



UNIVERSIDAD
DE ATACAMA

FACULTAD DE INGENIERÍA
DEPARTAMENTO DE GEOLOGÍA

**ZONACIÓN MINERALÓGICA DE LAS VETAS MAQUÍ NORTE Y MANDA
NORTE Y SU RELACIÓN CON EL ORO Y LA PLATA, DISTRITO MINERO
ALHUÉ, REGIÓN METROPOLITANA, CHILE.**

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

Profesor Guía: Dr. Karl Riveros Jensen
Profesional tutor: Sr. Alejandro Peralta Ramírez

Javier Andreé Oppliger Rivera
Copiapó, Chile 2025

DEDICATORIA

A mi padre, Franz Oppliger Castillo, por ser ejemplo de esfuerzo, sabiduría y constancia.

Gracias por tu guía, tu confianza y por enseñarme con tu ejemplo a nunca rendirme.

A la memoria de mi madre, Zulima Rivera Zeballos, cuyo amor infinito y presencia eterna han sido mi mayor inspiración. Aunque ya no estás físicamente, tu recuerdo y enseñanzas viven en cada logro alcanzado.

A mi hermano, Franz Oppliger Rivera, por su apoyo incondicional y por estar siempre ahí, celebrando mis aciertos y dándome ánimo en los momentos difíciles.

Y a mi pareja, Ivette González Granado, por su paciencia, amor y fe en mí. Gracias por caminar a mi lado, incluso cuando el camino fue incierto. Este logro también es tuyo.

AGRADECIMIENTOS

Quisiera expresar mi más sincero agradecimiento a todas las personas que formaron parte de este importante proceso académico y personal.

En primer lugar, agradezco a mi profesor guía, Karl Riveros, por su constante disposición, orientación y compromiso durante el desarrollo de esta tesis.

Agradezco de manera especial al profesor Francisco Tapia, de la Universidad de Atacama, por su valiosa disposición, rigurosidad académica y comentarios críticos, los cuales fueron de gran ayuda para mejorar la coherencia, claridad y calidad técnica de este trabajo.

Asimismo, agradezco al profesor Wolfgang Griem, por su disposición a ayudar y participar en el proceso de revisión de esta tesis y por el tiempo dedicado a su evaluación.

A Carlos Montalvo, Superintendente de Geología de Minera Florida, agradezco sinceramente por brindarme la oportunidad de realizar este trabajo en terreno y por la confianza depositada en mis capacidades profesionales.

Mi reconocimiento especial a mi profesional guía, Alejandro Peralta, por su acompañamiento permanente, consejos técnicos y apoyo durante cada etapa de esta investigación.

A Ricardo Rivera, Jefe de Geología de Exploraciones, agradezco su disposición y liderazgo; y a Macarena Flores, Jefa de Geología de Recursos, por su apoyo, enseñanzas y constante colaboración. Extiendo también mi gratitud a Claudio Milla, Jefe de Geología de Producción, por su respaldo y orientación durante mi estadía en la operación.

Agradezco a Javiera Torres, Nicole Colipe, Alans Navea, Juan Vesubio, Catalina, Eduardo Cortez, Gabriel, Constanza, Andrés Bello, y a todo el equipo del área de Geología de Minera Florida, por su calidez humana, disposición y colaboración, las cuales enriquecieron enormemente esta experiencia profesional.

Finalmente, agradezco a mis amigos, y en especial a Venicius Reyes, por su amistad sincera, apoyo constante y por estar presente a lo largo de este camino.

ÍNDICE

1 Tabla de contenido

1	CAPÍTULO 1. MARCO INTRODUCTORIO	8
1.1	Introducción	8
1.2	Planteamiento del problema de investigación	11
1.3	Hipótesis	11
1.4	Objetivos	12
1.4.1	Objetivo General	12
1.4.2	Objetivos Específicos	12
1.5	Ubicación y Accesos	12
1.6	Estudios previos	14
2	CAPÍTULO 2. MARCO TEÓRICO	16
2.1	Yacimiento Tipo IOCG	16
2.2	Yacimiento tipo epitermal	17
2.2.1	Características epitermales de alta sulfuración (HS)	19
2.2.2	Características epitermales de intermedia sulfuración (IS)	21
2.2.3	Características epitermales de baja sulfuración (LS)	23
2.3	Yacimiento tipo skarn	24
2.4	Texturas de cuarzo	27
3	CAPÍTULO 3. MARCO GEOLÓGICO	33
3.1	Marco geológico regional	33
3.1.1	Rocas estratificadas	33
3.1.2	Rocas intrusivas	35
3.2	Marco geológico local	37
3.2.1	Rocas Estratificadas	37
3.2.2	Intrusivos	40
3.2.3	Mineralización y alteración	43
3.2.4	Geología estructural	45
4	CAPÍTULO 4. METODOLOGÍA	47

4.1	Recopilación y análisis bibliográfico.	47
4.2	Caracterización de la mineralogía de mena y ganga	47
4.3	Determinación de la cronología relativa de los eventos de alteración y mineralización.....	48
4.4	Elaboración de la base de datos mineralógica.	48
4.5	Definición de recomendaciones para futuras campañas de sondajes exploratorios	51
5	CAPÍTULO 5. RESULTADOS	53
5.1	Caracterización mineralógica de las vetas	53
5.1.1	Veta Manda Norte.....	53
5.1.2	Veta Maqui Norte.....	57
5.1.3	Asociaciones minerales en Manda norte	62
5.1.4	Asociaciones minerales en Maqui norte	69
5.2	Fluorescencia de rayos X (XRF)	73
5.2.1	Análisis geoquímico por fluorescencia de rayos X (XRF) – Veta Maqui Norte	73
5.2.2	Análisis geoquímico por fluorescencia de rayos X (XRF) – Veta Manda Norte	76
5.2.3	Análisis comparativo geoquímico XRF – Vetas Maqui Norte y Manda Norte	78
5.3	Comportamiento espacial y tendencia de leyes de metales de interés ..	82
5.3.1	Análisis Maqui y Manda Norte	83
5.3.2	Análisis Maqui Norte.....	87
5.3.3	Análisis Manda Norte.....	91
6	CAPÍTULO 6. DISCUSIÓN.....	95
6.1	Secuencia paragenética	95
6.2	Zonación vertical y controles del sistema hidrotermal.....	100
6.3	Determinación del régimen hidrotermal en el distrito Alhué (DMA).....	104
7	CAPÍTULO 7. CONCLUSIONES	107
8	CAPÍTULO 8. REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS	109
9	CAPÍTULO 9. ANEXOS.....	117

RESUMEN

El distrito minero Alhué, ubicado en la Cordillera de la Costa de Chile central, forma parte de la franja metalogénica del Cretácico caracterizada por vetas epitermales y mesozonales. La mina opera mediante minería subterránea y extrae principalmente oro (Au), plata (Ag) y zinc (Zn), a partir de vetas alojadas en rocas volcánicas de la Formación Las Chilcas, en estrecha relación con intrusivos del Cretácico Superior. Esta investigación se centró en las vetas Maqui y Manda Norte, con el objetivo de reconstruir la evolución hidrotermal y caracterizar la zonación metálica del sistema.

Se recolectaron 47 muestras de 90 sondajes diamantinos, siendo 25 de ellas analizadas petrográficamente mediante láminas delgadas y pulidas, y la totalidad mediante fluorescencia de rayos X (XRF). El análisis permitió definir cuatro fases paragéneticas: (1) una fase epitermal de sulfuración intermedia dominada por cuarzo microcristalino con texturas de ebullición (crustiforme, sacaroidal, colloforme, mosaico), acompañado por sulfuros como pirita, galena, esfalerita y calcopirita, y alteraciones de sericita, clorita y actinolita; (2) una fase transicional con cuarzo sacaroidal, rodonita, óxidos de Mn, epidota y clorita, con escasa mineralización metálica; (3) un evento cálcico-férrico representativo de un sistema skarn-IOCG, con granates zonados (hidrogrosularia-andradita), magnetita, actinolita y sulfuros masivos (calcopirita, esfalerita, galena), con altos contenidos de Fe, Al y W (por XRF); y (4) una fase tardía con calcita, clorita y magnetita relictas, en un contexto de enfriamiento del sistema. Los datos XRF revelaron una zonación vertical, con Au y Ag concentrados en niveles superiores (920–960 msnm), mientras que Zn y Fe se intensifican en cotas más profundas (840–880 msnm), lo que sugiere un control térmico y estructural en la distribución metálica. La presencia de magnetita-hematita y elementos traza como Co, Ni, Bi y Mn respalda una influencia tipo IOCG en las fases finales. En conjunto, se concluye que el sistema corresponde a un régimen hidrotermal híbrido, compuesto por un pulso epitermal superpuesto por un evento skarn-IOCG, probablemente inducido por un intrusivo intermedio poco profundo. Esta superposición explica la complejidad mineralógica y metalogénica del distrito, y entrega herramientas fundamentales para futuras campañas exploratorias.

Palabras clave: Alhué, Sulfuración intermedia, Skarn, IOCG, Secuencia paragenética.

ABSTRACT

The Alhué mining district, located in the Coastal Range of central Chile, is part of the Cretaceous metallogenic belt characterized by epithermal and mesozonal veins. The mine operates through underground mining and primarily extracts gold (Au), silver (Ag), and zinc (Zn) from vein-type deposits hosted in volcanic rocks of the Las Chilcas Formation, closely associated with Upper Cretaceous intrusive bodies. This research focused on the Maqui and Manda Norte veins, aiming to reconstruct the hydrothermal evolution and characterize the metal zonation of the system.

A total of 47 samples from 90 diamond drill holes were collected; 25 were analyzed petrographically using thin and polished sections, while all samples underwent geochemical analysis by X-ray fluorescence (XRF). The study defined four paragenetic stages: (1) an intermediate-sulfidation epithermal phase dominated by microcrystalline quartz with boiling textures (Crustiform, saccharoidal, colloform, mosaic), accompanied by sulfides such as pyrite, galena, sphalerite, and chalcopryite, with hydrothermal alterations of sericite, chlorite, and actinolite; (2) a transitional phase with saccharoidal quartz, rhodonite, Mn oxides, epidote, and chlorite, with scarce metallic mineralization; (3) a calcic-ferric event indicative of a skarn-IOCG system, featuring zoned garnets (hydrogrossular–andradite), magnetite, actinolite, and massive sulfides (chalcopryite, sphalerite, galena), with high Fe, Al, and W contents (based on XRF); and (4) a late-stage phase characterized by calcite, chlorite, and relict magnetite, reflecting a cooling environment. XRF data revealed a vertical metal zonation, with Au and Ag concentrated at upper elevations (920–960 masl), while Zn and Fe are more abundant at deeper levels (840–880 masl), suggesting a thermal and structural control on metal distribution. The presence of magnetite-hematite and trace elements such as Co, Ni, Bi, and Mn supports an IOCG-type influence during the final mineralizing stages. Overall, the system is interpreted as a hybrid hydrothermal regime, comprising an initial epithermal pulse overprinted by a skarn-IOCG event, likely driven by a shallow intermediate intrusion. This overprinting explains the mineralogical and metallogenic complexity of the district and provides key insights for future exploration campaigns.

Keywords: Alhué, Intermediate sulfidation, Skarn, IOCG, Paragenetic sequence.

1 CAPÍTULO 1. MARCO INTRODUCTORIO

1.1 Introducción

Chile es reconocido por su gran diversidad geológica, lo que ha permitido el descubrimiento y desarrollo de múltiples tipos de depósitos minerales a lo largo del país. Dentro de esta variedad, los depósitos vinculados a sistemas hidrotermales destacan por su frecuencia y por la relevancia que tienen en la economía minera nacional (Sillitoe & Hedenquist, 2003; Maksaev, 2007). Considerando lo anterior, el distrito minero Alhué (DMA) ubicado entre los 32° y 35° 20' de latitud sur pertenece a la franja metalogénica de vetas epitermales principalmente y mesozonales del Cretácico en la Cordillera de la Costa (Gropper, 2011), en la región central del país. Este distrito se caracteriza por poseer depósitos vetiformes de cuarzo, sulfuros, sulfosales, stockworks y brechas hidrotermales polimetálicas, presentando rasgos entre depósitos epitermales y mesozonales, y mineralizaciones dominadas por oro, cobre y plata. Dentro de este distrito se encuentra Minera Florida, propiedad de Pan American Silver, minera subterránea situada en la Región Metropolitana. Su actividad se remonta desde 1739 (Iglesias Patrimoniales, 2014), pasando por empresas como Albion Mining Company (1886 -1929), Sociedad Aurífera Alhué (1932 - 1944), Sociedad Minera Maipo (1986 – 2005), Meridian Gold Company (2006 – 2007), Yamana Gold (2008 – 2022) hasta la actualidad con la compra de Yamana Gold por Pan American Silver con una inversión de US 4.800.000.000. Hasta el presente, se han producido aproximadamente 1,6 millones de onzas de oro y 9,8 millones de onzas de plata (desde la construcción de la planta de procesado en 2001), además de un concentrado de zinc como subproducto secundario (Personas Calificadas, 2021).

La mineralización en Minera Florida se encuentra asociada principalmente a cuerpos vetiformes, brechas hidrotermales, stockwork y diseminado, los cuales se desarrollan sobre unidades volcánicas de la Formación Las Chilcas siendo estas intruidas por cuerpos granodioríticos del Cretácico Inferior Tardío a Cretácico Superior Temprano (Matthews, 2018; Gröpper, 2011). Los minerales de mena incluyen minerales como galena, esfalerita, pirita, calcopirita, magnetita y mushketovita, mientras que los principales minerales de ganga corresponden a cuarzo, epidota, clorita, calcita, actinolita, granate, albita y feldespato potásico, los cuales se disponen rellenando vetillas y zonas de fractura.

Diversos estudios realizados en el distrito minero Alhué coinciden en señalar que su evolución geológica ha estado marcada por múltiples eventos hidrotermales. Cotton (1998) identifica vetas con características propias de depósitos epitermales y mesotermales, además de evidencias claras de mineralización tipo skarn en zonas profundas con presencia de calcosilicatos, granates y magnetita. Araya (2001) también destaca la coexistencia de asociaciones minerales compatibles con ambientes epitermales y mesozonales, señalando una mineralización principal de oro-plata con sulfuros asociados. Sepúlveda (2004), a partir del estudio de la veta Lorena, propone un modelo de transición desde condiciones epitermales hacia ambientes mesotermales, basado en evidencias texturales y microtermométricas. Asimismo, Herreros (2009) reconoce temperaturas de homogenización superiores a 400 °C en algunas vetas, lo que sugiere condiciones propias de depósitos mesotermales o incluso skarn.

Las texturas observadas en el distrito, tales como colloforme, crustiforme, plumosa, pseudoacicular, mosaico y calcita laminar, reflejan condiciones de ebullición y corresponden a características típicas de sistemas epitermales (Dong et al., 1995). Esta diversidad textural, junto con las variaciones composicionales en las asociaciones mineralógicas y en las temperaturas de formación, sugiere una distribución compleja de la mineralización en el yacimiento. Dicha complejidad puede deberse a la superposición de múltiples fases mineralizantes a lo largo de estructuras reactivadas, lo cual ha contribuido a la zonación metalogénica observada. Comprender esta distribución espacial resulta clave para optimizar las estrategias de exploración y extracción. En este sentido, la presente investigación se enfoca en las vetas Maqui Norte y Manda norte, ubicadas en el este del yacimiento (Figura 1). Estas vetas fueron seleccionadas por su proximidad estructural y espacial, el análisis conjunto de estas vetas permitirá definir relaciones paragéneticas, establecer la asociación mineral, y evaluar la existencia de patrones de zonación o distribución metálica. Esta información es esencial para guiar futuras campañas de exploración en el sector oriental de la mina, con el fin de anticipar nuevas zonas mineralizadas y apoyar el desarrollo de modelos predictivos más precisos.

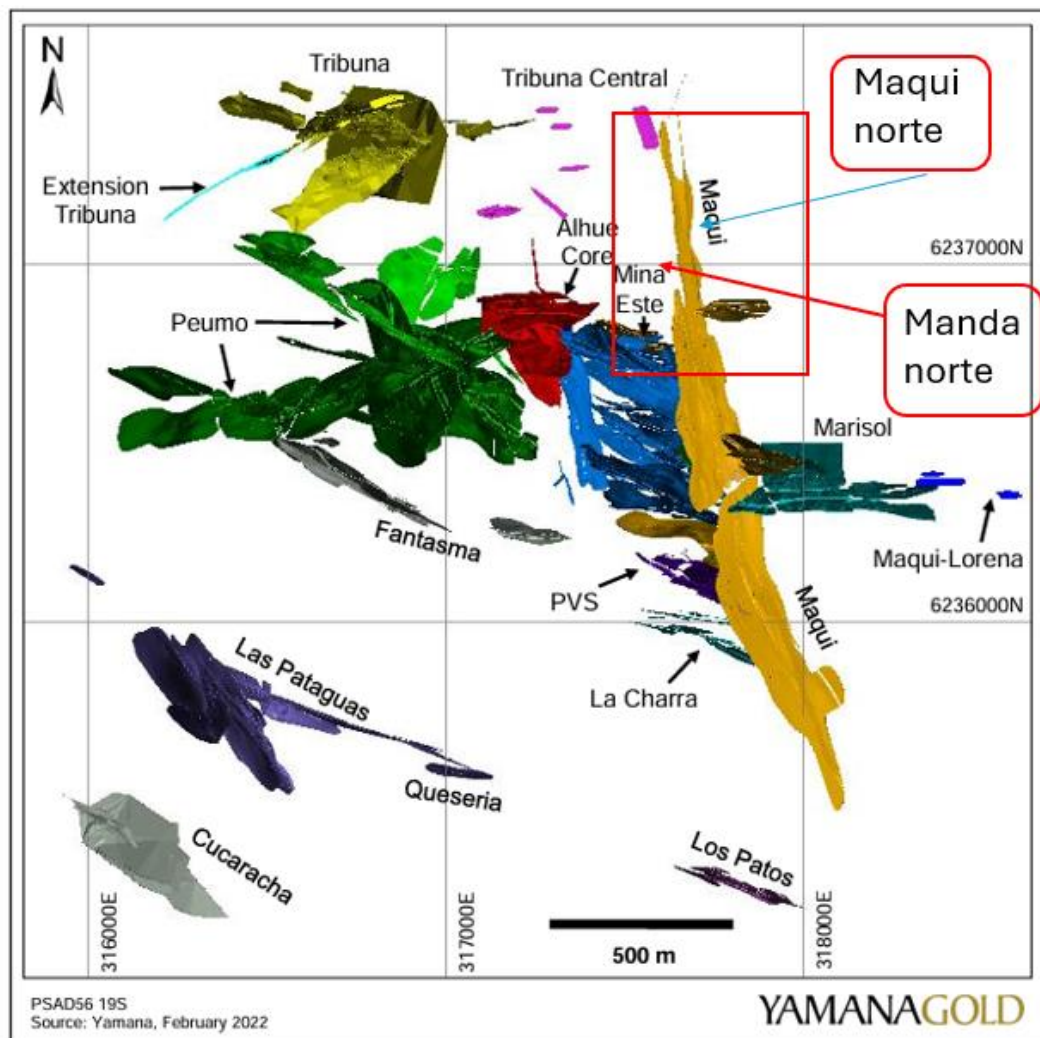


Figura 1: Modelo 3D de las vetas del distrito Alhué, destacando la ubicación de los sectores Maqui Norte y Manda Norte, este último en la intercepción de la veta falla Maqui con rumbo E-W. (Modificado de Personas calificadas, (2021)).

1.2 Planteamiento del problema de investigación

El distrito minero Alhué corresponde a un sistema vetiforme polimetálico cuya mineralización de Au y Ag se distribuye en estructuras controladas por un complejo historial hidrotermal y estructural. En este tipo de sistemas, la zonación mineralógica y metálica constituye un elemento clave para comprender los procesos de transporte y precipitación de los metales de interés económico (Lindgren, 1933; Sillitoe & Hedenquist, 2003). Si bien el distrito ha sido objeto de diversos estudios geológicos, estos se han enfocado principalmente en descripciones generales del yacimiento o en vetas individuales, sin abordar en detalle la relación entre la zonación mineralógica y la distribución espacial del oro y la plata a escala de veta. En particular, no se ha evaluado de manera integrada cómo la superposición de distintos eventos hidrotermales controla la disposición vertical y lateral de los metales en las estructuras vetiformes.

En este contexto, el problema científico que aborda esta investigación consiste en comprender los eventos de depositación que afectaron a las vetas Maqui Norte y Manda Norte, y establecer cómo la zonación mineralógica resultante se vincula con la precipitación y distribución de Au y Ag.

1.3 Hipótesis

En esta investigación se hipotetiza que la mineralización presente en las vetas Maqui Norte y Manda Norte del distrito minero Alhué corresponde a un sistema hidrotermal con sobreimpresión, en el cual interactúan una mineralización epitermal de sulfuración intermedia y una mineralización tipo skarn–IOCG, asociadas a la circulación de fluidos de distinta composición y estado redox. Se postula que la superposición de estos estilos de mineralización ha generado una zonación mineralógica y metalífera compleja, en la cual la disposición espacial de las asociaciones minerales controla la precipitación y distribución de Au y Ag, y no responde estrictamente a un patrón epitermal clásico. Este comportamiento sería equivalente a los procesos de inversión parcial de zonación y sobreimpresión hidrotermal descritos para sistemas complejos por Sillitoe (2010, 2015), Hedenquist et al. (1998) y Einaudi et al. (2003), fenómeno análogo a un “anti-telescoping”.

1.4 Objetivos

1.4.1 Objetivo General

Definir la zonación mineralógica de las estructuras vetiformes Maqui Norte y Manda Norte, estableciendo su relación con la mineralización de oro (Au) y plata (Ag) y su correspondencia con modelos genéticos de sistemas hidrotermales.

1.4.2 Objetivos Específicos

- Caracterizar la mineralogía de mena y ganga las vetas Maqui Norte y Manda Norte.
- Determinar la cronología relativa de los eventos de alteración y mineralización, analizando la superposición de asociaciones mineralógicas y su relación con la evolución polifásica de la deformación en el distrito.
- Elaborar una base de datos mineralógica a partir del análisis de sondajes diamantinos en las vetas Maqui Norte y Manda Norte.
- Proponer recomendaciones para futuras campañas de sondajes exploratorios en zonas de interés económico dentro del distrito.

1.5 Ubicación y Accesos

La zona de estudio se localiza en la comuna de Alhué, provincia de Melipilla, Región Metropolitana, aproximadamente 150 km al suroeste de Santiago y dentro del área operativa de Minera Florida Ltda. Alhué posee una extensión cercana a 850 km² y limita al norte con Melipilla, al sur con Las Cabras–Doñihue–Coltauco, al este con Rancagua–Mostazal–Graneros y al oeste con San Pedro. El acceso principal a la faena se realiza por la Ruta 78 desde Santiago, continuando por la Ruta 66 hasta Santa Inés y posteriormente por la Ruta 29 hacia Villa Alhué, desde donde restan alrededor de 27 km hasta las instalaciones mineras. Las coordenadas UTM (datum WGS84, zona 19S) del sector de estudio son (Figura 2):

- P1: 6.238.000 m N - 314.000 m E
- P2: 6.239.999 m N - 314.000 m E
- P3: 6.238.000 m N - 320.000 m E
- P4: 6.239.999 m N - 320.000 m E

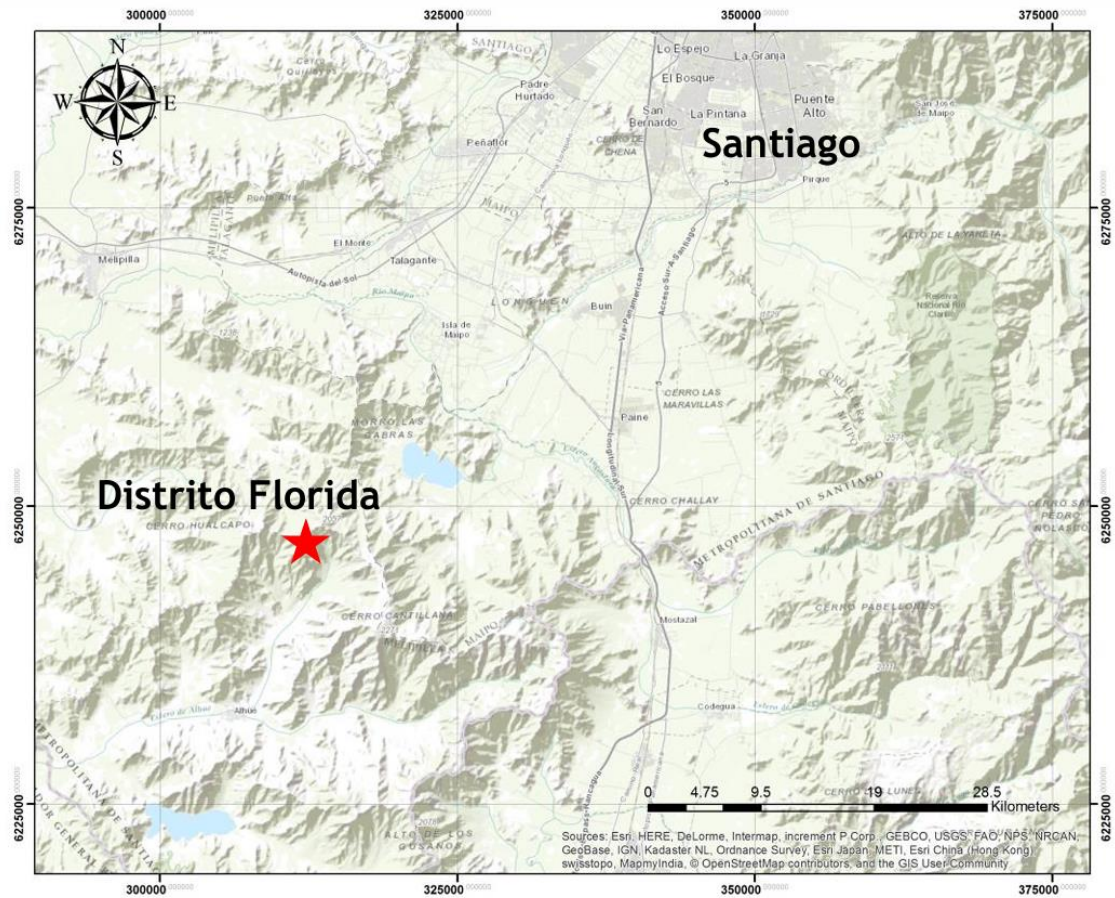


Figura 2: Ubicación regional del distrito minero Alhué y la propiedad Minera Florida, Región Metropolitana, Chile central (Modificado de archivos Minera Florida Ltda.)

1.6 Estudios previos

- **Cotton (1998):** Su investigación reveló que la veta Maqui, de orientación N-S, representa uno de los niveles más profundos del sistema hidrotermal del distrito. En esta veta identificó una mineralización compuesta por granate, calcosilicatos, magnetita y esfalerita rica en hierro, lo que sugiere condiciones de formación de alta temperatura, similares a las de un depósito tipo *skarn*. No obstante, señala que, a pesar de la presencia de minerales característicos de *skarn*, la abundancia de cuarzo y la asociación con sulfuros como galena, calcopirita y pirita impiden clasificarla exclusivamente como tal. Además, menciona que las vetas Maqui y Pedro Valencia presentan temperaturas de homogenización promedio entre 300 y 320 °C, con un rango general que varía entre 240 y 400 °C, lo que indica una significativa variabilidad en las condiciones de formación. Esta diversidad entre las temperaturas, junto con las asociaciones mineralógicas observadas, sugiere que el depósito fue influenciado por magmatismo y múltiples eventos tectónicos. En conjunto, Cotton (1998) aporta evidencia de una evolución paragenética compleja en la veta Maqui, destacando la coexistencia de rasgos propios de sistemas epitermales y mesotermiales.
- **Araya (2001):** Caracterizó geológicamente y evaluó el potencial económico del distrito minero de Alhué. En su trabajo, identifica al DMA como un sector destacado por la presencia de vetas auríferas de cuarzo con mineralización metálica de oro y plata, además de magnetita, esfalerita, galena y calcopirita. Estas vetas presentan espesores variables entre 0,5 y 5 metros, y extensiones longitudinales que oscilan entre 100 y 1.500 metros. Su distribución estaría principalmente controlada por sistemas de fallas con orientaciones N-S, E-O, NE y NO. También describe la roca hospedante como una secuencia volcánica con halos de alteración formados por vetillas y matriz de brechas y tobas con cuarzo, además de cantidades variables de epidota y clorita, y en menor medida actinolita, granate y calcita. En términos genéticos, sugiere que la mineralización presenta rasgos entre depósitos mesotermiales y epitermales de baja sulfuración.

- **Sepúlveda (2004):** Enfocó su investigación principalmente en la veta Lorena, caracterizándola geológicamente y realizando análisis microtermométricos que indican una génesis relacionada a un sistema hidrotermal mesotermal a epitermal, posiblemente con aporte de fluidos magmáticos.
- **Poblete (2008):** Documentó estilos de mineralización que incluyen vetas, brechas hidrotermales, stockworks, sheeted veins y disseminación, alojados en diques pórfidos mineralizados. Las concentraciones anómalas de Au y Ag, junto con la litología y morfología estructural, sugieren un ambiente de transición entre sistemas mesotermales y pórfidos, posiblemente asociados a zonas de ebullición.
- **Herreros (2009):** Estudió la veta Peumo principalmente, combinando caracterización petrográfica y microtermométrica con una estimación de recursos. Sus resultados también indican una mineralización de origen hidrotermal, evidenciando una zonación vertical desde una asociación mineral de alta temperatura (mesotermal) hacia condiciones epitermales.
- **Gropper (2011):** Propone que el distrito de Alhué forma parte de una franja de vetas polimetálicas del Cretácico Superior en la Cordillera de la Costa. Esta franja incluye vetas de cuarzo con sulfuros, sulfosales y brechas hidrotermales, tanto epitermales como mesozonales. Resalta el fuerte control estructural por fallas subverticales y su asociación a calderas y conductos volcánicos, además de su proximidad a intrusivos del arco magmático cretácico.

2 CAPÍTULO 2. MARCO TEÓRICO

2.1 Yacimiento Tipo IOCG

Los depósitos de hierro-cobre y oro (Iron oxide copper gold), están definidos principalmente por su abundante cantidad de óxidos de hierro ($\geq 10\%$) económicamente rentables formados por procesos magmáticos-hidrotermales (magmas básicos principalmente ricos en volátiles provenientes del manto) (Sillitoe, 2013), de esto tales como magnetita y hematita en combinación con elementos relativamente elevados geoquímicamente de Au, P, Cu, Ag, Co y RREE (Olympic Dam) (Barton, 2014). Estos minerales suelen presentarse en conjunto con sulfuros de Cu tales como calcopirita, pirita, bornita, pirrotina, esfalerita, níquel y cobalto (Williams et al., 2005). Soloviev (2010) describe en su estudio también la presencia de anhidrita y baritina. Entre las principales características de los depósitos tipo IOCG es la variación de edades (Paleo proterozoico a Paleógeno- Neógeno) localizadas principalmente en márgenes cratónicos o continentales asociados a un fenómeno tectónico extensional (Barton, 2014) (Figura 3). Según evidencias petrológicas (Groves et al., 2010), los tipos de depósitos IOCG guardan relación con magmas básicos o ultramáficos derivados del manto, generando con alguno de ellos afinidad alcalina en el contexto de un evento magmático regional. Además de asociación con magmas del manto ricos en volátiles con evidencias de desvolatilización profunda indicada por el extremo enriquecimiento de LREE y volátiles, la gran cantidad de cuerpos de brecha y los halos de alteración. Los depósitos tipo IOCG muestran una estrecha relación con los complejos plutónicos y la permeabilidad de las estructuras regionales representadas por pliegues, discontinuidades, fallas, zonas de cizalla y hasta contactos intrusivos, de tal manera que los parámetros litológicos y estructurales, definen la morfología del depósito; vetas, brechas hidrotermales fuertemente discordantes que cortan las estructuras regionales, mantos de reemplazo, skarn cálcicos, estratoligado o irregulares (Sillitoe, 2003). La diversidad geológica (en contraste con la similitud geoquímica) de los sistemas IOCG ha contribuido a múltiples modelos genéticos de acuerdo a la base de los fluidos del que provienen (Figura 3): (1) Fluidos acuosos clave son de origen magmático (Sillitoe, 2003), (Tornos et al., 2005) (2) Fluidos derivados de salmueras no magmáticas superficiales (Ulrich y Clark, 1999), (Barton y Johnson, 2000,

2004), (3) metamórfico-hidrotermal en el que los fluidos se derivan de fuentes corticales distintivas por desvolatilización metamórfica e interacción agua-roca en profundidad. Diversos modelos propuestos para depósitos IOCG consideran la participación de un segundo pulso de fluido en niveles más someros, ya sea como resultado de mezcla con fluidos más profundos o ser una superimposición posterior. Este fluido adicional podría desempeñar un rol clave en la provisión de azufre necesario para la cristalización de sulfuros, y en algunos casos, también aportar ciertos metales al sistema (Gow et al., 1994;

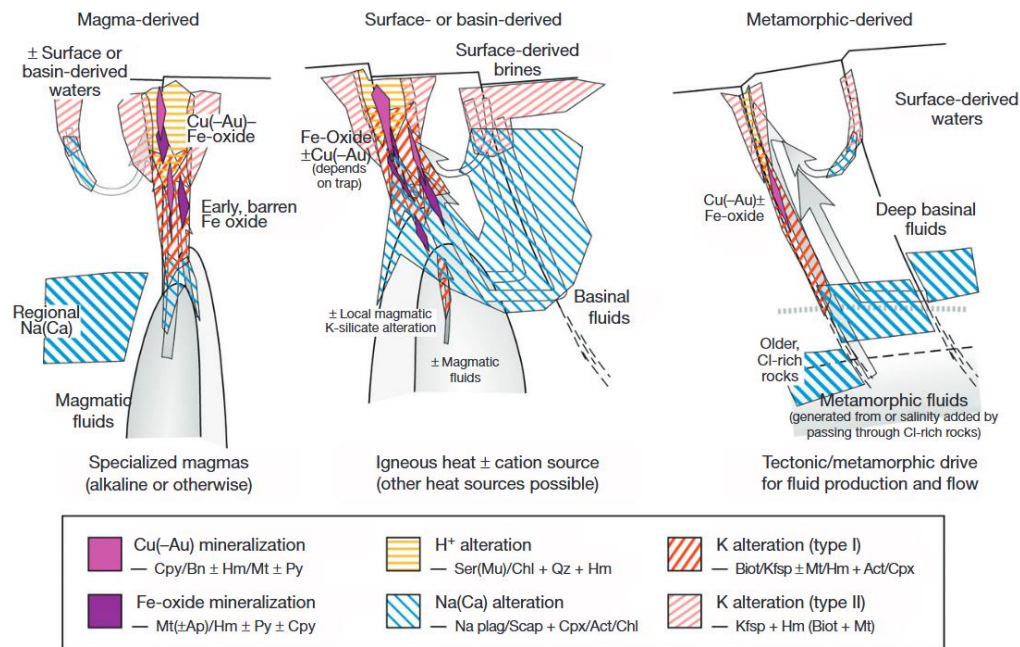


Figura 3: Modelos de origen hidrotermal y arquitecturas alternativas para los sistemas IOCG ilustrando las posibles fuentes de fluidos, recorridos y distribución de flujos de minerales y alteraciones (Extraído de Barton, 2014).

Williams et al., 2010).

2.2 Yacimiento tipo epitermal

Al momento de referirse al término de un depósito epitermal, la definición genética descrita por Lindgren 1911 es la siguiente: “Depósitos metalíferos formados cerca de la superficie por aguas termales en ascenso y conectados genéticamente con rocas ígneas”. La formación de este tipo de yacimientos se sitúa en la parte superior de la corteza terrestre, desde niveles subsuperficiales hasta profundidades que no superan los 1.5 kilómetros de profundidad y a temperaturas de unos 100 a 300 °C (Hedenquist, 2000;

Sillitoe & Hedenquist, 2003; Simmons et al., 2005). Se forman a partir de la actividad de sistemas hidrotermales vinculados a rocas volcánicas principalmente y a la intrusión de magmas calcoálcas, típicamente asociados a zonas de subducción. Estos magmas pueden tener composiciones que varían entre basaltos y riolitas, y suelen encontrarse en contextos de arco volcánico oceánico o continental (Sillitoe & Hedenquist, 2003). Los depósitos epitermales se manifiestan en diversas formas geométricas, siendo comunes las vetas, zonas diseminadas y cuerpos brechados. Estos se alojan preferentemente en rocas volcánicas y volcanoclásticas que, en muchos casos, son coetáneas con el evento mineralizante. Su principal interés económico radica en su contenido de oro y plata, aunque en algunos sistemas también se obtienen subproductos como cobre, plomo, zinc o mercurio, dependiendo de la composición del sistema hidrotermal.

La precipitación de minerales en sistemas epitermales se produce como resultado de cambios bruscos en las condiciones fisicoquímicas de los fluidos hidrotermales a poca profundidad. Este fenómeno ocurre cuando los fluidos altamente concentrados y de rápido ascenso, experimentan procesos de ebullición a escasos cientos de metros bajo la superficie. La ebullición provoca una separación de fases y una disminución abrupta de temperatura, lo cual genera un ambiente propicio para la desestabilización y posterior precipitación de complejos de metales preciosos, particularmente los asociados al bisulfuro, como el oro. Además, el vapor generado en este entorno puede condicionar la circulación de aguas ácidas que, al interactuar con la roca huésped, dan lugar a zonas de alteración argílica y argílica avanzada, ampliamente reconocidas en la periferia o parte superior de estos sistemas (Hedenquist et al., 2000).

Los depósitos epitermales se clasifican según la química de los fluidos y los patrones de alteración hidrotermal en tres tipos principales: sulfuración alta (Figura 4), intermedia y baja (Figura 4) (Hedenquist et al., 2000; Sillitoe & Hedenquist, 2003; Einaudi et al., 2003). Los de alta sulfuración se asocian a fluidos ácidos de origen magmático- hidrotermal y suelen explotarse por su contenido aurífero, aunque también pueden contener cantidades significativas de plata o cobre. En contraste, los sistemas de baja e intermedia sulfuración están vinculados a fluidos de pH casi neutro. Los primeros tienden a presentar altos valores de oro y plata variable altamente y con escasa presencia de metales base de importancia económica, mientras que el segundo, si bien contienen oro (relaciones Au/Ag

variables), este se destaca por su potencial en contenido de plata y metales base tales como zinc y plomo, además de las relaciones que pueden tener con los depósitos tipo pórfidos y epitermales de alta sulfuración (Kouzmanov & Pokrovski, 2012; Wang et al., 2019).

2.2.1 Características epitermales de alta sulfuración (HS)

Los depósitos epitermales de alta sulfuración (HS) al igual que los de intermedia sulfuración y baja sulfuración se forman a distancias someras (<1.5 km de profundidad), su desarrollo es típicamente en ambientes volcánicos asociados a arcos magmáticos en márgenes convergentes. Su génesis está ligada principalmente a fluidos magmáticos oxidantes y ácidos, ricos en volátiles como SO₂, HCl y CO₂, los cuales tienen una interacción mínima con el agua meteórica y la roca de caja durante su ascenso hacia la superficie (Hedenquist et al., 2000; Simmons, White & John, 2005). Este tipo de depósito se reconoce por poseer un fuerte proceso de argilización, con la destrucción total de feldespatos y la formación de zonas de cuarzo vuggy, alunita, caolinita, dickita, pirofilita y en menor medida, illita y esmectita. Esta alteración refleja la acidez extrema de los fluidos hidrotermales responsables de la mineralización (Simmons et al., 2005; White & Hedenquist, 1995) (Figura 4).

Con respecto a la mineralogía presente en los HS, estos son conocidos por contener cantidades importantes de oro y plata, los cuales en muchos casos constituyen el principal objetivo económico del yacimiento. El oro se presenta comúnmente en forma de partículas finamente diseminadas dentro de minerales sulfurados como enargita, luzonita, pirita y tennantita, especialmente en las etapas tempranas del sistema, lo que complica su recuperación metalúrgica. Sin embargo, también puede encontrarse como oro nativo o electrum en eventos hidrotermales tardíos asociados a zonas de mayor neutralización (Arribas, 1995; Einaudi et al., 2003). La plata, por su parte, se asocia con sulfosales como tetraedrita y con acantita, siendo a veces más abundante en zonas periféricas o en etapas post-ore (Simmons et al., 2005; Hedenquist et al., 1998).

La zona de alteración en estos sistemas generalmente es concéntrica: su núcleo más interno está compuesto por cuarzo masivo o vuggy y alunita, seguido por halos de dickita, pirofilita o caolinita, y finalmente zonas de alteración argílica intermedia (illita ± clorita) y propilitica hacia los bordes del sistema (Simmons et al., 2005). En cuanto a la

geoquímica de los fluidos, los depósitos epitermales de alta sulfuración presentan inclusiones fluidas con salinidades generalmente bajas a moderadas ($<10\%$ NaCl eq.) y temperaturas de homogenización que oscilan entre 200 y 300 °C. Estas condiciones reflejan la descompresión y enfriamiento de fluidos magmáticos originalmente calientes y saturados en gases como SO₂ (Rye et al., 1992; Giggenbach, 1997).

Las texturas de cuarzo presentes en este tipo de depósitos son la vuggy silica, el cual se forma cuando fluidos extremadamente ácidos disuelven completamente minerales primarios de la roca huésped, dejando como residuo un cuarzo poroso, resistente y con cavidades angulosas. Este tipo de textura es diagnóstica de ambientes con fuerte alteración ácida-sulfatada, y suele encontrarse acompañado por alunita, caolinita y dickita en el núcleo del sistema (Hedenquist & Lowenstern, 1994; Simmons et al., 2005), el cuarzo masivo, asociado a zonas fuertemente silicificadas. Este se presenta como vetas o reemplazos densos de cuarzo de grano fino a medio, generalmente de color blanco o gris claro, y puede representar eventos hidrotermales tempranos o intermedios. En algunas zonas también aparece cuarzo de textura sacaroidal, el cual tiene un aspecto azucarado debido a la recristalización de sílice amorfa o coloidal. Estas zonas pueden coincidir con fases más avanzadas del sistema o con bordes transicionales hacia zonas de menor sulfuración.

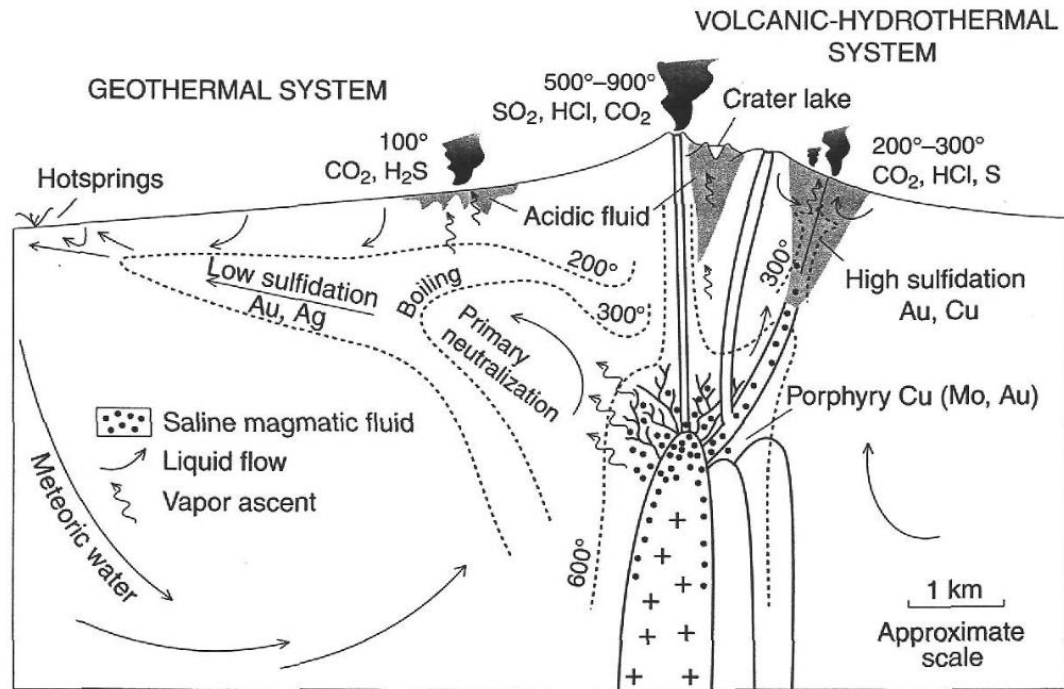


Figura 4: Representación esquemática de un sistema magmático-hidrotermal, mostrando las condiciones físicas y químicas que controlan la formación de depósitos epitermales de alta y baja sulfuración. El modelo incluye el flujo ascendente de fluidos magmáticos, su mezcla con aguas meteóricas y las respectivas zonas de ebullición, neutralización y precipitación metálica. (Extraído de Hedenquist, 2000).

2.2.2 Características epitermales de intermedia sulfuración (IS)

Los depósitos epitermales de sulfuración intermedia (IS) se desarrollan en condiciones de temperatura intermedia entre aproximadamente 150°C a 350 °C y una fugacidad de azufre (fS_2) y estado de oxidación moderado, lo que da lugar a asociaciones minerales con contenido tanto en sulfuros como sulfosales de cobre, galena, esfalerita (fugacidad del Fe con aspectos o coloración más pálida), calcopirita, pirita y tennantita/tetraedrita y ocasionalmente enargita o luzonita en zonas transicionales (Einaudi et al., 2003), siendo la asociación de pirita + esfalerita + tetraedrita + calcopirita es una de las más representativas (Sillitoe & Hedenquist, 2003). Los minerales de interés económico de este tipo de depósito son el oro nativo, plata nativa, sulfosales de plata, argentita – acantita, sulfosales de plata y electrum. Por lo general, los fluidos hidrotermales responsables de estos depósitos son una mezcla de componentes magmáticos y meteóricos, con pH próximo a neutro y baja salinidad (Simmons et al., 2005). Con respecto a los minerales

presentes en este tipo de depósitos, estos se conforman por cuarzo, rodocrosita, calcita, calcita de manganeso y adularia. De manera local además se pueden encontrar minerales como la dolomita, ankerita, muscovita, albita, fluorita y barita (Wang et al., 2019).

Desde el punto de vista estructural, los depósitos de sulfuración intermedia suelen alojarse en vetas, stockworks, brechas hidrotermales o cuerpos diseminados, dependiendo de la roca de caja y de la arquitectura del sistema (Heald et al., 1987; Sillitoe, 2010). Es común que estas vetas se encuentren alojadas en rocas volcánicas o sedimentarias previamente fracturadas, lo que facilita el ingreso de los fluidos mineralizantes. Hay que tener en consideración que este tipo de epitermales (IS) son polifásicos y poseen vetas multietapas los cuales son indicativos de diversos procesos o etapas de fracturas (agrietamiento) y cierre de las vetas (Echavarria et al., 2006). Wang (2019) reconoce diversos tipos de texturas de cuarzo tales como crustiforme, colloforme, cockade o cucarda, en cavidades y comb o peine (Wang et al., 2019).

