



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

MODELO ESTRUCTURAL Y CINEMÁTICO DEL YACIMIENTO DE QUEBRADA
BLANCA Y SU RELACIÓN CON LA MINERALIZACIÓN SUPÉRGENA

MEMORIA PARA OPTAR AL TÍTULO DE GEÓLOGO

MATÍAS IGNACIO BARRIOS CARVAJAL

PROFESOR GUÍA:
VICTOR MAKSAEV JURCHUC

MIEMBROS DE LA COMISIÓN:
BRIAN TOWNLEY CALLEJAS
FRANCISCO MUNIZAGA VILLAVICENCIO

SANTIAGO DE CHILE
2015

**RESUMEN DE LA MEMORIA PARA OBTAR
AL TÍTULO DE:** Geólogo
POR: Matías Ignacio Barrios Carvajal
FECHA: 03/06/2015
PROFESOR GUÍA: Victor Maksaev

MODELO ESTRUCTURAL Y CINEMÁTICO DEL YACIMIENTO DE QUEBRADA BLANCA Y SU RELACIÓN CON LA MINERALIZACIÓN SUPÉRGENA

El yacimiento de Quebrada Blanca (QB) ubicado en la Región de Tarapacá, es un pórfido de cobre y molibdeno de edad Eoceno Superior (38-35 Ma). El complejo plutónico de QB intruye a la Formación Collahuasi del Paleozoico Superior y conforma un bloque paleozoico limitado hacia el oeste por el sistema de fallas de Domeyko y hacia el Este por la Falla El Loa y el actual arco volcánico.

La compañía minera Teck ha explotado la zona de enriquecimiento supérgeno desde 1992, actualmente el recurso supérgeno se está agotando, lo que ha motivado potenciar el desarrollo del sector hipógeno. Con el fin de mejorar la resolución de la interfaz hipógeno-supérgeno y aumentar el conocimiento sobre el yacimiento para futuras labores, se propuso realizar un modelo geológico con la información levantada mediante el mapeo de sondajes y pozos de tronadura, y proponer un modelo estructural y cinemático del yacimiento.

Se realizaron plantas de litologías, alteración y leyes de cobre secuencial (SCu) para cada banco de la mina, los que se materializaron en sólidos 3D. Esto reveló lineamientos de distribución preferencial que se compararon con la información de estructuras mapeadas, y se establecieron relaciones preliminares entre las estructuras, litologías, alteración y leyes de Scu.

En el rajo se determinó la presencia de dos conjuntos estructurales de orientaciones NW-WNW y NNE, el análisis de plantas sugiere la existencia de un tercer set estructural de orientación ENE el que no tenía expresión en terreno. Integrando toda la información se observó que los sectores de mayor ley supérgena corresponderían a la asociación de brechas hidrotermales, permeables y ricas en sulfuros primarios, con la presencia de fallas principalmente NW-WNW, factores que favorecerían el transporte y precipitación de cobre por soluciones supérgenas.

Se concluyó que los lineamientos ENE están relacionados a la génesis del complejo plutónico dada la elongación ENE de los cuerpos intrusivos. Las fallas NW-WNW fueron activas durante y post-periodo de enriquecimiento supérgeno y corresponden a un sistema trastensional dextral. Son responsables del desarrollo de grábenes en todo el yacimiento. Las fallas NNE se ubican en el sector este del rajo, cortan el resto de las fallas e incluso cortan y desplazan gravas terciarias, lo que lleva a concluir que es el sistema estructural de actividad más joven de Quebrada Blanca y se caracterizan por presentar una importante componente de rumbo dextral.

A mi familia, al gary y a la montaña.

Agradecimientos

En primer lugar agradezco a toda la gente de geología de Quebrada Blanca quienes más allá del aporte intelectual, técnico y logístico que me brindaron durante mi segunda práctica y los casi 6 meses que duró el trabajo en faena para esta memoria. Fueron un verdadero aporte para mi crecimiento personal.

Agradezco a Don René Albornoz y Cristian Henríquez quienes hicieron posible la realización de este trabajo, a Rodrigo Schiller y Enrique Chait por las fructíferas discusiones, por su atención y su tiempo. A Richard Ibañez y Jorge Paez por su tremenda disposición a ayudar en lo que necesitara, su paciencia y por hacerse siempre el tiempo de llevarme a la mina y alrededores, y por hacer de la estadía en el campamento más liviana. A cumpita (Jaime Villanueva) por su buena onda, muchas gracias. A Mónica Muñoz por su constante preocupación de mi bienestar tanto dentro como fuera de faena y a Igor Cid por instaurar constantemente el debate sobre el quehacer nacional. Al equipo de geotecnia, Alejandro Quintero y Carlos Olivares por su constante retroalimentación sobre el tema estructural. Gracias al resto del equipo de geología: Miguel Siede, Ivan michea, Mario Cailli, Javier Ramirez, Miguel Parra, Juan Barrera y Pedro Ardiles por la sana convivencia y las eternas discusiones futbolísticas. Y al resto de la gente de servicios técnicos y medioambiente: Julio Ruiz, Hugo Maturana, Daniela Pavez, Claudio Piña, Victor Crispin y Ivan Vera quienes aportaron con experiencias propias y de sus respectivas áreas.

Mención especial para Francisco González, quien fue un de un inmenso aporte para la elaboración de este trabajo desde principio a fin, gracias por tu paciencia, por los conocimientos compartidos, por tu profesionalismo y sobre todo por tu compañerismo, gracias!

Al profesor Victor Maksaev por su guía prestada durante la realización de este trabajo y las provechosas discusiones que permitieron mejorar de forma consistente este trabajo, y a los profesores Brian Townley y Francisco Munizaga por formar parte de la comisión.

Agradezco a Nicole y Patricia quienes revisaron de manera minuciosa las faltas ortográficas y de redacción de las versiones previas de este informe.

Gracias a todos los cabros de geo que formaron parte de este entretenido y esforzado camino a la consagración.

Y gracias a mi familia, por su incondicional apoyo, tanto en las R's como en las eximiciones.

Gracias a la vida que me ha dado tanto. Me ha dado la marcha de mis pies cansados; Con ellos anduve ciudades y charcos, playas y desiertos, montañas y llanos [...].

TABLA DE CONTENIDO

1.	INTRODUCCIÓN	1
1.1.	Presentación del problema	1
1.2.	Objetivos.....	2
1.2.1.	Objetivos generales	2
1.2.2.	Objetivos específicos.....	2
1.3.	Hipótesis	2
2.	MARCO GEOLÓGICO	3
2.1.	Marco regional.....	3
2.2.	Geología Local.....	4
2.2.1.	Paleozoico Inferior	4
2.2.2.	Paleozoico Superior-Triásico Medio	4
2.2.3.	Triásico Superior-Cretácico Inferior.....	6
2.2.3.1.	Formación Quehuita (Jurásico Inferior – ¿Cretácico Inferior?)	6
2.2.4.	Cretácico Superior-Eoceno Inferior.....	7
2.2.4.1.	Formación Cerro Empexa (Cretácico Superior - ¿Paleoceno?).....	7
2.2.5.	Oligoceno Inferior Alto a Plioceno	8
2.2.5.1.	Formación Papajoy (Oligoceno - ¿Mioceno Inferior?)	8
2.2.5.2.	Gravas del Mioceno – Plioceno (Mioceno Inferior a Plioceno Superior bajo).....	9
2.2.6.	Ignimbritas Neógenas	9
2.2.6.1.	Ignimbrita Ujina (Mioceno Superior).....	9
2.3.	Marco tectónico	11
3.	GEOLOGÍA DE QUEBRADA BLANCA	13
3.1.	Litologías	13
3.1.1.	Diorita.....	14
3.1.2.	Cuarzomonzonita.....	14
3.1.3.	Pórfido Feldespático	15
3.1.4.	Brechas Hidrotermales	15
3.1.5.	Diques Andesíticos	16
3.1.6.	Brecha de Turmalina	17
3.1.7.	Gravas.....	17
3.2.	Alteración	18
3.2.1.	Alteración Potásica	18
3.2.1.1.	Feldespato Potásico	19
3.2.1.2.	Biotita.....	19
3.2.1.3.	Green Mica.....	20
3.2.2.	Alteración Fílica	21
3.2.3.	Alteración Argílica	21
3.2.4.	Metamorfismo de contacto	22
3.2.5.	Propilítica	23
3.3.	Mineralización	24
3.3.1.	Hipógeno	24
3.3.2.	Supérgeno	24
4.	CONSIDERACIONES	26
5.	TRABAJOS ANTERIORES	27
5.1.	Quebrada Blanca Informe Final Hipógeno 2013 (Teck).....	27
6.	METODOLOGÍA.....	32
6.1.	Análisis de cobre por el método secuencial	32
6.1.1.	Cobre total	34
6.1.2.	Cobre Soluble	35
6.2.	Muestreo pozos de tronadura	36
6.3.	Mapeo en Terreno.....	37

6.4.	Creación de Plantas (Vulcan).....	38
6.5.	Metodología de Trabajo.....	39
7.	RESULTADOS	40
7.1.	Plantas de polígonos	40
7.1.1.	SCu	40
7.1.2.	Litologías.....	42
7.1.3.	Alteración	43
7.1.4.	Lineamientos	47
7.2.	Estructuras	48
7.2.1.	Roseta de estructuras	48
7.2.2.	Distribución de estructuras	50
7.3.	Trabajo en terreno.....	51
7.4.	Análisis mediante método Anaconda.....	54
7.4.1.	Estructuras y Alteración	54
7.4.2.	Estructuras y litologías	55
7.4.3.	Estructuras y SCu	57
8.	DISCUSIÓN	59
8.1.	Cinemáticas de fallas	59
8.1.1.	Fallas ENE.....	59
8.1.2.	Fallas NW-WNW	59
8.1.3.	Fallas NE-NNE.....	64
8.2.	Redes de drenaje y su relación con leyes de cobre secuencial y brechas hidrotermales	65
8.3.	Mineralización supérgena	66
8.4.	Evolución estructural de Quebrada Blanca	67
8.4.1.	Eoceno Superior (~ 37 Ma) – Oligoceno Inferior.....	68
8.4.2.	Oligoceno (~ 34 Ma) – Mioceno?.....	69
9.	CONCLUSIONES	72
10.	BIBLIOGRAFÍA	74
11.	ANEXOS Y APÉNDICES	78
A.	Plantas de litologías	78
B.	Plantas de leyes SCu	88
C.	Imágenes de fallas mapeadas	95
D.	Tablas con índices de solubilidad	102

INDICE DE FIGURAS

Figura 1: Geología Regional de Quebrada Blanca- Distrito Collahuasi (Compilado de Vergara 1975, Vergara y Sato 1976, Hunt et.al. 1980, Vergara y Thomas 1984, Martini 1984, Davidson 1992)	10
Figura 2: Mapa estructural esquemático del norte de Chile entre 21° y 27°S con la ubicación de las zonas de falla de Atacama y Domeyko y de los yacimientos de tipo pórfido asociados a esta última. Los yacimientos de pórfidos ubicados en el lado occidental de la Zona de Falla de Domeyko están emplazados en rocas del Cretácico Tardío, mientras que aquellos emplazados a su lado oriental se desarrollaron principalmente en rocas en del Paleozoico. Adaptado de Cornejo et al. (1997), Camus (2003) y Cornejo (2005), Figura de Charrier et.al., 2009.	12
Figura 3: Mapa esquemático de la geología del yacimiento de Quebrada Blanca. Exploraciones Teck.	13
Figura 4: a) Muestra macroscópica típica de la diorita (DIO),b) muestra macroscópica de cuarzomonzonita (QMZ).....	14
Figura 5: a) Muestra macroscópica de pórfido feldespático tipo “crowded” (FP1), b) muestra macroscópica de brecha hidrotermal (IBX).....	16
Figura 6: a)Muestra macroscópica de dique andesítico (AND), b) muestra macroscópica de brecha de turmalina (TBX).....	16
Figura 7: Sección transversal 19400E mostrando la distribución de litologías en profundidad. GRA: gravas, IBX: brechas hidrotermales, FP1: pórfido feldespático, QMZ: cuarzomonzonita, DIO: diorita. La sección no presenta brecha de turmalina.	18
Figura 8: La imagen de la izquierda corresponde a una muestra macroscópica de cuarzomonzonita con una intensa alteración de feldespato potásico. La imagen de la derecha corresponde a una brecha hidrotermal con matriz de feldespato potásico, los clastos también cuentan una alteración de feldespato potásico de intensidad intermedia.	19
Figura 9: La imagen de la izquierda corresponde a una muestra macroscópica de diorita con una leve alteración de potásica de biotita. La imagen de la derecha corresponde a una muestra de cuarzomonzonita con una alteración de potásica de biotita de intensidad intermedia.	20
Figura 10: Ambas imágenes corresponden a muestras macroscópicas de cuarzomonzonita con una intensa alteración de potásica green mica. En la imagen de la izquierda se pueden observar cúmulos verdes de clorita y flogopita en cuarzomonzonita.	20
Figura 11: La imagen de izquierda corresponde a una brecha hidrotermal, los clastos presentan una intensa alteración filica. La muestra de la imagen de la derecha posee una intensa seritización.	21
Figura 12: a) Muestra macroscópica de brecha hidrotermal lixiviada, que presenta una alteración argílica moderada, b) muestra macroscópica de diorita con un intenso metamorfismo de contacto.	22
Figura 13: Sección transversal 19400E mostrando la distribución de alteraciones en profundidad. GRA: gravas, ARG: argílico, QS: fílico (cuarzo-sericita), GM: green mica, FK: feldespato potásico, BIOMET: metasomatismo de contacto, BIO: potásico de biotita.	23
Figura 14: Sección transversal 19400E mostrando la distribución de mineralización en profundidad. Gra: gravas, Leach: lixiviado, cc: calcosina, cpy: calcopirita, py: pirita, bn: bornita.	25
Figura 15: Segmentación de la mina y distribución de las fases que se involucran en este trabajo. Amarillo: fase V, rojo y verde: fase VI, turquesa: fase VI-B, naranja: fase VIII-A, azul: fase VIII-C y rosado: fase VIII-D. Círculo de color rojo: evento 2, círculo de color verde: evento 4.	26
Figura 16: Modelo estructural propuesto por el equipo de exploraciones de Teck. En este se puede apreciar el sigmoide de una cuenca pull apart desplazado por una falla NW (STR_04) en sentido dextral.	27
Figura 17: Esquema del desarrollo de la zona de máxima permeabilidad de baja presión para el Sistema hidrotermal hipógeno. Se propone un ascenso del fluido a alta presión por la STR_02 hasta la cota 3000m, por sobre esta cota se produce la descompresión del fluido por un aumento de la permeabilidad	

del macizo debido a la presencia de las fallas del <i>pull apart</i> , lo que se traduce finalmente en la precipitación de los metales.	29
Figura 18: Planta cota 3850, litología versus estructuras definidas para el modelo 2013.	30
Figura 19: Imagen AirMag versus estructuras definidas para el modelo 2013. En esta se observa como la STR_04 genera una perturbación en la geometría del alto magnético ubicado la norte de QB.	31
Figura 20: a) Disposición de 3 incrementos en un cono irregular. b) Tubada intermedia en un ángulo de 45°.	36
Figura 21: Vista planta 4075 para cobre secuencial, imagen a) corresponde al <i>layer</i> inicial o esqueleto de la planta, la imagen b) es el <i>layer</i> final con los polígonos terminados y clasificados.	38
Figura 22: Sólido final para SCu (vista tridimensional). En color rojo: SCu > 1%, amarillo: 0,6% < SCu < 1%, azul: 0,4% < SCu < 0,6%.	39
Figura 23: Planta 4105 de SCu, se observa que la mineralización supérgena en profundidad sigue lineamientos NE, ENE, NW y WNW.	40
Figura 24: Vista planta 4225 para SCU. En los niveles más someros y hacia el Este la mineralización se acota acorde a la topografía original y presenta lineamientos NW, NS, NE y NNE.	41
Figura 25: Sección transversal de cuerpo mineralizado de alta ley de elongación ENE.	42
Figura 26: Vista planta 4090 para litologías. Notar el lineamiento NE de la brecha de turmalina, la disposición ENE de las brechas hidrotermales y pórfidos feldespáticos.	43
Figura 27: Vista planta 4030 (fondo mina) para la alteración fílica, en el sector es claro la extensión en dirección ENE de la zona alterada.	44
Figura 28: Vista planta 4075 para la alteración argílica. En la fase VI se observan múltiples polígonos orientados en dirección ENE.	45
Figura 29: Vista planta 4180 para la alteración potásica feldespática. Al sur se observan múltiples polígonos orientados en dirección ENE, el norte se observan polígonos en un lineamiento NW.	46
Figura 30: La figura superior izquierda corresponde a la superposición de los lineamientos inferidos a partir de elongaciones, dislocaciones, contactos lineales y/o abruptos, de litologías, alteración y SCu, la figura inferior corresponde a la figura superior, pero con un tratamiento de brillo y contraste que resalta los lineamientos más repetidos. Las figuras de la derecha son ejemplos de la metodología del análisis.	47
Figura 31: Rosetas y estereogramas de planos mayores para fallas con diámetro de daño superior a los 50 cm.	49
Figura 32: Distribución de estructuras mayores. En color verde: fallas con diámetro de daño 50-90 cm, azul: fallas con diámetro de daño superior a 100 cm, rojo: zonas de falla (más de una falla y múltiples fracturas). Las líneas negras punteadas corresponden a las trazas inferidas para una o un grupo de fallas mapeadas.	50
Figura 33: La figura de la izquierda muestra la distribución y orientación de fallas con diámetro de daño igual o superior a 1 m con relleno de calcosina (azul) y oxidados de cobre (verde). Las líneas punteadas negras corresponden a las trazas de fallas principales mapeadas por el equipo de geotecnia. A la derecha se tienen rosetas y estereogramas de fallas con oxidados de cobre y calcosina respectivamente.	51
Figura 34: Distribución de las principales fallas mapeadas por el equipo de geotecnia (azul) y aquellas mapeadas para la realización de este estudio (rojo).	52
Figura 35: Fallas principales de el mapeo geotécnico y de este estudio.	53
Figura 36: Vista planta 4075 para alteración argílica con superposición de fallas principales, la figura a la derecha corresponde al sector encerrado en la elipse azul, ahí se puede apreciar que el lineamiento ENE de la zona alterada responde a elongaciones NW-WNW dada por la gran cantidad de fallas de igual orientación.	55

Figura 37: Vista planta 4210 para litologías con superposición de fallas principales. En el sector norte en el contacto de QMZ con DIO este posee una geometría escalonada la que coincide con fallas NW mapeadas en el sector. Situación similar se observa en los alrededores de la BTX, al igual que en el contacto grava-roca hacia el sur.	56
Figura 38: Vista planta 4300 para litologías con superposición de fallas principales. Se aprecia el contacto escalonado al norte de la brecha de turmalina con cuarzomonzonita, brechas hidrotermales y diorita, el contacto grava-roca al sur presenta la misma geometría que en el banco 4210.	57
Figura 39: Vista planta 4120 para SCu con superposición de fallas principales. Paralelo a cada cuerpo de alta ley se mapeó una falla o un set de fallas de gran envergadura.	58
Figura 40: Falla de orientación NW con relleno de calcosina, estrías indican un desplazamiento dextral con componente vertical post-mineral. Pared este fase VIII-C.	60
Figura 41: La figura superior corresponde al sólido creado para las gravas, el recuadro punteado en rojo representa la imagen de abajo.	60
Figura 42: a) Corresponde a la vista transversal del sólido generado para leyes de Heap ($SCu >0,4\%$), en esta se puede apreciar el límite inferior de la mineralización supergena, las líneas rojas resaltan tres bulbos supérgenos que penetran el sector hipógeno. La figura b) muestra la relación de los grábenes en grava y los bulbos de SCu coincidiendo en una orientación NW-WNW, las líneas (color rojo y naranja) representan las presuntas fallas que generan el sistema horst-graben. Se propone una situación similar para las gravas y SCu al este de la mina.	62
Figura 43: De izquierda a derecha se aprecia de la pared este (actual fase VIII), la pared sur (fase VI) y la pared SE de la fase V. En el recuadro pequeño se destaca en verde los alcances de la fotografía, las letras A, B, C muestran las respectivas vistas. Las fallas mapeadas corresponden a fallas WNW, responsables de la formación de grábenes.	63
Figura 44: La imagen de la izquierda muestra un plano de falla NW cortado y desplazado en sentido SW (dextral) por múltiples fracturas de orientación NNE, fase VIII-D. La imagen de la derecha muestra un plano de falla NW cortado por una falla de orientación NNE, el bloque izquierdo de la falla se desplazó 4 metros hacia el SW (dextral), la falla presenta un núcleo compuesto por una brecha de espesor aproximado de 1m.	64
Figura 45: Vista planta 4210 para litologías y SCu con superposición de fallas principales y redes de drenaje (verde).	65
Figura 46: Sección transversal en vista W-E de sólidos de Heap y la topografía original (verde) del yacimiento. Nota: se ha exagerado el eje vertical.	67
Figura 47: Mapa mostrando los principales elementos estructurales del Distrito de Collahuasi, figura modificada de Ireland, 2010.	67
Figura 48: Modelo de cizalle de Riedel, figura sacada de Tavakoli et al., 2010.	68
Figura 49: a) Eoceno Superior– Oligoceno Inferior: Transpresión dextral de SFD, emplazamiento complejo intrusivo de QB, fallas ENE controlan la intrusión de pórfidos feldespáticos y desarrollo de brechas hidrotermales. b) Modelo de cizalle de Riedel aplicado a la configuración estructural planteada.	69
Figura 50: Oligoceno – Mioceno?: Inversión de SFD, tracción sinistral. Desarrollo de fallas NW-WNW de tracción dextral, enriquecimiento supérgeno y generación de cuencas tipo grábenes. b) Modelo de cizalle de Riedel aplicado a la configuración estructural planteada.	70
Figura 51: Oligoceno – Holoceno?: Actividad de fallas NNE posiblemente atribuible a la falla de Monctezuma (MTZ). Fallas de rumbo principalmente.	71

INDICE DE TABLAS

Tabla 1: Porcentajes de disolución en soluciones de ácido sulfúrico y cianuro de sodio para oxidados de cobre, sulfuros secundarios y primarios de cobre (Parkison, 1995; Southern Perú Copper Corporation, 2000).	33
Tabla 2: Clasificación de zonas minerales para el yacimiento de Quebrada Blanca. CuS: cobre soluble en ácido sulfúrico, CuC: cobre soluble en cianuro de sodio, CuT: cobre total.	34
Tabla 3: Relaciones de corte entre las diferentes unidades litológicas.	42
Tabla 4: Dip y Dip direction de las fallas y set de fallas de mayor envergadura mapeadas para durante este trabajo (ver Figura 34), consultar anexo C para ver fotografías de estas fallas.	52

1. INTRODUCCIÓN

1.1. Presentación del problema

Quebrada Blanca es un yacimiento de tipo pórfido de Cu-Mo, operado en su explotación por la empresa minera Teck, de origen Canadiense, y que posee el 76,5% de la sociedad (Teck, 2013a). El pórfido corresponde a un complejo intrusivo de edad Eoceno Tardío (38-35 Ma) con desarrollo de brechas hidrotermales. El yacimiento posee un desarrollo de mineralización hipógena compuesta principalmente por calcopirita y menor bornita, una zona de transición con calcopirita más calcosina y/o covelina y un nivel supérgeno de enriquecimiento secundario de espesor variable entre 10 m y 200 m, caracterizado por la presencia de calcosina. El nivel de calcosina ha sido explotado desde 1992 y en los últimos años la disponibilidad de mineral supérgeno se ha visto muy disminuida para la explotación del yacimiento por agotamiento del mismo. Dentro de los planes futuros de la empresa se tiene considerada la explotación del mineral hipógeno, pero para lograr esto se debe construir nueva infraestructura que permita el procesamiento de la mineralización hipógena, por lo que el paso de la etapa supérgena a hipógena debe ser gradual y tomará varios años; es por esto que la optimización de recursos y un buen conocimiento de la porción enriquecida y la geología estructural resultan fundamentales para el sustento y desarrollo de operaciones mineras futuras.

El levantamiento de información mediante los testigos de sondajes de diamantina y material de pozos de tronadura ha permitido generar un modelo geológico del yacimiento que involucra litologías, tipos de alteración, zonas minerales y estructuras. El modelo permite inferir de buena manera las leyes de cobre (asignadas a bloques). Sin embargo, es en este modelo en donde se presentan irregularidades en el *Minzone*, término utilizado para definir zonas minerales de óxidos, supérgeno, transición y primaria, y que se sustenta a través del análisis de cobre por el método secuencial (Parkison, G.A., 1995), el cual se basa en análisis de cobre soluble en ácido sulfúrico, cobre soluble en cianuro de sodio y cobre residual, siendo el cobre secuencial la suma de los anteriores y no involucra elementos geológicos. Las irregularidades se muestran como límites abruptos entre una zona a otra, en particular estos se presentan entre las zonas secundaria-primaria y conlleva fuertes variaciones en las leyes de cobre secuencial. Las observaciones en terreno indican que los límites abruptos podrían estar relacionados a estructuras que profundizan la zona supérgena-transición en la zona primaria, información que no sería posible de obtener utilizando solamente el método de cobre secuencial, pero a la vez se carece de un modelo estructural que permita validar una correlación con estructuras. Cabe destacar que muchos sectores donde se ha detectado mineral supérgeno con pozos de tronadura, corresponden a mineral que no fue detectado en campañas de exploración debido principalmente a que estos sondajes están ubicados a 50 metros uno de otro; el estudio de esta situación podría aumentar el volumen actualmente conocido para la cubierta supérgena también permitirá conocer la influencia de las estructuras en la zona primaria, lo que permitirá optimizar los procesos de planificación minera. Se hace necesaria una caracterización más detallada de la zona supérgena, integrando a la interpretación toda aquella información geológica que aportan principalmente los hoyos de tronadura y el mapeo de estructuras.

1.2. Objetivos

1.2.1. Objetivos generales

Proponer un modelo estructural en base al mapeo geotécnico, interpretación de pozos tronadura y mapeo en terreno. Este es un aspecto de gran relevancia para la vida de la mina y el futuro desarrollo de la zona primaria, eventualmente podría aumentar el volumen de recursos disponibles para la operación minera actual. Integrar la información del modelamiento de leyes con elementos geológicos para determinar los factores que controlarían la mineralización secundaria, esto a su vez mejoraría la calidad del modelo geológico de la zona de enriquecimiento supérgeno.

1.2.2. Objetivos específicos

- Definir en forma más precisa la transición entre la zona supérgena y la zona primaria con antecedentes geológicos (alteración, estructuras y mineralización) obtenidos de testigos de sondajes, pozos de tronadura y bancos actualmente en explotación.
- Determinar el control estructural de la mineralización supérgena y la expresión de esta en los distintos dominios estructurales del depósito.
- Mejorar la definición del modelo de leyes supérgenas y estructural, en base a definir y caracterizar contactos abruptos de zonas minerales y leyes de Cu poniendo énfasis en un posible control estructural para la mineralización supérgena.
- Proponer un modelo estructural y cinemático del yacimiento.

1.3. Hipótesis

El análisis de cobre por el método secuencial genera una clasificación geológica de zonas minerales acorde a las razones de cobre soluble y cobre total, esta caracterización genera un paso continuo entre la zona supérgena-transicional y la zona hipógena lo que genera un modelo de leyes donde existe un paso gradual de una zona de otra, en la práctica en algunos sectores de la mina no existe esta gradación sino que las leyes se cortan abruptamente. Este estudio tiene como fin explicar y caracterizar los factores que estarían controlando la distribución irregular de leyes de Cu. Se piensa que las estructuras ejercen un control importante en la profundización de la cubierta supérgena en el sector hipógeno, estas estructuras pertenecerían a diferentes etapas de la vida del yacimiento y serían independientes entre sí. Dado el contexto geológico del sector asociado al Sistema de Fallas de Domeyko, éstas pueden ser pre, syn o post enriquecimiento supérgeno, pudiendo implicar que las estructuras actúen como mecanismos de concentradores de mineral de cobre secundario y/o que puedan dislocar zonas enriquecidas

2. MARCO GEOLÓGICO

El yacimiento de Quebrada Blanca se ubica a 240 km al SE de la ciudad de Iquique a 20 km al norte del límite de las regiones Tarapacá y Antofagasta y a 30 km de la frontera con Bolivia. Geográficamente se ubica en el límite oeste del altiplano a una altura media de 4.300 msnm (Figura 2). El pórfido se encuentra emplazado en un bloque tectónico alzado de rocas de edad Carbonífero Superior - Pérmico, compuesto principalmente por rocas volcánicas de la Formación Collahuasi, plutones de granitoides y en menor medida por rocas metamórficas de la Formación Choja (Vergara y Thomas 1984), el bloque se extiende por más de 200 km hacia el sur y hospeda numerosos pórfidos de cobre. Se encuentra limitado al oeste por el Sistema de Falla de Domeyko (falla Oeste) el que pone en contacto secuencias volcánicas y sedimentarias del mesozoico (Formación Cerro Empexa y Quehuita), con las rocas del Paleozoico Superior y hacia el este limita con la Falla El Loa y el actual arco volcánico (Figura 2). Quebrada Blanca pertenece al *cluster* más septentrional de pórfidos cupríferos de edad Eoceno-Oligoceno chilenos, que además alberga a los pórfidos de Rosario, Ujina y Copaquire.

2.1. Marco regional

El área estudiada consta de tres zonas longitudinales con características geológicas y estructurales distintivas, a saber: a) una porción oriental que corresponde a parte del Cordón Volcánico del Terciario Superior - Cuaternario (Zona Volcánica de Los Andes Centrales), constituida por estratovolcanes e ignimbritas, con escasa o nula deformación tectónica, que ocupan el sector limítrofe entre Chile y Bolivia; b) una porción central (Sierra del Medio) constituida predominantemente por rocas del Carbonífero Superior - Pérmico, tanto volcánicas (andesitas-riolitas) como por cuerpos intrusivos de dimensiones batolíticas. Este núcleo de basamento paleozoico, que corresponde a la continuación septentrional del bloque de la Cordillera de Domeyko, se caracteriza por presentar fallas transcurrentes de rumbo noroeste y norte-sur, y hospeda a los pórfidos cupríferos mayores de la franja; su límite occidental lo constituye el Sistema de la Falla Oeste que es una zona de cizalle maestra, la cual ha concentrado movimientos laterales mayores entre los bloques estructurales constituyentes de la Cordillera en la franja de estudio; c) una porción occidental que incluye una variedad de rocas paleozoicas (y posiblemente pre-paleozoicas), mesozoicas y cenozoicas; se caracteriza por presentar fallas inversas de rumbo cercano a los meridianos, las cuales elevan bloques de rocas paleozoicas sobre secuencias mesozoicas y cenozoicas. Esta porción occidental incluye también parte de la Sierra de Moreno, la que corresponde a un bloque de basamento y rocas mesozoicas que se une a la Sierra del Medio en el sector de los cuadrángulos Cerro Yocas y Quehuita (Figura 1).

2.2. Geología Local

2.2.1. Paleozoico Inferior

Complejo Metamórfico de Sierra de Moreno

Complejo de metamorfismo regional compuesto principalmente por esquistos y migmatitas, expuestos hacia el oeste del yacimiento de Quebrada Blanca. Constituyen las rocas más antiguas que afloran en el norte de Chile mostrando una compleja deformación tectónica y asociaciones genéticas (de metamorfismo) con intrusivos peraluminosos.

Esquistos de Sierra de Moreno (¿Proterozoico Medio – Cámbrico?)

Se describe con este nombre a rocas metamórficas que afloran típicamente en la Sierra de Moreno cuya expresión local corresponde a los Esquistos de Amaculla ([Vergara, 1978a](#)). Estas rocas constituyen la unidad más antigua reconocida en la región, con base desconocida y techo cubierto en discordancia angular y de erosión por sedimentitas clásticas continentales, y en parte marinas, del Triásico Superior.

La litología dominante de esta unidad corresponde a esquistos micáceos foliados de color gris metálico o negro, con frecuentes venas claras de segregación de cuarzo. Subordinadamente se presentan esquistos de anfíbola (anfíbolitas) de color verde oscuro o negro. Los esquistos micáceos presentan predominantemente texturas lepidoblásticas a granoblásticas, estando constituidos por un agregado de cristales finos de cuarzo, plagioclasa muy subordinada, abundante biotita orientada en forma subparalela y reemplazada, en parte, por muscovita (en agregados subradiales) y clorita. En Quebrada Choja, [Damm et al. \(1990\)](#) informaron asociaciones de minerales que incluye: 1) plagioclasa cálcica, hornblenda magnésica, diópsido y ilmenita; y 2) plagioclasa cálcica, hornblenda tschermakítica, granate almandino y ilmenita, en forma muy subordinada los esquistos contienen bandas de rocas calcosilicatadas foliadas ([Tomlinson et al., 2001](#)).

2.2.2. Paleozoico Superior-Triásico Medio

Formación Collahuasi (Carbonífero Superior - Pérmico)

La Formación Collahuasi fue definida originalmente por [Vergara \(1978b\)](#) quien posteriormente redefinió la unidad determinando que su edad era paleozoica superior ([Vergara y Thomas, 1984](#)). Su base no ha sido descrita, pero se cree que la formación debe apoyarse discordantemente sobre los Esquistos de Sierra de Moreno, intrusivos del Paleozoico Inferior y las rocas sedimentarias devónicas-carboníferas ([Tomlinson et al., 2001](#)). Esta unidad esencialmente volcánica tiene amplia distribución en las inmediaciones del yacimiento de Quebrada Blanca y sus extensos afloramientos constituyen la mayor porción de la parte alta del bloque central (cordón montañoso que se extiende entre quebrada Blanca y Chuquicamata). En las inmediaciones del yacimiento esta unidad se

encuentra cubierta discordantemente por rocas sedimentarias Jurásicas de ambiente marino (Formación Quehuita).

Vergara y Thomas (1984) definieron tres miembros en la formación, uno inferior, constituido por dacitas y riolitas de aspecto macizo las cuales alcanzan a un espesor máximo de aproximadamente 2.500 m. La unidad está constituida predominantemente por gruesos flujos de lavas (20-100 m de potencia) y en forma subordinada por tobas vítreas y de cristales, brechas tobáceas e ignimbritas de composición dacítica y riolítica, rocas que comúnmente presentan fenocristales de plagioclasa y feldespato potásico, escasa hornblenda y ocasionalmente biotita. Los fenocristales tienen tamaños variables desde menos de 0,5 mm hasta 5-6 mm y frecuentemente sobrepasan en volumen a la masa fundamental, la que usualmente está recrystalizada o desvitrificada y constituida por un agregado félsico microcristalino. El miembro medio en el sector de Collahuasi alcanza un espesor de 1.800 m, se compone principalmente por andesitas y rocas volcanoclásticas oscuras de composición andesítica a basáltica, las lavas presentan una variedad de texturas que van desde rocas porfíricas gruesas con fenocristales de plagioclasa de hasta 3 cm de longitud ("ocoítas"), hasta rocas afaníticas finas. El mineral máfico dominante es el piroxeno y subordinadamente olivino. El miembro superior corresponde a secuencia sedimentaria que en el sector de Collahuasi alcanza los 150 m de espesor, intercalada entre brechas andesíticas y lavas andesíticas y riolíticas. Esta secuencia está bien estratificada en capas desde escasos centímetros hasta varios metros de potencia y constituida por calizas estromatolíticas de color gris, niveles silíceos (chert) laminados con calcita subordinada (originalmente tobas depositadas en agua), areniscas tobáceas verdes y rojas.

En el área de estudio representa el desarrollo de un intenso volcanismo bimodal (básico-ácido) que se desarrolló en el borde occidental del supercontinente de Gondwana (Mpodozis, C. y Kay, S. M., 1990, 1992). La composición de las rocas sugiere que este magmatismo se asoció a una etapa de extensión tectónica y que muy probablemente involucró fusión cortical para producir los grandes volúmenes de rocas silíceas que la caracterizan.

Unidades Intrusivas

Granodiorita El Escorial (Pérmico)

Descrito por Vergara y Thomas (1984) corresponde a un extenso plutón (~60 km²) de composición granodiorítica a monzodiorítica, de color gris claro a gris verdoso, expuesto inmediatamente al norte y al sur de Quebrada Blanca. En esta localidad intruye a rocas volcánicas Paleozoicas de la Formación Collahuasi y se encuentra intruido por la Monzonita Cuarcífera de la mina Quebrada Blanca, de edad terciaria.

Petrográficamente presenta una variación composicional que incluye granodioritas de hornblenda y biotita, de grano medio, y monzodioritas cuarcíferas de piroxena, con textura hipidiomórfica, de grano medio. En el yacimiento de Quebrada Blanca esta unidad se expresa como una granodiorita con presencia importante de biotita, que está parcialmente recrystalizada hacia los contactos y plagioclasa, además de cantidades menores de

hornblenda y cuarzo. Su textura es equigranular de grano medio a fino (0.5 a 2 mm) con escaso desarrollo de caras en los fenocristales.

La composición bimodal de la Formación Collahuasi y los cuerpos intrusivos de volumen batolítico indican que el volcanismo fue acompañado por el emplazamiento de extensos plutones de granitoides de composición variada entre sienogranito y diorita, los cuales provinieron probablemente de fusión cortical (Lucassen y Franz, 1997).

2.2.3. Triásico Superior-Cretácico Inferior

2.2.3.1. Formación Quehuita (Jurásico Inferior – ¿Cretácico Inferior?)

La Formación Quehuita se define como una secuencia de areniscas, lutitas, calizas y depósitos evaporíticos, de origen marino y continental (Vergara, 1978a). En las inmediaciones del yacimiento las rocas de la Formación Quehuita se distribuyen al oeste del Sistema de Fallas de Domeyko, y se apoyan discordantemente sobre rocas del basamento (Paleozoico a Triásico Medio). Subyace, en forma discordante angular, a la Formación Cerro Empexa.

Vergara y Thomas (1984) definieron dos miembros para esta Formación: el primero corresponde a rocas sedimentarias bien estratificadas con abundantes fósiles marinos, predominando las rocas calcáreas (calizas, calcarenitas, areniscas calcáreas, calcilitas) y las lutitas. La unidad presenta un nivel clástico basal, compuesto de conglomerados y areniscas. Las rocas calcáreas predominan en la porción inferior de la secuencia, la porción superior está dominada por lutitas fisibles, y hacia el techo se presentan niveles de yeso. El segundo miembro está constituido por una secuencia bien estratificada de areniscas y limolitas laminadas de color rojo oscuro, con intercalaciones de limolitas verdes y areniscas cuarcíferas pardas. En la quebrada de Huatacondo la secuencia tiene un color rojizo oscuro a pesar de que la porción inferior del Miembro incluye areniscas cuarcíferas y la porción superior está dominada por limolitas y areniscas (Smoje, 1989). Estas rocas presentan estratificación cruzada, laminación (paralela y flaser), ondulitas, grietas de barro y restos vegetales fósiles; asimismo, niveles arenosos de la parte superior presentan huellas de pisadas de dinosaurios. El espesor del Miembro Inferior se estima entre 800 a 1.200 m. El Miembro Superior alcanza un mínimo de 2.400 m en el sector de la quebrada de Guatacondo al NW de Quebrada Blanca.

El contenido fosilífero del Miembro Inferior indica que corresponde al lapso Hettangiano (ammonites *Psiloceras* sp. *Curvicerias* sp., *Badouxia* sp. y *Schlotheimia* sp.) hasta el Oxfordiano (*Perisphinctes* sp., *Microsphinctes* sp. y *Euaspidoceras* sp.) y, en la sección noroeste de Cerro Japse, hasta el Kimmeridgiano (*Exogyra virgula*). La edad del Miembro Superior está determinada por su posición concordante sobre estratos marinos del Oxfordiano-Kimmeridgiano.

