



UNIVERSIDAD
DE ATACAMA

FACULTAD DE INGENIERÍA
Departamento de Geología

**“GEOLOGÍA, MINERALOGÍA Y POTENCIAL
ECONÓMICO DE LA CONCESIÓN MINERA
“HUSTINA 1 AL 10” (REGIÓN DE ATACAMA,
CHILE).”**

Gabriel Elías Galleguillos Marín

Copiapó, Chile 2023



UNIVERSIDAD
DE ATACAMA

FACULTAD DE INGENIERÍA
Departamento de Geología

**“GEOLOGÍA, MINERALOGÍA Y POTENCIAL
ECONÓMICO DE LA CONCESIÓN MINERA
“HUSTINA 1 AL 10” (REGIÓN DE ATACAMA,
CHILE).”**

Trabajo de titulación presentado en conformidad a los requisitos para obtener el título de
Geólogo

Profesor guía: Francisco Tapia Guerra

Gabriel Elías Galleguillos Marín

Copiapó, Chile 2023

Índice

Tabla de contenido

RESUMEN	1
ABSTRACT	2
I. MARCO INTRODUCTORIO	3
1.1 Introducción	3
1.2 Objetivo general	3
1.3 Objetivos específicos	4
1.4 Problema de investigación	4
1.5 Hipótesis	4
1.6 Ubicación y accesos	5
1.7 Estudios previos	6
II. MARCO GEOLÓGICO	8
2.1 Marco geológico regional	8
2.1.1 Unidades litológicas	8
2.1.2 Geología estructural	10
2.2 Geología económica	11
III. MARCO TEÓRICO	16
3.1 Depósitos minerales magmático-hidrotermales	16
3.2 Transporte y precipitación de metales	18
3.3 Alteración hidrotermal	21
3.4 Yacimientos IOCG-IOA	25
3.4.1 Yacimientos IOCG-IOA en Chile	33
3.5 Oxidación y enriquecimiento supérgeno	37
IV. METODOLOGÍA	42
4.1 Etapa pre terreno	42
4.1.1 Recopilación bibliográfica	42
4.1.2 Elaboración de base de mapeo	42
4.1.3 Fotointerpretación geológica	43
4.1.4 Elaboración de malla de muestreo	44
4.2 Etapa de terreno	45

4.2.1 Mapeo litológico	45
4.2.2 Mapeo de alteraciones y estructuras mineralizadas	45
4.2.3 Muestreo de estructuras mineralizadas	46
4.2.4 Muestreo de suelo	47
4.3 Etapa de gabinete	49
4.3.1 Elaboración de mapa geológico digital.....	49
4.3.2 Descripción petrográfica de muestras recolectadas.....	49
4.3.3 Análisis geoquímico	51
4.3.4 Análisis estereográfico de datos estructurales.....	53
4.3.5 Estimación del potencial económico	53
V. RESULTADOS.....	56
5.1 Caracterización petrográfica de unidades litológicas.....	56
5.1.1 Unidad intrusiva de Tonalitas	56
5.1.2 Unidad sedimentaria Aluvial.....	57
5.1.3 Unidad sedimentaria Coluvial.....	58
5.1.4 Unidad hipabisal de Microdioritas.....	59
5.2 Mineralización	61
5.2.1 Óxidos de Cobre.....	62
5.2.1.1 Crisocola.....	64
5.2.1.2 Crisocola±chenevixita±brochantita	64
5.2.1.3 Crisocola±brochantita±atacamita	65
5.2.2 Sulfuros de Cu y Fe.....	67
5.3 Alteraciones	68
5.3.1 Argílica intermedia	69
5.3.2 Carbonatación.....	70
5.3.3 Silicificación	71
5.3.4 Clorita-Epidota	72
5.3.5 Cuarzo-Limonitas (óxidos-hidróxidos de Fe).....	73
5.3.6 Turmalinización.....	74
5.3.7 Sericítica.....	75
5.4 Geología estructural	78
5.5 Análisis Geoquímico	80
5.5.1 Análisis químico de menas.....	80

5.5.2 Análisis químico de alteraciones.....	83
5.5.3 Análisis químico de muestras de suelo	86
5.6 Potencial económico de las vetas	89
5.7 Determinación de recursos inferidos.....	94
VI. DISCUSIÓN.....	111
6.1 Unidades litológicas	111
6.2 Génesis del yacimiento.....	111
6.2.1 Mineralogía	111
6.2.2 Tipo de depósito	113
6.2.3 Geología estructural.....	117
6.3 Potencial económico	118
VII. CONCLUSIÓN Y RECOMENDACIONES.....	121

RESUMEN

Este trabajo se enfoca en el área de Quebrada El Morado, ubicada en la región de Atacama (Chile), a 52 km al Norte de la ciudad de Copiapó. La concesión cubre 90 hectáreas y está asociada a estructuras vetiformes que contienen minerales oxidados de Cu y Fe. Esta concesión se encuentra en el Distrito Minero El Morado, clasificado como aurífero-cuprífero, y forma parte del Cinturón de Hierro Chileno (CIB). El objetivo principal es contribuir al desarrollo de la pequeña minería en esta región, específicamente en la Concesión Minera "Hustina 1 al 10" propiedad del Sr. Mario Mercado, por medio de la caracterización de la geología, mineralogía y la evaluación del potencial económico de la propiedad. Para este fin, se realizó la descripción petrográfica de la litología, mineralización y alteración. Asimismo, la caracterización de la orientación y morfología de los cuerpos mineralizados, y la determinación de sus leyes a través de muestreo superficial, además de recomendaciones de áreas de interés para posibles operaciones de explotación. En cuanto a la metodología aplicada, se llevaron a cabo diversas etapas, las cuales comprendieron el mapeo litológico, mapeo de alteraciones y de estructuras mineralizadas, junto con muestreos de suelo y de estructuras vetiformes. Además, se utilizó un analizador de fluorescencia de rayos X (XRF) para determinar las leyes de Cu en las muestras y sus composiciones químicas. En cuanto a las estructuras vetiformes, se definieron 15 estructuras mineralizadas, las cuales muestran una orientación predominante en dirección N12E;84NW. Por otra parte, el depósito es clasificado como un IOCG del subclan de hematita, en donde además se observa alteración supérgena, con la posibilidad de existencia de zonas hipógenas y de enriquecimiento supérgeno en profundidad. Respecto al potencial económico estimado para recursos inferidos en la Concesión Minera Hustina 1 al 10, este es de 762.663 toneladas de Cu fino, destacando las estructuras E9, E1, E4 y E3 como las de mayor interés económico. Finalmente, se brindan recomendaciones para la definición del potencial económico de la concesión minera, respecto a los elementos Cu, Au y Ag, además de la planificación de una campaña de sondajes y muestreos de suelo, conducente a la identificación de zonas mineralizadas de interés económico en superficie y profundidad.

ABSTRACT

This study focuses on the Quebrada El Morado area, located at 52 km northwards from the Copiapó city in the Atacama region (Chile). The area covers an area 90 hectares and is associated with vetiform structures containing oxidized Cu and Fe minerals. This area is located in El Morado Mining District, classified as an gold and copper district, and is part of the Chilean Iron Belt (CIB). The main objective of this study is to contribute to the development of small mining in this area, specifically in the mining concession called "Hustina 1 to 10", which is owned by Mr. Mario Mercado, through the characterization of the geology, mineralogy and the evaluation of the economic potential of the area. For this purpose, a petrographic description of the lithology, mineralization and alteration was carried out. Also, the characterization of the orientation and morphology of the mineralized bodies, and the determination of their grades through surface sampling, in order to identify potential areas for future mining operations. For this purpose, several stages were carried out, which included surficial mapping of lithology, alteration and mineralization, in addition to soil sampling focused on covered veins. X-ray fluorescence analyzer (XRF) was used to determine the Cu grades and chemical composition in samples. Regarding the vetiform structures, 15 mineralized structures were defined, which show a predominant orientation in N12E;84NW trend. The deposit is classified as an hematite subclass IOCG, where supergene alteration is also present, with the possibility of hypogene and supergene enrichment zones at depth. Regarding the estimated economic potential for inferred resources in the Hustina 1 al 10 Mining Concession, it's been inferred a total of 762,663 tons of Cu fine, highlighting structures E9, E1, E4 and E3 as those of higher economic potential. Finally, recommendations are provided for the definition of the economic potential of the mining concession, with respect to the elements Cu, Au and Ag, in addition to the planning of a drilling and soil sampling campaign, in order to identify mineralized zones of economic interest at surface and depth.

I. MARCO INTRODUCTORIO

1.1 Introducción

El presente trabajo se desarrolla en el sector de Quebrada El Morado, región de Atacama (Chile), el cual se encuentra dentro de la Hoja Geológica Quebrada Salitrosa (Lara y Godoy, 1998). Este trabajo de investigación tiene como finalidad poder colaborar con el desarrollo de la pequeña minería en dicho sector. Es por ello, que se tiene por objetivo realizar la caracterización geológica y mineralógica del sector de estudio, en el cual se encuentra la concesión minera adjudicada por el Sr. Mario Mercado.

La concesión minera, es una concesión de explotación denominada Hustina 1 al 10, la cual se encuentra patentada por su dueño desde el año 2019. Sus dimensiones son de 1 km de largo por 0.9 km de ancho, totalizando 90 hectáreas de área total. La mineralización consiste en estructuras vetiformes que afloran en superficie, con cantidades considerables de minerales tipo “óxidos” de Cu y óxidos de Fe. La concesión minera en sí corresponde a un pequeño depósito vetiforme, el cual pertenece al Distrito Minero El Morado, definido como aurífero-cuprífero (Espinoza et. al, 1999). A escala regional, este distrito está emplazado en lo que se conoce como “Cinturón de Hierro Chileno” (CIB), el cual es una franja metalogénica de edad Jurásico-Cretácico que se extiende por más de 500 km, entre Tal Tal y La Serena (Espinoza, 1990).

Hasta la fecha, la concesión minera no está siendo explotada por su dueño, por lo cual este trabajo se torna importante, ya que, por medio de este, será posible definir la distribución de la mineralización en el sector, además, de realizar una estimación preliminar de su potencial económico.

1.2 Objetivo general

Definir el potencial económico de la Concesión Minera “Hustina 1 al 10”.

1.3 Objetivos específicos

- Realizar una descripción petrográfica de la litología, mineralización, y alteración existente en la Concesión Minera “Hustina 1 al 10”.
- Caracterizar la geometría, orientación y morfología de los cuerpos mineralizados.
- Determinar la ley de zonas mineralizadas que afloren en superficie.
- Establecer recomendaciones de zonas de interés para posibles labores de explotación.

1.4 Problema de investigación

La Cordillera de la Costa, constituye un antiguo arco magmático que alberga grandes depósitos de Fe. Entre las latitudes 25° y 30°S se encuentran grandes depósitos de Fe como lo son Los Colorados y El Algarrobal, pero, además, alberga importantes depósitos de Cu como Punta del Cobre, Candelaria y Mantoverde (Oyarzun, 2003). Todos estos depósitos metálicos de edades Jurásico-Cretácico, forman parte de un metalotecto controlado por el Sistema de Falla de Atacama (SFA), el cual permitió el ascenso de magmas, los cuales mediante procesos tectono-magmáticos favorables, dieron origen a estos depósitos (Oyarzun, 2003). En el área no existen trabajos sistemáticos previos, y, por ende, se desconocen las características mineralógicas, estructurales y espaciales de la mineralización. En consecuencia, se desconoce el potencial económico de la propiedad, tanto desde la perspectiva del Cu, como de otros potenciales elementos convencionales y/o estratégicos que pudiesen estar hospedados en la mineralización.

1.5 Hipótesis

La Concesión Minera “Hustina 1 al 10” hospeda mineralización vetiforme con mineralogía típica asociada a yacimientos tipo IOCG afectada por, procesos supérgenos. El sector de estudio posee un potencial económico para la explotación

de minerales de cobre, el cual será confirmado y estimado por medio de un trabajo sistemático de cartografía geológica y muestreo para su posterior análisis químico mediante equipo XRF. El presente trabajo, permitirá la realización de una propuesta de campaña de sondajes, además de entregar información base que será de utilidad para la correcta planificación de futuras labores de explotación a desarrollar en la concesión minera.

1.6 Ubicación y accesos

La Concesión Minera “Hustina 1 al 10” se encuentra en la provincia de Chañaral (región de Atacama), ubicada a 52 km en línea recta desde Copiapó, entre las quebradas El Potrero y El Morado. El punto central del área se ubica específicamente en las coordenadas UTM 365298.00 m E, 7024723.00 m S, y Datum WGS84 - Zona 19 S. Para llegar hasta el área de estudio desde la ciudad de Copiapó, se debe tomar la Av. Copayapu hasta llegar al sector Paipote, desde allí se debe tomar la Ruta 31 hacia el Noreste por 16,2 km hasta llegar a la Ruta C-17 y desde ahí avanzar por 2,8 km en dirección hacia el Noroeste.

Finalmente, se debe tomar la Ruta C-309 hacia el Noroeste, por aproximadamente 42,8 km y luego por 9,8 km hacia el Norte. Lo cual lleva hasta el costado del área de estudio (figura 1).

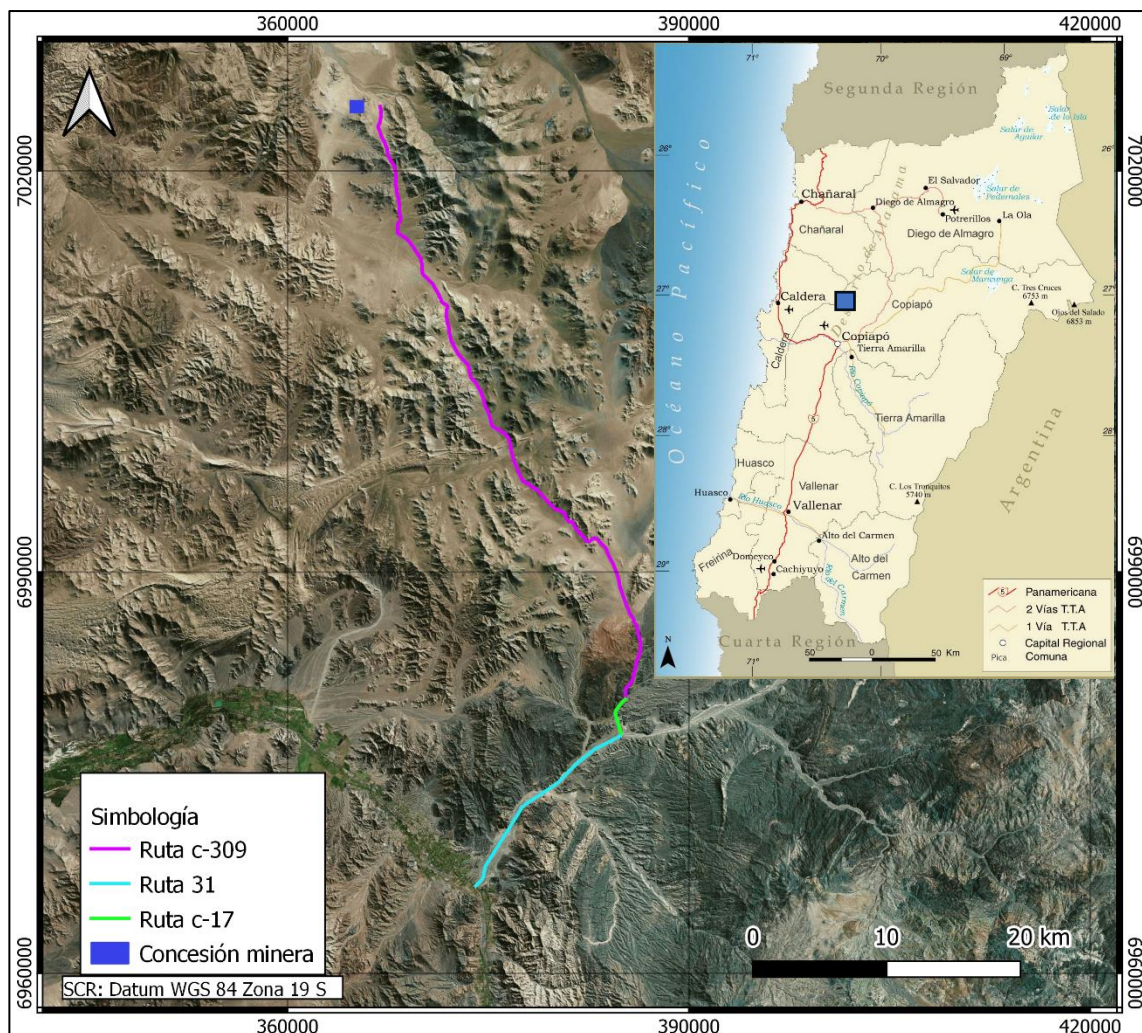


Figura 1: Ubicación y accesos hasta la concesión minera (en color azul) desde la ciudad de Copiapó.

1.7 Estudios previos

- **Lara, L., & Godoy, E. (1998). Hoja Quebrada Salitrosa, Región de Atacama. Servicio nacional de geología y minería.**

Primera edición de la Hoja Geológica Quebrada Salitrosa, escala 1:100.000, en donde los autores realizan un levantamiento geológico de la parte Centro-Oeste de la región de Atacama, entre la Cordillera de Costa y la Precordillera.

- **Espinoza, C., Gelcich, S., & Vivallo, W. (1999). Yacimientos Metalíferos de la Hoja Quebrada Salitrosa, Región de Atacama. *Mapa de Recursos Minerales de Chile*, (4), 1.**

Primera edición del mapa de Yacimientos Metalíferos, en donde los autores muestran la distribución de los depósitos metalíferos y zonas de alteración hidrotermal sobre la base geológica sintetizada a partir del mapa geológico de la Hoja Quebrada Salitrosa, escala 1:100.000 (Lara y Godoy, 1998).

II. MARCO GEOLÓGICO

2.1 Marco geológico regional

A continuación, se expondrá el marco geológico regional, el cual hará énfasis en las unidades litológicas y estructuras regionales aflorantes en la zona en la cual se emplaza el sector de estudio.

2.1.1 Unidades litológicas

La concesión minera estudiada, se encuentra incluida dentro del área donde fue levantada la Hoja Geológica Quebrada Salitrosa, trabajo realizado por SERNAGEOMIN a una escala 1:100.000 (Lara y Godoy, 1998). El área de la hoja muestra diferentes unidades litológicas de distintas edades. En donde se encuentran depósitos aluviales, coluviales y fluviales de edades que van desde el Mioceno hasta el Cuaternario. Unidades litológicas del Cretácico, como lo son plutones graníticos, tonalíticos y dioríticos; rocas volcanosedimentarias pertenecientes a la Formación Cerrillos; y rocas sedimentarias clásticas y carbonatadas pertenecientes al Grupo Chañarillo. Por otro lado, afloran también unidades litológicas del Jurásico, como lo son plutones de composición granítica y diorítica; rocas volcánicas y volcanosedimentarias pertenecientes a la Formación Punta del Cobre; y rocas volcánicas, hipabisales, y volcanosedimentarias pertenecientes a la Formación La Negra. Y finalmente, se encuentra un basamento de rocas metasedimentarias de edad Devónico-Carbonífero perteneciente al Complejo Epimetamórfico de Chañaral (Lara y Godoy, 1998).

A) Formación Punta del Cobre

Durante el Jurásico Temprano, el margen continental occidental de Gondwana se caracterizó por una subducción de alto ángulo, y por una alta convergencia entre las placas. Aquel escenario tectónico generó las condiciones necesarias para provocar el emplazamiento de un extenso arco magmático en lo que hoy en día es la Cordillera de la Costa, y a su vez crear cuencas extensionales con suelos asociados a ciclos de regresión-transgresión en la región del trasarco. Es en este contexto que se depositó la Formación

Punta del Cobre, la cual es una secuencia de rocas volcánicas y volcanoclásticas del Jurásico Tardío-Valanginiano depositadas en un ambiente continental a transicional, que se encuentra sobreyaciendo los depósitos jurásicos del arco contenidos en la Formación Lautaro, y por debajo de los depósitos marinos del Grupo Chañarcillo que representan la región de trasarco. En este contexto la Formación Punta del Cobre, se ha interpretado como evidencia de un vulcanismo continuo desde el Jurásico Superior hasta el Cretácico Inferior (Charrier, 2007).

B) Grupo Chañarcillo

El Grupo Chañarcillo corresponde a una secuencia de rocas carbonatadas marinas de edad Valanginiano-Albiano, la cual representa una serie de ciclos de regresión-transgresión, depositados en una cuenca de trasarco. Según su contenido fosilífero el grupo se divide en cuatro formaciones, que son de base a techo Abundancia, Nantoco, Totalillo, y Pabellón (Charrier, 2007).

C) Formación Cerrillos

Posterior a la Fase Peruana, periodo de elevada deformación contraccional, se produjo la reactivación de los esfuerzos regionales extensionales, por lo cual se generaron cuencas extensionales, bajo el control de fallas normales que se encontraban a lo largo del arco magmático. El relleno sedimentario de la primera cuenca extensional es lo que hoy se conoce como la Formación Cerrillos de edad Albiano-Santoniano, que corresponde a una secuencia sedimentaria clástica con intercalaciones volcánicas (hacia techo), la cual se relaciona de manera discordante sobre el Grupo Chañarcillo. Esta formación se divide en dos niveles estratigráficos, denominados nivel basal y nivel superior, en donde el primero de ellos, está compuesto de areniscas medias rojas, y brechas monomíticas de matriz soportada. Mientras que, el nivel superior se compone de conglomerados medios a gruesos, con clastos andesíticos y tobáceos, con intercalaciones de areniscas finas y medias, en donde, estas últimas muestran estratificación cruzada, y hacia la base grietas de secamiento (Arévalo, 2005; Charrier, 2007).

D) Plutón La Borracha

La unidad litológica principal dentro del área de estudio es el Plutón La Borracha (110-105 Ma) del Cretácico Medio (Albiano). Este es un cuerpo intrusivo en forma de cuña de 100 km de largo que aflora en el sector meridional de la Hoja Geológica Quebrada

Salitrosa, limitado por su lado Oeste por la falla central del Sistema de Falla de Atacama (SFA) que lo separa del Plutón Cerro Morado (135-130 Ma), mientras que por su lado Este una falla con dirección Noroeste lo separa del Plutón San Juan (115 Ma). El Plutón La Borracha se compone principalmente de granodioritas de hornblenda y biotita de grano grueso. El margen occidental del plutón exhibe una franja métrica de ultramilonitas, desarrolladas en parte sobre monzodioritas del Plutón Cerro Morado. Estas rocas metamorfizadas presentan una foliación con dirección NS/70°-80°E, junto con lentes micáceos, los cuales definen una lineación del estiramiento con manteo hacia el Noreste. Además, existen ocasionales indicadores cinemáticos, los cuales han sido interpretados como evidencia de un descenso del bloque oriental (Lara y Godoy, 1998).

E) Gravas de Atacama

Corresponde a una unidad de suelos coluviales, aluviales, y fluviales, los cuales están constituidos por gravas polimícticas, mal seleccionadas y consolidadas, acumuladas sobre la Cordillera de la Costa y Precordillera, entre el Mioceno Medio y el Plioceno. Dicha unidad sedimentaria relleno el paisaje de Atacama, constituyendo una etapa de acumulación sedimentaria asociada al alzamiento del Altiplano (Arévalo, 2005).

F) Depósitos sedimentarios no consolidados

Simultáneamente, entre el Mioceno y Plioceno se generaron depósitos aluviales y coluviales, los cuales forman parte de la concesión minera, estos depósitos se componen esencialmente de gravas, arenas, y limos de selección variable. Incluye suelos de origen fluvial, llanuras y abanicos aluviales, los cuales definen la morfología actual tanto de quebradas como de llanuras afectadas por inundaciones esporádicas (Lara y Godoy, 1998).

2.1.2 Geología estructural

El rasgo estructural predominante en el área cubierta por la Hoja Quebrada Salitrosa corresponde al Sistema de Falla de Atacama (SFA), el cual constituye una zona de megacizalle activa durante el Jurásico Tardío-Cretácico, la cual tiene una orientación general N-S y desplazamiento sinistral, extendiéndose por unos 1100 km a lo largo de la Cordillera de la Costa, y hasta 50 km de ancho a través de la cuenca del antearco andino,

aproximadamente entre las ciudades de Iquique y La Serena (21°S - 30°S) (Jensen et al., 2011). Este gran sistema estructural se formó en respuesta a la subducción oblicua de la antigua placa Aluk bajo Sudamérica, en los comienzos de la orogenia Andina (Scheuber y Andriessen, 1990).

El SFA se puede dividir en tres segmentos: Norte, Centro y Sur, siendo las principales fallas del sistema, respectivamente, las fallas Salar del Carmen, Remiendo y El Salado. Este último, constituye el principal segmento estructural que incide en las unidades litológicas del área de estudio, y está estrechamente relacionado con los depósitos minerales que se encuentran en la Hoja Quebrada Salitrosa (Lara y Godoy, 1998).

2.2 Geología económica

En cuanto a los procesos metalogénicos regionales, el Cretácico Medio constituye un punto de inflexión, tanto en la historia de la tectónica, del magmatismo, y metalogénesis de Chile. Los análisis geológicos indican que a finales del Cretácico Inferior se produjo un cambio importante debido al emplazamiento de una super pluma medio oceánica en el Océano Pacífico (Larson, 1991a; Vaughan, 1995). Este evento originó una importante fuerza de empuje en la dorsal, lo cual provocó un mayor acoplamiento entre las placas subductoras y subductantes, poniendo fin al periodo extensional del Cretácico Temprano, y aumentando la tensión a escala de corteza. Como consecuencia de aquello, magmas dioríticos fueron empujados ascendentemente a lo largo del Sistema de Falla de Atacama (Oyarzun, 2003). De esa manera se originó a lo largo del SFA, el Cinturón de Hierro Chileno (CIB), el cual tiene más de 500 km de longitud con tendencia N-S, en conjunto con depósitos de Cu de menor tamaño a lo largo o cercanos al SFA (entre los 25° y 30°S), donde varios de estos depósitos cupríferos son ricos en magnetita y hematita (Groves et al., 2010). Ello representa un caso único en la historia geológica de Chile. Algunos ejemplos de depósitos de Fe del cinturón costero son Los Colorados y El Algarrobo, mientras que para los depósitos de Cu son Punta del Cobre, Candelaria, y Talcuna, ubicados en el norte de Chile (Oyarzun, 2003).

Todos estos depósitos se encuentran sobre la Cordillera de la Costa en el norte de Chile (entre los 21° y 30°S), región que alberga varios tipos de depósitos minerales. Entre

ellos, los del tipo *Iron Oxide Copper-Gold* (IOCG), *Iron Oxide Apatite* (IOA), y depósitos estratoligados de Cu (Ag). Y aunque cada uno de estos tipos de yacimientos tiene características diferenciales, la presencia común de óxidos de Fe (magnetita y/o hematita especular) ha llevado a varios autores a agruparlos en lo que se ha denominado el clan IOCG Andino (Hitzman et al., 1992; Sillitoe, 2003; Williams et al., 2005; Groves et al., 2010). El origen de los depósitos IOCG Andinos y su posible relación con los depósitos de IOA, sigue siendo controvertido. Sin embargo, se propuso una explicación basándose en una zonación mineralógica vertical observada en varios yacimientos de tipo veta alojados en rocas plutónicas de la Cordillera de la Costa del norte de Chile (Espinoza et al., 1996). Esta zonación representa una transición desde la mineralización de magnetita-apatita-actinolita en profundidad, gradando a magnetita-calcopirita-pirita-bornita en niveles intermedios, y hematita-calcopirita-calcosina en la parte superior. En donde, los depósitos IOA representarían la base profunda empobrecida en Cu-Au, mientras que los depósitos IOCG la parte somera y enriquecida en Cu-Au (Naslund et al., 2002; Sillitoe, 2003; Barra et al., 2017). En cuanto a los depósitos de tipo estratoligados de Cu (Ag), si bien se caracterizan por una presencia abundante y generalizada de hematita, se consideran un miembro final pobre en Fe del clan IOCG Andino. En donde, la mineralización suele ser distal y periférica a batolitos granodioríticos de edades Jurásico Superior-Cretácico Inferior (Maksaev y Zentilli, 2002).

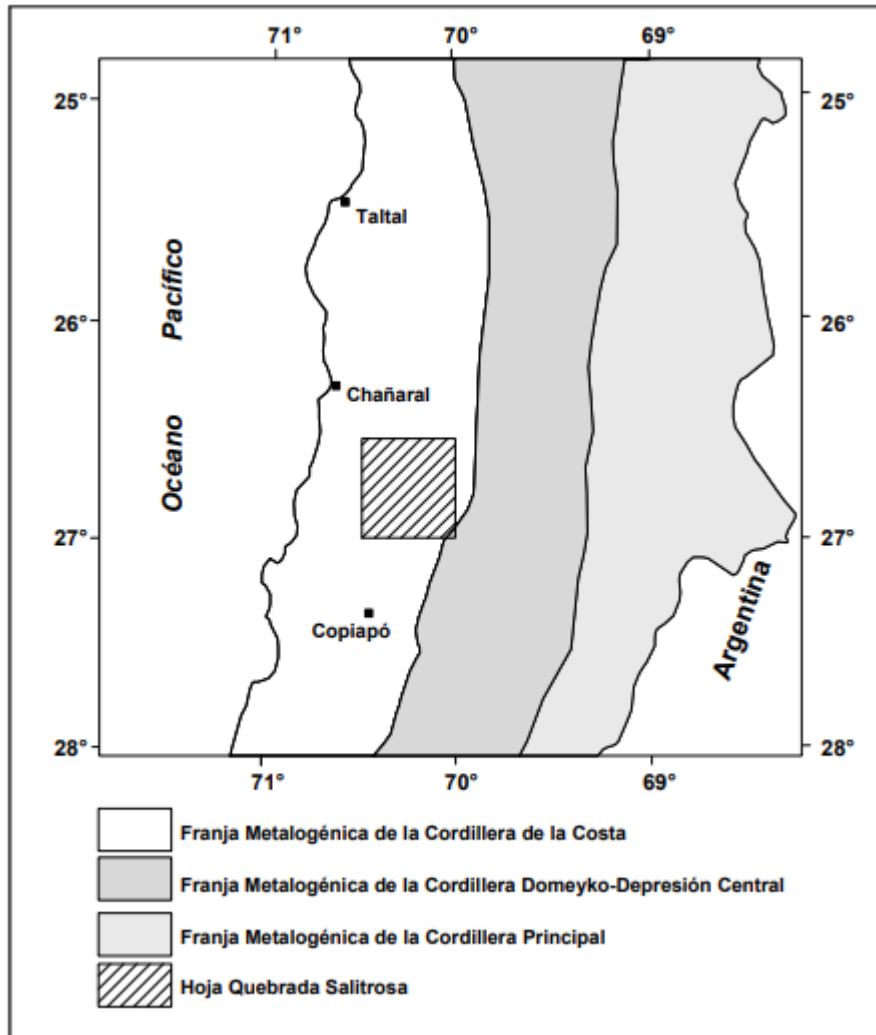


Figura 2: Franjas metalogénicas de la Región de Atacama, Chile. Indicando la ubicación de la Hoja Quebrada Salitrosa (Modificado de Zentinelli, 1974 y Boric et al., 1990).

En cuanto a los yacimientos metalíferos de la Hoja Quebrada Salitrosa, estos forman parte de la Cordillera de la Costa y la Depresión Intermedia de la región de Atacama, que a su vez son controlados por el Segmento El Salado del SFA (Lara y Godoy, 1998). En el trabajo de Espinoza (1999), realizado sobre la base geológica de la Hoja Quebrada Salitrosa, se definen 3 dominios metalogénicos sobre el área estudiada (figura 3), los cuales presentan mineralización de Fe, Cu, Au, Fe-Cu, Cu-Au, Fe-Au, y Fe-Cu-Au, principalmente contenida en vetas, y en proporciones menores en cuerpos irregulares y chimeneas de brecha.

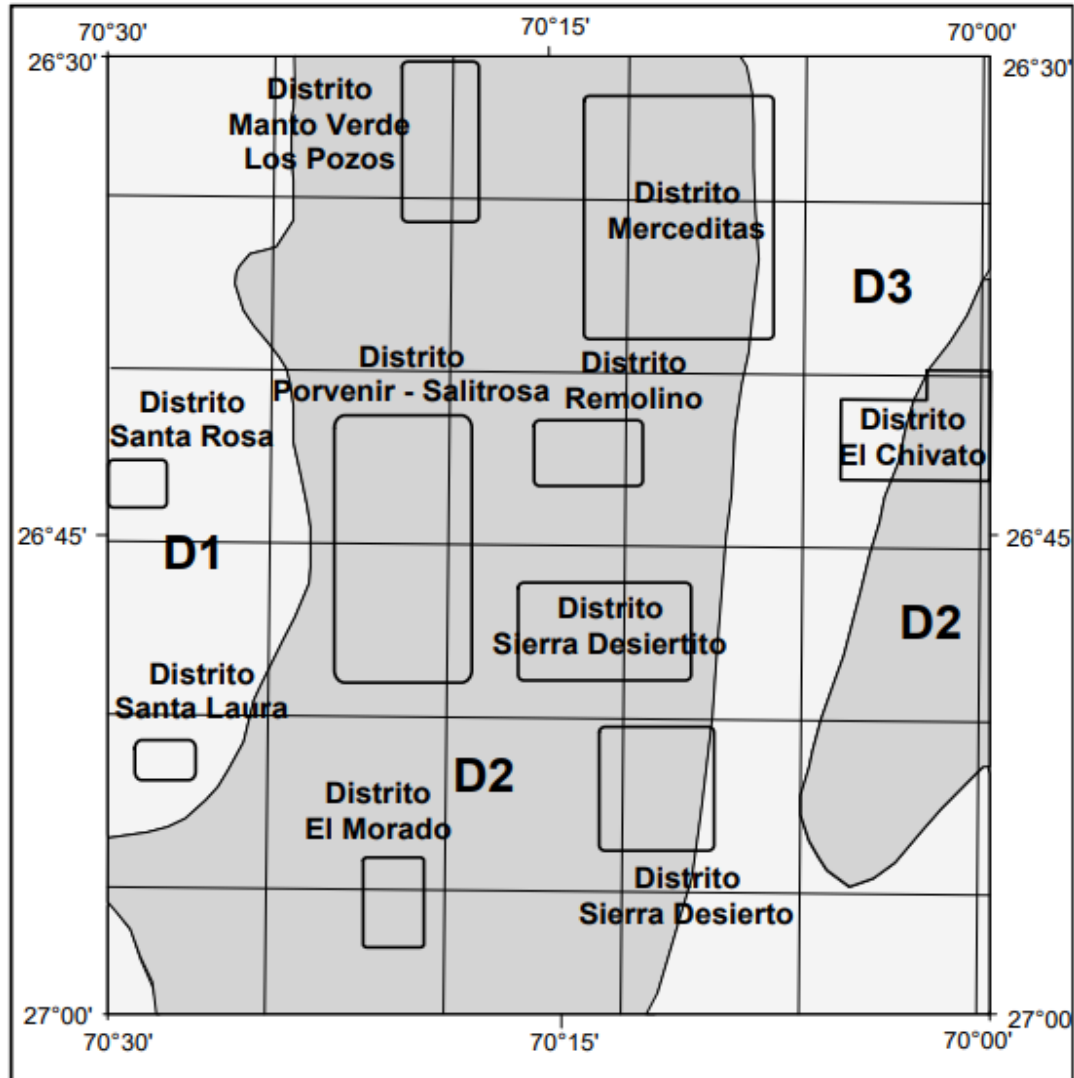


Figura 3: Dominios metalogénicos y principales distritos mineros en la Hoja Quebrada Salitrosa (Espinoza, 1999).

La Concesión Minera Hustina 1 al 10, es parte de lo que definen como Dominio D2, en general este concentra la mayor cantidad de depósitos y distritos mineros dentro de la hoja, se ubica en la parte central de la misma y contiene yacimientos de Fe, Cu, Au, Cu-Fe y Fe-Cu-Au que se hospedan en rocas volcánicas de la Formación La Negra y rocas plutónicas del Cretácico Inferior. Ambas unidades litológicas se encuentran afectadas por las fallas principales del SFA (Espinoza, 1999).

Los depósitos de Cu, Au, Cu-Au, Cu-Fe y Fe-Cu-Au son los tipos de mineralización más abundantes, y se encuentran en los distritos mineros El Chivato Nuevo, Sierra Desiertito,

Remolino, Merceditas, Mantoverde-Los Pozos, Porvenir-Salitrosa, y El Morado. Todos los depósitos asociados a estos distritos tienen una estrecha relación con las zonas de deformación frágil asociadas al SFA (Espinoza, 1999).

En relación con el Distrito El Morado, este se encuentra en la Quebrada El Morado entre las sierras del Morado y de San Juan, y es un distrito del tipo aurífero-cuprífero. Las principales minas de este distrito son Descubridora, Primavera, y Purificación, las cuales fueron explotadas hasta la década de 1980, de manera intermitente. Sus referencias datan del 1852, fecha en la cual se realizó la mensura de las propiedades (Burton, 1917). Aquellos distritos representan diferentes segmentos dentro de una misma veta que se emplaza en rocas granodioríticas del Plutón La Borracha (Díaz y Ortega, 1972). Dicha veta posee un rumbo N10-25°E, y una longitud de 3 km, con manto cercano a la vertical y un espesor que varía entre los 0,2 y 2 m. La veta presenta una zona superior oxidada, de 40 a 70 m de espesor, la cual contiene atacamita, malaquita, y crisocola, mientras que bajo ésta se ubica una delgada zona de enriquecimiento secundario con covelina y calcosina de aproximadamente 30 m de espesor (Díaz y Ortega, 1972). En profundidad, existe una capa o zona de sulfuros primarios de 150 m de espesor reconocidos, la cual contiene calcopirita, bornita, y pirita inmersos en una ganga de hematita, cuarzo, sericita, clorita, y calcita. La ley de Cu obtenida en determinados sectores de la veta alcanzó 22% y según González (1939), en el Distrito Primavera la veta poseía una ley media de 31,5 ppm de Au. Los trabajos realizados alcanzaron una profundidad que supera los 250 m (Espinoza, 1999). Con respecto a la alteración hidrotermal en el sector, esta corresponde a una alteración débil argílica la cual afecta a las rocas de caja, con presencia de feldespatos potásicos (Heldt, 1962). Finalmente, paralelo al rumbo de la veta, en su borde oriental, afloran diques de composición diorítica. Sin embargo, estos no contienen mineralización conocida (Burton, 1917).

III. MARCO TEÓRICO

3.1 Depósitos minerales magmático-hidrotermales

Se entiende por depósito mineral, como una concentración anómala de un mineral o elemento metálico que posee un tamaño y ley lo suficientemente significativos para que, bajo condiciones favorables, se considere con potencial económico (Ridley, 2013). Mientras que un depósito magmático-hidrotermal, a grandes rasgos, es aquel en el cual los minerales se forman mediante precipitación a partir de soluciones acuosas en condiciones de alta temperatura y variadas presiones. Estas soluciones acuosas pueden tener diferentes salinidades y rangos de temperaturas, que van desde los 100°C hasta temperaturas cercanas a las del magma, alrededor de los 800°C (Ridley, 2013).

La gran mayoría de los depósitos minerales ubicados en la cordillera de Los Andes se formaron a través de procesos hidrotermales, lo cual es de gran relevancia para comprender la génesis de los yacimientos minerales en Chile (Maksaev, 1990). Estos procesos involucran la presencia de soluciones hidrotermales como fluidos participantes, y existen diversas evidencias que resaltan su importancia como agentes mineralizadores. En este contexto, se destacan las inclusiones fluidas presentes en minerales precipitados a partir de soluciones hidrotermales, así como en la alteración hidrotermal de las rocas hospedantes (Ridley, 2013).

Existe una relación espacial entre numerosos depósitos hidrotermales y rocas ígneas, lo que respalda la creencia generalizada de que los magmas son la fuente principal, de las soluciones o fluidos hidrotermales (Pirajno, 2009). Es indudable que una masa ígnea proporciona el calor necesario para establecer sistemas hidrotermales, aunque el agua y los metales presentes pueden derivar tanto del propio magma como de otras fuentes externas (Giggenbach, 1997).

En la actualidad se tiene conocimiento de que en la mayoría de los depósitos hidrotermales, los fluidos participantes tienen principalmente origen magmático, denominándolos como depósitos magmáticos-hidrotermales (Giggenbach, 1997). En este contexto, los márgenes convergentes de placas representan entornos tectónicos

altamente propicios para la formación de estos tipos de depósitos minerales, donde el magmatismo asociado a estos proporciona calor, fluidos y metales (Nelson, 1996).

Estas soluciones hidrotermales de origen magmático se consideran como fluidos residuales que quedan tras la cristalización de la masa fundida ígnea. Estas soluciones contienen metales base y otros elementos incompatibles que no pueden ser incorporados en los minerales que se forman durante la cristalización del magma (Richards, 2011).

El origen de los metales asociados a los magmas puede tener varias fuentes posibles. Estas incluyen: el aporte de componentes provenientes de la placa oceánica que se subducta; la deshidratación de suelos marinos subductados, con la contribución principalmente de cloro (Cl) y agua (H₂O); la fusión parcial de la cuña del manto astenosférico metasomatizado; y la interacción y contaminación del magma durante su ascenso a través de la corteza (Richards, 2011; Ridley, 2013). No obstante, de acuerdo con Seedorff et al. (2005), el contenido de metales en un magma está influenciado por factores como su composición, temperatura y presión, así como la composición y salinidad de los fluidos hidrotermales presentes, y el estilo estructural predominante en el sistema.

Según Candela (1991), para que los fluidos hidrotermales puedan fluir de manera eficiente y ascender a través de la columna magmática, se requiere una permeabilidad adecuada dentro de la cámara magmática. Esto se ve favorecido por un contenido inicial alto de agua y otros volátiles concentrados, además de un grado bajo de cristalización y bajas presiones; condiciones que suelen encontrarse en profundidades o ambientes someros. Además, los contactos intrusivos y litológicos, las fallas y las litologías favorables actúan como medios efectivos que facilitan el ascenso de los fluidos magmáticos más allá de la cámara magmática.

Como se mencionó anteriormente, la solubilidad del agua en magmas se torna relevante, debido a que favorecen los procesos de concentración de metales en un sistema hidrotermal. Dicha solubilidad está controlada principalmente por la presión, temperatura y la composición del magma (Candela, 1997). Según Burnham y Ohmoto (1980), la solubilidad del agua en un magma no cristalizado con composición fija es directamente proporcional a la presión e inversamente proporcional a la temperatura, siendo la presión el factor de mayor importancia. En otras palabras, la solubilidad del

agua en un magma no cristalizado con composición fija aumenta a medida que disminuye la temperatura, y disminuye considerablemente al reducir la presión (Burnham, 1979). Además, se observa que en magmas de composición máfica la solubilidad del agua es menor en comparación con los magmas félsicos a una misma presión (Ridley, 2013).

La extracción de metales a partir de magmas ocurre a través del proceso de exsolución de una fase fluida acuosa, según indica Pirajno (2009). Este proceso se inicia cuando el magma se acerca a la superficie, lo que provoca la liberación de volátiles desde el magma (principalmente H_2O , HF , HCl , H_2S , SO_2 , CO_2), dando origen a una fase acuosa debido a la disminución de la presión. Este proceso es conocido como primera ebullición. El H_2S y el HCl son particularmente importantes en este contexto, ya que los metales de interés económico forman complejos solubles con iones de cloro (Cl) y con bases sulfuradas (H_2S) (Giggenbach, 1997). Por otro lado, cuando un magma hidratado comienza a cristalizar, su fase fundida residual se sobresatura en fluidos y también se produce la exsolución de una fase acuosa, a través de un proceso denominado segunda ebullición (o retrograda), debido a la disminución de la temperatura. Además, la fase fluida acuosa, expuesta a altas temperaturas y por razones termodinámicas, se separa en una fase líquida salina y una fase vapor diluida, las cuales van a actuar como medio de transporte para los metales, lo que puede dar lugar a la formación de depósitos minerales de gran importancia (Hedenquist y Lowenstern, 1994).

