

UNIVERSIDAD DE ATACAMA
FACULTAD DE INGENIERÍA
DEPARTAMENTO DE GEOLOGÍA



**GEOLOGÍA, MINERALIZACIÓN Y ALTERACIÓN DEL DISTRITO SAN
MARCOS, REGIÓN DE ATACAMA, CHILE.**

Profesor guía: Mg. Francisco Tapia Guerra

CONSTANZA ANDREA LEIVA GONZÁLEZ

2025

**MINA PUNTA DEL COBRE S.A.
SUPERINTENDENCIA DE GEOLOGÍA
DEPARTAMENTO DE GEOLOGÍA DE EXPLORACIONES**



**GEOLOGÍA, MINERALIZACIÓN Y ALTERACIÓN DEL DISTRITO SAN
MARCOS, REGIÓN DE ATACAMA, CHILE.**

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

Tutor guía: Sr. Germán Pineda Flores

CONSTANZA ANDREA LEIVA GONZÁLEZ

2025

DEDICATORIA

A mi hija Nina Luna Leiva y pareja Sebastián Luna,
por ser mis pilares, por entregarme su amor, paciencia y comprensión.

A mis padres Patricia González y Juan Leiva,
por brindarme las herramientas, ser guías en cada paso de la vida y su apoyo
incondicional.

A mi hermano Juan Leiva, sobrino Pedro Leiva y cuñada Daniela Rojas,
por sus consejos, enseñanzas y compañía.

AGRADECIMIENTOS

A la empresa minera Pucobre S.A. y a Miguel Narváez, jefe de Geología, por la oportunidad de realizar este trabajo. A mi tutor German Pineda y mis compañeros del área de Geología de Exploraciones, Jorge Cisterna, Claudio Abarcia, Alexis Moreira, Francisco Álvarez, Evelyn Céspedes, Carlos Bordones, por sus conocimientos, apoyo técnico, comentarios, orientación y su buena disposición durante el desarrollo de esta memoria.

A mis docentes por sus conocimientos, dedicación, compromiso en mi crecimiento académico y profesional, en especial a mi profesor guía Sr. Francisco Tapia, por dedicar su tiempo, sugerencias y observaciones para dar forma y llevar a buen término este trabajo, como también a los miembros de la comisión evaluadora, Dr. Gonzalo Galaz y Dra. Paulina Fuentes, por todos los aportes entregados en este informe.

A mis queridos padres Juan y Patricia, y mi hermano Juan, por todo el cariño, esfuerzo y apoyo que han brindado todos estos años. Su apoyo y motivación hicieron posible este logro. Muchas gracias, los amo.

A mi pareja Sebastián y mi preciosa hija Nina Pascal. Su ánimo, alegría, paciencia y amor han sido una luz y mi mayor motivación en este viaje. Gracias por acompañarme siempre.

RESUMEN

Palabras clave: Distrito San Marcos, depósitos IOCG, alteración hidrotermal, control estructural, Región de Atacama, Formación Cerrillos, mineralización de cobre.

El distrito San Marcos se encuentra ubicado en la comuna de Tierra Amarilla, en el paralelo 27°40'S, región de Atacama, a unos 56 km aproximadamente al sureste de la comuna de Copiapó, dentro de la franja metalogénica del Jurásico-Cretácico que alberga importantes depósitos del tipo IOCG. Estos depósitos se caracterizan por una fuerte asociación de minerales de óxidos de hierro, Cu, Au y otros elementos como Co, REE, U, desarrollados comúnmente en contextos magmáticos-hidrotermales relacionados a intrusivos de composición intermedia a máfica, guardando una relación estructural y temporal con intrusivos Mesozoicos, asociados al sistema de fallas de Atacama. La Formación Cerrillos, compuesta principalmente por rocas volcánicas del Cretácico Inferior, se encuentra intruida por una serie de stocks y diques de composición diorítica/microdiorítica del Cretácico Superior, constituyendo una unidad litológica favorable para la ocurrencia de mineralizaciones estratoligadas y vetiformes. La interacción entre magmatismo, tectónica y sistemas de alteración hidrotermal, propician la concentración de sulfuros y óxidos de Cu. Bajo este contexto, el presente trabajo tiene como objetivo establecer las relaciones estructurales y litológicas que controlan la mineralización de Cu. Se identificaron cinco tipos de alteración hidrotermal (propilítica, argílica intermedia, potásica, silicificación y óxidos de Fe), asociadas principalmente a estructuras mineralizadas. Se reconocieron más de 100 estructuras, de las cuales un 69% están asociadas a presencia de Cu, de orientación dominante N-S y NE-SW. Las menas incluyen sulfuros y óxidos de Cu, con presencia subordinada de Co y Au. El distrito San Marcos responde a un sistema IOCG con un fuerte control estructural, donde las zonas de mayor mineralización coinciden con intersecciones estructurales y contactos intrusivo-volcánicos, por lo que la importancia del estudio radica en la orientación de futuras campañas de exploración en la zona.

ABSTRACT

Keywords: San Marcos district, IOCG deposits, hydrothermal alteration, structural control, Atacama Region, Cerrillos Formation, copper mineralization.

The San Marcos district is located in the commune of Tierra Amarilla, at 27°40'S in the Atacama Region of northern Chile, approximately 56 km southeast of the city of Copiapó. It lies within the Jurassic–Cretaceous metallogenic belt, which hosts significant IOCG-type (Iron Oxide–Copper–Gold) deposits. These systems are characterized by a strong association of metallic components such as iron oxides, Cu, Au, and other elements including Co, REEs, and U, commonly formed in magmatic-hydrothermal environments related to intermediate to mafic intrusions. These intrusives are structurally and temporally linked to Mesozoic magmatism associated with the Atacama Fault System. The Cerrillos Formation, composed mainly of Lower Cretaceous volcanic rocks, is intruded by a series of Upper Cretaceous dioritic and microdioritic stocks and dikes, forming a favorable lithological setting for the development of both stratabound and vein-type ore bodies. The interaction between magmatism, tectonics, and hydrothermal alteration systems promotes the concentration of copper sulfides and oxides. Within this context, the objective of this study is to define the structural and lithological controls on copper distribution. Five types of hydrothermal alteration were identified—propylitic, intermediate argillic, potassic, silicification, and iron oxides—mainly associated with mineralized structures. More than 100 structural features were mapped, 69% of which are linked to copper occurrences, predominantly oriented N–S and NE–SW. The ore assemblage includes copper sulfides and oxides, with subordinate amounts of Co and Au. The San Marcos district represents an IOCG system with strong structural control, where the most enriched zones coincide with structural intersections and intrusive–volcanic contacts. As such, the relevance of this study lies in its contribution to guiding future exploration campaigns in the area.

Índice

CAPÍTULO 1: MARCO INTRODUCTORIO	14
1.1 Introducción	14
1.2 Planteamiento del problema.....	15
1.3 Hipótesis de trabajo	16
1.4 Objetivos.....	16
1.5 Área de estudio: Ubicación y accesos.....	17
1.6 Trabajos anteriores.....	20
CAPÍTULO 2: MARCO TEÓRICO	21
2.1 Tectónica y depósitos minerales magmático-hidrotermales	21
2.2 Transporte y precipitación de metales.....	22
2.3 Alteración hidrotermal	24
2.4 Yacimientos tipo IOCG-IOA	28
2.5 Oxidación y enriquecimiento supérgeno.....	32
CAPÍTULO 3: MARCO GEOLÓGICO	35
3.1 Contexto geológico regional	35
3.1.1 Unidades litológicas	37
3.1.2 Geología estructural	41
3.1.3 Geología Económica	43
CAPÍTULO 4: METODOLOGÍA DE TRABAJO	46
4.1 Pre-terreno.....	46
4.2 Trabajo de campo.....	47
4.3 Etapa de gabinete	49
CAPÍTULO 5: RESULTADOS	53
5.1 Unidades litológicas.....	53
5.2 Zonas de alteración hidrotermal	63
5.3 Estructuras geológicas	71
5.4 Caracterización geoquímica de la mineralización	81
5.5 Mineralización y modos de ocurrencia.....	83
5.6 Análisis de magnetometría.....	86

CAPÍTULO 6: DISCUSIONES	89
CAPÍTULO 7: CONCLUSIONES Y RECOMENDACIONES	94
REFERENCIAS	96
ANEXOS	100

Índice de figuras

Figura 1 : Ubicación y rutas de acceso al distrito minero San Marcos, Tierra Amarilla.	18
Figura 2: Ubicación del área de estudio, en sistema de coordenadas WGS-84.	19
Figura 3. Fuentes principales de metales y otros componentes incorporados a magmas en zonas de suprasubducción y márgenes divergentes. Extraído de Hedenquist y Lowenstern (1994).	22
Figura 4. Zonación de la alteración y mineralización económica generalizada de algunos depósitos IOCG, considerando el cuerpo intrusivo distal. Modificado de Hirtzman <i>et al.</i> (1992).	25
Figura 5: Ensamblajes de alteración desarrollados en distintas condiciones de pH y temperatura. El polígono amarillo encierra las asociaciones mineralógicas identificadas y las condiciones de temperatura y pH del estudio. Abreviaciones: Ab - albita; Act - actinolita; Ad - adularia; Al - alunita; And - andalucita; Bio - biotita; Cb - carbonato (Ca, Mg, Mn, Fe) ; Ch - clorita; Chab - chabacita; Chd - calcedonia; Ch-Sm – clorita-esmectita; Cor - corindón; Cpz - clinopiroxeno; Cr - cristobalita; Ct - calcita; Do - dolomita; Dik - dickita; Dp - diáspora; Ep - epidota; Fsp - feldespato; Ga - granate; Hal - halosita; Heu - heulandita; I - illita; I-Sm - illita-esmectita; K – caolinita; Lau - laumontita; Mt - magnetita; Mor - mordenita; Nat - natrolita; Op – sílice opalina; Pyr - pirofilita; Q - cuarzo; Ser - sericite; Sid - siderita; Sm - esmectita; Stb - estibnita; Tr - tremolita; Tri - tridimita; Ves - vesuvianita; Wai - wairakita; Wo - wollastonita; Zeo - zeolita. Extraído de Corbett y Leach (1998).	27
Figura 6: Diagrama esquemático de las características tectónicas y litosféricas de depósitos IOCG correspondientes al Precámbrico y de la Cordillera de la Costa. (EGP: Elementos grupo platino). Modificado de Groves <i>et al.</i> (2010).	29
Figura 7: Posición del Sistema de Fallas de Atacama, la Franja Ferrífera de la Cordillera de la Costa y los depósitos pertenecientes a esta. Extraído de Barra <i>et al.</i> (2017).	31
Figura 8: Representación simplificada de un perfil de oxidación supérgena. Modificado de Taylor (2011). Modificado de Blain y Andrew (1977).	33

Figura 9: Mapa geológico de la cuenca del río Copiapó; Hoja Los Loros, en torno al sector sur-este del distrito minero San Marcos. El rectángulo de color morado marca ubicación del área estudiada (modificado de Arévalo, 2005).....	36
Figura 10: Columna estratigráfica que incluye las formaciones y su ambiente tectónico, destacando en rojo la sección que corresponde al sector estudiado. Modificado de Segerstrom <i>et al.</i> (1962); Martínez <i>et al.</i> (2013).....	40
Figura 11: Mapa de yacimientos metalíferos en la Hoja Los Loros, modificado de Díaz <i>et al.</i> (1998).....	45
Figura 12: Ejemplo de codificación para las muestras. “M” corresponde a la muestra, el número 1 a la primera muestra recolectada durante el día 01 y el mes de marzo. El número de muestra no es correlativo pasando de un día a otro, partiendo desde el número 01. ..	48
Figura 13: Microscopio polarizador Nikon Eclipse LV100 POL utilizado para el análisis mineralógico y petrográfico.	52
Figura 14: Mapa geológico del distrito San Marcos, escala 1:15.000 (Datum WGS-84, zona 19J). Fuente: Elaboración propia.....	54
Figura 15: vista panorámica de la secuencia volcánica al sur de la propiedad minera Trillador 1-14.	56
Figura 16: A) Fotografía de amígdalas de cuarzo en lavas andesíticas. B) Fenocristal de anfíbol con reemplazo de epidota (Epi) y microlitos de plagioclasa aguilizados (Plg arg) en masa fundamental. Micrografía con aumento de 200x y nicoles cruzados.....	56
Figura 17: Auto brecha de composición andesítica en testigo, con alteración silíceo en borde de clasto.....	57
Figura 18: Roca tobácea, con fragmentos andesíticos en masa cinerítica argilizada y afectada por procesos de brechización. Aumento 200x, luz reflejada, nicoles cruzados.	58
Figura 19: A) Contacto intrusivo entre la unidad volcánica (UVAPTA) y la unidad intrusiva Carmen-Rosario. B) Fotografía macroscópica del intrusivo diorítico. C) Microscopía del intrusivo diorítico.	59
Figura 20: Afloramiento de subunidad de brecha cuarzo-turmalina-feldespatos potásico (izquierda) y muestra de mano (derecha).....	61

Figura 21: Corte estratigráfico del depósito aluvial, conformado por niveles estratificados de sedimentos de granulometría fina tamaño arena y limo, intercalados con secuencias de detritos de tamaño grava a arena dispuestos de forma imbricada en una matriz de limo.	62
Figura 22: Fotografía panorámica de depósitos antrópicos en torno a accesos y labores mineras.	63
Figura 23: Mapa de alteraciones escala 1:15000 del distrito San Marcos.	64
Figura 24: Vetas de epidota y sills dioríticos intercalados que siguen la estratificación de las secuencias de lavas andesíticas de orientación 162/48 (círculo completo).	65
Figura 25: A) Amígdalas con agregados de clorita, epidota y calcita bajo nicoles cruzados en 200x. B) Vetillas de calcita encontradas en terreno.	66
Figura 26: Testigo DDH correspondiente a lavas andesíticas con alteración propilítica cortada por vetillas de cuarzo, evidenciando la relación temporal entre ambos eventos.	66
Figura 27: A) Toba cinerítica con fragmentos reemplazados por minerales de arcillas y menor clorita. B) Diorita con plagioclasas con reemplazo por arcillas y agregados de minerales de anfíboles con reemplazo selectivo por arcillas y epidota. C) Plano de falla con relleno de arcilla.	67
Figura 28: A) Falla mayor con relleno compacto, compuesto por limonitas y vetillas de calcita en sondaje HQ. B) Plano de falla con relleno de hematita-jarosita. C) Fenocristales de plagioclasa afectados por procesos de limonitización. Nicles cruzados con aumento 200x.	69
Figura 29: Muestra de roca silicificada con relictos de feldespatos.	70
Figura 30: A) amígdala rellena por agregados de cuarzo-calcita y biotita secundaria (aumento 200x, luz ref. Nic//). B) Brecha hidrotermal con matriz de cuarzo-turmalina y clastos de roca de caja con alteración potásica.	71
Figura 31: Representación estereográfica de los planos de falla, utilizando el <i>software</i> Dips. A) Diagrama de polos. B) Diagrama de densidad de polos. C) Diagrama de roseta.	73

Figura 32: Representación estereográfica de los planos de vetas asociados a mineralización de óxidos, utilizando el <i>software</i> Dips. A) Diagrama de polos. B) Diagrama de densidad de polos. C) Diagrama de roseta.	75
Figura 33: Intrusión de dique microdiorítico (color rojo) que corta a través de un manto de oxidados de Cu (color celeste) y un plano de falla por contacto (color negro).....	77
Figura 34: Representación estereográfica de mantos asociados a mineralización de óxidos y sulfuros de Cu, utilizando el <i>software</i> Dips. A) Diagrama de polos. B) Diagrama de densidad de polos. C) Diagrama de roseta.	78
Figura 35: Vista a estructura principal (izquierda) y plano de falla estriado con escalones (derecha), indicando cinemática sinistral.	79
Figura 36: Representación estereográfica de los planos de falla asociados a mineralización de óxidos de Cu, utilizando el <i>software</i> Dips. A) Diagrama de polos. B) Diagrama de densidad de polos. C) Diagrama de roseta.	80
Figura 37: Envolvente mineral (0,1% de CuT) de Cu del distrito San Marcos, escala 1:10.000. Leyes de muestras extraídas se encuentran en tabla 6 de anexos.	82
Figura 38: A) veta de crisocola, copper wad y copper pitch en testigo HQ. B) Testigo HQ con crisocola, calcopirita, pirita y magnetita diseminada. C) Corte pulido de calcopirita diseminada, reemplazada por calcosina en asociación con cristales de pirita afectada por limonitización. D) Fractura con Cu nativo. E) Fractura rellena por copper wad y shattukita cristalizada. F) Testigo con crisocola como relleno en plagioclasas. G) Corte transparente (200x) de amígdala rellena por clorita, crisocola y malaquita. H) Amígdala rellena con cuarzo secundario, clorita, calcopirita y pirita. I) Andesita argilizada con amígdalas rellenas por magnetita, pirita y calcopirita.	85
Figura 39: Magnetometría total distrito San Marcos.	88
Figura 40: Descripción de muestras de mano:	100

Índice de tablas

Tabla 1: Límites (vértices) del distrito San Marcos.	17
Tabla 2: datos estructurales para fallas sin mineralización.	102
Tabla 3: datos estructurales de vetas.	103
Tabla 4: datos estructurales mantos.	103
Tabla 5: datos estructurales de falla mineralizada.	104
Tabla 6: Análisis geoquímico de muestras extraídas en superficie, con una ley media de Cu total de 1,03%.	105
Tabla 7: análisis de XRF para muestras de superficie, valores expresados en ppm.	106

CAPÍTULO 1: MARCO INTRODUCTORIO

1.1 Introducción

La exploración es una actividad fundamental para mantener la producción de la minería en Chile, ya que mediante ella es posible el descubrimiento de nuevos yacimientos, permitiendo incrementar y/o reemplazar los recursos y reservas, generando un aumento en la rentabilidad y vida útil de los proyectos. En 2021 la región de Atacama se destacó entre las cinco regiones mineras que tienen un mayor PIB per cápita, en comparación con el resto de las regiones del país, con \$17,8 millones, y una participación de la minería en el PIB de 49,6% (COCHILCO, 2022), desempeñando un papel clave en la industria minera y en el desarrollo económico tanto a nivel regional como nacional.

El sector de estudio corresponde al distrito de San Marcos y comprende el dominio de mineralización D3 según Arévalo (2005), el cual se caracteriza por depósitos de Cu, Ag y Cu-Ag, y localmente Co y Hg. La mineralización se encuentra principalmente en forma vetiforme y mantiforme, que junto a estructuras secundarias, alojadas en fallas conjugadas, forman cuerpos mineralizados de interés económico. Estas estructuras se hospedan en rocas volcánicas de la Formación Cerrillos, del Cretácico Inferior (Díaz *et al.*, 1998), las cuales han sido intruidas por diques y pequeños cuerpos intrusivos (Vivallo *et al.*, 1994). En superficie, se observan minerales oxidados de Cu como crisocola, malaquita, chenevixita, atacamita y *copper pitch*, mientras que los minerales sulfurados de Cu corresponden a calcosina, bornita, calcopirita y digenita.

En este contexto, a pesar de la evidencia de mineralización vetiforme y mantiforme asociada a estructuras y zonas de alteración hidrotermal, aún no se ha establecido con claridad un modelo metalogénico que permita guiar futuras campañas de exploración. Por ello, se busca integrar la información litológica, estructural, geoquímica, mineralógica y geofísica, como base para la construcción de un modelo aplicable a nivel distrital.

1.2 Planteamiento del problema

Actualmente, la compañía minera Pucobre se ve enfrentada al agotamiento progresivo de sus reservas de minerales oxidados, los cuales son esenciales para la continuidad operativa de planta Biocobre, localizada en la comuna de Tierra Amarilla. En este contexto, el distrito minero San Marcos ha sido definido por la compañía como zona de interés exploratorio por la ocurrencia supérgena de Cu (Abarcia, 2021).

Según Arévalo (2005), la mineralización del distrito corresponde a Cu y Ag alojados en rocas estratificadas de la Formación Cerrillos y rocas intrusivas del Cretácico Superior, comprendiendo vetas, mantos, cuerpos irregulares estratiformes y chimeneas de brechas de Cu. Sin embargo, la falta de información geológica detallada dentro del distrito San Marcos, junto con el desconocimiento de la tipología del yacimiento, los modos de ocurrencia, la mineralogía y el posible control estructural y/o litológico de la mineralización, así como la determinación de la continuidad de las zonas mineralizadas, representan un desafío significativo, ya que sin esta información no es posible estimar los recursos potenciales de minerales oxidados de Cu, que eventualmente podrían abastecer a la planta Biocobre. Esta carencia de información obstaculiza la identificación y explotación eficiente de nuevos yacimientos, haciendo imprescindible la recolección exhaustiva de datos geológicos en la zona, para así optimizar las estrategias de exploración y explotación, garantizando un suministro continuo de minerales a la planta antes indicada.

Ante esta situación, se hace imprescindible un levantamiento geológico de detalle, que contemple tanto el mapeo estructural como la elaboración de cortes delgados y pulidos de las rocas y minerales presentes. Este trabajo permitirá caracterizar con mayor precisión las zonas mineralizadas, definir un modelo metalogénico preliminar del distrito, y orientar estratégicamente las futuras campañas de exploración y explotación, asegurando un suministro sostenido de minerales.

1.3 Hipótesis de trabajo

El distrito San Marcos, hospeda mineralización de tipo IOCG asociada a la franja metalogénica del Jurásico-Cretácico, cuya ocurrencia consiste en cuerpos vetiformes, mantiformes y diseminados hospedados principalmente en la unidad volcánica de la Formación Cerrillos, los cuales poseen potencial económico para su futura explotación y alimentación a la planta de lixiviación Biocobre.

1.4 Objetivos

1.4.1 Objetivo general

Establecer un modelo metalogénico para el distrito San Marcos, aplicable para la exploración minera.

1.4.2 Objetivos específicos

- ❖ Determinar las características petrográficas y mineralógicas de las unidades litológicas en el sector de estudio.
- ❖ Caracterizar el patrón geométrico y espacial de las estructuras geológicas presentes en el área, incluyendo su orientación, tipo de relleno mineral y potencias.
- ❖ Determinar la mineralogía, geometría y modos de ocurrencia de los minerales de Cu, así como las alteraciones en el distrito San Marcos.
- ❖ Determinar zonas de interés para la explotación de menas de Cu mediante la integración de datos estructurales, litológicos, geoquímicos, mineralógicos y geofísicos.

1.5 Área de estudio: Ubicación y accesos

El distrito minero San Marcos se encuentra ubicado en la comuna de Tierra Amarilla, en la región de Atacama (fig. 2), aproximadamente a 56 km al sureste de la comuna de Copiapó. Las coordenadas UTM (Datum WGS-84, Zona 19J) del punto central del sector estudiado son 6.938.254 N; 385.000 E, con una altura promedio de 1.285 m.s.n.m. (tabla 1).

Vértices	Norte	Este
A	6938874	383214
B	6938889	386416
C	6936875	386414
D	6936876	386414

Tabla 1: Límites (vértices) del distrito San Marcos.

Para acceder al distrito San Marcos desde Copiapó, es necesario circular por Avda. Copayapu (salida SE) y tomar la ruta C-35 por unos 19 km, luego se debe tomar la ruta C-401 por unos 8 km. Se debe tomar la ruta C-405 durante 12 km, y finalmente acceder al camino alternativo al noroeste hasta el centro del área de estudio (fig. 1).

Existe una segunda ruta de acceso desde Copiapó, que consiste en tomar la misma ruta C-35 durante unos 34,5 km, luego se debe tomar la ruta C-405 hacia el este por unos 7,8 km, y se continua por el mismo camino alternativo por 1 km hasta llegar a la parte central del distrito.

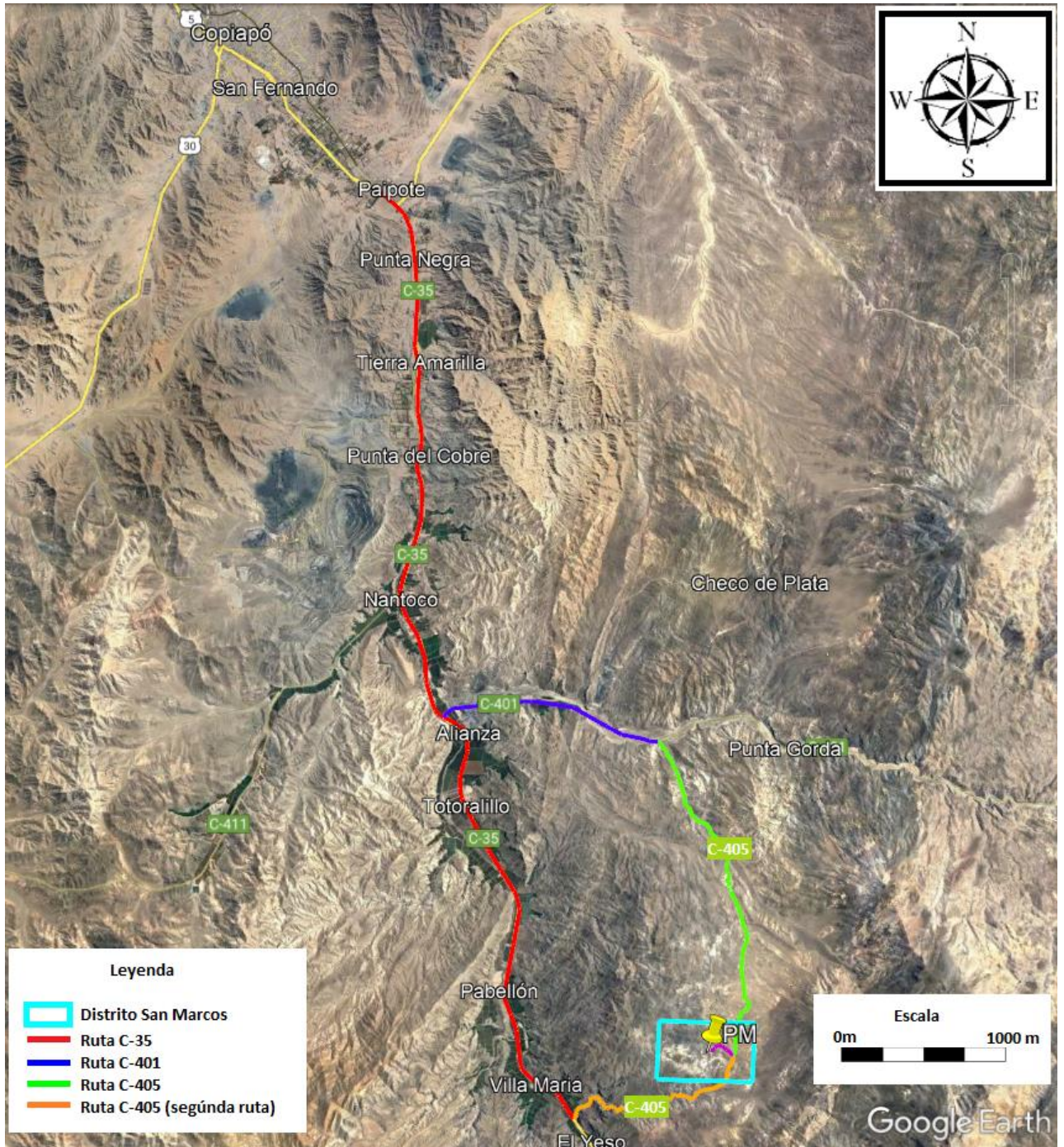


Figura 1 : Ubicación y rutas de acceso al distrito minero San Marcos, Tierra Amarilla.

