



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

GEOLOGÍA DEL DEPÓSITO IOCG LA HIGUERA, REGIÓN DE COQUIMBO, CHILE

MEMORIA PARA OPTAR AL TÍTULO DE GEÓLOGO

KEVIN ALEXANDER DÍAZ RODRÍGUEZ

PROFESOR GUÍA:

FERNANDO BARRA PANTOJA

MIEMBROS DE LA COMISIÓN:

MARTIN REICH MORALES

DIEGO MORATA CÉSPEDES

Este trabajo ha sido financiado por el Proyecto FONDECYT 1190105 y Núcleo Milenio
Trazadores de Metales

SANTIAGO DE CHILE

2020

**RESUMEN DE LA MEMORIA PARA OPTAR
AL TÍTULO DE:** Geólogo
POR: Kevin Alexander Díaz Rodríguez
FECHA: Agosto 2020
PROFESOR GUÍA: Fernando Barra Pantoja

GEOLOGÍA DEL DEPÓSITO IOCG LA HIGUERA, REGIÓN DE COQUIMBO, CHILE

El distrito minero La Higuera se encuentra en la Franja Ferrífera del Norte de Chile, específicamente en la Cordillera de la Costa de la provincia de Elqui, Región de Coquimbo. La Región de Coquimbo y Atacama se caracterizan por la abundante presencia de yacimientos y ocurrencias de depósitos del tipo hierro-cobre-oro o iron oxide-copper-gold (IOCG) y del tipo hierro-apatito o iron oxide-apatite (IOA). La mayoría de los depósitos de este tipo se encuentran emplazados en rocas volcánicas a volcano-sedimentarias, sin embargo, las vetas mineralizadas de La Higuera constituyen un caso particular ya que se encuentran emplazadas en rocas intrusivas dioríticas a granodioríticas de edad cretácica.

Este trabajo tiene el objetivo de caracterizar la geología del distrito minero La Higuera mediante la confección de un mapa geológico a escala 1:8000 utilizando datos obtenidos durante dos campañas de terrenos y proponer una paragénesis mineral y sucesión de eventos mediante el estudio de cortes transparente-pulidos. La información generada fue utilizada para elaborar un modelo geológico para el distrito y contribuir al conocimiento del clan IOCG andino.

El distrito minero La Higuera consiste en una serie de vetas tipo IOCG con características de depósitos de hierro apatito. Las vetas mineralizadas están conformadas principalmente por magnetita-actinolita±apatito con calcopirita y menor pirita. Las vetas presentan una alteración supérgena en su parte superior que formó extensas zonas con oxidados de cobre de alta ley. Si bien actualmente estas zonas están siendo explotadas en forma parcial y esporádica, antecedentes históricos indican un apogeo de la actividad minera en el sector durante las últimas décadas de siglo XIX.

Los estudios petrográficos sugieren que el depósito se formó mediante cuatro eventos de alteración/mineralización. El primer evento corresponde a la asociación magnetita-actinolita-apatito, característica de depósitos IOA. El segundo evento consiste en la asociación magnetita-actinolita-sulfuros seguido de un evento caracterizado por vetillas de calcopirita±pirita-magnetita-actinolita-albita-epidota y menor calcita-clorita. La última etapa está representada por una alteración supérgena con oxidados de cobre (crisocola y malaquita) y una martitización de magnetita.

Los resultados de este estudio indican que las vetas de La Higuera son similares a las vetas tipo IOCG emplazadas en intrusivos de edad jurásica en la zona de Taltal (vetas tipo Montecristo), y reflejan una transición entre depósitos tipo IOA en profundidad a IOCG a niveles más someros, consistente con el modelo de flotación propuesto para explicar el origen y relación espacial de estos depósitos.

AGRADECIMIENTOS

Para empezar, quisiera agradecer a los miembros de mi comisión, Dr. Martin Reich, Dr. Diego Morata, y en especial a mi profesor guía, Dr. Fernando Barra, por su apoyo, disposición y paciencia durante todo este proceso.

Es de gran importancia agradecer a mis hermanas Annabelle y Nicole quienes me han apoyado incondicionalmente durante todo mi proceso como estudiante desde mis estudios básicos, tanto con su efecto como con ayudarme a desarrollar un hábito de estudio, son sumamente importantes para mí y siempre podrán contar conmigo.

Por supuesto que debo agradecer también a mis padres Armando y Ercilia, quienes siempre han velado por mí, me han dado un cariño tremendo y enseñado que por medio de la perseverancia se pueden lograr grandes cosas. Sin su ejemplo sería imposible que estuviera escribiendo esto en primer lugar por lo que en buena parte está dedicado a ellos

Esta página no podría estar completa sin agradecer a dos amigos de muchos años, Uziel y Lucho, su cariño, apoyo y consejos fueron algo totalmente indispensable para la realización no solo de esta memoria sino también de toda mi carrera universitaria. Puedo asegurar con mucha emoción que es un verdadero honor poder nombrarlos en este texto y que pase lo que pase siempre estar ahí para ayudarlos en lo que sea.

Agradecer también a mis sobrinos Gonzalo que fue un compañero todos estos años y a quien deseo el mayor de los éxitos, Martina (mi bebe) que llego en esta etapa universitaria y su tremendo cariño me ha levantado el ánimo en los momentos más difíciles y Emily por su dulzura e inocencia. Sea cual sea el camino que escojan solo quiero que sean felices y siempre contarán conmigo.

Mi más sincero agradecimiento al Núcleo Milenio Trazadores de Metales (NMTM) y al Proyecto FONDECYT 1190105 por financiar y hacer posible este trabajo.

A mis amigos y compañeros de geología que hicieron mucho más ameno el transcurso de la carrera con su apoyo y amistad, en especial a Cristóbal, Sebastián, Matías, David, Andrés y Cristian

También debo agradecer a mis compañeros del Núcleo Milenio Trazadores de Metales (NMTM) por su disposición a la hora de apoyarme y darme consejos a lo largo del trabajo allí realizado en especial a Richi, Andrea y Rurik.

Finalmente agradecer a mis mascotas Yerry, Ruder y a Tommy Iommi por inventar el metal.

Tabla de Contenido

CAPÍTULO 1: INTRODUCCIÓN	1
1.1 Motivación y formulación del problema	1
1.2 Hipótesis de trabajo	7
1.3 Objetivos	8
1.3.1 Objetivo general	8
1.3.2 Objetivos específicos	8
1.4 Antecedentes históricos	9
1.5 Ubicación y Accesos	10
CAPÍTULO 2: ANTECEDENTES GEOLÓGICOS	12
2.1 Marco geológico	12
2.1.1 Antecedentes generales	15
2.1.2 Unidades estratificadas	16
2.2.3 Unidades sub-volcánicas e intrusivas	19
2.2.4 Depósitos cuaternarios	21
2.2.5 Estructuras	22
CAPÍTULO 3: METODOLOGÍA	24
3.1 Trabajo en terreno	24
3.1.1 Primera Campaña de Terreno	25
3.1.2 Segunda Campaña de Terreno	26
3.2 Procesamiento de datos geográficos	27
3.2.1 Procesamiento de datos geográficos pre-terreno	27
3.2.2 Procesamiento de datos geográficos post-terreno	27
3.3 Estudios petrográficos	28
CAPÍTULO 4: RESULTADOS	29
4.1 Observaciones en terreno	29
4.1.1 Litología	29
4.1.2 Descripción de vetas	29
4.1.3 Alteración y mineralización	31
4.2 Petrografía de cortes transparente-pulidos	37
4.2.1 Roca de caja	37
4.2.2 Mineralogía de Alteración	39

4.2.3 Mineralización Metálica	42
4.3 Secuencia Paragenética	46
CAPÍTULO 5: DISCUSIÓN	49
5.1 Geología del Depósito	49
5.2 Alteración y Mineralización	50
5.3 Modelo Genético	52
CAPÍTULO 6: CONCLUSIONES	57
Bibliografía	58
ANEXO A	63
ANEXO B	68

ÍNDICE DE FIGURAS

Figura 1: Distribución espacial de depósito IOCG y pórfidos de cobre en el norte de Chile y sur de Perú (Sillitoe, 2003).	2
Figura 2: Modelo de inmiscibilidad magmática para formación de depósitos IOA. (Tornos et al., 2016) aplicado al depósito El Laco (Chile).....	4
Figura 3: Modelo de reemplazo hidrotermal para formación de depósitos IOA. (Sillitoe y Burrows, 2002). Aplicado al depósito El Laco (Chile).....	4
Figura 4: Modelo de flotación de magnetitas actualizado	6
Figura 5: Ubicación del pueblo La Higuera (círculo rojo).....	10
Figura 6: Acceso al pueblo La Higuera a través de la Ruta 5 (imagen satelital, Google Earth)..	11
Figura 7: Mapa geológico de área donde se indica la ubicación del distrito La Higuera además de los yacimientos El Tofo y Dominga. Modificado de las cartas geológicas La Serena – La Higuera y Carrizalillo – El Tofo (las unidades fueron descritas según lo definido en la carta de La Serena – La Higuera).....	13
Figura 8: Detalle de la figura anterior donde se observan las unidades geológicas principales de la zona de estudio. El área blanca corresponde al cerro La Higuera.	14
Figura 9: Distribución de depósitos IOA e IOCG y su relación con el Sistema de Fallas de Atacama (modificado de Palma et al., 2019).	16
Figura 10: Imagen satelital obtenida de Google Earth que muestra los puntos de control realizados durante la realización de las campañas de terreno.	25
Figura 11: Imagen de una labor de extracción mineral al sureste del depósito, la línea punteada representa la orientación de la veta (N70°E/65°SW).....	26
Figura 12: Imagen de un pique de explotación de óxidos de cobre asociada a una veta de orientación N65°W/60°SW.	30
Figura 13: Roca representativa de la mineralización presente en la veta de la Figura 12, se observa oxidados verdes de cobre y limonitas.	31
Figura 14: Alteración calco-sódica pervasiva con albita y epidota y menor actinolita.	32
Figura 15: Intrusivo diorítico cortado por vetillas gruesas de actinolita.	32
Figura 16: Muestra de intrusivo diorítico cortado por una vetilla de epidota con halo de albita.	33
Figura 17: Muestra representativa de veta con magnetita-actinolita-apatito y calcopirita.	34
Figura 18: Muestra de mano donde se aprecian grandes cristales de actinolita (verde) intercrecida con magnetita y calcopirita.	34
Figura 19: Muestra de mano donde se aprecia magnetita con sulfuros y oxidados de cobre.	35
Figura 20: Muestra de la zona supérgena con oxidados de cobre, limonitas y sulfuros relictos.	35
Figura 21: Mapa geológico Distrito Minero La Higuera	36
Figura 22: Fotomicrografía del intrusivo diorítico (roca caja). Se aprecia una textura granular conformada por cristales de plagioclasa, piroxeno y cuarzo. Al centro se observa un cristal de piroxeno sufriendo una reacción por hidratación incongruente. Corte: 075–01; luz transmitida, nicoles cruzados, aumento 50X.	38
Figura 23: Fotomicrografía de cristal de magnetita primario con lamelas de exsolución de ilmenita. Corte: 211–01; luz reflejada, nicoles paralelos, aumento 200X.	38

Figura 24: Fotomicrografía de agregado de cristales finos de actinolita (orientados, textura nematoblastica) intercrecidos con albita. Corte 079-01; luz transmitida, nicoles cruzados, aumento 50X.....	39
Figura 25: Fotomicrografía de agregado de cristales gruesos de actinolita intercrecidos con opacos. Corte 079-01; luz transmitida, nicoles paralelos, aumento 25X.....	40
Figura 26: Fotomicrografía de cristales de titanita en agregado de cristales de actinolita alterados. Corte 074 – 03; luz transmitida, nicoles cruzados, aumento 50X.	40
Figura 27: Fotomicrografía de vetilla de calcita cortando cristales de actinolita. Corte 080–02; luz transmitida, nicoles cruzados, aumento 25X.	41
Figura 28: Fotomicrografía de calcita con clorita. Corte 215 – 01A; luz transmitida, nicoles cruzados, aumento 200X.	41
Figura 29: Fotomicrografía de lámina delgada que presenta actinolita, pirita, calcopirita y magnetita masiva (Magnetita I). Corte: 215–01A; luz reflejada, nicoles paralelos, aumento 25X.	43
Figura 30: Fotomicrografía que muestra un cristal de magnetita (Magnetita I) con abundantes inclusiones de pirita y calcopirita. Corte: 215–01A; luz reflejada, nicoles paralelos, aumento 200X.....	43
Figura 31: Fotomicrografía que ilustra magnetita martitizada (Magnetita II). Corte: 074–03; luz reflejada, nicoles paralelos, aumento 100X.....	44
Figura 32: Fotomicrografía de una vetilla con presencia de Calcopirita III, Pirita III y Magnetita III. Corte: 080–02; luz reflejada, nicoles paralelos, aumento 25X.....	44
Figura 33: Fotomicrografía que muestra grandes cristales de actinolita intercrecida con Magnetita I, Calcopirita II y Pirita II. Corte: 215–01A; luz reflejada, nicoles paralelos, aumento 25X.....	45
Figura 34: Fotomicrografía de grano anhedral de calcopirita con incipiente reemplazo por digenita/covelina. Corte 215-01A; luz reflejada, nicoles paralelos, aumento 200X	46
Figura 35: Fotomicrografía representativa del Evento III en donde se aprecia una vetilla de calcopirita con magnetita, pirita y actinolita. Corte: 079–01; luz reflejada, nicoles paralelos, aumento 25X.....	47
Figura 36: Paragénesis mineral y eventos de alteración y mineralización, Distrito Minero la Higuera. La línea segmentada indica menor cantidad, el símbolo (L) indica que la alteración se desarrolla de forma local.	48
Figura 37: Vetas mineralizadas de orientacion general N70°E/65°SW del cerro La Higuera. ...	50
Figura 38: Zonación mineralógica vertical y correlación entre 3 vetas tipo Montecristo (Espinoza et al., 1996).....	53
Figura 39: Modelo de flotación de magnetita para la formación de depósitos IOA. Tomado de Knipping et al. (2015a).	55
Figura 40: Zonación vertical que muestra la relación espacial y genética entre depósitos IOA e IOCG. Se muestra la zona de transición que representa a las vetas de La Higuera. Tomado de Barra et al. (2017).	56
Figura 41: Descripción de muestra de mano. Código: LH – 006.....	63
Figura 42: Descripción de muestra de mano. Código: LH – 007.....	63
Figura 43: Descripción de muestra de mano. Código: LH – 025.....	64
Figura 44: Descripción de muestra de mano. Código: 074 – 03.	64
Figura 45: Descripción de muestra de mano. Código: 079 – 01.	64

Figura 46: Descripción de muestra de mano. Código: 080 – 02.....	65
Figura 47: Descripción de muestra de mano. Código: KLH – 08.....	65
Figura 48: Descripción de muestra de mano. Código: KLH – 10.....	65
Figura 49: Descripción de muestra de mano. Código: KLH – 01.....	66
Figura 50: Descripción de muestra de mano. Código: KLH – 02.....	66
Figura 51: Descripción de muestra de mano. Código: KLH – 06.....	66
Figura 52: Descripción de muestra de mano. Código: KLH – 03.....	67
Figura 53: Resumen las descripciones de cortes transparentes.....	68

CAPÍTULO 1: INTRODUCCIÓN

1.1 Motivación y formulación del problema

El clan de depósitos de óxidos de hierro-cobre-oro, también conocidos como IOCG (iron oxide copper-gold) corresponde a un amplio grupo de depósitos minerales caracterizados principalmente por una abundante presencia de magnetita y/o hematita (especularita). Los depósitos IOCG *sensu stricto* se forman en diversos ambientes tectónicos (Hitzman et al., 1992) y son explotados fundamentalmente por cobre con oro como subproducto. Los yacimientos más importantes desde un punto de vista económico son Olympic Dam (Australia), Salobo, Cristalino y Sossego (Brasil) y Candelaria, Mantoverde en Chile.

La franja más joven de estos depósitos se ubica en la Cordillera de la Costa del norte de Chile y sur del Perú (Figura 1), donde coexisten con depósitos del tipo magnetita-apatito (iron oxide-apatite; IOA), pórfidos de Cu-Mo y depósitos estratoligados de Cu(-Ag) también conocidos como depósitos tipo Manto (Maksaev y Zentilli, 2002). Esta franja no solo es importante dado el potencial económico de los depósitos, sino que tiene una gran relevancia en la comprensión de la génesis de ellos; esto debido que no han sido afectados mayormente por eventos de alteración hidrotermal sobreimpuestos o metamorfismo que hayan modificado las características geológicas y mineralógicas primarias de los depósitos.

Los depósitos de hierro-apatito, también conocidos como tipo Kiruna o IOA (iron oxide-apatite) constituyen el miembro pobre en Cu del clan IOCG (e.g., Barton, 2014). En el caso de nuestro país, más de 50 de estos depósitos se han encontrado en la Cordillera de la Costa de la zona norte, muchos de ellos asociados espacialmente al Sistema de Fallas de Atacama (Scheuber y Andriessen, 1990; Brown et al., 1993) que se extiende por más de 1000 km a lo largo del eje de la Cordillera de la Costa entre las latitudes 20° y 30°S (Scheuber y González, 1999). Los depósitos de hierro-apatito corresponden a grandes cuerpos subverticales con magnetita-actinolita-apatito y una cantidad menor de sulfuros, principalmente pirita y calcopirita (Ruíz et al., 1965; Bookstrom, 1977; Sillitoe, 2003). Estos depósitos constituyen la fuente principal de hierro en el país.

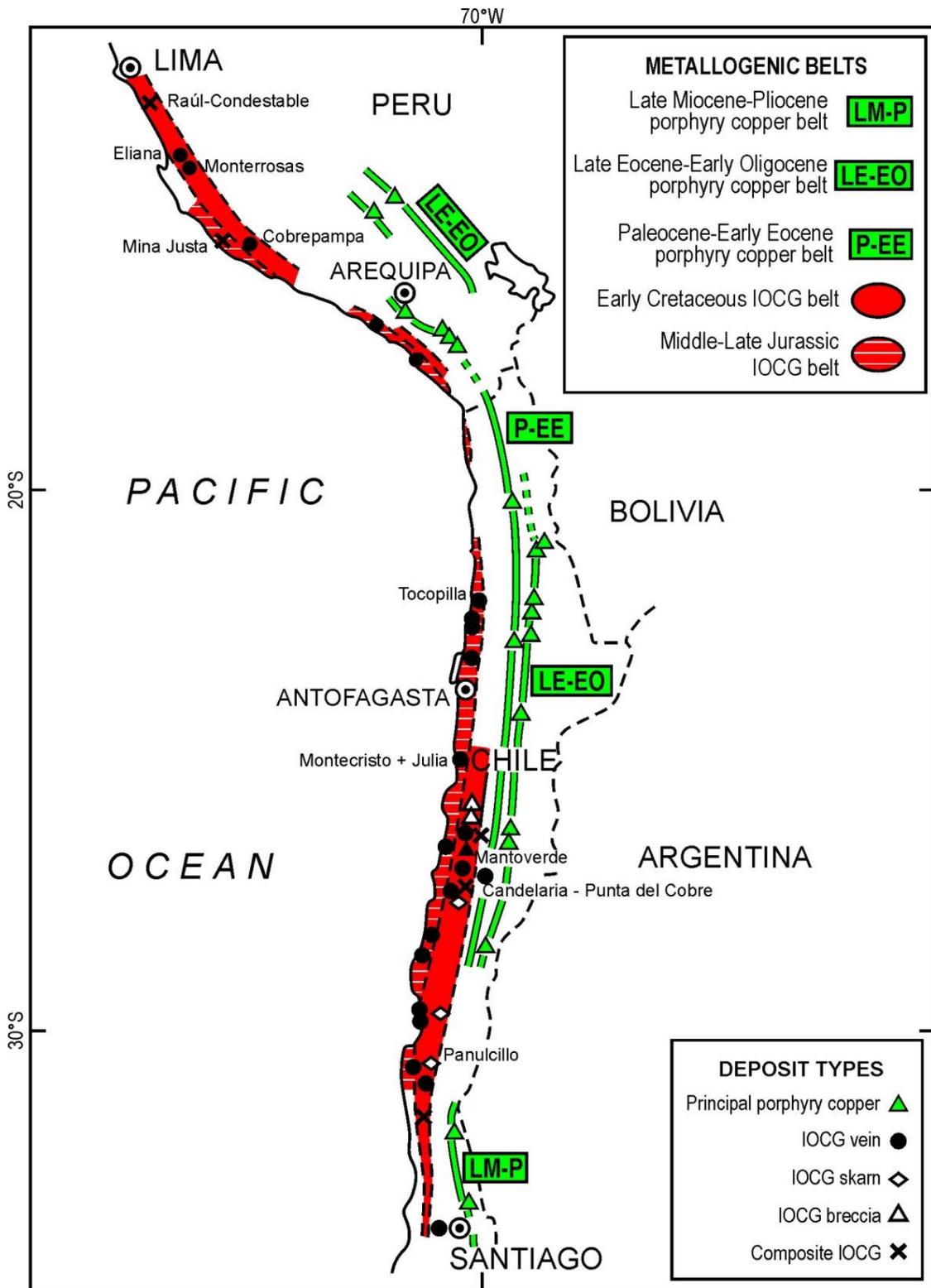


Figura 1: Distribución espacial de depósito IOCG y pórfidos de cobre en el norte de Chile y sur de Perú (Sillitoe, 2003).

