédricas, donde tanto los sitios octaédricos de la capa tipo talco, como aquellos presentes

en la capa tipo brucita están ocupados mayormente por cationes divalentes  $R^{2+} > 4$  (a.p.f.u). Los cationes trivalentes ( $R^{3+}$ ), en cambio, sólo están presentes en las muestras entre 1 a 1,5 a.p.f.u. Los sitios estructurales vacantes en la estructura ( $\square$ ), solo representan  $< 0,5$  a.p.f.u.



**Figura 5.3** Diagrama de clasificación de cloritas de Wiewióra y Weiss (1990), para evaluar la cantidad de sitios octaédricos vacantes. La simbología de los círculos es la misma utilizada que en la Figura 5.1.

### 5.3 Geotermometría

Como se mencionó en el capítulo 3, las cloritas tienen la capacidad de registrar su temperatura de cristalización, ocasionando diferentes sustituciones acopladas en su estructura. Estos cambios quedan reflejados en la química de este mineral, específicamente en sus componentes

principales. Esta característica de las cloritas permite utilizar la geotermometría, para explorar anomalías térmicas y caracterizar el gradiente geotérmico desarrollado por la actividad magmática-hidrotermal en el Adit-71.

Existe una gran variedad de geotermómetros definidos para las cloritas basados en la relación entre  $X_{Fe}$  y  $^{IV}Al$ . Como se visualizó al clasificar las cloritas anteriormente, existe una clara correlación positiva entre estos parámetros. Por lo tanto, es factible evaluar a través de esta herramienta las diferentes temperaturas registradas a lo largo del Adit producto de la migración de fluidos magmáticos-hidrotermales que originaron la cristalización de cloritas en los halos de alteración. Para que exista consistencia entre los datos químicos de las cloritas estudiadas y los de aquellas usadas en la calibración de los geotermómetros, se decidió analizar las muestras según 3 geotermómetros definidos para sistemas hidrotermales (Kranidiotis y McLean (1987); Cathelineau (1988) y Jowett (1991), en adelante KM87, C88 y J91, respectivamente).

Para aplicar la geotermometría en las cloritas, se seleccionaron dentro de lo posible, los granos de clorita más representativos y particularmente aquellos con bajos contenidos de cationes interfoliare (K+Ca+Na), con  $K_2O+CaO+Na_2O < 0,5\%$ , con el fin de asegurar que los cálculos geotermométricos se realicen sobre fases puras y lo más homogéneas posible, sin interstratificaciones de otras fases minerales como esmectitas o cualquier otro filosilicato. La determinación de los datos geotermométricos se realizó utilizando el programa WinCcac (Yavuz, *et al.*, 2015).

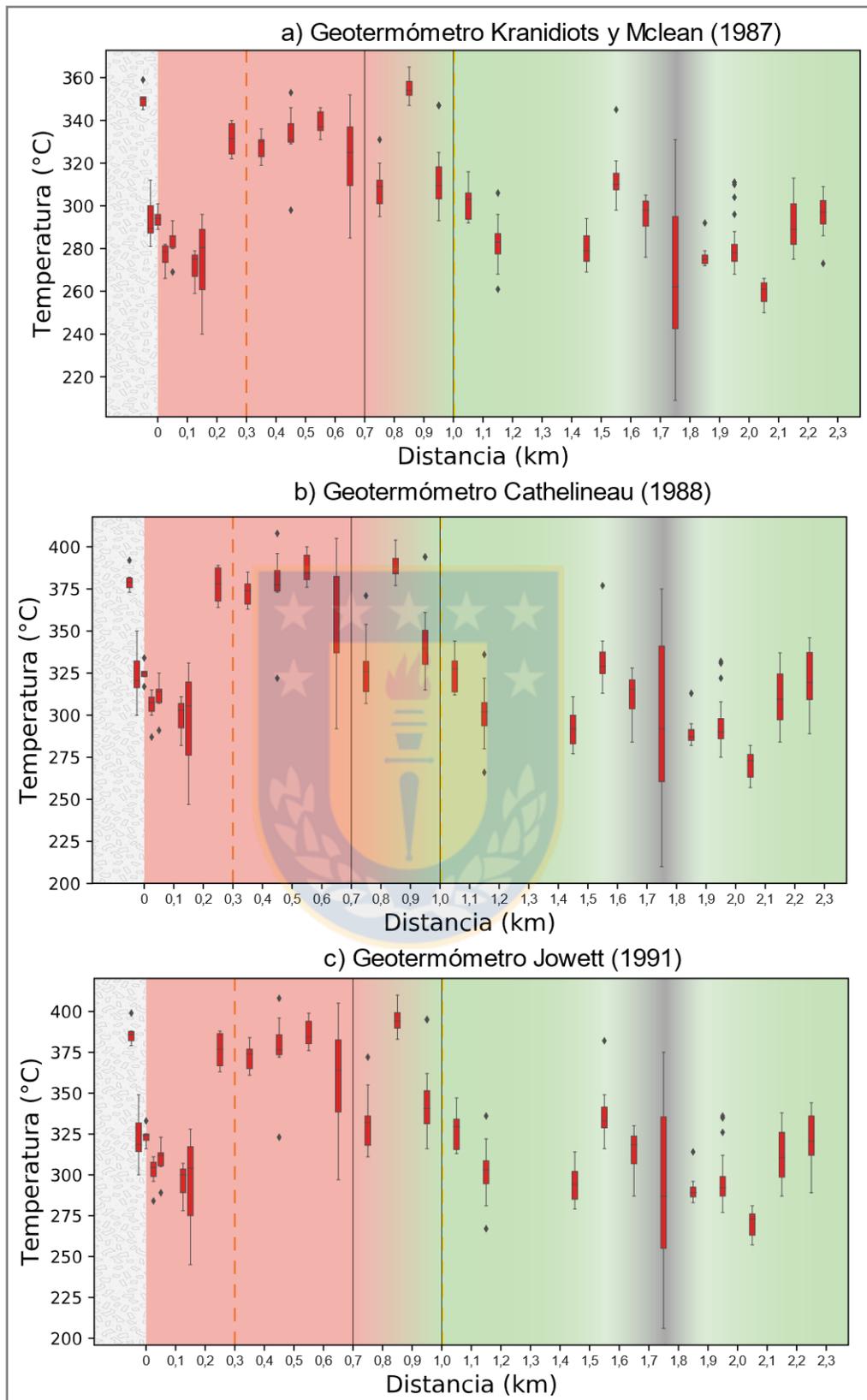
Al comparar las diferentes temperaturas calculadas según los diferentes geotermómetros utilizados (Tabla 5.1), es posible notar que los resultados son similares entre el método de J91 y el de C88, con diferencias de entre 1 a 7°C. Sin embargo, el método KM87 dista bastante de los anteriores llegando a valores de  $T^\circ \sim 30^\circ$  menores a los anteriores. El método KM87 fue inicialmente calibrado utilizando un ambiente saturado en aluminio, características que no tiene las muestras estudiadas en el Adit. Por lo tanto, su uso puede inducir a error y por ende carecer de significado geológico. Por esta razón, estos resultados no serán tomados en cuenta más adelante. Debido a que la razón  $X_{Fe}$  es menor a 0,6, en la totalidad de las muestras del Adit-71

(rango definido para el geotermómetro J91). Es preciso utilizar el geotermómetro J91 para el cálculo de la temperatura de cristalización en las cloritas.

La Figura 5.4 muestra la distribución de las temperaturas de cristalización de las cloritas vs. la distancia en el depósito El Teniente, según los tres geotermómetros KM87, C88, J91. El patrón definido es similar para todos los geotermómetros. Si bien, se esperaría que la temperatura fuese decreciendo de forma paulatina, desde la zona potásica hacia la zona periférica, en los primeros tramos del Adit-71 se registran temperaturas bajas son cercanas a 290 - 320 °C. Este razonamiento sería correcto si el evento de alteración y mineralización, que originó el yacimiento El Teniente fuera uno solo, pero esto no es así (Maksaev et al., 2004).

**Tabla 5.1** Temperatura media (°C) calculada para las cloritas del Adit-71, se detalla la distancia respecto al centro del depósito para cada muestra. Geotermómetros utilizados. KM87: Kranidiots y McLean (1987); C88: Cathelineau (1988) y J91: Jowett (1991).

Muestra	Distancia (km)	KM87	C88	J91	Muestra	Distancia (km)	KM87	C88	J91
ET-A71-28	<i>Brecha Braden</i>	350	380	387	ET-A71-16	0,95	314	346	347
ET-A71-27	<i>Brecha Braden</i>	294	324	323	ET-A71-13	1,05	301	325	327
ET-A71-29	0,00	294	325	324	ET-A71-14	1,15	281	298	299
ET-A71-32	0,025	277	305	302	ET-A71-15	1,15	286	306	306
ET-A71-30	0,50	283	311	309	ET-A71-17	1,25	-	-	-
ET-A71-31	0,125	271	299	295	ET-A71-8	1,45	280	293	295
ET-A71-26	0,15	274	297	295	ET-A71-9	1,55	313	333	337
ET-A71-25	0,25	331	377	376	ET-A71-10	1,65	295	311	314
ET-A71-24	0,35	328	374	372	ET-A71-11	1,75	268	298	293
ET-A71-23	0,45	333	378	377	ET-A71-12	1,85	277	291	292
ET-A71-20	0,55	338	387	386	ET-A71-1	1,95	283	296	298
ET-A71-19	0,65	322	356	358	ET-A71-2	2,05	259	270	270
ET-A71-22	0,75	308	328	332	ET-A71-3	2,15	291	310	312
ET-A71-21	0,85	355	389	395	ET-A71-4	2,25	296	321	322



**Figura 5.4** Distribución de la temperatura a lo largo del Adit-71, según la evaluación de diferentes geotermómetros. a) KM87, b) C88 y c) J91.

La evolución térmica del (o los) pulso(s) que generaron los halos de alteración hidrotermal (principalmente potásica y propilítica) en el túnel de acceso Adit-71, se encuentra obliterada por al menos un segmento de alteración fílica moderada a intensa (km 1.7-1.8), que trunca la zona de la alteración propilítica y estaría asociado a estructuras que permitieron el desplazamiento de fluidos posteriores. Éstos no formarían parte de la evolución de los fluidos originales vinculados a la mineralización de El Teniente, cuya migración alteró las rocas de caja, sino que se canalizaron por dichas estructuras.

La alteración fílica, junto a la intensa cloritización que afecta a la alteración propilítica entre los 1,5 a 1,9 km, es evidencia de un aumento termal por sobre los 300°C, lo que confirma que este evento fílico, tiene carácter local y que ocurrió posteriormente al desarrollo de los halos de alteración principales. De la misma forma, en los primeros 200m del túnel, se registran las temperaturas más bajas, en comparación a toda la zona potásica. Es posible que este segmento, al ser el más cercano y adyacente a la Brecha Braden, haya estado influenciado termalmente por los fluidos que consolidaron esta brecha.

En el sector terminal del Adit, a ~2,3km, existen indicios de un nuevo aumento de la temperatura. Este incremento puede estar asociado a un nuevo evento local de alteración fílica, como el reportado por Carvajal (2014), en la muestra ET-A71-7 a la altura del km 2,5.

## 5.4 Química mineral

### 5.4.1. Elementos mayoritarios

La composición química en términos de los elementos mayoritarios (y minoritarios) de las cloritas del Adit-71, fue determinada mediante microsonda electrónica (EMPA). Utilizando el sistema de detección de rayos X por dispersión de energía (EDS), se determinó cualitativamente los elementos principales que conforman este mineral, y con el sistema de dispersión de longitud de onda (WDS) se cuantificaron dichos elementos. La selección de los puntos de análisis fue hecha utilizando imágenes de electrones retrodispersados. Los resultados de esta cuantificación se encuentran en el Anexo I.

Los elementos mayoritarios en la clorita son Fe, Mg, Si, Al y O. Dentro de los elementos minoritarios, el Mn es el más abundante, con concentraciones variables entre 0,03 y 1,02 % en peso, con una mediana de 0,36 % en peso. Este elemento ocupa los sitios octaédricos y sustituye por lo tanto al Fe<sup>2+</sup> y Mg<sup>2+</sup>. En menores concentraciones también se registró Ti y Cr, no obstante, en muchos análisis estos elementos se encuentran bajo el límite de detección, por lo que fueron cuantificado mediante LA-ICP-MS. La presencia de Na, K y Ca, corresponden mayoritariamente a contaminantes en las cloritas, por ende, se descartan aquellos análisis en que Na + K + Ca > 0.5 a.p.f.u (Xiao, *et al.*, 2017).

Se realizó un total de 270 análisis con WDS. Los valores estadísticos de los elementos medidos se resumen en la tabla 5.2. En la parte superior de esta tabla, los resultados están expresados en % en peso de los óxidos de los elementos, en la parte media está la estadística calculado en % en peso de cada elemento, mientras que en la parte inferior se muestran en a.p.f.u, calculados sobre la base de 14 oxígenos. A pesar de que la relación Fe<sup>2+</sup>/Fe<sup>3+</sup> no se puede medir directamente a través de EMPA o de LA-ICP-MS, se pueden estimar las cantidades de Fe<sup>3+</sup> y Fe<sup>2+</sup> utilizando la estequiometría de la clorita (Anexo I) con la ayuda del programa WinCcac (Yavuz, *et al.*, 2015). Los resultados indican que el Fe<sup>3+</sup> rara vez excede los 0.1 a.p.f.u en todas las cloritas analizadas, presentando una media de 0.014 apfu.

**Tabla 5.2** Estadísticos de los análisis realizados con WDS en clorita. n=270. BLD: bajo el límite de detección a.p.f.u: átomos por formula unitaria.

Estadística % de óxidos	SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO	MnO	MgO	CaO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	Cl	O:Cl	Total
Máximo	32,04	0,18	24,06	0,13	30,84	1,32	31,45	0,31	0,11	0,04	0,05	0,01	89,75
Mínimo	23,01	0,00	16,43	0,00	1,11	0,13	10,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	80,35
Mediana	26,87	0,04	19,96	0,00	19,53	0,47	19,40	0,03	0,01	0,02	0,01	0,00	86,53
Media	26,95	0,04	20,11	0,01	19,49	0,51	19,33	0,04	0,01	0,04	0,01	0,00	86,53
Desviación típica (n-1)	1,48	0,04	1,68	0,02	4,30	0,23	3,15	0,04	0,01	0,06	0,01	0,00	1,19
Estadística % en peso	Si	Ti	Al	Cr	Fe Total	Mn	Mg	Ca	Na	K	Cl	O	Total
Máximo	18,16	0,11	14,71	0,153	23,98	1,02	18,97	2,996	1,481	2,148	0,067	39,66	91,63
Mínimo	10,75	BLD	6,57	BLD	0,86	0,03	3,951	BLD	BLD	BLD	BLD	32,83	80,38
Mediana	12,57	0,02	10,56	0,004	15,14	0,36	11,68	0,025	0,04	0,014	0,012	35,96	86,61
Media	12,66	0,03	10,65	0,007	15,07	0,39	11,62	0,047	0,013	0,041	0,013	36,03	86,56
Desviación típica (n-1)	0,86	0,02	0,97	0,014	3,41	0,18	1,97	0,189	0,090	0,140	0,011	1,06	1,24
Estadística (a.p.f.u.)	Si	Ti	Al <sup>IV</sup>	Al <sup>VI</sup>	Cr	Fe <sup>3+</sup>	Fe <sup>2+</sup>	Mn	Mg	Ca	Na	K	Cl
Máximo	3,155	0,015	1,459	1,489	0,036	0,304	2,847	0,119	4,407	0,035	0,022	0,050	0,012
Mínimo	2,541	0,000	0,846	0,993	0,000	0,000	0,087	0,011	1,647	0,000	0,000	0,000	0,000
Mediana	2,807	0,003	1,193	1,245	0,001	0,000	1,685	0,042	3,005	0,004	0,001	0,002	0,002
Media	2,790	0,003	1,210	1,245	0,002	0,014	1,684	0,045	2,974	0,005	0,002	0,005	0,002
Desviación típica (n-1)	0,120	0,003	0,120	0,093	0,003	0,036	0,405	0,021	0,412	0,005	0,003	0,008	0,002

### 5.4.2. Cristaloquímica

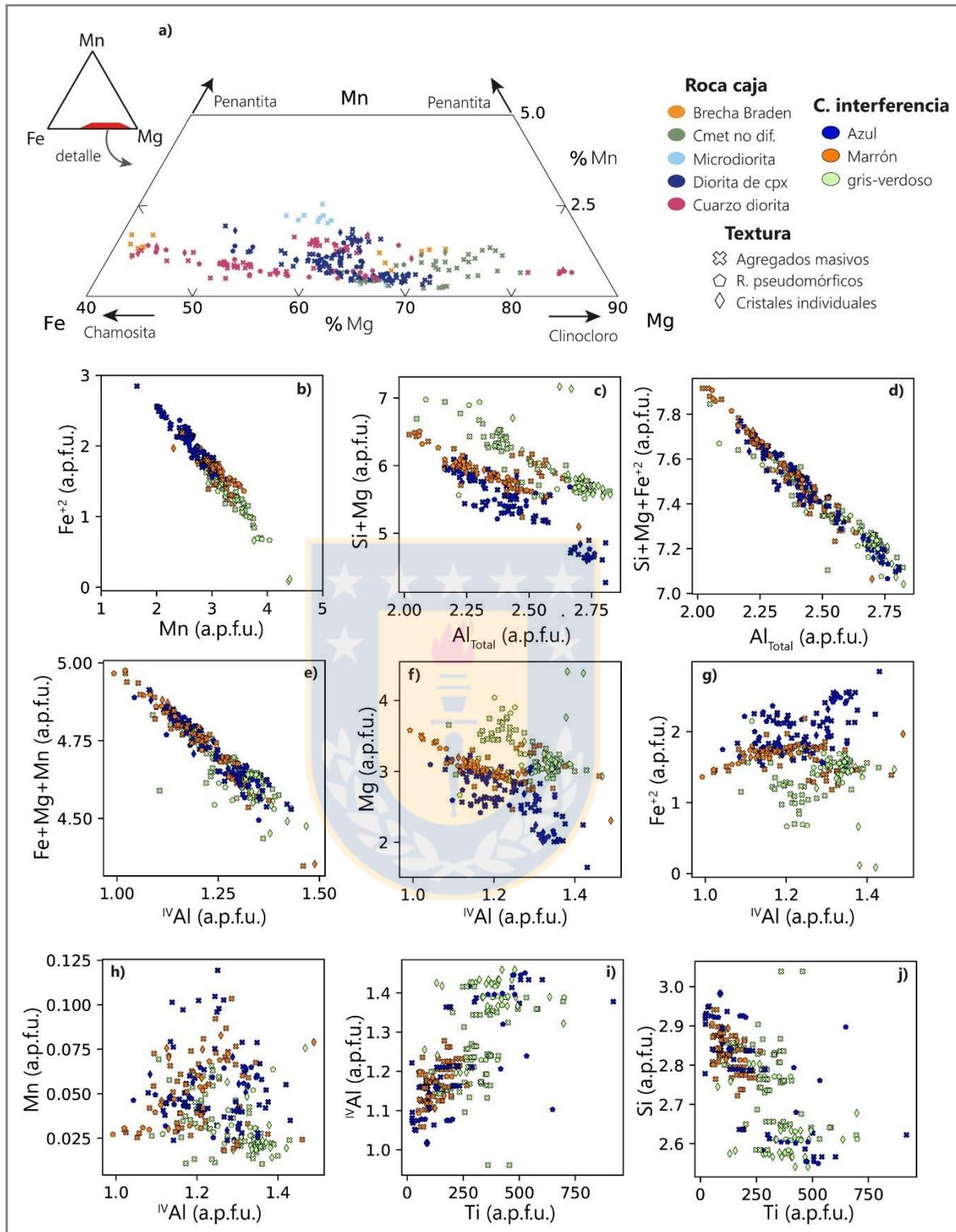
La fórmula química general de las cloritas puede ser expresada como  $(M^{2+}, M^{3+})_6T_4O_{10}(OH)_8$ , donde T, representan los sitios tetraédricos que alojan los cationes de  $Si^{4+}$  y  $Al^{3+}$ . La diferencia de carga genera una sustitución acoplada en la capa M (octaédrica) admitiendo tanto cationes divalentes ( $M^{2+}$ ), como trivalentes ( $M^{3+}$ ).

Considerando las proporciones atómicas de los tres elementos divalentes más abundantes por fórmula unidad Mg, Fe y Mn, en la mayoría de las cloritas predomina el Mg (> 50% del total de cationes divalentes), lo que sitúa las cloritas del Adit en la serie chamosita (Fe) - pennantita (Mn) - clinocloro (Mg), más cerca de este último (Figura 5.5a). De los tres elementos mencionados, el Mn es el menos abundante, con concentraciones que no superan el 2,5% en peso.

Las cloritas evidencian una correlación lineal negativa entre la cantidad de Mg y  $Fe^{2+}$  (Figura 5.5b). Estos elementos ocupan el mismo sitio estructural (octaedros) y se sustituyen mutuamente. En estos sitios la sustitución no es tan simple ya que pueden alojar otros cationes divalentes (Mn, Zn, Cr, Co, Cu) o trivalentes (Al,  $Fe^{+3}$ ). En la figura 5.5c, se visualiza una correlación negativa entre Si+Mg vs.  $Al_{Total}$ . Esta relación permite identificar 3 poblaciones de cloritas y confirmar que el intercambio Tshemark ( $Si^{4+} + Mg^{2+} \leftrightarrow 2Al^{3+}$ ) es la sustitución más importante que ocurre en este mineral. En el gráfico Si+Mg+ $Fe^{2+}$  vs.  $Al_{Total}$  (Figura 5.5d) la correlación lineal negativa indica que el  $Fe^{2+}$  está en mayor concentración en las cloritas azules y anaranjadas que en aquellas grises.

Existe una relación lineal negativa casi perfecta al comparar las concentraciones de Fe + Mg + Mn vs.  $^{IV}Al$  (Figura 5.5e), esto refleja el límite global de cationes octaédricos que pueden ser acomodados en la estructura cristalina de la clorita por fórmula unitaria, de los demás elementos que puedan alojarse en estos sitios, se encuentran de manera minoritaria o trazas.

Individualmente el aumento de  $^{IV}Al$  está asociado a una disminución generalizada en la cantidad de Mg (Figura 5.5f), pero al mismo tiempo, a un incremento simultáneo en la cantidad de Fe (Figura 5.5g) y posiblemente Mn (Figura 5.5h), demostrando la compleja interrelación entre cada uno de los cationes principales presentes en la estructura.



A pesar de que el Ti en las cloritas se encuentra en bajas concentraciones, también se pudo detectar mediante EMPA. El contenido de este elemento determinado mediante LA-ICP-MS, exhibe una correlación positiva con el  $^{IV}Al$  (figura 5.5i) y, por ende, una correlación negativa con el Si (figura 5.5j). Esto implica que el  $Ti^{4+}$  reemplaza directamente al  $Si^{4+}$  en las capas tetraédricas, mediante una sustitución acoplada entre  $Ti^{4+} + Al^{3+} \leftrightarrow Si^{4+} + M^{3+}$  (con M: posiblemente  $Fe^{3+}$ )

### 5.4.3 Elementos minoritarios y trazas

Las concentraciones de los elementos minoritarios y trazas presentes en las cloritas del Adit fueron determinadas utilizando el sistema de ablación láser asociado a espectrometría de masas con fuente de plasma de acoplamiento inductivo (LA-ICP-MS). Los elementos medidos fueron los siguientes: Li, B, Na, Mg, Mg, Al, Si, K, Ca, Ca, Sc, Ti, V, Cr, Mn, Fe, Co, Ni, Cu, Zn, Ga, As, Rb, Sr, Y, Zr, Nb, Mo, Ag, Sn, Sb, Cs, Ba, La, Ce, Pr, Nd, Sm, Eu, Gd, Tb, Dy, Ho, Er, Tm, Yb, Lu, Hf, Ta, Au, Tl, Pb, Bi, Th, U. Se realizaron 305 análisis válidos, es decir en fases puras de cloritas, sin contaminación de Ti, K, Ca, Na, Cu. (Anexo II) y entre ellos 106 presentan pequeñas inclusiones de otras fases minerales, principalmente de circón.

El límite entre elementos minoritarios y trazas en las cloritas se estableció en 1000ppm. En general, los elementos minoritarios más abundantes en las cloritas (exceptuando al K, que está enriquecido por sobre los 1000ppm en las cercanías del dominio potásico) son Mn (2000-8000ppm) y Zn (200-1500ppm). En concentraciones inferiores se encuentran Ca, V, Ti, Na, Cu, Ni y Cr normalmente entre 100 a 1000ppm. A su vez, el contenido de Li, Co, Ga, Ba, B, Sc, Rb, As, Cs, Pb y Sr se encuentran habitualmente por sobre 1ppm y no sobrepasan los 100ppm, variando entre trazas a minoritarios. Los elementos que se mantienen como trazas en las cloritas a lo largo de la transecta, por orden de abundancia, son Mo, Y, Tl, Ce, Zr, U, Nb y La.

De los 305 análisis realizados en LA-ICP-MS más el 75% de ellos se encuentran por sobre el límite de detección promedio, para la mayor parte de los elementos analizados (Tabla 5.3). Excepcionalmente para los los siguientes elementos: U, Zr, Nb, La y Ce, el 50% de los análisis realizados se encuentran sobre el límite de detección. Los demás elementos como la Ag, Sn, Sb, REE (excepto La y Ce), Hf, Au, Bi y Th se encuentran por debajo de los límites de detección, por lo

tanto, sus concentraciones determinadas por LA-ICP-MS para el Adit, no serán utilizadas posteriormente.

**Tabla 5.3** Límites de detección para los elementos medidos con LA-ICP-MS. LD: Límite de detección. Se detallan en *cursiva* aquellos elementos no considerados en esta investigación por detectarse la mayor parte de sus análisis bajo el límite de detección promedio (<50%).