La alteración hidrotermal en estos sistemas es variada, pero típicamente incluye zonas de alteración argílica intermedia (illita, sericita), propilítica (clorita, epidota, calcita), y en ocasiones silicificación más localizada. A diferencia de los depósitos de alta sulfuración, la alunita, caolinita y cuarzo vuggy son raras o están ausentes. En cambio, dominan las texturas de reemplazo y vetillas rellenas por cuarzo, carbonatos y sulfuros (Simmons et al., 2005; Einaudi et al., 2003). Un aspecto interesante es que muchos depósitos de sulfuración intermedia se desarrollan como transiciones entre sistemas porfiríticos profundos y mineralizaciones epitermales más superficiales, compartiendo características de ambos estilos. En estos casos, el control estructural y la presencia de fracturas preexistentes son claves para canalizar los fluidos (Sillitoe, 2010). Los yacimientos epitermales presentan una estrecha relación con sistemas de fallas frágiles, zonas de fracturación y sectores de brechificación intensa (Sillitoe & Hedenquist, 2003). En estos ambientes, los clavos de mineralización, caracterizados por altos contenidos de oro, suelen desarrollarse en intersecciones estructurales favorables, donde los fluidos mineralizantes ascienden a través de fallas normales y se mezclan con soluciones sulfatadas ácidas. Este fenómeno se ha evidenciado en vetas mexicanas con asociaciones de caolinita y dickita de origen hipógeno (Camprubí & Albinson, 2007). La mineralización brechificada, ampliamente observada en sistemas epitermales y en algunos pórfidos, se origina por

procesos de fracturación hidráulica combinada con ebullición descompresiva, fenómenos que ocurren principalmente en la zona de cierre de sílice (Kouhestani et al., 2015).

En general, los sistemas epitermales ricos en plata y metales base suelen presentar altas salinidades y concentraciones significativas de sulfuros, lo que concuerda con la capacidad del ion cloruro (Cl^-) para transportar elementos como Ag, Fe, Zn y Pb en solución (Albinson et al., 2001; Sillitoe & Hedenquist, 2003; Pokrovski et al., 2005; Simon et al., 2008). Por el contrario, el transporte de oro ocurre mayormente como complejos de bisulfuro, en particular el $\text{Au}(\text{HS})_2^-$, que es el principal portador de este metal en condiciones epitermales (Benning & Seward, 1996). No obstante, bajo ciertas condiciones —como soluciones fuertemente ácidas ($\text{pH} < 3$), elevadas concentraciones de cloruros ($>10 \text{ wt\% NaCl eq.}$), temperaturas superiores a 300°C y ambientes altamente oxidantes (por sobre la fugacidad de oxígeno del buffer magnetita-hematita)— los complejos clorados también pueden facilitar el transporte de oro (Pokrovski et al., 2015). Entre los mecanismos más comunes de precipitación mineral en depósitos de sulfuración intermedia, se encuentran la ebullición (Lesage et al., 2013; Kouhestani et al., 2015), la dilución o mezcla de fluidos (Márquez-Zavalía & Heinrich, 2016), así como la sulfuración de la roca huésped, particularmente en aquellas unidades con abundante magnetita o minerales máficos (Muntean et al., 1990).

2.2.3 Características epitermales de baja sulfuración (LS)

Los depósitos epitermales de baja sulfuración (LS) corresponden a sistemas hidrotermales someros que se desarrollan a profundidades menores a 1.5 km y a temperaturas de entre 150°C y 300°C aproximadamente (pueden variar algunas temperaturas), bajo condiciones de baja fugacidad de azufre ($f\text{S}_2$), baja a moderada salinidad, y pH neutro a ligeramente alcalino (Simmons et al., 2005; Hedenquist & Lowenstern, 1994). En este tipo de ambiente, los fluidos hidrotermales son mayormente de origen meteórico, calentados por cuerpos intrusivos cercanos. Estos fluidos han circulado por largos períodos a través de la roca de caja, lo que les permite equilibrarse con él y adquirir características químicas más estables. Como resultado, estos sistemas favorecen la precipitación de metales preciosos como oro y plata en forma de electrum, oro nativo, plata nativa y sulfuros menores, sin que se desarrollen minerales sulfurados complejos

como en los sistemas de sulfuración alta o intermedia (White & Hedenquist, 1995) (Figura 4).

Desde el punto de vista estructural, los depósitos LS se alojan preferentemente en vetas tabulares, stockworks, brechas hidrotermales o cuerpos diseminados que siguen sistemas de fallas extensionales o transtensionales. Estas estructuras actúan como conductos eficientes para la circulación de fluidos, especialmente en rocas volcánicas permeables (Sillitoe & Hedenquist, 2003). Las vetas pueden tener potencias de centímetros a varios metros y extenderse por cientos de metros en profundidad y longitud.

La mineralogía típica de los depósitos de baja sulfuración incluye cuarzo, calcita, adularia, sericita, pirita, y en menor proporción esfalerita, galena y calcopirita. El oro se presenta mayoritariamente como partículas libres o embebidas en cuarzo y calcita, mientras que la plata puede encontrarse como electrum, acantita o incluso en sulfuros (Simmons et al., 2005; Heald et al., 1987).

Uno de los aspectos más distintivos es la presencia de texturas bandeadas en las vetas, tales como cuarzo crustiforme, colloforme y peine (comb), que reflejan deposición cíclica a partir de soluciones hidrotermales poco agresivas (Dong et al., 1995). Además, entre las texturas de cuarzo pueden estar presentes la textura sacaroidal en las zonas internas de las vetas o donde hubo recristalización (Dong et al., 1995). También es frecuente la silicificación de la roca huésped, junto con alteración propilítica y argílica intermedia (White & Hedenquist, 1995; Simmons et al., 2005).

La ebullición de los fluidos y la mezcla con aguas superficiales frías son los principales mecanismos de precipitación de metales. La ebullición, en particular, favorece la desestabilización de los complejos auríferos (como $\text{Au}(\text{HS})_2^-$) y la liberación del oro metálico, mientras que la caída de temperatura y pH favorece la deposición de plata y sulfuros menores (Hedenquist et al., 2000; Seward & Barnes, 1997).

2.3 Yacimiento tipo skarn

Los depósitos tipo skarn se forman a partir de la interacción entre fluidos magmáticos, metamórficos y meteóricos con rocas de caja ricas en carbonatos o de composición máfica. Esta interacción, que tiene lugar en ambientes de metasomatismo de contacto, genera asociaciones mineralógicas características, entre las que destacan los granates y piroxenos. Este tipo de depósitos puede concentrar una amplia variedad de metales de interés

económico, tales como Fe, Cu, Zn, Pb, Mo, Sn, W, Au, Ag, elementos de tierras raras (REE), U, F y B (Einaudi et al., 1981). Su clasificación suele realizarse en función del metal dominante, ya que no existe una tipología única que abarque toda su diversidad (Meinert, 1992; Meinert et al., 2005). La mineralogía de los skarns varía en relación con su proximidad al frente de reacción entre el intrusivo y la roca caja. En las zonas más cercanas a la roca carbonatada, típicamente se desarrollan granates cálcicos, mientras que hacia el interior del sistema más próximo al intrusivo o incluso dentro de él predominan piroxenos, epidota, wollastonita y minerales de ganga como vesuvianita (Meinert et al., 2005). Asimismo, es común la presencia de sulfuros y óxidos metálicos, los cuales conforman la principal fuente de valor económico. Estas asociaciones responden a gradientes térmicos y químicos generados durante la intrusión y posterior enfriamiento de los fluidos mineralizantes (Meinert et al., 2005).

Zhao (1997, 2002, 2003) identificó una zonación metalogénica bien definida en los skarns de Zn-Pb. En sus estudios, las zonas más próximas al intrusivo presentan mineralización rica en hierro y cobre, asociada a granate y clinopiroxeno, mientras que en los sectores más alejados predominan minerales como rodonita (silicato de manganeso), esfalerita y galena, los cuales reflejan condiciones de menor temperatura. Esta zonación también se expresa en la alteración retrógrada, con la formación de minerales hidratados como actinolita, clorita y calcita.

En el distrito minero de Alhué, Cotton (1998) reconoció características compatibles con ambientes tipo skarn en vetas con orientación norte, como la veta Maqui. En estas estructuras se observaron asociaciones de calcosilicatos, granate, magnetita y sulfuros como esfalerita rica en hierro, pirita y galena. No obstante, el autor fue cauteloso al clasificarlas como skarn propiamente tal, debido a la marcada presencia de cuarzo como ganga y a la asociación con metales preciosos como oro y plata. A pesar de ello, los datos obtenidos a partir de inclusiones fluidas —con temperaturas de homogenización entre 240 °C y 400 °C y salinidades que alcanzan el 55 % NaCl equivalente— indican que, al menos en ciertos niveles del sistema, se alcanzaron condiciones compatibles con procesos metasomáticos típicos de skarn.

En los sistemas hidrotermales polimetálicos desarrollados bajo condiciones descendentes de temperatura, es común observar una transición zonal de metales desde las áreas más

internas hacia las más externas, caracterizada por la sucesión Cu-(Au-W-Mo), seguida por Cu-Zn-(Ag), luego Zn-Pb-Ag, y más hacia la periferia por Pb-Ag, Mn-Ag, hasta alcanzar zonas dominadas por Mn y eventualmente Hg (ver Figura 5 y 6) (Chang et al., 2019). Esta distribución implica un incremento progresivo en las razones Zn/Cu y Pb/Cu conforme se avanza hacia los bordes del sistema. En particular, los skarns con presencia de oro tienden a presentar asociaciones características con elementos como As, Bi y Te, acompañadas frecuentemente por cobre, lo cual concuerda con modelos de transporte de oro mediante fluidos salinos a hipersalinos (McQueen, 2005).

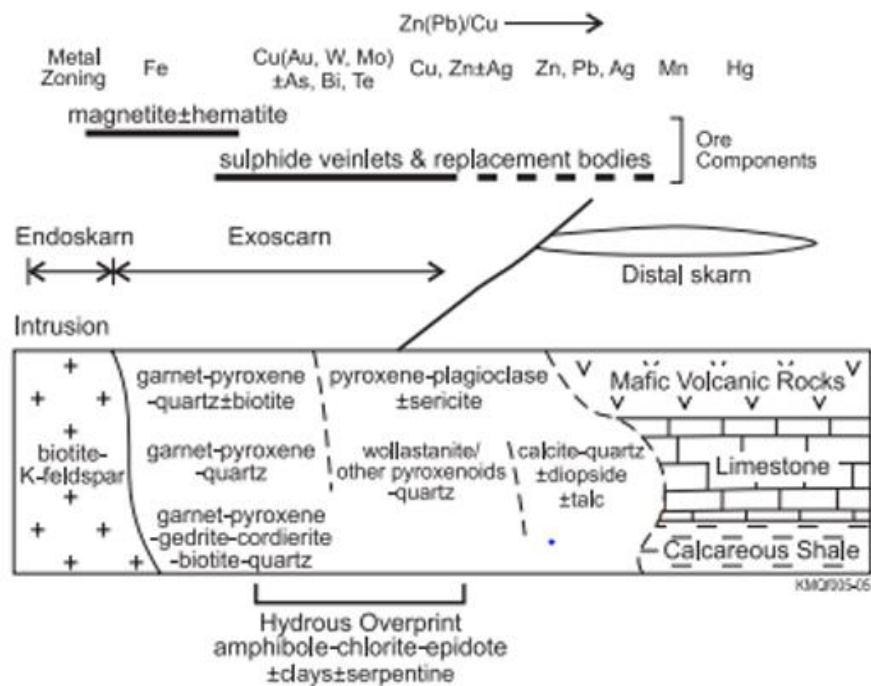


Figura 5: Modelo esquemático de zonación mineralógica y metalogénica típica de un depósito tipo skarn, mostrando el paso progresivo desde Endoskarn hacia exoskarn y skarn distal (Extraído de McQueen, 2005).

Las temperaturas de formación de estos depósitos pueden variar ampliamente. Mientras que los skarns ricos en cobre o hierro suelen desarrollarse por encima de los 500 °C, los depósitos más distales, como los de zinc y plomo, se forman en ambientes más fríos, generalmente entre 150 °C y 400 °C. Estudios de inclusiones fluidas han evidenciado procesos de separación de fases, en los cuales se generan salmueras de alta salinidad

(mayores al 40 % de NaCl equivalente) y vapores de baja salinidad que favorecen la precipitación de metales (Meinert et al., 2005).

En Chile, los depósitos tipo skarn se distribuyen ampliamente a lo largo de la Cordillera de la Costa, desde la zona norte hasta el centro del país. Estos cuerpos se emplazan principalmente en secuencias volcano-sedimentarias del Cretácico Inferior, las cuales presentan intercalaciones carbonatadas que fueron posteriormente intruidas por cuerpos ígneos calcoalcalinos. Los skarns de cobre son los más representativos a nivel nacional, aunque también se encuentran depósitos significativos de zinc, plomo y hierro, especialmente en distritos como El Bronce de Petorca, Las Palmas y Alhué (Maksaev, 2007; Cotton, 1998).

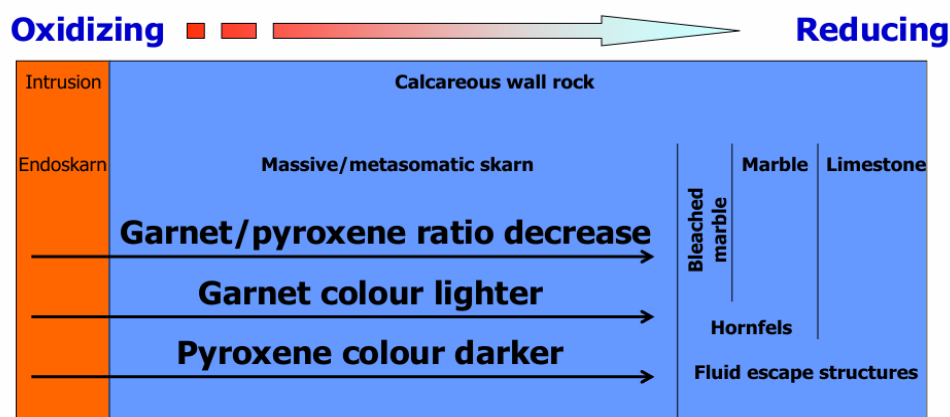


Figura 6: Esquema conceptual de un skarn masivo/metasomático en rocas carbonatadas que muestra la transición desde endoskarn rico en granate y piroxeno hacia zonas más distales dominadas por mármol y caliza, junto con la variación progresiva en la proporción granate–piroxeno y el cambio cromático asociado a procesos metasomáticos (Extraída de Chang et al., 2019).

2.4 Texturas de cuarzo

Las texturas de cuarzo han sido ampliamente utilizadas para la interpretación de sistemas mineralizados auríferos desde los trabajos pioneros de Adams (1920) y Haynes (1987), quienes destacaron su utilidad para comprender las relaciones entre vetas, roca de caja y mineralogía asociada. Estudios clásicos realizados por Rogers (1917), Spurr (1926), Shaub (1934), White (1943), Lovering (1972), Boyle (1979), Sander y Black (1988), entre otros, demostraron que el cuarzo no solo registra procesos hidrotermales, sino que además desarrolla texturas diagnósticas de condiciones fisicoquímicas específicas, tales como

temperatura, presión, salinidad y pH, convirtiéndose en una herramienta clave en geología de exploración. La importancia del cuarzo radica en que suele ser la fase más persistente durante el crecimiento vetiforme, por lo que su morfología refleja directamente los cambios en las condiciones de precipitación, incluidos aquellos asociados a la deposición de Au (Dowling et al., 1989). Con el fin de identificar vínculos entre tipo de textura y enriquecimiento aurífero, Dowling et al. (1989) analizaron más de 200 muestras provenientes de distintas ocurrencias del norte de Queensland y de otros ambientes geológicos, empleando estudios macroscópicos, secciones delgadas en luz transmitida, iluminación ultravioleta y catodoluminiscencia. Entre todos estos métodos, el análisis macroscópico resultó ser el más práctico y efectivo para discriminar texturas en trabajos de campo.

Según Dowling et al. (1989), las texturas de cuarzo pueden agruparse en dos grandes categorías: (1) texturas primarias de crecimiento, que representan los estadios iniciales de relleno vetiforme, aun cuando puedan estar sobreimpresas posteriormente, y (2) texturas sobreimpuestas, vinculadas a procesos como deformación, brechamiento hidrotermal, disolución o recrystalización. En total, estos autores definieron once clases texturales basadas en orientación preferencial, grado de deformación y recrystalización, forma, tamaño de grano y estado de cristalización, con el propósito de caracterizar distintos ambientes mineralizadores de Au, incluyendo depósitos epitermales, pórfidos, plutónicos y orogénicos (“salte belt”) (Figura 7).

TABLE 1. Macroscopic Attributes of Quartz Morphology

Class	Grain size	Internal variability	Grain form	Crystal packing	Preferred grain orientation (relative to substrate)
1 Buck					
(a) Anhedral	Variable	High	Anhedral	Tight	None
(b) Euhedral	Variable	High	Prismatic	Tight	Random
2 Fiber	Variable	Low	Fibrous	Tight	Orthogonal
3 Comb					
(a) Coarse	Coarse	Low	Prismatic	Moderate	Orthogonal
(b) Medium	Medium	Low	Prismatic	Moderate	Orthogonal
(c) Fine	Fine	Low	Prismatic	Open	Orthogonal
4 Banded					
(a) Crustiform	Variable	Low	Variable	Tight	Orthogonal
(b) Colloform	Variable	Low	Variable	Tight	Orthogonal
(c) Cockade	Variable	Low	Radial	Tight	Radial
5 Saccharoidal	Variable	Low	Anhedral	Moderate	None
6 Laminated	Variable	Low	Anhedral	Tight	Parallel
7 Ribbon ¹					
8 Stylolite ¹					
9 Spider					
(a) Comb	Fine	Low	Prismatic	Moderate	Orthogonal
(b) Phantom	Fine	Low	Mimics host	Tight	Mimics host
10 Breccia					
(a) Infill	Variable	High	Prismatic	Variable	Variable
(b) Aggregate	Variable	High	Anhedral	Variable	Variable
11 Replacement	Variable	Low	Mimics host	Mimics host	Mimics host

Figura 7: Clasificación macroscópica de morfologías del cuarzo basada en tamaño, forma, empaquetamiento y orientación, útil para interpretar condiciones de crecimiento y evolución textural en sistemas hidrotermales (extraído de Dong et al., 1995).

A partir del éxito en esta clasificación es que Dong et al., (1995), desarrollo un trabajo más específico, detallado y actualizado en base a todos los investigadores ya mencionados con las texturas de cuarzo en vetas epitermales para desarrollar una clasificación unificada, con más de 400 muestras y 150 cortes transparentes de más de 20 depósitos epitermales. A partir de esto se definieron 13 muestras (basado en relaciones geométricas mutuas entre los cristales individuales, o agregados de cristales, y/o las características internas de los granos individuales.), en las cuales la mayoría puede ser identificada de manera macroscópica, sin embargo, algunas solo pueden ser identificadas a partir de microscopio (La mayoría de las texturas conservan su término original, pero en algunos casos estos fueron modificados) (Dong et al., 1995).

Las texturas de cuarzo se separaron en 3 tipos, las Texturas de crecimiento primario (Figura 8), Texturas de recristalización (Figura 8) y texturas de reemplazo (Figura 9).

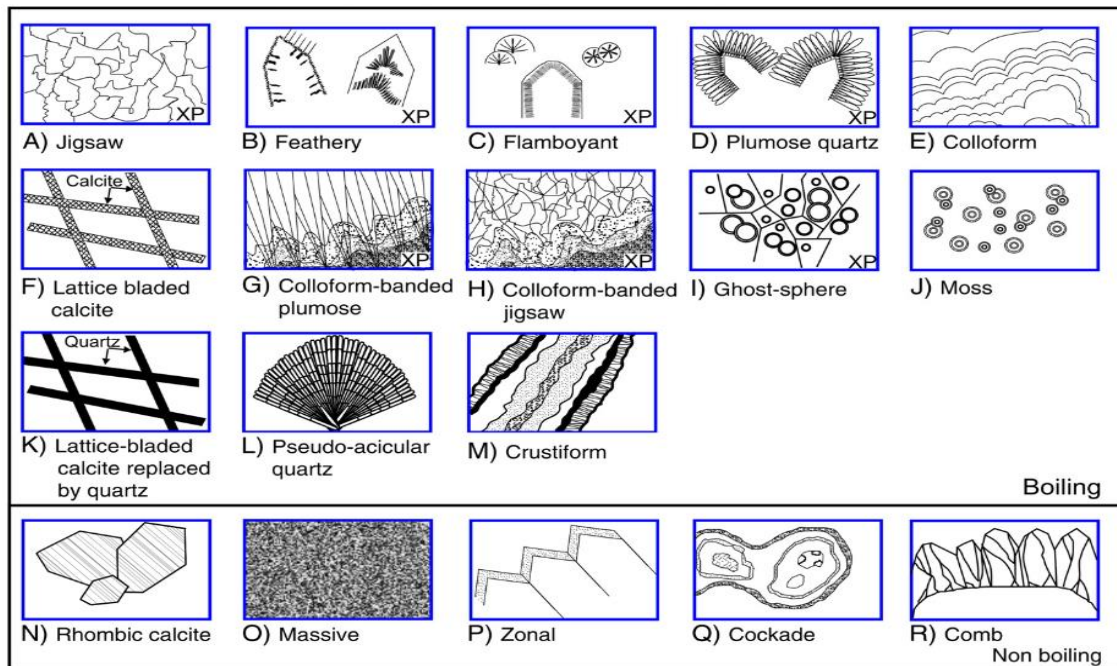


Figura 8: Representación esquemática de texturas de cuarzo en depósitos epitermales, diferenciando aquellas asociadas a ebullición (superior) y sin evidencia directa de ebullición (inferior), incluyendo texturas de crecimiento primario —colloforme, musgosa, crustiforme, masiva, zonada, cockade y comb— y de recrystalización —mosaico, plumosa, llameante y esferoidal— (extraído de Mondaca et al., 2012).

Replacement Textures				
Pseudo-bladed Lattice-bladed		fine	anhedral not applicable to prismatic	intersecting bladed Lindgren (1899) Schrader (1912) Morgan (1925)
Ghost-bladed		fine	anhedral not applicable	intersecting bladed
Parallel-bladed		fine	anhedral not applicable to rectangular	parallel bladed Adams (1920)
Pseudo-acicular		fine	anhedral not applicable to rectangular	acicular Lindgren and Bancroft (1914) Adams (1920) Schrader (1923)
Saccharoidal		fine	anhedral not applicable to prismatic	interlocking Lindgren (1901) Adams (1920) Lovering (1972)

Figura 9: Clasificación de texturas de reemplazo de cuarzo observadas en sistemas epitermales, estas incluyen estructuras en “rejilla” (lattice-bladed), “fantasma” (ghost-bladed), paralelas (parallel-bladed), pseudoaciculares (pseudo-acicular) y sacaroidales (Extraído de Dong et al., 1995)

Clasificaciones texturales (Dong et al., 1995).:

a) Texturas de crecimiento primario (Figura 8)

- **Textura masiva:** Relleno homogéneo sin bandeamiento ni orientación interna, asociado a condiciones de precipitación relativamente estables.
- **Textura crustiforme:** Bandas paralelas y rítmicas que reflejan variaciones periódicas en composición, tamaño o color de los cristales, indicando pulsos sucesivos de fluido.
- **Textura cucarda:** Bandas concéntricas que rodean fragmentos de la roca de caja o trozos de veta, formadas por brechamiento hidrotermal y posterior precipitación de sílice.
- **Textura coloforme:** Agregados botrioidales o reniformes que se desarrollan sobre superficies cóncavas o convexas, típicos de ambientes con fluctuaciones químicas y crecimiento en cavidades.
- **Textura musgosa:** Se trata de esferas aisladas con formas redondeadas, resaltadas por la presencia de impurezas. Esta textura puede pasar a textura coloforme si las esferas se interconectan.
- **Textura de peine:** Cristales alargados de cuarzo dispuestos en forma paralela a subparalelas, perpendiculares a las paredes de las vetas a partir de la cual crecen.
- **Textura Zonada:** La textura zonal muestra zonas alternas claras (sin impurezas) y lechosas (u oscuras) dentro de cristales individuales de cuarzo.

b) Texturas de recristalización (Figura 8):

- **Textura de mosaico:** Agregados de microcristalinos a cristalino de cuarzo compuesto por individuos anhedrales (contacto entre cristales muy irregulares e interpenetrados).
- **Textura plumosa:** Sutiles variaciones en la extinción bajo nicols cruzados que producen un aspecto “astillado” o plumoso, interpretado como crecimiento recristalino durante enfriamiento gradual.

- **Textura llameante:** Extinción ondulante o radial dentro de cristales individuales, generalmente producto del reemplazo de calcedonia fibrosa o texturas musgosas en condiciones de sobreimpresión térmica.
- **Textura esferoidal o esfera fantasma:** Esta textura se presenta comúnmente dentro del cuarzo microcristalino como esferas nubladas resaltadas por la distribución de impurezas.

c) **Texturas de reemplazo (Figura 9):**

- **Textura en enrejado o laminar enrejado:** Muestra una red de láminas de sílice que se intersectan con cavidades poliédricas parcialmente llenas de cristales de cuarzo en peine.
- **Textura Fantasma o laminar fantasma:** Láminas identificables por la concentración de impurezas, sin cavidades internas definidas, interpretadas como relictos de fases previas reemplazadas casi por completo.
- **Textura Paralela o laminar paralelo:** Agrupaciones de láminas orientadas en un solo sentido, representando reemplazo parcial de estructuras tipo enrejado o fases fibrosas previas.
- **Textura Radial:** En los especímenes de mano, los agregados de minerales de sílice, comúnmente asociados con adularia o sus productos de meteorización (sericita o caolinita), muestran un aspecto acicular radial.
- **Textura sacaroidal:** En esta textura, los agregados de cuarzo de grano fino vítreo a lechoso sueltos tienen la apariencia de azúcar en muestras de mano. Bajo el microscopio, abundantes cristales subhedrales alargados.

3 CAPÍTULO 3. MARCO GEOLÓGICO

3.1 Marco geológico regional

En lo que respecta a la geología regional, se encuentran presentes formaciones con edades desde el Jurásico a Paleógeno en rocas estratificadas y también es posible encontrar rocas intrusivas del paleozoico, jurásico y cretácico (Poblete Alvarado, J. A. (2008)) que afloran en el sector.

3.1.1 Rocas estratificadas

En la zona afloran unidades que están compuestas principalmente por secuencias sedimentarias y volcánicas del Jurásico al Cretácico Tardío las cuales recubren inconformemente el basamento paleozoico. Estas representan la transición de un ambiente marino en el Jurásico a uno continental en el Cretácico Tardío (Cotton, 1998).

3.1.1.1 Formación Cerro Calera (Jurásico: Aaleniana superior-Bajociano)

La Formación Cerro Calera corresponde a una sucesión predominantemente sedimentaria de ambiente marino, compuesta por lutitas, areniscas cuarcíferas a litarenitas feldespáticas, areniscas conglomerádicas, conglomerados volcanoclásticos e intercalaciones de tobas. Infrayace concordantemente a la Formación Horqueta y sobreyace a granitoides jurásicos y cretácicos, los cuales la intruyen localmente generando áreas de alteración hidrotermal. La presencia de bivalvos y ammonites (*Tmetoceras* sp., *Eudmetoceras* sp. y *Holcophylloceras*) permite asignarle una edad Aaleniano superior–Bajociano, con una potencia cercana a 760 m (Nasi & Thiele, 1982; Wall et al., 1996). (Figura 10).

3.1.1.2 Formación Horqueta (Jurásico: Batoniano-Titoniano)

La Formación Horqueta está constituida por una potente secuencia volcánica con intercalaciones sedimentarias continentales, formada por tobas, lavas andesíticas a riolíticas, brechas volcánicas, areniscas y conglomerados volcanoclásticos de tonos pardo-rojizos. Sobreyace concordantemente a la Formación Cerro Calera y subyace a la Formación Lo Prado, con una potencia estimada de hasta 4.300 m en el Cordón Culiprán (Nasi & Thiele, 1982; Wall et al., 1996). Estas unidades volcánicas constituyen parte

importante del basamento regional sobre el cual se desarrollan las unidades cretácicas que hospedan la mineralización. (Figura 10).

3.1.1.3 Formación Lo Prado (Cretácico: Berriasiano superior-Hauteriviano)

La Formación Lo Prado corresponde a una sucesión marino-volcánica constituida por areniscas feldespáticas, conglomerados finos, calizas y lutitas, junto con areniscas conglomerádicas con intercalaciones de brechas y lavas andesíticas, tobas y filones andesíticos. Sobreyace concordantemente a la Formación Horqueta e infrayace a la Formación Veta Negra (Nasi & Thiele, 1982). Ammonites tales como *Thurmanniceras* sp., *Spiticeras* sp., *Olcostephanus* sp. y *Ancyloceratidae* permiten acotar su edad al intervalo Berriasiano superior–Hauteriviano, con potencias que varían entre 3.500 y 6.800 m (Nasi & Thiele, 1982). Localmente presenta zonas de alteración hidrotermal con mineralización estratiforme de cobre y mantos calcáreos (Wall et al., 1996). (Figura 10)

3.1.1.4 Formación Veta Negra (Cretácico inferior: Barremiano-Albiano)

La Formación Veta Negra está constituida por rocas volcánicas y subvolcánicas andesíticas a riolíticas, brechas volcánicas, areniscas y niveles calcáreos fosilíferos, con filones andesíticos asociados. Sobreyace concordantemente a la Formación Lo Prado e infrayace, con leve discordancia angular, a la Formación Lo Valle (Nasi & Thiele, 1982). Por relaciones estratigráficas se le asigna una edad Cretácico Inferior, con una potencia aproximada de 2.350 m (Nasi & Thiele, 1982). Esta unidad marca la transición hacia un volcanismo más continentalizado previo al desarrollo de la secuencia Lo Valle–Las Chilcas. (Figura 10).

3.1.1.5 Formación Lo Valle (Cretácico Superior-Paleógeno)

La Formación Lo Valle está compuesta mayoritariamente por rocas volcánicas, con una base de conglomerados y areniscas sobre la cual se apoyan lavas andesíticas a riolíticas, ignimbritas, brechas volcánicas y tufitas, acompañadas por areniscas epiclásticas continentales (Nasi & Thiele, 1982). En el cerro Horcón de Piedra descansa en leve discordancia angular sobre la Formación Veta Negra. Edades K–Ar y Ar–Ar indican una edad mínima en torno a 80 Ma para esta unidad, asociada a un stock granítico que la intruye, con una potencia total cercana a 3.500 m (Nasi & Thiele, 1982). (Figura 10).

3.1.1.6 Formación Las Chilcas (Aptiano – Albiano)

La Formación Las Chilcas constituye la secuencia volcánica que hospeda la mineralización en los distritos Alhué, Membrillo y Chancón. Está formada por entre 1.000 y 1.500 m de rocas volcánicas con escasas intercalaciones sedimentarias continentales, apoyadas en aparente concordancia sobre la Formación Veta Negra. Trabajos previos asignaron parte de estas rocas a la Formación Lo Valle (Thomas, 1958); sin embargo, dataciones U–Pb en circones y Ar–Ar en anfíbolos y plagioclasas definen edades entre 116 y 97 Ma, coherentes con un rango Aptiano–Albiano (Selles, 2000; Selles & Gana, 2001; Emparan & Furukawa, 1985; Malbrán, 1986). Hacia el norte de Santiago, la Formación Lo Valle se dispone en discordancia sobre Las Chilcas y está dominada por tobas riolíticas, con edades K–Ar y Ar–Ar en torno a 70–72 Ma (Vergara & Drake, 1978; Gana & Wall, 1997). (Figura 10).

3.1.2 Rocas intrusivas

3.1.2.1 Paleozoico

Los intrusivos paleozoicos corresponden predominantemente a tonalitas y granodioritas de anfíbola y biotita, afectadas por foliación milonítica y dispuestas en plutones alargados de hasta 19–25 km (Wall et al., 1996). Son rocas calcoálcnicas, peraluminosas, de tipo I dominante y subordinadamente tipo S. Edades Rb–Sr de 308 ± 15 Ma (Hervé et al., 1988) se interpretan como cristalización, mientras que edades K–Ar en biotita entre 274–289 Ma reflejan enfriamiento, y una edad K–Ar en biotita de 159 ± 4 Ma sugiere rejuvenecimiento térmico asociado a intrusivos jurásicos (Wall et al., 1996). (Figura 10).

3.1.2.2 Jurásico

Corresponden a tonalitas y granodioritas de hornblenda-biotita, monzodioritas cuarcíferas y dioritas subordinadas. Intruyen a granitoides del Paleozoico y rocas sedimentarias y volcánicas de las formaciones Cerro Calera y Horqueta, generando zonas de alteración hidrotermal. Son intruídas por plutones del Cretácico. Son rocas calcoálcnicas, metaluminosas a moderadamente peraluminosas, de tipo I. Forman plutones subcirculares de 2 a 13 Km de diámetro (Wall et al., 1996). Dataciones K–

Ar en biotita entregaron edades de 165 ± 4 Ma, 156 ± 4 Ma y en anfíbola de 161 ± 9 Ma, 164 ± 8 Ma y 144 ± 7 Ma (Wall et al, 1996) (Figura 10).

3.1.2.3 Cretácico

Corresponden a pórfidos dioríticos y granodioríticos; granodioritas y tonalitas de anfíbola-biotita-piroxeno y monzodioritas cuarcíferas. Intruyen a las formaciones del Jurásico y Cretácico inferior y a cuerpos plutónicos del Jurásico y Paleozoico, formando zonas de alteración hidrotermal. Son rocas calcoálcnicas de potasio intermedio, metaluminosas, de tipo I. Una datación K-Ar en biotita entregó una edad de 92 ± 2 Ma y en plagioclasa de 95 ± 4 Ma (Wall, et al., 1996) (Figura 10).

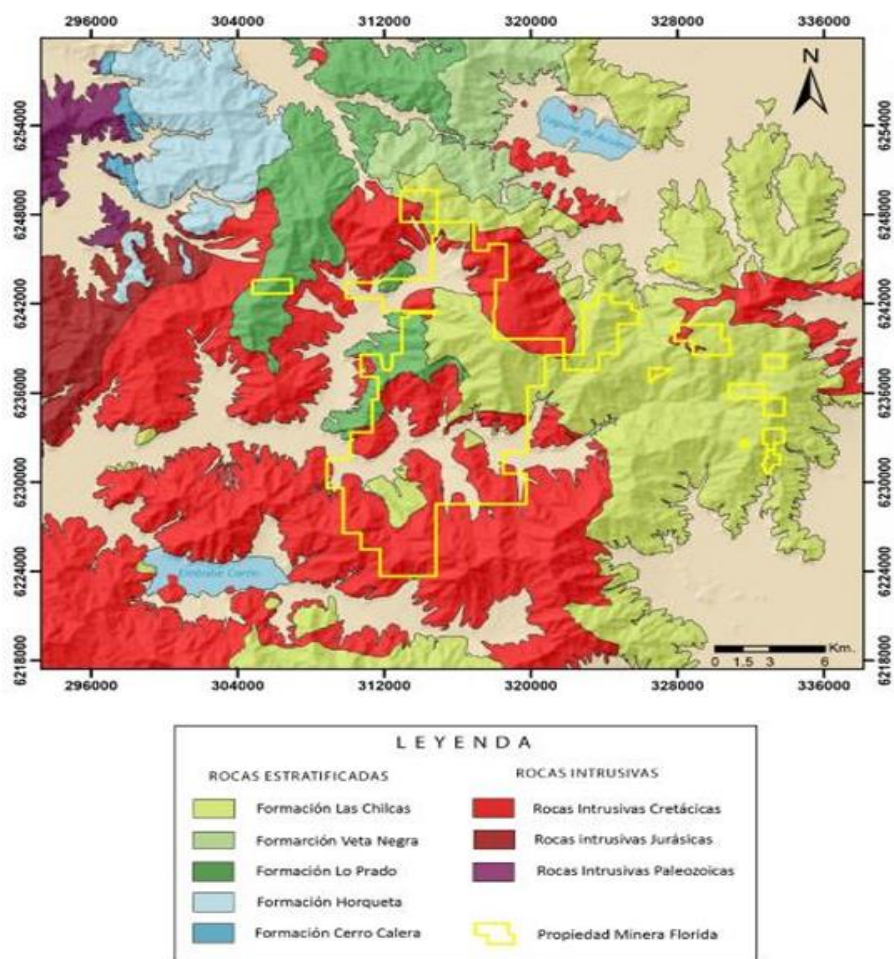


Figura 10: Mapa geológico regional del área de estudio (extraído de Colipe, 2022), compilado a partir de las cartas geológicas de Talagante–San Francisco de Mostazal (Sellés y Gana, 2001), San Antonio–Melipilla (Wall et al., 1996) y Rancagua–San Vicente de Tagua Tagua (Godoy et al., 2009), complementado con información inédita de Minera Florida (Peralta, 2021; Matthews, 2017).

3.2 Marco geológico local

El distrito minero Alhué se emplaza mayoritariamente sobre la Formación Las Chilcas, compuesta por tobas, andesitas, areniscas volcánicas y conglomerados. Hacia el extremo occidental afloran rocas más antiguas pertenecientes a la Formación Lo Prado del Cretácico Inferior, caracterizada por secuencias sedimentarias marinas y volcanismo continental, dispuestas en inconformidad bajo la Formación Las Chilcas (Matthews, 2017). Los cuerpos intrusivos corresponden a granitoides cretácicos del batolito de Alhué, que incluyen monzogranitos, monzodioritas cuarzosas y, principalmente, granodioritas, las cuales cortan a las unidades volcánicas formando techos colgantes. Además, se reconocen diques subvolcánicos andesíticos a basálticos con una edad de 83 ± 4 Ma (Cotton, 1998). La mineralización está estrechamente vinculada a los granitoides mineralizados más jóvenes, datados en $84,6 \pm 2$ Ma (Matthews, 2017), así como a los diques subvolcánicos posteriores (Cotton, 1998).

3.2.1 Rocas Estratificadas

La estratigrafía del distrito Alhué no ha podido definirse con precisión debido a tres factores principales: las notables variaciones laterales de la Formación Las Chilcas, la escasez de dataciones geocronológicas que permitan acotar rangos de edad, y la compleja configuración estructural del área. Estas condiciones dificultan la correlación estratigráfica y la delimitación de unidades. Frente a este escenario, Peralta (2022, 2024) propuso una subdivisión preliminar en siete unidades litológicas basada en observaciones de terreno, registros de sondajes y descripciones previas de Romero y Mundaca (1997). A partir de dicha clasificación, se elaboraron columnas estratigráficas para los distintos bloques de la mina (Peralta, 2024), donde las unidades se disponen de manera homoclinal (Figura 11).

a) Unidad Toba Inferior: Está formada por brechas volcánicas y tobas líticas de composición dacítica, aflorando en el sector sureste del distrito y subyaciendo concordantemente a la Unidad Andesita Inferior, con un espesor cercano a 400 m (Herreros, 2009). En su interior se distinguen tobas lítico-cristalinas con matriz verdosa y fragmentos de plagioclasa, cuarzo y feldespatos potásico, así como tobas brechosas con

abundantes clastos de andesitas y tobas cristalinas de hasta 30 cm (Romero & Mundaca, 1997; Gómez, 2019) (Figura 11).

b) Unidad Andesita Inferior: Corresponde a flujos de lavas andesíticas porfídicas que se disponen en una faja de orientación norte–sur, con espesor del orden de 390 m (Romero & Mundaca, 1997). Presenta colores grises verdoso a gris oscuro, producto de una alteración propilítica regional que afecta una matriz afanítica dominante (80–90%) con pirita y magnetita diseminadas, sobre la cual se disponen fenocristales de plagioclasa (10–20%) y minerales ferromagnesianos (2–5%), localmente alterados a epidota y clorita (Herreros, 2009) (Figura 11).

c) Unidad Tobas Medias: están constituidas por tobas soldadas de pómez y fragmentos líticos de composición principalmente riolítica, con espesor entre 400 y 600 m y afloramientos en el sector central del distrito (Cotton, 1998; Gómez, 2019). Se reconocen tobas de ceniza, lapilli y brechas volcánicas de colores blanco amarillento a gris rosado, que exhiben una alteración propilítica de moderada a intensa, dominada por clorita, epidota y silicificación (Gómez, 2019) (Figura 11).

d) Unidad Andesita Media: corresponde a andesitas porfídicas de color gris, con espesor cercano a 65 m y afloramientos en las porciones central y norte del distrito (Figura 11) (González, 2021). La matriz está compuesta por plagioclasa y minerales ferromagnesianos, mientras que los fenocristales de plagioclasa presentan alteración a epidota, clorita y montmorillonita, y piroxenos y anfíboles se encuentran mayormente reemplazados por clorita.

e) Unidad Toba Superior: está formada por intercalaciones de tobas de lapilli, cristales y líticas, junto con niveles sedimentarios, y aflora principalmente al noreste del distrito, con un espesor relativamente constante de alrededor de 295 m (González, 2021). Se reconocen tobas de ceniza, lapilli y brechas volcánicas, que constituyen parte de la cobertura superior de la secuencia. (Figura 11).

f) Unidad Sedimentaria (Areniscas y Conglomerados): incluye areniscas y conglomerados de color rojo pardo a morado, con espesores mayores a 20 m, intercalados entre las unidades volcánicas inferiores y superiores. Está constituida por limonitas y lutitas con delgadas intercalaciones de areniscas, areniscas conglomerádicas,

conglomerados y microbrechas de hasta 10 m de espesor (Romero & Mundaca, 1997; Gómez, 2019) (Figura 11).

g) Unidad Andesita Superior: se ubica en el sector noreste del distrito y está compuesta por flujos de lavas basálticas y andesíticas que forman un cinturón de orientación norte–sur, con un espesor estimado de 150 m (Herreros, 2009; Gómez, 2019). En su base se reconocen peperitas generadas por interacción magma–sedimento, mientras que hacia niveles superiores afloran andesitas porfídicas con fenocristales de anfíbola y plagioclasa, sobre una matriz microfanerítica con magnetita diseminada y vetillas esporádicas de epidota y cuarzo. (Figura 11).

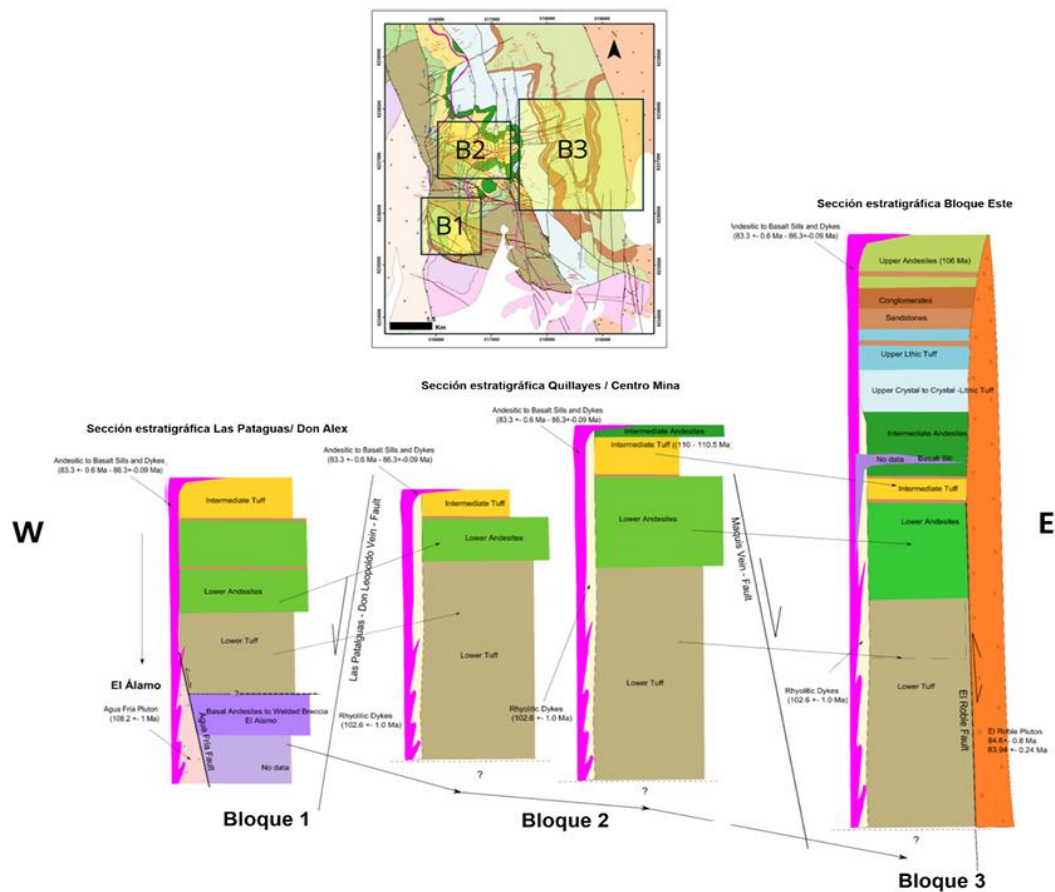


Figura 11: Columnas estratigráficas representativas de los distintos bloques geológicos del distrito minero Alhué. Se presentan tres perfiles diferenciados: (1) sección correspondiente al sector Las Pataguas–Don Alex (Bloque 1); (2) perfil estratigráfico de Quillayes y el sector central de la mina (Bloque 2); y (3) columna del Bloque Este (Bloque 3). (Extraído de Peralta, 2024).

3.2.2 Intrusivos

En el Distrito Minero Alhué (DMA) afloran diversas unidades intrusivas que varían desde cuerpos plutónicos hasta filonianos, cuya caracterización se realiza en orden cronológico desde las rocas más antiguas hacia las más recientes.

a) Plutón Agua Fría: Está compuesto por monzodioritas, monzonitas cuarzosas y monzogranitos con piroxeno y biotita, y se emplaza al oeste de la mina Alhué. Dataciones U–Pb en circones entregan una edad de $108,2 \pm 1,0$ Ma (Matthews, 2018), mientras que edades Ar–Ar y K–Ar se sitúan entre $107,2 \pm 0,6$ Ma y 104 ± 3 Ma (Cotton, 1998). Este plutón es cortado por diques riolíticos y andesíticos del Cretácico Superior, reflejando una evolución magmática prolongada. (Figura 12)

b) Complejo Plutónico Alhué (Cretácico Superior): corresponde a un extenso conjunto intrusivo cretácico que incluye tonalitas, granodioritas, dioritas cuarcíferas y monzogranitos con textura gráfica, cubriendo cerca de 970 km^2 en el borde oriental de la cordillera de la Costa. Intruye a las Formaciones Lo Prado y Las Chilcas, así como a cuerpos monzodioríticos y monzogranitos del sector La Huerta, localmente cornificados o preservados como roof pendants. En su evolución interna se distinguen facies micrograníticas con hornblenda de textura gráfica y pórfidos granodioríticos de anfíbola, con edades K–Ar y Ar–Ar entre 98 y 87 Ma (Aliaga, 1994; Wall et al., 1996). (Figura 12)

c) Complejo Intrusivo El Roble (Cretácico Superior): Localizado al sureste del distrito, está compuesto por dioritas, tonalitas, monzodioritas cuarzosas, monzonitas y granodioritas, que intruyen directamente a las volcanitas de la Formación Las Chilcas y al Complejo Plutónico Alhué hacia el sur. Dataciones U–Pb en circones y Ar–Ar en biotita y anfíbola entregan edades entre $84,6 \pm 0,8$ Ma y $81,9 \pm 2,0$ Ma (Matthews, 2017; Cotton, 1998), lo que sitúa este complejo como el intrusivo clave vinculado a los pulsos de mineralización. (Figura 12).

d) Filones

1. **Filón Casino:** El Filón Casino corresponde a un cuerpo andesítico de afloramiento continuo en sentido meridional (Figura 12), que se dispone discordante en el sector norte (buzamientos de hasta 56°E) y concordante en el centro-sur ($15\text{--}20^\circ\text{E}$), caracterizado por textura porfídica con plagioclasas epidotizadas (20–25%, 1–3

mm) y anfíbolos parcialmente cloritizados (5%, 0,5–3 cm) en una matriz fina con alteración propilítica leve a moderada, y mineralización de magnetita granular y pirita diseminada (Romero & Mundaca, 1997) (Figura 12).

