



UNIVERSIDAD
DE ATACAMA

FACULTAD DE INGENIERÍA
DEPARTAMENTO DE GEOLOGÍA

**GEOLOGÍA, MINERALIZACIÓN Y ALTERACIÓN DE
PROYECTO SOPLONA, DISTRITO CANDELARIA-
PUNTA DEL COBRE, III REGIÓN, CHILE.**

Engell Daniela Espinoza Carvajal

Copiapó, Chile 2024



UNIVERSIDAD
DE ATACAMA

FACULTAD DE INGENIERÍA
DEPARTAMENTO DE GEOLOGÍA

**GEOLOGÍA, MINERALIZACIÓN Y ALTERACIÓN DE
PROYECTO SOPLONA, DISTRITO CANDELARIA-
PUNTA DEL COBRE, III REGIÓN, CHILE.**

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

Profesor Guía: Francisco Tapia Guerra

Engell Daniela Espinoza Carvajal

Copiapó, Chile 2024

DEDICATORIA

*A mi familia Jaime, Yoanina, Jaime Andrés, Fernanda y en especial a mi hija Fiorella,
quien es mi impulso cada día, mi mejor compañía y mi único refugio.*

AGRADECIMIENTOS

En primer lugar, quiero agradecer a los miembros de mi comisión evaluadora Dr. Karl Riveros, Dr. Jaime Araya y en especial a mi profesor guía Sr. Francisco Tapia por su ayuda, consejos y aclarar todas las dudas siempre con la mejor disposición.

Agradecer a todo el equipo de exploración de Minera Candelaria, por permitirme realizar mi trabajo de título junto a ustedes, por la confianza entregada, el apoyo incondicional y la buena disposición entregada cada día.

A mi hija Fiorella Aguilar quien es mi motor para seguir avanzando, gracias por comprender a mamá y esperarme cada día con una sonrisa y un abrazo. A mis padres Jaime Espinoza y Yoanina Carvajal, por su apoyo incondicional en cada etapa de mi vida, por sus palabras de ánimo, por siempre creer en mis capacidades y por volver a impulsarme con amor cuando más lo necesitaba. A mis queridos hermanos Jaime y Fernanda, por siempre estar conmigo, por el amor entregado, el apoyo con el cuidado de mi hija para yo poder estudiar tranquila.

A mis amigos Felipe Canales, Tanya Villarroel, Natalia Sepúlveda, Victoria Urrutia, Jessica Aguilera y Nicole Carvajal, les agradezco ya que nunca faltó el apoyo, las buenas vibras, las risas, comprensión y el cariño.

RESUMEN

El proyecto Soplona se ubica en el distrito Candelaria-Punta del Cobre, comuna de Tierra Amarilla, provincia de Copiapó, Región de Atacama, Chile.

Mediante este estudio se realizó una caracterización de la geología del proyecto desde un punto de vista mineralógico, además de realizar una reconstrucción temporal de los eventos de alteración-mineralización.

En cuanto a las rocas presentes en el área de estudio, éstas corresponden fundamentalmente a rocas metasedimentarias, que consisten en intercalaciones de skarn de granate café, skarn de magnetita, skarn de anfíbol y metareniscas, las cuales son asignables con rocas de la Formación Abundancia perteneciente al Grupo Chañarcillo del Cretácico Inferior, las cuales sobreyacen concordantemente con la unidad de andesitas superiores perteneciente a la Formación Punta del Cobre (Jurásico Superior – Cretácico Inferior). Se pueden observar varias intrusiones de cuerpos que afectan a las unidades mencionadas anteriormente.

Los análisis sobre la mineralización/alteración superficial, el mapeo de sondajes diamantinos y los estudios petro-calcográficos permiten identificar las siguientes etapas principales de alteración y mineralización en Soplona: La primera etapa está caracterizada por el desarrollo de fases minerales calcosilicatadas anhidras, constituida predominantemente por granates (andradita-grosularia) y en menor proporción piroxenos. La segunda etapa está relacionada con la formación de las primeras fases minerales hidratadas, que representan al inicio de la fase retrógrada, las cuales son coincidentes con el inicio de la mineralización de magnetita ± pirita ± calcopirita. El tercer evento de mineralización/alteración corresponde a un segundo evento de magnetita y sulfuros de cobre, relacionado espacial y genéticamente con una alteración de tipo potásica, la cual se ve representada por la presencia de biotita secundaria, feldespato potásico y magnetita. Posteriormente y sobreimpuesto a los eventos anteriormente descritos, se reconoció un evento de alteración cuarzo-sericítica y finalmente un evento de carácter supérgeno que se caracteriza por óxidos de hierro y cobre, principalmente crisocola y atacamita.

ABSTRACT

The Soplona project is located in the Candelaria-Punta del Cobre district, Tierra Amarilla commune, Copiapó province, Atacama Region, Chile.

Through this study, a characterization of the geology of the project was carried out from a mineralogical point of view, in addition to carrying out a temporal reconstruction of the alteration-mineralization events.

As for the rocks present in the study area, these correspond fundamentally to metasedimentary rocks, which consist of intercalations of brown garnet skarn, magnetite skarn, amphibole skarn and meta-sandstones, which are assignable with rocks from the Abundancia Formation belonging to the Chañarcillo Group of the Lower Cretaceous, which concordantly overlies the upper andesite unit belonging to the Punta del Cobre Formation (Upper Jurassic – Lower Cretaceous). Several intrusions of bodies can be observed affecting the units mentioned above.

The analyzes on the surface mineralization/alteration, the mapping of diamond drill holes and the petro-chalcographic studies allow the identification of the following main stages of alteration and mineralization at Soplona: The first stage is characterized by the development of anhydrous calcosilicate mineral phases, consisting predominantly of garnets (andradite-grosularia) and to a lesser extent pyroxenes. The second stage is related to the formation of the first hydrated mineral phases, which represent the beginning of the retrograde phase, which coincide with the beginning of the mineralization of magnetite ± pyrite ± chalcopyrite. The third mineralization/alteration event corresponds to a second event of magnetite and copper sulfides, spatially and genetically related to a potassium-type alteration, which is represented by the presence of secondary biotite, potassium feldspar and magnetite. Subsequently and superimposed on the previously described events, a quartz-sericitic alteration event was recognized and finally an event of supergene character that is characterized by iron and copper oxides, mainly chrysocolla and Atacamite.

ÍNDICE DE CONTENIDO

CAPÍTULO I: INTRODUCCIÓN	1
1.1 Objetivos	1
1.1.1 Objetivo general	1
1.1.2 Objetivos específicos	1
1.2 Planteamiento del problema.....	2
1.3 Hipótesis de trabajo.....	3
1.4 Área de estudio, ubicación y accesos	4
1.5 Estudios previos	5
CAPÍTULO II: MARCO TEÓRICO	6
2.1 Alteración hidrotermal y mineralización.....	6
2.1.1 Alteración hidrotermal	6
2.1.2 Mineralización.....	8
2.2 Depósito tipo IOCG (iron oxide copper and gold).....	8
2.3 Deposito tipo skarn	12
2.4 Distrito Candelaria – Punta del Cobre	16
CAPÍTULO III: MARCO GEOLÓGICO	19
3.1 Marco geológico regional	19
3.1.1 Tectónica regional	19
3.1.1.1 Sistema de Falla de Atacama.....	21
3.1.1.2 Anticlinorium de Tierra Amarilla	22
3.1.2 Marco metalogénico.....	23
3.2 Marco geológico distrital	24
3.2.1 Unidades geológicas local.....	26
3.2.1.1 Unidades estratigráficas	26
3.2.1.2 Unidades intrusivas	32
3.2.2 Geología estructural Distrito Candelaria.....	35
3.2.3 Mineralización y alteración Distrito Candelaria	36
CAPÍTULO IV: METODOLOGÍA	39
4.1 Recopilación bibliográfica	39
4.2 Campaña de terreno.....	39

4.3 Selección de sondajes.....	39
4.4 Mapeo de sondajes y recolección de muestras.....	39
4.5 Descripción petrográfica	42
4.6 Estudio petrográfico y calcográfico	42
CAPÍTULO V: RESULTADOS	43
5.1 Unidades litológicas	45
5.1.1 Unidad de skarn de granate de la serie andradita-grosularia.....	45
5.1.2 Unidad skarn de magnetita.....	47
5.1.3 Unidad skarn de anfíbol	50
5.1.4 Unidad de metareniscas	51
5.1.5 Unidad de rocas corneanas.....	54
5.1.6 Unidad andesitas:	56
5.1.7 Pórfido Andesítico.....	57
5.1.8 Pórfido Dacítico	58
5.1.9 Pórfido Diorítico	59
5.2 Mineralización y Alteración del proyecto Soplona.....	60
5.2.1 Mineralización.....	61
5.2.1.1 Zona de óxidos	61
5.2.1.2 Zona de sulfuros.....	64
5.2.2 Alteración	76
5.4 Geología estructural	88
CAPÍTULO VI: DISCUSIÓN	92
6.1 Secuencia paragenética.	92
6.2 Clasificación y génesis del prospecto soplona	96
CAPÍTULO VII: CONCLUSIONES	101
REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS.....	103
ANEXOS	110

ÍNDICE DE FIGURAS

Figura 1.1: Mapa de ubicación y vías de acceso al área de estudio, en donde se señala la comuna de Tierra Amarilla y la localidad de Nantoco.	4
Figura 2.1: Esquema de los estilos de mineralización de los depósitos IOCG, muestra la zonación de las vetas IOCG como el estilo esquematizado y los controles estructurales y litológicos de la mineralización/alteración. Extraído y modificado de Sillitoe (2003)....	10
Figura 2.2: Zonación de la alteración en un yacimiento IOCG (modificado de Hitzman et al., 1992).	11
Figura 2.3: Arquitecturas y orígenes hidrotermales para sistemas IOCG ilustrando posibles fuentes de fluidos, recorridos del flujo hidrotermal, y distribución de alteraciones y menas. Extraído y modificado de Barton (2014).	11
Figura 2.4: Distribución de los principales depósitos de skarn en el norte Chile. Elaboración propia.....	13
Figura 2.5: Etapas evolutivas de los depósitos skarn asociados a plutones. A: A: Intrusión inicial. B: Recristalización metamórfica, skarn de reacción y skarnoides. C: Cristalización y liberación de fase acuosa, alteración prógrada. D: Enfriamiento del cuerpo intrusivo y superposición de alteración retrógrada. Extraído y modificado de Meinert (1992, 1995).	15
Figura 2.6: Propiedad de Compañía Contractual Mineras Candelaria y Ojos del Salado y ubicación del área de estudio (Proyecto Soplona). Elaboración propia.....	18
Figura 3.1: Ciclo tectónico andino (Jurásico temprano tardío-presente), con las subdivisiones de etapas y subetapas y los eventos tectónicos que marcaron su desarrollo (Charrier et al., 2009).	21
Figura 3.2: Mapa de estructuras regionales, se observa Anticlinal de Tierra Amarilla y Sistema de Falla de Atacama (Modificado de Mpodozis y Allmendinger, 1993).....	23
Figura 3.3: Columna estratigráfica del Distrito Candelaria-Punta del Cobre con las principales edades geocronológicas y paleontológicas (Del Real et al., 2018; modificado de Arévalo, 1999).	25
Figura 3.4: Cuadro esquemático de rocas hospedantes favorables para la mineralización, (A) principales tipos de rocas hospedantes observados en el distrito de Punta del Cobre (no a escala), (B) favorables horizontes y rocas huésped para la deposición de cuerpos minerales y su conexión con los estilos de depósito que se encuentran en el distrito (no en escala) (Del Real et al., 2018).	38
Figura 4.1: Codificación utilizada en el trabajo de mapeo de sondajes.....	41
Figura 5.1: Vista panorámica del área de estudio y yacimientos cercanos.	43
Figura 5.2: Mapa litológico y estructural del área de estudio. Escala 1:20.000	44

Figura 5.3: A) Skarn de granate café porfidoblastico con leve mineralización de óxidos de cobre. B) Afloramiento correspondiente a la unidad de skarn de granate café.46

Figura 5.4: Muestra SD14-120m. Skarn granatífero de andradita sobrecrecida por grosularia zonada. Aspecto de la textura granoblástico con porfidoblastos idiomórficos de granates andradíticos (grt andradt), de color amarillo marrón oscuro, relacionado a su contenido de Fe. Está rodeado y sobrecrecido por anillos concéntricos de granates cálcicos tipo grosularia (grt gros) de color beige claro, en contacto con cuarzo intersticial (qz) y escapolita, ambos incoloros. Nícoles paralelos, aumento 5 x 14.46

Figura 5.5: Muestra SD14-120m. Zonación composicional, desde granates ricos en Fe de color marrón oscuro, rodeados de clorita ferrosa verde oscuro, magnetita y sobrecrecimiento por anillos de granate anisótropos tipo grosularia de color beige rosado, en contacto en este caso con láminas incoloras de escapolita. Nícoles paralelos, aumento 5 x 14.47

Figura 5.6: A) Muestra representativa del tramo 176-177 m del sondaje SD0007, donde se aprecia unidad de skarn de magnetita con alteración de escapolita diseminada, vetilla de magnetita con mineralización de sulfuros (calcopirita y piritita) B) Muestra de mano, afloramiento de unidad skarn de magnetita con débil alteración a hematita48

Figura 5.7: Muestra SD14-249m. “Esquisto” de calcosilicatos, con porfidoblastos orientados de escapolita. La textura grano-nematoblástica con orientación marcada de porfidoblastos de escapolita prismática (¿reemplazo de plagioclasas?), en una matriz oscura de anfíbola de color verde pasto, que corresponde a hornblenda actinolítica con gránulos opacos de magnetita. La escapolita está alterada a láminas de albita con arcillas. Nícoles paralelos, aumento 5 x 14.49

Figura 5.8: Muestra SD9-577 m. Calcografía aspecto de la textura foliada esquistosa, con cúmulos rígidos de magnetita, entre bandas de actinolita deformada con clastos menores de la magnetita. Hacia arriba se observa la mineralización más tardía con sulfuros, dominados por la presencia de calcopirita, muy abundante en esta muestra. Nícoles paralelos, aumento 5 x 14.49

Figura 5.9: Muestra representativa del tramo 185 al 186 m del sondaje SD0014, unidad de skarn de anfíbol con vetillas de magnetita asociada a mineralización de sulfuros (pirita y calcopirita), cortada por vetilla más tardía de cuarzo.50

Figura 5.10: Muestra SD14-187m. Skarn de actinolita de protolito porfídico máfico. Este tipo de roca es similar a la muestra del sondaje SD9-577m, con unas bandas de actinolita desarrolladas, aparentemente, sobre un protolito porfídico con minerales máficos alterados a hornblenda actinolítica fibrosa, entre masas más finas de actinolita oscura con óxidos de titanio residuales y formación de magnetita opaca. Nícoles cruzados, aumento 5 x 14.51

Figura 5.11: A) Metarenisca feldespática con fragmentos líticos, se observa granos redondeados de cuarzo y plagioclasa tabulares, manchas de anfíbol en matriz y locales manchas de magnetita relleno de espacios. B) Muestra representativa del tramo 313 al

314 m del sondaje SD0014, metareniscas feldespáticas con matriz fina verdosa de anfíbol/clorita y granos de plagioclasa y escapolitas, en algunos tramos es cortada por vetillas de magnetita/cuarzo asociadas con pirita y menor calcopirita.52

Figura 5.12: Muestra SD14-244m. Metarenisca gruesa con fragmentos andesíticos y dacíticos vítreos. Textura detrítica clasto-soportada con fragmentos subredondeados de trocitos de plagioclasa recristalizados y fragmentitos líticos hialopilíticos recristalizados. En la fracción fina intersticial se encuentran astillas de origen volcanogénicos cementadas por un material arcilloso-carbonatado, que está posteriormente reemplazado por clorita ferrosa de color verde oscuro, con agujitas micrométricas de actinolita y precipitación de magnetita opaca. Nícoles paralelos, aumento 5 x 14.53

Figura 5.13: Muestra SD14-244m. Detalle del cemento de la arenisca reemplazada por un agregado fibroso oscuro de actinolita con clorita entre materiales volcanoclásticas vítreos alterados a feldespato potásico y también, albita. Nícoles cruzados, aumento 5 x 14.53

Figura 5.14: A) Roca córnea de cuarzo intensamente silicificada, se observan óxidos de fierro alterando a la roca y pirita oxidada. B) Muestra representativa del tramo 95 al 96 m del sondaje SD0009, roca córnea fuertemente silicificada, con moderados parches de piroxeno y presencia de vetillas de anfíbol/magnetita/pirita.54

Figura 5.15: Muestra SD14-213m. Protolito “arenisca fina” recristalizada y silicificada. Solo en una esquina de la muestra se preserva parte de un protolito arenoso fragmental fino con clastitos de cuarzo recristalizado, plagioclasa, feldespatos, incluso circones sobre una matriz recristalizada felsítica oscura. Nícoles cruzados, aumento 10 x 14.55

Figura 5.16: Muestra representativa del tramo 548 al 549 m del sondaje SD0007, donde se aprecia unidad de andesitas, se observa una roca con aspecto brechoso56

Figura 5.17: Muestra SD14-226m. Dique Andesítico. Fenocristales de plagioclasas tabulares, con cristales idiomórficos de feldespato potásico con macla de Carlsbad. La masa fundamental es pilotaxítica con microlitos orientados de plagioclasa sobre un fondo oscuro con clorita y abundante magnetita. Nícoles cruzados, aumento 5 x 14.57

Figura 5.18: Muestra SD14-226m. Masa fundamental pilotaxítica, son comunes los cristales aislados de hornblenda, en este caso, una sección romboidal alterada a clorita con gránulos opacos de magnetita. Nícoles cruzados, aumento 5 x 14.58

Figura 5.19: Muestra SD14-224m. Dique Dacítico. Estos intrusivos hipabisales contienen comúnmente fenocristales de plagioclasa con feldespato potásico con macla de Carlsbad. La masa fundamental es microfelsítica con rasgos finos de flujo. Nícoles cruzados, aumento 5 x 14.59

Figura 5.20: Muestra SD14-140m. Dique Diorítico de piroxenos y anfíbol. Aspecto de la textura porfídica con orientación magmática de los fenocristales de plagioclasa zonados y maclados y también, fenocristales de feldespato potásico con macla de Carlsbad. Las

fases intersticiales tienen composición felsítica oscura con piroxenos alterados a clorita, sin presencia de cuarzo. Nícoles cruzados aumento 5 x 14.60

Figura 5.21: A) Roca fuertemente alteradas a limonitas con relictos de granate, asociada a óxidos de cobre correspondiente a crisocola principalmente y en menor medida atacamita. B) Roca de skarn de granate café mineralizada con óxidos de cobre (crisocola).62

Figura 5.22: A) Óxidos de Cobre (crisocola) asociado a hematita, expuestos en labores mineras. B) Veta con mineralización de óxidos de cobre crisocola, presenta cuarzo y magnetita con leve alteración a hematita en roca córneas estratificadas. C) Mineralización tipo mantiforme de crisocola y atacamita, en intercalaciones de granate café y niveles de córnea.62

Figura 5.23: Muestras representativas de mineralización de zona de óxidos en sondajes. A) Sondaje SD0007, tramo 8 a 9 m, donde se puede apreciar mineralización de óxidos de cobre principalmente crisocola (Crs). B) Sondaje SD0019, tramo 22 a 23 m donde se puede observar la presencia de mineralización de óxidos negros. C) Sondaje SD0019, tramo 25 a 26 m donde se puede apreciar mineralización de óxidos de cobre.63

Figura 5.24: Muestra SD9-576_575-576. Mineralización maciza en torno a los porfidoblastos gruesos de granates andradíticos, corresponde a magnetita de color beige muy oscuro, que es característica de yacimientos IOCG en contacto con pirita idiomórfica seguida de calcopirita intersticial. Nícoles paralelos, aumento 5 x 14.....64

Figura 5.25: Muestra SD9-576_575-576. En torno a los granates andradíticos, se encuentran cúmulos de magnetita, seguida de la precipitación de pirita gruesa. Nícoles paralelos, aumento 5 x 14.....64

Figura 5.26: Muestra SD9-577_576-577. Aspecto de las zonas deformadas con magnetita a la derecha de la foto y la mineralización de sulfuros, consistente en pirita granular y cubica en una matriz uniforme de calcopirita como fase dominante. Nícoles paralelos, aumento 5 x 14.....65

Figura 5.27: Muestra SD9-577_576-577. Zonas tectonizadas más tardías con magnetita craquelada entre bandas de arcillas con carbonatos. A estas fracturas se asocia specularita fina que no estaba presente en la paragénesis anterior de magnetita con sulfuros. Nícoles paralelos, aumento 10 x 14.....65

Figura 5.28: Muestra SD14-78_77-78. muestra de la paragénesis de pirita cubica, aisladas como islotes, rodeadas de calcopirita. La ganga adyacente corresponde a cuarzo hidrotermal grueso hialino con clorita y calcita. Nícoles paralelos aumento 5 x 14.65

Figura 5.29: Muestra SD14-83_82-83. Se reconocen relictos de minerales máficos, en este caso, una forma prismática de anfíbola alterada a clorita con óxidos de titanio, con precipitación de magnetita microgranular de color beige oscuro, con láminas de calcopirita y de molibdenita intersticial de color gris acerado. Nícoles paralelos, aumento 10 x 14.66

- Figura 5.30:** Muestras representativas del sondaje SD0007. A) Tramo 206 a 207m, mineralización de sulfuros en vetillas de magnetita las cuales son cortadas por vetilla de anfíbol (Anf) con pirita (Py) y calcopirita (Cpy) correspondiente a un evento de mineralización de sulfuros más tardío. B) Tramo 206-207 m, roca.....67
- Figura 5.31:** Sondaje SD0007. Representación gráfica que muestra distribución de los principales minerales de alteración integrados con ley de cobre, litologías y fallas.....68
- Figura 5.32:** Muestras representativa del sondaje SD0009. A) Tramo 152 al 153 m con mineralización de cobre representada por calcopirita diseminada principalmente asociada a magnetita (Mt) y pirita (Py). B) Tramo 387 al 388 m, skarn de granate café con desarrollo intersticial de sulfuros principalmente pirita (Py) y leve calcopirita (Cpy) diseminada. C) Tramo 330 al 331 m, skarn que presenta una alteración pervasiva de magnetita (Mt) en toda la roca, se puede observar mineralización de sulfuros diseminada principalmente pirita (Py).69
- Figura 5.33:** Muestra representativa del tramo 248 al 249 m del sondaje SD0009, correspondiente a skarn de anfíbol, con magnetita en manchas asociada a mineralización de calcopirita (Cpy) que se presenta alrededor de la pirita (Py), la muestra contiene vetillas de calcita/hematita..... 70
- Figura 5.34:** Sondaje SD0009. Representación gráfica que muestra distribución de los principales minerales de alteración integrados con ley de cobre, litologías y fallas.....71
- Figura 5.35:** Muestras representativa del sondaje SD0014. A) Roca con alteración pervasiva a escapolita, magnetita en vetillas y manchas, se observa leve alteración a anfíbol, la mineralización se presenta en manchas pirita (Py) y menor medida (Cpy). B) Muestra representativa del tramo 82 a 83 m del sondaje SD00014, Veta de cuarzo/magnetita, asociada a pirita (Py) y calcopirita (Cpy). 72
- Figura 5.36:** Sondaje SD0014. Representación gráfica que muestra distribución de los principales minerales de alteración integrados con ley de cobre, litologías y fallas.....73
- Figura 5.37:** Muestras representativas de la mineralización en sondaje SD0019, en unidad de skarn de magnetita. A) Tramo 193 a 194 m, roca con mineralización diseminada de sulfuros, pirita (Py) y menor calcopirita (Cpy). B) Tramo 186 a 187m, roca con mineralización de sulfuros de cobre representada por calcopirita (Cpy) en vetilla de cuarzo (Qz). C) Tamo 198 a 199 m, roca con intercalación de magnetita y anfíbol, la mineralización de sulfuros de cobre (Calcopirita: Cpy) está asociada principalmente a los niveles de magnetita.73
- Figura 5.38:** Sondaje SD0019. Representación gráfica que muestra distribución de los principales minerales de alteración integrados con ley de cobre, litologías y fallas.....75
- Figura 5.40: Muestra SD9-576 Skarn con porfidoblastos de granates andradíticos**
Hacia los márgenes de los agregados de granates andradíticos, se encuentra cuarzo con feldespato potásico, además de granates anisótropos de color beige claro que corresponden a grosularia, más tardía que la andradita.77

Figura 5.41: Muestra de afloramiento con alteración asociada a actinolita, epidota y magnetita alterada a hematita y jarosita77

Figura 5.42: Muestras correspondientes al evento calco-sódico. A) sondaje SD0014: Muestra representativa del tramo 248 al 249 m, roca con alteración sódico- cálcica, evidenciado por la presencia de escapolita (Scp) y actinolita (Act). B) Sondaje SD0007: Muestra representativa del tramo 4 a 5 m, roca con alteración sódico- cálcica, evidenciado por la presencia de actinolita (Act), magnetita (Mgt), epidota y apatito (Ap). 78

Figura 5.43: A) Muestra SD9-576. Detalle con mayor aumento de los granates que corresponden a grosularia de formación más tardía que la andradita. Se encuentran en una matriz incolora de cuarzo con apatito, actinolita y clorita. B) Muestra SD9-576. Detalle de las zonas alteradas a facies retrogrado. Sección con alteración hidrotermal con asociación mineralógica de granate, escapolita y actinolita. C) Muestra SD9-577. Detalle de los entrecrecimientos de los agregados macizos opacos, principalmente magnetita con cristales aciculares de actinolita. D) Muestra SD9-577. La roca corresponde a una zona de mineralización maciza, con cúmulos rígidos de magnetita rodeados de una matriz de actinolita con rasgos foliados, también se observa albita. 79

Figura 5.44: Muestras correspondientes al sondaje SD0009, evento calco-sódico. Se observa paragénesis donde la roca con una alteración principalmente calco silicatada es posteriormente afectada por un evento de tipo sódico cálcico, el cual es evidenciado con la presencia de actinolita de manera intersticial entre los granos de granate, vetillas de magnetita y escapolita diseminada..... 80

Figura 5.45: Muestras correspondientes al sondaje SD0009, evento calco-sódico. Se observa paragénesis donde la roca con una alteración principalmente calco silicatada es posteriormente afectada por un evento de tipo sódico cálcico, el cual es evidenciado con la presencia de actinolita de manera intersticial entre los granos de granate. También es posible observar mineralización de cobre, principalmente calcopirita alrededor de los granos de granate..... 80

Figura 5.46 Muestras correspondientes al evento definido como potásico, representativas del sondaje SD0009. A) Tramo 147 al 148 m, se puede observar alteración potásica selectiva, las plagioclasas del protolito son remplazadas selectivamente a feldespato potásico (Kf) y los minerales máficos son reemplazados por biotita secundaria (Bt). B) Tramo 121 a 122 m, con alteración potásica penetrativa en rocas córneas, feldespato potásico (Fk) alterando de manera pervasiva a la roca. 81

Figura 5.47: A) **Muestra SD9-577 m.** Detalle de los agregados de silicatos, en contacto con los cúmulos mineralizados opacos. Consisten en feldespato potásico y actinolita. Entre la magnetita adyacente se observa albita tabular más clara. **B) Muestra SD14-140.** Fenocristal mayor de piroxeno, alterado a una compleja asociación de clorita con epidota amarilla rica en Fe. En la periferia se observa reemplazo por feldespato potásico. 82

Figura 5.48: A) **Muestra SD14-191 m. Skarn mineralizado y brechizado con núcleos de granates andradíticos.** Textura granoblástica con porfidoblastos de granates

andradíticos de color marrón anaranjado que están fracturados y disgregados en una matriz con minerales opacos y un fondo de feldespatos potásicos. Nícoles paralelos, aumento 5 x 14.....82

Figura 5.49: Muestra del sondaje SD0019, correspondiente a una roca corneana silicificada, se puede observar un evento A, correspondiente a vetilla de actinolita y magnetita que es cortada por un evento B, vetilla con presencia de feldespatos potásicos. La roca también presenta una alteración en manchas de feldespatos potásicos.....83

Figura 5.50: Muestras correspondientes al evento definido como hidrolítico, muestras representativas del sondaje SD0007 A) Tramo 73 a 74 m, skarn de anfíbol/granate con asociación de hematita especular (Spk) y cuarzo. B) Tramo 190 a 191 m, skarn de granate con vetilla de hematita especular (Spk).84

Figura 5.51: A) Muestra SD14-187. bandas esquistosas de los sulfuros con magnetita rodeada de actinolita, cortada por una venilla tardía de carbonatos. **B) Muestra SD14-187.** Roca esquistosa de anfíbol, parte superior se observa una fractura tardía, ocupada por venillas de carbonatos.84

Figura 5.52: Muestra del sondaje SD0009, correspondiente a una roca skarn de granate, se puede observar una vetilla de cuarzo que corta la roca y esta sobre una alteración de tipo sódico cálcica, caracterizada con la presencia de actinolita, magnetita y epidota.85

Figura 5.53: Muestra del sondaje SD0014, correspondiente a una roca skarn de anfíbol-magnetita, se puede observar un evento A que correspondiente a vetillas de magnetita con escapolita que son cortadas por un segundo evento B correspondiente a una vetilla de calcita.85

Figura 5.54: Muestra del sondaje SD0009, correspondiente a una roca skarn de granate, se puede observar un evento A que correspondiente a vetillas de cuarzo con mineralización de magnetita y calcopirita que son cortada por un segundo evento B correspondiente a una delgada vetilla de hematita.....86

Figura 5.55: Tramo 0 a 4 m del sondaje SD0022. Roca fracturada y alterada de manera pervasiva, presenta abundante hematita y jarosita.87

Figura 5.56: Roca alterada penetrativamente, presenta magnetita alterada a hematita (Hem) y jarosita (Jar), también se puede observar arcillas (Arc).87

Figura 5.57: Representación estereográfica de planos de fallas utilizando programa Dips. A) Diagrama de densidad de polos. B) Diagrama de Roseta. Análisis de 17 datos estructurales correspondientes a fallas.89

Figura 5.58: Representación estereográfica de planos de fallas utilizando programa Dips. A) Diagrama de densidad de polos. B) Diagrama de Roseta. Análisis de 15 datos estructurales correspondientes a vetas.90

Figura 5.59: Representación estereográfica de diques utilizando programa Dips. A) Diagrama de densidad de polos. B) Diagrama de Roseta. Análisis de 8 datos estructurales correspondientes a diques.91

Figura 6.1: Sección simplificada del proyecto Soplona, de acuerdo a información geológica de mapeo de sondajes SD0009 y SD0014. (Elaboración propia).....95

Figura 6.2: Etapas en la evolución de un depósito de skarn: a) Infiltración de fluidos hidrotermales para formar la mineralogía prógrada. La mineralización metálica puede ocurrir en fases tardías de esta etapa; b) El sistema se enfría y hay ingreso de aguas meteóricas. Se genera metasomatismo retrógrado acompañado de la depositación de metales. Modificado de Corbett y Leach, 1998.97

Figura 6.3: Sección representativa del proyecto Soplona. Se observan unidades litológicas del área de estudio y la aureola de contacto producto del Batolito Copiapó y las rocas sedimentarias del Grupo Chañarcillo (Elaboración propia).....100

ÍNDICE DE TABLAS

Tabla 3.1: Dataciones de biotita realizadas en las intercalaciones de tobas de cenizas presente en las Gravas de Atacama	31
Tabla 4.1: Tabla de datos de los sondajes mapeados para este estudio (Coordenadas en PSAD56).	40
Tabla 4.3: Código de cada muestra de sondajes, profundidad, tipo de corte (transparente/pulido) y su objetivo en las muestras utilizadas para estudio petrográfico y calcográfico (elaboración propia).	42
Tabla 6.1: Secuencia paragenética del prospecto Soplona	94

CAPÍTULO I: INTRODUCCIÓN

1.1 Objetivos

1.1.1 Objetivo general

Establecer un modelo metalogénico para la mineralización y alteración existente en el proyecto Soplona, aplicado para la exploración.

1.1.2 Objetivos específicos

- Definir las unidades litológicas presentes en el área de estudio.
- Caracterizar la mineralogía, modo de ocurrencia e intensidad de los eventos de alteración y mineralización existentes en el prospecto Soplona.
- Determinar las condiciones genéticas asociadas al prospecto Soplona.
- Caracterizar las estructuras geológicas existentes en el sector de estudio.

1.2 Planteamiento del problema

Chile cumple un rol importante en la industria minera metálica y no metálica. En minería metálica es líder en la producción de cobre, renio y molibdeno, por otro lado, en minería no metálica es líder en la producción de nitratos naturales y yodo. Chile presenta concentraciones anómalas de minerales que son económicamente explotables, es un país que cuenta con una riqueza de yacimientos metálicos muy abundante, de los cuales principalmente se destacan los de cobre. Desde los inicios de la evolución tectónica-magmática del margen andino en el Mesozoico, los yacimientos minerales y la evolución metalogénica se relacionan con la historia de la subducción a lo largo del margen oeste de Sudamérica (Maksaev et al., 2007).

Los depósitos tipo “óxidos de hierro, cobre y oro” (IOCG, por sus siglas en inglés) son globalmente relevantes, y se encuentran ampliamente distribuidos a través del espacio y tiempo geológico. Las provincias IOCG presentan edades que van desde el Arcaico hasta el Fanerozoico, y se ha documentado su ocurrencia en todos los continentes excepto en la Antártica (Barton, 2014) (Figura 1). El Distrito Candelaria-Punta del Cobre, es el distrito IOCG más grande del cinturón IOCG chileno con más de 13 Mt de cobre, está ubicado a 15 km de la ciudad de Copiapó, Provincia de Copiapó, Región de Atacama, comprende yacimientos pertenecientes a la Franja Metalogénica del Cretácico Temprano en la porción del Norte Chico de Chile. Estos yacimientos se forman en una configuración tectónica extensional dada por un adelgazamiento cortical, subsidencia activa y emplazamiento episódico de batolitos dentro de estratos volcanosedimentarios durante el desarrollo del arco magmático Jurásico-Cretácico Temprano (Maksaev & Zentilli, 2002).

El área de estudio “Soplona” que pertenece al Distrito Candelaria-Punta del Cobre, no cuenta con un estudio detallado sobre las unidades geológicas, estructuras geológicas, mineralización y alteración presente en el área, para poder definir el target de exploración del proyecto y determinar la importancia económica y rentabilidad del depósito para una posible futura explotación.

1.3 Hipótesis de trabajo

El proyecto Soplona se encuentra en el Distrito Candelaria-Punta del Cobre, de acuerdo con la información geológica esta área se ubica dentro de la franja metalogénica del Jurásico Superior-Cretácico Inferior. La Franja de IOCG andina, que abarca desde el sur de Perú hasta la IV Región de Chile con disposición NS, presenta un variado conjunto de depósitos metalíferos, algunos de los yacimientos que hospeda son candelaria y Manto Verde. Conforme a lo anterior, se hipotetiza en esta investigación que el Proyecto Soplona tiene un gran potencial de presentar mineralización similar a los depósitos colindantes, un tipo de mineralización coincidente con depósitos IOCG-Skarn siendo un blanco para la prospección y exploración.

1.4 Área de estudio, ubicación y accesos

El distrito minero Candelaria-Punta del Cobre está ubicado en la Región de Atacama de Chile, aproximadamente a 20 kilómetros al sur de la ciudad de Copiapó y contiguo a la comuna de Tierra Amarilla. Las propiedades están conectadas al sistema vial chileno en buen estado (Figura 1.1), a aproximadamente 27 grados 30 minutos de latitud sur y 70 grados, 15 minutos de longitud oeste. El acceso al área de estudio se realiza desde Copiapó por Avenida Copayapu hasta Paipote, donde se conecta con la carretera C-34 recorriendo aproximadamente 15 km hasta llegar a la localidad de Nantoco, desde ahí se toma la ruta C-411 que se recorre por 5 km donde finalmente se toma el desvío del camino C-529 por 1.5 km hasta llegar al área de estudio.