Estudios recientes realizados en numerosos depósitos tipo IOCG en el mundo indican que estos yacimientos son de origen hidrotermal, sin embargo, el origen del fluido es aún tema de discusión. Actualmente, se han planteado dos hipótesis para explicar el origen de los fluidos: un origen a partir de fluidos magmáticos (e.g., Hitzman et al., 1992; Pollard, 2000; Rieger et al., 2010) y un modelo que indica la participación de salmueras de origen sedimentario calentadas por la acción de cuerpos intrusivos (e.g., Barton y Johnson, 1996, 2000; Ullrich y Clark, 1999; Chen et al., 2011).

Por otro lado, los depósitos de hierro-apatito también han sido sujeto de controversia. Históricamente se ha planteado que estos depósitos se formaron a partir de un proceso de inmiscibilidad líquida entre un fundido rico en hierro y volátiles y un fundido silicatado. Este fundido rico en Fe ascendería hacia niveles someros de la corteza debido a su alto contenido de volátiles y sería el responsable de la formación de los depósitos IOA (Nyström y Henríquez, 1994; Lledó y Jenkins, 2008, Tornos et al. 2016, Figura 2), sin embargo, resultados de estudios experimentales recientes indican que los volátiles se particionan preferentemente en el fundido silicatado y no en el rico en Fe (Hou et al., 2018). Por otro lado, otros autores sostienen un origen por reemplazo hidrotermal de las rocas de caja o bien precipitación de óxidos de hierro a partir de un fluido hidrotermal (Ruíz et al., 1965; Sillitoe y Burrows, 2002, Figura 3).

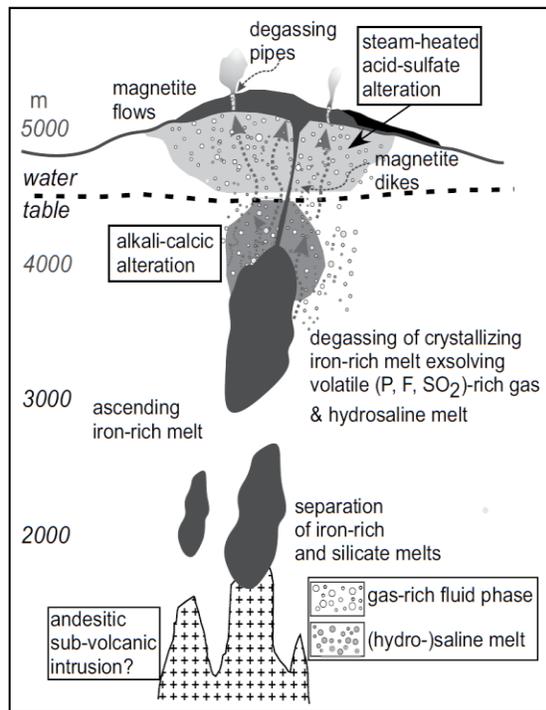


Figura 2: Modelo de inmiscibilidad magmática para formación de depósitos IOA. (Tornos et al., 2016) aplicado al depósito El Laco (Chile).

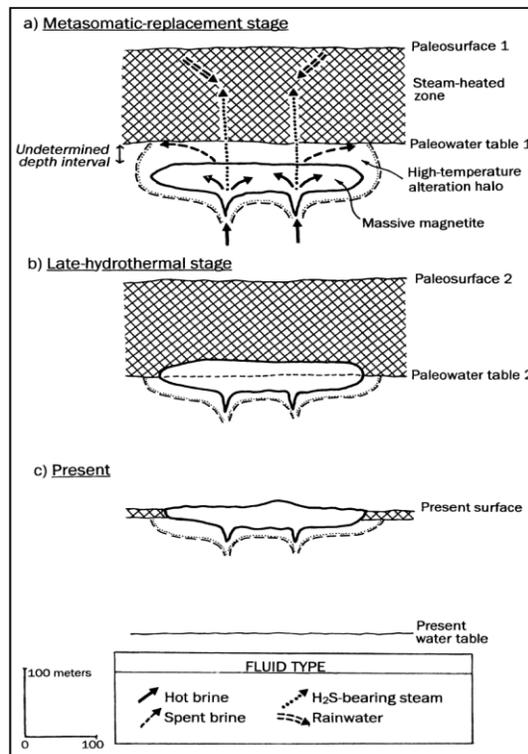


Figura 3: Modelo de reemplazo hidrotermal para formación de depósitos IOA. (Sillitoe y Burrows, 2002). Aplicado al depósito El Laco (Chile)

Recientemente, se ha planteado un tercer modelo genético (modelo de flotación, Figura 4) para explicar la formación de los IOA basado en estudios geoquímicos y mineralógicos incluyendo análisis de elementos traza e isótopos estables de O y Fe en magnetita (Knipping et al., 2015a, b; Bilenker et al., 2016; Reich et al., 2016; Barra et al., 2017, Simon et al., 2018). En este modelo se relaciona la cristalización de magnetita magmática con fluidos hidrotermales exseltos del magma, los cuales se adosan como burbujas a estos microlitos de magnetita formando una segregación boyante (flotación de pares burbuja-magnetita). Estas burbujas pueden incorporar Fe y otros metales (Cu, Au) del magma a medida que asciende. El ascenso y enfriamiento de esta suspensión de cristales de magnetita magmática y fluido rico en Fe a lo largo de fallas y fracturas resulta en la precipitación de magnetita hidrotermal sobre los microlitos de magnetita primaria y la migración de fluidos ricos en metales hacia niveles más someros en la corteza donde podrían dar origen a una mineralización del tipo IOCG.

con magnetita-calcopirita-pirita-bornita-actinolita-apatito (IOCG) y pirita-calcopirita-calcita-yeso-hematita en la parte superior.

En vista de lo expuesto anteriormente, los depósitos del clan IOCG ubicados en la Cordillera de la Costa de nuestro país representan una gran oportunidad para generar información que permita dilucidar los procesos que llevan a la génesis de este tipo de depósitos en Chile y refinar los modelos de formación.

El presente trabajo se focaliza en el distrito La Higuera, ubicado en la localidad del mismo nombre en la región de Coquimbo, Chile. Este depósito comparte características tanto con los depósitos IOA como con los IOCG; esto lo hace especialmente interesante a la hora de estudiar los procesos que llevaron a su formación, pues podría proveer evidencias sobre la posible relación genética entre ambos estilos de mineralización. Para cumplir con dicho objetivo se realizó una caracterización geológica a escala del depósito abarcando aspectos fundamentales como son la litología, estructuras, mineralización y alteraciones. Los resultados de este trabajo contemplan la confección de un mapa geológico en base a datos publicados y observaciones en terreno y la elaboración de un modelo geológico con énfasis en la mineralización y alteración del distrito apoyado por el estudio petrográfico de cortes transparentes y descripciones de muestras de mano documentando la paragénesis mineral e identificando eventos de alteración/mineralización.

1.2 Hipótesis de trabajo

Como hipótesis de trabajo se postula que las vetas mineralizadas del distrito minero La Higuera representarían una transición entre un depósito hierro-apatito (IOA) y un IOCG mostrando asociaciones de alteración, paragénesis mineral y estilos de mineralización característicos de ambos tipos de depósitos.

1.3 Objetivos

1.3.1 Objetivo general

Generar un modelo geológico para las vetas del distrito a partir de la caracterización de la litología, mineralización, alteración y estructuras basado en la confección de un mapa geológico a escala del depósito que integre todos estos elementos y estudios petro-calcográficos.

1.3.2 Objetivos específicos

- i) Reconocer las características geológicas del área de estudio recopilando la información obtenida mediante observaciones realizadas en terreno, estudios de muestras de mano y estudios petro-calcográficos.

- ii) Identificar la mineralogía de mena y ganga presente en el depósito y determinar su relación con las estructuras presentes y su distribución en el área de estudio.

- iii) Determinar a partir de estudios petrográficos la paragénesis mineral, asociaciones de alteración y secuencia de eventos de mineralización del depósito.

- iv) Proponer un modelo geológico del depósito en base a las características de su roca de caja, alteración, mineralización y estructuras (relación entre estas y la distribución de la mineralización).

1.4 Antecedentes históricos

La actividad minera en este distrito tiene una larga historia siendo objeto de extracción cuprífera desde fines del siglo XVIII, adquiriendo relevancia a nivel nacional a lo largo del siglo XIX. Al parecer su auge se dio aproximadamente en el año 1882 ya que en un informe (sin autor identificado) publicado en el “Boletín de la Sociedad Nacional de Minería” del año 1887, pág. 761, se menciona que en dicho año la producción del distrito alcanzaba los 50000 qq. métricos mensuales y a partir de dicho año la producción disminuyó paulatinamente. A pesar de que el texto citado no da cuenta de la ley del mineral extraído, según las investigaciones de Muñoz Cristi (1950), se estima en un 8% de Cu, lo que implica una producción bruta de 400 toneladas de cobre fino mensual.

Entre 1850 y 1882 se desarrolla una gran cantidad de minas asociadas al mineral de La Higuera, de las cuales las principales eran: Santa Gertrudis, Tránsito, Santa Ana, Llanquita, Ají, Las Casas, Vacas, San José, Cortada, Caprichos, La Esmeralda, y Llanca. Estas minas funcionaban con un bajo nivel tecnológico, pero algunas contaban con máquinas de vapor (Santa Gertrudis, Llanquita, Llanca, Esmeralda, San José y Las Casas).

Los minerales del distrito se beneficiaban en tres establecimientos de fundición a eje, que estaban ubicados en la mina Santa Gertrudis, Las Casas y en el pueblo de La Higuera, fuera de otro de menor importancia en la mina Llanquita (Muñoz Cristi, 1950).

Durante los mejores años de producción las minas Tránsito, Bellavista y Santa Gertrudis llegaron a sus mayores profundidades de explotación entre los 300 a 400 m bajo la superficie. Además, de acuerdo con un informe publicado por el Boletín de la Sociedad Nacional de Minería en 1884, se indica que en esa época las minas dispuestas al pie del Cerro La Higuera tendrían la mayor parte de la producción mientras que las ubicadas en el faldeo del cerro, que le dieron fama al distrito, se encontraban paralizadas o con pequeños trabajos al piquén.



Figura 6: Acceso al pueblo La Higuera a través de la Ruta 5 (imagen satelital, Google Earth).

CAPÍTULO 2: ANTECEDENTES GEOLÓGICOS

2.1 Marco geológico

La siguiente sección tiene por objetivo dar un contexto geológico que abarque tanto el área de estudio como sus alrededores, con la finalidad de asociar de la forma más clara posible los distintos procesos a nivel regional que incidieron en la formación de los depósitos tipo IOCG-IOA. La Figura 7 muestra un mapa que unifica las cartas geológicas de La Serena – La Higuera (Emparan y Pineda, 2000) con la Carrizalillo – El Tofo (Creixell, Ortiz y Arévalo; 2012). En esta figura se indica la ubicación de los depósitos IOA – IOCG más importantes del sector incluyendo la zona de estudio. La Figura 8 corresponde a un detalle de la zona de estudio destacando el Cerro La Higuera.

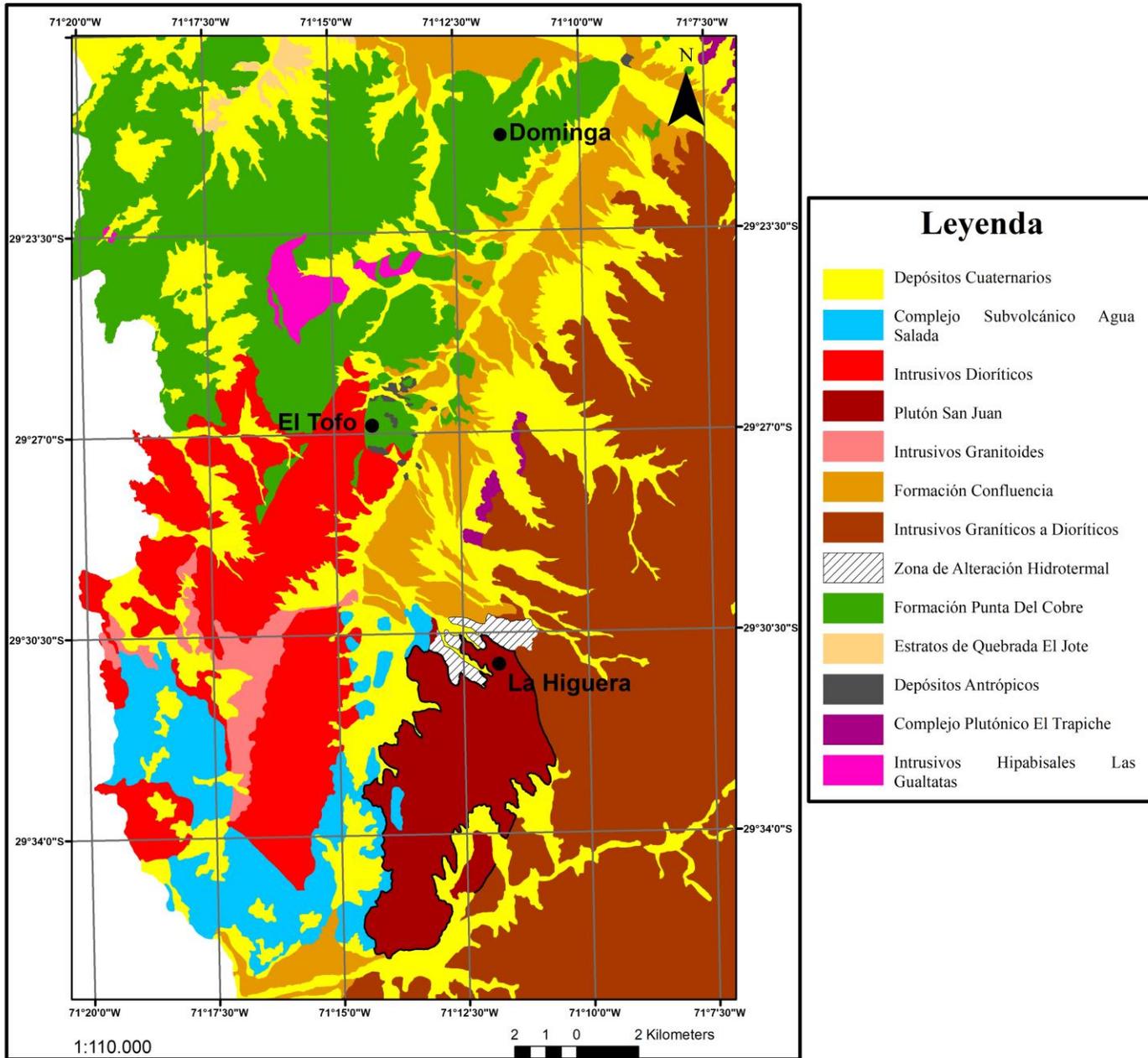


Figura 7: Mapa geológico de área donde se indica la ubicación del distrito La Higuera además de los yacimientos El Tofo y Dominga. Modificado de las cartas geológicas La Serena – La Higuera y Carrizalillo – El Tofo (las unidades fueron descritas según lo definido en la carta de La Serena – La Higuera).

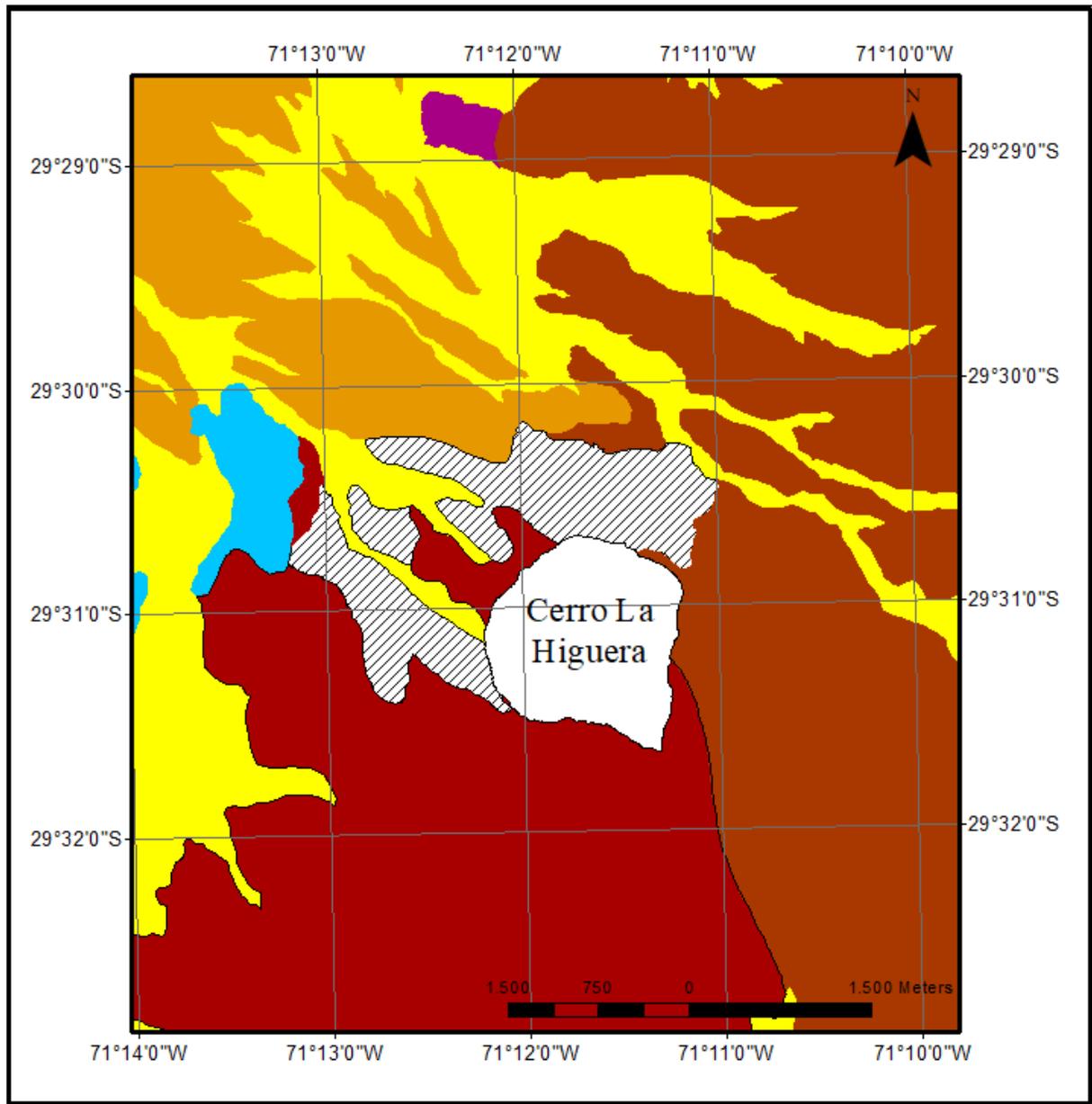


Figura 8: Detalle de la figura anterior donde se observan las unidades geológicas principales de la zona de estudio. El área blanca corresponde al cerro La Higuera.

2.1.1 Antecedentes generales

Durante el Jurásico hasta el Cretácico temprano, el margen oeste de Gondwana se caracterizó por un régimen tectónico extensional en el marco del primer ciclo tectónico andino (Coria et al., 1982; Morata y Aguirre, 2003). Esta configuración tectónica resultó en el desarrollo de dos características morfotectónicas mayores: un arco magmático paralelo a la fosa asociado con zonas de cizalle, y una cuenca de trasarco oriental (Brown et al. 1993; Scheuber 1994). Esto ocurrió debido al desacoplamiento de una placa oceánica fría y antigua con el margen continental (Charrier et al. 2007). A su vez, del Jurásico temprano-medio al Cretácico medio, el volcanismo y plutonismo en la Cordillera de la Costa tuvo lugar bajo condiciones extensionales en respuesta al desacoplamiento mencionado anteriormente (roll-back) y a la subducción de alto ángulo tipo Mariana (Mpodozis and Ramos, 1990).

