



UNIVERSIDAD
DE ATACAMA

FACULTAD DE INGENIERÍA
DEPARTAMENTO DE GEOLOGÍA

**CONCENTRACIÓN Y DISTRIBUCIÓN TEMPORO-ESPACIAL
DEL COBALTO, TIERRAS RARAS Y OTROS ELEMENTOS
ESTRATÉGICOS EN EL DISTRITO FERRÍFERO CERRO
IMÁN.**

Rodrigo Andrés Magaña López

Copiapó, Chile 2022



UNIVERSIDAD
DE ATACAMA

FACULTAD DE INGENIERÍA
DEPARTAMENTO DE GEOLOGÍA

**CONCENTRACIÓN Y DISTRIBUCIÓN TEMPORO-ESPACIAL
DEL COBALTO, TIERRAS RARAS Y OTROS ELEMENTOS
ESTRATÉGICOS EN EL DISTRITO FERRÍFERO CERRO
IMÁN.**

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

Profesor guía: Francisco Tapia Guerra

Rodrigo Andrés Magaña López

Copiapó, Chile 2022

El presente trabajo se desarrolló en el marco del proyecto FIC- FNDR 2018 “Núcleo de investigación del Cobalto y Tierras Raras” financiado con recursos del Gobierno Regional de Atacama y sus Fondos para la Innovación y Competitividad (FIC).



DEDICATORIA

A mis padres y a Noe.

AGRADECIMIENTOS

Agradezco profundamente a mi profesor guía Francisco Tapia por su preocupación, apoyo, buena disposición, exigencia y conocimientos. Sin duda fue muy gratificante el trabajar juntos. Expresar mis agradecimientos también a los miembros de la comisión Dr. Karl Riveros y Dr. Wolfgang Griem por su ayuda, correcciones y recomendaciones a lo largo de este trabajo, además de ser durante la carrera un gran apoyo en mi formación académica y profesional.

Agradecer al proyecto FIC-FNDR 2018 “Núcleo de investigación del Cobalto y Tierras Raras”, del gobierno Regional de Atacama, por el financiamiento y la oportunidad de realizar este trabajo de titulación.

También dar mis agradecimientos al grupo de compañeros y amigos que conforman el proyecto FIC, por mostrar siempre buena disposición en el ayudar al otro, sin lugar a dudas el trabajar juntos y compartir conocimientos ayudo a realizar este trabajo.

Quisiera agradecer infinitamente a la vida por darme una familia tan maravillosa como la que tengo: a mis padres Maggie y Francisco, y a mi hermana Consuelo, todos ustedes siempre han sido y serán un pilar fundamental en mi vida. A mí también, gran familia repartida por Chile, los Magaña de Valparaíso y los López de Iqq, Villa Alemana y Viña del Mar que siempre me han brindado su cariño y apoyo incondicional.

A toda la gente que ha estado a mi lado en todo este proceso universitario, mis amigos del colegio y amigos geólogos Bruno, Seba G, Fuenza y familia, Vicente, Badith, Shama, Tomy y Susy.

Muchas Gracias Noe por todo tu cariño, ayuda, paciencia, compañía y amor. Fuiste una componente esencial para mí en este proceso final.

Agradecer finalmente a la gente de la universidad.

ÍNDICE DE CONTENIDO

RESUMEN.....	1
CAPÍTULO I: INTRODUCCIÓN.....	2
1.1 Presentación y problema de investigación	2
1.2 Hipótesis	4
1.3 Ubicación y accesos	5
1.4 Objetivos	6
1.4.1 Objetivo general	6
1.4.2 Objetivos específicos.....	6
CAPÍTULO II: MARCO TEÓRICO	7
2.1 Historia de la Mina Cerro Imán.....	7
2.2 Geología del cobalto y tierras raras.....	8
2.3 Yacimientos tipo IOCG.....	12
2.4 Yacimiento tipo Kiruna o IOA.....	15
2.5 Relación genética entre IOCG e IOA.....	19
2.6 Variaciones del modelo genético IOA	20
CAPÍTULO III: MARCO GEOLÓGICO	23
3.1 Geología regional	23
3.1.1 Configuración tectónica – estratigráfica.....	23
3.1.2 Configuración estructural: Sistema de Falla de Atacama.....	24
3.1.3 Configuración metalogénica: Franja Ferrífera de Chile.....	25
3.2 Geología local.....	27
3.2.1 Litología	31
5.2.2 Estructuras	32
CAPÍTULO IV: METODOLOGÍA.....	33

4.1 Trabajo de pre-terreno	33
4.1.1 Recopilación bibliográfica	33
4.1.2 Confección mapa base	33
4.2 Trabajo de terreno	33
4.3 Trabajo de gabinete	34
4.3.1 Análisis petrográfico mediante lupa binocular	34
4.3.2 Microscopía óptica	34
4.3.3 Análisis geoquímicos	35
4.3.4 Análisis y procesamiento estadístico de datos geoquímicos	35
4.3.5 Confección de mapas y esquemas	35
CAPÍTULO V: RESULTADOS	37
5.1 Caracterización petrográfica.....	37
5.1.1 Litología	39
5.1.2 Alteración	42
5.1.2.1 Alteración a anfíboles.....	43
5.1.2.2 Alteración a epidota.....	43
5.1.2.1 Alteración clorítica	44
5.1.2.1 Alteración sericítica.....	44
5.1.2.1 Alteración supérgena sobreimpuesta.....	44
5.1.3 Mineralización	46
5.2 Perfiles esquemáticos de alteración y mineralización.....	53
5.2.1 Perfil esquemático del cuerpo “cónico” de rumbo N-S	54
5.2.1 Perfil esquemático del cuerpo “cilíndrico” o tabular de rumbo E-W.....	55
5.3 Caracterización geoquímica	57
5.3.1 Gráfico de barras	57

5.3.2 Correlación de elementos	60
CAPÍTULO VI: DISCUSIÓN	64
6.1 Contexto regional del Distrito Cerro Imán.....	64
6.2 Mineralogía y ocurrencia de la mineralización de los óxidos de hierro	64
6.3 Geoquímica del depósito Cerro Imán	66
6.3.1 Gráfico de “cajas y bigotes” (boxplot).....	67
6.3.2 Gráfico de correlaciones de elementos.....	69
CAPÍTULO VII: CONCLUSIONES Y RECOMENDACIONES.....	76
7.1 Conclusiones.....	76
7.2 Recomendaciones	77
REFERENCIAS	78
ANEXO A	88
ANEXO B	93
ANEXO C	94

RESUMEN

El presente proyecto se desarrolló gracias al Fondo de Innovación para la Competitividad 2018 (FIC-FNDR) del Gobierno Regional de Atacama y tiene como objetivo potenciar la investigación de elementos estratégicos como el cobalto y Tierras Raras en yacimientos IOCG-IOA de la Región de Atacama, entendiendo su potencial económico futuro. El siguiente trabajo fue realizado en el yacimiento ferrífero Cerro Imán, perteneciente a La Compañía Minera Santa Fe, ubicada en la Región de Atacama, a 15 Km al noroeste de la ciudad de Copiapó. Este antiguo yacimiento de tipo magnetita-apatito, está compuesto geológicamente por cuerpos mineralizados masivos de hierro alojados en rocas volcánicas andesíticas, siendo la magnetita el principal mineral de mena que hospeda este depósito. El principal objetivo fue establecer la génesis del depósito y su potencial económico respecto a distintos elementos traza, principalmente el cobalto. Para llevar a cabo esta investigación, se procedió a caracterizar la mina según las ocurrencias texturales de la magnetita, para luego, diferenciarlos en distintos cuerpos irregulares con contenido significativo en esta mena de hierro y pudiendo analizar su mineralogía mediante análisis petrográfico junto con una caracterización geoquímica de fluorescencia de rayos X de 87 muestras con contenido de hierro. Diferenciándose dos cuerpos subverticales de magnetita de gran potencia, además de otros cuerpos menores, presentando cada uno un estilo de mineralización y alteración específico, y donde la dimensión de los cuerpos mineralizados de magnetita controla en parte, la extensión de los halos de alteración y su intensidad, exponiendo zonas anfibolitizadas y epidotizadas, junto con minerales secundarios fundamentalmente clorita, calcita y turmalina. Proponiendo una génesis de un pulso mineralizador primitivo de composición más magmática para el cuerpo subvertical de componente N-S y posteriormente un nuevo pulso mineralizador de carácter más hidrotermal el que se emplazó en la zona con un rumbo W-E. En ambos cuerpos mineralizados se presentan anomalías significativas de elementos estratégicos como: cobalto, vanadio, níquel, titanio, cerio entre otros, con valores máximos de 8.230ppm, 2.330ppm, 4.050ppm, 12.190ppm, 12.600ppm respectivamente, dentro de la magnetita del yacimiento Cerro Imán.

CAPÍTULO I: INTRODUCCIÓN

1.1 Presentación y problema de investigación

Chile posee una gran riqueza de yacimientos minerales metálicos, por lo que es reconocido como el mayor productor de cobre en el mundo (Fernández, 2021) y la gran parte de ellos están hospedados en la Cordillera de la Costa del norte de Chile. Esta Franja Metalogénica de edades entre Jurásico superior y Cretácico inferior, alberga una serie de yacimientos asociados espacialmente al Sistema de Falla de Atacama (SFA), incluyendo depósitos del tipo óxido de hierro-cobre-oro (IOCG) (ej. Mantoverde, Candelaria), depósitos tipo magnetita-apatita (IOA) (ej. Los Colorados y Cerro Negro Norte), pórfidos de cobre-oro (Cu-Au) (ej. Andacollo), depósitos de Cu(-Ag) o tipo Manto, vetas de Cu-Au entre otros. Los depósitos tipo IOCG junto a los depósitos tipo Manto constituyen la segunda fuente de cobre en Chile, mientras que los minerales de mena más importantes para la obtención de hierro provienen de depósitos tipo IOA (Barra *et al.*, 2017).

Identificados como depósitos de hierro-apatito, o tipo Kiruna por el distrito de Kirunavaara en Suecia (Vivallo & Henríquez, 1997), se han reconocido cerca de 50 de estos en la Cordillera de la Costa de la zona norte, en mayor medida, controlados por el Sistema de Fallas de Atacama (Scheuber & Andriessen, 1990; Brown *et al.*, 1993; Veloso *et al.*, 2015), con siete de ellos con reservas mayores a 100Mt de mineral de alta ley como: El Romeral, Algarrobo, Los Colorados, El Tofo, Cerro Negro Norte, entre otros (Nyström & Henríquez, 1994).

Si bien el origen de estos depósitos de hierro-apatito sigue siendo tema de investigación, muchos autores sugieren que los depósitos IOA se formaron a partir de un proceso de inmiscibilidad líquida entre un fundido rico en hierro y volátiles, y un fundido silicatado (Nyström & Henríquez, 1994; Lledó & Jenkins, 2008, Tornos *et al.*, 2016), mientras que, otros autores proponen un origen por reemplazo hidrotermal de las rocas de caja o bien precipitación de óxidos de hierro a partir de fluido hidrotermal. Recientemente, se ha planteado un tercer modelo genético, complementario a los modelos anteriormente planteados, el modelo de “flotación”, que identifica dos tipos de magnetita (magnetita ígnea e hidrotermal de alta T°) en un mismo sistema (Knipping *et al.*, 2015a,b; Bilenker *et al.*, 2016; Reich *et al.*, 2016; Barra *et al.*, 2017, Simon *et al.*, 2018).

La gran mayoría del cobalto se produce como subproducto de la minería del cobre y del níquel, y en algunos casos, de otros metales como los elementos del grupo del platino. Un gran porcentaje de este elemento proviene actualmente del cinturón de cobre de África Central, específicamente del Congo (Kinshasa) o Bou Azzer (Marruecos) y en menor medida de países como Rusia, Cuba y China (U.S. Geological Survey, 2017, p. 52-53).

En Chile la explotación de Cobalto se inició en el año 1865, en yacimientos de vetas y de tipo manto con mineralización de Cu-Au-Co en el distrito San Juan, cercano a la ciudad de Copiapó, así como también lo fue en el distrito Tambillos con depósitos del tipo manto, vetas y brechas de Cu-Au y Co, en la Región de Coquimbo, poniendo cese a la producción de cobalto en el año 1944, con el cierre de La Cobaltera ubicada en Freirina, Región de Atacama (Townley *et al.*, 2017a). Registros acerca de la explotación de cobalto, entre los años 1939 a 1945, mencionan un total de 6.500 toneladas de mineral, con leyes de 6% a 15% de cobalto, siendo su mineral principal la cobaltita (D'Aubarede, 1969).

Según McCullough & Nassar (2017) el cobalto no se considera actualmente un mineral "crítico", pero tiene el potencial de convertirse en uno en el futuro. Con el alza del valor de este mineral, se estima que la demanda global por este metal podría crecer de forma exponencial cada año. Esto debido al auge de las nuevas tecnologías, impulsando la exploración y extracción de cobalto. Es por esto que, en Chile, se está impulsando nuevas líneas de investigación para su exploración, como la recuperación de elementos de valor desde relaves, buscando elementos estratégicos como los son también las tierras raras, de alta demanda tecnológica, junto con reactivar antiguos yacimientos, como es el caso en el sector de La Cobaltera.

Siguiendo este lineamiento, el presente trabajo de investigación busca entregar una información mayor acerca de la distribución, concentración, modos de ocurrencia y posible origen del cobalto y REE en el yacimiento ferrífero Cerro Imán, Atacama, Chile. Se propone aportar con mayor información geológica a los sectores mineros del distrito.

1.2 Hipótesis

En esta tesis se hipotetiza que en el depósito ferrífero Cerro Imán, el cobalto y demás elementos estratégicos están hospedados en la magnetita, y las concentraciones y distribuciones de estos elementos varían según el evento mineralógico al cual estuvo relacionado esta mena.

La magnetita es un óxido de hierro que puede incorporar en su estructura una gran cantidad de elementos menores y trazas tales como titanio (Ti), vanadio (V), aluminio (Al), galio (Ga), entre otros. Debido a estas diferencias composicionales de la magnetita, esta se puede relacionar a distintos tipos de depósitos minerales. Entonces, diagramas de discriminación composicionales, entregarán concentraciones relativas de elementos trazas en la magnetita, arrojando además, un proxy de temperatura para este yacimiento de tipo IOA. Dilucidando si, el origen de la mineralización es debida en parte a aportes hidrotermales, evidenciado quizás en las distintas texturas mineralógicas y zonaciones dispares en el depósito Cerro Imán.

Finalmente, por medio del presente estudio, será posible determinar la ocurrencia del cobalto y otros elementos estratégicos en la mineralización del distrito ferrífero Cerro Imán, determinando además si estos se asocian a uno o múltiples eventos.

1.3 Ubicación y accesos

La mina Cerro Imán está ubicada en la Comuna y Provincia de Copiapó, III Región de Atacama, en Sierra la liga en el sector denominado Los Llanos de Chamonate, a una altura media de 400 m.s.n.m.

Localizada a 10 Km al noroeste de la ciudad de Copiapó, se accede por la carretera Ruta 5 Norte y luego se desvía por un camino alternativo en perfecto estado, que conecta la Ruta 5 Norte con el sector Adrianita, recorriendo por este 1.5 Km hasta llegar a una desviación, camino estabilizado de 3 Km por el cual se llega a la mina (**Figura 1**).

Su ubicación en coordenadas geográficas es: $32^{\circ}14'19''$ latitud sur y $70^{\circ}26'13''$ longitud oeste.

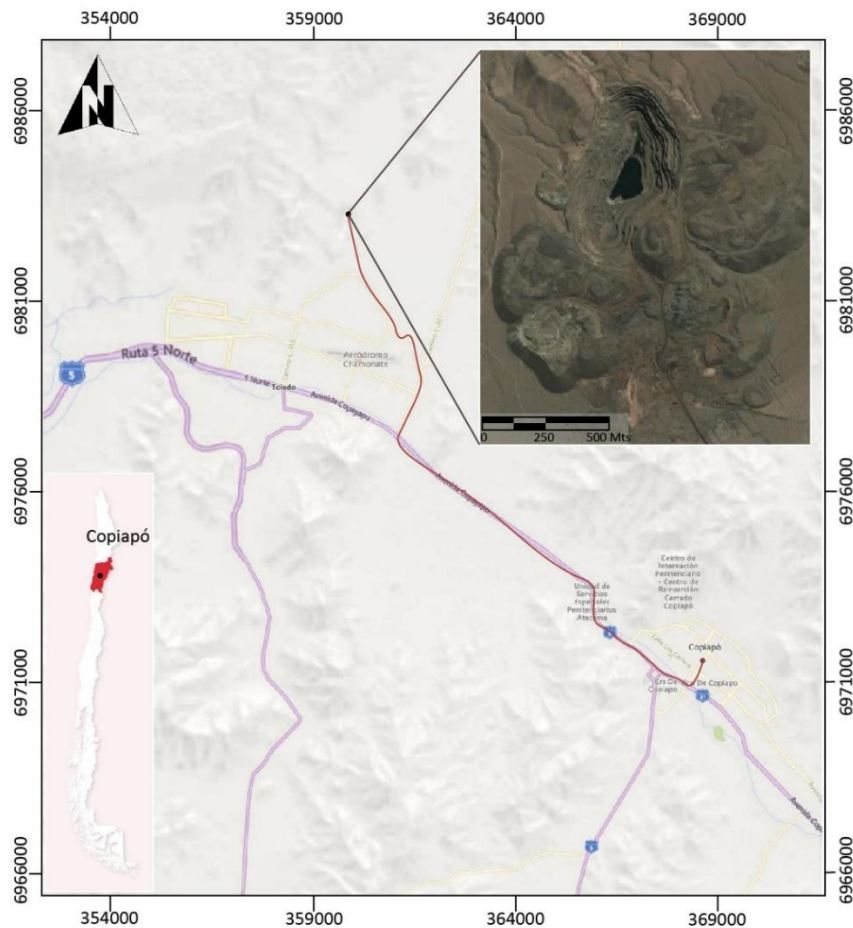


Figura 1. Mapa de la ciudad de Copiapó y ubicación del yacimiento Cerro Imán, Región de Atacama, Chile. En rojo se señala el recorrido.

1.4 Objetivos

1.4.1 Objetivo general

- Determinar la concentración y distribución temporo-espacial del cobalto, tierras raras y otros elementos estratégicos localizados en el distrito ferrífero Cerro Imán.

1.4.2 Objetivos específicos

- Definir las diferentes litologías y sus relaciones de contacto, incluyendo las alteraciones hidrotermales y estructuras geológicas.
- Identificar y definir la mineralización asociada al sector minero del distrito ferrífero Cerro Imán.
- Determinar anomalías geoquímicas del cobalto, tierras raras u otros elementos de interés.

CAPITULO II: MARCO TEÓRICO

2.1 Historia de la Mina Cerro Imán

El origen de la Compañía Minera Santa Fe está ligado al surgimiento y desarrollo de la gran minería del hierro en Chile, ocurrido a fines de la década del 1940. En esa época, la demanda por el acero causada por la reconstrucción y el desarrollo industrial de la post guerra, convirtieron al hierro en el producto más cotizado a nivel mundial. En ese contexto, dos empresarios de origen húngaro radicados en el país, se asociaron para la adquisición de las compañías mineras Santa Fe y Santa Barbara.

Cerro Imán siendo propiedad de la Sociedad Contractual Minera Reconquista, inició su explotación en el año 1954. Hacia mediados de los años sesenta se había logrado consolidar como un exitoso modelo de negocio asociativo en manos de la familia Klein. Con exportaciones que en algunos años superaron los 10 millones de toneladas anuales y abastecían principalmente los mercados de Japón y Estados Unidos.

En los años setenta (1973), ambas empresas fueron incorporadas al área social y absorbidas por la compañía de aceros del pacífico, de propiedad estatal, y en el año 1979, la faena Cerro Imán cerraba completamente sus operaciones. No obstante 27 años después el hijo de Catalina Klein, Leonardo Farkas, a través de sus compañías mineras Santa Barbara y Minera Santa Fe, reactiva la producción de este yacimiento.

Para el año 2007, considerando su nivel de exportaciones, la compañía minera Santa Fe, cuya producción se concentra en el yacimiento de Cerro Imán, habría producido 165 miles de TM. Proceso productivo que se caracterizó por la extracción de concentrados de Hierro de alta y baja calidad, que mediante la concentración magnética en seco logró obtener este producto comerciable.

En el año 2006 La “COREMA” de la Región de Atacama (Comisión Regional del Medio Ambiente) a través de su declaración de Impacto Ambiental, declaró procesar los desmontes de hierro. Por lo que se estiman producciones por sobre un millón de toneladas anuales, con una vida útil estimada de 4 años (Minería Chilena, 2006).

2.2 Geología del cobalto y tierras raras

El cobalto es un elemento de transición metálico de número atómico 27 y símbolo “Co”. Ocupa el puesto N°33 en abundancia, con un contenido en la corteza terrestre de alrededor de 17,3 mg/kg y cerca de 2,3 Mil millones de toneladas en el mar (Rudnick & Gao, 2003), y suele encontrarse en mayores concentraciones (~110 ppm) en las rocas ígneas máficas a ultramáficas en asociación con el níquel (Ni) (Donaldson & Beyersmann, 2010) y en menor proporción en pizarras y granitos respectivamente.

Presenta ciertas propiedades claves como el ferromagnetismo, alto grado de dureza y resistencia al desgaste, baja conductividad eléctrica y térmica, junto con un alto punto de fusión. No obstante, no se presenta de forma natural como un metal puro en la naturaleza, sino, como un componente de más de un centenar de minerales, entre ellos diversos sulfuros, arseniatos, sulfuro-arseniuros, hidratos y óxidos, del mismo modo asociado siempre a minerales de otros metales como el Cu, Ni, Fe, Pb, Zn, etc (Chong. HU, 2012) (**tabla 1**). Algunos de estos minerales de cobalto más importantes son:

Tabla 1. Nombre de los minerales de cobalto más importantes con sus respectivas formulas químicas.

Nombre mineral	Fórmula química
Linnaeita	Co ₃ S ₄
Siegenita	(Co,Ni) ₃ S ₄
Carrollita	Co ₂ CuS ₄
Cobaltita	CoAsS
Saflorita	CoAs ₂
Eritrina	Co ₃ (AsO ₄) ₂
Skutterudita	CoAs ₂₋₃
pirita cobaltífera	

La mineralogía de los depósitos de cobalto es diversa e incluye tanto fases primarias (hipógenas), como secundarias (supérgenas) y según Mudd *et al.* (2013) y Hitzman *et al.* (2017)

los principales tipos de yacimientos que abarcan la mayor parte de la producción minera mundial de cobalto son (**Figura 2**):

- Yacimientos magmáticos de sulfuros de Ni-Cu-(PGEs), se originan mediante magmas máficos a ultramáficos con una alta saturación en azufre, se desarrollan en zonas diseminadas, de textura reticular y masiva, como acumulaciones basales en flujos komatíticos, intrusiones estratificadas, conductos magmáticos discordantes entre otros. Pueden llegar a tener cantidades significativas de cobalto (~500 a 100 mg/kg).

- Depósitos lateríticos Ni-Co, debido a la intensa meteorización de las rocas ultramáficas como peridotita o serpentinita, causa un importante enriquecimiento en cobalto y níquel en depósitos residuales superficiales. Actualmente Nkamouna (Camerún) alberga uno de los recursos de cobalto no desarrollados más grandes del mundo, asociado a este tipo de yacimientos.

- Yacimientos de tipo Cu-Co estratificado alojado en rocas sedimentarias de tipo siliciclásticas o carbonatadas. Esta tipología de yacimientos, proporcionan la mayor producción a nivel mundial de este mineral, con una producción proveniente fundamentalmente del Cinturón de Cobre de África Central en el Congo y Zambia.

- Nódulos y costras submarinas de Fe-Mn. Son los mayores recursos de cobalto conocidos. Se forman en zonas de llanuras abisales, generalmente a profundidades de entre 4 a 5,5 km. Suelen formarse concreciones ricas en manganeso, cobalto y níquel. Los nódulos concentran minerales procedentes de rezagos silíceos y de la columna de agua, por precipitado de fases oxi-hidróxido de hierro y manganeso, junto con presentarse en la vecindad de las dorsales oceánicas sugiriendo una fuente volcánogénica de enriquecimiento mineral. Por otro lado, las costras ricas en cobalto se forman por precipitado bioquímico a profundidades menores, generalmente entre 0,4 a 4 km. Los yacimientos de nódulos mejor documentados y de mayor tamaño se encuentran localizados en el Océano Pacífico, entre las zonas de fractura Clarion-Clipperton, en la zona económica exclusiva de las Islas Cook, en la Cuenca del Perú, entre otras.

- Depósitos de Co-Cu-Au en rocas metasedimentarias siliciclásticas deformadas. Son zonas de estratos de sulfuros semi-masivos a localmente masivos dentro de estratos siliciclásticos

deformados y metamorfoseados, principalmente de la era Proterozoica. Los depósitos consisten en cobaltita y/o otros minerales de sulfuro-arseniuro o sulfuros ricos en cobalto o piritita cobaltífera, junto con calcopirita y magnetita. El mayor depósito se encuentra en el distrito de Blackbird en Idaho, el cinturón de Kuusamo en Finlandia y el depósito de NICO en Canadá.

- Depósitos de óxido de hierro-cobre-oro (IOCG), de importancia mundial, con edades principalmente del Arcaico tardío, Proterozoico, y Mesozoico. La formación de estos depósitos resulta de procesos hidrotermales que aún no han sido caracterizados con precisión, y aún sin un vínculo claro con cuerpos intrusivos. Su mineralogía consiste principalmente en importantes óxidos de hierro (magnetita y/o hematita) más calcopirita, bornita y oro. Suelen contener una variedad de metales traza, incluyendo U, Ag, Co, Ni, Bi y REEs, a menudo, presentan extensas zonas de alteración potásica que engloban el mineral. Entre los grandes depósitos de IOCG con contenido importante de cobalto se encuentran el depósito Olympic Dam y el depósito Ernest Henry en Australia, y el depósito de Sossego en Brasil.

- Depósitos vetiformes de cinco elementos {Ag-Ni-Co-As-Bi-(U-REE)}, generalmente producidas en terrenos cristalinos como rocas metamórficas o graníticas. Mayores depósitos encontrados son Cobalt-Gowganda y Thunder Bay en Canadá; Kongsberg-Modum, Noruega.

- Depósitos hidrotermales asociados a rocas ultramáficas. El distrito Marroquí de Bou Azzer es el máximo exponente y productor, se presenta como vetas de cuarzo-calcita adyacentes a serpentinitas neoproterozoicas, formando parte de una ofiolita.

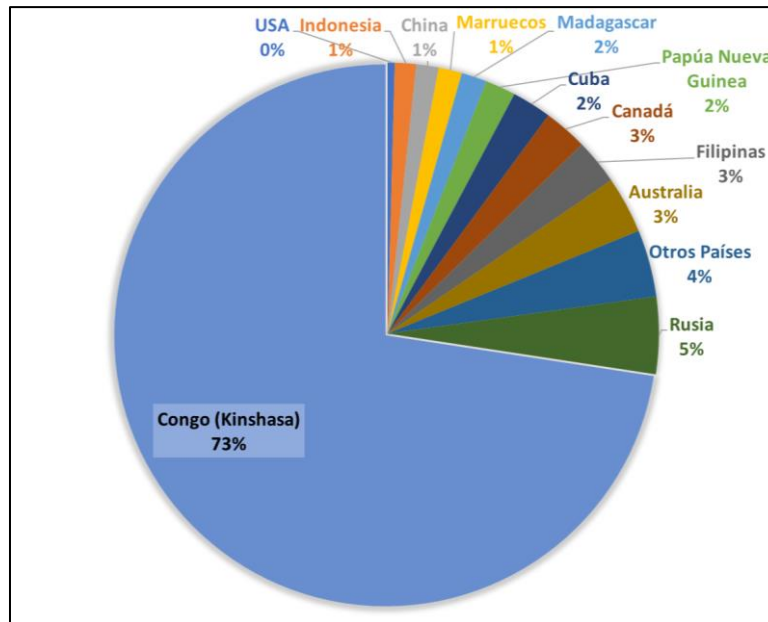


Figura 2. Gráfico circular que muestra el porcentaje de la producción minera mundial de cobalto por países, hasta el año 2021. Las fuentes de producción son operaciones de cobalto, cobre, níquel, elementos del grupo del platino y zinc. Los datos proceden de U.S. Geological Survey, 2022, p.52-53. Congo (Kinshasa) es el nombre abreviado de la República Democrática del Congo.

Muchas veces, asociado al cobalto, se encuentran las tierras raras (REE). Son un grupo de elementos químicos menos conocidos y casi inexplorados, pero que actualmente son considerados de gran importancia por la industria minera, siendo considerados como elementos químicos estratégicos para el mundo moderno (Martínez, 2014).

Existen distintos estilos de yacimientos minerales donde es posible extraer las tierras raras, aunque estos yacimientos son considerados escasos, se han documentado concentraciones elevadas de estos elementos en varios depósitos de arena de minerales pesados, intrusiones relacionadas a depósitos de carbonatita, rocas ígneas (per)alcalinas, depósitos de brechas de óxido de hierro, vetas de apatita y/o fluorita, pegmatitas, fosforitas, depósitos de uranio entre otros (Mubashir, 2018). Entre los más destacables a nivel mundial se encuentran depósitos residuales de arcillas en la mina Longman (China), depósitos de carbonatitas en Mt. Pass (USA), Weshan (China), Mount Weld (Australia), en la Sierra de Rangel (Argentina) entre otros (de la Hoz, 2012). Del mismo modo, los minerales de REEs están asociados con minerales de hierro y cobre o depósitos IOCG, que suelen contener en algunos casos concentraciones importantes de elementos de tierras raras, por ejemplo: el yacimiento Candelaria, Chile,

Olympic Dam, Australia, Québec en Canadá, entre otros (Sappin *et al.*, 2015; del Real *et al.*, 2018).

Los elementos de tierras raras son elementos muy parecidos químicamente entre sí, y según la “The International Union of Pure and Applied Chemistry (IUPAC)” ha definido las REE como un grupo de diecisiete elementos metálicos, los que forman el grupo III en la Tabla Periódica debido a su configuración electrónica, en particular, los quince lantánidos (del lantano al lutecio) más escandio e itrio, donde estos dos últimos elementos presentan propiedades físico-químicas similares a las de los lantánidos, encontrándose inclusive ligados con estos elementos en algunos yacimientos (Mubashir, 2018).

Logrando ser divididas en tres subgrupos de acuerdo a su masa atómica: a) Tierras raras livianas o LREE (Lantano, Cerio, Praseodimio y Neodimio); b) Tierras raras intermedias o MREE (Samario, Europio, Gadolinio); y c) Tierras raras Pesadas o HREE (Terbio, Disproσιο, Holmio, Erbío, Tulio, Iterbio, Lutecio) (Burkhalter, 2016).

Las REE con números atómicos pares son más abundantes que sus vecinos de números atómicos impares, esto debido a su mayor estabilidad relativa de los núcleos atómicos (Mubashir, 2018). Aunque sean coherentes y suelen desarrollarse de manera conjunta, las REEs se fraccionan en muchos procesos terrestres, lo que permite conocer mejor los parámetros físicos y químicos del proceso, asimismo según Chakhmouradian & Wall, (2012) la tendencia de las REE a repartirse en un fundido en condiciones del manto superior disminuye con la disminución del radio iónico, es decir, hay una abundancia relativa de HREE en el manto, por otro lado, la corteza continental muestra un enriquecimiento en elementos de LREE. Por consiguiente, siendo estos últimos más abundantes y de menor valor económico que las HREE.

2.3 Yacimientos tipo IOCG

Diversos depósitos minerales se clasifican conjuntamente como yacimientos de óxido de hierro, oro y cobre (IOCG), definición netamente empírica, que surge principalmente de las características geoquímicas, sin especificar entorno tectónico, ambiente geológico o el origen del fluido formador de mineral (Williams *et al.*, 2005). Estos yacimientos exhiben

características distintivas como presentar Cu, con o sin Au (-Ag), como metales económicos, variados estilos de mineralización hidrotermal con un fuerte control estructural, presencia importante de magnetita y/o hematita y óxidos de hierro con razones de Fe/Ti mayores que la media de rocas ígneas y la corteza en general (Williams *et al.*, 2005), asimismo, en gran parte de estos depósitos y sus entornos geológicos incluyen una amplia asociación espacio-temporal con granitoides batolíticos y entornos de corteza de gran volumen con un metasomatismo alcalino pervasivo. Muchos de estos depósitos también se encuentran enriquecidos por un grupo distintivo y geoquímicamente diverso de elementos menores, incluyendo cantidades apreciables de Co, U, REE, Mo, Zn, Ag, F, P, Ni, As, Ba y otros elementos (Hitzman, 2000; Sillitoe, 2003; Williams *et al.*, 2005; Groves *et al.*, 2010).

Los sistemas IOCG aparecen ampliamente distribuidos, hallados en varios distritos bien delimitados del mundo, con edades desde el Arcaico Tardío hasta el Cenozoico (Williams *et al.*, 2005). Exhibiendo solo en algunos pocos distritos en el mundo una importancia económica de Cu-Au, como el yacimiento Olympic Dam y Ernest Henry (Australia), Salobo, Cristalino y Sossego (Brasil) y Candelaria, Mantoverde en Chile.

El cinturón de IOCG más joven se encuentra en la Cordillera de la Costa del norte de Chile y el sur de Perú, junto con localizarse en la franja metalogénica del Cretácico inferior, donde los depósitos se encuentran fuertemente controlados por el sistema de Falla de Atacama paralelas al arco (Sillitoe, 2003). Estos depósitos IOCG *sensu stricto* se forman en diversos ambientes tectónicos (Hitzman *et al.*, 1992) con la característica de estar escasamente deformadas y metamorizadas (Tornos *et al.*, 2010). Y entre los 26° y 31° S se encuentran distintos depósitos hospedados por rocas volcánicas de formaciones jurásicas y cretácicas, como la Formación La Negra y la Formación Punta del Cobre, asociadas a batolitos del Cretácico inferior (Sillitoe, 2003).

Entre los depósitos más destacados de estas formaciones se encuentra el distrito Candelaria-Punta del Cobre, el cual corresponde al distrito más grande e importante de depósitos de óxidos de hierro, cobre y oro en el cinturón IOCG chileno, donde Candelaria es el yacimiento más importante del distrito (del Real *et al.*, 2018). Presenta mineralización hipógena caracterizada por magnetita, calcopirita, piritita y specularita, en el cual se reconocen metales base tales como hierro, cobre, oro, plata, zinc y LREE y la mineralización se encuentra principalmente

subordinada a un control estratigráfico que es regional y local, existe además, una cinemática que sugiere que el setting es transpresional, deformaciones contemporáneas al emplazamiento de batolitos y depósitos minerales, como extensos cuerpos minerales tipo manto y controlada estructuralmente por fallas de rumbo NW y NE y zonas de fracturas, siendo las fallas nortenoeste el hospedante dominante de los cuerpos verticales mineralizados (del Real *et al.*, 2018). Del Real *et al.* (2020) estudiando los elementos traza de las pirritas, sugiere que las distintas variaciones de las concentraciones de níquel, cobalto y selenio, que se interpretan como un reflejo de los cambios de temperatura, redox y fuente del fluido(s) hidrotermal(es), sugieren que los fluidos responsables de la mineralización principal en el distrito tienen un origen magmático-hidrotermal. Por último, la mineralización de este depósito según Del Real *et al.* (2018) basado en datación U-Pb en circones, ocurre entre los 122 a 110 Ma.

Estos yacimientos andinos se encuentran definidos principalmente por su elevado contenido en magnetita y/o hematita, con calcopirita y bornita menor, con cantidades importantes de oro y plata (Barra *et al.*, 2017). Basado en la morfología de los yacimientos, litología y estructuras relacionadas, estos depósitos pueden tener variados estilos de emplazamiento: masivos, vetas, brechas hidrotermales, de tipo manto, skarns cálcicos, entre otros, con presencia de complejos eventos de alteración superpuestas, gradando desde zonas profundas de la corteza por una alteración sódica, a una alteración potásica en niveles intermedios y a una alteración más sericitica y silicificación en niveles someros (Sillitoe, 2003).

Si bien el origen de estos depósitos magmático-hidrotermal andinos sigue siendo un tema de debate, se han mantenido dos hipótesis generales sobre el origen de estos fluidos hidrotermales (**Figura 3**), el primero es un modelo de fuentes magmática, fluidos que se exsuelven del magma, y que produce la posterior alteración y mineralización (ej. Hitzman *et al.*, 1992; Pollard, 2000; Sillitoe, 2003; Tornos *et al.*, 2005; Rieger *et al.*, 2010), y un segundo modelo basado en la proveniencia de algunos fluidos a partir de cuencas, como también salmueras derivadas de cuencas calentadas por intrusiones, como los fluidos viables para la formación de minerales (ej. Barton y Johnson, 1996; Hitzman 2000; Ullrich & Clark, 1999; Chen *et al.*, 2011).

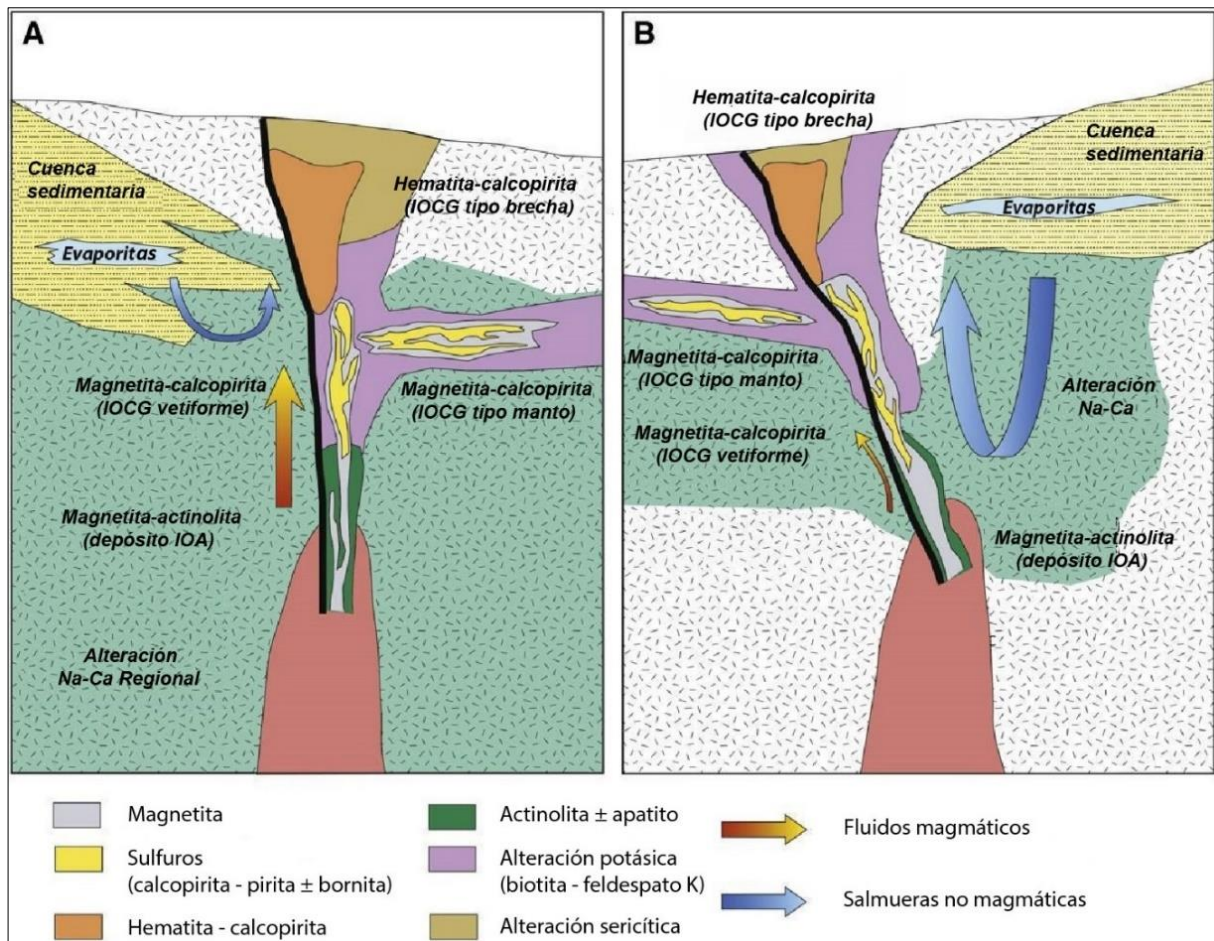


Figura 3. Representación esquemática de los dos modelos propuestos para el origen de los depósitos de IOCG. (A) Modelo magmático-hidrotermal, donde los fluidos y los metales son de origen magmático. (B) Los fluidos provienen de cuencas sedimentarias y son calentados por una fuente magmática, los metales son lixiviados de rocas sedimentarias y/o volcánicas. También se muestran los diferentes estilos de mineralización y la posible relación con depósitos más profundos de IOA. Modificado de Barra *et al.*, (2017).

2.4 Yacimientos tipo Kiruna o IOA

Conocidos como yacimiento tipo Kiruna, estos depósitos corresponden a cuerpos masivos de magnetita-actinolita y abundante apatito en algunos casos (Vivallo & Henriquez, 1997), por lo que se explotan exclusivamente por hierro. Se caracterizan además, por tener abundante actinolita, poca albita, y menor epidota y escapolita y/o piroxeno, es decir una alteración calco-sódica. Pueden contener cantidades menores de sulfuros, asociados a pirita y calcopirita. Igualmente, son potencialmente explotados por otros elementos de interés como subproductos

como lo son las REE. Se hospedan en formaciones volcánicas jurásicas y cretácicas como la Formación La Negra y Punta del Cobre (Ruiz *et al.*, 1968; Bookstrom, 1977) y generalmente, se encuentran asociados espacial y temporalmente a cuerpos intrusivos de composición máfica – intermedia (Hitzman, 2000).