La evolución geológica de este período en la franja estudiada corresponde al desarrollo de una cuenca sedimentaria marina (Cuenca de Tarapacá) y su colmatación terrígena durante el Cretácico Inferior. A comienzos del Jurásico se produjo una ingresión marina

generalizada y el área evolucionó primero a una plataforma calcárea y luego a una sedimentación terrígena fina, para culminar con la regresión del mar en el Jurásico Superior. La regresión marina bien puede representar la colmatación terrígena de la Cuenca de Tarapacá y la sedimentación continuó durante el Jurásico Superior y Cretácico Inferior, en condiciones aluviales y lacustres.

2.2.4. Cretácico Superior-Eoceno Inferior

2.2.4.1. Formación Cerro Empexa (Cretácico Superior - ¿Paleoceno?)

La Formación Cerro Empexa aflora al oeste de Quebrada Blanca, fue definida por [Galli \(1957\)](#) para denominar a una secuencia continental constituida por rocas sedimentarias clásticas, andesitas, traquitas, brechas y tobas, dispuestas en discordancia angular sobre rocas sedimentarias del Jurásico-Cretácico Inferior y que subyace a gravas no consolidadas del Mioceno Medio-Superior.

[Vergara y Thomas \(1984\)](#) separan en dos miembros la Formación en el área Copaquiri: un Miembro Inferior, volcano-sedimentario y un Miembro Superior, de carácter volcánico. El miembro inferior consiste, de base a techo: brechas y conglomerados de bloque y megabloques, clasto soportados, apoyados en discordancia angular y de erosión sobre el Miembro Superior de la Formación Quehuita. Se constituyen por bloques angulares a subredondeados de areniscas cuarcíferas pardo claras y areniscas rojas jurásicas-cretácicas inferior, de 0,2-1 m de diámetro; en las unidades brechosas, aparecen megabloques (3-5 m de longitud y 1-2 m de alto) correspondientes a estratos de cuarcitas con intenso fracturamiento en puzzle. La unidad superior corresponde a conglomerados gruesos y de bloques, de color pardo verdoso claro, presentan estratificación gruesa, moderadamente definida y una característica propilitización (epidota-clorita) y silicificación, que les otorga gran dureza. Internamente se presentan mal seleccionados, clasto a matriz soportados, parcialmente imbricados, constituidos principalmente por andesitas grises porfíricas y tipo ocoítas, y en forma subordinada, areniscas finas pardas laminadas y granitoides; la matriz corresponde a volcarenitas gruesas, en parte guijarrosa, de color gris verdoso.

En el mismo sector el miembro superior está constituido por una secuencia de rocas volcánicas andesíticas, consistentes en: andesitas porfíricas pardo verdosas, macizas y fuertemente epidotizadas, andesitas brechosas pardas, brechas tobáceas finas de color verde claro, tobas líticas pardo verdosas laminadas y brechas gruesas verdes cloritizadas y epidotizadas. Las unidades lávicas presentan moderada estratificación con espesores de 10-30 m y las tobas se encuentran en capas de 0,2-0,6 m de espesor, bien estratificadas, con laminación plano-paralela. Las lavas corresponden a andesitas y dacitas de hornblenda o piroxeno, con textura porfírica a macroporfírica, con fenocristales de plagioclasa albitizada y reemplazados por sericita, calcita y epidota. La masa fundamental es de textura pilotaxítica, con microlitos de plagioclasa y piroxenos alterados. Las tobas son líticas, de componentes andesíticos, con matriz vitroclástica fina argilizada y cloritizada. [Tomlinson et al. \(2001\)](#) calculó un espesor mínimo de 1.860 m para la Formación Cerro Empexa en el sector de Copaquiri.

La Formación Cerro Empexa representa esencialmente el desarrollo de actividad volcánica andesítica, acompañada de sedimentación aluvial, fluvial y lacustre. El carácter grueso de los materiales aluviales y fluviales trenzados junto con fuertes cambios laterales de facies y de espesores, sugieren que las cuencas de sedimentación se desarrollaron adyacentes a relieves positivos inmaduros, generadores de un alto gradiente de energía depositacional.

2.2.5. Oligoceno Inferior Alto a Plioceno

2.2.5.1. Formación Papajoy (Oligoceno - ¿Mioceno Inferior?)

Vergara (1978a) propone esta denominación para designar a una “secuencia de conglomerados, areniscas y lutitas de origen continental que afloran típicamente en la quebrada homónima”. Este autor determinó un espesor máximo de 320 m en Quebrada Papajoy. Al SW del yacimiento de Quebrada Blanca la Formación Papajoy se deposita en discordancia angular y de erosión sobre la Formación Cerro Empexa. La unidad se encuentra cubierta en discordancia angular por la Ignimbrita Ujina (Mioceno Superior) y las Gravas del Mioceno – Plioceno.

Vergara (1978a) define en tres los miembros de la Formación Papajoy: el primero (basal) corresponde a una secuencia de 55 m de espesor, constituida por un conglomerado brechoso grueso y de bloque, mal seleccionado, polimodal. Hacia el techo de esta unidad, el conglomerado es de grano fino a medio y se interstratifica con areniscas pardo amarillentas y delgadas capas de calizas del mismo color. El segundo miembro (medio) consiste en 40 m de una alternancia rítmica entre paquetes de areniscas café de grano medio agrueso y limolitas fisibles pardo amarillentas y café con intercalaciones delgadas (5 cm espesor) de calizas amarillentas. El tercer miembro (superior) se compone por conglomerados brechosos de bloque, de color gris oscuro y, en menor grado, areniscas finas a gruesas y conglomerados de grano fino a medio, de color gris y cemento calcáreo, en capas de 30-50 cm de espesor, localizados en la porción basal de este miembro. Los conglomerados brechosos de bloque se presentan mal estratificados, de aspecto caótico, con difusa estratificación interna dada por cambios granulométricos discretos. El techo de este miembro está cubierto por la Ignimbrita Ujina.

Al este de la Falla Oeste, en el sector de la localidad tipo y sur del yacimiento Quebrada Blanca, Tomlinson et al., (2001) obtuvo edades en biotita de $25,5 \pm 0,9$ Ma y $24,9 \pm 1,0$ Ma, y en sanidina de $24,1 \pm 1,0$ Ma en tobas dacíticas de caída; estos valores indican una edad Oligoceno Superior y confirman el rango de edad antes señalado.

Se interpreta que la Formación Papajoy en el área de la Pampa Puno representa una cuenca extensional sintectónica asociada al evento regional sinistral representado por la Falla Oeste.

2.2.5.2. **Gravas del Mioceno – Plioceno (Mioceno Inferior a Plioceno Superior bajo)**

Esta unidad corresponde a depósitos no consolidados de gravas polimícticas que morfológicamente constituyen extensas planicies aluviales o "pampas" y depósitos de piedemonte claramente más antiguos que los depósitos actuales. Estas gravas se depositan indistintamente sobre todas las unidades antes descritas. Con frecuencia se intercalan en estos depósitos niveles de ignimbritas y tobas de ceniza de edades entre 11 y 2,8 Ma (Mioceno Superior – Plioceno Superior bajo).

Litológicamente, esta unidad corresponde a depósitos no consolidados de gravas y ripios polimícticos, mal seleccionados y estratificados, con clastos angulares a subangulares incluidos en una matriz de arena, limo y arcilla. Internamente, presentan por lo general una fábrica caótica y ausencia de estratificación. La composición lítica es heterogénea y depende de las unidades que localmente erosiona. Esta unidad cubre una extensa área altiplánica en los sectores Caya y Copaquiri, al oeste de Quebrada Blanca.

Para los niveles más antiguos de esta unidad, situados en el área de Quebrada Blanca-Collahausi, se infieren edades entre 21 y 15 Ma sobre la base de la mineralización exótica cuprífera que se depositó como cemento en las gravas (Sillitoe y McKee, 1996).

2.2.6. **Ignimbritas Neógenas**

2.2.6.1. **Ignimbrita Ujina (Mioceno Superior)**

La Ignimbrita de Ujina definida por Vergara (1978b) aflora extensamente entorno al pueblo de Ujina y al norte del nacimiento del río Loa. En las inmediaciones de Quebrada Blanca, esta aflora al SE y en pequeña proporción al oeste. Baker (1977) reportó una edad de K-Ar en biotitas de 9.6 ± 0.4 y 9.7 ± 0.4 Ma. La ignimbrita se acomoda a la topografía en capas de 20 m de espesor es una única unidad, localmente se monta sobre pendientes suaves, en la mayoría de los afloramientos se encuentra moderada a fuertemente soldada. En sectores donde aflora la base, presenta facies no soldadas con abundantes clastos pumíceos.

La ignimbrita, de composición dacítica, típicamente contiene un 15-20% de cristales que presentan una amplia variedad en tamaños, los cristales en pumitas son considerablemente más gruesos que en el resto de la ignimbrita. La plagioclasa es el mineral más abundante, su tamaño pueda alcanzar hasta 1cm de largo. De los cristales fracturados se observa que los de mayor tamaño están en pumitas y estos al disgregarse aportan gran cantidad de fragmentos pequeños en la masa fundamental. Los minerales máficos componen el 5% de las pumitas, destacan cristales subhedrales a euhedrales de clinopiroxeno (augita), que en muestra de mano es de un leve color verde. La hornblenda presenta un color pardo y bordes de desequilibrio con opacita. La biotita se presenta comúnmente anhedral, con bordes de reacción de óxidos de Fe-Ti.

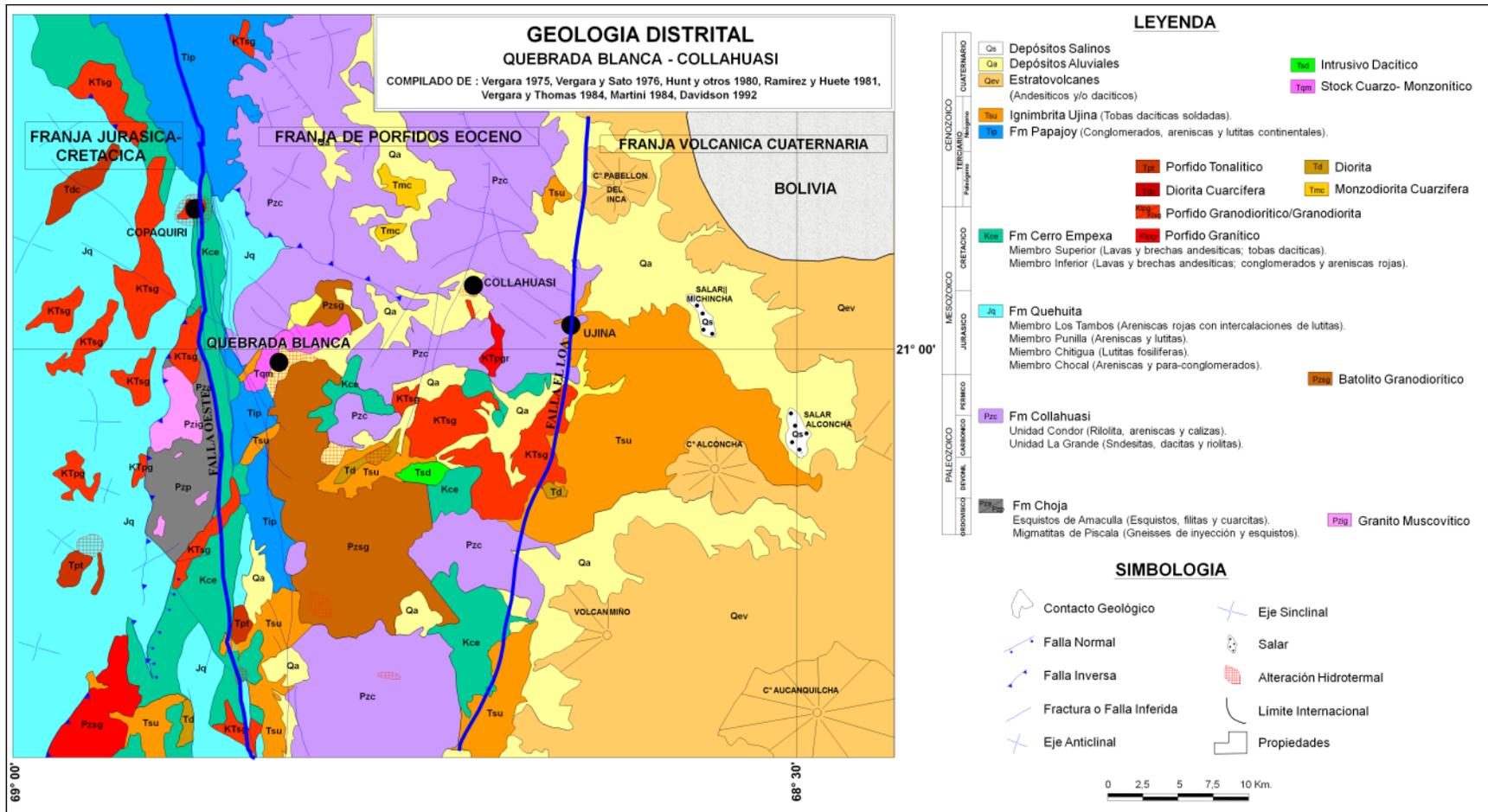


Figura 1: Geología Regional de Quebrada Blanca- Distrito Collahuasi (Compilado de Vergara 1975, Vergara y Sato 1976, Hunt et.al. 1980, Vergara y Thomas 1984, Martini 1984, Davidson 1992)

2.3. Marco tectónico

El Distrito Collahuasi se localiza en un bloque alzado tipo horst de rumbo norte-sur delimitado en su parte occidental por la Falla Oeste, y en su extremo oriental por la Falla Loa.

La Falla Oeste, de rumbo NNW, corresponde a la prolongación norte del Sistema de Falla Domeyko y se extiende hacia el sur por más de 200 kilómetros hasta el Distrito Chuquicamata. Marca el límite oeste del bloque alzado, separando el Jurásico marino hacia el oeste de las rocas volcánicas Paleozoicas ubicadas al este. La dirección del movimiento en esta falla es principalmente sinistral, con desplazamientos máximos de hasta 1.5 kilómetros (Munchmeyer *et al.*, 1984).

La Falla Loa, subparalela a la Falla Oeste, marca el límite este del bloque alzado, separándolo de los volcanes activos de la Cordillera Occidental ubicados al este del bloque. El movimiento vertical de esta falla ha formado hacia el este una cuenca rellena con depósitos volcanoclásticos e ignimbritas de edades miocenas a cuaternarias, que alcanzan en algunos sectores espesores de hasta 400 metros.

La ocurrencia de movimientos sinistral en estas dos fallas principales gatilló el desarrollo de sistemas de fallas conjugados de orientación NW y NE los cuales están relacionados al emplazamiento de intrusivos terciarios de edades Eoceno-Oligoceno, asociados a la mineralización presente en el distrito (Bisso *et al.*, 1998). En este contexto, Quebrada Blanca se emplaza en un lineamiento de rumbo NE, mientras que Rosario y Ujina se emplazan en lineamientos de rumbo NW.

El bloque que contiene los pórfidos de edad Eoceno-Oligoceno fue alzado y erosionado principalmente durante el Mioceno ya que es contemporáneo a la depositación de ignimbritas y gravas de edades estimadas entre 10 y 15 Ma, sin embargo la actividad tectónica en este bloque ha continuado hasta el Holoceno.

El hecho de que una ignimbrita de 4.3 Ma ubicada cerca de Quebrada Blanca no haya sido fallada, indica que al menos los movimientos en la Falla Oeste pararon al fines del Terciario (Munchmeyer *et al.*, 1984).

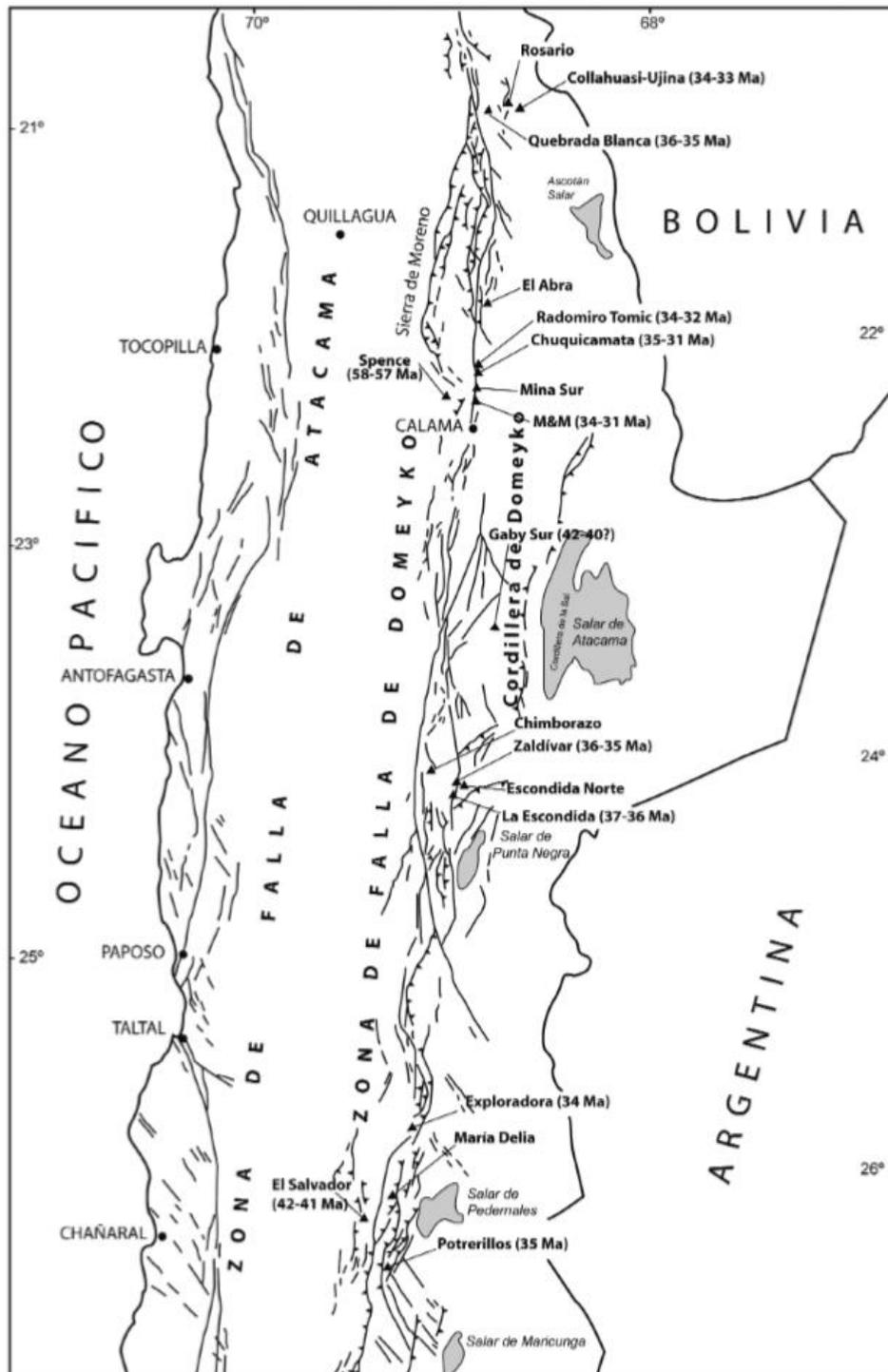


Figura 2: Mapa estructural esquemático del norte de Chile entre 21° y 27°S con la ubicación de las zonas de falla de Atacama y Domeyko y de los yacimientos de tipo pórfido asociados a esta última. Los yacimientos de pórfidos ubicados en el lado occidental de la Zona de Falla de Domeyko están emplazados en rocas del Cretácico Tardío, mientras que aquellos emplazados a su lado oriental se desarrollaron principalmente en rocas del Paleozoico. Adaptado de Cornejo et al. (1997), Camus (2003) y Cornejo (2005), Figura de [Charrier et al., 2009](#).

3. GEOLOGÍA DE QUEBRADA BLANCA

El depósito de Quebrada Blanca corresponde a un pórfido cuprífero de edad Eocena Tardía (~37 Ma) ubicado inmediatamente al este del Sistema de Falla Domeyko, el cual se encuentra relacionado temporalmente a los grandes depósitos de tipo pórfido cuprífero del Eoceno-Oligoceno del norte de Chile. Se encuentra asociado a un stock de cuarzomonzonita, pórfidos y brechas, y está caracterizado por una mineralización primaria (calcopirita-bornita) asociada a eventos de alteración hidrotermal y un enriquecimiento secundario (calcosina-covelina) de alta ley asociado a procesos supérgenos.

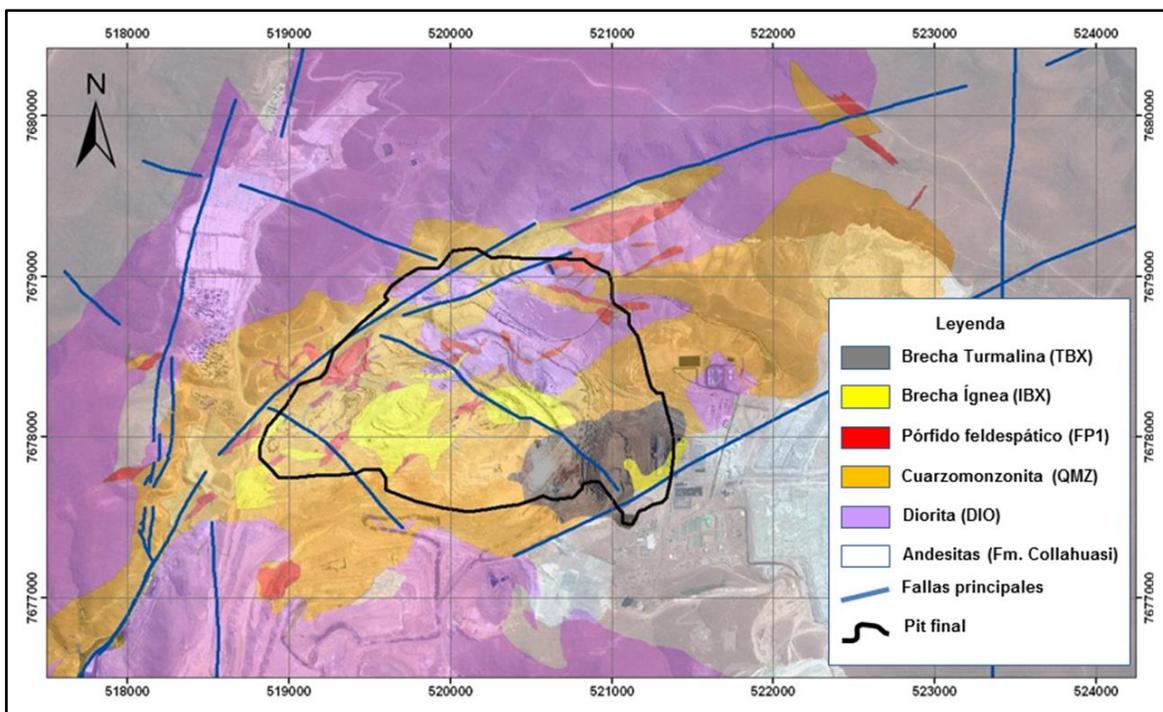


Figura 3: Mapa esquemático de la geología del yacimiento de Quebrada Blanca. Exploraciones Teck.

3.1. Litologías

El conjunto de las diversas unidades litológicas intrusivas relacionadas al pórfido de Quebrada Blanca se denomina Complejo Intrusivo Quebrada Blanca y está constituido por una serie de cuerpos ígneos emplazados en la Unidad La Grande de la Formación Collahuasi (Camus, 2003).

El Complejo Intrusivo Quebrada Blanca está formado por una serie de cuerpos intrusivos, porfídicos y brechosos, emplazados en direcciones preferenciales de orientación ENE, constituyendo un stock elongado en esa dirección, con dimensiones de 5 km de largo por 2 km de ancho (Figura 3). A continuación se describen las litologías presentes en QB, siguiendo su orden temporal de ocurrencia, desde la más antigua.

3.1.1. Diorita

Esta unidad aflora principalmente al norte del rajo y en menor medida al sur, corresponde a un cuerpo irregular de composición diorítica variando a cuarzo-diorita y de textura equigranular de grano medio a fino (0.5 a 2 mm) con escaso desarrollo de caras en los fenocristales. Se compone en un 1 a 5% de cuarzo, 65 a 80% de plagioclasa y 10 a 35% de anfíbol y biotita. Puede presentar hasta un 5% de feldespato potásico (Figura 4a).

En los contactos con otras unidades intrusivas la diorita se caracteriza por una abundante presencia de biotita la que se encuentra parcialmente recristalizada y su textura se asemeja a de rocas corneanas. La alteración hidrotermal de este cuerpo es potásica caracterizada por biotita, la que desarrolla una cantidad importante de magnetita diseminada. Localmente presenta una sobreimposición de alteración argílica moderada.

Se conocen dos dataciones K-Ar en anfíbol de esta unidad, 247 ± 18 y 262 ± 10 Ma (Munchmeyer *et al.*, 1984). Esta unidad forma parte del basamento Paleozoico y es la roca caja sobre la cual se emplaza el yacimiento de QB.

3.1.2. Cuarzomonzonita

La unidad corresponde a un stock granodiorítico históricamente referido como la “cuarzomonzonita” (QMZ), se emplaza en la diorita y en andesitas de la Formación Collahuasi. Es considerada como una intrusión pre a syn-mineralización y se relaciona con la génesis del pórfido cuprífero de Quebrada Blanca. La elongación en dirección ENE (Figura 3) del cuerpo se atribuye a la actividad del Sistema de Fallas de Domeyko.

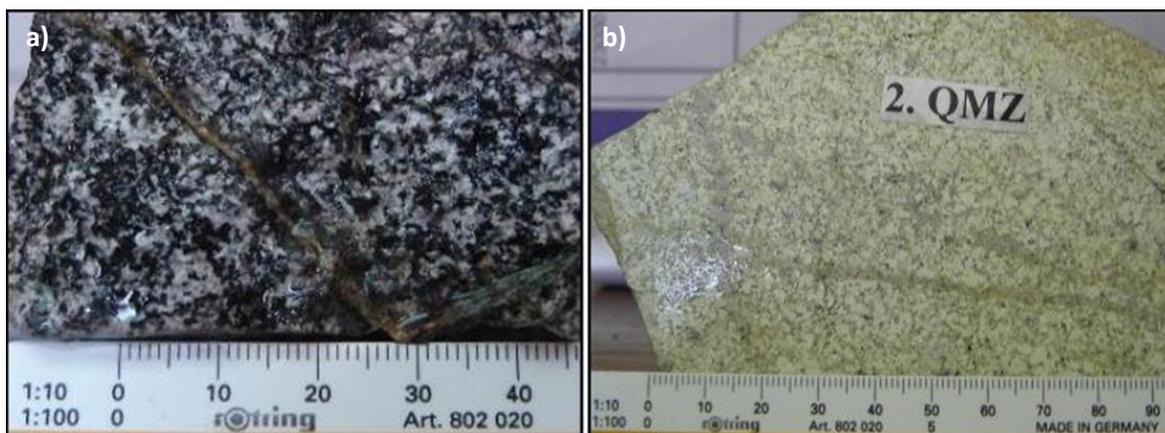


Figura 4: a) Muestra macroscópica típica de la diorita (DIO), b) muestra macroscópica de cuarzomonzonita (QMZ).

La unidad tiene textura equigranular que varía a levemente porfídica, posee grano fino a medio (1 a 2 mm) y está compuesta principalmente de plagioclasa y feldespato potásico, los que conforman entre el 60% y 80% de la roca. También presenta cuarzo (5 a 20%) y biotita (<10%) (Figura 4b).

Se creía que la edad de la cuarzomonzonita podía variar entre el Pérmico y el Cretácico, dataciones radiométricas realizadas mediante el método K-Ar en biotita, indican que este stock tiene una edad de 38 ± 2 Ma (Hunt *et al.*, 1983), información que fue corroborada con dataciones radiométricas hechas con el método U-Pb en circón, las que entregaron una edad de 37.5 ± 0.5 Ma (Maksaev *et al.*, 2009).

3.1.3. Pórfido Feldespático

Corresponde a una serie de diques pórfidos de feldespato y cuarzo, con espesores de hasta 100 metros y continuidades de casi un kilómetro, orientados en dirección ENE. De textura porfídica y composición tonalítica a granodiorítica presentan fenocristales de plagioclasa, biotita y ojos de cuarzo, el porcentaje de fenocristales puede variar entre 30-50%, evidenciando al menos dos familias de pórfidos feldespáticos: los primeros con abundantes ojos de cuarzo y bajo porcentaje de matriz, presentan mineralización y alta intensidad de alteración (Figura 5a), los segundos no poseen ojos de cuarzo, presentan una mayor cantidad de matriz, poca mineralización y leve alteración, los cuales corresponderían a cuerpos más tardíos incluso que las brechas. Comúnmente los minerales están moderadamente alterados a sericita, illita y biotita secundaria. Presentan mineralización disseminada y en estructuras pero en menor cantidad respecto a la cuarzomonzonita.

Los diques intruyen la porción central de la cuarzomonzonita, la mayoría miente con alto ángulo hacia el SE o NE. Se interpreta que los cuerpos de mayor volumen se emplazaron en el sector sur del depósito en un área que actualmente se encuentra ocupada por una brecha ígnea. Dataciones radiométricas U-Pb en circón para los cuerpos con mayor contenido de fenocristales entregan un edad de 37 ± 0.3 Ma (Maksaev, *et al.*, 2009). Dataciones realizadas, por el método Ar-Ar en biotita, asignan una edad de 35.2 ± 0.26 Ma (Maksaev, *et al.*, 2009) para los cuerpos más tardíos.

3.1.4. Brechas Hidrotermales

Esta unidad corresponde a un conjunto de brechas de origen magmático e hidrotermal las cuales presentan una textura brechosa, con fragmentos angulares de cuarzo monzonita y pórfido feldespático, los que indican un escaso transporte de su fuente de origen (crackle breccia), siendo posible encontrar brechas clasto-soportadas y matriz-soportada. La matriz suele ser de grano fino con presencia de biotita, feldespato potásico y/o cuarzo (Figura 5b). Las brechas usualmente se encuentran afectadas por una intensa alteración fílica, cuyo desarrollo se ve favorecido dada la alta permeabilidad secundaria que presenta la roca. En muchos casos la alteración oblitera de forma parcial o total la textura original.

En algunos casos esta roca, además de mostrar una intensa alteración fílica, presenta oquedades, las cuales están rellenas por sulfuros primarios: pirita-calcopirita y molibdenita. Esto último, más su alta permeabilidad, favorecen el desarrollo de procesos de enriquecimiento secundario, el que se caracteriza por presentar abundante calcosina cubriendo y reemplazando a los sulfuros primarios, en especial aquellos presentes en oquedades.

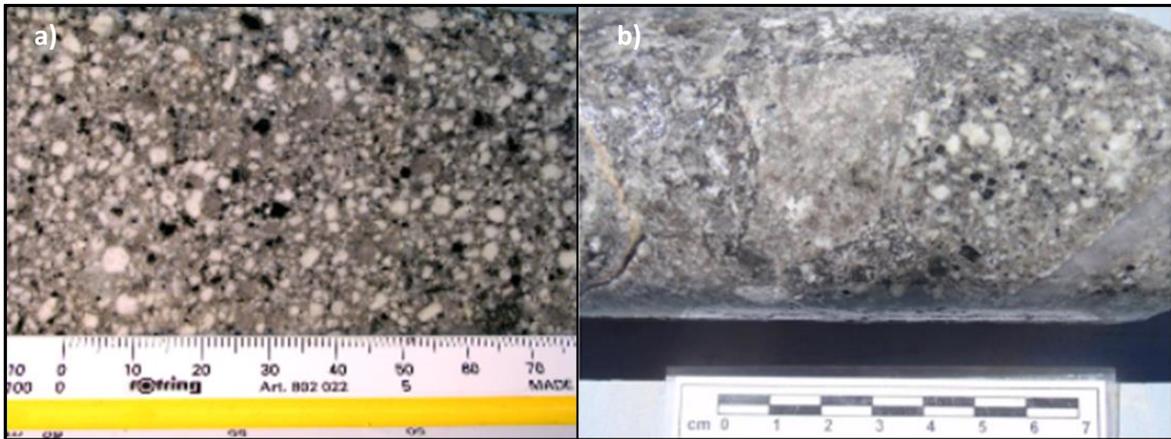


Figura 5: a) Muestra macroscópica de pórfido feldespático tipo “crowded” (FP1), b) muestra macroscópica de brecha hidrotermal (IBX).

La orientación general de estos cuerpos es de rumbo ENE con manteo hacia el SSE, subparalela a la cuarzomonzonita y a la orientación de los pórfidos (Figura 3), se ha observado que aquellas brechas de orientación NE poseen un mayor contenido de mineralización.

3.1.5. Diques Andesíticos

Esta unidad corresponde a diques que se definen como una roca melanocrática de composición andesítica con textura afanítica a porfídica fina, contienen hasta un 10% de fenocristales de plagioclasa de tamaños menores a 1mm (Figura 6a).

Los diques generalmente poseen solo algunos metros de potencia, presentan un rumbo ENE y NNE y se ubican principalmente en el sector este del depósito. Se cree que postdatan la mayoría de la rocas intrusivas pero pueden ser previo a algunas brechas ígneas dado que fragmentos de estos se han encontrado en las brechas.

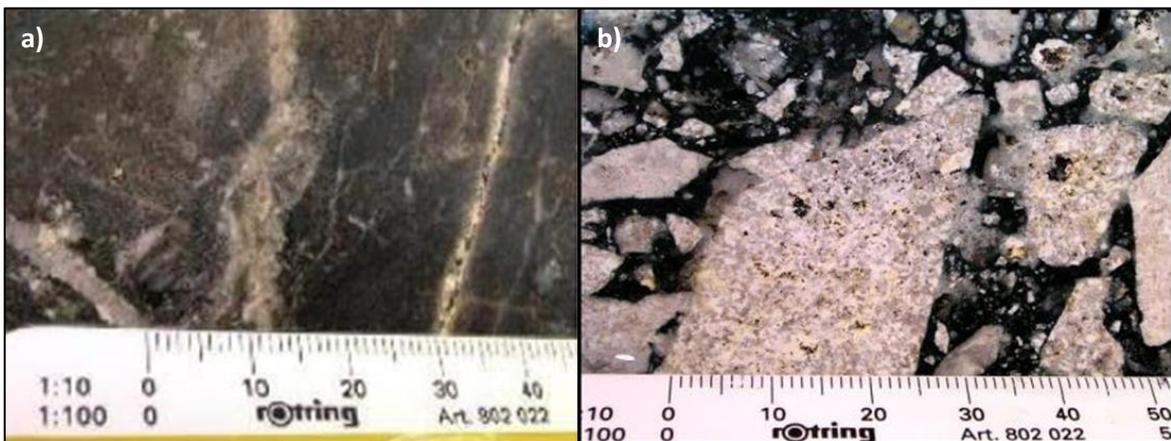


Figura 6: a) Muestra macroscópica de dique andesítico (AND), b) muestra macroscópica de brecha de turmalina (TBX).

3.1.6. Brecha de Turmalina

Esta unidad se ubica extremo este del yacimiento, en un sector denominado como Cerro Abundancia, corresponde a una brecha con matriz de turmalina de origen hidrotermal, se caracteriza por la presencia de abundantes clastos angulosos, principalmente de QMZ y FP1, de tamaños heterogéneos, desde unos pocos centímetros de diámetro hasta un par de metros, soportados en una matriz de abundante turmalina microcristalina (Figura 6b). Usualmente en los sectores donde la unidad se encuentra bien desarrollada es matriz soportada aunque localmente también se puede presentar como clasto soportada o crackle breccia. Hacia sus márgenes se presenta un stockwork de vetillas con relleno de turmalina. La alteración hidrotermal presente en los clastos de la brecha típicamente corresponde a cuarzo-sericita (o filica) penetrativa y que ocasionalmente oblitera la textura original de la roca.

No se poseen edades de formación para la brecha de turmalina, sin embargo, la edad relativa de estas brechas debiese ser posterior a la de las brechas ígneas, representando una fase hidrotermal tardía del sistema. Asociaciones mineralógicas observadas en estas brechas incluyen calcopirita-bornita-magnetita y calcopirita-pirita-molibdenita.

3.1.7. Gravas

Esta unidad aflora en los sectores sur y este del yacimiento, se presenta como un paquete de gravas de edad miocena, con una potencia que puede variar entre 20 a 200 metros, las cuales sobreyacen en discordancia erosiva al Complejo Intrusivo de Quebrada Blanca (Figura 7).

Estas gravas corresponden principalmente a conglomerados polimícticos parcialmente cementados por limonitas. Los clastos provienen principalmente de la Formación Collahuasi, en profundidad es posible encontrar clastos pertenecientes al complejo intrusivo con el desarrollo de óxidos verdes de cobre, evidenciando que el complejo formó parte de una paleo superficie.

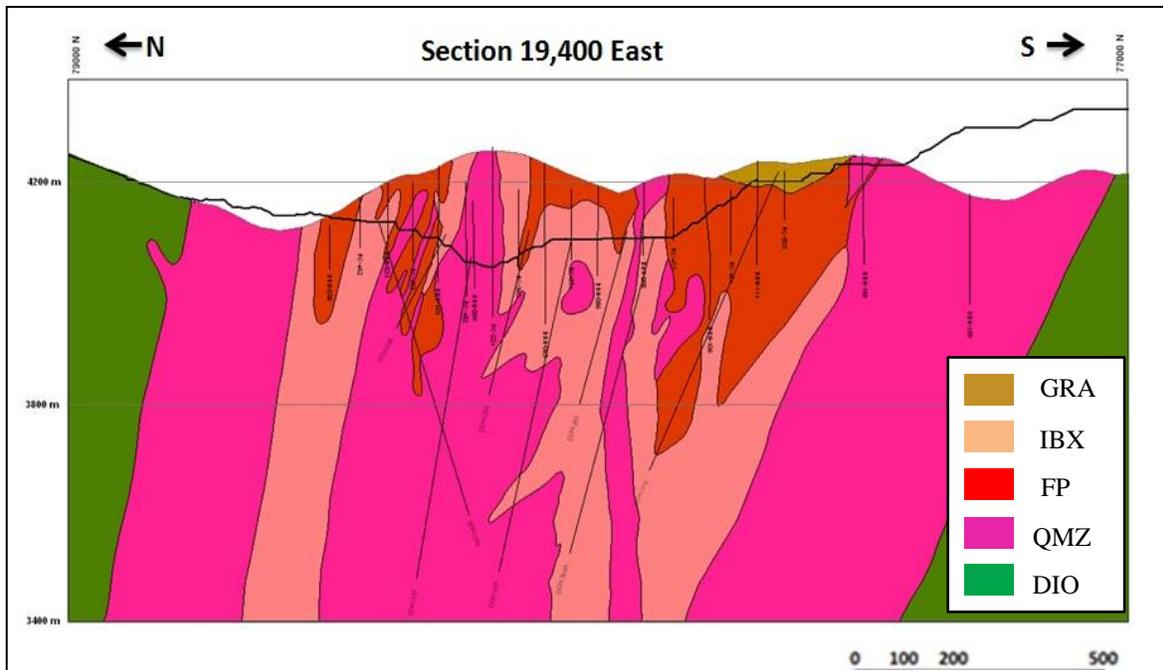


Figura 7: Sección transversal 19400E mostrando la distribución de litologías en profundidad. GRA: gravas, IBX: brechas hidrotermales, FP1: pórfido feldespático, QMZ: cuarzomonzonita, DIO: diorita. La sección no presenta brecha de turmalina.

