



UNIVERSIDAD  
**DE ATACAMA**

FACULTAD DE INGENIERÍA  
DEPARTAMENTO DE GEOLOGÍA

**GEOLOGÍA DISTRITAL DEL SECTOR MINA MANTOS COBRIZOS**

Memoria presentada en conformidad a los requisitos para obtener el título de Geólogo

Profesor Guía: Dr. Karl Riveros Jensen

Fernando Ignacio Villarroel Aquea

Copiapó, Chile 2023

*A mis padres, hermanos y abuelos*

## Agradecimientos

En primer lugar, agradezco a todos los geólogos de la mina Mantos Cobrizos quienes aportaron de manera técnica y logística en mi trabajo, a Ernesto García, Carlos González, Ítalo Constanzo y Karina Canto, muchas gracias por su aporte para mi crecimiento profesional y personal.

Agradezco a Don José Bahamondes y Álvaro Barrientos quienes hicieron posible la realización de este trabajo.

Al practicante de geología, Benjamín Moreno por su gran aporte en la recopilación estructural de Mantos Cobrizos. A Don Alejandro Gordon, Don Javier Avilés, David León, Carolina Quiero, Ricardo Contreras, Astrid Lastarria, Alejandro Macuada, Clementina Mora, Rafael Tapia, Boris Pérez y a todo el personal de la compañía minera Carmen Bajo.

Agradezco de manera especial a mi profesor guía Dr. Karl Riveros, por su atención prestada durante la realización de este trabajo, las provechosas sugerencias y discusiones que permitieron dar una consistencia a este trabajo y a los profesores, Dr. Jaime Araya y Francisco Tapia por formar parte de la comisión.

Agradezco a mis amigos y compañeros de carrera, Aníbal Pizarro, Bastián Marambio, Roberto Rojas, Raúl Villalobos y Tomas Godoy, principalmente por acompañarme y ayudarme a lo largo de la carrera y a las tan esperadas juntas a fin de mes, y en general a todas las personas que de una u otra manera compartieron conmigo durante mi formación.

Gracias a mi familia por su apoyo incondicional. A mis padres, Fernando y Marisol, quienes estuvieron siempre detrás de mí en el momento de comenzar la carrera de geología, a mis hermanos: Vicente, Valentina, Victoria y Agustín, por ser la fuerza que me impulsa a dar lo mejor, a mis abuelos por el seguimiento y ayuda cuando más lo necesitaba, a mi madrina Alba, y a todos mis seres queridos por el apoyo.

## Índice

<b>Capítulo 1: Introducción</b> .....	1
<b>1.1. Objetivos</b> .....	2
<b>1.1.1. Objetivo general</b> .....	2
<b>1.1.2. Objetivos específicos</b> .....	2
<b>1.2. Ubicación y accesos</b> .....	2
<b>1.3. Trabajos anteriores</b> .....	4
<b>Capítulo 2: Marco Metalogénico</b> .....	7
<b>2.1. Depósitos estratoligados o tipo manto de Cu (Ag)</b> .....	7
<b>2.2. Depósitos tipo manto Cu (Ag) en el mundo</b> .....	9
<b>2.3. Depósitos tipo manto chileno Cu (Ag)</b> .....	11
<b>2.3.1. Metalotecto Ocoíta Pabellón</b> .....	13
<b>Capítulo 3: Marco geológico regional</b> .....	15
<b>3.1. Evolución geológica</b> .....	15
<b>3.2. Unidades estratificadas</b> .....	18
<b>3.2.1. Formación Punta del Cobre (Jurásico superior-Valanginiano inferior) (Segerstrom y Ruiz, 1962)</b> .....	18
<b>3.2.2. Grupo Chañarcillo</b> .....	19
<b>3.2.3. Formación Bandurrias (Hauteriviano-Aptiano inferior) (Segerstrom, 1960)</b> .....	22
<b>3.2.4. Formación Cerrillos (Albiano-Turoniano) (Segerstrom y Parker, 1959)</b> .....	23
<b>3.2.5. Gravas de Atacama (Mioceno medio) (Montimer, 1973)</b> .....	24
<b>3.2.6. Depósitos Aluviales (Cuaternario)</b> .....	24
<b>3.3. Unidades Intrusivas</b> .....	26
<b>3.3.1. Intrusivos hipabisales dioríticos porfídicos de clinopiroxeno y olivino (Cretácico inferior alto)</b> .....	26
<b>3.3.2. Stocks dioríticos de piroxeno, anfíbola y biotita (86-68 Ma)</b> .....	26
<b>3.4. Geología estructural regional</b> .....	29
<b>3.4.1. Sistema de Falla de Atacama</b> .....	29
<b>3.4.2. Geología estructural en la Cuenca Chañarcillo</b> .....	31
<b>Capítulo 4: Metodología de trabajo</b> .....	33
<b>4.1. Etapa de gabinete:</b> .....	33

4.2. Etapa de terreno: .....	33
4.3. Mapeo de sondajes: .....	34
4.4. Recopilación y análisis de datos estructurales: .....	34
4.5. Digitalización de mapa geológico, modelamiento estructural y confección de ilustraciones: ...	34
<b>Capítulo 5: Resultados</b> .....	<b>35</b>
5.1. Litología .....	35
5.1.1. Depósitos aluviales y coluviales .....	36
5.1.2. Unidad de gravas polimícticas .....	36
5.1.3. Unidad arcosa lítica rojiza .....	37
5.1.4. Unidad de paraconglomerados pardos .....	38
5.1.5. Unidad de paraconglomerados grisáceos .....	39
5.1.6. Unidad de dique microdiorítico .....	40
5.1.7. Unidad andesita ocoíta .....	43
5.1.9. Unidad andesita porfídica .....	47
5.2. Alteración hidrotermal .....	49
5.2.1. Alteración Ca-Na .....	49
5.3. Mineralización .....	52
5.3.1. Mineralización en superficie .....	53
5.3.2. Mineralización interior mina .....	55
5.4. Estructuras geológicas .....	58
5.4.1. Estructuras definidas mediante mapeo superficial .....	58
5.4.2. Estructuras medidas en interior mina .....	67
5.4.3. Cinemática y temporalidad .....	77
5.5. Modelo estructural en Mantos Cobrizos .....	87
<b>Capítulo 6: Discusión</b> .....	<b>91</b>
6.1. Litología .....	91
6.2. Evolución tectónica en Mantos Cobrizos .....	93
6.2.1. Geología estructural en Mantos Cobrizos .....	96
6.3. Génesis del depósito Mantos Cobrizos .....	102
6.4. Implicancias económicas en la producción y exploración minera .....	105

<b>Capítulo 7: Conclusiones</b> .....	107
<b>Recomendaciones</b> .....	108
<b>Referencias</b> .....	109
<b>Anexos</b> .....	114
<b>A. Informe de ensayo en muestra D8-M1</b> .....	114
<b>B. Ejemplo de cartilla de mapeo escala 1:500</b> .....	115
<b>C. Información estructuras geológicas</b> .....	116

## Índice de Figuras

Figura 1. Mapa de ubicación del área de estudio en Chile y en la Región de Atacama. Fuente: Biblioteca del Congreso Nacional de Chile.....	3
Figura 2. Accesos Mina Mantos Cobrizos. Fuente: Google Earth. ....	3
Figura 3. Ilustración esquemática de los dos modelos genéticos propuestos para los depósitos tipo manto en Chile. A: origen por fluidos magmáticos hidrotermales; B: Origen por salmueras de cuenca (Modificado de Kojima <i>et al.</i> , 2009). ....	8
Figura 4. Distribución espacial de los principales depósitos tipo manto en el norte de Chile (Compilado desde Sato, 1984; Camus, 1990, Makshev <i>et al.</i> , 2007, en Kojima <i>et al.</i> , 2009).....	11
Figura 5. Mapa geológico de unidades cretácicas cercanas a Copiapó. (Modificado de Sergerstrom, 1968 en Cisternas y Hermosilla, 2006). ....	13
Figura 6. Configuración tectónica y paleogeográfica propuesto en el margen SW de Gondwana. A) Fin del ciclo gondwánico, durante el Carbonífero y Pérmico inferior, b) Etapa pérmica pre andina, <i>slab roll back</i> provoca adelgazamiento cortical, c) Etapa triásica pre andina donde <i>slab roll</i> se incrementa y genera extensión, d) etapa temprana del ciclo andino. Path: Océano Panthalassa, SW Gnd: Suroeste del continente de Gondwana, Mfl: Flujo de manto astenosférico, LF: Hundimiento astenosférico, OC: Corteza oceánica, OL: Manto litosférico oceánico, CC: Corteza continental, SCLM: Manto litosférico subcontinental, AM: Manto astenosférico (Modificado de Oliveros <i>et al.</i> , 2020). ....	16
Figura 7. Columna estratigráfica esquemática que incluye formaciones del Cretácico Inferior y sus relaciones de contacto en el área de Copiapó (Modificado de Marschik y Fontboté, 2001, en Cisternas y Hermosilla, 2006).....	25
Figura 8. Mapa Geológico modificado de la Carta Copiapó JKpc: Formación Punta del Cobre. Kin: Formación Nantoco. Kip: Formación Pabellón. Kib: Formación Bandurrias. Kc: Formación Cerrillos. Kihd: Intrusivos hipabisales porfídicos de clinopiroxeno y olivino. Ksd: <i>Stocks</i> dioríticos de piroxeno, anfíbola y biotita. Mga: Gravas de Atacama. Qal: Depósitos Aluviales (Modificado de Arévalo, 2005a).....	28
Figura 9. Modelo de evolución tectónica entre el Jurásico-Cretácico inferior del arco en el norte de Chile y el régimen de subducción inferido (Modificado de Scheuber y González, 1999). ....	30
Figura 10. Modelo tectónico hipotético para la cuenca de Chañarillo, desde el Jurásico superior hasta la fase de deformación “K-T” (Modificado de Martínez <i>et al.</i> , 2013). ....	32
Figura 11. Litología presente en el sector de estudio (elaboración propia). ....	35
Figura 12. Distribución de unidad de gravas polimícticas, depósitos aluviales y coluviales y arcosas líticas rojizas, en el sector sur del área de estudio. ....	36

Figura 13. a) Muestra de mano de unidad arcosa lítica rojiza, b) Muestra macroscópica de testigo de sondaje unidad arcosa lítica rojiza.....	37
Figura 14. a) Afloramientos de la unidad de conglomerado pardos en quebrada Cinchado, b) Muestra de sondaje de conglomerados pardos.....	38
Figura 15. Contacto entre la unidad gravas polimícticas y la unidad de para conglomerados pardos.....	39
Figura 16. Muestra de sondaje de conglomerado grisáceo.....	40
Figura 17. Típico afloramiento de diques microdioríticos en quebradas al sur del sector de estudio. ....	41
Figura 18. Diques de grandes potencias y corridas que presentan planos de fallas.....	41
Figura 19. Muestra de mano de unidad de dique microdiorítico.....	42
Figura 20. Muestra de sondaje de andesita ocoíta.....	43
Figura 21. Muestra de mano de andesita ocoíta.....	44
Figura 22. Muestra de mano de andesita ocoíta roja.....	45
Figura 23. Muestra de sondaje de andesita ocoíta roja.....	46
Figura 24. Muestra de sondaje de andesita porfídica.....	47
Figura 25. Muestra de mano de andesita porfídica.....	48
Figura 26. Alteración de clorita afectando a plagioclasas.....	50
Figura 27. Zeolitas relleno vesículas en unidad andesita ocoíta en interior mina.....	50
Figura 28. Albitización en plagioclasas asociadas a pirita (Py).....	51
Figura 29. Distribución de mineralización de cobre en el sector de estudio.....	52
Figura 30. Pique minero en quebrada Cinchado.....	53
Figura 31. Principal punto de mineralización de la muestra D8-M1.....	54
Figura 32. Ubicación y rumbo de manto mineralizado en la cota 690 m.s.n.m. en el sector de estudio.....	55
Figura 33. Disposición y manto de manto mineralizado en Mantos Cobrizos.....	56
Figura 34. Mineralización de tetraedrita (Td), bornita (B) y calcopirita (Cp).....	57
Figura 35. Mineralización de Bornita (Bn) en amígdalas.....	57
Figura 36. Distribución de fallas en el área de estudio.....	58
Figura 37. Distribución de diques, diaclasas, vetillas y estratificaciones en área de estudio.....	59
Figura 38. Principales planos de fallas registrados durante el mapeo de superficie.....	60
Figura 39. Diagrama de rosas de fallas registradas durante el mapeo de superficie.....	60
Figura 40. Principales planos de diques registradas durante el mapeo de superficie.....	61
Figura 41. Diagramas de rosas de diques registradas durante el mapeo de superficie.....	62
Figura 42. Planos preferenciales de estratificación registradas durante mapeo de superficie.....	63
Figura 43. Estratificación de arcosas líticas rojizas en quebrada Cinchado.....	63
Figura 44. Planos preferenciales de diaclasas registradas durante mapeo de superficie.....	64
Figura 45. Planos preferenciales de vetillas registradas durante mapeo de superficie.....	65

Figura 46. Diagrama de roseta de vetillas registradas durante mapeo de superficie. ....	65
Figura 47. Pliegue cerrado en unidad arcosa lítica rojiza en sector noroeste del sector de estudio. ....	66
Figura 48. Principales planos preferenciales de fallas registradas en interior mina. ....	67
Figura 49. Diagrama de roseta de fallas registradas en interior mina. ....	68
Figura 50. Unidad de microdiorita cortando unidades en interior mina. ....	69
Figura 51. Planos preferenciales de diques registradas en interior mina. ....	69
Figura 52. Diagrama de rosetas diques registradas en interior mina. ....	70
Figura 53. Planos preferenciales de diaclasas registradas en interior mina. ....	71
Figura 54. Diagrama de rosetas de diaclasas registradas en interior mina. ....	71
Figura 55. Ubicaciones y distribución de labores de Mina Mantos Cobrizos de los distintos niveles. ....	72
Figura 56. Planos de fallas principales en sector Mantos Cobrizos Norte. ....	73
Figura 57. Diagrama de rosetas de fallas en Mantos Cobrizos Norte. ....	73
Figura 58. Planos preferenciales de fallas en sector Mantos Cobrizos Central. ....	74
Figura 59. Diagrama de rosetas de fallas en sector Mantos Cobrizos Central. ....	74
Figura 60. Planos preferenciales de fallas en sector Mantos Cobrizos Sur. ....	75
Figura 61. Diagrama de rosetas de fallas en sector Mantos Cobrizos Sur. ....	75
Figura 62. Planos preferenciales de fallas en Mantos Cobrizos sur-sur. ....	76
Figura 63. Diagrama de rosetas de fallas en Mantos Cobrizos sur-sur. ....	76
Figura 64. Diques microdioríticos aflorando en sector sur del área de estudio. ....	77
Figura 65. Relación cinemática y temporal entre dos diques y falla proyectada en vista de planta. Fuente: Google Earth. ....	78
Figura 66. Falla NNE sinistral cortando dos diques en sector sureste del área de estudio. Fuente: Google Earth. ....	79
Figura 67. Relación de temporalidad entre diques en sector sur del área de estudio. ....	80
Figura 68. Dique es desplazado por falla NS/68°W en sector sur del área de estudio. ....	81
Figura 69. Fallas sinistral desplazando dique. Fuente: Google Earth. ....	82
Figura 70. Interacción entre dos diques en imagen satelital. Fuente: Google Earth. ....	83
Figura 71. Falla inversa NNW desplazando al manto mineralizado (elaboración propia). ....	84
Figura 72. Perfil de manto mineralizado desplazado por falla inversa (elaboración propia). ....	84
Figura 73. Dique-falla dextral cortando al manto mineralizado (elaboración propia). ....	85
Figura 74. Fallas inversas NNW mayores desplazando al manto mineralizado (elaboración propia). ....	85
Figura 75. Falla NS cortando a Falla NE en manto mineralizado (elaboración propia). ....	86
Figura 76. Falla NE cortando a Falla NW en manto mineralizado (elaboración propia). ....	86
Figura 77. Base de datos de estructuras mayores en Mantos Cobrizos sin depuración y ninguna relación de temporalidad entre las estructuras. ....	87
Figura 78. Modelo estructural en perspectiva 3-D en Mantos Cobrizos (elaboración propia). ....	88