El apatito [$\text{Ca}_{10}(\text{PO}_4)_6(\text{F}, \text{Cl}, \text{OH})$] es un mineral accesorio común en las rocas ígneas, con una abundancia modal normalmente inferior al 1% (Piccoli & Candela, 2002), aunque puede constituir en algunos depósitos IOA una fase principal. Este mineral tiene la capacidad incorporar una serie de volátiles en su estructura como: flúor (F), cloro (Cl), hidróxido (OH), azufre (S) en sistemas magmáticos-hidrotermales, representa además, la principal fase portadora de fósforo (P) y tiene la afinidad para incorporar y concentrar elementos traza como: estroncio (Sr), uranio (U), torio (Th), tierras raras (REEs), itrio (Y), arsénico (As) y azufre, caracterizándose igualmente por ser un repositorio de REE livianas (Palma *et al.*, 2019), siendo útil como indicador petrogenético de isotopos de estroncio y neodimio (Nd).

Existen distintos modelos respecto al origen de los yacimientos de tipo IOA. Por un lado, proponen una hipótesis que implica un magma silicatado de condiciones más máficas, donde se va a exsolver un fundido silicatado rico en silicio (Si) y pobre en volátiles, y un fundido rico en hierro, fósforo, azufre, flúor (**Figura 4**) produciendo que los volátiles como el fósforo, el cloro y el agua se fraccionen en este fundido de hierro, haciéndolo menos denso, promoviendo su ascenso a niveles más someros de la corteza, lo que llevaría su emplazamiento en niveles superficiales, liberando los volátiles y produciendo la alteración asociada (Nyström & Henríquez, 1994; Naslund *et al.*, 2002; Chen *et al.*, 2010; Tornos *et al.*, 2017), mientras que, surge otro modelo que sugiere que la mineralización de hierro es netamente de carácter hidrotermal, o bien, producido mediante metasomatismo de hierro intenso (**Figura 5**), habiendo un remplazo hidrotermal de unidades volcánicas huésped por mineralización principalmente óxido de hierro de tipo magnetita fundamentalmente, y esto a su vez, estaría asociado generalmente a intrusiones dioríticas (Ruíz *et al.*, 1965; Sillitoe & Burrows, 2002; Dare *et al.*, 2015).

Estos yacimientos, por lo general, superan un volumen de 500 Millones de toneladas, y se caracterizan por concentrar altas tasas de REE en apatita y presentar textura de enfriamiento rápido, semejante a rocas volcánicas, son pobres en cromo (<10 ppm), con bajo contenido de

titanio (100-1000 ppm) y presenta altos contenidos de vanadio (>1000 ppm). Otros elementos que se pueden presentar y con valores comunes, en ppm, de: aluminio (200-1500), magnesio (500–2000), manganeso (200-900), níquel (100-250), cobalto (20-140), zinc (50-120) y cobre (10-50) (Hildebrand, 1986).

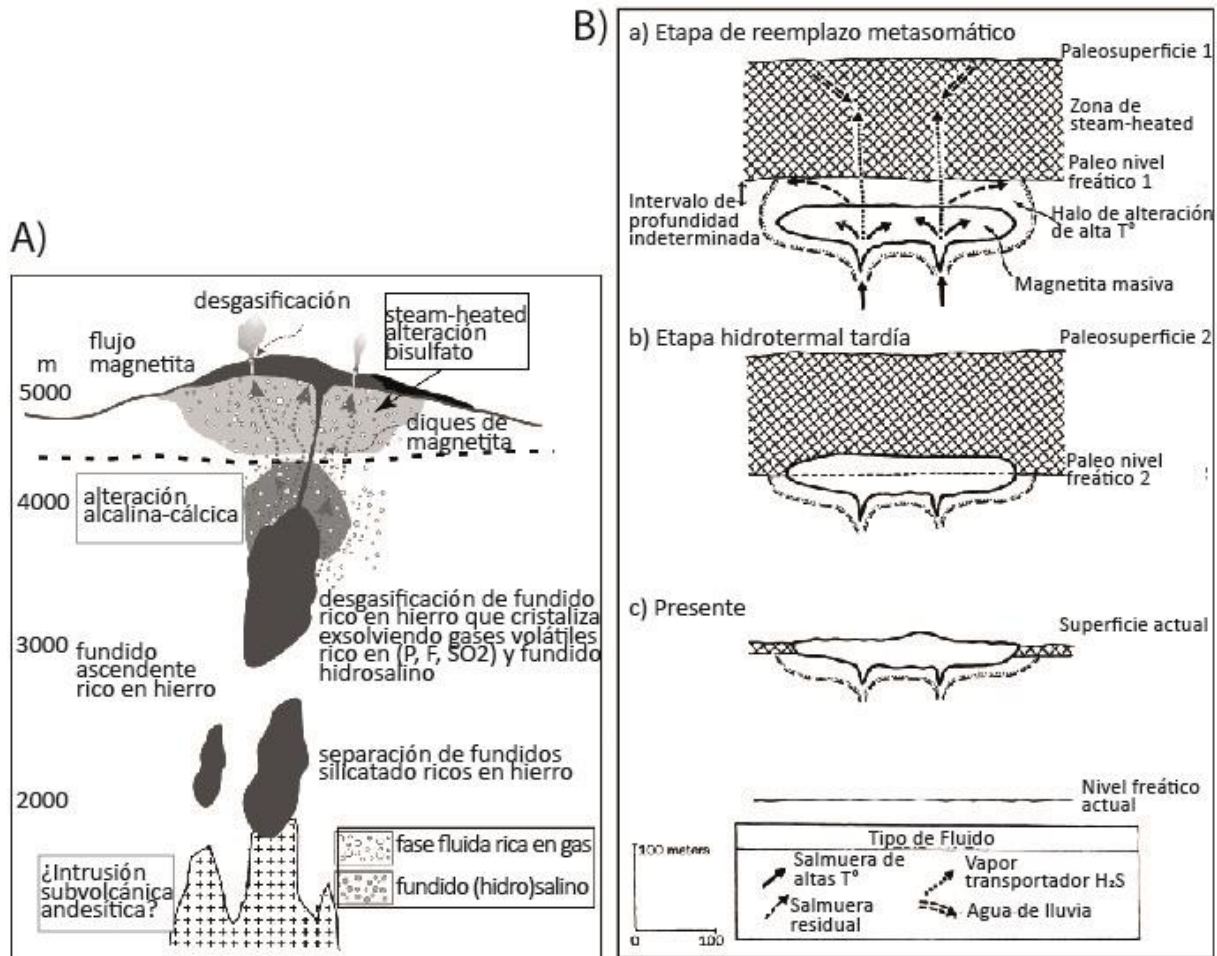


Figura 4 y Figura 5. Modelos propuestos para una posible génesis de depósitos IOA. A) Modelo de inmiscibilidad magmática para la formación de depósitos IOA. B) Modelo de reemplazo hidrotermal para formación de depósitos IOA. Modelos aplicados al depósito El Laco (Chile). Modificados de Tornos *et al.*, (2016) y de Sillitoe & Burrows (2002) respectivamente.

Recientes estudios geoquímicos y mineralógicos realizados por Knipping *et al.* (2015a,b), proponen un nuevo modelo magmático-hidrotermal que vendría a fusionar estos procesos divergentes en una misma secuencia de eventos, a partir de una serie de observaciones en

terreno, la geoquímica de elementos traza y la composición de los isotopos estables de hierro y oxígeno en las magnetitas del depósito Los Colorados, ubicado en la Franja Ferrífera chilena.

Knipping *et al.* (2015 a,b) postula que la concentración de hierro masivo se realizaría debido a la flotación de cristales magmáticos de magnetita (altas en Ti), dando lugar a microlitos de magnetita adosadas a burbujas de fluido exsueeltas desde un magma máfico – intermedio (**Figura 6**), las que van ascender a través de fallas/estructuras preexistentes, ayudado por la menor densidad relativa del fluido, incorporando hierro como complejo clorurado además de cobre y oro, generando una signatura geoquímica en las magnetitas de Los Colorados que varía desde un núcleo magmático a bordes hidrotermales, lo que refleja un proceso continuo desde las condiciones magmáticas a las hidrotermales. Si bien Knipping *et al.* (2015a) esboza un nuevo vínculo genético con los depósitos IOCG, conectando en un mismo sistema lo que es la magnetita ígnea con magnetita puramente hidrotermal, en base a estudios de microtexturas y la geoquímica de los yacimientos andinos. Se señala que la contribución magmática no está siempre presente y es usualmente reducida en estos sistemas andinos (Palma *et al.*, 2020), siendo más típica en estos sistemas la magnetita hidrotermal, obteniendo netamente una signatura más hidrotermal que magmática.

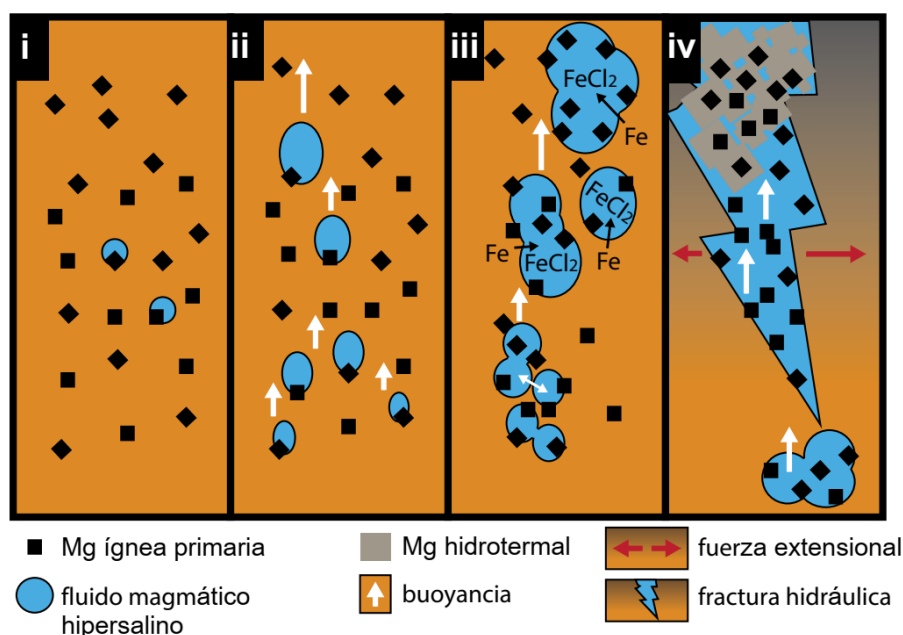


Figura 6. Modelo de Flotación propuesto por Knipping *et al.* (2015a) para el ascenso de la magnetita en el fluido magmático. Tomado de Knipping *et al.* (2015).

2.5 Relación genética entre IOCG e IOA

Actualmente existe una línea de investigación para dilucidar una eventual relación genética entre los depósitos IOCG e IOA dentro de la Franja Ferrífera chilena. Aunque se parte de la hipótesis que, debido a la asociación espacial y temporal de ambos depósitos, demuestra que están genéticamente conectados (Rodríguez-Mustafa *et al.* 2020).

Espinoza *et al.* (1996) fue uno de los primeros autores en proponer una posible relación genética entre ambos depósitos, en base de una zonación mineralógica vertical en diferentes yacimientos vetiformes alojados en rocas plutónicas a lo largo de la zona norte de la Cordillera de la Costa. Del mismo modo Sillitoe (2003) señala y demuestra una transición desde zonas ricas en hematita en partes someras a minerales de magnetita masiva pobres en cobre, con actinolita y apatita en profundidad. La mineralización de magnetita-apatito, pobre en sulfuros, representaría las raíces de una mineralización tipo IOCG, que sería más somera y rica en azufre y rica en cobre (Barton *et al.*, 2015). Destacándose una transición mineralógica desde zonas profundas con una mineralización rica en magnetita-apatito-actinolita, gradando a magnetita-calcopirita-pirita-bornita en niveles intermedios, terminando con mineralización de hematita-calcopirita-calcita en partes someras (Barra *et al.*, 2017), la fuente se vería favorecido a la temporalidad, o bien una relación de tipo magmática, variación del aporte de fluidos hidrotermales o bien de metales de los magmas de un mismo sistema en evolución.

Recientemente tras una investigación realizado en el depósito IOCG de Candelaria y el prospecto de IOA de Quince en el cinturón de hierro chileno, (Rodríguez-Mustafa *et al.*, 2020) pudo comprobar esta relación genética en base a las texturas de afinidades ígneas y magmáticas-hidrotermales (**Figura 7**) junto a la similitud composicional en la exsolución de ilmenita rica en Manganeso a partir de magnetita en Quince y en niveles profundos en Candelaria. Fundamentado por el comportamiento de la concentración de elementos traza en la magnetita acorde a la profundidad y corroborado por la tendencia de la tasa de enfriamiento con el crecimiento de la magnetita en ambos sistemas estudiados, desde los niveles más profundos hasta los más superficiales.

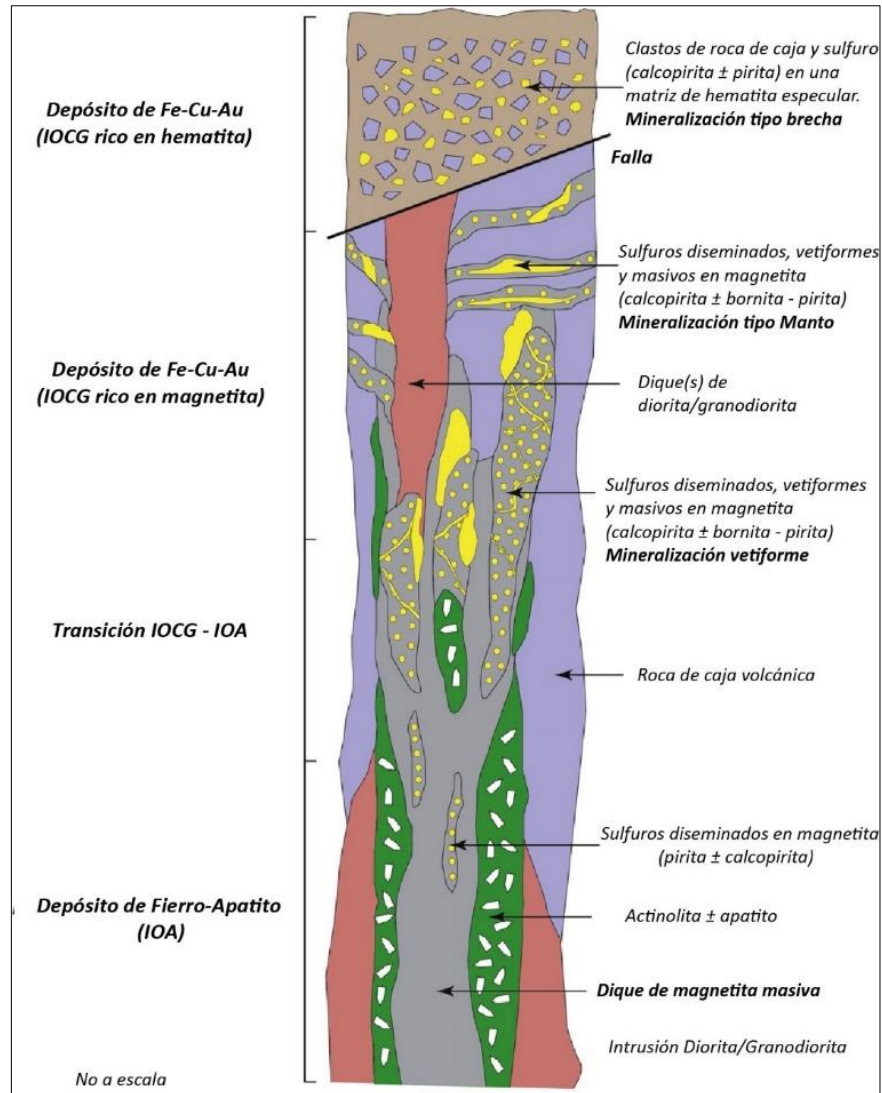


Figura 7. Representación esquemática de la zonificación mineral vertical que muestra la transición del depósito de óxido de hierro-apatita (IOA) en profundidad, hacia el IOCG rico en magnetita en niveles intermedios y el IOCG rico en hematita en la parte superior. Tomado de Barra *et al.* (2017).

2.6 Variaciones del modelo genético IOA

Palma *et al.* (2020) pone en manifiesto que, tras la combinación del estudio de la química mineral de la magnetita como la composición química y textural del apatito, específicamente en depósitos Cretácicos de IOA del Cinturón de Hierro de Chile en conjunto con el yacimiento Plioceno-Pleistoceno El Lago en el Altiplano chileno del norte de Chile, lleva a plantear que,

existan distintas modalidades de IOA (**Figura 8**) observando una transición de lo que es una mineralización pegmatítica a una mineralización tipo hidrotermal a finalmente una mineralización magmática, desde lo que es el nivel somero o superficial, hacia niveles más profundos. De manera general, los depósitos pegmatíticos caracterizados por reflejar proporciones más ricas en volátiles, presentan principalmente magnetita del tipo hidrotermal, con concentraciones mayores en apatito.

Continuando en profundidad, la composición química de la magnetita arroja un carácter hidrotermal o magmático-hidrotermal en la llamada zona de transición, más pobre en titanio y vanadio, llegando al extremo final magmático o zonas de intrusivos pobres en apatito, predominando la asociación magnetita-actinolita, intensificándose en profundidad.

El yacimiento El Laco es un complejo volcánico de composición dacítica-andesítica ubicado a unos 5.000 m.s.n.m. en el Altiplano chileno, se caracteriza entre otras cosas por hospedar los depósitos de magnetita más jóvenes, menos alterados y mejor preservados hasta la fecha en el mundo. Con edades de alrededor de 2Ma (Naranjo *et al.*, 2010). Este complejo volcánico representaría las partes someras o subáreas de una nueva rama de investigación para los depósitos IOA asociados a procesos sub-volcánicos (Palma *et al.*, 2020).

Palma *et al.* (2020) destaca el modelo de flotación de Knipping *et al.* (2015 a,b), logrando obtener variaciones de este modelo general, pudiendo definir y acomodar los distintos estilos de mineralización IOA, los que van a depender fundamentalmente de la profundidad de formación, la temperatura, presencia de estructuras y fallas, la composición de la roca de caja, la fuente de los fluidos hidrotermales y la relación fluido/roca.

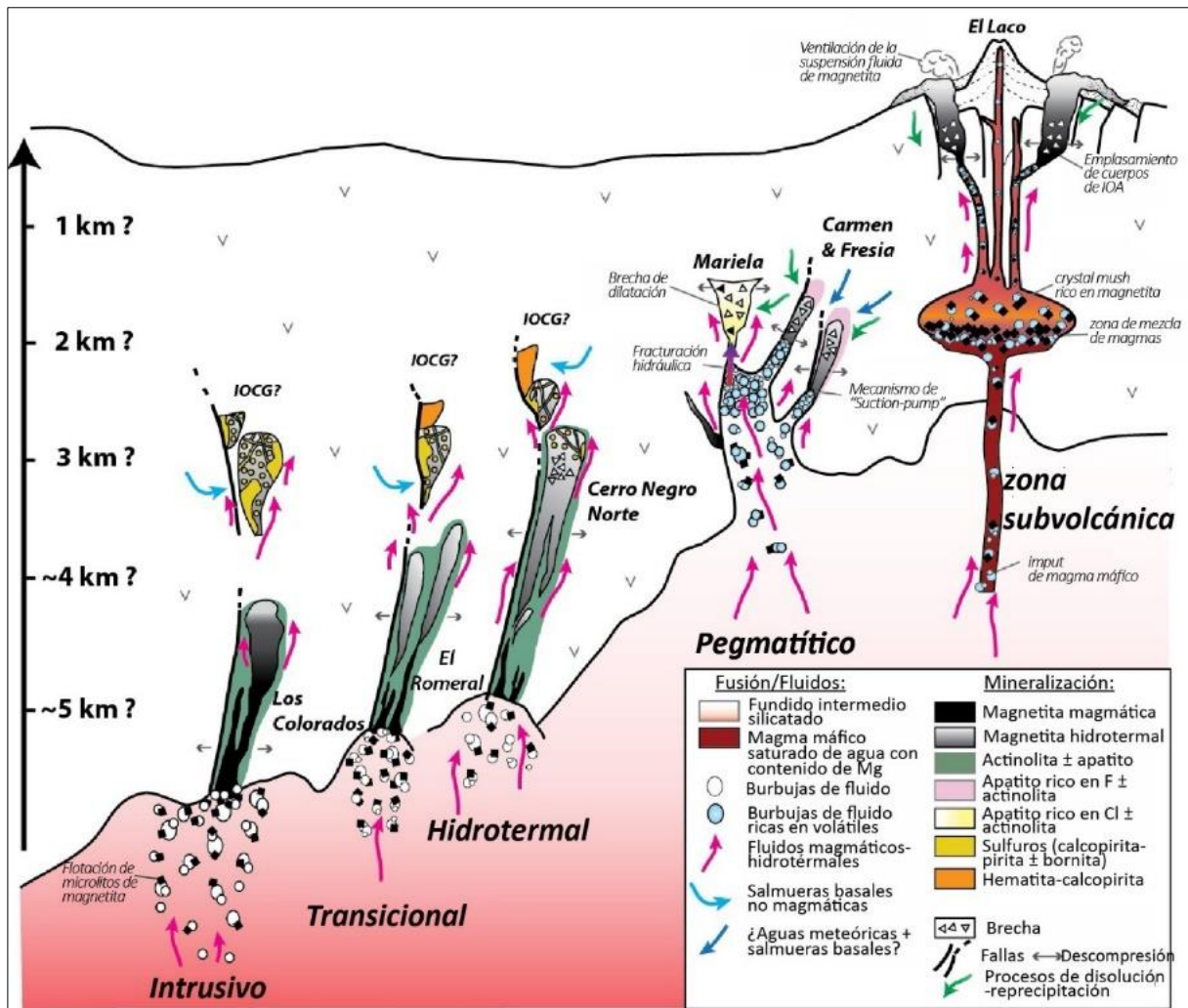


Figura 8. Modelo genético esquemático para la formación de los depósitos de IOA chilenos del Cinturón de Hierro y El Laco. La figura muestra diferentes estilos o subtipos de mineralización de IOA dependiendo de la profundidad de emplazamiento. Tomado de Palma *et al.* (2020).

CAPÍTULO III: MARCO GEOLÓGICO

3.1 Geología regional

3.1.1 Configuración tectónica – estratigráfica

La configuración tectónica Regional bien se puede dividir en el Ciclo Andino el que abarca desde el Jurásico temprano hasta la era moderna, y a su vez se subdivide en tres etapas: (1) Kimmeridgiense – Albianse; (2) Cretácico temprano – Paleógeno temprano; y (3) Paleógeno – presente (Charrier *et al.*, 2007), del mismo modo cada etapa se encuentra separada por eventos orogénicos compresivos (Fase Peruana e Incaica), no obstante predominan regímenes tectónicos extensionales y transtensionales, junto con eventos paleogeográficos (Charrier *et al.*, 2009).

En el Jurásico inferior el continente Gondwana se empieza a separar, emergiendo el Océano Atlántico y los primeros indicios de subducción (183Ma) (Mpodozis & Ramos, 2008). A consecuencia, el margen oeste del continente Gondwana empieza a sufrir un régimen tectónico extensional (Coria *et al.*, 1982; Morata & Aguirre, 2003). Periodo conocido como la primera etapa del ciclo Andino, más tarde en el Jurásico temprano-medio al Cretácico medio, se caracteriza por la formación de un arco volcánico paralelo a la fosa, asociado con zonas de cizalle y orientación N-S en la actual Cordillera de la Costa, junto con la apertura de cuencas de trasarco interconectadas hacia el este (Brown *et al.*, 1993; Scheuber, 1994), el volcanismo y plutonismo en la Cordillera de la Costa tuvo lugar una intensa actividad magmática evidenciada en las rocas de la Formación La Negra, las que fueron depositadas en condiciones transtensionales producto de una subducción rápida y oblicua tipo mariana (Mpodozis & Ramos, 1990).

Durante el Cretácico temprano se produce la Fase deformativa Araucana, generando el desarrollo de una tectónica transtensional de trasarco, provocando alzamiento en el norte y centro de Chile, los que a su vez ocasiona eventos de regresión marina y la depositación de potentes secuencias continentales en la zona de trasarco, junto con el basculamiento de la Formación La Negra.

La primera etapa del ciclo Andino se puede dividir en dos sub etapas: la primera subetapa (Jurásico inferior tardío – Kimmeridgiense) caracterizada por una intensa actividad volcánica en el arco, de lavas andesíticas propias de la Formación La Negra, junto con el desarrollo de un ciclo transgresivo-regresivo en la cuenca de trasarco; segunda etapa (Kimmeridgiense - Aptiense–Albiense) se ve reducida la actividad magmática en el arco, junto con su posterior migración hacia el este, se establece un segundo ciclo de regresiones-transgresiones correspondientes al Grupo Chañarcillo. La segunda sub etapa finaliza un evento tectónico conocida como fase deformativa Peruana.

3.1.2 Configuración estructural: Sistema de Falla de Atacama

El principal control estructural Regional está dado por el Sistema de Falla de Atacama, falla transcurrente de componente sinestral, cuyo lineamiento comprende una serie de trazas NS - NW y de aproximadme 1.000 km a lo largo del margen costero, abarcando regiones desde la ciudad de Iquique hasta La Serena (Grocott & Taylor, 2002). Esta extensa área de debilidad fue formada durante el Jurásico superior y Cretácico inferior, hacia el final de un evento magmático del arco Jurásico que dominaba gran parte del área actual de la Cordillera de la Costa (Cembrano *et al.*, 2005).

El Sistema de Falla de Atacama se han reportado tanto movimientos dextrales como sinestrales. Y esta última se expresa y se emplaza durante el inicio del ciclo andino, con un régimen tectónico extensional-transtensional a lo largo del arco debido a la convergencia, de alto ángulo, de las placas y una subducción oblicua al SE (Seguel, 2016).

En el dominio del Sistema de Falla de Atacama se encuentran los yacimientos de hierro más importantes de Chile, pertenecientes a la Franja Ferrífera de la Cordillera de la Costa. Y entre ellos, los yacimientos de tipo IOA, la principal fuente de menas en hierro chilenas, ocurren dentro del arco volcánico del Cretácico inferior distribuidos a lo largo del SFA, entre las regiones de Atacama y Coquimbo. Y asociados a esta misma franja, tanto en el SFA como en el margen este del arco, se presentan yacimientos del tipo IOCG.

3.1.3 Configuración metalogénica: Franja Ferrífera de Chile

Llamada La Franja Ferrífera chilena del Cretácico, es una zona de aproximadamente 25 km de ancho y 600 km a lo largo de Cordillera de la Costa, paralela a la costa del Pacífico, y distribuida entre los 26° y 32°S. Esta franja alberga varios depósitos del tipo IOA como Los Colorados y Cerro Negro Norte, e IOCG como Candelaria y Mantoverde, entre otros (**Figura 9**) (Barra *et al.*, 2017), junto con un número aproximado de 40 depósitos de pequeña escala (Espinoza, 1990). Donde la génesis de estos depósitos se encuentra vinculada con la posición de una faja de intrusivos del Albiano (~110-100 Ma) representado un sistema de arco magmático-cuenca trasarco la que coincide manera espacial y temporal con el extremo sur del Sistema de Falla de Atacama, de rumbo sinistral y de edad Cretácico inferior (Vivallo *et al.*, 2008).

Los depósitos de IOA (ej. Los Colorados, El Algarrobo, El Romeral, Cerro Negro Norte) están alojados en su mayoría en rocas volcánicas asignadas a las formaciones La Negra, Bandurrias o Punta del Cobre (Segerstrom, 1968; Vivallo *et al.*, 1995a,b) formadas en un sistema de cuenca de arco/trasarco desarrollado durante el Jurásico tardío-Cretácico temprano. Edades relativamente jóvenes, que van entre los 100-130 Ma, por lo que no presentan evidencia de haber sufrido grandes eventos de metamorfismo y deformación. La mineralización de hierro por otro lado, está estrechamente vinculado con el tipo de magmatismo de composición intermedia, desarrollado en el arco durante el Jurásico-Cretácico temprano, pudiendo ser el factor dominante para la mineralización de hierro tipo Kiruna a lo largo del Sistema de Falla de Atacama (Oyarzun *et al.*, 2003).

Son depósitos que posiblemente entreguen reservas mayores a 2.000Mt con un 60% de hierro (Oyarzun *et al.*, 2003). Como en el pasado lo hicieron las 3 mineras de hierro más importantes del país (Mina Los Colorados, Mina El Algarrobo y Mina El Romeral) llegando a alcanzar producciones mayores a 9.1 Mt de mineral en solo un año. Y desde una mirada económica, los depósitos más relevantes son del de tipo Algarrobo, depósitos irregulares emplazados en rocas volcánicas en contacto con cuerpos intrusivos (Espinoza, 1990).

Localmente el distrito ferrífero Cerro Imán, fue explotado en los años sesenta, extrayéndose cerca de 20 Mt de mineral de hierro con leyes superiores a 60% de Fe. El depósito como muchos otros yacimientos de la Franja Ferrífera Cretácica, se encuentra constituida por cuerpos masivos

de magnetita, emplazada en forma particular en rocas andesíticas del Jurásico superior. Presenta además características de contener azufre, en sus niveles más profundos, alcanzado valores ~1% (Alarcón, 1964) en forma de piritita y en menor medida pirrotina y calcopirita. Actualmente, estos yacimientos se consideran agotados, además del rajo del yacimiento Cerro Imán encontrarse anegado.

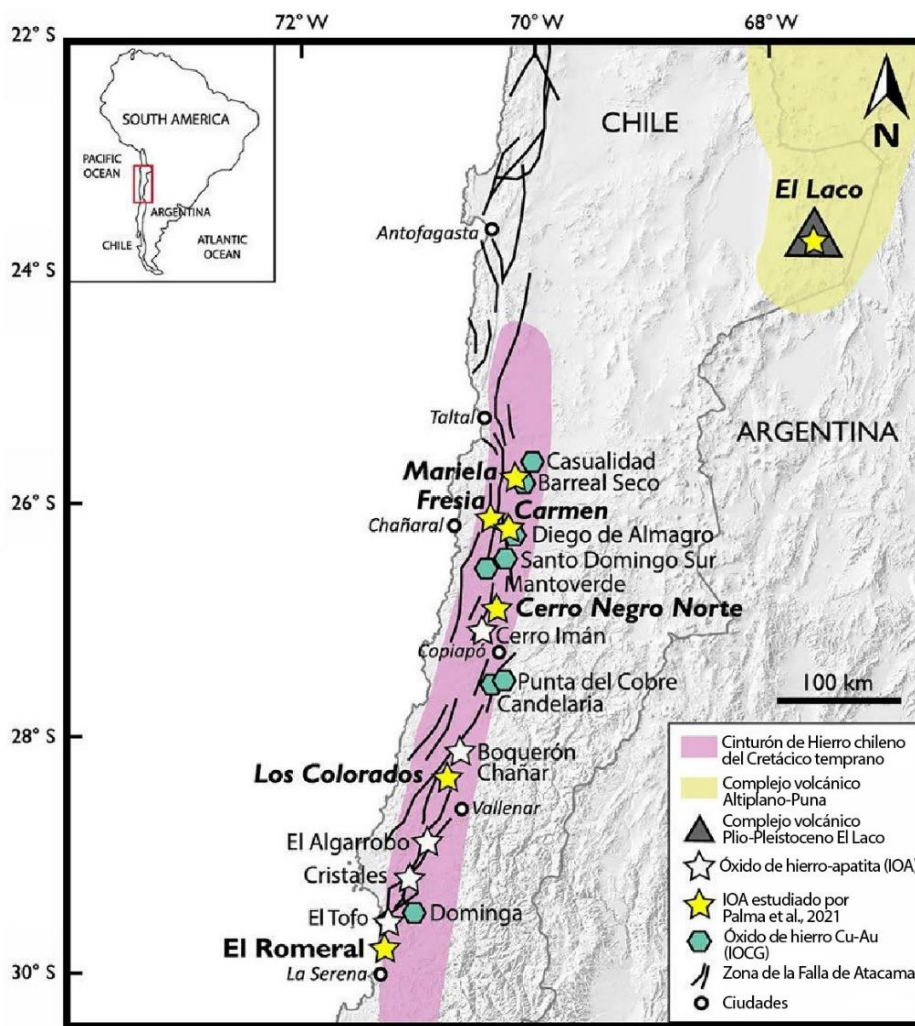


Figura 9. Distribución de los principales yacimientos de Óxido de hierro-apatita (IOA) e Óxido de hierro Cu-Au (IOCG) y la Zona de Fallas de Atacama desarrollada en el arco magmático del Jurásico-Cretácico inferior. Modificado de Palma *et al.* (2021).

3.2 Geología local

El distrito ferrífero Cerro Imán, localizada en la Franja Ferrífera Cretácica chilena, se compone de cuerpos plutónicos mineralizados (hierro, cobre y oro) como el Plutón Sierra Chichara (Díaz *et al.*, 1997) y rocas volcánicas andesíticas de la Formación La Negra (Arévalo, 2005). Estos se encuentran recubiertos por gravas y ripios pertenecientes a los Depósitos Aluviales y Coluviales Antiguos, además de depósitos aluviales cuaternarios activos e inactivos que cubren parte de la zona (**Figura 10**).

El depósito se encuentra limitada hacia el oeste por la traza principal del Sistema de Falla de Atacama, de orientación NNE, y por una franja de rocas miloníticas adyacentes a este, y hacia el oeste las milonitas gradan a rocas intrusivas de composición intermedia, lo que permite interpretar el emplazamiento de estos cuerpos como sincrónico al evento tectónico que generaría estas bandas miloníticas (Charrier *et al.*, 2007).

Durante el Jurásico superior-Cretácico inferior se emplazaron al Oeste del Sistema de Fallas de Atacama, en la Cordillera de la Costa, una serie de plutones como el Plutón Cerro Morado y el Plutón Sierra Chicharra en rocas metamórficas correspondientes al Complejo Epimetamórfico Chañaral (Godoy *et al.*, 2003) y en rocas volcánicas correspondientes a la Formación La Negra. Mpodozis y Ramos (1989) sugieren que esto se puede explicar por el avance de la fosa hacia el continente debido a erosión por subducción, pero esta posibilidad parece poco probable en un marco de subducción con placas en desacople como parece haber sido durante el Mesozoico, en donde la mayoría de las cuencas de trasarco e intraarco se depositaron en un ambiente extensional (Scheuber & Gonzáles, 1999). Durante el Cretácico el emplazamiento de cuerpos plutónicos continuó en la Cordillera de la costa, siempre asociados al Sistema de Fallas de Atacama y en contacto con rocas volcánicas de la Formación la Negra.

A partir del Mioceno Medio hasta el Plioceno se depositan extensas cubiertas de sedimentos aluviales, coluviales y fluviales (depósitos aluviales y coluviales antiguos), los cuales se habrían formado durante un periodo de agradación regional a gran escala, como consecuencia de un alzamiento generalizado del altiplano (Mpodozis *et al.*, 1995).

El depósito se compone de grandes cuerpos macizos y disseminados de hierro subverticales a verticales de forma “cónica”, o tabulares, siendo el principal mineral de mena magnetita ±

(hemetita) de ocurrencia masiva, con minerales subordinados como actinolita, apatito, cuarzo, turmalina y óxidos de cobre diseminados. El depósito posee además alto contenido de azufre, expresado principalmente como pirita y en menor grado como pirrotina y calcopirita, sin importancia económica (Alarcón, 1964).

La roca de caja andesítica presenta niveles de alteración zonados, donde zonas próximas a la mena de hierro, aparece una roca fuertemente actinolitizada con venillas de magnetita y magnetita-actinolita originando un stockwork, gradando hacia afuera a una roca actinolitizada sin mineralización, y sobreimpuesta a la actinolita hay silicificación y turmalinización en un halo externo.

Vivallo *et al.* (1994) plantea que la mineralización ferrífera se originaría en el emplazamiento de un magma de mena a nivel volcánico o subvolcánico, es decir muy cercano a la paleosuperficie, emplazamiento que sería contemporáneo con la actividad volcánica del Cretácico y que habría originado una actividad hidrotermal que dio por resultado la zonación de alteración en las rocas de cajas andesíticas.

Este distrito lo conforman el yacimiento Cerro Imán y algunas vetas de menor importancia, abarcando un área cercana a los 6 km².

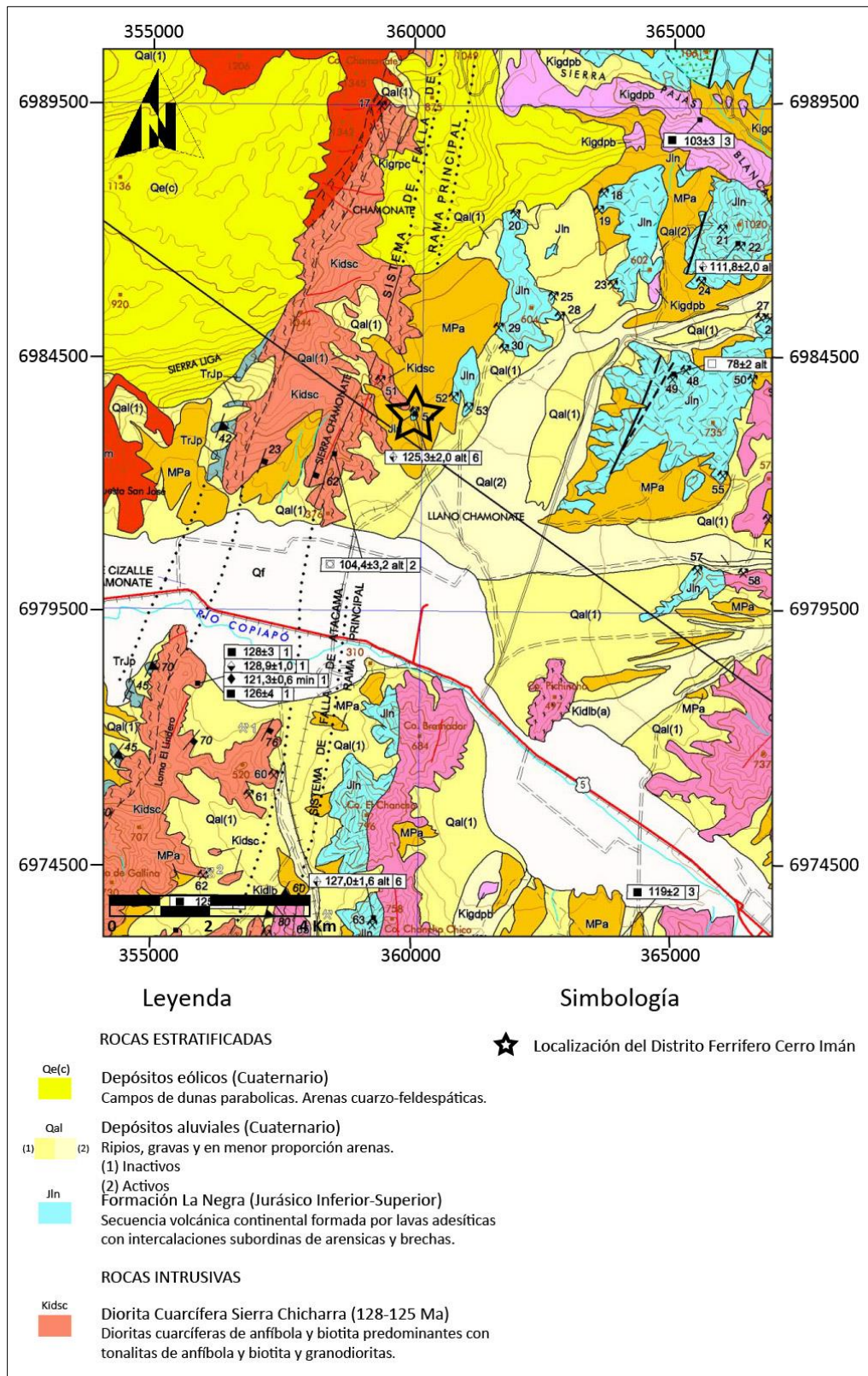


Figura 10. Extracto de la Carta Geológica Copiapó 1:100.000 (SERNAGEOMIN). La estrella marca el área del distrito ferrífero Cerro Imán.

Formación La Negra Jln (Pliensbachiano-Jurásico superior) (García, 1967; Arévalo, 2005)

Corresponde a una secuencia homogénea de lavas andesíticas y sedimentos volcanoclásticos subordinados, ubicadas entre milonitas de la traza principal del Sistema de Fallas de Atacama y el contacto intrusivo entre los plutones La Brea y La Borracha. En esta franja no se encuentran expuestas las relaciones estratigráficas de la formación, aunque, hacia el Este, estratos de esta unidad subyacen concordantemente a la Formación Punta del Cobre.

Unidad conformada por brechas corneas muy macizas y unos 250 m de lavas correspondientes a andesitas córneas con porfiroblastos de piroxeno, plagioclasa y anfíbol. La unidad incluye sectores con alteración de sílice-sericita-caolinita, síliceturmalina y áreas de rocas actinolitizadas, cuyo reemplazo es particularmente intenso en zonas cercanas a yacimientos de hierro.