<b>Elemento</b>	<b>Li<sub>7</sub></b>	<b>B<sub>11</sub></b>	<b>Na<sub>23</sub></b>	<b>Mg<sub>24</sub></b>	<b>Mg<sub>25</sub></b>	<b>Al<sub>27</sub></b>	<b>Si<sub>28</sub></b>	<b>K<sub>39</sub></b>	<b>Ca<sub>43</sub></b>	<b>Ca<sub>44</sub></b>	<b>Sc<sub>45</sub></b>
Análisis totales	305	305	305	305	305	305	305	305	305	305	199
Análisis válidos	305	305	305	298	298	305	305	305	284	288	199
LD promedio	0,091	0,653	2,204	0,191	0,499	0,495	417,6	4,594	103,4	41,78	0,152
Análisis sobre LD	305	305	305	298	298	305	305	305	276	288	199
% Sobre LD	100	100	100	97,7	97,7	100	100	100	90,5	94,4	100
<b>Elemento</b>	<b>Ti<sub>47</sub></b>	<b>V<sub>51</sub></b>	<b>Cr<sub>52</sub></b>	<b>Mn<sub>55</sub></b>	<b>Fe<sub>56</sub></b>	<b>Co<sub>59</sub></b>	<b>Ni<sub>60</sub></b>	<b>Cu<sub>63</sub></b>	<b>Zn<sub>66</sub></b>	<b>Ga<sub>71</sub></b>	<b>As<sub>75</sub></b>
Análisis totales	305	305	305	305	305	305	305	305	305	305	305
Análisis válidos	305	305	259	305	305	305	305	305	305	305	297
LD promedio	0,313	0,062	1,615	1,628	11,97	0,020	0,348	0,105	0,391	0,074	0,370
Análisis sobre LD	305	305	251	305	305	305	305	305	305	305	290
% Sobre LD	100	100	82,3	100	100	100	100	100	100	100	95,1
<b>Elemento</b>	<b>Rb<sub>85</sub></b>	<b>Sr<sub>88</sub></b>	<b>Y<sub>89</sub></b>	<b>Zr<sub>90</sub></b>	<b>Nb<sub>93</sub></b>	<b>Mo<sub>95</sub></b>	<b>Ag<sub>107</sub></b>	<b>Sn<sub>118</sub></b>	<b>Sb<sub>121</sub></b>	<b>Cs<sub>133</sub></b>	<b>Ba<sub>137</sub></b>
Análisis totales	305	305	199	199	305	305	305	305	305	305	305
Análisis válidos	305	305	191	163	196	222	15	152	105	305	304
LD promedio	0,112	0,014	0,006	0,019	0,009	0,065	0,209	0,122	0,150	0,052	0,074
Análisis sobre LD	305	305	175	104	157	163	14	134	92	305	304
% Sobre LD	100	100	87,9	52,3	51,5	53,4	4,6	43,9	30,2	100	99,7
<b>Elemento</b>	<b>La<sub>139</sub></b>	<b>Ce<sub>140</sub></b>	<b>Pr<sub>141</sub></b>	<b>Nd<sub>146</sub></b>	<b>Sm<sub>147</sub></b>	<b>Eu<sub>153</sub></b>	<b>Gd<sub>157</sub></b>	<b>Tb<sub>159</sub></b>	<b>Dy<sub>163</sub></b>	<b>Ho<sub>165</sub></b>	<b>Er<sub>166</sub></b>
Análisis totales	199	199	199	199	199	199	199	199	199	199	199
Análisis válidos	155	155	92	76	74	59	64	59	82	82	88
LD promedio	0,005	0,010	0,007	0,042	0,046	0,015	0,050	0,007	0,031	0,008	0,026
Análisis sobre LD	117	101	54	58	37	41	38	39	53	42	42
% Sobre LD	58,8	50,8	27,1	29,1	18,6	20,6	19,1	19,6	26,6	21,1	21,1
<b>Elemento</b>	<b>Tm<sub>169</sub></b>	<b>Yb<sub>172</sub></b>	<b>Lu<sub>175</sub></b>	<b>Hf<sub>178</sub></b>	<b>Ta<sub>181</sub></b>	<b>Au<sub>197</sub></b>	<b>Tl<sub>205</sub></b>	<b>Pb<sub>208</sub></b>	<b>Bi<sub>209</sub></b>	<b>Th<sub>232</sub></b>	<b>U<sub>238</sub></b>
Análisis totales	199	199	199	199	305	305	305	305	305	199	199
Análisis válidos	49	58	54	33	99	21	261	304	42	126	155
LD promedio	0,008	0,028	0,007	0,023	0,006	0,049	0,041	0,025	0,025	0,010	0,009
Análisis sobre LD	9	25	19	1	58	10	256	304	28	96	120
% Sobre LD	4,5	12,6	9,5	0,5	19,0	3,3	83,9	99,7	9,2	48,2	60,3

#### 5.4.4 Control litológico, espacial y textural en la química de las cloritas.

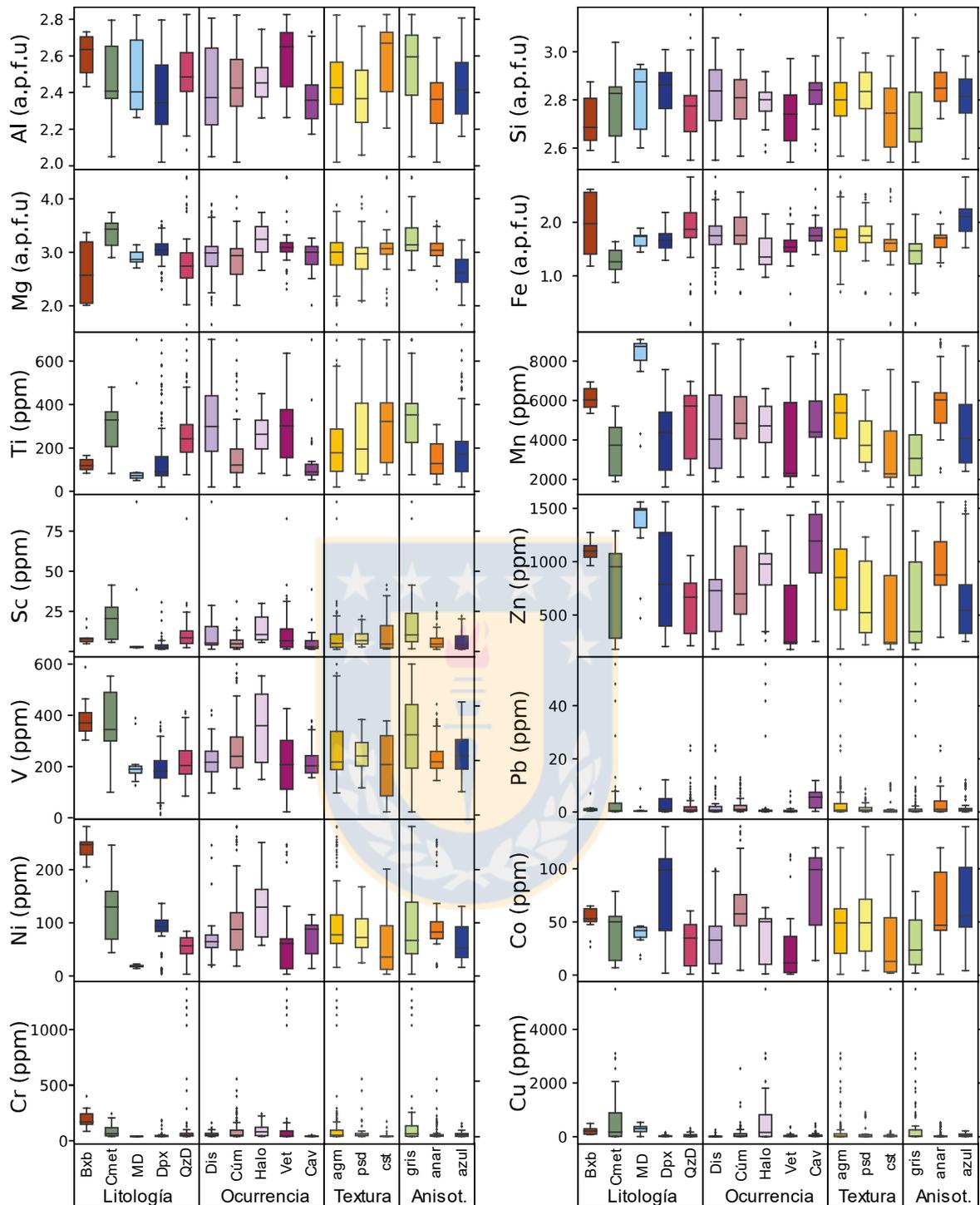
Si bien la litología a lo largo del Adit-71 es bastante homogénea y todas las rocas pertenecen al Complejo Máfico El Teniente, existen ciertas diferencias composicionales y texturales que permiten reconocer las expresiones más diferenciadas dentro de este complejo (Carvajal, 2015). A continuación, se analiza el efecto de la roca caja en la química de la clorita.

En las cloritas las concentraciones de casi la totalidad de los elementos son similares a lo largo de todas las litologías. Sin embargo, los gráficos de cajas y bigotes (Figura 5.6) muestran algunas diferencias. Por ejemplo, las muestras del CMET que contienen las mayores concentraciones de Mg, se relacionan a cloritas con los contenidos más altos de V, Ni, Cu y Sc, y los menores contenidos de Fe y Ga. Tanto el Mn como el Zn parecieran estar enriquecido en la microdiorita, no obstante, estas comprenden solo dos muestras (ET-A71-25 y ET-A71-8), bastante espaciadas entre sí y, por lo tanto, pueden estar indicando una anomalía puntual. El cobalto adquiere concentraciones particularmente altas, en las dioritas seriadas de clinopiroxeno con un promedio de 100ppm, mientras que en las demás litologías apenas sobrepasan los 50 ppm.

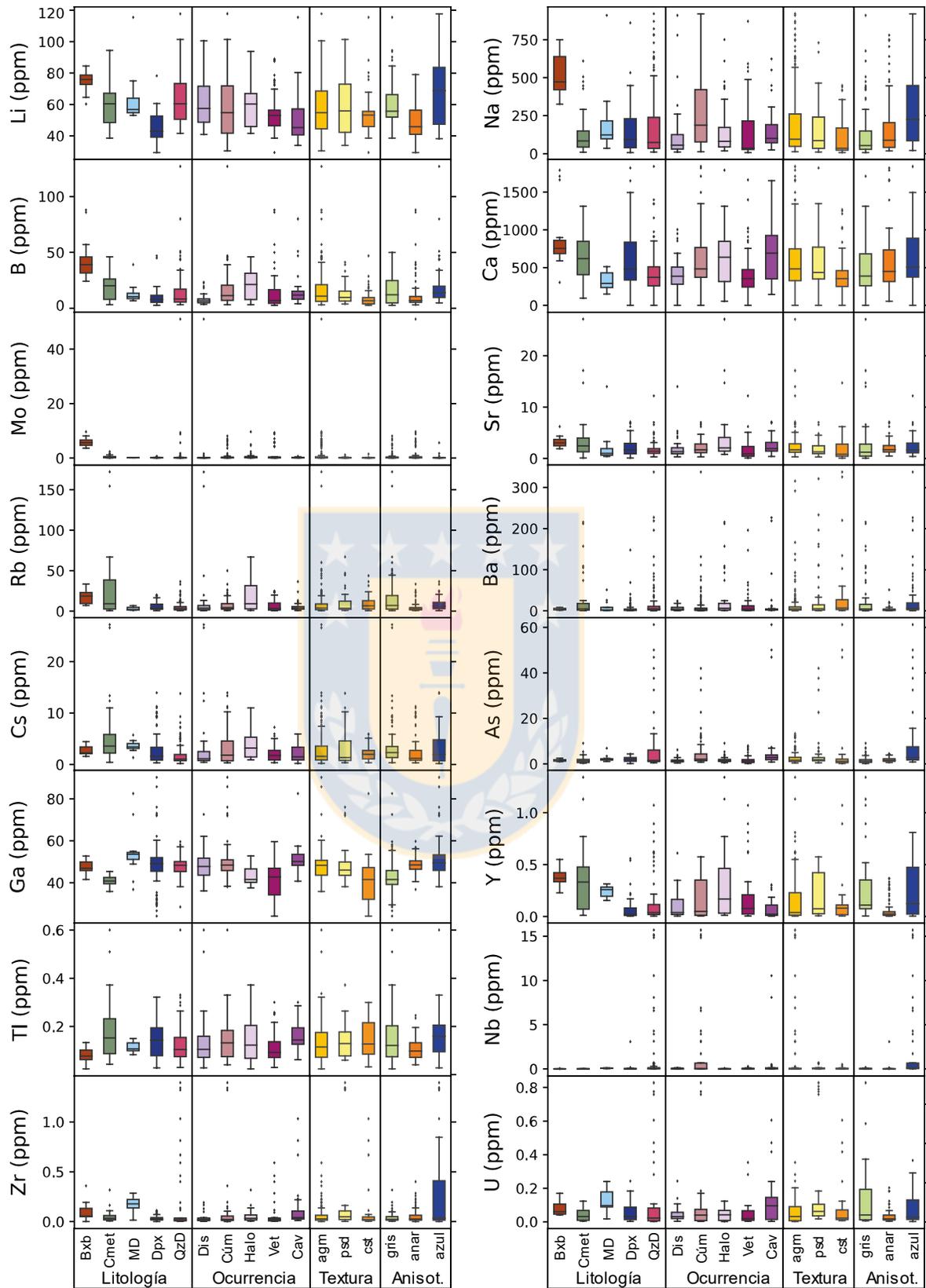
Con respecto a la distribución de los elementos trazas, se observa que las cloritas de vetillas son más pobres en Ni, V y Zn (con valores <100ppm, 100-300ppm y <750ppm, respectivamente) que aquellas presentes en los halos de alteración de éstas (>100ppm, >200ppm y >750ppm, respectivamente). El K alcanza valores anómalos (>1000ppm) en los análisis asociados a estas vetillas, probablemente debido a que el proceso de cloritización de las biotitas presentes en los primeros 700m del túnel, es parcial, quedando relictos de biotita intercrecidos finamente con las cloritas.

Las cloritas que están diseminadas exhiben concentraciones variadas de Ti (entre 200 y 400 ppm) y concentraciones muy bajas de Na, K y B, (entre 10 - 150, 100 - 850, y 3,5 - 20 ppm, respectivamente). Lo anterior indica una baja contaminación con filosilicatos interlaminares.

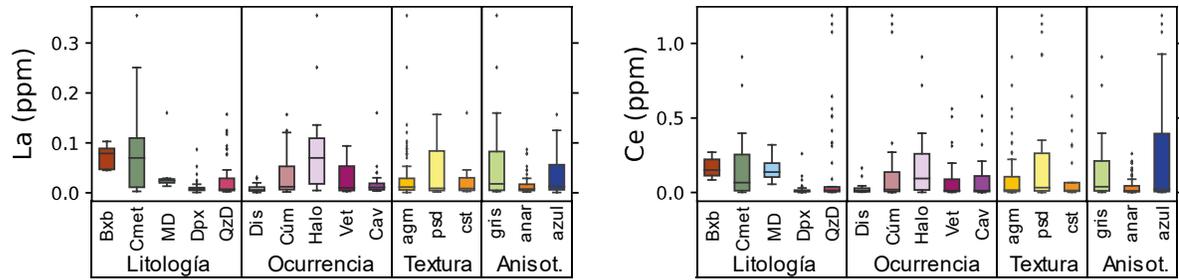
Las cloritas que ocurren en cavidades, formadas directamente por la interacción con los fluidos, concentran principalmente elementos como el Pb, Co, y Zn.



**Figura 5.6.** Gráficos de cajas y bigotes (*Box plot and whiskers*). Se comparan las concentraciones presentes en las cloritas agrupándolas en función de la litología en la que se encuentran, modo de ocurrencia, textura y por sus los colores anómalos de interferencia bajo microscopio óptico. litología: Bxb = chimenea/brecha Braden, Cmet = complejo máfico El Teniente indiferenciado, MD = microdiorita, Dpx = diorita de clinopiroxeno, QzD = diorita cuarcífera - tonalita de clinopiroxeno. Ocurrencia: Dis = diseminada, Cúm = en cúmulos, Halo = bordes de vetilla, Vet = en vetillas, Cav = en cavidades. Textura: agm = agregados masivos policristalinos, psd = pseudomórficos, cst = cristal individual.



**Figura 5.6. (Continuación)** Gráficos de cajas y bigotes (*Box plot and whiskers*). Elementos trazas presentes en la clorita agrupados en función de la litología, ocurrencia, textura y colores de interferencia.



**Figura 5.6. (Continuación)** Gráficos de cajas y bigotes (*Box plot and whiskers*). Elementos trazas presentes en la clorita agrupados en función de la litología, ocurrencia, textura y colores de interferencia.

Los diferentes tipos texturales reconocidos en las cloritas del Adit, no presentan diferencias composicionales definidas; sin embargo, las cloritas con diferente birrefringencia sí presentan diferencias composicionales. De los 3 grupos diferenciados por sus colores de interferencia, las que tienen colores en el rango de los grises (gris verdoso a pardo grisáceo), concentran preferencialmente Al, Ti, Ni y Mg (con una baja relación  $Fe/[Fe+Mg]$ ). Asimismo, son estos cristales los que manifiestan los contenidos más bajos de Si, Fe, Mn, Zn, Co y Ga con respecto a los demás. Las cloritas con fuerte anisotropía en tonos azul “Berlín”, se encuentran enriquecidas en elementos como Fe, Co, Na, Ga y empobrecidas en Mg, Ti y Ni. Por último, las cloritas denominadas anaranjadas, tienen concentraciones intermedias entre ambos grupos (azul y grises), pero con contenidos mayores de Mn y Zn.

### 5.5 Variación espacial en la química de las cloritas: herramienta de vectorización

Wilkinson *et al.*, (2015) propusieron que la química de las cloritas puede ser utilizada como una herramienta de vectorización en sistema de tipo pórfidos de cobre; es decir, que su composición pueda utilizarse para diferencias sectores proximales y distales, y contribuir a la ubicación de nuevos depósitos minerales de este tipo. Este apartado tiene la finalidad de evaluar esta hipótesis, analizando la química mineral de las cloritas presentes en cada dominio de alteración (potásico, propilítico, fílico) y su relación con la distancia del centro del sistema. Para ello, se analizará una serie de perfiles (distancias lineales vs. concentración).

De los 53 elementos analizados mediante LA-ICPMS, 33 se encuentran presentes en las cloritas del Adit, en concentraciones por encima del límite de detección de la técnica empleada. Se excluyen, por lo tanto, aquellos elementos que están por debajo de sus límites de detección

promedio; estos son: Ag, Sn, Sb, Pr, Nd, Sm, Eu, Gd, Tb, Dy, Ho, Er, Tm, Yb, Lu, Hf, Ta, Au, Bi y Th. Los patrones concentración vs. distancia obtenidos se contrastan con información de la concentración de estos elementos presentes en la roca total, lo anterior tiene como propósito, considerar posibles anomalías químicas y compararlas con la roca de caja y verificar si existen elementos enriquecidos en las cloritas frente a ella.

Para el análisis espacial de los elementos, se utilizaron los resultados de Mg, Al, Si, Ti, Fe y Mn, medidos con WDS. El Ti y Mn se complementan además con los análisis de LA-ICP-MS, mientras que para el resto de los elementos se utiliza exclusivamente la información obtenida por LA-ICP-MS. A cada análisis, se le otorgan dos características: a) una forma, que representa la textura que tiene el grano mineral y b) un color, que identifica el color de interferencia observado en el cristal.

El análisis de las variaciones composicionales de las cloritas a lo largo del ADIT 71, permitió reconocer las siguientes categorías:

5.5.1. Componentes principales de la clorita (Mg, Al, Si, Fe y Mn, incluyendo también Ti)

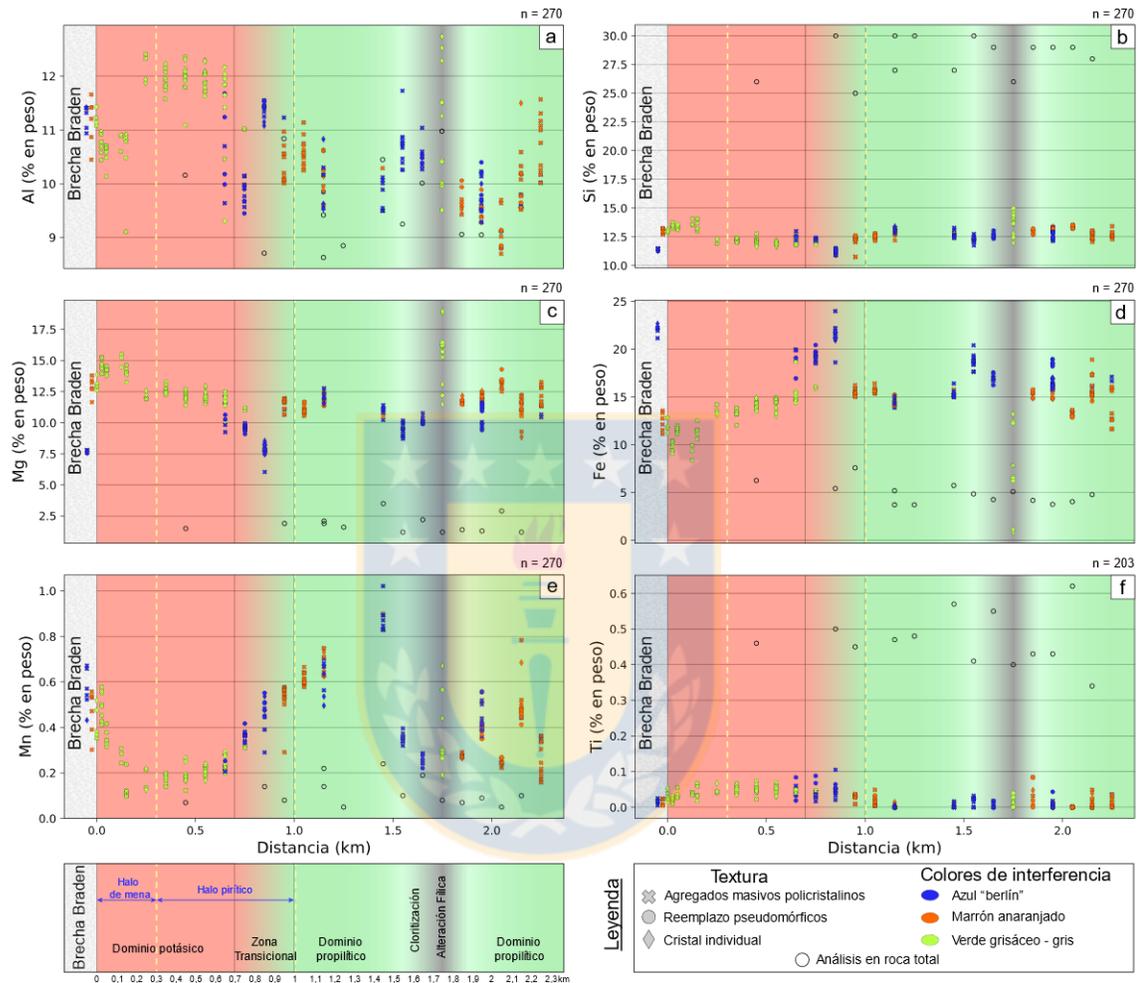
5.5.2. Componentes minoritarios y trazas

- Elementos enriquecidos en la zona potásica (Sc, Ti, V, Ni)
- Elementos enriquecidos en la zona transicional (Cr, Li, Nb)
- Elementos enriquecidos en la zona propilítica
  - Proximal (Mn, Zn, Pb, Cu, Co)
  - Distal, obliterado por alteración fílica (B,As,Y,U)
  - Distal, levemente obliterado por alteración fílica (Na, Ca, Sr, Ga, Zr, La, Ce)
- Elementos sin anomalía clara (K, Rb, Cs, Ba, Tl, Mo)

#### **5.5.1. Componentes principales de la clorita**

Evaluando la concentración en % en peso de los elementos que componen mayoritariamente la clorita en función de la distancia a lo largo del Adit 71, medida a partir del límite con la Brecha Braden (Figura 5.7), se observa que las cloritas están enriquecidas en Fe, Mg, Al y Mn con respecto a la roca total en todo el perfil.

**Aluminio:** El contenido de Al en las cloritas tiende a disminuir con el incremento de la distancia del centro del depósito. En el límite del halo de mena, a 300m de la Brecha Braden (Figura 5.7a) existe el mayor contenido de este elemento en las cloritas sobrepasando el 12% en peso de Al y llega a valores inferiores al 9 %, a una distancia de 2 km.



**Figura 5.7** Concentración de los componentes principales de la clorita. Los contenidos en % en peso se grafican diferenciados por la textura que presentan, así como los colores de interferencia encontrados bajo microscopio óptico. Se indica además la concentración determinada para la roca total (anillos negros), los dominios de alteración y los halos de mineralización sulfurada. La distancia considerada es medida a partir desde la Brecha Braden. Elementos a) Aluminio, b) Silicio, c) Magnesio, d) Hierro e) Manganeso y f) Titanio.

**Silicio:** El Si se mantiene más o menos constante a lo largo del Adit-71 con valores en torno al 12,5% (Figura 5.7b).

**Magnesio:** Las concentraciones de Mg (Figura 5.7c) en las cloritas decrecen desde un 15 % en peso, en las cloritas de la zona potásica, a cerca de 6% en peso en aquellas de la zona transicional.

A partir del dominio propilítico sus concentraciones se mantienen estables alrededor de ~10 - 13% en peso, exceptuando la zona fílica, donde el contenido de Mg aumenta abruptamente (sobre 12-15 % en peso).

**Hierro:** Para el Fe, ocurre completamente lo contrario que para el caso del Mg. Las concentraciones aumentan de 9 % a más de > 20 % en peso, en el mismo segmento donde disminuye el Mg y luego sus concentraciones se mantienen estables alrededor de 15 - 20% en peso. La zona fílica queda marcada por una disminución abrupta en el contenido de Fe (menos de 10-13 % en peso).

**Manganeso:** Este elemento presenta un patrón bien distintivo (Figura 5.7e), alcanzando un máximo al km 1,5, donde supera el 0,8 % en peso. Presenta contenidos simétricos, a ambos lados de éste peak, exceptuando el bajo contenido registrado en la zona fílica.

**Titanio:** El contenido de Ti (Figura 5.7f) se mantiene en concentraciones < 0,1% en peso, su distribución en el Adit no es muy clara utilizando los datos obtenidos por EMPA, por lo tanto, para evaluar el comportamiento de este elemento se considerarán los valores medidos por LA-ICP-MS.

### 5.5.2. Componentes minoritarios y trazas en las cloritas

#### Elementos enriquecidos en la zona potásica

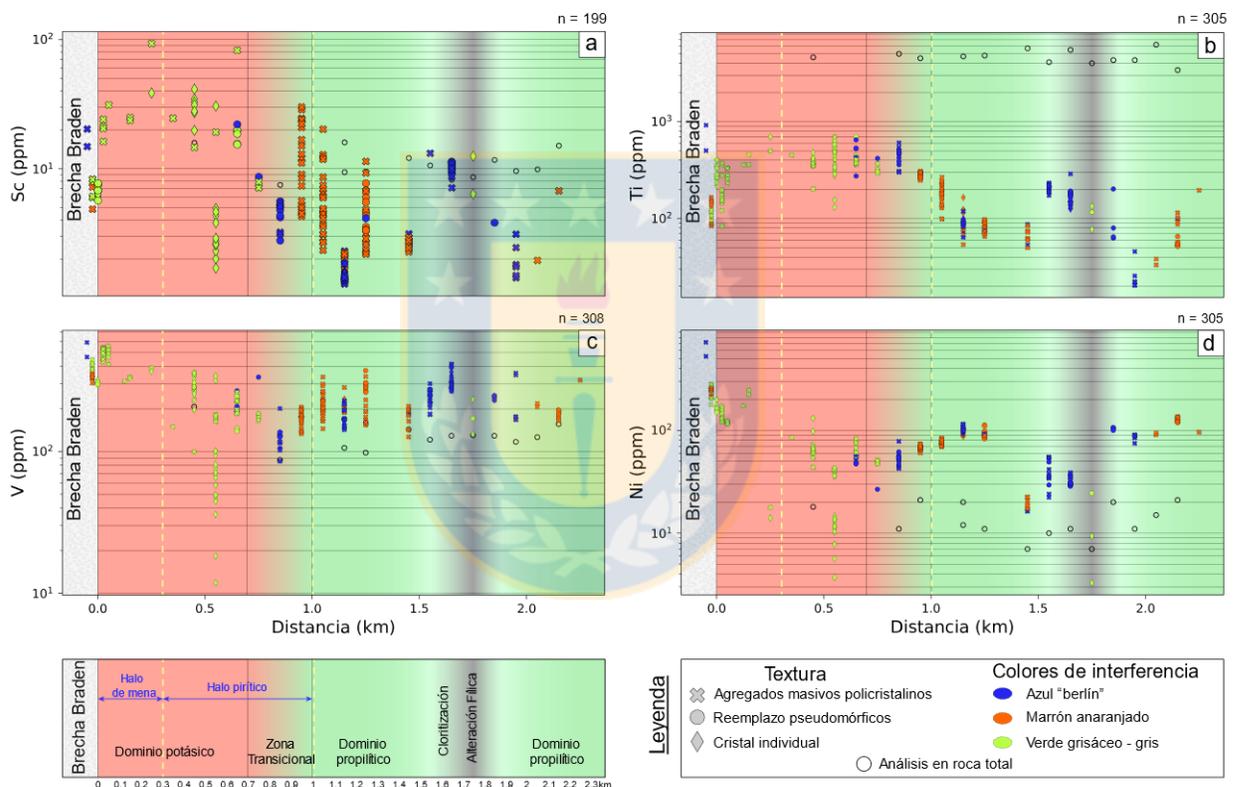
Los elementos enriquecidos en la zona potásica pueden verse en la Figura 5.8.

**Escandio:** El Sc (Figura 5.8a) muestra un patrón con pendiente negativa muy fuerte, disminuyendo dos órdenes de magnitud entre la zona proximal hacia la periferia; pasa de valores cercanos a los 100ppm en la zona proximal, a cercanos a ~1ppm, en la zona distal.

**Titanio:** El Ti tiene una distribución similar a la del Sc (Figura 5.8b). En este caso la disminución exponencial pasa de los 700ppm, en la zona potásica, a valores inferiores a 5ppm el sector más alejado del Adit. En ambos casos (Sc y Ti), la tendencia a disminuir sus concentraciones, hacia la zona propilítica se ve enmascarada por la alteración fílica que ocurre a 1,75 km, donde se observa un enriquecimiento parcial en ambos elementos (Ti: 100 ppm; Sc: 60 ppm).

**Vanadio:** La concentración de V (Figura 5.8c) disminuye linealmente desde el halo de mena, con concentraciones de ~600ppm, a concentraciones inferiores a los 100ppm, en la zona transicional. Posteriormente, aumenta levemente hacia la zona propilítica con valores de entre los 100-250 ppm.