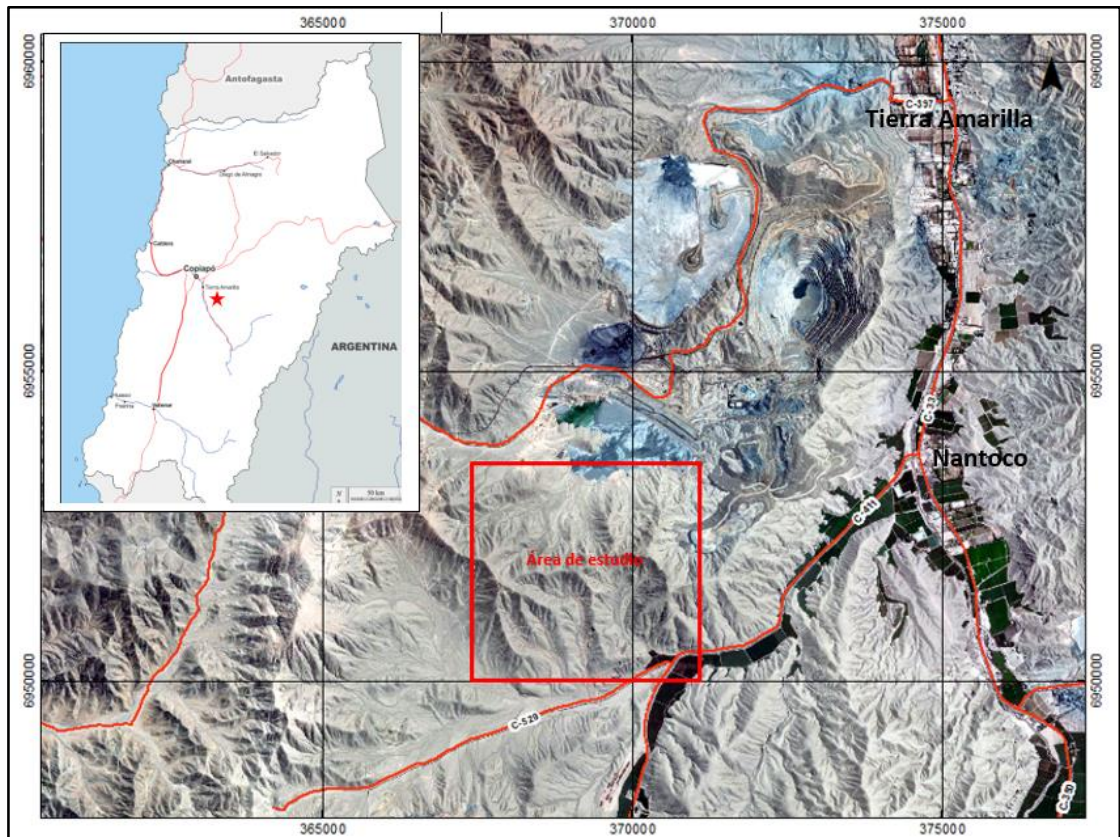


Figura 1.1: Mapa de ubicación y vías de acceso al área de estudio, en donde se señala la comuna de Tierra Amarilla y la localidad de Nantoco.

1.5 Estudios previos

Biese, N. (1942): Entrega los primeros antecedentes de la geología de la zona, realiza un estudio al sur de Copiapó en las rocas cretácicas, diferenciando 4 formaciones: Abundancia, Nantoco, Totoralillo y Pabellón.

Segerstrom, K., Thomas, H., Tilling, R. (1963): Confeccionan la carta geológica del cuadrángulo Pintadas. Escala 1:50.000.

Corvalán, J. (1974): Estudia la estratigrafía del Neocomiano marino de la región al sur de Copiapó.

Camus, F. (1980): Inicia la discusión en relación con la génesis de los yacimientos el distrito de Punta del Cobre, y postula que estos corresponden a depósitos volcanogénicos de tipo sulfuro masivo.

Arévalo, C. (1994): Realiza Mapa Geológico de la hoja Los Loros, Región de Atacama. Servicio Nacional de Geología y Minería. Escala 1:100.000.

Arévalo, C. (2005): Confecciona de Carta Los Loros, Región de Atacama. Servicio Nacional de Geología y Minería. Escala 1:100.000.

Del Real, I., Thompson, J., Carriedo, J. (2018): Determinan los controles litológicos y estructurales sobre la génesis del distrito de Óxidos de Oro Candelaria-Punta del Cobre, Norte de Chile.

Del Real, I., Allmendinger, R., Thompson, J. (2023): Muestra evidencias de transpresión durante la formación del distrito IOCG Candelaria Punta del Cobre e implicaciones regionales.

CAPÍTULO II: MARCO TEÓRICO

2.1 Alteración hidrotermal y mineralización

2.1.1 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). 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 ligera o completamente obliterada por este proceso.

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 tomó para lograr un equilibrio termodinámico entre la roca y el fluido (Pirajno, 2009).

De acuerdo con estos grupos de asociaciones mineralógicas se presentan los tipos de alteraciones basados en Sillitoe (1973) y Corbett y Leach (1998).

Alteración propilítica: Se caracteriza por la asociación de clorita, epidota, calcita y albita, con y sin pirita, y se produce de forma casi simultánea a la alteración potásica, pero de una manera periférica a las intrusiones porfídicas. Se forma a una temperatura menor (250°C-425°C), con disminución gradual de la acidez.

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. Se forma a partir de temperaturas bajo 200°C.

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). Se produce en condiciones extremadamente ácidas (pH menor a 4).

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. Se produce por fluidos ácidos (pH 5-6), de baja temperatura (200°C-300°C) y de baja a moderada salinidad.

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 (400°C a 650°C). 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: definida por Carten (1986) la cual se caracteriza por: una asociación mineralógica de actinolita, oligoclasa-andesina, cuarzo, epidota. Posteriormente, Sillitoe (2010) define la alteración Sódico-Cálcica como una asociación de Actinolita, Albita-Oligoclasa, Magnetita.

2.1.2 Mineralización

Pirajno (2009), indica que la mineralización se refiere usualmente a minerales de mena, pero que a menudo se utiliza para referirse a otros minerales metálicos. 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, de acuerdo a la relación genética entre la unidad hospedante y la mineralización, los depósitos pueden clasificarse en:

Mineralización epigenética: La mineralización se forma posterior a la roca de caja.

Mineralización singenética: La mineralización se forma de manera simultánea con la formación de las rocas de caja.

2.2 Depósito tipo IOCG (iron oxide copper and gold)

Los yacimientos IOCG donde coexisten minerales de Cu, Fe y Au, se forman gracias a sistemas magmáticos y/o hidrotermales con un fuerte control estructural de carácter regional. Estos yacimientos ocurren de formas muy diversas: vetas, brechas hidrotermales, mantos, skarn o una combinación de ellos (Sillitoe, 2003). La composición química general de la mineralización define el gran clan de los IOCG, los cuales presentan elevados contenidos de óxidos de hierro (magnetita y/o hematita, >10%), y son de interés económico debido a sus cantidades variables de Cu, REE, P, U, Ag, Co entre otros (Chiaradia et al., 2006; Barton 2014).

Existen numerosos depósitos tipo IOCG en Chile ubicados en la franja metalogénica del Cretácico Inferior, la cual se extiende a lo largo de la cordillera de la costa entre los 22° y 30°S. El descubrimiento del yacimiento Candelaria en el Distrito Punta del Cobre y su posterior categorización como IOCG demostró el potencial económico de esta tipología de yacimientos en el arco magmático Jurásico-Cretácico del Norte de Chile (Sillitoe, 2003).

La franja metalogénica IOCG chilena, se encuentra hospedada en rocas cuya edad varía de Jurásico medio a Cretácico inferior, las cuales se encuentran afectadas por el Sistema de Fallas de Atacama, de cinemática fundamental de rumbo, para la cual se han descrito tanto movimientos sinestrales, como dextrales, y cuya actividad máxima se desarrolló entre los 118 a 105 Ma (Cembrano et al., 2009).

Fue comprobado que otros depósitos catalogados anteriormente como otro tipo de yacimiento mostraban características comunes en diferentes etapas de formación con el tipo IOCG, por lo que fue ampliado para incluir a los depósitos tipo skarn de Fe o Cu-Au, óxidos de hierro con Au-Cu y carbonitas ricas en cobre, REE y F (Groves et al., 2010).

La mineralización consiste en general de magnetita, hematita, calcopirita, pirita y bornita, con una zonación de calcopirita - magnetita en las zonas más profundas y bornita - hematita en las más superficiales; además también se pueden encontrar uraninita, niquelina, arsenopirita, pirrotina, cobaltita y molibdenita como minerales subordinados a este tipo de depósito (Vivallo, 2009).

Los depósitos de la familia IOCG varían considerablemente en forma, tamaño y grados de enriquecimiento (Cu, Au, U, etc.), así como en su paragénesis y zonificación. Además, las zonas mineralizadas en sí mismas constituyen sólo pequeñas partes de sistemas geológicos más grandes que se caracterizan por un metasomatismo voluminoso, dividido en zonas, dominado por Na-CaK y que también muestran una variabilidad considerable en la forma, las rocas huésped y la mineralogía (Hitzman et al., 1992; Barton y Johnson, 1996; Williams et al., 2005).

El modelo de mineralización y de alteración para los depósitos tipos IOCG propuesto por Sillitoe (2003), menciona aspectos como las relaciones litológicas existentes en un ambiente IOCG, como las rocas contenidas dentro de las rocas intrusivas, variaciones de las alteraciones de las zonas más profundas que son ricas en magnetita-actinolita-apatito-clinopiroxeno hacia las más superficiales que se caracterizan por ser ricas en bornita+calcopirita y hematita-clorita+calcopirita con vetas de calcita+plata y los tipos de depósitos que se desarrollan en el sistema (Figura 2.1)

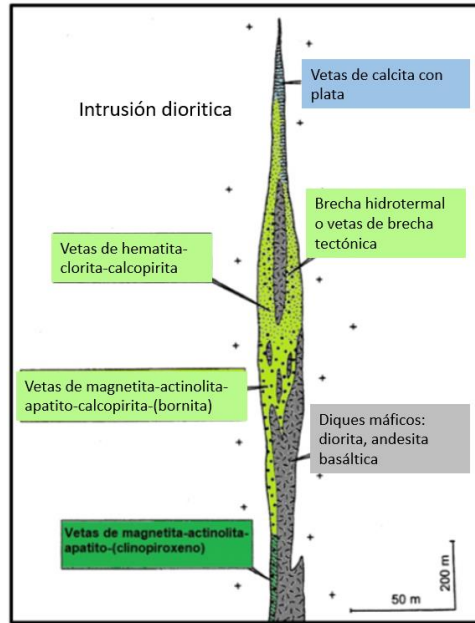


Figura 2.1: Esquema de los estilos de mineralización de los depósitos IOCG, muestra la zonación de las vetas IOCG como el estilo esquematizado y los controles estructurales y litológicos de la mineralización/alteración. Extraído y modificado de Sillitoe (2003).

La alteración en los depósitos IOCG va a depender de la composición de la roca de caja y de la profundidad de formación del depósito. Los IOCG de la franja Jurásica-Cretácica de Chile presentan una zonación general (Figura 2.2) que se compone de una alteración sódica en los niveles más inferiores, potásica en los niveles intermedios y sericítica a silícica en los niveles superiores (Hitzman et al., 1992). El control estructural de estos depósitos este asociado a sistema de fallas regionales, y en zonas de tectónica extensional como antiguas zonas de rift o aulacogenos a lo largo de estructuras corticales (Groves et al., 2010).

En cuanto al origen de los fluidos, se han propuesto dos teorías relativas a la fuente de los fluidos: un origen magmático y otro no magmático, existen divergencias respecto de la naturaleza y proveniencia de estos fluidos, su circulación en la corteza, las fuentes de los metales, y las posibles trampas y/o procesos que llevan la precipitación de la mena. Barton (2014), señala que los controles composicionales y pre-tectónicos serían relativamente poco importantes, mientras que sistemas de bombeo tectónico a gran escala, controles paleogeográficos y paleoclimáticos serían los que favorecen la introducción de salmueras externas. Barton y Johnson (2004) publicaron un resumen con los posibles

modelos para la mineralización IOCG basados en las principales fuentes de fluidos. (Figura 2.3).

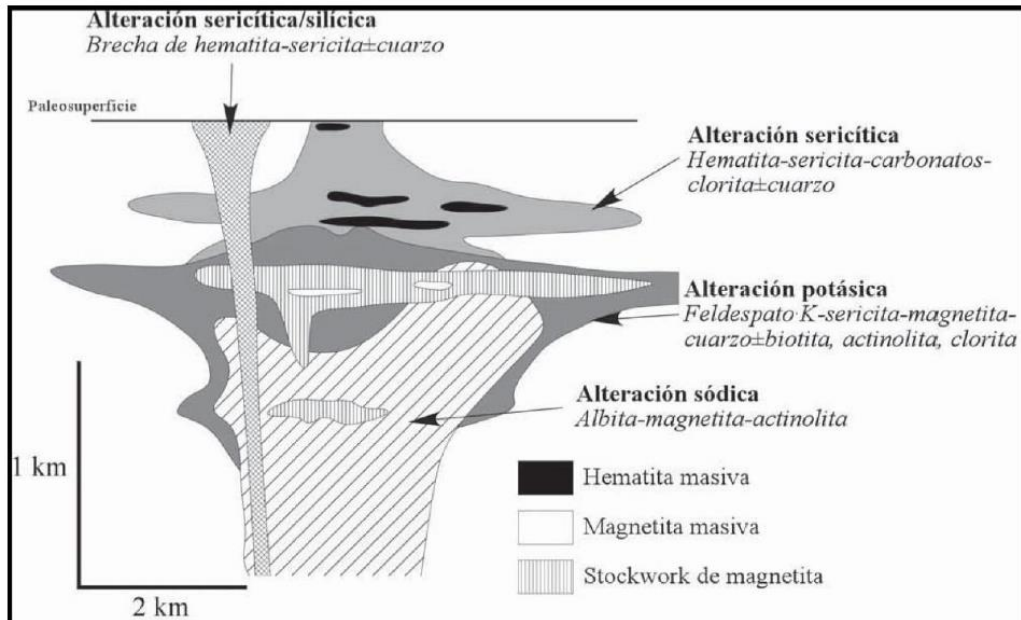


Figura 2.2: Zonación de la alteración en un yacimiento IOCG (modificado de Hitzman et al., 1992).

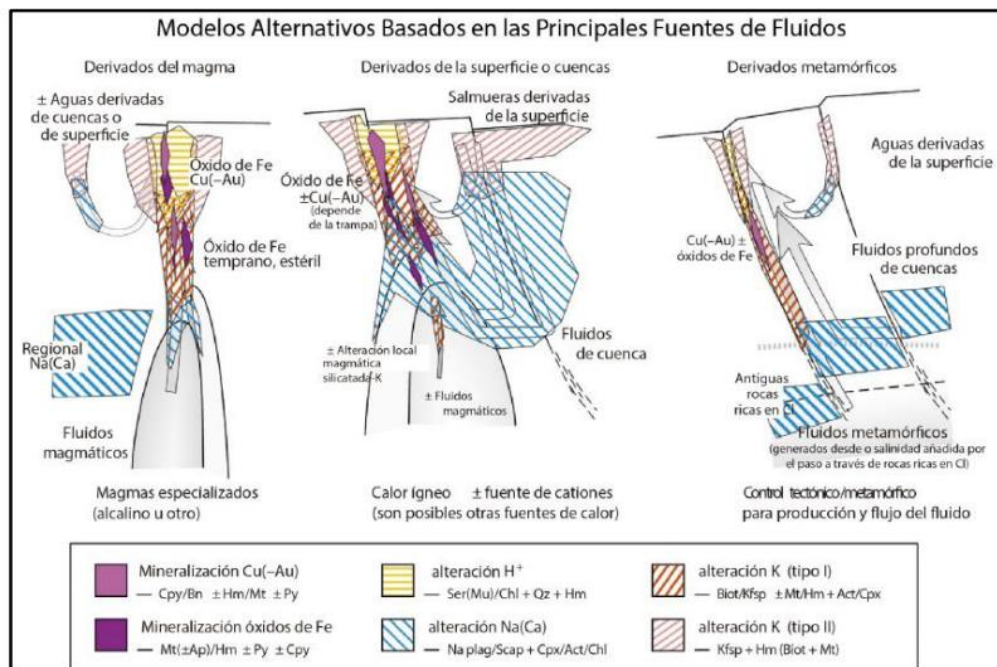


Figura 2.3: Arquitecturas y orígenes hidrotermales para sistemas IOCG ilustrando posibles fuentes de fluidos, recorridos del flujo hidrotermal, y distribución de alteraciones y menas. Extraído y modificado de Barton (2014).

2.3 Depositos tipo skarn

Se han explotado depósitos de skarn para una variedad de elementos, incluidos Fe, W, Cu, Pb, Zn, Mo, Ag, Au, U, REE, F, B y Sn. Los skarn ocurren en todos los continentes y en rocas de casi todas las edades. aunque la mayoría se encuentran en litologías que contienen al menos algo de caliza, pueden formarse en casi cualquier tipo de roca, incluidas lutitas, areniscas, granitos, basaltos y komatitas. Un skarn puede formarse durante el metamorfismo regional o de contacto y a partir de una variedad de procesos metasomáticos que involucran fluidos de origen magmático, metamórfico, meteórico y/o marino. Lo que define a una roca como skarn, es la mineralogía, la cual incluye una amplia variedad de silicatos de calcio y minerales asociados, pero suele estar dominado por el granate y el piroxeno (Meinert, 1992).

La mayor parte de los yacimientos tipo skarn cupríferos en Chile están ubicados principalmente a lo largo de la Cordillera de la Costa en el norte (Figura 2.4). Hospedados en secuencias calcáreas de formaciones volcano-sedimentarias del Cretácico Inferior que están genéticamente relacionados a la actividad ígnea del Cretácico. Los intrusivos asociados a los skarn en Chile son generalmente granitoides a granodioritas de geoquímica calcoalcalinas, y las más relevantes en la formación de skarn tienen 118 – 96 Ma (K – Ar en bt) (Maksaev, 2005).

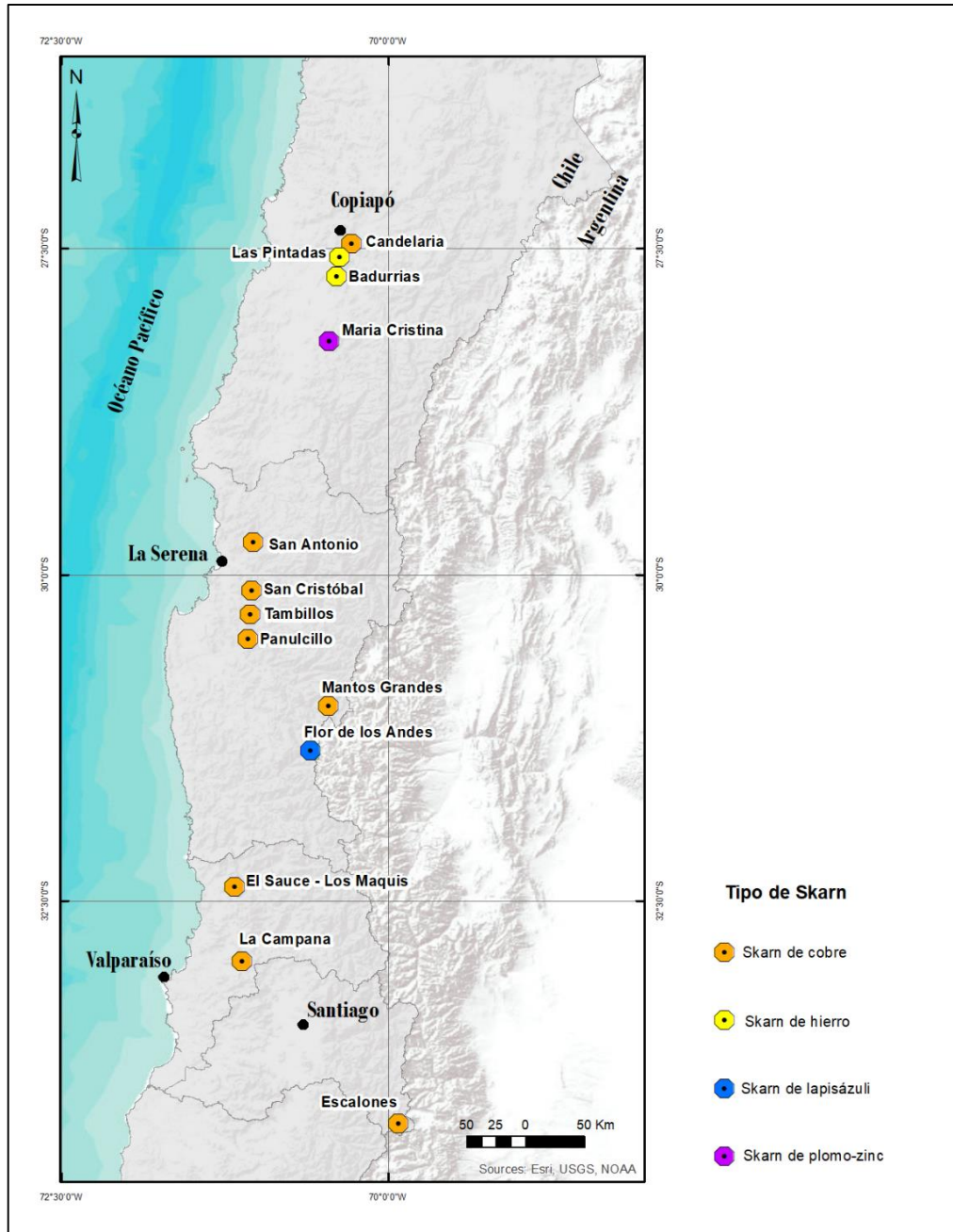


Figura 2.4: Distribución de los principales depósitos de skarn en el norte Chile. Elaboración propia.

Los skarn comparten un proceso evolutivo en común en relación con el emplazamiento y enfriamiento de los plutones relacionados con ellos (Meinert, 1995)., las etapas evolutivas son:

- (1) Intrusión inicial, recristalización metamórfica. La intrusión inicial es la causante de metamorfismo en las rocas sedimentarias y/o volcánicas, dentro de los procesos asociados al metamorfismo existen los skarn de reacción y los skarnoides (Figura 2.5a). El primero, se forma por metamorfismo isoquímico. El segundo, es un término intermedio entre una roca metamórfica corneana pura y un skarn metasomático de grano grueso.
- (2) La segunda etapa de recristalización metamórfica y los cambios de fase reflejan composiciones de protolitos con bimetasomatismo local y circulación de fluidos que forman diversos minerales calcosilicatados como granate, piroxeno, skarn de reacción y skarnoide, en litologías impuras y en las zonas cercanas de fluidos (Figura 2.5b). La cristalización con fase acuosa, dan como resultado un skarn metasomático controlado por los fluidos, corresponde a la generación de minerales anhidros producto a una alteración tipo prógrada (Figura 2.5c).
- (3) Finalmente, el enfriamiento del cuerpo intrusivo y la posible circulación de aguas meteóricas y oxigenadas causan una alteración retrógrada con minerales hidratados a partir de los minerales calcosilicatados preexistentes (Figura 2.5d).

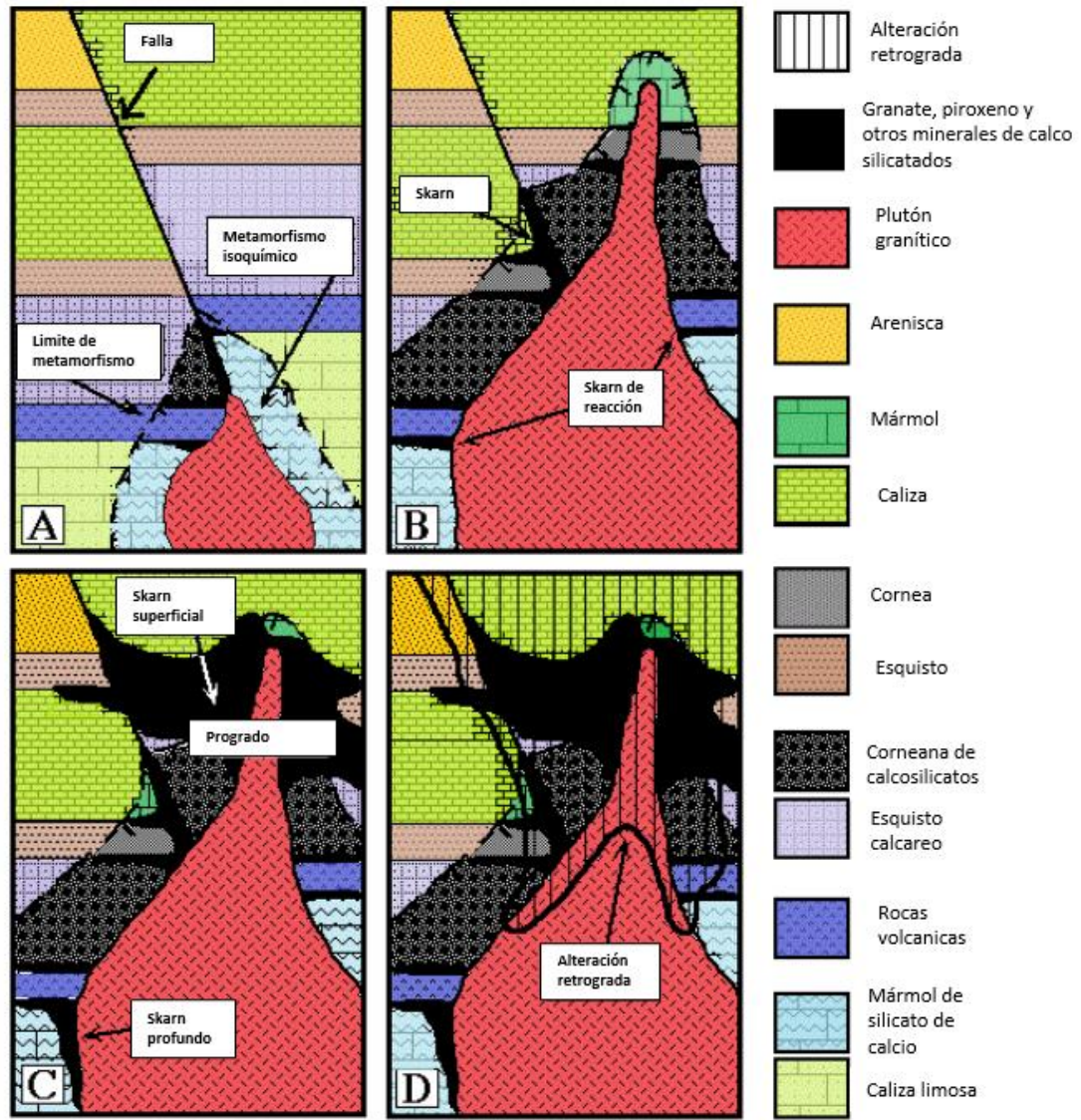


Figura 2.5: Etapas evolutivas de los depósitos skarn asociados a plutones. A: A: Intrusión inicial. B: Recristalización metamórfica, skarn de reacción y skarnoides. C: Cristalización y liberación de fase acuosa, alteración prógrada. D: Enfriamiento del cuerpo intrusivo y superposición de alteración retrógrada. Extraído y modificado de Meinert (1992, 1995).

2.4 Historia del distrito Candelaria – Punta del Cobre

En 1987 el depósito de sulfuros Candelaria fue descubierto por Phelps Dodge, iniciando el estudio de factibilidad el año 1989 y completándose en 1990. Su construcción comenzó en octubre de 1992 mismo año en que Sumitomo adquirió una participación de un 20% en Minera Candelaria. Phelps Dodge en 1985 se convirtió en el único propietario de Minera Ojo del Salado, Mina Santos y Planta Pedro Aguirre Cerda (PAC). La mina subterránea Santos ha estado en producción desde 1929 y el procesamiento es llevado a cabo en planta PAC. A principios de 1996, comenzó la producción de la mina subterránea Alcaparrosa.

En 1993 Minera Candelaria comenzó a abrir la fase 1 del rajo abierto y el primer embarque de concentrado de cobre cargados desde sus instalaciones portuarias fue en 1995.

En 2005 Sumitomo adquirió una participación del 20% en Minera Ojos del Salado. La Subterránea Candelaria (Sector Norte) comenzó la producción.

En 2007 Freeport adquirió Phelps Dodge adquiriendo entre otras, la propiedad de Minera Candelaria y Minera Ojos del Salado.

La construcción de la planta desaladora en Punta Padrones comenzó en 2011 y en 2013 ocurre la finalización y pleno funcionamiento de la planta desaladora con una capacidad de 500 litros por segundos la cual fue construida en el puerto de Caldera.

El 6 de octubre de 2014, Lundin anunció un acuerdo para adquirir el 80 por ciento de Freeport en Minera Candelaria y Minera Ojos del Salado. La transacción se cerró el 3 de noviembre de 2014.

Minera Candelaria en 2018 logró obtener la recertificación de su Sistema de Gestión Ambiental (SGA) basado en la Norma ISO 14.001-2015. Cabe destacar que Candelaria fue la primera empresa minera del país que certificó todas sus operaciones ante la norma ambiental ISO-14.001 en 1999. Hoy mantiene esa tradición de ser una empresa minera segura y ambientalmente responsable.

Un nuevo e importante hito alcanzó Minera Candelaria en 2021, luego que la entidad certificadora internacional DNV-GL informara que la compañía fue recomendada para

recibir la certificación de su Sistema de Gestión de Energía, bajo la norma internacional ISO 50.001-2018.

Lundin Mining Corporation es una empresa de origen canadiense, que en la actualidad es dueño del 80% de las compañías contractuales mineras Candelaria (CCMC) y Ojos del Salado (CCMO) ubicados en las cercanías de la comuna de Tierra Amarilla que está a 20 km de la ciudad de Copiapó en la región de Atacama y a 650 msnm. Lundin es una empresa que sustenta su negocio en la explotación de recursos minerales principalmente cobre, níquel y zinc con operaciones en países como Brasil, Estados Unidos, Suecia, Portugal Argentina y Chile.

El distrito lo integran los yacimientos Candelaria Rajo y las minas subterráneas (Figura 2.6) Candelaria, Santos y Alcaparrosa. Cuenta además con dos plantas concentradoras (Candelaria y Pedro Aguirre Cerda) y una planta desalinizadora y un puerto de embarque (Punta Padrones) en Caldera.

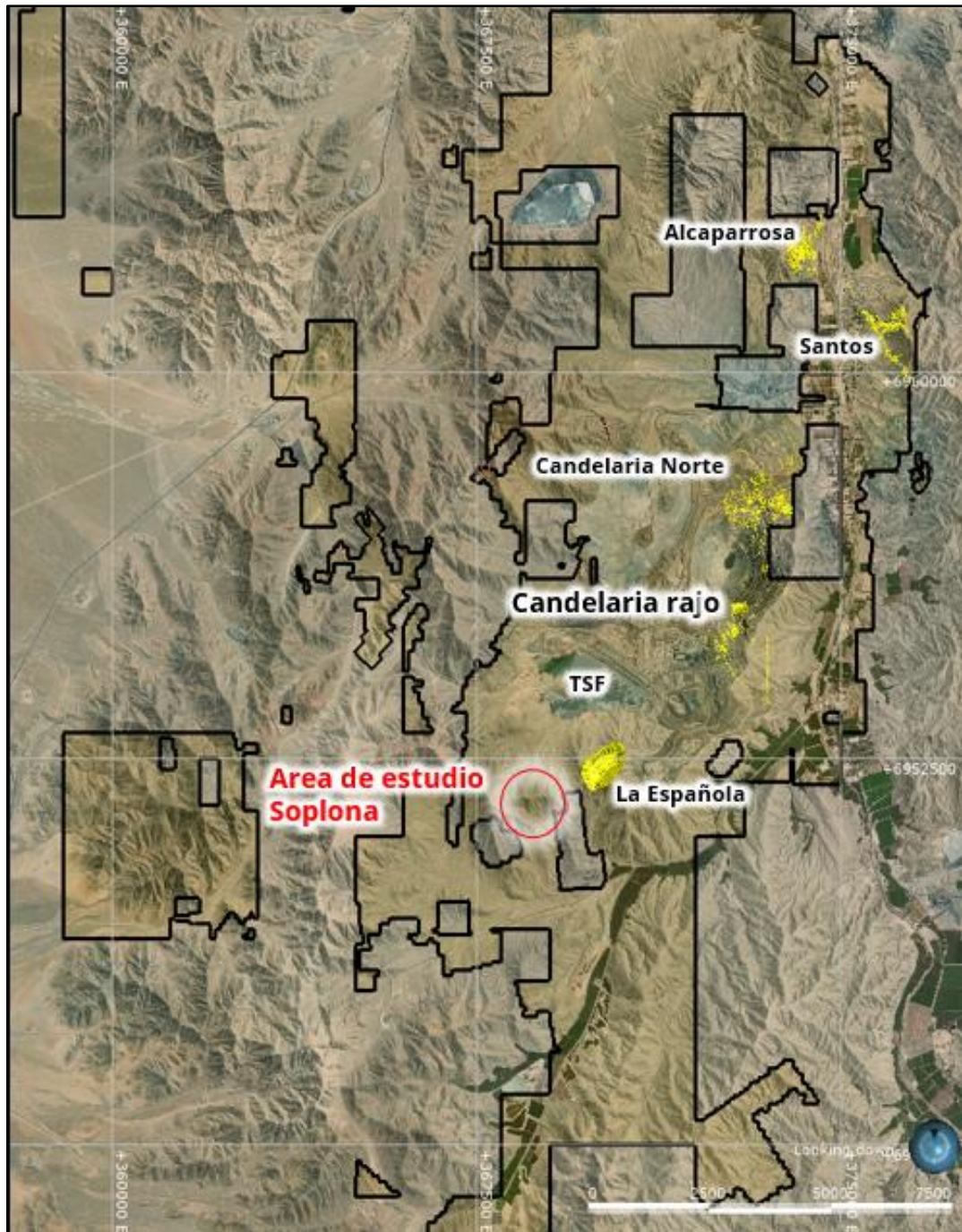


Figura 2.6: Propiedad de Compañía Contractual Mineras Candelaria y Ojos del Salado y ubicación del área de estudio (Proyecto Soplona). Elaboración propia.

CAPÍTULO III: MARCO GEOLÓGICO

3.1 Marco geológico regional

3.1.1 Tectónica regional

Durante el Jurásico-Cretácico, el margen occidental de Gondwana se vió afectado por una tectónica esencialmente extensional, lo que controló la formación de arcos volcánicos y cuencas de trasarco, rellenas por secuencias volcánicas y volcano-sedimentarias, gran parte de ellas de carácter sin-extensional (Mpodzis y Ramos, 1989; Charrier et al., 2007; Martínez et al., 2013). En términos generales, las litologías de estas sucesiones están caracterizadas por la depositación de la Formación Punta del Cobre, una secuencia volcánica-volcanoclásticas con edad del Jurásico Tardío-Valanginiano de ambiente continental a transicional, sobreyaciendo a los depósitos del arco del Jurásico Temprano y bajo los depósitos correspondiente al Grupo Chañarcillo de la región de trasarco, representando la transición de depósito de arco a trasarco, indicando vulcanismo continuo hasta el Cretácico Inferior (Charrier et al., 2007).

Posteriormente, durante el Aptiano-Albiano existió un desarrollo de eventos tectónicos de tipo compresivos y extensionales, provocados por una disminución en el ángulo de subducción, generando así, el alzamiento del margen continental, provocando deformación en el relleno sedimentario de las cuencas de trasarco. Debido a este evento se observa una fuerte discontinuidad que marca la separación de los depósitos del Jurásico-Cretácico Superior de los posteriores depósitos correspondientes al Cretácico Tardío (Charrier et al., 2007).

Producto de la reactivación de las condiciones extensionales se formaron cuencas de carácter extensional controladas por fallas normales ubicadas a lo largo del arco magmático. La primera corresponde a una cuenca estrecha y subsidente que aloja a la Formación Cerrillos, una secuencia sedimentaria con intercalaciones volcánicas, la cual sobreyace en discontinuidad al Grupo Chañarcillo (Charrier et al., 2007).

Seguido de la formación y relleno de las cuencas cretácicas en la región de Atacama ocurre un evento de deformación compresivo de corta duración, pero de fuerte intensidad entre el Cretácico Tardío y el Paleoceno Temprano (Figura 3.1), el cual es denominado evento de deformación compresional K-T (Charrier et al., 2009).

Estudios más recientes de la deformación de la cuenca de Chañarcillo realizados por Martínez (2012) propone que la deformación estaría principalmente representada por el anticlinal de eje NNE denominado “Anticlinal de Tierra Amarilla” (Figura 1), asociado con la inversión de la falla Elisa de Bordos y que la inversión tectónica de fallas extensionales es el factor principal de deformación de los sedimentos que rellenaron la antigua cuenca de trasarco. Además, propone que dicha inversión de la cuenca es cercana a la Fase de deformación Andina K-T y que la inversión tectónica es el mecanismo fundamental de deformación, lo que habla de la gran importancia que tendría el sistema extensional del Mesozoico en la evolución del Norte de Chile. Del Real et al., 2023, sugiere que el levantamiento y la erosión inicial podrían haber sido anteriores a esta época. De acuerdo con esta hipótesis, una serie de depresiones y un aumento de los depósitos volcanoclásticos en la parte inferior de la Formación Pabellón han sido sugeridos como evidencia de una inclinación incipiente en la Cuenca de Chañarcillo durante el Aptiano (Mourgues et al., 2009). Investigaciones recientes han identificado discordancias angulares y erosionales entre la Formación Pabellón del Grupo Chañarcillo y la Formación Cerrillos entre 28°30' y 29°30' S, que se interpretan según datos estratigráficos y geocronológicos, para representar la inclinación, erosión y probablemente levantamiento antes de 110 Ma (Creixell et al., 2020).

Seguido a este evento que marca una discordancia regional extendida que separa las rocas del Cretácico con las del Paleoceno, se produce un nuevo evento de extensión provocando abundante actividad volcánica y plutónica representadas por complejos volcánicos-plutónicos ligados a calderas (Charrier et al., 2007).

Finalmente se produce una nueva deformación compresiva denominada “Fase Incaica II” que ocurre en el Eoceno, provocando el alzamiento de la Cordillera de los Andes. A partir del Mioceno medio hasta el Plioceno se depositaron sobre la Cordillera de la Costa y Precordillera extensos depósitos de sedimentos aluviales, fluviales y coluviales conformando una unidad de gravas polimícticas denominadas Gravas de Atacamas (Arévalo, 2005).

