



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

DISTRIBUCIÓN DE LA ALTERACIÓN HIDROTERMAL Y SU RELACIÓN CON MINERALIZACIÓN DE COBRE EN EL ÁREA DE CHIVATO, REGIÓN DE ATACAMA, NORTE DE CHILE.

MEMORIA PARA OPTAR AL TÍTULO DE GEÓLOGO
BENJAMÍN OBERREUTER GALLARDO

PROFESOR GUÍA:
JUAN CARLOS CASTELLI SANDOVAL

MIEMBROS DE LA COMISIÓN:
BRIAN TOWNLEY CALLEJAS
KATJA DECKART

Estudio financiado por Quantum Pacific Exploration
SANTIAGO DE CHILE
2017

**RESUMEN DE LA MEMORIA PARA
OPTAR AL TÍTULO DE GEÓLOGO
POR: Benjamín Oberreuter Gallardo
FECHA: 13 Enero 2007
PROFESOR GUÍA: Juan Carlos Castelli**

**DISTRIBUCIÓN DE LA ALTERACIÓN HIDROTHERMAL Y
SU RELACIÓN CON MINERALIZACIÓN DE COBRE EN EL ÁREA DE CHIVATO,
REGIÓN DE ATACAMA, NORTE DE CHILE.**

El sector Chivato es un blanco de exploración de cobre, ubicado en la cordillera de la Costa, región de Atacama. El área de estudio cuenta con escasos antecedentes geológicos: no hay información publicada sobre unidades intrusivas aflorantes, rocas metamórficas, o de alteración hidrotermal presente. Se verifica la presencia de mineralización de cobre al encontrar al menos 10 lugares con labores de pequeña minería y trabajo de pirquineros.

El objetivo principal del presente trabajo consiste en delimitar en superficie la distribución de sistemas de alteración hidrotermal en el sector de Chivato y establecer sus relaciones espaciales y temporales con mineralización de cobre de los tipos IOCG y PCD.

Se elaboró un mapa geológico y de alteración a escala 1:25.000 de la zona de estudio, entre las coordenadas UTM 7.060.000 – 7.052.000N y 388.000 – 400.000E y se confeccionaron 2 secciones geológicas W-E. Se realizaron descripciones petrográficas para caracterizar las distintas formaciones y unidades litológicas reconocidas. Se colectaron muestras para realizar análisis geoquímico y caracterizar químicamente las unidades intrusivas y alteración hidrotermal.

En el sector de Chivato se determinó la existencia de cuatro fases intrusivas principales: Diorita, Monzonita, Tonalita y Granodiorita, las cuales no habían sido documentadas. Se describe un basamento metamórfico el cual presenta texturas que indican una profundidad de formación de al menos 8km.

Se reconocieron dos estructuras principales: La Falla Chivato y un anticlinal que afecta a un miembro de rocas epiclásticas de la Fm. Punta del Cobre. La falla Chivato es interpretada como una escama gruesa con orientación N30°E, que es la estructura más relevante del sector, presentando evidencias de deformación normal e inversa desde antes del Triásico. Se interpreta que el ascenso de los magmas, que constituyen los intrusivos del área de estudio, fue controlado por esta falla, al igual que los fluidos de alteración hidrotermal. El anticlinal se interpreta asociado al acortamiento producido por la inversión tectónica en el Cretácico Inferior.

Las principales alteraciones hidrotermales identificadas en la zona corresponden a silicificación y alteración a Clorita-Epidota. La primera muestra un fuerte control estructural, asociado a la falla Chivato, mientras la segunda está presente en gran parte del área de estudio.

Con datos obtenidos de análisis geoquímicos, se determinó que una zona de silicificación intensa no corresponde a una litocapa de un pórfido cuprífero, sino más bien a una zona de hidrolisis típica de los sistemas IOCG. Datos obtenidos sobre los tipos de intrusivos y tipos de alteración hidrotermal permiten interpretar la presencia de un sistema tipo IOCG para el área de Chivato.

Agradecimientos

En primer lugar, quiero agradecer al profesor Juan Carlos Castelli por re-encantarme con la geología y haberme guiado en la etapa final de mi carrera, aconsejando tanto en el ámbito profesional como en el personal.

Agradecer también a la compañía Quantum Pacific Exploration, por haberme dado la oportunidad de realizar mi memoria con ellos. Personas como José Fuentealba, McLean Trott, Daniel Müller, Augusto Mont y Graeme Cameron, siempre se hicieron el tiempo para ayudarme.

A mi compañero de memoria y amigo Eduardo Cortés, quién me apoyó y acompañó en este proceso final de nuestras carreras.

A Blanca por toda su gestión y buena onda, salvándome siempre.

Y a mi familia y todos mis seres queridos que me han ayudado a crecer, sin ustedes, no sería yo.

Tabla de contenido

1.	Introducción.....	1
1.1	Introducción.....	1
1.2	Generalidades e hipótesis de trabajo.....	2
1.3	Objetivos.....	3
1.3.1	Objetivo General.....	3
1.3.2	Objetivos Específicos.....	3
1.4	Ubicación y accesos.....	4
1.5	Metodología.....	5
1.6	Trabajos anteriores.....	6
2	Marco Geológico.....	8
2.1	Introducción.....	8
2.2	Rocas estratificadas.....	8
2.3	Rocas intrusivas.....	16
2.4	Estructuras.....	21
2.5	Geología económica.....	23
3	Antecedentes teóricos.....	25
3.4	Introducción.....	25
3.5	Alteración hidrotermal y mineralización (Pirajno, 2009).....	25
3.5.1	Definición de alteración hidrotermal.....	25
3.5.2	Factores que controlan la alteración hidrotermal.....	25
3.5.3	Procesos de alteración hidrotermal.....	25
3.5.4	Tipos de alteración hidrotermal.....	26
3.5.5	Mineralización (Pirajno, 2009).....	29
3.6	Introducción a yacimientos IOCG.....	29
3.6.1	Introducción.....	29
3.6.2	Tipos de alteración.....	29
3.6.3	Mineralización.....	30
3.7	Introducción a yacimientos PCD.....	31
3.7.1	Introducción.....	31
3.7.2	Tipos de alteración.....	31
3.7.3	Mineralización.....	33
4	Geología distrital.....	35
4.1	Introducción.....	35
4.2	Rocas estratificadas.....	35

4.2	Rocas intrusivas	44
	Interpretación:.....	49
4.3	Estructuras	50
4.4	Mapa y secciones geológicas.....	53
5	Alteraciones y mineralización de Chivato.....	56
5.1.1	Introducción.....	56
5.1.2	Alteraciones	56
6.	Geoquímica: Análisis y resultados	64
6.1	Introducción	64
6.2	Resultados	65
7.	Discusiones.....	69
7.1	Sobre potencial sistema PCD.....	69
7.2	Sobre potencial para sistema IOCG.....	70
8.	Conclusiones y recomendaciones	71
8.1	Conclusiones	71
8.2	Recomendaciones	71
9.	Bibliografía.....	72
	Anexos.....	75

Índice de figuras

Figura 1.1: Ubicación de yacimientos cercanos al área de estudio..	2
Figura 1.2: Área de Chivato, ubicada en la región de Atacama Norte de Chile.....	4
Figura 1.3: Rutas de acceso desde Diego de Almagro a la zona de estudio.....	4
Figura 1.4: Mapa de litología y alteración de Chivato, QPX 2015	7
Figura 2.1: Columnas estratigráficas esquemáticas de la formación La Negra.....	9
Figura 2.2: Columna litoestratigráfica esquemática de la Formación Punta del Cobre	11
Figura 2.3: Área de estudio en la carta Quebrada Salitrosa (1:100.000).....	12
Figura 2.4: Relación de contacto entre el Grupo Chañarcillo y Formación Punta del Cobre.	13
Figura 2.5: Columna estratigráfica del Grupo Chañarcillo.	14
Figura 2.6: Distribución del Grupo Chañarcillo y de Fm. La Negra.....	15
Figura 2.7: Extracto de Mapa geológico de Campo 2	17
Figura 2.8: Rangos de edades de formación y unidades	20
Figura 2.9: Sistemas de fallas que afectan el área de estudio.	21
Figura 2.10: Principales yacimientos de cobre formados en el Cretácico para el norte de Chile.	23
Figura 2.11: Evolución tectonomagmática de las subprovincias metalogenéticas del Mesozóico	24
Figura 3.1: Clasificación de las alteraciones hidrotermales	28
Figura 3.2: Modelo de distribución en profundidad de alt. hidrotermal para sistemas IOCG.	30
Figura 3.3: Representación esquemática de una secuencia generalizada de alteración - mineralización en sistemas de pórfido Cu.....	32
Figura 3.4: Patrón de zonación generalizado para depósitos de pórfido Cu telescópico.	33
Figura 4.1: Columna estratigráfica esquemática de Formación Punta del Cobre..	38
Figura 4.2: Esquema de evolución de la cuenca donde se depositó la Fm. Punta del Cobre.	40
Figura 4.3: Tabla de edades de formación relativa.....	49
Figura 4.4: Historia de movimiento de Falla Chivato..	51
Figura 4.5: Mapa geológico a escala 1:25.000 elaborado para el presente trabajo.	53
Figura 4.6: Perfil A.....	54
Figura 4.7: Perfil B.	55
Figura 5.1: Distribución de la alteración hidrotermal tipo silíceo.	56
Figura 5.2: Distribución de la alteración hidrotermal Clorita-Epidota.....	60
Figura 5.3: Mapa de alteración hidrotermal del sector Chivato.	63
Figura 6.1: Diagrama AFM	65
Figura 6.2: Diagrama de índice de alcalinidad vs porcentaje de SiO ₂	66
Figura 6.3: Diferenciación de tipos de granito..	67
Figura 6.4: Diagrama de discriminación de alteraciones IOCG (Montreuil et al 2013)..	68
Figura 6.5: Contenido (en partes por millón) de elementos traza.	68
Figura 7.1: Zonación de elementos traza en torno a un sistema tipo pórfido cuprífero .	69

Índice de fotografías

Fotografía 1 Afloramiento del Basamento Metamórfico..	36
Fotografía 2: Roca del miembro a. de la Formación Punta del Cobre.	41
Fotografía 3: Roca del miembro a. de la Formación Punta del Cobre 2	42
Fotografía 4: Gravas de Atacama.	43
Fotografía 5: Roca de la Unidad Diorítica.....	45
Fotografía 6: Contacto plano entre Fm. P. del Cobre (izq.) y unidad Monzonítica (der.).....	46
Fotografía 7: Roca de la Unidad Monzonítica.....	47
Fotografía 8: Roca de la Unidad Granodiorítica.	48
Fotografía 9: Roca silicificada, asignada a Punta del Cobre.	57
Fotografía 10: Alteración silíceo observada en corte transparente.	58
Fotografía 11: Relictos de una antigua mina de sílice ubicada en el centro del área de estudio... ..	58
Fotografía 12: Vetas de specularita con óxidos de cobre.	59
Fotografía 13: Microfoto de unidad Monzonita.	61
Fotografía 14: Microfoto de muestra 20019554. Intrusivo hipabisal diorítico.	61
Fotografía 15: Vetas de óxidos de hierro, cortando Punta del Cobre.....	62
Fotografía 16: Brecha hidrotermal con matriz de specularita y mineralización de crisocola.....	62

1. Introducción

1.1 Introducción

El presente trabajo de memoria de título se enmarca en el “Proyecto Chivato”, el cual es parte del programa de exploración por mineral de cobre realizado por la Compañía Quantum Pacific Exploration (QPX) y cuenta con la aprobación del geólogo jefe de proyecto Augusto Mont y el profesor guía Juan Carlos Castelli.

La compañía QPX explora yacimientos de los tipos pórfidos cupríferos (PCD Porphyry Copper Deposit) y óxidos de hierro-cobre-oro (IOCG Iron-Oxide-Copper-Gold).

Este trabajo busca establecer y caracterizar la distribución de alteración hidrotermal en el sector de Chivato, en un área de 64 km², y su relación con mineralización de cobre.

1.2 Generalidades e hipótesis de trabajo

El área de estudio del presente trabajo se ubica entre coordenadas UTM 7.052.000 – 7.060.000N y 368.000 – 380.000E (Figura 1.1).

En el área de estudio, mineralización de cobre se verifica con la ocurrencia de al menos 10 lugares con labores de pequeña minería y trabajo de pirquineros. Además, en las vecindades del proyecto se encuentran las faenas mineras de Palmira, Victoria, Los Negritos y San Miguel de tipo IOCG y también la mina de hierro Rodados Negros. A menos de 20 Km se ubican importantes yacimientos de cobre como Mantoverde, Santo Domingo Sur (Ambos IOCG) e Inca de Oro (Pórfido Cuprífero).

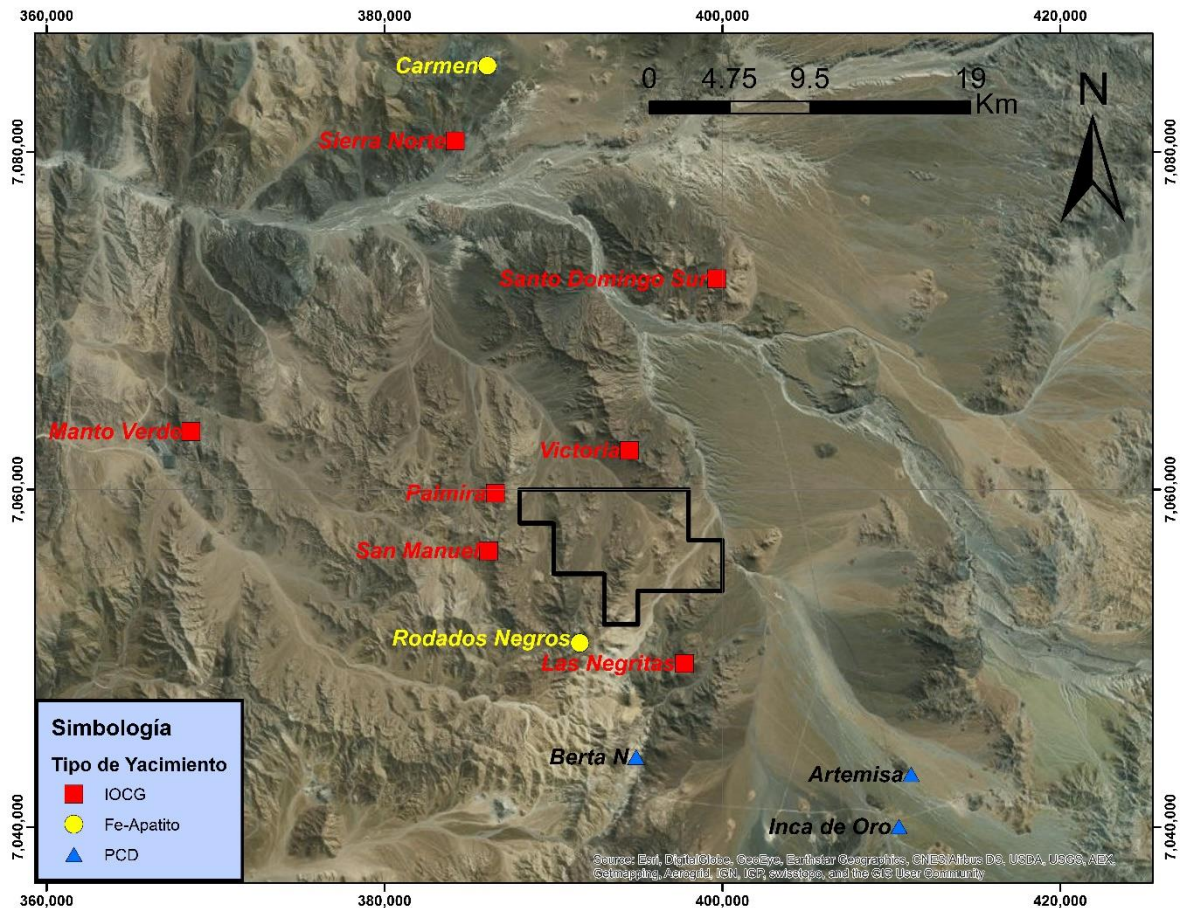


Figura 1.1: Ubicación de yacimientos cercanos al área de estudio. Los de tipo IOCG están señalados en rojo, los de tipo PCD en triángulos azules y de Hierro en amarillo. En negro se ubica la propiedad minera del área de estudio.

Las rocas que afloran en el sector de Chivato corresponden principalmente a la Formación Punta del Cobre, asignadas al Jurásico Superior – Cretácico inferior por Lara y Godoy (carta Quebrada Salitrosa 1:100.000, Sernageomin 1998). Dicha Formación está constituida principalmente por lavas y volcanoclastitas andesíticas junto a diversos cuerpos intrusivos que la intruyen, de características intermedias de edad Cretácica Inferior (Lara y Godoy, 1998). Este contexto conforma un marco geológico apropiado para el emplazamiento de depósitos tipo IOCG (Oyarzun et al. 1999), (Sillitoe, 2003), por una buena permeabilidad primaria de la Fm. Punta del Cobre y la presencia de cuerpos intrusivos de edades 130 – 110 Ma., asociados a la ocurrencia de estos tipos

de depósitos. (Sillitoe, 2003). Además, el este del área de estudio presenta una intensa silicificación con presencia de vetas de hematita y specularita.

En este contexto, las hipótesis de trabajo son:

- Dada las evidencias de alteración hidrotermal existente y la ocurrencia de actividad minera de pequeña escala, existe en el área un distrito de tipo IOCG.
- La zona de alteración silíceo corresponde a un lithocap de un pórfido cuprífero.
- Con los resultados obtenidos será posible definir los tipos de depósitos que pueden ocurrir como también vectores que permitan establecer el potencial de exploración.

1.3 Objetivos

1.3.1 Objetivo General

Delimitar en superficie la distribución de sistemas de alteración hidrotermal presentes en la zona y establecer sus relaciones espaciales y temporales con mineralización de cobre de los tipos IOCG y PCD.

1.3.2 Objetivos Específicos

1. Caracterizar y delimitar las zonas de alteración aflorantes y definir con petrografía y geoquímica si corresponden a sistemas IOCG o PCD.
2. Comparar y validar estos resultados con modelos geoquímicos de distritos y yacimientos conocidos de IOCG o PCD de edad Cretácico Inferior.
3. Establecer factores relevantes que puedan ser utilizados como guías de exploración para depósitos del tipo IOCG y PCD.

1.4 Ubicación y accesos

El área de estudio se encuentra ubicada en la región de Atacama, aproximadamente a 130 km por carretera al noreste de Copiapó (ver figura 1.2).

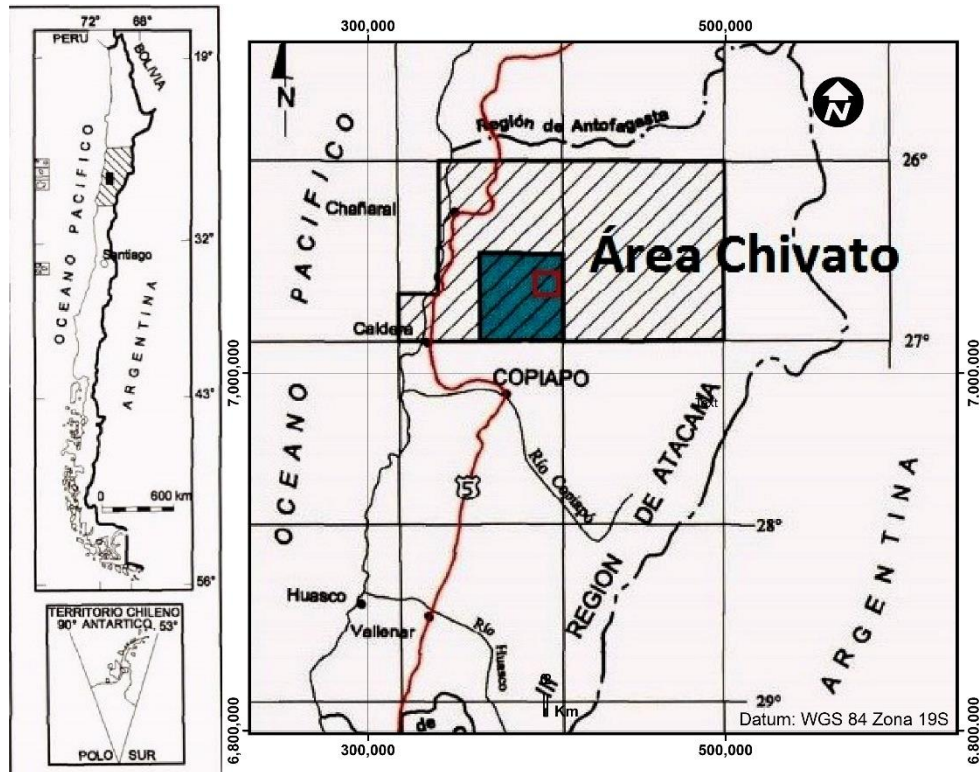


Figura 1.2: Área de Chivato, enmarcada en rojo, ubicada en la región de Atacama Norte de Chile.

Se puede acceder desde la ciudad Diego de Almagro, ubicada a 20km al noreste de la zona de estudio, a través de 2 rutas señaladas en la figura 1.3:



Figura 1.3: Rutas de acceso desde Diego de Almagro a la zona de estudio (polígono rojo).

1.5 Metodología

1. El primer mes de trabajo fue enfocado en 3 puntos principales: estudio bibliográfico, capacitaciones y planificación de campañas de terreno que se detalla más abajo:
 - a) El estudio bibliográfico consistió principalmente en recopilar y estudiar información geológica sobre las unidades aflorantes en la zona de estudio como también conceptos teóricos sobre yacimientos de tipo IOCG y PCD.
 - b) Las capacitaciones realizadas fueron: Seguridad en terreno, junto con la elaboración de un plan para emergencias, y el aprendizaje de utilización de los software GVMapper e IOGas para la recolección y tratamiento de datos geológicos.
2. Se realizó una campaña de terreno de 10 días, de adquisición de datos geológicos y recolección de muestras para análisis geoquímico. Para las muestras obtenidas se usó control interno de calidad utilizado por la compañía QPX.
3. Posterior a la campaña, se editó y analizó los datos colectados, para refinar los mapas de litología, alteración y secciones geológicas realizados en terreno.
4. Se realizaron análisis de cortes transparentes para describir litologías y texturas.
5. Se analizaron muestras de terreno mediante TERRASPEC (Laboratorio de QPX) e ICP-MS (Laboratorio ALS – Santiago, Chile) para identificar minerales de alteración, tipos de intrusivos, patrones de zonación de elementos y concentraciones anómalas de elementos.
6. Con análisis e interpretación de datos de terreno y laboratorios, se elaboran conclusiones, se redacta el informe y se presenta el trabajo realizado.

1.6 Trabajos anteriores

A continuación se listan trabajos anteriores con sus principales aportes a la zona de estudio.

1. Emplacement of plutonic complexes, strain and strain partitioning in the Coastal Cordillera, (25°-27° S) (Grocott & Wilson, 1996) reconoce y data el plutón Remolino en 125Ma, al sur del área de estudio.
2. Carta geológica Quebrada Salitrosa a escala 1:100.000 (Lara y Godoy, 1998). Definen el Grupo Punta del Cobre y datan los depósitos coluviales inactivos de la zona. donde dataron con K-Ar en biotita una intercalación de cenizas, obteniendo una edad de $2,9 \pm 0,4$.
3. La Falla Chivato: Borde oriental del, plutonismo asociado al sistema de falla Atacama (Godoy et al., 1997) estudiaron la falla Chivato, donde concluyen que es una falla subvertical y con rumbo NNE.
4. Benavides (2008) crea una guía de exploración de IOCG en el área de Mantoverde, (depósito alojado en el grupo Punta del Cobre, cercano a Copiapó, Chile) utilizando razones molares de Na/Al y K/Al en roca total, las cuales indican grado de alteración. Combinando esto con $\delta^{18}O$ y δD característicos tanto para IOCGs, como zonas estériles, distingue alteración o metamorfismo regional, de alteración hidrotermal. Esta guía fue diseñada para centros localizados en terrenos volcano-plutónicos calco-alcalinos de subducción, con metamorfismo débil, como sería el área de estudio.
5. Minera Inmet Chile S.A., proyecto Chivato (2012) definieron zonas con afinidad de sistemas IOCG y PCD dentro del área de estudio.
6. El año 2015, Quantum Pacific Exploration realiza un mapa de litología y alteración en la zona de estudio (Ver figura 1.4).
7. El curso de Geología de Campo 2, del departamento de geología de la Universidad de Chile, en el semestre de primavera del año 2015, realizó un mapa geológico a escala 1:25.000 (Ver anexo A) abordando la zona de estudio e identificando unidades intrusivas no documentadas en la hoja Quebrada Salitrosa.

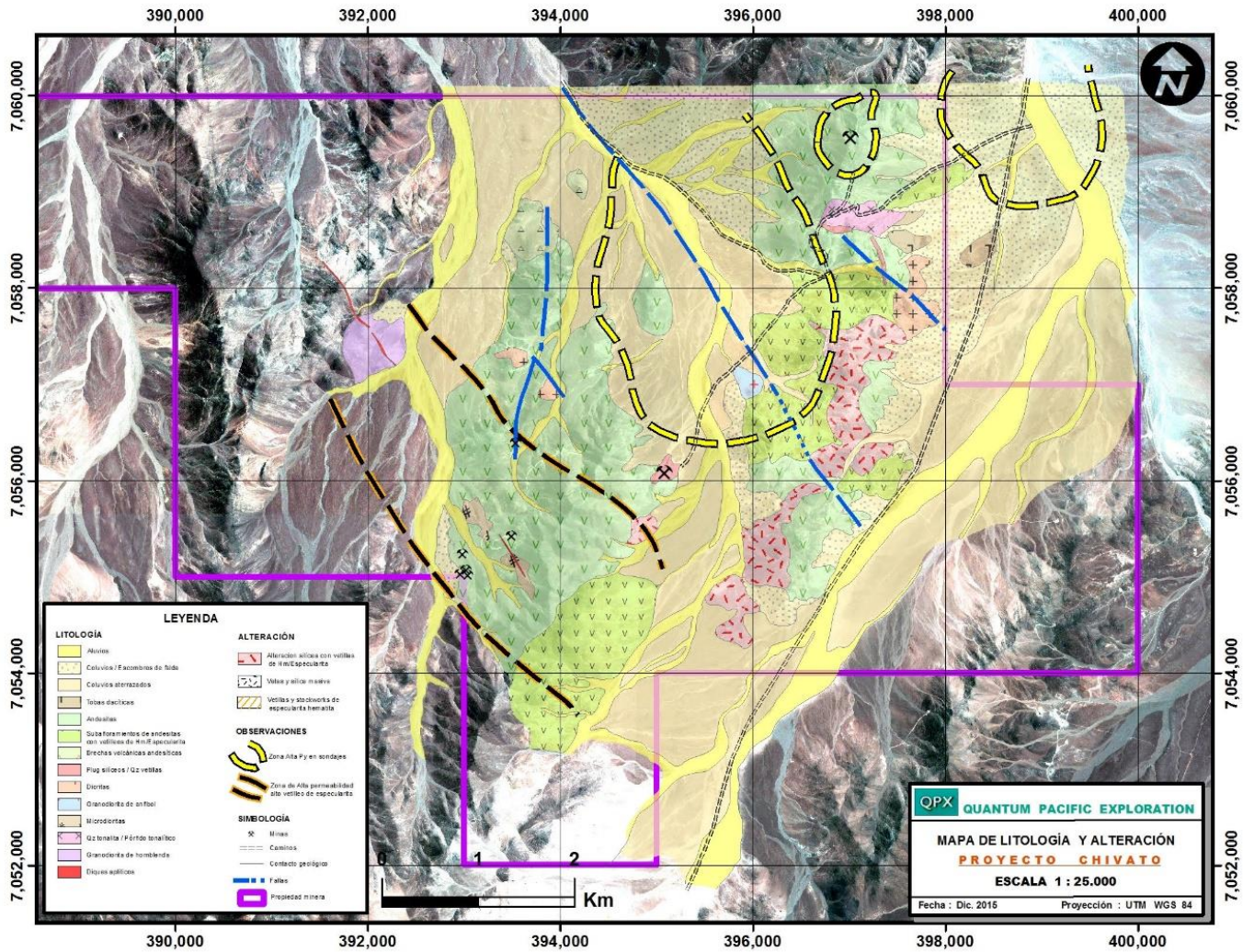


Figura 1.4: Mapa de litología y alteración de Chivato, QPX 2015

2 Marco Geológico

2.1 Introducción

El marco geológico ha sido extraído principalmente de la Hoja Quebrada Salitrosa 1:100.000 (Lara y Godoy, 1998), de la tesis de magíster “Hidrogeología e hidrogeoquímica de aguas subterráneas en el distrito Inca de Oro, región de Atacama: procesos de interacción agua-roca y dispersión geoquímica” (Soto, 2010) y del curso de Geología de Campo 2 de la Universidad de Chile, en el semestre de primavera del año 2015.

En el área de estudio, la Hoja Quebrada Salitrosa, indica la existencia de la Formación Punta del Cobre (Figura 2.3). A 1 km al sur del área, afloran también la Formación La Negra, que según indica la hoja, infrayace a Punta del Cobre, con un contacto gradual y el plutón Remolino, que intruye las unidades recién mencionadas. 10 km al norte de la zona de estudio, en la Hoja Diego de Almagro y Chañaral, aflora la Formación Chañarcillo (Figura 2.6), que sobreyace a la Formación Punta del Cobre. El rasgo estructural más importante es el Sistema de Fallas de Atacama, ubicado a 25 Km al oeste del área de estudio.

Los antecedentes existentes sobre las unidades intrusivas que afloran en el área provienen de un trabajo, no publicado, realizado por el curso de Geología de Campo 2 de la Universidad de Chile, (primavera 2015). Estos antecedentes corresponden a descripciones petrográficas de las unidades intrusivas y a la ubicación de sus afloramientos. Se describieron al menos 4 tipos de intrusivos distintos y fueron interpretados como distintos pulsos de una misma cámara magmática. Se observa en la figura 2.7 la disposición de los intrusivos.

2.2 Rocas estratificadas

En la zona de estudio afloran rocas de la Formación Punta del Cobre, gravas de atacama y sedimentos no consolidados. Sin embargo por su relevancia para la historia geológica, y cercanía al área de estudio, se describen también la Formaciones La Negra y Chañarcillo. Se describe las rocas estratificadas de más antigua a más joven.

2.2.1 Formación La Negra (García, 1967): (Figuras 2.3 y 2.6)

Localidad tipo: Descrita en la quebrada La Negra, al noroeste de la región de Atacama.

Distribución: La formación aflora de forma discontinua en una franja entre ramas del sistema de Fallas de Atacama, formando “roof pendants” en tonalitas del plutón Remolino. En la zona oriental de la Hoja Quebrada Salitrosa (ver figura 2.3) (Lara y Godoy, 1998), al sur del área de estudio, ocurre como una franja longitudinal de orientación noreste, limitada, al oeste, por la Falla Chivato. (Lara y Godoy, 1998).

Litología: Son rocas volcánicas intermedias afaníticas, con intercalaciones de rocas epiclásticas y sedimentarias. Las lavas son de color negro, con pátinas de oxidación rojizas. Las litologías predominantes corresponden a andesitas, basaltos de olivino, brechas volcánicas, conglomerados y areniscas.

Estructuras internas: Afloran bancos métricos de volcarenitas de clastos andesíticos de laminación plana, indicando sedimentación de alto régimen de flujo. (Lara y Godoy, 1998). Comúnmente, la superficie de contacto entre los flujos de lava es vidriosa, oxidada y contienen

texturas de flujo. Areniscas epiclásticas forman lentes de espesor variable entre 5 y más de 100cm, comúnmente laminados. (Parada, 2007)

Relaciones de contacto: La Formación se apoya concordantemente sobre la Fm. Pan de Azúcar de edad Hettangiana a Sinemuriana Superior o en discordancia angular sobre el Complejo Epimetamórfico Chañaral (Lara y Godoy, 1998) e infrayace concordantemente a la Fm. Punta del Cobre.