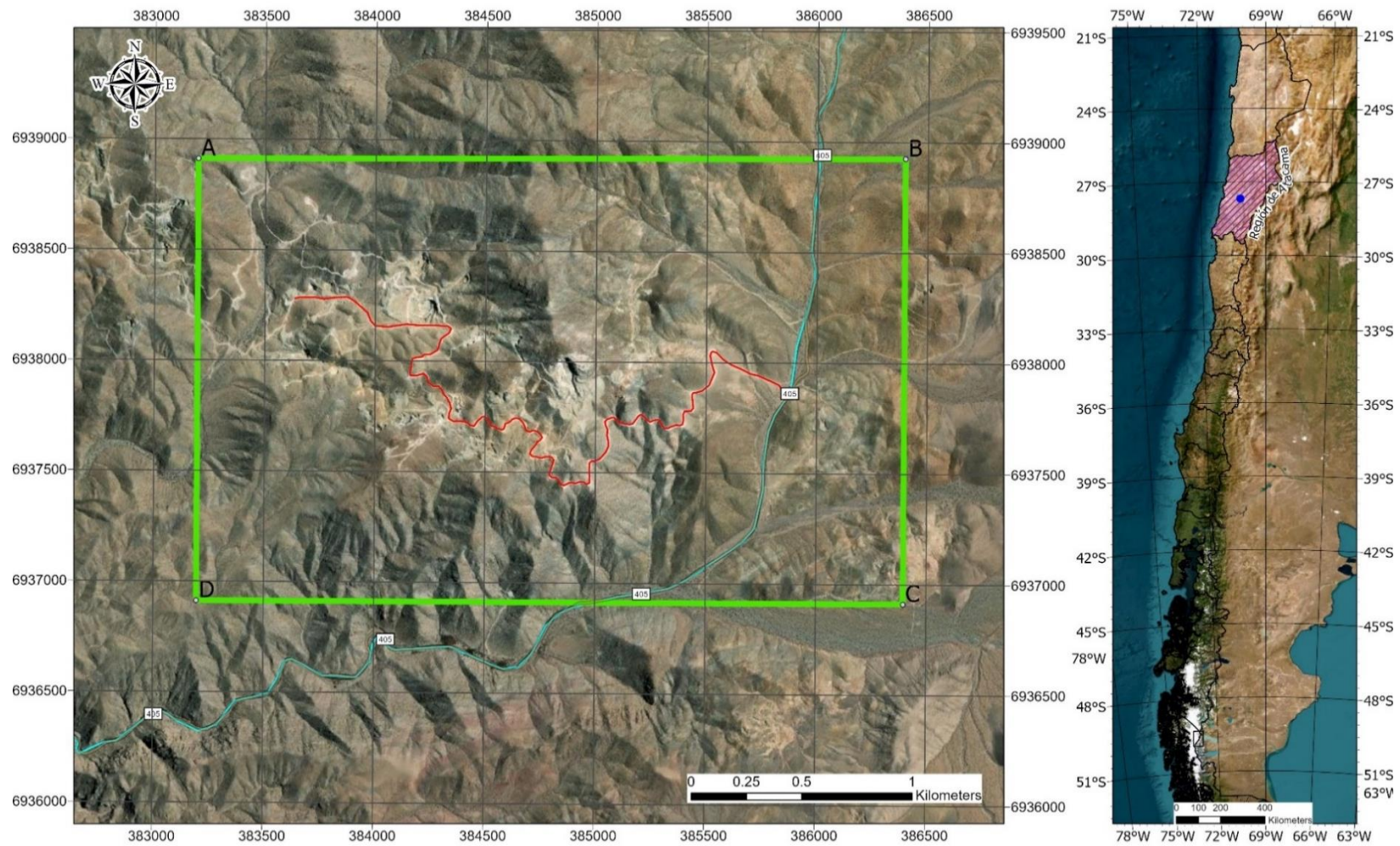


Figura 2: Ubicación del área de estudio, en sistema de coordenadas WGS-84.

1.6 Trabajos anteriores

Se realizó la revisión de los antecedentes del proyecto, recopilando bibliografías, cartas geológicas, revisión de los mapeos geológicos superficiales y de labores, e investigaciones de yacimientos tipo IOCG y franjas metalogénicas de Chile. A continuación, se detallan algunos de los trabajos más relevantes que fueron utilizados en este estudio.

- ❖ **Geodatos (2022). Mapa magnetométrico del distrito San Marcos.** Levantamiento sobre el área de estudio a escala 1:10.000. Evidenció anomalías de susceptibilidad magnética, donde los valores más altos corresponden a zonas con mayor concentración de minerales ferromagnéticos, mientras que los valores bajos reflejan zonas con menor contenido magnético.
- ❖ **Abarcia (2021). Informe geológico distrito Minero San Marcos.** Estableció las pertenencias mineras de interés y realizó un mapeo superficial, describiendo las principales unidades litológicas, estructuras y alteraciones del distrito.
- ❖ **Arévalo (2005). Carta Geológica de la Hoja Los Loros.** El autor realizó un levantamiento geológico actualizado de la zona centro-oeste de la región de Atacama, entre la Cordillera de la Costa y precordillera.
- ❖ **Díaz *et al.* (1998). Yacimientos metalíferos de la Hoja Los Loros.** Aporta un mapa de los yacimientos metálicos de la Hoja Los Loros, escala 1:100.000. Caracterizó los yacimientos del distrito San Marcos en términos de forma, tamaño y elementos metálicos.

CAPÍTULO 2: MARCO TEÓRICO

2.1 Tectónica y depósitos minerales magmático-hidrotermales

Los yacimientos magmático-hidrotermales representan una fuente valiosa de recursos minerales y han sido de interés significativo en el área de exploración y explotación minera. Una amplia variedad de procesos de formación de minerales está asociada con fluidos hidrotermales y estos ocurren tanto en entornos ígneos como sedimentarios y metamórficos, a presiones y temperaturas que varían desde niveles superficiales de la corteza hasta las profundas en la litosfera (Robb, 2005). Diferentes tipos de fluidos están involucrados en los procesos de formación de minerales hidrotermales. Los más primitivos, son los fluidos magmático-hidrotermales que se originan a partir de magmas mientras se enfrían y cristalizan a varios niveles en la corteza terrestre, y una serie de importantes tipos de depósitos minerales están relacionados con la concentración de metales que surgen desde la circulación de tales soluciones (Robb, 2005).

Según Makshev *et al.* (2007) los procesos hidrotermales relacionados con la actividad ígnea de suprasubducción son la fuente de la riqueza metálica en Chile. Estos depósitos de minerales hidrotermales están genéticamente asociados con una sucesión de arcos magmáticos. Las franjas metalogénicas que albergan estos depósitos minerales se disponen paralelas al arco magmático andino y presentan edades que disminuyen progresivamente desde oeste a este, siendo la más antigua la franja del Jurásico y la más joven la franja del Mioceno tardío-Plioceno.

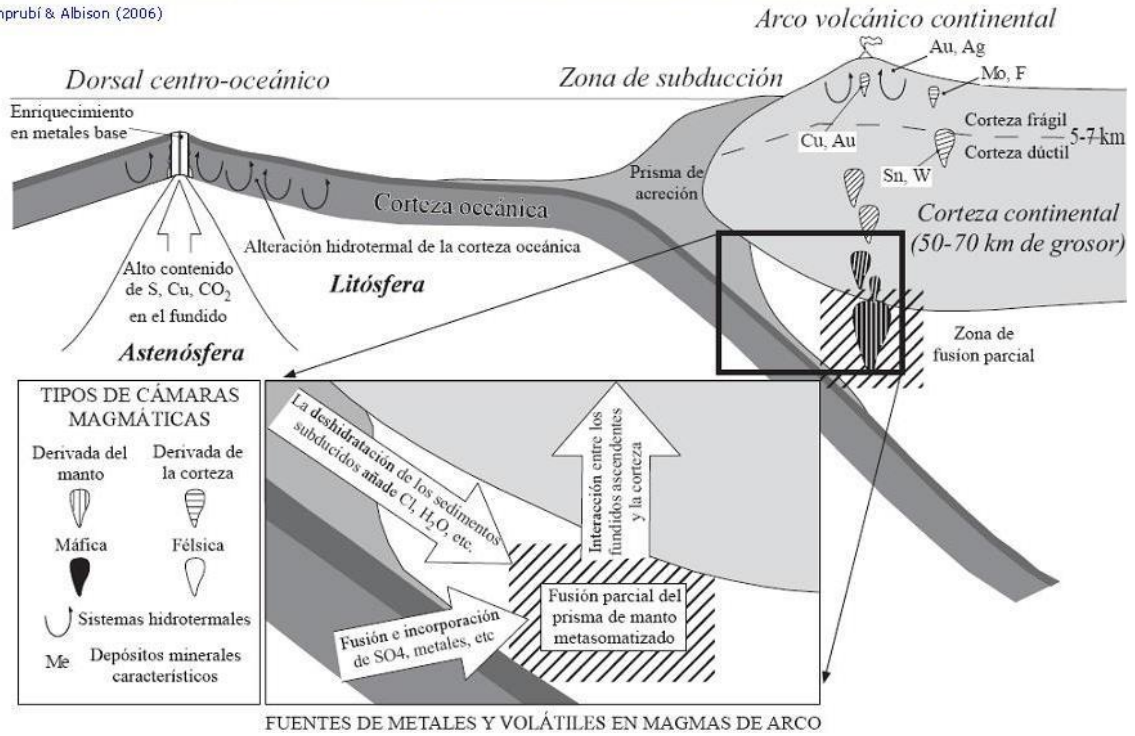


Figura 3. Fuentes principales de metales y otros componentes incorporados a magmas en zonas de suprasubducción y márgenes divergentes. Extraído de Hedenquist y Lowenstern (1994).

En los sistemas IOCG, se plantea que derivan de magmas toleíticos o metaluminosos, ricos en Fe y volátiles, con condiciones de alta oxidación, y que no necesariamente se generan en el núcleo del arco magmático. En muchos casos, su desarrollo ocurre en contextos extensionales o de trasarco, lo que los diferencia de los sistemas típicos de tipo pórfido (fig. 3) (Groves *et al.*, 2010).

2.2 Transporte y precipitación de metales

Los fluidos magmáticos-hidrotermales juegan un papel fundamental en el transporte de metales. Estos fluidos migran a través de la corteza terrestre transportando metales como iones complejos y moléculas. La deposición focalizada de metales para formar un yacimiento mineral ocurre en respuesta a cambios fisicoquímicos en el ambiente local. Un

conocimiento detallado de la estabilidad y estequiometría de los complejos metálicos con ligantes disponibles, en función de la temperatura, presión, pH y potencial redox, constituye la base fundamental para comprender los procesos de formación de minerales hidrotermales (Seward *et al.*, 2014).

Según Robb (2005), la disolución de metales en fluidos hidrotermales se puede comprender a través del concepto de ácidos y bases de Lewis. Donde los ácidos de Lewis "duros" corresponden a metales fuertemente electropositivos, como Na^+ , K^+ , Mg^{2+} , Ca^{2+} , que forman enlaces iónicos con elementos electronegativos como el oxígeno (O^{2-}). Mientras que los ácidos de Lewis "blandos" son metales con electrones accesibles en sus capas externas, como Cu, Pb, Zn, Ag, Bi, Cd, que prefieren formar enlaces covalentes con complejos ligantes de baja electronegatividad como el azufre (S^{2-}). Según el principio de Pearson (1963) los metales duros tienden a formar complejos con ligantes duros, y los metales blandos con ligantes blandos, lo que es crucial para entender el comportamiento de solubilidad de los metales en soluciones hidrotermales.

La precipitación de los componentes disueltos en el fluido hidrotermal puede producirse como resultado de variaciones de temperatura y/o cambios químicos debido a la mezcla de fluidos (Pujirano, 2009). La precipitación secuencial de metales origina la zonación a diferentes escalas, tanto de depósitos individuales como a escala distrital (Hedenquist y Lowenstern, 1994).

Por otro lado, basado en microanálisis de inclusiones fluidas, los cuales evidencian el atrapamiento simultáneo de una solución salina (salmuera) y una fase vapor coexistente, se han identificado dos grupos de elementos con comportamiento geoquímico drásticamente diferente. Los elementos como Na, K, Fe, Mn, Zn, Rb, Cs, Ag, Sn, Pb, y Tl son particionados preferentemente en la fase líquida (probablemente como complejos clorurados), mientras que elementos como el Cu, As, Au (probablemente como complejos bisulfurados) y B se particionan selectivamente en la fase vapor (Heinrich *et al.*, 1999).

2.3 Alteración hidrotermal

La alteración hidrotermal es el resultado de la transformación mineralógica, textural y química de las rocas a bajo la respuesta a la circulación de fluidos, generalmente asociados a procesos magmáticos o tectónicos (Lowell *et al.*, 1970). En la naturaleza se reconocen varios tipos de alteración hidrotermal caracterizados por asociaciones de minerales específicos, que pueden ser de distintos grados de intensidad.

La alteración correspondiente a depósitos tipo óxido de Fe-apatito (IOA) exhibe un patrón mineralógico bien definido, el cual según Williams *et al.* (2005) está dado principalmente por actinolita-epidota-clorita-albita-calcita. Mientras que los depósitos de óxidos de Fe-Cu-Au (IOCG), exhiben diversas y numerosas asociaciones mineralógicas de alteración, lo que podría ser el resultado de la interacción de diferentes procesos geológicos en la formación de los depósitos y, probablemente, sea el resultado de significativas reacciones e intercambios de fluidos con la roca hospedante. Sin embargo, aunque la mineralogía exacta de la alteración dentro de los depósitos individuales depende de la roca huésped y la profundidad de la formación, entre otros factores, existe una tendencia general, la cual consiste en: (i) alteración sódica a niveles profundos, a la alteración potásica a niveles intermedios y superficiales, hasta la (ii) alteración sericítica (hidrolítica) y la silicificación a niveles poco profundos o superficiales (Hitzman, 2000) (fig. 4).

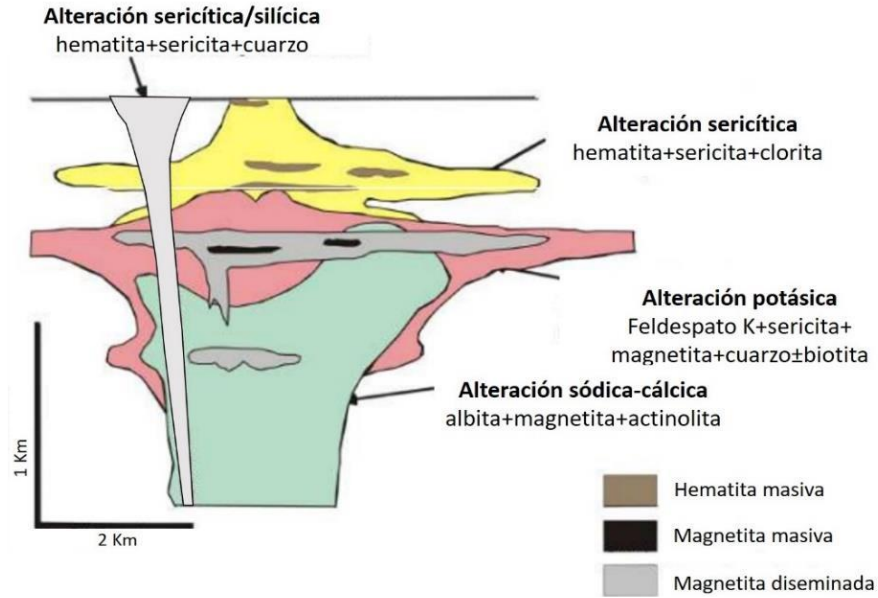


Figura 4. Zonación de la alteración y mineralización económica generalizada de algunos depósitos IOCG, considerando el cuerpo intrusivo distal. Modificado de Hirtzman *et al.* (1992).

Corbett y Leach (1998) establecieron asociaciones minerales de alteración en sistemas hidrotermales, formados a ciertas condiciones de presión, temperatura y acidez (fig. 5), las cuales se presentan a continuación;

- a) Alteración potásica: se caracteriza principalmente por feldespato potásico y/o biotita, con minerales accesorios como cuarzo, magnetita, sericita, clorita. Esta alteración corresponde a un intercambio catiónico con la adición de K a las rocas, alterando las plagioclasas a feldespato potásico y los minerales máficos a biotita. Ocurre en condiciones de pH neutro o alcalino a altas temperaturas (principalmente en el rango 350°-550°C). La alteración potásica de alta temperatura (400°-800°C) se caracteriza por una alteración selectiva y penetrativa. Biotita en vetillas ocurre principalmente en el rango 350°-400°C, y feldespato potásico en vetillas en el rango 300°-350°C.
- b) Alteración propilítica: caracterizada por la asociación clorita-epidota con o sin albita, calcita, actinolita, pirita, con minerales accesorios como cuarzo, magnetita e illita. Esta alteración representa un grado bajo de hidrólisis de los minerales de

la roca y ausencia de un apreciable metasomatismo catiónico (metasomatismo de Na-Mg-Ca en esta alteración). La alteración propilítica ocurre por lo general como halo gradacional y distal de una alteración potásica, gradando desde actinolita-biotita a actinolita-epidota, y en zonas más distales se observan asociaciones de epidota-clorita-albita-carbonatos gradando a zonas progresivamente más ricas en clorita y zeolitas hidratadas formadas a bajas condiciones de temperatura (gradiente termal decreciente). Se forma en condiciones de pH neutro a alcalino a rangos de temperatura bajo (200° - 250° C), la presencia de actinolita indica un grado de temperatura un poco mayor (280° - 300° C).

- c) Alteración calco-sódica: también denominada propilítica de alta temperatura. Caracterizada por la ocurrencia de actinolita, albita-oligoclasa-andesina, epidota, magnetita, clorita, escapolita y cuarzo.
- d) Alteración sericítica o cuarzo-sericita (fílica): se presenta con cuarzo y sericita (también micas blancas a mayor profundidad), con minerales accesorios como clorita, illita y pirita. Feldespatos, como las plagioclasas y feldespato potásico, se alteran a sericita y cuarzo. Normalmente los minerales máficos también están completamente destruidos en este tipo de alteración. Esta alteración ocurre en un rango de pH 5 a 6 a temperaturas sobre los 250° C.
- e) Alteración argílica intermedia/moderada: caracterizada principalmente por arcillas (caolinita, montmorillonita, esmectita o arcillas amorfas) y mayor o menor cuarzo, ocasional sericita acompañando a las arcillas. Arcillas reemplazan principalmente a plagioclasas. Hay una significativa lixiviación de Ca, Na y Mg de las rocas, la alteración argílica intermedia representa un grado más alto de hidrólisis. Ocurre en rango de pH entre 4 y 5, y puede coexistir con la alunita en un rango transicional de pH entre 3 y 4. En cuanto a los rangos de temperatura, la caolinita se forma a temperaturas bajo 300° C, típicamente en el rango.
- f) Alteración argílica avanzada: caracterizada por cuarzo residual (cuarzo oqueroso o “vuggy sílica”) con o sin presencia de alunita, jarosita, caolinita, pirofilita y pirita. Esta alteración representa un ataque hidrolítico extremo de las rocas, pudiendo originar sulfato de Al (alunita) y óxidos de Al (diásporo). El caso más extremo es cuando la roca es transformada a una masa de sílice oqueroso residual

tras una fuerte lixiviación. Ocurre dentro de un amplio rango de temperatura, pero a condiciones de pH entre 1 y 3,5. A alta temperatura (sobre 350°C) puede ocurrir con andalucita además de cuarzo. Bajo pH 2 domina el cuarzo, mientras que la alunita ocurre a pH sobre 2.

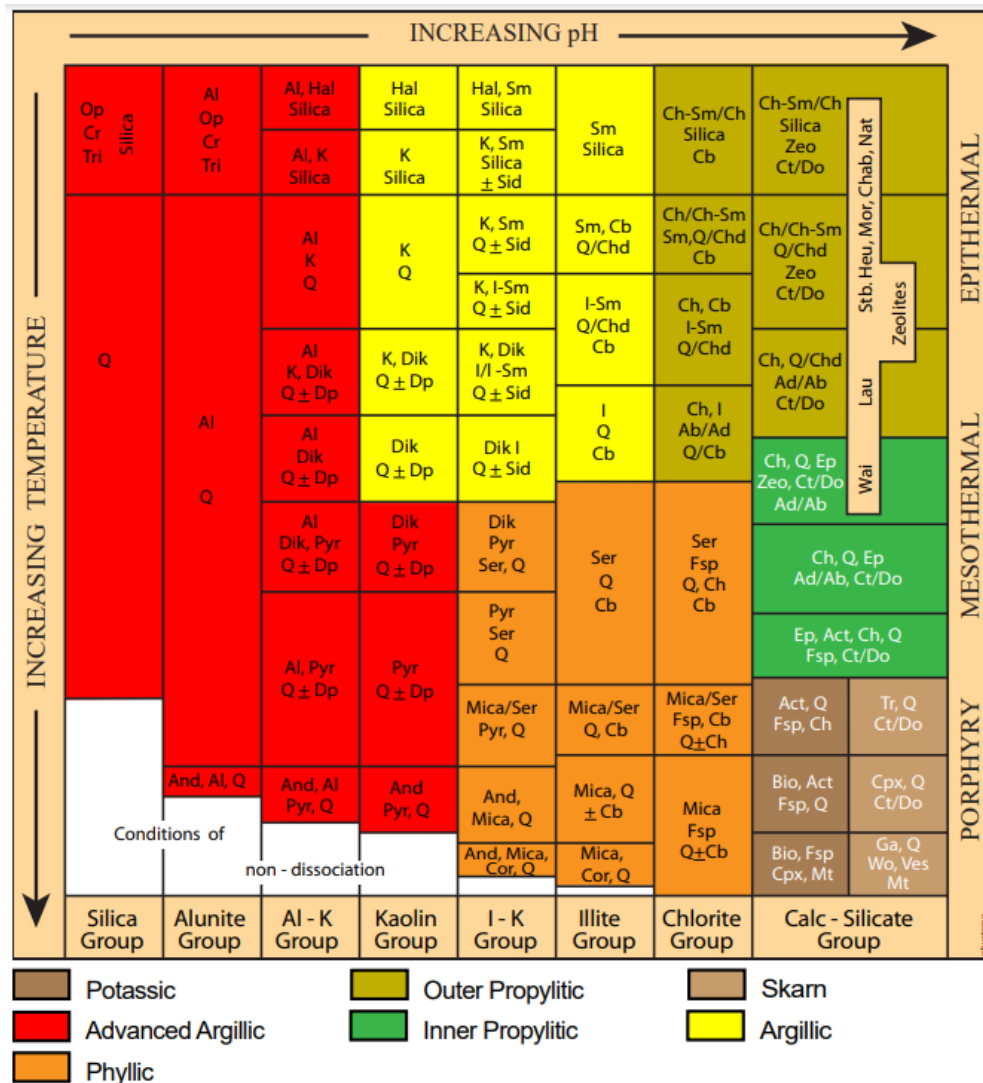


Figura 5: Ensamblajes de alteración desarrollados en distintas condiciones de pH y temperatura. El polígono amarillo encierra las asociaciones mineralógicas identificadas y las condiciones de temperatura y pH del estudio. Abreviaciones: Ab - albita; Act - actinolita; Ad - adularia; Al - alunita; And - andalucita; Bio - biotita; Cb - carbonato (Ca, Mg, Mn, Fe); Ch - clorita; Chab - chabacita; Chd - calcedonia; Ch-Sm – clorita-esmectita; Cor - corindón; Cpx - clinopiroxeno; Cr - cristobalita; Ct - calcita; Do -

dolomita; Dik - dickita; Dp - diáspora; Ep - epidota; Fsp - feldespato; Ga - granate; Hal - halosita; Heu - heulandita; I - illita; I-Sm - illita-esmectita; K - caolinita; Lau - laumontita; Mt - magnetita; Mor - mordenita; Nat - natrolita; Op - sílice opalina; Pyr - pirofilita; Q - cuarzo; Ser - sericite; Sid - siderita; Sm - esmectita; Stb - estibnita; Tr - tremolita; Tri - tridimita; Ves - vesuvianita; Wai - wairakita; Wo - wollastonita; Zeo - zeolita. Extraído de Corbett y Leach (1998).

2.4 Yacimientos tipo IOCG-IOA

Los depósitos IOCG (óxidos de Fe-Cu-Au) (fig. 6) incluyen una amplia variedad de yacimientos de origen magmático-hidrotermal definido principalmente por contener grandes concentraciones de minerales óxidos de Fe (magnetita y/o hematita), además de Cu y Au como menas principales. Otros elementos que puede contener este tipo de depósitos, además de Cu, U, REE y Au, son concentraciones anómalas, pero subeconómicas de Co, Mo, Ni, Te y As (Hitzman *et al.*, 1992; Sillitoe, 2003; Williams *et al.*, 2005; Skirrow, 2021). Se propone que estos tipos de depósitos se formarían en ambientes corticales someros, a profundidades de 4-6 km, como expresiones más superficiales de sistemas hidrotermales ígneos, ricos en volátiles y más profundos (Hitzman *et al.*, 1992).

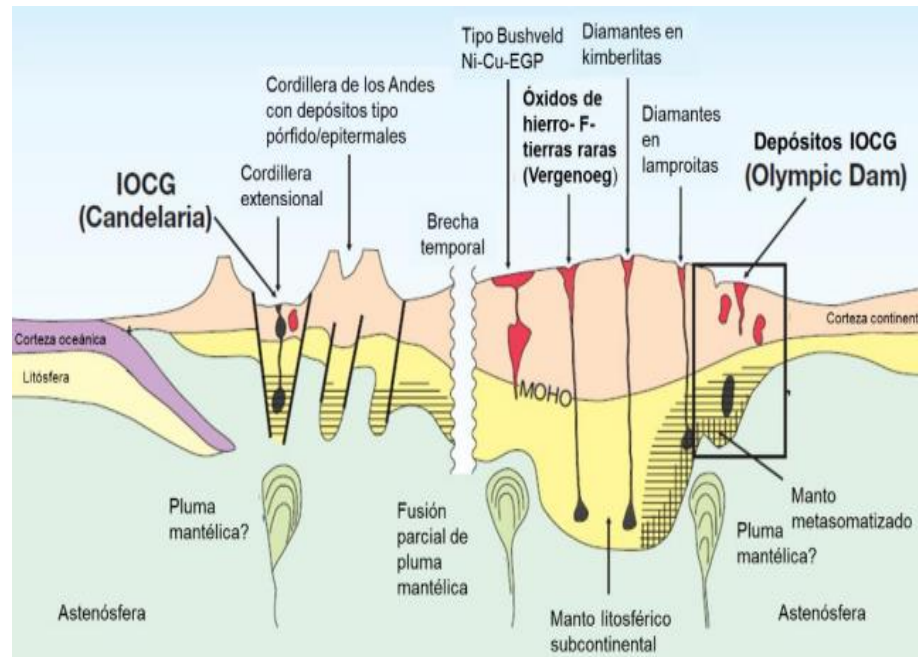


Figura 6: Diagrama esquemático de las características tectónicas y litosféricas de depósitos IOCG correspondientes al Precámbrico y de la Cordillera de la Costa. (EGP: Elementos grupo platino). Modificado de Groves *et al.* (2010).