3.2 Transporte y precipitación de metales

La solubilidad en agua de los sulfuros y otros minerales metálicos es muy baja, lo que indica que debe haber otro mecanismo de transporte de metales en fluidos hidrotermales. Es conocido que muchos elementos se precipitan como sulfuros a partir de fuentes hidrotermales. Sin embargo, si los metales son insolubles como iones simples, debe existir otra forma de transporte, y es a través de complejos o iones complejos en los cuales los cationes metálicos se unen a estos grupos complejos (ligantes) (Cotton et al., 1999).

Según los resultados experimentales, se ha observado que los complejos clorurados son estables a altas temperaturas en fluidos hidrotermales, pero se descomponen a medida que la temperatura disminuye. Mientras que, los complejos sulfurados se mantienen estables incluso a temperaturas más bajas, siempre y cuando haya una alta concentración de H_2S y HS^- (Barnes, 1979; Krauskopf, 1979). Estos hallazgos experimentales indican que la estabilidad de los complejos varía dependiendo de la temperatura y la actividad de los ligantes, siendo los complejos sulfurados más resistentes a temperaturas más bajas. Los metales son incompatibles con la química cristalina de la mayoría de los minerales formadores de rocas. Por lo que ellos tienden a: experimentar un enriquecimiento en magmas residuales, y posteriormente, en fluidos hidrotermales; ser extraídos de minerales durante la reacción agua-roca; y a ser liberados y eliminados de minerales cuando estos se recristalizan durante el proceso de metamorfismo (Pirajno, 2009; Ridley, 2013).

Los metales son insolubles como iones simples y por tanto son transportados en forma de complejos, cuya estabilidad está determinada por diversas variables, como la temperatura, la presión, la concentración de ligantes, el pH y la fuerza iónica (Pirajno, 2009).

En los fluidos hidrotermales, los ligantes más importantes son el Cl^- , HS^- , NH_3 , OH^- y CH_3COO^- (Seward y Barnes, 1997). Aunque existen complejos más estables, como el $\text{As}_3\text{S}_6^{3-}$, el anión Cl^- es el más abundante y, por lo tanto, el principal formador de complejos en estos fluidos. El agua es también un excelente solvente, sobre todo a alta temperatura y presión, ya que cuando el agua se calienta, ya sea isobáricamente o a lo largo de la curva de equilibrio vapor-agua, su estructura se expande y su densidad disminuye. Esto provoca una rápida reducción de su viscosidad, lo que aumenta la movilidad molecular y la conductividad. Estas condiciones favorables a altas temperaturas facilitan la formación de cúmulos moleculares, que incluyen la formación de complejos moleculares (Seward y Barnes, 1997; Ridley, 2013).

El transporte de metales está estrechamente relacionado con su solubilidad en agua. La separación de una fase hidrotermal desempeña un papel fundamental al capturar y extraer metales desde un magma, lo cual requiere una alta capacidad de solubilidad de metales a altas temperaturas durante la cristalización, así como durante su transporte

hacia una roca huésped; mientras que la precipitación ocurre como respuesta a cambios en el ambiente hidrotermal mediante la disociación de los complejos metálicos (Giggenbach, 1997).

A altas temperaturas, los complejos de cloruro son más estables que los complejos de sulfuro, mientras que a temperaturas más bajas ocurre lo contrario. Por esta razón, metales como el Cu, Mo, Pb, entre otros, tienden a formar complejos clorurados, mientras que metales como el Au y Ag se ligan a los complejos sulfurados (Barnes, 1979; Krauskopf, 1979).

Los minerales de mena, al igual que otros minerales, precipitan por varias razones, cuyo mecanismo de precipitación depende del metal, la naturaleza del complejo ligante y del tipo de mineral (Pirajno, 2009; Ridley, 2013). Sus principales causas de precipitación son: enfriamiento, aumento en especies sulfuradas reducidas acuosas, cambio de pH de la solución acuosa, aumento en la concentración de metales, y el descenso de la concentración de ligantes.

En resumen, los cambios físico-químicos en las soluciones hidrotermales provocan la precipitación de los materiales que se transportan en solución. Esta precipitación de sulfuros metálicos ocurre en áreas donde se producen cambios físicos o químicos en la solución, lo que se conoce como una "trampa de mena" (Barton y Skinner, 1979). A medida que el fluido hidrotermal continúa circulando, se concentran localmente los elementos metálicos precipitados, lo que puede dar lugar a la formación de yacimientos hidrotermales. Estos yacimientos se originan debido a la acumulación de los minerales metálicos en las zonas donde se producen los cambios físico-químicos en el flujo de fluido hidrotermal (Ridley, 2013).

Bajo los 250°C, la depositación de minerales de mena generalmente ocurre rellenando fracturas abiertas. Mientras que, a temperaturas y presiones más altas, las rocas se vuelven menos permeables y la deposición de metales ocurre con mayor frecuencia mediante reemplazamiento mineral. Este proceso implica la disolución de la roca huésped, seguida de la precipitación inmediata de minerales secundarios en reacciones interdependientes, ya sea por consideraciones estequiométricas o volumétricas. Este proceso implica una variedad de reacciones potencialmente relevantes, que dan lugar a

texturas deposicionales características, involucrando diferentes tipos de rocas huésped y minerales secundarios (Giggenbach, 1997; Ridley, 2013).

3.3 Alteración hidrotermal

La alteración hidrotermal se refiere a los cambios mineralógicos, texturales y químicos que ocurren en las rocas en respuesta a cambios ambientales, como la presencia de agua caliente, vapor o gas, en condiciones térmicas y químicas (Reed, 1997). Estos cambios pueden implicar la transformación de fases minerales, el crecimiento de nuevos minerales, la disolución o precipitación de minerales, así como reacciones de intercambio iónico entre los minerales de la roca y el fluido caliente que circula a través de ella (Giggenbach, 1997). Si bien la composición inicial de la roca influye en la mineralogía secundaria generada por la alteración hidrotermal, su impacto es menor en comparación con la permeabilidad, la temperatura y la composición del fluido. De hecho, la temperatura del fluido y su pH son los factores más relevantes que determinan la asociación mineralógica resultante de los procesos de alteración hidrotermal, más allá de la litología inicial (Pirajno, 2009; Ridley, 2013).

La alteración hidrotermal se distingue como un tipo de metasomatismo que implica la recristalización de la roca en minerales nuevos y más estables bajo condiciones hidrotermales. Su característica distintiva radica en la importancia del fluido hidrotermal en la transferencia de componentes y calor (Ridley, 2013). De hecho, la alteración hidrotermal implica la circulación de volúmenes relativamente grandes de fluidos calientes a través de rocas permeables, aprovechando fisuras o poros interconectados. El fluido hidrotermal tiende a estar considerablemente fuera de equilibrio termodinámico con las rocas circundantes, lo que conlleva modificaciones en la composición mineralógica original de las rocas. Esto se debe a que los componentes en solución y los de los minerales sólidos se intercambian para alcanzar un estado de equilibrio termodinámico (Rose y Burt, 1979; Reed, 1997; Ridley, 2013).

El transporte de materiales implicados en la alteración de las rocas puede tener lugar tanto por infiltración como por difusión (Pirajno, 2009). La infiltración se refiere al movimiento de especies químicas a través de fluidos estancados en los poros de las

rocas, mientras que la difusión implica el transporte de especies químicas mediante la difusión molecular a través de los poros y la matriz de la roca. En muchos casos, ocurre una combinación de ambos procesos. Cuando la evidencia geológica indica que los materiales o componentes químicos se han desplazado a distancias significativas, es probable que la infiltración haya sido el medio de transporte dominante. En sistemas hidrotermales, tanto la difusión como la infiltración ocurren simultáneamente (Heinrich, 2007; Ridley, 2013).

Según varios autores (Rose y Burt, 1979; Reed, 1997; Heinrich, 2007; Ridley, 2013), los factores que controlan la alteración hidrotermal son los siguientes:

- a) Temperatura: La diferencia de temperatura entre la roca y el fluido que la atraviesa es un factor determinante. A medida que el fluido se vuelve más caliente, su efecto sobre la mineralogía original de la roca se intensifica.
- b) Composición del fluido: A medida que el pH del fluido se vuelve más bajo (más ácido), su efecto sobre los minerales originales se incrementa.
- c) Permeabilidad: Si una roca es compacta y carece de permeabilidad, no será susceptible de ser invadida por fluidos hidrotermales y, por lo tanto, no experimentará efectos de alteración significativos. Sin embargo, los fluidos hidrotermales pueden generar cambios en la roca, como el fracturamiento hidráulico o la disolución de minerales, lo que puede resultar en la creación de permeabilidad secundaria en la roca.
- d) Duración de la interacción fluido/roca: Cuanto mayor sea la cantidad de agua caliente y el tiempo de interacción con las rocas, más extensa será la modificación mineralógica que se producirá.
- e) Composición de la roca: La relevancia de la mineralogía original es más notable en grados menos intensos de alteración, ya que diferentes minerales tienen diferentes grados de susceptibilidad a la alteración. Sin embargo, en alteraciones más intensas, la mineralogía resultante se vuelve independiente del tipo de roca original.
- f) Presión: Este fenómeno tiene un efecto indirecto, pero controla una serie de procesos secundarios. Por ejemplo, afecta la profundidad a la que los fluidos entran en ebullición, el desarrollo de fracturas hidráulicas que dan lugar a la

formación de brechas hidrotermales, así como la posibilidad de erupciones o explosiones hidrotermales.

Según estos autores (Rose y Burt, 1979; Reed, 1997; Heinrich, 2007; Ridley, 2013), los factores iniciales más significativos que influyen en la mineralogía hidrotermal resultante de un proceso de alteración son la temperatura y la composición del fluido hidrotermal. Estos dos factores son fundamentales porque las asociaciones de minerales hidrotermales proporcionan indicios importantes sobre las condiciones en las que se formaron los depósitos minerales de origen hidrotermal.

En cuanto a la intensidad de la alteración hidrotermal, esta hace referencia a la extensión en que una roca ha sido alterada, mientras que el grado de alteración corresponde a una interpretación basada en la mineralogía de alteración. Se han propuesto los términos pervasividad para indicar la intensidad de la alteración y extensividad para indicar la distribución espacial de la alteración hidrotermal. En donde, una alteración pervasiva será aquella que altere completamente todo el volumen de una roca, y viceversa, una alteración poco pervasiva será aquella que se limita a afectar sólo a las fracturas por donde circuló el fluido, manteniéndose las partes masivas de las rocas inalteradas (Pirajno, 2009; Ridley, 2013).

A continuación, se presentan los tipos de alteraciones hidrotermales más comunes (figura 4), basado en Meyer y Hemley (1967); Sillitoe (1973); Corbett y Leach (1998) y Reed (1997):

- a) Propilítica: Caracterizada por la ocurrencia de epidota y/o clorita, comúnmente acompañada de albita, calcita y pirita. Este tipo de alteración representa un grado bajo de hidrólisis de los minerales de las rocas y es por ello que su posición en zonas alteradas tiende a ser marginal.
- b) Argílica intermedia: Caracterizada por la ocurrencia de caolinita, montmorillonita, smectita o arcillas amorfas, las cuales remplazan principalmente a plagioclasas, además, puede existir sericita que acompaña a las arcillas. Este tipo de alteración representa un grado más alto de hidrólisis en comparación con la alteración propilítica. Y los feldespatos pueden estar frescos, o bien verse afectados por la alteración.

- c) Sericítica o cuarzo-sericítica: En esta alteración, tanto plagioclasas como feldespatos potásicos son alterados a sericita y cuarzo, acompañado de cantidades menores de caolinita. Comúnmente, los minerales máficos se encuentran completamente destruidos por este tipo de alteración.
- d) Argílica avanzada: En esta alteración, la mayoría de los minerales de las rocas son alterados a dickita, caolinita, pirofilita, diásporo, alunita, y cuarzo. Esta alteración implica un ataque hidrolítico extremo de las rocas, en donde incluso estas pueden llegar a ser transformadas a una masa de sílice oquerosa residual (“vuggy silica” en inglés).
- e) Potásica: En este ensamblaje de alteración, se alteran plagioclasas y minerales máficos a feldespato potásico y biotita. Esta alteración es producto de un intercambio catiónico (cambio de base) con adición de K a las rocas. A diferencia de las demás alteraciones, esta no implica hidrólisis y ocurre en condiciones de pH neutro o alcalino, y a elevadas temperaturas, principalmente en el rango 350°-550°C.
- f) Sódico-cálcica: Se caracteriza por la asociación mineralógica de actinolita, albita-oligoclasa-andesina, epidota, magnetita, clorita, cuarzo, escapolita. Esta alteración ocurre en las zonas más profundas de pórfidos cupríferos y se desarrolla de manera simultánea con la alteración potásica en niveles más altos.
- g) Tipo Skarn: Es un tipo especial de alteración, la cual corresponde a la transformación de rocas carbonatadas (calizas y dolomitas) a minerales calcosilicatados, producto del metasomatismo en zonas cercanas a intrusivos. Se caracteriza por la ocurrencia de granates (andradita y grosularita), wollastonita, epidota, diópsido, idocrasa, clorita, actinolita. En los casos de que existan dolomitas (carbonatos magnésicos) la asociación incluye: forsterita, serpentina, talco, tremolita, y clorita.
- h) Tipo Greissen: Se caracteriza por la ocurrencia mineralógica de muscovita, feldespato, cuarzo, topacio y/o turmalina. Esta alteración es asociada a facies neumatolíticas de rocas graníticas, generalmente a las cúpulas de batolitos. Su ocurrencia se atribuye a la acumulación de volátiles provenientes del

magma o bien por la incorporación de fluidos provenientes de la deshidratación de las rocas intruidas a temperaturas sobre los 250° C.

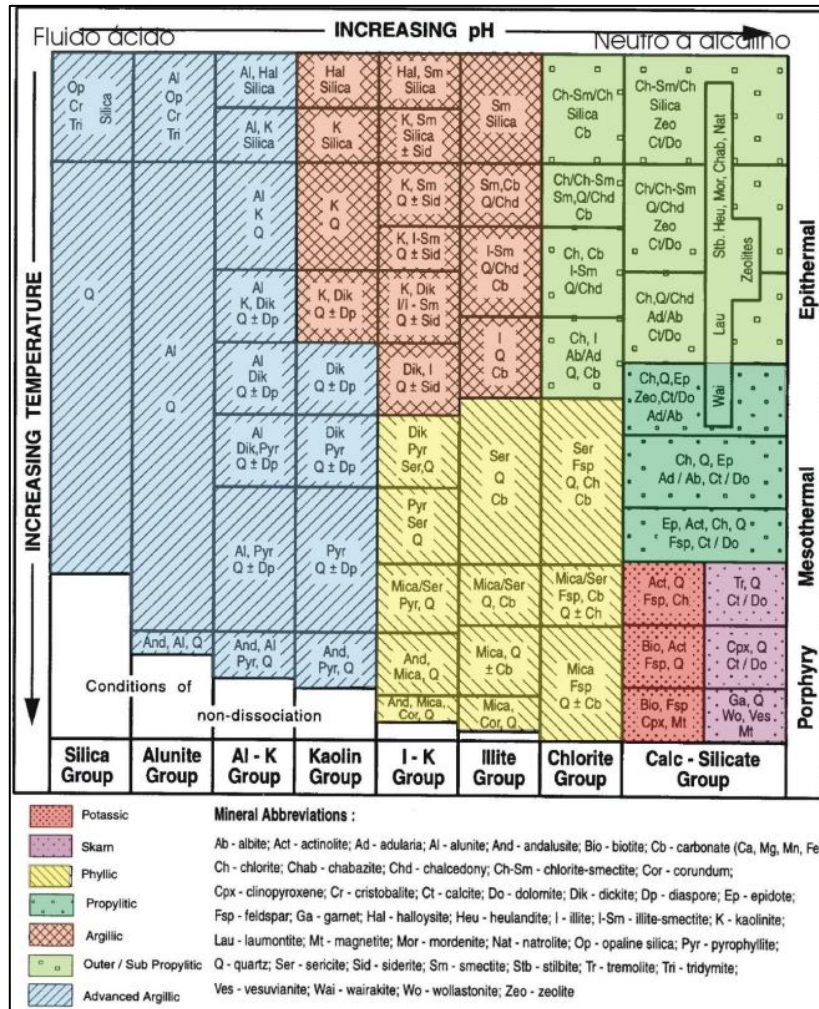


Figura 4: Asociaciones de minerales de alteración comunes en sistemas hidrotermales en función del pH del fluido y la temperatura (tomado de Corbett y Leach, 1998).

3.4 Yacimientos IOCG-IOA

Los depósitos del tipo *Iron Oxide Copper-Gold* (IOCG) son de gran relevancia a nivel global y se encuentran distribuidos ampliamente en diferentes épocas y lugares geológicos (figura 5). Estas provincias IOCG abarcan desde el Arcaico hasta el Fanerozoico y se han identificado en todos los continentes, excepto en la Antártida

(Barton, 2014). Desde el descubrimiento del Depósito Olympic Dam en el sur de Australia en 1975, los depósitos IOCG se han convertido en un objetivo importante para la exploración minera (Williams et al., 2005), y en las últimas dos décadas, han surgido como blancos principales de exploración en los Andes Centrales (Chen et al., 2013). Estos depósitos se caracterizan por su composición química, en la cual los óxidos de hierro, como la magnetita y/o hematita, tienen un contenido elevado (>10%). Además, son de interés económico debido a las variadas cantidades de Cu, REE, P, U, Ag, Co, entre otros elementos (Chiaradia et al., 2006; Barton, 2014).

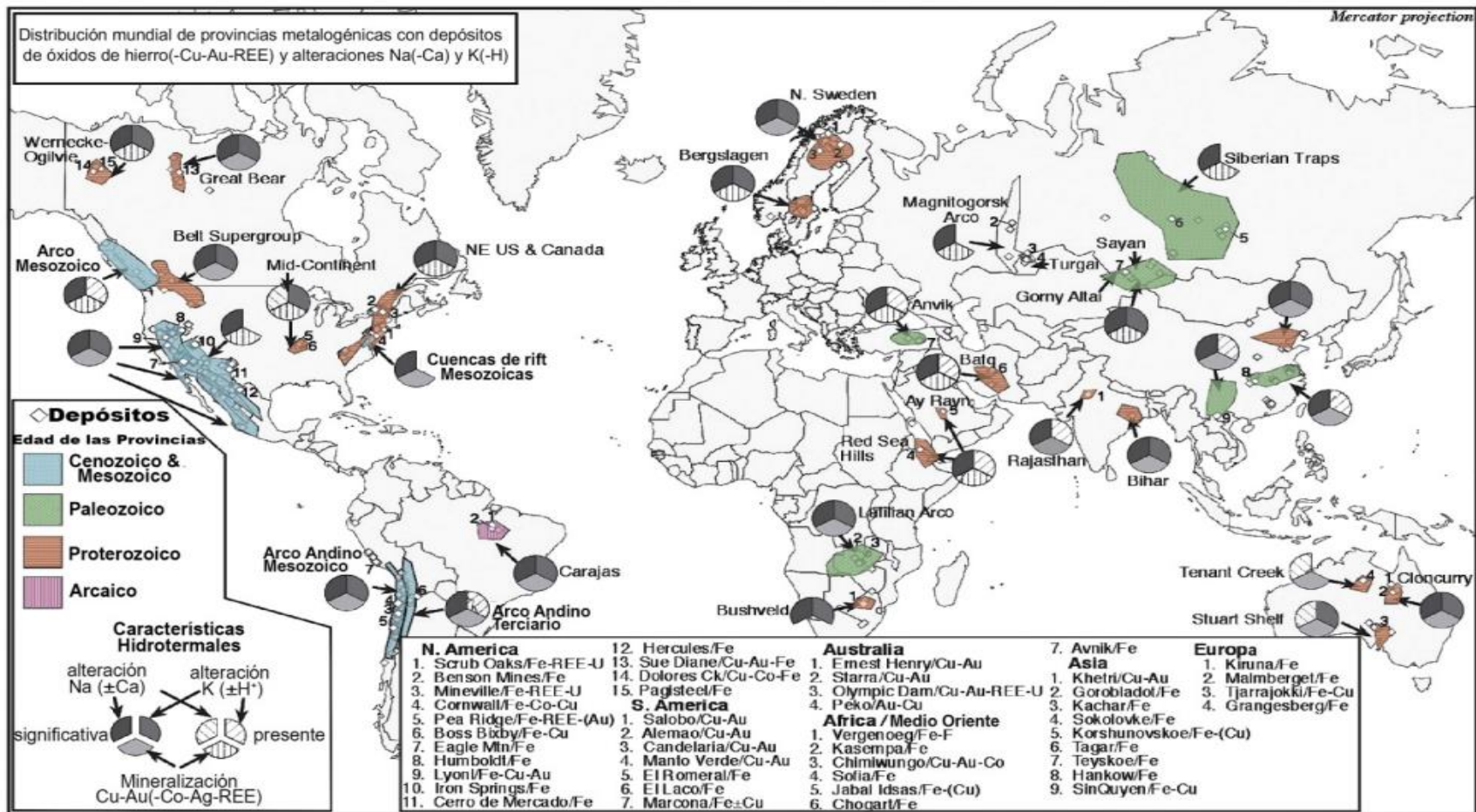


Figura 5: Ubicación de las principales provincias IOCG y óxidos de Fe hidrotermales a escala mundial. Se indican las provincias con distintos colores, diferenciados según su edad. (Modificado de Williams et al., 2005).

La magnetita (Fe_3O_4) es un mineral ampliamente presente en depósitos del tipo IOCG e *Iron Oxide Apatite* (IOA), y también se encuentra en una variedad de depósitos ricos en Fe, como las formaciones de hierro bandeadas (BIFs), depósitos magmáticos de óxidos de Fe-Ti, y sistemas de skarn y pórfidos cupríferos (Cu-Au) (Williams et al., 2005; Liang et al., 2009; Huberty et al., 2012; Nadoll et al., 2012). La magnetita generalmente contiene una amplia gama de elementos traza, como Al, Ti, V, Si, Ca, Mn, Mg, P, Sc, Cr, Co, Ni, Cu, Zn, Ga, Ge, Nb, Mo, Sn, Y, Zr, Hf, Ta y Pb (Dupuis y Beaudoin, 2011; Nadoll et al., 2012, 2014). Las concentraciones y tipos de elementos traza presentes en la magnetita dependen en gran medida de los parámetros físico-químicos del sistema en el que se forma, como la temperatura, fugacidad de oxígeno, fugacidad de azufre, actividad de sílice y composición del fundido/fluido (Nadoll et al., 2012, 2014; Dare et al., 2014). Investigaciones anteriores han demostrado que las variaciones en la composición de elementos traza en la magnetita pueden ser utilizadas para determinar su origen. Además, proporciona información valiosa sobre el origen y las características de los fluidos mineralizadores, los magmas parentales y/o precursores, los procesos responsables de la deposición de la magnetita, y sirve como un indicador de la génesis de los yacimientos asociados (Dare et al., 2012, 2014; Nadoll et al., 2012, 2014; Knipping et al., 2015a, b).

Los depósitos del tipo IOCG son parte de una clase de depósitos que se caracterizan por tener una abundante mineralización de Fe, pero con bajo contenido de Ti, y se conocen como depósitos de óxidos de hierro de la clase (Cu-U-Au-REE). También se clasifican como depósitos de Cu-Au con bajo contenido de azufre (Hitzman et al., 1992, 2000; Barton y Johnson, 1996).

Algunos autores respaldan un modelo en el que los fluidos, metales y azufre se liberan a partir de un magma durante su cristalización, depositando metales en las rocas encajantes adyacentes (Gow et al., 1994; Rotherham et al., 1998; Williams, 1998; Williams et al., 1999). Por otro lado, se ha propuesto un modelo en el que los fluidos provienen de salmueras de cuencas y/o evaporitas, y son movilizados térmicamente para lixiviar y redepositar metales y azufre (Battles y Barton, 1995; Barton y Johnson, 1996; Ulrich y Clark, 1999).

En resumen, existen dos principales familias de modelos genéticos propuestos para los sistemas IOCG, basados en la fuente de los fluidos involucrados: (a) fuentes de fluidos de origen magmático y (b) fuentes de fluidos de origen no magmático. En ambos casos, la formación de un depósito económico requiere la presencia de fluidos altamente salinos, bajos en contenido de azufre y relativamente oxidados. Barton y Johnson (2000), han sostenido que los fluidos mineralizadores son derivados de secuencias sedimentarias ricas en evaporitas y que los plutones espacialmente asociados actúan solo como fuentes de calor. La ausencia de importantes secuencias evaporíticas en algunos distritos IOCG ha generado que se cuestione fuertemente la importancia de estas secuencias como un requerimiento para la formación de depósitos IOCG, resaltando fuentes más bien magmáticas para los fluidos formadores de mena, así también como para los metales (Pollard, 2000; Sillitoe, 2003; Tornos et al., 2005). Por otro lado, Mark et al. (2000), propusieron un escenario que abarca la variabilidad de los depósitos dentro del grupo IOCG. Esto incluye depósitos de alta temperatura y profundidad con fugacidades de oxígeno relativamente bajas, así como depósitos formados a niveles más someros de la corteza con fluidos de temperaturas más bajas y mayor oxidación (por ej. Olympic Dam). Se plantea que la mezcla de fluidos podría ser la causa de la gran diversidad observada en este grupo de depósitos (Chen, 2013). Barton y Johnson (2004), presentaron un resumen de posibles modelos para la mineralización IOCG, basados en las principales fuentes de los fluidos involucrados (figura 6).

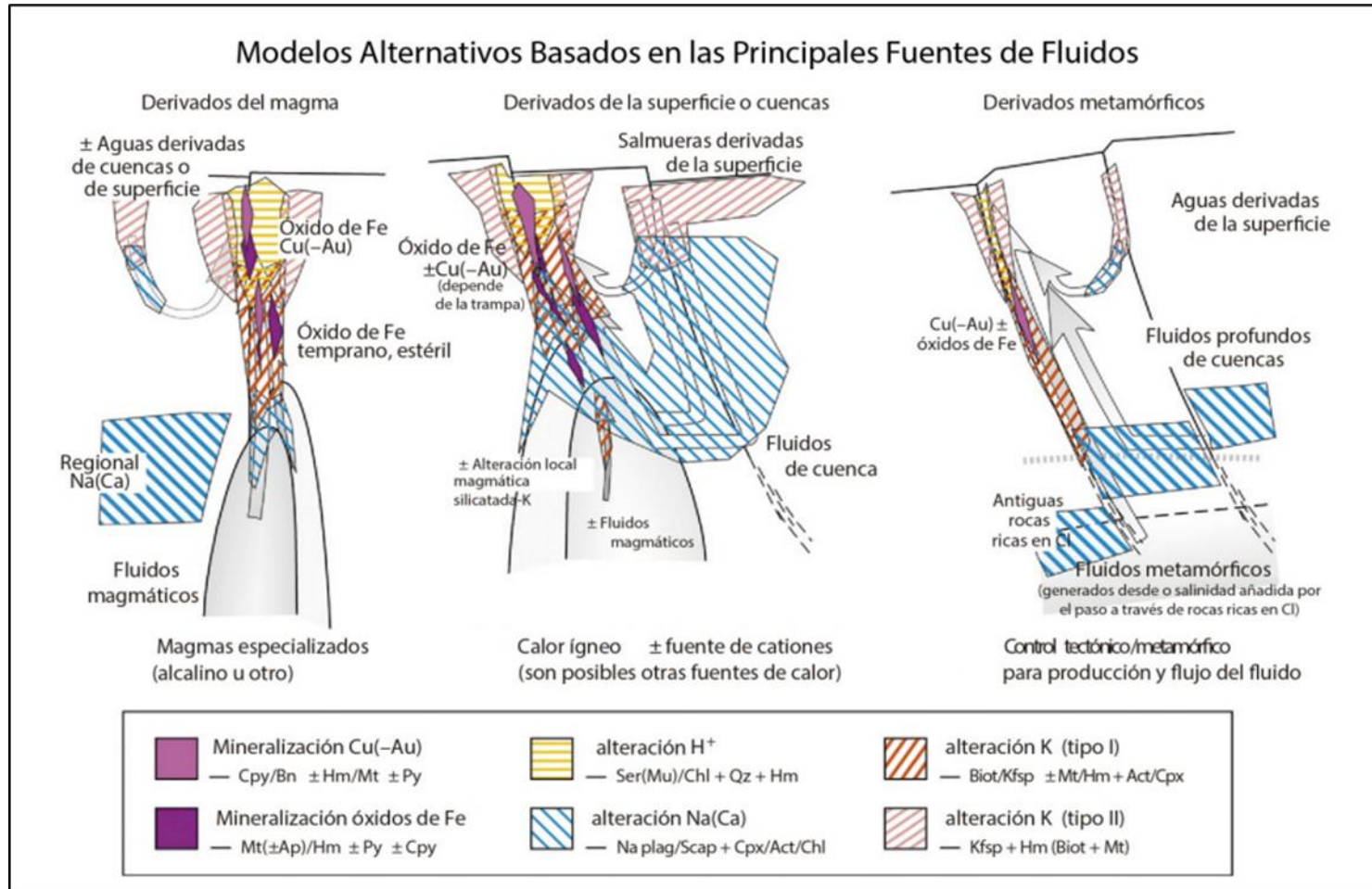


Figura 6: Modelos alternativos para sistemas IOCG ilustrando posibles fuentes de fluidos, recorridos del flujo hidrotermal, y distribución de alteraciones y menas (Modificado de Barton, 2014).

En lo que respecta al vínculo entre depósitos IOA e IOCG, diversos autores han propuesto un modelo genético que busca establecer una conexión entre los depósitos cretácicos de magnetita-apatito, los depósitos de óxidos de Fe-Cu-Au y los depósitos estratoligados de Cu (Ag) hospedados en rocas volcánicas del Jurásico-Cretácico. Estos depósitos se consideran como diferentes niveles de emplazamiento y liberación de fluidos hidrotermales derivados de intrusiones magmáticas ricas en Fe y P (Vivallo y Henríquez, 1997; Menard, 1995; Sillitoe 2003).

Varios autores han sugerido que existe una relación genética entre los sistemas IOCG e IOA, y han observado que, en muchos casos estos dos tipos de depósitos son parte del mismo sistema hidrotermal (figura 7). Según estos estudios, los depósitos IOA se consideran como la raíz profunda y estéril en Cu-Au de algunos sistemas IOCG formados en niveles más someros de la corteza (Naslund et al., 2002; Sillitoe, 2003; Barton, 2014; Knipping et al., 2015; Bilenker et al., 2016; Barra et al., 2017).

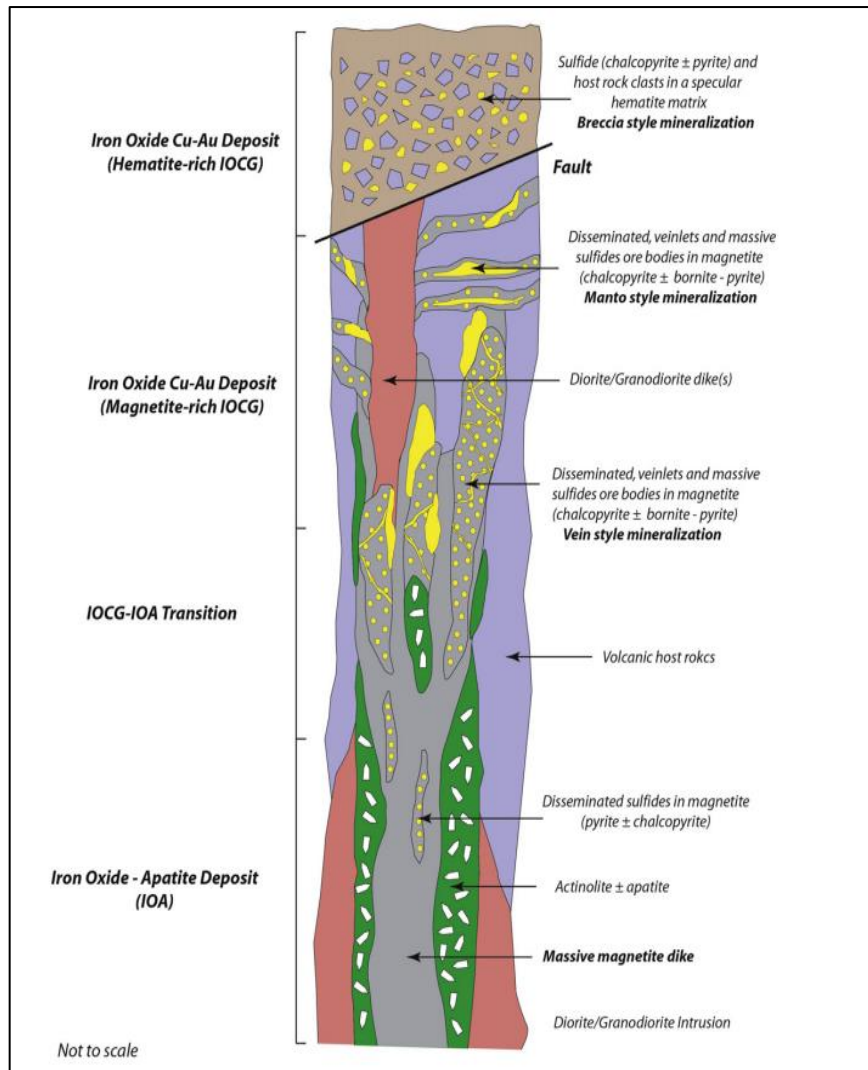


Figura 7: Modelo de zonación vertical de depósitos Tipo IOA a depósitos tipo IOCG (Barra et al., 2017).

Finalmente, Knipping et al. (2015a, b), presentaron un modelo magmático-hidrotermal para explicar el origen de estos depósitos. En particular, se centraron en el depósito tipo IOA de Los Colorados en la Franja Ferrífera en Chile (FFC). Según sus investigaciones, los datos geoquímicos e isotópicos de la magnetita en este yacimiento respaldan un modelo genético que sugiere una transición desde un sistema IOA profundo hacia uno tipo IOCG más somero en la corteza terrestre. El modelo llamado “modelo de flotación de magnetita” (figura 8) propone una serie de estadios, que comienza con la formación de núcleos de magnetita (microlitos) desde un magma silicatado, los cuales se concentran por flotación a causa de los fluidos hidrotermales exsueles del magma parental. El fluido hidrotermal formaría burbujas, las cuales se adhieren a la superficie

de los microlitos de magnetita, provocando el ascenso del conjunto burbuja-magnetita dentro de la cámara magmática, para posteriormente precipitar al interior de debilidades corticales y fracturas. Así mismo, el fluido magmático-hidrotermal se puede enriquecer en Cl, lo que permitiría la extracción de cantidades adicionales de Fe del magma y de otros metales como Cu y Au. Este fluido puede ascender por sobre el nivel de formación del depósito tipo IOA para finalmente precipitar Fe y sulfuros en zonas más someras dando origen a un depósito tipo IOCG (figura 7).

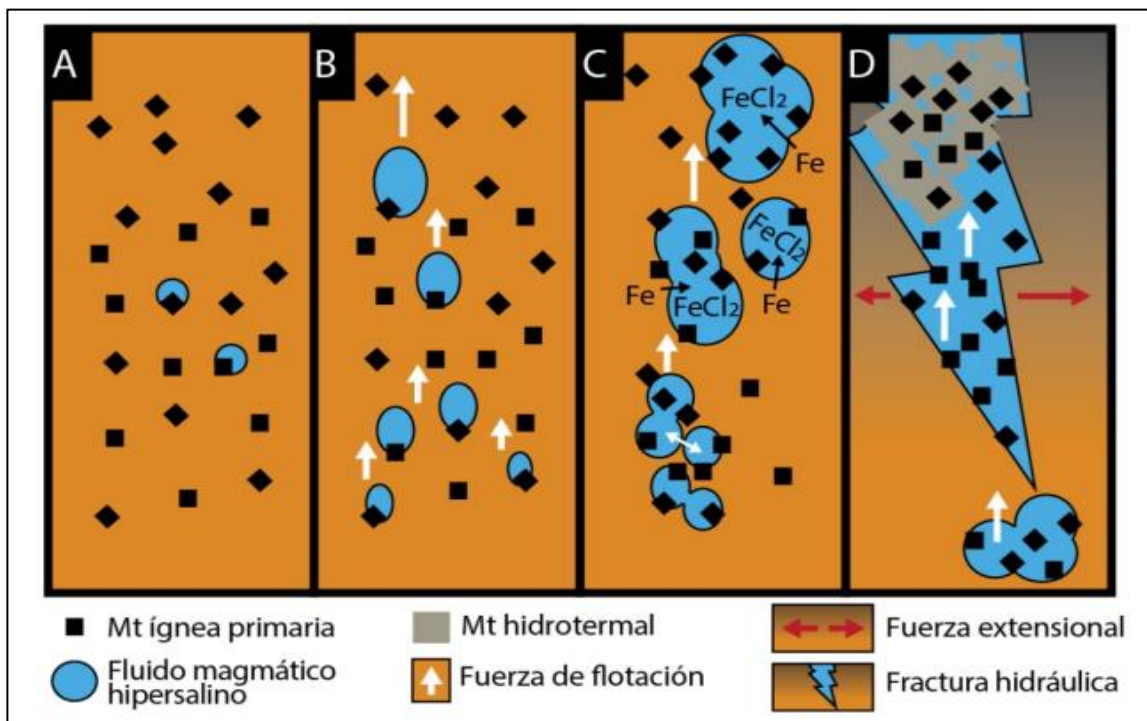


Figura 8: Modelo de formación de depósitos tipo IOA: A) Microlitos de magnetita primaria a los cuales se adhieren burbujas de fluido magmático en un magma parental. B) Flotación y ascenso del par burbuja- magnetita. C) Enriquecimiento de Cl y extracción de Fe y otros metales durante el ascenso. D) Precipitación de magnetita hidrotermal (Knipping et al., 2015).

3.4.1 Yacimientos IOCG-IOA en Chile

Sudamérica alberga una de las franjas más jóvenes de depósitos IOCG a nivel mundial, de edad Cretácico Inferior. Específicamente, se encuentran en la Cordillera de la Costa del norte de Chile y sur del Perú (Franja de IOCG andina), donde coexisten con depósitos de tipo magnetita-apatito (IOA) o "Kiruna" (ej. Los Colorados y Cerro Negro

Norte), depósitos de pórfidos de Cu-Au (ej. Andacollo), y depósitos estratoligados de Cu (Ag), también conocidos como tipo "Manto" (figura 9a y 9b). Esta franja no solo es importante dado el potencial económico de los depósitos, sino que tiene una gran relevancia en la comprensión de la génesis de ellos, debido a que no han sido afectados mayormente por eventos de alteración hidrotermal sobreimpuestos o metamorfismo que hayan modificado las características geológicas y mineralógicas primarias de los depósitos (Maksaev y Zentilli, 2002).

En el norte de Chile entre los 25°S y 31°S de latitud, se ubica la FFC o CIB, que hospeda una gran cantidad de depósitos mesozoicos ricos en hierro. Muchos de estos depósitos se clasifican como depósitos tipo IOCG (ej. Candelaria y Mantoverde), IOA (ej. Los Colorados y Carmen) y pórfidos cupríferos (ej. Inca de Oro) (Oyarzun et al., 2003; Groves et al., 2010; Bilenker et al., 2016).

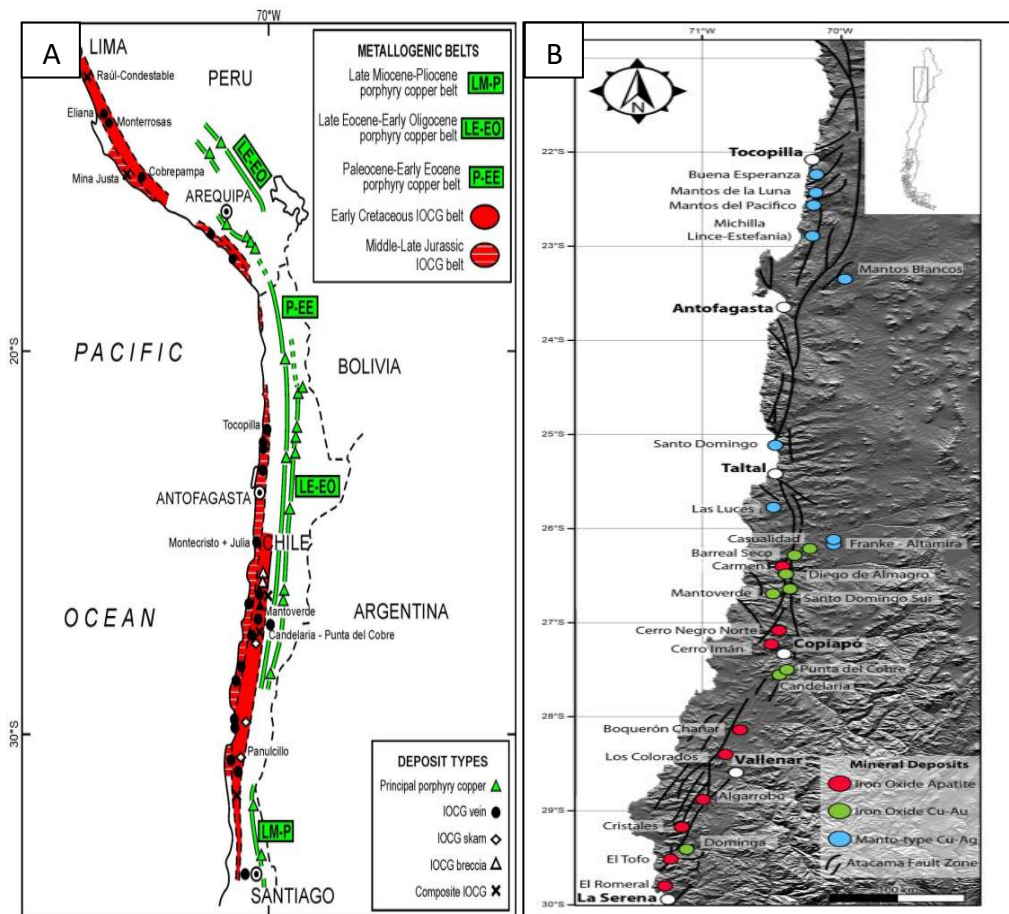


Figura 9: A) Distribución de depósitos IOCG y pórfidos de Cu en el norte de Chile y sur de Perú (Sillitoe, 2003). B) Principales yacimientos del clan Andino IOCG en la Cordillera de la Costa del norte de Chile, junto con la Traza del SFA (Veloso et al., 2015).

En la FFC, los depósitos IOCG e IOA están estrechamente relacionados con el Sistema de Falla de Atacama, el cual se extiende por más de 1000 km a lo largo del eje de la Cordillera de la Costa entre las latitudes 20° y 30°S (desde Iquique hasta La Serena) (Brown et al., 1993; Scheuber y González, 1999). Esta es una estructura regional que se caracteriza por su orientación aproximada en sentido Norte-Sur, paralela al margen continental, que muestra principalmente un movimiento sinistral (figura 9b). Su desarrollo a gran escala tuvo lugar durante el Jurásico Tardío y el Cretácico Temprano, hacia el final de un evento magmático asociado al arco del Jurásico, que prevalecía en la zona de la Cordillera de la Costa. La formación del SFA se ha interpretado como una respuesta a la subducción oblicua, y se considera el principal control estructural en la ubicación de los depósitos tipo IOCG en Chile (Sillitoe, 2003; Creixell et al., 2009; Richards et al., 2016). Varios estudios han indicado que el SFA estuvo activo como una falla sin-plutónica hasta hace al menos 103 millones de años aproximadamente (Dallmeyer et al., 1996; Grocott y Taylor, 2002; Cembrano et al., 2009; Sellés et al., 2015). Esta falla, que se encuentra en paralelo a la zona de subducción actual hacia el Oeste, ha sido un importante canal para la deformación inducida por la subducción oblicua, así como para la actividad magmática-hidrotermal y la mineralización en la región (Tornos et al., 2011).

