

M 550  
029  
2016

UNIVERSIDAD DE ATACAMA  
FACULTAD DE INGENIERÍA  
DEPARTAMENTO DE GEOLOGÍA



MODELO METALOGÉNICO Y POTENCIAL ECONÓMICO DE MINA LA  
CULEBRA, REGIÓN DE ATACAMA, CHILE

“Trabajo de titulación presentado en  
conformidad a los requisitos para obtener  
el título de GEÓLOGO”



Profesor guía Sr. Diego Venegas Salgado

RODOLFO FRANCISCO OETIKER CORDERO  
2016



Departamento de Geología

23/05/2017

Bib 26.373

## **AGRADECIMIENTOS**

En primera instancia agradecer al Sr. Mario Mercado Naveas arrendatario de Mina La Culebra, por su buena disposición en todo el tiempo de ejecución de este proyecto. Además, agradecer a mi profesor guía Sr. Diego Venegas por su apoyo y aporte en la confección de este trabajo.

Agradecer al Dr. Karl Riveros Jensen por su buena disposición en aclarar mis dudas y por su apoyo. Al Dr.(c) Gustavo Miranda por su ayuda en el área de la microscopia óptica de secciones transparentes y pulidas.

Agradecer a mis amigos Rolando Fernández y Ignacio Quevedo por ayudarme en la etapa de recolección de muestras. Finalmente, agradecer a mi madre, padre y hermanas por su apoyo incondicional en todos estos años de estudio en la Universidad de Atacama.

*Dedicado a mi madre Elisa y a mi padre Rodolfo.*

## RESUMEN

En Chile la mayor parte de los pequeños mineros se concentran entre la Región de Atacama y la Región de Coquimbo, siendo la pequeña minería de la Región de Atacama la que más aporta en la producción de metales como el cobre, oro y plata a nivel nacional. Si bien la pequeña minería tiene una baja influencia en la producción de metales en el país, en el ámbito laboral es una importante fuente de recursos y es un impulso para sectores con menos oportunidades y microempresarios.

El presente trabajo tiene como objetivo principal determinar el modelo metalogénico y potencial económico de Mina La Culebra, mediante el proyecto “Implementación de un laboratorio regional de investigación aplicada en geología económica: una plataforma para la innovación y transferencia tecnológica en prospección, exploración y explotación minera de pequeña escala” financiado por el Gobierno Regional de Atacama. Mina La Culebra es una mina subterránea que se ubica en la Región de Atacama, específicamente en la Sierra Cinchado, perteneciente a la minería de pequeña escala que se dedica a la extracción de óxidos y sulfuros de cobre. Antiguamente la extracción de mineral de la mina se realizaba mediante pequeñas labores, hoy en día esto ha cambiado, debido a que el mineral se extrae con maquinaria pesada desde la galería en producción. Actualmente la mina tiene una producción mensual de 250 toneladas y con leyes en torno al 2,4% Cu.

La propiedad minera La Culebra está conformada por rocas sedimentarias clásticas de edad Cretácico inferior-superior y rocas volcánicas de edad Cretácico inferior. Estudios de susceptibilidad magnética realizados en las unidades de rocas no muestran anomalías. Por otra parte, análisis de fluorescencia de rayos-X realizados en zonas mineralizadas en las rocas volcánicas, solo muestran anomalías para el cobre con concentraciones mayores a 0,5%.

Mina La Culebra se define como un depósito tipo manto de origen mesotermal, caracterizado por una zona oxidada en la parte superior, una zona de enriquecimiento secundario en la parte media y una zona de sulfuros primarios en la parte inferior.

## RESUMEN

En Chile la mayor parte de los pequeños mineros se concentran entre la Región de Atacama y la Región de Coquimbo, siendo la pequeña minería de la Región de Atacama la que más aporta en la producción de metales como el cobre, oro y plata a nivel nacional. Si bien la pequeña minería tiene una baja influencia en la producción de metales en el país, en el ámbito laboral es una importante fuente de recursos y es un impulso para sectores con menos oportunidades y microempresarios.

El presente trabajo tiene como objetivo principal determinar el modelo metalogénico y potencial económico de Mina La Culebra, mediante el proyecto “Implementación de un laboratorio regional de investigación aplicada en geología económica: una plataforma para la innovación y transferencia tecnológica en prospección, exploración y explotación minera de pequeña escala” financiado por el Gobierno Regional de Atacama. Mina La Culebra es una mina subterránea que se ubica en la Región de Atacama, específicamente en la Sierra Cinchado, perteneciente a la minería de pequeña escala que se dedica a la extracción de óxidos y sulfuros de cobre. Antiguamente la extracción de mineral de la mina se realizaba mediante pequeñas labores, hoy en día esto ha cambiado, debido a que el mineral se extrae con maquinaria pesada desde la galería en producción. Actualmente la mina tiene una producción mensual de 250 toneladas y con leyes en torno al 2,4% Cu.

La propiedad minera La Culebra está conformada por rocas sedimentarias clásticas de edad Cretácico inferior-superior y rocas volcánicas de edad Cretácico inferior. Estudios de susceptibilidad magnética realizados en las unidades de rocas no muestran anomalías. Por otra parte, análisis de fluorescencia de rayos-X realizados en zonas mineralizadas en las rocas volcánicas, solo muestran anomalías para el cobre con concentraciones mayores a 0,5%.

Mina La Culebra se define como un depósito tipo manto de origen mesotermal, caracterizado por una zona oxidada en la parte superior, una zona de enriquecimiento secundario en la parte media y una zona de sulfuros primarios en la parte inferior.

## ÍNDICE

<b>CAPÍTULO 1: INTRODUCCIÓN .....</b>	<b>1</b>
1.1 Contexto del problema de investigación .....	1
1.2 Ubicación y vías de acceso.....	2
1.3 Marco teórico genérico.....	4
1.3.1 Fuente de los metales en el magma.....	4
1.3.2 Alteración hidrotermal .....	5
1.3.3 Transporte y precipitación de metales.....	9
1.3.4 Enriquecimiento supérgeno.....	10
1.3.5 Depósitos estratoligados.....	11
1.3.6 Susceptibilidad magnética.....	12
1.4 Trabajos anteriores .....	16
1.5 Objetivos .....	17
1.5.1 Objetivo general .....	17
1.5.2 Objetivos específicos .....	17
<b>CAPÍTULO 2: MARCO GEOLÓGICO REGIONAL.....</b>	<b>18</b>
2.1 Geología Regional .....	18
2.2 Geología estructural .....	21
<b>CAPÍTULO 3: METODOLOGÍA.....</b>	<b>23</b>
3.1 Recopilación bibliográfica.....	23
3.2 Base de mapeo .....	23
3.3 Codificación y almacenamiento de muestras .....	24
3.4 Mapeo geológico de superficie.....	24
3.5 Análisis microscópico .....	24

3.6	Muestreo de zonas mineralizadas y preparación de muestras .....	26
3.7	Análisis mediante fluorescencia de rayos-X .....	29
3.8	Medición de la intensidad de la susceptibilidad magnética.....	30
<b>CAPÍTULO 4: GEOLOGÍA LOCAL .....</b>		<b>33</b>
4.1	Unidades litológicas .....	33
4.1.1	Unidad volcánica andesítica.....	33
4.1.2	Unidad sedimentaria clástica.....	36
4.1.3.	Depósitos aluviales antiguos .....	39
4.1.4	Depósitos aluviales modernos.....	39
4.2	Geología estructural .....	40
4.2.1	Diaclasas .....	40
4.2.2	Falla NW .....	41
4.2.3	Fallas NE.....	41
<b>CAPÍTULO 5: ALTERACIÓN Y MINERALIZACIÓN .....</b>		<b>42</b>
5.1	Alteración .....	42
5.1.1	Sericita.....	42
5.1.2	Calcita .....	42
5.1.3	Cuarzo .....	43
5.1.4	Hematita y goetita .....	44
5.1.5	Yeso .....	44
5.2	Mineralización.....	45
5.2.1	Zona de sulfuros.....	45
5.2.2	Zona oxidada.....	48
<b>CAPÍTULO 6: SUSCEPTIBILIDAD MAGNÉTICA .....</b>		<b>49</b>

6.1	Unidad volcánica andesítica .....	49
6.2	Unidad sedimentaria clástica.....	50
6.3	Zona levemente mineralizada.....	50
6.4	Zona altamente mineralizada.....	51
<b>CAPÍTULO 7: GEOQUÍMICA DE EXPLORACIÓN .....</b>		<b>53</b>
7.1	Zona levemente mineralizada.....	53
7.2	Zona altamente mineralizada.....	53
<b>CAPÍTULO 8: DISCUSIÓN .....</b>		<b>57</b>
8.1	Modelo metalogénico .....	57
8.2	Mineralización.....	58
8.3	Edad de la mineralización .....	59
8.4	Susceptibilidad magnética.....	60
8.5	Análisis XRF .....	61
<b>CAPÍTULO 9: CONCLUSIONES .....</b>		<b>63</b>
<b>CAPÍTULO 10: REFERENCIAS.....</b>		<b>65</b>
<b>CAPÍTULO 11: ANEXOS.....</b>		<b>71</b>

## ÍNDICE DE FIGURAS

Figura 1.1: Mapa de ubicación de Mina La Culebra.....	2
Figura 1.2: Mapa de vías de acceso a Mina La culebra. ....	3
Figura 1.3: Sección esquemática que muestra los componentes principales de la génesis del magma, flujo de fluidos y metalogénesis en márgenes divergentes y convergentes (modificado de Hedenquist y Lowenstern, 1994). ....	5
Figura 1.4: Alteración mineralógica común en sistemas hidrotermales (modificado de (Corbett y Leach, 1998). ....	8
Figura 1.5: Distribución espacial de los depósitos tipo manto en el norte de Chile (modificado de Kojima et al., 2009). ....	12
Figura 2.1: Mapa geológico del sector Quebrada Los Cóndores escala 1:100.000 (modificado de Arévalo et al., 2009). ....	20
Figura 3.1: Base de mapeo parcial del área de estudio. ....	24
Figura 3.2: a) Microscopio Leitz Laborlux S. b) Camara Moticam 5.....	25
Figura 3.3: Microscopio Kozo XJP 304.....	25
Figura 3.4: Labores muestreadas en la propiedad minera La Culebra. Labor minera antigua (A) y labor minera actual (B). ....	26
Figura 3.5: Mapa representativo de los sectores muestreados en la zona levemente mineralizada. ....	27
Figura 3.6: Mapa representativo de los sectores muestreados en la zona altamente mineralizada. ....	27
Figura 3.7: a) Chancador de mandíbulas. b) Pulverizador de anillos. ....	28
Figura 3.8: Preparación de las muestras para el análisis XRF. ....	28
Figura 3.9: Partes del analizador portátil XRF S1 TITAN. ....	29
Figura 3.10: Principios de funcionamiento del XRF S1 TITAN. ....	30
Figura 3.11: Partes del susceptibilímetro magnético KT-10. ....	31
Figura 4.1: Muestra de andesita con presencia de vesículas y amígdalas.....	33
Figura 4.2: Muestra de andesita con presencia de bitumen (Bt). ....	34

Figura 4.3: Fotomicrografía de andesita con fenocristales de plagioclasas (Plg) alterados levemente a sericita; masa fundamental (MF) compuesta de vidrio volcánico, microlitos de plagioclasa y minerales opacos. En a) Nícoles cruzados (NC) y en b) Luz polarizada plana (LPP). Aumento de 4x. ....	35
Figura 4.4: Fotomicrografía de andesita con cristales de ortopiroxeno (Opx); masa fundamental (MF) compuesta de vidrio volcánico, microlitos de plagioclasas y minerales opacos. En a) NC y en b) LPP. Aumento de 4x. ....	35
Figura 4.5: Fotomicrografía de andesita con amígdalas de calcita (Cal); masa fundamental (MF) compuesta de vidrio volcánico, microlitos de plagioclasas y minerales opacos. En a) NC y en b) LPP. Aumento de 4x. ....	36
Figura 4.6: Discordancia de erosión entre unidad volcánica andesítica y unidad sedimentaria clástica. ....	37
Figura 4.7: Muestra de arcosa de color pardo amarillenta. ....	38
Figura 4.8: Muestra de grauvacas feldespáticas de color pardas rojizas. ....	38
Figura 4.9: Ortoconglomerados monomícticos con clastos andesíticos de 20 cm de diámetro en la base. ....	39
Figura 4.10: Zona de falla. ....	41
Figura 4.11: a) Fallas menores (1) N 30° E/ 60° SE y (2) N 40° E/ 44° SE. b) Salbanda en plano de falla. ....	41
Figura 5.1: Fotomicrografía de andesita con fenocristales de plagioclasa (Plg) alterando de forma moderada a sericita; masa fundamental (MF) compuesta de vidrio volcánico, microlitos de plagioclasas y minerales opacos. En a) NC y en b) LPP. Aumento de 4x. ....	42
Figura 5.2: Fotomicrografía de andesita con calcita (Cal) como relleno de amigdalas y en vetillas; masa fundamental (MF) compuesta de vidrio volcánico, microlitos de plagioclasas y minerales opacos. En a) NC y en b) LPP. Aumento de 4x. ....	43
Figura 5.3: Fotomicrografía de andesita mineralizada con alteración moderada de calcita (Cal); vetillas de cuarzo (Qz); masa fundamental (MF) compuesta de vidrio volcánico, microlitos de plagioclasas y minerales opacos. En a) NC y en b) LPP. Aumento de 4x. ....	43

Figura 5.4: Muestra de hematita y goetita asociadas con óxidos y sulfuros de Cu correspondiente a una zona mixta.....	44
Figura 5.5: a) Vetillas de yesos. b) Veta de yeso con relicto de calcosina en su interior. ....	44
Figura 5.6: Fotomicrografía de relictos de pirita (Py) en calcopirita (Cp) y remplazo de calcopirita en microfracturas. Aumento de 10x. ....	45
Figura 5.7: Fotomicrografía de textura de remplazo de calcopirita (Cp) por Calcosina (Cc) en bordes de grano y microfracturas. Aumento de 10x. ....	46
Figura 5.8: Fotomicrografía de relictos de bornita (Bn) en calcosina (Cc) y remplazo de calcosina en microfracturas de bornita. Aumento de 10x. ....	47
Figura 5.9: Fotomicrografía de textura de remplazo de calcosina (Cc) por covelina (Cv) en planos de clivaje y bordes de grano. Aumento de 10x.....	47
Figura 5.10: a) Fotografía muestra de azurita diseminada, crisocola y hematita. b) Fotomicrografía de andesita con amígdalas rellenas de crisocola. Aumento de 7,5x.	48
Figura 8.1: Mapa representativo de los sectores muestreados en la zona levemente mineralizada, mostrando los valores Cu y Fe obtenidos. Los valores de Cu superiores a 0,5% se muestran de color rojo. ....	62
Figura 8.2: Mapa representativo de los sectores muestreados en la zona altamente mineralizada, mostrando los valores Cu y Fe obtenidos. Los valores de Cu superiores a 0,5% se muestran de color rojo. ....	62
Figura 9.1: Paragénesis mineral de Mina La Culebra. El grosor de la línea representa la abundancia del mineral.....	63
Figura 9.2: Modelo metalogénico del depósito de Mina La Culebra.....	64

## ÍNDICE DE GRÁFICOS

Gráfico 4.1: Diagrama de rosa de diaclasa mostrando los rumbos de las familias de diaclasas. ....	40
Gráfico 6.1: Diagrama boxplot de los valores de susceptibilidad magnética de la unidad volcánica andesítica. ....	49
Gráfico 6.2: Diagrama boxplot de los valores de susceptibilidad magnética de la unidad sedimentaria clástica. ....	50
Gráfico 6.3: Diagrama boxplot de los valores de susceptibilidad magnética de la zona levemente mineralizada.....	51
Gráfico 6.4: Diagrama boxplot de los valores de susceptibilidad magnética de la zona altamente mineralizada.....	52
Gráfico 8.1: Diagrama de estabilidad mineral a una temperatura de 300 <sup>0</sup> C modificado de Bean & Bodnar (1995). Hematita (HEM), calcopirita (CP), bornita, (BN), covelina (COV)(Hipógena), magnetita (MAG).....	59

## ÍNDICE DE TABLAS

Tabla 1.1: Valores de susceptibilidad magnética (k), densidad y susceptibilidad magnética de masa (X) para las rocas más comunes. Los valores obtenidos fueron medidos en campos magnéticos débiles, a temperatura ambiente y a una atmosfera de presión (modificado de Hunt et al., 1995). .....	15
Tabla 11.1: Resultados de los análisis de susceptibilidad magnética de las unidades litológicas.....	71
Tabla 11.2: Resultados de los análisis de susceptibilidad magnética de las zonas mineralizadas.....	72
Tabla 11.3: Resultados de los análisis de fluorescencia de rayos-X (XRF) de la zona pobremente mineralizada. ....	73
Tabla 11.4: Resultados de los análisis de fluorescencia rayos-X (XRF) de la zona altamente mineralizada.....	76

## **CAPÍTULO 1: INTRODUCCIÓN**

El siguiente trabajo investigación se enmarca dentro del proyecto “Implementación de un laboratorio regional de investigación aplicada en geología económica: una plataforma para la innovación y transferencia tecnológica en prospección, exploración y explotación minera de pequeña escala” financiado por Fondo de innovación para la competitividad (FIC) del Gobierno Regional de Atacama.

### **1.1 Contexto del problema de investigación**

Una de las iniciativas principales de esta investigación es la colaboración con la pequeña minería, principalmente en el área de la geología económica, mediante estudios geológicos detallados de las propiedades mineras, en este caso de Mina La Culebra. El estudio de este depósito permitirá identificar las litologías, estructuras, mineralización y alteraciones presentes en el sector, para posteriormente realizar un mapa geológico local y un modelo metalogénico del depósito.

Mediante la realización de estudios geoquímicos se podrá conocer las concentraciones de los minerales presentes en el área de estudio, definiendo de mejor forma la zona mineralizada. Además, estudios de susceptibilidad magnética definirán y delimitarán zonas de alteración y mineralización.

Para el estudio geoquímico y magnético del área se utilizarán equipos analíticos portátiles que permiten obtener de manera rápida la información requerida. Además, mediante estos análisis se podrá identificar otros potenciales minerales que puedan ser económicamente rentables de explotar en el área.

## 1.2 Ubicación y vías de acceso

Mina La Culebra se encuentra ubicada en la Provincia de Copiapó, Región de Atacama, Chile, aproximadamente a 16 km al E de la ciudad de Copiapó (Fig. 1.1), en la Sierra Cinchado.

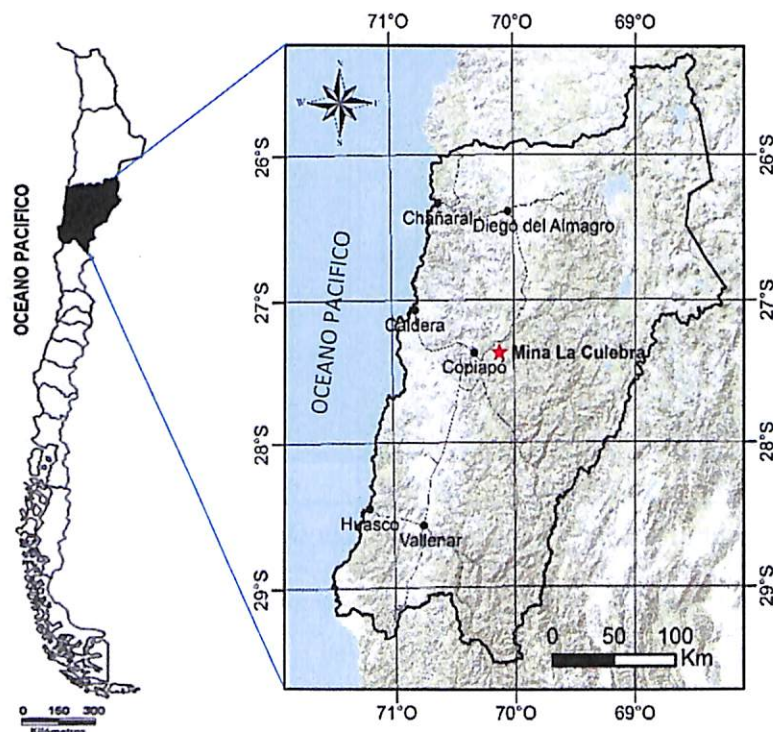


Figura 1.1: Mapa de ubicación de Mina La Culebra.

La mina se encuentra específicamente en Quebrada Los Cóndores, cuyas coordenadas UTM son 6.971.110 N y 384.000 E, a una altura de 726 m sobre el nivel del mar. Al área se puede acceder tomando la ruta 31-CH que une la ciudad de Copiapó con el paso fronterizo San Francisco y la ruta C-377 respectivamente, ambas rutas se encuentra en buen estado (Fig. 1.2). Para ingresar a la mina se debe tomar un camino ripiado en regular estado que empalma con la ruta C-377.

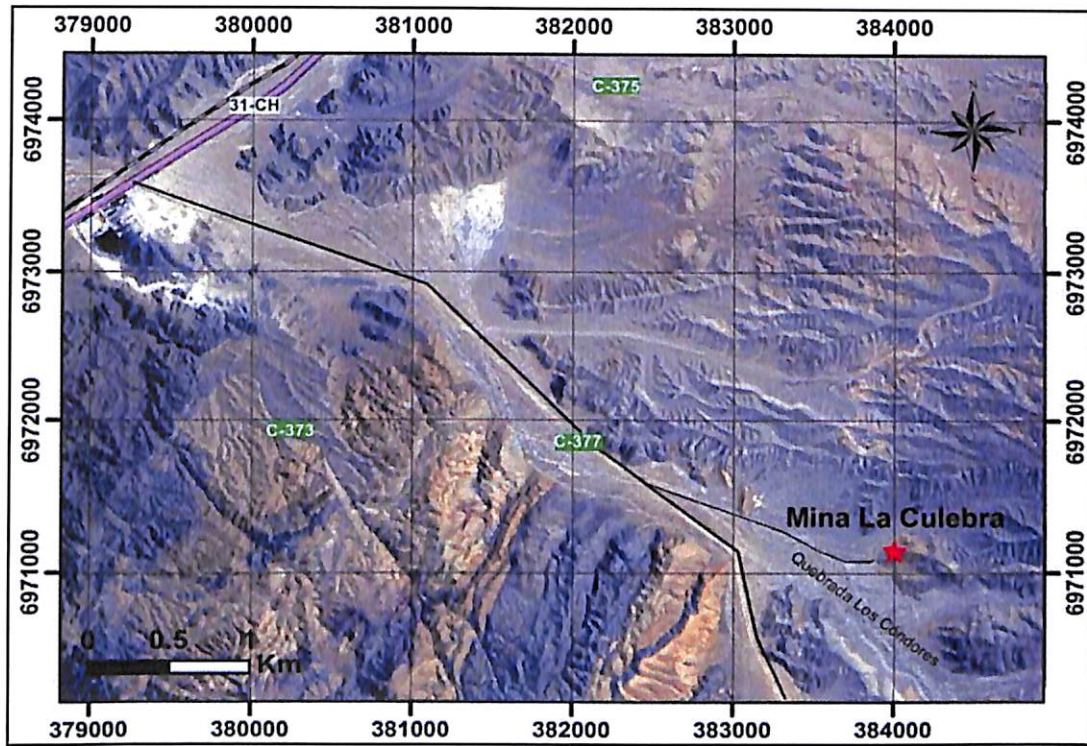


Figura 1.2: Mapa de vías de acceso a Mina La culebra.

### **1.3 Marco teórico genérico**

#### **1.3.1 Fuente de los metales en el magma**

La mayoría de depósitos minerales metálicos están ligados a procesos hidrotermales. La fuente, composición y características termodinámicas de un fluido hidrotermal pueden ser bastante variables. Los metales transportados por los fluidos forman la única clase más importante de depósitos minerales, los de tipo hidrotermal. La mayor parte de los depósitos hidrotermales, se producen a lo largo de bordes de placa convergentes, donde la corteza oceánica es subductada bajo la corteza continental (Hedenquist y Lowenstern, 1994).

La composición del magma juega un rol fundamental en el tipo de metales que se encontraran en un depósito, estos metales pueden adherirse al magma a través de diferentes vías, ya sea por la fusión del manto, transferencia de masa desde la placa subductante y/o la fusión de la corteza (Hedenquist y Lowenstern, 1994). En un ambiente de arco (Fig. 1.3), la corteza oceánica comúnmente alterada junto con sus sedimentos oceánicos asociados, son finalmente subductados debajo de la corteza continental, induciendo la fusión en la cuña del manto debajo del arco volcánico. Los componentes como el óxido de azufre, elementos del grupo alcalino, agua (H<sub>2</sub>O) y cloro (Cl) son aportados por la placa subductante, transferidos como un fluido o una masa fundida silicatada (Hedenquist y Lowenstern, 1994). Los componentes metálicos también pueden ser adquiridos por una contaminación cortical durante el ascenso del magma a través de la corteza (Hedenquist y Lowenstern, 1994).

Aunque estos factores son todos más o menos interdependientes, la temperatura y la química de los fluidos probablemente tienen una fuerte influencia en el estilo de alteración hidrotermal desarrollada en cinturón de fuego del pacífico (Corbett y Leach, 1998).

La temperatura y el pH del fluido son los factores más importantes que influyen en la mineralogía de los sistemas hidrotermales (Corbett y Leach, 1998). Las otras variables (con excepción locales como la composición de la roca de caja) tienen una influencia de menor importancia en la alteración mineralógica (Corbett y Leach, 1998).

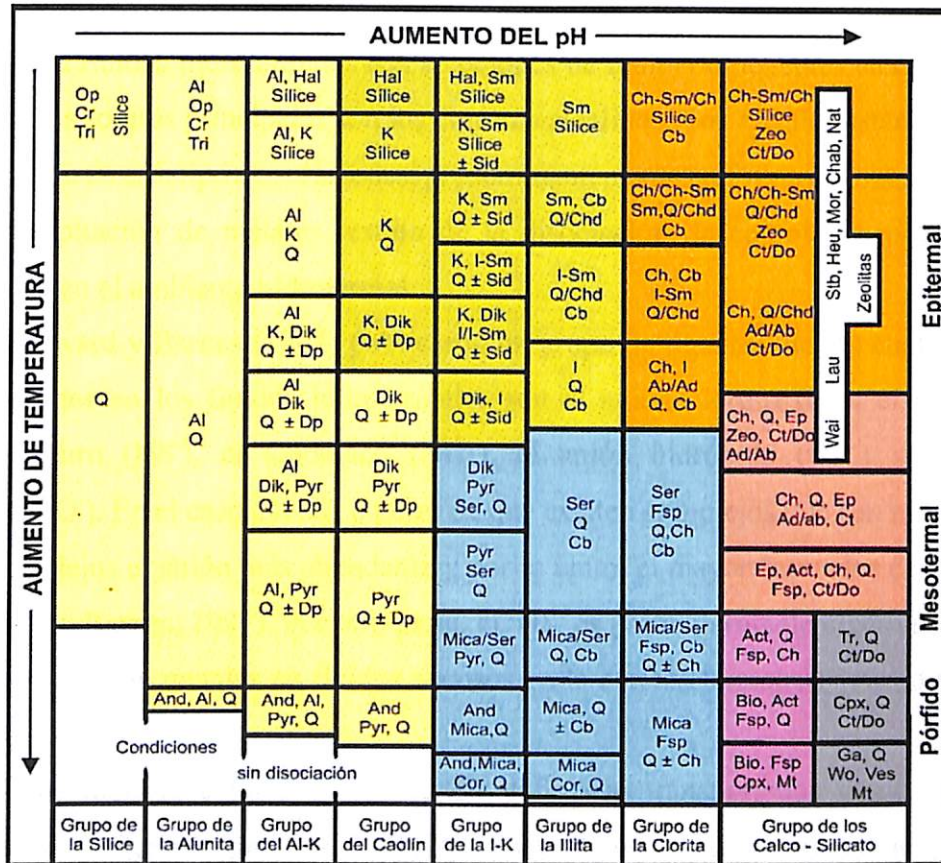
Corbett y Leach (1998) representan gráficamente en términos de temperatura y pH los rangos de estabilidad para los minerales hidrotermales (Fig. 1.4), comúnmente encontrados en el cinturón de fuego del pacífico y en sistemas hidrotermales. Los valores absolutos de temperatura y pH no se muestran, debido a la influencia que puedan tener otros factores sobre la posición de los límites entre fases minerales. Las concentraciones de elementos en el fluido, proporciones, y presiones se consideran constantes.

Los tipos de alteración en la mayoría de las rocas de composición aluminosilicatos han sido clasificados por Meyer y Hemley (1967) como: propilítica, argílica intermedia, argílica avanzada, sericítica y potásica (Fig. 1.4).