**Níquel:** Los contenidos de Ni (Figura 5.8d), al igual que el caso anterior decaen de los 300ppm de la zona potásica hasta los 25ppm en la zona transicional, para aumentan luego en el dominio propilítico (~100ppm). Las concentraciones de Ni en la zona fílica llegan a 20-60. Tanto el níquel, como el vanadio están enriquecidas en las cloritas con respecto a la composición de la roca caja.



**Figura 5.8.** Concentración de elementos minoritarios y trazas enriquecidos en la zona proximal. Los contenidos en ppm de la clorita se grafican diferenciados por la textura que presentan, así como los colores de interferencia encontrados bajo microscopio óptico. Se indica, además, la concentración determinada para la roca total (anillos negros), los dominios de alteración y los halos de mineralización sulfurada. La distancia considerada, es medida a partir de la Brecha Braden. a) Escandio, b) Titanio, c) Vanadio y d) Níquel.

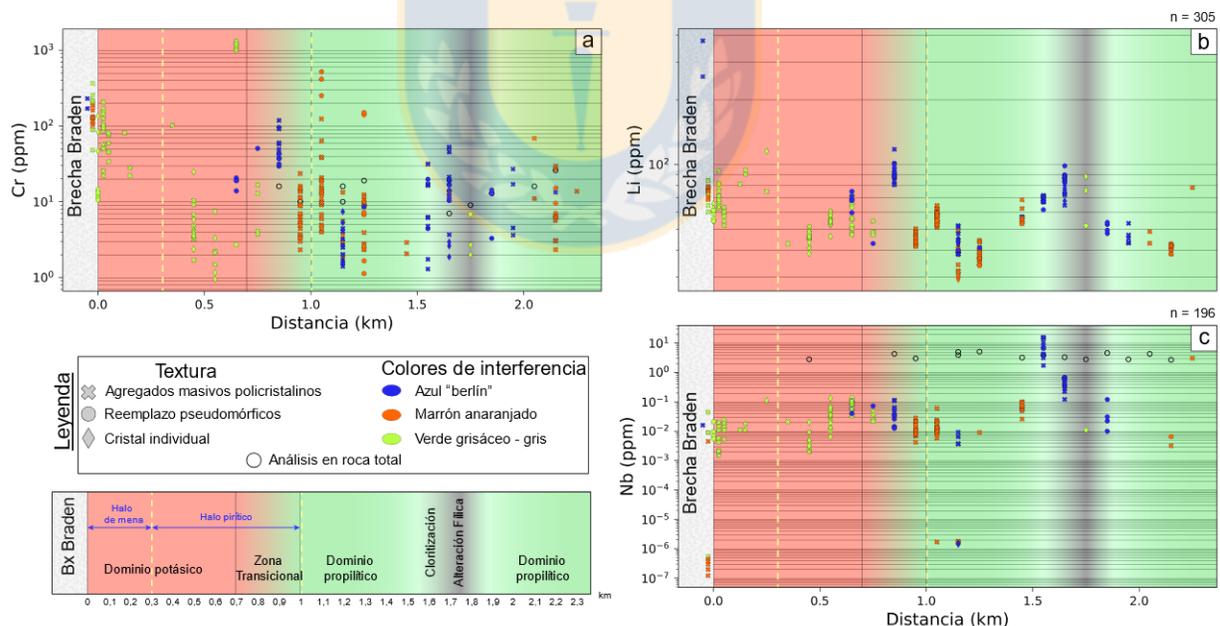
### Elementos enriquecidos en la zona transicional.

Los elementos enriquecidos en la zona transicional pueden verse en la Figura 5.9.

**Cromo:** El 82% de los análisis de cromo superan el límite de detección. Este elemento manifiesta un patrón ondulante, con valores del orden de los 250 ppm, en el sector adyacente a la Brecha Braden, que descienden hasta  $\sim 1$  ppm a 500 m de ésta (Figura 5.9a). A los 1000 m de distancia de la brecha Braden, alcanza un máximo, con concentraciones superiores a los 500 ppm. En la zona propilitica sus concentraciones promedio fluctúan entre 5 y 20ppm.

**Litio:** Las concentraciones de Li se mantienen por sobre los 30 ppm a lo largo de todo el perfil y muestran anomalías positivas en tres sectores (Figura 5.9b): en la Brecha Braden (90 ppm), en la zona transicional (117 ppm) y en el tramo donde ocurre una fuerte cloritización (95ppm). Esta distribución es similar a la variación en los contenidos de hierro en las cloritas.

**Niobio:** El 51% de los análisis de niobio superan el límite de detección. El Nb también describe una zonación semejante al Li (Figura 5.8c). A pesar de sus bajas concentraciones  $< 1$  ppm, en la zona transicional llega a contener  $> 0,1$  ppm (100 ppb), mientras que a 1,5 km las concentraciones sobrepasan la barrera de 1 ppm (1.000 ppb).



**Figura 5.9.** Concentración de elementos minoritarios y trazas enriquecidos en la zona transicional. Los contenidos en ppm de la clorita se grafican diferenciados por la textura que presentan, así como los colores de interferencia encontrados bajo microscopio óptico. Se indica, además, la concentración determinada para la roca total (anillos negros), los dominios de alteración y los halos de mineralización sulfurada. La distancia considerada, es medida a partir de la Brecha Braden. a) Cromo, b) Litio y c) Niobio. Sin información de roca total para el Li.

### Elementos enriquecidos en la zona propilítica: Proximal

Los elementos enriquecidos en la zona propilítica proximal pueden verse en la figura 5.10.

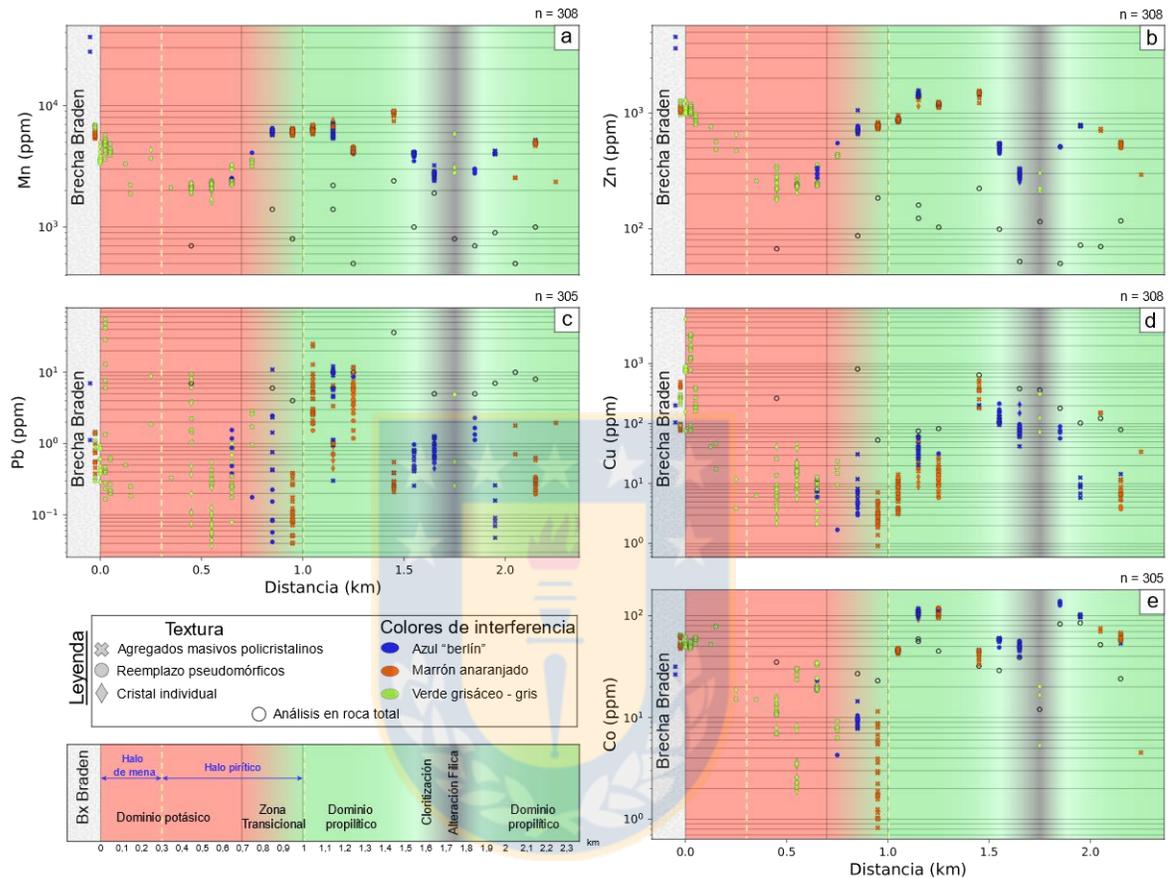
**Manganeso y zinc:** El Mn y el Zn se distribuyen de una manera similar entre sí. Ambos forman una anomalía positiva cercana a los 1,3-1,5 km de distancia, formando una especie de “hombro” alrededor del sistema. El Mn (Figura 5.10a) en la zona potásica, se encuentra en concentraciones superiores a los 5000 ppm y disminuye drásticamente a los ~1000 ppm en dirección a la zona transicional. Luego, su contenido comienza a aumentar alcanzando un máximo de 9000 ppm a los 1,5km, para luego decaer a contenidos de ~2000 ppm hacia las zonas distales. A su vez, la distribución de Zn (Figura 5.10b), varía dentro de la zona potásica de ~1100ppm hasta 180 ppm, y alcanza su máximo valor de ~1500 ppm al 1,5 Km, juntamente con el Mn. Los valores distales para este elemento descienden nuevamente de forma abrupta a contenidos ~200ppm. Tanto el Mn como el Zn muestran una fuerte anomalía negativa dentro de la alteración fílica (1,75 km), que oblitera el patrón general. Además, ambos elementos están concentrados mayoritariamente en las cloritas, comparados con la roca de caja.

**Plomo:** A diferencia de los elementos anteriores, la distribución del Pb (Figura 5.10c) no es tan clara. Si bien, se registra una disminución generalizada desde la zona potásica (0,2 - 12 ppm), hasta la zona transicional (0,04 - 0,4 ppm), la dispersión de los análisis es amplia. No obstante, se reconoce una anomalía clara a 1,0 km de distancia de la Brecha Braden, donde las concentraciones de Pb llegan a alcanzar los 25 ppm. En la zona propilítica distal, el contenido de Pb en las cloritas fluctúa normalmente, entre los 0,2 y 2 ppm.

**Cobre:** El patrón que tiene el cobre (Figura 5.10d) se asemeja a los expuestos para el Mn y el Zn, con la diferencia que no desarrolla una anomalía negativa clara producto del evento de alteración fílica. Desde el contacto con la Brecha Braden hasta el límite de la zona propilítica proximal, sus concentraciones se reducen de entre 75 - 2000 ppm a 0,9 - 7 ppm. El máximo, que vuelve a presentar al km 1,5, es de entre 180 y 400 ppm, y decae a 3,7 - 11 ppm, hacia la periferia.

**Cobalto:** El Co (Figura 5.10e) tiene una tendencia negativa desde el inicio de la zona potásica, donde contiene ~50 ppm, hasta el límite con la zona propilítica (0,8 - 11 ppm). Posteriormente,

en el dominio propilítico, las concentraciones aumentan y se revelan dos anomalías positivas importantes; la primera, a los 1,25 km (~ 100 ppm) y la segunda a los 1,85 km (~ 130 ppm). Este elemento está concentrado en la clorita con respecto a la roca total, en la parte distal del Adit, pero en la zona proximal está más enriquecido en la roca que en la clorita.



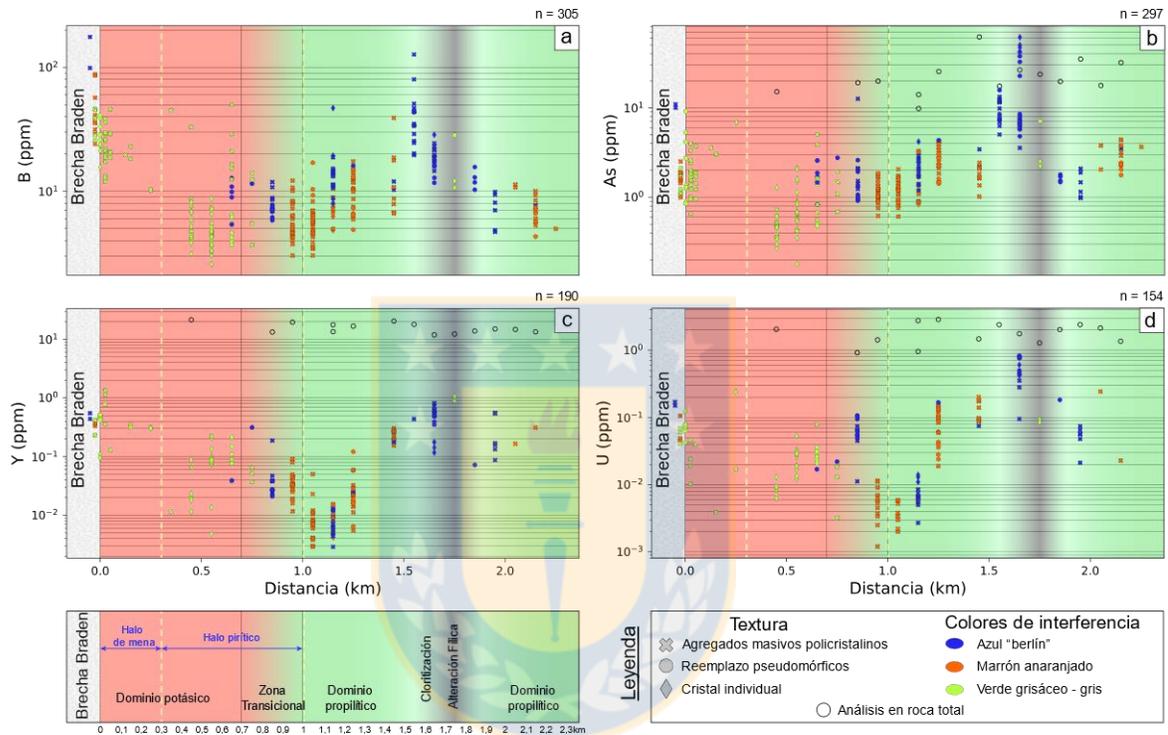
**Figura 5.10.** Concentración de elementos minoritarios y trazas enriquecidos en la zona propilítica proximal. Los contenidos en ppm de la clorita se grafican diferenciando por la textura que presentan, así como los colores de interferencia encontrados bajo microscopio óptico. Se indica además la concentración determinada para la roca total (círculos negros), los dominios de alteración y los halos de mineralización sulfurada. La distancia considerada, es medida a partir de la Brecha Braden. a) Manganeso, b) Zinc, c) Plomo, d) Cobre y e) Cobalto.

### Elementos enriquecidos en la zona propilítica distal, obliterado por alteración filica

Los elementos que están enriquecidos en la zona propilítica distal se observan en la figura 5.11.

**Boro y arsénico:** El B, al igual que el As, comparten el mismo patrón de distribución de variación de las concentraciones en la clorita. En términos generales, estos elementos muestran un descenso en los primeros 600 m del Adit-71, para luego mostrar un incremento de sus contenidos, llegando a alcanzar el máximo a una distancia de 1,65 km. Las concentraciones decaen,

posteriormente, hacia la periferia del túnel, y aumentan localmente por efecto de la alteración fílica. Particularmente para el B (Figura 5.11a), sus valores disminuyen desde 15 - 40 ppm a cerca de 3 - 9 ppm, mientras que en su máximo llega a contener entre 20 y 180 ppm. El As (Figura 5.11b) dentro de la zona potásica contiene 0,6 - 4 ppm y hacia la zona transicional 0,3 - 1,3 ppm. En su máximo llega a tener sobre  $\sim 22$  ppm de As, coincidente con los valores encontrados para la roca total.



**Figura 5.11.** Concentración de elementos minoritarios y trazas enriquecidos en la zona propilítica distal, obliterados por la alteración fílica. Los contenidos en ppm de la clorita se grafican diferenciados por la textura que presentan, así como los colores de interferencia encontrados bajo microscopio óptico tradicional. Se indica además la concentración determinada para la roca total (anillos negros), los dominios de alteración y los halos de mineralización sulfurada. La distancia considerada, es medida a partir desde la Brecha Braden. a) Boro, b) Arsénico, c) Ytrio y d) Uranio. Sin información de roca total para el B.

**Itrio y uranio:** El 87% de los análisis realizados para el Y y cerca del 50% para el U, se encuentran sobre el límite de detección promedio. Estos elementos tienden a concentrarse en el dominio propilítico distal (Figura 5.11 c y d). A pesar de esto, ambos reflejan un descenso generalizado desde la zona potásica (con una media de  $\sim 0,5$  ppm de Y;  $\sim 0,1$  ppm de U) hasta el dominio propilítico proximal ( $\sim 1,15$  km), con  $\sim 0,01$  ppm de Y;  $\sim 0,005$  ppm de U. En la zona transicional, existe una anomalía positiva de estos elementos concentrando sobre los 0,05 ppm de Y y 0,01

ppm de U. Entre los 1,5 y 2,25 km los contenidos de Y se mantienen constantes  $\sim 0,1$  ppm mientras que para el U alcanzan un máximo a 1,65 km ( $\sim 0,2$  ppm) y luego decrecen ( $\sim 0,02$  ppm).

**Elementos enriquecidos en la zona propilítica distal, levemente obliterado por alteración fílica**

Estos elementos se pueden observar en la Figura 5.12.

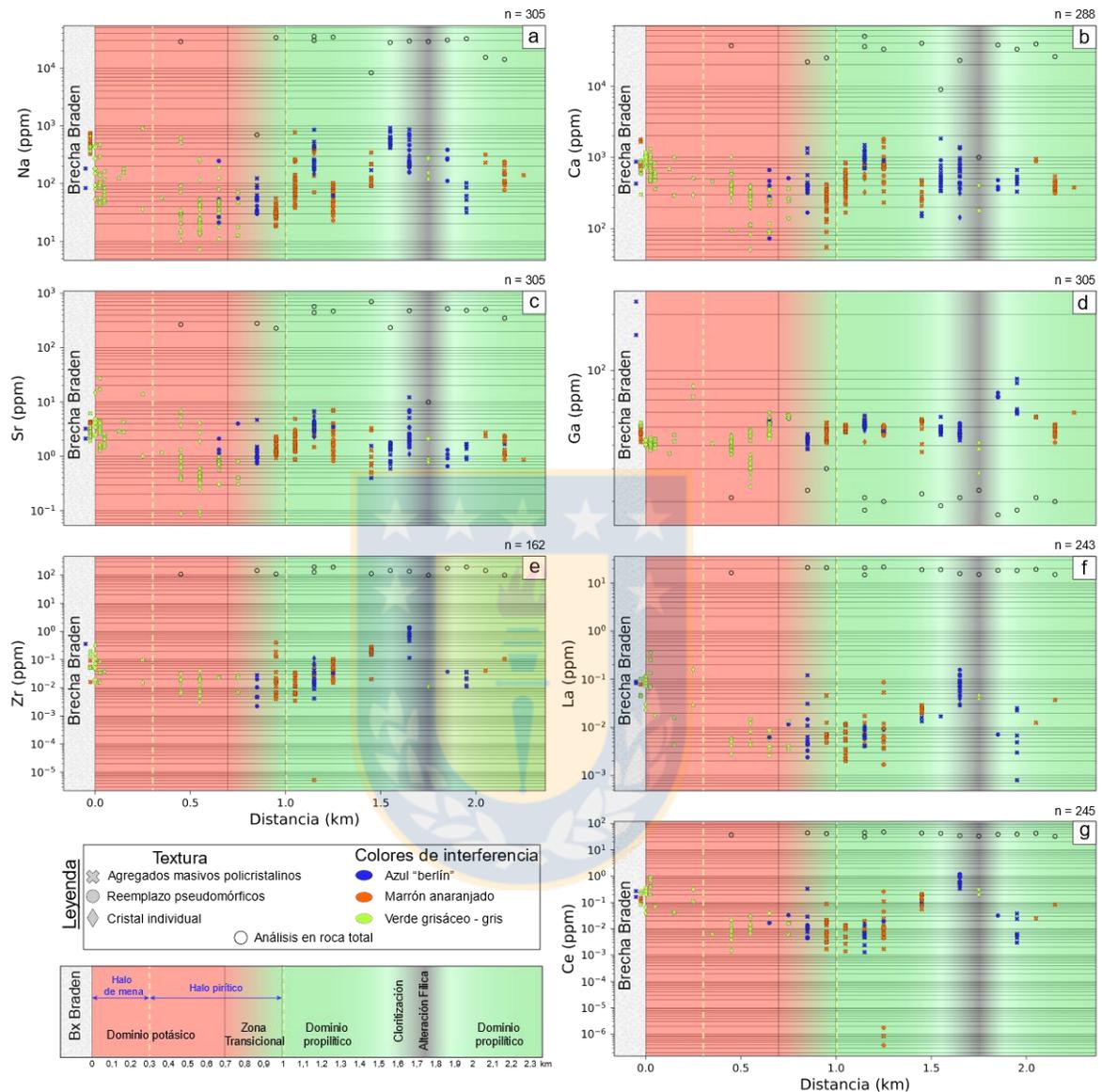
**Sodio, calcio y estroncio:** La distribución de Na, Ca y Sr es bastante similar entre sí. Su tendencia general es a aumentar levemente desde el final de la zona potásica (0,5 km) hasta la zona propilítica (2,25 km), manteniendo una pendiente casi constante a lo largo del perfil, con una leve anomalía positiva a una distancia de 1,0 km. Para el caso del Na (Figura 5.12a), en el sector cercano a la zona transicional, los valores fluctúan entre 10 y 30 ppm y aumentan progresivamente llegando a presentar valores  $> 300$  ppm en zonas distales. Similarmente, los contenidos de Ca (Figura 5.12b), son incrementados desde 100 a 400 ppm, hasta valores  $> 700$  ppm en distancias cercanas  $\sim 2,0$  km. Lo mismo ocurre con el Sr (Figura 5.12c) cuyos valores de 0,1 - 1 ppm aumentan a cerca de 3 ppm a la misma distancia.

**Galio:** El Ga es otro ejemplo más de un elemento que se incrementa progresivamente, desde el dominio potásico con concentraciones de  $\sim 40$  ppm, hasta el propilítico (Figura 5.12d), con concentraciones de  $\sim 60$  ppm. Además, cercano a los 2,0 km se registra un “*peak*” notorio de  $\sim 85$  ppm, posterior a la zona fílica.

**Circonio:** El Zr también evidencia una tendencia de aumento de su concentración hacia la zona propilítica distal (Figura 5.12e). A los 500m se registran valores cercanos a 0,01 ppm aumentando a 0,1 ppm hacia la periferia. A pesar de ello, los valores máximos se alcanzan en la zona de cloritización intensa ( $\sim 0,45$  ppm), a una distancia de 1,65 km.

**Lantano y cerio:** De todas las tierras raras, el La y Ce se encuentran por encima del límite de detección en el 50% de los análisis; las otras REE se encuentran bajo los límites de detección en el 70% de los análisis. Las concentraciones de estos elementos disminuyen desde la zona potásica y aumentan progresivamente a partir de la zona propilítica. El Lantano (Figura 5.12f) normalmente se encuentra cercano al  $\sim 0,1$  ppm en el límite de la Brecha Braden y disminuye a 0,002 ppm en la zona transicional. En el dominio propilítico, aumenta gradualmente a valores

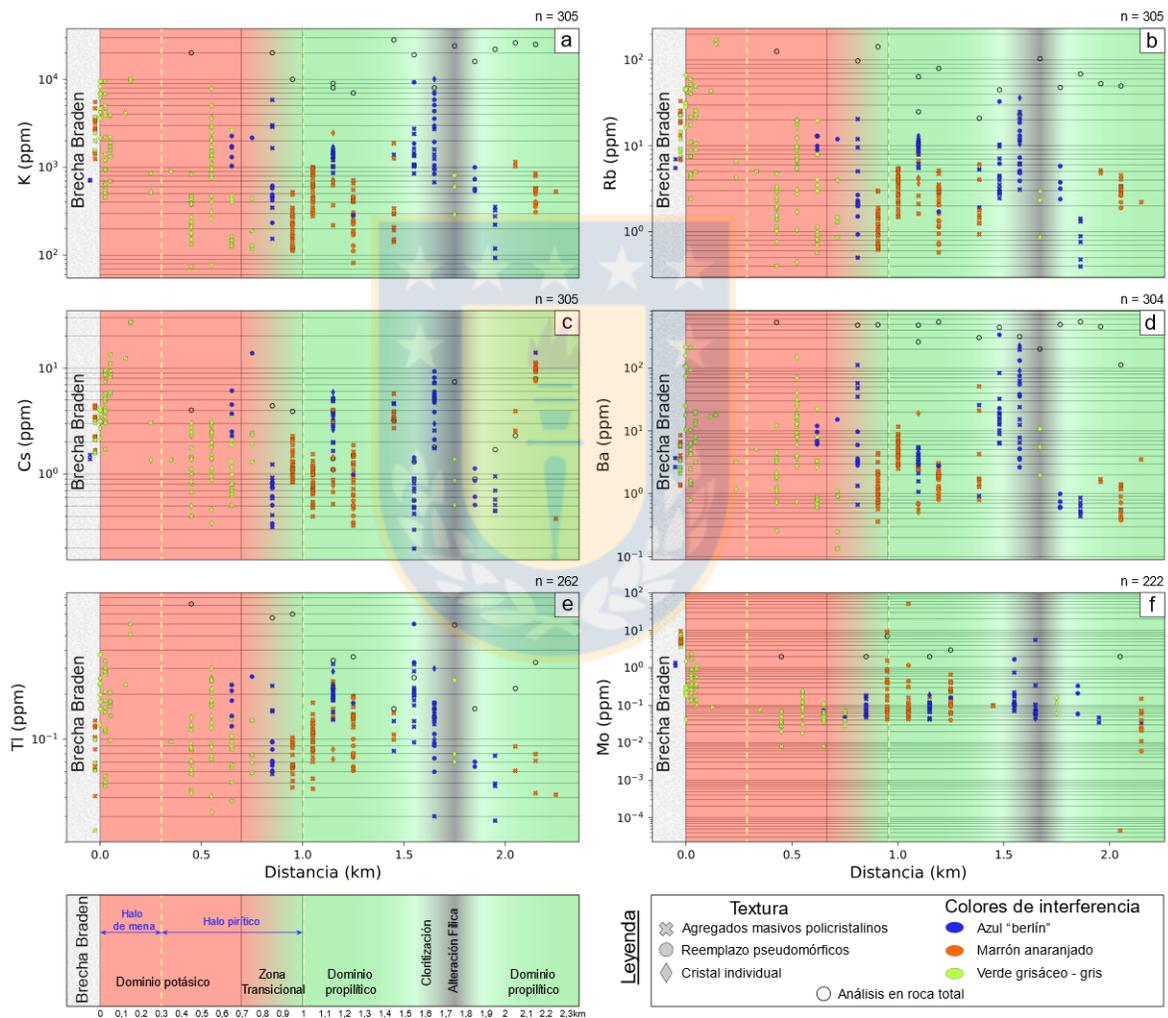
~0,01 ppm, con un máximo de 0,15 ppm a los 1.65 km. El Ce, evidencia alzas similares al lantano de 0,0015 a 0,08 ppm, con un máximo de 0,9 ppm a la misma distancia que el La (Figura 5.12g).



## Elementos sin anomalía clara

Los elementos que no muestran anomalías claras pueden verse en la Figura 5.13.

De todos los elementos medidos, el K, Rb, Cs, Ba, y Tl, presentan una dispersión muy amplia y no tienen una tendencia muy clara a lo largo del Adit-71. Del total de datos analizados el 99% de ellos, se encuentra por sobre los límites de detección para el K, Rb, Cs, Ba, Mo, mientras que, para el Tl, el 83% se encuentra sobre su límite de detección promedio.



**Figura 5.13.** Concentración de elementos minoritarios y trazas sin anomalía clara. Los contenidos en ppm de la clorita se grafican diferenciados por la textura que presentan, así como los colores de interferencia encontrados bajo microscopio óptico tradicional. Se indica además la concentración determinada para la roca total (anillos negros), los dominios de alteración y los halos de mineralización sulfurada. La distancia considerada, es medida a partir desde la Brecha Braden. a) Potasio, b) Rubidio, c) Cesio, d) Bario, e) Talio y f) Molibdeno.