EDAD	ERA	PERIODO	CICLO TECTONICO	ETAPAS	SUBETAPAS	EVENTOS TECTONICOS
10	CENOZOICO	NEOGENO	A N D I N O	Tercera	Segunda	<i>Orogenia Pehuenche</i> Extensión
					Primera	
50	PALEOGENO	Segunda		Segunda	<i>Orogenia K-T</i> Extensión	
				Primera		<i>Orogenia Peruana</i> Extensión <i>Subsidencia termal</i>
100	MESOZOICO	CRETACICO		Primera	Segunda	
150		JURASICO			Primera	Extensión <i>Subsidencia termal</i> <i>Subsidencia tectónica</i>
200						

Figura 3.1: Ciclo tectónico andino (Jurásico temprano tardío-presente), con las subdivisiones de etapas y subetapas y los eventos tectónicos que marcaron su desarrollo (Charrier et al., 2009).

3.1.1.1 Sistema de Falla de Atacama

El sistema de Fallas de Atacama es una de las estructuras más importantes del antearco de los Andes Centrales, se extiende por más de 1000 km desde Iquique (21°S) hasta La Serena (30°S) (Figura 3.2) y consiste en una serie de fallas interconectadas de orientación predominante NS-NW (Arévalo et al., 2003).

Este sistema se desarrolló contemporáneo a la formación del arco Mesozoico en la Cordillera de la Costa (Brown et al., 1993) y proporcionó la arquitectura estructural para el ascenso del magma (Charrier et al., 2007).

El SFA presenta un comportamiento tanto dúctil como frágil (Hervé, 1987; Dallmeyer et al. 1996). A través de la datación K-Ar de la mineralización asociada, se ha inferido que los desplazamientos frágiles y siniéstrales son del Cretácico (Brown et al., 1993). La transición al comportamiento frágil se atribuye al enfriamiento de la corteza después del cierre del arco magmático, de acuerdo con la relación temporal entre el cese de

emplazamientos plutónicos y el inicio de la formación de fallas frágiles (Brown et al., 1993).

Los depósitos IOCG como Manto Verde y varios depósitos IOA de la franja ferrífera están hospedados por fallas pertenecientes al SFA (Espinoza, 1990; Grocott y Taylor, 2002). En otras áreas los depósitos IOCG están relacionados de manera espacial y temporalmente por zonas de fallas de rumbo sinistral NW y WNW como Candelaria (Arévalo et al., 2006; Del Real et al., 2018).

3.1.1.2 Anticlinorium de Tierra Amarilla

En la cuenca de Chañarcillo se encuentran excelentes afloramientos de sucesiones marinas Neocomianas. Las características tectónicas que afectan el relleno de la cuenca incluyen el gran anticlinal sinuoso vergente sureste “Anticlinorium de Tierra Amarilla” definido por Segerstrom (1960) que se extiende a lo largo de un rumbo NNE a lo largo de 200 km desde el Valle de Copiapó hasta el Embalse de Santa Juana en el Valle del Tránsito.

Corresponde a un anticlinal de escala kilométrica, cuyos flancos raramente exceden los 30° de (Segerstrom, 1968). El eje principal sigue una dirección NW-SE, buzante hacia el sur y corta al Río Copiapó a la altura de la comuna de Tierra Amarilla (Segerstrom y Ruiz, 1962). Esta estructura es interpretada como un anticlinal de inversión producido por la reactivación de una falla normal preexistente activa durante la depositación de rocas calcáreas.



Figura 3.2: Mapa de estructuras regionales, se observa Anticlinal de Tierra Amarilla y Sistema de Falla de Atacama (Modificado de Mpodozis y Allmendinger, 1993).

3.1.2 Marco metalogénico

La mitad septentrional de Chile presenta varias franjas metalogénicas, longitudinales que tienen características distintivas en cuanto a edad, posición geográfica y tipos de mineralización presente. Esto se ha demostrado durante más de 50 años de exploraciones e investigación asociada a la Metalogénesis Andina, que han permitido llegar a la siguiente delineación de franjas metalogénicas de mayor importancia económica en el centro-norte de Chile: Franja Jurásico, Franja Cretácico temprano, Franja Paleoceno-Eoceno temprano, Franja Eoceno tardío-Oligoceno Temprano, Franja Mioceno temprano a medio, Franja Mioceno tardío-Plioceno temprano (Maksaev et al., 2007).

El área de estudio se encuentra ubicado en una zona de gran importancia metalogénica, formando parte de la Franja de IOCG andina con disposición NS, esta forma parte del arco volcánico-plutónico del Jurásico-Cretácico Inferior (Sillitoe, 2003) y presenta un variado conjunto de depósitos metalíferos, entre ellos IOCG, depósitos de óxido de Fe-apatito (IOA) y depósitos estratoligados (Maksaev et al., 2007). Este conjunto de múltiples depósitos se encuentra distribuidos a lo largo del segmento más austral (26°-30°S) de la Zona de Falla de Atacama (Nyström y Henríquez, 1994; Maksaev et al., 2010).

Del Real et al., (2023), indican que se ha interpretado que los depósitos de IOCG en el cinturón andino están asociados con entornos estructurales extensionales-transtensionales, pero que el importante distrito Candelaria-Punta del Cobre se formó bajo condiciones transpresionales sincrónica con la mineralización de cobre. El emplazamiento de batolitos sincrónico con la mineralización formó una zona de foliación orientada al noreste paralela al contacto intrusivo y los pliegues asociados en las secuencias de roca huésped que miran hacia el contacto intrusivo. Las restricciones de edad indican que la deformación transpresional en el arco cretácico, al menos localmente, comenzó antes de lo documentado anteriormente, y la mineralización IOCG puede haber abarcado la transición de la extensión a la fase inicial de compresión.

3.2 Marco geológico distrital

En el Distrito Candelaria-Punta del Cobre afloran rocas volcánicas pertenecientes de la Formación Punta del Cobre y rocas sedimentarias suprayacentes del Grupo Chañarcillo (Figura 3.3), ambas formaciones se encuentran intruidas por el Batolito Copiapó hacia el oeste.

El Grupo Chañarcillo, incluye 4 Formaciones: Abundancia, Nantoco, Totalillo y Pabellon (Biese, 1942), de edad Neocomiana. Además, con edades contemporáneas al Grupo Chañarcillo afloran rocas volcánicas con intercalaciones calcáreas asignadas a la Formación Bandurrias (Sergestrom, 1960). A escala distrital, todas estas unidades están intruidas por cuerpos plutónicos de edad cretácica.

El rumbo dominante de las unidades estratificadas es NNE con manteos hacia el E y W definiendo el Anticlinorio Tierra Amarilla con un eje de orientación más o menos N-S en la parte central del distrito. Falla Paipote, una de las fallas principales del Distrito

Candelaria-Punta del Cobre se ubica en el contacto del Batolito Copiapó y el Grupo Chañarillo, falla que es interpretada como inversa con vergencia al W que se formó durante la inversión del Cretácico (Arévalo et al., 2006).

Los yacimientos de sulfuros del distrito Candelaria- Punta del Cobre están ubicados al este del SFA, que se extiende a lo largo de 1.000 kilómetros a lo largo de la costa chilena.

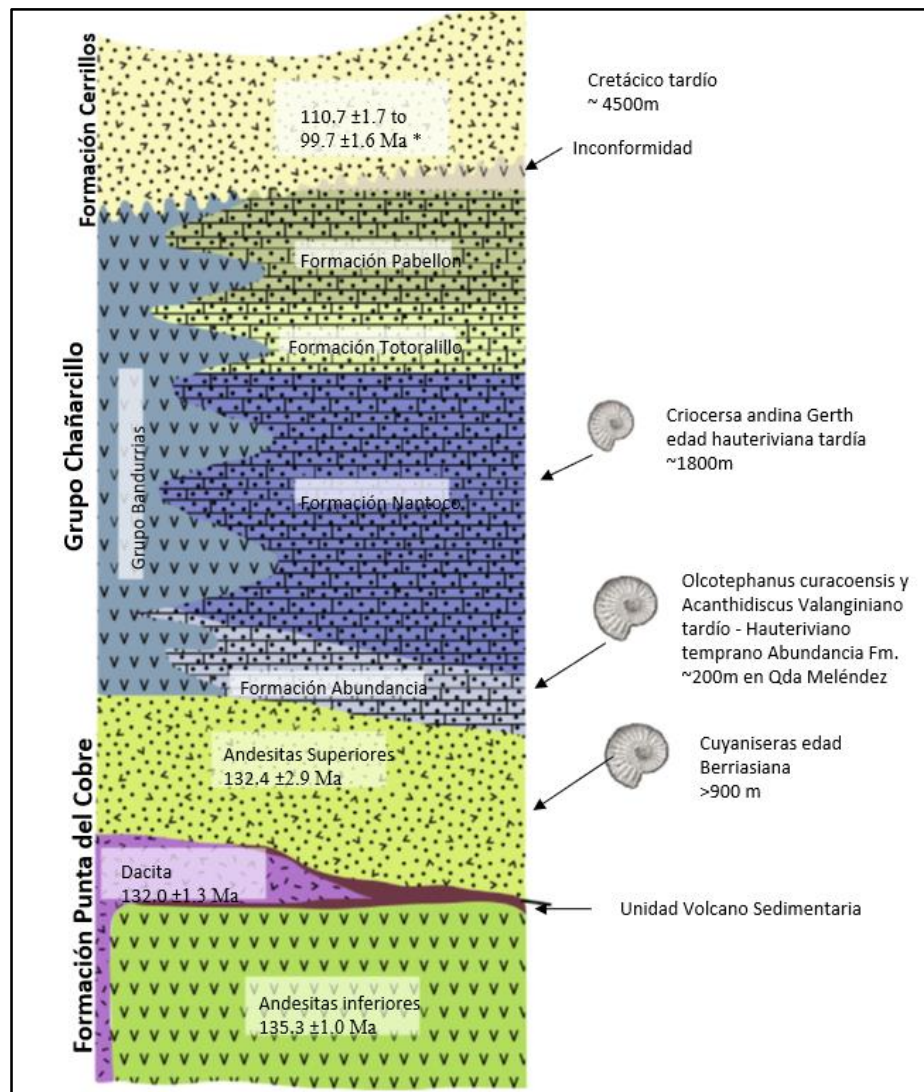


Figura 3.3: Columna estratigráfica del Distrito Candelaria-Punta del Cobre con las principales edades geocronológicas y paleontológicas (Del Real et al., 2018; modificado de Arévalo, 1999).

3.2.1 Unidades geológicas

3.2.1.1 Unidades estratigráficas

- **Formación Punta del Cobre (Jurásico Superior- Valanginiani Inferior)**

Las rocas que afloran en el distrito corresponden a secuencias volcánicas y sedimentarias, de estratificación gruesa (Segerstrom y Ruiz, 1962). En cuanto a sus relaciones de contacto, la formación sobreyace concordante a las lavas de la Formación la Negra, de edad Pleinsbachiano-Jurásico Superior y subyace concordantemente a la Formación Abundancia (Arévalo, 2005).

La secuencia se compone de una sección basal, de unos 150 a 200 m de espesor de lavas andesíticas de gran continuidad areal, en que se emplazan domos y lavas domo dacíticas y que, a la altura de la quebrada Nantoco, engrana, hacia el sur, con conglomerados, areniscas fosilíferas y areniscas con estratificación cruzada, y una sección superior clástica y volcánica, de unos 130 a 150 m de brechas asociadas a pliegues sinsedimentarios ("slumps"), lutitas laminadas rojas y coladas lenticulares de lavas andesítico basáltico con "pillows" (Arévalo, 2005).

Mourgues (2001) indicó la presencia de *Lissonia riveroi* (Lisson), *Olcostephanos (O.)* aff. *atherstoni* (Sharpe), *Olcostephanus (O.)* aff. *densicostatus* (Wegner) y *Bochianites* sp. Señaló para este conjunto faunístico una edad valanginiana inferior tardía. Estos antecedentes y la inexistencia de una edad precisa para la base de la secuencia permiten asignar a la Formación Punta del Cobre un rango amplio de edad jurásica superior-valanginiana inferior. Una datación U-Pb realizada por Pop et al., (2000), en circones procedentes de lavas andesíticas de la sección inferior, arrojó una edad de $131,3 \pm 1,4$ Ma, siendo levemente más joven que la edad mínima Valanginiense inferior sugerida para la formación por el material fosilífero de la unidad.

- **Formación Abundancia (Valanginiano Superior)**

La Formación Abundancia, llamada originalmente con el nombre “Capas de Abundancia” por Besie (1942), la formación aparece cubierta en concordancia por las calizas de la Formación Nantoco y sobreyace, también concordantemente, a la Formación Punta del Cobre (Arévalo, 2005).

La secuencia está constituida por una alternancia rítmica entre calcilitas blanquecinas y grauvacas verdes oscuras, lo que le aporta un característico aspecto “bandedo”. Las rocas sedimentarias finas son lateralmente muy continuas y macizas. En la parte basal y media de la secuencia, se intercalan capas de volcarenitas verde oscuras de grano fino, muy grueso y conglomerádico con gradación normal y bases erosivas (Arévalo, 2005). Mourgues (2001) recolectó, fauna que determinó como *Olcostephanus (O.) aff. atherstoni* (Sharpe). *Olcostephanus (O.) aff. densicostatus* (Wegner), *Olcostephanus (V.) permolestus* (Leanza) y le asignó una edad valanginiana superior temprana. La presencia de fangolitas y grauvacas representan la acumulación de turbiditas volcanoclásticas de grano fino acompañados por precipitación de carbonatos en ambiente submareal. Las volcarenitas correspondería a turbiditas de abanico medio (Arévalo, 2005).

- **Formación Nantoco (Hauteriviano superior)**

Secuencia monótona de calizas grises de 800 a 1200 metros de espesor, que se apoya, en concordancia, sobre los estratos de la Formación Abundancia y subyace, de la misma manera, a la Formación Totoralillo.

Seegerstrom y Parker (1959) dividen la formación en dos miembros. El Miembro Inferior está formado por 600 a 1.000 m de espesor de calcilitas y calcilitas limosas (‘mudstone’) en capas (10-80 cm de espesor) lateralmente muy continuas, con trazas de *Thalassinoide*, especialmente hacia la parte media inferior de la secuencia lo cual indica depósitos de ambiente submareal profundo. El Miembro Superior es lateralmente muy continuo y está formado por calcilitas negras finamente laminadas y calcarenitas amarillentas.

Desde el río Copiapó hacia el norte, las rocas de este horizonte se encuentran muy plegadas y brechizadas y forman un solo paquete deformado, generalmente concordante

con la estratificación. Los pliegues son asimétricos, de magnitud métrica a diamétrica y vergencia al oeste (Arévalo, 2005)

En calcilitas gris oscura pertenecientes a la formación, en la quebrada Meléndez (Carta Copiapó, Arévalo, 2005), se han recolectado ejemplares de amonites del Hauteriviano Superior (Seegerstrom, 1960; Corvalán, 1974).

- **Formación Totoralillo**

Secuencia de calcilitas de 180 a 300 m de espesor, de buena estratificación y color de meteorización rojizo pálido a amarillento. Este color y su abundante contenido faunístico son característicos de la unidad. La formación subyace de manera concordante a la Formación Nantoco y está cubierta, de la misma manera, por la Formación Pabellón (Arévalo, 2005).

Las calcilitas forman subsecuencias grano y estrato crecientes de calcilitas con laminación plana milimétrica, en la base, y calcilitas arenosas macizas con intercalaciones de calcilitas bioclásticas ('wackestones') (20-40 cm de espesor, en el techo (Arévalo, 2005).

Mourgues (2001) remuestreó la unidad y describió ejemplares de *Crioceratites* (*Paracrioceras*) cf. *emerici* Léveillé; *Acrioceras* (A.) aff. *tabarelli* (Astier), *Crioceratites* aff. *tenuicostatum* (Thomel); *Crioceratites* spp.; *Shasticrioceras* cf. *poniente* Anderson y *Shasticrioceras* spp., conjunto al que le asignó una edad barremiana inferior. Sobre la base de los antecedentes más recientes aportados por Mourgues (2001) es que se asigna a la Formación Totoralillo una edad barremiana.

- **Formación Pabellón**

Secuencia calcárea arenosa, en parte volcánica, de 550 a 2.100 m de espesor, que yace en concordancia sobre la Formación Totoralillo. Está cubierta, a través de una discordancia de erosión, por los estratos de Formación Cerrillos (Arévalo, 2005).

La secuencia está formada predominantemente por calcilitas gris claras a amarillentas ('wackestones' bio y extraclásticos y 'mudstones' laminados), calcilitas bioturbadas ('wackestones' bioclásticos) y calcáreas ('grainstones' bioclásticos). En la parte más basal, presenta capas intercaladas de fangolitas montmorillonitas negras derivadas de la desvitrificación de materiales cineríticos, comúnmente descritos como 'cherts', uno de los cuales constituye la capa guía indicativa de la base de la formación (Arévalo, 2005).

Corvalán (1974) menciona la existencia de *Agriopleura blumenbachi* (Studer) (= *Agria blumenbachi* Studer), del Barremiano Superior, en capas fosilíferas del techo. Esta fauna y la posibilidad de que la parte más baja de la unidad estuviera representado el Barremiano Inferior, llevaron a este autor a asignar una edad barremiana amplia al espesor total de la formación. Mourgues (2001) realizó la revisión de la fauna de la formación, fueron recolectados especie *Imerites domeykanus* (Bayle y Coquand), de edad barremiana superior. Pérez et al. (1990) mencionaron la presencia de *Parahoplites* gr. *Nutfieldi* (J. Sowerby), cuya posición estratigráfica permitió señalar una edad mínima aptiana superior temprana para la formación. Estos antecedentes permiten asignar a la Formación Pabellón una edad barremiano superior-aptiana superior temprana.

- **Formación Bandurrias (Hauteriviana superior)**

Las cuatro formaciones calcáreas marinas del Grupo Chañarcillo engranan, según Segerstrom (1961), hacia el norte y al oeste con la Formación clástico-volcánica Bandurrias. La localidad tipo de la Formación es la Sierra Bandurrias que se encuentra en los cuadrángulos Quebrada Paipote y Copiapó. Las rocas de esta formación representan, según Segerstrom (1961), un cambio lateral de facies de las formaciones marinas, Nantoco y Totoralillo, por lo que son asociadas a una edad Hauteriviana superior.

En Sierra Bandurrias, la formación homónima está constituida por una secuencia volcano-sedimentaria formada por aproximadamente 2.500 m de areniscas y fangolitas rojizas con buena estratificación depositadas en ambiente de llanura de inundación; conglomerados de color rojizo, clastos, matriz soportados, dispuestos en capas planas, gradadas en forma inversa y normal, depositados como flujos de detritos y lavas andesíticas gris oscuras, formando coladas con brechas autoclásticas de base y techo (Arévalo, 1995).

- **Formación Cerrillos**

Secuencia sedimentaria, volcánica y continental que yace, en discordancia de erosión, sobre la Formación Pabellón y sobre un sill de pórfido diorítico de piroxeno y olivino emplazado en estrados de la Formación Pabellón. Está cubierta en discordancia angular, por la Formación Hornitos. El espesor estimado de la secuencia es de alrededor de 6.000 m, aunque en la Carta Copiapó (Arévalo, 2005) se ha estimado en alrededor de 4.000 m (Arévalo, 2005).

Constituye una unidad esencialmente clástica compuesta por una sección inferior de ca. 2.300 m de areniscas verde rojizas, de grano medio a muy grueso, con clastos andesíticos flotantes, dispuestas en capas planas con gradación inversa-normal, e intercalaciones de paraconglomerados en capas gruesas. La sección superior incluye un espesor mínimo de 3.500 m de paraconglomerados y brechas volcánicas gruesas de buena estratificación, alternadas con areniscas gris rojizas de grano medio y con lavas andesíticas y andesiticobasálticas verde rojizas en parte amigdaloidales y brechas andesíticas autoclásticas (Arévalo, 2005).

La formación no posee fósiles de valor cronoestratigráfico, por lo que su edad ha sido asignada indirectamente por la edad de las unidades infra y suprayacentes y por aquellas de los intrusivos que la corta (Arévalo, 2005). Makshev et al. (2009), reportan edades U-Pb de la parte alta de la Formación Cerrillos de ± 69.5 Ma (Maastrichtiano).

- **Gravas de Atacama**

Se denomina así a una unidad de gravas polimícticas, mal a medianamente consolidadas, con niveles de cenizas intercaladas, que se reconocen como terrazas remanentes y que cubren unidades Miocenas, en una amplia extensión, en la Precordillera de Atacama, entre la Franja de Maricunga y la Cordillera de la Costa (Arévalo, 2005). Unidad que se constituye por gravas y ripios, sedimentos continentales mal consolidados y de mala clasificación, con algunos niveles de tobas intercaladas hacia el techo que han permitido datarlas (Tabla 3.1).

Las litofacies características de estos depósitos corresponden a conglomerados clasto-soportados con estratificación horizontal y distintas gradaciones, conglomerados matriz soportados, areniscas masivas, areniscas con estratificación horizontal, niveles evaporíticos de sulfatos y fangolitas. Está unidad es interpretada como depósitos fluvio-aluviales generados por la erosión de la Orogenia Incaica, que rellenan la antigua red de drenaje (Riquelme et al., 2007). La gradación del sistema se explica por medio de la actividad tectónica en la cordillera de la Costa (Riquelme et al., 2003, 2007).

Tabla 3.1: Dataciones de biotita realizadas en las intercalaciones de tobas de cenizas presente en las Gravas de Atacama

<i>Edad (Ma)</i>	<i>Método</i>	<i>Autor</i>
11.5+/-0.5	K-Ar	Clark et. al (1967)
9.5+/-0.5	K-Ar	Sillitoe et. al. (1968)
9.0+/-0.3	K-Ar	Mortimer (1973)
10.2+/-0.9	K-Ar	Cornejo y Mpodozis (1996)
9.12+/-0.08	U-Pb	Charrier et. al. (2007)
9.1+/-0.02	Ar-Ar	Nalpas et. al. (2009)

- **Depósitos aluviales y coluviales antiguos**

Consisten en una serie de gravas y ripios mal consolidados, que constituyen conos aluviales individuales o coalescentes, depósitos coluviales y llanuras de inundación. En ciertos sectores aparecen cubiertas por los depósitos aluviales activos, se distribuyen principalmente en las vertientes occidentales de las sierras de Ojanco Viejo, Los Lirios, Pajonales y Chañarcillo (Arévalo,2005).

Litológicamente está compuesta por gravas y ripios mal consolidados, con mala a moderada selección, con clastos similares a las rocas adyacentes a esta, y cuyo espesor puede llegar hasta los 120 m. En zonas proximales, se componen de gravillas y gravas arenosas mal consolidadas, con buena estratificación, cuya matriz es de arenas, limo y arcillas, mientras que en zonas más distales se componen de gravas arenosas y arenas bien estratificadas (Arévalo, 2005).

Antecedentes fuera del área de estudio, indican edades de estos depósitos que varían entre los $7,2\pm 3,3$ Ma hasta los $2,9\pm 0,4$ Ma (Arévalo, 1994; Godoy & Lara, 1998).

- **Depósitos aluviales (Cuaternario)**

Corresponden a depósitos no consolidados de ripios, gravas y arenas mal clasificadas, que han sido transportadas como flujos gravitacionales y que ocupan laderas de bajas pendientes y rellenan quebradas (Arévalo, 2005).

Litológicamente los depósitos aluviales se pueden clasificar en dos, depósitos aluviales inactivos compuestos por clastos polimícticos subangulosos, con matriz arenosa, y depósitos aluviales activos compuestos por gravas y ripios no consolidados (Arévalo, 2005).

La edad de estos depósitos es asignada como pleistocena a holocena, debido a que erosionan unidades continentales del Mioceno-Plioceno (Arévalo, 2005).

3.2.1.2 Unidades intrusivas

A nivel distrital tres cuerpos intrusivos están presentes en la zona al oeste de la secuencia sedimentaria. Estos cuerpos fueron estudiados principalmente por Tilling (1962), y posteriormente fueron incluidos en el complejo Plutónico Copiapó por Marschik et al., (2003). Estos cuerpos intrusivos corresponden al Plutón La Brea, el Plutón San Gregorio y el Plutón Los Lirios.

- **Diorita La Brea**

En la Carta Los Loros, se expone solo el extremo sur del plutón y sus límites están dados por el contacto intrusivo con las Formaciones Punta del Cobre y Nantoco, al sur y al este. La existencia de rocas estratificadas subhorizontales (metavolcanicas y skarns) como "roof pendants" hacia el sur de los afloramientos del plutón, indican la cercanía del techo plutónico en esa dirección (Arévalo, 2005).

Petrográficamente, el plutón está compuesto por dioritas con clinopiroxeno y hornblenda como sus minerales ferromagnesianos principales. Las dioritas son de grano grueso y están formadas por un agregado isótropo de plagioclasa con minerales opacos y granos de cuarzo y biotita intersticial. Hacia la periferia del plutón, las dioritas gruesas gradan a facies porfídicas de microdioritas y microdioritas cuarcíferas de piroxenos y hornblenda (Arévalo, 2005).

Se han obtenido dos edades K-Ar de $109,8 \pm 3,4$ Ma (hornblenda; recalculada de Zentilli, 1974) y 104 ± 3 Ma (Arévalo, 2005) en dioritas en este plutón. Estos valores representarían edades rejuvenecidas por la intrusión del Plutón Los Lirios y Sierra de Atacama. En carta Los Loros se obtuvo una edad $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ de $119,4 \pm 1.3$ Ma (Arévalo, 2005). Una datación U-Pb de un cuerpo intrusivo de dacitas, que intruye a la Formación Punta del Cobre arrojó un valor de $121,9 \pm 2,4$ Ma (circón; Pop et al., 2000). Esta edad es coincidente con la indicada para el Plutón La Brea e indicaría la existencia de facies magmáticas más felsíticas contemporáneas con el Plutón (Arévalo, 2005).

- **Monzodiorita San Gregorio**

Corresponde a un plutón monzodiorítico, limitado al oeste y al este por fallas sinistralas que lo ponen en contacto con el Plutón La Brea. Al Límite sur está definido por un borde milonítico, que forma parte de la zona de Falla Ojancos- La Florida y que lo pone en contacto con rocas estratificadas de las Formaciones Nantoco y Punta del Cobre. Esta unidad corresponde a monzodioritas homogéneas de hornblenda, biotita y clinopiroxeno con actinolita y turmalina ocasional, minerales que, junto a plagioclasa, ortoclasa y cuarzo intersticial, forman agregados seriados a equigranulares (Arévalo, 2005).

Una edad $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ en biotita de $111.5\pm 0,4$ Ma se han obtenido en rocas de esta unidad, se deduce que se emplazó al mismo tiempo que el Plutón Los Lirios (Arévalo, 1999). Otras edades $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ equivalentes a estas de $111,0\pm 1,4$ Ma y de $110,7\pm 1,6$ Ma se han obtenido en biotita proveniente de milonitas del rajo de la mina Candelaria, próxima al Plutón (Arévalo, 1995). Estas rocas son interpretadas como el producto durante el metasomatismo potásico y debilitamiento termal de las rocas de caja en el momento del emplazamiento del Plutón. Otras edades similares de $111,7\pm 0,8$ Ma ($^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ en anfíbola hidrotermal) en la mina Candelaria (Ullrich y Clark, 1999) y de $111,2\pm 4,2$ Ma (K-Ar en biotita) en mina Carola, del distrito Punta del Cobre (Pop et al., 2000), se consideran equivalentes y producidas por alteración hidrotermal asociada al plutón.

- **Granodiorita Los Lirios**

Corresponde a un cuerpo intrusivo, predominantemente granodiorítico, con variaciones a tonalitas. El borde de este plutón es un contacto intrusivo con las formaciones Punta del Cobre y Nantoco. Al oeste intruye al Plutón La Brea. Su contacto por el norte es dado por la Falla Ojancos (Arévalo, 1999).

Está compuesto mayoritariamente por granodiorias de biotita y hornblenda. Variaciones a tonalitas e incluso a dioritas cuarcíferas de clinopiroxeno también están presentes. Los cristales de plagioclasa, biotita y hornblenda se encuentran normalmente orientados y definen una fábrica plana de orientación norte-sur a nornoroeste y manteo subvertical (Arévalo, 2005). Edad de K-Ar de 111 ± 3 Ma (Arévalo, 1994) es concordante con estas determinaciones. Otras dos edades K-Ar, en hornblenda, de 64 ± 7 Ma y de 69 ± 4 Ma son consideradas mínimas (Arévalo, 2005).

3.2.2 Geología estructural del Distrito Candelaria

Arévalo et al. (2006), reconoció en el distrito Candelaria-Punta del Cobre y se interpretan como reflejo de una extensión temprana y formación de la Cuenca de Chañarcillo, seguida de un cambio a una deformación transtensional y la inversión de la Cuenca con fallas y plegamientos relacionados.

Los elementos estructurales dominantes en el área de Candelaria-Punta del Cobre son un anticlinal de escala kilométrica con tendencia noreste (Anticlinorium Tierra Amarilla), un sistema de pliegues y cabalgamientos con vergencia sureste y un conjunto denso de fallas transcurrentes sinistral de alto ángulo con tendencia norte-noroeste a noroeste. (Marschik y Fontbote, 2001). Este pliegue es parte del Sistema de Pliegues y Corrimiento de Paipote que comprende un conjunto de pliegues y láminas corridas de dirección noreste (Arévalo et al., 2006). Uno de los pliegues en el área de la mina Candelaria es el Anticlinal de Tierra Amarilla, de tendencia noreste, que ha afectado a todas las rocas sedimentarias y volcánicas del Cretácico Inferior.

Las fallas inversas de dirección noroeste paralelas al anticlinal de Tierra Amarilla forman parte de la faja plegada y corrida de Paipote. Las zonas de cizallamiento miloníticas y las rocas cataclásticas forman localmente el contacto entre las rocas intrusivas y las rocas huésped del Cretácico Inferior. La deformación dúctil se registra en las zonas de cizalla de Ojancos, Candelaria y Florida. Tanto el Anticlinal de Tierra Amarilla como la Zona de Cizalla de Ojancos-Florida están desplazados por fallas frágiles con dirección norte-noroeste. Las fallas de Lar, San Gregorio y Ojancos muestran un desplazamiento de rumbo sinistral. Las rocas ubicadas entre las principales fallas con rumbo norte-noroeste también aparecen desplazadas por fallas más cortas con orientación de rumbo noroeste a norte-noroeste.

En la parte norte del distrito, estas estructuras NNW pueden albergar mineralización, por ejemplo, en Santos y Alcaparrosa. Por otro lado, en Candelaria las fallas de Lar y El Bronce están mineralizadas y las trazas de estas fallas se convierten en zonas de cizalla dúctil cercana al contacto con el plutón de San Gregorio en el norte. Esto sugiere que las fallas con un evento preliminar que fueron reactivadas durante el emplazamiento de plutones (Arévalo et al., 2006).

3.2.3 Mineralización y alteración del Distrito Candelaria

Existe un variado conjunto de tipos de depósitos metalíferos en la Cordillera de la Costa del norte de Chile asociados a rocas del Cretácico Inferior. Esta franja metalogénica se extiende a lo largo de la Cordillera de la Costa entre los 22° y 34° de latitud sur y presenta un variado conjunto de depósitos metalíferos, entre ellos pórfidos cupríferos, depósitos de óxido de Fe-Cu-Au (IOGC), depósitos de óxido de Fe-apatito y depósitos estratoligados (Maksaev et al., 2007).

El distrito Punta del Cobre-Candelaria se encuentra dentro de esta franja metalogénica, las mineralizaciones características corresponden a sulfuros como calcopirita y pirita, magnetita, hematita y oro (Marschick et al., 1997, Sillitoe, 2003), y su ocurrencia es en vetas, cuerpos tabulares o lentiformes, stockworks y estratoligados (Maksaev, 2001).

Mineralización

La mineralización en el distrito Candelaria-Punta del Cobre está alojada en gran parte en la Formación Punta del Cobre, la cual consiste en sulfuros como calcopirita y pirita, y óxidos de hierro como magnetita, mushketovita y hematita especular (Pop et al., 2000).

Datos geocronológicos indican que el vulcanismo ocurrió en el distrito entre ~ 135 y 132 Ma, la sedimentación de la cuenca de Chañarcillo ocurrió en el distrito entre ~132 y 130 Ma y el emplazamiento del batolito Copiapó ocurrió entre ~118 y 110 Ma (~118 Ma La Brea, ~115 Ma San Gregorio, ~110 Ma Los Lirios; Marschik y Söllner, 2006). La secuencia volcano-sedimentaria donde se emplaza el distrito de Candelaria-Punta del Cobre fue intruido por extensos diques y por el batolito multifase de Copiapó. El evento volcánico más antiguo consiste en un conjunto de diques de dacita de premineralización expuestos en la mina Carola con edades entre 124,9±0,4 Ma y 121,9±2,4 Ma (Pop et al., 2000).

La superposición de las edades de mineralización y emplazamiento del batolito Copiapó llevó a los autores anteriores a sugerir que el batolito era la fuente de fluidos mineralizantes para los yacimientos del distrito Candelaria-Punta del Cobre (Marschik y Fontbote, 2001; Mathur et al., 200; Arévalo et al., 2006).

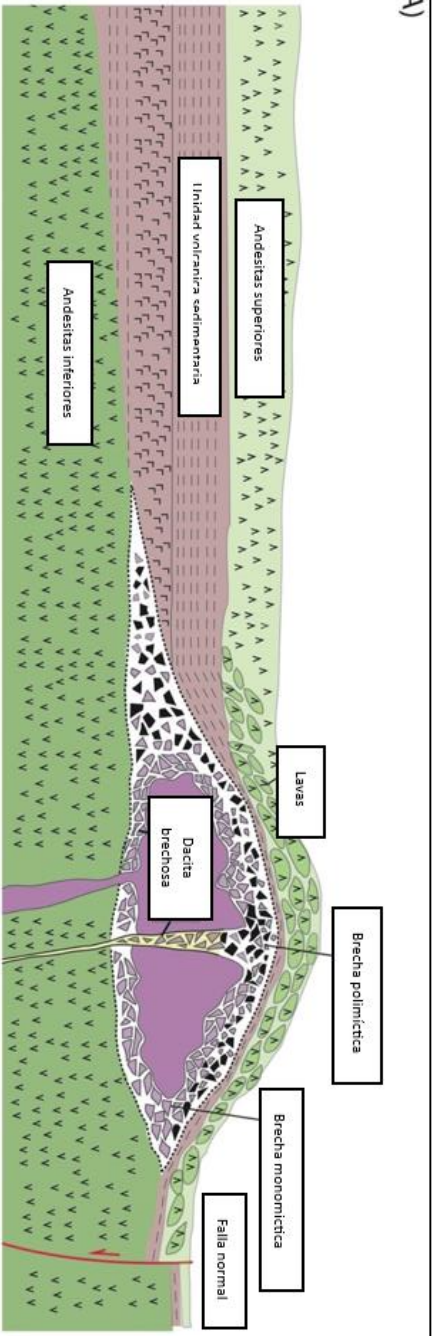
Pop et al. (2000), en base a la composición mineralógica, característica texturales y relaciones de corte, establecen que la mineralización se depositó en tres etapas: una etapa temprana de Fe-Cu compuesta por asociación de óxidos de hierro y sulfuros cortada por el dique dacítico principal, una etapa principal Cu-Fe-Au+Zn compuesto principalmente por sulfuros como calcopirita, pirita+esfalerita, y un etapa tardía compuesta por calcitas+sulfuros cortados por diques de composición lamprófiricos.

Las principales zonas económicas del distrito representan dos formas y estilos distintos de mineralización. El primero se caracteriza por alteración y mineralización en horizontes estratigráficos específicos, mientras el segundo está dominado por mineralización estructuralmente controlada (Figura 3.4). En ambos casos la alteración dominante de magnetita temprana está superpuesta por la mineralización rica en cobre con magnetita, hematita o mushketovita adicional (Del Real et al., 2018).

Alteración

En las zonas mineralizadas, los miembros sedimentarios volcánicos y de andesita inferior albergan una alteración temprana de magnetita y actinolita sobreimpuesta por una intensa alteración de magnetita, actinolita, biotita, feldespato potásico, cuarzo, especialmente en el contacto entre estos miembros. Esta alteración es generalizada en la mineralización estratigráficamente controlada y en parte de los cuerpos mineralizados estructuralmente controlados. La alteración en el miembro de Andesita Superior y la Formación Abundancia suprayacente en el lado occidental del valle (Candelaria, Alcaparrosa y áreas al oeste de esos depósitos) se caracteriza por escapolita, actinolita, feldespato potásico, granate café. Esta alteración varía desde un reemplazo masivo de grano fino hasta un reemplazo selectivo de capas individuales con granates ampliamente diseminado (Del Real et al., 2018).