La Cordillera de la Costa consiste en un remanente del arco Jurásico Inferior-Cretácico Inferior erodado y que marca el comienzo de la formación de los Andes modernos (Coira et al., 1982; Mpodozis y Ramos, 1989) con grandes complejos plutónicos dioríticos y granodioríticos y secuencias volcánicas jurásicas de lavas andesíticas a basálticas (García, 1967; Godoy y Lara 1998). Este arco fue emplazado sobre rocas metamórficas precámbricas y sedimentarias Paleozoicas durante un periodo de rifting (García, 1967; Godoy y Lara, 1998; Pankhurst et al., 1988).

La principal característica o rasgo tectónico es la presencia del Sistema de Fallas Atacama (Figura 9; Arabasz, 1971; Riquelme et al., 2003; Scheuber y González, 1999), en particular del segmento El Salado, donde el sistema fue formado durante el Jurásico como un sistema estructural ligado a la fosa (Arabasz, 1971). El registro Neógeno-Cuaternario en la Cordillera de la Costa da cuenta de las condiciones áridas e hiperáridas predominantes, donde varias cuencas internas que se componen de depósitos aluviales están cubiertas localmente por depósitos evaporíticos (Chong et al., 1999; Hartley y Chong, 2002). Notar en la Figura 9 la cercanía con los depósitos El Tofo (IOA), El Romeral (IOA) y Dominga (IOCG) constituyendo un gran distrito de hierro.

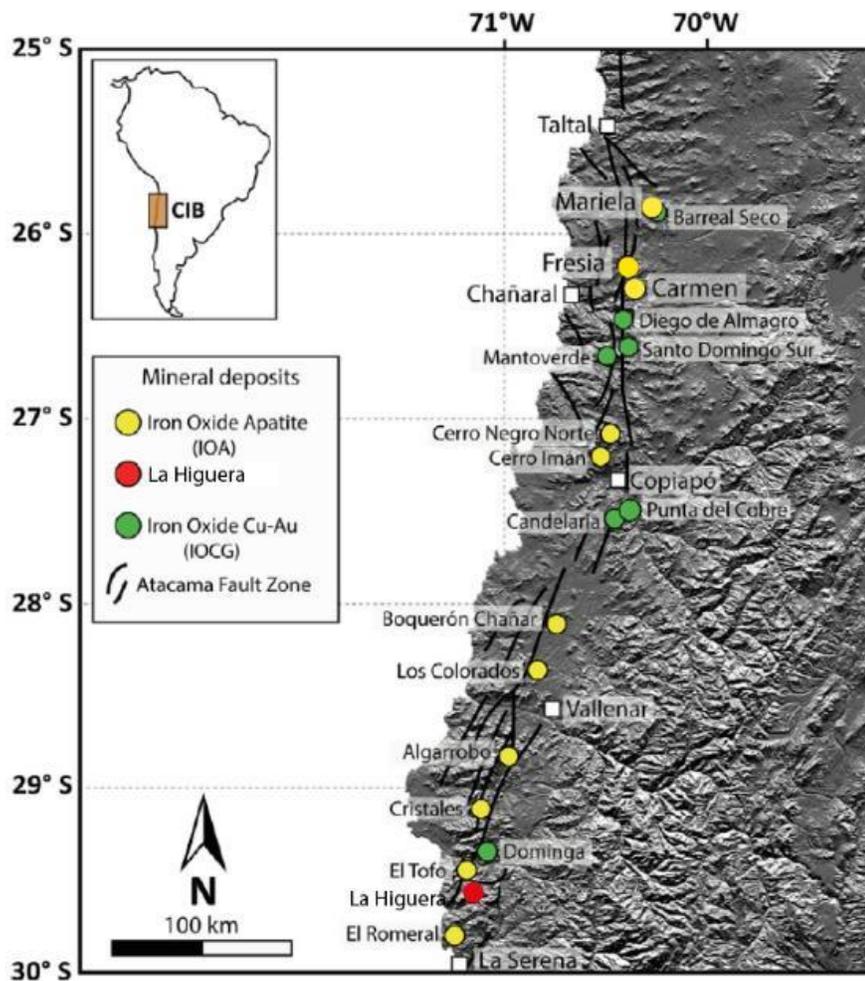


Figura 9: Distribución de depósitos IOA e IOCG y su relación con el Sistema de Fallas de Atacama (modificado de Palma et al., 2019).

La zona de estudio presenta rocas principalmente volcánicas y volcano-sedimentarias incluidas en distintas formaciones que a su vez son intruidas por una serie de plutones principalmente de composición diorítica y granodiorítica (Emparan y Pineda, 2000)

2.1.2 Unidades estratificadas

Estas unidades corresponden esencialmente a secuencias de rocas volcánicas y volcano-sedimentarias cuyas edades se distribuyen de oeste a este en forma decreciente. Las formaciones del Cretácico presentan una componente continental mayor.

2.1.2.1 Unidades mesozoicas

Las unidades mesozoicas principales en la región corresponden a las formaciones Quebrada Marquesa (Aguirre y Egert, 1962) y Arqueros (Aguirre y Egert, 1962), las cuales se encuentran en contacto y son de carácter volcano-sedimentario. Estas unidades no afloran en el área de estudio, pero son relevantes desde el punto de vista metalogenético porque pueden albergar mineralización del tipo estratoligados de Cu(-Ag).

La *Formación Quebrada Marquesa* (Aguirre y Egert, 1962; modificada por Emparan y Pineda, 1999) corresponde a una secuencia volcano-sedimentaria de un espesor aproximado de 1000 m de carácter principalmente continental. Sobreyace en aparente concordancia a la Formación Arqueros pero el contacto es en general por falla. Es instruida por granitoides con edades entre 109 y 93 Ma (Emparan y Pineda 2000). En la porción alejada del distrito La Higuera hacia el sur es intruida por un plutón con una edad aproximada de 111 Ma (Emparan y Pineda, 2000). La edad asignada a esta formación corresponde a datos de fauna marina (Emparan y Pineda, 1999) otorgándole una edad Neocomiano-Aptiano.

La *Formación Arqueros* (Aguirre y Egert, 1962; modificada por Emparan y Pineda, 1999) consiste en una secuencia volcánica con intercalaciones sedimentarias marinas. Las asociaciones de facies presentes son andesitas basálticas, basaltos y andesitas, pórfidos andesíticos y dioríticos, areniscas (calcáreas, bioclásticas blancas y rojas, y micríticas negras), brechas sinsedimentarias calcáreas y cherts blancos, areniscas y conglomerados matriz soportados.

Al igual que en la Formación Quebrada Marquesa la edad de esta formación está dada por contenido faunístico asignado una edad neocomiana.

2.1.2.2 Unidades cenozoicas

En la región, estas unidades están restringidas al Mioceno-Pleistoceno y corresponden a las formaciones Confluencia (Rivano y Sepúlveda, 1986, 1991), Coquimbo (Darwin, Ch., 1846), los Depósitos Eólicos de Quebrada El Jardín y los Estratos de Quebrada El Jote (definida en la carta geológica Carrizalillo – El Tofo). Presentan una componente marina dominante y consisten principalmente en rocas sedimentarias como brechas, areniscas, limonitas.

La *Formación Coquimbo* consiste en una secuencia sedimentaria débilmente litificada que aflora de forma discontinua en una franja de 7 Km de ancho en la zona costera, engrana con la Formación Confluencia y los Depósitos Eólicos de Quebrada El Jardín. Se identifican 4 asociaciones de facies: limolitas, calizas bioclásticas con intercalaciones de areniscas calcáreas, conglomerados polimícticos y areniscas finas, y brechas matriz-soportadas polimícticas acompañadas de areniscas. Su edad dada por el contenido fósil de la formación permite asignarla al Mioceno-Pleistoceno.

La *Formación Confluencia* corresponde a una secuencia de gravas bien redondeadas que presenta intercalaciones de areniscas poco consolidadas y lentes de limos, continentales, y brechas que presentan un gran grosor y matriz limo-arenosa. Sus facies son fluviales caracterizadas por gravas medias a muy gruesas con intercalaciones de areniscas y aluvionales formadas por brechas no consolidadas constituidas por clastos angulosos y arenas con mala estratificación (flujos de detritos) con interdigitación entre ellas. Dada su relación de contacto con la Formación Coquimbo se le asigna una edad Miocena-Pleistocena.

Los *Depósitos Eólicos de Quebrada El Jardín* (Emparan y Pineda, 2000) son arenas arcósicas de grano fino a medio pobremente consolidadas. Conforman una franja que alcanza un ancho de 3 km en la parte norte del río Elqui y, además, en su borde oriental, se apoya sobre rocas de edad mesozoica engranando con la Formación Confluencia mientras que en el borde oeste engranan con la Formación Coquimbo. Estas relaciones de contacto permiten asignarle una edad Miocena-Pleistocena.

2.1.2.3 Unidades Jurásico - Cretácico inferior

La *Formación Punta del Cobre* definida en Segerstrom y Ruiz (1962) es una secuencia volcánica y sedimentaria formada en orden decreciente de abundancia por lavas, brechas, tobas, areniscas y calizas. Según Arévalo (2005) corresponde a una secuencia donde predominan las rocas volcánicas con una secuencia caracterizada por lavas con autobrechas de base y techo y estructuras tipo “pillow lavas” desarrolladas pobremente, interestratificadas con lutitas y conglomerados finos. Dada la coincidencia litológica la base provendría de la erosión de la Formación Canto del Agua que se ubica bajo la Formación Punta del Cobre estratigráficamente.

Las facies que forman esta formación ordenadas de base a techo son: areniscas cuarcíferas, brechas epiclásticas de estratificación gruesa, andesitas ocoíticas vesiculares, secuencia sedimentaria de brechas, areniscas y calcilitas, andesitas porfídicas con intercalaciones de tobas, coladas de lavas andesíticas rojas alternadas con brechas epiclásticas rojizas e intercaladas con areniscas lenticulares.

La edad de esta formación se interpreta según contenido fósil y algunas edades U – Pb en circon, asignándole un rango máximo de Titoniano-Aptiano.

2.2.3 Unidades sub-volcánicas e intrusivas

En el área de estudio los cuerpos intrusivos están formados principalmente por dioritas, monzonitas y granodioritas, muchos de ellos no tienen un nombre asignado y están diferenciados según edad y/o tipo de roca predominante (Emparan y Pineda, 2000). Las descripciones que se presentan a continuación están basadas en las realizadas por Emparan y Pineda (2000).

2.2.3.1 Intrusivos del Jurásico-Cretácico

El *Complejo Subvolcánico Agua Salada* se constituye de pórfidos dioríticos, pórfidos andesíticos, andesitas porfíricas y microdioritas de piroxeno, anfíbol y localmente olivino, de color negro a gris verdoso, que afloran al oeste de la Zona de Falla Romeral y en bloques tectónicos entre las trazas de esta. Está intruido por el Plutón San Juan y por dioritas datadas en ~145 Ma.

En la Zona de Falla Romeral (ZFR) y otras fallas, los afloramientos de esta unidad están transpuestos a metabasitas de hornblenda y biotita, de las que se obtuvieron 2 edades K-Ar (roca total) de 115 ± 4 y 108 ± 4 Ma (Emparan y Pineda, 2000) interpretadas como edades rejuvenecidas. Junto a ellas, se encuentran rocas cataclásticas, que corresponden a brechas de falla con lentes de hornblendita y franjas de protomilonitas, esquistos miloníticos de biotita y de anfíbol, de grano fino, lepidoblásticos, con cuarzo y magnetita, y metaporfiritas.

El *Plutón San Juan* (ca. 148 Ma) es un cuerpo intrusivo formado por dioritas porfíricas de piroxeno y anfíbol, que forma un cordón montañoso, de 36 km², que sobresale por su gran altura

en el sector de estudio. Incluye variedades petrográficas que comprenden desde pórfidos dioríticos de anfíbol-piroxeno, dioríticos cuarcíferos de anfíbol y dioríticos de piroxeno hasta dioritas porfíricas de piroxeno, de color gris claro o rosado verdoso. Intruye al Complejo Subvolcánico Agua Salada. En una muestra de un pórfido diorítico de anfíbol-piroxeno se obtuvo una edad K-Ar (roca total) de 148 ± 6 Ma (Emparan y Pineda, 2000). En las cercanías de la Zona de Falla Romeral, el plutón está cortado por una franja de rocas con deformación dúctil entre las cuales se encuentran ortomilonitas de piroxeno-anfíbol y protomilonitas de anfíbol, granoblásticas, con cuarzo, plagioclasa y magnetita; y esquistos miloníticos de piroxeno-anfíbol (Emparan y Pineda, 2000).

Los *Intrusivos Dioríticos* corresponden a monzodioritas cuarcíferas, monzodioritas, dioritas, dioritas cuarcíferas, y gabros de biotita, anfíbol y piroxeno. Sus afloramientos se esparcen a lo largo de 55 km en la zona costera intruyendo al Complejo Subvolcánico Agua Salada. Los intrusivos están transformados a esquistos miloníticos de cuarzo-anfíbol-feldespato y cataclasitas en las cercanías de la Zona de Falla Romeral y de otras fallas. A estos cuerpos se les asigna una edad aproximada de 145 Ma en base a dataciones K-Ar en roca total (143 ± 6 Ma) y U-Pb en circones (145 ± 4 Ma).

2.2.3.2 Intrusivos del Cretácico

Los *Intrusivos Granitoides* se componen de 3 cuerpos aislados de tamaños relativamente menores (5 a 13 km²): Plutón Las Carpas, Plutón Cerro del Cobre y Plutón Península de Coquimbo. Afloran al oeste de la Zona de Falla Romeral e intruyen también al Complejo Volcánico Agua Salada y a dioritas del Jurásico – Cretácico. Están constituidos por: granodioritas con dataciones K – Ar de 131 ± 3 Ma (Emparan y Pineda, 2000; Gana, 1991), sienogranitos y monzogranitos; esquistos miloníticos y cataclasitas porfiroblásticas. Las dataciones restringen su edad entre 131 y 125 Ma (Emparan y Pineda 2000).

Los *Intrusivos graníticos a dioríticos*, formada por rocas dioríticas a monzograníticas que intruyen a las formaciones Arqueros y Quebrada Marquesa. Sus afloramientos se dan como una franja de orientación norte – sur con tamaños entre 22 km² y 80 km². Los plutones presentan contactos por intrusión, además de zonas con biotita recristalizada (Emparan y Pineda, 2000).

Las facies que forman estos cuerpos son: dioritas, dioritas cuarcíferas, tonalitas, monzodioritas, monzodioritas cuarcíferas, granodioritas con variaciones a monzonitas y a monzodioritas cuarcíferas, monzonitas, monzogranitos, facies de borde de dioritas y milonitas con protolito intrusivo. La edad que se le asigna a esta unidad es de 130 – 110 Ma proveniente de dataciones K – Ar en biotita (Emparan y Pineda, 2000).

El *Complejo Plutónico El Trapiche* (121-117 Ma) se constituye a partir de tres subunidades, una superior de monzodioritas, una media de dioritas y un nivel de monzodioritas cuarcíferas a granodioritas en la parte inferior. Se dispone a lo largo de una franja de afloramientos norte-sur de entre aproximadamente 8 y 17 km de ancho. Intruye a la Formación Punta del Cobre y es intruido por diques y pórfidos asociados espacialmente a zonas de alteración hidrotermal. El Complejo Plutónico El Trapiche es afectado por sistemas de fracturas frágiles que en parte alojan a sistemas de cuerpos vetiformes con mineralización de hematita y calcopirita y minerales oxidados.

Se define una segunda unidad llamada *Intrusivos graníticos a dioríticos* correspondientes a un conjunto de stocks siendo el Plutón Santa Gracia (Granito Santa Gracia, Aguirre y Egert, 1970) el de mayor envergadura, alcanzando una superficie de 53 km². Intruyen a las formaciones Arqueros y Quebrada Marquesa y son intruidos por granitoides cuya edad está datada entre 96 y 93 Ma. Están formados por diferentes variedades de dioritas, monzodioritas, granodioritas, monzonitas y monzogranitos. De estas últimas se tienen edades K – Ar en biotita de 100 ± 3 Ma, interpretada cercana a la cristalización. En base a estos datos la edad de estos intrusivos se encontraría entre 100 y 97 Ma.

2.2.4 Depósitos cuaternarios

En la zona de interés existen depósitos cuaternarios con distintos orígenes (fluviales, coluviales, eólicos, o aluvionales) de los cuales solo los de origen aluvional se hacen presentes en el distrito La Higuera.

Los *depósitos aluvionales* corresponden a brechas polimícticas no consolidadas. Su matriz se compone de arena y limo y conforman el relleno en quebradas y forman conos aluvionales

cubriendo la topografía sobre depósitos fluviales, además se interdigitan con otros depósitos fluviales más recientes a los anteriores, sin embargo, esto ocurre en zonas que si bien son del área La Serena-La Higuera no se da en el distrito en estudio.

Otros depósitos que pueden encontrarse en el distrito son depósitos de origen antrópico como relaves y material estéril acumulado de la explotación de las minas.

2.2.5 Estructuras

La estructura más importante presente en las cercanías del área de estudio es la Zona de Falla Romeral (ZFR), cercana a la línea de costa, posee una orientación norte – sur y marca un cambio tanto en las edades como en la litología de las unidades ubicadas hacia los lados de esta. Por otro lado, la ZFR muestra una aparente continuidad geográfica con la Zona de Fallas de Atacama (Taylor et al., 1998; Scheuber y Andriessen, 1990).

La ZFR presenta segmentos con rocas cataclásticas, y otros donde pueden observarse milonitas, como cerca de la mina Romeral, donde se registran dos edades K – Ar roca total en milonitas de 115 ± 4 y 108 ± 4 Ma y una edad en biotita de 113 ± 3 Ma. Estas edades fueron interpretadas como indicativas de una fase de deformación dúctil en la ZFR, durante el Cretácico Inferior (Emparan y Pineda, 2000).

La ZFR separa 2 dominios estructurales: 1) El Dominio Costero, al oeste de la ZFR constituido por rocas intrusivas de edad jurásica – cretácica inferior y afloramientos del Complejo Subvolcánico Agua Salada (Jurásico) y 2) El Dominio Occidental (Emparan y Pineda, 1999), al este de la ZFR caracterizado por afloramientos de granitoides cretácicos, cuyas edades disminuyen hacia el este ($130 - 93$ Ma) y que intruyen a las formaciones Arqueros y Quebrada Marquesa.

En el Dominio Occidental la Formación Arqueros, está en contacto con la Formación Quebrada Marquesa, mediante un sistema de fallas normales de rumbo NNW a NS, posiblemente lístricas (Emparan y Pineda, 2000). La Falla El Romero de orientación NNE se interpreta como una falla de crecimiento, en el borde oeste de una cuenca extensional, donde se habría depositado la Formación Quebrada Marquesa (Pineda, 1996; Pineda y Emparan, 1997; Emparan y Pineda,

1999). Esta falla pondría en contacto la Formación Quebrada Marquesa con la Formación Arqueros.

Al este de la Falla El Romero, estas formaciones son afectadas por un sistema de pliegues con ejes que mantean generalmente hacia el norte. A la Formación Arqueros con ejes de orientación N5°E, mientras que para la Formación Quebrada Marquesa la orientación aproximada es de N20°W. Dentro de estos destaca el sinclinal Arrayán, cuyo eje se puede seguir por unos 6 km. Ambas formaciones se contactan de forma concordante.

CAPÍTULO 3: METODOLOGÍA

En el presente capítulo se describen las distintas metodologías utilizadas en la realización de este trabajo. La investigación se desarrolló principalmente en cuatro etapas, la primera consistió en dos campañas de terreno en el cual se obtuvieron datos geológicos del área de estudio. Además, se realizó un muestreo de rocas y vetas necesario para la ejecución de etapas posteriores. La segunda etapa contempló la confección de un mapa geológico del área que incluye la información recopilada en terreno. Este mapa fue posteriormente refinado en base a los estudios microscópicos de las muestras recolectadas. La tercera etapa consistió en el estudio petro-calcográfico y la elaboración de una secuencia paragenética que ilustra los distintos eventos de alteración/mineralización. Finalmente, y en base a toda la información generada se elaboró un modelo geológico para La Higuera.

3.1 Trabajo en terreno

Se realizaron dos campañas de terreno para recopilar datos del depósito. La primera tuvo lugar entre los días 18 y 23 de junio, 2019, y la segunda entre el 13 al 19 de enero, 2020. El trabajo consistió en el levantamiento de información geológica mediante observaciones sistemáticas de los afloramientos presentes en la zona, mediciones de rumbo y maneo y descripciones de las vetas mineralizadas (alteración y mineralización). La ubicación geográfica de cada punto de control (Figura 10) se determinó por medio de un sistema de posicionamiento global (GPS), cuyas coordenadas UTM fueron definidas según Datum WGS de 1984 (19S).



Figura 10: Imagen satelital obtenida de Google Earth que muestra los puntos de control realizados durante la realización de las campañas de terreno.