Según Sillitoe (2003), existe una relación genética entre los depósitos tipo IOCG de los Andes Centrales y los magmas gabrodioríticos a dioríticos. Este autor sugiere que los fluidos de mena podrían haber sido transportados a través de sistemas de fallas importantes, tanto dúctiles como frágiles. Estos conductos habrían permitido el transporte de los fluidos mineralizadores a través de distancias considerables, tanto vertical como lateralmente. Según Sillitoe (2003), los depósitos IOCG más importantes se formaron cuando los fluidos de mena ingresaron en secuencias volcano-sedimentarias relativamente permeables. Como resultado, la mayoría de estos yacimientos se encuentran asociados estratigráficamente con formaciones del Jurásico (como la Formación La Negra) y del Cretácico (como la Formación Punta del Cobre) que se asocian espacialmente a batolitos dioríticos a granodioríticos del arco magmático del Cretácico Inferior. A ello, se le suma el estudio realizado por Richards (2016), donde se

señala que en Chile los depósitos IOCG están relacionados con un arco magmático extensional asociado a la subducción durante el Cretácico Inferior (figura 10).

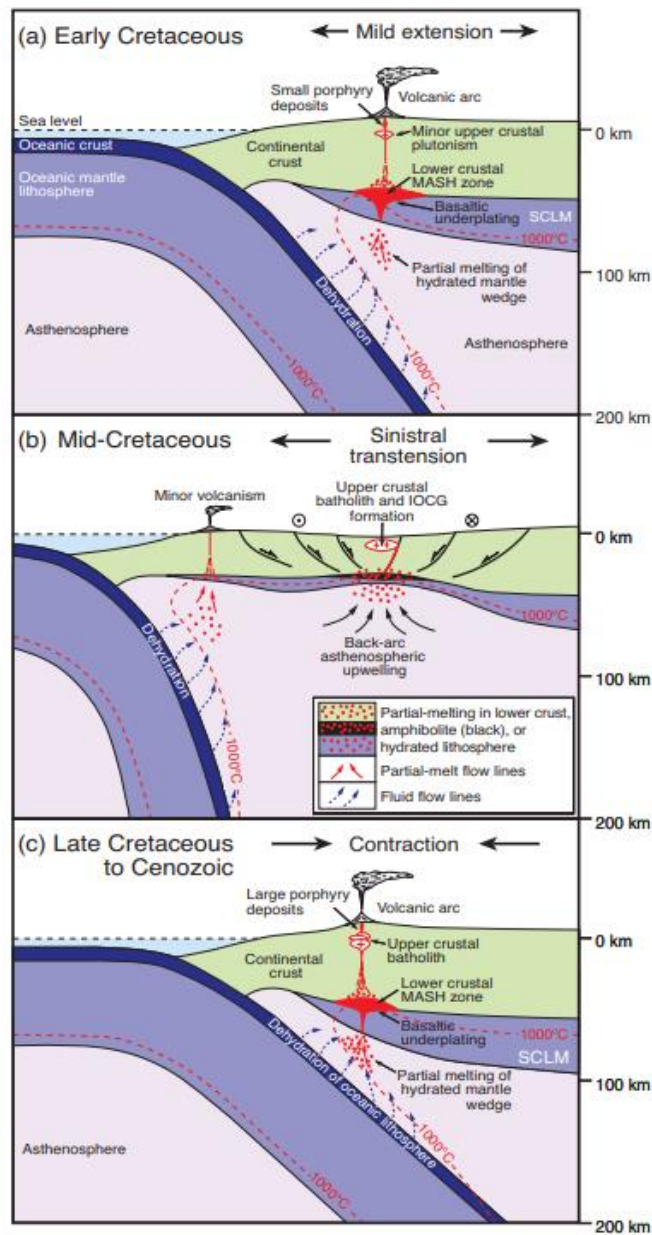


Figura 10: Modelo esquemático que muestra la evolución de la configuración tectono-magmática a lo largo del margen del norte de Chile entre los 25°S y 34°S durante el Cretácico, y su relación con la formación de depósitos IOCG (Richards, 2016).

3.5 Oxidación y enriquecimiento supérgeno

La alteración supérgena es un proceso mediante el cual la mineralogía que se formó inicialmente en condiciones hidrotermales (hipógena) se reequilibra bajo las condiciones oxidantes cercanas a la superficie terrestre (por encima del nivel de las aguas subterráneas). Bajo estas condiciones, la mayoría de las asociaciones de minerales sulfurados son inestables y se descomponen o meteorizan, dando lugar a una nueva mineralogía estable en condiciones de meteorización (Ridley, 2013; Chávez, 2000, 2021). Estos procesos de alteración supérgena implican la liberación de cationes metálicos y aniones sulfato mediante la oxidación de sulfuros hipógenos (lixiviación). Por ejemplo, los sulfatos de Cu y Ag resultantes son solubles y se desplazan de manera descendente mediante el flujo de aguas meteóricas que se infiltran. Los cationes descienden en forma de solución y pueden ser re depositados debido a reacciones con iones de carbonato, silicato, sulfato o sulfuro presentes en la roca (Ridley, 2013). En este caso, tanto el Cu como la Ag pueden formar minerales oxidados que permanecen en la zona oxidada cercana a la superficie. Sin embargo, estos cationes también tienen la capacidad de alcanzar grandes profundidades, en donde las soluciones ricas en metales se filtran bajo el nivel freático mediante fracturas o por la alta permeabilidad, desde esta zona oxidante hacia una zona reductora, lo cual resulta en la redepositación de sulfuros supérgenos, y que en la mayoría de las veces produce enriquecimiento de los sulfuros hipógenos (primarios) (Taylor, 2011). Este proceso es denominado enriquecimiento supérgeno o secundario (Ridley, 2013).

Según Chávez (2000), desde el punto de vista geoquímico, el mineral más significativo que afecta la distribución de los productos de meteorización en un yacimiento metalífero de cobre es la pirita. Esta pirita es responsable de generar cantidades sustanciales de ácido sulfúrico y hierro (Fe^{+3} y Fe^{+2}). Estos componentes de soluciones meteóricas (supérgenas) actúan como lixiviantes, promoviendo la movilización de Cu y otros metales básicos desde el volumen de la roca lixiviada, lo que conduce a la formación de lo que se conoce como "capa lixiviada" (ver figura 11). Estos componentes se acumulan, influenciados por la geoquímica de la roca huésped y de las soluciones que transportan dichos componentes, dando lugar a la formación de óxidos y/o sulfuros, y creando un

volumen de roca enriquecida en metales y azufre. Dentro de la zona de óxidos, la principal fuente de Cu está representada por minerales que contienen Cu en estado oxidado (Cu^{+2} , con una menor presencia de Cu^+ y Cu nativo). La paragénesis de estos óxidos muestra cómo las soluciones que suministran el Cu han experimentado cambios geoquímicos a lo largo del tiempo. En consecuencia, la precipitación de los óxidos generalmente sigue la secuencia descrita en la figura 12.

El desarrollo de la secuencia vertical y/o lateral de la zona de óxidos de Cu, se genera en función de los siguientes factores: el tiempo disponible para el proceso de meteorización y acumulación de los metales que son derivados de los sulfuros; la composición y reactividad de las rocas fuente y las rocas hospedantes; el pH de las soluciones que transportan los metales; la densidad y distribución de estructuras presentes (fracturas, y zonas de fracturamiento); y la estabilidad tectónica y fluctuación del nivel freático (Chávez, 2000; Ridley, 2013).

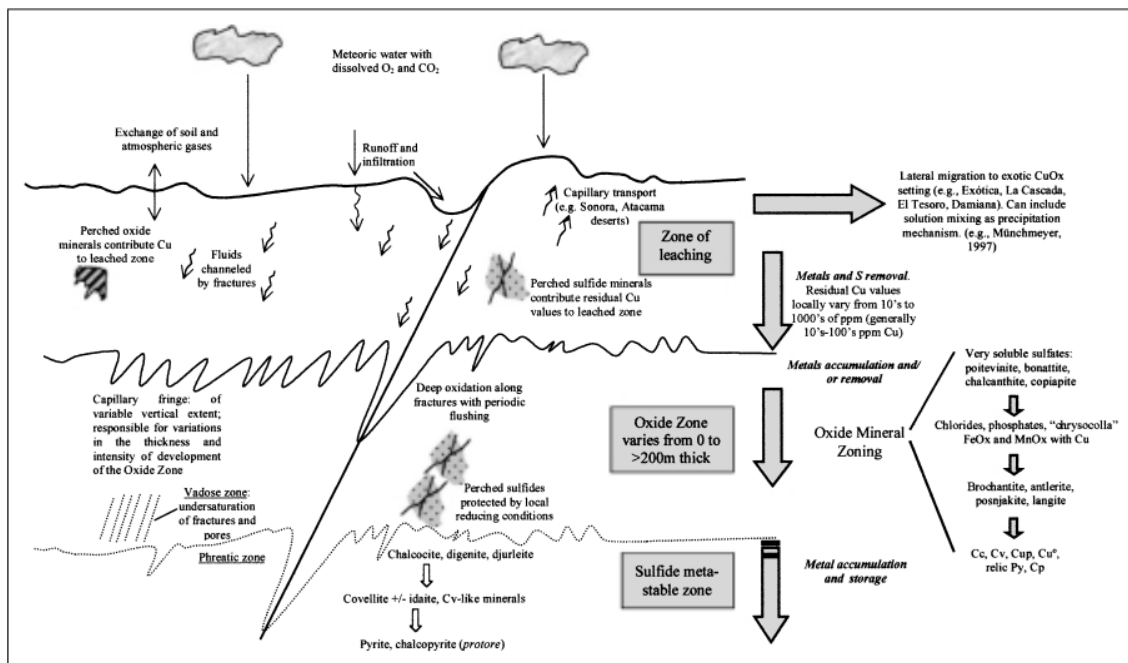


Figura 11: Diagrama esquemático que muestra el entorno de meteorización de un yacimiento de minerales sulfurados. Se muestran las tres zonas que componen el perfil de meteorización simplificado (Chávez, 2000).

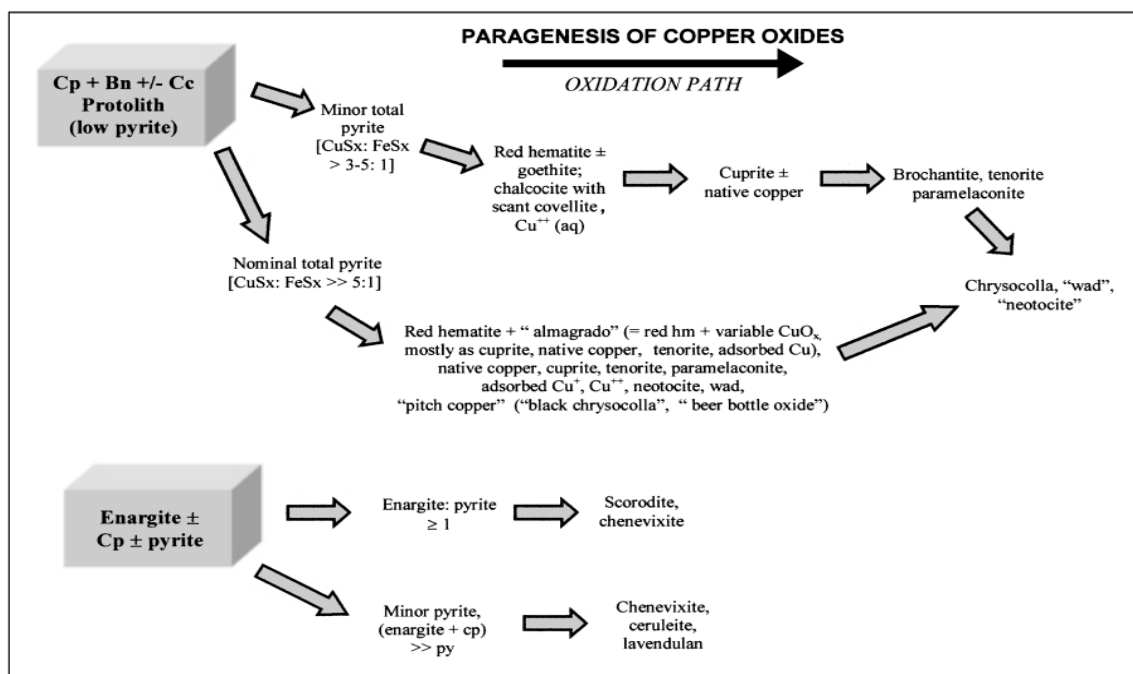


Figura 12: Diagrama de la ruta de oxidación que muestra la paragénesis de los óxidos de cobre derivados de protolitos de piritita total (de baja a moderada ocurrencia) (Chávez, 2000).

Según Chávez (2021), el entorno de meteorización consta de tres dominios geoquímicos principales, y aunque los contactos entre estos dominios son graduales, cada uno de ellos es distinto del otro, debido a las diferentes condiciones de oxidación y pH. Estos dominios son los siguientes:

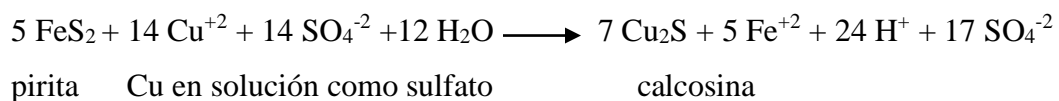
- 1) Región fuente: La cual comprende el volumen de una roca que es sometida a oxidación y existe pérdida de masa.
- 2) Región sumidero: Es el lugar donde se acumula la masa procedente de la región fuente, e incluye minerales hipógenos residuales (sin reaccionar). Las zonas de oxidación son parte de esta región sumidero.
- 3) Protolito: Es el material esencialmente sin reaccionar, y que comprende conjuntos de minerales previos al proceso de oxidación.

La mineralogía presente en las regiones fuentes, sumidero y protolito varía en función del transporte de masa desde la región fuente a la región sumidero, de si este transporte es geoquímicamente significativo, o bien menor (Chávez, 2000, 2021).

Bajo el nivel de aguas subterráneas el oxígeno está prácticamente ausente y allí los sulfatos metálicos en solución reaccionan con los sulfuros hipógenos para formar

sulfuros supérgenos. Por lo general, esta zona es de mayor ley que la zona hipógena y la oxidada en depósitos de Cu (Taylor, 2011; Ridley, 2013). Para el caso del Au, este se enriquece en la zona oxidada, donde su enriquecimiento es principalmente residual por la destrucción de los sulfuros asociados, pero también por procesos químicos en presencia de aniones de Cl y Br. El Au nativo es la única forma mineralógica en que se presenta el Au supérgeno y este tiene menor tendencia a enriquecerse en zonas de sulfuros secundarios (Ridley, 2013).

Bajo el nivel freático la pirita actúa como huésped para la depositación de menas, ya que es relativamente soluble y aporta fácilmente aniones de S a los cationes invasores de Cu o Ag. Stokes (1907), demostró experimentalmente como la reacción entre iones de Cu y la pirita se puede generar en el enriquecimiento supérgeno, como se muestra a continuación:



En cuanto al Fe liberado en los procesos de meteorización, este será absorbido por el ácido sulfúrico en grandes porciones de solución, el cual re precipitará en la superficie como “limonitas”, afectando y convirtiendo a las rocas de caja en una combinación de arcillas, óxidos de Fe, sulfatos de Fe e hidróxidos de Fe, dando origen al llamado “sombbrero de hierro” o “Gossan” (figura 13), el cuál sirve de guía de exploración como indicador superficial de la ocurrencia de procesos supérgenos (Taylor, 2011).

Finalmente, los procesos supérgenos se desarrollan en periodos discretos de tiempo. Los procesos de oxidación, lixiviación y redepositación de minerales supérgenos se inician una vez que estos depósitos hidrotermales primarios son exhumados hasta la zona localizada por encima del nivel freático y finalizan una vez que se genera una nueva asociación mineralógica en la zona oxidada que se encuentra estable en estas condiciones. Sin embargo, las variaciones del nivel de aguas subterráneas y la subsecuente erosión pueden reactivar estos procesos (figura 13) (Sillitoe, 1996; Chávez, 2021).

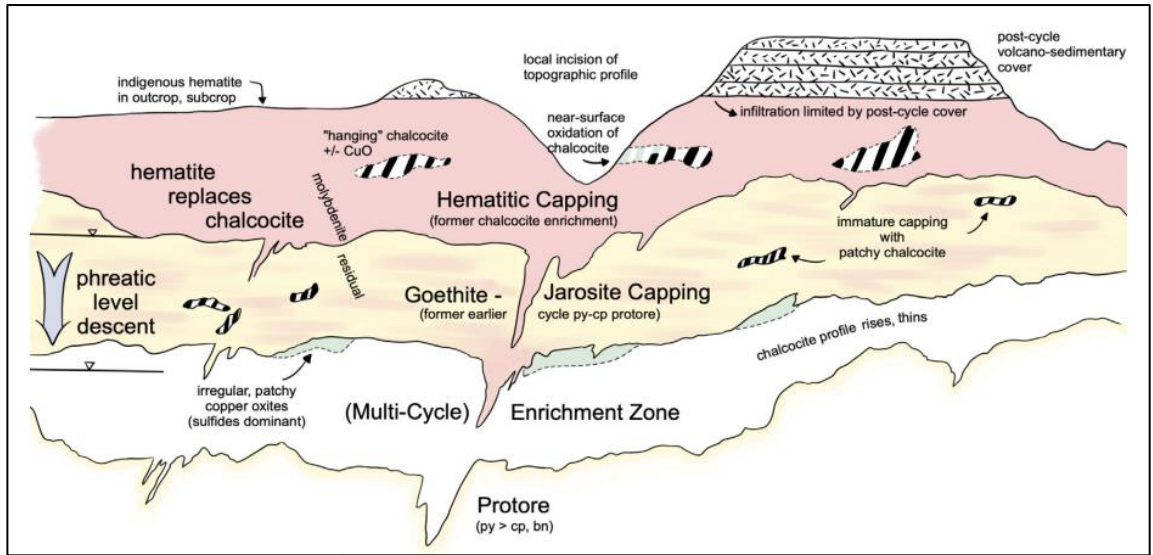


Figura 13: Sección transversal que muestra los productos del enriquecimiento supergénico multicíclico y la reactivación del perfil de oxidación-lixiviación a través del levantamiento tectónico y el consiguiente descenso de la zona freática (Chávez, 2021).

IV. METODOLOGÍA

En este capítulo se describe la metodología empleada para la realización del trabajo de investigación en la Concesión Minera Hustina 1 al 10. Para ello, se definieron tres etapas metodológicas principales, las cuales fueron desarrolladas en base a los objetivos planteados anteriormente.

4.1 Etapa pre terreno

4.1.1 Recopilación bibliográfica

En esta etapa se realizó una revisión bibliográfica profunda, tanto para la información que pudiese existir de la Concesión Minera Hustina 1 al 10, como para los yacimientos que se encuentran ubicados en las cercanías. Esto con el fin de poder entender la geología local y regional del sector, y de esa manera, proponer un modelo genético para el yacimiento. Para ello se utilizaron como principales fuentes de investigación, mapas, cartas geológicas y cartas metalogénicas del Servicio Nacional de Geología y Minería de Chile, junto con publicaciones científicas relacionadas a la metalogénesis de depósitos hidrotermales tipo IOCG.

4.1.2 Elaboración de base de mapeo

Se realizó una base de mapeo con el objetivo de tener una representación adecuada de las unidades geológicas, alteraciones y mineralización presentes en la concesión minera. Para la confección de esta base de mapeo, se utilizó el software QGIS Desktop 3.22.5, en el cual se procedió a descargar una imagen satelital desde el servidor Google. A esta imagen se le asignó el Sistema de Referencia de Coordenadas (SRC) WGS 84/ UTM Zona 19 S y una escala de 1:4.000 (figura 14).

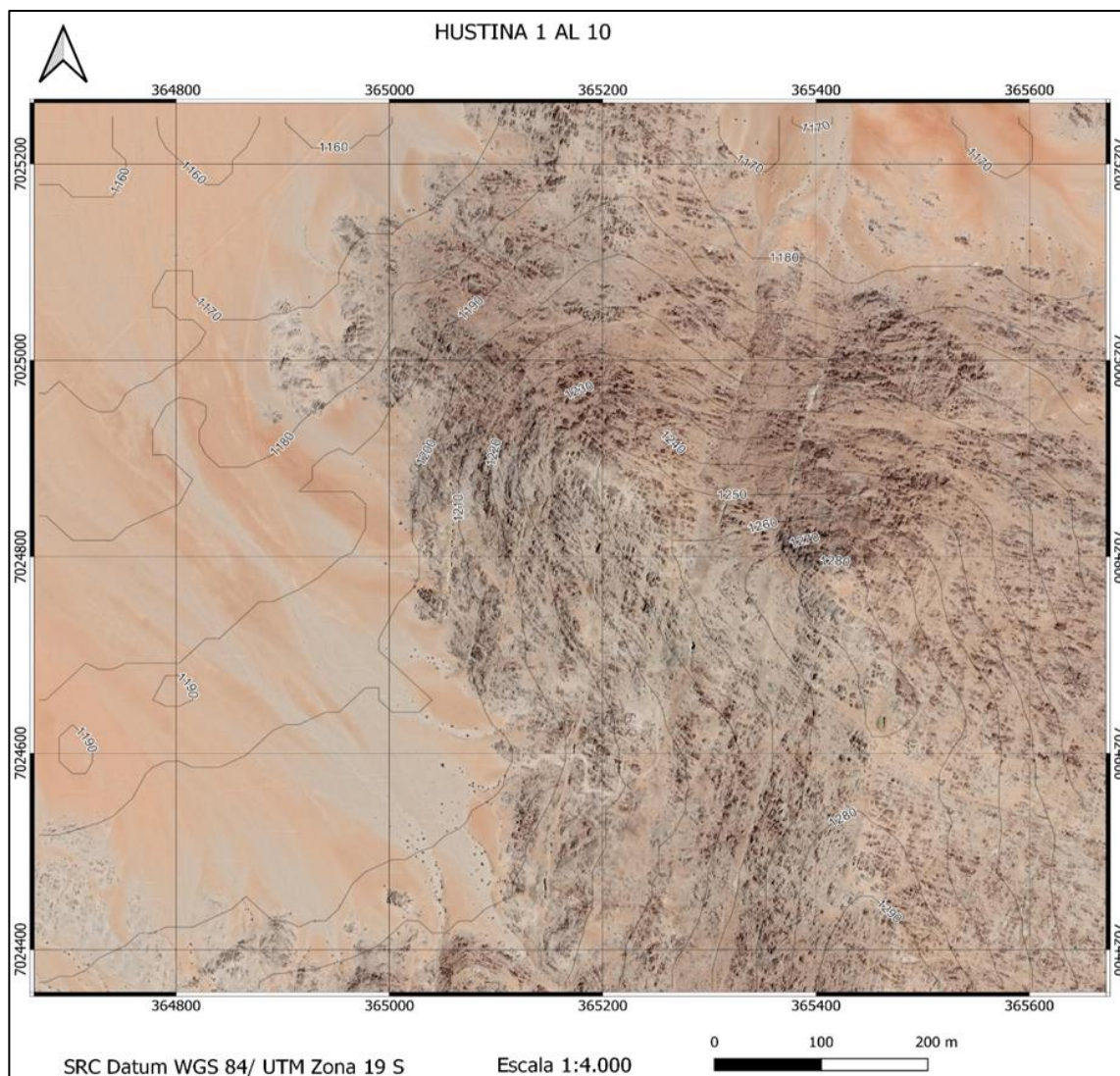


Figura 14: Base de mapeo de la Concesión Minera Hustina 1 al 10 (Elaboración propia).

4.1.3 Fotointerpretación geológica

A partir de la base de mapeo creada, se realizó una fotointerpretación de todo el sector de estudio, con el objetivo de reconocer posibles estructuras como vetas, diques, fallas, además, de las unidades geológicas y laboreos mineros dentro de la concesión minera. Para así delimitar previamente sectores de interés al momento de prospectar el área de estudio (figura 15).

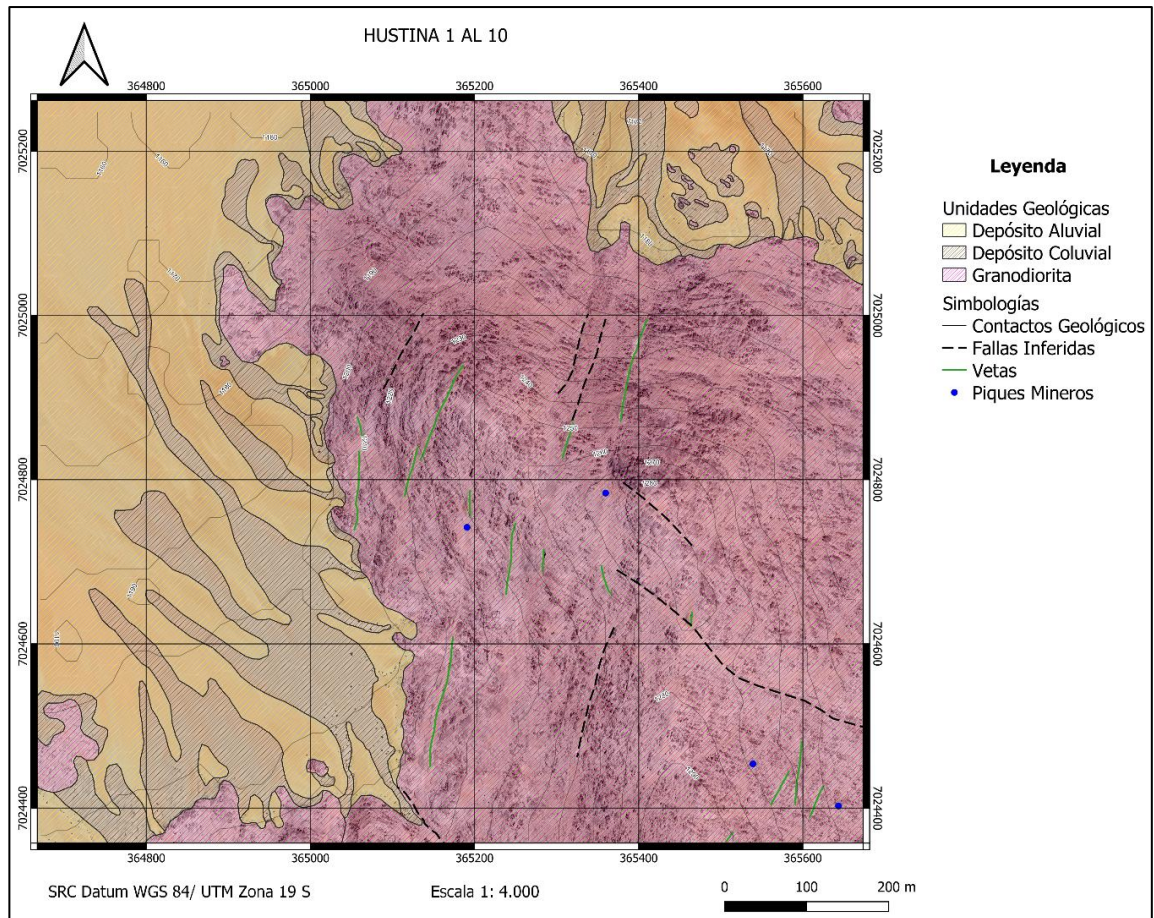


Figura 15: Interpretación geológica de la Concesión Minera Hustina 1 al 10 (Elaboración propia).

4.1.4 Elaboración de malla de muestreo

Se realizó la elaboración de una malla de muestreo de suelo no regular con el objetivo de conocer la continuidad de las estructuras mineralizadas dentro del área de estudio. Para la creación de este tipo de malla se utilizó el software QGIS Desktop 3.22.5, en donde los puntos de esta malla fueron ubicados sobre lineaciones superficiales fotointerpretadas como posibles estructuras mineralizadas. Los puntos de muestreos fueron dispuestos sobre estas estructuras con una separación de 10 m y en la misma dirección de rumbo que estas.

4.2 Etapa de terreno

4.2.1 Mapeo litológico

Se realizó un mapeo superficial mediante el cual se definieron y describieron las diferentes unidades geológicas que se encuentran dentro del área de estudio, además de todas las estructuras allí presentes. Para ello, se debieron recolectar muestras representativas, para su posterior análisis petrográfico y geoquímico.

4.2.2 Mapeo de alteraciones y estructuras mineralizadas

Se realizó un análisis de manera más detallada de las unidades litológicas que se encontraban alteradas y mineralizadas (figura 16). Para las alteraciones se definieron sus intensidades, mineralogías, modos de ocurrencia, y distribución espacial. Para las estructuras mineralizadas se definió su mineralogía, modos de ocurrencia, morfología, orientación y distribución espacial. En cuanto a las intensidades de las alteraciones, estas se definieron y diferenciaron según el porcentaje de roca afectada, en donde se consideró una alteración débil, a aquella que afectara hasta un 25% de la roca, una alteración moderada a aquella que afectara entre un 25% a 75%, y sobre un 75% se consideró como una alteración intensa. Finalmente, para la toma de muestras de alteraciones, se utilizó un muestreo tipo “chip sampling”, las cuales fueron tomadas tanto de la roca de caja, como directamente de las vetas.

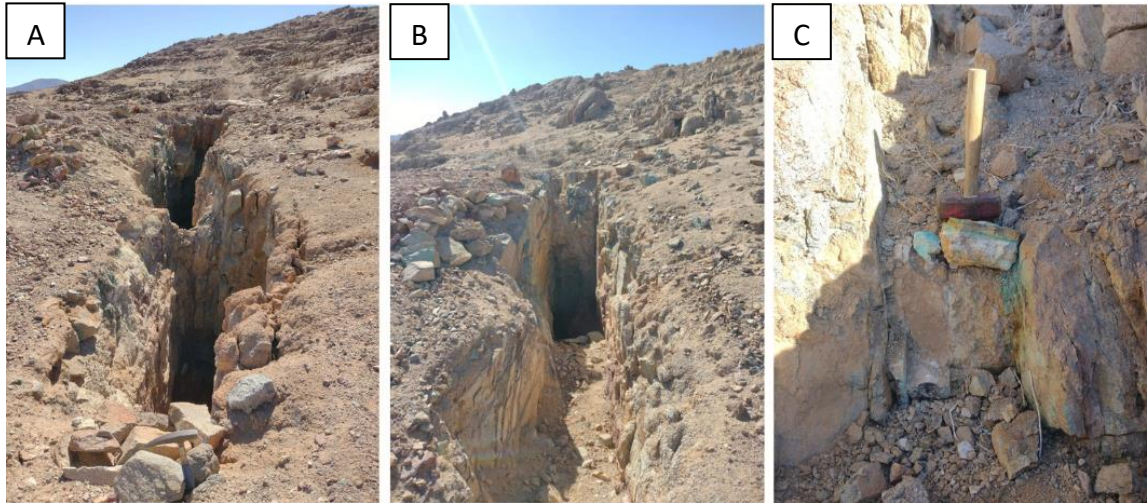


Figura 16: Mapeo de alteraciones y vetas. A) Veta de crisocola±brochantita±atacamita con alteración argílica y turmalinización. B) Veta de crisocola con alteración argílica y de clorita-epidota. C) Veta de crisocola con alteración argílica.

4.2.3 Muestreo de estructuras mineralizadas

A partir del mapeo realizado sobre el área de estudio, se seleccionaron las zonas de mayor interés económico, para así proceder a realizar la toma de datos estructurales de cada una de las estructuras mineralizadas. Para ello se utilizó la notación “tipo americano”, con el fin de determinar el control estructural que rige a estos cuerpos mineralizados. Para las vetas que fueron de fácil acceso se aplicó un muestreo del tipo “chip sampling” siguiendo los protocolos de muestreo establecidos. Mientras que para las estructuras que no fueron accesibles se aplicó un muestreo del tipo “grab sampling” (para los casos en el que se hallaron desmontes aledaños a estas vetas). Para la obtención de las muestras, que consistió en tomar minerales de mena y de alteración, se tomaron aproximadamente 2 kilogramos de muestra por cada punto en que se reconocieran estructuras mineralizadas superficiales, lo cual fue utilizado para su posterior análisis geoquímico. Posteriormente, con los resultados obtenidos se realizó la estimación de las leyes de los elementos de interés.

4.2.4 Muestreo de suelo

Este muestreo se llevó a cabo a partir de la creación de una malla de muestreo no regular. Como se mencionó anteriormente, el muestreo se aplicó sobre estructuras mineralizadas, pero, además, sobre las cuales presentaban mayor extensión a lo largo del rumbo. Los puntos de muestreo fueron tomados cada 10 m de distancia y siguiendo la misma dirección que las estructuras mineralizadas, de acuerdo a lo ilustrado en la figura 17.

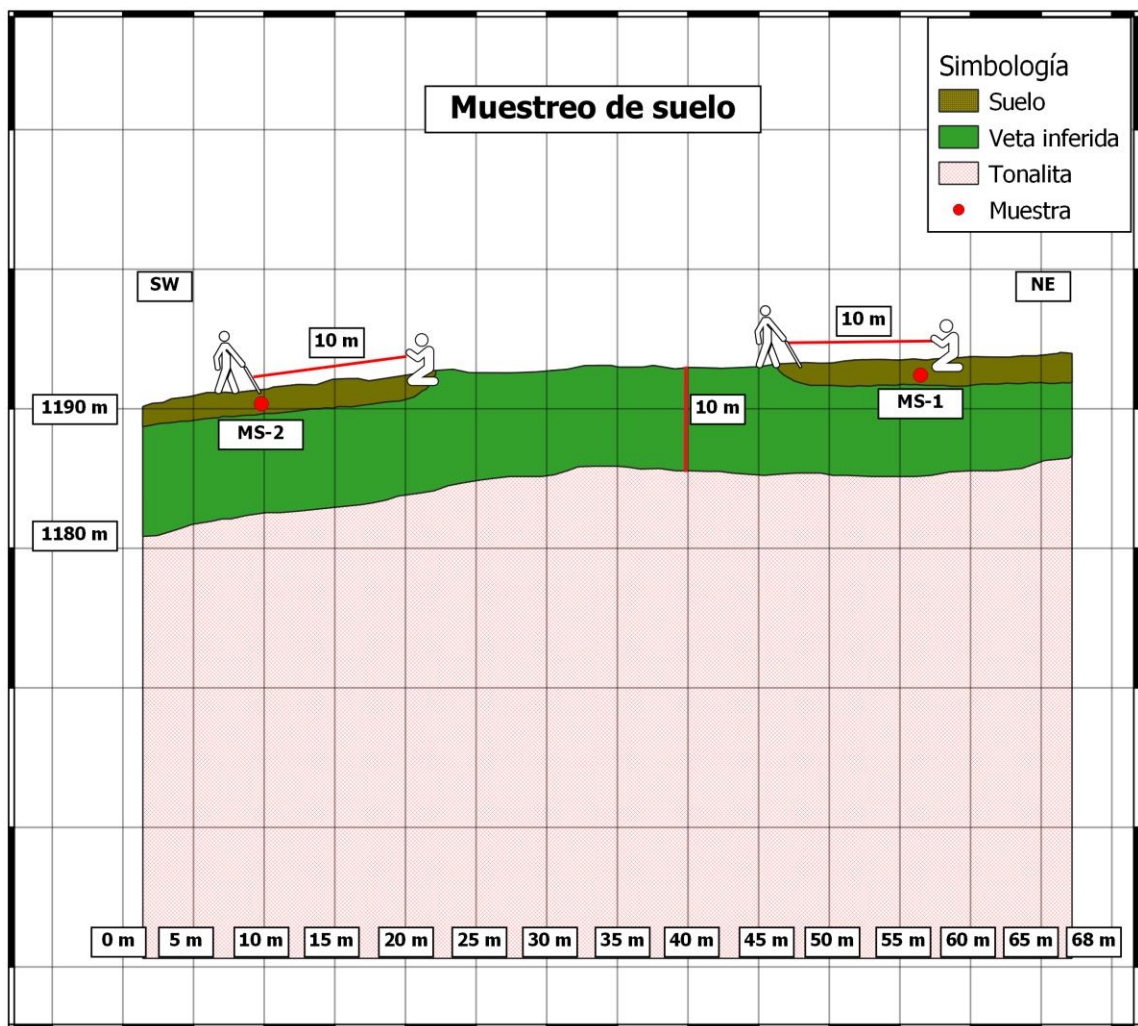


Figura 17: Muestreo de suelo, en donde los puntos de muestreo fueron marcados cada 10 m, y siguiendo la actitud de la veta (Elaboración propia).

Para la obtención de las muestras, se procuró extraer aproximadamente 1 kilogramo por cada punto de muestreo. Las muestras fueron obtenidas a partir de un proceso de tamizado con malla #100 y un posterior cuarteo en terreno (figura 18).

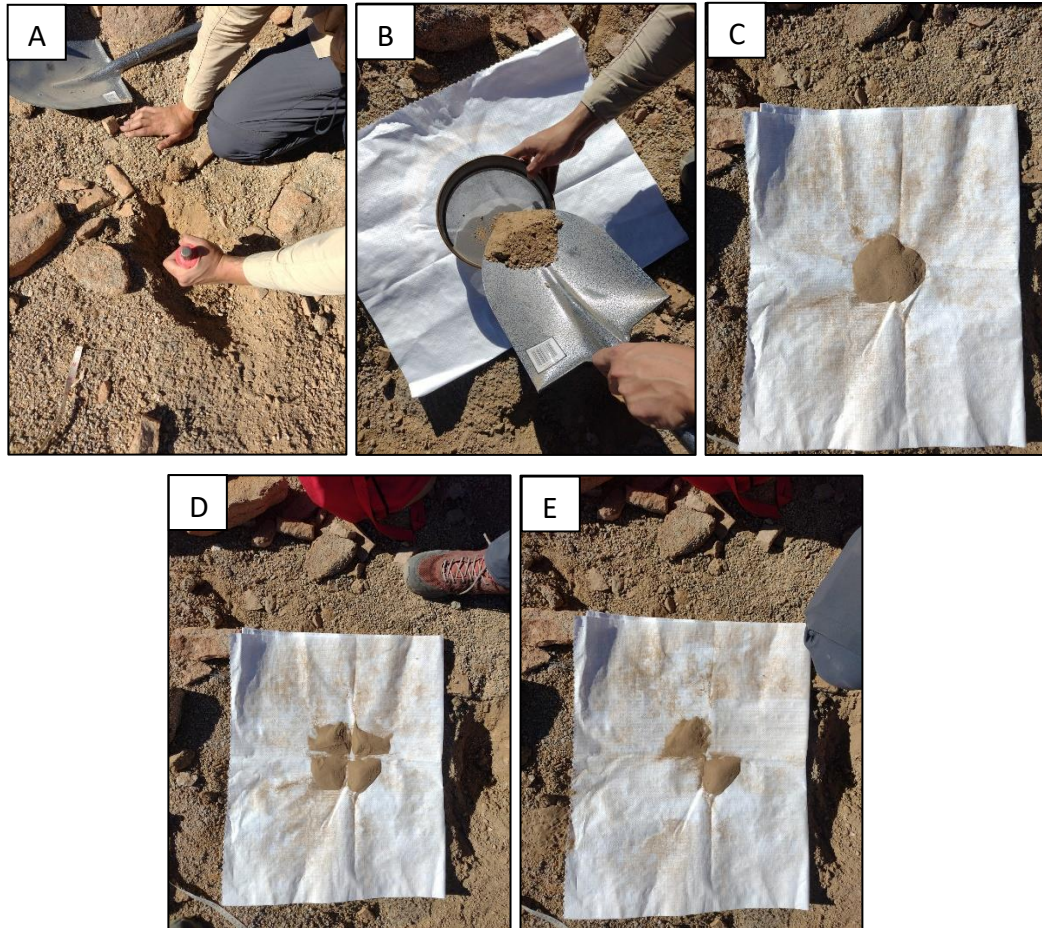


Figura 18: Proceso de muestreo de suelo empleado. A) Se realiza un agujero en el suelo con 20 cm de profundidad. B) Se procede a extraer el material para ser tamizado por una malla #100. C) Material fino obtenido una vez tamizado. D) Se procede a homogenizar el material y se realiza el cuarteo. E) Se escogen 2 cuartos opuestos de muestra y se guardan en la respectiva bolsa.

A partir de esta malla de muestreo y del posterior análisis de muestras que de allí proceden, se pudieron definir anomalías de elementos geoquímicas, las cuales podrían indicar la existencia de estructuras mineralizadas en profundidad, y con ello poder demarcar zonas con potencial económico.

Con el objetivo de reducir las probabilidades de contaminar las muestras durante su extracción, es que se tuvo la precaución de limpiar todas las herramientas de extracción de suelo, previo al muestreo de cada uno de los puntos.

4.3 Etapa de gabinete

4.3.1 Elaboración de mapa geológico digital

Una vez realizada la etapa de terreno, se procedió a digitalizar toda la información obtenida en el software QGIS Desktop 3.22.5. Con ello se demarcaron y ubicaron las unidades geológicas, las alteraciones halladas, y todos los tipos de estructuras que pudieron ser mapeadas en esta etapa. Todo lo anterior fue plasmado en mapas litológicos, mineralógicos, y de alteraciones, los cuales se realizaron a una escala 1:4.000.

4.3.2 Descripción petrográfica de muestras recolectadas

Con el fin de determinar las principales características texturales, y mineralógicas de las unidades existentes en el sector de estudio, se realizó una descripción macroscópica de todas las muestras de roca tomadas desde el área correspondiente, para así definir con mayor detalle las distintas unidades geológicas y las paragénesis minerales tanto de alteración como de menas. Este procedimiento se llevó a cabo mediante el uso de una lupa de mano simple de 10x-21 mm metálica. Posteriormente, se seleccionaron muestras representativas, las cuales fueron descritas y fotografiadas en una lupa binocular, con cámara acoplada, localizada en el Laboratorio de Geología Económica de la UDA. Además, y particularmente para la descripción de las alteraciones de cuarzo-limonitas se utilizó el triángulo composicional de limonitas de Cecenarro (2014) (figura 19). Esto con el fin de determinar la composición aproximada de las limonitas, debido a que este triángulo correlaciona el color de la limonita hallada en terreno, con un color patrón correspondiente a una proporción definida de hematita, jarosita y goethita, que son los componentes que le otorgan el color distintivo a cada limonita. Según este autor, el color

resultante de cada limonita serviría como diagnóstico para la interpretación de las relaciones de distribución cuantitativa de los distintos sulfuros originarios, e indica lo siguiente:

- a) Zonas con color marrón oscuro casi negro (pitch limonite) están relacionadas a zonas de pasaje transicional a enriquecimiento supergénico primario.
- b) Zonas con hematita y goethita con colores castaños a marrones oscuros son interpretadas como indicadores de zonas donde la relación sulfuros Cu/sulfuros Fe fue alta (mayor cantidad de sulfuros de Cu).
- c) Zonas con hematita color rojo carmesí, están relacionadas a áreas con enriquecimiento supergénico secundario.
- d) Zonas con jarositas y goethitas de colores amarillos y castaños claros se interpretan como estériles (baja relación sulfuros Cu/sulfuros Fe).