(A)



(B)

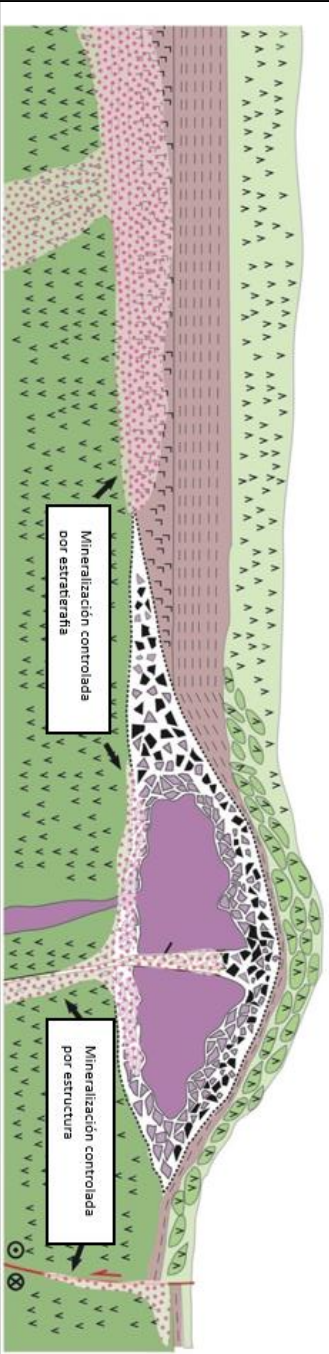


Figura 3.4: Cuadro esquemático de rocas hospedantes favorables para la mineralización, (A) principales tipos de rocas hospedantes observados en el distrito de Punta del Cobre (no a escala), (B) favorables horizontes y rocas huésped para la deposición de cuerpos minerales y su conexión con los estilos de depósito que se encuentran en el distrito (no en escala) (Del Real et al., 2018).

CAPÍTULO IV: METODOLOGÍA

4.1 Recopilación bibliográfica

En esta etapa se realizó una recopilación de material bibliográfico a nivel regional, una revisión de trabajos anteriores en el sector de estudio y antecedentes más detallados del distrito Candalaria-Punta del Cobre, además de información sobre ubicación y accesos. Se acotaron los puntos de interés para así definir la zona de estudio basándose en los objetivos propuestos y en los recursos que se disponían para la realización del presente estudio.

4.2 Campaña de terreno

Se realizó una campaña de terreno, la cual se focalizó en la realización de una cartografía geológica de base concentrada en el área de estudio con escala 1:20.000. En cada punto de interés se especificó la litología, la alteración y mineralización. Se recolectaron un total de 29 muestras, las cuales fueron codificadas y almacenadas para posterior análisis en gabinete.

4.3 Selección de sondajes

Se realizó una revisión y validación de la base de datos del área de Exploraciones de Minera Candalaria, sobre la información de sondajes realizados en el área de estudio. A partir de esta revisión se seleccionaron sondajes representativos para realizar un re-logeo. Fueron elegidos aquellos sondajes que cortan la secuencia volcanosedimentarias completa y los que documentaran una mayor cantidad de eventos de alteración-mineralización.

4.4 Mapeo de sondajes y recolección de muestras

Se realizó un mapeo de 4 de sondajes pertenecientes al proyecto Soplona (Tabla 4.1), con el fin de realizar un reconocimiento geológico, caracterización mineralógica y de alteración en el área. La información de litología, mineralización y alteración levantada a partir del logeo de testigos diamantinos, fue sintetizada en columnas gráficas mediante el software GOCAD.

ROCAS II		ALTERACION [4]	HABITOS MINERAL [6]	ESTRUCTURAS [7]	UNIDAD ESTRATIGRAFICA [8]		
Sedimentarias	10	Indiferenciadas	1 Pervasio	1 Falla	1 Aluvio - Gravas		
	11	Gravas	2 Selectivo matriz	2 Zona de fractura	3 Rx Calcareas - Metasedimentos		
	12	Calizas	3 Piroxeno	3 Vena > 10cm	4 Andesitas Superiores		
	13	Calizas Biolásticas	4 Elicolita		5 Tobas		
	14	Chert - Jaspe	5 Cuarzo	5 Selectivo bandas/Foliacion	6 Andesitas inferiores		
	15	Lodolitas	6 Anfibol	6 Halos Vertilásticas	7 No Identificado		
	16	Lutitas	7 Magnetita	7 Estereoidal	8 No Aplicar (Diques/Intrusivos)		
	17	Areniscas	8 K-Feld	8 Infil			
	23	Tobas	9 Granate rosado	9 Diseminado			
	Brechas	20	Indiferenciadas	10 Muskovita	10 Vertilásticas		
		21	Monomíticas	11 Hematita	11 Stockwork		
		22	Polimíticas	12 Clorita	12 Masivo		
		18	Conglomerado	13 Albita	13 Impregnaciones (Dr. Cu)		
		30	Indiferenciadas	14 Calita	14 Vertilas pignatibicas		
		31	Andesitas	15 Epidota	15 Manchas		
		32	Dacitas	16 Anhidrita	16 Radial/Concentrico		
		33	Basaltos	17 Esteno	17 Amigdaloidal		
		Intrusivas	40	Indiferenciadas	18 Apatinita		
			402	Dique Indiferenciado	19 Cordierita		
	41		Dicritas	24 Allanita			
	42		Granodioritas	79 Anocillita			
	43		Tonalitas	107 Yeso			
	44		Adarmelitas	192 Sencita			
45	Dique Andesitico		223 Zeolitas				
46	Dique Dacitico		93 No Identificado				
47	Dique Granitico						
48	Dique Dioritico						
49	Dique Granodioritico						
81	Granito						
Metamorficas	82	Monzonita					
	50	Indiferenciadas					
	51	esquistos					
	52	Quarcitas					
	53	Gneiss					
	54	Floas/Cornes					
	55	Sk. sm					
Tectonicas	60	Indiferenciadas					
	61	Milonitas					
	62	Calclastitas					
	63	Shear Zone					
Otras	99	No Identificada					
	9999	Sin Recuperacion					

Figura 4.1: Codificación utilizada en el trabajo de mapeo de sondajes

4.5 Descripción petrográfica

Se realizó una descripción macroscópica de los tipos de rocas a través de las muestras de manos recolectadas en terreno. Mediante estas descripciones se pudo caracterizar las unidades en detalle. Las herramientas utilizadas en esta tarea fueron lupa de mano, rayador, imán y ácido clorhídrico.

4.6 Estudio petrográfico y calcográfico

Durante el mapeo de sondajes se escogieron muestras y una vez terminada su descripción petrográfica, se seleccionaron un total de 17 secciones (Tabla 4.3), con el objetivo de ser estudiadas desde el punto de vista petrográfico y calcográfico (estudio realizado por Paula Cornejo P.). Se confeccionaron cortes transparentes para descripción de litologías y tipos de alteración, así como también cortes pulidos para descripción de minerales de menas. Mediante este estudio se describieron los diferentes eventos de mineralización y alteración, estableciendo una paragénesis para el área de estudio.

Tabla 4.3: Código de cada muestra de sondajes, profundidad, tipo de corte (transparente/pulido) y su objetivo en las muestras utilizadas para estudio petrográfico y calcográfico (elaboración propia).

Código muestra	Profundidad(m)		Tipo de corte		Objetivo
	Desde	Hasta	Transparente	Pulido	
SD9-577	576	577	X	X	Mineralización
SD14-83	82	83	X	X	Mineralización
SD14-78	77	78	X	X	Mineralización/Alteración
SD14-120	119	120	X		Litología
SD14-187	186	187	X		Litología
SD9-576	575	576	X	x	Litología/Mineralización
SD14-244	243	244	X		Litología
SD14-213	212	213	X		Litología
SD14-191	190	191	X		Litología
SD14-226	225	226	X		Litología
SD14-224	223	224	X		Litología
SD14-140	139	140	X		Litología
SD14-249	248	249	X		Litología

CAPÍTULO V: RESULTADOS

El área de estudio está ubicada al SW del Distrito Candalaria (Figura 5.1) y se encuentra hospedado en secuencias calcáreas pertenecientes a la Formación Abundancia. El Proyecto Soplona se localiza en la aureola de contacto producida entre el Batolito Copiapó y las rocas sedimentarias del Grupo Chañarcillo. La mineralización de cobre (óxidos, sulfuros y mixtos) se aloja principalmente en niveles de skarn granate café principalmente con características de mantos. La distribución litológica y de estructuras se muestran en el mapa de la figura 5.2.

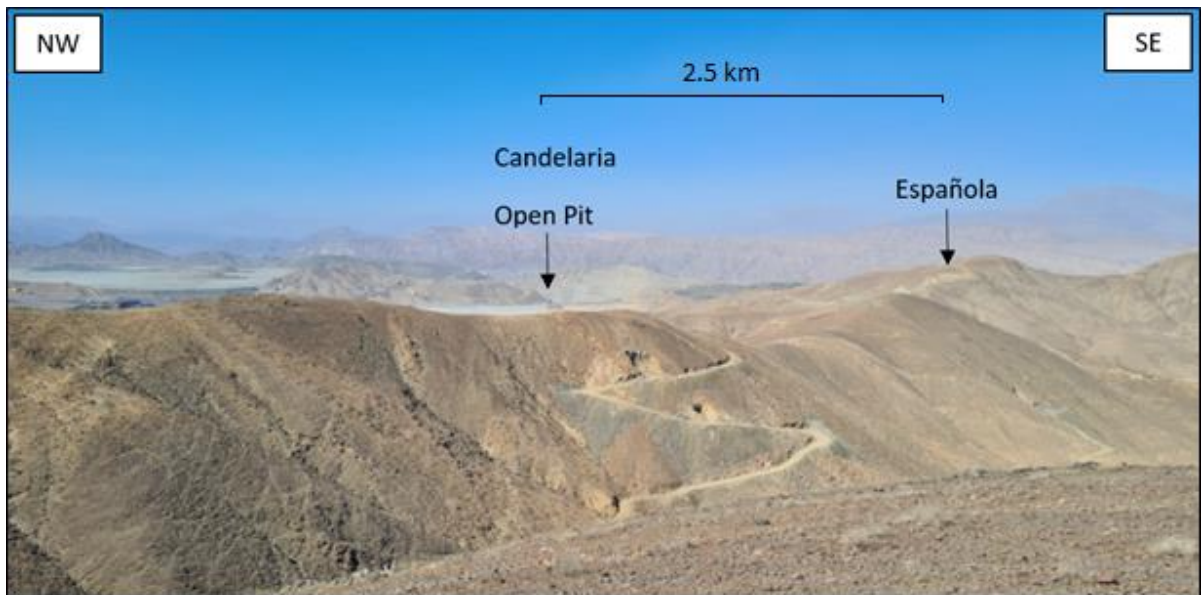


Figura 5.1: Vista panorámica del área de estudio y yacimientos cercanos.

MAPA GEOLÓGICO SOPLONA

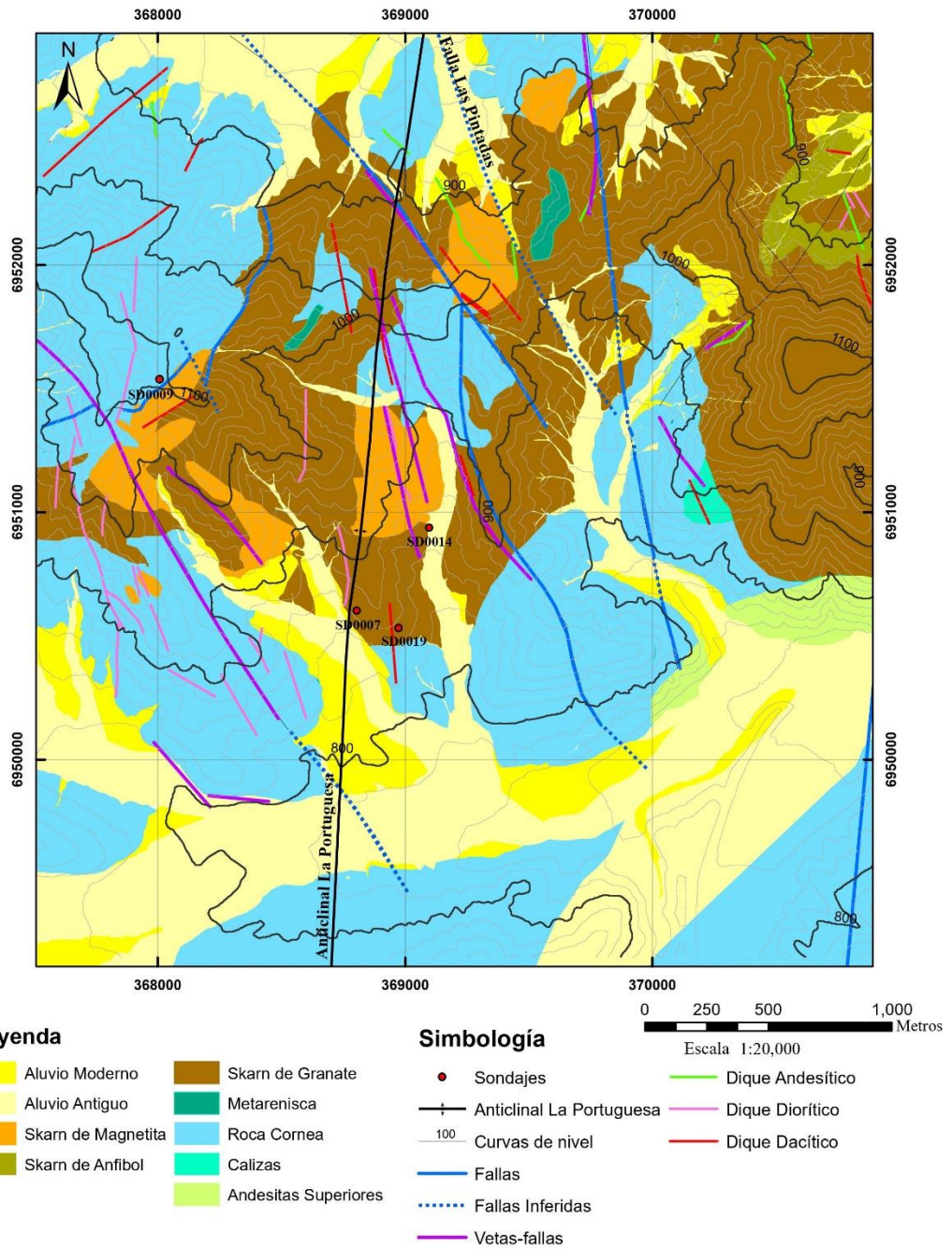


Figura 5.2: Mapa litológico y estructural del área de estudio. Escala 1:20.000.

5.1 Unidades litológicas

5.1.1 Unidad de skarn de granate

Roca de color marrón oscuro muy densa, se compone principalmente de silicatos cálcicos, entre ellos el granate como mineral dominante y en menor proporción piroxeno. Los cristales de granate están constituidos por la serie andradita-grosularia, son principalmente subhedral a euhedrales y se distribuyen en mosaicos cristalinos, conformando una textura granoblástica (Figura 5.3). Los cristales presentan variaciones composicionales de núcleos andradíticos ricos en hierro a márgenes de granates cálcicos anisótropos (grosularia). En el área de estudio el granate dominante es de color café-rojizo (andradita) lo que hace referencia a la parte más proximal al plutón en un skarn de cobre.

En cuanto a la mineralización, esta unidad se caracteriza a la asociación de magnetita acompañada de sulfuros (pirita y calcopirita) que principalmente se disponen en los espacios libres existentes entre los cristales de granate, rellenando intersticios, así como también en vetillas diseminado y cúmulos.

Microscópicamente, se observa grandes porfiroblastos de granates andradíticos de color amarillo a marrón oscuro, idiomórficos de 2 a 6mm de diámetro, totalmente isótropos, los cuales están inmersos en una matriz levemente foliada de actinolita con clorita. Estos granates son sobrecrecidos por anillos concéntricos de una fase tardía de grosularia (0.5-1mm) de color beige claro, fuertemente zonada y de comportamiento anisótropo, que es característico de hidrogrosularia (Figura 5.4). Los anillos de este granate tardío crecen en continuidad cristalina en torno al núcleo de andradita.

El skarn posee una alteración sódico-cálcica intensa, que se evidencia por la concentración de minerales de alteración ubicados preferentemente en las zonas centrales del cristal, de manera diseminada y en fracturas. La asociación mineralógica de esta alteración consiste principalmente en actinolita, magnetita, clorita, epidota y escapolita (Figura 5.5). Seguido de una fase más tardía con feldespato potásico (0.5-2mm) y cuarzo, asociado a mineralización maciza que corresponde a magnetita con sulfuros.

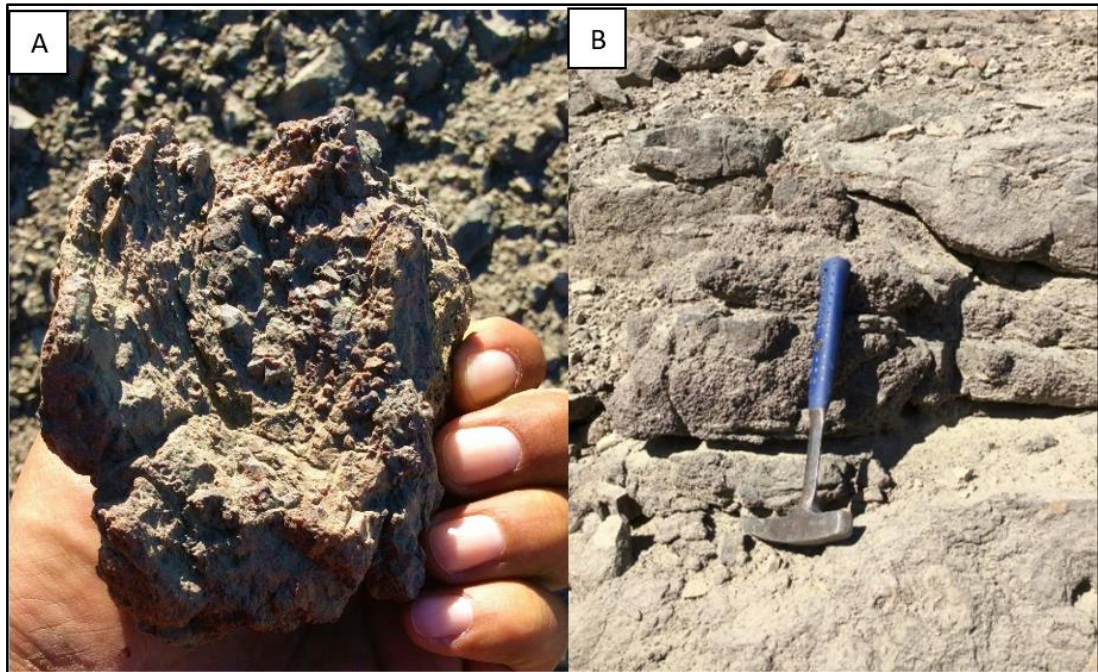


Figura 5.3: A) Skarn de granate café porfidoblastico con leve mineralización de óxidos de cobre. B) Afloramiento correspondiente a la unidad de skarn de granate café.

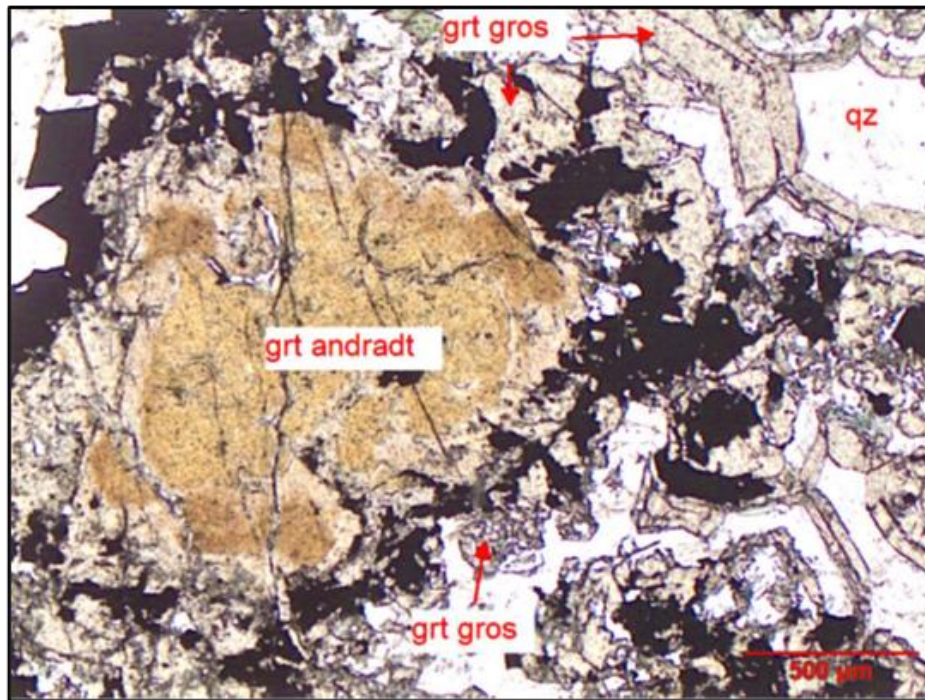


Figura 5.4: Muestra SD14-120m. Skarn granatífero de andradita sobrecrecida por grosularia zonada. Aspecto de la textura granoblástica con porfidoblastos idiomórficos de granates andradíticos (grt andradt), de color amarillo marrón oscuro, relacionado a su contenido de Fe. Está rodeado y sobrecrecido por anillos concéntricos de granates cálcicos tipo grosularia (grt gros) de color beige claro, en contacto con cuarzo intersticial (qz) y escapolita, ambos incoloros. Nícoles paralelos, aumento 5 x 14.

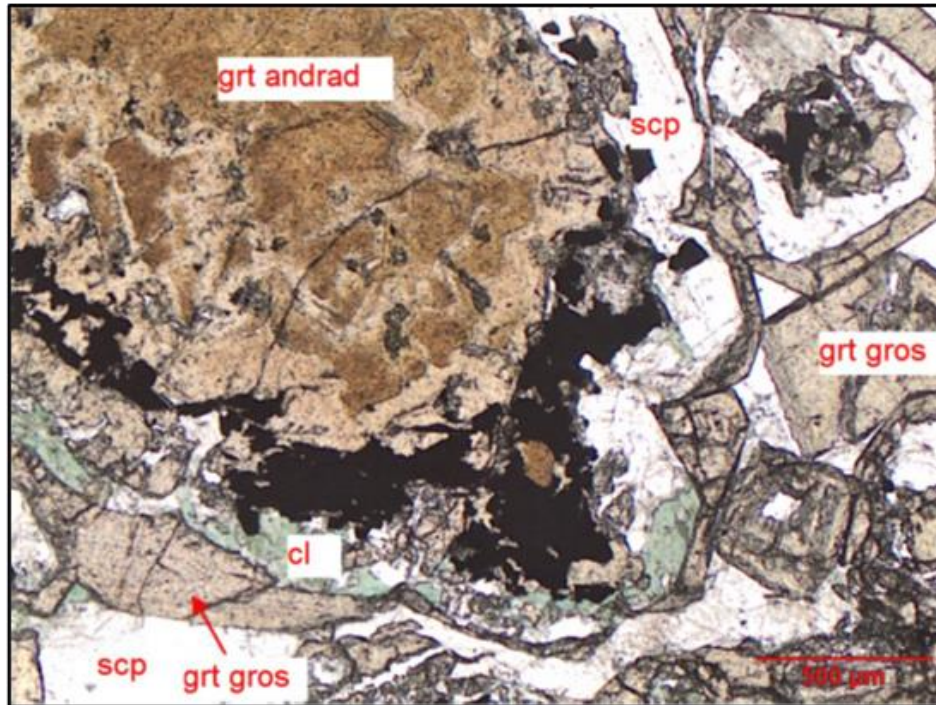


Figura 5.5: Muestra SD14-120m. Zonación composicional, desde granates ricos en Fe de color marrón oscuro, rodeados de clorita ferrosa verde oscuro, magnetita y sobrecrecimiento por anillos de granate anisótropos tipo grosularia de color beige rosado, en contacto en este caso con láminas incoloras de escapolita. Nícoles paralelos, aumento 5 x 14.

5.1.2 Unidad skarn de magnetita

Roca afectada por metasomatismo, de color negro muy densa, de grano fino y fuertemente magnética (figura 5.6; Figura 5.8), con cristales aciculares finos de color blanco, que corresponden a cristales de escapolita de hábito acicular orientado (marialita), contenidos en un agregado macizo de magnetita entrecrecida con anfíbola de color verde (Figura 5.7). Presenta mineralización maciza de magnetita y sulfuros intersticiales y en vetillas, que corresponden principalmente a pirita y calcopirita. Esta unidad se presenta en forma de mantos masivos y generalmente presenta alteración moderada a intensa de tipo sódico - cálcica, que se evidencia por la concentración de minerales de alteración anfíbol y escapolita.

Microscópicamente se observa una textura grano-nematoblástica, con una orientación marcada de porfidoblastos de escapolita prismática en una matriz también orientada de hornblenda actinolítica más fina (Figura 5.7). Los cristales de escapolita tienen tamaños entre 1 a 4mm de diámetro, de formas prismáticas muy elongadas. Presentan clivaje y la superficie levemente alterada a smectitas con láminas de albita y precipitación de opacos.

La matriz nematoblástica está formada por cristales prismáticos finos de un tipo de anfíbola de color verde-pasto “oscuro” (0.2-0.8mm) que correspondería composicionalmente a hornblenda actinolítica, íntimamente entrecrecida con cristales granulares cúbicos de magnetita (0.1-0.4mm).

El skarn de magnetita corresponde a la unidad que alberga la mayor concentración de mineralización metálica en el yacimiento Soplona.

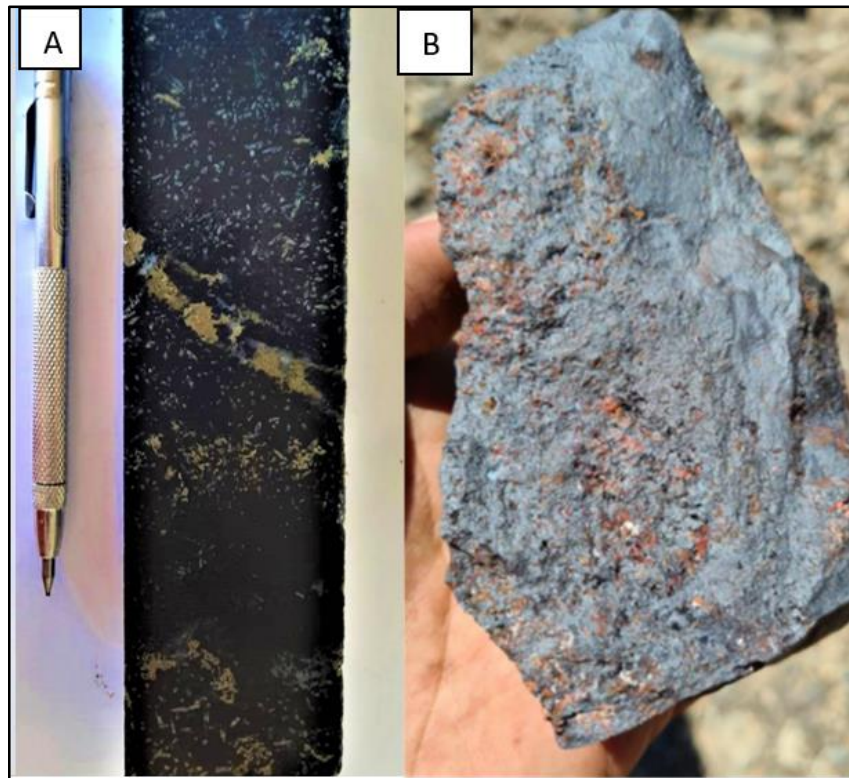


Figura 5.6: A) Muestra representativa del tramo 176-177 m del sondaje SD0007, donde se aprecia unidad de skarn de magnetita con alteración de escapolita diseminada, vetilla de magnetita con mineralización de sulfuros (calcopirita y pirita) B) Muestra de mano, afloramiento de unidad skarn de magnetita con débil alteración a hematita.



Figura 5.7: Muestra SD14-249m. “Esquisto” de calcosilicatos, con porfidoblastos orientados de escapolita. La textura grano-nematoblástica con orientación marcada de porfidoblastos de escapolita prismática (¿reemplazo de plagioclasas?), en una matriz oscura de anfíbola de color verde pasto, que corresponde a hornblenda actinolítica con gránulos opacos de magnetita. La escapolita está alterada a láminas de albita con arcillas. Nícoles paralelos, aumento 5 x 14.

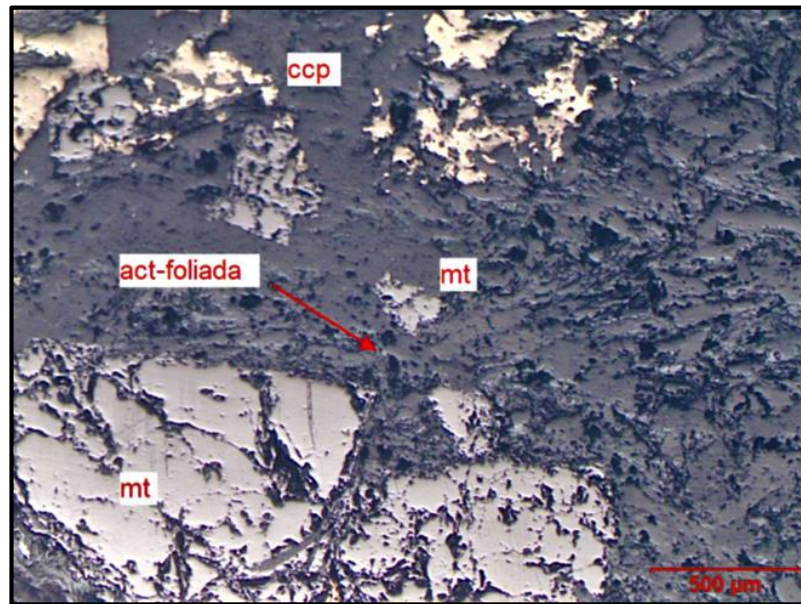


Figura 5.8: Muestra SD9-577 m. Calcografía aspecto de la textura foliada esquistosa, con cúmulos rígidos de magnetita, entre bandas de actinolita deformada con clastos menores de la magnetita. Hacia arriba se observa la mineralización más tardía con sulfuros, dominados por la presencia de calcopirita, muy abundante en esta muestra. Nícoles paralelos, aumento 5 x 14.

5.1.3 Unidad skarn de anfíbol

Roca intensamente metasomatizada a anfíbola actinolítica, con desarrollo de leve esquistosidad, con abundante diseminación de magnetita, resultando una muestra muy densa oscura y verdosa, fuertemente magnética (Figura 5.9).

La roca está formada mayoritariamente por un agregado de cristales prismáticos de actinolitas (0.5-2mm) de aspecto fibroso, incluyendo gránulos de óxidos de titanio residuales y formación de magnetita micrométrica. En este agregado se puede reconocer ciertos rasgos de un protolito porfídico de una roca de composición máfica (Figura 5.9), con relictos de fenocristales, probablemente de piroxeno y hornblenda (2mm), reemplazadas por un tipo de anfíbola de color verde más oscuro que correspondería a hornblenda-actinolítica, de aspecto más macizo.

La mineralización de sulfuros pirita-calcopirita ocurre de forma diseminada y en vetillas, como también se puede observar asociadas a vetillas o agregados masivos de magnetita (Figura 5.10).

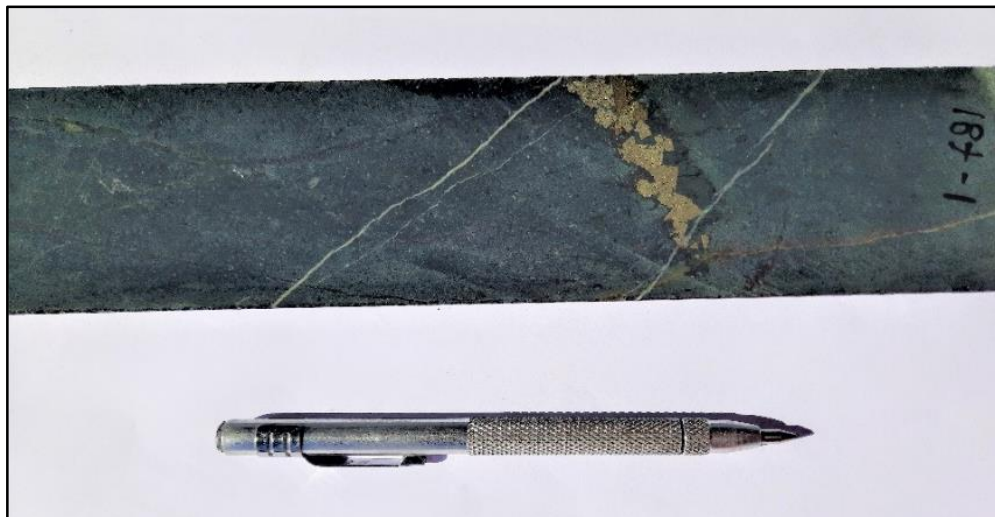


Figura 5.9: Muestra representativa del tramo 185 al 186 m del sondaje SD0014, unidad de skarn de anfíbol con vetillas de magnetita asociada a mineralización de sulfuros (pirita y calcopirita), cortada por vetilla más tardía de cuarzo.

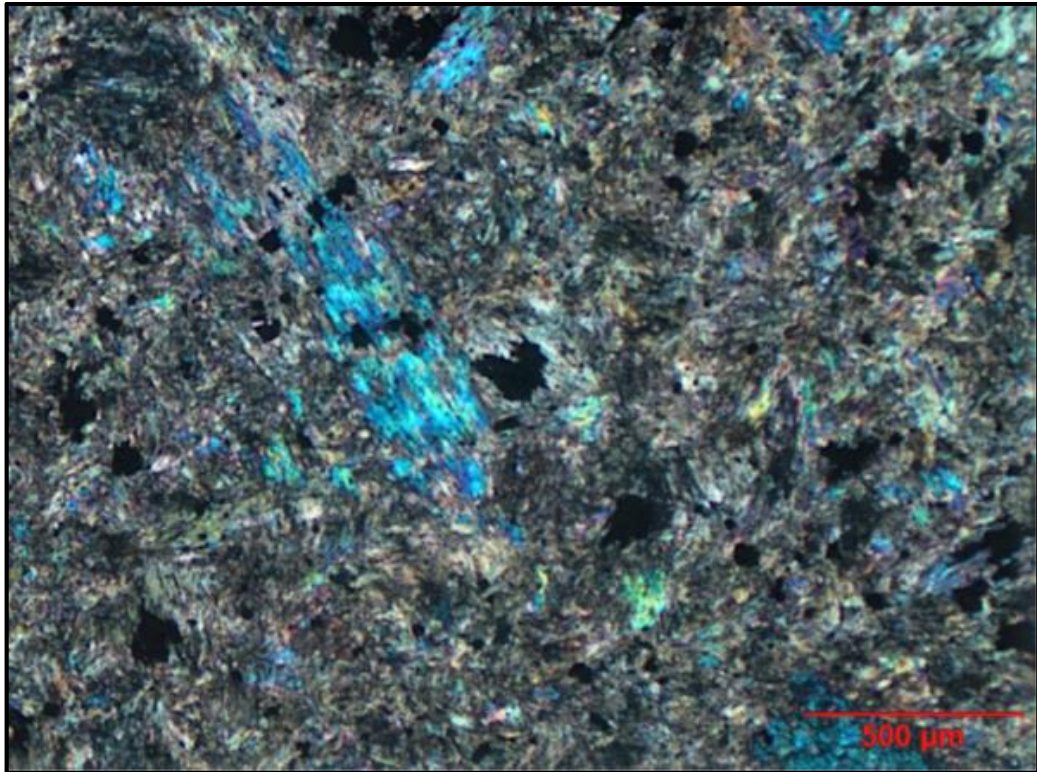


Figura 5.10: Muestra SD14-187m. Skarn de actinolita de protolito porfídico máfico. Este tipo de roca es similar a la muestra del sondaje SD9-577m, con unas bandas de actinolita desarrolladas, aparentemente, sobre un protolito porfídico con minerales máficos alterados a hornblenda actinolítica fibrosa, entre masas más finas de actinolita oscura con óxidos de titanio residuales y formación de magnetita opaca. Nícoles cruzados, aumento 5 x 14.

5.1.4 Unidad de metareniscas

Roca metasedimentaria detrítica de color gris-verdoso, cuyo protolito corresponde a una roca clasto-soportada, con alto grado de compactación, compuesta por un sedimento tamaño arena de grano medio a grueso (1 -3mm). La composición de los fragmentos es mayoritariamente volcánica y volcanosedimentarias, en que la mayoría de los fragmentos parece tener un origen vítreo, con una porosidad primaria que posteriormente fue ocupada por una mezcla de clorita con actinolita (figura 5.11).