- **Alteración Potásica:** Formada a altas temperaturas, bajo condiciones neutras a alcalinas y es caracterizada por la presencia de biotita y/o feldespato potásico + magnetita ± actinolita ± clinopiroxeno (Corbett y Leach, 1998). Cuando la roca de caja es un sedimento calcáreo, mineralogía de Skarn se forma bajo condiciones similares y consta de una zona de minerales calco-silicatados tales como granate rico en calcio, clinopiroxeno y tremolita (Corbett y Leach, 1998).
- **Alteración Propilítica:** Formada bajo condiciones neutras a alcalinas. Caracterizado por la presencia de albita, clorita y epidota (Reed, 1997). Se presenta a temperaturas relativamente bajas (<200°-250°C) en donde los ensamblajes de alteración están dominados principalmente por zeolitas en lugar de epidota (Corbett

y Leach, 1998). La ocurrencia de anfíboles secundarios (generalmente actinolita) a altas temperaturas ( $>280^{\circ}$ - $300^{\circ}$ C) puede ser utilizado para caracterizar un zona de alteración propilítica interior (Corbett y Leach, 1998). Albita secundaria y/o feldespato potásico se encuentran comúnmente en los ensambles de alteración propilítica (Corbett y Leach, 1998). Calcita y dolomita pueden presentarse si el fluido que alteran introduce bicarbonato al sistema (Reed, 1997).

- **Alteración Fílica (o cuarzo-sericita):** Formada en un rango de pH similar a la alteración argílica, pero a temperaturas superiores ( $>200^{\circ}$ - $250^{\circ}$ C) y es caracterizada por la presencia de sericita (o muscovita) y cuarzo (Corbett y Leach, 1998). La zona fílica también puede incluir a altas temperaturas minerales de los grupos del caolín (pirofilita-andalusita) y clorita (Corbett y Leach, 1998).
- **Alteración Argílica (Argílica intermedia):** Formada a temperaturas relativamente bajas ( $> 200^{\circ}$  -  $250^{\circ}$ C) y a un pH moderadamente bajo (aprox. 4-6) (Corbett y Leach, 1998). Rose y Bart (1979) define este tipo de alteración por la presencia de caolinita y esmectita.
- **Alteración Argílica Avanzada:** Comprende fases minerales que se forman bajo condiciones de bajo Ph ( $\text{PH}<4$ ) (minerales del grupo de la alunita y del sílice) y a temperaturas relativamente bajas (Corbett y Leach, 1998). Meyer y Hemley (1967) incluyen las fases de alta temperatura de grupo del caolín (pirofilita y dickita).



#### Abreviaturas de Minerales

Ab - albita, Act - actinolita, Ad - adularia, Al - alunita, And - Andalusita, Bio - biotita, Cb - Carbonato (Ca, Mg, Mn, Fe), Ch - Clorita, Chab - chabazita, Chd - calcedonia, Ch-Sm - clorita-smectita, Cor - corindón, Cpx - clinopiroxeno, Cr - cristobalita, Ct - Calcita, Do - dolomita, Dik - dickita, Dp - diásporo, Ep - epidota, Fsp - feldespato, Ga - granate, Hal - halloysita, Heu - heulandita, I - Illita, I-Sm - illita-smectita, K - caolinita, Lau - laumontita, Mt - magnetita, Mor - mordenita, Nat - natrolita, Op - sílice opalino, Pyr - pyrofilita, Q - cuarzo, Ser - sericita, Sid - siderita, Sm - smectita, Stb - estilbita, Tr - tremolita, Tri - tridimita, Ves - vesuvianita, Wai - wairakita, Wo - wollastonita, Zeo - zeolitas.

	Potásica		Propilítica		Argilica Avanzada
	Skarn		Argilica		
	Filica		Sub Propilítica		

Figura 1.4: Alteración mineralógica común en sistemas hidrotermales (modificado de (Corbett y Leach, 1998).

### 1.3.3 Transporte y precipitación de metales

Los fluidos hidrotermales son soluciones de multicomponentes electrolíticos en la cual los solutos principales son los cloruros alcalinos. Los metales están presentes a nivel traza en este tipo de soluciones, predominantemente en forma de iones complejos. La precipitación de metales resulta de la disociación de complejos metálicos y a cambios en el ambiente hidrotermal.

Seward y Barnes (1997) publicaron un grupo de ligantes, de los cuales los más importantes en los fluidos hidrotermales son el anión cloruro ( $\text{Cl}^-$ ), el bisulfuro o hidrosulfuro ( $\text{HS}^-$ ), el amoníaco ( $\text{NH}_3$ ), el anión hidróxido ( $\text{OH}^-$ ) y el acetato ( $\text{CH}_3\text{COO}^-$ ). En el caso del  $\text{Cl}^-$ , a pesar de que existen complejos que son más estables, el  $\text{Cl}^-$  es lejos el anión más abundante y por lo tanto, el mayor formador de complejos (Seward y Barnes, 1997). Por otra parte, el  $\text{HS}^-$  es particularmente efectivos en su rol de transporte de metales en fluidos acuosos en la corteza terrestre (Seward y Barnes, 1997).

Los metales como el Cu, Fe, Zn y Pb son transportados como complejos clorurados, mientras que el Au, Hg, As, Sb y Pt son transportados como complejos bisulfurados (Seward y Barnes, 1997). Sin embargo, elementos como el Cu y Zn también pueden ser transportados como elementos bisulfurados bajo ciertas condiciones (Seward y Barnes, 1997).

La precipitación de sulfuros desde un fluido hidrotermal que contiene azufre y metales, se produce debido a los siguientes factores (Reed, 2006):

1. Enfriamiento, desestabilizando de este modo los complejos metálicos, por lo tanto liberando metales para combinarse con sulfuros acuosos.
2. Aumento del pH, liberando sulfuro desde ácido sulfhídrico ( $\text{H}_2\text{S}$ ) o bisulfuro ( $\text{HS}^-$ ), para precipitar en minerales de sulfuro.
3. Reducción de sulfato acuoso a sulfuro, generando de este modo sulfuro para combinarse con metales.

### 1.3.4 Enriquecimiento supérgeno

El proceso de enriquecimiento supérgeno involucra la liberación de los minerales metálicos desde minerales sulfurados inestables, con baja infiltración meteórica y precipitación de asociaciones minerales de óxido y sulfuros más estables, en el entorno del subsuelo (Misra, 2000). Chávez (2000) divide un depósito de cobre en tres dominios geoquímicos principales. Dominio (1) una región fuente, que comprende el volumen de roca que experimenta oxidación y la pérdida de masa, dominio (2) una región lavadero, donde la masa de la región de origen o fuente se acumula, e incluye minerales hipógenos residuales y dominio (3) protolito, que es el material sin reaccionar que comprende asociaciones minerales pre-oxidación. Aunque el contacto entre estos dominios es gradacional, cada uno se caracteriza por condiciones distintas de estados de oxidación y el pH.

Las zonas de óxidos que comprende parte de la región lavadero, podrían formarse a través de dos mecanismos distintos (Chávez, 2000): (1) a través de la adición de cobre a un volumen que se está oxidando, incluyendo la formación de depósitos de exóticos de cobre, y (2) a través de la oxidación *in situ* de un recurso que contiene sulfuro de cobre. El primer tipo de sistema de óxido de cobre requiere el transporte de cobre desde una región fuente, pero el protolito no necesita tener un alto contenido de cobre si la lixiviación y precipitación son eficientes (Chávez, 2000). Por el contrario, el segundo tipo requiere un gran contenido de cobre del protolito y requiere también que la remoción de cobre sea mínima (Chávez, 2000).

Para generar el primer tipo de ocurrencia de óxido de cobre, una región fuente debe estar disponible para suministrar cobre a través de la oxidación y lixiviación (Chávez, 2000). La pirita es la fuente más significativa de ácido sulfúrico ( $\text{SO}_4$ ), iones de hidrógeno ( $\text{H}^+$ ) y hierro oxidado ( $\text{Fe}^{+++}$  y  $\text{Fe}^{++}$ ), en un volumen de roca que contiene sulfuros sometidos a meteorización (Chávez, 2000). La concentración de pirita es crítica en la determinación de la mineralogía de la zona de óxido (Chávez, 2000).

Los metales que se acumulan en la zona óxidos o enriquecimiento supérgeno, derivan de un volumen de roca que se ha sometido a la oxidación y eliminación de

metales (región fuente), esta zona es llamada la cubierta lixiviada o gossan (Chávez, 2000).

### 1.3.5 Depósitos estratoligados

Los depósitos estratoligados de cobre, denominados en Chile como depósitos “tipo manto” (Ruiz *et al.*, 1965; Camus, 1990), representan la segunda fuente más importante de cobre en el país, algunos de ellos también pueden tener cantidades significativas de plata, plomo y zinc. Los depósitos estratoligados pueden ser definidos como depósitos ligados a una cierta unidad estratigráfica (sedimentaria o volcánica), pero este vínculo no implica procesos genéticos y tiempo de formación (Fontboté, 1990). El término estratoligado incluye depósitos formados por procesos volcanogénicos, hidrotermales, metamórficos, diagenéticos y sedimentarios penecontemporáneos o muy posteriores a la formación de la roca hospedante, que puede ser volcánica o sedimentaria (Fontboté, 1990).

En Chile algunos de estos depósitos son de origen secundario y contienen minerales oxidados de cobre, pero la mayor parte contienen sulfuros primarios de cobre, enriquecidos *in situ* a sulfuros secundarios (Ruiz y Peebles, 1988). La mayoría de los depósitos estratoligados muestra una paragénesis simple, formada principalmente por calcopirita, bornita y pirita, y en menor medida calcosina, covelina primaria y especularita (Ruiz y Peebles, 1988). La mineralización se presenta principalmente en pequeñas fracturas, diseminada o como relleno de vesículas de la parte superior amigdaloidal de las coladas de lavas (Ruiz y Peebles, 1988).

Dos grupos de depósitos estratoligados de Cu-(Ag) ocurren en Chile (Maksaev *et al.*, 2007). El primero grupo se encuentra a lo largo de la Cordillera de la Costa del norte de Chile y están hospedados en secuencias volcánicas de edad Jurásica (Kojima *et al.*, 2002). El segundo grupo se encuentran distribuidos en áreas centrales de Chile y están hospedados en rocas volcánicas y volcanosedimentarias de edad Cretácico Inferior (Zentilli *et al.*, 1997; Wilson y Zentilli, 1999). La distribución espacial de estos grupos de depósitos estratoligados en el norte de Chile se muestra en la figura 1.5.

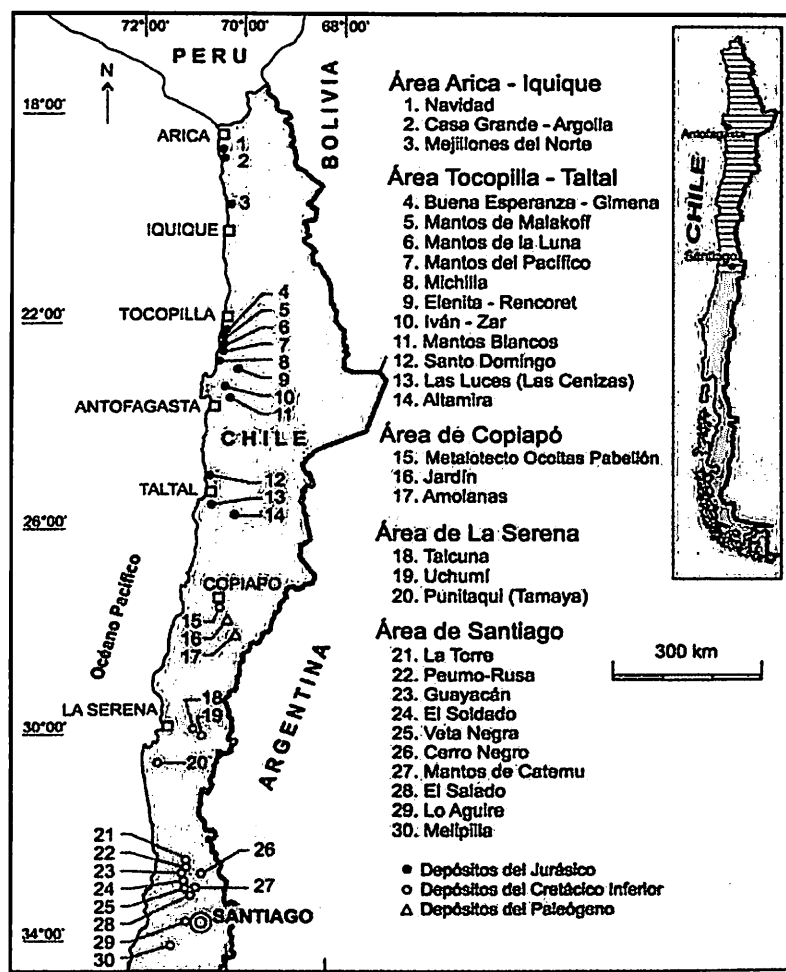


Figura 1.5: Distribución espacial de los depósitos tipo manto en el norte de Chile (modificado de Kojima et al., 2009).

### 1.3.6 Susceptibilidad magnética

La susceptibilidad magnética es una medición de la respuesta magnética de un material a un campo magnético externo (Hunt *et al.*, 1995). El volumen de susceptibilidad “ $k$ ”, medido en unidades adimensionales del SI, es definido como la razón de la magnetización “ $J$ ” del material (por unidad de volumen) por el débil campo magnético externo “ $H$ ” (Hunt *et al.*, 1995)

$$J = kH$$

Todos los materiales tienen susceptibilidad magnética, la que puede ser positiva o negativa (Hunt *et al.*, 1995). La interacción de un campo magnético aplicado con los átomos de materiales de la Tierra conduce a varios tipos de respuestas que se identifican como tipos de magnetización (Hinzen *et al.*, 2012). De acuerdo al tipo de magnetización, los materiales pueden ser calificados como diamagnético, paramagnéticos, ferromagnéticos.

- **Materiales diamagnéticos**

En los materiales diamagnéticos la susceptibilidad magnética es débil y negativa. Varios minerales importantes son diamagnéticos, algunos de ellos son el cuarzo, feldespato y la halita (Hinzen *et al.*, 2012).

- **Materiales paramagnéticos**

En los materiales paramagnéticos la susceptibilidad magnética es débil y positiva, e inversamente proporcional a la temperatura. Algunos minerales de este grupo son la biotita, olivino, piroxeno, anfíboles y granate (Hinzen *et al.*, 2012).

- **Materiales ferromagnéticos**

El ferromagnetismo y sus subclases, son causados por las interacciones entre los átomos vecinos de un grupo de átomos llamados dominios magnéticos, alineando sus momentos magnéticos entre sí (Hinzen *et al.*, 2012). La alineación de los dominios en los materiales ferromagnéticos conduce a un magnetismo que es muy superior a la de materiales paramagnéticos y diamagnéticos (Hinzen *et al.*, 2012).

Los materiales ferromagnéticos presentan dipolos paralelos, dando lugar a una magnetización espontánea muy fuerte, que incluso puede existir en ausencia de un campo magnético externo (Kearey *et al.*, 2002). Los materiales ferromagnéticos puros presentan una susceptibilidad magnética muy alta, como lo son el hierro, níquel y cobalto, que rara vez se presentan de forma natural en la corteza terrestre (Kearey *et al.*, 2002). También existen otros materiales terrestres como subclase del ferromagnetismo, donde sus átomos magnéticos adyacentes son opuestos, son los llamados materiales antiferromagnéticos. Los materiales antiferromagnéticos tienen un

acoplamiento dipolar antiparalelo y la fuerza de los dipolos es igual en cada dirección, la hematita es un ejemplo de este grupo (Kearey *et al.*, 2002). La susceptibilidad magnética de los materiales antiferromagnéticos aumenta con la temperatura hasta un valor límite, en donde comienza a comportarse como un material paramagnético (Hinzen *et al.*, 2012).

Existen otros materiales similares a los antiferromagnéticos, pero sus momentos magnéticos en las dos direcciones permitidas son distintos, son los llamados materiales ferrimagnéticos (Hinzen *et al.*, 2012). Los materiales ferrimagnéticos tienen un acoplamiento dipolar antiparalelo y la fuerza de los dipolos en cada dirección es distinta, la magnetita es el principal mineral ferrimagnético (Kearey *et al.*, 2002).

- **Susceptibilidad magnética de rocas**

Los valores de susceptibilidad magnética son útiles en la exploración geofísica, principalmente para determinar anomalías magnéticas. Valores de susceptibilidad magnética para las rocas más comunes fueron propuestos por Hunt *et al.* (1995) y se muestran en la tabla 1.1.

Riveros *et al.* (2014) establecen una relación entre las propiedades magnéticas y el tipo de alteración presente en las rocas del pórfido cuprífero Escondida, concluyendo que las propiedades magnéticas de las rocas hospedantes del pórfido son controladas por el ensamblaje mineralógico, que han sido el resultado de procesos de alteración hidrotermal. Los altos valores de susceptibilidad magnética total (suma de todas las fases minerales ferromagnéticas, paramagnéticas y diamagnéticas presentes en las rocas) son el resultado de una alteración hidrotermal selectiva, como por ejemplo la alteración potásica y clorítica, las que tienden a preservar los óxidos magnéticos de Fe-Ti presentes en las rocas hospedantes y también forman nueva magnetita. Por otra parte, una alteración hidrotermal pervasiva, como por ejemplo la alteración cuarzo-sercita y argílica disminuyen drásticamente los valores de susceptibilidad magnética total y el tamaño de grano de la magnetita.

Rocas	Densidad ( $10^3 \text{ kg m}^{-3}$ )	Volumen $k$ ( $10^6 \text{ SI}$ )	Masa $Z$ ( $10^{-3} \text{ m}^3 \text{ kg}^{-1}$ )	Referencias
<b>Rocas ígneas</b>				
Andesita	2.61	170,000	6,500	114
Basalto	2.99	250-180,000	8.4-6,100	95, 107, 114, 115
Diabasa	2.91	1,000-160,000	35-5,600	114
Diorita	2.85	630-130,000	22-4,400	114, 115
Gabro	3.03	1,000-90,000	26-3,000	95, 107, 114, 115
Granito	2.64	0-50,000	0-1,900	95, 107, 114, 115
Peridotita	3.15	96,000-200,000	3,000-6,200	114
Pórfido	2.74	250-210,000	9.2-7,700	114
Piroxenita	3.17	130,000	4,200	114
Riolita	2.52	250-38,000	10-1,500	114
Rocas ígneas	2.69	2,700-270,000	100-10,000	22
Rocas ígneas ácidas promedio	2.61	38-82,000	1.4-3,100	114
Rocas ígneas básicas promedio	2.79	550-120,000	20-4,400	114
<b>Rocas sedimentarias</b>				
Arcilla	1.70	170-250	10-15	114
Carbón	1.35	25	1.9	114
Dolomita	2.30	-10-940	-1-41	95, 114
Caliza	2.11	2-25,000	0.1-1,200	22, 107, 114, 115
Sedimentos rojos	2.24	10-100	0.5-5	22
Areniscas	2.24	0-20,900	0-931	107, 114, 115
Shale	2.10	63-18,600	3-886	114
Rocas sedimentarias promedio	2.19	0-50,000	0-2,000	114
<b>Rocas metamórficas</b>				
Anfibolita	2.96	750	25	114, 115
Gneis	2.80	0-25,000	0-900	107, 114, 115
Granulita	2.63	3,000-30,000	100-1,000	126
Filita	2.74	1,600	60	114
Cuarcita	2.60	4,400	170	114
Esquisto	2.64	26-3,000	1-110	114, 115
Serpentina	2.78	3,100-18,000	110-630	114
Pizarra	2.79	0-38,000	0-1,400	107, 114, 115
Rocas metamórficas promedio	2.76	0-73,000	0-2,600	114

Tabla 1.1: Valores de susceptibilidad magnética ( $k$ ), densidad y susceptibilidad magnética de masa ( $X$ ) para las rocas más comunes. Los valores obtenidos fueron medidos en campos magnéticos débiles, a temperatura ambiente y a una atmósfera de presión (modificado de Hunt et al., 1995).

#### 1.4 Trabajos anteriores

- **Cisternas y Frutos (1996)**, realizan un estudio sobre la importancia metalogénica del volcanismo extensional del Cretácico Inferior en Copiapó, definiendo un cuerpo porfídico vesicular que se encuentra en la parte superior de la Formación Pabellón como una colada de lavas masivas, denominándola como “Ocoíta Pabellón”. Además en base a la presencia de varios yacimientos en las lavas ocoíticas, estos fueron definidos como un metalotecto de Cu, que se caracterizan por la presencia conjunta de sulfuros de Cu y bitumen (hidrocarburos solidos).
- **Cisternas *et al.*, (1999)**, realizan un estudio de la petroquímica e importancia metalogénica de las lavas con bitumen del Cretácico Inferior en Copiapó.
- **Hermosilla y Cisternas (2000)**, definen las etapas de alteración-mineralización en los depósitos minerales del metalotecto ocoíta.
- **Haggan *et al.*, (2003)**, realizan un estudio sobre la historia de los fluidos en andesitas que hospedan bitumen y mineralización de sulfuros de cobre en el distrito de Copiapó.
- **Cisternas y Hermosilla (2006)**, realizan un estudio sobre el rol del bitumen en la formación de depósitos estratoligados de Cu en el área de Copiapó.
- **Rieger *et al.*, (2008)**, realizan un estudio sobre la génesis y evolución del bitumen en lavas del Cretácico Inferior y su implicación con depósitos estratoligados de Cu en el área de Copiapó.

## **1.5 Objetivos**

### **1.5.1 Objetivo general**

- Definir el modelo metalogénico y el potencial económico de Mina La Culebra, Región de Atacama, Chile.

### **1.5.2 Objetivos específicos**

- Definir unidades litológicas, estructuras, mineralización y alteraciones.
- Identificar y caracterizar anomalías magnéticas en zonas mineralizadas y unidades litológicas.
- Identificar y caracterizar anomalías geoquímicas en zonas mineralizadas.

## CAPÍTULO 2: MARCO GEOLÓGICO REGIONAL

### 2.1 Geología Regional

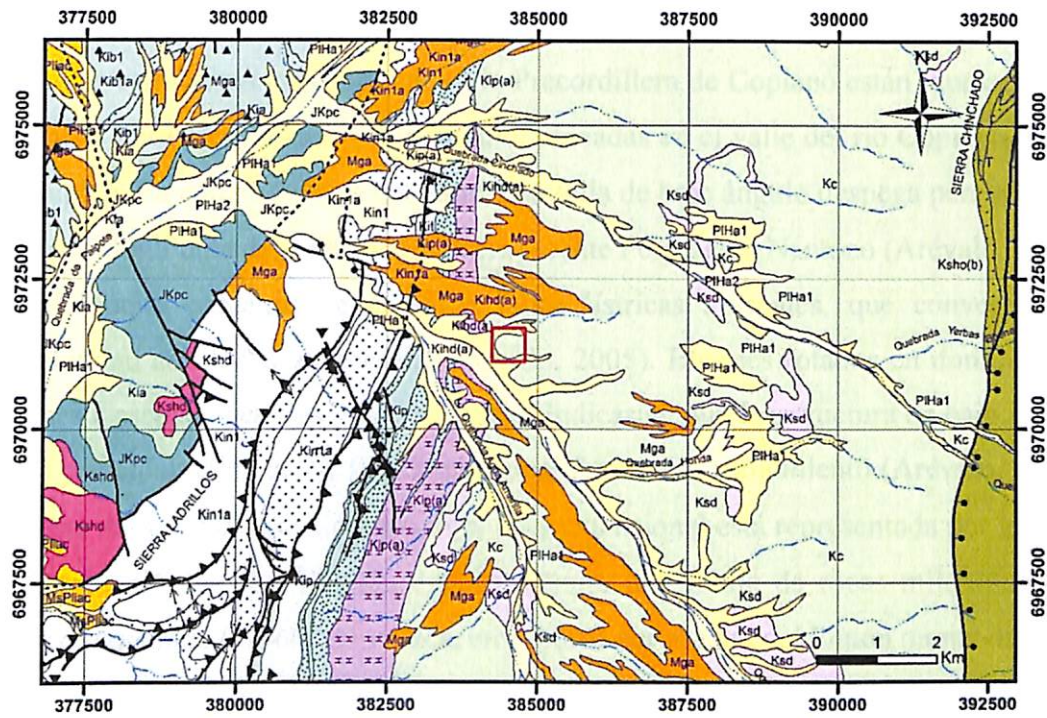
En la Precordillera de Copiapó las rocas más antiguas que afloran están representadas por lavas andesíticas, intercaladas con areniscas y brechas volcanoclasticas, definidas como Formación La Negra (García, 1967) de edad jurásica. Esta formación subyace de manera concordante con brechas de la Formación Punta del Cobre. La Formación Punta del Cobre definida por Segerstrom y Ruiz (1962) de edad Jurásico-Cretácico inferior está compuesta por una secuencia volcánica y sedimentaria, que representarían acumulaciones de sedimentos en una plataforma clástica o línea de costa contemporánea con actividad volcánica submarina. La Formación Punta del Cobre subyace de forma concordante a la Formación Abundancia.

Segestron y Parker (1959) definieron el Grupo Chañarcillo, quienes incluyeron de forma ascendente las Formaciones Abundancia, Nantoco, Totalillo y Pabellon. Este grupo está compuesto principalmente por rocas sedimentarias marinas, que representarían un cuenca marina de trasarco desarrollada en el cretácico inferior producto de una subducción tipo Mariana (Charrier *et al.*, 2007).

Secuencia volcánicas sedimentarias correspondientes a la Formación Bandurrias (Segerstrom, 1960a) de edad Cretácico inferior afloran desde el valle del río Copiapó, por el Sur, hasta el portezuelo de Inca por el norte. Esta Formación sobreyace concordantemente a las calizas de la Formación Abundancia y Punta del Cobre. Cuerpos intrusivos composición intermedia a básica de edad Cretácico inferior (Arevalo, 2005) se emplazan como cuerpos concordantes constituyendo filones tipo manto individuales y enjambre de filones tipo manto. Los cuerpos descritos anteriormente intruyen de preferencia a las formaciones superiores del Grupo Chañarcillo (Nantoco, Totalillo y Pabellon) y a la parte alta de la Formación Bandurrias (Arevalo, 2005). En esta unidad se incluye un filón tipo manto de textura pórfidica y composición diorítica, de origen y génesis no definida completamente.

Una serie clástica de origen continental definida por Segerstrom y Parker (1959) como Formación Cerrillos de edad Cretácico inferior-Cretácico superior, aflora como una franja de orientación NS a NNE desde el Llano de Llapos, por el norte, hasta la quebrada Cachiyuyo por el Sur. La Formación Cerrillos sobreyace en discordancia de erosión estratos de la Formación Pabellón y sobre un filón tipo manto de textura pórfídica y de composición diorítica antes mencionado. Una serie de intrusivos hipabisales de composición diorítica de edad Cretácico superior afloran en el sector de Quebrada de Paipote y en las proximidades del Cerro el Gato intruyendo rocas de la Formación la Negra, Punta del Cobre y Abundancia. En el sector de Portezuelo el Gato, cuerpos hipabisales de composición dacítica de edad Cretácico superior intruyen rocas de la Formación Bandurrias.

La Formación Hornitos (Segerstrom, 1959) de edad Cretácico superior definida como una secuencia sedimentaria volcánica, se extiende como una franja NNE desde la Quebrada de Paipote hasta los Loros y yace de manera discordante sobre rocas de la Formación Cerrillos. Por otra parte, una serie de intrusivos dioríticos de edad Cretácico Superior (Arevalo, 2005) intruyen la Formación Cerrillos y afloran en la Quebrada de Paipote, prolongándose hacia el Sur. Secuencias volcano sedimentarias de edad Paleoceno definidas como la Formación Venado (Sepúlveda y Naranjo, 1982) se presentan formando un semianillo volcano sedimentario en torno al Plutón Cachiyuyo. Granodioritas de edad Paleoceno, correspondiente al Plutón Cabeza de Vaca (Segerstrom y Parker, 1959) y Plutón Cachiyuyo (Arévalo, 1995) intruyen rocas de la Formación Hornitos y Venado respectivamente. Depósitos de gravas polimícticas de edad Mioceno, definidos como Gravas Atacama (Mortimer, 1973), cubren unidades pre-miocenas de las laderas del río Copiapó y partes altas de la Precordillera. La geología regional anteriormente descrita es representada en la figura 2.1.