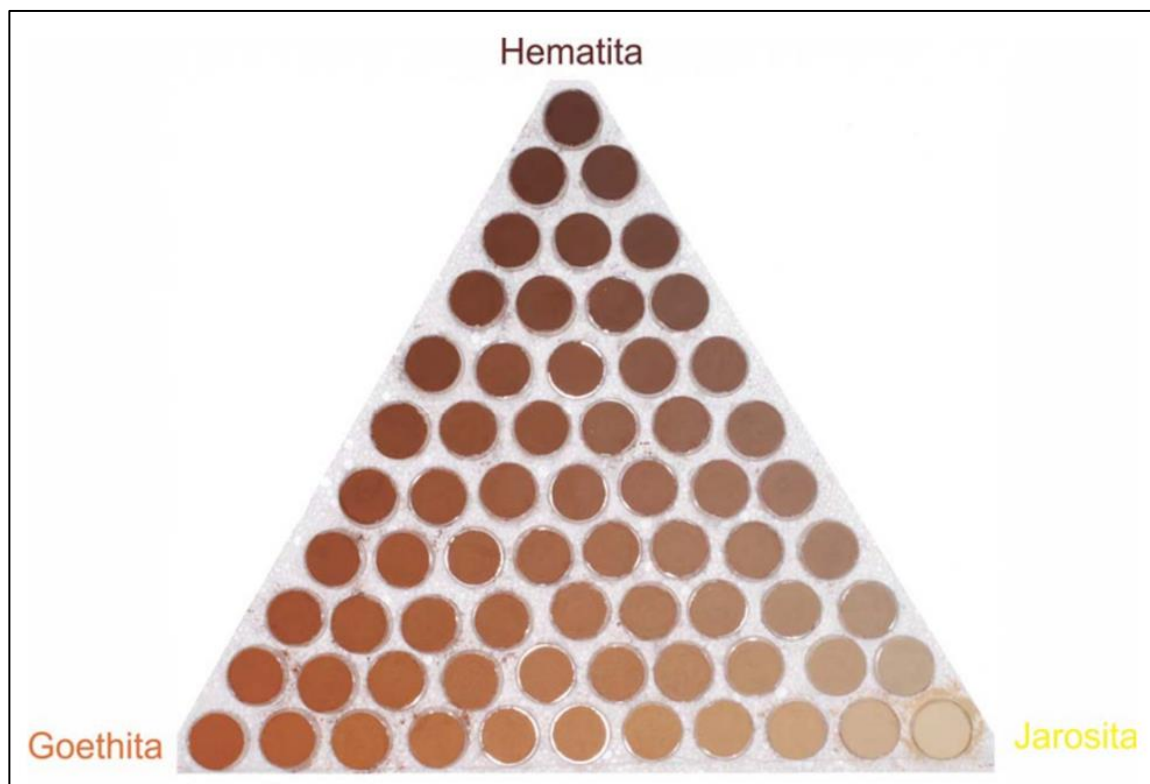


Figura 19: Triángulo composicional de limonitas (Cecenarro, 2014).

4.3.3 Análisis geoquímico

En esta etapa, se realizó un análisis geoquímico de todas las muestras del mapeo obtenidas desde el área de estudio, mediante el analizador portátil de fluorescencia de rayos X (XRF) modelo S1 TITAN, el cual se encuentra en las dependencias del Laboratorio de Geología Económica de la Universidad de Atacama (figura 20). Este método emite radiación de alta energía, la cual excita a los átomos de los elementos que se encuentran en la muestra. Estos átomos excitados van a responder emitiendo electrones desde los orbitales más internos, lo que a su vez va a provocar que los electrones más externos se vayan a desplazar hacia las capas más internas de los átomos, acción que genera finalmente la emisión de radiación de fluorescencia de rayos x de cada elemento, la cual es captada por el analizador (BRUKER, 2022).

El objetivo principal de este análisis geoquímico es establecer los valores de elementos de interés y detectar anomalías geoquímicas. Para ello, se realizó el análisis de las muestras, teniendo como base las tablas con el *background* cortical de Ridley (2013) (tablas 1 y 2). Esto proporcionó información esencial para estimar los recursos inferidos en la zona de estudio y ofreció pistas para identificar estructuras mineralizadas en profundidad. En consecuencia, este análisis permitió definir preliminarmente potenciales áreas de interés exploratorio.

El total de muestras analizadas bajo esta metodología fue de 49 muestras, de las cuales 29 correspondían a vetas, 6 a alteraciones, y 14 a muestras de suelo (figura 20).

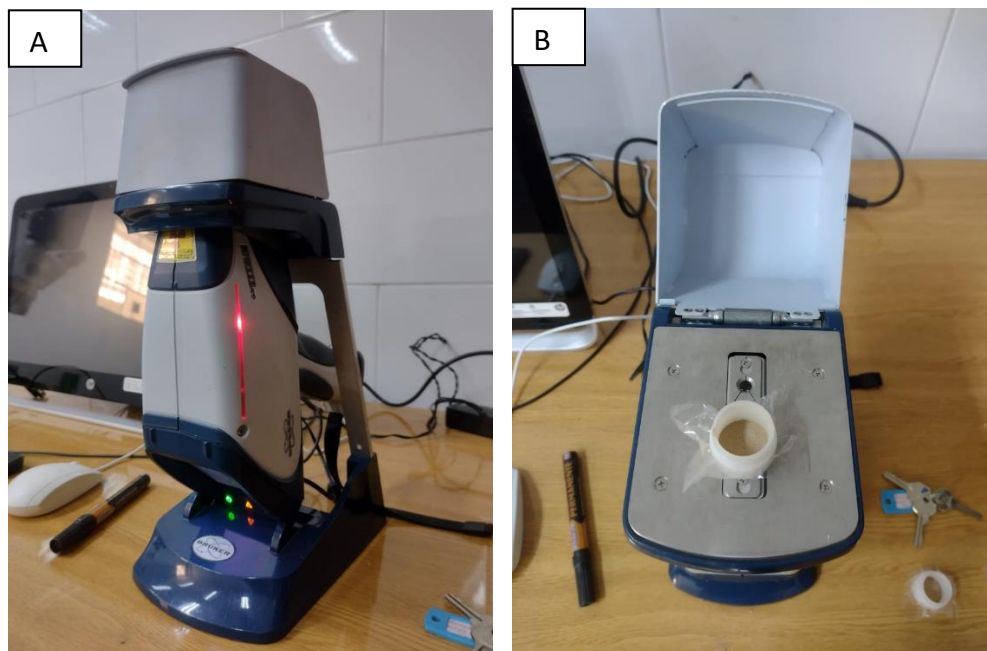


Figura 20: analizador portátil de “fluorescencia de rayos X” (XRF) modelo S1 TITAN. A) Análisis de vetas. B) Análisis de suelos.

Element	ppm	Element	ppm	Element	ppm
O	464 000	La	30	Ge	2
Si	281 500	Nd	28	Ho	1
Al	82 300	Co	25	Eu	1
Fe	56 300	Sc	22	Tb	0.9
Ca	41 500	N	20	Tl	0.5
Na	23 600	Li	20	Lu	0.5
Mg	23 300	Nb	20	I	0.5
K	20 900	Ga	15	Tm	0.5
Ti	5700	Pb	13	Sb	0.2
H	1400	B	10	Bi	0.2
P	1050	Th	10	Cd	0.2
Mn	950	Pr	8	In	0.1
F	625	Sm	6	Hg	0.08
Ba	425	Gd	5	Ag	0.07
Sr	375	Dy	3	Se	0.05
S	260	Hf	3	Ar	0.04
C	200	Cs	3	Pd	0.01
Zr	165	Yb	3	Pt	0.005
V	135	Er	3	Au	0.004
Cl	130	Br	3	He	0.003
Cr	100	U	3	Te	0.002
Rb	90	Be	3	Rh	0.001
Ni	75	As	2	Re	0.001
Zn	70	Sn	2	Ir	0.001
Ce	60	Ta	2	Os	0.001
Cu	55	W	2	Ru	0.001
Y	33	Mo	2		

Tabla 1: Composición química del promedio cortical expresado en ppm (Ridley, 2013).

Metal	Clarke = average concentration in upper crust	Grade in typical ore	Clarke of concentration = enrichment factor average crust → ore
Al	8%	30%	4
Fe	5%	60%	12
Ti	5700	5%	10
Mn	950	5%	50
Cr	100	5%	500
Li	20	1%	500
U	3	0.1%	300
Sn	2	1%	5000
W	1.5	0.3%	2000
Ni	75	1%	100
Zn	70	10%	1000
Cu	55	1%	200
Pb	12	10%	10 000
Mo	1.5	0.3%	2000
Ag	0.1	100	1000
Hg	0.1	1%	100 000
Au	0.004	5	1200
Pt	0.002	5	2500

Tabla 2: Concentraciones corticales de metales de interés económico, y su factor de enriquecimiento (Ridley, 2013).

4.3.4 Análisis estereográfico de datos estructurales

A partir de la información estructural obtenida de la etapa de terreno, se procedió a realizar un análisis estereográfico a dicha información. En este caso, se analizaron solamente las vetas y fallas, con el fin de definir el comportamiento estructural de la mineralización dentro del área de estudio. Los datos fueron procesados en los *softwares* Dips y Stereonet, por lo cual se debió realizar una conversión en la notación de los datos estructurales tomados, pasando de “tipo americano” a notación “círculo completo”.

4.3.5 Estimación del potencial económico

En consideración a los límites de detección del equipo XRF empleado, el presente estudio se enfocó fundamentalmente en la estimación del potencial económico del elemento Cu. Para la realización del cálculo o análisis económico de las estructuras mineralizadas, se utilizaron profundidades mínimas inferidas de 10 m, mientras que para

las corridas y las potencias se utilizaron sus valores promedios obtenidos del mapeo. En cuanto a la densidad, se utilizó de base la tabla de densidades promedio establecidas por Winkler (1973) y Komar (1987) (tabla 3). Todo ello se vio plasmado en la realización de secciones geológicas para cada una de las estructuras mineralizadas. Estas secciones, fueron realizadas utilizando el software QGIS Desktop 3.22.5, a partir de un archivo de modelo digital de elevación (DEM), el cual se obtuvo desde el satélite ALOS PALSAR, a través de la página web Earthdata. Por su parte, la estimación se realizó mediante el método geométrico clásico, como se muestra a continuación:

$$A*B*C = V \longrightarrow V*D = T \longrightarrow T*L = F$$

Donde:

A = Corrida de la veta

B = Potencia de la veta

C = Profundidad de la veta;

V = Volumen de la veta

D = Densidad de roca

T = Tonelaje roca-mineral de la veta

L = Ley media de la veta

F = Tonelaje de Cu fino de la veta

Por otra parte, en consideración a la ausencia de sondajes en el área de estudio, y con el fin de realizar cálculos conservadores, la estimación se focalizó en la determinación de recursos inferidos.

<i>global</i>	<i>Porosidad</i>	<i>Densidad</i>
<i>Acero</i>		7800-7850
<i>Granito</i>		2600-
2800	0.15-1.5	
<i>Gabro</i>		3000-
3100	0.1-0.2	
<i>Riolita</i>		2400-
2600	4.0-6.0	
<i>Basalto</i>		2800-
2900	0.1-1.0	
<i>Arenisca</i>		2000-
2600	5.0-25.0	
<i>Lutita</i>		2000-
2400	10.0-30.0	
<i>Caliza</i>		2200-
2600	5.0-20.0	
<i>Dolomia</i>		2500-
2600	1.0-5.0	
<i>Gneiss</i>		2900-
3000	0.5-1.5	
<i>Mármol</i>		2600-
2700	0.5-2.0	
<i>Cuarcita</i>		
2650	0.1-0.5	
<i>Pizarra</i>		2600-
2700	0.1-0.5	
<i>Hormigón pesado</i>		1800-2500
<i>Hormigón ligero</i>		500-1800
<i>Ladrillo</i>		1600-1800
<i>Arena</i>		1450-1650
<i>Plástico poroso</i>		20-100

Tabla 3: Densidad global (kg/m^3) y porosidad (%) de rocas y materiales de construcción (Winkler, 1973; Komar, 1987).

V. RESULTADOS

A continuación, se presentan los resultados derivados de las metodologías empleadas en el desarrollo de la presente investigación, que se centra en el análisis de la Concesión Minera Hustina 1 al 10. En este contexto, se definieron las unidades litológicas principales, alteraciones, mineralizaciones, así como las estructuras geológicas presentes en el área. Y finalmente, se evaluó el potencial económico del área de estudio.

5.1 Caracterización petrográfica de unidades litológicas.

En base al mapeo realizado dentro del área de estudio se definieron 4 unidades litológicas, las cuales se mencionan y describen a continuación.

5.1.1 Unidad intrusiva de Tonalitas

Unidad de rocas ígneas intrusivas que abarca una superficie de 540.000 m², y que aflora en la parte central dentro del área de estudio. Esta unidad se caracteriza por exhibir una textura holocristalina, fanerítica, panidiomórfica y equigranular de grano fino a medio, cuyo tamaño oscila entre 1 a 3 mm. Según su índice de color, la unidad se clasifica como leucocrática. En muestra de mano, la unidad se compone por 50 % de plagioclasas, 30 % de cuarzo, y por un 20 % de minerales máficos como anfíboles, piroxenos, y biotitas. Finalmente, esta unidad es clasificada como Tonalita según el diagrama de Streckeisen (1976) (figura 21).



Figura 21: Unidad intrusiva de Tonalitas, que representa la roca de caja dentro de la concesión minera.

5.1.2 Unidad sedimentaria Aluvial

Unidad de depósitos no consolidados polimícticos, constituida por partículas de tamaño grava, arena, y limo. Estas partículas poseen un mal grado de selección, son subredondeadas, y su textura deposicional es clasto soportada. La unidad aflora principalmente en el sector Oeste, y en menor proporción en el sector Noreste de la concesión, abarcando un total de 360.000 m² de superficie. Finalmente, esta unidad presenta espesores variables de suelos que van desde los 2 a 6 m, los cuales se acumulan en llanuras y abanicos aluviales, y quienes definen la morfología actual de quebradas y llanuras que han sido afectadas por remociones esporádicas (figura 22).



Figura 22: Unidad sedimentaria Aluvial dentro de la concesión minera.

5.1.3 Unidad sedimentaria Coluvial

Unidad de depósitos polimícticos compuesto principalmente por partículas tamaño bloque, grava, y arena media a gruesa. Todas estas partículas poseen un mal grado de selección, son subangulosas, y su textura deposicional es clasto soportada. Finalmente, los suelos de esta unidad forman parte de conos aluviales y quebradas activas, los cuales se presentan de manera masiva y siguen la topografía de las redes de drenaje dentro del sector (figura 23).



Figura 23: Unidad sedimentaria Coluvial dentro de la concesión minera.

5.1.4 Unidad hipabisal de Microdioritas

Unidad de rocas intrusivas hipabisales, la cual aparece en el sector central del área, en forma de diques y apófisis, los cuales intruyen a la unidad de Tonalita. Esta unidad se caracteriza por exhibir una textura holocristalina, fanerítica, hipidiomórfica e inequiigranular de grano fino, con dos familias de tamaño de grano (1 a 2 mm). Según su índice de color, se clasifica como una roca melanocrática (con 65 a 90% de minerales máficos). En muestra de mano, esta unidad se compone por un 70% de minerales máficos como anfíboles, piroxenos, y biotitas, un 20% de plagioclasas y por un 10% de cuarzo. Finalmente, la unidad es clasificada como Microdiorita según el diagrama de Streckeisen (1976) (figura 24).



Figura 24: Unidad hipabisal de Microdioritas dentro de la concesión minera.

A continuación, se muestra un mapa litológico con todas las unidades litológicas que fueron descritas anteriormente, las cuales fueron reconocidas y delimitadas dentro del área de estudio (figura 25).

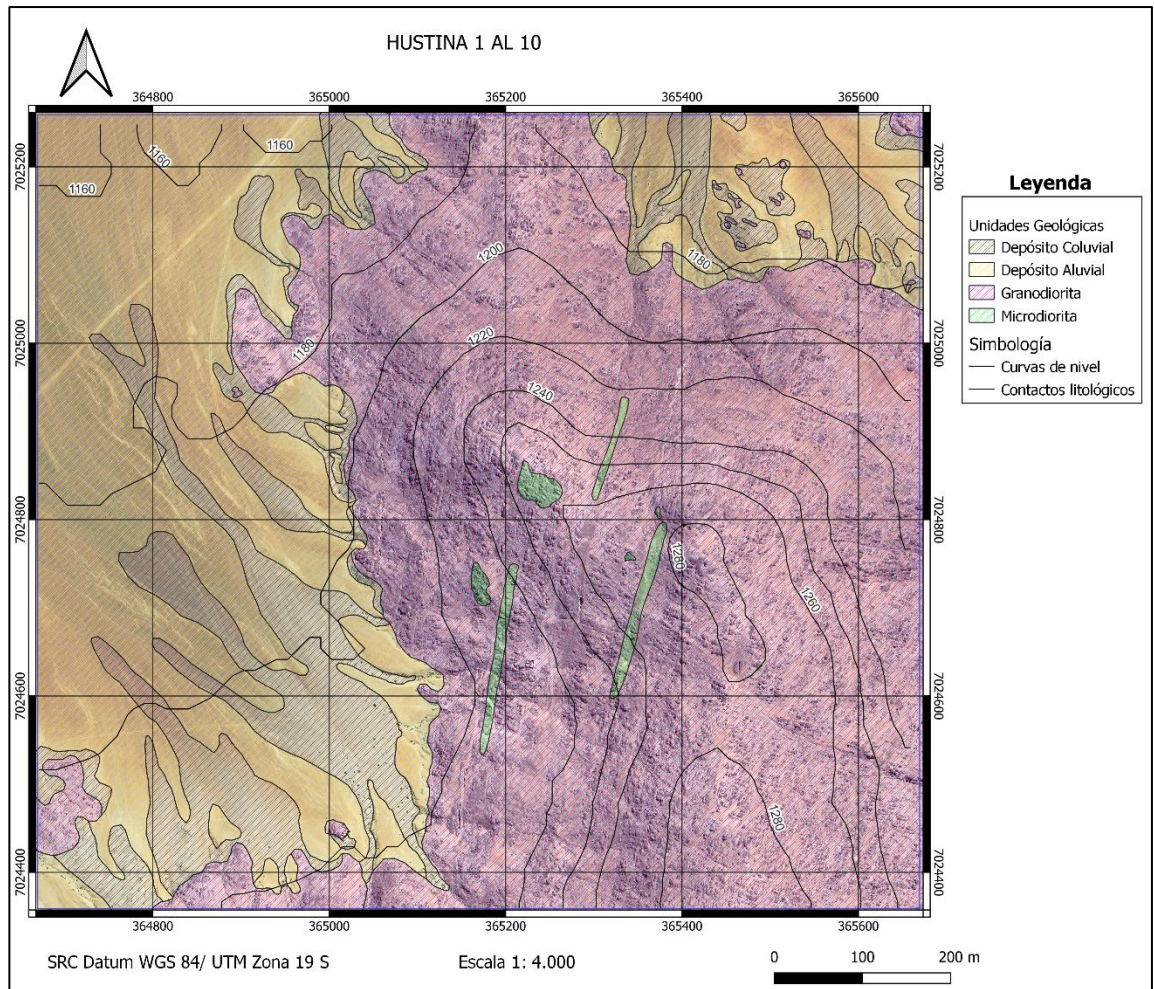


Figura 25: Mapa litológico, en el cual se representan todas las unidades litológicas halladas dentro del área de estudio (Elaboración propia).

5.2 Mineralización

La mineralización que se encuentra dentro del área de estudio corresponde a estructuras del tipo vetiformes, las cuales son identificadas y diferenciadas con su respectivo nombre (figura 26). Los minerales de mena observables son óxidos de Cu como crisocola, brochantita, atacamita, y chenevixita, además de algunos relictos de sulfuros de Cu y Fe, siendo estos calcopirita y pirita.

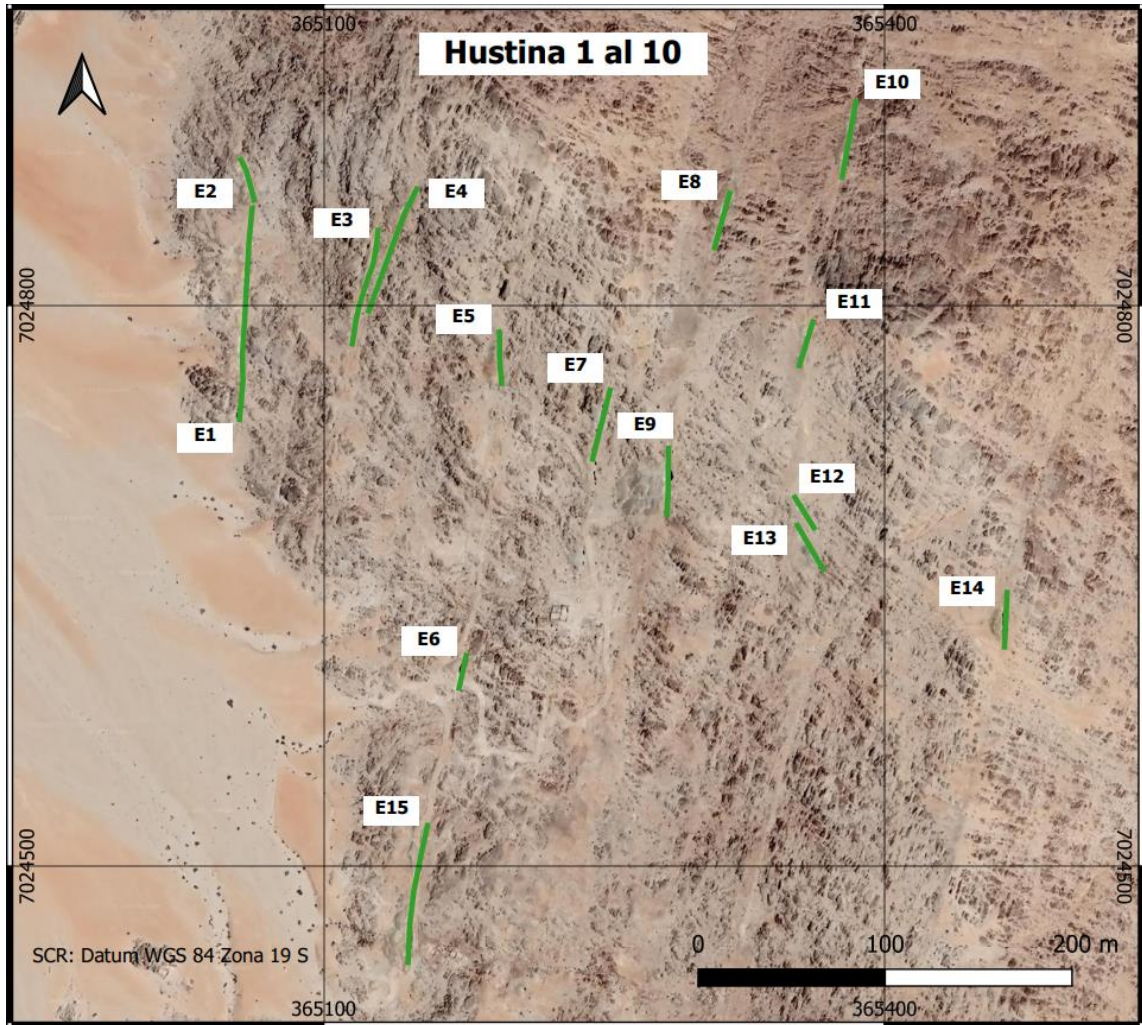


Figura 26: Mapa geológico que indica las estructuras vetiformes mineralizadas con sus respectivos nombres (Elaboración propia).

5.2.1 Óxidos de Cobre

Constituido por crisocola±brochantita±atacamita±chenevixita, siendo la crisocola el mineral con mayor abundancia. Todos estos minerales conforman estructuras vetiformes que se hospedan en la unidad intrusiva de Tonalita. Además, estos óxidos de Cu se presentan en cúmulos, diseminados, y vetillas, con intensidades que van desde débil hasta intensa. Las estructuras mineralizadas, se diferencian por sus asociaciones mineralógicas, diferenciándose en vetas de crisocola; crisocola±chenevixita±brochantita y crisocola±brochantita±atacamita (figura 27). En donde, en todas estas asociaciones de

menas, se evidencia una paragénesis mineralógica con minerales de alteración como arcillas, calcita, cuarzo, clorita, epidota, limonitas, turmalina, y sericita.

Mineralización	E1	E2	E3	E4	E5	E6	E7	E8	E9	E10	E11	E12	E13	E14	E15
Crisocola															
Crisocola+Arseniato+Brochantita															
Crisocola+Brochantita+Atacamita															

Tabla 4: Tabla que indica las estructuras y sus respectivas asociaciones mineralógicas.

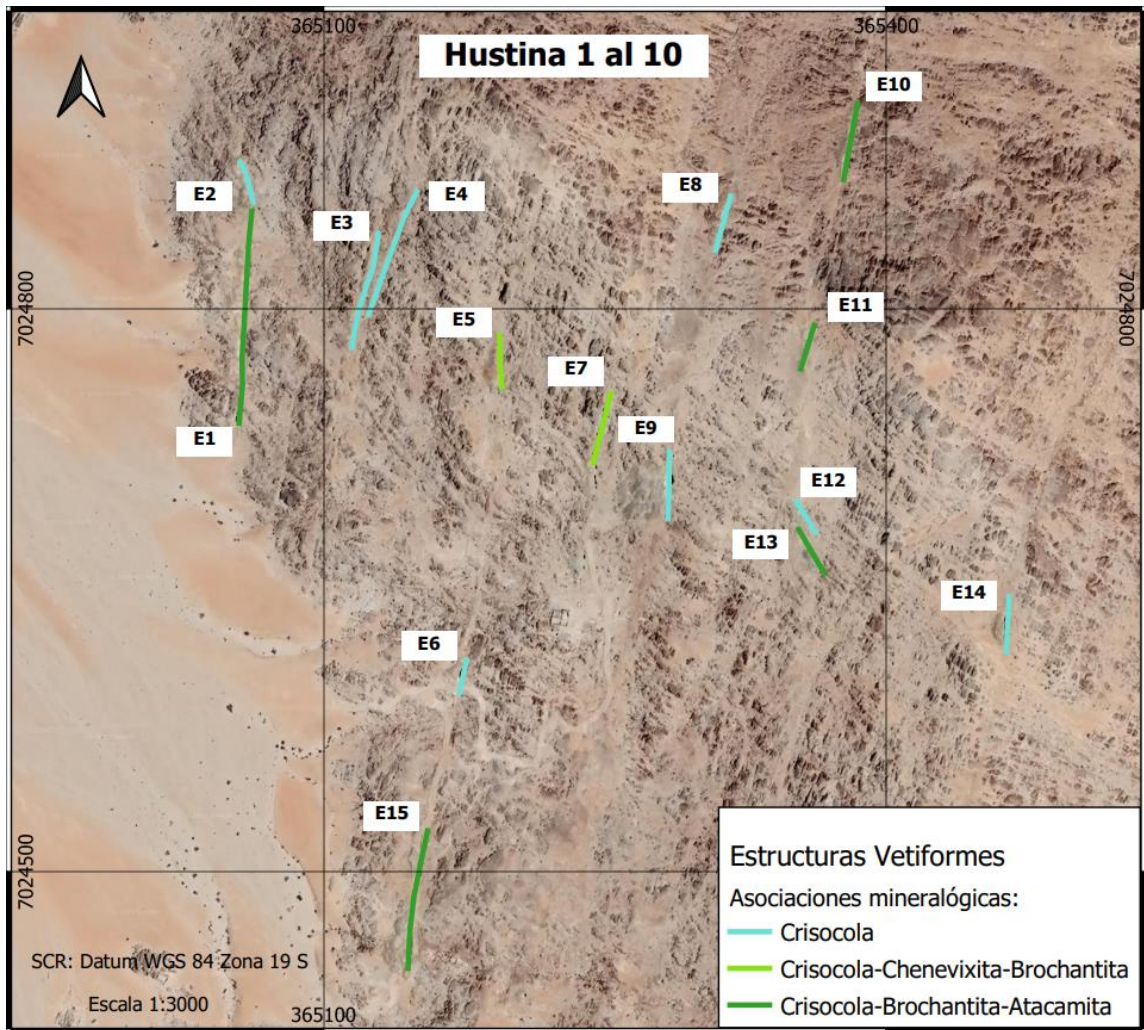


Figura 27: Mapa geológico que indica las distintas asociaciones mineralógicas dentro de la concesión minera (Elaboración propia).

5.2.1.1 Crisocola

Este mineral se encuentra sin asociación a otras menas de Cu, solo en las estructuras vetiformes E2, E3, E4, E6, E8, E9, E12, y E14, en donde su modo de ocurrencia es principalmente en cúmulos y diseminados, con intensidades moderadas e intensas. En cuanto a su hábito cristalino, se presenta de manera masiva, exhibiendo una textura equigranular dentro de las vetas (figura 28).

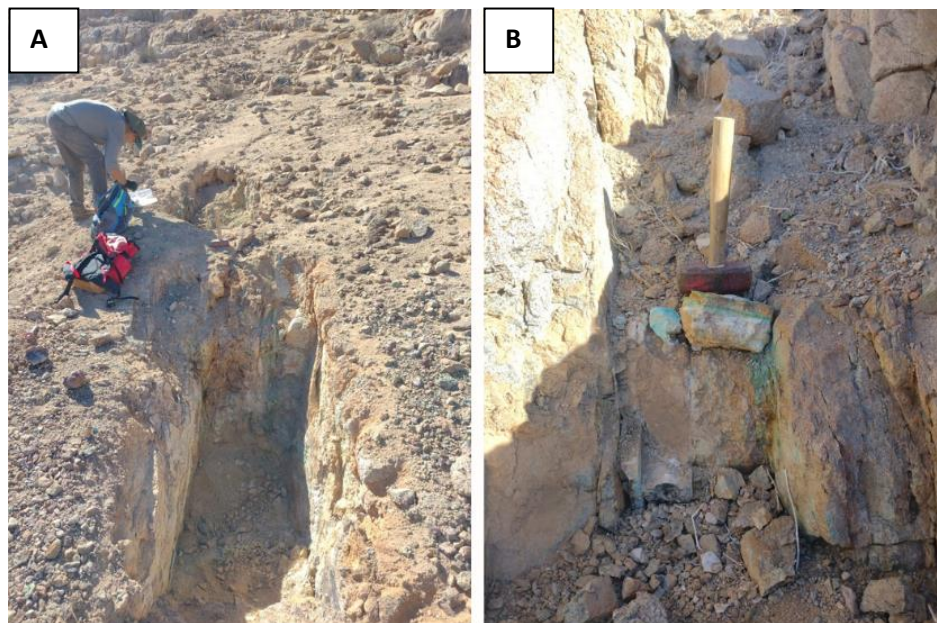


Figura 28: A) y B) Ejemplos de vetas de rellenas de crisocola.

5.2.1.2 Crisocola±chenevixita±brochantita

Esta asociación mineralógica se encuentra en las estructuras vetiformes E5, y E7, en donde su modo de ocurrencia es principalmente en cúmulos y diseminados, con intensidades moderadas e intensas, y en vetillas con intensidades débiles. En cuanto a sus hábitos cristalinos, la crisocola y chenevixita se presentan de manera masiva, mientras que la brochantita se presenta de manera acicular fibrosa, exhibiendo así una textura inequigranular dentro de las vetas (figura 29).

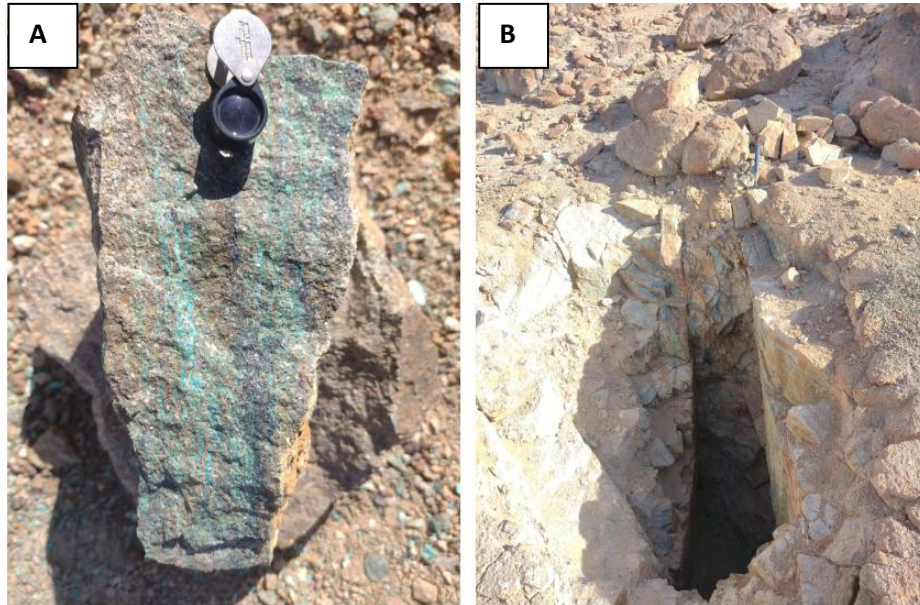


Figura 29: A) Vetillas de brochantita y crisocola B) Veta de crisocola±chenevixita±brochantita.

5.2.1.3 Crisocola±brochantita±atacamita

Esta asociación mineralógica se encuentra en las estructuras vetiformes E1, E10, E11, E13, y E15, en donde su modo de ocurrencia es principalmente en cúmulos y diseminados, con intensidades moderadas e intensas. En cuanto a sus hábitos cristalinos, la crisocola se presenta de manera masiva, mientras que la brochantita se presenta de manera acicular fibrosa. La atacamita, por su parte, se desarrolla en hábitos tabular y masivo, exhibiendo así una textura inequigranular dentro de las vetas (figura 30).



Figura 30: A) y B) Ejemplos de vetas de crisocola±brochantita±atacamita.

Finalmente, se adjuntan muestras de mano obtenidas de las vetas más representativas halladas dentro de la concesión minera, en donde se pueden apreciar todos los tipos de óxidos de Cu mencionados anteriormente (figura 31).

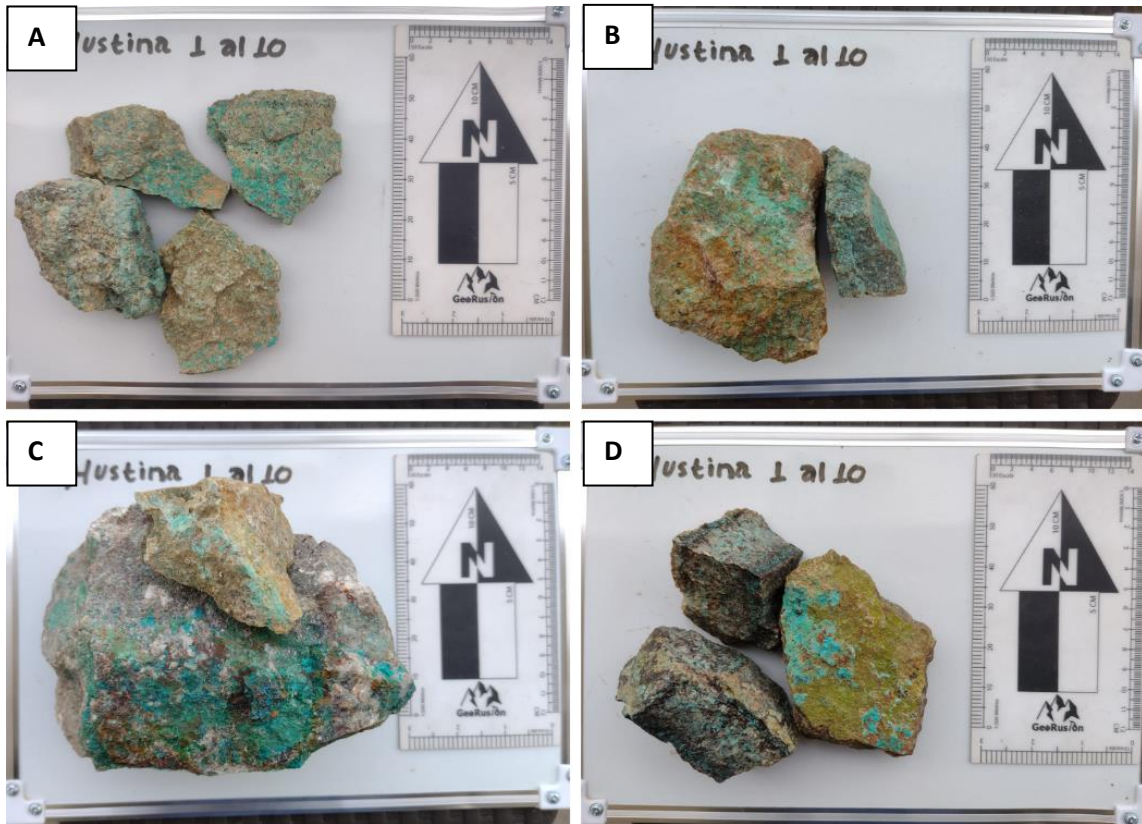


Figura 31: Muestras de las vetas más representativas halladas dentro del área de estudio. A) Muestra de veta con crisocola. B) Muestra de veta con brochantita. C) Muestra de veta con atacamita. D) Muestra de veta con chenevixita.

5.2.2 Sulfuros de Cu y Fe

En la estructura vetiforme E1, se pueden reconocer relictos de calcopirita y pirita dentro de limonitas (figura 32). Estos sulfuros de Cu y Fe no presentan ningún interés económico ya que se encontró sólo en la estructura mencionada y en una abundancia baja. Sin embargo, se detallan dado que contribuyen a la identificación de la mineralogía hipógena potencialmente existente en profundidad.



Figura 32: Muestra de mano, donde se indica con un círculo relictos de sulfuros de Cu y Fe.

5.3 Alteraciones

Las alteraciones fueron definidas a partir de las observaciones de muestras de mano, de las cuales se reconocen 7 tipos de alteración, siendo estas: argílica intermedia, carbonatación, silicificación, clorita-epidota, cuarzo-limonitas, turmalinización, y sericítica.

5.3.1 Argílica intermedia

Se compone de arcillas de color blanco, rojo o verde cuando están en contacto con limonitas u óxidos de Cu respectivamente (figura 33). Afecta a los feldespatos de la unidad intrusiva de Tonalita, en los sectores Sur, Centro, y Este del área donde existen estructuras vetiformes mineralizadas, alterando así el techo y piso de la roca de caja. En cuanto a la intensidad de esta alteración, afecta de manera débil a las estructuras E5, E8, y E9; de manera moderada a las estructuras E3, E4, E6, E7, E10, E11, E12, E13, E14, y E15; y de manera intensa a las estructuras E1, y E2 (tabla 5).

Alteraciones		E1	E2	E3	E4	E5	E6	E7	E8	E9	E10	E11	E12	E13	E14	E15
Argílica I.	Debil															
	Moderada															
	Intensa															

Tabla 5: Se indican las estructuras y las intensidades con las que afecta la alteración argílica intermedia.

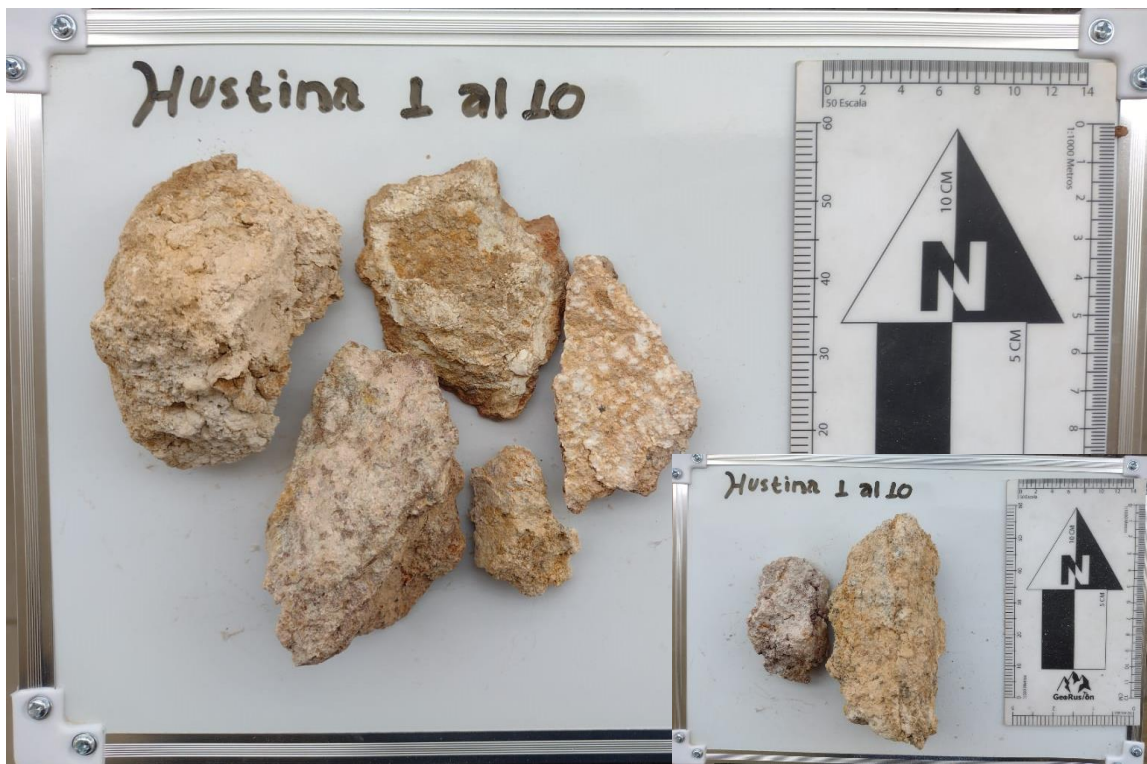


Figura 33: Alteración del tipo argílica intermedia afectando a la roca de caja.

5.3.2 Carbonatación

Se compone fundamentalmente de calcita y se presenta en conjunto con la alteración argílica, afectando los sectores Sur, Centro, y Este del área, donde existen estructuras vetiformes que contienen Cu, alterando el techo y piso de la roca de caja. Su modo de ocurrencia es principalmente de manera diseminada (figura 34). En cuanto a su intensidad, afecta de manera débil a las estructuras E7, E8, y E9; de manera moderada a las estructuras E1, E2, E6, E10, E12, E13, E14, y E15; y de manera intensa a las estructuras E3, E4, E5, y E11 (tabla 6).

Alteraciones		E1	E2	E3	E4	E5	E6	E7	E8	E9	E10	E11	E12	E13	E14	E15
Carbonatación	Débil															
	Moderada															
	Intensa															

Tabla 6: Se indican las estructuras y las intensidades con las que afecta la alteración del tipo carbonatación.



Figura 34: Alteración del tipo carbonatación (Ca) afectando a la roca de caja.

5.3.3 Silicificación

Esta alteración afecta a la unidad intrusiva de Tonalita, en los sectores Sur, Centro, Este del área. Específicamente se presenta en todas las estructuras vetiformes que contienen Cu, formando ocasionalmente un agregado silíceo de color azulado, denominado “crisoprasa”. Además, es reconocible en la roca de caja. Su ocurrencia es en forma de cúmulos, diseminados, vetillas, y vetas (figura 35). Y en cuanto a la intensidad con la que afecta, va desde moderada a intensa, dependiendo en la estructura en que se encuentre. Las estructuras que presentan alteración moderada de silicificación son E1, E2, E3, E4, E7, E8, E9, E11, y E14; mientras que las que presentan una alteración intensa son E5, E6, E10, E12, E13, y E15 (tabla 7).

Alteraciones		E1	E2	E3	E4	E5	E6	E7	E8	E9	E10	E11	E12	E13	E14	E15
Silicificación	Débil															
	Moderada															
	Intensa															

Tabla 7: Se indican las estructuras y las intensidades con las que afecta la alteración del tipo silicificación.



Figura 35: Alteración del tipo silicificación afectando a la roca de caja y vetas.

5.3.4 Clorita-Epidota

Se presenta de manera masiva, en la cual, la cloritización altera principalmente a minerales máficos como anfíboles, piroxenos, y biotitas; mientras que la epidotización altera principalmente a las plagioclasas (figura 36). Esta alteración afecta a la unidad intrusiva de Tonalita, en los sectores Sur, Centro, y Este del área, donde existen estructuras vetiformes mineralizadas, alterando el techo y piso de la roca de caja. Además, afecta a la unidad hipabisal de Microdiorita, tanto a diques como apófisis. En cuanto a la intensidad de esta alteración, afecta de manera débil a las estructuras E8, y E11; de manera moderada a las estructuras E1, E2, E5, E6, E9, E10, E14, y E15; y de manera intensa a las estructuras E3, E4, E7, E12 y E13 (tabla 8).

Alteraciones		E1	E2	E3	E4	E5	E6	E7	E8	E9	E10	E11	E12	E13	E14	E15
Clorita-Epidota	Débil															
	Moderada															
	Intensa															

Tabla 8: Se indican las estructuras y las intensidades con las que afecta la alteración clorita-epidota.



Figura 36: Alteración del tipo clorita-epidota afectando a la roca de caja.