Existen diversos modelos propuestos para explicar la formación de depósitos IOCG andinos considerando distintas fuentes de fluidos. Algunos modelos sugieren la influencia de salmueras salinas oxidadas derivadas desde evaporitas formadas en cuencas de trasarco continental durante el Jurásico Superior y Cretácico Inferior (Barton y Johnson, 1996; Hitzman, 2000), y otros modelos proponen la acción de fluidos magmático-hidrotermales que evolucionaron a partir de intrusiones ígneas temporal y espacialmente asociadas (Marschik y Fontboté, 2001; Sillitoe, 2003; Pollard, 2006; Del Real *et al.*, 2018).

Del Real *et al.* (2020), indicaron que los depósitos IOCG de tipo Andino, se encuentran localizados en la Cordillera de la Costa, extendiéndose desde el sur del Perú, hasta el norte de Santiago de Chile, con edades que van desde aproximadamente 90 a 165 Ma, formados en entornos tectónicos transtensionales (Arévalo *et al.*, 2005; Groves *et al.*, 2010; López *et al.*, 2014; Richards *et al.*, 2017) y transpresionales (Chen *et al.*, 2013; Del Real *et al.*, 2018), como es el caso del depósito IOCG Candelaria, dentro del arco magmático Jurásico - Cretácico a lo largo del margen convergente de los Andes Centrales.

En Chile, estos tipos de yacimientos se distribuyen, principalmente, entre los 22 y 30° S, como una franja continua que se superpone con la bien definida Franja Ferrífera de la Cordillera de la Costa (Vivallo, 2009). Los depósitos agrupados en esta franja (fig. 7) fueron formados durante el Mesozoico principalmente divididos en dos etapas de mineralización, la primera etapa aconteció en el Jurásico (165-155 Ma), en tanto la segunda etapa ocurrió durante el Cretácico temprano (120-100 Ma) y es señalada como el evento metalogénico más importante desde el punto de vista económico de los yacimientos del Cretácico Inferior (por ejemplo: Cerro Negro, Cerro Imán, Mantoverde, Candelaria) (Sillitoe, 2003; Vivallo *et al.*, 2009; Chen *et al.*, 2013).

Un rasgo característico de estos depósitos según Makshev *et al.* (2007) es que ocurren a lo largo del dominio del Sistema de Fallas Atacama, el cual corresponde a un sistema de fallas de rumbo sinistral que se extiende por más de 1000 km a lo largo de la Cordillera de la Costa, y se desarrolló durante el Jurásico-Cretácico. Los depósitos IOCG comparten fallas y estructuras con diques máficos preminerales, muchos de composición diorítica e incluso dacítica (Sillitoe, 2003).

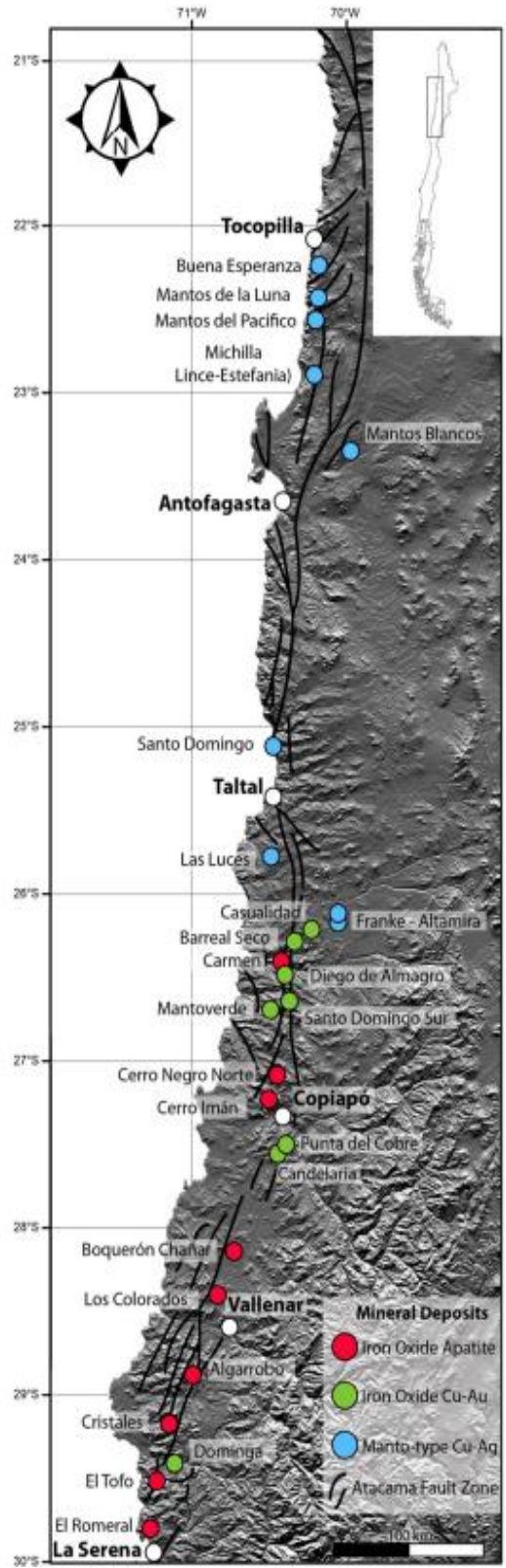


Figura 7: Posición del Sistema de Fallas de Atacama, la Franja Ferrífera de la Cordillera de la Costa y los depósitos pertenecientes a esta. Extraído de Barra *et al.* (2017).

Se ha demostrado que varios de los depósitos IOCG vetiformes y sus intrusivos hospedantes poseen edades similares (Sillitoe, 2003). Independientemente de si las rocas hospedantes corresponden a plutones dioríticos o más félsicos, o a unidades volcanosedimentarias, las vetas IOCG normalmente comparten fallas con diques de composición máfica hasta intermedia, los que han sido variadamente descritos como, tonalita, diorita, gabro o simplemente composición intermedia-máfica y son típicamente anteriores o contemporáneos a la mineralización (Ruiz *et al.*, 1965; Boric *et al.*, 1990; Espinoza *et al.*, 1996; Sillitoe, 2003).

Relacionados a los depósitos IOCG también se describen los depósitos de óxido de Fe apatito (IOA) o también llamados “tipo Kiruna” (Sillitoe, 2003; Knipping *et al.*, 2015; Reich *et al.*, 2016; Del Real *et al.*, 2018; Simon *et al.*, 2018), donde la mineralización rica en Fe y pobre en S representa las raíces más profundas de algunos sistemas IOCG Andinos. Según Barton (2014), los depósitos IOA son un subgrupo distinguido por ser empobrecidos en Cu y contener apatito y actinolita como minerales de alteración. Según Vivallo (2009) los depósitos IOCG forman parte de un gran sistema mineralizador zonado verticalmente, cuya parte más profunda corresponde a yacimientos de Fe de tipo IOA, los cuales se caracterizan por estar asociados a intrusivos. Hacia niveles intermedios se desarrollan yacimientos mesotermales de Au-Cu y depósitos IOCG ricos en magnetita, los cuales suelen presentar mayor influencia de fluidos magmáticos-hidrotermales y condiciones de formación oxidantes. Finalmente, en niveles superiores del sistema afloran yacimientos de Cu tipo manto junto con los yacimientos IOCG ricos en hematita, donde las condiciones de oxidación son más elevadas y presentan mayor influencia meteórica.

2.5 Oxidación y enriquecimiento supérgeno

Los procesos supérgenos son el resultado de la transformación de la mineralogía original hipógena de los yacimientos de sulfuros metálicos bajo condiciones oxidantes de intemperización cercana a la superficie terrestre.

Para que esto ocurra los depósitos primarios deben ser exhumados hasta o cerca de la superficie. El reequilibrio de la mineralogía a las condiciones de meteorización es un proceso controlado por la fugacidad del oxígeno y puede desarrollarse en un tiempo muy breve. Sin embargo, el proceso está ligado a condiciones dinámicas como denudación, clima, nivel freático, etc., por lo que el tiempo real del proceso puede ser más extendido en depósitos individuales emplazados en zonas desérticas (e.g., norte de Chile), estimado entre 0,4 y 6,2 Ma (Sillitoe y McKee, 1996).

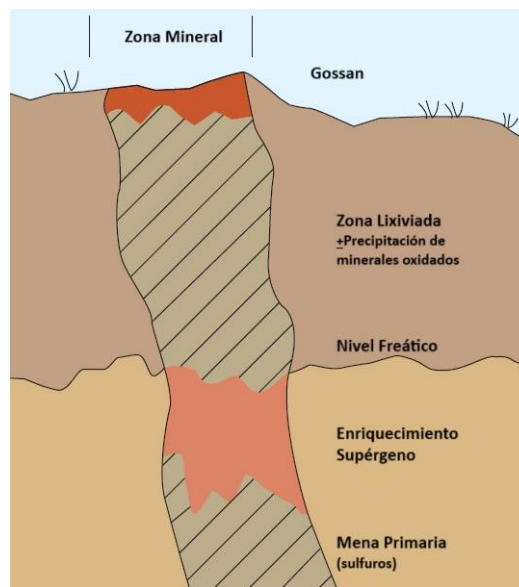


Figura 8: Representación simplificada de un perfil de oxidación supérgena. Modificado de Taylor (2011). Modificado de Blain y Andrew (1977).

La oxidación de minerales ricos en sulfuros generalmente resulta en exposiciones evidentes de óxidos de Fe rojizos, que a menudo se conocen como *Gossans*, cúpulas lixiviadas o sombrero de Fe. Aquellos yacimientos afectados por alteración supergénea que cuentan con la presencia de *Gossan*, sirven como guía de exploración para el descubrimiento de concentraciones de sulfuros metálicos, zona lixiviación, zona oxidada, zona de enriquecimiento secundario y la zona inferior con mena primaria (fig. 8) (Taylor, 2011).

Los minerales secundarios, formados por precipitación directa (relleno) o reemplazo (alteración), proporcionan pistas valiosas sobre el mineral de mena primario subyacente, aunque también, una porción del metal liberado en cantidades traza dentro de las acumulaciones de óxido de Fe y Mg (Taylor, 2011). El desarrollo de la capa de lixiviación puede verse afectada por procesos que ocurren bajo el nivel freático, donde las soluciones ricas en metales se filtran desde la región de oxidación, reemplazando los sulfuros preexistentes a medida que las condiciones cambian de relativamente ácidas a relativamente alcalinas, y el potencial de oxígeno disminuye (Taylor, 2011), reemplazando una amplia gama de sulfuros primarios, creando una zona de valores elevados de Cu, denominada “zona de enriquecimiento secundario”.

CAPÍTULO 3: MARCO GEOLÓGICO

3.1 Contexto geológico regional

Las unidades geológicas de la precordillera que afloran en el área de estudio (fig. 9) fueron levantadas en la Carta Geológica de Los Loros, región de Atacama 1:100.000, la cual está constituida principalmente por rocas del tipo volcánico-sedimentarias pertenecientes a la Formación Cerrillos de edad Albiano-Turoniano en el sector occidental, la cual se encuentra intruida por stocks dioríticos del Cretácico Superior alto, mientras que en el sector oriental afloran rocas volcano-sedimentarias de la Formación Hornitos de edad Campaniano-Maastrichtiano (fig. 10; Arévalo, 2005). Sobreyaciendo a las formaciones Cerrillos, Hornitos y Stocks Dioríticos, se encuentran depósitos semiconsolidados aluviales antiguos de edad Mioceno-Plioceno y del Mioceno medio (Gravas de Atacama) (Arévalo, 2005). De la misma forma e incluso sobreyaciendo a estas dos últimas unidades encontramos una serie de depósitos sedimentarios aluviales, fluviales y coluviales no consolidados del Cuaternario (Arévalo, 2005).

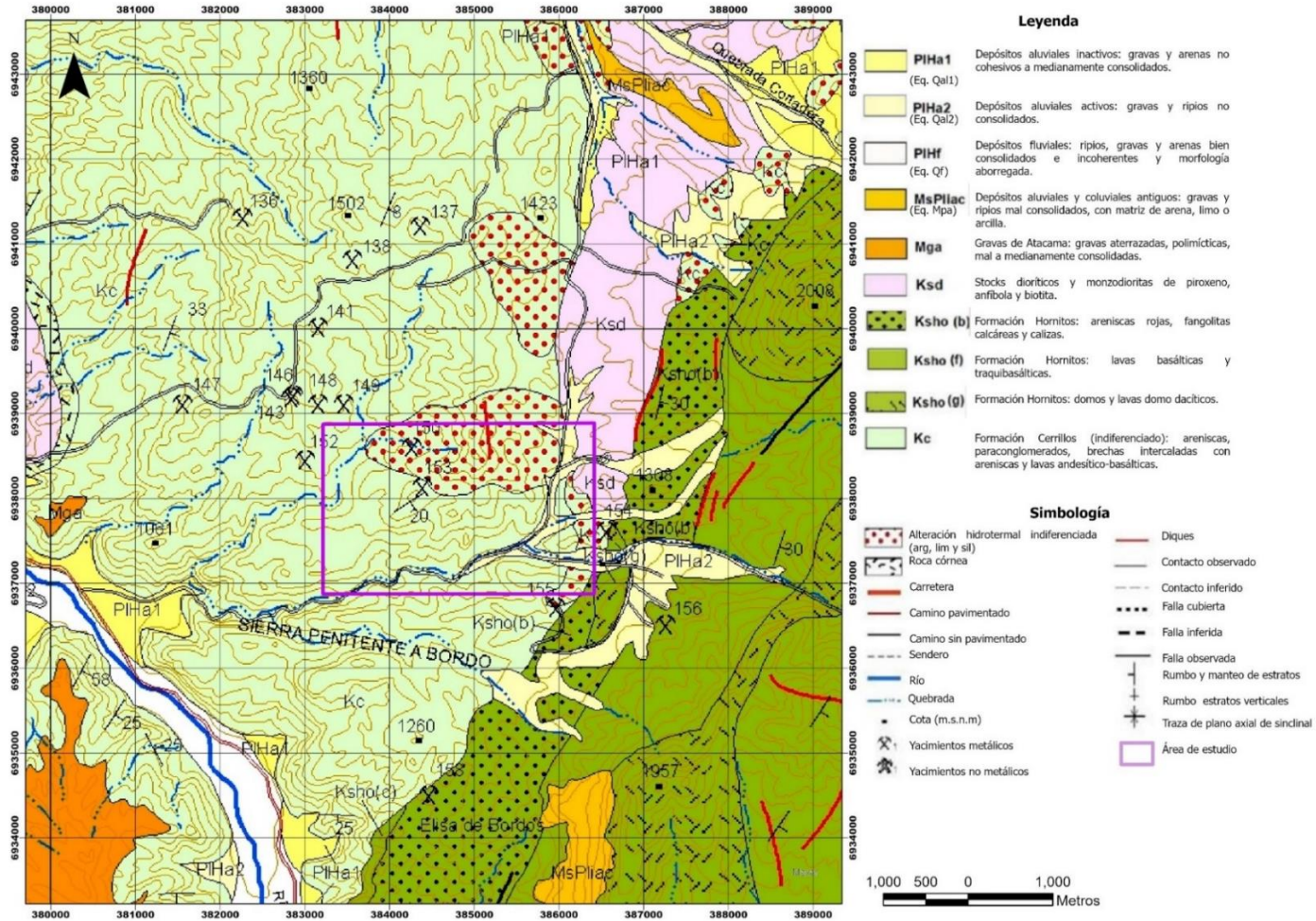


Figura 9: Mapa geológico de la cuenca del río Copiapó; Hoja Los Loros, en torno al sector sur-este del distrito minero San Marcos. El rectángulo de color morado marca ubicación del área estudiada (modificado de Arévalo, 2005).

3.1.1 Unidades litológicas

3.1.1.1 Rocas estratificadas

Formación Cerrillos Kc, Kc (a) (Albiano-Turoniano) (Segerstom y Parker, 1959):

Secuencia de rocas volcánicas y sedimentarias continentales, que se encuentran cubiertas en discordancia angular por rocas de la Formación Hornitos. Se estima una potencia de 5.800 m. de esta unidad, que se conforma en dos secciones. La sección inferior la compone una secuencia de areniscas verdes rojizas de grano medio a muy grueso, con intercalaciones de paraconglomerados, se estima una potencia media de 2.300 m. Mientras que la sección superior se encuentra conformada por paraconglomerados y brechas volcánicas gruesas, alternadas por areniscas gris rojizas de grano medio, lavas andesíticas y andesítico-basáltico verdes rojizos y brechas andesíticas autoclásticas, esta sección tiene una potencia aproximada de 3.500 m (Arévalo, 2005).

Por la falta de marcadores biocronoestratigráficos su edad ha sido asignada en base a las unidades infrayacentes (Fm. Pabellón, Aptiano Superior) y suprayacente (Fm. Hornitos, Campiano-Maastrichtiano), junto a dataciones U-Pb de $90,4 \pm 0,5$ Ma (circón) de pórfidos de hornblenda que intruyen a esta formación, permite establecer una edad Albiano-Turoniano (Arévalo, 2005).

Formación Hornitos Ksho b, Ksho g (Cretácico Superior, 80-65 Ma) (Segerstrom, 1959; Arévalo, 2005):

Secuencia sedimentaria y volcánica, que yace discordante sobre la Formación Cerrillos y subyace del mismo modo, a tobas paleocenas de las calderas Lomas Bayas y Cerro Blanco. Afloramientos que se extienden como una franja NNE, con anchos variables de entre 20 a 30 km, que alcanzan un espesor mínimo de 1.950 metros (Arévalo, 2005). Su base se encuentra formada por brechas y conglomerados verdosos (Ksho a) con intercalaciones de paquetes lenticulares de areniscas rojas, fangolitas calcáreas amarillentas y calizas (Ksho b), y niveles de tobas blanquecinas (Ksho c), de composición

riolítica. Esta secuencia se encuentra cubierta hacia al techo por lavas basálticas y traquibasálticas (Ksho f). Domos y lavas domo dacíticos (Ksho g) se intercalan en todo el espesor de la secuencia, consisten en cuerpos de dacitas y riolitas de geometría subcircular a tabular (de 1 a 6 km de longitud) (Arévalo, 2005).

El hallazgo de restos óseos de saurópodos en fangolitas de las facies Ksho b, permiten asignar un rango amplio Campaniano-Maastrichtiano (Chong, 1985; Pérez *et al.*, 1999). Estudios de dataciones K-Ar de 78 ± 5 Ma (plagioclasa; Arévalo, 1994), de $79,5 \pm 6,6$ Ma (anfíbola; Zentilli, 1974) y de $68,2 \pm$ Ma (biotita; Arévalo, 2005), obtenidas en distintos pórfidos hipabisales que intruyen la formación en el Llano Tirado, son concordantes con este periodo. Así como una edad obtenida por K-Ar de 65 ± 3 Ma (plagioclasa; Arévalo, 1994) y otras dos edades U-Pb, concordantes de $65,6 \pm 0,2$ Ma (circón; Arévalo, 2005) obtenidas de un domo dacítico (Kho g) en el cerro La Plata, y otra de $66,1 \pm 0,5$ Ma (circón; Arévalo, 2005), obtenida en una ignimbrita en el valle del río Copiapó.

Gravas de Atacama Mga (Mioceno medio) (Mortimer, 1973):

Unidad de gravas y ripios mal consolidados, con mala a moderada selección, polimícticas, subangulares hasta subredondeados, frecuentemente diferente de la composición de las rocas de los sustratos. Se destaca por su cantidad de clastos grandes (mayor de 30 cm de diámetro). Su techo lo constituye una superficie de pedimentación (Mortimer, 1973) la que en algunos lugares se encuentra cubierta por la ignimbrita San Andrés (Clark *et al.*, 1967). Su base se ve expuesta en laderas del río Copiapó con una potencia de 100 metros, generando una superficie erosiva labrada en rocas de la Formación Cerrillos (Arévalo, 2005).

Directamente, en el área del distrito San Marcos no se han realizado estudios de dataciones radiométricas. Sin embargo, depósitos similares en Potrerillos, Pampa Unión, quebrada Chañaral Alto y nacientes de la quebrada de Paipote en distintos niveles de cenizas han sido datados y se han obtenido edades K-Ar, que varían entre 12 y 15 Ma (Arévalo, 2005). Por otro lado, determinaciones en ignimbritas que subyacen a gravas

similares, en la Hoja Salar de Maricunga, varían entre 17 y 15 Ma (Cornejo *et al.*, 1998). Estas determinaciones permiten asignar a las Gravas de Atacama una edad Mioceno medio.

Depósitos aluviales y coluviales antiguos Mpa (Mioceno superior-Plioceno) (Arévalo, 2005):

Consiste en una serie de gravas y ripios mal consolidados con mala a moderada selección, que constituyen conos aluviales individuales o coalescentes, depósitos coluviales y llanuras de inundación adosadas a zonas topográficamente altas. En zonas proximales está compuesta por gravillas y gravas arenosas mal consolidadas, bien estratificadas, con matriz de arenas, limos o arcillas. En zonas distales, se componen de gravas arenosas y arenas bien estratificadas (Arévalo, 2005).

Depósitos coluviales Qc (Cuaternario) (Arévalo, 2005):

Esta unidad se compone por gravas y ripios de bloques sueltos de mala selección, constituidos principalmente por fragmentos homocomposicionales de formas angulosas. Formando taludes o “escombros de falda” de gran pendiente y rellenando quebradas cortas (Arévalo, 2005).

Depósitos fluviales Qf (Cuaternario) (Arévalo, 2005):

Corresponden a depósitos asociados a la escorrentía superficial del río Copiapó y que forman el relleno principal del valle. Compuesto por ripios, gravas y arenas de buena selección con abundantes niveles de limos intercalados. Los clastos más gruesos son heterocomposicionales, bien redondeados, de formas discoidales y generalmente imbricados. Los depósitos desarrollan terrazas bajas, laterales al curso actual del río Copiapó (Arévalo, 2005).

Depósitos aluviales activos Qal 1 e inactivos Qal 2 (Cuaternario) (Arévalo, 2005):

Corresponden a ripios, gravas y arenosas, que ocupan laderas de baja pendiente y de relleno en quebradas. Los depósitos inactivos, no cohesivos a medianamente consolidados, formados por clastos heterocomposicionales y subangulosos en una matriz limo arenosa. Los depósitos activos corresponden a gravas y ripios no consolidados, de baja selección (Arévalo, 2005).

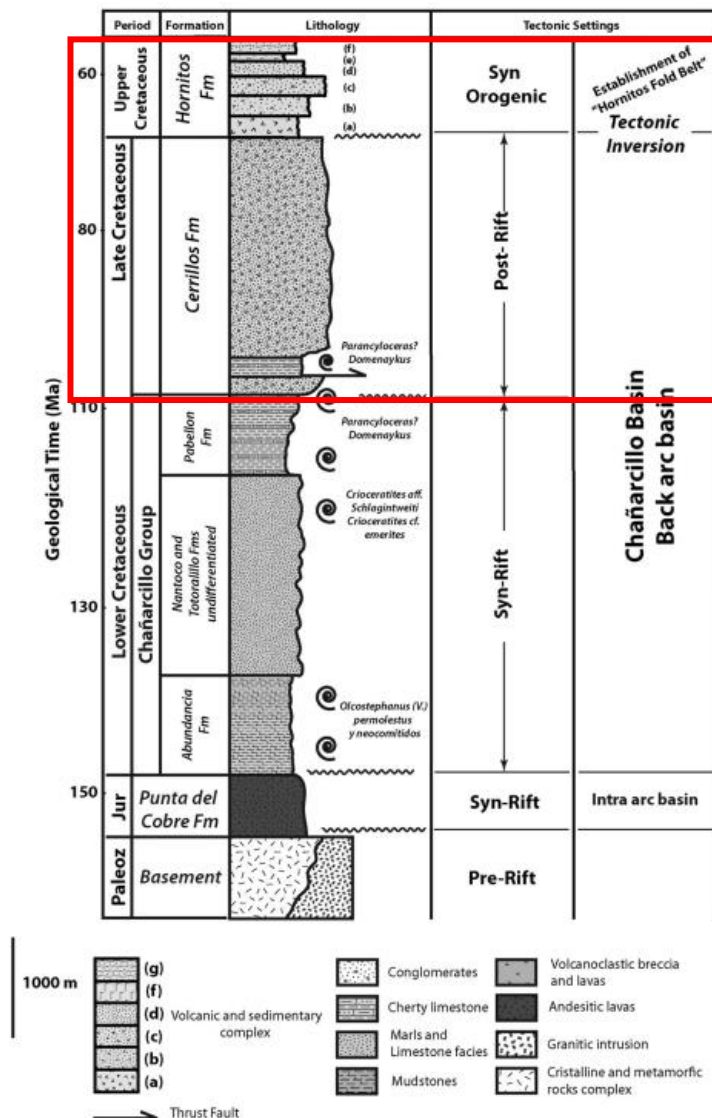


Figura 10: Columna estratigráfica que incluye las formaciones y su ambiente tectónico, destacando en rojo la sección que corresponde al sector estudiado. Modificado de Segerstrom *et al.* (1962); Martínez *et al.* (2013).

3.1.1.2 Rocas intrusivas

Stocks dioríticos de piroxeno, anfíbola y biotita Ksd (Cretácico Superior; 86-68 Ma) (Arévalo, 2005):

Serie de intrusivos de reducida extensión (1 a 20 km de exposición) y variada geometría (stocks, cuerpos irregulares, apófisis menores, diques y filones mantos), que intruyen a la Formación Cerrillos. Formados por dioritas, pórfidos dioríticos y monzodioritas subordinadas de clinopiroxeno (frecuentemente uralizado y cloritizado), hornblenda y biotita (ocasionales), de grano fino a medio y de color verde oscuro. Desarrollan silicificación y argilización en las rocas huéspedes (Arévalo, 2005).

Edad de $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ de $86,5\pm 0,8$ Ma (anfíbola) en dioritas stock Chancheros, en la sierra homónima. Otra edad K-Ar de 83 ± 6 Ma (anfíbola), obtenida en el stock Los Cóndores (Arévalo, 2005), es concordante con este valor. Una edad $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ de $67,5\pm 0,5$ Ma (biotita) obtenida en el stock Cortadera y otra edad K-Ar similar de 68 ± 2 Ma (biotita), en la misma muestra, indican que estos intrusivos podrían alcanzar la edad hasta el Cretácico Superior alto. Otras determinaciones K-Ar más jóvenes obtenidas en cuerpos intrusivos similares de 64 ± 8 Ma (plagioclasa; Arévalo, 1994) y 65 ± 2 Ma (hornblenda, Zentilli, 1974), son consideradas edades mínimas (Arévalo, 2005).