2. **Filón Cadena:** El Filón Cadena, ubicado en el extremo sureste de la mina Florida cerca de la confluencia de las quebradas Las Ánimas y Cadena Alta (Figura 12), corresponde a un filón andesítico de ~10 m que intruye tobas lapilíticas brechosas, con color verde y textura porfídica caracterizada por plagioclasas subhedrales débilmente arcillizadas (10%, hasta 2,5 mm) y piroxenos intensamente epidotizados (hasta 1 mm) sobre una matriz fina (90%), mostrando alteración propilítica dominante, cloritización y alteración potásica en anfíbolos, y una mineralización débil compuesta por ilmenita, rutilo, hematita, magnetita y calcopirita (Romero & Mundaca, 1997) (Figura 12).

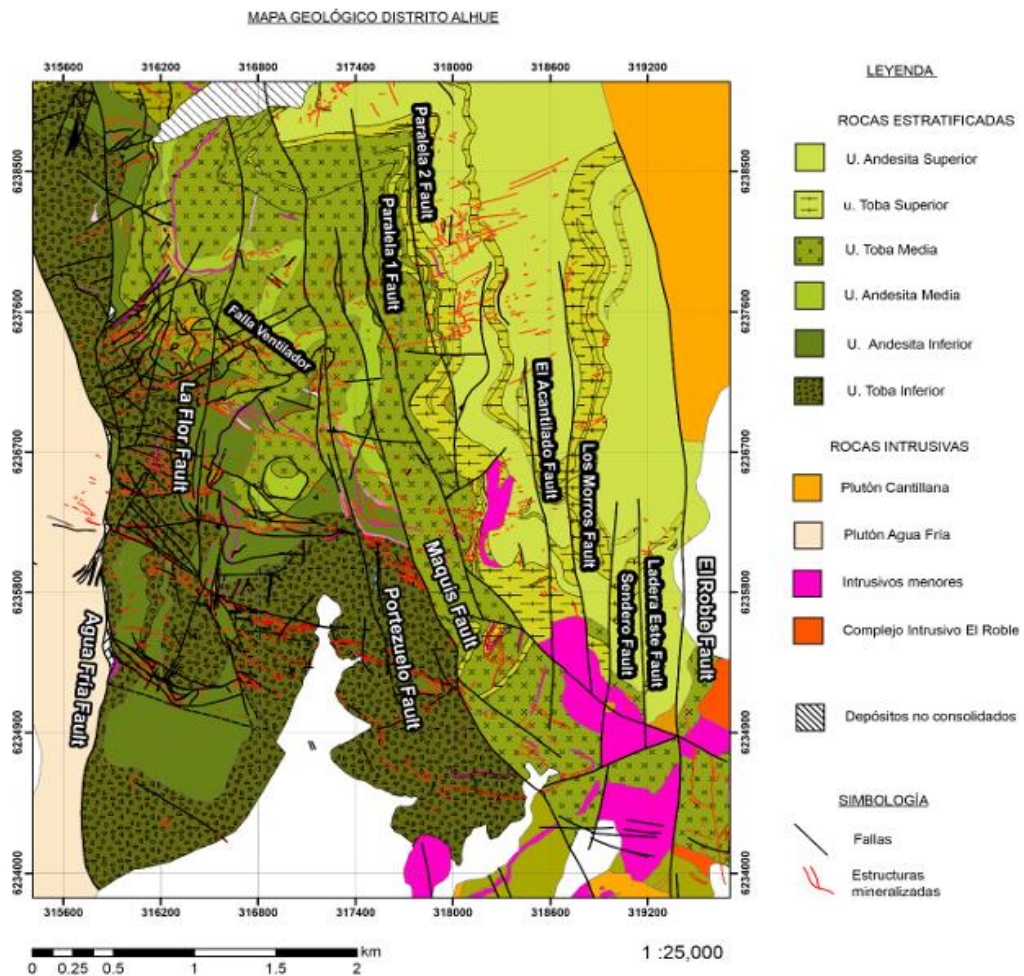


Figura 12: Mapa geológico del distrito minero Alhué que muestra las unidades estratificadas e intrusivas, junto con las principales estructuras tectónicas que controlan el emplazamiento de vetas mineralizadas, destacando los intrusivos Agua Fría, El Roble y Cantillana, así como la secuencia volcánica-sedimentaria y fallas regionales asociadas (Extraído de Colipe, 2022).

3.2.3 Mineralización y alteración

En el DMA, la mineralización se encuentra alojada principalmente en cuerpos vetiformes tanto de pequeña longitud como masivos, brechas hidrotermales y stockworks que se desarrollan en secuencias volcánicas y volcanoclásticas del Cretácico Superior (Cotton, 1998), dominadas por andesitas, tobas y brechas pertenecientes a la Formación Las Chilcas. Estas estructuras vetiformes se emplazan en zonas de falla y contactos litológicos que favorecieron la circulación de fluidos hidrotermales. La mineralización está compuesta por Au, Ag y Zn (minerales objetivos de extracción), pirita, calcopirita, esfalerita, galena, magnetita, hematita, óxidos de manganeso y en menor cantidad silicatos de manganeso (Cotton, 1998). Además, las vetas presentan potencias entre los 160 y 1000 m de longitud, 200 a 400 m en la vertical y 0,2 a 6 m de espesor (Poblete, 2008; Araya, 2001). En sectores profundos Cotton (1998), define asociaciones con granate, magnetita y minerales de hierro, mientras que en niveles más someros destacan sulfuros polimetálicos finos y texturas características de ebullición, como cuarzo coloforme, crustiforme y en peine (Sillitoe, 2007). También sugiere que el mayor contenido de Au se encuentra asociado a la galena, esfalerita rica en Fe y calcopirita, fuertemente asociados con epidota, clorita, actinolita, pirita y magnetita. A medida en que la cota se hace más baja o profunda el contenido de zinc y plomo aumenta, disminuyendo la cantidad de Au presente, mientras que a cotas más altas el contenido de Ag es más abundante que el Au (Sillitoe, 2007). En cuanto a la alteración hidrotermal, la fuerte silicificación seguida de una alteración propilítica, compuesta por clorita, epidota, calcita y $\pm$ pirita es de un comportamiento regional. Alterando andesitas y tobas principalmente. Colipe (2022), presenta en su investigación la versión actualizada de las alteraciones hidrotermales de Matthews (2017) en el DMA.

a) Alteración potásica:

Se caracteriza por la presencia de flogopita o biotita en asociación con feldespato potásico. Se desarrolla de forma localizada, concentrándose principalmente en los alrededores de cuerpos intrusivos. En las proximidades del plutón Agua Fría, especialmente hacia el sector oeste, se observa un halo notable de flogopita acompañado por cantidades menores de feldespato potásico. En zonas periféricas, la alteración afecta solo la matriz de la roca, lo que sugiere un gradiente térmico respecto al intrusivo.

b) Alteración calco-sódica:

Típica de rocas de composición intermedia a ácida, esta alteración se manifiesta por la coexistencia de epidota, albita y actinolita o tremolita, pudiendo incluir clorita y, en ocasiones, feldespato potásico. Se presenta en halos estrechos vinculados a vetillas o estructuras mineralizadas, por lo que se le atribuye un carácter local y estructuralmente controlado.

c) Alteración propilítica:

Es la alteración más extendida a escala regional y está presente en gran parte del yacimiento. Representa un halo distal y su mineralogía comprende clorita, epidota, albita y calcita. Su intensidad y composición evolucionan al acercarse a zonas mineralizadas, generando una transición gradual desde la facies propilítica hacia la calco-sódica.

d) Alteración cálcica tardía:

Esta etapa se desarrolla preferentemente en vetillas y en los entornos de fallas mineralizadas de mayor jerarquía. Su asociación mineral está compuesta por cuarzo, calcita, granate y anfíboles (hornblenda, actinolita, tremolita), con presencia subordinada de halos de epidota.

e) Alteración filica:

Corresponde a una alteración localizada, restringida a sectores estructuralmente favorables como zonas de falla o vetas mineralizadas. Se compone principalmente de sericita e illita, con aparición puntual de moscovita. Esta alteración reemplaza al feldespato potásico, especialmente en unidades tobáceas.

f) Alteración por zeolitas:

Considerada como el evento hidrotermal de más baja temperatura y más tardío del sistema. Está ampliamente distribuida y su mineralogía incluye zeolitas y calcita. Suele rellenar fracturas, cavidades y vetillas en todo el distrito, indicando una circulación final de fluidos meteóricos o superficiales tras los eventos mineralizantes principales.

3.2.4 Geología estructural

En el distrito Alhué, el desarrollo de vetas está fuertemente condicionado por el marco estructural preexistente. La mayoría de las estructuras vetiformes se originaron en zonas de debilidad tectónica asociadas a fallas, generando espacios abiertos que facilitaron el ingreso y precipitación de fluidos hidrotermales antes y durante la etapa de mineralización (Cotton, 1998).

Romero (1997) propuso una clasificación de las estructuras presentes en el distrito, agrupándolas en dos grandes sistemas estructurales: el primero incluye fallas formadas antes y durante el desarrollo del sistema hidrotermal, y el segundo agrupa aquellas generadas en etapas posteriores a la mineralización.

Dentro del primer sistema, identificó cuatro conjuntos estructurales principales:

1. Set I (N10°–20°W): Representa aproximadamente el 8% de las estructuras medidas, pero destaca por su relevancia en el control de las vetas principales del distrito, como la veta Maqui y estructuras paralelas. Estas fallas son de tipo Riedel sintético (R), con cinemática sinistral-normal, y se consideran estructuras de primer orden por su fuerte control en la mineralización.
2. Set II (N80°–90°W / buzamiento de 60°–85° hacia el norte o sur): Constituyen el 43,4% de las estructuras medidas. Ejemplos de este grupo son las fallas Pedro Valencia, Los Patos y Lorena. Se interpretan como estructuras conjugadas R' del sistema Riedel, con componentes normales y dextrales, y han jugado un papel importante en el desplazamiento y control de vetas subhorizontales o de rumbo-deslizamiento.
3. Set III (N30°–40°E / buzamiento 70°–75° NW-SE): Abarca solo el 3,7% del total medido. Romero las interpreta como fallas secundarias, relacionadas con una fase de compresión y rotación del sistema estructural, posiblemente contemporánea a una reorganización del campo de esfuerzos.
4. Set IV (N50°–60°W / buzamiento 55°–75° NE-SW): Es el grupo más representado, con un 45% de las estructuras relevadas. Incluye vetas como Loreto y otras de menor extensión situadas en el flanco inferior de la estructura Maqui. Estas fallas presentan características asociadas a regímenes tensionales y muestran

evidencias texturales coherentes con procesos de apertura bajo esfuerzos extensionales.

En conjunto, esta configuración tectónica revela un sistema estructural polifásico donde las fallas no solo generaron el espacio para el emplazamiento de los fluidos, sino que también condicionaron la distribución y orientación final de las vetas mineralizadas a lo largo del distrito.

4 CAPÍTULO 4. METODOLOGÍA

4.1 Recopilación y análisis bibliográfico.

La metodología incluyó una etapa inicial de recopilación y análisis bibliográfico, orientada a contextualizar el estudio dentro del distrito minero Alhué (DMA) y a establecer los criterios conceptuales y terminológicos utilizados en la investigación. Para ello, se revisaron artículos científicos, tesis previas e informes técnicos relacionados con la geología del distrito, la evolución estructural del área y las características de las vetas Maqui Norte y Manda Norte, así como estudios sobre sistemas hidrotermales.

Esta revisión permitió definir los marcos conceptuales empleados en la caracterización mineralógica y metalífera de las vetas estudiadas, así como establecer criterios comparativos para la interpretación de la zonación mineralógica y la distribución de Au y Ag observadas en el sector Maqui–Manda Norte del distrito.

4.2 Caracterización de la mineralogía de mena y ganga

La caracterización de la mineralogía de mena y ganga de las vetas Maqui Norte y Manda Norte se realizó mediante la integración de observaciones macroscópicas de testigos de sondajes diamantinos y el análisis microscópico de cortes delgados y pulidos de muestras representativas (Anexo tablas 6 y 7). Este enfoque permitió identificar las asociaciones minerales presentes, sus relaciones texturales y su distribución a lo largo de las estructuras vetiformes estudiadas. Tanto a escala macroscópica como microscópica se consideró la identificación de minerales de mena y ganga pertenecientes a los principales grupos mineralógicos presentes en las vetas, incluyendo oro, plata, zinc, plomo, cobre, sulfuros, óxidos, silicatos y carbonatos, así como sus asociaciones y relaciones texturales. A escala macroscópica, estas observaciones permitieron reconocer la distribución espacial de los ensamblajes minerales, mientras que a escala microscópica se detallaron las fases minerales individuales, sus texturas de crecimiento, reemplazo y relaciones de superposición. La integración de ambas escalas de observación constituyó la base metodológica para la identificación de las asociaciones mineralógicas presentes en las vetas Maqui Norte y Manda Norte.

4.3 Determinación de la cronología relativa de los eventos de alteración y mineralización.

La determinación de la cronología relativa de los eventos de alteración y mineralización en las vetas Maqui Norte y Manda Norte se realizó a partir del análisis integrado de observaciones macroscópicas y microscópicas, considerando criterios de relaciones de corte, superposición y reemplazo entre las distintas asociaciones minerales. A escala macroscópica, la cronología relativa se estableció mediante la observación sistemática de vetas, vetillas y brechas, evaluando sus relaciones de intersección, sellado y reactivación, así como la disposición de los minerales de mena y ganga dentro de las estructuras vetiformes. Estas observaciones permitieron reconocer secuencias relativas de formación entre distintos pulsos mineralizantes. A escala microscópica, se analizaron texturas minerales tales como crecimiento euhedral y subhedral, reemplazo parcial o total, inclusiones minerales y relaciones de borde, las cuales aportaron criterios adicionales para ordenar temporalmente los eventos de alteración y mineralización reconocidos. La integración de estas observaciones permitió establecer una secuencia cronológica relativa de los eventos hidrotermales registrados en las vetas Maqui Norte y Manda Norte, la cual sirvió de base para la reconstrucción paragenética presentada en capítulos posteriores.

4.4 Elaboración de la base de datos mineralógica.

Con el fin de sistematizar y organizar la información obtenida durante el desarrollo del estudio, se elaboró una base de datos mineralógica que integró de manera estructurada los resultados provenientes de la descripción macroscópica y microscópica de los sondajes diamantinos, así como los datos geoquímicos adquiridos mediante fluorescencia de rayos X portátil (XRF). La construcción de la base de datos consideró la codificación única de los sondajes diamantinos, junto con la codificación de los intervalos y muestras asociadas a cada sondaje, lo que permitió asegurar la trazabilidad de la información a lo largo de todas las etapas del trabajo. Cada registro incluyó el código del sondaje, la identificación de la veta correspondiente (Maqui Norte “MAQ_XXX” o Manda Norte “MAN_XXX”), y la profundidad o cota del intervalo analizado (Tabla 1 y 2). Adicionalmente, se incorporaron a la base de datos los resultados geoquímicos obtenidos mediante análisis de fluorescencia

Tabla 1: Extracto de la base de datos mineralógica correspondiente a la veta Manda Norte, que incluye identificación de muestras, sector, sondaje, intervalos muestreados y cota.

MUESTRA	SECTOR	SONDAJE	FROM - TO		COTA (msnm)
			FROM (m)	TO (m)	
"MAN_001"	Manda norte (Diablita 840)	ALH3900	130.9	131.4	947.759
"MAN_003"	Manda norte (Diablita 840)	ALH3799	81.45	81.75	878.436
"MAN_004"	Manda norte (Diablita 840)	ALH3799	81.95	82.15	878.436
"MAN_005"	Manda norte (Diablita 840)	ALH3799	82.15	82.4	878.436
"MAN_006"	Manda norte (Diablita 840)	ALH3799	82.4	83	878.436
"MAN_010"	Manda norte (Diablita 840)	ALH3723	72	72.55	863.101
"MAN_016"	Manda norte (Diablita 840)	ALH3817	92.45	93	894.342
"MAN_019"	Manda norte (Diablita 840)	ALH3793	98.7	99	887.313

de rayos X portátil (XRF) (Anexo tabla 10), realizados con un espectrómetro portátil Bruker S1 TITAN (figura 13), los cuales permitieron registrar concentraciones elementales mayoritarias y traza asociadas a la mineralización (Para asegurar resultados confiables, se aseguró que las superficies estuvieran limpias, secas y lisas, eliminando contaminantes que pudiesen generar errores analíticos (Jenkins et al., 1995)). Estos datos geoquímicos fueron integrados junto con la información mineralógica y textural, facilitando la comparación entre distintos sondajes e intervalos a lo largo de las vetas estudiadas. La base de datos mineralógica constituyó el soporte principal para el análisis de la zonación mineralógica y metalífera, así como para la evaluación de la distribución espacial de Au y Ag en las vetas Maqui Norte y Manda Norte, y sirvió como insumo para la elaboración de tablas, figuras y anexos presentados en capítulos posteriores.

Tabla 2: Extracto de la base de datos mineralógica correspondiente a la veta Maqui Norte, que incluye identificación de muestras, sector, sondaje de origen, intervalos muestreados y cota.

MUESTRA	SECTOR	SONDAJE	FROM - TO		COTA (msnm)
			FROM (m)	TO (m)	
"MAQ_002"	Túnel Maqui 740	ALH4331	215.3	215.65	835.499
"MAQ_005"	Maqui norte (Diablita 840)	ALH3793	200.55	201.05	937.919
"MAQ_008"	Maqui norte (Diablita 840)	ALH3793	205.15	205.7	937.919
"MAQ_011"	Maqui norte (Diablita 840)	ALH3862	261.6	261.85	909.677
"MAQ_012"	Túnel Maqui 740	ALH4202	227.1	227.5	716.369
"MAQ_013"	Maqui 992	ALH4361	190.1	190.72	984.737
"MAQ_014"	Maqui 992	ALH4361	190.1	190.72	984.737
"MAQ_016"	Maqui 992	ALH4361	193	193.55	984.737
"MAQ_017"	Maqui 992	ALH4339	191.5	191.81	971.443
"MAQ_018"	Maqui 992	ALH4339	194.7	195.05	971.443
"MAQ_019"	Maqui 992	ALH4339	197.23	197.6	971.443
"MAQ_020"	Maqui 992	ALH4339	197.6	198.55	971.443
"MAQ_021"	Túnel Maqui 740	ALH4261	206.9	207.25	802.187
"MAQ_023"	Maqui norte (Diablita 840)	ALH3817	242.7	243.1	977.739
"MAQ_024"	Maqui norte (Millenium 980)	ALH3691	240	240.73	975.073
"MAQ_025"	Maqui norte (Millenium 980)	ALH3691	240	240.73	975.073
"MAQ_026"	Maqui norte (Millenium 980)	ALH3691	240.73	241	975.073



Figura 13: Espectrómetro portátil de fluorescencia de rayos X (XRF) modelo S1 TITAN de Bruker, utilizado para el análisis elemental de las 47 muestras en el Laboratorio de Geología Económica de la Universidad de Atacama (Elaboración propia).

4.5 Definición de recomendaciones para futuras campañas de sondeos exploratorios

A partir de la información mineralógica, estructural y geoquímica sistematizada durante el desarrollo del presente estudio, se definieron criterios generales que pueden orientar futuras campañas de sondeos exploratorios en el distrito minero Alhué, particularmente en sectores asociados a las vetas Maqui Norte y Manda Norte. Estas recomendaciones se basan en la identificación de asociaciones mineralógicas indicadoras, patrones de zonación mineralógica y metalífera, y controles estructurales reconocidos a partir del análisis integrado de sondeos diamantinos, sin constituir interpretaciones económicas ni propuestas operativas específicas. Los criterios definidos tienen como finalidad servir de referencia metodológica para la planificación de futuras investigaciones y programas de

exploración, en concordancia con los modelos genéticos de sistemas hidrotermales considerados en este trabajo.

5 CAPÍTULO 5. RESULTADOS

En el siguiente capítulo se recopilan y presentan los resultados obtenidos entre los meses de junio y noviembre de 2024, período en el cual se muestrearon 44 sondajes diamantinos en el área de geología de exploración distrital de Minera Florida. De este total, 18 corresponden a la intersección de la veta Maqui Norte y 26 a la veta Manda Norte (Anexo Tabla 6). A partir de estos sondajes, se seleccionaron 47 muestras para su análisis mediante fluorescencia de rayos X (XRF). De estas mismas, se escogieron 25 (8 para Manda y 17 para Maqui) para su estudio macroscópico (Anexo tabla 8 y 9) y microscópico, siendo procesadas en cortes transparentes y pulidos. La selección se enfocó principalmente en las zonas mineralizadas, como interceptos y halos, con el fin de identificar las asociaciones mineralógicas presentes en ambas vetas, prestando especial atención a los minerales de mena, ganga y sus posibles relaciones.

5.1 Caracterización mineralógica de las vetas

5.1.1 Veta Manda Norte

En la veta Manda Norte predominan las brechas hidrotermales (HBX), acompañadas de manera subordinada por stockworks y, en menor proporción, brechas tectónicas, hospedadas principalmente en andesitas y tobas. A escala de testigo, la ganga está dominada por cuarzo gris a blanco, mayormente microcristalino a masivo, mientras que de forma localizada se reconocen texturas de relleno abierto y bandeamiento, incluyendo texturas comb, crustiforme (Figura 14), coloforme y sacaroidal (Figura 15). Estas texturas se presentan asociadas a zonas de brechamiento y a vetillas mineralizadas distribuidas a lo largo de la estructura vetiforme. Microscópicamente, las muestras de la veta Manda Norte muestran la superposición de distintos tipos de cuarzo y texturas asociadas a silicificación y brechamiento, observándose cuarzo de mosaico que es cortado o brechizado por cuarzo microcristalino (Figura 16), además del desarrollo local de texturas coloforme–crustiforme (Figura 17). Asociadas a estos rasgos se reconoce alteración hidrotermal caracterizada por epidota y clorita, y de manera puntual anfíbol (actinolita) y feldespato potásico; en algunas muestras también se identifica granate en baja proporción, generalmente embebido o bordeado por clorita y acompañado por calcita tardía.

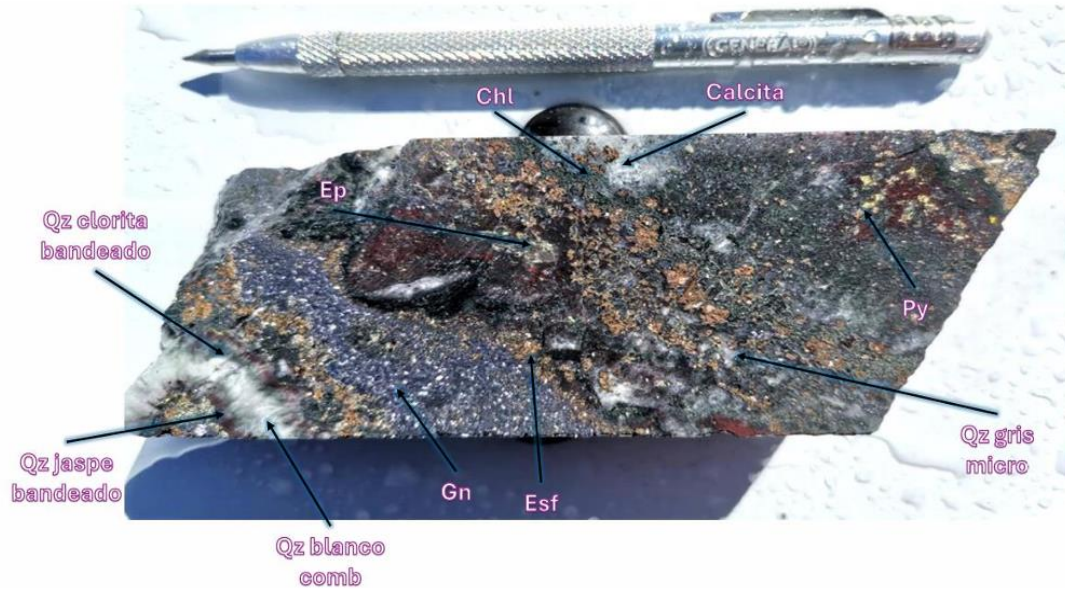


Figura 14: Muestra macroscópica (MAN_016), correspondiente a una brecha hidrotermal, donde se observa ganga sílicea dominada por cuarzo microcristalino gris, cuarzo bandeado y cuarzo blanco con textura comb. La mineralización metálica está representada por galena y esfalerita, con pirita subordinada.

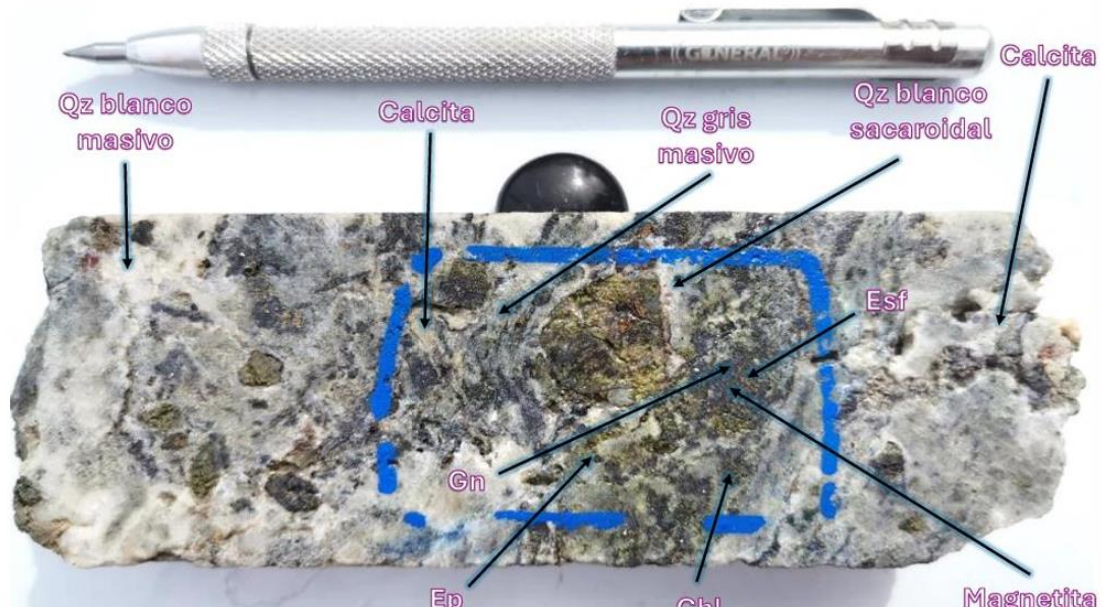


Figura 15: Vista macroscópica (MAN_004), que exhibe variación textural del cuarzo (blanco masivo, gris masivo y sacaroidal), en asociación con galena y esfalerita. Se reconocen además minerales de alteración como epidota y clorita, magnetita diseminada y vetillas de calcita.

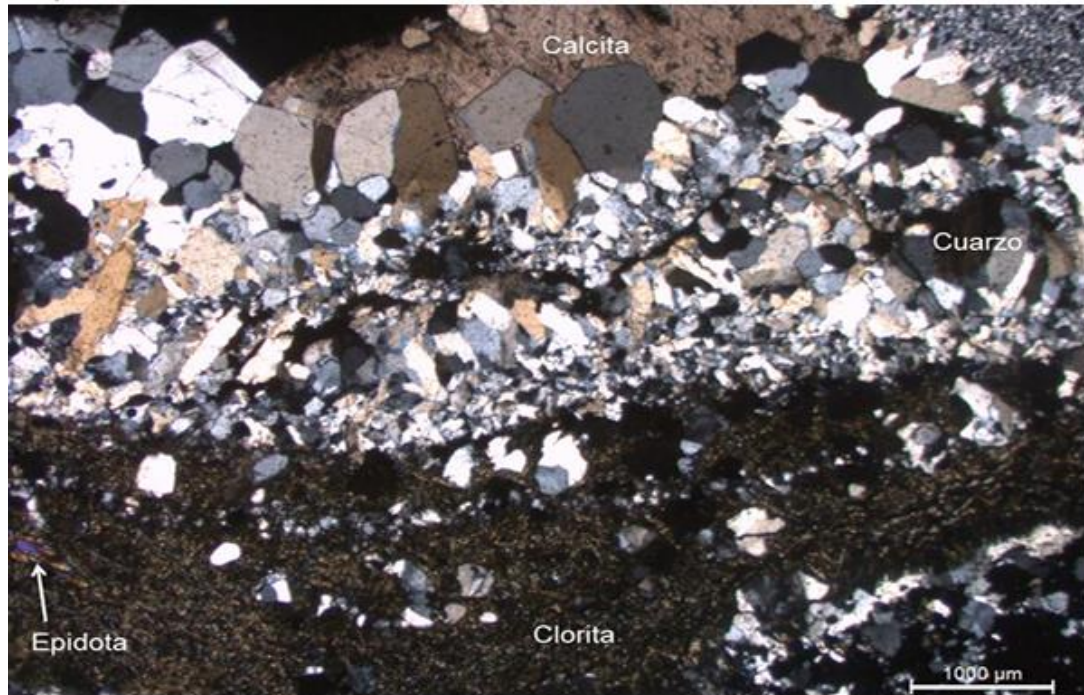


Figura 16: Microfotografía en luz transmitida (MAN_016), donde se observa cuarzo con textura sacaroidal y cuarzitos microcristalinos y en mosaico, clorita, epidota y calcita.

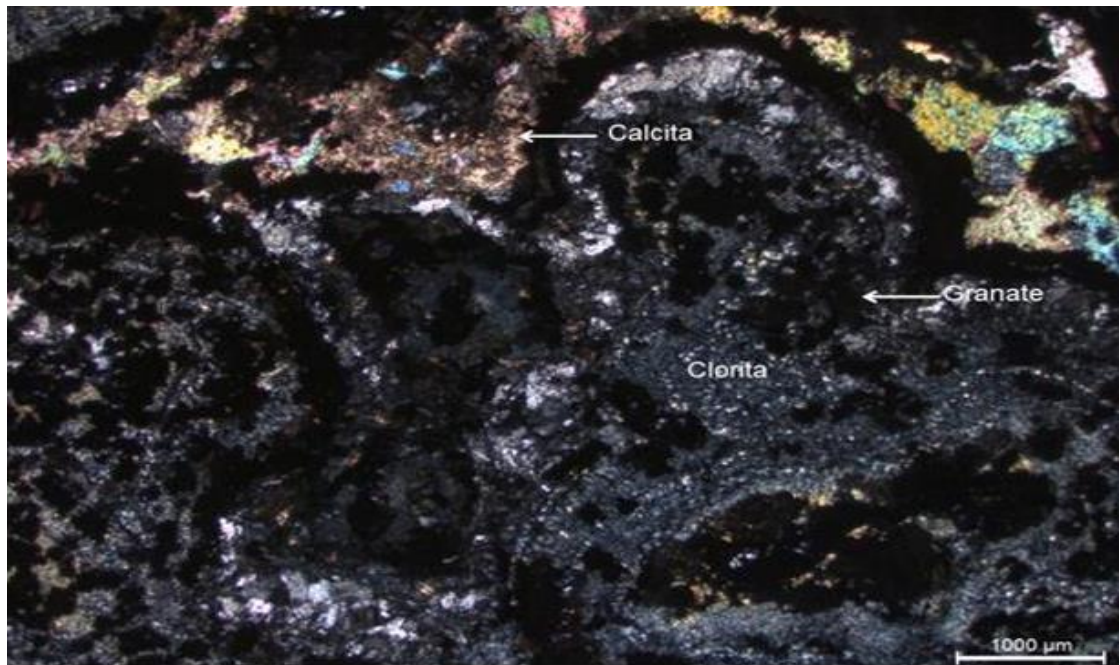


Figura 17: Microfotografía en luz transmitida (MAN_001), donde se observa granate englobados por clorita, con cuarzo colloforme-crustiforme y presencia de calcita.

La mineralización metálica en la veta Manda Norte está dominada por galena y esfalerita, con pirita y calcopirita subordinadas (Figura 18), además de presencia local de magnetita, la cual se presenta tanto de manera diseminada como en agregados más masivos. En secciones pulidas se observa que parte de la calcopirita puede presentarse como exsoluciones dentro de esfalerita (figura 19), reflejando una asociación íntima entre los sulfuros de metales base. Estas fases se disponen en contacto directo con la ganga silícea y muestran relaciones de intercrecimiento y reemplazo. En conjunto, las observaciones macroscópicas y microscópicas muestran asociaciones minerales y texturales recurrentes en la veta Manda Norte, caracterizadas por cuarzo microcristalino a masivo con texturas bandeadas y de relleno abierto, asociado a sulfuros dominados por galena y esfalerita, con pirita y calcopirita subordinadas, además de la ocurrencia puntual de asociaciones con epidota, actinolita, granate y magnetita. Estas asociaciones se repiten en distintos intervalos y sondajes a lo largo de la estructura vetiforme, constituyendo la base descriptiva para la definición de la paragénesis desarrollada en el capítulo siguiente.

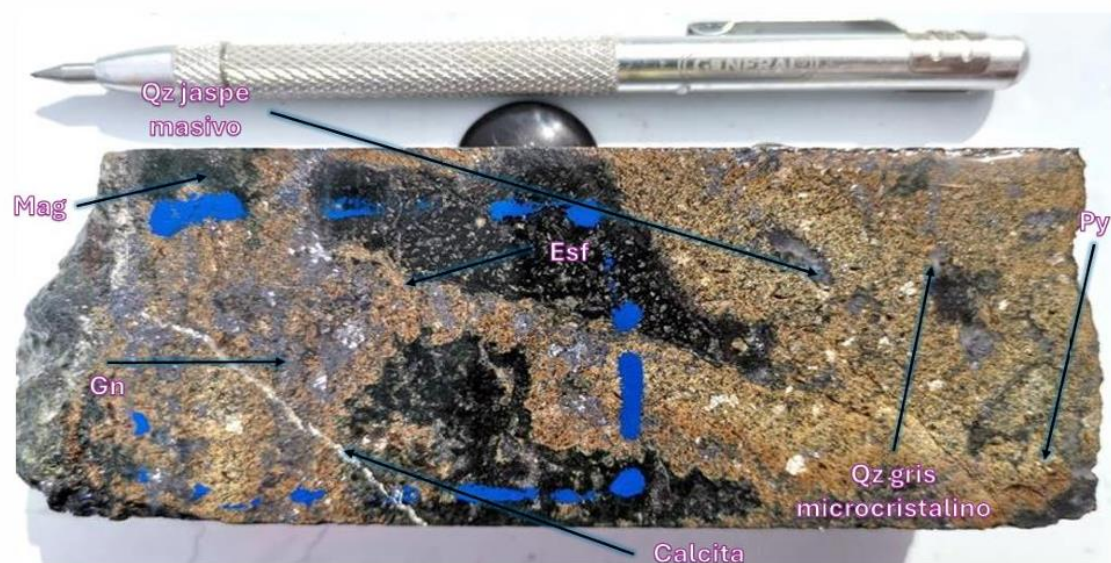


Figura 18: Muestra macroscópica (MAN_005), donde se observa ganga silícea dominada por cuarzo jaspe masivo y cuarzo gris microcristalino. La mineralización metálica está constituida por galena, esfalerita y pirita, asociadas a magnetita, con presencia de calcita

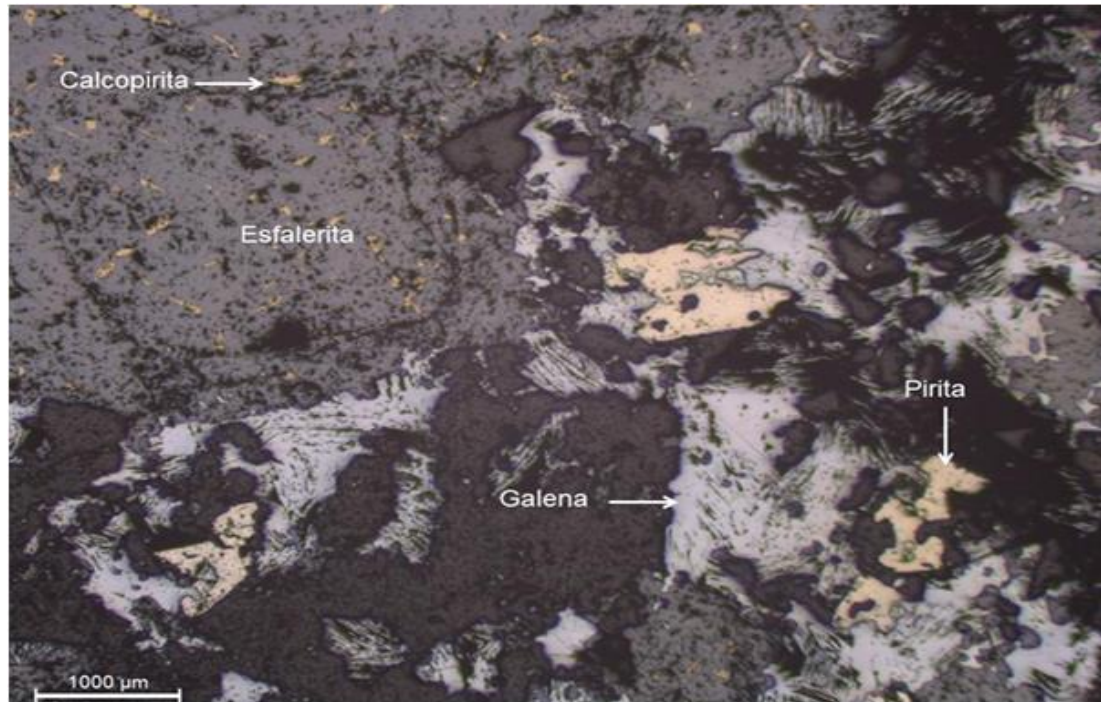


Figura 19: Microfotografía en luz reflejada (MAN_003), donde se observa una asociación de sulfuros dominada por galena y esfalerita, con pirita y calcopirita. Se reconocen relaciones de intercrecimiento y contacto directo entre las fases metálicas

5.1.2 Veta Maqui Norte

La veta Maqui Norte presenta una mineralización de mayor complejidad textural y mineralógica en comparación con la veta Manda Norte, con desarrollo de vetas, vetillas, brechas hidrotermales y sectores de stockwork, hospedados principalmente en andesitas y rocas volcánicas asociadas. A escala macroscópica, la ganga está dominada por cuarzo de color blanco a gris, con texturas variables que incluyen cuarzo masivo, microcristalino, bandeado (Figura 20) y rellenos de tipo sacaroidal y comb, los cuales se disponen tanto como relleno principal de la estructura vetiforme como en vetillas que cortan la roca de caja (Figura 21). En varios sectores se reconocen brechas con clastos angulosos a subredondeados cementados por sílice, así como rellenos tardíos de calcita que sellan fracturas y cavidades abiertas. La mineralización metálica se manifiesta a escala de mano como sulfuros diseminados y masivos, con presencia variable de galena y esfalerita, acompañadas por pirita y calcopirita en proporciones diferentes (Figura 24). En algunos tramos se reconoce además magnetita en la mineralización, ya sea como diseminaciones

o concentraciones localizadas dentro de la ganga, junto con minerales de alteración visibles como clorita y epidota, que confieren una heterogeneidad textural marcada a la veta.

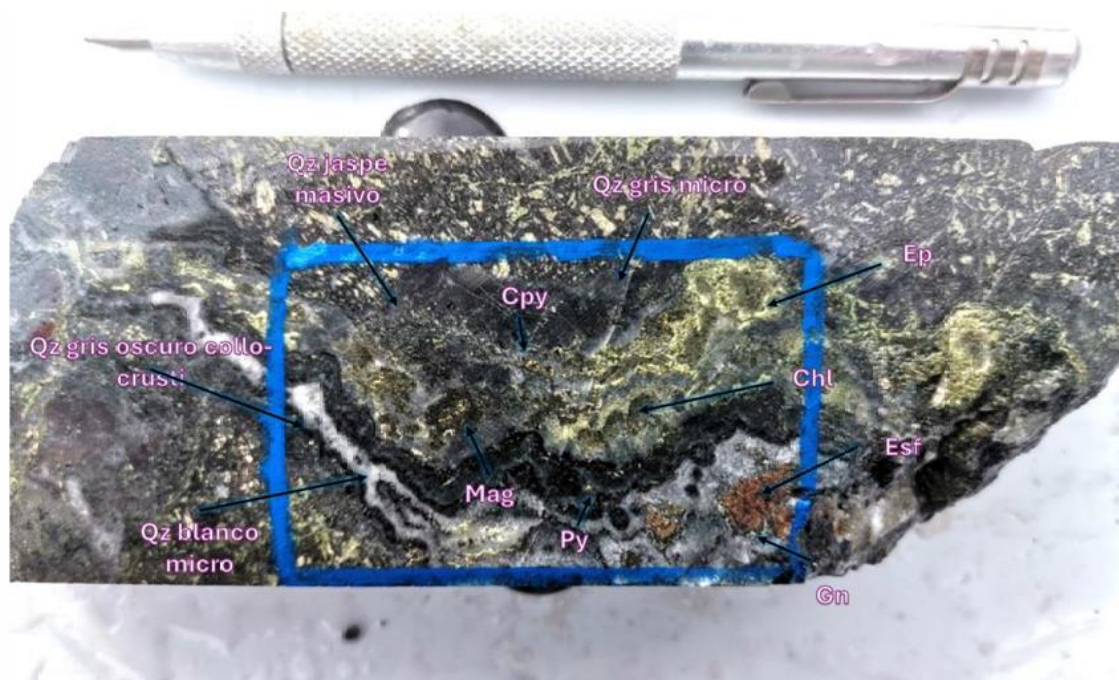


Figura 20: Muestra macroscópica (MAQ_011), donde se observa cuarzo jaspe masivo, cuarzo gris y blanco microcristalino, y desarrollo de texturas coloforme–crustiforme y minerales de alteración como epidota y clorita. La mineralización metálica está constituida por galena y esfalerita. Se observa mineral de pirita, calcopirita y magnetita.

A escala microscópica, las muestras de la veta Maqui Norte muestran una amplia variedad de texturas en la ganga silíceas, destacando cuarzo en agregados anhedrales a subhedrales con texturas de mosaico, dominios microcristalinos y sectores con texturas coloforme–crustiforme y sacaroidales (Figura 22). Se observan relaciones de corte y relleno entre distintos tipos de cuarzo, así como microfracturas selladas por sílice y, localmente, por calcita. Se reconocen minerales de alteración como clorita y epidota, y de manera puntual anfíbol (actinolita), feldespato potásico y granate (grosularia y andreadita) (Figura 23), generalmente embebidos en la ganga o bordeados por clorita, evidenciando asociaciones mineralógicas diversas dentro de la veta.

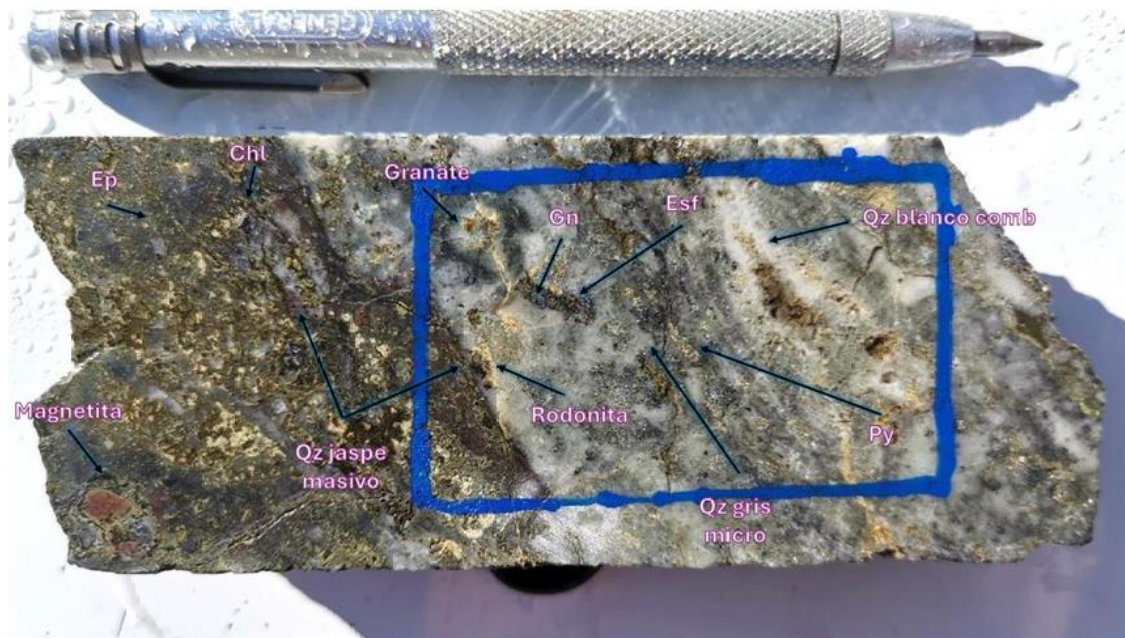


Figura 21: Muestra macroscópica (MAQ_013), donde se observa cuarzo jaspe masivo, cuarzo gris microcristalino y cuarzo blanco con textura comb. La mineralización metálica está constituida por galena, esfalerita, pirita, magnetita y minerales de alteración como clorita y epidota, con ocurrencia local de granate y rodonita.

