

GEOLOGÍA DEL DISTRITO MINERO PEÑABLANCA, REGIÓN DE COQUIMBO, CHILE

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

CATALINA ANDREA CERDA CARREÑO

Profesora guía:

DRA. GISELLA PALMA LIRA

Miembros de la Comisión Evaluadora de Examen:

EDUARDO SALAZAR ARIAS

JOSÉ TOMÁS OVALLE ORTEGA

SANTIAGO, CHILE

Junio, 2023

GEOLOGÍA DEL DISTRITO MINERO PEÑABLANCA, REGIÓN DE COQUIMBO, CHILE

El Distrito Peñablanca se encuentra emplazado en la Franja Metalogénica del Cretácico, Región de Coquimbo. Esta franja se caracteriza por la ocurrencia de depósitos estratoligados Cu-Ag, *iron oxide-apatite* (IOA), *iron oxide-copper-gold* (IOCG) y pórfido Cu-(Mo)-(Au).

En este trabajo se presenta una caracterización de la geología en profundidad mediante la descripción de muestras de mano y secciones transparentes-pulidas obtenidas de testigos de sondajes, y de la geología superficial a partir de la integración de estudios anteriores, incluyendo observaciones de terreno, geoquímica y geofísica, lo cual fue sintetizado en una sección y modelo geológico esquemático para el Distrito Peñablanca.

El Distrito Peñablanca corresponde a una serie de vetas mineralizadas del tipo IOCG e IOA hospedadas en rocas intrusivas Cretácicas de composición diorítica a granodiorítica. Se identifican cinco eventos de alteración hidrotermal y mineralización. El Evento I corresponde a una alteración sódica (albita). El Evento II corresponde a una alteración potásica (biotita, cuarzo, magnetita, calcopirita \pm pirita), mientras que el Evento III a una alteración clorita-esmectita (\pm arcillas \pm epidota \pm calcita \pm pirita). El Evento IV corresponde a una alteración calco-sódica (actinolita, apatito, albita, escapolita, titanita, magnetita, pirita, calcopirita, ilmenita, hematita). El evento V, de carácter supérgeno, incluye crisocola, malaquita, atacamita, antlerita, hematita (martita) y limonitas (goethita, hematita y jarosita).

Las vetas mineralizadas del Distrito Peñablanca se asemejan a las del tipo Montecristo emplazadas en intrusivos del Jurásico, y a las de la Higuera emplazadas en intrusivos del Cretácico, las cuales representarían una transición entre un depósito IOA en profundidad a un depósito IOCG hacia la superficie. Adicionalmente, la presencia de vetillas de cuarzo con mineralización de calcopirita asociada a alteración potásica (Evento II), la presencia de contenidos de Mo en superficie, así como la relación directa con cuerpos intrusivos, sugieren la ocurrencia de un posible evento tipo pórfido cuprífero dentro de la zona de estudio. Esto último es consistente con la relación genética que algunos autores han propuesto para los depósitos IOCG y los pórfidos Cu-(Mo)-(Au) de la Franja Metalogénica del Cretácico.

SOLO USO ACADÉMICO

*“Dedico este trabajo con todo mi amor y cariño
a mis padres”*

Agradecimientos

A mis padres Priscila Carreño y Nelson Cerda, y a mi hermano Ignacio, por su apoyo y amor incondicional, quienes a pesar de este largo camino nunca dejaron de confiar y creer en mí. Gracias por el enorme esfuerzo que han hecho para darme educación y valores. Esta tesis es un regalo para ustedes, los amo. A mi familia (tías, tíos, primos y Osvaldo) por acompañarme en cada paso, y en especial a mi tía Fedo y tío Juan por abrirme las puertas de su casa y estar cada vez que lo necesité.

De manera especial quiero agradecer al Pipe, por su amor tan lindo y noble que me entrega a diario. Por cuidarme, amarme en todas mis versiones (hasta en las peores) y hacerme tan feliz. Soy afortunada de tenerte a mi lado. A mis suegros (Tamara y Fernando), mis cuñadas (Clo y Tami), al Alonso, leoncito y la tiita por hacerme sentir en casa y con tanto amor. Han sido un importante apoyo durante este proceso de tesis.

Agradezco profundamente a mi profesora guía Gisella, por su entrega y apoyo incondicional, por hacer que este proceso de tesis fuese tan placentero y de tanto aprendizaje. Tu pasión y vocación por la ciencia es tal que lograste contagiármela. Sin duda eres una mujer digna de admirar, pero no solo en lo académico, sino en todo ámbito de vida. A los miembros de la comisión Eduardo y José Tomás por todo el tiempo dedicado y la buena disposición, gracias a sus comentarios mi trabajo pudo concluir de la mejor manera. También, agradecer al dueño de las concesiones mineras Miguel Rivera por la oportunidad de realizar mi tesis en su apasionante Distrito Peñablanca.

A mis amigas de la vida: Anti, Pía, Caro, Sandra y Javivi, por enseñarme lo que significa la amistad, mis hermanas del corazón. De la misma forma agradezco a mis amistades de la universidad, en especial a la Conty, por ser mi partner y confidente desde mechonas, con quién compartí tantas alegrías y sufrimientos. También a Shaggy, mi asesor hace 9 años ¡¿Qué hubiera sido de mí sin ti?! a Conguillío Sur (Conyta, Sotito, Shaggy y Pipe) por acompañarme y aguantarme durante los últimos años de universidad, por todo lo vivido con ustedes. A mis amigas Javi Méndez y Dánissa por ser tan lindas y auténticas, por recargarme de alegría y amor cada vez que las veo. Y a todas/os mis amigas/os de universidad: Dani H, Cata, Nicolito, Nico P, Plummer. También a los que llegaron al último: Pelao y Diego. ¡Los quiero mucho a todos!

Finalmente, agradecer a mis profesores de la Escuela de Geología de la U. Mayor, por enseñarme lo hermosa que es la Geología. A mis compañeros/as, choferes de los buses y cocineros de terreno, funcionarios de la Universidad, a todos los que de alguna u otra forma aportaron en este hito de mi vida ¡Gracias!

TABLA DE CONTENIDOS

1	CAPÍTULO 1: INTRODUCCIÓN.....	1
1.1	Formulación y motivación del estudio propuesto.....	1
1.2	Hipótesis del estudio.....	3
1.3	Objetivos.....	4
1.3.1	Objetivo general.....	4
1.3.2	Objetivos Específicos.....	4
1.4	Metodología.....	5
1.4.1	Investigación bibliográfica y recopilación geológica de la zona de estudio.....	5
1.4.2	Revisión y muestreo de testigos de sondajes.....	5
1.4.3	Selección de secciones y sondajes representativos.....	6
1.4.4	Caracterización mineral y secuencia paragenética.....	7
1.4.5	Confeción de mapas, sección y modelo esquemático.....	7
1.5	Ubicación y vías de acceso.....	8
1.6	Antecedentes históricos y estudios anteriores.....	9
2	CAPÍTULO 2: ANTECEDENTES GEOLÓGICOS.....	11
2.1	Marco Tectónico.....	11
2.2	Marco Metalogénico.....	12
2.3	Geología Distrital.....	18
2.3.1	Unidades litoestratigráficas.....	19
2.3.2	Unidades Intrusivas.....	21
2.3.3	Depósitos Cuaternarios.....	23
2.3.4	Estructuras.....	23
3	CAPÍTULO 3: RESULTADOS.....	25
3.1	Petrografía de cortes transparentes-pulidos de testigos de sondajes.....	25
3.1.1	Litología de roca hospedante.....	25
3.1.2	Alteración hidrotermal.....	26
3.1.3	Mineralogía opaca.....	35
3.2	Estudios recopilados.....	40
3.2.1	Morfologías.....	40
3.2.2	Estructuras.....	41
3.2.3	Litología de roca hospedante.....	48
3.2.4	Alteración hidrotermal y mineralización en superficie.....	50

3.2.5	Geoquímica.....	53
4	CAPÍTULO 4: DISCUSIONES	59
4.1	Actualización de la geología del Distrito Peñablanca	59
4.1.1	Litología de roca hospedante	59
4.1.2	Vetas y estructuras.....	59
4.1.3	Secuencia paragenética de alteración y mineralización	60
4.1.4	Geoquímica.....	62
4.1.5	Clasificación y sección esquemática A-A' del Distrito Peñablanca.....	64
4.2	Modelo Genético.....	68
4.3	Implicancias metalogénicas para la Franja del Cretácico	71
5	CAPÍTULO 5: CONCLUSIONES.....	75
6	REFERENCIAS	78
7	ANEXOS.....	85

ÍNDICE DE FIGURAS

Figura 1:	Mapa de distribución de los principales depósitos IOCG e IOA en el norte de Chile, y la ubicación del Distrito IOCG de Peñablanca correspondiente a la zona de estudio. Modificado de Palma (no publicado).	2
Figura 2:	Imagen satelital del Distrito Peñablanca. La figura muestra las propiedades mineras, los sondajes realizados dentro del estudio y la traza de la sección representativa A-A'.....	6
Figura 3:	Ubicación y vías de acceso al Distrito Peñablanca en la Región de Coquimbo, Chile.	8
Figura 4:	Evolución tectonomagmática entre 25° y 34°S del norte de Chile durante el Cretácico, y formación de depósitos tipo IOCG y pórfidos cupríferos. Modificada de Richards et al. (2017).....	12
Figura 5:	Modelo geológico para el depósito IOCG Candelaria. Del Real et al. (2023). ...	15
Figura 6:	Modelos genéticos históricamente propuestos para la génesis de los depósitos IOA. Modificado de Palma (no publicado).	16
Figura 7:	Modelo genético propuesto para la formación de depósitos IOA en un ambiente de arco volcánico (Reich et al., 2022).	17
Figura 8:	Mapa geológico regional de la zona de estudio entre los 31°S y 31°30'S. Modificado de Rivano y Sepúlveda (1986, 1991) y López et al. (2014).	18

Figura 9: Mapa geológico en detalle de la Figura 8. Se observan las principales unidades geológicas de la zona de estudio. Modificado de Rivano y Sepúlveda (1986, 1991).	19
Figura 10: Mapa geológico con la ubicación de estructuras regionales Falla Los Mantos y Falla Romeral	24
Figura 11: Fotomicrografía con luz transmitida de roca de caja.....	26
Figura 12: Fotomicrografía con luz transmitida de la alteración sódica	27
Figura 13: Fotomicrografía con luz transmitida de la alteración potásica.	29
Figura 14: Fotomicrografía con luz transmitida y fotografía de muestra de testigo de sondajes de alteración potásica.....	30
Figura 15: Fotomicrografía con luz transmitida y fotografía de muestra de testigo de sondajes de la alteración clorita-esmectita	31
Figura 16: Fotomicrografía con luz transmitida de la alteración calco-sódica	33
Figura 17: Fotografía de muestra de testigo de sondajes de titanitas pertenecientes a alteración calco-sódica	33
Figura 18: Fotomicrografía con luz transmitida de apatitos pertenecientes a la alteración calco-sódica.	34
Figura 19: Fotomicrografía con luz reflejada de calcopiritas en vetillas y diseminada.....	36
Figura 20: Fotomicrografía con luz reflejada de piritas en vetillas.....	37
Figura 21: Fotomicrografía con luz reflejada de óxidos de Fe -(Ti).....	39
Figura 22: Mapa esquemático con la ubicación de las calderas y de ubicación de fallas inferidas interpretadas por Lazo (2013).....	41
Figura 23: Mapa en planta de magnetometría y polarización inducida con sus respectivas ubicaciones dentro del Distrito Peñablanca. Modificado de Serena Minerals (2015).	42
Figura 24: Mapa reducido al polo del campo magnético total (RTP) realizado en el Distrito Peñablanca. Modificado de Serena Minerals (2015).....	44
Figura 25: Secciones 2D de los resultados de mediciones de Resistividad y Cargabilidad obtenidos por líneas IP en el Distrito Peñablanca	46
Figura 26: Mapa de estructuras del Distrito Peñablanca. Modificado de Serena Minerals. (2015).	47
Figura 27: Distribución de las unidades litológicas mapeadas en el Distrito Peñablanca. Modificado de Serena Mineral (2015).....	49

Figura 28: Fotografías de litologías del Distrito Peñablanca. Modificadas de Lazo (2013).	50
Figura 29: Fotografías de alteraciones en el Distrito Peñablanca. Modificadas de Lazo (2013) y Fuentealba (2021).	51
Figura 30: Mapa de la distribución de las zonas de alteración identificadas en el sector NE del Distrito Peñablanca. Modificado de Serena Minerals, (2015).	52
Figura 31: Fotografías de la mineralización del Distrito Peñablanca. Modificadas de Lazo, (2013); Fuentealba, (2021).	53
Figura 32: Distribución espacial de las muestras para análisis geoquímico	54
Figura 33: Distribución de las concentraciones de Cu, Mo, Fe, Co y Au en superficie. Modificado de Serena Minerals, (2015) y Fuentealba, (2021).	57
Figura 34: Secuencia paragenética de alteración y mineralización definida a partir de la descripción de secciones transparente-pulidas (Ver capítulos 3.4.2 y 3.4.3).	62
Figura 35: Representación esquemática de un testigo de sondaje a partir de la descripción de secciones transparentes-pulidas realizadas en los testigos de sondajes	65
Figura 36: Sección esquemática A-A' del Distrito IOA-IOCG Peñablanca (Figura 2).	69
Figura 37: Zonación vertical entre un depósito IOA e IOCG propuesto por Barra et al. (2017). El polígono rojo representa la zona de transición en la que se encontraría el Distrito Peñablanca.	70
Figura 38: Distribución de los depósitos pórfidos Cu-(Au-Mo) e IOCG en la franja metalogénica del Cretácico, y su ubicación en relación con el Sistema de Fallas de Atacama. Modificado de Richards et al. (2017).	72
Figura 39: Modelo esquemático que muestra la posible relación genética, temporal y espacial entre la mineralización tipo IOCG y tipo pórfido para el Distrito Peñablanca. Modificado de Tornos et al. (2010).	73

ÍNDICE DE TABLAS

Tabla 1: Coordenadas, longitudes y azimut de los sondajes utilizados en este estudio (Fuentealba, 2021).	7
Tabla 2: Resumen de los estudios realizados anteriormente en el Distrito Peñablanca. Las referencias de los estudios se indican en el texto principal.	10
Tabla 3: Porcentaje de reemplazo por asociaciones minerales de alteración hidrotermal.	25

Tabla 4: Resumen de la alteración hidrotermal y mineralización del Distrito Peñablanca. Con base en relaciones de corte, la alteración sódica corresponde al primer evento de alteración, seguido de la alteración potásica, alteración clorita-esmectita y por último la alteración calco-sódica.	40
Tabla 5: Análisis geoquímico de muestras obtenidas en superficie en el año 2014 y 2021. La ubicación de las muestras se detallan en la Figura 30 (Serena Minerals, 2015; Fuentealba, 2021).	55
Tabla 6: Estadística básica de los análisis geoquímicos presentados en la Tabla 5.	56
Tabla 7: Análisis geoquímico de sondajes en el año 2021 (Fuentealba, 2021). Se destacan en negrita los valores en donde el Cu tiene concentraciones mayores a 0,3% Cu.	58
Tabla 8: Concentraciones promedio de elemento químicos de interés en la corteza terrestre según distintos autores.	63

ÍNDICE DE ANEXOS

Anexo 1: Resumen de descripciones de muestras de mano de testigos de sondajes pertenecientes al Distrito Peñablanca. N° de sondajes correlativo a los puntos identificado en la Figura 2.	85
Anexo 2: Resumen de descripciones de cortes transparentes-pulidos realizados en testigos de sondajes del Distrito Peñablanca. El código de sondaje es correlativo a los puntos identificados en la Figura 2.	86
Anexo 3: Análisis geoquímico de elementos de muestras obtenidas en superficie (Serena Minerals, 2015).	90
Anexo 4: Fotografía de veta La Encantadora. Lazo, 2013.	92
Anexo 5: Mapa de estructuras transtensivas y transpresivas realizadas por Serena Minerals, (2015).	93
Anexo 6: Fotografías de las zonas muestreadas durante la primera etapa de la campaña de muestreo en el año 2014.	93

1 CAPÍTULO 1: INTRODUCCIÓN

1.1 Formulación y motivación del estudio propuesto

La Franja Metalogénica del Cretácico se ubica entre los 21 y 34°S en la Cordillera de la Costa del norte de Chile, la cual alberga depósitos minerales tipo magnetita-apatito o *iron oxide-apatite* (IOA) o tipo Kiruna, óxidos de hierro-cobre-oro o *iron oxide-copper-gold* (IOCG) y tipo pórfido Cu-(Mo)-(Au) de edad Jurásica-Cretácica (e.g., Sillitoe 2003; Sillitoe y Perelló, 2005; Figura 1). Actualmente, los depósitos IOA son la fuente más importante de hierro en Chile, mientras que los depósitos tipo IOCG y pórfido Cu-Mo corresponden a la segunda y primera fuente de Cu del país, respectivamente.

Los IOA (pobres en Cu) e IOCG *sensu stricto* (ricos en Cu) se definen como los miembros extremos del clan IOCG, un grupo de depósitos minerales geológicamente diversos que contienen >10% de óxidos de hierro en forma de magnetita y/o hematita, además de elevados contenidos de Cu, Au, REE, P, U, Ag, Co y V (Sillitoe, 2003; Williams et al., 2005; Barton, 2014). En la Cordillera de la Costa del norte de Chile los depósitos IOCG e IOA se encuentran relacionados espacial y temporalmente, con edades entre los ~100 a 130 Ma (Sillitoe, 2003; Barra et al., 2017). Asimismo, ambos tipos de mineralización se formaron bajo el control estructural del Sistema de Falla de Atacama (Sillitoe, 2003; Williams et al., 2005).

Los depósitos IOA e IOCG comparten ciertas características geológicas incluyendo la presencia de pirita, calcopirita y Au en etapas tardías de mineralización en algunos depósitos IOA, así como la presencia de magnetita, actinolita y apatito en etapas tempranas de muchos depósitos IOCG (Sillitoe, 2003; Williams et al., 2005; Groves et al., 2010; Reich et al., 2016). Estas similitudes sugieren una relación genética entre los depósitos IOA e IOCG de la Cordillera de la Costa del norte de Chile, con algunos autores que proponen una transición vertical desde mineralización tipo IOA profunda a mineralización tipo IOCG más somera (Espinoza et al., 1996; Sillitoe, 2003; Barra et al., 2017).

La mayoría de los depósitos IOA e IOCG de la Cordillera de la Costa del norte de Chile se formaron en un ambiente de subducción bajo un régimen extensivo entre el Jurásico tardío y el Cretácico Inferior (Oyarzún et al., 2003; Sillitoe, 2003). La Franja Ferrífera chilena corresponde a la provincia IOCG-IOA más joven del mundo y, por lo tanto, una zona ideal para estudiar los procesos involucrados en la formación de los depósitos IOA e IOCG, así como su conexión genética, ya que permiten analizar paragénesis primarias con poca o nula evidencia de alteraciones posteriores. Asimismo, estas características han sido favorables para estudiar los depósitos tipo pórfido Cu-(Mo)-(Au) del Cretácico, los cuales ocurren en estrecha proximidad espacial y temporal con los depósitos tipo IOA-IOCG dentro de la Franja Ferrífera chilena, ofreciendo una oportunidad única de estudiar los diferentes controles de formación, así como sus similitudes. Al respecto, diversos autores han propuesto una posible relación genética entre los depósitos tipo IOCG y tipo pórfido del Cretácico (Tornos et al., 2010; Richards y Mumin 2013a, b; Richards et al., 2017).

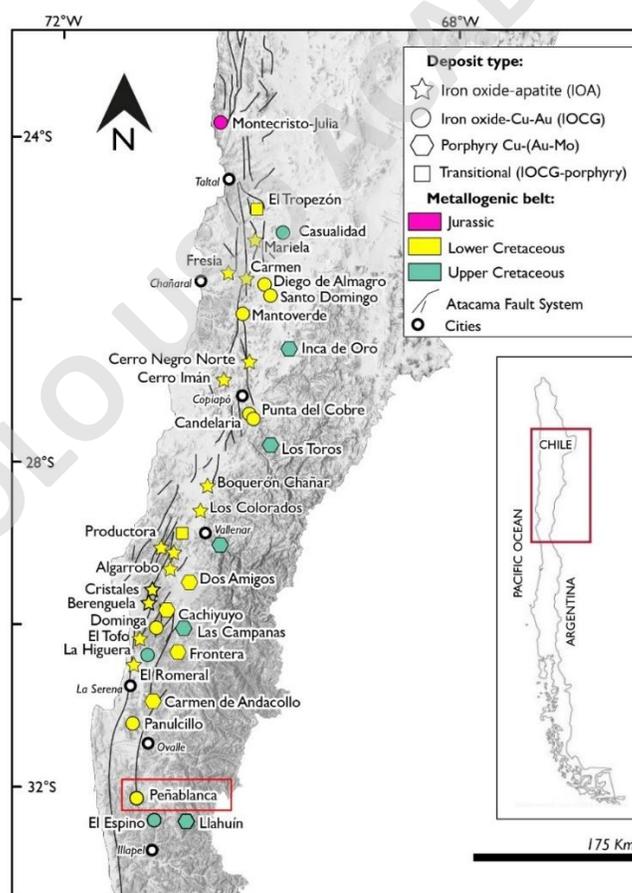


Figura 1: Mapa de distribución de los principales depósitos IOCG e IOA en el norte de Chile, y la ubicación del Distrito IOCG de Peñablanca correspondiente a la zona de estudio. Modificado de Palma (no publicado).

El presente trabajo de tesis se enfoca en el Distrito IOCG Peñablanca (Figura 1), situado en la región de Coquimbo, a 51 km al sur de la ciudad de Ovalle y 25 km al noroeste de la localidad de Combarbalá, dentro de la Franja Cretácica de la Cordillera de la Costa del norte de Chile. Hasta la fecha, la geología del distrito ha sido solamente caracterizada en superficie, y no se han realizado estudios petro-calcográficos de la geología en profundidad. Estudios anteriores clasifican al Distrito Peñablanca como un sistema mineralizado de vetas de tipo IOCG e IOA hospedadas en rocas intrusivas de composición diorítica a granodiorítica de edad Cretácica (Lazo, 2013; Serena Minerals, 2014; Fuentealba, 2021). Dichas características son geológicamente interesantes, ya que la mayoría de los depósitos IOCG e IOA Andinos se encuentran hospedados en secuencias de rocas volcánicas a volcano-sedimentarias (Sillitoe, 2003).

En vista de lo expuesto anteriormente, el Distrito Peñablanca corresponde a una zona ideal para generar nueva información que permita dilucidar los procesos que llevan a la formación de los depósitos IOCG e IOA, así como su posible relación genética. El objetivo principal de este trabajo de tesis es la caracterización mineralógica de la litología, alteración hidrotermal y mineralización del Distrito Peñablanca, mediante la descripción de muestras de mano y secciones transparentes-pulidas obtenidas a partir de testigos de sondajes. Adicionalmente, se integran los resultados obtenidos de estudios anteriores en este distrito, incluyendo geología superficial, geoquímica, geofísica de polarización inducida (IP) y magnetometría. Mediante la integración de dichos resultados se presenta una sección y modelo geológico esquemático para el Distrito Peñablanca, con énfasis en la caracterización mineralógica y secuencia paragenética de los eventos de alteración hidrotermal y mineralización.

1.2 Hipótesis del estudio

El Distrito Peñablanca corresponde a una serie de vetas mineralizadas del tipo IOCG e IOA, mostrando asociaciones de alteración hidrotermal, mineralización y paragénesis mineral características de ambos tipos de depósitos.

Las vetas del Distrito Peñablanca se asemejarían a las vetas mineralizadas del Distrito Montecristo (Jurásico) y La Higuera (Cretácico) hospedadas en rocas intrusivas dentro de la Cordillera de la Costa del norte de Chile, reflejando una transición desde mineralización IOA (pobre en Cu) en profundidad a mineralización IOCG (rica en Cu) en niveles más someros.

1.3 Objetivos

1.3.1 Objetivo general

Construir una sección y modelo geológico esquemático del Distrito Peñablanca con énfasis en la litología, alteración hidrotermal y mineralización, basados en el estudio petrocalcográfico de testigos de sondajes, secuencia paragenética de los eventos de alteración y mineralización, e integración de los estudios geofísicos y geoquímicos previamente realizados en el área de estudio.

1.3.2 Objetivos Específicos

1. Caracterizar mineralógicamente la litología, alteración hidrotermal y mineralización del sector noreste Peñablanca, mediante estudios de muestras de mano y cortes transparentes-pulidos obtenidos de testigos de sondajes.
2. Establecer una secuencia paragenética que describa los principales eventos de alteración y mineralización.
3. Recopilar la información geológica, geofísica y geoquímica disponible de la zona de estudio, e integrar con los resultados obtenidos a partir de este estudio.
4. Generar una sección geológica esquemática y representativa del depósito Peñablanca mediante los resultados previos y los obtenidos en este estudio.

5. Proponer un modelo geológico esquemático del depósito que sintetice los principales eventos de alteración, mineralización, así como las características litológicas y estructurales del distrito.

1.4 Metodología

Para lograr los objetivos mencionados, se proponen los siguientes pasos:

1.4.1 Investigación bibliográfica y recopilación geológica de la zona de estudio

En esta primera etapa se recolectó información bibliográfica sobre los depósitos IOCG e IOA de la Cordillera de la Costa del norte de Chile, incluyendo aspectos sobre los procesos de formación y evolución de estos sistemas mineralizados. Además, se revisaron informes técnicos del Distrito Peñablanca, realizados entre los años 2010 y 2021, entregados por el actual dueño de las concesiones mineras Miguel Rivera. Estos informes incluyen los siguientes resultados: geología (Lazo, 2013), geofísica de magnetometría y polarización inducida (Argali Geofísica Chile E.IR.L, 2014), modelos 3D de geofísica IP y magnetometría realizados con el software Leapfrog (Argali Geofísica Chile E.IR.L, 2014), geoquímica de roca total (Serena Minerals, 2015), ubicación de sondajes en sectores con altas anomalías magnéticas de IP (Owner, 2021) y geoquímica de elementos incluyendo Au, Ag, As, Co, Cu, Fe y Mo en testigos de sondajes (Mining Broker, 2021).

1.4.2 Revisión y muestreo de testigos de sondajes

La revisión y selección de muestras de testigos de sondajes se realizó el día 29 de abril del 2022 en la ciudad de La Serena (Figura 2; Tabla 1). Se muestrearon 5 sondajes de diamantina para estudios de petrografía macroscópica y microscópica, obteniendo un total de 35 muestras. Los criterios que se utilizaron para la selección de muestras fueron la disponibilidad de análisis geoquímicos previos y la representatividad de las muestras en términos de litología, alteración hidrotermal y/o mineralización.

Para esta etapa se generó una planilla de mapeo de testigos de sondajes, los cuales fueron descritos de manera macroscópica previo al envío de confección de secciones transparentes-pulidas.

1.4.3 Selección de secciones y sondajes representativos

A partir del mapeo realizado en las muestras de testigos de sondajes de diamantina, se escogió una sección representativa (A-A') con orientación NE-SW, que atraviesa el área de estudio e incluye los sondajes de mayor importancia para este estudio (Figura 2). La sección representativa se ubica entre las coordenadas $31^{\circ}7'9.23''S$ - $71^{\circ}15'44.29''O$ y $31^{\circ}6'9.59''S$ - $71^{\circ}14'47.32''O$ (Figura 2).

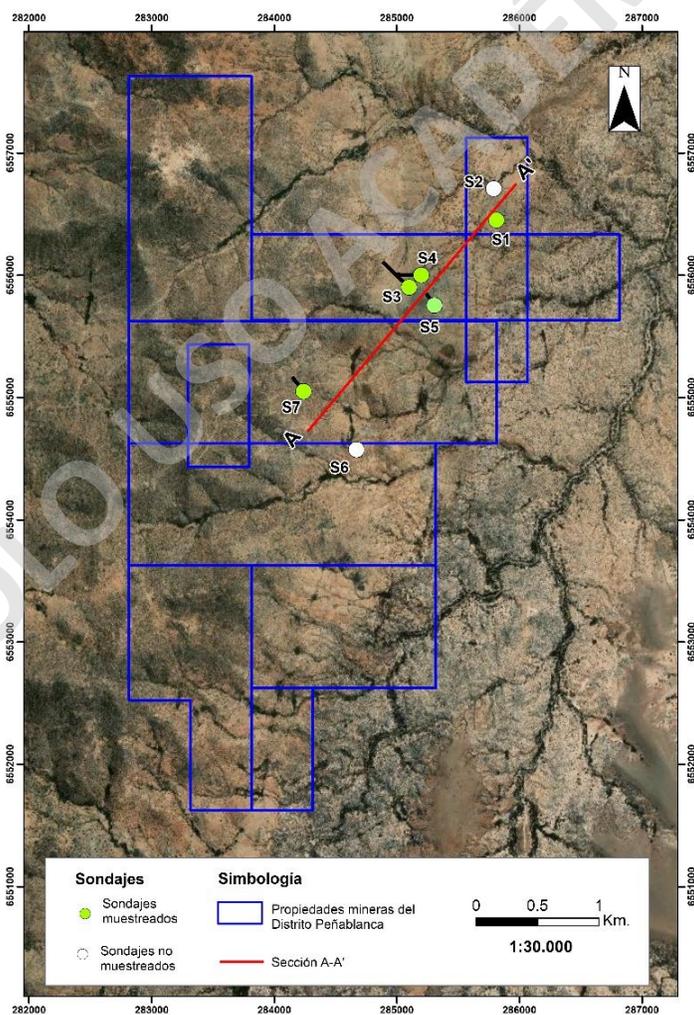


Figura 2: Imagen satelital del Distrito Peñablanca. La figura muestra las propiedades mineras, los sondajes realizados dentro del estudio y la traza de la sección representativa A-A'.

Tabla 1: Coordenadas, longitudes y azimut de los sondajes utilizados en este estudio (Fuentealba, 2021).

Sondaje	Coordenada N	Coordenada E	Azimut	Longitud (m)
S1	6556450	285813	90	38
S2	6556707	285791	90	62
S3	6555900	285100	315	350
S4	6556000	285200	270	404
S5	6555753	285307	315	161
S6	6554573	284671	250	50
S7	6555014	284278	315	245

1.4.4 Caracterización mineral y secuencia paragenética

La caracterización mineral se realizó a partir de la descripción macroscópica y estudios microscópicos de secciones transparentes-pulidas. Se describieron 35 muestras de mano, de las cuales se seleccionaron 20 muestras representativas para la confección de secciones transparentes-pulidas.

La descripción de secciones transparentes-pulidas se realizó mediante el uso de microscopios de luz polarizada y transmitida en la Escuela de Geología de la Universidad Mayor.

1.4.5 Confección de mapas, sección y modelo esquemático

La confección de mapas de la zona de estudio se realizó con el software ArcGIS 10.6, mientras que la sección y modelo esquemático fueron realizados con el software Adobe Illustrator. Esta sección y modelo integra los resultados obtenidos en este estudio, además de los antecedentes recopilados de estudios geológicos, geoquímicos y geofísicos anteriores.

1.5 Ubicación y vías de acceso

El Distrito Peñablanca se ubica en la Provincia de Limarí, aproximadamente a 51 km al sur de la Ciudad de Ovalle y 25 km al noroeste de la localidad de Combarbalá, Región de Coquimbo del Norte de Chile. Las coordenadas geográficas del proyecto son 31°7'29.08"S y 71°15'51.53"O (Figura 3).

Desde Combarbalá, se puede acceder por la ruta D-605 durante los primeros 6 km, por vía pavimentada, la que conecta con la ruta D-707 hacia el oeste durante aproximadamente 16 km hasta la zona de estudio (Figura 3). Desde Ovalle, el acceso es por la ruta D-605 durante 32 km hacia el sur, luego desviándose al oeste a altura del pueblo El Sauce por la ruta D-707, camino rural pavimentado y de tierra, durante 40 km (Figura 3). La altitud promedio del sector es de aproximadamente 900 m.s.n.m.

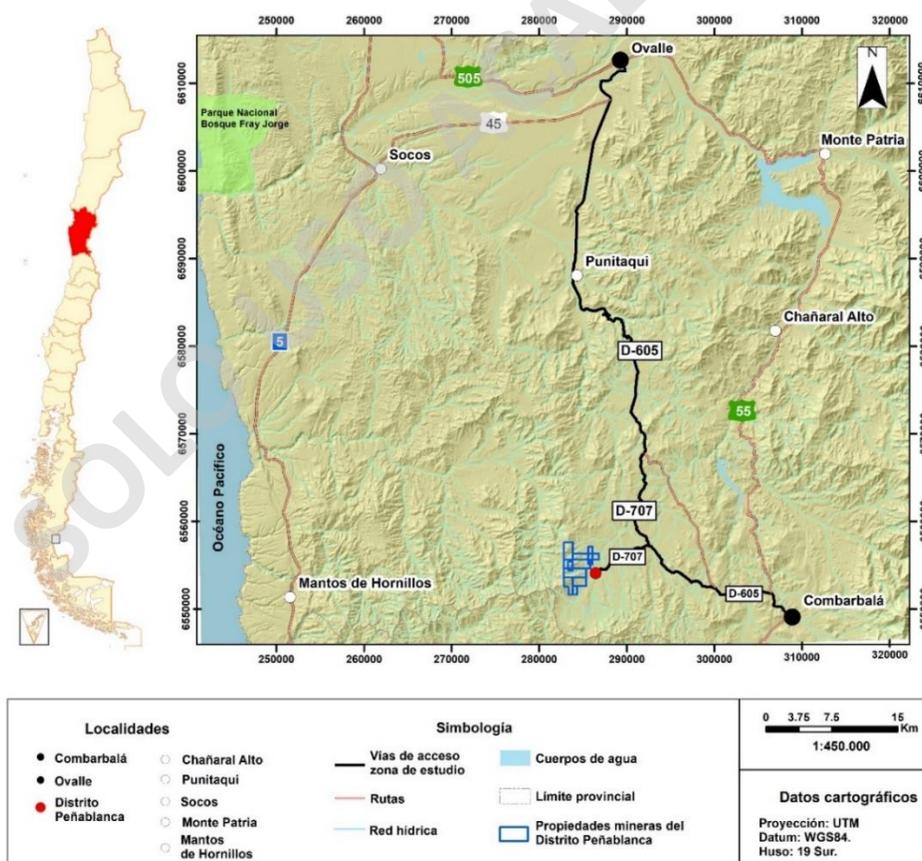


Figura 3: Ubicación y vías de acceso al Distrito Peñablanca en la Región de Coquimbo, Chile.

1.6 Antecedentes históricos y estudios anteriores

El Distrito Peñablanca presenta una larga historia de actividad minera con extracción de Cu y Au que data de comienzos del siglo XVII. De acuerdo con Lazo (2013), aún se encuentran lavaderos de Au que datan del año 1600, además de escorias de fundición en una mina del sector explotada por una compañía inglesa a mediados del año 1800. Durante los años 1945 a 1960 un ciudadano alemán explotó Au y Cu de una veta mineralizada rica en magnetita.

A partir del año 2007 se han realizado una serie de estudios en el Distrito Peñablanca, los cuales se describen a continuación y se resumen en la Tabla 2:

- En el año 2007, se perforaron tres sondajes de diamantina en busca de agua para una plantación de olivos. En esta oportunidad se registraron dos pozos de agua con presencia de Fe, Cu y Au, y un tercer pozo de agua sólo con presencia de Fe (Lazo, 2013).
- En el año 2008, el geólogo Marco Carrasco emitió un informe geológico de la zona.
- En el año 2010, se realizó un estudio de rayos gamma mediante un programa satelital sobre el Distrito Peñablanca, detectando abundantes cuerpos de Fe en la mayoría de las concesiones (Lazo, 2013).
- Durante los años 2010 y 2011, se explotó el Distrito Peñablanca extrayendo un total de 122,5 ton de mineral de óxidos de Cu con una ley promedio de 2% Cu (Lazo, 2013).
- En el año 2013, el geólogo Julio Lazo realizó una recopilación sobre el historial de explotación del distrito y de los estudios realizados hasta el momento en la zona, además de un mapeo geológico con el objetivo de encontrar blancos de interés económico (Lazo, 2013).
- En el año 2014, se ejecutó un estudio geofísico de magnetometría y polarización inducida (IP) a cargo de la empresa Argali Geofísica Chile E.I.R.L. Con base en lo anterior, se realizó un modelo 3D de la geofísica IP y magnetometría mediante el software Leapfrog. El mismo año, la empresa Serena Minerals realizó un estudio

geoquímico de roca total en el laboratorio ALS Global, además de un mapeo geológico de detalle de una zona de interés económico.

- En el año 2017, se llevó a cabo una campaña de sondajes de 1300 m, realizada por la empresa Owner, en sectores con anomalías de alta cargabilidad obtenidas con geofísica IP.
- El año 2021, la empresa Mining Broker realizó un estudio geoquímico (Au, Ag, As, Co, Cu, Fe) en testigos de sondajes mediante espectroscopía de emisión atómica de plasma acoplado inductivamente (ICP-AES).
- Finalmente, en el reporte de Fuentealba (2021) se recopiló e integraron todos los antecedentes anteriormente mencionados. Adicionalmente, realizó una campaña de terreno en las propiedades Anaconda 2, Anaconda 5 y Anaconda III dentro del Distrito Peñablanca y un estudio de aerofotogrametría mediante un drone DJI Mavic 2 Pro (Tabla 2).