3.1.1 Primera Campaña de Terreno

La primera campaña de terreno se centró en un reconocimiento y levantamiento de la geología del cerro La Higuera, aledaño al pueblo homónimo. Se efectuó un muestreo extenso de los afloramientos del sector con el propósito de identificar las unidades litológicas de la zona y la mineralogía/alteración de las vetas ubicadas en el sector norte, centro-norte y oeste, donde se encuentran las vetas mineralizadas de mayor importancia. A su vez se realizó una transecta que corta el sistema de vetas principal del lugar.

3.1.2 Segunda Campaña de Terreno

Durante esta campaña se realizó un trabajo acotado al sector este del cerro La Higuera con la finalidad de abarcar completamente el área de estudio. Los puntos de control se hicieron buscando aclarar la distribución de las rocas intrusivas en el depósito y la continuidad de la alteración y mineralización asociada a las vetas.

Se realizó además un reconocimiento de la geología de los cerros aledaños a La Higuera con el propósito de identificar otras potenciales zonas de mineralización identificándose pequeñas ocurrencias de actinolita y magnetita con menores cantidades de oxidados de cobre.



Figura 11: Imagen de una labor de extracción mineral al sureste del depósito, la línea punteada representa la orientación de la veta (N70°E/65°SW).

3.2 Procesamiento de datos geográficos

Con el fin de confeccionar el mapa geológico del área de estudio, todos los puntos de control tomados en las campañas de terreno fueron referenciados (datos GPS) y fueron trabajados usando el software ArcGis 10.3. Mediante el uso de este programa se confeccionaron distintas capas incluyendo información de las cartas geológicas del área.

3.2.1 Procesamiento de datos geográficos pre-terreno

Las principales zonas de alteración y mineralización, así como los cambios litológicos y trabajos de explotación se identifican y desarrollan en áreas muy pequeñas, generalmente a escalas menores a los 10 m. En consecuencia, su ubicación y descripción se realizó en forma minuciosa. Dado el hecho de que las cartas geológicas publicadas por SERNAGEOMIN son confeccionadas a escalas mayores (1:100000 o 1:250000), se hizo necesario la confección de mapas referenciales a menor escala para estudiar el depósito. El mapa geológico final se realizó a una escala 1:8000 y sobre la base los datos de las cartas geológicas n°18 y 32 (Cartas área La Serena-La Higuera).

3.2.2 Procesamiento de datos geográficos post-terreno

Para integrar la información obtenida durante el trabajo de terreno y los datos derivados de los análisis de muestras de mano y cortes transparentes, se realizó la confección de un mapa geológico del Cerro La Higuera. En este mapa se representan en forma detallada la mineralización, alteración, litología y orientación de las vetas. El mapa fue elaborado usando el software ArcGis 10.3.

3.3 Estudios petrográficos

En un primer acercamiento a las características mineralógicas del depósito y la geología del área, se describieron varias muestras de mano representativas tanto de la roca de caja como de la mineralización de vetas. Esto permitió conocer las principales características macroscópicas, estilos de mineralización y texturas observables en las rocas del yacimiento.

Con el fin de determinar la paragénesis mineral, así como la secuencia de eventos de formación de la mineralización y alteración del depósito, se seleccionaron muestras representativas para la confección de secciones delgadas para su posterior estudio petrocalcográfico. Las muestras fueron enviadas a Vancouver Petrographics, Canada para la preparación de cortes transparente-pulidos de 30 y 100 micrones de espesor. Las rocas fueron seleccionadas según su representatividad, grado de alteración y mineralización.

Finalmente, se estudiaron 13 cortes transparente-pulidos correspondientes a muestras superficiales obtenidas en terreno. Para realizar la descripción microscópica se utilizó un microscopio petrográfico Leica DM 2700 del Departamento de Geología, FCFM, Universidad de Chile mediante el cual se identificaron texturas, tipos de minerales y abundancia modal de minerales. Las fotomicrografías fueron obtenidas con una cámara digital Nikon D5600 acoplada al microscopio.

CAPÍTULO 4: RESULTADOS

En este capítulo se presentan los datos, observaciones y descripciones obtenidas mediante los métodos descritos en el capítulo anterior. Los principales resultados provienen de las observaciones de terreno y la petrografía de cortes transparente-pulidos. En base a las observaciones petro-calcográficas se propone una secuencia paragenética la que representa la sucesión de eventos de alteración/mineralización.

4.1 Observaciones en terreno

Como se mencionó anteriormente, los datos geológicos fueron obtenidos de dos campañas de terreno donde el objetivo principal era recopilar la mayor cantidad de información (litología, alteración, mineralización y estructuras) del depósito para la confección del mapa geológico.

4.1.1 Litología

Dada la necesidad de elaborar un mapa geológico del depósito cuyo fin es conformar el marco de referencia para el modelo genético del yacimiento, los esfuerzos en terreno no solo estaban dirigidos a caracterizar la alteración y mineralización asociadas a las vetas, sino que también identificar la roca huésped. Mediante los estudios de muestras de mano como con el microscopio, se pudo identificar que la roca caja del lugar tiene una composición principalmente diorítica a granodiorítica con algunas variaciones granulométricas y en la proporción de minerales félsicos/máficos.

4.1.2 Descripción de vetas

La mineralización del distrito minero La Higuera se encuentra en forma de vetas alojadas principalmente en rocas intrusivas de composición diorítica-granodiorítica de grano grueso. Estas vetas fueron abordadas fundamentalmente desde el flanco oeste y norte del cerro La Higuera, donde la explotación facilitaba su observación y obtención de muestras. Se pudo observar una

gran cantidad de piques mineros a diferentes cotas, pero siguiendo la orientación preferencial de las vetas (Figura 12). Las vetas más importantes presentan una orientación N70°E/65°SW según mediciones de rumbo/manteo realizadas en terreno, con leyes de Cu estimadas entre 2-3% en los mejores casos. La explotación de óxidos de cobre (Figura 13) de las vetas se lleva a cabo en forma esporádica y muchos piques se encuentran abandonados, sin un cierre adecuado constituyendo un potencial peligro.



Figura 12: Imagen de un pique de explotación de óxidos de cobre asociada a una veta de orientación N65°W/60°SW.



Figura 13: Roca representativa de la mineralización presente en la veta de la Figura 12, se observa oxidados verdes de cobre y limonitas.

4.1.3 Alteración y mineralización

La alteración hidrotermal esta preferentemente asociada a las vetas mineralizadas y está representada fundamentalmente por una alteración calco-sódica con abundante actinolita, albita y epidota (Figura 14). En algunos sectores la roca caja de composición diorítica se encuentra cortado por vetillas de actinolita (Figura 15) y/o vetillas de epidota-albita (Figura 16). La actinolita esta generalmente intercrecida con magnetita o sulfuros (calcopirita y pirita) pero en algunos casos se le observa formando grandes masas monominerales con cristales aciculares centimétricos.



Figura 14: Alteración calco-sódica pervasiva con albita y epidota y menor actinolita.



Figura 15: Intrusivo diorítico cortado por vetillas gruesas de actinolita.



Figura 16: Muestra de intrusivo diorítico cortado por una vetilla de epidota con halo de albita.

En menor medida, en el sector con roca caja granodiorítica del cerro La Higuera, se observó una alteración potásica con biotita y feldespato potásico afectando al intrusivo huésped, pero está poco desarrollada. También es frecuente encontrar calcita asociada a hematita en algunos afloramientos al parecer formada tardíamente.

La mineralización por su parte se encuentra mayormente en vetas de magnetita-actinolita-sulfuros (calcopirita-pirita) con menor apatito. Localmente es posible reconocer una oxidación in situ de calcopirita para formar oxidados de cobre (crisocola y malaquita).

Algunas de las vetas muestran una alteración supérgena intensa con abundantes limonitas (las que suelen acompañar a los óxidos de cobre como la atacamita y la crisocola).

Muestras representativas de la alteración y mineralización se ilustran en las figuras 17 a 20, mientras que el mapa geológico se presenta en la figura 21.



Figura 17: Muestra representativa de veta con magnetita-actinolita-apatito y calcopirita.



Figura 18: Muestra de mano donde se aprecian grandes cristales de actinolita (verde) intercrecida con magnetita y calcopirita.



Figura 19: Muestra de mano donde se aprecia magnetita con sulfuros y oxidados de cobre.



Figura 20: Muestra de la zona supérgena con oxidados de cobre, limonitas y sulfuros relictos.

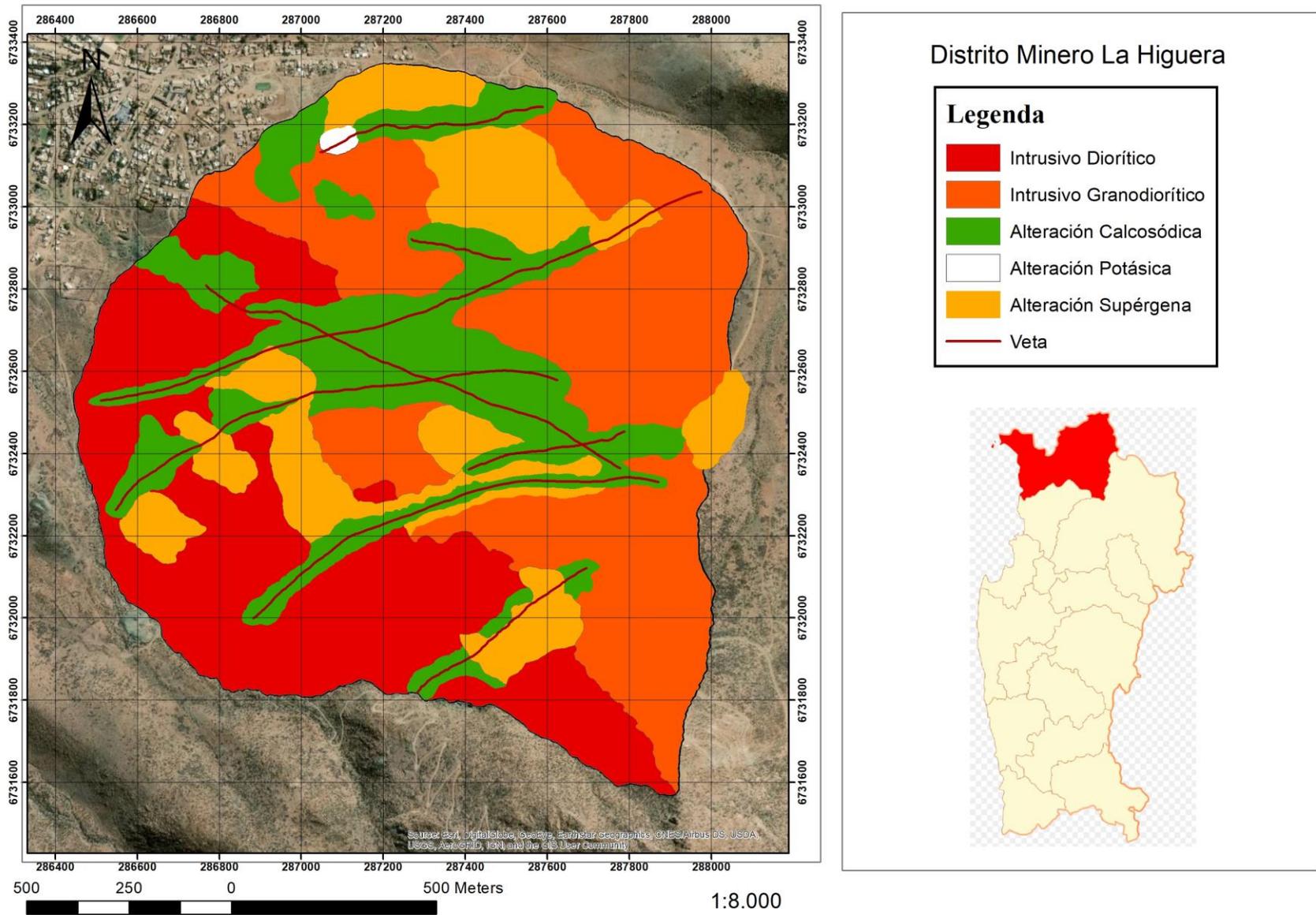


Figura 21: Mapa geológico Distrito Minero La Higuera

4.2 Petrografía de cortes transparente-pulidos

Mediante la descripción de 13 cortes transparente-pulidos tanto en luz transmitida como en luz reflejada se identificaron los principales eventos de mineralización y alteración involucrados en la formación de las vetas. Tal como se mencionó en la sección anterior la alteración principal corresponde a la calco-sódica con abundante actinolita y menor albita, mientras que la mineralización de hierro está representada principalmente por magnetita, hematita como reemplazo de magnetita (martitización) y pirita. Por otra parte, el cobre se encuentra en forma de calcopirita la cual está intercrecida con magnetita-actinolita y en algunos casos también con pirita. La pirita constituye la principal ganga metálica del depósito.

El proceso de alteración supérgena en la zona generó una zona con limonitas y oxidados de cobre producto de la lixiviación de sulfuros primarios (pirita y calcopirita).

4.2.1 Roca de caja

La primera etapa de descripción de muestras bajo el microscopio óptico fue realizada con el fin de identificar la mineralogía de la roca huésped (Figura 22). El intrusivo presenta una textura inequigranular con plagioclasas euhedrales a subhedrales, cuarzo anhedral, piroxenos y hornblenda, esta última con alteración incipiente a actinolita y/o clorita. Se reconoce además un proceso de hidratación incongruente en los piroxenos presentes en algunos cortes.

Observaciones utilizando luz reflejada de secciones delgadas del intrusivo diorítico permitieron reconocer la presencia de cristales anhedrales de magnetita con exsoluciones de ilmenita. Estos cristales por lo general muestran una alteración incipiente a hematita (Figura 23). El porcentaje modal de magnetita en el intrusivo puede alcanzar hasta un 5%.

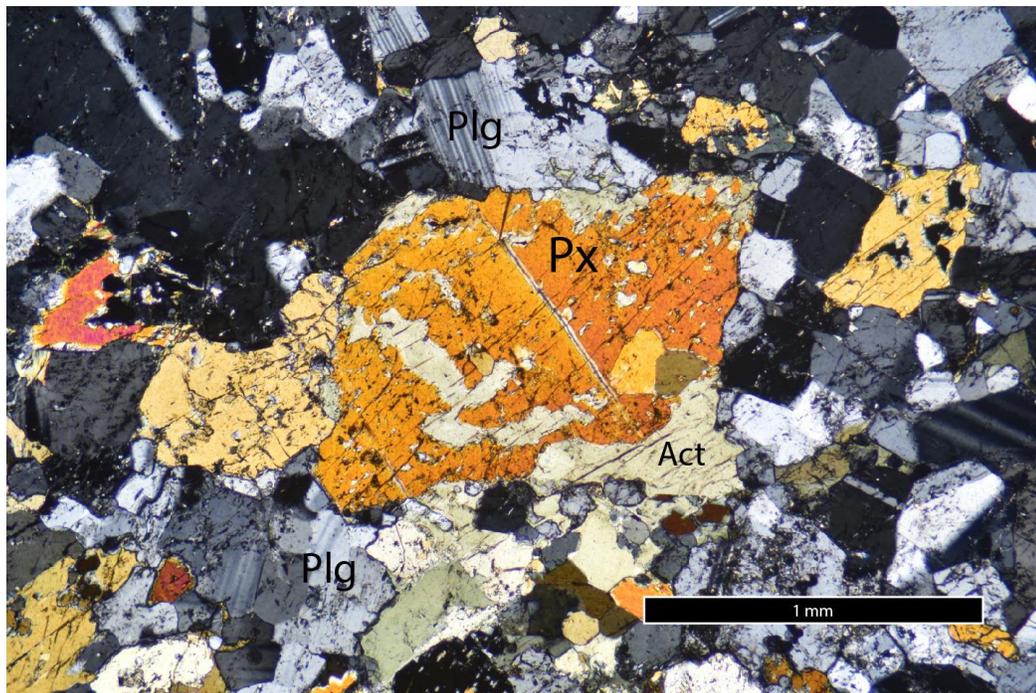


Figura 22: Fotomicrografía del intrusivo diorítico (roca caja). Se aprecia una textura granular conformada por cristales de plagioclasa, piroxeno y cuarzo. Al centro se observa un cristal de piroxeno sufriendo una reacción por hidratación incongruente. Corte: 075–01; luz transmitida, nicoles cruzados, aumento 50X.

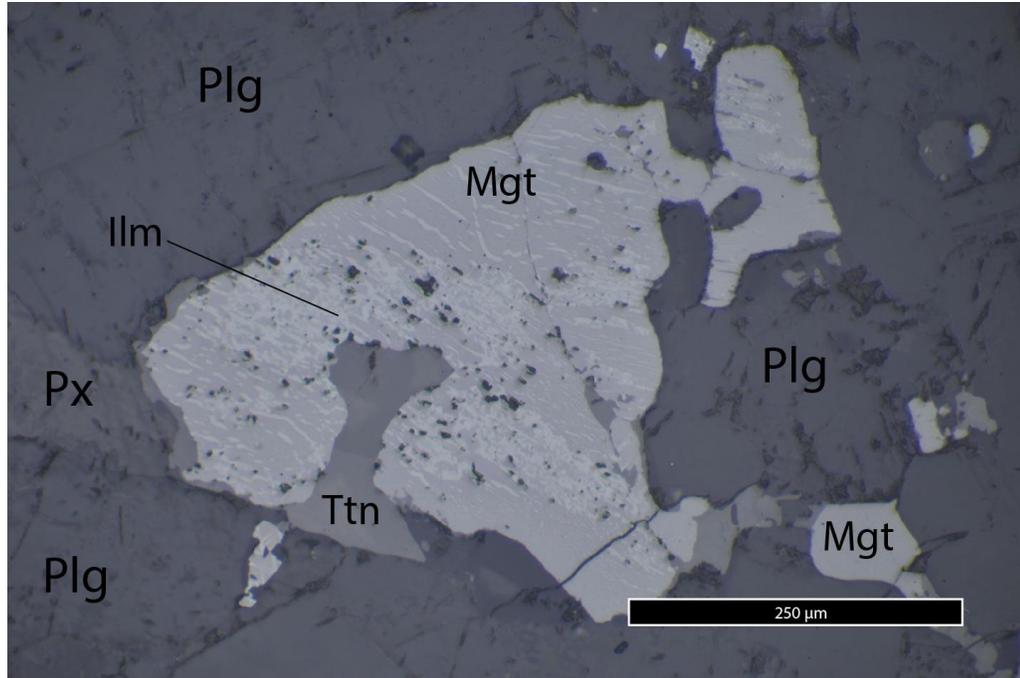


Figura 23: Fotomicrografía de cristal de magnetita primario con lamelas de exsolución de ilmenita. Corte: 211–01; luz reflejada, nicoles paralelos, aumento 200X.

4.2.2 Mineralogía de Alteración

La actinolita es el mineral de alteración mayoritario en la zona y se presenta constituyendo vetas y vetillas monomineral o bien asociada a magnetita, sulfuros, albita y apatito. Cuando constituye agregados monomineral, los cristales de actinolita pueden alcanzar dimensiones milimétricas (Figura 24) o alcanzar unos pocos cm de largo (Figura 25).

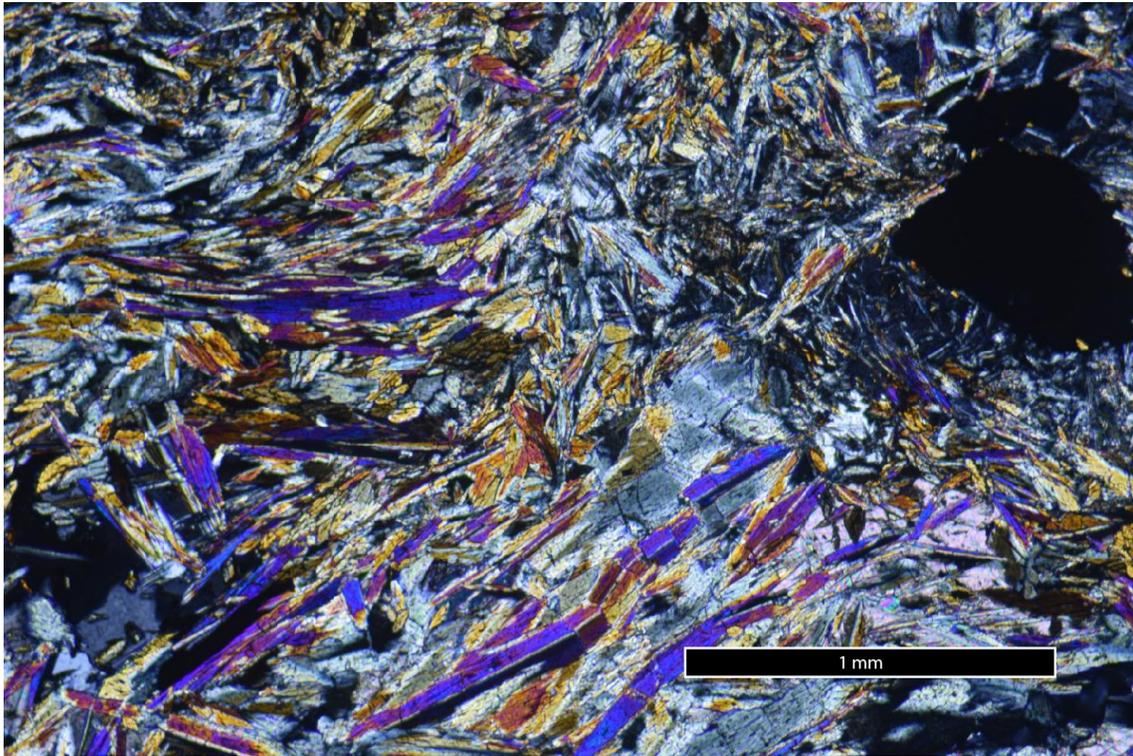


Figura 24: Fotomicrografía de agregado de cristales finos de actinolita (orientados, textura nematoblastica) intercrecidos con albita. Corte 079-01; luz transmitida, nicoles cruzados, aumento 50X.