5.3.5 Cuarzo-Limonitas (óxidos-hidróxidos de Fe)

Se presenta tanto de manera masiva, como en vetillas y vetas con intensidad moderada. De manera local, se desarrolla en forma de brecha con intensidad débil (figura 37). Afecta a la unidad intrusiva de Tonalita, en los sectores Sur, Centro, y Este de la concesión, y forman parte de las mismas estructuras vetiformes que contienen Cu, con excepción de la estructura E7. Con respecto a la composición de las limonitas, si bien se encuentran presentes hematita, goethita, y jarosita, las limonitas que más predominan son las de composición hematita-goethita. En cuanto a la intensidad de esta alteración, afecta de manera moderada a las estructuras E8, E9, y E11; y de manera intensa a las estructuras E1, E2, E3, E4, E5, E6, E10, E12, E13, E14 y E15 (tabla 9).

Alteraciones		E1	E2	E3	E4	E5	E6	E7	E8	E9	E10	E11	E12	E13	E14	E15
Cuarzo-Limonita	Débil															
	Moderada															
	Intensa															

Tabla 9: Se indican las estructuras y las intensidades con las que afecta la alteración de cuarzo-limonitas.



Figura 37: Alteración del tipo cuarzo-limonitas afectando a la roca de caja y vetas.

5.3.6 Turmalinización

Se presenta de manera diseminada, en cúmulos, masiva, y en vetillas, con intensidades que van desde débil hasta intensa (figura 38). Afecta a la unidad intrusiva de Tonalita, en los sectores Sur, Centro, y Este del área, donde existen estructuras vetiformes, y donde muchas veces aparece dentro de las vetas acompañando al Cu, además afecta principalmente el techo de las rocas de caja. Las estructuras que presentan una intensidad débil de turmalinización son E7, y E10; las que presentan una intensidad moderada son E1, E2, E3, E4, E6, E9, E11, E12, E13 y E15; y finalmente las que presentan una intensidad intensa son E5, y E14 (tabla 10).

Alteraciones	E1	E2	E3	E4	E5	E6	E7	E8	E9	E10	E11	E12	E13	E14	E15
Turmalinización	Débil														
	Moderada														
	Intensa														

Tabla 10: Se indican las estructuras y las intensidades con las que afecta la alteración de turmalinización.

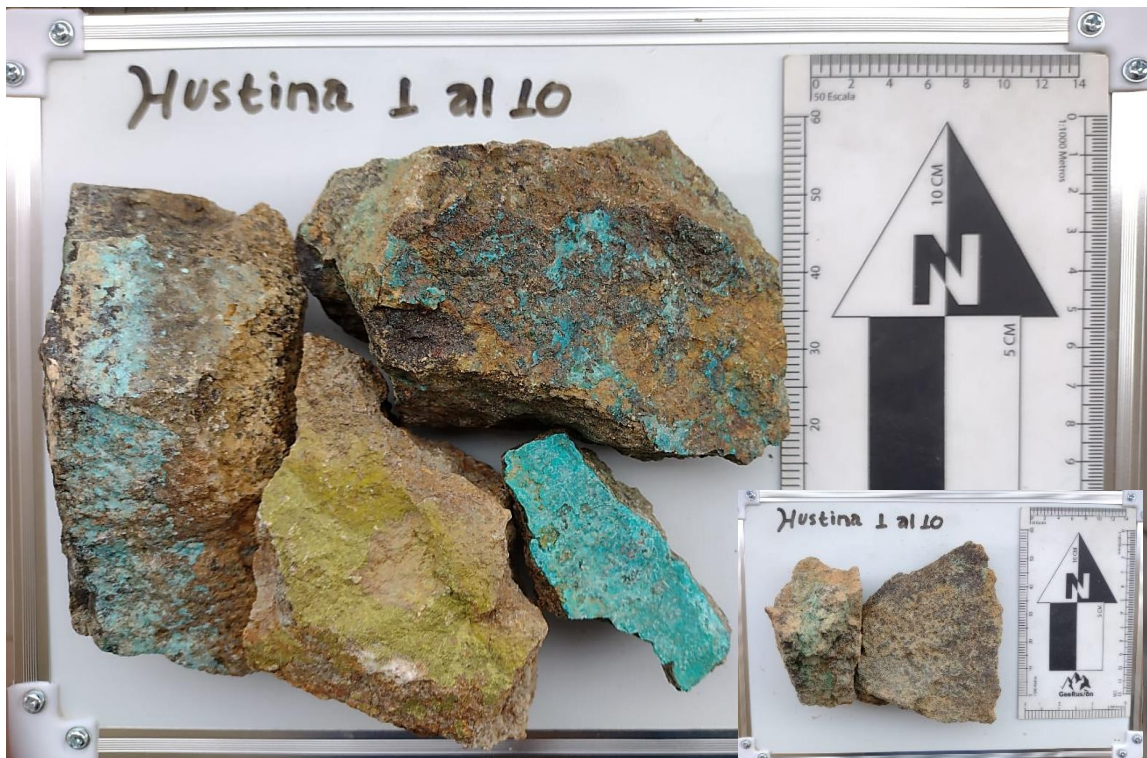


Figura 38: Alteración del tipo turmalinización afectando a la roca de caja y vetas.

5.3.7 Sericítica

Corresponde a un agregado de grano fino de sericita, que se presentan de manera diseminada, con intensidades que van desde débil a intensa (figura 39). Afecta a la unidad intrusiva de Tonalita en los sectores Sur, Centro, y Este, donde están presentes las estructuras vetiformes. Esta alteración aparece tanto en vetas, como en el techo y piso de la roca de caja, alterando a feldespatos alcalinos y plagioclasas. Las estructuras que presentan una intensidad débil son E5, E6, E7 y E15; las que presentan una intensidad moderada son E1, E2, E3, E4, E8, E9, E12, E13 y E14; finalmente las que presentan una intensidad intensa son E10, y E11 (tabla 11).

Alteraciones		E1	E2	E3	E4	E5	E6	E7	E8	E9	E10	E11	E12	E13	E14	E15
Sericita	Débil															
	Moderada															
	Intensa															

Tabla 11: Se indican las estructuras y las intensidades con las que afecta la alteración del tipo sericita.



Figura 39: Alteración del tipo sericítica afectando a la roca de caja y vetas.

Se adjunta una tabla resumen con todos los tipos de alteraciones hallados dentro del área de estudios, además se indican sus intensidades y a las estructuras que afectan (tabla 12).

Alteraciones	E1	E2	E3	E4	E5	E6	E7	E8	E9	E10	E11	E12	E13	E14	E15	
Argilica I.	Débil															
	Moderada															
Carbonatación	Débil															
	Moderada															
Silicificación	Débil															
	Moderada															
Clorita-Epidota	Débil															
	Moderada															
Cuarzo-Limonita	Débil															
	Moderada															
Turmalinización	Débil															
	Moderada															
Sericita	Débil															
	Moderada															
	Intensa															

Tabla 12: Tabla resumen que indica los tipos de alteraciones presentes en la concesión minera.

A continuación, se muestra un mapa a escala 1:4.000 en donde se detallan los tipos de alteraciones hallados en el área de estudio, sus intensidades, y los sectores a los que afecta (figura 40).

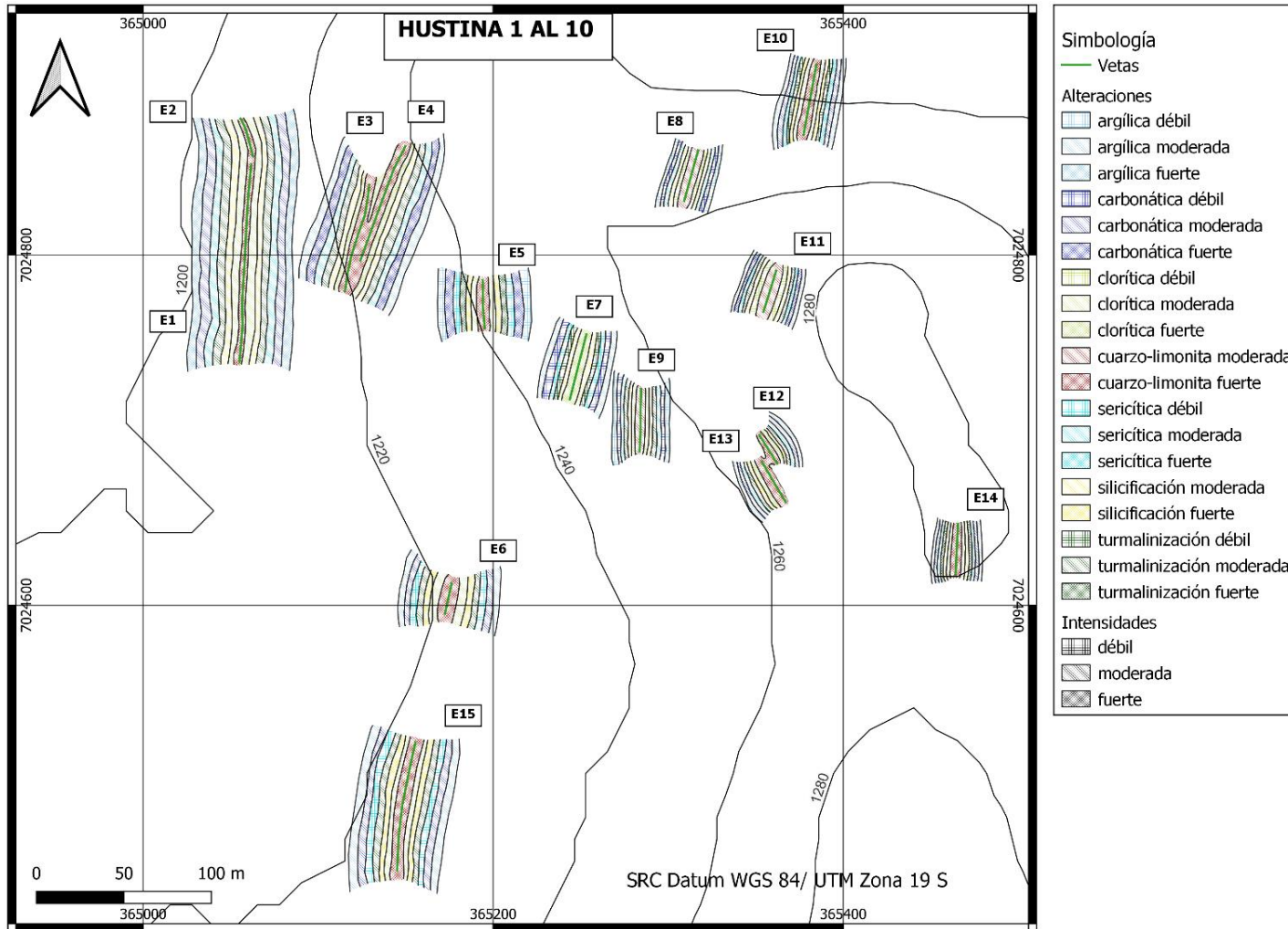


Figura 40: Mapa de alteraciones, en donde se indican sus intensidades, y a las estructuras que afectan (Elaboración propia).

5.4 Geología estructural

A partir del mapeo en terreno, se realizó un muestreo y análisis estructural, en donde se registraron las actitudes estructurales de cada punto muestreado, los cuales abarcan diaclasas, fallas, diques, y vetas. A partir de ello, se analizaron 39 datos estructurales, los cuales incluyen 4 fallas, y 15 vetas (35 datos), para así realizar una representación estereográfica de estas estructuras. Lo anterior, permitió tener un mejor entendimiento del control estructural sobre el depósito. Para ello, se utilizaron los *softwares* Dips y Stereonet, en los cuales se realizaron diagramas de polos, diagramas de densidad de polos (figuras 41 y 42), y diagramas de roseta (figura 43).

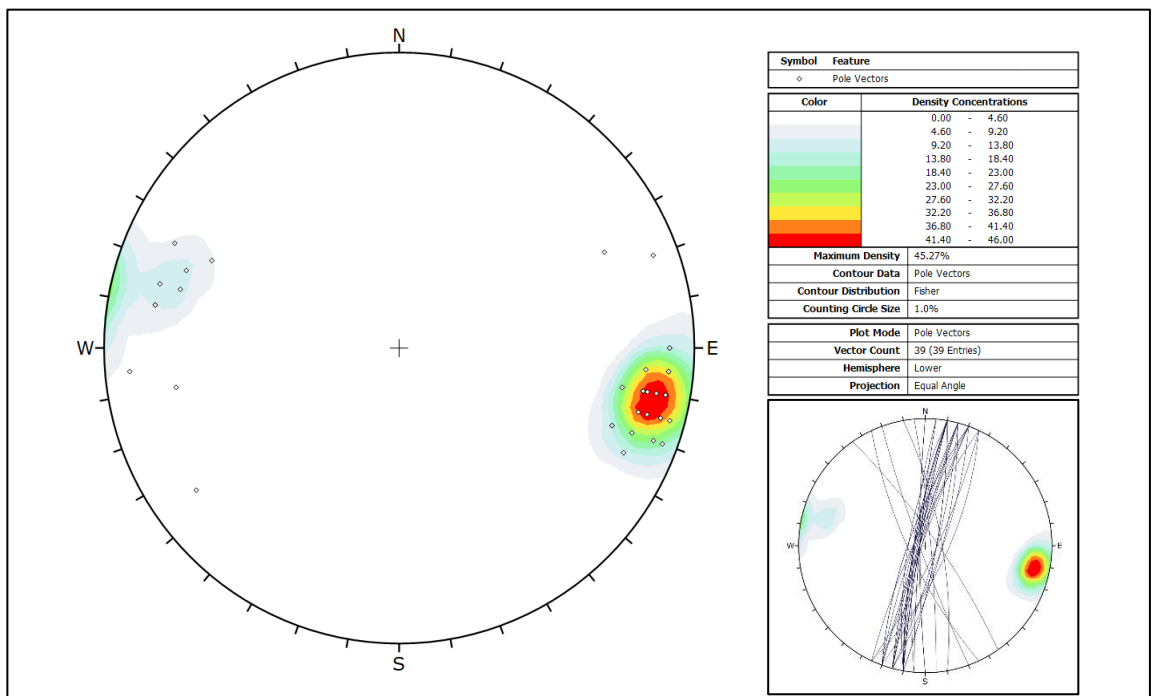


Figura 41: Diagrama de densidad de polos para las muestras analizadas (Elaboración propia).

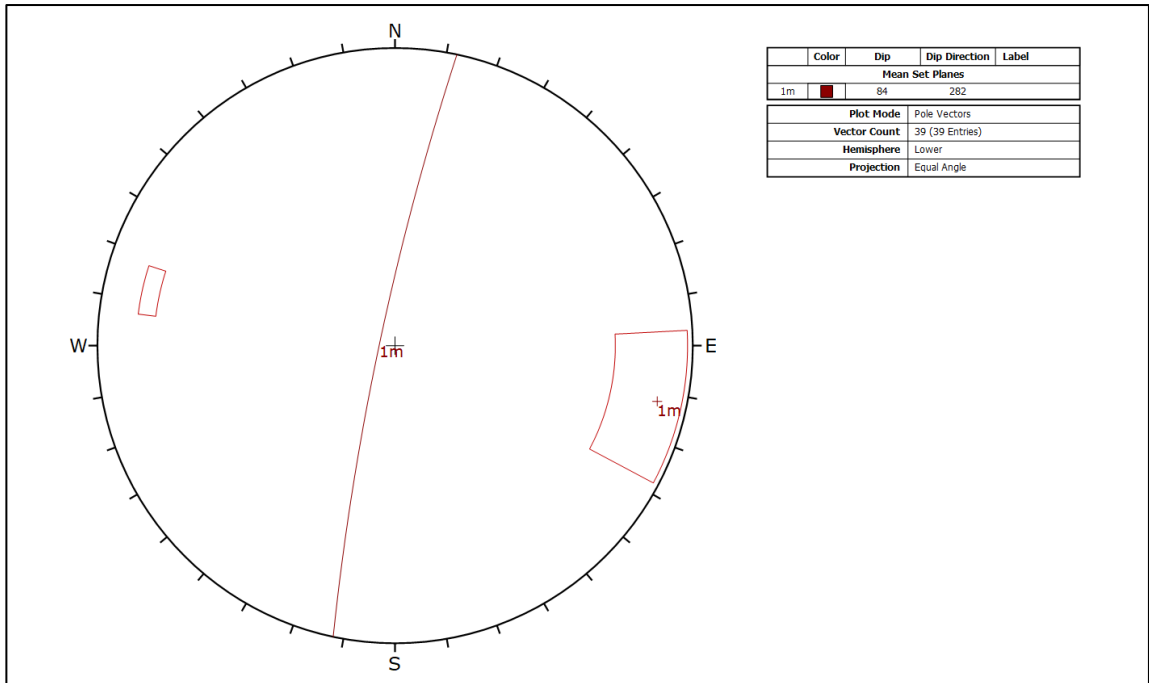


Figura 42: Diagrama de densidad de polos. Se obtiene el promedio de los datos estructurales (Elaboración propia).

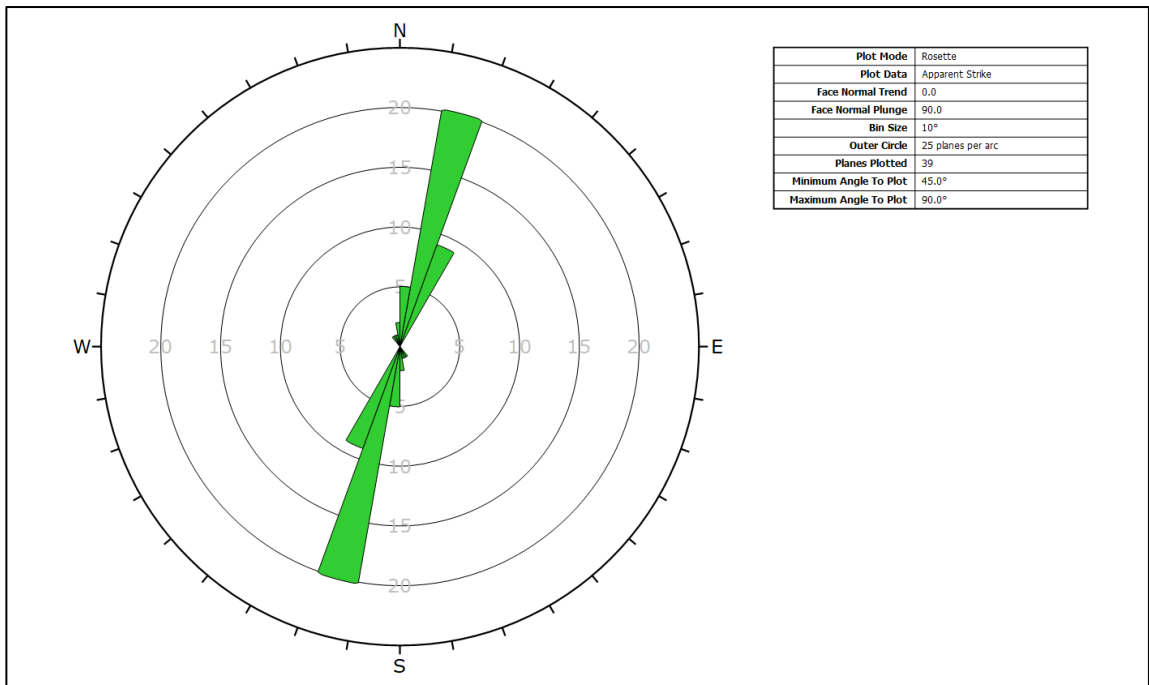


Figura 43: Diagrama de rosetas. Se obtiene orientación promedio del rumbo de las muestras analizadas (Elaboración propia).

A partir de los diagramas obtenidos, se observa que la concentración de polos estructurales se agrupa en una familia. Además, la localización de cada polo de plano medido se encuentra cercana a los bordes del círculo, lo cual indica mantos sub verticales. En cuanto al promedio de los datos estructurales, el cual indica las orientaciones más repetitivas, se muestra una orientación preferencial de 84/282 (*dip/dip direction*). Por su parte, en el diagrama de roseta, el cual analiza la orientación promedio en términos del rumbo, se puede ver una orientación preferencial de las estructuras hacia el NE. Finalmente, se identifica que las estructuras analizadas tienen una orientación preferencial estructural N12E;84NW.

5.5 Análisis Geoquímico

Mediante el analizador portátil de XRF, fueron analizadas todas las muestras obtenidas desde el sector de estudio. Con el objetivo de conocer en detalle la química de las menas, alteraciones y de los suelos muestreados. Estos últimos con el propósito de encontrar anomalías de algún elemento de interés (por ej. Cu).

5.5.1 Análisis químico de menas

Se adjuntan los resultados de las 4 muestras de veta más representativas dentro del área de estudio (tabla 13), junto con sus factores de enriquecimiento (tabla 14).

Menas											
Elemento	D2-V2 (%)	D2-V1 (%)	D3-V12 (%)	D2-V5 (%)	Background C. (%)	Elemento	D2-V2 (%)	D2-V1 (%)	D3-V12 (%)	D2-V5 (%)	Background C. (%)
MgO	0.000	0.000	0.000	0.000	2.3300	Y	0.002	0.000	0.001	0.000	0.0033
Al2O3	11.321	1.212	13.941	4.764	8.2300	Zr	0.018	0.000	0.004	0.014	0.0165
SiO2	56.191	58.758	46.813	22.446	28.1500	Nb	0.000	0.000	0.000	0.000	0.0020
P2O5	0.107	0.039	0.000	0.591	0.1050	Mo	0.001	0.003	0.001	0.021	0.0002
S	0.075	0.000	4.200	1.455	0.0260	Pd	0.000	0.000	0.000	0.000	0.0000001
Cl	0.108	1.485	0.132	0.156	0.0130	Ag	0.000	0.002	0.000	0.000	0.000007
K2O	3.465	0.170	4.702	0.741	2.0900	Cd	0.000	0.000	0.000	0.003	0.00002
CaO	0.879	0.786	3.012	0.313	4.1500	Sn	0.000	0.000	0.000	0.037	0.0002
Ti	0.211	0.027	0.420	0.095	0.5700	Sb	0.000	0.000	0.000	0.000	0.00002
V	0.020	0.010	0.052	1.200	0.0135	Ba	0.000	0.079	0.055	0.000	0.0425
Cr	0.000	0.000	0.000	0.009	0.0100	La	0.000	0.000	0.037	0.000	0.0030
Mn	1.965	0.005	0.242	0.004	0.0950	Hf	0.037	0.005	0.074	0.017	0.0003
Fe	1.812	5.060	3.482	1.525	5.6300	Ta	0.000	0.000	0.000	0.043	0.0002
Co	0.011	0.000	0.000	0.000	0.0025	W	0.000	0.000	0.000	0.000	0.0002
Ni	0.015	0.008	0.003	0.005	0.0075	Pt	0.000	0.000	0.000	0.002	0.0000005
Cu	16.234	6.596	6.133	2.955	0.0055	Au	0.000	0.000	0.000	0.000	0.0000004
Zn	0.000	0.000	0.002	0.013	0.0070	Hg	0.000	0.000	0.000	0.011	0.000008
As	0.005	0.000	0.012	0.431	0.0002	Tl	0.000	0.000	0.000	0.056	0.00005
Se	0.000	0.000	0.000	0.014	0.00001	Pb	0.206	0.000	0.152	7.410	0.0013
Rb	0.018	0.000	0.016	0.009	0.0090	Bi	0.000	0.000	0.000	0.000	0.00002
Sr	0.004	0.003	0.002	0.011	0.0375	Th	0.017	0.000	0.000	0.000	0.0010
						U	0.000	0.000	0.000	0.000	0.0003

Tabla 13. Resultados químicos de las 4 muestras de mena analizadas sin normalizar, comparadas con el background cortical.

Factor de enriquecimiento									
Elemento	D2-V2	D2-V1	D3-V12	D2-V5	Elemento	D2-V2	D2-V1	D3-V12	D2-V5
MgO	0.000	0.000	0.000	0.000	Y	0.606	0.000	0.303	0.000
Al2O3	1.376	0.147	1.694	0.579	Zr	1.091	0.000	0.242	0.848
SiO2	1.996	2.087	1.663	0.797	Nb	0.000	0.000	0.000	0.000
P2O5	1.019	0.371	0.000	5.629	Mo	5.000	15.000	5.000	105.000
S	2.885	0.000	161.538	55.962	Pd	0.000	0.000	0.000	0.000
Cl	8.308	114.231	10.154	12.000	Ag	0.000	285.714	0.000	0.000
K2O	1.658	0.081	2.250	0.355	Cd	0.000	0.000	0.000	150.000
CaO	0.212	0.189	0.726	0.075	Sn	0.000	0.000	0.000	185.000
Ti	0.370	0.047	0.737	0.167	Sb	0.000	0.000	0.000	0.000
V	1.481	0.741	3.852	88.889	Ba	0.000	1.859	1.294	0.000
Cr	0.000	0.000	0.000	0.900	La	0.000	0.000	12.333	0.000
Mn	20.684	0.053	2.547	0.042	Hf	123.333	16.667	246.667	56.667
Fe	0.322	0.899	0.618	0.271	Ta	0.000	0.000	0.000	215.000
Co	4.400	0.000	0.000	0.000	W	0.000	0.000	0.000	0.000
Ni	2.000	1.067	0.400	0.667	Pt	0.000	0.000	0.000	4000.000
Cu	2951.636	1199.273	1115.091	537.273	Au	0.000	0.000	0.000	0.000
Zn	0.000	0.000	0.286	1.857	Hg	0.000	0.000	0.000	1375.000
As	25.000	0.000	60.000	2155.000	Tl	0.000	0.000	0.000	1120.000
Se	0.000	0.000	0.000	2800.000	Pb	158.462	0.000	116.923	5700.000
Rb	2.000	0.000	1.778	1.000	Bi	0.000	0.000	0.000	0.000
Sr	0.107	0.080	0.053	0.293	Th	17.000	0.000	0.000	0.000
					U	0.000	0.000	0.000	0.000

Tabla 14. Factor de enriquecimiento a partir de la comparación de las 4 muestras de mena con el background cortical.

De la muestra denominada D2-V2 se puede apreciar que el compuesto SiO_2 está enriquecido 1.9 veces, el elemento Al 1.3 veces, y el Cu 2951 veces, además, el elemento Cl se encuentra enriquecido 8.3 veces. La muestra D2-V1 indica un enriquecimiento de 2 para la SiO_2 , de 114 para el Cl, y de 1199 para el Cu. Mientras que la muestra D3-V12 presenta un enriquecimiento de 1.6 para la SiO_2 , de 1.6 para el Al, de 1115 para el Cu, de 161 para el S, y de 10 para el Cl. Finalmente, la muestra D2-V5, presenta un enriquecimiento de 0.8 para la SiO_2 , de 537 para el Cu, de 56 para el S, de 2155 para el As, y de 12 para el Cl.

5.5.2 Análisis químico de alteraciones

Se adjuntan los resultados de las muestras correspondientes a las distintas alteraciones identificadas en el área de estudio (tabla 15), junto con sus factores de enriquecimiento (tabla 16).

Alteraciones															
Elemento	D1-V2 (%)	D2-V1 (%)	D3-V2 (%)	D1-V5 (%)	D2-V5 (%)	D3-V1 (%)	Background C.	Elemento	D1-V2 (%)	D2-V1 (%)	D3-V2 (%)	D1-V5 (%)	D2-V5 (%)	D3-V1 (%)	Background C.
MgO	0.000	10.622	17.083	2.174	6.965	21.013	2.3300	Y	0.000	0.000	0.000	0.000	0.004	0.017	0.0033
Al2O3	1.976	12.196	9.006	13.429	10.193	11.083	8.2300	Zr	0.001	0.018	0.094	0.003	0.018	0.101	0.0165
SiO2	95.064	62.390	55.145	48.147	64.137	42.918	28.1500	Nb	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.0020
P2O5	0.125	0.218	0.000	0.260	0.116	0.000	0.1050	Mo	0.002	0.003	0.000	0.257	0.004	0.000	0.0002
S	0.000	0.000	0.000	0.061	0.000	0.000	0.0260	Rh	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000001
Cl	0.352	0.066	0.348	0.072	0.145	0.471	0.0130	Ag	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000007
K2O	0.267	4.065	1.357	1.111	1.026	4.990	2.0900	Cd	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.00002
CaO	0.209	8.273	7.569	1.970	0.996	0.522	4.1500	Sn	0.000	0.033	0.022	0.000	0.011	0.034	0.0002
Ti	0.015	0.264	0.784	0.112	0.411	0.631	0.5700	Sb	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.00002
V	0.004	0.000	0.000	0.021	0.011	0.000	0.0135	Ba	0.000	0.000	0.581	0.000	0.079	0.000	0.0425
Cr	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.0100	La	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.0030
Mn	0.064	0.030	0.000	0.192	2.013	0.034	0.0950	Hf	0.057	0.003	0.000	0.000	0.000	0.093	0.0003
Fe	0.213	1.682	6.466	31.009	7.947	2.407	5.6300	Ta	0.000	0.003	0.000	0.000	0.000	0.000	0.0002
Co	0.000	0.000	0.000	0.102	0.045	0.000	0.0025	W	0.000	0.000	0.000	0.003	0.000	0.000	0.0002
Ni	0.001	0.005	0.102	0.020	0.013	0.194	0.0075	Pt	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000005
Cu	1.575	0.089	1.060	1.029	5.694	15.316	0.0055	Au	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000004
Zn	0.002	0.000	0.022	0.004	0.147	0.059	0.0070	Hg	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000008
As	0.009	0.000	0.000	0.000	0.002	0.008	0.0002	Tl	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.00005
Se	0.000	0.000	0.000	0.003	0.000	0.000	0.00001	Pb	0.043	0.008	0.000	0.011	0.011	0.000	0.0013
Rb	0.002	0.030	0.036	0.000	0.011	0.109	0.0090	Bi	0.002	0.000	0.000	0.011	0.000	0.000	0.00002
Sr	0.000	0.003	0.327	0.000	0.005	0.000	0.0375	Th	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.0010
								U	0.016	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.0003

Tabla 15: Resultados químicos normalizados de las muestras de alteraciones analizadas, comparadas con el background cortical.

Factor de enriquecimiento													
Elemento	D1-V2	D2-V1	D3-V2	D1-V5	D2-V5	D3-V1	Elemento	D1-V2	D2-V1	D3-V2	D1-V5	D2-V5	D3-V1
MgO	0.000	4.559	7.332	0.933	2.989	9.019	Y	0.000	0.000	0.000	0.000	1.083	5.100
Al2O3	0.240	1.482	1.094	1.632	1.239	1.347	Zr	0.065	1.077	5.718	0.153	1.083	6.120
SiO2	3.377	2.216	1.959	1.710	2.278	1.525	Nb	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
P2O5	1.194	2.078	0.000	2.476	1.106	0.000	Mo	10.807	12.688	0.000	1287.212	17.873	0.000
S	0.000	0.000	0.000	2.330	0.000	0.000	Rh	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Cl	27.101	5.075	26.795	5.533	11.137	36.251	Ag	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
K2O	0.128	1.945	0.649	0.531	0.491	2.388	Cd	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
CaO	0.050	1.993	1.824	0.475	0.240	0.126	Sn	0.000	164.945	108.853	0.000	53.620	168.308
Ti	0.027	0.463	1.375	0.197	0.721	1.107	Sb	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
V	0.320	0.000	0.000	1.589	0.794	0.000	Ba	0.000	0.000	13.660	0.000	1.850	0.000
Cr	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	La	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Mn	0.671	0.321	0.000	2.019	21.185	0.354	Hf	190.925	8.459	0.000	0.000	0.000	308.564
Fe	0.038	0.299	1.148	5.508	1.411	0.427	Ta	0.000	12.688	0.000	0.000	0.000	0.000
Co	0.000	0.000	0.000	40.888	17.873	0.000	W	0.000	0.000	0.000	12.620	0.000	0.000
Ni	0.144	0.677	13.546	2.692	1.668	25.807	Pt	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Cu	286.289	16.148	192.638	187.001	1035.359	2784.727	Au	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Zn	0.309	0.000	3.110	0.541	20.937	8.415	Hg	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
As	43.228	0.000	0.000	0.000	8.937	42.077	Tl	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Se	0.000	0.000	0.000	504.789	0.000	0.000	Pb	33.253	5.856	0.000	8.737	8.249	0.000
Rb	0.240	3.383	4.032	0.000	1.192	12.156	Bi	108.071	0.000	0.000	567.888	0.000	0.000
Sr	0.000	0.068	8.708	0.000	0.143	0.000	Th	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
							U	54.035	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000

Tabla 16: Factor de enriquecimiento a partir de la comparación de las muestras de alteraciones con el background cortical.

En la muestra D1-V2 se puede observar que el enriquecimiento de SiO₂ es de 3.3, el cual escapa del valor promedio. En D2-V1 se observa un enriquecimiento de 2.2 en cuanto al contenido de SiO₂, de 1.4 en cuanto al Al, de 4.5 en cuanto al Mg, de 1.9 en cuanto al Ca, y de 1.9 e cuanto al K. Para D3-V2 la SiO₂ presenta un enriquecimiento de 1.9, el Mg un factor de 7.3, el Al un factor de 1.09, el Ca un factor de 1.8 y el Fe un factor de 1.1. En D1-V5 se observa un enriquecimiento de 1.7 para la SiO₂, y un factor de 5.5 para el Fe. Mientras que, para D2-V5 se observa un factor de enriquecimiento de 2.2 para SiO₂, un factor de 1.2 para el Al, un factor de 2.9 para el Mg y un factor de 1.4 para el Fe. Finalmente, en D3-V1 se observa que el factor de enriquecimiento para SiO₂ es de 1.5, para el Mg es de 9, para el Al es de 1.3, y para el K es de 2.3.

5.5.3 Análisis químico de muestras de suelo

Se adjuntan los resultados de las muestras de suelo, las cuales fueron tomadas siguiendo el rumbo de las vetas mayores (en corrida) (tabla 17).

Elemento	D2-S4-E1 (%)	D2-S1-E1 (%)	D2-S2-E1 (%)	D3-S4-E3 (%)	D3-S7-E3 (%)	D3-S4'-E3 (%)	D3-S5'-E3 (%)	D3-S8-E4 (%)	D3-S9-E4 (%)	D3-S10-E4 (%)	D3-S11-E4 (%)	D1-S4-E15 (%)	D1-S5-E15 (%)	D1-S6-E15 (%)
MgO	1.491	1.313	1.277	0.000	1.286	0.000	0.000	2.189	1.696	1.854	2.072	1.390	2.459	1.282
Al2O3	5.625	5.015	5.760	4.943	4.558	5.049	5.776	5.648	5.341	5.693	5.209	4.836	6.149	6.977
SiO2	29.733	28.122	30.862	28.611	27.055	28.105	31.053	30.634	28.759	29.958	29.497	27.021	31.193	30.883
P2O5	0.353	0.334	0.486	0.382	0.516	0.416	0.475	0.427	0.454	0.436	0.469	0.449	0.377	0.375
S	0.235	0.260	0.235	0.234	0.300	0.223	0.192	0.214	0.247	0.222	0.218	0.199	0.180	0.177
Cl	0.155	0.135	0.132	0.154	0.101	0.141	0.122	0.117	0.128	0.104	0.100	0.090	0.108	0.082
K2O	3.085	2.089	1.975	1.809	1.970	1.921	2.069	1.911	1.881	2.125	1.892	2.447	2.257	1.713
CaO	1.987	3.470	3.968	3.364	9.286	6.677	4.216	4.165	3.895	3.071	4.225	11.211	3.351	4.136
Ti	0.529	0.612	0.664	0.510	0.564	0.528	0.649	0.542	0.587	0.653	0.687	0.457	0.529	0.537
V	0.003	0.004	0.004	0.007	0.005	0.006	0.005	0.005	0.008	0.009	0.007	0.008	0.014	0.011
Cr	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Mn	0.050	0.061	0.081	0.090	0.071	0.078	0.119	0.085	0.082	0.073	0.075	0.062	0.098	0.167
Fe	3.936	4.075	4.103	4.006	4.117	4.107	5.029	4.166	4.646	5.251	4.298	3.258	4.467	4.535
Co	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Ni	0.001	0.001	0.000	0.000	0.001	0.000	0.002	0.001	0.001	0.001	0.001	0.001	0.001	0.001
Cu	0.039	0.028	0.020	0.079	0.065	0.073	0.049	0.133	0.081	0.201	0.103	0.131	0.063	0.116
Zn	0.004	0.005	0.005	0.004	0.005	0.005	0.009	0.004	0.004	0.006	0.005	0.004	0.018	0.004
As	0.000	0.000	0.001	0.001	0.000	0.000	0.001	0.000	0.000	0.001	0.001	0.000	0.001	0.000
Se	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Rb	0.010	0.007	0.007	0.007	0.008	0.007	0.008	0.007	0.007	0.008	0.007	0.009	0.008	0.006
Sr	0.019	0.034	0.036	0.030	0.022	0.026	0.029	0.031	0.032	0.028	0.026	0.024	0.028	0.030
Y	0.002	0.003	0.003	0.004	0.002	0.003	0.003	0.004	0.004	0.003	0.002	0.003	0.003	0.003
Zr	0.012	0.028	0.025	0.026	0.015	0.029	0.025	0.034	0.028	0.025	0.018	0.013	0.020	0.020
Nb	0.000	0.000	0.001	0.000	0.000	0.001	0.001	0.001	0.001	0.001	0.000	0.000	0.001	0.001
Mo	0.001	0.000	0.001	0.001	0.001	0.001	0.001	0.000	0.001	0.002	0.001	0.001	0.002	0.000
Rh	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Ag	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Cd	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Sn	0.000	0.002	0.002	0.000	0.008	0.003	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.007	0.000
Sb	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Ba	0.020	0.031	0.046	0.033	0.000	0.031	0.030	0.031	0.031	0.033	0.033	0.000	0.030	0.048
La	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Hf	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.002	0.000	0.000	0.000	0.002	0.000	0.001
Ta	0.000	0.000	0.001	0.000	0.001	0.000	0.000	0.000	0.001	0.000	0.000	0.000	0.000	0.001
W	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Pt	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Au	0.000	0.000	0.000	0.000	0.001	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Hg	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Tl	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Pb	0.002	0.000	0.000	0.000	0.003	0.003	0.000	0.000	0.000	0.004	0.000	0.000	0.012	0.000
Bi	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.002	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Th	0.000	0.000	0.001	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.002	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
U	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.003	0.000	0.000	0.000	0.000

Tabla 17: Resultados químicos de las muestras de suelo analizadas sin normalizar.

Las muestras de suelo fueron tomadas para las vetas que presentaban mayores corridas, vale decir, las estructuras E1, E2, E3, E4, y E15. Se puede observar que en todas las muestras analizadas existen anomalías de Cu. Además, hay que destacar que en la muestra D3-S7-E3 existe la presencia de Au, siendo esta de 10 ppm, lo cual representa un alto valor para este elemento.

Se adjunta un gráfico tipo boxplot, en el cual se analizan los valores del elemento Cu en 14 muestras de suelo (figura 44).

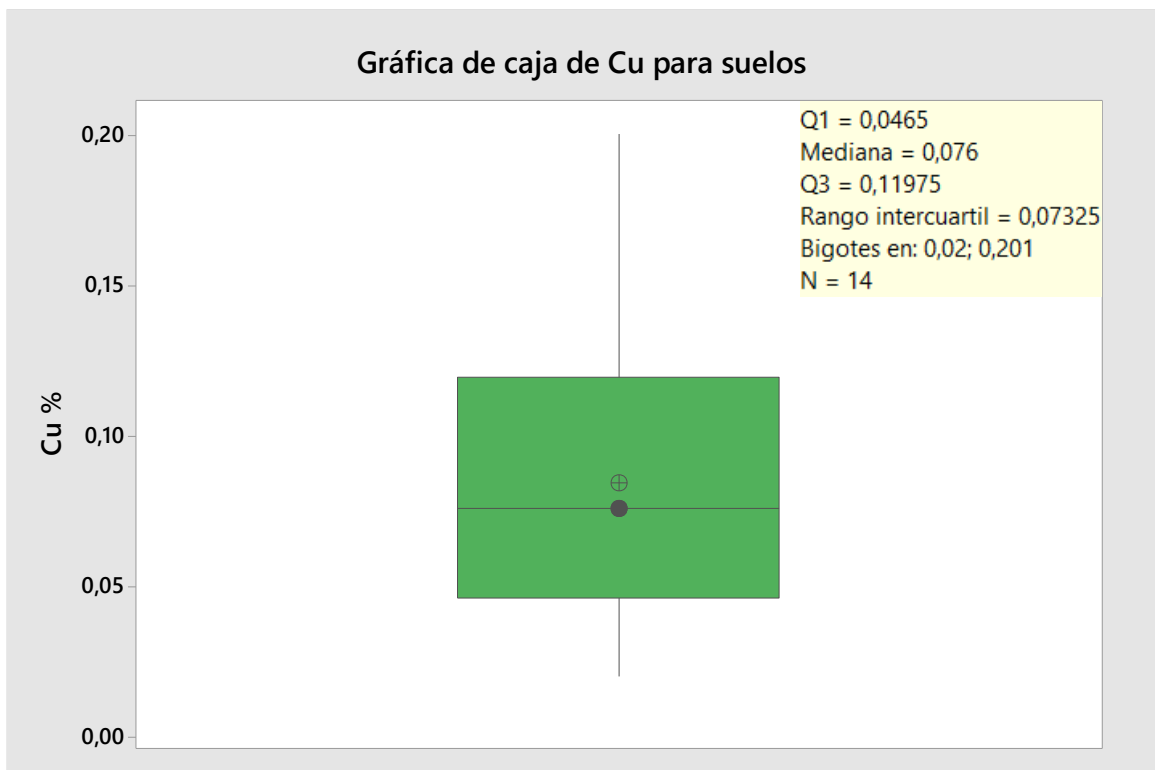


Figura 44: Gráfico de cajas para Cu, obtenido a partir de las muestras de suelo.

Los resultados del gráfico indican que la concentración mínima para el Cu es de 0.02 %, mientras que el máximo es de 0.201 %. La mediana de los datos es de 0.076 %, y la ley media es de 0.084 %. Finalmente, el gráfico indica que el 50% de las muestras tienen concentraciones entre 0.047 % y 0.120 %.

5.6 Potencial económico de las vetas

A partir de los resultados obtenidos del análisis químico de menas, se realizó el cálculo de los recursos inferidos de cada estructura mineralizada, tomando como elemento de interés el Cu (tabla 18). Para cada veta, se consideraron potencias promedio, y sus correspondientes corridas, mientras que, para todas ellas, se consideró una profundidad inferida mínima de 10 m. Además, se consideró una densidad promedio de 2,74 g/cm³ para la roca de caja tonalítica, valor tomado de la tabla de densidades promedios (Winkler, 1973; Komar, 1987) (tabla 3).

A continuación, se presentan los resultados obtenidos:

		Leyes de Cu (%)				Ley media Cu (%)
Estructuras	E1	6.753	1.450	6.596	16.234	7.758
	E2	1.995	7.000	-	-	4.498
	E3	6.939	6.988	8.954	-	7.627
	E4	12.176	13.778	6.558	-	10.837
	E5	21.141	2.995	-	-	12.068
	E6	2.370	-	-	-	2.370
	E7	3.359	1.734	6.133	-	3.742
	E8	1.023	-	-	-	1.023
	E9	12.284	-	-	-	12.284
	E10	18.394	4.996	-	-	11.695
	E11	5.016	-	-	-	5.016
	E12	7.248	-	-	-	7.248
	E13	6.600	-	-	-	6.600
	E14	9.269	-	-	-	9.269
	E15	2.994	2.367	1.457	-	2.273

Tabla 18: Resultados de las leyes de Cu para cada veta, junto con su ley media (%).

Las leyes medias de Cu más altas se encuentran en las estructuras E9, E5, y E10 respectivamente. Mientras que las leyes medias más bajas corresponden a las estructuras E8, E15, y E6 respectivamente. Finalmente, la ley de Cu más alta muestreada corresponde a la estructura E5, con un valor de 21,141 % de Cu.