3.1.2 Geología estructural

En el dominio estructural de la precordillera cubierta por la Carta Los Loros (Arévalo, 2005), las fallas normales de bajo y alto ángulo, corresponden a las estructuras más antiguas y evidencian un periodo de extensión. Este evento extensional evidenciado mediante el despegue que desplaza la Formación Nantoco de la subyacente Formación Punta del Cobre, que incluye fallas lítricas, bloques rodados en dominó y budines en el bloque colgante, cuya actividad cretácica estaría indicada por la presencia de granates sintectónicos en salbandas milonitizadas de la falla en la aureola de un stock microgranítico de ca. 110 Ma (Arévalo, 2005). Lineaciones de estiramiento mineral subverticales, porfiroclastos de tipo s y clivaje en bandas de cizalle de tipo S-C, indican

un cizalle normal (Mpodozis y Allmendinger, 1993; Arévalo, 2005). Además, la coexistencia de diques pre y post cinemáticos de monzodioritas indica que esta estructura habría estado activa a los 111 Ma, momento de emplazamiento del plutón (Arévalo, 2005).

Las fallas normales de alto y bajo ángulo observadas en la Sierra de Fraga (Mpodozis y Allmendinger, 1993) se desarrollan bajo un régimen extensional vinculado a la apertura de la cuenca marginal abortada de Chile Central (Levi y Aguirre, 1981), probablemente entre el Albiano y el Cenomaniano. Las facies principales de relleno de la cuenca estarían representadas por la Formación Cerrillos.

Fallas frágiles de alto ángulo y movimiento inverso, con componente sinistral, forman parte de un sistema estructural que desplaza y deforma las secuencias del Cretácico Inferior a lo largo de la quebrada Paipote (Carta Copiapó; Arévalo, 2005) y del valle del río Copiapó y que generan un anticlinal de escala kilométrica conocido como Anticlinorio de Tierra Amarilla (Segerstrom, 1968). Sin embargo, los estudios posteriores de Martínez *et al.* (2013), indican que el Anticlinorio tiene su origen en el movimiento inverso de la Falla Elisa de Bordos, es decir, la inversión tectónica de fallas extensionales fue el factor principal de deformación de los sedimentos que rellenaron la cuenca de trasarco.

El despegue de Cerrillos se habría formado como un retrocorrimiento intraestratal durante la propagación hacia el sureste de la Falla Paipote (Arévalo, 2005). Más al sur, a la latitud de Sierra Punta del Diablo, otro anticlinal asimétrico de limbo oriental vertical invertido y limbo occidental levemente inclinado, que afecta a rocas calcáreas del Cretácico Inferior y a la Formación Cerrillos, el cual es interpretado como un anticlinal de inversión producido por la reactivación contraccional de una falla normal preexistente, activa durante la depositación de rocas calcáreas. Esta falla normal sinsedimentaria es confirmada por el aumento del espesor de la Formación Pabellón y por la existencia de un nivel de megadeslizamiento que se intercala con la Formación Pabellón. Estas estructuras tienen asignada una edad Cretácico Superior temprano (93-80 Ma; Arévalo y Grocott, 1997; Arévalo, 1999), que coincide con la fase de deformación Peruana (Coira *et al.*, 1982).

Los estratos de la Formación Hornitos constituyen el relleno de la cuenca extensional del Campiano-Maastrichtiano (80-65 Ma). El borde occidental de la cuenca está definido por una estructura de moderado a alto ángulo, que afecta a la Formación Cerillos, sobre la cual se disponen con una geometría 'on lap'. La distalización de las facies clásticas y acuñaamiento de capas, indican que esta estructura habría actuado como falla de borde de cuenca, activa al momento de la depositación (Falla Elisa de Bordos; Arévalo *et al.*, 1994).

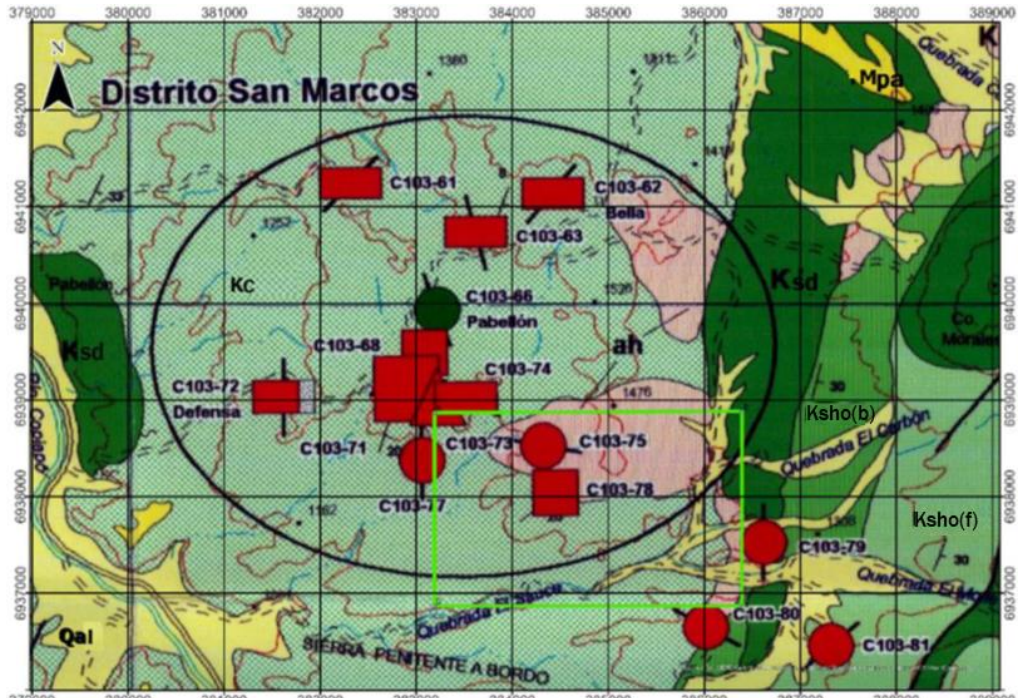
3.1.3 Geología Económica

La zona de estudio comprende al dominio de mineralización D3 (fig. 11), mencionado en la Hoja Los Loros (Arévalo, 2005), correspondiente a una franja de orientación noreste, ubicada inmediatamente al este del Dominio 2 y limitado con la quebrada Cachiyuyo por el sur. El Dominio D3 está caracterizado por depósitos de Cu, Ag y Cu-Ag, localmente Co y Hg, que comprende afloramientos del tipo vetiforme, estratoligado, irregular y chimenea de brecha, hospedadas en rocas volcánicas y sedimentarias de la Formación Cerrillos (Kc), del Cretácico Inferior (Díaz *et al.*, 1998), que se encuentra intruida por diques y pequeños pórfidos dioríticos y cuerpos de magnetita-apatita de origen ígneo (Vivallo *et al.*, 1994).

Vivallo *et al.* (1994) indicaron que los depósitos mantiformes son de espesores variables (2-50 m), corridas desde 50 hasta 1.000 m, con rumbos N45°E-N60°W y manteos entre 30°W y 45°W. La mineralogía de mena está constituida por malaquita, crisocola, chalcantita y escasa atacamita, que ocurren en una zona oxidada, de 30 m de potencia. A continuación, se reconoce de una zona de enriquecimiento secundario de extensión indeterminada, compuesta por covelina y calcosina. Finalmente, la mena primaria incluye calcopirita, pirita y especularita, en una ganga de calcita, cuarzo, magnetita y/o hematita, y óxidos de manganeso. Cabe destacar que los depósitos irregulares y del tipo relleno de fracturas se diferencian de los mantos, porque contienen sólo minerales oxidados de Cu, aunque similar asociación de minerales de alteración. Los

depósitos vetiformes de Cu corresponden a pequeños cuerpos de orientación norte-sur, que mantean entre 30°E y 40°W. Estos alcanzan de 0,5 a 2,5 m de potencia, corridas de 20 a 50 m (Mina Verano 70, C103-75) y alcanzan profundidades, entre 5 y 30 m. La zona expuesta corresponde a la zona de óxidos, donde la mineralogía de mena está constituida por crisocola, malaquita y atacamita, en una ganga de magnetita, especularita, calcita y minerales de arcilla. Asociada a la mineralización cuprífera del distrito San Marcos, se encuentra la mina Pabellón (C103-66), correspondiente a un depósito de Co, emplazado en un pórfido diorítico, que se caracteriza por la presencia de safflorita-esmaltina, óxido de Co, y óxidos de Mn (Vivallo *et al.*, 1994). Ruiz *et al.* (1965) señalaron la presencia en este distrito de esmaltina acompañada por cloantita, en pequeñas cantidades. La alteración de la roca de caja en este distrito está representada por la asociación calcita-epidota-cuarzo, minerales de arcilla y limonitas, definiendo zonas irregulares.

De acuerdo a lo expuesto por Vivallo y Henríquez (1997), acerca de la relación genética entre los yacimientos de Cu, Cu-Fe-Au y de Fe del tipo ‘Kiruna’, se postula que los yacimientos del distrito, podrían estar ligados, genéticamente, a magmas ricos en Fe-P. Esta hipótesis estaría respaldada por la presencia de magnetita y/o especularita en las distintas paragénesis de los depósitos, y por la relación espacial existente entre vetas de magnetita-apatita y los yacimientos de Cu. Estas vetas habrían resultado de procesos de exsolución desde magmas intermedios, representados por diques y pórfidos dioríticos e incluso dacíticos del Cretácico Inferior, que intruyen la Formación Cerrillos. Este escenario concuerda con lo planteado por Sillitoe (2003) para sistemas IOCG de la franja de Atacama, donde la actividad intrusiva férrica cumple un rol fundamental en la génesis de estos depósitos.



LEYENDA

SEDIMENTOS NO CONSOLIDADOS		
Qal	CUATERNARIO	
	Depósitos aluviales, coluviales y de remoción en masa.	
Mpa		
	MIOCENO	
	Depósitos de gravas y rípidos de mala consolidación y selección (Gravas de Atacama).	
ROCAS ESTRATIFICADAS		
Ksho	CRETÁCICO SUPERIOR	
	Unidad volcánico-sedimentaria constituida por: 1. Ignimbritas y sedimentos continentales compuestos por brechas, conglomerados, areniscas, fangolitas y calizas, con intercalaciones de ignimbritas (Estratos de La Quebrada la Higuera) y 2. lavas verde rojizas de composición basáltica a andesítico-basáltica (Lavas de Sierra La Dichosa).	
b f		
	Domos dacíticos, riolíticos, con ignimbritas asociadas, 'stocks' y pequeños cuerpos dioríticos y monzodioríticos (65-75 Ma).	
Kc	CRETÁCICO INFERIOR	
	Areniscas y paraconglomerados en su parte inferior y lavas andesíticas y andesítico-basálticas, con intercalaciones de fangolitas y calizas de ambiente lacustre en el techo (Formación Cerrillos, Albiano-Cretácico Superior).	
Ksd	CRETÁCICO SUPERIOR	
	ROCAS INTRUSIVAS	

SIMBOLOGÍA

—	Contacto geológico
---	Falla observada, falla inferida
▲	Falla normal, símbolo indica bloque hundido
△	Falla inversa, indica bloque levantado
→	Falla de rumbo, indicando sentido de desplazamiento
↖	Falla de bajo ángulo de probable desplazamiento normal
↗	Traza de plano axial de anticlinal, indicando buzamiento del eje
↘	Traza de plano axial de sinticlinal, indicando buzamiento del eje
↖	Traza de plano axial de anticlinal volcado
↘	Traza de plano axial de sinticlinal volcado
↖	Rumbo y manto de estratos
ah	Zona de alteración hidrotermal (ah)
□	Área

SIMBOLOGÍA DE LOS YACIMIENTOS

Elemento	Forma del Yacimiento	Categoría del Yacimiento
● Cobre	○ Grande	○ Grande
	△ Chimenea de brecha	○ Mediano
	□ Mediano	○ Pequeño
	□ Pequeño	
● Cobalto		
● Plata		
	Orientación del Yacimiento	Importancia relativa de los elementos
	↖ Rumbo	○ Mena principal
		○ Mena subordinada



Figura 11: Mapa de yacimientos metalíferos en la Hoja Los Loros, modificado de Díaz *et al.* (1998).

CAPÍTULO 4: METODOLOGÍA DE TRABAJO

Para el desarrollo de este proyecto se definieron tres etapas metodológicas para cumplir con los objetivos planteados. La primera etapa se centró en el trabajo de gabinete, que incluyó la revisión de antecedentes anteriores, análisis de imágenes satelitales y preparación cartográfica preliminar, lo cual permitió construir una base consistente para orientar el levantamiento geológico y una posterior interpretación estructural. En la segunda etapa, se realizaron las salidas a terreno, donde se efectuó el levantamiento geológico y la recolección de muestras, con el objetivo de caracterizar las unidades litológicas, mineralización y alteración hidrotermal. Finalmente, la tercera etapa correspondió a la fase de post-terreno, dedicada al procesamiento de datos, incluyendo los análisis petrográficos, geoquímicos, magnetométricos y estructurales.

4.1 Pre-terreno

4.1.1 Revisión de antecedentes geológicos previos

En esta etapa se revisó la literatura disponible y estudios previos realizados en el área de estudio, incluyendo informes internos de la empresa Pucobre, cartas geológicas del sector, tesis académicas y antecedentes obtenidos mediante comunicación directa con geólogos de la empresa.

4.1.2 Confección de bases de mapeo

Para mejorar la calidad de imagen del mapa, se obtuvieron imágenes satelitales georeferenciadas a través del *software* SAS Planet. Posteriormente, mediante el *software* Arcgis Pro se importó la base satelital, se incorporó la grilla, la escala gráfica y numérica, el norte magnético, entre otros. Para el mapa se utilizó el sistema de coordenadas UTM con datum WSG-84 zona 19S y una escala de trabajo correspondiente a 1:5.000.

4.1.3 Elaboración de mapa preliminar

Para optimizar el trabajo cartográfico y muestreo en terreno, se realizó una fotointerpretación a partir de una imagen satelital del sector de estudio para identificar posibles litologías, fallas, zonas de alteración y mineralización. Este análisis previo permitió focalizar el muestreo y mapeo geológico del área. hidrotermal y las estructuras mayores identificadas durante el mapeo superficial.

4.2 Trabajo de campo

4.2.1 Mapeo litológico, de mineralización y alteración

El trabajo de campo comenzó con la validación de los datos geológicos, previamente levantados por la empresa Pucobre con observaciones directas en terreno. Posteriormente, se realizó el levantamiento en superficie de datos litológicos, de alteración y de mineralización, utilizando tablets equipadas con el *software* Mapping Pro a una escala de trabajo de 1:5.000, durante un periodo de cuatro meses.

El mapeo de zonas mineralizadas incluyó la identificación de minerales de mena y ganga, así como la descripción de la textura, potencia y corrida de la mineralización. Este proceso permitió una identificación detallada de las unidades geológicas y de las alteraciones presentes.

Las alteraciones hidrotermales identificadas se clasificaron en rangos de acuerdo su intensidad: intensa, con más del 60% de roca alterada; moderada, con entre el 10% y 60% de roca alterada; leve, con menos del 10%; y zonas sin alteración, donde no se observó alteración de la roca. Además, su tipología mineralógica se determinó siguiendo los criterios propuestos por Cobertt y Leach (1998), los cuales consideran asociaciones minerales características, condiciones de pH, temperatura y zonación espacial típicas en sistemas tipo IOCG.

4.2.2 Muestreo petrográfico y geoquímico

Se recolectaron muestras representativas de los cuerpos mineralizados y rocas hospedantes de las distintas zonas establecidas en la etapa de pre-terreno, como en estructuras tipo veta, falla-veta, bolsones, utilizando el método de muestreo *chip sampling* para ser analizadas petrográficamente. Posteriormente, se realizó un análisis geoquímico de las zonas mineralizadas enfocadas en menas de Cu para la determinación de leyes de CuT, CuS, consumo de ácido y Au en ppm, además de la fluorescencia de rayos X (XRF) para elementos de estratégicos.

Las muestras fueron etiquetadas con el código de muestreo MX-Día-Mes (fig. 12) y almacenadas en bolsas plásticas. Además, se registraron las coordenadas GPS del punto de extracción, utilizando el programa Mapping Pro con el datum WGS-84. Para cada muestra, se registraron datos tales como el código de muestra, coordenadas, tipo de afloramiento, nombre de la roca, alteraciones presentes, observaciones, entre otros, con el fin de obtener la mayor cantidad de detalles para su análisis posterior en gabinete.

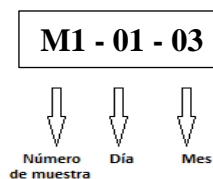


Figura 12: Ejemplo de codificación para las muestras. “M” corresponde a la muestra, el número 1 a la primera muestra recolectada durante el día 01 y el mes de marzo. El número de muestra no es correlativo pasando de un día a otro, partiendo desde el número 01.

4.2.3 Mapeo estructural

Para determinar la geometría y cinemática de desplazamiento de las estructuras mineralizadas, se realizaron mediciones de planos estructurales principales con brújula Brunton estructural, en notación tipo círculo completo (dirección de inclinación/manteo o dip/dipdir), además de la búsqueda de indicadores cinemáticos para determinar el de movimiento de las fallas y posteriormente ser clasificadas de acuerdo a su tipo de movimiento, tales como fallas normales o inversas, cuando existe un desplazamiento vertical, y/o dextral o sinistral, en caso de desplazamiento horizontal (de rumbo). La información fue ingresada en tablet mediante el *software* Mapping Pro utilizando una escala de 1:1000.

4.3 Etapa de gabinete

4.3.1 Descripción petrográfica de muestras

Para definir la paragénesis mineral, se realizó una descripción macroscópica de las muestras recolectadas en terreno. Para este fin, se emplearon lupas de mano de 20x y lupa binocular, enfatizando en los modos de ocurrencia, intensidad, textura, estructuras y asociación mineralógica.

4.3.2 Digitalización de mapa geológico

Una vez recolectada la información en terreno utilizando el *software* Mapping Pro, esta fue importada al *software* Arcgis Pro, donde se identificaron y diferenciaron las zonas de alteración, las distintas unidades litológicas y las características estructurales presentes.

4.3.3 Caracterización estructural

El análisis estereográfico de las estructuras geológicas registradas en terreno se realizó utilizando el *software* Dips, versión 7.0 de Rocscience Inc., para el tratamiento de datos estructurales mediante proyecciones estereográficas. Se ingresaron las mediciones de rumbo y buzamiento de estructuras como vetas, mantos, vetillas y fallas, recolectadas durante el mapeo estructural a escala 1:1.000, organizándolas en sets según su consistencia geométrica y espacial.

Las principales etapas del análisis incluyeron:

- Proyección estereográfica de datos individuales sobre una red de Schmidt de dos polos en el hemisferio inferior, lo que permitió visualizar la distribución espacial y densidad de las orientaciones estructurales.
- Análisis de concentración de polos, mediante diagramas de densidad, con el fin de identificar patrones de orientación dominantes y reconocer sistemas estructurales principales.
- Definición de familias estructurales a partir de la agrupación de polos en zonas de alta densidad, complementado con análisis de planos promedio y desviación angular.
- Construcción de rosetas de orientación, las cuales representaron gráficamente la frecuencia de rumbos registrados, permitiendo reforzar la identificación de direcciones estructurales preferenciales.

4.3.4 Análisis geoquímico de muestras

Durante un mapeo superficial realizado en 2021 por el área de exploraciones geológicas, se recolectaron 50 muestras provenientes de bolsones, vetas, mantos y desmontes, las cuales fueron analizadas geoquímicamente para determinar el contenido de Cu total (CuT) y Cu soluble (CuS), siguiendo los procedimientos establecidos por la empresa Pucobre S.A. Los análisis se llevaron a cabo en su laboratorio ubicado en las

oficinas del edificio Escorial Pucobre, en la comuna de Tierra Amarilla. Las muestras fueron procesadas mediante chancado como preparación mecánica, seguido de la división en dos paquetes de 120 gramos cada uno: uno destinado a análisis químico y el otro conservado como rechazo (testigo), para su eventual devolución a la Unidad de Geología de la compañía.

En el análisis químico, se empleó un ataque con ácido sulfúrico y agitación de 1 y 24 horas. Posteriormente, se determinó la concentración de CuT y CuS mediante espectrometría de absorción atómica (E.A.A.).

Por otra parte, se utilizó el equipo de fluorescencia de rayos X NITON XL3T-950 GOLD para analizar 15 pulpas seleccionadas del total de las 50 muestras para elementos de interés económico como Cu, Mo, Pb, Zn, Au y Co.

4.3.4 Análisis petro-calcográfico

En el año 2023 se llevó a cabo una segunda campaña de perforación de sondajes del tipo diamantina de la cual se extrajeron nueve muestras de testigo HQ, empleadas para la caracterización a escala microscópica. Para este propósito, se confeccionaron siete secciones delgadas y cinco cortes pulidos. El criterio de selectividad de las muestras se realizó basándose en la representatividad de las litologías existentes, con el objetivo de definir a detalle las distintas unidades geológicas presentes en el área de estudio.

La caracterización mineralógica y petrográfica de las muestras se realizó mediante el uso de un microscopio Nikon Eclipse LV100 POL (fig. 13), ubicado en las oficinas Escorial de la empresa Pucobre. Para el estudio de briquetas pulidas, se empleó microscopía de luz reflejada, principalmente con nicoles paralelos, con el objetivo de identificar minerales opacos, tales como sulfuros y óxidos metálicos. En el caso de las secciones delgadas, estas fueron analizadas mediante luz transmitida, utilizando tanto nicoles paralelos como cruzados, lo que permitió la identificación de minerales transparentes.



Figura 13: Microscopio polarizador Nikon Eclipse LV100 POL utilizado para el análisis mineralógico y petrográfico.

4.3.5 Interpretación geofísica

Se realizó una interpretación geofísica del área de estudio a partir de datos magnetométricos aportados por la empresa Geodatos (2022), con el objetivo de correlacionar las anomalías magnéticas con las unidades litológicas cartografiadas, zonas de alteración hidrotermal y estructuras geológicas reconocidas en superficie.

CAPÍTULO 5: RESULTADOS

5.1 Unidades litológicas

Una vez realizada la campaña de terreno y la descripción petrográfica exhaustiva de las muestras recolectadas, se determinó que en el distrito San Marcos se reconocen cinco unidades y dos subunidades litológicas. Este análisis incluyó descripciones macroscópicas, microscópicas y un mapeo de superficie. A continuación, se exponen los detalles de estas unidades y subunidades (fig. 14).

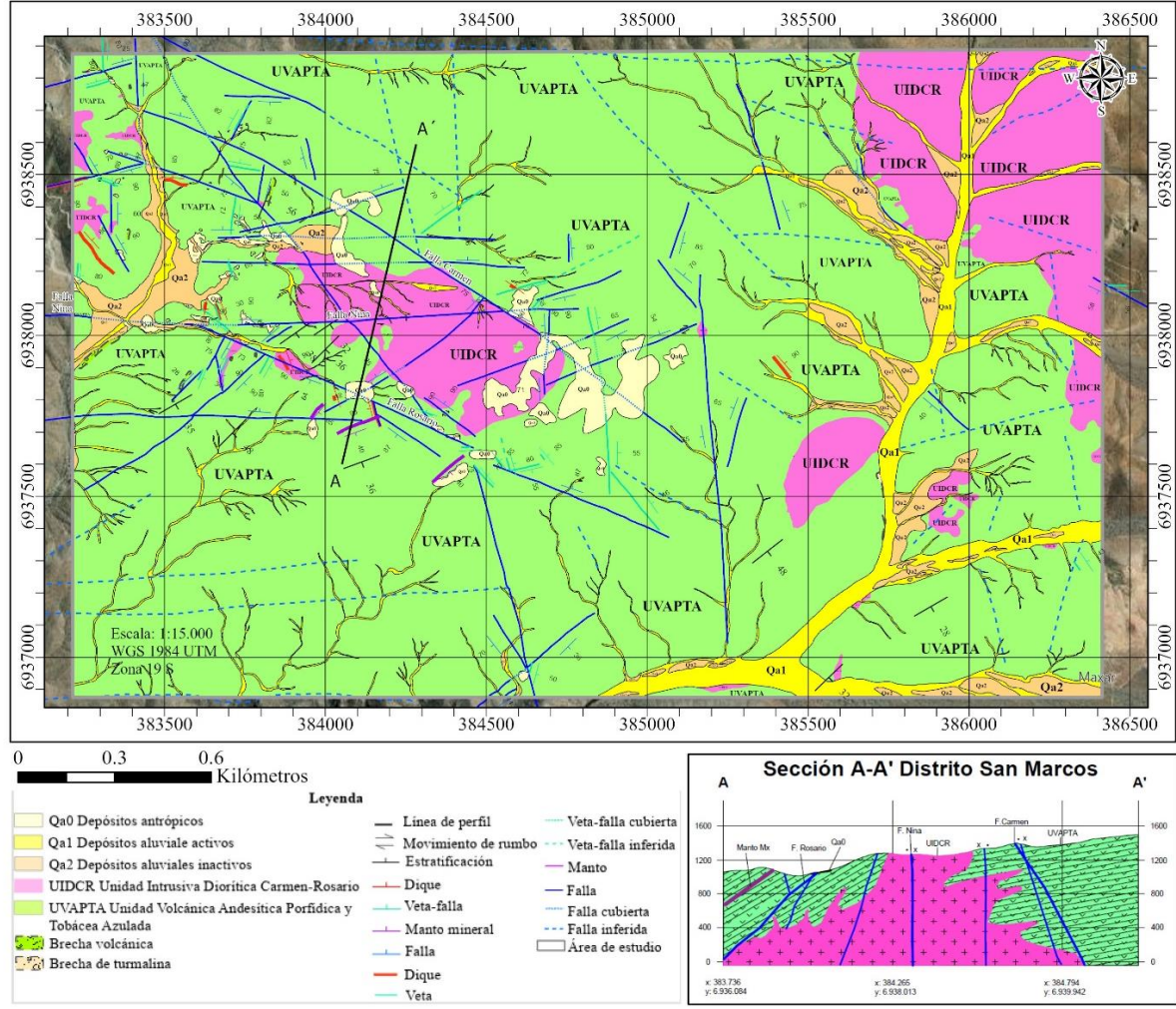


Figura 14: Mapa geológico del distrito San Marcos, escala 1:15.000 (Datum WGS-84, zona 19J). Fuente: Elaboración propia.

5.1.1 Unidad volcánica andesítica porfídica y tobácea azulada (UVAPTA):

La principal unidad geológica del área de estudio se distribuye ampliamente y se encuentra en contacto por intrusión con la unidad intrusiva diorítica Carmen-Rosario (UIDCR), y está parcialmente cubierta por depósitos no consolidados presentes en quebradas y zonas bajas del sector de estudio (fig.15 A). Esta unidad comprende una secuencia volcánica estratificada con rumbo dominante NE-SW y dirección de inclinación hacia el SE (fig. 15 B), de composición andesítica y textura porfídica, que en algunos casos presenta estructuras amigdaloidales (fig.16 A). Su color es gris azulado oscuro, y está constituida principalmente por fenocristales subhedrales de plagioclasa, que representan aproximadamente el 65% de su composición. Estos fenocristales están ocasionalmente afectados por una alteración selectiva de carácter moderado a intenso, que abarca cerca del 25% de la roca, que está compuesto por albita, arcillas, menor clorita, epidota y calcita. Además, en menor proporción, se identifican anfíboles que exhiben reemplazo moderado a clorita o epidota (fig.16 B).