**Potasio:** Este elemento se encuentra en las cloritas normalmente en concentraciones inferiores a los 1000 ppm. Se considera que contenidos superiores a éste indica que existe contaminación con otras fases (ej. biotitas). En general el K se encuentra en un rango entre 100 y 1000 ppm a lo largo del perfil (Figura 5.13a), A pesar de lo anterior, se observan tres lugares anómalamente enriquecidos en los que las concentraciones superan los 1000ppm: zona transicional (0.55 -0. 85 km), zona propilítica proximal (1.15 km) y zona de cloritización (1.65 km) que pueden corresponder a análisis contaminados con K.

**Rubidio:** El Rb tiene la misma distribución que el K (Figura 5.13b), encontrándose entre 0,4 y 8 ppm, detectándose las mismas anomalías que sobrepasan los 8 ppm, en la zona transicional (0.55 -0. 85 km), zona propilítica proximal (1.15 km) y zona de cloritización (1.65 km).

**Cesio, bario y talio:** A lo largo del Adit-71 las concentraciones de Cs se encuentran por sobre los 0,4ppm (Figura 5.13c), las de Ba son  $> 0,3$  ppm (Figura 5.13d) y las de Tl  $> 0,02$  ppm (Figura 5.13e). Al igual que el K y el Rb se detectan anomalías en la zona transicional, zona propilítica proximal y zona de cloritización. Lugares en los que cada uno de estos elementos sobrepasan los 2,5 ppm, 6 ppm y 0,15 ppm respectivamente.

**Molibdeno:** El Mo es el único elemento, que tiene una distribución más o menos homogénea a lo largo de todos los segmentos (Figura 5.13f). En la zona potásica disminuye desde 1ppm a 0,1 ppm y a partir de la zona propilítica se mantiene en valores cercanos  $\sim 0,1$  ppm, con una leve tendencia a aumentar y concentrarse adyacente al halo pirítico, a diferencia de la zona propilítica distal cuyas concentraciones oscilan entre 0,01 y 0,1 ppm.

## 5.6 Balance de masa

El método presentado a continuación se utiliza para realizar un balance de masa simplificado, con el objetivo de comparar cuantitativamente las concentraciones de elementos mayoritarios y trazas presentes en la fase mineral, respecto a la composición química de la roca caja y determinar finalmente cuales son los elementos que se concentran preferentemente en la clorita.

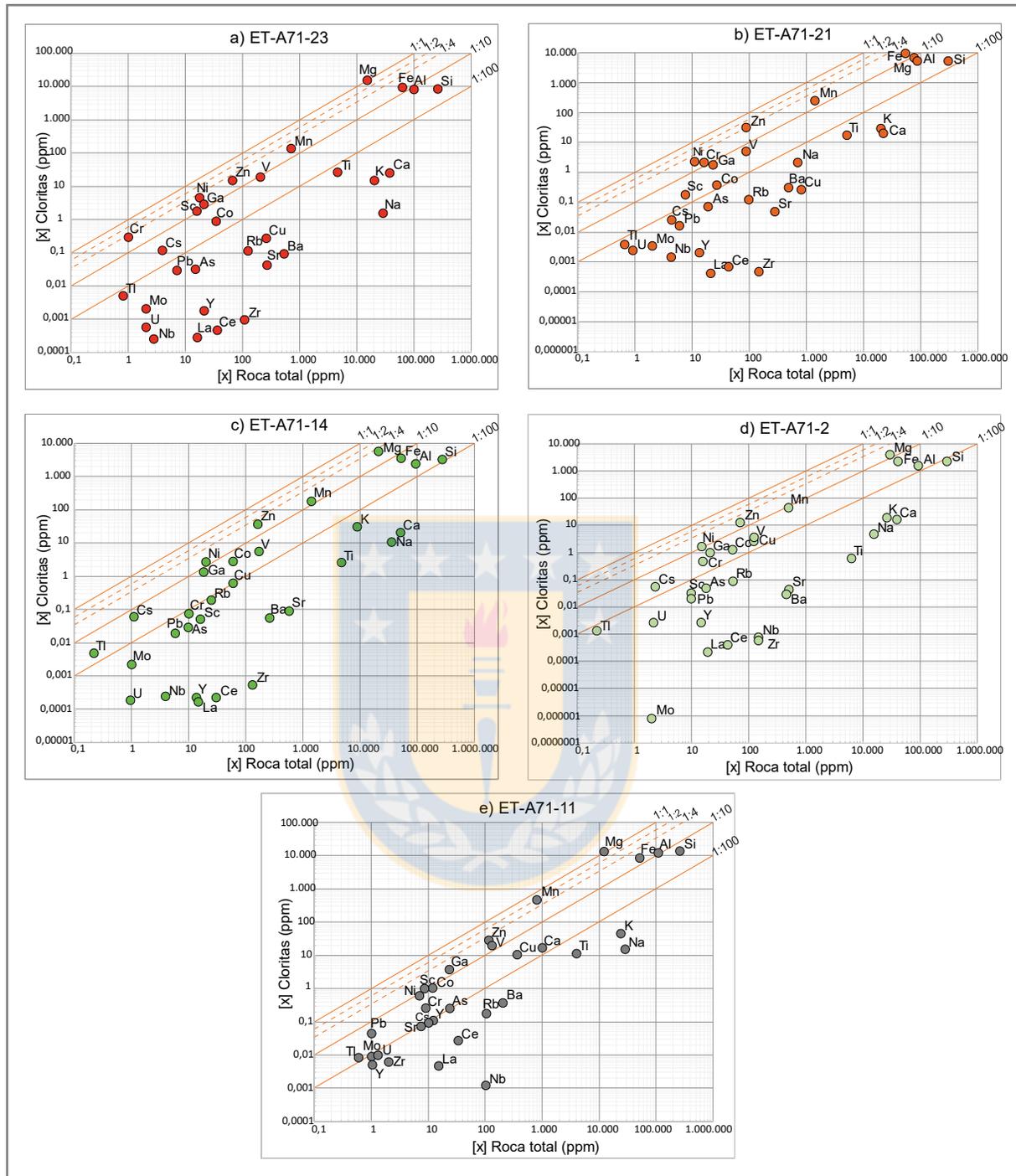
Se seleccionaron 5 muestras características, abarcando las diferentes zonas de alteración: ET-A71-23 para la alteración potásica, ET-A71-21 para la zona transicional potásica-propilítica, la alteración propilítica queda representada por 2 muestras; ET-A71-14 para la porción proximal y ET-A71-2 para la zona distal. Por último, para caracterizar la alteración fílica, se utilizan los datos obtenidos de ET-A71-11.

La abundancia mineral fue estimada utilizando microscopía óptica tradicional y posteriormente ratificada con ayuda de QEMSCAN. Se obtuvo así el volumen mineral en el total del corte transparente para cada fase mineral (Fracción mineral). Una vez definido este valor, las concentraciones promedio de cada elemento obtenido por LA-ICP-MS para la clorita, fueron multiplicadas por su fracción mineral. Utilizando el método propuesto por Deer, *et al.*, (1992) expuesto en la ecuación 1 (Cohen, 2011), se obtuvo la contribución en términos elementales que realiza la clorita a la composición final de la roca caja. Por ejemplo, una muestra que contiene 25% de clorita (Fracción mineral) y una concentración promedio de Ba alrededor de los 1000 ppm, produce una contribución de 250ppm de Ba a la roca.

$$[\bar{X}] \text{ Cloritas (ppm)} = [\bar{X}]_{\text{Chl}} \times \text{Fracción mineral.} \quad (1)$$

Los resultados para cada segmento de alteración son presentados en la figura 5.14, donde cada uno de los gráficos muestra la abundancia relativa para cada elemento, calculado utilizando la ecuación 1, vs. la composición total de la roca caja.

En la muestra de la alteración potásica (ET-A71-23), la clorita presente en un 6.62%, aporta aproximadamente ~100% del Mg total medido en la roca caja; por lo tanto, esto indicaría que no existe otra fase mineral que contenga dicho elemento (particularmente para esta muestra, existe una baja proporción de biotita ~0,76%). Además, la clorita contribuye con más del 10% de Fe, Mn, Zn, Ga, V, Ni, Sc y Cr, elementos fácilmente intercambiables por el Mg en su estructura y entre 1-10% del contenido total de elementos trazas como el Co y Cs. El Si y el Al, a pesar de ser elementos mayoritarios en las cloritas, son aportados en la roca mayoritariamente por otras fases minerales como cuarzo y feldespatos. El aporte de Ti realizado por la clorita es inferior al 1%.



**Figura 5.14** Gráficos de balance de masa para las muestras seleccionadas según zona de alteración a) Alteración potásica b) Zona transicional c) Alteración propilítica proximal d) Alteración propilítica distal e) Alteración fílica. Los puntos representan los valores medios de todos los puntos analizados para cada muestra. La línea naranja continua gruesa representa la relación 1:1, donde la contribución mineral representa el 100% de la concentración de los elementos medidos en la roca. Las otras líneas representan proporciones decrecientes [1: 2 (50%), 1: 4 (25%), 1:10 (10%), 1: 100 (1%)].

En la zona transicional (muestra ET-A71-21) el aporte elemental que realiza la clorita (4,22% en volumen) es similar al de la zona potásica. Sin embargo, a diferencia de la zona anterior, el aporte de la clorita al % de Mg en la roca total es del 90% y no del 100%. Esto coincide con la aparición de epidota en las muestras. En esta muestra la clorita aporta sobre el 10% del total medido de elementos como Fe, Mn, Zn, Cr, Ni y entre el 1-10% de V, Ga, Sc, Co, Si y Al.

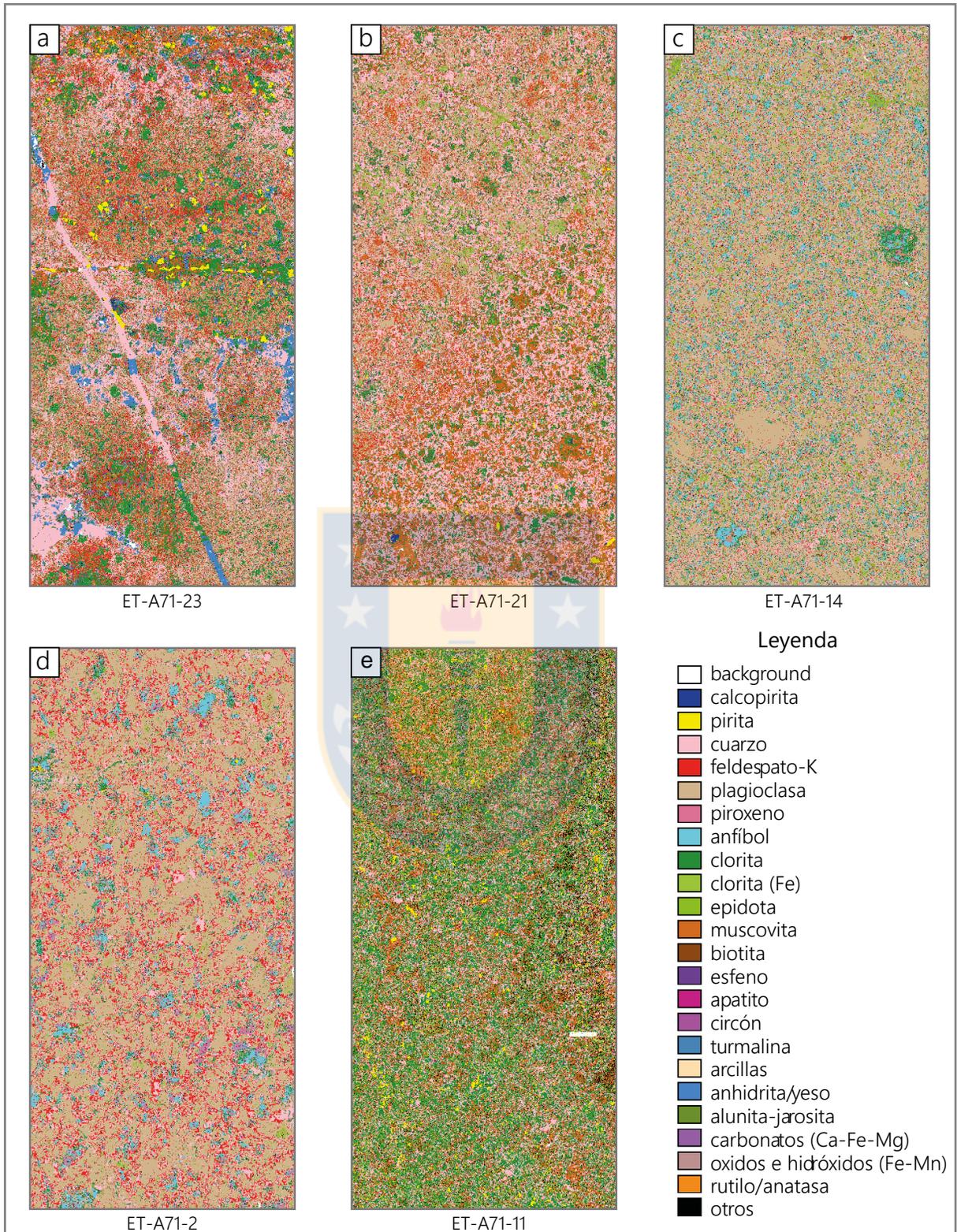
La zona propilítica, tanto proximal como distal, muestra una concentración de elementos trazas similar en ambos casos (muestras ET-A71-14 y ET-A71-2, respectivamente). La clorita aporta sobre el 10% Mn, Zn y Ni, a la composición de la roca caja, mientras que en proporción entre 1 a 10% aporta V, Co, Cu, Ga, Cr, Cs, Tl. Los elementos mayoritarios que son parte de la clorita tienen una distribución similar a la observada en la zona transicional.

En la muestra de alteración fílica (ET-A71-11), que divide la zona de alteración propilítica, la clorita aporta casi la totalidad de Mg de la roca, cerca del 50 % de Mn, 25% de Zn y más del 10% de Fe, Al, V, Ga y Sc

## 5.7 Análisis QUEMSCAN

La textura resultante en la roca producto de los distintos eventos de alteración depende del tipo de dominio al que está asociada cada muestra (Figura 4.7). Por ejemplo, en la zona potásica existen numerosas vetillas o enjambres de vetillas (*stockwork*) que cortan la roca y le otorgan un rasgo distintivo que difiere de aquellas formadas en zonas más distales del depósito (Figura 4.7a), zona en la que aún pueden reconocerse parte de la mineralogía primaria de la roca.

Al realizar un análisis mediante QUEMSCAN a aquellos cortes representativos de cada una de estas zonas (las mismas 5 muestras utilizadas para la sección 5.6), es posible observar que la textura presentada por la zona transicional está dominada por diseminados y cúmulos de minerales de alteración (Figura 7.4b), la zona propilítica tanto proximal, como distal muestran relictos parciales de minerales primarios, donde el reemplazo no es completo y las rocas tienen una textura más o menos homogénea (Figura 4.7 c y d). El sector fílico, sin embargo, exhibe un desarrollo generalizado de micas (cloritas y sericitas) de forma casi masiva en la roca.



**Figura 4.7** Imágenes obtenidas con QEMSCAN para los distintos dominios de alteración, a) Dominio potásico. b) Zona transicional. c) Dominio propilítico proximal. d) Dominio propilítico distal. e) Alteración filica.

## 6. DISCUSIÓN

### 6.1 Control termal en la química de las cloritas.

La temperatura desarrolla un claro control en la sustitución de elementos que conforman la química mineral en las cloritas (Cathelineau y Nieva, 1985). La utilización de este mineral como geotermómetro (ver capítulo 5.3) permite identificar intercambios a nivel estructural en los componentes principales presentes de su red cristalina; por ejemplo, en zonas del Adit-71 donde predomina una mayor temperatura, se favorece la incorporación de átomos de aluminio por sobre silicio, ocupando los sitios tetraédricos.

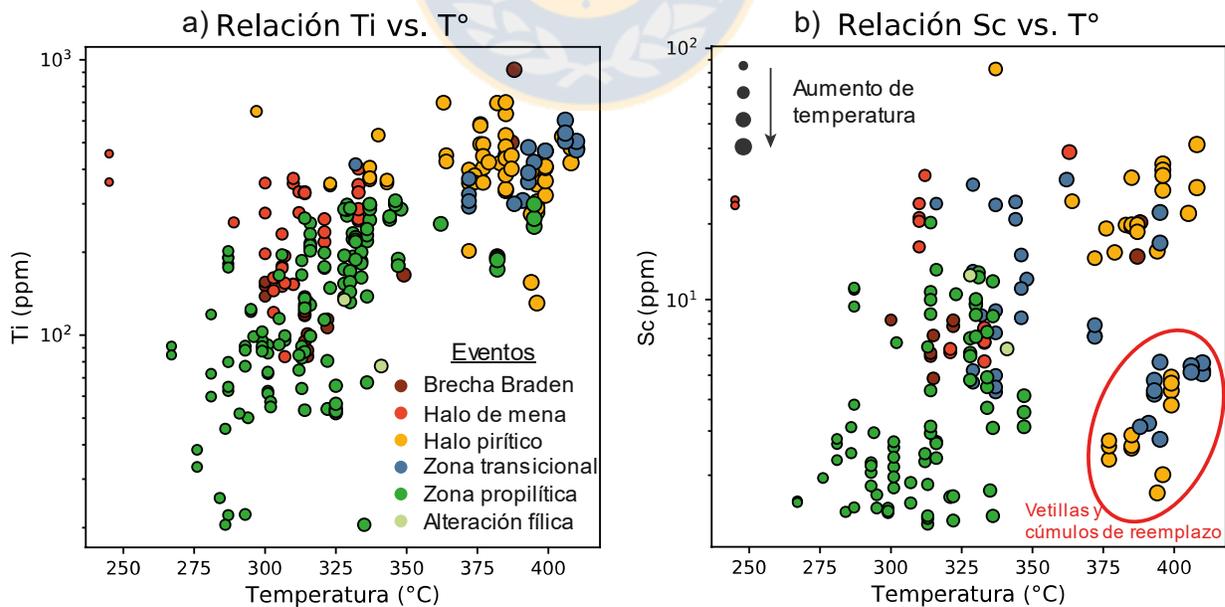
Dentro de los elementos trazas, el Ti y El Sc son los elementos que tienen patrones de concentración vs. distancia, muy similares a la distribución termal a lo largo del Adit, de tal forma que los mayores contenidos de estos elementos coinciden con las zonas de mayor temperatura calculada con los distintos geotermómetros utilizados. Se ha reconocido que la movilidad del Ti (un elemento incompatible del tipo HFSE por sus siglas en inglés “*high field strength element*”), es bastante limitada en sistemas ígneos/hidrotermales (Bernal y Railsback, 2008). Por consiguiente, la incorporación de este elemento a las cloritas no sería producto de la captación de Ti por efecto de la migración lateral de fluidos hidrotermales, sino que estaría controlada por la temperatura de cristalización de este mineral (Wilkinson *et al.*, 2015).

La clorita formada principalmente por alteración de minerales máficos (biotita, anfíbol y piroxenos), sólo puede incorporar parte del Ti contenido originalmente en estos minerales, y el exceso debe ser acomodado en otras fases cristalinas. Esta hipótesis es respaldada por los numerosos agregados de rutilo y cristales de esfeno, reconocidos en paragénesis, junto a cloritas que alteran parcial o totalmente los minerales ferromagnesianos antes mencionados (ver capítulo 5.1).

La disminución casi exponencial en el contenido de Ti con respecto a la distancia, visualizada no solamente en El Teniente, sino también en otros sistemas hidrotermales (Pacey, 2016; Wilkinson *et al.*, 2015; Xiao *et al.*, 2017), es consistente con los gradientes térmicos esperados producto del enfriamiento en los alrededores de los sistemas intrusivos (Delaney, 1986). De esta forma, la

concentración de titanio en la clorita responde a una correlación positiva con la temperatura, donde el logaritmo de la concentración de este elemento (en ppm) se asocia linealmente a la temperatura de cristalización (Figura 6.1a).

A pesar de que el Sc presenta un patrón concentración vs. distancia muy similar al del titanio (al igual que el identificado en el cinturón Tuwu-Yandong, Xiao *et al.*, (2018)), en la figura 6.1b, existen datos que se desvían de la relación lineal entre el contenido de este elemento (en log ppm) y la temperatura. Un ejemplo de lo anterior son los análisis incluidos en el círculo rojo, con muy bajo contenido de Sc pero al mismo tiempo una alta temperatura. Es necesario precisar que estas cloritas con bajos contenidos de Sc, V y Ni provienen de vetillas dentro de la zona potásica (halo pirítico) y de anfíboles completamente pseudomorfizados, que probablemente contenían bajos contenidos de estos elementos (zona transicional, ver figura 5.3c). Es probable que la temperatura tenga un cierto control, en la incorporación de Sc en la estructura de las cloritas, pese a que no es posible descartar el impacto que pueda tener la composición química original de las facies máficas a las que altera la clorita (herencia de los minerales progenitores de las cloritas). La hipótesis anterior, sin embargo, no puede ser comprobada, ni refutada con los datos recopilados en este estudio.



**Figura 6.1.** Gráficos comparativos log-ppm vs. temperatura. Los contenidos de (a) Ti y (b) Sc, fueron determinados por LA-ICP-MS y la temperatura calculada mediante el geotermómetro de Jowett 1991, para los distintos dominios de alteración. Se subdivide la zona potásica en halo de mena y halo pirítico.

No existen estudios previos a Wilkinson *et al.*, (2015) que hayan documentado la dependencia termal del Ti (o del Sc propuesto en esta Memoria) y que se relacione a nivel estructural en la clorita. No obstante, sí se ha estudiado el mecanismo de incorporación de Ti dentro de la biotita. Henry *et al.*, (2005), reconocieron a través de datos geotermométricos, que la concentración de Ti está controlada por la temperatura de cristalización de este mineral. En las biotitas, el Ti ocupa principalmente los sitios octaédricos y su incorporación dentro de su estructura está controlada por efecto termal, lo que necesariamente requiere sustituciones que involucren múltiples cationes para nivelar el desbalance de carga (Wilkinson *et al.*, 2015). Otros parámetros que pueden influir en el contenido actual de Ti en las cloritas, son las concentraciones de los elementos mayoritarios que la conforman, provenientes de las fases máficas alteradas (como reflejo de la química original del protolito), el estado de oxidación y el pH de los fluidos presentes (Wilkinson *et al.*, 2015). De existir un control termal por parte del Sc, este mecanismo puede ser extendido para el Sc, elemento que comparte afinidades químicas con el Ti, como un potencial iónico semejante y un comportamiento similar bajo diversas condiciones y/o procesos de diferenciación geoquímica análogos (Bernal y Railsback, 2008). Para profundizar esta idea, se debiese considerar una mayor cantidad de muestras, de manera que se pueda confirmar la existencia de una relación entre la temperatura y el contenido de Sc en las cloritas, identificar relictos de minerales máficos alterados a clorita y cuantificar el contenido de Sc en ambas fases o, directamente, considerar datos para identificar la temperatura de las rocas del Adit-71 independiente de los geotermómetros determinados para las cloritas (como por ejemplo, datos de inclusiones fluidas).

## **6.2 Evaluación de la química de la clorita como herramienta para vectorizar sistemas tipo PDC**

En algunos estudios previos se indica que la química de las cloritas, en especial aquellas situadas dentro de la aureola de alteración y formadas alrededor de sistemas hidrotermales de cobre fértiles, constituyen una importante herramienta para determinar la existencia de un depósito de interés económico (Wilkinson *et al.*, 2015).

La incorporación de distintos elementos trazas en las cloritas durante su formación, provee indicios de la distancia (tanto vertical como horizontal) a la que éstas se encuentran con respecto

al núcleo del sistema (o desde donde provienen los fluidos) y, por lo tanto, sería posible utilizar la composición química de la clorita para diferenciar sectores cercanos a la mineralización, de aquellos distales.

Como se mencionó en el capítulo 1, Wilkinson *et al.* (2015) en el distrito Batu Hijau Indonesia, detectaron que la concentración de elementos como K, Li, Mg, Ca, Sr, Ba, Ti, V, Mn, Co, Ni, Zn y Pb, incorporados dentro de las cloritas de la zona propilítica, exhiben una variación sistemática desde el centro del pórfido hacia la periferia. Por ejemplo, el contenido de Ti, V y Mg, muestran una disminución exponencial con el aumento progresivo de la distancia al alejarse del sistema, mientras que las concentraciones de los otros; K, Li, Ca, Sr, Ba, Mn, Co, Ni, Zn y Pb, aumentan. En el depósito de Cu Yandong al NW de China (Xiao *et al.*, 2017), también se comprobó que los patrones de zonación en la química de las cloritas vs. la distancia del pórfido, son semejantes a los indicados por Wilkinson *et al.* (2015), pese a que ellos mismos sugieren que éste es un depósito atípico, dentro de los pórfidos de cobre. Son estas conclusiones, las que comparadas con las diferentes distribuciones de elementos determinados en las cloritas del distrito El Teniente en Chile Central y expuestas en el capítulo 5, permiten explicar la variación sistemática y la utilización de estos elementos, como una posible herramienta para identificar potenciales centros hidrotermales mineralizados.

La existencia tanto de elementos enriquecidos en la porción proximal del sistema, como en los sectores distales del mismo permitiría convertir estas concentraciones en fórmulas exponenciales, de manera que se puedan utilizar de forma más eficiente para predecir la distancia con respecto a la ubicación del centro del pórfido (Wilkinson *et al.*, 2015). Para el distrito de Batu Hijau, Wilkinson *et al.* (2015) definieron la siguiente ecuación:

$$X = \frac{\ln\{R/a\}}{b}$$

Donde X corresponde a la distancia en metros, R es la razón entre el elemento enriquecido en la zona proximal dividido por el elemento enriquecido hacia la zona distal, a y b son parámetros que ajustan la regresión exponencial.

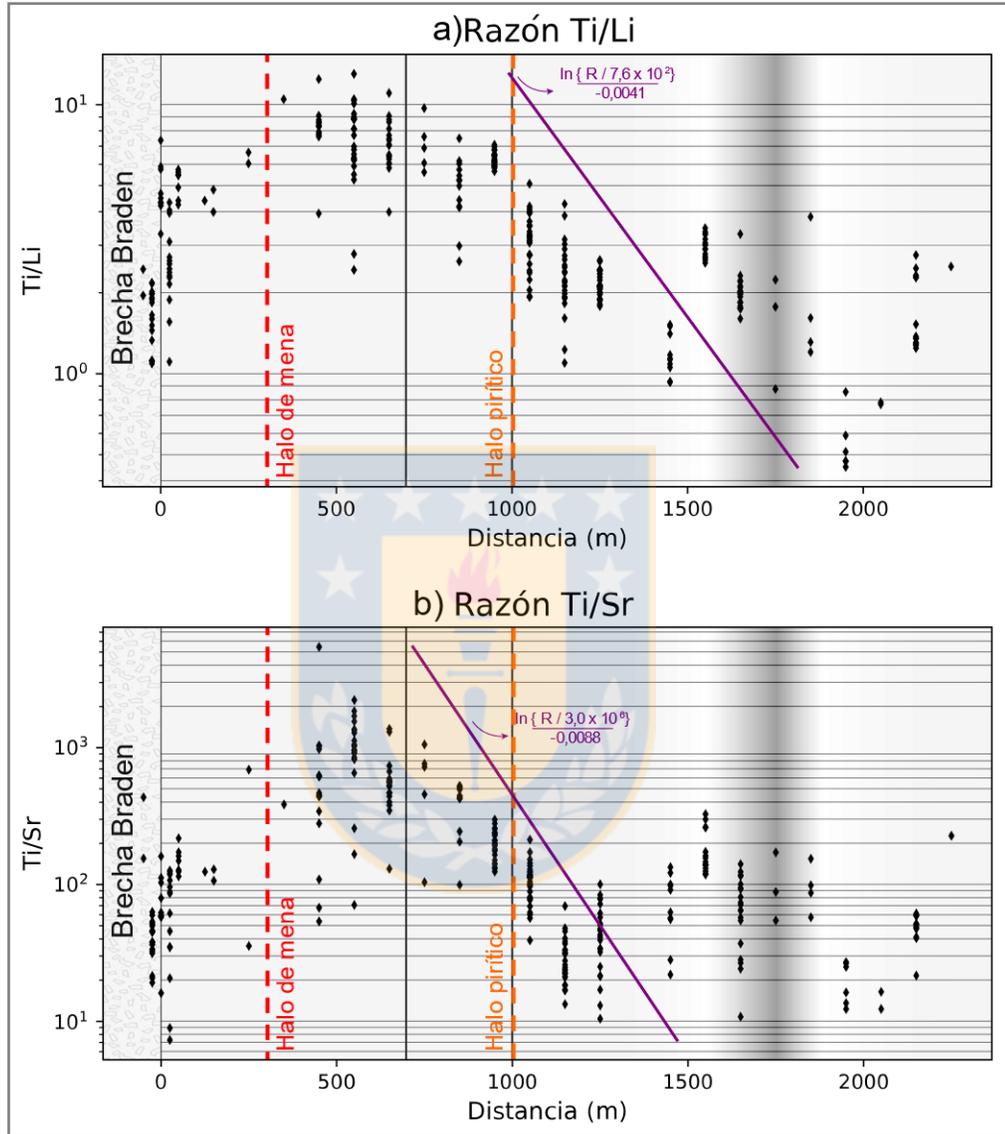
Estos mismos autores, formulan una serie de ecuaciones que tienen la finalidad de predecir la distancia al sistema hidrotermal, basadas en varias proporciones de elementos expuestas en la Tabla 6.1 a continuación:

**Tabla 6.1** Razones entre distintos grupos de elementos y parámetros de ajustes como función de la distancia. Evaluadas con relación al centro del depósito Batu Hijau, Indonesia, según Wilkinson *et al.*, 2015.