3.2. Alteración

El yacimiento de Quebrada Blanca presenta una zonación de alteración típica de pórfidos de cobre. La alteración hipógena presente en el depósito se caracteriza por el desarrollo de alteraciones de tipo potásica, fílica y propilítica, las dos primeras se encuentran asociadas a la mineralización primaria del yacimiento. La alteración potásica se subdivide en tres “miembros” o facies de acuerdo a su mineralogía de ganga: feldespato potásico, biotita y *green mica* y está relacionada a la ocurrencia de vetillas tipo A y B (clasificación de [Gustafson y Hunt, 1975](#)). La alteración fílica desarrolla típicamente cuarzo y un agregado fino de micas blancas (sericita), usualmente se encuentra asociada a la presencia de vetillas tipo D de cuarzo-pirita con halos de sericita. La alteración propilítica se observa como un halo en torno a los núcleos potásico asociado en mayor medida a la diorita.

La alteración supérgena se relaciona principalmente a la presencia de arcillas alterando a los feldespatos, con presencia de la asociación caolinita- illita y en algunas partes caolinita-smectita y se relaciona directamente con la zona de enriquecimiento secundario del depósito ([Chait, 2013](#)).

3.2.1. Alteración Potásica

Se localiza en la zona centro del depósito con una elongación ENE se desarrolla en la cuarzomonzonita, brechas ígneas y diques de pórfido feldespático. La mineralogía de la alteración puede ser altamente variable, se distinguen dos grandes tipos: Feldespato

Potásico y Biotita. En algunos sectores los geólogos de Teck identificaron un tipo de alteración potásica como Green Mica la que asociaron a la zona de andalusita de alteración tardía propuesta por [Gustafson y Hunt \(1975\)](#) en El Salvador.

3.2.1.1. Feldespato Potásico

Se caracteriza por el reemplazo de los minerales originales (feldespatos magmáticos), reemplazo de la masa fundamental en cuerpos porfíricos o los márgenes de vetillas de cuarzo, por feldespato potásico, imprimiéndole a la roca una coloración rosada característica (Figura 8), sin embargo coloraciones más blanquecinas han sido descritas en otros lugares asociadas a presencia de albita. Está asociada a vetillas tempranas de cuarzo-ortoclasa con cantidades variables de calcopirita > bornita > pirita y son comparables a las vetillas tipo A definidas por [Gustafson y Hunt \(1975\)](#).

Esta alteración se puede reconocer principalmente en el sector sur del yacimiento, en brechas donde la matriz se encuentra compuesta mayoritariamente por feldespato potásico. En su génesis, estas brecha con matriz potásica podría corresponder a un evento distinto de inyección magmática ([Hunt et al., 1983](#)).



Figura 8: La imagen de la izquierda corresponde a una muestra macroscópica de cuarzomonzonita con una intensa alteración de feldespato potásico. La imagen de la derecha corresponde a una brecha hidrotermal con matriz de feldespato potásico, los clastos también cuentan una alteración de feldespato potásico de intensidad intermedia.

3.2.1.2. Biotita

Caracterizada por el reemplazo de minerales primarios, principalmente máficos, por biotita secundaria de aspecto micáceo muy fino (Figura 9). Es la principal alteración hipógena de la roca de QB y está asociada a vetillas tempranas de cuarzo con halos de biotita ubicados principalmente en el sector norte del depósito.

La presencia de vetillas de cuarzo-magnetita tipo EB son consideradas como parte del evento temprano de alteración, el que posteriormente desarrolló vetillas de cuarzo-molibdenita sin halo, comparables a las vetillas B ([Gustafson y Hunt, 1975](#)) que definen un estado hidrotermal intermedio, estas estarían relacionadas a fases más tardías del evento potásico ya que cortan a las vetillas de cuarzo-ortoclasa, y estas, a su vez, son cortadas por

vetillas de cuarzo-pirita, por lo tanto su génesis se interpreta como previa al evento de alteración fílica (Ireland, 2010).

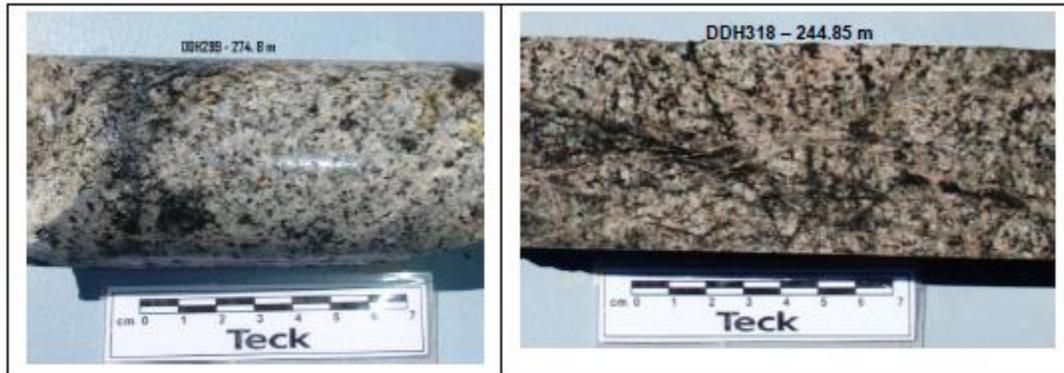


Figura 9: La imagen de la izquierda corresponde a una muestra macroscópica de diorita con una leve alteración de potásica de biotita. La imagen de la derecha corresponde a una muestra de cuarzomonzonita con una alteración de potásica de biotita de intensidad intermedia.

3.2.1.3. Green Mica

Se define como un agregado fino de coloración verdosa suave compuesto de flogopita, clorita, muscovita fina (sericita) y abundante cuarzo coexistiendo con feldespato potásico y trazas de andalusita y corindón, los cuales ocurren en forma de vetillas de bordes difusos de textura microgranular, asociada a diseminaciones de calcopirita y pirita de grano fino (Figura 10). También puede ocurrir como reemplazos en forma diseminada o formando cúmulos hasta reemplazos pervasivos que obliteran la textura de la roca.

Esta asociación reemplaza a la biotita secundaria de la alteración potásica y es cortada por vetillas A y B. Debido a su mineralogía corresponde a un evento hidrotermal de alta temperatura. Por lo general esta alteración se encuentra asociada a zonas de alta ley hipógena, se ubica principalmente en la parte central y oeste del depósito aunque también es posible encontrarla entorno a núcleos potásicos ricos en bornita en el sector sur y suroeste del yacimiento.



Figura 10: Ambas imágenes corresponden a muestras macroscópicas de cuarzomonzonita con una intensa alteración de potásica green mica. En la imagen de la izquierda se pueden observar cúmulos verdes de clorita y flogopita en cuarzomonzonita.

3.2.2. Alteración Fílica

Se caracteriza por la destrucción parcial o total de los feldespatos y máficos para el desarrollo de sericita, cuarzo, pirita, calcopirita \pm clorita y se distribuye en todo el depósito (Figura 11). La alteración es muy dependiente de la calidad geotécnica de la roca manifestándose con fuerza en zonas con un fuerte fallamiento o diaclasamiento. Se asocia principalmente con la ocurrencia de vetillas D (Gustafson y Hunt, 1975) las que en general presentan una orientación NW, el control aparente de estructuras NW en el desarrollo de la alteración se hace evidente en los focos lineares que esta presenta, sin embargo, en el sector suroeste del depósito se observa un potente foco de alteración fílica claramente controlado por el tipo de roca.

En brechas, la sericitización destructiva seguida por disolución produjo cavidades irregulares, esto llevó a los geólogos a clasificar ciertas brechas como brecha vuggy. Eventos mineralizadores posteriores a la formación cavidades, rellenaron estas con sulfuros, en zonas de enriquecimientos supérgeno estas cavidades sirvieron para la acumulación de calcosina.

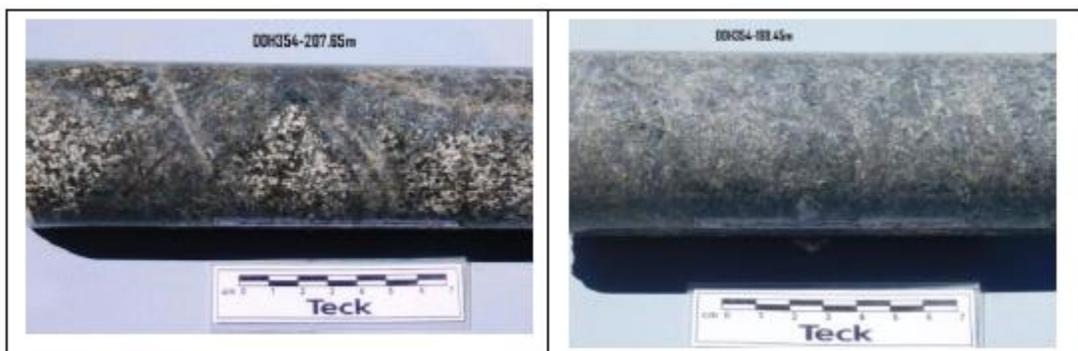


Figura 11: La imagen de izquierda corresponde a una brecha hidrotermal, los clastos presentan una intensa alteración fílica. La muestra de la imagen de la derecha posee una intensa sericitización.

3.2.3. Alteración Argílica

La alteración argílica corresponde a la última etapa de alteración, se caracteriza por la presencia de arcillas como la caolinita, y la montmorillonita, las cuales reemplazan a feldespatos y máficos, imprimiéndole a la roca un aspecto terroso (Figura 12a). La alteración se encuentra relacionada a zonas con una fuerte alteración fílica. La alteración argílica puede ser producto de alteración hipógena en condiciones de baja a moderada temperatura y baja acidez, relacionada temporalmente a la alteración fílica o producto de alteración supérgena, como consecuencia de procesos de meteorización, en este caso se asocia con presencia de limonitas.

En QB la alteración argílica está asociada a procesos supérgenos, pudiéndose encontrar brechas ígneas en la zona de alteración fílica que están alteradas pervasivamente con caolinita de origen supérgeno, cuando estas rocas son ricas en pirita y calcopirita se produce la lixiviación del cobre generando soluciones ricas en este elemento. Localmente se pueden apreciar vetillas D con mineralización de calcosina y halos de caolinita

reemplazando a sericita, debido a que estas vetillas fueron reutilizadas por los procesos supérgenos.

3.2.4. Metamorfismo de contacto

Esta alteración descrita a nivel de yacimiento se caracteriza por la presencia de biotita metasomática, cuarzo y menor pirita (Figura 12b). Se presenta en los márgenes de la diorita en el contacto de esta con el Complejo Intrusivo Quebrada Blanca. Generalmente no presenta mineralización. Los sectores de la diorita afectados por esta alteración presentan un mayor contenido de sílice, esto es producto de la biotitización de anfíboles, proceso que libera sílice.

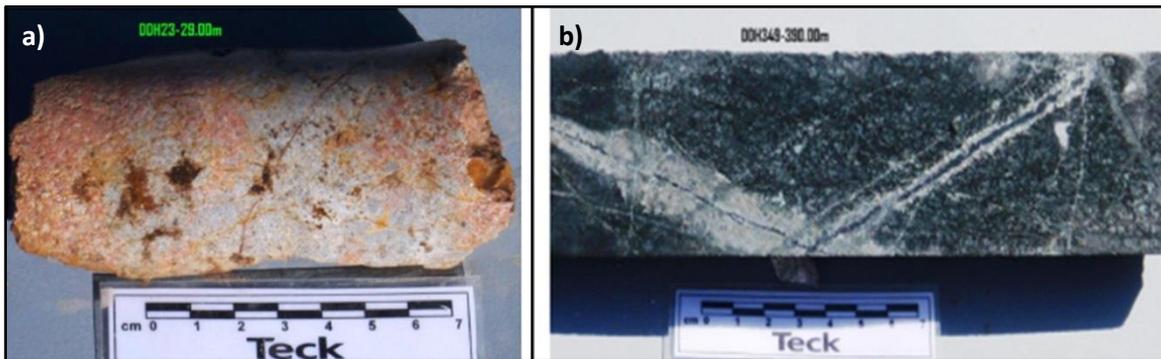


Figura 12: a) Muestra macroscópica de brecha hidrotermal lixiviada, que presenta una alteración argílica moderada, b) muestra macroscópica de diorita con un intenso metamorfismo de contacto.

3.2.5. Propilítica

La alteración propilítica forma el halo de alteración más lejano del núcleo potásico (Figura 13), se estima que genera una impronta hidrotermal de 6 por 5 km. Dentro de la mina esta se encuentra asociada a la diorita. La alteración propilítica se caracteriza por una asociación mineral compuesta esencialmente por clorita y epidota, localmente se han observado vetillas de actinolita, epidota, calcita, magnetita y especularita.

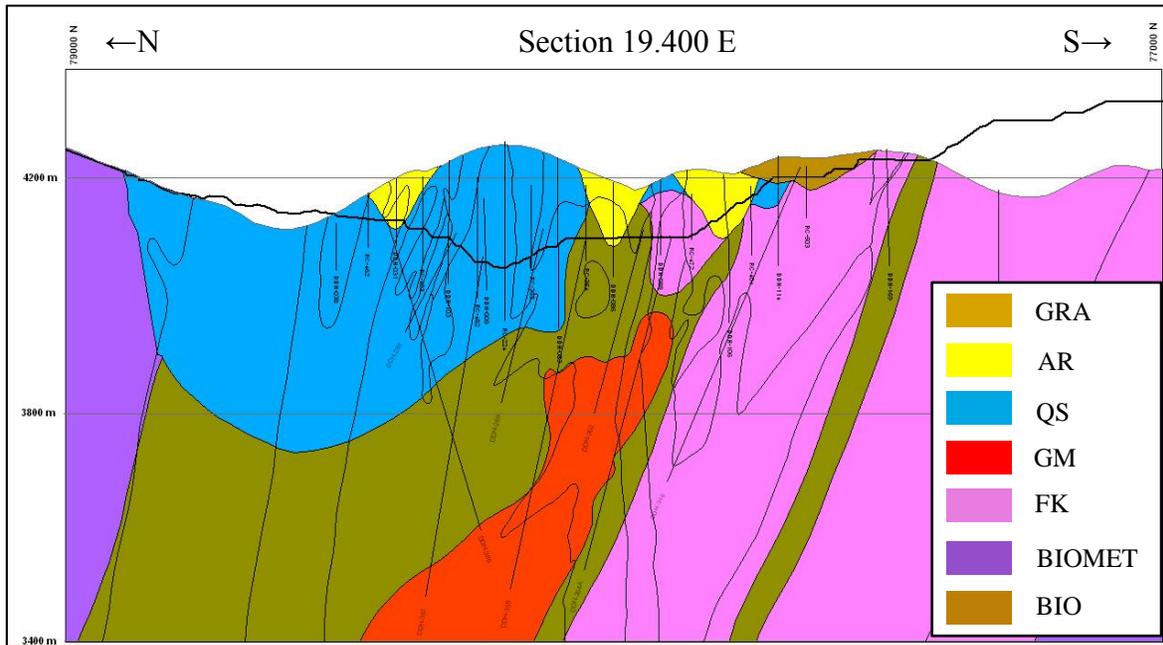


Figura 13: Sección transversal 19400E mostrando la distribución de alteraciones en profundidad. GRA: gravas, ARG: argílico, QS: filico (cuarzo-sericita), GM: green mica, FK: feldespato potásico, BIOMET: metasomatismo de contacto, BIO: potásico de biotita.

3.3. Mineralización

La mineralización primaria de cobre en Quebrada Blanca tomó lugar durante el Eoceno Tardío, la meteorización que dio origen al enriquecimiento secundario estuvo activa aproximadamente entre los 34 y 16 Ma ([Sillitoe y McKee, 1996](#)), edades obtenidas para alunitas supérgenas del yacimiento de Collahuasi. La mineralización hipógena consiste principalmente en calcopirita, bornita, molibdenita y, en menor cantidad, plata y oro. La mineralización supérgena consiste en su mayoría de calcosina con menor covelina, en menor cantidad es posible encontrar minerales oxidados de cobre como atacamita, brocantita y cuprita.

3.3.1. Hipógeno

La mineralización hipógena se encuentra asociada principalmente al evento de alteración potásico, y en menor grado al evento fílico. La mineralización presenta un claro control estructural de orientación ENE. Sondajes de diamantina han intersectado mineralización hasta aproximadamente 800 m de profundidad vertical desde la zona hipógena, esta es considerada abierta al NE, E, SE y en profundidad ([Teck, 2013b](#)).

El evento mineralizador de cobre más importante está relacionado a la presencia de vetillas de cuarzo-ortoclasa, las cuales contienen cantidades variables de calcopirita, bornita y pirita. Estas vetillas son planas con paredes subparalelas y tienen largos de 1 a 5 metros, con espesores de hasta 10 cm. ([Ireland, 2010](#)).

La mineralización de molibdeno está asociada a la presencia de vetillas de cuarzo-molibdeno sin halo (vetillas B) las que definen un estado hidrotermal intermedio, las vetillas también pueden poseer una sutura de pirita con menor calcopirita. Estas vetillas alcanzan largos de hasta 3 metros con espesores de hasta 10 cm.

3.3.2. Supérgeno

En Quebrada Blanca el alzamiento y meteorización con la consiguiente lixiviación de las porciones superiores del pórfido de cobre generó una cubierta enriquecida. Esto ocurrió previo a la deposición de las gravas terciaras, las que permitieron conservar el nivel enriquecido hasta el presente, además se generó una capa lixiviada de hematita-goethita con un espesor promedio de 100 metros y leyes de cobre de hasta 0.2% (Figura 14). Durante el proceso de enriquecimiento supérgeno, la mineralización secundaria se concentró preferentemente en zonas de fracturas y rocas con mayor permeabilidad. El espesor de nivel enriquecido varía de 10 a 200 m, el área de la cubierta supérgena se estima en 2.5 por 1.5 km.

Parte de la mineralización supérgena consta de oxidados de cobre en la base de la cubierta lixiviada la que correspondería a una zona de óxidos que no son muy abundantes, se restringen a pequeñas bolsonadas en los sectores este y sur del depósito. La zona de enriquecimiento secundario, ubicada bajo la zona de oxidación, está formada por la asociación calcosina >> covelina, con leyes de cobre promedio de 1.1%.

Comparado con el enriquecimiento descrito en otros pórfidos, los altos valores de cobre presentes en la zona lixiviada y el poco espesor del enriquecimiento, hacen pensar que el proceso de enriquecimiento supérgeno en Quebrada Blanca fue de corta duración, bajo clima árido, o bien, la cantidad de pirita no fue suficiente para generar fluidos lo suficientemente ácidos. Lo más probable es que sea una mezcla de los anteriores (Hunt *et al.*, 1983; Hartley y Rice, 2005).

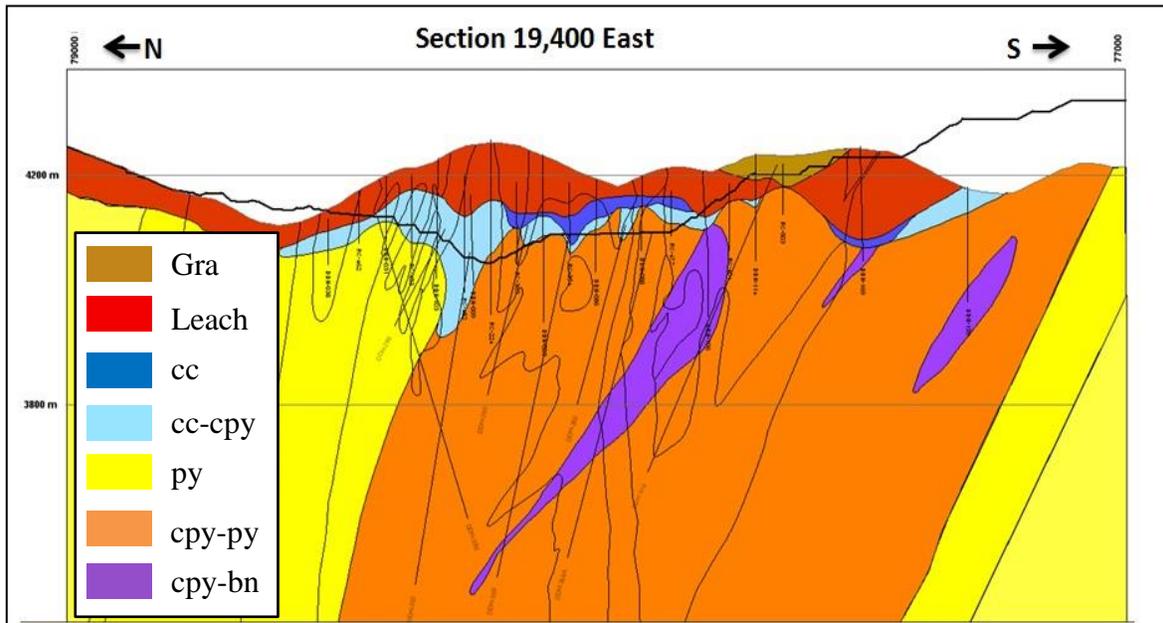


Figura 14: Sección transversal 19400E mostrando la distribución de mineralización en profundidad. Gra: gravas, Leach: lixiviado, cc: calcosina, cpy: calcopirita, py: pirita, bn: bornita.

4. CONSIDERACIONES

En este apartado se explica la nomenclatura utilizada en el área de trabajo de Quebrada Blanca y que serán reproducidos en este trabajo:

- Fase o expansión:** Corresponde a un sector acotado dentro de la propiedad minera, este se puede encontrar desarrollado en su totalidad, en desarrollo o estar proyectado sin desarrollo alguno. El orden de las fases va desde la fase I a la fase VIII y su notación corresponde a números romanos. Las fases pueden tener subdivisiones las que corresponden a una sigla del abecedario en mayúscula (ej. Fase VI-B). Actualmente las fases I a IV se encuentran finalizadas y no existe una expresión física de estas (Figura 15).
- Scu:** se utilizará esta expresión para referirse a las leyes de cobre secuencial.
- QB:** se utilizará como una abreviación para “Quebrada Blanca”.
- Bancos:** en Quebrada Blanca se trabaja con bancos de 15 m, el fondo de la mina corresponde al banco 4030, el número corresponde a la cota geográfica (sobre el nivel de mar) en la que se ubica el piso del banco. Estos se extienden hasta la cota 4375.
- Heap:** nomenclatura utilizada para referirse a intervalos de leyes de mineral. Para efectos de este trabajo: heap de alta: $SCu > 1\%$, heap de media: $0,6\% < SCu < 1\%$, heap de baja: $0,4\% < SCu < 0,6\%$.
- Cuarzo-Sericita:** corresponde a la alteración fílica del yacimiento.
- Brechas Hidrotermales:** Para efectos de este trabajo solo se hará la distinción de brechas hidrotermales y brecha de turmalina.
- IBX:** brechas hidrotermales.
- TBX:** brecha de turmalina.
- QMZ:** cuarzo monzonita.
- FP:** pórfidos feldespático.
- AND:** rocas Fm. Collahuasi.
- GRA:** gravas.
- Eventos:** volcamiento, derrumbe o asentamiento de uno o mas bancos.

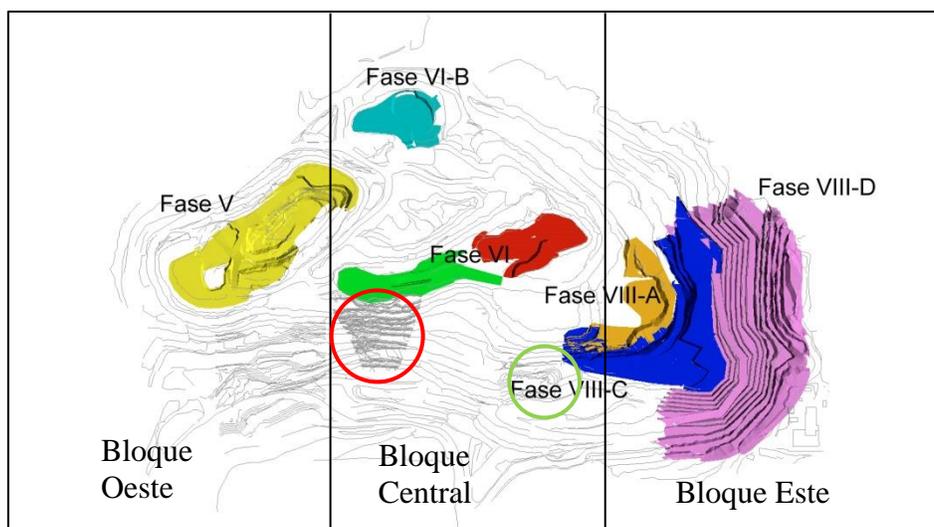


Figura 15: Segmentación de la mina y distribución de las fases que se involucran en este trabajo. Amarillo: fase V, rojo y verde: fase VI, turquesa: fase VI-B, naranja: fase VIII-A, azul: fase VIII-C y rosado: fase VIII-D. Círculo de color rojo: evento 2, círculo de color verde: evento 4.

5. TRABAJOS ANTERIORES

5.1. Quebrada Blanca Informe Final Hipógeno 2013 (Teck)

El modelo realizado el año 2010 no consideró un apartado estructural, por lo tanto no se manejaba el concepto de alimentadores o estructuras post-minerales. La geometría del depósito consideraba los cuerpos litológicos y la alteración-mineralización como eventos relacionados entre sí emplazados verticalmente de manera continua, sin quiebres.

Por el contrario, el modelo actual del año 2013 contempla el concepto de estructuras alimentadoras y/o estructuras que controlan la geometría del sistema mediante fallas con movimientos post mineral. Se comenzó utilizando el concepto de estructura antes que fallas debido a que existen altas posibilidades que los alimentadores estén sellados por otros eventos litológicos o de mineralización tardíos (supérgeno). Las fallas definidas se pueden ver en la Figura 16.

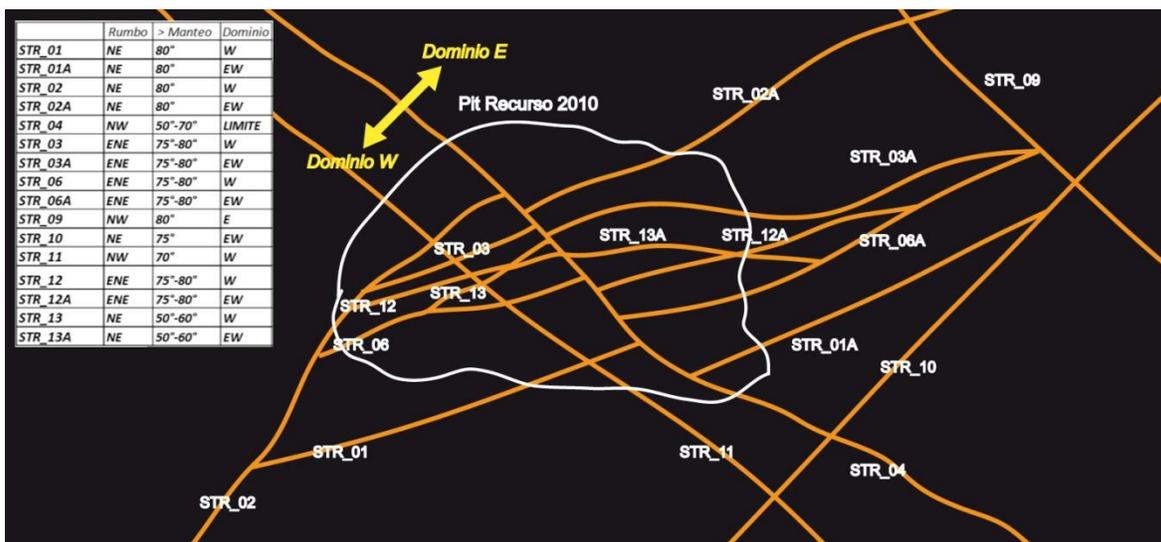


Figura 16: Modelo estructural propuesto por el equipo de exploraciones de Teck. En este se puede apreciar el sigmoide de una cuenca pull apart desplazado por una falla NW (STR_04) en sentido dextral.

Las estructuras de rumbo NW (STR_04 y STR_11) se consideraron de origen tardío, controlando alteraciones tardías y procesos supérgenos, de especial importancia es la STR_04 la cual genera dos grandes dominios (E y W) con diferentes características geométricas y geológicas.

Para la confección del modelo estructural, lo primero fue la visualización de las diferentes variables geológicas en el software LeapFrog, permitiendo identificar dos sets principales; las tendencias NE y ENE y las posibles estructuras tardías de dirección NW. Posteriormente se colectó información histórica para comenzar a darle soporte a dichas tendencias mediante mapas de superficie (realizado por Hunt, 1977 e interpretaciones hechas por K.Heppe), revisión de las estructuras y de los quiebres en leyes que ellas

generan en los sondajes, interpretación de la magnetometría, revisión en superficie dentro del *Pit* y la información geotécnica proporcionada por geología de QB.

Un concepto fundamental que les permitió entender la ubicación, geometría y el control de las estructuras vs mineralización y leyes, fue el de considerar que la distribución de la mineralización en el *hanging wall* y *foot wall* se concentra de manera diferente. Básicamente definen que entre el bloque piso y el bloque techo existe una divergencia en la permeabilidad debido a que el techo colgante es el dominio estructural más frágil y por lo tanto es sector más adecuado para que las soluciones hidrotermales migren y precipiten la mineralización, y por consiguientes las zonas de mejor ley, todo independiente al movimiento de la falla. La Figura 17 presenta un diagrama esquemático de QB en el cual la estructura STR_02 funcionaría como el alimentador principal de las soluciones hidrotermales hacia el sistema. Aproximadamente bajo la cota 3000 (teoría), la presión litostática es mayor que la presión de fluido frente a lo cual, las soluciones quedan confinadas al alimentador, luego de la cota 3000, el techo de la estructura presenta una mayor permeabilidad producto de fallamiento antitético representado por las estructuras STR_03, STR_06, STR_12 y STR_01, lo que origina que ahora la presión litostática sea menor que la presión de fluido y por consiguiente las soluciones migran fuera del alimentador hacia el *hanging wall* dando forma al depósito. Dos consideraciones importantes al momento de utilizar este concepto; la primera es que este sistema funciona tanto a nivel macro (como en el diagrama) como también a menor escala, pero en esta última y cuando se le adicionan más variables geológicas, es posible que no sea fácil de visualizar (como es el caso de la distribución de la ley en las brechas). Y la segunda consideración es que en QB las fallas antitéticas funcionan igualmente como alimentadores generando sobreimposición de eventos ya que el techo de una estructura es igualmente el piso de la otra lo que adiciona complejidad a la interpretación.

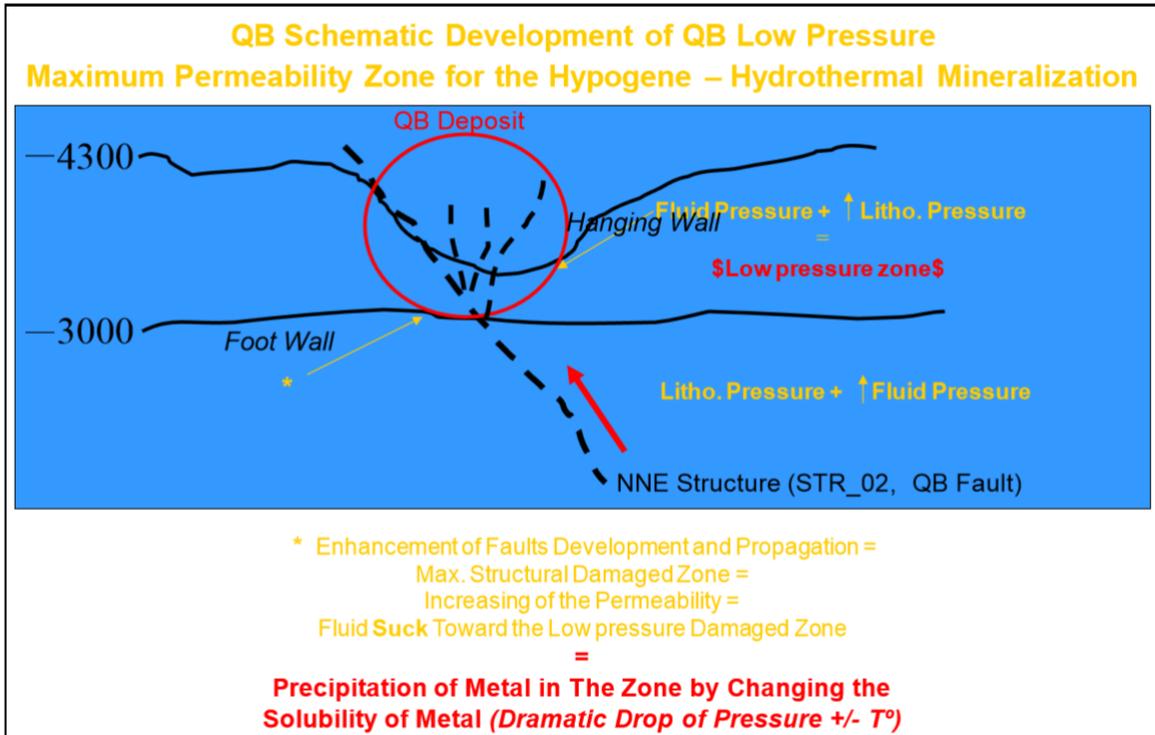


Figura 17: Esquema del desarrollo de la zona de máxima permeabilidad de baja presión para el Sistema hidrotermal hipógeno. Se propone un ascenso del fluido a alta presión por la STR_02 hasta la cota 3000m, por sobre esta cota se produce la descompresión del fluido por un aumento de la permeabilidad del macizo debido a la presencia de las fallas del *pull apart*, lo que se traduce finalmente en la precipitación de los metales.

La utilidad práctica de este concepto es que permite determinar preliminarmente cuales serían los límites duros y blandos de la mineralización, y por consiguiente indicarle a la gente de estimación de recursos hasta donde extender o limitar el recurso.

Un segundo diagrama realizado en QB explica la evolución estructural geológica hecho con la información de vetillas e información histórica. Una breve analogía entre el modelo y las estructuras definidas en el modelo 2013 se puede establecer qué; a los 38 Ma durante el régimen compresivo con un σ_1 de dirección SW-NE se genera un *pull apart* limitado por estructuras NNE y ENE, a través de una zona transpresiva de rumbo NW permeabilidad óptima para el emplazamiento de las unidades intrusivas pre e intramineral. Las estructuras que controlan el *pull apart* en el sector norte y sur, serían correlacionables con la STR_02(A) y la STR_01(A) y la mineralización hipógena entre estas es controlada por las antitéticas STR_06 (A), STR_03 (A) y STR_12 (A) (Figura 16 y 17).

A los 35 millones de años el σ_1 presenta una dirección NW-SE generando una zona de extensión con dirección SW-NE formando fallamiento de dirección NW asociadas a vetilleo intenso en la misma dirección, si bien estas estructuras funcionan igualmente como conductos para soluciones hidrotermales tardío (cuarzo-sericita), serían también responsables de movimientos post minerales de rumbo aparentemente dextral. Las fallas NW son correlacionables con las estructuras STR_04, STR_11 y STR_9. En superficie, la mineralización supérgena se encuentra asociada a este sistema.

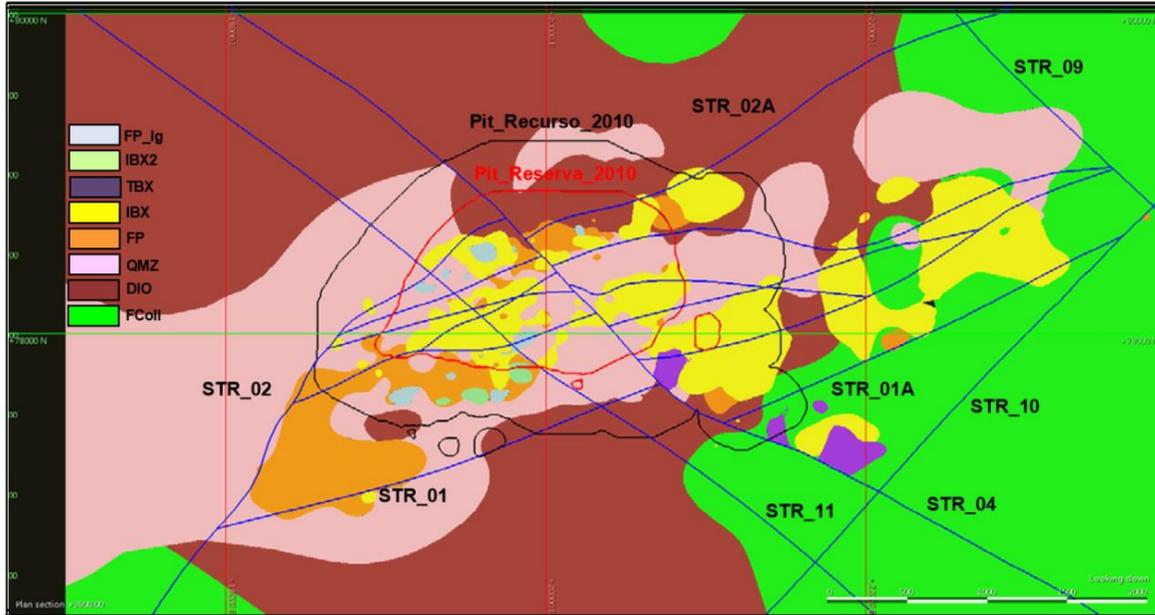


Figura 18: Planta cota 3850, litología versus estructuras definidas para el modelo 2013.

Dentro del proceso de validación de las estructuras, se realizó una visita a terreno y la integración de los datos geotécnicos de QB. Para esto se plotean las primeras interpretaciones de las estructuras en un mapa junto con la información geotécnica y se establecen puntos de chequeo dentro del pit, se toman medidas, punto de ubicación junto con fotografías, esto permitió reorientar ciertas estructuras, ajustarlas y por sobre todo permitió establecer que los datos geotécnicos son válidos para dar soporte a esta interpretación y para futuros análisis estructurales, lo importante es saber integrar esta información con otras variables geológicas (ej. litologías, Figura 18).

En general, las estructuras de rumbo NE, responsable directas del emplazamiento del depósito, fueron escasamente visibles debido a los reiterados eventos posteriores a su formación, sobre todo por la influencia actual de estructuras NW y los procesos supérgenos relacionados a ellos. Por el contrario, las estructuras NW fueron fácilmente identificables en terreno debido al relleno de mineralización supérgena.

Como parte del proceso de interpretación dinámico de las estructuras, se realiza un análisis del AirMag levantado por exploraciones el año 2009, corroborando que el depósito se encuentra marcado por un bajo magnético. Se observa también la influencia de las estructuras NW en el desplazamiento de esta anomalía negativa con un movimiento aparente dextral (Figura 19). Por último, hacia el sector W de la estructura STR_02, se observa la existencia de un gran bajo magnético el cual aparentemente no ha sido prospectado lo que abre una posibilidad cierta de encontrar continuidad del sistema hacia este sector.