La masa fundamental representa aproximadamente el 35% de la roca y está compuesta por microlitos subhedrales de plagioclasa, que constituyen cerca del 30% de la masa fundamental. Estos microlitos tienen un tamaño inferior a 0,3 mm y están afectados por una alteración selectiva de moderada a intensa, principalmente a arcillas. De manera subordinada, también se observan alteraciones de epidota y clorita, afectando a fenocristales y microlitos de las plagioclasas. Dentro de su composición, se observan escasos cristales subhedrales de anfíboles que representan alrededor del 2%, con tamaños inferiores a 0,2 mm, y que muestran reemplazos por arcillas, clorita, cantidades reducidas de esfeno y epidota. Además, la roca contiene cristales de cuarzo intersticial en una proporción cercana al 1%, con tamaños inferiores a 0,2 mm.

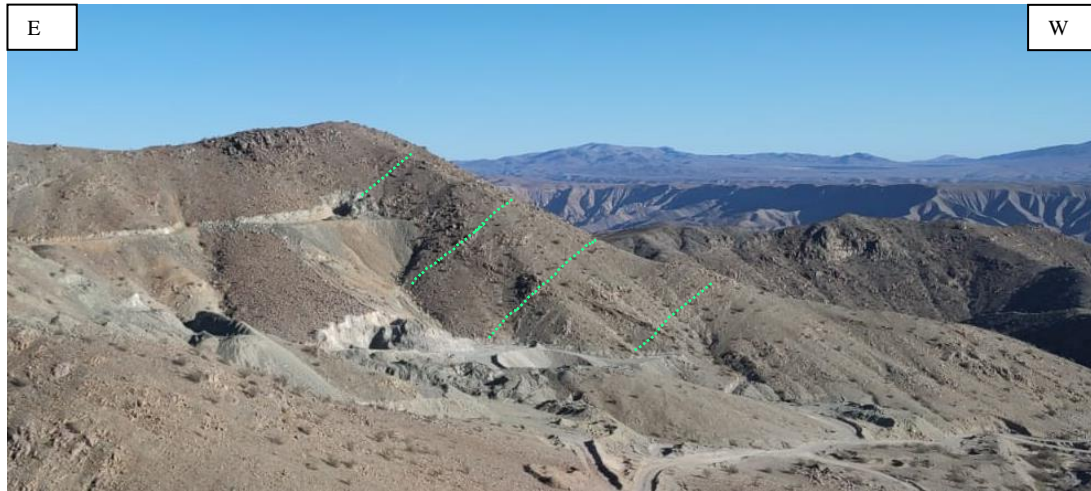


Figura 15: vista panorámica de la secuencia volcánica al sur de la propiedad minera Trillador 1-14.

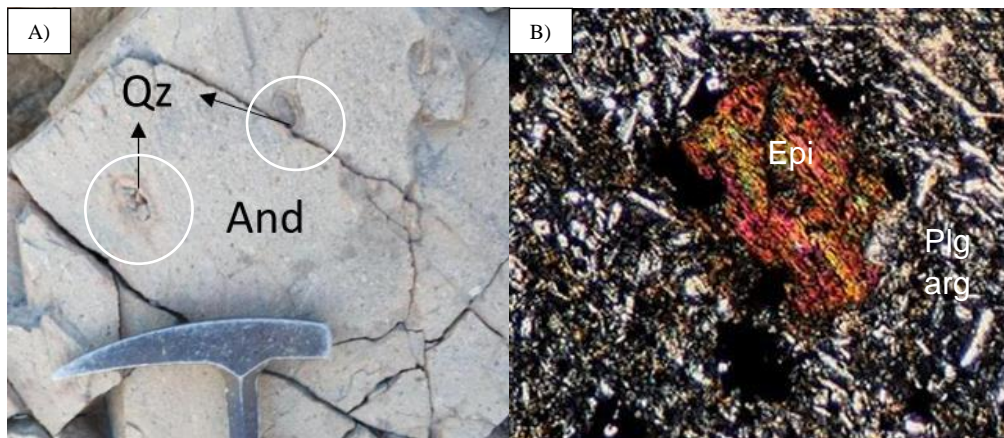


Figura 16: A) Fotografía de amígdalas de cuarzo en lavas andesíticas. B) Fenocristal de anfíbol con reemplazo de epidota (Epi) y microlitos de plagioclasa agilizados (Plg arg) en masa fundamental. Micrografía con aumento de 200x y nicoles cruzados.

La unidad también incluye algunas facies de autobrechas volcánicas de composición andesítica de color gris azulado oscuro. Esta facies presenta una potencia variable, entre 0,5 y 1,5 m, y se encuentra en contacto neto con la facies de lavas andesíticas. No obstante, en algunos sectores el contacto no es claramente visible debido a los procesos de meteorización.

Las autobrechas están conformadas por aproximadamente un 30% de fragmentos autoclásticos de alta esfericidad y subredondeados, los cuales se encuentran alterados principalmente a clorita y epidota. En torno a esta facies se tienden a desarrollar halos de cuarzo secundario y calcita. Los fragmentos poseen fenocristales subhedrales de plagioclasa, visibles a escala macroscópica. A escala microscópica, la masa fundamental se constituye por dos familias de microlitos subhedrales de plagioclasa, que presentan entre el 35% y el 40% de la roca (fig. 17).



Figura 17: Auto brecha de composición andesítica en testigo, con alteración silícea en borde de clasto.

Por otra parte, esta unidad se compone localmente por facies tobáceas, las cuales incluyen fragmentos líticos, los cuales representan aproximadamente el 55% de la roca. Estos fragmentos líticos poseen bordes subangulares, una composición andesítica con textura porfídica y contienen escasos cristales subhedrales de plagioclasa, los cuales exhiben un reemplazo leve a moderado por sericita fina, arcillas y clorita (fig. 18). La matriz de esta facies corresponde al tipo cinerítica, muestra un reemplazo intenso y constituye alrededor del 35% de la roca, siendo afectada en un 70 a 80% por arcillas, acompañado con una leve cloritización. Además, contiene escasos cristales de esfero diseminados.

Las rocas tobáceas han sido afectadas por un proceso de alteración posterior caracterizado por la presencia de cristales de cuarzo, feldspatos argilizados y minerales de alteración como clorita y epidota, los cuales constituyen el 10% del total de la roca. Asimismo, se reconocen minerales opacos, presentes como cristales anhedrales a subhedrales alojados en los agregados de clorita, que en su conjunto representan cerca del 2% del volumen de la roca.

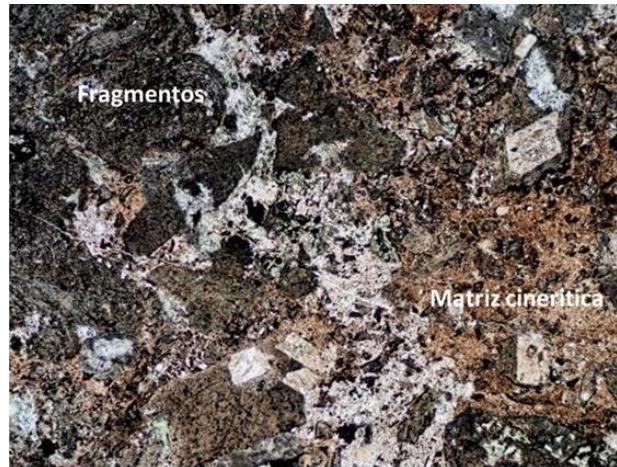


Figura 18: Roca tobácea, con fragmentos andesíticos en masa cinerítica argilizada y afectada por procesos de brechización. Aumento 200x, luz reflejada, nicoles cruzados.

5.1.2 Unidad intrusiva diorítica Carmen-Rosario (UIDCR):

Cuerpo intrusivo hipabisal que se presenta en forma de diques, stocks y sills, y cubre un área de aproximadamente 1,1 km², expuesto en la parte central y oriental del área de estudio. Aflora con una tendencia NW, a lo largo de las fallas Carmen y Rosario, así como en dirección N-S. Este cuerpo se encuentra en contacto por intrusión con la secuencia volcánica estratificada de la UVAPTA (fig. 19 A).

Petrográficamente, corresponde a una roca intrusiva de composición diorítica de color gris claro (fig. 19 B), que presenta una textura hipidiomórfica, compuesta por cristales subhedrales de plagioclasas, que constituyen cerca del 91% de la matriz y están reemplazados de forma selectiva entre el 40% y el 60% por arcillas, sericita y menor medida epidota. Se observan también agregados de minerales máficos, que representan

cerca del 5% de la roca, los cuales han sido moderadamente reemplazados en un rango que varía entre el 40% y el 75%, principalmente a clorita, con menor contenido de epidota y esfeno. Adicionalmente, se observan vetillas de cuarzo-calcita y escasos cristales de cuarzo intersticial en cantidades inferiores al 1%. El 4% restante de la roca está constituido por minerales opacos, presentes como agregados de cristales anhedrales a subhedrales, con un tamaño menor a 0,4mm, comúnmente asociados a minerales máficos.



Figura 19: A) Contacto intrusivo entre la unidad volcánica (UVAPTA) y la unidad intrusiva Carmen-Rosario. B) Fotografía macroscópica del intrusivo diorítico. C) Microscopía del intrusivo diorítico.

Esta unidad se compone principalmente por dioritas, aunque presenta variaciones composicionales locales, que incluye una facies enriquecida en feldespato potásico, cuya mineralogía corresponde composicionalmente a una monzodiorita. Esta última facies se caracteriza por la presencia de biotita y hornblenda como minerales máficos principales, aflorando principalmente en el extremo NE de la zona de estudio.

5.1.2.1 Subunidad de cuerpos hipabisales (diques y sills):

Cuerpos intrusivos microdioríticos que se caracterizan por su color gris azulado oscuro. En el caso de los diques, estos exhiben un rumbo NW-SE, con dirección de inclinación hacia el NE, con potencias de 1-2 m y manteos subverticales de 72-90E. Estos cuerpos afloran principalmente en la región NE del área de estudio, e intruyen tanto a la UVAPTA como a la UIDCR.

Petrográficamente, corresponde a una roca de textura hipidiomorfa, compuesta por cristales subhedrales de plagioclasa, que constituyen el 84% de la roca y presentan tamaños inferiores a 0,8 mm. Estos cristales son reemplazados en forma selectiva por arcillas, abarcando un 18%, en asociación con agregados de cristales subhedrales de anfíbol, que representan el 8%, y tienen un tamaño inferior a 0,6 mm. Los cristales de anfíbol muestran un reemplazo parcial por arcillas, y en menor proporción por epidota, constituyendo aproximadamente el 1%. Además, se identifican alrededor del 3% de minerales opacos en la roca, con tamaños inferiores a 0,2 mm. Finalmente, existe una escasa presencia de cristales de cuarzo intersticial, la cual representa alrededor del 1% de la muestra.

Ocasionalmente, los sills y diques que afloran o intruyen a mantos o a vetas minerales contienen un 30% de calcopirita anhedral, un 20% de magnetita subhedral, agregados de limonitas que representan un 45%, y hematita que reemplaza la magnetita en un 5%, los cuales son visibles en el centro del área de estudio, cercanos a las fallas Rosario y Nina.

5.1.3 Subunidad brecha hidrotermal (Bht):

La subunidad corresponde a una brecha de cuarzo-turmalina-feldespatos potásicos (fig. 20), especialmente asociada a la intrusión de la UIDCR en la UVAPTA y se distingue por su tonalidad rosa parduzco claro. Se localiza principalmente en zonas de contacto entre el cuerpo intrusivo y las rocas volcánicas. Petrográficamente, corresponde a una brecha de composición monomítica, con clastos angulosos a subangulosos de fragmentos de roca alterados a feldespato potásico y silicificados, cuyos tamaños varían de 5 cm a 30 cm. No suele presentar mineralización de Cu, pero sí muestra una débil presencia de Fe. La matriz corresponde a un relleno hidrotermal constituido por turmalina.



Figura 20: Afloramiento de subunidad de brecha cuarzo-turmalina-feldespatos potásicos (izquierda) y muestra de mano (derecha).

5.1.4 Depósitos aluviales inactivos (Qa2):

Corresponde a una secuencia aluvial clástica pobremente consolidada, de color grisáceo, compuesta por aproximadamente un 20% de clastos de composición oligomítica, subangulosos, de baja esfericidad y mala selección, con tamaños variables entre ripio, grava y arena. El depósito es matriz soportado, con una matriz de tamaño limo

(fig. 21). Se distribuyen en forma de abanicos aluviales, formado por rodados asociados a las rocas expuestas en la zona, que son transportados desde las laderas de los cerros, concentrándose en sectores bajos de quebradas y valles.



Figura 21: Corte estratigráfico del depósito aluvial, conformado por niveles estratificados de sedimentos de granulometría fina tamaño arena y limo, intercalados con secuencias de detritos de tamaño grava a arena dispuestos de forma imbricada en una matriz de limo.

5.1.5 Depósitos aluviales activos (Qa1):

Consisten en acumulaciones sedimentarias estratificadas y no consolidadas, de color gris oscuro. Contienen aproximadamente un 35% de clastos de composición oligomítica, de moderada selección, con morfología subangulosa a subredondeada, con baja esfericidad y tamaños que varían desde ripio y grava hasta arena, inmersos en una matriz de tamaño limo. Este depósito se caracteriza por ser matriz soportado y está asociado a redes hidrográficas que descienden por las laderas, contribuyendo al relleno principal del valle.

5.1.6 Depósitos antrópicos indiferenciados (Qa0):

Corresponden a acumulaciones artificiales de material removilizado producto de excavaciones mineras, de tonalidad grisácea clara. Presentan granulometrías variables, que van desde grava hasta limo. Conforman plataformas, desmontes y algunos accesos (fig. 22). Sobreyace de manera discordante a las unidades ígneas y de forma neta sobre los depósitos aluviales.



Figura 22: Fotografía panorámica de depósitos antrópicos en torno a accesos y labores mineras.

5.2 Zonas de alteración hidrotermal

Se reconocen extensas zonas de alteración hidrotermal en el área de estudio que presentan diversos estilos e intensidades (fig. 23), las cuales generalmente se asocian a estructuras o debilidades estructurales y contactos litológicos. A partir del muestreo superficial y de testigos de sondaje, se identificaron cinco tipos principales de alteración; propilítica, argílica intermedia, óxidos de Fe, silicificación y potásica.

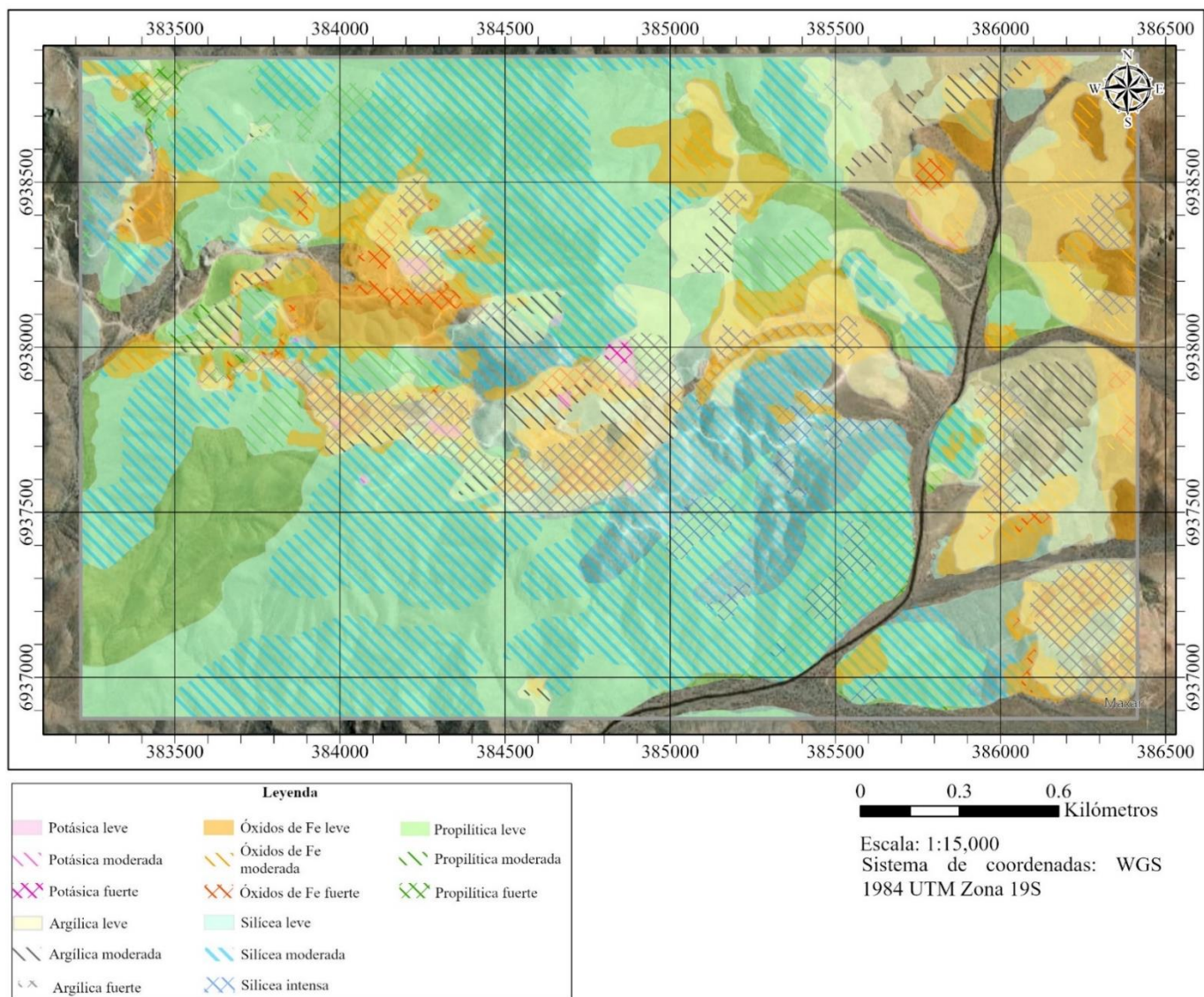


Figura 23: Mapa de alteraciones escala 1:15.000 del distrito San Marcos.

5.2.1 Alteración propilítica

Es la alteración predominante en el área de estudio, afectando las unidades UIDCR y UVAPTA. Se caracteriza por la presencia de epidota y clorita en modos de ocurrencia diseminada, en cúmulos, vetillas y vetas (fig. 24). También se encuentra como relleno de vesículas (fig. 25 A), en reemplazo parcial a anfíboles y en menor medida como alteración a plagioclasas. En algunas zonas, la albita se observa como reemplazo moderado en plagioclasas, tanto en cúmulos como en fenocristales. Por otro lado, la calcita ocurre en forma de agregados de cristales, reemplazando localmente a plagioclasas, de relleno en amígdalas y como vetillas (fig. 25 B).



Figura 24: Vetas de epidota y sillars dioríticos intercalados que siguen la estratificación de las secuencias de lavas andesíticas de orientación 162/48 (círculo completo).

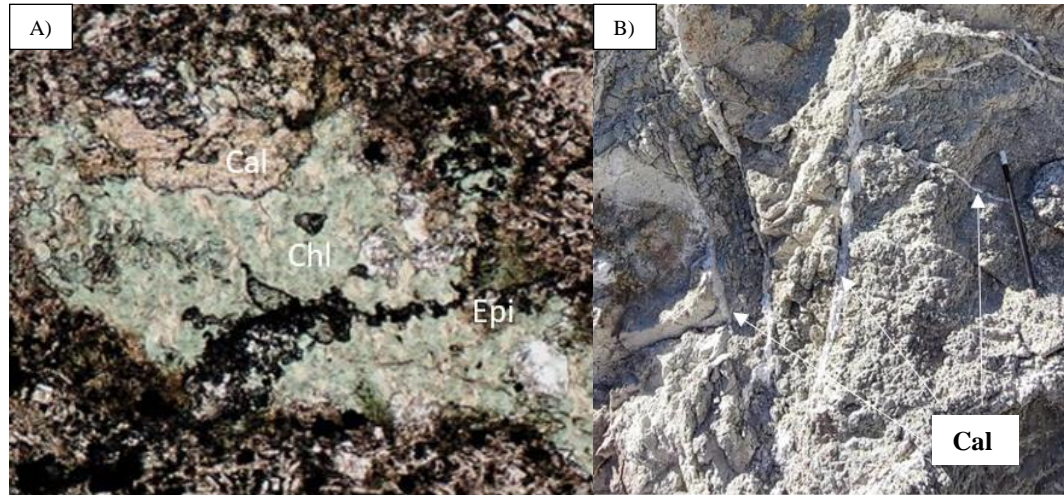


Figura 25: A) Amígdalas con agregados de clorita, epidota y calcita bajo nicoles cruzados en 200x. B) Vetillas de calcita encontradas en terreno.

Cabe destacar que esta alteración se encuentra cortada por vetillas de cuarzo (fig. 26), lo que permite establecer una relación temporal entre ambos eventos.



Figura 26: Testigo DDH correspondiente a lavas andesíticas con alteración propilítica cortada por vetillas de cuarzo, evidenciando la relación temporal entre ambos eventos.

5.2.2 Alteración argílica intermedia

Alteración compuesta por arcillas de color blanco y/o anaranjado, con intensidades que varían desde leve a moderada. Esta alteración afecta principalmente a la UIDCR, aunque también se observa en la UVAPTA, concentrándose en torno al contacto entre ambas unidades, orientado de manera diagonal al NW y ubicándose al E del área de estudio. Asimismo, se presenta con frecuencia en zonas de falla (fig. 27 C). Actúa como reemplazo principal y selectivo en fenocristales, así como en microlitos de algunas plagioclasas, y en menor medida en anfíboles (fig. 27 A, B). En ocasiones esta alteración afecta de forma pervasiva, obliterando la textura original de la roca.

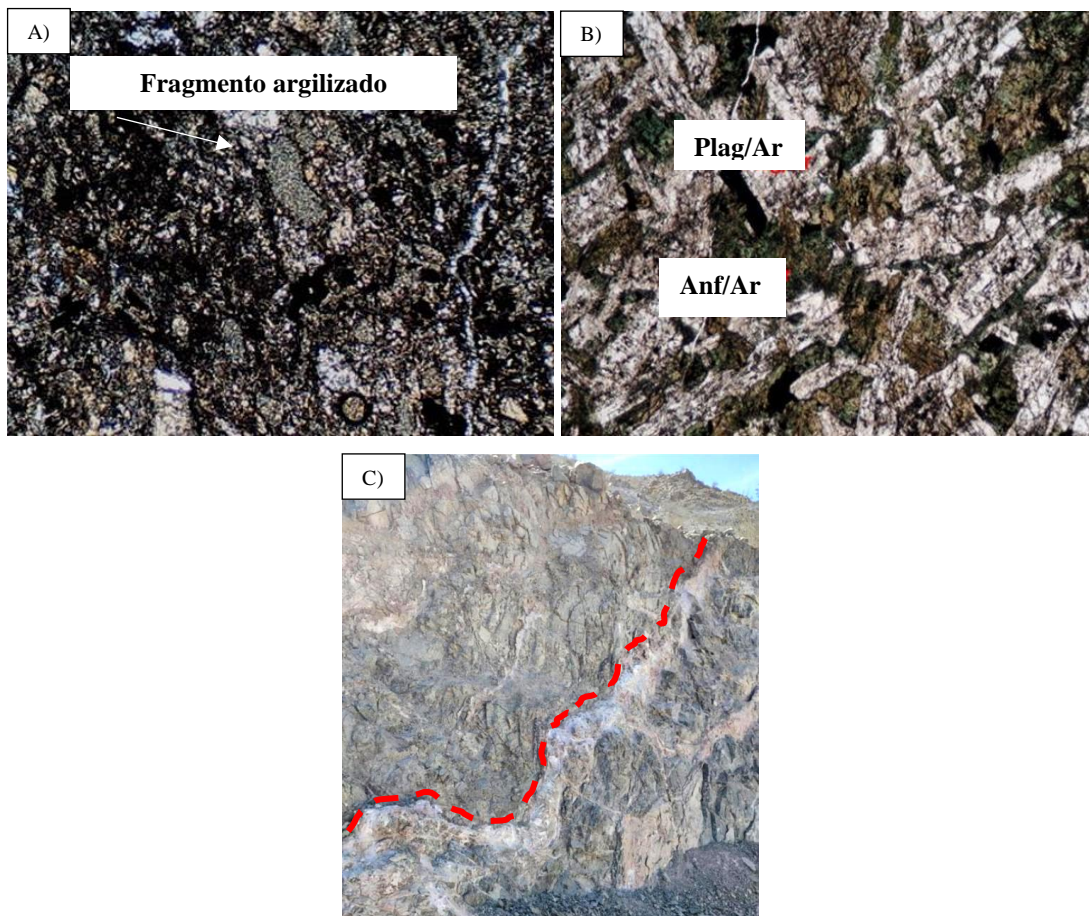


Figura 27: A) Toba cinerítica con fragmentos reemplazados por minerales de arcillas y menor clorita. B) Diorita con plagioclasas con reemplazo por arcillas y agregados de

minerales de anfíboles con reemplazo selectivo por arcillas y epidota. C) Plano de falla con relleno de arcilla.

5.2.3 Alteración óxidos de Fe

Se caracteriza por la presencia de jarosita, hematita y en menor medida goetita, afectando principalmente al sector E y central de la zona de estudio, cercano a labores mineras y asociados a estructuras como fallas y diaclasas, afectando a rocas de la UVAPTA, próximas a la intrusión de la UIDCR.

La alteración es intensa en áreas con debilidades estructurales, como fallas (fig. 28 A y B) y diaclasas, aunque también se presenta de forma diseminada en la masa fundamental de la roca de caja, reemplazando incipientemente los cristales de magnetita. Además, afecta localmente a minerales opacos diseminados, fenocristales de plagioclasa (fig. 28 C), agregados de clorita, y de manera ocasional, a minerales máficos.