LEYENDA

- PIHa2 Depósitos aluviales activos: rípios, gravas, arenas y limos
- PIHa1 Depósitos aluviales inactivos: rípios, gravas, arenas y limos
- MsPliac Depósitos aluviales y coluviales antiguos: rípios a gravillas, arenas, limos y arcillas
- Mga Gravas de Atacama: gravas polimícticas
- Ksho(b) Formación Hornitos: areniscas rojas, fangolitas calcáreas y calizas
- Ksho(f) Formación Hornitos: lavas basálticas y traquibasálticas
- Ksd Stocks dioríticos de piroxeno, anfíbola y biotita
- Kshd Intrusivos hipabisales dioríticos de anfíbola y clinopiroxeno: microdioritas, microdioritas porfídicas y dioritas
- Kc Formación Cerrillos (indiferenciado): areniscas, brechas y conglomerados, intercalados con lavas andesítico - basálticas
- Kshd(a) Intrusivos hipabisales dioríticos y porfíricos de clinopiroxeno y olivino: pórfido de augita y pseudomorfos de olivino
- Kib1 Formación Bandurrias: brechas y conglomerados con lavas andesíticas y areniscas intercaladas
- Kib1a Formación Bandurrias: areniscas y fangolita fosilífera
- Kib2 Formación Bandurrias: lavas andesíticas
- Kib3 Formación Bandurrias: areniscas con estratificación cruzada
- Kip Formación Pabellón (indiferenciado): calcilutitas, calcarenitas y calciruditas con intercalaciones de fangolitas, fosilíferas
- Kip(a) Formación Pabellón: areniscas y conglomerados volcánicos
- Kit Formación Totoralillo: calcilutitas y calcilutitas arenosas, fosilíferas
- Kin1 Formación Nantoco (Miembro 1): calcilutitas, calcilutitas fosilíferas y calcarenitas
- Kin1a Formación Nantoco: areniscas y conglomerados
- Kin2 Formación Nantoco (Miembro 2): calcilutitas y calcarenitas, fosilíferas
- Kia Formación Abundancia: calcilutitas y grauwakas
- JKpc Formación Punta del Cobre (indiferenciado): lavas andesíticas, andesítico - basálticas, domos y lavas domodacíticas, brechas y lutitas

SIMBOLOGÍA

- Quebrada
- Área de estudio

Figura 2.1: Mapa geológico del sector Quebrada Los Cóndores escala 1:100,000 (modificado de Arévalo et al., 2009).

## 2.2 Geología estructural

Las estructuras más antiguas en la Precordillera de Copiapó están representadas por fallas normales de bajo y alto ángulo, ubicadas en el valle del río Copiapó, al sur de Paipote. En ambos flancos del valle, una falla de bajo ángulo despega parcialmente la Formación Punta del Cobre de la suprayacente Formación Nantoco (Arévalo, 2005). En el bloque colgante, se exponen fallas lítricas normales, que convergen en profundidad con la falla principal (Arévalo, 2005). Bloques rotados en dominó, con budines a escalas métricas y centimétricas, indicarían que la estructura de bajo ángulo actuó principalmente como falla extensional durante su movimiento (Arévalo, 2005). Al oeste del valle del río Copiapó, otra falla extensional está representada por la Zona de Cizalle Ojancos-La Florida, expuesta como una franja de rocas miloníticas, de manteo moderado (50-60°) al sureste, en el borde suroriental del Plutón monzodiorítico San Gregorio (Arévalo, 2005).

Fallas normales de alto y de bajo ángulo, han sido también descritas en la región de la Sierra de Fraga (Mpodozis y Allmendinger, 1993) al noreste de Copiapó y relacionadas con la apertura de la Cuenca Marginal Abortada de Chile Central (Levi y Aguirre, 1981), probablemente, entre el Albiano y Cenomaniano (Arévalo, 2005). Las facies principales de relleno de la cuenca estarían representadas, en la zona de Copiapó, por la Formación Cerrillos (Arévalo, 2005). Esta unidad documentaría la acumulación, en una cuenca continental más estrecha, que sus predecesoras, de un importante espesor de sedimentos, cuya subsidencia estaría relacionada con la fase extensional descrita por Mpodozis y Allmendinger (1993) en la Sierra de Fraga (Arévalo, 2005). Un sistema estructural en flor positiva (Faja Plegada y Corrida de Paipote) enraizado en la Falla Paipote, desplaza y deforma las secuencias del Cretácico inferior, a lo largo de la Quebrada de Paipote y del valle del río Copiapó (Arévalo, 2005). Este sistema estructural genera un anticlinal de escala kilométrica conocido como Anticlinorio de Tierra Amarilla (Segerstrom, 1968).

El anticlinal que afecta a las rocas del Grupo Chañarcillo a la altura del pueblo de Tierra Amarilla y el anticlinal de la Sierra del Medanoso, se disponen como un alineamiento NNE de estructuras (Arévalo, 2005). El Anticlinorio de Tierra Amarilla se habría formado durante un episodio de transpresión siniestral, en el Cretácico superior Temprano (Arévalo y Grocott, 1997; Arévalo, 1999), que coincide con la fase Peruana de deformación (Coira *et al.*, 1982). Al oriente de estas estructuras, los estratos de la Formación Hornitos constituyen el relleno de una cuenca extensional (Cuenca Hornitos) formada durante el Campaniano-Maastrichtiano (Arévalo, 2005).

Una serie de fallas normales de vergencia oriental, presentan pliegues contraccionales en los bloques yacentes y colgantes en la sierra Cinchado (Arévalo, 2005). Estas fallas normales y pliegues anticlinales y sinclinales de ejes paralelos a oblicuos al borde de cuenca, afectan al relleno sedimentario de Hornitos y no a la suprayacente Formación Venado (Quebradas Paipote y San Miguel) (Arévalo, 2005). Esto indicaría la existencia de una fase de acortamiento en el límite Cretácico superior-Paleoceno inferior (Arévalo, 2005).

## **CAPÍTULO 3: METODOLOGÍA**

### **3.1 Recopilación bibliográfica**

En esta etapa de recolecto material bibliográfico del área de estudio, tales como cartas geológicas y artículos científicos, los que posteriormente fueron analizados.

### **3.2 Base de mapeo**

Para la creación de la base de mapeo (Fig. 3.1) se utilizó los siguientes programas:

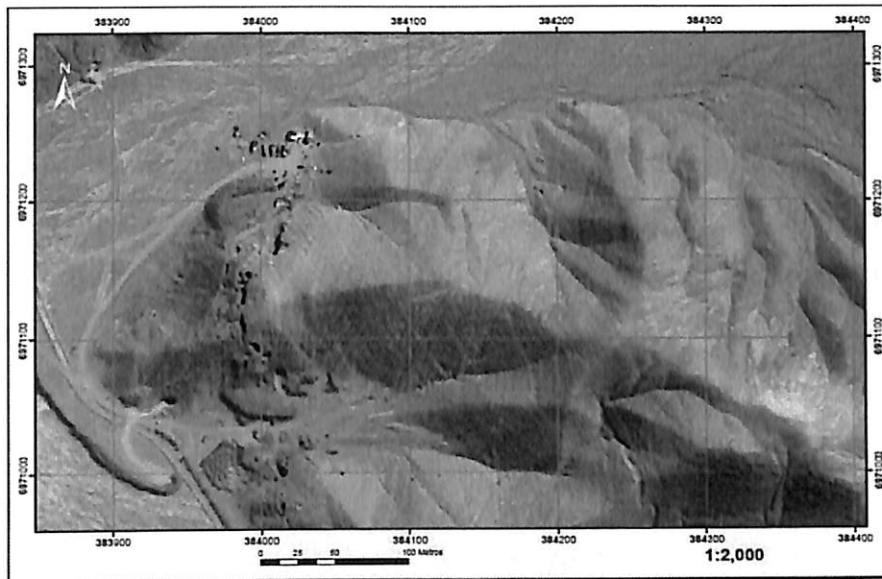
- SASplanet versión 141212

Mediante la utilización de este programa se pudo obtener la imagen satelital del área de estudio en el datum WGS84, desde el servidor Bing.

- Arcgis versión 10.1

Para el tratamiento de la imagen satelital se usó el programa Arcgis 10.1, utilizando los siguientes parámetros:

- ❖ Sistema de coordenadas: UTM
- ❖ Datum: WGS84, zona 19 S
- ❖ Escala de mapas: 1/2000
- ❖ Filtro: Desviaciones típicas (n=4)
- ❖ Cuadrícula: Intervalos de 100 metros
- ❖ Formato de impresión: A4



*Figura 3.1: Base de mapeo parcial del área de estudio.*

### 3.3 Codificación y almacenamiento de muestras

Las muestras recolectadas en terreno fueron codificadas como “FIC - Iniciales de la propiedad – Número de la muestra”, por ejemplo: FIC-CU-01, registrando su ubicación en coordenadas UTM. Las muestras fueron almacenadas en bolsas plásticas, indicando en el exterior de esta la fecha en que fueron recolectadas.

### 3.4 Mapeo geológico de superficie

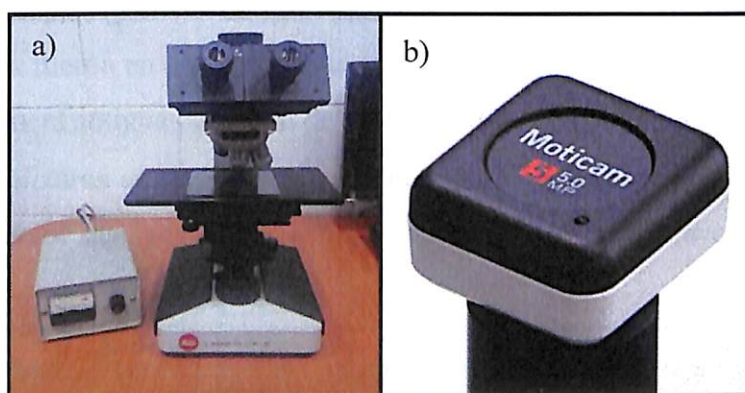
El mapeo de superficie se realizó en un total de 3 días, en los que se reconocieron y muestrearon las distintas unidades geológicas. Además se tomaron mediciones de las estructuras tectónicas presentes en el área de estudio.

### 3.5 Análisis microscópico

Para el análisis microscópico de las muestra se utilizaron de dos procedimientos, mediante luz transmitida para un análisis petrográfico, y otro por luz reflejada para un análisis calcográfico.

- **Análisis petrográfico**

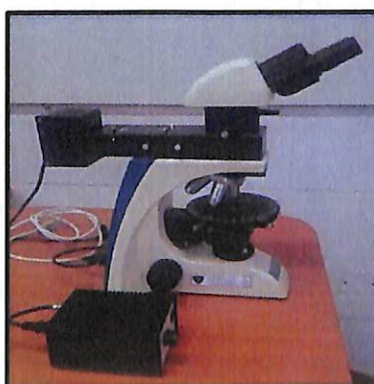
Para el análisis de secciones transparentes se utilizó el microscopio marca Kozo modelo XJP 304, analizando 4 secciones transparentes correspondientes a zonas de alteración y litología. Las secciones transparentes fueron fotografiadas en el microscopio Leitz modelo Laborlux S utilizando la cámara Moticam 5 marca Motic (Fig.3.2).



*Figura 3.2: a) Microscopio Leitz Laborlux S. b) Cámara Moticam 5.*

- **Análisis calcográfico**

Para el análisis calcográfico se utilizó el microscopio marca Kozo modelo XJP 304 (Fig. 3.3), analizando 5 secciones pulidas correspondientes a zonas mineralizadas. Las secciones fueron fotografiadas con la cámara Moticam 5 marca Motic.



*Figura 3.3: Microscopio Kozo XJP 304.*

### 3.6 Muestreo de zonas mineralizadas y preparación de muestras

Para determinar anomalías geoquímica y magnéticas de las zonas mineralizadas se muestrearon dos labores mineras (Fig. 3.4) en un total de 2 días. Se realizaron paneles de dimensiones 1x1 m en la frente de avance de las labores y con una separación de 2 m entre paneles, de los cuales se extrajo aproximadamente 2 kilos de muestra por panel. Las muestras fueron tomadas tratando de abarcar todo el panel, siendo lo más representativas de cada panel muestreado. Se realizaron 20 paneles en total, 6 de ellos fueron en una zona levemente mineralizada (Fig. 3.5) correspondiente a una labor minera antigua de 170 m de avance y 20 m de profundidad. Los 14 paneles restantes se realizaron en una zona altamente mineralizada (Fig. 3.6), correspondiente a la labor minera que se trabaja actualmente, con 100 m de avance y 15 m de profundidad.

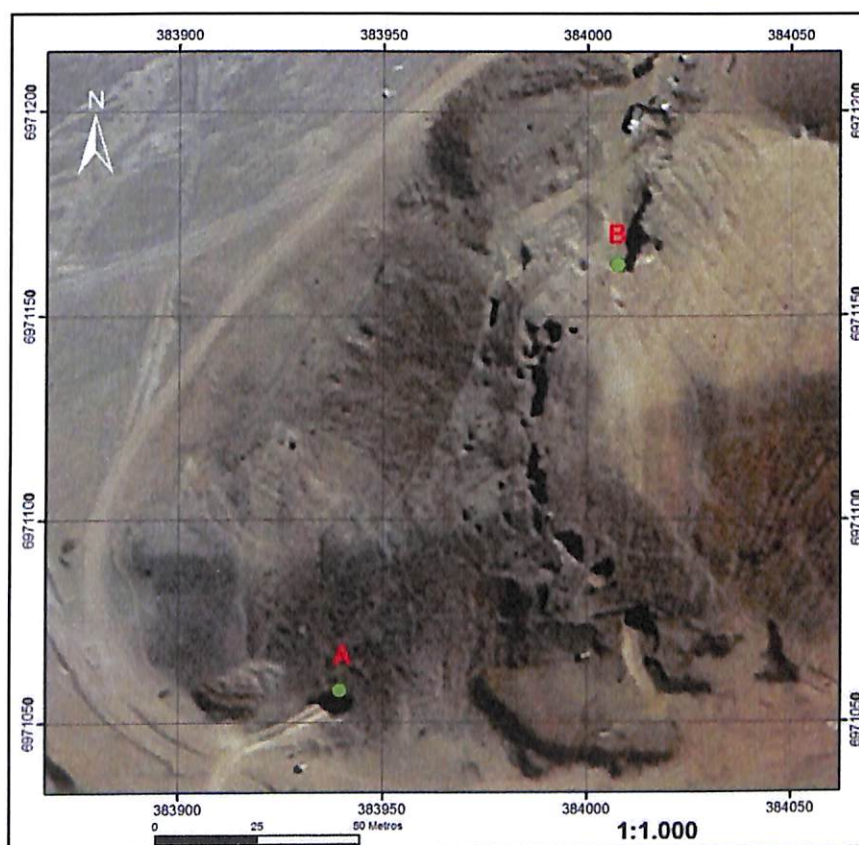


Figura 3.4: Labores muestreadas en la propiedad minera La Culebra. Labor minera antigua (A) y labor minera actual (B).

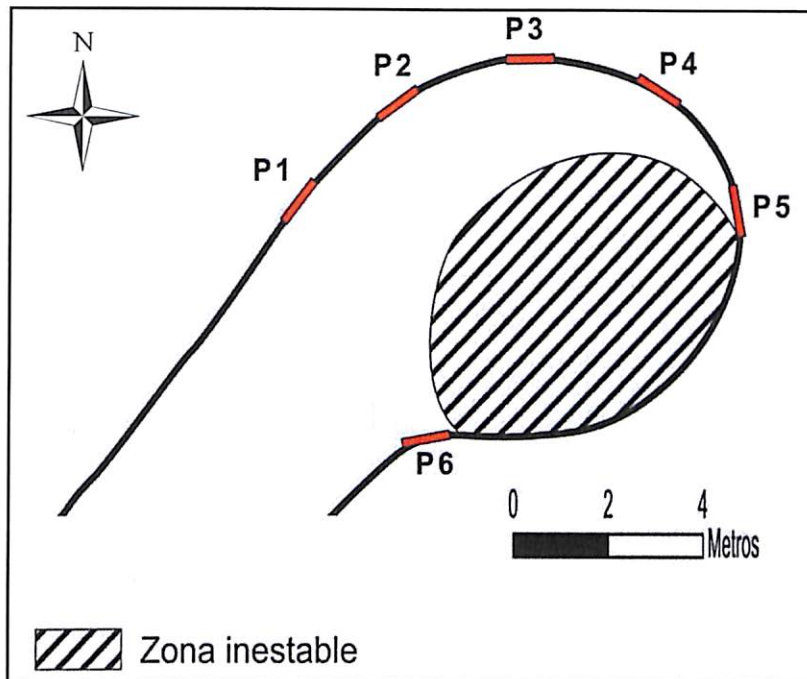


Figura 3.5: Mapa representativo de los sectores muestreados en la zona levemente mineralizada.

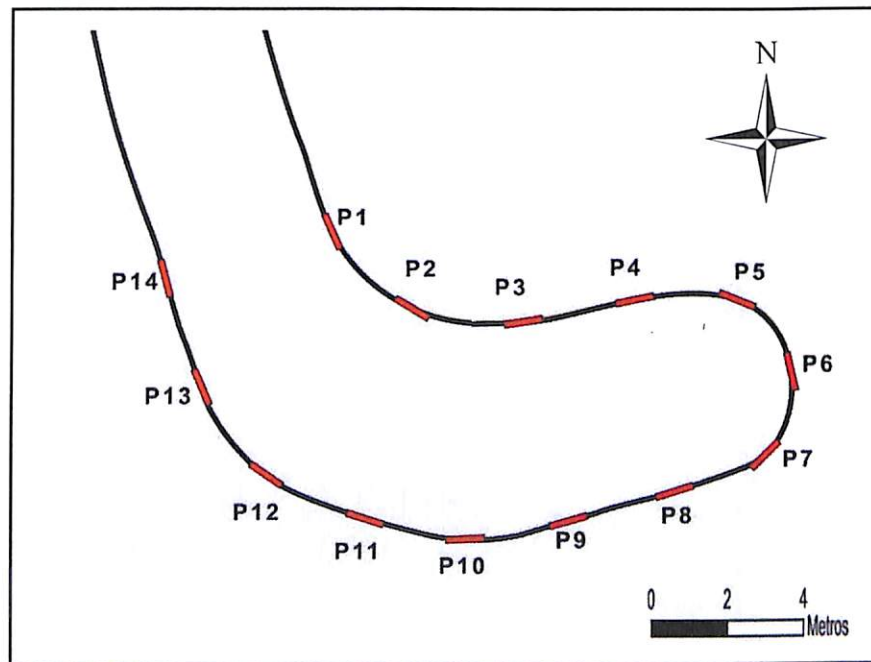


Figura 3.6: Mapa representativo de los sectores muestreados en la zona altamente mineralizada.

Se obtuvieron 20 muestras en total, que fueron reducidas con un chancador de mandíbulas y luego pulverizadas con un pulverizador de anillos (Fig. 3.7), pertenecientes al Departamento de Metalurgia de la Universidad de Atacama.



*Figura 3.7: a) Chancador de mandíbulas. b) Pulverizador de anillos.*

De las muestras pulverizadas se tomó una pequeña parte de su contenido, el que fue almacenado en recipientes plásticos especiales para realizar el análisis de fluorescencia de rayos-X (XRF) (Fig. 3.8).



*Figura 3.8: Preparación de las muestras para el análisis XRF.*

### 3.7 Análisis mediante fluorescencia de rayos-X

Para determinar la composición química de las muestras obtenidas de las zonas mineralizadas, se utilizó el analizador portátil de fluorescencia de rayos-X (XRF) modelo S1 TITAN marca Bruker. Este instrumento permite cuantificar de manera rápida y eficiente un conjunto de elementos, con bajos límites de detección para muestras sólidas, en polvo o líquidas. Las partes del equipo se muestran en la figura 3.9.

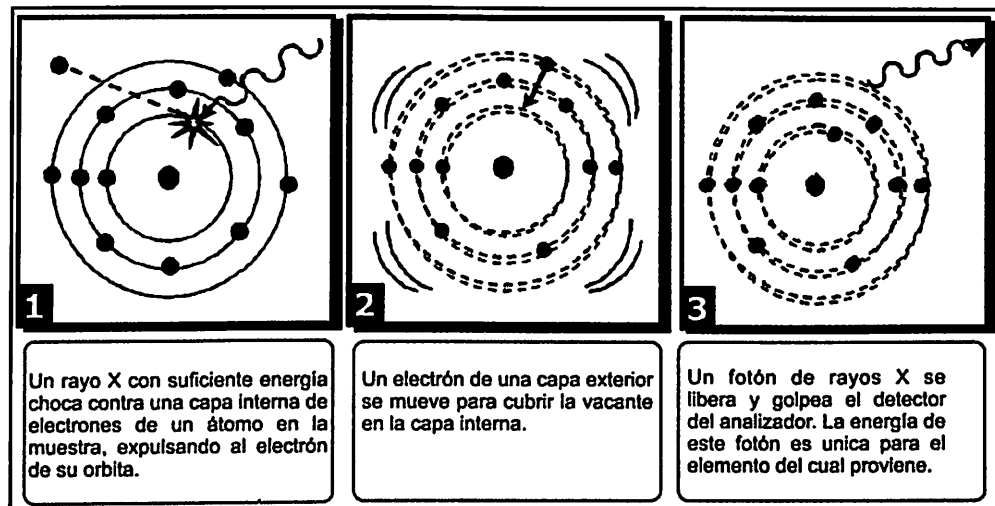
Se analizaron 20 muestras en total correspondientes a zonas mineralizadas, haciendo dos análisis por cada muestra, con el fin de promediarlos y tener un resultado más representativo. Los datos obtenidos de los análisis XRF fueron representados en gráficos de barras, utilizando el programa Microsoft Excel 2013.



Figura 3.9: Partes del analizador portátil XRF S1 TITAN.

#### • Principios de funcionamiento del S1 TITAN

El funcionamiento del analizador portátil de fluorescencia de rayos-X S1 TITAN está basado en un tubo de rayos-X miniatura de 50 kV, con un ánodo de Rodio (Rh) que dispara rayos-X a la muestra para detectar los elementos presente. El analizado XRF permite analizar la muestra en rango de 10-30 segundos, cubriendo en forma simultánea 37 elementos. Los elementos químicos detectados son representados en una tabla en el monitor del instrumento. El principio funcionamiento del equipo se detalla en la figura 3.10.



*Figura 3.10: Principios de funcionamiento del XRF SI TITAN.*

- **Limitaciones**

- El analizador portátil XRF solo detecta 37 elementos que son: Mg, Al, Si, P, S, Ti, V, Cr, Mn, Fe, Co, Ni, Cu, Zn, As, Y, Se, Zr, Nb, Mo, Ru, Rh, Pd, Ag, Cd, In, Sn, Sb, Hf, Ta, W, Re, Ir, Pt, Au, Pb, Bi.
- El límite de detección para las concentraciones de elementos es de 0,001%, equivalente a 10 ppm para elementos como el oro y la plata.
- Al detectar solo 37 elementos el valor total de la suma de las concentraciones en algunos casos puede llegar solo al 30-40%. Por lo tanto, es útil para determinar anomalías geoquímicas en etapas de prospección y exploración, sin embargo, puede ser utilizado en controles de calidad con una calibración específica.

### 3.8 Medición de la intensidad de la susceptibilidad magnética

Para realiza los análisis de susceptibilidad magnética se recolectaron un total de 45 muestras, 25 de ellas correspondientes a unidades litológicas y 20 a zonas mineralizadas. Las muestras correspondientes a las unidades litológicas fueron obtenidas en superficie, tratando de que fueran lo más representativas de las unidades, con escasa alteración. Por otra parte las muestras correspondientes a las zonas

mineralizadas fueron obtenidas desde el interior de las labores mineras, utilizando el patrón de muestreo descrito anteriormente en el análisis XRF.

Para la medición de la susceptibilidad magnética del área de estudio se utilizó el susceptibilímetro magnético modelo KT-10, desarrollado por la empresa Terraplus. Este instrumento es un medidor portátil de susceptibilidad magnética, utilizado ampliamente para obtener mediciones *in situ* de muestras de rocas y núcleos de perforación. La descripción de las partes del susceptibilímetro se muestra en la figura 3.11.

Los datos entregados por el susceptibilímetro magnético fueron representados en diagramas *boxplot*, graficados con el programa SigmaPlot 11.

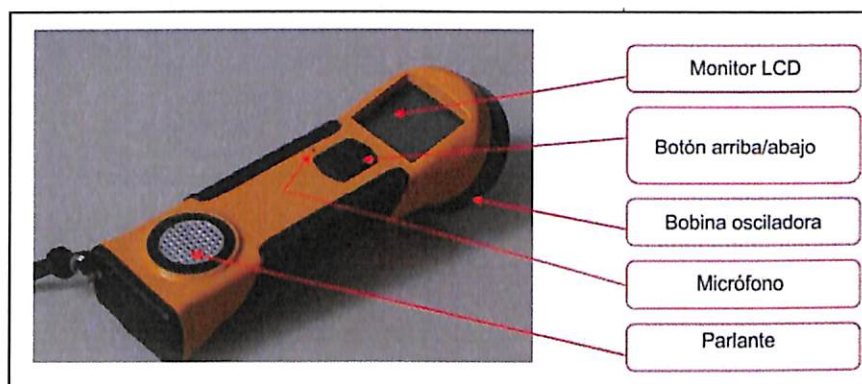


Figura 3.11: Partes del susceptibilímetro magnético KT-10.

#### • Principios del funcionamiento del KT-10

El susceptibilímetro magnético KT-10 utiliza un oscilador LC de 10 kHz con una bobina inductiva para medir la susceptibilidad magnética. La susceptibilidad se calcula a partir de la diferencia de frecuencia entre la muestra y las mediciones al aire libre. También tiene en cuenta las correcciones geométricas para determinar la “verdadera” susceptibilidad. La frecuencia del oscilador es extremadamente sensible a las desviaciones de temperatura. Cualquier inestabilidad de la temperatura se propaga en desviaciones de frecuencia y tiene un impacto directo en la máxima sensibilidad. Para minimizar estos efectos, el KT-10 toma muchas mediciones al aire libre antes de la medición de la muestra y muchos después de ella también. Luego, utilizando un

sofisticado algoritmo, el impacto negativo del cambio de temperatura se reduce al mínimo.

- **Limitaciones**

- La sensibilidad máxima del susceptibilímetro magnético KT-10 es de  $1 \times 10^{-6}$  unidades del SI, y el valor mayor que se puede leer es  $9999 \times 10^{-3}$  unidades del SI.

## CAPÍTULO 4: GEOLOGÍA LOCAL

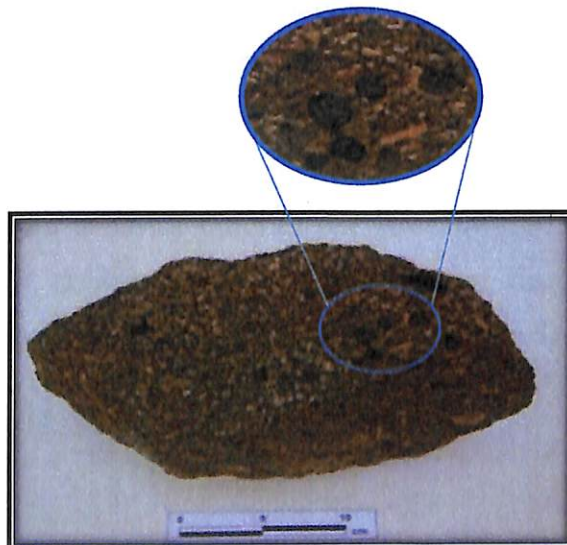
### 4.1 Unidades litológicas

El área de estudio está conformada principalmente por rocas volcánicas y rocas sedimentarias clásticas, ubicadas al norte y al este del área de estudio. La relación de contacto de estas unidades de roca está evidenciada por una discordancia de erosión.

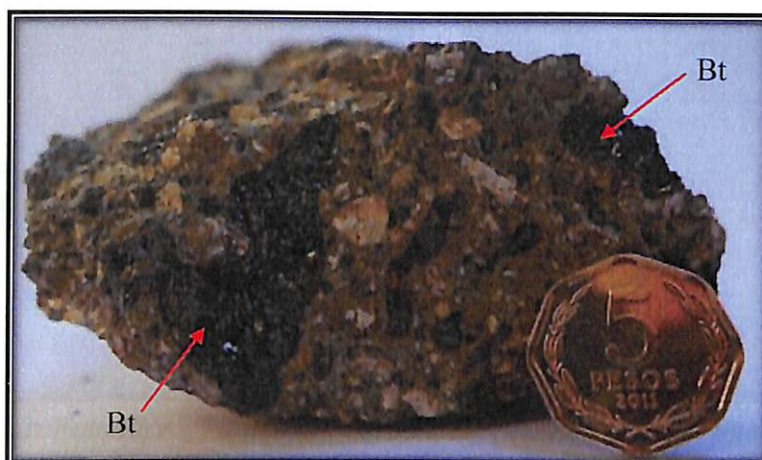
#### 4.1.1 Unidad volcánica andesítica

Corresponde a andesitas gris oscuras que afloran al este del área de estudio, cubriendo un total de 0,045 km<sup>2</sup> aproximadamente y que subyacen en discordancia de erosión a la unidad sedimentaria clástica.