Figura 79. Planta 700 de modelo estructural en Mantos Cobrizos. ....	88
Figura 80. Planta 600 de modelo estructural en Mantos Cobrizos. ....	89
Figura 81. Planta 540 de modelo estructural en Mantos Cobrizos. ....	89
Figura 82. Perfil de modelo estructural en el sector norte de Mantos Cobrizos. ....	90
Figura 83. Perfil de modelo estructural en el sector sur de Mantos Cobrizos. ....	90
Figura 84. Perfil esquemático de unidades pertenecientes al área de estudio (elaboración propia). ....	92
Figura 85. Extensión de la cuenca Chañarcillo durante el Jurásico-Cretácico Inferior en Atacama. Modificado de Martínez <i>et al.</i> , 2013. ....	93
Figura 86. Fallas NNW permiten el ascenso de fluidos mineralizadores en Mantos Cobrizos (elaboración propia). ....	94
Figura 87. Tectónica transpresiva generaría fallas inversas que dislocan unidades que hospedan el manto (elaboración propia). ....	95
Figura 88. Modelo Riedel en Mantos Cobrizos (elaboración propia). ....	97
Figura 89. Modelo estructural interpretado en cota 680 m (elaboración propia). ....	98
Figura 90. Modelo estructural interpretado en cota 580 m (elaboración propia). ....	99
Figura 91. Gráfico de relación entre parámetros de desplazamiento y rotación de bloque durante una transpresión sinistral. Modificado de Garfunkel (1989) en Grocott y Taylor, 2002. ....	100
Figura 92. Posible desarrollo de sistema de fallas curvas en Mantos Cobrizos. a) dos fallas aisladas comienzan a desarrollarse, b) generación de falla conectora entre fallas principales, c) vínculo establecido y formación de curvatura en la falla (elaboración propia). ....	101
Figura 93. Esquema que representan el primer evento hidrotermal rico en Fe que transporta hidrocarburos desde las capas inferiores para formar bitumen en la capa de andesitas ocoítas (elaboración propia). ....	102
Figura 94. Esquema que representa el segundo evento hidrotermal rico en Cu, ascendiendo y precipitando en capas de andesitas ocoítas con bitumen (elaboración propia). ....	103
Figura 95. Interacción del modelo estructural con el modelamiento de corto plazo (elaboración propia). ....	105
Figura 96. Principal <i>target</i> mineral en el sector de estudio y proyección manto mineralizado a nivel distrital. Fuente: Google Earth. ....	106

## Índice de Tablas

Tabla 1. Comparación geológica entre los depósitos tipo manto en los países de Chile, Irán y China. (Modificado de Shen <i>et al.</i> , 2020). ....	10
Tabla 2. Resumen de información estructural en Mantos Cobrizos. ....	97

## Resumen

El yacimiento Mantos Cobrizos es un depósito estratoligado de Cu, localizado al noreste de la ciudad de Copiapó, región de Atacama. Las zonas mineralizadas presentan un importante control estratigráfico y estructural, hospedándose particularmente en andesitas ocoítas y fallas NNW. El depósito se encuentra emplazado en la franja metalogénica del Cretácico inferior, en el denominado Metalotecto Ocoíta Pabellón. A través de la captura, análisis y validación de información de terreno, sumado a recopilación de información preexistente fue posible definir, caracterizar y modelar las fallas que controlan el depósito Mantos Cobrizos, así como la litología, alteración y mineralización. Los resultados indican que la litología del depósito está dominada por andesitas ocoítas afectadas por alteración calco sódica, mineralización principalmente de bornita, y en menor medida calcopirita, tetraedrita y calcosina. Las fallas presentan tres tendencias principales (N10°W, N30°E y EW), con cinemáticas principalmente inversas, sinistral y dextral las cuales se encuentran relacionadas al Sistema de Falla de Atacama. Los procesos mineralizadores en Mantos Cobrizos habrían ocurrido durante el Cretácico superior, donde fallas transtensionales de rumbo NNW, controlaron la migración de fluidos hidrotermales. Posteriormente, una inversión tectónica cambió las cinemáticas de las fallas a una del tipo inversa. Un aspecto notable en Mantos Cobrizos es el cambio de rumbo que presentan estas fallas hacia el sur del depósito, posiblemente asociada a procesos de rotación de bloques y/o “crecimientos” de fallas por vinculación. El modelo estructural planteado para Mantos Cobrizos pretende ser una guía para la exploración y explotación local del manto mineralizado, tanto a corto como a largo plazo, con el objetivo de entregar mayor predictibilidad y certezas en el modelamiento geológico. Finalmente, en cuanto a las implicancias para exploración minera distrital, se propone como principal *target* las fallas NNW-NS, las cuales están asociados a mineralización de Cu en el distrito.

**Palabras claves:** Mantos Cobrizos – Estratoligados - Cretácico inferior - Inversión tectónica.

## **Abstract**

The Mantos Cobrizos deposit is a stratabound Cu deposit, which is located northeast of the city of Copiapó, Atacama region. The mineralized zones display an important stratigraphic and structural control and are mostly hosted by the andesite ocoite unit and NW faults. This deposit is genetically linked to the Lower Cretaceous metallogenic belt, in the so-called Ocoita-Pabellón Metallotect. Field mapping, data analysis and validation, and compilation of previous information, allow to define a model for the mineralized Mantos Cobrizos, lithological units, alteration and mineralized zones. Results indicate that lithology is dominated by ocoite andesites, which are affected by Ca-Na alteration, where mineralization is mostly associated with bornite, and minor amounts of chalcopyrite, tetrahedrite and chalcocite. The faults show three main trends (N10°W, N30°E and EW), which display inverse, sinistral and dextral kinematics. These structures can be correlated to the Atacama Fault System. In this deposit, mineralization processes occurred during the Late Cretaceous, where hydrothermal fluid migration was controlled by NW-striking transtensional faults, however a subsequent tectonic inversion changed the main kinematics to a reverse type. The change on fault direction towards the south of Mantos Cobrizos is a remarkable feature of the Mantos Cobrizos deposit, which is probably related to block rotation processes and/or “growth” due to fault linkage. The structural model proposed for Mantos Cobrizos could be used as a guide for the modelling projection of the mineralized mantle both in the short and long term, providing a better predictability and certainty in geological modeling. Finally, the NNW-NS faults are defined as the main target of mining exploration in the district, which are associated with Cu mineralization in the district.

**Keywords:** Mantos Cobrizos – Stratabound - Lower Cretaceous - Tectonic inversion.

## **Capítulo 1: Introducción**

Mantos Cobrizos es un yacimiento de tipo manto de Cu, operado por la compañía minera Carmen Bajo. El yacimiento está ubicado en el denominado metalotecto Ocoíta Pabellón, donde las zonas mineralizadas se hospedan en un “cinturón” de lavas andesíticas a lo largo de la cuenca del Cretácico inferior en Atacama. Las zonas mineralizadas están fuertemente relacionadas a capas ricas en bitumen, las cuales actuaron como agente reductor, gatillando la precipitación de sulfuros de cobre (Haggan *et al.*, 2003). Su explotación es de manera subterránea, con un método de explotación de *Room and Pillar* debido a la geometría de las zonas mineralizadas y a la buena competencia de la roca. El yacimiento presenta altas leyes de cobre, con una ley de corte de 0.8% y una ley media de 1.4% de Cu total. Mensualmente se extraen 14.000 toneladas, donde el material extraído de interior mina es apilado y vendido a la Planta San José de Pucobre.

Una de las mayores problemáticas de la operación minera en Mantos Cobrizos es la presencia de numerosas fallas *post*-minerales, que desplazan el manto mineral afectando su extracción, planificación minera y modelamiento geológico. En este contexto, el presente trabajo de titulación pretende definir un modelo estructural para este yacimiento, determinando y caracterizando estructuras tectónicas que controlaron tanto la migración de fluidos hidrotermales mineralizadores, como aquellas estructuras que desplazaron las zonas mineralizadas. Todo esto con la finalidad de que el Departamento de Geología de la Compañía Minera Carmen Bajo pueda optimizar su operación minera y futuras exploraciones en el distrito.

## **1.1. Objetivos**

### **1.1.1. Objetivo general**

Establecer el control estructural de las zonas mineralizadas y sus implicancias en la definición de *targets* de exploración en el distrito.

### **1.1.2. Objetivos específicos**

- Definir y caracterizar unidades litológicas, zonas de alteración y zonas mineralizadas.
- Establecer, caracterizar y modelar los diferentes patrones estructurales presentes en el distrito.
- Correlacionar las estructuras distritales con los sistemas de fallas regionales.
- Establecer *targets* de exploración sobre la base del modelo estructural.

## **1.2. Ubicación y accesos**

La mina Mantos Cobrizos se ubica en el distrito Minero Ladrillos a 22 km al noreste de la ciudad de Copiapó, Región de Atacama (Figura 1). La ruta de acceso desde Copiapó la constituye la Avenida Copayapu con dirección hacia Paipote, donde se prosigue por el desvío hacia la ruta carrera del Inca durante 9 km para posteriormente dirigirse por la ruta C-377 durante 2,3 km (Figura 2).

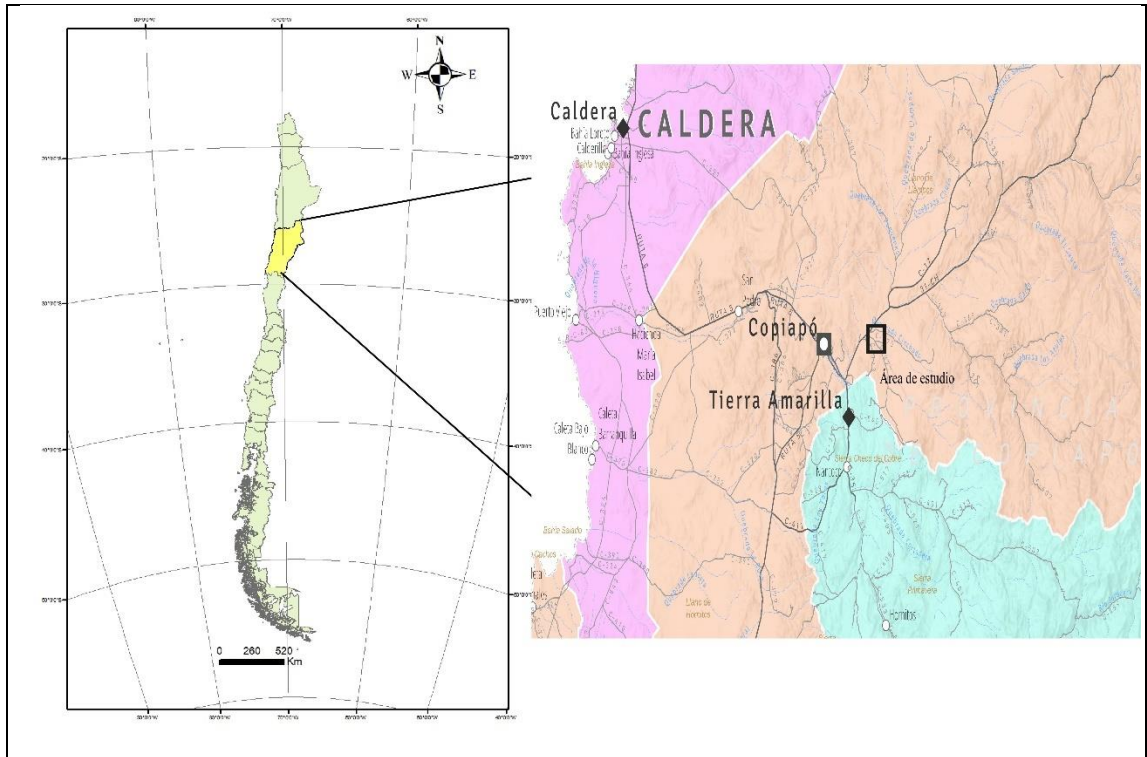


Figura 1. Mapa de ubicación del área de estudio en Chile y en la Región de Atacama. Fuente: Biblioteca del Congreso Nacional de Chile.



Figura 2. Accesos Mina Mantos Cobrizos. Fuente: Google Earth.

### **1.3. Trabajos anteriores**

Bartmann, M. (1980): Realizó un análisis geo-estructural en cercanías de la ciudad de Copiapó, describiendo las orientaciones de las principales estructuras, señalando que las estructuras NW a NS son estructuras que controlaron la mineralización y alteración, por lo cual recomienda utilizarlas como guía de exploración. Las estructuras con rumbo NNE a NE no recomienda considerarlas como guía de exploración, ya que estas son posteriores a la mineralización y solo desplazan las zonas mineralizadas.

Cisternas y Diaz (1990): Detallan las etapas del desarrollo y evolución de la cuenca de Atacama en el Cretácico inferior, describiendo que la actividad volcánica está asociada con el magmatismo del arco. Señalan que las altas condiciones evaporíticas fomentaron las altas concentraciones de elementos como el Zn, Mn y Fe, los cuales están relacionados a unidades del Grupo Chañarillo. Finalmente sugieren que no es coincidencia que una gran cantidad de depósitos estratoligados en la Región de Atacama ocurra en la Formación Nantoco, siendo su reconocimiento una herramienta relevante para prospección a nivel regional.

Cisternas y Frutos (1996): Mediante análisis químico en bitumen del cinturón de lavas de la Formación Pabellón, concluyen que los magmas parentales tenían una afinidad calco alcalina-transicional rica en potasio. Estas lavas fueron erupcionadas en un margen continental activo dentro de una corteza continental mucho más delgada que la actual, siendo su erupción ligada a un periodo extensional, en donde su ambiente de formación sería un fondo de mar somero, con intercalaciones de secuencia calcáreas de la fase regresiva del sistema marino del Cretácico inferior. Por otro lado, destacan la relación íntima entre bitumen y las lavas ocoítas en numerosas localidades de toda la extensión de la cuenca del Cretácico inferior, indicando que esta afinidad no responde a un grado de porosidad de las unidades, ya que en la secuencia cretácica existen unidades más porosas que las lavas ocoítas.