Espesor: Godoy y Lara (1998) miden una potencia de 2400 m, que corresponde a un nivel basal de conglomerados de 400 metros, bajo una secuencia volcánica de 2000 m de lavas andesíticas con intercalaciones piroclásticas. Esta medida fue tomada 20 km al norte de la zona de estudio, en la parte sur de la Hoja Diego de Almagro y Chañaral 1:100.000 (Godoy y Lara, 1998).

Edades: Su edad se acota entre el Jurásico Medio al Jurásico Tardío por contener un horizonte con fauna Bajociana en su nivel base (Lara y Godoy, 1998) y su edad mínima está restringida por la relación de intrusión con el Plutón Agua del Sol (ca.150 Ma). (Lara y Godoy, 1998)

Columna tipo publicada:

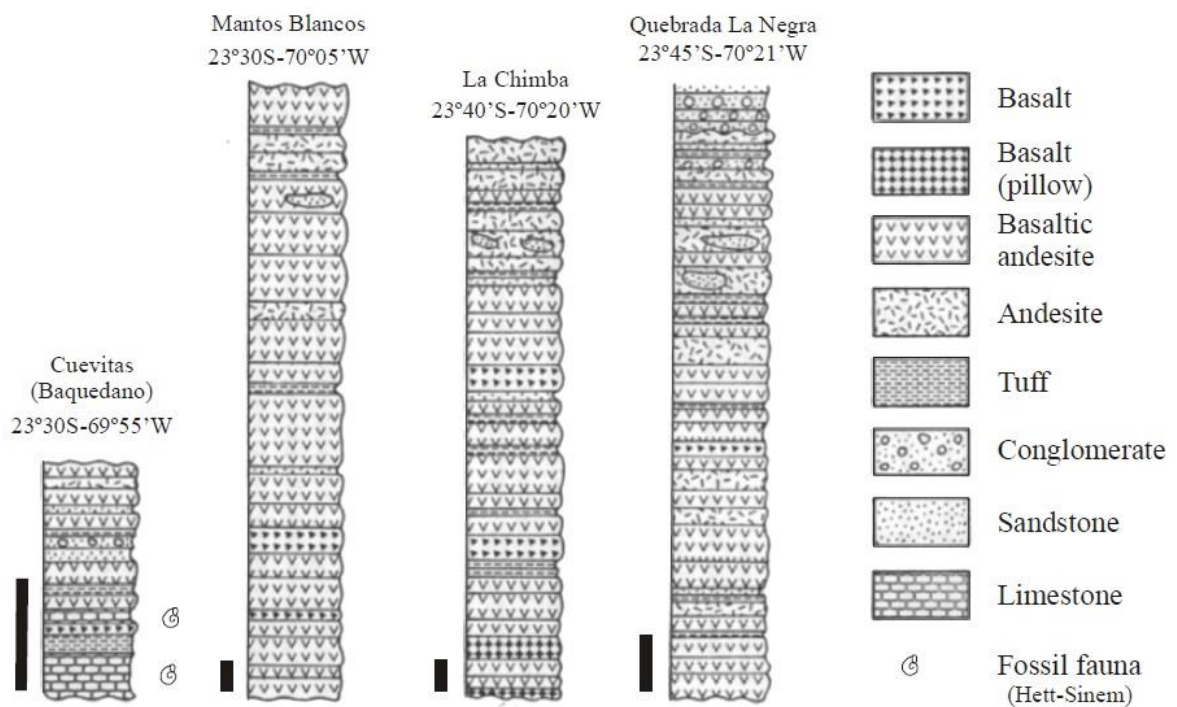


Figura 2.1: Columnas estratigráficas esquemáticas de la Formación La Negra en su localidad tipo (Quebrada La Negra) y sus alrededores, cerca de Antofagasta. Las barras de escala vertical corresponden a 200 m. Cuevitas corresponde a la parte inferior de La Negra, Mantos Blancos y La Chimba a la parte media, y Quebrada La Negra a la parte superior. Extraído de Oliveros (2005).

2.2.2 Formación Punta del Cobre (Segerstrom y Ruiz, 1962): (Figura 2.3)

Localidad tipo: Descrita en la cuenca del río Copiapó.

Distribución: En la hoja Quebrada Salitrosa, aflora en toda el área de estudio (ver figura 2.3), exceptuando los valles con material no consolidado. (Lara y Godoy, 1998).

Litología: Secuencia de rocas volcánicas con niveles subordinados de tobas y brechas tobáceas. Esta formación incluye principalmente a ignimbritas, riolíticas y dacíticas, y lavas andesíticas y dacíticas, cubiertas por niveles sedimentarios detríticos. Se reconocen dos niveles estratigráficos (Lara y Godoy, 1998): un nivel inferior volcánico compuesto predominantemente por lavas andesíticas porfíricas de piroxeno y/o hornblenda e intercalaciones de areniscas tobáceas, y un nivel superior sedimentario-volcánico compuesto de areniscas finas a medias con intercalaciones volcánicas.

Estructuras internas: Depósitos piroclásticos presentan estructuras de flujo laminar. Conglomerados y brechas volcánicas presentan una estratificación pobre, que contiene intercalaciones de sedimentos de grano fino como limonitas, arenitas, areniscas gruesas y microconglomerados, generalmente del orden de 10 a 40 m de espesor. También presentan lentes de rocas volcánicas masivas, de composición basáltica a andesítica.

Relaciones de contacto: En la parte oriental de la Hoja Quebrada Salitrosa, en las cabeceras de las quebradas de las Ánimas, Guamanga y Salitrosa, sobreyace concordantemente a lavas asignadas a la Formación La Negra (Matthews et al., 2005).

Espesor: En la parte oriental de la Hoja Quebrada salitrosa, en las cabeceras de las quebradas de las Ánimas, Guamanga y Salitrosa, aflora con un espesor cercano a los 2000 m (Lara y Godoy, 1998).

Edades: Sobre la base de las relaciones estratigráficas, se le asigna una edad Jurásica Superior a Cretácica Inferior (Lara y Godoy, 1998). En el distrito minero Candelaria-Punta del Cobre, se obtuvo una edad de 131.3 ± 1.4 Ma., mediante U-Pb en zircones de una andesita en la base de la Formación (Pop et al., 2000).

Columna tipo publicada:

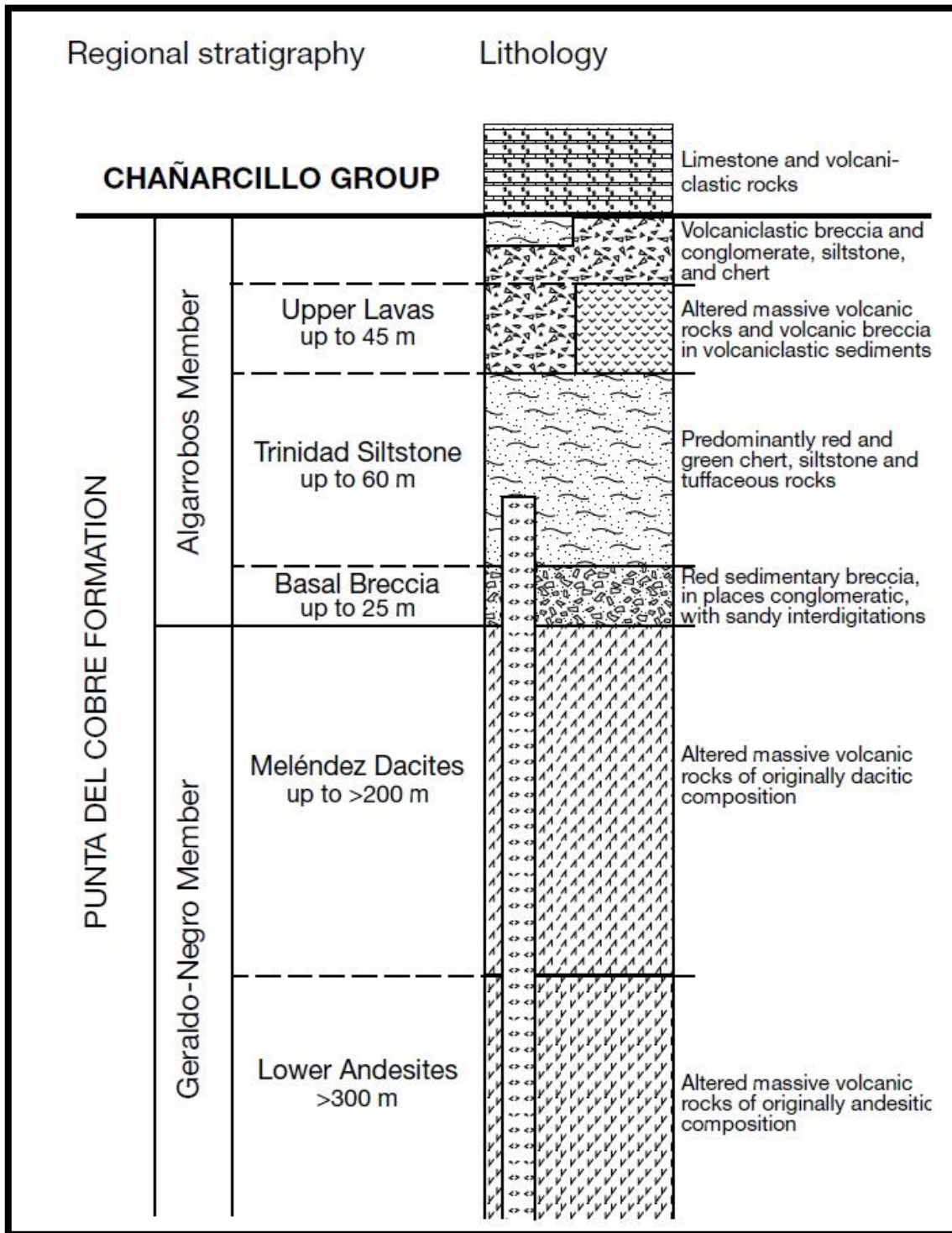


Figura 2.2: Columna litoestratigráfica esquemática de la Formación Punta del Cobre, realizada en el distrito IOCG Punta del Cobre. Extraído de (Marschik & Fontboté, 2001)

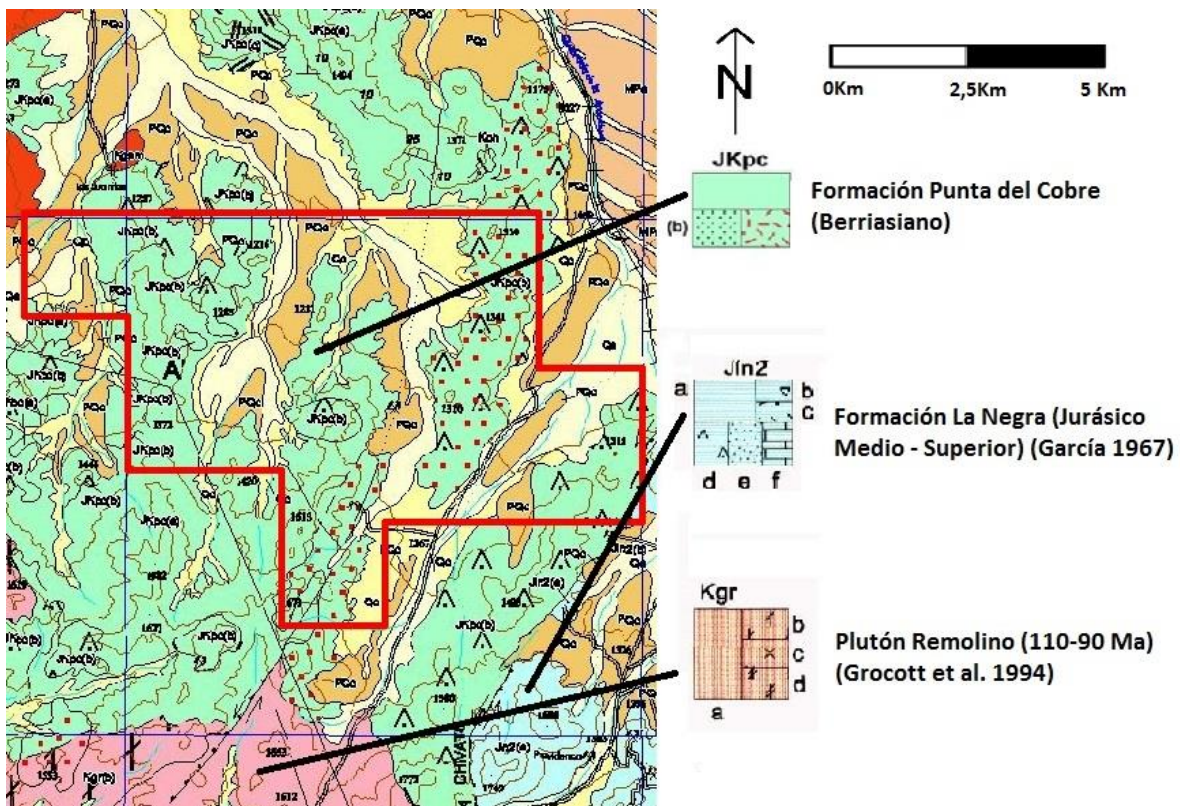


Figura 2.3: En rojo, el área de estudio en la carta Quebrada Salitrosa (1:100.000), donde aflora la Formación Punta del Cobre. Al sur del área, y cercana a ella, afloran rocas del plutón Remolino y de la Formación La Negra.

2.2.3 Grupo Chañarcillo (Seegerstrom & Parker, 1959) (Figura 2.6):

Localidad Tipo: Definido por Seegerstrom y Parker en el valle del río Copiapó.

Distribución: El Grupo Chañarcillo aflora aproximadamente 10 km al norte de la zona de estudio, como se observa en la figura 2.6.

Litología: Se reconocen dentro de este grupo: calizas micríticas, calizas micríticas fosilíferas, conglomerados calcáreos con/sin fragmentos de fósiles, calizas micríticas bioturbadas y micritas. Hacia el techo se observa una gradación hacia rocas con mayor contenido clástico, gradando a lutitas calcáreas. (Curso Geología de Campo 2 Primavera 2015 Universidad de Chile, 2015).

Estructuras internas: El Grupo Chañarcillo presenta bioturbación y nódulos de chert (Lara y Godoy, 1998). Los conglomerados calcáreos presentan estructuras de flujos turbulentos. Las calizas micríticas presentan bioturbación, estratificación planar de alto régimen de flujo y estratificación cruzada planar y en artesas (Curso Geología de Campo 2 Primavera 2015 Universidad de Chile, 2015).

Relaciones de contacto: El Grupo engrana lateralmente y se disponen sobre (ver Figura 2.4) la Formación Punta del Cobre (Matthews et al., 2005). En la geología estructural de la hoja geológica Quebrada Salitrosa (Lara y Godoy, 1998), mencionan que hay sectores donde el contacto con Punta del Cobre es por falla.

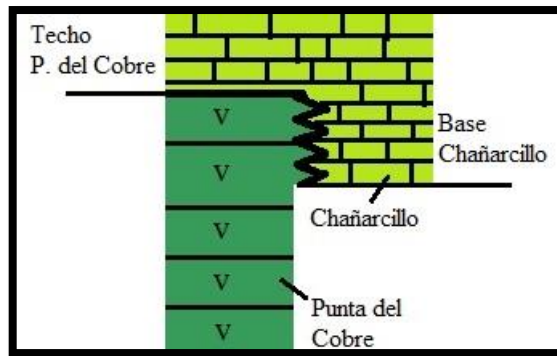


Figura 2.4: Relación de contacto entre el Grupo Chañarcillo y Formación Punta del Cobre. Se observa Chañarcillo engranando lateralmente y dispuesto sobre Fm. Punta del Cobre.

Espesor: Al sureste de la Quebrada el Desierto en la Hoja Quebrada Salitrosa (Lara y Godoy, 1998) este grupo presenta un espesor de 300m. Mientras que al sur del cerro Tres Puntas en la Hoja Inca de Oro (Cornejo, 2006), el Grupo Chañarcillo presenta un espesor de 400m.

Edad: Según Moraga (Moraga, 1977), las calizas contienen *Thurmanniceras* sp., *Cuyaniceras* sp. Y *Ancyloceratidae* del Berriasiano-Barremiano (Cretácico Inferior).

Columna tipo publicada:

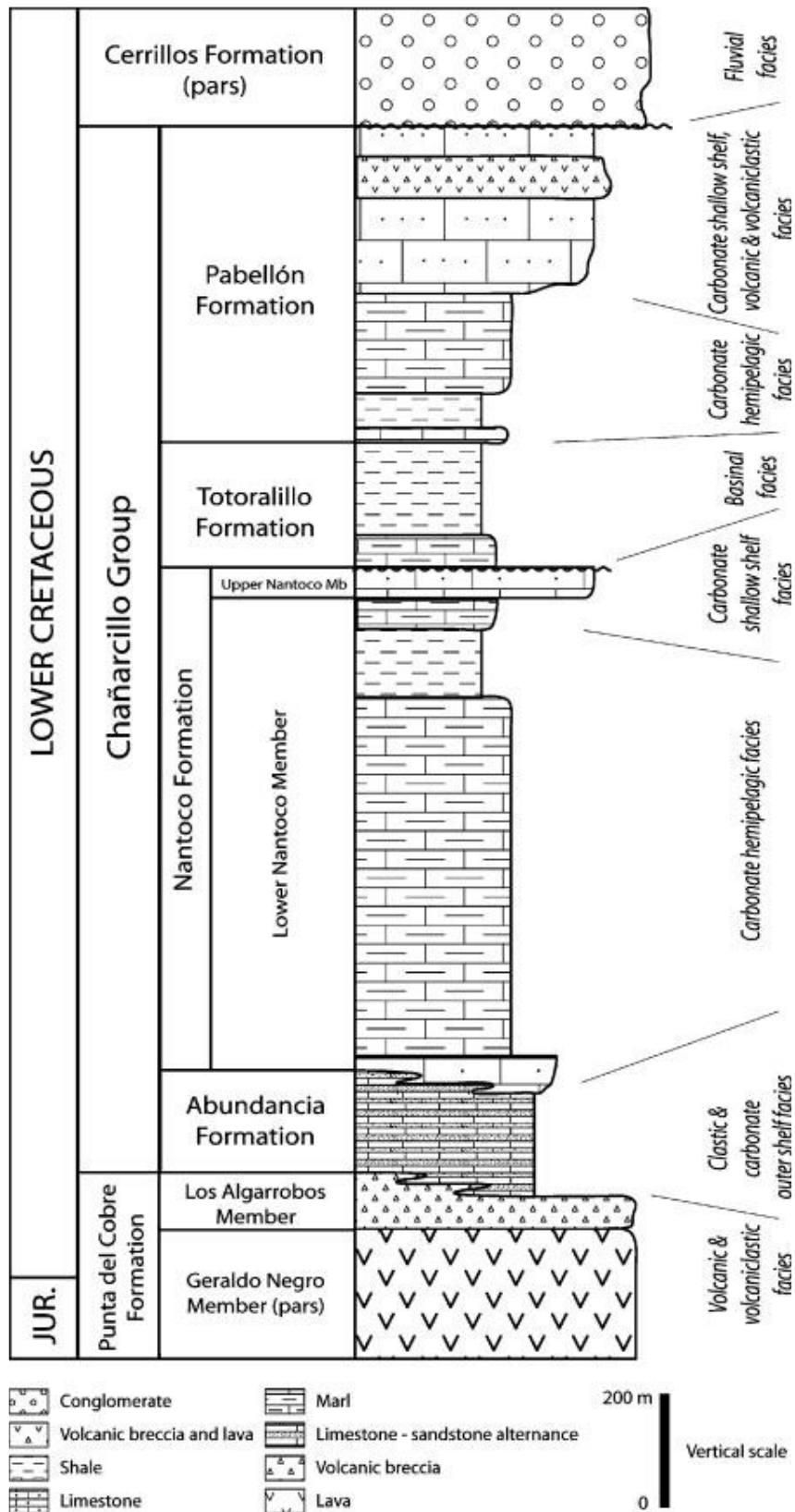


Figura 2.5: Columna estratigráfica del Grupo Chañarcillo. Extraída de (Aguirre et al., 2007).

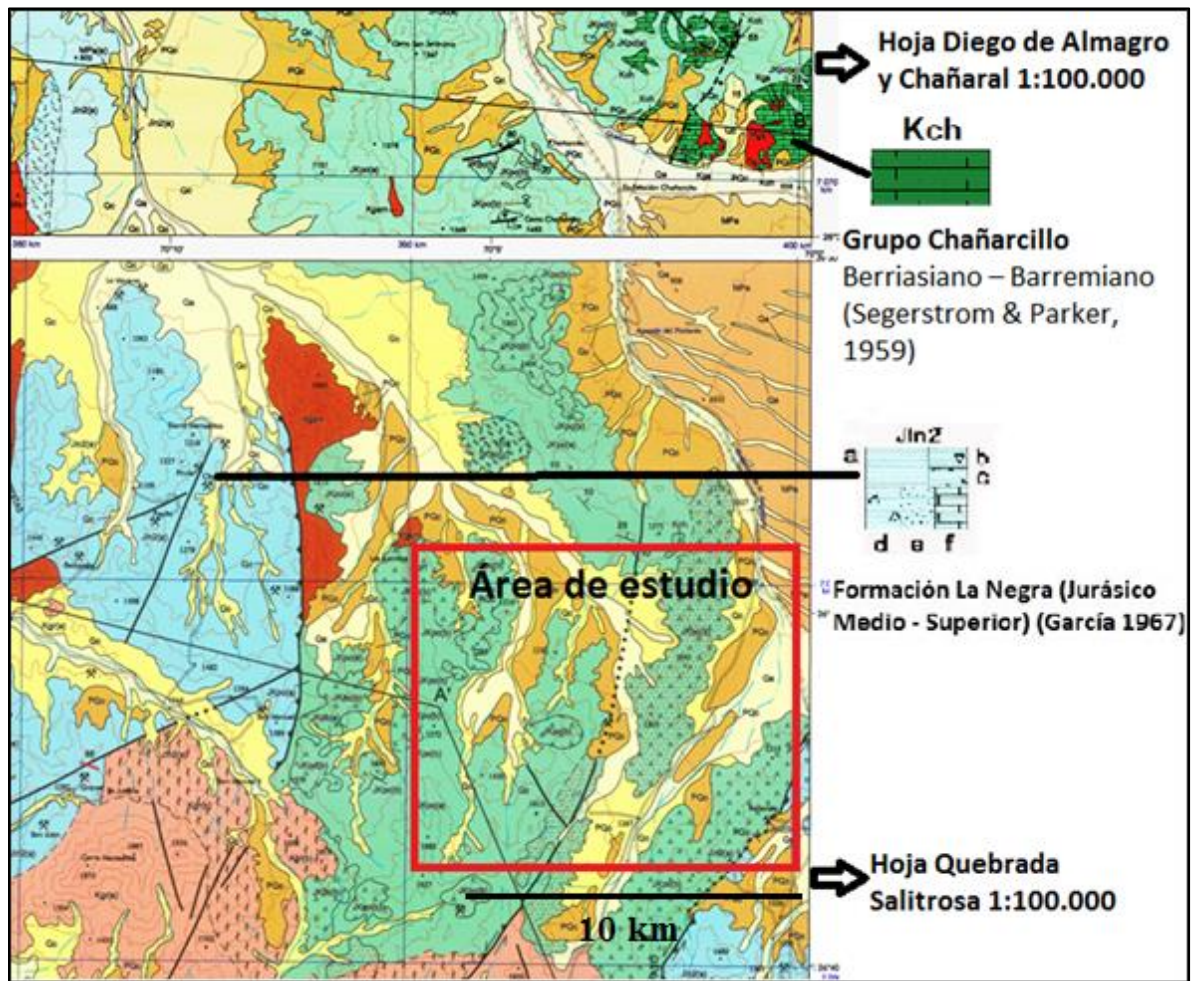


Figura 2.6: Distribución del Grupo Chañarcillo y de formación La Negra con respecto al área de estudio.

2.2.4 Gravas de Atacama (Mortimer, 1973):

Localidad tipo y distribución: Afloran en una gran extensión en la zona sur del desierto de Atacama (Mortimer, 1973).

Litología: Corresponde a una denominación informal de depósitos polimícticos de gravas, generalmente no consolidados. Los componentes clásticos principales corresponden a rocas volcánicas mesozoicas, de proveniencia local, junto a rodados de calizas, areniscas y granitoides de proveniencia distal. Los depósitos presentan una coloración gris clara.

Estructuras internas: Presenta estratificación métrica a decamétrica. Se observan ciclos de sedimentación repetidos, posiblemente como resultado de distintos episodios de alzamiento. También se intercalan capas de cenizas, las cuales han sido usadas para obtener dataciones radiométricas. En capas arenosas hay laminación cruzada planar y de canal, que se interdigitan con lentes delgados de paraconglomerados y fangolitas masivas a laminadas, lo que indica la presencia de antiguos canales de agua superficial (Rossel, 2014).

Relaciones de contacto: Dado que las gravas están asociadas a alzamiento con erosión, éstas se depositan sobre superficies de erosión, formando una discordancia angular sobre todas las unidades estratificadas de la zona.

Espesor: En la Precordillera se midió un espesor máximo de 500 m que decrece hacia el oeste (Napas et al., 2008). También se midieron espesores de 1 a 2 metros en el área de Chivato (Curso Geología de Campo 2 Primavera 2015 Universidad de Chile, 2015).

Edades: La gravas fueron datadas en distintos niveles de cenizas mediante K-Ar obteniendo edades Miocenas de entre 9 y 17 Ma. (Arévalo, 2005).

2.3 Rocas intrusivas

2.3.1 Plutón Remolino (110-90 Ma.) (Grocott et al., 1994) (Figura 2.3):

Distribución: En la hoja Quebrada Salitrosa 1:100.000 aflora 1 Km al sur del área de estudio (ver Figura 2.3). Dentro del área de estudio, en el extremo sur, se asociaron unidades graníticas y granodioríticas al Plutón Remolino (Ver figura 2.7). (Curso Geología de Campo 2 Primavera 2015 Universidad de Chile, 2015).

Litología: Corresponden rocas intrusivas, con composiciones variables entre tonalitas, dioritas y, granodioritas de hornblenda y biotita. Tienen fábrica isótropa y tamaño de grano variable entre medio y grueso.

Relaciones de contacto: En la Hoja Quebrada Salitrosa (Lara y Godoy, 1998) (Figura 2.3) intruye a las Formaciones Punta del Cobre y La Negra.

Edades: En el núcleo tonalítico se obtuvo una edad K-Ar, en biotita, de 107 ± 3 Ma, (Lara y Godoy, 1998) concordante con la edad $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$, en hornblenda de $102,3 \pm 1,5$ Ma, reportada por Dallmeyer et al. (1996). En las facies granodioríticas se ha obtenido una edad mínima de 93 ± 3 Ma K-Ar en biotita. (Lara y Godoy, 1998)

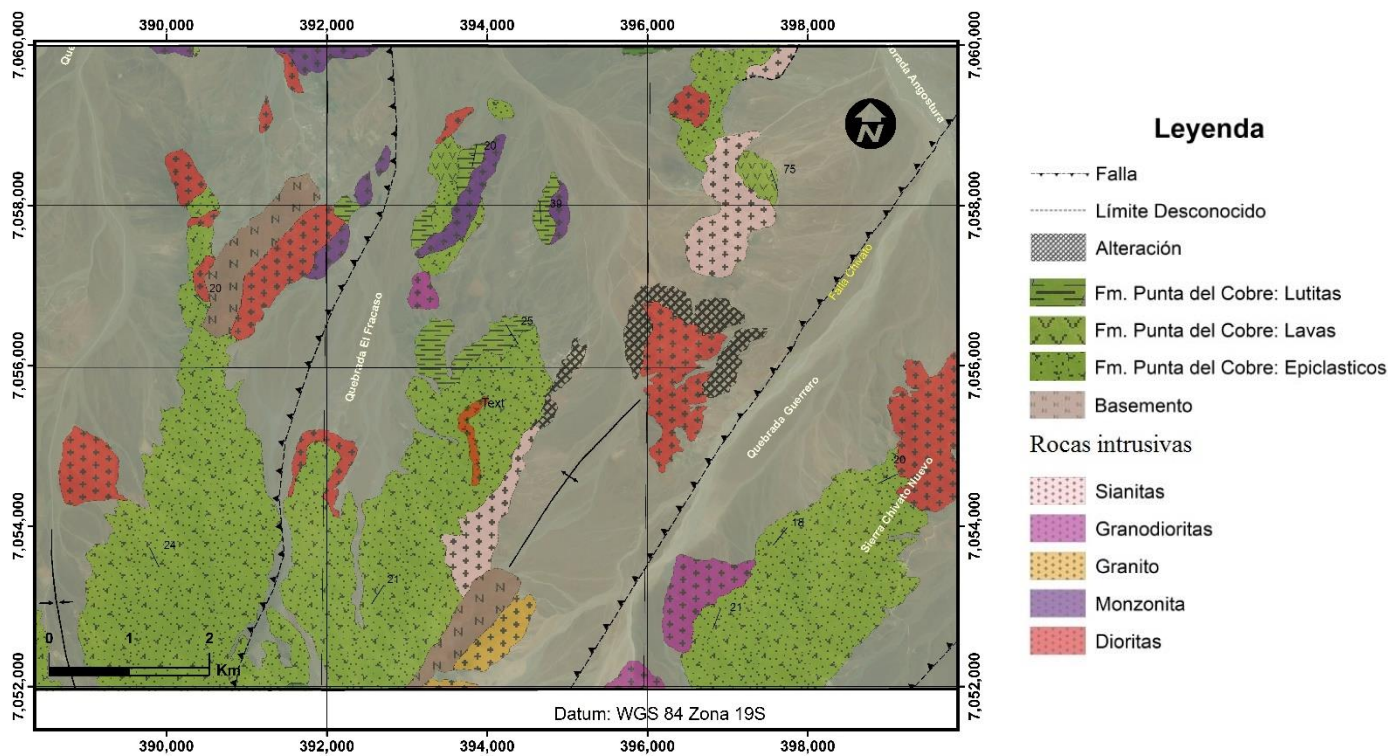


Figura 2.7: Extracto de Mapa geológico de campo 2, ajustado al área de estudio. Se indica la distribución de las principales unidades en la zona. Las rocas epiclásticas han sido asociadas al grupo Punta del Cobre. (Curso Geología de Campo 2 Primavera 2015 Universidad de Chile, 2015)

2.3.2 Unidad Diorita: (Curso Geología de Campo 2 Primavera 2015 Universidad de Chile, 2015) (Figura 2.7):

Distribución: Aflora de forma discontinua en la zona de estudio, tanto al este, centro y oeste, sin orientación preferente.

Litología: Rocas intrusivas de composición diorítica de color gris oscuro, con textura porfírica, y en menor medida seriada y fanerítica, poseen fenocristales de anfíbol y plagioclasa que van desde 1 cm hasta los 3 cm para las anfíbolos y 4 cm para las plagioclasas. Son holocristalinas y sus minerales ferro-magnesianos principales son hornblenda, biotita, que en algunas oportunidades son alteradas a actinolita y clorita.

Relaciones de contacto: Intruye a la Fm. Punta del Cobre.

Edades: No han sido documentadas, sin embargo, por proximidad al Plutón Remolino, se interpretan de edad 110-90 Ma, posteriores a Punta del Cobre.

2.3.3 Unidad Monzonita (Curso Geología de Campo 2 Primavera 2015 Universidad de Chile, 2015) (Figura 2.7):

Distribución: Aflora al norte del área de estudio.

Litología: Rocas intrusivas de composición monzonítica, con textura principalmente porfíricas con tamaño de grano promedio entre 0.3 mm y 6 mm, holocristalinas con fenocristales de hornblenda y biotitas alteradas a cloritas.

Relaciones de contacto: Tiene como roca de caja la Fm. Punta del Cobre, intruyendo tanto las facies lutíticas como las epiclásticas.

Edades: Al igual que la Unidad Diorita, no han sido documentadas, sin embargo, por proximidad al Plutón Remolino, se interpretan de edad 110-90Ma, posteriores a Punta del Cobre.