Macroscópicamente las andesitas presentan textura porfídica, con fenocristales de plagioclasas < 1.5 cm, masa fundamental afanítica de color gris oscura y sectores con abundantes vesículas y amígdalas (Fig. 4.1). Además, en la parte superior de la unidad es posible identificar bitumen (Fig. 4.2) correlacionable con el descrito por Cisterna (1999), el que se presenta en masas irregulares, de color negro, con fractura concoidea y brillo vítreo.



*Figura 4.1: Muestra de andesita con presencia de vesículas y amígdalas.*



*Figura 4.2: Muestra de andesita con presencia de bitumen (Bt).*

Microscópicamente la andesita presenta textura porfídica, amigdaloidal, hipidiomorfica e hipocristalina. Está compuesta por plagioclasa (35%), ortopiroxeno (4%), minerales opacos (5%), calcita (15%) y masa fundamental (41%). Las plagioclasas se presentan de forma euhedral a subhedral con alteración leve a intensa a sericita (Fig. 4.3). Los cristales de ortopiroxeno son de forma euhedrales a subhedrales, con tamaños < 1 mm (Fig. 4.4). Los cristales de calcita son anhedrales y esta se presenta principalmente relleno de amígdalas y en vetillas (Fig. 4.5). La masa fundamental está compuesta de microlitos de plagioclasas, vidrio volcánico y minerales opacos.

La unidad podría ser correlacionable a un filón manto de textura porfídica, perteneciente a una unidad compuesta de una serie de cuerpos intrusivos de composición intermedia a básica descrita por Arévalo (2005), de edad Cretácico inferior. Sin embargo, debido a la presencia abundante de vesículas y amígdalas encontradas en terreno, es posible que esta unidad tenga un origen volcánico.

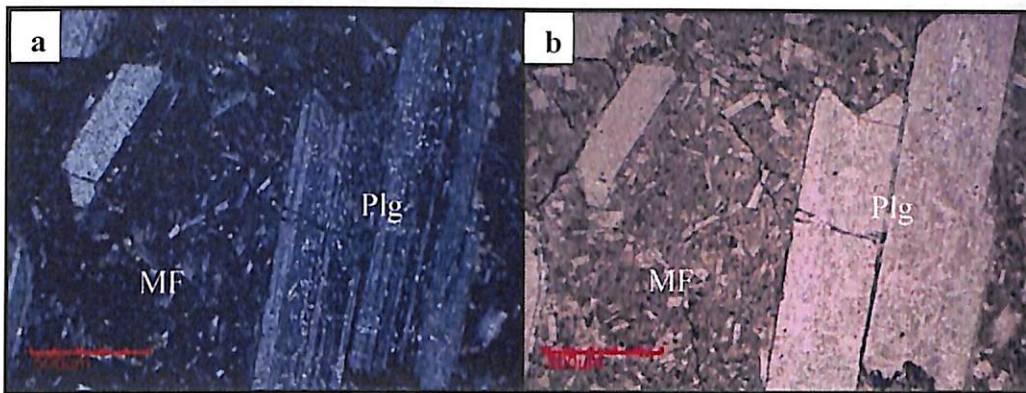


Figura 4.3: Fotomicrografía de andesita con fenocristales de plagioclasas (Plg) alterados levemente a sericita; masa fundamental (MF) compuesta de vidrio volcánico, microlitos de plagioclasa y minerales opacos. En a) Nícoles cruzados (NC) y en b) Luz polarizada plana (LPP). Aumento de 4x.

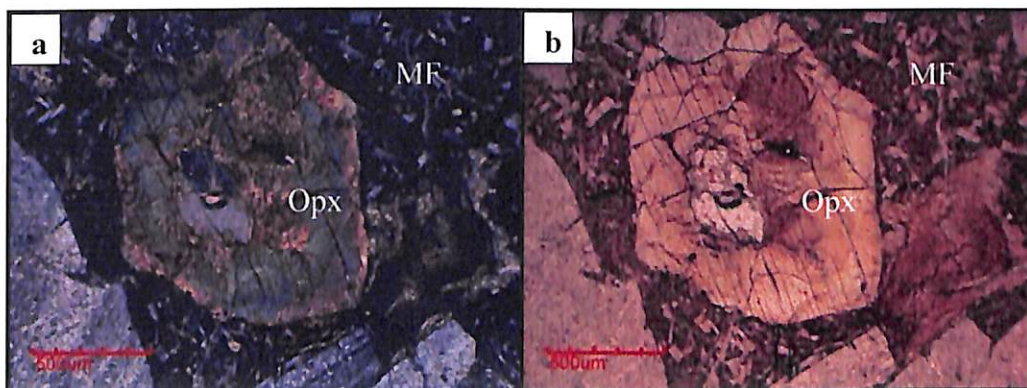


Figura 4.4: Fotomicrografía de andesita con cristales de ortopiroxeno (Opx); masa fundamental (MF) compuesta de vidrio volcánico, microlitos de plagioclasas y minerales opacos. En a) NC y en b) LPP. Aumento de 4x.

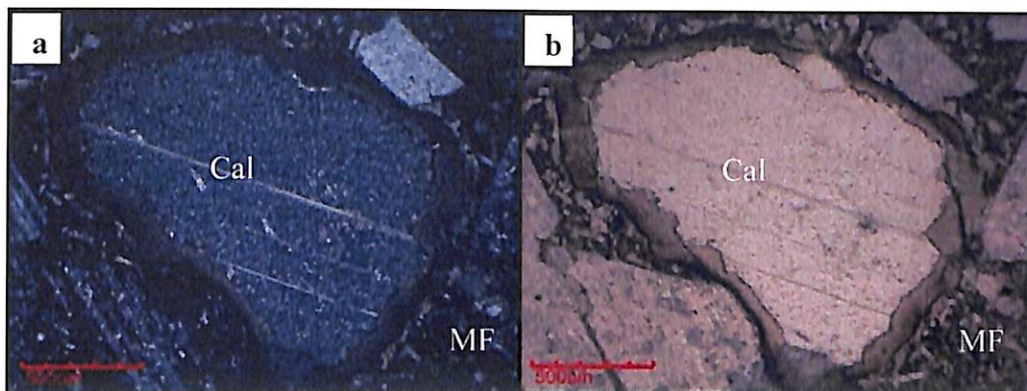


Figura 4.5: Fotomicrografía de andesita con amígdalas de calcita (Cal); masa fundamental (MF) compuesta de vidrio volcánico, microlitos de plagioclasas y minerales opacos. En a) NC y en b) LPP. Aumento de 4x.

#### 4.1.2 Unidad sedimentaria clástica

Sucesión sedimentaria clástica de aproximadamente 90 m de potencia que aflora al este del área del estudio, cubriendo un total de 0,06 km<sup>2</sup> aproximadamente y que sobreyace en discordancia de erosión sobre la unidad de lavas andesíticas (Fig. 4.6).

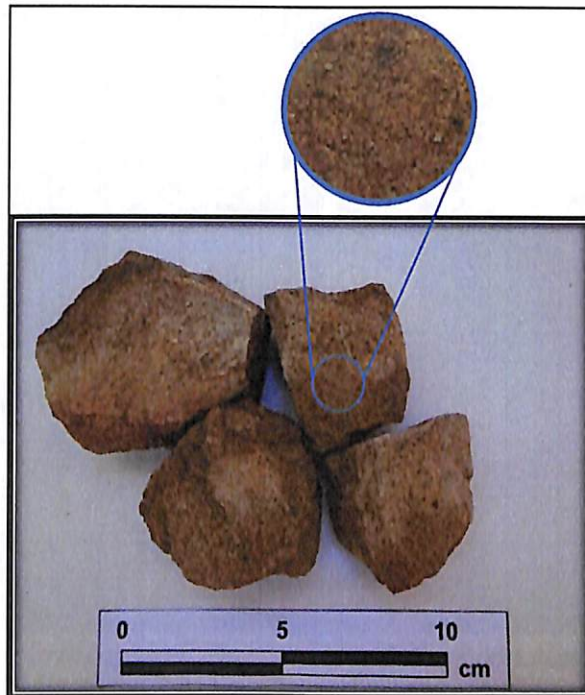
La unidad está compuesta de arcosas, grauvacas feldespáticas, ortoconglomerados y paraconglomerados monomícticos. Macroscópicamente las arcosas (Fig. 4.7) son de color pardo amarillenta, de grano fino, bien seleccionada, con clastos subangulares a subredondeado, maduras, compuestas de 98% de clastos terrígenos (2% cuarzo, 97% feldespato y 1% fragmentos líticos) y 2% matriz. Las grauvacas feldespáticas (Fig. 4.8) macroscópicamente son de color pardo rojiza, de grano fino, bien seleccionadas, con clastos subangulares a subredondeados, inmadura, compuestas de 30% de clastos terrígenos (1% cuarzo, 96% feldespato y 3% líticos) y 70% matriz. Macroscópicamente los ortoconglomerados monomícticos (Fig. 4.9) son de color pardo amarillento, compuestos de 95% clastos y 5% matriz, los clastos son de composición andesítica con tamaños que varían 1 cm a 30 cm, subangulares a subredondeados, contenidos en una matriz arenosa de grano medio a grueso. Los paraconglomerados monomícticos macroscópicamente son de color grisáceo a pardo rojizo, compuestos de 65 % clasto y 35% matriz, los clastos son de composición

andesítica, con tamaños que varían de 3 mm a 1 cm, subangulares a subredondeados, contenidos en una matriz arenosa grano medio.

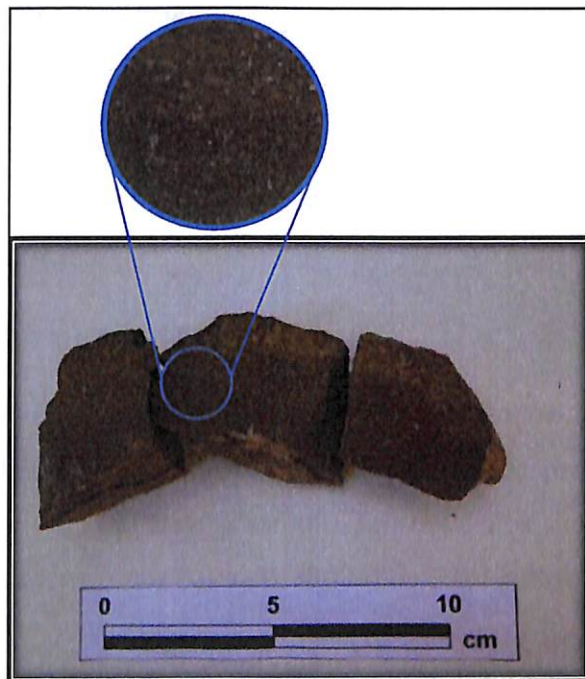
La unidad es correlacionable con la Formación Cerrillos definida por Segerstrom y Parker (1959) como una serie clástica de origen continental, asignándole una edad Albiano -Turoniano.



*Figura 4.6: Discordancia de erosión entre unidad volcánica andesítica y unidad sedimentaria clástica.*



*Figura 4.7: Muestra de arcosa de color pardo amarillenta.*



*Figura 4.8: Muestra de grauvacas feldespáticas de color pardas rojizas.*



*Figura 4.9: Ortoconglomerados monomícticos con clastos andesíticos de 20 cm de diámetro en la base.*

#### **4.1.3 Depósitos aluviales antiguos**

Depósitos aluviales antiguos compuestos de gravas, arenas y limos, no consolidados y mal seleccionados, que rellenan quebradas al norte del área de estudio. Los depósitos son correlacionable a los depósitos aluviales descritos por Arévalo (2005) de edad pleistocena.

#### **4.1.4 Depósitos aluviales modernos**

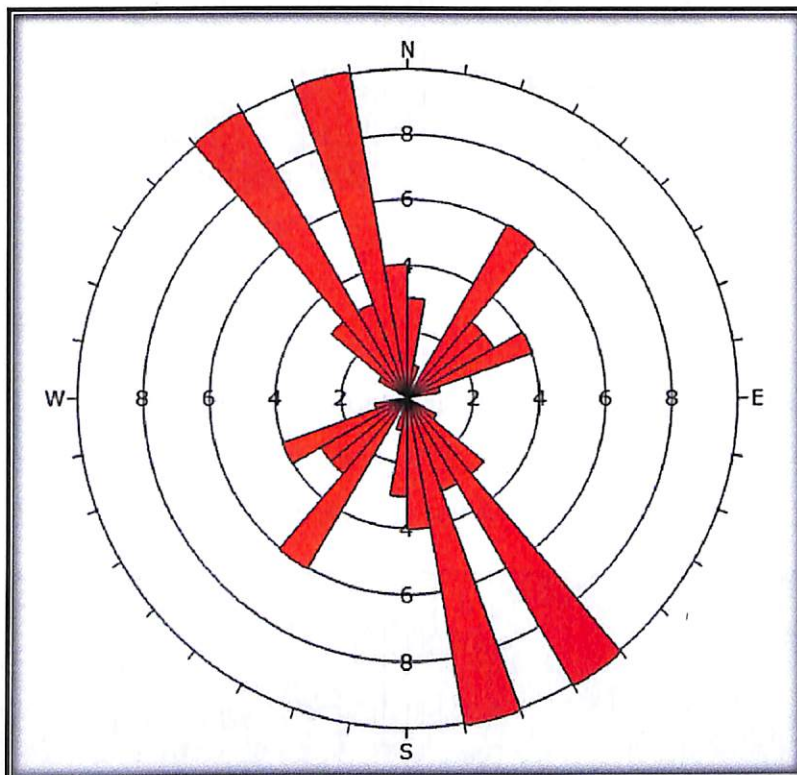
Depósitos aluviales modernos compuestos de gravas, arenas y limos, no consolidados y mal seleccionados, que rellena la quebrada principal Los Condores, representada al sur y oeste del área de estudio. Los depósitos son correlacionable a los depósitos aluviales descritos por Arévalo (2005) de edad Holocena.

## 4.2 Geología estructural

El área de estudio se caracteriza por un dominio estructural frágil conformado por diaclasas y fallas. Los datos fueron obtenidos del mapeo geológico en superficie y de dos labores subterráneas.

### 4.2.1 Diaclasas

En el área de estudio se reconocieron tres familias de diaclasa, donde se obtuvieron un total de 52 mediciones estructurales. Las familias de diaclasas tienen una orientación principalmente de N 20° W, N 40° W y en menor medida N 40° E, como se muestra en el gráfico 4.1.



*Gráfico 4.1: Diagrama de rosa de diaclasa mostrando los rumbos de las familias de diaclasas.*

#### 4.2.2 Falla NW

En el área de estudio se encuentra una falla mayor post-mineral de 1 m de potencia aproximadamente, con un rumbo N 32° W y manteo 50° SW, que afecta a la unidad volcánica andesítica, desarrollándose una brecha de falla (Fig. 4.10).

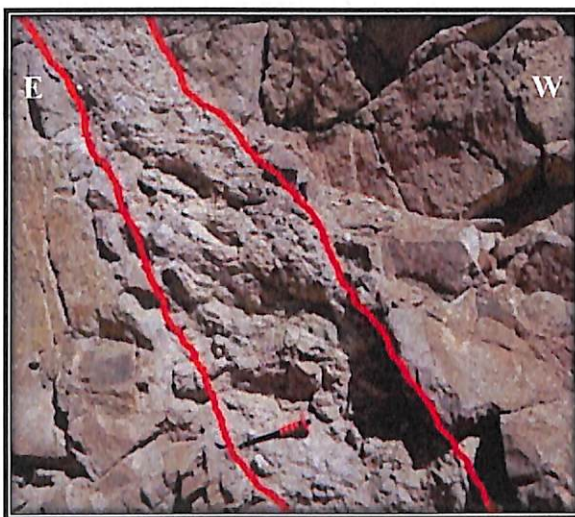


Figura 4.10: Zona de falla.

#### 4.2.3 Fallas NE

En el área se encuentran distribuidas varias fallas menores post-mineral con rumbos N 5° E a N 10° E y N 30° E a N 40° E, con manteos que varían entre 30° a 60° SE (Fig. 4.11). Las fallas están rellenas de salbanda con espesores de 5 y 10 cm.

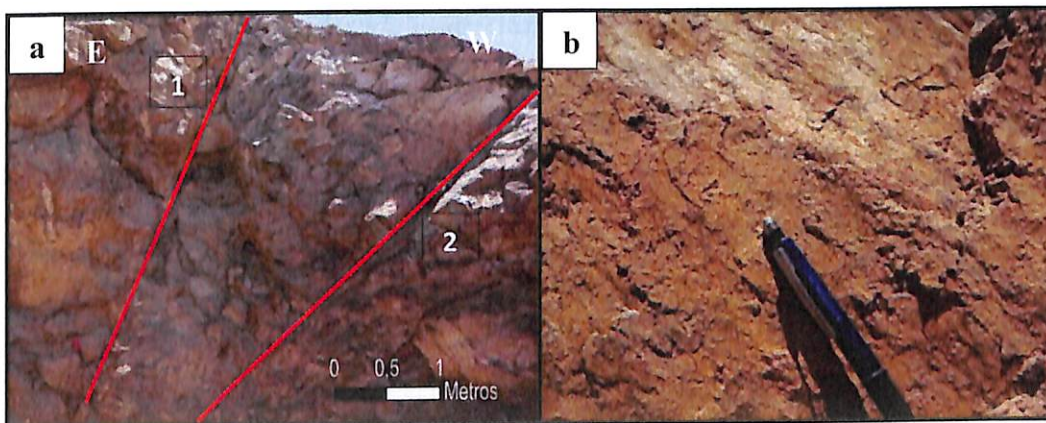


Figura 4.11: a) Fallas menores (1) N 30° E/ 60° SE y (2) N 40° E/ 44° SE. b) Salbanda en plano de falla.

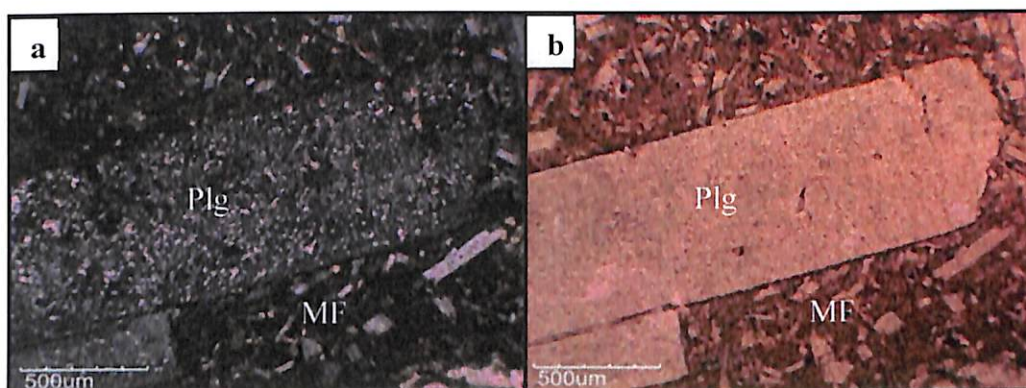
## CAPÍTULO 5: ALTERACIÓN Y MINERALIZACIÓN

### 5.1 Alteración

Las principales alteraciones que se encuentran en el área de estudio, están caracterizadas por una mineralogía de sericita, calcita y yeso, que se presentan en la unidad volcánica andesítica. La calcita y yeso están asociadas a las fases más tardías del sistema hidrotermal quedando evidenciadas por relaciones de corte. Otras alteraciones como óxidos de hierro y cuarzo se presentan en menor medida.

#### 5.1.1 Sericita

La sericita se presenta alterando fenocristales y microlitos de plagioclasas de forma leve a moderada de la unidad volcánica andesítica (Fig. 5.1).



*Figura 5.1: Fotomicrografía de andesita con fenocristales de plagioclasa (Plg) alterando de forma moderada a sericita; masa fundamental (MF) compuesta de vidrio volcánico, microlitos de plagioclasas y minerales opacos. En a) NC y en b) LPP. Aumento de 4x.*

#### 5.1.2 Calcita

La calcita se presenta en vetillas con una intensidad leve a moderada, cortando a la alteración de sericita de la unidad volcánica andesítica. La calcita también se presenta como relleno de amígdalas en la unidad volcánica andesítica (Fig. 5.2)

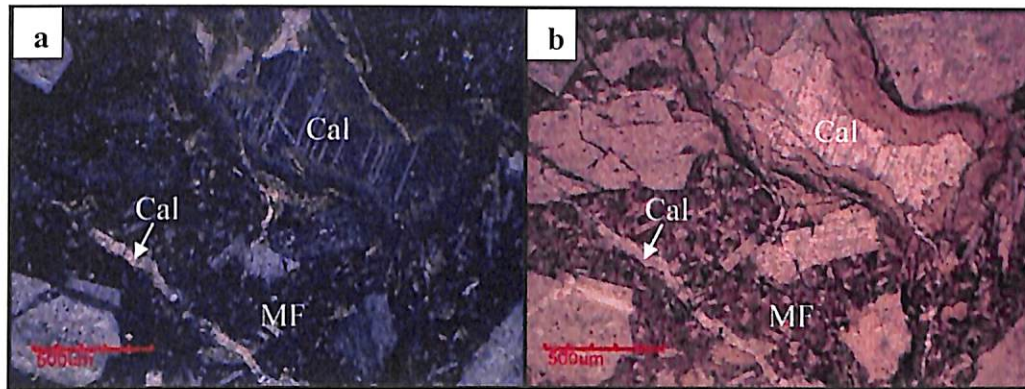


Figura 5.2: Fotomicrografía de andesita con calcita (Cal) como relleno de amigdalas y en vetillas; masa fundamental (MF) compuesta de vidrio volcánico, microlitos de plagioclasas y minerales opacos. En a) NC y en b) LPP. Aumento de 4x.

### 5.1.3 Cuarzo

El cuarzo en el depósito es escaso y se presenta en forma de vetillas tardías, cortando vetillas de calcita de la unidad volcánica andesítica (Fig. 5.3).

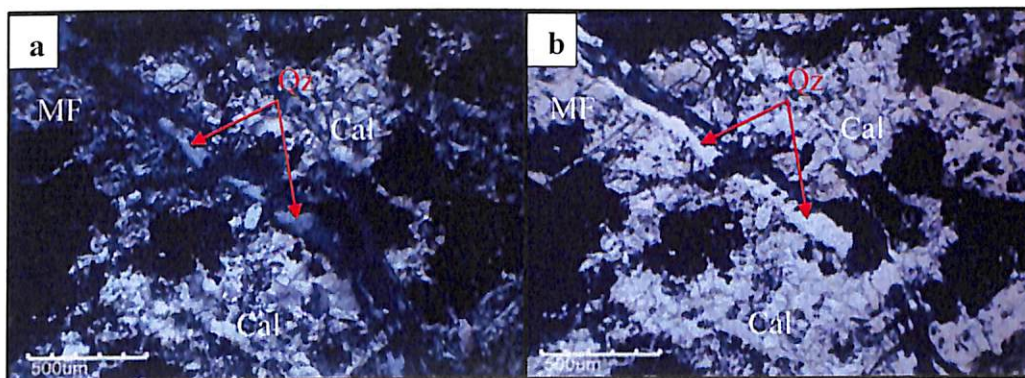


Figura 5.3: Fotomicrografía de andesita mineralizada con alteración moderada de calcita (Cal); vetillas de cuarzo (Qz); masa fundamental (MF) compuesta de vidrio volcánico, microlitos de plagioclasas y minerales opacos. En a) NC y en b) LPP. Aumento de 4x.

### 5.1.4 Hematita y goetita

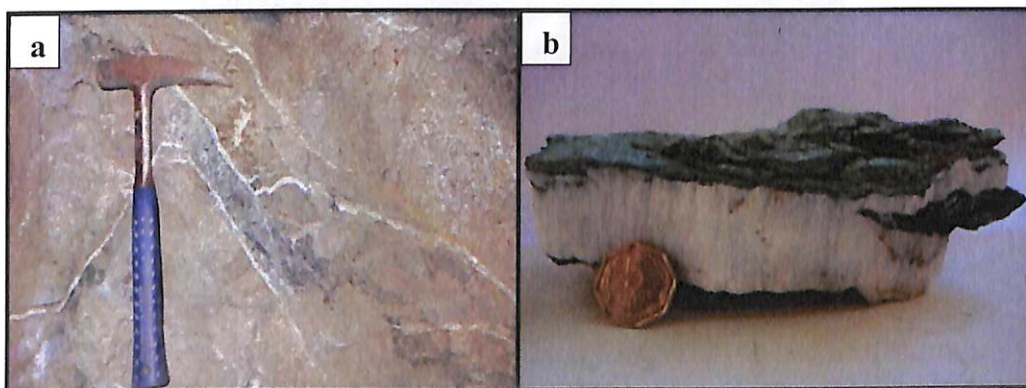
La hematita y goetita se presentan con una intensidad leve a moderada en la unidad volcánica andesítica y se encuentran asociadas con óxidos y sulfuros de Cu (Fig. 5.4).



*Figura 5.4: Muestra de hematita y goetita asociadas con óxidos y sulfuros de Cu correspondiente a una zona mixta.*

### 5.1.5 Yeso

El yeso se presenta en vetas (> 2 cm) y vetillas (< 2 cm) (Fig. 5.5), de forma leve a moderada en la unidad volcánica andesítica, cortando la mineralización de cobre y vetillas de calcita.



*Figura 5.5: a) Vetillas de yesos. b) Veta de yeso con relicto de calcosina en su interior.*

## 5.2 Mineralización

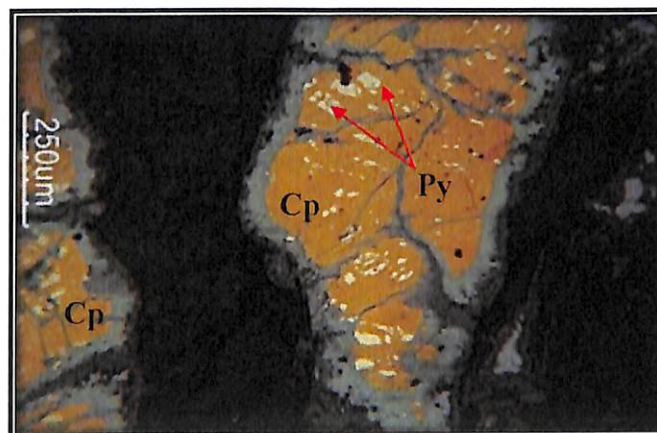
La mineralización económica en mina La Culebra solo se hospeda en la unidad volcánica andesítica, en un cuerpo tipo manto con un rumbo N 15° E e inclinado 27° hacia el SE, con una potencia variable entre 50 cm a 3 m. Este cuerpo está constituido por óxidos y sulfuros de Cu, que se presentan en forma vetas, vetillas, diseminada y rellenando amígdalas. La zona mineralizada puede ser dividida en zona de sulfuros y zona oxidada.

### 5.2.1 Zona de sulfuros

En esta zona se distinguen 4 asociaciones minerales:

- **Asociación pirita-calcopirita**

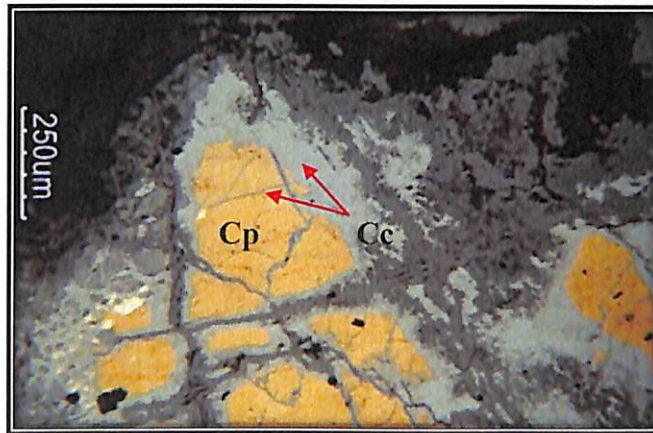
La asociación pirita-calcopirita se encuentra en una proporción estimada de 9:1, con cristales anhedrales de calcopirita de tamaño 0,5 cm a 1 cm. En esta asociación se observa textura de reemplazo de pirita por calcopirita (Fig. 5.6), quedando evidenciada por relictos de pirita en calcopirita y reemplazo de calcopirita en microfracturas de pirita.