Señalan que tanto la pirita como el bitumen actúan como agente reductor, favoreciendo la depositación de minerales de cobre, tales como calcopirita, bornita y calcosina. Además, indican que la presencia de bitumen en las lavas ocoítas sugieren que este metalotecto

pueda tener una extensión significativa, concluyendo que el bitumen es una guía exploratoria para nuevos yacimientos de Cu.

Cisternas et al. (1999): A partir de un análisis geoquímico interpretan que los magmas parentales de las lavas ocoíticas del Cretácico inferior emplazadas en la parte alta de la Formación Pabellón, son derivadas de magmas calcoalcalinos ricos en K de impronta de intraplaca. Demuestran la naturaleza volcánica de estas rocas, ya que antes se les consideraba un filón manto (sill). Profundizan las relaciones texturales y genéticas del migrabitumen hidrotermal, demostrando que su origen es a partir de materia orgánica, la cual fue emplazada previa a la mineralización de cobre. Concluyen que esta asociación bitumen-sulfuros de cobre demarca un metalotecto regional y controlan la evolución global de la cuenca de trasarco.

Haggan et al. (2003): Definieron tres paragénesis minerales según las relaciones texturales y de corte en la andesita perteneciente a la Formación Pabellón, estableciendo así la fase hidrotermal I en donde el flujo del fluido ocurre posterior a la cristalización de las andesitas y con ello la precipitación de clorita, calcita y cuarzo dentro de vesículas y fracturas. La migración del bitumen ocurre en esta etapa, la que se limitó en las andesitas ocoíticas, debido a la ausencia total de cualquier residuo de hidrocarburo dentro de las andesitas. La fase hidrotermal II comprende la precipitación de abundantes de sulfuros de cobre, donde evidencias de corte indican claramente que la introducción de estos fluidos fue posterior al emplazamiento del bitumen. El control más importante de esta mineralización metálica fue la presencia del bitumen, el cual actuó como agente reductor para los fluidos hidrotermales. Finalmente, la fase hidrotermal III se caracteriza por la precipitación de más minerales de ganga, principalmente clorita, calcita y cuarzo.

Cisternas y Hermosilla (2006): Los autores realizaron diferentes análisis en cuatro depósitos estratoligados de cobre a 10 Km al este de la ciudad de Copiapó indicando la existencia de dos eventos hidrotermales formadores de mena: una etapa temprana rica en Fe asociada a la migración y emplazamiento del petróleo desde su roca fuente a lavas porosas, precipitando pirita y fases tempranas de sulfuros. Una etapa tardía rica en cobre donde el pirobitumen indujo la reducción y precipitación de tres subetapas ricas en cobre.

Demostrando la fuerte relación genética y espacial entre el cobre y pirobitumen, siendo este último una herramienta exploratoria en el contexto regional.

Canto (2019): Mediante la observación de muestras de cortes transparentes y pulidos pertenecientes a la Mina Mantos Cobrizos distingue tres eventos de mineralización hipógena y un evento de mineralización supérgena. Una etapa temprana con mineralización de pirita + calcopirita. La etapa principal con presencia de bornita + calcopirita + tetraedrita. Etapa tardía compuesta por bornita + calcosina + digenita. Mientras que la mineralización supérgena se divide en una zona sobre el nivel freático con el desarrollo de minerales oxidados como crisocola + malaquita + atacamita y una zona bajo el nivel freático donde existe un reemplazo de sulfuros de cobre por hematita roja, martitización, goethita, jarosita, oxidación de bornita y covelina en pequeñas cantidades. También define que la alteración presente en la Mina Mantos Cobrizos es propilítica con abundante calcita + clorita + arcillas (illita/esmectita, caolinita/esmectita, clorita/esmectita y sericita). Minerales como cuarzo y albita se presentan también y en menor medida epidota y zeolitas, indicando que los fluidos mineralizantes fueron de baja temperatura (180-200°C).

Herazo et al. (2021): Mediante el estudio de las piritas en depósitos tipo manto como Lorena, Mantos Cobrizos y La Culebra en el norte de Chile se observan concentraciones significativas de Cu, As, Mn, Pb, Tl, Co, Ni, V y Mo, que tienen un rango de ppm hasta niveles porcentuales. La pirita de estos depósitos es caracterizada por un distintivo bajo ratio entre Co/Ni y Co/Cu y valores altos de Ag/Co. Comparado a las piritas del Cretácico de depósitos tipo *Iron Oxide-Apatite* (IOA) e *Iron Oxide Copper Gold* (IOCG) pertenecientes a la provincia metalogénica de la Cordillera de la Costa, presentan diferencias en estas relaciones, siendo interpretadas como resultado en distintos parámetros fisicoquímicos del fluido formador de pirita como es la temperatura, condiciones redox y fuente del metal/sulfuro. Concluyendo que los depósitos mencionados anteriormente se formaron en temperaturas relativamente bajas (100 a 300°C), con condiciones de reducción, y con fuerte componente sedimentario, así el contenido de elementos en pirita puede ser una posible aplicación de herramienta exploratoria en la provincia metalogénica de la Cordillera de la Costa.

## **Capítulo 2: Marco Metalogénico**

### **2.1. Depósitos estratoligados o tipo manto de Cu (Ag)**

Depósitos tipo manto de Cu contienen altos porcentajes de leyes de Cu y son un tipo de depósito relevante a nivel mundial (Wilson y Zentilli, 1999). Generalmente los mantos mineralizados están hospedados en estratos volcánicos o sedimentarios y son en su mayoría controlados por estructuras (Pollard, 2006).

Los depósitos tipo manto se caracterizan por presentar minerales de alteración como calcita, cuarzo, epidota, clorita y zeolita. La alteración presente en estos tipos de depósitos es la alteración propilítica, la cual indica condiciones de baja temperatura de los fluidos mineralizadores. La mineralización está controlada tanto estratigráfica como estructuralmente, depositándose en aquellos estratos permeables (Shen *et al.*, 2020). Estudios señalan que en el norte de Chile, estos depósitos pudieron formarse en un marco geotectónico similar a los depósitos tipo IOCG y pequeños pórfidos cupríferos (Sillitoe, 2003; Tornos *et al.*, 2010).

Su origen es controversial, ya que en un comienzo se propuso un origen singenético (Ruiz *et al.*, 1965, 1971), donde los sulfuros de cobre habrían cristalizado junto a las lavas encajadoras, siendo el principal argumento que las lavas contenían un contenido anómalo de cobre (200-300 ppm Cu). Según Kojima *et al.*, (2009), la teoría singenética es descartada por la existencia de mineralización mucho más joven que las rocas encajantes, y por la ocurrencia de inclusiones fluidas que indican temperaturas del tipo hidrotermal.

Dentro del contexto epigenético, se proponen 2 teorías metalogénicas (Figura 3). La primera sugiere que la formación de estos depósitos se relacionaría a fluidos hidrotermales de origen magmático, lo cual es sustentado por datos isotópicos de azufre y plomo en minerales de cobre primarios, además de la presencia de intrusiones de diques gabroicas a dioríticas, los cuales están íntimamente relacionados con las zonas mineralizadas de geometría tabular, tal como lo observado en los depósitos de Buena Esperanza y Lince-Estefanía (Kojima *et al.*, 2009).

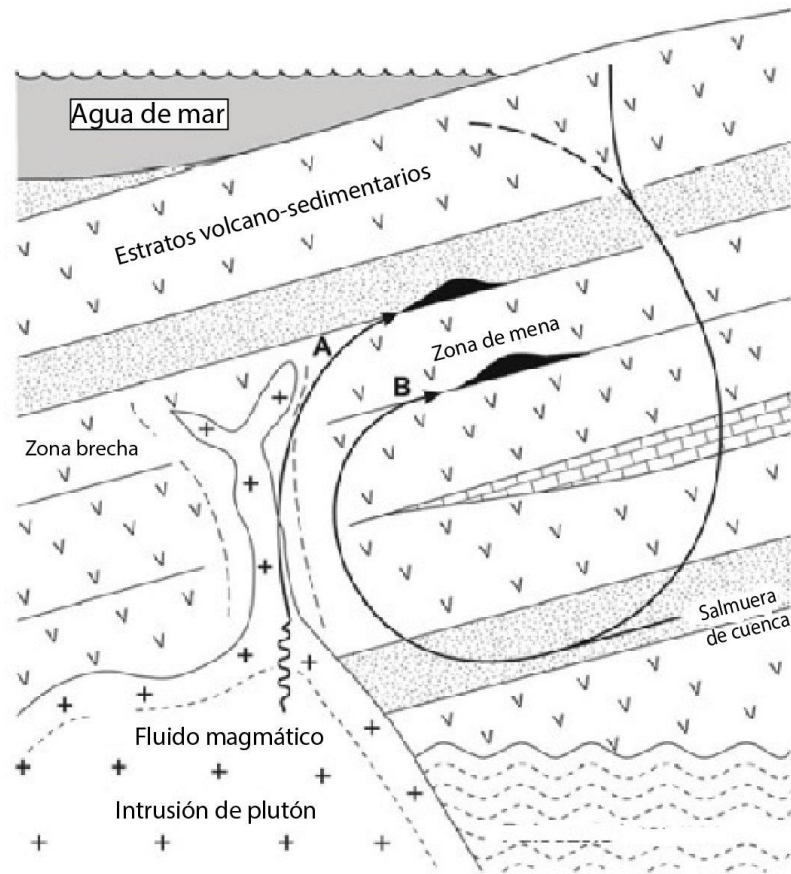


Figura 3. Ilustración esquemática de los dos modelos genéticos propuestos para los depósitos tipo manto en Chile. A: origen por fluidos magmáticos hidrotermales; B: Origen por salmueras de cuenca (Modificado de Kojima *et al.*, 2009).

La segunda teoría apunta a un origen metamórfico, donde secuencias de rocas volcánicas contendrían cobre que posteriormente es lixiviado durante procesos de metamorfismo, concentrando el cobre en sectores donde sea más favorables su depositación como niveles porosos/permeabilidad adecuados, estructuras y/o intrusiones subvolcánicas (Maksaev y Zentilli, 2002). En este sentido datos isotópicos de plomo indican que las menas provendrían desde rocas volcanosedimentarias. La influencia de rocas sedimentarias además se sustenta por datos extremadamente negativos de radios de isotopos de azufre de sulfuros primarios y calcita hidrotermal. Altos radios de  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  en calcita hidrotermal indican influencia de aguas marinas o ricas en carbonatos.

## 2.2. Depósitos tipo manto Cu (Ag) en el mundo

Depósitos tipo manto han sido reconocidos en países fuera de Chile como Irán, China, Alemania, Polonia y E.E.U.U (Maghfouri *et al.*, 2017; Sun *et al.*, 2021; Shen *et al.*, 2020; Borg *et al.*, 2012, Kirkham, 1995) (Tabla 1). Un ejemplo es el llamado depósito de Mari en Irán, el cual presenta un control estructural ligado a fallas, modo de ocurrencia de las menas en vetas, vetillas, diseminada o rellenando amígdalas y una mineralización que se hospeda en secuencias volcanosedimentarias. Su ambiente de formación según diferentes autores es una cuenca de trasarco con un arco continental de ambiente extensional relacionado al *rollback* de la placa Neo-Tethys (Allen *et al.*, 2003 en Maghfouri *et al.*, 2017). Resultados de isotopos de azufre negativos sugieren que los sulfuros se formaron por reducción de sulfato bacteriano dentro de un ambiente reducido (Maghfouri *et al.*, 2017) similar a algunos depósitos tipo manto en Chile del Cretácico inferior (Cisternas y Hermosilla, 2006).

Características similares presenta un depósito en China llamado Hongguleleng (Sun *et al.*, 2021; Shen *et al.*, 2020) el cual presenta altos porcentajes de cobre, una roca de caja que corresponde a una secuencia volcanosedimentaria y está afectada por una alteración propilítica. En este depósito los valores de isotopos de azufre varían entre 0.94-2.59 %, indicando una fuente magmática para los fluidos mineralizadores (Shen *et al.*, 2020). Según datos de isotopos de C-O en calcita, el agua de mar y su interacción con la roca de caja fue esencial en la formación del depósito. Además se estima que el origen del azufre se relaciona a la roca de caja andesítica y al movimiento convectivo de aguas meteóricas (Sun *et al.*, 2021), evidenciando un depósito de origen magmático hidrotermal con interacción de aguas meteóricas.

Los depósitos denominados *Kupferschiefer* en los países de Alemania y Polonia presentan características similares a los depósitos anteriores, con una roca de caja sedimentaria como es la lutita de 0.5 m de potencia, presencia de bitumen y como principales menas de cobre la calcosina, covelina, digenita, calcopirita y bornita. Se sugiere que la mineralización fue generada por diferentes episodios de liberación de fluidos hidrotermales en un ambiente de cuenca sedimentaria extensional (Alderton *et al.*, 2016).

Tabla 1. Comparación geológica entre los depósitos tipo manto en los países de Chile, Irán y China.  
(Modificado de Shen *et al.*, 2020).

Características del depósito	Depósitos tipo manto Chile	Depósitos tipo manto Irán	Depósitos tipo manto China
Edad de la secuencia	Jurásico- Cretácico inferior	Eoceno tardío	Siluriano superior-Devónico inferior
Marco tectónico	Cuenca de tras arco-arco de islas-arco continental.	Arco continental	Arco de islas
Tipo de depósito	Epigenético	Epigenético	Epigenético
Roca de caja	Andesitas, basalto, tobas y estratificaciones volcanoclástica.	Andesita, basalto, arenisca, tobas de lapilli, riolacitas.	Basalto, andesita, brecha de andesita.
Forma del depósito	Estratoligados, vetas	Estratoligados, vetas	Estratoligados, tipo lentes
Modo de ocurrencia	Diseminación, relleno de espacios, vetas	Diseminación, relleno de espacios y vetas	Diseminación y vetas
Menas	Calcopirita, bornita, digenita, calcosina y hematita	Calcopirita, bornita, calcosina y hematita.	Calcopirita, pirita, esfalerita, galena y bornita
Alteración	Propilítica, silicificación, sericitización y carbonatos	Propilítica, sericitización y carbonatos	Propilítica, silicificación

### 2.3. Depósitos tipo manto chileno Cu (Ag)

La Cordillera de la Costa, en la sección norte-centro de Chile, hospeda una gran variedad de depósitos minerales, tales como pórfidos cupríferos, *Iron oxide-apatite* (IOA), Iron oxide cooper gold (IOCG) y estratoligados de Cu (Ag). Estos últimos son la tercera fuente de cobre en Chile (Maksaev y Zentilli, 2002). Estos depósitos se albergan en una franja metalogénica asociada a rocas desde el Jurásico y Cretácico inferior, asociados a fallas de alto ángulo de origen extensional que se reactivaron durante regímenes compresivos en sentido inverso con direcciones que varían entre NE, NW, NNE, NNW y NS (Camus y Castelli, 2019). La distribución de estos depósitos se divide en dos franjas: la del Jurásico de la Cordillera de la Costa de la Región de Antofagasta y la del Cretácico inferior de la porción central de Chile entre la III Región y la Región Metropolitana (Figura 4).