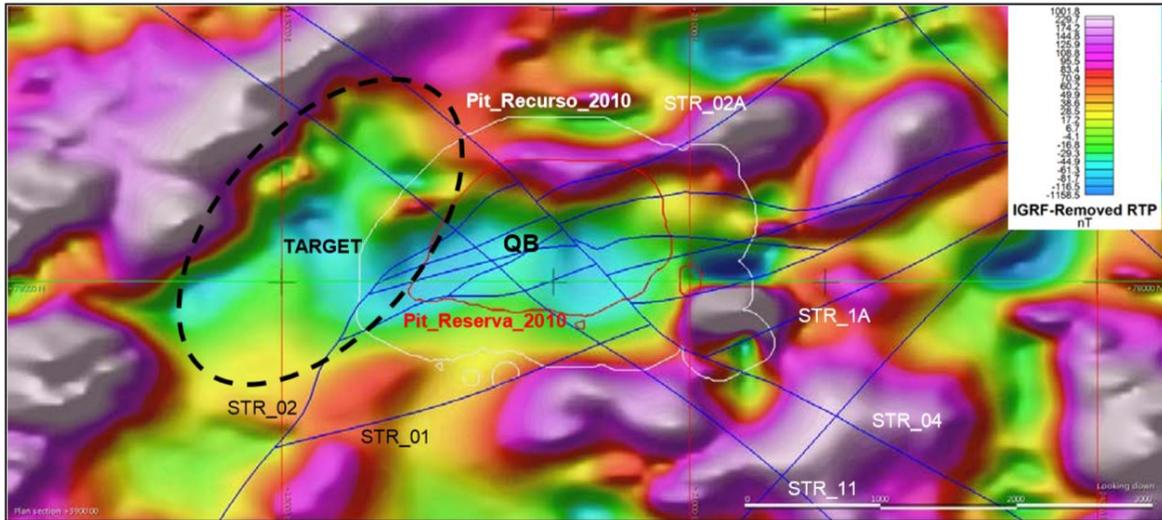


Figura 19: Imagen AirMag versus estructuras definidas para el modelo 2013. En esta se observa como la STR_04 genera una perturbación en la geometría del alto magnético ubicado la norte de QB.

6. METODOLOGÍA

6.1. Análisis de cobre por el método secuencial

El método del análisis de cobre secuencial es una técnica útil particularmente para definir semi cuantitativamente el modelo geológico, modelo mineralógico y modelo metalúrgico normalmente asociados con depósitos de cobre. En los últimos años, con el objeto de optimizar la producción de cobre, se ha incrementado la explotación de depósitos cupríferos que utilizan como método de procesamiento la lixiviación en pilas, extracción con solvente y la electrodeposición. Inicialmente, este proceso se dirigió a la explotación de depósitos de óxidos, pero este concepto cambió rápidamente, ya que el enfoque de un depósito como óxido no consideraba que también son lixiviables los sulfuros secundarios como calcosina y covelina, y algunos sulfuros primarios como la bornita (Tabla 1). Las investigaciones metalúrgicas se orientaron en este sentido y se dirigieron a realizar pruebas sobre el procesamiento de varios minerales de cobre. Mediante pruebas de lixiviación en pilas, en el nivel de laboratorio simulando las condiciones industriales, se demostró que el uso de la solución de ácido sulfúrico es bastante exitoso para lixiviar óxidos en un tiempo menor a cien días; pero sólo se lixivian cantidades muy pequeñas de sulfuros secundarios y primarios aun en períodos de tiempo mayores. También las investigaciones demostraron que los sulfuros secundarios son solubles en un medio sulfúrico férrico; en tanto los sulfuros primarios, principalmente la calcopirita, requieren períodos de tiempo mayores y una acción bacteriana para ser lixiviados. En Quebrada Blanca, para definir el proceso minero metalúrgico de los minerales de cobre, se emplea como herramienta el método de análisis de cobre secuencial, el cual se basa sobre lo siguiente: los distintos minerales de cobre muestran distinto grado de solubilidad en soluciones de ácido sulfúrico y de cianuro. Sobre la base de este comportamiento, se tienen los argumentos que permiten su identificación.

El método consiste en tratar primero una muestra mediante una digestión con ácido sulfúrico, con lo que se disuelve y obtiene el contenido de cobre como óxido soluble en ácido. Luego, en el remanente de la misma muestra, mediante una digestión con una solución de cianuro de sodio o potasio, se obtiene el cobre contenido en los sulfuros secundarios y la bornita –sulfuro primario-. Finalmente, se efectúa el ensaye del residuo analítico anterior por cobre, que es llamado cobre residual, el cual es mayormente el cobre presente en la calcopirita –sulfuro primario-. Una verificación de que todo el cobre presente en la muestra ha sido detectado y cuantificado mediante este método secuencial es la comparación de la sumatoria del cobre soluble en ácido, el cobre soluble en cianuro y el cobre residual. Esta sumatoria debe ser igual o casi igual al contenido de cobre total de la muestra, determinado mediante el método tradicional.

Tabla 1: Porcentajes de disolución en soluciones de ácido sulfúrico y cianuro de sodio para oxidados de cobre, sulfuros secundarios y primarios de cobre (Parkison, 1995; Southern Perú Copper Corporation, 2000).

Especie Mineral	Composición Aproximada	% Aproximado de disolución en solución de ácido sulfúrico	% Aproximado de disolución en solución de cianuro de sodio
Oxidados de Cobre			
Atacamita	$Cu_2Cl(OH)_3$	100	100
Azurita	$2CuCO_3Cu(OH)_2$	100	100
Cuprita	CuO_2	70	100
Crisocola	$CuSiO_3 \cdot 2(H_2O)$	100	45
Malaquita	$CuCO_3Cu(OH)_2$	100	100
Cobre Nativo	Cu	5	100
Tenorita	CuO	100	100
Sulfuros Secundarios			
Calcosina	Cu_2S	8	100
Covelina	CuS	5	100
Sulfuros Primarios			
Bornita	Cu_2FeS_4	2	100
Calcopirita	$CuFeS_2$	2	7

Con la información del método secuencial, la compañía minera Teck Quebrada Blanca definió los siguientes conceptos de zonas minerales en base a los porcentajes de cobre soluble en ácido sulfúrico, cobre cianurable y cobre total:

Tabla 2: Clasificación de zonas minerales para el yacimiento de Quebrada Blanca. CuS: cobre soluble en ácido sulfúrico, CuC: cobre soluble en cianuro de sodio, CuT: cobre total.

Mineralización	Descripción Mineral	Criterio
GRA	Grava terciaria	Esteril
Zona lixiviada	Lixiviado	Esteril
Oxidados	Minerales oxidados de cobre	$(CuS > CuC) \text{ y } \left(\left(\frac{CuS + CuC}{CuT} \right) \times 100 \right) > 50\%$
Enriquecido	Reemplazo secundario de calcosina	$(CuC > CuS) \text{ y } \left(\left(\frac{CuS + CuC}{CuT} \right) \times 100 \right) > 50\%$
Transición	Calcopirita con revestimiento de calcosina	$(CuC > CuS) \text{ y } \left(\left(\frac{CuS + CuC}{CuT} \right) \times 100 \right) < 50\%$
Primario	Calcopirita mas bornita	Sin presencia significativa de cobre secundario $(CuC + CuS) < 0.08\%$

Como se puede observar en la Tabla 2 la clasificación de las zonas minerales no responde en estricto rigor a factores geológicos sino que a la ponderación del contenido de cobre en sulfuros primarios y secundarios.

6.1.1. Cobre total

En este apartado se exponen los procedimientos del laboratorio de Quebrada Blanca para la obtención de los valores de cobre total:

Para obtener el valor de cobre total cada muestra se pesa con una precisión mínima de 0.1 miligramo, 1 gramo de muestra la que se coloca en un vaso precipitado de 250 ml. Se adiciona al vaso con la muestra 5 ml de ácido nítrico y 1 ml de ácido sulfúrico. Posterior a esto el vaso se coloca y calienta en una plancha suave hasta lograr un estado siruposo (abundantes vapores blancos). Se aumenta la temperatura hasta la eliminación total de los vapores blancos. Se enfría y se agregan 10 ml de agua y 12.5 ml de ácido clorhídrico; se calienta bajo el punto de ebullición para disolver las sales. Nuevamente se enfría y la muestra se trasvasija a un matraz volumétrico de 250 ml, el que se afora con agua y se mezcla hasta homogenizar. Finalmente, en la solución resultante se mide el cobre en equipo de Absorción Atómica.

Se calcula el contenido de Cobre en las muestras de acuerdo a la siguiente fórmula:

$$Cu [\%] = \frac{C \times V \times d}{M \times 10^4} \times 100$$

Donde:

C: concentración de Cu en $\mu\text{gr/ml}$. leída en la solución.

V: volumen de aforo.

M: masa en gramos de la muestra.

D: dilución (en caso que exista).

Los resultados obtenidos se informan de acuerdo a la siguiente pauta:

- **En Porcentaje [%]** : Para valores iguales o superiores a 10 ppm (0.001%), con dos decimales hasta 10%, superior al 10 % un solo decimal.
- **En ppm:** para valores inferiores a 10 ppm y sin decimales.

6.1.2. Cobre Soluble

En este apartado se exponen los procedimientos del laboratorio de Quebrada Blanca para la obtención de los valores de cobre soluble:

Para obtener el valor de cobre soluble a cada muestra se le aplica una lixiviación en ácido sulfúrico 20%, se pesa con precisión mínima de ± 0.1 mg, aproximadamente 0.5 gr de muestra, el que se transfiere a un frasco plástico cuadrado de 150 ml de capacidad. Se adicionan 50 ml de solución de ácido sulfúrico al 20% y se tapan los frascos. Se lixivia en un agitador orbital a 120 rpm durante 60 minutos a temperatura ambiente y se deja 60 minutos en reposo. Posterior a esto se centrifuga la solución resultante durante 1 minuto a 2800 rpm y se cuantifica la solución sobrenadante en un espectrofotómetro de absorción atómica, finalmente se bota el sobrenadante y se deja el residuo en un frasco.

A continuación, al frasco plástico que contiene el residuo de la lixiviación en ácido sulfúrico se le adicionan 50 ml de agua des ionizada y se agita para lavar todo el sólido. Se centrifuga la solución durante 1 minuto a 2800 rpm. Una vez terminado el centrifugado se descarta la solución, teniendo la precaución de no eliminar nada del residuo sólido del interior del frasco plástico. Se adicionan al mismo frasco plástico 50 ml de la solución de cianuro de sodio al 0.5 %, a pH 10.5 y a una temperatura ambiental de 18 a 20 °C y se tapa el frasco. La lixiviación se desarrolla en un agitador orbital con cámara de calor (incubadora-agitadora), programada a 45 °C, durante 30 minutos y a 200 rpm (a los pocos minutos la solución de cianuro del frasco plástico queda en ~ 45 °C). Posterior a retirar los frascos, la solución resultante se centrifuga durante 2 minutos a 3000 rpm. Finalmente se cuantifica la solución sobrenadante en un espectrofotómetro de absorción atómica.

Se calcula el contenido de cobre recuperable en las muestras de acuerdo a las siguientes relaciones:

$$\text{Cu soluble en acido } [\%] = \frac{C \times V}{M} \times 100$$

En donde:

C: concentración de Cobre en mg/l leída en la solución problema.

V: Volumen en litros de la solución lixivante (H_2SO_4 al 20 %).

M: Masa en miligramos de la muestra.

$$\text{Cu soluble en CN}^- [\%] = \frac{C \times V}{M} \times 100$$

En donde:

C: Concentración de cobre en mg/l leída en la solución problema.

V: Volumen en litros de la solución lixiviante (NaCN al 0.5 %).

M: Masa en miligramos de la muestra.

El cobre residual correspondiente principalmente a la presencia de calcopirita sería:

$$\text{Cu en residuo} [\%] = \% \text{Cu Total} - \% \text{Cu sol. H}^+ + \% \text{Cu sol. CN}^-$$

Finalmente la expresión al que corresponde el cobre secuencial es:

$$\text{Cu soluble} [\%] = \% \text{Cu soluble en H}^+ + \% \text{Cu soluble en CN}^-$$

6.2. Muestreo pozos de tronadura

A continuación se describe el procedimiento para el muestreo de pozos de tronadura, muestras que posteriormente serán analizadas en laboratorio para ver su contenido en cobre y descritas por el geólogo de producción (litología, alteración e intensidad, zona mineral, contenido de limonitas y arcillas).

El primer paso consiste en (una vez situado en el pozo) quitar, desde el cono de detritos, el material superficial correspondiente a la pasadura (aprox. los 5 cm iniciales de material en el cono), labor que se realiza con una pala plana.

El material a muestrear debe ser extraído con un tubo acanalado de 2" de diámetro, introduciéndolo en forma perpendicular a las capas de material generados en el cono de perforación. Si el cono es simétrico el muestreo debe ser en cruz, formando una circunferencia, si el cono es asimétrico, la forma será una elipse, cuarteando en ambos casos en cualquier orientación, con tres incrementos en cada cuarto (ver Figura 20).

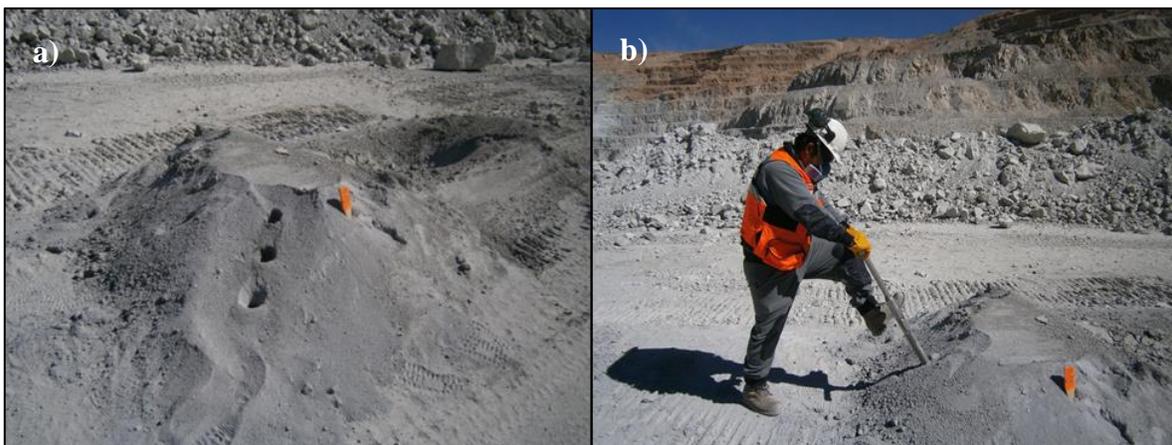


Figura 20: a) Disposición de 3 incrementos en un cono irregular. b) Tubada intermedia en un ángulo de 45°.

La tubada superior debe ser hecha aproximadamente un ángulo de 60° inclinadas hacia el centro y a mitad de distancia entre el borde del hoyo y el límite externo del cono de

muestra, las tubadas intermedias deben ser hechas aproximadamente en un ángulo de 45° inclinado hacia el centro y a mitad de distancia entre el borde de la cavidad de perforación y el límite externo del cono de muestra. Finalmente, las tubadas inferiores deben ser hechas aproximadamente en un ángulo de 30° inclinados hacia el centro y a mitad de distancia entre el borde del hoyo y el límite externo del cono de muestra.

El material de descarga de cada tubada (seca o húmeda) debe ser almacenado en una bolsa de polietileno de tamaño 40x60 cm, obteniéndose finalmente un compuesto de aproximadamente 5 a 10 kg. Cada bolsa plástica debe ser etiquetada una con tarjeta numerada que debe contener la siguiente información: fecha, banco, malla y N° de pozo. El muestreo debe ser registrado en una planilla la cual debe ser archivada en la computadora con el número de muestra correspondiente, indicando además a qué tipo de muestra corresponde (simple, duplicada, etc).

6.3. Mapeo en Terreno

El mapeo de bancos/afloramiento-sistema linear es para anotar las estructuras y sus características en el banco. Con la longitud de la estación que no es más que la altura del afloramiento o banco. Cada estructura esta mapeada es referenciada especialmente con GPS. Con el GPS se toma el inicio y fin del tramo. En el mapeo mencionado se incluirán las siguientes características estructurales y geológicas del macizo:

Orientación: corresponde a la actitud espacial de las estructuras. El rumbo y manteo puede ser utilizado así como Dip/Dip Direction.

Tipo de estructura:

Falla (FL): Fractura en un macizo rocoso a lo largo de la cual ha habido desplazamiento obvio, normalmente se tiene relleno de panizo de falla o brecha.

Cizalla (SR): cizallas son como pequeñas fallas, si la estructura tiene evidencia de movimiento, usar falla si el espesor es más de 5 cm, y usar cizalla si la estructura tiene menos de 5 cm de espesor.

Diaclasa (JN): grupo reconocible de diaclasas las cuales tienen aptitud y longitud común, el espaciamiento y la frecuencia de estas juntas se registrará.

Vena (VN): una fractura en una masa rocosa con un relleno aparentemente inyectado al mismo tiempo en que se formó la fractura.

Foliación (FN): superficie paralela al bandeamiento de rocas metamórficas.

Estratificación (BD): bandeamiento regular en rocas sedimentarias, paralelo a la superficie de deposición.

Contacto (CN): una superficie entre dos tipos de rocas.

Dique (DK): un cuerpo de roca ígnea que corta a través de la estructura adyacente más antigua.

Esquistosidad (SC): superficie de debilidad en rocas metamórficas definida por la orientación preferencial de minerales metamórficos.

Inconformidad (UC): una superficie erosionada cubierta por rocas sedimentarias o volcánicas.

Largo de estructura: continuidad espacial de la traza de la estructura, estas se pueden dividir en 3 categorías:

- 1- Menor a 15 m, discontinuidades menores.
- 2- Mayor a 15 m, y menor a 100 m discontinuidades intermedias.
- 3- Mayor a 100 m, discontinuidades mayores, estas son de gran continuidad, se manifiestan a escala global del rajo.

Relleno: material que separa las paredes rocosas en una discontinuidad. Generalmente más de un tipo de relleno ocurre en una fractura.

Espesor del relleno: es la potencia del relleno. Se mide en forma perpendicular a las paredes de la caja y su valor medio se expresa en milímetros.

Tipo de roca: litología comprendida el tramo en estudio.

6.4. Creación de Plantas (Vulcan)

Para la creación de plantas en Vulcan primero se carga la base de datos de pozos de tronadura más actual a la fecha y la base de datos que agrupa sondajes de diamantina y RC, posterior a esto se despliegan de forma gráfica ambas bases de datos acorde a la característica que se quiera modelar. Una vez desplegada la información, se genera una vista en una cota vertical correspondiente a la mitad del banco más profundo de la mina, a partir de este banco se sumarán 15 m a cada planta hasta llegar a la superficie original.

En primera instancia se creará por cada planta un *layer* que tendrá las líneas o esqueleto que conformarán los polígonos (Figura 21a), estos polígonos dependiendo del elemento que se esté modelando agrupará un mayor o menor información de los pozos y sondajes, estos últimos se presentaran como cruces y cilindros coloreados acorde a la clasificación dada por el equipo de geología. Posterior a esto se creará un segundo *layer* que tendrá todos los polígonos cerrados los que son independientes unos de otros. Finalmente, se creará un último *layer* que tendrá los polígonos coloreados según la clasificación del elemento modelado (Figura 21b).

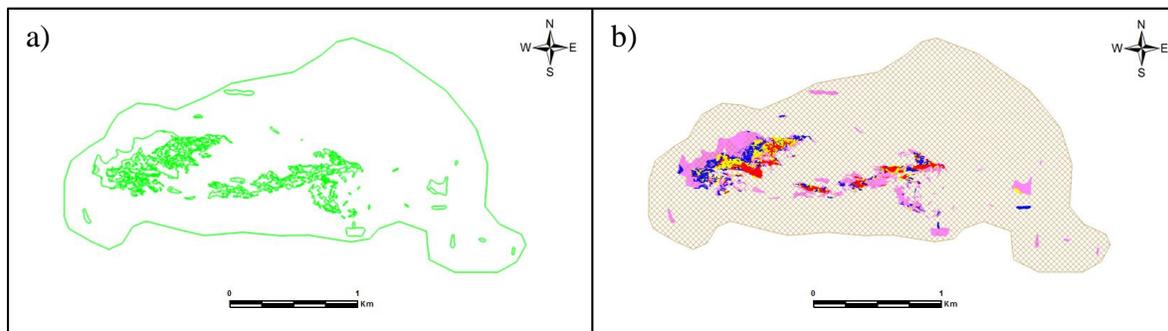


Figura 21: Vista planta 4075 para cobre secuencial, imagen a) corresponde al *layer* inicial o esqueleto de la planta, la imagen b) es el *layer* final con los polígonos terminados y clasificados.

Una vez construido el *layer* final de cada planta, se creará otro *layer* que agrupará los polígonos de todas las plantas según su clasificación. Realizado esto, se generará un sólido tridimensional por clasificación (Figura 22), este sólido permitirá ver la distribución de los diferentes elementos en el yacimiento.

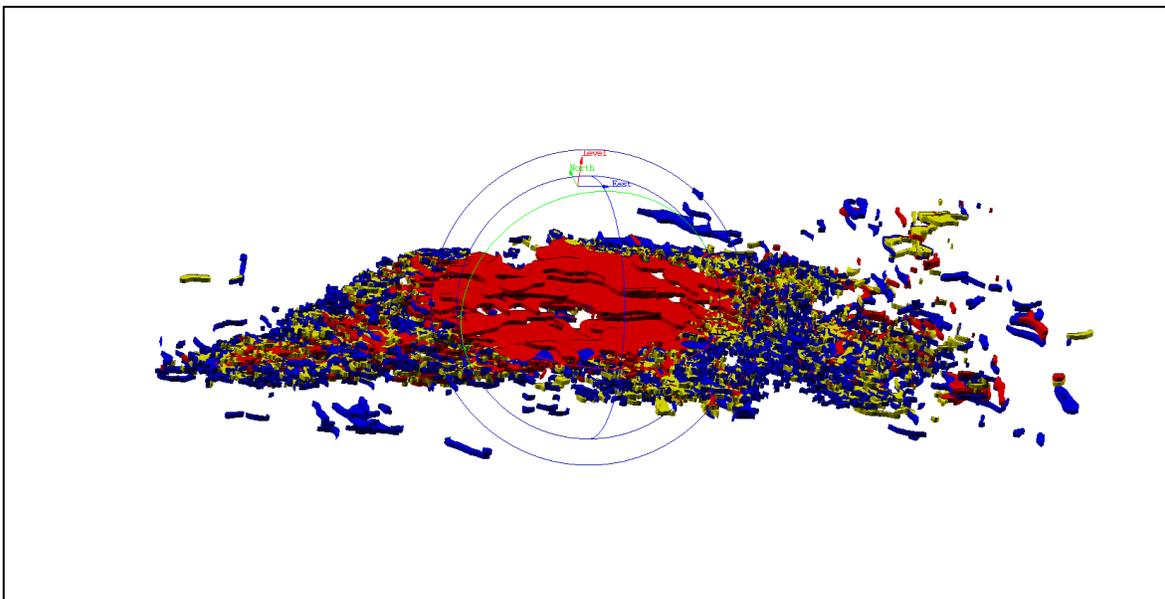


Figura 22: Sólido final para SCu (vista tridimensional). En color rojo: $SCu > 1\%$, amarillo: $0,6\% < SCu < 1\%$, azul: $0,4\% < SCu < 0,6\%$.

6.5. Metodología de Trabajo

El estudio se desarrolló en primera instancia con la realización de plantas de isopleyas de cobre secuencial con motivo de determinar el contacto entre el sector supérgeno-transicional y el sector hipógeno. Paralelo a este trabajo, geólogos de la mina realizan las plantas de litologías y alteraciones. Una vez realizados estas labores, se busca determinar la naturaleza de los diferentes lineamientos que los elementos antes mencionados demostrarían existir en el yacimiento, para esto se superponen los ejes de máxima elongación de todos los polígonos creados para estas 3 variables.

Determinados los lineamientos, se comparan con el mapeo geotécnico de estructuras para identificar sectores que no presenten suficientes información. Se planifican diversas salidas a terreno con el fin de mapear estructuras ausentes en el mapeo geotécnico y que sirvan para explicar los diferentes lineamientos. A partir de este punto se empieza a desarrollar el modelo estructural, se proponen corredores estructurales para el futuro desarrollo del rajo.

Finalmente se propone una cinemática para los diferentes sets estructurales en base al trabajo de modelamiento, mapeo de estructuras en terreno e información levantada por el equipo de geotecnia.

7. RESULTADOS

7.1. Plantas de polígonos

7.1.1. SCu

La realización de plantas de isoleyes de cobre secuencial revela sectores de alta ley orientados en al menos tres direcciones principales: WNW, NNE, ENE. Los cuerpos mineralizados con leyes por sobre un 1% poseen contactos abruptos con sectores de baja ley y/o con sectores sin desarrollo de mineral supérgeno, además, su continuidad se ve cortada por pequeños cuerpos elongados de baja ley los cuales poseen principalmente una orientación preferencial NW.

Lo anterior se expresa de buena manera en la vista de la planta 4105 (Figura 23), en esta se observa de oeste a este un lineamiento de orientación NE de ley $<0,4\%$ SCu el cual correspondería al límite oeste-noroeste del sistema supérgeno, hacia el este e intersectando este último se observan tres lineamientos de Heap de Alta, los cuales poseen una orientación NW-WNW, finalmente hacia el sureste se observa un potente lineamiento de Heap de Alta de orientación ENE. A medida que se aumenta la cota geográfica las plantas de isoleyes muestran la expansión de los cuerpos de alta ley uniéndose en la cota 4150, para luego desvanecerse con las mismas orientaciones iniciales, en la cota 4225 estos cuerpos ya no están presentes y la orientación preferencial de la mineralización es NE y NS (ver Figura 24).

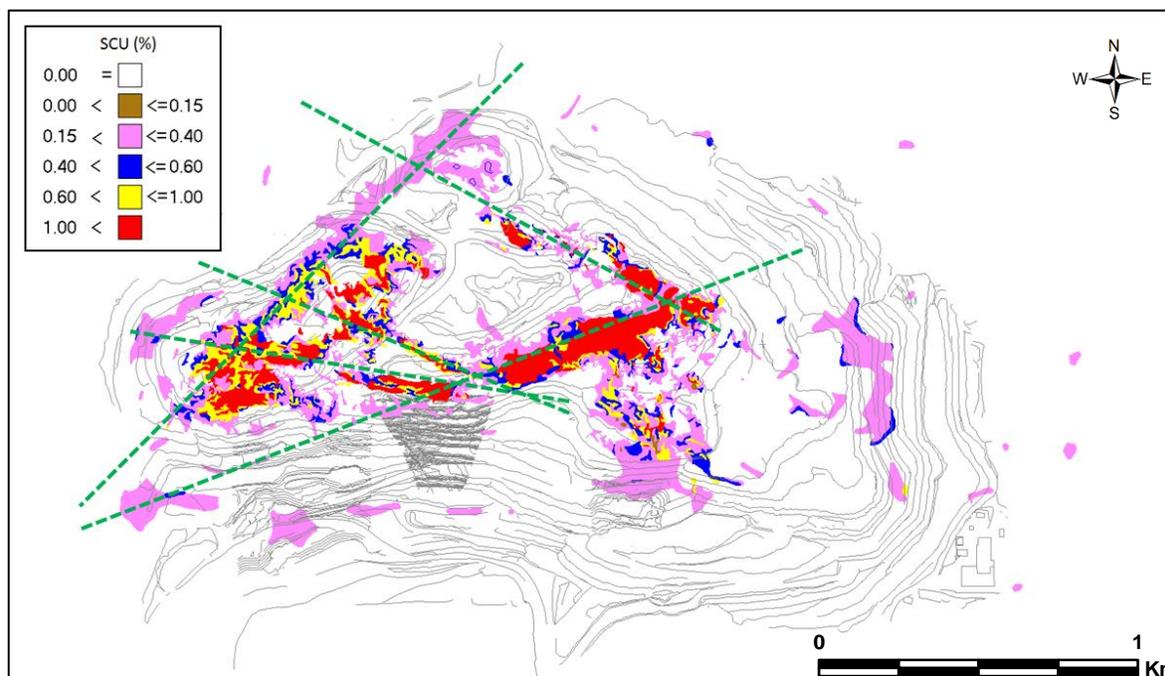


Figura 23: Planta 4105 de SCu, se observa que la mineralización supérgena en profundidad sigue lineamientos NE, ENE, NW y WNW.

En las Figura 23 y Figura 24 se observa que los cuerpos mineralizados y sus orientaciones preferenciales se presentan en distintos sectores del yacimiento. Aquellos de orientación NE-ENE se presentan en los bordes y centro del yacimiento, los de orientación WNW-NW se presentan en el centro del yacimiento, mientras que los lineamientos NS se presentan fundamentalmente en el sector Este de la mina.

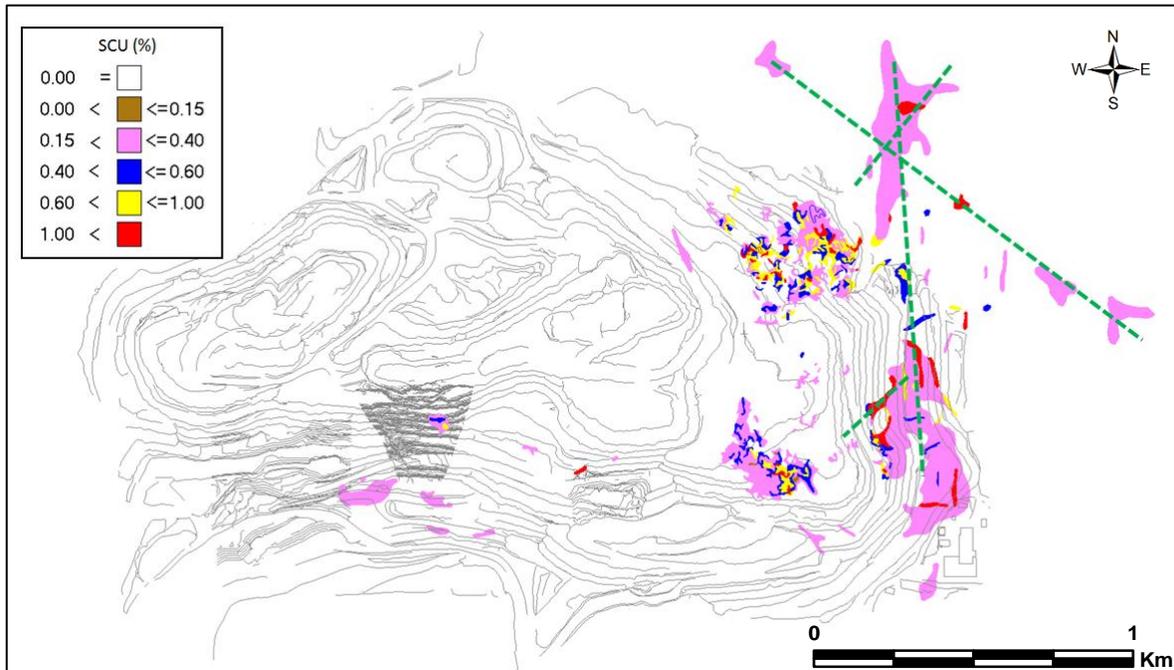


Figura 24: Vista planta 4225 para SCU. En los niveles más someros y hacia el Este la mineralización se acota acorde a la topografía original y presenta lineamientos NW, NS, NE y NNE.

En las vistas transversales perpendiculares a las orientaciones NW-WNW, se observa que los cuerpos mineralizados de mayor ley se encuentran inclinados manteniendo hacia el norte y sur, con ángulos que pueden variar entre 30° y 70° . En el sector central del yacimiento destaca el “contacto” entre zonas de Heap de Alta con Heap de Baja el cual posee una forma sinusoidal (Figura 25). Asimismo, para la orientación NE-ENE, se observó que el cuerpo de Heap de Alta se encuentra inclinado manteniendo hacia el norte con un ángulo que varía entre 45° y 80° . Finalmente para la orientación NS, se observa que cuerpos de mediana envergadura y ley variable mantienen levemente al este como al oeste siendo principalmente sub-verticales. Los sólidos realizados con la herramienta Implicit Modelling revelan sectores en donde la mineralización de alta ley se ubica en sectores más profundos formando bolsones que penetran la zona primaria. Esto se hace evidente en la Fase 6 y el gran corredor mineralizado de orientación ENE. Se observa que el sistema supérgeno se abre en profundidad desde el sector de Cerro Abundancia hacia Quebrada Blanca sugiriendo un control en la dirección de fluidos supérgenos dada por la paleotopografía.

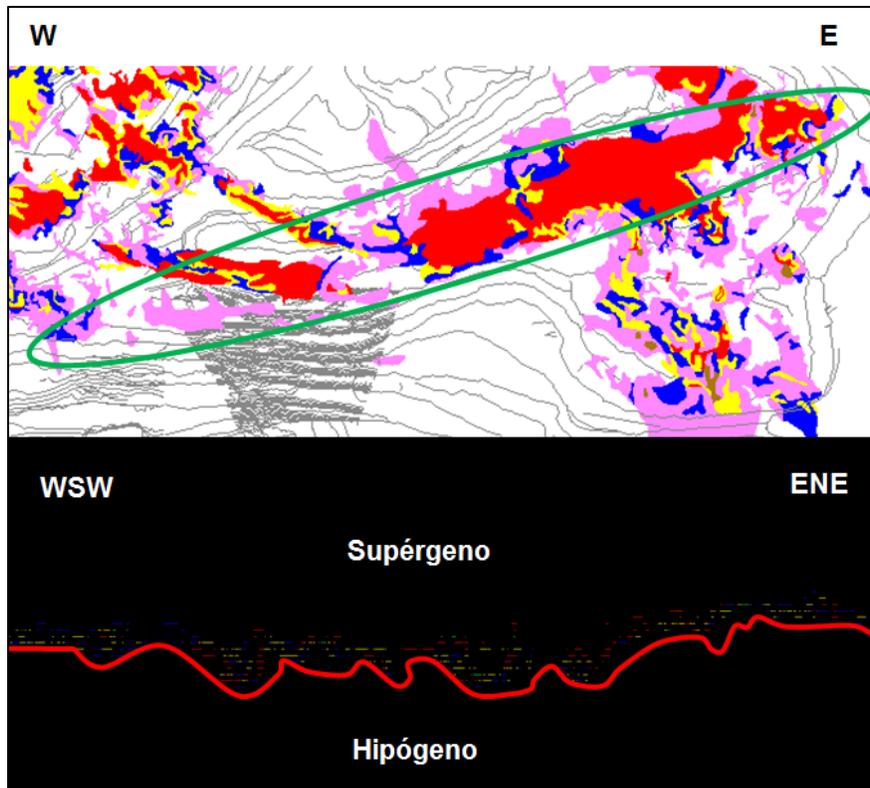


Figura 25: Sección transversal de cuerpo mineralizado de alta ley de elongación ENE.

7.1.2. Litologías

Las plantas de litologías revelan orientaciones preferenciales para la distribución de brechas hidrotermales, pórfidos feldespáticos y la brecha de turmalina. La orientación preferencial de estos cuerpos es NE-ENE (Figura 26).

Observaciones realizadas en testigos de sondajes y terreno indican que las relaciones de corte entre las diferentes litologías son las mostradas en la tabla a continuación:

Tabla 3: Relaciones de corte entre las diferentes unidades litológicas.

	DIO	QMZ	FP	IBX	BTX
DIO					
QMZ	X				
FP	X	X			
IBX	X	X	X		
BTX	X	X	X	X	

Los cuerpos de pórfido feldespático se distribuyen principalmente con orientación NE, su máxima expresión se da en profundidad en el sector Oeste de la mina. En secciones transversales perpendiculares a la orientación preferencial se observa que estos cuerpos mantean principalmente hacia el norte con un ángulo variable entre 60° y 80°.

Las brechas hidrotermales se distribuyen ampliamente en todo el yacimiento, la elongación máxima de estos cuerpos se da principalmente en la dirección NE-ENE. En secciones transversales los cuerpos de brechas mantean hacia el norte con un ángulo entre 70° y 80°.

La raíz de la brecha de turmalina tiene una marcada orientación NE (bancos 4030 hasta 4090, Figura 25), hacia bancos superiores la brecha se abre hacia el este manteniendo su elongación máxima en dirección NE. La raíz de la brecha es subvertical.

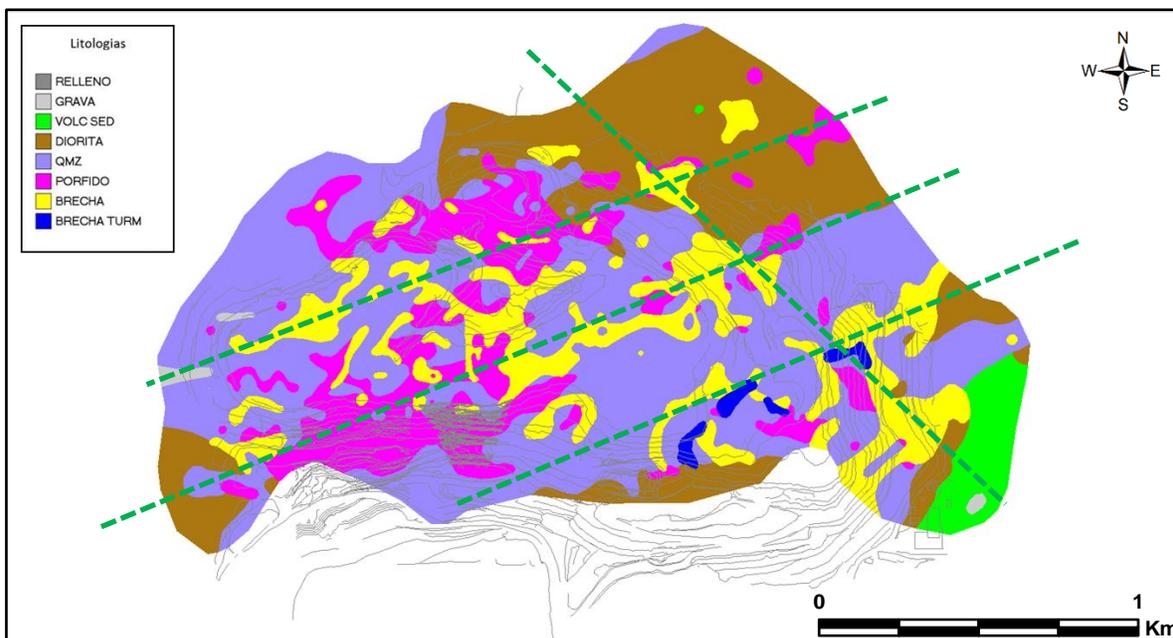


Figura 26: Vista planta 4090 para litologías. Notar el lineamiento NE de la brecha de turmalina, la disposición ENE de las brechas hidrotermales y pórfidos feldespáticos.

Hacia el norte del yacimiento destaca la intrusión de pórfidos feldespáticos y el desarrollo de brechas hidrotermales de orientación NW, esto se hace evidente en el contacto de cuarzomonzonita con diorita.

7.1.3. Alteración

Para las plantas de alteración se trabajó usando una baja resolución (decenas de pozos por polígono) para la mayoría de los tipos de alteración a excepción de la alteración Argílica, la que posee una mayor resolución dada la baja cantidad de pozos en la que la alteración era dominante por sobre cualquier otro tipo de alteración.

La mayor limitante de la construcción del modelo de alteración se da en la situación cuando hay presencia de uno o más tipos de alteración, ya que el mapeo de pozos de tronadura no permite establecer la temporalidad de estas. El desarrollo de las plantas considera solo el criterio de la alteración dominante sin importar su intensidad, es decir, en un mismo polígono pueden haber pozos cuya alteración haya sido mapeada como argílica de intensidad leve o pervasiva, pero que además pueda haber tenido el desarrollo de una alteración secundaria de menor intensidad, que sea previa o posterior a la alteración

dominante. Es por esta situación que para el análisis de este trabajo se interpretará la alteración cuarzo sericita y la alteración Argílica, dado que son las más tardías del sistema y las que dominan el sector supérgeno, también se interpretará la alteración Potásica Feldespática cuya temporalidad temprana dentro del sistema hidrotermal podría entregar información sobre estructuras presentes en el inicio de este.

En el fondo de la mina, la alteración cuarzo sericita se distribuye con orientación NE-ENE en los primeros tres bancos (banco 4030 a 4060, Figura 27). Superior a estos, la distribución de la alteración es amplia y se desarrolla con una orientación WNW, presentándose en casi todos los sectores del yacimiento, siendo la alteración dominante.