*Figura 5.6: Fotomicrografía de relictos de pirita (Py) en calcopirita (Cp) y reemplazo de calcopirita en microfracturas. Aumento de 10x.*

- **Asociación calcopirita-calcosina**

La asociación calcopirita-calcosina se encuentra en una proporción estimada 8:2, presentando texturas de reemplazo de calcopirita a calcosina en los bordes de grano y microfracturas (Fig. 5.7).



*Figura 5.7: Fotomicrografía de textura de reemplazo de calcopirita (Cp) por Calcosina (Cc) en bordes de grano y microfracturas. Aumento de 10x.*

- **Asociación bornita-calcosina**

La asociación bornita-calcosina se encuentra en una proporción estimada de 9:1, presentando textura de reemplazo de bornita por calcosina, evidenciada por relictos de bornita en calcosina y reemplazo de calcosina en microfracturas de bornita (Fig. 5.8).

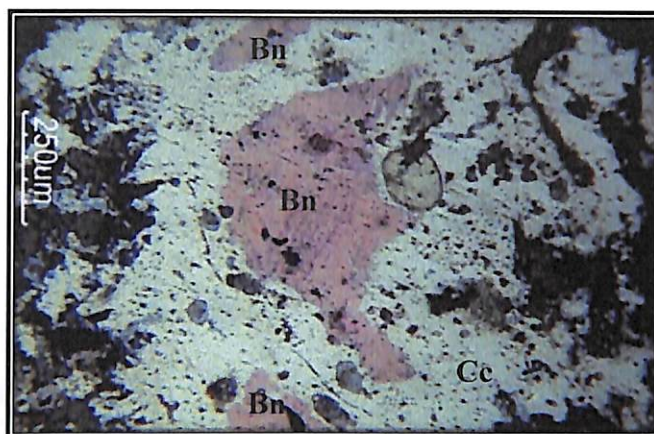


Figura 5.8: Fotomicrografía de relictos de bornita (Bn) en calcosina (Cc) y remplazo de calcosina en microfracturas de bornita. Aumento de 10x.

- **Asociación calcosina-covelina**

La asociación calcosina-covelina se presenta en un proporción estimada de 7:3, encontrándose texturas de remplazo a través de planos de clivaje y bordes de grano (Fig. 5.9).

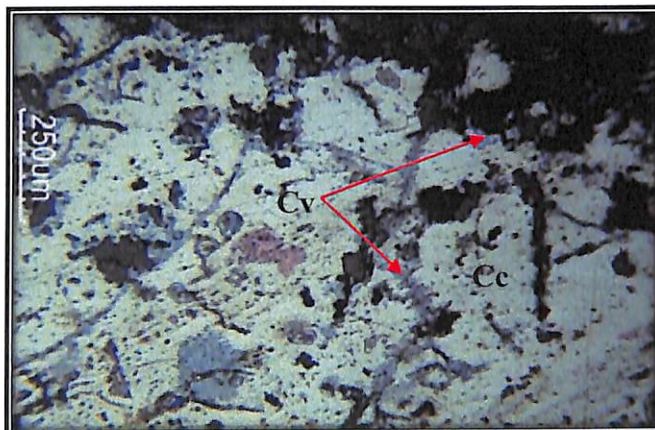


Figura 5.9: Fotomicrografía de textura de remplazo de calcosina (Cc) por covelina (Cv) en planos de clivaje y bordes de grano. Aumento de 10x.

### 5.2.2 Zona oxidada

En la zona oxidada los minerales que se presenta son azurita y crisocola. La azurita se presenta en forma diseminada y en vetillas, mientras que la crisocola se presenta en forma de vetas, vetillas y como relleno de amígdalas (Fig. 5.10).

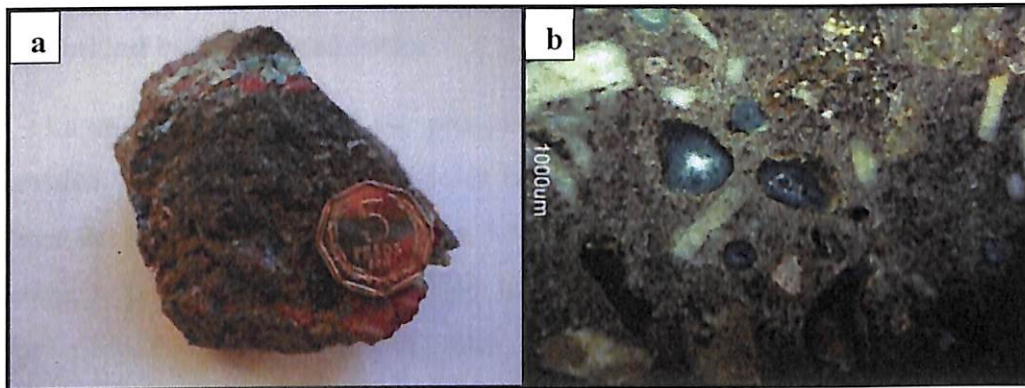


Figura 5.10: a) Fotografía muestra de azurita diseminada, crisocola y hematita. b) Fotomicrografía de andesita con amígdalas rellenas de crisocola. Aumento de 7,5x.

## CAPÍTULO 6: SUSCEPTIBILIDAD MAGNÉTICA

Los datos de susceptibilidad magnética obtenidos con el susceptibilímetro KT-10 de las unidades litológicas y zonas mineralizadas, fueron representados en diagramas *boxplot*.

### 6.1 Unidad volcánica andesítica

La unidad se caracteriza por presentar los valores más altos de susceptibilidad magnética. En el gráfico 6.1 se observa una distribución de datos muy variable con valores de susceptibilidad menores a  $3,3 \times 10^{-2}$  SI y una mediana de  $1,16 \times 10^{-2}$  SI. Además, se presenta un leve sesgo hacia la derecha producto de una mayor dispersión de los valores entre la mediana y el límite superior. Todos los valores de los análisis de susceptibilidad magnética de esta unidad se muestran la tabla 11.1 del anexo.

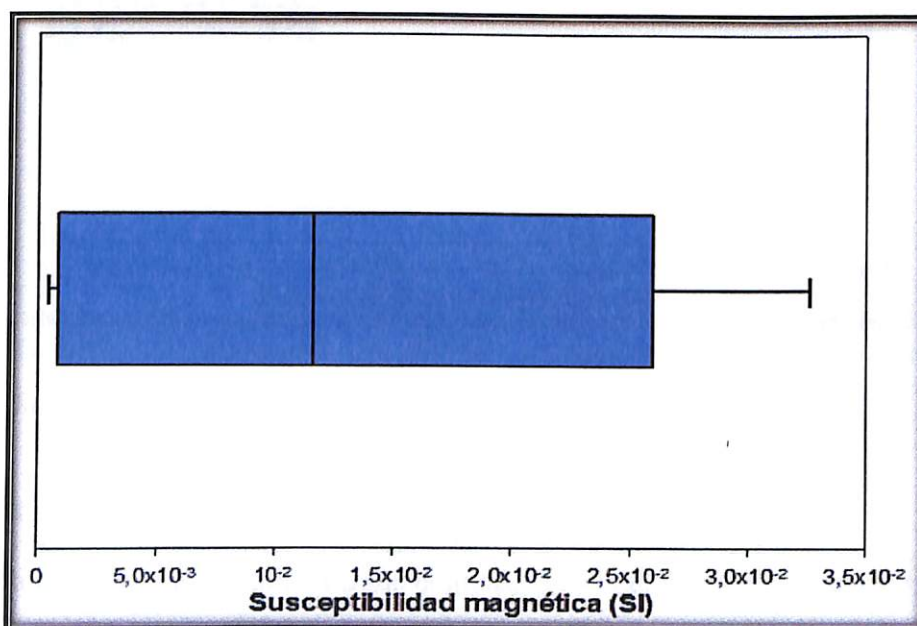


Gráfico 6.1: Diagrama boxplot de los valores de susceptibilidad magnética de la unidad volcánica andesítica.

## 6.2 Unidad sedimentaria clástica

La unidad presenta los valores más bajos de susceptibilidad magnética. En el gráfico 6.2 se observa que los valores de susceptibilidad en esta unidad son menores a  $1,25 \times 10^{-2}$  SI, con una mediana de los datos de  $9,9 \times 10^{-4}$  SI. Además, se presenta un sesgo hacia la derecha producto de la mayor dispersión de los valores entre la mediana y el límite superior. Todos los valores de los análisis de susceptibilidad magnética de esta unidad se muestran la tabla 11.1 del anexo.

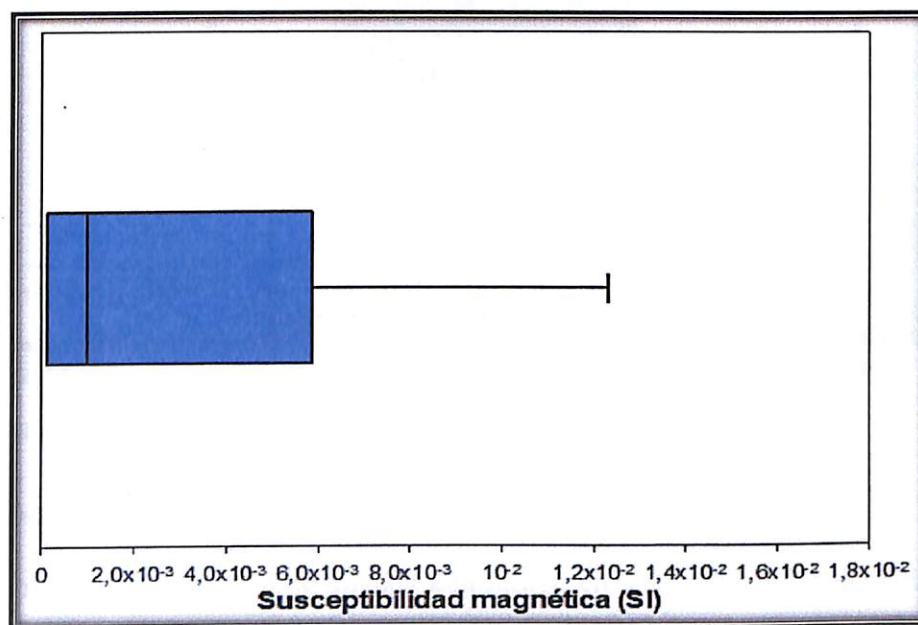


Gráfico 6.2: Diagrama boxplot de los valores de susceptibilidad magnética de la unidad sedimentaria clástica.

## 6.3 Zona levemente mineralizada

La zona levemente mineralizada emplazada en la unidad volcánica andesítica, es la que presenta los valores más altos de susceptibilidad magnética entre las zonas mineralizadas. En el gráfico 6.3 se observa que los valores de susceptibilidad están en un rango entre  $1 \times 10^{-2}$  SI a  $2,6 \times 10^{-2}$  SI, con una mediana de  $2,03 \times 10^{-2}$  SI. Además, se presenta un leve sesgo hacia la izquierda producto de una mayor dispersión de los valores de susceptibilidad entre la mediana y el límite superior. Todos los valores de

los análisis de susceptibilidad magnética de esta zona se muestran la tabla 11.2 del anexo.

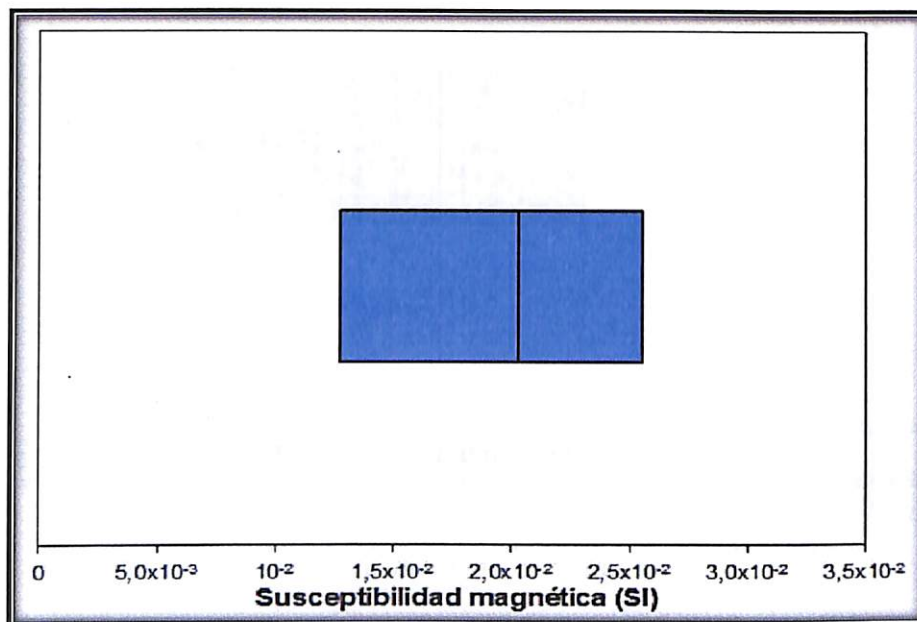


Gráfico 6.3: Diagrama boxplot de los valores de susceptibilidad magnética de la zona levemente mineralizada.

#### 6.4 Zona altamente mineralizada

La zona altamente mineralizada emplazada en la unidad volcánica andesítica, presenta valores de susceptibilidad magnética más variable en comparación a la zona pobremente mineralizada. En el gráfico 6.4 se observa que los valores de susceptibilidad se encuentran en un rango entre  $0,5 \times 10^{-3}$  SI a  $2 \times 10^{-2}$  SI, con una mediana de los datos  $3,5 \times 10^{-4}$  SI. Además, se presenta un fuerte sesgo hacia la derecha, producto de que los valores de susceptibilidad por debajo de la mediana tienen poca variabilidad. Todos los valores de los análisis de susceptibilidad magnética de esta zona se muestran la tabla 11.2 del anexo.

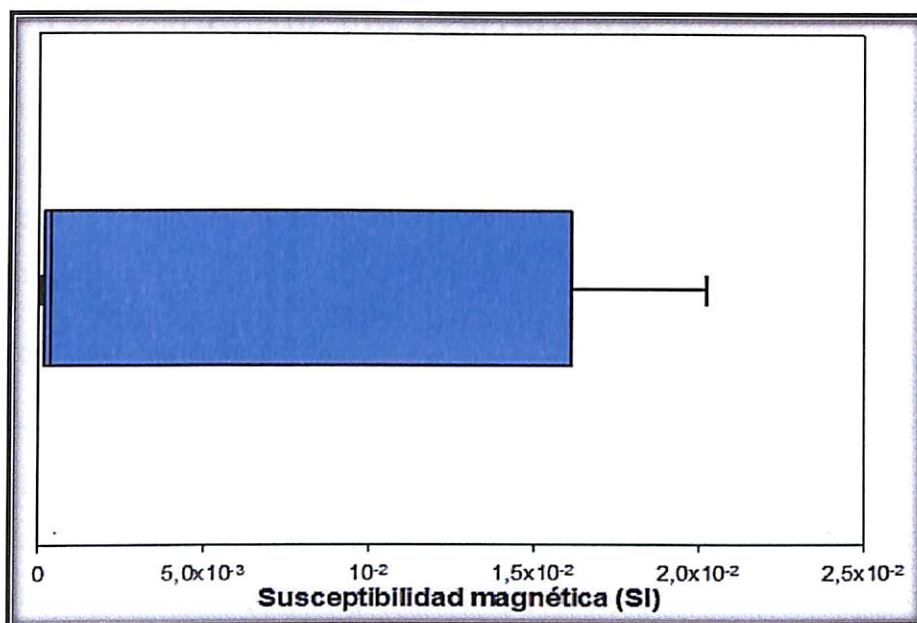


Gráfico 6.4: Diagrama boxplot de los valores de susceptibilidad magnética de la zona altamente mineralizada.

## **CAPÍTULO 7: GEOQUÍMICA DE EXPLORACIÓN**

Con los resultados obtenidos de los análisis de fluorescencia de rayos-X (XRF) de las zonas mineralizadas con el analizador portátil, se realizaron gráficos de barras que muestran los elementos de importancia económica con mayor concentración en el depósito.

### **7.1 Zona levemente mineralizada**

En el gráfico 7.1 se observan que las concentraciones de cobre (Cu) entre el panel 1 (P1) al panel 5 (P5) presenta valores entre 0,04% y 0,14 %, mientras que en el panel 6 (P6) la concentración aumenta a un valor de 1,05%. Las concentraciones de hierro (Fe) entre los paneles P1 y P6 no presentan mayores variaciones, presentando valores entre 5,7% y 7,74%. Las concentraciones de todos los elementos químicos obtenidos del análisis se muestran en la tabla 11.3 del anexo.

### **7.2 Zona altamente mineralizada**

En el gráfico 7.2 se observa que las concentraciones de Cu entre el panel 1 (P1) al panel (P6) son variables, llegando a un valor máximo de 4,42% Cu y mínimo de 0,17 %. Desde el panel 7 (P7) al panel 12 (P12) (Graf. 7.2 y Graf. 7.3) las concentraciones de Cu llegan a valores entre 0,02% a 0,07%, a excepción del panel 10 (P10) que alcanza un valor de 0,34%. En el panel 13 (P13) y panel 14 (P14) las concentraciones de Cu llegan a valores de 11,93% y 2,88%, respectivamente. Por otra parte las concentraciones de Fe del panel 1 (P1) al panel 7 (P7) (Graf. 7.2) presentan valores entre 6,48% a 9,06%, mientras que desde el panel 8 al panel 14 (P8-P14) (Graf. 7.3) presentan valores entre 7,24% a 7,88%. Las concentraciones de todos los elementos químicos obtenidos del análisis se muestran en la tabla 11.4 del anexo.

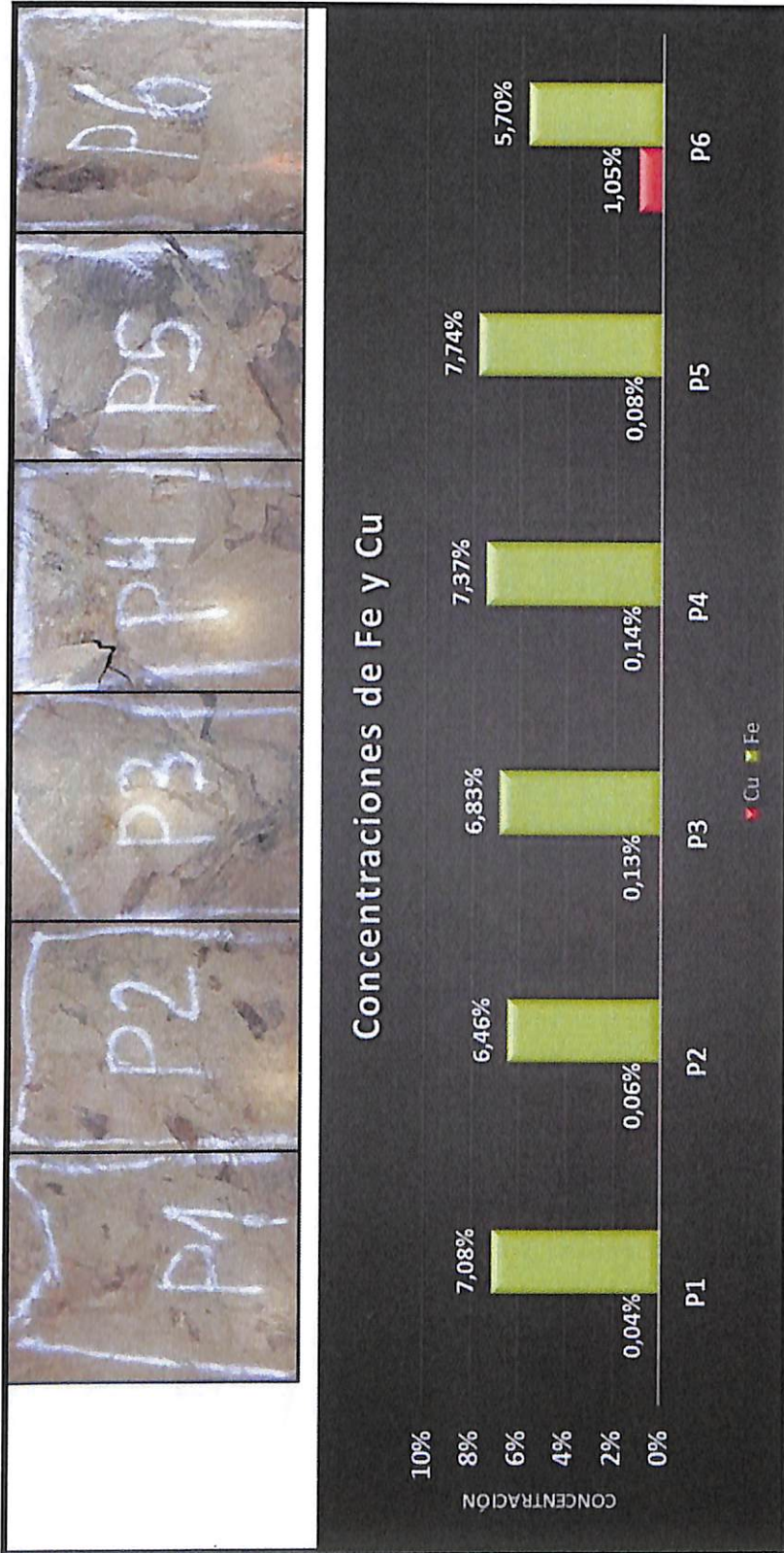


Gráfico. 7.1: Gráfico de barra de los análisis XRF, mostrando las concentraciones de cobre (Cu) y hierro (Fe) del panel 1 (P1) al panel 6 (P6), en la zona levemente mineralizada.

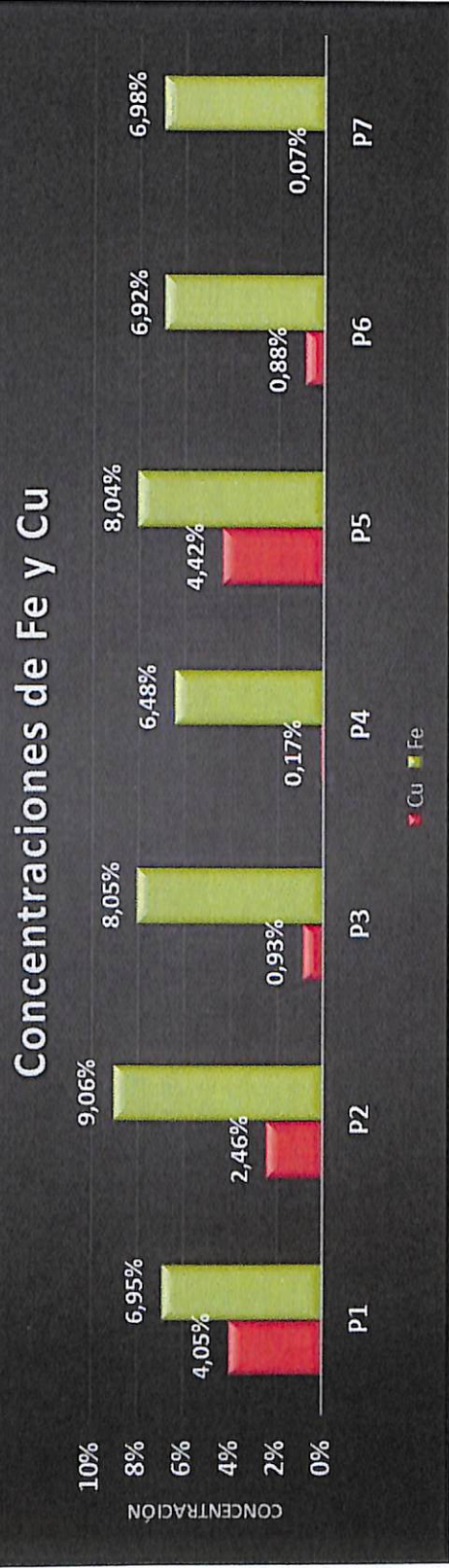


Gráfico. 7.2: Gráfico de barra de los análisis XRF, mostrando las concentraciones de cobre (Cu) y hierro (Fe) del panel 1 (P1) al panel 7 (P7), en la zona altamente mineralizada.

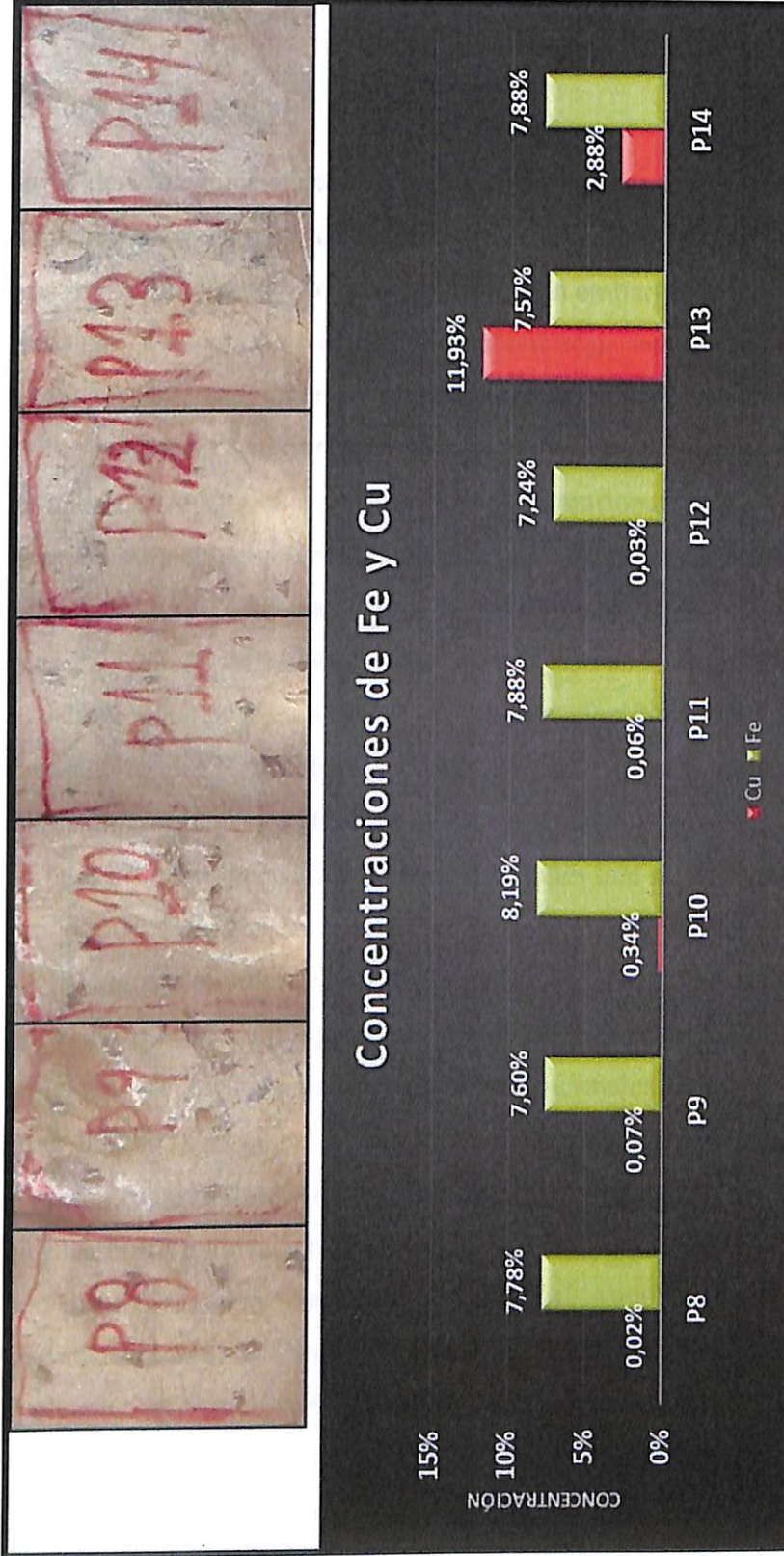


Gráfico. 7.3: Gráfico de barra de los análisis XRF, mostrando las concentraciones de cobre (Cu) y hierro (Fe) del panel 8 (P8) al panel 14 (P14) en la zona altamente mineralizada.

## CAPÍTULO 8: DISCUSIÓN

### 8.1 Modelo metalogénico

La unidad volcánica andesítica que se encuentra en el área de estudio se podría correlacionar al cuerpo intrusivo descrito por Arévalo (2005), como un filón tipo manto de textura porfídica, de edad Cretácico inferior. Sin embargo, debido a la presencia de abundantes de vesículas y amígdalas encontradas en terreno y a la textura hipocrystalina, es más aceptable que esta unidad tenga un origen volcánico. Este origen también fue propuesto anteriormente por Cisternas *et al.*, (1999), indicando que la andesita habría sido eruptada en un régimen extensional en el Cretácico inferior, probablemente a través de centros alineados a lo largo de fisuras en el piso de la cuenca de trasarco. Por otra parte, dataciones K-Ar (Arevalo, 1994) establecen una edad mínima de  $77 \pm \text{Ma}$  (Campaniano) a esta unidad, pero se le asigna una edad Cretácico inferior, debido a que posdata a calizas de la Formación Pabellón y predata a rocas de la Formación Cerrillos (Seegerstrom y Parker, 1959). Esto muestra la poca exactitud de la datación realizada con el método de K-Ar.