2.3.4 **Unidad Sienita** (Curso Geología de Campo 2 Primavera 2015 Universidad de Chile, 2015)(Figura 2.7):

Distribución: Aflora al centro sur del área de estudio con forma elongada norte – sur.

Litología: Rocas intrusivas de composición sienítica, con textura porfírica y tamaño de grano promedio entre 0.2 mm y 4 mm. Las rocas son holocristalinas con fenocristales de hornblenda y biotitas alteradas a cloritas.

Relaciones de contacto: Intruye a la Fm. Punta del Cobre, en su facie epiclástica.

Edades: Puesto que corta a la Fm. Punta del Cobre se le infiere una edad mínima correspondiente al Cretácico Inferior. Como las unidades intrusivas recién descritas, se interpreta una edad de 110-90 Ma., por proximidad al Plutón Remolino.

2.3.5 **Unidad Granodiorita** (Curso Geología de Campo 2 Primavera 2015 Universidad de Chile, 2015)(Figura 2.7):

Distribución: Se ubican de forma discontinua en la zona de estudio, sin orientación preferente, al sur-este del área de estudio y un cerro isla en el centro.

Litología: Corresponden a granodiorita de anfíbol, la textura es porfírica con fenocristales de anfíbol, cuarzo, feldespato potásico biotita y plagioclasa. El tamaño de grano varía entre 1 y 3 cm para los fenocristales. En algunas oportunidades, los anfíboles son alterados a actinolita y clorita.

Relaciones de contacto: Al sureste del área de estudio, se encuentra intruyendo a la facie epiclástica de la Fm. Punta del Cobre.

Edades: Intruye a la Fm. Punta del Cobre, por lo que su una edad máxima corresponde al Cretácico Inferior. Al igual que las unidades intrusivas descritas anteriormente se interpreta una edad de 110-90 Ma., por proximidad al Plutón Remolino.

2.3.6 **Unidad Granito** (Curso Geología de Campo 2 Primavera 2015 Universidad de Chile, 2015)(Figura 2.7):

Distribución: Las rocas de esta litología afloran en el centro-sur del área de estudio (figura 2.7).

Litología: La litología corresponde a granito de anfíbol, de color gris claro a blanco, con textura fanerítica de grano grueso con cristales equigranulares; holocristalina. El porcentaje de anfíbol en la roca es de aprox. 30%, y los cristales tienen tamaños de 7 a 10 mm.

Relaciones de contacto: Se encuentra en contacto por intrusión con el basamento metamórfico por su flanco oeste. El lado este se encuentra cubierto con gravas y material no consolidado, por lo que no se observa contacto.

Edades: Dado que estos intrusivos cortan al Grupo Chañarcillo (ver anexo A), se infiere que su edad mínima corresponde al Cretácico Inferior (Berriasiano). Por otra parte dada su ubicación y roca caja se le asocia tanto al Plutón Sierra Merceditas (Lara y Godoy, 1998) como al Plutón Remolino (Lara y Godoy, 1998) ambas de edad de 110 a 90 Ma.

A modo de resumen de lo expuesto en este capítulo, se presenta un esquema (Figura 2.8) donde se visualiza los rangos de edades de formación para las rocas estratificadas, rangos de edades de intrusión y el tectonismo presente para cada período. (Benavides et al., 2008).

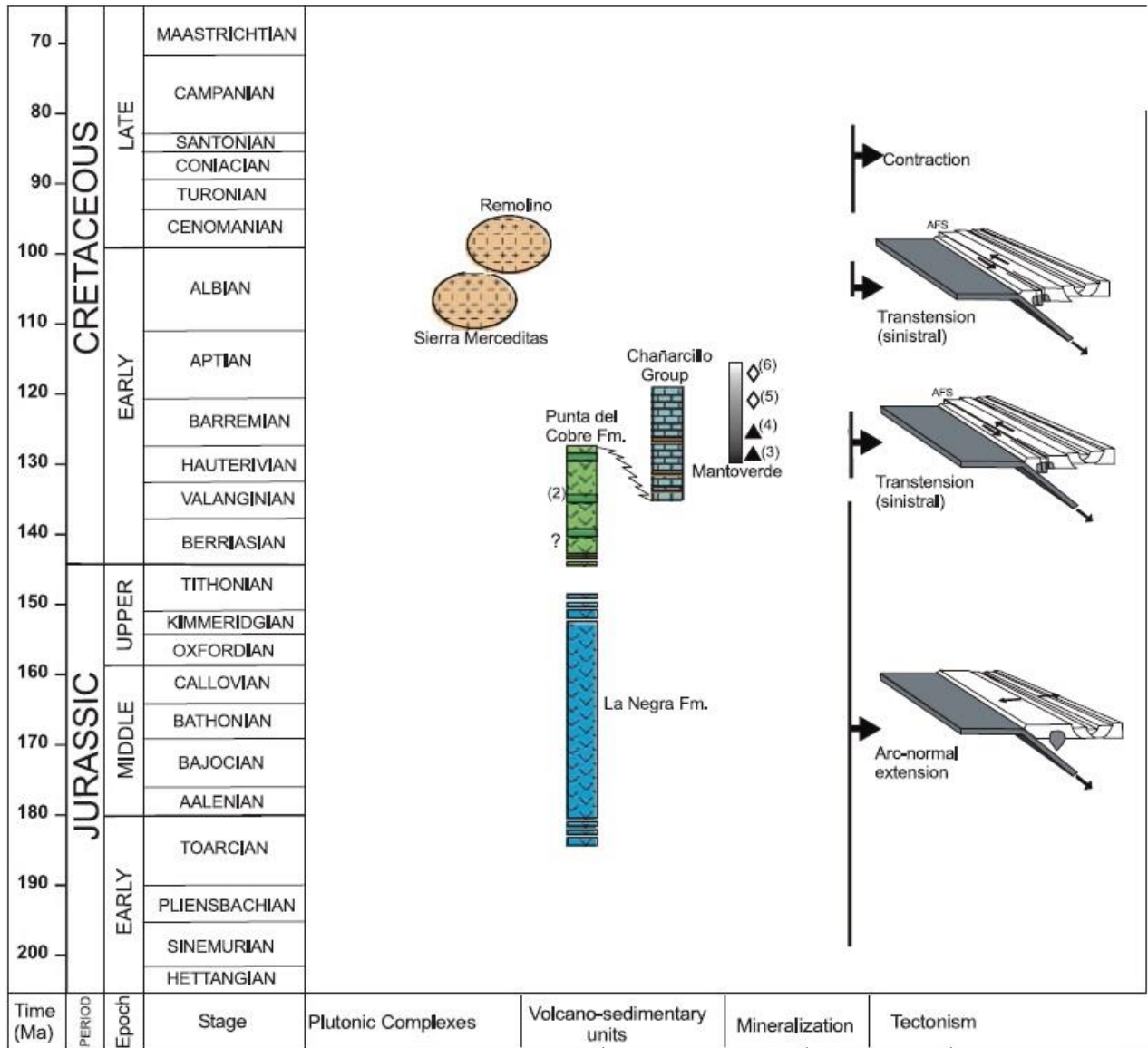


Figura 2: En la figura se muestran rangos de edades de formación de las unidades estratificadas descritas en este capítulo. También se indica una edad de intrusión Albiana-Cenomaniense para el plutón Remolino y mineralización de Mantoverde entre los 130 y 115 Ma. Al lado derecho se señala el tectonismo presente al momento de deposición de las formaciones, indicando un arco extensional para la Fm. La Negra, extensión y transtensión sinistral para la Fm. Punta del Cobre y transtensión sinistral para el Grupo Chañarcillo. Figura de Benavides (2008).

2.4 Estructuras

Las principales estructuras reconocidas que afectan el área de estudio corresponden al Sistema de Fallas de Atacama (SFA) y al Sistema de Fallas Chivato (SFC), ubicadas al oeste y al sur respectivamente (Ver figura 2.9).

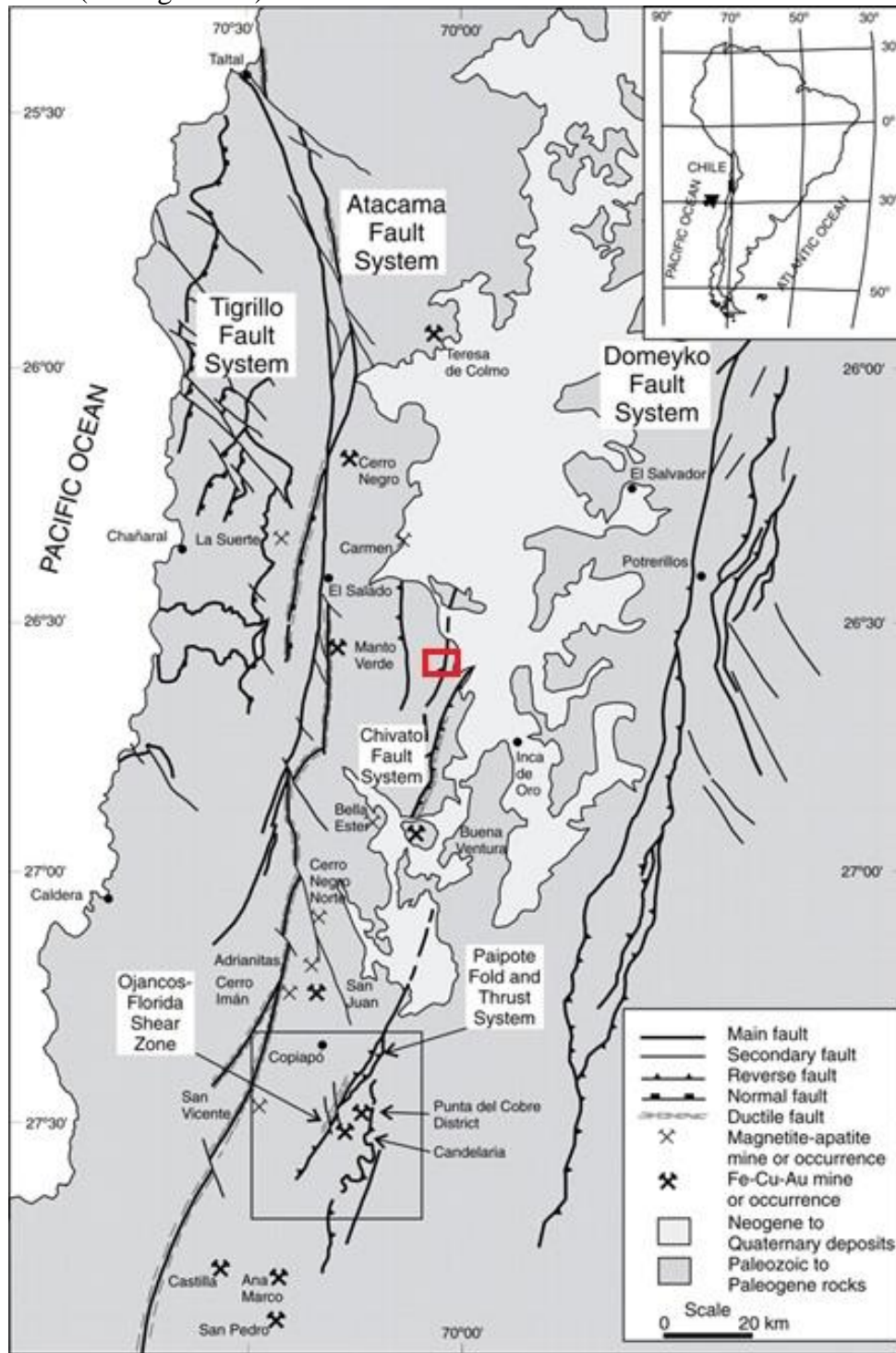


Figura 3: Sistemas de fallas que afectan el área de estudio. En rojo se señala el área de estudio. (Arévalo et al., 2006)

2.4.1 Sistema de Fallas de Atacama (SFA) (Arabasz, 1971):

El SFA constituye uno de los rasgos estructurales más notables del norte de Chile (Arabasz, 1971). Su distribución longitudinal subparalela al borde continental puede ser seguida por más de 1.000 km desde las cercanías de Taltal hasta la Serena por el sur (Figura 2.9).

Durante el Cretácico, el desplazamiento fue principalmente de rumbo sinistral debido a la convergencia oblicua de la placa Aluk (Phoenix). Desde el Cenozoico, la convergencia cambió su ángulo, y el desplazamiento del SFA ha estado en debate (Riquelme et al., 2003) pero diferentes autores sugieren un movimiento normal-vertical, responsable del alzamiento del lado oeste del SFA (Hervé, 1987b) (Riquelme et al., 2003).

La deformación frágil se expresa principalmente en un conjunto de lineamientos, de rumbo nortesur que, en parte, coinciden con las zonas de cizalle dúctil, que se evidencia con el emplazamiento de intrusivos de edad Jurásica y Cretácica. (Lara y Godoy, 1998).

La edad del SFA ha sido estimada mediante la datación de milonitas expuestas a lo largo de algunas trazas principales de este sistema de fallas, obteniendo una edad Cretácica Inferior (Hervé, 1987a) con una reactivación en el Cenozoico (Hervé, 1987b).

2.4.2 Sistema de Fallas Chivato: (Godoy et al., 1997)

El SFC fue descrito primero como Falla Chivato en el VIII Congreso Geológico Chileno de 1997, ““La Falla Chivato: Borde Oriental del plutonismo asociado al sistema de Falla Atacama” (Godoy et al., 1997).” éste trabajo caracteriza la Falla Chivato y reporta edades de los plutones que afloran en la zona de la Hoja Quebrada Salitrosa.

La Falla Chivato se caracteriza por tener una expresión clara en la topografía y está asociada en sus márgenes a deformación dúctil, la deformación frágil no se detecta bien en las estructuras NW-SE al oriente del AFS.

Se sugiere en la publicación que los indicadores cinemáticos evidencian una componente de rumbo dextral a normal dextral asociado a la etapa póstuma de los plutones Cretácicos. Además en el trabajo segmentan la falla en dos tramos uno llamado Segmento Chivato (septentrional) que afecta preferencialmente a rocas graníticas con fuerte manteo hacia el Este y otro segmento llamado Agua del Sol con transurrencia sinistral que manteea hacia el oeste afectando a rocas miloníticas desarrolladas a partir de lavas.

Se reporta en la publicación la datación de un Plutón de 152 Ma que corta a lavas andesíticas al oriente de la falla la que se asocia a los niveles basales de la Fm. La Negra; lo anterior según los autores, sumado a un aumento del espesor de La Negra, al oeste de la falla, indicaría que la falla limitó por el este a un graben volcano-tectónico durante el Jurásico Superior. Posteriormente habría ocurrido una reactivación de la falla, asociada a la inversión de la cuenca Chañarcillo y al emplazamiento del batolito que habría separado dos dominios dentro del tras arco proximal de edad Neocomiana.

2.5 Geología económica

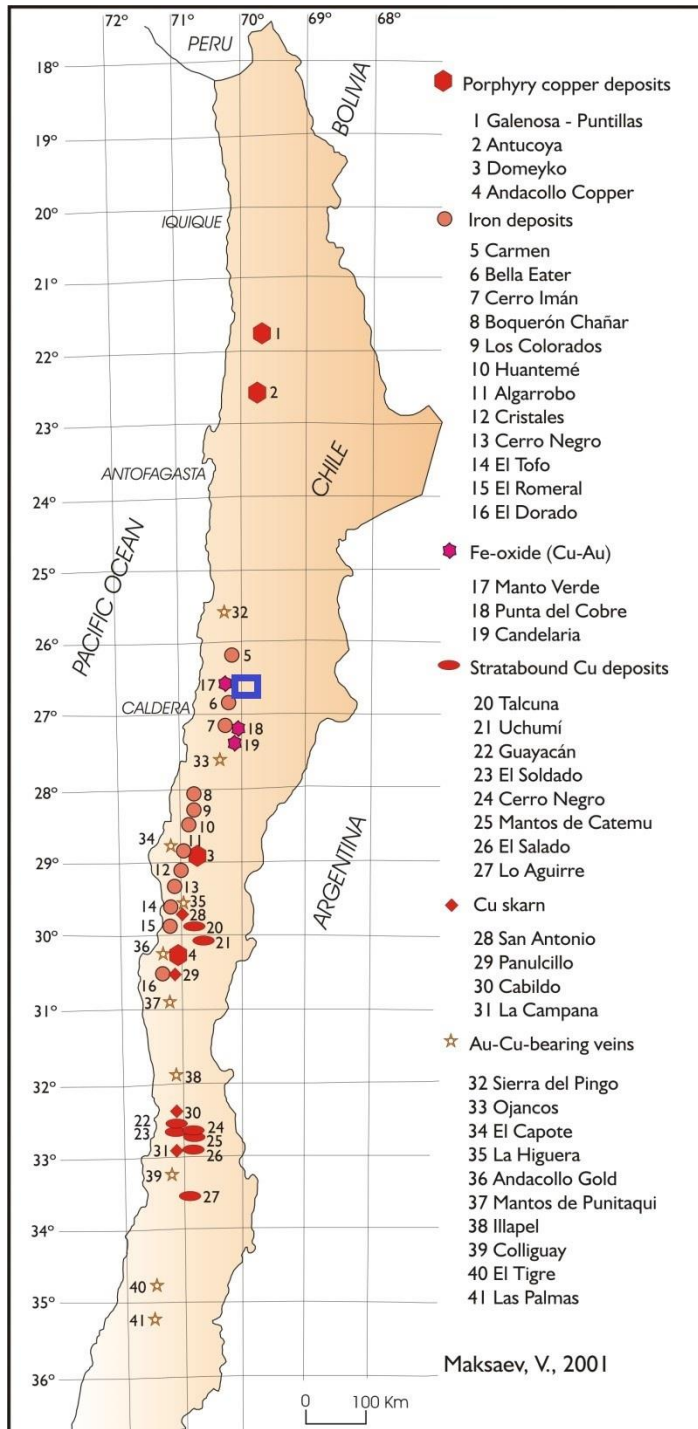


Figura 2.10: Principales yacimientos de cobre formados en el Cretácico para el norte de Chile. En azul se encuentra el área de estudio.

El área de estudio se encuentra ubicada en la franja metalogénica del Cretácico definida por Maksaev en el año 2001 (ver figura 2.10), la cual presenta diversos tipos de yacimientos, incluyendo pórfidos Cupríferos como Antucoya, Andacollo-Copper e Inca de Oro.

La mayoría de los sistemas IOCG en Chile están acotados temporalmente al Cretácico Inferior (Sillitoe, 2003). Chen et al. explican esto al asociar el desmembramiento de Gondwana a la formación de estos yacimientos. Esto habría ocurrido en lo que ellos denominaron período Pacífico (entre 120 y 100 Ma) del desmembramiento de Gondwana (ver figura 2.11), (Chen et al., 2013).

En las cercanías del área de estudio se destaca la presencia de distintos tipos de yacimientos: Pórfidos cupríferos, IOCG y de hierro (figura 1.1).

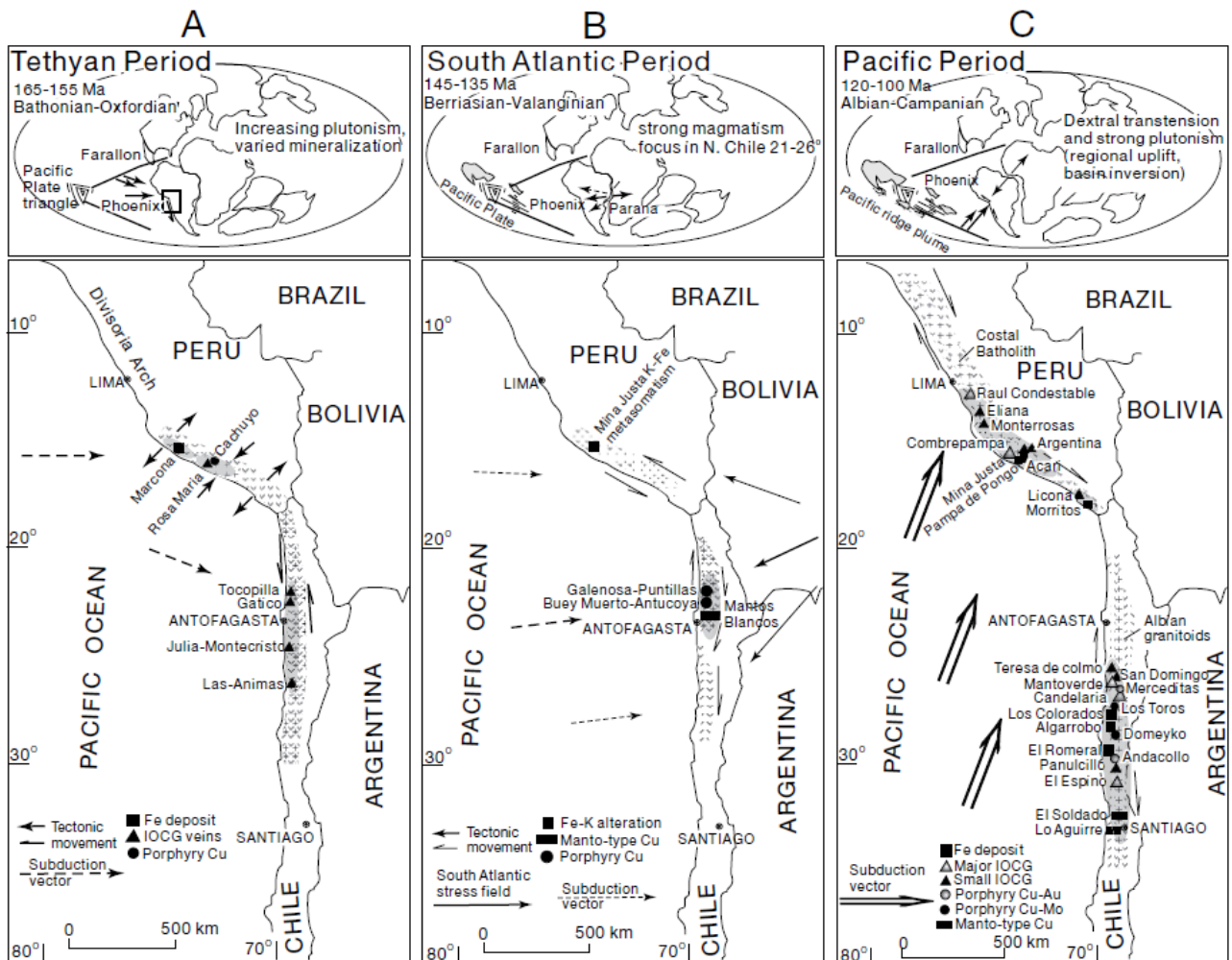


FIG. 2. Tectonomagmatic evolution of the Mesozoic metallogenic subprovinces in the Central Andes. A. The Tethyan period (165–155 Ma); B. The South Atlantic period (145–135 Ma); C. The Pacific period (120–100 Ma)

Figura 2.11: Evolución tectonomagmática de las subprovincias metalogenéticas del Mesozoico de los Andes Centrales. Chen y colaboradores dividen el desmembramiento de Gondwana en 3 períodos: El periodo Thetiano, entre los 165-155Ma, donde comienza la mineralización de sistemas IOCG en los Andes Centrales, asociado a una subducción de alto ángulo de la placa Phoenix, coetáneo con las primeras fases de desmembramiento de Gondwana. Luego asignan el período entre 145-135Ma como el Período Sudatlántico, con alto magmatismo en el norte de Chile. Finalmente, asignan el período Pacífico para 120- 100 Ma., donde se habrían formado la mayoría de los sistemas IOCG en Chile con la inversión de las cuencas extensionales pre-existentes, lo que se asocia a la fase final del desmembramiento de Gondwana, con la separación de las placas Africanas y Sudamericanas. (Chen et al., 2013)

3 Antecedentes teóricos

3.4 Introducción

A continuación se definen algunos conceptos básicos, necesarios para abordar el problema propuesto. Estos conceptos son alteración hidrotermal y mineralización, extraído principalmente de Pirajno 2009 y los depósitos de óxidos de hierro – cobre –oro y depósitos de tipo pórfido cuprífero.

3.5 Alteración hidrotermal y mineralización (Pirajno, 2009)

3.5.1 Definición de alteración hidrotermal

Alteración hidrotermal es un término general que incluye la respuesta mineralógica, textural y química de las rocas a causa de un cambio ambiental, en términos químicos y termales, producido por la circulación de fluidos como agua caliente, vapor o gas (Pirajno, 2009). Esta ocurre a través de la transformación de fases minerales, crecimiento de nuevos minerales, disolución de minerales preexistentes y/o precipitación, y reacciones de intercambio iónico entre los minerales constituyentes de una roca y el fluido que interactuó con ella. La temperatura del fluido y el pH del mismo son los factores más relevantes en la asociación mineralógica resultante de este proceso, más que la litología inicial.

Una característica esencial de la alteración hidrotermal es la conversión de un conjunto mineral inicial en una nueva asociación de minerales más estable bajo las condiciones hidrotermales de temperatura, presión y sobre todo de composición de fluidos. La textura puede ser modificada ligeramente o completamente obliterada por este proceso.

3.5.2 Factores que controlan la alteración hidrotermal

Diversos autores se han referido a los factores que controlan la alteración hidrotermal. Browne (1984) establece que la alteración hidrotermal está controlada por: temperatura y composición del fluido, permeabilidad, composición y tipo de roca, presión, y duración de la actividad hidrotermal, siendo, en general, la temperatura y la composición del fluido los de mayor importancia.

3.5.3 Procesos de alteración hidrotermal

Depósito directo

Este tipo de alteración es muy común, y en la mayor parte de los minerales hidrotermales encontrados en campos geotermales pueden ser depositados directamente de las soluciones. Para que esto sea posible es necesario que las rocas por donde los fluidos circulan presenten permeabilidad (fallas, fracturas, fisuras, poros, vesículas).

El cuarzo, la calcita y anhidrita forman fácilmente venillas y rellenan huecos, pero también se ha observado que localmente la clorita, adularia, pirita, pirrotina, hematita, wairakita, y prehnita entre otras también se pueden depositar directamente desde un fluido hidrotermal.

Reemplazo

La mayoría de los minerales primarios de las rocas son inestables en un ambiente geotermal y tienden a ser reemplazados por nuevos minerales que son estables o al menos metaestables en las

nuevas condiciones. La velocidad de reemplazo es variable y depende principalmente de la permeabilidad de la roca.

Lixiviación

Este proceso ocurre generalmente en los márgenes de los campos geotermales. Algunos de los componentes químicos de las rocas son extraídos por los fluidos hidrotermales, particularmente cationes metálicos, de modo que la roca es deprimida en dichos componentes o lixiviada. En ciertas condiciones, como por ejemplo cuando se condensa vapor acidificado por oxidación de H₂S, la solución ácida resultante (debido a la formación de H₂SO₄) ataca las rocas disolviendo minerales primarios, pero sin reemplazar los huecos resultantes que se producen. Esto puede en casos extremos resultar en una masa porosa de cuarzo residual.

Intercambio iónico

Los procesos de intercambio iónico corresponden a reacciones mediante las cuales los cationes adsorbidos en la superficie de un sólido, tal como un mineral de arcilla o zeolita, son reemplazados por cationes de la solución circundante. Por ejemplo el intercambio de cationes de Ca⁺ y Na⁺ de plagioclasas por K⁺ puede dar origen a feldespato potásico. El intercambio de cationes metálicos de los minerales de una roca por H⁺ corresponde a un caso especial de intercambio iónico denominado hidrólisis y es muy importante en la mayoría de los tipos de alteración hidrotermal.

3.5.4 Tipos de alteración hidrotermal

Generalmente los minerales de alteración no se presentan individualmente sino que forman ciertos grupos o asociaciones de minerales, y es más sencillo clasificar la alteración en base a estos grupos debido a que refleja de mejor manera las condiciones de temperatura, presión, composición química del fluido hidrotermal, mineralogía de la roca original y el tiempo que tomo para lograr un equilibrio termodinámico entre la roca y el fluido (Pirajno, 2009). De acuerdo a estos grupos Meyer y Hemley (1967) clasificaron la alteración en los tipos: propilítica, argílica intermedia, argílica avanzada, sericítica y potásica. Posteriormente se define la alteración sódica-cálcica (Carten, 1986).

Alteración propilítica

Se caracteriza por la presencia de epidota y/o clorita y por la ausencia de metasomatismo catiónico o lixiviación de álcalis o tierras alcalinas. Comúnmente se presenta también albita, calcita y pirita. Este tipo de alteración representa un grado bajo de hidrólisis y por lo mismo su posición en zonas alteradas tiende a ser marginal.

Alteración argílica intermedia

Se caracteriza por la presencia de importantes cantidades de caolinita, montmorillonita, y esmectita, principalmente reemplazando plagioclasas. Puede presentarse también sericita acompañando a las arcillas. Existe una significativa lixiviación de Ca, Na y Mg desde las rocas. Este tipo de alteración representa un grado mayor de hidrólisis en comparación a la alteración propilítica.

Alteración argílica avanzada

En este tipo de alteración la mayor parte de los minerales son transformados a dickita, caolinita, pirofilita, diásporo, alunita y cuarzo. Este tipo de alteración representa un ataque hidrolítico extremo de las rocas que incluso pueden llegar a romper los fuertes enlaces de los aluminosilicatos

dando origen a alunita (sulfato de aluminio) y a diásporo (óxido de aluminio). En casos extremos la roca puede ser transformada en una masa de sílice oquerosa residual.

Alteración sericítica

Este tipo de alteración se caracteriza por la transformación de los feldespatos (plagioclasa y feldespato potásico) en sericita y cuarzo, con cantidades menores de caolinita. Normalmente los minerales máficos también se presentan completamente destruidos en este tipo de alteración.

Alteración potásica

Se caracteriza por la alteración de plagioclasas y minerales máficos en feldespato potásico y/o biotita. Esta alteración corresponde a un intercambio iónico y a diferencia de las anteriormente mencionadas no implica hidrólisis y ocurren en condiciones de pH neutro o alcalino a altas temperaturas. Por esta razón, frecuentemente se refiere a la interacción potásica como tardimagmática y generalmente se presenta en la porción central o núcleo de zonas alteradas ligadas al emplazamiento de plutones intrusivos.

Alteración sódico-cálcica

Carten (1986) definió esta alteración en las zonas de raíz del pórfido cuprífero Yerrington (Nevada, USA). Se caracteriza por una asociación de actinolita, oligoclasa-andesina, cuarzo, epidota. Posteriormente, Richard Sillitoe, en el año 2010, incluye la alteración Sódico-Cálcica dentro del modelo en un trabajo sobre sistemas porfíricos de cobre, y la define como una asociación de Actinolita, Albita-Oligoclasa, Magnetita.