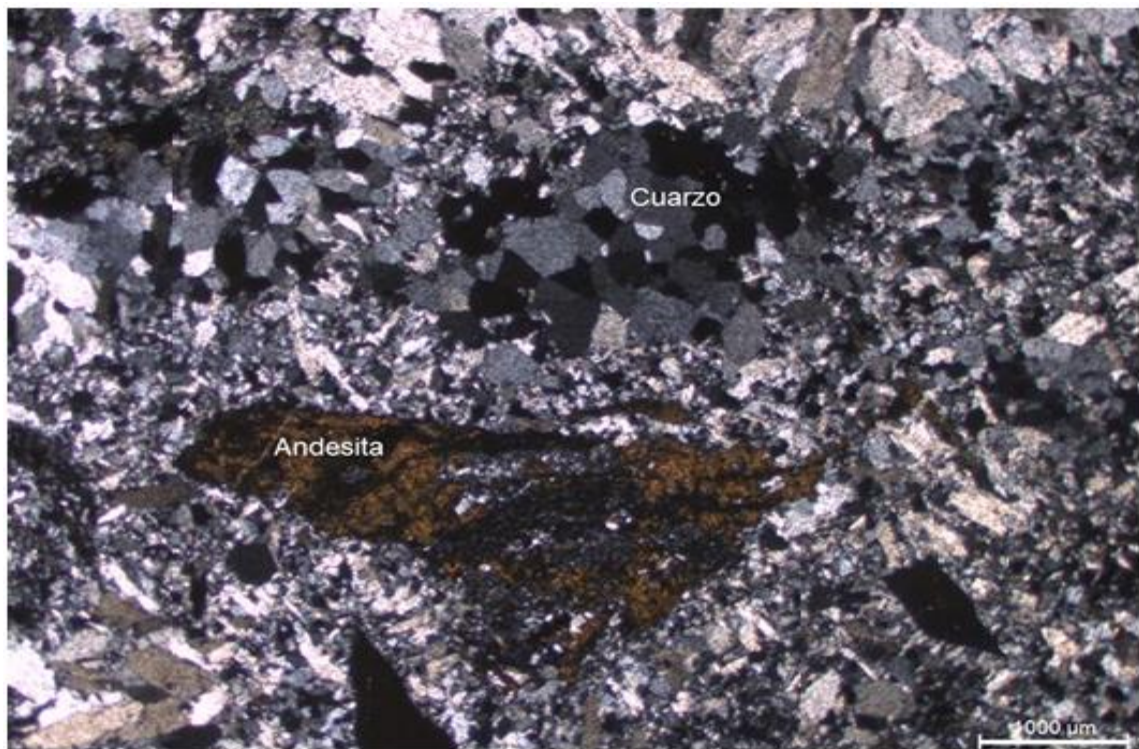


Figura 22: Microfotografía en luz transmitida (MAQ_005), donde se observa cuarzo con textura de mosaico, sacaroidal y microcristalina en contacto irregular con fragmentos de andesita correspondientes a la roca de caja.

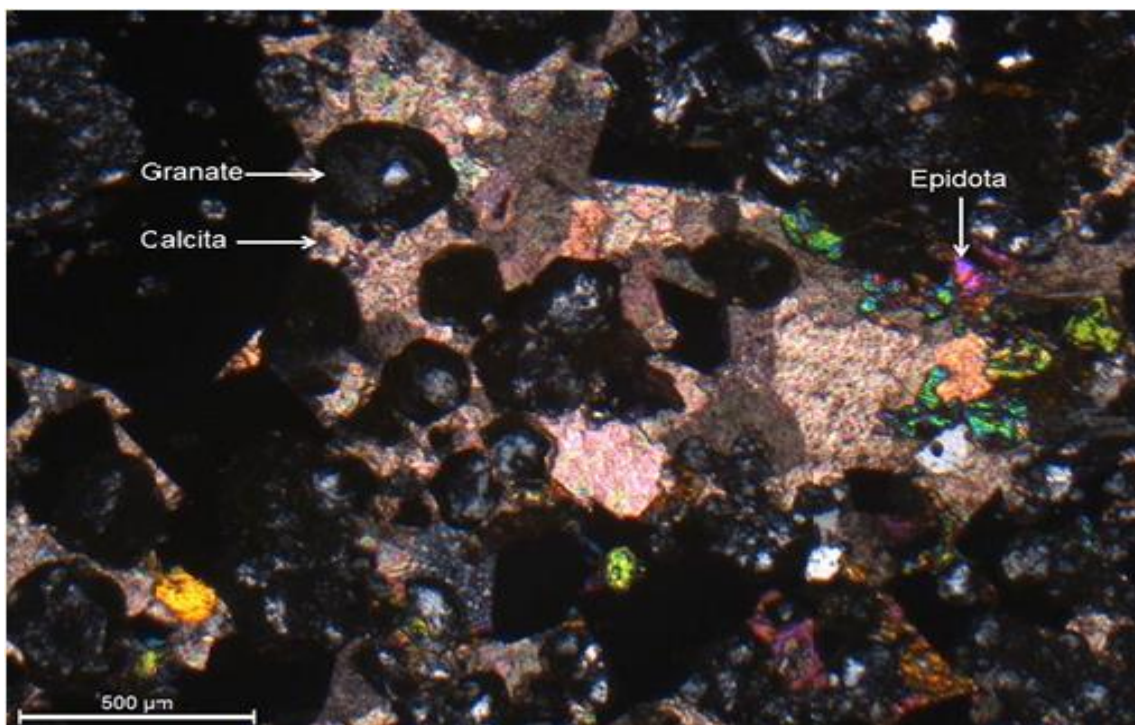


Figura 23: Microfotografía en luz transmitida (MAQ_025), donde se observa granate, epidota y calcita, en contacto directo dentro de la ganga.

La mena metálica, observada en secciones pulidas, está caracterizada por asociaciones de galena y esfalerita como fases dominantes, con pirita y calcopirita subordinadas. Estas fases presentan relaciones de intercrecimiento y reemplazo, así como contactos directos con la ganga silíceo, y en algunos casos se observa calcopirita como exsoluciones finas dentro de esfalerita. La distribución y relaciones texturales de los sulfuros muestran una mayor variabilidad que en Manda Norte. En conjunto, las observaciones macroscópicas y microscópicas muestran asociaciones minerales y texturales recurrentes en la veta Maqui Norte, caracterizadas por cuarzo con texturas masivas, bandeadas y de relleno abierto, asociado a sulfuros dominados por galena y esfalerita, con pirita y calcopirita (Figura 25), además de la ocurrencia local de magnetita y presencia de clorita, epidota, anfíbol, feldespato potásico y granate. Estas asociaciones se repiten en distintos intervalos y sondajes a lo largo de la veta, constituyendo la base descriptiva para la definición de la paragénesis desarrollada en el capítulo siguiente.

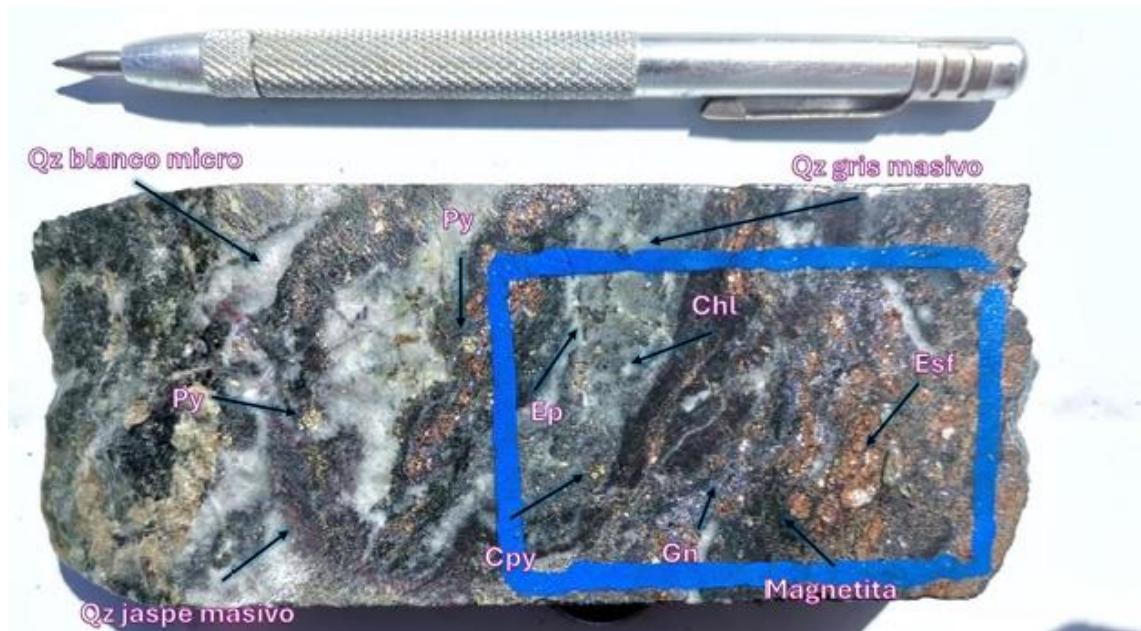


Figura 24: Muestra macroscópica (MAQ_005), donde se observa cuarzo blanco microcristalino, cuarzo gris masivo y cuarzo jaspe masivo. La mineralización metálica está constituida por galena, esfalerita, pirita, calcopirita, magnetita y minerales de alteración como clorita y epidota.

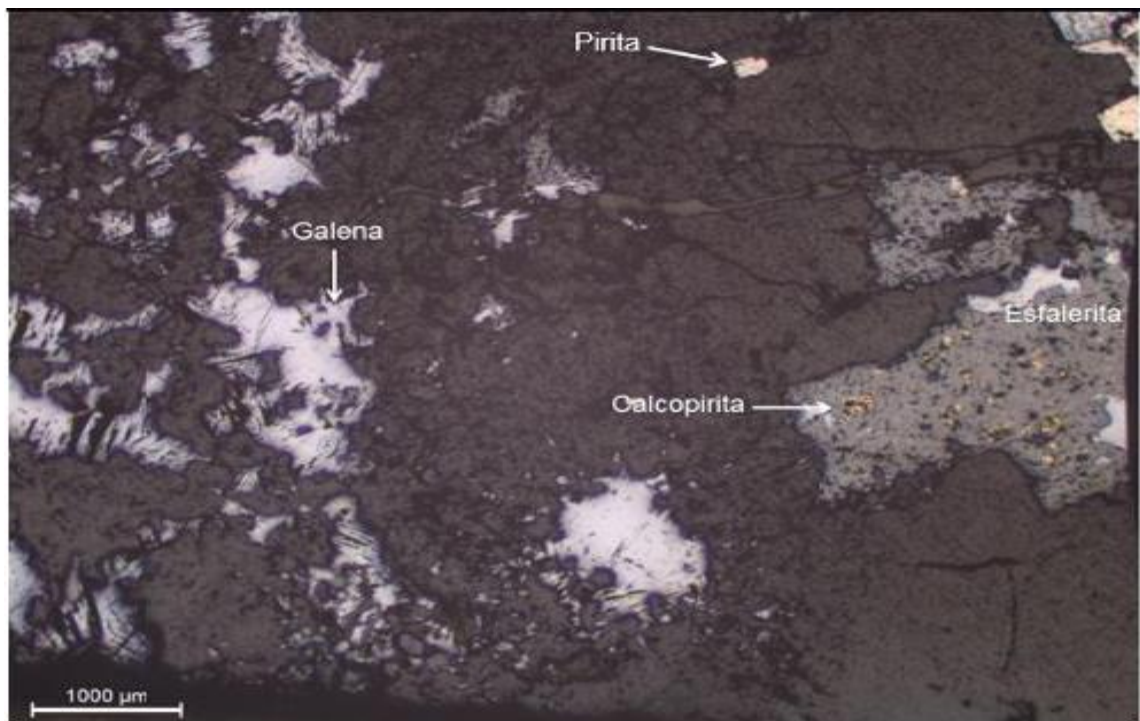


Figura 25: Microfotografía en luz reflejada (MAQ_021), donde se observa sulfuros dominada por galena y esfalerita, con pirita y calcopirita subordinadas. Las fases metálicas presentan relaciones de contacto directo e intercrecimiento dentro de la mena

5.1.3 Asociaciones minerales en Manda norte

En esta sección se presentan los resultados obtenidos a partir del análisis petrográfico microscópico de láminas delgadas correspondientes a la veta Manda Norte. Los resultados se organizan en asociaciones minerales representativas, definidas según su ocurrencia y características texturales, y descritas siguiendo el orden paragénetico observado en las muestras analizadas. Durante el análisis de ocho láminas delgadas correspondientes a muestras de la veta Manda Norte, se reconoció de manera recurrente la presencia de cuarzo microcristalino en seis de ellas. Este cuarzo presenta hábito predominantemente anhedral y tamaños inferiores a 20 μm , constituyendo la mayor parte de la matriz de las brechas hidrotermales. En algunos casos, el cuarzo microcristalino también se observa formando fragmentos, los cuales se encuentran incorporados dentro de una matriz posterior, evidenciando su participación en eventos de brechamiento sucesivos. Asociados a esta matriz silíceo, se identificaron cuerpos dispersos de feldespatos potásico, dispuestos de forma irregular dentro de la matriz de cuarzo (Figura 28).

El estudio petrográfico microscópico de las láminas delgadas correspondientes a la veta Manda Norte permitió identificar una secuencia compuesta por al menos cuatro eventos hidrotermales, cada uno caracterizado por asociaciones específicas de minerales de ganga y mena, así como por el desarrollo de texturas distintivas observadas a escala microscópica.

El primer evento se caracteriza por el desarrollo de la matriz principal de brechas hidrotermales. En esta asociación se reconocen agregados de cuarzo microcristalino en masas anhedrales con tamaños inferiores a 20 μm , junto con cuarzo de textura mosaico compuesto por cristales equigranulares de entre 30 y 60 μm (Figura 26). Asimismo, se observan zonas con textura sacaroidal, constituidas por cristales anhedrales de cuarzo con tamaños comprendidos entre 40 y 100 μm , con contactos curvos e irregulares (Figura 16). La ganga asociada a este evento está dominada por epidota, que se presenta formando cúmulos prismáticos con cristales de hasta 100 μm , acompañada por clorita de hábito laminar, color verde y bajo relieve óptico, con tamaños entre 40 y 80 μm (Figura 27). Se identifica además actinolita de hábito acicular y extinción recta, con cristales que alcanzan hasta 150 μm , granate de hábito anhedral con tamaños comprendidos entre 100 y 300 μm ,

y anfíboles prismáticos no identificados, posiblemente hornblenda, con cristales de hasta 120 μm , alto relieve y birrefringencia moderada, observados principalmente en la matriz y en clastos andesíticos alterados. Adicionalmente, en varias muestras se reconoce la presencia de biotita de hábito laminar y tonalidad marrón dorada, con tamaños de hasta 100 μm , localizada preferentemente en sectores enriquecidos en minerales ricos en hierro (Figura 28).

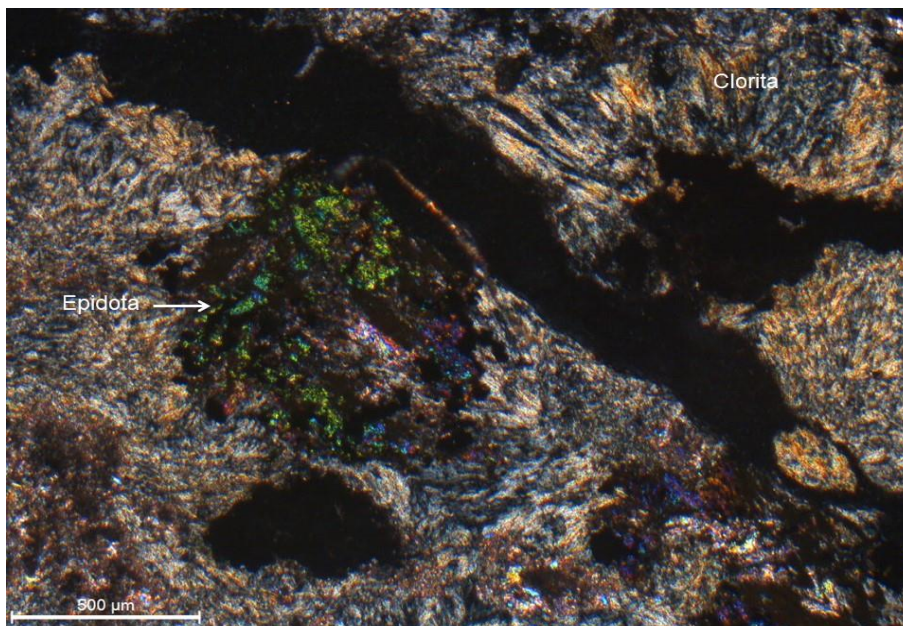


Figura 26: Microfotografía de la muestra MAN_003 (nicoles cruzados, 50x) mostrando epidota de alta birrefringencia con colores verdes, violetas y rojizos, asociada a agregados laminares de clorita de baja birrefringencia y extinción ondulante.

Asociados a la ganga descrita previamente, se identifican sulfuros y óxidos presentes en la matriz de las brechas hidrotermales. La esfalerita corresponde al sulfuro más abundante, presentándose como cristales subhedrales con tamaños comprendidos entre 50 y 150 μm , en algunos casos con exsoluciones finas de calcopirita (Figura 19). La galena se observa formando agregados xenomorfos isotrópicos, con tamaños que varían entre 40 y 100 μm (Figura 19). La pirita se presenta en granos subhedrales a euhedrales, localmente con morfología cúbica, aunque mayoritariamente con contornos irregulares o parcialmente corroídos, alcanzando tamaños de hasta 200 μm (Figura 19).

De manera subordinada, se reconoce magnetita como granos anhedrales a subhedrales de entre 30 y 80 μm , con una distribución preferencial en sectores dominados por clorita. La mena descrita se encuentra íntimamente asociada a la ganga silicatada, sin observarse relaciones de corte o reemplazo entre ambas a escala microscópica.

En este mismo conjunto de muestras se identifican diversas texturas de cuarzo, incluyendo texturas microcristalinas, sacaroidales y de tipo mosaico, desarrolladas en cavidades y espacios abiertos de la matriz vetiforme.

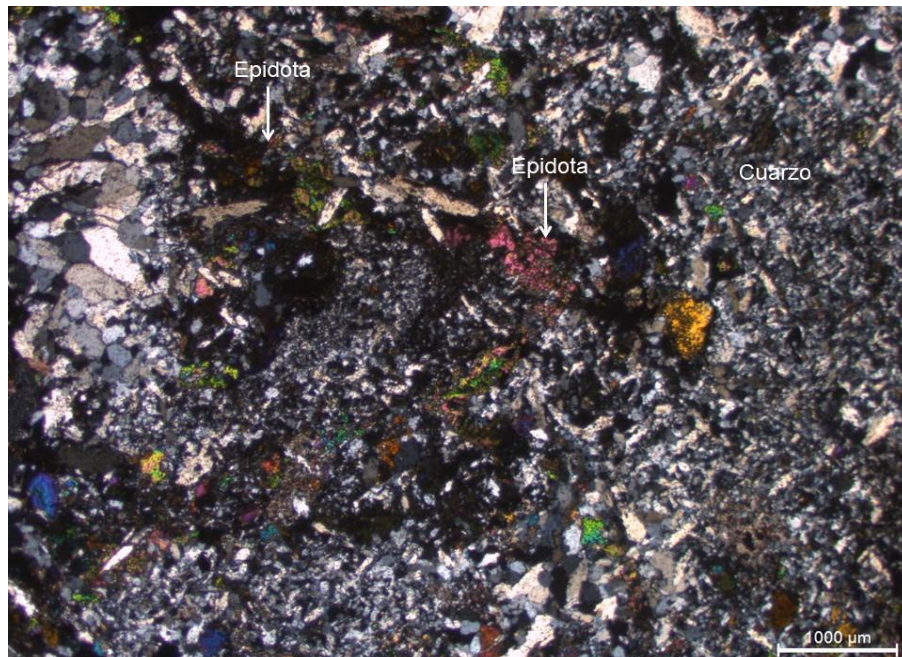


Figura 27: Microfotografía de la muestra MAN_004 (nicos cruzados, 16x) mostrando cuarzo con textura en mosaico y zonas microcristalinas de baja birrefringencia, asociado a cúmulos de epidota de interferencias altas.

En las muestras asociadas a este evento se reconocen diversas texturas de cuarzo. Entre ellas destaca la textura colloforme, caracterizada por el desarrollo de bandas curvas y concéntricas de cuarzo dispuestas de manera rítmica dentro de cavidades y espacios abiertos de la matriz vetiforme (Figura 17). Asimismo, se observa textura crustiforme, definida por el crecimiento de láminas planas y paralelas de cuarzo dispuestas en sucesión, formando bandas continuas que recubren las paredes de cavidades (Figura 17). Adicionalmente, se identifica textura comb o en peine, caracterizada por cristales elongados de cuarzo que crecen de manera aproximadamente perpendicular a una superficie de nucleación, desarrollándose hacia el interior de espacios abiertos dentro de

la veta. Estas texturas se presentan asociadas entre sí dentro del mismo conjunto de muestras analizadas.

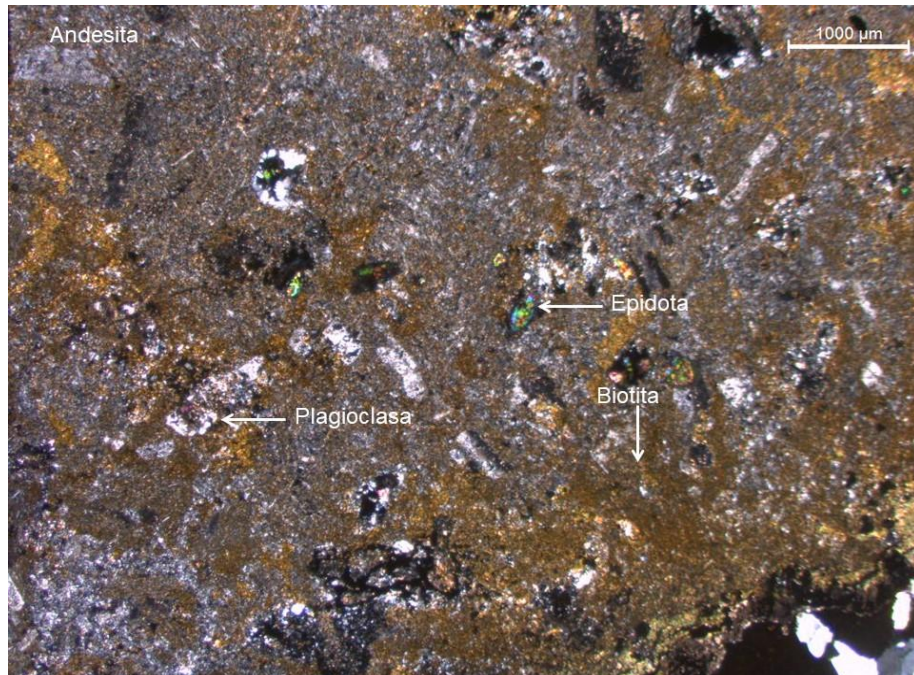


Figura 28: Microfotografía de la muestra MAN_005 (nicos cruzados, 50x) mostrando plagioclasa parcialmente reemplazada, epidota de interferencias altas con contornos irregulares y biotita laminar pleocroica de tonalidad marrón rojiza.

El segundo evento se caracteriza por la presencia de calcita, la cual se presenta como cristales xenomorfos de grano fino a medio, con tamaños comprendidos entre 60 y 200 μm . La calcita rellena poros residuales dentro de la matriz silicatada previamente formada y, en algunos casos, constituye vetillas que cortan la matriz de cuarzo y silicatos.

En sectores específicos, la calcita se observa asociada a agregados micáceos de sericita fina, con tamaños de hasta 40 μm , distribuidos de manera irregular dentro de la matriz carbonática (Figura 29)

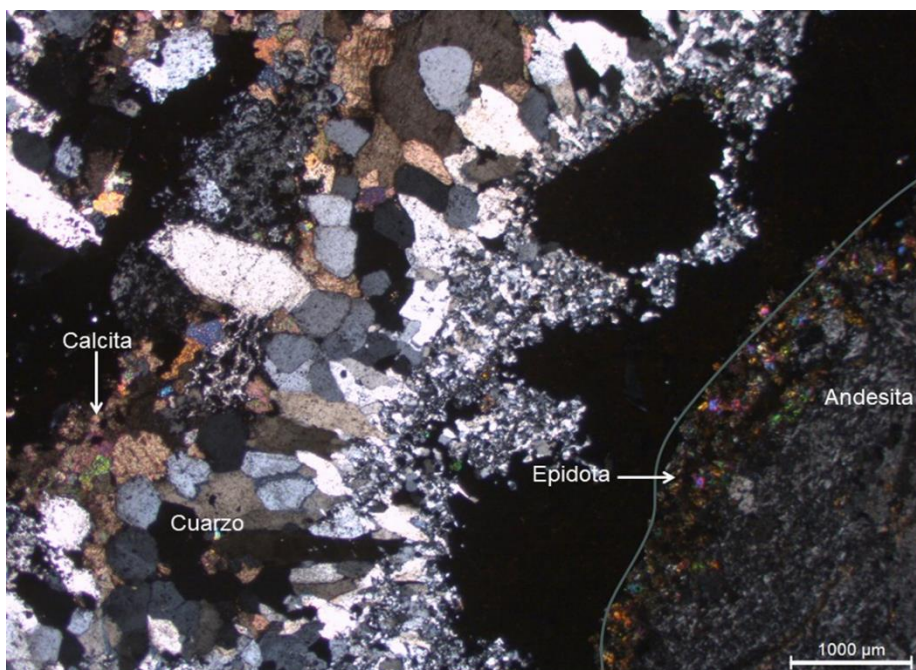


Figura 29: Microfotografía de la muestra MAN_010 (nicos cruzados, 16x) mostrando cuarzo con textura en mosaico hacia el sector izquierdo y sacaroidal hacia el centro y margen derecho, acompañado por calcita en vetillas y cavidades, y epidota prismática de alta birrefringencia.

El tercer evento se caracteriza por el desarrollo de texturas de recrystalización de sílice, representadas por texturas sacaroidales y de tipo mosaico (Figura 16). Estas texturas están constituidas por agregados de cuarzo equigranular sin orientación preferente, con tamaños comprendidos entre 40 y 100 μm .

Asociados a la ganga silicatada recrystalizada, se observa la presencia de granate de hábito masivo, junto con sulfuros tales como esfalerita subhedral de tonalidad pardo-anaranjada, galena isotrópica y pirita subordinada con morfologías irregulares (Figuras 30 y 31). Estos minerales se presentan íntimamente asociados entre sí, sin evidenciarse relaciones de corte o reemplazo mutuo a escala microscópica.

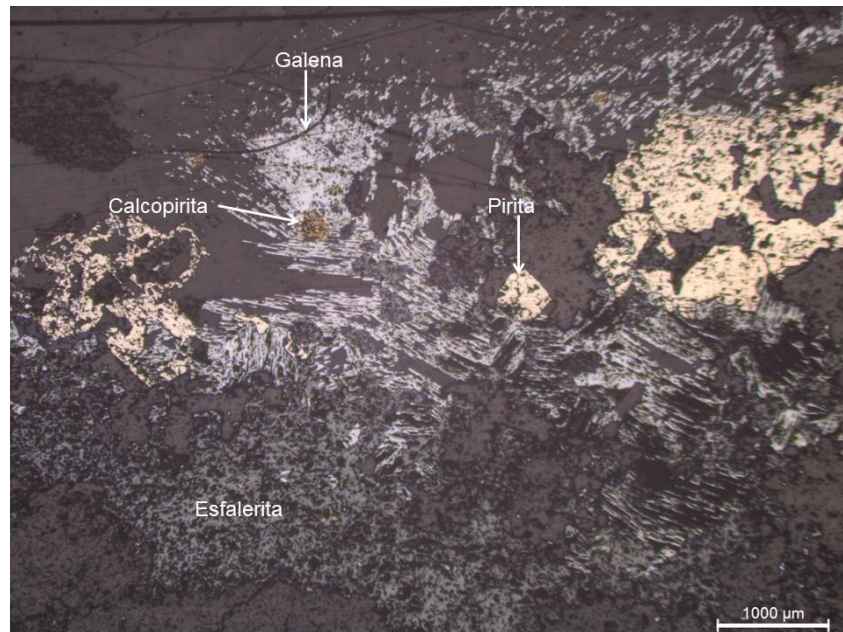


Figura 30: Microfotografía de la muestra MAN_010 (nicos paralelos, 16x) mostrando esfalerita masiva gris claro a medio infiltrada por galena elongada, junto a calcopirita anhedral–subhedral y pirita euhedral de hábito cúbico.

El último evento se caracteriza por la presencia de calcita, la cual se presenta como cristales xenomorfos de grano fino a medio, con tamaños comprendidos entre 60 y 200 μm . La calcita rellena poros residuales, forma vetillas que cortan a las fases silicatadas previamente desarrolladas y recubre clastos dentro de la matriz vetiforme (Figura 32).

En las muestras correspondientes a este evento no se reconocen minerales de mena ni óxidos metálicos asociados. La asociación mineral observada está dominada exclusivamente por calcita, sin presencia de sulfuros ni silicatos hidrotermales adicionales.

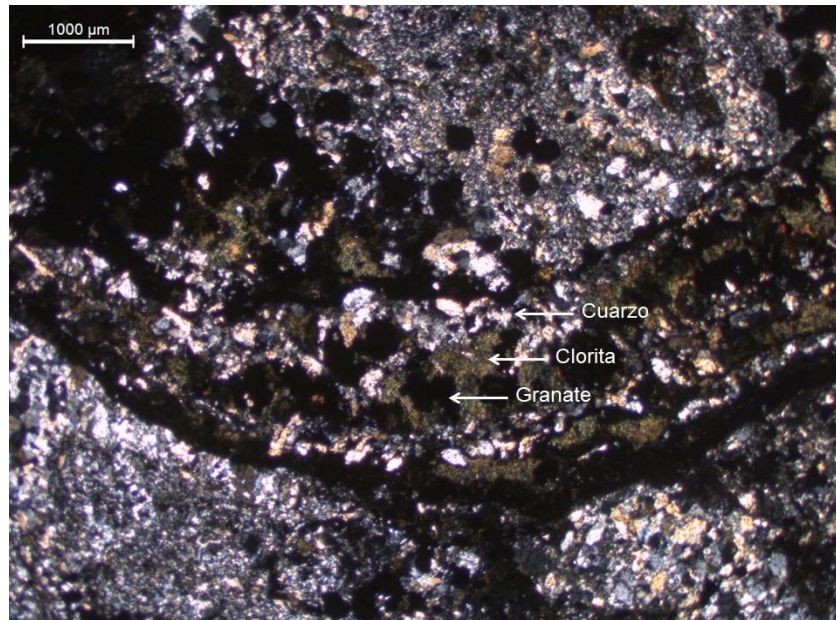


Figura 31: Microfotografía de la muestra MAN_001 (nicoles cruzados, 16x) mostrando bandas de granate alternadas con clorita laminar de birrefringencia débil, acompañadas por cuarzo con texturas microcristalina, en mosaico y crustiforme–coloforme.

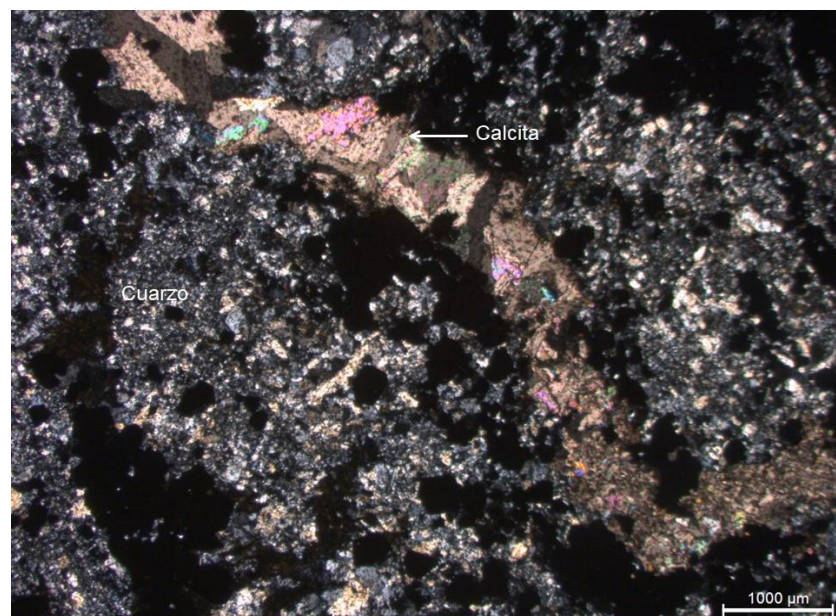


Figura 32: Microfotografía de la muestra MAN_001 (nicoles cruzados, 16x) mostrando cuarzo con texturas microcristalina y en mosaico en cristales anhedrales equigranulares, junto a una vetilla tardía de calcita que corta la matriz silicatada.

5.1.4 Asociaciones minerales en Maqui norte

El análisis petrográfico y macroscópico de las muestras correspondientes a la veta Maqui Norte permitió reconocer al menos cuatro asociaciones mineralógicas principales, definidas en función de las relaciones texturales y espaciales observadas entre los minerales de ganga y mena.

El primer evento se caracteriza por el desarrollo de la matriz de brechas hidrotermales, dominada por cuarzo microcristalino en cristales anhedrales con tamaños inferiores a 20 μm , junto con cuarzo de textura mosaico compuesto por cristales equigranulares de entre 30 y 60 μm (Figura 33). Asociada a esta matriz se reconoce una ganga silicatada compuesta por epidota prismática de alta birrefringencia, con tamaños entre 60 y 110 μm , clorita de hábito laminar y tonalidad verde oliva, con tamaños entre 50 y 90 μm , actinolita acicular con cristales de hasta 150 μm , biotita de hábito laminar con tamaños de hasta 100 μm y anfíboles prismáticos con cristales comprendidos entre 90 y 120 μm (Figuras 33 y 34). En este mismo evento se observa la presencia de granate de hábito anhedral a subhedral, de carácter masivo, con tamaños que varían entre 150 y 300 μm (Figura 23). Asociada a la ganga silicatada descrita se reconoce la principal mineralización de mena, compuesta por esfalerita subhedral con tamaños entre 60 y 130 μm , galena isotrópica de entre 50 y 90 μm , pirita con morfología cúbica y tamaños de hasta 160 μm , y magnetita subordinada con tamaños entre 30 y 70 μm (Figura 25). Estas asociaciones se encuentran íntimamente relacionadas con el desarrollo de texturas de cuarzo de tipo comb, crustiforme y, en menor medida, sacaroidal, las cuales se disponen en espacios abiertos, vetillas y bordes de clastos dentro de la matriz brechada (Figura 33). A escala microscópica, no se observan relaciones de corte entre la ganga silicatada y la mena asociada.

El segundo evento se caracteriza por la presencia de calcita xenomorfa de grano fino a medio, con tamaños comprendidos entre 60 y 200 μm , la cual rellena poros residuales dentro de la matriz silicatada previamente formada y constituye vetillas que cortan las asociaciones anteriores. Asociada a la calcita se reconocen agregados micáceos de sericita de grano fino, con tamaños inferiores a 40 μm , distribuidos de manera irregular dentro de la matriz carbonática.

En algunas muestras se observa la presencia de granate formando vetillas asociadas a la calcita, sin evidenciarse relaciones claras de reemplazo entre ambos minerales a escala microscópica (Figura 35).

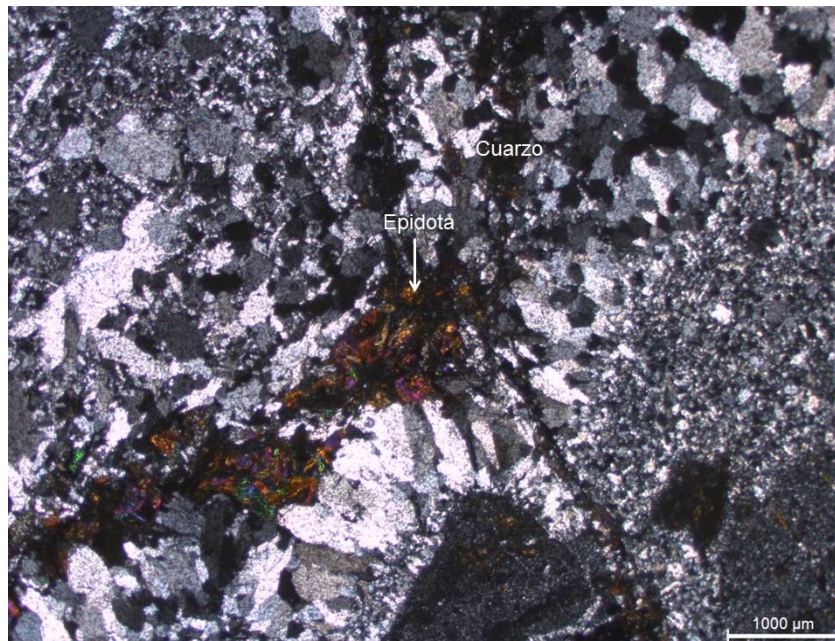


Figura 33: Microfotografía de la muestra MAQ_005 (nicoles cruzados, 16x) mostrando cuarzo con texturas microcristalina, sacaroidal y en mosaico, junto a una vetilla centroderecha rellena por epidota.

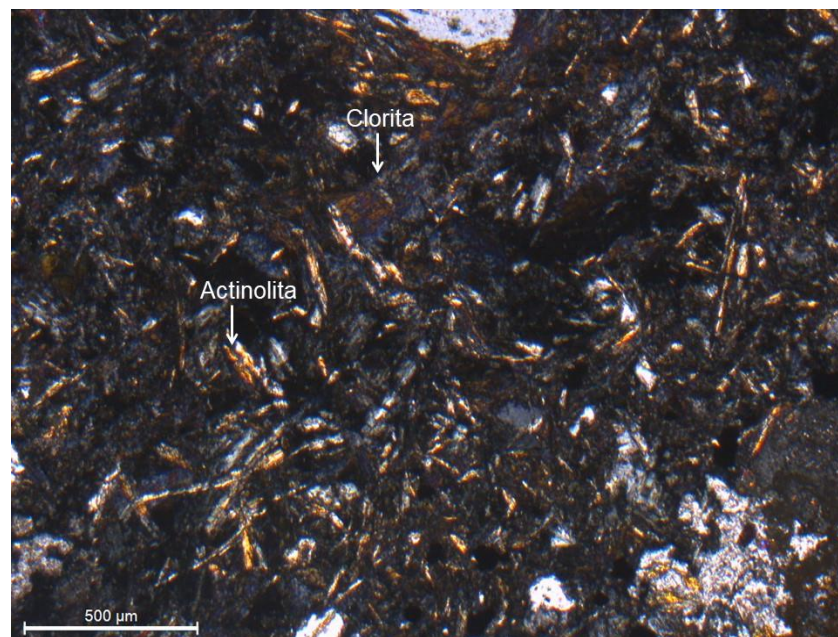


Figura 34: Microfotografía de la muestra MAQ_005 (nicoles cruzados, 16x) mostrando actinolita acicular de extinción recta y birrefringencia moderada intercrecida con agregados laminares de clorita de bajo relieve gris-verdoso.

El tercer evento se caracteriza por el desarrollo de una asociación silicatada acompañada por mineralización metálica. La mena está compuesta por esfalerita subhedral con tamaños comprendidos entre 60 y 130 μm , galena con tamaños entre 50 y 90 μm , pirita con cristales que alcanzan hasta 160 μm , calcopirita (Figura 37) y magnetita subordinada con tamaños entre 30 y 70 μm .

Estos minerales se encuentran asociados a texturas de sílice abierta, donde domina el cuarzo con texturas comb, crustiforme y, en menor medida, sacaroidal. Dichas texturas se desarrollan en vetillas, bordes de clastos y espacios abiertos dentro de la matriz vetiforme, mostrando una disposición íntima entre la ganga silicatada y la mena metálica.

Asimismo, en este evento se observa una nueva generación de granate (Figura 36), de hábito anhedral a subhedral, que se presenta espacialmente asociada a la mineralización y a la ganga silicatada, sin evidenciarse relaciones claras de corte o reemplazo entre estos minerales a escala microscópica.

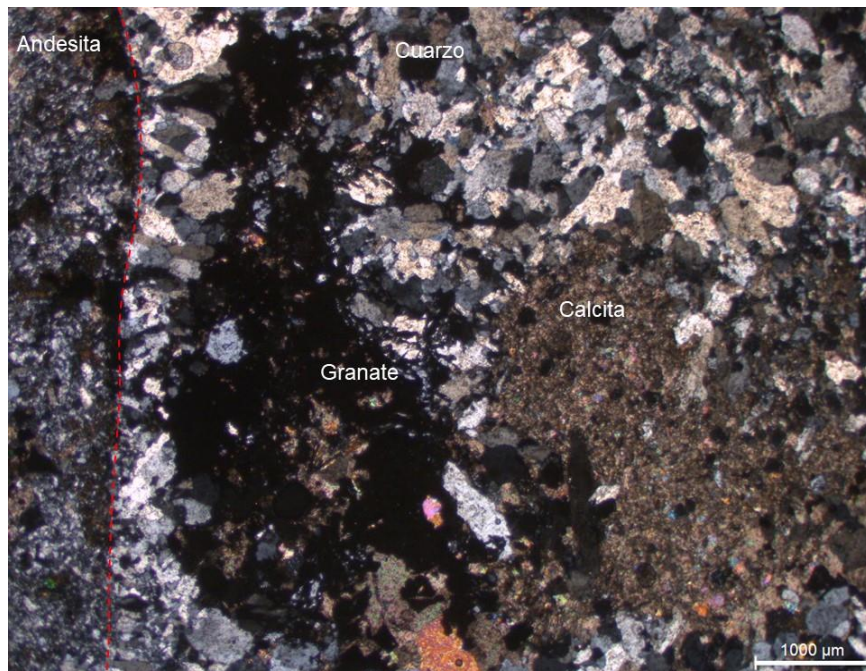


Figura 35: Microfotografía de la muestra MAQ_013 (nicoles cruzados, 16x) mostrando granate asociado a calcita xenomorfa de bajo relieve y cuarzo con texturas en mosaico y microcristalina, además de un desarrollo incipiente de textura comb alrededor del granate.

El cuarto evento se caracteriza por la presencia de vetillas delgadas de calcita tardía, las cuales se presentan con hábito xenomorfo y cortan las asociaciones minerales previamente desarrolladas. Asociada a esta calcita se reconoce escasa clorita secundaria de hábito laminar y tonalidad verde oscura, con tamaños comprendidos entre 40 y 80 μm , así como la presencia de esmectita de textura masiva.

En este evento se observa limonita desarrollada como reemplazo parcial de sulfuros preexistentes. No se identifica incorporación de nueva mineralización metálica asociada a esta asociación tardía.

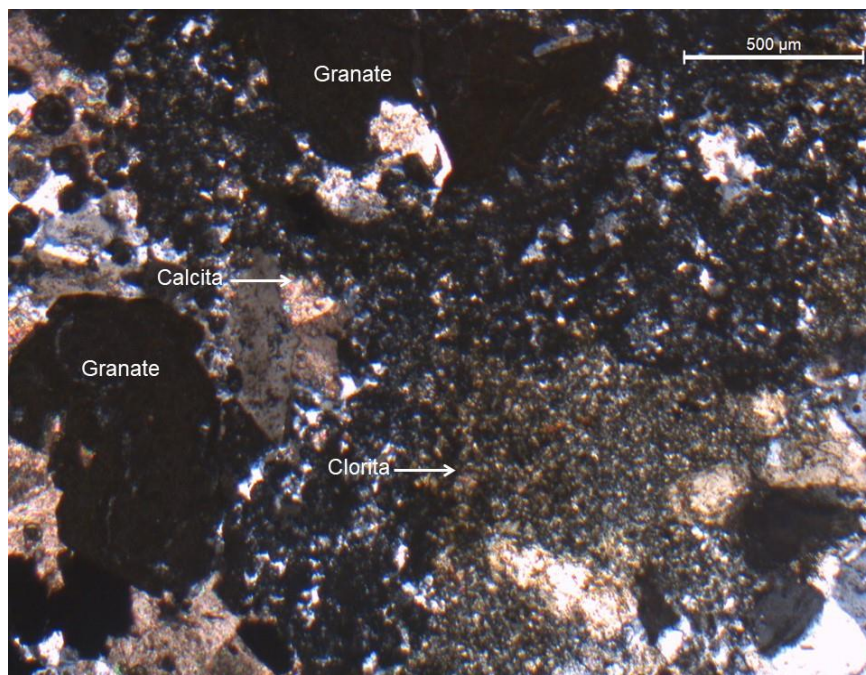


Figura 36: Microfotografía de la muestra MAQ_016 (nicoles cruzados, 50x) mostrando un granate anhedral de grano grueso (>300 μm) asociado a clorita laminar verde oscura y calcita xenomorfa, inmerso en una matriz de cuarzo microcristalino.

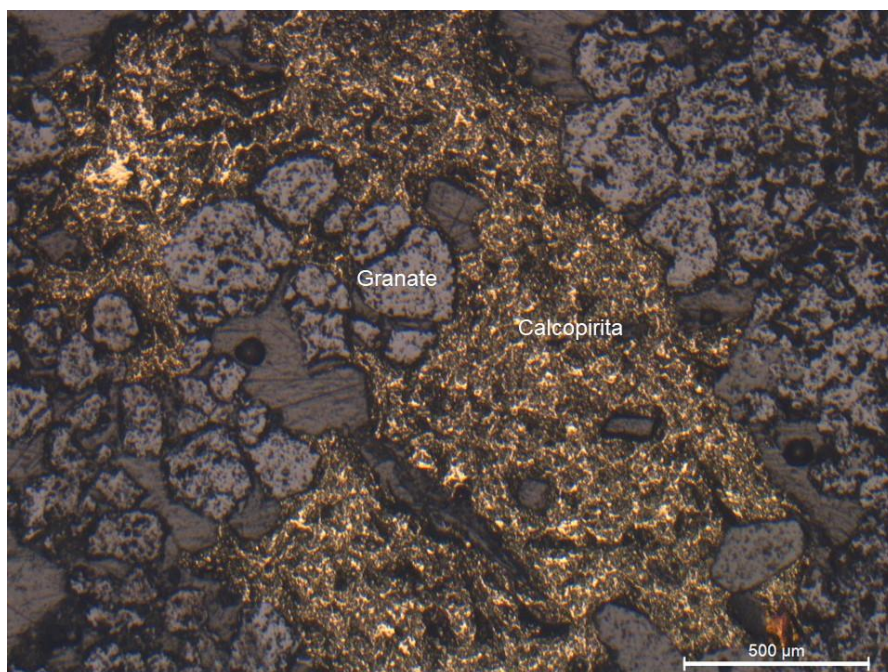


Figura 37: Microfotografía de la muestra MAQ_017 (nicoses cruzados, 50x) mostrando agregados compactos de granate intersticialmente rellenos por calcopirita dorada, con contactos irregulares y embebimiento parcial que evidencia una relación de crecimiento.

5.2 Fluorescencia de rayos X (XRF)

Los resultados geoquímicos obtenidos mediante fluorescencia de rayos X (XRF) en muestras representativas de las vetas Maqui Norte y Manda Norte permiten caracterizar la distribución de elementos metálicos y mayoritarios a lo largo del rango de cotas analizado. En este apartado se presentan los valores y tendencias observadas para los principales elementos de interés, sin incorporar consideraciones metodológicas ni interpretaciones genéticas, las cuales son abordadas en capítulos posteriores (Anexo Tabla 10).