Razón (R)	Órdenes magnitud	Resolución Distancia. Máx.	Rango de regresión lineal (distancia m)	R <sup>2</sup>	(b) Cte exponencial	(a) Cte Escalar
Ti/Ni	2,5	2,5km	853 - 2.192	0,82	-0,0039	4,7 x 10 <sup>2</sup>
Ti/Sr	3,5	2,5km	764 - 1.767	0,77	-0,0088	3,0 x 10 <sup>6</sup>
Ti/Li	3	2,5km	764 - 2.192	0,72	-0,0041	7,6 x 10 <sup>2</sup>
Ti/Pb	3	2,5km	764 - 1.767	0,71	-0,0074	6,0 x 10 <sup>6</sup>
V/Ni	2	5km	853 - 4.875	0,69	-0,0009	2,0 x 10 <sup>1</sup>
Ti/Ba	3	4km	764 - 1.767	0,67	-0,0076	1,0 x 10 <sup>6</sup>
Ti/K	2,5	3km	764 - 1.767	0,67	-0,0062	6,4 x 10 <sup>3</sup>
Ti/Co	3	2,5km	764 - 2.192	0,67	-0,0044	5,0 x 10 <sup>2</sup>
Mg/Ca	2	5km	764 - 4.875	0,66	-0,0009	7,2 x 10 <sup>2</sup>
Mg/Sr	2	2km	764 - 1.767	0,65	-0,0051	3,0 x 10 <sup>7</sup>

Estas ecuaciones definidas para el yacimiento Batu Hijau, no funcionan al ser aplicadas al depósito El Teniente. Al comparar los resultados de cada muestra del Adit-71 (Figura 6.2), con la curva teórica propuesta por las ecuaciones de Wilkinson *et al.*, (2015) (en púrpura), claramente existe una inconsistencia, no sólo por tener una pendiente diferente a la tendencia presentada por cada una de las razones, sino también, porque el rango de regresión lineal es demasiado acotado. El propósito inicial de los autores, al momento de plantear estas ecuaciones, era la de poder predecir la distancia a la zona mineralizada, a partir de una fórmula que correlacione el factor R determinado por las razones (ej. Ti/Li) con un valor de distancia x. El valor R máximo, tanto para la razón Ti/Li (Figura 6.2a) como Ti/Sr (Figura 6.2b) debiese coincidir según lo propuesto por Wilkinson *et al.*, (2015) (línea púrpura) con una distancia de 500m. En El Teniente al aplicar esta fórmula, el valor máximo de estas razones está desplazada respecto de la zona potásica, encontrándose a 1,0 km para la razón Ti/Li y 700m para Ti/Sr. A pesar de que las fórmulas no pueden ser aplicadas a El Teniente, el máximo de las razones antes expuestas, están indicando la posición externa del dominio potásico (límite del halo de mena). Por lo tanto, evaluar otras

razones (por ejemplo, que contenga al Sc como numerador) de manera similar a la propuesta por Wilkinson *et al.*, (2015), genera la posibilidad de desarrollar un método para vectorizar nuevos depósitos tipo pórfido, tratando de identificar estas zonas (dominio potásico).



**Figura 6.2.** Razones entre Ti y elementos enriquecidos hacia la zona distal (a) Li y (b) Sr. Los diamantes negros corresponden a la razón (R) de concentraciones determinadas mediante LA-ICP-MS. La línea continua púrpura indica el valor de distancia: (x) determinado por las ecuaciones de Wilkinson *et al.*, 2015.

Si bien las ecuaciones presentadas por Wilkinson *et al.* (2015) no se ajustan a la distribución de elementos químicos a lo largo del Adit-71, las inconsistencias entre esta zona y el modelo anteriormente propuesto pueden ser explicadas por las distintas anomalías térmicas que ambos

sistemas intrusivos presentan. Ellos sugieren que la pendiente de la relación exponencial está influenciada por el gradiente geotérmico del depósito estudiado. Esta pendiente, finalmente incide en el cálculo de las distancias absolutas estimadas.

El yacimiento El Teniente, fue formado producto de distintos eventos intrusivos de alteración y mineralización lo que lo convierte en un sistema complejo de estudiar. La posición del túnel de acceso a las faenas de la mina, de donde se extrajeron las muestras, es bastante limitada, por lo tanto, definir una gradiente termal en esta ubicación, de manera que se puedan formular ecuaciones similares a las de Wilkinson et al (2015), que puedan extrapolarse al resto del depósito, pueden incluir información sesgada y por lo tanto arrojar interpretaciones erróneas.

Pese a que las ecuaciones de Wilkinson et al (2015) no pueden ser aplicadas en El Teniente, los patrones observados por las distintas razones de elementos, presentes en las cloritas de la zona de estudio, sugieren de manera semicuantitativa una vectorización respecto de la cercanía del depósito. Según lo indicado en el capítulo 5, existen y se diferencian a grandes rasgos, tres grupos distintivos de elementos, de acuerdo con su concentración relativa (en las cloritas) y a la distancia que éstas se encuentran (referido en términos de la Brecha Braden). En primer lugar, existe un grupo de elementos que, estando enriquecidos en las cloritas del dominio potásico, ven mermada su concentración en dirección a zonas periféricas. Estos son: Mg, Al, Ti, Sc, y V. Por otro lado, hay elementos en las cloritas, que se enriquecen progresivamente a medida que aumenta la distancia del sistema hidrotermal, como lo son: Na, Ca, Sr, Ga, Co, B, As, Zr, U, Y, La y Ce. El último grupo de elementos, lo componen el Mn, Zn, Pb y Cu, que alcanzan sus mayores concentraciones dentro de la zona propilítica proximal, muy cercana al límite definido por el halo pirítico y sus patrones de distribución quedan definidos por una especie de “hombro” a una distancia entre 1,3 - 1,5 km.

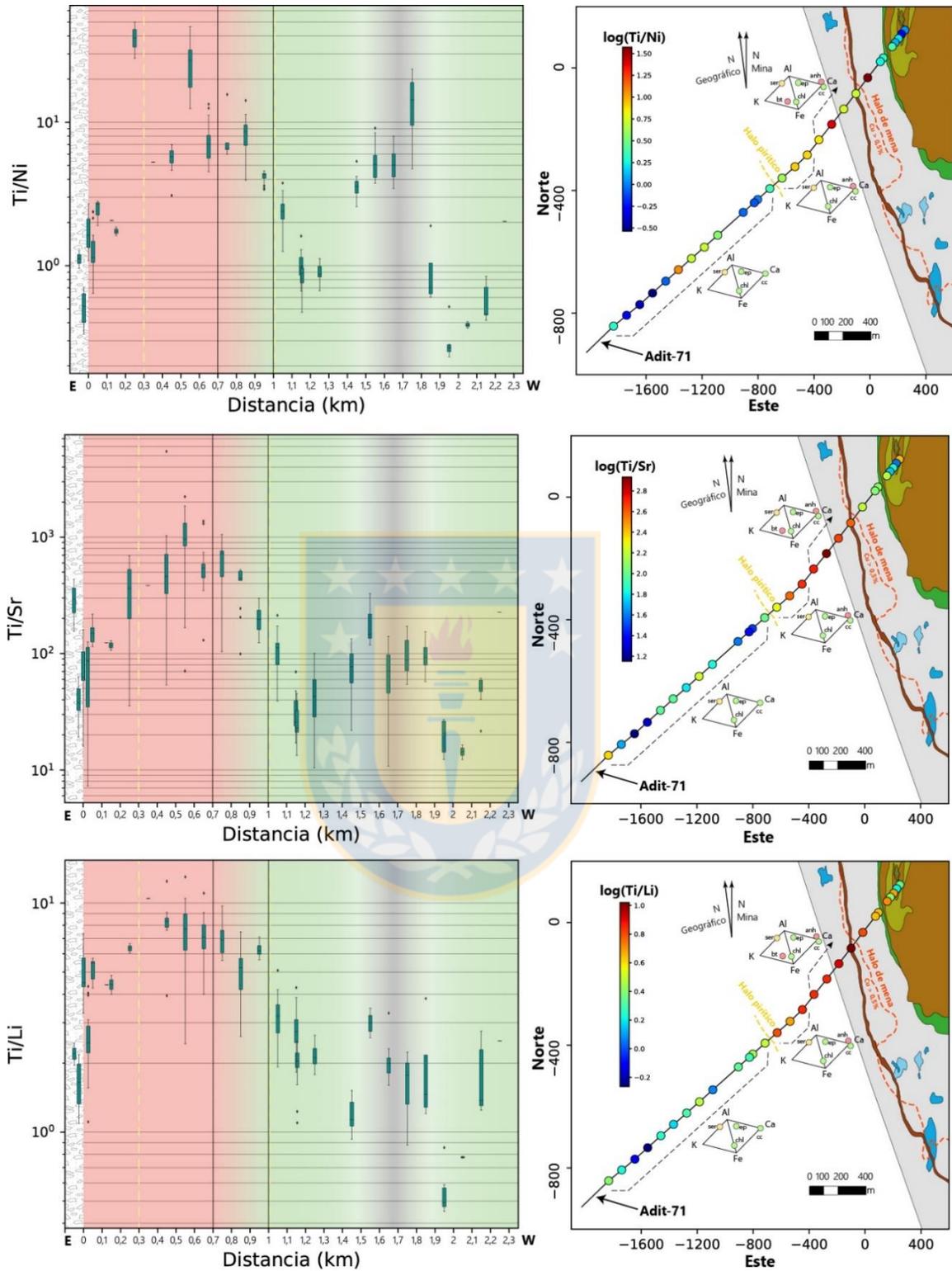
Anteriormente se discutió la dependencia termal del Ti. En términos espaciales, la temperatura disminuye desde el núcleo del sistema hidrotermal hacia los bordes de éste, y coincide simultáneamente con la disminución del Ti. Esto desencadena una serie de sustituciones que ocurren a nivel estructural, favoreciendo la incorporación de cationes de distintas valencias como compensación de cargas. De esta manera, la concentración de Ti constituye una excelente herramienta para vectorizar el centro pórfido, pues es mucho más sensible que la temperatura,

llegando a variar dos (20 - 920 ppm) o hasta tres órdenes de magnitud (lo mismo se observa en el Sc que psas de 1 a 93 ppm)), mientras que la temperatura varía entre 270-390°C. El V y Ni son otros ejemplos de elementos enriquecidos en porciones cercanas al depósito, pero a partir de la zona propilítica los patrones se distorsionan (ver capítulo 5). Otros autores, como Wilkinson *et al.* (2017) y Pacey (2017) han sugerido que estos elementos forman una anomalía positiva adyacentes al halo de mineralización y que luego sus concentraciones decaen exponencialmente, pero esto no fue observado en El Teniente.

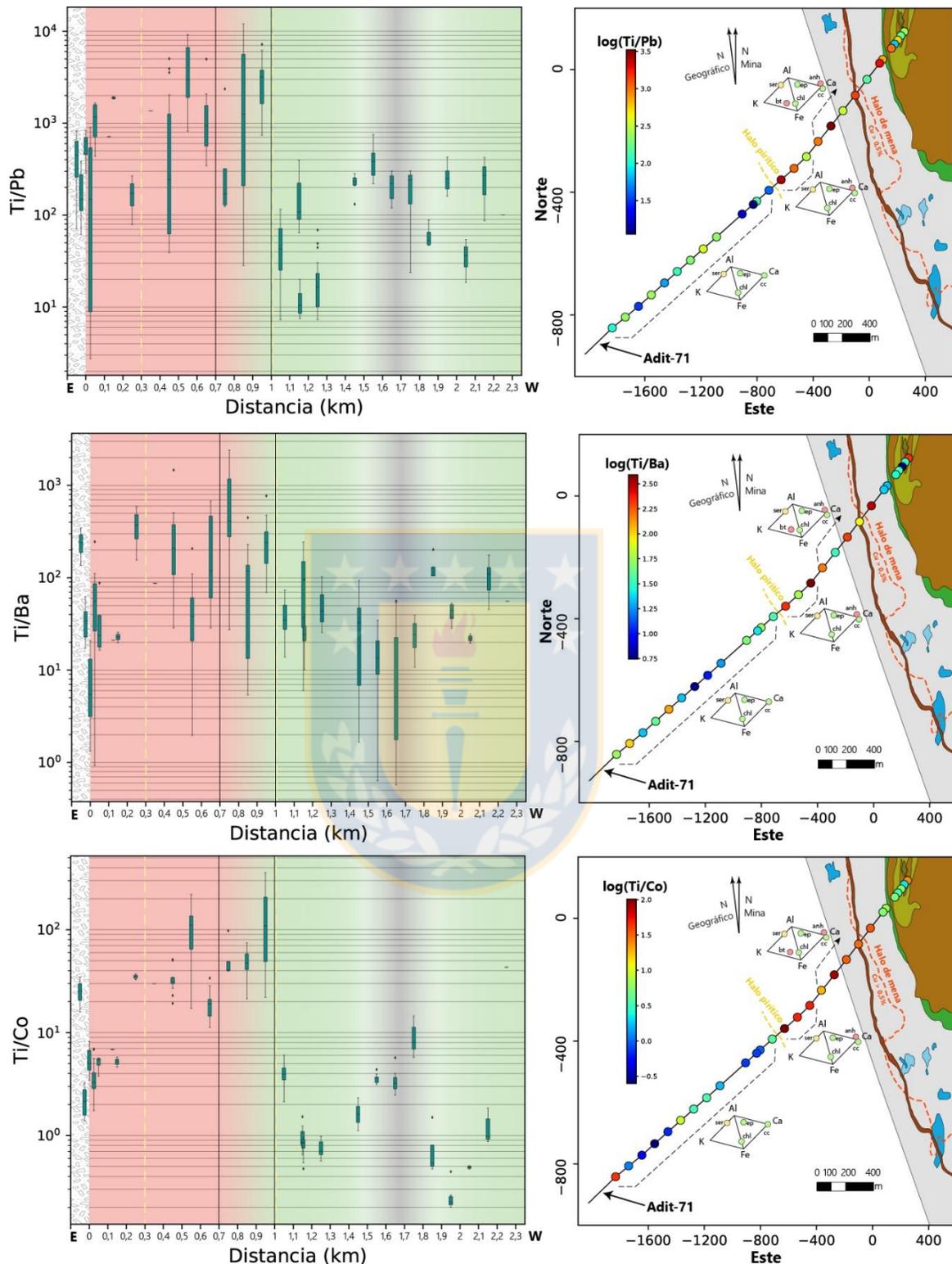
La existencia de una serie de elementos que aumentan progresivamente en las cloritas de la zona propilítica (Ej; Li, Sr, As, Co, Na, Zr), puede ser atribuida a la movilidad de estos elementos en los fluidos desde la zona potásica y parte de la zona propilítica proximal, como se ha observado en el “cluster” de pórfidos Cu-Au del distrito Northparkes, Nueva Gales del Sur, Australia (Pacey, 2017).

La creación de razones que incluyen como numerador la concentración de elementos sensibles al gradiente termal alrededor del centro del pórfido y que tienen como denominador las concentraciones de elementos progresivamente enriquecidos en las cloritas de la zona propilítica, constituyen herramientas importantes para vectorizar el centro de un depósito (Wilkinson *et al.*, 2015).

Cuando las proporciones definidas para Batu Hijau (Ti/Ni, Ti/Sr, Ti/Li, Ti/Co), se aplican en El Teniente se observa entre 2 a 4 órdenes de magnitud de diferencia entre los valores de la zona proximal con respecto a los de la zona distal, similar a lo descrito por Wilkinson *et al.*, (2015), y claramente señalizan la posición del halo de mena (Figuras 6.3 y 6.4). Particularmente la razón Ti/Li sería la razón que mejor vectoriza hacia el depósito mineral (variando 2 órdenes de magnitud, 0,3-20ppm), ya que ésta decae de forma progresiva desde la zona potásica hasta la zona propilítica (obviando la zona de alteración fílica). Wilkinson *et al.*, (2017) demostró a través de mapas de isocontenido, para las razones definidas por Wilkinson *et al.*, (2015) y algunas observadas por ellos, que para El Teniente la razón Ti/Li, sería la que mejor vectoriza el sistema. Lo mismo se visualiza en la razón Ti/Sr, pero con una mayor distorsión producto de la superposición de la alteración fílica. Esta misma alteración enmascara por completo el patrón de Ti/Ni, por lo tanto, interfiere en la utilización de esta razón como herramienta de vectorización



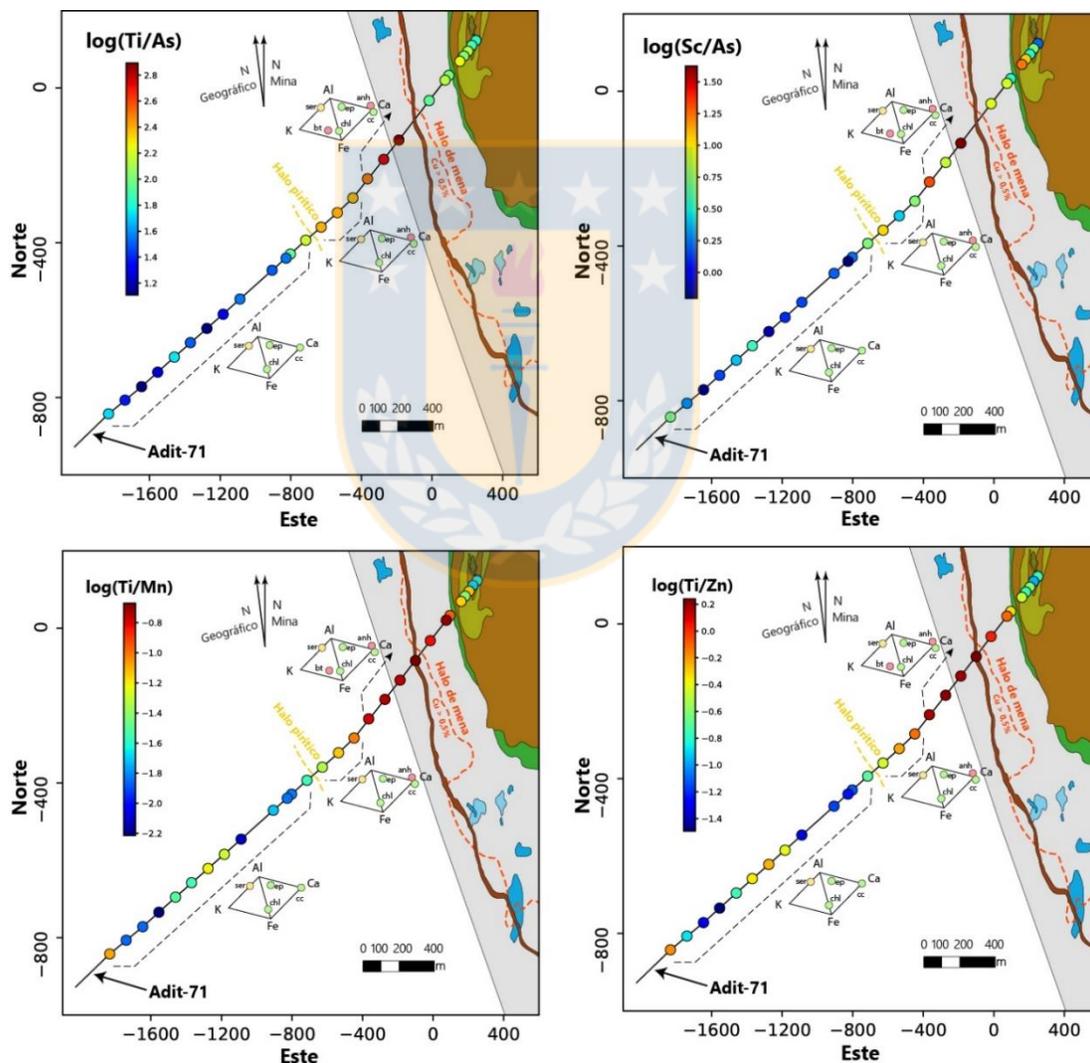
**Figura 6.3.** Razones definidas por Wilkinson *et al.*, (2015) para vectorizar PDC Ti/Ni; Ti/Sr; Ti/Li. Izquierda: *Box and whisker plot* a lo largo de perfil Adit-71, los diferentes colores hacen referencia a las distintas zonas de alteración (ver capítulo 4). Derecha: Mapa con concentraciones promedio (logaritmo) para cada una de las muestras de la zona de estudio (los colores hacen referencia a las distintas unidades del depósito (ver capítulo 3).



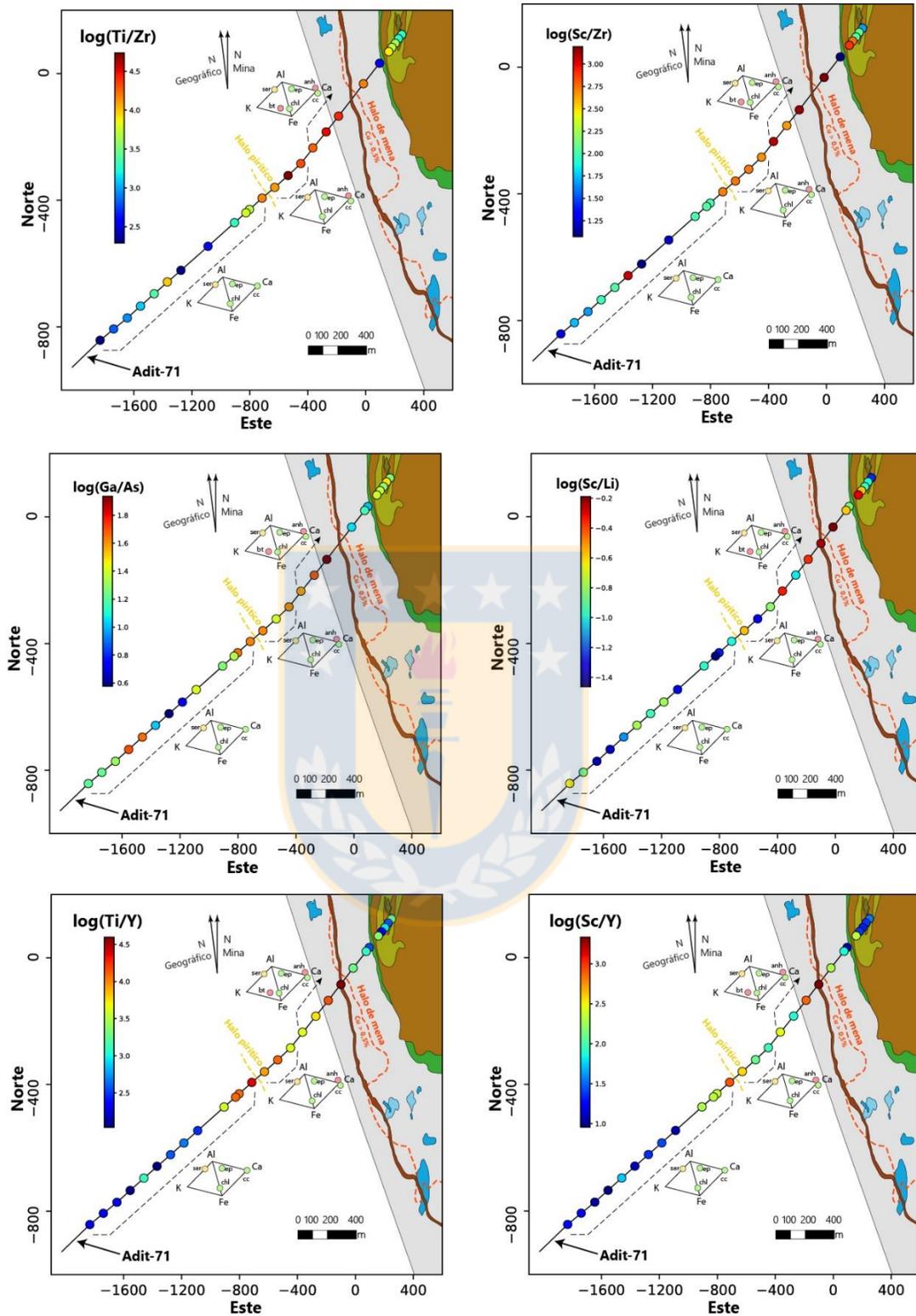
**Figura 6.4.** Razones definidas por Wilkinson *et al.*, (2015) para vectorizar PDC  $Ti/Pb$ ;  $Ti/Ba$ ;  $Ti/Co$ . Izquierda: *Box and whisker plot* a lo largo de perfil Adit-71, los diferentes colores hacen referencia a las distintas zonas de alteración (ver capítulo 4). Derecha Mapa: con concentraciones promedios (logaritmo) para cada una de las muestras de la zona de estudio (los colores hacen referencia a las distintas unidades del depósito (ver capítulo 3).

para El Teniente, al menos a lo largo del Adit-71. Tanto para las razones Ti/Pb como Ti/Ba, los resultados presentan una amplia dispersión. Aun así, los valores más elevados de estas razones (Ti/Pb, Ti/Ba) se concentran entre el halo de mena y el halo pirítico, indicando su localización. Como el Co está concentrado preferentemente en cloritas del dominio propilítico, al menos en este estudio la razón Ti/Co marca un abrupto límite, delimitando dónde comienza el halo estéril.

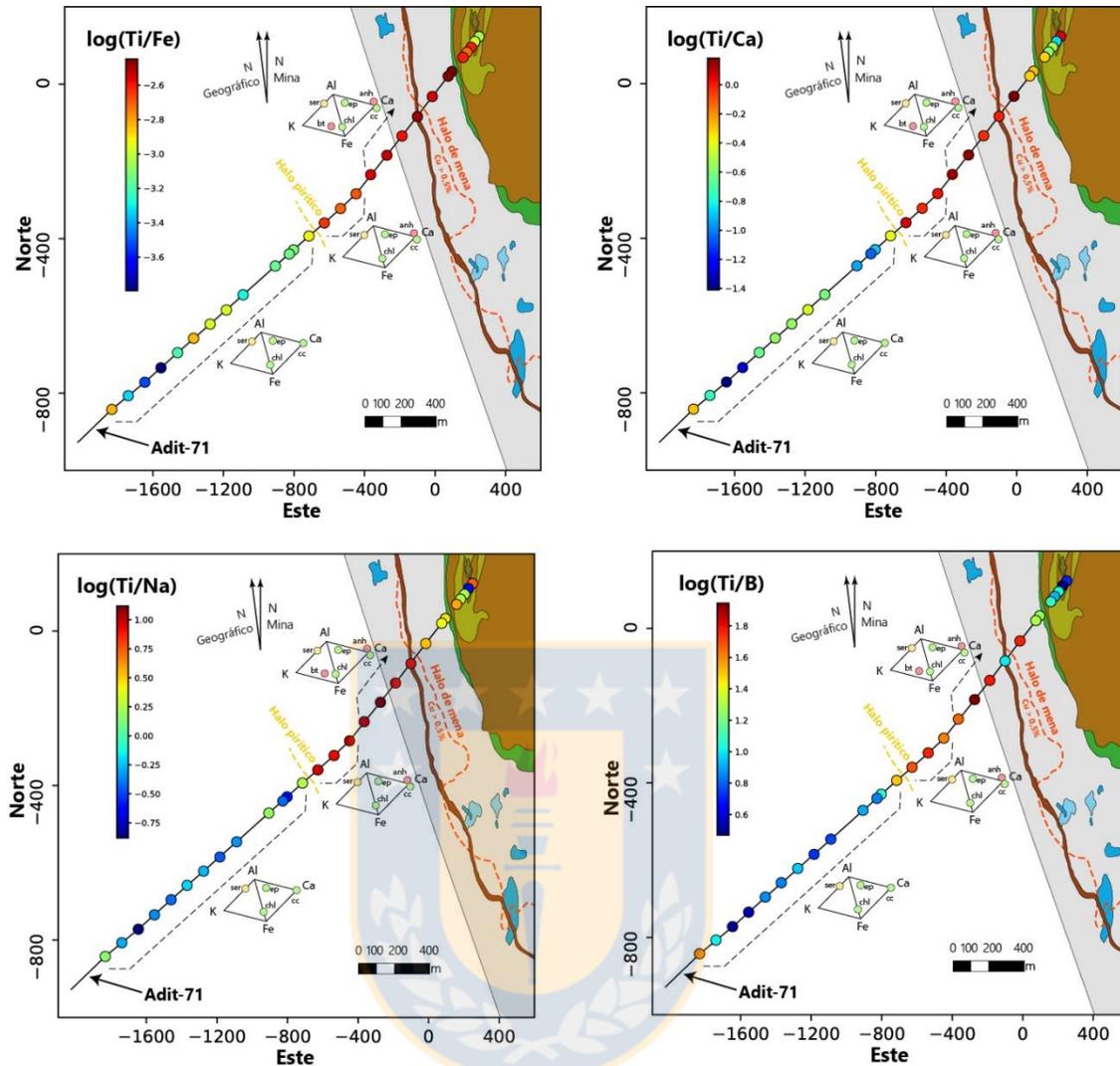
De forma similar a lo expuesto anteriormente y trabajando sobre la base de los resultados de este estudio, se pueden proponer nuevas razones (Figuras 6.5, 6.6 y 6.7), que permitan indicar y vectorizar semi cuantitativamente la distancia de un depósito mineral, tipo pórfido de cobre.