Los autores Corbett y Leach en 1998, clasificaron las alteraciones según el pH y temperatura de formación como se muestra en la figura **3.1**:

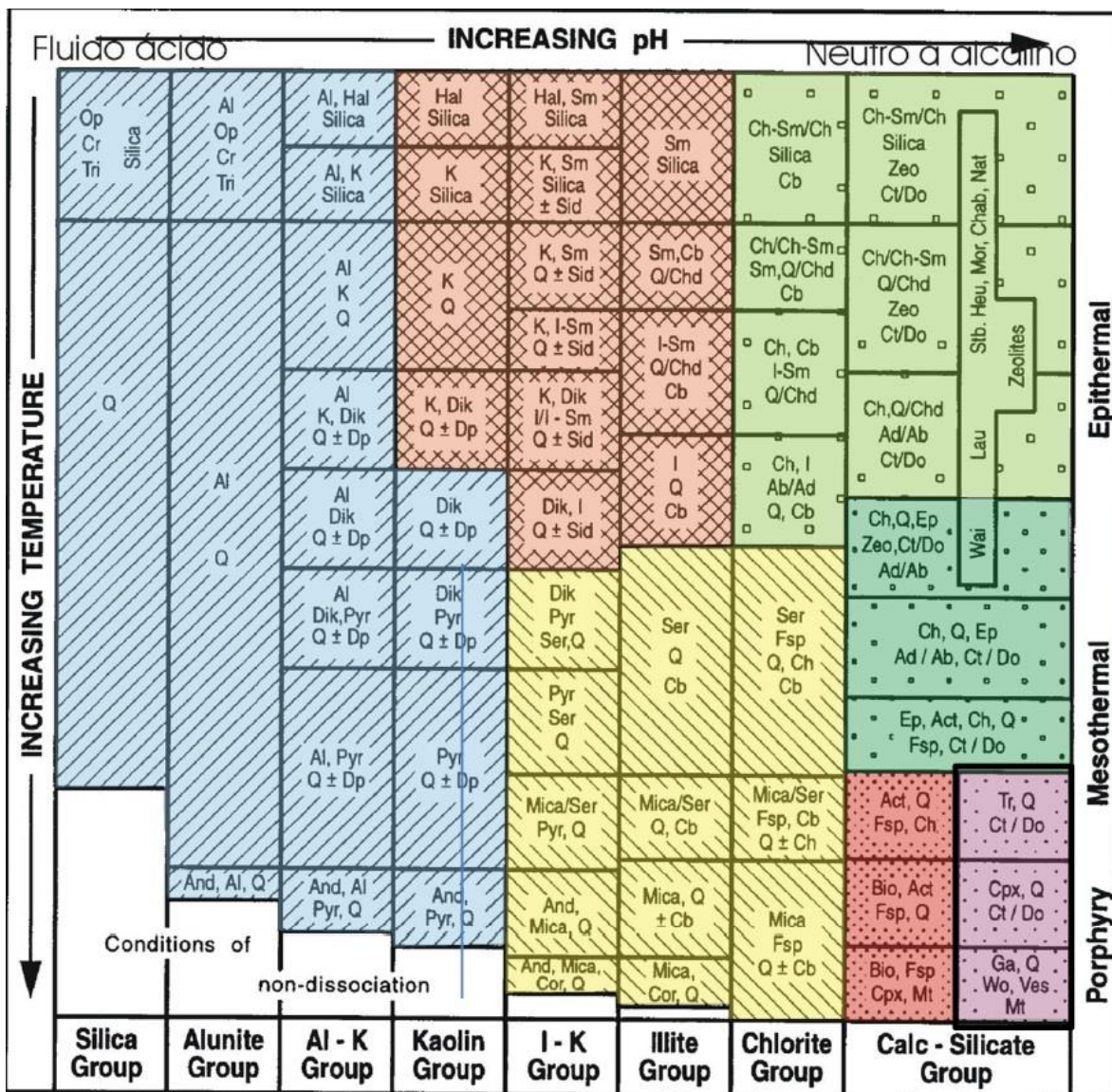


Figura 3.1: Clasificación de las alteraciones hidrotermales según la temperatura y pH al momento de formación. (Corbett & Leach, 1998)

3.5.5 Mineralización (Pirajno, 2009)

Término general, el cual se refiere usualmente a minerales de mena, pero que a menudo se utiliza para referirse a otros minerales metálicos como pirita. El término se usa en dos sentidos (1) referido al proceso por el que se producen concentraciones de minerales de mena y (2) referido a los cuerpos de mena mismos.

- Mineralización epigenética: La que ha sido introducida con posterioridad a la formación de su roca de caja o roca huésped.
- Mineralización singenética: La que se forma o deposita simultáneamente con sus rocas huéspedes.

3.6 Introducción a yacimientos IOCG

3.6.1 Introducción

Los depósitos de Óxidos de hierro-Cobre-Oro comprenden un amplio clan de estilos de mineralización que, como indica el nombre, son agrupados principalmente por contener óxidos de hierro, en su mayoría magnetita y/o hematita especular, acompañando minerales de mena como calcopirita ± bornita. Además del cobre y del subproducto oro, los depósitos pueden tener también cantidades apreciables de Co, U, REE, Mo, Zn, Ag y otros elementos (Ray & Lefebure, 2000). En la Cordillera de la Costa chilena, los depósitos están usualmente hospedados en andesitas sub-aéreas o en intrusivos contemporáneos de composición variable desde gábrica a granodiorítica, durante las primeras etapas de la formación del arco andino. (Sillitoe, 2003)

La proveniencia de los metales que generan estos sistemas, ha sido tema de discusión. Algunos autores los postulan que provienen de salmueras formadas en cuencas (Barton y Johnson, 2000) y otros los asocian la mineralización a la actividad hidrotermal asociada al magmatismo (Sillitoe, 2003). En general, para los IOCG chilenos se asocian más a complejos intrusivos calco-alcalinos tipo I, metaluminosos, de la serie de magnetita, con razones altas de Fe_2O_3/FeO (alta fugacidad de oxígeno), pero no se descarta la posibilidad de mezcla de los fluidos magmáticos con cuencas externas.

Normalmente estos depósitos se asocian a uno o pocos eventos magmáticos alcanzando volúmenes moderados (pocos km^2) de alteración alcalina generalmente proximal y alteración ácida (hidrólisis) generalmente distal y que puede contener mineralización pero en menor cantidad. Considerando lo anterior, un área favorable necesitará estar sobre o cerca de una cámara magmática y tener una zona con metasomatismo intenso de Si, K y Fe (generalmente magnetita o hematita para sistemas de menor temperatura). (Barton y Johnson, 2000)

Los depósitos IOCG aportan actualmente con < 5% y <1% de la extracción anual mundial de cobre y oro respectivamente, siendo Olympic Dam, Ernest Henry (Australia), Candelaria y Manto Verde (Chile) los principales productores (Sillitoe, 2003).

3.6.2 Tipos de alteración

Las diferentes alteraciones hidrotermales en torno a los sistemas IOCG han sido descritas por diferentes autores (Barton y Johnson, 2000) (Williams et al. , 2005) (Sillitoe, 2003) (QPX Estudios internos) y se exponen a continuación (Figura 3.2):

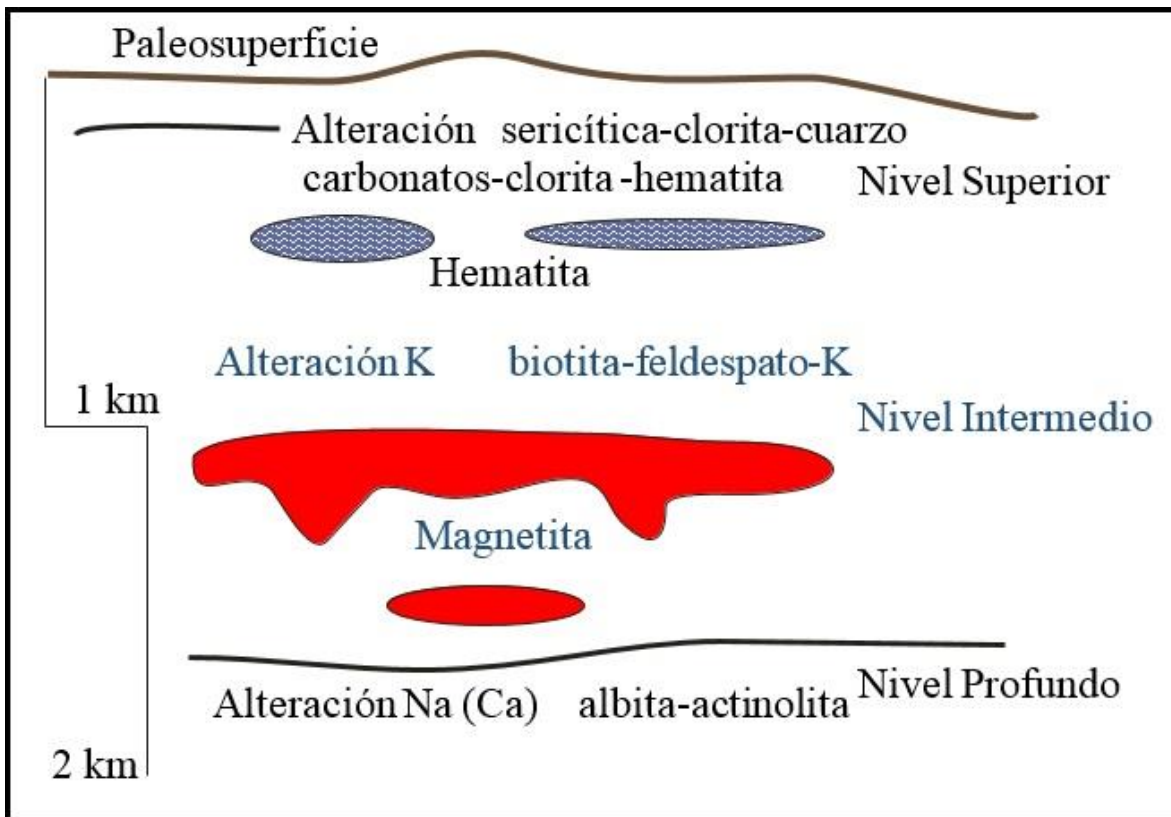


Figura 3.2: Modelo de distribución en profundidad de alteración hidrotermal para sistemas IOCG. (Francisco Camus, comunicación escrita).

Regionalmente, las rocas son afectadas por alteración calco-sódica, y suele presentar una asociación mineral de albita, escapolita, actinolita, clorita y epidota, con mineralización de magnetita menor a 10%. En el caso de Candelaria, dicha alteración cubre un área de 15x10 km².

Posterior a la alteración calco-sódica, ocurre alteración potásica proximal, caracterizada por minerales de biotita, albita, clorita y mineralización de magnetita > 15%. Los minerales de mena de cobre se concentran en las zonas afectadas por esta alteración.

Tardíamente el sistema produce una alteración distal de hidrólisis, con minerales de sericita, carbonatos, cuarzo hematita, turmalina y molibdeno. A diferencia de las otras alteraciones, el óxido de hierro que suele estar presente es hematita especular, lo que indica un sistema más frío y oxidado.

3.6.3 Mineralización

Mineralización incluye una fase inicial compuesta por óxidos de hierro, principalmente magnetita y hematita especular, seguido por una fase rica en sulfuros de Cu y Fe, como pirita, calcopirita y mushketovita. Los estilos de mineralización suelen presentarse en relleno de vetillas, brechas hidrotermales y diseminación en la roca caja.

3.7 Introducción a yacimientos PCD

3.7.1 Introducción

Los sistemas tipo pórfido cuprífero son definidos como grandes volúmenes (de 10 a 100 km³) de rocas alteradas hidrotermalmente, centrados en un stock porfídico de cobre. (Sillitoe, Porphyry copper systems., 2010). Junto con batolitos calco-alcalinos y cadenas volcánicas, son vestigios de arcos magmáticos construidos sobre zonas de subducción de márgenes de placas convergentes (Richards, 2003), aunque una minoría de éstos sistemas fueron formados en otras configuraciones tectónicas, después de haber cesado la subducción.

Los pórfidos cupríferos se han formado desde el Arqueano, a pesar de que los ejemplos más abundantes son los Meso-Cenozoicos, posiblemente mejor preservados por haber sufrido menor erosión. (Sillitoe, Porphyry copper systems., 2010).

Estos depósitos aportan actualmente cerca del 75% del cobre, 50% del molibdeno, hasta un 20% del oro, la mayoría del renio y cantidades menores de otros metales como plata, paladio, telurio, selenio, bismuto, cinc y plomo (Sillitoe, Porphyry copper systems., 2010).

3.7.2 Tipos de alteración

En depósitos de pórfidos cupríferos se observa un patrón de zonación de alteración-mineralización en una escala amplia (varios km³) como se muestra en la figura 3.4. Este patrón suele presentar alteraciones, ordenadas de más profunda a más somera, de los tipo calco-sódica, potásica, clorita-sericita, sericita y argílica avanzada. En secciones verticales estos yacimientos tienen forma tubular o cónica, con ejes casi verticales y tienden a ser simétricos, centrado centrados en un complejo intrusivo.

En el caso del modelo ideal, existe una raíz con alteración sódica – cálcica, un núcleo de alteración potásica, sobrepuesto un halo de alteración fílica con bordes laterales de alteración argílica y un halo externo de alteración propilítica (ver Figura 3.4). Por sobre los sistemas de este tipo es común también una zona de alteración argílica avanzada.

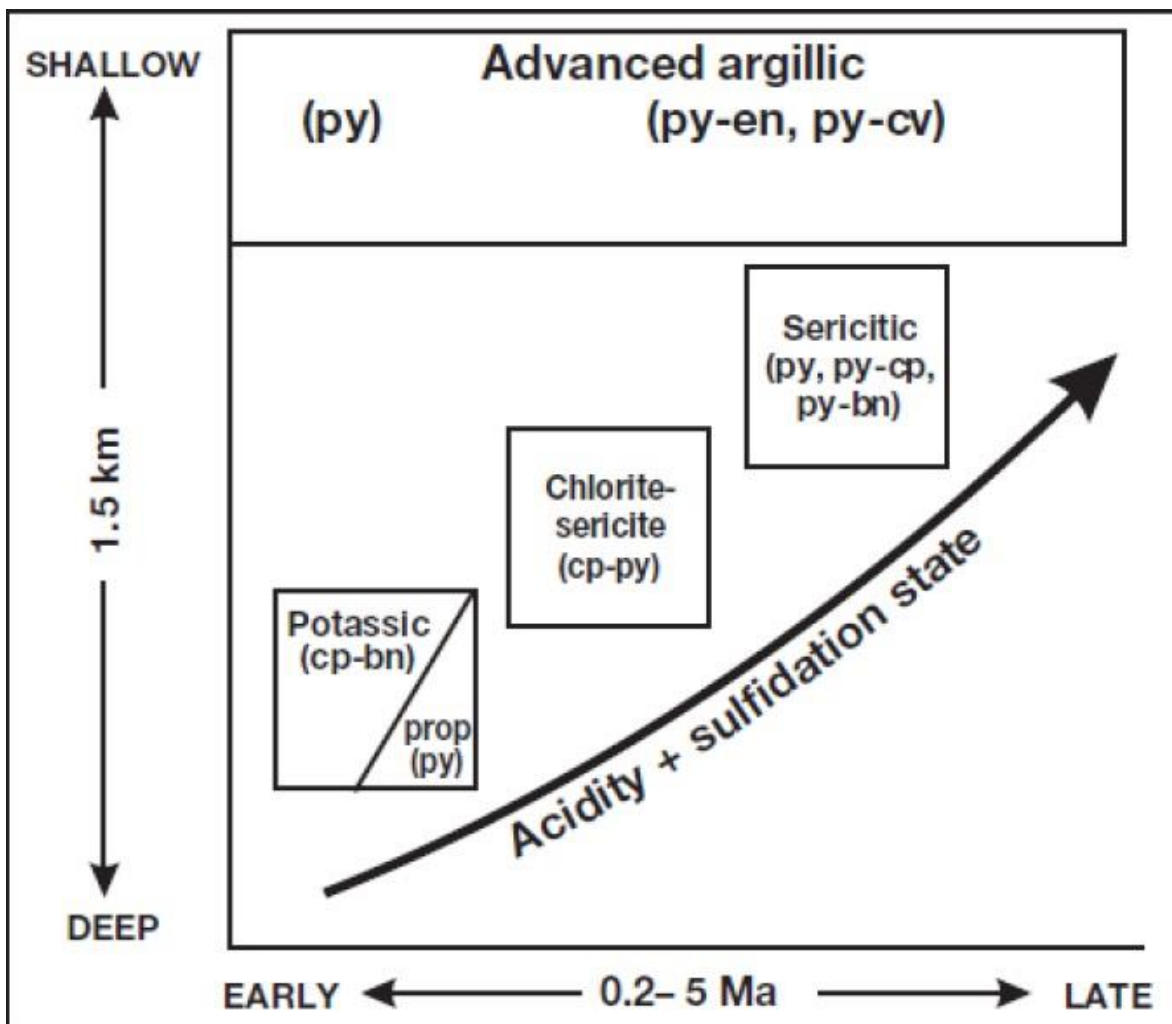


Figura 3.3: Representación esquemática de una secuencia generalizada de alteración - mineralización en sistemas de pórfido Cu en relación a la paleopropundidad y la vida útil del sistema. La secuencia, desde potásica con propilitica periférica a través de clorita-sericita y sericita a argílica avanzada, es el resultado de un aumento de la acidez como consecuencia de la disminución de la temperatura de los fluidos hidrotermales. Un aumento en el estado de sulfuración en los fluidos resulta en cambios en los conjuntos desde calcopirita (cp)-bornita (bn), a través de calcopirita-pirita (py) y pirita-bornita, a pirita-enargita (en) o pirita covelina (cv), es característico de varios depósitos. Notar la ausencia de sulfuros de Cu en las etapas tempranas de altas temperatura y en la zona de alteración argílica avanzada. Extraído de Sillitoe (2010).

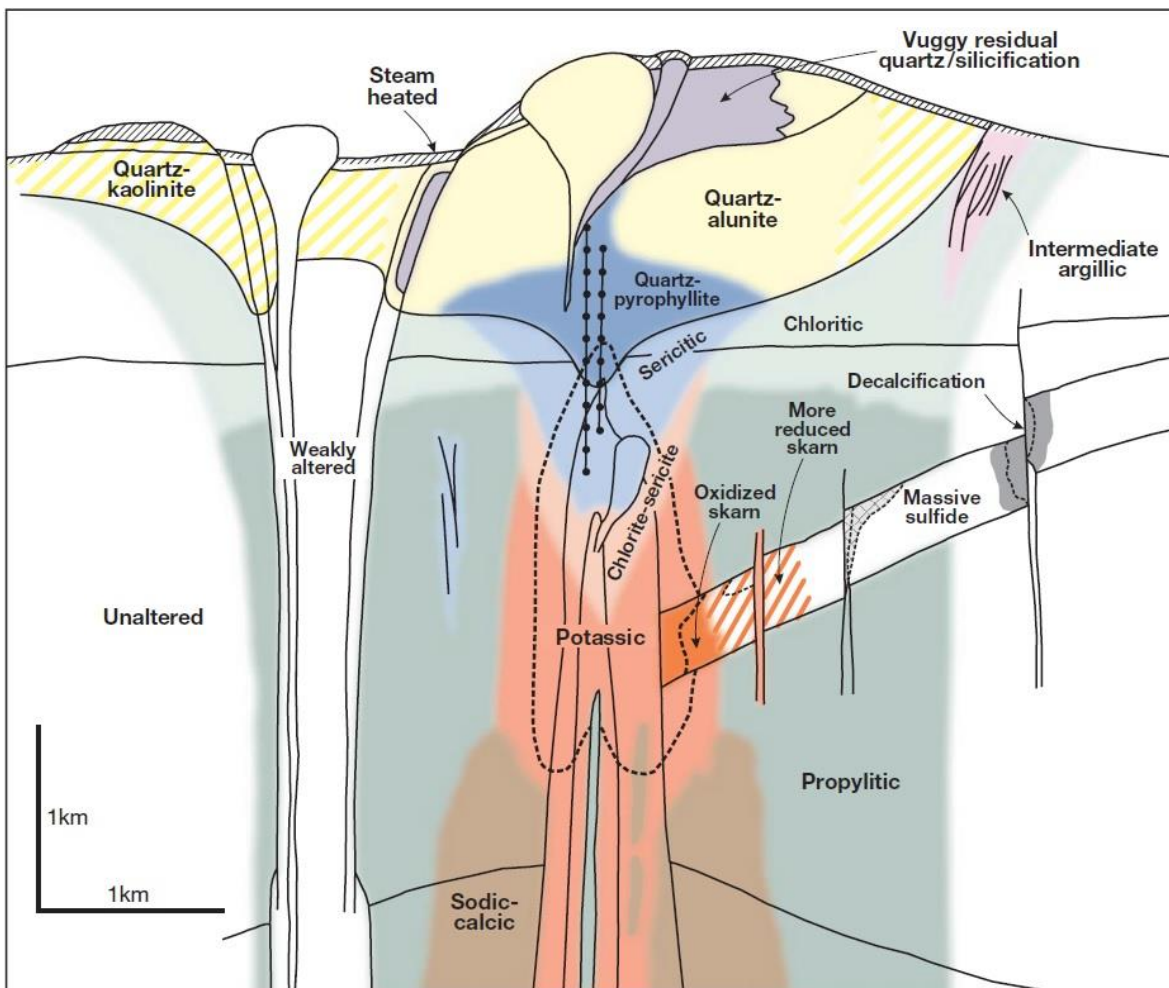


Figura 3.4: Patrón de zonación generalizado para depósitos de pórfido Cu telescópico. Notar que los tipos de alteración – mineralización menos profundas consistentemente se superponen en los más profundos. El volumen de los diferentes tipos de alteración varía marcadamente de depósito a depósito. Alteración sericítica puede proyectarse verticalmente hacia abajo como un anillo que separa las zonas de alteración potásica y propilítica así como cortando la zona potásica centralmente como se muestra. Alteración sericítica tiende a ser más abundante en depósitos de pórfidos Cu-Mo, mientras que la alteración clorita-sericita se desarrolla preferencialmente en depósitos de pórfido de Cu-Au. Alteración - mineralización en litocapas es comúnmente más compleja como se muestra, particularmente donde el control estructural es fundamental. (Sillitoe, *Porphyry copper systems.*, 2010)

3.7.3 Mineralización

La zona de mena en los pórfidos cupríferos usualmente se presenta dentro del núcleo de alteración potásica y puede extenderse dentro de la zona fílica, frecuentemente en el sector más interno se presenta una mayor proporción de sulfuros ricos en cobre como bornita, gradando hacia fuera a una mayor proporción de calcopirita, para finalmente en el sector más externo solo sulfuros de Fe (pirita). (Maksaev, 2004)

La mineralogía primaria de los pórfidos cupríferos consiste principalmente en pirita y calcopirita (aprox. 90% de los sulfuros), con menor bornita, enargita, tetrahederita y trazas de molibdenita y esfalerita (Townley, 2013).

La mineralización ocurre en forma diseminada, en vetillas y enjambres de vetillas (stockwork), en columnas de brecha: sulfuros primarios de cobre y molibdeno dentro de los halos de alteración hidrotermal; en el intrusivo y/o rocas encajadoras. Estos estilos de mineralización son los miembros extremos de un continuo y normalmente están todos presentes en los yacimientos (Townley, 2013).

En casos donde un sistema PCD ha sido alzado, puede sufrir procesos secundarios ligados a la acción de aguas superficiales, donde éstas tienden a redistribuir el cobre, concentrándolo en otro lado. Estos enriquecimientos se denominan supérgenos y contienen minerales de alta ley de cobre tales como los del grupo de la calcosina. Las aguas oxidantes superficiales disuelven el cobre del mineral hipógeno o primario original y lo transportan en forma de sulfatos descendiendo hasta el nivel de aguas subterráneas donde encuentran una zona reductora y precipita como sulfuro supérgeno. (Maksaev, 2004)

4 Geología distrital

4.1 Introducción

En el presente capítulo se describen los datos obtenidos en terreno. Esto incluye las unidades litológicas aflorantes y estructuras presentes en la zona, representados en un mapa geológico a escala 1:25.000 y 2 secciones geológicas de orientación WE.

4.2 Rocas estratificadas

A continuación se describen las rocas estratificadas reconocidas en el área de estudio, ordenadas de más antigua a más joven. Se destaca la descripción de una unidad metamórfica no documentada que aflora al sur del área de estudio. En general, las rocas aflorantes se ubican en altos topográficos del sector, mientras que en bajos topográficos se reconoce Gravas de Atacama y suelo no consolidado, que sumados, cubren aproximadamente el 70% del área de estudio.

4.2.1 Unidad Basamento Metamórfico (Figura 4.5):

Distribución: El basamento aflora con una orientación NNE-SSW, en el centro-sur del área de estudio (Figura 4.5).

Litología: Gneis con bandeamiento de cuarzo y anfíboles. Los anfíboles están muy bien cristalizados y son principalmente euhedrales, algunos de tamaño de hasta 4 cm. En cambio, el cuarzo se dispone en vetas sinuosas y de forma masiva, lo que sugiere que cristalizó en un enfriamiento posterior, rellenando espacios. La proporción entre minerales máficos y cuarzo es aproximadamente 3:1.

Estructuras internas: Bandas de cuarzo de hasta 5 cm de espesor.

Relaciones de contacto: Se encuentra intruida por la unidad granodiorítica en su parte oriental; el contacto entre estas dos rocas es muy nítido (ver Fotografía 1) y no se observa metamorfismo de contacto en el basamento. La parte occidental de la unidad se encuentra en discordancia angular bajo la Formación Punta del Cobre.

Espesor: El espesor que aflora es de aproximadamente 300m, pero no se observa la base, por lo que el espesor real es mayor.

Edades: No hay dataciones de la unidad, sin embargo se encuentra subyaciendo con discordancia angular a la unidad Punta del Cobre, por lo que es anterior a ella.

Correlaciones: La mineralogía y las facies metamórficas no concuerdan con el Complejo Epimetamórfico Chañaral descrito en la Hoja: Quebrada Salitrosa 1:100.000 como metareniscas líticas a feldespáticas, generalmente inmaduras, que alternan con filitas en capas decimétricas conformando una sucesión turbidítica, y afectadas por intenso plegamiento con desarrollo de clivaje; Por lo que se cree que no hay una correlación con algún Complejo, Formación o Unidad previamente descrita

Interpretación ambiental: Para formar una textura gnéisica y cristales de anfíboles de hasta 4 cm se requiere metamorfismo de alto grado, es decir, en condiciones de alta temperatura y presión (Gómez, 2006). Se infiere, considerando la presencia de anfíboles de gran tamaño, que la profundidad para formar esta unidad fue al menos de 8km. Sin embargo encontramos esta unidad

expuesta a la superficie, lo que indica que sufrió un alzamiento. Además, se encuentran secuencias de la Formación Punta del Cobre en discordancia angular sobre esta unidad, lo que sugiere que a medida que el basamento metamórfico se alzaba, las secuencias de rocas que lo cubrían fueron erosionadas, probablemente en múltiples eventos, hasta el momento en que se depositó la Fm. Punta del Cobre.

Los movimientos normales e inversos que sufre esta unidad, se asocia a falla Chivato (ver Capítulo 4.3.1) de rumbo N30°E, localizada 1km al este del basamento, paralela a la forma elongada del basamento, lo cual sugiere que esta falla fue responsable de exhumar esta unidad.

La proporción entre máficos (75%) y cuarzo (25%) indica que el protolito sería de composición poco diferenciada, probablemente andesítica o basáltica.



Fotografía 1 Afloramiento del Basamento Metamórfico. Al fondo se ve intrusivo granodiorítico. Imagen tomada hacia el este desde el punto de control 20019578 (ver Anexo B).

4.2.2 Formación Punta del Cobre (Figura 4.5):

Distribución: Esta secuencia se distribuye ampliamente en la zona de estudio, en cordones montañosos con orientación NNE.

Litología: En esta Formación se pueden distinguir al menos tres miembros dentro de la zona de estudio. Se describen a continuación de base a techo y se presenta una columna estratigráfica general para esta Formación (Ver Figura 4.1).

a. Miembro Volcánico: El nivel basal corresponde principalmente a andesitas de anfíbol (ver fotografía 2) (muestras 20019554, 20019587, 20019635) de textura inequigranular porfírica, de grano fino a medio con intercalaciones piroclásticas (Ver Fotografía 3). Los afloramientos se observan con un color anaranjado, producto de la meteorización y oxidación a la que fue expuesta en superficie. Las lavas presentan una masa fundamental afanítica de color verde oscuro en las caras frescas, y entre un 30 y 60% de fenocristales de plagioclasas y anfíboles, que alcanzan

tamaños de 2mm. En la mayoría de las muestras obtenidas, hay un 10% más de plagioclasas que de anfíboles. Además la mayoría de los afloramientos presenta alteración de clorita y epidota, reemplazando los minerales máficos, en este caso, los anfíboles. En cortes transparentes (muestra 20019630, Informe interno QPX) fue descrita como andesita de grano fino. Las rocas piroclásticas corresponden principalmente a tobas cristalinas de lapilli (muestras 20019558, 20019565 y 20019592) y en menor medida, brechas piroclásticas (muestra 20019553). Las tobas cristalinas de lapilli poseen en general un 70% de cenizas y algunas alcanzan hasta 55% por ciento de cristales. En general, son escasas las rocas que presenten más de 20% de bloques. Los cristales identificados son principalmente feldespato potásico, hornblenda y biotita.

b. Miembro Epiclástico: Corresponde principalmente a areniscas finas epiclásticas andesíticas, de grano fino, entre 0,06 y 0,25mm, con un 5% de fragmentos mayores a 2mm. También afloran, menor medida, brechas sedimentarias epiclásticas de composición andesítica. En general estas rocas son de color negro y sus caras expuestas a la superficie, exhiben un color de anaranjado a pardo, producto de la meteorización y oxidación supérgena. El espesor mínimo de este miembro fue calculado en el afloramiento ubicado al extremo este del área de estudio, obteniendo una potencia de 618m. Este miembro sobreyace concordantemente sobre el miembro Volcánico.

c. Miembro Lutítico: En el techo se observan capas de lutitas de color negro, que afloran en el centro del área de estudio, manteniendo con 25° hacia el suroeste (Figura 4.5) (Muestra 20019633). Éstas corresponden a rocas pelíticas de grano fino, con laminaciones milimétricas que alcanzan hasta 2 centímetros de espesor. Su contacto basal no fue observado y su techo corresponde a la superficie de erosión. Se calculó un espesor mínimo para este miembro en el centro del área de estudio, obteniendo una potencia mínima de 62m.

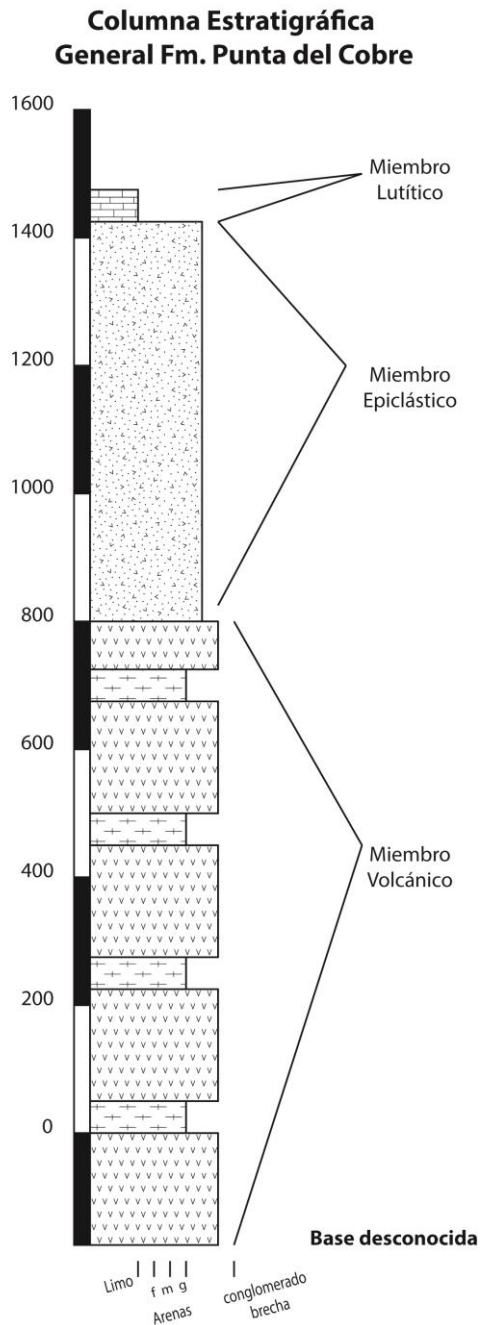


Figura 4.1: Columna estratigráfica de Formación Punta del Cobre. El miembro Volcánico corresponde a la base de la formación. Son principalmente lavas andesíticas con intercalaciones piroclásticas de composición andesítica. Sobre éste, yace de manera concordante, el miembro Epiclásico, compuesto principalmente por areniscas finas epiclásicas de composición andesítica. En la parte superior de la Formación, se encuentra una secuencia de lutitas, asignadas al miembro Lutítico, cuya base no fue observada. Los espesores de los miembros fueron calculados en distintos lugares de la zona de estudio, en base al manto y el tamaño del afloramiento y corresponden a estimaciones de espesores mínimos de cada miembro. La escala vertical está en metros.

Estructuras internas: En el miembro Epiclásico, capas de arenas epiclásicas se encuentran laminadas horizontalmente en su estructura interna. También Se reconocen laminaciones milimétricas en el miembro Lutítico.