En base al tipo e intensidad de las alteraciones que se presentan, indicarían que la génesis del depósito estaría asociado a un sistema del tipo mesotermal (Corbet y Leanch, 1998), con fluidos con pH levemente ácidos a neutros y temperaturas moderadas (200°C-300°C). La presencia de bitumen en el depósito habría controlado la precipitación de metales desde fluidos hidrotermales, actuando como reductor (Haggan *et al.*, 2003), ya que el proceso de reducción produjo la transformación de los sulfatos presentes en el fluido hidrotermal en sulfuros (Reed, 2006). La posible fuente de los hidrocarburos pudo haber sido materia orgánica contenida en calizas bituminosas y algáceas de la Formación Nantoco (Cisternas *et al.*, 1999).

La mineralización de Cu en mina La Culebra solo se encuentra hospedada en la unidad volcánica andesítica, como un cuerpo de geometría mantiforme, constituido por una zona oxidada, una zona de enriquecimiento supérgeno (sulfuros secundarios) (Chavez, 2000) y zona de sulfuros primarios.

## 8.2 Mineralización

En mina La Culebra se pueden distinguir dos eventos hidrotermales principales, una etapa hidrotermal temprana rica en Fe y una etapa hidrotermal tardía rica en Cu. La etapa hidrotermal temprana habría aportado pirita al sistema. Posteriormente producto de un segundo pulso hidrotermal rico en Cu (etapa hidrotermal tardía), habría provocado fracturas y reemplazo por calcopirita. Producto de un proceso de enriquecimiento supérgeno (Chavez, 2000), la calcopirita preexistente fue alterada a calcosina y esta a su vez a covelina, quedando evidenciado por texturas de reemplazo en los bordes de grano y planos de clivaje. La escasa bornita encontrada en el depósito fue probablemente depositada simultáneamente a la calcopirita, que posteriormente, al igual que la calcopirita fue alterada a calcosina, quedando evidenciado por texturas de reemplazo en los bordes de grano.

Según las relaciones de actividad de los cationes  $\text{Cu}^+$  y  $\text{Fe}^{2+}$  (Bean y Bodnar, 1995) (Graf. 8.3) se puede inferir que los fluidos hidrotermales en la etapa temprana (A) fueron soluciones ácidas, las que permitieron la precipitación de pirita. En la etapa hidrotermal tardía (B) las concentraciones de Cu aumentaron y las condiciones de acidez aumentaron hacia un medio levemente ácido. La precipitación de calcopirita o bornita en el sistema dependía de las variaciones en las condiciones de acidez y concentración de Cu en el sistema. La escasa presencia magnetita indicaría que las soluciones probablemente nunca fueron alcalinas. Por otra parte, en base a la mineralogía encontrada en el depósito, se puede indicar que los fluidos presentaban alta fugacidad de azufre y baja fugacidad de oxígeno, permitiendo la cristalización de los sulfuros primarios (pirita, calcopirita y bornita).

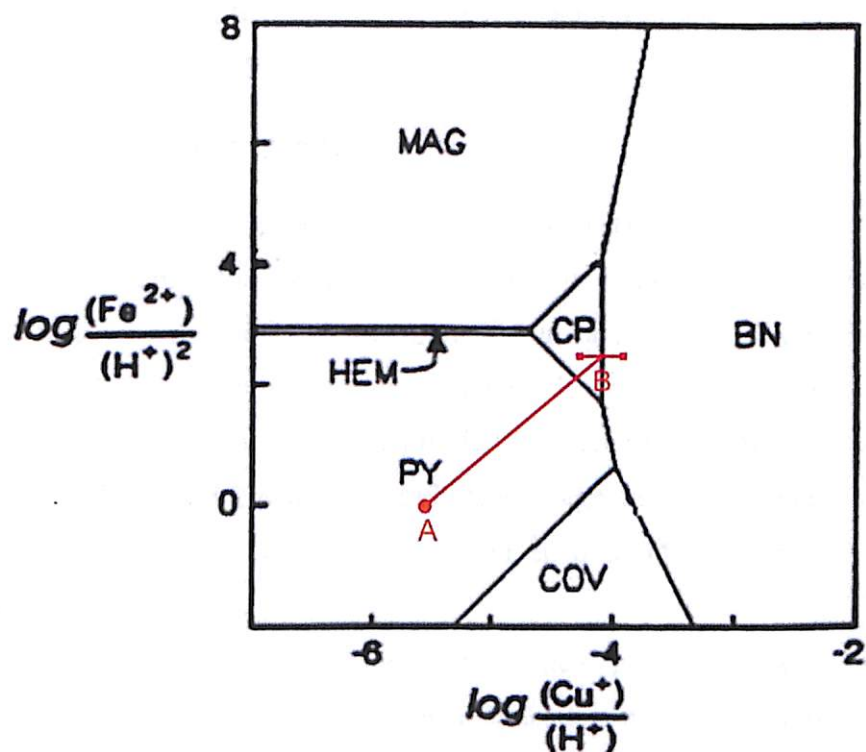


Gráfico 8.1: Diagrama de estabilidad mineral a una temperatura de 300°C modificado de Bean & Bodnar (1995). Hematita (HEM), calcopirita (CP), bornita, (BN), covelina (COV)(Hipógena), magnetita (MAG).

### 8.3 Edad de la mineralización

En cuanto a la edad de la mineralización, el bitumen contenido en la andesita habría jugado un rol fundamental, actuando como un reductor de los fluidos mineralizantes (Haggan et al., 2003). Sin embargo, este bitumen no podría haber sido formado contemporáneamente a la roca hospedante, debido a que las altas temperaturas de la lava al ser eruptada habrían destruido la materia orgánica. Haggan *et al.*, (2003) proponen que el bitumen habría sido removilizado por fluidos hidrotermales. En base a lo anterior, se sugiere que el yacimiento es de origen epigenético. La edad de la mineralización sería posterior al Cretácico inferior, pero más joven que la unidad

sedimentaria clástica, correccionable con la Formación Cerrillos (Segerstrom y Parker, 1959) de edad Albiano -Turoniano.

#### 8.4 Susceptibilidad magnética

Los valores de susceptibilidad magnética para las rocas y minerales más comunes fueron propuesto por Hunt *et al.* 1995, asignándole a una andesita típica un valor de  $1,7 \times 10^{-1}$  SI y a una roca sedimentaria promedio un valor entre 0 y  $5 \times 10^{-2}$  SI. En general los valores de susceptibilidad magnética para la unidad volcánica andesítica son menores a  $3,3 \times 10^{-2}$  SI que estaría dentro de los parámetros normales de una andesita. Por otra parte, los valores de susceptibilidad magnética de la unidad sedimentaria clástica, son en general menores a  $1,25 \times 10^{-2}$  SI, encontrándose dentro del rango normal de una roca sedimentaria.

Los valores de susceptibilidad magnética para las zonas mineralizadas hospedadas dentro de la unidad volcánica andesítica muestran valores variables. La zona levemente mineralizada es la que presenta los mayores valores de susceptibilidad, en un rango de  $1 \times 10^{-2}$  SI a  $2,6 \times 10^{-2}$  SI, que son valores que no muestran una anomalía y se encuentra dentro de los valores normales propuestos por Hunt *et al.* (1995) para una andesita. La zona altamente mineralizada muestra valores de susceptibilidad menores, en un rango entre  $0,5 \times 10^{-3}$  SI a  $2 \times 10^{-2}$  SI, valores aceptables para una andesita común. La disminución de los valores de susceptibilidad magnética en la zona altamente mineralizada, se debe a la mayor presencia de minerales Cu que se encuentra en esta zona. Estos minerales son principalmente azurita, crisocola y sulfuros secundarios de Cu que presentan una susceptibilidad magnética muy baja. Además, la destrucción de la magnetita debido a la alteración sericítica (Riveros et al., 2014) también implica una disminución de la susceptibilidad magnética.

## 8.5 Análisis XRF

Los resultados de la geoquímica de las zonas mineralizadas muestran que las concentraciones de Cu y Fe no presentan una correlación, corroborando que la mineralización de Fe y Cu es producto de dos eventos hidrotermales distintos.

El Fe en el depósito no tiene una importancia económica, debido a que sus concentraciones en las zonas mineralizadas son bastante bajas (Fig. 8.1 y Fig. 8.2), muy por debajo de las concentraciones definidas para ser de interés económico.

Las concentraciones de Cu de la zona levemente mineralizada (Fig. 8.1) son bastante bajas y solo un punto de muestreo tiene una concentración mayor a 0,5% de Cu, llegando a un valor de 1,05% en el panel 6 (P6). En base a lo anterior, la zona no muestra una anomalía importante, por lo que no presenta interés económico, desde el punto de vista de la pequeña minería. Por otra parte en la zona altamente mineralizada (Fig. 8.2) 7 de los 14 puntos muestreados presentan concentraciones de Cu superiores a 0,5%. Los resultados de esta zona muestran una anomalía importante, llegando en algunos casos a valores superiores al 2% de Cu. En base a lo anterior la zona altamente mineralizada presenta un interés económico importante, siendo además la zona que actualmente está en proceso de explotación.

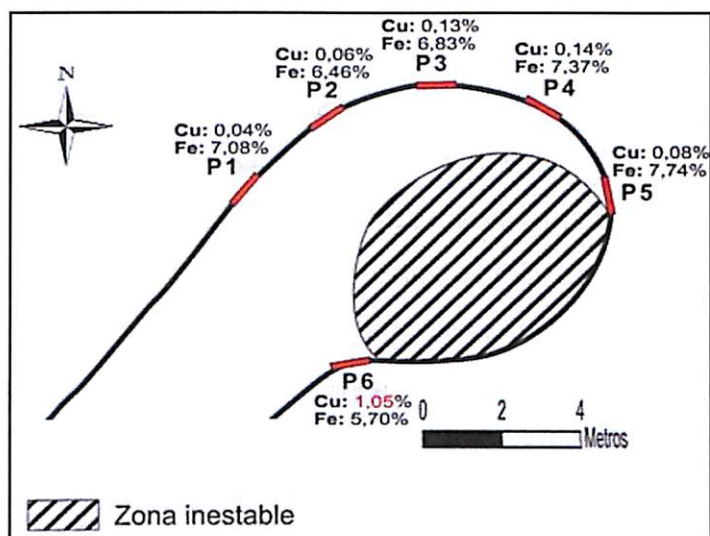


Figura 8.1: Mapa representativo de los sectores muestreados en la zona levemente mineralizada, mostrando los valores Cu y Fe obtenidos. Los valores de Cu superiores a 0,5% se muestran de color rojo.

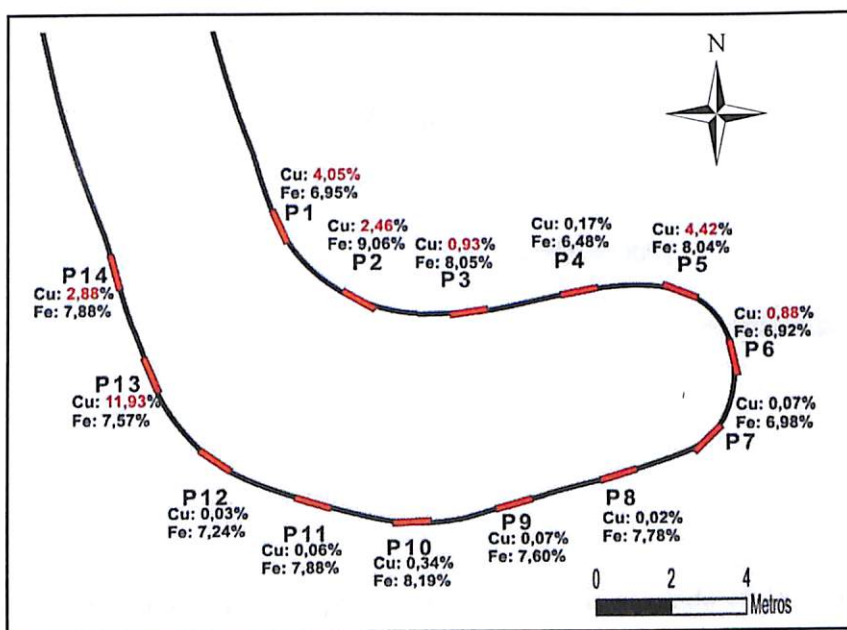
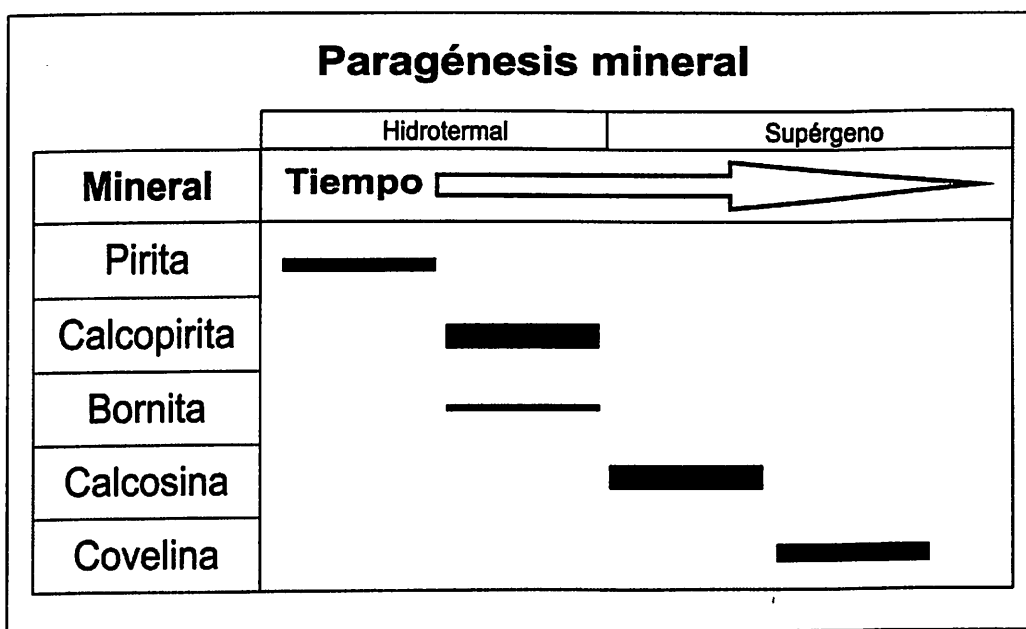


Figura 8.2: Mapa representativo de los sectores muestreados en la zona altamente mineralizada, mostrando los valores Cu y Fe obtenidos. Los valores de Cu superiores a 0,5% se muestran de color rojo.

## CAPÍTULO 9: CONCLUSIONES

- La génesis del depósito se asocia a un sistema mesotermal con fluidos de pH levemente ácidos a neutros y temperaturas entre 200°C -300°C.
- La mineralización de Cu en Mina La Culebra solo se hospeda en la unidad volcánica andesítica, presentándose en forma de vetas, vetillas, diseminada y rellenos de amígdalas, en un cuerpo tipo manto de potencia variable.
- Dos eventos hidrotermales fueron responsables de la mineralización en Mina La Culebra, una etapa hidrotermal temprana rica en Fe y una etapa hidrotermal tardía rica en Cu. La paragénesis del depósito se muestra en la figura 9.1.



*Figura 9.1: Paragénesis mineral de Mina La Culebra. El grosor de la línea representa la abundancia del mineral.*

- El depósito se compone principalmente de una zona oxidada en la parte superior, una zona de enriquecimiento supérgeno en la parte media y una zona de sulfuros primarios en parte inferior. El modelo metalogénico del depósito se muestra en la figura 9.2.

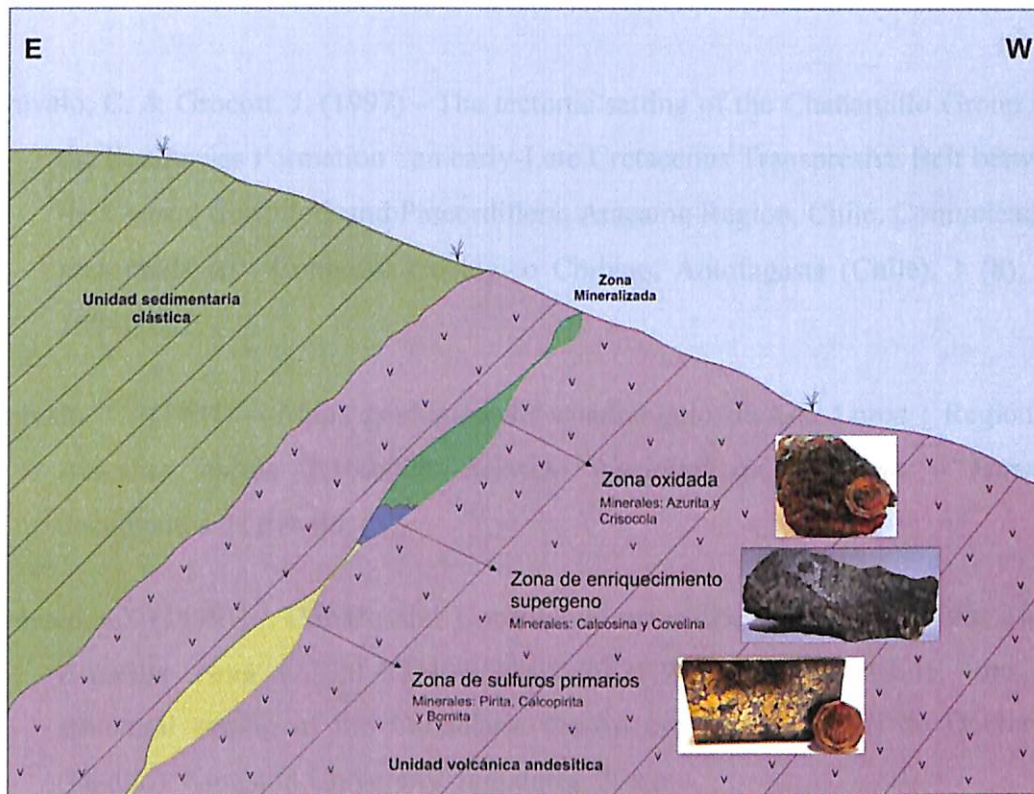


Figura 9.2: Modelo metalogénico del depósito de Mina La Culebra

- Los análisis de susceptibilidad magnética de las zonas mineralizadas no presentan anomalías respecto a las zonas estériles.
- Los análisis XRF muestran que no se presentan anomalías de Fe en el depósito y que solo el Cu en la zona altamente mineralizada presenta concentraciones altas de interés económico.

## CAPÍTULO 10: REFERENCIAS

- Arévalo, C. & Grocott, J. (1997) - The tectonic setting of the Chañarcillo Group and the Bandurrias Formation : an early-Late Cretaceous Transpressive Belt between the Coastal Cordillera and Precordillera, Atacama Region, Chile. Comunicación presentada en : Congreso Geológico Chileno, Antofagasta (Chile), 1 (8), pp. 1604-1607.
- Arévalo, C. (1994) – Mapa geológico del cuadrángulo de Los Loros ; Región de Atacama, escala 1:100.000. *Servicio Nacional de Geología y Minería*, documentos de trabajo, (6),
- Arévalo, C. (1999) – The Coastal Cordillera/Precordillera boundary in the Tierra Amarilla Area (27°20'-27°40'S/70°05'-70°20'W), Northern Chile, and the structural setting of the Candelaria Cu-Au ore deposit. Tesis de Doctorado (inédito). Kingston University, Inglaterra. 204 p.
- Arévalo, C. (2005) – Carta Copiapó: Provincia de Atacama, escala 1:100.000. *Servicio Nacional de Geología y Minería*, Carta Geológica de Chile, (91), 54 p.
- Arévalo, C., Pérez, Y. & Espinoza, M. (2009) – Geología de la Cuenca del Río Copiapó : Carta Copiapó, Región de Atacama, escala 1:100.000. Informe inédito. *Servicio Nacional de Geología y Minería*, (4).
- Bean, R. E. & Bodnar, R. J. (1995) – Hydrothermal Fluids and Hydrothermal Alteration in Porphyry Copper Deposits. In : Pierce, F. W. & Bolm, J. G. (eds.) *Porphyry Copper Deposits of the American Cordillera*, Arizona Geological Society Digest 20, Tucson (EU), pp. 83-93.
- Browne, P. R. L., (1978) - Hydrothermal Alteration in Active Geothermal Fields. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, 6, pp. 229-250. Doi : 10.1146/annurev.ea.06.050178.001305.

- Camus, F. (1990) – Geological Characteristics of Stratabound Deposits Associated with Lacustrine Sediments, Central Chile. In : Fontboté, L., Amstutz, G., Cardozo, M., Cedillo, E., Frutos, J. (eds.) *Stratabound Ore Deposits in the Andes*, Special Publication No. 8 of the Society for Geology Applied to Mineral Deposits. Springer-Verlag Berlin-Heidelberg, Nueva York (Estados Unidos de America). pp. 449-462.
- Charrier, R., Pinto, L. & Rodríguez, M. P. (2007) – Tectonostratigraphic evolution of the Andean Orogen in Chile. In : Moreno, T. & Gibbons, W. (eds.) *The Geology of Chile*, The Geological Society, Londres (Inglaterra), pp. 21-114.
- Chávez, W. X., (2000) – Supergene Oxidation of Copper Deposits : Zoning and Distribution of Copper Oxide Minerals. *Society of Economic Geologist newsletter*, 41, pp. 9-21.
- Cisternas, M. E & Hermosilla, J. (2006) – The role of bitumen in strata-bound copper deposit formation in the Copiapo area, Northern Chile. *Miner Deposita*, 41, pp. 339-355.
- Cisternas, M. E., Frutos, J., Galindo, E. & Spiro, B. (1999) – Lavas con bitumen en el cretácico inferior en Copiapó, Región de Atacama, Chile : petroquímica e importancia metalogénica. *Revista Geológica de Chile*, 26 (2), pp. 205-226.
- Coira, B., Davidson, J., Mpodozis, C. & Ramos, V. (1982) – Tectonic and magmatic evolution of the Andes of northern Argentina and Chile, *Earth Science Review*, 18, pp. 303-332.
- Corbett, G. J. & Leach, T.M., (1998) – Southwest Pacific Rim Gold-Copper Systems : Structure, Alteration, and Mineralization. *Society of Economic Geologist*, Special Publication, 6 , pp. 69-82.

- Fontboté, L. (1990) – Stratabound Ore Deposits in the Andes: A Review and Classification According to Their Geotectonic Setting. In : Fontboté, L., Amstutz, G., Cardozo, M., Cedillo, E., Frutos, J. (eds.) *Stratabound Ore Deposits in the Andes*, Special Publication No. 8 of the Society for Geology Applied to Mineral Deposits. Springer-Verlag Berlin-Heidelberg, Nueva York (Estados Unidos de America). pp. 79-110.
- García, F. (1967) – Geología del Norte Grande de Chile. In : Simposium sobre el Geosinclinal Andino, Sociedad Geológica de Chile, Santiago (Chile), 3, 138 p.
- Haggan, T., Parnell, J. & Cisternas, M. E., (2003) – Fluid history of andesite-hosted CuS-bitumen mineralization, Copiapó district, North Central Chile. *Journal of Geochemical Exploration*, 78-79, pp. 231-235. Doi : 10.1016/S0375-6742(03)00131-6.
- Hedenquist, J. W. & Lowenstern, J.B., (1994) - The role of magmas in the formation of hydrothermal ore deposits. *Nature*, 370, pp. 519-527.
- Hermosilla, J. M. & Cisternas, M. E. (2000) – Etapas de alteración–mineralización en los depósitos minerales del metalotecto ocoíta, III Región de Atacama. Comunicación presentada en : IX Congreso Geológico Chileno, Sociedad Geológica de Chile, 31 julio al 4 agosto, Puerto Varas (Chile), 1, pp. 230-234.
- Hinzen, W., Von Frese, R. & Saad, A. eds. (2012) – *Gravity and Magnetic Exploration*. Cambridge University Press, Nueva York (Estados Unidos de America), 515 p.
- Hunt, C. P., Moskowitz, B. M. & Banerjee, S. K. (1995) – Magnetic Properties of Rocks and Minerals. Ahrens, T. J. (ed.) *Rock Physics & Phase Relations : A Handbook of Physical Constants*, American Geophysical Union, Washington (EU), pp. 189-204.

- Kearey, P., Brooks, M. & Hill, I. eds. (2002) – *An Introduction to Geophysical Exploration*. Blackwell Science, Oxford (Inglaterra), 272 p.
- Kojima, S., Astudillo, J., Rojo, J., Tristá, D. & Hayashy, K. (2002) – Ore mineralogy, fluid inclusion, and stable isotopic characteristics of stratiform copper deposits in the Coastal Cordillera of northern Chile. *Mineralium Deposita*, 38, pp. 208-216.
- Kojima, S., Trista-Aguilera, D. & Hayashi, K. (2009) – Genetic Aspects of the Manto-type Copper Deposits Based on Geochemical Studies of North Chilean Deposits. *Resource Geology*, 59, pp. 87-98.
- Lowell, J. D. & Guilbert, J. M., (1970) - Lateral and Vertical Alteration-Mineralization Zoning in Porphyry ore Deposits. *Economic Geology*. 65, pp. 373-408.
- Maksaev, V., Townley, B., Palacios, C. & Camus, F. (2007) – Metallic ore deposits. In : Moreno, T. & Gibbons, W. (eds.) *The Geology of Chile*, The Geological Society, Londres (Inglaterra), 395 p.
- Meyer, C. & Hemley, J. J., (1967) - Wall rock alteration. In : Barnes, H. L. (eds.), *Geochemistry of Hydrothermal Ore Deposits*, Holt, Rinehart and Winston, New York (USA), pp. 166–253.
- Misra, K. C., (2000) – Formation of mineral deposits. In : Misra, K. C., (ed.) *Understanding Mineral Deposits*. Springer Netherlands, pp. 5-92
- Mortimer, C. (1973) – The Cenozoic history of the Southern Atacama Desert, Chile. *Journal of Geological Society*, 129, pp. 505-526.
- Mpodosis, C. & Allmendinger, R. (1993) – Extensional Tectonics, Cretaceous Andes, Northern Chile (27°S). *Geological Society of America Bulletin*, 105, pp. 1462-1477.

- Reed, M. H. & Palandri, J., (2006) – Sulfide Mineral Precipitation from Hydrothermal Fluids. *Mineralogy & Geochemistry*, 61, pp. 609-631.
- Reed, M. H., (1997) - Hydrothermal Alteration and its Relationship to Ore Fluid Composition. In: Barnes, H.L. (eds.), *Geochemistry of Hydrothermal Ore Deposits*. John Wiley & Sons, New York (USA), pp. 303-365.
- Rieger, A., Schwark, L., Cisternas, M. E. & Miller, H. (2008) – Genesis and Evolution of Bitumen in Lower Cretaceous Lavas and Implications for Strata-bound Copper Deposits, North Chile. *Economic Geology*. 103, pp. 387-404.
- Riveros, K., Veloso, E., Campos, E., Menzies, A. & Véliz, W. (2014) – Magnetic properties related to hydrothermal alteration processes at the Escondida porphyry copper deposit, northern Chile. *Mineralium Deposita*, 49, pp. 693-707.
- Rose, A. W. & Bart, D.M., (1979) - Hydrothermal alteration. In: Barnes, H.L. (eds.), *Geochemistry of Hydrothermal Ore Deposits*, John Wiley & Sons, New York (USA), pp. 173–235.
- Ruiz, C. & Peebles, F. eds. (1988) - *Geología, Distribución y Génesis de los yacimientos Metalíferos de Chile*. Editorial Universitaria S.A., Santiago (Chile). 334 p.
- Ruiz, C., Aguirre, L., Corvalán, J., Klohn, C., Klohn, E. & Levi, B. (1965) – Geología y yacimientos metalíferos de Chile. *Instituto de Investigaciones Geológicas*, Santiago (Chile). 305 p.
- Segerstrom, K & Parker, R. L. (1959) – Cuadrángulo Cerrillos : Provincia de Atacama, escala 1:50.000. *Instituto de investigaciones Geológicas*, Carta Geológica de Chile, 1 (2), 33 p.