**Figura 6.5.** Mapas de razones de elementos trazas en cloritas útiles para vectoriza depósitos PDC. Las razones varían de acuerdo con el promedio medido en LA-ICP-MS, para cada análisis. Los colores simbolizan las distintas litologías del yacimiento (ver capítulo 3), se delimitan los sectores de halo de mena y halo pirítico, los romboedros indican paragénesis mineral.



**Figura 6.6.** Mapas de razones de elementos trazas en cloritas útiles para vectoriza depósitos PDC. Las razones varían de acuerdo con el promedio medido en LA-ICP-MS, para cada análisis. Los colores simbolizan las distintas litologías del yacimiento (ver capítulo 3), se delimitan los sectores de halo de mena y halo piritico, los romboedros indican paragénesis mineral.



**Figura 6.7.** Mapas de razones de elementos trazas en cloritas útiles para vectoriza depósitos PDC. Las razones varían de acuerdo con el promedio medido en LA-ICP-MS, para cada análisis. Los colores simbolizan las distintas litologías del yacimiento (ver capítulo 3), se delimitan los sectores de halo de mena y halo pirítico, los romboedros indican paragénesis mineral.

Estas razones, hasta ahora inexploradas mantienen la misma lógica que la propuesta por Wilkinson *et al.* (2015). Por ejemplo, se considera un elemento relacionado al gradiente termal, como el titanio, y una serie de elementos que se ven enriquecidos periféricamente respecto del pórfido, por acción e incorporación de los fluidos hidrotermales.

La utilización de estas razones motiva su aplicación en la búsqueda de nuevos depósitos minerales. Según Wilkinson *et al.* (2015), el potencial que ellas proveen al ser utilizadas en conjunto con datos geotermométricos determinados en las cloritas, es el de restringir el área de exploración desde un blanco inicial de unos 40 km<sup>2</sup>, a uno de aproximadamente 3 km<sup>2</sup>. Por lo

tanto, la utilización de este mineral como vector para identificar centros de sistemas hidrotermales a partir de sectores donde se reconocen dominios de alteración propilítica, proporciona por sí misma una herramienta útil para realizar posibles nuevos descubrimientos o ampliar yacimientos actualmente en operación.

Según las observaciones de las figuras antes citadas las razones que visualmente serían más útiles para realizar una prospección de un depósito tipo pórfido como El Teniente, serían Ti/As, Ti/Na, Ti/Ca y Ti/Fe y posiblemente Ti/Zr, Sc/Zr y Sc/As.

### **6.3 Evaluación de la química de las cloritas como herramienta indicativa de fertilidad de PDC.**

Wilkinson *et al.* (2017b) plantean la posibilidad de utilizar las cloritas como indicador de la fertilidad de un yacimiento tipo pórfido de cobre. Sobre la base de numerosos análisis realizados en distintos pórfidos alrededor del mundo, estos autores proponen la utilización de los contenidos de Mn y Zn en las cloritas como una herramienta que permite discriminar entre sistemas fértiles y estériles, porque en las zonas propilíticas, este mineral adquiere una alta concentración de estos metales.

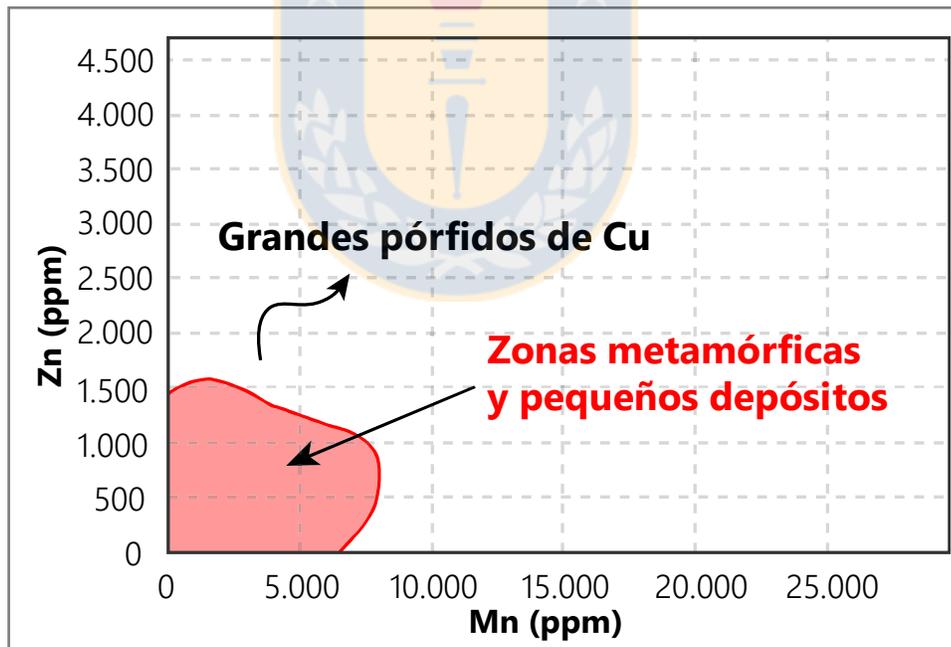
En el caso de las cloritas del Adit-71, estos elementos alcanzan su concentración máxima aproximadamente entre 1,3-1,5 km a partir desde la Brecha Braden y coinciden con el contenido máximo de estos mismos elementos de los análisis de roca total para el Adit-71. La recopilación de análisis geoquímicos en roca total, provenientes de diversos yacimientos alrededor del mundo, sugieren la formación de un halo enriquecido en Mn, Zn y Pb dentro del dominio propilítico (Pacey, 2017).

El Mn y Zn son metales que pueden ser transportados por complejos clorurados en fluidos que originan los pórfidos de cobre (Cohen, 2011). La capacidad de un elemento para ser separado dentro de la fase volátil proveniente de los fluidos magmáticos está determinada por la afinidad que éstos tengan con la concentración del anión  $\text{Cl}^-$  (Candela y Holland, 1980). En El Teniente, datos de inclusiones fluidas sugieren que la salinidad del sistema evolucionó desde salinidades iniciales de entre 1,7 a 5,1% NaCl, en la alteración potásica asociada a la etapa de mineralización

(~400°C), hasta salinidades que llegan a los 4 a 6,1% NaCl relacionada a la alteración filica (~320°C), producida por el emplazamiento de la Chimenea Braden (Klemm *et al.*, 2007).

Los gradientes en las concentraciones de Mn y Zn, al menos en la zona de alteración hidrotermal identificada en el Adit-71, puede ser explicada, entonces, por variaciones en los cambios de Cl<sup>-</sup> por efecto de la separación de fluidos salinos a medida que asciende la pluma del sistema magmático y que genera el sistema hidrotermal.

En la figura 6.8, el área en rojo delimita cloritas provenientes en su mayoría de zonas metamórficas (como señal de fondo) y pequeños depósitos de Cu (Escocia occidental, Georgetown, Harts Range, Shebandowan Greenstone Belt, Chile Central, distrito de Baguio), donde el 97,7% de los datos quedan circunscritos en esta zona. En sistemas hidrotermales grandes (El Teniente, Collahuasi, Batu Hijau) los autores indican que una proporción de los datos de las cloritas de estos depósitos se encuentran dentro de la zona roja antes mencionada, pero la mayor parte de ellos (~95%) provenientes de estos sistemas fértiles, quedan fuera de ésta.

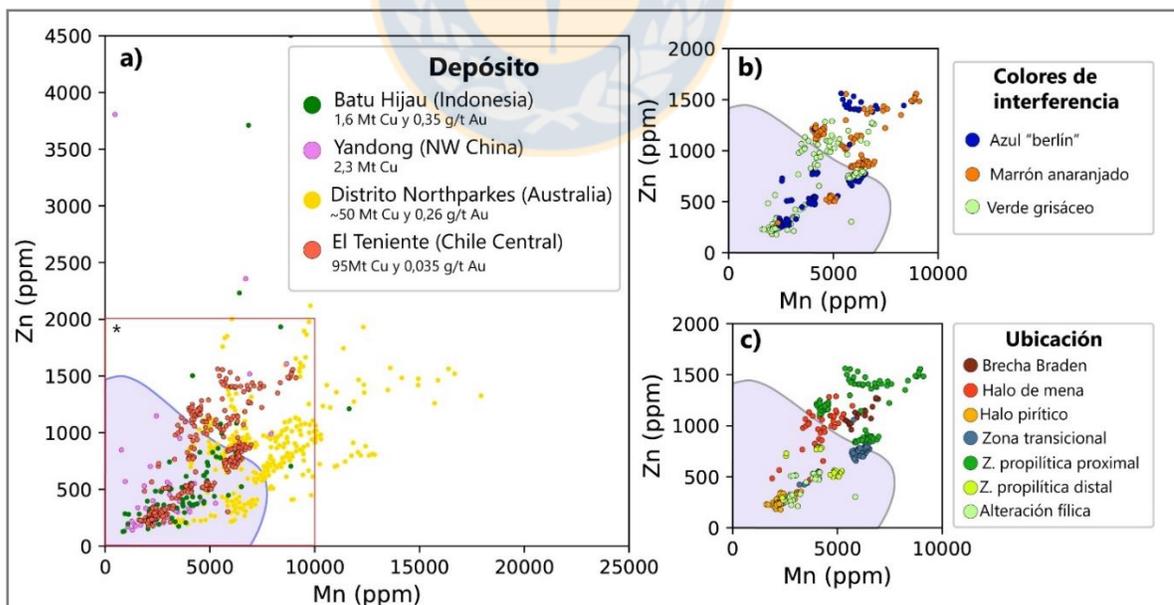


**Figura 6.8.** Diagrama Mn - Zn para evaluar potencial herramienta de fertilidad en cloritas propuesto por Wilkinson *et al.*, (2017) .

Los contenidos de Mn y Zn registrados en el Adit-71, indican que más del 50% de los análisis se ubican fuera del campo delimitado para pequeños depósitos minerales o zonas metamórficas (Figura 6.9a). Este porcentaje es menor al identificado por Wilkinson *et al.* (2017b),

probablemente porque se analizó solo un segmento de los halos de alteración del yacimiento. Analizando en detalle los tipos de cloritas que contienen las mayores concentraciones de estos metales en el Adit, se observa que corresponden a aquellas que ópticamente presentan colores de interferencia marrones-anaranjados (Figura 6.9b) y algunas azules concentradas en la zona proximal del dominio propilítico (Figura 6.9c). El máximo contenido de Mn-Zn, se alcanza adyacente al halo pirítico a unos 1,3 a 1,5 km aproximados desde la Brecha Braden.

Por lógica se esperaría que mientras mayor sea el tamaño del depósito, las concentraciones de Mn y Zn también fueran mayores. Particularmente para El Teniente, considerado un “mega” yacimiento de Cu, las cloritas deberían ser particularmente ricas en estos elementos. Sin embargo, comparando los resultados del Adit con los de otros depósitos de distintas dimensiones (Figura 6.9a), no es posible corroborar esta hipótesis. El no contar con datos periféricos de El Teniente, que permitan identificar los valores de fondo para el yacimiento, impide realizar comparaciones sobre la diferencia en las concentraciones de Mn y Zn que tienen las muestras analizadas del Adit-71 vs. aquellas de zonas estériles que contengan cloritas formadas por metamorfismo regional. Lo anterior dificulta cualquier análisis relativo sobre la fertilidad utilizando este método.



**Figura 6.9.** Diagramas Mn-Zn para evaluar fertilidad en cloritas propuesto por Wilkinson et al., (2017). a) Cloritas de El teniente, comparados con datos obtenidos por otros autores Batu Hijau (Wilkinson *et al.*, 2017), Yandong (Xiao *et al.*, 2017) y Northparkes (Pacey 2017) \* Área ampliada en: b) Cloritas del Adit-71 diferenciado por colores de interferencia y c) Cloritas del Adit-71 separado por zona de alteración. Los datos: Bracha Braden, provienen de clastos alterados dentro de esta brecha.

A pesar de lo expuesto anteriormente, cuando se aplica el límite planteado por Wilkinson *et al.* (2017) para las cloritas del Adit (zona roja Figura 6.8), es posible distinguir entre aquellas formadas durante las primeras etapas de evolución del yacimiento (alteración propilítica) y por lo tanto asociadas a la formación del depósito, de aquellas formadas o que pudieron haber sido afectadas de alguna manera por acción de fluidos con características ácidas (alteración fílica) durante el emplazamiento de la Brecha Braden, que marca el fin del sistema hidrotermal y corresponde a un evento estéril (Figura 6.9).

#### **6.4. Evolución de los fluidos y estabilidad de la clorita.**

Los múltiples pulsos magmáticos de carácter félsico en El Teniente desencadenaron una serie de eventos de brechización y alteración que afectaron al CMET y al stock Sewell. En el segmento estudiado del túnel de acceso Adit-71, se reconocen 3 dominios de alteración. En la porción proximal existe una alteración potásica reflejada por una intensa biotitización que se desarrolla prácticamente en toda la matriz de la roca. Las biotitas son reemplazadas paulatinamente por clorita hacia zonas periféricas, describiendo un dominio transicional. En el tramo final se describe un dominio propilítico caracterizado por la presencia de clorita, epidota, calcita y hematita reemplazando total o parcialmente fases minerales ferromagnesianas preexistentes.

En el ambiente hidrotermal, la clorita es altamente estable bajo condiciones de pH ligeramente ácidas a neutras; puede llegar a coexistir con minerales del grupo de la illita en ambientes donde el pH del fluido se encuentra entre 5-6 (Leach y Muchemi, 1987). Ocurre en paragénesis con una gran variedad de minerales, en un rango de temperatura que va desde los 200-300°C (Corbett y Leach, 1998).

La composición química de las cloritas en el sistema hidrotermal obedece a la interacción compleja de una serie de parámetros entre los que se encuentran la disponibilidad de elementos liberados por alteración de la roca caja o provenientes desde la misma fuente y transportados con los fluidos, la partición química de cada elemento (fluido-clorita) y las condiciones físicas y químicas predominantes.

Dependiendo de la roca caja en la que se encuentre la clorita, existe un pequeño incremento en el contenido de Mn vs. Fe/Mg, para rocas levemente diferenciadas (ver capítulo 5). Esta particularidad puede deberse a que existe una homogeneidad, en la composición química de las rocas de caja, donde se emplazó el sistema de El Teniente. Si bien se reconocieron variaciones petrográficas en las rocas del Adit-71, estas están relacionadas principalmente a la textura que ellas presentan, variando de porfídica a seriada con tamaños de grano medio, pero químicamente, las rocas del Adit son similares entre sí. Carvajal (2014), diferencia las distintas unidades del Adit-71 como variaciones entre dioritas y dioritas cuarcíferas, no obstante (Heredia 2018), concluye que la composición de éstas puede generalizarse a una composición promedio gabrodiorítica bastante homogénea y que las variaciones texturales son características para un cuerpo intrusivo como es el CMET y que son difíciles de diferenciar considerando el tipo de muestreo efectuado, por lo tanto el rol de la roca de caja no debiese influir en la composición general de las cloritas de forma significativa.

Tal como lo señalan Wilkinson *et al.* (2017), los análisis LA-ICP-MS efectuados en las cloritas de El Teniente reflejan una variación sistemática en la química mineral desde el centro mismo del depósito hacia su periferia, manifestando un patrón de zonación en función de la alteración y el halo de sulfuros. Estos antecedentes permiten suponer que la variación química está relacionada a la interacción de fluidos hidrotermales, producto de la migración desde el sistema magmático hidrotermal. La interacción de estos fluidos hidrotermales con la roca produce el desarrollo de cristales de clorita en un sistema abierto, por lo tanto, los elementos de los que se compone este mineral proceden tanto de los fluidos como de la roca de caja.

La variación espacial sistemática en el contenido de Mn, Zn y Pb en las cloritas, definen un halo alrededor del depósito, alcanzando sus concentraciones máximas en porciones cercanas al halo pirítico (a 1 km de la Brecha Braden). Esta tendencia replica los halos geoquímicos de metales base, comúnmente formados en los sistemas tipo pórfido, basados en anomalías de roca total (Chaffe, 1982), por lo que la continuidad de estos patrones descarta un control litológico primario. Cationes como Mn, Zn y Pb pueden alojarse preferentemente en los sitios octaédricos de las cloritas. Durante el metasomatismo hidrotermal, estos metales pueden incorporarse a la

estructura de este mineral. Comparando las anomalías que estos elementos presentan en las rocas de caja de diversos depósitos tipo pórfido alrededor del mundo (Pacey, 2017). La química de las cloritas potencialmente puede ser la que desarrolla esta anomalía y por lo tanto, proporciona potencialmente un indicador de fertilidad.

Los patrones de distribución de Fe y Li son similares entre sí. Estos elementos describen dos segmentos de anomalías positivas, uno, en la zona transicional y el otro en la zona de intensa cloritización (km 1,6). Estas concentraciones máximas coinciden perfectamente con aquellas zonas con cloritas que presentan colores de interferencia en un rango azul-violeta como rasgo distintivo. Se presume que el contenido de Fe está directamente relacionado a los colores de interferencia de las cloritas (ver capítulo 3). El Li es un elemento volátil que puede formar complejos clorurados a bajas actividades de  $\text{Cl}^-$  y son transportables en fases de vapor con baja salinidad (Cohen, 2011). El incremento en el contenido de Fe puede ser explicado de forma similar a lo señalado por Wilkinson *et al.* (2015) como resultado de la advección y enfriamiento de salmueras hipersalinas enriquecidas en Fe, desde el núcleo del sistema hacia la periferia.

En términos de elementos mayoritarios, el contenido de Mg y la relación Al-Si disminuyen espacialmente con respecto a la distancia del depósito. La nula existencia de correlación entre esta variación y las zonas de alteración del Adit-71 sugiere que no existe una dependencia con algún tipo de control primario litológico. De forma particular la razón Al:Si en la clorita varía como resultados de la sustitución en los sitios tetraédricos (Deer *et al.*, 2009) y está directamente relacionada a la temperatura del fluido (Cathelinau, 1988).

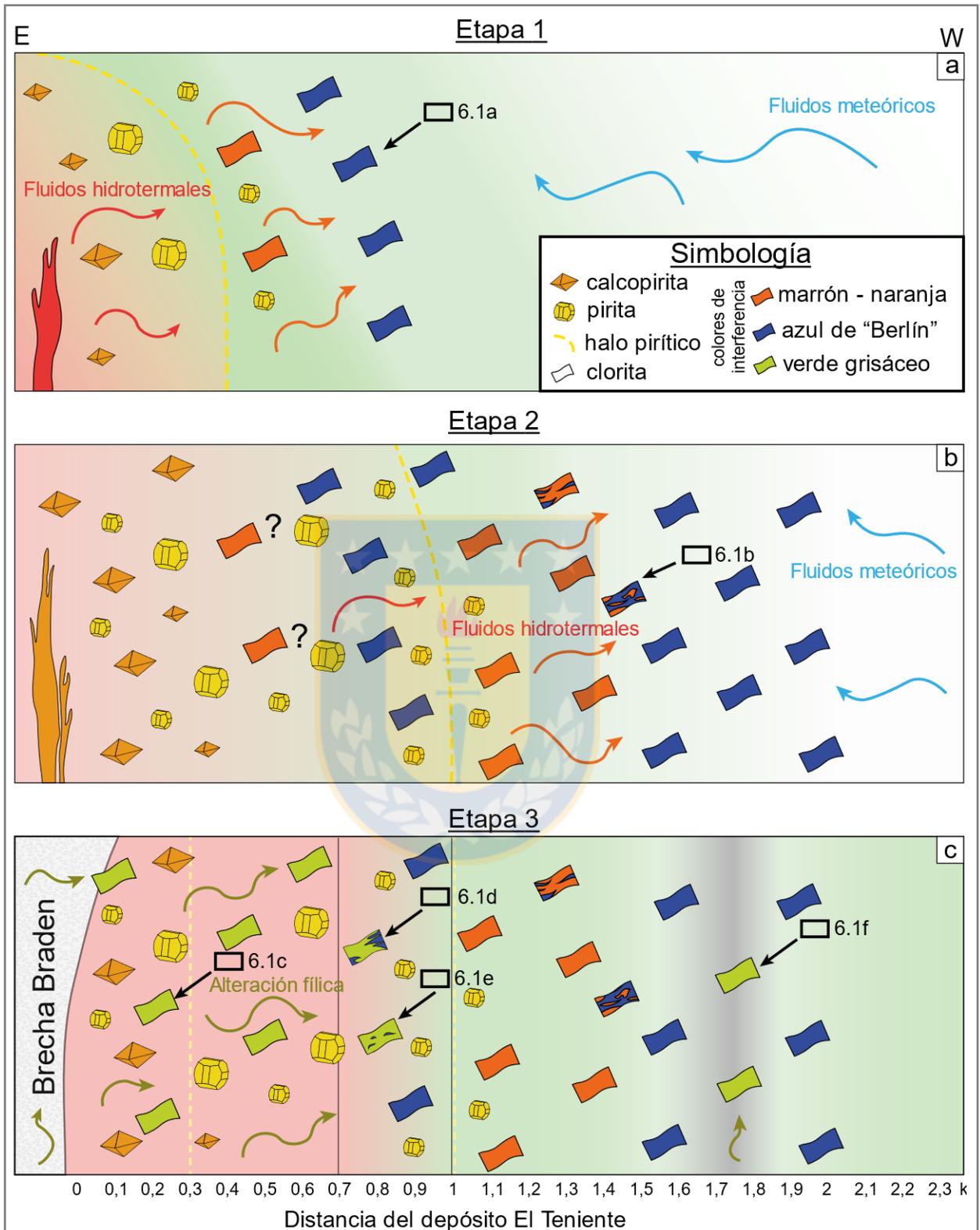
La destrucción de minerales tales como anfíboles y plagioclasas contribuyen a la incorporación de  $\text{Ca}^{2+}$ ,  $\text{Sr}^{2+}$  y  $\text{Na}^+$  (y otros cationes mono y bivalentes) a la fase fluida. El desarrollo de una asociación propilítica con fluidos de carácter neutro, estabilizó la formación de epidota y calcita a expensas de plagioclasas y a clorita junto con hematita a expensas de las fases máficas. Sin embargo, según Pacey (2017) elementos como el Sr pueden movilizarse hasta la periferia del halo propilítico de los depósitos de pórfido y, por lo tanto, el aumento distal en la concentración de estos elementos puede quedar registrada en las cloritas, como la determinada en la parte distal del Adit 71.

En el Adit 71 las concentraciones de Ti, Sc, Ga y V disminuyen desde el núcleo del depósito hacia la periferia. Los dos primeros elementos parecieran estar asociados a la temperatura de cristalización. El Ga, por su similitud geoquímica con el Al (Bernal y Railsback, 2008), estaría relacionado a la sustitución tetraédrica asociada a la temperatura del fluido. El contenido de V disminuye conforme disminuye la temperatura, pero a partir de la zona propilítica se mantiene aproximadamente constante, aumentando levemente.

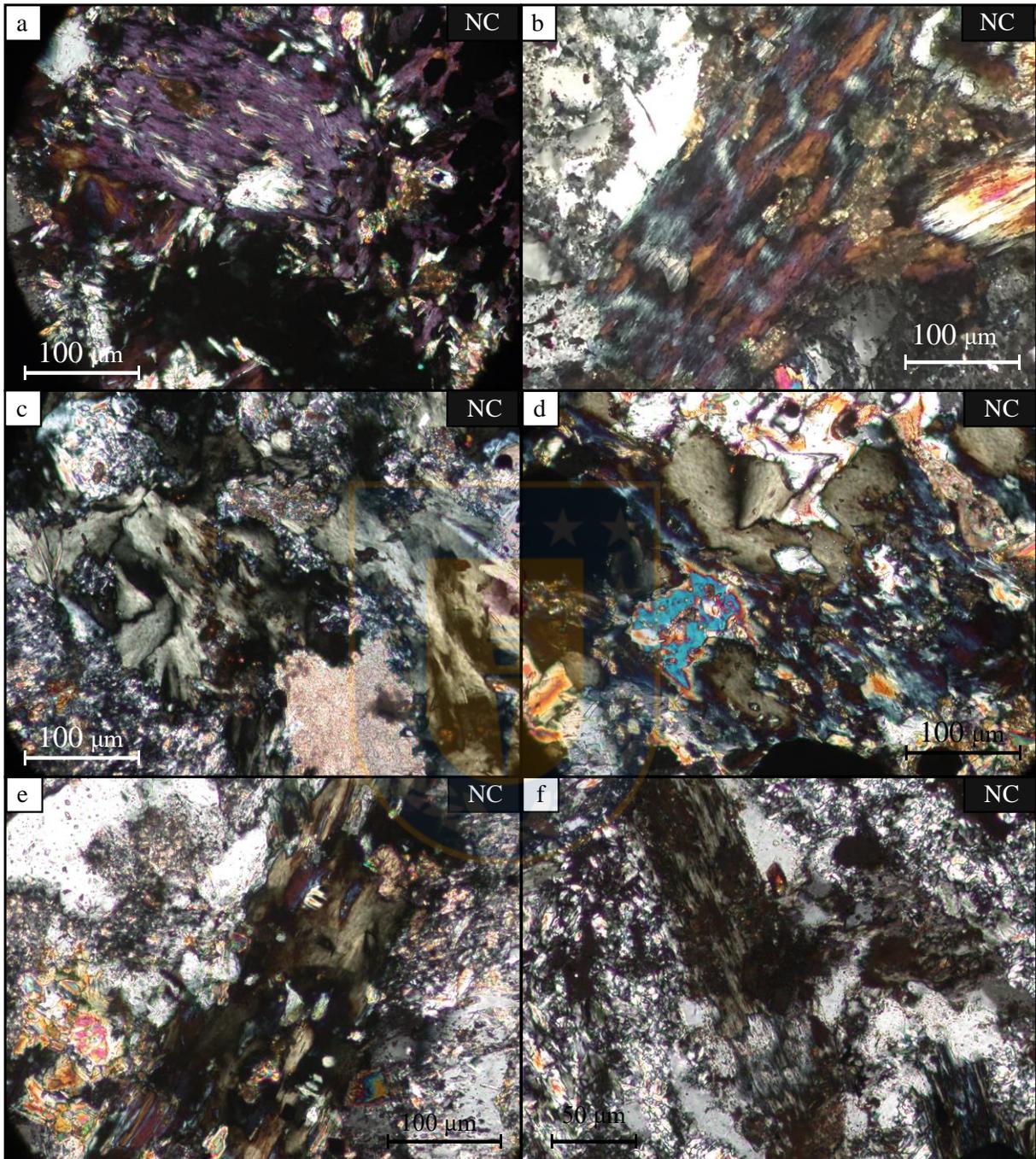
La mayor concentración de Co y As a lo largo de todo el dominio propilítico, probablemente esté influenciada por el fin del halo pirítico a una distancia aproximada de 1,0 km, puesto que la piritita es el principal mineral que aloja y consume estos elementos desde el fluido (Gregory *et al.*, 2015).