Relaciones de contacto: No se observa en el área de estudio el techo de la Formación, sin embargo 16 Km al norte del área de estudio subyace al Grupo Chañarcillo en discordancia angular (Curso Geología de Campo 2 Primavera 2015 Universidad de Chile, 2015). Sobreyace con discordancia angular al basamento metamórfico.

La Formación se encuentra intruida por intrusivos de distinta composición, los cuales se asocian al Plutón Remolino (Lara y Godoy, 1998).

Espesor: Dado que en el área de estudio no se observa ni la base ni el techo de la Formación, sólo se puede estimar un espesor mínimo. La suma de los 3 miembros da un total de 1480m calculado usando los manteos y tamaño de los afloramientos. El espesor según la bibliografía corresponde a 2000m en esta zona de la Carta Quebrada Salitrosa 1:100.000 (Lara y Godoy, 1998).

Edades: Por relaciones de contacto, se infiere que esta formación es posterior al basamento metamórfico y anterior a las unidades intrusivas descritas en el capítulo 4.2. De los antecedentes bibliográficos, se ubica la Formación Punta del Cobre entre el Jurásico y el Cretácico Inferior, Berriasiano por relaciones de contacto (Posterior a Fm. La Negra y anterior al Grupo Chañarcillo).

Correlaciones: De acuerdo a los datos descritos anteriormente, es posible relacionar esta unidad a la Formación Punta del Cobre (Lara y Godoy, 1998).

Interpretación ambiental: De acuerdo a los miembros aquí descritos, se infiere una transición desde las proximidades del arco volcánico existente en el Jurásico Superior – Cretácico Inferior, con depositación de lavas andesíticas (Miembro Volcánico), hacia una posición más distal, compuesta por areniscas finas epiclásticas de composición andesítica y brechas epiclásticas andesíticas, del Miembro Epiclástico. Posteriormente aparecen en el sector centro y centro-norte del área de estudio, sedimentos más finos, dando lugar a la formación de lutitas del Miembro Lutítico, evidenciando una disminución de energía al momento de la depositación. Esta configuración se ilustra a continuación: (Figura 4.2)

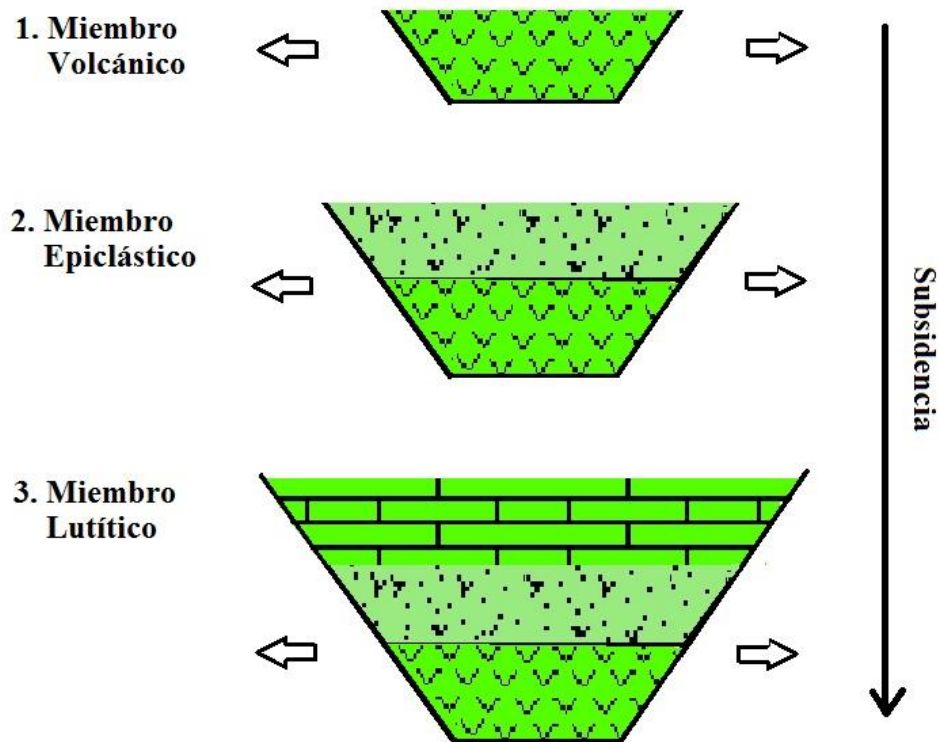


Figura 4.2: Esquema de evolución de la cuenca donde se depositó la Fm. Punta del Cobre. En la fase 1, comienza la depositación de las fases proximales volcánicas, asignadas al miembro Volcánico. A medida que continúa la subsidencia, comienzan a depositarse, sobre el miembro volcánico, rocas epiclásticas, lo que indica una procedencia más distal a la fuente. Estas rocas son asignadas al miembro Epiclástico. Sobre éste, se deposita el miembro Lutítico, cuyo tamaño de grano indica un mayor transporte, siendo el miembro más distal del sistema.

La composición poco diferenciada de las lavas de Formación Punta del Cobre se pueden atribuir a una corteza delgada que no puede diferenciar los magmas generados, lo que se correlaciona bien con un margen extensional ligado a convergencia de placas, que según la bibliografía, era lo que predominaba al momento de generar el arco volcánico del Jurásico, mejor conocido como la Cordillera de la Costa (Benavides et al., 2008).



Fotografía 2: Roca del miembro a. de la Formación Punta del Cobre, correspondiente a una andesita subvolcánica. Muestra 20019554 (Ver anexo B) extraída de las coordenadas UTM 7.057.387N/ 396.954E. Escala en centímetros.



Fotografía 3: Roca del miembro a. de la Formación Punta del Cobre, correspondiente a una toba de lapilli. Muestra 20019585 (Ver anexo B) extraída de las coordenadas UTM 7.058.592N/396.824E. Escala en centímetros.

4.1.1 Gravas de Atacama y material no consolidado

Distribución: Afloran por toda el área de estudio, principalmente en los bajos topográficos. En el mapa geológico, no fue coloreado (Figura 4.5).

Litología: Gravas semi-litificadas, polimícticas, matriz soportado con mala selección. Estas rocas tienen un rango de color entre gris y pardo, y se encuentran afectadas por meteorización. Se lograron identificar clastos, tanto redondeados como angulosos, de proveniencia ígnea, con tamaño variable entre pocos milímetros y 15 centímetros (Ver fotografía 4). Se puede observar que las capas basales presentan una mayor litificación (hasta 60%) con respecto a las sobreyacentes (no litificadas).

Estructuras internas: con manteo subhorizontal, menor a 5°, hacia múltiples direcciones dependiendo de su origen. Los niveles más litificados corresponden a los de la base de las gravas (Ver Fotografía 4). Son de origen aluvial, coluvial y en menor proporción, fluvial.

Relaciones de contacto: En discordancia angular sobre la Fm. Punta del Cobre.

Espesor: Capas métricas variables entre 1 y 5 metros, observadas en diversos lugares del área de estudio, principalmente en bajos topográficos.

Edades: Según la bibliografía, son gravas miocenas y material cuaternario, en terreno se observan clastos provenientes de intrusivos, por lo que se asigna una edad posterior a las unidades intrusivas. Edades de cenizas intercaladas arrojan edades entre 9 y 17Ma. (Arévalo, 2005).

Correlaciones: El material semi-litificado se correlaciona bien con las Gravas de Atacama de (Mortimer, 1973).

Interpretación ambiental: Las Gravas de Atacama, asignadas al mioceno (Arévalo, 2005), representan principalmente, el resultado de un alzamiento abrupto en esa época, exponiendo las rocas a superficie, permitiendo que la acción del clima las meteorice y erosione. Además, como resultado del alzamiento, estas rocas adquieren una mayor energía potencial gravitatoria, que, permite la posterior caída y transporte del material, rellenando bajos topográficos con aluvios, coluvios y depósitos fluviales.



Fotografía 4: Gravas de Atacama. Presentes principalmente en los bajos topográficos del área de estudio. La posición del martillo en la imagen delimita 2 niveles, el inferior con una litificación cercana a un 60% y el superior con un 40%.

4.2 Rocas intrusivas

A continuación se describen las rocas intrusivas observadas en terreno indicando su distribución en el área de estudio, litología, roca de caja y relaciones de corte y edad. Las unidades están ordenadas de más antigua a más nueva. Posterior a las descripciones se muestra una interpretación de dichas unidades. Cabe mencionar que no hay documentación previa publicada de estas unidades intrusivas.

4.2.1 Unidad Diorítica (Figura 4.5):

Distribución: Aflora de manera discontinua en una franja norte-sur al este del área de estudio (Ver Figura 4.5). Es la unidad intrusiva más abundante en el área de estudio, cubriendo una superficie aproximada de 4km². En terreno se observan como cuerpos con techo plano, bajo rocas de Punta del Cobre.

Litología: Rocas de color principalmente negro, sin embargo, las caras expuestas a la superficie presentan una pátina de color pardo oscuro por la meteorización. Es de textura porfírica y su contenido de fenocristales varía entre 35 y 75% siendo principalmente plagioclasas de entre 1 y 3mm y anfíboles de 1mm. Algunos afloramientos presentaron contenido de feldespato potásico de hasta 5%. En general el fenocristal más abundante es plagioclasa, habiendo afloramientos que presentan más anfíboles, sin embargo éstos se encuentran en general más alejados de la traza de la falla Chivato (ver Estructuras 4.3.1), y suelen estar menos alteradas, mientras que los afloramientos más cercanos a la falla, están más alterados y han perdido la mayoría de sus minerales máficos. La masa fundamental es principalmente anfíboles microfaneríticos y en menor proporción, plagioclasas. En cortes transparentes (muestras 20019568 y 20019554, Informe interno QPX) se describió como diorita de grano fino a medio y como intrusivo hipabisal con composición andesítica respectivamente. Se presenta una fotografía de muestra de mano de esta unidad en la Fotografía 5.

Roca de caja y relaciones de corte: La roca de caja para esta unidad corresponde a la Fm. Punta del Cobre, observándose en terreno en contacto por intrusión principalmente con las facies volcánicas y epiclásticas de Punta del Cobre. En el centro-este del área, se observa contacto plano subhorizontal de esta unidad, bajo el Miembro Volcánico de Punta del Cobre. Esta unidad se observa intruída por las unidades Granodiorítica y Tonalítica. Se observan también diques de composición granodiorítica, es decir, más diferenciada, cortando las dioritas.

Edad: Por relaciones de corte se infiere que es posterior a la Fm. Punta del Cobre. Se asocia al Plutón Remolino (110 – 90 Ma.) (Lara y Godoy, 1998), ubicado en la Hoja Quebrada 1:100.000 a 1 km al sur de esta unidad.



Fotografía 5: Roca de la Unidad Diorítica, correspondiente a la muestra 20019554 (Ver anexo B) extraída de las coordenadas UTM 7.057.464N /396.984E. Escala en centímetros.

4.2.2 Unidad Monzodiorítica (Figura 4.5):

Distribución: Aflora mayormente en el extremo este del área de estudio y en una pequeña área en el centro, cubriendo una superficie total de 0,4km². (Ver Figura 4.5).

Litología: Rocas con textura porfírica, con 40% de fenocristales, con una masa fundamental microfanerítica >1mm. Los afloramientos presentan leve meteorización en las caras expuestas y silicificación intensa en el centro del área de estudio. En el extremo este de la zona, se observan con escasa y nula alteración de clorita – epidota. Los fenocristales son en su mayoría plagioclasas (30%) de 3mm promedio, feldespatos potásicos (5%) de 3mm promedio y anfíboles (5%) de 1mm promedio. En corte transparente (muestra 20019603, Informe interno QPX) se describió como un intrusivo hipabisal con composición diorítica, sin embargo en muestra de mano fue descrita como monzodiorita, por lo que no se descarta que este cuerpo ígneo contenga ambas facies ígneas.

Roca de caja y relaciones de corte: En el centro del área de estudio, se observa intruyendo concordantemente al miembro a. (volcánico) de la Formación Punta del Cobre. Este contacto se observa principalmente subhorizontal, subparalelo a la estratificación.

Edad: No existen antecedentes de dataciones para esta unidad, pero por relaciones de corte se infiere que es posterior a la Fm. Punta del Cobre.

4.2.3 Unidad Monzonítica (Figura 4.5):

Distribución: Esta unidad aflora en el centro norte del área de estudio, en dos altos topográficos de 0,2km² (ver Figura 4.5). El afloramiento más grande tiene una forma elongada con orientación NNE, alineado con el otro afloramiento. Éstos se ubican en las coordenadas UTM 7.059.000N /394.000E.

Litología: Roca equigranular, fanerítica con tamaño de grano medio, con cristales de 2 a 3mm. Los afloramientos presentan una intensa oxidación y meteorización en las caras expuestas a superficie, sin embargo el color de las caras frescas es en general grisáceo. En general, no se observa en estas rocas alteración hidrotermal. Los minerales principales que contiene, ordenados por abundancia, son plagioclasas (45%), feldespato potásico (40%) y anfíbol (15%). En cortes transparentes, se describió como una monzonita de anfíbol. En la Fotografía 7 se observa una muestra de mano de la unidad.

Roca de caja y relaciones de corte: En terreno se observa contacto por intrusión con la Fm. Punta del Cobre de manera plana (Fotografía 6). El afloramiento ubicado más al sur se observa concordante bajo el miembro volcánico de la Fm. Punta del cobre, que presenta metamorfismo de contacto.

Edad: No existen dataciones para esta unidad, pero intruye a la Fm. Punta del Cobre, por lo que se concluye que es posterior a ella, es decir, posterior a la Edad Albionense.



*Fotografía 6: Contacto plano entre Fm. Punta del Cobre (izq.) y unidad Monzonítica (der.)
Foto tomada hacia el oeste, desde el punto de control 20019564 (ver anexo B).*



Fotografía 7: Roca de la Unidad Monzonítica, correspondiente a la muestra 20019564 (Ver anexo B) extraída de las coordenadas UTM 7059103N/ 394.183E. Se observan colores pardos en caras expuestas a la superficie, las cuales sufrieron meteorización Escala en centímetros.

4.2.4 Unidad Tonalítica (Figura 4.5):

Distribución: Es la unidad que cubre el menor área, y aflora en dos altos topográficos en la zona centro-norte del área de estudio, con una superficie de 0,1km² (ver Figura 4.5).

Litología: Roca equigranular, fanerítica con tamaño de grano medio, en torno a los 2mm. Los afloramientos están oxidados presentando un color anaranjado en sus caras expuestas a la superficie, mientras que sus caras frescas son de color gris blanquecino, con anfíbolos negros. Los minerales principales que contiene, ordenados por abundancia, son plagioclasas (45%), cuarzo (35%) y anfíbol (20%). En cortes transparentes (Muestra 20019583, Informe interno QPX) fue descrita como un intrusivo hipabisal de composición tonalítica.

Roca de caja y relaciones de corte: Uno de los afloramientos corresponde a un cerro isla por lo que no se observan relaciones de contacto. El afloramiento ubicado más al noreste, se observa en contacto discordante, cortando la Unidad Diorítica y la Fm. Punta del Cobre.

Edad: Al igual que la unidad Monzonítica, no tiene dataciones, pero intruye a la Unidad Diorítica, por lo que se concluye que es posterior al Cretácico Inferior.

4.2.5 Unidad Granodiorítica (Figura 4.5):

Distribución: Se reconocieron cinco afloramientos en una franja discontinua NNE por el centro del área de estudio (ver Figura 4.5), aproximadamente entre las coordenadas UTM 7.052.000N/393.000E y 7.060.000N/398.000E. Es el intrusivo con la segunda mayor área, con dos cuerpos mayores de aproximadamente 2 x 0,5 km² y 3 de menor tamaño, cubriendo en total una superficie de 2km².

Litología: Corresponden a rocas equigranulares faneríticas, con matriz de color gris blanquecino, con tamaño de grano medio, entre 2 y 4 mm. En el centro del área de estudio aparecen nada o poco alteradas, mientras que en el sur, aparecen fuertemente meteorizadas y oxidadas. Los minerales principales que contiene, ordenados por abundancia, son plagioclasas (25%), anfíboles (25%), cuarzo (20%), biotita (20%) y feldespato potásico (10%). En cortes transparentes (muestra 20019580, Informe interno QPX) fue descrita como granodiorita de biotita.

Roca de caja y relaciones de corte: Se dispone principalmente en contacto concordante bajo el miembro epiclástico de Punta del Cobre. Al centro del área de estudio se observa cortando a la unidad Diorítica y en el sur, se observa intruyendo concordantemente al basamento metamórfico, el cual no presenta metamorfismo de contacto.

Edad: Esta unidad intruye a la Unidad Diorítica, por lo que es, al igual que las unidades Tonalíticas y Monzoníticas, posterior al Cretácico Inferior.



Fotografía 8: Roca de la Unidad Granodiorítica, correspondiente a la muestra 20019580 (Ver anexo B) extraída de las coordenadas UTM 7.052.004N/393.466E. Se observa una cara afectada por la meteorización y oxidación al estar expuesta en superficie. En la parte superior-derecha se observa una cara fresca. Escala en centímetros.

Interpretación:

Las relaciones de corte y la distribución en la zona de estudio de los cuerpos intrusivos evidencian la existencia de una cámara magmática alimentadora, que fue evolucionando y diferenciándose a medida que la debilidad cortical asociada a la Falla Chivato (ver Estructuras 4.4.1) permitía el ascenso de estos pulsos, funcionando estos mismos como lubricantes para el desplazamiento inverso de dicha falla. De los pulsos observados en terreno, el más antiguo, por relaciones de corte, corresponde a la unidad Diorítica, que justamente es la unidad menos diferenciada. A medida que la cámara fue formando estos plutones, fue evolucionando y diferenciándose, dando lugar a nuevos pulsos con una composición más diferenciada, aumentando la presencia de minerales de cuarzo y feldespatos alcalinos. Esto se ve reflejado en los intrusivos que cortan la Unidad Diorítica, como la unidad Monzonítica, Tonalítica y Granodiorítica.

La presencia de afloramientos de las unidades intrusivas en altos topográficos, evidencia actividad inversa de la falla Chivato. Se interpretan al menos dos episodios de deformación inversa: Primero para el emplazamiento de las unidades intrusivas, intruyendo a la Fm. Punta del Cobre (Cretácico Inferior) y segundo, al alzar estas unidades hasta la superficie y altos topográficos. Al haber clastos de intrusivos en las Gravas de Atacama, se interpreta que hubo una deformación inversa miocena.



Figura 4.3: Tabla de edades de formación relativa. Interpretada basándose en la disposición de los afloramientos en terreno, específicamente en las relaciones de contacto y de corte. En la bibliografía se asigna a la Fm. Punta del Cobre una edad Jurásica Superior-Cretácica Inferior. Las Gravas de Atacama fueron datadas obteniendo edades Miocenas. Tanto el basamento Metamórfico como las unidades intrusivas no tienen edades radiométricas, sin embargo, se asocian los intrusivos al Plutón Remolino, con edad 110-90-Ma.

4.3 Estructuras

A continuación se describen las estructuras reconocidas en terreno: una falla interpretada del tipo escama gruesa, asignada a la Falla Chivato y un anticlinal que afecta a las rocas epiclásticas de la Fm. Punta del Cobre.

El término escama gruesa hace referencia a un estilo de deformación, que reúne ciertas características (Pfiffner, 2006) (Castelli 2016, comunicación verbal):

1. Son estructuras de alto ángulo.
2. En su origen, actuó como falla normal.
3. Alcanzan profundidades de entre 10 y 15km
4. Su deformación afecta basamento.
5. Es reactivada de modo normal e inverso según el régimen tectónico, por lo que controla sedimentación, topografía, alzamiento y la exhumación de basamentos e intrusivos.

4.3.1 Falla Chivato: (Figura 4.5)

En el área de estudio existe un fuerte control estructural evidenciado por la lineación, con orientación NE, de los cordones montañosos, los intrusivos granodioríticos, el basamento metamórfico y la alteración hidrotermal (Ver capítulo 5). No se observa en superficie una traza de falla, sin embargo hay evidencias vistas en terreno que permiten inferirla y caracterizarla:

Además de los lineamientos recién mencionados, la presencia del basamento metamórfico exhumado, con forma elongada orientada NE sugiere la presencia de una escama gruesa (Pfiffner, 2006), implicando un manteo de alto ángulo hacia el noroeste. También se midieron fuertes manteos (75°W) en las rocas del Miembro Volcánico de la Fm. Punta del Cobre en las vecindades de donde se infiere la traza de la falla, mientras que, hacia el oeste, alejándose de la traza, la Fm. Punta del Cobre presenta un suave homoclinal (entre 20 y 25° al oeste).

Al lado este del sector donde se infiere la traza de la falla, se observa el Miembro Epiclástico del Punta del Cobre manteniendo hacia el este, con lo que se forma un pliegue anticlinal (ver figuras 4.5 y 4.7).

Como se mencionaba anteriormente, la alteración hidrotermal de Chivato se encuentra controlada estructuralmente; las zonas más intensamente silicificadas están espacialmente en el borde occidental de la falla, y va disminuyendo la intensidad hacia el noroeste, lo que sugiere que los fluidos responsables de causar la alteración, podrían haber utilizado la falla como conducto para ascender.

Con estas evidencias, se interpreta la presencia de una falla de escama gruesa, que aflora al lado este del área de estudio, con un rumbo $\text{N}30^{\circ}\text{E}$ y manteo subvertical hacia el oeste y vergencia sur-este.

La historia de movimiento de esta falla, según la evidencia colectada se interpreta a continuación (Figura 4.4):

↘	↗	↘	↗	↘	↗	↗	
E	C	E	C	E	C	C	
Pz?	Tr	Jr			K	Terc	Tiempo →

Figura 4.4: Historia de movimiento de Falla Chivato. La flecha que apunta hacia abajo indica movimiento normal y la flecha que apunta hacia arriba, inverso. E y C significan extensión y compresión respectivamente. Pz?= Paleozóico, Tr = Triásico, Jr = Jurásico, K = Cretácico, Terc = Terciario.

Pz?: Para que la falla Chivato produzca el alzamiento de basamento de hasta 8km de profundidad, es necesario que sea una falla de alto ángulo. Por este motivo se infiere que comenzó su actividad de con deformación normal. Con las evidencias colectadas en el presente trabajo no es posible determinar una edad para para este suceso, pero se infiere que fue antes del Jurásico.

Tr: En el Triásico esta falla tiene actividad inversa, alzando el basamento metamórfico y exponiendo las unidades que lo sobreyacen a erosión.

Jr: En el Jurásico se interpretan al menos 3 episodios de deformación. Comienza con deformación normal, asociada a la depositación principalmente volcánica de La Negra. Luego la falla se invirtió, alzando La Negra y provocando su erosión. Esto se explica por el contacto (discordancia angular) entre Punta del Cobre y el basamento metamórfico, donde no quedan rocas de La Negra. Posterior al alzamiento con erosión, ocurre otro episodio de deformación normal, asociado al volcanismo de la Fm. Punta del Cobre.

K: En el Cretácico, asociado al desmembramiento de Gondwana, ocurre una inversión tectónica, donde se emplazan las unidades intrusivas del área de estudio (ver Figura 4.6).

Terc: Se evidencia otro episodio de movimiento inverso al encontrar las unidades intrusivas en superficie y las Gravas de Atacama.

Esta falla se le asigna el nombre Falla Chivato, ya que sus características (edad de deformación y ubicación de traza) son consistentes con los del Sistema de Fallas Chivato, descrito en el marco geológico. Posee una extensión de al menos 10 km de largo en el área de estudio y un gran salto estratigráfico de al menos 8 km inferido al aflorar el basamento metamórfico en el borde occidental de ésta. En un trabajo de Walsh y Watterson (1988), se indica que hay una relación directa entre el salto y el largo de una falla, siendo el salto la raíz cuadrada del largo. Tomando esto en cuenta, el salto estratigráfico de 8 km implica que la traza de falla podría tener sobre 60km de largo (Walsh & Watterson, 1988).

4.3.2 **Anticlinal:**

En la zona centro sur del área de estudio se forma un anticlinal con eje noreste, paralelo a la traza de la falla Chivato, que afecta al miembro Epiclástico de la Fm. Punta del Cobre (Figuras **4.5** y **4.7**). De oeste a este, existe un aumento en el manteo de estas rocas, comenzando con manteos suaves de $20^{\circ}W$, y cerca de la traza de la falla, manteos abruptos de $75^{\circ}W$. Al extremo este de la zona de estudio falla, hay rocas de Punta del Cobre manteando con 18° hacia el este.

Dado que la estructura afecta a rocas de Punta del Cobre, se asigna una edad de deformación posterior al Cretácico Inferior. La disposición $N30^{\circ}E$ del eje del anticlinal (paralela a la traza de la falla Chivato) evidencia que el acortamiento fue producido en dirección NW.

Se interpreta el origen de este acortamiento como una deformación generada por la inversión tectónica del Cretácico Tardío, momento en el cual ocurre el desmembramiento de Gondwana, cambiando el régimen tectónico de extensional a compresivo.

4.4 Mapa y secciones geológicas

A continuación se presentan el mapa geológico a escala 1:25.000 y 2 secciones geológicas oeste-este, interpretados para el presente informe.

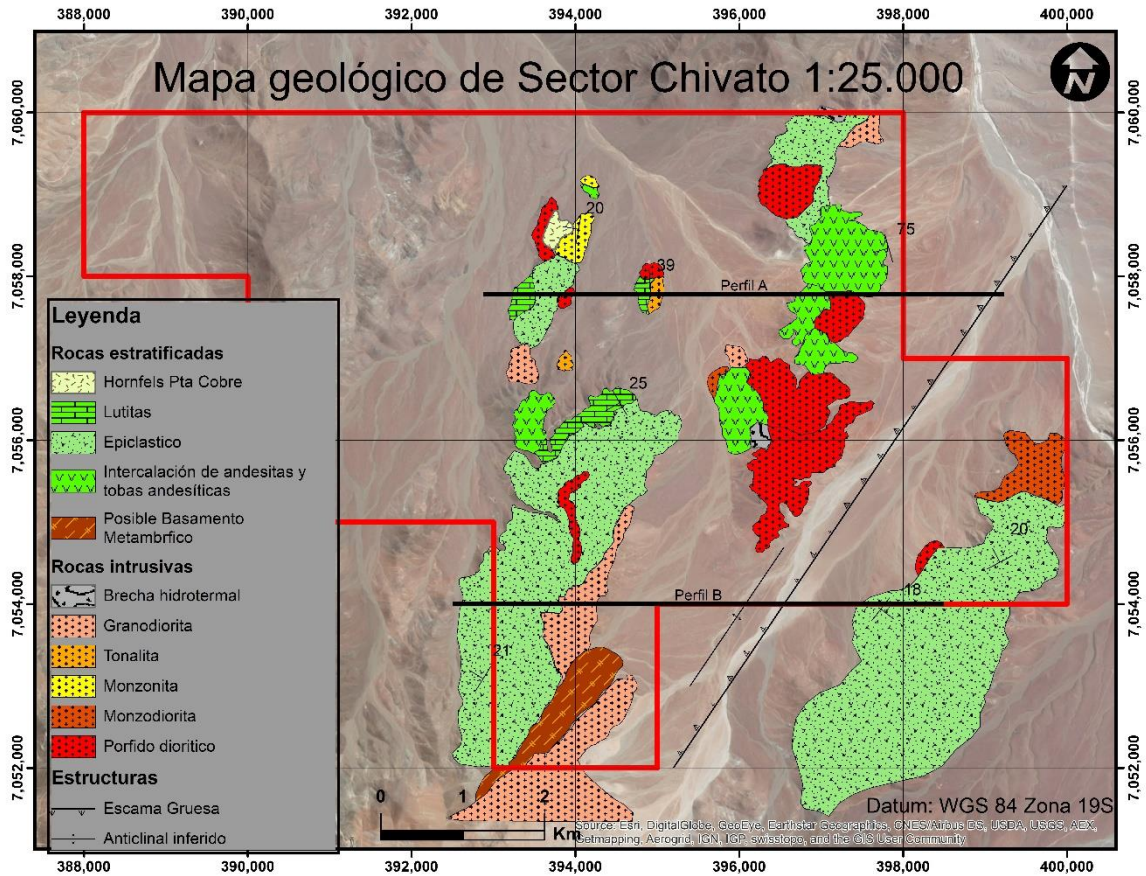


Figura 4.5: Mapa geológico a escala 1:25.000 elaborado para el presente trabajo.

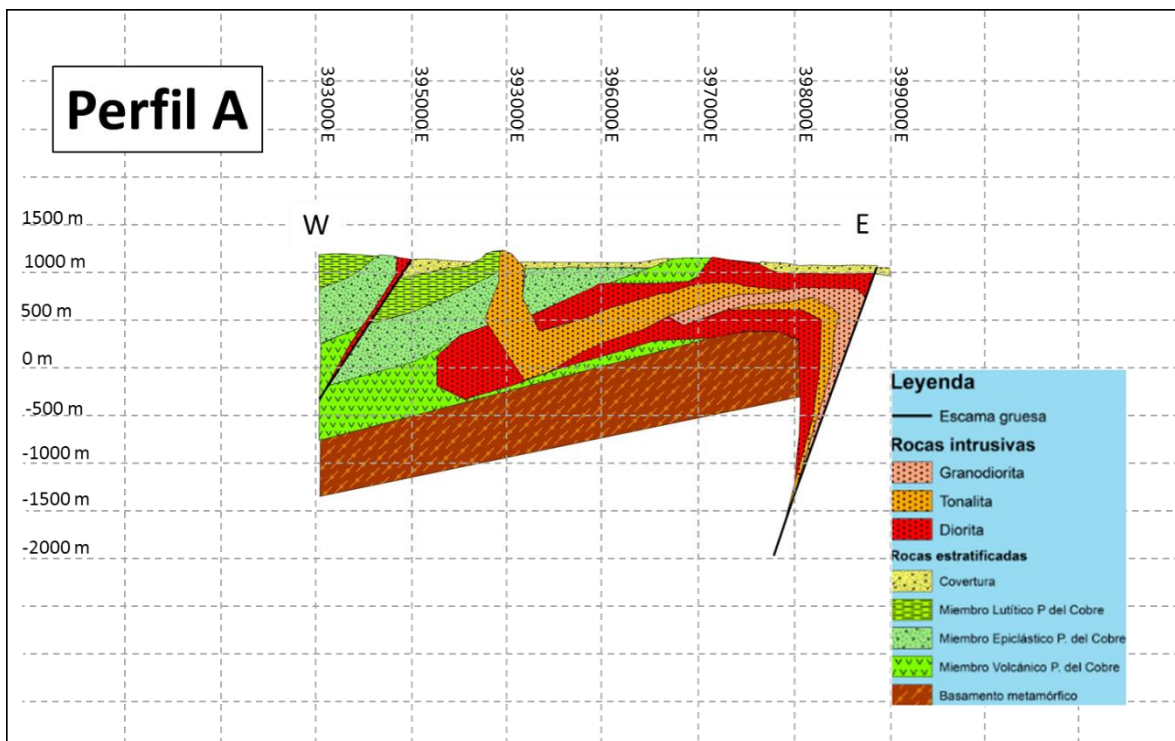


Figura 4.6: Perfil A. Se interpreta la Falla Chivato como una escama gruesa que se interpreta como conducto tanto para los intrusivos como para los fluidos responsables de generar alteración hidrotermal. Las rocas estratificadas de Punta del Cobre mantienen hacia el oeste. En profundidad se interpretan distintos pulsos de una cámara magmática, siendo los más primitivos intruídos por los más diferenciados. El basamento no fue observado.