Tabla 2: Resumen de los estudios realizados anteriormente en el Distrito Peñablanca. Las referencias de los estudios se indican en el texto principal.

Año	Estudios anteriores	Análisis y resultados
2008	Geología superficial	Informe geológico.
2010	Rayos gamma con programa satelital	Se identificaron cuerpos de Fe en la mayoría de las concesiones del distrito.
2013	Geología superficial	Mapeo de la geología, estructuras, además de la caracterización de alteración y mineralización de la zona de estudio. Se reconocieron zonas con potencial económico.
2014	Geofísica	Imágenes de análisis de IP y magnetometría.
2014	Modelo 3D de los resultados de geofísica IP y magnetometría	Modelamiento con el software Leapfrog.
2014	Geoquímica y mapeo geológico	Análisis geoquímico de roca total, caracterización de la alteración hidrotermal y mineralización de zonas de interés económico.
2017	Campaña de sondajes DTH de 1300 m	Campaña de perforación de sondajes en sectores con anomalías de alta cargabilidad obtenido mediante geofísica IP.
2021	Geoquímica en testigos de sondajes	Análisis de elementos y leyes de Au, Ag, As, Co, Cu, Fe y Mo.
2021	Mapeo geológico y aereofotogrametría	Mapeo geológico y recopilación de estudios anteriores. Determinación del posible potencial económico del distrito.

2 CAPÍTULO 2: ANTECEDENTES GEOLÓGICOS

En este capítulo se presenta el marco tectónico, metalogénico y geológico de la Cordillera de la Costa entre los 21 y 34°S, en donde se ubica el Distrito Peñablanca.

2.1 Marco Tectónico

La evolución del Margen Andino entre el Jurásico tardío y el Cretácico Inferior estuvo asociada a un régimen tectónico extensional, producto de una subducción oblicua sinistral de alto ángulo (Scheuber y Gonzalez, 1999), la cual propició la formación de *rifting* y adelgazamiento cortical (Charrier et al., 2007; Richards et al., 2017; Figura 4a). A mediados del Cretácico, el ambiente tectónico se volvió predominantemente transtensional con volcanismo episódico y depositación de sedimentos en cuencas de intra y trasarco (Brown et al., 1993; Arévalo et al., 2003; Richards et al., 2017; Figura 4b), seguido de una inversión tectónica que resultó en la migración del arco magmático hacia el este, con zonas de cizalle y cuencas trasarco hacia mediados y finales del Cretácico (Mpodozis y Ramos, 1989; Brown et al., 1993; Scheuber, 1994; Arévalo et al., 2003; Charrier et al., 2007; Richards et al., 2017; Figura 4c). De acuerdo con Scheuber y Gonzalez (1999), estos cambios tectónicos reflejarían períodos alternados de acoplamiento y desacoplamiento de las placas tectónicas subductante y subductada.

La Zona de Fallas Atacama fue el resultado de una subducción oblicua durante el Cretácico Inferior, la cual dio origen a la formación de un sistema de fallas transtensionales con deslizamiento de rumbo a escala cortical (Scheuber y Andriessen, 1990; Brown et al., 1993; Figura 4b). Estas estructuras proporcionaron los conductos para el ascenso de magmas calcoalcalinos de composición intermedia a máfico y el emplazamiento de batolitos compuestos (Maksaev, 2001; Morata y Aguirre, 2003; Charrier et al., 2007). Asimismo, habrían actuado como conductos para el transporte de los fluidos mineralizadores durante la extensión regional (Simon et al., 2018; Figura 4b).

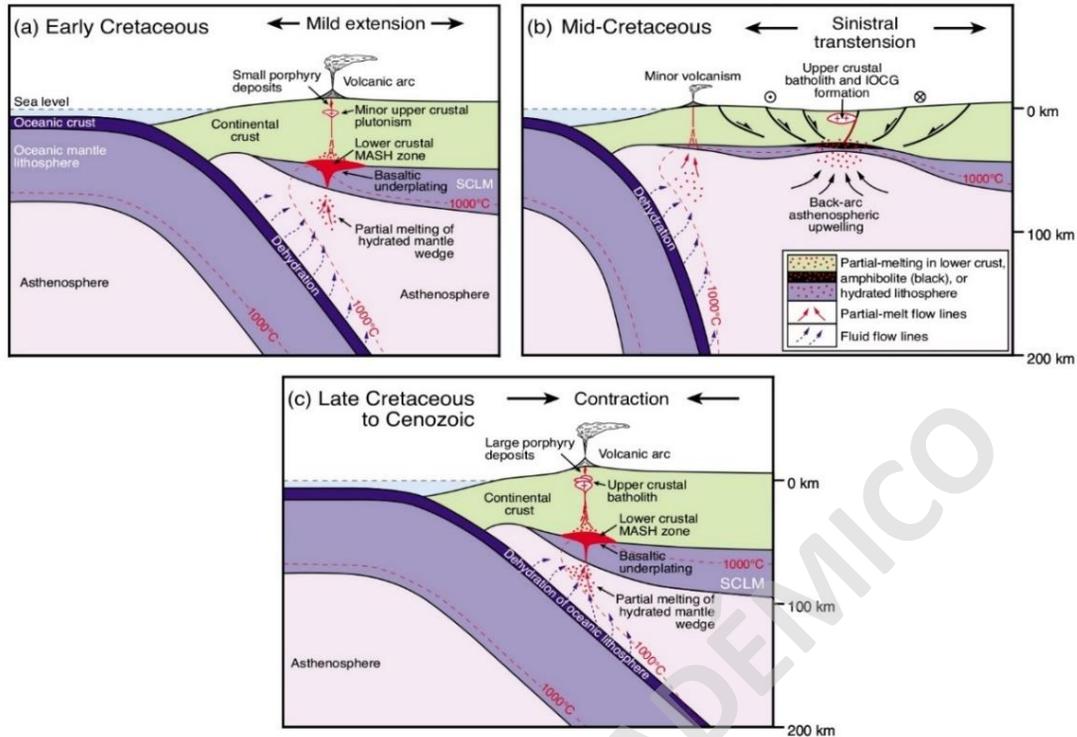


Figura 4: Evolución tectonomagmática entre 25° y 34°S del norte de Chile durante el Cretácico, y formación de depósitos tipo IOCG y pórfidos cupríferos. **(a)** El Cretácico Temprano, se caracterizó por un régimen de subducción en extensión con la formación de zonas de rift, magmatismo relativamente primitivo y adelgazamiento cortical; **(b)** En el Cretácico Medio, el régimen fue predominantemente transtensional sinistral, con volcanismo episódico, depositación de sedimentos en cuencas de intra y trasarco, así como la formación de depósitos tipo IOCG; **(c)** El retorno hacia la tectónica compresiva durante el Cretácico tardío al Cenozoico, i.e., inversión tectónica, se caracterizó por la migración del arco magmático hacia el este y la formación de grandes depósitos tipo pórfido cuprífero. Modificada de Richards et al. (2017).

2.2 Marco Metalogénico

La Cordillera de la Costa del norte de Chile hospeda depósitos estratoligados Cu-Ag o “tipo Manto”, magnetita-apatito o *iron oxide-apatite* (IOA), óxidos de hierro-cobre-oro o *iron oxide-copper-gold* (IOCG) y pórfidos Cu-(Au-Mo) (e.g., Sillitoe y Perelló, 2005). La formación de una variedad de depósitos estratoligados Cu-(Ag), IOA e IOCG se relaciona con el desarrollo de un arco magmático bajo un régimen extensivo de subducción entre el Jurásico tardío al Cretácico Inferior (Oyarzún et al., 2003; Barra et al., 2017; Richards et al., 2017; Figura 4b). Mientras que la formación de depósitos tipo pórfido Cu-(Au-Mo) se asocia al retorno de la tectónica compresiva y la migración magmática hacia el este durante el Cretácico tardío al Cenozoico (Richards et al., 2017; Creixell et al., 2020 Figura 4c).

Depósitos IOA e IOCG

La mayoría de los depósitos IOCG e IOA Andinos se formaron durante el Cretácico Inferior bajo el control estructural del sistema de Fallas de Atacama (Sillitoe., 2003). Estos depósitos ocurren en un cinturón metalogénico tectónicamente distinto, pero espacialmente superpuestos (Figura 1). La ocurrencia de depósitos IOA se asociarían directamente a ambientes extensionales o transtensionales formados a lo largo de zonas estructuras mayores de orientación preferentemente N-S (Cembrano, 2005). Mientras que la formación de los depósitos IOCG se asociaría preferentemente a estructuras secundarias de dirección NW-SE, las cuales cortarían a las estructuras principales (Cembrano, 2005; Richards et al., 2017).

Los depósitos IOCG se caracterizan principalmente por sus altas concentraciones de magnetita y/o hematita especular, con mineralización de calcopirita y menor proporción de bornita como mena principal, además de contenidos variables de Au, Ag, Co, U, REE, P, Bi y Nb (Sillitoe, 2003; Williams et al., 2005; Barton, 2014). La alteración hidrotermal se presenta como superposiciones complejas con alteración sódica-cálcica (albita, actinolita, epidota) en las zonas más profundas, potásica (biotita, ortoclasa) en porciones profundas a intermedias y con menor desarrollo alteración sericítica (clorita, sericita, calcita) en la parte superior del sistema (Sillitoe, 2003; Williams et al., 2005). La mineralización IOCG ocurre de forma masiva, vetas, stockworks, brechas y diseminada, presentando un fuerte control estructural o confinado por niveles estratigráficos formando cuerpos mantiformes (Williams et al., 2005; Barton, 2014; del Real. 2018).

Por otra parte, los depósitos IOA corresponden a cuerpos irregulares con mineralización de magnetita maciza que se caracteriza por sus bajas concentraciones de titanio ($< 1\text{wt\% Ti}$) y relativamente altas concentraciones de vanadio ($\leq 2500 \text{ ppm V}$) (Palma et al., 2020). La alteración hidrotermal incluye asociaciones minerales del tipo sódica y sódica-cálcica, las cuales pueden estar acompañada de cantidades variables de apatito, actinolita, piroxeno, epidota, y sulfuros, principalmente pirita (Bookstrom, 1977; Sillitoe, 2003; Palma et al., 2020; Reich et al., 2022). La mineralización ocurre en forma de vetas, cuerpos masivos, brechas, stockworks y vetillas (Bookstrom, 1977; Sillitoe, 2003; Williams et al., 2005; Reich et al., 2022).

Con base en su relación espacial y temporal, observaciones en terreno, datos geoquímicos e isotópicos, distintos autores proponen una relación genética entre los depósitos IOCG e IOA de la Cordillera de la Costa del norte de Chile (Espinoza et al., 1996; Sillitoe, 2013; Barra et al., 2017). Esta hipótesis propone que los depósitos IOA representan las raíces profundas de los sistemas IOCG y el miembro extremo deficiente en Cu, mientras que los depósitos IOCG representarían a la parte más somera y enriquecida en Cu de estos sistemas (Espinoza et al., 1996; Sillitoe, 2003).

Es ampliamente aceptado que la mineralización IOCG es de origen hidrotermal, sin embargo, la fuente de los fluidos mineralizadores continúa siendo un tema controversial. Por una parte, varios autores postulan que los fluidos involucrados en la formación de los IOCG son de origen magmático-hidrotermal (e.g., Hitzman et al., 1992; Pollard, 2000; Rieger et al., 2010). Por otra parte, otros autores proponen que los fluidos provenientes de las cuencas sedimentarias, posteriormente calentados por cuerpos intrusivos (e.g., Barton y Johnson, 1996, 2000; Ullrich y Clark, 1999; Chen et al., 2011) podrían originar mineralización IOCG. Sin embargo, estudios geoquímicos e isotópicos recientes en magnetita y sulfuros de depósitos IOCG chilenos son consistentes con un origen principalmente magmático-hidrotermal, con fluidos mineralizadores provenientes de magmas silicatados de composición intermedia a máfica y con una mínima contribución de salmueras de cuenca (Barra et al., 2017; Simon et al., 2018; del Real et al., 2020). Esto último es consistente con estudios de inclusiones fluidas en cuarzo, feldespato y calcita para los depósitos IOCG Candelaria y Mantoverde que sugieren una mezcla de fluidos de alta salinidad y de origen magmático-hidrotermal con salmueras de cuenca (e.g., Marschik y Fontboté, 2001; Chiaradia et al., 2006; Rieger et al., 2012; Marschik y Kendrick, 2015).

Recientemente, del Real et al. (2023) propusieron un modelo genético para la formación del depósito IOCG Candelaria (Figura 1), basado en la concentración de Fe y Mg en actinolita (Lledó y Jenkins, 2008). El modelo propone que Candelaria se habría formado por al menos dos etapas de mineralización de origen magmático-hidrotermal, episódicas y superpuestas. La etapa más temprana comprendería mineralización de alta temperatura del tipo IOA con magnetita-actinolita, a la cual se le superpone una etapa más tardía con

mineralización de calcopirita de menor temperatura (Figura 5). Esto último sugiere que los depósitos IOA e IOCG podrían ser el resultado de gradientes de temperatura que se relacionan con posibles cambios en la fuente magmática (i.e., distintos ligantes y concentraciones de metales), en vez de la formación de depósitos IOA e IOCG como la evolución de un mismo fluido relacionado con la profundidad de formación como se postuló previamente (Espinoza, 1996; Sillitoe, 2003).

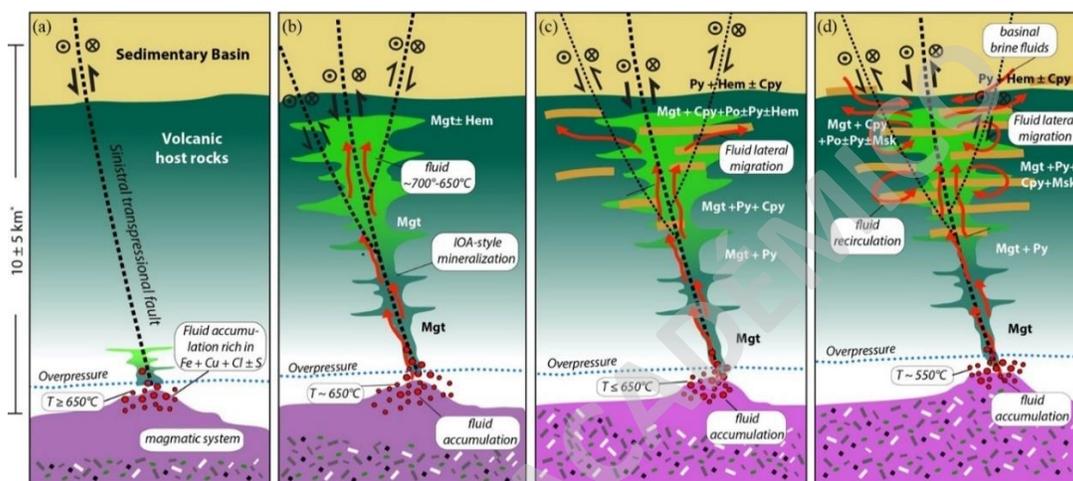


Figura 5: Modelo geológico para el depósito IOCG Candelaria. (a) Enfriamiento lento de una intrusión diorítica con separación y coalescencia de una fase fluida, seguido por la formación de microlitos de magnetita y una posterior suspensión de magnetita-fluidos en condiciones de sobrepresión que remueve Fe, Cu, Au, S y Cl. (b) El movimiento de fallas sinistral asociadas con la formación de cuencas sedimentarias, permitió el ascenso de fluidos ricos en Fe a alta temperatura. (c) Un mayor movimiento de las fallas permitió el ascenso de fluidos ricos en Cu y Fe. (d) Los fluidos hidrotermales se enfrían y ascienden por convección provocando la precipitación de Cu. En etapa final, los fluidos hidrotermales interactúan con fluidos externos de cuenca, agregando S reducido al sistema en forma de pirita. Del Real et al. (2023).

Por otra parte, el origen de los depósitos IOA ha sido un tema controversial, e históricamente se han presentado dos hipótesis contrapuestas. Por un lado, se propone un origen puramente magmático, i.e., e inmiscibilidad líquida entre un fundido rico en Fe-P y un fundido silicatado, en donde el fluido rico en Fe ascendería por zonas de debilidad cristalizando cuerpos de magnetita en niveles someros de la corteza (e.g., Nystrom & Henriquez, 1994; Naslund et al., 2002; Chen et al., 2010; Tornos et al., 2016; Velasco et al., 2016; Figura 6a). En contraste, se postula un origen puramente hidrotermal, en donde los fluidos hidrotermales se enriquecerían en Fe producto del reemplazo metasomático de la roca de caja para precipitar en rocas más frías, independiente del origen magmático o hidrotermal de estos fluidos (Bookstrom, 1975; Rhodes et al., 1999; Rhodes y Oreskes, 1999; Sillitoe y;

Figura 6b). Recientemente, estudios basados principalmente en la geoquímica e isótopos estables de Fe y O en magnetita han revelado que la formación de los depósitos IOA estaría íntimamente ligada a magmas y/o fluidos acuosos de alta temperatura derivados desde una fuente silicatada de composición intermedia a máfica (Knipping et al., 2015; Rojas et al., 2018; Simon et al., 2018; Palma et al., 2020, 2021; Reich et al., 2022).

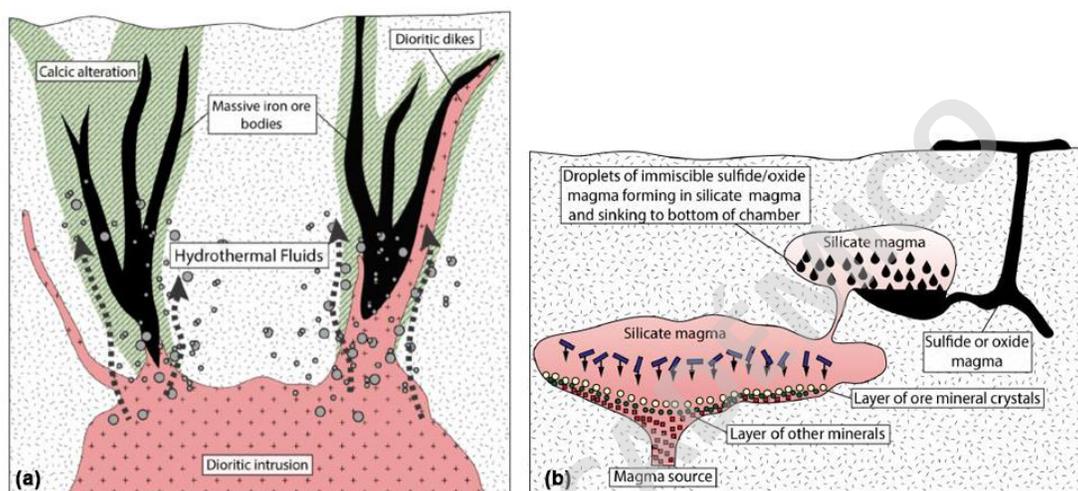


Figura 6: Modelos genéticos históricamente propuestos para la génesis de los depósitos IOA. (a) Modelo de la inmiscibilidad líquida. (b) Modelo puramente hidrotermal (metasomatismo de Fe). Modificado de Palma (no publicado).

El modelo de flotación propuesto para el depósito Los Colorados, propone que los depósitos IOA se formarían producto de una óptima combinación de procesos geológicos que involucra fluidos magmáticos e hidrotermales. La cristalización de microlitos de magnetita a partir de un magma de composición intermedio a máfico, gatillarían la nucleación de burbujas en su superficie, generando la flotación de los pares magnetita-burbuja. Posteriormente, una suspensión compuesta de microlitos de magnetita y fluidos ascendería a través de estructuras pre-existentes hacia los niveles más someros de la corteza, con la consiguiente precipitación de magnetita hidrotermal sobre los núcleos de magnetita primaria (Knipping et al., 2015a, b; Figura 7). Recientemente, Reich et al., (2022) propusieron un modelo actualizado para la formación de depósito IOA en un ambiente de arco volcánico basado en el trabajo de Knipping et al. (2015a, b) en Los Colorados y posteriormente en una serie de depósito IOA chilenos de distinto tamaños y características geológicas, incluyendo Los Colorados (Knipping et al. 2015a, b), El Romeral (Rojas et al., 2018), Cerro Negro Norte (Salazar et al., 2020), Carmen, Fresia y Mariela (Palma et al.,

2020) ubicados en la Cordillera de la Costa, así como el depósito El Laco (Ovalle et al., 2018) ubicado en el altiplano chileno (Figura 7).

Adicionalmente, el modelo de flotación permite explicar de forma plausible la formación de los depósitos IOCG e IOA como parte de un mismo sistema en evolución. Así, a medida que el sistema se va enfriando y las burbujas de fluido ascienden, se incorporaría Fe y otros metales (e.g., Cu, Au, REE, entre otros), dado a la compatibilidad estos elementos con el fluido hidrotermal, con la consiguiente precipitación de magnetita hidrotermal y calcopirita, i.e., mineralización tipo IOCG (Knipping et al., 2015a, b; Bilenker et al., 2016; Reich et al., 2016; Barra et al., 2017, Simon et al., 2018; Rodríguez-Mustafá et al., 2020).

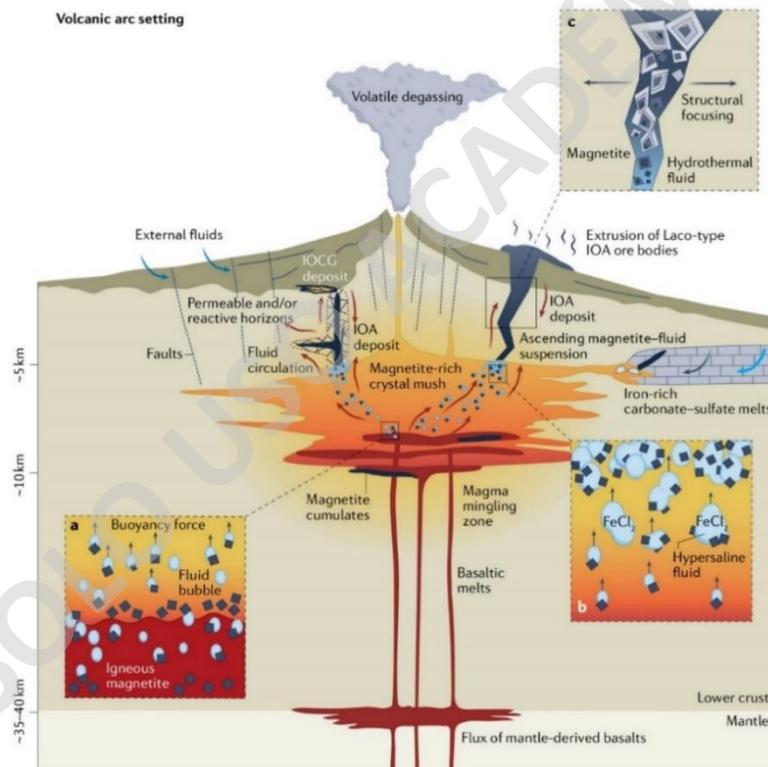


Figura 7: Modelo genético propuesto para la formación de depósitos IOA en un ambiente de arco volcánico. (a) La descompresión de un fundido silicatado de composición intermedia y saturado en magnetita desencadenaría la nucleación de burbujas sobre microlitos de magnetita magmática formando pares burbuja-magnetita que ascienden dentro de la cámara magmática por una fuerza boyante positiva. (b) La fase volátil exsuelta remueve el Fe como $FeCl_2$ del líquido silicatado circundante, formando una suspensión de fluidos-magnetita que se acumula en la parte superior de la cámara magmática. (c) La suspensión de fluidos-magnetita se separa del magma huésped producto de reactivación de fallas, ascendiendo por zonas de debilidad y, simultáneamente, este fluido podría ascender a niveles poco profundos, precipitando magnetita hidrotermal. El fluido hidrotermal puede transportar Cu, Au, P, Co y elementos de tierras raras, precipitando mineralización tipo IOCG en niveles poco profundos de la corteza (Reich et al., 2022).

2.3 Geología Distrital

En general, la zona entre los 31°S y 31°30'S del norte de Chile, se caracteriza por la ocurrencia de unidades intrusivas de composición gabro-diorita a granodiorita del Jurásico, Cretácico y Terciario, además de unidades volcano-sedimentarias de edad Cretácica (Figura 8). De oeste a este, el área incluye el Distrito IOCG Peñablanca, Distrito IOCG El Espino (88-86 Ma; López et al. 2014) y el Distrito de pórfidos Cu-Au Llahuín (92 Ma; Richards et al., 2017).

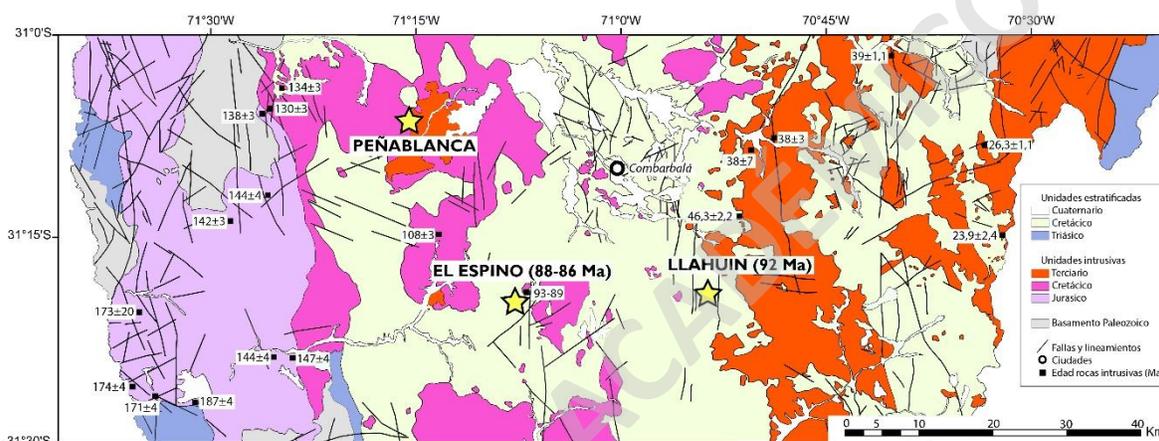


Figura 8: Mapa geológico regional de la zona de estudio entre los 31°S y 31°30'S. Las estrellas amarillas representan la ubicación de los distritos Peñablanca, El Espino y Llahuín. Las edades de rocas intrusivas fueron obtenidas mediante el método geocronológico K-Ar en biotita (Rivano y Sepúlveda, 1991). Modificado de Rivano y Sepúlveda (1986, 1991) y López et al. (2014).

La geología del Distrito Peñablanca ha sido descrita en la Carta Illapel (Rivano y Sepúlveda, 1986) y modificada por Rivano y Sepúlveda (1991) (Figura 9). Las principales unidades litoestratigráficas corresponden a la Formación Arqueros (Aguirre y Egert, 1962), Quebrada Marquesa (Aguirre y Egert, 1962) y Confluencia (Rivano y Sepúlveda, 1986; Figura 9). Las primeras dos formaciones se encuentran intruidas por la Super Unidad Illapel (Rivano et al., 1985), la cual corresponde a rocas intrusivas del Cretácico que hospedan la mineralización y alteración hidrotermal del Distrito Peñablanca (Figura 9).

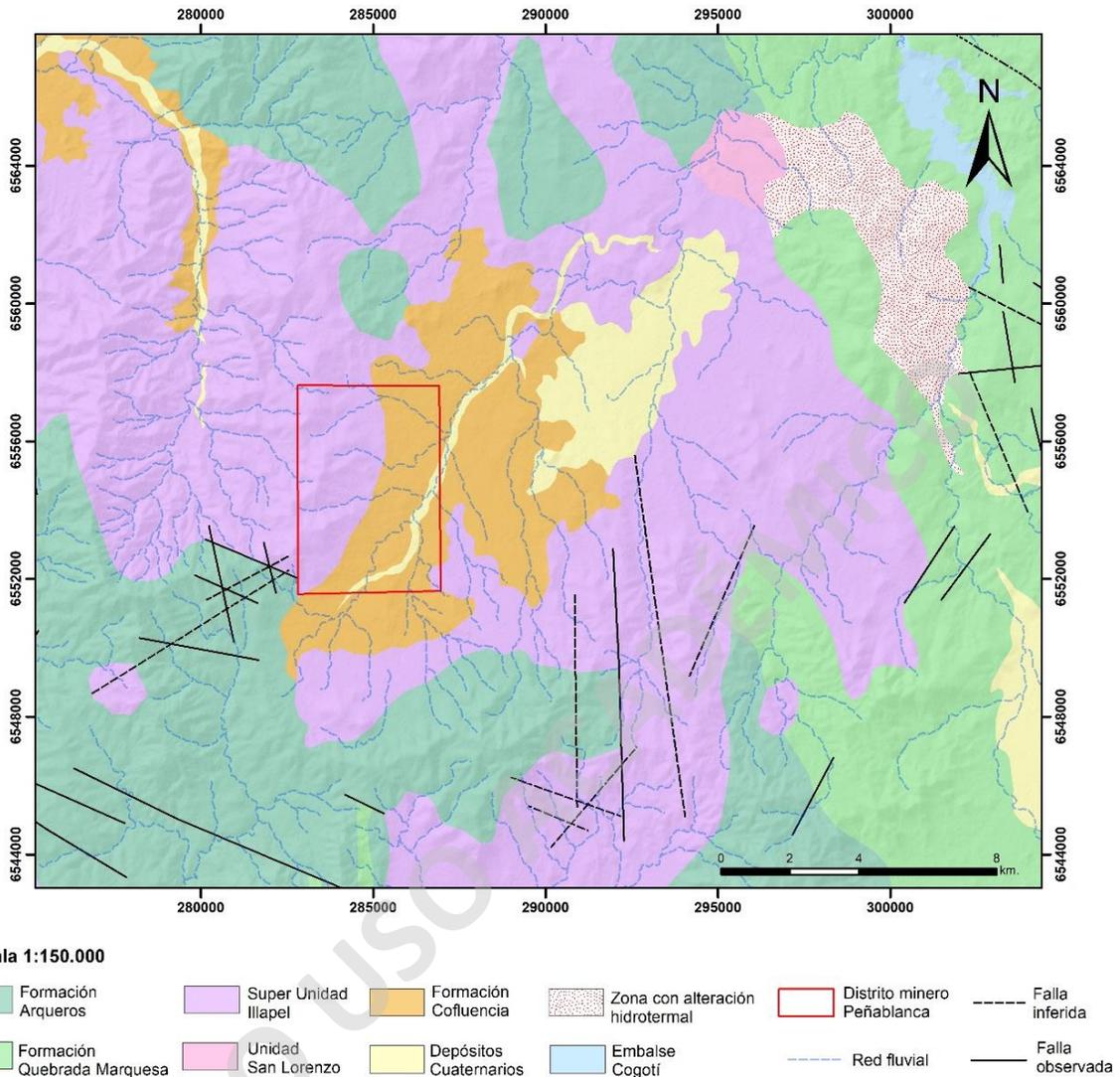


Figura 9: Mapa geológico en detalle de la Figura 8. Se observan las principales unidades geológicas de la zona de estudio. Modificado de Rivano y Sepúlveda (1986, 1991).

2.3.1 Unidades litoestratigráficas

Formación Arqueros (Neocomiano):

Definida por Aguirre y Egert (1962) y modificada por Emparan y Pineda (1999). Esta Formación corresponde a secuencias volcánicas con intercalaciones sedimentarias marinas, las cuales se encuentran subyaciendo concordante a la Formación Quebrada Marquesa y presenta relaciones de contacto concordantes entre sus miembros.

La Formación Arqueros se divide en tres miembros principales, los cuales presentan una variabilidad lateral de sus facies. El miembro inferior, corresponde a lavas basálticas, andesitas-basálticas y andesitas de clinopiroxeno y anfíboles con amígdalas rellenas de calcita. (Emparan y Pineda, 1999). El miembro intermedio, se constituye de calizas y areniscas calcáreas fosilíferas con intercalaciones de brechas calcáreas sin-sedimentarias y cherts. El miembro superior, comprende asociaciones de facies de brechas y tobas clasto-soportadas con líticos andesíticos e intercalaciones de andesitas porfíricas de piroxeno y areniscas calcáreas. Hacia el techo presenta areniscas conglomerádicas matriz-soportados y brechas epiclásticas, con intercalaciones de lutitas y tufitas.

Esta formación aflora al norte del Distrito Peñablanca (Cerro Veta de Hierro; Figura 9), e incluye niveles de lavas dacíticas, margas, areniscas, conglomerados y calizas. Los niveles de lavas dacíticas y esquistos micáceos corresponden a la roca de caja de la Veta Anaconda (Lazo, 2013).

El contenido faunístico encontrados en el segundo miembro de esta Formación, corresponde a trigonias, permitiendo acotar una edad Neocomiana (Rubilar, 1998). Por otro lado, dataciones mediante el método $40Ar/39Ar$ en plagioclasas de unidades volcánicas de esta Formación, arrojaron edades entre 114.1 ± 0.5 Ma., 113 ± 0.9 Ma y 91.0 ± 0.6 Ma., correspondientes a edad del vulcanismo del arco Cretácico Tempano (Morata et al., 2008).

Formación Quebrada Marquesa (Barremiano – Albiano):

La Formación Quebrada Marquesa fue definida por Aguirre y Egert (1962) y posteriormente modificada por Emparan y Pineda (1999). Corresponde a secuencias estratificadas de rocas clásticas y volcánicas de ambiente continental y de transición, la cual se encuentra concordantemente sobre la Formación Arqueros y subyaciendo en contacto discordante con la Formación Viñita (Rivano y Sepulveda, 1991).

La Formación Quebrada Marquesa se subdivide en cuatro miembros definidos por Biese (1956), de los cuales dos miembros inferiores afloran a nivel regional en la zona estudiada. El primer miembro, se constituye de margas, calizas fosilíferas, areniscas y

conglomerados, con niveles lenticulares de yeso. Este nivel presentaría mineralización tipo estratoligado de Mn (Emparan y Pineda, 1999). Por otro lado, el miembro superior, se conforma por intercalaciones de lavas andesíticas porfíricas, brechas piroclásticas, volcanoarenitas y conglomerados con niveles blanquecinos estratificados (Rivano y Sepulveda, 1991).

Se estima que la Formación Quebrada Marquesa se formó durante el Barremiano-Albiano, lo cual fue determinado a partir de la fauna fósil presente en la base de la formación y por el contacto discordante con la Formación Viñita (Aguirre y Thomas., 1964; Aguirre y Egert., 1965).

Formación Confluencia (Mioceno-Pleistoceno):

Esta formación fue definida por Rivano y Sepulveda (1986, 1991) y comprende depósitos semi-consolidados continentales de origen fluvio-aluvial expuestos en los valles principales. Estos depósitos se componen principalmente de gravas bien redondeadas intercaladas con areniscas, lentes de limos, y brechas no consolidadas. Estos cubren todas las unidades estratigráficas e intrusivas de la zona de estudio.

Esta formación se distribuye por toda la propiedad minera, pero principalmente en la zona central del Distrito Peñablanca (Figura 9). Se observa una morfología de terraza con una altura de hasta 15 metros, la cual se compone de gravas semi consolidadas y depósitos aluviales/coluviales de edad Cuaternaria. Estas últimas dan origen a depósitos de caliza, de esporádica explotación (Lazo, 2013).

Su edad Mioceno-Pleistoceno fue asignada en base a la relación de contacto con los depósitos marinos de la Formación Coquimbo.

2.3.2 Unidades Intrusivas

Super Unidad Illapel (134 – 85 Ma):

Definida por Rivano et al. (1985), estos intrusivos se subdividen en tres plutones principales: Plutón Illapel-Caimanes, Plutón Llahuín y Plutón Quilitapia-El Durazno, ocupando una superficie superior a los 3200 km^2 . Esta unidad intruye a las Formaciones Arqueros y Formación Quebrada Marquesa (Rivano y Sepulveda, 1991). Cabe destacar que los intrusivos de la Super Unidad Illapel hospedan la mineralización y alteración hidrotermal en la zona de estudio, la cual aflora en el sector este, oeste y sur de la propiedad minera, ocupando normalmente sectores de altos topográficos (Figura 9).

Esta Super Unidad se divide en dos subunidades, denominadas Unidad Chalinga y Unidad Limahuida, siendo la primera unidad la que aflora en la zona de estudio. La Unidad Chalinga corresponde a dioritas de anfíbola y piroxeno, sienogranitos de anfíbola y hornblenda, tonalitas, granodioritas y monzodioritas (Rivano y Sepulveda, 1991).