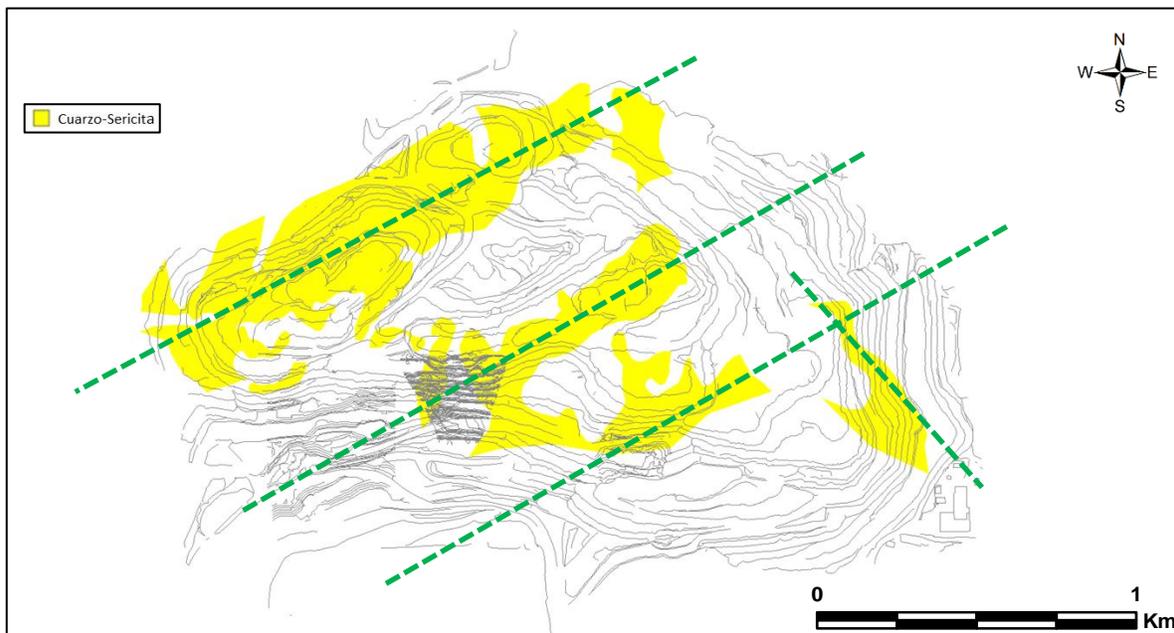


Figura 27: Vista planta 4030 (fondo mina) para la alteración filica, en el sector es claro la extensión en dirección ENE de la zona alterada.

La alteración argílica se modeló con una mayor resolución para el centro del yacimiento, en este sector los polígonos son elongados en dirección NW y NE siendo esta última la dominante (bancos 4045-4075, Figura 28), en un nivel más superficial (banco 4165 en adelante) se observa una orientación dominante NS para este tipo de alteración.

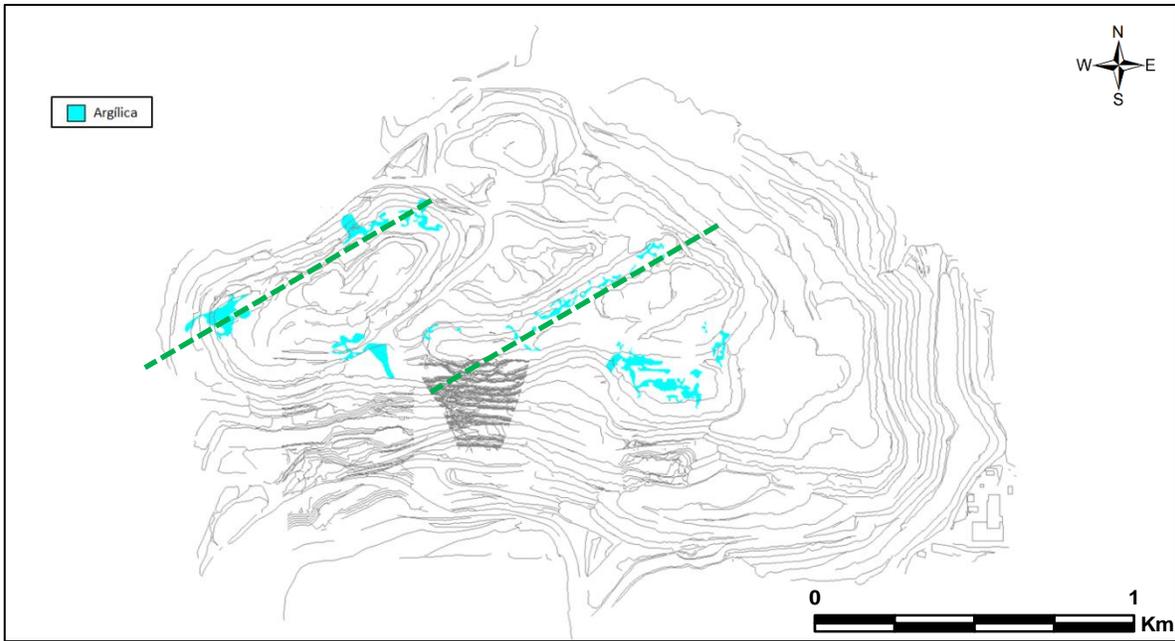


Figura 28: Vista planta 4075 para la alteración argílica. En la fase VI se observan múltiples polígonos orientados en dirección ENE.

Al igual que la alteración argílica, la alteración potásica feldespática se modeló con la mayor resolución posible con el fin de aumentar la validez de los polígonos generados, sin embargo, la amplia distribución y intensidad de la alteración cuarzo sericita oblitera en muchos sectores las alteraciones previas, esto último afecta particularmente más a las alteraciones temprana como la Potásica. Dicho esto, las interpretaciones que aquí se hacen respecto a la distribución de la alteración Potásica Feldespática pueden no reflejar del todo el desarrollo original de esta.

La alteración se presenta como polígonos pequeños, los que revelan dos lineamientos principales, uno de orientación NW y otro ENE. El primero se ubica al norte del bloque central del rajo entre los bancos 4165 y 4210, el segundo se ubica al sur del bloque oeste y central entre los bancos 4060 y 4210 (Figura 29).

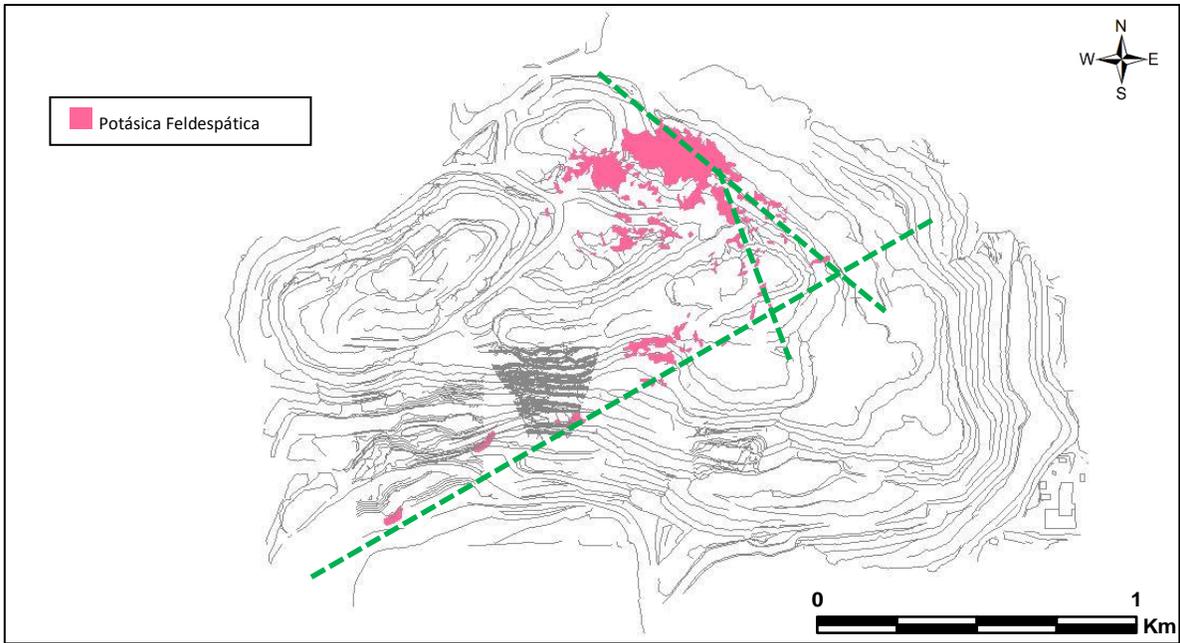


Figura 29: Vista planta 4180 para la alteración potásica feldespática. Al sur se observan múltiples polígonos orientados en dirección ENE, el norte se observan polígonos en un lineamiento NW.

7.1.4. Lineamientos

Para cada cota de cada tipo de layer (cobre secuencial, litología y alteración) se proyectaron líneas sobre aquellos polígonos que presentaban ejes de elongación evidentes, dislocaciones, contactos lineales y/o abruptos, esto con el fin de buscar la existencia de corredores estructurales que estuviesen relacionados a alguno de estos factores geológicos. El análisis revela la distribución espacial de ciertos lineamientos preferenciales, llama la atención en la porción central del rajo aquel de orientación ENE, este a su vez se ve interceptado por un lineamiento WNW y lineamientos NS los que no están presentes en el sector oeste del yacimiento (Figura 30).

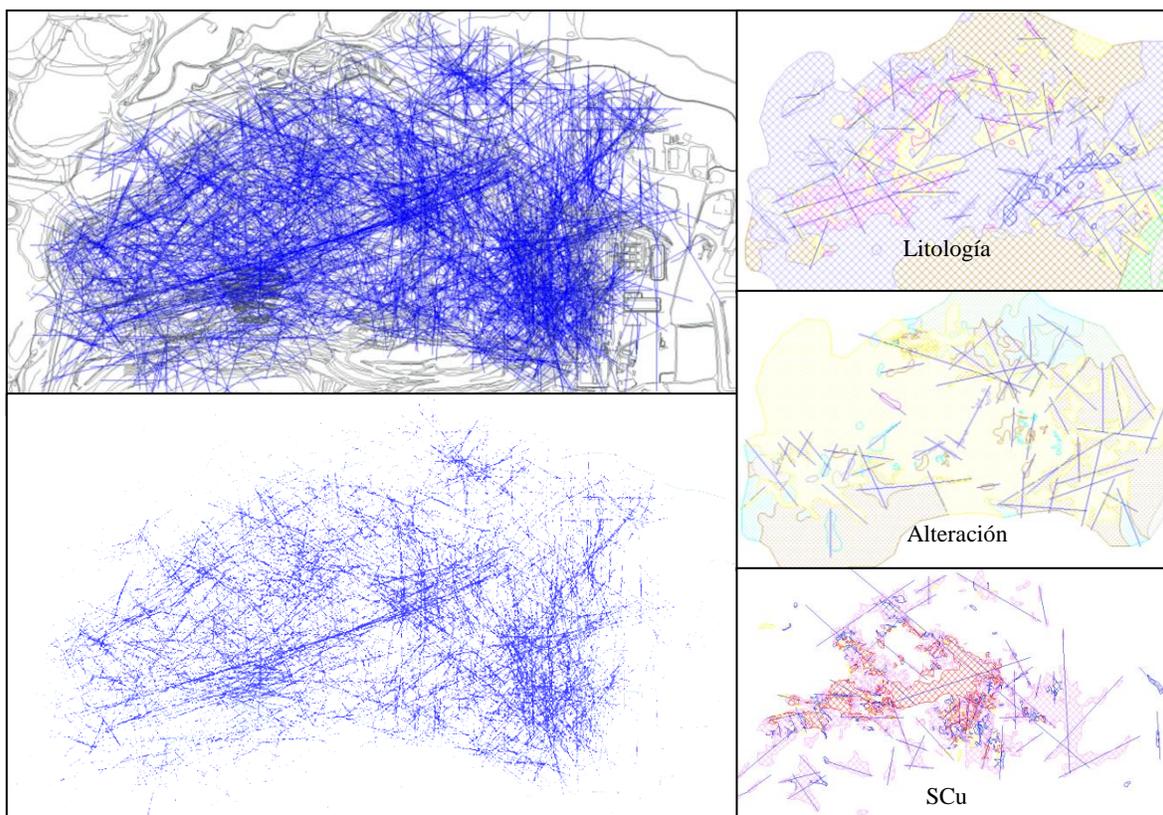


Figura 30: Las figura superior izquierda corresponde a la superposición de los lineamientos inferidos a partir de elongaciones, dislocaciones, contactos lineales y/o abruptos, de litologías, alteración y SCu, la figura inferior corresponde a la figura superior, pero con un tratamiento de brillo y contraste que resalta los lineamientos más repetidos. Las figuras de la derecha son ejemplos de la metodología del análisis.

7.2. Estructuras

Para el análisis de este apartado se trabajó utilizando el mapeo de estructuras realizado por el equipo de geotecnia con fecha de noviembre del año 2013. Previo al análisis se filtró la base de datos dejando fuera a todas aquellas estructuras que tenían campos en blanco, a modo de trabajar con la información mas completa posible. En total son 1507 datos, de los cuales 978 corresponden a fallas de diversos espesores, 257 corresponden a contactos litológicos, 21 corresponden a contactos litológicos por falla y 251 corresponden a diaclasas y vetillas.

7.2.1. Roseta de estructuras

Con el fin de corroborar los lineamientos estructurales expuestos en estudios anteriores se realizó un análisis de rosetas y estereogramas para fallas con un diámetro de daño entre 50 cm – 1 m y superior a 1 m. Se subdividió la mina en 8 sectores iguales y para cada sector se obtuvo su respectiva roseta y estereograma de planos mayores. Análogamente se hizo lo mismo para fallas con rellenos de óxidados de cobre y calcosina.

El análisis por bloque muestra que la dirección dominante de las fallas mapeadas son en torno a la orientación NW, de forma secundaria aparecen fallas en torno a la orientación NE y NS. Estas 3 direcciones se repiten en los lineamientos observados para Scu, litología y alteración. Destaca la rotación del eje principal del set de fallas NW (a favor de las manillas del reloj) a medida que avanzamos hacia el este del rajo, como también la repentina presencia de fallas NE en los bloques 5-8 y fallas NS en los bloques 7 y 8 (Figura 31).

La mineralización supérgena se da principalmente en fallas de orientación NW y WNW, siendo este sistema de estructuras el que reunió las mejores condiciones para la circulación de fluidos ricos en cobre en solución.

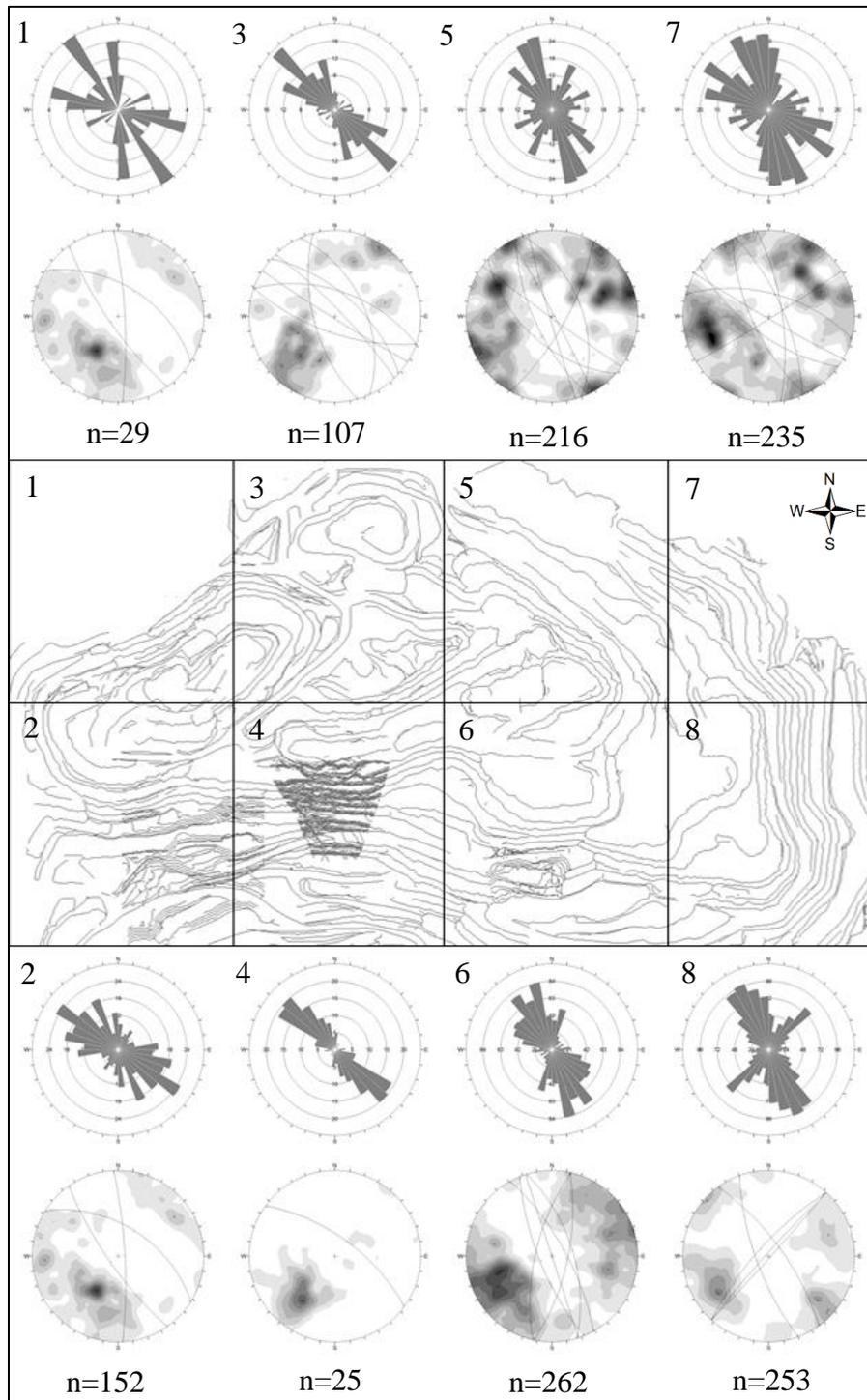


Figura 31: Rosetas y estereogramas de planos mayores para fallas con diametro de daño superior a los 50 cm.

7.2.2. Distribución de estructuras

Utilizando la base de datos de estructuras y el programa ArcGis se desplegaron en planta la ubicación, rumbo y manteo de estas. Al igual que en el análisis de rosetas, se usó una clasificación dada por el diámetro de daño de las fallas: superior a 1 m, mayor a 50 cm y menor a 1 m, mayor a 10 cm y menor a 50 cm y finalmente menor a 10 cm. Vale mencionar que la densidad de datos en los distintos sectores de la mina corresponden a una cuestión de mapeo geotécnico y no a una condición geológica (dígase menor presencia de estructuras).

El fin de este análisis es lograr determinar si el desarrollo de estructuras de cierta orientación preferencial ocurren a lo largo y ancho de todo el yacimiento o si se restringen a ciertos sectores. Acorde a esto, el análisis de rosetas por sector entrega un ápice de que esto efectivamente ocurriría. También va a permitir desarrollar de forma gráfica la distribución de las principales fallas presentes en el yacimiento.

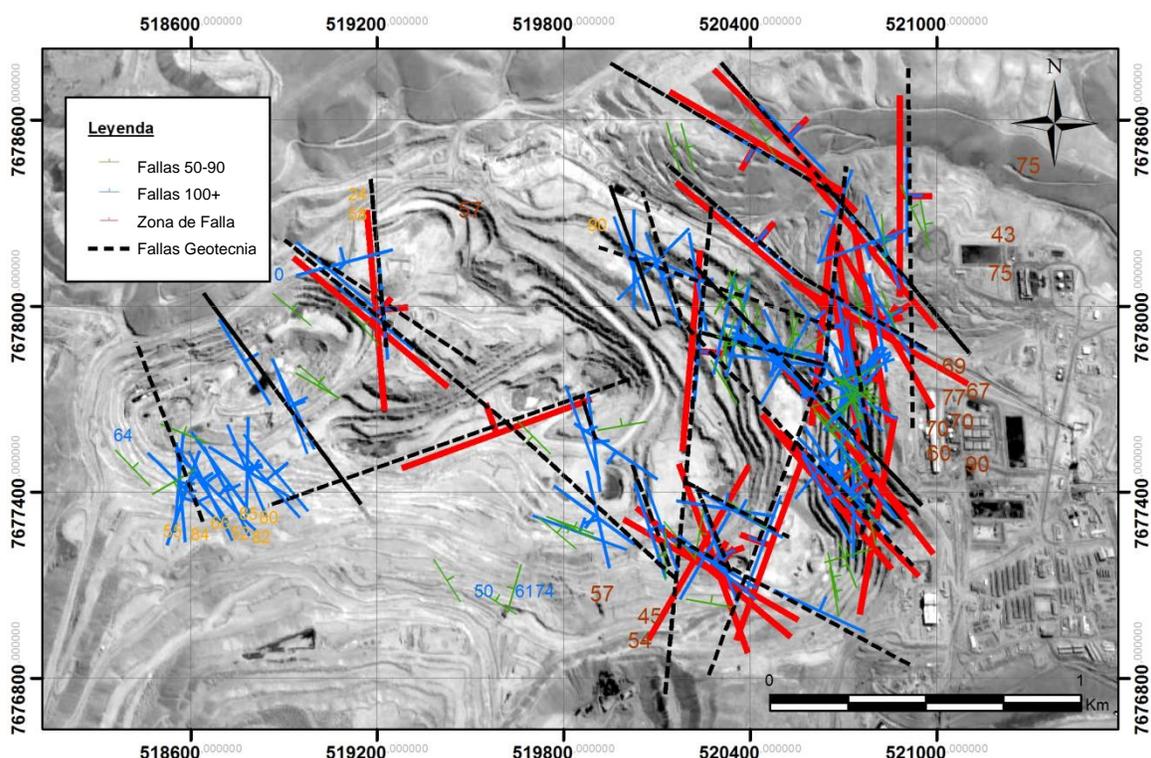


Figura 32: Distribución de estructuras mayores. En color verde: fallas con diámetro de daño 50-90 cm, azul: fallas con diámetro de daño superior a 100 cm, rojo: zonas de falla (mas de una falla y multiples fracturas). Las líneas negras punteadas corresponden las trazas inferidas para una o un grupo de fallas mapeadas.

Aquellas estructuras mapeadas como Zonas de Falla corresponden a fallas con un diámetro de ruptura superior a 100 cm, llegando a ser de hasta 400 cm, además cortan todos los bancos del rajo y son fácilmente identificables en terreno. Estas fallas serán individualizadas y proyectadas en planta (Figura 32).

Para fallas de menor envergadura (diámetro de daño menor a los 100 cm) que se ubiquen cercanas entre sí, formando lineamientos y que además posean rumbos/manteos similares

serán asociadas a una falla inferida, la que tendrá como fin establecer eventualmente la presencia de una falla real a través del trabajo en terreno.

Se realizó un análisis de la distribución de estructuras con relleno de calcosina y oxidados de cobre (Figura 33), este confirma las orientaciones preferenciales para el desarrollo de mineral de cobre supérgeno mostradas por las rosetas, también revela que en la mayoría de los casos la mineralización supérgena se da en estructuras paralelas a zonas de fallas o fallas mayores inferidas.

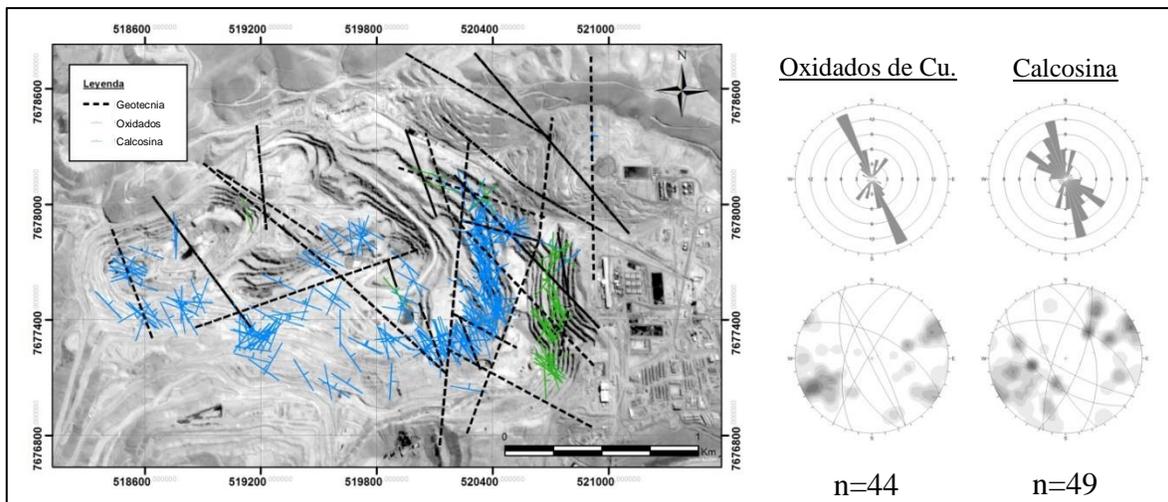


Figura 33: La figura de la izquierda muestra la distribución y orientación de fallas con diámetro de daño igual o superior a 1 m con relleno de calcosina (azul) y oxidados de cobre (verde). Las líneas punteadas negras corresponden trazas de fallas principales mapeadas por el equipo de geotecnia. A la derecha se tienen rosetas y estereogramas de fallas con óxidados de cobre y calcosina respectivamente.

7.3. Trabajo en terreno

Con los antecedentes reunidos en los puntos anteriores se procedió a validar fallas y corredores estructurales a través del mapeo de bancos. En total se mapearon 32 fallas, que se distribuyen de forma homogénea por el rajo y tienen como característica principal poseer una traza de falla expuesta de piso a techo del rajo (Figura 34, Tabla 4).

Algunas fallas presentan aperturas de centímetros a decenas de centímetros, indicando una actividad reciente posiblemente dada por la descompresión del macizo rocoso, esto resulta particularmente evidente en el sector denominado como “la isla” (sector que separa fase VI-A de fase VI-B), en donde se observa un set de estructuras de orientación WNW las que mantienen en $\sim 70^{\circ}\text{SW}$ y que muestran un desplazamiento negativo en la vertical que varía de ~ 20 cm a ~ 50 cm.

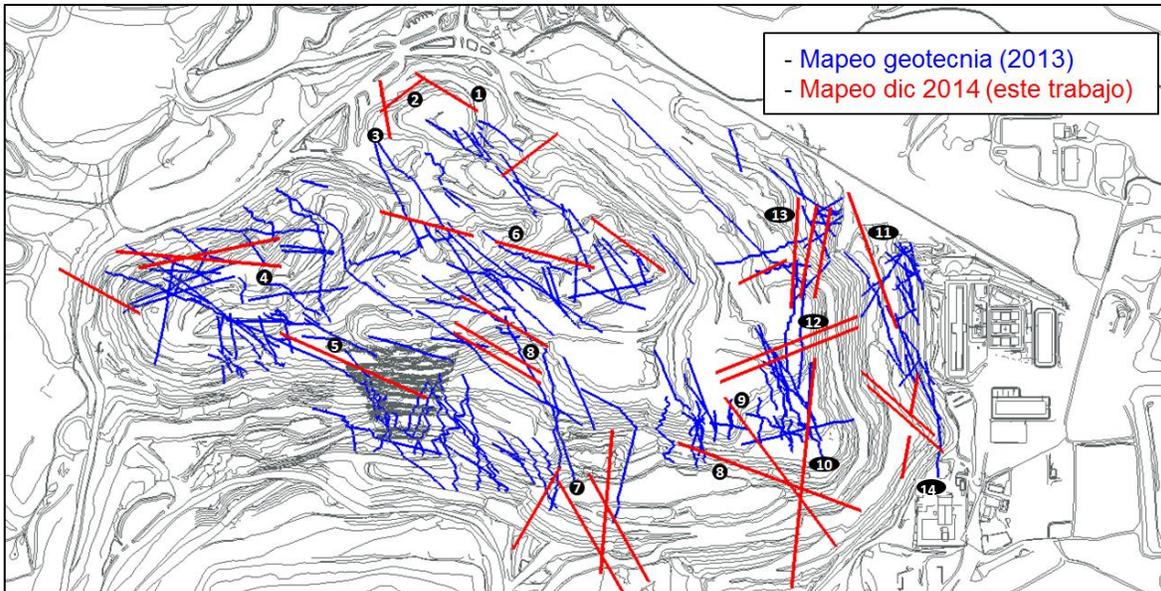


Figura 34: Distribución de las principales fallas mapeadas por el equipo de geotecnia (azul) y aquellas mapeadas para la realización de este estudio (rojo).

Tabla 4: Dip y Dip direction de las fallas y set de fallas de mayor envergadura mapeadas para durante este trabajo (ver Figura 34), consultar anexo C para ver fotografías de estas fallas.

ID	Dip/dir	Dip	ID	Dip/dir	Dip
1	123	45	8	112	75
2	230	36	9	145	70
3	180	30	10	6	80
4	277	50	11	341	80
5	116	70	12	66	80
6	286	70	13	4	75
7	152	65	14	8	80

Hacia el sector oeste del rajo no se observan fallas de orientación NS o NNE. La cantidad de fallas de orientación NE-ENE son pocas y no son de gran envergadura. Fallas NW-WNW abundan en el sector, mantean hacia el norte y hacia el sur, poseen ángulos de inclinación variable entre 45° y 70° . Se observaron vetas-fallas que presentan un relleno de sulfuros (pirita + calcosina \pm covelina) con clastos de roca inmerso entre los sulfuros, esto último evidencia actividad tectónica simultánea a procesos hidrotermales y de mineralización hipógena, posiblemente asociados al comportamiento frágil del macizo rocoso dado por el enfriamiento del sistema porfírico (Sillitoe, 2010). Las vetas tienen un espesor variable de algunos centímetros hasta 30 cm.

El sector central del rajo presenta principalmente fallas de orientación NW-WNW, las que son evidentes en el sector de “la isla” (sector hipógeno que separa las fases V y VI) y en la pared sur del rajo, en esta las fallas controlan los eventos 2 y 4 que corresponden a deslizamientos, asentamiento de gravas y volcamiento de bancos. Las fallas en el evento 2 corresponden a los límites de una morfo-estructura tipo graben, ambas poseen un rumbo WNW y tienen un ángulo de inclinación $\sim 70^\circ$ pero mantean en sentido contrario. El evento 4 se encuentra controlado por una falla de orientación NW (límite oeste del evento) y otra

falla de orientación NE-NNE (límite este del evento), las que generan la cuña que actualmente presenta actividad de deformación. Cabe mencionar que este evento se sitúa mas cercano al bloque este del rajo, en el cual abundan estructuras de orientación NNE. Dentro de los lineamientos revelados por el análisis de ejes mayores de elongación para SCu, litologías y alteración, es clara la presencia de un lineamiento ENE en la porción central del actual rajo (Fase VI). No se encontraron evidencias de la existencia de una zona de fallas o de una gran falla que pueda representar el lineamiento (ver Figura 34 y 35).

El sector este del rajo presenta la mayor cantidad de estructuras y fallas de orientación NS-NNE y NE-ENE, aunque también presenta fallas NW-WNW. Observaciones realizadas en terreno indican que las primeras cortan a las segundas, siendo el sistema estructural mas joven observable en el rajo. Las fallas de orientación NS-NNE suelen presentar ángulos de inclinación superiores a 70°, siendo muchas veces subverticales manteniendo indistintamente. La fallas más importantes presentan un núcleo de falla compuesto por brechas monomícticas, clasto soportadas, con matriz arcillosa. La brecha suele presentar una alteración fílica pervasiva con una superposición leve de alteración argílica y no presentan desarrollo de mineralización supérgena. Lo anterior sugiere una componente de rumbo para este tipo de fallas. Las fallas NE-ENE se concentran en el sector sur del bloque este del rajo, al igual que las fallas NW-WNW, estas también son cortadas por el sistema estructural NS-NNE.

Finalmente las fallas más importantes fueron agregadas a la vista en planta de fallas individuales en ArcGis para complementar el trabajo de mapeo geotécnico. Se realizó en Vulcan una aproximación de lo que serían los corredores estructurales (asociación de un set de fallas de igual orientación) presentes en el rajo, además se infirió un corredor de orientación ENE en la porción central del rajo (Figura 35).

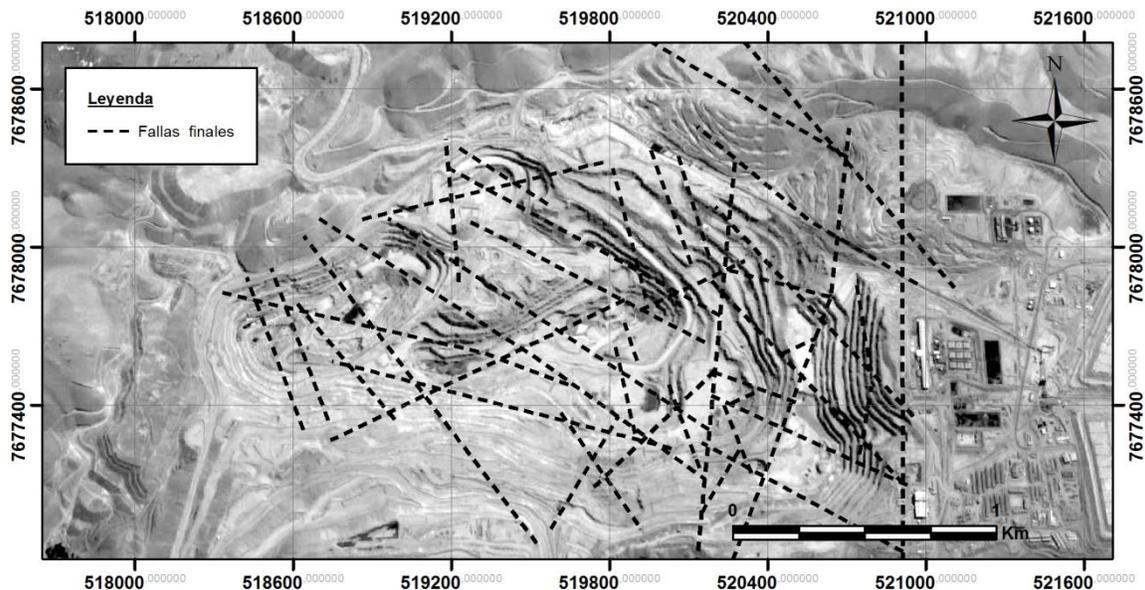


Figura 35: Fallas principales de el mapeo geotécnico y de este estudio.

7.4. Análisis mediante método Anaconda

Se georeferenció en el programa ArcGis plantas de litologías, alteración (cuarzo-sericita y argílica) y leyes de cobre secuencial, con el fin de determinar posibles relaciones a haber entre estos factores geológicos y las fallas mayores mapeadas por el equipo de geotecnia, más aquellas mapeadas durante este trabajo. Cabe mencionar que la traza real de cada falla se puede ubicar hasta 30m hacia la derecha o 30 m a la izquierda de la traza propuesta, esto dado que la vista en planta es fija para los ~350 m de profundidad del rajo, asumiendo un ángulo de manteo mínimo de $\sim 80^\circ$ para las fallas, esto da una proyección de ~ 60 m de proyección horizontal.

7.4.1. Estructuras y Alteración

Los lineamientos ENE que se desarrollan en los niveles inferiores del rajo para la alteración cuarzo-sericita calzan bien con las fallas inferidas para el norte y centro del rajo. En los niveles superiores la elongación principal de la alteración es principalmente WNW, adecuándose en forma y orientación al sistema estructural de similares características (NW-WNW). En los bancos más superficiales y acorde a la topografía original la alteración cuarzo-sericita se desarrolla en la traza y de forma paralela a fallas interpretadas de orientación NNE. Dada las diferencias en la resolución del detalle de los polígonos, el análisis se realizó considerando aquellos grupos de polígonos que presentan la mejor resolución. La alteración argílica se correlaciona bien con las estructuras de orientación NW-WNW propuestas, aparentemente esa relación también se da con forma de lineamientos ENE a pesar de que no se observaron grandes fallas de este grupo estructural. Si este mismo ejercicio se hace con los corredores propuestos en Vulcan y además se utilizan las fallas propuestas en modelo geotécnico del año 2013 nos damos cuenta que los lineamientos ENE de la alteración argílica corresponde en realidad a sets de pequeñas fallas de orientación NW-WNW que se ubican en este corredor de orientación ENE (Figura 36).

El porqué del desarrollo acotado de estos cuerpos alterados se debe posiblemente al tipo de roca que se presenta en ese sector, correspondiente principalmente a brechas hidrotermales con un alto grado de permeabilidad, las que sí se encuentran dispuestas en una orientación ENE. Aparentemente la alteración argílica estaría controlada principalmente por estructuras de orientación NW-WNW, desde los niveles más profundos, hasta los más superficiales del rajo.

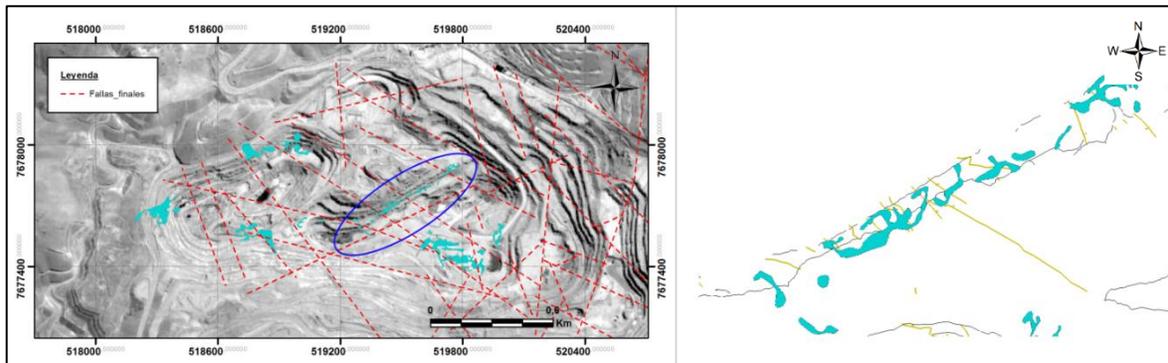


Figura 36: Vista planta 4075 para alteración argílica con superposición de fallas principales, la figura a la derecha corresponde al sector encerrado en la elipse azul, ahí se puede apreciar que el lineamiento ENE de la zona alterada responde a elongaciones NW-WNW dada por la gran cantidad de fallas de igual orientación.

7.4.2. Estructuras y litologías

Al desplegar las diferentes plantas de litologías sobre el *layer* de fallas, lo primero que destaca es la orientación de la brecha de turmalina en el banco 4030 (ver anexo A), la que se presenta de forma aproximada NE. Estos cuerpos elongados posiblemente corresponden a el conductor alimentador de la brecha. Dos bancos más arriba se observa un polígono de brecha de turmalina desplazado en 10m hacia el SE, sus bordes coinciden con dos fallas de orientación WNW. Hacia los bancos superiores se observa como la brecha se abre hacia el este. En el sector del bloque desplazado se observa una discontinuidad (ej. banco 4120) que persiste hasta el banco 4210, en donde la brecha se vuelve continua (Figura 37). En el mismo banco (4210), el cuerpo principal de brecha presenta un contacto hacia el este “escalonado” de orientación NE con el resto de las litologías. Situación similar se observa en el banco 4300 en donde el contacto oeste de la brecha presenta también un contacto irregular “escalonado” con las litologías circundantes.