Debido a la alteración supérgena, algunos agregados de actinolita pueden estar parcialmente lixiviados. En estos agregados pudo reconocerse la presencia de cristales euhedrales de titanita en paragénesis con la actinolita (Figura 26).

Localmente pudo identificarse una alteración propilítica representada por calcita, a veces en vetillas, y localmente clorita y epidota (Figuras 27 y 28).

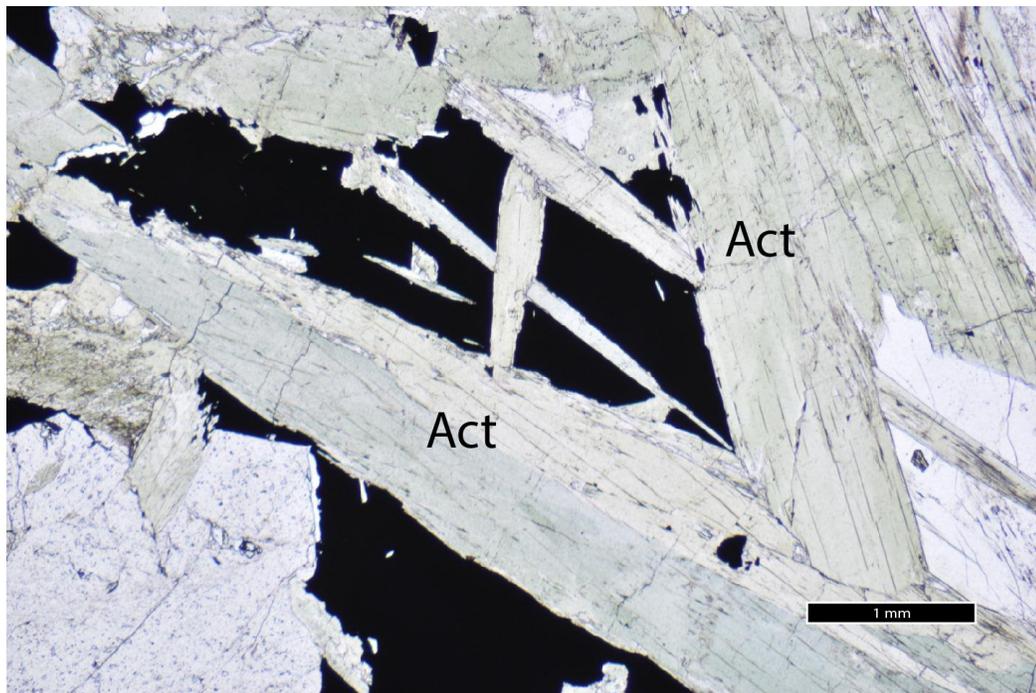


Figura 25: Fotomicrografía de agregado de cristales gruesos de actinolita intercrecidos con opacos. Corte 079-01; luz transmitida, nicoles paralelos, aumento 25X.

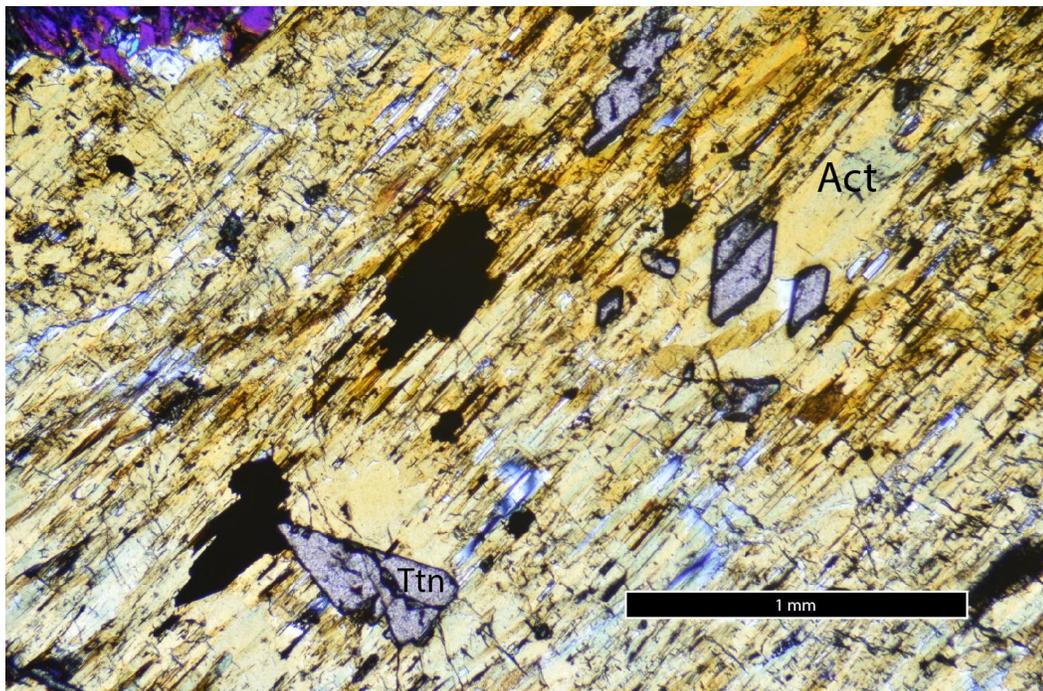


Figura 26: Fotomicrografía de cristales de titanita en agregado de cristales de actinolita alterados. Corte 074 – 03; luz transmitida, nicoles cruzados, aumento 50X.

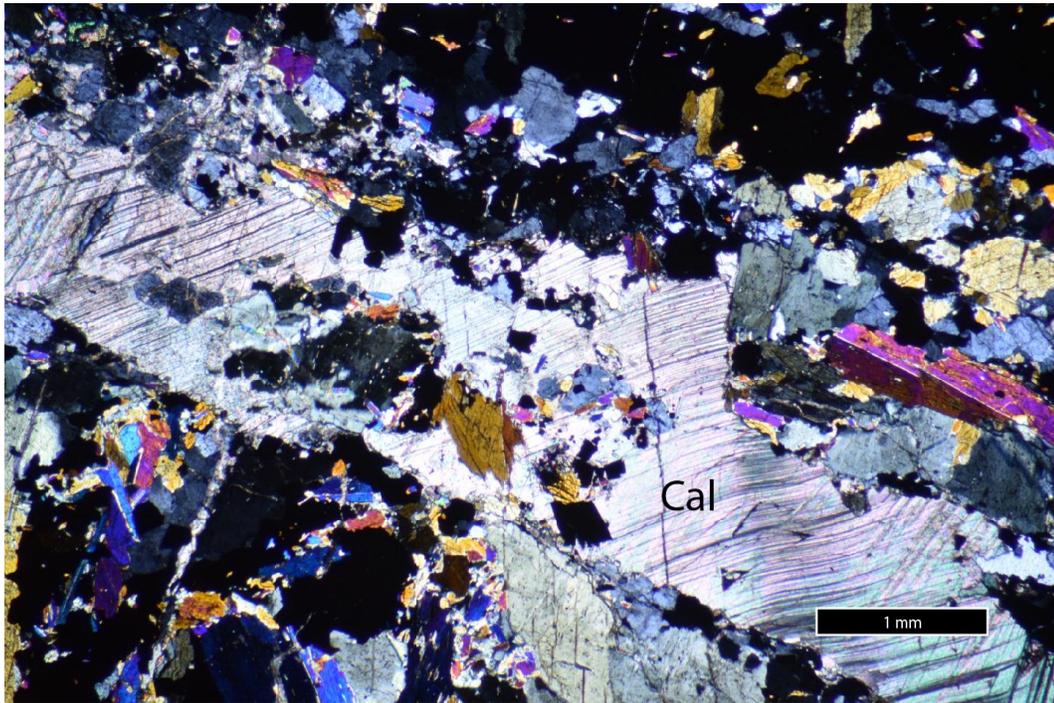


Figura 27: Fotomicrografía de vetilla de calcita cortando cristales de actinolita. Corte 080-02; luz transmitida, nicols cruzados, aumento 25X.

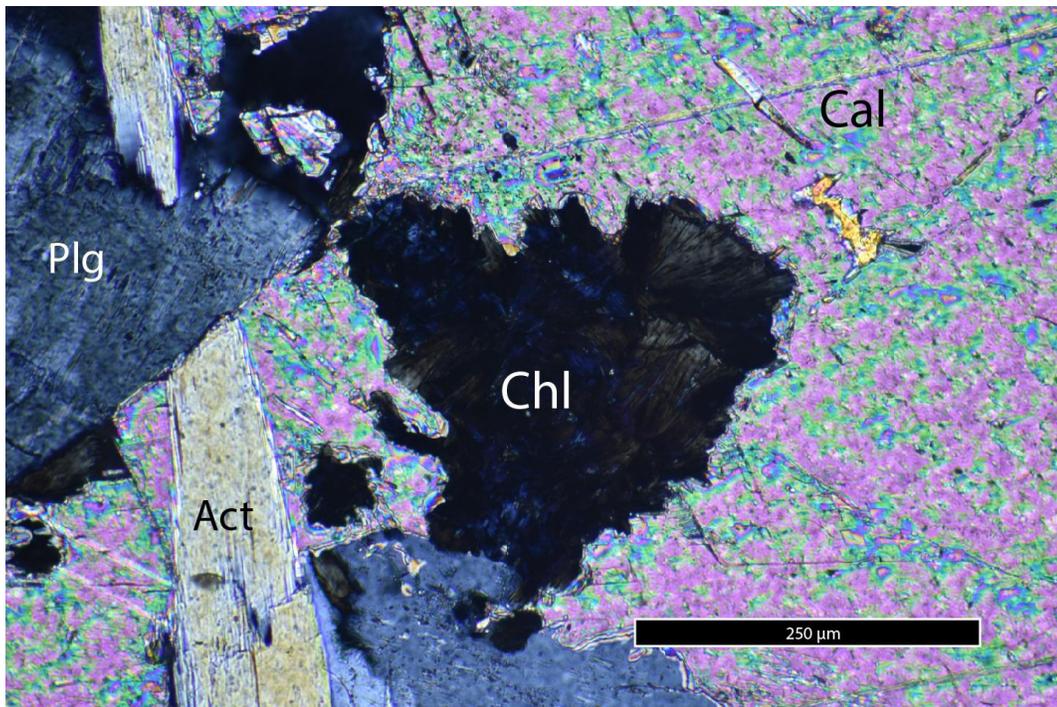


Figura 28: Fotomicrografía de calcita con clorita. Corte 215 – 01A; luz transmitida, nicols cruzados, aumento 200X.

4.2.3 Mineralización Metálica

Las observaciones efectuadas en los cortes bajo luz reflejada facilitaron el reconocimiento de texturas de la mineralización tanto de mena como ganga metálica perteneciente al depósito, además de asociar de forma más fidedigna los eventos a los cuales pertenecieron identificando sus relaciones temporales con los demás minerales y de esta forma obtener una secuencia paragenética más completa.

La mineralización metálica es relativamente simple y está representada por magnetita, la cual se encuentra intercrecida con actinolita y/o sulfuros, en forma masiva o en vetillas.

Texturalmente se reconocen 3 tipos de magnetita: magnetita masiva con abundantes inclusiones de silicatos y sulfuros (Magnetita I); magnetitas prístinas pero parcialmente reemplazadas por hematita (Magnetita II), y granos de magnetita anhedrales en vetillas con sulfuros (Magnetita III). A estos 3 tipos se le suma la magnetita magmática primaria del intrusivo (Magnetita 0). A continuación, se describen brevemente los tipos de magnetita identificados en La Higuera:

Magnetita I: estas magnetitas son las más comunes y abundantes en las secciones delgadas. En general se encuentra de forma masiva, a veces intercrecida con actinolita y sulfuros (Figura 29). Presenta abundantes inclusiones silicatadas y de sulfuros (pirita y calcopirita) (Figura 30).

Magnetita II: corresponde a aquellas magnetitas prístinas, sin inclusiones y que generalmente están reemplazadas parcialmente a través de bordes, fracturas y planos cristalográficos por hematita (martitización, Figura 31).

Magnetita III: se le observa como granos anhedrales de pequeño tamaño asociado principalmente a vetillas junto a calcopirita y menor pirita además de actinolita (Figura 32).

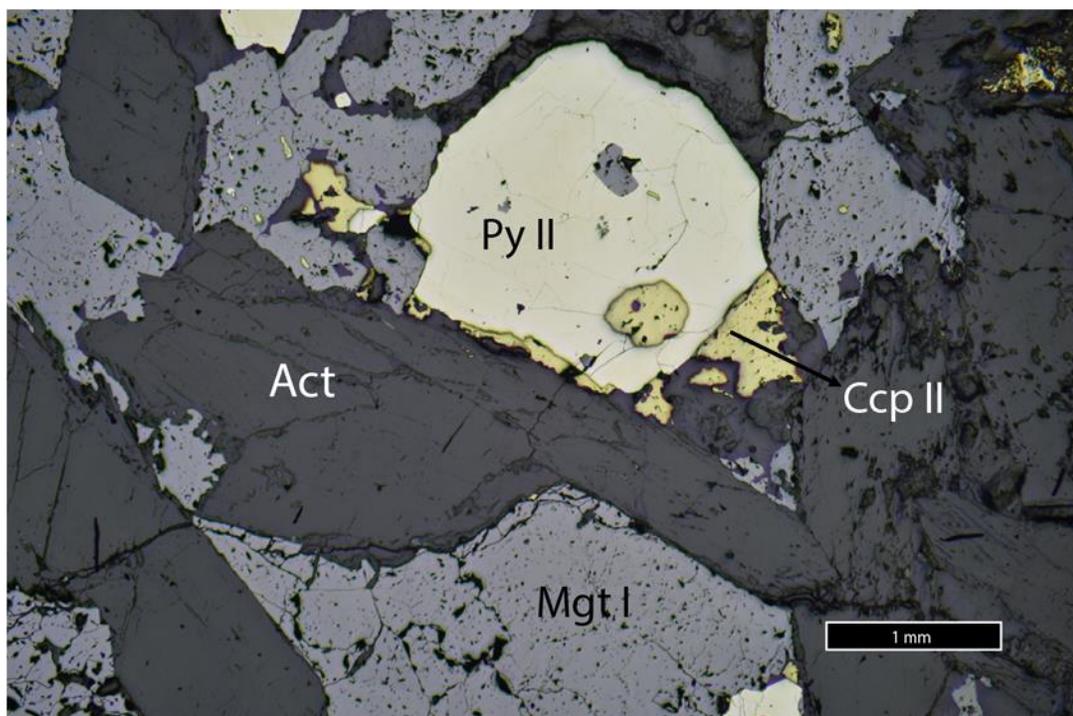


Figura 29: Fotomicrografía de lámina delgada que presenta actinolita, pirita, calcopirita y magnetita masiva (Magnetita I). Corte: 215-01A; luz reflejada, nicoles paralelos, aumento 25X.

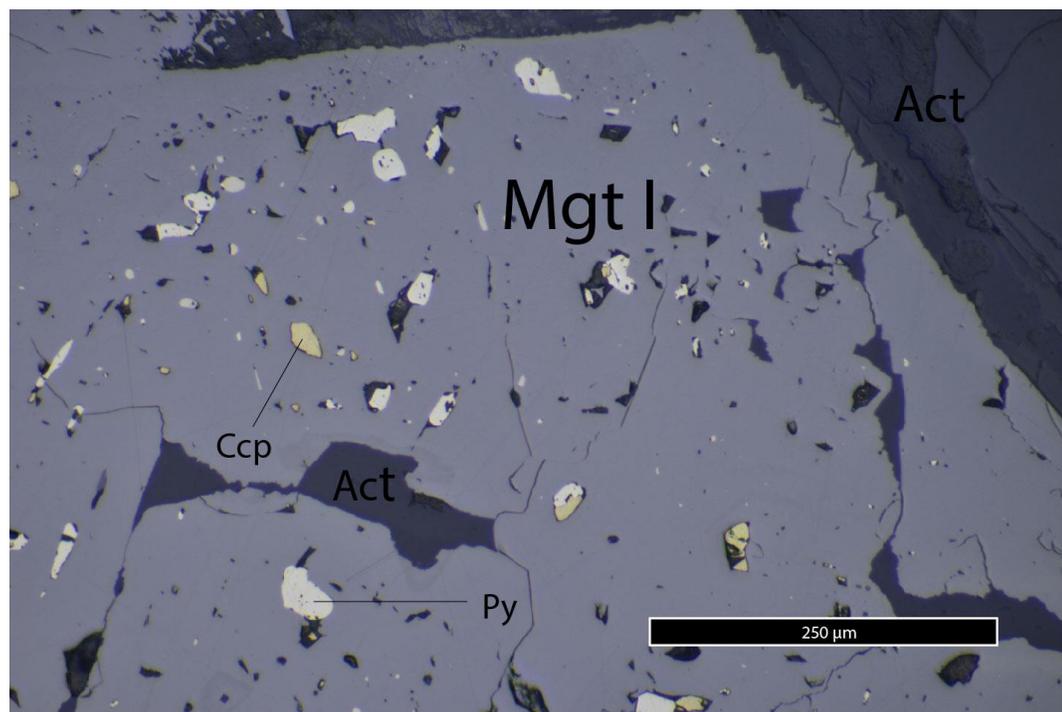


Figura 30: Fotomicrografía que muestra un cristal de magnetita (Magnetita I) con abundantes inclusiones de pirita y calcopirita. Corte: 215-01A; luz reflejada, nicoles paralelos, aumento 200X.

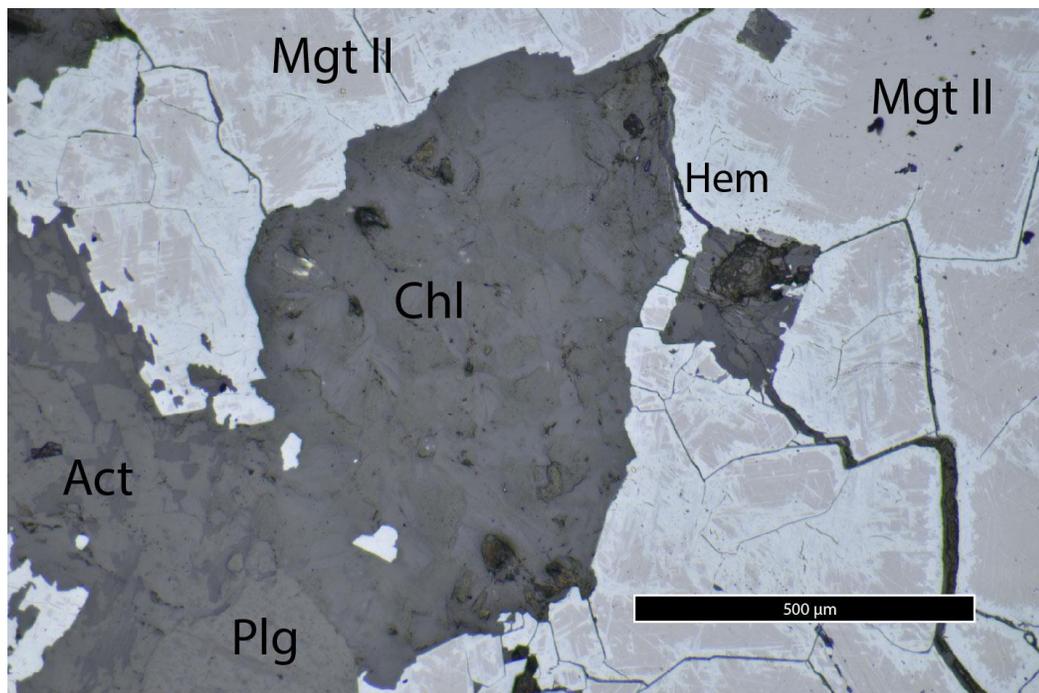


Figura 31: Fotomicrografía que ilustra magnetita martitizada (Magnetita II). Corte: 074-03; luz reflejada, nicoles paralelos, aumento 100X.