Las edades de esta unidad han sido determinadas por medio de dataciones geocronológicas por el método K-Ar: $108 \pm 3 \text{ Ma}$ (biotita), $96,2 \pm 2,4 \text{ Ma}$ (muscovita), $133 \pm 4 \text{ Ma}$ (muscovita), $85,9 \pm 2,2 \text{ Ma}$ - $134 \pm 3 \text{ Ma}$ (biotita), $108 \pm 3 \text{ Ma}$ (biotita), $109 \pm 3 \text{ Ma}$ (biotita) y $113 \pm 3 \text{ Ma}$ (biotita) (Rivano et al., 1985; Rivano y Sepúlveda, 1991; **Figura 8**).

Unidad San Lorenzo (Cretácico Superior-Paleógeno):

Esta unidad corresponde a un conjunto de intrusivos dioríticos y andesíticos porfíricos y/o microgranulares, con dimensiones que varían desde los $200\text{-}300 \text{ m}^2$ hasta los 80 km^2 . Estos cuerpos intrusivos serían responsables de la alteración hidrotermal y mineralización de sulfuros con interés económico (Rivano et al., 1985). Adicionalmente, se relacionan con la formación de rocas con alteración hidrotermal característica de natroalunita, hematita y caolinita, conocida como “combarbalita” (Rivano y Sepulveda, 1991).

Su edad se estimó mediante la intrusión a la Formación Salamanca del Cretácico Superior, además de una datación obtenida mediante el método K-Ar en roca total que indica una edad de $65,3 \pm 3,1 \text{ Ma}$ (Rivano y Sepulveda, 1991).

2.3.3 Depósitos Cuaternarios

Dentro de las unidades cuaternarias en la zona de estudio, definidas por Rivano y Sepulveda (1991), se describen sedimentos aluviales, coluviales y depósitos de relleno de valles, los cuales se relacionan con los actuales cursos de agua provenientes de los esteros de Pupío, Conchalí y La Canela, y ríos Choapa, Chalinda, Illapel, Cogotí y Combarbalá. Estos depósitos se conforman por gravas y ripios, mal estratificados, además de arenas y limos con buena estratificación.

2.3.4 Estructuras

En esta sección se describen las estructuras principales a escala regional, incluyendo la Falla Romeral y la Falla Los Mantos (Figura 10). Es importante mencionar que estructuras dentro del Distrito Peñablanca no han sido descritas en la literatura (Figura 9).

Falla Romeral

Esta estructura fue descrita por primera vez por Bookstrom (1977). La Zona de Falla Romeral (ZFR) corresponde a un sistema de fallas transcurrentes de dirección preferencial N-S. Se encuentra ubicada a lo largo de la Cordillera de la Costa (Taylor et al., 1998) y se asocia a una franja de rocas protomiloníticas-miloníticas (Emparán y Pineda, 2006). Esta falla se encuentra inmediatamente al oeste de la zona de estudio, y paralela a la Falla Los Mantos (Figura 10).

La Falla Romeral corresponde a una extensión del Sistema de Fallas Atacama, con la que se correlaciona hacia el norte con una zona de fallas paralelas de casi 1.000 km de largo entre Iquique y el sur de La Serena (Charrier et al., 2007).

Falla Los Mantos

La Falla Los Mantos es una estructura de cinemática sinistral, con rumbo N-S (Figura 10) y manteo hacia el oeste (Alegría, 2018). Se asocia a micaesquistos con biotita, milonitas

a ultramilonitas y anfibolitas ubicadas entre rocas microdioríticas y plutónicas (Lazo, 2013; Aquiles, 2018). De acuerdo con Lazo (2013), esta gran estructura abarca un área de influencia de ~700 metros de ancho dentro de la zona de estudio, dispuesta al centro de la propiedad, generando una zona de cizalle a la que se le atribuye el metamorfismo de las unidades intrusivas de la Super Unidad Illapel, presentando esquistosidad y milonitización.

La Falla Los Mantos controla la distribución de la mineralización en otros yacimientos de importancia, tales como Los Mantos de Punitaqui y Tambo de Oro (Alegría, 2018; Figura 10).

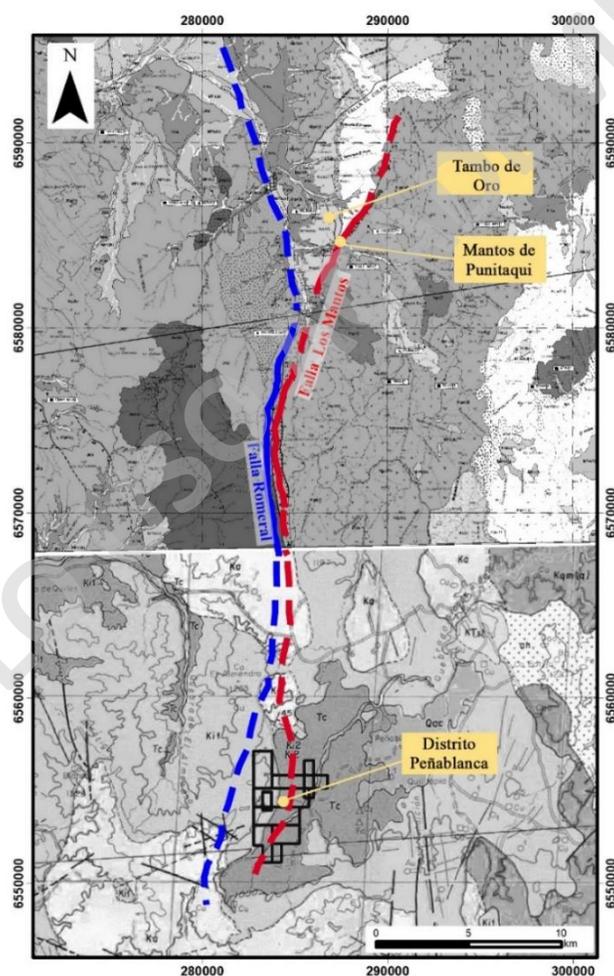


Figura 10: Mapa geológico con la ubicación de estructuras regionales Falla Los Mantos y Falla Romeral. En la zona norte del mapa, las estructuras fueron demarcadas a partir de la Carta Ovalle – Peñablanca (Emparán, 2020), mientras que, en la zona sur las estructuras fueron interpretadas a partir de Lazo, (2013) y por fotointerpretación realizada en este estudio, la cual fue plasmada en la Carta Illapel (Rivano y Sepúlveda, 1986). Además, se observa la ubicación de los yacimientos Los Mantos de Punitaqui, Tambo de Oro y Distrito Peñablanca, los cuales son controlados estructuralmente por la Falla Los Mantos.

3 CAPÍTULO 3: RESULTADOS

En el siguiente capítulo se presentan los principales resultados de este estudio, incluyendo las observaciones petro-calcográficas de 20 secciones transparentes-pulidos obtenidas a partir de testigos de sondajes (profundidad), además de la información recopilada de estudios anteriores que incluyen geología superficial (Lazo., 2013; Serena Minerals., 2015; Fuentealba., 2021), geoquímica, geofísica IP y magnetometría (Serena Minerals, 2015; Fuentealba., 2021).

Para la descripción de secciones transparentes-pulidos se define una escala de clasificación de la intensidad de alteración hidrotermal basada en el porcentaje relativo de reemplazo mineral de la roca hospedante (Tabla 3).

Tabla 3: Porcentaje de reemplazo por asociaciones minerales de alteración hidrotermal.

Intensidad de alteración	Descripción de intensidades de alteración	Porcentaje de reemplazo
Muy débil	Roca casi fresca	10%
Débil	Se puede reconocer el mineral reemplazado	25%
Moderada	Casi no se puede reconocer el mineral reemplazado	50%
Fuerte	Alteración pervasiva, destruye totalmente al mineral reemplazado	100%

3.1 Petrografía de cortes transparentes-pulidos de testigos de sondajes

3.1.1 Litología de roca hospedante

La roca hospedante observada en los testigos de sondajes y descritas en este estudio, típicamente presentan textura obliterada debido al alto grado de alteración hidrotermal. Sin embargo, se describieron 3 de un total de 20 secciones transparentes-pulidas, que corresponden a rocas intrusivas y metamórficas emplazadas a ~ 15 m y a 154 m de profundidad.

En general, las rocas intrusivas presentan una textura holocristalina, inequigranular con cristales de plagioclasa euhedral a subhedral, hornblenda euhedral a subhedral, y cuarzo anhedral (8%) los cuales se observan rellenando espacios. Las rocas se clasifican como dioritas de hornblenda (Figura 11 a). Adicionalmente, los cristales de hornblenda se encuentran reemplazados por biotita con una intensidad débil a moderada, mientras que las plagioclasas se encuentran reemplazadas por sericita con una intensidad débil.

La unidad metamórfica se reconoció en testigos de sondajes a una profundidad de ~ 15 m, la cual se caracteriza por su esquistosidad y textura lepidoblástica con cristales de biotita anhedrales a subhedral orientadas y cuarzo anhedral. La roca se clasifica como un esquisto micáceo con biotita perteneciente a la facie sub-esquistos verdes (Figura 11 b). Además, los cristales de biotita se encuentran reemplazados por actinolita con una intensidad débil, y se observan vetillas de calcita (Figura 11 b).

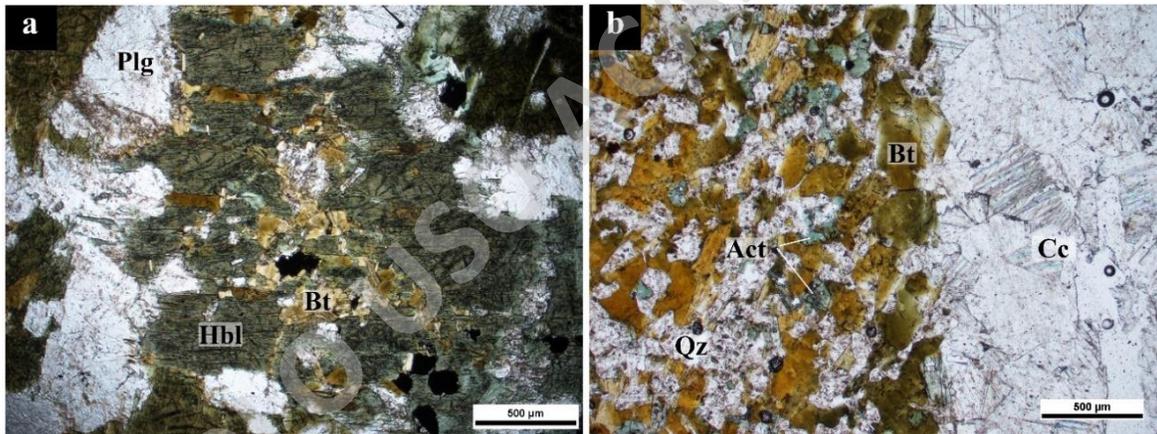


Figura 11: Fotomicrografía con luz transmitida de roca de caja. (a) Muestra **PB-01** a nicoles paralelos con aumento 4x. Diorita de hornblenda compuesta por plagioclasa, hornblenda y escaso cuarzo. Los cristales de hornblendas presentan un reemplazo de biotita con intensidad débil. (b) Muestra **PB-13** a nicoles paralelos con aumento 4x. Esquisto micáceo con biotita y cuarzo. Los cristales de biotitas biotitas presentan reemplazo de actinolita con intensidad débil. Adicionalmente, se observa una vetilla de calcita. Abreviaturas: plagioclasa (Plg), hornblenda (Hbl), biotita (Bt), actinolita (Act), cuarzo (Qz), calcita (Cc).

3.1.2 Alteración hidrotermal

En el Distrito Peñablanca se identifican al menos cuatro tipos de alteración hidrotermal en profundidad: sódica, potásica, clorita-esmectita y calco-sódica.

3.1.2.1 Alteración Sódica

La alteración sódica se conforma por al menos dos familias de albitas. La primera familia corresponde a cristales de albita euhedral, con hábito tabular y tamaños que varían entre 0.5 – 4 mm (Figura 12 a, b). La segunda familia corresponde a fenocristales de albita euhedral, con hábito tabular y clivaje bien marcado en una dirección, que alcanzan tamaños ≤ 1 cm (Figura 12 c, d). Esta alteración se observa en la mayoría de las secciones transparentes-pulidas descritas como una alteración pervasiva y de fondo. Además, en la roca hospedante se observa el reemplazo total de minerales primarios félsicos por albita hidrotermal.

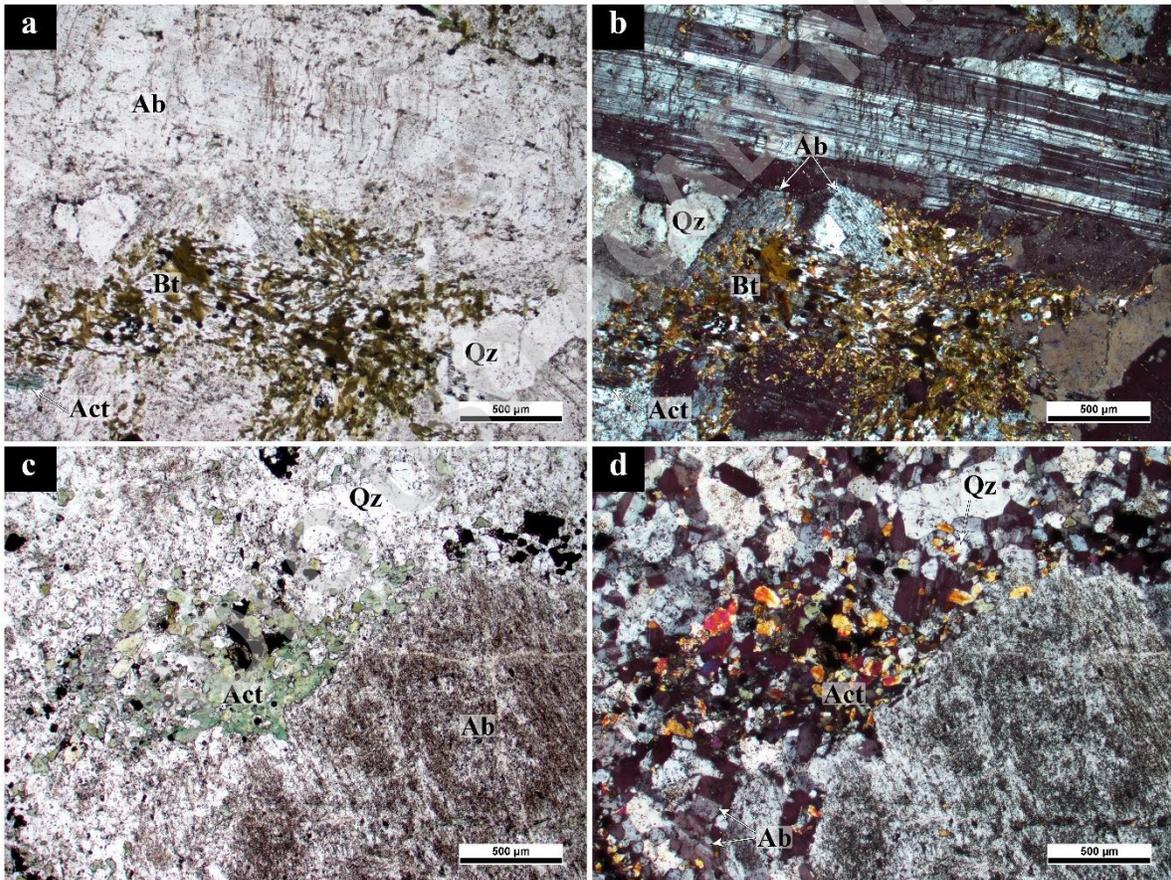


Figura 12: Fotomicrografía con luz transmitida de la alteración sódica. **(a)** Muestra **PB-06** a nicoles paralelos, aumento 4x. Cristal de albita, junto a cúmulo de biotita con reemplazo de actinolita de intensidad débil y cuarzo. Presenta diseminado de opacos anhedrales. **(b)** Muestra **PB-06** a nicoles cruzados, aumentos 4x. **(c)** Muestra **PB-17** a nicoles cruzados, aumento 4x. Cristal de albita, junto a actinolitas anhedrales, cuarzo granular y albitas. **(d)** Muestra **PB-17** a nicoles cruzados, aumentos 4x. Abreviaturas: actinolita (*Act*), albita (*Ab*), biotita (*Bt*), cuarzo (*Qz*).

3.1.2.2 Alteración potásica

La alteración potásica se conforma por la asociación de biotita, feldespatos potásico, cuarzo, magnetita y calcopirita. Esta alteración se superpone a la alteración sódica de fondo, y correspondería al segundo evento de alteración. Esta alteración hidrotermal se observa como un reemplazo de intensidad moderada en la mayoría de las secciones transparentes-pulidas descritas.

La biotita ocurre en cúmulos de cristales subhedrales-anhedrales con hábito tabular y micáceo de hasta 0,1 mm (Figura 12 a, b; Figura 13 a). Comúnmente se observan cristales de biotita y magnetita intercrecidas en forma de cúmulos, y en algunos casos, acompañadas de cuarzo masivo y en vetillas (Figura 13 a.b).

El feldespato potásico (~5 %) se presenta en menor proporción que la biotita (~15%), y no se observa en todas las secciones transparentes-pulidas. Comúnmente ocurre como cristales anhedrales y granulares de hasta 0.1 mm que reemplazan selectivamente a cristales de albita y acompañados de cuarzo. En la mayoría de los casos se presenta como halos de alteración asociados a dos tipos de vetillas: las primeras rellenas de clorita, epidota y calcita, las cuales se relacionan con la alteración clorita-esmectita; las segundas rellenas de albita, apatito y/o actinolita las cuales se relacionan con la alteración calco-sódica (Figura 13 c, d).

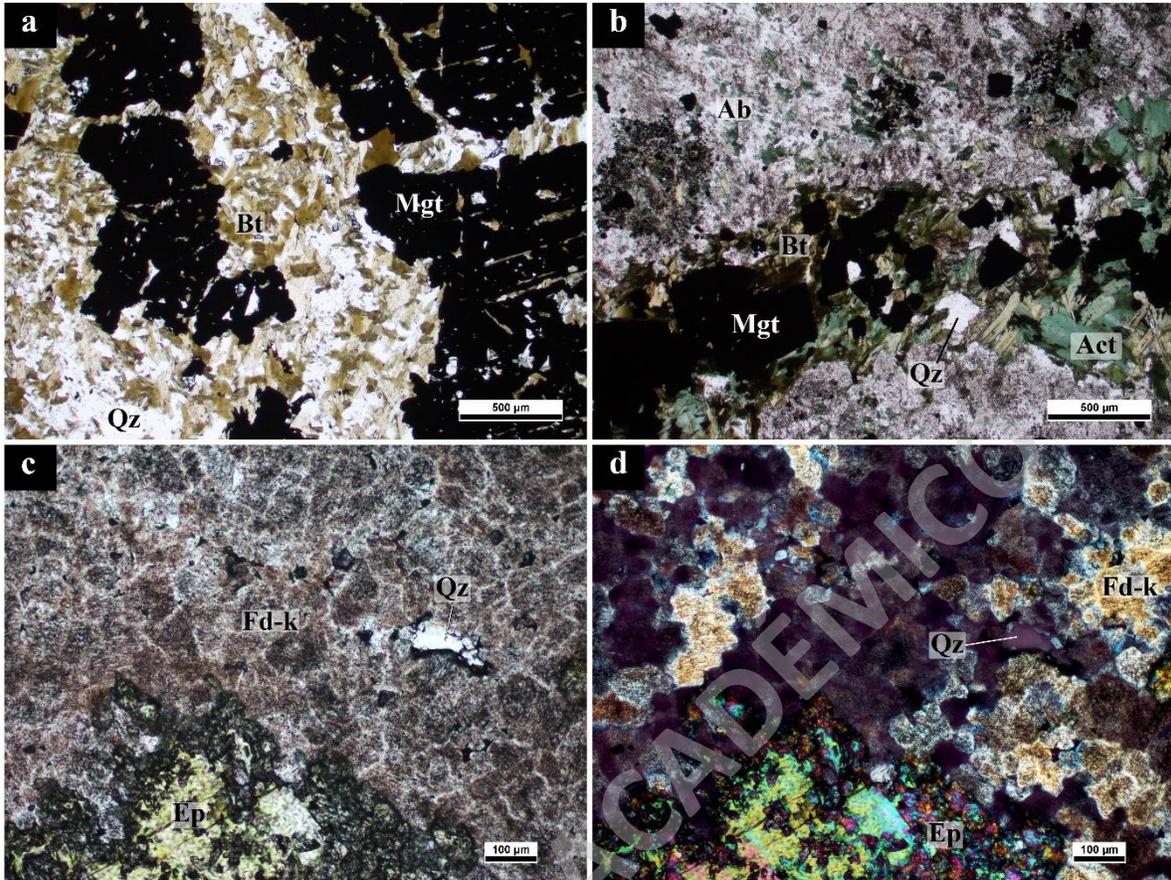


Figura 13: Fotomicrografía con luz transmitida de la alteración potásica. (a) Muestra **PB-05** a nicols paralelos, aumento 4x. Cúmulo de biotitas, junto a cuarzo granular e intercrecimiento de magnetitas subhedrales. (b) Muestras **PB-16** a nicols paralelos, aumento 4x. Vetilla de biotita reemplazada por actinolita con intensidad moderada e intercrecimiento de magnetita subhedral, junto a cuarzo granular, y albita. (c) – (d) Muestra **PB-11** a nicols paralelos y nicols cruzados, aumento 10x. Cristales de feldespato potásico anhedral, junto a epidota y cuarzo. Abreviaturas: biotita (*Bt*), feldespato potásico (*Fd-k*), Epidota (*Ep*), cuarzo (*Qz*).

El cuarzo se presenta en la mayoría de los cortes transparentes-pulidos, en los cuales se reconocen al menos 4 tipos. El primer tipo corresponde a cuarzo anhedral y granular (< 0.5 mm), el cual se observa formando gran parte de la masa fundamental. Estos cristales reemplazan a cristales de albita con una intensidad moderada y fuerte. Además, en algunos testigos de sondajes es posible observar texturas de “ojos de cuarzo” (Figura 14 c, d; Figura 12 d). El segundo y tercer tipo ocurren como vetillas de cuarzo que se intersectan en al menos dos direcciones, con anchos que varían entre 0.1 - 4 mm y en algunos casos alcanzan anchos de ~1cm, los cuales se componen de cuarzo anhedral y granular (< 0.1) (Figura 14 a, b, c). Estas vetillas de cuarzo se observan en profundidades intermedias entre los 206 – 270 m y ocurren en algunos casos con calcopirita y menor pirita. El cuarto tipo corresponde a cristales

de cuarzo aislados, granulares de hasta 1 mm sin una ubicación preferente (Figura 14 a, b). Asociado a este tipo de cuarzo se observa mineralización de calcopirita masiva (<0.5 mm).

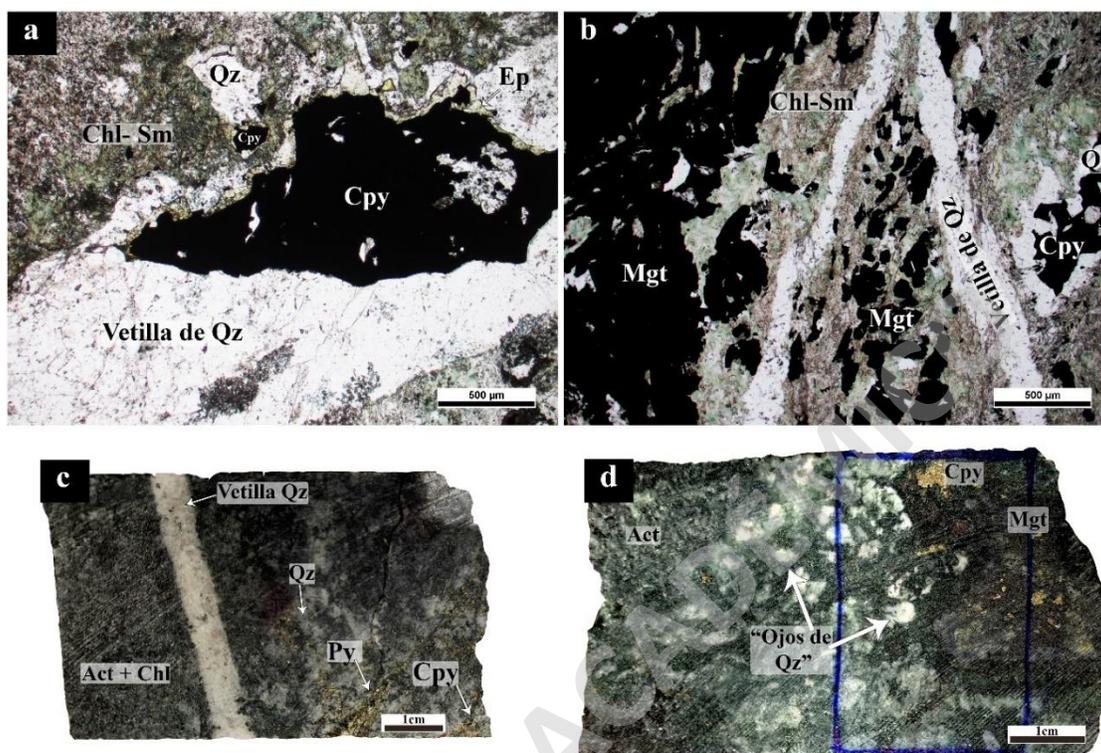


Figura 14: Fotomicrografía con luz transmitida y fotografía de muestra de testigo de sondajes de alteración potásica. **(a)** Muestra **PB-19** a nicoles paralelos, aumento 4x. Vetilla de cuarzo con mineralización de calcopirita, junto a cristal de cuarzo aislado con mineralización y clorita-esmectita. **(b)** Muestra **PB-09** a nicoles paralelos, aumentos 4x. vetillas de cuarzo, junto a cristal de cuarzo aislado con mineralización de calcopirita y clorita-esmectita. Presenta opacos de magnetita subhedrales. **(c)** Muestra de testigo de sondaje **DDH3-104**. Vetilla de cuarzo, junto a cuarzo masivo, actinolita y clorita. Presenta pirita y calcopirita diseminada y en vetillas. **(d)** Muestra de testigo de sondaje **DDH7-70**. “ojos de cuarzo”, junto a actinolita, magnetita y calcopirita masivas y diseminada. Abreviaturas: cuarzo (Qz), clorita-esmectita (Chl-Sm), actinolita (act), calcopirita (Cpy), pirita (Py), magnetita (Mgt).

3.1.2.3 Alteración clorita-esmectita

La asociación mineral característica de la alteración clorita-esmectita está dada principalmente por clorita, clorita-esmectita, arcillas, y menor contenido de epidota, carbonatos, pirita, calcopirita, y magnetita.

La asociación clorita, clorita-esmectita y arcillas predominan en la mayoría de los testigos de sondajes. La clorita ocurre de forma selectiva, reemplazando cristales de biotita de la alteración potásica, diseminada, en cúmulos y en parches. La intensidad del reemplazo

puede variar desde fuerte hasta débil. Por otra parte, los cristales de albita pertenecientes al evento de alteración sódica son reemplazados selectivamente por arcillas y/o esmectita con intensidad fuerte a débil (Figura 14 a, b; Figura 15 b).

En menor proporción y de manera local se observa la asociación epidota-carbonatos-clorita, la cual suele ocurrir en vetillas de hasta 0.2 mm de ancho, o bien de manera masiva con una intensidad de alteración fuerte (Figura 15 a, b). La epidota suele ocurrir de manera anhedral o euhedral en cúmulos y en parches (Figura 14 a; Figura 15 b). Mientras que los carbonatos suelen ocurrir en vetillas (0.2 mm) o de manera masiva, los cuales se observan en algunos casos hospedando pirita y trazas de calcopirita (Figura 15 a, b). Además, típicamente se observa magnetita en zonas de alteración de epidota-clorita.

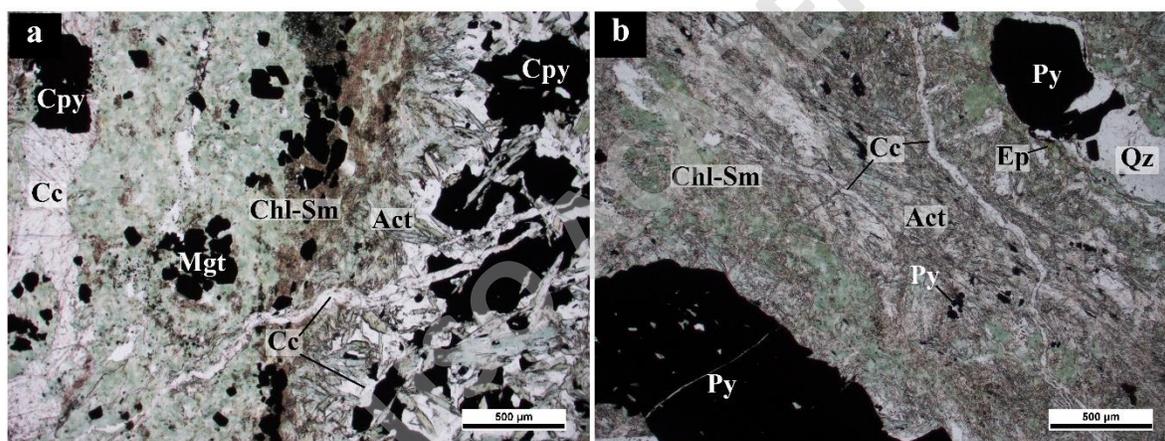


Figura 15: Fotomicrografía con luz transmitida y fotografía de muestra de testigo de sondajes de la alteración clorita-esmectita. (a) Muestra PB-09 a nicols paralelos, aumento 4x. Vetillas de calcita con mineralización de calcopirita, junto a clorita-esmectita y vetilla de actinolita con calcopirita. Presenta magnetita cumulada y diseminada. (b) Muestra PB-09 a nicols paralelos, aumentos 4x. Clorita y esmectita junto a vetillas de calcita, epidota, y actinolita. Presencia de vetilla de cuarzo con pirita. Abreviaturas: epidota (Ep), calcita (Cc), cuarzo (Qz), clorita-esmectita (Chl-Sm), actinolita (act), calcopirita (Cpy), pirita (Py), magnetita (Mgt).

3.1.2.4 Alteración calco-sódica

La alteración calco-sódica se conforma de actinolita, albita, epidota, escapolita apatito, titanita y un menor contenido de carbonatos, acompañada de sulfuros como calcopirita y pirita, y óxidos de Fe-(Ti) como magnetita, hematita, mushketovita, e ilmenita. Este evento se superpone a la alteración sódica, potásica y clorita-esmectita. Esta alteración correspondería al último evento de alteración hidrotermal lo que se evidencia a

partir de las relaciones de corte, en donde vetillas de actinolita-apatito se observan cortando a todas las demás asociaciones de alteración, y adicionalmente por la ocurrencia de cristales de actinolita (4 mm) aislados que se superponen y reemplazan a cúmulos de biotita y clorita.

La actinolita es el mineral principal de esta alteración hidrotermal, observándose en la mayoría de los cortes transparentes-pulidos. Se identifican cuatro familias de actinolita con base en distintos tipos de texturas. La primera familia corresponde a cristales de actinolita euhedral con hábitos columnares y aciculares de hasta 1 mm que ocurren en vetillas de 2 mm de espesor (Figura 16 a). La segunda familia de cristales de actinolita también se observa en vetillas, pero con formas subhedral - anhedral con tamaños de hasta 0.5 mm (Figura 16 b). La tercera familia, corresponde a cristales de actinolita de hasta 0,4 mm con hábito prismático y de media integridad, las cuales ocurren sobre cúmulos de cristales de biotita cloritizadas y hospedan magnetita subhedral – anhedral de forma disseminada y masiva (Figura 16 c). La última familia, corresponde a cristales de actinolita euhedral con hábitos aciculares (0.1 mm) y orientadas con ocurrencia disseminada en gran parte de la sección transparente-pulida (Figura 16 d). Además, las primeras dos familias de actinolitas se encuentran comúnmente intercrecidas con calcopirita y pirita. También, estos cristales de actinolita coexisten con cristales de albita anhedral y acumulados (≤ 0.1 mm) (Figura 16 c), apatito ($\leq 0.1 - 0.4$ mm), epidota anhedral a euhedral (Figura 16 b; Figura 18 c), escapolita subhedral, trazas de calcita y titanita subhedral a euhedral con tamaños variables entre 0.1 – 5 mm (Figura 17 a) y en casos excepcionales de hasta 4 cm (Figura 17 b). Las titanitas comúnmente ocurrirían a partir del reemplazo de ilmenita, formando cristales de titanita que rodean a este mineral metálico (Figura 18 d). También, pueden ocurrir sobre o intercrecidas con actinolitas y apatitos.

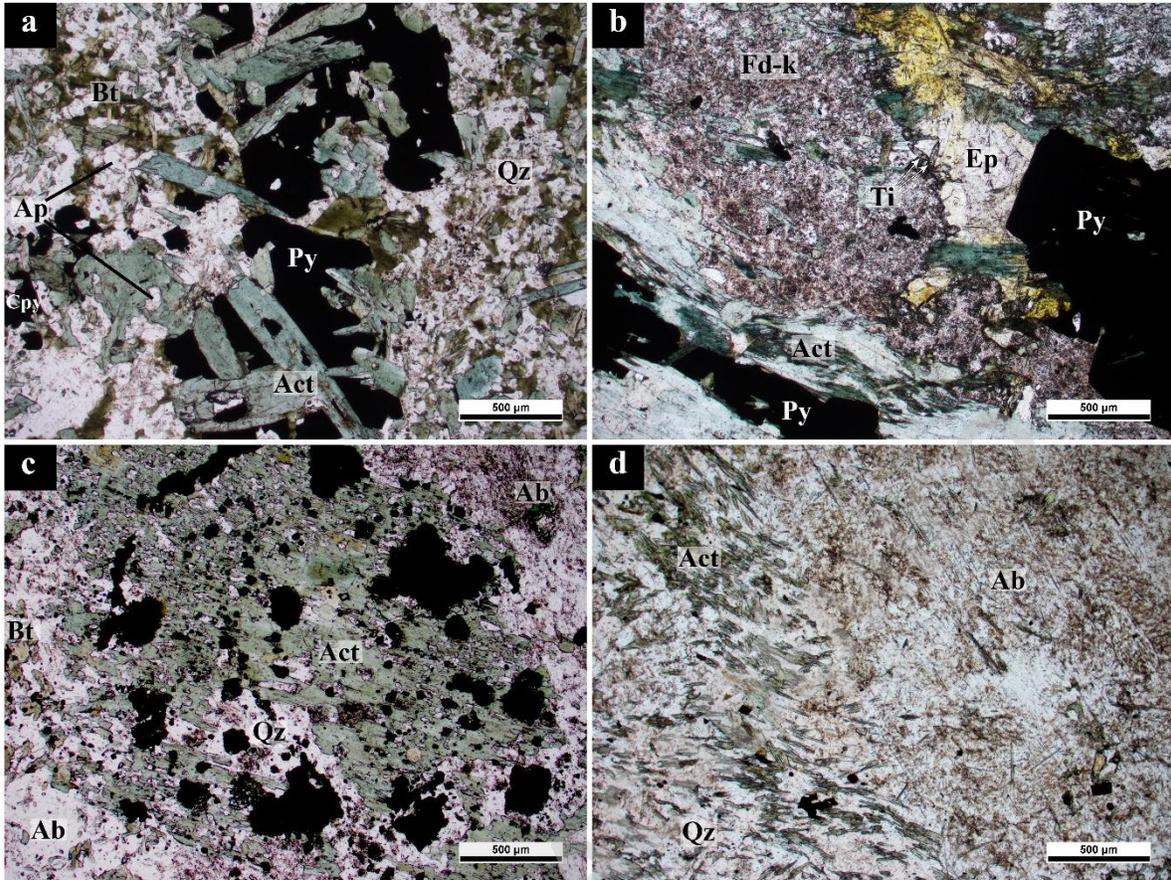


Figura 16: Fotomicrografía con luz transmitida de la alteración calco-sódica. (a) Muestra **PB-05** a nicoles paralelos, aumento 4x. Vetilla de actinolita euهدral intercrecida con pirita, junto a biotita, cuarzo y opaco de calcopirita. (b) Muestra **PB-12** a nicoles paralelos, aumentos 4x. Vetilla de actinolita subهدral-anهدral intercrecida con pirita, junto a titanita, epidota y halo de feldespato potásico. (c) Muestra **PB-17** a nicoles paralelos, aumentos 4x. Cristal de actinolita reemplazando cúmulo de cristales de biotita, junto a albita, biotita y cuarzo. Presenta opacos de magnetita intercrecida con el cristal de actinolita. (d) Muestra **PB-12** a nicoles paralelos, aumentos 4x. Actinolita orientada, junto a cristal de albita y cuarzo. *Abreviaturas: actinolita (act), titanita (Ti), cuarzo (Qz), biotita (Bt), epidota (Ep), feldespato potásico (Fd-k), calcopirita (Cpy), pirita (Py), magnetita (Mgt), apatito (Ap).*

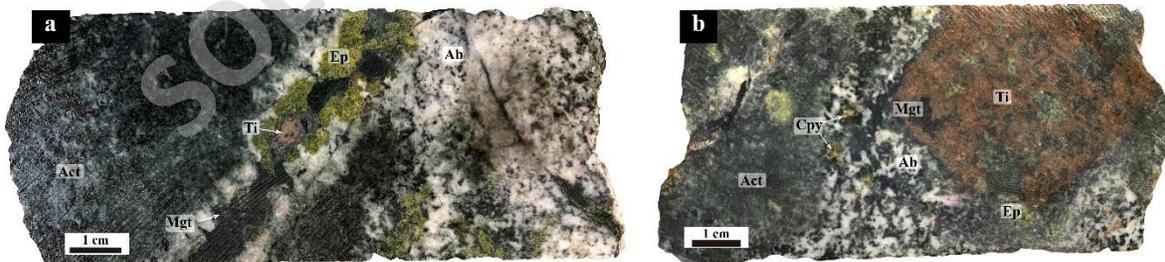


Figura 17: Fotografía de muestra de testigo de sondajes de titanitas pertenecientes a alteración calco-sódica. (a) Muestra de testigo de sondaje **DDH7(A)-84**. Vetilla de actinolita + epidota + magnetita con fenocristales de titanita, junto a albita y cuarzo. (b) Muestra de testigo de sondaje **DDH5-57**. Fenocristal de titanita, junto a albita, actinolita, epidota, calcopirita y magnetita. *Abreviaturas: titanita (Ti), actinolita (act), epidota (Ep), albita (ab), calcopirita (Cpy), pirita (Py), magnetita (Mgt).*

Los cristales de apatito suelen presentar formas euhedrales – subhedrales con hábito hexagonal y en algunos casos de forma anhedral. Se encuentran en gran parte de las secciones transparente-pulidas, pero mayoritariamente se encuentran en las porciones más profunda del sistema (~240 – 340 m). Estos cristales se observan en vetillas (0.8 mm) coexistiendo con minerales de epidota, calcita y pirita anhedral, con halos de albita (0.1 – 0.5 mm) (Figura 18 a y b). También, se observan diseminados o en cúmulos, acompañado de albita, epidota, calcita y de actinolita (Figura 18 c). Además, en los testigos de sondajes de mayor profundidad se observan las mayores concentraciones de la asociación mineral actinolita + apatito + magnetita.