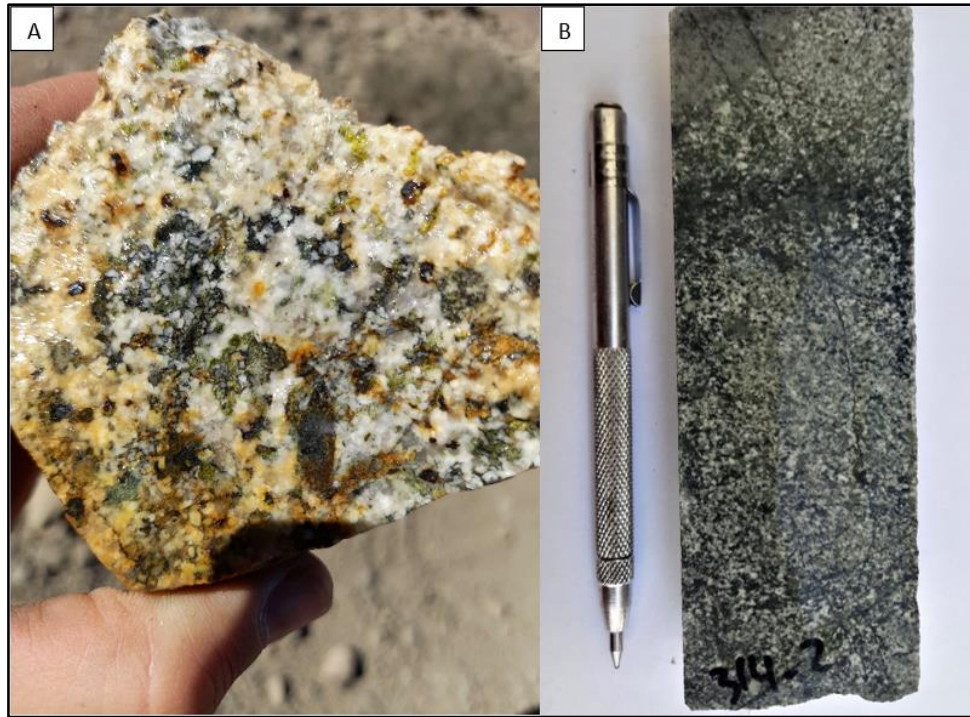


Figura 5.11: A) Metarenisca feldespática con fragmentos líticos, se observa granos redondeados de cuarzo y plagioclasa tabulares, manchas de anfíbol en matriz y locales manchas de magnetita relleno de espacios. B) Muestra representativa del tramo 313 al 314 m del sondeo SD0014, metareniscas feldespáticas con matriz fina verdosa de anfíbol/clorita y granos de plagioclasa y escapolita, en algunos tramos es cortada por vetillas de magnetita/cuarzo asociadas con pirita y menor calcopirita.

Microscópicamente se observa que los fragmentos en su mayoría corresponden a líticos de composición andesítica-dacítica (Figura 5.12), los fragmentos tienen formas redondeadas, inclusive esféricas y un aspecto amorfo (dado por su origen vítreo). La textura de la roca es clasto-soportada, con una matriz arenosa fina (0.2-0.8mm), compuesta de fragmentos vítreos. El cemento original de la roca probablemente era carbonatado y se encuentra reemplazado por actinolita y clorita (Figura 5.13).

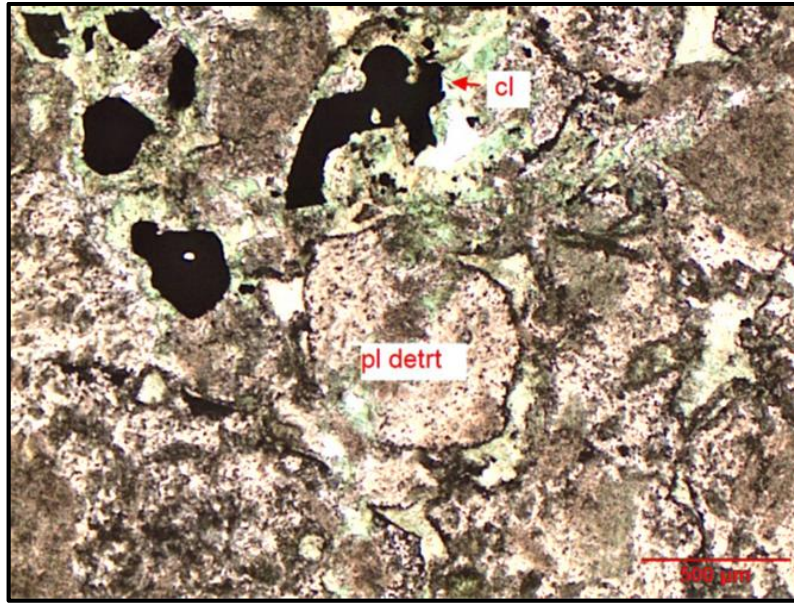


Figura 5.12: Muestra SD14-244m. Metarenisca gruesa con fragmentos andesíticos y dacíticos vítreos. Textura detrítica clasto-soportada con fragmentos subredondeados de trocitos de plagioclasa recrystalizados y fragmentitos líticos hialopiliticos recrystalizados. En la fracción fina intersticial se encuentran astillas de origen volcanogénicos cementadas por un material arcilloso-carbonatado, que está posteriormente reemplazado por clorita ferrosa de color verde oscuro, con agujitas micrométricas de actinolita y precipitación de magnetita opaca. Nícoles paralelos, aumento 5 x 14.

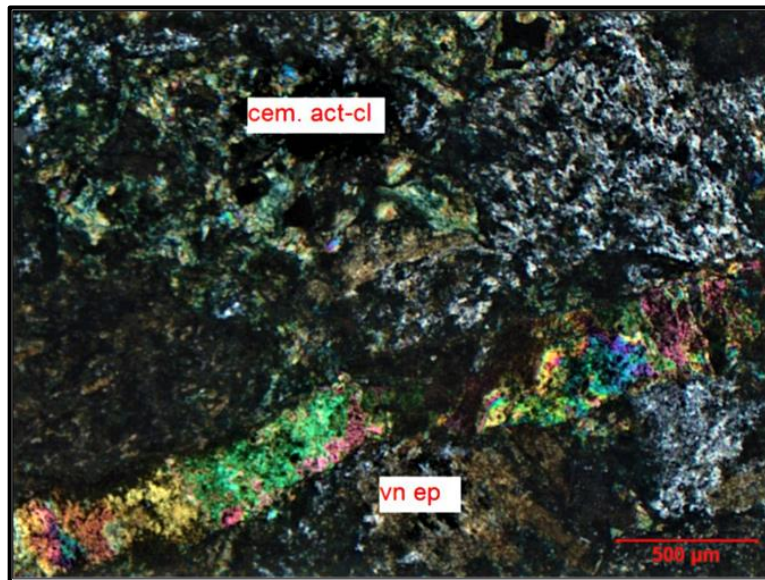


Figura 5.13: Muestra SD14-244m. Detalle del cemento de la arenisca reemplazada por un agregado fibroso oscuro de actinolita con clorita entre materiales volcanoclásticas vítreos alterados a feldespato potásico y también, albita. Nícoles cruzados, aumento 5 x 14.

5.1.5 Unidad de rocas corneanas

Roca de color gris-verdoso no foliada, con textura granoblástica equigranular, muy fina, presenta una estructura masiva con claro rasgos de recrystalización, la roca se encuentra fuertemente silicificada, lo que confiere a la roca un aspecto “aporcelanado” (Figura 5.14).

Esta unidad se encuentra fuertemente afectada por una alteración potásica, que principalmente se presenta en forma de parches, esta alteración es evidenciada por la asociación de feldespatos potásicos, biotita secundaria, magnetita, cuarzo y anhidrita. La mineralización metálica que en esta unidad se presenta en bajas concentraciones, tiende a aumentar en las zonas donde existen fallas, se encuentra principalmente en vetillas discontinuas y en menor medida de forma diseminada. y corresponde a pirita, magnetita y en menor cantidad calcopirita.

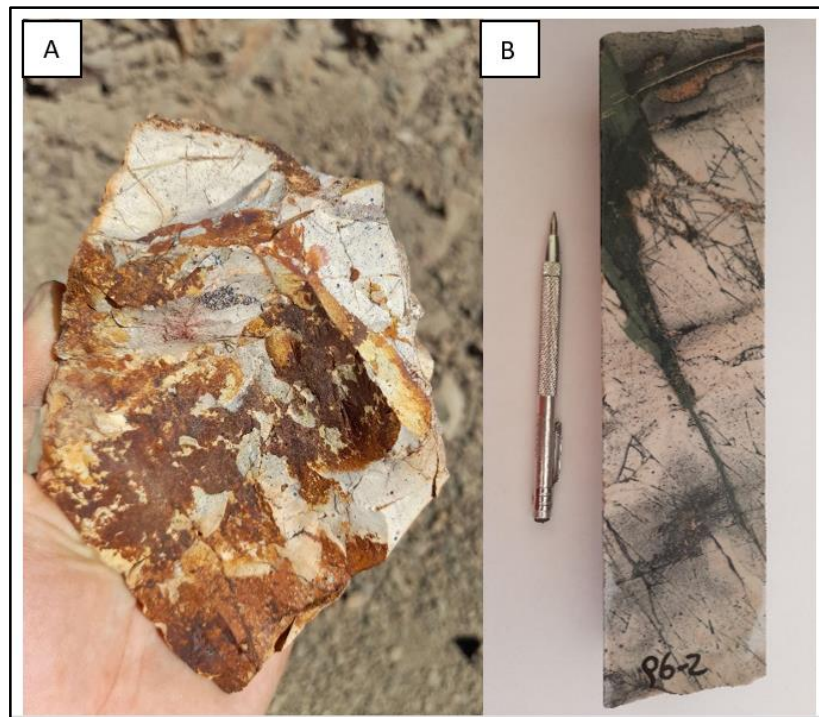


Figura 5.14: A) Roca córnea de cuarzo intensamente silicificada, se observan óxidos de hierro alterando a la roca y pirita oxidada. B) Muestra representativa del tramo 95 al 96 m del sondaje SD0009, roca córnea fuertemente silicificada, con moderados parches de piroxeno y presencia de vetillas de anfíbol/magnetita/pirita.

Microscópicamente es posible identificar el protolito que corresponde a una arenisca fina (Figura 5.15) , la cual exhibe una textura fragmental detrítica fina recristalizada con pequeños clastos de cuarzo anguloso junto a plagioclasas y feldespatos, reconociéndose también algunos circones detríticos redondeados u ovalados, en una matriz fina silicificada, la cual consiste en un agregado prácticamente micrométrico de cuarzo con feldespato potásico y presencia de granulitos titanita y disseminación de minerales opacos que parece corresponder a una mezcla de magnetita con sulfuros.

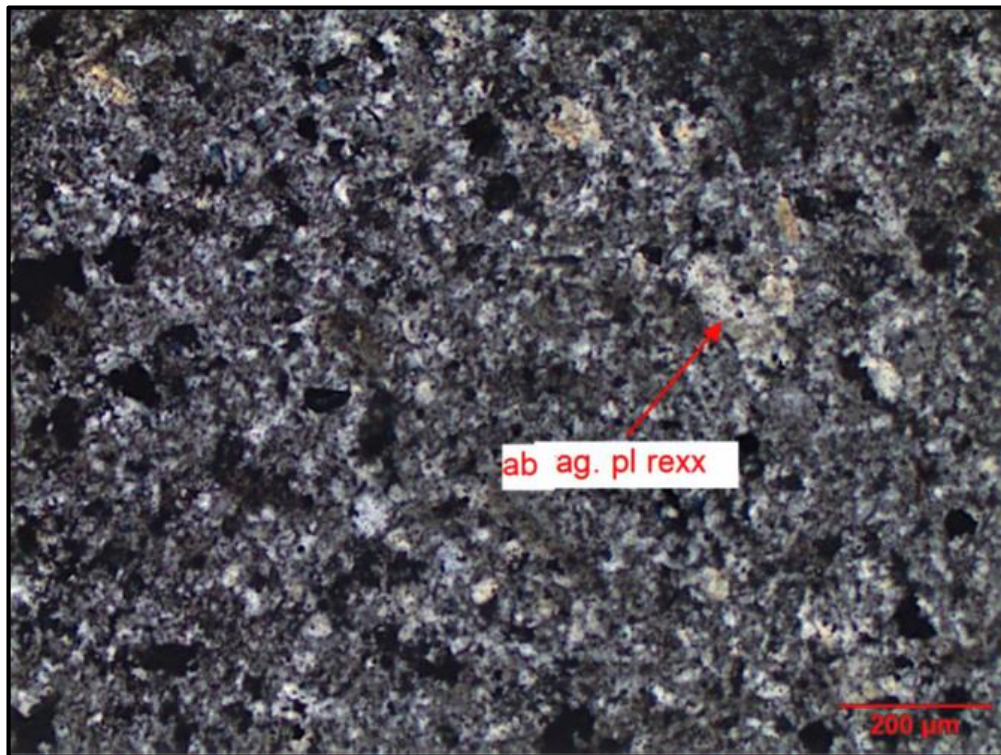


Figura 5.15: Muestra SD14-213m. Protolito “arenisca fina” recristalizada y silicificada. Solo en una esquina de la muestra se preserva parte de un protolito arenoso fragmental fino con clastitos de cuarzo recristalizado, plagioclasa, feldespatos, incluso circones sobre una matriz recristalizada felsítica oscura. Nícoles cruzados, aumento 10 x 14.

5.1.6 Unidad andesitas:

Esta secuencia consiste en andesitas de textura porfídica de color gris verdosa, con una composición mineralógica que consiste en un 60% de masa fundamental y 40% fenocristales (Figura 5.16). Se observaban fenocristales de plagioclasa y anfíbol cloritizado que se encuentran contenidos en una masa fundamental afanítica compuesta principalmente de anfíbol/clorita/biotita, con presencia de magnetita, la cual se encuentra diseminada en toda la roca. De manera general, esta unidad es estéril y se encuentra intercalada con brechas, rocas volcánicas sedimentarias y areniscas hacia la parte superior de la unidad la cual está cubierta de manera concordante por las rocas sedimentarias del Grupo Chañarcillo (Formación Abundancia).



Figura 5.16: Muestra representativa del tramo 548 al 549 m del sondaje SD0007, donde se aprecia unidad de andesitas, se observa una roca con aspecto brechoso

5.1.7 Dique Andesítico

Roca intrusiva de textura porfídica, con fenocristales blanquecinos de plagioclasa y feldespato en una masa fundamental de color verde oscuro, fuertemente magnética, donde se reconocen cristales aciculares de minerales máficos alterados.

Microscópicamente se observa una textura porfídica con masa fundamental bien cristalizada de tipo pilotaxítica a intergranular (Figura 5.17). Los fenocristales están compuestos principalmente por plagioclasa con alteración a smectitas. Los minerales máficos son abundantes y corresponden a hornblenda de hábito acicular de 1 a 4mm de largo, orientadas en el flujo, presentan reemplazo pseudomorfo total por clorita ferrosa de color verde intenso con formación de gránulos gruesos de titanita de color marrón, asociada a láminas de feldespato potásico y sobreposición de magnetita. Otros relictos menores, alterados a clorita con feldespato potásico y magnetita corresponderían a piroxeno.

La masa fundamental de la roca tiene textura predominantemente pilotaxítica (Figura 5.18). Está compuesta por una masa fina de microlitos de plagioclasa (0.1-0.3mm), de aspecto levemente albitizado, inmerso en un matriz de clorita férrica con abundante magnetita.

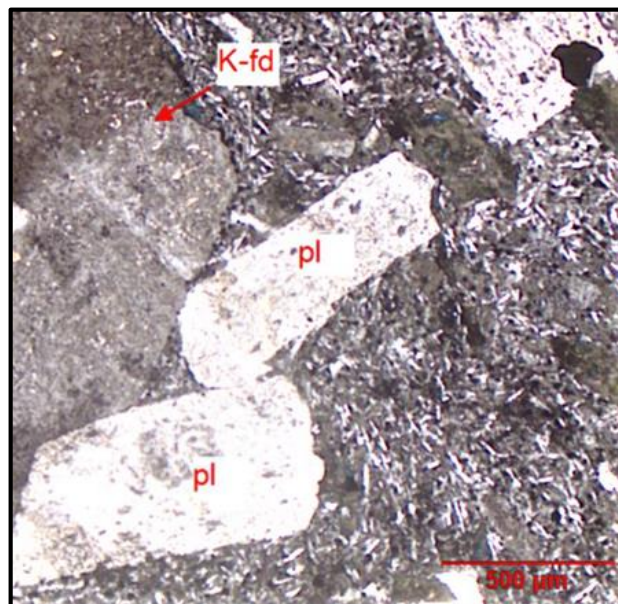


Figura 5.17: Muestra SD14-226m. Dique Andesítico. Fenocristales de plagioclasas tabulares, con cristales idiomórficos de feldespato potásico con macla de Carlsbad. La masa fundamental es pilotaxítica con microlitos orientados de plagioclasa sobre un fondo oscuro con clorita y abundante magnetita. Nícoles cruzados, aumento 5 x 14.

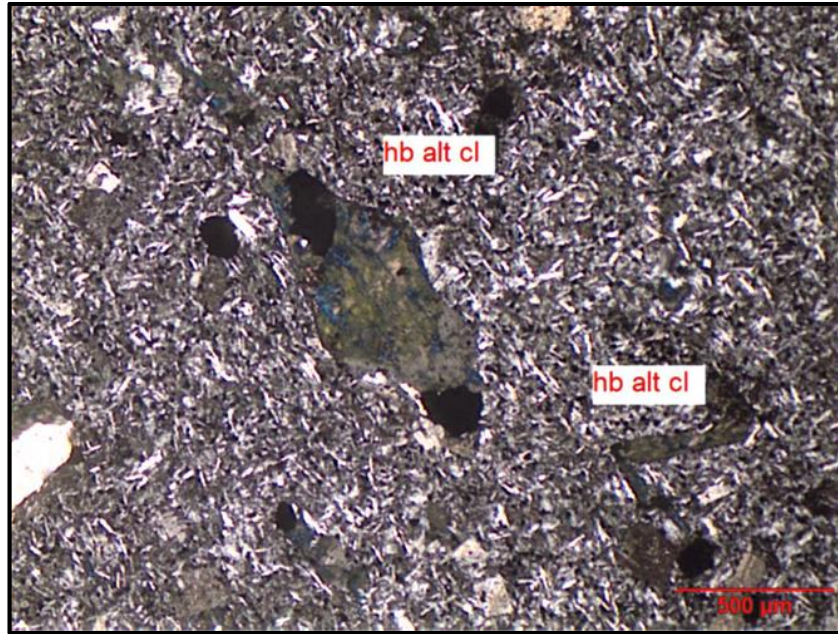


Figura 5.18: Muestra SD14-226m. Masa fundamental pilotaxítica, son comunes los cristales aislados de hornblenda, en este caso, una sección romboidal alterada a clorita con gránulos opacos de magnetita. Nícoles cruzados, aumento 5 x 14.

5.1.8 Dique Dacítico

Roca intrusiva de textura porfídica, de color rosado pálido, con fenocristales de hornblenda de hábito acicular. La roca es levemente magnética, debido a la formación de magnetita, la cual está acompañada por una alteración tardimagmática, asociada a apatito y carbonatos.

Microscópicamente la roca presenta fenocristales aislados y orientados de plagioclasa (1-2.5mm de largo) tipo oligoclasa. Estos cristales están parcialmente alterados a feldespato potásico con sobreposición de smectitas y carbonatos. También se encuentran fenocristales aislados de feldespato potásico elongadas de 1 a 2mm (Figura 5.19).

Los minerales máficos están orientados y se distribuyen de forma aislada y en algunos casos desarrollando textura traquitoidal. Se reconocen, principalmente, formas prismáticas aciculares de hornblenda (0.5-2.5mm) con un reemplazo pseudomorfo de actinolita con clorita.

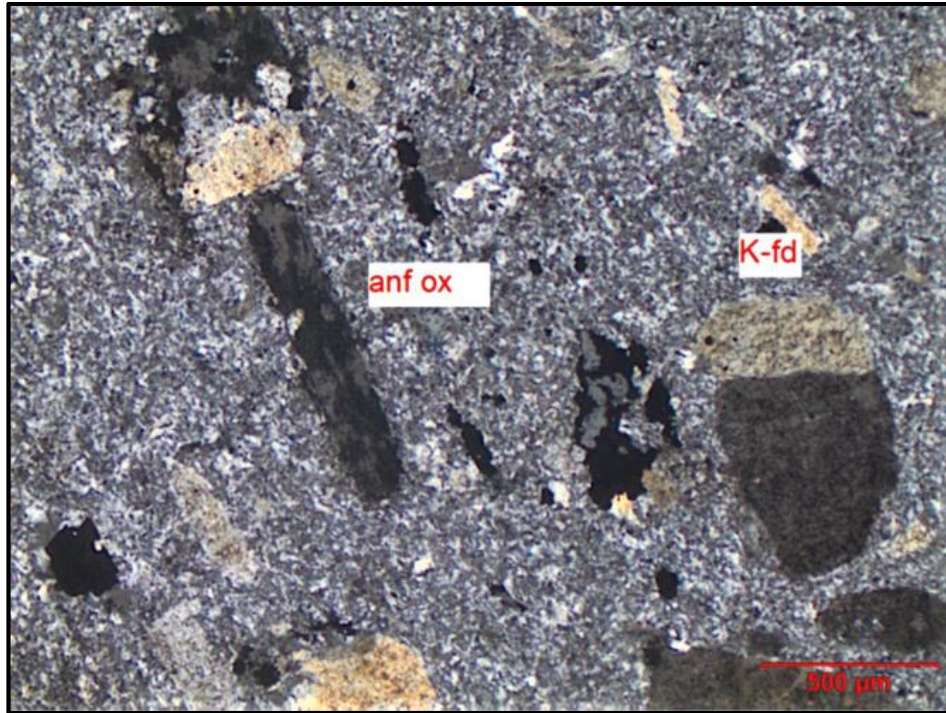


Figura 5.19: Muestra SD14-224m. Dique Dacítico. Estos intrusivos hipabisales contienen comúnmente fenocristales de plagioclasa con feldespato potásico con macla de Carlsbad. La masa fundamental es microfelsítica con rasgos finos de flujo. Nícoles cruzados, aumento 5 x 14.

5.1.9 Dique Diorítico

Roca intrusiva, de textura porfídica, de color gris claro-verdoso y moderadamente magnética. Se compone de una variada asociación de minerales máficos, como piroxeno, anfíbol y biotita.

Microscópicamente, la textura es porfídica con orientación magmática de los fenocristales (Figura 5.20). Contiene fenocristales y glomerocristales de plagioclasa de 1 a 3mm, de composición intermedia (andesina), con maclas polisintéticas, rasgos de zonación y una alteración débil a feldespato potásico, seguido de smectitas, clorita y carbonatos a través de fracturas y sobre los núcleos de los cristales. Algunos glomerocristales están en contacto con feldespato potásico (0.5-2mm) con macla de Carlsbad y un aspecto alterado a smectitas.

La masa fundamental de la roca contiene cristales de mediano tamaño (0.2-0.8mm) de plagioclasas y también de feldespato potásico oscuro alterado a smectitas, junto a abundantes relictos pequeños de piroxeno y anfíbola alterados a clorita, titanita y epidota y carbonatos. También, se reconocen cristales idiomórficos de apatito (0.2-0.3mm)

accesorio magmático y cristales opacos octogonales de 0.2 a 0.4mm de titanomagnetita con apatito y clorita.



Figura 5.20: Muestra SD14-140m. Dique Diorítico de piroxenos y anfíbol. Aspecto de la textura porfídica con orientación magmática de los fenocristales de plagioclasa zonados y maclados y también, fenocristales de feldespato potásico con macla de Carlsbad. Las fases intersticiales tienen composición felsítica oscura con piroxenos alterados a clorita, sin presencia de cuarzo. Nícoles cruzados aumento 5 x 14.

5.2 Mineralización y Alteración del proyecto Soplona

El Distrito Candelaria-Punta del Cobre se caracteriza por tener una mineralización de sulfuros y óxidos, la cuales son emplazadas en las rocas volcánicas de la Formación Punta del Cobre y sedimentarias del Grupo Chañarillo.

La zona de alteración y mineralización de Soplona se desarrolla en las rocas sedimentarias de la Formación Abundancia, que producto al metasomatismo de contacto producido con el Batolito Copiapó y cuerpos intrusivos locales como stock, diques y sill, lo cual dio lugar a la formación de conjuntos de rocas metamórficas como skarn-silicatados en las rocas carbonatadas pertenecientes a la Formación Abundancia.

5.2.1 Mineralización

La mineralogía del área de estudio se describe a partir de la información levantada en mapeo superficial, mapeo de sondajes y del análisis de muestras de secciones transparentes y pulidas mediante microscopía. Las secciones transparentes/pulidas fueron proporcionadas por la empresa Minera Candelaria que dirige el Proyecto.

La mineralización se presenta como óxidos y sulfuros y se hospeda principalmente en la unidad de skarn de magnetita con un modo de ocurrencia "mantiforme", concordante a la estratificación y en la unidad de skarn de granate donde el modo de ocurrencia es masivo aprovechando la permeabilidad de la roca, que posterior a un evento de origen hidrotermal fueron rellenados los espacios entre los granates con sulfuros generándose un desarrollo intersticial. Del análisis se pueden distinguir dos zonas de mineralización una zona de óxidos y otra de sulfuros.

5.2.1.1 Zona de óxidos

Esta zona se caracteriza por la presencia de óxidos de cobre y hierro (Figura 5.21) y está representada en los niveles superiores de explotación. Se caracteriza principalmente por la presencia de crisocola en veta, diseminada y en fracturas, en menor medida se puede observar la presencia de atacamita y brochantita, además de magnetita, hematita, jarosita y goethita. Las concentraciones de óxidos de cobre en el área de estudio ocurren principalmente como cuerpos mantiformes y en vetas y se encuentra explotada por pirquineros, encontrándose varias labores mineras antiguas en el área de estudio con presencia de óxidos económicamente rentables. La mineralización en superficie se puede observar como mantos y también como vetas de $\text{Cu} \pm \text{Fe}$ (Figura 5.22) principalmente en rocas de skarn de magnetita y de granate. Estas vetas están asociadas con la presencia de crisocola, magnetitas acompañadas de cuarzo, hematita y especularita. Estas descripciones se realizaron en los afloramientos y en las labores antiguas en las inmediaciones del área y se tomaron muestras directamente obteniendo la ley más alta de 2.48% CuT.

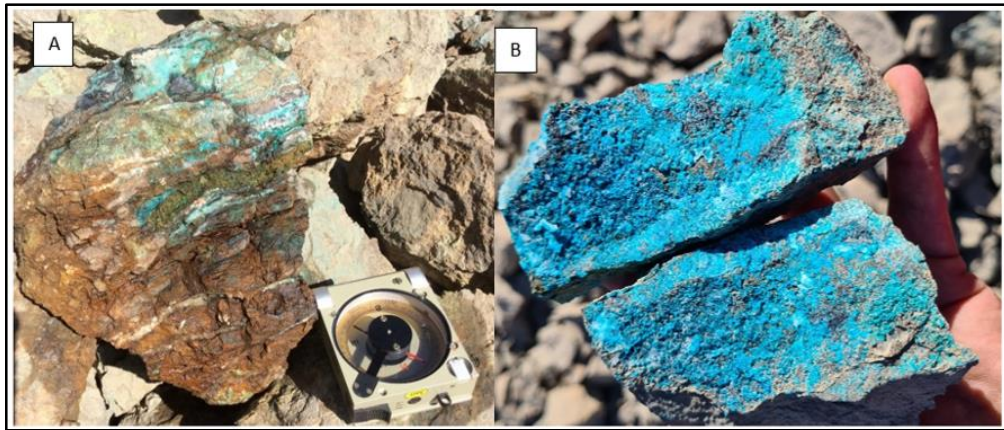


Figura 5.21: A) Roca fuertemente alteradas a limonitas con relictos de granate, asociada a óxidos de cobre correspondiente a crisocola principalmente y en menor medida atacamita. B) Roca de skarn de granate café mineralizada con óxidos de cobre (crisocola).

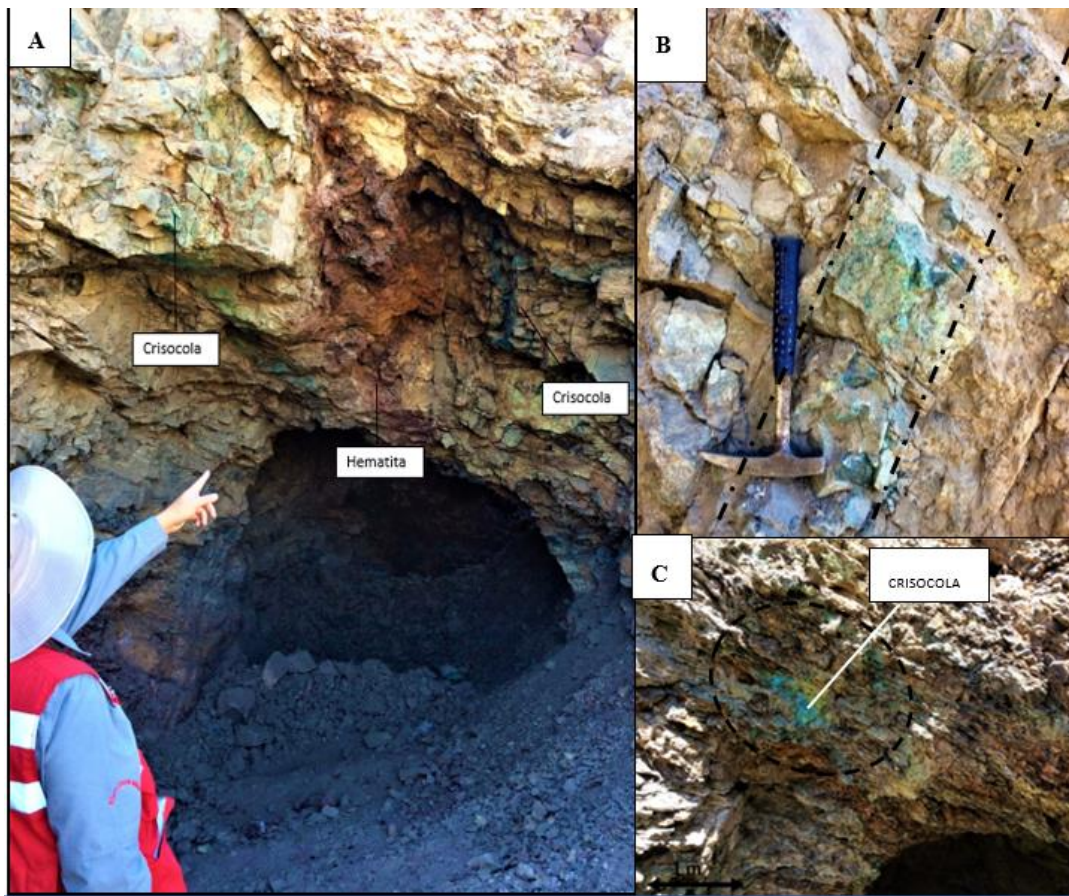


Figura 5.22: A) Óxidos de Cobre (crisocola) asociado a hematita, expuestos en labores mineras. B) Veta con mineralización de óxidos de cobre crisocola, presenta cuarzo y magnetita con leve alteración a hematita en roca córneas estratificadas. C) Mineralización tipo mantiforme de crisocola y atacamita, en intercalaciones de granate café y niveles de córnea.

De acuerdo con el mapeo de sondajes, el área presenta niveles con mineralización de óxidos de cobre hasta los 60 metros aproximadamente, representada por crisocola y en menor medida atacamita y brochantita, relleno de fracturas y de manera intersticial entre los espacios entre los granos granate (Figura 5.23).

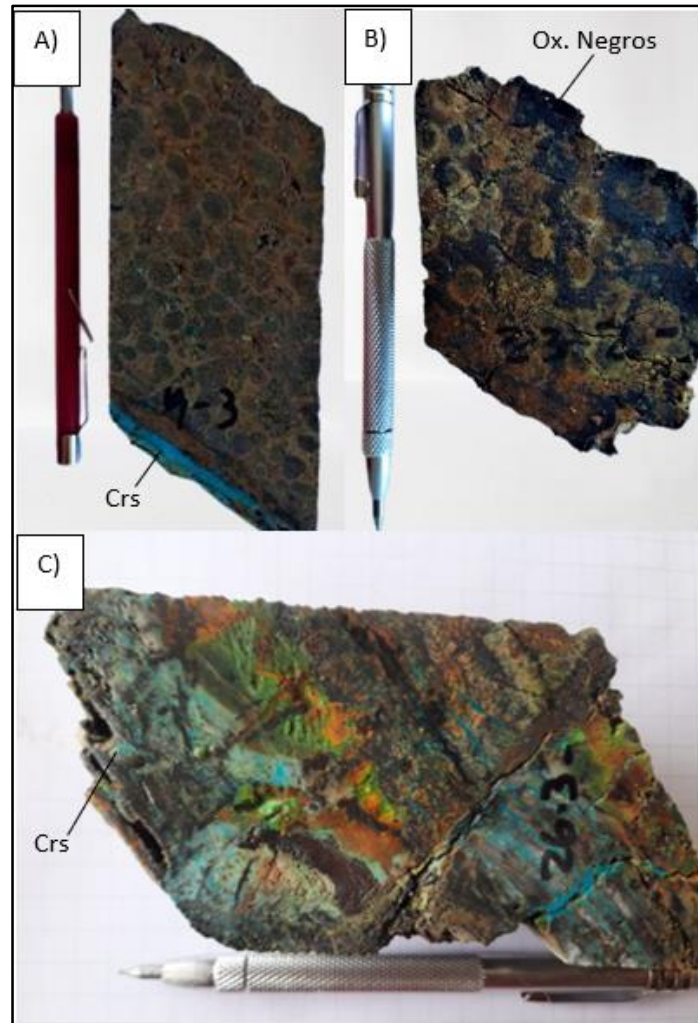


Figura 5.23: Muestras representativas de mineralización de zona de óxidos en sondajes. A) Sondaje SD0007, tramo 8 a 9 m, donde se puede apreciar mineralización de óxidos de cobre principalmente crisocola (Crs). B) Sondaje SD0019, tramo 22 a 23 m donde se puede observar la presencia de mineralización de óxidos negros. C) Sondaje SD0019, tramo 25 a 26 m donde se puede apreciar mineralización de óxidos de cobre.

5.2.1.2 Zona de sulfuros

Constituye a la principal fuente de minerales con leyes económicamente rentables. El sulfuro de cobre dominante en el área de estudio es la calcopirita directamente relacionada a la magnetita y pirita. El modo de ocurrencia de la mineralización es encontrado como agregados masivos, vetas y diseminados y en menor proporción es posible observar de manera local molibdenita, óxidos de titanio y hierro. El área de estudio está compuesta por un alto contenido de hierro.

A continuación, se exponen las muestras analizadas de los sondajes SD0009 y SD0014 descritos brevemente mediante microfotografías, enumeradas con el nombre del sondaje y su metraje correspondiente.

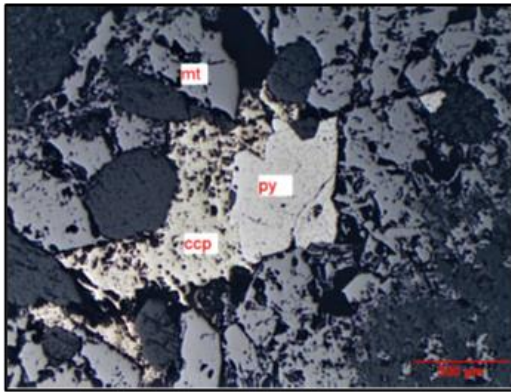


Figura 5.24: Muestra SD9-576_575-576. Mineralización maciza en torno a los porfidoblastos gruesos de granates andradíticos, corresponde a magnetita de color beige muy oscuro, que es característica de yacimientos IOCG en contacto con pirita idiomórfica seguida de calcopirita intersticial. Nícoles paralelos, aumento 5 x 14.

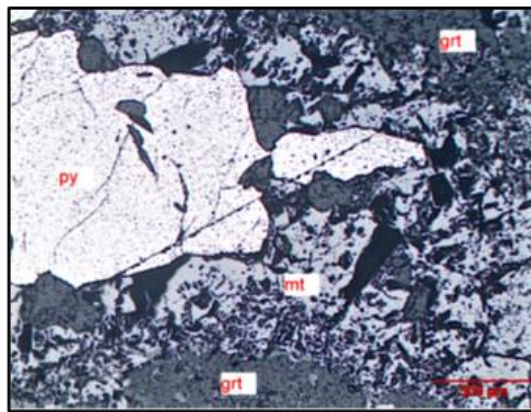


Figura 5.25: Muestra SD9-576_575-576. En torno a los granates andradíticos, se encuentran cúmulos de magnetita, seguida de la precipitación de pirita gruesa. Nícoles paralelos, aumento 5 x 14.

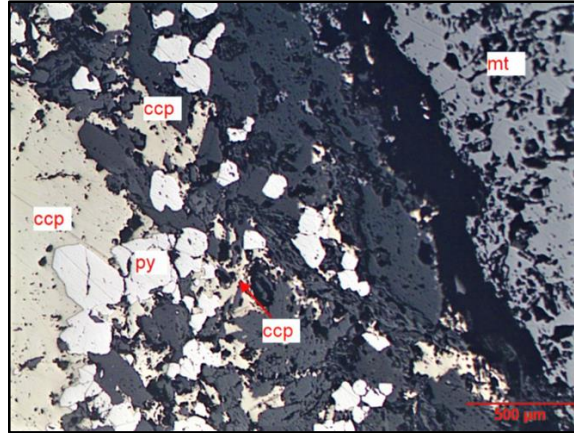


Figura 5.26: Muestra SD9-577_576-577. Aspecto de las zonas deformadas con magnetita a la derecha de la foto y la mineralización de sulfuros, consistente en pirita granular y cubica en una matriz uniforme de calcopirita como fase dominante. Nícoles paralelos, aumento 5 x 14.