Diorita Cuarcifera Sierra Chicharra Kidsc (128-125 Ma.) (Godoy *et al.*, 2003)

Corresponde a un intrusivo extenso de unos 40 Km en dirección NNE y en cuyo margen oriental limita con milonitas sub-verticales correspondientes a la traza principal del Sistema de Falla de Atacama, las que lo yuxtaponen con la Formación La Negra y los plutones La Brea y Sierra Atacama.

Se compone de dioritas cuarcíferas de anfíbola y biotitas, tonalitas de anfíbola y granodioritas caracterizadas por presentar una fábrica magmática paralela a los márgenes intrusivos, ya que los cristales de plagioclasa y los ferromagnesianos se encuentran alineados. De forma coplanar a esta fábrica, se sobreponen bandas de protomilonitas con distintos grados de penetratividad, lo que de un aspecto foliado al Plutón (Arévalo, 2005)

Depósitos Aluviales y Coluviales Antiguos MPa (Mioceno superior-Plioceno)

Corresponden a gravillas y ripios mal consolidados con matriz de arena, limos o arcillas que constituyen conos aluviales, depósitos coluviales y llanuras de inundación en zonas topográficamente altas y que se encuentran cubiertas por depósitos aluviales cuaternarios. Estas gravas se superponen a depósitos correspondientes a las Gravas de Atacama, por lo que Arévalo (2005) las interpreta como depósitos independientes y posteriores a estas.

La componen aproximadamente 100 metros de gravas y ripios estratificados, poco consolidados y mal seleccionados, cuya litología se asemeja a afloramientos cercanos.

Depósitos Aluviales Qal (Cuaternario)

Corresponden a depósitos no consolidados de ripios, gravas y arenas mal clasificadas, que han sido transportadas por flujos gravitacionales, ocupando laderas de baja pendiente y rellenando quebradas. Se separan en depósitos aluviales antiguos o inactivos (Qal 1) y en depósitos aluviales activos (Qal 2).

Qal 1: Sedimentos aluviales volumétricamente más importantes dentro de la zona, constituyendo capas extendidas lateralmente, formando el relleno de quebradas y valles. Son medianamente consolidados y se encuentran conformados por clastos subangulosos y polimícticos en una matriz de arena y limo.

Qal 2: Gravas y ripios mal seleccionados y poco consolidados, que rellenan cursos disecados de los depósitos aluviales antiguos (Qal 1). Estos depósitos son producto de la acumulación de flujos gravitacionales densos, formando conos aluviales y rellenando cursos aluviales antiguos. Son resultado de flujos asociados a episodios pluviales esporádicos y de gran intensidad.

3.2.1 Litología

Jurásico

Unidad de Andesitas

Corresponde a una serie volcánica la cual está constituida por lavas andesíticas con textura porfídica (fenocristales de plagioclasa y anfíbola) inmersos en una masa fundamental afanítica. Posee un color gris oscuro y su tamaño de grano es fino y se dispone como una franja nortesur, ubicada entre milonitas de la traza principal del Sistema de Falla de Atacama (Vivallo *et al.*, 1994). De acuerdo a las características que presenta esta unidad, se correlacionaría a la Formación La Negra Jln (García, 1967; Arévalo, 2005). No hay antecedentes en la carta que permitan asignar una edad a estos estratos, sin embargo, se les atribuye una edad Pliensbachiano-Jurásico superior sobre la base de su correlación litológica con la unidad tipo,

que más al norte, fuera de la carta, ha sido atribuida a esa edad de acuerdo con su contenido de fauna marina (Davidson *et al.*, 1976; Naranjo & Pulg, 1984).

Unidad de Rocas Milonítica

Se presenta como una roca bandeada, con espesores centimétricos. Su color es blanco y está constituida por cuarzo, plagioclasa, feldespatos potásico, muscovita, clorita y epidota. Además, presenta vetillas de cuarzo cercanas a las zonas de mineralización de hierro (Vivallo *et al.*, 1994).

Jurásico superior-Cretácico inferior bajo

Unidad Microdiorítica

Esta unidad aflora en forma de diques que cortan la roca de caja andesíticas con una dirección preferencial E-W. Corresponde a rocas de composición microdiorítica, melanocráticas y que presentan textura porfídica con abundantes cristales de plagioclasa. Esta unidad correlaciona con la Diorita Cuarzifera Sierra Chicharra Kidsc (Godoy *et al.*, 2003).

Mioceno superior-Plioceno

Unidad de Gravas con Clastos de Magnetita

Corresponde a depósitos de gravas con clastos de magnetita, clasto-soportada y arenas de grano fino-medio, polimíctica y con presencia de óxidos de hierro (jarosita y goetita), los clastos de magnetita presentan un hábito masivo y van desde los 5-10 cm, las cuales corresponderían a los depósitos aluviales y coluviales antiguos MPa (Arévalo, 2005).

3.2.2 Estructuras

El distrito ferrífero Cerro Imán se encuentra controlado principalmente por una falla que aflora en el sector oriental del sector con dirección SW - NE y una franja de rocas miloníticas cuyo bandeo va en esta misma orientación. Numerosos diques de composición microdiorítica y espesor métrico cortan el área de estudio con rumbos preferenciales N10°W y manteos subverticales preferenciales 70°NE (Vivallo *et al.*, 1994, 1995).

CAPÍTULO IV: METODOLOGÍA

4.1 Trabajo de pre-terreno

4.1.1 Recopilación bibliográfica

En la primera etapa se recopiló información bibliográfica acerca de publicaciones científicas relacionadas a la metalogénesis de depósitos IOA e IOCG andinos, además de la geología local y regional, como por ej. mapa y carta geológica de Copiapó del Servicio Nacional de Geología y Minería de Chile, junto con artículos científicos acerca de la geología y mineralogía del cobalto, tierras raras, y elementos traza en general. De igual modo se estudiaron apuntes de petrografía ígnea, tanto en descripciones macroscópicas como microscópicas.

4.1.2 Confección mapa base

Para una mejor comprensión del área de estudio, se confeccionó una base de mapeo, para lo cual se descargó una imagen satelital del área a estudiar, la cual fue obtenida por medio del software SAS Planet con el satélite Google earth, luego fue georreferenciada según el sistema de coordenadas WGS84 – 19S, para luego ser editada utilizando el software QGIS 3.18.3.

4.2 Trabajo de terreno

Se elaboró un mapeo superficial específico a escala 1:2500 del sector minero, en el que se dispuso una jornada de campo de 7 días, donde se realizó el mapeo superficial específico enfatizando en diferenciar litologías, mineralizaciones, relaciones de contactos estratigráficas, alteraciones asociadas y el control estructural de la zona. Con el fin, de confeccionar dos perfiles esquemáticos, uno de cada cuerpo mineralizado.

También, se tomaron muestras de roca de las distintas litologías y cuerpos de mena, para una descripción macroscópica de acuerdo a la abundancia relativa de minerales de mena y ganga, su ocurrencia y asociaciones minerales. Para lo cual se requirió además de herramientas con sistema GPS integrado según datum WGS84 – 19S, como aplicaciones móviles “MAPS.ME” y “UTM Geo Map”, para la georreferenciación de las muestras, e ilustrar de forma correcta el

lugar de extracción de cada una de las rocas estudiadas. Para luego, además, ser llevadas a análisis geoquímico de fluorescencia de rayos X, como también ser estudiadas en el microscopio óptico.

4.3 Trabajo de gabinete

En gabinete se procedió a ordenar e interpretar la información de los datos tomados en terreno ayudado de diferentes herramientas, como: microscopio de luz reflejada y transmitida, estéreo microscopio y dispositivo de fluorescencia de rayos X (XRF) que, para efectos de este estudio, estos diferentes análisis fueron llevados a cabo en dependencias del laboratorio de geología económica, perteneciente al departamento de Geología de la Universidad de Atacama.

4.3.1 Análisis petrográfico mediante lupa binocular

Se realizaron estudios petrográficos y mineralógicos de las secciones pulidas como gran número de muestras de mano, con énfasis en los óxidos de hierro, visualizando sus texturas y alteraciones. Estas fueron examinadas utilizando un estéreo microscopio marca Motic, modelo SMZ-171 TP, con ampliaciones de hasta 4X. Además, estas descripciones incluyen además, fotografías capturadas mediante un sistema digital.

4.3.2 Microscopía óptica

Esta fase del estudio está enfocada en la caracterización petrográfica-calcográfica mediante microscopio de luz reflejada y transmitida, de rocas representativas con especial énfasis en el mineral de magnetita. Se basa, además, en parámetros minerales como la mineralogía modal, texturas y asociaciones minerales, tamaños de granos, morfologías minerales y relaciones espaciales y temporales. Para ello se seleccionaron dieciséis muestras las cuales presentan ocurrencia significativa de magnetita, a partir de las cuales se confeccionaron siete secciones transparentes y nueve secciones pulidas, las que fueron examinadas utilizando un microscopio óptico de polarización marca Motic, modelo BA310POL. Además, estas descripciones incluyen fotomicrografías capturadas mediante un sistema digital (**Figura 11**).

4.3.3 Análisis geoquímicos

La mayoría de las muestras extraídas fueron analizadas mediante el equipo de fluorescencia de rayos X (XRF), *SI TITAN*, especialmente aquellas muestras con un contenido de magnetita importante, logrando un total de 87 mediciones. Esto permitió cuantificar los elementos químicos presentes en las rocas, logrando la confección de gráficos además de un mapa geoquímico con la distribución espacial de los principales elementos de interés.

Este instrumento corresponde a un analizador de campo completo y portátil basado en la tecnología de fluorescencia de rayos X (XRF) mediante dispersión de energía (EDXRF) que utiliza un tubo de rayos X como fuente de excitación, el analizador cuantifica la presencia de los diferentes elementos y su grado de abundancia en porcentajes y/o partes por millón.

De tal modo que la etapa de gabinete final corresponda a la realización e interpretación de los datos obtenidos en esta última fase. Para concluir con la confección de un modelo metalogénico del área de estudio.

4.3.4 Análisis y procesamiento estadístico de datos geoquímicos

Del total de mediciones arrojados por la tecnología de fluorescencia de rayos X, se discrimino según cuerpos mineralizados de gran extensión y cuerpos mineralizados menores. Reuniéndolos en 3 tablas con un total de 82 mediciones, siendo ingresados en gráficos de barras, binarios y diagramas de cajas y bigotes, logrando una mejor representación visual de los datos, pudiendo realizar una mayor interpretación de forma visual, mediante el uso del software Microsoft Excel.

4.3.5 Confección de mapas y esquemas

De los datos obtenidos en terreno se confecciono un mapa ilustrativo con las distintas litologías, mineralizaciones, estructuras geológicas y principales cuerpos mineralizadores, además, de la realización de esquemas ilustrativos según cuerpos mineralizados con sus respectivas zonaciones.



Figura 11. Metodología de trabajo en gabinete. a) Analizador portátil de fluorescencia de rayos X (XRF); b) Microscopio óptico de marca Motic. En dependencias del laboratorio de geología económica, perteneciente al departamento de Geología de la Universidad de Atacama.

CAPÍTULO V: RESULTADOS

5.1 Caracterización petrográfica

A continuación, se desarrollan los resultados obtenidos de la caracterización de las principales unidades litológicas con descripciones macroscópicas junto a sus secciones transparentes y pulidas, pertenecientes al rajo Cerro Imán, complementados con observaciones generales realizadas en terreno (**Figura 12**). Con especial énfasis en los cuerpos litológicos que contienen la mineralización económica rica en magnetita. El total de las descripciones de las muestras son presentadas en su totalidad en ANEXO C.

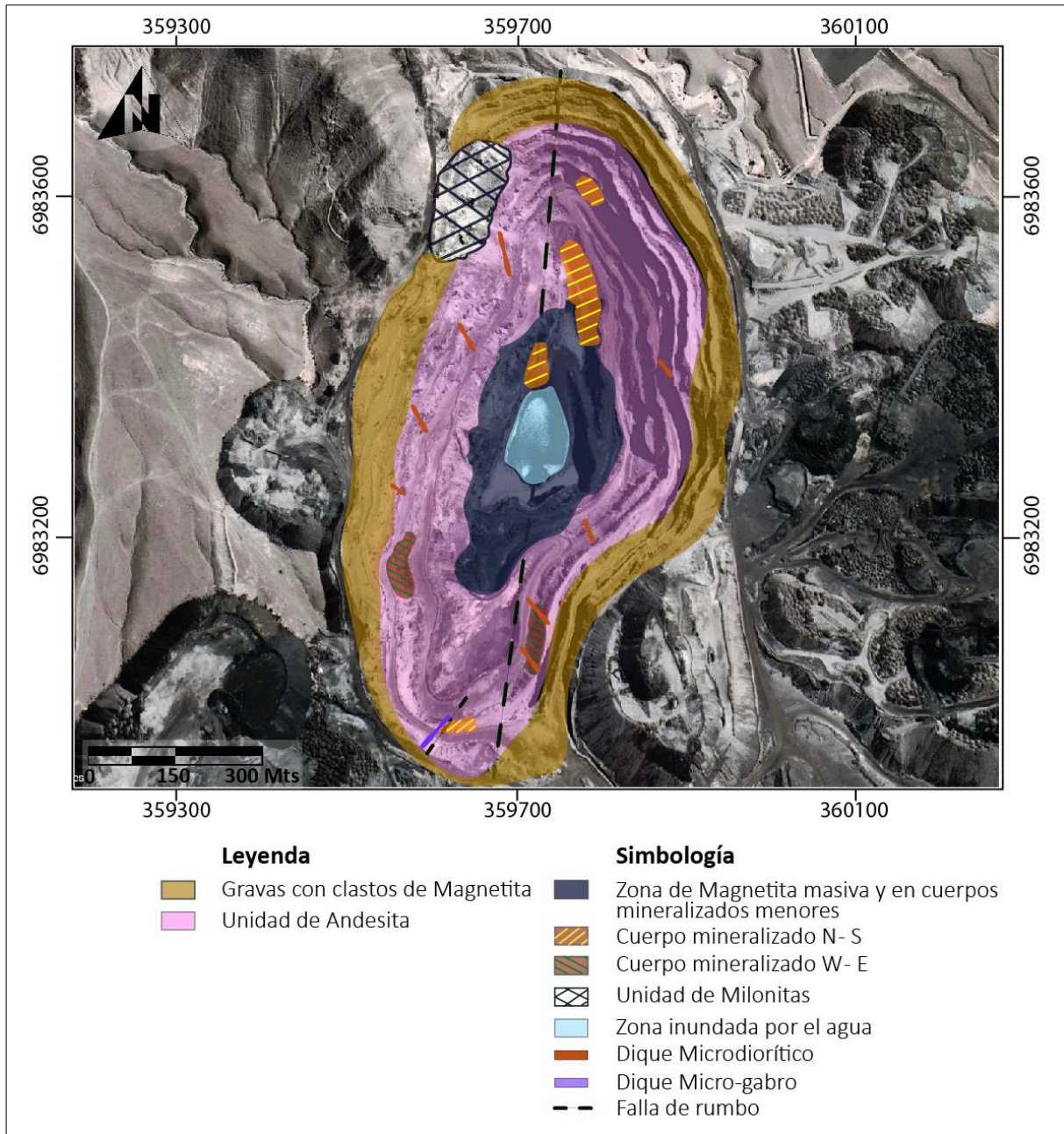


Figura 12. Mapa geológico del depósito Cerro Imán, con sus respectivas unidades, mineralizaciones y estructuras geológicas.

5.1.1 Litología

El yacimiento Cerro Imán está conformado principalmente por tres unidades litológicas no estratificadas (**Figura 12**) partiendo por:

Unidad de milonitas: Un importante cuerpo de rocas miloníticas (**Figura 13**) de aspecto aplítico y de textura esquistosa, constituida mayoritariamente por cuarzo, plagioclasa, feldespato potásico y en menor medida por moscovita, clorita y epidota se encuentra ubicado en la parte oeste de la mina (**Figura 12**), y limitado hacia el este por una falla de rumbo N-S que la pone en contacto con la unidad de andesitas.

Unidad de andesitas: Constituida por rocas volcánicas andesíticas, de textura porfídica, de color gris verdoso con fenocristales de plagioclasa de hasta 2 mm y hornblenda, además de cuarzo y minerales ferromagnesianos insertos en una masa fundamental afanítica melanocrática, la cual presenta de forma general sericitación. Esta unidad corresponde a la roca de caja del depósito, la que solo se encuentra alterada por procesos de mineralización ocurridos en la zona (**Figura 14**). Su distribución abarca varios km² y engloba todo el rajo mina, siendo más observable en la parte superior del rajo, donde se encuentra con nula o una menor mineralización y posee una potencia no estimable en terreno.

Unidad de diques: Cortando a la andesita (**Figura 15**), además de otras zonas de menas y milonitas, se distinguen la ocurrencia de diques hipabisales de composición diorítica y en menor medida gabroica en toda el área de estudio. Presentan un rumbo entre los N10°- 40°W, con un manteo subvertical principalmente hacia el suroeste, y con una potencia entre los 0.8-2.5 mts. con textura afanítica o porfídica, de un color verde oscuro, compuestos principalmente por plagioclasa, cuarzo, clorita (**Figura 16**). Presentan en algunos casos magnetismo, lo que indica la presencia de microcristales de magnetita.



Figura 13. Muestra de mano correspondiente a la muestra 951. Se observa el aspecto general de una roca milonítica, de aspecto aplítico con textura esquistosa. Constituida principalmente por: cuarzo, plagioclasa, feldespatos, y en menor porcentaje muscovita, clorita y epidota.

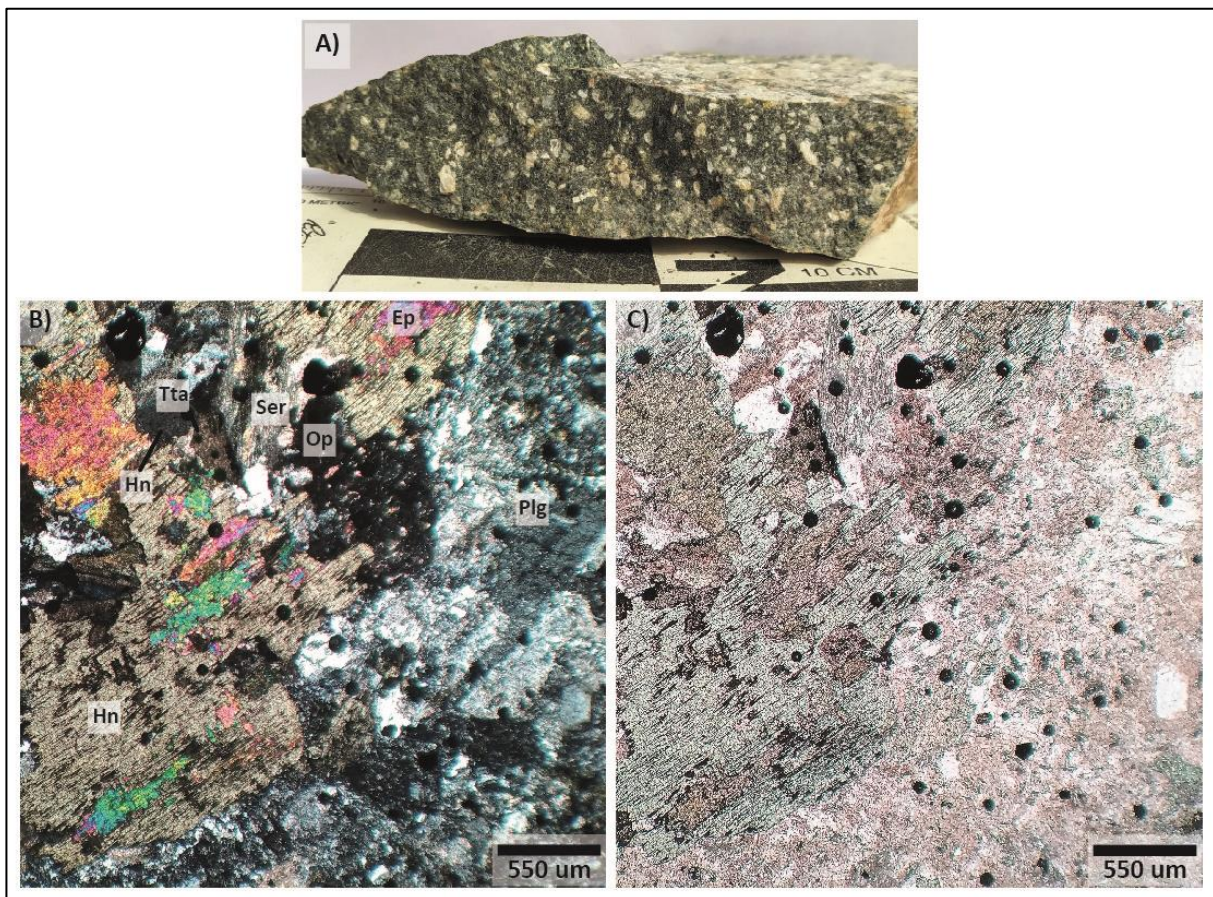


Figura 14. (A) Muestra de mano, (B) y (C) fotomicrografías de la muestra 910 a luz transmitida nicols cruzados y nicols paralelos respectivamente. Se observa el aspecto general de una roca andesítica silicificada, de color gris

pardo verdoso a oscuro, de textura porfídica con mineralogía primaria compuesta por fenocristales de plagioclasa de hasta 2-3 mm en una masa fundamental de textura afanítica, la cual presenta sericitización. La mayoría de los cristales se encuentran alterados a sericita, en conjunto con cristales de hornblenda alterados a epidota, presentado además titanita como mineral accesorio y minerales opacos.

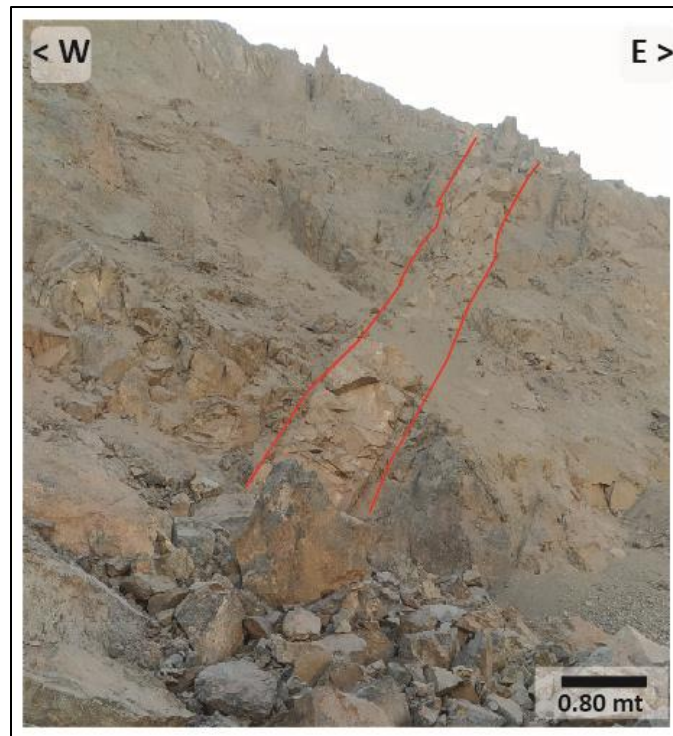


Figura 15. Dique hipabisal de composición diorítica, el cual corta la roca de caja andesítica. Componente N40°W;75°SW.

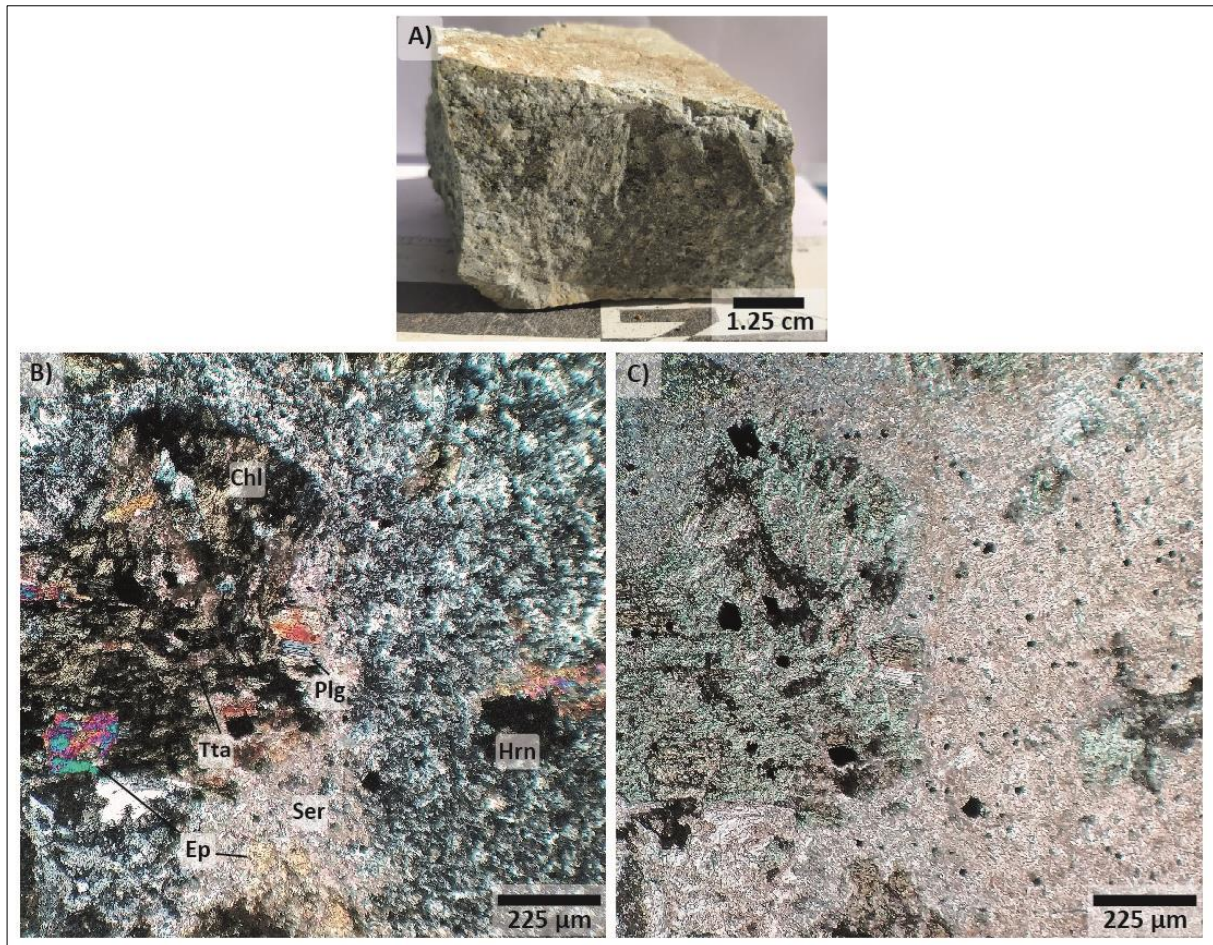


Figura 16. (A) Muestra de mano, (B) y (C) fotomicrografías de la muestra 932 a luz transmitida nicoles cruzados y nicoles paralelos respectivamente. Se observa el aspecto general de un dique Micro-diorítico de un color verde grisáceo, de 0,8 mts. de espesor y con componente de rumbo N12°W; 80°SW. De textura porfídica con fenocristales de plagioclasa maclados y anfíbola en una masa fundamental crecida, compuesta por plagioclasa, anfíbola, clorita, cuarzo, titanita y minerales opacos. Las plagioclasas presentan una alteración de sericita y moderada alteración de epidota mientras que la anfíbola es reemplazada por calcita-clorita o epidota.

5.1.2 Alteración

Los afloramientos volcánicos andesíticos presentan una marcada actinolitización y cloritización la cual oblitera la textura original de la roca de caja. Además de minerales secundarios fundamentalmente epidota, calcita, titanita como mineral accesorio y turmalina

presentándose en mayor medida en los halos de alteración con una intensidad moderada, los cuales ocurren en forma de vetillas o diseminados que cortan la mena de magnetita (**Figura 18b**) o a la roca de caja actinolítica, junto con carbonatos de ocurrencia diseminada o en vetillas con una intensidad leve además de yeso y arcillas, sobreimpuestas a las demás alteraciones.

Como producto de alteración en los fenocristales de las rocas andesíticas, en general impera la anfibolitización y selectivamente epidotización, junto con sericitación de los fenocristales de plagioclasa, además de ocurrir silicificación sobre la roca.

En la vecindad a las zonas ricas en hierro, estas presentan elevado magnetismo junto con un halo de alteración representativo, donde dependiendo de su proximidad, las andesitas presentan en ciertos casos silicificación y una abundancia relativa de anfíbola secundaria, mostrándose actinolita de forma diseminada en la masa fundamental.

5.1.2.1 Alteración a anfíboles: El mineral de alteración más abundante es la actinolita, el cual se expresa en gran parte como un agregado masivo de cristales subhedrales, donde puede llegar a comprender un componente importante en el reemplazo de la roca de caja (**Figura 17**). Abarcando extensas áreas de alteración actinolítica dentro de las zonas mineralizadas de magnetita masiva. Se presenta de forma diseminada sobre la unidad de andesitas, solo diferenciándose cambios en la intensidad de la misma. Visualizada con una intensidad leve en zonas externas del halo de alteración, a una intensidad moderada-alta en zonas internas del halo, en contacto con el cuerpo de mena, donde además presenta ocurrencia en vetillas, y a veces como cúmulos, como único mineral o intercrecida junto a minerales de magnetita, como también en brechas con clastos de magnetita, formando la matriz de estas. Junto a esta alteración también se observan en vetillas polidireccionales o de tipo “stockwork” con magnetita, que cortan la mena de hierro masivo. Los minerales accesorios asociados a este mineral son: clorita, apatito, titanita, turmalina, sílice, pirita, calcopirita los cuales están relacionados en conjunto con actinolita a una etapa singenética a la mineralización de magnetita.

5.1.2.2 Alteración a epidota: La epidota se presenta de manera general en la roca volcánica con una intensidad moderada-leve, la cual ocurre de manera diseminada o localizada afectando en mayor medida a anfíboles o como finas vetillas irregulares asociadas con apatito, pirita,

calcopirita, magnetita o coexistiendo con vetillas de calcita de espesores milimétricos, y ocasionalmente alterando a fenocristales de plagioclasas, además de encontrarse de forma más masiva en zonas orientales del yacimiento (**Figura 18a**). Estas vetillas cortan la roca actinolitizada, figurando como un evento posterior de menor temperatura.

5.1.2.3 Alteración clorítica: Se presenta con un modo de ocurrencia diseminada en la roca de caja, también se observa cómo reemplazamiento de las actinolitas y hornblendas, con cristales de hasta 5 mm, este mineral es el principal generador del color verde característico que se observa en las rocas (**Figura 17b,c**). En las zonas aledañas a vetas y diques, la roca andesítica se encuentra pervasivamente alterada a clorita, la que se presenta masivamente, tanto en halos como en pátinas.

5.1.2.4 Alteración sericítica: Alteración con ocurrencia de sericitización de las plagioclasas comúnmente macladas en compañía con anfibolitización en las rocas andesíticas (**Figura 17b,c**).

5.1.2.5 Alteración supérgena sobreimpuesta: Representada como argilización de feldespatos, y por la presencia de oquedades irregulares rellenos de óxidos de hierro y zonas con óxidos e hidróxidos de hierro, las que incluyen minerales del grupo de las limonitas, tales como goetita, hematita y jarosita, obliterando en forma general la roca de caja andesítica (**Figura 18c,d**), aumentando en zonas externas del halo de alteración.

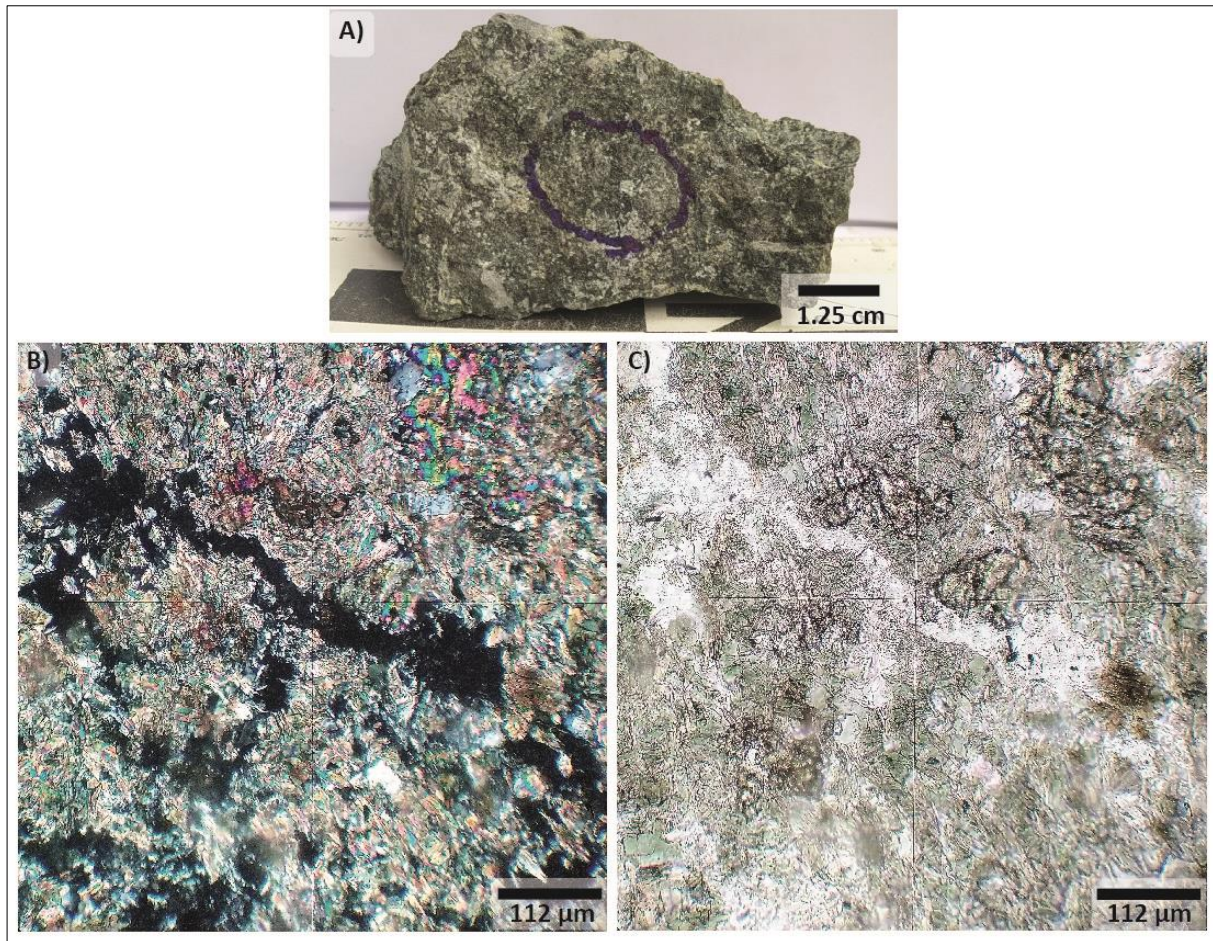


Figura 17. (A) Muestra de mano, (B) y (C) fotomicrografías de la muestra 928.1-B a luz transmitida nicoles cruzados y nicoles paralelos respectivamente. Se observa el aspecto general de una roca andesítica de color verde oscuro, donde la textura de la roca original ha sido comúnmente obliterada, compuesta por relictos de fenocristales de plagioclasa, se observan los distintos grados de reemplazo por actinolita además de presentar distintos grados de alteración a sericita o pistacita, y una masa fundamental constituida por clorita magnésica, reemplazando a la actinolita, además de la presencia de cuarzo, epidota, titanita, calcita, y los minerales opacos que consisten en magnetita diseminada.

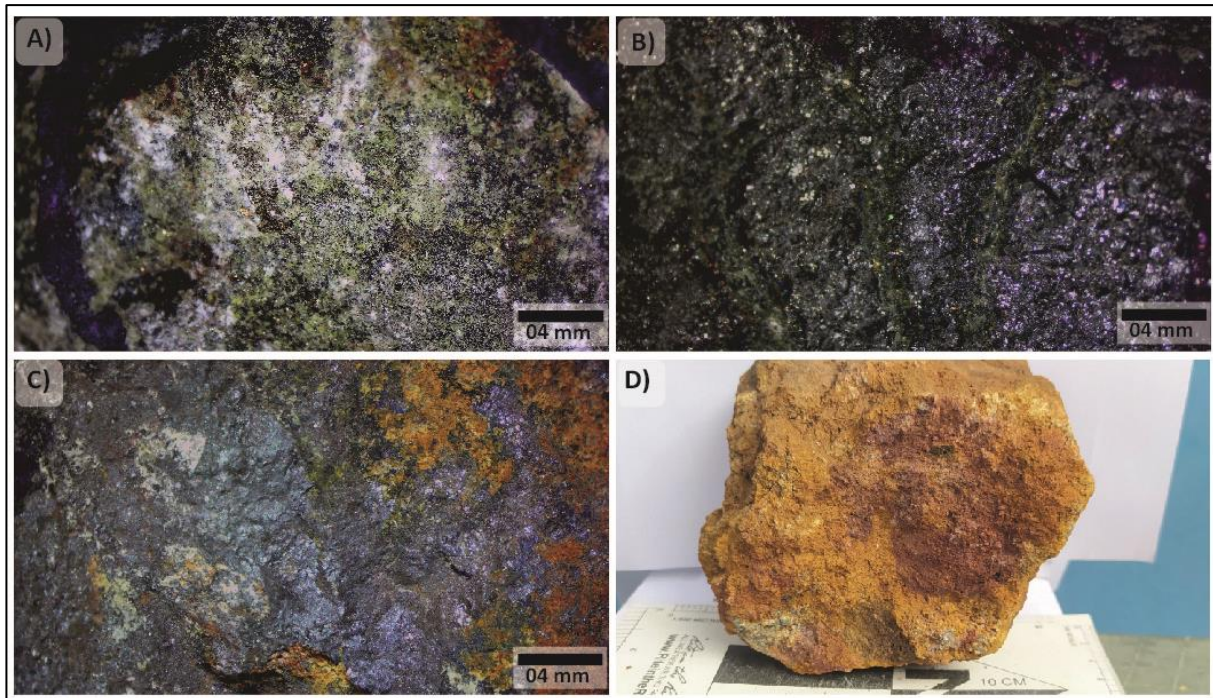


Figura 18. Fotografías de la muestra A) 930-C, B) 942-C y C) 936-B2 tomadas con lupa binocular. Se aprecia en la muestra de mano de la fotografía (A) las distintas alteraciones sobrepuestas de actinolita, epidota además de hidróxidos de hierro, alterando la roca de caja mineralizada junto con minerales oscuros. Mientras que en la muestra (B) se aprecia como vetillas polidireccionales de actinolita \pm epidota cortan la roca de caja mineralizada de magnetita. La muestra (C) muestra finas vetillas rellenas con epidota que cortan la roca mineralizada, la que está siendo reemplazada por óxidos de hierro, además de presentar contenidos subordinados de turmalina. Y la muestra D) 929, corresponde a una roca de caja totalmente obliterada a arcillas, con gran presencia de óxido de hierro como Jarosita y Goetita.

5.1.3 Mineralización

La mineralización principal de la zona de estudio corresponde a hierro, cuya mena se presenta como cuerpos macizos con hábito masivo. En algunos sectores la mineralización de magnetita se encuentra en vetillas, las cuales presentan un magnetismo elevado. Dicha mineralización se aloja principalmente en la roca de caja andesítica y en algunos sectores se encuentra alterada con abundante goetita y hematita (**Figura 19**).

La mineralización metálica se encuentra constituida casi exclusivamente por magnetita masiva de cristales anhedrales a subhedrales asociada con sulfuros de hierro principalmente pirita, y calcopirita en menor abundancia. Las piritas observadas presentan cristales mayoritariamente anhedrales, aunque también subhedrales en menor abundancia, con colores amarillo latón, las cuales ocurren diseminadas, en cúmulos o como relleno de espacios abiertos como pequeñas vetillas finas o micro-drusas (**Figura 19c**). La calcopirita se presenta en forma diseminada y formando parte de algunas vetillas o micro-drusas generalmente en relación espacial con las piritas, pero su abundancia es muy inferior a la de este mineral (**Figura 20a,b**). La ocurrencia de estos minerales es en forma de vetillas que cortan la mena de hierro y la roca andesítica generando además una alteración de la litología original.

Las dimensiones de los cuerpos mineralizados de magnetita son variados y van a controlar en parte, la extensión de los halos de alteración, donde se observa una directa relación entre, una mayor extensión del halo con un mayor cuerpo mineralizado (**Figura 25, 26**). Presentando por lo demás, una alteración supérgena sobreimpuesta. Y en algunos casos, debido a su abundante vetilleo pueden presentarse como “stockwork” (**Figura 21a**). Pueden tener mineralización diseminada de sulfuros de cobre como calcopirita, pirita y en zonas puntuales de la mina (zona Oeste) mineralización de óxidos de cobre como crisocola (**Figura 22**).

La mineralización principal corresponde a cuerpos verticales-subverticales, donde la mineralización de magnetita es intensa. El cuerpo principal corresponde a una veta de magnetita masiva de geometría cónica de rumbo general N-S (**Figura 12**), y con una potencia aproximada de 60 mts y con un manto subvertical. Donde la mineralización principal de magnetita se caracteriza por presentar de cristales anhedrales a subhedrales. Hacia zonas periféricas, rodeando a la magnetita masiva, se observan cuerpos de magnetita alteradas a hematita intercrecida con minerales de actinolita y apatito (**Figura 23c,d**), gradando hacia cuerpos de brecha de magnetita-actinolita. Luego gradando a una zona de “stockwork” de vetillas de magnetitas, actinolita y epidota. Por último, ocurre de forma diseminada intercrecida con minerales de actinolita y epidota, además de un mayor porcentaje en sílice, presentándose como un halo distal del cuerpo “macizo” de mayor extensión, controlado en parte al mayor tamaño del cuerpo de mineralizado.