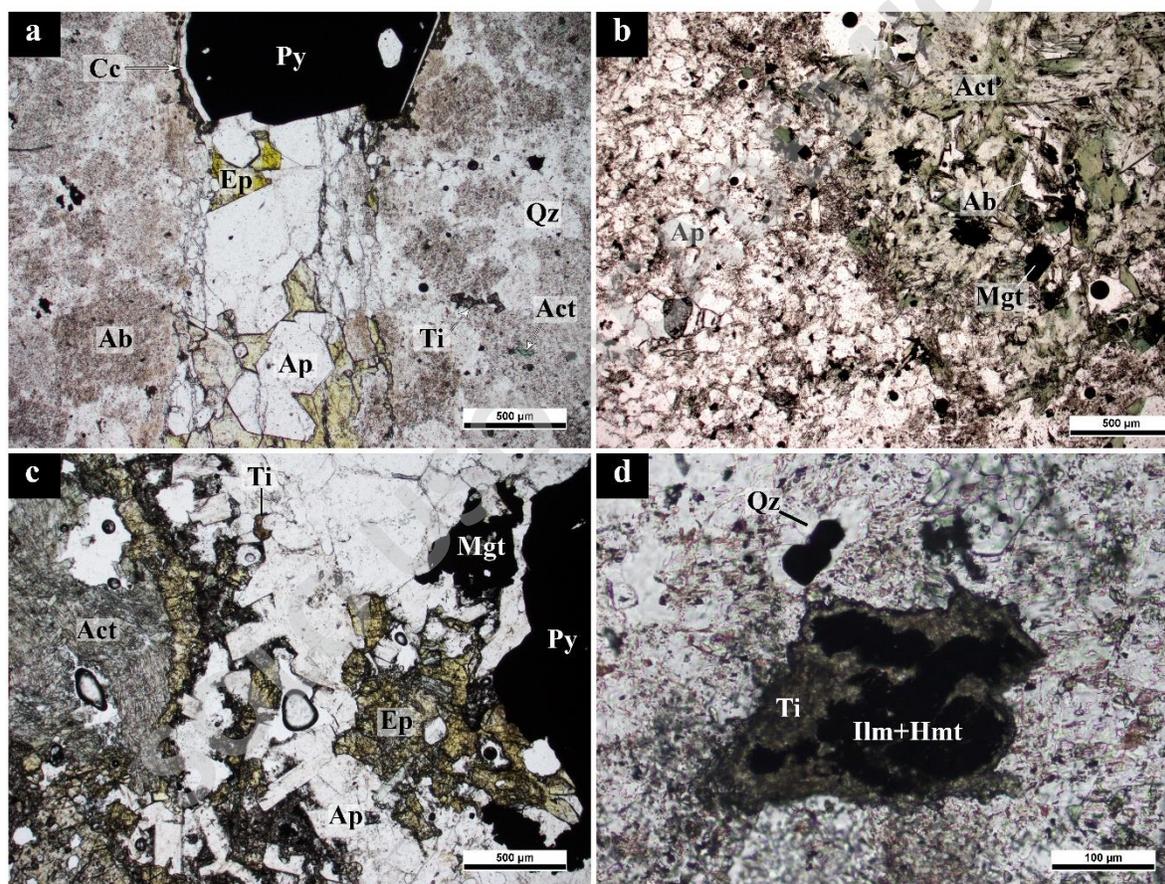


Figura 18: Fotomicrografía con luz transmitida de apatitos pertenecientes a la alteración calco-sódica. (a) Muestra **PB-06** a nicoles paralelos, aumento 4x. Vetilla rellena de apatito acompañado de epidota, calcita, pirita y un halo de albita y cuarzo. (b) Muestra **PB-14** a nicoles paralelos, aumentos 4x. Cristales de apatito coexistiendo con actinolita y albita. Presenta opacos de magnetita intercrecida con actinolita. (c) Muestra **PB-07** a nicoles paralelos, aumento 4x. Cristales de apatito en cúmulos coexistiendo con epidota, actinolita y calcita. Presenta opacos de pirita y magnetita (d) Muestra **PB-18** a nicoles paralelos, aumento 20x. Cristal de titanita rodeando a opacos de hematita e ilmenita. *Abreviaturas: apatito (Ap), actinolita (Act), epidota (Ep), albita (Ab), calcita (Cc), cuarzo (Qz), magnetita (Mgt), pirita (Py), titanita (Ti), hematita (Hmt), ilmenita (Ilm).*

La alteración calco-sódica presenta mineralogía opaca de hematita intercrecida con ilmenita, las cuales ocurren en las etapas más tempranas de esta alteración calco-sódica. También, se le asocia mushketovita de hábito especular, la cual se encuentra intercrecida y/o sobreimpuesta a cristales de calcopirita y pirita.

3.1.3 Mineralogía opaca

La mineralogía opaca corresponde a calcopirita, pirita, magnetita, hematita e ilmenita.

Calcopirita:

Se reconocen 3 tipos de calcopirita, las cuales ocurren en vetillas (I, II y III), masivo (I, II y III) y diseminado (III). La calcopirita (I) corresponde a cristales anhedrales ($\leq 0.1 - 2.5$ mm), los cuales ocurren en vetillas de cuarzo de hasta 2 mm de ancho (Figura 19 a), se pueden observar selectivamente dentro de cristales aislados de cuarzo (≤ 0.8 mm) y/o sobre conjuntos de cuarzo granular (Figura 16 b). La calcopirita (I) se asocia a una alteración potásica con minerales de biotita + cuarzo + magnetita (I) (Figura 19 a, b). Además, puede encontrarse en contacto simple e intercrecidas con magnetita (I) y pirita (I) con proporción modal $\leq 1\%$ (Figura 19 b). La calcopirita (II) se encuentra en bajas concentraciones como cristales anhedrales (≤ 0.3 mm) que ocurren en vetillas y masivo. Este tipo de calcopirita se asocia a una alteración clorita-esmectita, la cual ocurre principalmente en vetillas de calcita (Figura 16 c, d). La calcopirita (III) se encuentra como cristales anhedrales (≤ 1 mm) o se observa de manera masiva, diseminada y en vetillas. Este tipo de calcopirita se encuentra asociada selectivamente dentro de cristales aislados de actinolita (4 mm), en vetillas intercrecida con cristales de actinolita y/o en cúmulos (Figura 19 c, d). Además, puede encontrarse en contacto simple con magnetita (II), mushketovita o magnetita (III), pirita (III) (Figura 20 d).

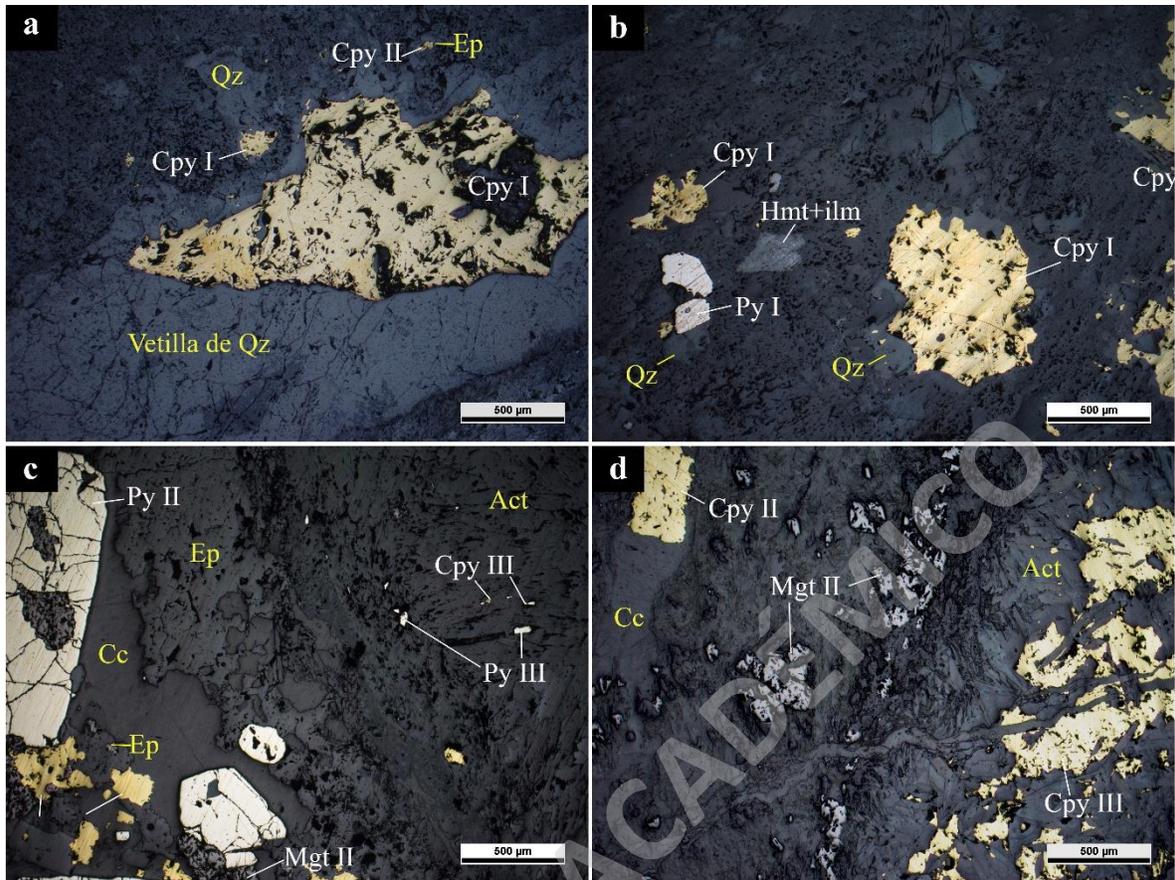


Figura 19: Fotomicrografía con luz reflejada de calcopiritas en vetillas y diseminada. (a) Muestra **PB-19**, aumento 4x. calcopirita (I) en vetilla de cuarzo y dentro de un cristal de cuarzo asociada a alteración potásica. (b) Muestra **PB-18**, aumento 4x. Calcopirita (I) y pirita (I) dentro de cristales de cuarzo aislados asociados a alteración potásica y hematita (III) e ilmenita (I) dentro de cristal de titanita. (c) Muestra **PB-07**, aumento 4x. Calcopirita (II) diseminada, pirita (II) y magnetita (II) acompañados de epidota y calcita asociados a una alteración clorita-esmectita y calcopirita (III) diseminada y pirita (III) diseminada entrecrecidas con actinolita acompañada de epidota asociadas a alteración calco-sódica (d) Muestra **PB-09**, aumentos 4x. Calcopirita II en vetilla de calcita acompañada de clorita asociado a alteración clorita-esmectita, magnetita II masiva y diseminada asociada a alteración calco-sódica y calcopirita III en vetilla de actinolita asociado a alteración calco-sódica. Abreviaturas: calcopirita (Cpy), pirita (Py), magnetita (Mgt), hematita (Hmt), ilmenita (ilm), actinolita (Act), epidota (Ep), calcita (Cc), cuarzo (Qz), titanita (Ti).

Pirita:

Se reconocen 3 tipos de pirita, las cuales ocurren en vetillas (I, II y III), masivas (I y II) y diseminado (II y III). El primer tipo corresponde a pirita (I), anhedral - subhedral (≤ 2 mm), en vetillas y masivo con ocurrencia dentro de cristales aislados de cuarzo (Figura 19 b) y en vetillas de cuarzo asociados a una alteración potásica (Figura 20 a), la cual se encuentra en una proporción modal $\leq 1\%$. Normalmente se presenta como cristales aislados de pirita, pero en algunas zonas se encuentra en contacto con calcopirita (I). El segundo tipo

corresponde a pirita (II), anhedral - subhedral (mm), con ocurrencia en vetillas, masivo y disseminado. La pirita (II) se asocia con alteración clorita-esmectita y se observa junto con epidota, clorita y calcita (Figura 19 c). La pirita (III) corresponde a cristales anhedrales (≤ 3 mm) que ocurren en vetillas y disseminada. Este tipo de pirita se encuentra intercrecida y en vetillas con cristales de actinolita y apatito, acompañados de epidota y titanita (Figura 18 a).

Los mayores contenidos de pirita se encuentran en las secciones transparentes-pulidas de mayor profundidad ($\sim 213 - 340$ m) y se asocia principalmente al último evento de alteración calco-sódica.

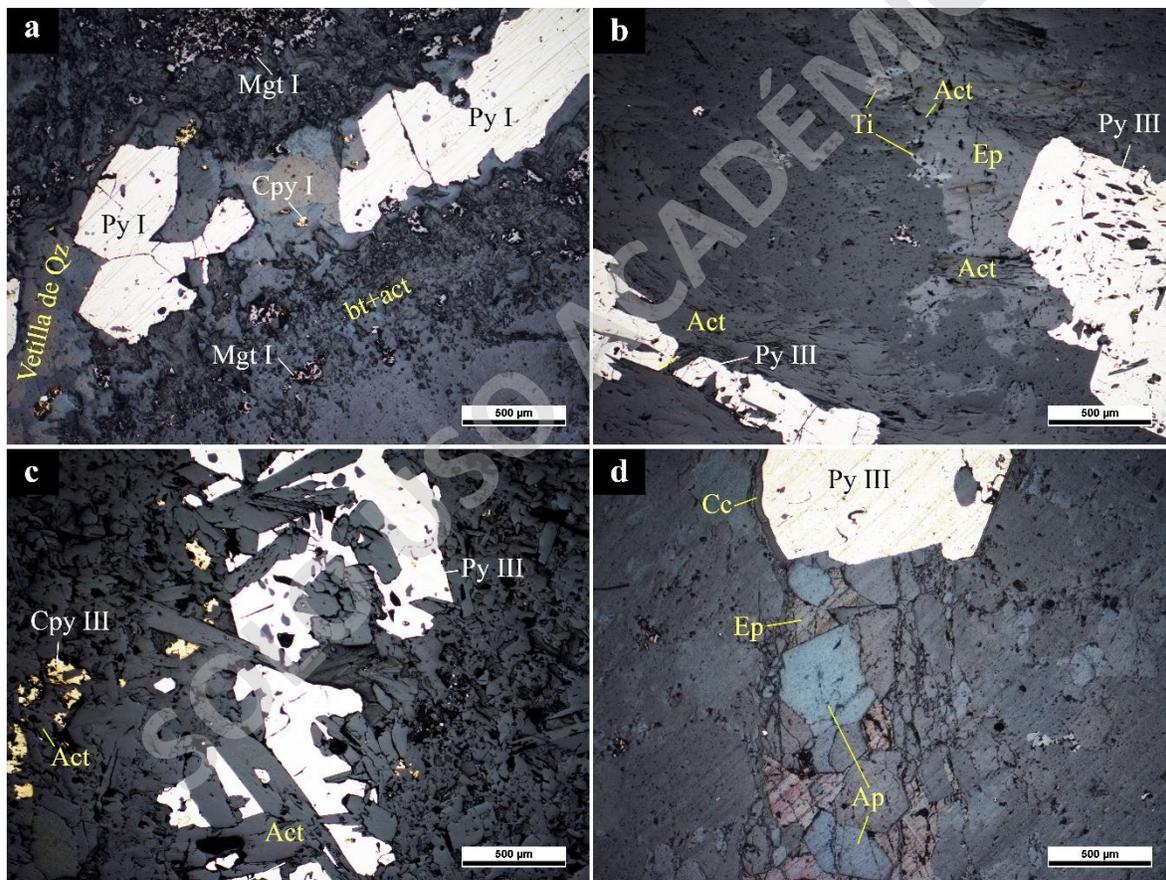


Figura 20: Fotomicrografía con luz reflejada de piritas en vetillas. **(a)** Muestra **PB-16**, aumento 4x. Cristales de pirita (I) en vetilla de cuarzo y magnetita (I) en cúmulo de biotita con reemplazo débil de actinolita, ambos asociados a alteración potásica. **(b)** Muestra **PB-12**, aumento 4x. Cristales de pirita (III) en vetillas de actinolita acompañadas de epidota y titanita asociadas a alteración calco-sódica. **(c)** Muestra **PB-05**, aumento 4x. Pirita (III) en vetilla de actinolita y calcopirita III disseminada en cúmulo de actinolita asociadas a alteración calco-sódica. **(d)** Muestra **PB-06** aumentos 4x. Cristal de pirita III en vetilla de apatito acompañado de epidota y calcita asociadas a alteración calcosódica. Abreviaturas: calcopirita (Cpy), pirita (Py), magnetita (Mgt), actinolita (Act), apatito (Ap), biotita (bt), epidota (Ep), calcita (Cc), cuarzo (Qz), titanita (Ti).

Óxidos de hierro:

Se reconocen 3 tipos de magnetita, las cuales ocurren de forma masiva (I, II y III), en vetillas (II y III), diseminada (I y II) y reemplazando parcialmente a hematita (II) formando mushketovita (IV) (Figura 21 d). Además, se reconoce un reemplazo parcial de magnetita (I, II y III) por hematita (I) (Figura 21 a, b, c). También, se presenta un intercrecimiento de hematita (III) (≤ 0.08 mm) con ilmenita (I) (≤ 0.08 mm), ambos anhedrales, masivos, los cuales se observan siendo reemplazados por cristales de titanita que se encuentran bordeando hematita (III) con ilmenita (I) (Figura 21 e, f).

El primer tipo corresponde a magnetita (I), con secciones octaedricas subhedral a euhedrales ($\leq 0.1 - 0.3$ mm), de ocurrencia masiva, diseminada y en menor proporción en vetillas, donde se observa un reemplazo parcial por hematita (I) (magnetita) anhedral (≤ 1 mm). Este tipo de magnetita comúnmente se encuentra intercrecida con cristales de biotita formando cúmulos, y en algunos casos, acompañados de cuarzo masivo y en vetillas de cuarzo pertenecientes a una alteración potásica (Figura 21 a). El segundo tipo corresponde a magnetita (II), anhedrales a subhedral (≤ 0.3 mm), con hábito octaédrico en vetillas de 3 mm de ancho. Este tipo de magnetita se encuentra intercrecida con cristales de actinolita acompañada de cristales de apatito, epidotas y calcita y/o intercrecida con cristales aislados de actinolita (4 mm) asociadas a una alteración calco-sódica (Figura 21 b, c). Finalmente, el último tipo corresponde a magnetita (III), la cual se encuentra reemplazando casi en su totalidad a hematita (II) de hábito especular de dimensiones 1 mm. Este tipo de mushketovita, se encuentra cortando a pirita (III) y calcopirita (II) y son asociados a una alteración calco-sódica (Figura 21 d).

Los cristales de magnetita (I y II) se encuentran en gran parte de las secciones transparentes-pulidas, pero las mayores concentraciones asociadas a la alteración potásica y calco-sódica se encuentran en las porciones más profundas del sistema ($\sim 300 - 340$ m).

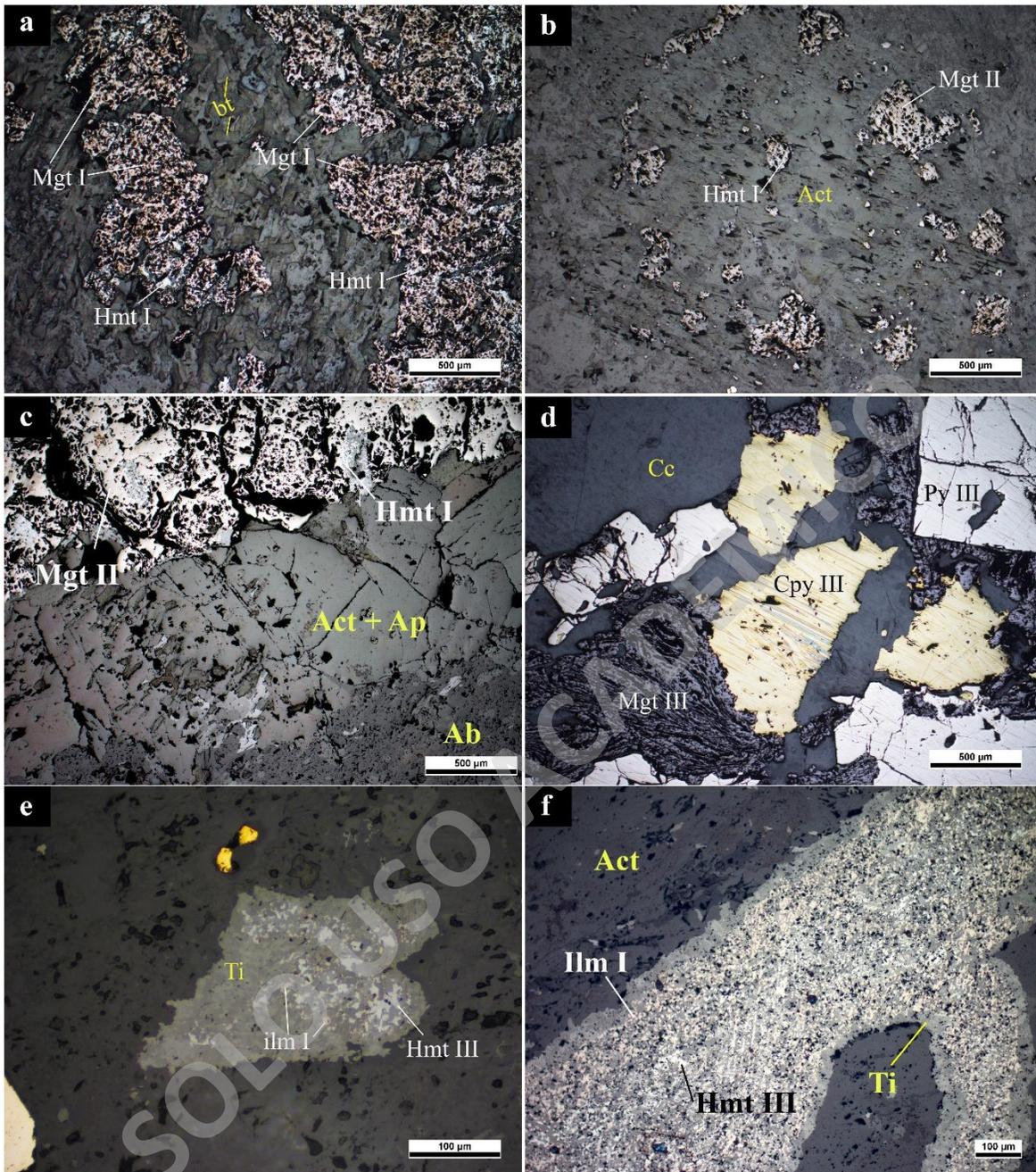


Figura 21: Fotomicrografía con luz reflejada de óxidos de Fe -(Ti). (a) Muestra **PB-05**, aumento 4x. Magnetita (I) masiva con reemplazo de hematita (I) (martitización) en cúmulos de biotita asociado a alteración potásica. (b) Muestra **PB-17**, aumento 4x. Magnetita (II) diseminada con reemplazo de hematita (I) dentro de un cristal de actinolita asociado a alteración calco-sódica. (c) Muestra **PB-08**, aumento 4x. Magnetita II con reemplazo de hematita I (martitización) en vetilla de actinolita y apatito asociados a alteración calco-sódica. (d) Muestra **PB-07**, aumento 4x. Hematita (II) reemplazado por magnetita (III) formando mushketovita acompañado de calcopirita (III) y pirita (III) en cristales de calcita. (e) Muestra **PB-18**, aumento 20x. hematita (III) intercrecida con ilmenita (I) rodeados por un cristal de titanita. (f) Muestra **PB-03**, aumento 10x. hematita (III) intercrecida con ilmenita (I) rodeados por un cristal de titanita, junto con actinolita. Abreviaturas: magnetita (Mgt), hematita (Hmt), ilmenita (ilm), calcopirita (Cpy), pirita (Py), actinolita (Act), biotita (bt), calcita (Cc), titanita (Ti).

Tabla 4: Resumen de la alteración hidrotermal y mineralización del Distrito Peñablanca. Con base en relaciones de corte, la alteración sódica corresponde al primer evento de alteración, seguido de la alteración potásica, alteración clorita-esmectita y por último la alteración calco-sódica.

Asociación de alteración hidrotermal	Asociación mineral principal	Minerales accesorios	Vetillas asociadas
Sódica (15 %)	Albita	-	-
Potásica (25%)	Biotita + cuarzo + feldespato potásico + magnetita + calcopirita	Hematita (martita) + pirita	Cuarzo
Clorita-esmectita (25%)	Clorita-esmectita, arcillas + epidota + calcita + pirita	Calcopirita + magnetita	Calcita, epidota + calcita + clorita
Calco-sódica (35%)	Actinolita + apatito + albita calcopirita + pirita + Mushketovita + magnetita	Titanita + ilmenita + hematita	Actinolita, apatito

3.2 Estudios recopilados

Los estudios recopilados del Distrito Peñablanca han sido realizados Serena Minerals (2015) y Fuentealba (2021), los cuales son detallados en esta sección.

3.2.1 Morfologías

Dentro y a los alrededores del Distrito Peñablanca se describen tres estructuras circulares, interpretadas por Lazo (2013) como calderas volcánicas semi-concéntricas (i.e., caldera central, intermedia y externa; Figura 22). Las dimensiones aproximadas son 1,60 km (diámetro N-S) y 1,5 km (sentido E-W) para la caldera central, 9,4 km (sentido N-S) y 7 km (sentido E-W) para la caldera intermedia, y 14,6 km (diámetro N-S) y de 10,9 km (sentido E-W) para la caldera externa (Figura 22).

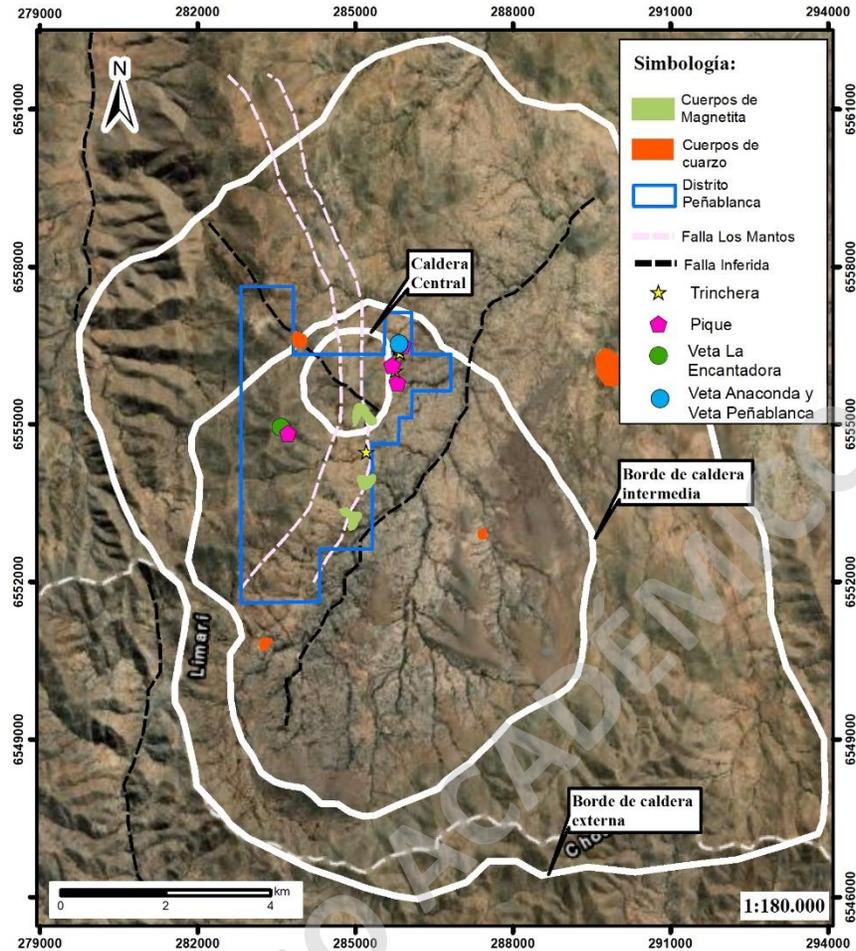


Figura 22: Mapa esquemático con la ubicación de las calderas y de ubicación de fallas inferidas interpretadas por Lazo (2013). Además, se muestra la ubicación de labores mineras.

3.2.2 Estructuras

3.2.2.1 Estudios geofísicos

En el Distrito Peñablanca se levantaron líneas geofísicas de dirección E-W usando los métodos de magnetometría (campo magnético) y el método eléctrico de polarización inducida (IP/Resistividad). El primer método fue aplicado sobre la mayor parte del distrito, abarcando una línea con un total de 150 km (Figura 23 a; Serena Minerals, 2015). El segundo método constó de 6 líneas con un espacio de 200 m entre ellas, completando un total de 14 km de longitud. El sondeo IP se centró en una altura magnética de polo reducido de 1,2 km de diámetro en la parte N-E del distrito (Figura 23 b; Serena Minerals, 2015).

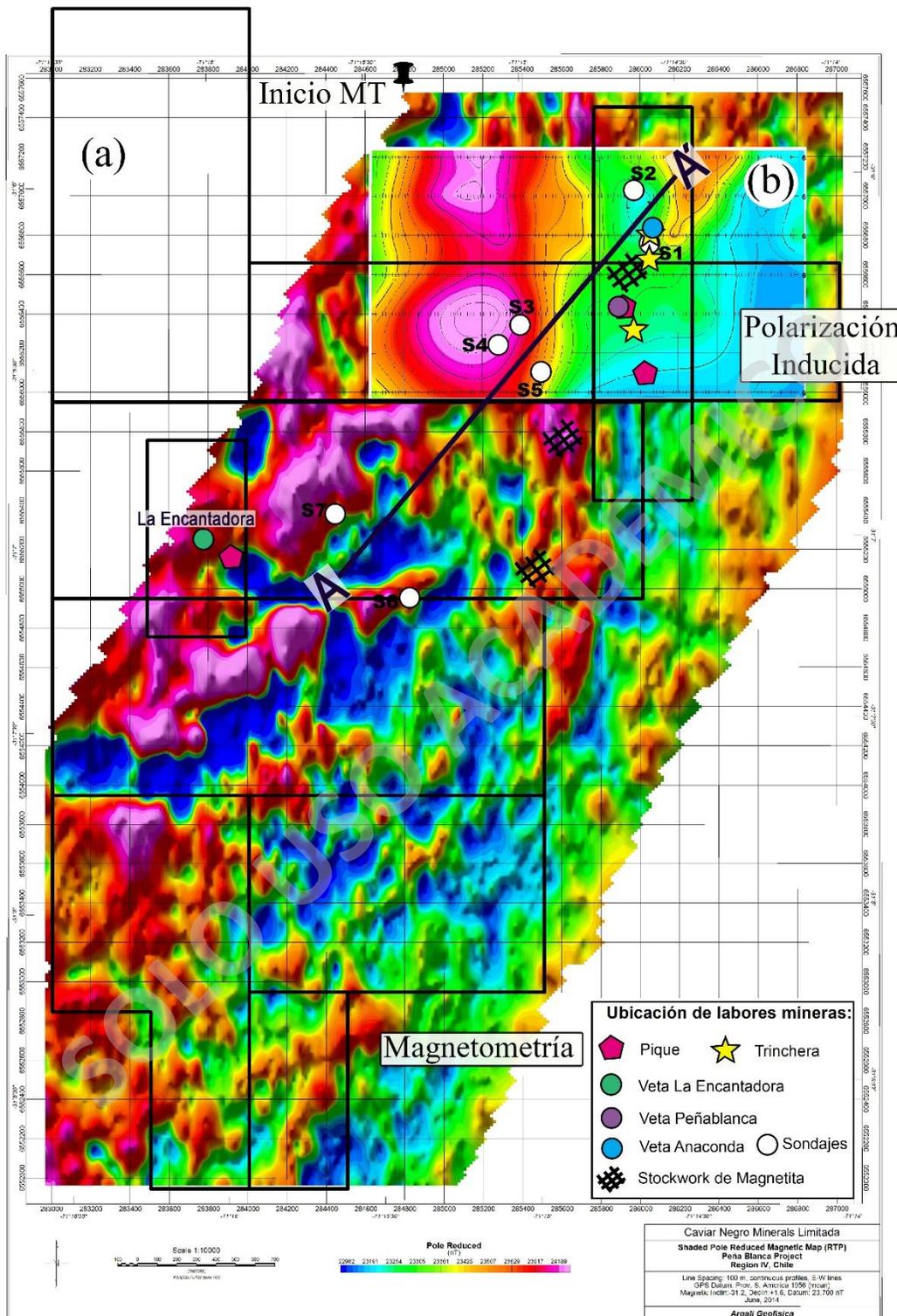


Figura 23: Mapa en planta de magnetometría y polarización inducida con sus respectivas ubicaciones dentro del Distrito Peñablanca. **(a)** Mapa en planta de magnetometría. **(b)** Mapa en planta de polarización inducida. Además, se muestra la traza de sección A-A', sondajes, labores y stockworks de magnetita dentro del Distrito Peñablanca. Modificado de Serena Minerals (2015).

Magnetometría:

En la naturaleza se generan ciertas anomalías que dificultan la lectura de la geofísica, por esta razón, a los mapas magnéticos se les realizan una serie de filtros y se le realizan transformaciones, las cuales destacan, aíslan y/o eliminan ciertos efectos de los datos (Aedo, 2022).

En magnetometría, ocurre una distorsión producida por la inclinación y la declinación magnética, lo que afecta severamente el resultado de estos filtros conduciendo a una interpretación probablemente errónea o con alto grado de incertidumbre (Perroud y Fuentes, 2021). El filtro de reducción al polo (RTP) es de las mejores soluciones teóricas para ajustar estos resultados a la realidad teórica, además de ser uno de los filtros más utilizados en exploración minera (Rajagopalan, 2003; Perroud y Fuentes, 2021). Por esta razón, en este trabajo se utilizó el filtro RTP para el reconocimiento de continuidades e interpretación de posibles estructuras magnéticas (Figura 24).

En el Distrito Peñablanca, los resultados de la magnetometría muestran numerosas anomalías magnéticas angostas y de gran amplitud con tendencias NE y NW (Figura 24). Estas estructuras magnéticas coinciden con las labores realizadas en la zona de estudio, tales como trincheras y piques, así como con las vetas Anaconda de orientación NS, La Encantadora de orientación NW y Peñablanca de orientación NS y NNW. Adicionalmente, los stockworks de magnetita descritos por Lazo, (2013), coinciden con las anomalías detectadas en el mapa magnético (Figura 24).