5.2.1 Análisis geoquímico por fluorescencia de rayos X (XRF) – Veta Maqui Norte

Se analizaron 26 muestras pulverizadas de la veta Maqui Norte mediante espectroscopía de fluorescencia de rayos X (XRF), empleando un equipo portátil Bruker S1 TITAN calibrado para matrices silicatadas. Esta técnica permitió obtener composiciones elementales en porcentaje en peso para elementos mayoritarios, menores y trazas,

contribuyendo a complementar y contrastar los resultados petrográficos obtenidos previamente. Las muestras corresponden a testigos representativos de brechas hidrotermales con distintos grados de mineralización, alteración y ubicación estratigráfica (Figura 38).

Los contenidos de SiO_2 presentan valores comprendidos entre 20.7 % y 91.1 %, evidenciando una alta variabilidad composicional entre las muestras analizadas, con concentraciones elevadas en algunos intervalos y valores significativamente menores en otros.

El óxido de hierro total (Fe_2O_3) alcanzó hasta 33.7 %, con una media elevada de 13.9 %, lo cual se corresponde directamente con la abundancia de magnetita, esfalerita rica en hierro y pirita observadas ópticamente.

Los contenidos de Al_2O_3 en las muestras analizadas presentan valores comprendidos entre 0.13 % y 4.02 %, manteniéndose en general en rangos bajos a moderados dentro del conjunto de datos. En las muestras donde se reconocen fases ricas en hierro, como magnetita y granate, los contenidos de Al_2O_3 tienden a ubicarse en los valores inferiores de este rango.

El contenido de CaO muestra valores entre 2.5 % y 11.9 % (asociados a la presencia de epidota, actinolita, granate y calcita), con una distribución variable entre las muestras analizadas. En algunas muestras con presencia de minerales cálcicos observados petrográficamente, los valores de CaO se mantienen elevados. En muestras donde se reconoce rodonita, el CaO presenta valores elevados acompañados por incrementos en MnO , el cual alcanza contenidos máximos de hasta 5.4 %.

Los valores de azufre (S) alcanzan hasta 6.1 %, registrándose concentraciones elevadas en muestras donde se observan sulfuros metálicos como galena, esfalerita y pirita. El plomo (Pb) y el zinc (Zn) presentan valores máximos de hasta 3.2 % y 2.3 %, respectivamente, con concentraciones variables entre las muestras analizadas. El cobre (Cu) muestra valores de hasta 0.67 %, registrándose principalmente en muestras donde se reconoce calcopirita.

El contenido de TiO_2 alcanza valores máximos de 0.11 %, mientras que el K_2O registra valores de hasta 1.5 %. El P_2O_5 presenta valores de hasta 0.40 % dentro del conjunto de muestras analizadas. El MgO se mantiene en niveles bajos, con valores inferiores a 1.3 % en la totalidad de las muestras.

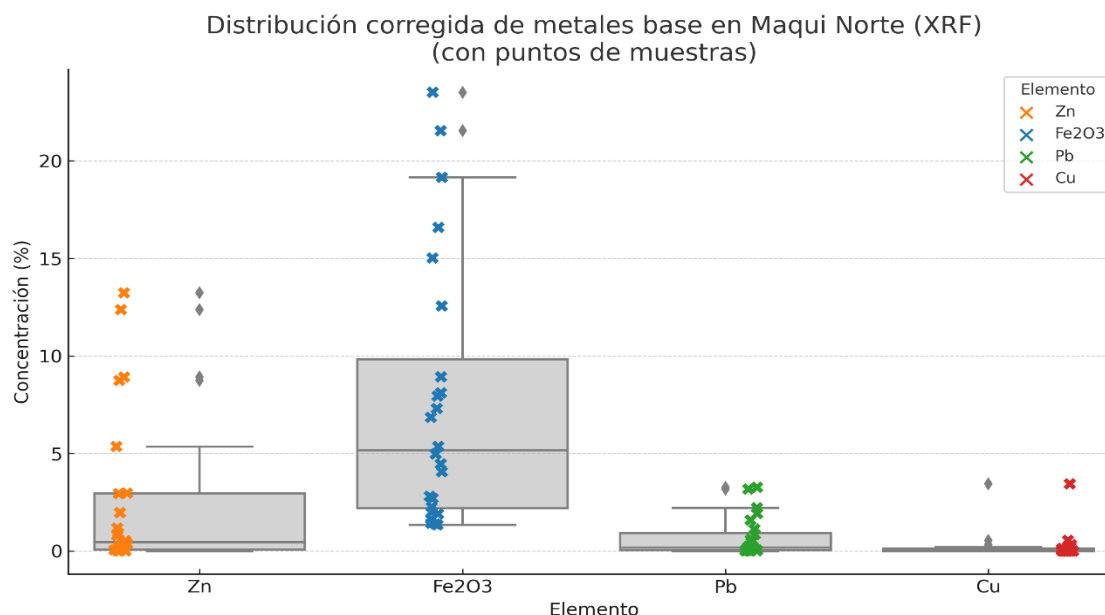


Figura 38: Boxplot que resume la variabilidad geoquímica de Zn, Fe_2O_3 , Pb y Cu en las 26 muestras analizadas de la veta Maqui Norte, mostrando diferencias en los rangos de concentración, dispersión y presencia de valores atípicos entre los distintos elementos.

El Cd registra valores de hasta 0.005 %. Los elementos Cr, Co, V, Ba, Sr, Rb, Y, Zr, Ce y W se presentan en proporciones variables entre las muestras, con concentraciones detectables de manera sistemática en el conjunto de datos. En algunas muestras se registran concentraciones relativamente más altas de determinados elementos traza, particularmente en aquellas donde se reconocen asociaciones mineralógicas específicas observadas petrográficamente. La distribución de estos elementos muestra una variabilidad significativa entre los distintos intervalos analizados, sin una tendencia uniforme a lo largo del rango de cotas considerado. Los datos geoquímicos obtenidos mediante XRF constituyen un complemento cuantitativo a las observaciones petrográficas de las muestras analizadas.

5.2.2 Análisis geoquímico por fluorescencia de rayos X (XRF) – Veta Manda Norte

Los resultados geoquímicos obtenidos por fluorescencia de rayos X (XRF) en muestras representativas de la veta Manda Norte muestran una variabilidad amplia en las concentraciones de los principales elementos mayoritarios y metálicos analizados (Anexo 10).

Los contenidos de SiO_2 presentan valores que oscilan entre 21.2 % y 97.5 %, evidenciando una alta heterogeneidad composicional entre las muestras. Se registran intervalos con concentraciones elevadas de sílice, así como otros con valores significativamente menores, reflejando contrastes marcados dentro del conjunto analizado (Figura 39).

El contenido de óxido de hierro total (Fe_2O_3) alcanza valores máximos de hasta 26.8 %, mostrando una distribución variable entre las muestras. En determinados intervalos se registran concentraciones elevadas de Fe_2O_3 , mientras que en otros los valores son considerablemente menores. El contenido de CaO presenta valores de hasta 23.65 %, con una variabilidad significativa a lo largo del conjunto de muestras analizadas. El Al_2O_3 registra valores comprendidos entre 0.48 % y 3.35 %.

El contenido de MnO alcanza valores de hasta 2.3 %, registrándose concentraciones variables entre las distintas muestras. La distribución de MnO muestra incrementos locales en determinados intervalos, en contraste con valores más bajos en el resto del conjunto analizado.

Los contenidos de MgO se mantienen generalmente bajos en el conjunto de muestras analizadas, con valores inferiores a 1.5 %. El contenido de azufre (S) alcanza valores de hasta 5.2 %, mientras que el plomo (Pb) y el zinc (Zn) registran concentraciones máximas de hasta 17.3 %. Estos elementos presentan una distribución variable entre las muestras analizadas. El cobre (Cu) alcanza valores de hasta 2.12 %, con concentraciones que varían entre los distintos intervalos muestreados.

El contenido de Al_2O_3 y K_2O presenta valores de hasta 0.92 %, registrándose en proporciones variables dentro del conjunto de muestras. El P_2O_5 alcanza valores máximos de hasta 0.39 %, mientras que el TiO_2 presenta concentraciones de hasta 0.065 %. La distribución de estos elementos es heterogénea y no uniforme a lo largo del rango de cotas analizado.

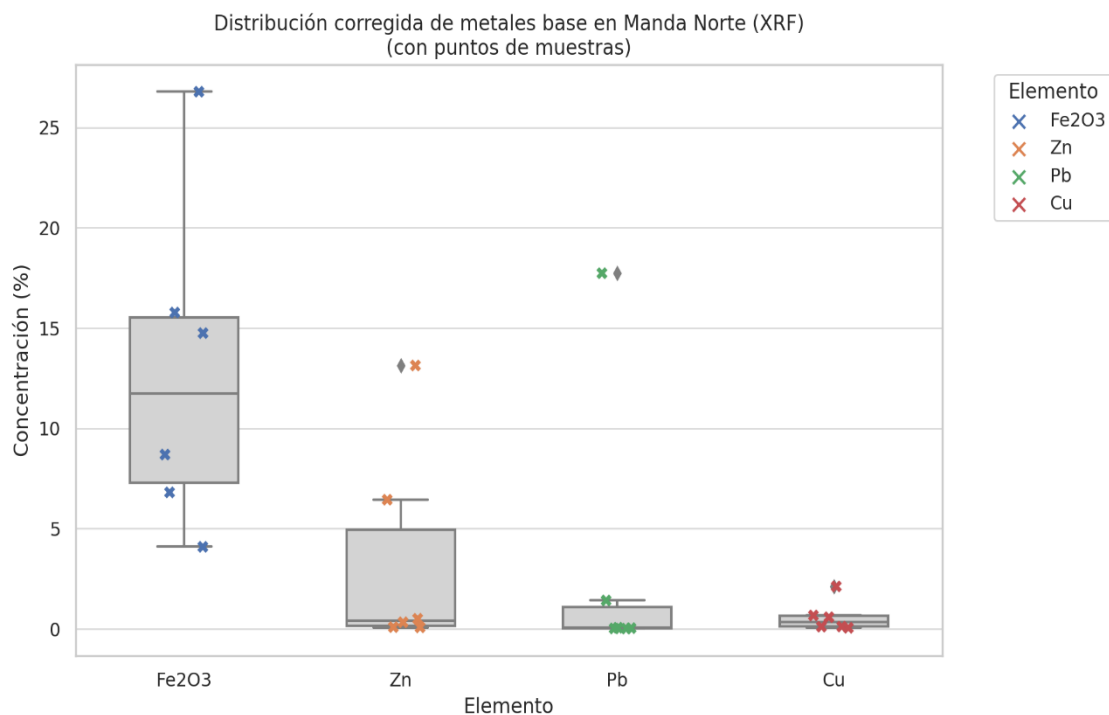


Figura 39: Boxplot que muestra la distribución de Fe_2O_3 , Zn, Pb y Cu en las muestras analizadas de la veta Manda Norte, donde Fe_2O_3 y Zn presentan una mayor dispersión y presencia de valores atípicos, en contraste con Pb y Cu, que exhiben concentraciones más bajas y distribuciones más acotadas.

Respecto a los elementos traza, se identificaron concentraciones sistemáticas de Co, As, Cd, Rb, Sr, V, Cr, Ce y Zr, generalmente en el rango de 0.01 a 0.18 %, con una distribución variable entre las muestras analizadas. Estos elementos se registran de manera heterogénea a lo largo del conjunto de datos, sin una tendencia uniforme en el rango de cotas considerado.

5.2.3 Análisis comparativo geoquímico XRF – Vetas Maqui Norte y Manda Norte

El análisis comparativo de los resultados geoquímicos obtenidos mediante fluorescencia de rayos X (XRF) para las vetas Maqui Norte y Manda Norte permitió identificar similitudes y diferencias en la distribución y en los rangos de concentración de los elementos analizados. Ambas vetas presentan variaciones composicionales entre muestras, reflejadas en la dispersión de los valores obtenidos para elementos mayoritarios, metales base y elementos traza.

En términos de contenido de sílice (SiO_2), ambas vetas exhiben muestras altamente silicificadas, con valores superiores al 90 % en algunos casos. En la veta Maqui Norte se observa una mayor proporción de muestras con contenidos de sílice superiores al 80 %, mientras que en la veta Manda Norte los valores de SiO_2 presentan una mayor dispersión. Estas diferencias se expresan en la variabilidad de los contenidos de sílice entre muestras, evidenciando contrastes en la distribución composicional del SiO_2 entre ambas vetas.

El contenido total de Fe_2O_3 se mantiene elevado en ambas vetas, aunque con diferencias en su distribución. La veta Maqui Norte presenta una mayor dispersión de los valores y máximos más altos, alcanzando hasta 33,7 %, mientras que la veta Manda Norte muestra contenidos de Fe_2O_3 más moderados y homogéneos. Estas diferencias se manifiestan en la variabilidad de los valores de hierro entre muestras de ambas vetas.

El contenido de Al_2O_3 fue significativo en ambas vetas, alcanzando valores máximos de 13,52 % en la veta Maqui Norte (muestra MAQ_008) y hasta 9,82 % en la veta Manda Norte (muestra MAN_006). En ambos casos, estos valores se presentan junto a contenidos moderados de Fe_2O_3 . En la veta Maqui Norte, los mayores contenidos de Al_2O_3 coinciden con sectores que también presentan valores elevados de Ca, mientras que en la veta Manda Norte la distribución de Al_2O_3 es amplia, con una dispersión marcada entre las muestras analizadas.

En cuanto a los contenidos de CaO, ambos sectores presentan abundancias moderadas a altas. En la veta Maqui Norte, los valores de CaO oscilan entre 2,5 % y 11,9 %, mientras que en la veta Manda Norte alcanzan hasta un 4,3 %. Estas diferencias se reflejan en una mayor amplitud y dispersión de los valores de CaO en Maqui Norte, en contraste con una distribución más acotada en Manda Norte (Figura 40).

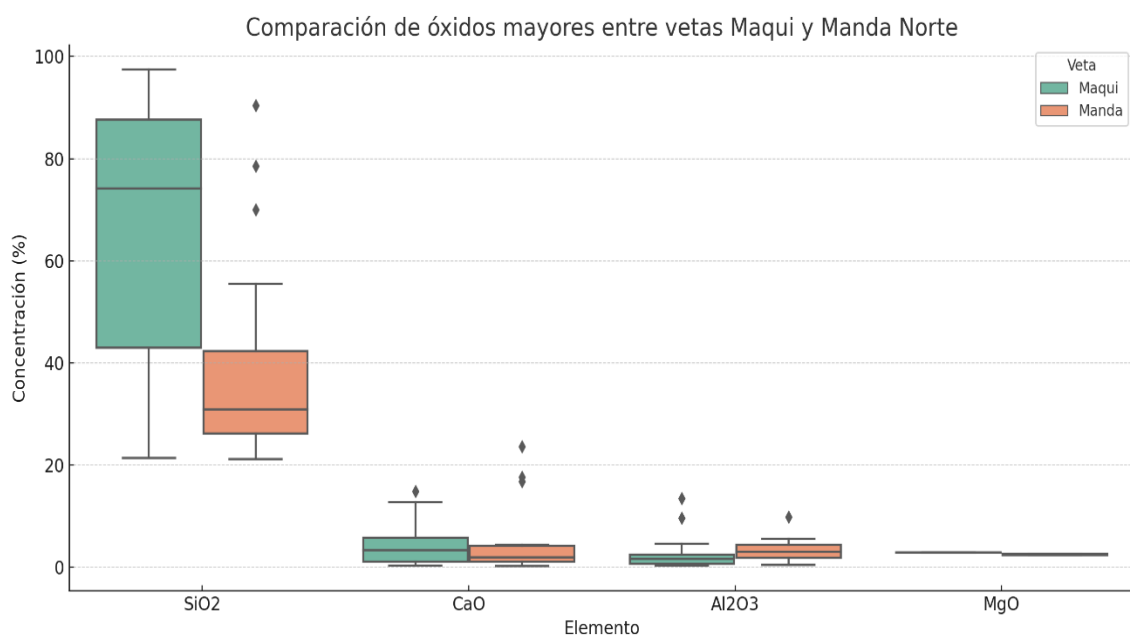


Figura 40: Boxplot comparativo de SiO₂, CaO, Al₂O₃ y MgO en las vetas Maqui Norte y Manda Norte, mostrando las diferencias en los rangos, dispersión y valores centrales de concentración (%) para cada óxido entre ambas vetas.

Los contenidos de S, Pb, Zn y Cu muestran una distribución heterogénea en ambas vetas. En la veta Maqui Norte se registra una mayor proporción de muestras con valores elevados de Pb, Zn y Cu, alcanzando contenidos máximos de hasta 3,2 % Pb, 13,3 % Zn y 0,63 % Cu. En la veta Manda Norte, en cambio, se observan concentraciones puntuales más altas en muestras específicas, como valores de Zn de hasta 33,3 %. Estas diferencias se expresan en contrastes en la continuidad, dispersión y amplitud de los valores de metales base entre ambas vetas (Figura 41).

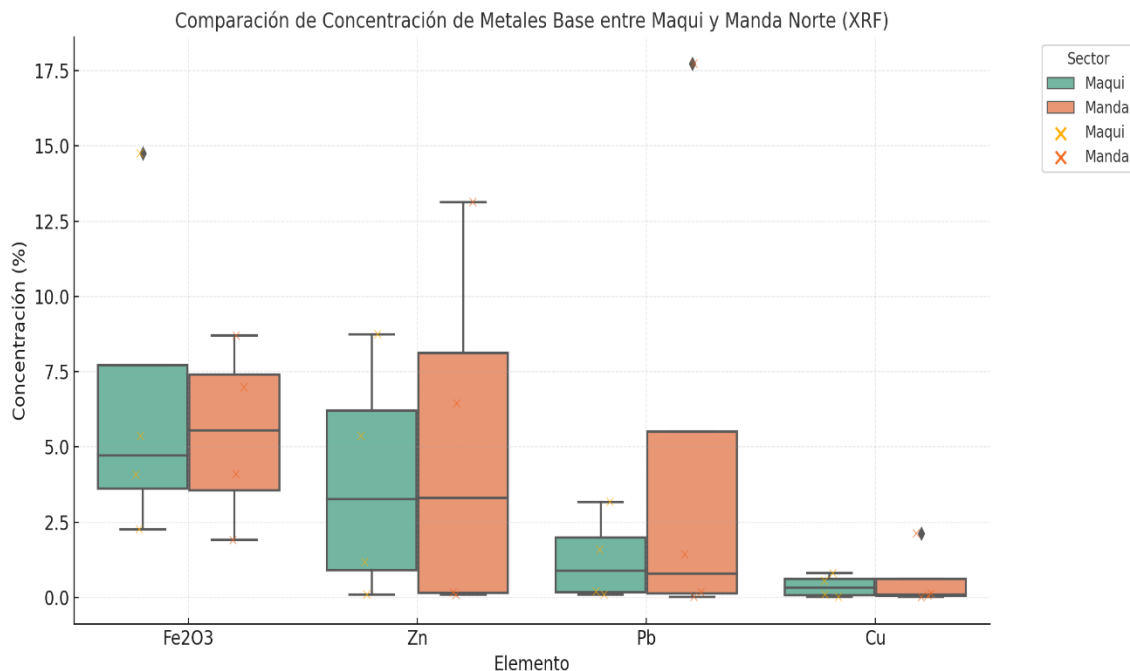


Figura 41: Comparación de Fe₂O₃, Zn, Pb y Cu entre muestras de las vetas Maqui Norte y Manda Norte obtenidas por XRF, mostrando diferencias en los rangos de concentración (%), dispersión y valores máximos de los metales analizados entre ambas vetas.

El contenido de MnO fue elevado en ambas vetas, alcanzando valores superiores al 1 % en varias muestras. En la veta Manda Norte destacan la muestra MAN_003, con un contenido de 2,37 %, y la muestra MAN_019, con 1,08 %, mientras que en la veta Maqui Norte también se identificaron muestras con contenidos de MnO superiores al 1 %. Estos valores evidencian una distribución variable de MnO entre muestras de ambas vetas.

Los elementos traza Cd, V, Zr y Ce se encuentran presentes en muestras de ambas vetas, con concentraciones variables entre Maqui Norte y Manda Norte. Estos elementos muestran una distribución heterogénea, registrándose valores detectables en muestras que también presentan contenidos variables de metales base y óxidos de hierro. La presencia de estos elementos traza no es uniforme entre las muestras analizadas, evidenciando diferencias en su dispersión y concentración relativa entre ambos sectores.

Los elementos accesorios TiO₂, P₂O₅, K₂O, Rb y Sr se encuentran presentes en muestras de ambas vetas, con concentraciones variables entre Maqui Norte y Manda Norte. En la veta Maqui Norte se registran contenidos relativamente más altos de TiO₂ y Sr, mientras que en la veta Manda Norte se observan valores más elevados de K₂O, Rb y P₂O₅ en

determinadas muestras. Estos elementos presentan una distribución heterogénea, con variaciones en sus rangos y dispersión entre ambos sectores (Figura 42).

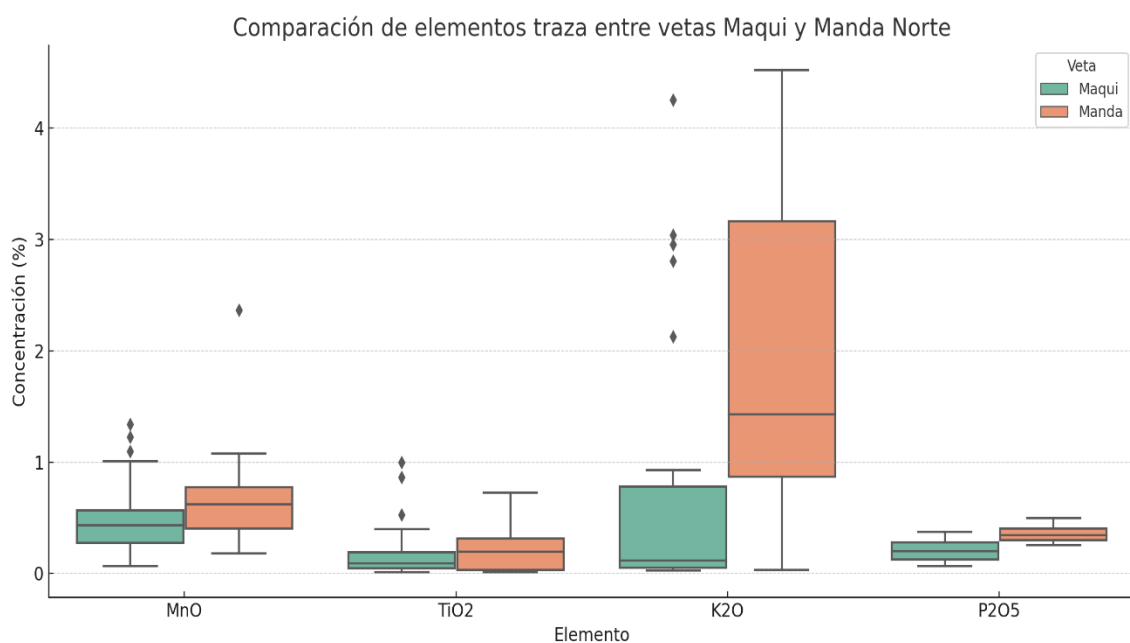


Figura 42: Distribución comparativa de MnO, TiO₂, K₂O y P₂O₅ en las vetas Maqui Norte y Manda Norte obtenida por XRF, mostrando diferencias en los rangos, dispersión y valores centrales de concentración (%) entre ambos sectores.

Los resultados geoquímicos obtenidos mediante fluorescencia de rayos X muestran diferencias en la distribución, rangos de concentración y dispersión de los principales óxidos, metales base y elementos traza entre las vetas Maqui Norte y Manda Norte. Estas variaciones se expresan en contrastes composicionales entre ambos sectores, los cuales son integrados y discutidos en conjunto con la información mineralógica y estructural en el Capítulo 6.

5.3 Comportamiento espacial y tendencia de leyes de metales de interés

En este apartado se presentan los resultados del análisis de la distribución espacial y la variación relativa de las leyes de metales de interés en las vetas Maqui Norte y Manda Norte. Se consideran las concentraciones de Au (ppm), Ag (ppm), Zn (%), Pb (%) y Cu (%), obtenidas a partir de 25 muestras seleccionadas para el presente estudio.

Con el fin de resguardar la confidencialidad de la información operativa, las leyes de los elementos analizados no se expresan en valores absolutos, sino que se presentan clasificadas en rangos relativos de alta, moderada y baja ley, de acuerdo con lo establecido en el Artículo 21, numeral 2, de la Ley N° 20.285 sobre Acceso a la Información Pública (Gobierno de Chile, 2008). Para la clasificación de las leyes relativas se utilizaron como referencia los valores de corte definidos para el estudio: 1,60 g/t para Au, 12 g/t para Ag y 1 % para Zn. En el caso de Cu y Pb, al no formar parte del circuito principal de producción, los rangos se definieron a partir de la distribución estadística de los datos disponibles.

Los resultados se presentan mediante gráficos y descripciones comparativas que permiten visualizar las tendencias espaciales observadas en ambas vetas, las cuales son abordadas de manera descriptiva en los apartados siguientes (Figura 43).

Rangos	Au_ppm	Ag_ppm	Zn_per	Pb_per	Cu_per
Alta ley	>4.5 ppm	>22 ppm	>2.8 %	>1%	>1.1%
Moderada ley	2 - 4.5 ppm	12 - 22 ppm	1 - 2.8 %	0.0380 - 1%	0.698 - 1.1%
Baja ley o marginal	<2 ppm	<12ppm	<1%	<0.0380%	<0.698%

Figura 43: Clasificación cualitativa de leyes para oro (Au), plata (Ag), zinc (Zn), plomo (Pb) y cobre (Cu) en función de sus concentraciones en partes por millón (ppm) y porcentaje en peso (%).

5.3.1 Análisis Maqui y Manda Norte

Los valores de oro (Au) obtenidos mediante fluorescencia de rayos X varían entre 0,18 ppm y 8,64 ppm. Estas concentraciones se distribuyen dentro de un rango altitudinal aproximado entre 730 y 940 msnm. Las muestras con valores superiores a 3 ppm de Au se registran principalmente en el intervalo altitudinal comprendido entre 830 y 940 msnm, mientras que los valores más bajos se distribuyen de manera dispersa a lo largo del resto del perfil vertical.

El análisis de regresión entre la altura real y el contenido de Au presenta un coeficiente de determinación $R^2 = 0,085$. El gráfico de dispersión muestra que los valores más altos de Au se registran en cotas elevadas del sistema, sin una relación lineal definida a lo largo del perfil analizado (Figura 44).

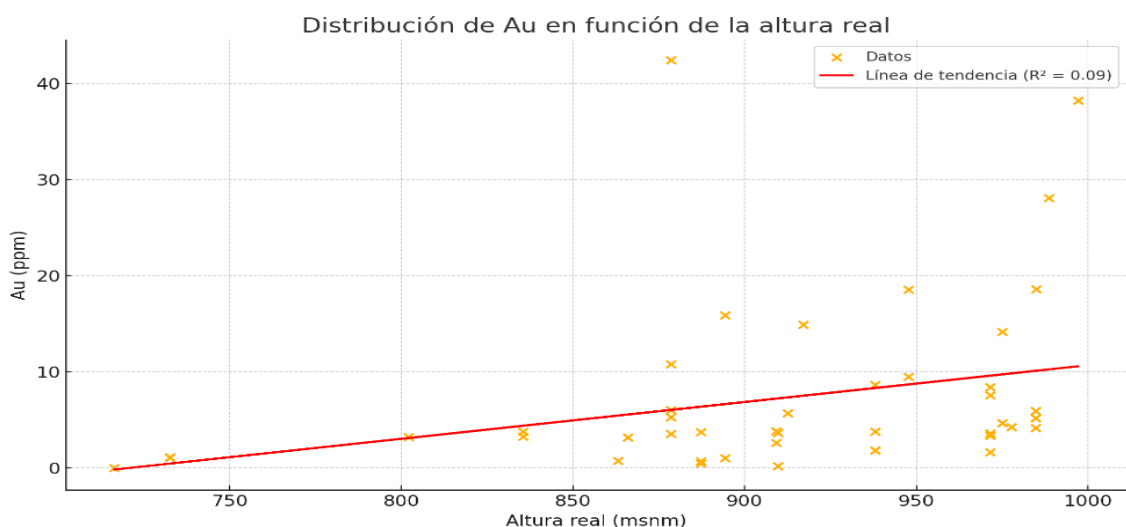


Figura 44: Distribución del contenido de Au (ppm) en función de la altura real (msnm) para las vetas Maqui Norte y Manda Norte. El gráfico muestra la dispersión de los datos y la relación entre ambas variables a lo largo del perfil altitudinal analizado ($R^2 = 0,09$)

Relación entre Au y Zn:

El contenido de zinc (Zn) en las muestras varía entre 0,45 % y 7,59 %. Al comparar estos valores con los contenidos de oro (Au), se obtiene un coeficiente de determinación $R^2 = 0,03$. Las muestras con mayores concentraciones de Zn se distribuyen a distintas alturas dentro del perfil analizado, sin presentar una correspondencia directa con aquellas que registran los valores más altos de Au (Figura 45).

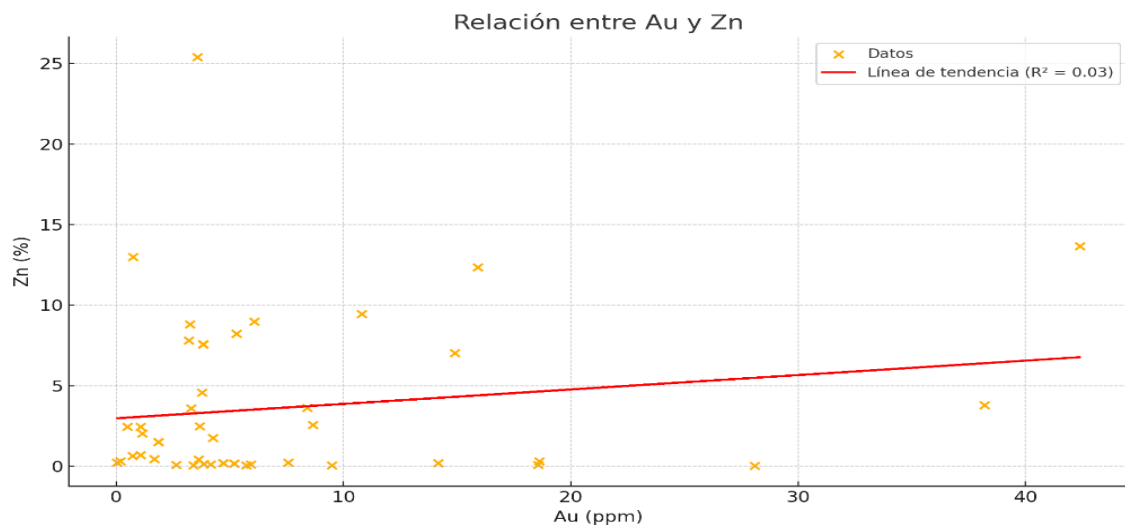


Figura 45: Relación entre los contenidos de Au (ppm) y Zn (%) en las vetas Maqui Norte y Manda Norte. El gráfico muestra la dispersión de los datos y la relación entre ambas variables, junto con la línea de tendencia calculada ($R^2 = 0,03$).

Relación entre Au y Ag:

La concentración de plata (Ag) en las muestras se encuentra en un rango entre 4 y 27 ppm, con valores distribuidos a lo largo de distintos niveles altitudinales. El análisis estadístico entre Au y Ag presenta un coeficiente de determinación $R^2 = 0,177$. En el gráfico se registran muestras con valores elevados de Au que coinciden con contenidos relativamente altos de Ag, particularmente en el intervalo altitudinal comprendido entre 830 y 860 msnm (Figura 46).

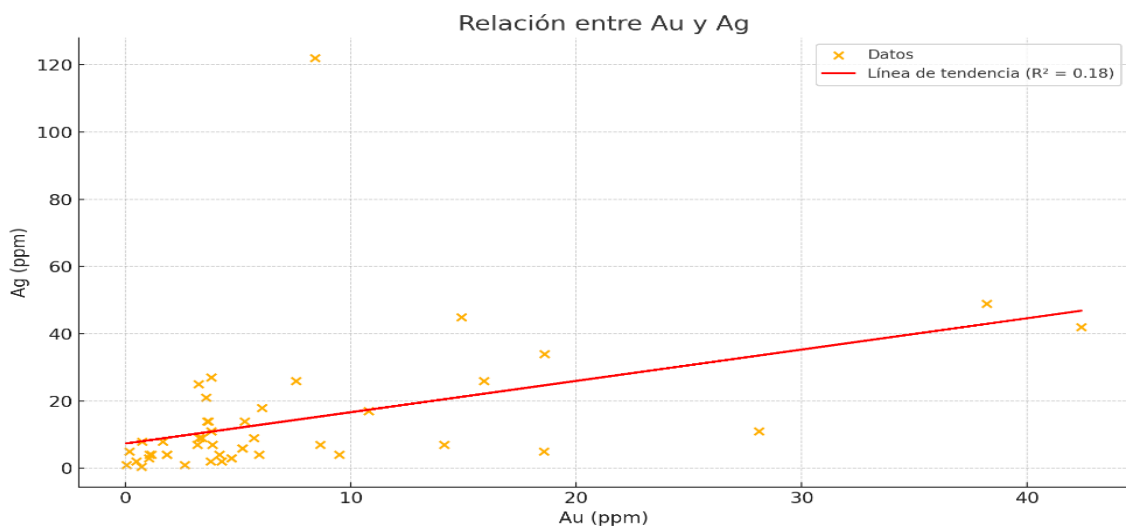


Figura 46: Diagrama de dispersión de los contenidos de Au (ppm) y Ag (ppm) en las vetas Maqui Norte y Manda Norte. El gráfico muestra la distribución de los datos y la relación entre ambas variables, junto con la línea de tendencia calculada ($R^2 = 0,18$).

Relación entre Au y Cu:

El contenido de cobre (Cu) en las muestras varía entre 0,02 % y 0,29 %, presentando una distribución dispersa a lo largo del perfil analizado. El análisis entre los contenidos de Au y Cu arroja un coeficiente de determinación $R^2 = 0,048$. Los valores de Cu se distribuyen a distintas cotas, sin una correspondencia sistemática con los intervalos que registran los valores más altos de Au (Figura 47).

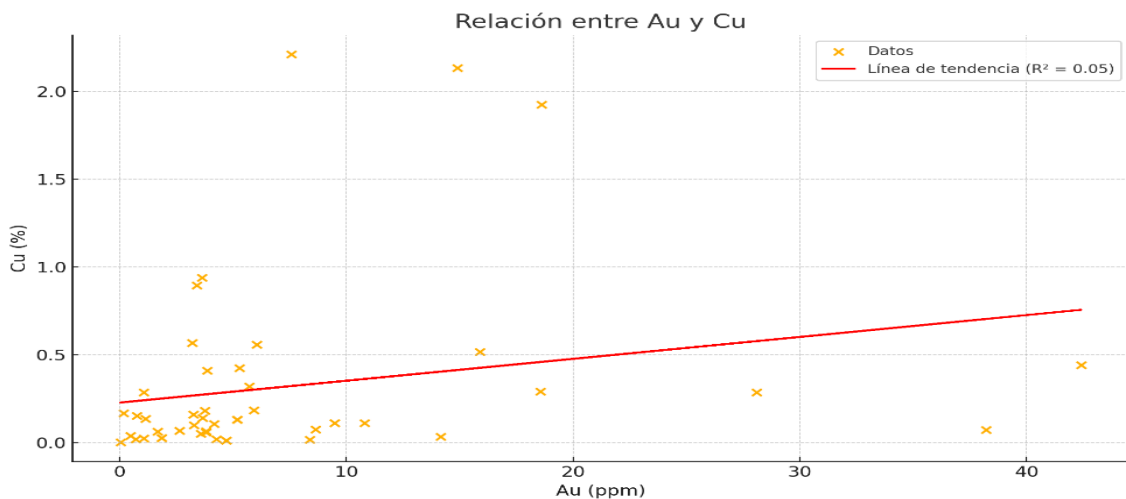


Figura 47: Relación entre los contenidos de Au (ppm) y Cu (%) en las vetas Maqui Norte y Manda Norte. El diagrama de dispersión muestra la distribución de los datos y la relación entre ambas variables, junto con la línea de tendencia calculada ($R^2 = 0,05$).

Relación entre Au y Pb

El contenido de plomo (Pb) en las muestras alcanza valores de hasta 4,03 %. El análisis entre los contenidos de Au y Pb arroja un coeficiente de determinación $R^2 = 0,213$. Se registran muestras con contenidos de Au superiores a 3 ppm que coinciden con valores de Pb superiores al 1 %, principalmente en el intervalo altitudinal comprendido entre 830 y 870 msnm (Figura 48).

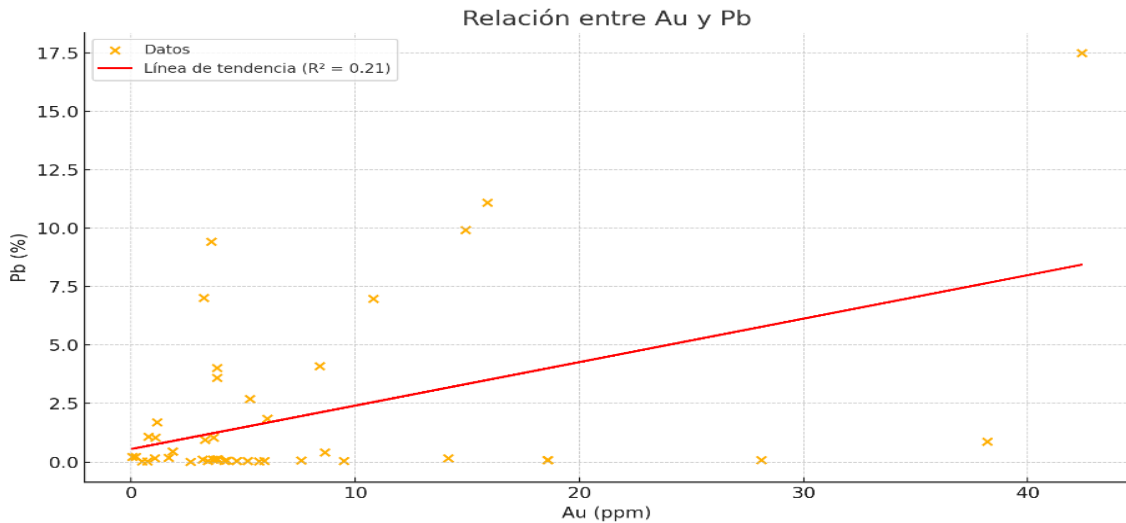


Figura 48: Relación entre los contenidos de Au (ppm) y Pb (%) en las vetas Maqui Norte y Manda Norte. El diagrama de dispersión muestra la distribución de los datos y la relación entre ambas variables, junto con la línea de tendencia calculada ($R^2 = 0,21$).

5.3.2 Análisis Maqui Norte

Distribución elemental por muestra y altura real

Se analizaron las leyes de oro (Au), plata (Ag), zinc (Zn), plomo (Pb) y cobre (Cu) en las muestras obtenidas en el sector Maqui Norte. El conjunto de datos de Maqui Norte comprende 25 muestras distribuidas en un rango altitudinal aproximado entre 716 y 997 msnm

Las leyes de oro presentan una distribución amplia, con valores que varían desde rangos bajos hasta un máximo de 8,64 ppm. Las muestras que registran los valores más altos de Au se localizan principalmente por sobre los 880 msnm, con concentraciones destacadas en el tramo de alto perfil (≥ 900 msnm). En contraste, por debajo de los 850 msnm predominan muestras con valores bajos de Au, en su mayoría inferiores a 1 ppm.

Esta distribución se observa tanto en el gráfico de barras como en el diagrama de dispersión, donde los valores más altos de Au se registran en las muestras correspondientes a mayores cotas altitudinales (Figura 49).

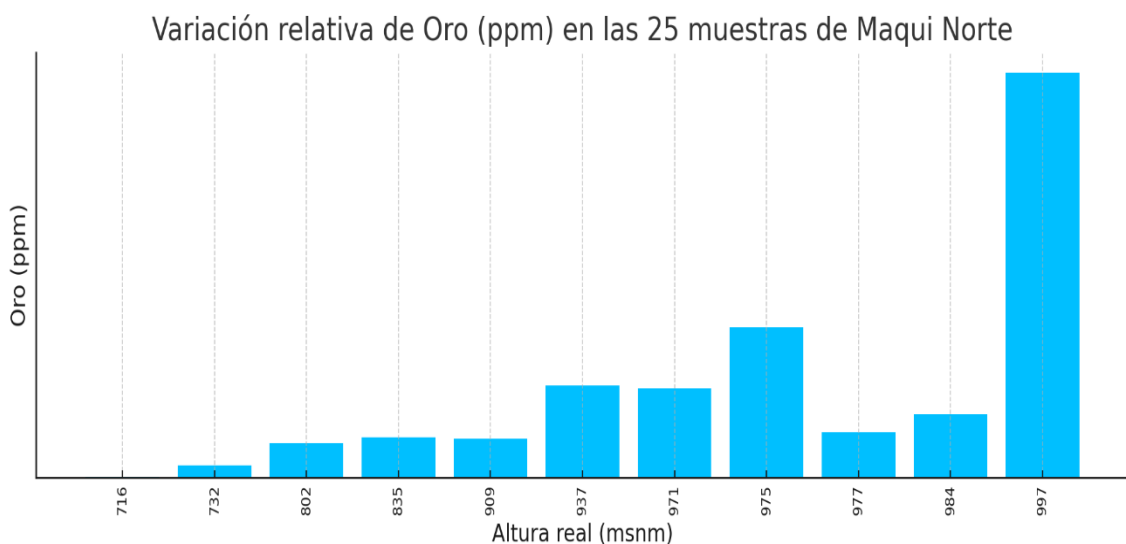


Figura 49: Variación del contenido de Au (ppm) en función de la altura real (msnm) para las 25 muestras de la veta Maqui Norte, mostrando la distribución de los valores de Au a lo largo del perfil altitudinal analizado.

El contenido de plata (Ag) en las muestras varía desde valores marginales inferiores a 2 ppm hasta un máximo de 34,7 ppm. Se registran valores elevados tanto en muestras ubicadas en el tramo alto del perfil altitudinal (≥ 900 msnm) como en cotas intermedias, particularmente entre ~ 840 y 880 msnm. La distribución de Ag presenta una dispersión amplia en relación con la altura, con muestras de mayor contenido registradas en distintos niveles del perfil. Los valores más bajos de Ag se concentran preferentemente en las cotas inferiores del sistema, por debajo de ~ 800 msnm (Figura 50).

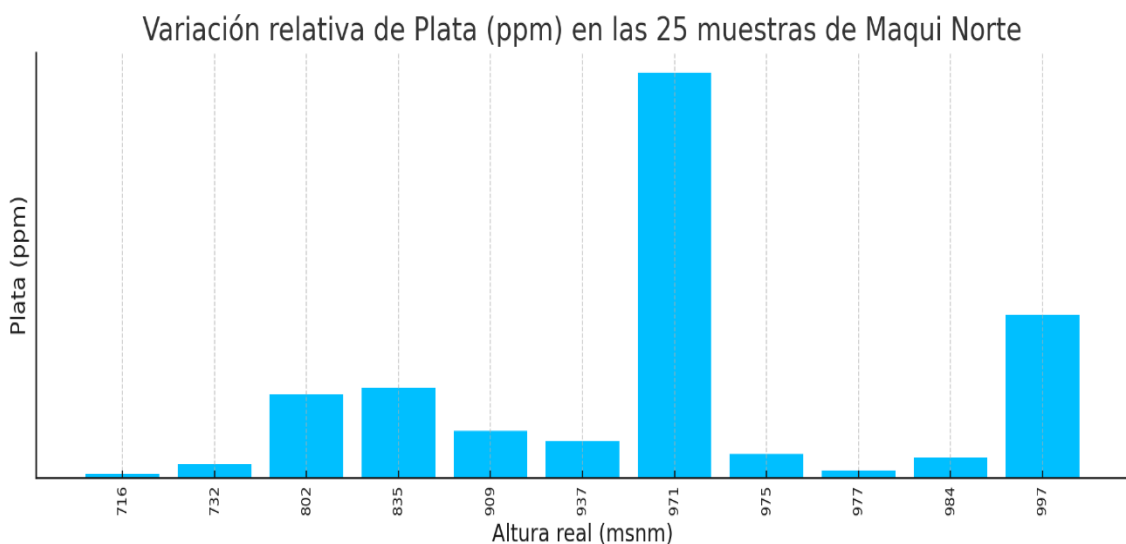


Figura 50: Variación del contenido de Ag (ppm) en función de la altura real (msnm) para las 25 muestras de la veta Maqui Norte, mostrando la distribución de los valores de Ag a lo largo del perfil altitudinal analizado.

El zinc (Zn) presenta una variación significativa a lo largo del perfil altitudinal analizado en Maqui Norte. Los contenidos más elevados, que alcanzan hasta 7,59 %, se concentran preferentemente en el intervalo comprendido entre ~ 840 y 880 msnm, donde se registra la mayor frecuencia de muestras con valores altos y el máximo absoluto del conjunto analizado. Adicionalmente, se reconocen dos intervalos secundarios de enriquecimiento en el tramo alto del perfil: uno en torno a ~ 930 – 940 msnm (aproximadamente 937 msnm), representado por cinco muestras con contenidos elevados de Zn, y otro en torno a ~ 965 – 975 msnm (aproximadamente 971 msnm), con cuatro muestras que también presentan valores relativamente altos. En contraste, tanto por debajo de ~ 800 msnm como fuera de estos intervalos específicos del tramo alto, los contenidos de Zn son predominantemente bajos, con valores que rara vez superan el 1 %. En conjunto, la distribución de Zn define

un intervalo principal de enriquecimiento entre ~840 y 880 msnm, acompañado por dos intervalos secundarios en el tramo alto del perfil (Figura 51).