En la zona de estudio es posible observar un segundo cuerpo principal, correspondiendo a una veta de magnetita masiva de geometría tabular de rumbo general E-W (**Figura 12**), aunque con una potencia menor aproximada de 30 mts y un halo de alteración más desarrollado en su extensión (**Figura 26**), controlado en parte por la dimensión del cuerpo de mena. Del mismo modo, presenta mineralización de magnetita masiva caracterizada por ser de cristales anhedrales a subhedrales, la que grada a zonas de magnetita diseminada de mayor hematita y mayor actinolita-epidota de una intensidad moderada-intensa, la que se presenta en forma de vetillas polidireccionales cercanas al cuerpo de mena, seguida de epidota-turmalina de intensidad moderada (**Figura 21b; 24b**), para luego finalizar con zonas ricas en hidróxidos de Fe (**Figura 24**). Donde minerales como la hematita, jarosita y goetita obliteran de forma completa la roca de caja mineralizada.

Igualmente es posible observar cuerpos menores de magnetita masiva en la zona oeste del rajo como en zonas de cotas menores, donde al igual que en partes distales de los cuerpos tabulares, se observa a través de las secciones pulidas, como la magnetita sufre una textura de reemplazo, ocurrida en bordes de los cristales o en zonas de debilidad (**Figura 19c; 23a**), a una mineralización de hematita o martitización, junto con presentar pequeñas cavidades o micro-vesículas (**Figura 23d**).

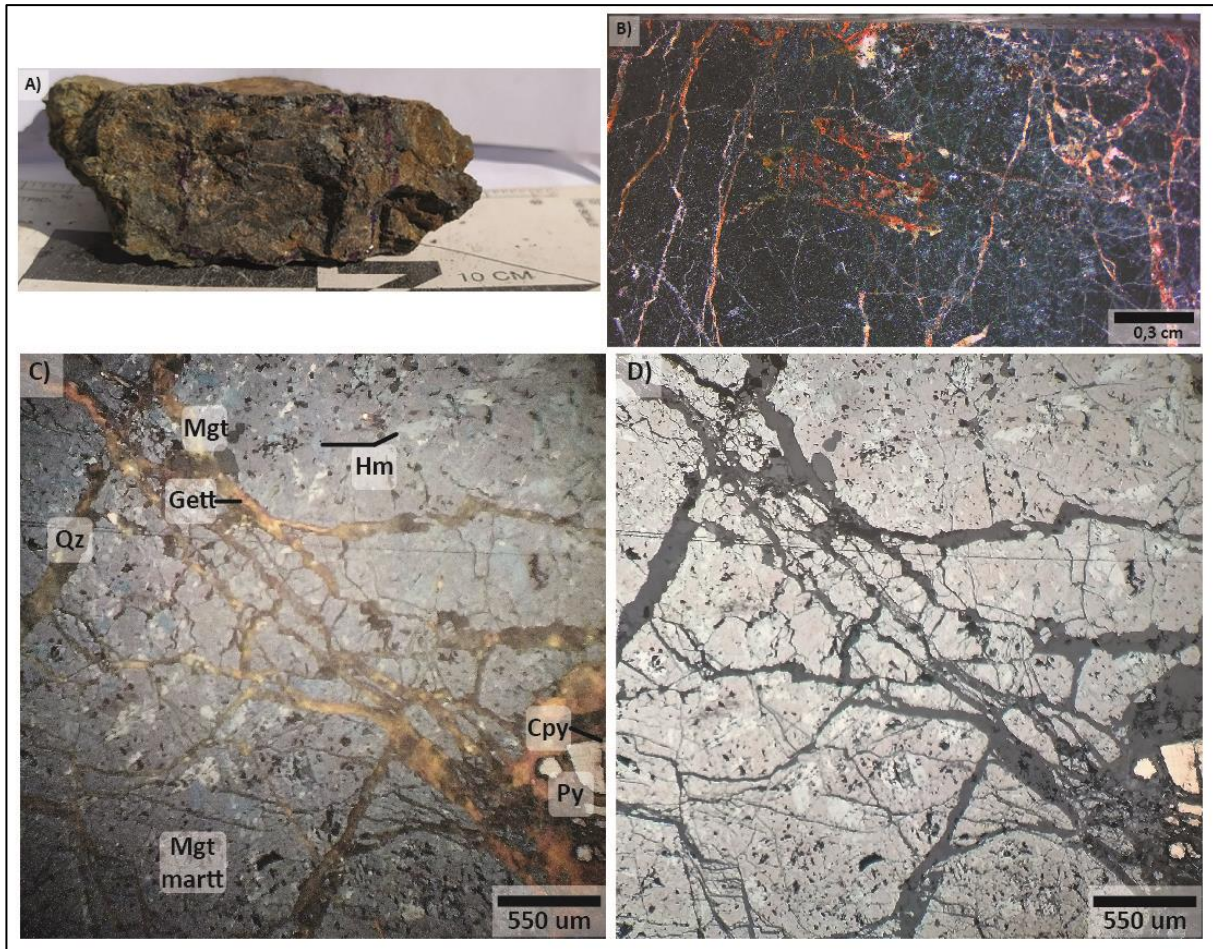


Figura 19. Fotos de (A) Muestra de mano, (B) lupa binocular, (C) y (D) fotomicrográficas de la muestra 941-A a luz transmitida nicols cruzados y nicols paralelos respectivamente. La muestra corresponde a magnetita masiva con grado variable de martitización, siendo cortada por un conjunto de vetillas finas rellenas con cuarzo secundario, hidróxidos de hierro junto pirita y en menor medida calcopirita en un conjunto de vetillas polidireccionales o de tipo “stockwork”.

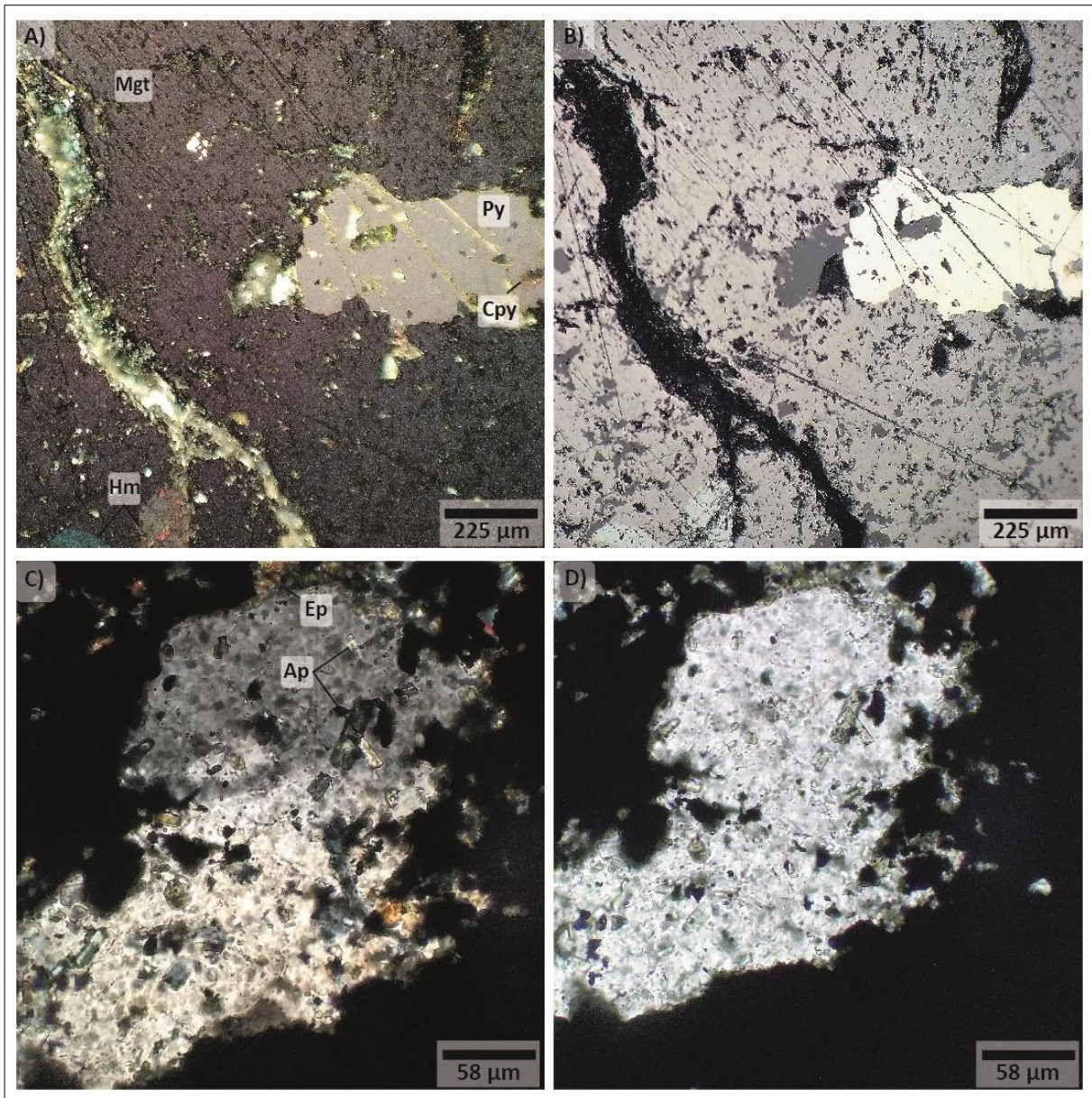


Figura 20. Fotomicrografías de la muestra 930-C a luz reflejada, donde se muestran A) y C) nicoles cruzados; B) y D) nicoles paralelos. La muestra corresponde a magnetita masiva con grado variable de martitización, en conjunto de otros minerales como actinolita, pistacita, cuarzo y en menor medida apatita. Presencia menor de contenidos de sulfuro como pirita y calcopirita de forma diseminada y rellenando vetillas, donde la pirita presenta cristales subhedrales a anhedrales, al igual que la calcopirita presentando un hábito anhedral de sus cristales, desarrollados con posterioridad a la mineralización de magnetita. Existe una alteración en menor medida de óxido de hierro como jarosita-goetita, en conjunto con epidota, vetillas rellenas de calcita-epidota. Además de encontrarse pequeñas vesículas o pequeñas amígdalas rellenas con microcristales de magnetita y pirita.

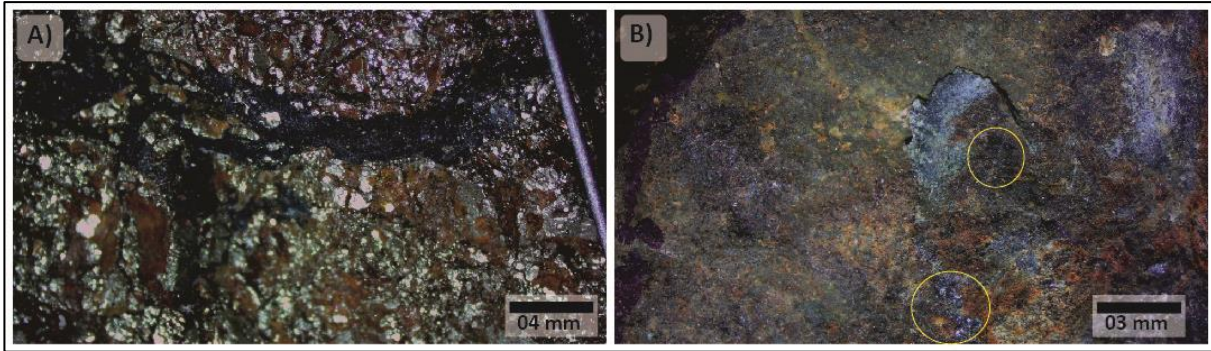


Figura 21. Fotografías de la muestra A) 928 y B) 939-B, ambas tomadas con lupa binocular. Se aprecia en la primera muestra (A) mineralización masiva de pirita y hidróxidos de hierro, donde la mineralización de magnetita presenta distintos grados de oxidación a hematita, y opera de forma diseminada y en vetillas finas de magnetita martitizada de hasta 0,5 mm de espesor. En la fotografía del corte pulido B) corresponde a magnetita diseminada, con contenidos subordinados de turmalina (círculos amarillos) además de un fuerte reemplazo de goetita-jarosita alterando la roca de caja mineralizada.

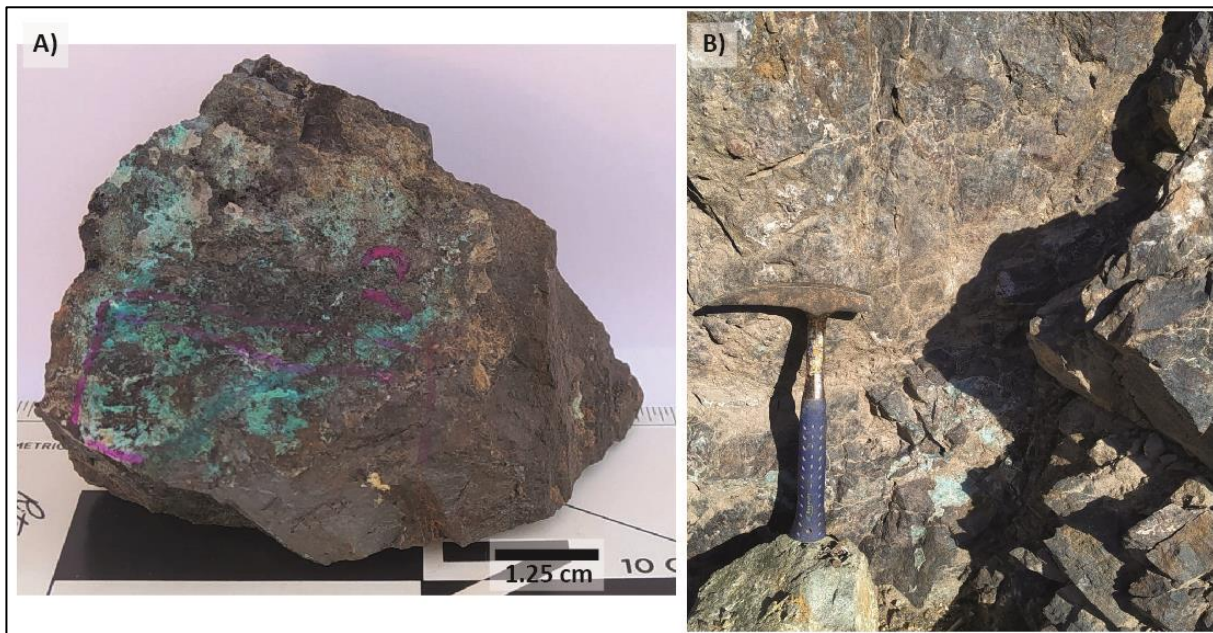


Figura 22. (A) Muestra de mano correspondiente a magnetita masiva con contenido de óxido de cobre, presentando mineral de crisocola. (B) Zona oeste del rajo, mineralizada con óxido de cobre.

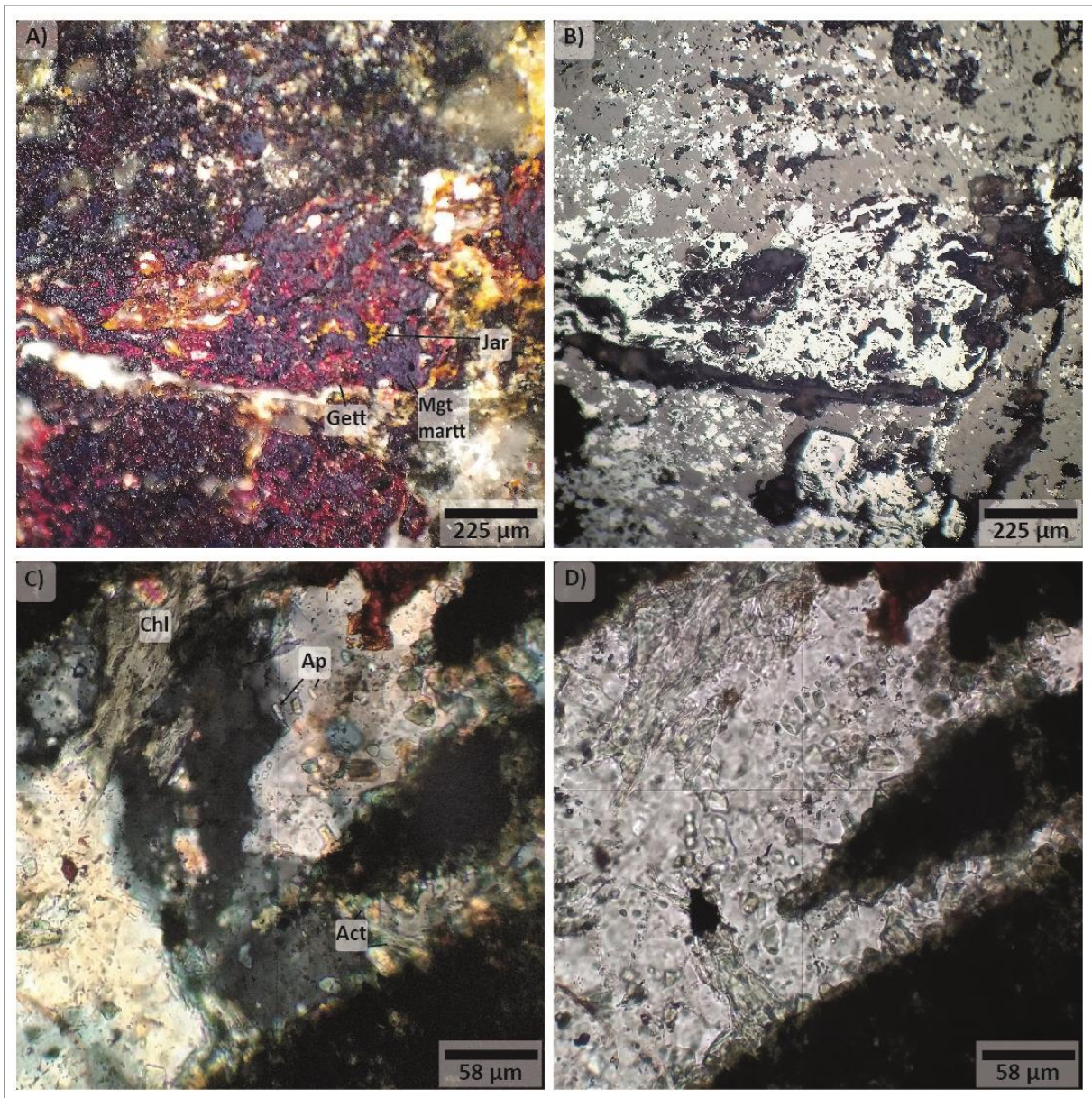


Figura 23. Fotomicrografías de la muestra 948-A a luz reflejada (A y B), y luz transmitida (C y D), donde se muestran A) y C) nicoles cruzados; B) y D) nicoles paralelos. La muestra corresponde a magnetita diseminada y en vetillas con grados de oxidación a hematita desde los bordes de grano, abundante actinolita, goetita-jarosita y alteración a clorítica magnésica, en menor medida microcristales de apatita diseminada en vesículas, y calcita - epidota relleno vetillas y pequeñas amígdalas. Además de sulfuros diseminados de pirita con cristales subhedrales a anhedrales.

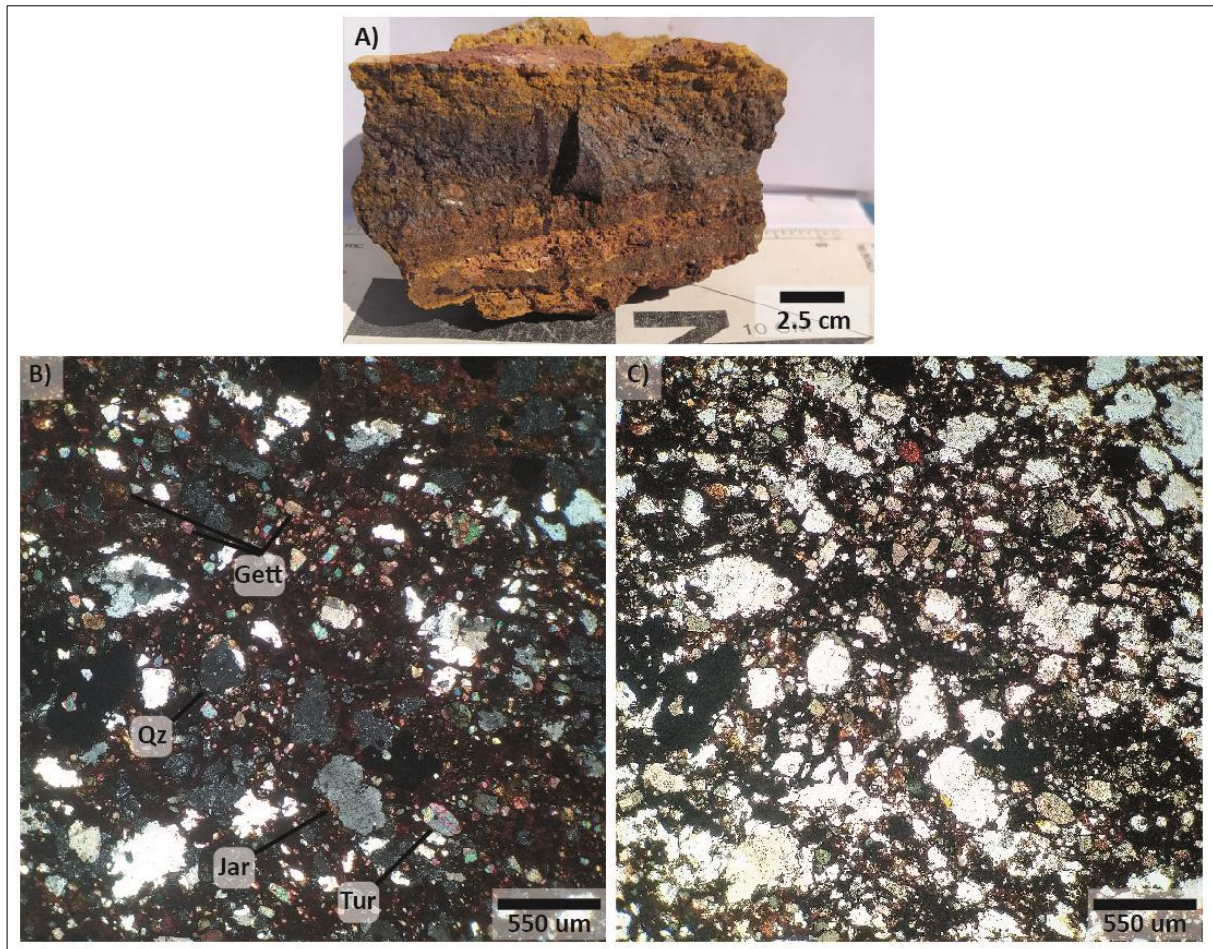


Figura 24. (A) Muestra de mano, (B) y (C) fotomicrografías de la muestra 929 a luz transmitida nicols cruzados y nicols paralelos respectivamente. La muestra corresponde a una roca de caja totalmente obliterada a arcillas, con gran presencia de óxido de hierro como Jarosita y Goetita, además de turmalina y cuarzo secundario.

5.2 Perfiles esquemáticos de alteración y mineralización

A lo largo y ancho del depósito se exhiben distintos cuerpos mineralizados, de formas irregulares y con una alteración asociada característica. Destacándose principalmente dos cuerpos masivos en mena de magnetita. Por un lado, un cuerpo de forma más o menos “cónica” que recorre de Norte a Sur el rajo (**Figura 25**) constituido fundamentalmente de magnetita masiva con \pm actinolita y apatito, y con un halo de alteración de intensidad leve y reducida en su extensión. Por otro lado, y de forma perpendicular a este cuerpo de mena masivo, se presenta un cuerpo tabular que recorre el rajo en sentido Este - Oeste (**Figura 26**) con magnetita

brechosa y diseminada, y con mayor presencia de hematita \pm actinolita, exponiendo un halo de alteración más bien extenso en longitud, cercano a la veta y con una mineralogía mucho más zonada.

De igual forma, otros cuerpos de mena de magnetita se pueden exhibir en el rajo, con textura diseminada con un modo de ocurrencia lenticular y de una potencia despreciable, como con textura maciza y brechosa, con un modo de ocurrencia más masiva en la base del mismo depósito.

5.2.1 Perfil esquemático del cuerpo “cónico” de rumbo N-S

El cuerpo “cónico” de rumbo Norte-Sur, exhibe en su parte central magnetita en modo de ocurrencia masiva levemente martitizada, la que va gradando hacia partes externas a una magnetita con un grado mayor de martitización, siendo alterada la roca de caja mayoritariamente a actinolita con una intensidad moderada y a un halo de alteración menor, de bajo contenido de epidota y óxido de hierro como jarosita y goetita donde además la turmalina parece ausente, junto con la actinolita se presenta de forma diseminada microcristales de apatito, observados en vetillas y en amígdalas. Por otro lado, hacia partes externas del halo de alteración se presentan sulfuros de pirita \pm calcopirita de forma diseminada y en vetillas.

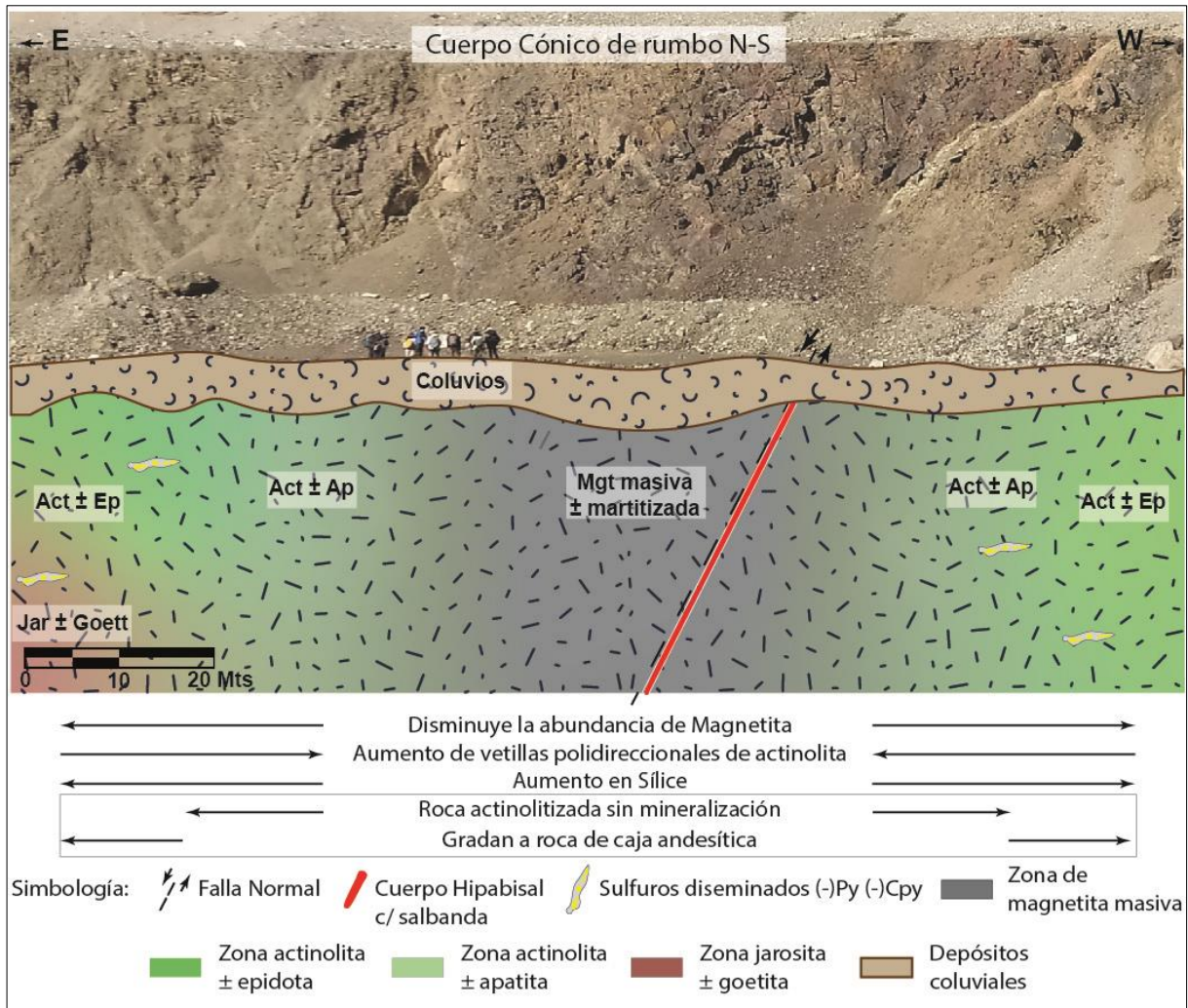


Figura 25. Perfil esquemático del principal cuerpo mineralizado de rumbo N-S. Caracterizado por presentar magnetita masiva ± martitizada de potencia considerable, el que presenta un halo de alteración de menor desarrollo. Arriba de la ilustración, imagen el cuerpo mineralizado de rumbo N-S.

5.2.1 Perfil esquemático del cuerpo “tabular” o cilíndrico de rumbo E-W

En cambio, el cuerpo de mena de textura ± brechosa y diseminada de magnetita de forma “cilíndrica” o tabular y de componente E-W, presenta un halo de alteración mucho más desarrollado en longitud, con magnetita diseminada en su parte central de una potencia menor, va gradando hacia partes externas a zonas con una mineralogía más zonada, con alta intensidad de alteración en un orden: actinolita y epidota, epidota - turmalina e hidróxidos de hierro como

jarosita y goetita. Además de finas guías de pirita, destacándose en zonas puntuales de la mena, óxido de cobre como la crisocola.

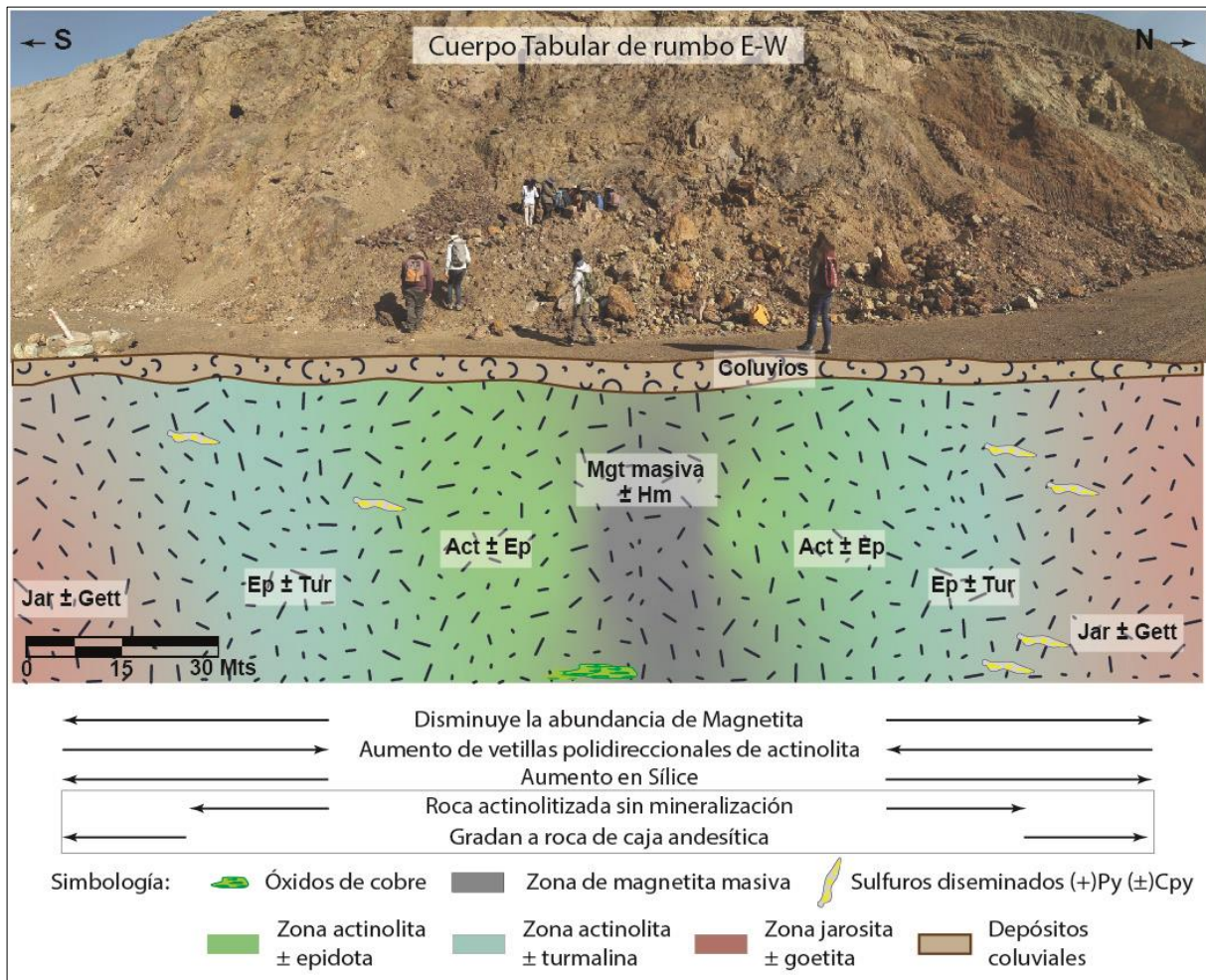


Figura 26. Perfil esquemático de un segundo cuerpo mineralizado de rumbo E-W. Caracterizado por presentar magnetita masiva ± diseminada con una mayor abundancia de hematita, y presentar un halo de alteración más marcada respecto a su mineralogía. Arriba de la ilustración, imagen el cuerpo mineralizado de rumbo E-W.

5.3 Caracterización geoquímica

En el presente capítulo se trabaja en base a los resultados obtenidos de los análisis de Fluorescencia de Rayos X (XRF) en laboratorio sobre las 87 muestras de mano seleccionadas para análisis exclusivas de zonas ricas en magnetita. Con el fin de cuantificar los elementos químicos presentes en las rocas. Dentro de las cuales se seleccionaron aquellas más representativas para los diferentes eventos y asociadas a dos cuerpos subverticales-verticales fuertemente mineralizados, junto con aquellas muestras más representativas de diversas zonas mineralizadas dentro del rajo mina. Por lo que se eligieron 82 muestras las que arrojaron diversos datos de elementos traza en roca total, siendo ingresados en gráficos de barras, binarios y diagramas de cajas y bigotes, para una mayor comprensión de los datos obtenidos. Las cuales son presentadas en su totalidad en ANEXO B.

5.3.1 Gráfico de barras

Las muestras seleccionadas se separaron en 3 grandes grupos: 41 muestras procedentes de un cuerpo mineralizado de forma “*cónica*” con una orientación N-S; 13 muestras procedentes de un cuerpo mineralizado de forma “*cilíndrica*” con una orientación E-W; y 28 muestras procedentes de otras zonas importantes en mineralización de magnetita.

Cuerpo de mena "cónico" de rumbo N-S.

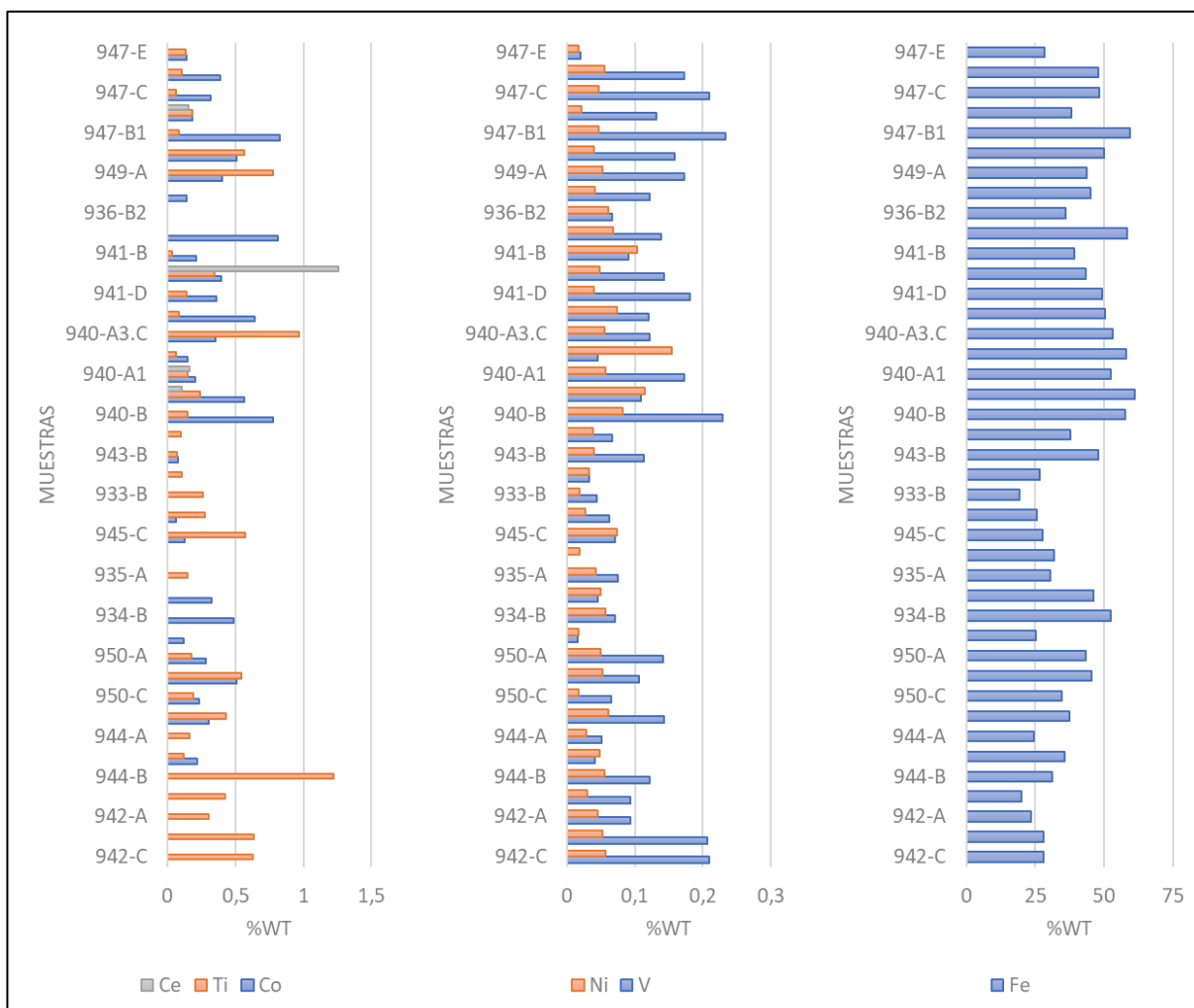


Figura 27. Gráficos de barras para los distintos elementos traza estratégicos hospedados en magnetitas, correspondiente al cuerpo de mena "cónico" de rumbo N-S.

Cuerpo de mena tabular (cilíndrico) de rumbo E-W.

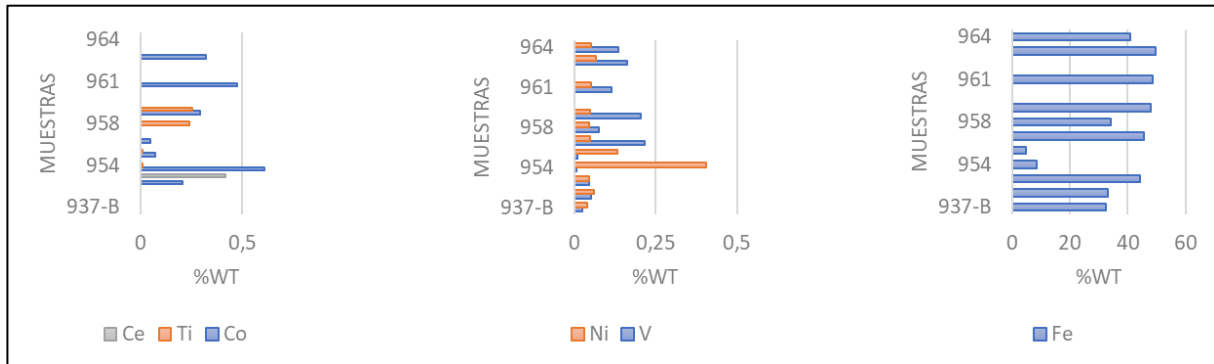


Figura 28. Gráficos de barras para los distintos elementos traza estratégicos hospedados en magnetitas, correspondiente al cuerpo de mena “cilíndrico” de rumbo E-W.