Estructuras	Corrida (m)	Potencia (m)	Profundidad (m)	Volumen (m3)	Densidad (Kg/m3)	Tonelaje (Kg)	Ley media Cu	Fino de Cu (Kg)	Fino de Cu (Ton)
E1	116	0.70	10	812	2740	2224880	0.078	172610.640	172.611
E2	22	0.70	10	154	2740	421960	0.045	18977.651	18.978
E3	60	0.55	10	330	2740	904200	0.076	68963.334	68.963
E4	68	0.60	10	408	2740	1117920	0.108	121152.717	121.153
E5	20	0.55	10	110	2740	301400	0.121	36372.952	36.373
E6	12	0.70	10	84	2740	230160	0.024	5454.792	5.455
E7	28	0.40	10	112	2740	306880	0.037	11483.450	11.483
E8	10	0.80	10	80	2740	219200	0.010	2242.416	2.242
E9	17	3.50	10	595	2740	1630300	0.123	200266.052	200.266
E10	18	0.50	10	90	2740	246600	0.117	28839.870	28.840
E11	10	0.35	10	35	2740	95900	0.050	4810.344	4.810
E12	10	0.40	10	40	2740	109600	0.072	7943.808	7.944
E13	20	0.75	10	150	2740	411000	0.066	27126.000	27.126
E14	17	0.60	10	102	2740	279480	0.093	25905.001	25.905
E15	70	0.70	10	490	2740	1342600	0.023	30512.823	30.513

Tabla 19: Parámetros utilizados para el cálculo de fino de Cu (ton) de cada veta.

Las vetas que poseen mayor tonelaje de roca-mineral son las estructuras E1 y E9 respectivamente. Así mismo, son estas dos estructuras las que poseen mayor tonelaje en cuanto a fino de Cu, siendo la estructura E9 la que posee la mayor cantidad. A esta le siguen las estructuras E1, E4, y posteriormente E3.

Por el contrario, las estructuras con menos contenido de fino de Cu son las estructuras E8, E11, E6, y E12 respectivamente. Este bajo contenido en Cu se debe al poco volumen que poseen estas vetas, y además a las bajas leyes medias que presentan, particularmente las estructuras E8 y E6.

Se adjunta un gráfico tipo boxplot, en el cual se analizan los valores del elemento Cu en 29 muestras de vetas (figura 45).

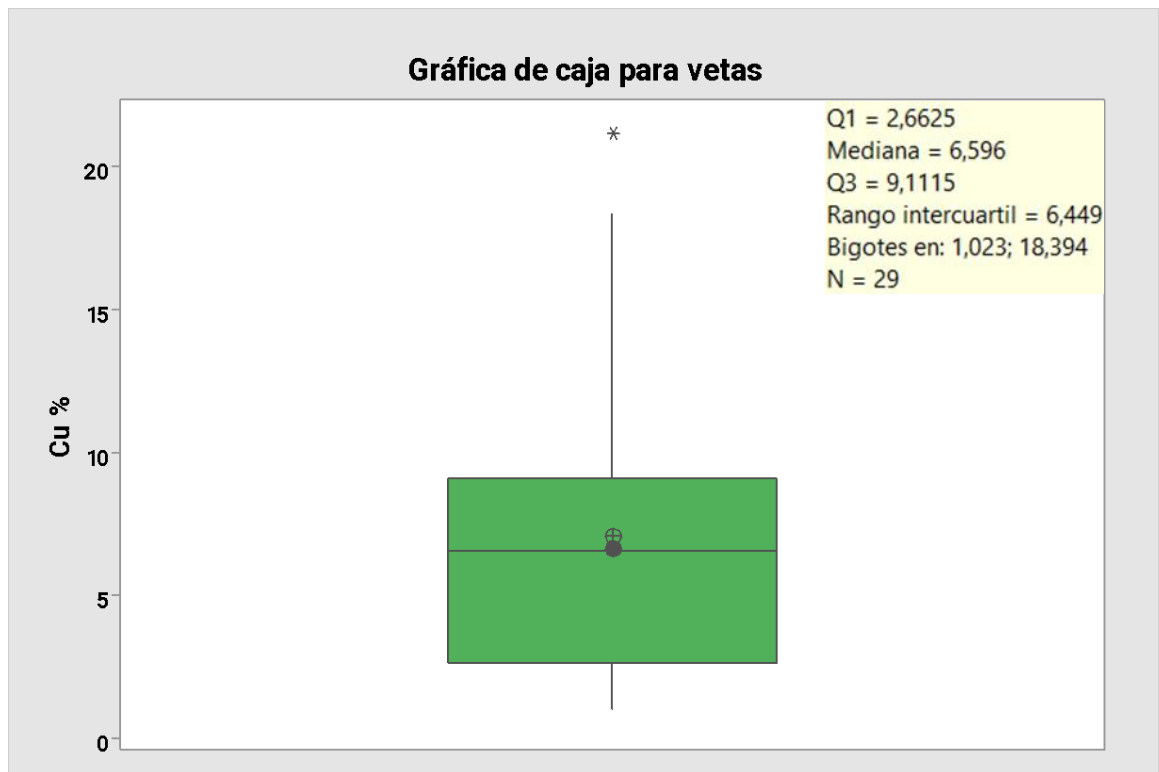


Figura 45: Gráfico de cajas para Cu, obtenido a partir de las muestras de vetas.

Los resultados del gráfico indican que la ley mínima para el Cu es de 1.023 %, mientras que la ley máxima es de 18.394 %. La mediana de los datos es de 6.596 % de Cu, y la ley media es de

7.061 %. Se observa un valor atípico que está sobre el bigote, el cual indica una ley de 21.141 %. Y finalmente, el gráfico indica que el 50% de las muestras tienen leyes entre 2.663 % y 9.112 %.

Por último, se realiza un análisis de correlación de Pearson en donde se consideran todas las muestras de vetas, y solo se analizan con respecto a los elementos (se excluyen los óxidos mayores) (tabla 20).

Elementos	S	Cl	Ti	V	Cr	Mn	Fe	Co	Ni	Cu	Zn	As	Se	Rb	Sr	Y	Zr	Nb	Mo	Pd	Ag	Cd	Sn	Sb	Ba	La	Hf	Ta	W	Pt	Au	Hg	Tl	Pb	Bi	Th	U		
S	1.000																																						
Cl	-0.040	1.000																																					
Ti	0.619	-0.118	1.000																																				
V	0.539	-0.034	0.050	1.000																																			
Cr	0.264	-0.037	0.031	0.655	1.000																																		
Mn	-0.004	-0.094	0.265	-0.079	-0.116	1.000																																	
Fe	0.176	-0.544	0.170	-0.050	-0.023	0.217	1.000																																
Co	-0.077	-0.107	0.018	-0.059	-0.086	0.739	0.376	1.000																															
Ni	-0.198	-0.194	0.159	-0.110	-0.096	0.179	-0.005	0.294	1.000																														
Cu	-0.145	-0.112	0.306	-0.199	-0.142	0.544	0.323	0.610	0.803	1.000																													
Zn	0.041	0.024	-0.011	-0.048	-0.065	0.006	-0.063	0.112	0.000	0.038	1.000																												
As	0.463	-0.031	0.033	0.933	0.765	-0.077	-0.054	-0.058	-0.136	-0.202	-0.031	1.000																											
Se	0.239	-0.070	-0.083	0.576	0.515	-0.106	-0.167	-0.078	-0.130	-0.278	-0.066	0.670	1.000																										
Rb	0.397	-0.210	0.602	0.228	0.158	0.445	-0.038	0.183	0.343	0.401	-0.262	0.175	-0.102	1.000																									
Sr	0.064	-0.017	0.011	0.215	0.562	-0.048	0.054	-0.096	-0.167	-0.076	-0.063	0.272	0.124	0.159	1.000																								
Y	-0.137	-0.187	0.211	-0.195	-0.155	0.228	0.085	0.147	-0.009	0.165	-0.116	-0.193	-0.228	0.155	-0.077	1.000																							
Zr	0.133	-0.239	0.495	0.366	0.424	0.504	-0.133	0.146	0.260	0.363	-0.181	0.429	0.323	0.622	0.331	0.138	1.000																						
Nb	-0.117	-0.125	-0.176	-0.098	-0.118	-0.115	-0.168	-0.084	-0.293	-0.199	-0.085	-0.094	-0.106	-0.199	-0.140	0.051	-0.299	1.000																					
Mo	0.146	0.005	-0.123	0.449	0.397	-0.032	0.194	0.083	-0.112	-0.093	-0.078	0.545	0.329	-0.075	0.172	-0.040	0.112	-0.071	1.000																				
Pd	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	1.000																			
Ag	-0.065	-0.075	-0.119	-0.053	-0.066	-0.064	-0.038	-0.047	-0.219	-0.172	-0.047	-0.051	-0.059	-0.162	-0.115	-0.138	-0.182	0.556	-0.040	0.000	1.000																		
Cd	0.368	0.243	0.027	0.799	0.523	-0.141	0.171	-0.106	-0.076	-0.152	-0.083	0.768	0.458	0.014	0.197	-0.157	0.266	-0.145	0.676	0.000	-0.081	1.000																	
Sn	0.171	-0.094	-0.106	0.556	0.606	-0.111	-0.173	-0.056	-0.117	-0.203	-0.084	0.746	0.722	0.028	0.171	-0.170	0.383	-0.141	0.431	0.000	-0.079	0.440	1.000																
Sb	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	1.000															
Ba	0.113	0.200	0.241	-0.172	-0.011	-0.143	0.270	-0.159	-0.057	-0.020	-0.152	-0.168	0.062	-0.004	0.428	-0.084	0.032	-0.218	0.040	0.000	-0.121	0.184	-0.152	0.000	1.000														
La	0.812	-0.033	0.706	-0.027	-0.066	0.048	0.269	-0.047	-0.163	-0.034	-0.046	-0.028	-0.059	0.339	-0.041	-0.013	-0.041	-0.064	-0.071	0.000	-0.036	-0.081	-0.079	0.000	0.266	1.000													
Hf	-0.210	-0.194	-0.071	-0.141	-0.177	-0.030	-0.024	-0.109	-0.016	0.129	-0.160	-0.116	-0.098	-0.059	-0.262	0.312	0.082	-0.062	0.009	0.000	0.036	-0.111	0.025	0.000	-0.117	-0.130	1.000												
Ta	0.437	-0.032	0.018	0.926	0.771	-0.087	-0.058	-0.064	-0.128	-0.199	-0.046	0.999	0.672	0.169	0.278	-0.189	0.433	-0.088	0.548	0.000	-0.049	0.767	0.757	0.000	-0.167	-0.049	-0.110	1.000											
W	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000		
Pt	0.239	-0.019	0.000	0.634	0.751	-0.065	-0.035	-0.047	-0.126	-0.150	-0.036	0.868	0.648	0.069	0.293	-0.138	0.430	-0.064	0.550	0.000	-0.036	0.558	0.848	0.000	-0.121	-0.036	-0.054	0.878	0.000	1.000									
Au	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000		
Hg	0.239	-0.019	0.000	0.634	0.751	-0.065	-0.035	-0.047	-0.126	-0.150	-0.036	0.868	0.648	0.069	0.293	-0.138	0.430	-0.064	0.550	0.000	-0.036	0.558	0.848	0.000	-0.121	-0.036	-0.054	0.878	0.000	1.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000		
Tl	0.477	-0.039	0.020	0.973	0.736	-0.092	-0.070	-0.069	-0.110	-0.202	-0.050	0.989	0.644	0.199	0.254	-0.202	0.410	-0.085	0.516	0.000	-0.037	0.793	0.686	0.000	-0.178	-0.053	-0.125	0.987	0.000	0.792	0.000	0.792	1.000						
Pb	0.397	-0.034	0.028	0.853	0.781	-0.056	-0.053	-0.045	-0.129	-0.180	-0.025	0.983	0.681	0.152	0.286	-0.170	0.453	-0.085	0.560	0.000	-0.043	0.712	0.804	0.000	-0.164	-0.031	-0.103	0.986	0.000	0.943	0.000	0.943	0.948	1.000					
Bi	-0.097	0.023	-0.135	-0.084	-0.081	-0.094	-0.024	-0.071	-0.128	-0.219	-0.073	-0.076	-0.090	-0.020	-0.021	-0.184	-0.127	-0.098	0.187	0.000	-0.054	-0.123	0.026	0.000	-0.185	-0.054	-0.091	-0.075	0.000	-0.054	0.000	-0.054	-0.074	-0.074	1.000				
Th	-0.238	-0.237	0.259	-0.194	-0.115	0.502	0.203	0.651	0.789	0.942	-0.002	-0.195	-0.228	0.344	-0.065	0.178	0.371	-0.179	-0.163	0.000	-0.138	-0.222	-0.167	0.000	-0.084	-0.138	0.067	-0.189	0.000	-0.138	0.000	-0.138	-0.195	-0.173	-0.158	1.000			
U	-0.176	-0.172	-0.311	-0.147	-0.178	-0.044	-0.296	0.058	-0.220	-0.257	-0.092	-0.135	-0.161	-0.267	-0.226	0.128	-0.362	0.626	-0.120	0.000	0.296	-0.219	-0.084	0.000	-0.329	-0.097	-0.125	-0.133	0.000	-0.097	0.000	-0.097	-0.137	-0.125	-0.107	-0.177	1.000		

Tabla 20: Matriz de correlación de Pearson para las muestras de vetas, analizando sólo los elementos presentes.

	0-0.10	Correlación inexistente
	0.10-0.29	Correlación débil
	0.30-0.49	Correlación moderada
	0.50-0.79	Correlación fuerte
	0.80-1	Correlación muy fuerte

Tabla 21: Los tipos de correlaciones y sus rangos de valores (- o +).

Con respecto al elemento Cu, este tiene correlaciones fuertes con los elementos Mn y Co, y correlaciones muy fuertes con los elementos Ni y Th. Además, todas estas correlaciones son positivas, lo cual indica que a medida que la concentración de Cu aumenta, las concentraciones de estos cuatro elementos también aumentan.

5.7 Determinación de recursos inferidos

Para estimar el potencial económico del área de estudio, se utilizaron secciones geológicas, las cuales se realizaron para cada veta. En donde se consideraron las potencias promedio, y sus correspondientes corridas, mientras que, para todas las vetas, se consideró una profundidad inferida mínima de 10 m, así como una densidad promedio de 2,74 g/cm³. Con la utilización de estos parámetros (detallados en la tabla 19), se logra obtener finalmente los tonelajes inferidos para cada estructura mineralizada.

A continuación, se muestran las secciones geológicas utilizadas para el cálculo de los tonelajes inferidos de cada veta:

Para la Estructura 1 se calcularon 2224.880 ton de roca-mineral, además se utilizaron las muestras d2-v1, d2-v1', d2-v2', y d2-v2, a partir de las cuales se estimaron 172.611 ton de Cu fino (figura 46).

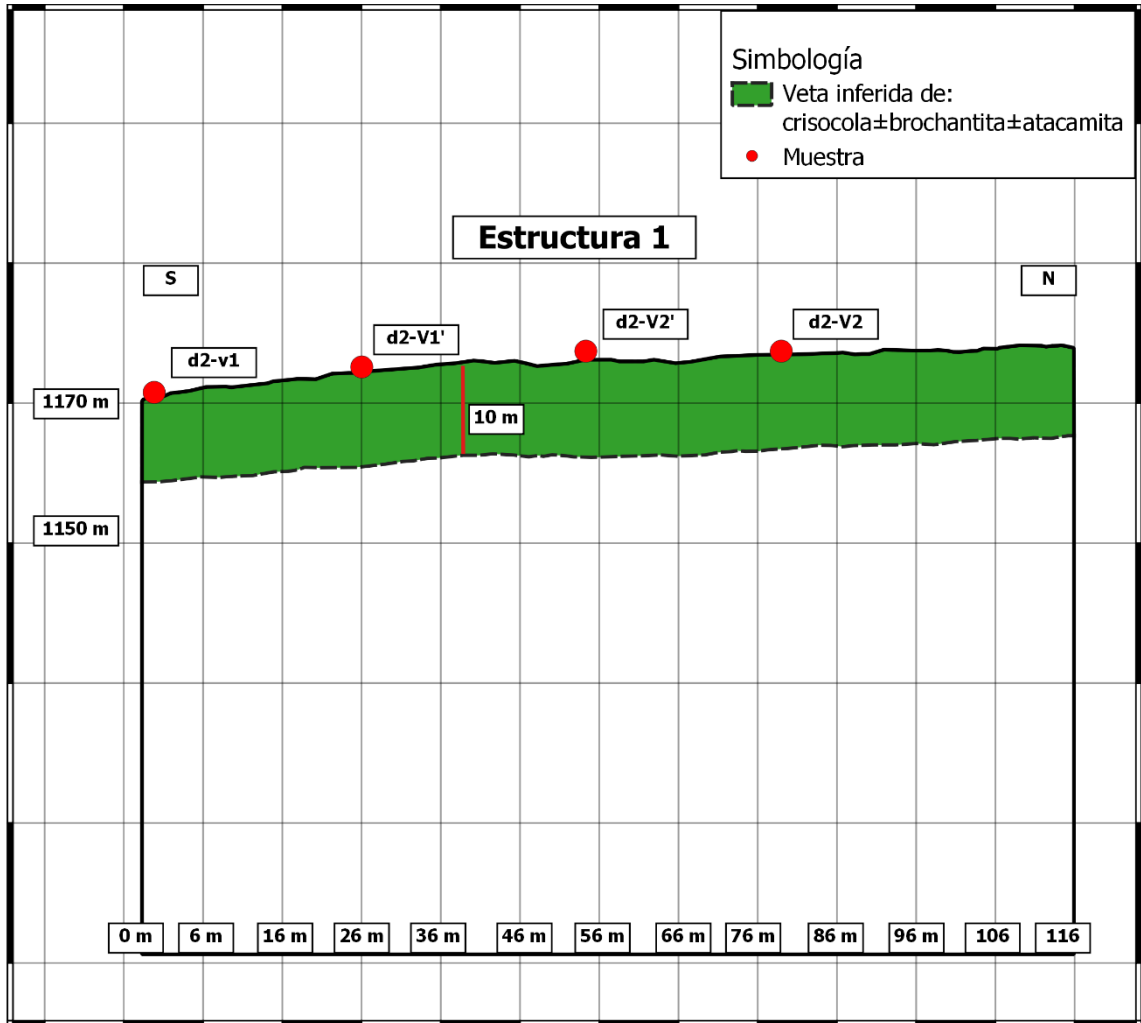


Figura 46: Sección geológica que indica el área de la estructura mineralizada 1 (Elaboración propia).

Para la Estructura 2 se calcularon 421.960 ton de roca-mineral, además se utilizaron las muestras d2-v3, y d2-v4, a partir de las cuales se estimaron 18.978 ton de Cu fino (figura 47).

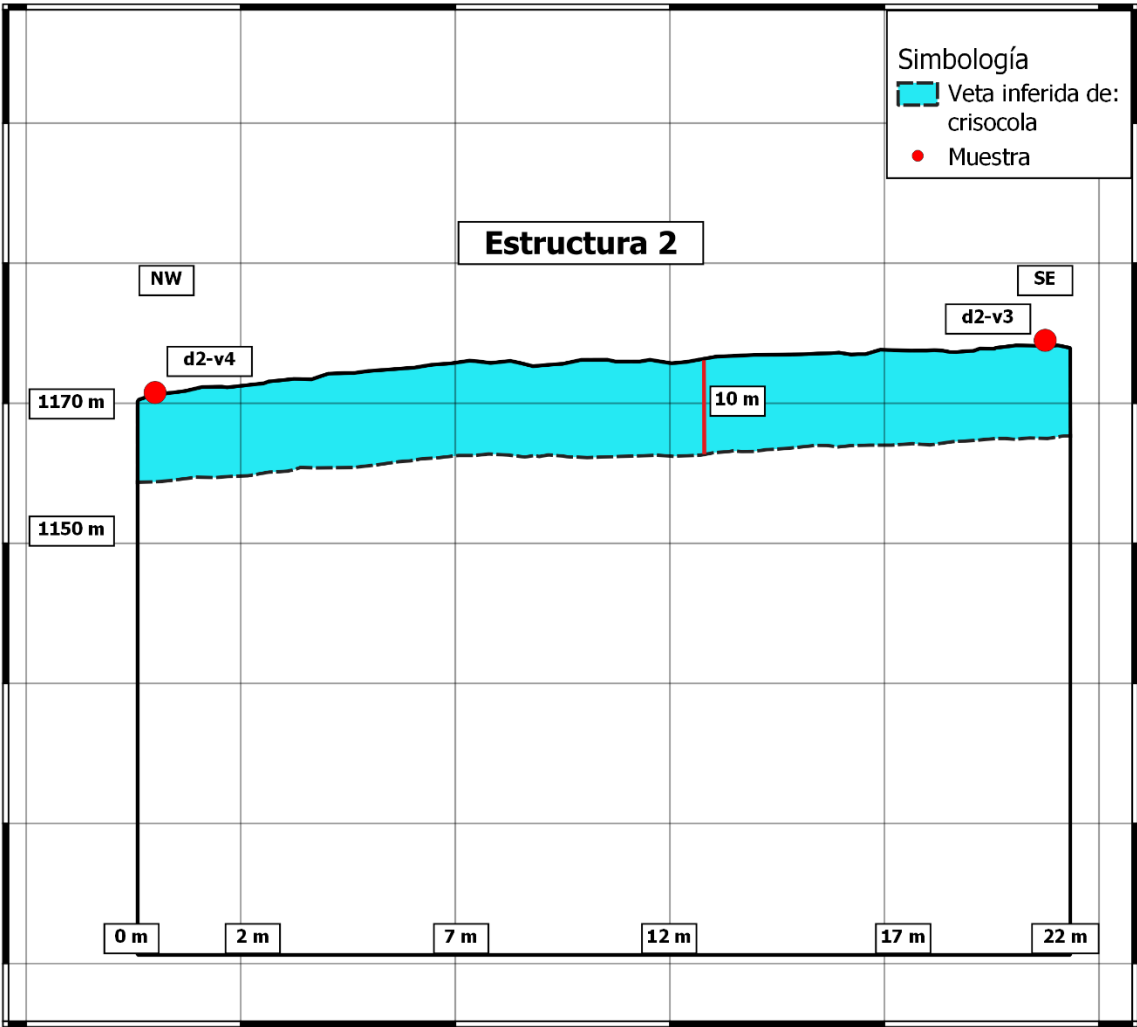


Figura 47: Sección geológica que indica el área de la estructura mineralizada 2 (Elaboración propia).

Para la Estructura 3 se calcularon 904.200 ton de roca-mineral, además se utilizaron las muestras d2-v8', d2-v7 y d2-v6', a partir de las cuales se estimaron 68.963 ton de Cu fino (figura 48).

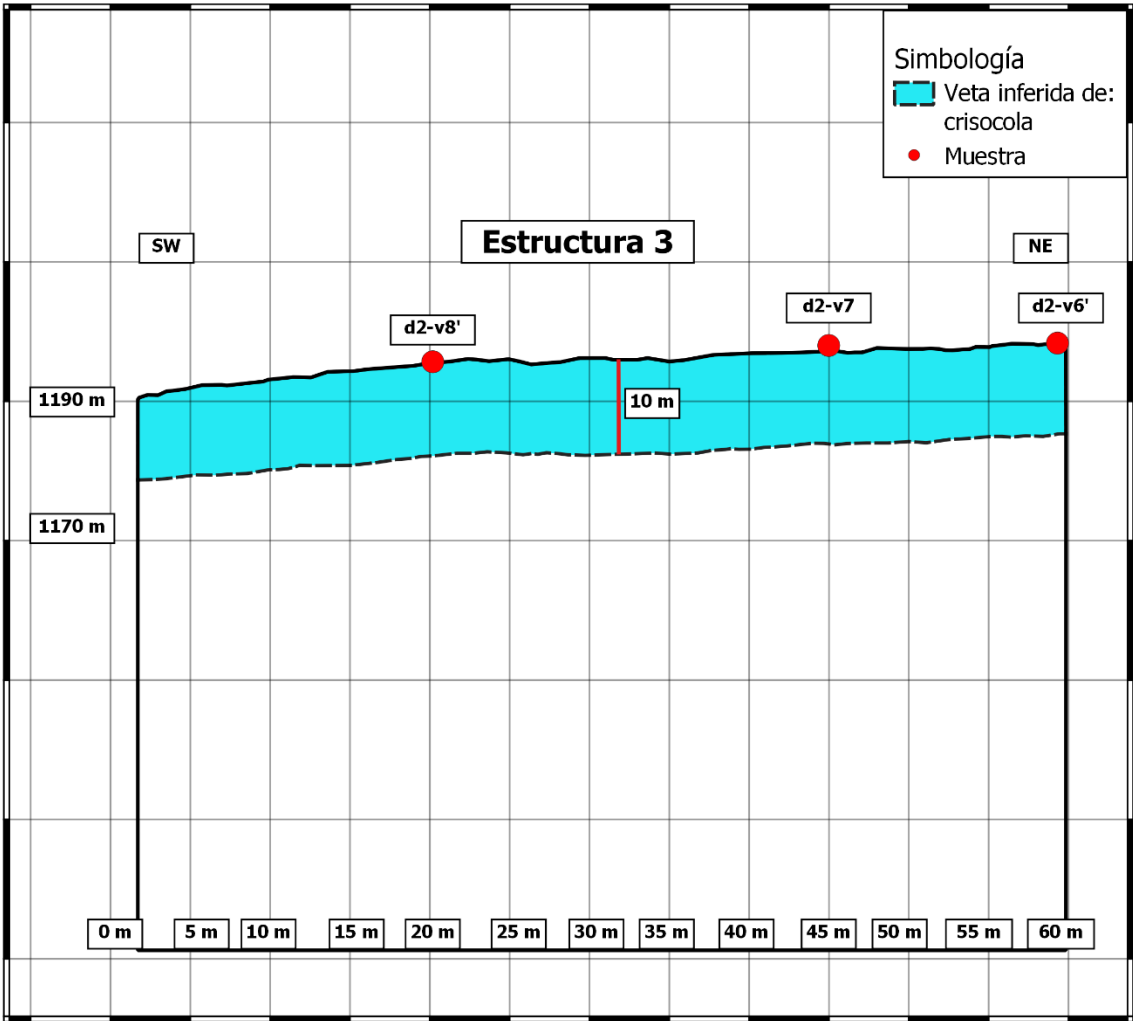


Figura 48: Sección geológica que indica el área de la estructura mineralizada 3 (Elaboración propia).

Para la Estructura 4 se calcularon 1117.920 ton de roca-mineral, además se utilizaron las muestras d3-v1, d3-v2', y d3-v3', a partir de las cuales se estimaron 121.153 ton de Cu fino (figura 49).

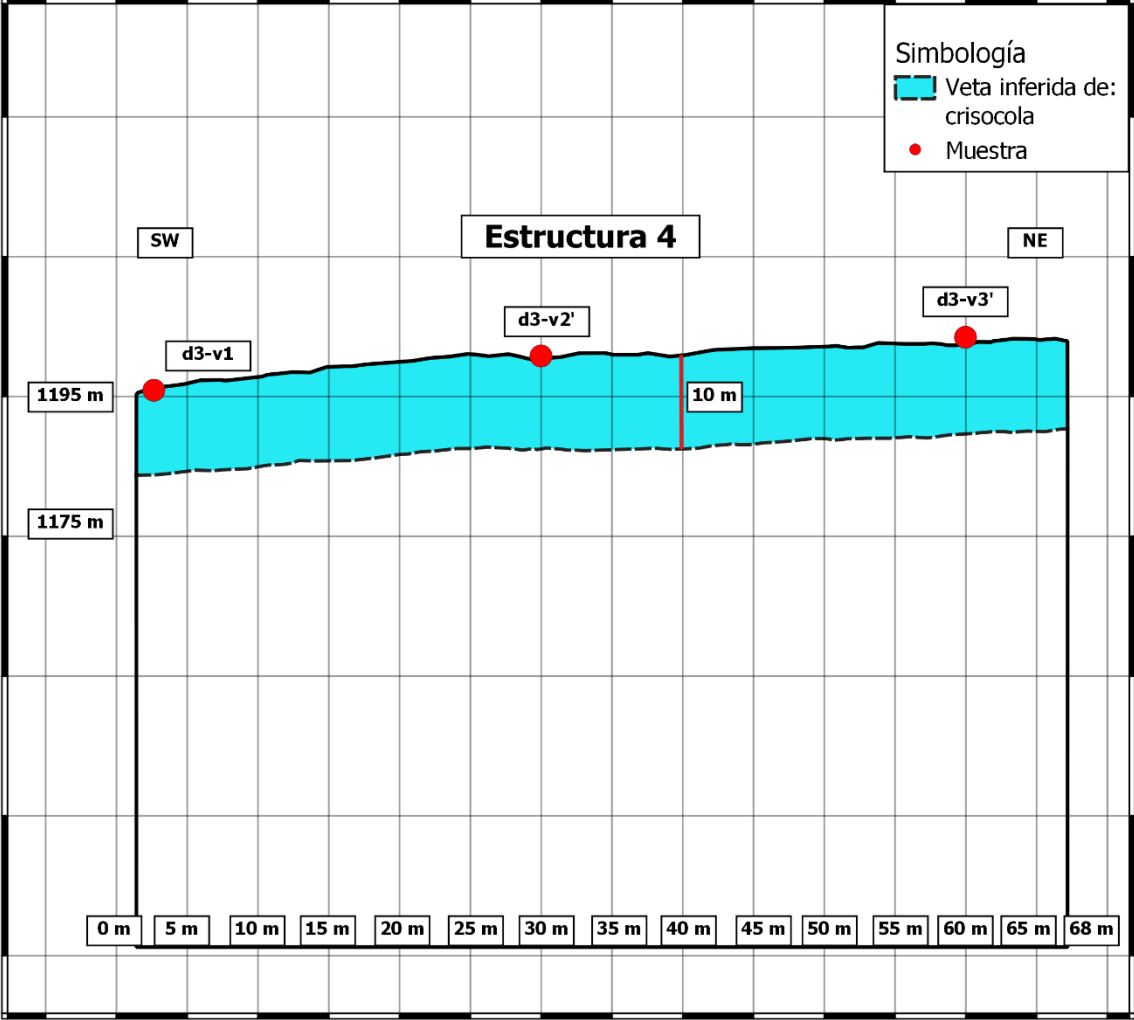


Figura 49: Sección geológica que indica el área de la estructura mineralizada 4 (Elaboración propia).

Para la Estructura 5 se calcularon 301.400 ton de roca-mineral, además se utilizaron las muestras d2-v5, y d2-v6, a partir de las cuales se estimaron 36.373 ton de Cu fino (figura 50).

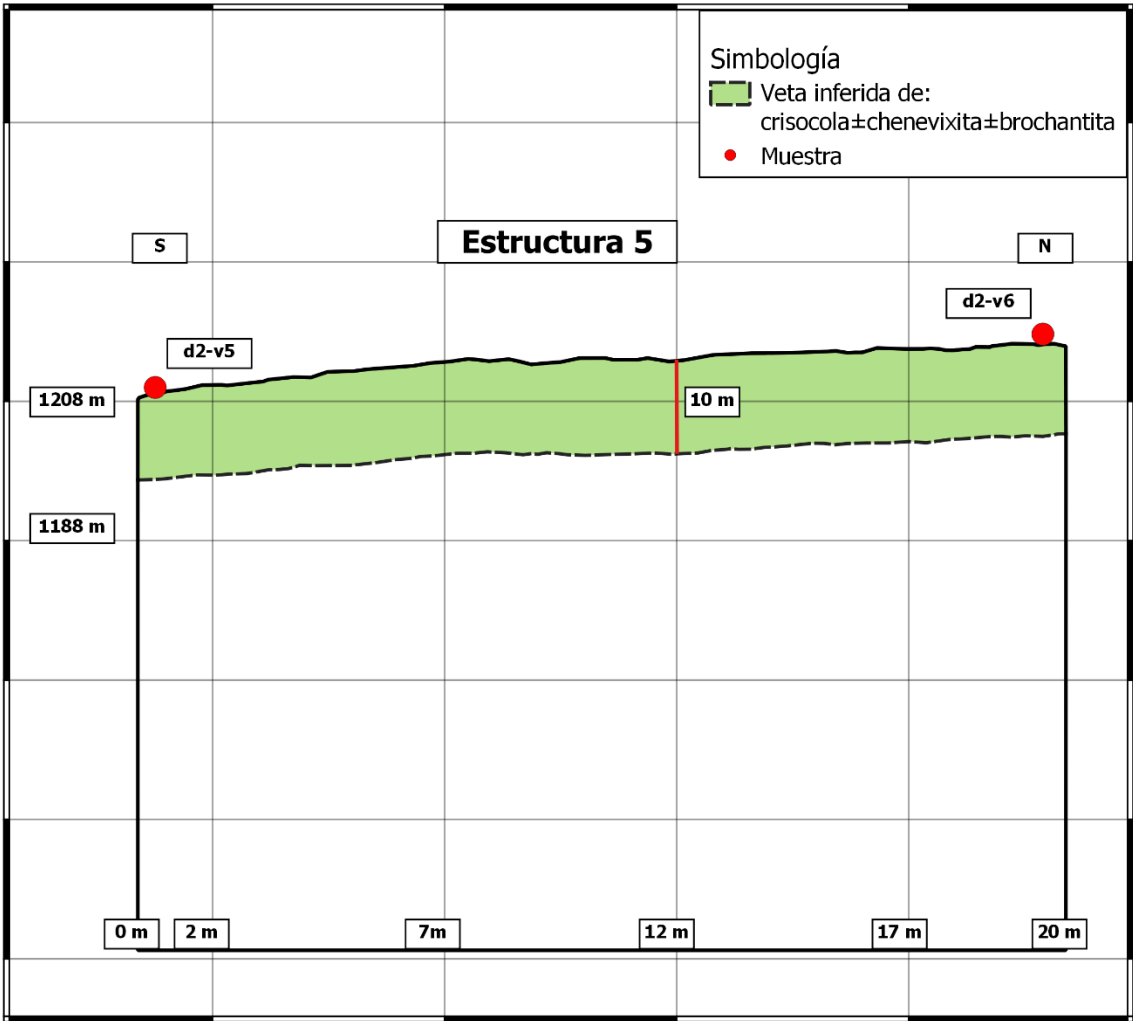


Figura 50: Sección geológica que indica el área de la estructura mineralizada 5 (Elaboración propia).

Para la Estructura 6 se calcularon 230.160 ton de roca-mineral, además se utilizó la muestra d1-v1, a partir de la cual se estimaron 5.455 ton de Cu fino (figura 51).

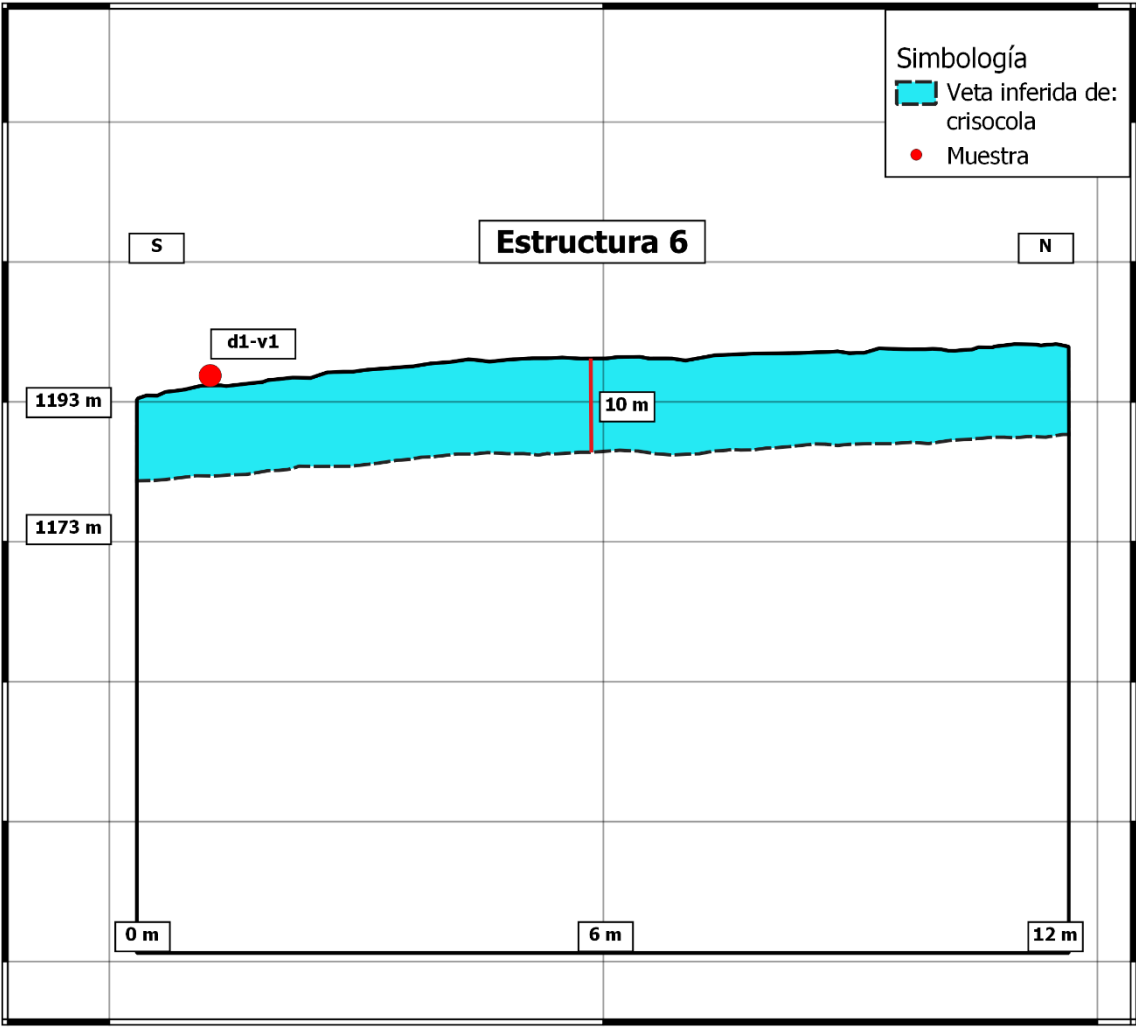


Figura 51: Sección geológica que indica el área de la estructura mineralizada 6 (Elaboración propia).

Para la Estructura 7 se calcularon 306.880 ton de roca-mineral, además se utilizaron las muestras d3-v13', d3-v12, y d3-v11, a partir de las cuales se estimaron 11.483 ton de Cu fino (figura 52).

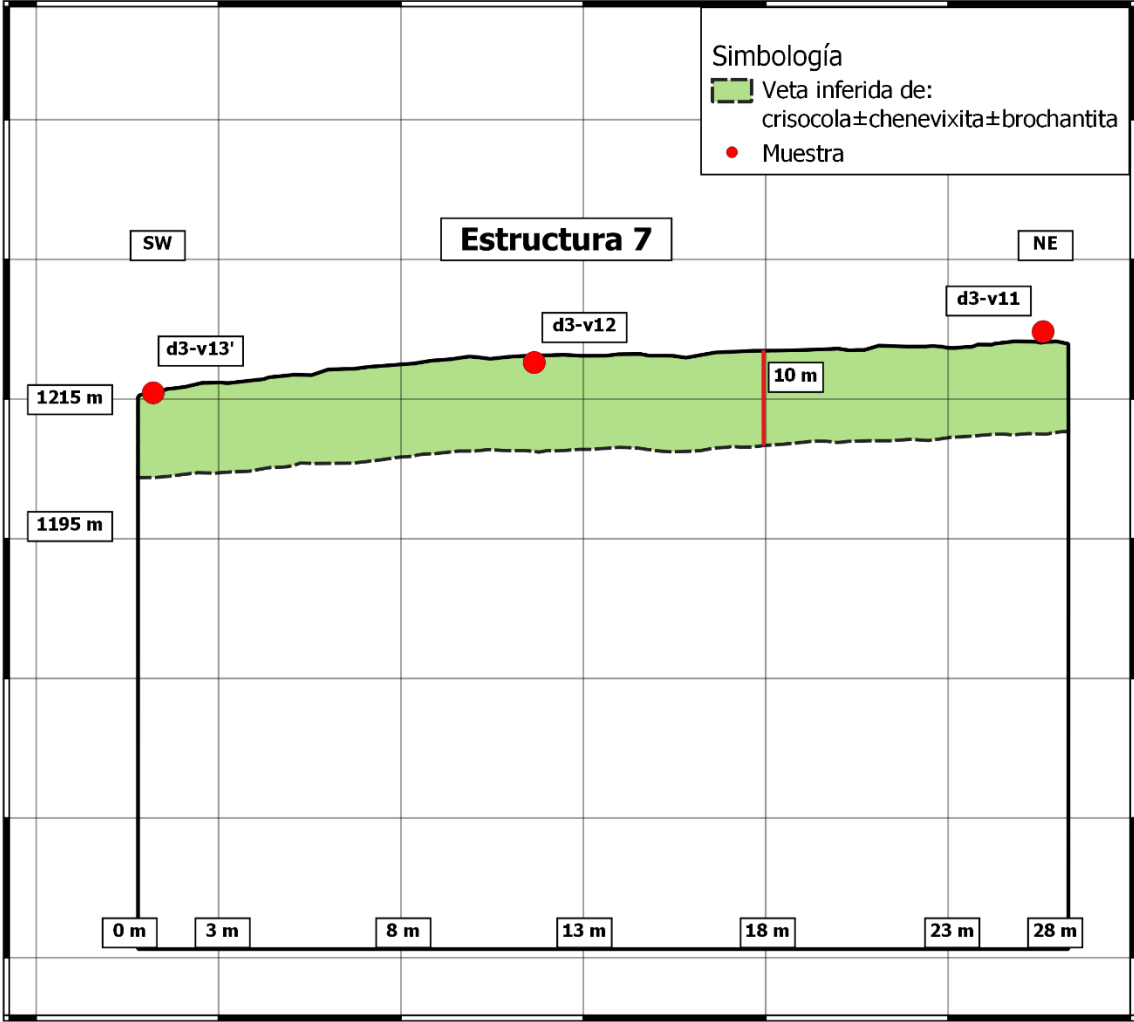


Figura 52: Sección geológica que indica el área de la estructura mineralizada 7 (Elaboración propia).

Para la Estructura 8 se calcularon 219.200 ton de roca-mineral, además se utilizó la muestra d2-v9, a partir de la cual se estimaron 2.242 ton de Cu fino (figura 53).