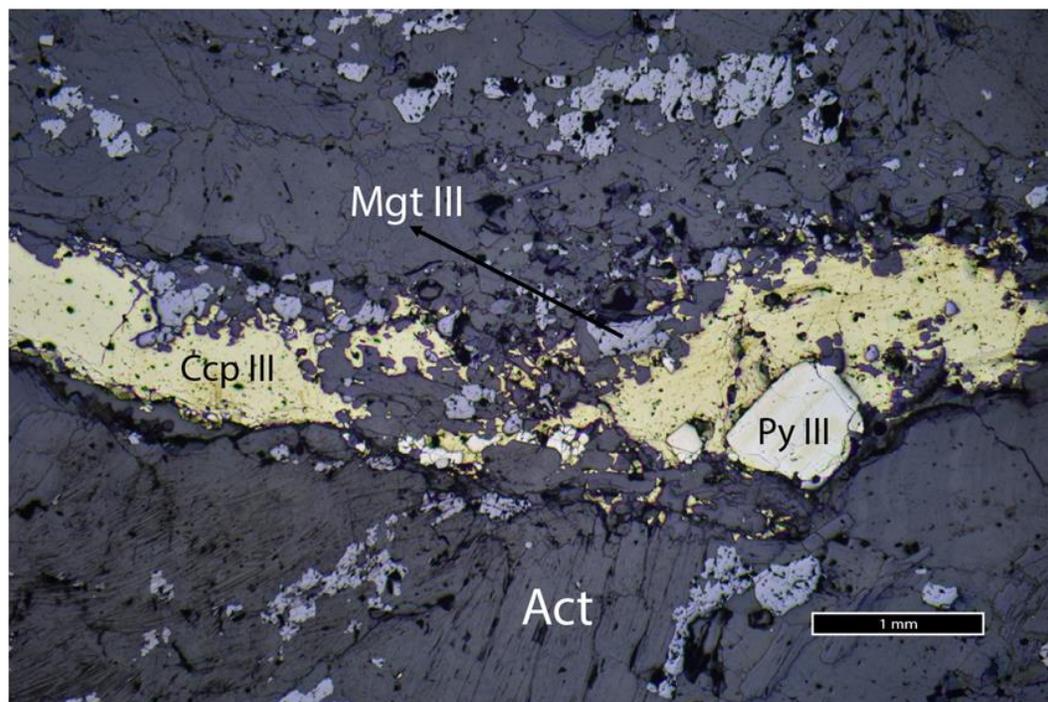


Figura 32: Fotomicrografía de una vetilla con presencia de Calcopirita III, Pirita III y Magnetita III. Corte: 080-02; luz reflejada, nicoles paralelos, aumento 25X.

En relación a los sulfuros, se reconocen 3 tipos de calcopirita y pirita:

Calcopirita I: calcopirita como inclusiones anhedrales finas en Magnetita I (Figura 30).

Calcopirita II: se encuentra en contacto simple e intercrecida con magnetita-actinolita (Figuras 29 y 33).

Calcopirita III: se observa en vetillas rodeando parcial o totalmente a granos de pirita y magnetita (Figura 32).

Pirita I: pirita como inclusiones anhedrales finas en Magnetita I (Figura 30).

Pirita II: se encuentra en contacto simple e intercrecida con magnetita-actinolita (Figuras 29 y 33).

Pirita III: cristales subhedrales a anhedrales en vetillas rodeada parcial o totalmente por Calcopirita III (Figura 32).

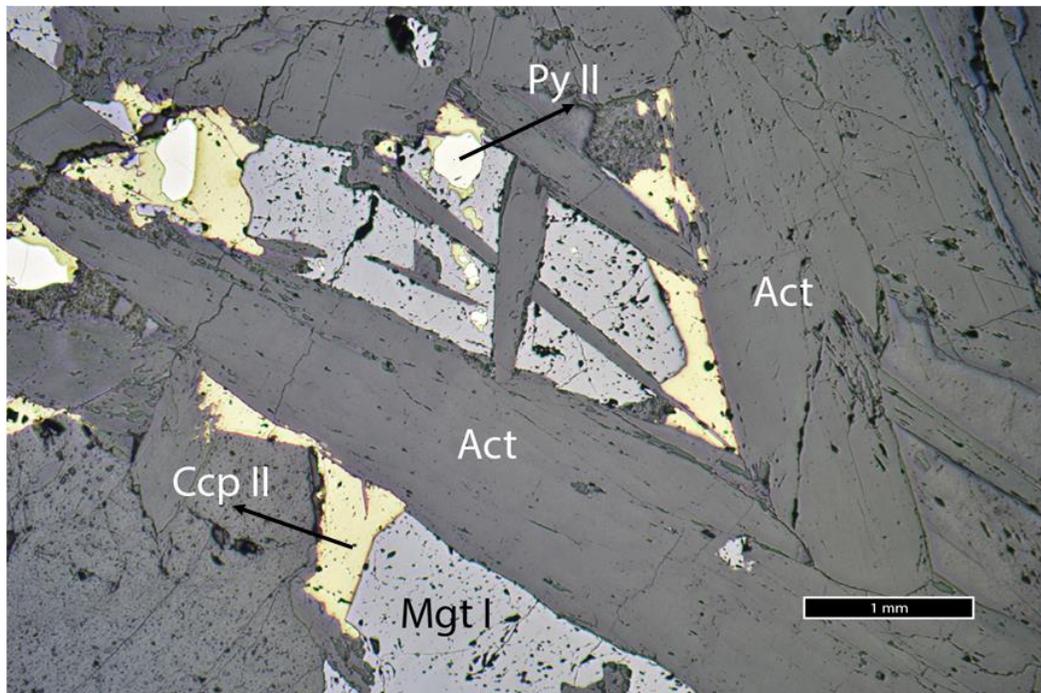


Figura 33: Fotomicrografía que muestra grandes cristales de actinolita intercrecida con Magnetita I, Calcopirita II y Pirita II. Corte: 215-01A; luz reflejada, nicols paralelos, aumento 25X.

Finalmente, en forma local se puede apreciar un leve reemplazo de calcopirita por digenita/covelina evidenciando un leve e incipiente enriquecimiento supérgeno (Figura 34).

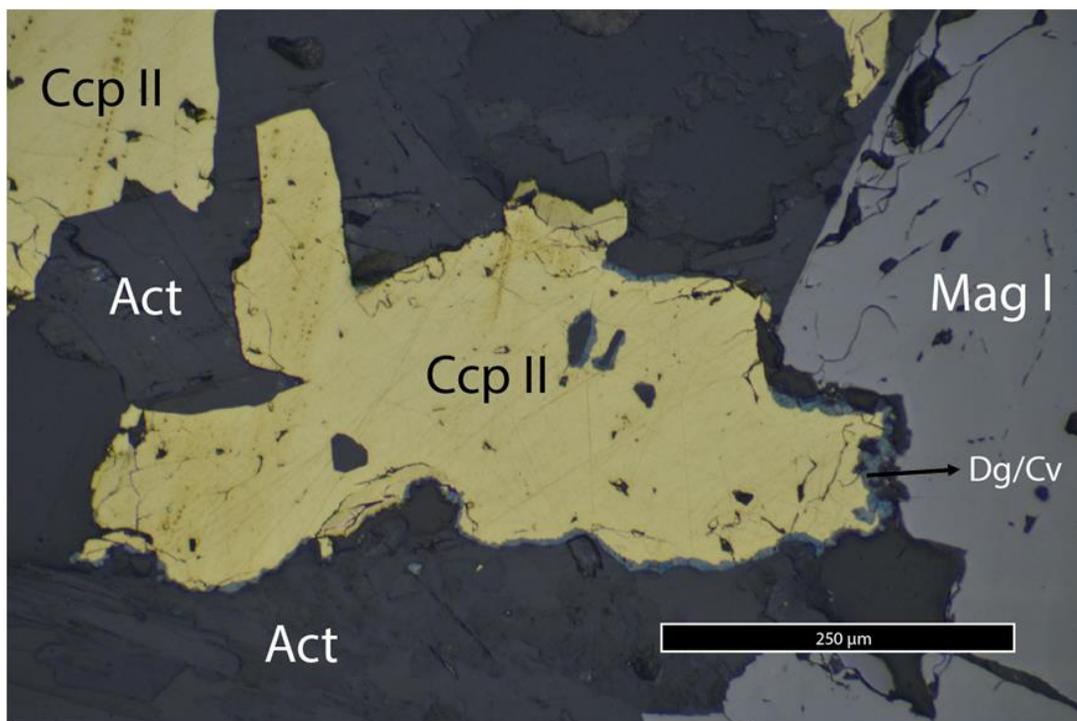


Figura 34: Fotomicrografía de grano anhedral de calcopirita con incipiente reemplazo por digenita/covelina. Corte 215-01A; luz reflejada, nicoles paralelos, aumento 200X

4.3 Secuencia Paragenética

En base a las observaciones realizadas mediante la metodología anteriormente detallada es posible proponer una secuencia de eventos de alteración/mineralización para el depósito La Higuera, desarrollada de acuerdo a relaciones de corte y texturas observadas utilizando el microscopio petrográfico.

La mineralización se encuentra hospedada en rocas intrusivas de composición diorítica de edad cretácica con una alteración calco-sódica predominante asociadas a las vetas y vetillas mineralizadas. Estas vetas y vetillas están conformadas por magnetita-actinolita-calcopirita-pirita±albita±epidota±apatito. Localmente se aprecia además calcita, clorita, hematita y cuarzo.

En resumen, se reconocen 4 eventos en el depósito. El primer evento (Evento I) corresponde a la asociación magnetita-actinolita±apatito, seguido del Evento II caracterizado por grandes cristales de actinolita intercrecidos con Magnetita I, sulfuros (Pirita II – Calcopirita II) y escaso apatito. Las vetas/vetillas de este evento pueden desarrollar un halo de albita y localmente puede existir desarrollo de una alteración potásica con biotita y feldespato potásico. El Evento III

corresponde al evento principal de mineralización de sulfuros (Calcopirita III \pm Pirita III; Figura 30) caracterizado por cúmulos y vetillas de sulfuros con actinolita y magnetita de grano fino (Magnetita III), posiblemente remobilizados y/o re-cristalizados. A este evento se asocia además la formación de epidota como alteración de actinolita y formando cúmulos o vetillas con calcopirita. La formación de titanita también estaría asociada a este evento hidrotermal.

Finalmente, en las fases finales de la evolución del depósito se observa un evento de carácter supérgeno, caracterizado por la oxidación in situ de magnetita para formar hematita (martita) y de calcopirita para formar oxidados de cobre (crisocola, malaquita). Algunas vetas presentan desarrollo de un gossan con abundantes limonitas (goethita, hematita, jarosita), sin embargo, al parecer la presencia de pirita es relativamente minoritaria lo cual incidió en una escasa a nula formación de sulfuros secundarios.

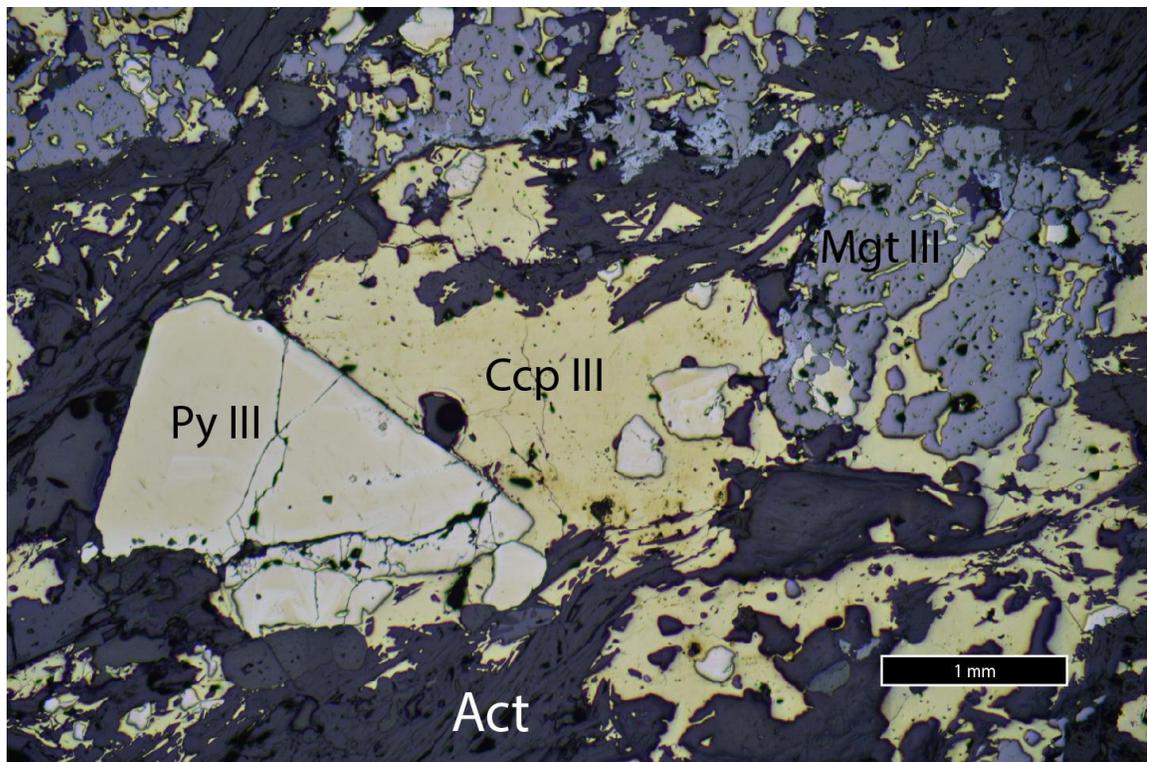


Figura 35: Fotomicrografía representativa del Evento III en donde se aprecia una vetilla de calcopirita con magnetita, pirita y actinolita. Corte: 079-01; luz reflejada, nicoles paralelos, aumento 25X.

La secuencia paragénetica se ilustra en la Figura 36.

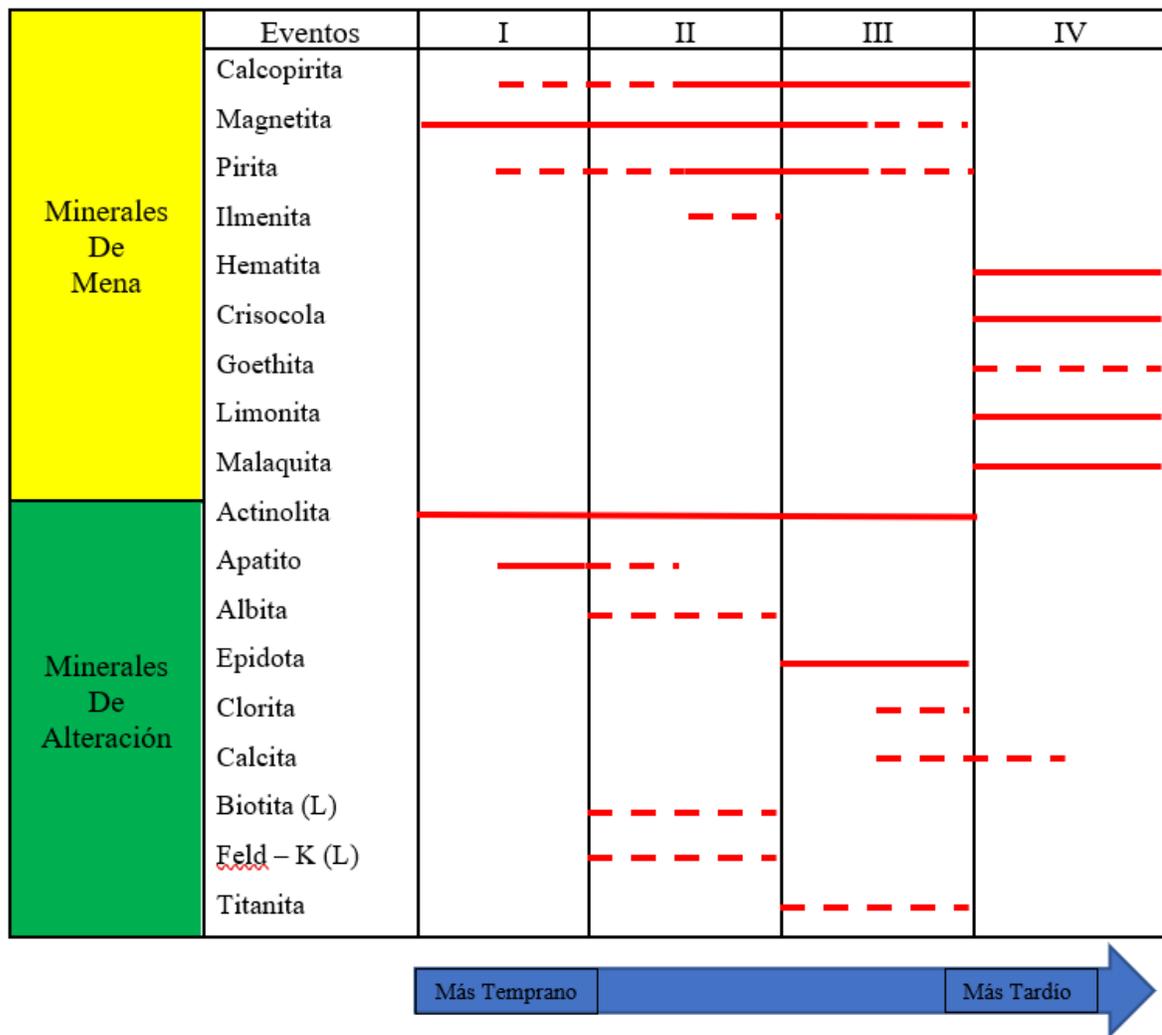


Figura 36: Paragénesis mineral y eventos de alteración y mineralización, Distrito Minero la Higuera. La línea segmentada indica menor cantidad, el símbolo (L) indica que la alteración se desarrolla de forma local.

CAPÍTULO 5: DISCUSIÓN

5.1 Geología del Depósito

Mediante el trabajo realizado en terreno y usando imágenes satelitales para la confección del mapa del depósito, fue posible identificar las distintas características geológicas de este.

Las principales litologías encontradas fueron rocas intrusivas de composición diorítica a granodiorítica con la particularidad de que hacia el sector suroeste las rocas presentan una mayor cantidad de minerales máficos (acompañado de un menor tamaño de grano) con respecto a las que se encuentran en el sector noreste. Esto permite inferir que existen dos intrusivos en el área de estudio, uno de composición diorítica y otro granodiorítico, donde el diorítico intruye al granodiorítico. Estas rocas intrusivas aparecen en toda la extensión del depósito y hospedan la mineralización, lo cual es relevante considerando que la mineralización IOCG y de hierro-apatito generalmente suele hospedarse en rocas volcánicas y volcano-sedimentarias como es el caso de Candelaria y Mantoverde.

La mineralización por su parte se distribuye fundamentalmente en tres vetas principales indicando un fuerte control estructural. Las vetas principales tienen una orientación N70°E/65°SW (Figura 37), sin embargo, hay un segundo grupo de vetas de menor tamaño de orientación N65°W/60°SW. La zona de intersección de las vetas es donde se generaría la mayor concentración de mineralización.

De acuerdo a los datos obtenidos en superficie, se puede inferir la presencia de cuerpos masivos de mineralización en profundidad, sin embargo, y de acuerdo al modelo geológico descrito más adelante, estos serían pobres en sulfuros y principalmente conformados por magnetita.

A pesar de que en las cartas geológicas de la región se identifica la presencia de algunas fallas de dimensiones notables y cuya extensión alcanzaría el área de estudio, no se encontraron evidencias directas de ellas en terreno. Esto probablemente se deba a que dichas fallas mayores no pasan por la zona, o la alteración y mineralización del depósito no permitieron su observación de forma directa o simplemente que dada la menor escala del mapa (1:8000) comparado con las grandes escalas de las cartas geológicas (1:250000 o 1:100000) no permitiera asociarlas con precisión al área específica. Por otro lado, el desarrollo de sistemas de fallas responsables del

control estructural de la mineralización en el distrito esta posiblemente asociado a la evolución cinemática de fallas mayores regionales.



Figura 37: Vetas mineralizadas de orientación general N70°E/65°SW del cerro La Higuera.

5.2 Alteración y Mineralización

Un rasgo muy importante en la definición del tipo de depósito es la clara identificación de las asociaciones minerales (paragénesis). Por ende, una parte preponderante en este trabajo fue identificar las distintas alteraciones, su distribución en la zona y como estas se asocian a la mineralización de Fe-Cu.