Diversas zonas dentro del depósito con contenido importante en magnetita

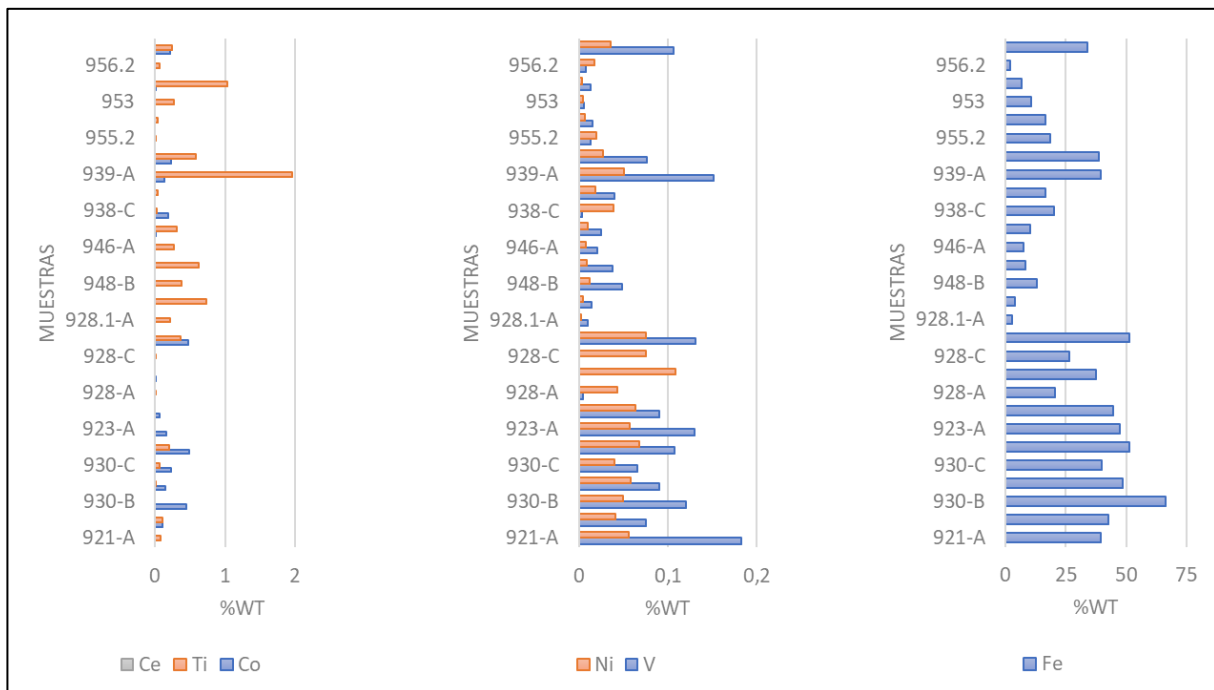


Figura 29. Gráficos de barras para los distintos elementos traza estratégicos hospedados en magnetitas, correspondiente a diversos cuerpos menores del rajo, ricas en magnetita.

Según los distintos gráficos de barras planteados, se muestra como el hierro corresponde al principal elemento de interés en este depósito, además de otros elementos traza de menor concentración, pero de igual importancia mineralógica, se encuentran anomalías importantes de níquel y titanio en zonas muy localizadas del depósito como también elementos como:

- a) Con respecto al cuerpo subvertical “*cónico*” de dirección N-S y con una ocurrencia de mineralización de hierro masivo alcanzan concentraciones de cobalto de hasta 8.230ppm, de vanadio hasta 2.330ppm, y de cerio hasta 12.600ppm (muestra 941-A) y 1.580 ppm (muestra 940-A1).
- b) Para el caso del cuerpo subvertical “*cilíndrico*” de dirección E-W y con una ocurrencia de mineralización de hierro magnetita \pm martitizada \pm brechizadas llega a concentraciones de cobalto de hasta 6.100ppm, de vanadio hasta 2.160ppm, y de cerio hasta 4.160ppm (muestra 937-C).
- c) Y para los demás puntos de importancia económica dentro del depósito llega a concentraciones de cobalto de hasta 4.890ppm, de vanadio hasta 1.830ppm, y en el caso de cerio no arrojaron resultados positivos, debido a las pocas muestras en que fue detectado.

5.3.2 Correlación de elementos

Se presentan distintos gráficos binarios de los diferentes elementos trazas hospedados en magnetita, dentro de variados cuerpos mineralizados del rajo: cuerpo mineralizado “*cónico*” N-S, cuerpo mineralizado tabular E-W junto con analizar en otras zonas de importancia mineralógica dentro del depósito.

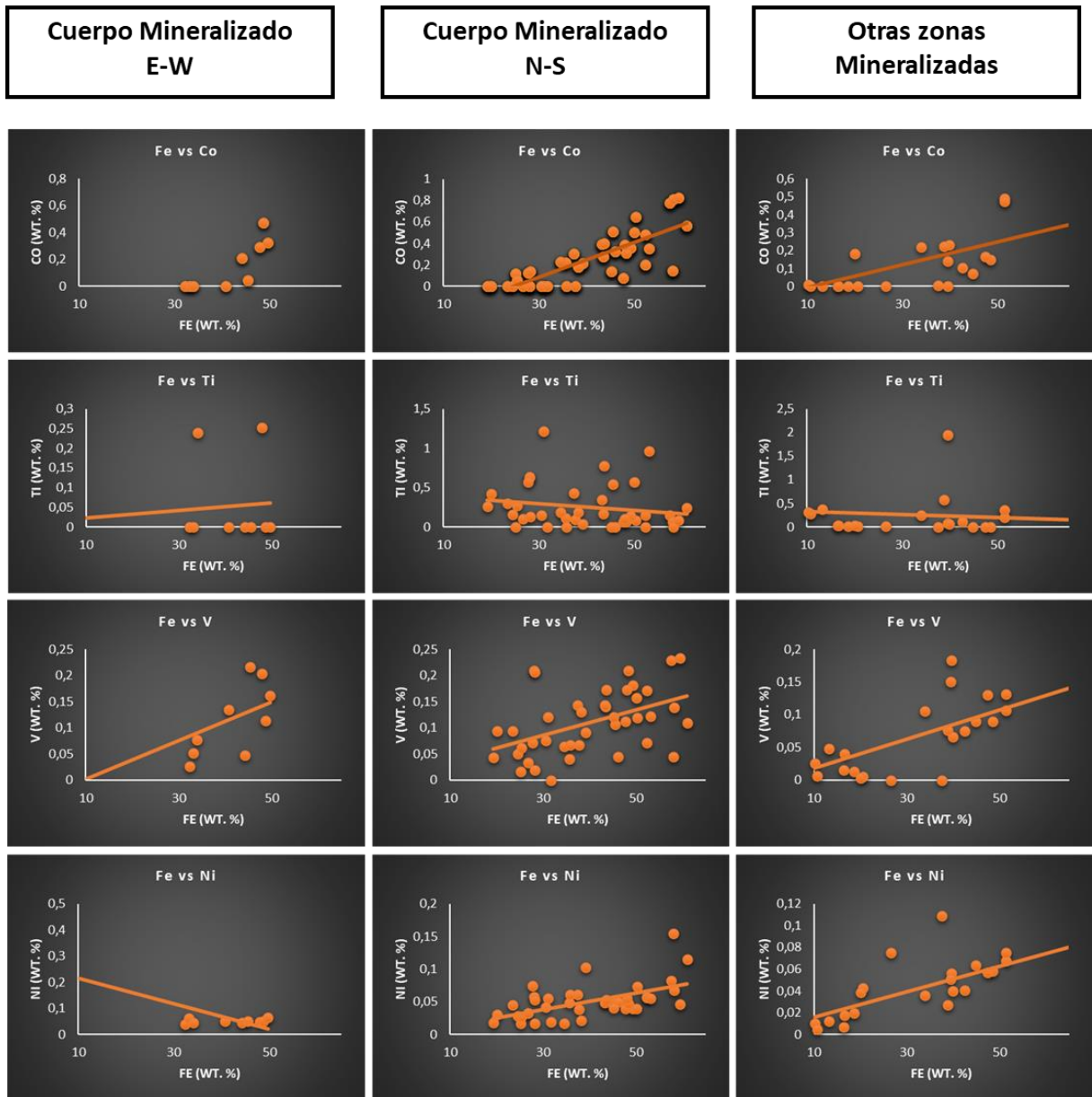


Figura 30. Distintos gráficos binarios, que muestran variados comportamientos de los principales elementos traza de interés, correspondiente al cuerpo de mena “cónico” de rumbo N-S; cuerpo de mena tabular de rumbo E-W; y a otras zonas mineralizadas dentro del depósito.

Por medio de estos gráficos binarios (**Figura 30**) es posible apreciar que:

- a) Gráfico Fe v/s Co: se observa como existe una clara correlación positiva entre la concentración de hierro y la concentración de cobalto, visualizada en los distintos cuerpos mineralizados.

- b) Gráfico Fe v/s V: en el siguiente gráfico se visualiza una clara correlación positiva entre la concentración de hierro y la concentración de vanadio, en cada una de las zonas mineralizadas.
- c) Gráfico Fe v/s Ni: del mismo modo, se observa como también existe una clara correlación positiva entre la concentración de hierro y la concentración de níquel, visualizada tanto en el “cuerpo mineralizado N-S” como en cuerpos menores, aunque no bien representado en el “cuerpo mineralizado E-W”.
- d) Gráfico Fe v/s Ti: no presentan una clara correlación, sino más bien presentarían dos líneas de tendencia, o dos clústeres de datos.

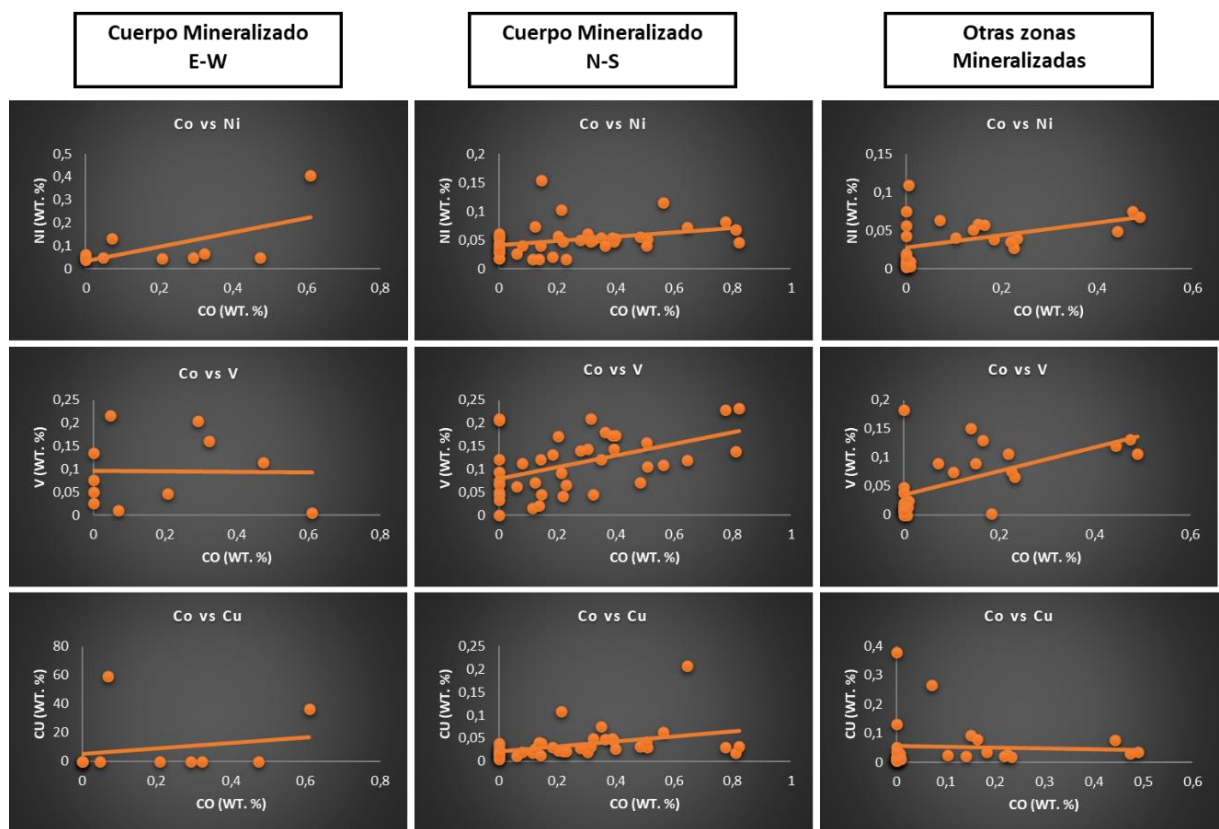


Figura 31. Distintos gráficos binarios que muestran variados comportamientos de los principales elementos traza de interés como Co v/s Ni, Co v/s V y Co v/s Cu. Correspondiente al cuerpo de mena “cónico” de rumbo N-S; cuerpo de mena tabular de rumbo E-W; y a otras zonas mineralizadas.

Observando los siguientes gráficos binarios (**Figura 31**) es posible apreciar que:

- a) Gráfico Co v/s Ni: no es posible apreciar una clara correlación entre ambos, por lo que no existe correlación ni positiva ni negativa.
- b) Gráfico Co v/s V: no presentan una clara correlación, ni positiva ni negativa entre estos dos elementos.
- c) Gráfico Co v/s Cu: de igual modo, para estos gráficos, no se destaca una clara correlación entre fases rica en cobalto con las fases ricas en cobre.

CAPÍTULO VI: DISCUSIÓN

6.1 Contexto regional del Distrito Cerro Imán

El distrito ferrífero Cerro Imán, destaca por comprender un depósito homónimo tipo hierro-apatita, el que responde a lineamientos estructurales a nivel regional con orientación NW-SE, asociados al Sistema de Falla de Atacama, y relacionados a eventos de mineralización de hierro insertos en la Franja Ferrífera Cretácica chilena. Se encuentra geológicamente relacionado con intrusiones calcoalcalinas de composición intermedia (diorita en mayor medida) y a rocas volcánicas andesíticas depositadas en condiciones continentales. Formada durante la intensa actividad volcánica ocurrida durante el Jurásico-Cretácico.

El conjunto de unidades con mineralización de hierro dentro de la FFC representa un sistema de arco magmático-cuenca trasarco desarrollada durante el Cretácico (Aberg *et al.*, 1984). El yacimiento Cerro Imán en efecto, presenta afinidades químicas, mineralógicas y texturales referidas a las menas de hierro, con ocurrencias de intrusiones magmáticas de composición diorítica, de edad Cretácico inferior y variadas estructuras de dirección NW-SE además de una estructura principal que divide el yacimiento de dirección N-S relacionadas al Sistema de Falla de Atacama.

6.2 Mineralogía y ocurrencia de la mineralización de los óxidos de hierro

La mineralización rica en magnetita se encuentra alojada en su totalidad en rocas volcánicas andesíticas de la Fm La Negra (Arévalo, 2005). Presentándose dos cuerpos de alta ley de hierro (>50% Fe) junto con otros cuerpos irregulares de igual o menor ley, los que constituyen núcleos de textura masiva-brechosa que aflora en superficie, de decenas de metros en la horizontal y de potencia vertical no observable. Con magnetita como mena principal de hierro, no obstante, la distribución de mineralogía, zonaciones, texturas y geoquímica de las rocas entre los diversos cuerpos irregulares que presenta el depósito, podría ser sugerente de distintos eventos de mineralización.

Primeramente, el cuerpo de alta ley de hierro de textura masiva y de dirección N-S en el depósito, presenta como principal mineral de mena la magnetita y reporta ocurrencias muy menores de calcopirita diseminada en conjunto con guías de pirita diseminada y en vetillas, inmersos en un halo de alteración de menor desarrollo con apatita en guías y diseminada, junto con actinolita, reducida hacia los extremos del núcleo y de ocurrencia a veces brechosa originando un stockwork con venillas de magnetita \pm hematita. Por otro lado, el segundo cuerpo de alta ley con núcleos de textura masiva-brechosa y de dirección E-W, presenta como principal mineral de mena magnetita \pm martitizada con ocurrencias leves de pirita, este cuerpo presenta un halo de alteración mucho más zonado hacia sus extremos, abundancia de actinolita cercano a la veta y epidota, y ocurrencia de turmalina y sílice sobreimpuesta a la actinolita, y con una marcada impronta de hidróxidos de hierro, como goetita y jarosita.

Las diferencias espaciales y mineralógicas que presentan ambos cuerpos mineralizados, junto con los demás cuerpos irregulares mineralizados menores dentro del rajo, sugiere relaciones genéticas en cuanto a la mineralización del depósito, junto con corresponder a dos o más pulsos de mineralizaciones distintas. Por lo que se sugiere que estos cuerpos podrían derivar de una cámara magmática parental, donde coexiste un magma con una fase fundida inmisible rica en hierro, donde posteriormente, por medio de estructuras vinculadas al Sistema de Falla de Atacama, favorecerían su ascenso y que, promovido por la fuerza de empuje, causaría el emplazamiento de un magma puramente magmático en sectores superficiales del depósito, mineralizando la roca encajante andesítica (*ref. caso tipo depósito El Romeral, Chile. Rojas et al., 2018*).

La liberación de volátiles ricos en hierro y otros elementos incompatibles, producirían mineralización de hierro con características hidrotermales resultando en la zonación de alteración en las rocas encajantes. Con ello, se originaría un segundo pulso de mineralización, donde el remanente del fundido rico en hierro que se mantuvo en la cámara magmática después del primer pulso mineralizador, asciende por mecanismos estructurales similares al del primer evento. Se caracteriza por presentar cuerpos de magnetita brechizados o diseminados en zonas de alteración actinolítica. Esta zona mineralizada representaría el cuerpo mineralizado de dirección E-W, el cual presenta leyes de hierro más bajas o zonas brechizadas, un halo de alteración más zonado, y una mayor variabilidad en volumen en las texturas de las menas de

hierro. Además, de presentar ocurrencia de óxidos de cobre, lo que indicaría un magma más diferenciado que el del primer pulso más primitivo, con enriquecimiento discreto en elementos incompatibles relacionados al cobre.

Mientras que, como último evento geológico que afectó al yacimiento es el emplazamiento de cuerpos hipabisales de composición microdiorítica orientados en dirección preferente NNW, los cuales se encuentran distribuidos en distintos sectores de la mina, conjugado con un control estructural dominado por fallas de alto ángulo, estructuras que permitieron el ascenso de fluidos hidrotermales con altas concentraciones de minerales metálicos y sulfurados.

La dominancia de minerales metálicos de hierro se debe al desarrollo de una etapa de subducción a profundidad de alto ángulo desarrollada durante el Jurásico-Cretácico, proceso que determinó la composición, grado de fraccionamiento, estado redox de los magmas y actividad hidrotermal, factores determinantes para la formación de menas metálicas (Blevin y Chappell, 1992).

6.3 Geoquímica del depósito Cerro Imán

A partir de los diferentes resultados que arrojaron los distintos tipos de gráficos, es posible establecer la ocurrencia de concentraciones de los elementos traza principales en la magnetita en el yacimiento Cerro Imán como lo son: cobalto, vanadio, níquel, titanio, cerio con valores máximos de 8.230ppm, 2.330ppm, 4.050ppm, 12.190ppm, 12.600ppm respectivamente.

De los gráficos es posible observar principalmente la clara correlación positiva que existe entre la concentración de hierro y la concentración de cobalto, evidenciada en cada uno de los cuerpos mineralizados, sugiriendo que el cobalto es preferentemente fraccionado en la fase magnetita.

6.3.1 Gráfico de “cajas y bigotes” (boxplot)

De los gráficos de cajas y bigotes se desprende como el cuerpo mineralizado “cónico” N-S concentra una mayor cantidad de hierro, así como de cobalto, obteniendo una correlación positiva entre ambos elementos traza.

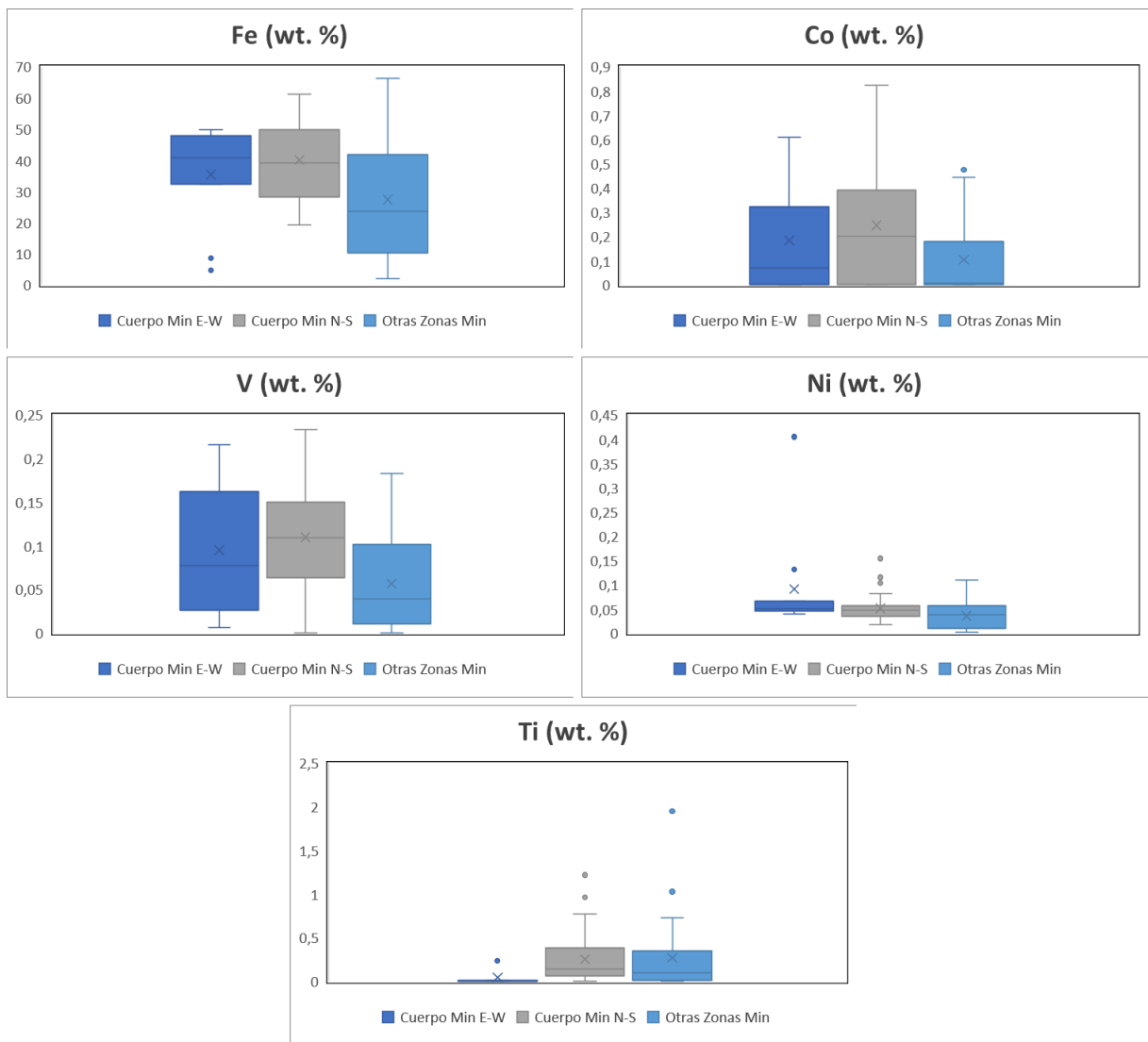


Figura 32. Gráfico de cajas y bigotes (boxplot). En particular, relaciona concentraciones de distintos elementos estratégicos: Hierro, Cobalto, Titanio, Vanadio y Níquel, correspondiente a las magnetitas de dos cuerpos tabulares ricas en mena de hierro, como también a zonas mineralizas de distintas partes del rajo.

El hierro presenta concentraciones altas en la totalidad el depósito, tanto en zonas texturales masivas, brechosas y diseminadas de magnetita.

- a) En el cuerpo mineralizado de forma “*cónica*” de rumbo N-S (**Figura 32**) presenta la mayor densidad de hierro, con una media aritmética de 40,04% wt, y con un rango de valores que van desde 19,25% wt. hasta 61,05% wt. Al igual que el cobalto, que presenta un rango máximo de 0,82% wt. con un promedio de 0,24% wt. por otra parte, presenta bajos contenidos en titanio, presentando una concentración media de 0,25% wt. y altas concentraciones en vanadio, elemento que parece estar distribuido de forma homogénea con el cobalto (**Figura 31**), presentándose en igualdad de proporción con una mediana de 0,10% wt para el caso del cuerpo mineralizado N-S en el gráfico V vs C (wt. %).
- b) Del mismo modo, las concentraciones de hierro en el cuerpo mineralizado de rumbo E-W (**Figura 32**), siguen siendo igual de altas, con una mediana de 40,71% wt. dentro de un rango de valores que van desde 32,30% wt. hasta 49,66% wt. y en directa relación con el cobalto (**Figura 30**), presentando concentraciones máximas de 0,61% wt. no así, el titanio presentado concentraciones que parecen despreciables. Aunque presenta concentraciones altas en vanadio con una media de 0,09% wt. (**Figura 32**).
- c) En el caso de cuerpos mineralizados menores se encuentran valores atípicos de hierro (**Figura 32**), con concentraciones máximas de 66,25% wt. aunque el cobalto se presenta en bajas concentraciones, alcanzando un promedio de 0,10% wt. al igual que el titanio con una concentración media de 0,27% wt. y valores relativamente normales en vanadio con una media de 0,05% wt.

6.3.2 Gráfico de correlaciones de elementos

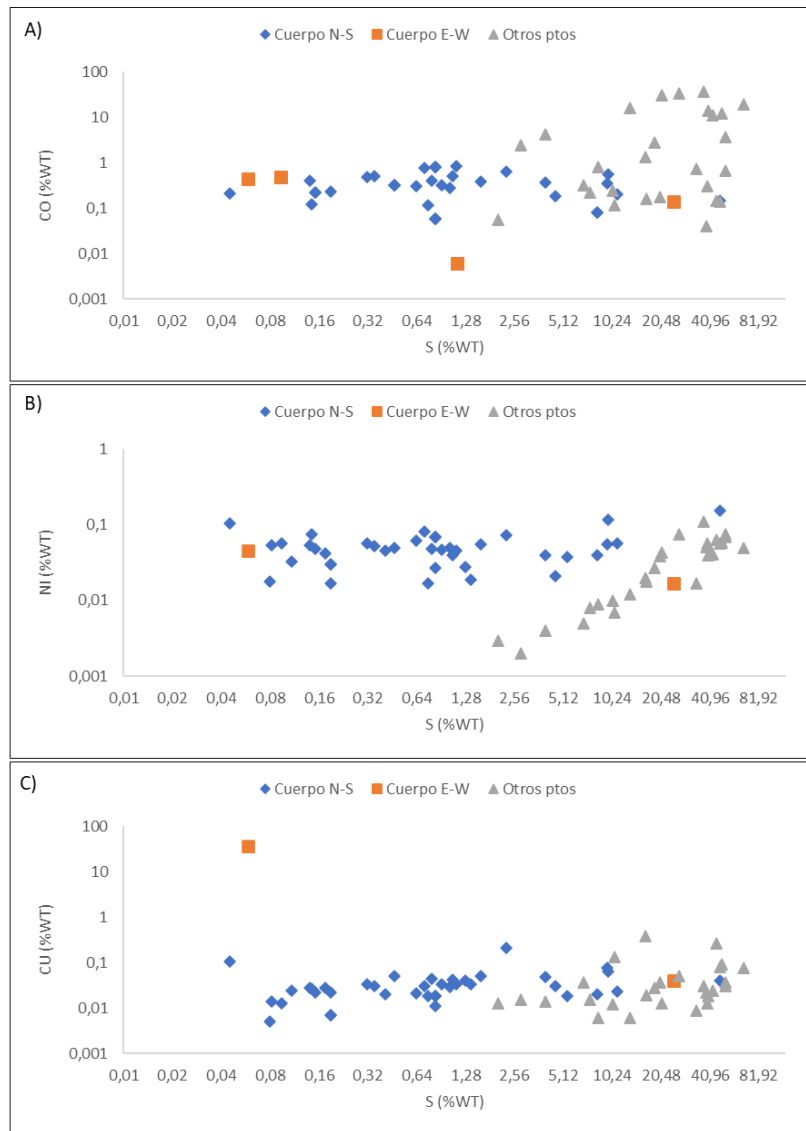


Figura 33. Gráficos binarios en particular relaciona concentraciones de distintos elementos estratégicos v/s S, en una escala logarítmica: a) S v/s Co; b) S v/s Ni; c) S vs/ Cu, correspondiente a las magnetitas de dos cuerpos tabulares ricas en mena de hierro, como también a distintas zonas mineralizas (cuerpos menores) de importancia mineralógica en el rajo.

De los gráficos siguientes se correlacionaron distintos elementos de interés v/s azufre (**Figura 33**), otorgando información acerca de aquellas zonas mineralizas de hierro de ocurrencia brechosa y diseminada con un mayor porcentaje en Sulfuros, sugiriendo además una correlación positiva de estos sulfuros v/s níquel. Más específicamente, se observa una

correlación directa positiva en las muestras con mineralización diseminada englobadas en “otros puntos” del depósito Cerro Imán (**Figura 33b**), lo que sugiere que el níquel está principalmente asociado a la fase sulfurada de pirita (Bayliss, 1989). Esto además, se correlaciona con datos entregados en el gráfico (**Figura 30**), apreciándose una directa correlación en el hierro-níquel, centrada en el mismo tipo de muestras. Por lo tanto, sugiriendo que en muestras con mineralización diseminada existe un fraccionamiento del níquel en las fases sulfuradas ricas en pirita.

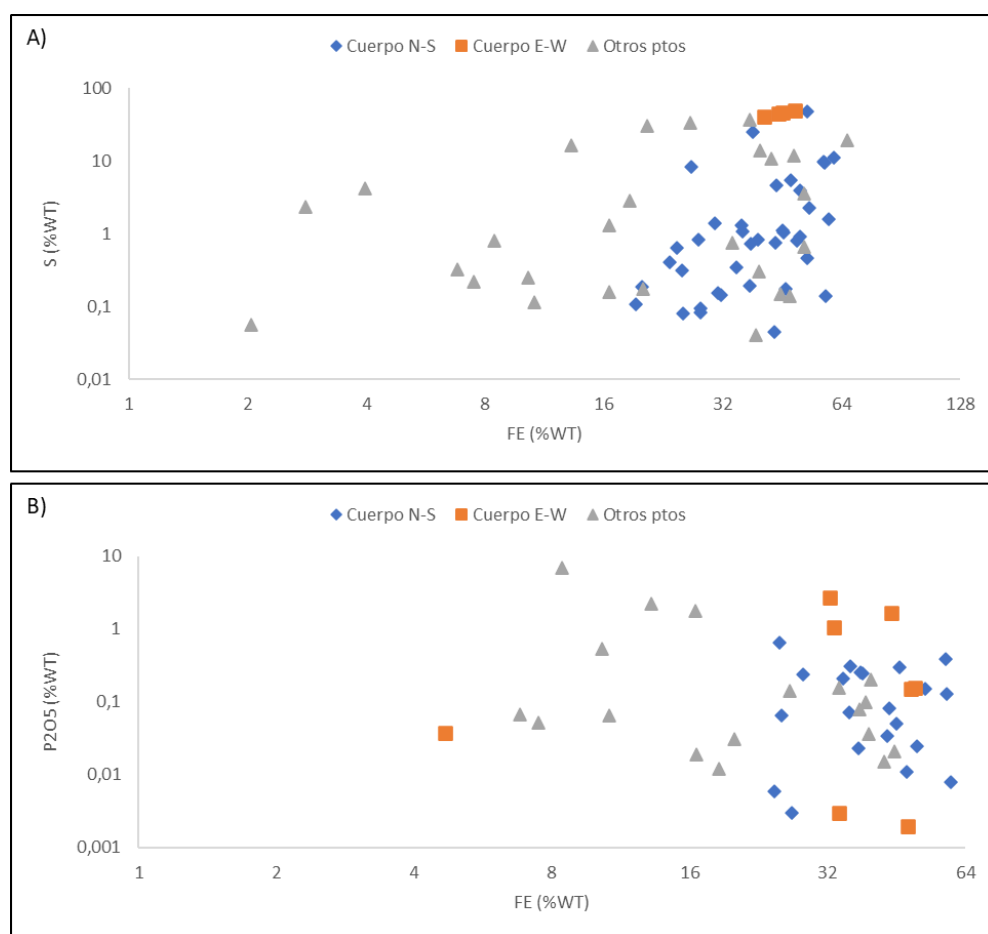


Figura 34. Gráficos binarios en particular relaciona concentraciones de distintos elementos estratégicos v/s hierro, en una escala logarítmica: Azufre y óxido de Fosforo, correspondiente a las magnetitas de dos cuerpos tabulares ricas en mena de hierro, como también a distintas zonas mineralizas (cuerpos menores) de importancia mineralógica en el rajo.

Elementos asociados a la ocurrencia de apatita y pirita, presentes en el depósito Cerro Imán corresponden a elementos como fósforo y azufre. El gráfico (**Figura 34b**), muestra que ambos cuerpos subverticales de textura masiva ± brechosas presentan igual concentración de P_2O_5 v/s Fe, con algunas muestras aisladas de otras partes del yacimiento que presentan óxido de fosforo por sobre la media, aunque en menas diseminadas de hierro. En el siguiente gráfico de hierro v/s azufre (**Figura 34a**), el cuerpo subvertical de rumbo E-W de textura ± brechosa son las que poseen una mayor concentración de azufre, las menas con textura diseminadas de hierro poseen de igual manera altas concentraciones de azufre. Por último, la menas con textura masiva de componente N-S si bien reportan concentraciones altas, se encuentran por debajo de los demás cuerpos de mena en estas concentraciones.

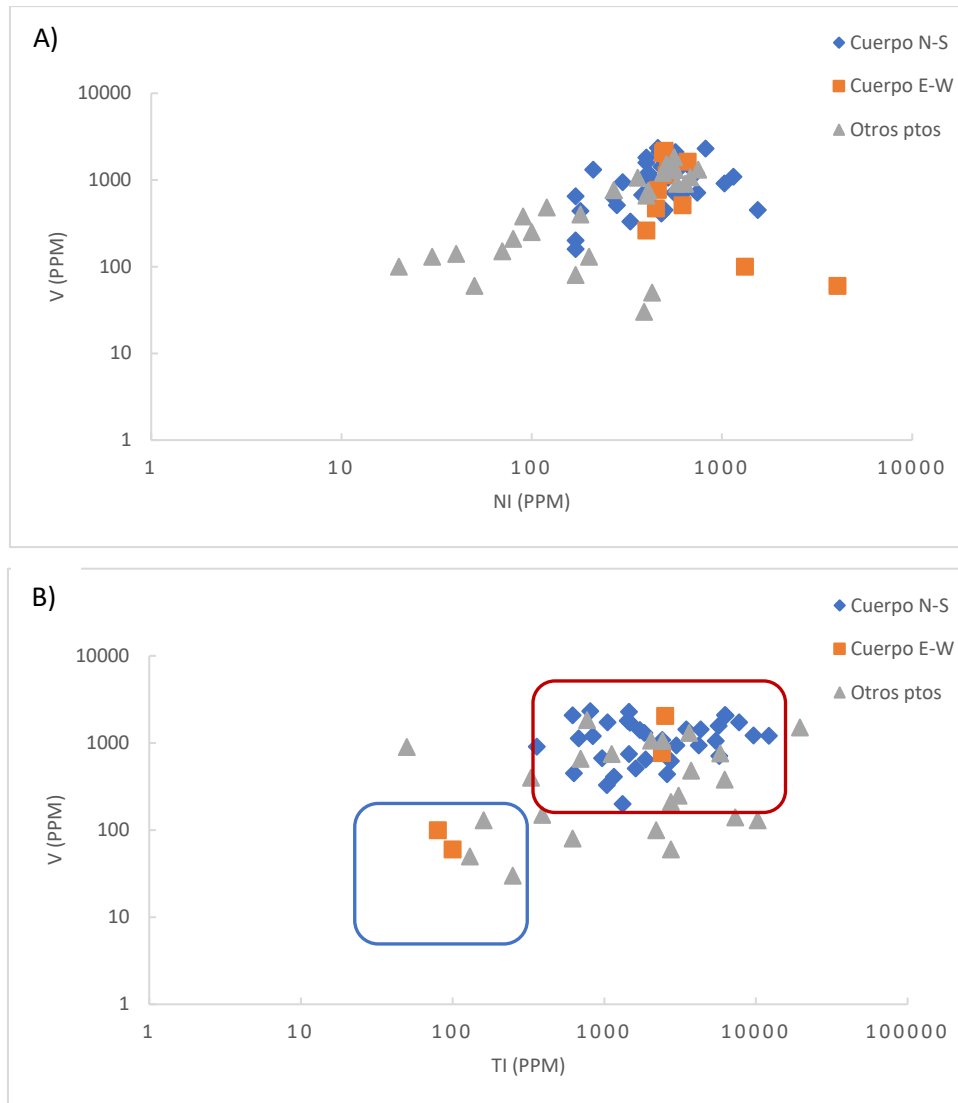


Figura 35. Gráficos binarios de elementos traza hospedados en magnetita en cuerpo de mena “cónico” de rumbo N-S; cuerpo de mena tabular de rumbo E-W; y a otras zonas mineralizadas. a) Ni (ppm) v/s V (ppm); b) Ti (ppm) v/s V (ppm), donde se muestran en campo azul y rojo distintos campos de magnetita según Nadoll (2011). Gráficos basados según escala logarítmica.

Del gráfico Ni v/s V se destaca una correlación positiva entre estos dos elementos traza, lo que sugiere que ambos elementos tienden a concentrarse juntos, alcanzando concentraciones por sobre los 1000 ppm de níquel y de vanadio (**Figura 35a**) sugiriendo un origen magmático de la magnetita siendo controlados por la profundidad de formación de este mineral (*ref.* caso tipo depósito El Algarrobo, Cerro Imán, Chile. Espinoza, 1990). Para el caso del gráfico Ti v/s V, apunta hacia una directa proporción en valores altos de vanadio, se concentran valores altos en

titanio, en una directa proporción entre ambos, sugiriendo la ocurrencia de un evento específico y puntual de fraccionamiento de estos elementos de forma conjunta. Y acorde a los génesis de los datos, se podría indicar una clara familia de datos sobre los 100 ppm de vanadio (**Figura 35b**), asociados a los grandes cuerpos subverticales, representando una historia de cristalización más continua, sugiriendo que el vanadio tenga un control temporo-espacial en su distribución. Y otra familia de datos bajo los 100 ppm de vanadio asociados a los cuerpos mineralizados menores dentro del depósito y de textura más diseminada, por tanto, de menor contenido de hierro.

Según concentraciones de titanio v/s vanadio en magnetita, se pueden discriminar según gráfico binario, dos familias de magnetitas, una familia cercana a los 1000 ppm de vanadio, reconocida como magnetita ígnea y otra familia cercana a los 100 ppm de vanadio relacionada a magnetita hidrotermal según Nadoll (2011).

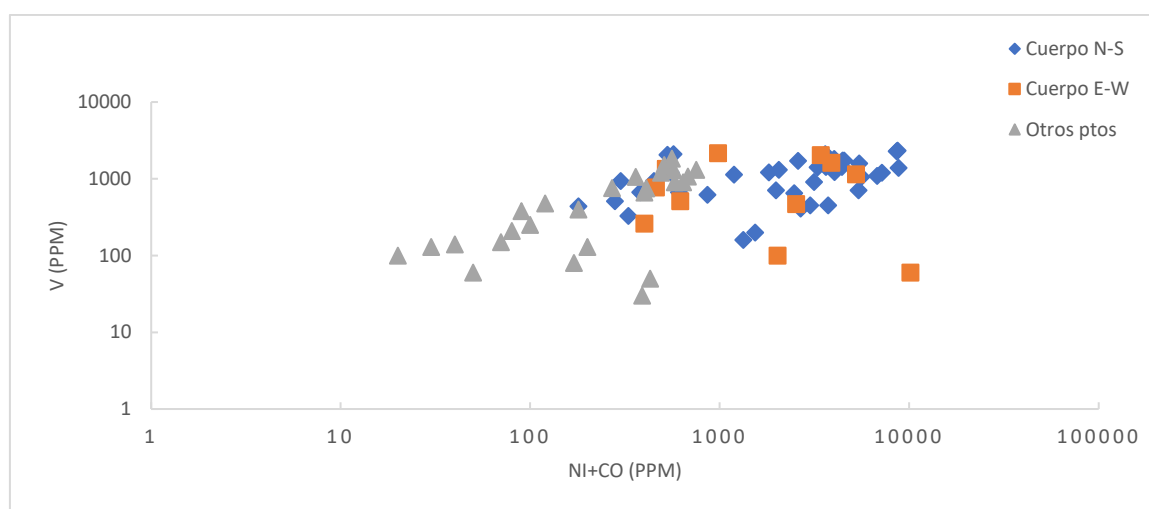


Figura 36. Gráfico binario de elementos traza Ni+Co (ppm) v/s V (ppm). Hospedados en magnetitas en cuerpo de mena “cónico” de rumbo N-S; cuerpo de mena tabular de rumbo E-W; y a otras zonas de importancia mineralógica. Gráficos basados según escala logarítmica.

En el gráfico binario de V v/s Ni+Co se logra observar una tendencia lineal, de la misma manera observables, dos cluster de datos, uno bajo y otro por sobre los 1000 ppm de Ni+Co, aunque ambos cerca de los 1000 ppm de vanadio, mostrando que existe una capacidad en todos los cuerpos mineralizados, de fraccionar conjuntamente cobalto, níquel y vanadio (**Figura 36**).

Se percibe además como en el gráfico de V v/s Ni+Co existe una correlación positiva entre los distintos elementos traza, relacionado a una evolución geoquímica constante de los fluidos mineralizadores. Junto con proponer distintos pulsos mineralizadores, se relaciona al primer pulso mineralizador más primitivo de carácter N-S a magnetitas más tempranas, enriquecidas en cobalto, níquel y vanadio, de una mediana mayor a los otros cuerpos de mena. Del mismo modo, para los demás cuerpos irregulares del depósito, la magnetita se encuentra empobrecida en estos elementos, siendo una magnetita más tardía.