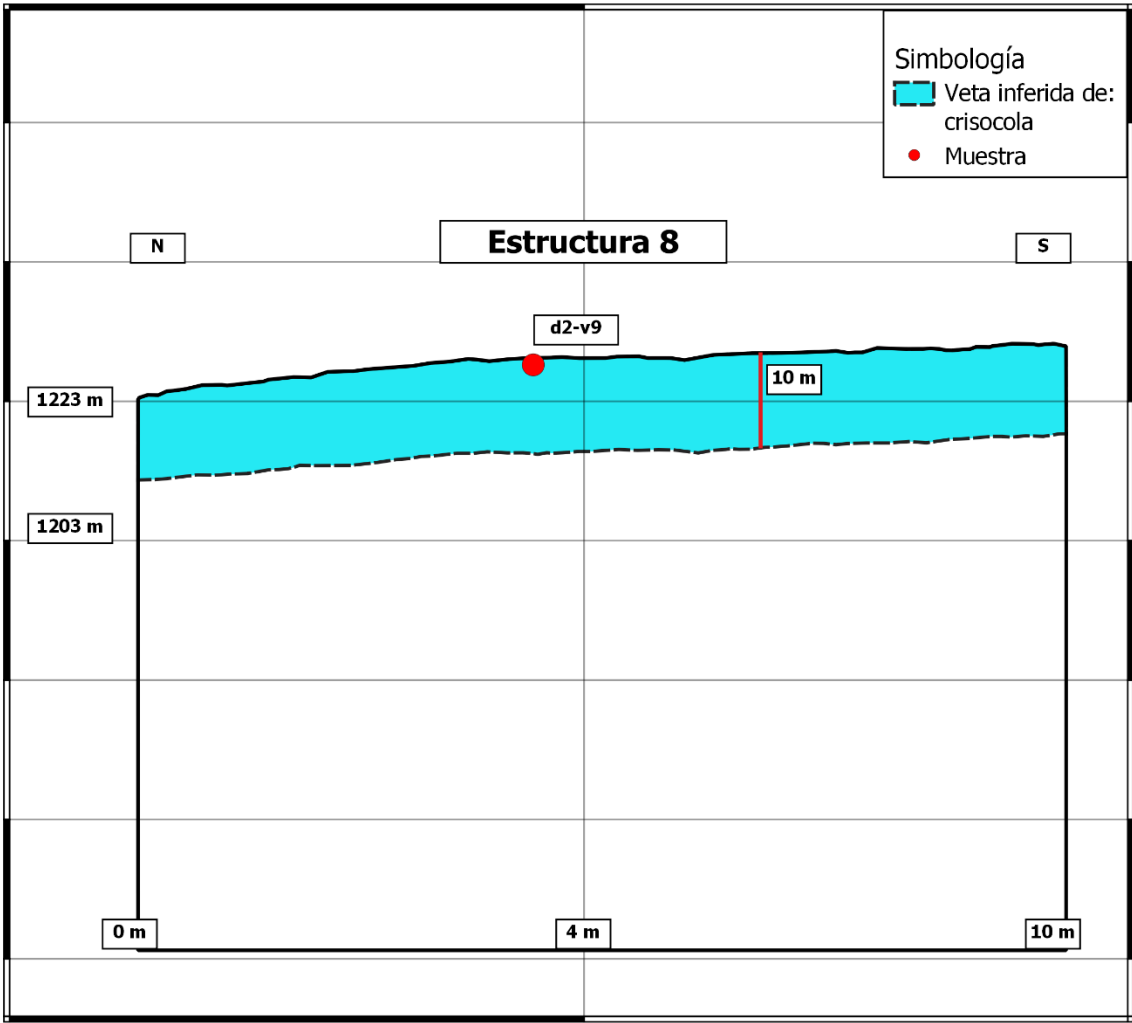


Figura 53: Sección geológica que indica el área de la estructura mineralizada 8 (Elaboración propia).

Para la Estructura 9 se calcularon 1630.300 ton de roca-mineral, además se utilizó la muestra d2-v11, a partir de la cual se estimaron 200.266 ton de Cu fino (figura 54).

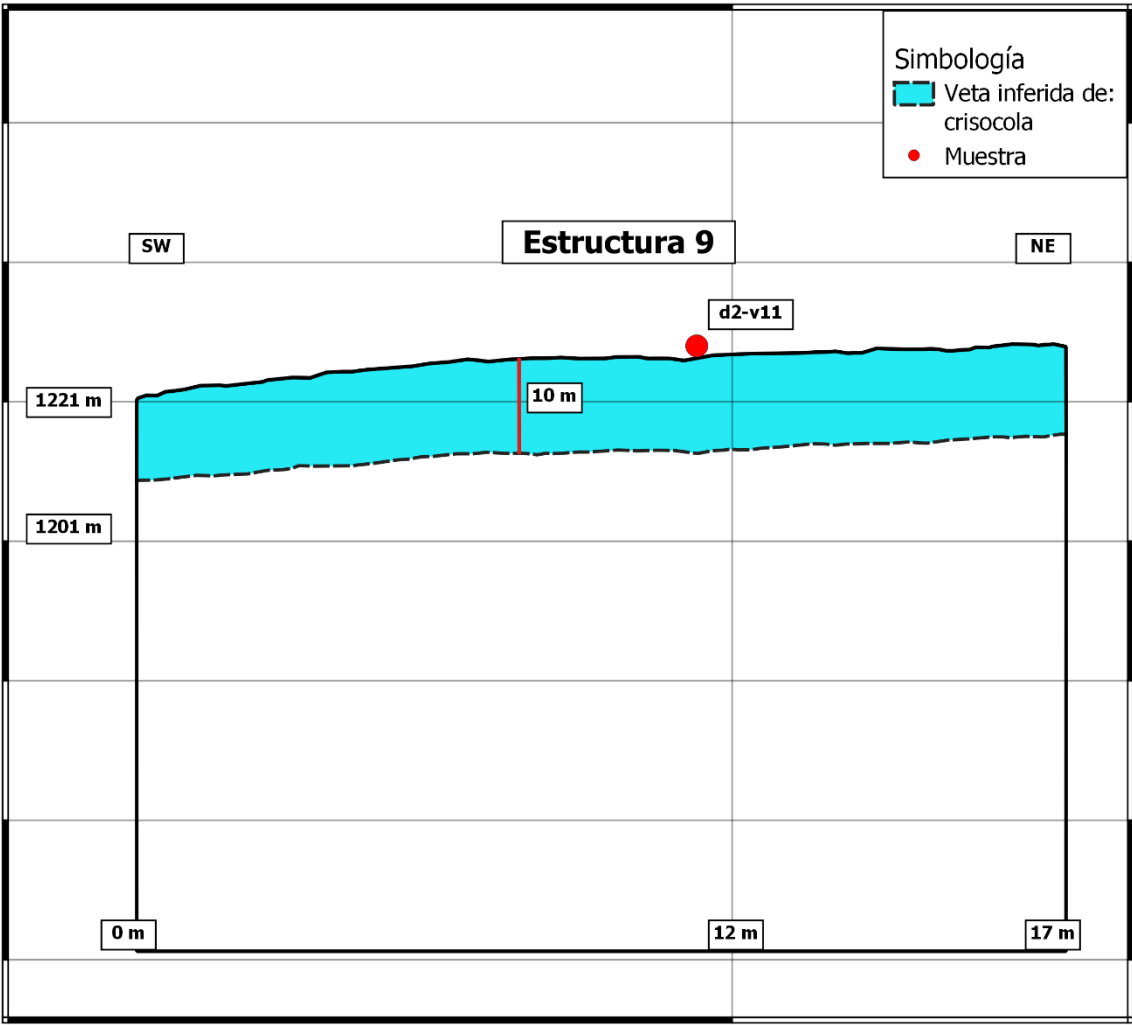


Figura 54: Sección geológica que indica el área de la estructura mineralizada 9 (Elaboración propia).

Para la Estructura 10 se calcularon 246.600 ton de roca-mineral, además se utilizaron las muestras d2-v8, y d2-v7', a partir de las cuales se estimaron 28.840 ton de Cu fino (figura 55).

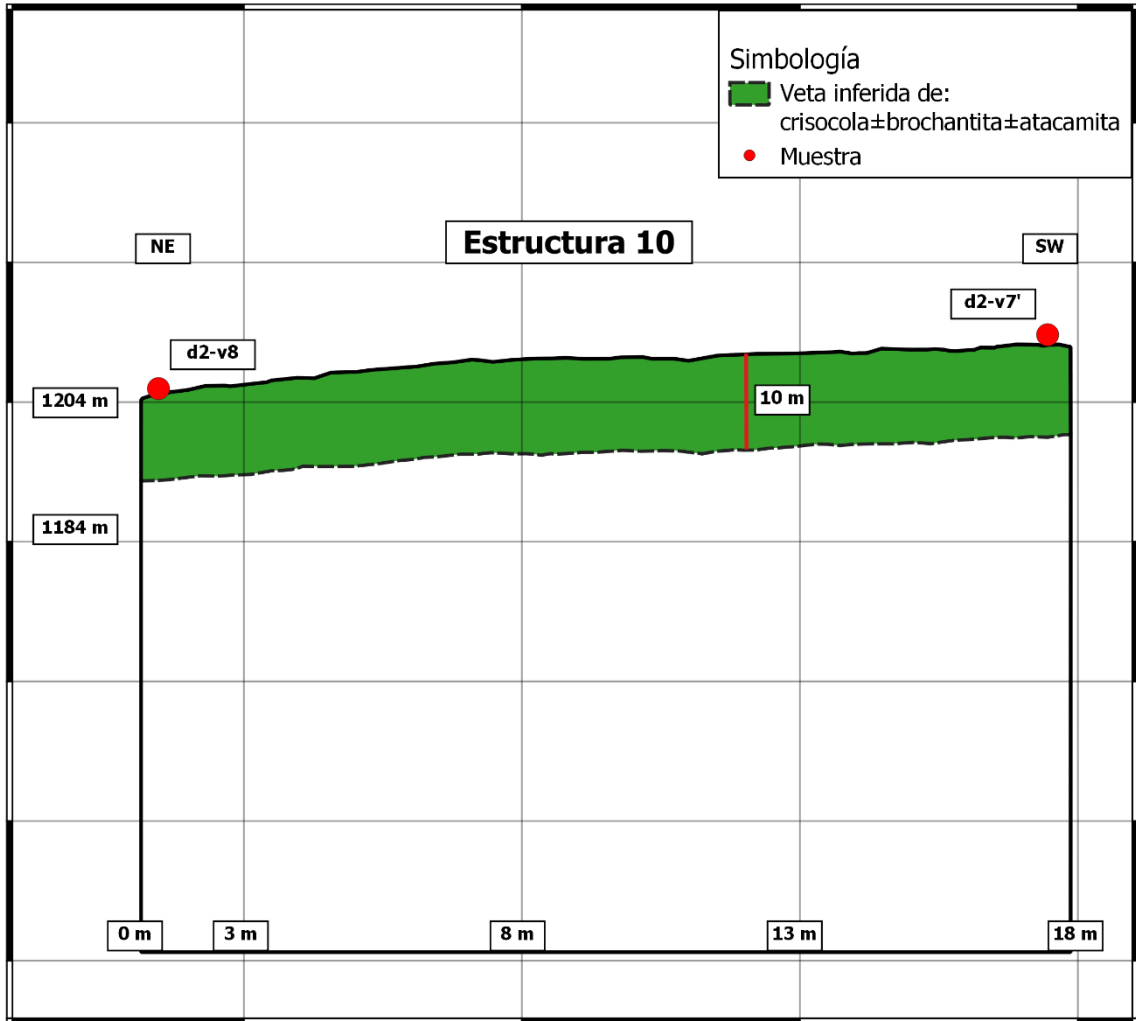


Figura 55: Sección geológica que indica el área de la estructura mineralizada 10 (Elaboración propia).

Para la Estructura 11 se calcularon 95.900 ton de roca-mineral, además se utilizó la muestra d3-v3, a partir de la cual se estimaron 4.810 ton de Cu fino (figura 56).

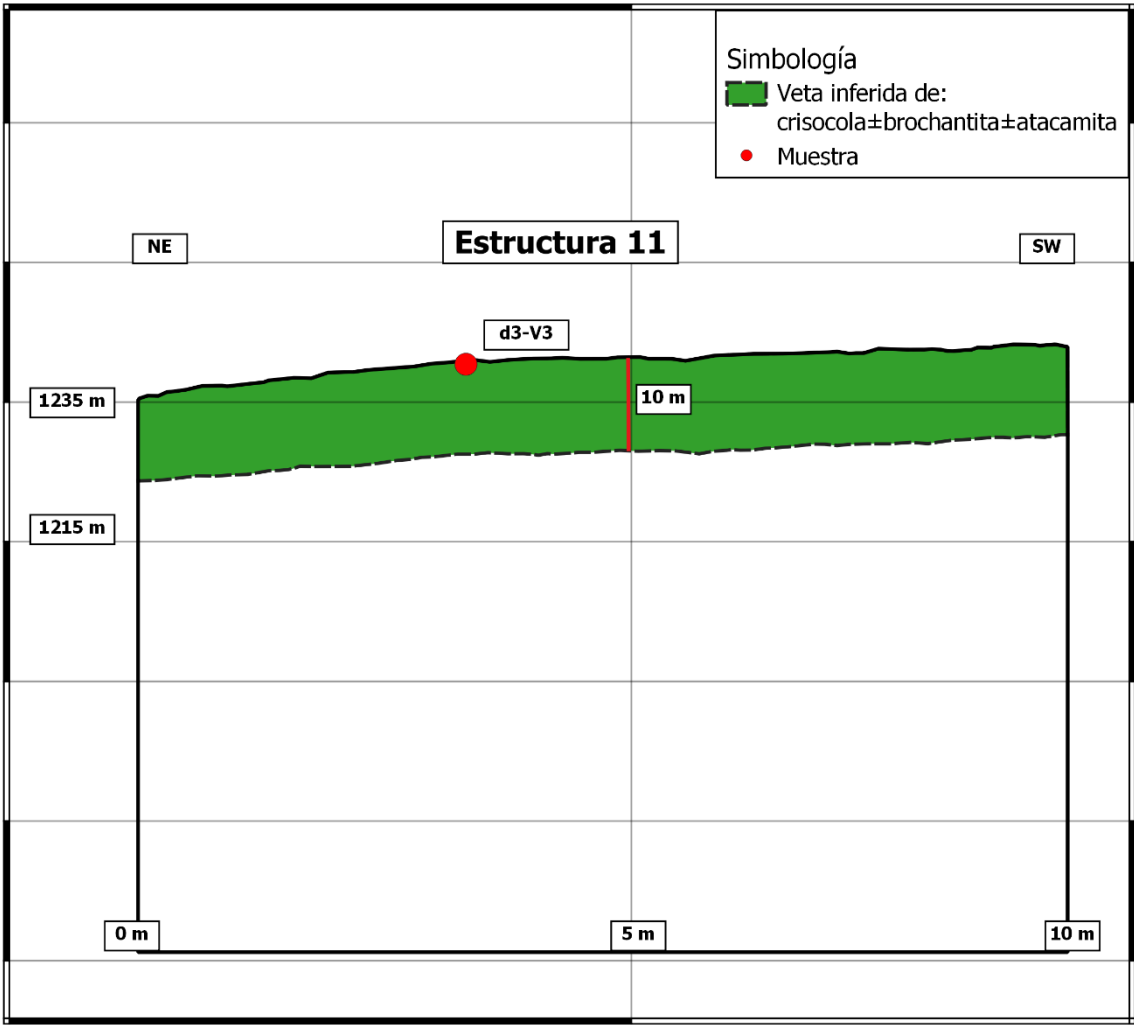


Figura 56: Sección geológica que indica el área de la estructura mineralizada 11 (Elaboración propia).

Para la Estructura 12 se calcularon 109.600 ton de roca-mineral, además se utilizó la muestra d3-v4, a partir de la cual se estimaron 7.944 ton de Cu fino (figura 57).

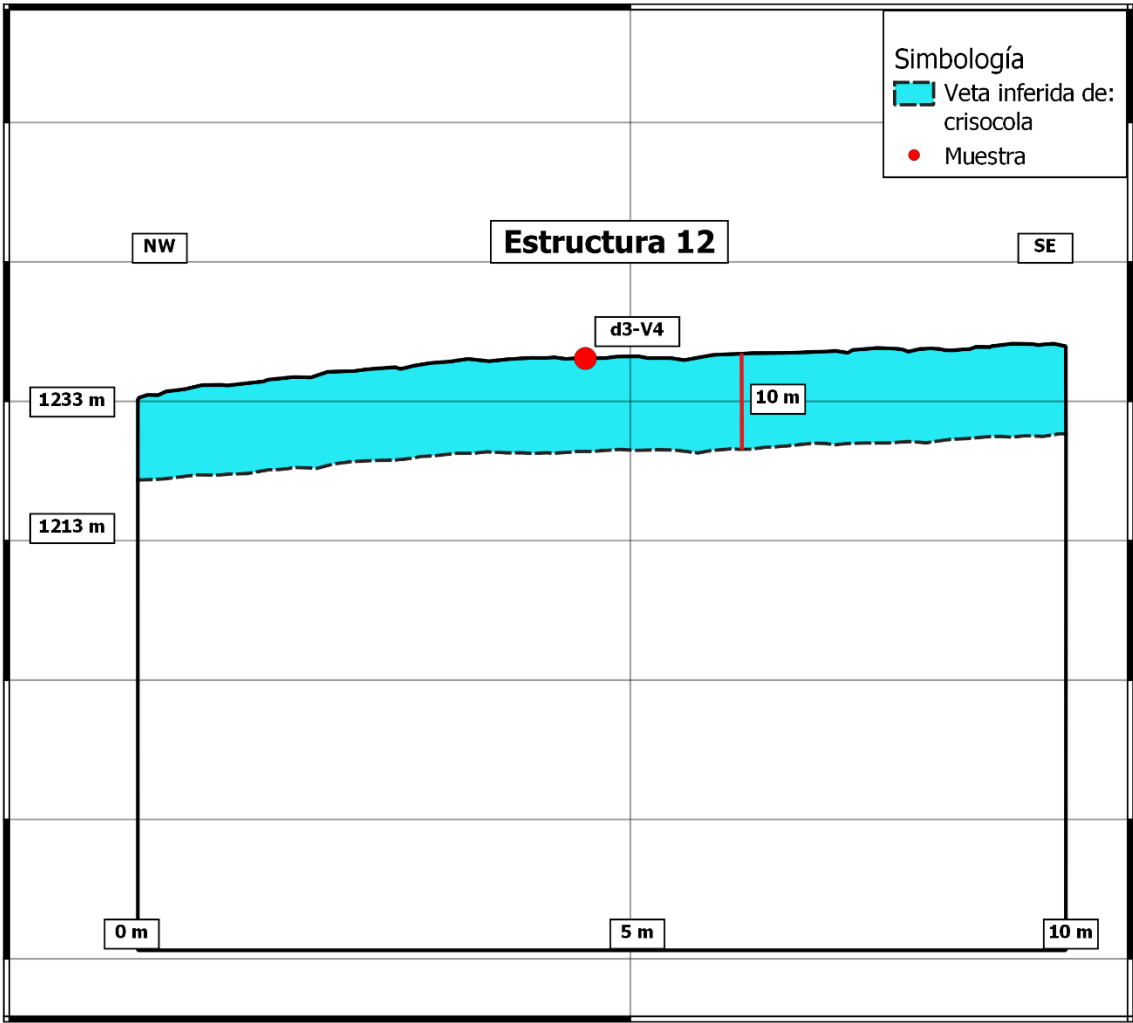


Figura 57: Sección geológica que indica el área de la estructura mineralizada 12 (Elaboración propia).

Para la Estructura 13 se calcularon 411.000 ton de roca-mineral, además se utilizó la muestra d3-v5, a partir de la cual se estimaron 27.126 ton de Cu fino (figura 58).

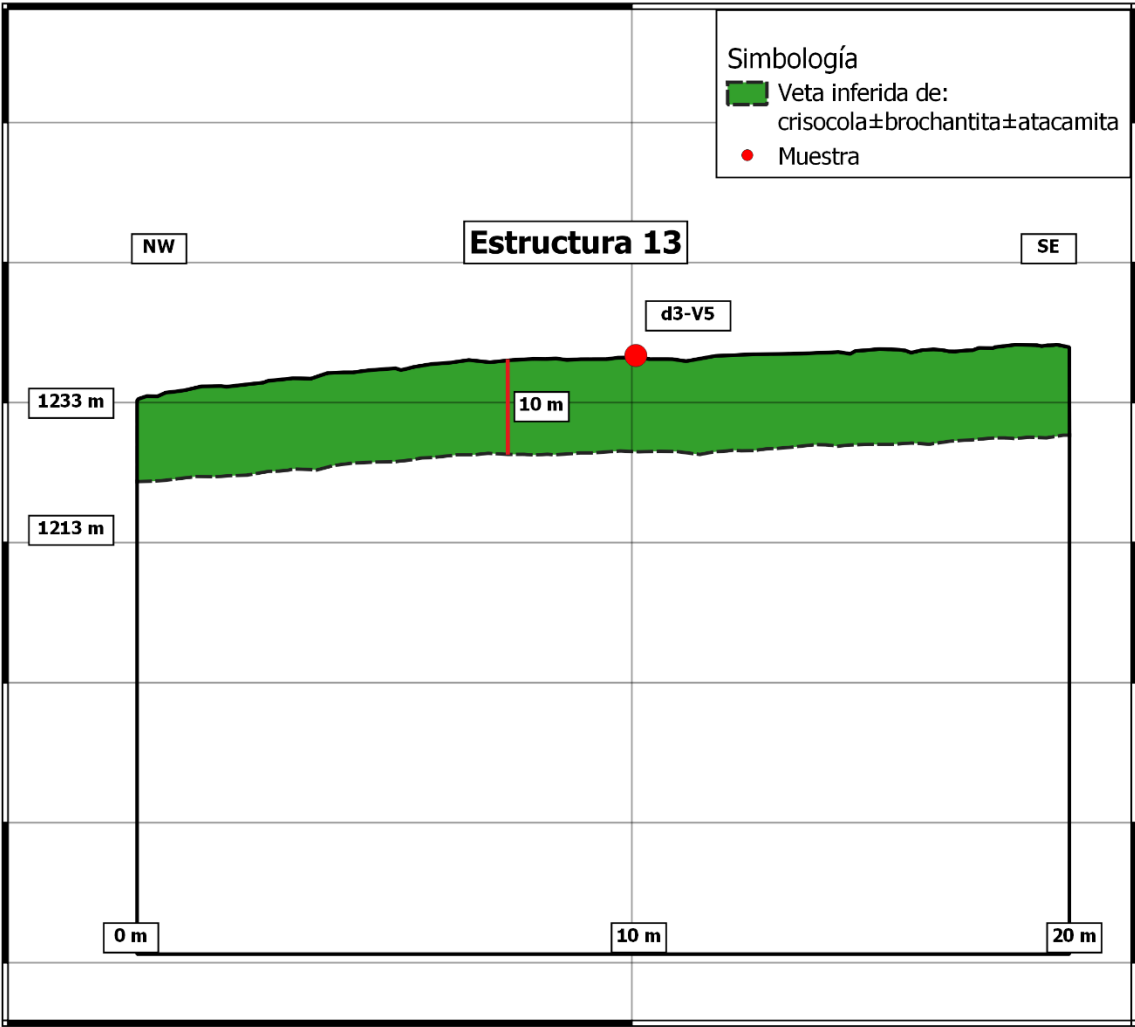


Figura 58: Sección geológica que indica el área de la estructura mineralizada 13 (Elaboración propia).

Para la Estructura 14 se calcularon 279.480 ton de roca-mineral, además se utilizó la muestra d3-v11, a partir de la cual se estimaron 25.905 ton de Cu fino (figura 59).

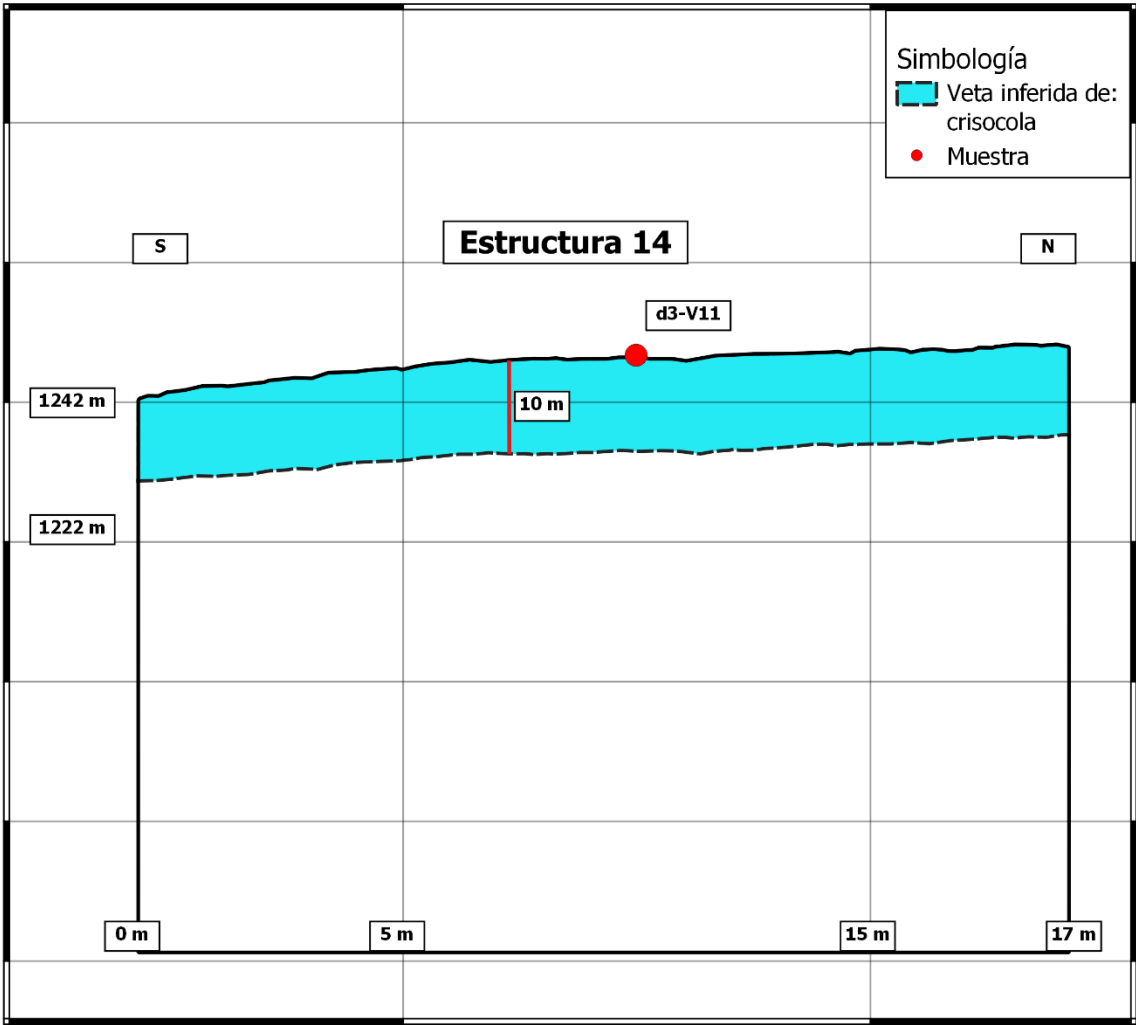


Figura 59: Sección geológica que indica el área de la estructura mineralizada 14 (Elaboración propia).

Para la Estructura 15 se calcularon 1342.600 ton de roca-mineral, además se utilizaron las muestras d1-v2, d1-v3, y d1-v4 a partir de las cuales se estimaron 30.513 ton de Cu fino (figura 60).

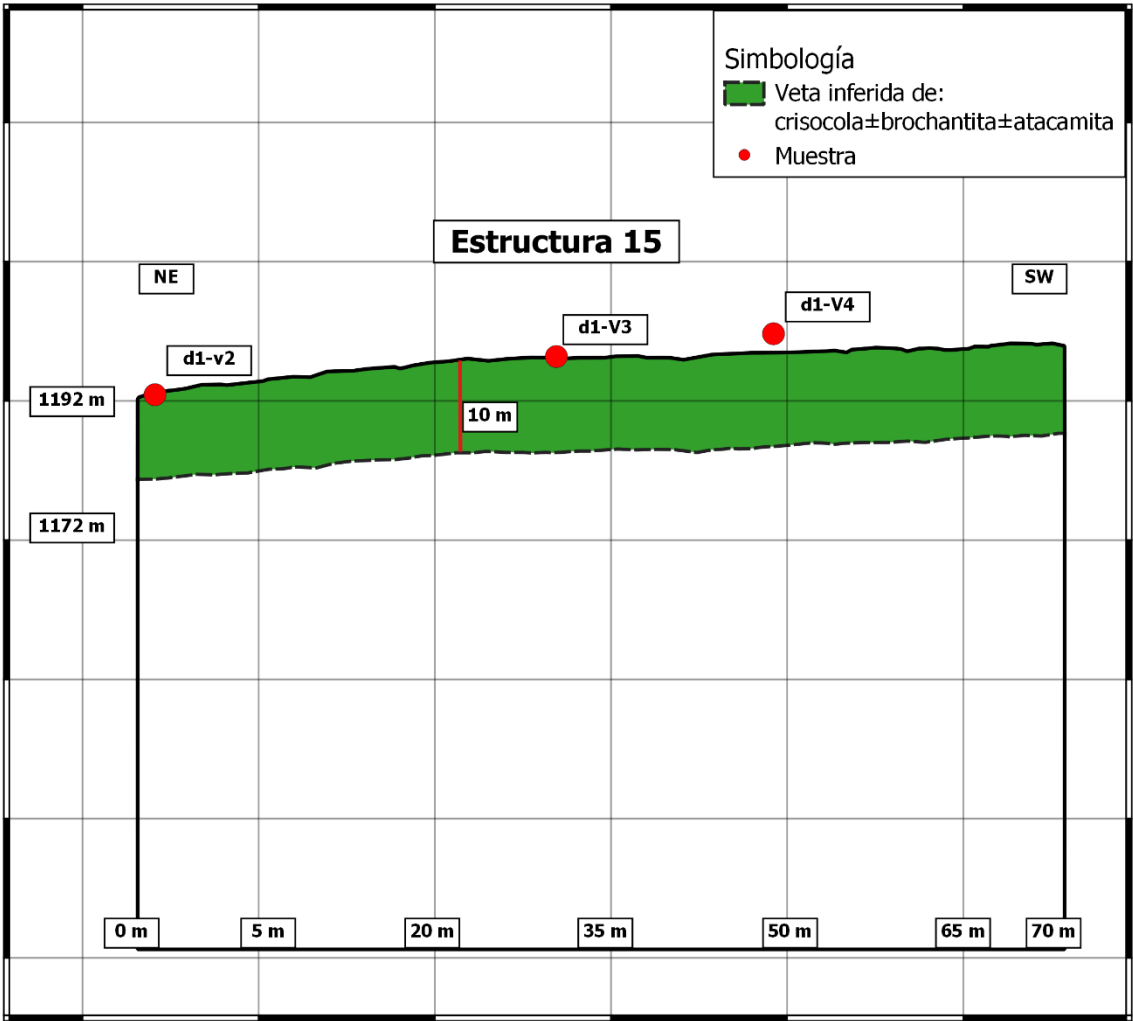


Figura 60: Sección geológica que indica el área de la estructura mineralizada 15 (Elaboración propia).

Finalmente, se adjunta una tabla resumen con los tonelajes inferidos obtenidos para cada veta, junto con sus leyes medias (tabla 22).

Recursos inferidos del área		
Estructuras	Toneladas	Ley media (%CuT)
E1	2224.880	7.758
E2	421.960	4.498
E3	904.200	7.627
E4	1117.920	10.837
E5	301.400	12.068
E6	230.160	2.370
E7	306.880	3.742
E8	219.200	1.023
E9	1630.300	12.284
E10	246.600	11.695
E11	95.900	5.016
E12	109.600	7.248
E13	411.000	6.600
E14	279.480	9.269
E15	1342.600	2.273
Total	9842.080	7.749
Total fino de Cu (Ton)	762.663	

Tabla 22: Resultados del potencial económico dentro del sector de estudio.

Se muestra el cálculo y resultado de los recursos inferidos de Cu que posee la Concesión Minera Hustina 1 al 10. Se puede apreciar que el total de toneladas de roca-mineral es de 9842.080, mientras que la ley media final de Cu es de 7.749 %, la cual se obtuvo mediante el cálculo de suma producto, considerando los tonelajes de cada estructura con sus respectivas leyes medias. Con todos los datos anteriormente obtenidos, se calculó un total de 762.663 ton de Cu fino en recursos inferidos.

VI. DISCUSIÓN

6.1 Unidades litológicas

Las unidades litológicas definidas dentro de la concesión de estudio, que corresponden a Tonalita, Microdiorita, Depósitos Aluviales, y Depósitos Coluviales, se asemejan con las descritas en la Carta Geológica de Quebrada Salitrosa. Según Lara y Godoy (1998), la unidad intrusiva es asignable al Plutón La Borracha (110-105 Ma) del Cretácico Medio (Albiano), que se compone principalmente de granodioritas de hornblenda y biotita de grano grueso. Con respecto a la unidad de Microdiorita, son cuerpos en forma de diques y apófisis que aparecen dentro del sector de estudio, los cuales no presentan mineralización de mena asociada, lo que se corresponde con lo descrito por Espinoza (1999), y Burton (1917). Finalmente, la descripción realizada para las unidades sedimentarias no consolidadas, se ajustan a lo descrito por Lara y Godoy (1998), en donde las describen como depósitos aluviales del Cuaternario, que se componen esencialmente de gravas, arenas, y limos de selección variable, que incluye suelos de origen fluvial, llanuras y abanicos aluviales, los cuales definen la morfología actual tanto de quebradas como de llanuras afectadas por inundaciones esporádicas.

6.2 Génesis del yacimiento

6.2.1 Mineralogía

Mediante el análisis macroscópico de las muestras obtenidas desde el área de estudio, se reconocieron distintos tipos minerales, tanto de mena como de alteración. Con respecto a las menas, se reconocen crisocola, brochantita, atacamita, chenevixita y relictos de calcopirita. En cuanto a las alteraciones, se reconocen alteraciones argílica intermedia, carbonatación, silicificación, clorita-epidota, turmalinización, cuarzo-limonitas, y sericitica. Por otra parte, los resultados geoquímicos obtenidos de los análisis de las

muestras más representativas tanto de menas, como de alteraciones indicarían lo siguiente:

Las muestras de menas como D2-V2 posee altos valores en SiO₂, Cu, y Al; D2-V1 posee altos valores en Cu, y Cl; D3-V12 posee altos valores en Cu, y S; y D2-V5 posee altos valores en Cu, y As. Esto sugiere, que los altos valores obtenidos son consistentes con la ocurrencia de crisocola, atacamita, brochantita, y chenevixita respectivamente. Mientras que, para las muestras de alteraciones, en la generalidad estas presentan alto contenido en SiO₂, Mg, Al, Ca, Fe, y K. En donde los valores las muestras de D1-V2, D2-V1, D3-V2, D1-V5, D2-V5, y D3-V1 son consistentes con la ocurrencia de cuarzo; arcillas y calcita; clorita y epidota; cuarzo y limonitas; turmalina; y sericita respectivamente. Por lo tanto, el análisis químico de las muestras confirmaría la presencia de los tipos de minerales de mena y los tipos de alteraciones antes mencionados.

En cuanto al análisis geoquímico de suelos, las muestras fueron tomadas siguiendo el rumbo de las vetas E1, E2, E3, E4, y E15, las cuales presentaban las corridas más extensas dentro del área. Mediante los resultados se puede observar que en todas las muestras analizadas existen valores de Cu, lo cual sugiere que la cubierta no consolidada correspondería a un suelo autóctono, y que las vetas seguirían extendiéndose en profundidad. Además, hay que destacar que en la muestra D3-S7-E3 existe la presencia de Au, siendo esta de 10 ppm, lo cual representa un alto valor para este elemento, el cual alcanza un índice de Clarke de 2500, siendo relevante que puedan realizarse estudios más exhaustivos focalizados en este elemento, ya que eventualmente, podría confirmarse la ocurrencia de oro en concentraciones económicas, lo cual contribuiría positivamente al potencial económico del área.

Con relación a los tipos de minerales de mena y alteraciones descritos y reconocidos en esta investigación, estos concuerdan con lo descrito por Espinoza (1999) en la Hoja Metalífera de Quebrada Salitrosa, en la cual se describe al Distrito El Morado -del cual forma parte la Concesión Minera Hustina 1 al 10- como un distrito vetiforme, en donde las vetas presentan una zona superior oxidada, de 40 a 70 m de espesor, la cual según los autores, se caracterizaría por contener atacamita, malaquita, y crisocola, mientras que bajo ésta se ubica una delgada zona de enriquecimiento secundario con covelina y

calcosina de aproximadamente 30 m de espesor (Díaz y Ortega, 1972). Mientras que, en profundidad existe una capa o zona de sulfuros primarios de 150 m de espesor reconocidos, la cual contiene calcopirita, bornita, y pirita inmersos en una ganga de hematita, cuarzo, sericita, clorita, y calcita (Espinoza, 1999). Además, todo el distrito es afectado por una alteración débil argílica, con presencia de feldespato potásico (Heldt, 1962).

6.2.2 Tipo de depósito

Respecto al depósito en sí, este se localiza en el sector El Morado, ubicado entre las sierras del Morado y de San Juan, en la Cordillera de la Costa. En donde, la mineralogía de las alteraciones y mineralización del yacimiento, serían consistentes con las descritas por Chen (2013) para los yacimientos IOCG del subclan hematita. Este autor, plantea que el azufre externo, procedente de salmueras de intracuenca superficiales y agua de mar (Chen et al., 2011), de fluidos metamórficos (Kendrick et al., 2007), o introducido por asimilación magmática de unidades metasedimentarias (Druppel et al., 2006), se ha documentado en la mayoría, si es que no en todos los principales depósitos IOCG ricos en Cu. Y es por ello, que se considera que la adición del azufre es responsable de la mineralización de Cu (Au) en sistemas IOCG, lo cual tendría lugar mediante la mezcla de fluidos externos ricos en azufre y fluidos magmáticos pobres en azufre. Según Chen (2013), los yacimientos IOCG podrían redefinirse como un clan de yacimientos de Cu (-Au-Ag-U) que contienen óxido de Fe hipógeno abundante (magnetita y/o hematita), siendo los criterios más destacados la mineralogía de mena y de alteración, y la naturaleza de los fluidos dominantes que forman la mena. Aquello, es consistente con el abundante contenido de óxidos de Fe encontrado en todas las estructuras vetiformes dentro del área de estudio, sobre todo en la cantidad de hematita y goethita hallada dentro de las vetas. En IOCG ricos en hematita, los sulfuros de Cu comunes en este subclan están dominados por conjuntos de calcopirita-bornita-calcosina (y/o digenita) pobres en Fe, aunque en algunos yacimientos sólo se da calcopirita, como en el caso de Mantoverde (Chen, 2013). Si bien la mineralización hipógena dentro la concesión

minera es escasa en superficie, se halló calcopirita y pirita, pero en cantidades muy pequeñas. Sin embargo, estos pequeños hallazgos podrían sugerir su existencia en profundidad, lo cual la asemeja al caso de Mantoverde. Según Chen (2013) a diferencia de los IOCG ricos en magnetita, el Au se encuentra localmente enriquecido en el subclan hematítico, mientras que Ag y el Zn son más abundantes en todo el sistema. A pesar de que se encontró Au y Ag en seis muestras -cinco de ellas obtenidas de las vetas E1, E3 y E15, y una que corresponde a una muestra de suelo-, se hace necesario realizar un muestreo sistemático y en laboratorio para conocer y comparar la distribución y cantidad de estos elementos dentro de la concesión. En cuanto a la alteración hidrotermal asociada a la mineralización de Cu en el subclan hematítico, ésta se encuentra dominada por alteraciones sericítica, feldespató potásica, clorítica, por abundante hematita, calcita, y cuarzo (Chen, 2013). Lo cual es congruente con las alteraciones halladas dentro del área de estudio, principalmente con las del tipo clorítica, sericítica, cuarzo-hematítica, carbonática, y de turmalina. Con respecto a los fluidos formadores de mineral, en los IOCG del subtipo hematita, y a diferencia de los del subtipo de magnetita, suelen formarse bajo condiciones más frías ($<300^{\circ}\text{C}$), tienen mayor contenido de Ca ($\text{Ca}>\text{Na}$) y menos CO_2 . Finalmente, en cuanto al nivel de emplazamiento de estos depósitos, se plantea que los de subtipo hematita se emplazarían todos a poca profundidad ($<3\text{ km}$), a diferencia de los subtipo magnetita que se emplazarían en un amplio rango de profundidad ($>6\text{ km}$) hasta niveles poco profundos (Chen, 2013) (figura 61).

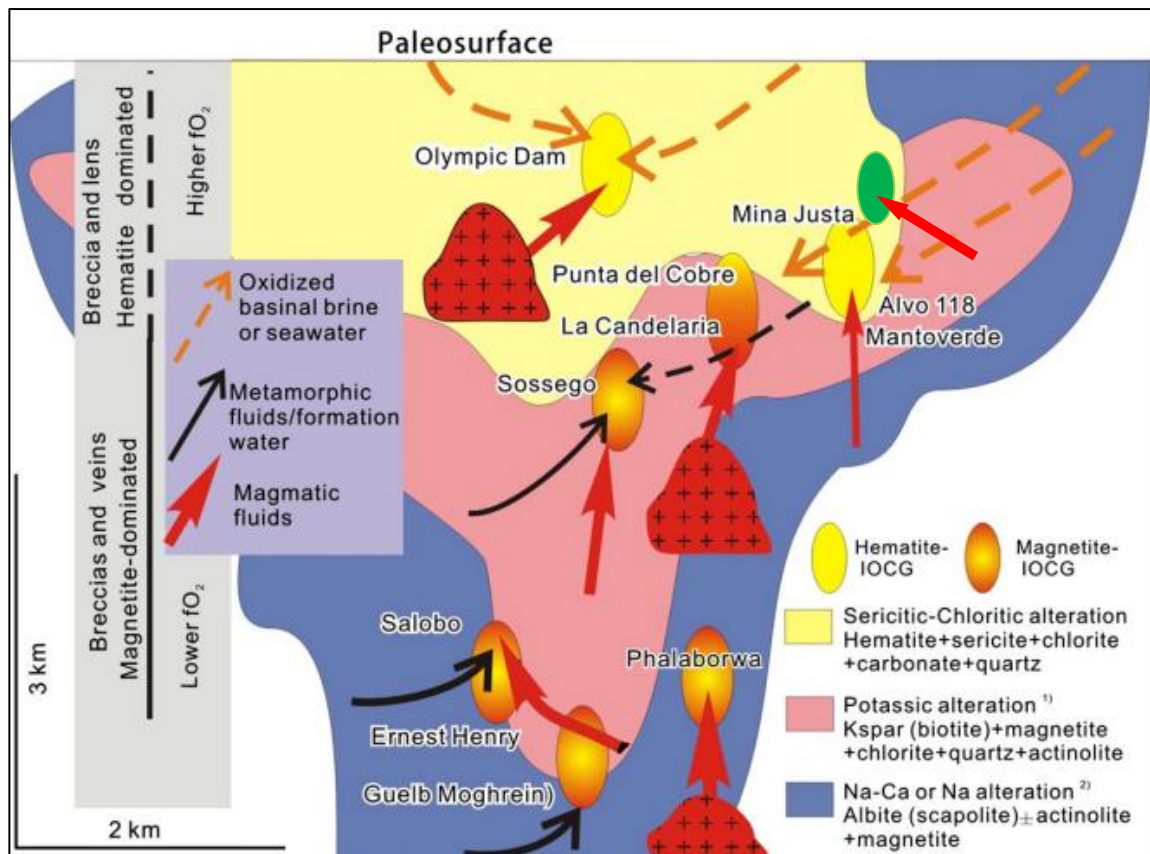


Figura 61: Perfil esquemático que ilustra la configuración de los yacimientos IOCG, y los subclanes de magnetita y hematita. En color verde y en círculo se indica la posición de la Concesión Minera Hustina “1 al 10” dentro del perfil (Modificado de Chen, 2013).