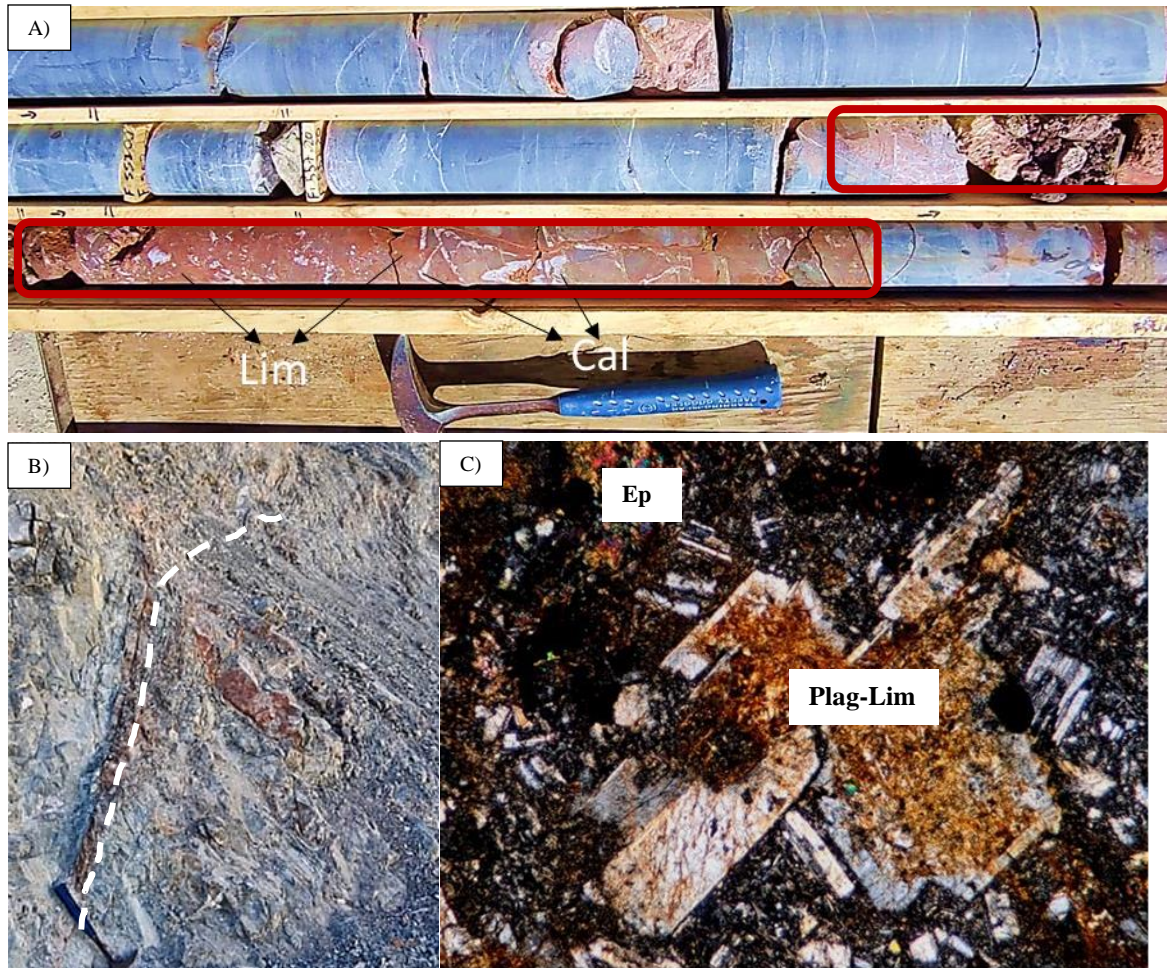


Figura 28: A) Falla mayor con relleno compacto, compuesto por limonitas y vetillas de calcita en sondaje HQ. B) Plano de falla con relleno de hematita-jarosita. C) Fenocristales de plagioclasa afectados por procesos de limonitización. Nicoles cruzados con aumento 200x.

5.2.4 Silicificación

Corresponde a una alteración asociada al cuarzo secundario que afecta principalmente a la unidad UVAPTA, con intensidades que varían entre moderada a intensa. Se manifiesta como un reemplazo penetrativo en la roca, que afecta tanto a los fenocristales como a la masa fundamental, llegando a obliterar la textura original (fig. 29).

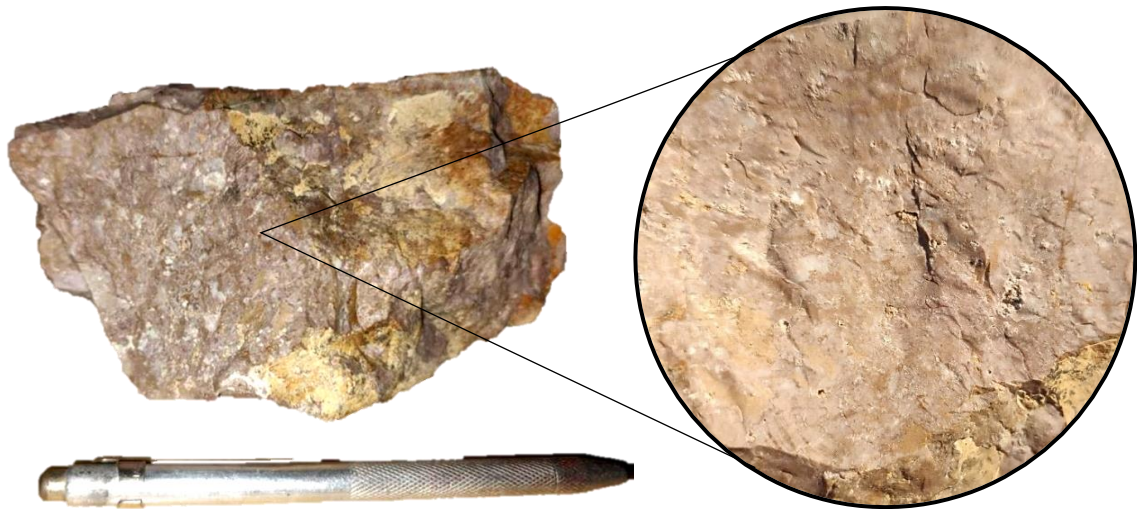


Figura 29: Muestra de roca silicificada con relictos de feldespatos.

5.2.5 Alteración potásica

Alteración compuesta por la presencia de feldespato potásico y/o biotita secundaria (fig. 30 A). Se desarrolla en zonas de contacto entre la UVAPTA y la UIDCR. Se manifiesta mediante vetillas, como parte del relleno de amígdalas, y como núcleos de ortoclasa, ocasionalmente acompañada de turmalina (fig. 30 B). En las proximidades al intrusivo, el contacto se presenta de manera irregular y poco definida, mientras que a mayor distancia, predominan las vetillas de feldespato potásico.

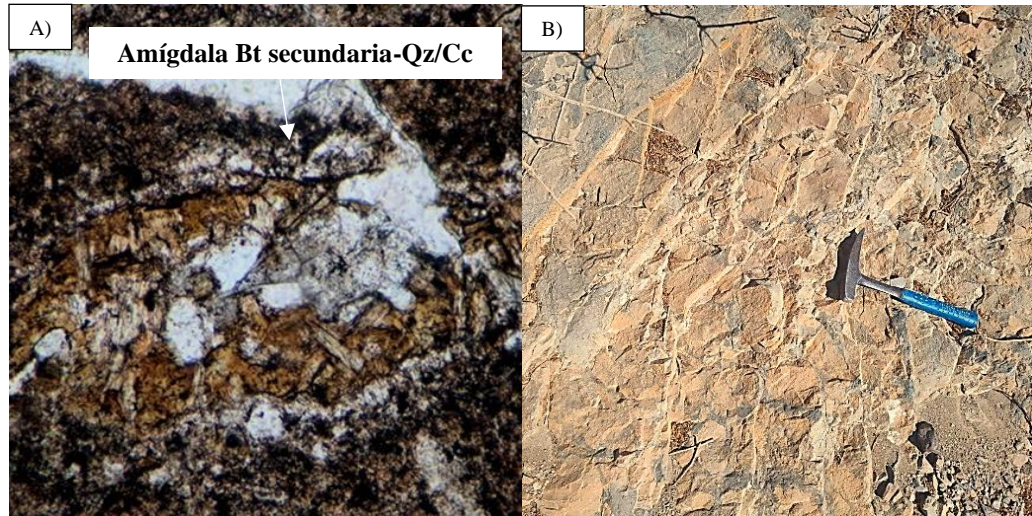


Figura 30: A) amígdala rellena por agregados de cuarzo-calcita y biotita secundaria (aumento 200x, luz ref. Nic//). B) Brecha hidrotermal con matriz de cuarzo-turmalina y clastos de roca de caja con alteración potásica.

5.3 Estructuras geológicas

Para obtener una mejor visualización de la geología estructural del área de estudio, se realizó un análisis mediante proyección estereográfica utilizando el diagrama de roseta, de polos y de densidad de polos del *software* Dips. A partir de los datos recolectados en terreno, se identificaron un total de 220 estructuras, las cuales se clasificaron en dos categorías: 109 sin presencia de minerales de Cu y 111 con relleno mineral de mena.

A continuación, se detallan las características de estas estructuras según su clasificación:

5.3.1 Estructuras no mineralizadas

a) Fallas

Estructuras rellenas con arcilla, calcita, yeso y/o limonitas, sin presencia de minerales de Cu. Presentan potencias variables que oscilan entre 5 cm y 10 m, con corridas

desde 150 m hasta 2 km, las cuales corresponden a un total de 109 fallas (tabla 2, anexo). Las estructuras se emplazan en las unidades UVAPTA y UIDCR, presentando una distribución espacial irregular en el área de estudio. La alteración hidrotermal dominante corresponde a asociaciones argílicas y de óxidos de Fe, con una intensidad que varía de débil a moderada.

De acuerdo a los planos estructurales medidos, la ubicación de los polos (fig. 31 A) se concentra en los bordes del círculo lo que indica valores de manteo elevados, con una inclinación de 90 a 86, correspondientes a los planos 1 y 3, de color rojo y morado respectivamente. Además, se identifica otra concentración de polos cercano al centro, denominado como plano 2, representado de color azul, el cual tiene un manteo de 36. A partir del análisis del diagrama de polos (Fig. 31 B) se identifican tres sets estructurales principales. El primer set presenta la mayor concentración de polos, con una densidad máxima de 5,75%, y corresponde a un plano orientado 20/90. El segundo set muestra una densidad máxima inferior, con un 4,8%, que se orienta en dirección 185/36. El tercer set, asociado al plano 3, exhibe una orientación de 265/90 y una densidad máxima de 4,7%. Complementariamente, el diagrama de roseta (Fig. 31 C) revela tres rumbos preferenciales, alineados en los intervalos N60°–80°E, N50°–70°W y N10°E–N20°W.

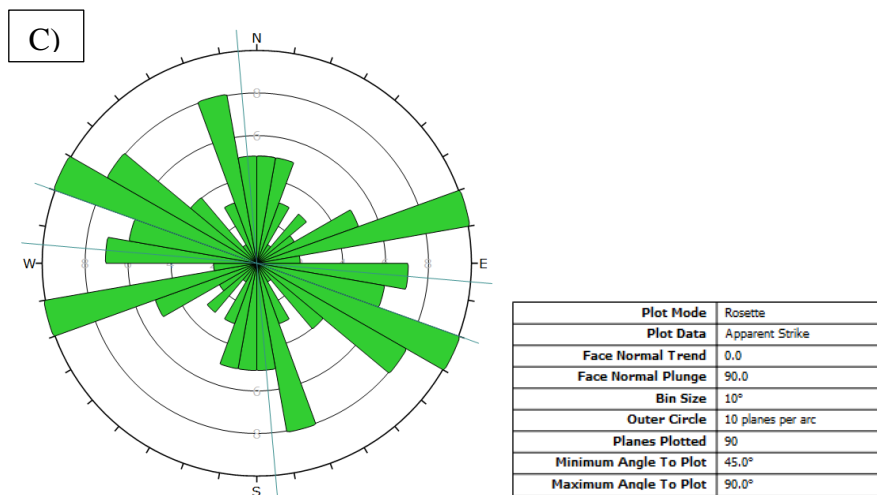
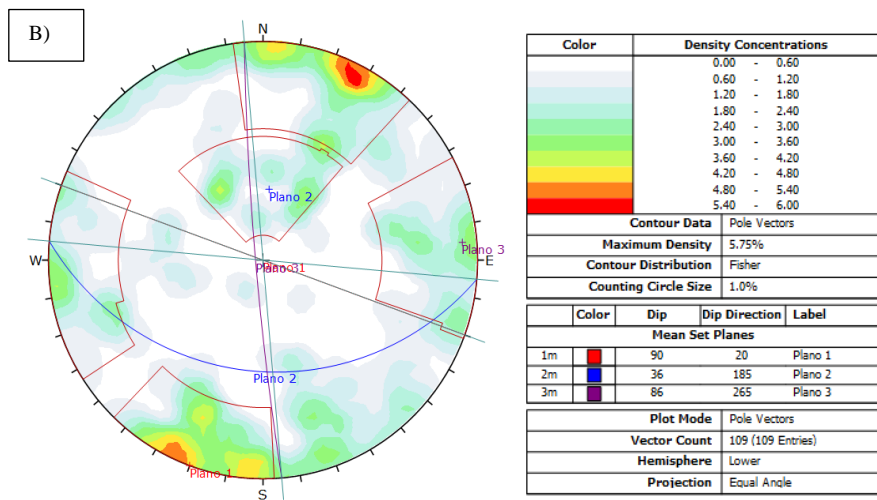
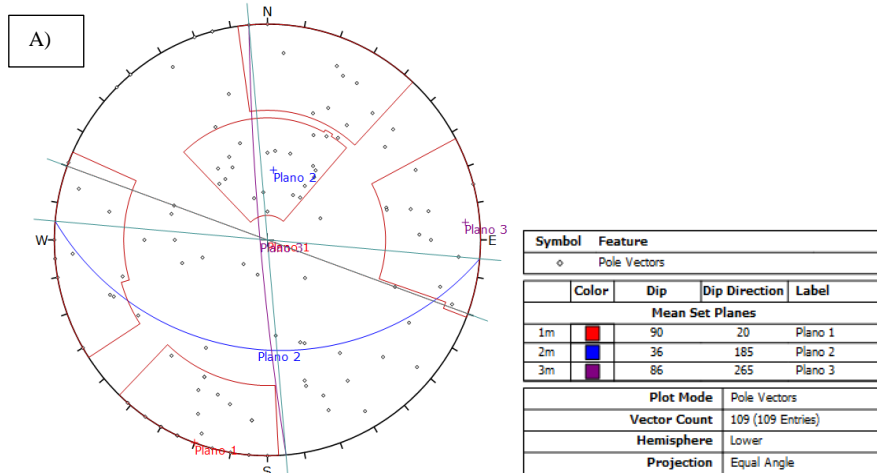


Figura 31: Representación estereográfica de los planos de falla, utilizando el *software* Dips. A) Diagrama de polos. B) Diagrama de densidad de polos. C) Diagrama de roseta.

5.3.2 Estructuras mineralizadas de Cu

Corresponden a vetas, mantos y fallas mineralizadas con Cu en modos de ocurrencia masiva, vetillas, patinas, cúmulos o diseminado, rellenas generalmente con +++ crisocola, ++ calcopirita, ++ chenevixita, + bornita, + *copper pitch*, ± *copper wad*, ± atacamita, ± malaquita además de limonitas, arcillas, calcita, magnetita, especularita y anhidrita. Estas estructuras exhiben potencias variables que varían desde 5 cm a 5 m, las que en su totalidad corresponden a 111 estructuras, que juegan un papel importante en la concentración de la mineralización de Cu, y serán descritas a continuación.

b) *Vetas*

Corresponden a estructuras con potencias que varían entre 5 cm a 5 m, compuestas principalmente por rellenos de crisocola, acompañada en menor proporción por + chenevixita, + *copper pitch*, ± *copper wad*, ± atacamita, ± malaquita y ± shatukita. La ganga está constituida mayoritariamente por arcilla, con cantidades menores de calcita y limonitas, además de trazas de magnetita, especularita y anhidrita.

Estas estructuras se emplazan tanto en la unidad UVAPTA como en la UIDCR. La UVAPTA muestra una mayor permeabilidad, lo que favorece la presencia ocasional de diseminaciones de Cu en la roca de caja. Por el contrario, en la unidad UIDCR la mineralización se restringe a fracturas preexistentes, que posteriormente son rellenadas. La alteración hidrotermal asociada corresponde a los de tipo propilítica, silíceo y argílica intermedia, con una intensidad que varía de débil a moderada, siendo esta última alteración manifestada en forma de halo y a lo largo de los planos estructurales.

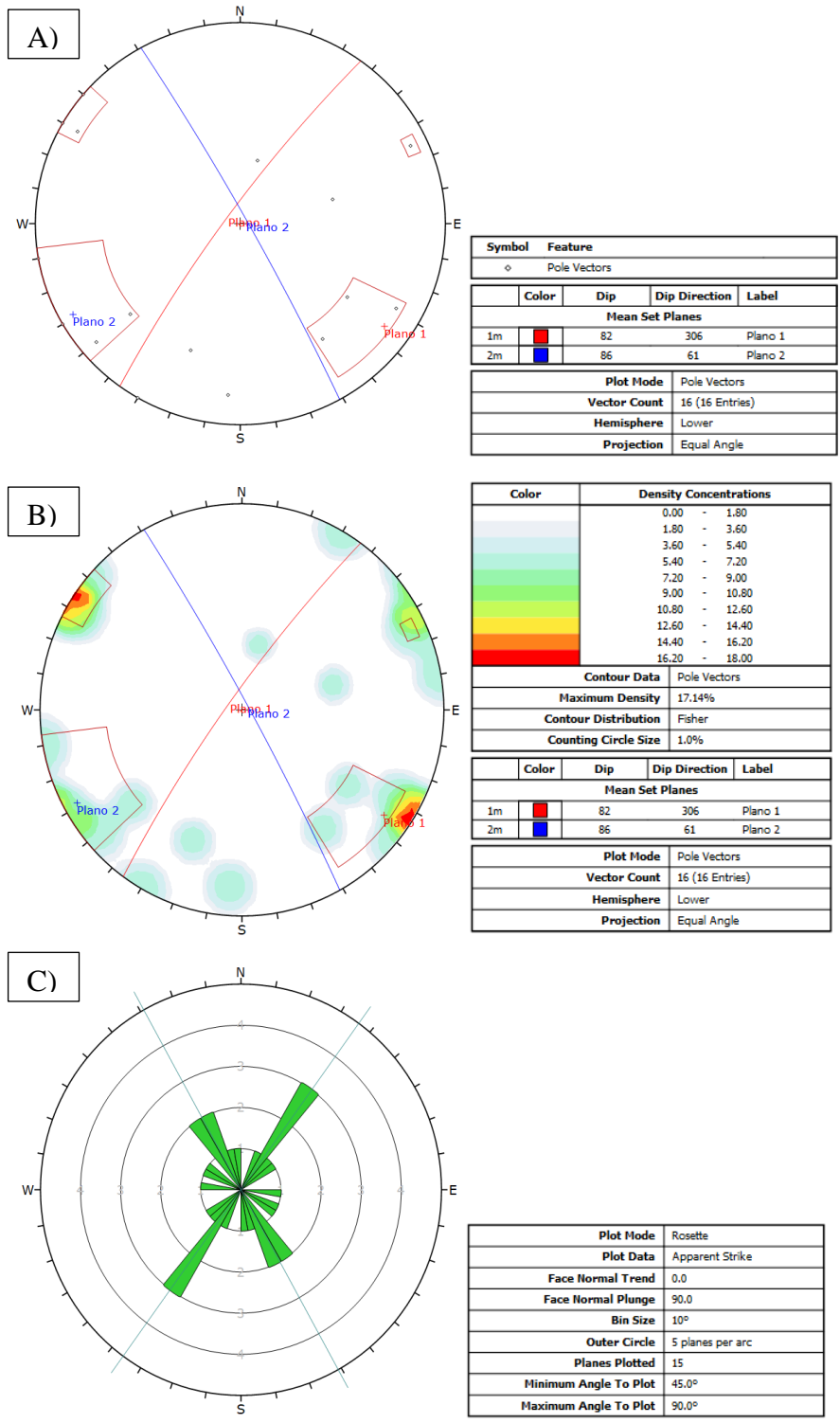


Figura 32: Representación estereográfica de los planos de vetas asociados a mineralización de óxidos, utilizando el *software* Dips. A) Diagrama de polos. B) Diagrama de densidad de polos. C) Diagrama de roseta.

El análisis estereográfico de 16 actitudes de vetas registradas en el sector (tabla 3, anexo), muestran una concentración de polos en los cuadrantes SW y SE, con manteos subverticales (fig. 32 A). A partir del análisis del diagrama de polos (fig. 32 B), se identificaron dos sets estructurales principales. El primer set presenta densidad máxima de 17,14%, con una orientación de 306/82 (color rojo). El segundo set muestra una densidad máxima entre el 10,8%-12,6%, correspondiente a un plano con orientación 61/86 (color azul). Complementariamente, los rumbos preferenciales de las vetas de óxido de Cu se ubican en N38°E y N28°W (fig. 32 C), en concordancia con los resultados obtenidos en los diagramas de polos previos, lo que sugiere una tendencia definida en la distribución de las vetas.

c) Mantos

Se hospedan en la unidad de lavas andesíticas porfídicas y amigdaloidales de la UVAPTA, localizados en el sector centro sur del área de estudio. Se presentan como cuerpos tipo manto, incluyendo mineralización diseminada y/o como relleno de vesículas. La potencia puede llegar a alcanzar hasta los 5 m, y los rellenos mineralógicos están compuestos por óxidos de Cu, tales como ++crisocola, +chenevixita, ±*copper wad*, ±*copper pitch*, ±malaquita, ±atacamita y en ocasiones por sulfuros de Cu-Fe, como calcopirita, bornita, calcosina.

Estos cuerpos están generalmente asociados a la presencia de diques y sills de composición diorítica, los cuales subyacen o intruyen el manto mineralizado (fig. 33).

La alteración hidrotermal asociada, es de intensidad débil e incluye asociaciones de tipo propilítica, argílica intermedia, óxidos de Fe y silicificación.



Figura 33: Intrusión de dique microdiorítico (color rojo) que corta a través de un manto de oxidados de Cu (color celeste) y un plano de falla por contacto (color negro).

El análisis estructural, basado en 14 mediciones de mantos (tabla 4, anexo), muestra en la figura 34 A una concentración de polos en la zona central NW del diagrama estereográfico, lo que indica manteos relativamente bajos con inclinación hacia el SE. El diagrama de densidad de polos (fig. 34 B) revela el plano 1 dominante (de color rojo) con una orientación de 110/21. Asimismo, en el diagrama de roseta (fig. 34 C) se muestra un rumbo preferencial de N20°, corroborando la dirección de inclinación de 110.

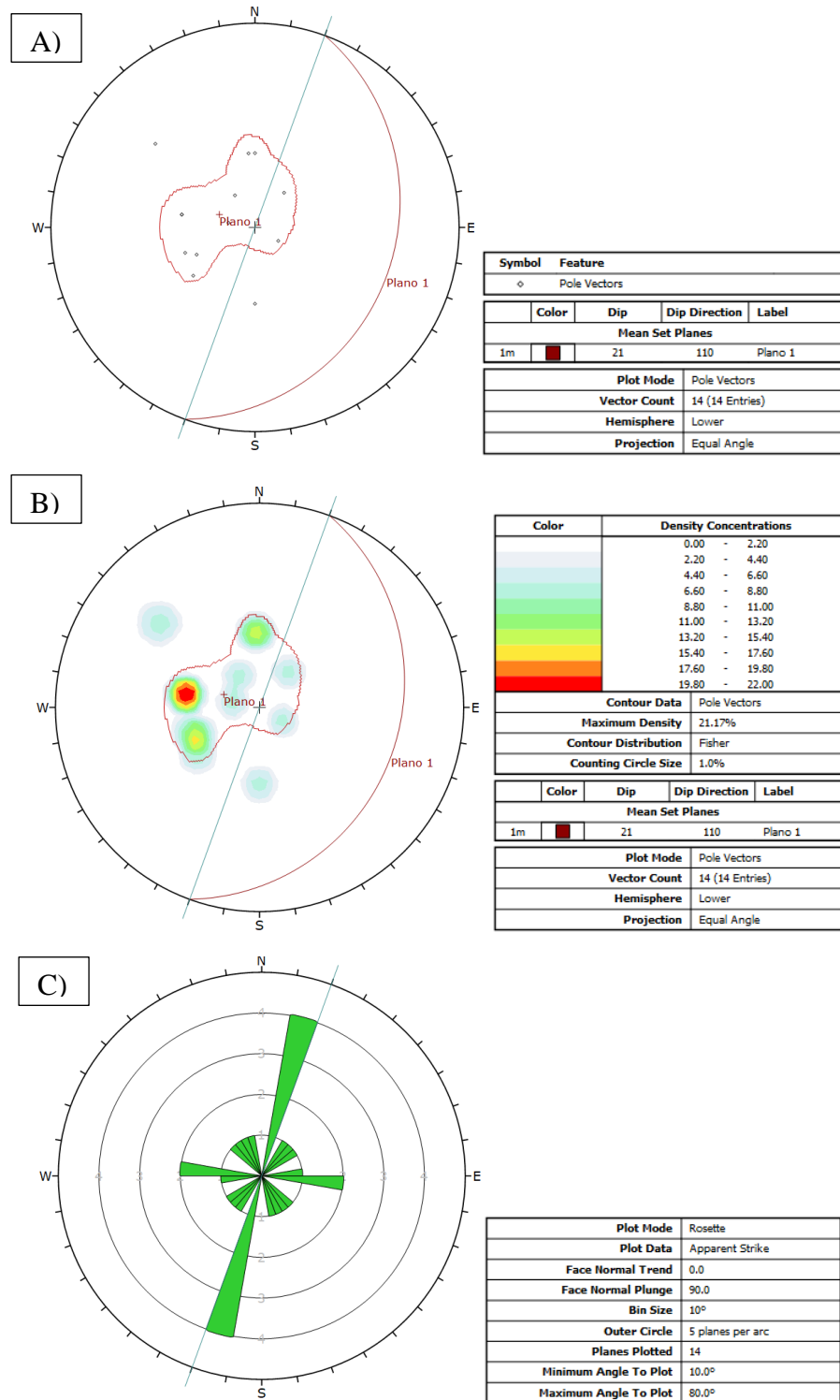


Figura 34: Representación estereográfica de mantos asociados a mineralización de óxidos y sulfuros de Cu, utilizando el *software* Dips. A) Diagrama de polos. B) Diagrama de densidad de polos. C) Diagrama de roseta.

- d) Fallas con mineralización de Cu (++crisocola+chenevixita+copper pitch±copper wad±malaquita±atacamita)

Las zonas mineralizadas se caracterizan por la ocurrencia de minerales en forma de cúmulos, diseminado y patinas, con intensidades de leve a moderada. Estas estructuras presentan ocasionalmente indicadores cinemáticos, los cuales evidencian predominantemente movimientos de rumbo sinestrales o dextrales (fig. 35). Estas estructuras corresponden a brechas de falla, cuyos rellenos mineralógicos están compuestos por ++calcita, ++arcilla, +yeso, +chenevixita, +crisocola, +copper wad, +copper pitch, limonitas, ±malaquita, ±atacamita, ±especularita y ±pirita. La mineralización es subordinada en comparación con las vetas descritas anteriormente. Las fallas exhiben potencias que varían entre 5 cm a 3 m, con trazas métricas hasta kilométricas.



Figura 35: Vista a estructura principal (izquierda) y plano de falla estriado con escalones (derecha), indicando cinemática sinistral.