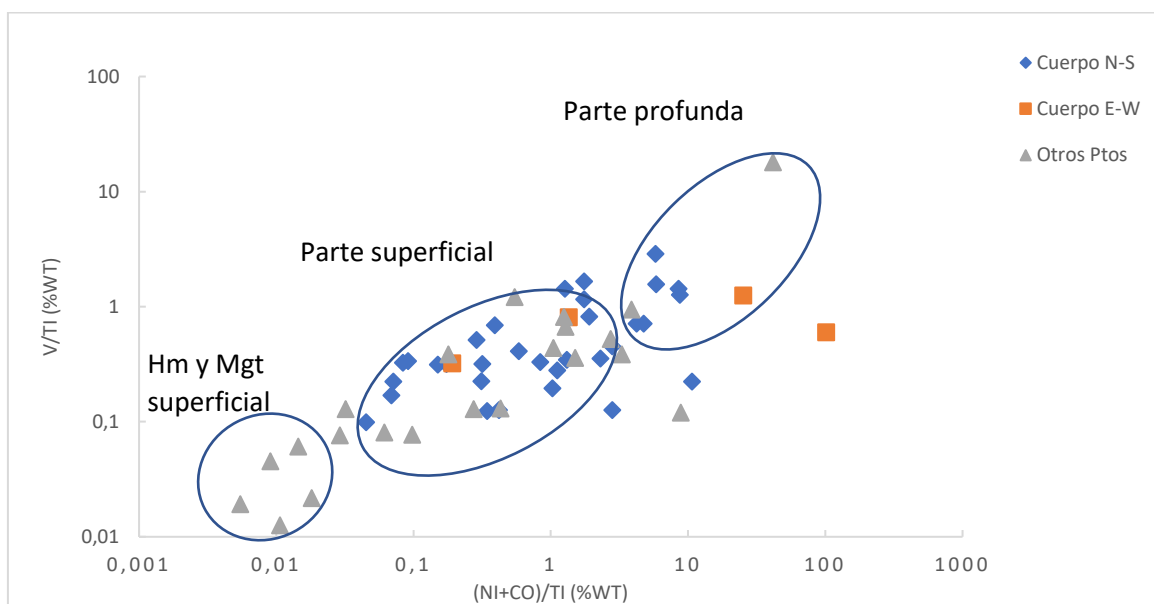


Figura 37. Gráficos binarios de elementos traza (Ni+Co)/Ti (%wt) v/s V/Ti (%wt). Hospedados en magnetita en cuerpo de mena “cónico” de rumbo N-S; cuerpo de mena tabular de rumbo E-W; y a otras zonas mineralizadas dentro del depósito. Se establecen diferencias geoquímicas de la magnetita, en función de la profundidad. Gráficos basados según escala logarítmica.

Se observa una clara tendencia en las magnetitas de ocurrencia superficial, hospedando las mayores concentraciones de vanadio, níquel y cobalto, tanto para el caso de los dos cuerpos subverticales como para las magnetitas de otros cuerpos irregulares menores, los cuales presentan mayores cantidades de hematita, en zonas someras (**Figura 37**).

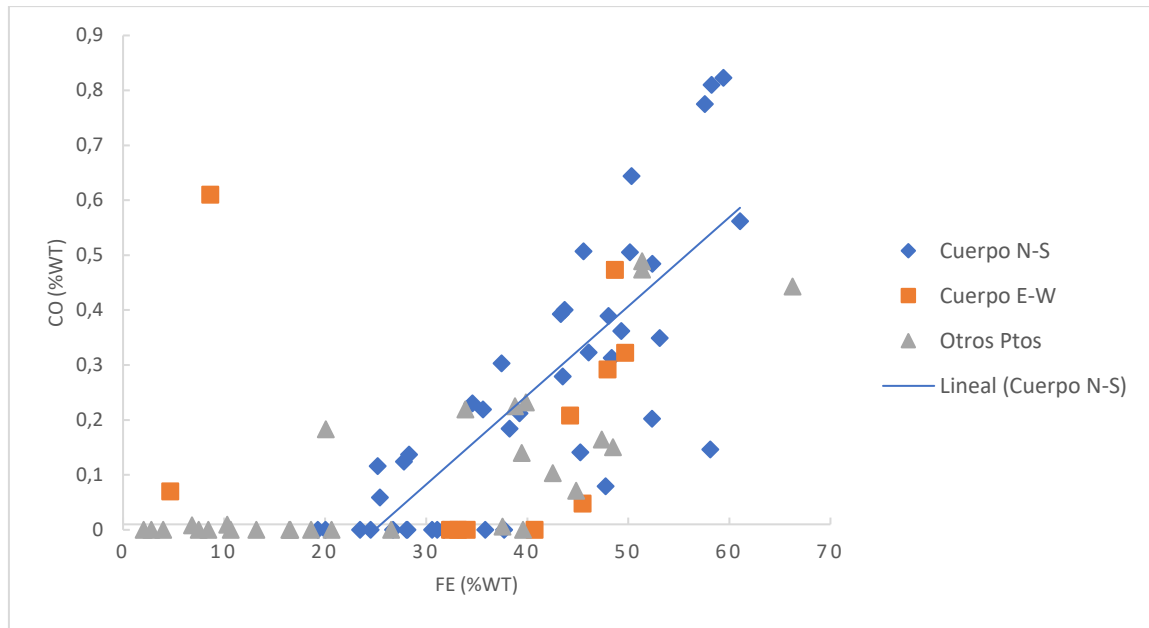


Figura 38. Gráficos binarios de elementos traza Fe (%wt) v/s Co (%wt). Hospedados en magnetita en cuerpo de mena “cónico” de rumbo N-S; cuerpo de mena tabular de rumbo E-W; y a otras zonas mineralizadas. El que permite establecer diferencias entre magnetitas masivas y las que no.

De este último gráfico (**Figura 38**) se traza una clara línea de tendencia entre concentraciones ricas en hierro v/s concentraciones ricas en cobalto, esto de forma general para todo el rajo mina. Semejante además al gráfico Fe v/s P_2O_5 , donde el enriquecimiento de estos elementos es por igual en todos los cuerpos irregulares de mineralización de hierro. Es decir, que el yacimiento Cerro Imán presenta concentraciones ricas en apatito, cobalto y otros elementos estratégicos. Po lo tanto, estos resultados sugieren una buena capacidad para fraccionar cobalto, dentro de las magnetitas asociadas a depósitos IOA.

CAPÍTULO VII: CONCLUSIONES

7.1 Conclusiones

- Mediante el estudio realizado, desde la descripción de muestras en terreno, análisis y procesamiento estadístico según resultados geoquímicos, estudios petro-calcográficos, se indica que el depósito Cerro Imán, presenta contenidos anómalos de cobalto, vanadio, níquel, titanio, cerio entre otros, dentro de la magnetita del yacimiento tipo Magnetita-Apatito.
- Según estudios de fluorescencia de rayos X, entregan valores de cobalto que llegan hasta los 8230 ppm, con una mediana del mismo elemento de 2650 ppm para el hierro de alta ley. Lo cual es concordante con los valores de cobalto de depósitos tipo IOA de la Franja Ferrífera chilena. Junto con presentar en los mayores cuerpos de mena estudiados, altas concentraciones de elementos estratégicos (vanadio y níquel), ligado probablemente a las fases de magnetita. Del mismo modo en zonas muy localizadas de los cuerpos irregulares mineralizados, presentaron concentraciones importantes de cerio.
- El depósito Cerro Imán, se caracteriza por poseer dos grandes cuerpos irregulares verticales de mineralización de hierro, cada uno con una zonación característica y distintiva, los que se encuentran separados en la horizontal y de forma perpendicular, con leyes superiores a 50% Fe, además de otros cuerpos de menor tamaño, con igual o menor ley de Fe. Junto con presentar cada cuerpo mineralizado patrones de correlación geoquímicas diferentes. Se concluye que representarían eventos mineralizadores cronológicamente diferentes, pero relacionados a una misma cámara magmática parental.
- Se desarrolló una intensa actividad hidrotermal, asociada a la intensa alteración de la roca de caja, circundante a los cuerpos de mena de hierro de gran tamaño. Responsable de vetillas de sulfuros, brechas hidrotermales tipo “stockwork” de actinolita. Junto con un segundo evento asociado a la silicificación y turmalinización de zonas externas del halo de alteración. Además de un tercer evento asociado a una alteración supérgena. Estas alteraciones ocurren en el mismo espacio, superimponiéndose y generando relaciones de corte entre ellas.

- En base a la edad estipulada del depósito y su ubicación geográfica, donde la génesis de la Franja Ferrífera se encuentra ligada al Sistema de Falla de Atacama y a intrusiones magmáticas calcoalcalinas de composición intermedia durante el Cretácico inferior. Se concluye que este yacimiento IOA, posee características compatibles con una génesis primeramente magmática, seguida de una actividad magmática-hidrotermal que enriqueció la mineralización principal, además de producir una intensa alteración hidrotermal asociada.

7.2 Recomendaciones

- Para un estudio más detallado y preciso de los elementos traza, elementos mayores, menores, incorporar estudios basados en análisis de espectrometría de masas por ablación láser (LA-ICP-MS), los que entregarían valores geoquímicos con una mayor exactitud, tanto en fases de óxidos y sulfuros (ej; magnetita, pirita, calcopirita). Además de otras técnicas analíticas que permitan estudiar de forma cuantitativa la mineralogía de mena y ganga además de dilucidar la existencia de zonaciones cristalinas en ciertos minerales de interés (ej: QEMSCAN, microsonda electrónica (EMPA), micro-fluorescencia de rayos x).
- Realizar estudios basados en las piritas y calcopiritas del depósito Cerro Imán, aunque este último mineral en el depósito se encuentra escaso. Este estudio debería estar orientado a la determinación de la distribución temporo-espacial de elementos traza hospedados en estas fases minerales.

REFERENCIAS

- Alarcón, B. (1964). *Depósito pirometasomático de magnetitahematita de la mina Cerro Imán, Copiapó, Chile* (Doctoral dissertation, Tesis (Inédito), Universidad de Chile).
- Arévalo, C. (2005). Carta Copiapó, Región de Atacama. Servicio Nacional de Geología y Minería (SERNAGEOMIN), Carta Geológica de Chile, Serie Geología Básica, escala 1:100.000, No. 91.
- Barra, F., Reich, M., Selby, D., Rojas, P., Simon, A., Salazar, E., & Palma, G. (2017). Unraveling the origin of the Andean IOCG clan: A Re-Os isotope approach. *Ore Geology Reviews*, 81, 62-78.
- Barton M. D., Johnson D. A. (1996). Evaporitic-source model for igneous-related Feoxide (REE-Cu-Au-U) mineralization. *Geology* 24, pp. 259-262.
- Barton M.D. (2015). Arc-scale hydrothermal alteration, and the distribution and origin of Cordilleran Fe-oxide(-Cu-Au-P-REE) systems. XIV Congreso Geológico Chileno.
- Bayliss, P. (1989). Crystal chemistry and crystallography of some minerals within the pyrite group. *American Mineralogist*, 74(9-10), 1168-1176.
- Bilenker, L. D., Simon, A. C., Reich, M., Lundstrom, C. C., Gajos, N., Bindeman, I., ... & Munizaga, R. (2016). Fe-O stable isotope pairs elucidate a high-temperature origin of Chilean iron oxide-apatite deposits. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 177, 94-104.
- Blevin, P.L., and Chappel, B.W., 1992. The role of magma sources, oxidation states, and fractionation in determining the granite metallogeny of Eastern Australia: *Transactions of the Royal Society of Edimburgh: Earth Sciences*, V. 83, pp. 305-316
- Bookstrom, A. (1977). The magnetite deposits of El Romeral, Chile. *Economic Geology* 72, pp. 1101-1130.
- Brown, M., Diaz, F., & Grocott, J. (1993). Displacement history of the Atacama fault system 25° 00' S-27° 00' S, northern Chile. *Geological Society of America Bulletin*, 105(9), 1165-1174.

- Cembrano, J., González, G., Arancibia, G., Ahumada, I., Olivares, V., & Herrera, V. (2005). Fault zone development and strain partitioning in an extensional strike-slip duplex: A case study from the Mesozoic Atacama fault system, Northern Chile. *Tectonophysics*, 400(1-4), 105-125.
- Chakhmouradian, A. R., & Wall, F. (2012). Rare earth elements: minerals, mines, magnets (and more). *Elements*, 8(5), 333-340.
- Charrier, R., Pinto, L., & Rodríguez, M. P. (2007). Tectonostratigraphic evolution of the Andean Orogen in Chile. In *The geology of Chile*, pp. 21-114.
- Charrier, R., Farías, M., & Makshev, V. (2009). Evolución tectónica, paleogeográfica y metalogénica durante el Cenozoico en los Andes de Chile norte y central e implicaciones para las regiones adyacentes de Bolivia y Argentina. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 65(1), 05-35.
- Chen, H., Clark, A. H., & Kyser, T. K. (2010). The Marcona magnetite deposit, Ica, south-central Peru: A product of hydrous, iron oxide-rich melts?. *Economic Geology*, 105(8), 1441-1456.
- Chen, H.Y., Clark, A.H., & Kyser, T. K. (2011). Contrasted hydrothermal fluids in the Marcona-Mina Justa iron-oxide Cu (-Au-Ag) deposits, south-central Perú: *Mineralium Deposita*, v. 46, p. 677–706.
- Minería Chilena. (15 de 09 de 2006). *Gran avance en obras de terminal multipropósito de Minera Santa Bárbara*. Recuperado de <https://www.mch.cl/2006/09/15/gran-avance-en-obras-de-terminal-multiproposito-de-minera-santa-barbara/>.
- Chong-hu wu. (2012). Low Energy-Consumption Industrial Production of Ultra-Fine Spherical Cobalt Powders
- Coira, B.; Davidson, J; Mpodozis, C; Ramos, V. (1982). Tectonic and magmatic evolution of the Andes of northern Argentina and Chile. *Earth Science Reviews* 18: 303-332.
- Dare, S., Barnes S., Beaudoin, G. (2015). Did the massive magnetite “lava flows” of El Laco (Chile) form by magmatic or hydrothermal processes? New constraints from magnetite composition by LA-ICP-MS. *Miner. Deposita* 50, 607–617.

- D'aubarede, Guillermo. (1969). Evaluación de los conocimientos existentes sobre cobalto, manganeso. Corporación del fomento (CORFO) mercurio:27-33p.
- Davidson, J., Godoy, E. y Covacevic, V. (1976). El Bajociano marino de Sierra Minillas (70°30' W-26° S) y sierra fraga (69°50'W-27° S). Provincia de Atacama, Chile: edad y marco geotectónico de la Formación La Negra en esta latitud. *En Congreso Geológico Chileno*, No.1, p.255-272. Santiago.
- del Real, I., Thompson, J. F., & Carriedo, J. (2018). Lithological and structural controls on the genesis of the Candelaria-Punta del Cobre Iron Oxide Copper Gold district, Northern Chile. *Ore Geology Reviews*, 102, 106-153.
- del Real, I., 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.
- Díaz, A., Lledó, H. y Vivallo, W. (1997). Yacimientos metalíferos de la Hoja Copiapó, Región de Atacama. *Servicio Nacional de Geología y Minería, Mapa de Recursos Minerales de Chile*, 1 Mapa escala 1:100.000. Santiago.
- Donaldson, J.D., Beyersmann, D.B. (2010). Cobalt and cobalt compounds, Ullmann's Encyclopedia of Industrial Chemistry 7th edition. John Wiley & Sons (Chapter a07_281, 38 pp.)
- Espinoza, S. (1990). The Atacama-Coquimbo ferriferous belt, northern Chile. In *Stratabound ore deposits in the Andes* (pp. 353-364). Springer, Berlin, Heidelberg.
- Espinoza R. S.; Véliz G. H.; Esquivel L. J.; Arias F. J.; Moraga B. A. (1996). The cupriferous province of the Coastal Range, northern Chile. In: Camus F, Sillitoe RH, Petersen R (eds) *Andean copper deposits: New discoveries, mineralization styles and metallogeny*. Society of Economic Geologist 5: 19–32.
- F. & Cadwell, D. (2020). A continuum from iron oxide copper-gold to iron oxide- apatite deposits: Evidence from Fe and O stable isotopes and trace element chemistry of magnetite. *Economic Geology*, 115(7), pp. 1443-1459.

- Fernandez, V. (2021). Copper mining in Chile and its regional employment linkages. *Resources Policy*, 70, 101173.
- García, F. (1967). Geología del Norte Grande de Chile. *En Simposio sobre el Geosinclinal Andino. Sociedad Geológica de Chile*, Vol. 3, 138 p.
- Godoy, E., Marquardt, C. y Blanco, N. (2003). Carta Caldera, Región de Atacama. *Servicio Nacional de Geología y Minería, Carta Geológica de Chile, Serie Geología Básica*, No. 76, 39 p., 1 mapa escala 1:100.000.
- Grocott, J., & Taylor, G. K. (2002). Magmatic arc fault systems, deformation partitioning and emplacement of granitic complexes in the Coastal Cordillera, north Chilean Andes (25 30' S to 27 00' S). *Journal of the Geological Society*, 159(4), 425-443.
- Groves, D. I., Bierlein, F. P., Meinert, L. D., & Hitzman, M. W. (2010). Iron oxide copper-gold (IOCG) deposits through Earth history: Implications for origin, lithospheric setting, and distinction from other epigenetic iron oxide deposits. *Economic Geology*, 105(3), 641-654.
- Hildebrand, R. S. (1986). Kiruna-type deposits: their origin and relationship to intermediate subvolcanic plutons in the Great Bear magmatic zone, northwest Canada. *Economic Geology* 81(3): 640–59.
- Hitzman MW, Oreskes N, Einaudi MT (1992). Geological characteristics and tectonic setting of Proterozoic iron oxide (Cu-U-Au-REE) deposits. *Precamb Res* 58: pp. 241–287.
- Hitzman, M.W. (2000). Iron Oxide-Cu-Au deposit: What, where, when, and why, in Porter, T.M., ed., *Hydrothermal iron oxide copper-gold and related deposits a global perspective: Adelaide, Australian Mineral Foundation*, pp. 9–26.
- Hitzman, M. W., Bookstrom, A. A., Slack, J. F., & Zientek, M. L. (2017). *Cobalt: Styles of Deposits and the Search for Primary Deposits*. US Department of the Interior, US Geological Survey.
- Knipping, J.L., Bilenker, L.D., Simon, A.C., Reich, M., Barra, F., Deditius, A.P., Lundstrom, C., Bindeman, I., and Munizaga, R. (2015a). Giant Kiruna-type deposits form by efficient flotation of magmatic magnetite suspensions: *Geology*, v. 43, pp. 591–594.

- Knipping, J.L., Bilenker, L.D., Simon, A.C., Reich, M., Barra, F., Deditius, A.P., Wälle, M., Heinrich, C.A., Holtz, F., and Munizaga, R. (2015b). Trace elements in magnetite from massive iron oxide-apatite deposits indicate a combined formation by igneous and magmatic-hydrothermal processes: *Geochimica et Cosmochimica Acta*, v. 171, pp. 15–38.
- Lledo, H. L., & Jenkins, D. M. (2008). Experimental investigation of the upper thermal stability of Mg-rich actinolite; implications for Kiruna-type iron deposits. *Journal of Petrology*, 49(2), 225-238.
- Martinez, R. E., Pourret, O., & Takahashi, Y. (2014). Modeling of rare earth element sorption to the Gram positive *Bacillus subtilis* bacteria surface. *Journal of colloid and interface science*, 413, 106-111.
- McCullough, E., & Nassar, N. T. (2017). Assessment of critical minerals: updated application of an early-warning screening methodology. *Mineral Economics*, 30(3), 257-272.
- Morata, D., & Aguirre, L. (2003). Extensional Lower Cretaceous volcanism in the Coastal Range (29°20'–30° S), Chile: geochemistry and petrogenesis. *Journal of South American Earth Sciences*, 16(6), 459-476.
- Mpodozis, C. y Ramos, V. (1989). The Andes of Chile and Argentina. *En Geology of the Andes and its relationship to hydrocarbon and mineral resources* (Ericksen, G., Cañas Pinochet, M. y Reinemund, J.). *Circum-Pacific Council for Energy and Mineral Resources, Earth Science Series*, Vol. 11, p.59-90. Houston, Texas.
- Mpodozis, C., & Ramos, V. (1990). The andes of Chile and Argentina.
- Mpodozis, C., Cornejo, P., Kay, S. y Tittler, A. (1995). La Franja de Maricunga: Síntesis de la evolución del frente volcánico Oligoceno-Mioceno de la zona sur de los Andes Centrales. *Revista Geológica de Chile*. Vol. 22, p. 273-313
- Mpodozis, C., & Ramos, V. A. (2008). Jurassic tectonics in Argentina and Chile: Extension, oblique subduction, rifting, drift and collisions?. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 63(4), 481-497.

- Mudd, G. M., Weng, Z., Jowitt, S. M., Turnbull, I. D., & Graedel, T. E. (2013). Quantifying the recoverable resources of by-product metals: The case of cobalt. *Ore Geology Reviews*, 55, 87-98.
- Nadoll P. (2011). Geochemistry of magnetite from hydrothermal ore deposits and host rocks - case studies from the Proterozoic Belt Supergroup, Cu-Mo-porphyry + skarn and Climax-Mo deposits in the western United States. Ph. D. thesis, University of Auckland.
- Naranjo, J. y Puig, A. (1984). Hojas Taltal y Chañaral. *Servicio Nacional de Geología y Minería*, Nos. 62-63, 1 mapa escala 1:250.000.
- Naranjo, J. A., Henríquez, F., & Nyström, J. O. (2010). Subvolcanic contact metasomatism at El Laco volcanic complex, central Andes. *Andean Geology*, 37(1), 110-120.
- Naslund, H. R. (2002). Magmatic iron ores and associated mineralisation: examples from the Chilean High Andes and Coastal Cordillera. Hydrothermal iron oxide copper-gold and related deposits: A global perspective 2, 207-226
- Nystroem, J. O., & Henriquez, F. (1994). Magmatic features of iron ores of the Kiruna type in Chile and Sweden; ore textures and magnetite geochemistry. *Economic geology*, 89(4), 820-839.
- Oyarzun, R., Oyarzun, J., Ménard, J. J., & Lillo, J. (2003). The Cretaceous iron belt of northern Chile: role of oceanic plates, a superplume event, and a major shear zone. *Mineralium Deposita*, 38(5), 640-646.
- Palma, G., Barra, F., Reich, M., Valencia, V., Simon, A. C., Vervoort, J., ... & Romero, R. (2019). Halogens, trace element concentrations, and Sr-Nd isotopes in apatite from iron oxide-apatite (IOA) deposits in the Chilean iron belt: Evidence for magmatic and hydrothermal stages of mineralization. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 246, 515-540.
- Palma, G., Barra, F., Reich, M., Simon, A. C., & Romero, R. (2020). A review of magnetite geochemistry of Chilean iron oxide-apatite (IOA) deposits and its implications for ore-forming processes. *Ore Geology Reviews*, 126, 103748.

- Palma, G., Reich, M., Barra, F., Ovalle, J. T., Del Real, I., & Simon, A. C. (2021). Thermal evolution of Andean iron oxide–apatite (IOA) deposits as revealed by magnetite thermometry. *Scientific Reports*, 11(1), 1-9.
- Piccoli, P. M., & Candela, P. A. (2002). Apatite in igneous systems. *Reviews in Mineralogy and Geochemistry*, 48(1), 255-292.
- Pollard, P.J. (2000). Evidence for magmatic fluid and metal source for Feoxide CuAu mineralization; En: Porter, T.M. (Ed.), *Hydrothermal Iron Oxide CopperGold & related deposits: A Global Perspective*, Australian Mineral Foundation, Adelaide: 27-41.
- Prohaska, T., Irrgeher, J., Benefield, J., Böhlke, J. K., Chesson, L. A., Coplen, T. B., ... & Meija, J. (2022). Standard atomic weights of the elements 2021 (IUPAC Technical Report). *Pure and Applied Chemistry*.
- Reich, M., Simon, A. C., Deditius, A., Barra, F., Chryssoulis, S., Lagas, G., ... & Munizaga, R. (2016). Trace element signature of pyrite from the Los Colorados iron oxide-apatite (IOA) deposit, Chile: A missing link between Andean IOA and iron oxide copper-gold systems?. *Economic Geology*, 111(3), 743-761.
- Rieger A.A.; Marschik R.; Díaz M.; Hölzl S.; Chiaradia M.; Akker B.; Spangenberg J.E. (2010). The hypogene IOCG mineralization in the Mantoverde district, northern Chile. *Economic Geology* 105: 1271–1299
- Rodriguez-Mustafa, M. A., Simon, A. C., del Real, I., Thompson, J. F., Bilenker, L. D., Barra, F. & Cadwell, D. (2020). A continuum from iron oxide copper-gold to iron oxide-apatite deposits: Evidence from Fe and O stable isotopes and trace element chemistry of magnetite. *Economic Geology*, 115(7), pp. 1443-1459.
- Rojas, P. A., Barra, F., Reich, M., Deditius, A., Simon, A., Uribe, F., ... & Rojo, M. (2018). A genetic link between magnetite mineralization and diorite intrusion at the El Romeral iron oxide-apatite deposit, northern Chile. *Mineralium Deposita*, 53(7), 947-966.
- Rudnick, R. L., Gao, S., Holland, H. D., & Turekian, K. K. (2003). Composition of the continental crust. *The crust*, 3, 1-64.

- Ruiz, C., Aguirre, L., Corvalan, J., Klohn, C., Klohn, E., Levi, B. (1965). Geología y yacimientos metalíferos de Chile. Instituto de Investigaciones Geológicas [Chile], 386 p.
- Ruiz, C., Ortiz, F., Moraga, A., & Aguilar, A. (1968). Genesis of the Chilean Iron ore deposits of Mesozoic age. Rep XXIII International Geological Congress, pp. 323-338.
- Sappin, A. A., Beaudoin, G., Simandl, G. J., & Neetz, M. (2015, November). Rare earth elements in Québec, Canada: main deposit types and their economic potential. In *Symposium on Strategic and Critical Materials Proceedings. Edited by GJ Simandl and M. Neetz. British Columbia Ministry of Energy and Mines, British Columbia Geological Survey Paper* (Vol. 3, pp. 265-273).
- Scheuber, E., & Andriessen, P. A. (1990). The kinematic and geodynamic significance of the Atacama fault zone, northern Chile. *Journal of Structural Geology*, 12(2), 243-257.
- Scheuber, E., Bogdanic, T., Jensen, A., & Reutter, K. J. (1994). Tectonic development of the north Chilean Andes in relation to plate convergence and magmatism since the Jurassic. In *Tectonics of the southern central Andes* (pp. 121-139). Springer, Berlin, Heidelberg.
- Scheuber, E. y Gonzales, G. (1999). Tectonic of the Jurassic .Early Cretaceous magmatic arc of the north Chilean Coastal Cordillera (22°-26°S): A story of crustal deformation along a convergent plate boundary. *Tectonics*, Vol. 18, p.895-910.
- Schulz, K. J., DeYoung, J. H., Seal, R. R., & Bradley, D. C. (Eds.). (2017). Critical mineral resources of the United States: economic and environmental geology and prospects for future supply. Geological Survey.
- Segerstrom, K. (1968): Geología de las hojas Copiapó y Ojos del Salado Provincia de Atacama. Inst. Invest. Geol. Bol. Bd. 24 p.1-58 Santiago. Atacama, Chile, Copiapó, Mapa geológica, Estratigrafía.
- Sillitoe, R. H., & Burrows, D. R. (2002). New field evidence bearing on the origin of the El Laco magnetite deposit, northern Chile. *Economic Geology*, 97(5), 1101-1109.
- Sillitoe, R. H. (2003). Iron oxide-copper-gold deposits: An Andean view. *Mineralium Deposita*, 38(7), pp. 787-812.

- Simon, A. C., Knipping, J., Reich, M., Barra, F., Deditius, A. P., Bilenker, L., & Childress, T. (2018). Kiruna-type iron oxide-apatite (IOA) and iron oxide copper-gold (IOCG) deposits form by a combination of igneous and magmatic-hydrothermal processes: Evidence from the Chilean iron belt.
- Tornos, F.; Casquet, C., Relvas, J. (2005) Transpressional tectonics, lower crust decoupling and intrusion of deep mafic sills: A model for the unusual metallogensis of SW Iberia. *Ore Geology Reviews* 27: 133-163.
- Tornos, F., Velasco, F., Barra, F., & Morata, D. (2010). The Tropezón Cu–Mo–(Au) deposit, Northern Chile: the missing link between IOCG and porphyry copper systems?. *Mineralium Deposita*, 45(4), 313-321.
- Tornos, F., Velasco, F., & Hanchar, J. M. (2016). Iron-rich melts, magmatic magnetite, and superheated hydrothermal systems: The El Laco deposit, Chile. *Geology*, 44(6), 427-430.
- Townley, B., A. Díaz y R. Luca (2017). “Recursos minerales por cobalto en Chile: potencial de exploración y explotación minera”, Corporación de Fomento de la Producción (CORFO)/Comité de Minería No Metálica/Servicio Nacional de Geología y Minería (SERNAGEOMIN) [en línea] http://renova2.cl/wp-content/uploads/2018/08/PotentialCobaltResources-Chile_vEspanol.pdf
- U.S. Geological Survey (2018). Mineral Commodity Summaries 2018: U.S. In: Geological Survey, <https://doi.org/10.3133/70194932>., 200 p.
- U.S. Geological Survey (2019). Mineral commodity summaries 2019. In: U.S. Geological Survey, <https://doi.org/10.3133/70202434>. 200 p.
- Ulrich, T., Clark, A. (1999). The Candelaria copper-gold deposit, Region III, Chile: Paragenesis, geochronology and fluid composition. In: Stanley, C.J. *et al.*, editors, *Mineral Deposits: Processes to processing*, Balkema, Rotterdam, pp. 201-114.
- Veloso, E., Neira, S., Siña, A., Vivanco, M., Cembrano, J., Heuser, G., & Garrido, I. (2015). Etapas de alteración/mineralización en el depósito de Dominga (Fe-Cu), Región de Coquimbo. In XIV Congreso Geológico Chileno, La Serena, Chile.

- Veloso, E., Cembrano, J., Arancibia, G., Heuser, G., Neira, S., Siña, A., ... & Selby, D. (2017). Tectono-metallogenetic evolution of the Fe–Cu deposit of Dominga, northern Chile. *Mineralium Deposita*, 52(4), 595-620.
- Vivallo, W., Espinoza, S. Y Henríquez. F. (1994). Geología y mineralización del distrito ferrífero Cerro Imán, Copiapó, Chile. *Revista Geológica de Chile*, Vol.21, No. 2, p. 197-212.
- Vivallo, W., Henríquez, F. y Espinoza, S. (1995). Los depósitos de hierro del tipo magnetita apatita: Geoquímica de las rocas volcánicas asociadas y potencialidad de la mena de hierro como fuente de mineralización de oro. *Revista Geológica de Chile*. 22: p. 159-175.
- Vivallo, W., & Henríquez, F. (1997). Relación genética entre los yacimientos estratoligados de Cu ('Tipo Manto'), de Cu-Fe±Au y de hierro del tipo Kiruna. In VIII Congreso Geológico Chileno, Universidad Católica del Norte, Antofagasta, Chile (p. 5).
- Vivallo S., Waldo ; Díaz C., Alejandro ; Jorquera B., Rodrigo. (2008). Yacimientos metalíferos de la región de Atacama, Escala 1:500.000. SERNAGEOMIN, Carta Geológica de Chile, Serie Recursos Minerales y Energéticos (n.27): 151 p., il; mapa pleg.col + 1 cd, Santiago.
- Williams, P.J., Barton, M.D., Johnson, D.A., Fontboté, L., de Haller, A., Mark, G., Oliver, N.H.S., and Marschik, R. (2005). Iron oxide copper-gold deposits: Geology, Space- time distribution, and possible modes of origin: *Economic Geology* 100TH Anniversary Volume, pp. 371–405.

ANEXO

ANEXO A

N° Identificación XRF	Muestras Cuerpo Mineralizado E-W	N° Identificación XRF	Muestras Cuerpo Mineralizado N-S	N° Identificación XRF	Muestras Otras zonas Mineralizadas
1155	937-B	1135	942-C	986	921-A
1164	937-A	1136	942-C	988	930-B-2
1165	937-C	1138	942-A	990	930-B
2051	954	1139	942-B	992	930-B-2
2052	954.2	1140	944-B	994	930-C
2549	957	1142	944-D	995	930-A
2550	958	1143	944-A	997	923-A
2551	959	1144	944-C	999	923-B
2552	960	1146	950-C	1001	928-A
2553	961	1147	950-B	1003	928.2-B
2554	962	1148	950-A	1004	928-C
2555	963	1149	934-A	1005	930.2-A
2556	964	1150	934-B	1007	928.1-A
		1151	934-C	1008	928.1-B
		1152	935-A	1174	948-B
		1153	935-C	1175	948-A
		1172	945-C	1180	946-A
		1173	945-B	1181	946-B
		1176	933-B	1190	938-C
		1177	933-A	1191	938-B
		1178	943-B	1202	939-A
		1179	943-A	1203	939-B
		1183	940-B	2053	955.2
		1185	940-A3.A	2054	955
		1186	940-A1	2055	953
		1188	940-A3.B	2056	956
		1189	940-A3.C	2057	956.2
		1192	941-C	2557	965
		1193	941-D		
		1194	941-A		
		1195	941-B		
		1197	936-A		
		1198	936-B2		
		1199	936-C		
		1200	949-A		
		1201	949-B		
		1166	947-B1		
		1167	947-B2		
		1168	947-C		
		1169	947-A		
		1170	947-E		

Tabla 2. Listado de muestras analizadas por Fluorescencia de rayos X y representativas del cuerpo mineralizado E – W; cuerpo mineralizado N – S; y otras zonas de importancia mineralógica.

N° Identificación	Muestras	NORTE	ESTE	MgO	Al2O3	SiO2	P2O5	S	Cl	K2O	CaO	Ti	V	Cr	Mn	Fe	Co	Ni	Cu	Zn	As
986	921-A	6983388	359870	2,175	1,666	2,566	0	0,3	0,231	0,057	0,306	0,077	0,183	0	0,124	39,561	0	0,056	0,013	0,004	0
988	930-B-2	6983453	359695	3,05	1,807	14,591	0,015	10,85	0,086	0	9,857	0,112	0,075	0	0,104	42,511	0,103	0,041	0,024	0,005	0
990	930-B	6983453	359695	0	2,626	11,32	0	19,09	0,677	0	9,506	0	0,12	0	0,136	66,256	0,443	0,049	0,078	0,005	0
992	930-B-2	6983453	359695	1,925	1,114	11,218	0	11,803	0,854	0	7,058	0,005	0,09	0	0,109	48,46	0,15	0,058	0,093	0,006	0
994	930-C	6983453	359695	3,742	5,3	23,827	0,203	13,802	0,524	0,105	15,594	0,07	0,066	0	0,169	39,863	0,232	0,04	0,018	0,004	0
995	930-A	6983453	359695	4,772	1,866	13,253	0	0,667	0,177	0,016	6,033	0,204	0,107	0	0,205	51,337	0,489	0,068	0,036	0,006	0
997	923-A	6983420	359878	2,162	1,825	5,015	0	0,137	0,162	0,059	4,009	0	0,13	0	0,122	47,37	0,164	0,057	0,08	0,004	0
999	923-B	6983420	359878	2,439	2,362	4,857	0,021	0,149	0,019	0,041	0,275	0	0,09	0	0,137	44,819	0,071	0,064	0,267	0,007	0
1001	928-A	6983421	359604	3,493	2,656	7,951	0	29,924	0	0,331	3,633	0,013	0,005	0	0,017	20,623	0	0,043	0,013	0	0,001
1003	928-B	6983421	359604	2,253	0,98	2,441	0,08	36,864	0	0,066	1,993	0	0	0	0,026	37,542	0,006	0,109	0,031	0	0
1004	928-C	6983421	359604	2,648	2,417	8,774	0,144	33,248	0	0,376	6,522	0,013	0	0	0,019	26,52	0	0,075	0,051	0,002	0
1005	930-2-A	6983453	359695	2,989	9,1	33,733	0	3,593	0,71	0,094	2,571	0,364	0,131	0	0,133	51,345	0,474	0,075	0,03	0,007	0
1007	928-1-A	6983421	359604	1,62	11,745	38,911	0	2,362	0,038	2,125	2,707	0,22	0,01	0	0,031	2,799	0	0,002	0,015	0,001	0
1008	928-1-B	6983421	359604	2,464	9,325	32,907	0	4,18	0,04	3,124	3,992	0,73	0,014	0	0,052	3,969	0	0,004	0,014	0,001	0
1009	922	6983399	359868	1,899	3,977	51,597	0,085	0,357	0,117	0,045	7,646	0,072	0,02	0	0,087	4,688	0	0,007	0,016	0,002	0,001
1135	942-C	6983542	359766	2,813	2,462	5,852	0	0,094	0,068	0,433	0,657	0,625	0,21	0	0,077	28,025	0	0,057	0,013	0,005	0
1136	942-C	6983542	359766	2,417	2,287	5,827	0	0,082	0,082	0,427	0,669	0,633	0,206	0	0,71	28,146	0	0,053	0,014	0,003	0
1138	942-A	6983542	359766	2,449	1,485	4,403	0	0,408	0,062	0,199	8,274	0,299	0,094	0	0,05	23,456	0	0,045	0,02	0,004	0
1139	942-B	6983542	359766	5,796	7,335	27,938	0	0,188	0,167	3,021	0,903	0,421	0,094	0	0,051	20,034	0	0,03	0,007	0,003	0
1140	944-B	6983573	359766	1,73	4,413	11,021	0	0	0,035	0,16	0,402	1,219	0,121	0	0,08	31,064	0	0,055	0,015	0,006	0
1142	944-D	6983573	359766	0	9,925	25,725	0,072	0,151	0,305	0,053	7,197	0,116	0,041	0	0,139	35,623	0,219	0,048	0,022	0,008	0
1143	944-A	6983573	359766	1,424	4,354	16,288	0,006	1,283	0,272	0,038	1,86	0,161	0,051	0	0,091	24,485	0	0,028	0,04	0,005	0
1144	944-C	6983573	359766	1,505	10,894	26,391	0,023	0,632	0,146	0,076	1,066	0,433	0,143	0	0,111	37,434	0,303	0,061	0,021	0,005	0
1146	950-C	6983604	359821	1,355	7,839	15,109	0,208	0,189	0,031	0,167	32,966	0,188	0,065	0	0,111	34,548	0,23	0,017	0,022	0,006	0
1147	950-B	6983604	359821	8,635	5,185	25,213	0	0,349	0,104	0,215	3,536	0,543	0,106	0,007	0,174	45,553	0,507	0,052	0,031	0,007	0
1148	950-A	6983604	359821	4,067	2,277	14,778	0	1,025	0	0,051	7,327	0,172	0,141	0	0,153	43,5	0,279	0,05	0,029	0,004	0
1149	934-A	6983017	359635	1,847	0,833	21,288	0,656	0,748	0,016	0	25,093	0	0,016	0	0,209	25,173	0,116	0,017	0,018	0,003	0
1150	934-B	6983017	359635	1,806	2,297	4,365	0,151	0,317	0,031	0,033	8,409	0	0,071	0	0,225	52,381	0,484	0,056	0,033	0,007	0
1151	934-C	6983017	359635	2,218	1,54	3,389	0,295	0,465	0	0	14,643	0	0,045	0	0,254	46,071	0,323	0,05	0,05	0,004	0
1152	935-A	6983017	359607	1,388	1,841	4,461	0	0,175	0,035	0,031	0,225	0,146	0,075	0	0,099	30,584	0	0,042	0,028	0,006	0
1153	935-C	6983017	359607	2,338	3,09	10,962	0	1,374	0,07	0,119	0,916	0	0	0	0,078	31,758	0	0,019	0,034	0,008	0
1155	937-B	6983048	359689	2,41	0,879	2,144	2,69	0	0,172	0	4,017	0	0,026	0	0,089	32,333	0	0,04	0,09	0,006	0
1164	937-A	6983048	359689	1,687	2,988	12,231	1,071	0	0	0,02	2,183	0	0,051	0	0,214	33,131	0	0,062	0,114	0,005	0
1165	937-C	6983048	359689	2,438	1,933	5,788	1,677	0,058	0,242	0	3,446	0	0,047	0,072	0,088	44,209	0,208	0,045	0,073	0,003	0
1166	947-81	6983356	359658	1,721	3,957	6,45	0,008	1,12	0,045	0,147	3,523	0,081	0,233	0,003	0,185	59,397	0,823	0,046	0,033	0,006	0
1167	947-82	6983356	359658	2,962	9,075	27,104	0,245	4,585	0,07	0,09	21,453	0,184	0,131	0	0,203	38,247	0,184	0,021	0,031	0,004	0
1168	947-C	6983356	359658	2,811	2,662	7,5	0	0,908	0,04	0,047	2,755	0,062	0,209	0	0,145	48,337	0,313	0,047	0,033	0,003	0
1169	947-A	6983356	359658	1,469	3,635	14,649	0	1,583	0,025	0,044	2,593	0,105	0,173	0	0,148	48,034	0,389	0,055	0,05	0,004	0
1170	947-E	6983356	359658	2,696	2,052	5,604	0,236	24,624	0,106	0,038	27,882	0,132	0,02	0	0,205	28,275	0,137	0,017	0,041	0,002	0,001
1172	945-C	6983480	359740	4,736	9,994	25,762	0	0,144	0,095	2,402	4,717	0,574	0,071	0	0,078	27,782	0,124	0,074	0,027	0,003	0
1173	945-B	6983480	359740	2,712	7,455	32,377	0,066	0,828	0,142	1,62	1,986	0,275	0,062	0	0,066	25,395	0,059	0,027	0,011	0,002	0
1174	948-B	6983665	359737	4,779	5,062	10,192	2,204	16,127	0,107	0	14,512	0,374	0,048	0	0,032	13,192	0	0,012	0,006	0,001	0,001
1175	948-A	6983665	359737	2,608	3,755	16,746	7,015	0,8	0,216	0	11,569	0,623	0,038	0	0,027	8,437	0	0,009	0,006	0,002	0,002

Tabla 3. Tabla con datos de cada muestra de roca extraída del depósito Cerro Imán, con su respectivo punto de geolocalización gps y datos geoquímicos arrojados por el analizador XRF.