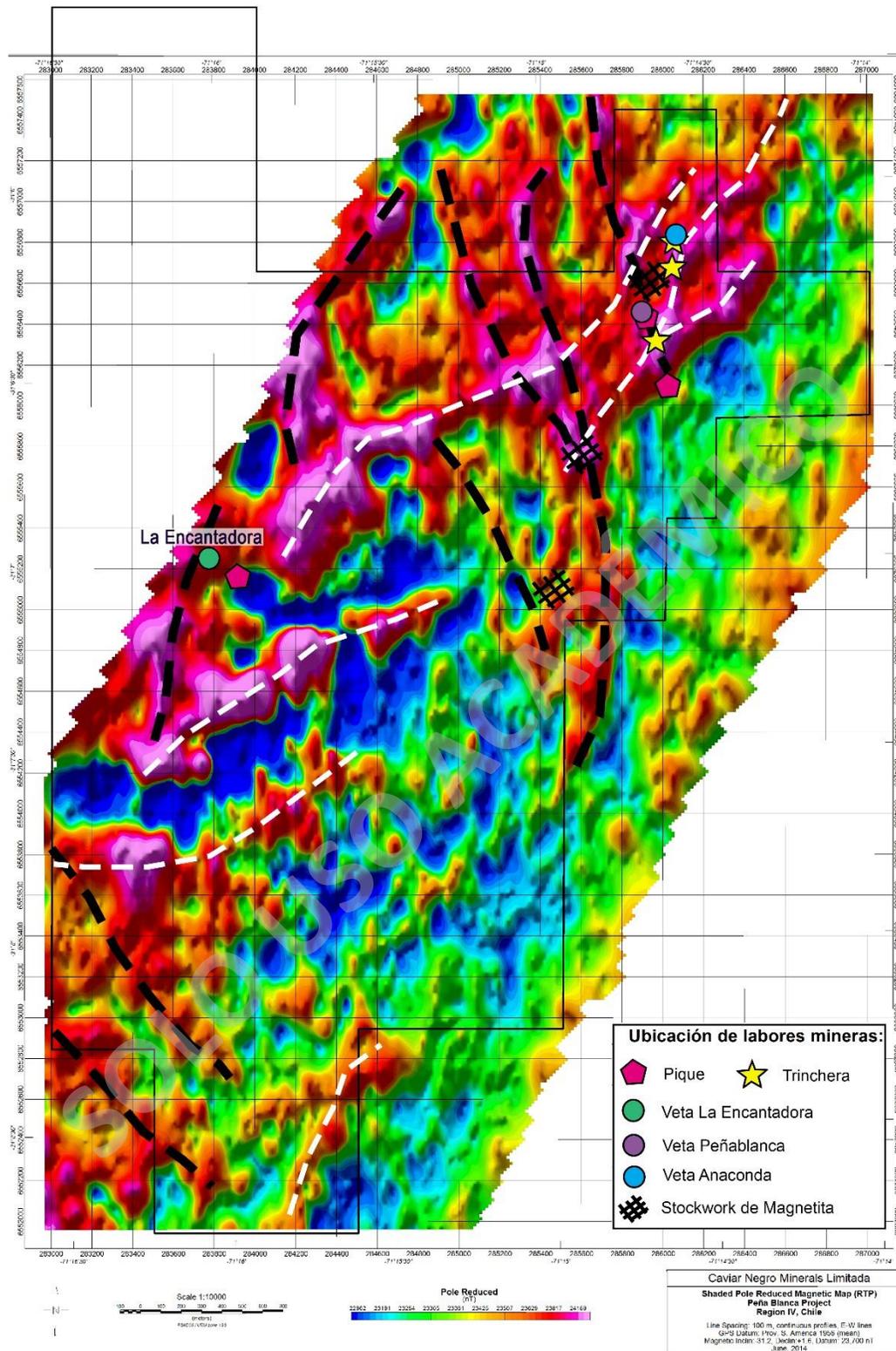


Figura 24: Mapa reducido al polo del campo magnético total (RTP) realizado en el Distrito Peñablanca. Las líneas de color negro demarcan estructuras magnéticas de orientación NW y las líneas de color blanco demarcan estructuras magnéticas de orientación NE. Además, se observan labores en el Distrito Peñablanca y los stockworks de magnetita. Modificado de Serena Minerals (2015).

Método de Polarización Inducida (IP):

El método de polarización inducida (IP) permite medir la cargabilidad, la cual se define como la capacidad que tiene un material de acumular carga o de ser cargable (Aedo, 2022). Este método se utiliza ampliamente en la exploración de yacimientos metálicos, ya que permite identificar concentraciones anómalas de sulfuros en profundidad, y en menor proporción se utiliza en la búsqueda de aguas subterráneas (Telford et al., 1990). Los equipos utilizados son análogos a los del método de resistividad, por lo que es habitual medir IP y resistividad aparente en conjunto en cada estación (Telford et al., 1990). En general, las anomalías de IP y resistividad ocurren juntas, es decir, se muestra un alto IP en sectores con baja resistividad. Sin embargo, algunos estudios reportan zonas con mineralización diseminada en donde las anomalías de resistividad son casi inexistentes (Telford et al., 1990; Aguilef, 2012).

De acuerdo con Telford et al., (1990), la resistividad eléctrica de un material o de un cuerpo rocoso se relaciona con la capacidad que tiene éste para conducir la corriente eléctrica. Generalmente, los minerales formadores de rocas se consideran como aislantes efectivos, por lo que no conducen corriente. Sin embargo, variables como la porosidad, característica intrínseca de cada mineral, así como la composición de los fluidos, entre otros, podrían variar esta situación. En este contexto, las respuestas altas para cualquier tipo de medición de IP/resistividad responden generalmente a tres fuentes: mineralización diseminada, presencia de grafito, presencia de arcillas y/o de un conjunto de minerales silicatados de aluminio deshidratados (e.g., zeolitas) (Telford et al., 1990; Aguilef, 2012).

En el Distrito Peñablanca, se presentan dos secciones 2D de resistividad y cargabilidad obtenidas mediante el método geofísico IP/resistividad (Serena Minerals, 2015; Figura 25). En el perfil de resistividad se puede observar dos cuerpos aislantes mayor a 1000 Ohm-m, uno a lo largo del perfil a una profundidad de unos 250 m de la superficie y el otro en el centro del perfil (285600E – 286000E) a una profundidad de 50 m de la superficie (Figura 25 a). En contraste, el perfil de cargabilidad describe dos fuertes anomalías (11 a 17 mV/V), el primero centrada cerca de la coordenada 285200E en cada una de las seis líneas

con una longitud de rumbo de al menos 1200 m, y la segunda anomalía se encuentra centrado en la coordenada 286400E (Figura 25 b).

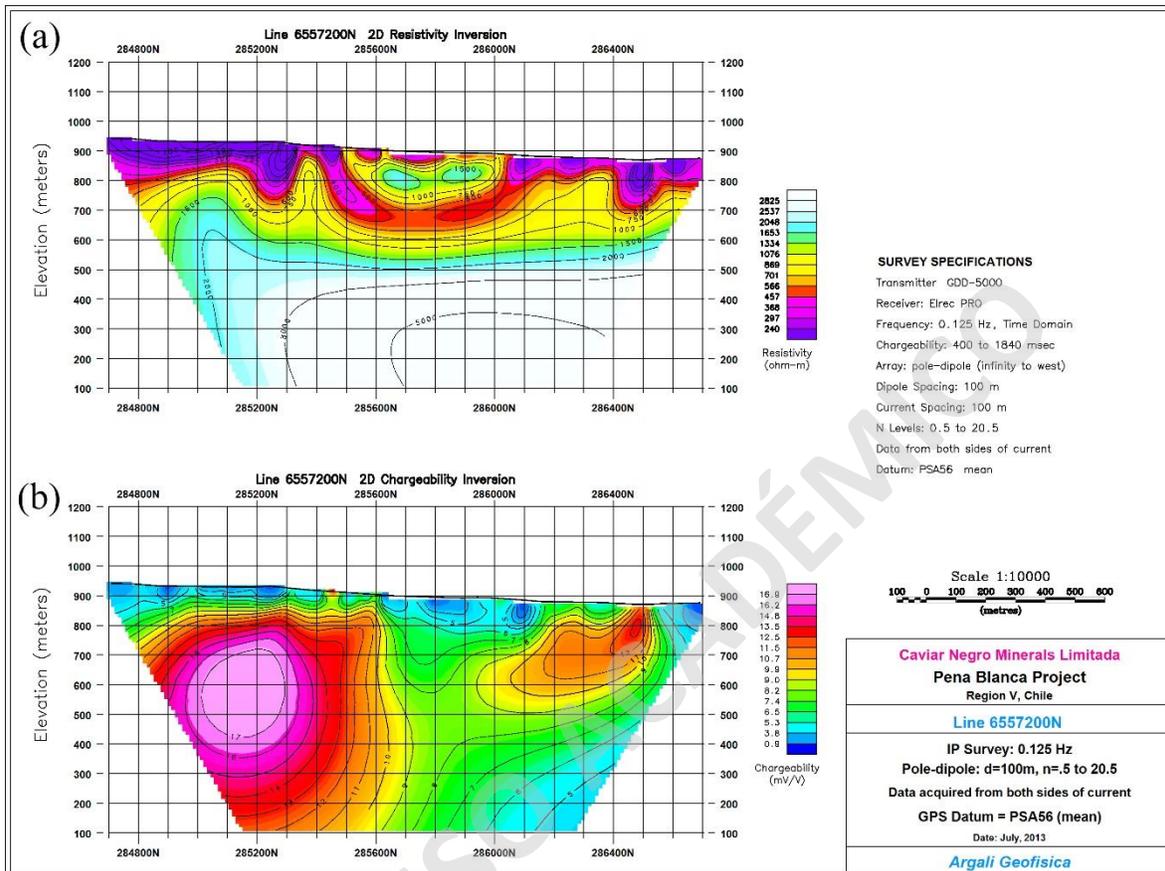


Figura 25: Secciones 2D de los resultados de mediciones de Resistividad y Cargabilidad obtenidos por líneas IP en el Distrito Peñablanca. (a) Modelo de resistividad. (b) Modelo de cargabilidad.

3.2.2.2 Fallas NW y NE

Con base en las estructuras medidas en terreno, en conjunto con los resultados geofísicos y la información estructural proporcionada en las cartas de Rivano y Sepúlveda (1886, 1991), Serena Minerals en el año 2015 presentó un mapa estructural para el Distrito Peñablanca (Figura 26).

La Figura 26 muestra que dentro del Distrito Peñablanca se intersectan estructuras con una orientación preferencial NW y NE, produciendo un desplazamiento aparente con una envolvente principal NNW que desarrolla estructuras secundarias NNE en su interior. Estas estructuras se observan principalmente en la zona noreste del proyecto, donde se observan la

mayoría de las evidencias en superficie de un sistema mineralizado (Figura 26). La interacción de estas estructuras NW y NE habría producido aparentemente la rotación de bloques, además de la extensión y compresión localizada, con desarrollo local de esquistosidad dentro de granodioritas y dioritas (Serena Minerals, 2015).

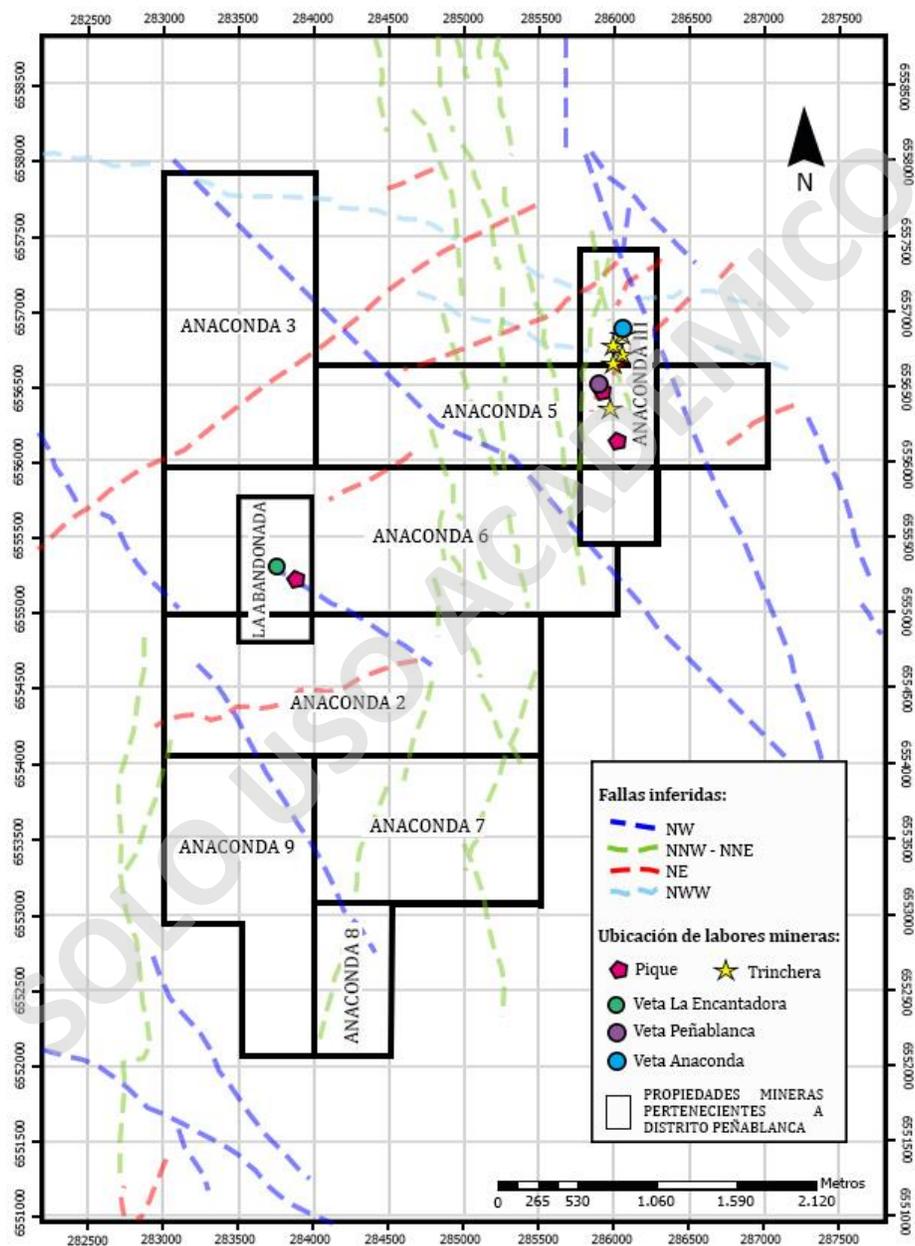


Figura 26: Mapa de estructuras del Distrito Peñablanca. Los lineamientos de color azul indican fallas inferidas primarias con dirección NW, lineamientos de color verde indican fallas inferidas secundarias con dirección NNW-NNE, los lineamientos de color celeste indican fallas inferidas terciarias con orientación NWW y los lineamientos de color rojo indican fallas inferidas cuaternarias con dirección NE. Además, se muestra la ubicación de las labores mineras tales como piques, trincheras y la ubicación de las vetas La Encantadora, Peñablanca y Anaconda. Modificado de Serena Minerals. (2015).

3.2.3 Litología de roca hospedante

Rocas Intrusivas:

De acuerdo con Serena Minerals, (2015), la mayoría de las vetas mineralizadas del Distrito Peñablanca se hospedan en rocas intrusivas incluyendo cuatro tipos de composición: granodiorita, tonalita, diorita y aplita (Figura 27). La unidad intrusiva que presenta una mayor extensión dentro la zona de estudio corresponde principalmente a las granodioritas, seguido de las tonalitas, dioritas y en menor medida las aplitas (Figura 27). Estas rocas se caracterizarían por sus texturas faneríticas y granulometría gruesa a media (Lazo, 2013; Fuentealba, 2021; Figura 28 a, b). Asimismo, la secuencia relativa de emplazamiento correspondería, en primer lugar, a la granodiorita, seguido de la tonalita, la cual estaría intruyendo a la granodiorita, formando diques y zonas de *mingling*. La diorita correspondería a un evento más tardío que intruye ambas unidades, mientras que todas las litologías anteriores son intruidas por diques aplíticos más tardíos (Serena Minerals, 2015). De acuerdo con Fuentealba (2021), el cuerpo intrusivo presenta milonitización aparentemente generada por fallas NNW y ENE, donde se alojan algunas de las vetas del distrito.

Rocas Metamórficas:

La unidad metamórfica presenta una extensión de $\sim 8 \text{ km}^2$ dentro del distrito. En general, se ubica en el sector NE de la zona de estudio ocupando bajos topográficos y mayoritariamente se encuentra cubierta por depósitos aluviales y coluviales (Figura 27). Corresponden a secuencias de esquistos micáceos y en menor proporción de anfibolitas y rocas gnéissicas. La asociación mineral característica corresponde a muscovita, biotita, cuarzo, anfíbola, plagioclasa, clorita y magnetita (Lazo, 2013; Figura 28 c, d). Además, se describen diques dioríticos que siguen la tendencia de la foliación de los esquistos micáceos. Estas rocas presentan una fuerte foliación de 2° a $10^\circ \text{W}/90^\circ$ y 80°W , la cual probablemente correspondería a una zona de cizalle asociada a la Falla Los Mantos (Lazo, 2013). Además, dado a la abundante ocurrencia de magnetita diseminada en estas rocas, se le ha denominado “Anomalía Peñablanca” (Lazo, 2013).

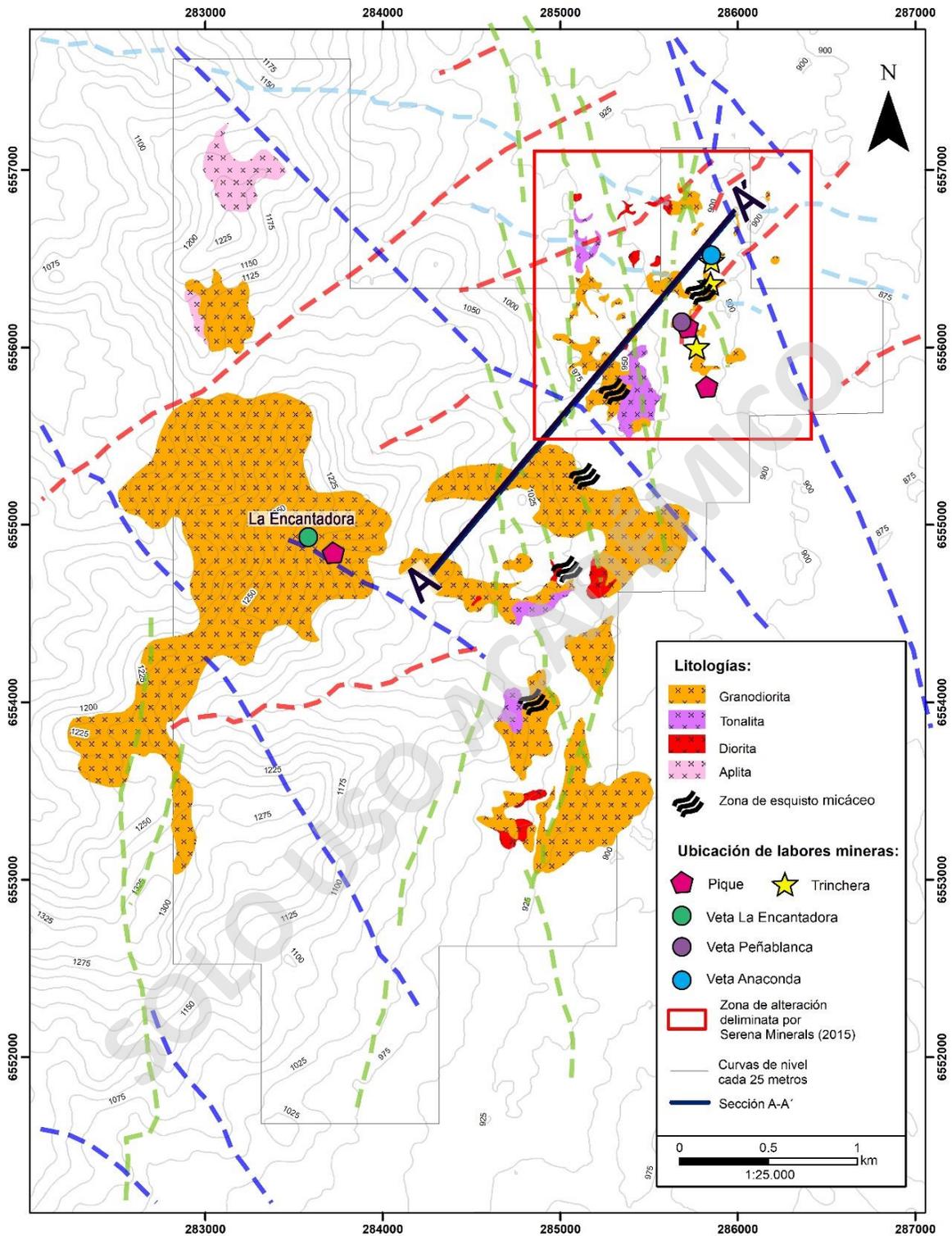


Figura 27: Distribución de las unidades litológicas mapeadas en el Distrito Peñablanca. Las litologías identificadas corresponden a granodioritas, tonalitas, diorita, aplita y las zonas que presentan esquistosidad descritas por Lazo (2013). El sector encerrado en el polígono de color rojo representa la delimitación de zonas de alteración y la línea de color negro corresponde a la traza de la sección esquemática A-A'. Además, se muestran las fallas inferidas y la ubicación de labores mineras. Modificado de Serena Mineral (2015).

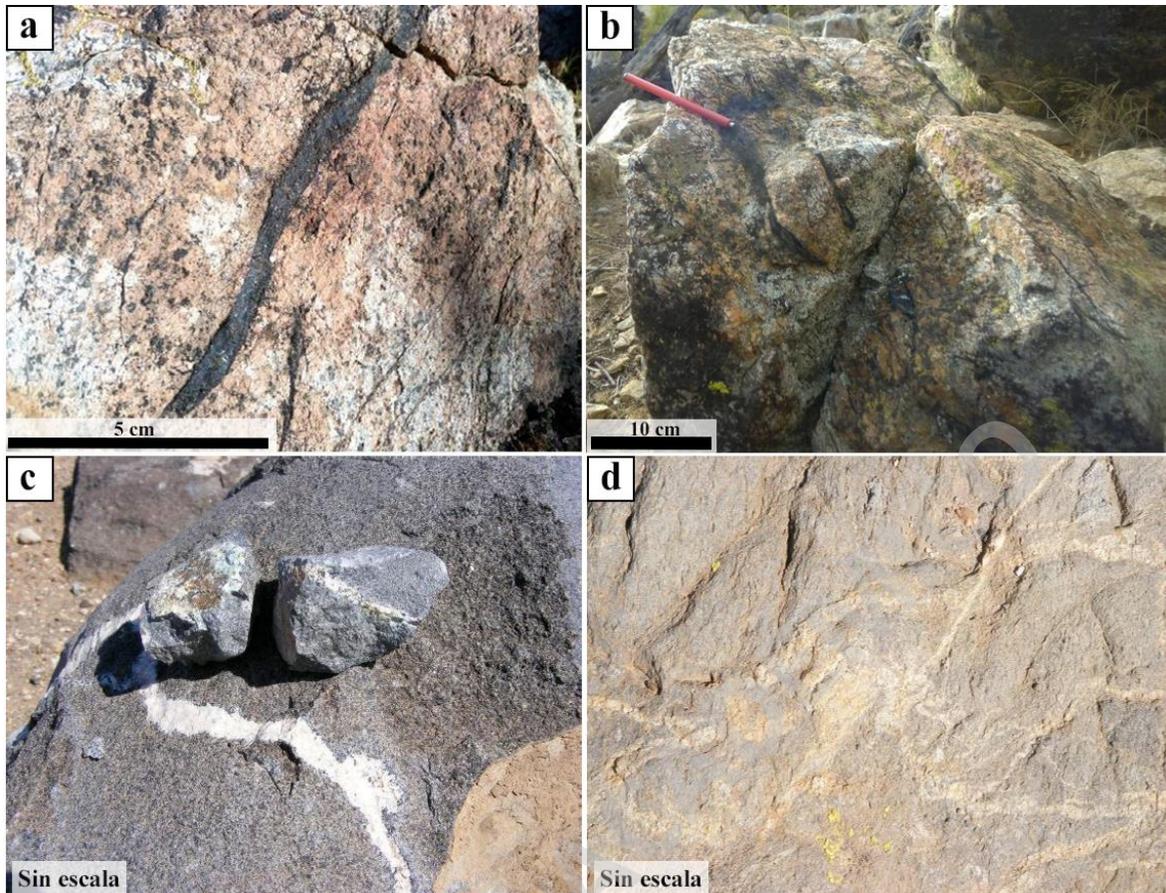


Figura 28: Fotografías de litologías del Distrito Peñablanca. (a) Granodiorita con vetilla de magnetita. (b) Granodiorita con stockwork de magnetita. (c) Micaesquisto con vetilla de cuarzo. (d) Esquisto con milonitización. Modificadas de Lazo (2013).

3.2.4 Alteración hidrotermal y mineralización en superficie

En el sector NE del Distrito Peñablanca se identifica la mayor parte de la alteración hidrotermal y mineralización, la cual coincide con la ocurrencia de estructuras con tendencias NW y NE que se intersectan (Figura 30). Además, las vetas mineralizadas presentan orientaciones preferentes NW, NE y NS. Se reconocen tres vetas principales: (i) Veta Anaconda de orientación NS, 1,5 a 3,5 m de ancho y al menos 60 m de profundidad, (ii) Veta La Encantadora de orientación NW, con 2 km de largo, 0,5 y 2 m de ancho y al menos 120 m de profundidad, y (iii) Veta Peñablanca de orientación NS y NNW, 1 a 2 m de ancho y un largo no mayor de 200 m (Lazo, 2013; Figura 27).

La alteración hidrotermal en superficie ha sido descrita principalmente como calco-sódica (actinolita + albita \pm epidota) (Figura 29 a), la cual puede ocurrir acompañada de

apatito y cuarzo restringidas a las vetas (Lazo, 2013; Fuentealba, 2021), y alteración propilítica en las zonas más distales a las vetas (Fuentealba, 2021). Además, en la zona NE del distrito se observan abundantes vetillas de cuarzo que cortan el esquisto micáceo (Lazo, 2013; Figura 28 c, d; Figura 29 b). Por otro lado, en el sector NNE de la zona de estudio, se identifican cuatro zonas de alteración bien delimitadas: biotita-magnetita, magnetita, magnetita-epidota, epidota y clorita (Serena Mineral, 2015; Figura 30).

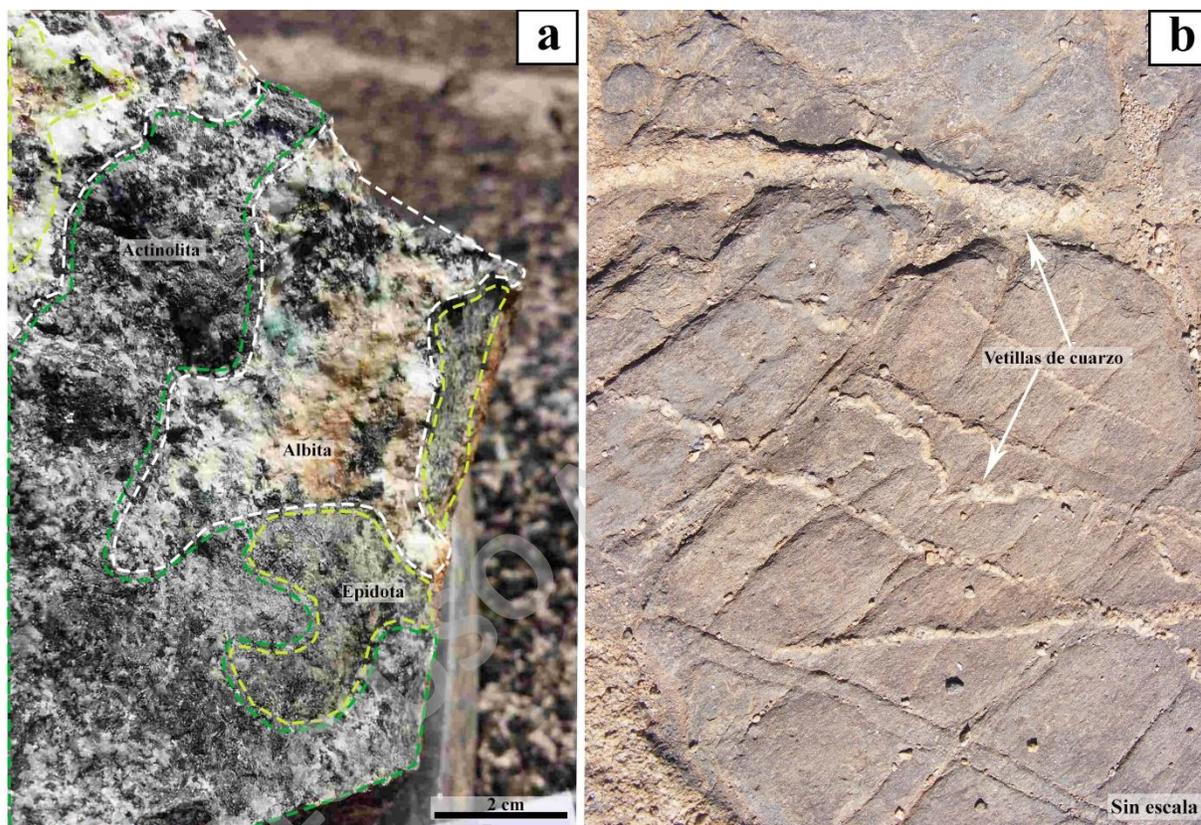


Figura 29: Fotografías de alteraciones en el Distrito Peñablanca. (a) Roca con alteración de actinolita, albita y epidota. (b) Afloramiento de esquisto micáceo con vetillas de cuarzo. Modificadas de Lazo (2013) y Fuentealba (2021).

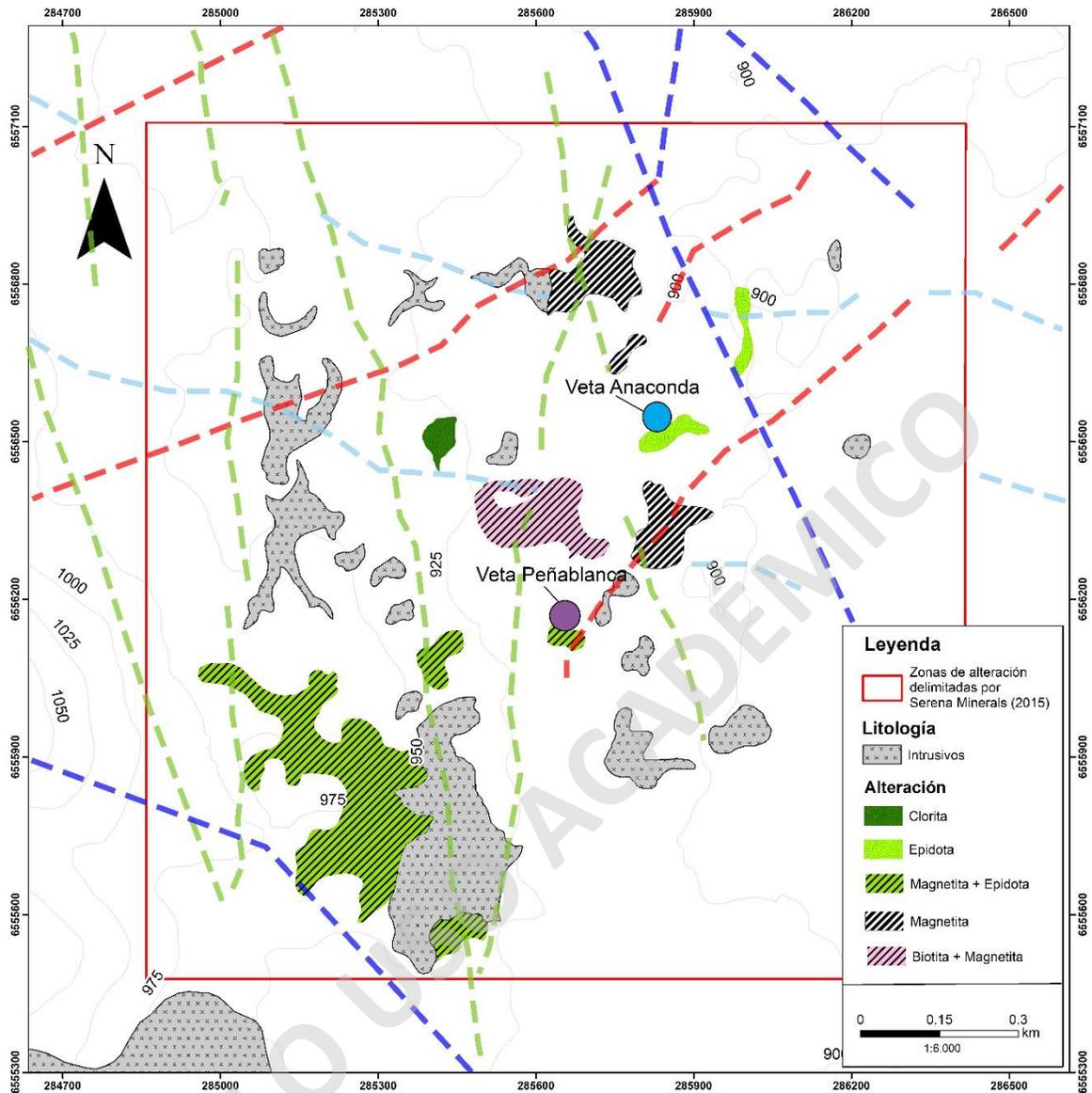


Figura 30: Mapa de la distribución de las zonas de alteración identificadas en el sector NE del Distrito Peñablanca. Las zonas minerales corresponden a biotita-magnetita, magnetita, magnetita-epidota, epidota y clorita. La ubicación de la zona delimitada por el rectángulo rojo se puede ver en la Figura 16. Además, se muestran las vetas Anaconda y Peñablanca. Modificado de Serena Minerals, (2015).

La mineralización observada en stockpiles y afloramientos de las vetas del Distrito Peñablanca corresponde principalmente a cobre en crisocola, atacamita, antlerita, malaquita y calcopirita diseminada, acompañados de pirita (Figura 31 a), y hierro en forma de magnetita con ocurrencia diseminada, maciva y en stockworks la cual presenta variados grados de martitización (Figura 31 b), hematita, goethita y limonitas. (Lazo, 2013; Serena Minerals, 2015; Figura 31 a, b).

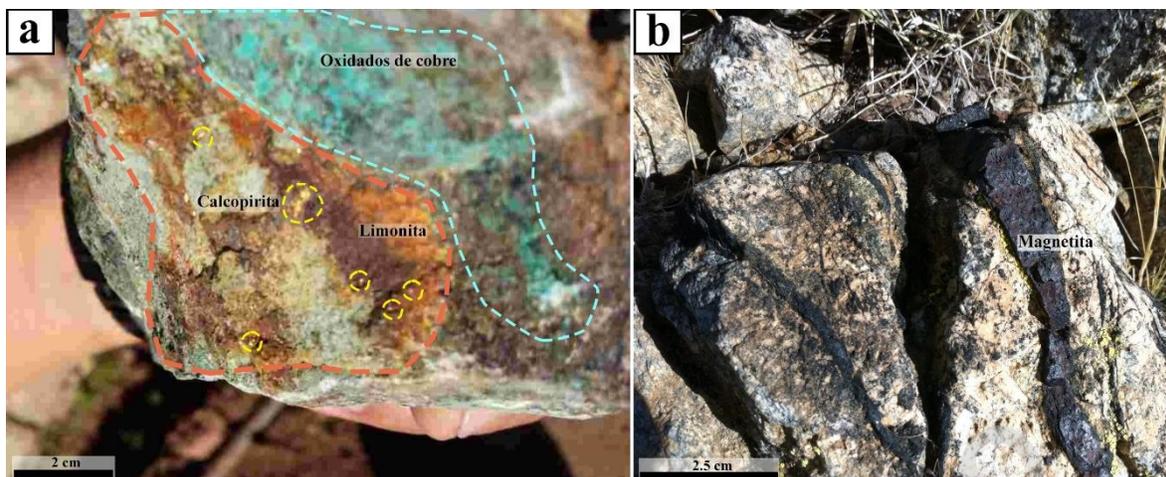


Figura 31: Fotografías de la mineralización del Distrito Peñablanca. (a) Mineralización de oxidados de cobre y calcopirita acompañada de limonita (b) Stockwork de magnetita. Modificadas de Lazo, (2013); Fuentealba, (2021).

3.2.5 Geoquímica

El análisis geoquímico realizado por Serena Minerals el año 2014 consideró un total de 46 muestras tomadas en superficie (Figura 32). Del total de muestras, 7 se analizaron solamente para Cu, Au, Ag, Co, Mo y Fe (Tabla 5), mientras que 39 muestras se analizaron para 33 elementos (Anexo 3). Los métodos de análisis utilizados fueron ICP-AES (*Induced Coupled Plasma Atomic Emisión Spectrometry*), y el método AAS (Espectroscopia de absorción atómica) para el Au.

Por otro lado, el año 2021 la empresa Mining Broker realizó un análisis geoquímico de 25 muestras, de las cuales 6 fueron obtenidas en superficie (Tabla 5) y 19 muestras fueron tomadas de 5 testigos de sondajes (Tabla 6; Figura 32). Todas estas muestras fueron analizadas para Au, Ag, As, Co, Cu, Fe, Mo y P por el método geoquímico de ICP-MS (Espectrometría de Masas con Plasma Acoplado Inductivamente). Adicionalmente, las muestras fueron descritas y posteriormente analizadas por Fuentealba (2021).