Con respecto a la alteración hidrotermal, la más frecuente en La Higuera es la alteración calco-sódica, caracterizada por abundante actinolita y albita. En depósitos tipo IOCG esta alteración se da en profundidad y en muchos casos estos depósitos tienen una alteración potásica pervasiva sobrepuesta y una alteración sericítica y silicificación en las zonas más someras (Hitzman et al., 1992; Barton, 2014). En La Higuera, además de una alteración calco-sódica se

distingue una alteración potásica con biotita y feldespato potásico y una alteración propilítica (epidota, calcita con menor clorita). La primera se encuentra de forma muy localizada en el depósito, específicamente en un área pequeña del sector noreste del cerro La Higuera, mientras que la segunda se encuentra distribuida en la zona y está representada fundamentalmente por epidota, la cual es muy abundante en el depósito.

Por otro lado, la paragénesis de depósitos de hierro-apatito o IOA, es relativamente simple, principalmente con magnetita, actinolita y apatito. Esta asociación mineral es también reconocida en La Higuera y suele acompañar a la mineralización de sulfuros.

En base a los estudios petro-calcográficos realizados en rocas del distrito minero La Higuera, fue posible determinar los eventos de alteración y mineralización que dieron forma al depósito. Cuatro eventos fueron identificados:

El primer evento (evento I) consta principalmente de magnetita, actinolita y menor apatito, paragénesis típica de yacimientos IOA. Este evento representaría la porción más profunda del sistema. Los estudios realizados no permiten determinar el carácter magmático o hidrotermal de la magnetita de este evento. Se requiere de estudios de detalle con microsonda electrónica para determinar el contenido de elementos trazas y su distribución a nivel micrométrico para establecer su origen. Sin embargo, la presencia de inclusiones de sulfuros en magnetita tipo I, sugiere un fuerte componente hidrotermal en esta etapa, al menos por la formación de sulfuros.

El evento II se caracteriza por la asociación de actinolita, magnetita, sulfuros (calcopirita y pirita) y escaso apatito, además de ser el primero con características hidrotermales. Asociado a este evento se desarrolla la albita, principalmente como un halo de alteración de las vetas y probablemente la alteración potásica de carácter local.

Un tercer evento (evento III) de características hidrotermales se desarrolla con presencia de abundantes sulfuros, principalmente calcopirita y menor pirita, con magnetita, actinolita y epidota en vetas y vetillas. Adicionalmente, se reconoce calcita y clorita constituyendo la alteración propilítica.

Finalmente, el cuarto evento corresponde a la alteración supérgena de magnetita y sulfuros formando martita, limonitas y oxidados de cobre (crisocola y malaquita). La oxidación

de los minerales de mena en el ambiente supérgeno constituye la fase tardía y final en la evolución del depósito.

Esta sucesión de eventos muestra un sistema que evoluciona desde un evento de alta temperatura, profundo, posiblemente de carácter magmático-hidrotermal que dio origen a la mineralización tipo IOA, que gradaba hacia condiciones dominadas por fluidos hidrotermales con la incorporación de sulfuros y alteraciones asociadas. Posteriormente a estos eventos principales, la exhumación y erosión junto a la influencia de aguas meteóricas habrían facilitado la alteración supérgena dando origen a las grandes acumulaciones de oxidados de cobre históricamente explotados en La Higuera.

5.3 Modelo Genético

Las primeras evidencias de una relación genética entre depósitos IOA e IOCG parten de las descripciones realizadas por Espinoza y colaboradores (1996) en cuyo trabajo realizaron una clasificación de los depósitos en la Cordillera de la Costa en el norte de Chile. La separación fue efectuada en base a las rocas que hospedan la mineralización, dividiéndolos en depósitos hospedados por rocas volcánicas (Tipo Buena Esperanza), por rocas sedimentarias y finalmente hospedados por rocas intrusivas (Tipo Montecristo). Este último tipo comparte similitudes con el distrito minero La Higuera ya que Espinoza y colaboradores lo describen como vetas con abundantes óxidos de hierro, actinolita, pirita, calcopirita y menores cantidades de apatito, turmalina, cuarzo y calcita, identificándose también la presencia de óxidos de cobre y ocasionalmente oro. Además, un aspecto de gran importancia a destacar es que se menciona una zonación en las denominadas vetas tipo Montecristo (Figura 38).

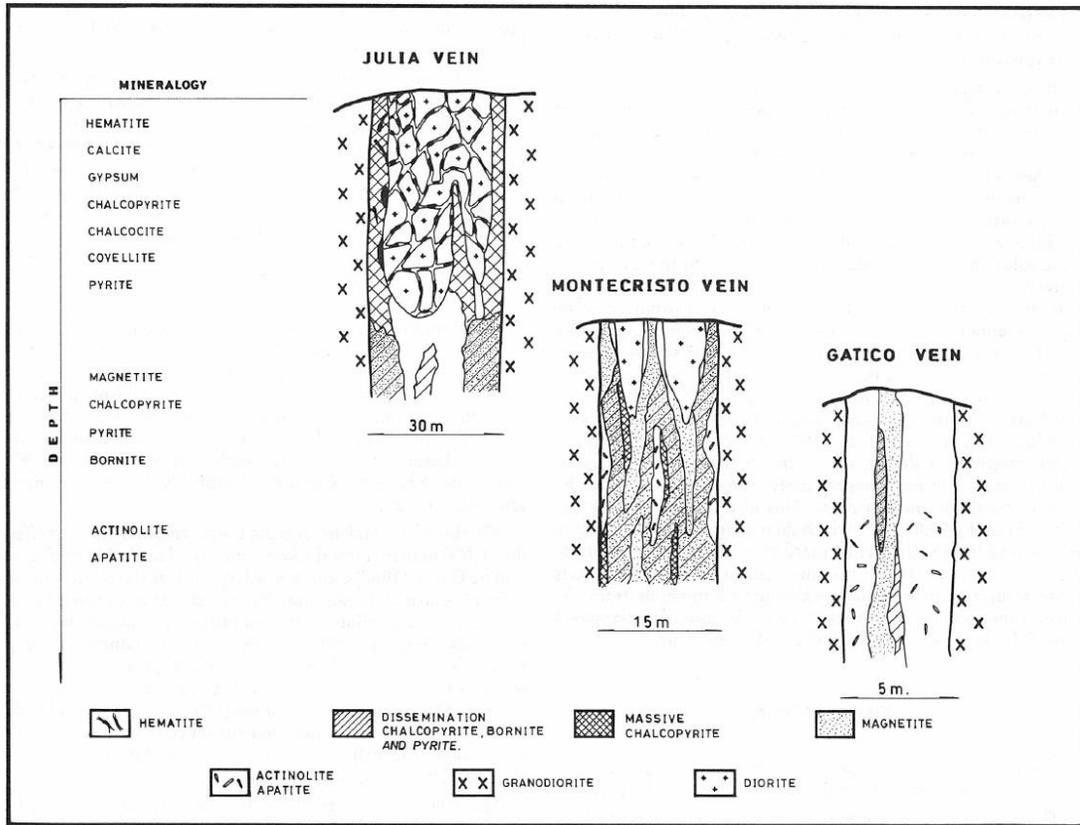


Figura 38: Zonación mineralógica vertical y correlación entre 3 vetas tipo Montecristo (Espinoza et al., 1996)

Diversos autores (Sillitoe, 2003; Knipping et al., 2015 a,b; Reich et al., 2016; Barra et al., 2017; Simon et al., 2018) han planteado una posible relación genética entre los depósitos IOA e IOCG, y si bien este trabajo no proporciona datos suficientes para aseverarlo, es interesante observar que las vetas de La Higuera presentan algunas características de ambos estilos de mineralización, en forma similar a las vetas tipo Montecristo reportadas por Espinoza et al. (1996) al norte de Taltal emplazadas en intrusivos de edad Jurásica. Las características mineralógicas y de alteración descritas por estos autores son similares a las observadas en las vetas de La Higuera, con la diferencia que estas últimas están emplazadas en intrusivos Cretácicos.

La mineralización metálica de La Higuera permite clasificar el depósito como de tipo IOCG, con cantidades significativas de magnetita y calcopirita y una explotación económica por cobre, sin embargo, es interesante notar que posee una cantidad abundante de actinolita y no menor de apatito, lo cual no son fases comunes de IOCG, sino más bien de IOA lo que indica que estaríamos documentando una transición entre estos depósitos.

Anteriormente fueron mencionados tres mecanismos mediante los cuales los depósitos IOA podrían ser formados, estos son los modelos de inmiscibilidad magmática, el modelo de reemplazo hidrotermal y el modelo de flotación. El primer modelo plantea que la mineralización tiene su origen en un magma que se separa en un fundido rico en Fe-P y volátiles entre otros componentes, y un fundido silicatado. El contenido de volátiles permitiría el ascenso del fundido rico en hierro el cual precipitaría a medida que el fundido pierde dichos volátiles. Por otro lado, el segundo modelo plantea que fluidos ricos en hierro provenientes del magma generarían un extenso reemplazo metasomático de la roca caja a medida que circulan desde la cámara magmática hasta niveles más someros. Finalmente, estudios recientes han propuesto que los depósitos IOA se formarían mediante la concentración de magnetita de origen magmático, lo cual ocurriría mediante un proceso de flotación desencadenado por fluidos hidrotermales que se exsuelven desde un magma parental. Los fluidos hidrotermales generarían burbujas que se adhieren a la superficie de microlitos de magnetita y bajo ciertas condiciones de presión y volumen permiten el ascenso de una emulsión conformada de burbujas y magnetita en el interior de la cámara magmática para que posteriormente precipite en fracturas o zonas de debilidad de la corteza. El fluido hidrotermal rico en Cl facilitaría que metales como el Cu y el Au formen complejos facilitando su transporte además de poder precipitar magnetita hidrotermal. Este fluido magmático-hidrotermal podría ascender por sobre la formación del IOA para precipitar Fe y sulfuros generando un IOCG en zonas más somera (Knipping et al., 2015 a,b; Reich et al., 2016; Barra et al., 2017; Figura 39).

Como se puede notar diversos procesos han sido propuestos para la formación de los depósitos IOA, y como se dijo anteriormente este estudio no puede demostrar la veracidad de uno u otro, sin embargo, es importante notar que los datos obtenidos mediante este estudio apoya un modelo donde un depósito IOA este asociado a un depósito IOCG en el tiempo y el espacio, siendo el modelo de flotación, el único que plantea un origen común para estos depósitos y por ende el único al cual podemos asociar el distrito minero La Higuera.

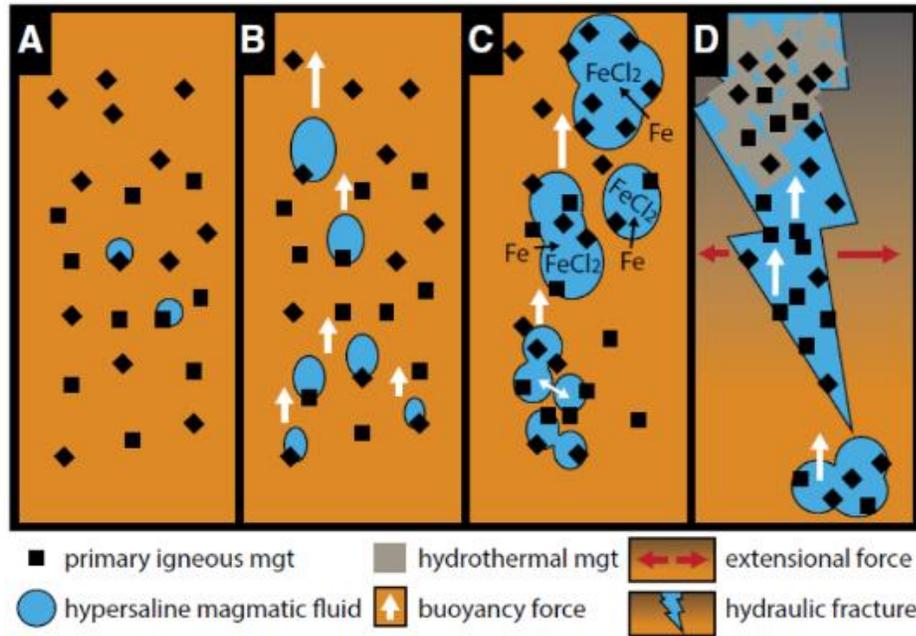


Figura 39: Modelo de flotación de magnetita para la formación de depósitos IOA. Tomado de Knipping et al. (2015a).

De acuerdo a las características geológicas y mineralógicas del distrito minero La Higuera se puede interpretar que las vetas mineralizadas corresponden a vetas del tipo Montecristo según Espinoza et al. (1996). Estas vetas estarían emplazadas en intrusivos diorítico a granodiorítico de edad cretácica y representarían una transición entre un depósito IOA en profundidad a un IOCG rico en magnetita a niveles más someros de acuerdo al modelo de zonación vertical presentado por Barra et al. (2017) (Figura 40).

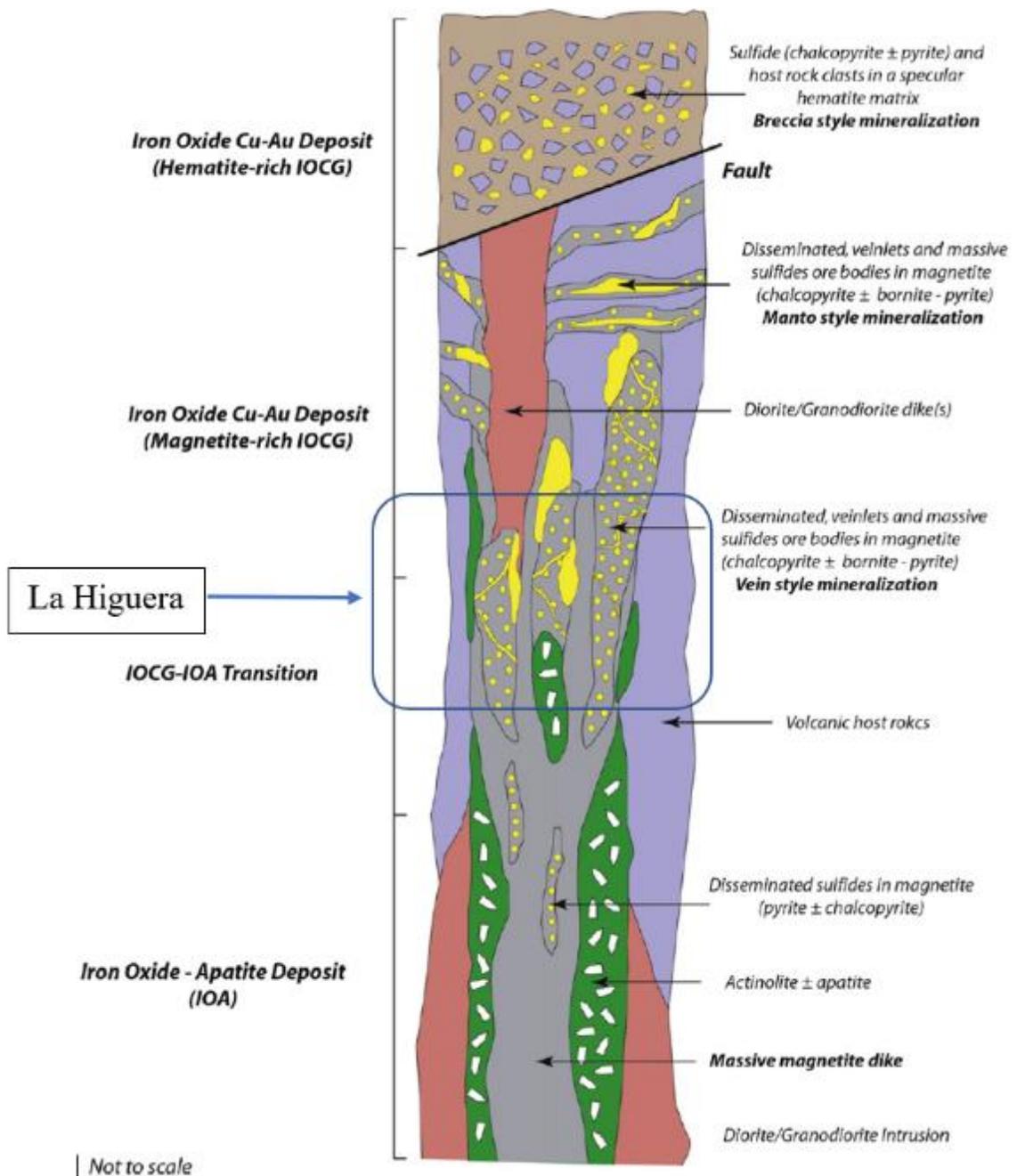


Figura 40: Zonación vertical que muestra la relación espacial y genética entre depósitos IOA e IOCG. Se muestra la zona de transición que representa a las vetas de La Higuera. Tomado de Barra et al. (2017).

CAPÍTULO 6: CONCLUSIONES

El distrito minero La Higuera ubicado en la parte sur de la Franja Ferrífera Chilena en la Región de Coquimbo, corresponde a una serie de vetas de Fe-Cu hospedadas en rocas intrusivas de composición diorítica (sector oeste) y granodiorítica (sector este) de edad cretácica. Las vetas principales tienen una orientación preferencial N70°E/65°SW y son cortadas por vetas de menor tamaño con orientación N65°W/60°SW.

Los estudios petrográficos realizados en este trabajo indican que las vetas mineralizadas son el resultado de cuatro eventos de alteración/mineralización. El primer evento corresponde a la asociación magnetita-actinolita-apatito, mientras que el segundo evento consiste en la asociación magnetita-actinolita-sulfuros±apatito. El tercer evento es el de mineralización principal de cobre representado por vetillas de calcopirita±pirita-magnetita-actinolita-albita-epidota y menor calcita-clorita. La última etapa corresponde a la alteración supérgena con formación de oxidados de cobre (crisocola y malaquita) y martitización de magnetita. La paragénesis mineral de las vetas de La Higuera indica que se trata de vetas tipo IOCG con características de depósitos de hierro-apatito.

Los resultados de este estudio indican además que las vetas de La Higuera son similares a las vetas tipo Montecristo emplazadas en intrusivos de edad jurásica en la zona de Taltal (Espinoza et al., 1996) y por ende permiten concluir que el distrito minero La Higuera representa una transición entre un depósito IOA en profundidad a un depósito IOCG rico en magnetita en niveles más someros. Esta conclusión es consistente con el modelo de flotación propuesto por Knipping et al. (2015) y discutido por Reich et al. (2016), Barra et al. (2017) y Simon et al. (2018), para explicar el origen y relación espacial de estos depósitos.

Finalmente, como recomendaciones para futuros estudios en esta zona, se debe considerar realizar un estudio mineralógico de detalle de muestras pertenecientes a la subsuperficie, en específico análisis geoquímicos que permitan definir la composición de elementos trazas de los distintos tipos de magnetita con el propósito de identificar su carácter hidrotermal y/o magmático, además de estudios geocronológicos para establecer de manera precisa la edad de formación de las vetas y de la roca caja.

Bibliografía

Aguirre, L.; Egert, E., 1962. Las formaciones manganesíferas de la región de Quebrada Marquesa, Provincia de Coquimbo. *Revista Minerale*, No. 76, p. 25- 37. Santiago.

Aguirre, L., Egert, E., 1970. Cuadrángulo Lambert (La Serena), Provincia de Coquimbo. Instituto de Investigaciones Geológicas, Carta Geológica de Chile, No. 23, 14 p., 1 mapa escala 1:50.000. Santiago.

Arabasz, Walter Joseph, Jr., 1971. *Geological and Geophysical Studies of the Atacama Fault Zone in Northern Chile*. Dissertation (Ph.D.), California Institute of Technology. doi:10.7907/1QCV-NG11.

Arévalo C., 2005. Carta Copiapó, Región de Atacama. 54 p., 1 map escala 1:100,000. Servicio Nacional de Geología y Minería

Barra F., Reich M., Simon A., Morata D., 2015. Fuente de los Fluidos y Metales en el Clan IOCG Andino: Inferencias a partir de Inclusiones Fluidas, Isótopos de S. Congreso Geológico Chileno, 14, La Serena, Chile, 4 - 8 octubre 2015, 2015, pp.417-420 (v.2).

Barra F., Reich M., Selby D., Rojas P., Simon A., Salazar E. and Palma G., 2017. Unraveling the origin of the Andean IOCG clan: a Re – Os isotope approach. *Ore Geol. Rev.* 81, 62–78.

Barton, M.D., 2014. Iron oxide (– Cu – Au – REE – P – Ag – U – Co) systems. *Treatise Geochem.*13, 515–541.

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

Barton, M., Johnson, D., 2000. Alternative brine sources for Fe oxide (–Cu–Au) systems: implication for hydrothermal, alteration and metal. In: Porter, T.M. (Ed.), *Hydrothermal Iron-Oxide Cooper-Gold and Related Deposits: A Global Perspective*. Australian Mineral Foundation, Adelaide, pp. 43–60.