- Segerstrom, K. & Ruiz, C. (1962) – Cuadrángulo Copiapó : Provincia de Atacama, escala 1:50.000. *Instituto de investigaciones Geológicas*, Carta Geológica de Chile, 3 (1), 48 p.
- Segerstrom, K. (1920a) – Cuadrángulo Quebrada Paipote : Provincia de Atacama, escala 1:50.000. *Instituto de investigaciones Geológicas*, Carta Geológica de Chile, 2 (1), 55 p.
- Segerstrom, K. (1968) – Geología de las Cartas Copiapó y Ojos del Salado : Provincia de Atacama, escala 1:250.000. *Instituto de investigaciones Geológicas*, (24), 58 p.
- Sepúlveda, P. & Naranjo, J. A. (1982) – Hoja Carrera Pinto : Región de Atacama, escala 1:100.000. *Servicio Nacional de Geología y Minería*, Carta Geológica de Chile, (53), 60 p.
- Seward, T. M. & Barnes, H. L. (1997) - Metal Transport by Hydrothermal Ore Fluids. In : Barnes, H.L. (eds.), *Geochemistry of Hydrothermal Ore Deposits*, John Wiley & Sons, New York (USA), pp. 453-486.
- Wilson, N. & Zentilli, M. 1999. The role of the organic matter in the genesis of El Soldado volcanic-hosted manto-type Cu deposit, Chile. *Economic Geology*, 94, pp. 1115-1136.
- Zentilli, M., Munizaga, F. Graves, M., Boric, R., Wilson, N., Mukhopadhyay, P. & Snowdon, L. (1997) – Hydrocarbon involvement in the genesis of ore deposits: an example in Cretaceous Stratabound (manto-type) copper deposits of central Chile. *International Geology Review*, 39, pp. 1-21.

## CAPÍTULO 11: ANEXOS

*Tabla 11.1: Resultados de los análisis de susceptibilidad magnética de las unidades litológicas.*

Código	Coordenadas		Unidad	Susceptibilidad magnética (SI)
	Norte	Este		
FIC-CU-01	6971115	383986	volcánica	1,57E-03
FIC-CU-02	6971114	383985	volcánica	1,85E-03
FIC-CU-04	6971130	384005	Sedimentaria	1,05E-04
FIC-CU-05	6971130	384005	Sedimentaria	4,90E-03
FIC-CU-06	6971136	384053	Sedimentaria	1,36E-04
FIC-CU-07	6971146	384092	Sedimentaria	6,10E-03
FIC-CU-08	6971146	384127	Sedimentaria	1,23E-04
FIC-CU-11	6970963	384193	Sedimentaria	8,07E-04
FIC-CU-12	6970960	384188	Sedimentaria	8,74E-03
FIC-CU-13	6970949	384182	Sedimentaria	1,59E-02
FIC-CU-14	6970939	384166	Sedimentaria	1,19E-03
FIC-CU-15	6970941	384143	Sedimentaria	1,61E-03
FIC-CU-16	6970958	384114	Sedimentaria	1,20E-04
FIC-CU-17	6970952	384052	Sedimentaria	5,80E-03
FIC-CU-18	6970968	384043	Sedimentaria	2,01E-04
FIC-CU-19	6970962	384038	Sedimentaria	2,96E-04
FIC-CU-20	6970999	384005	volcánica	3,29E-02
FIC-CU-21	6970992	384008	volcánica	8,62E-04
FIC-CU-22	6970894	384054	volcánica	2,36E-02
FIC-CU-23	6970873	384068	volcánica	3,07E-04
FIC-CU-24	6971052	383958	volcánica	2,60E-02
FIC-CU-26	6971163	383981	volcánica	2,29E-02
FIC-CU-27	6971165	383984	volcánica	3,16E-02
FIC-CU-28	6971296	383894	volcánica	1,16E-02
FIC-CU-29	6971299	383891	volcánica	8,61E-04

Tabla 11.2: Resultados de los análisis de susceptibilidad magnética de las zonas mineralizadas.

<b>Código</b>	<b>Zona mineralizada</b>	<b>Panel</b>	<b>Unidad</b>	<b>Susceptibilidad magnética (SI)</b>
FIC-CU-31	Levemente	1	volcánica	1,91E-02
FIC-CU-32	Levemente	2	volcánica	3,12E-02
FIC-CU-33	Levemente	3	volcánica	2,37E-02
FIC-CU-34	Levemente	4	volcánica	1,68E-02
FIC-CU-35	Levemente	5	volcánica	2,15E-02
FIC-CU-36	Levemente	6	volcánica	6,41E-04
FIC-CU-38	Altamente	1	volcánica	2,40E-04
FIC-CU-39	Altamente	2	volcánica	2,60E-04
FIC-CU-40	Altamente	3	volcánica	1,47E-02
FIC-CU-41	Altamente	4	volcánica	1,61E-04
FIC-CU-42	Altamente	5	volcánica	2,00E-05
FIC-CU-43	Altamente	6	volcánica	3,15E-04
FIC-CU-44	Altamente	7	volcánica	1,59E-04
FIC-CU-45	Altamente	8	volcánica	1,17E-02
FIC-CU-46	Altamente	9	volcánica	1,78E-02
FIC-CU-47	Altamente	10	volcánica	1,63E-02
FIC-CU-48	Altamente	11	volcánica	1,61E-02
FIC-CU-49	Altamente	12	volcánica	2,27E-02
FIC-CU-50	Altamente	13	volcánica	1,77E-04
FIC-CU-51	Altamente	14	volcánica	3,84E-04

Tabla 11.3: Resultados de los análisis de fluorescencia de rayos-X (XRF) de la zona pobremente mineralizada.

Panel 1	FIC-CU-31-(31)	FIC-CU-31-(32)		Panel 2	FIC-CU-32-(29)	FIC-CU-32-(30)	
Elemento	Conc. (%)	Conc. (%)	Prom. (%)	Elemento	Conc. (%)	Conc. (%)	Prom. (%)
MgO	0,698	1,762	1,230	MgO	0,777	1,019	0,898
Al2O3	5,474	5,463	5,469	Al2O3	5,155	5,289	5,222
SiO2	27,825	27,762	27,794	SiO2	28,113	27,837	27,975
P2O5	0,527	0,526	0,527	P2O5	0,443	0,536	0,490
S	0,926	0,872	0,899	S	0,356	0,395	0,376
Cl	0,022	0,029	0,026	Cl	0,018	0,035	0,027
K2O	2,018	2,052	2,035	K2O	1,835	1,795	1,815
CaO	6,770	6,396	6,583	CaO	7,562	7,569	7,566
TiO2	0,918	0,844	0,881	TiO2	0,934	0,909	0,922
V	0,032	0,028	0,030	V	0,021	0,030	0,026
Cr	0,011	0,001	0,006	Cr	0,000	0,006	0,003
MnO	0,196	0,177	0,187	MnO	0,206	0,192	0,199
Fe2O3	10,233	10,023	10,128	Fe2O3	9,257	9,231	9,244
Co	0,003	0,002	0,003	Co	0,000	0,000	0,000
Ni	0,006	0,005	0,006	Ni	0,006	0,003	0,005
Cu	0,040	0,039	0,040	Cu	0,061	0,061	0,061
Zn	0,013	0,012	0,013	Zn	0,013	0,015	0,014
As	0,005	0,003	0,004	As	0,006	0,006	0,006
Se	0,000	0,000	0,000	Se	0,000	0,000	0,000
Rb	0,023	0,026	0,025	Rb	0,022	0,022	0,022
Sr	0,064	0,067	0,066	Sr	0,068	0,066	0,067
Y	0,008	0,010	0,009	Y	0,007	0,008	0,008
Zr	0,015	0,015	0,015	Zr	0,014	0,015	0,015
Nb	0,004	0,005	0,005	Nb	0,000	0,003	0,002
Mo	0,003	0,003	0,003	Mo	0,002	0,002	0,002
Ag	0,000	0,000	0,000	Ag	0,000	0,000	0,000
Cd	0,000	0,003	0,002	Cd	0,000	0,000	0,000
Sn	0,013	0,031	0,022	Sn	0,001	0,000	0,001
Sb	0,000	0,000	0,000	Sb	0,000	0,000	0,000
Ba	0,293	0,314	0,304	Ba	0,228	0,266	0,247
La	0,000	0,000	0,000	La	0,000	0,000	0,000

Ce	0,019	0,012	0,016	Ce	0,000	0,000	0,000
Hf	0,000	0,000	0,000	Hf	0,000	0,000	0,000
Ta	0,000	0,000	0,000	Ta	0,008	0,000	0,004
W	0,000	0,000	0,000	W	0,000	0,000	0,000
Pt	0,000	0,000	0,000	Pt	0,000	0,000	0,000
Au	0,000	0,000	0,000	Au	0,000	0,000	0,000
Hg	0,000	0,000	0,000	Hg	0,000	0,000	0,000
Tl	0,000	0,000	0,000	Tl	0,000	0,000	0,000
Pb	0,000	2,000	1,000	Pb	0,000	0,000	0,000
Bi	0,000	0,000	0,000	Bi	0,000	0,000	0,000
Th	0,000	0,000	0,000	Th	0,000	0,000	0,000
U	0,000	0,005	0,003	U	0,000	0,000	0,000

<b>Panel 3</b>	<b>FIC-CU-33-(27)</b>	<b>FIC-CU-33-(28)</b>		<b>Panel 4</b>	<b>FIC-CU-34-(25)</b>	<b>FIC-CU-34-(26)</b>	
<b>Elemento</b>	<b>Conc. (%)</b>	<b>Conc. (%)</b>	<b>Prom. (%)</b>	<b>Elemento</b>	<b>Conc. (%)</b>	<b>Conc. (%)</b>	<b>Prom. (%)</b>
MgO	1,123	1,146	1,135	MgO	1,445	1,400	1,423
Al2O3	4,691	4,590	4,641	Al2O3	4,471	4,353	4,412
SiO2	25,860	25,979	25,920	SiO2	25,023	24,137	24,580
P2O5	0,529	0,540	0,535	P2O5	0,411	0,490	0,451
S	0,431	0,436	0,434	S	1,083	1,051	1,067
Cl	0,037	0,036	0,037	Cl	0,024	0,027	0,026
K2O	1,180	1,166	1,173	K2O	1,148	1,135	1,142
CaO	6,024	5,793	5,909	CaO	5,433	5,521	5,477
TiO2	1,027	0,939	0,983	TiO2	0,868	0,915	0,892
V	0,040	0,038	0,039	V	0,028	0,035	0,032
Cr	0,006	0,006	0,006	Cr	0,000	0,008	0,004
MnO	0,184	0,150	0,167	MnO	0,219	0,206	0,213
Fe2O3	9,995	9,536	9,766	Fe2O3	10,800	10,281	10,541
Co	0,000	0,000	0,000	Co	0,005	0,000	0,003
Ni	0,006	0,005	0,006	Ni	0,006	0,005	0,006
Cu	0,126	0,141	0,134	Cu	0,149	0,135	0,142
Zn	0,008	0,005	0,007	Zn	0,008	0,008	0,008
As	0,005	0,004	0,005	As	0,007	0,007	0,007
Se	0,000	0,000	0,000	Se	0,000	0,000	0,000
Rb	0,017	0,016	0,017	Rb	0,014	0,016	0,015
Sr	0,057	0,060	0,059	Sr	0,060	0,066	0,063

Y	0,010	0,008	0,009	Y	0,008	0,011	0,010
Zr	0,018	0,014	0,016	Zr	0,016	0,013	0,015
Nb	0,004	0,000	0,002	Nb	0,004	0,004	0,004
Mo	0,001	0,002	0,002	Mo	0,003	0,001	0,002
Ag	0,000	0,000	0,000	Ag	0,009	0,009	0,009
Cd	0,000	0,000	0,000	Cd	0,003	0,000	0,002
Sn	0,004	0,012	0,008	Sn	0,019	0,028	0,024
Sb	0,000	0,000	0,000	Sb	0,000	0,000	0,000
Ba	0,107	0,099	0,103	Ba	0,145	0,140	0,143
La	0,000	0,000	0,000	La	0,000	0,000	0,000
Ce	0,006	0,028	0,017	Ce	0,000	0,010	0,005
Hf	0,000	0,000	0,000	Hf	0,000	0,000	0,000
Ta	0,000	0,008	0,004	Ta	0,000	0,000	0,000
W	0,000	0,000	0,000	W	0,000	0,000	0,000
Pt	0,000	0,000	0,000	Pt	0,000	0,000	0,000
Au	0,000	0,000	0,000	Au	0,000	0,000	0,000
Hg	0,000	0,000	0,000	Hg	0,000	0,000	0,000
Tl	0,000	0,000	0,000	Tl	0,000	0,000	0,000
Pb	0,000	0,000	0,000	Pb	0,000	0,000	0,000
Bi	0,000	0,000	0,000	Bi	0,000	0,000	0,000
Th	0,000	0,000	0,000	Th	0,000	0,000	0,000
U	0,000	0,000	0,000	U	0,000	0,000	0,000

Panel 5	FIC-CU-35-(23)	FIC-CU-35-(24)		Panel 6	FIC-CU-36-(21)	FIC-CU-36-(22)	
Elemento	Conc. (%)	Conc. (%)	Prom. (%)	Elemento	Conc. (%)	Conc. (%)	Prom. (%)
MgO	2,086	2,014	2,050	MgO	0,603	0,000	0,302
Al2O3	4,308	4,522	4,415	Al2O3	2,487	2,624	2,556
SiO2	24,047	24,231	24,139	SiO2	25,129	25,444	25,287
P2O5	0,413	0,439	0,426	P2O5	0,560	0,571	0,566
S	0,440	0,442	0,441	S	2,333	2,448	2,391
Cl	0,012	0,023	0,018	Cl	0,058	0,067	0,063
K2O	1,283	1,271	1,277	K2O	0,338	0,336	0,337
CaO	5,222	5,150	5,186	CaO	10,479	11,159	10,819
TiO2	0,814	0,874	0,844	TiO2	0,970	1,077	1,024
V	0,027	0,024	0,026	V	0,026	0,027	0,027
Cr	0,000	0,000	0,000	Cr	0,005	0,080	0,043

MnO	0,219	0,200	0,210	MnO	0,167	0,205	0,186
Fe2O3	11,094	11,032	11,063	Fe2O3	7,829	8,468	8,149
Co	0,000	0,007	0,004	Co	0,000	0,000	0,000
Ni	0,006	0,004	0,005	Ni	0,002	0,004	0,003
Cu	0,077	0,084	0,081	Cu	0,974	1,126	1,050
Zn	0,010	0,013	0,012	Zn	0,018	0,016	0,017
As	0,003	0,003	0,003	As	0,080	0,088	0,084
Se	0,000	0,000	0,000	Se	0,000	0,000	0,000
Rb	0,016	0,016	0,016	Rb	0,006	0,004	0,005
Sr	0,064	0,065	0,065	Sr	0,031	0,029	0,030
Y	0,009	0,008	0,009	Y	0,006	0,007	0,007
Zr	0,016	0,013	0,015	Zr	0,017	0,016	0,017
Nb	0,000	0,000	0,000	Nb	0,004	0,000	0,002
Mo	0,001	0,001	0,001	Mo	0,003	0,003	0,003
Ag	0,000	0,000	0,000	Ag	0,000	0,000	0,000
Cd	0,000	0,000	0,000	Cd	0,000	0,000	0,000
Sn	0,013	0,023	0,018	Sn	0,015	0,007	0,011
Sb	0,000	0,000	0,000	Sb	0,000	0,000	0,000
Ba	0,240	0,247	0,244	Ba	0,061	0,000	0,031
La	0,000	0,000	0,000	La	0,000	0,000	0,000
Ce	0,000	0,000	0,000	Ce	0,000	0,000	0,000
Hf	0,000	0,000	0,000	Hf	0,001	0,000	0,001
Ta	0,000	0,000	0,000	Ta	0,000	0,000	0,000
W	0,000	0,000	0,000	W	0,000	0,000	0,000
Pt	0,000	0,000	0,000	Pt	0,000	0,000	0,000
Au	0,000	0,000	0,000	Au	0,000	0,000	0,000
Hg	0,000	0,000	0,000	Hg	0,000	0,000	0,000
Tl	0,000	0,000	0,000	Tl	0,000	0,000	0,000
Pb	0,002	0,000	0,001	Pb	0,006	0,007	0,007
Bi	0,000	0,000	0,000	Bi	0,000	0,000	0,000
Th	0,000	0,000	0,000	Th	0,000	0,000	0,000
U	0,000	0,000	0,000	U	0,000	0,000	0,000

Tabla 11.4: Resultados de los análisis de fluorescencia rayos-X (XRF) de la zona altamente mineralizada.

Panel 1	FIC-CU-38-(1)	FIC-CU-38-(2)		Panel 2	FIC-CU-39-(5)	FIC-CU-39-(6)	
---------	---------------	---------------	--	---------	---------------	---------------	--

Elemento	Conc. (%)	Conc. (%)	Prom. (%)	Elemento	Conc. (%)	Conc. (%)	Prom. (%)
MgO	0,000	0,459	0,230	MgO	0,000	0,415	0,208
Al2O3	2,438	2,689	2,564	Al2O3	1,757	2,085	1,921
SiO2	14,208	14,235	14,222	SiO2	12,558	13,770	13,164
P2O5	0,474	0,478	0,476	P2O5	0,406	0,338	0,372
S	1,216	1,224	1,220	S	0,083	0,216	0,150
Cl	0,083	0,055	0,069	Cl	0,014	0,050	0,032
K2O	0,653	0,660	0,657	K2O	0,310	0,346	0,328
CaO	9,637	10,138	9,888	CaO	6,397	6,446	6,422
TiO2	0,890	0,948	0,919	TiO2	0,854	0,864	0,859
V	0,036	0,042	0,039	V	0,030	0,023	0,027
Cr	0,000	0,005	0,003	Cr	0,000	0,000	0,000
MnO	0,258	0,302	0,280	MnO	0,209	0,188	0,199
Fe2O3	9,447	10,430	9,939	Fe2O3	9,423	8,698	9,061
Co	0,000	0,000	0,000	Co	0,000	0,005	0,003
Ni	0,009	0,005	0,007	Ni	0,007	0,003	0,005
Cu	4,046	4,059	4,053	Cu	2,584	2,345	2,465
Zn	0,000	0,000	0,000	Zn	0,000	0,000	0,000
As	0,047	0,049	0,048	As	0,040	0,034	0,037
Se	0,000	0,000	0,000	Se	0,000	0,000	0,000
Rb	0,012	0,013	0,013	Rb	0,007	0,007	0,007
Sr	0,068	0,067	0,068	Sr	0,069	0,064	0,067
Y	0,010	0,011	0,011	Y	0,011	0,011	0,011
Zr	0,020	0,021	0,021	Zr	0,016	0,012	0,014
Nb	0,005	0,004	0,005	Nb	0,005	0,004	0,005
Mo	0,005	0,004	0,005	Mo	0,003	0,005	0,004
Pd	0,000	0,000	0,000	Rh	0,022	0,000	0,011
Ag	0,018	0,013	0,016	Pd	0,000	0,000	0,000
Cd	0,003	0,004	0,004	Ag	0,035	0,020	0,028
Sn	0,017	0,026	0,022	Cd	0,004	0,005	0,005
Sb	0,030	0,035	0,033	Sn	0,040	0,022	0,031
Ba	0,099	0,101	0,100	Sb	0,000	0,000	0,000
La	0,000	0,000	0,000	Ba	0,092	0,084	0,088
Ce	0,000	0,000	0,000	La	0,000	0,000	0,000
Hf	0,027	0,020	0,024	Ce	0,000	0,000	0,000
Ta	0,000	0,000	0,000	Hf	0,009	0,016	0,013
W	0,000	0,012	0,006	Ta	0,000	0,000	0,000

Pt	0,000	0,000	0,000	W	0,000	0,000	0,000
Au	0,000	0,000	0,000	Pt	0,000	0,000	0,000
Hg	0,000	0,000	0,000	Au	0,000	0,000	0,000
Tl	0,000	0,000	0,000	Hg	0,000	0,000	0,000
Pb	0,003	0,003	0,003	Tl	0,004	0,000	0,002
Bi	0,000	0,000	0,000	Pb	0,000	0,002	0,001
Th	0,004	0,004	0,004	Bi	0,000	0,000	0,000
U	0,000	0,000	0,000	Th	0,000	0,000	0,000
				U	0,000	0,000	0,000

Panel 3	FIC-CU-40-(3)	FIC-CU-40-(4)		Panel 4	FIC-CU-41-(7)	FIC-CU-41-(8)	
Elemento	Conc. (%)	Conc. (%)	Prom. (%)	Elemento	Conc. (%)	Conc. (%)	Prom. (%)
MgO	0,841	0,621	0,731	MgO	0,803	0,988	0,896
Al2O3	3,736	3,671	3,704	Al2O3	2,942	3,041	2,992
SiO2	19,852	18,484	19,168	SiO2	16,729	16,538	16,634
P2O5	0,425	0,500	0,463	P2O5	0,617	0,617	0,617
S	1,643	1,567	1,605	S	3,222	3,217	3,220
Cl	0,025	0,024	0,025	Cl	0,059	0,046	0,053
K2O	1,240	1,238	1,239	K2O	0,640	0,634	0,637
CaO	7,754	7,534	7,644	CaO	14,476	14,255	14,366
TiO2	1,087	1,098	1,093	TiO2	1,219	1,111	1,165
V	0,020	0,035	0,028	V	0,030	0,027	0,029
Cr	0,000	0,006	0,003	Cr	0,001	0,000	0,001
MnO	0,325	0,332	0,329	MnO	0,278	0,270	0,274
Fe2O3	11,323	11,706	11,515	Fe2O3	9,146	9,374	9,260
Co	0,000	0,000	0,000	Co	0,000	0,000	0,000
Ni	0,004	0,003	0,004	Ni	0,005	0,005	0,005
Cu	0,966	0,901	0,934	Cu	0,158	0,186	0,172
Zn	0,016	0,020	0,018	Zn	0,015	0,020	0,018
As	0,084	0,080	0,082	As	0,029	0,027	0,028
Se	0,000	0,000	0,000	Se	0,000	0,000	0,000
Rb	0,021	0,019	0,020	Rb	0,010	0,008	0,009
Sr	0,102	0,090	0,096	Sr	0,045	0,042	0,044
Y	0,012	0,009	0,011	Y	0,009	0,007	0,008
Zr	0,009	0,012	0,011	Zr	0,019	0,017	0,018
Nb	0,004	0,000	0,002	Nb	0,003	0,000	0,002

Mo	0,002	0,004	0,003	Mo	0,006	0,005	0,006
Ag	0,000	0,000	0,000	Ag	0,000	0,000	0,000
Cd	0,000	0,000	0,000	Cd	0,000	0,000	0,000
Sn	0,015	0,012	0,014	Sn	0,015	0,024	0,020
Sb	0,033	0,037	0,035	Sb	0,000	0,000	0,000
Ba	0,177	0,177	0,177	Ba	0,055	0,049	0,052
La	0,000	0,000	0,000	La	0,000	0,000	0,000
Ce	0,000	0,000	0,000	Ce	0,000	0,000	0,000
Hf	0,000	0,000	0,000	Hf	0,000	0,000	0,000
Ta	0,000	0,000	0,000	Ta	0,000	0,006	0,003
W	0,000	0,000	0,000	W	0,000	0,000	0,000
Pt	0,000	0,000	0,000	Pt	0,000	0,000	0,000
Au	0,000	0,000	0,000	Au	0,000	0,000	0,000
Hg	0,000	0,000	0,000	Hg	0,000	0,000	0,000
Tl	0,003	0,007	0,005	Tl	0,000	0,000	0,000
Pb	0,003	0,000	0,002	Pb	0,007	0,009	0,008
Bi	0,000	0,000	0,000	Bi	0,000	0,000	0,000
Th	0,000	0,000	0,000	Th	0,000	0,000	0,000
U	0,008	0,000	0,004	U	0,000	0,000	0,000

Panel 5	FIC-CU-42-(9)	FIC-CU-42-(10)		Panel 6	FIC-CU-43-(11)	FIC-CU-43-(12)	
Elemento	Conc. (%)	Conc. (%)	Prom. (%)	Elemento	Conc. (%)	Conc. (%)	Prom. (%)
MgO	0,690	0,000	0,345	MgO	1,295	0,000	0,648
Al2O3	1,587	1,615	1,601	Al2O3	3,349	3,404	3,377
SiO2	20,978	21,133	21,056	SiO2	19,690	20,013	19,852
P2O5	0,416	0,521	0,469	P2O5	0,460	0,475	0,468
S	6,629	7,242	6,936	S	2,323	2,249	2,286
Cl	0,032	0,043	0,038	Cl	0,008	0,036	0,022
K2O	0,142	0,146	0,144	K2O	0,689	0,702	0,696
CaO	6,938	7,722	7,330	CaO	11,730	11,234	11,482
TiO2	0,582	0,600	0,591	TiO2	1,236	1,245	1,241
V	0,014	0,021	0,018	V	0,031	0,033	0,032
Cr	0,000	0,007	0,004	Cr	0,000	0,000	0,000
MnO	0,077	0,074	0,076	MnO	0,239	0,230	0,235
Fe2O3	11,291	11,717	11,504	Fe2O3	9,966	9,833	9,900
Co	0,000	0,006	0,003	Co	0,000	0,000	0,000

Ni	0,003	0,004	0,004	Ni	0,006	0,004	0,005
Cu	4,227	4,610	4,419	Cu	0,862	0,889	0,876
Zn	0,000	0,000	0,000	Zn	0,018	0,017	0,018
As	0,029	0,030	0,030	As	0,020	0,018	0,019
Se	0,000	0,000	0,000	Se	0,000	0,000	0,000
Rb	0,000	0,000	0,000	Rb	0,011	0,012	0,012
Sr	0,024	0,023	0,024	Sr	0,059	0,055	0,057
Y	0,003	0,002	0,003	Y	0,008	0,008	0,008
Zr	0,009	0,010	0,010	Zr	0,021	0,022	0,022
Nb	0,000	0,000	0,000	Nb	0,004	0,005	0,005
Mo	0,006	0,005	0,006	Mo	0,002	0,002	0,002
Ag	0,010	0,000	0,005	Ag	0,000	0,000	0,000
Cd	0,000	0,000	0,000	Cd	0,005	0,003	0,004
Sn	0,015	0,017	0,016	Sn	0,019	0,011	0,015
Sb	0,000	0,000	0,000	Sb	0,000	0,000	0,000
Ba	0,000	0,000	0,000	Ba	0,065	0,074	0,070
La	0,000	0,000	0,000	La	0,000	0,000	0,000
Ce	0,000	0,000	0,000	Ce	0,000	0,000	0,000
Hf	0,012	0,027	0,020	Hf	0,000	0,000	0,000
Ta	0,000	0,000	0,000	Ta	0,009	0,000	0,005
W	0,011	0,011	0,011	W	0,000	0,000	0,000
Pt	0,000	0,000	0,000	Pt	0,000	0,000	0,000
Au	0,000	0,000	0,000	Au	0,000	0,000	0,000
Hg	0,000	0,000	0,000	Hg	0,000	0,000	0,000
Tl	0,000	0,000	0,000	Tl	0,006	0,000	0,003
Pb	0,011	0,012	0,012	Pb	0,010	0,013	0,012
Bi	0,000	0,000	0,000	Bi	0,000	0,000	0,000
Th	0,000	0,000	0,000	Th	0,000	0,000	0,000
U	0,000	0,000	0,000	U	0,000	0,000	0,000

Panel 7	FIC-CU-44-(13)	FIC-CU-44-(14)		Panel 8	FIC-CU-45-(15)	FIC-CU-45-(16)	
Elemento	Conc. (%)	Conc. (%)	Prom. (%)	Elemento	Conc. (%)	Conc. (%)	Prom. (%)
MgO	1,561	1,324	1,443	MgO	1,901	1,227	1,564
Al2O3	3,305	2,991	3,148	Al2O3	4,438	4,191	4,315
SiO2	16,771	16,537	16,654	SiO2	22,129	21,958	22,044
P2O5	0,620	0,639	0,630	P2O5	0,386	0,418	0,402