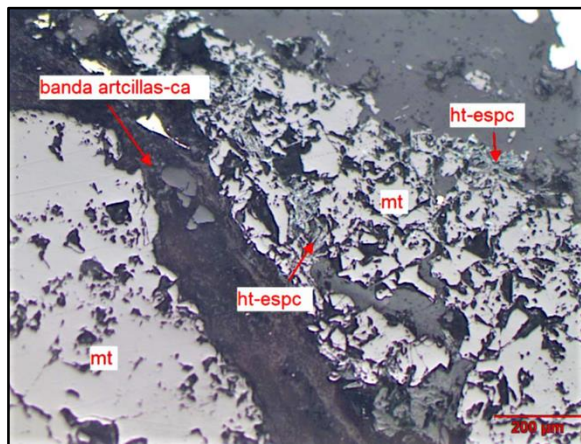


Figura 5.27: Muestra SD9-577_576-577. Zonas tectonizadas más tardías con magnetita craquelada entre bandas de arcillas con carbonatos. A estas fracturas se asocia especularita fina que no estaba presente en la paragénesis anterior de magnetita con sulfuros. Nícoles paralelos, aumento 10 x 14.

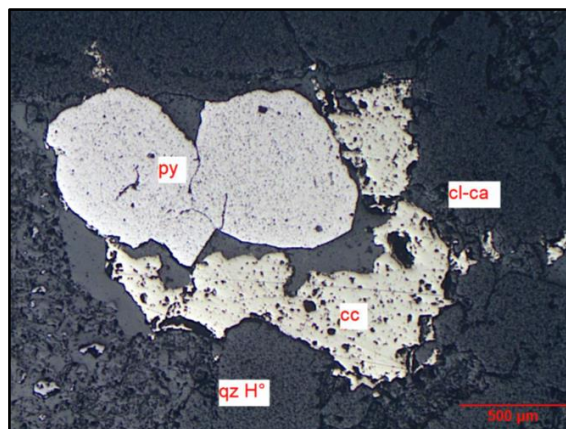


Figura 5.28: Muestra SD14-78_77-78. Muestra de la paragénesis de pirita cubica, aisladas como islotes, rodeadas de calcopirita. La ganga adyacente corresponde a cuarzo hidrotermal grueso hialino con clorita y calcita. Nícoles paralelos aumento 5 x 14.

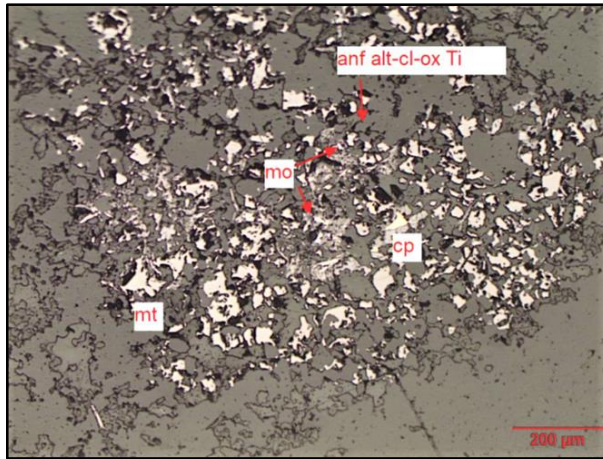


Figura 5.29: Muestra SD14-83_82-83. Se reconocen relictos de minerales máficos, en este caso, una forma prismática de anfíbola alterada a clorita con óxidos de titanio, con precipitación de magnetita microgranular de color beige oscuro, con láminas de calcopirita y de molibdenita intersticial de color gris acerado. Nícoles paralelos, aumento 10 x 14.

Mineralización descrita a partir de sondajes

A continuación, se exponen los análisis en cuanto a mineralización evidenciada en los sondajes SD0007, SD0009, SD0014 y SD0019.

- **Sondaje SD0007**

Sondaje caracterizado por la presencia de óxidos de cobre entre los 1 y 35 m, que se presentan principalmente rellenando fracturas y de manera intersticial, se observa crisocola, atacamita y en menor medida brocantita. Se observa ley de 1.58% CuT entre los 8 y 9 m siendo la mayor ley de cobre de este pozo, seguido por una ley 1.13% CuT entre 4 y 5m.

Desde el metro 35 se comienza a ver mineralización de sulfuros de Cu correspondiente a calcopirita y pirita (Figura 5.30), donde destaca una ley de cobre de 1.07% CuT en el metro 41 a 42. En este caso la mineralización se encuentra presente mayoritariamente en la unidad de skarn de magnetita y en la unidad de corneanas y se puede observar asociado a vetillas de magnetita y de actinolita.

Con respecto a la mineralización de Fe se puede mencionar que se encuentra la presencia de pirita y magnetita a lo largo de todo sondaje, se destaca el metro 422 a 424 m con una ley de 51.5% y 424 a 426 m con 55.11% correspondiendo a las más altas del sondaje SD0007. Se puede observar tramos considerables de la unidad de skarn de magnetita que

se presenta principalmente como mantos y están asociado las mayores leyes de Fe entre los 16.41% a 55.11%. Este sondaje se caracteriza por la presencia de hematita especular desde el metro 73 en vetillas.

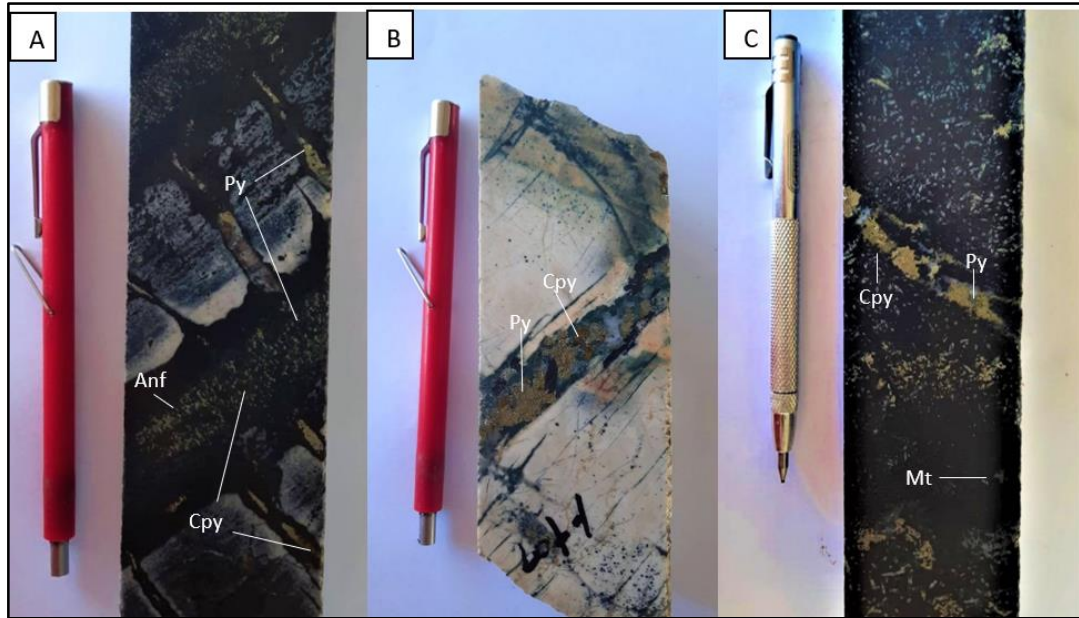


Figura 5.30: Muestras representativas del sondaje SD0007. A) Tramo 206 a 207m, mineralización de sulfuros en vetillas de magnetita las cuales son cortadas por vetilla de anfíbol (Anf) con pirita (Py) y calcopirita (Cpy) correspondiente a un evento de mineralización de sulfuros más tardío. B) Tramo 206-207 m, roca córnea silicificada con vetilla de magnetita/cuarzo asociado a mineralización de sulfuros, pirita (Py) y calcopirita (Cpy). C) Tramo 424-425, unidad de skarn de magnetita, presenta magnetita (Mt) pervasiva en la roca con vetilla de cuarzo asociada a sulfuros y leve alteración a escapolita.

La figura 5.31 muestra una columna sintética de la distribución espacial de litologías, mineralización y alteración descritas a partir del sondaje SD0007.

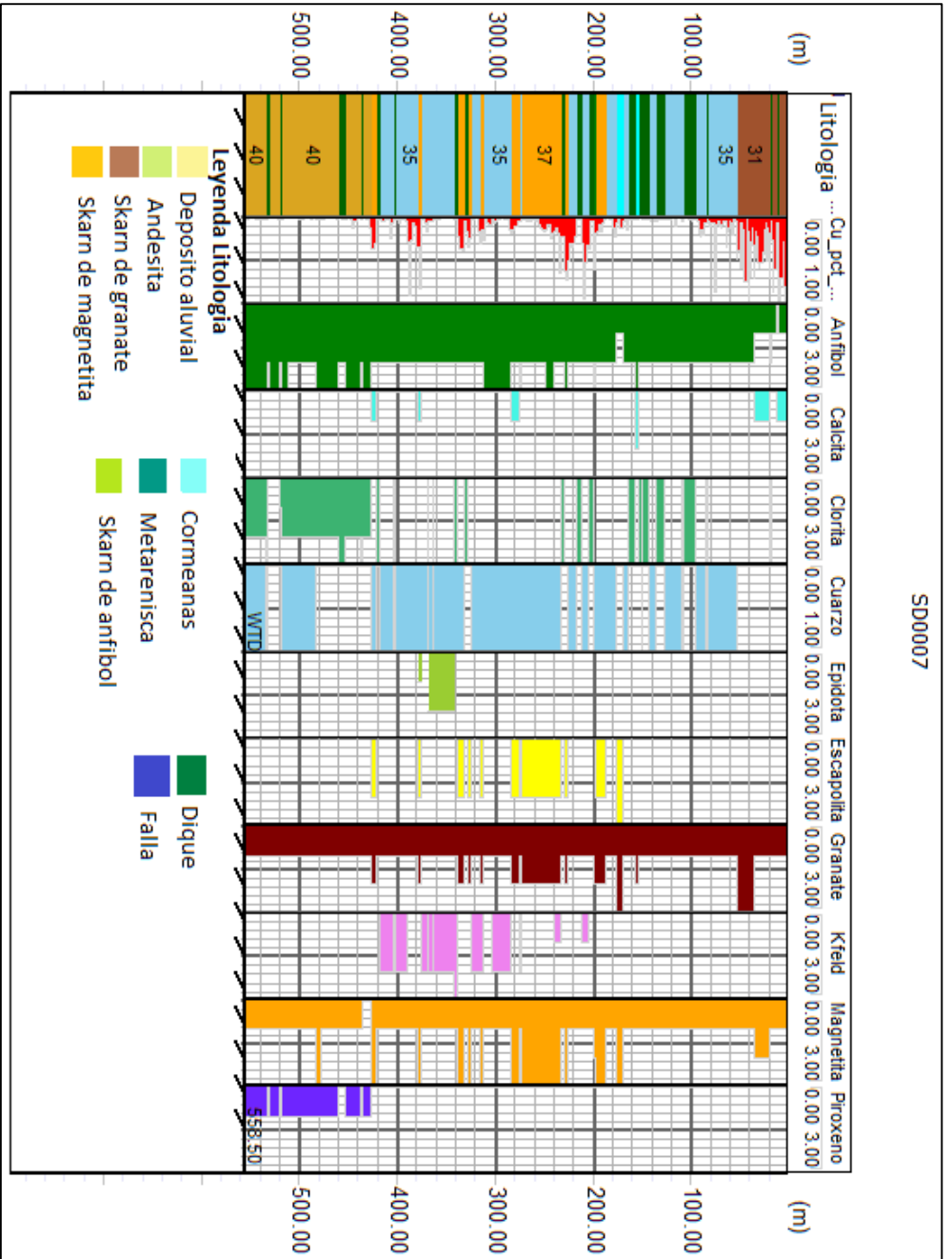


Figura 5.31: Sondaje SD0007. Representación gráfica que muestra distribución de los principales minerales de alteración integrados con ley de cobre, litologías y fallas.

- **Sondaje SD0009**

Con respecto a la mineralización de cobre se comienza a observar la presencia de calcopirita principalmente en forma diseminada y en vetillas desde el metro 17 (Figura 5.32), se relaciona principalmente a la unidad de skarn de granate y skarn de magnetita y se encuentra asociada mineralógicamente a magnetita y pirita. Se tiene la mayor ley de Cu entre los 47 y 48 m con un porcentaje de 0.65% CuT y entre los 576 y 578 m con un 0.73% CuT.

En cuanto a la mineralización de Fe se observaron minerales como hematita, magnetita y pirita a lo largo de todo el sondaje, entre los 352 y 398 m se presenta una ley media de 49%, seguido por una mineralización de Fe entre los 416 y 454 m cuya ley media alcanza los 48.6%. Se puede observar tramos considerables de la unidad de skarn de magnetita que se presenta principalmente como mantos y están asociados las mayores leyes de Fe total entre los 15% hasta 49% (Figura 5.32). La mineralización de Au se determinó mediante análisis geoquímicos, cuyo valor máximo es de 0.54 ppm entre los 694 y 696 m.

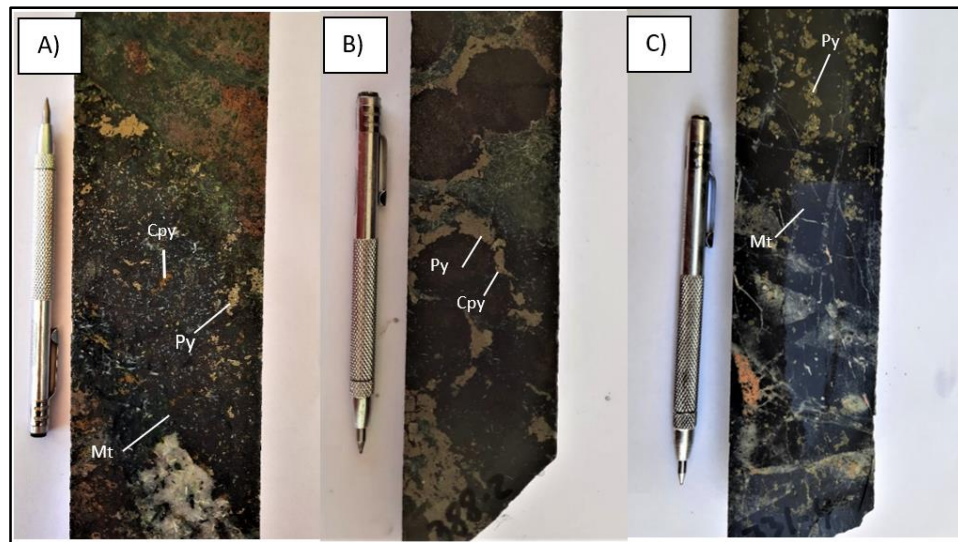


Figura 5.32: Muestras representativa del sondaje SD0009. A) Tramo 152 al 153 m con mineralización de cobre representada por calcopirita diseminada principalmente asociada a magnetita (Mt) y pirita (Py). B) Tramo 387 al 388 m, skarn de granate café con desarrollo intersticial de sulfuros principalmente pirita (Py) y leve calcopirita (Cpy) diseminada. C) Tramo 330 al 331 m, skarn que presenta una alteración pervasiva de magnetita (Mt) en toda la roca, se puede observar mineralización de sulfuros diseminada principalmente pirita (Py).

En metraje 577 macroscópicamente se puede identificar skarn anfíbol cortado por veta de calcopirita y pirita asociada con magnetita. Mediante análisis de corte pulido realizado en este metraje, se observó que la calcopirita es más joven que la pirita, lo que indica una relación temporal y genética (Figura 5.33).

La figura 5.34 muestra una columna sintética de la distribución espacial de litologías, mineralización y alteración descritas a partir del sondaje SD0009.

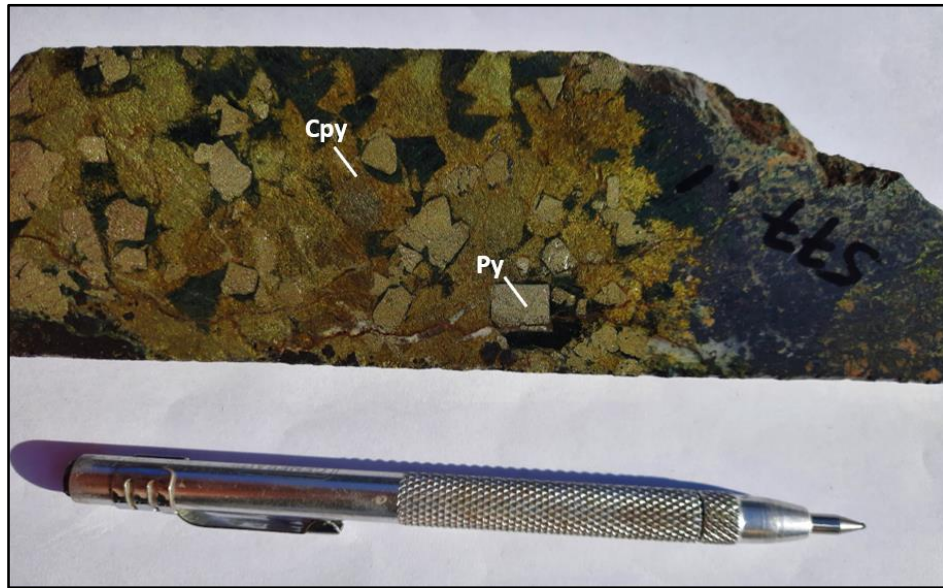


Figura 5.33: Muestra representativa del tramo 248 al 249 m del sondaje SD0009, correspondiente a skarn de anfíbol, con magnetita en manchas asociada a mineralización de calcopirita (Cpy) que se presenta alrededor de la pirita (Py), la muestra contiene vetillas de calcita/hematita.

SD00009

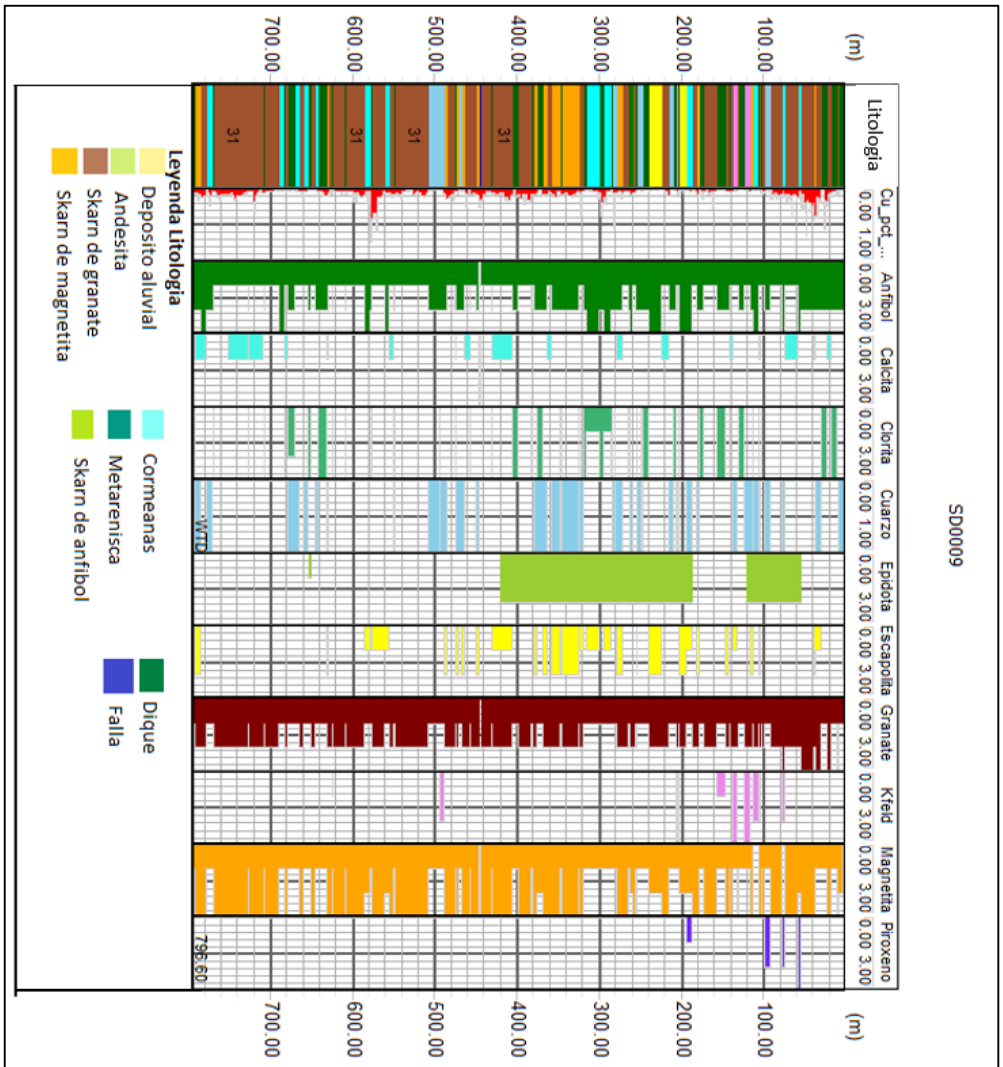


Figura 5.34: Sondaje SD00009. Representación gráfica que muestra distribución de los principales minerales de alteración integrados con ley de cobre, litologías y fallas.

- **Sondaje SD0014**

Pozo caracterizado por la presencia de calcopirita y pirita asociados a magnetita y anfíbol desde el metro 40. Los sectores más importantes en cuanto a mineralización de cobre se ubican entre 76 a 78 m con una ley de CuT de 0.47% y entre los 82 a 84 m con una ley de 0.98% de CuT (Figura 5.35). La mineralización de sulfuros se puede encontrar de manera de vetillas, diseminada y en forma de manchas, y en algunos puntos se encuentra asociada a alteración de escapolita/anfíbol.

Se destacan leyes de Fe entre los 112 a 116 m con una ley media de 31.6% y entre los 208 a 210 m con una ley de 29.98%. Se puede observar tramos considerables de la unidad de skarn de magnetita que se presenta principalmente como mantos al igual que en los sondeos descritos anteriormente y están asociados las mayores leyes de Fe total con valores entre los 4.14% hasta 31.74% (Figura 5.35), en este caso las leyes de Fe son menores en comparación con los demás sondeos.



Figura 5.35: Muestras representativa del sondaje SD0014. A) Roca con alteración pervasiva a escapolita, magnetita en vetillas y manchas, se observa leve alteración a anfíbol, la mineralización se presenta en manchas pirita (Py) y menor medida (Cpy). B) Muestra representativa del tramo 82 a 83 m del sondaje SD0014, Veta de cuarzo/magnetita, asociada a pirita (Py) y calcopirita (Cpy).

La figura 5.36 muestra una columna sintética de la distribución espacial de litologías, mineralización y alteración descritas a partir del sondaje SD0014.

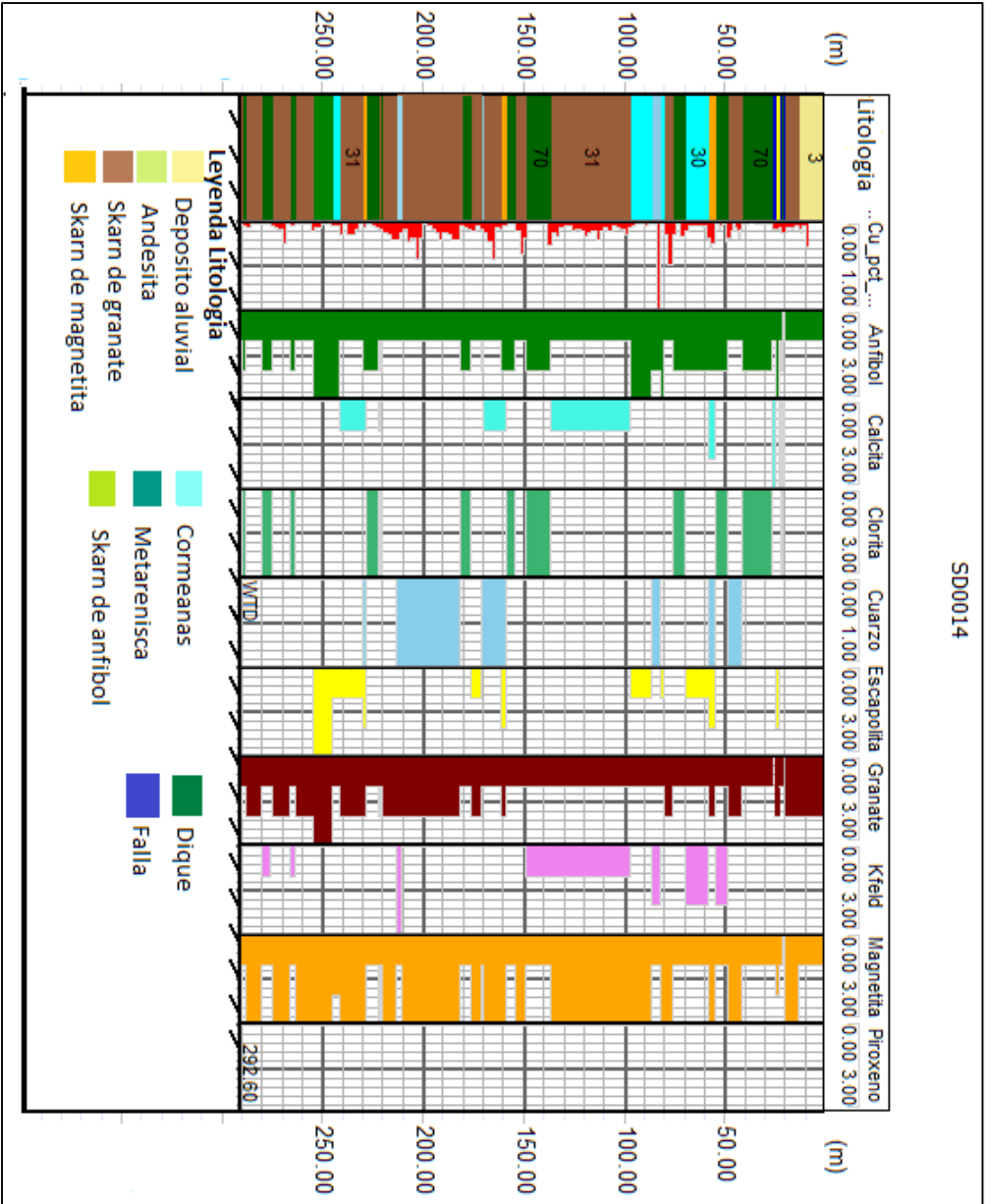


Figura 5.36: Sondaje SD00014. Representación gráfica que muestra distribución de los principales minerales de alteración integrados con ley de cobre, litologías y fallas.

- **Sondaje SD0019**

Sondaje que se caracteriza por la presencia de mineralización de óxidos negros, óxidos de cobre y sulfuro de cobre y fierro.

Entre los metros 22 a 33 se observa óxidos negros y óxidos de cobre que principalmente es representado por crisocola y atacamita. A partir del metro 33 se observa sulfuros como pirita, calcopirita y magnetita principalmente que se presentan en vetillas, diseminado y en algunos casos como parches (Figura 5.37).

Se tiene la mayor ley de cobre entre los 23 a 24 m con un valor de 2.14 % de CuT, seguido del tramo 86 a 88 m con 1.48% de CuT, ambos tramos asociados a la unidad de skarn de granate café.

Con respecto a la mineralización de Fe se puede mencionar que se encuentra la presencia de hematita, pirita y magnetita a lo largo de todo sondaje. Se destacan leyes de Fe entre los 27 a 28 m con un valor de 48.71% seguido por el tramo 250 a 252 con una ley de 46.77%. Las mayores leyes de Fe se encuentran principalmente en la unidad de skarn de magnetita, roca que domina este sondaje.

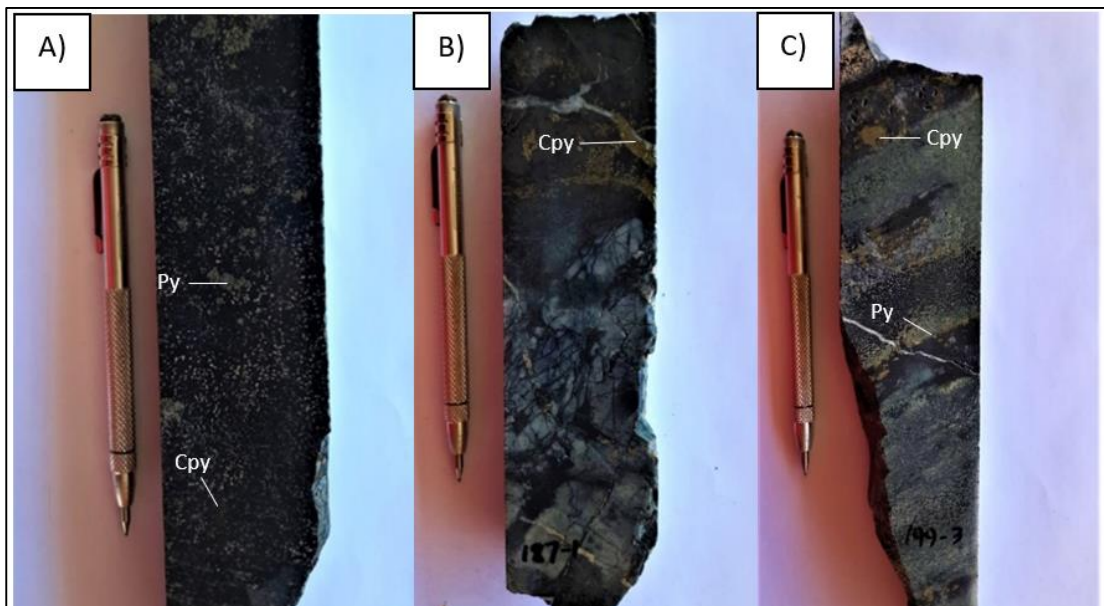


Figura 5.37: Muestras representativas de la mineralización en sondaje SD0019, en unidad de skarn de magnetita. A) Tramo 193 a 194 m, roca con mineralización diseminada de sulfuros, pirita (Py) y menor calcopirita (Cpy). B) Tramo 186 a 187m, roca con mineralización de sulfuros de cobre representada por calcopirita (Cpy) en vetilla de cuarzo (Qz). C) Tamo 198 a 199 m, roca con intercalación de magnetita y anfíbol, la mineralización de sulfuros de cobre (Calcopirita: Cpy) está asociada principalmente a los niveles de magnetita.

La figura 5.38 muestra una columna sintética de la distribución espacial de litologías, mineralización y alteración descritas a partir del sondaje SD0019.

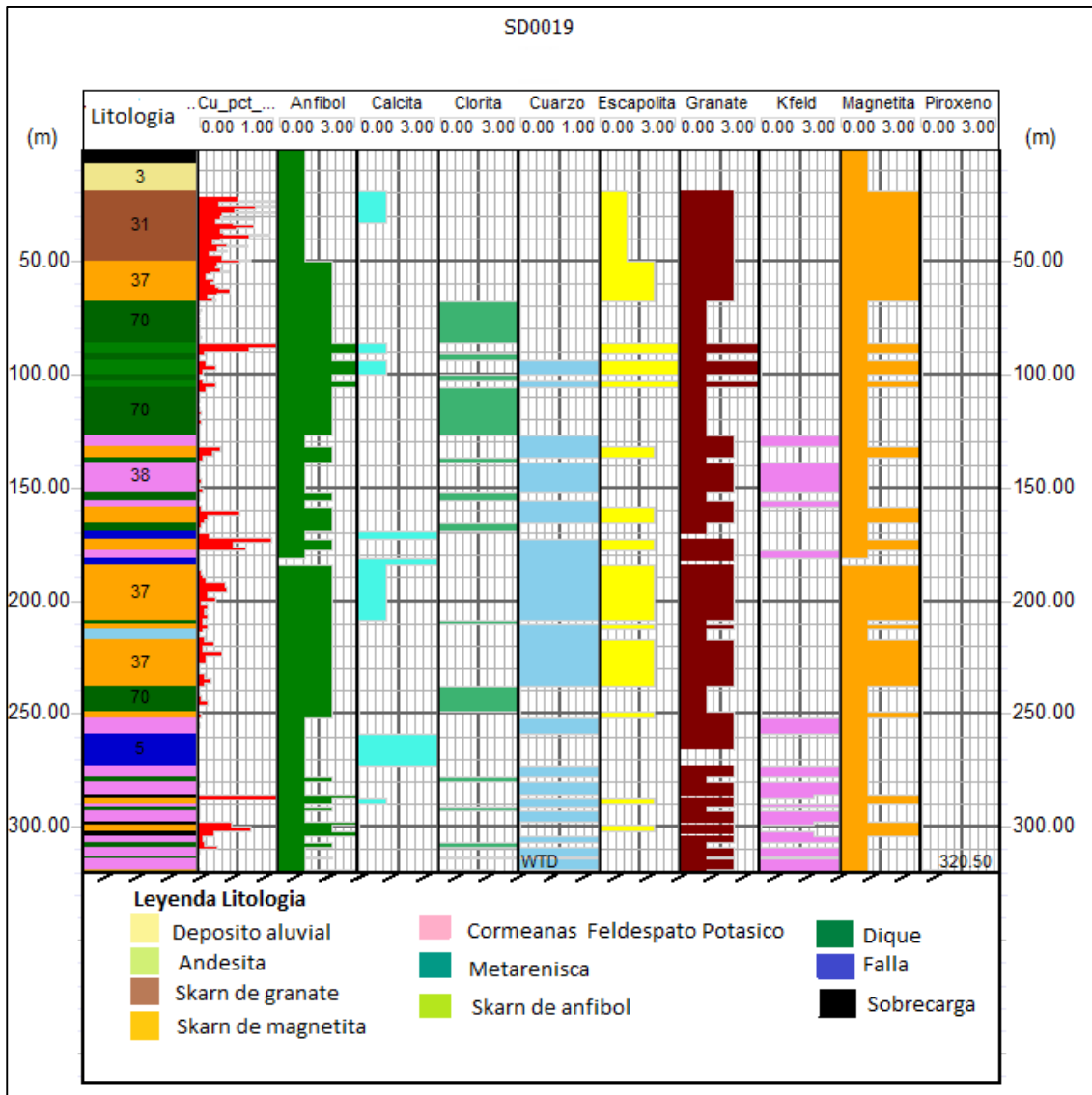


Figura 5.38: Sondaje SD0019. Representación gráfica que muestra distribución de los principales minerales de alteración integrados con ley de cobre, litologías y fallas.

5.2.2 Alteración

Mediante la descripción de secciones transparentes/pulidos y de los datos obtenidos en terreno se logró determinar las alteraciones hidrotermales dentro del área de estudio. A partir de la información levantada se definieron 5 alteraciones en la zona de estudio, las cuales fueron descritas y caracterizadas.

Alteración I: Calco-silicatada

Alteración que afecta a la mayor parte del área de estudio, se compone por silicatos de Ca y Mg dependiendo de la roca huésped, caliza o dolomía. La mineralogía que caracteriza a esta alteración en Soplona corresponde principalmente a granate café y ausente piroxeno (Figura 5.39). Los granates se presentan como granos de grosularia y andradita con una textura granoporfidoblastica, generalmente formando agregados masivos de granos subhedral a euhedral de escala centimétrica, de color marrón oscuro (Figura 5.40).

Estas facies se registran principalmente en la unidad de rocas metasedimentaria, en la parte superior de la secuencia sedimentaria del área de estudio, donde los estratos originalmente calcáreos (calizas ricas en arcilla o calcarenitas) sufrieron un reemplazo metasomático a gran escala.



Figura 5.39: Rocas con alteración calco-silicatada. Se destaca en la imagen granates cafés correspondientes a esta alteración.

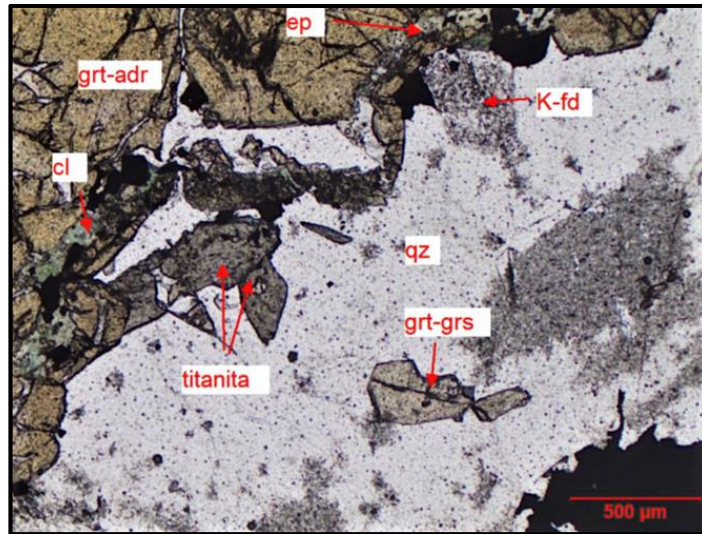


Figura 5.40: Muestra SD9-576 Skarn con porfiroblastos de granates andradíticos. Hacia los márgenes de los agregados de granates andradíticos, se encuentra cuarzo con feldespato potásico, además de granates anisótropos de color beige claro que corresponden a grosularia, más tardía que la andradita.

Alteración II: Sódico -cálcica

En superficie se puede observar una alteración hidrotermal moderada-intensa de tipo sódico-cálcica (Figura 5.41), otorgándoles a las rocas un color verde oscuro, presentando una fuerte actinolitización y magnetización (magnetita y/o magnetita) en las rocas. La mineralogía que caracteriza a esta alteración corresponde a una asociación de actinolita, magnetita, albita, escapolita, epidota y en menor medida apatito (Figura 5.42). En algunos casos la escapolita es dominante en la roca.



Figura 5.41: Muestra de afloramiento con alteración asociada a actinolita, epidota y magnetita alterada a hematita y jarosita.