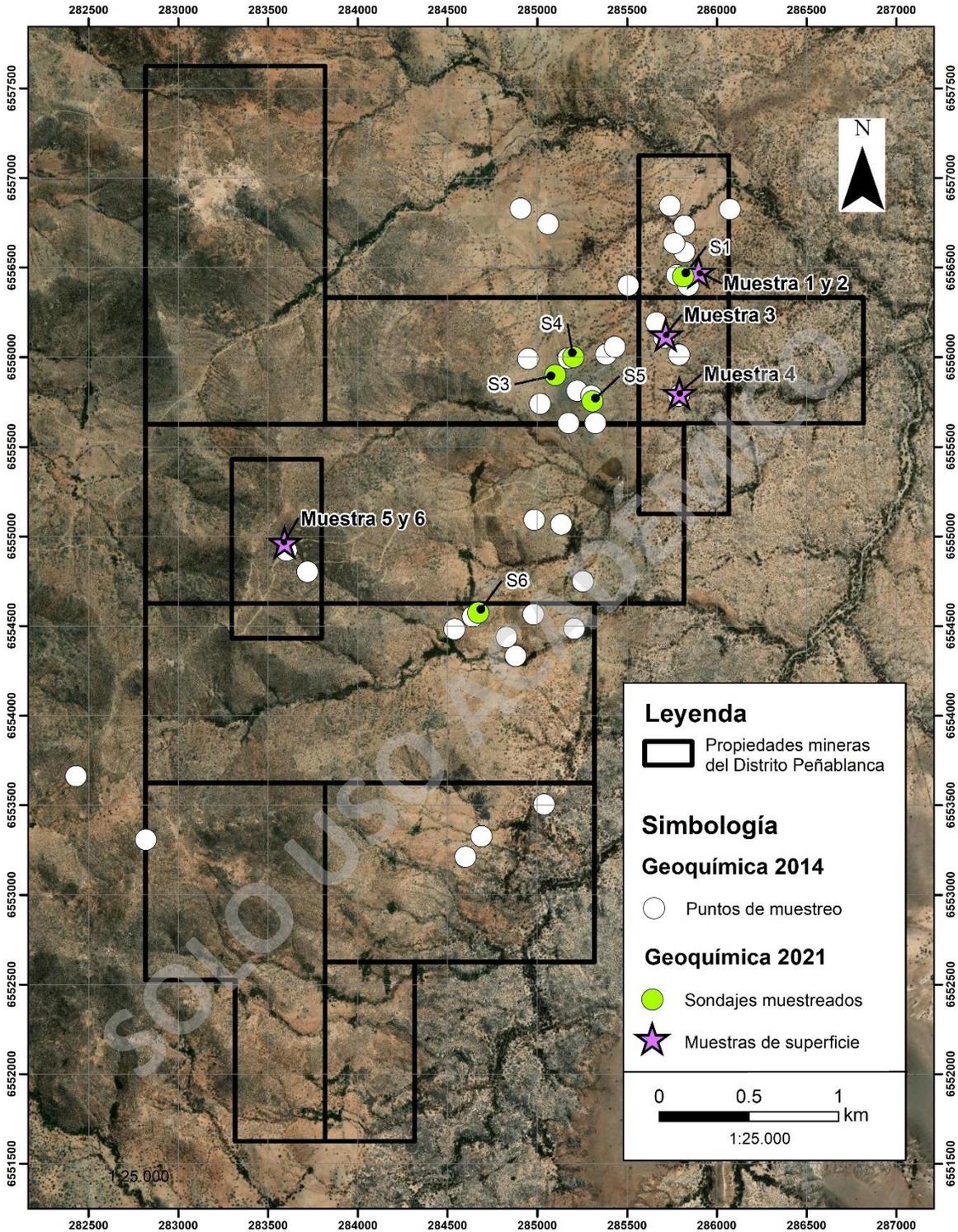


Figura 32: Distribución espacial de las muestras para análisis geoquímico (2014 y 2021). Los círculos de color blanco indican las muestras obtenidas en superficie (2014). Las estrellas de color lila indican las muestras obtenidas en superficie, mientras que los círculos de color verde indican los sondajes que fueron muestreados en el año 2021.

3.2.5.1 Geoquímica en superficie

El análisis geoquímico del año 2014 arrojó concentraciones significativas de Cu, Au, Co y Fe. Específicamente, Cu en las muestras PB6 (2,06 %Cu) y PB7 (3,9 %Cu), Au en las muestras PB3 (3,29 g/ton Au) y PB4 (2,18 g/ton Au), además de Co y Fe en la muestra PB5 (401 ppm Co y >50 % Fe) (Tabla 5).

El análisis geoquímico de las muestras de superficie del año 2021 arrojó concentraciones significativas de Cu, Au y Fe en las muestras 5 y 6, las cuales se ubican en el sector oeste del distrito. Específicamente, 10.000 g/ton y 7.080 g/ton Cu, 37,9% y >50% Fe, 0,82 y 1,24 g/ton Au, respectivamente en las muestras 5 y 6 (Tabla 5; Figura 32).

Un análisis estadístico básico se de los resultados obtenidos en los años 2014 y 2021 se presenta en la Tabla 6. En particular, se determina un 0,6% Cu en promedio y un máximo de 6,03% Cu; 31,69 g/ton Mo en promedio y un máximo de 1.060 ppm Mo; 15,35% Fe y un máximo de >50% Fe; 71,25 g/ton Co y un máximo de 401 g/ton Co, y 0,4 g/ton Au y un máximo de 3,29 g/ton Co (Anexo 3). Además, se presentan mapas de concentraciones de Cu, Mo, Fe, Co y el Au, que muestran que la concentración de estos elementos se correlaciona entre sí en superficie, con una mayor concentración de estos en las estructuras primarias de orientación NW y NE (Figura 33).

Tabla 5: Análisis geoquímico de muestras obtenidas en superficie en el año 2014 y 2021. La ubicación de las muestras se detalla en la Figura 30 (Serena Minerals, 2015; Fuentealba, 2021).

Muestra	Año de análisis	Alteración	Cu (%)	Au (g/ton)	Ag (g/ton)	Co (g/ton)	Mo (g/ton)	Fe (%)
PB1	2014	Vetas de limonita-cuarzo con magnetita Protolito de granodiorita.	0,44	0,62	2,9	73	2	9,89
PB2	2014	Cuarzo-magnetita-malaquita	0,52	0,29	1,3	179	4	43,5
PB3	2014	Veta de qz-limonita	0,28	3,29	7,2	132	121	17,4

PB4	2014	Veta de cuarzo-limonita	0,15	2,18	5,3	79	130	14,9
PB5	2014	Cuarzo-magnetita-malaquita	0,84	0,01	0,6	401	9	>50
PB6	2014	Malaquita-Pirita	2,05	0,01	52,8	32	<1	9,7
PB7	2014	Mineralización primaria de magnetita-calcopirita-pirita	3,9	1,2	14,5	83	<1	37,9
1	2021	-	0,64	0,19	12,1	35,4	1,02	13,3
2	2021	-	0,74	0,33	9,34	40,6	1,11	15,75
3	2021	-	0,60	0,21	0,76	112	3,31	7,9
4	2021	-	0,28	0,16	1,02	67,5	11	8,57
5	2021	-	1	0,82	5,09	169,5	1,34	37,9
6	2021	-	0,70	1,24	4,14	116	1,57	50

Tabla 6: Estadística básica de los análisis geoquímicos presentados en la Tabla 5.

Análisis de datos	Cu (%)	Mo (g/ton)	Fe (%)	Co (g/ton)	Au (g/ton)
Media	0,68	31,7	15,4	71,25	0,4
Error típico	0,18	20,5	1,93	10,7	0,09
Mediana	0,21	2	9,46	43,3	0,13
Desviación estándar	1,27	148,17	13,91	77,13	0,64
Varianza de la muestra	1,60	21.954	193	5.950	0,41
Mínimo	0,002	0	0,88	2	0
Máximo	6,03	1.060	>50	401	3.290

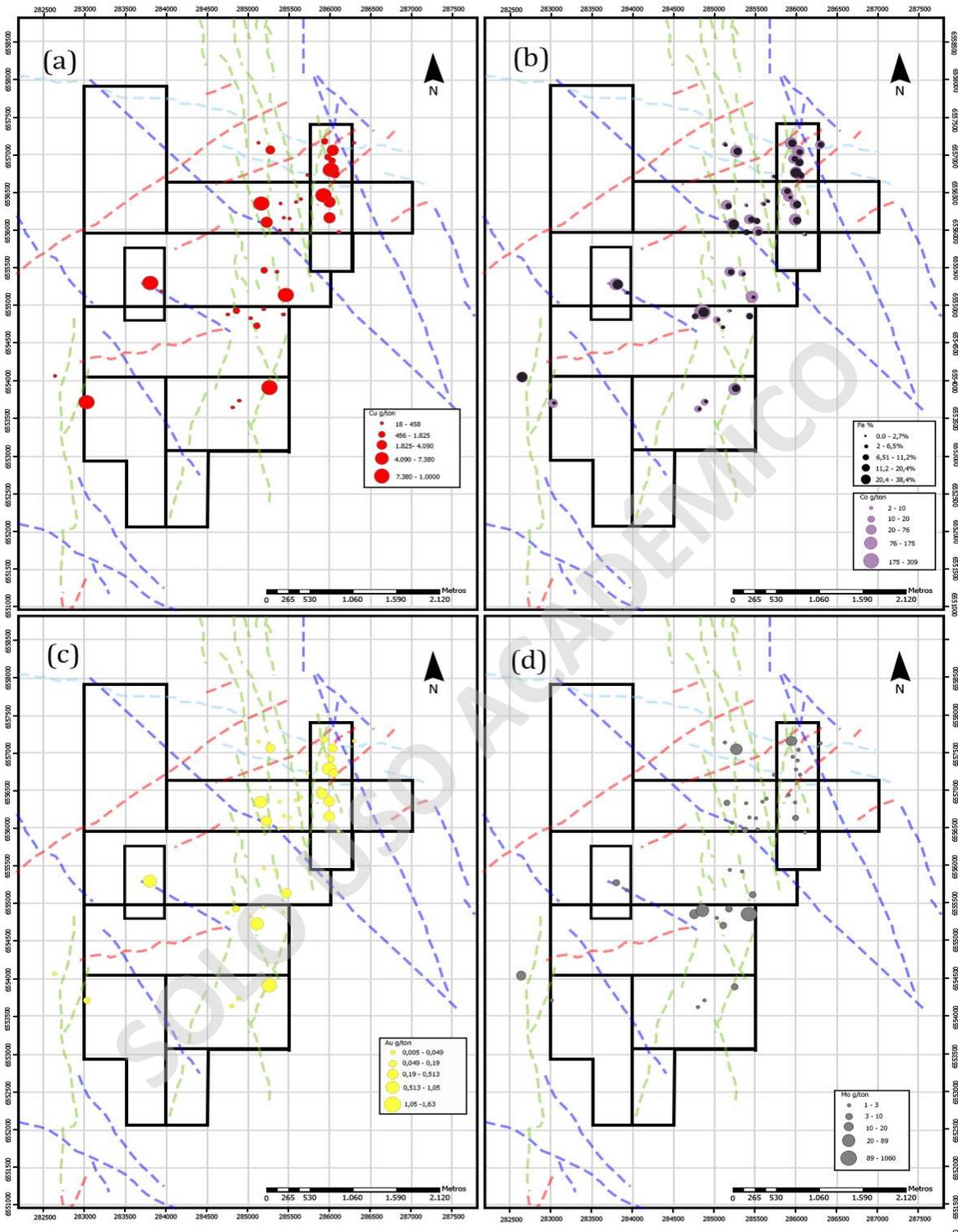


Figura 33: Distribución de las concentraciones de Cu, Mo, Fe, Co y Au en superficie. **(a)** Correlación de leyes de Cu en g/ton (rojo). **(b)** Correlación de leyes de Fe (negro) en % y Co (lila) en g/ton. **(c)** Correlación de leyes de Au en g/ton (amarillo). **(d)** Correlación de leyes de Mo en g/ton (color Gris). Los lineamientos de color rojo indican fallas inferidas con dirección NE, los de color azul indican fallas inferidas con dirección NW, lineamientos de color verde indican fallas inferidas NS y los lineamientos de color celeste indican fallas inferidas NWW. Modificado de Serena Minerals (2015) y Fuentealba (2021).

3.2.5.2 Geoquímica de testigos de sondajes

Los resultados de los análisis geoquímicos de testigos de sondajes se presentan en la Tabla 7 (Fuentealba, 2021).

En general, el Cu es el único metal que presenta concentraciones económicamente interesantes, con una concentración máxima de 0,52%Cu en el sondaje S1 (~15 m profundidad), seguido de 0,3% Cu en el sondaje S5 (~125 m profundidad), 0,06% Cu en el sondaje S6 (~15 m profundidad), 0,02% Cu en el sondaje S4 (~343 m profundidad) y 0,02% Cu en el sondaje S3 (~233 m profundidad) (Tabla 7). Por otra parte, la mayor concentración de Au (0,13 g/ton Au) se reportó en el sondaje S1 (~15 m profundidad), mientras que la mayor concentración de Fe (16,75%Fe) se reportó en el sondaje S1 (~15 m profundidad). Estos valores no presentan una correlación clara con la profundidad.

Tabla 7: Análisis geoquímico de testigos de sondajes en el año 2021 (Fuentealba, 2021). Se destacan en negrita los valores en donde el Cu tiene concentraciones mayores a 0,3% Cu.

Sondaje ID	Profundidad desde	Profundidad hasta	Au (g/ton)	Ag (g/ton)	As (g/ton)	Co (g/ton)	Cu (%)	Fe (%)
S1	15	16	0,13	2,3	3,1	43,3	0,521	16,75
S3	217	218	<0,005	0,02	1,4	21,1	0,00591	5,26
S3	233	234	0,008	0,03	1,4	18,3	0,01755	7,16
S3	237	238	0,005	0,03	1,2	10,7	0,00755	3,87
S3	344	345	<0,005	0,02	2,9	13	0,00335	4,97
S4	175	176	0,005	0,03	0,8	11,2	0,01315	5,62
S4	226	227	<0,005	0,02	2,5	12,3	0,0116	4,97
S4	237	238	<0,005	0,01	2,1	8,1	0,00346	5,25
S4	263	264	0,005	0,01	1	22,2	0,0033	9,06
S4	274	275	0,011	0,04	3,3	13,3	0,0146	6,1
S4	315	316	<0,005	0,03	2,8	19,3	0,00649	4,74
S4	343	344	0,009	0,05	2,4	11,6	0,0229	4,86
S4	350	351	<0,005	0,02	4,2	8,9	0,00927	5,22
S4	355	356	0,005	0,02	0,7	15,7	0,00721	4,13
S5	60	61	0,007	0,05	1,5	35,2	0,0197	6,83
S5	125	126	0,05	1,82	1	52,4	0,303	8,91
S5	158	159	0,02	0,1	1	36,6	0,0465	9,58
S6	15	16	0,006	0,15	2,5	97,5	0,0561	2,17
S6	28	29	0,006	0,05	2,4	59,9	0,0234	4,02

4 CAPÍTULO 4: DISCUSIONES

4.1 Actualización de la geología del Distrito Peñablanca

Mediante la descripción de secciones transparentes-pulidas de testigos de sondajes y la recopilación de estudios anteriores de geología superficial, geoquímica y geofísica, se presenta una actualización de la geología del Distrito Peñablanca, considerando aspectos relacionados con la litología, estructuras, alteración hidrotermal y mineralización.

4.1.1 Litología de roca hospedante

Las principales litologías del Distrito Peñablanca corresponden a rocas intrusivas de composición diorítica a granodiorítica, además de rocas metamórficas clasificadas como esquistos micáceos con biotita. La mineralización de Cu y Fe en superficie se encuentra hospedada principalmente en granodioríticas y en menor proporción en dioritas (Lazo, 2013; Serena Minerals, 2015; Fuentealba 2021), mientras que, en profundidad, la mineralización se encuentra hospedada principalmente en dioritas. Es importante destacar, que las rocas de intrusivas de composición diorítica podrían corresponder al alimentador de la mineralización, la cual se encuentra intruyendo a las rocas granodioritas y tonalitas (Figura 27).

Las vetas mineralizadas del Distrito Peñablanca constituyen un caso particular entre los depósitos IOCG chilenos, ya que la mayoría de estos se encuentran hospedadas en rocas volcánicas y volcano-sedimentarias, al igual que los depósitos Mantoverde y Candelaria (Sillitoe, 2003).

4.1.2 Vetas y estructuras

Los sulfuros de Cu-(Fe) (calcopirita, pirita), oxidados de cobre (crisocola, atacamita, antlerita y malaquita) y óxidos de hierro (magnetita, hematita, mushketovita), ocurren principalmente en vetas de orientación NW, NS y NE (Figura 22), demarcando un fuerte control estructural de la mineralización (Figura 26).

Los resultados de magnetometría realizada en el Distrito Peñablanca (Figura 24) muestran varios lineamientos con una dirección preferencial NW y NE, paralelos a fallas y estructuras regionales (Figura 26). Algunos de estos lineamientos magnéticos se asocian a vetas en superficie, tales como las vetas La Encantada, Anaconda y Peñablanca (Figura 24). Asimismo, estas anomalías magnéticas podrían indicar la ocurrencia de cuerpos de magnetita cercanas a la superficie o la ocurrencia de un cuerpo intrusivo magnético de composición diorítica. La ocurrencia de stockworks de magnetita que afloran en la zona noreste del distrito (Figura 24), así como las morfologías descritas e interpretadas por Lazo (2013) como calderas volcánicas (Figura 22), también se correlacionan con las anomalías magnéticas reconocidas a partir de la magnetometría (Figura 24).

Por otro lado, las zonas que presentan altas anomalías IP son correlacionables con la ubicación de los sondajes S3, S4 y S5 (Figura 23 b), los cuales presentan mineralización de magnetita, calcopirita y pirita. En los depósitos tipo IOCG, las respuestas de cargabilidad-resistividad están principalmente dominadas por la presencia de sulfuros, mientras que la magnetita no muestra una clara influencia sobre el efecto IP (Aguilef, 2012). Un ejemplo de esto, son los yacimientos IOCG Casualidad, Pampa y Ventanas, en donde no se observaron relaciones directas entre el contenido de magnetita y la cargabilidad (Aguilef, 2012). De esta forma, la presencia de sulfuros, principalmente calcopirita y pirita, podría explicar las variaciones en el efecto IP observados en el Distrito Peñablanca.

Finalmente, dado que la mineralización del Distrito Peñablanca se encuentra principalmente en vetas, las zonas que alcanzan altas anomalías IP podrían estar indicando la ocurrencia de vetas mineralizadas con sulfuros. De acuerdo con la Figura 25, las vetas podrían extenderse hasta una profundidad de al menos unos 700 m (Figura 25 a, b).

4.1.3 Secuencia paragenética de alteración y mineralización

Con base en las asociaciones mineralógicas observadas en profundidad y descritas en el CAPÍTULO 3: RESULTADOS, se propone una secuencia paragenética de eventos de alteración y mineralización para el Distrito Peñablanca, considerando las relaciones de corte y características texturales observadas.

Se identifican cinco eventos principales de alteración hidrotermal y mineralización sobreimpuestos., i.e., Eventos I, II y III, IV y V (Figura 34). El primer evento (Evento I) corresponde a una alteración sódica comprendida por albita, seguido de un segundo evento (Evento II) de alteración potásica caracterizado por biotita, cuarzo, magnetita, calcopirita ± pirita. El Evento III corresponde a una alteración clorita-esmectita caracterizada principalmente por clorita, clorita-esmectita, y en menor proporción epidota, calcita y pirita. El evento IV corresponde a una alteración calco-sódica comprendida principalmente por actinolita, albita, apatito, titanita, escapolita, magnetita, pirita y calcopirita. Finalmente, el último evento de alteración y mineralización corresponde a una alteración supérgena (Evento V), la cual fue descrita solamente de manera macroscópica (Lazo, 2013; Serena Minerals, 2015; Fuentealba, 2021). La mineralización se caracteriza por la presencia de minerales oxidados de Cu como crisocola, atacamita, antlerita, malaquita, y arcillas. Estos minerales se encuentran en la parte más somera del sistema, identificándose en los piques, stockpiles y sectores en donde afloran las vetas mineralizadas, por lo que es posible que los fluidos meteóricos solo ingresaran unas pocas decenas de metros de profundidad. Adicionalmente, se observa martita, la cual indicaría la oxidación de magnetita producto de la interacción con fluidos meteóricos oxidados en un ambiente supérgeno, y también presentan desarrollo de abundantes limonitas (goethita, hematita, jarosita).

Cabe destacar que la mineralización de Cu en calcopirita se habría depositado durante el Evento II y el Evento IV principalmente en vetillas (Figura 35). Al Evento I, de alteración potásica se le asocia la precipitación de calcopirita en vetillas de cuarzo, la cual fue acompañada por mineralización de magnetita y pirita. Al evento IV de alteración calco-sódica se le asocia mineralización de calcopirita en vetillas de actinolita, acompañada de pirita, magnetita, hematita, ilmenita y en menor proporción mushketovita (Figura 34).

Mineralogía		Eventos				
		I	II	III	IV	V
Mena	Magnetita		M	D	M, V R Mushketovita	
	Hematita		R		R Espeularita	
	Ilmenita				M	
	Calcopirita		V, M	M, D	V, D	
	Pirita		V, M	V, M D	V, D, M	
	Crisocola					
	Antlerita					
	Malaquita					
	Atacamita					
	Limonitas					
Ganga	Albita				M, H M	
	Cuarzo		M, V D			
	Actinolita				M, C V, D	
	Apatito				V, C D	
	Titanita				D R	
	Biotita		R, C			
	Feldespato potásico		H	H		H
	Clorita		R	M, R, V		
	Clorita-Esmectita		R			
	Arcilla			R		
	Epidota			M, V	V	
	Calcita			M, V		V
	Escapolita					
	Sericita					R

Figura 34: Secuencia paragenética de alteración y mineralización definida a partir de la descripción de secciones transparente-pulidas (Ver capítulos 3.4.2 y 3.4.3). Se determinan cinco eventos (I, II, III, IV, V), en donde la mineralización de calcopirita se asocia al Evento II y IV. El grosor de las líneas representa la abundancia relativa del mineral durante los eventos. *Abreviaturas: Masivo (M), diseminado (D), reemplazo (R), vetilla (V), cúmulos (C), halo de alteración (H).*

4.1.4 Geoquímica

En la superficie del Distrito Peñablanca se identificaron concentraciones significativas de Cu, Fe, Au y Co, consistente con la mineralización en depósitos IOCG (e.g., Williams et al., 2005) A pesar de que las concentraciones de estos metales muestran una variabilidad alta, estas son mayores a las concentraciones promedio determinadas para la corteza terrestre (Clarke 1889; Wedepohl 1995; Rudnik y Gao 2004; Tabla 8).

Tabla 8: Concentraciones promedio de elemento químicos de interés en la corteza terrestre según distintos autores.

Elemento	Clarke (1889)	Wedepohl (1995)	Rudnick y Gao. (2004)	Promedio de este estudio	Unidad de medida
Cu	55	14,3	28	7.000	g/ton
Fe	6,7	4,4	5	15,4	%
Au	0,004	0,003	0,002	0,4	g/ton
Co	25	12	17,3	71,25	g/ton
Mo	1,5	1,4	1,1	31,7	g/ton
Ag	0,07	0,07	0,055	2,9	g/ton
As	1,8	1,7	4,7	29,6	g/ton
W	-	1,4	1,9	37,5	g/ton

El Co y minerales de Co presentan afinidad por sulfuros de Cu, Ni y Fe, minerales que comúnmente forman asociaciones minerales en depósitos hidrotermales. En depósitos IOA e IOCG de la Cordillera de la Costa, contenidos significativos de Co se relacionan con la presencia de pirita. Por ejemplo, se han reportado concentraciones de Co en pirita de hasta 1,9 wt. % en el IOA Algarrobo (Lorca, 1990), hasta 2.800 g/ton de Co en el IOA El Romeral (Lorca, 1990), y concentraciones entre 900 g/ton y 4 wt% Co en pirita para el yacimiento IOA Los Colorados (Lagas, 2016). En el yacimiento IOCG Candelaria, la pirita presenta concentraciones de Co entre 70 a 400 g/ton de Co (Del Real et al., 2020), mientras que en el depósito La Estrella se obtuvieron variaciones entre 151 a 16.424 g/ton de Co (Quevedo 2020). En el Distrito Peñablanca no se ha realizado análisis geoquímicos puntuales en pirita, por lo que se requiere determinar los elementos traza en pirita por medio de técnicas microanalíticas más sofisticadas (e.g., EMPA, LA-ICP-MS) para evaluar si el Co podría considerarse como un subproducto y determinar los eventos de alteración y mineralización en donde se presenta la pirita cobaltífera.

Las concentraciones promedio de Mo (31,6 g/ton), Ag (2,9 g/ton), Au (0,34 g/ton), As (29,6 g/ton) y W (37,5 g/ton) del Distrito Peñablanca son mayores a las concentraciones promedio de estos elementos en la corteza terrestre (Tabla 8). En los depósitos tipo pórfido Cu se ha descrito una zonación de metales característica, con una zona central de mayor temperatura con mineralización de $Cu \pm Mo \pm Au$, además de mineralización de Zn, Pb y Ag en zonas más distales (Meyer et al., 1968; Sillitoe 2010; Halley et al., 2015). Por otra parte, Halley et al. (2015) proponen una serie de elementos *pathfinder*, tales como Zn, Au, Re, Ag, As, F y W, que podrían ser utilizados como indicadores de mineralización en la exploración de depósitos tipo pórfido cuprífero. En particular, la ocurrencia de Mo en sistemas tipo pórfido cuprífero se atribuye a la contaminación cortical de los fundidos silicatados en zonas de corteza engrosada (Stein y Hannah 1985; Klemm et al. 2008; Tornos et al., 2010). Adicionalmente, el Mo y W se clasifican como elementos siderófilos (Goldschmidt, 1937), por lo que presentan un comportamiento geoquímico similar. Es importante destacar que en otros ambientes geológicos se describe la ocurrencia de pórfidos tipo Mo-W (e.g., Mount Pleasant; Sinclair et al., 2006). Es un hecho la presencia de concentraciones de W en el Distrito Peñablanca, sin embargo, su relación con la mineralización no es clara

Los análisis geoquímicos en superficie y en testigos de sondajes del Distrito Peñablanca son escasos, y se requieren más estudios para determinar aspectos más detallados sobre la geoquímica del depósito.

4.1.5 Clasificación y sección esquemática A-A' del Distrito Peñablanca

La Figura 35 muestra una representación esquemática de la alteración hidrotermal y mineralización en profundidad del Distrito Peñablanca observadas en los testigos de sondajes. De acuerdo con los resultados petro-calcográficos obtenidos en este estudio, se definen 3 zonas de alteración y mineralización: zona somera (150 - 200 m), zona intermedia (200 – 260 m) y zona profunda (260 – 340).

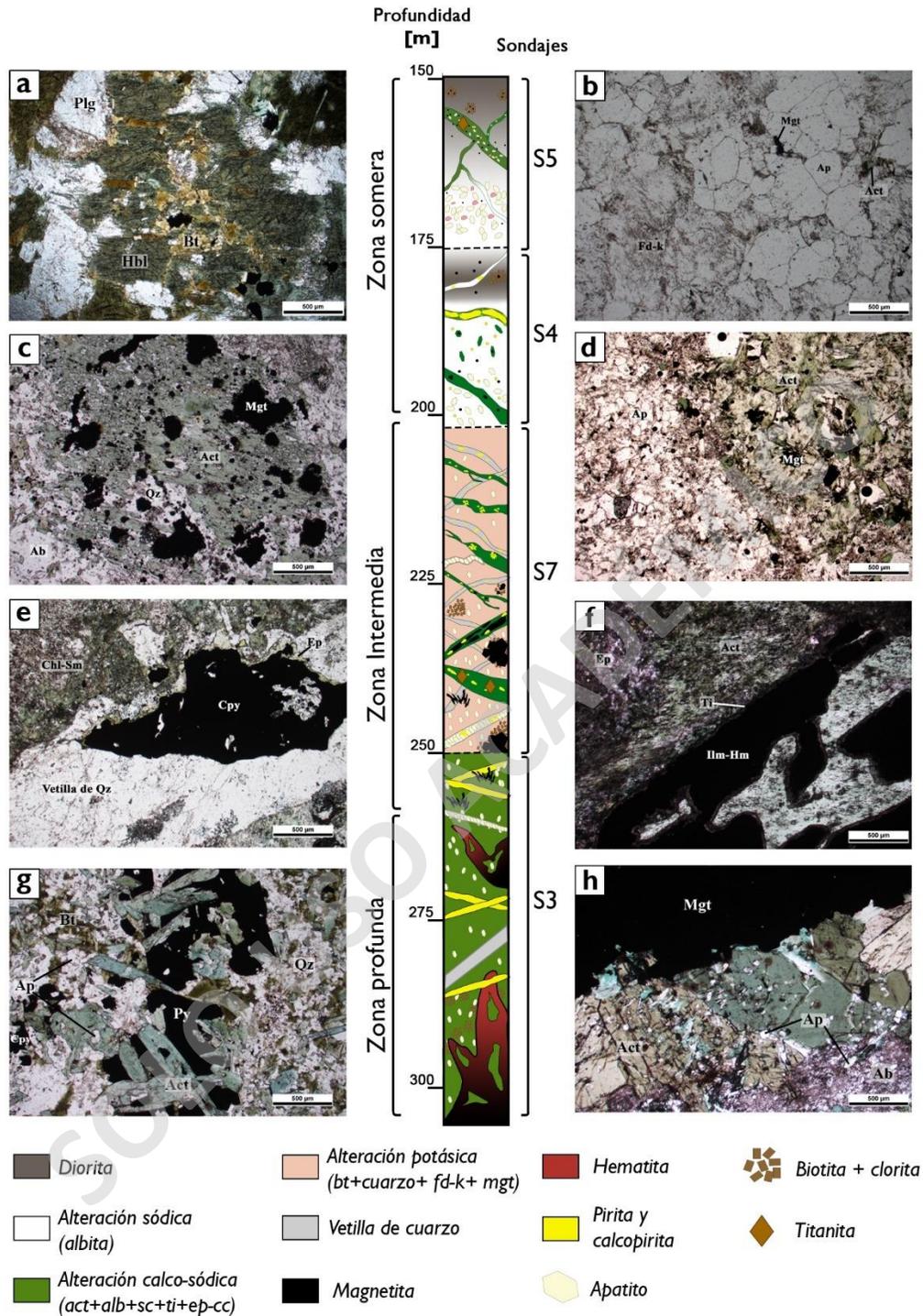


Figura 35: Representación esquemática de un testigo de sondaje a partir de la descripción de secciones transparentes-pulidas realizadas en los testigos de sondajes S3, S4, S5 y S7. La ocurrencia de la alteración potásica en el tramo S5 hace referencia solo a feldespato potásico. **(a)** Roca hospedante diorita con alteración potásica. **(b)** alteración calco-sódica con halo de apatito y feldespato potásico. **(c)** Alteración potásica con superposición de alteración calco-sódica. **(d)** Alteración calco-sódica con apatito. **(e)** Vetilla de cuarzo asociada a alteración potásica con superposición de alteración clorita-esmectita. **(f)** Alteración calco-sódica con titanita reemplazando a ilmenita+hematita. **(g)** Alteración potásica con superposición de alteración calco-sódica con pirita. **(h)** Alteración calco-sódica con apatito y magnetita.

La alteración hidrotermal predominante en el Distrito Peñablanca es la alteración calco-sódica, la cual se observa en las zonas profunda, intermedia y somera (Figura 35), caracterizada por la asociación mineralógica actinolita + albita + apatito ± epidota, con abundante mineralización de calcopirita, pirita y magnetita (Evento IV). Esta asociación mineral ha sido descrita en otros depósitos IOCG en la literatura, la cual suele ocurrir en profundidad y en muchos casos puede presentar una alteración potásica pervasiva sobreimpuesta, además de una alteración sericítica y silicificación en las zonas más someras (e.g., Sillitoe, 2003; Williams et al., 2005; Barton, 2014). En el caso del Distrito Peñablanca, la alteración potásica ocurriría como un evento anterior a la alteración calco-sódica, lo cual se evidencia a partir de relaciones de corte.

La zona profunda a intermedia del sistema presenta los mayores contenidos de apatito, actinolita y magnetita (~ 240 – 340 m) asociada a alteración calco-sódica (Figura 35). Asimismo, la pirita ocurre con una mayor frecuencia con respecto a la calcopirita, lo cual podría dar indicios de una posible mineralización tipo IOA en la porción más profunda del sistema mineralizado (Bookstrom, 1977; Sillitoe, 2003; Palma et al., 2020; Reich et al., 2022). Estas observaciones son también consistentes con la ocurrencia de stockworks y vetas de magnetita en la superficie del Distrito Peñablanca. El fuerte control estructural de la mineralización que se asocia al Sistema de Fallas de Atacama es también un rasgo característico de los depósitos IOCG e IOA (Sillitoe, 2003; Williams et al., 2005; Barton, 2014; Reich et al., 2022).

La zona intermedia, se caracteriza por la presencia de alteración potásica y alteración calco-sódica (Figura 35). La alteración potásica ocurre como cúmulos de biotita, cuarzo anhedral en masa fundamental y vetillas de cuarzo con mineralización de calcopirita, magnetita y pirita que se observan principalmente entre los ~200 - 280 m de profundidad. En la zona profunda se reconoce un predominio de biotita junto con magnetita (~ 270 - 327,75 m). La ocurrencia de vetillas de cuarzo con mineralización de calcopirita asociada a alteración potásica, así como las concentraciones de Mo reportadas en superficie, serían características más afines con depósitos tipo pórfido cuprífero que IOCGs (e.g., Sillitoe, 2010).

Por otro lado, en la zona intermedia, la alteración calcosódica se superpone a la alteración potásica, y presenta mushketovita y escapolita. El reemplazo de hematita por magnetita, i.e., mushketovita, es común en diversos depósitos IOCG como Candelaria, Raúl Condestable y Mantoverde (Marschik y Fontboté, 2001; De Haller y Fontboté, 2009; Rieger et al., 2010; Fredes 2017). La ocurrencia de mushketovita se asociaría a un aumento de la interacción fluido-roca lo que generaría una disociación de SO_2 disuelto en el fluido en HSO_4^{-2} y H_2S , aumentando así el contenido de H_2 del sistema, proceso que incidiría en un aumento de temperatura, produciendo la disminución del estado redox (reducción) necesario para generar mushketovita (De Haller y Fontboté, 2009). Por otra parte, los depósitos IOCG e IOA se asocian con fluidos de alta salinidad los cuales son responsables de la presencia de la alteración rica en Na, y la presencia de minerales como albita y escapolita (e.g., Williams et al., 2005; Bernal et al., 2017; Rojas et al., 2017). En el depósito IOA El Romeral, al igual que en el Distrito Peñablanca, se observan cristales de escapolita junto con epidota, calcita y titanita sugiriendo un evento hidrotermal con temperaturas que oscilan entre 200° y 250°C (Rojas et al., 2017). Los cristales de titanita, producto del reemplazo de ilmenita + hematita, suelen presentarse en una mayor proporción en la zona intermedia a somera (~220 – 150 m; Figura 27).

En la zona somera del sistema predomina la alteración calco-sódica, presentando vetillas de actinolita + apatito ± albita con halos de apatito + feldespato potásico (Figura 35). En este tramo (~ 150 - 200 m), a diferencia de la zona profunda e intermedia del sistema (~ 240 – 340 m), aumenta la proporción de calcopirita, junto con pirita y magnetita, lo cual sugiere una mineralización tipo IOCG hacia las porciones más superficiales del sistema (Sillitoe, 2003; Williams et al., 2005; Barton, 2014). Además, en la zona somera (150 – 200 m), se observa alteración potásica, observándose como un reemplazo de hornblenda por biotita secundaria en la roca de caja, a la cual se le superpone vetillas de alteración calco-sódica (Figura 35).

La Figura 36 muestra la sección representativa A-A' para el Distrito Peñablanca la cual se construyó a partir de los resultados e interpretaciones realizadas en este estudio. A pesar de que este estudio no contribuye con datos suficientes para aseverarlo, las vetas del

Distrito Peñablanca presentan características afines con estilos de mineralización IOA e IOCG. La mineralización metálica permite clasificar a este distrito como un IOCG dominado por magnetita con mineralización de calcopirita. Sin embargo, la ocurrencia de la asociación mineralógica apatito-actinolita-magnetita y la observación de que la proporción de sulfuros (pirita > calcopirita) disminuye claramente en comparación con la parte más somera del sistema, indicarían una transición entre estos tipos de depósitos, en donde las porciones más profundas corresponderían a un yacimiento tipo IOA y hacia las zonas más someras un depósito tipo IOCG (Figura 36).