N° identificación	Se	Rb	Sr	Y	Zr	Nb	Mo	Rh	Pd	Ag	Cd	Sn	Sb	Ba	La	Ce	Hf	Ta	W	Pt	Au	Hg	Tl	Pb	Bi	Th	U			
986	0	0,023	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0,08	0,068	0	0		
988	0	0,008	0	0	0	0	0,005	0	0	0	0,002	0	0	0	0	0	0	0,003	0	0	0	0	0	0	0	0,036	0,018	0	0	
990	0	0,015	0	0	0	0,004	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0,046	0,037	0	0	
992	0	0,014	0	0	0	0,005	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0,004	0	0	0	0	0	0	0	0,06	0,031	0	0	
994	0	0,004	0,016	0,001	0,003	0	0,003	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0,003	0	0	0	0,005	0,016	0,009	0	0	0	0	
995	0	0,028	0	0	0,003	0	0,005	0	0	0	0,002	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0,071	0,077	0	0	
997	0	0,027	0	0	0	0	0,022	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0,078	0,073	0	0	
999	0	0,027	0	0	0	0	0,024	0	0	0,001	0	0	0	0	0	0	0	0	0,001	0	0,001	0	0,001	0	0	0,078	0,066	0	0	
1001	0,005	0,002	0,006	0	0,002	0	0,02	0	0	0,002	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0,008	0	0	0	
1003	0,009	0,002	0,012	0,001	0,002	0	0,014	0	0	0,003	0	0	0	0	0	0	0	0,002	0	0	0	0	0	0	0	0,022	0,01	0	0	
1004	0,011	0	0	0	0	0	0,013	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0,016	0	0	0	
1005	0	0,024	0	0	0	0	0,006	0	0	0,003	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0,061	0,06	0	0	
1007	0	0,011	0,007	0,001	0,007	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	
1008	0	0,014	0,017	0,001	0,015	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	
1009	0	0	0,034	0,005	0,004	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	
1135	0	0,015	0	0,001	0	0	0	0	0	0,002	0	0	0	0	0	0	0	0,002	0	0	0	0	0	0	0	0,049	0,044	0	0	
1136	0	0,016	0	0,002	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0,055	0,035	0	0	
1138	0	0,009	0	0,004	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0,029	0,01	0	0	
1139	0	0,014	0	0,002	0,005	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0,002	0	0	0	0	0	0	0	0,012	0,007	0	0	
1140	0	0,017	0	0	0	0	0,007	0	0	0,001	0	0	0	0	0	0	0	0,004	0	0	0	0	0	0,003	0,064	0,037	0	0	0	
1142	0,002	0,007	0	0,009	0,002	0	0,036	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0,004	0	0	0	0	0	0	0,026	0,018	0	0	0	
1143	0	0,005	0	0,009	0,003	0	0,028	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0,003	0	0	0	0	0	0	0,021	0,009	0	0	0	
1144	0	0,012	0	0,004	0,004	0	0,007	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0,006	0	0	0	0	0	0	0,041	0,032	0	0	0	
1146	0	0,004	0,009	0,011	0,002	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0,005	0	0	0	0	0,004	0,005	0,012	0,008	0	0	0	
1147	0	0,023	0	0	0	0	0,004	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0,065	0,057	0	0	0	
1148	0	0,016	0	0	0	0	0	0	0	0,002	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0,051	0,038	0	0	0	
1149	0	0,001	0	0	0	0	0	0	0	0,003	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0,006	0	0	0	0	
1150	0	0,022	0	0	0,002	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0,001	0	0	0	0	0	0	0,056	0,055	0	0	0	
1151	0	0,015	0	0	0,002	0	0	0	0	0,004	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0,008	0	0,042	0,032	0	0	0	
1152	0	0,016	0	0	0	0,005	0	0	0	0,002	0	0,002	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0,063	0,043	0	0	0	
1153	0	0,012	0	0	0,002	0,007	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0,043	0,029	0	0	0	
1155	0	0,012	0	0	0	0,006	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0,048	0,031	0	0	0	
1164	0	0,019	0	0	0	0	0	0	0	0,006	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0,067	0,045	0	0	0	
1165	0	0,018	0	0	0,002	0	0,007	0	0	0	0	0	0	0	0	0,416	0	0	0	0	0	0	0	0	0,059	0,054	0	0	0	
1166	0	0,038	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0,086	0,097	0	0	0	
1167	0	0,003	0,011	0,031	0,003	0	0,006	0	0	0	0	0	0	0	0	0,155	0	0,004	0	0	0	0,005	0,004	0,011	0,016	0	0	0	0	
1168	0	0,026	0	0	0	0,006	0	0	0	0,005	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0,004	0	0,078	0,073	0	0	0	
1169	0	0,023	0	0	0	0,005	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0,071	0,063	0	0	0	
1170	0	0	0,002	0,008	0	0	0,002	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0,003	0,003	0,006	0	0	0	0	
1172	0	0,016	0	0,004	0,003	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0,002	0	0	0	0	0	0	0,022	0,013	0	0	0	
1173	0	0,012	0	0,001	0,006	0	0,006	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0,003	0,001	0	0	0	0	0	0,003	0,018	0,013	0	0	
1174	0	0	0,013	0,005	0,005	0	0,003	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0,002	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	
1175	0	0	0,011	0,005	0,007	0	0	0	0	0	0	0,014	0	0	0	0	0	0	0,002	0	0	0	0	0	0	0	0,003	0	0	0

Tabla 4. Tabla con datos de cada muestra de roca extraída del depósito Cerro Imán, con su respectivo punto de geolocalización gps y datos geoquímicos arrojados por el analizador XRF.

N° identificación	Muestras	NORTE	ESTE	MgO	Al2O3	SiO2	P2O5	S	Cl	K2O	CaO	Ti	V	Cr	Mn	Fe	Co	Ni	Cu	Zn	As	
1176	933-B	6983017	359635	3,556	6,084	17,403	0	0,08	0,041	0,104	0,889	0,26	0,044	0	0,057	19,25	0	0,018	0,005	0,002	0	
1177	933-A	6983017	359635	2,494	3,664	20,061	0,003	0,108	0,012	0,782	1,761	0,104	0,033	0	0,086	26,702	0	0,033	0,024	0,004	0	
1178	943-B	6983542	359766	0	1,706	8,663	0,011	8,329	0,113	0,12	0,346	0,068	0,113	0	0,084	47,726	0,079	0,04	0,02	0,003	0	
1179	943-A	6983542	359766	2,095	2,335	13,545	0,251	5,442	0,099	0,166	1,101	0,097	0,067	0	0,077	37,706	0	0,038	0,018	0,004	0	
1180	946-B	6983449	359685	2,405	8,995	37,395	0,052	2,118	0,08	1,765	2,938	0,275	0,021	0	0,02	7,471	0	0,008	0,015	0,002	0	
1181	946-A	6983449	359685	2,152	9,639	53,744	0,529	0,246	0,092	1,944	2,884	0,309	0,025	0	0,023	10,3	0,009	0,01	0,042	0,001	0	
1183	940-B	6983511	359767	1,762	2,755	6,009	0	0,716	0,297	0,119	0,785	0,146	0,229	0	0,244	57,553	0,775	0,082	0,03	0,007	0	
1185	940-A3.A	6983511	359767	2,432	4,594	9,788	0	0,901	0,202	0,129	1,421	0,241	0,109	0,016	0,162	61,054	0,562	0,115	0,064	0,006	0	
1186	940-A1	6983511	359767	1,79	2,897	3,695	0	0,1092	0,082	0,172	0,346	0,163	0,172	0	0,148	52,331	0,202	0,057	0,023	0,004	0	
1188	940-A3.B	6983511	359767	2,727	1,961	2,612	0,387	47,366	0,04	0,077	0,712	0,063	0,045	0	0,057	58,101	0,146	0,154	0,04	0,003	0	
1189	940-A3.C	6983511	359767	0	4,672	10,678	0	0,504	0,249	0,157	1,606	0,964	0,122	0	0,138	53,091	0,349	0,055	0,075	0,006	0	
1190	938-C	6983047	359579	3,295	6,889	33,299	0,031	0,174	0,034	1,67	0,866	0,025	0,003	0	0,129	20,051	0,183	0,039	0,036	0,004	0	
1191	938-B	6983047	359579	2,112	3,365	23,363	0,019	0,16	0,019	0,557	2,597	0,033	0,04	0	0,686	16,533	0	0,018	0,019	0,001	0	
1192	941-C	6983511	359767	2,327	4,773	20,104	0	0,732	0,195	0,169	0,736	0,084	0,12	0	0,161	50,316	0,644	0,073	0,207	0,008	0	
1193	941-D	6983511	359767	2,63	2,318	9,297	0	2,273	0,046	0,066	2,611	0,143	0,181	0	0,151	49,279	0,362	0,04	0,048	0,007	0	
1194	941-A	6983511	359767	3,557	9,066	18,133	0	3,954	0,113	0,038	4,961	0,348	0,143	0,134	0,119	43,295	0,393	0,048	0,045	0,005	0	
1195	941-B	6983511	359767	6,554	2,648	9,39	0,034	0,794	0,084	0	11,336	0,036	0,091	0	0,376	39,216	0,212	0,103	0,108	0,007	0	
1196	936-A	6983047	359579	2,157	1,49	3,069	0	0,045	0,014	0,067	0,222	0	0,077	0	0,13	36,688	0	0,068	0,014	0,006	0	
1197	936-A	6983047	359579	0	4,385	8,162	0,131	0,838	0	0,155	0,59	0	0,139	0	0,208	58,214	0,81	0,061	0,018	0,005	0	
1198	936-B2	6983047	359579	1,264	2,919	10,877	0,309	0	0	0,057	0,83	0	0,067	0	0,129	35,843	0	0,041	0,016	0,003	0	
1199	936-C	6983047	359579	0	2,953	9,192	0,05	0	0	0,07	0,218	0	0,121	0	0,159	45,241	0,141	0,053	0,014	0,005	0	
1200	949-A	6983665	359792	3,561	7,776	27,473	0,081	0,141	0,036	0,619	11,021	0,774	0,173	0	0,274	43,676	0,4	0,04	0,028	0,002	0	
1201	949-B	6983665	359792	2,434	7,17	34,535	0,025	1,068	0,042	0,139	3,392	0,567	0,158	0	0,129	50,133	0,505	0,072	0,042	0,003	0	
1202	939-A	6983141	359716	0	3,977	11,456	0,036	0	0	0,228	0,457	1,953	0,151	0	0,084	39,445	0,14	0,051	0,022	0,003	0	
1203	939-B	6983141	359716	2,561	4,585	20,104	0,1	0,04	0,384	0,203	2,653	0,583	0,076	0	0,108	38,775	0,225	0,027	0,028	0,003	0	
1204	951	6983633	359655	0,597	16,364	78,215	0,13	0,101	0,031	0,156	3,912	0,051	0,003	0,004	0,006	0,14	0	0	0,002	0,001	0	
1205	932	6983324	359576	1,003	10,818	78,215	0,109	0,027	0,026	1,609	4,047	0,218	0,01	0	0,024	1,899	0	0,001	0,002	0,002	0	
1206	952-A	6983017	359607	0	14,268	78,215	0,2	0,034	0,235	1,961	7,181	0,392	0,016	0	0,066	3,939	0	0,002	0,007	0,005	0,001	
2051	954	6983147	359544	0	1,137	33,618	0	0	2,863	0,044	1,089	0,01	0,006	0	0,354	8,603	0,61	0,405	36,26	0	0	
2052	954.2	6983147	359544	1,513	0,931	34,351	0,038	0	1,337	0,049	0,792	0,008	0,01	0,003	0,047	4,674	0,07	0,132	59,34	0	0	
2053	955.2	6983158	359536	1,497	10,943	26,998	0,012	2,79	0,111	0,086	2,517	0,016	0,013	0	0,028	18,586	0	0,007	0,132	0,004	0	
2054	955	6983158	359536	0,628	16,042	23,337	1,776	1,316	0,038	0,551	1,573	0,039	0,015	0	0,033	16,444	0	0,007	0,132	0,001	0	
2055	953	6983230	359529	4,267	13,287	36,456	0,066	0,115	0,45	2,071	4,528	0,276	0,006	0	0,064	6,802	0,008	0,003	0,013	0,002	0,001	
2056	956	6983573	359672	3,719	10,679	56,356	0,0666	0,322	0,151	2,592	3,325	1,03	0,013	0	0,025	2,036	0	0,017	0,009	0,004	0	
2057	956.2	6983573	359672	2,109	2,748	11,955	0	0,056	0,049	0,653	0,206	0,062	0,008	0	0,005	0,123	45,454	0,048	0,05	0,046	0,004	
2549	957	6983147	359545	0	2,635	2,913	0	0,093	0,029	0,075	0,122	0,216	0,005	0,024	0,077	0,085	33,991	0	0,046	0,052	0,006	
2550	958	6983143	359536	2,468	3,12	7,513	0,003	0	0,018	0,061	0,12	0,24	0,077	0	0,116	47,94	0,292	0,049	0,037	0	0	
2551	959	6983128	359532	2,174	2,055	5,572	0,002	0	0,007	0,052	0,046	0,252	0,204	0	0,165	48,669	0,473	0,051	0,111	0,009	0	
2552	960	6983033	359684																			
2553	961	6983046	359684	1,804	4,726	11,864	0,153	1,141	0,086	0,157	0,855	0	0,114	0,011	0,165	0,165	0,473	0,051	0,111	0,009	0	
2554	962	6983046	359692																			
2555	963	6983065	359691	2,445	1,882	3,619	0,158	0	0	0,074	0,309	0	0,162	0	0,144	49,662	0,322	0,066	0,014	0	0	
2556	964	6983084	359696	2,329	1,681	3,907	0	0,008	0,076	0,053	0,124	0	0,135	0	0,111	40,714	0	0,052	0,019	0,005	0	
2557	965	6983201	359787	2,909	6,197	40,869	0,156	0,744	0,075	1,535	1,381	0,243	0,106	0	0,107	33,866	0,219	0,036	0,021	0,003	0	

Tabla 5. Tabla con datos de cada muestra de roca extraída del depósito Cerro Imán, con su respectivo punto de geolocalización gps y datos geoquímicos arrojados por el analizador XRF.

N° identificación	Se	Rb	Sr	Y	Zr	Nb	Mo	Rh	Pd	Ag	Cd	Sn	Sb	Ba	La	Ce	Hf	Ta	W	Pt	Au	Hg	Tl	Pb	Bi	Th	U				
1176	0	0,004	0,015	0	0,007	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0,004	0	0	0	0	0	0	0,014	0,008	0	0			
1177	0	0,009	0	0	0,007	0	0,006	0	0,006	0	0	0,007	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0,029	0,018	0	0		
1178	0	0,017	0	0	0	0,008	0	0	0,008	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0,063	0,043	0	0			
1179	0	0,013	0	0	0	0,006	0	0	0,006	0	0	0,001	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0,049	0,029	0	0			
1180	0	0,011	0,006	0,003	0,007	0	0,001	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0		
1181	0	0,009	0,003	0,002	0,004	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0,002	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0		
1183	0	0,041	0	0	0	0,025	0	0	0,025	0	0	0,003	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0,098	0,102	0	0		
1185	0	0,021	0	0	0	0,006	0	0	0,006	0	0	0	0	0	0,105	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0,064	0,058	0	0		
1186	0	0,019	0	0	0,002	0,005	0	0	0,005	0	0	0	0	0	0,158	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0,075	0,057	0	0		
1188	0,002	0,006	0	0,001	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0,045	0,013	0	0		
1189	0	0,017	0	0	0	0,005	0	0	0,005	0	0	0,001	0	0	0	0	0	0,002	0	0	0	0	0	0	0	0,061	0,044	0	0,011		
1190	0	0,008	0,004	0,004	0,003	0	0,003	0	0,003	0	0	0	0,055	0	0	0	0	0	0	0	0	0,001	0	0	0,008	0,006	0	0	0		
1191	0	0,003	0,008	0,002	0,006	0	0,001	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0,005	0,003	0	0	0		
1192	0	0,029	0	0	0	0,005	0	0	0,005	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0,081	0,074	0	0	0	
1193	0	0,026	0	0	0	0	0	0	0	0	0,003	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0,002	0	0	0,077	0,07	0	0	0		
1194	0	0,014	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	1,26	0	0	0,003	0	0	0	0	0	0	0,005	0,042	0,034	0	0		
1195	0	0,01	0	0	0	0,004	0	0	0,004	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0,004	0,038	0,024	0	0		
1196	0	0,022	0	0	0	0	0	0	0	0	0,006	0	0	0	0	0	0	0,004	0	0	0	0	0	0	0	0,077	0,05	0	0	0	
1197	0	0,037	0	0	0,003	0	0	0	0,003	0	0	0,006	0	0	0	0	0	0,001	0	0	0	0	0	0	0	0,085	0,095	0	0	0	
1198	0	0,019	0	0	0	0	0	0	0	0	0,004	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0,004	0	0	0	0	0,065	0,045	0	0	0	
1199	0	0,028	0	0	0	0	0	0	0	0	0,002	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0,086	0,075	0	0	0	
1200	0	0,011	0	0	0,002	0,003	0	0	0,003	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0,004	0	0	0,004	0,031	0,026	0	0	0	
1201	0	0,023	0	0,006	0,005	0,004	0	0	0,004	0	0	0	0	0	0	0	0	0,003	0	0	0	0	0	0	0,061	0,057	0	0	0		
1202	0	0,021	0	0	0,002	0	0	0	0,002	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0,071	0,058	0	0	0		
1203	0	0,013	0	0,002	0,005	0,005	0	0	0,005	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0,041	0,03	0	0,009	0		
1204	0	0,043	0	0,014	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0,001	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	
1205	0	0,004	0,042	0,001	0,012	0	0	0	0	0	0	0	0,069	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	
1206	0	0,004	0,032	0,002	0,011	0	0,001	0	0,001	0	0	0	0,047	0	0	0	0	0	0	0	0,001	0	0	0,002	0	0	0	0	0	0	
2051	0	0	0,001	0,02	0	0	0,007	0	0,007	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	
2052	0	0	0	0,027	0	0,008	0	0	0,008	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0,072	0,009	
2053	0,002	0,001	0,001	0,002	0,002	0,025	0	0	0,025	0	0	0	0	0	0	0	0,002	0	0	0	0	0	0	0	0,002	0,008	0,005	0	0	0	
2054	0,002	0,001	0,64	0	0,069	0,048	0	0	0,048	0	0	0,003	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	
2055	0	0,008	0,012	0,001	0,005	0,002	0	0	0,002	0	0	0,001	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
2056	0	0,013	0,009	0,003	0,02	0,001	0	0	0,001	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
2057	0	0,015	0,004	0,001	0,01	0,003	0	0	0,003	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
2549	0	0,032	0	0	0	0,008	0	0	0,008	0	0	0,004	0	0	0	0	0	0	0	0	0,002	0	0	0	0,09	0,076	0,009	0,003	0	0	
2550	0	0,018	0	0	0	0,005	0	0	0,005	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0,063	0,049	0	0	0	0	
2551	0	0,032	0	0	0	0	0	0	0	0	0,001	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0,005	0	0	0,085	0,081	0	0	0	0	
2552																															
2553	0	0,027	0	0	0	0	0	0	0	0	0,004	0	0	0	0	0	0	0	0,002	0	0	0	0	0	0,075	0,066	0	0	0	0	
2554																															
2555	0	0,035	0	0	0	0,011	0	0	0,011	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0,091	0,088	0	0	0	0	
2556	0	0,024	0	0	0	0,027	0	0	0,027	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0,075	0,06	0	0	0	0	
2557	0	0,016	0	0,002	0,002	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0,034	0,023	0	0	0	0	

Tabla 6. Tabla con datos de cada muestra de roca extraída del depósito Cerro Imán, con su respectivo punto de geolocalización gps y datos geoquímicos arrojados por el analizador XRF.

ANEXO B

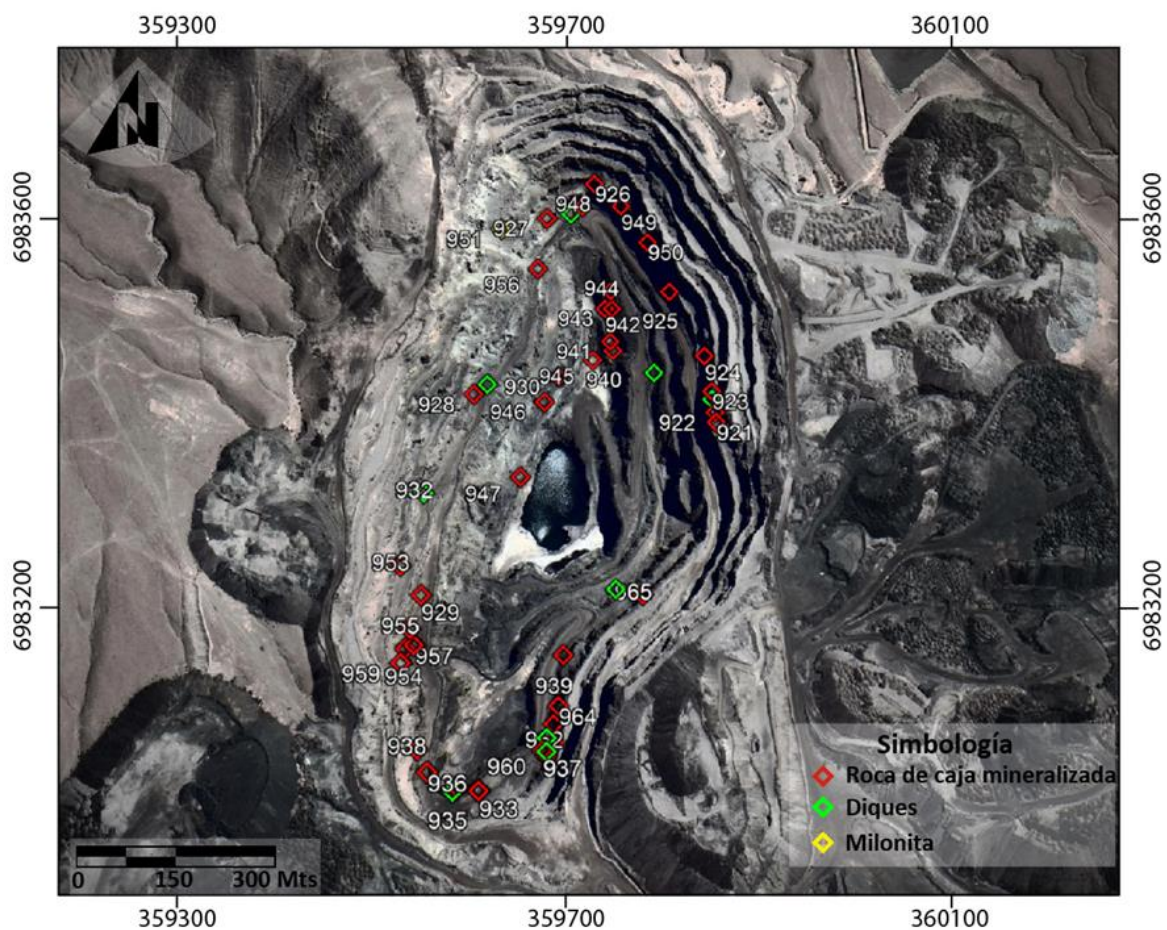
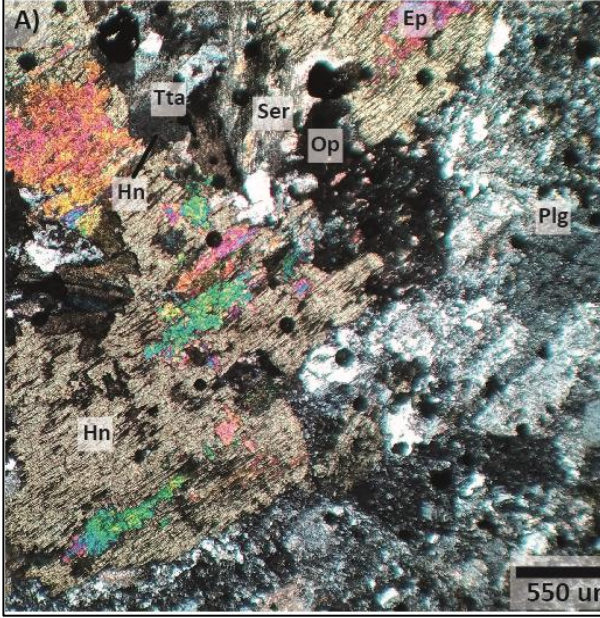
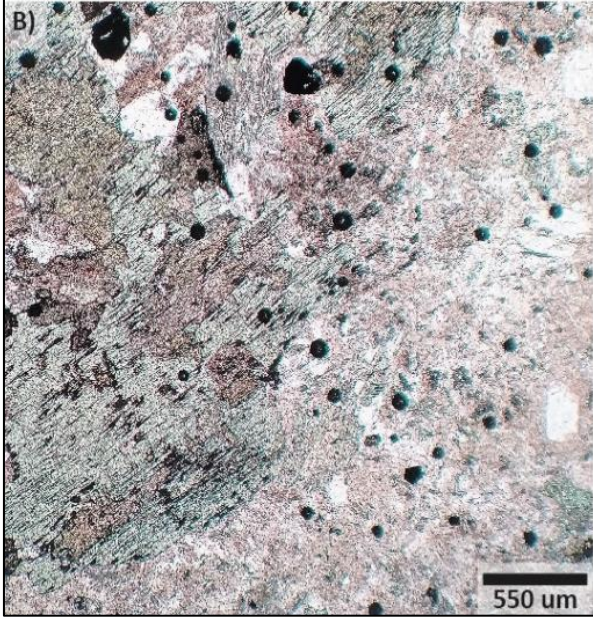


Figura 39. Mapa del sector mina Cerro Imán, con la especificación exacta de la ubicación donde se extrajo cada muestra analizada para este estudio. Imagen satelital extraída del programa Google Earth Pro.

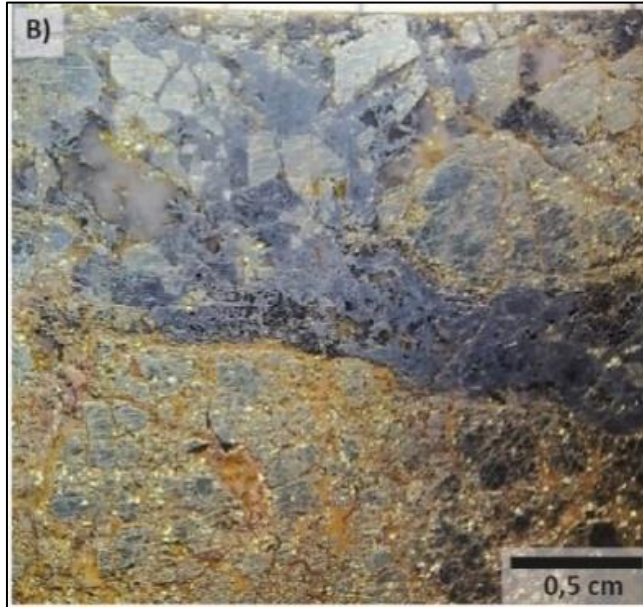
ANEXO C

Muestra		910	Cod XRF
Descripción Macroscópica/Microscópica			
<p>Roca volcánica de composición andesítica silicificada, se color gris pardo verdoso a oscuro, de textura porfídica con mineralogía primaria compuesta por fenocristales de plagioclasa de hasta 2-3 mm en una masa fundamental de textura afanítica, la cual presenta sericitización. La mayoría de los cristales se encuentran alterados a sericita, en conjunto con cristales de hornblenda alterados a epidota, presentado además titanita como mineral accesorio. La muestra además es cortada por vetillas de calcita secundaria. Estas rocas engloban todo el rajo, observándose de mayor medida en las partes superiores del rajo sobre la mena de Fe. En general, la textura original de la roca fue obliterada por una alteración pervasiva de actinolita y clorita. Localmente, las andesitas presentan amígdalas rellenas con clorita, epidota, cuarzo, actinolita, minerales que ocurren solos, o bien, en parejas.</p>			
Fotografía de la muestra (aspecto general)			
			
Minerales primarios			
Minerales	% Volumen	Características	
Plagioclasa	40	Fenocristales tabulares subhedrales a anhedrales de hasta 2 mm en su eje más largo, principalmente, los cuales a veces se encuentran alterados a sericita.	
Minerales de alteración			
Minerales	% Volumen	Características	
Anfibol	13	Cristales anhedrales-subhedrales, se encuentran a su vez alterados a arcillas, sericita, epidota.	
Cuarzo	5	Cristales anhedrales inmersos en la matriz afanítica.	
Arcillas	3	Se encuentran alterando a plagioclasas y anfíboles.	
Sericita	13	Se encuentran alterando a plagioclasas y anfíboles.	
Calcita	4	Se encuentra relleno de vetillas tardías y también concentrada en zonas cercanas a esta.	
Epidota	12	Cristales anhedrales, se encuentra afectando en su mayoría a los feldespatos.	

Opacos	6	Cristales anhedrales, se encuentran diseminados en toda la muestra		
Titanita	4	Cristales anhedrales, localizado en zonas puntuales como mineral accesorio.		
Minerales Opacos				
Mineral	% Vetillas	% Diseminado	% Total de la muestra	Modo de ocurrencia
Opacos		6	6	diseminada
Microfotografía a luz transmitida NX			Microfotografías a luz transmitida LPP	
				

Muestra	928-C	Cod XRF	1004
---------	-------	---------	------

Descripción Macroscópica/Microscópica
<p>Roca de color gris pardo verdosa con un leve magnetismo y una textura original no reconocible debido a una mineralización masiva de pirita e hidróxidos de Fe.</p> <p>Al microscopio se observa una textura totalmente obliterada por un agregado masivo de minerales metálicos, además de epidota subordinada.</p> <p>La mineralización de magnetita presenta distintos grados de oxidación a hematita, y opera de forma diseminada y/o en vetillas finas de magnetita martitzada de tipo “stockwork”, que en algunos sectores alcanza los 0,5 mm.</p> <p>La mineralización metálica está caracterizada por la presencia de cristales anhedrales a subhedrales de tamaño medio 2mm, representados por la presencia de pirita, magnetita y hematita ± calcopirita, los que obliteran de forma masiva las características primarias de la muestra y también como constituyente de las vetillas finas.</p> <p>La alteración se compone de una moderada actinolitización, epidotización como un reemplazo importante de la mineralogía primaria. Se aprecia un evento tardío correspondiente a vetillas de magnetita las que incorporan microcristales de pirita, luego para la etapa más tardía dentro de la roca, ocurre una alteración de calcita en vetillas.</p>
Fotografía de la muestra: aspecto general en A) y muestra de la sección pulida en B)



Minerales primarios

Minerales	% Volumen	Características
No es posible distinguir mineralogía primaria		

Minerales de alteración

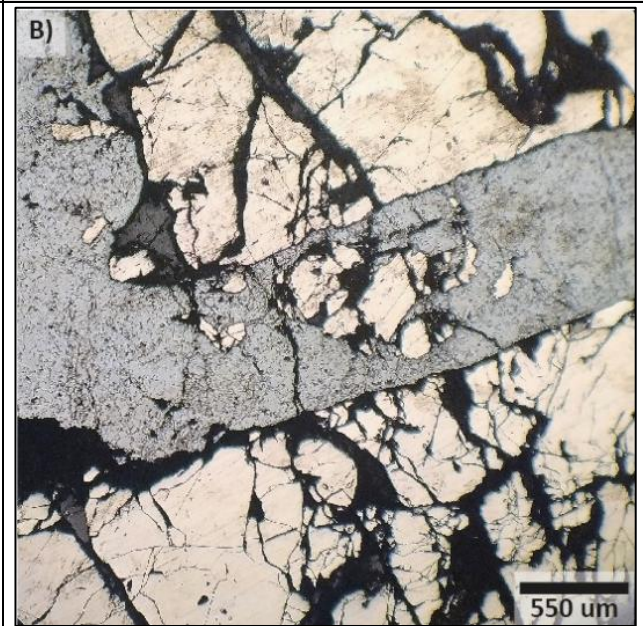
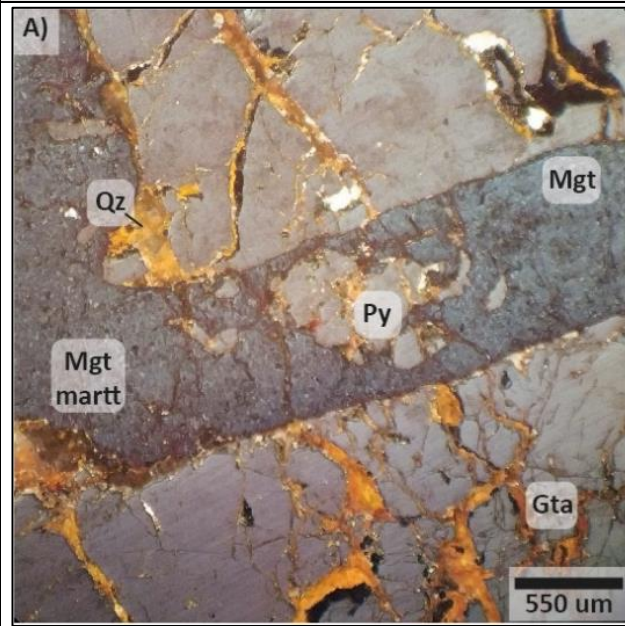
Minerales	% Volumen	Características
Carbonatos	7	Cristales anhedrales a subhedrales de tamaño medio 0,1 mm, relleno de espacios en vetillas entre minerales metálicos. Que interceptan tanto a la roca como a las alteraciones.
Cuarzo secundario	10	Cristales anhedrales observados como relleno de espacios entre cristales de magnetita y pirita.
Actinolita	10	Cristales subhedrales a anhedrales presentes como agregados cumulares masivos, como un componente importante del agregado de reemplazo de la mineralogía primaria.
Epidota	3	Se presentan como cristales anhedrales de tamaño medio 0,1 mm, observados como parches en un volumen subordinado en la sección.
Opacos	70	Cristales subhedrales a anhedrales de tamaño medio 2 mm, caracterizados por la presencia de pirita, magnetita y hematita ± calcopirita. Los que obliteran de forma masiva las características primarias de la muestra.

Minerales Opacos

Mineral	% Vetillas	% Diseminado	% Total de la muestra	Modo de ocurrencia
Pirita	20	40		Ocurre como cristales anhedrales a subhedrales diseminados, relleno ocasionalmente espacios abiertos en la magnetita martitizada, como también en vetillas arrastrada por vetillas de magnetita.
Magnetita	17	8		Se presentan como cristales anhedrales a subhedrales diseminados, y también como constituyente de algunas vetillas finas. Comúnmente se encuentran reemplazados, a partir de los bordes y debilidades, por hematita (martitización). En algunos casos se asocia a pirita y calcopirita en texturas de relleno de espacios abiertos (en magnetita).
Hematita	10	5		Se presenta como un reemplazo de cristales de magnetita a partir de los bordes y debilidades cristalinas (martitización)
Calcopirita	<1	<1		Pequeños cristales anhedrales diseminados en conjunto con pirita relleno espacios abiertos en cristales de magnetita.
Hidróxidos de Fe	10	10		Ocurre como un agregado anhedral y diseminado de minerales de jarosita-goetita alterando la roca, muchas veces presente en vetillas finas o vesículas.

Microfotografía a luz reflejada NX

Microfotografías a luz reflejada LPP



Muestra	936-A	Cod XRF	1197
---------	-------	---------	------

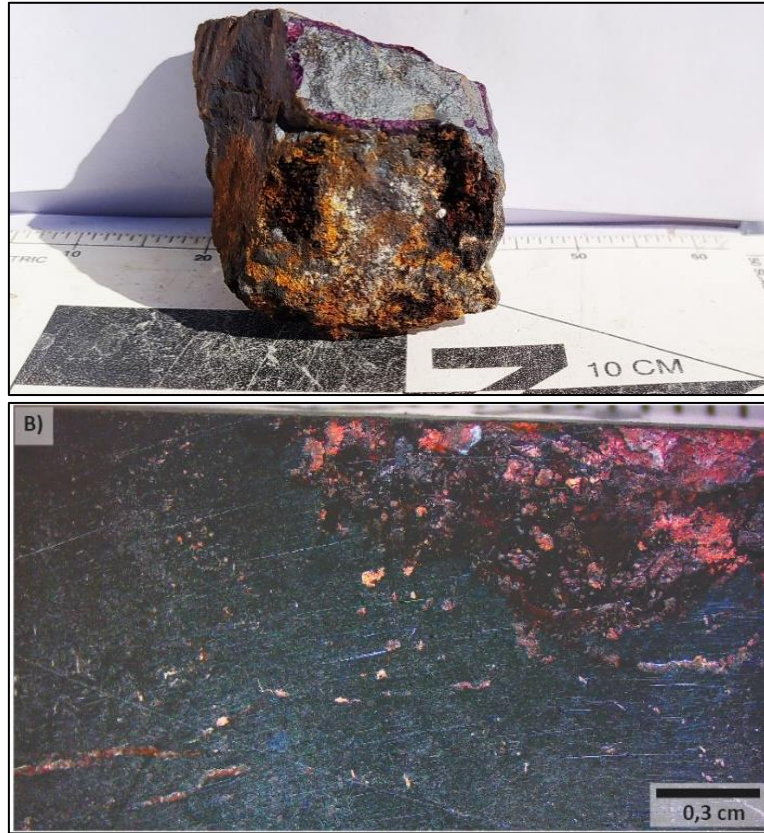
Descripción Macroscópica/Microscópica

Roca de color gris oscuro negruzco, con un fuerte magnetismo y una textura masiva, donde la textura original se encuentra totalmente obliterada por un agregado de magnetita, hematita, limonitas, epidota. Comúnmente con parches de epidota, actinolita, carbonatos y cúmulos de yeso.

Al microscopio se observa una textura original totalmente obliterada por un agregado masivo de magnetita (masivas y pseudo vetillas), la cual se encuentra siendo reemplazado, a partir de los bordes y debilidades, por hematita (martitización).

La mineralización metálica se encuentra constituida de cristales anhedrales a subhedrales de tamaño medio 0,2 mm, caracterizada por la presencia de magnetita, hematita y pirita en menor medida, la cual se encuentra de forma diseminada y como agregados cumulares dentro de la muestra. Los hidróxidos de hierro ocurren como un agregado anhedral reconocido dentro de toda la sección como goetita y jarosita.

Fotografía de la muestra: aspecto general en A) y muestra de la sección pulida en B)

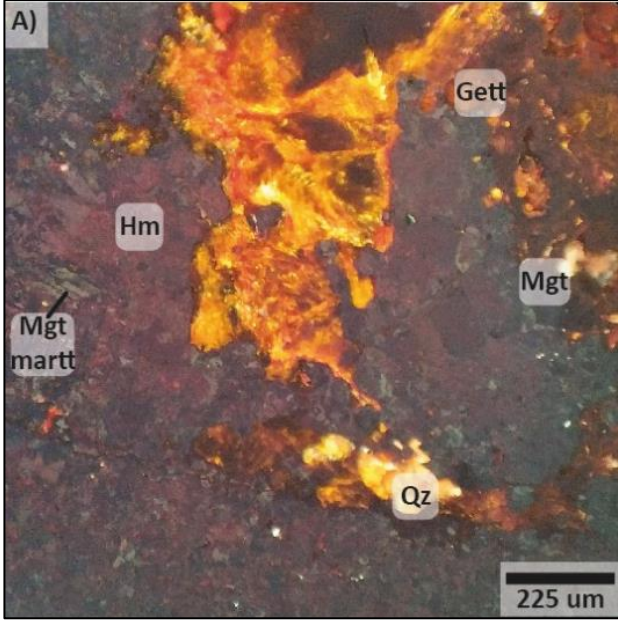
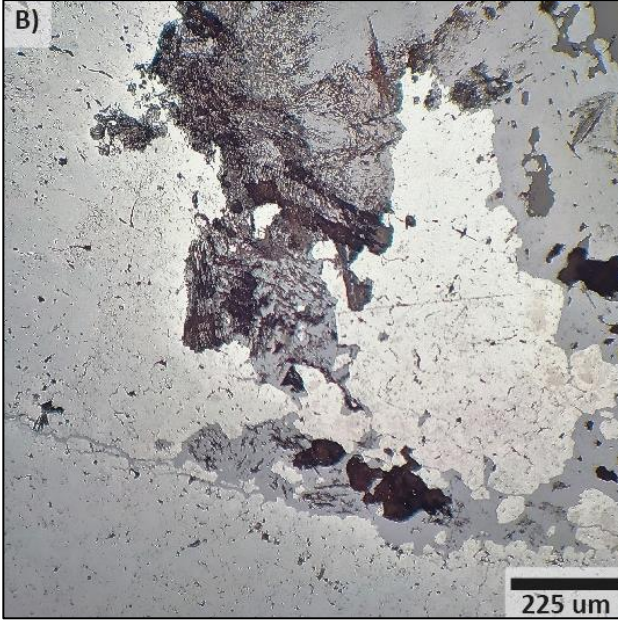


Minerales primarios

Minerales	% Volumen	Características
No es posible distinguir mineralogía primaria		

Minerales de alteración

Minerales	% Volumen	Características
Cuarzo secundario	5	Cristales anhedrales observados como relleno de espacios entre cristales de magnetita y pirita.
Actinolita	5	Cristales subhedrales a anhedrales presentes como agregados diseminados, como un componente importante del agregado de reemplazo de la mineralogía primaria.
Epidota	4	Se presentan como cristales anhedrales de tamaño medio 0,1 mm, observados como parches en un volumen subordinado en la sección.
Calcita	4	Cristales anhedrales a subhedrales de tamaño medio 0,1 mm, relleno de espacios en vetillas entre minerales metálicos.
Opacos	82	Cristales subhedrales a anhedrales de tamaño medio 2 mm, caracterizados por la presencia de pirita, magnetita y hematita.