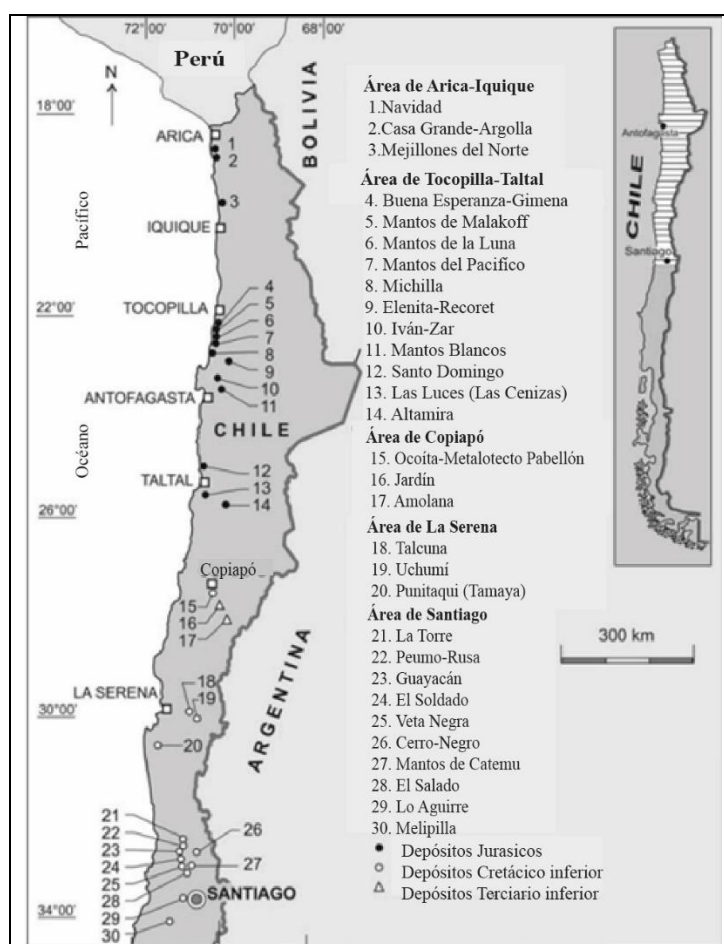


Figura 4. Distribución espacial de los principales depósitos tipo manto en el norte de Chile (Compilado desde Sato, 1984; Camus, 1990, Maksaev *et al.*, 2007, en Kojima *et al.*, 2009).

En la primera franja, los depósitos se hospedan en rocas volcánicas de la Formación La Negra (Jurásico), constituida por basaltos y andesitas las cuales corresponden a un arco continental en un ambiente extensional y transtensional (Dallmeyer *et al.*, 1996). Las zonas mineralizadas se localizan alrededor de cuerpos intrusivos subvólcanicos como gabros, dioritas, andesitas (ocoítas), los cuales no presentan mineralización económica relevante. En general los cuerpos mineralizados presentan geometrías estratiformes, lentes, tabulares irregulares y como chimeneas de brechas. Ejemplo de depósitos de esta franja son: Buena Esperanza, Juárez, Mantos Blancos, Mantos del Pacífico, Mantos de la Luna, Santo Domingo y Susana.

En la segunda franja, los depósitos se hospedan en rocas volcánicas del Cretácico inferior, entre la Región de Atacama y la Región Metropolitana, las cuales se asocian a lavas o brechas de andesita, basaltos, riolitas, dacitas y traquitas. Los cuerpos mineralizados son cuerpos irregulares o estratiformes. En esta misma franja, en la última década se ha descubierto mineralización de cobre asociada a pirobitumen, lo que se considera un factor clave en depósitos tipo manto del Cretácico inferior. Ejemplo de depósitos de esta franja son: El Soldado, Lo Aguirre y Mantos Cobrizos (Maksaev y Zentilli, 2002).

### 2.3.1. Metalotecto Ocoíta Pabellón

Unos 15 km al noreste a la ciudad de Copiapó, ocurre un grupo de pequeños depósitos tipo manto correspondientes a la segunda franja de depósitos estratoligados (Figura 5), los cuales se encuentran hospedados en lavas andesíticas que presentan plagioclasas de gran tamaño (ocoíta), las cuales además son ricas en hidrocarburos del Cretácico inferior, denominados por sus características geológicas como “Metalotecto Ocoíta Pabellón” (Cisternas *et al.*, 1999).

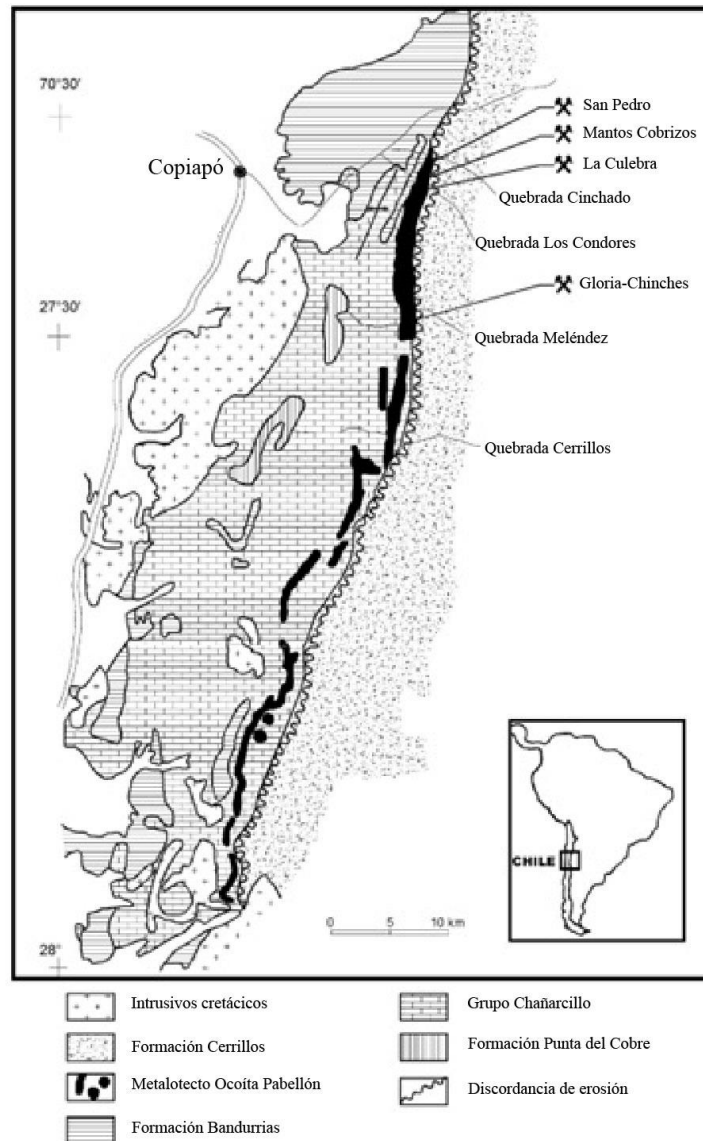


Figura 5. Mapa geológico de unidades cretácicas cercanas a Copiapó. (Modificado de Sergerstrom, 1968 en Cisternas y Hermosilla, 2006).

La existencia de estos hidrocarburos se origina durante el desarrollo de la cuenca de trasarco del Cretácico donde secuencias orgánicas se depositaron tanto en el centro como norte de Chile; el posterior enterramiento generó los hidrocarburos. El progresivo aumento del calor en la zona por el acortamiento de la corteza continental generó la maduración y formación de pirobitumen, la circulación de fluidos hidrotermales ya sea de origen hidrotermal o metamórfico provocó la movilización del pirobitumen a la sección superior de las secuencias volcánicas del Cretácico inferior (Cisternas y Hermosilla, 2006). Estas secuencias volcánicas donde se hospeda la mineralización se extienden por al menos 70 km a lo largo de la cuenca de Atacama del Cretácico inferior con una potencia que va de los 200 a 300 m, las rocas de caja de estos depósitos corresponden a lavas porfídicas y tobas pertenecientes a la Formación Pabellón donde su principal característica es textural, con un porcentaje de fenocristales de 25-40% de plagioclasas, sus vesículas son rellenas por calcita, cuarzo, feldespato potásico, clorita, hidrocarburos sólidos y sulfuros de cobre en las áreas mineralizadas.

Los eventos mineralizadores del metalotecto se dividen en un evento mineralizador temprano rico en Fe y un evento tardío rico en Cu (Cisternas y Hermosilla, 2006). La etapa temprana está caracterizada por la presencia de magnetita, pirita, calcopirita y en algunos casos bitumen. Una etapa de enriquecimiento secundario tanto hipógeno como supérgeno ocurre, donde la mineralización hipógena contiene minerales como calcopirita, bornita, tetraedrita, calcosina y digenita. Finalmente la mineralización supérgena contiene minerales como hematita, crisocola, malaquita y atacamita (Canto, 2019; Kojima *et al.*, 2003).

## **Capítulo 3: Marco geológico regional**

### **3.1. Evolución geológica**

Durante el Carbonífero superior el margen suroccidental de Gondwana corresponde a un margen continental activo con altas tasas de convergencia (Vilas y Valencio, 1978 en Charrier *et al.*, 2007), el magmatismo tuvo actividad en un periodo comprendido entre el inicio de la subducción (330-270 Ma) y el inicio de la orogenia San Rafael (Hervé *et al.*, 2014). Este magmatismo debió comenzar después del emplazamiento de los plutones misisipienses y la extrusión de volúmenes menores de volcanismo tipo *Mid Ocean Ridge Basalt* (MORB) que posteriormente serían parte del arco Gondwánico (Astini *et al.*, 2009 en Oliveros *et al.*, 2020). El fin de este ciclo es marcado por la orogenia San Rafael que deformó gran parte de las unidades de los batolitos y unidades sedimentarias (Kleiman y Japas, 2009). La orogenia habría sido iniciada por una colisión continental, pero estudios recientes indican que puede estar relacionado a una subducción plana (Kleiman y Japas, 2009).

Posteriormente, durante el ciclo pre andino (285-248 Ma), unidades magmáticas del Grupo Choiyoi son interpretadas como resultado de fusión de corteza o reciclaje extensivo, gatillado por un emplazamiento basáltico en un régimen tectónico extensional (Hervé *et al.*, 2014). A finales de esta actividad magmática otro episodio de magmatismo ocurrió durante el Triásico temprano a medio precediendo el desarrollo de *rifting* y con ello cuencas intracontinentales de dirección NW (Martínez, 2005), sugiriendo un margen pasivo. Se han reconocido cuencas relacionadas a subducción tanto en el antearco como trasarco (Suarez y Bell, 1992). El magmatismo y la geometría de las cuencas sugieren que este periodo estuvo dominado por una subducción donde el progresivo aumento del ángulo y el desarrollo de un *slab roll back* de la placa oceánica podría haber gatillado el dominio extensional posterior a la fase San Rafael (Oliveros *et al.*, 2020).

Durante el Jurásico superior, el margen occidental de Sudamérica tenía características de un margen continental activo, con una subducción oblicua de componente extensional a transtensional (Ramos, 2009; Rossel *et al.*, 2013). El régimen extensional estuvo caracterizado por el desarrollo tanto de un arco magmático de orientación NS y al este una cuenca de trasarco (Figura 6). Este ambiente extensional fue generado por el desacople de

una fría y antigua placa oceánica desde la placa continental. Este desacople indujo a un *slab roll back* con una subducción tipo “Mariana” (Uyeda, 1987), favoreciendo el adelgazamiento cortical y volcanismo (Charrier *et al.*, 2007).

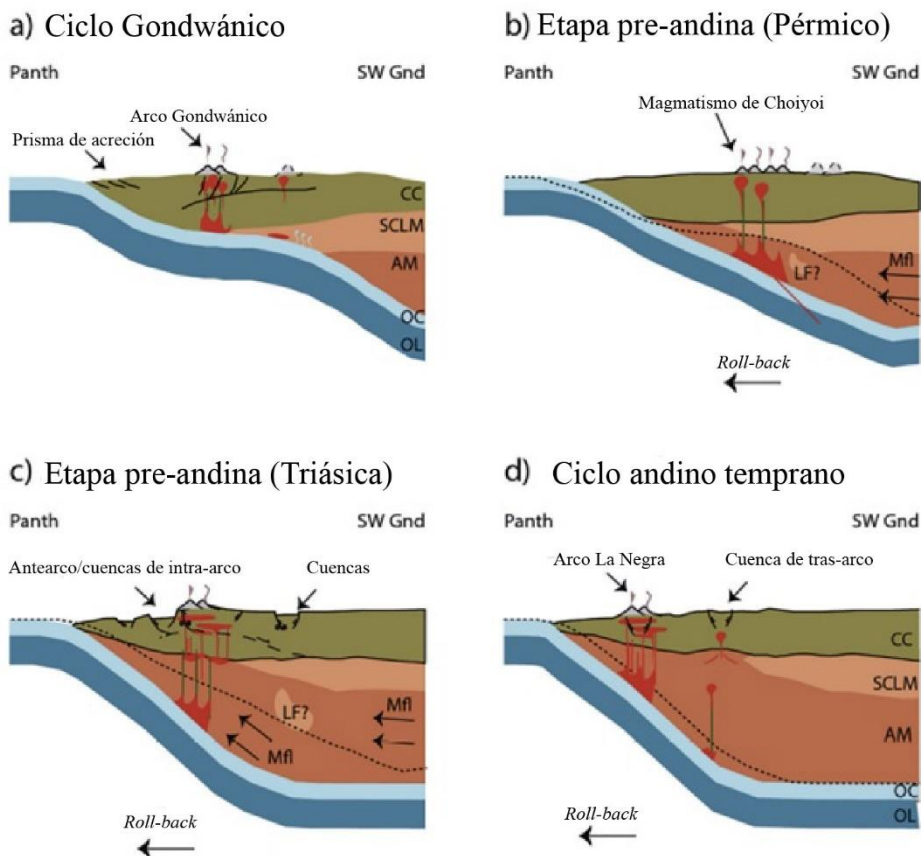


Figura 6. Configuración tectónica y paleogeográfica propuesto en el margen SW de Gondwana. A) Fin del ciclo gondwánico, durante el Carbonífero y Pérmico inferior, b) Etapa pérmica pre andina, *slab roll back* provoca adelgazamiento cortical, c) Etapa triásica pre andina donde *slab roll* se incrementa y genera extensión, d) etapa temprana del ciclo andino. Path: Océano Panthalassa, SW Gnd: Suroeste del continente de Gondwana, Mfl: Flujo de manto astenosférico, LF: Hundimiento astenosférico, OC: Corteza oceánica, OL: Manto litosférico oceánico, CC: Corteza continental, SCLM: Manto litosférico subcontinental, AM: Manto astenosférico (Modificado de Oliveros *et al.*, 2020).