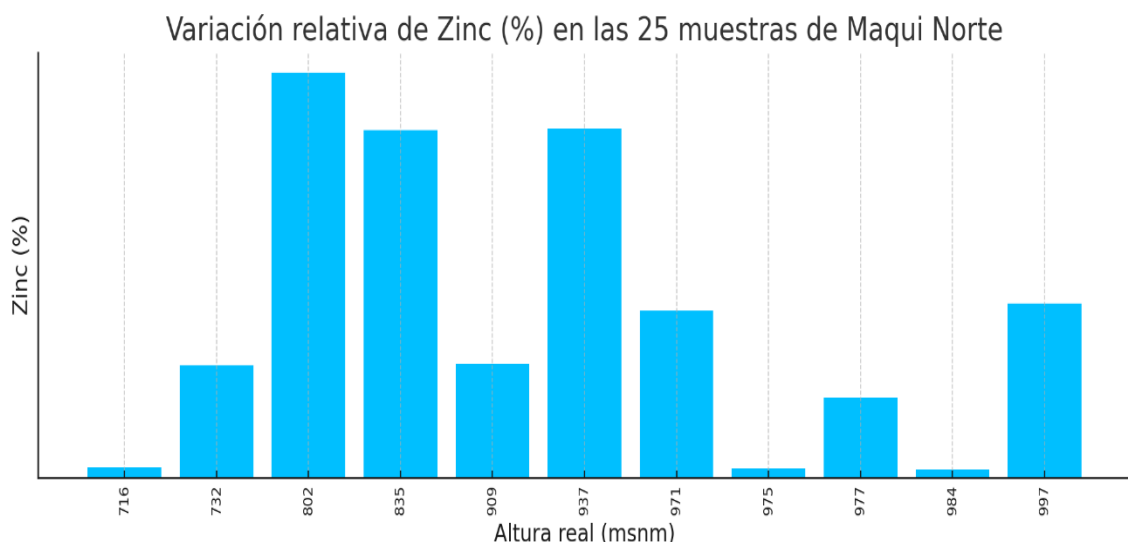


Figura 51: Variación del contenido de Zn (%) en función de la altura real (msnm) para las 25 muestras de la veta Maqui Norte, mostrando la distribución de los valores de Zn a lo largo del perfil altitudinal analizado.

El plomo (Pb) presenta una variación amplia de sus contenidos a lo largo del perfil altitudinal analizado en Maqui Norte, con valores que oscilan desde contenidos inferiores a 0,01 % hasta un máximo de 4,03 %. El valor máximo de Pb se registra en una muestra ubicada en torno a ~802 msnm, correspondiente a un único caso dentro del conjunto analizado. Valores elevados de Pb se registran también en varias muestras ubicadas en cotas comprendidas entre ~835 y 880 msnm, así como en niveles cercanos a ~937 y ~971 msnm. En contraste, en las cotas inferiores del perfil (<800 msnm) los contenidos de Pb son mayoritariamente bajos, con escasas excepciones (Figura 52).

El contenido de cobre (Cu) presenta una variación acotada, con valores que alcanzan un máximo de 0,29 %. La mayoría de las muestras registran contenidos inferiores a 0,05 %. Los valores relativamente más altos de Cu se distribuyen de manera dispersa entre

muestras ubicadas a alturas medias y altas, sin concentrarse en un intervalo altitudinal específico a lo largo del perfil analizado (Figura 53)

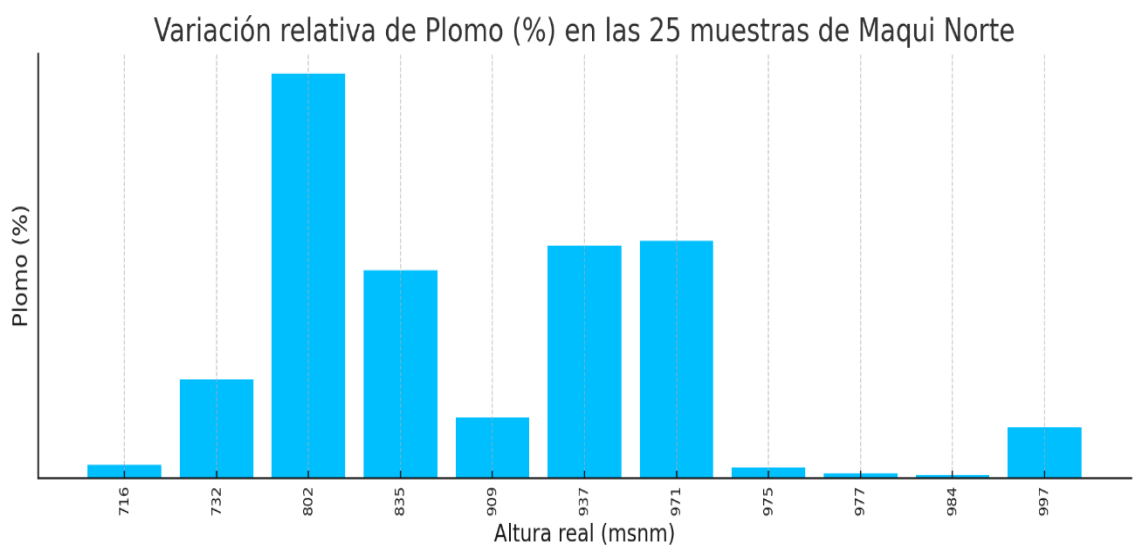


Figura 52: Variación del contenido de Cu (%) en función de la altura real (msnm) para las 25 muestras de la veta Maqui Norte, mostrando la distribución de los valores de Cu a lo largo del perfil altitudinal analizado.



Figura 53: Variación del contenido de Pb (%) en función de la altura real (msnm) para las 25 muestras de la veta Maqui Norte, mostrando la distribución de los valores de Pb a lo largo del perfil altitudinal analizado.

5.3.3 Análisis Manda Norte

Distribución elemental y comparación altitudinal detallada

Se analizaron 16 muestras correspondientes al sector Manda Norte, distribuidas en un rango altitudinal comprendido aproximadamente entre 843 y ~989 msnm. Del total de muestras analizadas, 11 se concentran entre 840 y 920 msnm, mientras que cinco se ubican a cotas superiores a 920 msnm. Para la descripción y comparación de los resultados, las muestras se consideran agrupadas en dos rangos altitudinales principales, 840–880 msnm y 880–920 msnm, con el fin de presentar la variación de los contenidos relativos de Au, Ag, Zn, Pb y Cu en función de la altura real.

Oro (Au)

En el intervalo altitudinal comprendido entre 840 y 880 msnm se registran los valores más altos de Au dentro del conjunto analizado, incluyendo el valor máximo observado. En el rango superior, entre 880 y 920 msnm, los contenidos de Au presentan valores menores en comparación con el intervalo inferior, aunque se registran concentraciones relevantes. Del total de 16 muestras analizadas, siete corresponden al intervalo 840–880 msnm, mientras que nueve se ubican por sobre los 880 msnm. (Figura 54).

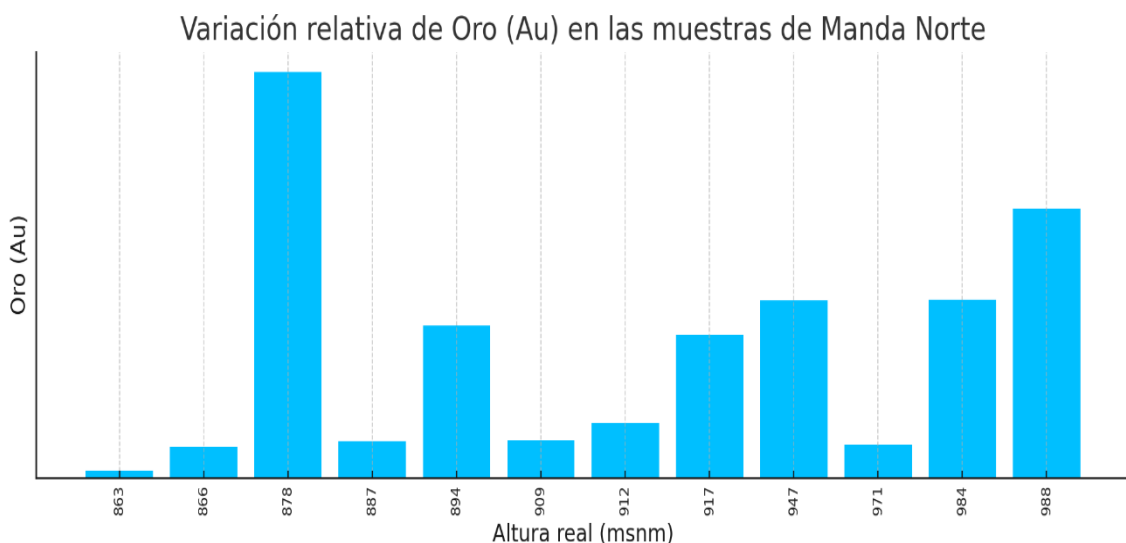


Figura 54: Variación del contenido de Au (ppm) en función de la altura real (msnm) para las muestras de la veta Manda Norte, mostrando la distribución de los valores de Au a lo largo del perfil altitudinal analizado.

Plata (Ag)

El contenido de plata (Ag) presenta una variación amplia a lo largo del perfil altitudinal analizado, con valores que oscilan desde concentraciones bajas hasta máximos destacados. Los valores más elevados de Ag se registran tanto en el intervalo 840–880 msnm como en el rango 880–920 msnm, sin concentrarse exclusivamente en un solo tramo del perfil. En las cotas superiores a 920 msnm también se reconocen valores significativos en algunas muestras. (Figura 55).

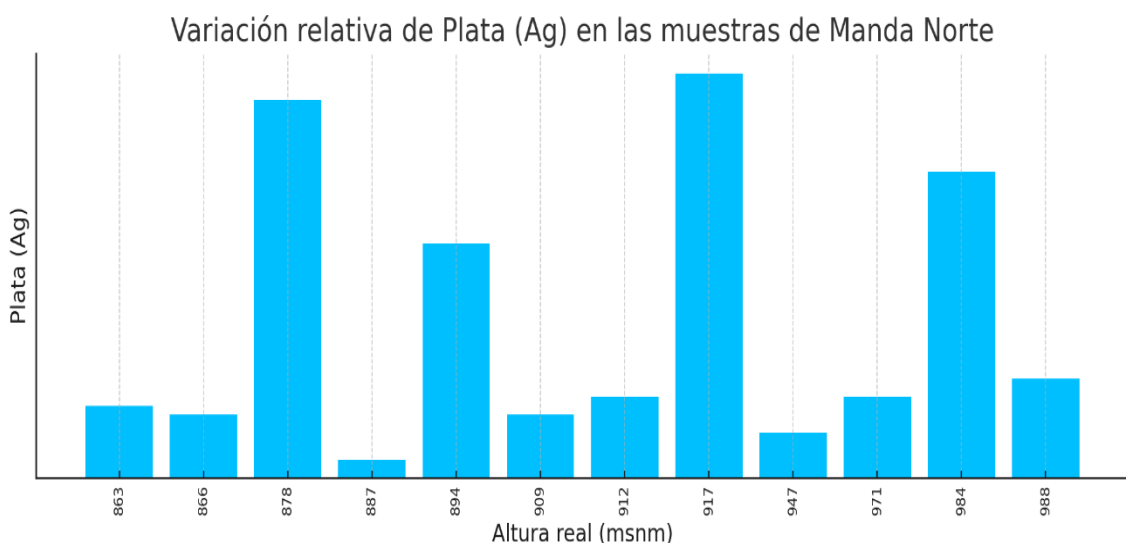


Figura 55: Variación del contenido de Ag (ppm) en función de la altura real (msnm) para las muestras de la veta Manda Norte, mostrando la distribución de los valores de Ag a lo largo del perfil altitudinal analizado.

Zinc (Zn)

Los contenidos de zinc (Zn) varían a lo largo del perfil altitudinal de Manda Norte. Los valores más altos se concentran preferentemente en el intervalo 840–880 msnm, donde se registran las mayores concentraciones relativas dentro del conjunto analizado. En el rango 880–920 msnm, los contenidos de Zn son en general menores, aunque se identifican valores puntualmente elevados. En las cotas superiores a 920 msnm, los contenidos de Zn tienden a ser bajos. (Figura 56).

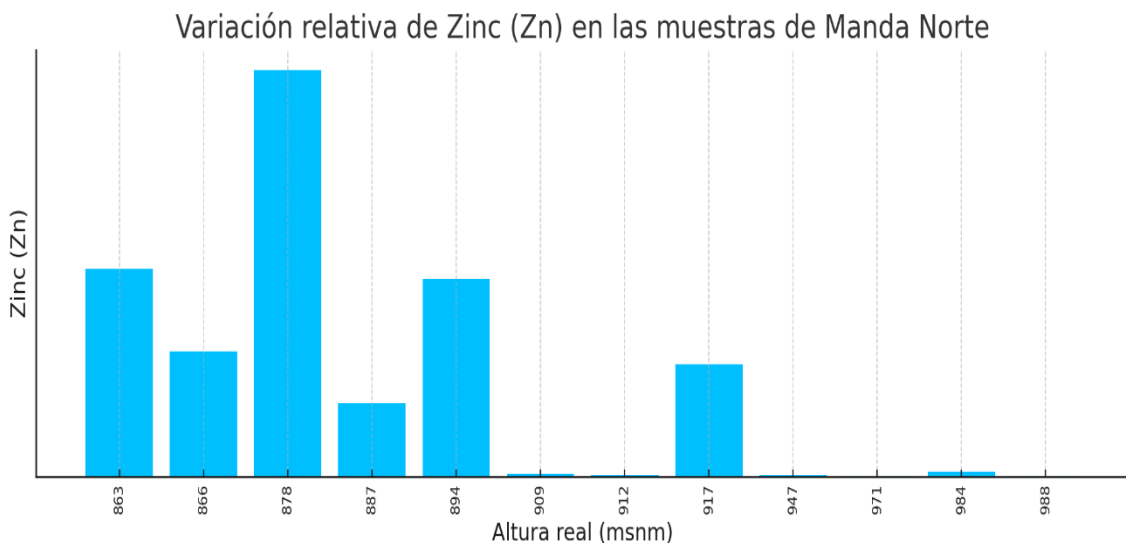


Figura 56: Variación del contenido de Zn (%) en función de la altura real (msnm) para las muestras de la veta Manda Norte, mostrando la distribución de los valores de Zn a lo largo del perfil altitudinal analizado.

Plomo (Pb)

El plomo (Pb) presenta contenidos variables a lo largo del perfil altitudinal analizado, con valores que oscilan desde concentraciones muy bajas hasta valores relativamente elevados. Los mayores contenidos de Pb se registran principalmente en el intervalo 840–880 msnm, mientras que en el rango 880–920 msnm los valores son en general menores. En las cotas superiores a 920 msnm, los contenidos de Pb son predominantemente bajos, con escasas excepciones. (Figura 57).

Cobre (Cu)

El contenido de cobre (Cu) muestra una variación a lo largo del perfil altitudinal de Manda Norte, con valores generalmente bajos a moderados. Los contenidos relativamente más altos se registran principalmente en el intervalo 840–880 msnm, mientras que en el rango 880–920 msnm los valores tienden a disminuir. En las muestras ubicadas por sobre 920 msnm, los contenidos de Cu son bajos. (Figura 58).

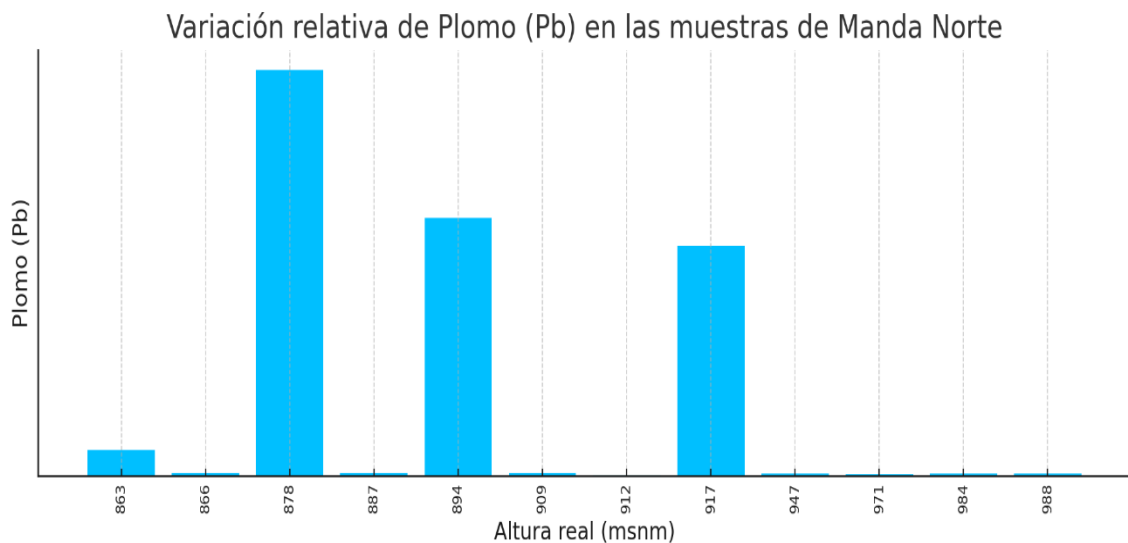


Figura 57: Variación del contenido de Pb (%) en función de la altura real (msnm) para las muestras de la veta Manda Norte, mostrando la distribución de los valores de Pb a lo largo del perfil altitudinal analizado.

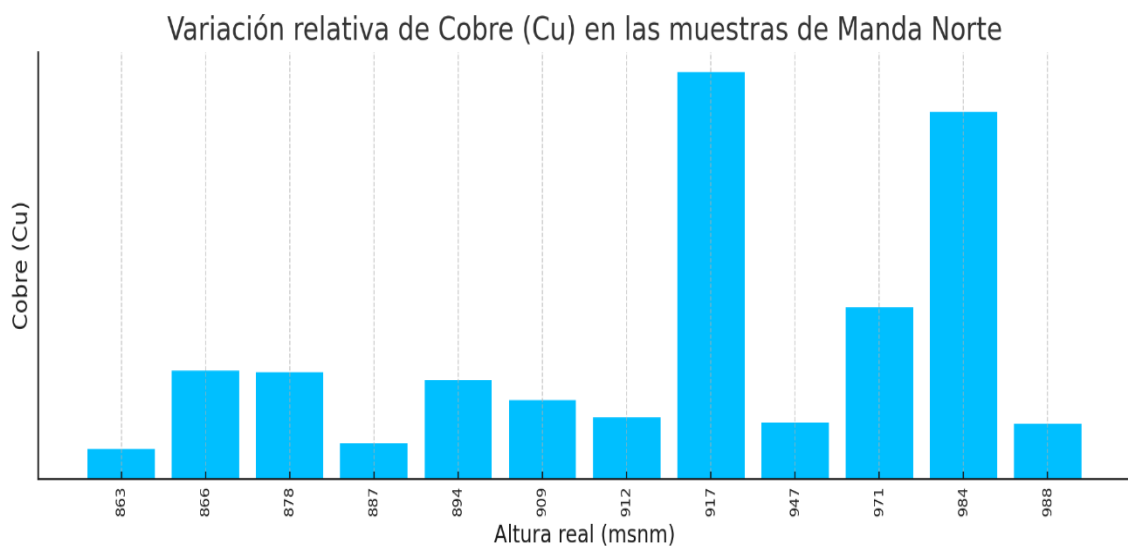


Figura 58: Variación del contenido de Cu (%) en función de la altura real (msnm) para las muestras de la veta Manda Norte, mostrando la distribución de los valores de Cu a lo largo del perfil altitudinal analizado.

6 CAPÍTULO 6. DISCUSIÓN

6.1 Secuencia paragenética

A partir del análisis integrado de las asociaciones mineralógicas, las relaciones texturales observadas en las vetas Maqui Norte y Manda Norte, y los resultados geoquímicos obtenidos mediante fluorescencia de rayos X (XRF) presentados en el Capítulo 5, fue posible reconstruir una secuencia paragenética desarrollada en múltiples etapas, caracterizada por la superposición de pulsos hidrotermales y por variaciones progresivas en las condiciones de temperatura, estado redox y composición de los fluidos. Este tipo de evolución es consistente con sistemas hidrotermales complejos, en los cuales dominios epitermales pueden transicionar hacia condiciones más profundas de afinidad calcosilicática y skarniforme (Buchanan, 1981; Sillitoe & Hedenquist, 2003; Simmons et al., 2005) (Figura 59).

El Evento 1 corresponde a la etapa hidrotermal más temprana reconocida en el sistema y se desarrolla bajo condiciones epitermales, caracterizadas por la precipitación de cuarzo microcristalino como matriz vetiforme continua. Las relaciones texturales observadas en esta etapa incluyen texturas de crecimiento primario, junto con evidencias de recrystalización y reemplazo, lo que sugiere una evolución temprana del sistema marcada por la reactivación de conductos y la interacción progresiva entre fluidos hidrotermales y fases previamente formadas (Buchanan, 1981; Dong et al., 1995; Simmons et al., 2005). Esta fase se encuentra acompañada por una asociación sulfurada abundante, dominada por pirita, esfalerita, galena y calcopirita, lo que indica que desde las etapas iniciales el sistema ya presentaba condiciones químicas favorables para la sulfidación y el transporte de metales. En sistemas epitermales polifásicos, la coexistencia temprana de sílice microcristalina con sulfuros base ha sido interpretada como una etapa preparatoria, durante la cual se establece la permeabilidad estructural, se desarrollan conductos preferenciales y se generan superficies reactivas que condicionan la circulación de fluidos posteriores (Sillitoe, 1993; Sillitoe & Hedenquist, 2003). Si bien esta etapa no concentra las mayores leyes de Au–Ag reconocidas en el sistema, su carácter sulfurado temprano

resulta fundamental para la evolución posterior, al definir el marco estructural y químico sobre el cual se superponen los pulsos mineralizantes sucesivos.

El Evento 2 representa una fase transicional entre el dominio epitermal temprano y condiciones progresivamente más profundas de afinidad calcosilicática, desarrollada bajo un régimen térmico intermedio entre ambientes mesotermiales profundos y condiciones epitermales intermedias (Sillitoe & Hedenquist, 2003). Esta etapa se caracteriza por la presencia de epidota y clorita como minerales de alteración, junto con cuarzo masivo a localmente colloforme, reflejando una evolución hidrotermal marcada por fluctuaciones en temperatura, estado redox y química de los fluidos. Desde el punto de vista textural, la ocurrencia de cuarzo de hábito masivo a localmente colloforme dentro de un marco epitermal de pulsos sucesivos es consistente con modelos clásicos de sellamiento y reapertura de vetas, donde la deposición de sílice responde a variaciones de presión y temperatura durante la circulación hidrotermal (Buchanan, 1981; Simmons et al., 2005). En términos metalíferos, esta fase muestra una presencia escasa pero significativa de sulfuros, principalmente galena y esfalerita, los cuales se presentan como cristales diseminados o intersticiales, comúnmente asociados a dominios con cuarzo colloforme o epidota. Su baja abundancia y la ausencia de ensambles masivos indican que este evento corresponde a un pulso metálico inicial o marginal, previo al desarrollo del evento metalífero profundo dominante.

De manera puntual, se reconoce la presencia de rodonita, un silicato de manganeso que cristaliza bajo condiciones ligeramente oxidantes y a temperaturas intermedias, generalmente asociado a sistemas con aporte de Mn y mezcla de fluidos meteóricos y magmáticos (Zhao et al., 2002). Su coexistencia con óxidos de Mn sugiere fluctuaciones redox durante esta etapa, posiblemente favorecidas por procesos incipientes de ebullición y por la entrada de aguas externas al sistema (Simmons et al., 2005). Asimismo, la magnetita, presente en sectores específicos, pudo haberse formado durante etapas tempranas de este mismo evento bajo condiciones de mayor fugacidad de oxígeno, actuando como remanente de un pulso skarniforme incipiente (Haynes, 2013).

El Evento 3 corresponde a la etapa hidrotermal más profunda y de mayor intensidad metalogenética reconocida en el sistema, desarrollada bajo condiciones de skarn prógrado a retrógrado, y representa el principal evento de concentración de metales base y hierro en las vetas Maqui Norte y Manda Norte. Esta etapa se inicia con un metasomatismo calcosilicático prógrado, caracterizado por la abundante formación de granate cálcico (andradita y/o grossularia), acompañado por epidota y actinolita, lo que indica condiciones de alta temperatura y una intensa interacción fluido–roca (Meinert et al., 2005).

Los resultados geoquímicos obtenidos mediante XRF respaldan esta interpretación, evidenciando incrementos significativos de CaO, Fe₂O₃ y MnO, junto con concentraciones elevadas y sistemáticas de Zn, Pb y Cu, diferenciando claramente esta etapa tanto del dominio epitermal temprano como de la fase transicional previa. Desde el punto de vista mineralógico, esta asociación se caracteriza por la abundante precipitación de esfalerita, galena, calcopirita y pirita, junto con magnetita, conformando ensambles metálicos continuos y de alta densidad dentro de las vetas. En una fase retrógrada posterior dentro de este mismo evento, el sistema experimenta un cambio hacia condiciones más favorables para la precipitación de sulfuros y óxidos de hierro. Se produce entonces la deposición abundante de calcopirita, esfalerita, galena y magnetita, los cuales reemplazan y rellenan fracturas desarrolladas en los cristales de granate, evidenciando una reactivación de la permeabilidad durante el enfriamiento progresivo del sistema. Esta mineralización se encuentra acompañada por una nueva generación de pirita, que se forma en paragénesis con las fases anteriores y refuerza el carácter tardío y metalífero dominante de este pulso, responsable de la principal concentración de Zn–Pb–Cu y Fe reconocida en el sistema (Meinert et al., 2005; Sillitoe & Simmons, 1998). Durante esta etapa se reconoce además la presencia de feldespatos potásicos, junto con sericita y calcita, reflejando una evolución retrógrada caracterizada por la reorganización mineralógica y la modificación progresiva de la química de los fluidos. La coexistencia de granate cálcico, feldespatos potásicos, magnetita y sulfuros polimetálicos define un ambiente de skarn evolucionado, comparable a sistemas híbridos epitermal–skarn descritos en contextos andinos, donde pulsos tardíos de fluidos favorecen la concentración eficiente de metales base sin el desarrollo de un skarn estratiforme clásico (Meinert et al., 2005; Del Real et al.; Skirrow et al.; Haynes, 2013).

El Evento 4 corresponde a la etapa tardía y post-mineralizante del sistema hidrotermal y se caracteriza por la predominancia de carbonatos, principalmente calcita, junto con minerales de alteración tardía y una disminución marcada de la precipitación de sulfuros. Este evento se interpreta como la fase de decaimiento del sistema, asociada a un enfriamiento progresivo, dilución de los fluidos hidrotermales y una mayor participación de aguas externas, lo que favorece la estabilización de asociaciones minerales de baja temperatura y marca el cierre de la actividad mineralizante principal (Sillitoe & Hedenquist, 2003; Simmons et al., 2005).

En conjunto, la secuencia paragenética definida evidencia una evolución hidrotermal desarrollada en múltiples etapas sucesivas, desde un dominio epitermal sulfurado temprano (Evento 1), pasando por una fase transicional epitermal-skarn prógrado (Evento 2), hasta culminar en un evento profundo de skarn prógrado a retrógrado responsable de la principal concentración de Zn-Pb-Cu y Fe (Evento 3), seguido por una etapa tardía dominada por carbonatos y alteración post-mineralizante (Evento 4). La coherencia entre las asociaciones mineralógicas, las relaciones texturales y la geoquímica XRF proporciona una base sólida para la interpretación de la zonación vertical del sistema y su potencial metalogenético, los cuales son desarrollados en los apartados 6.2 y 6.3 del capítulo de Discusión.

Asociaciones		Asociación 1 (Epitermal)	Asociación 2 (Epitermal a Skarn progrado)	Asociación 3 (Skarn progrado a retrogrado)	Asociación 4
Minerales					
MENA					
ORO					
PLATA					
MAGNETITA					
ESFALERITA					
PIRITA					
GALENA					
HEMATITA					
CALCOPIRITA					
GANGA					
CUARZO MICRO					
CUARZO TEXTURAS EBULLICIÓN					
CALCITA					
CLORITA					
ACTINOLITA					
EPIDOTA					
GRANATE					
BIOTITA					
FELDESPATO POTÁSICO					
SERICITA					
RODONITA					

Figura 59: Asociación mineralógica final de las vetas Maqui y Manda Norte.

6.2 Zonación vertical y controles del sistema hidrotermal

La integración de los datos geoquímicos obtenidos mediante fluorescencia de rayos X (XRF), junto con las observaciones mineralógicas y texturales realizadas en las vetas Maqui Norte y Manda Norte, permitió establecer una zonación metalogénica vertical y lateral coherente con la evolución de un sistema hidrotermal híbrido. Este sistema se caracteriza por la superposición de pulsos de afinidad skarn, epitermal e IOCG, y refleja una evolución magmato-hidrotermal multiepisódica marcada por variaciones en temperatura, estado redox y procesos de mezcla de fluidos durante distintas etapas de ascenso y enfriamiento del sistema (Meinert, 1992; McQueen, 2005; Skirrow, 2020).

En las cotas superiores del muestreo, principalmente representadas por la veta Maqui Norte, se reconoce una mineralogía dominada por asociaciones cálcico-férricas que incluyen granate (principalmente andradita), epidota, magnetita, pirita, actinolita y calcopirita, acompañadas por galena y esfalerita. Estas asociaciones se corresponden con un entorno de mayor temperatura y mayor influencia magmática, compatible con dominios skarniformes, donde los análisis XRF evidencian concentraciones elevadas de Fe_2O_3 total y CaO , junto con un alto grado de silicificación. A diferencia de un skarn clásico puramente metasomático, estos niveles muestran abundantes texturas de cuarzo sacaroidal, granular, masiva y crustiforme-colloforme, lo que indica una fuerte interacción con fluidos ricos en sílice. La coexistencia de granates ricos en Fe con cuarzo y sulfuros sugiere un dominio transicional entre condiciones skarniformes e hidrotermales, más que un skarn “puro”, tal como ha sido descrito para exoskarns auríferos en otros distritos (Meinert, 1992; McQueen, 2005).

En términos geoquímicos, los resultados del apartado 5.4.2 muestran que en Maqui Norte los valores más elevados de Au tienden a concentrarse preferentemente en el tramo superior del perfil muestreado (aproximadamente por sobre los ~880 msnm), mientras que la Ag presenta una distribución más dispersa a lo largo del rango altitudinal analizado. Este comportamiento es consistente con la superposición de pulsos mineralizantes y con un fuerte control estructural en la focalización de los fluidos auríferos, fenómeno ampliamente documentado en sistemas hidrotermales complejos y polifásicos (Sillitoe, 2010).

En contraste, las cotas inferiores del muestreo, mejor representadas por la veta Manda Norte, muestran un predominio de rasgos típicamente epitermales. En este dominio, el cuarzo presenta texturas de ebullición bien desarrolladas, tales como crustiforme, colloforme, comb y mosaico, acompañadas por sulfuros diseminados de pirita, galena y esfalerita, características ampliamente descritas para sistemas epitermales de sulfuración intermedia (Sillitoe & Hedenquist, 2003; Sillitoe, 2010). Los datos XRF del apartado 5.4.3 evidencian una zonación clara por intervalos, donde el tramo 840–880 msnm concentra en promedio las mayores leyes de Au y Ag y, además, los máximos relativos de Zn y Pb, mientras que el intervalo 880–920 msnm muestra una disminución progresiva hacia cotas superiores, aunque con valores puntualmente significativos.

La presencia de MnO, junto con la identificación petrográfica de rodonita y óxidos de manganeso en Manda Norte, sugiere condiciones relativamente más oxidantes y una mayor participación de fluidos meteóricos, coherentes con ambientes epitermales y transicionales, tal como ha sido descrito en sistemas epitermales intermedios enriquecidos en metales base y plata (Sillitoe & Hedenquist, 2003; Sillitoe, 2010).

Desde un punto de vista lateral, se observa una zonación metálica controlada estructuralmente. En el sector noroccidental del distrito (Maqui 992 y Millenium) destacan las mayores leyes de Au y Ag, lo que sugiere un ascenso más eficiente de fluidos a través de estructuras con apertura tectónica favorable. En contraste, sectores como Diablita 840 presentan contenidos relativamente más altos de Cu, Fe y Zn, además de remanentes de magnetita, lo que sugiere una mayor influencia magmática o la preservación de dominios de mayor temperatura (Figura 100).

La coexistencia de asociaciones metálicas del tipo Au–As–Bi–Te–Cu en sectores con afinidad skarniforme, particularmente en Maqui Norte, es coherente con lo descrito para exoskarns auríferos y sistemas híbridos skarn-IOCG (Meinert, 1992; McQueen, 2005; Skirrow, 2020), mientras que las asociaciones Au–Ag–Zn–Pb dominantes en Manda Norte coinciden con los patrones típicos de sistemas epitermales de sulfuración intermedia (Sillitoe & Hedenquist, 2003; Sillitoe, 2010). En conjunto, la zonación metalogénica vertical y lateral reconocida, sustentada en los resultados XRF de los apartados 5.4.2 y 5.4.3, permite formular criterios exploratorios preliminares definidos por intervalos

altitudinales, sin implicar una inversión del gradiente genético clásico, sino más bien una exposición diferencial y yuxtaposición estructural de dominios contrastantes dentro de un mismo sistema hidrotermal.

En conjunto, la zonación metalogénica vertical y lateral reconocida en las vetas Maqui Norte y Manda Norte, sustentada en los resultados geoquímicos XRF presentados en los apartados 5.4.2 y 5.4.3, permite formular criterios exploratorios preliminares definidos por intervalos altitudinales. En Maqui Norte, el tramo inferior del perfil muestreado (~730–880 msnm) presenta leyes variables con menor continuidad relativa para Au, mientras que el tramo superior (~880–960 msnm) concentra preferentemente los mayores valores de Au, con una distribución más dispersa de Ag. En Manda Norte, el intervalo 840–880 msnm concentra en promedio las mayores leyes de Au y Ag y, además, los máximos relativos de Zn y Pb, mientras que el intervalo 880–920 msnm muestra una disminución promedio hacia cotas superiores con valores puntualmente relevantes. Este patrón es consistente con modelos de zonación vertical en sistemas hidrotermales polifásicos, donde la distribución de metales preciosos y metales base responde tanto a gradientes fisicoquímicos como a controles estructurales y a la superposición de pulsos mineralizantes (Sillitoe, 2010; Sillitoe & Hedenquist, 2003). La coexistencia de dominios epitermales y skarniformes a distintas cotas se interpreta como el resultado de exposición diferencial y yuxtaposición estructural dentro de un mismo sistema hidrotermal híbrido, tal como ha sido descrito para distritos con sobreimpresión skarn–epitermal e influencia IOCG (Meinert, 1992; McQueen, 2005; Skirrow, 2020) (Tabla 3). En consecuencia, se recomienda priorizar la exploración en aquellos intervalos donde coincidan máximos relativos de Au–Ag con evidencias de permeabilidad estructural y silicificación intensa, particularmente en zonas de transición entre dominios hidrotermales contrastantes, las cuales han sido reconocidas como focos favorables para la concentración y redistribución de metales en sistemas complejos (Hedenquist et al., 2000; Sillitoe, 2010).

Tabla 3: Síntesis comparativa de las características mineralógicas, geoquímicas y metalogenéticas de las vetas Maqui Norte y Manda Norte.

Criterio	Maqui Norte	Manda Norte
Rango altitudinal del muestreo	716–997 msnm	843–989 msnm
Estilo hidrotermal dominante	Dominio con afinidad skarniforme, sobreimpreso por pulsos hidrotermales	Dominio epitermal de sulfuración intermedia
Alteración característica	Alteración propilitica a cálcico-férrica dominante (epidota, actinolita, granate, magnetita) con silicificación intensa	Silicificación dominante, con desarrollo subordinado de alteración de epidota y clorita
Minerales diagnósticos	Granate (andradita), epidota, magnetita, actinolita, calcopirita, galena, esfalerita y pirita	Pirita, galena, esfalerita y calcopirita subordinada.
Texturas de cuarzo	Microcristalina, sacaroidal, granular, masiva y localmente crustiforme-colloforme	Microcristalina, crustiforme, sacaroidal (mucho menor medida) colloforme, comb y mosaico (ebullición)
Comportamiento de Au–Ag	Au concentrado preferentemente en cotas altas (≥ 880 msnm), Ag más dispersa	Máximos de Au y Ag concentrados en el intervalo 840–880 msnm
Comportamiento de metales base	Zn y Pb con máximos en cotas intermedias y secundariamente en el bloque alto	Zn y Pb asociados principalmente al intervalo 840–880 msnm
Estado redox y fluidos	Mayor influencia de fluidos magmáticos, condiciones relativamente más reducidas	Mayor participación de fluidos meteóricos y condiciones más oxidantes
Interpretación genética	Exposición diferencial de dominios de mayor temperatura dentro de un sistema híbrido skarn–IOCG–epitermal	Expresión epitermal somera del mismo sistema hidrotermal
Implicancia metalogenética	Potencial en zonas de transición skarn–hidrotermal y focos estructurales profundos	Potencial epitermal Au–Ag concentrada en intervalos someros favorables

La comparación presentada se basa en la integración de resultados petrográficos, texturales y geoquímicos XRF discutidos en los apartados 5.4.2, 5.4.3 y 6.2

6.3 Determinación del régimen hidrotermal en el distrito Alhué (DMA)

La integración de las asociaciones mineralógicas y texturales observadas en las vetas Maqui Norte y Manda Norte, junto con la secuencia paragenética definida en el apartado 6.1 y la zonación metalogénica discutida en 6.2, permite caracterizar el régimen hidrotermal que operó en el distrito minero Alhué (DMA). En conjunto, las evidencias disponibles indican que el distrito corresponde a un sistema hidrotermal complejo, polifásico y evolutivo, en el cual se superponen dominios epitermales, skarniformes e intermedios, hoy expuestos de manera diferencial y yuxtapuestos estructuralmente.

Las asociaciones epitermales reconocidas en el distrito están sustentadas por la presencia de vetillas de cuarzo con texturas diagnósticas de ebullición, tales como morfologías en peine (comb), mosaico, crustiforme y colloforme, ampliamente descritas como indicativas de despresurización y ebullición de fluidos hidrotermales (Dong et al., 1995; Sillitoe & Hedenquist, 2003). A estas texturas se asocia una paragénesis dominada por pirita, esfalerita, galena y calcopirita, acompañada por alteraciones hidrotermales como sericitización, cloritización y actinolitización subordinada. Estas características son consistentes con un régimen epitermal de sulfuración intermedia, desarrollado bajo condiciones de temperatura moderada y sulfidación intermedia, típicamente en el rango de ~200–300 °C (Albinson et al., 2001; Sillitoe & Hedenquist, 2003; Sillitoe, 2010). Esta interpretación es coherente además con los datos de inclusiones fluidas reportados para el distrito por Araya (2001), que indican temperaturas de homogenización entre ~218 °C y 322 °C, compatibles con sistemas epitermales según los rangos definidos por Einaudi et al. (2003).

En contraste, en otros sectores del distrito —particularmente en la veta Maqui Norte— se reconocen asociaciones de mayor temperatura caracterizadas por el desarrollo de minerales cálcico-férricos, tales como granate (con composiciones que transitan desde términos ricos en Al hacia andradita), epidota, actinolita y óxidos de hierro como magnetita, localmente con martitización. Estas asociaciones corresponden a un dominio skarniforme, tal como ha sido descrito para sistemas de reemplazo calcosilicatados asociados a intrusiones magmáticas (Einaudi et al., 1981; Nakano et al., 1989; Meinert,

1992, 1997). En este contexto, la presencia de granates ricos en Fe ha sido interpretada como indicativa de condiciones relativamente más oxidantes y tardías dentro de la evolución del sistema skarn (Meinert, 1992).

La coexistencia de sulfuros como calcopirita, pirita, galena y esfalerita, junto con la presencia de oro y plata nativa y sulfosales, así como la abundancia de magnetita-hematita y la detección de elementos traza como Co, Ni y Bi en las fases de mena, sugieren un entorno transicional entre skarn e IOCG. Este conjunto de características es coherente con lo descrito para sistemas tipo Iron Oxide Copper-Gold (IOCG), particularmente aquellos desarrollados en arcos magmáticos continentales, donde la firma geoquímica en elementos menores puede ser moderada y no necesariamente acompañada por enriquecimientos significativos en REE, U o F (Skirrow, 2021; Del Real et al., 2020).

Desde una perspectiva genética distrital, la coexistencia espacial de dominios epitermales someros y asociaciones de alta temperatura no implica necesariamente una inversión del gradiente hidrotermal clásico. En cambio, este patrón se interpreta como el resultado de procesos de telescoping y anti-telescoping, controlados por la reactivación estructural y por la exposición diferencial de distintos niveles del sistema hidrotermal. El telescoping, entendido como la superposición de asociaciones hidrotermales formadas a distintas profundidades en un mismo espacio estructural debido a levantamiento, erosión o reactivación tectónica, ha sido ampliamente documentado en sistemas epitermales y skarn-epitermales (Sillitoe, 1994; Hedenquist et al., 2000; Simmons et al., 2005). Por su parte, el anti-telescoping describe escenarios en los cuales asociaciones de mayor temperatura pueden quedar expuestas a cotas más altas como resultado de desplazamientos estructurales o erosión diferencial, sin implicar una secuencia temporal invertida (Sillitoe, 2010).

La posible fuente térmica que alimentó este sistema polifásico puede estar relacionada con el emplazamiento de cuerpos intrusivos hipabisales en niveles estructurales relativamente someros, lo que habría favorecido la transferencia de calor y metales hacia niveles superiores del sistema. Este escenario es compatible con las edades isotópicas reportadas

por Matthews (2017) para alteraciones hidrotermales del distrito (83–71 Ma), las cuales se correlacionan temporalmente con el emplazamiento del Complejo El Roble y del plutón Cantillana (ca. 84,6 Ma; Cotton, 1998), ambos cercanos espacial y temporalmente a las áreas estudiadas.

En síntesis, el régimen hidrotermal del distrito Alhué se define como polifásico, híbrido y estructuralmente controlado, caracterizado por la superposición y yuxtaposición de dominios epitermales de sulfuración intermedia y asociaciones skarn-IOCG de mayor temperatura. Este modelo integrador, sustentado en evidencia mineralógica, textural, geoquímica y geocronológica, explica coherentemente la diversidad de estilos de alteración y mineralización reconocidos en las vetas Maqui Norte y Manda Norte, y constituye un marco robusto para la interpretación genética y metalogenética del distrito.

7 CAPÍTULO 7. CONCLUSIONES

El análisis mineralógico y textural desarrollado en las vetas Maqui Norte y Manda Norte del distrito minero Alhué permitió reconocer asociaciones de mena y ganga contrastantes entre ambos sectores, las cuales reflejan condiciones distintas de formación dentro de un mismo sistema hidrotermal. En Maqui Norte predominan asociaciones cálcico-férricas dominadas por granate, principalmente andradita, epidota, magnetita y actinolita, acompañadas por sulfuros de Cu–Pb–Zn y una intensa silicificación, lo que evidencia condiciones de mayor temperatura y una marcada influencia magmática, compatibles con dominios de afinidad skarniforme y transicional skarn–IOCG (Meinert, 1992; Skirrow, 2021). En contraste, Manda Norte presenta asociaciones dominadas por cuarzo con texturas de ebullición bien desarrolladas —crustiforme, colloforme, comb y mosaico— junto con sulfuros diseminados de pirita, galena y esfalerita, rasgos característicos de sistemas epitermales de sulfuración intermedia (Dong et al., 1995; Sillitoe & Hedenquist, 2003).

La integración de las asociaciones minerales, las texturas de cuarzo y las relaciones de corte permitió establecer una secuencia paragenética compuesta por cuatro fases principales, reflejando una evolución hidrotermal polifásica. Esta secuencia evidencia la superposición de pulsos mineralizantes de distinta afinidad hidrotermal y pone de manifiesto la importancia de procesos de telescoping y anti-telescoping, así como de la reactivación estructural, en la configuración final del sistema, sin implicar una inversión del gradiente genético clásico (Sillitoe, 1994; Simmons et al., 2005; Sillitoe, 2010).

El análisis de la distribución altitudinal de los metales permitió reconocer una zonación metalogénica vertical y lateral compleja en el distrito Alhué. En Maqui Norte, los mayores contenidos de Au se concentran preferentemente en cotas altas del perfil muestreado, asociados a dominios de afinidad skarniforme y a una fuerte silicificación, mientras que la Ag presenta una distribución más dispersa. En Manda Norte, los máximos de Au y Ag se concentran en intervalos altitudinales intermedios, en asociación con rasgos epitermales bien desarrollados, y los metales base muestran comportamientos diferenciados entre ambos sectores. Este patrón es coherente con modelos de zonación metalogénica en

sistemas hidrotermales polifásicos controlados estructuralmente (Sillitoe & Hedenquist, 2003; Sillitoe, 2010).

En conjunto, las evidencias mineralógicas, texturales, geoquímicas y estructurales indican que el distrito Alhué corresponde a un sistema hidrotermal híbrido, polifásico y estructuralmente controlado, en el cual coexisten y se superponen dominios epitermales de sulfuración intermedia y asociaciones skarn–IOCG de mayor temperatura. A partir de este modelo, futuras campañas de investigación y exploración podrían beneficiarse de la incorporación de herramientas geocronológicas y geoquímicas avanzadas, tales como datación Re–Os en sulfuros para establecer relaciones temporales entre mineralización e intrusivos asociados (McInnes et al., 1999; Chen et al., 2024), análisis U–Pb en granates zonados o zircones hidrotermales (Barra et al., 2013) y estudios isotópicos de azufre ($\delta^{34}\text{S}$) en sulfuros para evaluar la fuente del azufre y las condiciones redox durante la mineralización (Ohmoto & Goldhaber, 1997; Seal, 2006). La integración de estas aproximaciones permitiría fortalecer el modelo geológico propuesto y orientar de manera más estratégica futuras etapas de exploración hacia sectores con mayor potencial económico.

8 CAPÍTULO 8. REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS

Adams, S. F., 1920. A microscopic study of vein quartz. *Economic Geology*, v. 15, p. 623-664.

Albinson, T., Norman, D. I., Cole, D., & Ferguson, K. (2001). Regional synthesis of epithermal systems in Mexico: A geochemical approach. *Economic Geology*, 96(8), 1731–1749. <https://doi.org/10.2113/gsecongeo.96.8.1731>

Araya, M. (2001). Informe Geológico e evaluación de recursos del Distrito Minero Alhué. Memoria para optar al título de Geólogo, Universidad de Chile, Santiago, Chile. 39 p.

Arribas, A. (1995). Characteristics of high-sulfidation epithermal deposits, and their relation to magmatic fluid. En J. F. H. Thompson (Ed.), *Magmas, Fluids, and Ore Deposits* (Mineralogical Association of Canada, Short Course Series No. 23, pp. 419–454).

Barra, F., Valencia, V. A., Reich, M., Munizaga, F., & Sickmann, L. (2013). Geochronology of Chilean Iron Oxide-Apatite deposits and implications for the Andean iron belt. *Economic Geology*, 108(6), 1273–1297.

Barton, M.D., Johnson, D.A. (2000). Alternative brine sources for Fe oxide (Cu-Au) systems: implications for hydrothermal alteration and metals. En: Porter T.M. (ed). *Hydrothermal Iron Oxide Copper - Gold related deposits: A Global Perspective*. Adelaide, Australian Mineral Foundation. pp. 43 – 60.

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

Benning, L. G., & Seward, T. M. (1996). Hydrothermal gold-silica-chloride-sulfide speciation and transport in volcanic-hydrothermal systems. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 60(10), 1849–1871. [https://doi.org/10.1016/0016-7037\(96\)00067-7](https://doi.org/10.1016/0016-7037(96)00067-7)

Boyle, R. W. (1979). The geochemistry of gold and its deposits (together with a chapter on geochemical prospecting for the element).

Camprubí, A., & Albinson, T. (2007). Epithermal deposits in Mexico—Update on their characteristics, classification, and genetic models, and an overview of their geological framework. *Geology of Mexico*, 1, 377–415.