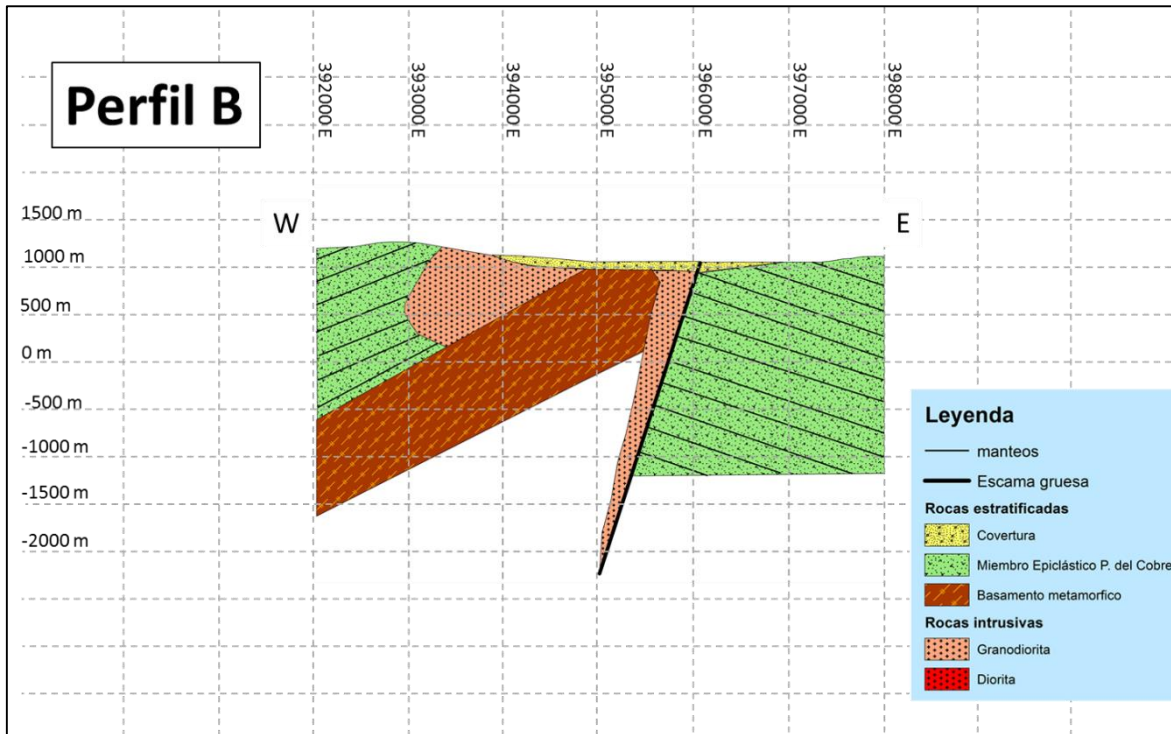


Figura 4.7: Perfil B donde se observa la unidad epiclástica de Punta del Cobre formando un anticlinal, con eje noreste. La falla de escama gruesa controlaría el ascenso de las unidades intrusivas y la alteración hidrotermal del área de estudio. El basamento no fue observado.

5 Alteraciones y mineralización de Chivato

5.1.1 Introducción

En el presente capítulo se describen los tipos de alteración hidrotermal observadas en terreno y se presenta un mapa de alteración a escala 1:25.000. Las principales alteraciones reconocidas fueron Silicificación y Clorita-Epidota. En la descripción se incluye distribución, rocas afectadas, descripción general y una interpretación.

5.1.2 Alteraciones

Silicificación:

Distribución: Este tipo de alteración se distribuye en dos franjas elongadas con orientación NE, una de 2x5km² y otra 1x4km, a lo largo del borde occidental de la falla Chivato (ver Figura 5.1).

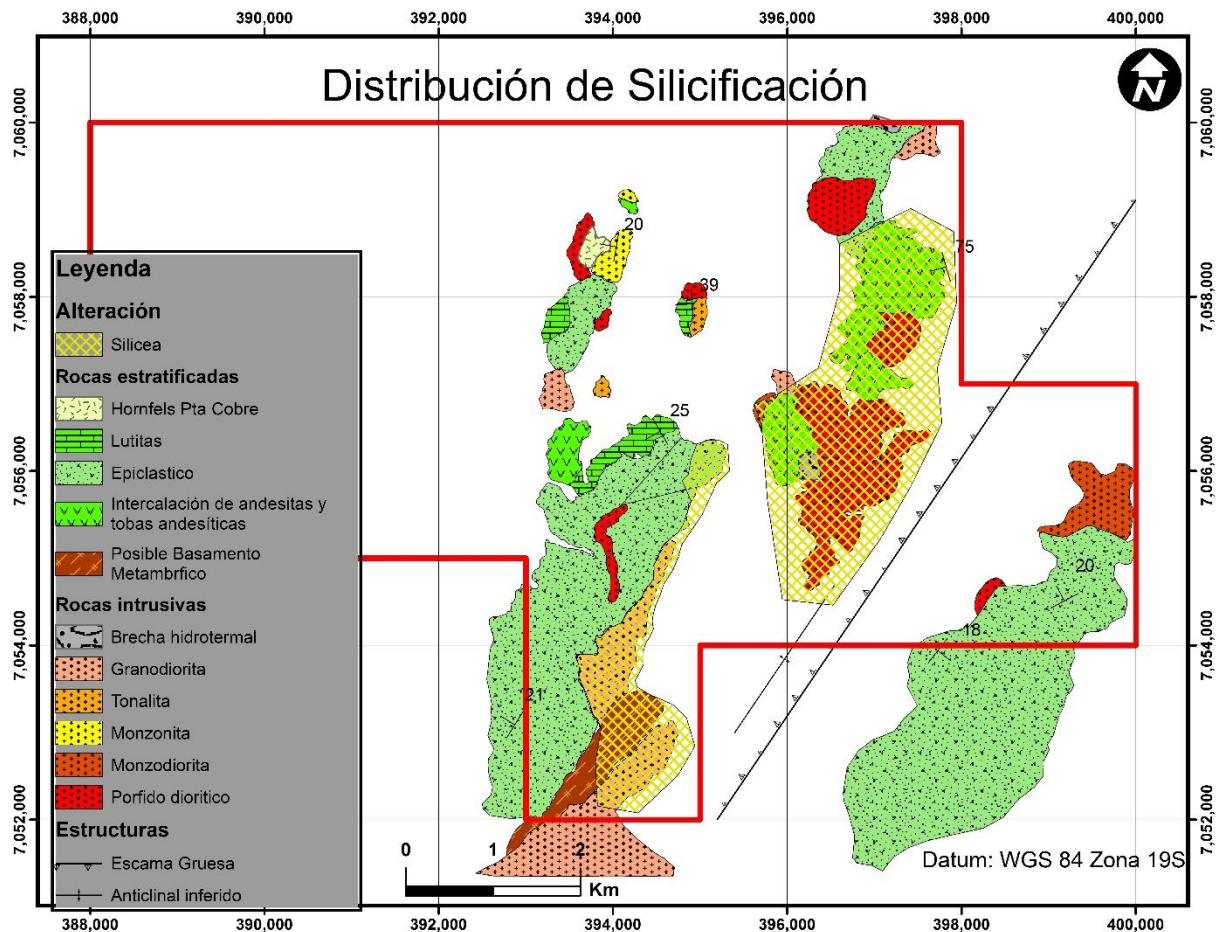


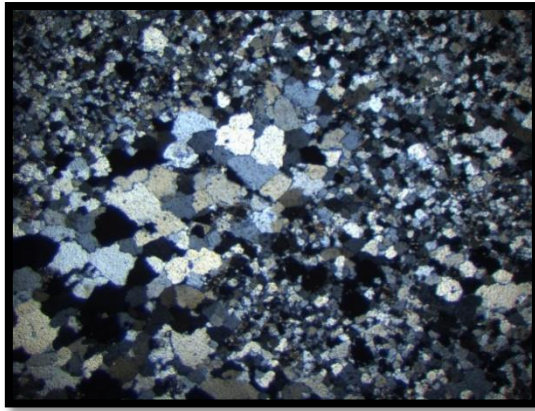
Figura 5.1: Distribución de la alteración hidrotermal tipo silíceas. Se puede observar una relación espacial con la traza de la Falla Chivato, encontrándose en franjas paralelas a ella, y a una distancia menor a 3km.

Rocas afectadas: La silicificación afecta principalmente a las rocas que están a menos de 2 km de la traza de la falla Chivato, es decir, al miembro Volcánico de la Fm. Punta del Cobre, a la Unidad Diorítica, Unidad Granodiorítica y en menor medida, a la Unidad Monzodiorítica (Ver Figura 5.1).

Descripción: Asociación de cuarzo, cuarzo-sericita y cuarzo-caolinita que afecta de manera general a las rocas, alterando tanto su masa fundamental o matriz, como los fenocristales. La silicificación presenta intensidad variable desde 10% hasta rocas completamente obliteradas (ver fotografías 9 y 10). En la zona centro del área de estudio se encontró una mina abandonada de sílice, donde se registró una alta presencia de caolinita (ver fotografía 11). Las rocas afectadas por esta alteración tienen una alta dureza con respecto al rayador de tungsteno y alta resistencia a los impactos del martillo geológico. De eso se concluye que la alteración aumentó la presencia de sílice. En la Unidad Diorítica se observa silicificación sobreimpuesta a la alteración Clorita-Epidota (descrita en el presente capítulo), por lo que se infiere que es posterior. En el sur del área de estudio se observaron vetas de especularita con óxidos de cobre con orientación N50°W, con espesores variables entre 4 a 20cm (ver fotografía 12). En la zona centro-este, en corte transparente (muestra 20019594) se observó actinolita reemplazando anfíboles. Las rocas de la Fm. Punta del Cobre tienen una susceptibilidad magnética entre 5 y 15 mSi. Sin embargo las rocas afectadas por silicificación, tienen valores menores a 1 mSi, lo cual implica una pérdida de la magnetita, mientras que en la zona centro-este del área de estudio, presentan valores de hasta 45 mSi, interpretado como un aumento de magnetita por la alteración.



Fotografía 9: Roca silicificada, asignada a Punta del Cobre. Se observa que la alteración afectó tanto a la matriz como a los fenocristales.



*Fotografía 10: Alteración silíceea observada en corte transparente (Muestra 20019616).
Fotografía obtenida con aumento 2.5X a nicoles cruzados.*



Fotografía 11: Relictos de una antigua mina de sílice ubicada en el centro del área de estudio. Las rocas están completamente obliteradas y presentan principalmente sílice y caolín.



Fotografía 12: Vetas de specularita con óxidos de cobre (crisocola). Estas vetas se disponen con orientación N50°W, y cortan a la unidad Granodiorítica, afectada principalmente por alteración silíceo.

Interpretación: Dado que esta alteración está distribuida en las cercanías y de forma paralela a la traza de la falla Chivato, se infiere que fluidos responsables de causarla fueron controlados por la falla Chivato. Esta idea se refuerza al encontrar tanto rocas ígneas intrusivas como extrusivas alteradas por igual, lo que sugiere que no hay un control litológico.

Dado que la alteración afecta a las unidades intrusivas, ésta ocurrió posterior a las intrusiones, es decir, la edad máxima de alteración es Cretácica Inferior. Se observó silicificación sobrepuesta a rocas con alteración Clorita-Epidota, por lo que esta última fue anterior.

En la muestra 20019594, ubicada en el centro-este del área de estudio, se encontró actinolita reemplazando anfíboles, lo que se interpreta como una manifestación de alteración calco-sódica, que posteriormente fue sobrepuesta por alteración silíceo.

Alteración Clorita-Epidota:

Distribución: Esta alteración se presenta en la mayoría de las rocas aflorantes, exceptuando el sur del área de estudio, donde se encuentra el basamento metamórfico y al lado occidental de la traza de la falla Chivato, donde la silicificación es predominante.

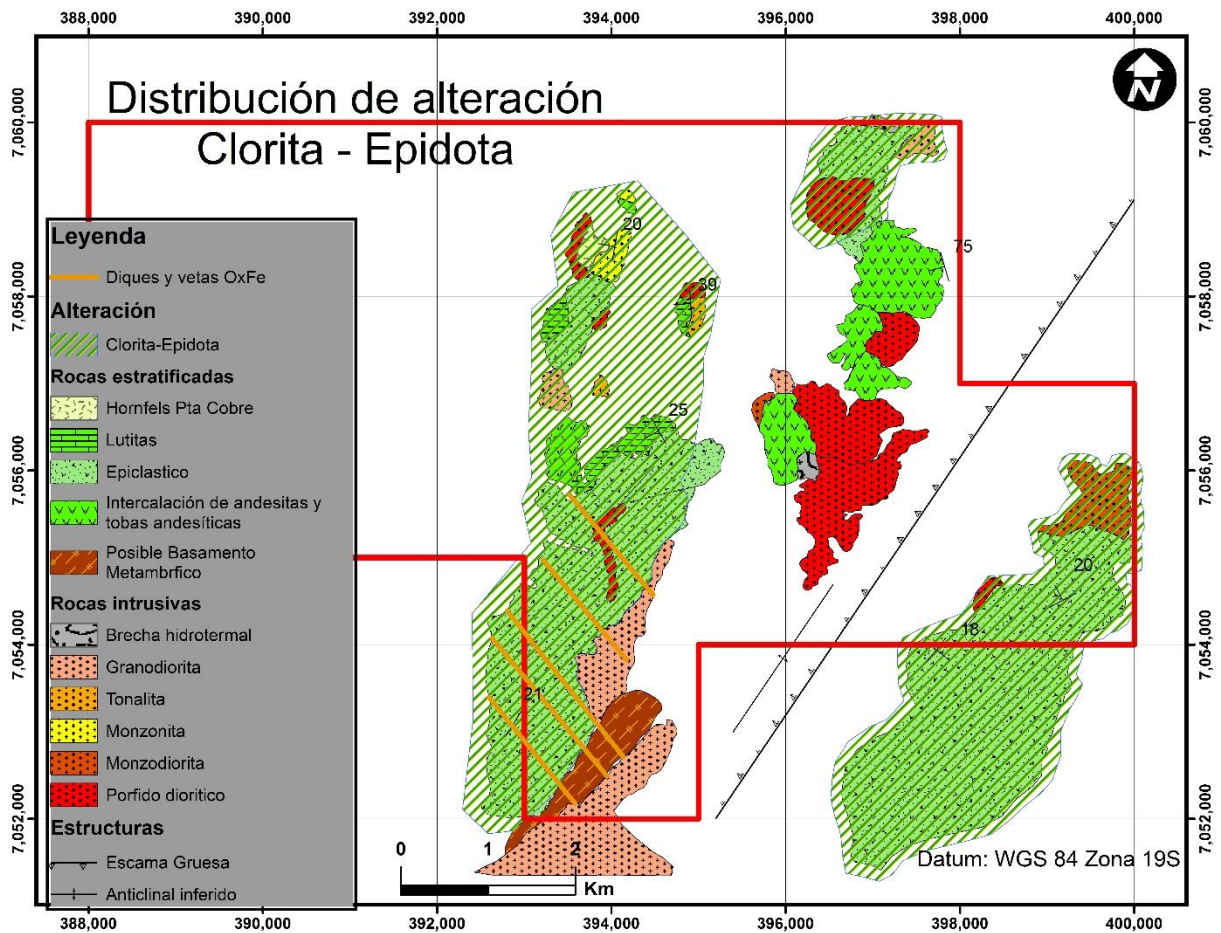


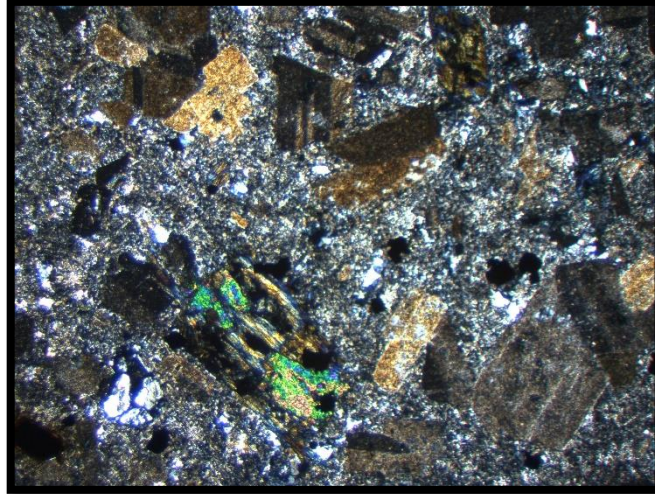
Figura 5.2: Distribución de la alteración hidrotermal Clorita-Epidota.

Rocas afectadas: Afecta a todos los tipos de rocas del área de estudio, excepto al basamento metamórfico. En las zonas altamente silicificadas no siempre fue posible identificar esta alteración por lo que no fue coloreada en el mapa, sin embargo en algunos afloramientos más frescos, se observó silicificación sobrepuesta a la alteración Chlorita-Epidota, por lo que no se descarta que las rocas silicificadas hayan sido afectadas por la alteración Clorita-Epidota previamente.

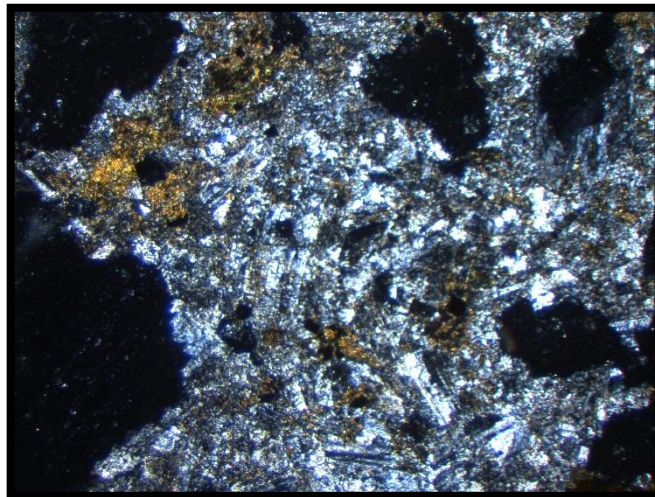
Descripción: Corresponde a una alteración principalmente a clorita y menor epidota. Sin embargo no es extraño encontrar rocas con sólo uno de estos minerales. Las rocas alteradas presentan una coloración verdosa, que aumenta con el grado de alteración. Esta alteración se puede observar principalmente reemplazando minerales máficos (ver fotografía 13), generalmente anfíbolos, de forma diseminada y en relleno de vetillas. Afecta tanto rocas de la Fm. Punta del Cobre, como intrusivas. Se observa también, menor medida, alteración en la masa fundamental y matriz, variando la intensidad de alteración entre 5% y 40%. En general, las rocas afectadas por esta alteración tienen susceptibilidad magnética entre 5 y 40mSi, por lo que se infiere que esta alteración no varía el contenido original de magnetita.

En el centro del área de estudio, en zonas de alteración Clorita-Epidota, existen más de 12 vetas rectas con orientación N50°W con mineralización de óxidos de hierro, principalmente hematita, magnetita, y goethita (ver fotografía 15). Algunas de estas vetas presentan mineralización de cobre (crisocola).

En el extremo noreste de la zona de estudio, existe una mina abandonada de cobre, que corresponde a una brecha hidrotermal, ubicada en el miembro Volcánico de la Fm. Punta del Cobre, con clastos de andesitas y matriz de especularita (ver fotografía 16). La brecha tiene mineralización de cobre (crisocola) y en las vecindades se observaron vetas rectas de calcita de hasta 10cm de espesor.



Fotografía 13: Monzonita con sericita reemplazando feldespato potásico y plagioclasa. Alteración de clorita y epidota y presencia de opacos cuadrados, (posiblemente pirita). En la imagen se observa epidota reemplazando un fenocristal (colores verdes-azules) y clorita diseminada. Muestra 20019564, fotografía tomada a nicoles cruzados con aumento de 2.5x.



Fotografía 14: Microfoto de muestra 20019554. Intrusivo hipabisal diorítico. Se reconoce alteración propilítica: Alteración clorítica fuerte y menor epidota, posible pirita (opacos). También se reconoce sericita en el centro de plagioclasas. Foto tomada a nicoles cruzados, con aumento de 2.5x.

Interpretación: La asociación mineral de esta alteración es típica para alteración propilítica. Esta alteración afecta gran parte del área de estudio y está asociada al calentamiento producido por las intrusiones, que al cambiar las condiciones de temperatura del ambiente, cambia también la mineralogía. Se interpreta esta alteración como contemporánea al emplazamiento de los intrusivos

en el área de estudio. Posteriormente, el borde occidental de la traza de la Falla Chivato fue afectado por silicificación, que se superpuso a esta alteración.



Fotografía 15: Vetas de óxidos de hierro, cortando Punta del Cobre. Principalmente presenta magnetita y especularita y tienen una orientación promedio N50°W.



Fotografía 16: A la izquierda, se ve una falla (en rojo) de rumbo N50°W con manteo 45°W que delimita una brecha hidrotermal con matriz de especularita y mineralización de crisocola, con clastos andesíticos (lado izq.) de la Fm. Punta del Cobre (a la derecha de la falla). Al lado derecho se observa una muestra de la brecha con mineralización de crisocola (tonos verdes).

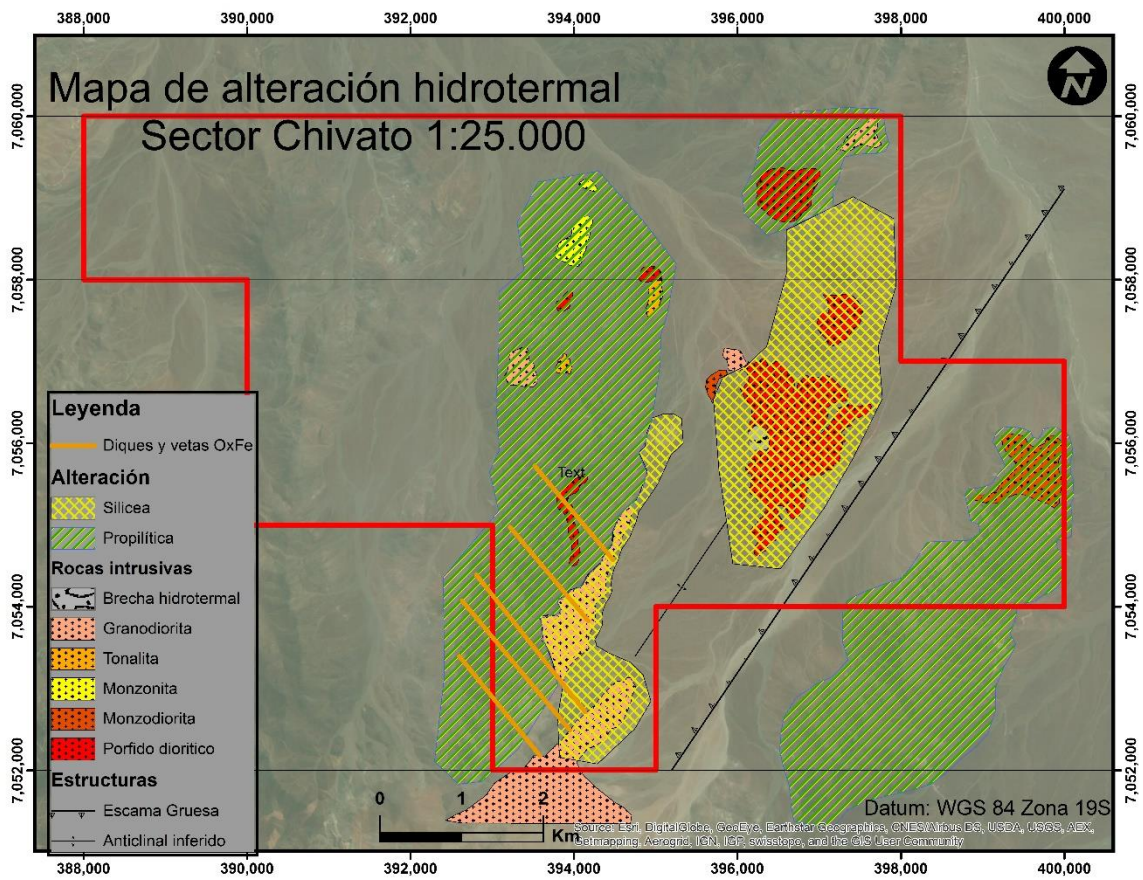


Figura 5.3: Mapa de alteración hidrotermal del sector Chivato.

6. Geoquímica: Análisis y resultados

6.1 Introducción

En el presente capítulo se procede a presentar la metodología utilizada y los resultados obtenidos a partir de la geoquímica. Se colectaron en terreno 80 muestras para análisis ASD, 67 para análisis mediante ICP-MS de 4 ácidos de elementos menores y 13 para elementos menores y óxidos mayores (Ver Anexos D).

El objetivo de estos análisis fue identificar minerales de alteración que no fueron identificados en muestra de mano, determinar tipos de intrusivos, su clasificación con respecto al contenido de aluminio, y buscar patrones de zonación de elementos

ASD

Para comprender cómo funciona el análisis ASD, es necesario entender los conceptos SWIR (Short Wave Infra Red) y VNIR (Very Near to Infra Red).

SWIR, hace referencia a un rango del espectro electromagnético entre los 1000 y 2500 nanómetros de longitud de onda. Se usa un segmento del SWIR, entre los 1300 y 2500 nm., que contiene las características de absorción más importantes.

VNIR es un rango de longitud de onda cercano al infra rojo y se relaciona con la emisión de electrones en lugar de la vibración de enlace y debe ser tratado de manera distinta.

En esencia, entender las características de absorción en los rangos SWIR y VNIR, permite interpretar algunos minerales de alteración claves y sus variaciones composicionales.

Las características de absorción en el rango SWIR están en función de la composición de los minerales. Son la manifestación de absorción de energía de la red cristalina al variar el estado de vibración. Estos estados de vibración son característicos y responden a distintos niveles de energía. En otras palabras, las características de absorción ocurren para longitudes de onda, específicas y bien definidas.

Los niveles de energía que definen estas longitudes de onda, están en función del tamaño del radio iónico de los cationes unidos a diferentes moléculas. Los enlaces vibrarán a diferentes longitudes de onda en función del largo del enlace. Como el largo del enlace entre un átomo específico y una molécula será consistente, es posible predecir las composiciones y cambios composicionales en minerales siendo analizados por sus longitudes de onda, y los cambios de estas (Hunt 1977)

En otras palabras, la luz reflejada por cualquier material es afectada por la interacción subatómica entre la luz incidente y los enlaces de las partículas de ese material. Estos cambios son detectables y se pueden relacionar con características composicionales, que bien interpretadas, pueden guiar a entender la mineralogía y cambios sistemáticos en la especie mineral, relacionadas a las condiciones de formación (Trott, 2016).

ICP-MS

Las siglas corresponden a Espectrometría de Masas con Plasma Acoplado Inductivamente. Es una técnica de análisis elemental e isotópico capaz de determinar y cuantificar la mayoría de los

elementos de la tabla periódica en un rango 8 órdenes de magnitud alcanzando a captar el orden de 1 nanogramo/litro. Puede además llevar a cabo la cuantificación de la composición isotópica y estudios de la estabilidad de isótopos traza (Taylor, 2001).

6.2 Resultados

Se adjuntan a continuación los principales resultados obtenidos de los análisis integrados de geoquímica.

En la figura 6.1 fueron graficados en un diagrama AFM datos de 8 muestras de intrusivos, obteniendo principalmente una signatura calco-alcalina. Hubo 2 muestras que indican signatura tholeiítica, pero se interpretan como errores causados por el movimiento de cationes producido por la alteración hidrotermal.

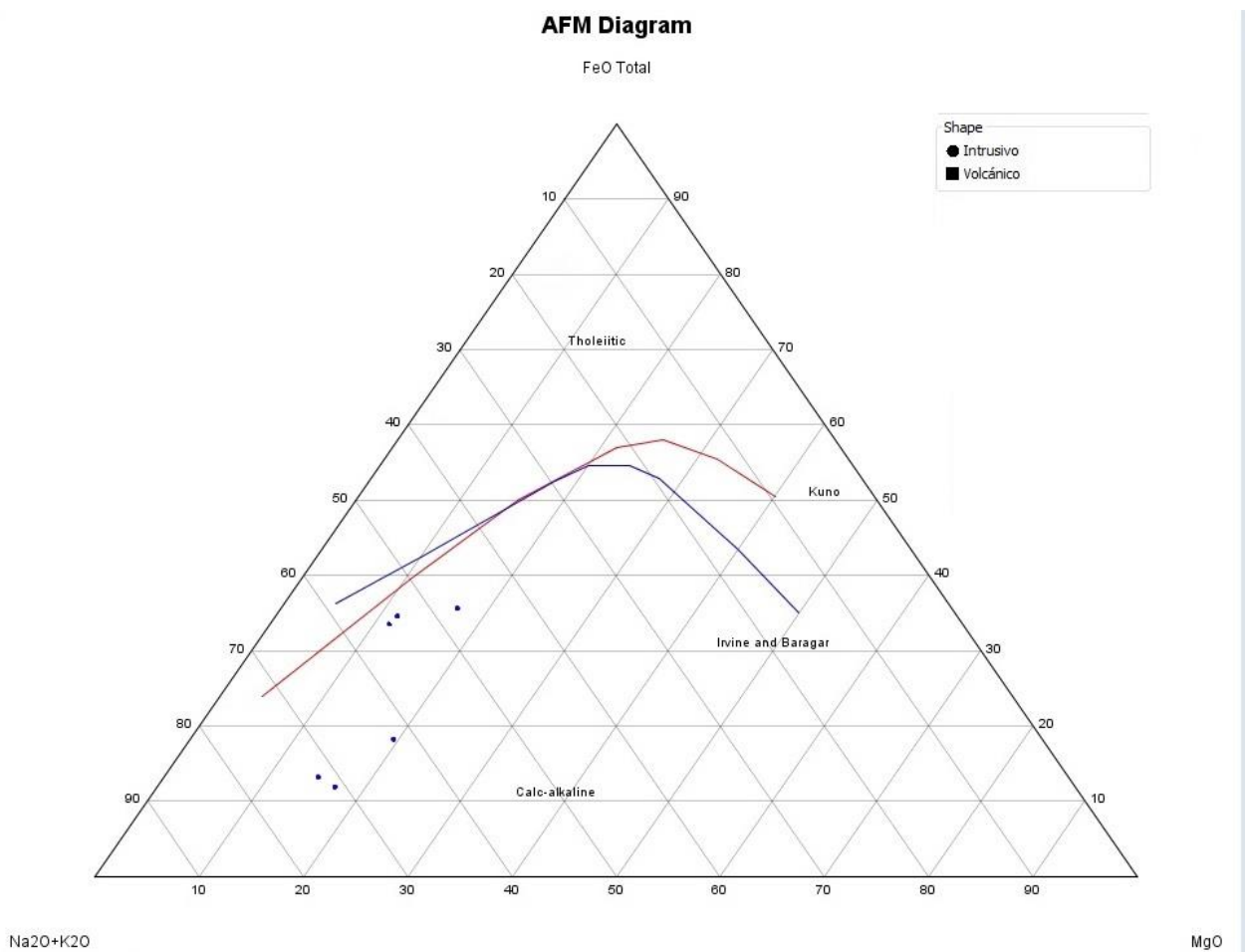


Figura 6.1: Diagrama AFM. Se indica la signatura calco-alcalina de los intrusivos del área de estudio.

En la figura 6.2 se observa un diagrama de índice de alcalinidad vs porcentaje de SiO₂, utilizado por Frost y Frost, (2008) para discriminar entre rocas ígneas metaluminosas y peralcalinas. El índice de alcalinidad se calcula con la razón molar Al/(Na+K). Con índices mayores a 1, se considera una signatura metaluminosa. Para el presente trabajo todos los intrusivos son clasificados como metaluminosos.