Las brechas hidrotermales, en algunos sectores cercanos a las fallas mayores, se observan polígonos con contacto irregular con el resto de las litologías. Lo anterior se hace más evidente con las brechas que se ubican en el sector central del rajo (fase VI) las que poseen una elongación en sentido ENE y que se sitúan en la traza de la falla inferida de igual orientación. El contacto irregular de estos cuerpos de brechas es persistente para la vista de todos los bancos del rajo y se expresa al igual que con la brecha de turmalina de forma “escalonada”. Situación similar se observa con los pórfidos feldespáticos, dado que estos forman parte de las brechas hidrotermales y la brecha de turmalina. El contacto entre estas brechas y los pórfidos feldespáticos puede no entregar información muy confiable, sin embargo el contacto entre pórfidos feldespáticos y la cuarzomonzonita si evidencian un contacto “escalonado” cercano a fallas de orientación NW-WNW en el sector oeste del rajo y a toda profundidad del mismo sector.

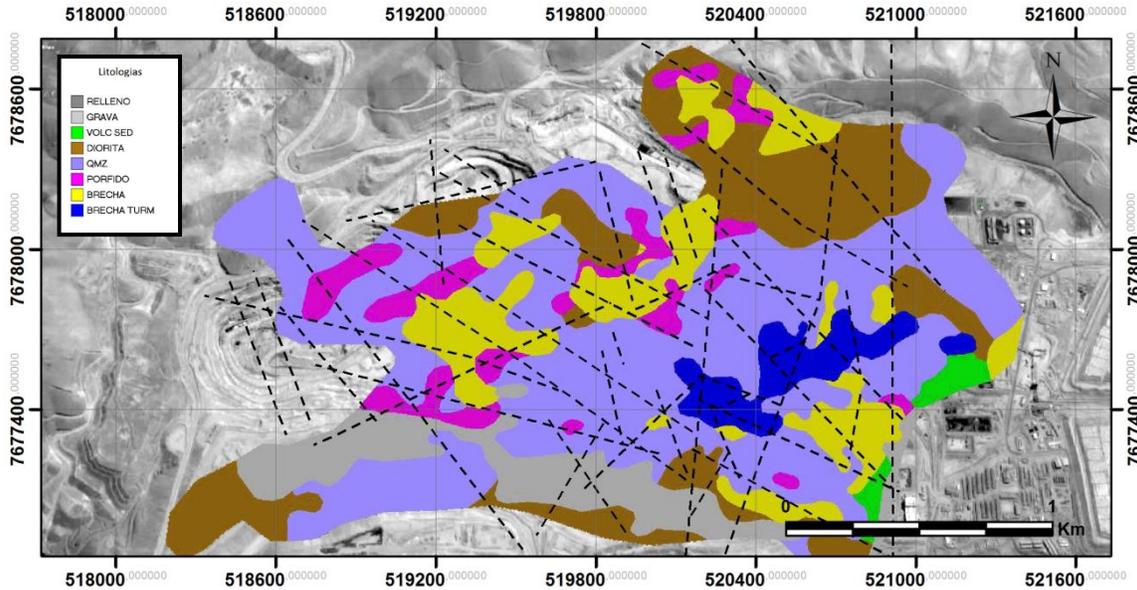


Figura 37: Vista planta 4210 para litologías con superposición de fallas principales. En el sector norte en el contacto de QMZ con DIO este posee una geometría escalonada la que coincide con fallas NW mapeadas en el sector. Situación similar se observa en los alrededores de la BTX, al igual que en el contacto grava-roca hacia el sur.

El contacto entre la cuarzo monzonita y la diorita al norte del yacimiento es el que mejor se relaciona con las fallas NW-WNW ubicadas en el sector. El contacto es “escalonado” y sugiere movimiento de cizalle en sentido WNW. En el mismo sector se han descrito contactos por falla entre ambas unidades, estos son subverticales manteniendo levemente hacia el sur.

En el sector SE del rajo, mas específicamente al sur de la brecha de turmalina se observa una geometría que sugiere desplazamiento de bloques de brecha hacia el sur. Aparentemente habría mayor desplazamiento hacia el este el que disminuye al oeste. Un ejemplo de lo anterior se observa en el banco 4120, donde el contacto de la diorita (al sur) con el resto de las litologías presenta una evidente geometría “escalonada”, que también sugiere un desplazamiento de las litologías hacia el sur con un mayor desplazamiento efectivo hacia el Este. Otros ejemplos importantes se observan en el banco 4300 (Figura 38), en el contacto de la brecha de turmalina con cuarzomonzonita, y banco 4210, en el contacto de brecha hidrotermal con diorita y las gravas al sur con el resto de las litologías. El fenómeno se observa independiente de la profundidad en la que se encuentre, por lo tanto las fallas a las que estos desplazamientos de bloques están asociadas ocurren en toda la extensión vertical, concentrándose principalmente en el bloque este del rajo.

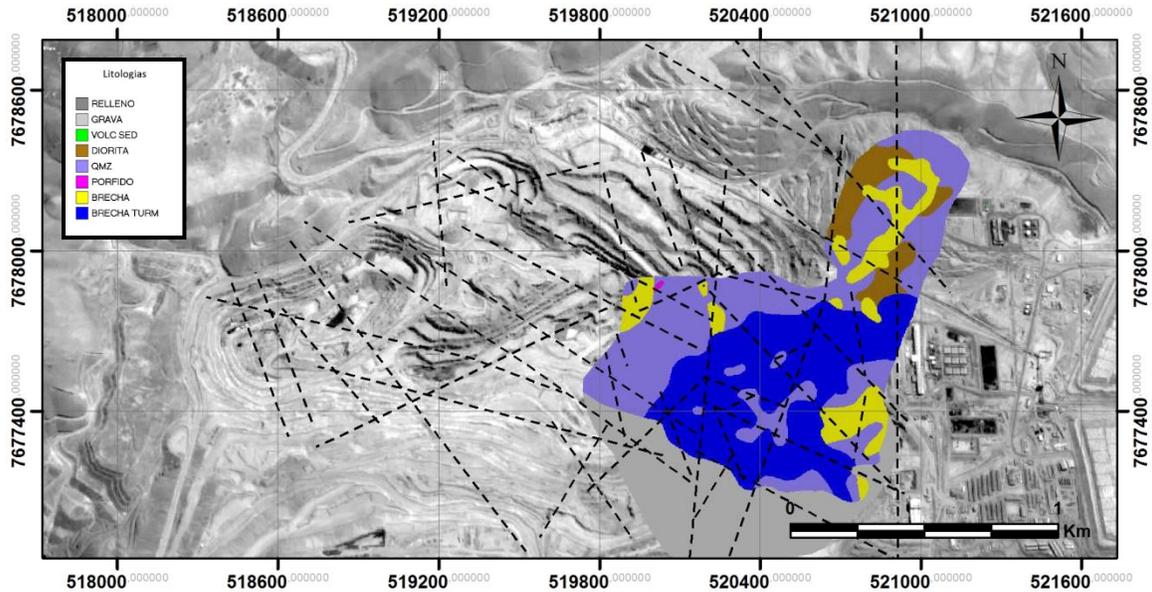


Figura 38: Vista planta 4300 para litologías con superposición de fallas principales. Se aprecia el contacto escalonado al norte de la brecha de turmalina con cuarzomonzonita, brechas hidrotermales y diorita, el contacto grava-roca al sur presenta la misma geometría que en el banco 4210.

7.4.3. Estructuras y SCu

Se observa una relación directa entre los cuerpos elongados de alta ley (sobre 1% SCu) y algunas fallas, siendo estos paralelos a la traza de las fallas más cercanas. Para los cuerpos de menor ley, esto se cumple en bancos superiores (4210 en adelante). Lo anterior ocurre en particular para aquellos de elongación NS-NNE en el sector este del yacimiento, el que se encuentra dominado por fallas de este tipo, pudiéndose inferir un control importante de las estructuras para el desarrollo de mineralización supérgena en el sector.

Si bien se observa una relación importante entre las fallas y la mineralización esto no puede explicar el cuerpo de alta ley presente en la fase VI de orientación ENE, ya que se sabe que ese sector no presenta grandes estructuras de similar orientación. En el banco 4120 (Figura 39), en donde la mineralización supergena está bien desarrollada, el cuerpo presenta un índice de solubilidad medio (cobre soluble/cobre total) de 0,43 el cual es bajo para un eventual control estructural. Altas leyes de cobre secuencial y un bajo índice de solubilidad indican una fuerte presencia de sulfuros, en particular calcopirita, y en definitiva se descarta que todos los cuerpos de alta ley supérgena sean estrictamente controlados por estructuras.

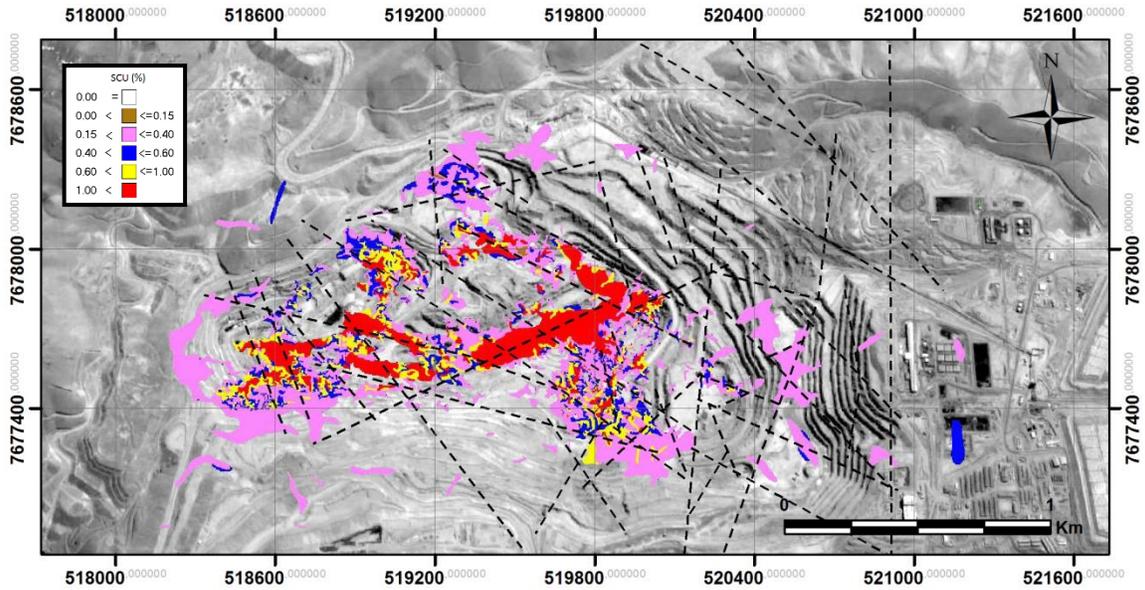


Figura 39: Vista planta 4120 para SCU con superposición de fallas principales. Paralelo a cada cuerpo de alta ley se mapeó una falla o un set de fallas de gran envergadura.

8. DISCUSIÓN

8.1. Cinemáticas de fallas

Es probable que dado el historial tectónico del Distrito de Collahuasi las fallas presentes en el yacimiento de Quebrada Blanca cuenten con múltiples períodos en donde la cinemática de estas ha tenido diferentes orientaciones. El objetivo de este trabajo es lograr determinar el sentido de desplazamiento en la vertical y horizontal de los diferentes conjuntos estructurales identificados, esto corresponde al período más reciente y que afectan el desarrollo de las futuras labores de expansión del rajo. Además se intentará constreñir el período en el cual estos conjuntos se desarrollaron y explicar sus relaciones de corte. La cinemática aquí expuesta corresponde a observaciones realizadas en terreno y aquellas obtenidas a través de la interpretación de la geometría de los cuerpos litológicos.

8.1.1. Fallas ENE

No se observaron grandes fallas ni corredores estructurales asociados a esta orientación. Es posible que, tal como indican los trabajos anteriores, estas fallas hayan sido las que originaron el Complejo Intrusivo y de brechas, y que, por lo tanto, estas se encuentren selladas por pórfidos feldespáticos y brechas hidrotermales. Lo que sí se puede decir respecto a este “paleo” set estructural es que posterior al desarrollo de las brechas, no tuvo actividad tectónica que lo pudiese reactivar, por lo mismo no es posible establecer cinemática alguna.

8.1.2. Fallas NW-WNW

El estudio realizado el año 2013 por el equipo de exploraciones de Quebrada Blanca sugiere un desplazamiento dextral de una estructura que calificaron como NW. En el presente estudio, en dicho sector se observaron fallas principalmente WNW, las que, dada la geometría de contacto entre las diferentes litologías, sugieren también un desplazamiento dextral, tal como se observa entre el contacto de cuarzomonzonita con diorita al norte del yacimiento. En la fase VIII-B se logró observar un plano con características de espejo de falla correspondiente a una estructura de orientación WNW (Figura 40). El espejo se caracteriza por poseer estrías en calcosina las que indican un desplazamiento dextral, además indicaría actividad de esta falla posterior al periodo de enriquecimiento supérgeno. Situación similar se presenta en diversos puntos del rajo en fallas de similar orientación. Lo anterior no se da en todas las estructuras de orientación NW-WNW, ya que muchas presentan un relleno de calcosina y piritita sólida, a veces incluso con inclusiones de clastos y formación de brechas que no muestran evidencias de actividad posterior.

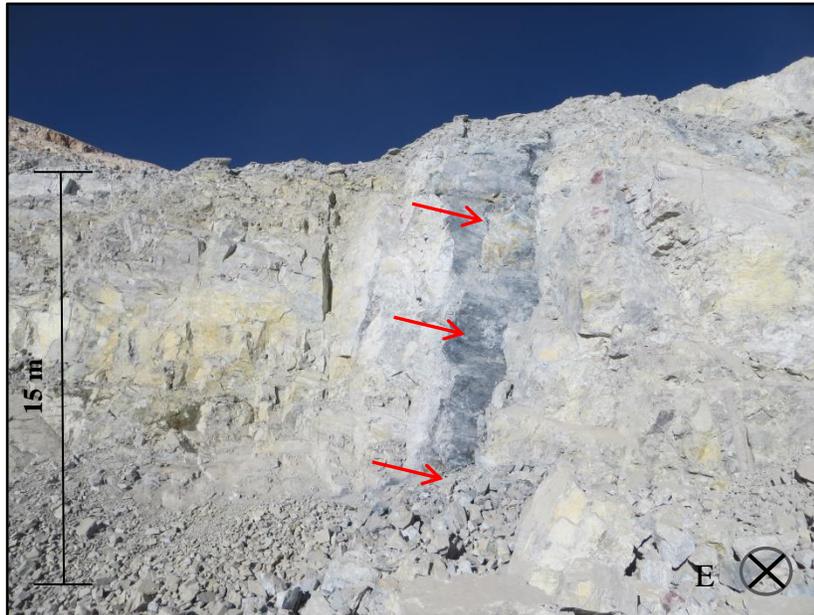


Figura 40: Falla de orientación NW con relleno de calcosina, estrías indican un desplazamiento dextral con componente vertical post-mineral. Pared este fase VIII-C.

Registro fotográfico histórico de Quebrada Blanca muestra el contacto grava-roca de la pared sur del rajo, cuya geometría del contacto sugiere una morfología tipo horst-graben (Figura 43). Geólogos de esa época atribuyeron los límites del graben a fallas de orientación NNE, las que calificaron como *Long-living synvolcanic structures* (Lapointe, 2005) reactivadas como fallas normales asociadas al volcanismo triásico de la Formación Collahuasi.

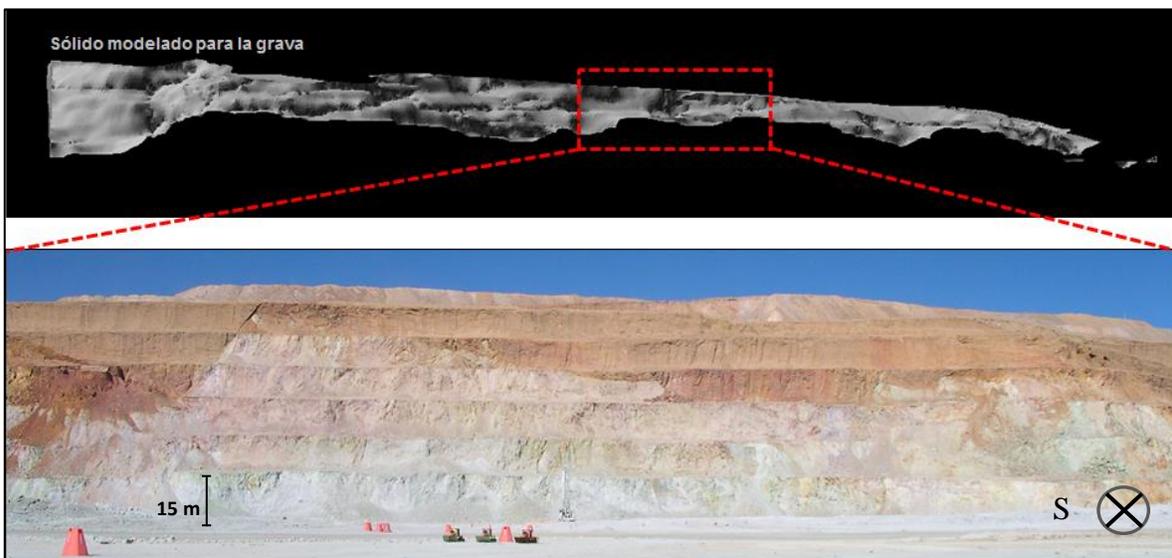


Figura 41: La figura superior corresponde al sólido creado para las gravas, el recuadro punteado en rojo representa la imagen de abajo.

Durante este trabajo se realizaron los modelos tridimensionales de litologías y cobre secuencial entre otros. El sólido generado para las gravas muestra la misma morfología y además agrega dos sectores más en donde ocurre la misma situación, sin embargo, no es evidencia suficiente para determinar la orientación de las estructuras asociadas a este sistema horst-graben (Figura 41). Los sólidos generados para los distintos intervalos de leyes presentan la misma situación: se observan al menos tres sectores en donde las leyes de SCu adoptan la geometría de un sistema horst-graben, lo que en la descripción de SCu se describe como un contacto de forma sinusoidal entre zonas de Heap de Alta con Heap de baja. Al hacer calzar ambas geometrías da como resultado un sistema de orientación WNW (Figura 42). Inspecciones en terreno más la información de fallas mapeadas e interpretadas muestran que efectivamente este conjunto de fallas sería el responsable de el sistema horst-graben que presenta el yacimiento, cuyo desplazamiento vertical de los bloques sería de al menos 30 m.

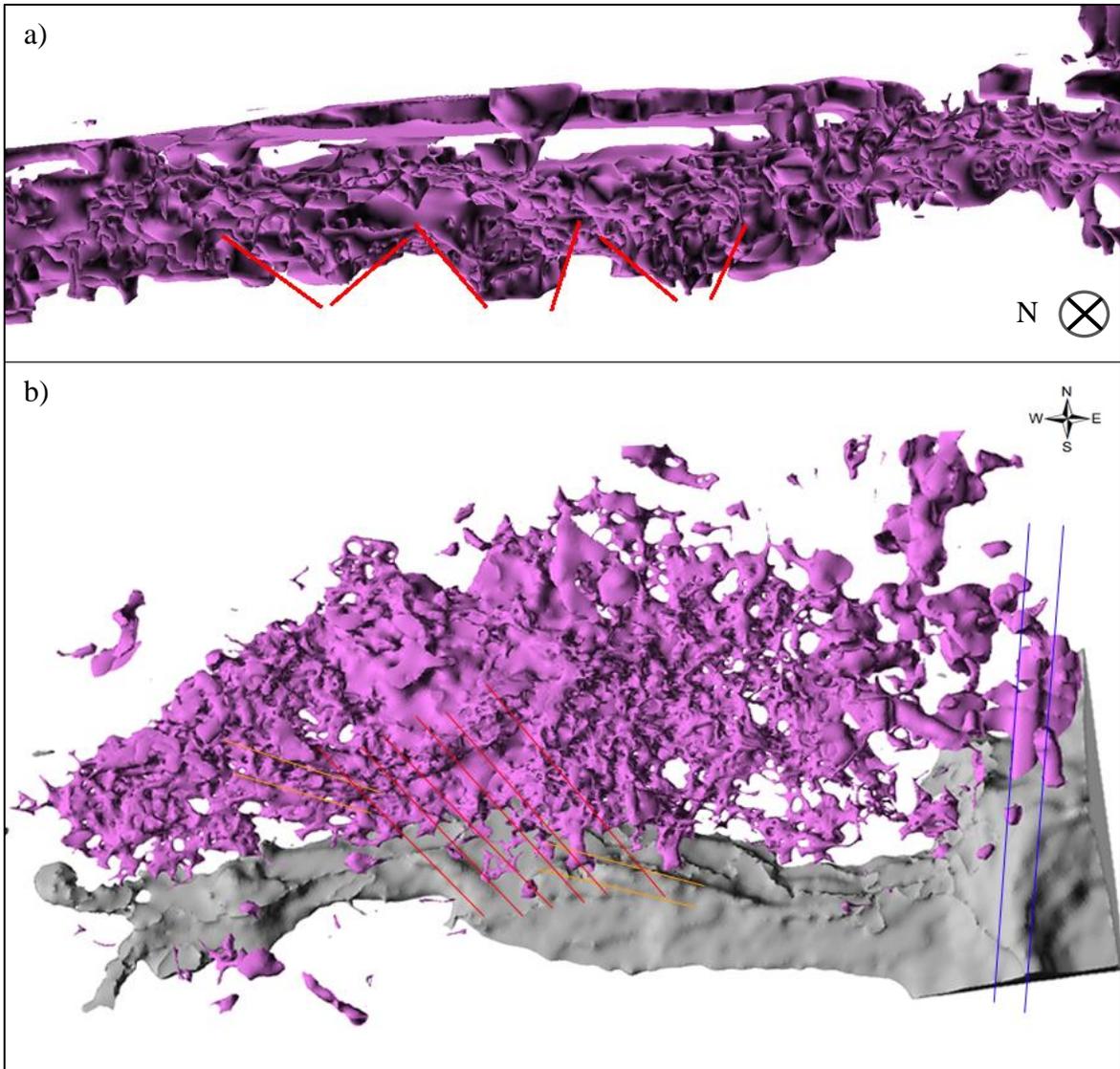


Figura 42: a) Corresponde a la vista transversal del sólido generado para leyes de Heap ($SCu > 0,4\%$), en esta se puede apreciar el límite inferior de la mineralización supergena, las líneas rojas resaltan tres bulbos supérgenos que penetran el sector hipógeno. La figura b) muestra la relación de los grábenes en grava y los bulbos de SCu coincidiendo en una orientación NW-WNW, las líneas (color rojo y naranja) representan las presuntas fallas que generan el sistema horst-graben. Se propone una situación similar para las gravas y SCu al este de la mina.

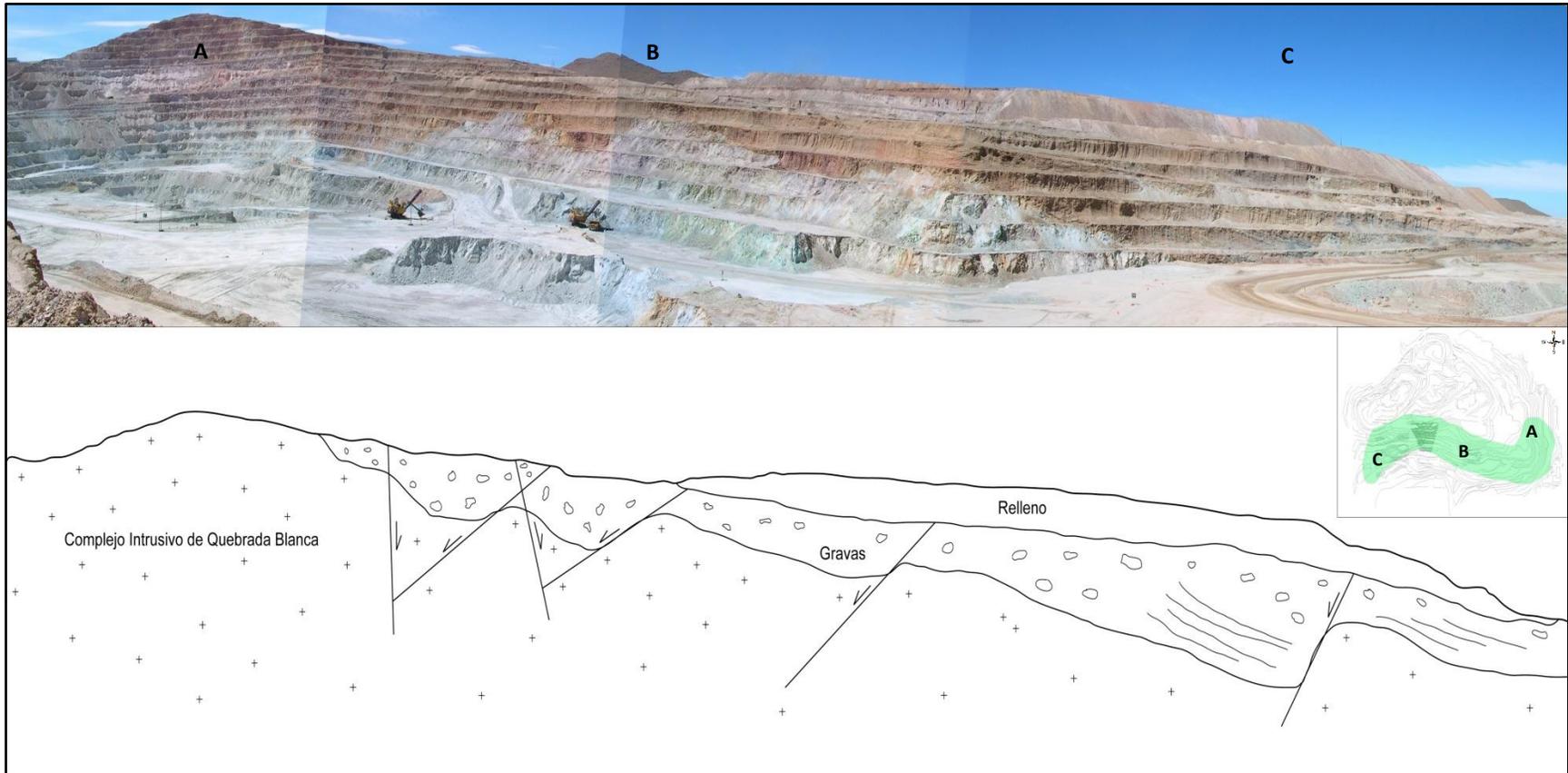


Figura 43: De izquierda a derecha se aprecia de la pared este (actual fase VIII), la pared sur (fase VI) y la pared SE de la fase V. En el recuadro pequeño se destaca en verde los alcances de la fotografía, las letras A, B, C muestran las respectivas vistas. Las fallas mapeadas corresponden a fallas WNW, responsables de la formación de grábenes.

8.1.3. Fallas NE-NNE

No se logró encontrar evidencias para establecer la cinemática de las fallas NE. Como bien se ha expuesto en puntos anteriores, estas se relacionan espacialmente con la brecha de turmalina, la que a su vez corresponde al último evento de brechización del yacimiento y es más probable que estas fallas estén más relacionadas al set estructural ENE. En profundidad, se observa que los alimentadores de la brecha de turmalina tienen una orientación NE-ENE y es posible que esto se deba a una reactivación o migración de la deformación hacia el este del sistema estructural, que culmina con este evento de brechización y que posterior a esto se mantuvo activo en el sector.

El set estructural NNE no fue identificado en el trabajo realizado por el equipo de exploraciones de Quebrada Blanca el año 2013 y no existen antecedentes en trabajos previos, posiblemente debido al escaso desarrollo del sector en años anteriores. Estas fallas se concentran principalmente en la fase VIII (A, B, C, D, bloque este de la mina). Son fáciles de identificar en terreno ya que suelen presentar un núcleo de falla importante compuesto por brechas, las fallas más grandes también son acompañadas por un set de fracturas paralelas y un diaclasamiento intenso (Figura 44). Por sobre el banco 4255 es posible encontrar fallas con desarrollo de oxidados de cobre (principalmente crisocola), que no superan leyes de 0,6% SCu. En visitas a terreno se identificaron planos de fallas WNW cortadas por estructuras NNE, estos planos en conjunto con las interpretaciones realizadas con las plantas de litologías fueron usados para determinar el sentido de desplazamiento de las fallas NNE. También se observaron fallas de este tipo desplazando gravas terciarias al norte y sur de la mina. Dada la ausencia de fallas NNE al oeste del rajo y un aparente mayor desplazamiento de las fallas ubicadas más al este, se propone que hacia ese sector del yacimiento existe un bloque que se mueve hacia el SSW por lo tanto las fallas tendrían un desplazamiento dextral. No se observaron desplazamientos en la vertical para este set estructural.

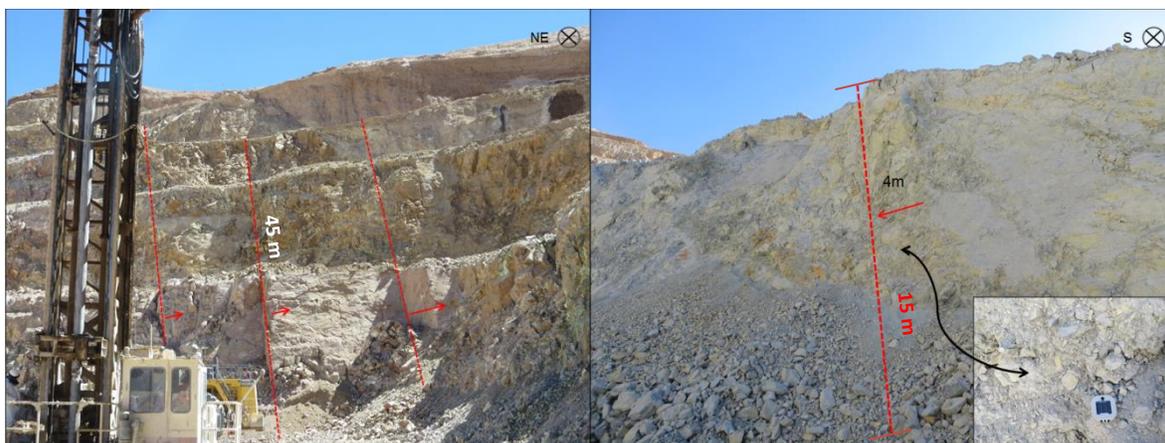


Figura 44: La imagen de la izquierda muestra un plano de falla NW cortado y desplazado en sentido SW (dextral) por múltiples fracturas de orientación NNE, fase VIII-D. La imagen de la derecha muestra un plano de falla NW cortado por una falla de orientación NNE, el bloque izquierdo de la falla se desplazó 4 metros hacia el SW (dextral), la falla presenta un núcleo compuesto por una brecha de espesor aproximado de 1m.

8.2. Redes de drenaje y su relación con leyes de cobre secuencial y brechas hidrotermales

Se superpuso las redes de drenaje sobre la planta 4105 para litología y SCu. Como se puede apreciar en la Figura 43, las redes de drenaje forman 3 grandes depresiones de orientación ENE, la quebrada intermedia que se sitúa en medio del actual rajo coincide de forma clara con el cuerpo de alta ley de la fase VI, que también posee una orientación ENE (Figura 45). Anteriormente se discutió la posibilidad que dicho cuerpo mineralizado fuese controlado por la litología dado su bajo índice de solubilidad, indicando una fuerte presencia de calcopirita y por ende una impronta hipógena. En el mismo sector el tipo de litología corresponde a brechas hidrotermales, las que podrían ser clasto soportadas, presentando una alta permeabilidad, o ser matriz soportadas con sulfuros como matriz y con gran potencial de ser erosionadas y lixiviadas. Lamentablemente las descripciones de brechas disponibles para la realización de este trabajo no cuentan con indicadores de frecuencia de fracturas ni índices de permeabilidad, sin embargo, el hecho de que en ese sector se haya desarrollado una paleo quebrada significa que existe una debilidad en el sustrato rocoso. Este estudio además reveló que en la zona no se observan grandes fallas de orientación ENE pero si existe una cantidad importante de fallas WNW-NW que cortan la zona (Figura 36).

La inusual concentración de mineralización supérgena para el sector de la fase VI es muy probable que se deba a la mezcla de una roca huesped rica en sulfuros de cobre (calcopirita), con una alta permeabilidad (brecha clastosoportada, matriz de sulfuros, etc) y un sistema estructural activo, que favoreció la percolación de fluidos meteóricos con cobre en solución durante el período de enriquecimiento supérgeno, además de una topografía que favoreció la circulación de fluidos en superficie.

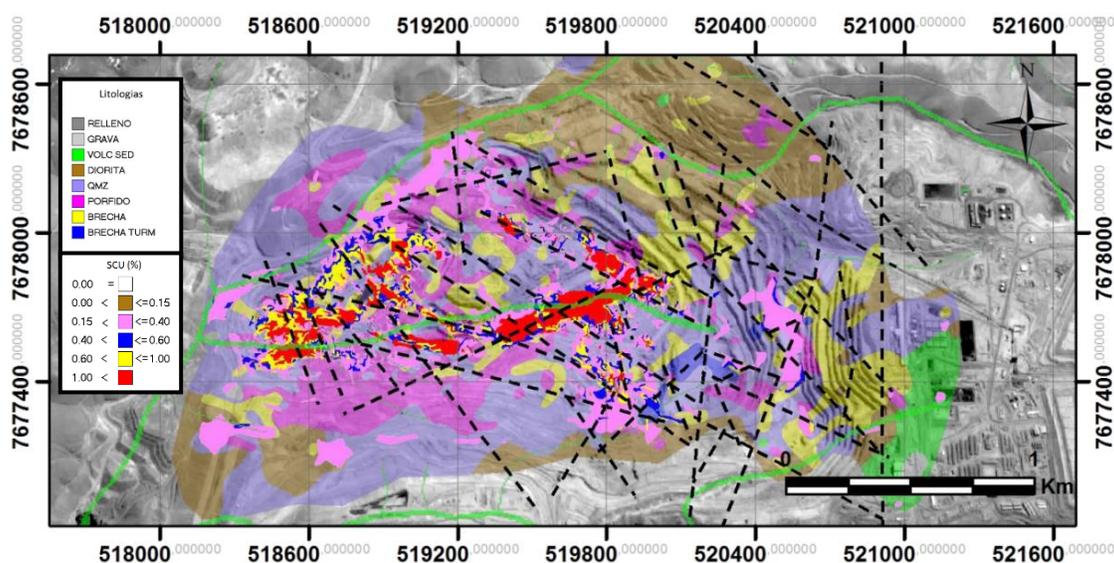


Figura 45: Vista planta 4210 para litologías y SCu con superposición de fallas principales y redes de drenaje (verde).

8.3. Mineralización supérgena

La mineralización supérgena de Quebrada Blanca se encontraría controlada por diversos factores, los principales son: 1) tipo de litología, 2) abundancia de sulfuros primarios, 3) permeabilidad secundaria del macizo dada por los diversos sets estructurales presentes en el yacimiento. En este estudio se ve reflejada la relación entre los cuerpos de alta ley de cobre ($SCu > 1\%$) y la presencia de fallas o conjunto de estas, pero también sugiere que la presencia de brechas hidrotermales en las inmediaciones de las fallas potenciarían aún más el desarrollo de cuerpos de alta ley supérgena, debido a que pueden presentar mayor permeabilidad y/o una mayor cantidad de sulfuros primarios, favoreciendo la circulación, disolución y precipitación de cobre. Un ejemplo de lo anteriormente dicho es el cuerpo de alta ley de elongación ENE de la fase VI, en donde no hay grandes fallas de elongación ENE, pero si hay una abundancia de brechas hidrotermales de similar orientación, además de una presencia importante de fallas NW-WNW. El desarrollo de redes de drenaje en el sector, sugiere que el macizo presentaría facilidades para la erosión y generación de quebradas. Si en ese mismo sector nos desplazamos pocos metros hacia el NW, nos topamos con “la isla”, sector que cuenta con las mismas fallas pero la litología corresponde a cuarzomonzonita, roca que actúa como un límite duro para las leyes de SCu. Análogamente esto se puede aplicar para los cuerpos de alta ley al norte del yacimiento de elongación WNW, en donde también se tiene la presencia de brechas hidrotermales y abundancia de fallas NW-WNW. Para sectores con leyes más dispersas y polígonos más pequeños, es posible que la influencia estructural sea mayor. Estos sectores suelen presentar altos índices de solubilidad, por ejemplo, la fase VIII-D hasta noviembre de 2014 había sido trabajada desde el banco 4300 hasta el banco 4375 y presenta en promedio un I.S de 0,8 (anexo D), sector en donde las litologías predominantes son brecha de turmalina y cuarzomonzonita: la primera no presenta leyes muy altas, y la segunda es prácticamente estéril para fines supérgenos, sin embargo, al revisar las plantas se observan pequeños cuerpos elongados de alta ley paralelos al sentido de fallas principales (ver anexo B).

Otro factor importante para el enriquecimiento supérgeno de Quebrada Blanca fue su topografía (Figura 46). Hacia el este del yacimiento se ubica el cerro Abundancia que corresponde principalmente a la brecha de turmalina, hacia el oeste la cota disminuye hasta llegar a la quebrada que le da el nombre al yacimiento. La lixiviación de la brecha de turmalina fue importante para la migración y posterior precipitación de cobre. El cobre no solo migró hacia el oeste, sino que también en el resto de las direcciones, es por esto que encontramos mineralización supérgena al este del cerro Abundancia, bajo una gruesa cubierta de gravas donde se presenta en forma de pequeños cuerpos con elongación NS, NNE y NW. El sector Oeste concentró los fluidos meteóricos de las quebradas que bordean el rajo y aquellas que pasaban directamente por sobre la actual mina. Es por lo anterior que los alcances de la mineralización supérgena es más profunda en la fase V (fondo mina, banco 4030), sector que presenta abundantes fallas, pero en donde además la calcosina se desarrolla principalmente en un denso stockwork de vetillas tipo D (Gustafson y Hunt, 1975) hospedado en cuarzomonzonita. La Figura 46 muestra en sección transversal la vista W-E de los sólidos de Heap y la topografía original del yacimiento, se observa que hacia el este el piso del supérgeno aumenta en cota al igual que la topografía original.

Al igual que en Quebrada Blanca, el control de la mineralización supérgena por parte de fallas NW-WNW. Los pórfidos de Cu-Mo de Ujina y Rosario también presentan enriquecimiento supérgeno en estructuras de similar orientación (Mastermann *et al.*, 2003; Ireland, 2010), los que se sitúan proxímadamente a 10 km al este de QB. Lo anterior sugiere que la influencia de las fallas NW-WNW en el desarrollo de enriquecimiento supérgeno sería una característica de escala distrital.

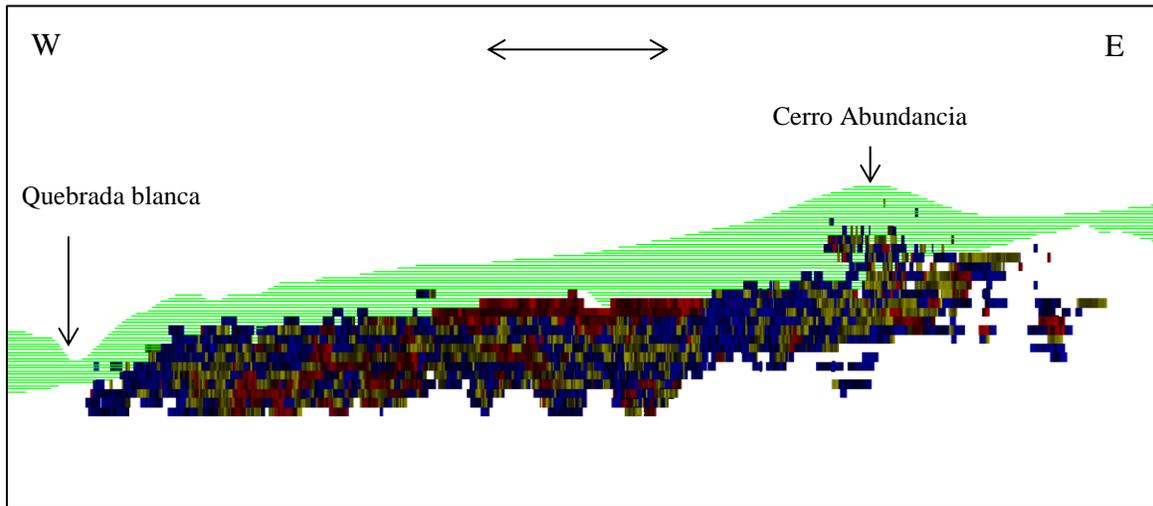


Figura 46: Sección transversal en vista W-E de sólidos de Heap y la topografía original (verde) del yacimiento. Nota: se ha exagerado el eje vertical.