- Chang, Z., Shu, Q., & Meinert, L. D. (2019).** Skarn deposits of China. En Y. Xie, P. L. Verplanck, & Z. Chang (Eds.), *Mineral Deposits of China* (SEG Special Publication No. 22, pp. 189–234). Society of Economic Geologists.
- Chen, B., Wang, Z., Song, X., Li, Z., & Li, H. (2024).** Re–Os geochronology and source characteristics of sulfides in IOCG systems: New insights from the Kangdian region, SW China. *Ore Geology Reviews*, 164, 105545.
- Consejo para la Transparencia. (2008).** Ley N.º 20.285 sobre Acceso a la Información Pública. Biblioteca del Congreso Nacional de Chile.
- Colipe Aedo, N. R. (2022).** Caracterización de la alteración hidrotermal y su relación con la mineralización de oro en el distrito minero Alhué, Región Metropolitana (Trabajo profesional para optar al título de Geólogo). Universidad Católica del Norte, Antofagasta, Chile.
- Cotton, W. B. (1998).** Geology and Ore Deposits of the Maqui Vein, Alhué Mining District, Coast Range of Central Chile. MS, University of Colorado. 130 p.
- Cotton, W. B. III, Atkinson, W. W. Jr, Sharaky, A. M. (1999).** Geology and ore deposits of the Maqui vein, Alhué mining district, Coast Range of Central Chile. Geological Society of America, Annual Meeting, Denver, Colorado, USA, Abstract 52241.
- Courtis, W. M., 1889,** Gold quartz: Am. Inst. Mining Engineers Trans., v. 18, p. 639-644.
- Del Real, I., Thompson, J. F. H., Simon, A. C., & Reich, M. (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. *Economic Geology*, 115(7), 1493-1518.
- Dong, G., Morrison, G., & Jaireth, S. (1995).** Quartz textures in epithermal veins, Queensland; classification, origin and implication. *Economic geology*, 90(6), 1841-1856.
- Dowling, K., & Morrison, G. (1989).** Application of quartz textures to the classification of gold deposits using North Queensland examples.
- Echavarria, L., Nelson, E., Humphrey, J., Chavez, J., Escobedo, L., Iriondo, A., 2006.** Geologic evolution of the Caylloma epithermal vein district, southern Peru. *Econ. Geol.* 101, 843–863.

- Emparan, C; Furukawa, Y. (1985)**, en prep: Noticia respecto a la edad radiométrica (K-Ar del Cretácico Inferior (Barr. Apt.) Determinada en secuencias dacíticas al SSW de San Fernando y datación de un Plutón que la instruye.
- Einaudi, M. T., Meinert, L. D., & Newberry, J. (1981)**. Skarn deposits. En J. W. H. Hedenquist (Ed.), *Seventy-fifth Anniversary Volume: Society of Economic Geologists* (pp. 317–391). Economic Geology Publishing Company.
- Einaudi, M. T., Hedenquist, J. W., & Inan, E. E. (2003)**. Sulfidation state of fluids in active and extinct hydrothermal systems: transitions from porphyry to epithermal environments. *Special Publication of the Society of Economic Geologists*, 10, 285–313.
- Giggenbach, W. F. (1997)**. The origin and evolution of fluids in magmatic–hydrothermal systems. En J. F. H. Thompson (Ed.), *Volume Highlights in Economic Geology: Epithermal Gold-Silver Deposits* (pp. 79–112). Society of Economic Geologists.
- González, J. (2022)**. Caracterización Geológica Veta Rafael Distrito Minero Alhué, Región Metropolitana. Tesis para optar al Título de Geólogo. Universidad Católica del Norte, Departamento de ciencias geológicas. 130 pp.
- Gropper, J., 2011**. Franjas metalogénicas de edad Jurásica y Cretácica en la cordillera de la costa de Chile central, entre los 32° y los 35° 20' de latitud sur. Memoria para optar al título de geólogo. Universidad de Chile.
- Gow, P.A., Wall, V.J., Oliver, N.H., Valenta, R.K. (1994)**. Proterozoic iron oxide (Cu-U-Au-REE) deposits: Further evidence of hydrothermal origins. *Geology* 22(7): 633 – 636.
- Haynes, S. J. (1987)**. Classification of quartz veins in turbidite-hosted gold deposits, greenschist facies, eastern Nova Scotia. *CIM bulletin*, 80(898), 37-51.
- Heald, P., Foley, N. K., & Hayba, D. O. (1987)**. Comparative anatomy of volcanic-hosted epithermal deposits: acid-sulfate and adularia-sericite types. *Economic Geology*, 82(1), 1–26.
- Hedenquist, J. W., Arribas, A., & Reynolds, T. J. (1998)**. Evolution of hydrothermal fluids in volcanic-hosted epithermal deposits: Implications for the localization of high-grade gold. In *SEG Reviews in Economic Geology* (Vol. 10, pp. 307–327). Society of Economic Geologists.

- Hedenquist, J., Arribas A., González-Urrien, E. (2000).** Exploration for Epithermal Gold Deposits. En: Hagemann, S.G., Brown, P.E. (Eds.). Gold in 2000. Vol. 13, Economic Geology. pp.245 – 277. <https://doi.org/10.5382/Rev.13.07>
- Herreros, D. (2009).** Caracterización Geológica Y Antecedentes Microtermométricos De La Veta Peumo Distrito Valencia, Región Metropolitana, Chile. Memoria para optar al título de Geólogo, Universidad de Concepción, Chile. 106 p.
- Jenkins, R., Gould, R. W., & Gedcke, D. (1995).** Quantitative X-ray spectrometry. CRC Press.
- Kouhestani, H., Torkian, H., & Rastad, E. (2015).** Hydrothermal breccias and fluid inclusion evidence of boiling in the Chah Zard epithermal deposit, Iran. Journal of Geochemical Exploration, 148, 231–246. <https://doi.org/10.1016/j.gexplo.2014.09.012>
- Lesage, G., Tornos, F., & Boiron, M. C. (2013).** Boiling and mixing of fluids in the formation of epithermal deposits: Evidence from quartz textures and fluid inclusions. Economic Geology, 108(8), 1871–1894. <https://doi.org/10.2113/econgeo.108.8.1871>
- Maksaev, V., Townley, B., Palacios, C., Camus, F. (2007).** Metallic ore deposits. En: Moreno, T., Gibbons, W. (Eds.). The Geology of Chile. London, Geological Society. pp.179 – 199. <https://doi.org/10.1144/GOCH.6>
- Matthews, S., 2017a.** Geología Distrital Florida. Informe inédito. Yamana Gold Inc.
- Matthews, S., 2017b.** Metamorfismo y alteración. Informe inédito. Yamana Gold Inc.
- Matthews, S., 2018.** Geología del Distrito Minero Alhué. Presentación inédita. Yamana Gold Inc.
- Márquez-Zavalía, M. F., & Heinrich, C. A. (2016).** Mixing processes in intermediate-sulfidation epithermal systems: Evidence from the Farallón Negro Au–Cu–Ag deposit, Argentina. Mineralium Deposita, 51(7), 889–910. <https://doi.org/10.1007/s00126-015-0630-5>
- McInnes, B. I. A., Lambert, D. D., Drew, R., & Eadington, P. J. (1999).** Re–Os geochronology of ore systems. Reviews in Economic Geology, 12, 237–248.
- Meinert, L. D. (1992).** Skarns and skarn deposits. Geoscience Canada, 19(4), 145–162.
- Meinert, L., 1997.** Application of skarn deposit zonation models to mineral exploration. Explor. Mining Geol. Vol. 6. No 2. Pp. 185-208

- Meinert, L., Dipple, G., Nicolescu, S. (2005).** World Skarn Deposits. En: Hedenquist, J.W., Thompson, J.F., Goldfarb, R.J., Richards, J.P. (Eds.). One Hundredth Anniversary Volume. Economic Geology. pp.299 – 336. <https://doi.org/10.5382/AV100.11>
- Moncada, D., Mutchler, S., Nieto, A. T., Reynolds, T. J., Rimstidt, J. D., & Bodnar, R. J. (2012).** Mineral textures and fluid inclusion petrography of the epithermal Ag–Au deposits at Guanajuato, Mexico: Application to exploration. Journal of Geochemical Exploration, 114, 20–35. <https://doi.org/10.1016/j.gexplo.2011.12.001>
- Muntean, J. L., Einaudi, M. T., & Hedenquist, J. W. (1990).** Hydrothermal alteration and mineralization in the Rodalquilar high-sulfidation gold deposit, Spain. Economic Geology, 85(8), 1858–1882.
- Nasi, C; Thiele, R. (1982).** Estratigrafía del Jurásico y Cretácico de la Cordillera de la Costa al sur del río Maipo, entre Melipilla y Laguna de Aculeo (Chile Central). Revista Geológica de Chile No 16 p. 81-99.
- Lindgren, W., (1933),** Ore deposits. 4th ed.: New York, McGraw-Hill, 930 p.
- Lovering, T. G. (1972).** Jasperoid in the United States; its characteristics, origin, and economic significance (No. 710). US Govt. Print. Off.,.
- Ohmoto, H., & Goldhaber, M. B. (1997).** Sulfur and carbon isotopes. In H. L. Barnes (Ed.), Geochemistry of Hydrothermal Ore Deposits (3rd ed., pp. 517–612). John Wiley & Sons.
- Peralta., A., 2021.** FLORIDA MINE GEOLOGY (Presentación Inédita). Yamana Gold, Minera Florida, Alhué.
- Peralta., A, 2024.** Minera Florida, Geology & Exploration concepts (Presentación Inédita). Pan American Silver, Minera Florida, Alhué.
- Personas calificadas., 2021.** Technical Report, Minera Florida Gold-Silver-Zinc Mine, Metropolitan Region, Chile (NI 43-101F1). Toronto, Ontario.
- Poblete, J. (2008).** Geología, Alteración y Mineralización en los Prospectos AuAg Las Bellas y Don Bernardo, Comuna de Alhué, Región Metropolitana. Memoria para optar al Título de Geólogo. Universidad de Chile. 104 p.
- Pokrovski, G. S., et al. (2015).** Hydrothermal transport and deposition of gold, silver, and base metals in modern geothermal systems: Experimental and field constraints. Earth-Science Reviews, 150, 305–350. <https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2015.08.002>

- Potts, P. J. (2012).** A handbook of silicate rock analysis. Springer Science & Business Media.
- Rogers, A. F. (1917).** A review of the amorphous minerals. *The Journal of Geology*, 25(6), 515-541.
- Romero, N; Mundaca, P. (1997).** Geología del Distrito Minero Alhué. Informe Inédito. S.L.M. LAS CENIZAS. 55 p.
- Rye, R. O., Bethke, P. M., & Wasserman, M. D. (1992).** The stable isotope geochemistry of acid sulfate alteration. *Economic Geology*, 87(2), 225–262.
- Sander, M. V. and Black, J. E., 1988.** Crystallization and recrystallization of growthzoned vein quartz crystals from epithermal systems, implications for fluid inclusion studies. *Economic Geology*, 83, 5, p. 1052-1060.
- Seal, R. R. II. (2006).** Sulfur isotope geochemistry of sulfide minerals. *Reviews in Mineralogy and Geochemistry*, 61(1), 633–677. <https://doi.org/10.2138/rmg.2006.61.12>
- Sellés, D., Gana, P. (2001).** Geología del área Talagante – San Francisco de Mostazal, regiones Metropolitana y del Libertador Bernardo O’Higgins. Mapa Geológico N° 74, Santiago. Servicio Nacional de Geología y Minería de Chile. Escala 1:100.000.
- Sepúlveda, F., 2004.** Caracterización geológica y antecedentes microtermométricos de la veta Lorena, distrito minero Alhué, región metropolitana, Chile. Memoria para optar al título de geólogo. Universidad de Chile. 85 p.
- Shaub, B. M. (1934).** The cause of banding in fissure veins. *American Mineralogist: Journal of Earth and Planetary Materials*, 19(9), 393-402.
- Sillitoe, R. H. (1991).** Gold metallogeny of Chile; an introduction. *Economic Geology* 86(6): 1187–1205. <https://doi.org/10.2113/gsecongeo.86.6.1187>
- Sillitoe, R.H. (2003).** Iron oxide-copper-gold deposits: an Andean view. *Mineralium Deposita* 38 (7): 787–812. <https://doi.org/10.1007/s00126-003-0379-7>
- Sillitoe, R.H., Hedenquist, J.W. (2003)** Linkages between Volcanotectonic Settings, Ore Fluid Compositions, and Epithermal Precious Metal Deposits. En: Simmons, S.F. y Graham, I.J. (Eds.). *Volcanic, geothermal, and ore-forming fluids: Rulers and witnesses of processes within the Earth*. Society of Economic Geologists. pp. 315–343. <https://doi.org/10.5382/SP.10.16>

- Sillitoe, R.H. (2007).** Comments on the Alhue, Jeronimo, Esperanza and Encrucijada gold properties, Chile. Informe inédito. Meridian Gold Company. 8 pp.
- Sillitoe, R.H. (2010).** Porphyry copper systems. *Economic geology* 105(1): 3-41.
<https://doi.org/10.2113/gsecongeo.105.1.3>
- Sillitoe, R. H. (2015).** Epithermal mineralization styles. In SEG Special Publication No. 20: Geology and geochemistry of epithermal systems (pp. 1–18). Society of Economic Geologists.
- Skirrow, R. G. (2022).** Iron oxide copper-gold (IOCG) deposits—A review (part 1): Settings, mineralogy, ore geochemistry and classification. *Ore Geology Reviews*, 140, 104569.
- Simmons, S.F., White, N.C. and John, D.A., 2005.** Geological Characteristics of Epithermal Precious and Base Metal Deposits. *Economic Geology* 100th Anniversary Volume, *Economic Geology*; One Hundredth Anniversary Volume, 1905-2005: 485-522.
- Spurr, J. E. (1926).** Successive banding around rock fragments in veins. *Economic Geology*, 21(6), 519-537.
- Thomas, H., 1958.** Geología de la Cordillera de la costa entre el Valle de la Ligua y la Cuesta Barriga. Instituto de Investigaciones Geológicas, boletín N° 2, 86 p.
- Wang, L., Qin, K., Song, G., Li, G., 2019.** A review of intermediate sulfidation epithermal deposits and subclassification. *Ore Geology Reviews*, Volume 107, p 434-456.
- Wall, R; Gana, P; Gutiérrez, A. 1996.** Mapa geológico del área de San Antonio - Melipilla, regiones de Valparaíso, Metropolitana y del Libertador General Bernardo O'Higgins: Mapa Geológico N° 2 [Material cartográfico]. Escala 1:100.000. Santiago: Servicio Nacional de Geología y Minería. 20 pp, 1 mapa.
- White, W. H. (1943).** The mechanism and environment of gold deposition in veins [North America]. *Economic Geology*, 38(6), 512-532.
- Williams, P.J., Kendrick, M.A., Xavier, R.P. (2010).** Sources of ore fluid components in IOCG deposits. En: Porter, T.M. (Ed.) *Hydrothermal Iron Oxide Copper Gold and Related Deposits: A Global Perspective*. Adelaide, PGC Publishing. pp. 107–116.
- Zhao, Y. M. (1997).** Characteristics and genesis of skarn Pb-Zn deposits in China. *Ore Geology Reviews*, 12(3), 205–221.

Zhao, Y. M. (2002). Skarn polymetallic deposits in China: Types, features and metallogenic models. *Mineral Deposits*, 21(4), 332–346.

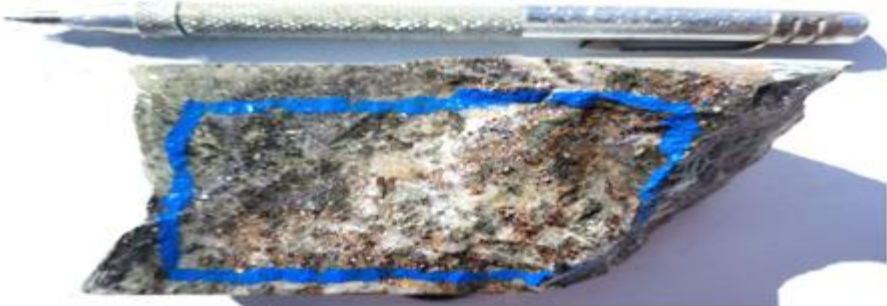
Zhao, Y. M. (2003). Genesis and zoning features of Zn-Pb skarn deposits in eastern Asia. *Journal of Asian Earth Sciences*, 22(3), 245–257.

9 CAPÍTULO 9. ANEXOS

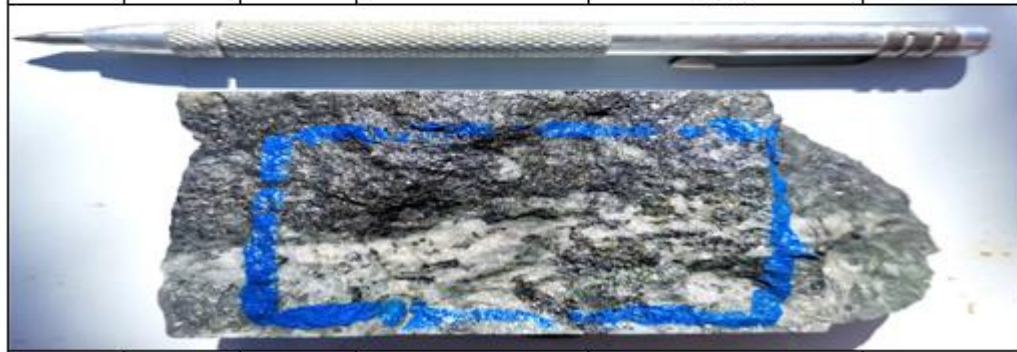
Tabla 4: Cuadro descripción muestras macroscópicas Manda Norte.

Muestra	Sector	Sondaje	Secuencia Eventos	Descripción Macroscópica	Cota
"MAN_010"	Manda norte (Diabla 840)	ALH3723	1° Evento : Cuarzo gris microcristalino y cuarzo blanco peine o comb. En este mismo evento se observan minerales de mena tales como galena, esfalerita y pirita. 2° Evento: Magnetita escasa y masiva. 3° Evento: Calcita masiva.	Brecha hidrotermal (HBX), la roca de caja corresponde a una andesita con moderada alteración a epidota. La mineralogía de ganga se compone de cuarzo gris microcristalino y cuarzo blanco comb o peine. Entre los minerales de mena se encuentra galena masiva con pequeños cristales cúbicos, esfalerita masiva, magnetita masiva y pirita de hábito masivo con escasos cristales escubitos presente exclusivamente con la galena y esfalerita.	863.10 m
"MAN_019"	Manda norte (Diabla 840)	ALH3793	1° Evento : Cuarzo gris microcristalino y cuarzo jaspe colloforme. También se observan minerales de mena como galena, esfalerita y algunos cristales de pirita. 2° Evento: Epidota con clorita masiva. 3° Evento: Magnetita masiva. 4° Evento: Calcita masiva y cristalizada con superposición de epidota masiva	Brecha hidrotermal (HBX), la roca de caja corresponde a una andesita porfídica con moderada alteración a clorita y epidota. La mineralogía de ganga se compone de cuarzo gris microcristalino, cuarzo jaspe colloforme, epidota masiva con clorita masiva y Calcita masiva con algunos cristales trigonales y granulares en conjunto de epidota masiva y escasos cristales fibrosos. Entre los minerales de mena se encuentra galena masiva, esfalerita masiva y pirita de hábito masivo en cantidad despreciable.	887.31 m
					

Tabla 5: Cuadro descripción muestras macroscópicas Maqui Norte.

Muestra	Sector	Sondaje	Secuencia Eventos	Descripción Macroscópica	Cota
MAQ_012	Túnel Maqui 740	ALH4202	1° Evento : Cuarzo gris masivo y cuarzo blanco microcristalino. En este mismo evento se observan minerales de mena tales como galena, esfalerita y pirita. 2° Evento: Cuarzo clorita masiva. 3° Evento: Epidota masiva en conjunto con cristales de clorita también masivos.	Esta muestra corresponde a un toba con un vetilleo moderado, no presenta evidencias claras de brechamiento, como clastos angulosos, con escasa alteración a epidota. La mineralogía de ganga se compone de cuarzo gris masivo, cuarzo blanco microcristalino, cuarzo clorita y epidota con cristales de clorita de forma independiente del cuarzo del segundo evento. Entre los minerales de mena se encuentra galena masiva con pequeños cristales cúbicos, esfalerita masiva y pirita de hábito masivo.	716.37 m
					
Muestra	Sector	Sondaje	Secuencia Eventos	Descripción Macroscópica	Cota
MAQ_018	Maqui 992	ALH4339	1° Evento : Cuarzo gris y cuarzo blanco microcristalino. 2° Evento: Epidota masiva y clorita. 3° Evento: Magnetita en bandas y pseudos bandas 4° Evento : Pirita y calcopirita .	Brecha hidrotermal (HBX), la roca de caja corresponde a una andesita porfídica con alteración moderada a epidota. La mineralogía de ganga de esta muestra se compone de cuarzo gris y cuarzo blanco microcristalino, epidota masiva con pequeños cristales fibrosos de clorita. Entre los minerales de mena se encuentra magnetita de hábito masivo en bandas y pseudo-bandas cruzando tanto verticalmente como subverticalmente la muestra, y pirita con hábito masivo y pequeños cristales cúbicos con escasa calcopirita masiva en comparación.	971.44 m
					

Muestra	Sector	Sondaje	Secuencia Eventos	Descripción Macroscópica	Cota
MAQ_021	Tunel Maqui 740	ALH4261	1° Evento : Cuarzo gris masivo y cuarzo blanco microcristalino. En este mismo evento se observan minerales de mena tales como galena y esfalerita. 2° Evento: Epidota de escasa ocurrencia con clorita. 3° Evento: Pirita masiva con calcopirita	Brecha hidrotermal (HBX), la roca de caja corresponde a una andesita con alteración a clorita y escasa epidota. La mineralogía de ganga se compone de cuarzo gris masivo y cuarzo blanco microcristalino, escasos cristales de epidota y clorita en su mayoría. Entre los minerales de mena se encuentra galena masiva, esfalerita masiva, y cristales de pirita y calcopirita dispersos en el fragmento de roca.	802.19 m



Muestra	Sector	Sondaje	Secuencia Eventos	Descripción Macroscópica	Cota
MAQ_026	Maqui norte (Millenium 980)	ALH3691	1° Evento : Cuarzo gris microcristalino y cuarzo jaspe masivo, en conjunto con epidota y clorita masiva. 2° Evento: Cuarzo blanco microcristalino 3° Evento: Magnetita masiva pseudo bandeada con pirita. 4° Evento: Pseudo bandas de rodonita oxidada masiva.	Brecha hidrotermal (HBX), la roca de caja corresponde a una andesita porfídica con alteración a epidota y clorita escasa. La mineralogía de ganga de esta muestra se compone de cuarzo gris microcristalino, cuarzo jaspe masivo con epidota y clorita masiva. Cuarzo blanco microcristalino rebrechizando parte del cuarzo gris y rodonita oxidada masiva formada principalmente en pseudo-bandas verticales. Entre los minerales de mena se encuentra magnetita masiva al igual en que el caso de la rodonita, presente como pseudo-bandas en casi toda la muestra con pirita masiva y con pequeños cristales cúbicos.	975.07 m

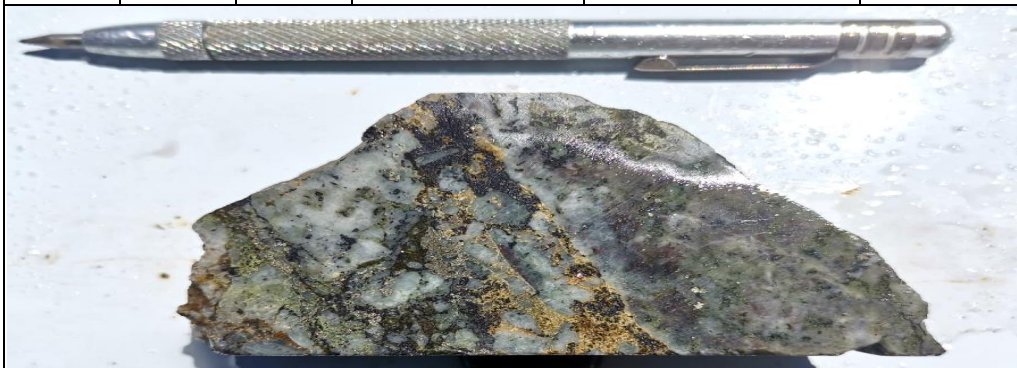


Tabla 6: Sondeos seleccionados para el proyecto de investigación.

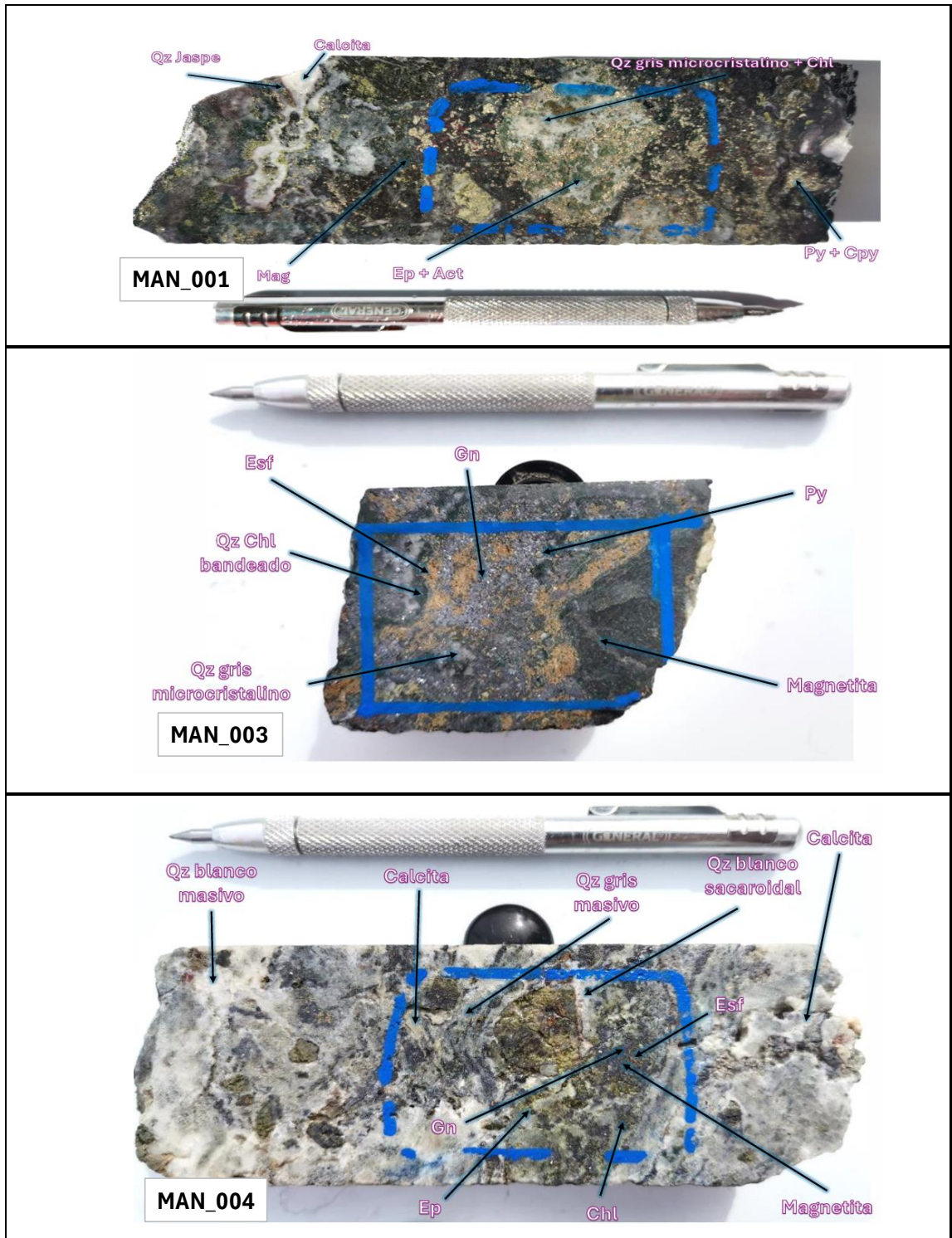
MUESTRA	SECTOR	SONDAJE	FROM - TO		COORDENADA COMPOSITO		COTA
			FROM	TO	MID X	MID Y	
"MAQ_026"	Maqui norte (Millenium 980)	ALH3691	240.73	241	317625.589	6237029	975.073
"MAQ_024"	Maqui norte (Millenium 980)	ALH3691	240	240.73	317625.589	6237029	975.073
"MAQ_025"	Maqui norte (Millenium 980)	ALH3691	240	240.73	317625.589	6237029	975.073
"MAN_011"	Manda norte (Millenium 980)	ALH3691	178.6	179.08	317591.662	6236977	971.516
"MAN_010"	Manda norte (Diablita 840)	ALH3723	72	72.55	317547.312	6236940	863.101
"MAQ_005"	Maqui norte (Diablita 840)	ALH3793	200.55	201.05	317633.347	6237018	937.919
"MAQ_006"	Maqui norte (Diablita 840)	ALH3793	205.15	205.7	317633.347	6237018	937.919
"MAQ_007"	Maqui norte (Diablita 840)	ALH3793	205.15	205.7	317633.347	6237018	937.919
"MAQ_008"	Maqui norte (Diablita 840)	ALH3793	205.15	205.7	317633.347	6237018	937.919
"MAQ_009"	Maqui norte (Diablita 840)	ALH3793	206	206.5	317633.347	6237018	937.919
"MAN_018"	Manda norte (Diablita 840)	ALH3793	98	98.7	317563.259	6236951	887.313
"MAN_019"	Manda norte (Diablita 840)	ALH3793	98.7	99	317563.259	6236951	887.313
"MAN_020"	Manda norte (Diablita 840)	ALH3793	100.3	101	317563.259	6236951	887.313
"MAN_003"	Manda norte (Diablita 840)	ALH3799	81.45	81.75	317542.261	6236951	878.436
"MAN_004"	Manda norte (Diablita 840)	ALH3799	81.95	82.15	317542.261	6236951	878.436
"MAN_005"	Manda norte (Diablita 840)	ALH3799	82.15	82.4	317542.261	6236951	878.436
"MAN_006"	Manda norte (Diablita 840)	ALH3799	82.4	83	317542.261	6236951	878.436
"MAN_007"	Manda norte (Diablita 840)	ALH3799	83	83.6	317542.261	6236951	878.436
"MAQ_023"	Maqui norte (Diablita 840)	ALH3817	242.7	243.1	317616.499	6237060	977.739
"MAN_015"	Manda norte (Diablita 840)	ALH3817	88.25	88.75	317544.628	6236958	894.342
"MAN_016"	Manda norte (Diablita 840)	ALH3817	92.45	93	317544.628	6236958	894.342
"MAN_013"	Manda norte (Diablita 840)	ALH3828	137.9	138.75	317605.682	6236959	909.208
"MAN_014"	Manda norte (Diablita 840)	ALH3828	139.35	139.75	317605.682	6236959	909.208
"MAN_017"	Manda norte (Diablita 840)	ALH3833	81.15	81.4	317565.243	6236937	866.033
"MAQ_010"	Maqui norte (Diablita 840)	ALH3862	259.65	260.1	317618.386	6237115	909.677
"MAQ_011"	Maqui norte (Diablita 840)	ALH3862	261.6	261.85	317618.386	6237115	909.677
"MAN_008"	Manda norte (Diablita 840)	ALH3889	106.35	106.75	317542.443	6236964	912.594
"MAN_021"	Manda norte (Diablita 840)	ALH3893	108.6	108.95	317455.723	6236962	917.099

"MAN_001"	Manda norte (Diablita 840)	ALH3900	130.9	131.4	317531.964	6236973	947.759
"MAN_002"	Manda norte (Diablita 840)	ALH3900	132.4	132.9	317531.964	6236973	947.759
"MAQ_012"	Túnel Maqui 740	ALH4202	227.1	227.5	317656.925	6237231	716.369
"MAQ_003"	Túnel Maqui 740	ALH4207	235.15	235.65	317646.492	6237233	732.551
"MAQ_004"	Túnel Maqui 740	ALH4207	235.65	236.1	317646.492	6237233	732.551
"MAQ_021"	Túnel Maqui 740	ALH4261	206.9	207.25	317637.846	6237162	802.187
"MAQ_001"	Túnel Maqui 740	ALH4331	214.9	215.3	317632.802	6237142	835.499
"MAQ_002"	Túnel Maqui 740	ALH4331	215.3	215.65	317632.802	6237142	835.499
"MAQ_017"	Maqui 992	ALH4339	191.5	191.81	317605.873	6237119	971.443
"MAQ_018"	Maqui 992	ALH4339	194.7	195.05	317605.873	6237119	971.443
"MAQ_019"	Maqui 992	ALH4339	197.23	197.6	317605.873	6237119	971.443
"MAQ_020"	Maqui 992	ALH4339	197.6	198.55	317605.873	6237119	971.443
"MAN_012"	Manda norte (Maqui 992)	ALH4339	53.8	54.15	317551.868	6236986	984.872
"MAQ_022"	Maqui 992	ALH4354	163.95	164.5	317612.816	6237082	997.180
"MAQ_013"	Maqui 992	ALH4361	190.1	190.72	317604.981	6237116	984.737
"MAQ_014"	Maqui 992	ALH4361	190.1	190.72	317604.981	6237116	984.737
"MAQ_015"	Maqui 992	ALH4361	190.72	191.4	317604.981	6237116	984.737
"MAQ_016"	Maqui 992	ALH4361	193	193.55	317604.981	6237116	984.737
"MAN_009"	Manda norte (Maqui 992)	ALH4361	54.2	54.88	317553.426	6236988	988.629

Tabla 7: Muestras seleccionadas para la confección de cortes transparentes/pulidos y posterior análisis petrográfico.

MUESTRA	SECTOR	SONDAJE	FROM - TO		COORDENADA COMPOSITO		COTA
			FROM	TO	MIDX	MIDY	
"MAN_001"	Manda norte (Diablita 840)	ALH3900	130.9	131.4	317531.964	6236973	947.759
"MAN_003"	Manda norte (Diablita 840)	ALH3799	81.45	81.75	317542.261	6236951	878.436
"MAN_004"	Manda norte (Diablita 840)	ALH3799	81.95	82.15	317542.261	6236951	878.436
"MAN_005"	Manda norte (Diablita 840)	ALH3799	82.15	82.4	317542.261	6236951	878.436
"MAN_006"	Manda norte (Diablita 840)	ALH3799	82.4	83	317542.261	6236951	878.436
"MAN_010"	Manda norte (Diablita 840)	ALH3723	72	72.55	317547.312	6236940	863.101
"MAN_016"	Manda norte (Diablita 840)	ALH3817	92.45	93	317544.628	6236958	894.342
"MAN_019"	Manda norte (Diablita 840)	ALH3793	98.7	99	317563.259	6236951	887.313
"MAQ_002"	Túnel Maqui 740	ALH4331	215.3	215.65	317632.802	6237142	835.499
"MAQ_005"	Maqui norte (Diablita 840)	ALH3793	200.55	201.05	317633.347	6237018	937.919
"MAQ_008"	Maqui norte (Diablita 840)	ALH3793	205.15	205.7	317633.347	6237018	937.919
"MAQ_011"	Maqui norte (Diablita 840)	ALH3862	261.6	261.85	317618.386	6237115	909.677
"MAQ_012"	Túnel Maqui 740	ALH4202	227.1	227.5	317656.925	6237231	716.369
"MAQ_013"	Maqui 992	ALH4361	190.1	190.72	317604.981	6237116	984.737
"MAQ_014"	Maqui 992	ALH4361	190.1	190.72	317604.981	6237116	984.737
"MAQ_016"	Maqui 992	ALH4361	193	193.55	317604.981	6237116	984.737
"MAQ_017"	Maqui 992	ALH4339	191.5	191.81	317605.873	6237119	971.443
"MAQ_018"	Maqui 992	ALH4339	194.7	195.05	317605.873	6237119	971.443
"MAQ_019"	Maqui 992	ALH4339	197.23	197.6	317605.873	6237119	971.443
"MAQ_020"	Maqui 992	ALH4339	197.6	198.55	317605.873	6237119	971.443
"MAQ_021"	Túnel Maqui 740	ALH4261	206.9	207.25	317637.846	6237162	802.187
"MAQ_023"	Maqui norte (Diablita 840)	ALH3817	242.7	243.1	317616.499	6237060	977.739
"MAQ_024"	Maqui norte (Millenium 980)	ALH3691	240	240.73	317625.589	6237029	975.073
"MAQ_025"	Maqui norte (Millenium 980)	ALH3691	240	240.73	317625.589	6237029	975.073
"MAQ_026"	Maqui norte (Millenium 980)	ALH3691	240.73	241	317625.589	6237029	975.073

Tabla 8: Imágenes con sus respectivos códigos de muestras macroscópicas Manda Norte.



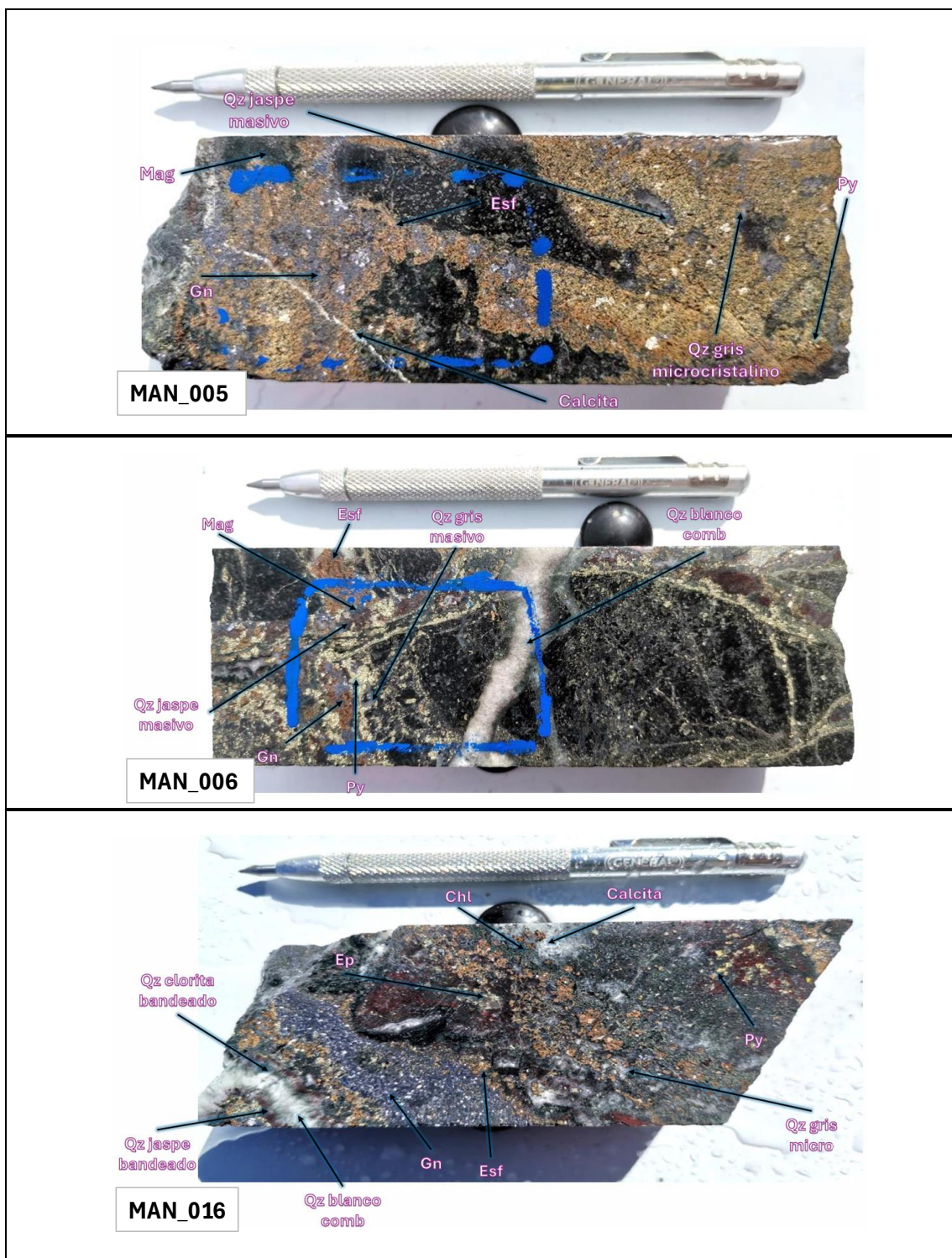
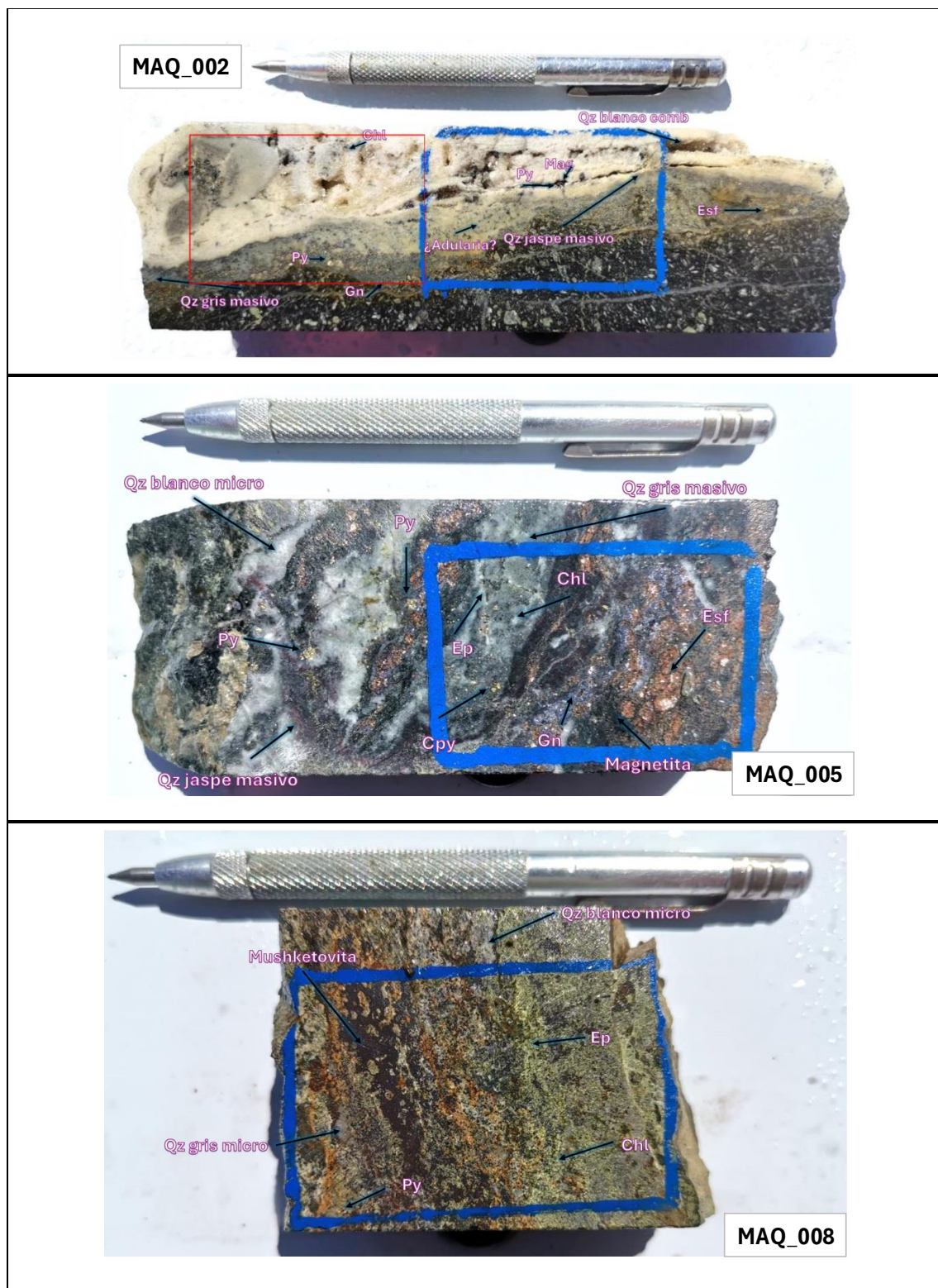
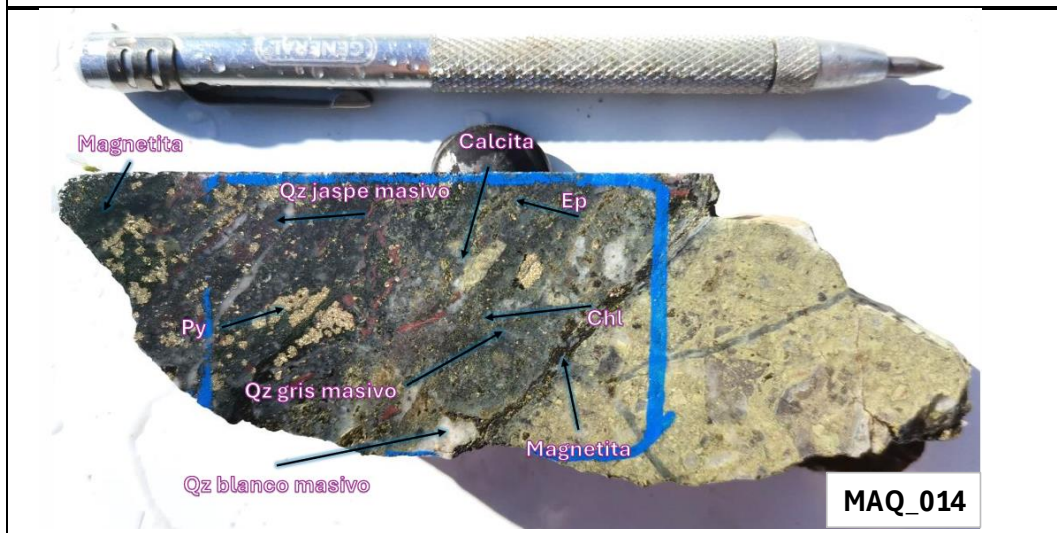
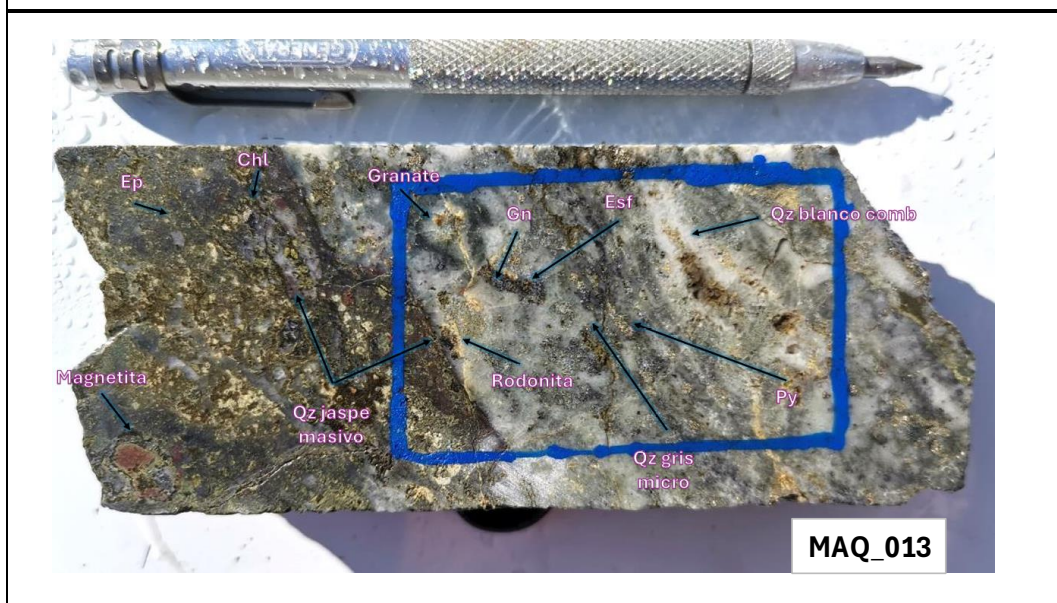
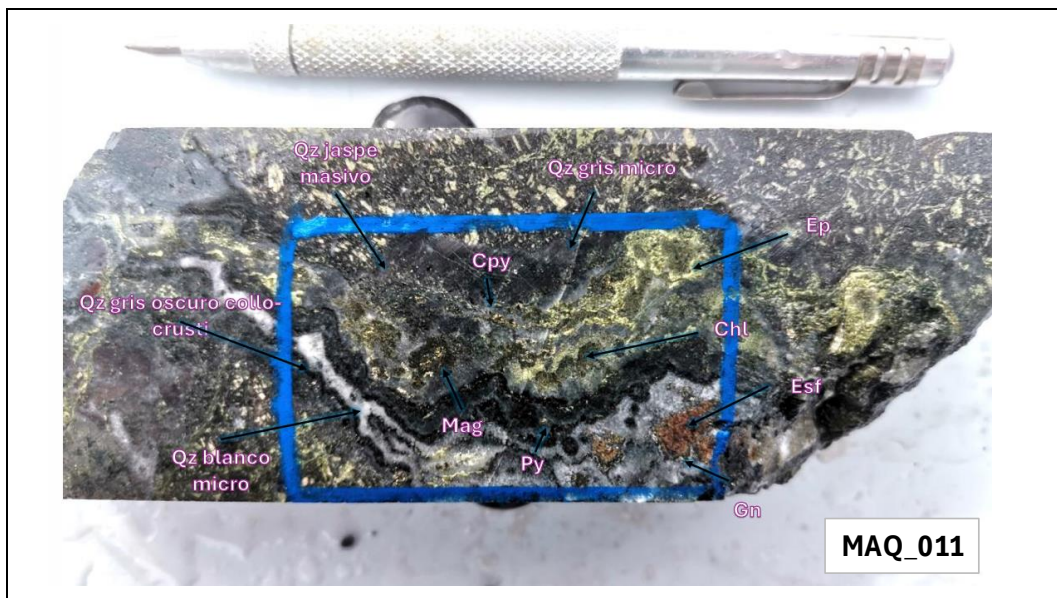
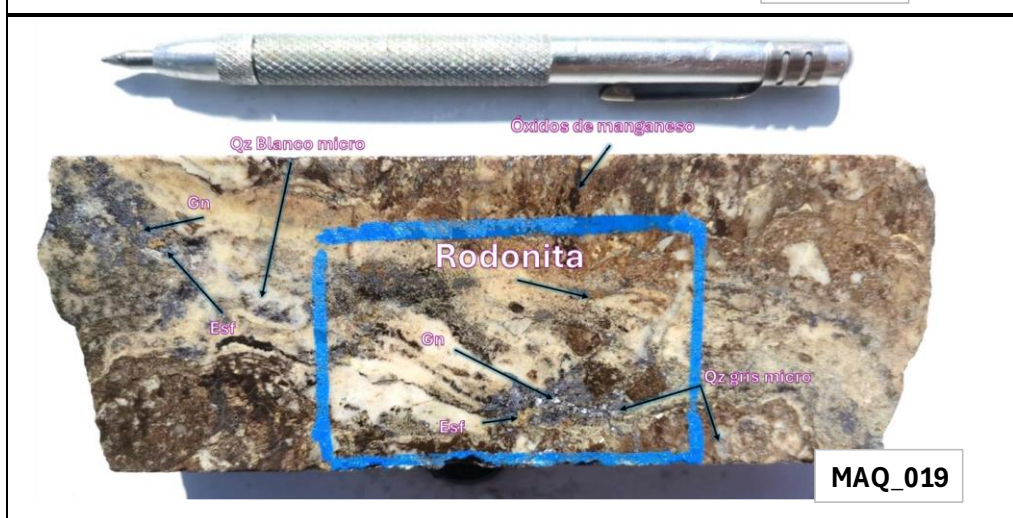
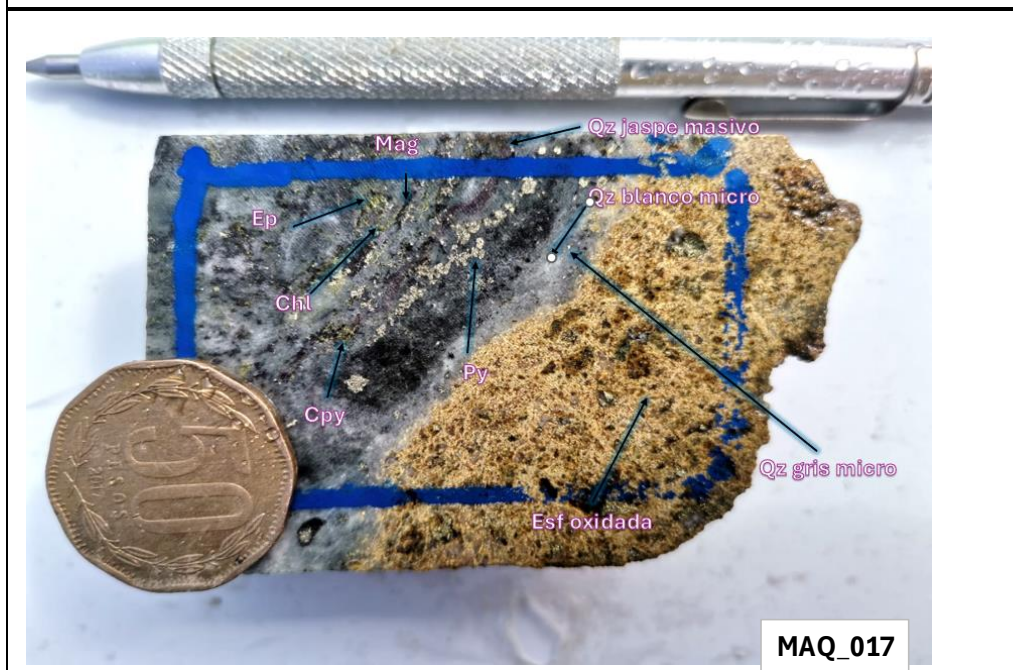
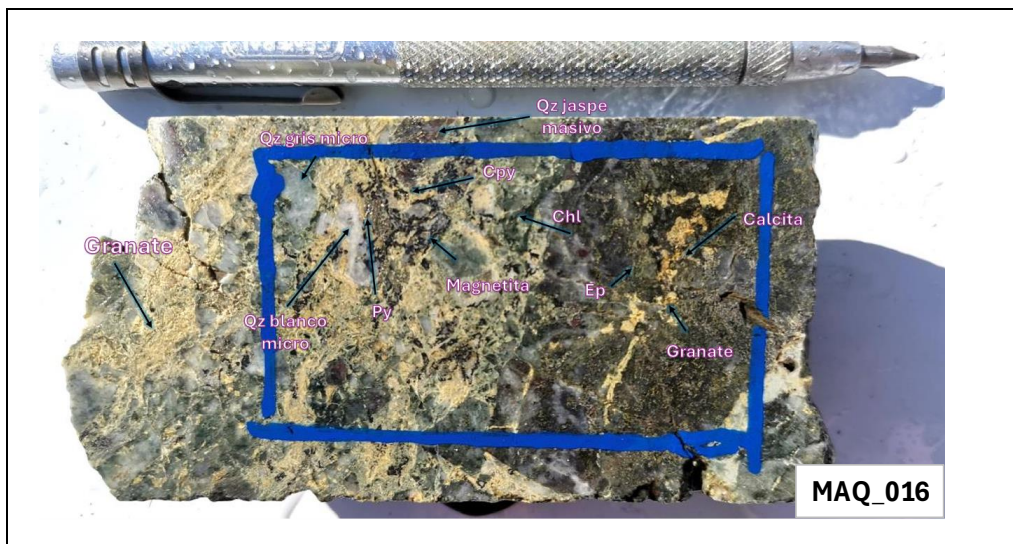