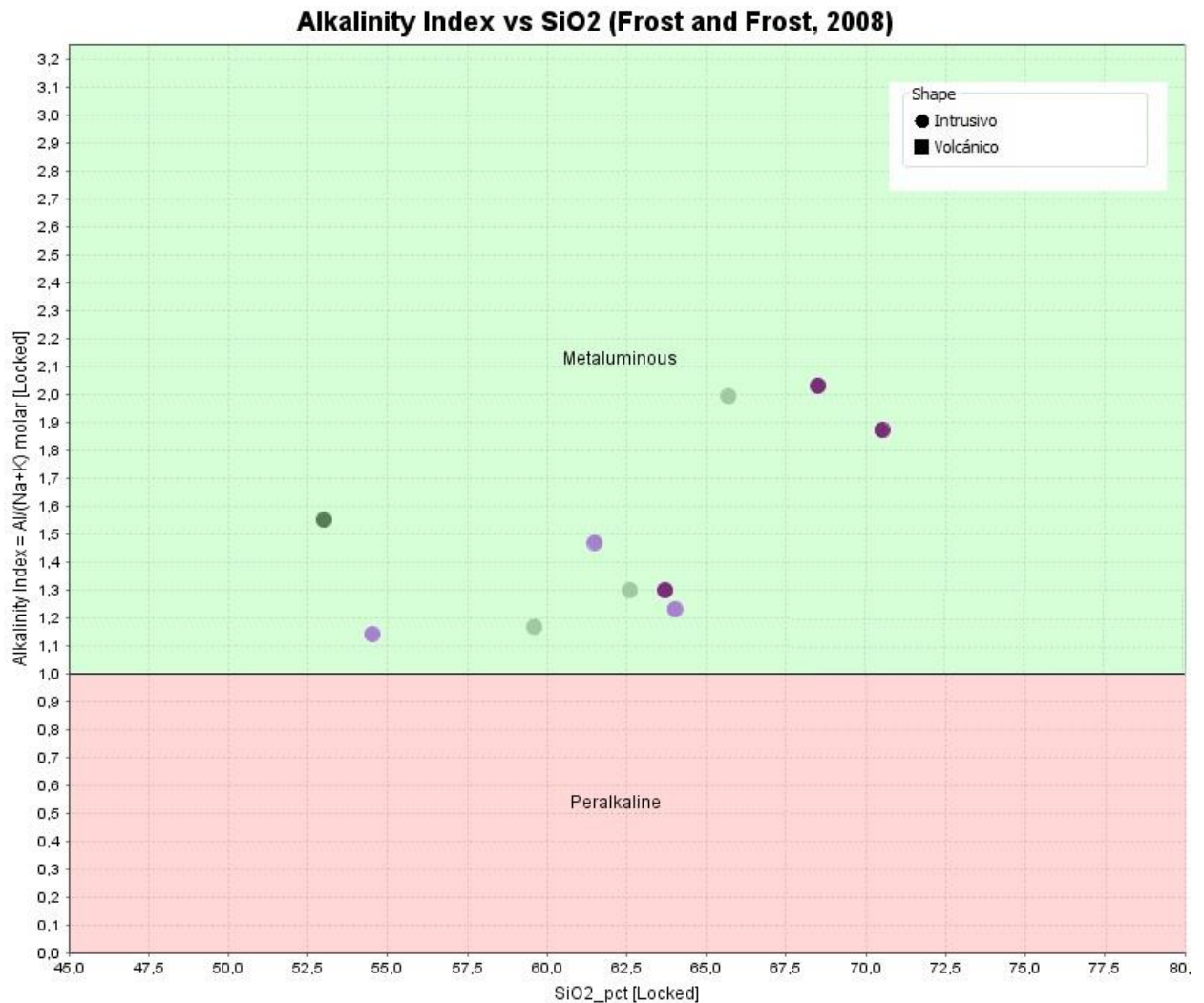


Figura 6.2: Diagrama de índice de alcalinidad vs porcentaje de SiO₂. El índice se calcula con la razón molar Al/ (Na+K), donde los resultados menores a 1 indican una signatura peralcalina mientras que los mayores a 1, metaluminosa. Los intrusivos de del sector Chivato aquí graficados, dan una signatura metaluminosa.

En la figura 6.3, se utiliza el índice “Agpaitic Index” que corresponde a la razón $(Na+K)/Al$ molar y se grafica en función de la razón $10000(Ga/Al)$ en ppm, utilizado por Whalen et al, 1987 para discriminar entre granitos tipo A (Granitos anorogénicos) y otros tipos de granitos. Los datos de los intrusivos de Chivato caen en el campo de “otros granitos”, indicando que no corresponden a granitos tipo A. Los yacimientos de cobre en Chile no están asociados a granitos tipo A, por lo que esto es un buen antecedente.

A and I-S-M-type Granite Differentiation using Agpaitic Index $(Na+K)/Al$ molar (Whalen et al, 1987)

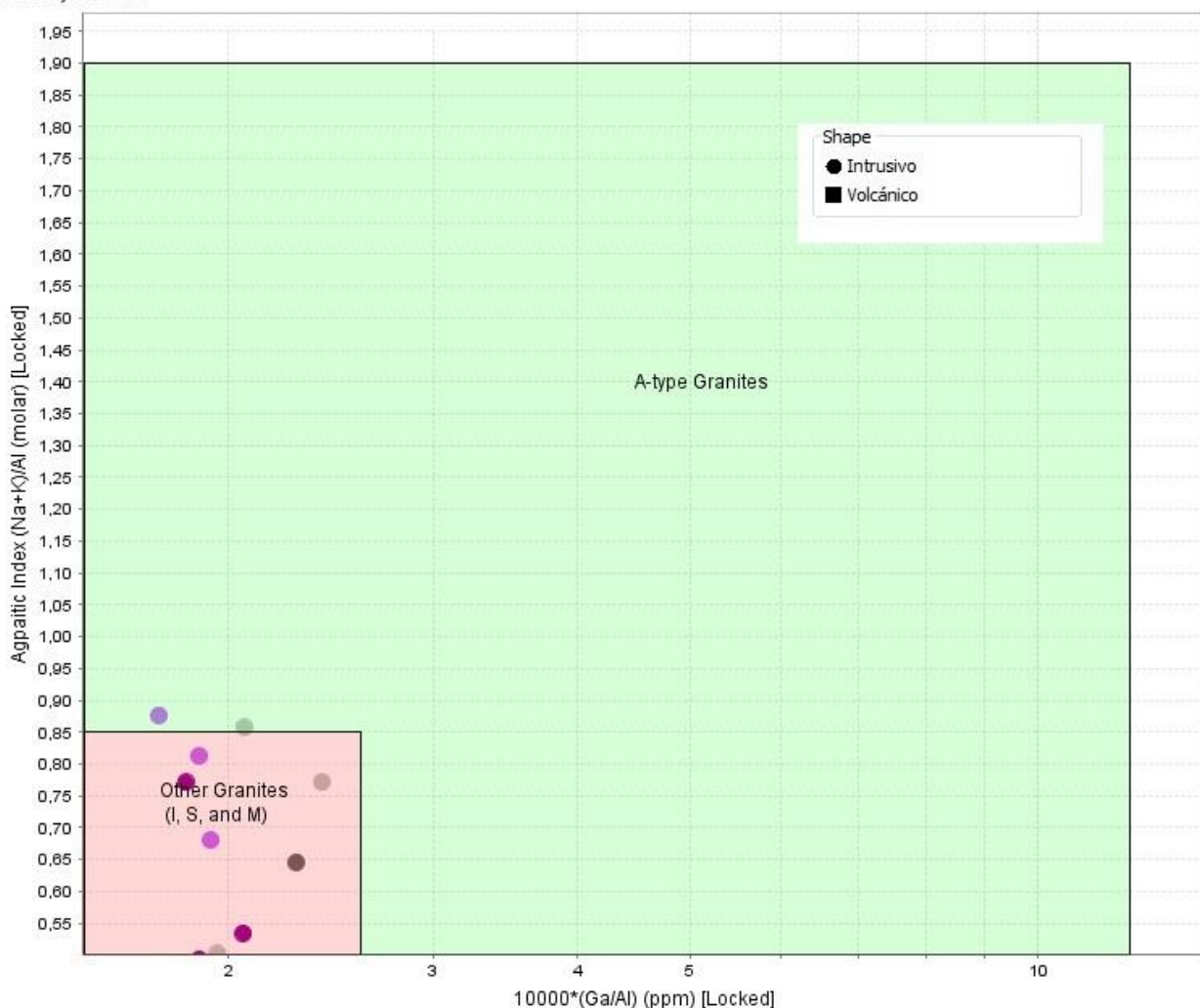


Figura 6.3: Diferenciación de tipos de granito. Se utiliza el índice Agpaitico; $((Na+K)/Al)$ en función de $10.000*(Ga/Al)$ en ppm para discriminar los granitos tipo A de los tipo I (protoplito ígneo), S (protoplito sedimentario) y tipo M (protoplito mantélico). Este método fue desarrollado por Whalen y otros en 1987 cuando caracterizaron geoquímicamente los granitos tipo A. Para el área de Chivato, los intrusivos no muestran patrones geoquímicos para ser clasificados como tipo A.

En la figura 6.4 se expone un diagrama que discrimina tipos de alteración para un sistema IOCG. Este diagrama fue desarrollado por Montreuil et al. (2013) para discriminar entre alteraciones tipo: Na, Na-Ca-Fe, Ca-Fe, Ca-K-Fe, K-Fe y K. Utiliza concentración molar para representar la signatura geoquímica y minerales de las rocas. Los campos de alteración en el diagrama se basan en el modelo de Corriveau et al. (2010), que se usa para una amplia variedad de protolitos.

Para el sector Chivato, de 12 muestras se clasificaron 2 con alteración potásica, 3 con alteración sódica, 3 con alteración Na-Ca-Fe-(Mg), mientras que las restantes se clasificaron como débilmente alteradas.

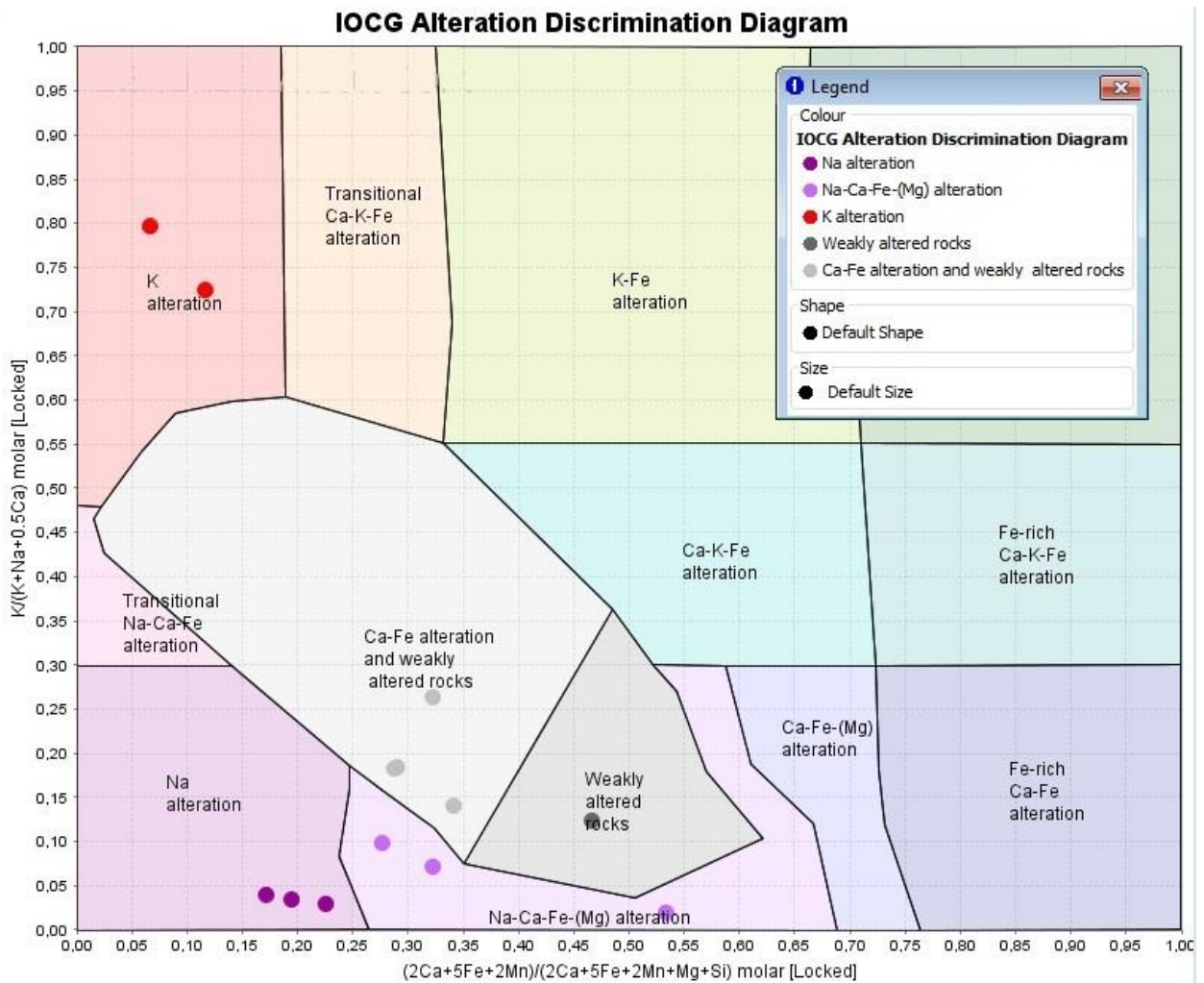


Figura 6.4: Diagrama de discriminación de alteraciones IOCG (Montreuil et al 2013). Se grafican rocas intrusivas y volcánicas con datos de análisis litogeoquímico. En el sector Chivato se identifica la presencia de alteraciones Na-Ca-Fe-(Mg), sódica y potásica, basadas en el modelo de Corriveau et al. (2010).

En la figura 6.5, se muestra el contenido de un grupo de elementos traza, utilizados para la exploración de pórfidos cupríferos. Se busca encontrar un patrón de zonación de elementos definida por Halley et al. (2015).

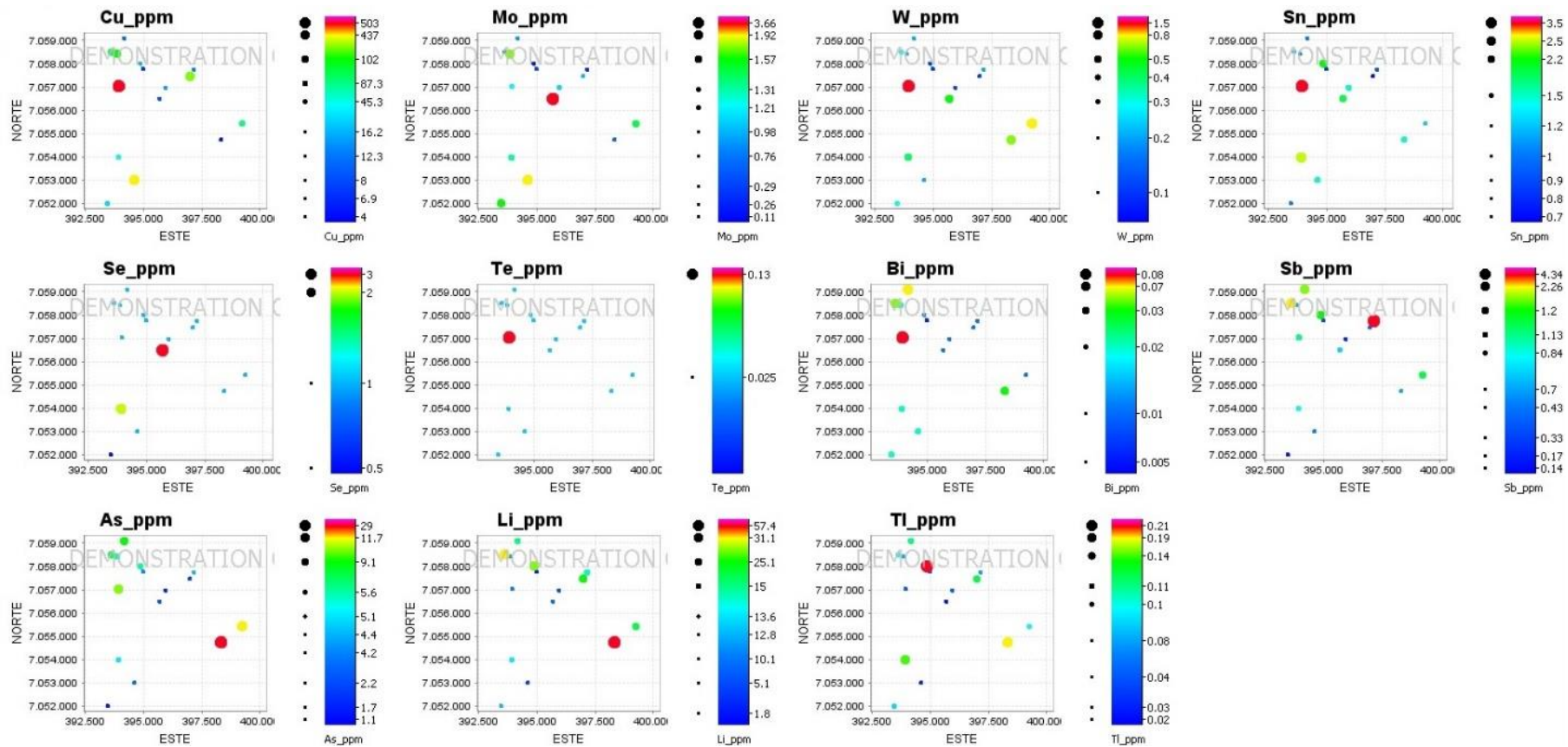


Figura 6.5: Contenido (en partes por millón) de elementos utilizados para la exploración de pórfidos cupríferos. Halley et al. (2015) describen una zonación de elementos traza característica en torno a los pórfidos cupríferos.

7. Discusiones

7.1 Sobre potencial sistema PCD

Como se describe en el capítulo 3.7, los yacimientos tipo PCD se forman a partir de batolitos calco-alcalinos. La signatura calco-alcalina de los intrusivos del área de Chivato, son un buen antecedente.

Una de las hipótesis que se busca comprobar en el presente trabajo, es si la zona con alta silicificación (Figura 5.1) corresponde a una litocapa de un pórfido cuprífero.

Según la evidencia colectada en terreno y los resultados de los análisis geoquímicos, la zona de alteración silícea contiene minerales de montmorillonita, paragonita, muscovita, caolinita y calcita. (Informe interno QPX). Una litocapa contiene comúnmente minerales de alunita, cuarzo, enargita y pirita siendo la alunita utilizada para definir vectores de temperatura, según su contenido de calcio y sodio (Gemmell, 2014). Dado que en este trabajo no hubo reconocimiento de minerales característicos de una litocapa, se concluye que la zona de alteración silícea no es una litocapa de pórfido cuprífero.

En la figura 7.1 se muestra un patrón de zonación de elementos traza para pórfidos cupríferos (Halley et al., 2015). Se indica el contenido mínimo, en partes por millón, de once elementos, esperados en un cierto radio alrededor del sistema. En la figura 6.5 se presenta los contenidos de estos once elementos, obteniéndose como resultado que los únicos elementos que se encuentran en concentración suficiente son el litio y antimonio, sin embargo son escasas las muestras que tienen suficiente concentración.

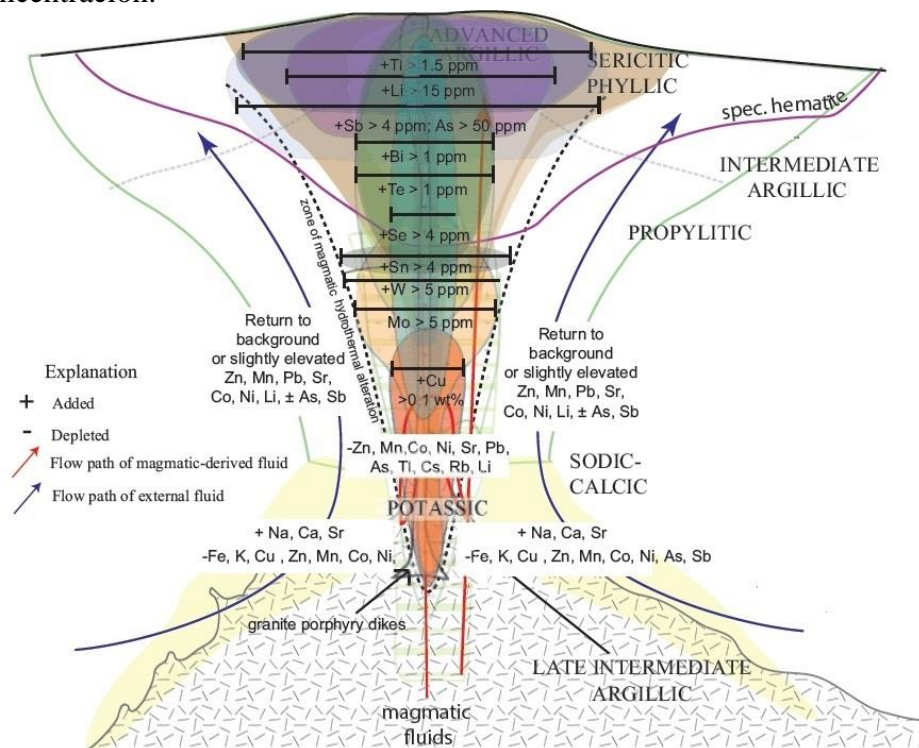


Figura 7.1: Zonación de elementos traza en torno a un sistema tipo pórfido cuprífero. Según este modelo, se espera encontrar un contenido mínimo de Ti, Li, Sb, As, Bi, Te, Se, Sn, W, Mo y Cu en torno al pórfido. Extraído de Halley et al. (2015).

La ausencia de concentraciones mínimas para estos elementos trazas y la ausencia de una litocapa, permiten concluir que el área de Chivato no es un sistema de tipo pórfido cuprífero.

7.2 Sobre potencial para sistema IOCG

Como se describió en el capítulo 3.6, los depósitos tipo IOCG de la cordillera de la costa están usualmente hospedados en andesitas sub-aéreas o en intrusivos contemporáneos, en un rango composicional entre gábrico a granodiorítico. En el área de Chivato, se tienen andesitas sub-aéreas en el miembro basal de la Fm. Punta del Cobre, e intrusivos de composición entre diorítica y granodiorítica.

También se asocian los IOCG a complejos intrusivos calco-alcalinos, tipo I y metaluminosos. De los resultados de geoquímica se concluye que los intrusivos en Chivato son de signatura calco-alcalina (Figura 6.1) y metaluminosos (Figura 6.2). Además, se asocian los sistemas IOCG a eventos magmáticos de volúmenes moderados de alteración alcalina, generalmente proximal e hidrolisis, generalmente distal. La zona de alteración silíceo, que se corroboró que no era una litocapa de pórfido cuprífero, presenta minerales de sericita, clorita, cuarzo, calcita y hematita (Informe interno QPX) que son minerales característicos del nivel superior de un sistema IOCG (ver figura 3.2). La hematita se suele presentar en su forma especular y se encuentra además en una brecha hidrotermal con matriz de especularita ubicada al noreste del área de estudio, con mineralización de cobre.

En el capítulo 3.6 se describe también la asociación mineral para alteración calco-sódica en la base de un sistema IOCG. Los minerales presentes son albita, escapolita, actinolita, clorita y epidota. Con muestras de mano y análisis geoquímicos se determinó la presencia de todos estos minerales a excepción de la escapolita (Informe interno QPX). A escala de muestra de mano no fue posible reconocer actinolita, sin embargo se encontró tanto en cortes transparentes (muestra 20019594), cómo en análisis ASD, en las muestras 20019558, 20019577, 20019559 y 20019610 (Informe interno QPX). La presencia de este mineral es un buen indicador de alteración calco-sódica.

La alteración potásica, donde se suelen concentrar los minerales de mena, está caracterizada por minerales de biotita, albita, clorita y mineralización de magnetita. En el área de Chivato se encuentra esta asociación, aunque la presencia de biotita sólo es abundante en el sur del área de estudio. La presencia de magnetita se verifica con los valores altos (entre 5 y 50 mSi) de susceptibilidad magnética (Informe interno QPX) tomadas tanto para las rocas intrusivas como volcánicas.

Además se puede observar a escala de muestra de mano en el centro del área de estudio, localizada en vetas de orientación N50°W.

Al encontrarse evidencias de los 3 tipos de alteración hidrotermal típicos de sistemas IOCG, mineralización de óxidos de hierro, como magnetita y hematita, mineralización de cobre, una escama gruesa que controla la distribución de la alteración hidrotermal e intrusivos idóneos para formar sistemas IOCG, se concluye que el área de Chivato corresponde a un sistema IOCG.

8. Conclusiones y recomendaciones

8.1 Conclusiones

En el presente trabajo se delimitó la distribución de la alteración hidrotermal en el área de Chivato y se caracterizó según su mineralogía presente e intensidad.

A raíz de los datos colectados y generados para el presente informe, se descarta la presencia de un sistema tipo pórfido cuprífero en el área de Chivato, descartando que la zona con alta silicificación sea una litocapa y verificando la ausencia, con geoquímica, de elementos trazas característicos de estos sistemas.

Las alteraciones presentes en el sector de Chivato son típicas para un sistema IOCG chileno, reconociéndose mineralogía que definen alteraciones potásica, calco-sódica y de hidrólisis. Las características de los intrusivos presentes, y de las asociaciones minerales concuerdan modelos genéticos de los yacimientos IOCG de la cordillera de la costa (QPX Estudios internos).

Además, se describió un complejo intrusivo, no documentado, con al menos cuatro composiciones distintas, asociadas a distintos pulsos de una misma cámara magmática. Las composiciones son diorítica, monzonítica, tonalítica y granodiorítica.

También se reconoció un basamento metamórfico en el extremo sur del área de estudio, el cual no tenía antecedentes. Este basamento presenta texturas que se forman a más de 8 km de profundidad, evidenciando un alzamiento importante, que en este trabajo se atribuye a la actividad inversa de la falla de escama gruesa Chivato. Esta falla controla la morfología, topografía, distribución de intrusivos y distribución de alteración hidrotermal del área de Chivato, siendo la estructura de mayor importancia. Se interpreta esta falla como el conducto por dónde ascienden los pulsos magmáticos y los fluidos de alteración hidrotermal.

La Fm. Punta del Cobre presenta mineralización de óxidos de hierro y de óxidos de cobre en superficie, a escala de pequeña minería. Sumando esto más la alteración hidrotermal presente, típica de sistemas tipo IOCG, y la presencia de importantes minas del tipo IOCG en su alrededor, como Santo Domingo o Manto Verde, se concluye que este sector tiene buen potencial para exploración de yacimientos de cobre-hierro-oro.

8.2 Recomendaciones

Considerando las conclusiones del presente informe, se recomienda explorar el área de Chivato considerando que es parte de un sistema tipo IOCG. Como guía relevante hay que considerar la Falla Chivato, que a gran escala, controla la disposición de los intrusivos, alteración y mineralización de la zona. El basamento metamórfico documentado en este trabajo indica un salto estratigráfico de varios kilómetros, lo cual se debe considerar al momento de interpretar la falla.

Las rocas sub-aéreas de la Fm. Punta del Cobre poseen porosidad la cual permite el paso de fluidos hidrotermales y el anticlinal ubicado en las cercanías de la traza de la falla, podría ser un objetivo concreto donde explorar, dado que podría servir de trampa para fluidos mineralizadores.

9. Bibliografía

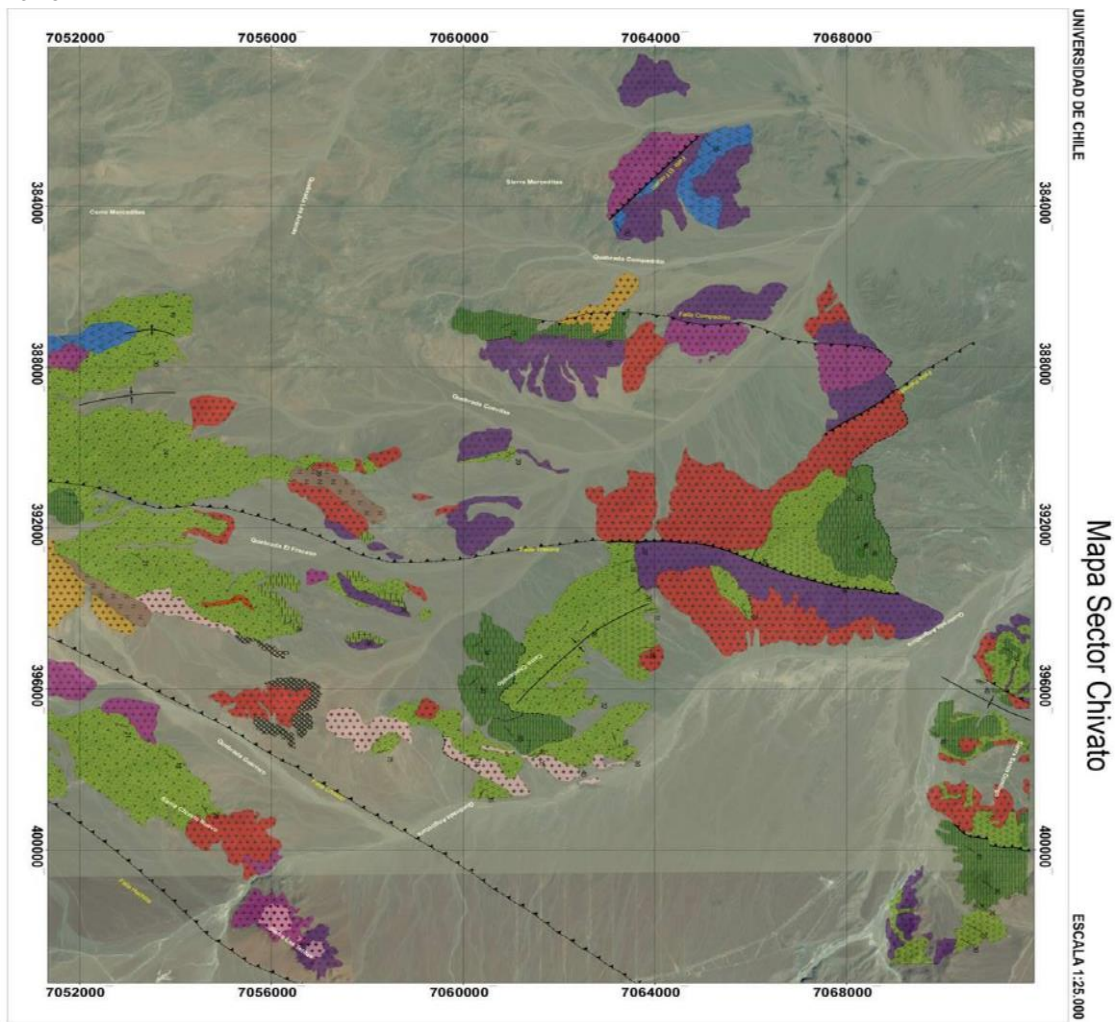
- Aguirre et al. (2007). The Lower Cretaceous Chanarillo and Neuquén Andean basins: ammonoid biostratigraphy and correlations. *GEOLOGICAL JOURNAL*, 151.
- Allmendinger. (1998). Inverse and forward numerical modeling of trishear fault-propagation folds. *Tectonics*, 17(4), 640-656.
- Arabasz. (1971). Geological and geophysical studies of the Atacama Fault System in Northern Chile. *Ph.D. Thesis (Unpublished), California Institute of Technology*, 264.
- Arévalo. (2005). *Carta Los Loros, Región de Atacama. Servicio Nacional de Geología y Minería. Carta Geológica de Chile. Serie Geología Básica, No. 92. 53 p. Mapa Escala 1:100.000. Santiago.*
- Arévalo et al. (2006). Structural Setting of the Candelaria Fe Oxide Cu-Au Deposit, Chilean Andes (27°30' S). *Economic Geology*.
- Barton y Johnson. (2000). Alternative Brine Sources for IOCG systems.
- Bell. (1982). *The Lower Paleozoic metasedimentary basement of the Coastal Range of Chile between 25°30' and 27°00'S. Revista Geológica de Chile. Vol. 9, No. 3, p. 21-29.*
- Benavides et al. (2008). Exploration guidelines for copper-rich iron oxide-copper-gold deposits in the Mantoverde area, northern Chile: the integration of host-rock molar elements ratios and oxygen isotope compositions. 23.
- Carten, R. B. (1986). Sodium-calcium metasomatism; chemical, temporal, and spatial relationships at the Yerington, Nevada, porphyry copper deposit. *Economic Geology*, 81(6), 1495-1519.
- Chen et al. (2013). Mesozoic iron oxide copper-gold mineralization in the central Andes and the Gondwana Supercontinent breakup. *Economic Geology*, 108(1), 37-44.
- Corbett&Leach. (1998). Controls on hydrothermal alteration and mineralization. Southwest Pacific Rim Gold-Copper Systems: Structure, Alteration and Mineralization. *Society of Economic Geologists Spec. Publ*, 6, 69-82.
- Cornejo et al. (2003). *Estudio geológico de la región de Potrerillos y El Salvador (26°-27°S). Servicio Nacional de Geología y Minería. Informe Registrado IR 93-1, 258 p., 12 mapas escala 1.50.000. Santiago.*
- Curso Geología de Campo 2 Primavera 2015 Universidad de Chile. (2015). Mapa Geología de Campo 2.
- F. Hervé. (1987b). Movimiento normal de la Falla Paposo, Zona de Falla de Atacama, en el Mioceno. *Revista Geológica de Chile*.
- García, F. (1967). *Geología del Norte Grande de Chile. In Simposium sobre Geosinclinal Andino, No. 3. Sociedad Geológica de Chile, 138 p.*
- Gemmell, B. (2014). P1060 – Achievements and Explorers' Toolbox. 9.
- Godoy et al. (1997). Falla Chivato: Borde oriental del plutonismo asociado al sistema de falla Atacama. *VIII Congreso Geológico Chileno*.
- Godoy y Lara. (1998). Hojas Chañaral y Diego de Almagro : Región de Atacama escala 1:100.000. *Servicio Nacional de Geología y Minería (Chile). Mapas geológicos; n5-6.*
- Gómez, J. (2006). Metamorfismo Apuntes de la asignatura Petrología Endógena II, Módulo I. 43-56.
- Grocott et al. (1994). *Mechanisms of continental growth in extensional arcs: an example from the andean plate boundary zone. Geology, Vol. 22, p. 391-394.*
- Grocott, J.; Wilson, J. (1996). *Emplacement of plutonic complexes, strain and strain partitioning in the coastal cordillera, (25°-27° S), N Chile. In Third International Symposium on Andean Geodynamics, Proceedings, p. 371- 374, Editions de l'Orstom, Paris.*