En la región de Atacama, el arco volcánico está representado por las formaciones La Negra y Punta del Cobre, las cuales presentan afinidades calcoalcalinas a toleíticas propias de magmatismo relacionado a subducción (Scheuber y González, 1999), mientras que la cuenca de trasarco sería rellenada por 4000 m de sedimentos marinos y continentales. Este periodo comprendido entre el Jurásico superior y el Cretácico inferior puede ser dividido en dos etapas: (1) actividad magmática en el arco y el desarrollo del primer ciclo marino de transgresión-regresión en la cuenca del trasarco (Charrier *et al.*, 2007) y (2) segunda etapa caracterizada por una reducida actividad magmática en el arco y un segundo ciclo marino

de transgresión-regresión en la cuenca de trasarco (Charrier *et al.*, 2007). Finalmente, a partir del Cenomaniense el régimen tectónico cambia a uno predominantemente transtensional (Brown *et al.*, 1993, en del Real *et al.*, 2018).

Durante el Aptiense las condiciones marinas cesaron y la cuenca de Atacama fue rellenada con 4500 m de secuencias continentales de conglomerados, areniscas y lavas formando parte de la Formación Cerrillos. Posteriormente durante el Cretácico superior se produjo una inversión tectónica debido a un cambio del ambiente transtensional a uno transpresional por el rápido acoplamiento entre las placas (Vaughan, 1995, en Cisternas y Hermosilla, 2006) generando así una subducción tipo Chilena (Uyeda, 1987). La compresión generó una inversión de la cuenca y un alzamiento de las formaciones del Jurásico superior y Cretácico inferior (Charrier *et al.*, 2007; Ramos, 2009).

En el Campaniano-Maastrichtiano (80-65 Ma) la depositación se reanudó con una sucesión de sedimentos, lavas e ignimbritas pertenecientes a la Formación Hornitos (Cornejo y Mpodozis, 1996, en Arévalo, 2005a), los cuales son simultáneos a la progresiva migración del arco hacia el este. De manera discordante, se sobreponen estratos de la Formación Venado que marcan el inicio de una fase de vulcanismo explosivo a partir del Paleoceno (Arévalo, 2005a). Desde el Mioceno medio hasta el Plioceno se depositan extensas cubiertas de sedimentos aluviales, coluviales y fluviales (Gravas de Atacama, depósitos aluviales y coluviales antiguos). Los depósitos se formaron durante un periodo de agradación regional a gran escala, provocado por el alzamiento del Altiplano, en los inicios del proceso de disminución del ángulo de subducción entre los 28° y 33° (Mpodozis *et al.*, 1995 en Arévalo, 2005a).

## 3.2. Unidades estratificadas

### 3.2.1. Formación Punta del Cobre (Jurásico superior-Valanginiano inferior) (Segerstrom y Ruiz, 1962)

#### Definición y distribución:

Corresponde a una secuencia volcánica y sedimentaria de una estratificación gruesa, en la Carta de Copiapó afloran en dos sectores: al sur en los flancos del valle del río Copiapó y de la quebrada Paipote y al norte en laderas este y norte de la quebrada Los Fierros (Figura 8). Sobreyacen concordantemente a los estratos de la Formación La Negra y subyace concordantemente a la Formación Abundancia perteneciente al Grupo Chañarcillo (Arévalo, 2005a) (Figura 7).

#### Litología y edad:

En afloramientos meridionales, se expone en bloques yacentes y colgantes de la Falla Paipote. En el sector del bloque yacente se expone una secuencia exclusivamente volcánica de 150 a 200 m de espesor con lavas andesíticas con gran continuidad, donde se emplazan domos y lavas domo dacíticas y una sección superior clástica y volcánica de 130 a 150 m de espesor, de brechas macizas asociadas a pliegues sinsedimentarios, lutitas laminadas rojas y coladas de lavas lenticulares andesítico-basálticas con *pillows* (Arévalo, 2005a).

No existen datos paleontológicos que otorguen una edad a la formación en la Carta Copiapó. En otras cartas, como la Carta de Los Loros (Arévalo, 2005b) al suroeste de Nantoco y en niveles superiores de la unidad se recolectaron ammonites asignados al Valanginiano superior (Corvalán en Segerstrom *et al.*, 1963). Antecedentes paleontológicos indican un rango de edad para la Formación Punta de Cobre del Jurásico superior-Valanginiana inferior. Dataciones de U-Pb en circones de los miembros superiores de la Formación Punta del Cobre otorgan una edad de  $132.4 \pm 2.9$  Ma (del Real *et al.*, 2018).

### **3.2.2. Grupo Chañarcillo**

Definido por Segerstrom y Parker (1959) corresponde a una sucesión, de abajo hacia arriba, de las formaciones Abundancia, Nantoco, Totoralillo y Pabellón, las cuales son interpretadas como sucesiones *syn-rift* del trasarco (Arévalo, 1999).

#### **3.2.2.1. Formación Abundancia** (Valanginiano superior) (Biese-Nickel In Hoffstetter *et al.*, 1957)

##### Definición y distribución:

Corresponde a una serie calcáreo-arenosa de 200 m de espesor, representada por la acumulación de turbiditas y volcanoclásticas de grano fino acompañadas por precipitación carbonatada en ambiente submareal profundo. Los afloramientos se distribuyen cercanos a la mina Abundancia y los afloramientos que presentan las mejores características se sitúan en la quebrada Meléndez (Figura 8). Es cubierta concordantemente por calizas de la Formación Nantoco mientras que sobreyace de manera concordante a la Formación Punta del Cobre (Figura 7).

##### Litología y edad:

La secuencia está conformada por calcilitas y grauwakas verdes con estructuras de flares y seudonódulos hacia la parte baja de la formación. Se disponen en capas continuas, en la parte basal y media de la secuencia, se intercalan con capas de volcarenitas verdes oscuras de grano fino a muy grueso (Arévalo, 2005a).

Mediante información fósil en fangolitas cercanas al techo de la formación, en quebrada Meléndez, como también en la base de la formación cercana a la mina Manto Verde, se le asignó una edad Valanginiana superior temprana a esta formación (Arévalo, 2005a).

### 3.2.2.2. Formación Nantoco (Hauteriviano) (Biese-Nickel In Hoffstetter *et al.*, 1957)

#### Definición y distribución:

Secuencia monótona de calizas grises de espesor variable entre 600 y 1200 m, se distribuyen cercanos al norte de la quebrada Meléndez y quebrada Cinchado donde lateralmente son muy continuos (Figura 8). El miembro superior es lateralmente continuo hasta desaparecer en la sierra Ladrillo. Se apoya en concordancia sobre la Formación Abundancia y subyace a las rocas de la Formación Totoralillo. (Arévalo, 2005a) (Figura 7).

#### Litología y edad:

Su litología es distribuida en dos miembros. El miembro inferior (Kin 1) está formado por 600 a 1000 m de calcilutitas y calcilutitas limosas en capas, comunes en la sección media inferior de la secuencia, que culmina con un nivel persistente de calcarenitas bio e intraclásticas, facies de areniscas rojas y conglomerados bien estratificados (Kin 1a) engranan con las calizas del miembro inferior desde la quebrada Meléndez hacia el norte. Mientras que el miembro superior (Kin 2) alcanza 200 m de espesor, formado por calcilutitas negras finamente laminadas y calcarenitas amarillentas (Arévalo, 2005a).

Presencia de ejemplares de *Crioceratites (C.) schlagintweiti* (Giovine) indican una edad del Hauteriviano superior bajo. La presencia de estos ammonites en la sección alta de la formación y la presencia de edades del Valangiano superior en la subyacente Formación Abundancia y de Barremiano inferior en la suprayacente Formación Totoralillo, permiten designar una edad Hauteriviana a la Formación Nantoco (Arévalo, 2005a).

### **3.2.2.3. Formación Totoralillo** (Barremiano) (Biese-Nickel In Hoffstetter *et al.*, 1957)

#### Definición y distribución:

Corresponde a una secuencia de calcilitas con buena estratificación y de colores grises claros a amarillentos. Su espesor varía entre los 170 a 250 m, pero al norte de la quebrada Los Cóndores disminuye hasta convertirse a la altura de la quebrada Cinchado en solo 75 m de calizas margosas amarillentas (Figura 8). La formación sobryace de manera concordante a la Formación Nantoco e infrayace de la misma manera por las rocas de la Formación Pabellón (Figura 7).

#### Litología y edad:

Las calcilitas se presentan en ciclos de grano y estrato crecientes de calcilitas con laminación plana milimétrica, mientras que, en la base, gradan a calcilitas arenosas con intercalaciones de calcilitas bioclásticas en capas macizas hacia el techo (Arévalo, 2005a).

La presencia de fauna fósil proveniente de la localidad al sureste de la mina Chañarcillo confirma la presencia de Barremiano inferior en la Formación Totoralillo (Mourgues, 2001 en Arévalo, 2005a).

### **3.2.2.4. Formación Pabellón** (Barremiano superior-Aptiano) (Biese-Nickel In Hoffstetter *et al.*, 1957)

#### Definición y distribución:

Corresponde a una secuencia arenosa de 450 a 700 m de espesor, se distribuyen en la sierra Checo de Cobre y más al norte a la altura de la quebrada Paipote (Figura 8). Yace en concordancia sobre las rocas de la Formación Totoralillo, está cubierta en relación de concordancia por la Formación Cerrillos, aunque en sectores donde intruyen clastos de ocoítas implican también un contacto de tipo erosivo entre las formaciones (Arévalo, 2005a) (Figura 7).

### Litología y edad:

La base está formada por calcilitas grises claras a amarillentas y calcilitas bioturbadas bien estratificadas. Más hacia arriba se intercalan bancos mucho más potentes de calcarenitas y calciruditas bioclásticas. En la sección basal se presentan capas intercaladas de fangolitas montmorilloníticas negras derivadas de desvitrificación siendo esta la capa guía de la base de la formación.

Datos de ejemplares de ammonites recolectados en las capas basales de la formación fueron asignados por Mourgues (2001, en Arévalo, 2005a) a una edad del Barremiano superior, mientras que Pérez *et al.* (1990, en Arévalo, 2005a) observa la presencia de *Parahoplites* gr. *Nutfieldiensis* (J. Sowerby) con una edad Aptiana superior temprana, así se permite asignar a la Formación Pabellón una edad Barremiano superior-Aptiana superior temprana.

### **3.2.3. Formación Bandurrias (Hauteriviano-Aptiano inferior) (Segerstrom, 1960)**

#### Definición y distribución:

Corresponde a una secuencia volcánica sedimentaria, se distribuye en la parte central de Carta Copiapó como una franja continua de orientación NNE desde el valle del río Copiapó por el sur, hasta el Portezuelo del Inca por el norte y hacia el este del contacto intrusivo con los plutones La Brea y La Borracha (Arévalo, 2005a).

#### Litología y edad:

La secuencia se distribuye por una sección basal de aproximadamente 520 m de espesor, compuesta por brechas y conglomerados matriz soportados en las cuales se intercalan coladas de lava andesíticas, areniscas de colores gris a rojizos con estratificación gruesa (Kib 1) y en la sección media un horizonte fosilífero lenticular de areniscas y fangolitas rojas (Kib 1a) además de una sección media volcánica de 450 m de espesor de lavas andesíticas rojas de gran continuidad, y una sección superior de 200 m de espesor de areniscas rojas con estratificación plana paralela, cruzada plana y en cuenca con intercalaciones de paraconglomerados bien estratificados y coladas de lava andesíticas. Toda la secuencia incluye intercalaciones lenticulares de calizas ferruginosas y fangolitas rojizas.

Mourgues (comunicación escrita, 2004, en Arévalo, 2005a) precisa la edad de los estratos debido a la presencia de *Paranciloceras* gr. *domeykanus* asignando una edad Barremiano tardía-Aptiano inferior. La relación concordante de la Formación Bandurrias sobre la Formación Abundancia, de edad Valanginiana superior y la Barremiana tardía-Aptiana temprana de las capas rojas con *Paranciloceras* gr. *domeykanus*, permiten asignar a la formación un rango de edad que va entre el Hauteriviano y el Aptiano inferior.

#### **3.2.4. Formación Cerrillos (Albiano-Turoniano) (Segerstrom y Parker, 1959)**

##### Definición y distribución:

Serie clástica volcánica continental, de 4000 m de espesor, se distribuyen en una franja de orientación norte-sur a noreste de 8 km de ancho, continua desde el llano de Llampos, desde el norte, hasta la quebrada Cachiyuyo por el sur (Figura 8). Yace en discordancia de erosión sobre los estratos de la Formación Pabellón y es cubierta en discordancia angular por estratos de la Formación Hornitos (Arévalo, 2005a) (Figura 7).

##### Litología y edad:

Se constituye por una unidad clástica compuesta en la base por 800 m de areniscas bien estratificadas hasta el techo de la formación donde se exponen brechas y conglomerados en la cual se intercalan de manera aislada coladas andesíticas-basálticas. Las areniscas basales (Segerstrom y Parker, 1959) son de colores verde rojizas, con granulometría media muy gruesa y se presentan estratificadas en capas con gradación normal e inversa normal con intercalaciones de paraconglomerados este nivel termina con 160 m de fangolitas rojas y caliza amarillas. Las brechas y conglomerados constituyen capas macizas, lateralmente continuas las cuales presentan gradación inversa normal. Los clastos son volcánicos andesíticos, de tamaños decimétricos a métricos con una matriz correspondiente a una brecha fina de mala selección (Arévalo, 2005a).

Según relaciones de contacto es posible obtener una edad estimada con las unidades infra y suprayacentes. La edad mínima de la suprayacente Formación Pabellón es Aptiana superior y la edad de la Formación Hornitos que sobreyace es Campaniana-Maastrichtiana. Según dataciones de U-Pb, esta unidad tiene una edad entre  $110.7 \pm 1.7$  y  $99.7 \pm 1.6$  Ma en la sección inferior y unos  $69.5 \pm 1.0$  Ma en la sección superior (Maksaev *et al.*, 2009).

### **3.2.5. Gravas de Atacama** (Mioceno medio) (Montimer, 1973)

#### Definición y distribución:

Se define como una unidad de gravas polimícticas, mal a medianamente consolidadas con niveles de cenizas intercaladas, que se reconocen como terrazas remanentes. Su extensión es amplia desde la Precordillera de Atacama, entre la franja de Maricunga y la Cordillera de la Costa. En la carta Copiapó se reconocen en las laderas del río Copiapó, en el llano de Llampos y en nacientes de la quebrada Meléndez (Figura 8). Cubre en general a unidades pre miocenas mientras que su techo lo constituye una superficie de *piedmont* la que en ciertos lugares es cubierta por las ignimbritas de San Andrés (Clark *et al.*, 1967. en Arévalo, 2005a).

#### Litología y edad:

Se conforman por gravas y ripios mal consolidados, de mala a moderada selección, polimíctica, y frecuentemente distinto a la composición de las rocas de los sustratos. Su matriz se compone de arenas, limos o arcillas.