Por otra parte, y en base a los tipos de minerales de mena que se encontraron en el sector de estudio, los cuales corresponden a óxidos de Cu como crisocola, atacamita, brochantita, y chenevixita -además de encontrar relictos de sulfuro hipógeno de Cu y Fe (calcopirita y piritita)- se sugiere que el depósito sufrió de alteración supérgena, en específico un proceso de oxidación. Esta interpretación es consistente con lo descrito por Chávez (2000; 2021). Este autor describe la alteración supérgena como un proceso mediante el cual la mineralogía que se formó inicialmente en condiciones hidrotermales (hipógena) se reequilibra bajo las condiciones oxidantes cercanas a la superficie terrestre (por encima del nivel de las aguas subterráneas). Y que, bajo estas condiciones, la mayoría de las asociaciones de minerales sulfurados son inestables y se descomponen o meteorizan, dando lugar a una nueva mineralogía estable en condiciones de meteorización. Estos procesos de alteración supérgena implicarían la liberación de

cationes metálicos y aniones sulfato mediante la oxidación de sulfuros hipógenos (lixiviación). En donde, estos cationes descienden en forma de solución y pueden ser re depositados debido a reacciones con iones de carbonato, silicato, sulfato o sulfuro presentes en la roca, dando origen a los denominados óxidos de Cu (Ridley, 2013). Estas características concuerdan con las descripciones aplicables a todas las estructuras mineralizadas presentes en la concesión minera, identificadas como E1, E2, E3, E4, E5, E6, E7, E8, E9, E10, E11, E12, E13, E14 y E15. Las cuales presentan diferentes asociaciones mineralógicas de óxidos de Cu, siendo estas: crisocola; crisocola±chenevixita±brochantita; y crisocola±brochantita±atacamita. Si bien, los cationes Cu pueden formar minerales oxidados que permanecen en la zona oxidada cercana a la superficie, estos pueden seguir descendiendo y alcanzar grandes profundidades (bajo el nivel freático), llegando a una zona reductora, lo cual resultaría en la redepositación de sulfuros supérgenos (Taylor, 2011). Con respecto, a los óxidos de Cu dentro del área, el mineral con mayor abundancia corresponde a la crisocola. Esto sugiere la ocurrencia de un sistema de Cu geoquímicamente maduro, ya que según Chávez (2000), la crisocola es un silicato de Cu, el cual representa a un mineral de reemplazo tardío, quien reemplaza a sulfuros y óxidos anteriores -como lo son la chenevixita, brochantita y atacamita, en el caso de este estudio- y que se desarrollaría en condiciones de pH casi neutro a alcalino, en donde las fuentes de silicatos se encuentran fácilmente disponibles, dado que las vetas se encuentran emplazadas en rocas de caja plutónicas, en las cuales abundan los minerales silicatados. En cuanto a la presencia de chenevixita, brochantita y atacamita dentro de la concesión, estas mineralogías indicarían respectivamente lo siguiente: la existencia de arseniuros/sulfoarseniuros, es decir una baja proporción de pirita/enargita en el sistema; la existencia de calcosina en el sistema de meteorización, la cual es reemplazada por brochantita en condiciones de pH casi neutros; y la disponibilidad del elemento Cl en un sistema con condiciones de pH casi neutros, en donde la mena hipógena es calcosina (Chávez, 2000).

Referente a las zonas hipógenas y de enriquecimiento supérgeno dentro del sector de estudio, no se identificaron durante el mapeo (solo pequeños relictos de calcopirita y pirita), sin embargo, se sugiere que existen, pero en profundidad. Esta hipótesis es congruente con lo descrito en la Hoja Metalífera de Quebrada Salitrosa (Espinoza,

1999), en la cual se indica que en el Distrito El Morado, las vetas presentan una zona superior oxidada, y que debajo de ésta se ubica una delgada zona de enriquecimiento secundario con covelina y calcosina de aproximadamente 30 m de espesor (Díaz y Ortega, 1972). Mientras que, en profundidad existe una capa o zona de sulfuros primarios de 150 m de espesor reconocidos, la cual contiene calcopirita, bornita, y pirita (Espinoza, 1999). Es mediante una campaña de sondajes, que sería posible verificar la presencia o ausencia de estas zonas hipógenas y de enriquecimiento supérgeno en profundidad.

6.2.3 Geología estructural

El Sistema de Falla de Atacama, es un extenso metalotecto que se extiende por más de 1000 kilómetros a lo largo del eje de la Cordillera de la Costa, abarcando las latitudes 20° y 29°S, desde Iquique hasta La Serena (Brown et al., 1993; Scheuber y González, 1999). Se trata de una estructura regional que se caracteriza por su orientación aproximada en sentido Norte-Sur, en paralelo al margen continental, y que muestra principalmente un movimiento sinistral. Las variaciones de esta orientación sistemática definen tres segmentos cóncavos al Oeste. Estos segmentos son denominados, de Norte a Sur, Segmento Salar del Carmen (~20° - ~23°50' S), Segmento Paposo (~23°50' - ~25°20' S) y Segmento El Salado (~25°50' - ~29° S) (Naranjo, 1987; Brown et al., 1993). La formación del SFA se ha interpretado como una respuesta a la subducción oblicua y se considera el principal factor estructural que influye en la ubicación de los depósitos de tipo IOCG en Chile (Sillitoe, 2003; Creixell et al., 2009; Richards et al., 2016). Las características previamente mencionadas son coherentes con la geología estructural descrita en el área de estudio. En donde, los resultados obtenidos a través de los *softwares* Dips y Stereonet indican una tendencia estructural de N12E;84NW para las vetas y fallas mapeadas. Lo cual, sugiere que las estructuras dentro del área estarían controladas por el SFA. Además, estos resultados son consistentes con lo que menciona Espinoza (1999) en la Hoja Metalífera de Quebrada Salitrosa. Este autor indica que El SFA, en su segmento El Salado (Arabasz, 1971), constituye el rasgo estructural más

importante del área de estudio. En donde este sistema se expresa en trazas de rumbo NS a NNE y hacia el Este, por fallas secundarias de rumbo NE y NW, que cortan a los granitoides del Jurásico y Cretácico Inferior (Espinoza, 1999).

Finalmente, según la siguiente información recopilada: 39 datos estructurales analizados en este trabajo -a partir de 15 vetas y 4 fallas-; la orientación y morfología de los cuerpos mineralizados -que corresponden a cuerpos vetiformes con tendencia NE-; la mineralogía descrita y el tipo de depósito -clasificado como un IOCG subtipo hematita-; y la ubicación espacial del yacimiento -ubicado dentro de la Hoja Quebrada Salitrosa-, se sugiere que la mineralización dentro de la concesión minera estaría asociada al Sistema de Falla de Atacama. Lo anterior se menciona en base a lo descrito por Lara y Godoy (1998), y Espinoza (1999), quienes indican que los yacimientos metalíferos de la Hoja Quebrada Salitrosa ($26^{\circ}30'$ - $27^{\circ}00'$), forman parte de la Cordillera de la Costa y la Depresión Intermedia de la Región de Atacama, los cuales son afectados por fallas regionales y locales, que son parte del Segmento El Salado ($\sim 25^{\circ}50'$ - $\sim 29^{\circ}00'S$) del SFA. Además, otros autores (Espinoza, 1990; Grocott et al., 1994; Wilson and Grocott, 1999; Grocott and Taylor, 2002) indican que los yacimientos IOCG, como Mantoverde y varios yacimientos de IOA que son parte del CIB, se encuentran en fallas del SFA, en donde algunos yacimientos de IOCG muestran una asociación espacial y temporal, con zonas de fallas sinistralas de rumbo Norte-Noroeste, Oeste-Noroeste, y Norte-Noreste (ej. Candelaria, Carola, Teresa de Colmo, etc.), las cuales son interpretadas como fallas de segundo orden relacionadas directamente con el SFA (Arévalo et al., 2006; Cembrano et al., 2009; Marquardt et al., 2009).

6.3 Potencial económico

Respecto al potencial económico del sector de estudio, este se realizó considerando sólo el elemento Cu. Esto se justifica debido al tipo de metodología utilizada para el análisis químico de las muestras. El cual se realizó mediante el analizador portátil de fluorescencia de rayos X, que posee un límite de detección limitado para ciertos elementos (ej. Au y Ag). La mena principal son óxidos de Cu, dentro de los cuales

predomina el mineral crisocola, mismo que se encuentra presente en todas las estructuras analizadas. Sin embargo, hay que destacar que existen seis muestras (de vetas, alteraciones, y suelo) en las cuales aparecen valores de Ag y Au. En cuanto a los resultados obtenidos para el Cu, estos indican que la concesión minera cuenta con un total de recursos inferidos equivalente a 762.663 ton de Cu fino, en donde las estructuras que mayor aporte tienen son E9, E1, E4, y E3 con un total de 562.993 ton de Cu, que representa el 73.8% del total de recursos estimados. Dado que las estimaciones fueron realizadas con valores de ley de Cu determinadas mediante equipo XRF portátil, resulta importante que los valores estimados sean contrastados con cálculos basados en análisis de Cu total determinados mediante método volumétrico clásico. Además de diferenciar los valores de Cu soluble e insoluble asociados a las estructuras mineralizadas.

Por otro lado, en la Hoja Metalífera de Quebrada Salitrosa, se describe al Distrito El Morado como un distrito vetiforme, en donde las vetas presentan una zona superior oxidada, de 40 a 70 m de profundidad (Díaz y Ortega, 1972; Espinoza, 1999). Si bien, en este trabajo los cálculos realizados para los recursos inferidos fueron más conservadores que los de estos autores, de considerarse estas profundidades, los recursos podrían incrementarse, alcanzando otros valores, los cuales se indican en la tabla 23.

Recursos inferidos del área			
Estructuras	Profundidad de 50 m (Ton)	Profundidad de 70 m (Ton)	Ley media (%CuT)
E1	11124.400	15574.160	7.758
E2	2109.800	2953.720	4.498
E3	4521.000	6329.400	7.627
E4	5589.600	7825.440	10.837
E5	1507.000	2109.800	12.068
E6	1150.800	1611.120	2.370
E7	1534.400	2148.160	3.742
E8	1096.000	1534.400	1.023
E9	8151.500	11412.100	12.284
E10	1233.000	1726.200	11.695
E11	479.500	671.300	5.016
E12	548.000	767.200	7.248
E13	2055.000	2877.000	6.600
E14	1397.400	1956.360	9.269
E15	6713.000	9398.200	2.273
Total	49210.400	68894.560	7.749
Total fino de Cu (Ton)	3813.315	5338.641	

Tabla 23: Estimación de recursos inferidos, considerando las profundidades descritas por Díaz y Ortega (1972) y Espinoza (1999) para el Distrito El Morado.

Se observa que el total de fino de Cu dentro del área aumenta a 3813.315 ton, y a 5338.641 ton, si se considera una profundidad de 50 y 70 m respectivamente, es decir, que aumentarían 5 y 7 veces los recursos inferidos dentro de la concesión minera. Sin embargo, los cálculos fueron realizados con datos de XRF, los cuales podrían presentar cierto margen de error en la estimación. Cabe mencionar, que para este trabajo sólo se consideran 10 m de profundidad para las estructuras mineralizadas, esto, con el fin de adoptar un enfoque más conservador en la estimación de recursos. Finalmente, destacar que el desarrollo de sondajes y un muestreo de suelo exhaustivo, ayudarían a incrementar el conocimiento del área, y con ello a tener una estimación más precisa. En donde incluso, aquello podría permitir una reevaluación de los recursos inferidos y su posible reclasificación como recursos medidos.

VII. CONCLUSIÓN Y RECOMENDACIONES

Basándose en los análisis realizados y los resultados obtenidos de la Concesión Minera Hustina 1 al 10, este trabajo llega a las siguientes conclusiones y recomendaciones:

- ❖ En el área de estudio, la mineralización está constituida por crisocola, atacamita, brochantita y chenevixita, todos clasificados como óxidos de cobre. Cabe destacar que la crisocola es el mineral más abundante en las estructuras vetiformes analizadas. En lo que respecta a las alteraciones presentes, de las siete identificadas las más pervasivas son las alteraciones cuarzo-limonita, silicificación, argílica intermedia, y carbonatación.
- ❖ En cuanto a las estructuras vetiformes, se identificó la existencia de 15 de ellas, denominadas E1, E2, E3, E4, E5, E6, E7, E8, E9, E10, E11, E12, E13, E14, y E15, las cuales muestran una orientación predominante en dirección N12E;84NW, con inclinaciones cercanas a la vertical, y que atraviesan un plutón tonalítico. Es por ello, que se concluye que estas estructuras forman parte del segmento estructural denominado El Salado, el cual se integra en el Sistema de Falla de Atacama (SFA).
- ❖ Las características mineralógicas de mena y alteración permiten concluir que el depósito que se encuentra dentro de la concesión es parte de un yacimiento IOCG del subclan de hematita, el cual tuvo un emplazamiento somero, con aporte de fluidos magmáticos y meteóricos, tipo Mantoverde.
- ❖ Debido a los óxidos de Cu hallados en las vetas, se concluye que el depósito sufrió de alteración supérgena, visiblemente un proceso de oxidación. Además, no se descarta la existencia de una zona de enriquecimiento supérgeno y una zona hipógena en profundidad, ya que se reconocieron relictos de calcopirita y pirita en una de las muestras de la estructura E1.

- ❖ Debido a la efectividad para reconocer el elemento Cu con muestras de suelo, se recomienda aplicar la malla propuesta en la figura 62. Para así realizar una campaña de muestreo exhaustivo de suelo, a través de una malla regular, y con ello reconocer la continuidad de las vetas existentes dentro del sector de estudio.

- ❖ El potencial económico estimado para Hustina 1 al 10 en cuanto a recursos inferidos es de 762.663 toneladas de fino de Cu. En donde las estructuras con mayor potencial económico son las estructuras E9, E1, E4, y E3 respectivamente, las cuales con 562.993 toneladas de Cu representan el 73,8% del potencial estimado dentro de la concesión.

- ❖ Debido al alcance de estimación para ciertos elementos (ej. Au y Ag) y el sesgo que conlleva realizar estimaciones con el analizador portátil de XRF, se recomienda realizar análisis químicos en laboratorios, para los elementos Cu, Au, y Ag. Para así, ajustar los cálculos de recursos estimados de acuerdo a los valores obtenidos.

- ❖ Finalmente, se recomienda llevar a cabo una campaña de sondajes, como la que se muestra en la figura 63. La cual sugiere colocar un sondaje por cada estructura mineralizada, con el propósito de determinar con precisión las profundidades reales de las vetas.

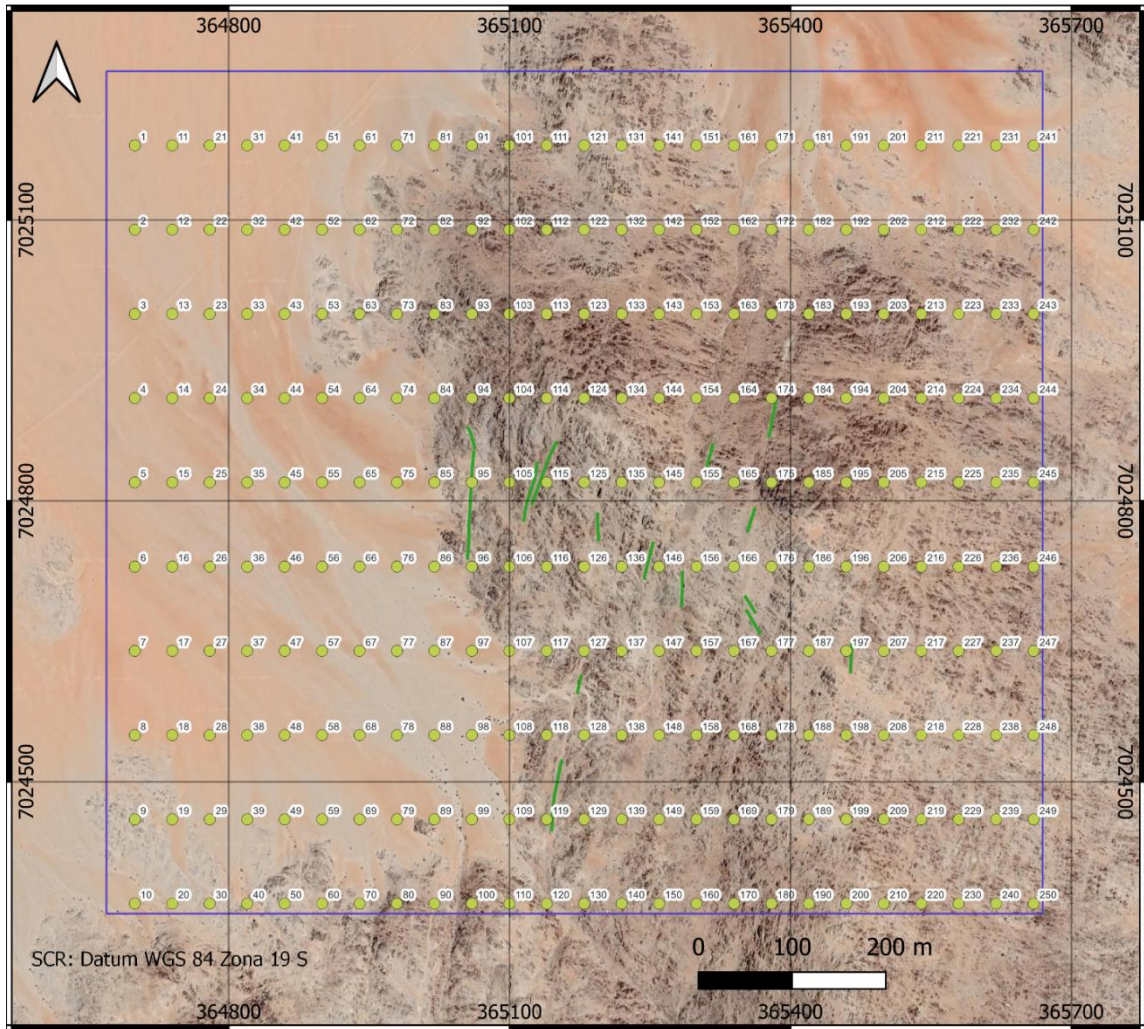


Figura 62: Malla regular para muestreo de suelo (40 m x 90 m) dentro de la concesión minera (Elaboración propia).

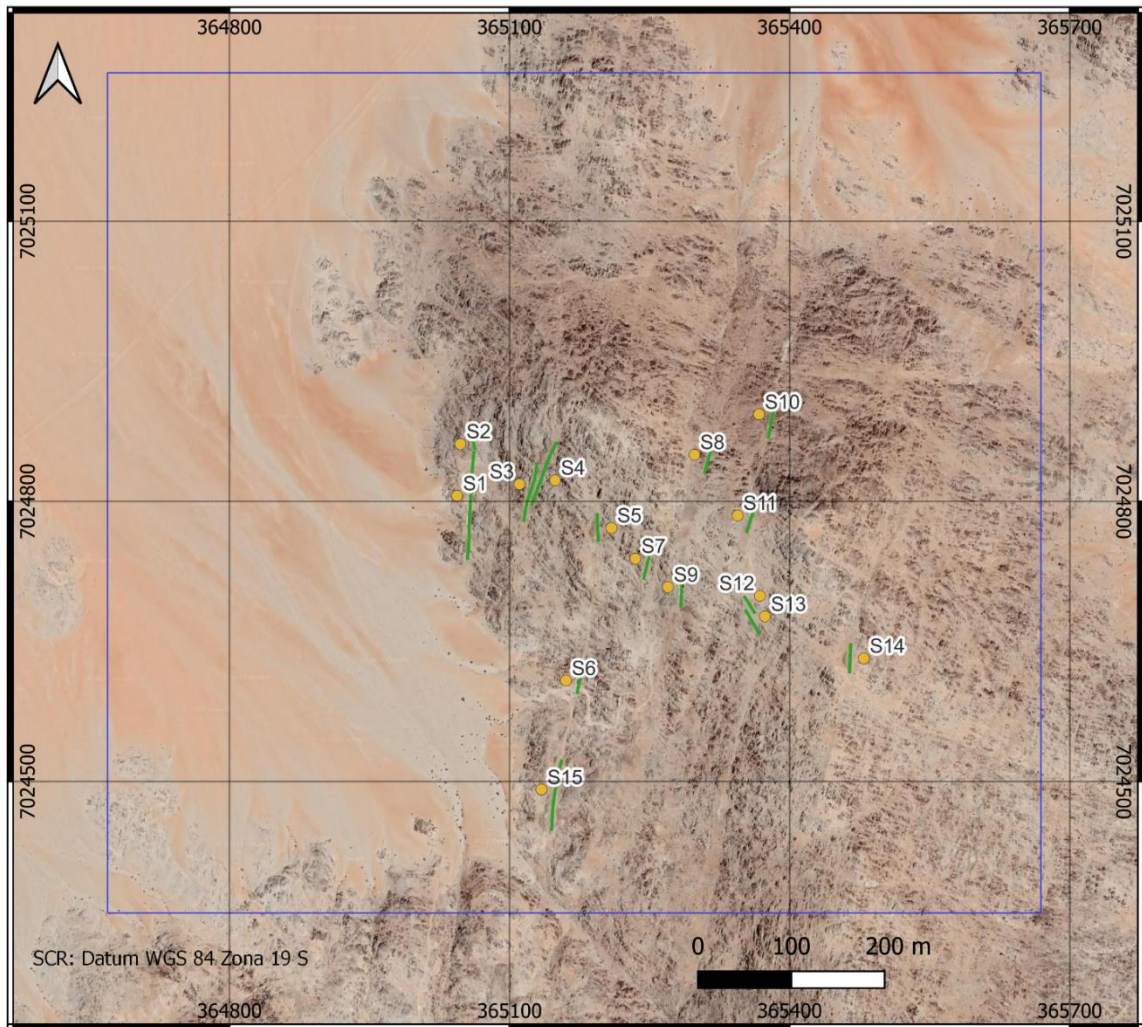


Figura 63: Campaña de sondajes propuesta para las estructuras mineralizadas dentro de la concesión minera (Elaboración propia).

Estructuras	Dip	Dip direction	Sondajes	Dip	Dip direction	Mts de sondaje (m)	Distancia desde veta (m)	Este (m)	Norte (m)	Cota (m)
E1	84	280	S1	6	100	10	14.20	365043.80	7024805.84	1176
E2	80	248	S2	10	68	10	14.20	365047.42	7024861.27	1176
E3	84	288	S3	6	108	10	14.20	365110.78	7024818.31	1194
E4	75	113	S4	15	293	10	14.20	365148.89	7024822.39	1204
E5	77	102	S5	13	282	10	14.20	365209.25	7024771.34	1215
E6	80	280	S6	10	100	10	14.20	365160.52	7024608.04	1195
E7	84	287	S7	6	107	10	14.20	365234.89	7024738.55	1219
E8	81	280	S8	9	100	10	14.20	365298.18	7024849.80	1220
E9	75	280	S9	15	100	10	14.20	365269.61	7024708.13	1223
E10	83	280	S10	7	100	10	14.20	365367.31	7024893.14	1205
E11	90	270	S11	0	90	10	14.20	365344.37	7024784.66	1233
E12	75	80	S12	15	260	10	14.20	365368.24	7024698.66	1239
E13	80	55	S13	10	235	10	14.20	365373.63	7024676.64	1238
E14	80	105	S14	10	285	10	14.20	365479.49	7024631.60	1243
E15	84	276	S15	6	96	10	14.20	365134.18	7024491.17	1192

Tabla 24: Tabla con actitud, metrajes, y ubicación propuesta para campaña de sondajes.

Bibliografía

- Arabasz Jr, W. J. (1971). Geological and geophysical studies of the Atacama fault zone in northern Chile (Doctoral dissertation, California Institute of Technology).
- Arévalo, C. (2005). Carta los Loros. Región de Atacama Servicio Nacional de Geología y Minería, Carta Geológica, Serie Geológica Básica, 92, 54.
- Arévalo, C., Grocott, J., Martin, W., Pringle, M., & Taylor, G. (2006). Structural Setting of the Candelaria Fe Oxide Cu-Au Deposit, Chilean Andes (27° 30' S). *Economic Geology*, 101(4), 819-841.
- Barnes, H. (1979). Solubilities of ore minerals. *Geochemistry of hydrothermal ore deposits*, segunda edición, John Wiley & Sons, Nueva York, pp. 404-410.
- Barnes, H. L., & Czamanske, G. K. (1967). Solubilities and transport of ore minerals. *Geochemistry of hydrothermal ore deposits*, 334, 381.
- Barra, F., Reich, M., Selby, D., Rojas, P., Simon, A., Salazar, E., & Palma, G. (2017). Unraveling the origin of the Andean IOCG clan: A Re-Os isotope approach. *Ore Geology Reviews*, 81, 62-78.
- Barton Jr, P. B., & Skinner, B. J. (1979). Sulfide Mineral Stabilities. Chapter 7 in H.L. Barnes (Editor), *Geochemistry of Hydrothermal Ore Deposits*.
- Barton M. D., Johnson D. A. (1996). Evaporitic-source model for igneous-related Fe-oxide (REE-Cu-Au-U) mineralization. *Geology* 24, pp. 259-262.
- Barton M.D. (2014). Iron Oxide (-Cu-Au-REE-P-Ag-U-Co) Systems. In *Treatise of Geochemistry* eds. H. Holland and K. Turekian) vol. 13, pp. 515-536
- Barton, M. D., Johnson, D. A., & Porter, T. M. (2000). Alternative brine sources for Fe-oxide (-Cu-Au) systems: Implications for hydrothermal alteration and metals. *Hydrothermal iron oxide copper-gold and related deposits: A global perspective*, 1, 43-60.
- Barton, M.D., Johnson, D.A. (2004). Footprints of Fe-oxide(-Cu-Au) systems. *SEG 2004: Predictive Mineral Discovery under Cover*. Centre for Global Metallogeny, University of Western Australia, Spec. Pub. 33. pp. 112-116.

- Battles, D.A., Barton, M.D. (1995). Arc-related sodic hydrothermal alteration in the western United States. *Geology*, vol. 23, pp. 913-916.
- Bilenker, L., Simon, A., Reich, M., Lundstrom, C., Gajos, N., Bindeman, I., Barra, F., Munizaga, R. (2016). Fe-O stable isotope pairs elucidate a high-temperature origin of Chilean iron oxide-apatite deposits. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 177, pp. 94-104.
- Brown, M., Diaz, F., & Grocott, J. (1993). Displacement history of the Atacama fault system 25° 00' S-27° 00' S, northern Chile. *Geological Society of America Bulletin*, 105(9), 1165-1174.
- BRUKER. (07 de 12 de 2022). BRUKER. Obtenido de BRUKER: <https://www.bruker.com/es/products-and-solutions/elemental-analyzers/xrf-spectrometers/how-does-xrf-work.html#:~:text=Espectrometr%C3%ADa%20de%20fluorescencia%20de%20rayos,suelo%2C%20pintura%20y%20mucho%20m%C3%A1s.>
- Burnham, C. W. (1979). Magmas and hydrothermal fluids. in. *Geochemistry of hydrothermal ore deposits*, 2nd edition. John Wiley and Sons, New York, 71-136.
- Burnham, C. W., & Ohmoto, H. (1980). Late-stage processes of felsic magmatism. *Mining Geology Special Issue*. v. 8:1-11p.
- Burton, E. 1917. Extracts from notes on Descubridora Morado mines (Inédito), *Fundación Nacional de Paipote*, 4 p. (*).
- Candela, P. A. (1991). Physics of aqueous phase evolution in plutonic environments. *American Mineralogist*, 76(7-8), 1081-1091.
- Candela, P. A. (1997). A review of shallow, ore-related granites: textures, volatiles, and ore metals. *Journal of petrology*, 38(12), 1619-1633.
- Cembrano, J., González, G., Arancibia, G., Ahumada, I., Olivares, V., Herrera, V. (2005). Fault zone development and strain partitioning in an extensional strike-slip duplex: A case study from the Mesozoic Atacama fault system, Northern Chile. *Tectonophysics* 400, pp. 105-125.

- Charrier, R., Pinto, L., & Rodríguez, M. P. (2007). Tectonostratigraphic evolution of the Andean Orogen in Chile. En Moreno, T. & Gibbon, W. (Eds), *The Geology of Chile*, (pp.21-114). Londres, Inglaterra: Editorial Committee.
- Chávez Jr, W. X. (2021). Weathering of copper deposits and copper mobility: Mineralogy, geochemical stratigraphy, and exploration implications. *SEG Newsletter*, (126), 16-27.
- Chavez, W. X. (2000). Supergene oxidation of copper deposits: zoning and distribution of copper oxide minerals. *SEG newsletter*, (41), 1-21.
- Chen, H. (2013). External sulphur in IOCG mineralization: Implications on definition and classification of the IOCG clan. *Ore Geology Reviews*, 51, 74-78.
- Chen, H., Kyser, T. K., & Clark, A. H. (2011). Contrasting fluids and reservoirs in the contiguous Marcona and Mina Justa iron oxide–Cu (–Ag–Au) deposits, south-central Perú. *Mineralium Deposita*, 46, 677-706.
- Chiaradia M., Banks D., Cliff R., Marschik R., De Haller, A. (2006). Origin of fluids in iron oxide–copper–gold deposits: constraints from $\delta^{37}\text{Cl}$, $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ and Cl/Br. *Miner. Deposita* 41, 565–573.
- Corbett, G.J. y Leach, T.M. (1998). *Southwest Pacific Rim Gold-Copper Systems: Structure, Alteration, and Mineralization*. Society of Economic Geologist, Special Publication Number 6, 237 pp.
- Cotton, F. A., Wilkinson, G., Murillo, C. A., & Bochmann, M. (1999). *Advanced inorganic chemistry*. John Wiley & Sons, 1353 pp., Chichester, Inglaterra.
- Creixell, C., Arévalo. C., Fanning, M. (2009). Geochronology of the cretaceous magmatism from the Coastal Cordillera of north-central Chile (29°15' to 29°30S): metallogenic implications. XII Congreso Geológico Chileno.
- Dallmeyer, R. D., Brown, M., Grocott, J., Taylor, G. K., & Treloar, P. J. (1996). Mesozoic magmatic and tectonic events within the Andean plate boundary zone, 26-27 30'S, North Chile: constraints from $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ mineral ages. *The Journal of Geology*, 104(1), 19-40.
- Dare, S., Barnes S., Beaudoin, G., Méric, J., Boutroy, E., Potvin-Doucet, C. (2014). Trace elements in magnetite as petrogenetic indicators. *Miner. Deposita* 49, 785-796.

- Dare, S., Barnes, S., Beaudoin, G. (2012). Variation trace element content of magnetite crystallized from a fractionating sulfide liquid, Sudbury, Canada: Implications for provenance discrimination. *Geoch. et Cosmoch. Acta* 88. 27-50
- Díaz, E.; Ortega, C. 1972. Informe sobre la mina Purificación. Empresa Nacional de Minería, 10 p. (*).
- Drüppel, K., Wagner, T., & Boyce, A. J. (2006). Evolution of sulfide mineralization in ferrocarnatite, Swartbooisdrif, Northwestern Namibia: constraints from mineral compositions and sulfur isotopes. *The Canadian Mineralogist*, 44(4), 877-894.
- Dupuis, C., Beaudoin, G. (2011). Discriminant diagrams for iron oxide trace element fingerprinting of mineral deposit types. *Miner. Deposita* 46, 319-335.
- Espinoza, C., Gelcich, S., & Vivallo, W. (1999). Yacimientos Metalíferos de la Hoja Quebrada Salitrosa, Región de Atacama. *Mapa de Recursos Minerales de Chile*, (4), 1.
- Espinoza, R. S., Véliz, G. H., Esquivel, L. J., Arias, F. J., & Moraga, B. A. (1996). The cupriferous province of the Coastal Range, northern Chile: Society of Economic Geologists Special Publication 5.
- Espinoza, S. (1990). The Atacama-Coquimbo ferriferous belt, northern Chile. In *Stratabound ore deposits in the Andes* (pp. 353-364). Berlin, Heidelberg: Springer Berlin Heidelberg.
- Facundo J. Cecenarro, N. B. (2014). Triángulo composicional de limonitas: una cartilla útil en la interpretación de afloramientos lixiviados en cobres porfíricos. *ResearchGate*, 2.
- Giggenbach, W. F. (1997). The origin and evolution of fluids in magmatic-hydrothermal systems. *Geochemistry of hydrothermal ore deposits v. 3*:737-796p.
- González, J. 1939a. Informe sobre la mina Laura (Inédito), Caja de Crédito Minero, 10 p. Santiago. (*).
- Gow, P.A., Wall, V.J., Oliver, N.H.S., Valenta, R.K., 1994. Proterozoic iron oxide (Cu-U-Au-REE) deposits: Further evidence of hydrothermal origins. *Geology*, vol. 22, p.633-636.

- Grocott, J., & Taylor, G. K. (2002). Magmatic arc fault systems, deformation partitioning and emplacement of granitic complexes in the Coastal Cordillera, north Chilean Andes (25° 30' S to 27° 00' S). *Journal of the Geological Society*, 159(4), 425-443.
- Grocott, J., Brown, M., Dallmeyer, R. D., Taylor, G. K., & Treloar, P. J. (1994). Mechanisms of continental growth in extensional arcs: An example from the Andean plate-boundary zone. *Geology*, 22(5), 391-394.
- Groves, D. I., Bierlein, F. P., Meinert, L. D., & Hitzman, M. W. (2010). Iron oxide copper-gold (IOCG) deposits through Earth history: Implications for origin, lithospheric setting, and distinction from other epigenetic iron oxide deposits. *Economic Geology*, 105(3), 641-654.
- Hedenquist, J. W., & Lowenstern, J. B. (1994). The role of magmas in the formation of hydrothermal ore deposits. *Nature*, 370(6490), 519-527.
- Heinrich, C. A. (2007). Fluid-fluid interactions in magmatic-hydrothermal ore formation. *Reviews in Mineralogy and Geochemistry*, 65(1), 363-387.
- Heldt, H. 1962. Minas Descubridora y otras (Inédito), Caja de Crédito Minero, 5 p. Santiago. (*).
- Hitzman, H.D. (2000) Iron oxide Cu-Au deposits: What, where, when, and why?, in Porter, T.M., ed., *Hydrothermal Iron Oxide Copper-Gold and Related Deposits: A Global Perspective, Volume 1: Adelaide*, Australian Mineral Foundation. 201–218.
- Hitzman, M., Oreskes, N., Einaudi M. T. (1992). Geological characteristics and tectonic setting of Proterozoic iron oxide (Cu-U-Au-REE) deposit. *Precambrian Res.* 58, 241-287.
- Huberty, J. M., Konishi, H., Heck, P. R., Fournelle, J. H., Valley, J. W., & Xu, H. (2012). Silician magnetite from the Dales Gorge member of the Brockman iron formation, Hamersley Group, Western Australia. *American Mineralogist*, 97(1), 26-37.
- Jensen, E., Cembrano, J., Faulkner, D., Veloso, E., & Arancibia, G. (2011). Development of a self-similar strike-slip duplex system in the Atacama Fault system, Chile. *Journal of Structural Geology*, 33(11), 1611-1626.

- Kendrick, M. A., Mark, G., & Phillips, D. (2007). Mid-crustal fluid mixing in a Proterozoic Fe oxide–Cu–Au deposit, Ernest Henry, Australia: evidence from Ar, Kr, Xe, Cl, Br, and I. *Earth and Planetary Science Letters*, 256(3-4), 328-343.
- Knipping, J. L., Bilenker L. D., Simon A. C., Reich, M., Barra, F., Deditius, A. P., Lundstrom, C., Bindeman, I., Munizaga, R. (2015a) Giant Kiruna-type deposits form by efficient flotation of magmatic magnetite suspensions. *Geology* 43, 655–656.
- Knipping, J. L., Bilenker L. D., Simon, A. C., Reich, M., Barra, F., Deditius, A. P., Walle, M., Heinrich, C. A., Holtz, F., 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.
- Krauskopf, K. (1979). *Introduction to geochemistry*, segunda edición, McGraw-Hill Kogakushu, Nueva York, Estados Unidos, 617 pp. L. Barnes (ed.), John Wiley and Sons Inc. Publication, 303-366.
- Lara, L., & Godoy, E. (1998). Hoja Quebrada Salitrosa, Región de Atacama. Servicio nacional de geología y minería.
- Larson, R. L. (1991). Latest pulse of Earth: Evidence for a mid-Cretaceous superplume. *Geology*, 19(6), 547-550.
- Liang, H. Y., Sun, W., Su, W. C., & Zartman, R. E. (2009). Porphyry copper-gold mineralization at Yulong, China, promoted by decreasing redox potential during magnetite alteration. *Economic Geology*, 104(4), 587-596.
- Makshev, V. (1990). Metallogeny, geological evolution, and thermochronology of the Chilean Andes between latitudes 21° and 26° south, and the origin of major porphyry copper deposits. Unpublished Ph.D. Thesis, Halifax, Nova Scotia, Canada, Dalhousie University, 554p.
- Makshev, V., & Zentilli, M. (2002). Chilean strata-bound Cu-(Ag) deposits: An Overview. In-Porter, TM (Editor), 2002-Hydrothermal Iron Oxide Copper-Gold & Related Deposits: A Global Perspective.
- Mark, G., Baker, T., Williams, P., Mustard, R., Ryan, C., & Mernagh, T. (2004). The geochemistry of magmatic fluids, Cloncurry district, Australia: relations to

IOCG systems. In Predictive Mineral Discovery Cooperative Research Centre Focus on Science Conference (pp. 123-126). Geoscience Australia.

- Marquardt, M., Cembrano, J., Siña, A., & Garrido, I. (2009). IOCG-type deposits in north-central Chile: A case study and implications for exploration. Santiago, 22, S11_058.
- Menard, J. (1995) Relationship between altered pyroxene diorite and the magnetite mineralization in the Chilean Iron Belt, with emphasis on the El Algarrobo iron deposits (Atacama region, Chile). *Mineral. Deposita* 30, 268-274.
- MENARD, J. J. (1992). Comparaison entre les roches plutoniques associées à la ceinture de Fer du Chili et aux porphyres cuprifères: arguments pétrologiques. *Comptes rendus de l'Académie des sciences. Série 2, Mécanique, Physique, Chimie, Sciences de l'univers, Sciences de la Terre*, 315(6), 725-731.
- Meyer, C. y Hemley, J.J. (1967). Wall Rock Alteration. En: *Geochemistry of Hydrothermal Ore Deposits*, Primera Edición, Hubert L. Barnes (ed.), Holt, Rinehart and Winston Inc. Publication, 166-235.
- Nadoll, P., Angerer, T., Mauk, L., French, D., Walshe, J. (2014). The Chemistry of hydrothermal magnetite: A review, *Ore Geology Reviews*.
- Nadoll, P., Mauk, J. L., Hayes, T. S, Koenig, A., Box, S. E. (2012). Geochemistry of Magnetite from Hydrothermal Ore Deposits and Host Rocks of the Mesoproterozoic Belt Supergroup, United States, *Economic Geology*, v. 107, pp. 1275–1292.
- Naranjo, J. A. (1987). Interpretación de la actividad cenozoica superior a lo largo de la Zona de Falla Atacama, Norte de Chile. En: *Revista Geológica de Chile*, No. 31 (1987).
- Naslund H. R., Henríquez F., Nyström J. O., Vivallo W., Dobbs F. M., 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*, vol 2. PGC, Adelaide, pp 207–226.

- Nelson, E. P. (1996). Suprasubduction mineralization: Metallo-tectonic southernmost Andes. Washington DC American Geophysical Union Geophysical Monograph Series, 96, 315-330.
- Oyarzun, R., Oyarzun, J., Ménard, J. J., & 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.
- Pirajno, F. (2009). Hydrothermal processes and mineral systems. Springer Science & Business Media, 12453pp. East Perth, Australia.
- Pollard, P.J. (2000). Evidence of a magmatic fluid and metal source for Fe-oxide Cu–Au mineralisation. In: Porter TM (ed.) *Hydrothermal Iron Oxide Copper–Gold and Related Deposits: A Global Perspective*, vol. 1, pp. 27-46. Adelaide: Australian Mineral Foundation.
- Pollard, P.J. (2001). Sodic (calcic) alteration in Fe-oxide–Cu–Au districts: An origin via unmixing of magmatic H₂O–CO₂–NaCl–CaCl₂–KCl fluids. *Miner. Deposita*. 36: 93–100.
- Reed, M.H. (1997). Hydrothermal Alteration and Its Relationship to Ore Fluid Composition. En: *Geochemistry of Hydrothermal Ore Deposits*, Tercera Edición, Hubert
- Rhodes A. L., Oreskes N. (1999). Oxygen isotope composition of magnetite deposits at El Laco, Chile: evidence of formation from isotopically heavy fluids. In *Geology and ore deposits of the Central Andes*, Society of Economic Geologists (ed. B. J. Skinner), Special Publication 7. pp. 333–351.
- Richards, J. P. (2011). Magmatic to hydrothermal metal fluxes in convergent and collided margins. *Ore Geology Reviews*, 40(1), 1-26.
- Richards, J., López, G., Zhu, J., Creaser, R., Locock, J., Mumin, A. (2016). 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*, vol. 112, pp. 295–318.
- Ridley, J. (2013). Hydrothermal ore deposit I: Magmatic and orogenic environments. In *Ore Deposit Geology* (pp. 92-240). Cambridge: Cambridge University Press.

- Rose, A. W., & Burt, D. M. (1979). Hydrothermal alteration In: *Geochemistry of hydrothermal ore deposits* (Ed. Barnes, HL) Hoboken 173-235.
- Rotherham, J.F., Blake, K.L., Cartwright, I., Williams, P.J. (1998). Stable isotope evidence for the origin of Meso-proterozoic Starra Au-Cu deposit, Cloncurry district, NW Queensland. *Economic Geology*, vol. 93, pp. 1435-1449.
- Scheuber, E., & Andriessen, P. A. (1990). The kinematic and geodynamic significance of the Atacama fault zone, northern Chile. *Journal of Structural Geology*, 12(2), 243-257.
- Scheuber, E., 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.
- Seedorff, E., Dilles, J. H., Proffett, J. M., Einaudi, M. T., Zurcher, L., Stavast, W. J., ... & Barton, M. D. (2005). Porphyry deposits: Characteristics and origin of hypogene features. *Economic Geology*. v. 100: 251-298p.
- Sellés, D., Muzzio, G. Castillo, B. (2015). Magmatismo cretácico inferior de la Franja Ferrífera de Atacama-Coquimbo: Geoquímica ígnea. XIV Congreso Geológico Chileno, La Serena, Chile.
- Seward, T. M. (1997). Metal transport by hydrothermal ore fluids. *Geochemistry of hydrothermal ore deposits*, 435-486.
- Sillitoe, R. (1973). The tops and bottoms of porphyry copper deposits. *Economic Geology*, 68(6): 799-815.
- Sillitoe, R. (2003). Iron oxide-copper-gold deposits: an Andean view. *Miner. Deposita*, 38, pp. 787-812.
- Sillitoe, R. H., & McKee, E. H. (1996). Age of supergene oxidation and enrichment in the Chilean porphyry copper province. *Economic Geology*, 91(1), 164-179.
- Sillitoe, R. H., Burrows D. R. (2002). New field evidence bearing on the origin of the El Laco magnetite deposit, northern Chile. *Econ. Geol.* 97, pp. 1101–1109.
- Taylor, R. (2011). *Gossans and leached cappings: field assessment*. Springer Science & Business Media, 165 p., Townsville, Australia.

- Tornos Arroyo, F., Casquet, C., & Relvas, J. (2005). Transpressional tectonics, lower crust decoupling and intrusion of deep mafic sills: A model for the unusual metallogensis of SW Iberia. *Ore Geology Reviews* 27: 133-163.
- Tornos, F., Wiedenbeck, M., Velasco, F. (2011). The boron isotope geochemistry of tourmaline-rich alteration in the IOCG systems of northern Chile: implications for a magmatic-hydrothermal origin. *Miner. Deposita*.
- Ulrich, T., Clark, A. (1999). The Candelaria copper-gold deposit, Region III, Chile: Paragenesis, geochronology and fluid composition. In: Stanley, C.J. et al., editors, *Mineral Deposits: Processes to processing*, Balkema, Rotterdam, pp. 201-114.
- Vaughan, A. P. (1995). Circum-Pacific mid-Cretaceous deformation and uplift: a superplume-related event?. *Geology*, 23(6), 491-494.
- Vivallo, W., Henríquez, F., 1997. Relación genética entre los yacimientos estratoligadosmde Cu (“Tipo Manto”), de Cu-Fe±Au y de hierro del Tipo Kiruna. *Actas del VIII Congreso Geológico Chileno*, pp. 1189-1193.
- Williams, P. J. (1998). Metalliferous economic geology of the Mt Isa eastern succession, Queensland. *Australian Journal of Earth Sciences*, 45(3), 329-341p.
- Williams, P. J., Barton, M. D., Johnson, D. A., Fontboté, L., De Haller, A., Mark, G., ... & Marschik, R. (2005). Iron oxide copper-gold deposits: Geology, space-time distribution, and possible modes of origin. *Economic Geology*. 371-405.
- Williams, P. J., Dong, G., Pollard, P. J., Perring, C. S., Ryan, C. G., Mernagh, T. P., & Stanley, C. J. (1999). Fluid inclusion geochemistry of Cloncurry (Fe)-Cu-Au deposits. *Mineral deposits: Processes to processing: Rotterdam, Balkema*, 1, 111-114p.
- Wilson, J., & Grocott, J. (1999). The emplacement of the granitic Las Tazas complex, northern Chile: the relationship between local and regional strain. *Journal of Structural Geology*, 21(11), 1513-1523.