- Halley et al. (2015). Footprints: Hydrothermal Alteration and Geochemical Dispersion Around Porphyry Copper Deposits.
- Hervé, F. (1987a). Movimiento sinistral en el Cretácico Inferior de la Zona de Falla de Atacama al Norte de Paposo (24°S), Chile. *Revista Geológica de Chile*, No. 31, 37 - 42.
- Lara y Godoy. (1998). Hoja Quebrada Salitrosa, Región de Atacama, Servicio Nacional de Geología y Minería, Mapas Geológicos No. 4, 1 mapa a escala 1: 100.000, Santiago.
- Lara y Godoy. (1998). *Hoja Quebrada Salitrosa, Región de Atacama. Servicio Nacional de Geología y Minería, Mapas Geológicos No. 4, 1 mapa escala 1:100.000*. Santiago.
- Maksaev, V. (2004). *Pórfidos Cupríferos*. Santiago: Universidad de Chile.
- Marschik & Fontboté. (2001). The Candelaria-Punta del Cobre Iron Oxide Cu-Au(-Zn-Ag) Deposits, Chile. *Economic Geology Vol. 96*, 1799–1826.
- Matthews, et al. (2005). *Geología de la Hoja de Inca de Oro, Región de Atacama, escala 1:100000. Subdirección Nacional de Geología*. Santiago.
- Moraga. (1977). *Geología del Cuadrángulo Quebrada Desierto (Quebrada Salitrosa), III Región, Atacama, Chile. Servicio Nacional de Geología y Minería. Carta Geológica de Chile, Serie Geología Básica, 25(12), 1*.
- Mortimer. (1973). *The Cenozoic history of the southern Atacama desert, Chile*. Journal of the Geological Society, 129(5), 505-526.
- Napas et al. (2008). Sedimentation and preservation of the Miocene Atacama ravel in the Pedernales-Chañaral Area, Northern Chile: Climatic or Tectonic Control? *Tectonophysics, Elsevier, 259*, 161-173.
- Oliveros L. (2005). Estudio geocronológico de las unidades magmáticas jurásicas del Cretácico Inferior del norte de Chile (18°30'-24°s, 60°30' - 70°30'w). Origen, emplazamiento, alteracion metamorfismo y mineralizaciones asociadas. 22.
- Oyarzun, R. P. (1999). The Candelaria (Fe-Fe-Au) and Punta del Cobre (Cu-Fe) deposits (Copiapó, Chile): A case for extension-related granitoid emplacement and mineralization processes?: *Mineralium Deposita*, v. 34. p. 799–801.
- Parada M. (2007). Andean Magmatism. *Geology of Chile*, 117.
- Pfiffner. (2006). Thick-skinned and thin-skinned styles of continental contraction. *Geological Society of America Special Papers*, 414, 153-177.
- Pirajno. (2009). Hydrothermal processes and wallrock alteration, En *Hydrothermal processes and mineral systems*, Springer, Berlín. 90-104.
- Pop et al. (2000). Geocronología de las rocas ígneas y los productos de alteración hidrotermal relacionadas con la mineralización de Cu-Fe (Au) del sector Adriana-Cárola-Cobriza (parte este del distrito Punta del Cobre-Candelaria). *Actas IX Congreso Geológico Chileno*, 155–160.
- QPX Estudios internos. (s.f.). *Informes, presentaciones y documentos privados*. Santiago: Quantum Pacific Exploration.
- Quantum Pacific Exploration. (2015). Mapa de litología y alteración proyecto Chivato 1:25.000, mapa inédito.
- Ray & Lefebure. (2000). A synopsis of iron oxide-Cu-Au-UP-(REE) deposits of the Candelaria-Kiruna-Olympic Dam Family. *BC Ministry of Energy and Mines*.
- Richard & Mumin. (2013). Magmatic-hydrothermal processes within an evolving Earth: Iron oxide-copper-gold and porphyry Cu±Mo±Au deposits. *Geology*, 41(7), 767-770.
- Richards. (2003). Tectono-magmatic precursors for porphyry Cu-(Mo-Au) deposit formation. *Economic Geology*, 98 (8), 1515-1533.

- Riquelme, R. et al. (2003). A geomorphological approach to determining the Neogene to Recent tectonic deformation in the Coastal Cordillera of northern Chile (Atacama). *Tectonophysics*, 361(3), 255-275.
- Rossel K. (2014). Estratigrafía y estudio de proveniencia de las sucesiones de gravas neógenas en la cordillera frontal del valle del huasco, región de Atacama: Formación Laguna Grande (28°45'S). 55.
- Segerstrom y Ruiz. (1962). Geología del Cuadrángulo Copiapó, Provincia de Atacama. *Revista geológica de Chile*.
- Segerstrom, K.; Parker, R. (1959). *Cuadrángulo Cerrillos, Provincia de Atacama. Instituto de Investigaciones Geológicas, Carta Geológica de Chile No.1, 33 p.*
- Sillitoe. (1992). Sillitoe, R. H. (1992). Gold and copper metallogeny of the central Andes-past, present, and future exploration objectives. *Economic geology and the bulletin of the society of economic geologists*, 87(8), 2205-2216.
- Sillitoe, R. (2003). Iron oxide-copper-gold deposits: an Andean view. *Mineralium Deposita*, 38(7), 787-812.
- Sillitoe, R. H. (2010). Porphyry copper systems. . *Economic geology*, 105(1), , 3-41.
- Soto, M. (2010). *Hidrogeología e hidrogeoquímica de aguas subterráneas en el distrito Inca de Oro, región de Atacama: procesos de interacción agua-roca y dispersión geoquímica*. Santiago: Memoria para optar al título de geólogo, Universidad de Chile. p 20-21.
- Taylor, H. (2001). Inductively Coupled Plasma-Mass Spectrometry. *Practices and techniques*.
- Townley. (2013). Apuntes de cátedra. Yacimientos Minerales. Universidad de Chile. 93.
- Trott, M. (2016). ASD basics and case study. *Estudios internos QPX*.
- Walsh & Watterson. (1988). Analysis of the relationship between displacements and dimensions of faults. *Journal of Structural Geology*, 10(3),, 239-247.
- Williams et al. . (2005). Iron Oxide Copper-Gold Deposits: Geology, Space-Time Distribution, and Possible Modes of Origin.

Anexos

Anexo A



Leyenda

	Falla Inversa		
	Límite Desconocido		
	Alteración		Sienitas
	Grupo Chañarillo: Areniscas		Granodioritas
	Grupo Chañarillo: Calizas		Granito
	Grupo Chañarillo: Lutitas		Monzonita
	Fm. Punta del Cobre: Lutitas		Dioritas
	Fm. Punta del Cobre: Lavas		
	Fm. Punta del Cobre: Epiclasticos		
	Fm. La Negra: Lavas		
	Basamento		

Fecha: 25 Noviembre 2015.
 Autores: G.I.B.01-1, Geología de Campo II.
 Edición: Aedo, M., Valenzuela, D.
 Profesor: Juan Castelli.
 Agradecimientos: DFP, Universidad de Chile.

Anexo A: Mapa geológico 1:25.000 del área de Chivato realizado por el curso de geología de Campo 2, semestre primavera del año 2015, Universidad de Chile.

Anexo B

SAMPLE_ID	ESTE	NORTE	LITOLOGÍA	ALT mainassemblage	Suscip Magnética
20019579	393463.475	7052003.406	óxidos de cobre		122.5
20019579	393463.475	7052003.406	óxidos de cobre		122.5
20019579	393463.475	7052003.406	óxidos de cobre		122.5
20019594	396954.716	7057387.435	andesítica subvolcánica (D Muller)	Chlorite-Epidote	42.5
20019594	396954.716	7057387.435	andesítica subvolcánica (D Muller)	Chlorite-Epidote	42.5
20019594	396954.716	7057387.435	andesítica subvolcánica (D Muller)	Chlorite-Epidote	42.5
20019595	396943.816	7057381.985	andesítica subvolcánica (D Muller)	Chlorite-Epidote	42.5
20019595	396943.816	7057381.985	andesítica subvolcánica (D Muller)	Chlorite-Epidote	42.5
20019595	396943.816	7057381.985	andesítica subvolcánica (D Muller)	Chlorite-Epidote	42.5
20019553	396778.049	7058040.507	Roca obliterada	Silicification	41.033
20019553	396778.049	7058040.507	Roca obliterada	Silicification	41.033
20019553	396778.049	7058040.507	Roca obliterada	Silicification	41.033
20019566	393724.769	7058411.929	Biotite Mafic Hornfels	Calcic	34.733
20019566	393724.769	7058411.929	Biotite Mafic Hornfels	Calcic	34.733
20019566	393724.769	7058411.929	Biotite Mafic Hornfels	Calcic	34.733
20019574	395033.339	7056132.921	Roca obliterada	Silicification	31.633
20019574	395033.339	7056132.921	Roca obliterada	Silicification	31.633
20019574	395033.339	7056132.921	Roca obliterada	Silicification	31.633
20019571	393833.327	7058151.245	Biotite Mafic Hornfels	Epidote	29.3
20019571	393833.327	7058151.245	Biotite Mafic Hornfels	Epidote	29.3
20019571	393833.327	7058151.245	Biotite Mafic Hornfels	Epidote	29.3
20019570	393679.472	7058370.244	Biotite Mafic Hornfels		26.433
20019570	393679.472	7058370.244	Biotite Mafic Hornfels		26.433
20019570	393679.472	7058370.244	Biotite Mafic Hornfels		26.433
20019552	396803.526	7058345.195	Medium Andesitic Porphyry	Chloritic /vetas de calcita	21.8
20019552	396803.526	7058345.195	Medium Andesitic Porphyry	Chloritic /vetas de calcita	21.8
20019552	396803.526	7058345.195	Medium Andesitic Porphyry	Chloritic /vetas de calcita	21.8
20019626	394096.001	7056221	Andesitic Epiclastic Fine Sandstone		21.567
20019626	394096.001	7056221	Andesitic Epiclastic Fine Sandstone		21.567
20019626	394096.001	7056221	Andesitic Epiclastic Fine Sandstone		21.567
20019569	393567.061	7058314.145	Andesita (Daniel Müller)		20.267
20019569	393567.061	7058314.145	Andesita (Daniel Müller)		20.267
20019569	393567.061	7058314.145	Andesita (Daniel Müller)		20.267
20019604	398893.172	7055319.636	Andesita	Chlorite-Epidote	18.663
20019604	398893.172	7055319.636	Andesita	Chlorite-Epidote	18.663
20019604	398893.172	7055319.636	Andesita	Chlorite-Epidote	18.663
20019603	399239.191	7055432.251	Medium diorite Porphyry	Chloritic	18.433
20019603	399239.191	7055432.251	Medium diorite Porphyry	Chloritic	18.433
20019603	399239.191	7055432.251	Medium diorite Porphyry	Chloritic	18.433

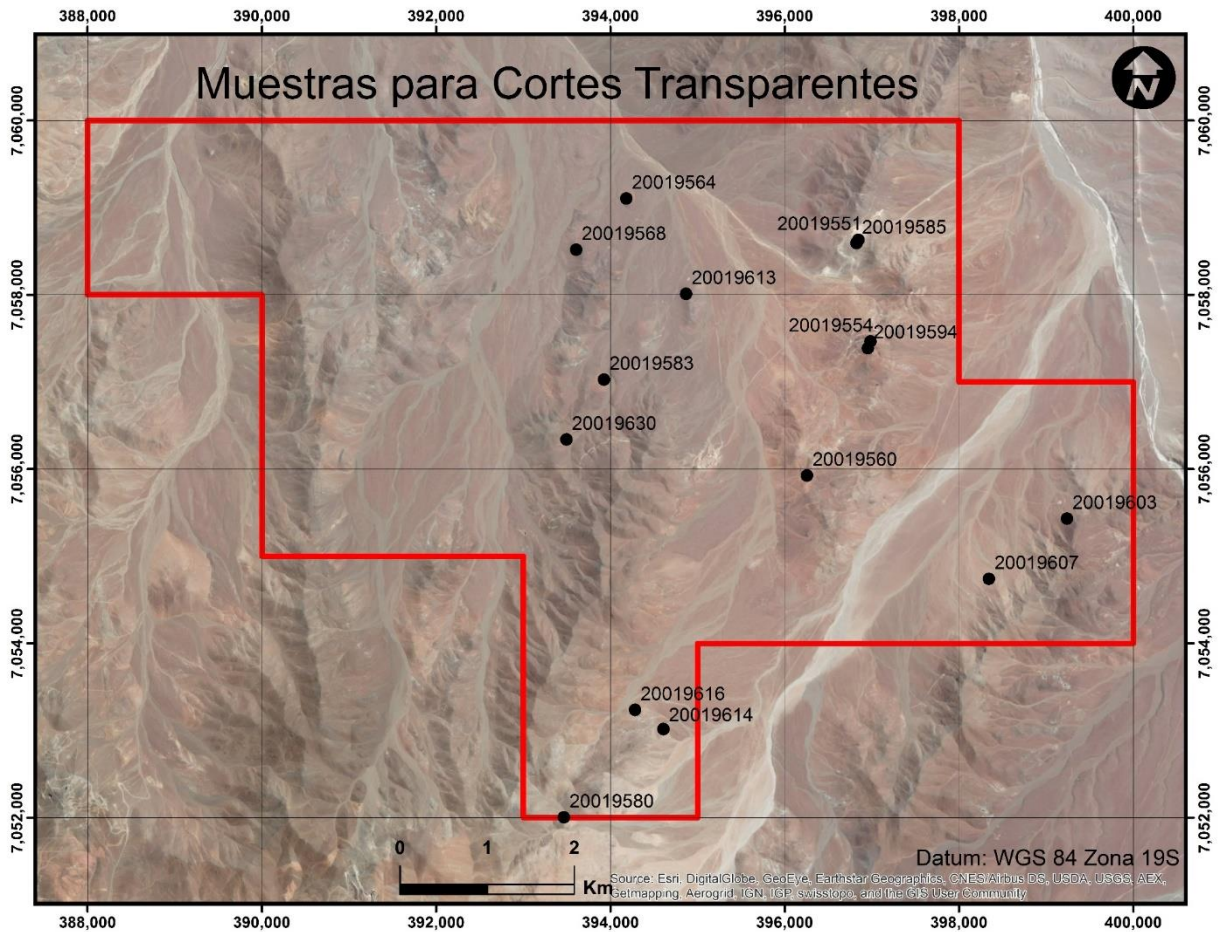
20019622	394452.337	7055682.093	Andesitic Epiclastic Fine Sandstone	Chloritic	18.233
20019622	394452.337	7055682.093	Andesitic Epiclastic Fine Sandstone	Chloritic	18.233
20019622	394452.337	7055682.093	Andesitic Epiclastic Fine Sandstone	Chloritic	18.233
20019568	393607.187	7058516.709	Fine Diorite Porphyry	Potassic-KFeldspar	16.9
20019568	393607.187	7058516.709	Fine Diorite Porphyry	Potassic-KFeldspar	16.9
20019568	393607.187	7058516.709	Fine Diorite Porphyry	Potassic-KFeldspar	16.9
20019565	394195.008	7059078.473	Andesitic Lapilli-tuff	Silicification	13.2
20019565	394195.008	7059078.473	Andesitic Lapilli-tuff	Silicification	13.2
20019565	394195.008	7059078.473	Andesitic Lapilli-tuff	Silicification	13.2
20019581	393828.453	7057691.633	(Medium Diorite Porphyry) andesita según d muller	Epidote	12.53
20019581	393828.453	7057691.633	(Medium Diorite Porphyry) andesita según d muller	Epidote	12.53
20019581	393828.453	7057691.633	(Medium Diorite Porphyry) andesita según d muller	Epidote	12.53
20019567	393838.792	7058413.836	Monzonite		12.267
20019567	393838.792	7058413.836	Monzonite		12.267
20019567	393838.792	7058413.836	Monzonite		12.267
20019575	393408.636	7052005.337	Amphibole Schist	Chlorite-Epidote	10.517
20019575	393408.636	7052005.337	Amphibole Schist	Chlorite-Epidote	10.517
20019575	393408.636	7052005.337	Amphibole Schist	Chlorite-Epidote	10.517
20019564	394183.196	7059103.948	Monzonite	Chloritic	7.893
20019564	394183.196	7059103.948	Monzonite	Chloritic	7.893
20019564	394183.196	7059103.948	Monzonite	Chloritic	7.893
20019636	397166.502	7059909.699	Fine Porphyritic Andesite	Chlorite-Epidote	7.327
20019636	397166.502	7059909.699	Fine Porphyritic Andesite	Chlorite-Epidote	7.327
20019636	397166.502	7059909.699	Fine Porphyritic Andesite	Chlorite-Epidote	7.327
20019635	397161.961	7059907.428	Fine Porphyritic Andesite	Chlorite-Epidote	7.327
20019635	397161.961	7059907.428	Fine Porphyritic Andesite	Chlorite-Epidote	7.327
20019635	397161.961	7059907.428	Fine Porphyritic Andesite	Chlorite-Epidote	7.327
20019634	397062.078	7059561.261	Angular Monomictic Matrix Supported Hydrothermal Breccia		6.423
20019634	397062.078	7059561.261	Angular Monomictic Matrix Supported Hydrothermal Breccia		6.423
20019634	397062.078	7059561.261	Angular Monomictic Matrix Supported Hydrothermal Breccia		6.423
20019613	394869	7058011	Medium Diorite Porphyry		5.607
20019613	394869	7058011	Medium Diorite Porphyry		5.607
20019613	394869	7058011	Medium Diorite Porphyry		5.607
20019586	397078.725	7059466.095	Medium Porphyritic Andesite	Chlorite-Epidote	4.417
20019586	397078.725	7059466.095	Medium Porphyritic Andesite	Chlorite-Epidote	4.417
20019586	397078.725	7059466.095	Medium Porphyritic Andesite	Chlorite-Epidote	4.417
20019556	397153.632	7057743.082	Medium Diorite Porphyry	Chlorite-Sericite	4.07
20019556	397153.632	7057743.082	Medium Diorite Porphyry	Chlorite-Sericite	4.07
20019556	397153.632	7057743.082	Medium Diorite Porphyry	Chlorite-Sericite	4.07
20019623	394059.948	7055874.654	Andesitic Epiclastic Fine Sandstone	Chloritic	2.667
20019623	394059.948	7055874.654	Andesitic Epiclastic Fine Sandstone	Chloritic	2.667

20019623	394059.948	7055874.654	Andesitic Epiclastic Fine Sandstone	Chloritic	2.667
20019614	394607.655	7053015.311	Porfido diorítico	Chloritic	1.346
20019614	394607.655	7053015.311	Porfido diorítico	Chloritic	1.346
20019614	394607.655	7053015.311	Porfido diorítico	Chloritic	1.346
20019619	393910.322	7053979.508	Granodiorite		1.157
20019619	393910.322	7053979.508	Granodiorite		1.157
20019619	393910.322	7053979.508	Granodiorite		1.157
20019619	393910.322	7053979.508	Granodiorite		1.157
20019619	393910.322	7053979.508	Granodiorite		1.157
20019619	393910.322	7053979.508	Granodiorite		1.157
20019590	397180	7059755	Albite Mafic Hornfels	Silicification	0.87
20019590	397180	7059755	Albite Mafic Hornfels	Silicification	0.87
20019590	397180	7059755	Albite Mafic Hornfels	Silicification	0.87
20019558	397251.097	7057763.974	Andesitic Lapilli-tuff		0.647
20019558	397251.097	7057763.974	Andesitic Lapilli-tuff		0.647
20019558	397251.097	7057763.974	Andesitic Lapilli-tuff		0.647
20019620	394532.72	7054815.571	Obliterada	Silicification	0.637
20019620	394532.72	7054815.571	Obliterada	Silicification	0.637
20019620	394532.72	7054815.571	Obliterada	Silicification	0.637
20019587	396946	7059383	Medium Porphyritic Andesite	Chlorite-Epidote	0.547
20019587	396946	7059383	Medium Porphyritic Andesite	Chlorite-Epidote	0.547
20019587	396946	7059383	Medium Porphyritic Andesite	Chlorite-Epidote	0.547
20019591	397090	7059585	Fine Porphyritic Andesite	Carbonatic	0.451
20019591	397090	7059585	Fine Porphyritic Andesite	Carbonatic	0.451
20019591	397090	7059585	Fine Porphyritic Andesite	Carbonatic	0.451
20019583	393925.291	7057027.52	Tonalite		0.427
20019583	393925.291	7057027.52	Tonalite		0.427
20019583	393925.291	7057027.52	Tonalite		0.427
20019633	393659.862	7056011.394	Lutite		0.38
20019633	393659.862	7056011.394	Lutite		0.38
20019633	393659.862	7056011.394	Lutite		0.38
20019632	393492.62	7056082.809	Medium Porphyritic Andesite	Chloritic	0.307
20019632	393492.62	7056082.809	Medium Porphyritic Andesite	Chloritic	0.307
20019632	393492.62	7056082.809	Medium Porphyritic Andesite	Chloritic	0.307
20019631	393492.393	7056081.106	Medium Porphyritic Andesite	Chloritic	0.307
20019631	393492.393	7056081.106	Medium Porphyritic Andesite	Chloritic	0.307
20019631	393492.393	7056081.106	Medium Porphyritic Andesite	Chloritic	0.307
20019585	396824	7058592	Andesitic Lapilli-tuff	Silicification	0.28
20019585	396824	7058592	Andesitic Lapilli-tuff	Silicification	0.28
20019585	396824	7058592	Andesitic Lapilli-tuff	Silicification	0.28
20019606	398896.351	7055251.74	Andesitic Epiclastic Fine Sandstone	Chlorite-Epidote	0.257
20019606	398896.351	7055251.74	Andesitic Epiclastic Fine Sandstone	Chlorite-Epidote	0.257
20019606	398896.351	7055251.74	Andesitic Epiclastic Fine Sandstone	Chlorite-Epidote	0.257

20019596	397318.022	7057966.534	Medium Porphyritic Andesite	Chlorite-Epidote	0.227
20019596	397318.022	7057966.534	Medium Porphyritic Andesite	Chlorite-Epidote	0.227
20019596	397318.022	7057966.534	Medium Porphyritic Andesite	Chlorite-Epidote	0.227
20019618	393779.281	7053808.26	MicroGranodiorite		0.21
20019618	393779.281	7053808.26	MicroGranodiorite		0.21
20019618	393779.281	7053808.26	MicroGranodiorite		0.21
20019610	395950.666	7056966.113	Granodiorite	Chloritic	0.197
20019610	395950.666	7056966.113	Granodiorite	Chloritic	0.197
20019610	395950.666	7056966.113	Granodiorite	Chloritic	0.197
20019598	397316	7058028	Medium Porphyritic Andesite	Chloritic	0.157
20019598	397316	7058028	Medium Porphyritic Andesite	Chloritic	0.157
20019598	397316	7058028	Medium Porphyritic Andesite	Chloritic	0.157
20019609	396212.63	7054673.875	Roca obliterateda	Silicification	0.13
20019609	396212.63	7054673.875	Roca obliterateda	Silicification	0.13
20019609	396212.63	7054673.875	Roca obliterateda	Silicification	0.13
20019607	398343.057	7054740.181	Porfido diorítico	Chlorite-Epidote	0.093
20019607	398343.057	7054740.181	Porfido diorítico	Chlorite-Epidote	0.093
20019607	398343.057	7054740.181	Porfido diorítico	Chlorite-Epidote	0.093
20019589	397227	7059588	Medium Granodiorite Porphyry	Argillic (Clays)	0.077
20019589	397227	7059588	Medium Granodiorite Porphyry	Argillic (Clays)	0.077
20019589	397227	7059588	Medium Granodiorite Porphyry	Argillic (Clays)	0.077
20019592	396951.082	7057499.156	Andesitic Tuff	Silicification	0.053
20019592	396951.082	7057499.156	Andesitic Tuff	Silicification	0.053
20019592	396951.082	7057499.156	Andesitic Tuff	Silicification	0.053
20019593	396909.3	7057462.824	Andesitic Tuff	Silicification	0.052
20019593	396909.3	7057462.824	Andesitic Tuff	Silicification	0.052
20019593	396909.3	7057462.824	Andesitic Tuff	Silicification	0.052
20019555	396905.072	7057576.299	Roca obliterateda	Silicification	0.035
20019555	396905.072	7057576.299	Roca obliterateda	Silicification	0.035
20019555	396905.072	7057576.299	Roca obliterateda	Silicification	0.035
20019563	395709.661	7056478.866	Toba andesítica de lapilli silicificada	Silicification	0.031
20019563	395709.661	7056478.866	Toba andesítica de lapilli silicificada	Silicification	0.031
20019563	395709.661	7056478.866	Toba andesítica de lapilli silicificada	Silicification	0.031
20019617	393858.303	7053404.065	Amphibole Schist	Silicification	0.024
20019617	393858.303	7053404.065	Amphibole Schist	Silicification	0.024
20019617	393858.303	7053404.065	Amphibole Schist	Silicification	0.024
20019551	396846.515	7058631.239	Roca obliterateda	Silicification	0.022
20019551	396846.515	7058631.239	Roca obliterateda	Silicification	0.022
20019551	396846.515	7058631.239	Roca obliterateda	Silicification	0.022
20019597	397283.743	7058015.246	Andesita silicificada	Silicification	0.019
20019597	397283.743	7058015.246	Andesita silicificada	Silicification	0.019
20019597	397283.743	7058015.246	Andesita silicificada	Silicification	0.019

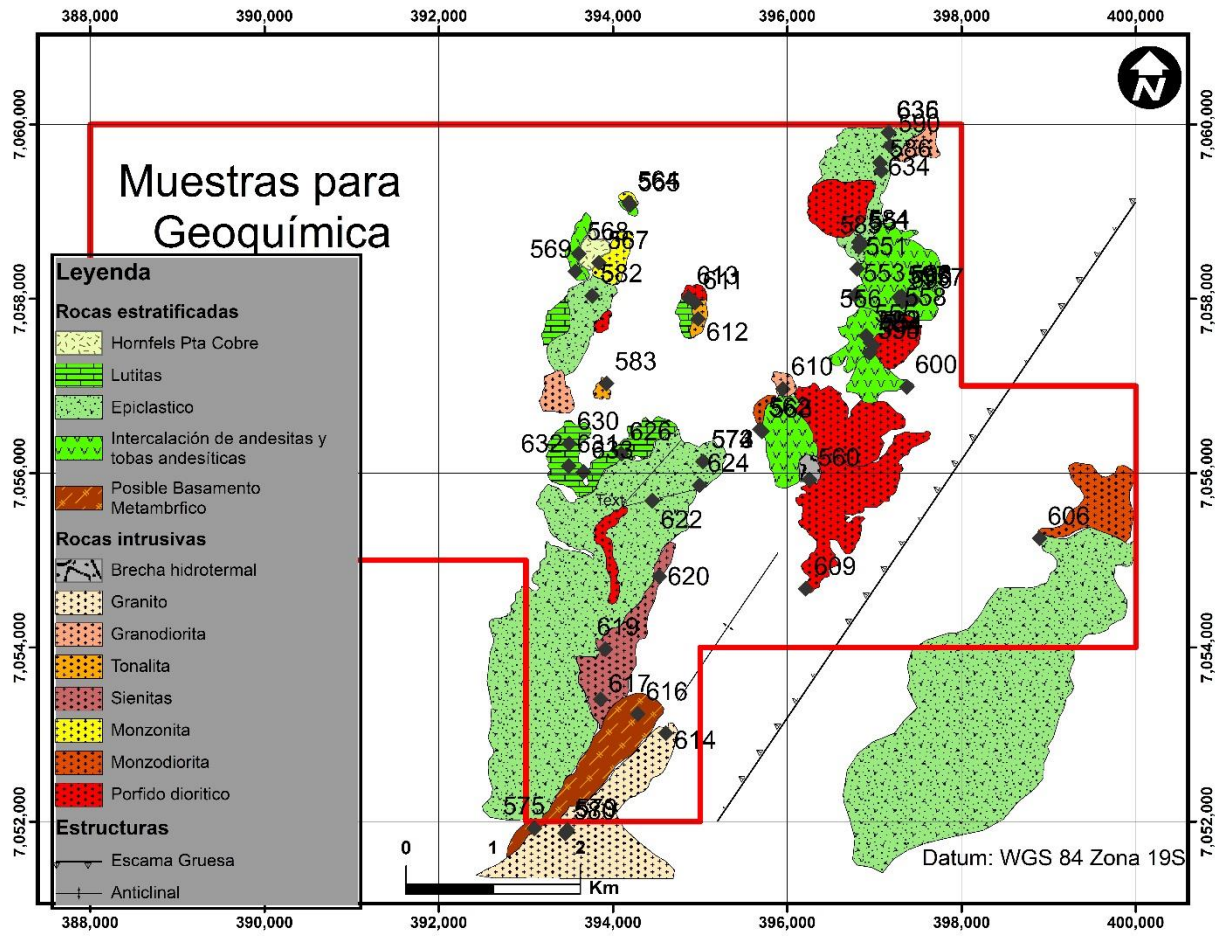
20019560	396255.319	7055925.519	Brecha HT monomictica matriz soportada		0.019
20019560	396255.319	7055925.519	Brecha HT monomictica matriz soportada		0.019
20019560	396255.319	7055925.519	Brecha HT monomictica matriz soportada		0.019
20019624	394991.566	7055859.879	Obliterada	Silicification	0.017
20019624	394991.566	7055859.879	Obliterada	Silicification	0.017
20019624	394991.566	7055859.879	Obliterada	Silicification	0.017
20019559	396775.779	7055387.802	Medium Diorite Porphyry	Silicification	0.015
20019559	396775.779	7055387.802	Medium Diorite Porphyry	Silicification	0.015
20019559	396775.779	7055387.802	Medium Diorite Porphyry	Silicification	0.015
20019557	397452.837	7057991.715	Roca obliterada	Silicification	0.015
20019557	397452.837	7057991.715	Roca obliterada	Silicification	0.015
20019557	397452.837	7057991.715	Roca obliterada	Silicification	0.015

Anexo C



Anexo C: Mapa de ubicación de los cortes transparentes.

Anexo D



Anexo C: Mapa de ubicación de las muestras analizadas con TERRASPEC.