Se han obtenido edades K-Ar en distintos niveles de cenizas que se intercalan en estas gravas, definiéndose una edad entre 12 y 15 Ma (Clark *et al.*, 1967. en Arévalo, 2005a). Otras edades entre 9 y 10 Ma se han obtenido en ignimbritas ubicadas por sobre el nivel de pedimentación. Por otra parte, se han determinado edades en ignimbritas que subyacen a gravas similares en la Hoja Salar de Maricunga, las cuales varían entre 17 y 15 Ma (Cornejo *et al.* 1998). Estas edades permiten asignar a las Gravas de Atacama una edad miocena media.

### **3.2.6. Depósitos Aluviales** (Cuaternario)

Corresponden a depósitos no consolidados de ripios, gravas y arenas mal clasificadas, que han sido transportados como flujos gravitacionales y que ocupan laderas de baja pendiente y rellenan quebradas (Figura 8). Separados en depósitos aluviales activos e inactivos, los primeros son volumétricamente más relevantes y constituyen mantos extendidos lateralmente que componen el relleno de quebradas y anchos valles como los de las pampas Los Morados y Medanosa y llano de Llampos. Son de medianamente consolidados a no consolidados. Los depósitos activos corresponden a gravas y ripios no

consolidados, de baja selección, que rellenan cursos disecados en los depósitos anteriores (Arévalo, 2005a).

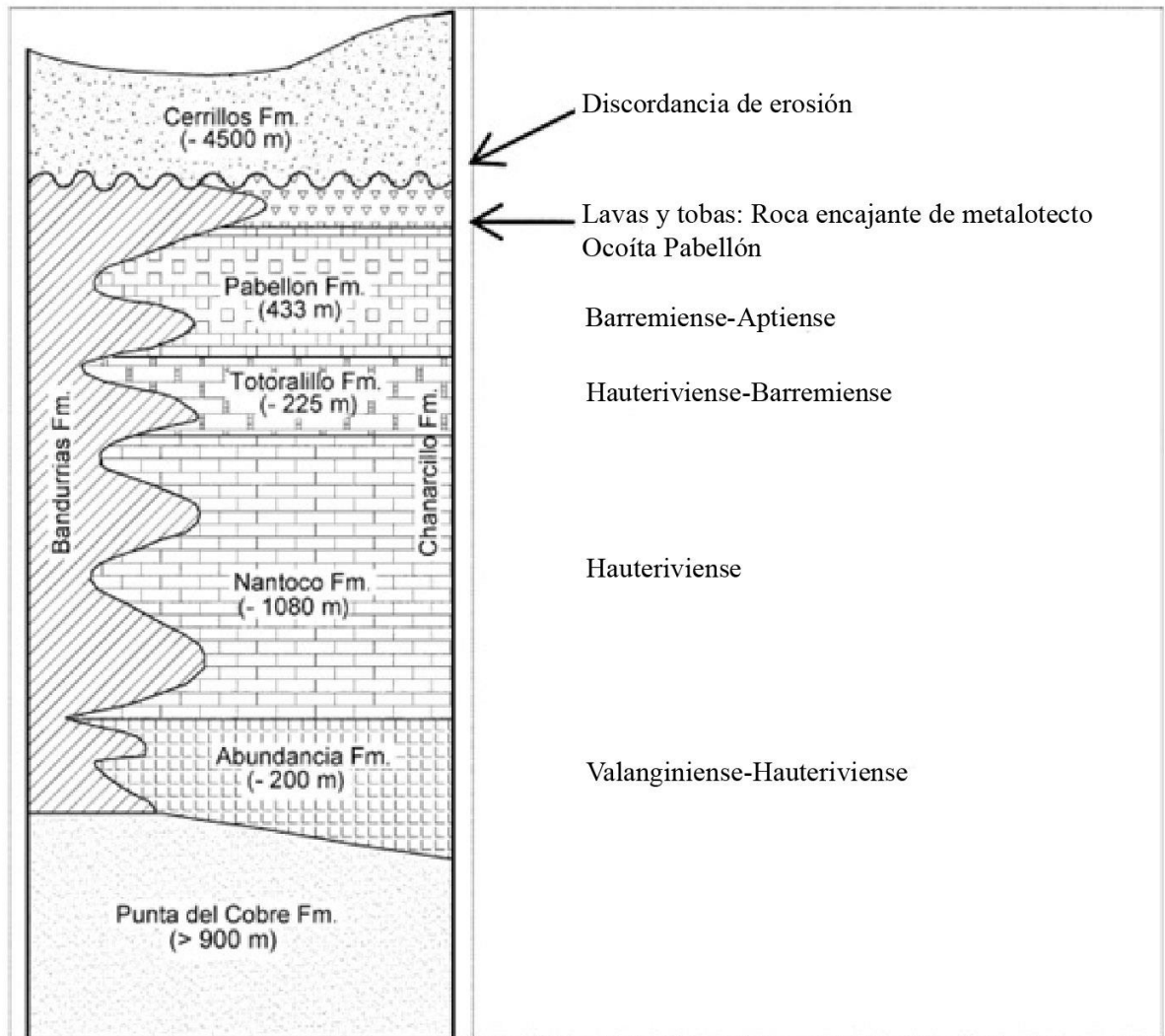


Figura 7. Columna estratigráfica esquemática que incluye formaciones del Cretácico Inferior y sus relaciones de contacto en el área de Copiapó (Modificado de Marschik y Fontboté, 2001, en Cisternas y Hermosilla, 2006).

### **3.3. Unidades Intrusivas**

#### **3.3.1. Intrusivos hipabisales dioríticos porfídicos de clinopiroxeno y olivino**

(Cretácico inferior alto)

##### Definición y distribución:

Corresponden a una serie de intrusivos de composición intermedia a básica y de geometría tabular que se emplazan como cuerpos concordantes y forman filones mantos individuales y enjambres de filones mantos. Se distribuyen intruyendo de preferencia a las formaciones superiores del grupo Chañarcillo y en la sección alta de la Formación Bandurrias, igualmente el lacolito emplazado en el contacto entre las formaciones Punta del Cobre y Abundancia también es parte de esta unidad (Arévalo, 2005a).

##### Litología y edad:

Están formados por pórfidos microdioríticos de clinopiroxeno y olivino y microgabros de mineralogía similar. La plagioclasa varía entre andesina y labradorita. En aquellas que se presenta masa fundamental más fina su textura es traquítica. También se incluye en esta unidad un filón manto emplazado en la Formación Pabellón.

No existen dataciones radiométricas para asignar una edad absoluta a esta unidad. Pero una edad K-Ar de  $77 \pm 3$  Ma obtenida en ocoítas de la sierra Punta del Diablo siendo su edad mínima. Se le considera una edad Cretácico inferior alto debido a que el filón manto ocoítico posdata a calizas huéspedes del Barremiano-Aptiano y (Formación Pabellón) y predata a rocas de la Formación Cerrillos, la cual incluye clastos de ocoítas.

#### **3.3.2. Stocks dioríticos de piroxeno, anfíbola y biotita (86-68 Ma)**

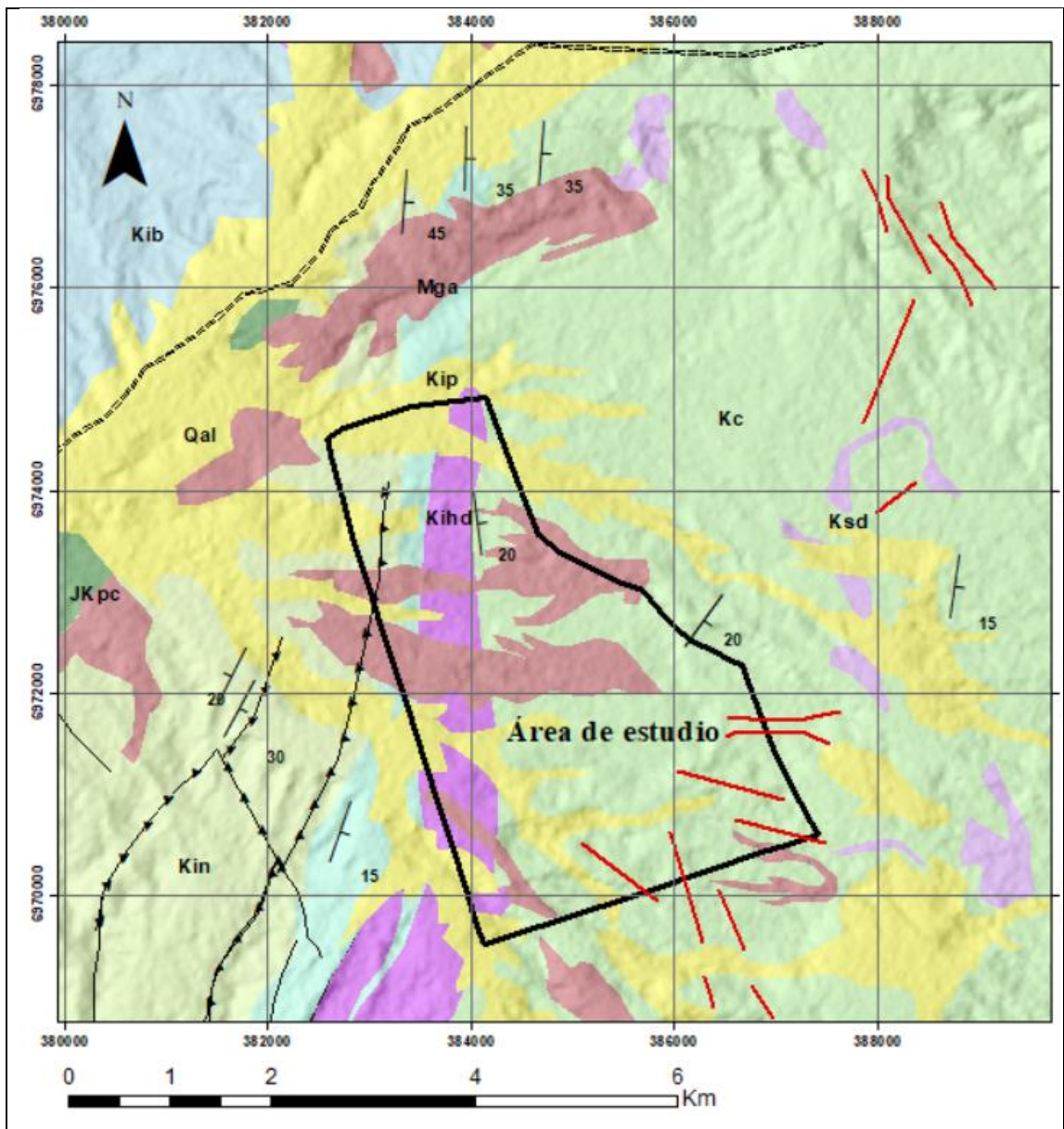
##### Definición y distribución:

Corresponde a una serie de intrusivos básicos de menor extensión y geometría variada (stocks, cuerpos irregulares, apófisis menores, diques y filones mantos) la cual intruye a la Formación Cerrillos en distintos niveles de erosión en una franja noreste, desde la quebrada Paipote hacia el sur de la Carta Copiapó (Arévalo, 2005a).

Litología y edad:

Están conformados por dioritas, pórfidos dioríticos y monzodioritas subordinadas de clinopiroxeno, hornblenda y biotita de grano fino a medio y color verde oscuro.

Edades de  $83\pm 6$  Ma se han obtenido mediante dataciones K-Ar en anfíbulas de rocas dioríticas. Mientras que otras dataciones Ar-Ar en anfíbola, indican una edad de  $86\pm 6$  Ma. Por otro lado, dataciones Ar/Ar y K-Ar indican edades de  $67\pm 0,5$  Ma y  $68\pm 2$  respectivamente, sugiriendo que los intrusivos podrían alcanzar hasta el Cretácico Superior alto (Arévalo, 2005a).



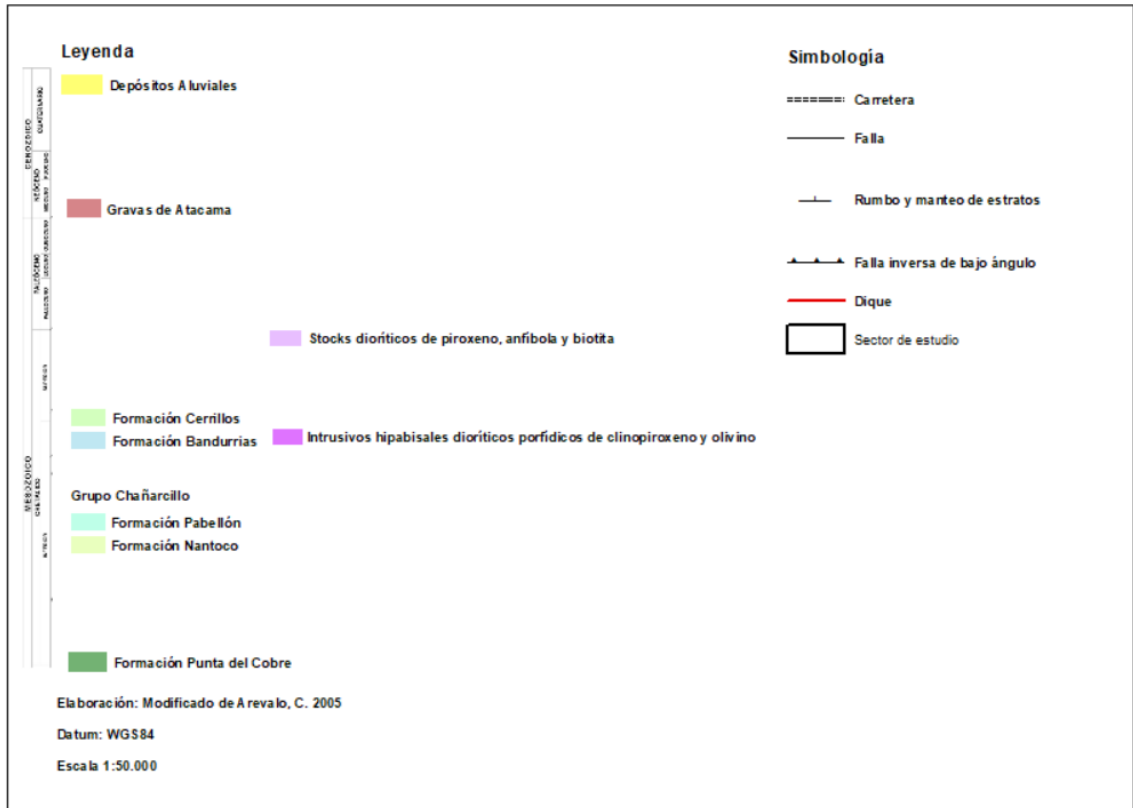


Figura 8. Mapa Geológico modificado de la Carta Copiapó JKpc: Formación Punta del Cobre. Kin: Formación Nantoco. Kip: Formación Pabellón. Kib: Formación Bandurrias. Kc: Formación Cerrillos. Kihd: Intrusivos hipabisales porfídicos de clinopiroxeno y olivino. Ksd: *Stocks* dioríticos de piroxeno, anfíbola y biotita. Mga: Gravas de Atacama. Qal: Depósitos Aluviales (Modificado de Arévalo, 2005a).