8.4. Evolución estructural de Quebrada Blanca

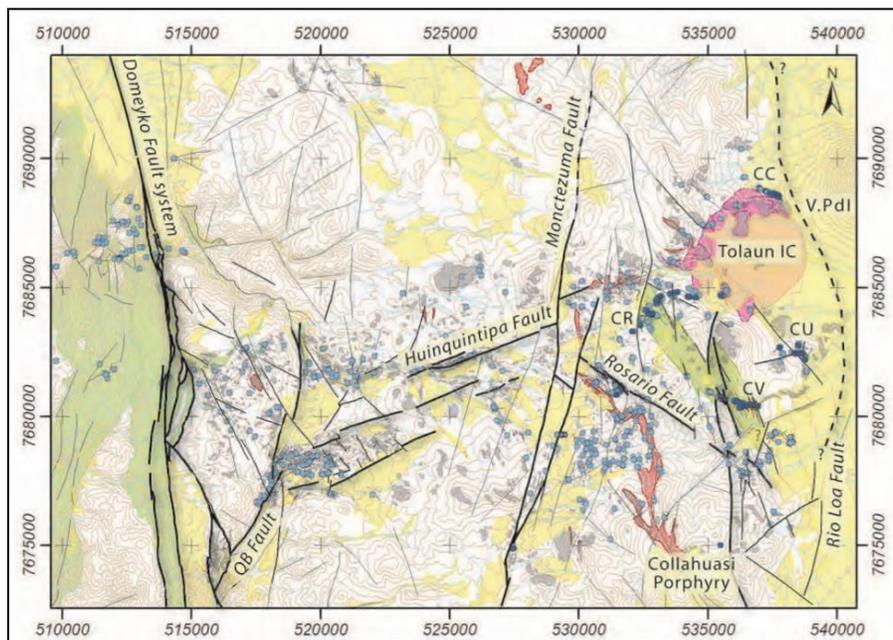


Figura 47: Mapa mostrando los principales elementos estructurales del Distrito de Collahuasi, figura modificada de Ireland, 2010.

8.4.1. Eoceno Superior (~ 37 Ma) – Oligoceno Inferior

Dada la distribución y dirección de máxima elongación de la cuarzomonzonita (37.5 ± 0.5 Ma, [Maksaev et al., 2009](#)) e intrusiones félsicas posteriores (pórfidos feldespáticos, 37 ± 0.3 Ma, [Maksaev et al., 2009](#)) permiten inferir un paleo campo de estrés con extensión perpendicular a la dirección ENE. Esta configuración estaría influenciada por la transpresión dextral que el Sistema de Fallas de Domeyko presentaría en aquel periodo. Esto generaría trastensión en el bloque de Quebrada Blanca por la activación de la falla homónima que es una ramificación de la falla Oeste ([Ireland, 2010](#)).

Aplicando el modelo de cizalle de Riedel (Figura 48), se puede inferir una componente de cizalle sinistral para las fallas de orientación ENE: la falla Oeste actuaría como la falla maestra, la falla de QB sería Riedel R o sintética y las fallas de orientación ENE corresponderían a fallas Riedel conjugado o antitéticas (Figura 49). Las fallas Riedel R son las primeras en desarrollarse y son a su vez las más prominentes. Las fallas antitéticas (Riedel R') ocurren preferencialmente en la zona comprendida entre dos fallas R paralelas y con regularidad conectan ambas zonas de cizalle. Se pueden desarrollar durante o posterior a las fallas R. Es posible que la segunda falla R que permite el desarrollo de las fallas ENE corresponda a una ramificación de la falla Huinquentipa, ubicada al NE del yacimiento (Figura 47).

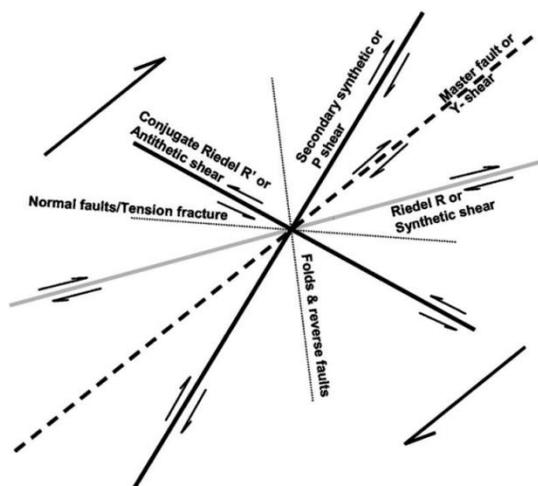


Figura 48: Modelo de cizalle de Riedel, figura sacada de [Tavakoli et al., 2010](#).

Durante este periodo se produce la intrusión de la cuarzomonzonita y los pórfidos feldespáticos, estos últimos aprovechan zonas de debilidad de orientación ENE intruyendo la cuarzomonzonita, diorita y rocas de las Formación Collahuasi. Ocurren los primeros eventos de mineralización, el primero es de sulfuros primarios en forma diseminada, posteriormente ocurre la formación de un stockwork de alta temperatura (bornita-calcopirita), y finalmente ocurren procesos de brechización en sentido ENE, la que es acompañada por mineralización en brechas ([Hunt et al., 1984](#)). La génesis de la brecha de turmalina correspondería a un evento hidrotermal tardío de este periodo.

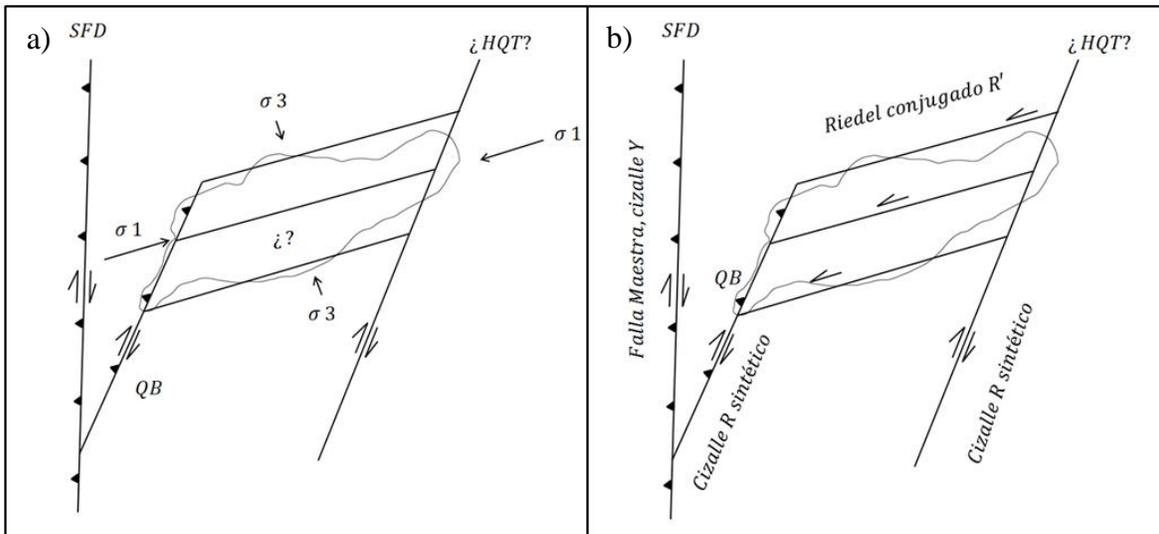


Figura 49: a) Eoceno Superior– Oligoceno Inferior: Transpresión dextral de SFD, emplazamiento complejo intrusivo de QB, fallas ENE controlan la intrusión de pórfidos feldespáticos y desarrollo de brechas hidrotermales. b) Modelo de cizalle de Riedel aplicado a la configuración estructural planteada.

8.4.2. Oligoceno (~ 34 Ma) – Mioceno?

Posteriormente durante el Oligoceno se produce la inversión del Sistema de Fallas de Domeyko cambiando a una transtensión sinistral paralelo al arco. En ese momento se produce un cambio drástico en los campos de esfuerzos en el Distrito Collahuasi. Se produce la intrusión de los pórfidos de Rosario y Ujina en la intersección de corredores estructurales NW y NNE (falla Rosario y Monctezuma respectivamente), los que posteriormente disectarían los cuerpos mineralizados (Mastermann *et al.*, 2003). En Quebrada Blanca el sistema hidrotermal se encuentra en un período de transición y se produce la generación de vetillas tipo D, vetas de cuarzo – pirita y la génesis de brechas hidrotermales entre las que destaca una brecha de molibdenita. Lo anterior se desarrolla con orientación preferencial NW (Ireland, 2010). No obstante, lineamientos NW para alteraciones tempranas y de alta temperatura (ej. alteración potásica feldespática), podrían indicar que el sistema hidrotermal aún se encontraba en la fase temprana cuando ocurre la inversión del SFD o bien la ocurrencia de un segundo pulso hidrotermal que conlleva al rejuvenecimiento del sistema porfídico de Quebrada Blanca. La ausencia de dataciones de sulfuros y alteraciones no permitiría aclarar lo anterior.

Simultáneamente a la actividad hidrotermal en este período se activa el conjunto de fallas y vetas-fallas NW (Ireland, 2010; Hunt *et al.*, 1983) el que tiene una gran influencia en el desarrollo de la alteración fílica en los niveles más someros del yacimiento. Una vez finalizada la actividad hidrotermal-magmática este sistema estructural permanece activo principalmente con orientación NW-WNW. No es posible establecer la cinemática de estas fallas durante el periodo de enriquecimiento supérgeno, ya que varias fallas se encuentran selladas por sulfuros y no evidencian actividad posterior, sin embargo, dado que sirvieron como conductos para la circulación de fluidos y actualmente albergan mineralización supérgena, se presume que al menos tuvieron que tener una componente de extensión.

Posterior al período de enriquecimiento supérgeno, fallas principalmente de orientación WNW, generan un sistema de trastensión dextral (independiente de su relleno), el que desarrolla un sistema horst-graben. Este último, al verse reflejado en gravas terciarias, debe al menos haber mantenido actividad hasta el Mioceno, período en que algunos autores establecen condiciones de súper aridez para el norte de Chile (Hartley y Chong 2002; Dunai et al. 2005; Hartley y Rice 2005; Clarke, 2006; Rech et al. 2006), lo que significa el fin del desarrollo de las gravas. Otra posibilidad es que el enriquecimiento supérgeno haya sido simultáneo al sistema estructural de trastensión dextral, y que las fallas actualmente selladas y sin signos de cizalle hayan cesado su actividad de manera temprana. Sillitoe y McKee (1996) obtuvieron una edad de 15 Ma para alunita supérgena de Collahuasi, lo que posiblemente sitúa el período de enriquecimiento supérgeno de Quebrada Blanca en el Mioceno. No se descarta que el sistema de estructuras NW-WNW se haya mantenido activo mas allá del Mioceno, pero no existe evidencia que pueda corroborarlo.

La configuración cinemática para este periodo mantiene al sistema de fallas de Domeyko como el cizalle maestro que afecta el desarrollo de fallas en el distrito. La trastensión sinistral de la falla Oeste es posible que haya permitido la presencia de cizalle sinistral en la falla Quebrada Blanca la que, acorde al modelo de cizalle de Riedel, correspondería a cizalle secundario sintético o cizalle P. El cizalle P genera fallas menores y que requieren de una cantidad importante de desplazamiento para formarse, son contraccionales y acomodan el acortamiento paralelo a medida que el cizalle procede. Dataciones termocronológicas de U-Th/He, indican que entre los 31.5 Ma y los 25.1 Ma la falla de Quebrada Blanca tuvo un desplazamiento vertical inverso de 385 m (Olivares, 2001). Es posible que durante o posterior a la actividad de la falla QB se genera el sistema de fallas WNW que, análogo a las fallas ENE, corresponden a fallas Riedel R' o de cizalle antitético pero con sentido de cizalle opuesto (Figura 50).

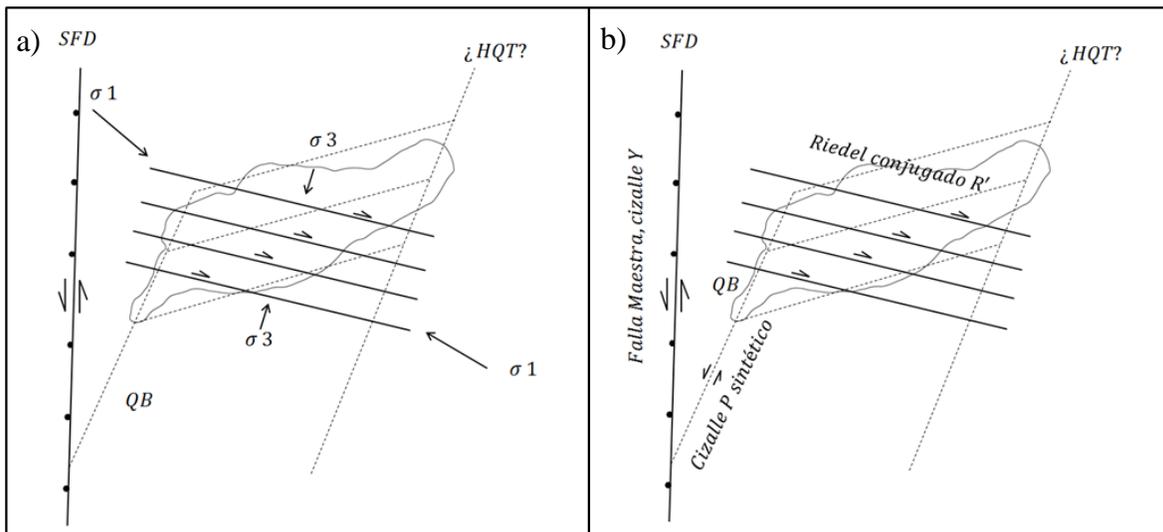


Figura 50: Oligoceno – Mioceno?: Inversión de SFD, trastensión sinistral. Desarrollo de fallas NW-WNW de trastensión dextral, enriquecimiento supérgeno y generación de cuencas tipo grábenes. b) Modelo de cizalle de Riedel aplicado a la configuración estructural planteada.

Acorde a [Ireland \(2010\)](#), las grandes fallas de orientación NNE del Distrito de Collahuasi son herencia del basamento paleozoico correspondientes a rocas de la Formación Collahuasi (Carbonífero-Pérmico, [Maksaev et al., 2014](#)). La falla más importante de este tipo en el distrito es la falla Montezuma, esta se ubica a escasos kilómetros al este de Quebrada Blanca (Figura 47), [Ireland \(2010\)](#) indicó que dicha falla se reactiva durante el Oligoceno Inferior, presentando tracción sinistral al igual que el Sistema de Fallas de Domeyko, permitiendo el emplazamiento de vetas epitermales de La Grande. En Quebrada Blanca el sistema de fallas NNE tiene una componente importante de cizalle dextral y aparentemente una componente extensional pequeña (ver sólidos de grava, Figura 41). Es probable que fallas NNE ubicadas entre Quebrada Blanca y la falla de Montezuma, e influenciadas por esta última sean las responsables del desarrollo de este sistema estructural. Si se asume que la elongación NS de la mineralización supérgena al este del cerro Abundancia se debe a la presencia de este tipo de fallas, y considerando la edad de 15 Ma para el enriquecimiento supérgeno, podría situarse la actividad de estas fallas al menos desde el Mioceno hasta el Holoceno (Figura 51), ya que estas cortan y desplazan a las gravas terciarias (actividad post-Mioceno).

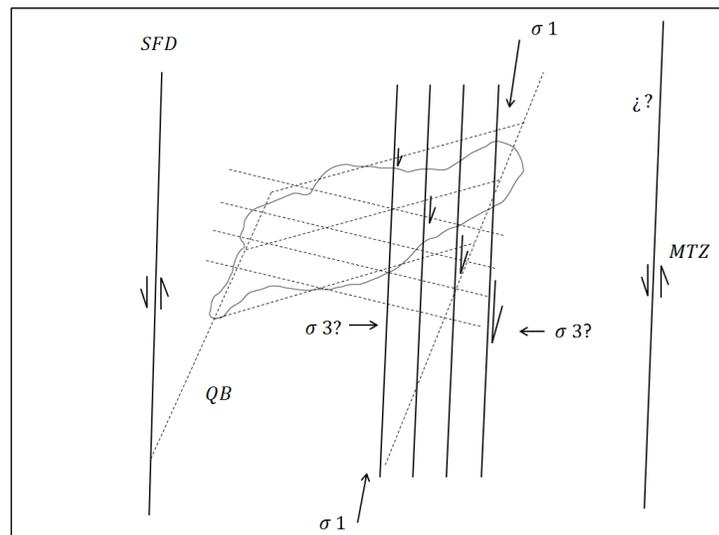


Figura 51: Oligoceno – Holoceno?: Actividad de fallas NNE posiblemente atribuible a la falla de Montezuma (MTZ). Fallas de rumbo principalmente.

9. CONCLUSIONES

El yacimiento de Quebrada Blanca presenta tres lineamientos principales que se ven reflejados en la distribución de cuerpos intrusivos: 1) desarrollo de brechas, 2) extensión de alteraciones y 3) distribución de la mineralización supérgena. Todos estos elementos se encuentran relacionados a sistemas estructurales que se desarrollaron en diferentes etapas a partir del Eoceno Superior – Oligoceno Inferior.

El sistema estructural más antiguo de orientación ENE se conecta con la génesis del complejo intrusivo y el desarrollo de brechas hidrotermales, se relaciona con transpresión dextral del Sistema de Fallas de Domeyko durante el Eoceno. Las fallas de este sistema estructural se encuentran selladas por pórfidos feldespáticos y brechas hidrotermales y no presentaron actividad posterior a este período.

En la etapa tardía magmática y temprana-transicional de la actividad hidrotermal, se produce la activación del sistema estructural NW-WNW, gatillado por la inversión del Sistema de Fallas de Domeyko durante el Oligoceno. El set estructural es de trastensión dextral, estuvo activo durante y posterior a el período de enriquecimiento supérgeno, donde generaron condiciones favorables para el transporte y precipitación de cobre en forma de sulfuros secundarios. Además genera un sistema horst-graben en todo el yacimiento. Los grábenes presentan un desplazamiento vertical de al menos 30 m. La actividad de estas estructuras se estima que dura hasta el Mioceno.

Finalmente, el sistema NNE se caracteriza por su inclinación subvertical, se restringe al sector este de la mina. Presenta evidencias de una componente fuerte de cizalle dextral. Albergaría mineralización secundaria, aunque principalmente su actividad sería post-mineral supérgeno. Las fallas cortan y desplazan gravas terciarias, por lo que su actividad se estima que podría durar hasta el Holoceno. Este sistema estructural no se relacionaría al Sistema de Fallas de Domeyko como el resto de las fallas, bien podría estar relacionado a la falla de Monctezuma o a fallas asociadas a esta última de orientación NNE.

Los cuerpos de alta ley de SCu se explican por la presencia de litologías ricas en sulfuros y buena permeabilidad, tales como las brechas hidrotermales, a las que se les suma una buena permeabilidad secundaria del macizo dada por la presencia de múltiples fallas en el sector. En el resto de los sectores la influencia de la litología no sería tan determinante para la concentración de leyes altas, mas importante es una alta densidad de fracturas y fallas.

La alteración potásica y fílica muestran en profundidad una extensión que sigue lineamientos principalmente ENE y en menor medida NW. En niveles someros la extensión de la alteración fílica y argílica toma lineamientos NW-WNW. El primer fenómeno se debe a la impronta hipógena, mientras que el segundo se debe a la impronta supérgena que domina los bancos superiores del yacimiento.

El modelamiento de litologías e isopleyas de cobre resulta una herramienta útil para definir posibles lineamientos estructurales, los que una vez definidos pueden ser corroborados con el fin de determinar un modelo estructural. Asimismo la interpretación de estos modelos junto con observaciones en terreno puede permitir validar y establecer la cinemática de los sistemas estructurales.

10. BIBLIOGRAFÍA

Baker, M.C.W., 1977. Geochronology and volcanology of Upper Cenozoic volcanic activity in north Chile and southwest Bolivia. Ph.D. Thesis (Unpublished), Open University, Milton Keynes, London, 249 p.

Bisso, C. Durán, M. González, A., 1998. Geology of the Ujina and Rosario copper porphyry deposits, Collahuasi district, Chile *in* Porphyry and Hydrothermal Copper and Gold Deposits. A global prospective; PGC Publishing, Adelaide, Australia. P 217-232.

Camus, F., 2003. Geología de los sistemas porfíricos en los Andes de Chile. Servicio Nacional de Geología y Minería, 267p. Santiago, Chile.

Chait, E., 2013. Definición de unidades geometalúrgicas de dureza usando datos de conminución y su relación con la geología de Quebrada Blanca. Memoria para optar al título de Geólogo. Universidad Católica del Norte.

Charrier, R., Farías, M., Makshev, V., 2009. Evolución Tectónica, Paleogeográfica y Metalogénica durante el Cenozoico en los Andes de Chile norte y central e implicaciones para las regiones adyacentes de Bolivia y Argentina. Revista de la Asociación Geológica Argentina 65 (1): 5-35.

Clarke, J., 2006. Antiquity of aridity in the Chilean Atacama Desert. Geomorphology, Vol. 73, p. 101-114.

Cornejo, P., Tosdal, R.M., Mpodozis, C., Tomlinson, A.J., Rivera, O. y Fanning, M. 1997. El Salvador, Chile porphyry copper deposit revisited: Geologic and geochronologic framework. International Geology Review 39: 2254.

Cornejo, P. 2005. Marco geológico de los sistemas de pórfidos cupríferos en Chile. Revista Sernageomin, Servicio Nacional de Geología y Minería 2: 10-18.

Damm, K.-W., Pichowiak, S., Harmon, R. S., Todt, W., Kelley, S., Omarini, R., and Niemeyer, H., 1990. Pre-Mesozoic evolution of the central Andes; The basement revisited, *in*: Plutonism from Antarctica to Alaska, Kay, S. M., and Rapela, C. W., eds, Geological Society of America Special Paper 241, p. 101-126, Boulder, Colorado, USA.

Dick, L.A. Chávez, W.X. González, A. y Bisso, C., 1994. Geologic setting and mineralogy of the Cu-Ag-As Rosario vein system, Collahuasi district, Chile. SEG Newsletter N°19, October 1994.

Dunai T. J., González-Lopez G.A., Juez-Larre J., 2005. Oligocene – Miocene age of aridity in the Atacama Desert revealed by exposure dating of erosion-sensitive landforms. Geology 33:321– 324

Galli, C., 1957. Las formaciones geológicas en el borde occidental de la Puna de Atacama, Sector de Pica, Tarapacá. *Minerals*, Vol.12, N°56, pp. 14-26. Chile.

Gustafson, L.B. Hunt, J.P., 1975. The porphyry copper deposit at El Salvador, Chile. *Economic Geology*, v. 70, p. 857-912.

Hartley A.J., Chong G., 2002. Late Pliocene age for the Atacama Desert: Implications for the desertification of western South America. *Geology* 30:43–46

Hartley A.J., Rice C.M., 2005. Controls on supergene enrichment of porphyry copper deposits in the Central Andes: A review and discussion. *Miner Deposita* 40:515–525

Huete, C. Maksaev, V. Moscoso, R. Ulriksen, C. Vergara, H., 1977. Antecedentes geocronológicos de rocas intrusivas y volcánicas de la Cordillera de los Andes comprendida entre la Sierra Moreno y el Rio Loa y los 21°- 22° latitud sur. II Región. Chile. Instituto de Investigaciones Geológicas. *Revista Geológica de Chile* N°4. Páginas 35-41.

Hunt, J. P., Munchmeyer, C., Marquardt, J. D., and Soto, H., 1980. “El Proyecto Quebrada Blanca”. *Anales del Congreso Cincuentenario Minería de Cobres Porfídicos*, Volumen III. Instituto de Ingenieros de Minas, Chile, Santiago.

Hunt, J. P., Bratt, J. A., Marquardt, L., 1983. Quebrada Blanca, Chile: An Enriched Porphyry Copper Deposit. *Mining Engineering*, June 1983, pp. 636-644.

Hunt, J., 1984. Applied Geology at Quebrada Blanca and Collahuasi, Chile, and in the Future of U.S. Metal Mining. *Economic Geology*, Vol:80, pp:794-800.

Ireland, T., 2010. Geological Framework of the Mineral Deposits of the Collahuasi district, Región de Tarapacá, Chile.

Lapointe, M., 2005. Quebrada Blanca porphyry copper deposit, Aur Resources INC. Reporte interno.

Lucassen, F., and Franz, G., 1997. Crustal recycling of metamorphic basement: Late Paleozoic granites of the Chilean Coast Range and Precordillera at ~22°S: VIII Congreso Geológico Chileno, Antofagasta, Actas, v. 2, p. 1344-1348.

Maksaev, V. Almonacid, T.A., 2009. Geochronological and thermochronological constraints on porphyry copper mineralization in the Domeyko alteration zone, northern Chile. *Andean Geology* 37(1) p144-176.

Maksaev, V. Munizaga, F. Tassinari, C., 2014. Timing of the magmatism of the paleo-Pacific border of Gondwana: U-Pb geochronology of Late Paleozoic to Early Mesozoic igneous rocks of the north Chilean Andes between 20° and 31°S. *Andean Geology* 41 (3): 447-506.

Mastermann, G., 2003. Structural and geochemical evolution of the Rosario copper-molybdenum porphyry deposit and related copper-silver veins, Collahuasi District, Northern Chile. Ph.D. Thesis, University of Tasmania, Hobart, Australia.

Munchmeyer, C. Hunt, J.P. Ware H., 1984. Geología del Distrito de Collahuasi y del pórfido cuprífero de Rosario. Compañía Doña Inés de Collahuasi, Santiago. Reporte interno.

Moss, T., 2009. Lithogeochemistry of the Quebrada Blanca porphyry copper deposit, Atacama Desert, Northern Chile. MSc. Thesis, Acadia University, Nova Scotia, Canada.

Mpodozis, C.; Kay, S., 1990. Provincias magmáticas ácidas y evolución tectónica de Gondwana: Andes chilenos (28-31°S). *Revista Geológica de Chile* 17 (2): 153-180.

Mpodozis, C.; Kay, S., 1992. Late Paleozoic to Triassic evolution of the Pacific Gondwana margin: evidence from Chilean frontal Cordilleran batholiths. *Geological Society of America Bulletin* 104: 999-1014.

Olivares, B., 2001. Alzamiento, termocronometría y evolución tectónica de bloques en la Cordillera de Domeyko, Norte de Chile. Memoria para optar al título de Geólogo, Universidad de Chile.

Parkison, G. A., 1995. The Sequential Copper Analysis Method-Geological, Mineralogical, And Metallurgical Implications.

Rech J.A., Currie B.S., Michalski G., Cowan A.M., 2006. Neogene climate change and uplift in the Atacama Desert, Chile. *Geology* 34:761-764

Sillitoe R., McKee E., 1996. Age of supergene oxidation and enrichment in the Chilean porphyry copper province. *Econ Geol* 91:164-179

Sillitoe, Richard H., 2010. Porphyry Copper Systems. *Economic Geology* v.105: pp.3-41

Smoje, I. B., 1989. Estratigrafía y facies del sistema Jurásico en la Precordillera, entre las latitudes de Pica y Quillagua. Memoria de Título (Unpublished), Departamento de Geología, Universidad de Chile, p. 164.

Southern Perú Copper Corporation, 2000. Análisis de cobre por el método secuencial como herramienta para definir el modelo minerometalúrgico en Southern Peru Copper Corporation.

Tavakoli, B., Pezeshk, S., & Cox, R. T., 2010. Seismicity of the New Madrid seismic zone derived from a deep-seated strike-slip fault. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 100(4), 1646-1658.

Teck, 2013 a. Compañía Minera Teck Quebrada Blanca (CMTQB) Reserves & Resources – December 31th 2013.

Teck, 2013b. Actualización Modelo Hipógeno Quebrada Blanca 2013.

Tomlinson, A., Blanco, N., Makshev, V., Dilles, J., Grunder, A., Ladino, M., 2001. Geología de la Precordillera Andina de Quebrada Blanca - Chuquicamata.

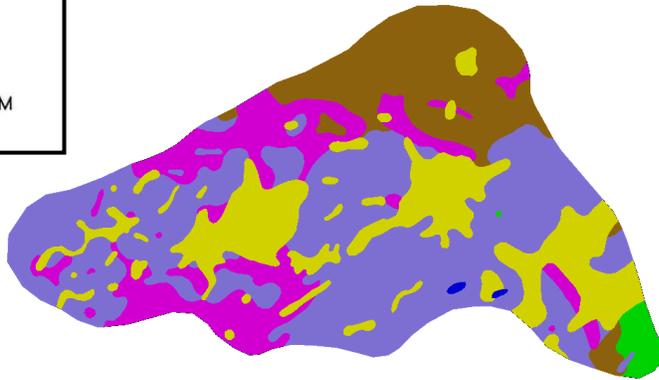
Vergara, H., 1978a. Carta Geológica de Chile N°32. Escala 1:50.000. Cuadrángulo Quehuíta y sector occidental del cuadrángulo Miño. Región de Tarapacá. Instituto de Investigaciones Geológicas, Santiago.

Vergara, H., 1978b. Carta Geológica de Chile. Escala 1:50.000 Cuadrángulo Ujina, Región de Tarapacá. Instituto de Investigaciones Geológicas, Santiago.

Vergara, H. y Thomas, A., 1984. Carta Geológica de Chile N°59. Escala 1:250.000. Hoja Collacagua. Región de Tarapacá. Servicio Nacional de Geología y Minería.