				Los que obliteran de forma masiva las características primarias de la muestra.
Minerales Opacos				
Mineral	% Vetillas	% Diseminado	% Total de la muestra	Modo de ocurrencia
Magnetita	5	60	65	Se presentan como cristales anhedrales a subhedrales masivos, y también como constituyente de algunas vetillas finas. Comúnmente se encuentran reemplazados, a partir de los bordes y debilidades, por hematita (martitización). En algunos casos se asocia a pirita en texturas de relleno de espacios abiertos (en magnetita).
Hematita	5	20	25	Se presenta como un reemplazo de cristales de magnetita a partir de los bordes y debilidades cristalinas (martitización)
Pirita	<2		<2	Ocurre como cristales anhedrales a subhedrales diseminados, relleno ocasionalmente espacios abiertos en la magnetita martitizada.
Hidróxidos de Fe	5	5	10	Ocurre como un agregado anhedral y diseminado de minerales de jarosita-goetita alterando la roca, muchas veces presente en vetillas finas o vesículas.
Microfotografía a luz reflejada NX			Microfotografías a luz reflejada LPP	
				

Muestra	937-C	Cod XRF	1165
---------	-------	---------	------

Descripción Macroscópica/Microscópica
<p>Roca de color gris oscuro negruzco, con un fuerte magnetismo y una textura masiva, generada por un fuerte reemplazo por un agregado de magnetita, hematita, pirita subordinada, epidota en menor medida e hidróxidos de hierro diseminados y como parches. Al microscopio se reconoce una textura original totalmente obliterada por un agregado de minerales metálicos junto a hidróxidos de hierro, cuarzo secundario y epidota.</p> <p>La muestra se encuentra cortada por algunas vetillas finas de magnetita martitizada, como vetillas rellenas con cuarzo secundario, hidróxidos de hierro junto con magnetita.</p>

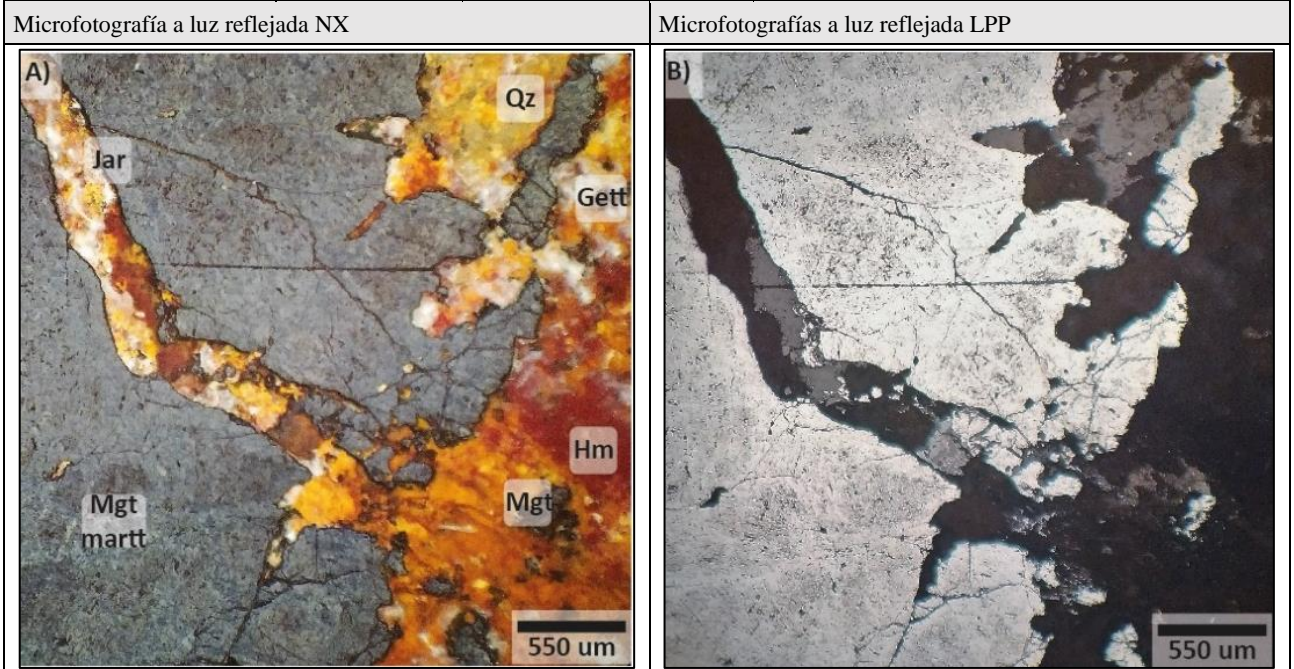
Se presenta una baja alteración la que se compone de actinolita, epidota como remplazo importante de la mineralogía primaria. La mineralización metálica se encuentra constituida de cristales anhedral a subhedral de tamaño variable, caracterizado por la presencia de magnetita masiva, hematita oxidando a magnetita por sus bordes (martitización) y pirita en menor medida. Ocurre como un componente del agregado de reemplazo de la mineralogía primaria y también como un constituyente de las vetillas finas.

Fotografía de la muestra: aspecto general en A) y muestra de la sección pulida en B)



Minerales primarios		
Minerales	% Volumen	Características
No es posible distinguir mineralogía primaria		
Minerales de alteración		
Minerales	% Volumen	Características
Carbonatos	4	Cristales anhedral a subhedral de tamaño medio 0,1 mm, relleno de espacios en vetillas entre minerales metálicos.
Actinolita	4	Cristales subhedral a anhedral presentes como agregados cumulares masivos, como un componente importante del agregado de reemplazo de la mineralogía primaria.
Cuarzo secundario	9	Cristales anhedral observados como relleno de espacios entre cristales de magnetita y pirita.
Epidota	4	Se presentan como cristales anhedral de tamaño medio 0,1 mm, observados como parches en un volumen subordinado en la sección.
Opacos	79	Cristales subhedral a anhedral de tamaño medio 2 mm, caracterizados por la presencia de pirita, magnetita y hematita. Los que obliteran de forma masiva las características primarias de la muestra.

Minerales Opacos				
Mineral	% Vetillas	% Diseminado	% Total de la muestra	Modo de ocurrencia
Magnetita	5	45	50	Se presentan como cristales anhedrales a subhedrales diseminados, y también como constituyente de algunas vetillas finas. Comúnmente se encuentran reemplazados, a partir de los bordes y debilidades, por hematita (martitización). En algunos casos se asocia a pirita en texturas de relleno de espacios abiertos (en magnetita).
Hematita	5	25	30	Se presenta como un reemplazo de cristales de magnetita a partir de los bordes y debilidades cristalinas (martitización).
Pirita	<2	<2	3	Ocurre como cristales anhedrales a subhedrales diseminados, rellenando ocasionalmente espacios abiertos en la magnetita martitizada.
Hidróxidos de Fe	7	7	17	Ocurre como un agregado anhedral de minerales de jarosita-goetita alterando la roca, muchas veces presente en vetillas finas o vesículas.



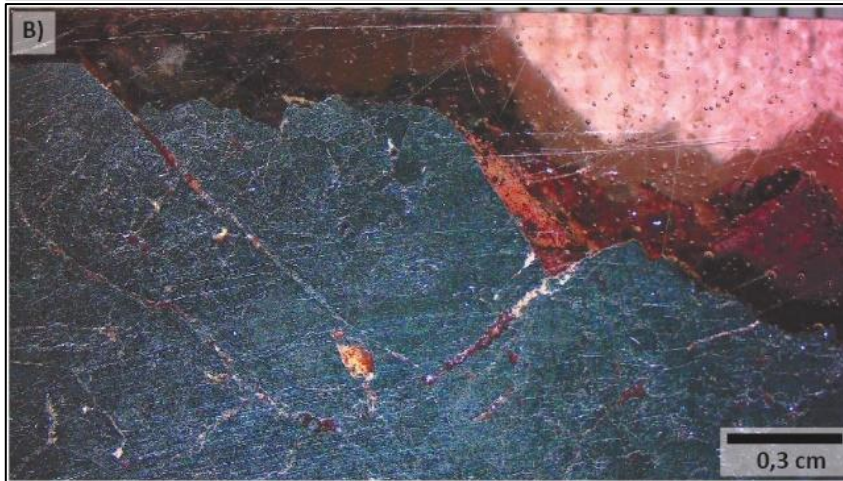
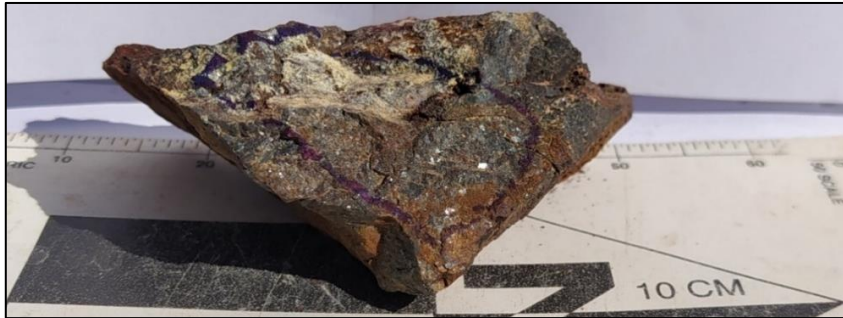
Muestra	939-A	Cod XRF	1202
---------	-------	---------	------

Descripción Macroscópica/Microscópica

Roca de color gris oscuro negruzco, con un fuerte magnetismo y una textura masiva, generada por un fuerte reemplazo por un agregado de magnetita, hematita, pirita subordinada, epidota en menor medida e hidróxidos de hierro diseminados. Al microscopio se reconoce una textura original totalmente obliterada por un agregado de minerales metálicos junto a hidróxidos de hierro, cuarzo secundario y numerosos minerales traslucidos. La muestra se encuentra cortada por algunas vetillas finas de magnetita martitizada, como vetillas rellenas con cuarzo secundario, hidróxidos de hierro junto con magnetita y otros minerales traslucidos. Se presenta una baja alteración la que se compone de actinolita, epidota como reemplazo importante de la mineralogía primaria.

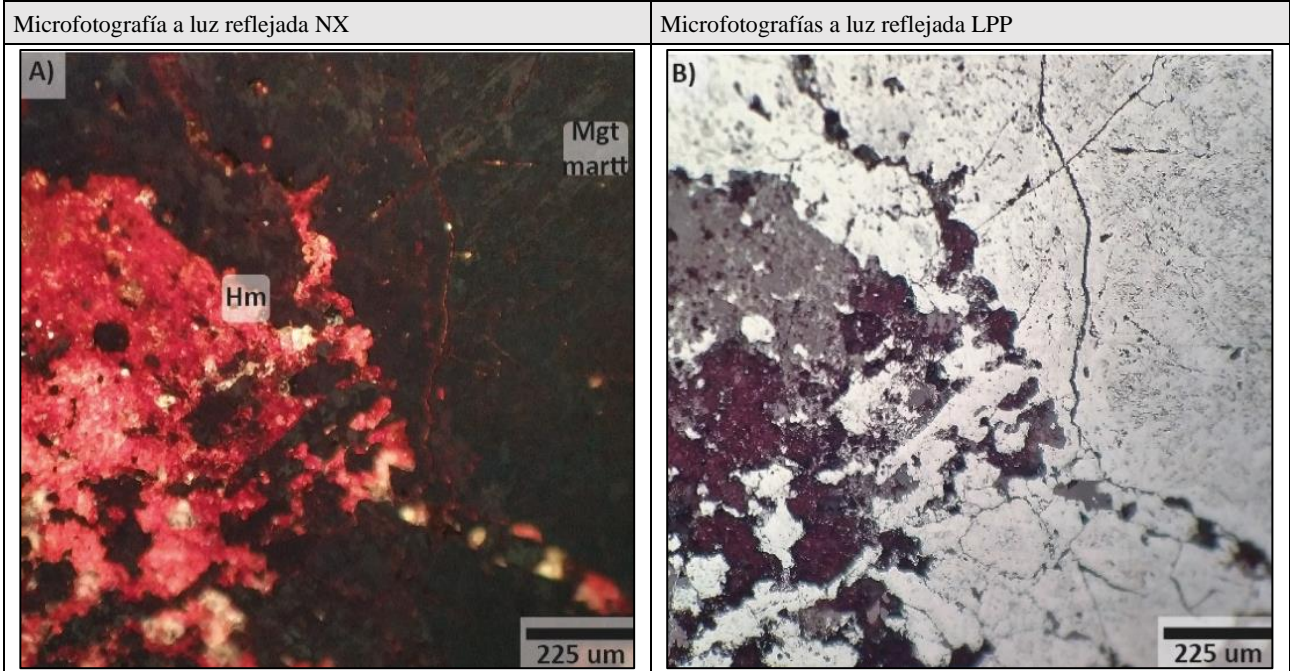
La mineralización metálica se encuentra constituida de cristales anhedrales a subhedrales de tamaño variables, caracterizado por la presencia de magnetita masiva, hematita oxidando a magnetita y pirita en menor medida. Ocurre como un componente del agregado de reemplazo de la mineralogía primaria y también como un constituyente de las vetillas finas.

Fotografía de la muestra: aspecto general en A) y muestra de la sección pulida en B)



Minerales primarios		
Minerales	% Volumen	Características
No es posible distinguir mineralogía primaria		
Minerales de alteración		
Minerales	% Volumen	Características
Carbonatos	3	Cristales anhedrales a subhedrales de tamaño medio 0,1 mm, relleno de espacios en vetillas entre minerales metálicos.
Actinolita	3	Cristales subhedrales a anhedrales presentes como agregados cumulares masivos, como un componente importante del agregado de reemplazo de la mineralogía primaria.
Epidota	3	Se presentan como cristales anhedrales de tamaño medio 0,1 mm, observados como parches en un volumen subordinado en la sección.
Cuarzo secundario	3	Cristales anhedrales observados como relleno de espacios entre cristales de magnetita y pirita.
Opacos	88	Cristales subhedrales a anhedrales de tamaño medio 2 mm, caracterizados por la presencia de pirita, magnetita y hematita. Los que obliteran de forma masiva las características primarias de la muestra.
Minerales Opacos		

Mineral	% Vetillas	% Diseminado	% Total de la muestra	Modo de ocurrencia
Magnetita	5	60		Se presentan como cristales anhedrales a subhedrales diseminados, y también como constituyente de algunas vetillas finas. Comúnmente se encuentran reemplazados, a partir de los bordes y debilidades, por hematita (martitización). En algunos casos se asocia a pirita en texturas de relleno de espacios abiertos (en magnetita).
Hematita	7	35		Se presenta como un reemplazo de cristales de magnetita a partir de los bordes y debilidades cristalinas (martitización)
Pirita	<1	<1		Ocurre como cristales anhedrales a subhedrales diseminados, relleno ocasionalmente espacios abiertos en la magnetita martitizada.
Hidróxidos de Fe	7	5		Ocurre como un agregado anhedral y diseminado de minerales de jarosita-goetita alterando la roca, muchas veces presente en vetillas finas o vesículas.



Muestra	940-B	Cod XRF	1183
---------	-------	---------	------

Descripción Macroscópica/Microscópica

Roca de color gris oscuro negruzco, con un fuerte magnetismo y una textura masiva, generada por un fuerte reemplazo por un agregado de hematita, magnetita, pirita subordinada, epidota en menor medida e hidróxidos de hierro diseminados.

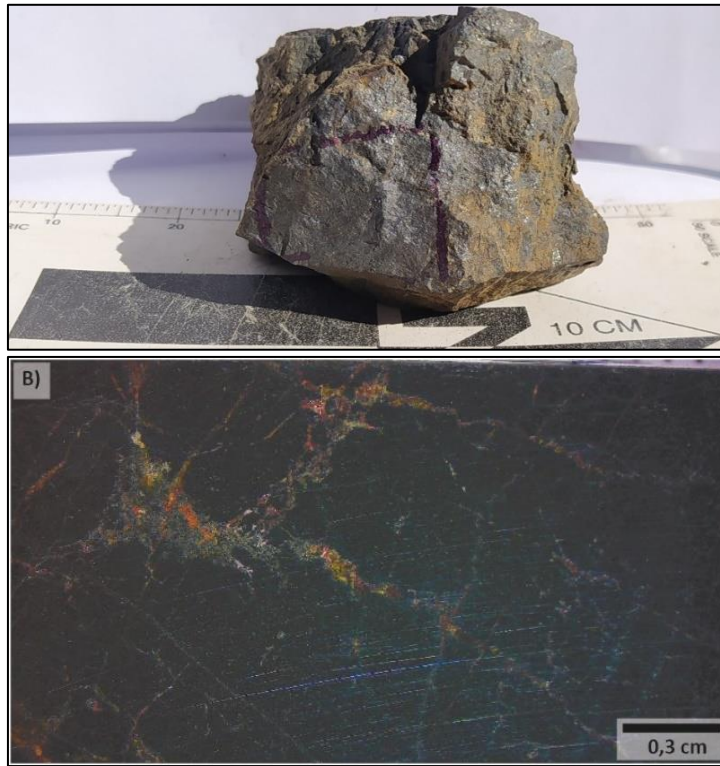
Al microscopio se reconoce una textura original totalmente obliterada por un agregado de minerales metálicos junto a hidróxidos de hierro, cuarzo secundario, pirita, calcopirita y epidota.

La muestra se encuentra cortada por algunas vetillas finas de magnetita martitizada, como vetillas rellenas con cuarzo secundario, hidróxidos de hierro junto con magnetita, epidota y pirita.

Se presenta una baja alteración la que se compone de actinolita, epidota como reemplazo importante de la mineralogía primaria.

La mineralización metálica se encuentra constituida de cristales anhedrales a subhedrales de tamaño variables, caracterizado por la presencia de hematita oxidando a magnetita (martitización), magnetita diseminada, pirita y calcopirita en menor medida, además de hidróxidos de hierro que se presentan como parches. Ocurre como un componente del agregado de reemplazo de la mineralogía primaria y también como un constituyente de las vetillas finas.

Fotografía de la muestra: aspecto general en A) y muestra de la sección pulida en B)



Minerales primarios

Minerales	% Volumen	Características
No es posible distinguir mineralogía primaria		

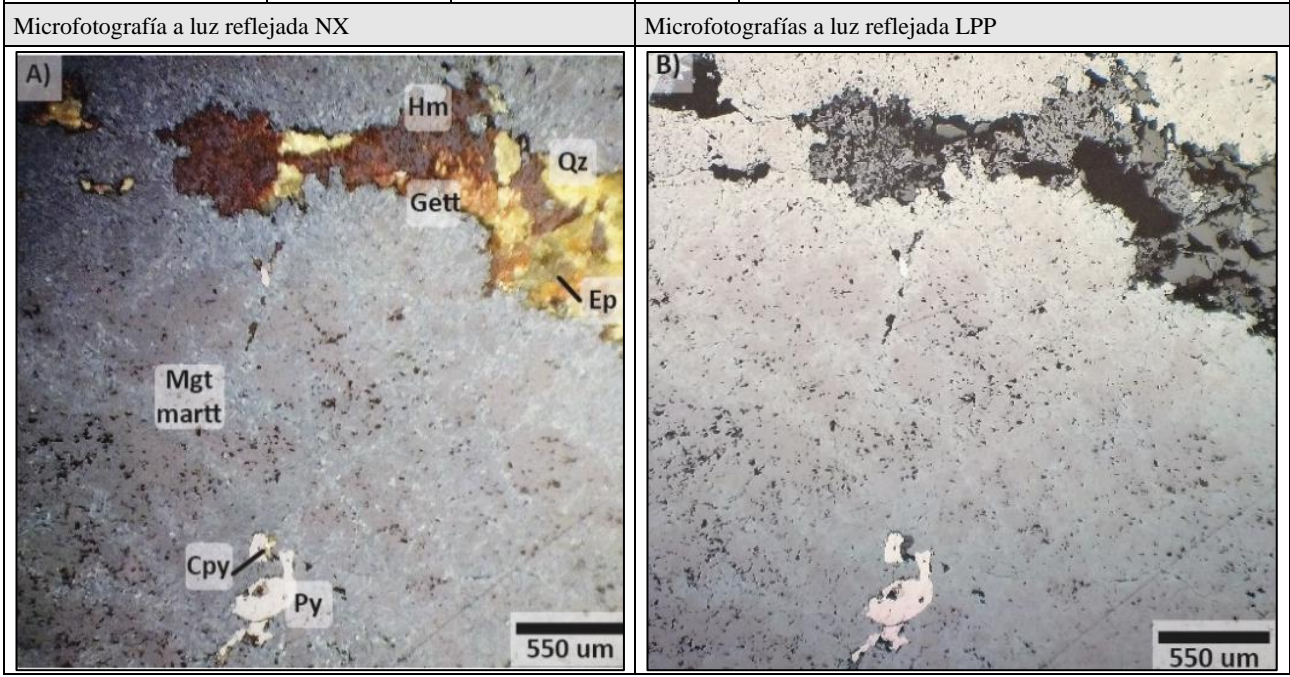
Minerales de alteración

Minerales	% Volumen	Características
Carbonatos	3	Cristales anhedrales a subhedrales de tamaño medio 0,1 mm, relleno de espacios en vetillas entre minerales metálicos.
Actinolita	4	Cristales subhedrales a anhedrales presentes como agregados cumulares masivos, como un componente importante del agregado de reemplazo de la mineralogía primaria.
Epidota	4	Se presentan como cristales anhedrales de tamaño medio 0,1 mm, observados como parches en un volumen subordinado en la sección.
Clorita	2	Ocurren como cristales anhedrales y comúnmente parches presentes en un volumen subordinado.
Cuarzo secundario	4	Cristales anhedrales observados como relleno de espacios entre cristales de magnetita y pirita.
Opacos	83	Cristales subhedrales a anhedrales de tamaño medio 2 mm, caracterizados por la presencia de pirita, magnetita y hematita ± calcopirita. Los que obliteran de forma masiva las características primarias de la muestra.

Minerales Opacos

Mineral	% Vetillas	% Diseminado	% Total de la muestra	Modo de ocurrencia

Magnetita	4	30	34	Se presentan como cristales anhedrales a subhedrales diseminados, y también como constituyente de algunas vetillas finas. Comúnmente se encuentran reemplazados, a partir de los bordes y debilidades, por hematita (martitización). En algunos casos se asocia a pirita y calcopirita en texturas de relleno de espacios abiertos (en magnetita).
Hematita	5	40	45	Se presenta como un reemplazo de cristales de magnetita a partir de los bordes y debilidades cristalinas (martitización)
Pirita	<1	<1	<1	Ocurre como cristales anhedrales a subhedrales diseminados, rellenando ocasionalmente espacios abiertos en la magnetita martitizada.
Calcopirita	<1	<1	<1	Pequeños cristales anhedrales diseminados en conjunto con pirita rellenando espacios abiertos en cristales de magnetita.
Hidróxidos de Fe	5	15	20	Ocurre como un agregado anhedral de minerales de jarosita-goetita alterando la roca, muchas veces presente en vetillas finas o vesículas.



Muestra	941-A	Cod XRF	1194
---------	-------	---------	------

Descripción Macroscópica/Microscópica

Roca de color gris oscuro negruzco, con un fuerte magnetismo y una textura masiva, generada por un fuerte reemplazo por un agregado de magnetita, pirita subordinada, epidota en menor medida e hidróxidos de hierro diseminados.

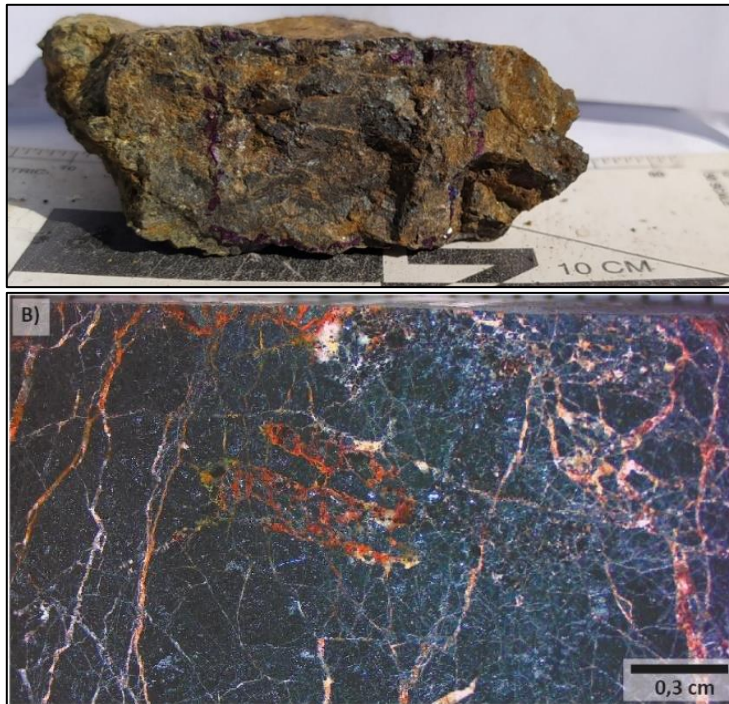
Al microscopio se reconoce una textura original totalmente obliterada por un agregado de minerales metálicos junto a hidróxidos de hierro, cuarzo secundario, pirita y calcopirita.

La muestra se encuentra cortada por un conjunto de vetillas finas de magnetita martitizada, como vetillas rellenas con cuarzo secundario, hidróxidos de hierro junto con magnetita, epidota y pirita, en un conjunto de vetillas polidireccionales o de tipo “stockwork”

Se presenta una baja alteración la que se compone de actinolita, epidota como reemplazo importante de la mineralogía primaria.

La mineralización metálica se encuentra constituida de cristales anhedrales a subhedrales de tamaño variables, caracterizado por la presencia de magnetita masiva, hematita oxidando a magnetita (martitización), pirita y calcopirita en menor medida. Ocurre como un componente del agregado de reemplazo de la mineralogía primaria y también como un constituyente de las vetillas finas.

Fotografía de la muestra: aspecto general en A) y muestra de la sección pulida en B)



Minerales primarios

Minerales	% Volumen	Características
No es posible distinguir mineralogía primaria		

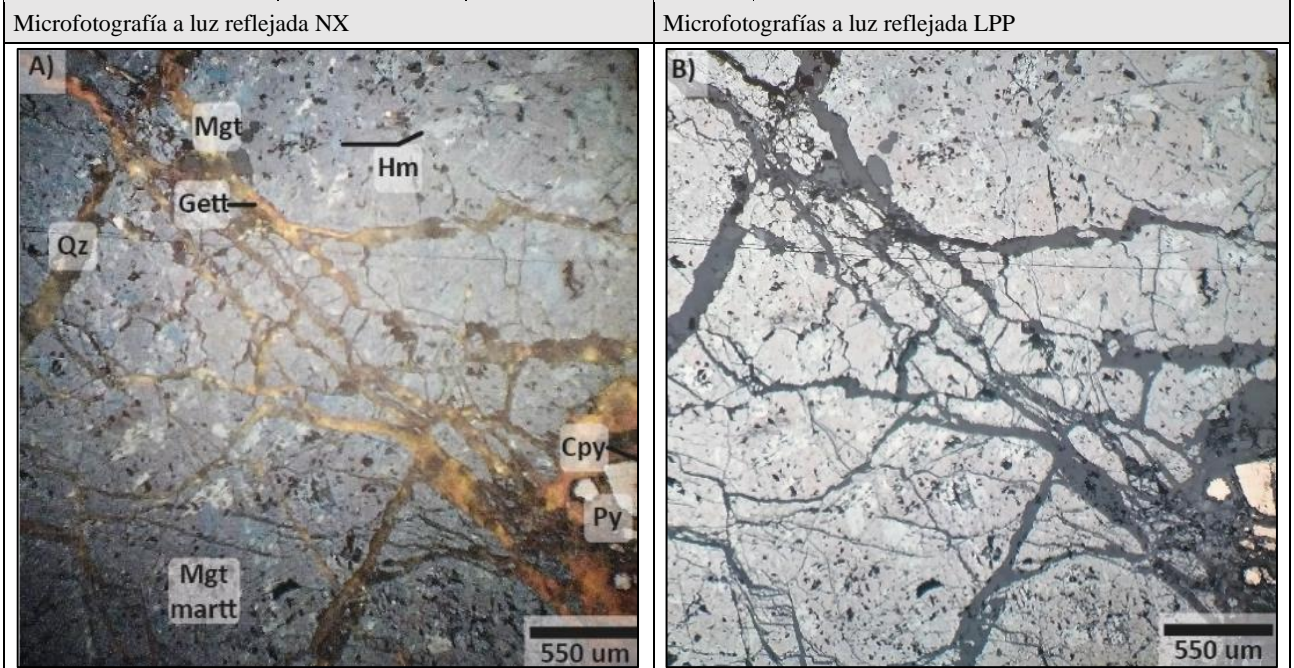
Minerales de alteración

Minerales	% Volumen	Características
Cuarzo secundario	7	Cristales anhedrales observados como relleno de espacios entre cristales de magnetita y pirita.
Carbonatos	10	Cristales anhedrales a subhedrales de tamaño medio 0,1 mm, relleno de espacios en vetillas entre minerales metálicos.
Actinolita	6	Cristales subhedrales a anhedrales presentes como agregados cumulares masivos, como un componente importante del agregado de reemplazo de la mineralogía primaria.
Epidota	7	Se presentan como cristales anhedrales de tamaño medio 0,1 mm, observados como parches en un volumen subordinado en la sección.
Opacos	70	Cristales subhedrales a anhedrales de tamaño medio 2 mm, caracterizados por la presencia de pirita, magnetita y hematita ± calcopirita. Los que obliteran de forma masiva las características primarias de la muestra.

Minerales Opacos

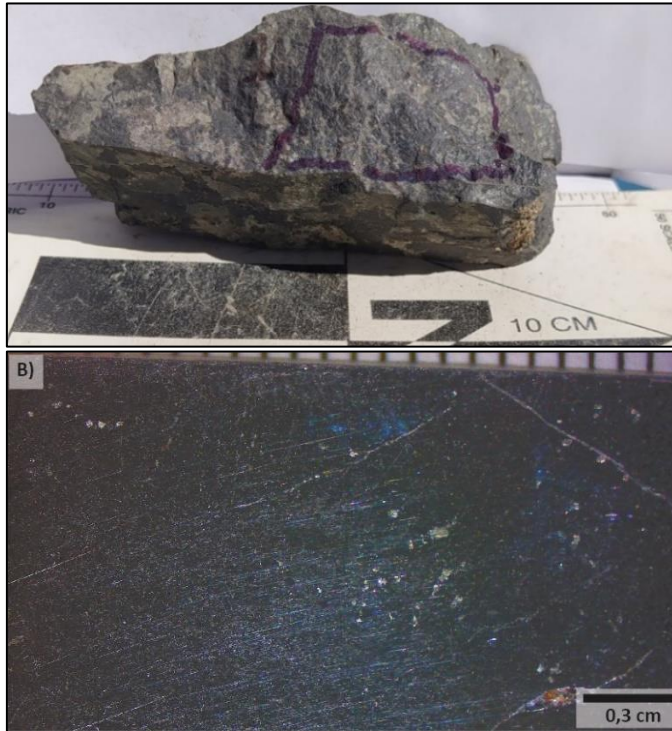
Mineral	% Vetillas	% Diseminado	% Total de la muestra	Modo de ocurrencia
Magnetita	8	33	41	Se presentan como cristales anhedrales a subhedrales diseminados, y también como constituyente de algunas vetillas finas. Comúnmente se encuentran reemplazados, a partir de los bordes y debilidades, por hematita (martitización). En algunos casos se asocia a

				pirita y calcopirita en texturas de relleno de espacios abiertos (en magnetita).
Hematita	9	30	39	Se presenta como un reemplazo de cristales de magnetita a partir de los bordes y debilidades cristalinas (martitización)
Pirita	<1	<1	<1	Ocurre como cristales anhedrales a subhedrales diseminados, rellenando ocasionalmente espacios abiertos en la magnetita martitizada.
Calcopirita	<1	<1	<1	Pequeños cristales anhedrales diseminados en conjunto con pirita rellenando espacios abiertos en cristales de magnetita.
Hidróxidos de Fe	15	5	20	Ocurre como un agregado anhedral de minerales de jarosita-goetita alterando la roca, muchas veces presente en vetillas finas o vesículas.



Muestra	947-B1	Cod XRF	1166
---------	--------	---------	------

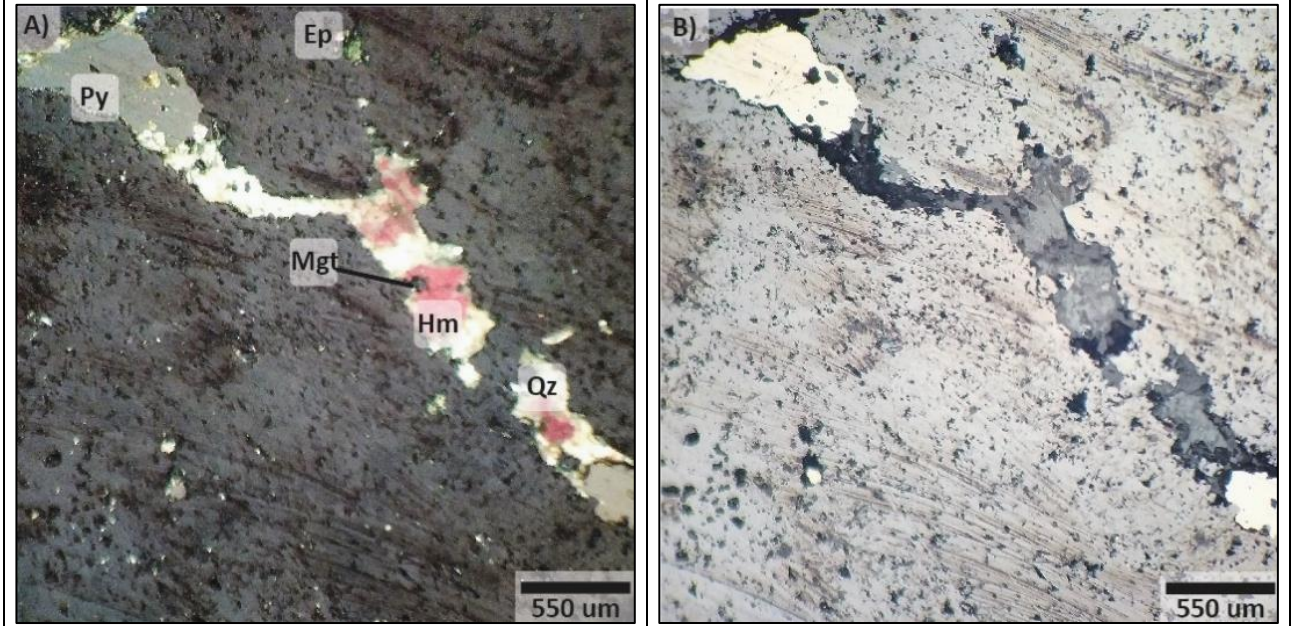
Descripción Macroscópica/Microscópica
<p>Roca de color gris oscuro negruzco, con un fuerte magnetismo y una textura masiva, generada por un fuerte reemplazo por un agregado de magnetita, pirita subordinada, epidota en menor medida e hidróxidos de hierro diseminados.</p> <p>Al microscopio se reconoce una textura original totalmente obliterada por un agregado de minerales metálicos junto a hidróxidos de hierro, cuarzo secundario, pirita y epidota.</p> <p>La muestra se encuentra cortada por algunas vetillas finas de magnetita martitizada, como vetillas rellenas con cuarzo secundario, hidróxidos de hierro junto con magnetita, epidota y pirita.</p> <p>Se presenta una baja alteración la que se compone de actinolita, epidota como reemplazo importante de la mineralogía primaria.</p> <p>La mineralización metálica se encuentra constituida de cristales anhedrales a subhedrales de tamaño variables, caracterizado por la presencia de magnetita masiva, hematita oxidando a magnetita, pirita. Ocurre como un componente del agregado de reemplazo de la mineralogía primaria y también como un constituyente de las vetillas finas.</p>
Fotografía de la muestra: aspecto general en A) y muestra de la sección pulida en B)



Minerales primarios				
Minerales		% Volumen		Características
No es posible distinguir mineralogía primaria				
Minerales de alteración				
Minerales		% Volumen		Características
Cuarzo secundario		3		Cristales anhedrales observados como relleno de espacios entre cristales de magnetita y pirita.
Actinolita		3		Cristales subhedrales a anhedrales presentes como agregados cumulares masivos, como un componente importante del agregado de reemplazo de la mineralogía primaria.
Carbonatos		3		Cristales anhedrales a subhedrales de tamaño medio 0,1 mm, relleno de espacios en vetillas entre minerales metálicos.
Epidota		3		Se presentan como cristales anhedrales de tamaño medio 0,1 mm, observados como parches en un volumen subordinado en la sección.
Opacos		88		Cristales subhedrales a anhedrales de tamaño medio 2 mm, caracterizados por la presencia de pirita, magnetita y hematita. Los que obliteran de forma masiva las características primarias de la muestra.
Minerales Opacos				
Mineral	% Vetillas	% Diseminado	% Total de la muestra	Modo de ocurrencia
Magnetita	3	70	73	Se presentan como cristales anhedrales a subhedrales diseminados, y también como constituyente de algunas vetillas finas. Comúnmente se encuentran reemplazados, a partir de los bordes y debilidades, por hematita (martitización). En algunos casos se asocia a

				pirita en texturas de relleno de espacios abiertos (en magnetita).
Hematita	3	19	22	Se presenta como un reemplazo de cristales de magnetita a partir de los bordes y debilidades cristalinas (martitización).
Pirita	<1	<2	<1	Ocurre como cristales anhedrales a subhedrales diseminados, rellendo ocasionalmente espacios abiertos en la magnetita martitizada.
Hidróxidos de Fe	3	2	5	Ocurre como un agregado anhedral de minerales de jarosita-goetita alterando la roca., muchas veces presente en vetillas finas o vesículas.

Microfotografía a luz reflejada NX	Microfotografías a luz reflejada LPP
------------------------------------	--------------------------------------



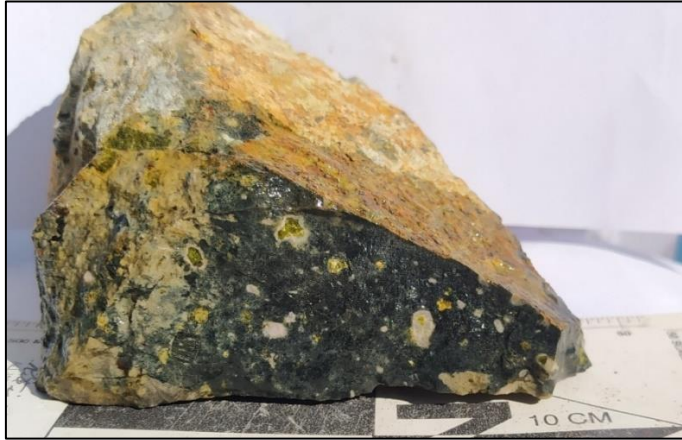
Muestra	952-A	Cod XRF	
---------	-------	---------	--

Descripción Macroscópica/Microscópica

Rocas de color verde negruzco de textura hipabisal relacionado a un micro-gabro máfico de textura porfídica, con fenocristales de plagioclasa, las que se encuentran total o parcialmente argilizadas y/o alteradas a epidota con textura de microdrusas, donde las cavidades se encuentran rellenas con minerales tardíos o post magnéticos como cuarzo, epidota. En la masa fundamental se encuentran minerales secundarios constituidos por clorita, epidota, calcita, titanita y turmalina, junto con agregados de minerales opacos.

Fotografía de la muestra (aspecto general)





Minerales primarios				
Minerales		% Volumen		Características
Plagioclasa		20		Fenocristales tabulares subhedrales a anhedrales de hasta 2 mm en su eje más largo principalmente, los cuales a veces se encuentran alterados a epidota. Algunos presentan sus cristales maclados.
Cuarzo		7		Cristales anhedrales
Matriz crecida		20		De feldespatos
Minerales de alteración				
Minerales		% Volumen		Características
Epidota		10		Cristales anhedrales, afectando mayoritariamente a cristales de feldespato y rellenando amígdalas.
Anfibol		20		Cristales anhedrales de hasta 2 mm
Clorita		10		Cristales anhedrales, alterando de igual manera las plagioclasas, y diseminada.
Calcita		7		Cristales anhedrales a subhedrales en vetillas finas donde logran interceptar a la roca y las alteraciones.
Opacos		3		Inmersos en la matriz
Ortopiroxeno		<1		Cristales anhedrales
Minerales Opacos				
Mineral	% Vetillas	% Diseminado	% Total de la muestra	Modo de ocurrencia
Opacos		3		diseminados
Microfotografía a luz transmitida NX			Microfotografías a luz transmitida LPP	