### **3.4. Geología estructural regional**

#### **3.4.1. Sistema de Falla de Atacama**

El Sistema de Falla de Atacama (SFA) es una de las estructuras más importantes en el antearco de los Andes Centrales (Scheuber y González, 1999). Corresponde a un sistema de fallas interconectadas de manera paralela, compuesto por fallas subverticales de rumbos NS a NW, formadas por movimientos de rumbo sinistral con una menor componente extensional (Scheuber y Andriessen, 1990). Esta cinemática ha sido atribuida a la convergencia oblicua de dirección SE de la placa *Phoenix*, la que subductaba bajo la placa Sudamérica durante el Mesozoico (Scheuber y Andriessen, 1990; Scheuber y González, 1999). El SFA se extiende por cerca de 1000 km entre la ciudad de Iquique (21°S) y La Serena (30°S).

Scheuber y González (1999) describen cuatro etapas de deformación a lo largo del SFA: (1) la primera etapa (195-155 Ma) resulta en un acortamiento de rumbo NW-SE con un movimiento de rumbo sinistral dentro del arco (Figura 9a). (2) La segunda etapa (160-150 Ma) el emplazamiento de grandes volúmenes de magma en el arco fue acompañado por una extensión del propio arco (Figura 9b). (3) Durante la tercera etapa (155-140 Ma) la extensión NS fue reemplazada por una extensión oblicua evidenciada en la intrusión de dos sets de diques, los primeros de tendencia NE-SW indican un desacople de las placas con un régimen de subducción de bajo stress y los segundos diques de tendencia NW-SE indican un acople de las placas con un régimen de subducción de alto stress (Figura 9c). (4) Finalmente, la cuarta etapa muestra un movimiento sinistral a lo largo del SFA indicando un alto grado de acople en un régimen de subducción de alto stress (Figura 9d).

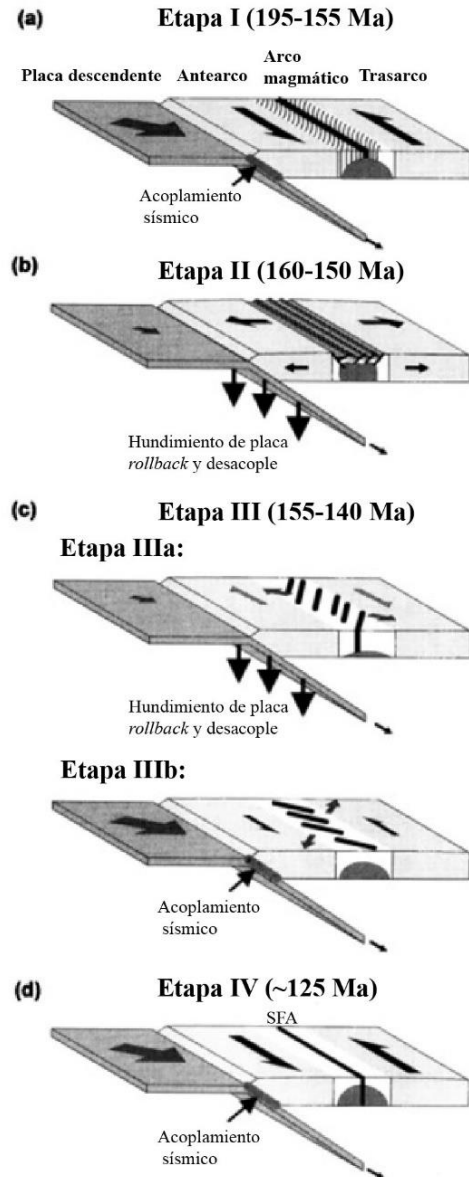


Figura 9. Modelo de evolución tectónica entre el Jurásico-Cretácico inferior del arco en el norte de Chile y el régimen de subducción inferido (Modificado de Scheuber y González, 1999).

El SFA se divide en tres segmentos distintivos: al norte el segmento Salar del Carmen, en el centro el segmento Paposos y al sur el segmento El Salado (Scheuber y Andriessen, 1990). El segmento El Salado se extiende por 490 Km desde Taltal hasta La Serena y contiene deformación dúctil, la cual transicionó a una deformación frágil con un magmatismo de arco en declive. El cese del deslizamiento se produjo cuando el arco se enfrió y migró hacia el este, hace 116-99 Ma (Seymour *et al.* 2020). La cinemática de las fallas es predominantemente de rumbo sinistral con una orientación de rumbo NNW y de manteo subvertical (Seymour *et al.* 2021).

### 3.4.2. Geología estructural en la Cuenca Chañarcillo

La cuenca Chañarcillo corresponde a una cuenca de trasarco de ambiente extensional que posteriormente debido a la orogenia incaica desarrolló una inversión tectónica. Mientras que los episodios de deformación compresiva son generalmente asumidos que ocurran entre los 93 a 80 Ma (Arévalo, 1999), diferentes estilos de estructuras han sido observados en esta cuenca. Las geometrías estructurales incluyen sistemas de dominós extensionales (Mpodozis y Allmendinger, 1993, en Martínez *et al.*, 2013), *fold and thrust belt* con vergencia al oeste, evidencia de transpresión y un anticlinal con vergencia hacia el este denominado como anticlinal de Tierra Amarilla (Arévalo y Mpodozis, 1991, en Martínez *et al.*, 2013).

Martínez *et al.* (2013) proponen que la cuenca Chañarcillo fue estructuralmente controlada por un deslizamiento hacia el oeste del hemi-graben posiblemente desarrolladas a lo largo de zonas de debilidad de la extensión temprana del mesozoico temprano, posteriormente las formaciones Punta del Cobre, Grupo Chañarcillo y Cerrillos fueron acomodados dentro de este dominio estilo dominó, activo entre el Jurásico y Cretácico. El acortamiento e inversión tectónica de estas estructuras extensionales causó la exhumación y crecimiento del limbo oriental del Anticlinal de Tierra Amarilla probablemente desarrolladas durante la fase compresiva del “K-T” como sugieren depósitos de la Formación Hornitos, sugiriendo que el anticlinal de Tierra Amarilla es un anticlinal de inversión (Figura 10).

Arévalo (2005a) interpreta que la estructura del anticlinal de Tierra Amarilla es un apilamiento antiformal con vergencia al oeste, además señala que la Formación Hornitos se acumuló en un ambiente extensional controlada por la Falla Elisa de Bordos, la cual presenta una orientación hacia el este con una componente normal. Lo anterior no es compatible con lo propuesto por Martínez *et al.* (2013), quienes interpretan que es inconsistente con la cercana relación entre el denominado *harpoon style* del anticlinal de Tierra Amarilla en la actual posición de la Formación Cerrillos.

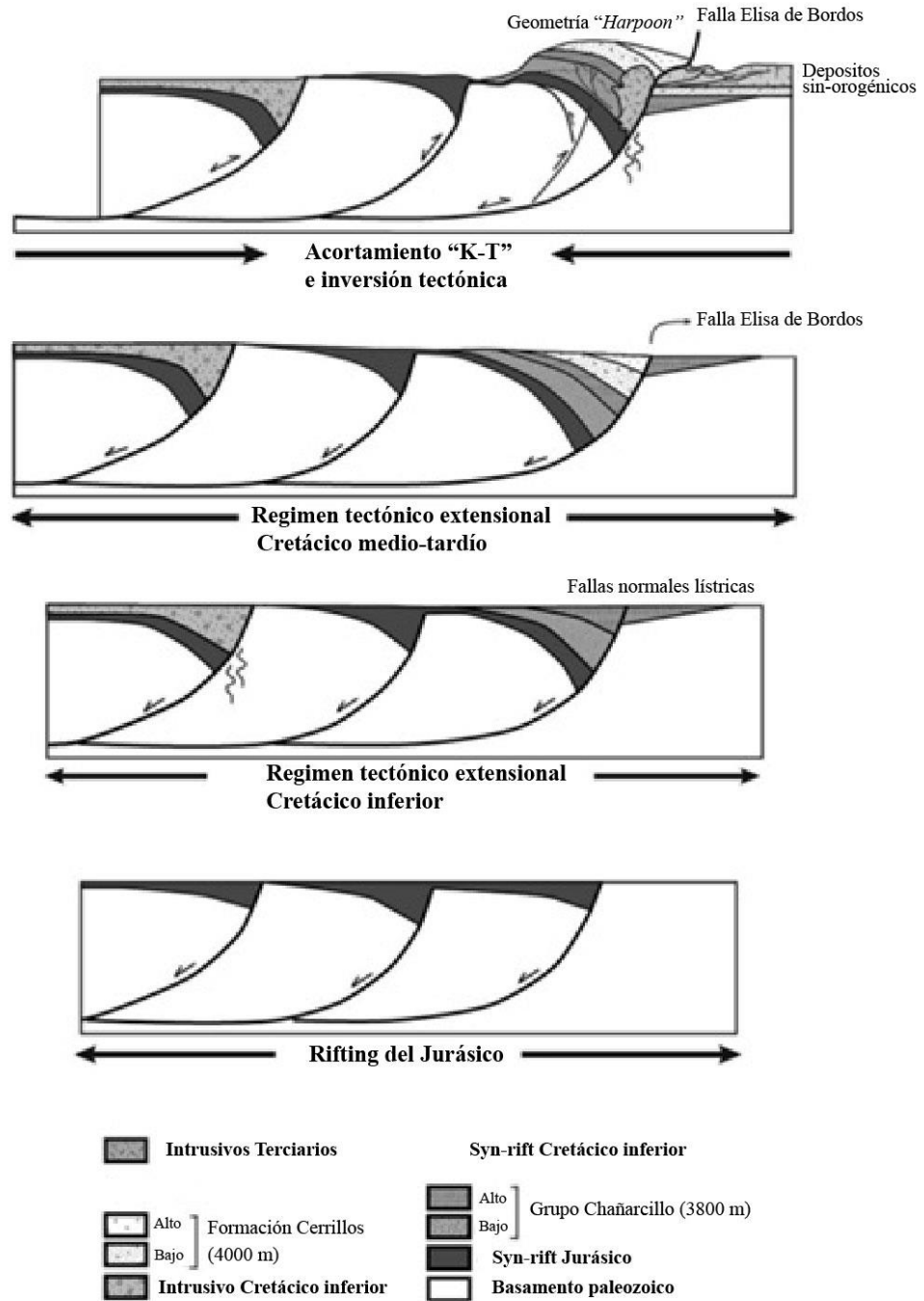


Figura 10. Modelo tectónico hipotético para la cuenca de Chañarcillo, desde el Jurásico superior hasta la fase de deformación "K-T" (Modificado de Martínez *et al.*, 2013).

## **Capítulo 4: Metodología de trabajo**

### **4.1. Etapa de gabinete:**

Comprendió la recopilación de información bibliográfica para entender el contexto geológico de la zona de estudio. Se recopilaron imágenes satelitales pertenecientes al Servicio Geológico de los Estados Unidos (USGS), Google Earth y SAS Planet con la finalidad de construir bases de mapeo superficial y para fotointerpretación geológica.

### **4.2. Etapa de terreno:**

En esta etapa se levantó información geológica tanto en superficie como en interior mina.

Mapeo superficial: En esta actividad de capturó información litológica, de alteración, de estructuras y de zonas mineralizadas en el área de estudio. La toma de puntos de control se registró en una libreta geológica con sus respectivas coordenadas norte y este en Datum PSAD 56 Huso 19S y la cota. Los datos estructurales se capturaron mediante una brújula Brunton en notación americana. Se recolectaron muestras de mano para las descripciones petrográficas, las cuales fueron complementadas, con la descripción de testigos de sondaje de Mantos Cobrizos, además de realizar análisis químicos en muestras con mayor mineralización (Anexo A). Para el óptimo trabajo en terreno se definieron previamente las rutas mediante imágenes satelitales de Google Earth.

Mapeo interior mina: En esta actividad también se levantó información de litología, alteración y mineralización con especial énfasis en las estructuras. La toma de datos se recopiló en una libreta geológica, anotando el nombre de la labor y su cota, registrando los cambios litológicos, medición de estructuras, alteración y mineralización en una hoja de escala 1:500 del nivel de trabajo (Anexo B). Se apoyó mediante testigos de sondaje la descripción litológica, de alteración y mineralización de las unidades de interior mina. Complementando esta información se recopiló toda la información estructural de los mapeos registrados hasta la fecha en una base de datos actualizada (Anexo C).

#### **4.3. Mapeo de sondajes:**

Mediante el mapeo de cuatro sondajes diamantinos, se obtuvo información complementaria para la descripción litológica, de alteración y mineralización. Se mapearon un total de 154 m, describiendo los cambios litológicos, tipos de contacto, intensidad de alteración, ocurrencia y las especies minerales.

#### **4.4. Recopilación y análisis de datos estructurales:**

Corresponde a la recopilación de la información estructural preexistente en los mapeos de interior mina, utilizando el software Excel se recopiló los datos estructurales con el sector de la mina, la cota de la labor, temporalidad y cinemática.

Para el procesamiento de la información se usó el software Dips 7.0 para establecer las principales familias de estructuras.

#### **4.5. Digitalización de mapa geológico, modelamiento estructural y confección de ilustraciones:**

Para la digitalización del mapa del sector de estudio, se utilizó el software ArcGIS 10.8, generando así un mapa digital a escala 1:20.000 con coordenadas locales.

Para el modelamiento estructural, se utilizó el software Leapfrog Geo 2021.2.5, el cual procesó información obtenida del mapeo de interior mina, datos de sondajes y marinas. En el apartado de *fault system* del programa Leapfrog Geo se otorgó temporalidad y jerarquía a las estructuras.

Posteriormente se generó un modelo geológico del manto mineralizado incluyendo zonas por sobre el 0.8% de Cu, donde se estimó su geometría y su relación espacial con las fallas. Finalmente, la generación de ilustraciones y edición de fotografías se realizó con el software Adobe Illustrator 26.3.1.

## Capítulo 5: Resultados

### 5.1. Litología

La litología presente en el área de estudio corresponde principalmente a paraconglomerados pardos, arcosas líticas rojizas, depósitos aluviales y coluviales (Figura 11). Mientras que en las cotas altas del área de estudio, aflora la unidad de gravas polimícticas y de manera aislada en el sector norte del área de estudio aflora la unidad de andesita ocoíta. A través de sondajes se observa una unidad de paraconglomerados grises que sobreyacen en discordancia de erosión a la unidad andesita porfídica. En interior mina la principal unidad la constituye la andesita ocoíta y en menor medida la unidad andesita ocoíta roja que se caracteriza por tener un alto grado de alteración y por la poca presencia de menas de cobre. Finalmente, la unidad andesita porfídica se distribuye en los límites inferiores y superiores de la unidad andesita ocoíta y se diferencia de la andesita ocoíta por no presentar vesículas, bitumen y mineralización.