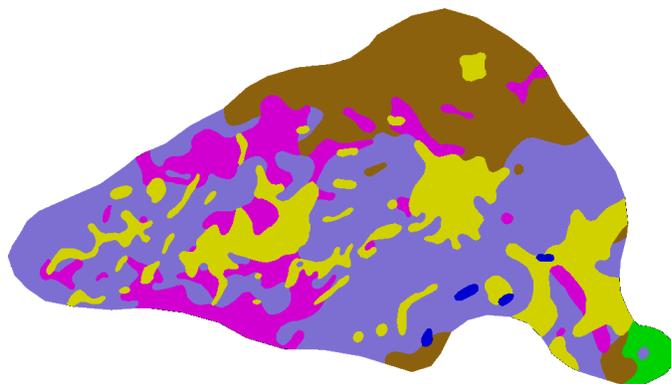
11. ANEXOS Y APÉNDICES

A. Plantas de litologías



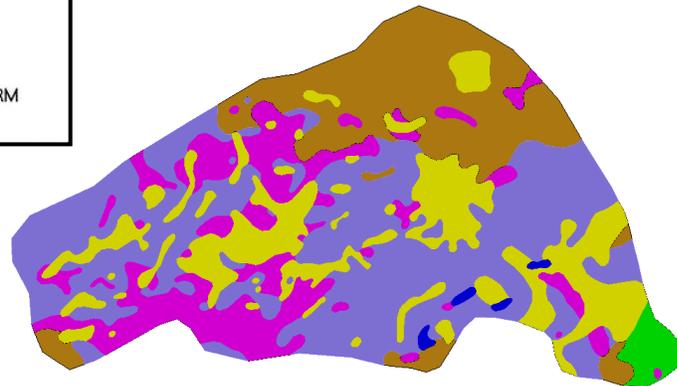
Banco

4030



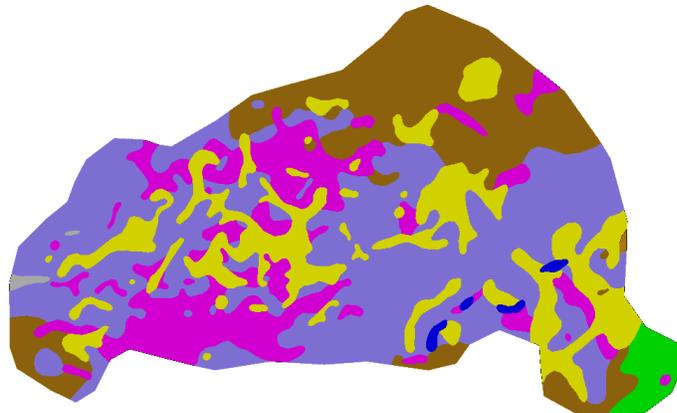
4045





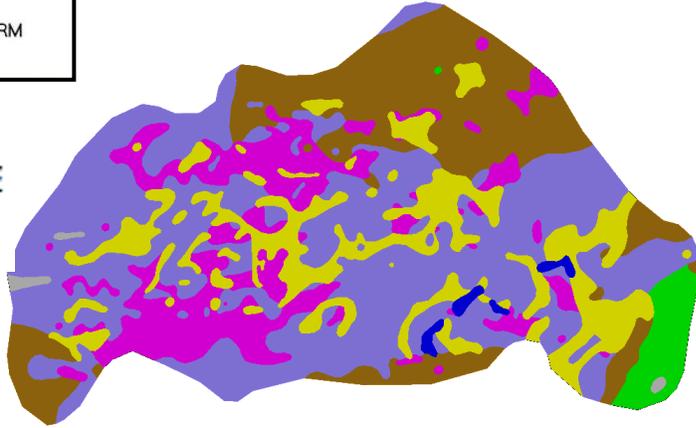
Banco

4060



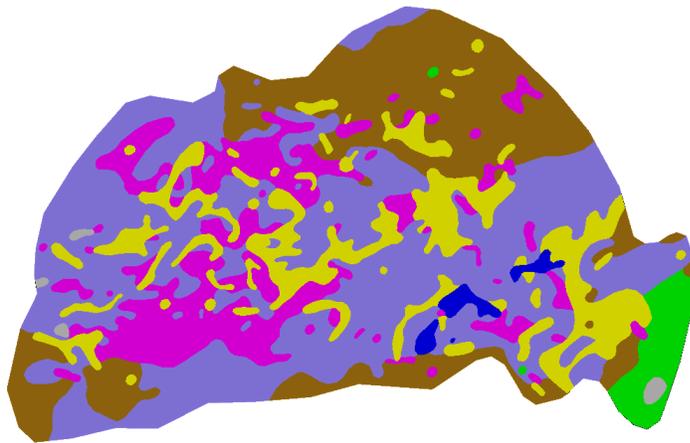
4075





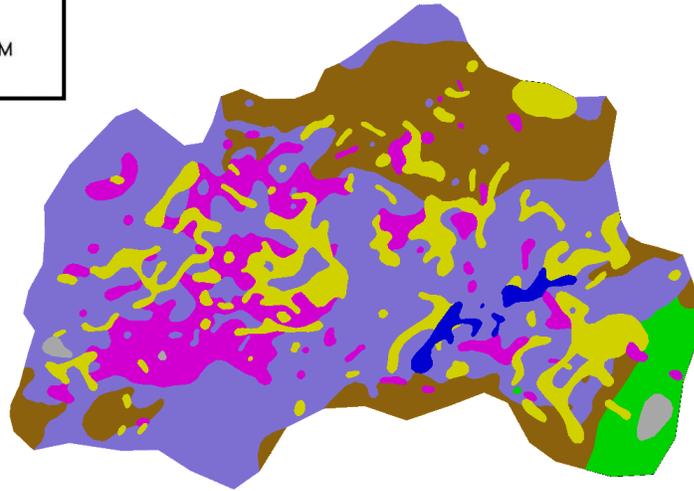
Banco

4090

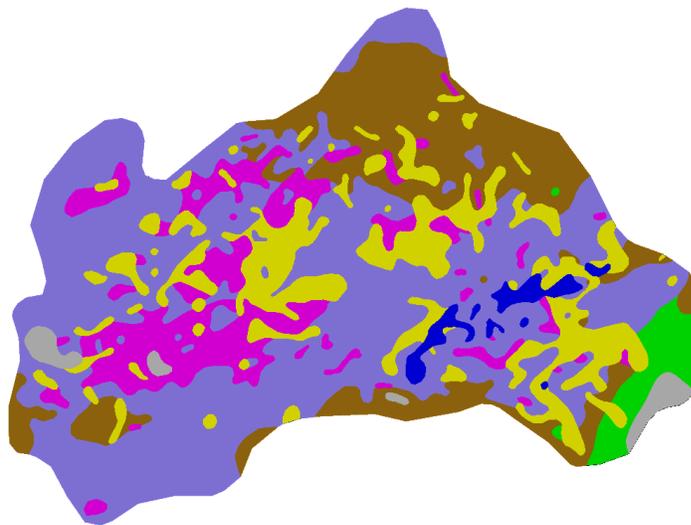


4105





4120

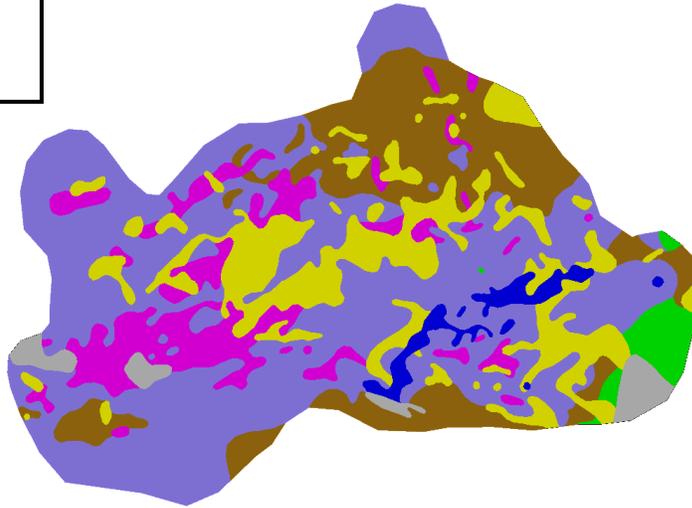


4135

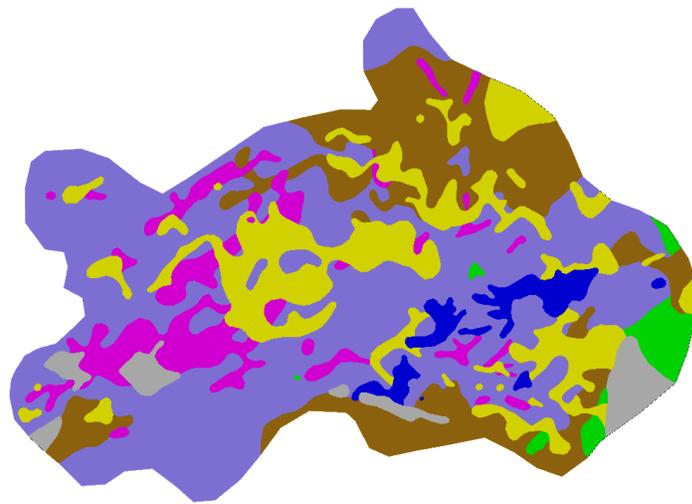




Banco



4150

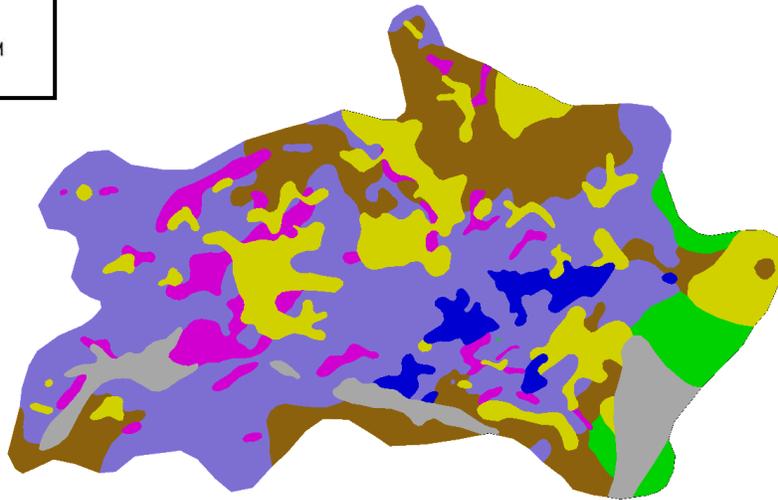


4165

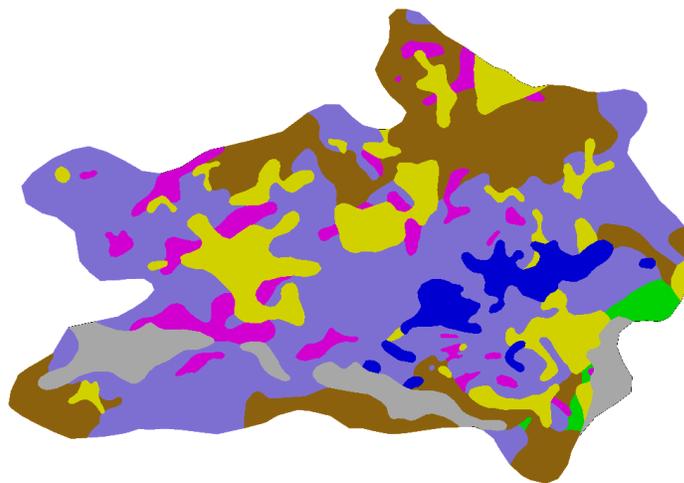




Banco



4180

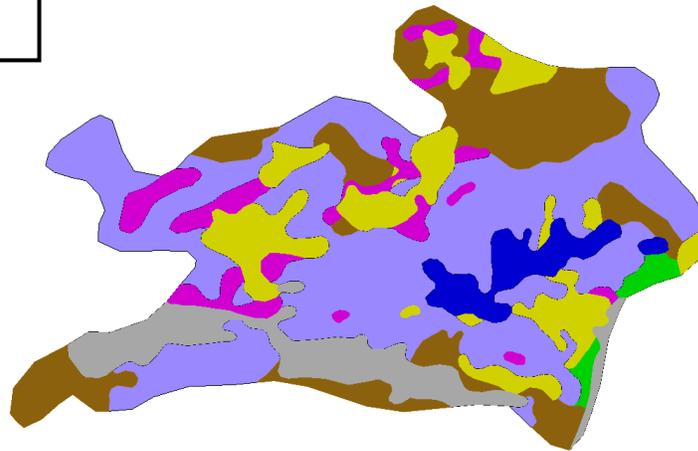


4195

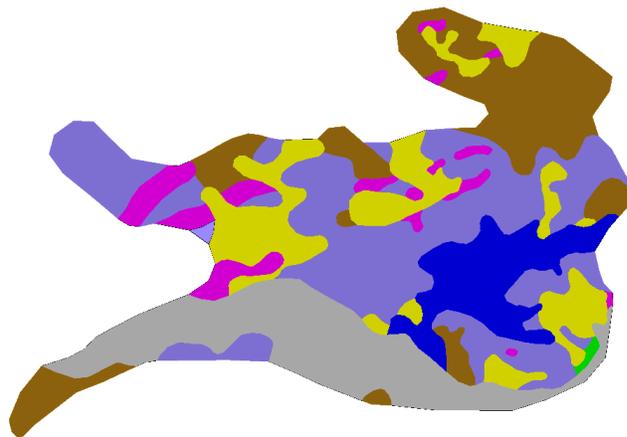




Banco

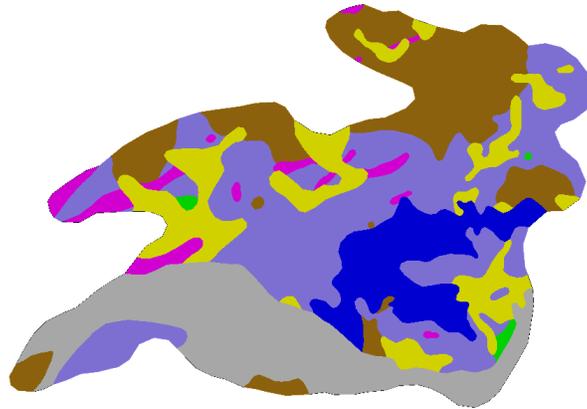


4210



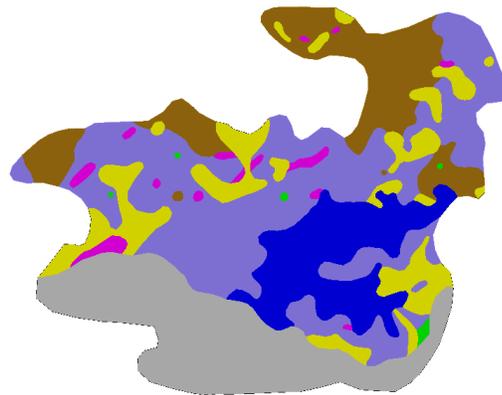
4225





Banco

4240

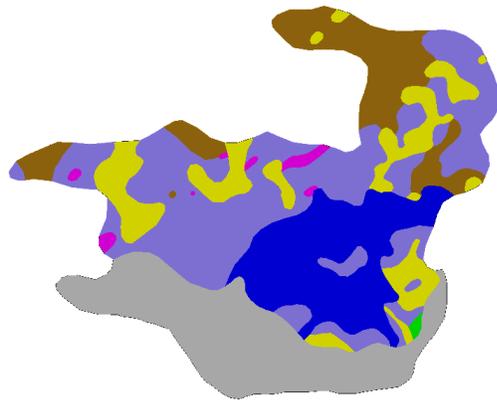


4255

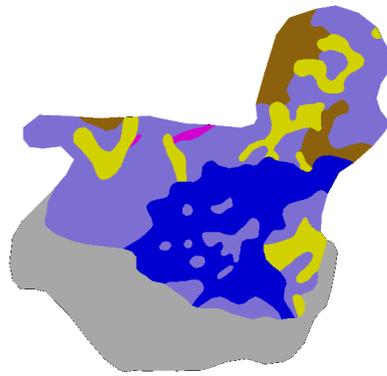




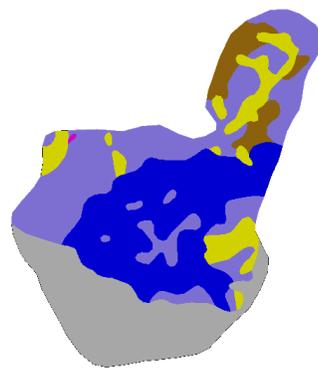
Banco



4270

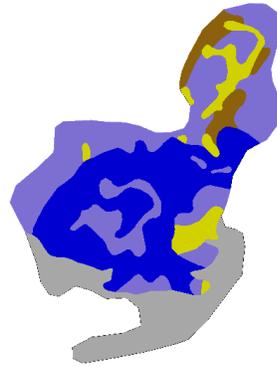


4285

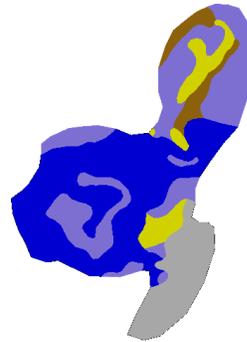


4300

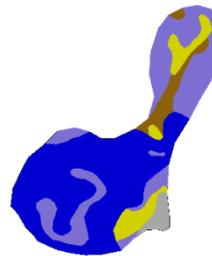




4330



4345



4360



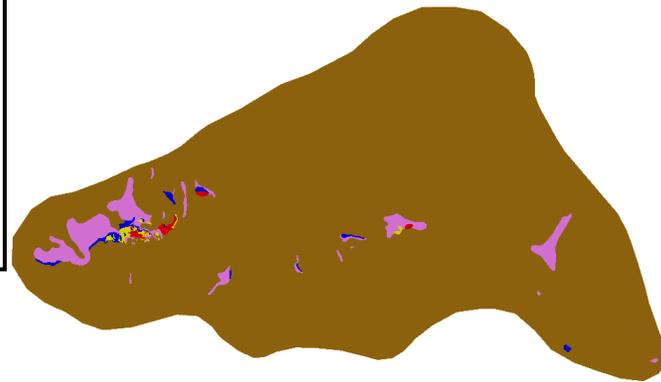
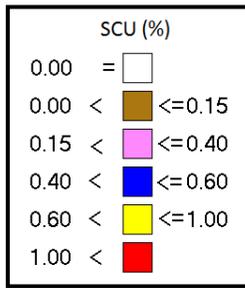
4375



4315

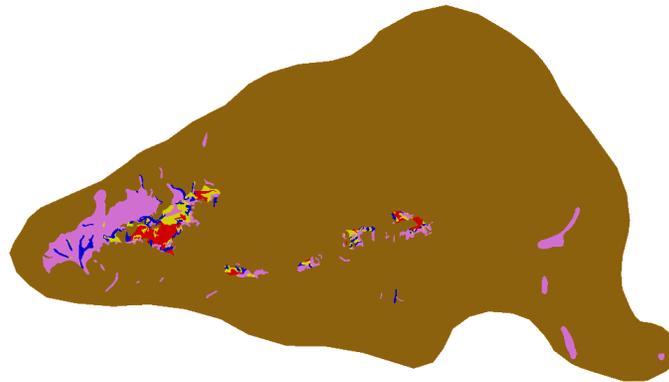


B. Plantas de leyes SCU

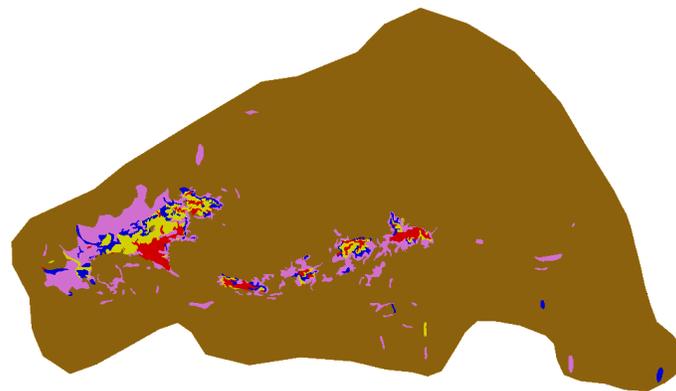


Banco

4030

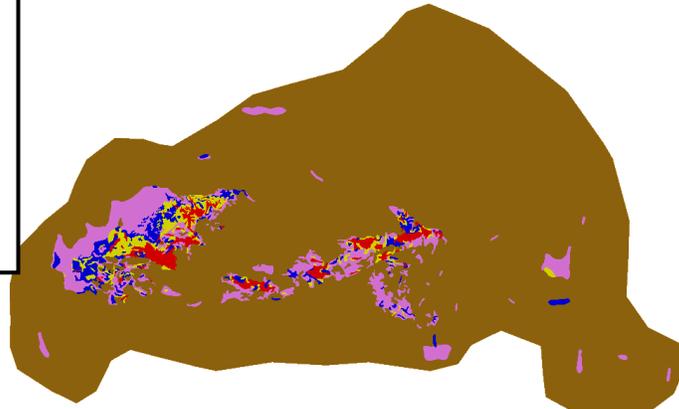
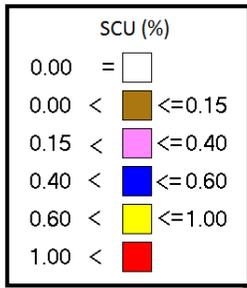


4045



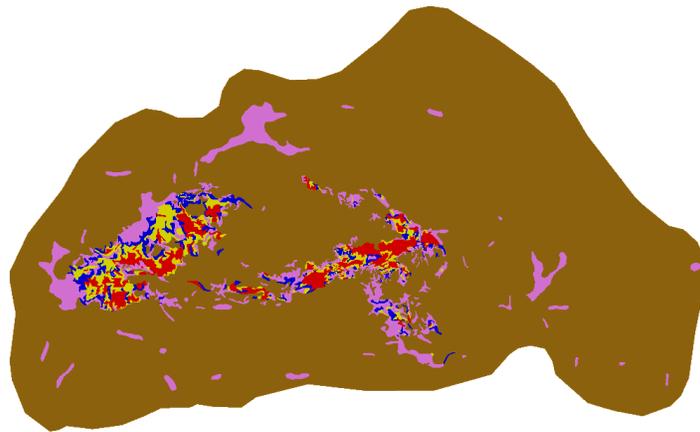
4060



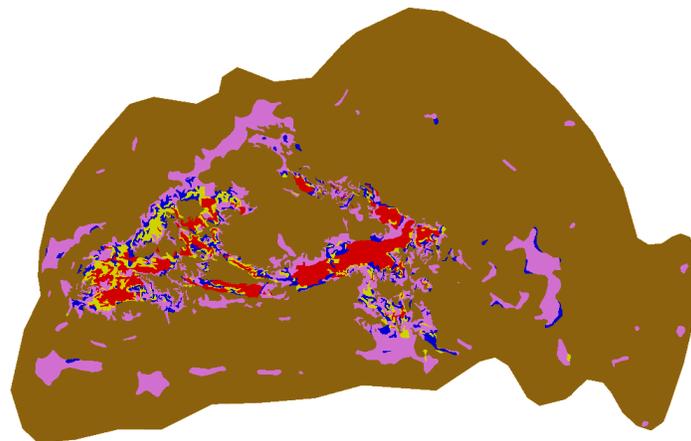


Banco

4075

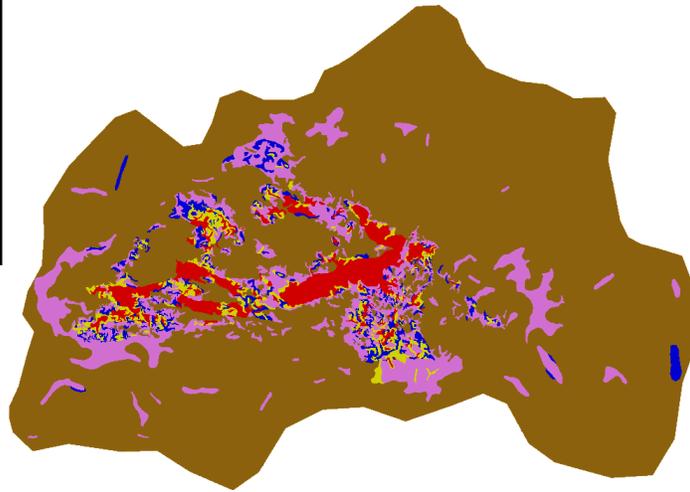
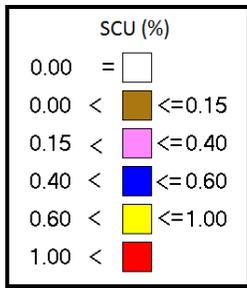


4090



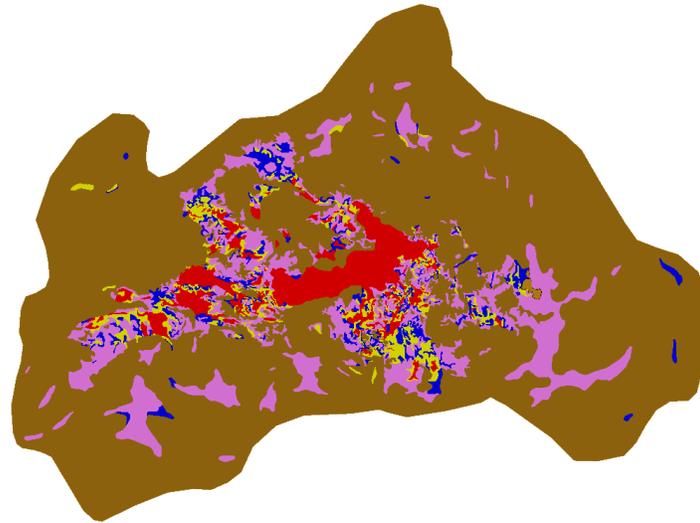
4105



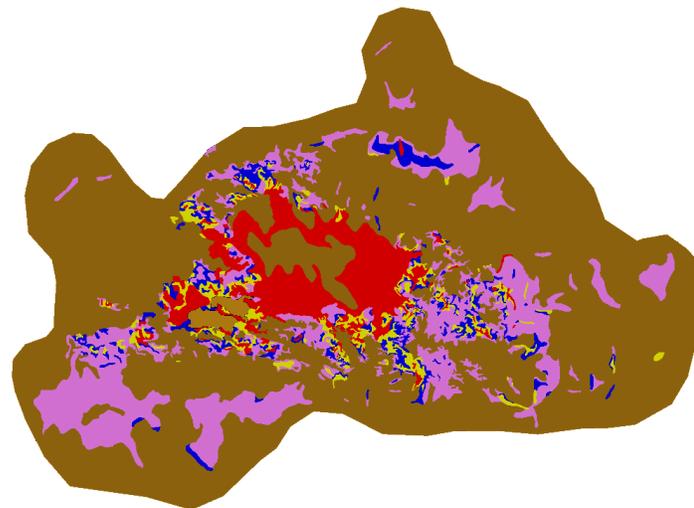


Banco

4120

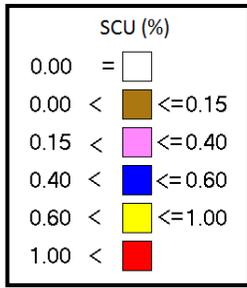


4135

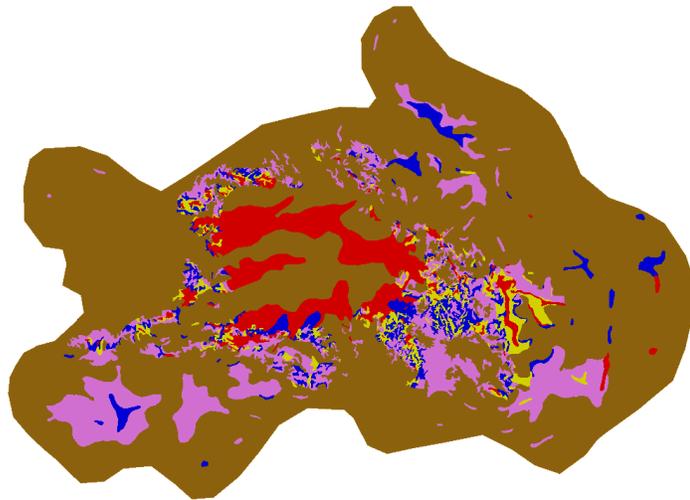


4150

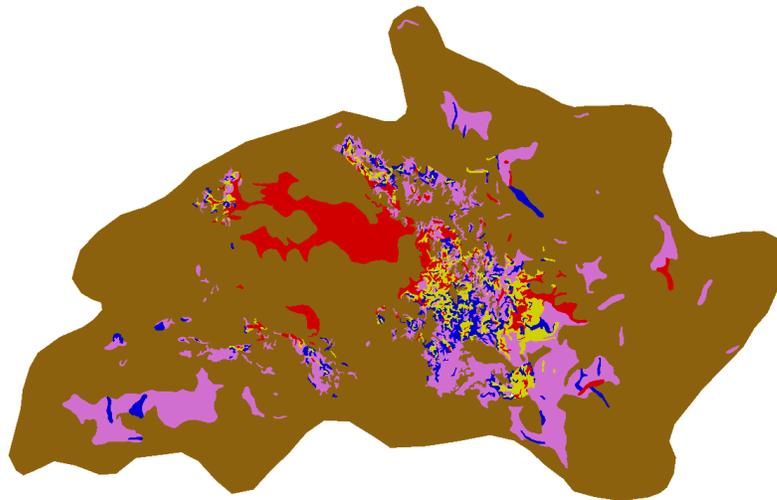




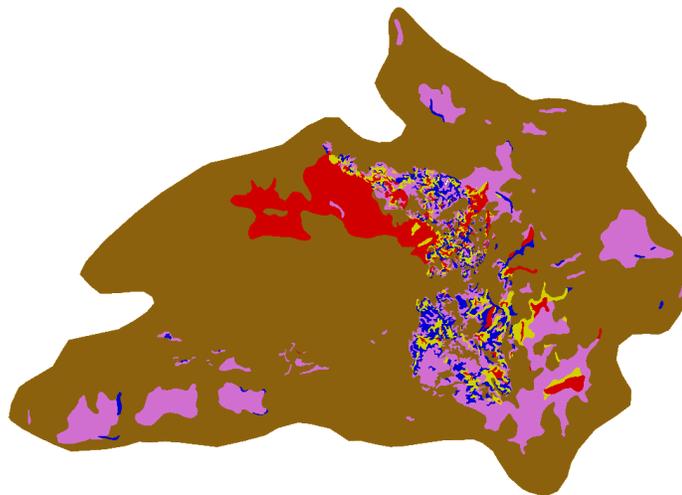
Banco



4165

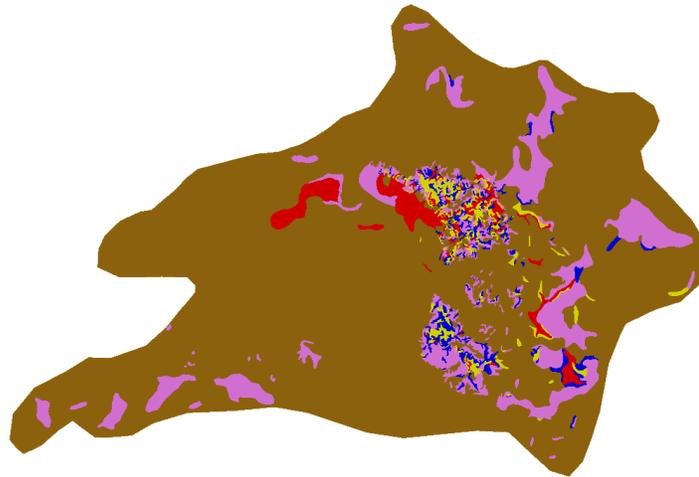
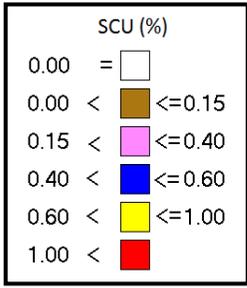


4180



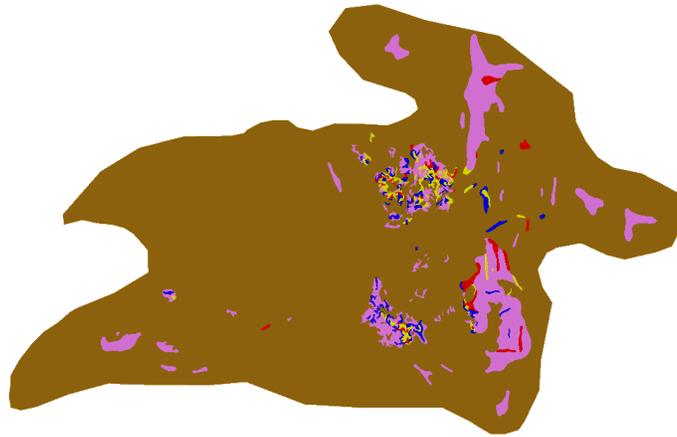
4195



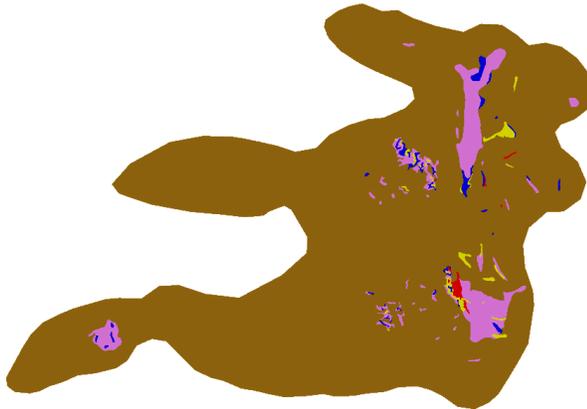


Banco

4210

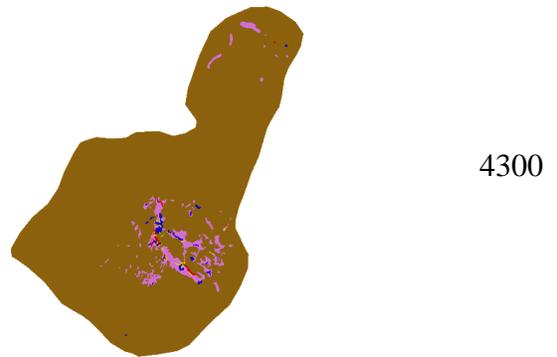
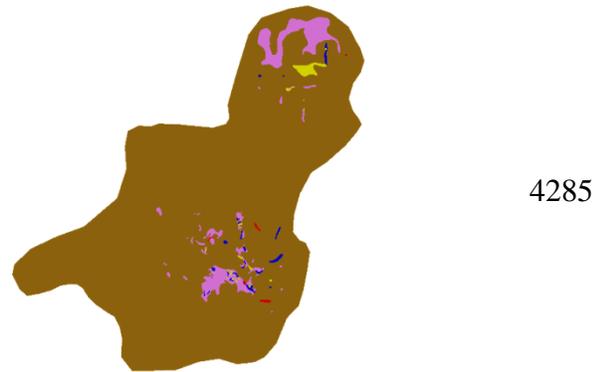
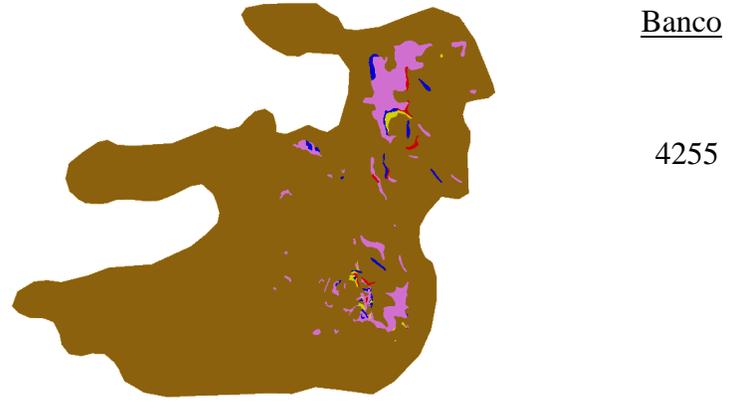
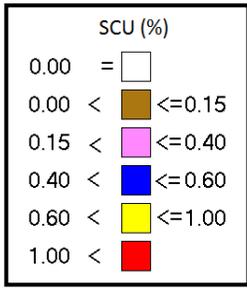


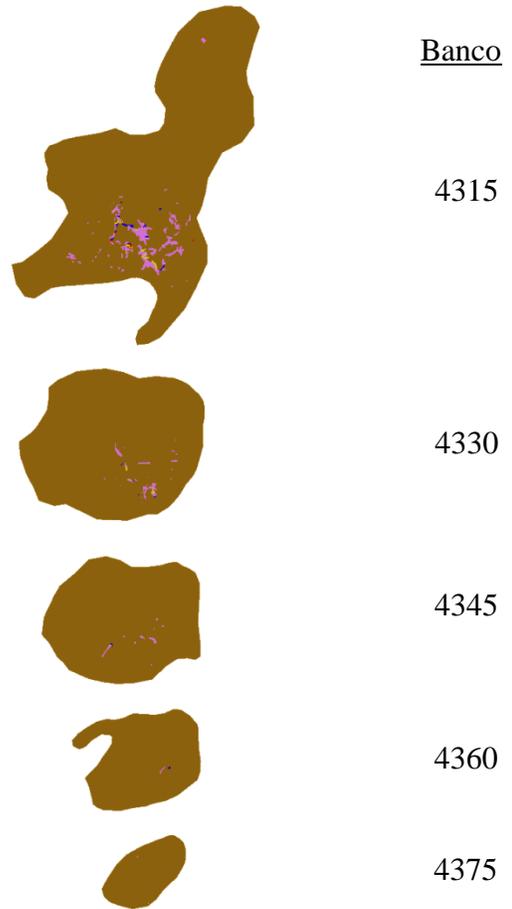
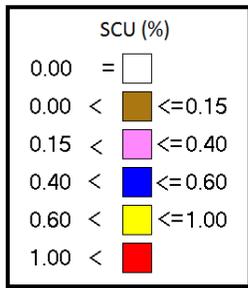
4225



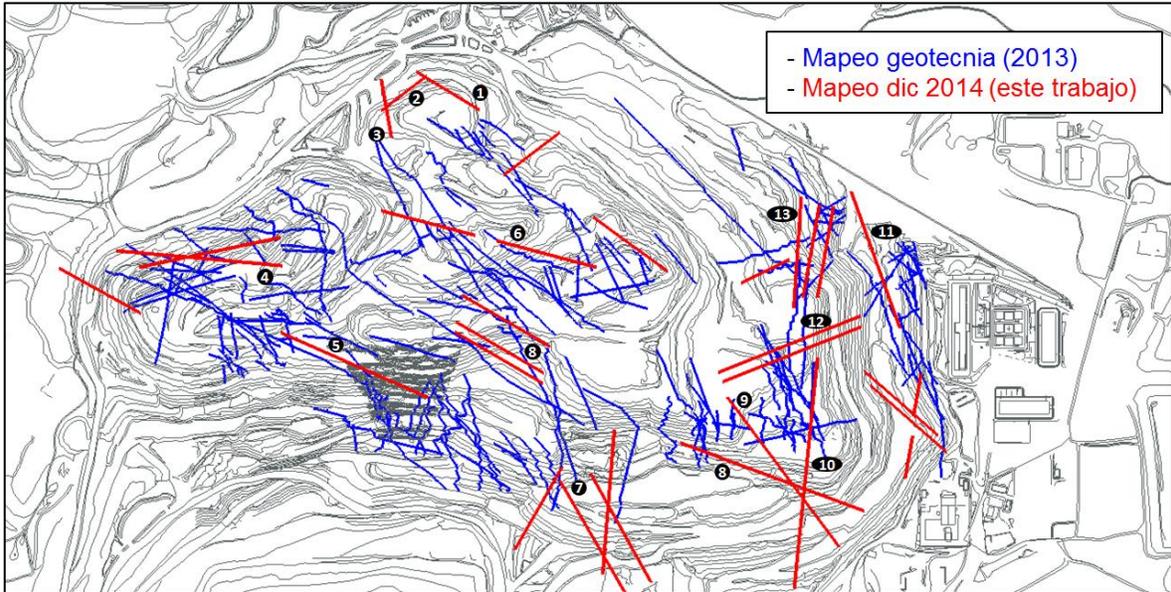
4240



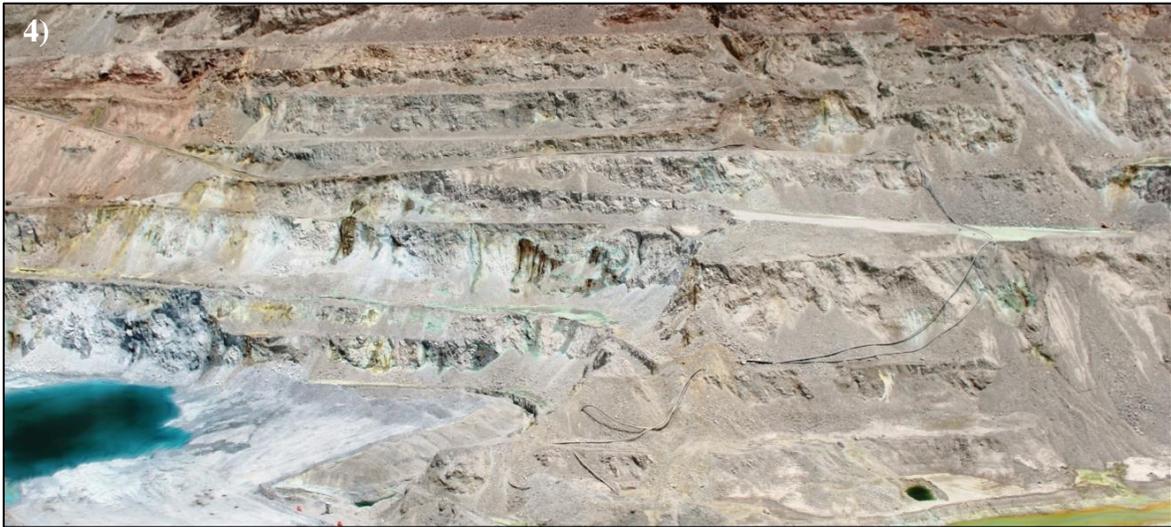




C. Imágenes de fallas mapeadas



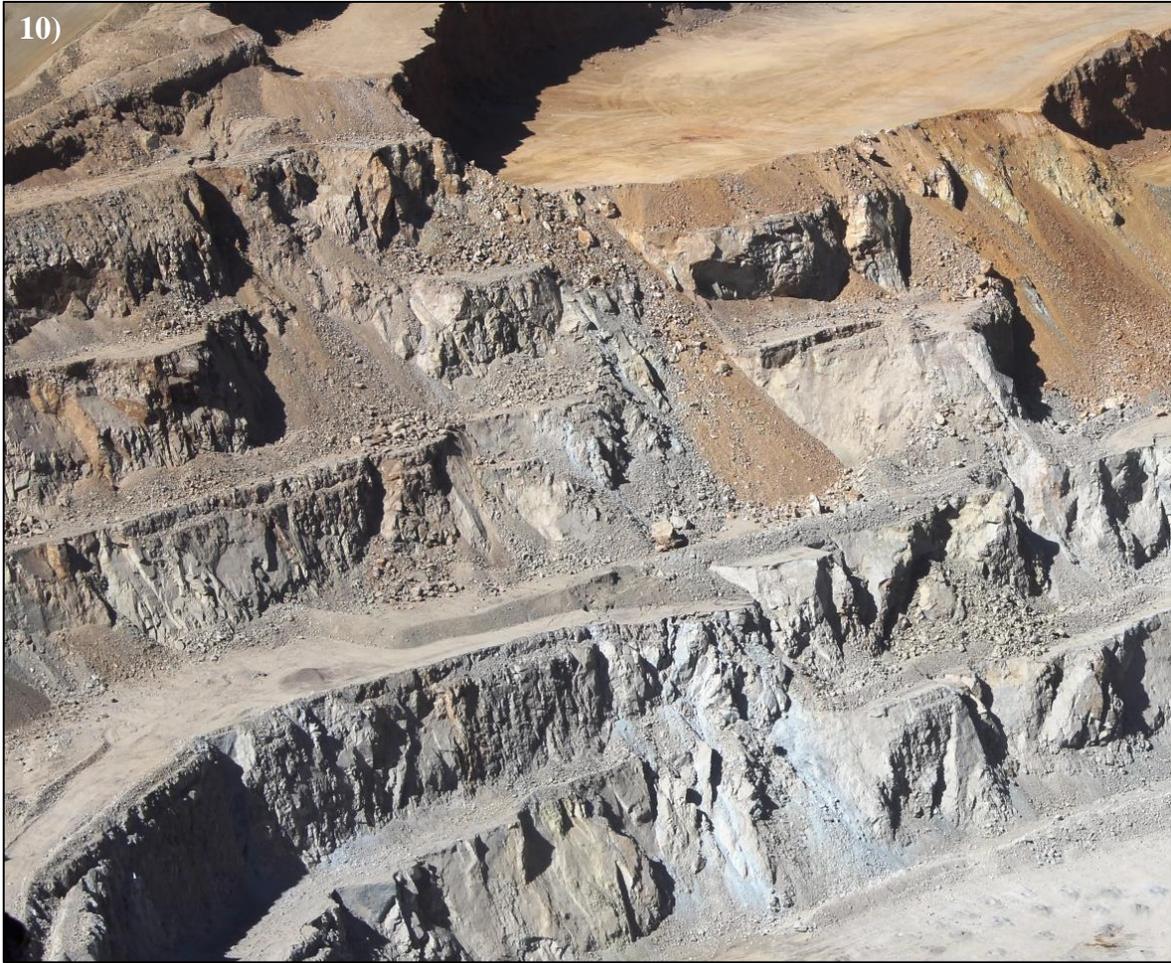








10)



11)





D. Tablas con índices de solubilidad

Por fase:

Fase	Nº Datos	IS Media
A	0	0
B	11947	0,73794453
C	31579	0,56302998
D	53399	0,56956674
E	32290	0,58608349
F	45649	0,33314537
FB	3350	0,56080469
G	32648	0,554107
H	7689	0,64020427
HA	2728	0,51319659
HB	11326	0,60744768
HC	2533	0,74305813
HD	2843	0,7846138
I	4542	0,50176174
R	464	0,50192665
X	679	0,59776673

Por banco:

Fase/Banco	A	B	C	D	E	F	FB	G	H	HA	HB	HC	HD	I	R	X	I.S medio por banco
4030					0,46380662												0,463806618
4038					0,75567002												0,755670023
4045					0,43732015	0,3675547											0,402437421
4053					0,47417379												0,474173794
4060			0,82118603		0,53177072	0,35354024											0,568832329
4068					0,54287641												0,542876411
4075			0,47030602		0,53085903	0,3147679											0,438644315
4083		0,71071622			0,594736												0,65272611
4090		0,78390209	0,41345635	0,63589826	0,59641977	0,33261514								0,36002435	0,4315728		0,507698397
4098		0,8358315	0,5270911	0,2437227													0,535548435
4105		0,78986709	0,44270355	0,42269265	0,61394798	0,39774481	0,47914666								0,49306286		0,519880799
4113			0,5778962	0,43613709	0,51089388												0,508309056
4120		0,74449602	0,51103393	0,49365859	0,59905147	0,43997959	0,57920304			0,40763539	0,46461927				0,3808158		0,513388122
4128			0,65378564	0,6227586	0,67740129	0,71402187											0,666991852
4135		0,66916779	0,50011825	0,58346129	0,68144129	0,48685984	0,54156645	0,56189278		0,51912812	0,60276045			0,80011787	0,43283026	0,59776673	0,581425926
4143			0,67979895	0,68634971	0,74611522	0,75476688											0,716757687
4150		0,65084733	0,62058653	0,67499464	0,65085053	0,42587165	0,63060229	0,59917969		0,56607479	0,44239779			0,50839916			0,57698044
4160				0,28279274		0,7360033											0,509398017
4165			0,75094902	0,7121978		0,4938627		0,62467359	0,57946748		0,60059156			0,539026	0,57507695		0,609480637
4173						0,75939047											0,759390467
4180			0,75595631	0,77826615		0,62081351		0,63503894	0,68974353		0,77331459			0,58564485	0,57752227		0,677037519
4188						0,67091708											0,670917075
4195			0,70164272	0,83737519		0,6715365		0,67611492	0,72129883		0,74430797			0,55746924			0,701392196
4210			0,70014087	0,67725467		0,74091782		0,62728561	0,68277199		0,64627225	0,82948519		0,41585069			0,664997385
4225				0,68912606		0,70685569		0,54094564	0,69557708		0,63478311	0,75058626		0,34949464			0,623909784
4240				0,84133408		0,59504405		0,46461223	0,63093496		0,57424487	0,73842409					0,640765712
4255						0,41698892		0,4214826	0,51619432		0,54071338	0,6937213					0,517820102
4270						0,81769934		0,32743434	0,56213057		0,55734863	0,63265306					0,579453188
4285						0,73668621		0,35527794	0,52556716		0,50085557						0,529596719
4300								0,75	0,41592099	0,53461486	0,55660817		0,72386345				0,596201496
4315									0,35465967	0,6009881	0,51199158		0,81933206				0,571742854
4330									0,36077632	0,69373324	0,33385632		0,82721414				0,553895004
4345									0,49383203	0,49567498			0,76675143				0,585419477
4360									0,71428571	0,33717443			0,5161098				0,522523313
4375									0,47889254								0,478892544