La sucesión de eventos de alteración y mineralización y su distribución espacial dentro del Distrito Peñablanca (zona profunda, intermedia y somera) sugieren un sistema que evoluciona desde un evento de alta temperatura, profundo, posiblemente de origen magmático-hidrotermal que dio origen a la mineralización IOA, que grada hacia condiciones hidrotermales de menor temperatura con la incorporación de sulfuros. Posteriormente, la exhumación y erosión, junto con la infiltración de aguas meteóricas habrían facilitado la alteración supérgena dando origen a las acumulaciones de oxidados de cobre que se observan en la parte más somera del Distrito Peñablanca.

4.2 Modelo Genético

El primer estudio que sugiere una relación genética entre los depósitos IOA e IOCG corresponde al de Espinoza et al. (1996), en donde se realiza una clasificación de los depósitos vetiformes de la Cordillera de la Costa, en la Región de Antofagasta. Estos yacimientos fueron económicamente importantes a fines del siglo pasado, sin embargo, en la actualidad casi la totalidad de ellos se encuentran paralizados. Los más importantes están ubicados en los distritos de Tocopilla, Gatico, Naguayán, Desesperado, Julia y Montecristo.

De acuerdo con las características geológicas y mineralógicas descritas en este estudio, se determina que las vetas mineralizadas del Distrito Peñablanca corresponderían a vetas del tipo Montecristo, las cuales se encuentran emplazadas en intrusivos Jurásicos (Espinoza et al., 1996). En el depósito Montecristo, la mineralización de cobre se presenta en cuerpos tabulares de magnetita maciza, los que contienen importantes cantidades de

apatito y actinolita como minerales de ganga (Espinoza et al., 1996; Mateo et al., 2023). Las características mineralógicas y de alteración hidrotermal descritas por estos autores son similares a las observadas en las vetas del Distrito Peñablanca, con la diferencia que estas últimas están emplazadas en intrusivos Cretácicos, al igual que las vetas IOA-IOCG del Distrito La Higuera (Díaz, 2020).

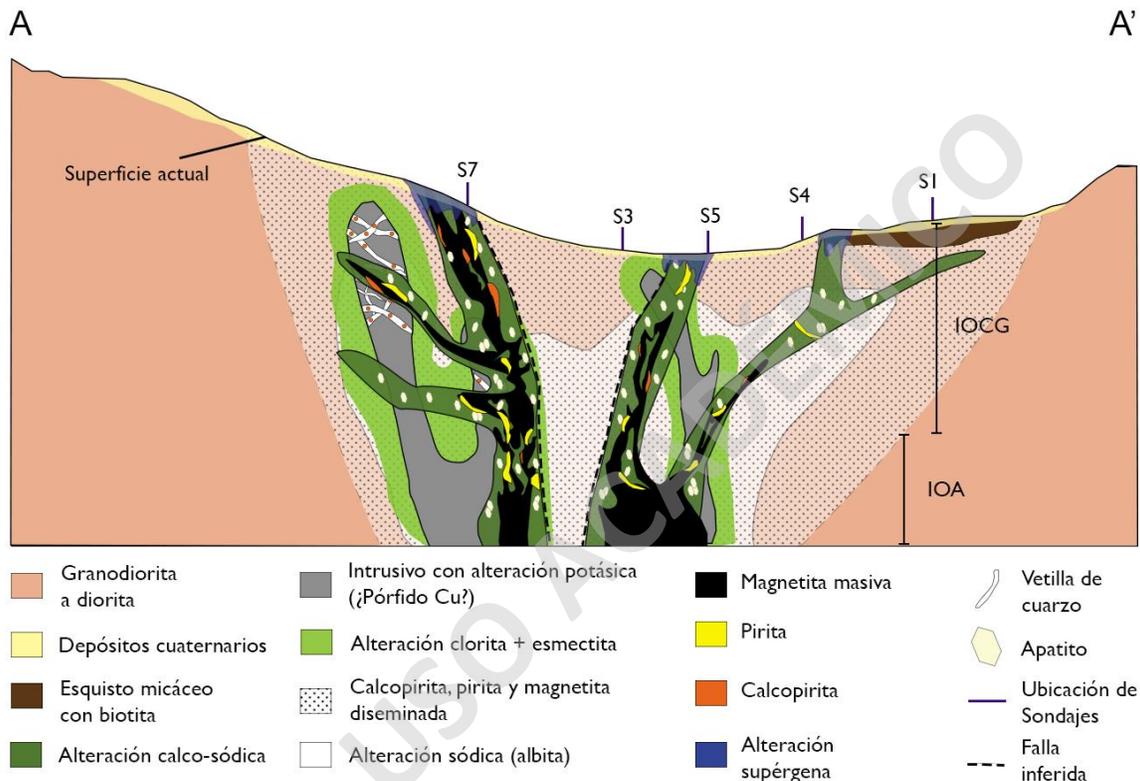


Figura 36: Sección esquemática A-A' del Distrito IOA-IOCG Peñablanca (Figura 2). La figura muestra los estilos de mineralización IOA e IOCG desde la parte más profunda a la parte más somera del sistema, así como la ubicación en planta de los sondeos estudiados. Adicionalmente, la figura sugiere la posible ocurrencia de un cuerpo intrusivo con alteración potásica y abundantes vetillas de cuarzo con mineralización de calcopirita, sin embargo, se requieren más estudios para determinar la ocurrencia de un pórfido cuprífero en profundidad, así como su relación espacial y temporal con la mineralización IOA-IOCG. Para más detalle ver el texto principal.

Posterior al estudio de Espinoza et al. (1996), diversos autores han propuesto una relación genética entre los depósitos IOA e IOCG, en donde los yacimientos tipo IOA representarían el miembro extremo más profundo y deficiente en cobre de los IOCG (Sillitoe, 2003; Knipping et al., 2015 a,b; Reich et al., 2016; Barra et al., 2017; Simon et al., 2018). De acuerdo con el modelo de zonación vertical de mineralización IOA-IOCG propuesto por Barra et al. (2017), el Distrito Peñablanca representaría una transición entre un depósito IOA

en profundidad a un depósito IOCG dominado por magnetita a niveles más someros (Figura 37).

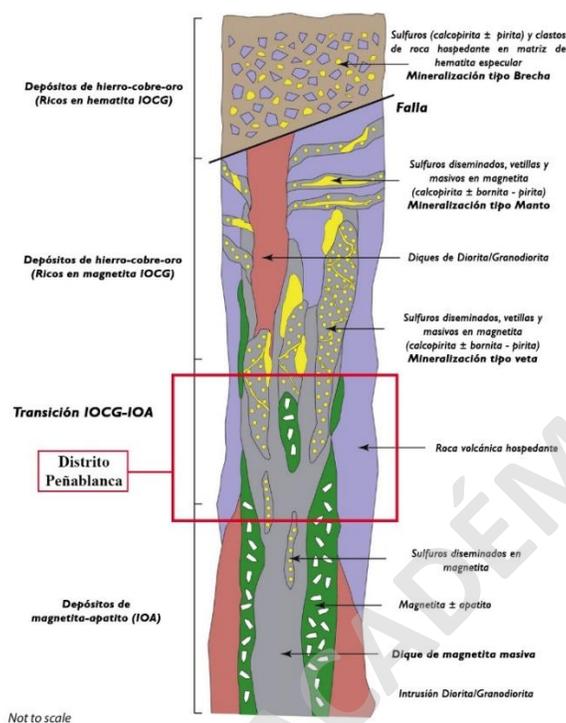


Figura 37: Zonación vertical entre un depósito IOA e IOCG propuesto por Barra et al. (2017). El polígono rojo representa la zona de transición en la que se encontraría el Distrito Peñablanca.

Anteriormente, en el CAPÍTULO 2: ANTECEDENTES GEOLÓGICOS se mencionan tres mecanismos principales que podrían explicar la formación de los depósitos IOA, incluyendo inmiscibilidad líquida, reemplazo hidrotermal y el modelo de flotación. Si bien este estudio no puede demostrar la veracidad de un modelo u otro, los resultados obtenidos apoyan un modelo en donde los depósitos IOA se asociarían a los depósitos IOCG tanto en el tiempo y el espacio. En este contexto, el modelo de flotación propuesto por Knipping et al., (2015a, b) es el único que plantea un origen común y plausible para ambos tipos de depósitos, y por lo tanto el único al cual se puede asociar al Distrito Peñablanca. Este modelo plantea que, a partir de la exsolución de fluidos hidrotermales ricos en Cl desde un magma parental favorecería que metales como el Cu y el Au formen complejos que faciliten su transporte a través de la corteza. Este fluido magmático-hidrotermal podría ascender por sobre la formación del IOA para precipitar Fe como magnetita hidrotermal y sulfuros como

calcopirita y pirita generando un depósitos IOCG en zonas más someras (Knipping et al., 2015 a,b; Reich et al., 2016; Barra et al., 2017; Figura 37).

Desde el punto de vista de la geología estructural, la precipitación de magnetita se encuentra controlada por la presión del sistema. Los modelos de solubilidad de Fe en el depósito IOA El Romeral, muestran que la precipitación de magnetita ocurre por descompresión bajo condiciones de temperatura entre los $\sim 450^\circ$ y 620°C (Rojas et al., 2018). Los depósitos IOA e IOCG de la Cordillera de la Costa, incluyendo al Distrito IOA-IOCG Peñablanca, se encuentra espacialmente asociado con estructuras transtensionales del Sistema de Fallas de Atacama (i.e., Falla los Mantos y/o El Romeral), por lo que este modelo resulta consistente con un fuerte control estructural durante el ascenso, precipitación y acumulación de la mineralización.

Adicionalmente, el colapso volcánico que se asociaría a la formación de calderas que se describen en la zona de estudio (Figura 22), también pueden haber facilitado el ascenso de fluidos a través de fisuras, similar a lo que se ha propuesto como mecanismo de formación del depósito IOA El Laco en el altiplano chileno (Ovalle et al., 2018). Sin embargo, una diferencia fundamental es que los depósitos de la Cordillera de la Costa del norte de Chile se asocian a un régimen de subducción extensional, con magmatismo primitivo y un entorno de corteza delgada, a diferencia de El Laco, en donde los depósitos de magnetita masiva se habrían formado en un entorno de corteza gruesa y asociados con magmatismo bimodal (Naranjo et al., 2010; Ovalle et al., 2018; Palma et al., 2020; Reich et al., 2022).

4.3 Implicancias metalogénicas para la Franja del Cretácico

Estudios anteriores realizados en depósitos minerales de la Cordillera de la Costa del norte de Chile han sugerido una posible relación genética entre la mineralización tipo IOCG y pórfido cuprífero del Cretácico. Esta hipótesis se basa principalmente en la relativa superposición espacial y temporal de algunos depósitos IOCG y tipo pórfido cuprífero (e.g., IOCG El Espino de ~ 93 - 86 Ma y el pórfido Cu-Au Llahuín de ~ 92 Ma; Figura 38), la ocurrencia de yacimientos “transicionales o híbridos” con características geológicas afines con ambos tipos de mineralización (e.g., Productora y El Tropezón; Figura 38), así como el

hecho de que las estructuras que hospedan mineralización IOCG podrían corresponder a rocas intrusivas (Ray y Dick, 2002; Sillitoe, 2003, Tornos et al., 2010; Richards et al., 2017 Escolme et al., 2019).

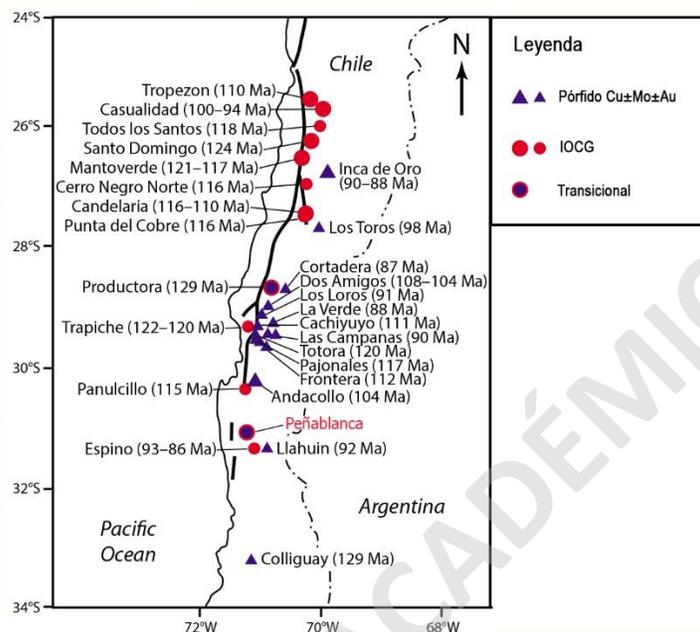


Figura 38: Distribución de los depósitos pórfidos Cu-(Au-Mo) e IOCG en la franja metalogénica del Cretácico, y su ubicación en relación con el Sistema de Fallas de Atacama. La edad aproximada de los depósitos se muestra entre paréntesis. Los triángulos de color azul representan depósitos pórfidos Cu±Mo±Au, los círculos de color rojo representan depósitos IOCG y los círculos de color azul encerrados en un círculo de color rojo representan depósitos transicionales entre pórfidos Cu±Mo±Au, e IOCG. Modificado de Richards et al. (2017).

En el Distrito IOA-IOCG Peñablanca se observan algunas características de alteración y mineralización afines con mineralización tipo pórfido cuprífero, incluyendo la relación directa con cuerpos intrusivos, la ocurrencia de abundantes vetillas de cuarzo sinuosas con calcopirita, magnetita y pirita asociados con alteración potásica, así como concentraciones de Mo en superficie (31,7 g/ton). De acuerdo con las relaciones de corte observadas en los testigos de sondajes, la mineralización IOCG se superpondría a la mineralización tipo pórfido (Figura 36), sin embargo, se necesitan más evidencias para determinar la existencia de un sistema pórfido en profundidad, así como su temporalidad y relación espacial respecto a la mineralización IOCG. Esto se asemejaría a lo descrito para el depósito Cu-Au-Mo El Tropezón, ubicado en la parte norte de la Franja Metalogénica del Cretácico, el cual fue clasificado por Tornos et al. (2010) como un depósito IOCG con características tipo pórfido cuprífero (Figura 39).

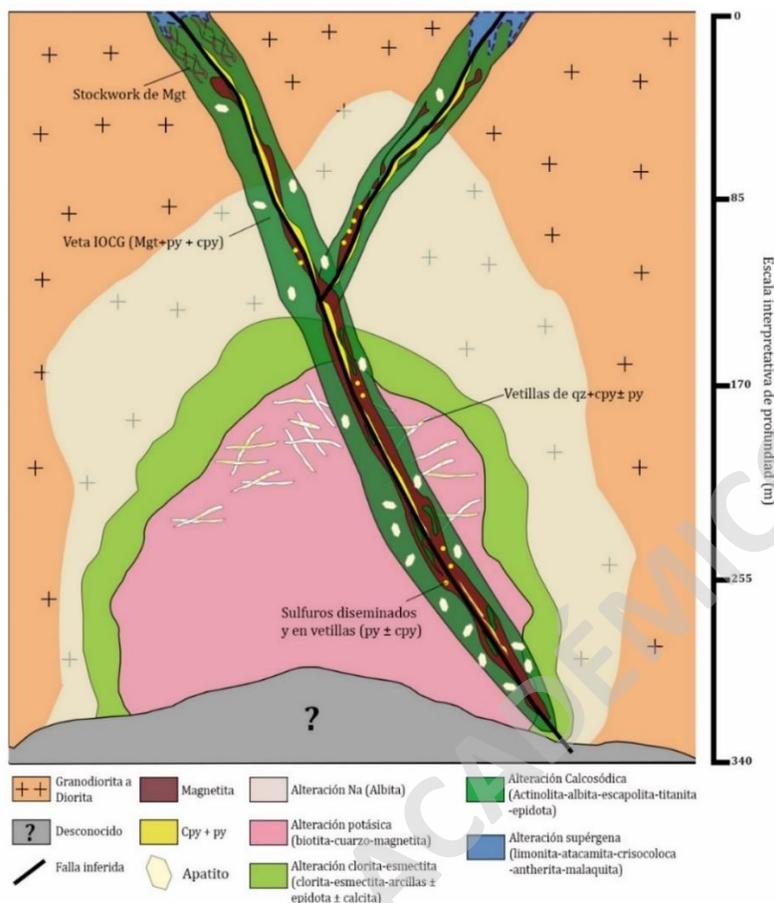


Figura 39: Modelo esquemático que muestra la posible relación genética, temporal y espacial entre la mineralización tipo IOCG y tipo pórfido para el Distrito Peñablanca. Modificado de Tornos et al. (2010).

Por otra parte, aunque no existen datos geocronológicos disponibles dentro del área de estudio, hacia el sur del Distrito Peñablanca se ha reportado la edad de una tonalita de ~108 Ma obtenida mediante el método geocronológico K-Ar en biotita (Rivano et al., 1985; Figura 8). Esta edad es consistente con uno de los primeros eventos de deformación registrados en el Cretácico Inferior (116-104 Ma), el cual presenta una marcada relación temporal con el primer evento de formación de pórfidos cupríferos en la Cordillera de la Costa del norte de Chile (Creixell et al., 2020). Consistentemente, la formación del pórfido Cu-Au Llahuín (~92 Ma; Richards et al., 2017), ubicado al este del área de estudio, coincide con la edad del segundo evento de formación de pórfidos cupríferos (92-87 Ma) descrito por Creixell et al., (2020), el cual se ubica al este del área de estudio (Figura 8).

Con base en datos geocronológicos y geoquímicos nuevos y publicados para rocas ígneas asociadas con IOCG y depósitos tipo pórfido Cu en la Cordillera de la Costa, además

de la relación estructural que estos depósitos presentan, Richards et al. (2017), propusieron que los depósitos tipo pórfido e IOCG del Cretácico se habrían formado en entornos tectonomagmáticos distintos. Por un lado, pequeños depósitos de pórfido Cu-Au se formaron durante el Cretácico Inferior (>125 Ma) durante un corto periodo de transpresión sincrónica a 22°S (Maksaev et al., 2006) o extensión del arco continental a 33°S (Creixell, 2007), mientras que los grandes depósitos de pórfido Cu-(Mo)-(Au) ubicados en la Cordillera de la Costa chilena, comenzaron a formarse en el Cretácico Superior (<110 Ma.) entre los 25° y 31°S en un régimen compresivo (Maksaev et al., 2010). En contraste, los depósitos IOCG e IOA se formaron predominantemente a mediados del Cretácico bajo un régimen transtensional (~125 - 110 Ma; Arévalo et al., 2006; Rieger et al., 2010; Tornos et al., 2010; Richards et al., 2017).

Además, Richards et al. (2017) determinaron que a pesar de que las intrusiones magmáticas asociadas a depósitos IOCG y pórfido Cu-(Mo)-(Au) tienen una composición química similar, los depósitos IOCG se habrían formado a partir de magmas pobres en S en comparación con los depósitos tipo pórfido Cu que se habrían formado a partir de magmas ricos en S. Anteriormente, Richards y Mumin (2013) sugirieron que pequeñas zonas de alteración ácida, característica de los depósitos de IOCG, reflejarían las menores abundancias de S en los fluidos mineralizados en comparación con los fluidos formadores de pórfido Cu-(Mo)-(Au).

La relación genética entre los depósitos IOCG e IOA, así como entre los IOCG y tipo pórfido Cu-(Mo)-(Au), sigue siendo tema de debate (e.g., Richards et al., 2017; Reich et al., 2022). Investigaciones futuras que integren datos geoquímicos, geocronológicos, estructurales, junto con observaciones de terreno, en estos tipos de depósitos minerales y cuerpos intrusivos asociados, son cruciales para entender el *timing* y los procesos geológicos que los generan. Esto último es crucial para desarrollar un modelo genético general de la Cordillera de la Costa, que integre mineralización tipo IOA, IOCG y pórfido Cu-(Mo)-(Au), así como la relación que presentan entre ellos. Además, podría aportar nuevos antecedentes para focalizar la búsqueda de recursos minerales dentro de la Franja Cretácica.

5 CAPÍTULO 5: CONCLUSIONES

El Distrito Peñablanca ubicado en la parte sur de la Franja Cretácica en la Región de Coquimbo, corresponde a una serie de vetas con mineralización de Cu y Fe hospedadas en rocas intrusivas de composición diorítica a granodiorítica. Las vetas principales, incluyendo La Encantadora, Anaconda y Peñablanca, presentan una orientación preferencial NW, NE y NS.

Los estudios petro-calcográficos realizados en este trabajo indican que las vetas mineralizadas son el resultado de cinco eventos de alteración y mineralización. El primer evento corresponde a una alteración sódica (albita) de fondo, mientras que el segundo evento corresponde a una alteración potásica (biotita – cuarzo – magnetita – calcopirita ± feldespato potásico) con mineralización de calcopirita y magnetita ± pirita. El tercer evento corresponde a una alteración clorita-esmectita (clorita-esmectita ± epidota ± calcita ± pirita ± magnetita ± calcopirita), seguido del cuarto evento que corresponde a una alteración calco-sódica (actinolita - albita - apatito - titanita - escapolita - epidota - calcopirita - pirita - magnetita - ilmenita - hematita) con mineralización de calcopirita y magnetita. Finalmente, el quinto evento corresponde a una alteración supérgena con oxidados de Cu (crisocola – malaquita – atacamita - antlerita) y óxidos de Fe (limonitas – hematita - goethita) junto a arcillas, la cual fue descrita por Lazo (2013), Serena Minerals (2015) y Fuentealba (2021).

Los eventos de alteración y mineralización anteriormente descritos se distribuyen diferencialmente en la zona somera, intermedia y profunda del sistema mineralizado (Figura 35). La alteración calco-sódica domina en la zona somera y profunda del sistema, mientras que la zona intermedia se caracteriza por la presencia de alteración potásica y alteración calco-sódica. El evento supérgeno fue descrito en la superficie, siendo los oxidados de Cu la principal mena de explotación del Distrito Peñablanca.

Los estudios petro-calcográficos, acoplados con estudios previos geológicos, geofísicos y geoquímicos sugieren que las vetas del Distrito Peñablanca son similares a las vetas tipo Montecristo emplazadas en intrusivos de edad Jurásica (Espinoza et al., 1996; Mateo et al., 2023) y las vetas de la Higuera emplazadas en intrusivos de edad Cretácica

(Díaz, 2020). Este estudio permite concluir que el Distrito Peñablanca representa una transición entre un depósito IOA en la parte más profunda a un depósito IOCG dominado por magnetita en la parte más somera del sistema. Esta conclusión es también consistente con el modelo de flotación, propuesto para explicar el origen y la relación espacial entre los depósitos IOA e IOCG de la Cordillera de la Costa (Knipping et al., 2015; Reich et al., 2016; Barra et al., 2017; Simon et al., 2018).

Adicionalmente, la ocurrencia de vetillas de cuarzo con mineralización de calcopirita asociadas al evento de alteración potásica, los contenidos de Mo en superficie, así como la relación directa con cuerpos intrusivos, sugieren la posibilidad de un evento tipo pórfido cuprífero en la zona de estudio. Con base en las relaciones de corte observadas, se sugiere que la mineralización tipo IOCG (tardía) se habría sobreimpuesto a la mineralización tipo pórfido cuprífero (temprana). Sin embargo, aunque estas observaciones son consistentes con la posible relación genética propuesta entre los depósitos IOCG y pórfido Cu-(Mo)-(Au) de la Franja Metalogénica del Cretácico (Tornos et al., 2010; Richards et al., 2017), se necesitan más estudios para corroborar esta nueva hipótesis.

Finalmente, para continuar con futuros estudios en esta zona, se recomienda realizar los siguientes estudios:

1. Estudios geocronológicos para constreñir de manera precisa la edad de los eventos de alteración/mineralización y de la roca de caja. Se sugiere datar el evento de mineralización IOCG y el posible evento de mineralización tipo pórfido cuprífero. El evento IOCG se podría datar mediante el método Ar-Ar en actinolita (alteración calco-sódica), mientras que el evento tipo pórfido Cu-(Mo)-(Au) se podría datar mediante el método Ar-Ar en biotita (alteración potásica). En el caso de encontrar muestras con molibdenita, se sugiere datar mediante el método Re-Os. Asimismo, se sugiere determinar la edad de las rocas intrusivas que hospedan la mineralización de con el fin de relacionar los eventos magmáticos con los eventos de mineralización.
2. Estudios estructurales de detalle para relacionar los distintos eventos de alteración y mineralización con cambios en la configuración estructural y tectónica durante el

Cretácico. Un aspecto interesante, es que las estructuras interpretadas a la partir de la magnetometría y mapeo superficial, i.e., fallas transtensivas con dirección presencial NE y transpresivas con dirección preferencial NW (Anexo 5), coinciden con las configuraciones estructurales y tectónicas descritas por Richards et al., (2017). Algunos cambios estructurales podrían estar asociadas a la formación de pórfidos Cu-(Mo)-(Au) del Cretácico (Figura 38). Considerando que el control estructural es un factor de primer orden en la formación de depósitos tipo IOA, IOCG pórfido Cu-(Mo)-(Au), estudios estructurales podrían aportar información relevante respecto a la formación y relación genética de estos distintos estilos de mineralización.

SOLO USO ACADÉMICO

6 REFERENCIAS

Aedo, M. (2022). Caracterización de estructuras mineralizadas en el yacimiento vetiforme María Elena mediante magnetometría terrestre, ERT e IP, Región de Atacama, Chile. Tesis para optar al grado de Magíster en Ciencias, mención Geofísica. Universidad de Chile. 132, 13-76.

Aguilef, S. (2012). Análisis geológico de estudios geofísicos de Polarización Inducida (IP) en sistemas IOCG y Pórfido Cuprífero del norte de Chile. Tesis para optar al título de Geólogo. Universidad de Chile. 132, 15-94.

Aguirre, L. y Egert, E. (1962). Las formaciones manganesíferas de la región de Quebrada Marquesa, Provincia de Coquimbo. *Revista Minerale*s. 76, 25-37.

Aguirre, L. y Thomas. (1964). El contacto discordante entre las formaciones cretácicas Quebrada Marquesa y Viñita en la Provincia de Coquimbo. *Revista Minerale*s. 84, 30-37.

Aquiles, L. (2018). Distribución y ocurrencia de mercurio en el yacimiento de cobre y oro Tambo de Oro, Punitaqui, Chile. Memoria para optar al título de Geólogo. Universidad de Chile. 78, 9-22.

Bain, W., Steele-MacInnis., Tornos, F., Hanchar, J., Creaser, E. y Pietruszka, D. (2021). Evidence for iron-rich sulfate melt during magnetite(-apatite) mineralization at El Laco, Chile. *Geology*, v. 49. 1-14.

Barra F., Reich M., Selby D., Rojas P., Simon A., Salazar E. y Palma G. (2017). Unraveling the origin of the Andean IOCG clan: a Re-Os isotope approach. *Ore Geol. Rev.* 81, 62–78.

Barton, M. (2014). Iron oxide (-Cu-Au-REE-P-Ag-U-Co) systems. *Treatise Geochem.* 13, 515–541.

Barton, M. y Johnson, D. (1996). Evaporitic source model for igneous-related Fe oxide-(REE-Cu-Au-U) mineralization. *Geology* 24, 259–262.

Barton, M. y Johnson, D. (2000). Alternative brine sources for Fe oxide (-Cu-Au) systems: implication for hydrothermal, alteration and metal. In: Porter, T.M. (Ed.), *Hydrothermal Iron-Oxide Copper-Gold and Related Deposits: A Global Perspective*. Australian Mineral Foundation, Adelaide. 18, 43–60.

Bernal, N., Gleeson, S., Smith, M., Barnes, J. y Pan, Y. (2017). Evidence of multiple halogen sources in scapolites from iron oxide-copper-gold (IOCG) deposits and regional Na-Cl metasomatic alteration, Norrbotten County, Sweden. *ScienceDirect*. 451, 90-103.

Biese, W. (1956). Los yacimientos de manganeso de Chile. XX Congreso Geológico Internacional, Simposio sobre yacimientos de manganeso III, México. 17, 377-416.

Bilenker, L., Simon, A., Reich, M., Lundstrom, C., Gajos, N., Bindeman, I., Barra, F. y Munizaga, R. (2016). Fe-O stable isotope pairs elucidate a high-temperature origin of Chilean iron oxide-apatite deposits. *ScienceDirect*. 177, 94-104.

Bookstrom, A. (1977). The magnetite deposits of El Romeral, Chile. *Econ. Geol.* 72, 1101–1130.

- Brown, M., Díaz, F. y Grocott, J. (1993).** Displacement History of the Atacama Fault System, 25°00'S 27°00'S, Northern Chile. *Geol. Soc. Am. Bull.*, 105, 1165-1174.
- Charrier, R., Pinto, L. y Rodríguez, M.P. (2007).** Tectonostratigraphic evolutions of the Andean Orogen in Chile. In Moreno, T. y Gibbons W (eds) *The Geology of Chile*. Geological Society, London. 95, 21-114.
- Chen, H.Y., Clark, A.H. y Kyser, T.K. (2011).** Contrasted hydrothermal fluids in the Marcona – Mina Justa iron-oxide Cu (-Au-Ag) deposits, south-central Perú. *Mineral. Deposita* 46, 677–706.
- Clarke, F. (1889).** The relative abundance of the chemical elements. *Philosophical Society of Washington Bulletin*, 31 – 142.
- Correa, A. (2003).** El Espino, un nuevo depósito del tipo Fe-Cu (Au) en Chile. Comuna de Illapel, Región de Coquimbo. Tesis de Magister, Universidad Católica del Norte, Antofagasta, Chile, 69.
- Creixell, C., Fuentes, J., Bierma, H. y Salazar, E. (2020).** Tectonic setting of Cretaceous porphyry copper deposits of northern Chile (28°-30°S) and its relations with magmatic evolution and metallogeny. *Andean Geology*. 39, 469-507.
- De Haller, A. y Fontboté, L. (2009).** The Raúl-Condestable Iron Oxide Copper- Gold Deposit, Central Coast of Perú: Ore and related hydrothermal alteration, sulfur isotopes and thermodynamic constraints. *Economic Geology*. 104, 365-384.
- De Melo, G., Monteiro, L., Xavier, P., Moreto, C., Santiago, E., Dufrane, S., Aires, B., Santos, A. (2017).** Temporal evolution of the giant Salobo IOCG deposit, Carajás Province (Brazil): constraints from paragenesis of hydrothermal alteration and U-Pb geochronology. *Miner. Deposita* 52, 709-732.
- Del Real, I., Reich, M., Simon, A., Deditius, A., Barra, F., Rodríguez-Mustafa, M., Thompson, J. y Roberts, M. (2023).** Formation of giant iron oxide-copper-gold deposits by superimposed episodic hydrothermal pulses. *Communications earths & environment*. 31, 1-20.
- Del Real, I., Thompson, J., Simon, A. y Reich, M. (2020).** Geochemical and isotopic signature of pyrite as a proxy for fluid source and evolution in the Candelaria-Punta del Cobre IOCG district, Chile. *Econ. Geol. Bull. Soc. Econ. Geol.* 26, 1493– 1518.
- Emparan, C. y Pineda, G. (1999).** Área Condoriaco-Rivadavia, Región de Coquimbo. Servicio Nacional de Geología y Minería, Santiago, Mapas Geológicos no. 12, 1:100.000.
- Emparan, C. y Pineda, G. (2000).** Área La Serena-La Higuera, Región de Coquimbo. Servicio Nacional de Geología y Minería, Santiago, Mapas Geológicos no. 18, 1:100.000.
- Emparán, C., Pineda, G. (2006).** Geología del Área Andacollo–Puerto Aldea, Región de Coquimbo. Servicio Nacional de Geología y Minería. Carta Geológica de Chile, Serie Geología Básica, 96.
- Escolme, A., Berry, R., Hunt, J., Halley, S. y Potma, W. (2019).** Predictive models of mineralogy from Whole-Rock Assay Data: Case study from the Productora Cu-Au-Mo deposits, Chile. *Economic Geology*. 144, 1513-1542

Espinoza, R., Véliz, G., Esquivel, L., Arias, F. y Moraga, B. (1996). The cupriferous province of the Coastal Range, northern Chile. In: Camus, F., Sillitoe, R.H., Petersen, R. (Eds.), *Andean Copper Deposits: New Discoveries, Mineralization Styles and Metallogeny*. Society of Economic Geologist 5. 19–32.

Fredes, J. (2017). Geología del Prospecto IOCG Alcaparra D, Comuna de Huasco, Región de Atacama. Tesis para optar al título de Geóloga. Universidad de Chile. 81, 2-60.

Fuentealba, R. (2021). Primer reporte de terreno proyecto Peñablanca. Society of Economic Geologists. Documento Interno. 2, 1-2.

Goldschmidt, V. (1937). The principles of distribution of chemical elements in minerals and rocks. The seventh Hugo Müller Lecture, delivered before the Chemical Society on March 17th, 1937. *Journal of the Chemical Society (Resumed)*. 655-673.

Halley, S., Diles, J y Tosdal, R. (2015). Footprints: Hydrothermal Alteration and Geochemical Dispersion Around Porphyry Copper Deposits. *7*, 1-7.

Hitzman M. W., Oreskes N. y Einaudi M. T. (1992). Geological characteristics and tectonic setting of Proterozoic iron oxide (Cu-U-Au-REE) deposits. *Precamb Res* 58, 241-287.

Klemm, L, Pettke, T y Heinrich, C. (2008). Fluid and source magma evolution of the Questa porphyry Mo deposit, New Mexico, USA. *Miner Deposita*. 43, 533–552.

Knipping J. L., Bilenker L. D., Simon A. C., Reich M., Barra F., Deditius A. P., Wälle M., Heinrich C. A., Holtz F. y Munizaga R. (2015b) Trace elements in magnetite from massive iron oxide-apatite deposits indicate a combined formation by igneous and magmatic-hydrothermal processes. *Geochim. Cosmochim. Acta* 171, 15-38.

Knipping J. L., Bilenker L.D., Simon A.C., Reich M., Barra F., Deditius A. P., Lundstrom C., Bindeman I. y Munizaga R. (2015a) Giant Kiruna-type deposits form by efficient flotation of magmatic magnetite suspensions. *Geol.* 43, 591-594.

Lagaz, G. (2016). Estudio de la química mineral de la pirita del yacimiento Magnetita-Apatito de los Colorados, III Región de Atacama, Chile. Memoria para optar al título de Geólogo, Universidad de Chile. 127, 35-48.

Lazo, J., (2013). Informe geológico proyecto Peñablanca. Distrito Quilitapia, comuna de Combarbalá, IV Región, Chile. Documento Interno. 67, 2-48.

Lopez, G., Hitzman, M. y Nelson, E. (2014). Alteration patterns and structural controls of the El Espino IOCG mining district, Chile. *Miner Deposita*. 259, 2-25.

Lorca, G. (1990). Caracterización geoquímica y cristalográfica de las piritas de los yacimientos de Fe El Algarrobo y El Romeral. Memoria para optar al título de Geólogo, Universidad de Chile.

Maksaev, V. (2001). Reseña Metalogénica de Chile de los Procesos que Determinan la Metalogénesis Andina. *Sernageomín*. 63, 9-36.

Marschik, R. y Fontboté, L., (2001b). The Candelaria-Punta del Cobre iron oxide Cu-Au (-Zn-Ag) deposits, Chile. *Econ Geol*. 96, 1799–1826.

Marschik, R., Leveille, RA. y Martin, W., (2000). La Candelaria and the Punta del Cobre district, Chile. Early Cretaceous iron oxide Cu-Au(-Zn-Ag) mineralization. In: Porter TM (ed) Hydrothermal iron oxide copper-gold and related deposits: A global perspective. Australian Mineral Foundation, Adelaide. 12, 163–175.

Mateo, L., Hanchar, J., Tornos, F., Stein, H., Delgado, A. y Villa, I. (2023). The Montecristo Iron Oxide-Copper-Gold (IOCG) district in northern Chile: New evidence about the genetic relationship between IOCG and Magnetita-(Apatite) deposits. The Geological Society of America.

Meyer, C., Shea, E., Goddard, Jr., y staff., (1968). Ore deposits at Butte, Montana, *in* Ridge, J.D., ed., Ore deposits of the United States, 1933–1967 (Graton-Sales Volume): New York, American Institute of Mining, Metallurgical, and Petroleum Engineers. 7, 1373–1416.

Morata, D., Féraud, G., Aguirre, L., Arancibia, G., Belmar, M., Morales, S. y Carrillo, J. (2008). Geochronology of the Lower Cretaceous volcanism from the Coastal Range (29°20'-30°S), Chile. *Revista Geológica de Chile*. 35, 123-145.

Mpodozis, C y Ramos, V. (1989). The Andes of Chile and Argentina, in: *Geology of the Andes and its relation to hydrocarbon and mineral resources*; Ericksen, G.E., Cañas M.T. and Reinemund, J.A. (Editores), Houston, Texas, Circum-Pacific Council for Energy and Mineral Resources, Earth Science Series. 33, 59-90.

Naslund, H., Henríquez, F., Nyström J., Vivallo W. y Dobbs F. (2002). Magmatic iron ores and associated mineralization examples from the Chilean high Andes and Coastal Cordillera. In: Porter TM (ed) Hydrothermal iron oxide copper-gold & related deposits: a global perspective, PGC, Adelaide. 21, 207–226.

Nyström, J. y Henríquez, F. (1994). Magmatic features of iron ores of the Kiruna type in Chile and ore textures and magnetite geochemistry. *Econ Geol*. 89, 820–839.