S	4,367	4,402	4,385	S	0,357	0,385	0,371
Cl	0,036	0,032	0,034	Cl	0,034	0,049	0,042
K2O	0,656	0,665	0,661	K2O	1,295	1,305	1,300
CaO	14,518	14,752	14,635	CaO	5,927	5,838	5,883
TiO2	1,122	1,032	1,077	TiO2	1,003	1,037	1,020
V	0,032	0,035	0,034	V	0,023	0,028	0,026
Cr	0,004	0,004	0,004	Cr	0,000	0,000	0,000
MnO	0,375	0,369	0,372	MnO	0,294	0,294	0,294
Fe2O3	9,994	9,977	9,986	Fe2O3	10,934	11,306	11,120
Co	0,000	0,000	0,000	Co	0,003	0,000	0,002
Ni	0,006	0,006	0,006	Ni	0,004	0,007	0,006
Cu	0,066	0,067	0,067	Cu	0,017	0,019	0,018
Zn	0,019	0,017	0,018	Zn	0,049	0,052	0,051
As	0,011	0,010	0,011	As	0,011	0,010	0,011
Se	0,000	0,000	0,000	Se	0,000	0,000	0,000
Rb	0,013	0,013	0,013	Rb	0,016	0,017	0,017
Sr	0,062	0,058	0,060	Sr	0,059	0,061	0,060
Y	0,009	0,010	0,010	Y	0,007	0,012	0,010
Zr	0,019	0,022	0,021	Zr	0,017	0,018	0,018
Nb	0,000	0,004	0,002	Nb	0,004	0,006	0,005
Mo	0,000	0,005	0,003	Mo	0,003	0,001	0,002
Ag	0,000	0,011	0,006	Ag	0,000	0,000	0,000
Cd	0,000	0,007	0,004	Cd	0,000	0,000	0,000
Sn	0,000	0,006	0,003	Sn	0,006	0,011	0,009
Sb	0,000	0,000	0,000	Sb	0,000	0,000	0,000
Ba	0,000	0,099	0,050	Ba	0,126	0,093	0,110
La	0,000	0,000	0,000	La	0,000	0,000	0,000
Ce	0,000	0,000	0,000	Ce	0,000	0,000	0,000
Hf	0,000	0,000	0,000	Hf	0,000	0,000	0,000
Ta	0,000	0,000	0,000	Ta	0,000	0,000	0,000
W	0,000	0,000	0,000	W	0,000	0,000	0,000
Pt	0,000	0,000	0,000	Pt	0,000	0,000	0,000
Au	0,000	0,000	0,000	Au	0,000	0,000	0,000
Hg	0,000	0,000	0,000	Hg	0,000	0,000	0,000
Tl	0,004	0,000	0,002	Tl	0,000	0,005	0,003
Pb	0,008	0,007	0,008	Pb	0,014	0,014	0,014
Bi	0,000	0,000	0,000	Bi	0,000	0,007	0,004
Th	0,000	0,000	0,000	Th	0,000	0,000	0,000

U	0,000	0,000	0,000	U	0,000	0,000	0,000
---	-------	-------	-------	---	-------	-------	-------

Panel 9	FIC-CU-46-(17)	FIC-CU-46-(18)		Panel 10	FIC-CU-47-(19)	FIC-CU-47-(20)	
Elemento	Conc. (%)	Conc. (%)	Prom. (%)	Elemento	Conc. (%)	Conc. (%)	Prom. (%)
MgO	1,906	1,849	1,878	MgO	1,598	1,344	1,471
Al2O3	3,873	4,197	4,035	Al2O3	3,853	3,885	3,869
SiO2	21,327	21,714	21,521	SiO2	22,030	22,397	22,214
P2O5	0,489	0,490	0,490	P2O5	0,422	0,338	0,380
S	0,366	0,375	0,371	S	0,290	0,249	0,270
Cl	0,029	0,045	0,037	Cl	0,015	0,000	0,008
K2O	1,258	0,131	0,695	K2O	1,031	1,030	1,031
CaO	6,943	7,019	6,981	CaO	6,072	6,275	6,174
TiO2	0,916	1,005	0,961	TiO2	1,019	1,004	1,012
V	0,033	0,032	0,033	V	0,028	0,027	0,028
Cr	0,006	0,010	0,008	Cr	0,000	0,000	0,000
MnO	0,276	0,295	0,286	MnO	0,278	0,273	0,276
Fe2O3	10,758	10,990	10,874	Fe2O3	11,952	11,477	11,715
Co	0,001	0,000	0,001	Co	0,000	0,000	0,000
Ni	0,006	0,006	0,006	Ni	0,006	0,006	0,006
Cu	0,065	0,068	0,067	Cu	0,346	0,342	0,344
Zn	0,025	0,026	0,026	Zn	0,022	0,020	0,021
As	0,004	0,004	0,004	As	0,001	0,003	0,002
Se	0,000	0,000	0,000	Se	0,000	0,000	0,000
Rb	0,017	0,018	0,018	Rb	0,014	0,014	0,014
Sr	0,060	0,059	0,060	Sr	0,064	0,065	0,065
y	0,010	0,009	0,010	Y	0,010	0,012	0,011
Zr	0,015	0,017	0,016	Zr	0,017	0,018	0,018
Nb	0,003	0,005	0,004	Nb	0,003	0,004	0,004
Mo	0,003	0,004	0,004	Mo	0,001	0,001	0,001
Ag	0,011	0,000	0,006	Ag	0,000	0,000	0,000
Cd	0,000	0,000	0,000	Cd	0,000	0,000	0,000
Sn	0,023	0,019	0,021	Sn	0,021	0,005	0,013
Sb	0,000	0,000	0,000	Sb	0,000	0,000	0,000
Ba	0,083	0,095	0,089	Ba	0,076	0,097	0,087
La	0,000	0,000	0,000	La	0,000	0,000	0,000
Ce	0,000	0,000	0,000	Ce	0,000	0,000	0,000

Hf	0,000	0,000	0,000	Hf	0,000	0,000	0,000
Ta	0,000	0,000	0,000	Ta	0,000	0,000	0,000
W	0,000	0,000	0,000	W	0,000	0,000	0,000
Pt	0,000	0,000	0,000	Pt	0,000	0,000	0,000
Au	0,000	0,000	0,000	Au	0,000	0,000	0,000
Hg	0,000	0,000	0,000	Hg	0,000	0,000	0,000
Tl	0,000	0,000	0,000	Tl	0,000	0,000	0,000
Pb	0,017	0,017	0,017	Pb	0,015	0,013	0,014
Bi	0,000	0,000	0,000	Bi	0,000	0,000	0,000
Th	0,000	0,000	0,000	Th	0,000	0,000	0,000
U	0,004	0,000	0,002	U	0,000	0,000	0,000

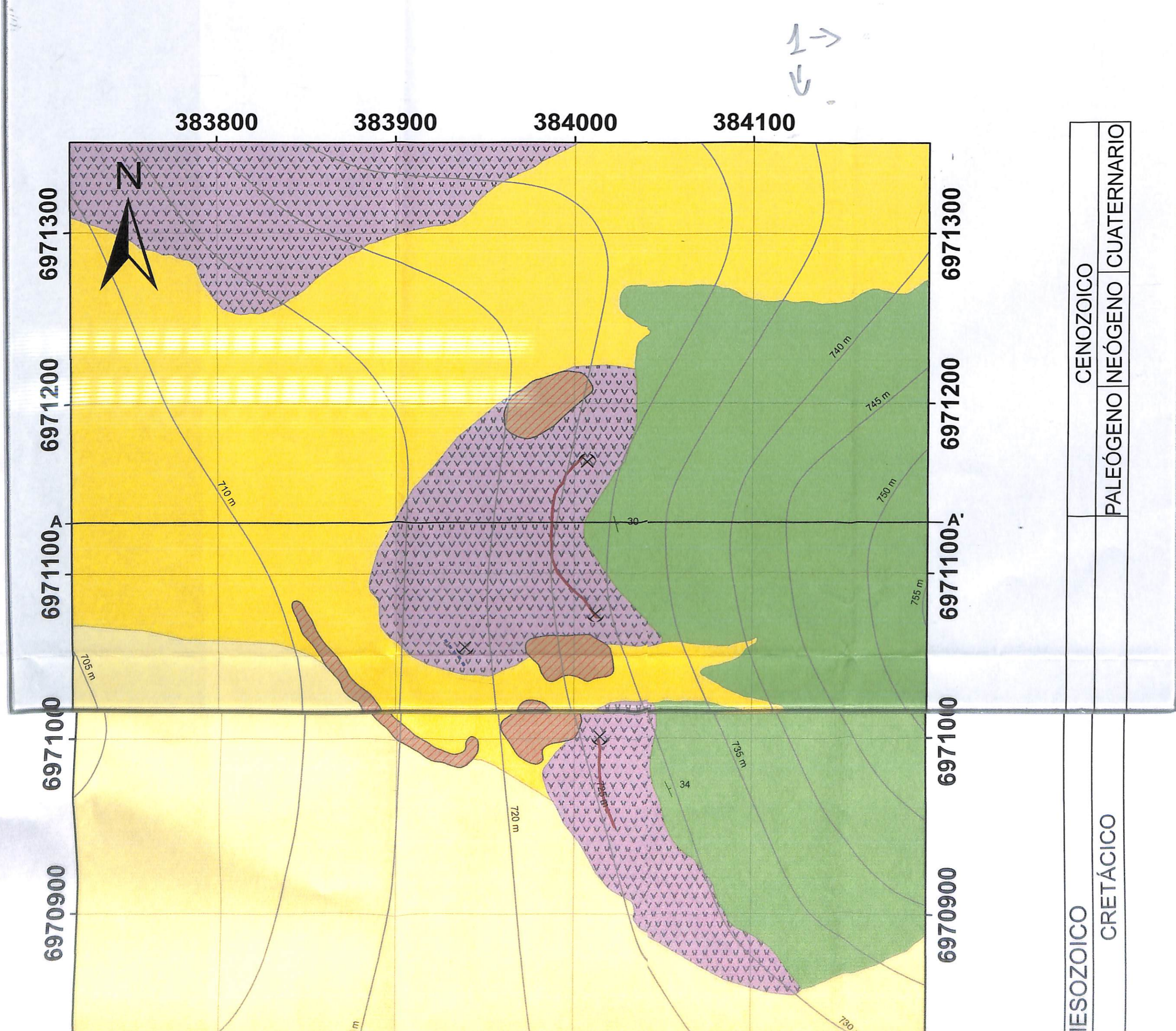
Panel 11	FIC-CU-48-(39)	FIC-CU-48-(40)		Panel 12	FIC-CU-49-(35)	FIC-CU-49-(36)	
Elemento	Conc. (%)	Conc. (%)	Prom. (%)	Elemento	Conc. (%)	Conc. (%)	Prom. (%)
MgO	2,108	3,347	2,728	MgO	0,707	0,786	0,747
Al2O3	4,105	4,865	4,485	Al2O3	5,663	5,169	5,416
SiO2	22,660	25,075	23,868	SiO2	26,900	26,061	26,481
P2O5	0,394	0,449	0,422	P2O5	0,515	0,479	0,497
S	0,309	0,303	0,306	S	0,351	0,307	0,329
Cl	0,011	0,012	0,012	Cl	0,029	0,000	0,015
K2O	1,418	1,526	1,472	K2O	2,446	2,367	2,407
CaO	4,314	4,698	4,506	CaO	5,263	5,214	5,239
TiO2	0,937	0,946	0,942	TiO2	0,980	0,957	0,969
V	0,026	0,024	0,025	V	0,033	0,027	0,030
Cr	0,000	0,000	0,000	Cr	0,004	0,000	0,002
MnO	0,257	0,275	0,266	MnO	0,262	0,262	0,262
Fe2O3	11,068	11,464	11,266	Fe2O3	10,419	10,291	10,355
Co	0,000	0,009	0,005	Co	0,004	0,000	0,002
Ni	0,005	0,005	0,005	Ni	0,006	0,007	0,007
Cu	0,062	0,063	0,063	Cu	0,029	0,031	0,030
Zn	0,020	0,023	0,022	Zn	0,023	0,025	0,024
As	0,004	0,004	0,004	As	0,005	0,005	0,005
Se	0,000	0,000	0,000	Se	0,000	0,000	0,000
Rb	0,021	0,017	0,019	Rb	0,025	0,027	0,026
Sr	0,084	0,069	0,077	Sr	0,100	0,102	0,101

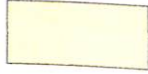



Y	0,011	0,009	0,010	Y	0,008	0,009	0,009
Zr	0,010	0,014	0,012	Zr	0,009	0,008	0,009
Nb	0,000	0,005	0,003	Nb	0,000	0,003	0,002
Mo	0,000	0,003	0,002	Mo	0,000	0,001	0,001
Ag	0,013	0,000	0,007	Ag	0,008	0,000	0,004
Cd	0,003	0,000	0,002	Cd	0,000	0,000	0,000
Sn	0,015	0,005	0,010	Sn	0,006	0,004	0,005
Sb	0,000	0,000	0,000	Sb	0,000	0,000	0,000
Ba	0,184	0,156	0,170	Ba	0,248	0,261	0,255
La	0,055	0,000	0,028	La	0,000	0,000	0,000
Ce	0,000	0,000	0,000	Ce	0,013	0,000	0,007
Hf	0,000	0,000	0,000	Hf	0,000	0,000	0,000
Ta	0,000	0,007	0,004	Ta	0,000	0,000	0,000
W	0,000	0,000	0,000	W	0,000	0,000	0,000
Pt	0,000	0,000	0,000	Pt	0,000	0,000	0,000
Au	0,000	0,000	0,000	Au	0,000	0,000	0,000
Hg	0,000	0,000	0,000	Hg	0,000	0,000	0,000
Tl	0,004	0,000	0,002	Tl	0,000	0,000	0,000
Pb	0,002	0,002	0,002	Pb	0,000	0,000	0,000
Bi	0,000	0,000	0,000	Bi	0,000	0,000	0,000
Th	0,000	0,000	0,000	Th	0,000	0,000	0,000
U	0,003	0,003	0,003	U	0,000	0,001	0,001

Panel 13	FIC-CU-50-(37)	FIC-CU-50-(38)		Panel 14	FIC-CU-51-(33)	FIC-CU-51-(34)	
Elemento	Conc. (%)	Conc. (%)	Prom. (%)	Elemento	Conc. (%)	Conc. (%)	Prom. (%)
MgO	0,672	0,000	0,336	MgO	1,298	1,420	1,359
Al2O3	2,406	2,432	2,419	Al2O3	4,416	4,328	4,372
SiO2	19,213	19,272	19,243	SiO2	22,043	22,578	22,311
P2O5	0,435	0,430	0,433	P2O5	0,492	0,503	0,498
S	3,996	3,958	3,977	S	0,618	0,603	0,611
Cl	0,100	0,078	0,089	Cl	0,036	0,033	0,035
K2O	0,270	0,265	0,268	K2O	0,617	0,627	0,622
CaO	4,851	4,825	4,838	CaO	8,169	8,094	8,132
TiO2	0,853	0,860	0,857	TiO2	1,235	1,221	1,228
V	0,031	0,030	0,031	V	0,044	0,048	0,046
Cr	0,004	0,007	0,006	Cr	0,009	0,010	0,010

MnO	0,141	0,140	0,141	MnO	0,248	0,240	0,244
Fe2O3	10,872	10,770	10,821	Fe2O3	11,351	11,181	11,266
Co	0,000	0,000	0,000	Co	0,000	0,001	0,001
Ni	0,009	0,008	0,009	Ni	0,005	0,004	0,005
Cu	11,851	11,999	11,925	Cu	2,879	2,875	2,877
Zn	0,000	0,000	0,000	Zn	0,000	0,000	0,000
As	0,079	0,080	0,080	As	0,023	0,023	0,023
Se	0,000	0,000	0,000	Se	0,000	0,000	0,000
Rb	0,004	0,005	0,005	Rb	0,009	0,009	0,009
Sr	0,022	0,022	0,022	Sr	0,045	0,043	0,044
Y	0,003	0,003	0,003	Y	0,011	0,010	0,011
Zr	0,015	0,014	0,015	Zr	0,023	0,023	0,023
Nb	0,000	0,000	0,000	Nb	0,004	0,000	0,002
Mo	0,000	0,002	0,001	Mo	0,003	0,002	0,003
Ag	0,000	0,000	0,000	Ag	0,000	0,000	0,000
Cd	0,000	0,004	0,002	Cd	0,000	0,000	0,000
Sn	0,023	0,018	0,021	Sn	0,012	8,000	4,006
Sb	0,031	0,034	0,033	Sb	0,000	0,000	0,000
Ba	0,000	0,000	0,000	Ba	0,073	0,097	0,085
La	0,000	0,000	0,000	La	0,000	0,000	0,000
Ce	0,000	0,000	0,000	Ce	0,000	0,000	0,000
Hf	0,000	0,000	0,000	Hf	0,000	0,000	0,000
Ta	0,000	0,000	0,000	Ta	0,000	0,000	0,000
W	0,011	0,017	0,014	W	0,000	0,000	0,000
Pt	0,000	0,000	0,000	Pt	0,000	0,000	0,000
Au	0,000	0,000	0,000	Au	0,000	0,000	0,000
Hg	0,000	0,000	0,000	Hg	0,000	0,000	0,000
Tl	0,000	0,002	0,001	Tl	0,000	0,000	0,000
Pb	0,004	0,005	0,005	Pb	0,000	0,000	0,000
Bi	0,000	0,000	0,000	Bi	0,000	0,000	0,000
Th	0,000	0,000	0,000	Th	0,000	0,000	0,000
U	0,000	0,000	0,000	U	0,000	0,000	0,000

# GEOLOGÍA DEL SECTOR MINA LA CULEBRA COMPRENDIDO ENTRE LAS COORDENADAS UTM NOR



-  **Depósitos aluviales**  
Depósitos aluviales moderadamente consolidados y mal seleccionados
-  **Depósitos aluviales antiguos**  
Depósitos aluviales antiguos consolidados y mal seleccionados
-  **Unidad sedimentaria**  
Sucesión sedimentaria clara que aflora al este del área del estudio. La unidad volcánica andesítica. La unidad está compuesta por ortoconglomerados y paraconglomerados de color pardo amarillento a subredondeado a subredondeado, inmaduro de color pardo rojiza de gran tamaño a subredondeado, inmaduro de color pardo amarillento con fragmentos que varían de 1 cm a 30 cm en una matriz arenosa o limosa. Los monomicticos son de color pardo andesítica de tamaños moderados a subredondeados, contenidos
-  **Unidad volcánica andesítica**

MESOZOICO	CRETÁCICO
	CENOZOICO
	PALEÓGENO   NEÓGENO   CUATERNARIO

# A - REGIÓN DE ATACAMA - CHILE

## RTE 6970713 - 6971354 ESTE 383627 - 384199

← 2  
↓

### LEYENDA

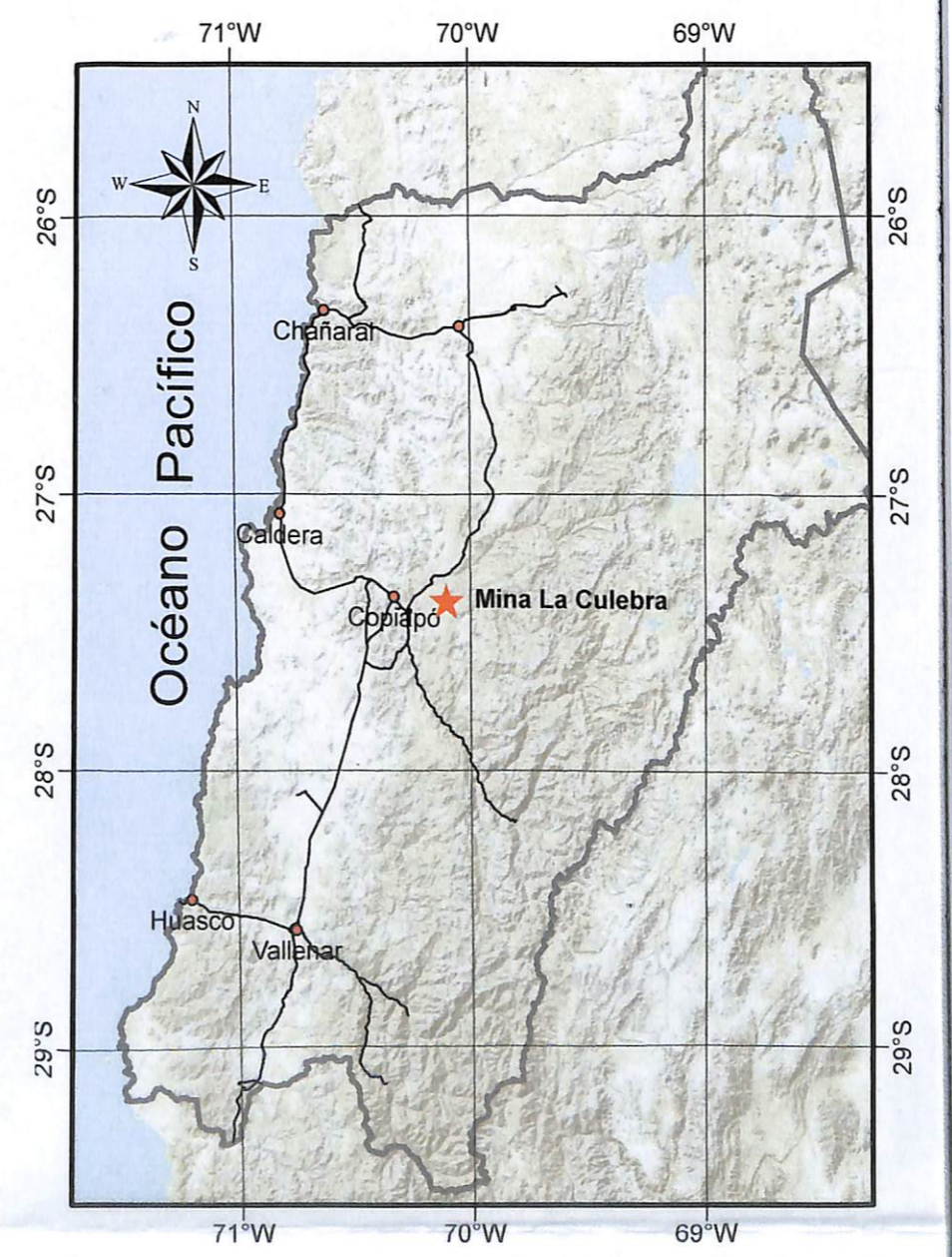
**Modernos (Holoceno)**  
 rnos compuestos de gravas, arenas y limos, no  
 onados.

**Antiguos (Pleistoceno)**  
 uos compuestos de gravas, arenas y limos, no  
 onados.

**Clástica (Cretácico inferior-superior)**  
 estica de aproximadamente 90 m de potencia, que  
 estudio y sobreyace en discordancia de erosión sobre  
 uesta de arcosas, grauvacas feldespáticas,  
 conglomerados monomícticos. Las arcosas son de  
 de grano fino, bien seleccionada, con clastos  
 eado, madura. Las grauvacas feldespáticas son de  
 o fino, bien seleccionadas, con clastos subangulares  
 ra. Los ortoconglomerados monomícticos son de  
 n clastos de composición andesítica, de tamaños  
 m y de subangulares a subredondeados, contenidos  
 e grano medio a grueso. Los paraconglomerados  
 e grisáceo a pardo rojizo, con clastos de composición  
 e varían de 3 mm a 1 cm y de subangulares a  
 s en una matriz arenosa grano medio.

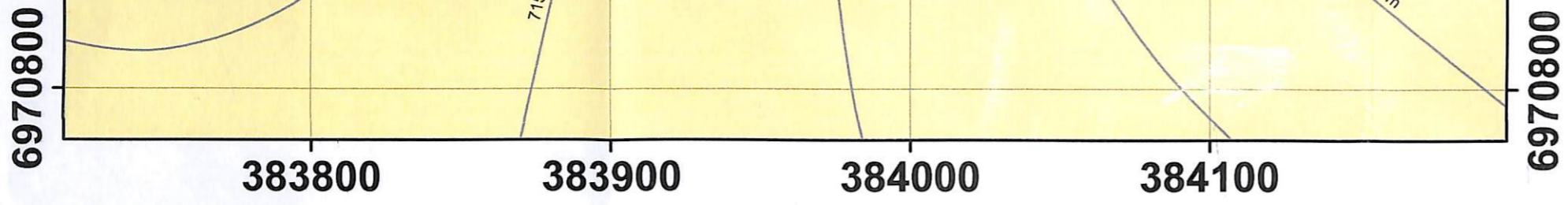
**Clástica (Cretácico inferior)**

### MAPA DE UBICACIÓN



### SIMBOLOGÍA

- Rumbo y manto de estratos
- ▨ Desmonte minero
- ..... Falla cubierta



DATUM WGS 1984 19S



1:2.000

↑  
3 →

MES

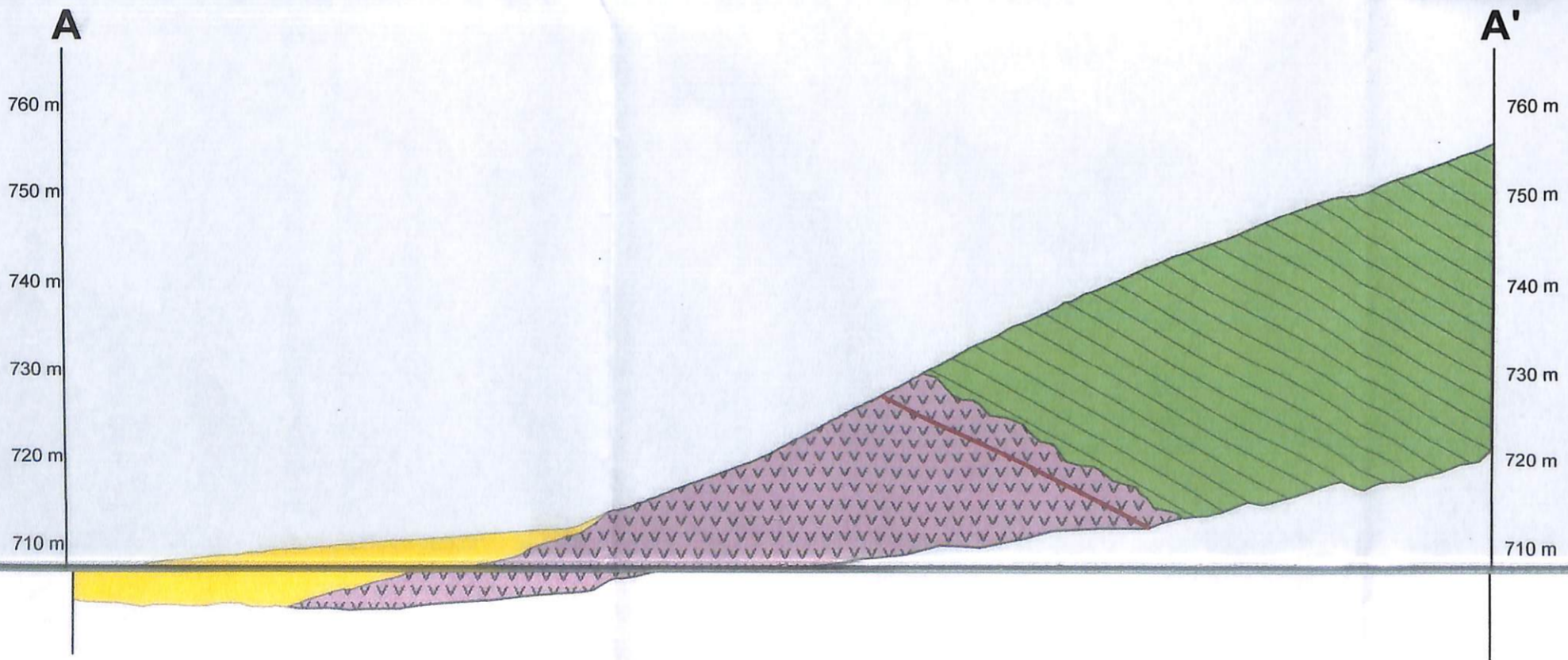


Unidad volcánica and

Andesitas gris oscuras que  
discordancia de erosión a la  
La andesita presenta una  
cm), ortopiroxeno y opaco  
oscura y está compuesta  
minerales opacos. En la pa  
abundantes vesículas y am

PERFIL A - A'

DECLINAC



LEYENDA PERFIL A - A'

- Depósitos aluviales antiguos
- Unidad sedimentaria clástica
- Unidad volcánica andesítica

SIMBOLOGÍA

- Zona mineralizada

MODELO MAG  
VARIAC

GNÉTICO

## esítica (Cretácico inferior)

se afloran al este del área de estudio y subyacen en la unidad sedimentaria clástica.

textura porfídica y minerales de plagioclasas (< 1,5 s. La masa fundamental afanítica es de color gris de microlitos de plagioclasas, vidrio volcánico y en la parte superior de la unidad se encuentran sectores con breccias rellenas con calcita.

4  
↑  
←

----- Falla cubierta

— Zona mineralizada

⊗ Labor minera activa

⊗ Labor minera inactiva

## CIÓN MAGNÉTICA

NORTE MAGNÉTICO  
1° 39' W  
NORTE GEOGRÁFICO



Universidad de Atacama  
Facultad de Ingeniería  
Departamento de Geología



MAGNÉTICO MUNDIAL (2015)  
CIÓN ANUAL 10' W

## GEOLOGÍA DEL SECTOR MINA LA CULEBRA - REGIÓN DE ATACAMA - CHILE

Comprendido entre las coordenadas UTM  
Norte 6970713 - 6971354 Este 383627 - 384199