Las características observadas en las cloritas a lo largo del Adit-71 (texturas, ocurrencia y principalmente propiedades ópticas), permite deducir que estos atributos son el resultado de múltiples eventos hidrotermales sobreimpuestos. La distribución actual en los distintos tipos de cloritas, en el Adit-71 puede ser explicada por al menos dos pulsos intrusivos de mineralización y posteriormente al menos un evento estéril de carácter filico sobreimpuesto y asociado al emplazamiento de la Chimenea Braden. Cabe destacar que este modelo es consistente con las texturas y composiciones químicas determinadas por Heredia (2018) para las epidotas<sub>s.l.</sub> de esta misma zona. Las cloritas que presentan colores de interferencia azul coexisten en las mismas muestras que los cristales de alanita identificados en las zonas transicional y propilítica.

En las etapas iniciales de formación del yacimiento, un primer pulso de carácter félsico, pequeño o bastante alejado de la ubicación actual del Adit-71, pudo desencadenar los primeros halos de alteración hidrotermal, en la porción proximal de éste (Figura 6.10a). La migración de los fluidos habría iniciado el desarrollo de proto-zonas tanto de alteración potásica como propilítica. Esta primera etapa de alteración pudo desarrollar, en la zona periférica del sistema, una zona rica de cloritas férricas (Fotomicrografía 6.1a), reconocibles bajo microscopio óptico, por su color de interferencia característico en tonos azul "Berlín", mientras que al interior del sistema dominarían cloritas más magnesianas. LA zonación de Fe-Mg ya ha sido visualizada antes en otros sistemas de tipo pórfido (Neal *et al.*, 2017), demostrando una disminución del #Mg hacia la periferia del depósito.



**Figura 6.10.** Etapas de evolución de los dominios de alteración y halos de mineralización del túnel Adit-71, acceso principal de las labores del yacimiento El Teniente. a) Etapa inicial, desarrollo inicial de la zonación química en las cloritas. b) Segunda etapa, continua el desarrollo de la zonación química mineral. c) Intrusión de la brecha Braden y desarrollo de alteración filica.



**Fotomicrografía 6.1.** Colores de interferencia anómalos identificados en las cloritas, de acuerdo con la evolución de los fluidos en El Teniente. NC: nicoles cruzados a) Color azul de “Berlín” característico de las cloritas de composición más férrica en la zona transicional. b) Evidencia de la coexistencia de dos generaciones de clorita; azul Berlín y marrón-anaranjadas. c) cloritas magnesianas de coloración gris-verdoso. d, e y f) remplazo de cloritas grises, sobre cristales de color azul, producto de la serie de eventos filicos.

Un segundo pulso (o pulsos) de características similar al anterior pudo ampliar la zonación de la alteración, extender la zona de cloritas férricas a porciones más distales y desplazar el halo pirítico a una posición más externa (Figura 6.10b). Los fluidos hidrotermales provenientes de este segundo evento intrusivo pudieron o no (dependiendo de su ubicación espacial), influenciar algunas zonas del túnel de acceso Adit-71. Las dos generaciones de cloritas observadas en la porción propilítica adyacente al halo de pirita (Fotomicrografía 6.1b), pueden reflejar una estabilización de las cloritas frente a la acción de esta serie de fluidos. En la sección proximal del túnel, todo indicio de cloritas previamente formadas se encuentra obliterada por el último proceso de alteración.

Finalmente, la alteración fílica asociada a la intrusión de la Chimenea Braden (Figura 6.10c), produce la cristalización de cloritas muy ricas en Mg, con colores de anisotropía anómalos, en tonos verdes grisáceos (Fotomicrografía 6.1c). Según los datos geotermométricos, esta última serie de fluidos habrían afectado termalmente las rocas del ADIT por una distancia de ~300m. No obstante, existen evidencias de reemplazo y crecimientos de cristales de esta tercera generación de cloritas, sobre cristales con colores azul hasta aproximadamente los 700m (Fotomicrografía 6.1 d y e). Cerca del km 1.8, ocurre puntualmente una alteración fílica, posiblemente favorecida por estructuras cercanas y asociadas al emplazamiento de la Brecha Braden provocando la cristalización de cloritas en vetillas similares a las descritas para la zona potásica (Fotomicrografía 6.1f), aunque su temporalidad debiese ser corroborada a partir de dataciones radiométricas.

## 7. CONCLUSIONES Y RECOMENDACIONES

### 7.1 Conclusiones

La composición química de las cloritas hidrotermales presentes a lo largo del Adit-71, túnel de acceso al depósito de tipo pórfido de cobre de El Teniente, constituye una herramienta potencial para detectar la proximidad de un depósito tipo pórfido cuprífero, como lo sugieren las razones planteadas por Wilkinson *et al.*, 2015 y las propuestas en esta investigación.

Los patrones de zonación de los elementos minoritarios y trazas en la química mineral de las cloritas a lo largo del perfil de ~2,3 km, entre los que se encuentran: Li, B, Na, Ca, Sc, Ti, V, Mn, Co, Ni, Zn, Ga, As, Sr, Y, Zr, La, Ce, Pb y U, son el resultado tanto de la incorporación de elementos desde los fluidos derivados del sistema hidrotermal, como de la compleja interacción entre éstos y los minerales progenitores de la clorita (piroxeno, anfíbol y biotita).

Se reconocieron tres tipos de patrones de distribución de elementos a lo largo del Adit-71. Grupo I: elementos enriquecidos en las zonas próximas al depósito y cuyas concentraciones decrecen exponencialmente al alejarse de él: Mg, Al, Sc, Ti, Ga y probablemente V. Grupo II: formado por aquellos elementos cuyos contenidos aumentan hacia zonas distales: Li, B, Na, Si, Ca, Fe, Co, Ga, As, Sr, Y, Zr, La, Ce y U. Grupo III: formado por aquellos elementos que alcanzan su concentración máxima en la zona propilítica, muy cercana al halo de mena a una distancia aproximada de 1,5km: Mn, Cu, Zn y Pb.

Las razones obtenidas entre las concentraciones de un elemento enriquecido en la porción proximal del sistema (Grupo I) y un elemento enriquecido hacia la zona distal (Grupo II), pueden ser utilizada de manera semicuantitativa para la exploración de pórfidos de cobre, permitiendo vectorizar la posición de estos depósitos. Dentro de las razones definidas por Wilkinson *et al.*, (2015) la razón Ti/Li es la que mejor vectoriza el sistema. Se proponen, además las razones Ti/As, Ti/Na, Ti/Ca y Ti/Fe y posiblemente Ti/Zr, Sc/Zr y Sc/As útiles para la prospección de depósitos tipo pórfido de Cu

Las concentraciones de Ti demuestran una relación positiva con la temperatura de cristalización de las cloritas. Asimismo, los resultados de este estudio sugieren la posibilidad de que exista una

relación entre las concentraciones de Sc y la temperatura de cristalización de este mineral, aunque no es posible descartar el efecto de herencia debido a la química original de los minerales progenitores de la clorita.

Los contenidos de Mn y Zn en este mineral plantean una oportunidad, pueden ser utilizados como una herramienta para discriminar, entre un sistema hidrotermal fértil de un sistema estéril (Wilkinson *et al.*, 2017), Las altas concentraciones de estos elementos (5000 ppm Mn y 1500 ppm Zn) son indicio de un depósito de carácter económico. En el Adit-71 las concentraciones máximas de Mn y Zn, se alcanzan adyacentes al halo pirítico a unos 1,3 a 1,5 km desde la Brecha Braden y corresponden a cloritas con colores de interferencia marrón anaranjados.

Las texturas y ocurrencias de la clorita no entregan una información relevante en términos de exploración, más bien caracterizan la alteración donde se presentan. Sin embargo, la característica más distintiva, que puede tener cierta influencia en el desarrollo de exploración de sistemas tipo pórfido, son las variaciones de los colores de interferencia que ellas presentan. Estos colores, son un reflejo de la composición química, en términos de sus componentes principales y, por lo tanto, permiten realizar una caracterización cualitativa sobre su composición.

En la transecta se reconocieron 3 colores de interferencia diferentes en las cloritas: azul-violeta (Zona transicional y Zona propilítica distal), marrón-anaranjado (Zona propilítica proximal) y verde-grisáceo (zona potásica y fílica). La distribución de éstas y su relación con los dominios de alteración a lo largo del túnel son concluyentes con el modelo multipulso propuesto para El Teniente y coinciden perfectamente con la zonación química y textural documentada por Heredia, (2018) para esta misma zona. El segmento estudiado del Adit-71, habría sido formado por al menos dos pulsos de alteración/mineralización al que posteriormente se le habría sobrepuesto el desarrollo de una alteración fílica, producto del emplazamiento de la Brecha Braden y localmente en el dominio propilítico, favorecido por zonas de debilidad estructural en zonas distales.

Esta investigación aporta nueva información a partir de las características petrográficas y la química de las cloritas de alteración hidrotermal formadas en El Teniente que pueden ser utilizadas para la prospección de nuevos depósitos económicos tipo pórfido de Cu.

## 7.2. Recomendaciones

La principal dificultad que se enfrentó en este estudio fue la contaminación analítica en datos obtenidos mediante LA-ICP-MS. La clorita, al ser un mineral de alteración y presentarse en numerosas ocasiones junto a pequeños agregados de rutilo, e inclusiones de apatito, esfeno, circón, entre otros. Esto dificultó la obtención de análisis composicionales libres de contaminación con estos minerales. De los 870 análisis de LA-ICP-MS realizados, solo quedan 308 luego de eliminar la contaminación de Ti, K, Ca, Na, Cu, debido a la presencia de inclusiones. Se decidió tomar en consideración aquellos análisis contaminados con REE, Y y Zr, para no reducir aún más el espacio muestral (1/5), pero con el cuidado de descartar estos datos en la evaluación de los elementos con comportamiento geoquímico similar.

Se recomienda para estudios posteriores utilizar un diámetro menor de la medición con ablación láser, al usado en esta investigación (40 y 60  $\mu\text{m}$ ), para reducir al máximo datos de clorita contaminado con otras fases indeseadas.

Las muestras del Adit-71, representan en el espacio una línea en una dimensión, por lo tanto, existen limitaciones para conocer en un contexto más amplio la evolución espacial de los fluidos que originaron los halos de alteración y mineralización en El Teniente. Se recomienda complementar este estudio, con cloritas formadas por metamorfismo regional de zonas aledañas a El Teniente y que sean estériles, para considerar la señal de fondo de la zona. Además, pese a que existe un trabajo previo de Wilkinson *et al.* (2017) éstos no estudiaron petrográficamente las cloritas, ni observaron las variaciones en los colores de interferencia de las cloritas. La ausencia de tablas de valores en su trabajo no permitió comparar sus resultados con los de esta Memoria. Por lo tanto, sería ideal contar con muestras alrededor del depósito, que sigan la misma metodología planteada en esta investigación, de manera que contemple una grilla sistemática tanto en superficie, como en profundidad, para obtener una comprensión en tres dimensiones de la evolución del sistema hidrotermal y verificar la zonación de los colores de interferencia para comprobar el modelo propuesto para la alteración/mineralización.

## 8. REFERENCIAS.

- AGUIRRE, L. 1960. Geología de Los Andes de Chile Central. Provincia de Aconcagua. Instituto de Investigaciones Geológicas, Chile. Bol. N°9: 60 pp. Santiago.
- AHN, J. y PEACOR, D. 1985. Transmission electron microscopic study of diagenetic chlorite in Gulf Coast argillaceous sediments. *Clays and Clay Minerals*. Vol. **33**: 228-36.
- ALVARADO F. 2016. Evolución tectonoestratigráfica de la Cordillera Principal Occidental, entre 34°20'S Y 34°40'S, Chile Central. Tesis de Título, Departamento de Geología, Universidad de Chile. 123 pp. Santiago.
- ÁLVAREZ, P.; AGUIRRE-URRETA, M.; GODOY, E. & RAMOS, V. 1997. Estratigrafía del Jurásico de la Cordillera Principal de Argentina y Chile (33°45'-34°00' LS). *Congreso Geológico Chileno N° 8*. Actas **1**: 425-429. Antofagasta.
- ARÉVALO, A. y FLOODY, R. 1995, Estudio Geometalúrgico del mineral a explotar a mediano y largo plazo. Capítulo 1, Modelo Global de Alteración y Mineralización: Internal report, Superintendencia de Geología, El Teniente, CODELCO-Chile. 16pp.
- ARREDONDO, C. 1994. Distribución, caracterización y génesis de los cuerpos de brecha ubicados en el sector central-este del yacimiento El Teniente. Tesis de Título, Departamento de Geología, Universidad de Chile. 137 pp. Santiago.
- ASPANDIAR, M. y EGGLETON, R. 2002. Weathering of chlorite I: Reactions and products in microsystems controlled by the primary mineral. *Clays and Clay Minerals*. Vol. **50**: 685-698.
- BAILEY, S. 1980. Structures of layer silicates, en: Crystal Structures of Clay Minerals and their X-ray Identification. *Mineralogical Society Monography*. Vol. **5**: 1-123. London.
- BAILEY, S. 1988. Chlorites: Structures and crystal chemistry. En Hydrous phyllosilicates. Reviews in Mineralogy. *Mineralogical Society of America*. Vol. **19**: 347-402.
- BALLANTYNE, G. 1981. Chemical and Mineralogical Variations in Propylitic Zones Surrounding Porphyry Copper Deposits. PhD thesis. University of Utah, USA (inérito).
- BAYLISS, P. 1975. Nomenclature of trioctahedral chlorites. *Canadian Mineralogist*. Vol. **13**: 178-180.
- BELOV, N. 1950. Ocherki po strukturnoy mineralogii (Essays in structural mineralogy). *Mineralogicheskii Sbornik Lvovskogo Geologicheskogo Obshchestva*. Vol. **4**: 21-34.
- BERNAL, J. Y RAILSBACK, L. 2008. Introducción a la Tabla Periódica de los Elementos y sus Iones para Ciencias de la Tierra. *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*. Vol. **25**: 236-246.
- BOYNTON, W. 1984. Cosmochemistry of the rare earth elements: meteorite studies. *Developments in geochemistry*. Vol. **2**:63-114.
- BURGOS, L. 2002. Petrografía y Geoquímica de la Diabasa y Diques Basálticos que constituyen las "Andesitas de la Mina" en el yacimiento El Teniente, VI región, Chile. Memoria para optar al

- Título de Geólogo. Universidad de Concepción, Departamento Ciencias de la Tierra (Inédito): 108 pp. Concepción.
- CAMUS, F. 1975. Geology of the El Teniente Orebody with Emphasis on Wall-Rock Alteration. *Economic Geology*. Vol. **70**: 1.341-1.372.
- CAMUS, F. 2002, The Andean Porphyry Systems. In Porter, T. M., Ed., Super Porphyry Copper and Gold Deposits: A Global Perspective. *1st ed.: Adelaide, PGC Publishing*: 45–63.
- CANDELA, P. y HOLLAND, H. 1986. A mass transfer model for copper and molybdenum in magmatic hydrothermal systems; the origin of porphyry-type ore deposits. *Economic Geology*. Vol. **81**, N° **1**: 1p.
- CANNELL, J. 2004. El Teniente Porphyry Copper-molybdenum Deposit, Central Chile. Degree of Ph.D. University of Tasmania: 317 pp. Hobart.
- CANNELL, J.; COOKE, D.; WALSH, J. y STEIN, H. 2005. Geology, mineralization, alteration, and structural evolution of the El Teniente porphyry Cu-Mo deposit. *Economic Geology*. Vol. **100**: 979–1003.
- CANNELL, J.; COOKE, D.; WALSH, J. y STEIN, H. 2007, Geology, mineralization, alteration and structural evolution of the El Teniente porphyry Cu-Mo deposit - a reply: *Economic Geology*. Vol. **102**: 1171–1180.
- CARVAJAL, F. 2014. Petrografía y petrología del sector suroeste del depósito El Teniente. Memoria para optar al Título de Geólogo. Universidad de Concepción, Departamento Ciencias de la Tierra (Inédito): 158 pp. Concepción.
- CATHELINÉAU, M. 1988. *Cation site occupancy in chlorites and illites as a function of temperature*. *Clay Minerals*. Vol. **23**: 471-485.
- CATHELINÉAU, M. y NIEVA, D. 1985. A chlorite solid solution geothermometer the Los Azufres (Mexico) geothermal system. *Contributions to Mineralogy and Petrology*. Vol. **91**. 235-244.
- ČERNÝ, P. 1970. Compositional variations in cookeite. *The Canadian Mineralogist*. Vol. **10**: 636-47.
- CHAFFEE, M. 1982. A geochemical study of the Kalamazoo porphyry copper deposit, Pinal County, Arizona. *Advances in geology of the porphyry copper deposits, Southwestern North America*. The Arizona University Press, Tucson. 211-224.
- CHARRIER, R. 1979. E1 Triásico en Chile y regiones adyacentes de Argentina: una reconstrucción paleogeográfica y paleoclimática. *Comunicaciones*. Vol. **26**: 1-37. Santiago.
- CHARRIER, R. 1981. Mesozoic and Cenozoic stratigraphy of de Central Argentinian-Chilean Andes (32°-35°S) and chronology of their tectonic evolution. *Zentralblatt für Geologie und Paläontologie*. Part I, **1**: 344-355. Stuttgart.
- CHARRIER, R. y MUNIZAGA, F. 1979. Edades K/Ar de volcánicas cenozoicas del sector cordillerano del Río Cachapoal, Chile (34°15' Lat. Sur). *Revista Geológica de Chile*. Vol. **7**: 41-51.

- CHARRIER, R. y MUÑOZ, N. 1994. Jurassic-Cretaceous paleogeographic evolution of the Chilean Andes at 23°-24°S Latitude and 34°-35°S Latitude: a comparative analysis. *Tectonics of the Southern Central Andes*, Springer-Verlag. 233-242.
- CHARRIER, R.; 1973. Geología de las Provincias O'Higgins y Colchagua. Instituto de Investigación de Recursos Naturales (IREN). Publicación N° 7. Santiago.
- CHARRIER, R.; BAEZA, O.; ELGUETA, S.; FLYNN, J.; GANA, P.; KAY, S.; MUÑOZ, N.; WYSS, A. y ZURITA, E. 2002. Evidence for Cenozoic extensional basin development and tectonic inversion south of the flat-slab segment, southern Central Andes, Chile (33°- 36°S.L.). *Journal of South American Earth Sciences*. Vol. **15**: 117-139.
- CHARRIER, R.; BAEZA, O.; ELGUETA, S.; FLYNN, J.; GANS, P.; KAY, S.; MUNOZ, N.; WYSS, A. y ZURITA, E. 2002. Evidence for Cenozoic extensional basin development and tectonic inversion south of the flat-slab segment, southern central Andes, Chile (33-36 S.L.). *Journal of South American Earth Sciences*. Vol. **15**: 117-139.
- CHARRIER, R.; FLYNN, J.; WYSS, A.; ZAPATTA, F. y SWISHER III, C. 1997. Antecedentes bio y cronoestratigráficos de la Formación Coya-Machali—Abanico, entre los Rios Maipo y Teno (33 55 y 3510 LS), Cordillera Principal, Chile Central. *VIII Congreso Geológico Chileno. Actas I*: 465-469.
- CHARRIER, R.; PINTO, L. & RODRIGUEZ, M. 2007. Tectonostratigraphic evolution of the Andean Orogen in Chile. *The Geology of Chile*. Moreno, T. & Gibbons, W. The Geological Society: 21-114. London.
- CHARRIER, R.; WYSS, A.; FLYNN, J.; SWISHER III, C.; MARK, N.; ZAPATTA, F.; MCKENNA, M. y NOVACEK, N. 1996. New evidence for Late Mesozoic-Early Cenozoic evolution of the Chilean Andes in the upper Tinguiririca Valley (35°S) central Chile. *Journal of South American Earth Sciences*. Vol. **9**: 393-422.
- CODELCO 2003. Estándares y Metodologías de Trabajo para Geología de Minas, Capítulo 2. Superintendencia de Geología, CODELCO Chile, División El Teniente (Inédito): 1-25. Rancagua.
- COHEN, 2011. Compositional variations in hydrothermal white mica and chlorite from wall-rock alteration at the Ann-Mason porphyry copper deposit, Nevada. MSc Thesis, Oregon State University 138pp.
- COOKE, D.; BAKER, M.; HOLLINGS, P.; SWEET, G.; CHANG, Z.; DANYUSHEVSKY, L.; GUILBERT, S.; ZHOU, T.; WHITE, N.; GEMMELL, J. y INGLIS, S. 2014a. New Advances in Detecting the Distal Geochemical Footprints of Porphyry Systems - Epidote Mineral Chemistry as a Tool for Vectoring and Fertility Assessments. *Building Exploration Capability for the 21st Century, SEG Special Publication*. N° **18**: 127-152. Colorado, USA.
- COOKE, D.; HOLLINGS, P. y WALSHE, J. 2005. Giant Porphyry Deposits: Characteristics, Distribution, and Tectonic Controls. *Economic Geology*. Vol. **100**: 801-18.
- COOKE, D.; HOLLINGS, P.; WILKINSON, J. y TOSDAL, R. 2014b. Geochemistry of Porphyry Deposits. *Treatise on Geochemistry (2nd Edition)*. Vol. **13**: 357-76. Oxford.

- CORBETT, G.; Y LEACH, T. 1998. Southwest Pacific Rim gold-copper systems: structure, alteration, and mineralization. *Boulder, Co: Society of Economic Geologists*. N° 6.
- COX, K.; BELL, J. y PANKHURST, R. 1979. The Interpretation of Igneous Rocks, 1979. *George Allen and Union*. Vol. 450. London.
- CUADRA, P. 1986. Geocronología K-Ar del Yacimiento El Teniente y áreas adyacentes. *Revista Geológica de Chile*. N° 27: 3-26. Santiago.
- CUADRA, P. 1992 - Geocronología yacimiento El Teniente y áreas adyacentes: informe de situación, Superintendencia Geología de El Teniente, CODELCO-CHILE. *Internal Report GL-397*. 34pp.
- DE CARITAT, P.; HUTCHEON, I. y WALSH, J. 1993. Chlorite geothermometry. A review. *Clays and Clay minerals*. Vol. 41: 219-239.
- DECKART, K.; SILVA, W.; SPRÖHNLE, C., y VELA, I. 2014. Timing and duration of hydrothermal activity at the Los Bronces porphyry cluster: An update. *Mineralium Deposita*. Vol 49:, 535-546.
- DEER, W.; HOWIE, R. y ZUSSMAN, J. 1992. An introduction to the rock forming minerals. 2nd Ed. Longman.: 696PP. England.
- DEER, W.A., HOWIE, R.A. AND ZUSSMAN, J. 2009. Rock Forming Minerals 3B: Layered Silicates Excluding Micas and Clay Minerals. 2nd Edition: Geological Society of London.
- DELANEY, P. 1986. Conductive cooling of dikes with temperature-dependent thermal properties and heat of crystallization. *USGS Open File Report N° 86-444*: 69 pp.
- DERAKHSHANI, R. y ABDOLZADEH, M. 2009. Mass Change Calculations During Hydrothermal Alteration/Mineralization in the Porphyry Copper Deposit of Darrehzar, Iran. *Research Journal of Environmental Sciences*. Vol. 3: 41-51.
- DILLES, J.; EINAUDI, M. PROFFETT, J. y BARTON, M. 2000. Overview of the Yerington porphyry copper district - Magmatic to non-magmatic sources of hydrothermal fluids - Their flow paths and alteration effects on rocks and Cu-Mo-Fe-Au ores. *Society of Economic Geologists Guidebook Series*. Vol. 32: 55-66.
- DJOUKA-FONKWE, M.; KYSER, K.; CLARK, A.; URQUETA, E.; OATES, C. y IHLENFELD, C. 2012. Recognizing Propylitic Alteration Associated with Porphyry Cu-Mo Deposits in Lower Greenschist Facies Metamorphic Terrain of the Collahuasi District, Northern Chile - Implications of Petrographic and Carbon Isotope Relationships. *Economic Geology*. Vol. 107: 1457-1478.
- DUARTE, P. 2000. Caracterización geológica y geotécnica del pórfido dacítico El Teniente: Unpublished Honours thesis. Universidad de Chile. 80pp. Santiago, Chile.
- ESSENE, E. y PEACOR, D. 1995. Clay mineral thermometry-A critical perspective. *Clays and clay minerals*. Vol. 43: 540-553.

- FALCÓN, M. y RIVERA, O. 1998. Estudio geológico distrital de la División El Teniente de CODELCO-Chile, escala 1:25.000. Informe inédito. Vicepresidencia de Exploraciones y Asociaciones Mineras, CODELCO Chile, 108 pp. Santiago, Chile.
- FARIAS, M. 2007. Tectónica y erosión en la evolución del relieve de los Andes de Chile central durante el Neógeno. Tesis para optar al Grado de Doctor en Ciencias, mención Geología. Universidad de Chile, Departamento de Geología (Inédito): 194 pp., Santiago.
- FAUNES, A. 1981. Caracterización de la mineralogía y de la alteración en un sector del stock tonalítico del yacimiento El Teniente. M.Sc. thesis, Universidad de Chile. 175 p. Santiago.
- FOCK, A. 2005. Cronología y tectónica de la exhumación en el Neógeno de los Andes de Chile central entre los 33° y los 34°S. Tesis de Ms.C., Universidad de Chile, Departamento de Geología. 179 pp. Santiago.
- FOSTER, M. 1962. Interpretation of the composition and classification of the chlorite. *United States Geological Survey Professional Paper*. Vol. **414-A**:1-33.
- FUENTES, F. 2004. Petrología y metamorfismo de muy bajo grado de unidades volcánicas oligo-miocenas en la ladera occidental de los Andes de Chile Central (33°S). Tesis de Ph.D., Departamento de Geología, Universidad de Chile. 398 pp. Santiago.
- GARRIDO, I.; RIVEROS, M.; CLADOUHOS, T.; ESPINEIRA, D. y ALLMENDINGER, R. 1994. Modelo geológico estructural del yacimiento El Teniente. *Actas VII Congreso Geológico Chileno*. 1553-1558. Concepción.
- GARWIN, S. 2000. The setting, geometry and timing of intrusion-related hydrothermal systems in the vicinity of the Batu Hijau porphyry copper-gold deposit, Sumbawa, Indonesia. Ph.D. tesis. Nedlands, University of Western Australia (inédito) 320 pp.
- GARWIN, S. 2002. The geological setting of intrusion-related hydrothermal systems near the Batu Hijau porphyry copper-gold deposit, Sumbawa, Indonesia. *Society of Economic Geologists Special Publication N° 9*: 333–366.
- GIAMBIAGI, L.; TASSARA, A.; MESCUA, J.; TUNIK, M.; ALVAREZ, P.; GODOY, E.; Hoke G.; Pinto, L.; Spagnotto, S.; PORRAS, H.; TAPIA, F.; JARA, P.; BECHIS, F.; GARCÍA, V.; SURIANO, J.; MOREIRAS, S. y PAGANO, S. 2015. Evolution of shallow and deep structures along the Maipo–Tunuyán transect (33°40' S): from the Pacific coast to the Andean foreland. *Geological Society, London, Special Publications*, 399(1), 63-82. GIAMBIAGI, L. y RAMOS, V. 2002. Structural evolution of the Andes between 33°30' and 33°45' S, above the transition zone between the flat and normal subduction segment, Argentina and Chile. *Journal of South American Earth Sciences*. Vol. **15**: 99-114.
- GODOY, E. y LARA, L. 1994. El Teniente 2da Fase. División El Teniente, CODELCO Chile (Informe inédito), 40 pp.
- GODOY, E.; YÁÑEZ, G. y VERA, E. 1999. Inversion of an Oligocene volcano-tectonic basin and uplift of its superimposed Miocene magmatic arc, Chilean Central Andes: First seismic and gravity evidence. *Tectonophysics*. Vol. **306**: 217-326.