Bilenker, L.D., Simon, A.C., Reich, M., Lundstrom, C., Gajos, N., Bindeman, I., Barra, F., Munizaga, R., 2016. Fe–O stable isotope pairs elucidate a high-temperature origin of Chilean iron oxide-apatite deposits. *Geochim. Cosmochim. Acta* 177, 94–104.

Bookstrom, A.A., 1977. The magnetite deposits of El Romeral, Chile. *Econ. Geol.* 72, 1101–1130.

Brown M., Díaz F., Grocott J., 1993. Displacement history of the Atacama Fault System, 25°00'S 27°00'S, northern Chile. *Geol Soc Am Bull* 105:1165–1174.

Charrier R., Pinto L., Rodríguez M. P., 2007. Tectonostratigraphic evolution of the Andean Orogen in Chile. In: Moreno T, Gibbons W (eds) *The geology of Chile*. Geological Society, London, pp 21–114.

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. *Mineral. Deposita* 46, 677–706.

Chong, G.; Mendoza, M.; García-Veigas, J.; Pueyo, J.L.; Turner, P., 1999. Evolution and geochemical signatures in a Neogene forearc evaporitic basin: The Salar Grande (Central of Chile). *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 151: 39-54.

Coria B., Davidson C., Mpodozis C., Ramos V., 1982. Tectonic and magmatic evolution of the Andes of northern Argentina and Chile. *Earth Sci Rev* 18:303-332.

Creixell, C.1; Ortiz, M.1; Arévalo, C.2 2012. Geología del área Carrizalillo-El Tofo, Regiones de Atacama y Coquimbo. Servicio Nacional de Geología y Minería, Carta Geológica de Chile, Serie Geología Básica 133-134: 82 p., 1 mapa escala 1:100.000.

Darwin, C., 1846. *Geological Observations on South America: Being the Third Part of the Geology of the Voyage of the Beagle, Under the Command of Capt. Fitzroy, R.N. During the Years 1832 to 1836*: Smith, Elder & Co., London, 279 p.

Emparan, C.; Pineda, G., 1999. Area Condoriaco – Rivadavia, Región de Coquimbo. Servicio Nacional de Geología y Minería, Mapas Geológicos, No. 12, 1 mapa escala 1:100.000. Santiago.

Emparan, C.; Pineda, G., 2000. Área La Serena-La Higuera. Región de Coquimbo. Servicio Nacional de Geología y Minería, Mapas Geológicos 18, 1 mapa escala 1:100.000. Santiago.

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, R.H., Petersen, R. (Eds.), *Andean Copper Deposits: New Discoveries, Mineralization Styles and Metallogeny*. Society of Economic Geologist 5, pp. 19–32.

Frutos J., Oyarzún J., 1975. Tectonic and geochemical evidence concerning the genesis of El Laco magnetite lava flow deposits, Chile. *Econ Geol* 70: 988-990.

Gana, P., 1991. Mapa geológico de la Cordillera de la Costa entre La Serena y Quebrada El Teniente. Servicio Nacional de Geología y Minería, Documentos de Trabajo, No. 3, 1 mapa escala 1: 100.000. Santiago.

García, F., 1967. Geología del Norte Grande de Chile. In *Simposium sobre el Geosinclinal Andino*. Soc. Geol. Chile, No. 3, 138 p. Santiago, Chile, 1962.

Godoy, E. y Lara, L., 1998. Mapa Geológico de las Hojas Chañaral y Diego de Almagro, Región de Atacama, Servicio Nacional de Geología y Minería, Mapas Geológicos, Nos. 5 – 6, 1 mapa escala 1: 100.000. Santiago.

Hammerschmidt K. Doñbel R., Friedrichsen H., 1992. Implications of $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ dating of early Tertiary volcanic rocks from the north-Chilean Precordillera. *Tectonophysics* 202: 55-81.

Hartley, A.; Chong, G., 2002. Late Pliocene age for the Atacama Desert: Implications for the desertificación of western South America. *Geology*, 30 (1):43-46.

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

Hou T., Charlier B., Holtz F., Veksler I., Zhang Z., Thomas R. and Namur O. (2018) Immiscible hydrous Fe–Ca–P melt and the origin of iron oxide-apatite ore deposits. *Nature Commun.* 9, 1415.

Knipping J. L., Bilinker L. D., Simon A. C., Reich M., Barra F., Deditius A. P., Lundstrom C., Bindeman I. and Munizaga R., 2015. Giant Kiruna-type deposits form by efficient flotation of magmatic magnetite suspensions. *Geology*. <http://dx.doi.org/10.1130/G36650.1> (in press).

Knipping J. L., Bilinker L. D., Simon A. C., Reich M., Barra F., Deditius A. P., Wälle M., Heinrich C. A., Holtz F., Munizaga R., 2015b. Trace elements in magnetite from massive iron oxide-apatite deposits indicate a combined formation by igneous and magmatic-hydrothermal processes. *Geochim Cosmochim Acta* 171:15–38.

Lledó, H.L., Jenkins, D.M., 2008. Experimental investigation of the upper thermal stability of Mg-rich actinolite; implications for Kiruna-type iron deposits. *J. Petrol.* 49, 225–238.

Maksaev, V.; Zentilli, M., 2002. Chilean Strata-bound Cu-(Ag) Deposits: An Overview. In: *Hydrothermal Iron Oxide Copper-Gold & Related Deposits: A Global Perspective, Volume 2* (Porter, T.M., editor). PGC Publishing: 185-205, Adelaide.

Morata D., Aguirre L., 2003. Extensional Lower Cretaceous volcanism in the coastal range (29°20'–30°S), Chile: geochemistry and petrogenesis. *J S Am Earth Sci* 16:459–476.

Mpodozis, C; Ramos, V., 1989. The Andes of Chile and Argentina, in: *Geology of the Andes and its relation to hydrocarbon and mineral resources*; Ericksen, G.E., Cañas M.T. and Reinemund, J.A. (Editores), Houston, Texas, Circum-Pacific Council for Energy and Mineral Resources, Earth Science Series, Vol. 11, p.59-90.

Mpodozis C., Ramos V., 1990. The Andes of Chile and Argentina. In: Ericksen GE, Cañas Pinochet MT, Reinemund JA (eds) *Geology of the Andes and its relation to hydrocarbon and mineral resources*. Circum-Pacific Council Energy Min Resource Earth Sci Ser 11:59–90.

Muñoz Cristi, J., 1950. Geología del distrito minero de La Higuera, ubicado en la Provincia de Coquimbo. *Anales de la Facultad de Ciencias Físicas y Matemáticas*, 7(7), Pág.73-176, Consultado de <https://revistas.uchile.cl/index.php/AFCFM/article/view/36966/38634>

Naslund H. R., Henríquez F., Nyström J. O., Vivallo W., Dobbs F. M., 2002. Magmatic iron ores and associated mineralization examples from the Chilean high Andes and Coastal Cordillera. In: Porter TM (ed) *Hydrothermal iron oxide copper-gold & related deposits: a global perspective*, vol 2. PGC, Adelaide, pp 207–226.

Nyström J. O., Henríquez F., 1994. Magmatic features of iron ores of the Kiruna type in Chile and ore textures and magnetite geochemistry. *Econ Geol* 89:820–839.

Palma G, Barra F, Reich M, Valencia V, Simon AC, Vervoort J, Leisen M, Romero R., 2019. Halogens, trace element concentrations, and SrNd isotopes in apatite from iron oxide-apatite (IOA) deposits in the Chilean iron belt: evidence for magmatic and hydrothermal stages of mineralization. *Geochim Cosmochim Acta* (in press).

Pankhurst R. J., Rapela C. W., Saavedra J., Baldo E., Dahlquist J., Pascua I. and Fanning C. M., 1998. The Famatinian magmatic arc in the central Sierras Pampeanas: an Early to Mid-Ordovician continental arc on the Gondwana margin. *Geological Society, London, Special Publications*, 142, 343-367, 1. <https://doi.org/10.1144/GSL.SP.1998.142.01.17>

Paskoff, R., 1970. *Recherches Géomorphologiques dans le Chili semi – aride*, Bordeaux, Biscaye Frères, Imprimeurs, 420 p.

Pineda F., Germán; Emparan C., Carlos., 1997. Nuevos antecedentes de la estratigrafía y geocronología cretácica del norte del Rio Elqui: evidencias de tectónica extensional. En *Congreso Geológico Chileno, Antofagasta, Chile, 13-17 octubre 1997*: pp.215-219.

Pineda, F., Guillermo, G., 1996. Geología del area central-norte de la provincia de Elqui, entre las coordenadas 29°45'-30°00'Lat. sur y 70°39'-71°05'long. oeste. Memoria de título *Universidad de Chile, Depto. de Geología*: 114 p., il, Santiago.

Pollard, P.J., 2000. Evidence of a magmatic fluid and metal source for Fe-oxide Cu–Au mineralisation. In: Porter, T.M. (Ed.), *Hydrothermal Iron Oxide Copper–Gold and Related Deposits: A Global Perspective*. Australian Mineral Foundation, Adelaide, pp. 27–46.

Reich, M., Simon, A.C., Deditius, A., Barra, F., Chryssoulis, S., Lagas, G., Tardani, D., Knipping, J.L., Bilenker, L., Sánchez-Alfaro, P., Roberts, M.P., 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 IOCG systems? *Econ. Geol.* 111, 743–761.

Rieger, A., Marschik, R., Díaz, M., Hölzl, S., Chiaradía, M., Akker, B., Spangenberg, J., 2010. The hypogene iron oxide copper–gold mineralization in the Mantoverde district. North Chile. *Econ. Geol.* 105, 1271–1299.

Riquelme, R., 2003. *Evolution Geomorphologique Neogene des Andes Centrales du Desert d'Atacama (Chili): interaction tectonique – erosion – climat*. PhD tesis, Université Paul Sabatier, France – Universidad de Chile, Chile, 257pp.

Rivano, S.; Sepúlveda, P., 1986. Hoja Illapel, Región de Coquimbo. Servicio Nacional de Geología y Minería, Carta Geológica de Chile, No. 69, 32p.

Rivano, S.; Sepúlveda, P., 1991. Hoja Illapel, Región de Coquimbo. Servicio Nacional de Geología y Minería, Carta Geológica de Chile 69: 132 p.

- Rojas, P.A., Barra, F., Reich, M. et al., 2018. A Genetic link between magnetite mineralization and diorite intrusion at the Romeral iron oxide-apatite deposit, northern Chile. *Miner Deposita* (2018) 53: 947. <https://doi.org/10.1007/s00126-017-0777-x>.
- Ruíz, F.C., Corvalán, J., Klohn, C., Klohn, E., Levi, B., 1965. Geología y yacimientos metalíferos de Chile. Instituto de Investigaciones Geológicas, Santiago (305 pp.).
- Scheuber E., Andriessen PAM., 1990. The kinematic and geodynamic significance of the Atacama fault zone, northern Chile. *J Struct Geol* 12:243–257.
- Scheuber, E., González, G., 1999. Tectonics of 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* 18, 895–910.
- Scheuber E., 1994. Tektonische Entwicklung des nordchilenischen aktiven Kontinentalrandes: Der Einfluss von Plattenkonvergenz und Rheologie. *Geotekkt Forsch* 81:1–131.
- Seegerstrom, K.; Ruiz, C., 1962. Cuadrángulo Copiapó, Provincia de Atacama. *Instituto de Investigaciones Geológicas, Carta Geológica de Chile*, Vol. 3, No. 1, 115p.
- Sillitoe, R.H., 2003. Iron oxide-copper-gold deposits: an Andean view. *Mineralium Deposita*. 38: 787-812.
- Sillitoe, R.H., Burrows, D.R., 2002. New field evidence bearing on the origin of the El Laco magnetite deposit, northern Chile. *Econ. Geol.* 97, 1101–1109.
- Simon A. C., Knipping J., Reich M., Barra F., Deditius A. P., Bilenker L. and 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. *SEG Special Publications*, 21, 89–114.
- Taylor, G.K., Grocott, J., Pope, A., Randall, D.A., 1998. Mesozoic fault systems, deformation and fault block rotation in the andean forearc: a cristal scale strike – slip duplex in the Coastal Cordillera of northern Chile. *Tectonophysics*, No. 299, p. 93 – 109.
- Ullrich, T., Clark, A.H., 1999. The Candelaria copper–gold deposit, región III, Chile: paragenesis, geochronology and fluid composition. In: Criddle, A.J., Hagni, R.D. (Eds.), *Mineral Deposits: Processes to Processing*. Balkema, Rotterdam, pp. 201–204.

ANEXO A

Descripciones muestras de mano

Se muestran algunas descripciones de muestras usadas para los análisis de este trabajo.

Muestra: LH-006		
Tipo de Roca	Muestra de veta	
Textura	Gruesa	
Mineralogía		
Magnetita, cuarzo, calcopirita, actinolita, hematita.		
Observaciones		
La magnetita se presenta de forma euhedral y la calcopirita en vetillas de hasta 1,5mm de abertura, diseminada y en fracturas.		
Alteración (es)	Actinolitización.	

Figura 41: Descripción de muestra de mano. Código: LH – 006.

Muestra: LH-007		
Tipo de Roca	Intrusiva	
Textura	Fanerítica	
Mineralogía		
Primaria: plagioclasas, hornblenda, cuarzo, magnetita Alteración: calcopirita, epidota, magnetita, actinolita.		
Observaciones		
La magnetita se encuentra también en vetillas discontinuas, sinuosas rodeadas por cuarzo y epidota. La calcopirita se encuentra asociada a ella en dichas vetillas en cantidades menores (comparado con la magnetita).		
Alteración (es)	Cálcica.	

Figura 42: Descripción de muestra de mano. Código: LH – 007.

Muestra: LH-025	
Tipo de Roca	Granodiorita
Textura	Fanerítica
Mineralogía	
Hematita, cuarzo, biotita, piritita, calcopirita.	
Observaciones	
Roca frágil, se desprenden pequeñas partes de la muestra al manipularla. Tanto la piritita como la calcopirita se encuentran diseminadas en la roca.	
Alteración (es)	Potásica



Figura 43: Descripción de muestra de mano. Código: LH – 025.

Muestra: 074-03	
Tipo de Roca	Muestra de veta
Textura	Gruesa
Mineralogía	
Hematita, cuarzo, apatito, actinolita, jarosita	
Observaciones	
La roca posee fracturas discontinuas con aberturas de hasta 1,5mm con relleno de magnetita o jarosita	
Alteración (es)	actinolitización



Figura 44: Descripción de muestra de mano. Código: 074 – 03.

Muestra: 079-01	
Tipo de Roca	Muestra de veta
Textura	Gruesa
Mineralogía	
Actinolita, cuarzo, magnetita, calcopirita, hematita en la parte externa	
Observaciones	
La actinolita presenta habito fibroso y cristales de hasta 6cm de largo	
Alteración (es)	actinolitización



Figura 45: Descripción de muestra de mano. Código: 079 – 01.

Muestra: 080-02	
Tipo de Roca	Diorita
Textura	Fanerítica
Mineralogía	
Primaria: plagioclasas, cuarzo, hornblenda Alteración: actinolita, piritita, calcopirita, albita, magnetita.	
Observaciones	
La actinolita presenta hábito fibroso mientras que la piritita y la calcopirita se encuentran en vetillas de hasta 3mm de abertura y en pequeños cúmulos.	
Alteración (es)	Calcosódica.



Figura 46: Descripción de muestra de mano. Código: 080 – 02.

Muestra: KLH – 08	
Tipo de Roca	Granodiorita
Textura	Fanerítica
Mineralogía	
Primaria: Plagioclasas, hornblenda, magnetita Alteración: limonita, actinolita, hematita	
Observaciones	
Posee un grano muy grueso de hasta 1,5cm y una veta de actinolita de hasta 7mm de espesor	
Alteración (es)	Supergena leve



Figura 47: Descripción de muestra de mano. Código: KLH – 08.

Muestra: KLH – 10	
Tipo de Roca	Granodiorita
Textura	Fanerítica
Mineralogía	
Primaria: plagioclasas, hornblenda, cuarzo Alteración: epidota, hematita, actinolita, biotita.	
Observaciones	
Posee una veta de cuarzo de 2,2cm de grosor	
Alteración (es)	Biotítica leve



Figura 48: Descripción de muestra de mano. Código: KLH – 10.

Muestra: KLH – 01	
Tipo de Roca	Granodiorita
Textura	Porfídica
Mineralogía	
Primaria: plagioclasas, hornblenda Alteración: actinolita, epidota, albita, calcita, hematita	
Observaciones	
Posee granosa de albita de hasta 1,2cm de largo, fuertemente alterada, pero se distingue el protolito.	
Alteración (es)	Cálcica



Figura 49: Descripción de muestra de mano. Código: KLH – 01.

Muestra: KLH – 02	
Tipo de Roca	Muestra de veta
Textura	Gruesa
Mineralogía	
Actinolita, magnetita, albita	
Observaciones	
Grano fino, hasta 5mm actinolita y hasta 4mm albita. Vetillas de magnetita y actinolita de 1 a 5cm de largo y hasta 1mm de ancho.	
Alteración (es)	Calcosódica



Figura 50: Descripción de muestra de mano. Código: KLH – 02

Muestra: KLH – 06	
Tipo de Roca	Granodiorita
Textura	Fanerítica
Mineralogía	
Primaria: plagioclasas, hornblenda, cuarzo Alteración: epidota, actinolita, albita, hematita, cuarzo	
Observaciones	
Posee vetillas de albita con epidota de un par de centímetros de largo y entre 1mm y 1cm de ancho	
Alteración (es)	supergena



Figura 51: Descripción de muestra de mano. Código: KLH – 06.

Muestra: KLH – 03	
Tipo de Roca	Diorita
Textura	Fanerítica
Mineralogía	
Primaria: Plagioclasas, hornblenda Alteración: hematita, epidota, actinolita	
Observaciones	
La actinolita se encuentra en vetillas de hasta 6cm de largo, 4mm de ancho y en la masa fundamental	
Alteración (es)	actinolitización



Figura 52: Descripción de muestra de mano. Código: KLH – 03.

ANEXO B

Descripciones cortes transparentes

Código	Mineralogía		Alteración	Roca
	Mineralización	Minerales primarios y de alteración		
074 – 03	Mgt (20%), Hem (martita, 5%)	Act (50%), Alb (10%), Qz (7%), Chl (6%), Ttn (2%)	Calcosódica	Veta
075 – 01	Mgt (6%), Ilm (1%)	Plg (45%), Act (17%), Ep (9%), Px (14%), Ap (8%)	Calcosódica, Uralitización	Diorita
076 – 01A	Mgt (21%), Hem (martita, 7%)	Act (72%)	Actinolitización	Veta
076 – 02	Mgt (7%), Hem (3%)	Act (15%), Alb (52%), Ep (12), Px (10%), Ttn (0,8%), Zr (0,2%)	Calcosódica	Diorita
079 – 01	Mgt (12%), Hem (6%), Py (10%), Ccp (16%)	Act (28%), Ab (3%), Chl (3%), Ap (8%), Cal (5%), Ep (9%)	Calcosódica	Veta
080 – 01	Mgt (5%), Hem (1%), Ilm (1%)	Act (22%), Plg (22%), Ab (8%), Qz (7%), Ap (12%), Ep (13%), Px (9%)	Calcosódica	Diorita
080 – 02	Mgt (17%), Py (7%), Ccp (13%)	Act (32%), Cal (11%), Chl (5%), Ab (15%)	Calcosódica	Veta
207 – 01	Mgt (20%), Hem (5%), Py (2%)	Act (26%), Ab (15%), Qz (6%), Ep (12%), Chl (6%), Cal (5%), Ttn (3%)	Cálcósódica	Veta
209 – 02	Mgt (9%), Hem (reemplazo, 2%)	Plg (30%), Ab (14%), Qz (9%), Act (16%), Ep (12%), Px (8%)	Calcosódica	Diorita
211 – 01	Mgt (7%), Hem (2%), Ilm (1%)	Plg (35%), Ab (7%), Qz (6%), Px (9%), Ep (8%), Act (15%), Ap (8%), Ttn (2%)	Calcosódica	Diorita
215 – 01A	Mgt (18%), Py (6%), Ccp (11%)	Act (55%), Chl (3%), Cal (3%), Plg (4%)	Calcosódica	Veta
217 – 01	<<Mgt (10%), Hem (4%)	Act (22%), Plg (19%), feld – K (6%), Ab (11%), Ep (9%), Px (8%), Hbl (6%), Bt (5%)	Calcosódica Potásica – biotítica	Granodiorita
219 – 01	Mgt (7%), Ilm (2%)	Qz (6%), Plg (32%), Ab (8%), Act (18%), Px (9%), Ap (9%), Hbl (7%), Ttn (2%)	Calcosódica	Granodiorita

Figura 53: Resumen las descripciones de cortes transparentes.