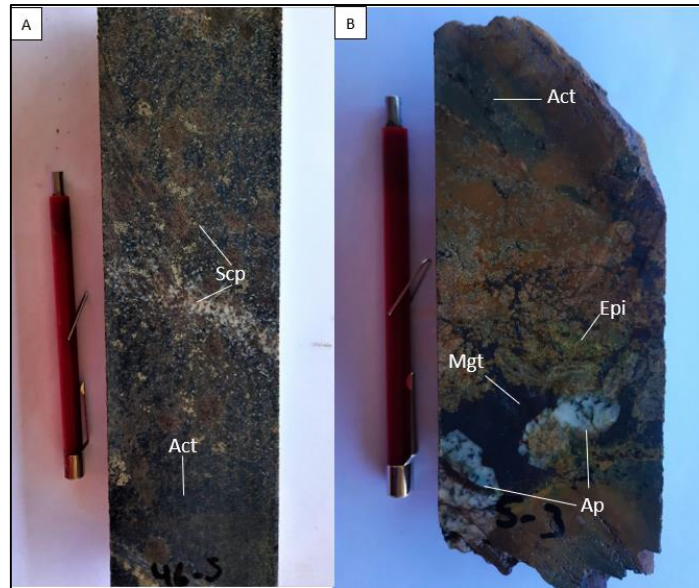


Figura 5.42: Muestras correspondientes al evento calco-sódico. A) sondaje SD0014: Muestra representativa del tramo 248 al 249 m, roca con alteración sódico- cálcica, evidenciado por la presencia de escapolita (Scp) y actinolita (Act). B) Sondaje SD0007: Muestra representativa del tramo 4 a 5 m, roca con alteración sódico- cálcica, evidenciado por la presencia de actinolita (Act), magnetita (Mgt), epidota y apatito (Ap).

La ocurrencia de la actinolita se encuentra de manera masiva en el área de estudios, se puede observar de forma pervasiva en algunos niveles de las unidades de skarn, como también en vetillas, diseminada e intersticial rellenando espacios entre los granos de granate, la escapolita se puede observar principalmente en la unidad de skarn de magnetita de manera diseminada con intensidad moderada a intensa, la epidota es principalmente rellenando fracturas y de manera diseminada, mientras que la albita se encuentra en forma de reemplazo en plagioclasas. En menor medida se puede observar la presencia de apatito de manera puntual asociado a magnetita. La actinolita se encuentra generalmente intercrecida con magnetita o sulfuros (calcopirita y pirita) pero en algunos casos se puede observar formando masas monominerales (Figura 5.43).

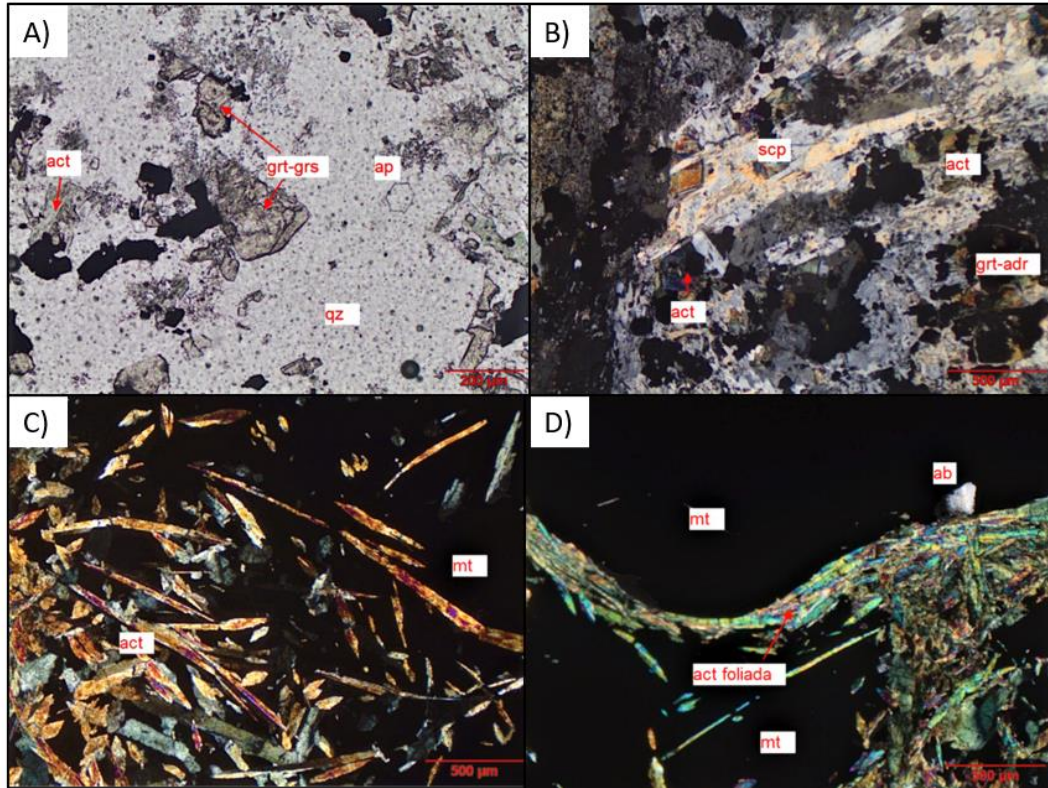


Figura 5.43: A) Muestra SD9-576. Detalle con mayor aumento de los granates que corresponden a grosularia de formación más tardía que la andradita. Se encuentran en una matriz incolora de cuarzo con apatito, actinolita y clorita. B) Muestra SD9-576. Detalle de las zonas alteradas a facies retrogrado. Sección con alteración hidrotermal con asociación mineralógica de granate, escapolita y actinolita. C) Muestra SD9-577. Detalle de los entrecrecimientos de los agregados macizos opacos, principalmente magnetita con cristales aciculares de actinolita. D) Muestra SD9-577. La roca corresponde a una zona de mineralización maciza, con cúmulos rígidos de magnetita rodeados de una matriz de actinolita con rasgos foliados, también se observa albita.

Esta alteración sódico-cálcica indica el inicio de una alteración retrógrada con la cristalización de las primeras fases de minerales hidratados con un dominio de fases ricas en hierro.

En las Figuras 5.44 y 5.45 se puede observar roca con una alteración sódico-cálcica, evidenciada por la presencia de actinolita, magnetita y escapolita sobre a un evento anterior de tipo calco silicatada.

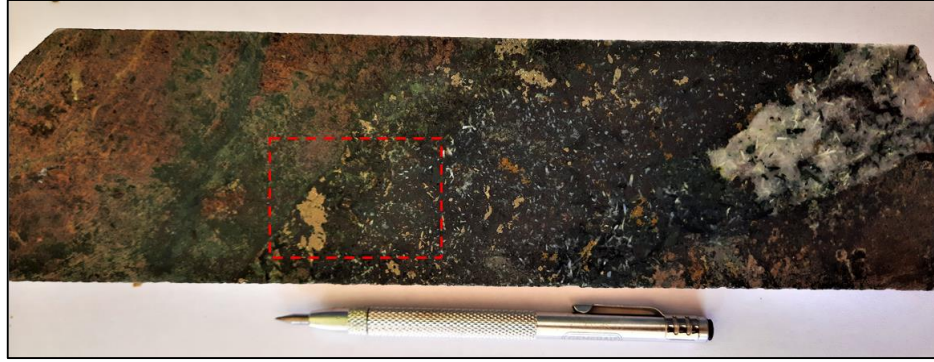


Figura 5.44: Muestras correspondientes al sondaje SD0009, evento calco-sódico. Se observa paragénesis donde la roca con una alteración principalmente calco silicatada es posteriormente afectada por un evento de tipo sódico cálcico, el cual es evidenciado con la presencia de actinolita de manera intersticial entre los granos de grante, vetillas de magnetita y escapolita diseminada.

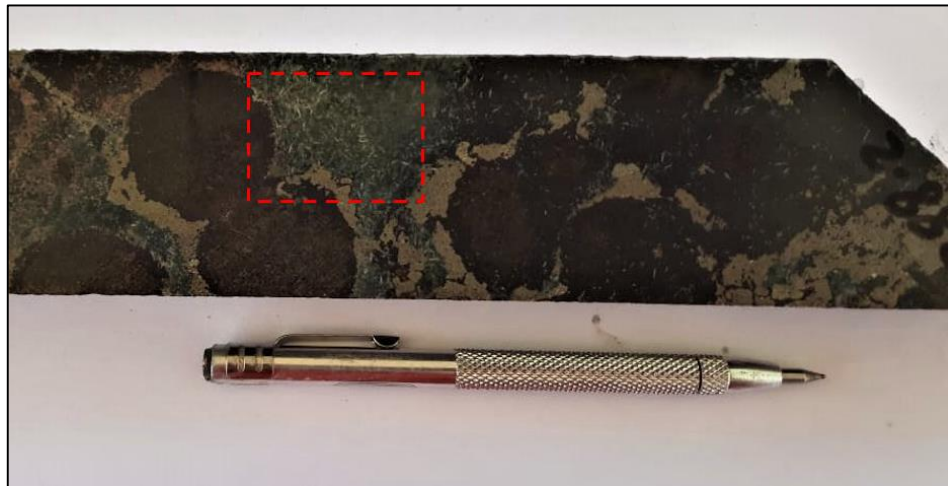


Figura 5.45: Muestras correspondientes al sondaje SD0009, evento calco-sódico. Se observa paragénesis donde la roca con una alteración principalmente calco silicatada es posteriormente afectada por un evento de tipo sódico cálcico, el cual es evidenciado con la presencia de actinolita de manera intersticial entre los granos de granate. También es posible observar mineralización de cobre, principalmente calcopirita alrededor de los granos de granate.

Alteración III: Potásica

Alteración leve-moderada, con alto contenido de feldespato potásico, que en algunas ocasiones reemplaza totalmente al protolito y en otras altera selectivamente a los cristales de plagioclasas (Figura 5.46). En el área de proyecto Soplona, la alteración potásica es representada con la asociación de feldespato potásico, magnetita, biotita secundaria y sulfuros de cobre (Cpy, Py) aunque en bajas cantidades, con presencia de cuarzo que se

presenta en parches o vetillas de hasta 3 cm de espesor. Esta alteración se encuentra sobreimpuesta a las de tipo calco-silicatada y calco-sódica (Figura 5.47)

Esta alteración se encuentra principalmente en rocas intrusivas y en córneas, es reconocible por su color rosáceo debido al contenido de feldespato potásico, con una ocurrencia de relleno de vetillas, en forma masiva, diseminada y también en parches. Los minerales máficos primarios, tales como biotita y hornblenda, son reemplazados penetrativamente por biotita secundaria y rara vez por magnetita, mientras que las plagioclasas se encuentran alteradas a feldespato potásico o albitizada.



Figura 5.46 Muestras correspondientes al evento definido como potásico, representativas del sondaje SD0009. A) Tramo 147 al 148 m, se puede observar alteración potásica selectiva, las plagioclasas del protolito son remplazadas selectivamente a feldespato potásico (Kf) y los minerales máficos son reemplazados por biotita secundaria (Bt). B) Tramo 121 a 122 m, con alteración potásica penetrativa en rocas córneas, feldespato potásico (Fk) alterando de manera pervasiva a la roca.

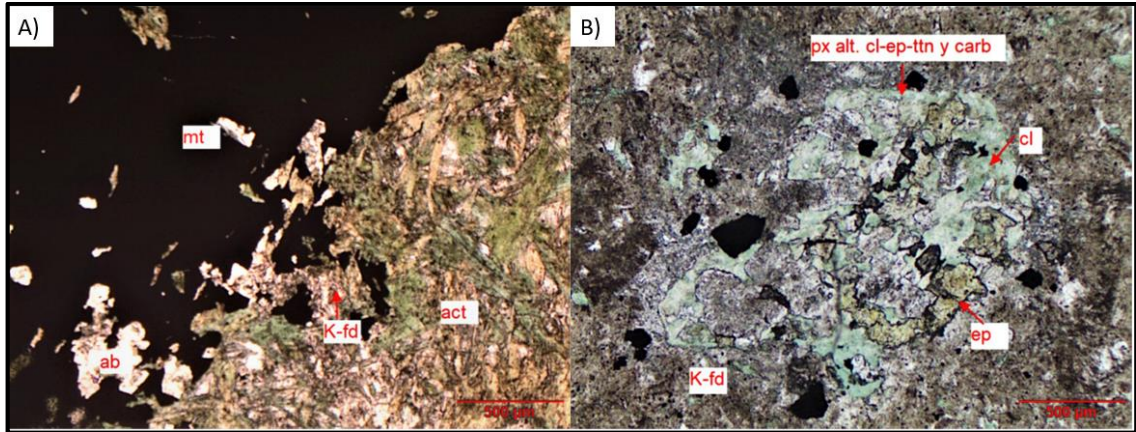


Figura 5.47: A) Muestra SD9-577 m. Detalle de los agregados de silicatos, en contacto con los cúmulos mineralizados opacos. Consisten en feldespato potásico y actinolita. Entre la magnetita adyacente de observa albita tabular más clara. B) Muestra SD14-140. Fenocrystal mayor de piroxeno, alterado a una compleja asociación de clorita con epidota amarilla rica en Fe. En la periferia se observa reemplazo por feldespato potásico.

La alteración de tipo potásica es posterior al evento de tipo sódico cálcico, esto es evidenciado mediante relaciones de corte que hace posible dar temporalidad a los eventos (Figura 5.48 y Figura 5.49).

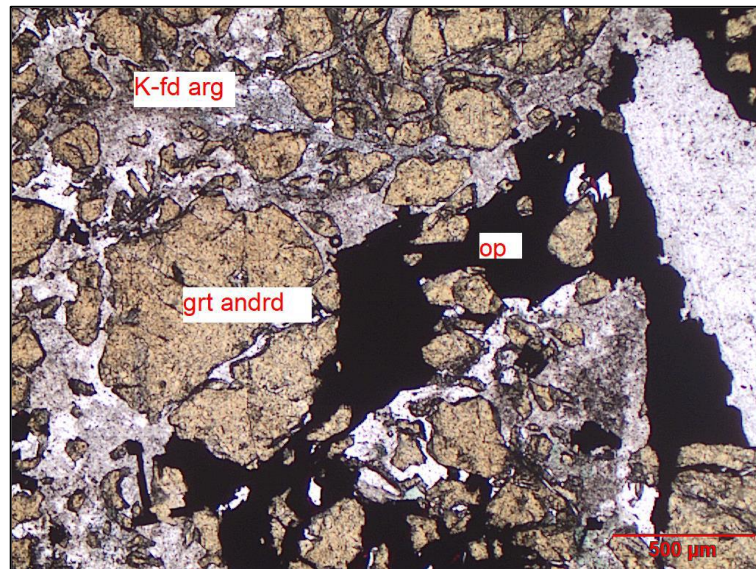


Figura 5.48: A) Muestra SD14-191 m. Skarn mineralizado y brechizado con núcleos de granates andradíticos. Textura granoblástica con porfidoblastos de granates andradíticos de color marrón anaranjado que están fracturados y disgregados en una matriz con minerales opacos y un fondo de feldespato potásico. Nícoles paralelos, aumento 5 x 14.

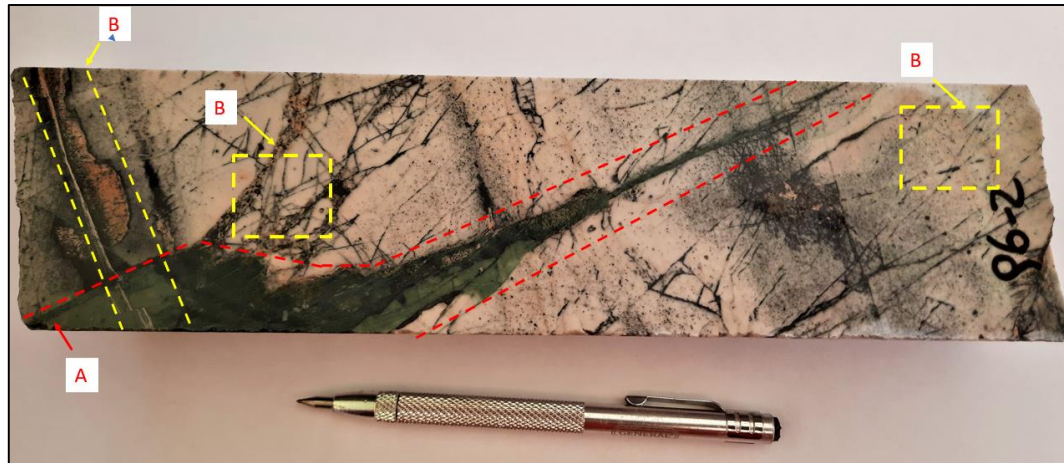


Figura 5.49: Muestra del sondaje SD0019, correspondiente a una roca corneana silicificada, se puede observar un evento A, correspondiente a vetilla de actinolita y magnetita que es cortada por un evento B, vetilla con presencia de feldespato potásico. La roca también presenta una alteración en manchas de feldespato potásico.

Alteración VI: Alteración hidrolítica

Alteración tardía que se produce en el sistema y está caracterizada con por la asociación de minerales de cuarzo, sericita, calcita y hematita. Se puede observar óxido de hierro que a diferencia de otras alteraciones está presente principalmente como hematita especular (Figura 5.50). En superficie la alteración es afectada por procesos supérgenos generando óxidos, hidróxidos y arcillas. Microscópicamente se puede observar vetillas de carbonatos (calcita) cortando la roca (Figura 5.51).

La alteración de tipo hidrolítica es posterior al evento de tipo potásico y sódico cálcico, esto es evidenciado mediante relaciones de corte que hace posible dar temporalidad a los eventos (Figura 5.52, 5.53 y 5.54)

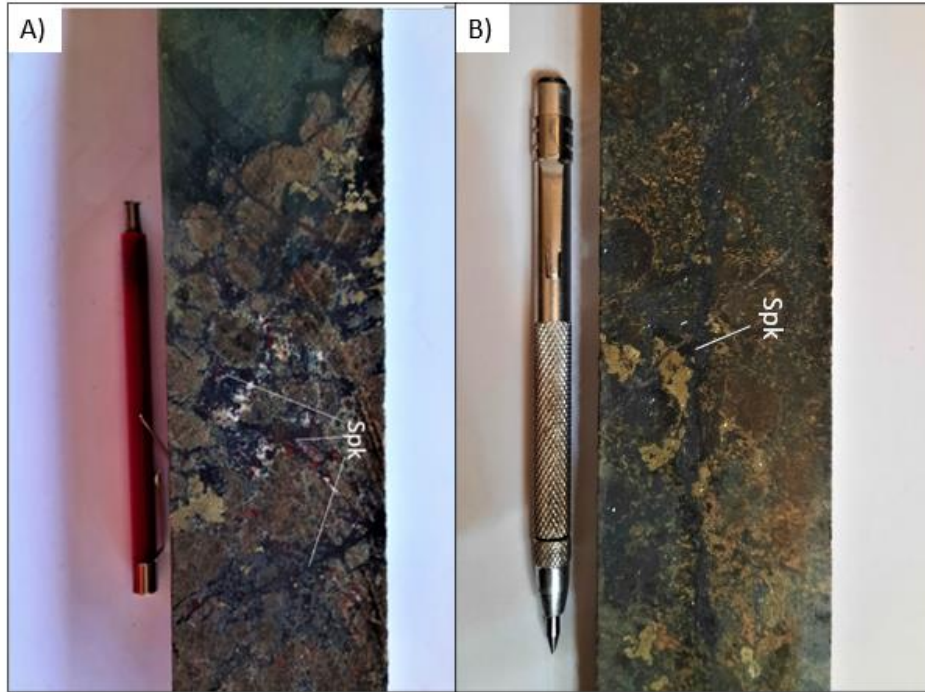


Figura 5.50: Muestras correspondientes al evento definido como hidrolítico, muestras representativas del sondaje SD0007 A) Tramo 73 a 74 m, skarn de anfíbol/granate con asociación de hematita especular (Spk) y cuarzo. B) Tramo 190 a 191 m, skarn de granate con vetilla de hematita especular (Spk).

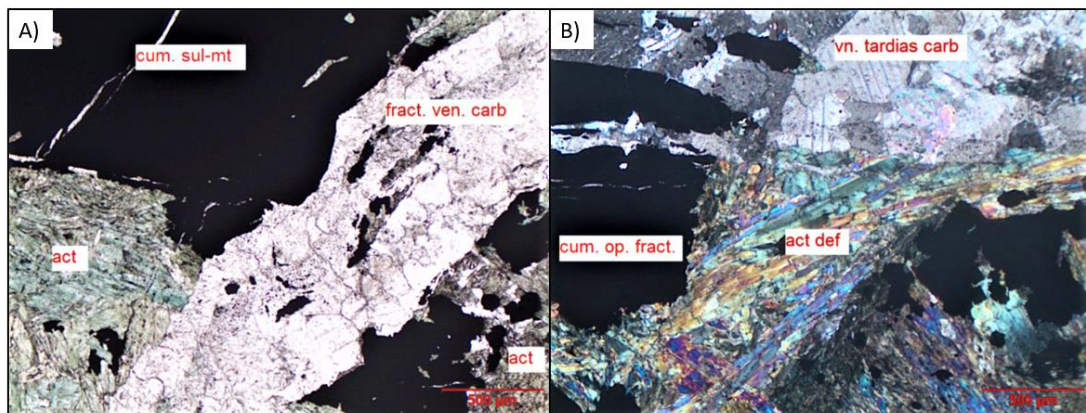


Figura 5.51: A) Muestra SD14-187. bandas esquistosas de los sulfuros con magnetita rodeada de actinolita, cortada por una venilla tardía de carbonatos. B) Muestra SD14-187. Roca esquistosa de anfíbol, parte superior se observa una fractura tardía, ocupada por venillas de carbonatos.



Figura 5.52: Muestra del sondaje SD009, correspondiente a una roca skarn de granate, se puede observar una vetilla de cuarzo que corta la roca y esta sobre una alteración de tipo sódico cálcica, caracterizada con la presencia de actinolita, magnetita y epidota.

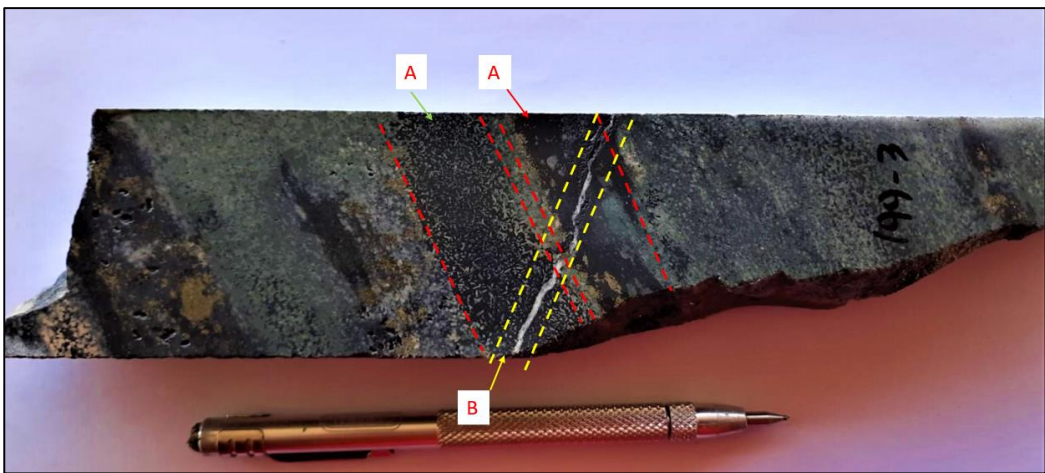


Figura 5.53: Muestra del sondaje SD0014, correspondiente a una roca skarn de anfíbol-magnetita, se puede observar un evento A que correspondiente a vetillas de magnetita con escapolita que son cortadas por un segundo evento B correspondiente a una vetilla de calcita.

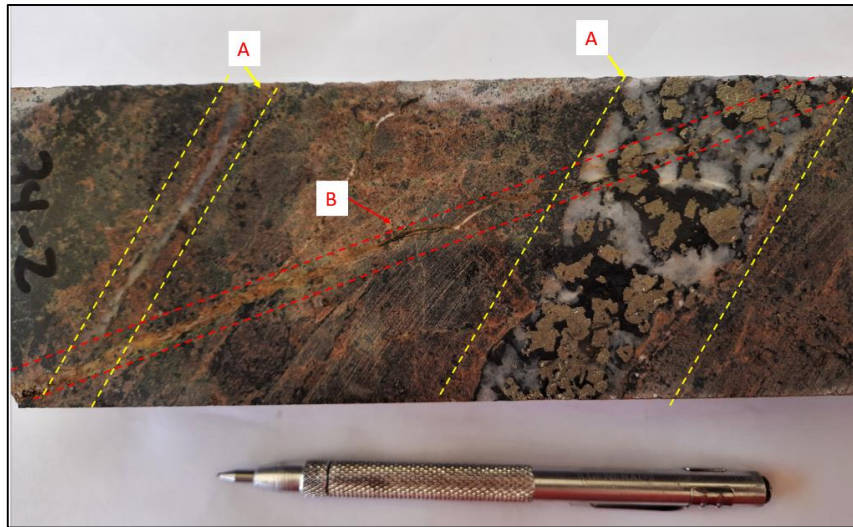


Figura 5.54: Muestra del sondaje SD009, correspondiente a una roca skarn de granate, se puede observar un evento A que correspondiente a vetillas de cuarzo con mineralización de magnetita y calcopirita que son cortada por un segundo evento B correspondiente a una delgada vetilla de hematita.

Alteración V: Argílica Supérgena

Esta alteración se caracteriza en el área de estudio principalmente por óxidos de hierro y arcillas, los cuales son minerales propios de procesos de lixiviación y argilización supérgena. Esta alteración corresponde a un evento de origen supérgeno, el cual se superpone a las alteraciones hipógenas, con desarrollo de hematita terrosa y jarosita alterando a la magnetita y algunos sulfuros de hierro. Se puede observar la presencia de arcillas y carbonatos relleno de espacios vacíos o en vetillas, acompañados de óxidos de cobre como crisocola, brocantita, precipitados en las fracturas preexistentes (Figura 5.55 y Figura 5.56).



Figura 5.55: Tramo 0 a 4 m del sondaje SD0022. Roca fracturada y alterada de manera pervasiva, presenta abundante hematita y jarosita.



Figura 5.56: Roca alterada penetrativamente, presenta magnetita alterada a hematita (Hem) y jarosita (Jar), también se puede observar arcillas (Arc).

5.4 Geología estructural

Se puede reconocer en el área de Soplona la Falla Las Pintadas, la que presenta una cinemática inversa con una orientación preferencial NW-SE, y pone en contacto la unidad de skarn de granate café y córneas. Se observan fallas de menor extensión que siguen la misma orientación NW-SE, estas estructuras a la vez están asociadas y controlan la orientación de una gran variedad de vetas, muchas de las cuales están reconocidas en labores de pequeña minería. El área de estudio se caracteriza por la presencia del Anticlinal La Portuguesa, con un eje de pliegue N32E e inclinación 15°NE.

Estructuras geológicas en superficie

Mediante una representación estereográfica utilizando el programa Dips se analizaron las estructuras observadas en terreno, como fallas, vetas y diques, por medio de diagramas de densidad de polos y roseta de diaclasas. Los datos estructurales medidos en terreno se encuentran en el Anexo 1, y la representación estereográfica y los respectivos análisis se describen a continuación:

Fallas

- Diagrama de densidad de polos: Se observa un punto de concentración de densidad de polos principal, con una probabilidad de ocurrencia entre 20.7% a 23% hacia el E con manteo relativamente bajo.
- Diagrama de Roseta: En este diagrama se puede analizar la información sobre los rumbos de los planos de fallas, se puede observar una familia de fallas con rumbo preferencial de N0°-10°E con una probabilidad aproximada de 80% de ocurrencia (Figura 5.57). También existen otra familia con rumbo preferencial de N10°-20°E llegando a casi 60% de ocurrencia de probabilidad.

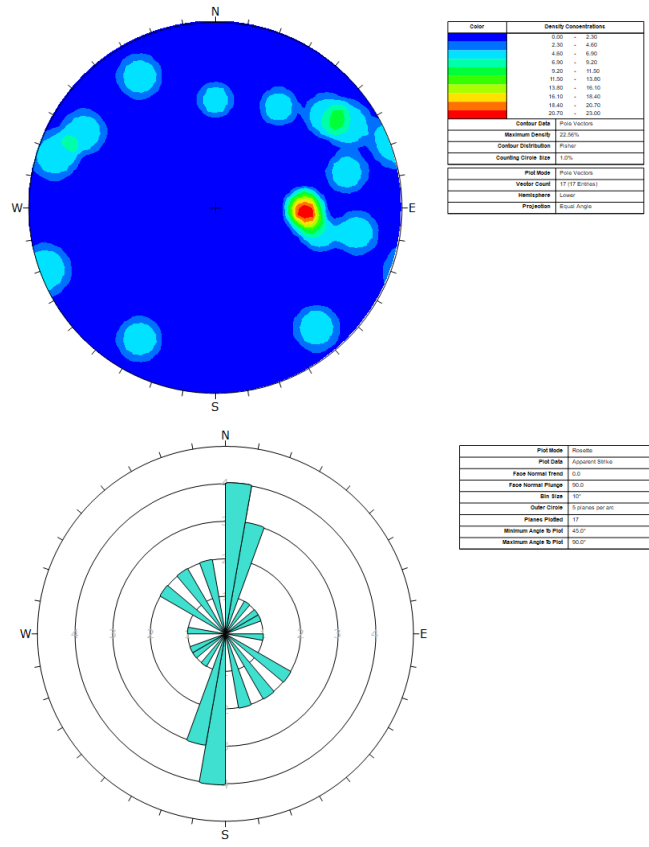


Figura 5.57: Representación estereográfica de planos de fallas utilizando programa Dips. A) Diagrama de densidad de polos. B) Diagrama de Roseta. Análisis de 17 datos estructurales correspondientes a fallas.

Vetas

- Diagrama de densidad de polos: Se observa un punto de concentración de densidad de polos principal, con una probabilidad de ocurrencia de 15.3% a 17% hacia en SW con manteo alto que se encuentra representado por color rojo (Figura 5.58). Sin embargo, se observa otras tres concentraciones de polos, con una probabilidad de 11.9% a 13.6% hacia el NE con un manteo relativamente alto, otra concentración se observa hacia el SE con una probabilidad menor de aproximadamente 12%. Se puede destacar la característica de manteos relativamente altos.
- Diagrama de Roseta: En este diagrama se puede analizar la información sobre los rumbos, se observa una familia principal con rumbo preferencial N30°-40°W con una probabilidad de ocurrencia de hasta 60%. También existen otras tres familias

con rumbos preferenciales N20°-30°E, N80°-90°E y N60°-70°W con una probabilidad de ocurrencia cercana a 40%.

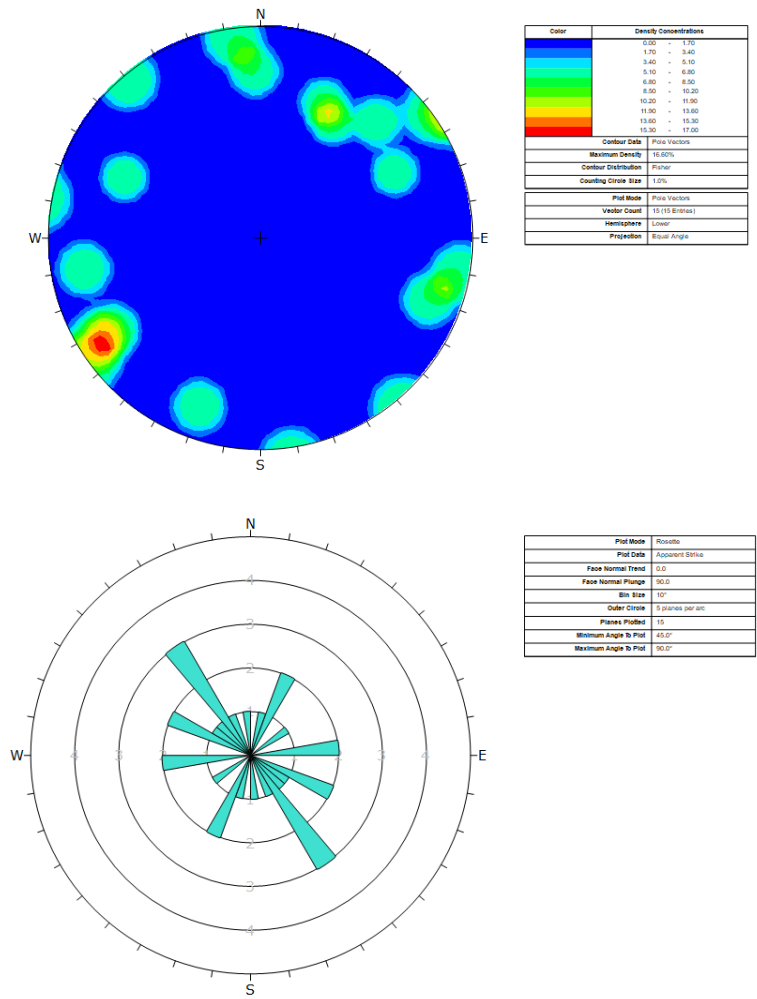


Figura 5.58: Representación estereográfica de planos de fallas utilizando programa Dips. A) Diagrama de densidad de polos. B) Diagrama de Roseta. Análisis de 15 datos estructurales correspondientes a vetas.

Diques

- Diagrama de densidad de polos: Se observa un punto de concentración de densidad de polos principal con una probabilidad de ocurrencia entre 30.6 a 34% hacia el E con manto alto (Figura 5.59). Otra concentración de polos es observable hacia NW con una probabilidad de ocurrencia entre 27% a 30.6% aproximadamente con manto relativamente alto.
- Diagrama de Roseta: Se observa dos familias principales con una probabilidad de ocurrencia de hasta 40% con rumbos preferenciales $N0^{\circ}$ - $10^{\circ}W$ y $N60^{\circ}$ - $70^{\circ}E$.

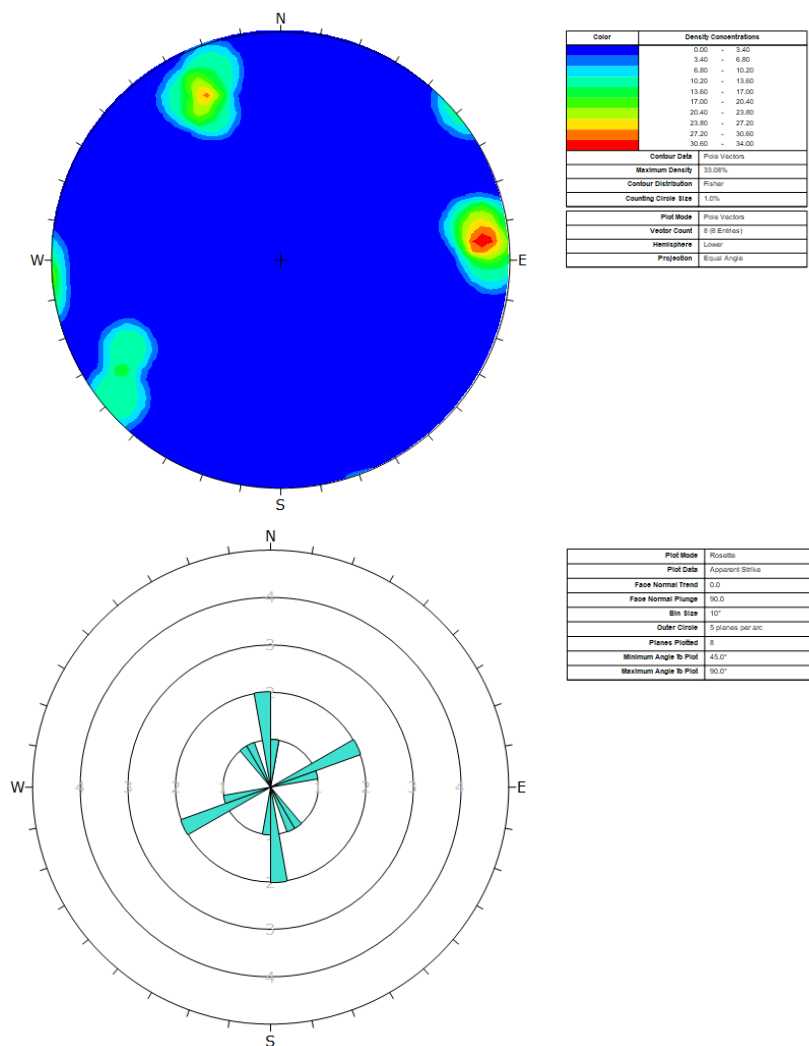


Figura 5.59: Representación estereográfica de diques utilizando programa Dips. A) Diagrama de densidad de polos. B) Diagrama de Roseta. Análisis de 8 datos estructurales correspondientes a diques.

CAPÍTULO VI: DISCUSIÓN

6.1 Secuencia paragenética.

La evolución de la mineralogía representa un depósito de carácter metasomático, el conjunto de muestras corresponde a una compleja asociación de skarns de hierro-cobre, en un ambiente IOCG, con intenso metasomatismo calco-sódico. La secuencia paragenética del Proyecto Soplona (Tabla 6.1) fue construida en base a las relaciones de corte observadas entre los minerales con estudio petrográficos y calcográficos, la relación de corte con las estructuras presentes en el área de estudio y la información obtenida del mapeo de terreno y de sondajes. La mineralización de sulfuros y óxidos presentan un amplio espectro de mineralización, los cuales corresponden a vetas, vetillas, reemplazos leves a masivos y diseminaciones. De los análisis realizados se observó la ocurrencia de varios eventos de alteración y mineralización sobreimpuestos.