- GÓMEZ, R. 2001. Geología de las unidades volcanogénicas cenozoicas del área industrial de El Teniente, entre Colón y Coya, Cordillera Principal de Rancagua, VI Región, Memoria para optar al título de Geólogo. Universidad de Chile, Departamento de Geología. 143 pp. Santiago.
- GONZALEZ, R. 2006. Petrografía, geoquímica y microtermometría de los intrusivos félsicos del sector norte del yacimiento el Teniente. Memoria para optar al Título de Geólogo. Universidad de Concepción, Departamento Ciencias de la Tierra (Inédito): 149 pp. Concepción.
- GREGORY, D.D., LARGE, R.R., HALPIN, J.A., BATURINA, E.L., LYONS, T.W., ET AL. 2015. Trace Element Content of Sedimentary Pyrite in Black Shales. *Economic Geology*. Vol. **110**: 1389-410.
- GUZMÁN, C. 1991. Alteración y Mineralización de los Pórfidos Dioríticos del Sector Central, Yacimiento El Teniente. Memoria de Título, Universidad de Chile, Departamento de Geología. 145 pp.
- HEINRICH, C.; PETTKE, T.; HALTER, W.; AIGNER-TORRES, M.; AUDÉTAT, A.; GÜNTHER, D.; HATTENDORF, B.; BLEINER, D.; GUILLONG, M. y HORN, I. 2003. Quantitative multielement analysis of minerals, fluid and melt inclusions by laser ablation inductively-coupled-plasma massspectrometry. *Geochim. Cosmochim. Acta* **67**: 3473-3497.
- HENRY, D.; GUIDOTTI, C. y THOMSON, J. 2005. The Ti-saturation surface for low-to-medium pressure metapelitic biotites: implications for geothermometry and Tisubstitution mechanisms. *American Mineralogist*. Vol. **90**: 316-328.
- HEREDIA, J. 2018. Química mineral, ambiente de formación y usos de la epidota hidrotermal en sistemas tipo pórfido. Caso de estudio: depósito El Teniente, Chile. Memoria para optar al Título de Geólogo. Universidad de Concepción, Departamento Ciencias de la Tierra (Inédito): 158 pp. Concepción.
- HEY, M. 1954. A new review of the chlorites. *Mineralogical Magazine*. Vol. **30**: 277-292.
- HITSCHFELD, M. 2006. Petrografía y geoquímica de los intrusivos leucocráticos del sector sur este del yacimiento El Teniente, VI Región, Chile. Tesis de Título, Departamento de Ciencias de la Tierra, Universidad de Concepción. 129 pp. Concepción.
- HOLLIDAY, J. y COOKE, D. 2007. Advances in geological models and exploration methods for copper + or - gold porphyry deposits. *Proceedings – Decennial International Conference on Mineral Exploration*. Vol **5**: 791–809. Toronto, Canada.
- HOLLINGS, P.; COOKE, D. y CLARK, A. 2005. Regional Geochemistry of Tertiary Igneous Rocks in Central Chile: Implications for the Geodynamic Environment of Giant Porphyry Copper and Epithermal Gold Mineralization. *Economic Geology*. Vol. **100**: 887-904.
- HOWELL, F. y MOLLOY, J. 1960. Geology of the Braden Orebody, Chile. *Economic Geology*. Vol. **55**: 863-905.
- JARA, P. y CHARRIER, R. 2014. Nuevos antecedentes estratigráficos y geocronológicos para el Meso-Cenozoico de la Cordillera Principal de Chile entre 32° y 32° 30'S: Implicancias estructurales y paleogeográficas. *Andean Geology*. N° **41**: 174-209. Santiago.

- JOHN, D. 2010. Introduction. USGS Porphyry Copper Deposit Model. (JHON, D. editor). Mineral deposit models for resource assessment: U.S. Geological Survey Scientific Investigations *Report 2010-5070-B*. 11pp.
- JONES, B. 1992. Application of metal zoning to gold exploration in porphyry copper systems. *Journal of Geochemical Exploration*. Vol. **43**: 127-55.
- JOWETT, E. 1991. Fitting iron and magnesium into the hydrothermal chlorite geothermometer. *Geological Association of Canada/Mineralogical Association of Canada/Society of Economic Geologists Joint Annual Meeting Program with Abstracts* **16**: A82.
- KAY, S. y KURTZ, A. 1995. Magmatic and Tectonic Characterization of the El Teniente Region. Final Report to División El Teniente, Codelco: 180 pp.
- KAY, S. Y MPODOZIS, C. 2001. Central Andes ore deposits linked to evolving shallow subduction systems and thickening crust. *GSA Today*. Vol. **11**: 4-9.
- KAY, S.; GODOY, E. y KURTZ, A. 2005. Episodic arc migration, crustal thickening, subduction erosion, and magmatism in the south-central Andes. *Geological Society of America*. Vol. **17**: 67-88.
- KAY, S.; MPODOZIS, C.; RAMOS, V. y MUNIZAGA, F. 1991. Magma source variation for mid-late Tertiary magmatic rocks associated with a shallowing subduction zone and thickening crust in central Andes. *Geological Society of America. Special Paper*. Vol. **265**: 113-137.
- KLEIN, E.; HARRIS, C.; GIRET, A. y MOURA, C. 2007. The Cipoeiro gold deposit, Gurupi Belt, Brazil: Geology, chlorite geochemistry, and stable isotope study. *Journal of South American Earth Sciences* Vol. **23**: 242-255.
- KLEMM, L. M.; PETTKE, T.; HEINRICH, C. y CAMPOS, E. 2007. Hydrothermal evolution of the El Teniente deposit, Chile: Porphyry Cu-Mo ore deposition from low-salinity magmatic fluids. *Economic Geology*. Vol. **102**: 1021-1045.
- KLOHN, C. 1960. Geología de la Cordillera de los Andes de Chile Central, Provincias de Santiago, O'Higgins, Colchagua y Curicó. Instituto de Investigaciones Geológicas, Chile. Vol. N° **8**: 95 pp. Santiago.
- KOEPPEN, R. y GODOY, E. 1994. Volcanic geology at El Teniente study area, Chile. CODELCO - Chile - SERNAGEOMIN, 111 pp.
- KRANIDIOTS, P. y MACLEAN, W. 1987. Systematics of chlorite alteration at the Phelps Dodge massive sulfide deposit, Matagami, Quebec. *Economic Geology*. Vol. **82**: 1898-1911.
- KRIVOVICHEV, S.; ARMBRUSTER, T.; ORGANOVA, N.; BURNS, P.; SEREDKIN, M. y CHUKANOV, N. 2004. Incorporation of sodium into the chlorite structure: the crystal structure of glagolevite, Na(Mg,Al)<sub>6</sub>[Si<sub>3</sub>AlO<sub>10</sub>](OH,O)<sub>8</sub>. *American Mineralogist*. Vol. **89**: 1138-1141.
- KURTZ, A.; KAY, S.; CHARRIER, R. & FARRAR, E. 1997. Geochronology of Miocene plutons and exhumation history of the El Teniente region, central Chile (34-35°S), *Revista Geológica de Chile*. Vol. **24**: 73-90. Santiago.

- LEACH, T. y MUCHEMI, G. 1987. Geology and hydrothermal alteration of the north and west exploration wells in the Olkaria geothermal field, Kenya. 9th New Zealand geothermal workshop, University of Auckland Geothermal Institute: 187-192. Auckland, New Zealand.
- LEVI, B. y AGUIRRE, L. 1981. Ensilic spreading subsidence in the Mesozoic and Paleogene Andes of Central Chile. *Journal of the Geological Society of London*. **138**: 75-81.
- LINDGREN, W. y BASTIN, E. 1922. The Geology of the Braden Kine, Rancagua, Chile. *Economy Geology*. Vol. **17**, N° **2**: 75-99.
- LINDSAY, D.; ZENTILLI, M. y ROJAS DE LA RIVERA, J. 1995. Evolution of an active ductile to brittle shear system controlling mineralization at the Chuquicamata porphyry copper deposit, northern Chile. *International Geology Review*. Vol. **37**: 945-958.
- LOWELL, J. y GUILBERT, J. 1970. Lateral and vertical alteration-mineralization zoning in porphyry ore deposits. *Economic Geology*. Vol. **65**: 373-408.
- LOZANO, R. Y BERNAL, J. 2005. Characterization of a new set of eight geochemical reference materials for XRF major and trace element analysis. *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*. Vol. **22**: 329-344.
- MAKSAEV, V.; MUNIZAGA, F.; MCWILLIAMS, M.; FANNING, M.; MATHUR, R.; RUIZ, J. & ZENTILLI, M. 2004. New Chronology for El Teniente, Chilean Andes, from U-Pb, 40Ar/39Ar, Re-Os, and Fission-Track Dating: Implications for the Evolution of a Supergiant Porphyry Cu-Mo Deposit. *Society of Economic Geologists, Special Publication*. Vol. **11**: 15-54.
- MATHUR, R.; RUIZ, J. y MUNIZAGA, F. 2000. Relationship between copper tonnage of Chilean base metal porphyry deposits and Os isotope ratios. *Geology*. Vol. **28**: 555-558.
- MAUGUIN, C. 1930. La maille cristalline des chlorites. *Bulletin de la Société Française de Mineralogie*. Vol. **53**: 279-300.
- MEYER, C. y HEMLEY, J. 1967. Wall rock alteration. *Geochemistry of Hydrothermal Ore Deposits*. (Barnes, H. editor) 166-235. New York.
- MONTEIRO, L.; XAVIER, R.; HITZMAN, M.; JULIANI, C.; DE SOUZA FILHO, C.; y CARVALHO, E. 2008. Mineral chemistry of ore and hydrothermal alteration at the Sossego iron oxide-copper-gold deposit, Carajás Mineral Province, Brazil. *Ore Geology Reviews*. Vol. **34**: 317-336.
- MPODOZIS, C. y KAY, S. 1992. Late Paleozoic to Triassic evolution of the Gondwana margin: evidence from Chilean Frontal Cordilleran batholiths (28°S to 31°S). *Geological Society of America*. Vol. **104**: 999-1014.
- MPODOZIS, C. y RAMOS, V. 1989. The Andes of Chile and Argentina. Ericksen, G., Cañas Pinochet, M., Reinemud, J. Geology of the Andes and its relation to hydrocarbon and mineral resources, Circumpacific Council for Energy and Mineral Resources. *Earth Sciences Series*. Vol. **11**: 59-90.
- MUÑOZ, M., 2011. Petrogénesis De Rocas Intrusivas Del Yacimiento El Teniente y Evolución Del Magmatismo Cenozoico De Chile Central (33°00'-34°30's). Tesis para optar al Grado de Doctor

- en Ciencias, mención Geología. Departamento de Geología, Universidad de Chile: 190 pp. Santiago.
- MUÑOZ, M.; DECKART, K.; CHARRIER, R. & FANNING, M. 2009. New geochronological data on Neogene-Quaternary intrusive rocks from the high Andes of central Chile (33°15'-34°00'S). Congreso Geológico Chileno N°12. **S8-008**. 4 pp. Santiago.
- MUÑOZ-SAEZ, C.; PINTO, L.; CHARRIER, R. y NALPAS, T. 2014, Influence of depositional load on the development of a shortcut fault system during the inversion of an extensional basin: The Eocene-Oligocene Abanico Basin case, central Chile Andes (33°S-35°S). *Andean Geology*. Vol. **41** 28pp. Santiago.
- NEAL, L.; WILKINSON, J.; MASON, P. y CHANG, Z. 2018. Spectral characteristics of propylitic alteration minerals as a vectoring tool for porphyry copper deposits. *Journal of Geochemical Exploration*. Vol. **184**: 179-198.
- NIETO F. (1983) Las cloritas de las cordilleras Béticas. Ph. D Tesis, Universidad de Granada, Departamento de cristalografía y mineralogía (Inédito): 215 pp., Granada.
- NORMAN, D.; PARRY, W. y BOWMAN, J. 1991. Petrology and geochemistry of propylitic alteration at Southwest Tintic, Utah. *Economic Geology*. Vol. **86**: 13-28.
- NYSTRÖM, J.; VERGARA, M.; MORATA, D. y LEVI, B. 2003. Tertiary volcanism in central Chile (33°15'-33°45'S): a case of Andean Magmatism. *Geological Society of America Bulletin*. Vol. **115**: 1523-1537.
- OSSANDÓN, G. 1974. Petrografía y Alteración del Pórfido Dacítico, Yacimiento El Teniente. Memoria de Título, Departamento de Geología y Geofísica, Universidad de Chile.
- OYARZÚN, R.; MARQUEZ, A.; LILLO, J.; LOPEZ, I.; y RIVERA, S. 2001. Giant vs small porphyry copper deposits of Cenozoic age in northern Chile - Adakitic vs normal calc-alkaline magmatism. *Mineralium Deposita*. Vol. **36**: 794-798.
- PACEY, A. 2017. *The characteristics, geochemistry and origin of propylitic alteration in the Northparkes porphyry Cu-Au system*; Ph.D. Thesis, Imperial College London. 631pp.
- PARDO, M.; COMTE, D. y MONFRET, T. 2002. Seismotectonic and stress distribution in the central Chile subduction zone. *Journal of South American Earth Sciences*. Vol. **15**: 11-12.
- PARDO, R. & KOVACIC, P. 2012. Geología y potencial de exploración del distrito El Teniente. Andes Centrales, VI Región del Libertador Bernardo O'Higgins, Chile. XIII Congreso Geológico Chileno. Tópico **1.4**: 10-12. Antofagasta.
- PATON, C.; HELLSTROM, J.; PAUL, B.; WOODHEAD, J. & HERGT, J. 2011. Lolite: Freeware for the visualisation and processing of mass spectrometric data. *Journal of Analytical Atomic Spectrometry*. Vol. **26**: 2.508-2.518
- PAULING, L. 1930. The structure of chlorites. *Proceedings from the National Academy of Sciences*. Vol. **16**: 578-582.

- PEACOR, D.; ROUSE, R. y BAILEY, S. 1988. Crystal structure of franklinfurnaceite: A tri-dioctahedral zincosilicate intermediate between chlorite and mica. *American Mineralogist*. Vol. **73**: 876-87.
- PIQUER, J.; CASTELLI, J.; CHARRIER, R. & YÁÑEZ, G. 2010. El Cenozoico del alto río Teno, Cordillera Principal, Chile central: estratigrafía, plutonismo y su relación con estructuras profundas. *Andean Geology*. Vol. **37**: 32-53. Santiago.
- PIQUER, J.; HOLLINGS, P.; RIVERA, O.; COOKE, D.; BAKER, M. y TESTA, F. 2017. Along-strike segmentation of the Abanico Basin, central Chile: New chronological, geochemical and structural constraints. *Lithos*. Vol. **268**: 174-197.
- RABBIA, O., HERNÁNDEZ, L., FRENCH, D., KING, R. & AYERS, J. 2009. The El Teniente porphyry Cu–Mo deposit from a hydrothermal rutile perspective. *Mineralium Deposita*. N°. **44**: 849-866.
- RABBIA, O.; REICH, M.; HERNÁNDEZ, L.; KING, R.; y LÓPEZ-ESCOBAR, L. 2000. High-Al TTG-like suite at the El Teniente porphyry copper deposit. In *Chile. 9th Congreso Geológico Chileno, Abstract* Vol. **1**: 326-330. Puerto Varas.
- RAMOS, V. 1988. The tectonics Of the Central Andes; 30 to 33 S latitude. *Processes in continental lithospheric deformation*. Vol. **218**: 31pp.
- RAMOS, V., 1994. Terranes of southern Gondwanaland and their control in the Andean structure (30-33°S lat.). Reutter, K.J., Scheuber, E., Wigger, P. J. Tectonics of the Southern Central Andes, Structure and Evolution of an Active Continental Mrgin. *Springer*: 249-261. Berlin.
- RAMOS, V.; CEGARRA, M. y CRISTALLINI, E. 1996. Cenozoic tectonics of the High Andes of west-central Argentina (30–36 S latitude). *Tectonophysics*. Vol. **259**: 185-200.
- RAPELA, C.; PANKHURST, R.; CASQUET, C.; BALDO, E.; SAAVEDRA, J. y AND GALINDO, C. 1998. Early Evolution of the Proto-Andean Margin of South America. *Geology*. Vol. **26**, N° **8**: 707-710.
- RAULD, R. 2002. Análisis morfoestructural del frente cordillerado Santiago Oriente entre el río Mapocho y la Quebrada de Macul. Tesis de Título, Departamento de Geología, Universidad de Chile. 57 pp. Santiago.
- RICHARDS J. 2003. Tectono-magmatic precursors for porphyry Cu-(Mo-Au) deposit formation. *Economic Geology*. Vol. **98**: 1515–1533.
- RIVANO, S.; GODOY, E.; VERGARA, M. y VILLAROEL, R. 1990. Redefinición de la Formación Farrellones en la Cordillera de los Andes de Chile Central (32-34°S). *Revista Geológica de Chile*: Vol. **17**: 205-214.
- RIVERA, O. y CEMBRANO, J. 2000. Modelo de formación de cuencas volcanotectónicas en zonas de transferencia oblicuas a la cadena andina: El caso de las cuencas Oligo-Miocenas de Chile Central y su relación con estructuras NNW-NW (33° 00'-34° 30'S). *IX Congreso Geológico Chileno, Actas*. Vol. **1**: 631-636. Puerto Varas, Chile.
- RIVERA, O. y FALCÓN, M. 1998. Estudio geológico distrital de la División El Teniente de Codelco-Chile, Escala 1:25.000, Reporte para la Vicepresidencia de Exploraciones y Asociaciones Mineras, Codelco-Chile, 268 pp.

- ROJAS, A. 2003. Petrografía y geoquímica del Pórfido Teniente, ubicado en el sector norte del yacimiento El Teniente, Provincia de Cachapoal, VI Región, Chile. Memoria de Título, Departamento de Ciencias de la Tierra, Universidad de Concepción. 133 pp. Concepción.
- RUBIN, A. 1997. Mineralogy of meteorite groups. *Meteoritics and Planetary Science*. Vol. **32**: 231-247.
- SEEDORF, E.; DILLES, J.; PROFFETT, J.; EINAUDI, M.; ZURCHER, L.; STAVAST, W.; JOHNSON, D. y BARTON, M. 2005. Porphyry deposits: characteristics and origin of hypogene features. *Economic Geology 100th Anniversary Volume*. 251–298.
- SEGUEL, J.; ARÉVALO, A. y SKEWES, M. 2006, Complejo de brechas hidrotermales en el flanco este de Mina El Teniente. *XI Congreso Geológico Chileno, Actas*. Vol. **2**: 351–354. Antofagasta
- SIAHCHESHM, K.; CALAGARI, A.; ABEDINI, A. y SINDERN, S. 2014. Elemental mobility and mass changes during alteration in the Maher-Abad porphyry Cu-Au deposit, SW Birjand, Eastern Iran. *Periodico di Mineralogia*. Vol. **83**: 55-76.
- SILLITOE, R. 2010. Porphyry-copper systems. *Economic Geology*. Vol. **105**: 3–41.
- SILVA, A.; MANTILLA, L. y TERRAZA, R. 2010. Chemical classification and geothermometry of chlorites from the Cretaceous Santa Rosa and Lutitas de Macanal Formations, Eastern Esmerald Belt, Eastern Cordillera, Colombia. *Boletín de geología*. Vol. **32**: 45-54.
- SKEWES M.; ARÉVALO A.; FLOODY R.; ZUÑIGA, P.; y STERN, C.; 2002. The giant El Teniente breccia deposit: Hypogene copper distribution and emplacement: *Society of Economic Geologists Special Publication*. Vol. **9**: 299–332.
- SKEWES, A. & HOLMGREN, C., 1993. Solevantamiento andino, erosión y emplazamiento de brechas mineralizadas en el depósito de cobre porfídico Los Bronces, Chile central (33°S): aplicación de geotermometría de inclusiones fluidas. *Revista Geológica de Chile*. Vo. **20**: 71-84.
- SKEWES, A. y STERN, C.; 2007. Geology, mineralization, and structural evolution of the El Teniente porphyry Cu-Mo deposit - A discussion. *Economic Geology*. Vol. **102**: 1165-1180.
- SKEWES, M. y ARÉVALO, A. 2000. El complejo de gabros y diabasas que hospedan a las Brechas mineralizadas del depósito de cobre El Teniente, Chile Central. Congreso Geológico Chileno N° 9, Actas, Vol. **1**: 380-384.
- SKEWES, M. 2000. Rocas ígneas del depósito de cobre El Teniente, Chile (inédito). Departamento de Geología, Superintendencia de Geología, División El Teniente, CODELCO-Chile. Rancagua.
- SKEWES, M.; ARÉVALO, A.; FLOODY, R.; ZUÑIGA, P. & STERN, C. 2002. The giant El Teniente breccia deposit: hypogene copper distribution and emplacement. *Society of Economic Geologists, Special Publication*. Vol. **9**: 299-332.
- SKEWES, M.; ARÉVALO, A.; FLOODY, R.; ZUÑIGA, P. & STERN, C. 2005. The El Teniente megabreccia deposit, the world's largest copper deposit. *Super Porphyry Copper & Gold Deposits - A Global Perspective*. Volume 1. Porter, T. M. PGC Publishing: 83-114. Adelaide.

- SPENCER, E. 2015. The Transport and Deposition of Molybdenum in Porphyry Ore Systems. PhD thesis. Department of Earth Science and Engineering Imperial College London (inédito).
- SPENCER, E.; VRY, V.; WILKINSON, J.; CREASER, R.; y SEGUÉL, J. 2015, The Distribution and Timing of Molybdenite Mineralization at the El Teniente Cu-Mo Porphyry Deposit, Chile. *Economic Geology*, Vol. **110**: 387-421.
- STERN C.; FLOODY, R. & ESPÍÑEIRA, D. 2011. Olivine-hornblende-lamprophyre dikes from Quebrada los Sapos, El Teniente, Central Chile (34°S): implications for the temporal geochemical evolution of the Andean subarc mantle. *Andean Geology*. Vol. **38**: 1-22. Santiago.
- STERN C.; SKEWES, M & ARÉVALO A. 2010. Magmatic Evolution of the Giant El Teniente Cu-Mo Deposit, Central Chile. *Journal of Petrology*. Vol. **52**: 1.591-1.617.
- STERN, C. y SKEWES, M. 1995. Miocene to present magmatic evolution at the northern end of the Andean Southern Volcanic Zone, Central Chile. *Revista Geológica de Chile*. Vol. **22**: 261-272.
- STERN, C. y SKEWES, M. 2005. Origin of giant Miocene and Pliocene Cu-Mo deposits in central Chile: Role of ridge subduction, decreased subduction angle, subduction erosion, crustal thickening and long-lived, batholith sized, open-system magma chambers. *Porter Geoconsultancy Publishing, de Adelaide, Australia*. Vol. **1**: 65-82.
- STERN, C.; FUNK, J.; SKEWES, M. y ARÉVALO, A. 2007. Magmatic Anhydrite in Plutonic Rocks at El Teniente Cu-Mo Deposit, Chile, And the Role of Sulfur- and Copper-Rich Magmas in its Formation. *Economic Geology*. Vol. **102**: 1335-1344.
- STRECKEISEN, A. 1979. Classification and nomenclature of volcanic rocks, lamprophyres, carbonatites, and melilitic rocks: Recommendations and suggestions of the IUGS Subcommittee on the Systematics of Igneous Rocks. *Geology*, Vol. **7**: 331-335.
- SULLIVAN, K. y MCBRIDE, E. 1991. Diagénesis of sandstones at sale contacts and diagenetic heterogeneity, Frio Formation, Texas. *AAPG Bulletin- American Association of Petroleum Geologists*. Vol. **75**: 121-138.
- TAPIA, F.; FARÍAS, M.; NAIPAUER, M. y PURATICH, J. 2015, Late Cenozoic contractional evolution of the current arc-volcanic region along the southern Central Andes (35°20'S). *Journal of Geodynamics*. Vol. **88**: 36–51
- THIELE, R. 1980, Hoja Santiago, Región Metropolitana, Servicio Nacional de Geología y Minería, Carta Geológica de Chile N°29: 51pp.
- THORPE, R. 1984. The tectonic setting of active Andean volcanism. *In Andean magmatism*: 4-8pp. Birkhäuser Boston.
- ULRICH, T. y HEINRICH, C. 2002. Geology and Alteration Geochemistry of the Porphyry Cu-Au Deposit at Bajo de la Alumbrera, Argentina. *Economic Geology*. Vol. **97**: 1865-88.
- VEGA, E. & MAKSAEV, V. 2003. La chimenea Braden: Nuevos antecedentes geológicos y geocronológicos. X Congreso Geológico Chileno. Actas **1**: 1-6. Concepción.

- VRY, V.; WILKINSON, J.; SEGUEL, J. & MILLÁN, J. 2010. Multistage Intrusion, Brecciation, and Veining at El Teniente, Chile: Evolution of a Nested Porphyry System. *Economic Geology*. Vol. **105**: 119-153.
- WANG, Z.; CHEN, B.; YAN, X. y LI, S. 2018. Characteristics of hydrothermal chlorite from the Niujuan Ag-Au-Pb-Zn deposit in the north margin of NCC and implications for exploration tools for ore deposits. *Ore Geology Reviews*. Vol. **101**: 398-412.
- WIEWIORA, K. Y WEISS, J. 1990. Crystallochemical classifications of phyllosilicates based on the unified system of projection of chemical composition II: The Chlorite group. *Clay minerals*. Vol. **25**: 83-92.
- WILKINSON, J.; BAKER, M.; COOKE, D.; WILKINSON, C. y INGLIS, S. 2017. Exploration targeting in porphyry Cu systems using propylitic mineral chemistry: a case study of the El Teniente deposit, Chile. *Conference Paper, 14th SGA Biennial Meeting*. Vol. **2017**. Quebec, Canada.
- WILKINSON, J.; CHANG, Z.; COOKE, D.; BAKER, M.; WILKINSON, C.; INGLIS, S.; CHEN, H. y BRUCE GEMMELL, J. 2015. The chlorite proximator: a new tool for detecting porphyry ore deposits. *Journal of Geochemical Exploration*. Vol. **152**: 10-26.
- WILLIAMS-JONES, A. y HEINRICH, C. 2005. Vapor transport of metals and the formation of magmatic-hydrothermal ore deposits. *Economic Geology*. Vol. **100**: 1287-1312.
- WINCHESTER, J. y FLOYD, P. 1977. Geochemical discrimination of different magma series and their differentiation products using immobile elements. *Chemical Geology*. Vol. **20**: 325-343.
- XIAO, B.; CHEN, H.; HOLLINGS, P.; WANG, Y.; YANG, J. Y WANG, F. 2018 Element transport and enrichment during propylitic alteration in Paleozoic porphyry Cu mineralization systems: insights from chlorite chemistry. *Ore Geology Reviews*. Vol. **102**: 437-448.
- XIAO, B.; CHEN, H.; WANG, Y.; HAN, J.; Xu, C. y YANG, J. 2017. Chlorite and epidote chemistry of the Yandong Cu deposit, NW China: Metallogenic and exploration implications for Paleozoic porphyry Cu systems in the Eastern Tianshan: *Ore Geology Reviews*. Vol. **100**: 168-182.
- XIE X.; BYERLY, G. y FERRELL, R.Jr. 1997. Ilb trioctahedral chlorite from the Barberton greenstone belt: crystal structure and rock composition constraints with implications to geothermometry. *Contributions to Mineralogy and Petrology*. Vol. **126**: 275-291.
- WALSHE, J. 1986. A six-component chlorite solid solution model and the conditions of chlorite formation in hydrothermal and geothermal systems. *Economic Geology*. Vol. **81**: 681-703.
- YAVUZ, F.; KUMRAL, M.; KARAKAYA, N.; KARAKAYA, M. y YILDIRIM, D. 2015. A Windows program for chlorite calculation and classification. *Computers & geosciences*. Vol. **81**: 101-113.
- ZAGORSKY, V.; PERETYAZKHO, I.; SAPOZHNIKOV, A.; ZHUKHLISTOV, A. y ZVYAGIN, B. 2003. Borocookeite, a new member of the chlorite group from the Malkhan deposit, Central Transbaikalia, Russia. *American Mineralogist*. Vol. **88**: 830-6.
- ZERFASS, H.; CHEMALE, F.; SCHULTZ, C. y LAVINA, E. 2004. Tectonics and sedimentation in Southern South America during Triassic. *Sedimentary Geology*. Vol. **166**: 265-292.

ZHONG J.; CHEN Y. y PIRAJNO F.; 2017. Geology, geochemistry and tectonic settings of the molybdenum deposits in South China. A review. *Ore Geology Reviews*. Vol. **81**: 829-855.

ZÚÑIGA, P. 1982. Alteración y Mineralización Hipógenas en el Sector Oeste del Yacimiento EL Teniente. Memoria de Título, Departamento de Geología y Geofísica, Universidad de Chile. 107 pp.