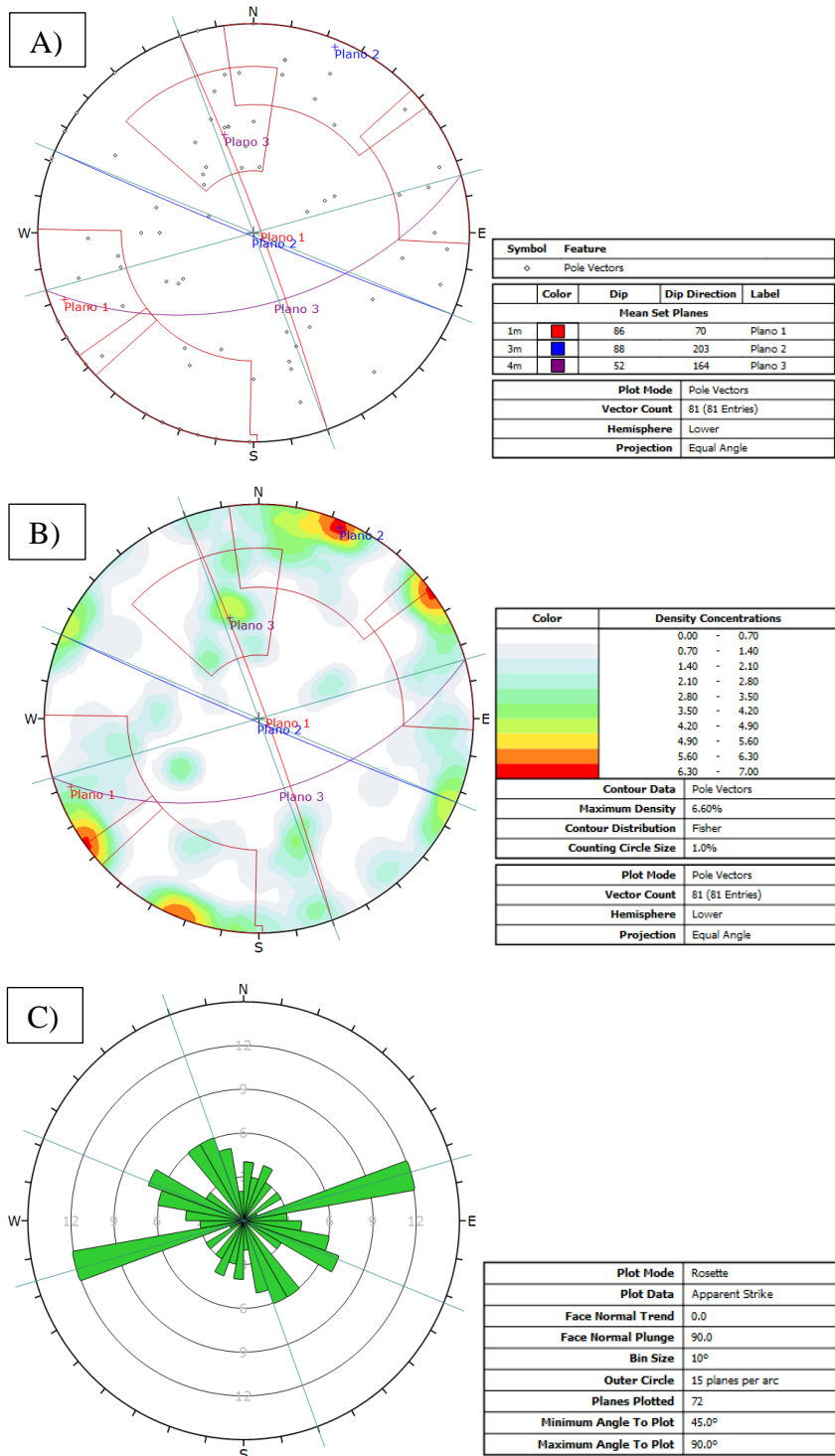


Figura 36: Representación estereográfica de los planos de falla asociados a mineralización de óxidos de Cu, utilizando el *software* Dips. A) Diagrama de polos. B) Diagrama de densidad de polos. C) Diagrama de roseta.

El análisis estereográfico de 81 fallas mineralizadas (tabla 5, anexo), reveló tres zonas de acumulaciones principales a través del diagrama de polos (fig. 36 A), en las cuales, dos se encuentran en torno al borde del círculo indicando manteos subverticales, aproximadamente de 86 y 88, y una en la parte central con manteos inclinados de 52. La densidad máxima de polos alcanzó el 6,6%, siendo las concentraciones principales de los planos 1 y 2, con rangos máximos de 6,30% a 7,0% (color rojo), con orientaciones de 70/86 y 203/88, respectivamente. Por último, el tercer plano tiene densidades entre 0,7% a 4,9% (tonalidades verdes), y se orienta en dirección 164/52 (fig. 36 B). Los rumbos preferenciales obtenidos en el diagrama de roseta (fig. 36 C) corresponden a N10°-30°W, N50°-60°W y N70°-80°E.

5.4 Caracterización geoquímica de la mineralización

El análisis geoquímico de 55 muestras recolectadas (tabla 6, anexo) permitió caracterizar la distribución de CuT y su relación con las estructuras geológicas principales. Los resultados muestran concentraciones de CuT que varían entre el 0,01% y 3,64%, con un promedio de 1,03%, y un total de 24 muestras presentan leyes superiores al 1%.

Las muestras con mayor concentración se encuentran mayoritariamente asociadas a estructuras tipo falla-veta, veta y bolsón, ubicadas tanto en la UVAPTA como en zonas de contacto con el cuerpo intrusivo.

Además, se evidencia una diferencia entre el contenido de CuT y CuS en algunas de las muestras, lo que sugiere una combinación de mineralización en óxidos y sulfuros, como por ejemplo, en las muestras 3295, 1149 y 11153 que presentan valores de CuS mayor al 1,9%, indicando una presencia significativa de sulfuros secundarios o especies solubles en óxidos.

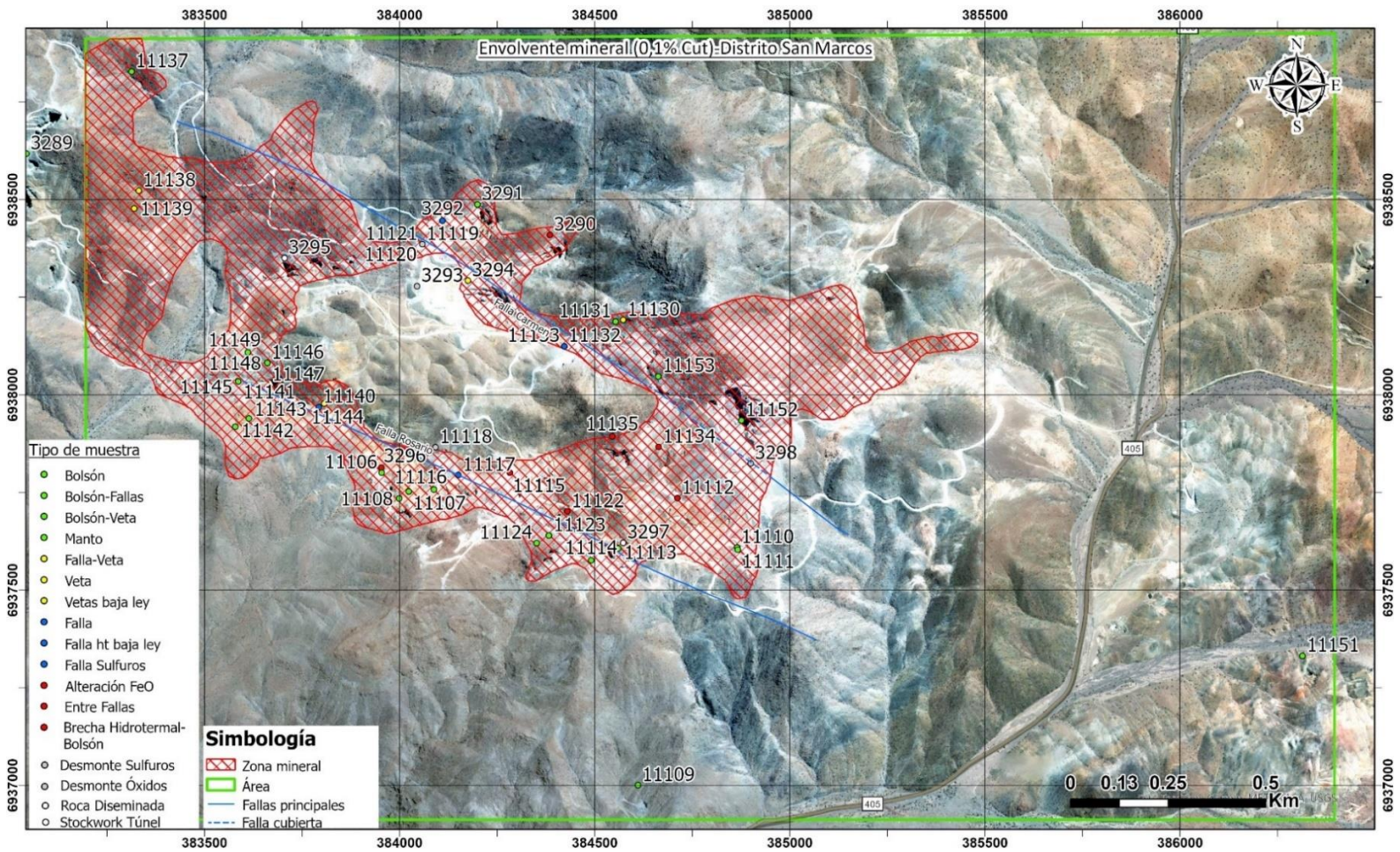


Figura 37: Envlovente mineral (0,1% de CuT) de Cu del distrito San Marcos, escala 1:10.000. Leyes de muestras extraídas se encuentran en tabla 6 de anexos.

Las leyes de Cu detalladas en la tabla 6 (anexo) muestran concentraciones superiores al 1,5% de CuT en varias muestras, las cuales se alinean espacialmente con las fallas Rosario y Carmen, siguiendo una tendencia al NW-SE. Estas estructuras controlan una envolvente mineral con contenidos anómalos de Cu, cuyo valor se aproxima al 0,1% de CuT, cubriendo una superficie aproximada de 1,03 km² (fig. 37). Aunque esta ley no es económicamente explotable, en contexto de geología de exploración resulta significativa, ya que indica la presencia de un sistema mineralizado con potencial de enriquecimiento lateral o en profundidad.

Adicionalmente, se incorporaron resultados geoquímicos de 14 muestras provenientes del distrito, analizadas por Cu, Co, Mo, Pb, Zn y Au (tabla 7, anexo). Los valores de Cu fluctúan 89 y 16.200 ppm, con un promedio de 6.057 ppm, mientras que el Co alcanza un valor máximo de 499 ppm, siendo su promedio 235 ppm. El contenido de Mo es bajo, con valores menores a 6 ppm. El Pb y Zn muestran mayores variaciones, con máximos de 1.248 ppm y 290 ppm, respectivamente. Finalmente, el contenido de Au varía entre 0 a 5 ppm, con una media de 3,21 ppm. Estos datos confirman una asociación metalogénica predominante de Cu-Co-Au en las zonas mineralizadas del distrito.

5.5 Mineralización y modos de ocurrencia

La mineralización en el distrito San Marcos se distribuye de manera variable, controlada por la litología y las estructuras presentes. Se presenta principalmente en la UVAPTA a través de vetas-fallas y en cuerpos tipo manto, mientras que en la UIDCR la mineralización es menos abundante, presentes en vetas y ocasionalmente asociada a zonas de falla.

La mineralización se presenta en cinco modos de ocurrencia principales:

- **Vetas:** Observadas principalmente en la UVAPTA, con orientaciones predominantes NE-SW y NW-SE. Estas estructuras presentan leyes promedio de CuT en torno al 1,2%. La mineralogía es dominada por ++ crisocola, + chenevixita, ± *copper pitch*, ± *copper wad* (fig. 38 A), y menores concentraciones de atacamita y malaquita.

- **Mantos:** Se desarrollan en la subunidad de andesitas de la UVAPTA, con una inclinación promedio de 29° al SE. Las leyes de CuT alcanzan en promedio el 0,9%. Hospedan mineralización tanto en forma diseminada ante sulfuros, como +calcopirita ± bornita ± calcosina, así como en forma masiva, conformando núcleos, vetillas y pátinas de minerales oxidados, tales como ++crisocola, +chenevixita ± *copper wad*, ± *copper pitch*, ± malaquita, ± atacamita (fig. 38 B, C, G).
- **Fallas y vetillas polidireccionales (*stockwork*):** Conformada por un sistema de vetillas y microfracturas polidireccionales desarrolladas en zonas de cizalla. Contienen mineralización de Cu en concentraciones variables, desde traza hasta moderado, alcanzando en promedio leyes de 1,2% de CuT. El mineral de relleno se compone por una variedad de minerales de Cu como +crisocola, +chenevixita, + *copper pitch*, ± *copper wad*, ± atacamita, ± malaquita, ± shattuckita y también como +calcopirita y ± Cu nativo (fig. 38 D, E).
- **Diseminaciones:** Presente tanto en la UIDCR como en la UVAPTA. Se compone principalmente ++crisocola como relleno en esqueletos de plagioclasas (fig. 38 F), ++calcopirita, +bornita, ± Cu nativo, ± covelina, ± calcosina.
- **Amígdalas:** Mineralización de ocurrencia subordinada, alojada en cavidades de las rocas volcánicas de la UVAPTA, compuesta por sulfuros de Cu, con escasa a moderada concentración (fig. 38 H, I).



Figura 38: A) veta de crisocola, copper wad y copper pitch en testigo HQ. B) Testigo HQ con crisocola, calcopirita, pirita y magnetita diseminada. C) Corte pulido de calcopirita diseminada, reemplazada por calcosina en asociación con cristales de pirita afectada por limonitización. D) Fractura con Cu nativo. E) Fractura rellena por copper wad y

shattukita cristalizada. F) Testigo con crisocola como relleno en plagioclasas. G) Corte transparente (200x) de amígdala rellena por clorita, crisocola y malaquita. H) Amígdala rellena con cuarzo secundario, clorita, calcopirita y pirita. I) Andesita argilizada con amígdalas rellenas por magnetita, pirita y calcopirita.

5.6 Análisis de magnetometría

El mapa de magnetometría mostrado en la figura 39 fue proporcionado por el equipo de geología de exploraciones de la empresa Pucobre y corresponde a un levantamiento sobre el área del distrito San Marcos realizado por la empresa Geodatos en 2022, los cuales se utilizaron en este estudio como una herramienta para el análisis integrado con las observaciones geológicas realizadas en terreno.

La interpretación geofísica se centró en correlacionar las anomalías magnéticas con las unidades litológicas cartografiadas, las zonas de alteración hidrotermal y las estructuras mayores identificadas durante el mapeo superficial. El mapa representa anomalías de susceptibilidad magnética expresadas en nT, donde los valores más altos, de colores rojo, rosado y fucsia, indican zonas con mayor concentración de minerales ferromagnéticos, como la magnetita, y los valores bajos, de tonos azules, celeste y verde, indican zonas con menor contenido magnético, que comúnmente están asociados a procesos de alteración hidrotermal.

Se observa que en las zonas con valores de anomalías magnéticas elevadas se sitúan en el centro y SW del distrito, coincidiendo especialmente con el cuerpo intrusivo de la UIDCR, y también correlacionándose con zonas de alteración de tipo potásica y de óxidos de Fe, lo que sugiere una asociación directa con los procesos hidrotermales de alta temperatura. En contraste, en zonas de baja respuesta magnética se distribuyen principalmente en los bordes NE y SE del distrito, así como los corredores estructurales Carmen y Rosario, donde además de dominar las alteraciones propilítica y argílica, interpretándose como resultado de una destrucción o reemplazo de los minerales ferromagnéticos primarios.

La superposición de las principales estructuras mineralizadas como vetas y fallas, con zonas de gradiente magnético sugiere que estas discontinuidades han actuado como conductos preferenciales para los fluidos hidrotermales, la cual concuerda con discontinuidades que han actuado como conductos preferenciales para los fluidos hidrotermales, lo cual concuerda con la distribución de las zonas mineralizadas superficiales, con la alineación NW-SE, consistente con los focos de mayor intensidad magnética en la PM Rosario, Eliana y Julia.

Las PM Eliana, Julia y Rosario muestran coincidencia entre anomalías magnéticas intermedias a altas y zonas con presencia de Cu en superficie, lo cual refuerza su potencial exploratorio. En contraste, sectores como Tamara y Carmen presentan anomalías magnéticas bajas, probablemente por efecto de alteración hidrotermal intensa.

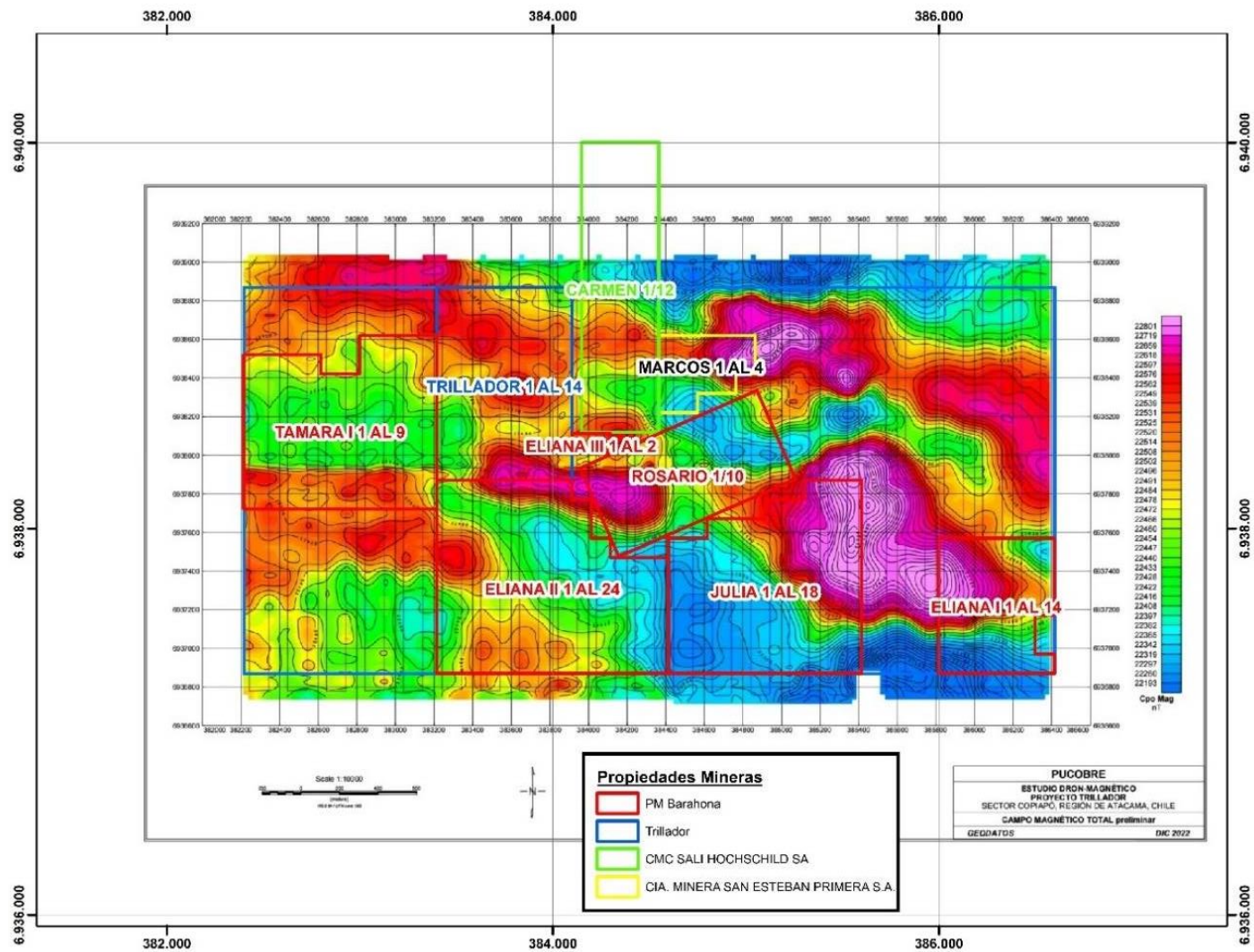


Figura 39: Magnetometría total distrito San Marcos.

CAPÍTULO 6: DISCUSIONES

Dada la mineralogía del distrito San Marcos, junto la genética del mismo, indica que corresponde a un depósito del tipo IOCG, que se encuentra estrechamente relacionado con la interacción entre las rocas volcánicas de la Fm. Cerrillos y stocks dioríticos, favorecida por la actividad tectónica a lo largo del distrito, emplazado en la franja metalogénica del Cretácico Inferior.

Esta investigación se centró en los siguientes aspectos para determinar el modelo metalogénico del distrito:

1. El distrito está conformado por dos unidades principales; la unidad Volcánica Andesítica Porfídica con Textura Amigdaloidal (UVAPTA), y la unidad Intrusiva Diorítica Carmen-Rosario (UIDCR). La UVAPTA corresponde a una secuencia volcánica estratificada de composición andesítica, con textura porfídica y desarrollo local de facies amigdaloidales, autobrechas y tobas cineríticas. Se caracteriza por poseer una matriz microlítica con fenocristales de plagioclasa, anfíboles y minerales opacos, con una estratificación de rumbo NE-SW y buzamiento al SE. Esta unidad ha sido correlacionada con la Formación Cerrillos (Albiano–Turoniano), la cual forma parte del Grupo Chañarcillo, descrita por Segerstrom y Parker (1959) y caracterizada por lavas andesíticas y brechas autoclásticas intercaladas con sedimentos clásticos (Arévalo, 2005). Por otro lado, la UIDCR corresponde a un cuerpo hipabisal de composición diorítica, que incluye plagioclasa, biotita, hornblenda y cuarzo intersticial en menor porción. La textura es de tipo hipidiomórfica y cuenta con una alteración selectiva que afecta a plagioclasas y minerales máficos. Se dispone en forma de diques, sills y stocks, con orientación preferente NW-SE. Esta unidad intrusiva muestra afinidades composicionales, petrográficas y cronológicas con los stocks dioríticos del Cretácico Superior (86–68 Ma) que intruyen a la Formación Cerrillos, caracterizados por piroxeno, anfíboles y biotita, y descritos por Arévalo (2005).

2. Se identificaron 114 estructuras, de las cuales 79 presentan evidencia de mineralización. Las fallas principales, Rosario y Carmen, de orientación NW-SE, se interpretan como conductos principales de fluidos mineralizantes. A esto, se suman estructuras de orientaciones NE-SW, NNW-SSE, NW-SE y E-O, siendo esta última representada por la falla Nina, que genera desplazamientos de bloques. Este patrón estructural complejo también se observa en Punta del Cobre, donde un sistema de fallas NNW-SSE y NE-SW controla la intrusión, la alteración y la mineralización (Maksaev *et al.*, 2007). La orientación NW-SE dominante en San Marcos es consistente con el desarrollo de estructuras tensionales (T) asociadas a la reactivación del Sistema de Falla de Atacama, el cual tiene una orientación principal N-S (Cortés, 2024; Del Real *et al.*, 2018), que durante el Cretácico Inferior actuó como canal principal para la intrusión de cuerpos magmáticos y la migración de fluidos mineralizantes en el margen andino (Mpodozis *et al.*, 2003).

3. La mineralización de Cu ocurre en cinco modos principales: vetas, mantos, diseminaciones, fallas-*stockworks* y relleno de amígdalas. Las mayores concentraciones minerales están alojadas en la UVAPTA, la cual presenta condiciones favorables debido a su elevada permeabilidad y control estructural. Esta diversidad de ocurrencia es típica de sistemas IOCG, donde la mineralización se emplaza en diversos estilos estructurales y litológicos. Un depósito representativo es Candelaria, donde coexisten *stockworks*, brechas hidrotermales y mantos mineralizados en rocas volcánicas (Del Real, 2018).

Adicionalmente, la UIDCR muestra una mineralización diseminada escasa y sin un patrón definido, no obstante, su emplazamiento e interacción con la unidad volcánica habría actuado como un motor térmico para la circulación fluidos hidrotermales ricos en Cu, Fe y otros minerales, donde la geometría del sistema mineral sigue una orientación NW-SE, a lo largo de las fallas Carmen y Rosario, y en torno al contacto litológico con el intrusivo (fig. 37). Este patrón es similar al observado en Candelaria y Punta del Cobre, donde las rocas volcánicas del basamento hospedan la mayor parte de la mineralización y los intrusivos actúan como fuentes térmicas y estructurales para el sistema (Sillitoe, 2003; Maksaev *et al.*, 2007).

Mineralógicamente se reconocen dos asociaciones; una mineralización hipógena compuesta por sulfuros como ++calcopirita+bornita-calcosina-digenita, los cuales se concentran en zonas cercanas al intrusivo UIDCR, que incluye alteración propilítica y silicificación. La mena supérgena está dominada por minerales de Cu como ++crisocola, +chenevixita, +*copper pitch*, ± *copper wad*, ± malaquita, ± atacamita, concentrados en niveles superiores del sistema, presentes en disseminaciones, vetas y *stockworks* dentro de la UVAPTA. La evolución del sistema incluiría una etapa hipógena con formación de sulfuros y magnetita, seguida por procesos de oxidación y enriquecimiento secundario, con desarrollo de calcosina, covelina, Cu nativo, crisocola, chenevixita, atacamita, jarosita, goetita y hematita. Este patrón transicional desde condiciones profundas a superficiales es característico de depósitos IOCG chilenos, como Manto Verde, donde el enriquecimiento secundario ocurre en ambientes controlados por la fluctuación del nivel freático (Taylor, 2011).

4. Se reconocieron cinco tipos de alteración hidrotermal en el distrito, predominando la alteración propilítica, acompañada por zonas localizadas con alteración argílica intermedia, silicificación, zonas con óxidos de Fe y alteración potásica. La alteración propilítica se caracteriza por el desarrollo de epidota, clorita, albita y calcita, distribuyéndose ampliamente tanto en la UVAPTA como en la UIDC, reflejando una etapa de enfriamiento y circulación de fluidos de baja a moderada temperatura. Las zonas de silicificación se asocian a cuerpos mineralizados, vetas y *stockworks*, actuando como vectores hacia zonas de mayor grado mineral, mientras que los halos de alteración potásica y argílica intermedia se localizan preferentemente en contactos litológicos cercanos al intrusivo, indicando una interacción con pulsos térmicos más intensos. La amplia distribución de la alteración propilítica y su asociación con estructuras mineralizadas sugiere un sistema IOCG oxidado, comparable con depósitos como Manto Verde, donde se presenta una amplia propilitización y silicificación asociada a fracturas y zonas de brechas (Vila *et al.*, 1996).

En superficie se reconocen múltiples evidencias de procesos supérgenos, entre ellas la presencia de *gossan* ubicados en el centro W del distrito. Estos cuerpos están compuestos principalmente por óxidos e hidróxidos de Fe como ++hematita+ goetita+jarosita, desarrollados sobre zonas mineralizadas y espacialmente asociadas a estructuras permeables y zonas de silicificación. Su presencia indica la superposición de procesos supérgenos sobre eventos hipógenos, comunes en otros sistemas IOCG chilenos expuestos a meteorización prolongada (Sillitoe, 2005; Taylor, 2011).