Tabla 9: Imágenes con sus respectivos códigos de muestras macroscópicas Maqui Norte.







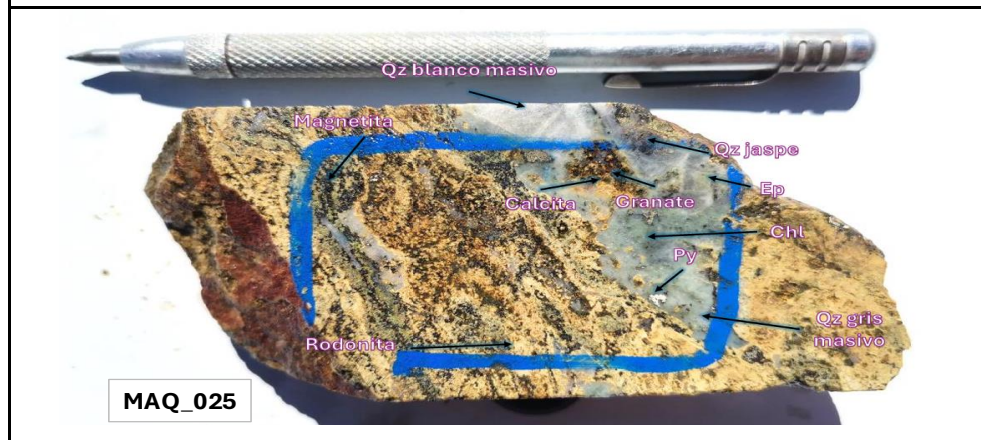
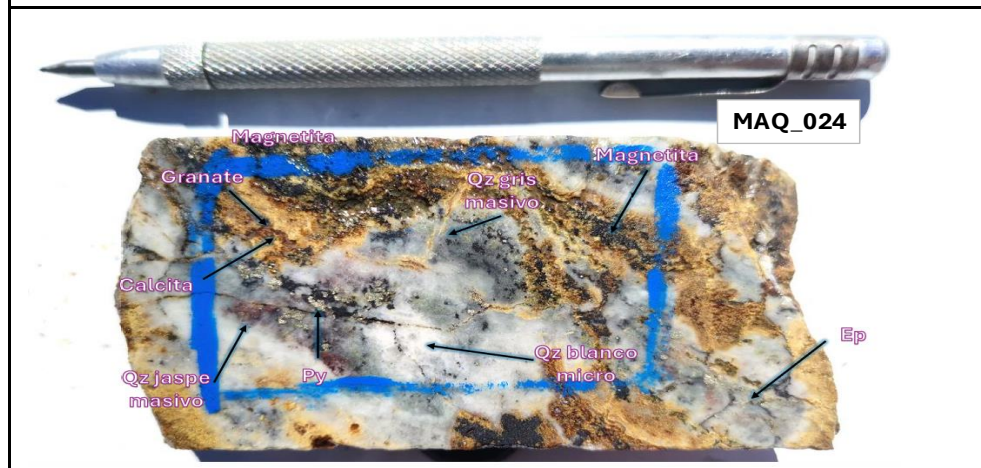
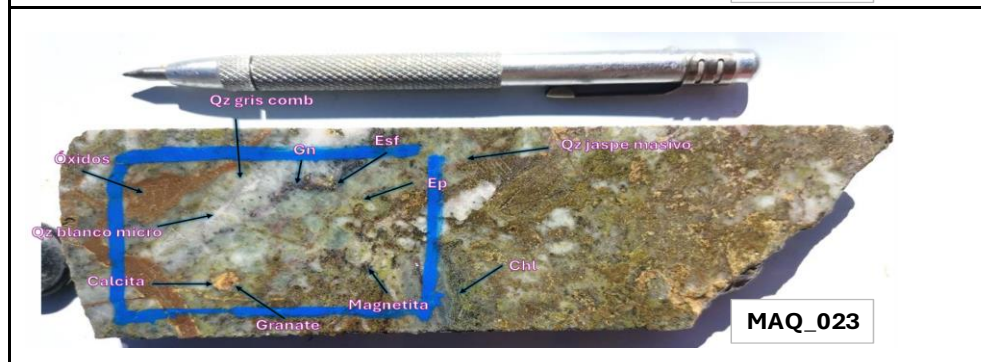
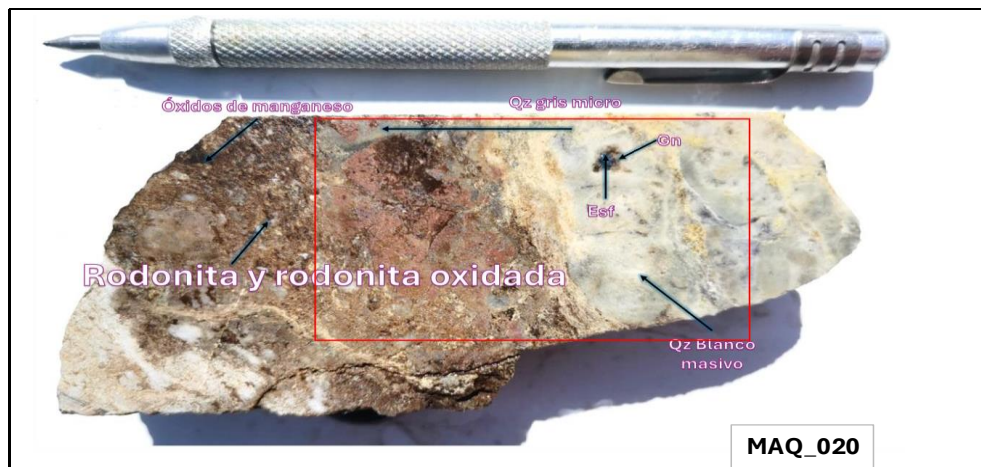


Tabla 10: Listado de muestras recolectadas en el sector Maqui Norte y Manda Norte, incluyendo información de ubicación por sector, código de sondaje, profundidad de muestreo (en metros), coordenadas UTM y cota topográfica asociada a cada intervalo analizado y su desglose químico por cada muestra por separado.

MAQUI NORTE							
MUESTRA	SECTOR	SONDAJE	FROM - TO		COORDENADA COMPOSITO		COTA
			FROM	TO	MIDX	MIDY	
"MAQ_001"	Tunel Maqui 740	ALH4331	214.9	215.3	317632.802	6237142.228	835.499
"MAQ_002"	Tunel Maqui 740	ALH4331	215.3	215.65	317632.802	6237142.228	835.499
"MAQ_003"	Tunel Maqui 740	ALH4207	235.15	235.65	317646.492	6237232.985	732.551
"MAQ_004"	Tunel Maqui 740	ALH4207	235.65	236.1	317646.492	6237232.985	732.551
"MAQ_005"	Maqui norte (Diablita 840)	ALH3793	200.55	201.05	317633.347	6237018.41	937.919
"MAQ_006"	Maqui norte (Diablita 840)	ALH3793	205.15	205.7	317633.347	6237018.41	937.919
"MAQ_007"	Maqui norte (Diablita 840)	ALH3793	205.15	205.7	317633.347	6237018.41	937.919
"MAQ_008"	Maqui norte (Diablita 840)	ALH3793	205.15	205.7	317633.347	6237018.41	937.919
"MAQ_009"	Maqui norte (Diablita 840)	ALH3793	206	206.5	317633.347	6237018.41	937.919
"MAQ_010"	Maqui norte (Diablita 840)	ALH3862	259.65	260.1	317618.386	6237115.483	909.677
"MAQ_011"	Maqui norte (Diablita 840)	ALH3862	261.6	261.85	317618.386	6237115.483	909.677
"MAQ_012"	Tunel Maqui 740	ALH4202	227.1	227.5	317656.925	6237230.657	716.369
"MAQ_013"	Maqui 992	ALH4361	190.1	190.72	317604.981	6237116.399	984.737
"MAQ_014"	Maqui 992	ALH4361	190.1	190.72	317604.981	6237116.399	984.737
"MAQ_015"	Maqui 992	ALH4361	190.72	191.4	317604.981	6237116.399	984.737
"MAQ_016"	Maqui 992	ALH4361	193	193.55	317604.981	6237116.399	984.737
"MAQ_017"	Maqui 992	ALH4339	191.5	191.81	317605.873	6237118.595	971.443
"MAQ_018"	Maqui 992	ALH4339	194.7	195.05	317605.873	6237118.595	971.443
"MAQ_019"	Maqui 992	ALH4339	197.23	197.6	317605.873	6237118.595	971.443
"MAQ_020"	Maqui 992	ALH4339	197.6	198.55	317605.873	6237118.595	971.443
"MAQ_021"	Tunel Maqui 740	ALH4261	206.9	207.25	317637.846	6237161.78	802.187
"MAQ_022"	Maqui 992	ALH4354	163.95	164.5	317612.816	6237082.38	997.180
"MAQ_023"	Maqui norte (Diablita 840)	ALH3817	242.7	243.1	317616.499	6237060.467	977.739
"MAQ_024"	Maqui norte (Millenium 980)	ALH3691	240	240.73	317625.589	6237028.847	975.073
"MAQ_025"	Maqui norte (Millenium 980)	ALH3691	240	240.73	317625.589	6237028.847	975.073
"MAQ_026"	Maqui norte (Millenium 980)	ALH3691	240.73	241	317625.589	6237028.847	975.073

"MAQ_001"			"MAQ_002"			"MAQ_003"			"MAQ_004"		
Elementos	%	±(3)	Elementos	%	±(3)	Elementos	%	±(3)	Elementos	%	±(3)
SiO2	28.097	0.508	SiO2	71.839	0.832	SiO2	22.827	0.446	SiO2	34.166	0.534
Zn	13.232	0.057	Zn	1.176	0.010	Zn	8.742	0.046	Zn	5.358	0.033
Al2O3	0.496	0.287	Al2O3	9.576	0.515	Al2O3	2.284	0.325	Al2O3	2.188	0.322
S	4.875	0.084	S	1.109	0.035	S	2.423	0.066	S	0.770	0.056
Fe2O3	4.464	0.056	Fe2O3	5.360	0.052	Fe2O3	4.067	0.053	Fe2O3	2.26	0.039
K2O	0.627	0.019	K2O	4.257	0.039	K2O	2.958	0.035	K2O	2.806	0.034
CaO	0.895	0.022	CaO	1.517	0.024	CaO	0.689	0.021	CaO	1.166	0.024
Pb	2.219	0.017	Pb	0.196	0.004	Pb	1.586	0.013	Pb	3.176	0.015
Cl	0.051	0.024	Cl	0.089	0.021	Cl	0.079	0.028	Cl	0.074	0.023
P2O5	0.240	0.059	P2O5	0.129	0.057	P2O5	0.247	0.052	P2O5	0.375	0.055
MnO	0.424	0.024	MnO	0.438	0.020	MnO	0.338	0.021	MnO	0.207	0.017
TiO2	0.161	0.012	TiO2	0.529	0.013	TiO2	0.192	0.013	TiO2	0.185	0.012
Cd	0.098	0.007	Cd	0.008	0.003	Cd	0.062	0.007	Cd	0.029	0.006
Cu	0.041	0.005	Cu	0.013	0.002	Cu	0.551	0.013	Ba	0.156	0.034
Sr	0.01	0.002	Sr	0.008	0.001	Ba	0.178	0.038	Sr	0.020	0.002
Zr	0.003	0.002	Zr	0.005	0.001	Sr	0.017	0.002	Zr	0.008	0.001
Rb	0.010	0.003	Rb	0.016	0.001	Zr	0.009	0.001	Rb	0.033	0.003
Y	0.005	0.002	Pt	0.011	0.008	Rb	0.058	0.021	Y	0.018	0.002
Pt	0.070	0.026	MgO	2.883	2.089	Pt	0.058	0.021	Cu	0.072	0.005
			Ba	0.062	0.02	Y	0.008	0.001	Pt	0.029	0.018
			W	0.046	0.023						
			V	0.009	0.002						

"MAQ_005"			"MAQ_006"			"MAQ_008"			"MAQ_009"		
Elementos	%	±(3)	Elementos	%	±(3)	Elementos	%	±(3)	Elementos	%	±(3)
SiO2	93.465	1.002	SiO2	21.387	0.449	SiO2	49.57	0.696	SiO2	45.899	0.641
Zn	0.163	0.002	Zn	12.372	0.060	Zn	0.532	0.012	Zn	2.943	0.025
Al2O3	2.282	0.352	Al2O3	0.352	0.285	Al2O3	13.523	0.661	S	3.547	0.065
S	0.992	0.028	S	3.579	0.077	S	0.165	0.025	Fe2O3	8.106	0.073
Fe2O3	1.902	0.032	Fe2O3	8.930	0.078	Fe2O3	21.541	0.115	K2O	0.298	0.014
K2O	0.929	0.019	K2O	0.174	0.013	K2O	0.382	0.017	CaO	0.914	0.021
CaO	0.291	0.012	CaO	2.136	0.032	CaO	7.414	0.052	Pb	0.586	0.009
Pb	0.165	0.004	Pb	1.922	0.015	Pb	0.027	0.002	Cl	0.097	0.026
Cl	0.058	0.018	Cl	0.065	0.024	Co	0.044	0.018	P2O5	0.324	0.059
W	0.116	0.016	P2O5	0.202	0.055	P2O5	0.276	0.066	MnO	0.226	0.018
MnO	0.33	0.02	MnO	1.008	0.035	MnO	0.322	0.019	TiO2	0.076	0.01
TiO2	0.09	0.007	TiO2	0.043	0.011	TiO2	0.865	0.019	Cu	0.134	0.006
Cu	0.008	0.001	Cd	0.056	0.007	Cu	0.005	0.002	Sr	0.005	0.001
Sr	0.001	0.001	Cu	0.082	0.006	Sr	0.020	0.001	Cr	0.035	0.006
Zr	0.001	0.001	Sr	0.008	0.002	Zr	0.006	0.001	V	0.006	0.003
			Zr	0.003	0.001	Y	0.002	0.001	Rb	0.003	0.002
			V	0.008	0.006	V	0.018	0.004	Pt	0.025	0.013
			Rb	0.006	0.003	Rb	0.006	0.001	Co	0.017	0.011
			Pt	0.049	0.023				Cd	0.014	0.005
									Zr	0.002	0.001
									Y	0.001	0.001

"MAQ_010"			"MAQ_011"			"MAQ_012"			"MAQ_013"		
Elementos	%	±(3)	Elementos	%	±(3)	Elementos	%	±(3)	Elementos	%	±(3)
SiO2	34.040	0.537	SiO2	80.574	0.909	SiO2	83.729	0.933	SiO2	88.963	0.98
Zn	0.800	0.014	Zn	0.099	0.003	Zn	1.969	0.010	Zn	0.001	0.001
Al2O3	2.906	0.356	Al2O3	4.966	0.433	Al2O3	4.645	0.414	Al2O3	0.356	0.281
S	0.459	0.036	S	0.338	0.021	S	4.045	0.056	S	0.329	0.018
Fe2O3	6.853	0.067	Fe2O3	7.053	0.065	Fe2O3	1.342	0.030	Fe2O3	1.386	0.031
K2O	3.038	0.036	K2O	0.454	0.017	K2O	2.130	0.030	K2O	0.049	0.012
CaO	2.735	0.034	CaO	4.985	0.042	CaO	0.926	0.020	CaO	12.753	0.063
Sn	0.025	0.021	MgO	3.267	1.988	Pb	0.602	0.008	Pb	0.006	0.002
Pb	0.459	0.007	Pb	0.018	0.002	Cl	0.031	0.019	Cl	0.068	0.019
Cl	0.124	0.029	Cl	0.032	0.019	Hf	0.025	0.008	P2O5	0.145	0.069
P2O5	0.362	0.055	P2O5	0.069	0.054	MnO	0.136	0.015	MnO	0.473	0.026
MnO	0.559	0.025	MnO	1.026	0.034	TiO2	0.090	0.008	TiO2	0.013	0.008
TiO2	0.397	0.015	TiO2	0.01	0.008	Ba	0.080	0.018	W	0.004	0.003
Ba	0.167	0.038	Cu	0.107	0.004	Cu	0.011	0.002	Cu	0.027	0.002
Cu	0.170	0.007	W	0.021	0.008	W	1.148	0.048	Sr	0.002	0
Sr	0.033	0.002	Sr	0.007	0.001	Sr	0.020	0.001			
Rb	0.050	0.003	V	0.004	0.001	Rb	0.002	0			
V	0.016	0.005				Zr	0.003	0.001			
Y	0.011	0.001				Cd	0.018	0.003			

"MAQ_014"			"MAQ_015"			"MAQ_017"			"MAQ_018"		
Elementos	%	±(3)	Elementos	%	±(3)	Elementos	%	±(3)	Elementos	%	±(3)
SiO2	76.540	0.895	SiO2	46.103	0.647	SiO2	83.989	0.956	SiO2	65.149	0.84
Zn	0.081	0.004	Zn	0.368	0.010	Zn	0.921	0.008	Zn	0.055	0.005
Al2O3	4.534	0.472	Co	0.077	0.015	S	6.169	0.057	Al2O3	2.269	0.476
S	3.349	0.055	S	3.603	0.064	Fe2O3	7.942	0.069	S	18.062	0.135
Fe2O3	12.559	0.088	Fe2O3	15.019	0.099	K2O	0.066	0.011	Fe2O3	23.512	0.141
K2O	0.473	0.018	K2O	0.044	0.010	CaO	4.779	0.032	K2O	0.045	0.012
CaO	3.855	0.037	CaO	0.598	0.018	Pb	0.066	0.004	CaO	3.806	0.037
Pb	0.048	0.003	Pb	0.043	0.003	Cl	0.041	0.019	Pb	0.038	0.005
Cl	0.057	0.021	Cl	0.069	0.023	P2O5	0.166	0.066	Sr	0.007	0.001
MnO	0.532	0.025	P2O5	0.313	0.058	MnO	0.597	0.024	P2O5	0.204	0.091
Co	0.032	0.013	MnO	0.064	0.014	Cu	0.118	0.005	MnO	0.287	0.021
Cu	0.206	0.006	Cu	0.327	0.01	W	0.104	0.02	Cu	3.446	0.036
Sr	0.005	0.001	As	0.006	0.003	TiO2	0.017	0.008	Co	0.061	0.016
Rb	0.002	0.001	Cr	0.022	0.005	As	0.013	0.003	As	0.005	0.002
V	0.002	0.001	Cd	0.005	0.004	V	0.001	0.001	V	0.004	0.002
			V	0.006	0.003	Co	0.01	0.009			
						Cd	0.002	0.002			

"MAQ_019"			"MAQ_020"			"MAQ_021"			"MAQ_022" (ZONA ESFALERITA PALIDA)		
Elementos	%	±(3)	Elementos	%	±(3)	Elementos	%	±(3)	Elementos	%	±(3)
SiO2	95.100	1.033	SiO2	87.244	0.963	SiO2	85.559	0.965	SiO2	34.221	0.557
Zn	0.309	0.004	Zn	0.105	0.003	Zn	2.968	0.013	Zn	8.916	0.044
Al2O3	0.379	0.017	Al2O3	0.665	0.035	Al2O3	0.418	0.008	S	2.289	0.066
S	1.789	0.042	S	0.595	0.025	S	4.082	0.054	Fe2O3	2.807	0.045
Fe2O3	2.007	0.036	Fe2O3	2.703	0.04	Fe2O3	1.421	0.031	CaO	5.446	0.047
K2O	0.024	0.010	K2O	0.046	0.011	K2O	0.118	0.012	Pb	3.271	0.017
CaO	3.337	0.034	CaO	8.031	0.048	CaO	3.367	0.028	Cl	0.075	0.027
Pb	1.126	0.008	Pb	0.237	0.005	Pb	0.854	0.010	P2O5	0.281	0.066
Cl	0.093	0.02	Cl	0.078	0.020	Cl	0.043	0.019	MnO	0.552	0.028
TiO2	0.025	0.007	P2O5	0.150	0.063	P2O5	0.092	0.062	Cu	0.024	0.004
MnO	1.099	0.037	MnO	1.338	0.042	MnO	0.125	0.016	Cd	0.051	0.006
Cu	0.002	0.001	Cu	0.002	0.001	Cu	0.057	0.004	TiO2	0.056	0.011
W	0.280	0.025	W	0.028	0.013	W	1.108	0.048	Zr	0.005	0.001
Cd	0.002	0.001	Zr	0.003	0.001	TiO2	0.086	0.009	Sr	0.005	0.001
Y	0.001	0.001	TiO2	0.128	0.009	Cd	0.025	0.003	Pt	0.052	0.023
						Hf	0.022	0.009	Y	0.015	0.002

"MAQ_023"			"MAQ_024"			"MAQ_025"			"MAQ_026"		
Elementos	%	±(3)	Elementos	%	±(3)	Elementos	%	±(3)	Elementos	%	±(3)
SiO2	97.467	1.04	SiO2	89.311	0.99	SiO2	59.21	0.78	SiO2	80.965	0.935
Zn	0.073	0.001	Zn	0.021	0.002	Zn	0.032	0.003	Zn	0.135	0.005
Al2O3	0.883	0.306	Al2O3	0.635	0.331	Al2O3	1.654	0.385	Al2O3	1.093	0.375
S	0.245	0.019	S	3.479	0.047	S	0.579	0.027	S	3.336	0.048
Fe2O3	1.633	0.028	Fe2O3	7.302	0.068	Fe2O3	19.149	0.11	Fe2O3	16.586	0.105
K2O	0.074	0.010	K2O	0.050	0.011	K2O	0.074	0.013	K2O	0.058	0.012
CaO	1.282	0.021	CaO	5.656	0.039	CaO	14.880	0.068	CaO	6.763	0.047
Pb	0.018	0.002	Pb	0.019	0.003	Pb	0.014	0.002	Pb	0.067	0.003
Cl	0.048	0.017	Cl	0.079	0.02	Cl	0.044	0.022	Cl	0.044	0.021
MnO	0.181	0.016	P2O5	0.109	0.067	P2O5	0.124	0.069	P2O5	0.071	0.069
Cu	0.002	0.001	MnO	0.455	0.024	MnO	1.228	0.038	MnO	0.588	0.028
W	0.075	0.012	Cu	0.005	0.002	Cu	0.001	0.002	Cu	0.050	0.004
TiO2	0.016	0.006	W	0.01	0.003	V	0.005	0.004	Co	0.035	0.015
Sr	0.003	0.001	Co	0.014	0.01	Sr	0.002	0.001	As	0.007	0.003
			As	0.009	0.002	Zr	0.001	0.001	Sr	0.002	0.001
						TiO2	0.996	0.02	V	0.001	0.001
						As	0.019	0.003			

MANDA NORTE							
MUESTRA	SECTOR	SONDAJE	FROM - TO		COORDENADA COMPOSITO		COTA
			FROM	TO	MIDX	MIDY	
"MAN_001"	Manda norte (Diablita 840)	ALH3900	130.9	131.4	317531.96	6236973.047	947.759
"MAN_002"	Manda norte (Diablita 840)	ALH3900	132.4	132.9	317531.96	6236973.047	947.759
"MAN_003"	Manda norte (Diablita 840)	ALH3799	81.45	81.75	317542.26	6236951.326	878.436
"MAN_004"	Manda norte (Diablita 840)	ALH3799	81.95	82.15	317542.26	6236951.326	878.436
"MAN_005"	Manda norte (Diablita 840)	ALH3799	82.15	82.4	317542.26	6236951.326	878.436
"MAN_006"	Manda norte (Diablita 840)	ALH3799	82.4	83	317542.26	6236951.326	878.436
"MAN_007"	Manda norte (Diablita 840)	ALH3799	83	83.6	317542.26	6236951.326	878.436
"MAN_008"	Manda norte (Diablita 840)	ALH3889	106.35	106.75	317542.44	6236964.303	912.594
"MAN_009"	Manda norte (Maqui 992)	ALH4361	54.2	54.88	317553.43	6236988.269	988.629
"MAN_010"	Manda norte (Diablita 840)	ALH3723	72	72.55	317547.31	6236939.571	863.101
"MAN_011"	Manda norte (Millenium 980)	ALH3691	178.6	179.08	317591.66	6236977.321	971.516
"MAN_012"	Manda norte (Maqui 992)	ALH4339	53.8	54.15	317551.87	6236986.4	984.872
"MAN_013"	Manda norte (Diablita 840)	ALH3828	137.9	138.75	317605.68	6236958.995	909.208
"MAN_014"	Manda norte (Diablita 840)	ALH3828	139.35	139.75	317605.68	6236958.995	909.208
"MAN_015"	Manda norte (Diablita 840)	ALH3817	88.25	88.75	317544.63	6236957.816	894.342
"MAN_016"	Manda norte (Diablita 840)	ALH3817	92.45	93	317544.63	6236957.816	894.342
"MAN_017"	Manda norte (Diablita 840)	ALH3833	81.15	81.4	317565.24	6236937.431	866.033
"MAN_018"	Manda norte (Diablita 840)	ALH3793	98	98.7	317563.26	6236950.817	887.313
"MAN_019"	Manda norte (Diablita 840)	ALH3793	98.7	99	317563.26	6236950.817	887.313
"MAN_020"	Manda norte (Diablita 840)	ALH3793	100.3	101	317563.26	6236950.817	887.313
"MAN_021"	Manda norte (Diablita 840)	ALH3893	108.6	108.95	317455.72	6236962.059	917.099

"MAN_001"			"MAN_002"			"MAN_003"			"MAN_004"		
Elementos	%	±(3)	Elementos	%	±(3)	Elementos	%	±(3)	Elementos	%	±(3)
SiO2	78.520	0.908	SiO2	24.129	0.464	SiO2	54.710	0.727	SiO2	29.960	0.554
Zn	0.093	0.004	Zn	0.083	0.006	Zn	6.445	0.032	Zn	13.135	0.053
Al2O3	4.357	0.475	Al2O3	3.067	0.368	Al2O3	5.562	0.488	Al2O3	0.861	0.303
S	5.680	0.068	S	3.320	0.062	S	7.967	0.112	S	5.461	0.063
Fe2O3	14.750	0.095	Fe2O3	12.282	0.093	Fe2O3	8.695	0.081	Fe2O3	4.098	0.061
K2O	0.88	0.022	K2O	3.047	0.036	K2O	1.034	0.023	CaO	23.65	0.097
CaO	0.789	0.019	CaO	3.427	0.037	CaO	0.618	0.018	Pb	1.425	0.012
Pb	0.092	0.004	Pb	0.028	0.003	Pb	17.734	0.031	Cl	0.043	0.024
Cl	0.078	0.021	Cl	0.053	0.025	Cl	0.151	0.024	P2O5	0.253	0.086
Co	0.024	0.014	P2O5	0.368	0.057	P2O5	0.415	0.075	MnO	0.774	0.036
MnO	0.443	0.022	MnO	0.318	0.020	MnO	2.367	0.060	TiO2	0.018	0.012
TiO2	0.026	0.008	TiO2	0.284	0.015	TiO2	0.023	0.009	Cd	0.049	0.005
V	0.005	0.001	As	0.010	0.003	Cu	0.112	0.006	Cu	0.061	0.006
Cu	0.095	0.005	Cu	0.308	0.010	Sr	0.003	0.001	Cl	0.043	0.024
Sr	0.002	0.001	Ba	0.192	0.037	Ti	0.017	0.010	Sr	0.01	0.001
Rb	0.003	0.001	Sr	0.026	0.002	Zr	0.005	0.001	Pt	0.041	0.021
MgO	2.319	2.116	Co	0.023	0.013	Rb	0.009	0.002			
			Rb	0.043	0.004	V	0.003	0.003			
			V	0.017	0.006	W	0.147	0.052			
			Y	0.003	0.001	Cd	0.025	0.004			
						Y	0.018	0.006			

"MAN_005"			"MAN_006"			"MAN_007"			"MAN_008"		
Elementos	%	±(3)	Elementos	%	±(3)	Elementos	%	±(3)	Elementos	%	±(3)
SiO2	30.940	0.554	SiO2	69.996	0.852	SiO2	21.915	0.463	SiO2	21.181	0.460
Zn	33.729	0.094	Zn	1.670	0.015	Zn	7.205	0.096	Zn	0.095	0.007
Al2O3	2.129	0.384	Al2O3	9.818	0.544	Al2O3	2.842	0.387	Al2O3	3.354	0.437
S	23.591	0.166	S	9.366	0.085	S	7.205	0.096	S	5.236	0.082
Fe2O3	4.374	0.064	Fe2O3	9.741	0.076	Fe2O3	12.052	0.094	Fe2O3	26.779	0.141
K2O	0.570	0.017	K2O	4.034	0.038	K2O	2.237	0.032	K2O	0.924	0.022
CaO	0.418	0.017	CaO	0.917	0.02	CaO	1.194	0.025	CaO	4.310	0.043
Pb	1.193	0.017	Pb	0.639	0.01	Pb	0.665	0.011	Pb	0.023	0.003
Cl	0.027	0.023	MgO	2.627	2.487	P2O5	0.301	0.062	P2O5	0.391	0.062
MnO	0.623	0.027	P2O5	0.254	0.068	MnO	0.864	0.030	MnO	0.682	0.028
TiO2	0.039	0.010	MnO	0.289	0.016	TiO2	0.282	0.015	Co	0.081	0.019
Ba	0.073	0.033	TiO2	0.283	0.01	Cu	0.424	0.013	Cl	0.127	0.031
Sr	0.002	0.001	Ba	0.068	0.018	Sr	0.010	0.002	As	0.005	0.003
Rb	0.006	0.003	Cl	0.054	0.02	Zr	0.004	0.001	Cu	0.590	0.015
V	0.022	0.005	Ce	0.034	0.017	Cd	0.062	0.006	TiO2	0.065	0.013
W	0.998	0.143	Cu	0.029	0.003	Rb	0.026	0.003	Sr	0.013	0.002
Cd	0.274	0.012	Co	0.010	0.010	V	0.013	0.006	Rb	0.013	0.003
Hf	0.02	0.016	Rb	0.014	0.001	Ba	0.111	0.034	Ce	0.023	0.019
			Pt	0.008	0.008	Cl	0.099	0.027	V	0.021	0.006
			Cd	0.006	0.002	Pt	0.038	0.020	Cr	0.015	0.006
			Sr	0.006	0.001	Co	0.017	0.013	Cd	0.005	0.004
			V	0.006	0.002				Zr	0.001	0.001
			Zr	0.002	0.001						

"MAN_009"			"MAN_010"			"MAN_011"			"MAN_012"		
Elementos	%	±(3)	Elementos	%	±(3)	Elementos	%	±(3)	Elementos	%	±(3)
SiO2	28.927	0.521	SiO2	42.352	0.626	SiO2	38.225	0.579	SiO2	26.191	0.480
Zn	0.032	0.004	Zn	16.470	0.059	Zn	0.084	0.005	Zn	0.511	0.012
Al2O3	0.468	0.275	S	8.539	0.082	Al2O3	0.490	0.287	Al2O3	4.992	0.419
S	1.761	0.041	Fe2O3	2.705	0.049	S	2.118	0.051	S	2.605	0.056
Fe2O3	8.861	0.084	K2O	0.029	0.013	Fe2O3	6.812	0.068	Fe2O3	10.452	0.086
K2O	0.827	0.022	CaO	16.790	0.083	K2O	1.003	0.023	K2O	4.522	0.043
CaO	17.637	0.081	Cl	0.039	0.024	CaO	4.409	0.042	CaO	2.583	0.033
Cl	0.136	0.029	Pb	1.121	0.010	Cl	0.153	0.033	Cl	0.131	0.027
Pb	0.018	0.003	P2O5	0.300	0.085	Pb	0.046	0.003	Pb	0.029	0.003
P2O5	0.499	0.073	MnO	0.424	0.027	P2O5	0.404	0.060	P2O5	0.429	0.058
MnO	0.694	0.031	W	0.562	0.096	MnO	0.181	0.017	MnO	0.854	0.029
Ba	0.063	0.035	Pt	0.034	0.028	Cu	2.124	0.024	TiO2	0.591	0.018
Cu	0.664	0.014	TiO2	0.017	0.011	Sr	0.005	0.001	Cu	0.118	0.006
Sr	0.006	0.001	Cu	0.120	0.008	Rb	0.01	0.002	Sr	0.027	0.002
Rb	0.009	0.002	Sr	0.001	0.001	Cr	0.010	0.006	Rb	0.060	0.004
Co	0.011	0.01	Cd	0.063	0.006	Ba	0.073	0.035	V	0.025	0.006
			Hf	0.021	0.015				Co	0.019	0.012
									As	0.013	0.003
									As	0.013	0.003
									Zr	0.005	0.001
									Ba	0.214	0.037
									Y	0.005	0.001
									Ni	0.003	0.003

"MAN_013"			"MAN_014"			"MAN_015"			"MAN_016"		
Elementos	%	±(3)	Elementos	%	±(3)	Elementos	%	±(3)	Elementos	%	±(3)
SiO2	37.626	0.579	SiO2	36.142	0.554	SiO2	28.452	0.491	SiO2	55.469	0.750
Zn	0.296	0.009	Zn	0.115	0.005	Zn	0.132	0.006	Zn	11.148	0.047
Al2O3	1.450	0.336	Al2O3	3.823	0.381	Al2O3	5.154	0.409	Al2O3	1.938	0.397
S	3.902	0.067	S	1.642	0.045	S	0.299	0.028	Fe2O3	7.522	0.080
Fe2O3	11.288	0.087	Fe2O3	6.868	0.067	Fe2O3	8.488	0.075	K2O	0.203	0.013
K2O	1.030	0.022	K2O	2.897	0.035	K2O	3.913	0.040	CaO	0.256	0.014
CaO	1.517	0.026	CaO	1.916	0.028	CaO	4.128	0.041	Cl	0.037	0.022
Pb	0.085	0.004	Cl	0.086	0.023	Cl	0.103	0.026	Pb	12.771	0.037
P2O5	0.385	0.060	Pb	0.017	0.003	Pb	0.019	0.002	P2O5	0.297	0.079
MnO	0.296	0.02	P2O5	0.338	0.055	P2O5	0.427	0.057	MnO	0.914	0.039
TiO2	0.161	0.012	MnO	0.605	0.025	MnO	0.465	0.022	TiO2	0.013	0.009
Cu	0.853	0.016	TiO2	0.436	0.015	TiO2	0.727	0.019	Cu	0.109	0.008
Sr	0.014	0.002	Cu	0.151	0.006	Cu	0.015	0.002	Sr	0.002	0.001
Rb	0.02	0.003	Sr	0.023	0.002	Sr	0.059	0.002	Zr	0.003	0.001
Cr	0.011	0.005	Rb	0.042	0.003	Rb	0.052	0.004	S	14.226	0.132
Cl	0.081	0.024	As	0.006	0.002	Tl	0.003	0.001	W	1.435	0.082
Co	0.032	0.013	Ba	0.143	0.034	Ba	0.282	0.039	Cd	0.053	0.005
V	0.01	0.004	V	0.016	0.005	Cr	0.006	0.006			
Mo	0.003	0.003	Co	0.016	0.01	Ni	0.003	0.003			
Y	0.002	0.001	Cr	0.01	0.005	Y	0.006	0.001			
			Y	0.004	0.001	V	0.028	0.006			
			Zr	0.001	0.001						

"MAN_017"			"MAN_018"			"MAN_019"			"MAN_020"		
Elementos	%	±(3)	Elementos	%	±(3)	Elementos	%	±(3)	Elementos	%	±(3)
SiO2	24.701	0.487	SiO2	26.246	0.483	SiO2	90.410	0.992	SiO2	33.288	0.536
Zn	14.872	0.063	Zn	4.736	0.035	Zn	1.213	0.009	Zn	1.801	0.020
Al2O3	1.634	0.331	Al2O3	4.432	0.402	Al2O3	2.614	0.380	Al2O3	3.285	0.370
Fe2O3	6.608	0.068	Fe2O3	7.762	0.073	Fe2O3	4.474	0.052	Fe2O3	7.510	0.071
K2O	1.821	0.030	K2O	4.297	0.042	K2O	0.407	0.015	K2O	3.516	0.038
CaO	1.924	0.031	CaO	2.153	0.031	CaO	1.439	0.023	CaO	1.553	0.027
S	6.010	0.085	S	3.082	0.061	S	1.68	0.038	S	2.998	0.059
Cl	0.085	0.028	Pb	0.027	0.003	Pb	0.022	0.002	Pb	0.062	0.004
Pb	0.087	0.005	P2O5	0.296	0.058	MnO	1.078	0.035	P2O5	0.296	0.056
P2O5	0.301	0.062	MnO	0.679	0.026	TiO2	0.050	0.007	MnO	0.401	0.021
MnO	0.649	0.027	TiO2	0.490	0.017	Cu	0.015	0.002	Cl	0.084	0.023
TiO2	0.196	0.014	Cu	0.089	0.005	Cd	0.009	0.002	Cu	0.053	0.004
Cu	1.123	0.019	Sr	0.022	0.002	Sr	0.004	0.001	TiO2	0.341	0.014
Sr	0.019	0.002	Rb	0.051	0.004	W	0.486	0.035	Ba	0.127	0.034
Rb	0.021	0.003	Ba	0.271	0.038	Cl	0.025	0.018	Rb	0.049	0.003
Ba	0.108	0.035	Pt	0.031	0.014	Hf	0.014	0.006	Sr	0.015	0.002
Zr	0.002	0.001	V	0.015	0.006				Pt	0.013	0.009
Cd	0.084	0.008	As	0.005	0.003				Co	0.013	0.010
Pt	0.053	0.025	Cl	0.061	0.024				Cd	0.013	0.005
Hf	0.029	0.019	Cd	0.026	0.005				V	0.010	0.005
			Co	0.014	0.011				Cr	0.007	0.005
			Zr	0.002	0.001				As	0.005	0.003
									Zr	0.002	0.001

"MAN_021"		
Elementos	%	±(3)
SiO2	24.414	0.479
Zn	0.337	0.011
Al2O3	2.297	0.369
Fe2O3	15.774	0.108
K2O	2.044	0.030
CaO	1.038	0.023
S	6.973	0.091
Pb	0.066	0.004
P2O5	0.352	0.059
MnO	0.181	0.016
TiO2	0.209	0.014
Cu	0.678	0.015
Sr	0.013	0.002
Rb	0.027	0.003
Ba	0.129	0.035
Cl	0.101	0.029
Co	0.065	0.015
Cr	0.027	0.006
V	0.012	0.005
As	0.006	0.003
Cd	0.005	0.004
Zr	0.001	0.001
Y	0.001	0.001