Las rocas del área de estudio corresponden principalmente a skarn de granate café. La escasa presencia de piroxenos y el alto contenido de granate, de tamaño grueso y de color marrón, indica que esta zona se desarrolla en las cercanías del plutón. Meinert (1992) expone que los granates de color rojo oscuro-marrón son comunes en las partes proximales al intrusivo, mientras que en las zonas más distales son de color verde o amarillo. También se observa skarn de anfíbol, de magnetita y rocas corneas, pertenecientes a la Formación Abundancia del Grupo Chañarcillo, formación que se encuentra cubriendo de manera concordante a las rocas volcanoclasticas de la Formación Punta del Cobre (Figura 6.2).

La característica principal en la primera etapa de alteración es la formación de minerales calco-silicatados anhidros principalmente granates y piroxeno, esta área se caracteriza por presentar una razón granate/piroxeno, con un dominio de granate de tipo andradita, lo que hace referencia a la parte más proximal al plutón.

La segunda etapa de alteración/mineralización corresponde al comienzo de una alteración retrógrada con la cristalización de las primeras fases de minerales hidratados. Se caracteriza por presentar un dominio de fases ricas en hierro, representado principalmente por la presencia de magnetita, asociado a una mineralogía de alteración de actinolita, epidota, albita, escapolita y apatito.

El tercer evento corresponde a la etapa de magnetita con sulfuros. Esta etapa corresponde al evento principal de mineralización de sulfuros y está asociado a la mineralogía de alteración de feldespatos potásicos, biotita, cuarzo y anhidrita, evidenciando una alteración de tipo potásica.

Tardíamente el sistema produce un evento de carácter hidrotermal representado por una alteración cuarzo-sericítica con una mineralogía asociada a calcita, cuarzo, sericita, clorita y hematita. La calcita aparece en pequeños cúmulos y en vetillas, la presencia de cuarzo-sericita se puede observar como reemplazo de plagioclasas. Adicionalmente es posible observar vetillas de cuarzo.

Finalmente se reconoce un evento de carácter supérgeno que se caracteriza por la presencia de minerales oxidados de cobre, como crisocola y atacamita. En asociación con estos minerales, se observa abundante cuarzo, hematita, arcillas y cantidades menores de jarosita, y goethita. Estos minerales se encuentran en los niveles superiores del depósito, lo que indica que los fluidos meteóricos ingresaron en pocos metros de profundidad.

Tabla 6.1: Secuencia paragenética del prospecto Soplona.

TIEMPO →		Primer evento	Segundo evento	Tercer evento	Cuarto evento	Quinto evento
Minerales de alteración.	Granate	—				
	Piroxeno	---				
	Actinolita		—			
	Epidota		—			
	Feldespato potásico			—		
	Calcita				—	
	Cuarzo			---	—	—
	Apatito		---			
	Clorita				—	
	Albita		---			
	Arcillas					—
	Biotita			—		
	Escapolita		—			
	Titanita					
	Sericita				—	
	Jarosita					—
	Goethita					—
	Anhidrita			---		
Minerales de mena.	Pirita			—		
	Hematita				—	—
	Covelina					—
	Magnetita		—	—		
	Calcopirita			—		
	Atacamita					—
	Crisocola					—

— Abundante

--- Escaso/moderado

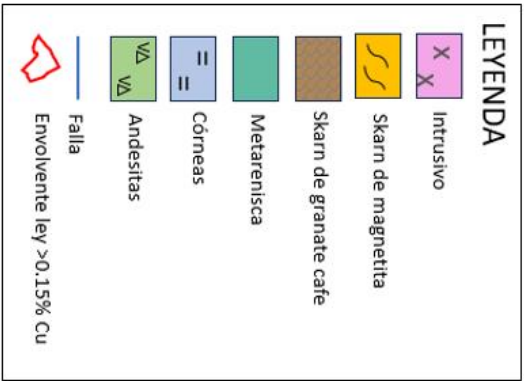


Figura 6.1: Sección simplificada del proyecto Soploná, de acuerdo a información geológica de mapeo de sondajes SID00009 y SID0014. (Elaboración propia).

6.2 Clasificación y génesis del prospecto Soplona

En cuanto al proceso de formación del prospecto Soplona, se propone que está asociado a la actividad volcánica submarina en un ambiente de trasarco que se desarrolló durante el Jurásico Superior-Cretácico Inferior, donde se depositaron secuencias volcanosedimentarias y carbonatadas (Martínez et al., 2013), las cuales durante el Cretácico fueron afectadas por sucesivos eventos de actividad magmática generando las condiciones para la ocurrencia de procesos de metamorfismo de contacto y metasomatismo asociado en rocas carbonatadas, dando así origen a los niveles de rocas metamórficas, y la posterior precipitación de metales.

Meinert (1992). propone que los skarn de cobre se enmarcan en un contexto tectónico de subducción continental con episodios de cambios en cuanto al ángulo de la placa subductada, contexto que ha sido descrito durante el Cretácico en el margen occidental andino, que provocó cambios en el régimen de subducción, pasando de una subducción de alto ángulo a una subducción de bajo ángulo (Ramos, 2009).

Según Arévalo (2005), el Batolito Copiapó corresponde a rocas calco-alcálicas, con composiciones intermedias, que varían de dioritas hasta granodioritas, pasando por tonalitas y monzodioritas, características que se atribuyen a los plutones responsables a la formación de depósitos tipo skarn de cobre (Meinert, 1992). El depósito Soplona presenta rocas alteradas con asociaciones minerales que son producto de metamorfismo de contacto y metasomatismo, se observan skarn de granate, de anfíbol y magnetita, como también rocas córneas, producidas por el efecto termal de la intrusión de un cuerpo ígneo, probablemente de plutones del Batolito Copiapó. Este evento corresponde a un metamorfismo isoquímico que causa la recristalización metamórfica y cambios mineralógicos reflejando el protolito y circulación de fluidos a alta temperatura formando minerales calcosilicatados y rocas como mármol, córneas, cuarcitas, skarn de reacción y skarnoides.

En la figura 6.2 se observan las etapas en la evolución de un depósito de skarn (Corbett y Leach, 1998). Soplona presenta rocas alteradas con asociaciones minerales que son producto de un metamorfismo de contacto y metasomatismo (Figura 6.1a), donde se produce la interacción entre el nivel calcáreo de la Formación Abundancia y fluidos magmáticos, lo que permite la formación

inicial de la mineralización prógrada, caracterizada por la presencia de asociaciones minerales calcosilicatada caracterizada por la presencia de granate y piroxeno, a medida que el fluido evoluciona, la depositación de mineralización metálica toma lugar en fases tardías de la alteración prógrada. La figura 6.1b presenta el enfriamiento del plutón y circulación de aguas de temperatura más baja, lo que hace que el sistema hidrotermal disminuya su temperatura, causando alteración retrógrada la cual se caracteriza por la cristalización de las primeras fases de minerales hidratados, como actinolita, escapolita, clorita y epidota. Esta etapa es responsable de la ocurrencia de la mena de Soplona y está representada por la participación de fluidos ricos en cobre, hierro y zinc, corresponde a la etapa de magnetita con sulfuros (pirita y calcopirita). La última etapa está representada por una alteración carbonatada tardía y asociaciones minerales altamente hidratadas como clorita y arcillas.

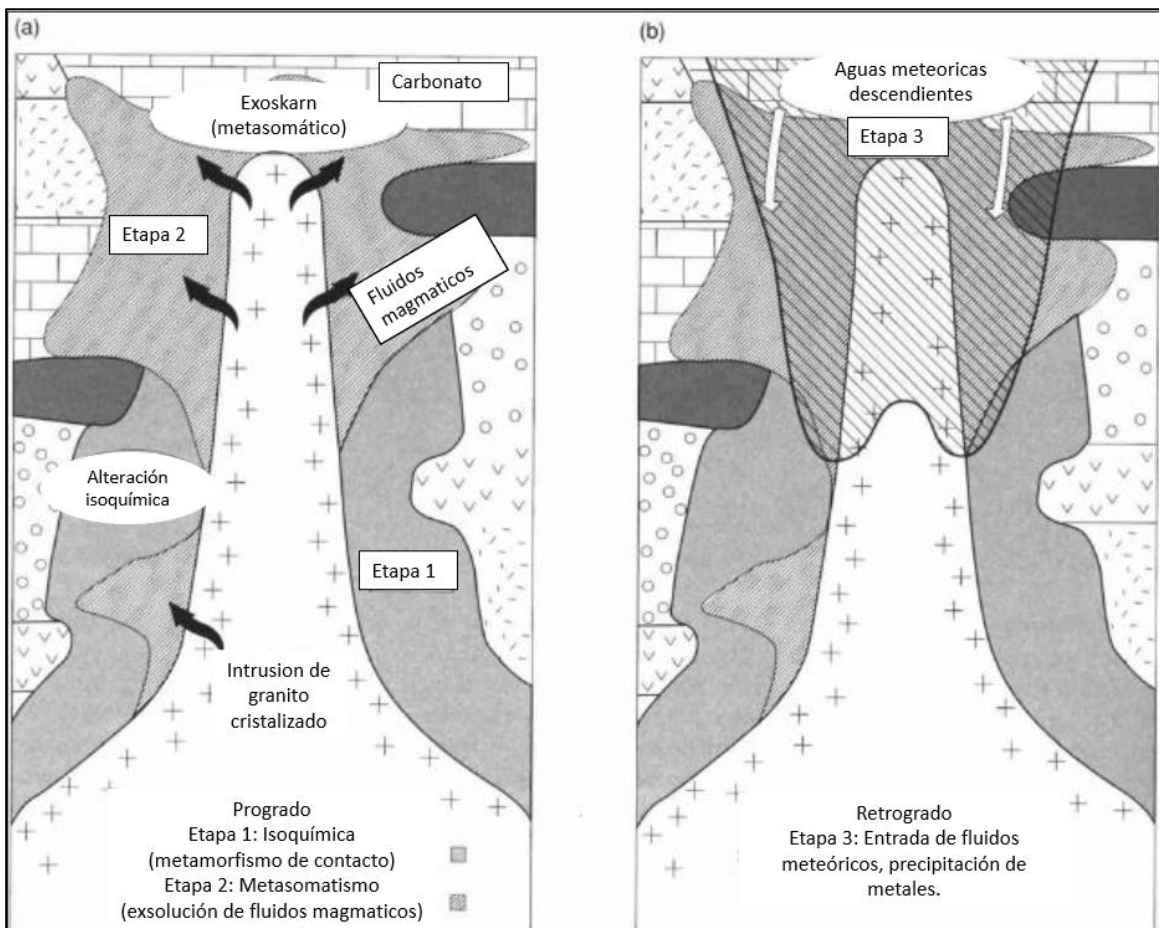


Figura 6.2: Etapas en la evolución de un depósito de skarn: a) Infiltración de fluidos hidrotermales para formar la mineralogía prógrada. La mineralización metálica puede ocurrir en fases tardías de esta etapa; b) El sistema se enfría y hay ingreso de aguas meteóricas. Se genera metasomatismo retrógrado acompañado de la depositación de metales. Modificado de Corbett y Leach, 1998.

Los depósitos IOCG varían considerablemente en forma, tamaño y grados de enriquecimiento (Cu, Au, U, etc.). Las zonas mineralizadas constituyen sólo pequeñas partes de sistemas geológicos más grandes que se caracterizan por un metasomatismo dominado por Na-Ca-K (Williams et al., 2005). Las alteraciones hidrotermales ligadas al depósito Soplona están caracterizadas por metasomatismo de Ca, Na y K principalmente, con alteración calco-sódica y potásica correspondientemente, y a eventos posteriores de alteración hidrolítica y supérgena. Esto se puede observar en una mineralogía compuesta principalmente por actinolita, albita, epidota, clorita, feldespato potásico y biotita. Algunos depósitos IOCG se caracterizan por conjuntos de Na-Ca acompañados con una mineralización rica en magnetita, típicamente pobre en Cu (Johnson y Barton, 2000), caso observable en Soplona.

6.3 Comparación con depósitos metalífero colindante

Soplona está ubicada en la Franja Ferrífera de la Cordillera de la Costa y se encuentra colindante al yacimiento Candelaria. Del Real et al. (2018) indica que los depósitos IOCG más relevantes de la zona y con mayor importancia económica, debido a su alta ley de cobre, corresponden a Candelaria y Manto Verde.

Candelaria corresponde a un depósito tipo IOCG hospedado en rocas volcánicas y volcanosedimentarias del Jurásico – Cretácico, Formación Punta del Cobre (Segerstrom y Ruiz, 1962), bajo un contexto de cuenca de tras arco. El distrito Candelaria presenta una alteración intensa de tipo cálcico-sódica temprana, seguida de una alteración generalizada de magnetita-actinolita (Del Real et al., 2018). La alteración temprana rica en magnetita se extiende más allá de todos los depósitos en el distrito (tanto en profundidad como lateralmente), ocurre como una alteración diseminada y generalizada que puede reemplazar completamente las rocas volcánicas hospedantes y se interpreta como que representa un pulso hidrotermal distinto de temperatura más alta (Del Real et al., 2021). Las primeras etapas de alteración magnetita-actinolita y cálcico-sódica están sobreimpuestas por biotita-feldespatos potásico-calcopirita \pm alteración magnetita-actinolita que representa la principal fase de mineralización de cobre en la zona (Del Real et al., 2018). Soplona presenta la misma secuencia de eventos de alteración y mineralización que mina Candelaria, con la diferencia de exhibir un evento temprano de skarnificación por fluidos metasomáticos. La mineralización corresponde a magnetita, calcopirita, pirita y especularita, y se encuentra controlada por la estratigrafía y fallas con rumbo NW y NE. Según Del Real et al. (2018) la mineralización de este depósito basado en datación U-Pb en circones, ocurre entre los 122 a 110 Ma (Ryan et al., 1995; Ullrich and Clark, 1998; Marschik et al., 2000; Mathur, 2002; Del Real et al., 2018).

Soplona y Candelaria, presentan un sistema estructural similar, asociados a fallas principales con orientación NW, la mineralización de ambos yacimientos está controlada por la estratigrafía y corresponde a magnetita, pirita, calcopirita y especularita. Por otro lado, se diferencian en que Soplona se caracteriza por estar hospedada en rocas calcosilicatadas metamorfozadas de la Formación Abundancia y Candelaria en rocas volcánicas y volcanosedimentarias de la Formación Punta del Cobre (Figura 6.3).

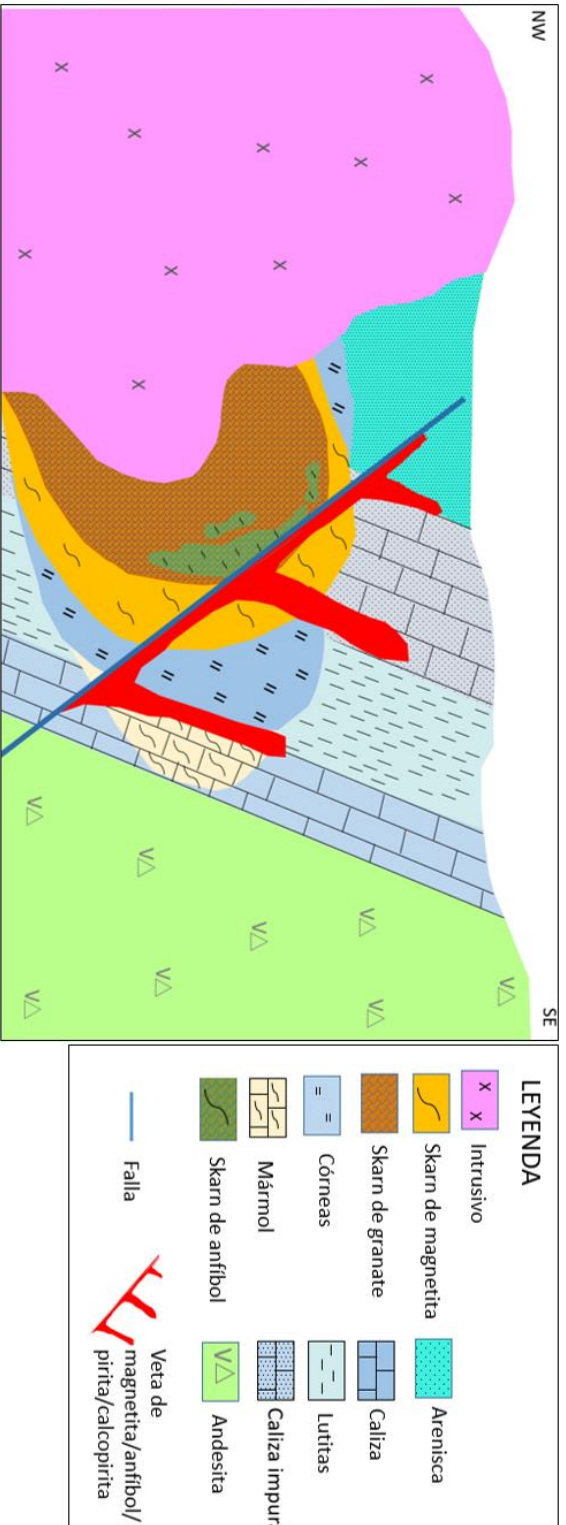


Figura 6.2: Sección representativa del proyecto Soplon. Se observan unidades litológicas del área de estudio y la aureola de contacto producto del Batolito Copiapó y las rocas sedimentarias del Grupo Chañarillo. (Elaboración propia).

CAPÍTULO VII: CONCLUSIONES

El proyecto Soplona corresponde a un yacimiento de tipo IOCG asociado a un skarn de magnetita-anfibol-escapolita, y ocasionalmente hospedado en skarn de granate café dependiendo de su grado de permeabilidad. El yacimiento está ubicado en la Franja Metalogénica del Cretácico Inferior, albergado en rocas calcosilicatadas metamorfizadas de la Formación Abundancia. Estas rocas han sido intruidas por complejos plutónicos pertenecientes al Batolito Copiapó, otorgando las condiciones favorables para la ocurrencia de procesos metasomáticos y cuyos fluidos fueron responsables de dar origen al depósito tipo skarn.

Las rocas observadas corresponden a; Metandesita de textura porfídica principalmente, afectada por alteración hidrotermal conformada principalmente en abundante cloritización. Sobre yaciendo a la metandesita se dispone de manera concordantemente intercalaciones de niveles de corneanas, skarn de granate café, anfibol y de magnetita, siendo esta última la que alberga mayoritariamente la mineralización con un modo de ocurrencia "mantiforme", concordante a la estratificación.

La mineralogía de mena en el proyecto está caracterizada por la presencia de calcopirita. La mineralogía de ganga metálica corresponde a magnetita y pirita; por otro lado, la ganga no metálica, está representada principalmente por granates (grosularia y andradita), feldespato potásico, anfibol carbonatos (calcita) y cuarzo. La mineralización tiene un control preferentemente estratigráfico, y en algunos casos se observa localmente un control estructural, relacionada con un aumento en cuanto a la concentración de fracturas y fallas de rumbo NW-SE.

A través de los estudios petrográficos, se definen cinco etapas principales de alteración y mineralización para la formación del yacimiento Soplona. La primera etapa se relaciona con la formación de fases minerales calcosilicatados anhidros, que consisten principalmente en granate de tipo grosularia/andradita y escaso piroxeno. De manera sucesiva la ocurrencia del segundo evento (alteración sódico-calcica) se relaciona con el comienzo de una alteración retrograda y se caracteriza por la precipitación de minerales de mena con altos contenidos en hierro, representado por la presencia de magnetita y la formación asociaciones minerales hidratadas como actinolita, epidota, albita y escapolita; evento que es sobreimpuesto por una alteración de tipo potásica, representada por la precipitación de sulfuros de cobre como pirita y calcopirita, acompañado de una asociación mineralógica de magnetita, feldespato potásico y biotita. En la cuarta etapa el

sistema produce un evento de carácter hidrotermal representado por una alteración cuarzo-sericítica con una mineralogía asociada a carbonatos, cuarzo, sericita, clorita y hematita. Finalmente ocurre una alteración supergena que se caracteriza principalmente por óxidos de hierro y arcillas, los cuales son minerales propios de procesos de lixiviación y argilización supérgena.

REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS

Arévalo, C. (1994). Mapa Geológico del cuadrángulo Los Loros. Servicio Nacional de Geología y Minería, Documentos de Trabajo, No. 6, mapa escala 1:100.000. Santiago.

Arévalo, C. (1995). Mapa Geológico de la Hoja Copiapó, Región de Atacama. Servicio Nacional de Geología y Minería. Documentos de trabajo, (8), 1.

Arévalo, C. (1999). The Coastal Cordillera/Pre Cordillera-Boundary in the Tierra Amarilla Area (27 20'-27 40'S/70 05'-70 20'W), Northern Chile, and the Structural Setting of the Candelaria Cu-Au ore deposit.

Arévalo, C.; Grocott, J.; Welkner, D. (2003). The Atacama Fault System in the Huasco province, southern Atacama Desert, Chile. X Congreso Geológico Chileno. Concepción, Chile.

Arévalo, C. (2005). Carta Copiapó, región de Atacama. Servicio Nacional de Geología y Minería, Carta Geológica de Chile, Serie Geología Básica, No. 91, 53 pp., 1 mapa escala 1:100.000.

Arévalo, C., Grocott, J., Martin, W., Pringle, M., Taylor, G. (2006). Structural setting of the Candelaria Fe-oxide Cu-Au deposit. Chilean Andes (27° 30' S). *Economic Geology* 101: 819-841.

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

Barton, M.D. & Johnson, D.A. (2000) Alternative brine sources for Fe oxide(CuAu) systems: implications for hydrothermal alteration and metals En: Porter T.M. (ed) *Hydrothermal Iron Oxide CopperGold & related deposits: A Global Perspective*, 4360. Australian Mineral Foundation, Adelaide, p. 4360.

Barton, M.D., Johnson, D.A. (2004). Footprints of Fe-oxide(-Cu-Au) systems. *SEG 2004: Predictive Mineral Discovery under Cover*. Centre for Global Metallogeny, University of Western Australia, Spec. Pub. 33: 112-116.

Barton, M. D. (2014). Iron oxide (-Cu-Au-REE-P-Ag-U-Co) systems. *Treatise on Geochemistry* (second edition, volume 13: Amsterdam, Elsevier: 515-541.

Barton M.D. (2014). Iron Oxide (-Cu-Au-REE-P-Ag-U-Co) Systems. In *Treatise of Geochemistry* vol. 13: 515-536.

- Biese, W. (1942). La distribución del Cretácico Inferior al sur de Copiapó. Congreso Panamericano de Ingeniería de Minas y Geología, No. 1.
- Brown, M., Díaz, F., Grocott, J. (1993). Displacement history of the Atacama fault system 25°00'S–27°00'S, northern Chile. *Geol. Soc. Am. Bull.* (105):1165–1174
- 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.
- Cembrano, J., Garrido, Marquardt, M., 2009. Tectonic setting of IOCG deposits in the central Andes: strike-slip-dominated deformation. XII Congreso Geológico chileno. Santiago, Chile.
- Charrier, R., Pinto, L., Rodriguez, M.P. (2007). Tectonostratigraphic evolution of the Andean Orogeny in Chile. *The Geology of Chile*: 21-114.
- Charrier, R., Farías, M., Maksaev, V. (2009). Evolución tectónica, paleogeográfica y metalogénica durante el Cenozoico en los Andes de Chile norte y central e implicaciones para las regiones adyacentes de Bolivia y Argentina. *Rev. la Asoc. Geológica Argentina* 65: 5–35.
- Chiaradia M., Banks D., Cliff R., Marschik R., De Haller, A. (2006). Origin of fluids in iron oxide–copper–gold deposits: constraints from $\delta^{37}\text{Cl}$, $87\text{Sr}/86\text{Sr}$ and Cl/Br . *Miner. Deposita* 41: 565–573.
- Corbett, G.J., Leach, T.M. (1998). Southwest Pacific gold-copper systems: Structure, alteration, and mineralization: Special Publication 6, Society of Economic Geologists, 238p.
- Corvalán, J. (1974). Estratigrafía del Neocomiano marino de la región al sur de Copiapó, Provincia de Atacama. *Revista Geológica de Chile*, Vol. 1, 13-16 pp.
- Creixell, C., Fuentes, J., Bierma, H., Salazar, E. (2020). Tectonic setting of cretaceous porphyry copper deposits of northern Chile (28°-30°S) and its relations with magmatic evolution and metallogeny. *Andean Geol.* 47: 469–507.
- Dallmeyer, R.D.; Brown, M.; Grocott, J.; Taylor, G. K. & Treloar, P. J. (1996). Mesozoic magmatic and tectonic events within the Andean Plate boundary zone, 26°-27° 30'S, North Chile: constraints from $40\text{Ar}/39\text{Ar}$ mineral ages. *The Journal of Geology*, Vol. 104: 19-40.

Del Real, I., Thompson, J. F., & Carriedo, J. (2018). Lithological and structural controls on the genesis of the Candelaria-Punta del Cobre Iron Oxide Copper Gold district, Northern Chile. *Ore Geology Reviews*, 102: 106-153.

Del Real, I., Reich, M., Simon, A.C., Deditius, A., Barra, F., Rodríguez-Mustafa, M.A., Thompson, J.F.H., Roberts, M.P., (2021). Formation of giant iron oxide-copper-gold deposits by superimposed episodic hydrothermal pulses. *Commun. Earth Environ.* 21: 1–9.

Espinoza, S. (1990). The Atacama-Coquimbo Ferriferous Belt, Northern Chile. En *Stratabound ore deposits in the Andes*. Springer Berlin Heidelberg: 353-364.

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.

Grocott, J., Taylor, G. 2002. Magmatic arc fault systems, deformation partitioning and emplacement of granitic complexes in the Coastal Cordillera, north Chilean Andes (25°30'S to 27°00'S). *Journal of the Geological Society, London* 159: 425-442.

Groves, D.I., Bierlein, F.P., Meinert, L.D., Hitzman, M.W. (2010). Iron oxide copper-gold (IOCG) deposits through earth history: implications for origin, lithospheric setting, and distinction from other epigenetic iron oxide deposits. *Economic Geology*, 105: 641–654.

Hervé, A.M. (1987). Movimiento sinistral en el Cretácico Inferior de la zona de falla Atacama al norte de Paposo (24°S), Chile. *Rev. Geol. Chile* (31): 37–42.

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

Maksaev, V., (2001). Reseña metalogénica de Chile y de los procesos que determinan la metalogénesis andina. Universidad de Chile.

Maksaev, V.; Zentilli, M. (2002). Chilean strata bound Cu (Ag) Deposits. An overview. In *Hydrothermal Iron Oxide Copper-Gold and related deposits. A global perspective* (Porter, T.M.; editor). PGCPublishing, Vol. 2, p. 163-184.

Maksaev, V. (2005). World Skarn Deposits: Skarns of Chile. *Economic Geology*, 100th Anniversary Volume, Society of Economic Geologists, Littleton, Colorado, USA, 299 – 336.

- Maksaev, V., Townley, B., Palacios, C., Camus, F. (2007). Metallic ore deposits. En *Geology of Chile*, editado por Moreno, T., Gibbons, W., 179-1999. Londres: The Geological Society, 2007.
- Maksaev, V., Munizaga, F., Valencia, V., & Barra, F. (2009). LA-ICP-MS zircon U-Pb geochronology to constrain the age of post-Neocomian continental deposits of the Cerrillos Formation, Atacama Region, northern Chile: tectonic and metallogenic implications. *Andean Geology*, 36(2), 264-287.
- Maksaev, V., Almonacid, T., Munizaga, F., Valencia, V. (2010). Geochronological and thermochronological constraints on porphyry copper mineralization in the Domeyko alteration zone, northern Chile: *Andean Geology*, v. 37, p. 144–176.
- Marschik, R., Singer, B.S., Munizaga, F., Tassinari, C., Moritz, R., Fontboté, L. (1997). Age of Cu(-Fe)-Au mineralization and thermal evolution of the Punta del Cobre district, Chile. *Mineralium Deposita* (1997), (32): 531-546.
- Marschik, R., & Fontboté, L. (2001a). The Candelaria-Punta del Cobre iron oxide Cu-Au (-Zn-Ag) deposits, Chile. *Economic Geology*, 96(8), 1799-1826.
- Marschik, R., Fontbote, L. (2001b). The Punta del Cobre Formation, Punta del Cobre-Candelaria area, northern Chile. *J. S. Am. Earth Sci.* 14: 401–433.
- Marschik, R., Söllner, F. (2006). Early Cretaceous U-Pb zircon ages for Copiapó plutonic complex and implications for the IOCG mineralization at Candelaria, Atacama Region, Chile. *Miner Deposita*, 41: 785-801.
- Martínez, F., Arriagada, C., Peña, M., Del Real, I., Deckart, K. (2012). The structure of the Chañarcillo Basin: An example of tectonic inversion in the Atacama region, northern Chile. *Journal of South American Earth Sciences* 42: 1-16.
- Mathur, R., Marschik, R., Ruiz, J., Munizaga, F., Leveille, R.A., Martin, W. (2003). Age of mineralization of the candelaria fe oxide cu-au deposit and the origin of the chilean iron belt, based on re-os isotopes.
- Meinert, L. D. (1992). Skarns and Skarn Deposits. *Geoscience Canada*, 19(4).

- Mourgues, F.A. (2001). Bioestratigrafía y paleontología del Grupo Chañarillo, Cretácico Inferior, III Región, Chile (Inédito). Servicio Nacional de Geología y Minería, informe paleontológico, No. 2000-09, pp.84.
- Mourgues, F., Jaillard, E., Arévalo, C. (2009). La Cuenca de Chañarillo (Cretácico Inferior, 26-30°S): bioestratigrafía, estratigrafía secuencial y tectónica sinsedimentaria. XII Congreso Geológico chileno. Santiago, Chile.
- Mpodozis, C., Ramos, V.A. (1989). The Andes of Chile and Argentina. *Geol. Andes its Relat. to Hydrocarb. Miner. Resour.* 11: 59–90.
- Mpodozis, C. y Allmendinger, R. (1993). Extensional tectonics, Cretaceous Andes, northern Chile (27°S). *Geological Society of American Bulletin* 105 (11): 1462-1477.
- Nyström, J.O., Henríquez, F. (1994). Magmatic features of iron ores of the Kiruna type in Chile and Sweden; ore textures and magnetic geochemistry. *Econ. Geol.*, (89): 820-839.
- Pérez, E; Cooper, M; Covacevich. (1990). Aptian ammonite-based age for de Pabellón Formation Atacama Region, Northern Chile. *Revista Geológica de Chile, Santiago de Chile*, v. 17, No.2, p. 181-185.
- Pirajno. (2009). Hydrothermal processes and wallrock alteration, En *Hydrothermal processes and mineral systems*, Springer, Berlín. 90-104.
- Pop, N., Heaman, L., Eledstein, O., Isache, C., Zentilli, M., Pecskey, Z., Valdman, S., Rusu, C. (2000). Geocronología de las rocas ígneas y los productos de alteración hidrotermal relacionados con la mineralización de CuFe(Au) del Sector Adriana – Carola – Cobriza (Parte Este del Distrito Punta del Cobre – Candelaria), en base a dataciones U-Pb (En circón), $40\text{Ar}/39\text{Ar}$ y K-Ar. IX Congreso Geológico Chileno V.2, pp. 155-160.
- Ramos, V. 2009. The tectonic regime along the Andes: Present-day and Mesozoic regimes. *Geological Journal* N° 45(1): 2-25.
- Rieger, A., Marschik, R., Diaz, M., Hölzl, S., Chiaradia, M., Akker, B., Spangenberg, J. 2010. The hypogene iron oxide copper-gold mineralization in the Mantoverde District, northern Chile. *Economic Geology* 105: 1271-1299.

- 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.
- Riquelme, R., Hérail, G.R., Martinod, J., Charrier, R., and Darrozes, J. 2007. Late Cenozoic geomorphologic signal of Andean forearc deformation and tilting associated with the uplift and climate changes of the Southern Atacama Desert (26°S–28°S). *Geomorphology* 86: 283–306.
- Segerstrom, K. (1968). Geología de las Hojas Copiapó y Ojos del Salado, provincia de Atacama. Instituto de Investigaciones Geológicas, Chile. No 24, 58 p., 1 mapa escala 1:250.000.
- Segerstrom, K., y Ruiz, C. (1962). Geología del Cuadrángulo Copiapó, Provincia de Atacama. Carta Geológica de Chile, (3).
- Segerstrom, K. y Ruiz, C. (1960). Cuadrángulo Quebrada Paipote, Provincia de Atacama. Instituto de Investigaciones Geológicas, Carta Geológica de Chile. Vol 2, No 1, 55p. 1 mapa escala 1:50.000.
- Segerstrom, K. y Parker, R. L. (1959). Cuadrángulo Cerrillos: Provincia de Atacama. Instituto de Investigaciones Geológicas, Carta de Chile, Vol. 1, No 2, 33p. 1 mapa escala 1:50.000.
- Sillitoe, R.H. (1973). The tops and bottoms of porphyry copper deposits: *Economic Geology*, 68, 799-815
- Sillitoe, R.H. (2003). Iron oxide-copper-gold deposits: an Andean view. *Mineralium Deposita* (2003), (38): 787-812.
- Sillitoe, R. H. (2010). Porphyry copper systems. *Economic geology*, 105(1), 3-41.
- Ullrich, T. y Clark, A. 1999. The Candelaria Copper-gold deposit, Región III, Chile: Paragenesis, geochronology and fluid composition. *Mineral Deposits: Processes to Processing* (Stanley et al. editors). Balkema. Rotterdam, 201-204.
- Vivallo, W. (2009). Yacimientos de óxidos de hierro-cobre-oro en Chile. XII Congreso Geológico Chileno. Santiago, Chile.

Williams, P. J., Barton, M. D., Johnson, D. A., Fontboté, L., De Haller, A., Mark, G., Oliver N & Marschik, R. (2005). Iron oxide copper-gold deposits: Geology, space-time distribution, and possible modes of origin. *Economic Geology*, 371-405.

ANEXOS

ANEXO A: BASE DE DATOS ESTRUCTURALES

a) Base de datos estructurales: Fallas

Este	Norte	Cota	Dip	Dip Direction	Strike
369678.7	6950312	842	88	70	340
369656.6	6950206	802	78	30	300
369216.4	6951998	986	75	230	140
369223.2	6952005	985	75	280	190
369225.2	6952006	986	84	108	18
369321.9	6952097	941	78	150	60
369325.9	6952084	945	78	120	30
369558.2	6950627	841	80	238	148
369319	6950877	890	72	255	165
369198.7	6951719	985	50	270	180
367102.9	6951428	917	53	270	180
367038.1	6951417	902	60	180	90
367039.8	6951417	902	60	284	194
367047	6951279	887	65	212	122
367062.3	6951287	892	52	278	188
367073.9	6951309	897	50	270	180
369839.6	6950520	837	80	320	230

b) Base de datos estructurales: Diques

Este	Norte	Cota	Dip	Dip Direction	Strike
369657.8	6950209	803	82	160	70
369170.9	6951946	981	75	60	330
369177.6	6951953	981	86	50	320
369202.9	6951982	983	80	260	170
369223.3	6952005	985	85	262	172
369264.3	6952005	985	70	155	65

369327.6	6952083	945	78	150	60
369724.2	6950703	796	85	270	180

c) Base de datos estructurales: Vetas

Este	Norte	Cota	Dip	Dip Direction	Strike
369209	6951989	985	84	58	328
369558	6950627	841	65	212	122
369511.7	6950712	866	78	58	328
369257.3	6950875	867	88	140	50
368841.7	6951048	924	80	80	350
368844.9	6951050	923	76	178	88
369218.9	6951686	978	70	244	154
369223.6	6951827	993	70	114	24
369119.8	6952139	920	75	225	135
369037.3	6952184	909	80	290	200
367529.5	6951014	938	80	20	290
367497.5	6951071	936	87	172	82
367816	6950621	884	70	205	115
367135	6952227	1082.1	87	280	190
368020	6950883	954	90	54	324

ANEXO B: MUESTRAS CORTES TRANSPARENTES/PULIDOS.

a. Resumen información cortes transparentes-pulidos

CODIGO MUESTRA	TIPO DE MUESTRA		PROFUNDIDAD (m)		TIPO DE CORTE		ROCA
	SONDAJE	MANO	DESDE	HASTA	TRANSPARENTE	PULIDO	
SD9-577	x		576	577	x	x	Skarn de magnetita/anfibol
SD14-83	x		82	83	x	x	¿?
SD14-78	x		77	78	x	x	¿?
SD14-120	x		119	120	x		Skarn de granate café
SD14-187	x		186	187	x		Skarn de anfibol
SD9-576	x		575	576	x	x	skarn de magnetita
SD14-244	x		243	244	x		Metareniscas
SD14-213	x		212	213	x		Corneas
SD14-191	x		190	191	x		Skarn de granate café
SD14-226	x		225	226	x		Dique andesítico
SD14-224	x		223	224	x		Dique dacítico
SD14-140	x		139	140	x		Dique diorítico
SD14-249	x		248	249	x		Skarn de escapolita/magnetita