Oyarzún, R., Oyarzún, J., Ménard, J.J., y Lillo, J. (2003). The Cretaceous iron belt of northern Chile: Role of oceanic plates, a superplume event, and a major shear zone: *Mineralium Deposita*. 38, 640–646.

Palma, G., Barra, F., Reich, M., Simon, A. C. y Romero, R. (2020). A review of magnetite geochemistry of Chilean iron oxide-apatite (IOA) deposits and its implications for ore-forming processes. *Ore Geol. Rev.* 87, 88 -84.

Palma, G., Reich, M., Barra, F., Ovalle, T., Del Real., Simon, S. (2021). Thermal evolution of Andean iron oxide-apatite (IOA) deposits as revealed by magnetite thermometry. *Sci. Rep.* 11, 18424.

Perroud, S y Fuentes, G. (2021). Nuevas perspectivas para la exploración en zonas de cobertura post-mineral: Caso de estudio en la Pampa Caya (20°30'-21°S). *Mineral Resources Engineering*. 11, 2-9

Pollard, P. (2000). Evidence of a magmatic fluid and metal source for Fe-oxide Cu–Au mineralisation. In: Porter, T.M. (Ed.), *Hydrothermal Iron Oxide Copper–Gold and Related Deposits: A Global Perspective*. Australian Mineral Foundation, Adelaide. 27–46.

Quevedo, J. (2020). Concentración y distribución de cobalto en piritas del depósito mineral IOCG La Estrella, Región de Atacama, Chile. Tesis para optar al título de Geólogo. Universidad Mayor.

Rajagopalan, S. (2003). Analytic signal vs. reduction to pole: solutions for low magnetic latitudes. *Exploration Geophysics*. 34, 257-262.

Reich, M., Simon, A., Barra, F., Palma, G., Hou, T., y Bilenker, L. (2022). Formation of iron oxide–apatite deposits. *Nature*, 18, 2-15.

Reich, M., Simon, A., Deditius, A., Barra, F., Chryssoulis, S., Lagas, G., Tardani, D., Knipping, J., Bilenker, L., Sánchez-Alfaro, P., Roberts, M.P. y Munizaga, R. (2016). Trace element signature of pyrite from the Los Colorador Iron oxide-apatite (IOA) deposit, Chile: a missing link between Andean IOA and Iron oxide copper-gold systems. *Economic Geology*, 111, 743-761.

Rhodes, A. y Oreskes, N. (1999). Oxygen Isotope composition of magnetite deposits at El Laco, Chile: Evidence of formation from isotopically heavy fluids: Geology and ore deposits of the Central Andes. *In: Skinner, B.J. (ed.)*, Society of Economic Geologists Special Publications, 7, 333-351.

Rhodes, A., Oreskes, N. y Sheets, S. (1999). Geology and rare earth element geochemistry of magnetite deposits at El Laco, Chile: Geology and ores deposits of the Central Andes. *In: Skinner, B.J. (ed.)* Society of Economic Geologists Special Publication. 7, 299-332.

Richards, J. (2003). Tectono-magmatic precursors for porphyry Cu-(Mo-Au) deposit formation: *Economic Geology and the Bulletin of the Society of Economic Geologists*, v. 98, p. 1515 – 1533.

Richards, J. y Mumin, A. (2013). Magmatic-hydrothermal processes within an evolving Earth: Iron oxide-copper-gold and porphyry Cu±Mo±Au deposits. *Geology*, 41(7), 767-770.

Richards, J., López, G., Jing-Jing, Z., Creaser, R., Locock, A., y Munin, H. (2017). Contrasting Tectonic Settings and Sulfur Contents of Magmas Associated with Cretaceous Porphyry Cu ± Mo ± Au and Intrusion-Related Iron Oxide Cu-Au Deposits in Northern Chile. *Economic Geology*. 24, 312.

Rieger, A., Marschik, R., Díaz, M., Hölzl, S., Chiaradia, M., Akker, B. y Spangenberg, J., (2010). The hypogene iron oxide copper–gold mineralization in the Mantoverde district. North Chile. *Economic Geology*. 105, 1271–1299.

Rivano, S. y Sepúlveda, P. (1986). Hoja Illapel, Región de Coquimbo. Servicio Nacional de Geología y Minería, Carta Geológica de Chile, No. 132, 40-120.

Rivano, S. y Sepúlveda, P. (1991). Hoja Illapel, Región de Coquimbo. Servicio Nacional de Geología y Minería, Carta Geológica de Chile. 135, 46-121

Rivano, S., Sepúlveda, P., Hervé, M. y Puig, A. (1985). Geocronología K-Ar de las rocas intrusivas entre los 31°-32° S, Chile. *Sernageomin*. 12, 67-69.

Rodriguez-Mustafa, M., Simon, A., Del Real, I., Thompson, J., Bilenker, L., Barra, F. y Bindeman, I. (2020). A Continuum from Iron Oxide Copper-Gold (IOCG) to Iron Oxide-Apatite

(IOA) Deposits: Evidence from Fe and O Stable Isotopes and Trace Element Chemistry of Magnetite, *Econ. Geol.* 16, 1443-1459.

Rojas P., Barra F., Deditius A., Reich M., Simon A., Roberts M. y Rojo M. (2018b) New contributions to the understanding of Kiruna-type iron oxide-apatite deposits revealed by magnetite ore and gangue mineral geochemistry at the El Romeral deposit, Chile. *Ore Geol. Rev.* 93, 121

Rojas, P., (2017). Genesis of the El Romeral Iron Ore: New contributions to the understanding of iron oxide-apatite deposits. *Memoria para optar al título de magister.* 169, 1-20

Rubilar, A. (1998). Fauna de ostras del Cretácico Inferior (Neocomiano), proveniente de localidades ubicadas al norte y sur del valle del río Elqui, Hoja La Serena, IV Región, norte de Chile. *Informe Inédito, Servicio Nacional de Geología y Minería, Santiago.* 17.

Rudnick, R. y Gao, S. (2004). Composition of the Continental Crust. *Treatise on Geochemistry.* Holland H.D. and Turekian K.K. Editors. Elsevier, Amsterdam. Vol 3: 1-64.

Ruiz, F., Corvalán, J., Klohn, C., Klohn, E. y Levi, B. (1965). Geología y yacimientos metalíferos de Chile. *Instituto de Investigaciones Geológicas, Santiago.* 305.

Scheuber E. y Andriessen PAM. (1990). The kinematic and geodynamic significance of the Atacama fault zone, northern Chile. *J Struct Geol* 12, 243–257.

Scheuber, E. y González, G. (1999). Tectonics of Jurassic-Early Cretaceous magmatic arc of the north Chilean Coastal Cordillera (22°–26°S). A story of crustal deformation along a convergent plate boundary. *Tectonics* 18, 895–910.

Scheuber, E., Bogdanic, T., Jensen, R y Reutter, K. (1994). Tectonic Developed of the North Chilean Andes in Relation to Plate Convergence and Magmatism Since the Jurassic. *Tectonics* 19, 121 -134

Seedorff, E., Dilles, J., Proffett, J., Jr., Einaudi, M., Zurcher, L., Stavast, W., Johnson, D., and Barton, M. (2005). Porphyry deposits: Characteristics and origin of hypogene features: *Economic Geology 100th Anniversary Volume.* 251–298.

Sillitoe, R. (1972). A plate tectonic model for the origin of porphyry copper deposits: *Economic Geology and the Bulletin of the Society of Economic Geologists*, v. 67, p. 184–197.

Sillitoe, R. y Burrows, D. (2002). New field evidence bearing on the origin of the El Laco magnetite deposit, northern Chile. *Economic Geology*, 97, 1101-1109.

Sillitoe, R.H. (2003). Iron oxide-copper-gold deposits: an Andean view. *Mineralium Deposita.* 38, 787-812.

Sillitoe, R.H. (2010). Porphyry copper systems: *Economic Geology and the Bulletin of the Society of Economic Geologists.* 105, 3–41.

Simon A. C., Knipping J., Reich M., Barra F., Deditius A. P., Bilenker L. y Childress T. (2018). Kiruna-Type Iron Oxide-Apatite (IOA) and Iron Oxide Copper-Gold (IOCG) Deposits form by a 32 combination of igneous and magmatic-hydrothermal processes:evidence from the Chilean Iron Belt. *SEG Special Publications*, 21, 89-114.

Sinclair, W., Kooiman, G., Martin, D. y Kjarsgaard, I. (2006). Geology, geochemistry and mineralogy of indium resources at Mount Pleasant, New Brunswick, Canada. *ScienceDirect*. 22, 123-145.

Smith, R. (2002). Geophysics of Iron Oxide Copper-Gold Deposits; in Porter, T.M. (Ed.), *Hydrothermal Iron Oxide Copper-Gold & Related Deposits: A Global Perspective*. PGC, Publishing, Adelaide. Vol. 11, 2357-367.

Stein, H y Hannah, J. (1985). Movement and origin of ore fluids in Climax-type systems. *Geology*. 13, 469–474

Taylor, G., Grocott, J., Pope, A. y Randall, D. (1998). Mesozoic fault systems, deformation and fault block rotation in the andean forearc: a crustal scale strike-slip duplex in the Coastal Cordillera of northern Chile. *Tectonophysics*, 299, 93-109.

Telford, W., Gerdart, L., Sheriff, R. (1990). Induced Polarization. En: *Applied Geophysics*. 2ª ed. United Kingdom, Cambridge University Press. 578- 609.

Tornos, F., Velasco, F. y Hanchar, J. M. (2016). Iron-rich melts, magmatic magnetite and superheated hydrothermal systems: Te El Laco deposit, Chile. *Geology* 44, 427.

Tornos, F., Velasco, F., Barra, F. y Morata, D. (2010). The Tropezón Cu–Mo–(Au) deposit, Northern Chile: the missing link between IOCG and porphyry copper systems? *Miner deposita*. 321, 1-9.

Ullrich, T. y Clark, A.H. (1999). The Candelaria copper–gold deposit, región III, Chile: paragenesis, geochronology and fluid composition. In: Criddle, A.J., Hagni, R.D. (Eds.), *Mineral Deposits: Processes to Processing*. Balkema, Rotterdam. 201–204.

Wedepohl, K. (1995). The composition of the continental crust. *Geochimica et Cosmochimica*. Vol 59: 1217 – 1239.

Williams, P., Barton, M., Fontbote, L., de Haller, A., Johnson, D. A., Mark, G., Marschik, R. y Oliver, N. (2005). Iron oxide-copper-gold deposits: Geology, space-time distribution, and possible modes of origin. *Economic Geology 100Th Anniversary Volume*, 371–406.

Zamora, R y Castillo, B. (2001). Mineralización de Fe-Cu-Au en el distrito Mantoverde, Cordillera de la Costa, III Región de Atacama, Chile. In: *Proc 2nd Congr Int de Prospectores y Exploradores*, Lima, Conferencias, Inst de Ingenieros de Minas del Perú, Lima, CD-ROM.

7 ANEXOS

a. Resumen de descripción de muestras de mano

Anexo 1: Resumen de descripciones de muestras de mano de testigos de sondajes pertenecientes al Distrito Peñablanca. N° de sondajes correlativo a los puntos identificado en la Figura 2. *Abreviaturas:* Act: actinolita, Ab: albita, Bt: biotita, Chl: clorita, Ep: epidota, Fdk: Feldespato K, Hbl: hornblenda, Mgt: magnetita, Plg: plagioclasa, Py: piritita, Cpy: calcopirita, Ap: apatito, Qz: Cuarzo, vet Qz: vetilla de cuarzo, Cc: calcita.

Resumen descripciones macroscópicas de los sondajes pertenecientes al Distrito Peñablanca

N° Sondaje	N° Caja	Profundidad (m)		Minerales			Texturas	Alteración	Roca
		Desde	Hasta	Primario	Mena	Ganga			
DDH7	82	216,22	216,42	Obliterada	Cpy, Mgt	Act, Chl, Ab, Cc, Ap	Obliterada	calco-sódica; Chl; Cc	Obliterada
DDH7	91	241,15	241,3	Obliterada	Mgt	Py, Ap, Ab, Bt, Chl	Obliterada	Potásica; Chl; Ap-Ab	Obliterada
DDH3 (A)	103	277,6	277,7	Obliterada	Cpy, Mgt	Ap, Act, Ep, Py, Chl	Obliterada	Calco-sódica	Obliterada
DDH3 (B)		277,3	277,4	Obliterada	Mgt	Act, Ap, Ab	Obliterada	Calco-sódica	Obliterada
DDH3	124	345	345,1	Obliterada	Mgt, Cpy	Act, Py	Obliterada	Actinolita	Obliterada
DDH4	69	182,9	183,12	Obliterada	Cpy	Py, Act, Chl, Ab	Obliterada	Act-Ab; Chl	Obliterada
DDH3	122	327,75	327,9	Obliterada	Mgt, Cpy	Act, Ab, Py	Obliterada	Calco-sódica	Obliterada
DDH7 (A)	79	209,95	210,12	Obliterada	Cpy, Mgt	Act, Ab, Qz, Chl	Obliterada	Calco-sódica	Obliterada
DDH7 (B)		209,6	210,4	Plg, Hbl	Mgt	Bt, Chl, Ep, Act	Fanerítica	Potásica; Chl - Ep; Actinolita	Diorita
DDH3 (A)	108	289,7	289,8	Obliterada	Mgt, Cpy	Py, Act	Obliterada	Actinolita	Obliterada
DDH3 (B)		289	289,12	Obliterada	Mgt, Cpy	Py, Act, Ep	Obliterada	Act-Ep	Obliterada
DDH4	67	177,00	177,10	Plg, Hbl	Mgt	Ap, Ab, Act, Chl	Fanerítica	calco-sódica; Chl	Diorita
DDH3	104	277,55	277,68	Obliterada	Cpy, Mgt	Py, vet Qz, Act, Ab, Qz	Obliterada	Potásica; Calco-sódica	Obliterada
DDH1	7	17,82	19	Bt, Qz	Mgt	-	Esquistosa, lepidoblástica	-	Esquisto micáceo con bt
DDH7 (A)	84	222,6	222,74	Obliterada	Mgt	Act, Ab, Ep, Ti	Obliterada	Calco-sódica	Obliterada
DDH7 (B)		222,0	222,05	Obliterada	Mgt	Act, Ab	Obliterada	Calco-sódica	Obliterada

DDH7 (C)		222,4	222,5	Obliterada	Mgt	vet Qz, py, Act, Ab, Bt	Obliterada	Potásica; Calco-sódica	Obliterada
DDH7 (D)		222,8	222,95	Obliterada	Mgt	vet Qz, py, Act, Ab, Bt	Obliterada	Potásica; Calco-sódica	Obliterada
DDH3	89	238,35	238,75	Obliterada	-	Ep, Act, Fdk, Ab	Obliterada	Calco-sódica; Halo Fdk	Obliterada
DDH7	85	224,6	224,65	Obliterada	Mgt	Ap, Act, Ab	Obliterada	Calco-sódica	Obliterada
DDH3	90	24,2	242,9	Obliterada	Cpy	Py, Act, Ap, Cc, Ep	Obliterada	Ap-Act-Ep; Cc	Obliterada
DDH7	80	213,45	213,55	Obliterada	Mgt, Cpy	Py, Act, Qz	Obliterada	Actinolita	Obliterada
DDH4	78	207,62	206,83	Obliterada	Mgt; Cpy	Py, Ap, Ab, Act	Obliterada	Ap-Ab; Act	Obliterada
DDH7	78	207,65	206,3	Obliterada	Mgt, Cpy	Py, Act, Ab, Qz, Vet Qz	Obliterada	Potásica; Calco-sódica	Obliterada
DDH6	7	16,15	16,27	Qz, Plg, Bt	-	Arcillas	Fanerítica	Arcillas	Granodiorita
DDH5 (A)		153,65	153,75	Obliterada	Mgt, Cpy	Py, Act, Ti, Ab, Ap, Ep	Obliterada	Calco-sódica	Obliterada
DDH5 (B)	57	154,45	154,53	Plg, Hbl	Mgt	Bt, Chl, Ab, Act	Fanerítica	Calco-sódica	Diorita
DDH5 (C)		155,21	155,27	Obliterada	Mgt	Ab, Ap, Fdk	Obliterada	Ab-Ap; Halo Fdk	Obliterada

b. Resumen de descripción de cortes transparentes-pulidos

Anexo 2: Resumen de descripciones de cortes transparentes-pulidos realizados en testigos de sondajes del Distrito Peñablanca. El código de sondaje es correlativo a los puntos identificados en la Figura 2. *Abreviaturas:* act: actinolita, ab: albita, bt: biotita, chl: clorita, ep: epidota, scp: escapolita, Feld-k: feldespato K, hm: hematita, Hbl: hornblenda, mgt: magnetita, Plg: plagioclasa, py: pirita, cpy, calcopirita, ilm: ilmenita, mush: mushketovita, Qz: Cuarzo, Rt: rutilo, Ser: sericita, Ti: titanita, ap: apatito, sm: esmectita, cc: calcita.

Resumen descripciones microscópicas de Distrito Peñablanca							
Muestra	Sondaje	Profundidad	Roca de caja		Alteración hidrotermal		
			Minerales/ Nombre	Nombre alteración	Mineralogía metálica	Mineralogía de alteración	
PB-13	DDH1	17,82	bt (50%), qz (10%)	calco-sódica	mgt (3%)	act (17%), ab (15%), vetilla cc (5%)	
PB-11	DDH3	238,35	Obliterado	sódica	-	albita (9%) muy alterada a arcillas	
				clorita-esmectita	-	chl (8%), ep (5%), calcita (5%), arcillas (15%)	
				Halo	-	fd-k (12%)	
				calco-sódica	py (6%), cpy (1%), mgt (1%), ilm (<1%), hmt	act (13%), ab (8%), scp (5%), ep (5%), ap (5%), ti (5%)	

					(<1%) (mush)	
PB-12	DDH3	338,7	Obliterado	sódica	-	albita (10%)
				potásica	mgt (1%)	bt (6%), qz (10%), fd-k (8%)
				clorita- esmectita	py (2%)	ep (3%), cc (5%), chl (5%), arcilla (15%),
				calco-sódica	py(4%), mgt(1%), cpy (<1%)	act (13%), ab (10%), ti (1%), ep (3%)
PB-07	DDH3	240,2	Obliterado	sódica	-	ab (5%) muy alterada a arcilla
				vetilla	py (10%), cpy (2%), mgt (mush y masiza 3%), hmt (1%)	act (14%), ap (8%), scp (5%), ti (2%), ep (12%), cc (10%)
				Halo	-	fd-k (12%), arcillas (16%)
PB-08	DDH3	277,3	Obliterado	sódica	-	ab (10%)
				potásica	mgt (5%)	bt (12%), qz (12%)
				-	-	chl (5%), smc (5%)
				calco-sódica	mgt (10%), hmt (3% y esp (1%), cpy (<1%)	act (15%), ab (10%), ap (12%)
PB-05	DDH3	327,8	Obliterado	potásica	mgt (10%), cpy (1%)	bt (15%) (cloritizadas y no), qz (15%)
				-	-	chl (10%), chl- smc(5%), cc (1%)
				calco-sódica	mgt (2%), cpy (1%), py(3%)	act (15%), ap (12%), ab (8%), ti (2%)
PB-15	DDH4	177	hbl de baja integridad (5%), plg (7%) / Diorita de Hbl	Sódica	-	albita (10%)
				Potásica	mgt (2%)	biotita (8%), cuarzo (15%)
				-	-	chl (10%), chl- smc(8%)
				Vetilla	-	Ap (10%), Ti (1%), Cc (7%)
				Halo	py (2%)	ab (10%), act (5%)
PB-17	DDH4	182,9	Obliterado	sódica	-	albita (26%)
				-	-	cuarzo (15%)
				-	-	clorita (8%), calcita (2%), ep (3%), act (1%)
				calco-sódica	mgt (3%), hmt (1%), ilm (<1%), py (5%), cpy (<1%)	act (15%), ab (12%), ap (1%), ti (2%), ep (4%)
PB-14	DDH4	207,62	Obliterado	Sódica	-	albita (15%)
				-	-	qz (7%)
				-	-	clorita (7%)

				calco-sódica	mgt (2%), py (3%), cpy (1%), hmt (2%)	ab (15%), ap (30%), act (10%), ep (5%), ti (3%)
PB-01	DDH5	154	Hbl (25%), Plg (15%), qz (8%) / Diorita de Hbl	Sódica	-	albita (7%)
				potásica	mgt (2%)	bt (8%), qz (5%)
				-	-	chl (7%), chl-esm o ser (5%)
				Calco-sódica	ilm (1%), hmt (1%), py (<1%)	act (5%), ab (7%), Ti (3%)
PB-02	DDH5	155	Hbl (5%), Plg (8%), qz (5%) / Diorita de Hbl	potásica	mgt (1%)	bt (5%)
				vetilla	-	Ap (9%), Ab (8%)
				Halo	-	fd-k(8%), Ab (5%), Ap (12%)
				-	-	chl (6%), chl-smc(5%)
				Calco-sódica	ilm (1%), hmt (<1%), cpy (<1%), py (<1%), mgt (1%)	ap (11%), act (1%), Ti (2%), ab (5%)
PB-19	DDH7	206,4	Obliterado	Sódica	-	Albita (15%),
				-	cpy (3%), mgt (2%)	Qz (8%)
				clorita-esmectita	-	Cc (8%), clorita (13%), chl-sm (7%), ep (8%), arcilla (10%)
				Cálcica	Hmt (2%), ilm (1%), py (1%)	Act (12%), Ti (5%), Rt (1%)
PB-20	DDH7	206,3	Obliterado	Sódica		Albita (10%), escapolita? (5%)
				-	cpy (1%), mgt (2%)	Qz (8%)
				clorita-esmectita		chl (20%), ep (10%), calcita (10%), arcilla (15%)
				-	ilmenita (2%), hematita (2%)	act (10%), ti (5%)
PB-18	DDH7	207,7	Obliterado	Sódica	-	albita (15%)
				-	mgt (1%), cpy (1%)	cuarzo (8%)
				clorita-esmectita	-	chl (10%), Sm (5%), ep(8%), arcillas(10%), cc (5%)

				calco-sódica	py (1%), cpy (3%), mgt (1%), ilm (1%), hm (1%)	act (10%), ap (7%), ti(5%), ab (5%), ep (3%)
PB-16	DDH7	213,45	Obliterado	sódica	-	albita (18%)
				Potásica	mgt (8%), cpy (1%), py (2%)	bt (10%), qz (18%)
				-	-	chl (15%), arcilla (10%), ep (5%)
				-	mush (2%), py (1%)	actinolita (10%)
PB-09	DDH7	216,3	Obliterado	sódica	-	albita (20%)
				-	mgt (2%), cpy (1%), py (2%)	cuarzo (15%)
				-	-	chl (12%), chl-sm(8%), arcillas (10%), cc (5%), ep (1%)
				calco-sódica	mgt (8%), py (1%)	act (8%), ab (5%), cc (2%)
PB-03	DDH7	222,6	Obliterado	sódica	-	albita (20%)
				potásica	-	bt (5%), qz (5%)
				-	-	chl (5%), chl-sm (2%), arcillas (15%)
				-	mgt (1%), ilmenita (2%), hmt (2%)	actinolita (15%), escapolita (10%), titanita (8%), ep (10%)
PB-04	DDH7	222,8	Obliterado	sódica	-	albita (30%)
				potásica	mgt (3%), py (2%), cpy (1%)	bt (10%), qz (14%)
				-	-	chl (10%), chl-sm (5%), arcillas (20%)
				-	-	act (5%)
PB-06	DDH7	241,2	Obliterado	sódica	-	albita (15%)
				potásica	mgt (2%) cpy (< 1%)	qz (10%), bt (10%)
				-	-	chl (8%), chl-sm (5%)
				-	py (2%)	ap (5%), ab (30%), ep (5%), chl (4%), cc (3%)
PB-10	DDH7	210,4	Obliterado	sódica	-	albita (30%)
				-	-	qz? (5%)
				-	-	chl (5%), chl-sm (5%), arcilla (13%)
				-	cpy (2%), mgt (1%), py (<1%), ill (1%), hm (1%)	act (13%), ti (3%), esc (5%), ab (5%), ap (10%)

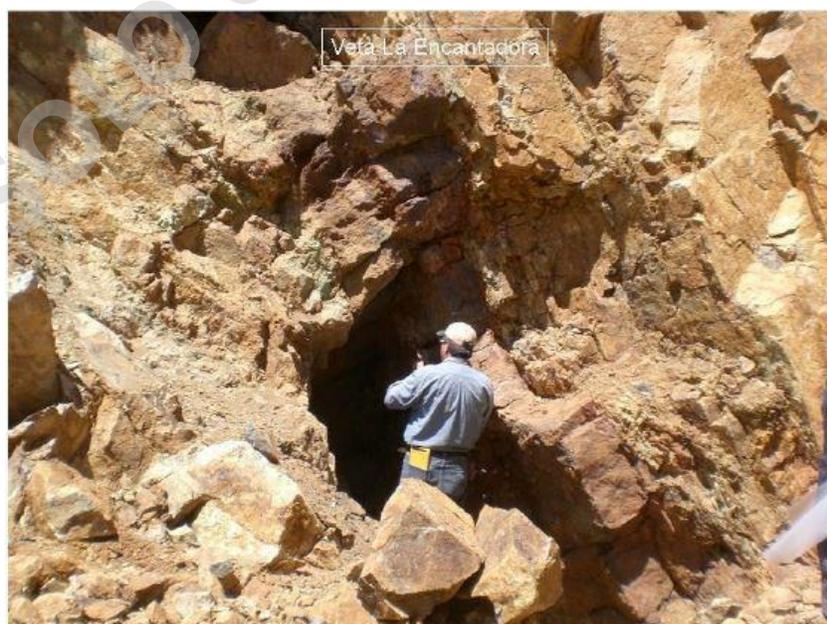
c. Análisis de Geoquímica de roca total

Anexo 3: Análisis geoquímico de elementos representativos de muestras obtenidas en superficie (Serena Minerals, 2015).

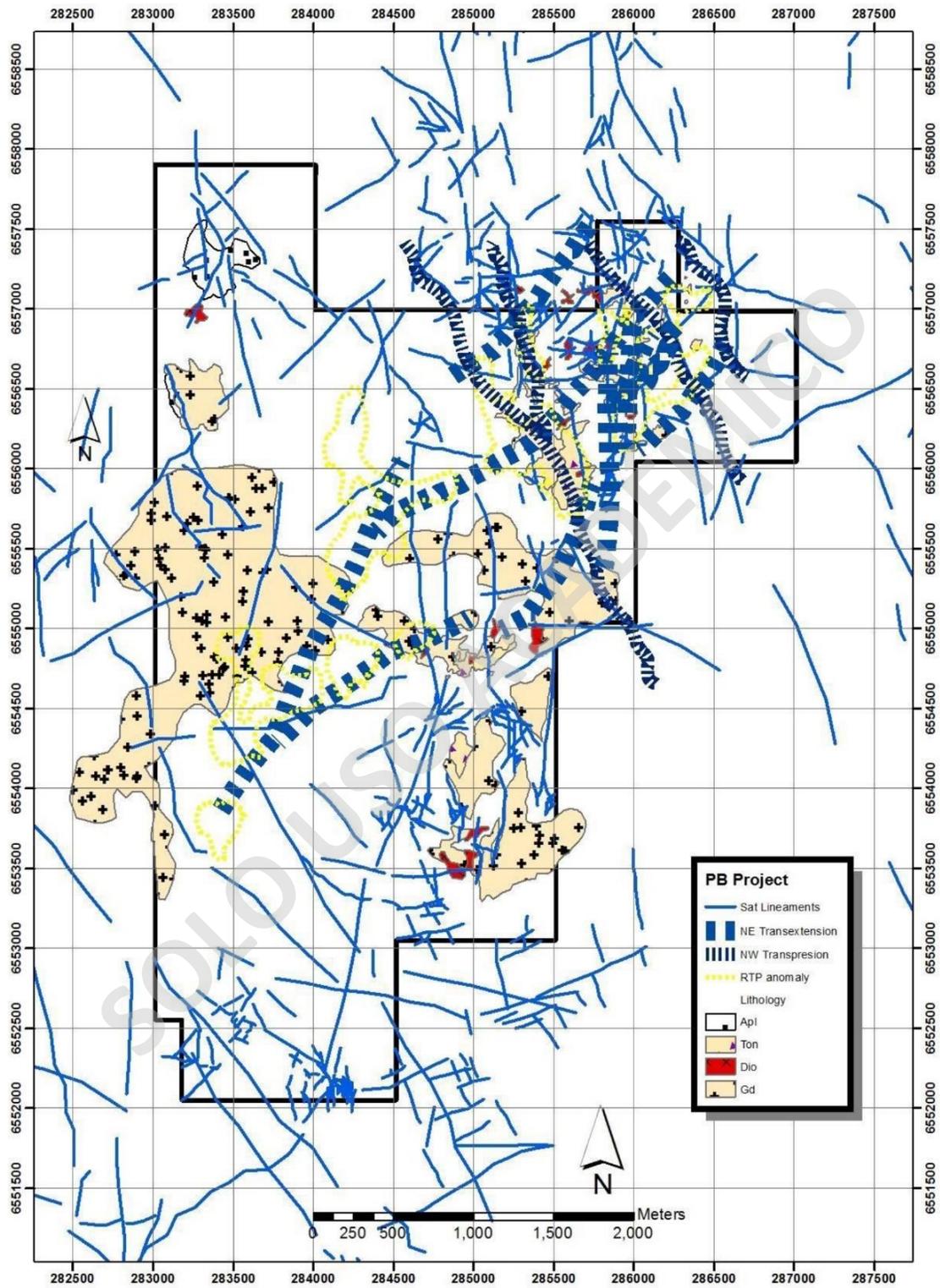
SAMPLE	Au (g/ton)	Ag (g/ton)	Co (g/ton)	Cu (%)	Fe (%)	Mn (g/ton)	Mo (g/ton)	P (g/ton)	As (g/ton)	W (g/ton)
237551	0.3	1	88	0.714	6.81	667	2	1390	5	<10
237552	0.091	<0.5	46	0.121	17.8	6210	<1	1050	10	<10
237553	0.285	4.3	38	0.35	11.2	7750	2	1030	5	<10
237554	<0.005	<0.5	2	0.0064	1.2	106	<1	2520	<5	<10
237555	0.495	0.5	47	0.409	14.1	5660	3	1170	11	20
237556	0.513	1.2	85	0.554	13.7	3840	5	1130	<5	10
237557	0.049	<0.5	16	0.0456	10.1	105	1060	940	25	<10
237558	0.303	<0.5	120	1.547	6.51	929	8	1550	5	10
237559	0.663	2.7	154	1.426	36.6	866	5	600	7	60
237560	1.05	3.5	127	0.738	>50	679	5	450	16	200
237561	1.585	0.9	103	1.082	15.65	1405	4	1020	<5	<10
237562	0.839	<0.5	35	5.958	7.19	381	10	920	11	<10
237563	0.312	0.5	175	0.635	29.2	606	1	590	24	50
237564	0.424	1.1	76	0.972	5.97	516	2	790	<5	30
237565	1.63	19.5	83	6.031	26.2	6290	<1	590	<5	10
237566	0.275	<0.5	120	0.238	20.4	48	89	1690	21	<10
237567	0.015	<0.5	20	0.0411	5.58	510	<1	990	6	<10
237568	0.007	<0.5	13	0.0087	5.06	517	1	1040	<5	<10
237569	0.006	<0.5	46	0.0243	37.7	629	17	660	16	80
237570	0.095	<0.5	153	0.0935	14.6	254	20	590	151	10
237571	0.017	<0.5	29	0.028	7.17	1395	3	1100	7	10
237572	<0.005	<0.5	3	0.0048	0.88	138	1	180	<5	<10
237573	0.044	<0.5	31	0.105	9.22	2080	1	590	16	10
237574	<0.005	<0.5	10	0.003	4.05	581	1	1150	<5	<10

237575	0.09	1.8	48	0.916	4.99	860	3	1050	15	<10
237576	<0.005	<0.5	29	0.0135	8.49	1315	1	660	5	30
237577	<0.005	<0.5	9	0.0018	5.81	726	<1	1240	<5	<10
237578	<0.005	<0.5	10	0.0111	3.73	347	1	810	<5	<10
237579	0.007	<0.5	36	0.0366	8.62	1095	<1	820	<5	<10
237580	<0.005	<0.5	15	0.035	9.01	1200	1	1470	<5	<10
237581	0.006	<0.5	29	0.0369	7.02	874	<1	370	<5	<10
237582	0.012	0.6	5	0.0313	10	211	6	1090	<5	<10
237583	<0.005	<0.5	8	0.0173	2.7	179	5	510	<5	10
237584	<0.005	<0.5	15	0.0119	3.52	381	<1	1220	<5	<10
237585	0.011	<0.5	2	0.0117	6.97	65	13	550	<5	10
237586	0.854	<0.5	2	0.116	3.4	70	6	400	<5	<10
237587	0.022	<0.5	18	0.0271	4.84	531	1	2480	<5	50
237588	0.025	<0.5	30	0.18	7.05	581	<1	1270	<5	<10
237589	0.19	0.6	309	0.1825	38.4	81	86	3400	207	<10

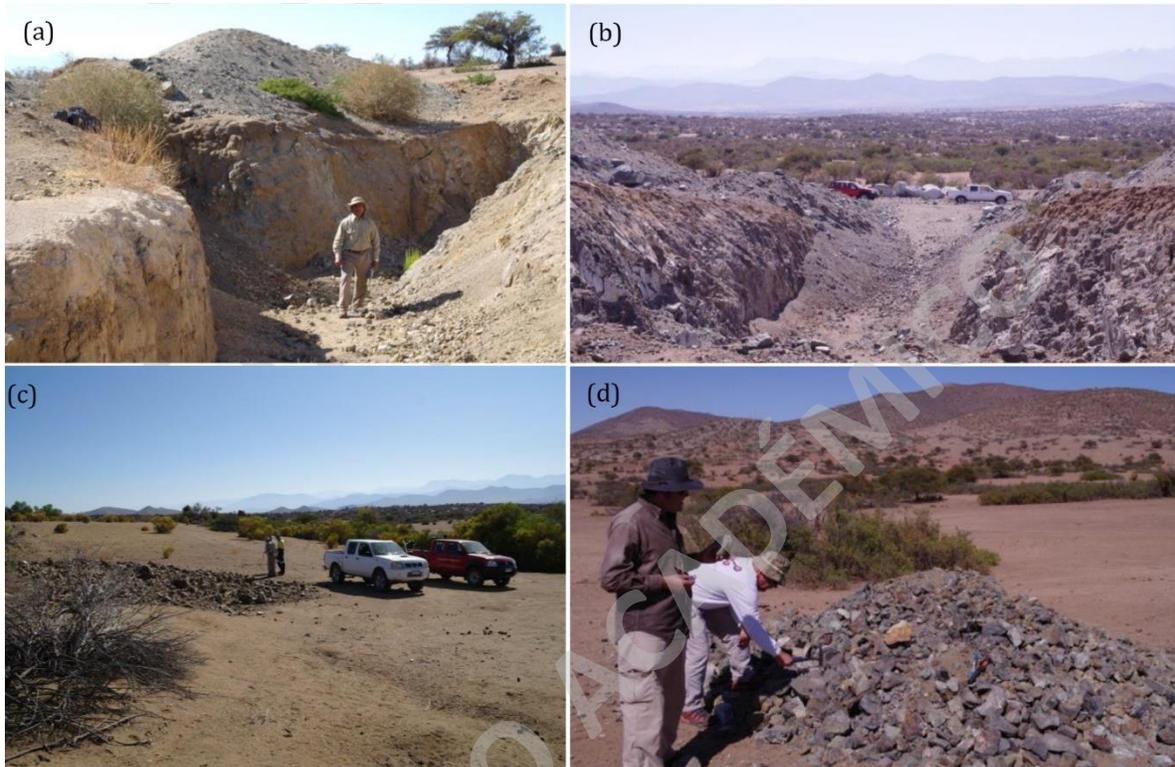
d. Figuras obtenidas de reportes de geología realizados por Lazo, (2013) y Serena Minerals, (2015).



Anexo 4: Fotografía de veta La Encantadora. Lazo, 2013.



Anexo 5: Mapa de estructuras transtensivas y transpresivas realizadas por Serena Minerals, (2015). Los lineamientos discontinuos con dirección NE representan a las fallas transtensivas, mientras que los lineamientos discontinuos de dirección NW representan las fallas transpresivas.



Anexo 6: Fotografías de las zonas muestreadas durante la primera etapa de la campaña de muestreo en el año 2014. (a) Fotografía de trinchera 1 en donde se obtuvo muestra PB1. (b) Fotografía de trinchera 2 con cobre primario de alta ley. (c) Fotografía de stockpile perteneciente a trinchera 1 y ubicación de muestreo de PB2, PB3, PB4 y PB5. (d) Stockpile perteneciente a trinchera 2 y ubicación de muestras de PB6 y PB7. Figura correlativa en la Figura 15. Modificadas de Serena Minerals, 2015.