Los resultados geoquímicos muestran presencia de Cu y trazas de Ag, Co y Au, con valores promedio de 143,64 ppm de Ag, 0,024% de Co y 3,2 ppm de Au. Esta firma metalogénica se relaciona con el dominio D3 según la clasificación de Díaz *et al.* (1998), caracterizado por depósitos de Cu-Co-Au asociados a intrusivos cretácicos y rocas volcánicas. En este contexto, la presencia de Co se interpreta como un vector geoquímico importante hacia zonas más ricas en Cu (Porter, 2010).

5. La interpretación de los datos magnetométricos permitió identificar áreas con anomalías magnéticas altas, concentradas en dirección NW-SE, asociadas al emplazamiento de cuerpos intrusivos ígneos ricos en magnetita, así como a procesos hidrotermales de alta temperatura. En contraste, las zonas dominadas por óxidos de Fe y alteración potásica, registran una señal magnética moderada, atribuida a procesos de oxidación parcial de la magnetita original. Por otro lado, las áreas de silicificación intensa muestran valores bajos a intermedios, reflejando la disminución de la susceptibilidad magnética causada por la alteración hidrotermal de las rocas volcánicas, destruyendo o reemplazando la magnetita. Este patrón es consistente con observaciones en otros depósitos IOCG, donde la alteración silíceo genera anomalías negativas al reducir la magnetita primaria (Groves *et al.*, 2010). Asimismo, la magnetometría permitió visualizar estructuras geológicas relevantes, como las fallas principales Carmen y Rosario, manifestadas por anomalías magnéticas lineales bajas, sugiriendo su rol como conductos para la migración de fluidos mineralizantes. Las propiedades mineras Eliana, Julia y Rosario muestran anomalías magnéticas intermedias a altas, consistentes con la

distribución de las zonas mineralizadas superficiales de orientación NW-SE, reforzando el potencial exploratorio de estas zonas.

En conjunto, los resultados de este estudio constituyen un aporte significativo al documentar a detalle la distribución espacial de los minerales de Cu, sus asociaciones texturales y los procesos de alteración que afectan a las rocas del sector. Esta información no había sido descrita previamente con este nivel de detalle, permitiendo refinar la comprensión del sistema hidrotermal local y sugiriendo posibles vectores hacia zonas de mayor concentración mineral.

CAPÍTULO 7: CONCLUSIONES Y RECOMENDACIONES

El estudio desarrollado en el distrito San Marcos permitió establecer un modelo metalogénico de tipo IOCG, asociado a la franja metalogénica del Cretácico, caracterizado por (i) su estrecha relación con intrusivos dioríticos-microdioríticos, (ii) su mineralización estructuralmente controlada, (iii) una alteración hidrotermal variada y (iv) la presencia de Cu y Fe, con trazas de metales estratégicos como Co, Au y Mo.

Desde el punto de vista petrográfico y mineralógico, se identificaron asociaciones minerales coherentes con sistemas IOCG, incluyendo minerales de mena como crisocola, chenevixita, malaquita, brochantita, atacamita, y mena sulfurada dominada por calcopirita, bornita y en menor proporción, covelina, calcosina y digenita, concentrados principalmente a la Fm Cerrillos, reflejando una transición desde condiciones hipógenas hacia procesos de oxidación y enriquecimiento secundario en zonas más superficiales.

El análisis estructural evidenció la existencia de al menos cuatro sets de fallas principales con orientaciones NW-SE, N-S, NE-SW y E-W, donde destacan las fallas Rosario, Carmen y Nina. Estas fallas controlaron tanto el emplazamiento de los intrusivos como la circulación de fluidos mineralizantes, configurando un sistema estructural potencialmente compatible con un modelo de deformación del tipo Riedel vinculado al Sistema de Fallas de Atacama.

En cuanto a la mineralización de Cu, se presenta principalmente en forma de vetas, mantos y en estructuras de falla en menor concentración. La presencia de sulfuros desde superficie hasta zonas más profundas sugiere un sistema mineralizado aún no explorado completamente. La unidad UVAPTA destaca como el principal hospedador de mineralización debido a su permeabilidad y su localización respecto a los principales controles estructurales, mientras que la UIDCR actúa como fuente térmica impulsora para la circulación de fluidos hidrotermales, favoreciendo la precipitación de sulfuros.

A partir de los resultados obtenidos, se recomienda realizar un muestreo geoquímico sistemático con espaciamiento de 2 metros en zonas de interés, determinada en la envolvente de la figura 37, para poder definir cuerpos mineralizados y generar blancos de perforación. Asimismo, se propone realizar una campaña de sondajes exploratorios tipo diamantina en áreas cercanas al cuerpo intrusivo y en torno a las fallas Rosario y Carmen, donde se ha registrado la mayor concentración de leyes de Cu. Del mismo modo, se sugiere aplicar un análisis estructural detallado basado en el modelo de Riedel, para identificar zonas extensionales potencialmente favorables para la acumulación de mineralización. Complementariamente, se considera conveniente profundizar en el análisis de elementos estratégicos como Co, Au y REE, utilizando técnicas específicas como ICP-MS, lo que podría aumentar el valor económico del depósito y orientar futuras campañas de exploración en el distrito San Marcos.

REFERENCIAS

- Abarcia, C., 2021. Informe geológico distrito minero San Marcos. Pucobre.
- Arévalo, C., 1994. Mapa Geológico de la Hoja Los Loros, región de Atacama. Servicio Nacional de Geología y Minería, Documentos de Trabajo, No. 6, 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 No. 8, 1 mapa escala 1:100.000.
- Arévalo, C.; Grocott, J., 1997. The tectonic setting of the Chañarcillo Group and the Bandurrias Formation: an early-late Cretaceous Transpressive Belt between the Coastal Cordillera and Precordillera, Atacama Region, Chile. In Congreso Geológico Chileno, No. 8, Actas, Vol. 1, p. 1604-1607. Antofagasta.
- Arévalo, C., 1999. The Coastal cordillera/precordillera boundary in the Tierra Amarilla Area (27°20'-27°40'S/70°05'-70°20'W), Northern Chile, and the structural setting of the Candelaria Cu-Au ore deposit. PhD Thesis (Unpublished), Kingston University, 204 p. Kingston-upon-Thames. U.K.
- Arévalo, C., 2005. Carta Los Loros, región de Atacama. Servicio Nacional de Geología y Minería, Carta Geológica de Chile, 92, escala 1:100.000, 53 p.
- Barra, F.; Martin, R.; Selby, D.; Rojas, P.; Simon, A.; Salazar, E.; Palma, G., 2017. Unraveling the origin of the Andean IOCG clan: A Re-Os isotope approach. *Ore Geology Reviews*, 81, 62-78.
- Chen, H.; Cooke, D.R.; Baker, M.J., 2013. Mesozoic iron oxide copper-gold mineralization in the central Andes and the Gondwana Supercontinent breakup: *Economic Geology*, 108, 37-44.
- COCHILCO, 2022. Análisis del Impacto Socioeconómico de la Actividad Minera a Nivel Regional (Informe DEPP 07/2022). Registro de propiedad intelectual N° 2022-A-8010.
- Coira, B.; Davidson, J.; Mpodozis, C.; Ramos, V., 1982. Tectonic and magmatic evolution of the Andes of northern Argentina and Chile. *Earth Science Review*, Vol. 18, p. 303-332.

Del Real, I.; Thompson, J. F. H.; 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(September), 106–153.

Del Real, I.; J.F.H. Thompson, A.C. Simon, M. Reich, 2020. Geochemical and isotopic signature of pyrite as a proxy for fluid source and evolution in the Candelaria-Punta del Cobre Iron Oxide Copper-Gold District, Chile. *Econ. Geol.*, 115 (2020), 1493-1517.

Díaz, A.; Lledó, H.; Vivallo, 1998. Yacimientos Metalíferos de la Hoja Los Loros, región de Atacama. W. 25 p., 1 mapa escala 1:100.000.

Groves, D.; Bierlein, F.; Meinert, L.; Hitzman, M., 2010. Iron Oxide Copper-Gold (IOCG) Deposits through Earth History: Implications for Origin, Lithospheric Setting, and Distinction from Other Epigenetic Iron Oxide Deposits. *Society of Economic Geologist*, 105. 641-654.

Hedenquist, J.W.; Lowenstern, J.B., 1994. The role of magmas in the formation of hydrothermal ore deposits. *Nature*, V. 370, pp. 519-526.

Hitzman, M. W.; Oreskes, N.; Einaudi, M. T., 1992. Geological characteristics and tectonic setting of Proterozoic iron oxide (Cu-U-Au-RRE) deposits. *Precambrian Research* 58, 241-287.

Hitzman, M. W., 2000. Iron Oxide-Cu-Au Deposits: what, where, when, and why characteristics of the Iron Oxide-Cu- Au Ore Deposit Family Deposits Associated with Orogenic Basin Collapse. Porter, T.M. (Ed.), *Hydrothermal Iron Oxide Copper-Gold & Related Deposits: A Global Perspective*, 1, 9–25.

Levi, B.; Aguirre, L., 1981. Ensisalic spreading-subsidence in the Mesozoic and Paleogene of Central Chile. *Journal of the Geological Society of London*, 138, 75-81.

Little, J.M., 1926. *The geology and metal deposits of Chile*. Branwell Company, 188 p. New York.

Lowell, J. D.; Guilbert, J. M., 1970. Lateral and vertical alteration-mineralization zoning in porphyry ore deposits. *Economic Geology*, 65(4), 373–408.

- Maksaev, V.; Townley, B.; Palacios, C; Camus, F. 2007. Metallic ore deposits. In *The Geology of Chile* (Moreno, T.; Gibbons, W.; editors). The Geological Society, London: 179-199. London.
- Martínez, F.; Arriagada, C.; Peña, M.; Del Real, I.; Deckart, K., 2013. 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.
- Mpodzis, C; Allmendinger, R., 1993. Extensional Tectonics, Cretaceous Andes, Northern Chile (27°S). *Geological Society of America Bulletin*, 105, 1462-1477.
- Porter, T. M., 2010. *Hydrothermal Iron Oxide Copper-Gold and Related Deposits: A Global Perspective* (Vol. 3). Adelaide: PGC Publishing. ISBN 978-0-9871196-0-5.
- Robb, L., 2005. *Introduction to Ore-Forming Processes*. Blackwell Publishing, Hoboken, 373 p.
- Ruiz, C.; Aguirre, L.; Corvalán, J.; Klohn, C.; Klohn, E.; Levi, B., 1965. *Geología y yacimientos metalíferos de Chile*. Instituto de Investigaciones Geológicas, 301 p. Santiago.
- Seegerstrom, K.; Ruiz, C., 1962. Cuadrángulo Copiapó, Provincia de Atacama. Santiago, Inst. Invest. Geol., Carta Geológica. Chile, v. III, n° 1, 115 p.
- Seegerstrom, K., 1968. *Geología de la Cartas Copiapó y Ojos del Salado, Provincia de Atacama*. Instituto de investigaciones Geológicas, No 24, 58 p., 1 mapa escala 1:250.000.
- Seward, T. M.; Williams Jones, A. E.; Migdisov, A. A., 2014. 13.2 The chemistry of metal transport and deposition by ore forming hydrothermal fluids. *Treatise on geochemistry*, 13, 29-57.
- Sillitoe, R.H.; McKee, E.H., 1996. Age of Supergene Oxidation and Enrichment in the Chilean Porphyry Copper Province. *Economic Geology*, 91, 164-179.
- Sillitoe, R., 2003. Iron oxide-copper-gold deposits: an Andean view. *Mineralium Deposits*, 38, 787–812.

Taylor, R., 2011. Gossans and leached cappings: field assessment. Springer Science & Business Media.

Vila, T.; Sillitoe, R. H.; Tomlinson, A. J., 1996. Copper deposits in the Coastal Cordillera of northern Chile. In: Camus, F., Sillitoe, R. H. and Petersen, R. (Eds.), Andean Copper Deposits: New Discoveries, Concepts and Exploration Trends, Society of Economic Geologists Special Publication No. 5, p. 79–100.

Vivallo, W.; Espinoza, S.; Henríquez, F., 1994. Geología y mineralización del distrito ferrífero Cerro Imán, Copiapó, Chile. *Revista Geológica de Chile*, 21(No. 2), 197-212.


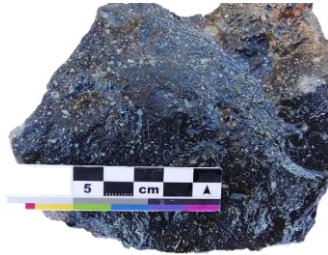


Vivallo, W.; Henríquez, F., 1997. Relación genética entre los yacimientos estratoligados de Cu ('Tipo Manto'), de Cu-Fe±Au y de Fe del tipo Kiruna. En Congreso Geológico Chileno, No. 8, Actas, Vol. 2, 1189-1193. Antofagasta.


Vivallo, W., 2009. Yacimientos de óxidos de hierro-cobre-oro en Chile. En Congreso Geológico Chileno, No. 12, Actas: 4 p. Santiago.

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

ANEXOS

Figura 40: Descripción de muestras de mano:

Muestra	M6-12-07	
Tipo de roca	Andesita	
Textura	Porfídica	
Mineralogía		
Plagioclasa, labradorita?, magnetita, clorita, cuarzo, máficos, pirita, calcopirita.		
Observaciones		
Contiene trazas de calcopirita disseminada. Hipocristalina de grano fino-medio (0,4-0,3 cm). Magnetismo moderado-alto. Melanocrática, hipidiomorfa. Con amígdalas de cuarzo.		
Alteración	Propilítica, Silícea	
Muestra	M1-13-06	
Tipo de roca	Volcánica-Brecha andesítica	
Textura	Porfídica, brechosa	
Mineralogía		
Plagioclasa, magnetita, hematita, calcopirita, bornita, magnetita, clorita, máficos		
Observaciones		
Roca de color gris rojizo oscuro. Plagioclasas euhedrales-anhedrales. Magnetismo leve, debido a la oxidación de magnetita a hematita. Disseminado de calcopirita y bornita.		
Alteración	Propilítica, Silícea	
Muestra	M3-25-05	
Tipo de roca	Intrusiva-Diorita	
Textura	Fanerítica	
Mineralogía		
Plagioclasa, cuarzo, máficos, clorita magnetita, epidota		
Observaciones		
Equigranular, holocristalina, de color gris verdusco claro. Con cristales euhedrales-subhedrales (0,1-0,3 cm) de plagioclasa. Magnetita débil disseminada con leve oxidación.		
Alteración	Propilítica	
Muestra	M2-12-07	
Tipo de roca	Brecha hidrotermal de turmalina	
Textura	Brechosa	
Mineralogía		
Feldespatos K, cuarzo, turmalina, magnetita, hematita.		
Observaciones		
Brecha de color rosa parduzco claro, de matriz soportada de turmalina y clastos angulosos a subangulosos (5-50 cm) de roca de caja con alteración potásica. Vetillas y disseminado de magnetita leve.		
Alteración	Potásica, silícea	

Muestra	M2-25-05	
Tipo de roca	N/A	
Textura	N/A	
Mineralogía		
turmalina, hematita, arcillas, sílice		
Observaciones		
No presenta magnetismo. Alteración pervasiva.		
Alteración	Argílica avanzada	


Muestra	M2-12-07	
Tipo de roca	Intrusiva- Granodiorita	
Textura	Fanerítica	
Mineralogía		
Plagioclasa, ortoclasa, cuarzo, cuarzo secundario, biotita, anfíboles.		
Observaciones		
Muestra fanerítica, equigranular (0,1 a 0,2 cm). De color gris rosáceo claro (leucocrática). Con magnetismo moderado y con algunos minerales de Fe oxidados.		
Alteración	Silicificación, férrica	

Tabla 2: datos estructurales para fallas sin mineralización.

ID	Dip direction	Dip	ID	Dip direction	Dip
1	5	90	56	180	15
2	175	90	57	110	50
3	165	90	58	13	76
4	25	90	59	25	90
5	140	90	60	185	82
6	195	45	61	255	60
7	340	80	62	5	80
8	218	28	63	217	40
9	268	71	64	229	76
10	340	54	65	256	60
11	22	82	66	212	44
12	139	38	67	145	38
13	215	66	68	210	58
14	105	50	69	10	90
15	220	75	70	30	90
16	310	85	71	215	43
17	180	44	72	165	70
18	100	74	73	60	70
19	215	34	74	342	53
20	202	82	75	18	74
21	90	47	76	25	70
22	162	23	77	248	30
23	210	80	78	355	48
24	245	75	79	210	27
25	76	70	80	215	60
26	75	35	81	175	25
27	90	60	82	0	90
28	60	90	83	30	90
29	289	85	84	180	90
30	86	85	85	255	90
31	204	56	86	80	90
32	145	44	87	135	90
33	75	45	88	5	80
34	71	76	89	151	85
35	315	28	90	35	90
36	330	74	91	30	60
37	185	45	92	19	87
38	300	75	93	105	85
39	155	60	94	200	64
40	165	90	95	275	84
41	164	50	96	258	69
42	25	75	97	285	80
43	345	68	98	205	68
44	154	41	99	232	70
45	16	19	100	155	46
46	41	90	101	327	64
47	160	90	102	345	70
48	270	75	103	290	65
49	205	80	104	260	75
50	111	90	105	40	70
51	340	75	106	70	75
52	90	90	107	330	85
53	25	70	108	85	90
54	45	18	109	315	75
55	15	90			

Tabla 3: datos estructurales de vetas.

ID	Dip	Dip direction	Set
1	81	4	N/A
2	68	21	N/A
3	90	30	N/A
4	85	50	2
5	70	50	2
6	90	60	2
7	90	80	2
8	90	120	1
9	85	120	1
10	90	130	1
11	36	195	N/A
12	85	245	2
13	50	255	N/A
14	82	299	1
15	65	305	1
16	70	325	1

Tabla 4: datos estructurales mantos.

ID	Dip	Dip direction	Set
1	41	0	N/A
2	42	52	1
3	35	65	1
4	40	70	1
5	40	100	1
6	40	100	1
7	40	100	1
8	15	100	1
9	65	130	N/A
10	21	148	1
11	40	175	1
12	40	180	1
13	25	220	1
14	15	300	1

Tabla 5: datos estructurales de falla mineralizada.

ID	Dip	Dip direction	Set
1	45	245	N/A
2	42	145	4
3	90	119	N/A
4	43	56	N/A
5	60	15	N/A
6	80	65	1
7	90	160	N/A
8	90	20	3
9	75	175	4
10	40	140	4
11	90	140	N/A
12	55	167	4
13	65	80	1
14	90	125	N/A
15	68	345	N/A
16	55	90	N/A
17	65	75	1
18	56	180	4
19	85	50	3
20	70	0	N/A
21	80	75	1
22	84	275	N/A
23	36	135	4
24	70	255	1
25	54	148	4
26	90	10	3
27	65	300	N/A
28	80	190	3
29	90	30	3
30	80	190	3
31	65	30	3
32	90	110	N/A
33	90	65	1
34	40	245	N/A
35	50	105	N/A
36	50	60	N/A
37	46	55	N/A
38	90	55	1
39	45	175	4
40	90	25	3
41	65	345	N/A
42	55	167	4
43	70	165	4
44	70	60	1
45	90	119	N/A
46	90	51	3
47	53	342	N/A
48	82	320	N/A
49	84	286	N/A
50	80	345	N/A
51	65	216	3
52	75	88	1
53	25	111	N/A
54	90	20	3
55	47	90	N/A
56	90	165	N/A
57	55	165	4
58	73	120	N/A
59	35	170	4
60	90	1	3
61	75	170	4
62	35	185	4
63	90	25	3
64	75	190	3
65	85	230	3
66	70	204	3
67	55	330	N/A
68	70	25	3
69	30	248	N/A
70	80	205	3
71	85	250	1
72	90	111	N/A
73	80	270	1
74	70	280	N/A
75	60	160	4
76	90	235	1
77	90	180	3
78	90	15	3
79	60	340	N/A
80	80	255	1
81	90	60	1

Tabla 6: Análisis geoquímico de muestras extraídas en superficie, con una ley media de Cu total de 1,03%.

ID	Este	Norte	Propiedad Minera	Muestras	Tipo muestra	%CuT	%CuS	Cons. Áci.
1	382776	6939266	Soesmi 1 al 32	3288	Desmonte	0.696	0.614	113.1
2	383247	6938957	Tamara I 1 al 9	3289	Bolsón	0.874	0.74	169.2
3	384588	6938749	Marcos 1 al 14	3290	Entre Fallas	1.475	1.416	307.7
4	384403	6938827	Carmen 1 al 12	3291	Lente	2.24	2.085	106.5
5	384313	6938785	Carmen 1 al 12	3292	Falla Sulfuros	1.741	0.074	138.2
6	384248	6938618	Carmen 1 al 12	3293	Desmonte Óxidos	0.435	0.203	194.6
7	384378	6938632	Carmen 1 al 12	3294	Falla-Veta	1.467	0.938	246.6
8	383908	6938690	Trillador 1 al 14	3295	Stockwork Túnel	3.646	0.034	72.7
9	384156	6938153	Eliana II 1 al 24	3296	Alteración	0.791	0.62	69.5
10	384776	6937961	Julia 1 al 18	3297	Roca Diseminada	0.779	0.678	146.5
11	385103	6938164	Rosario 1 al 10	3298	Desmonte	0.836	0.668	173.7
12	384336	6940787	La Verde 1 al 10	3299	Bolsón Óxidos	1.348	1.208	160.7
13	383076	6938559	Tamara I 1 al 9	11101	Falla ht baja ley	0.381	0.322	134.74
14	383048	6938475	Tamara I 1 al 9	11102	Vetas y estéril baja ley	0.538	0.386	103.15
15	382829	6938783	Tamara I 1 al 9	11103	Bolsón	1.228	1.164	80.36
16	382814	6938867	Tamara I 1 al 9	11104	Bolsón	0.494	0.441	68.11
17	382718	6938847	Tamara I 1 al 9	11105	Bolsón	0.385	0.291	67.62
18	384157	6938140	Eliana II 1 al 24	11106	Mantos	0.426	0.3	104.37
19	384227	6938092	Rosario 1 al 10	11107	Bolsón	0.405	0.23	84.28
20	384202	6938074	Eliana II 1 al 24	11108	Bolsón-Veta	0.905	0.618	107.07
21	384814	6937340	Julia 1 al 18	11109	Bolsón-Fallas	0.454	0.317	209.96
22	385068	6937949	Julia 1 al 18	11110	Bolsones	0.818	0.652	150.44
23	385070	6937943	Julia 1 al 18	11111	Bolsón	1.395	1.297	152.37
24	384915	6938075	Julia 1 al 18	11112	Alteración de FeO	0.011	0	34.06
25	384763	6937946	Julia 1 al 18	11113	Bolsón	0.55	0.487	222.97
26	384694	6937916	Julia 1 al 18	11114	Bolsón	0.438	0.326	110.74
27	384486	6938140	Rosario 1 al 10	11115	Alteración	0.316	0.307	428.1
28	384291	6938097	Rosario 1 al 10	11116	Mantos	0.878	0.651	88.7
29	384354	6938134	Rosario 1 al 10	11117	Falla	0.594	0.511	310.2
30	384295	6938205	Rosario 1 al 10	11118	Desmonte	0.681	0.464	93.3
31	384633	6938041	Rosario 1 al 10	11122	Alteración	0.557	0.147	103.1
32	384586	6937979	Rosario 1 al 10	11123	Manto	1.085	0.965	164.6
33	384554	6937960	Rosario 1 al 10	11124	Bolsón	0.423	0.33	97.3
34	384776	6938531	Rosario 1 al 10	11130	Veta	1.429	1.333	190.100
35	384757	6938527	Rosario 1 al 10	11131	Bolsón	0.859	0.785	225.150
36	384625	6938464	Rosario 1 al 10	11132	Bolsón	0.641	0.425	248.180
37	384625	6938464	Rosario 1 al 10	11133	Falla	1.969	1.708	282.260
38	384867	6938206	Rosario 1 al 10	11134	Alteración	0.043	0.018	64.190
39	384748	6938233	Rosario 1 al 10	11135	Brecha Hidrotermal-Bolsón	0.791	0.676	103.130
40	383516	6939167	Trillador 1 al 14	11137	Bolsón	0.421	0.358	52.180
41	383535	6938862	Trillador 1 al 14	11138	Falla-Veta	1.674	1.578	96.780
42	383523	6938817	Trillador 1 al 14	11139	Veta	1.068	0.868	123.240
43	383996	6938308	Trillador 1 al 14	11140	Falla	1.199	0.957	89.430
44	383892	6938315	Trillador 1 al 14	11141	Falla	1.035	0.822	158.760
45	383817	6938279	Trillador 1 al 14	11143	Manto	1.293	1.152	105.110
46	383782	6938258	Trillador 1 al 14	11142	Bolsón	1.114	0.952	101.690
47	384010	6938317	Trillador 1 al 14	11144	Falla-Veta	1.544	1.271	99.710
48	383790	6938374	Trillador 1 al 14	11145	Bolsón	2.197	2.069	219.770
49	383864	6938421	Trillador 1 al 14	11146	Bolsón	1.605	1.385	218.050
50	383864	6938421	Trillador 1 al 14	11147	Alteración FeO	0.013	0.012	130.090
51	383864	6938421	Trillador 1 al 14	11148	Bolsón	1.325	1.116	131.090
52	383814	6938448	Trillador 1 al 14	11149	Bolsón	2.086	1.985	196.490
53	386517	6937671	Eliana 1 al 14	11151	Bolsón	0.915	0.801	67.860
54	385079	6938274	Rosario 1 al 10	11152	Bolsón	1.857	1.725	117.360
55	384866	6938387	Rosario 1 al 10	11153	Bolsón	2.444	2.237	142.830

Tabla 7: análisis de XRF para muestras de superficie, valores expresados en ppm.

PM	ID	Tipo de muestra	Cu	Co	Mo	Pb	Zn	Au
Rosario 1-10	11107	Bolsón	3723	177	2	28	32	5
Julia 1-18	11114	Bolsón	4073	195	0	1	31	2
Julia 1-18	11113	Bolsón	4911	52	0	87	290	0
Julia 1-18	11112	Alteración FeO	89	299	0	0	9	3
Eliana II 1-24	11106	Manto	3732	139	2	15	49	3
Tamara II-9	11105	Bolsón	3606	272	4	14	67	4
Tamara II-9	11104	Bolsón	4797	254	6	23	48	5
Tamara II-9	11103	Bolsón	14100	222	2	84	77	3
Tamara II-9	11102	Veta baja ley	5463	405	0	192	87	3
Tamara II-10	11101	Falla baja ley	1833	272	1	1248	71	5
Eliana II 1-24	11108	Bolsón-Veta	10200	253	1	115	116	3
Julia 1-18	11110	Bolsón	7473	152	1	8	26	2
Julia 1-18	11109	Falla	4603	499	2	28	94	5
Julia 1-18	11111	Bolsón	16200	104	0	168	41	2
Promedio de elemento (ppm)			6057,357	235,357	1,5	143,643	74,143	3,214