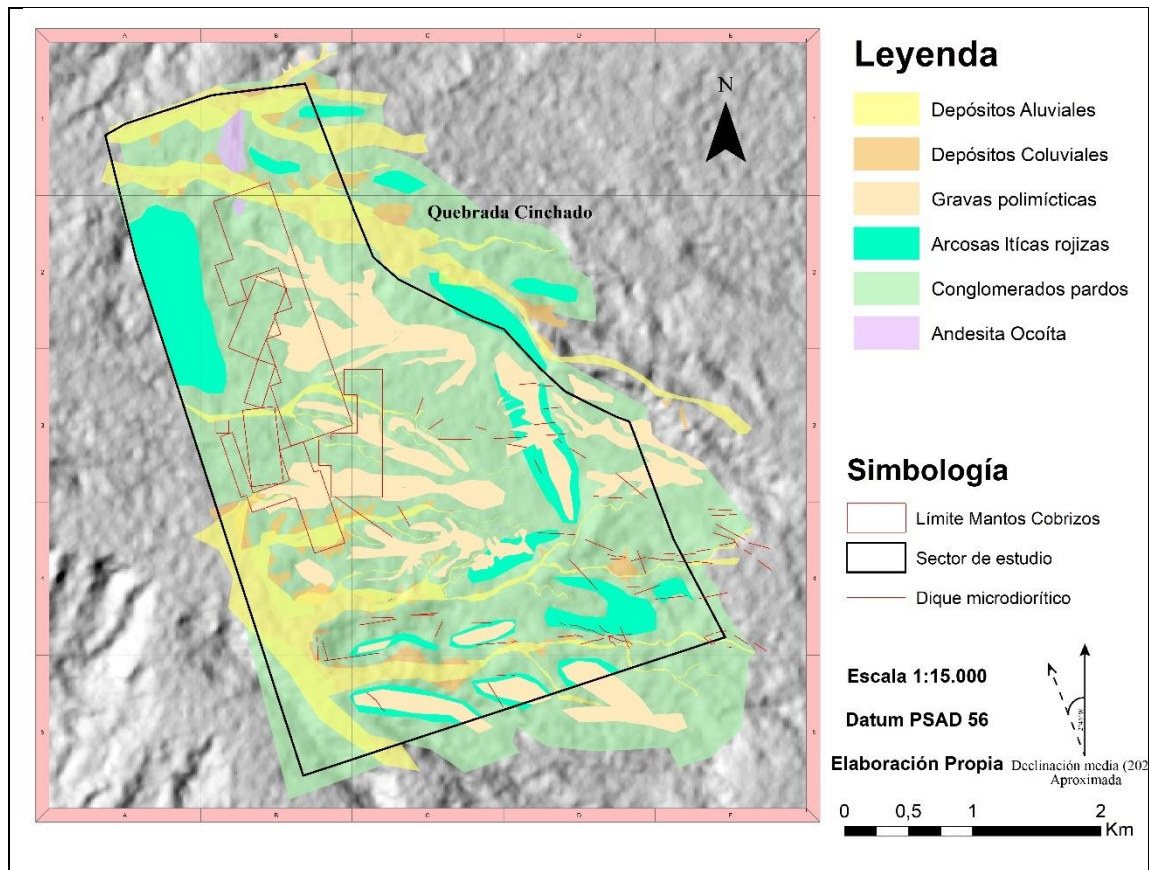


Figura 11. Litología presente en el sector de estudio (elaboración propia).

### 5.1.1. Depósitos aluviales y coluviales

#### Distribución y definición:

Los depósitos aluviales se distribuyen en los cursos antiguos de aguas y quebradas existentes, mientras que los depósitos coluviales se distribuyen en las faldas inferiores de los altos topográficos. Presentan composiciones pertenecientes de las propias gravas, areniscas, conglomerados y andesitas del sector.

### 5.1.2. Unidad de gravas polimícticas

#### a) Definición y litología:

Corresponde a una sucesión de gravas polimícticas no consolidadas a moderadamente consolidadas, de espesores que varían entre 50-150 m aproximadamente. Presentan clastos polimícticos que varían entre 0.2 y 3 centímetros de diámetro, de mala selección, clasto soportado, con una composición de clastos principalmente de andesitas, conglomerados y arcosas, su matriz la constituyen arenas y limos.

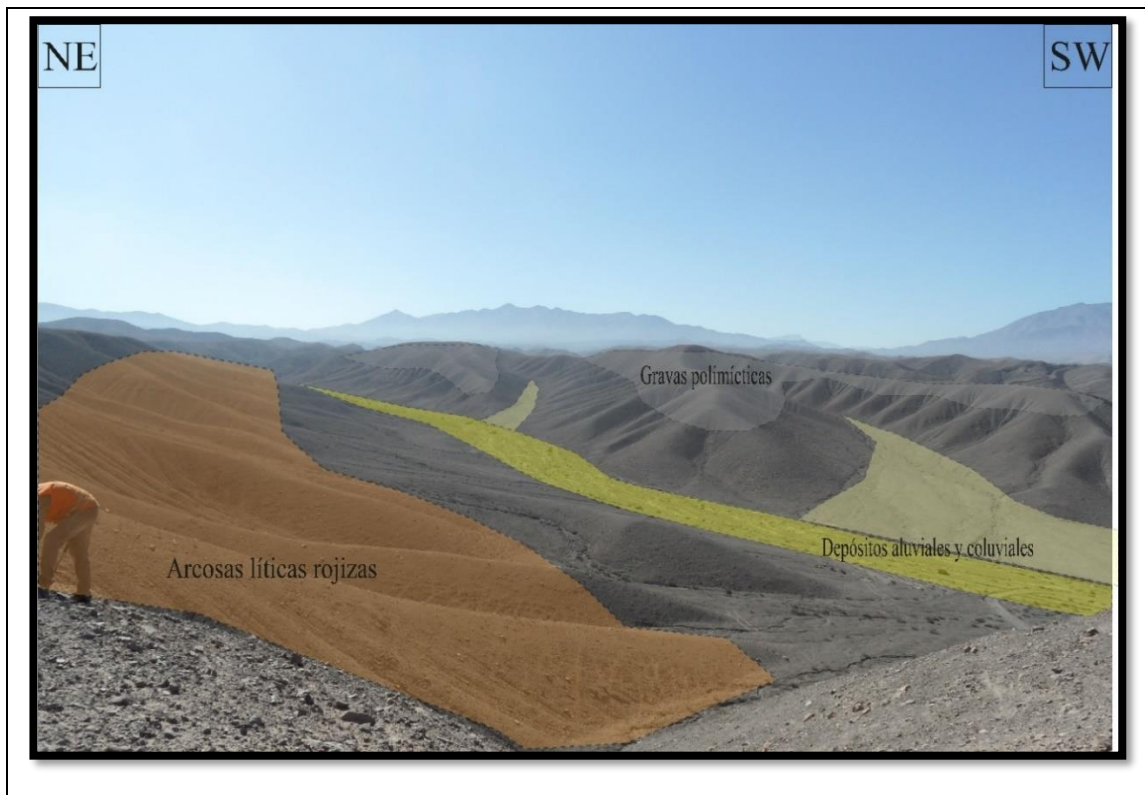


Figura 12. Distribución de unidad de gravas polimícticas, depósitos aluviales y coluviales y arcosas líticas rojizas, en el sector sur del área de estudio.

## b) Distribución y relaciones de contacto:

La unidad se distribuye principalmente al centro y este del área de estudio y se presenta a partir de la cota 740 m.s.n.m (Figura 12). Sobreyace en discordancia erosiva a las unidades arcosas líticas rojizas y paraconglomerados pardos.

### 5.1.3. Unidad arcosa lítica rojiza

#### a) Definición y litología:

Se presenta como estratos con manto aparente hacia el este. Corresponde a rocas sedimentarias clásticas, de colores rojizos y pardos, con granos de tamaño arena media ( $<0.5\text{mm}$ ), los cuales son subredondeados a redondeados, con una alta esfericidad y buena selección. El contenido de la matriz es principalmente feldespática. Los clastos están compuestos por un 40 % de fragmentos líticos, 45% de feldespatos, 5% de cuarzo y un 10% de matriz tamaño limo. Según la clasificación de Pettijohn (1987), estas rocas pueden ser clasificadas como arcosa lítica rojiza (Figura 13).

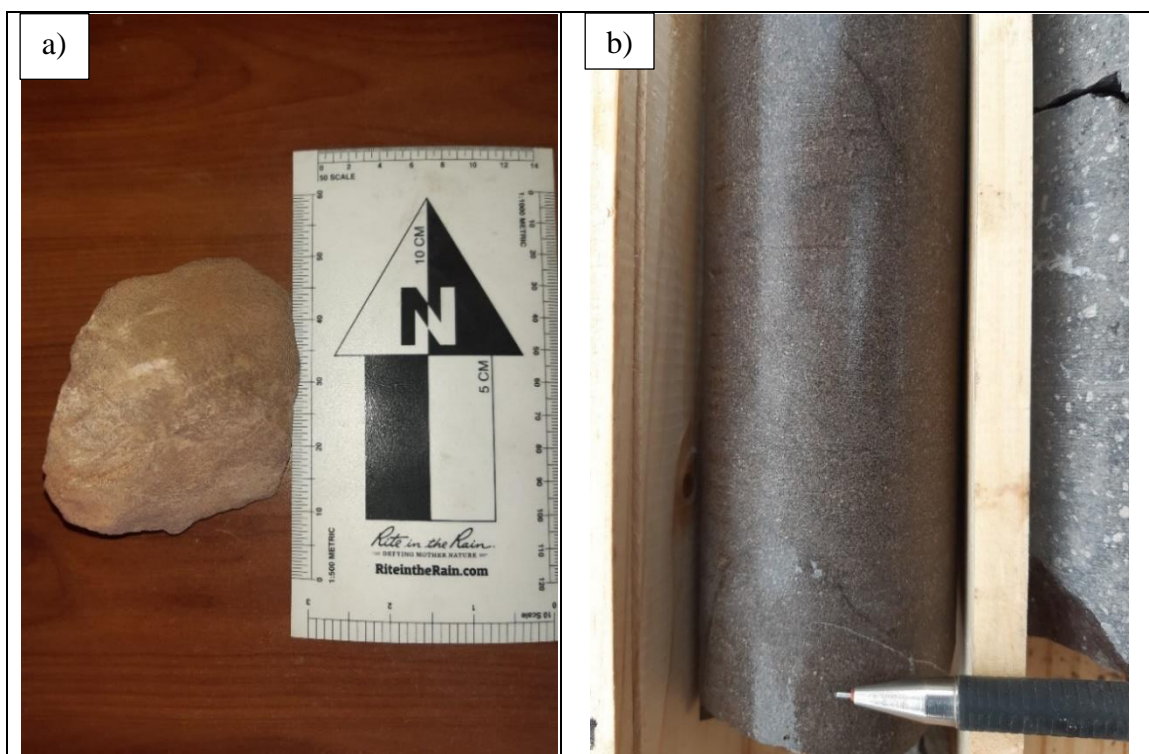


Figura 13. a) Muestra de mano de unidad arcosa lítica rojiza, b) Muestra macroscópica de testigo de sondaje unidad arcosa lítica rojiza.

## b) Distribución y relaciones de contacto:

Se distribuyen de manera similar a la unidad de paraconglomerados pardos con predominancia en el sector sur, norte y oeste del área de estudio. En superficie sobreyacen de manera concordante con la unidad de paraconglomerados pardos.

### 5.1.4. Unidad de paraconglomerados pardos

#### a) Definición y litología:

Corresponde a rocas sedimentarias clásticas correspondientes a conglomerados. Esta unidad presenta clastos andesitas. Su color pardo se debe a la presencia de óxidos de Fe como cemento.

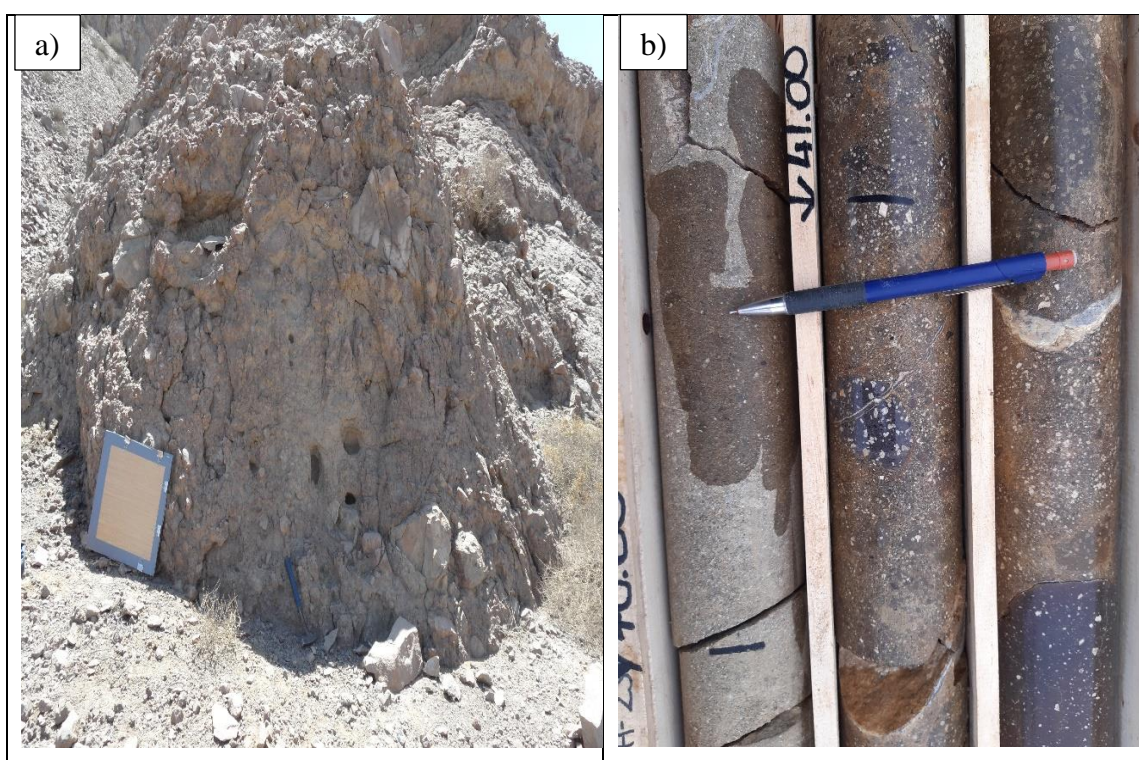


Figura 14. a) Afloramientos de la unidad de conglomerado pardos en quebrada Cinchado, b) Muestra de sondaje de conglomerados pardos.

Unidad clástica sedimentaria clasto soportada, de colores claros y pardos, con clastos de composición andesítica de 1-10cm y clastos líticos <1cm. Los clastos son subredondeados a subangulosos, de baja a alta esfericidad, los cuales tienen una mala clasificación textural. La matriz corresponde a un 40%, tiene un tamaño de arena media de composición feldespática (Figura 14). Según las características anteriores la unidad es definida como un paraconglomerado pardo.

## b) Distribución y relaciones de contacto:

Esta unidad aflora en gran parte del área de estudio. En testigos de sondaje, se observa una gradación normal e inversa. La unidad infrayace en concordancia con la unidad de arcosas líticas rojizas y de manera erosiva con la unidad de gravas polimícticas (Figura 15), y sobreyace en concordancia la unidad de paraconglomerados grisáceos.

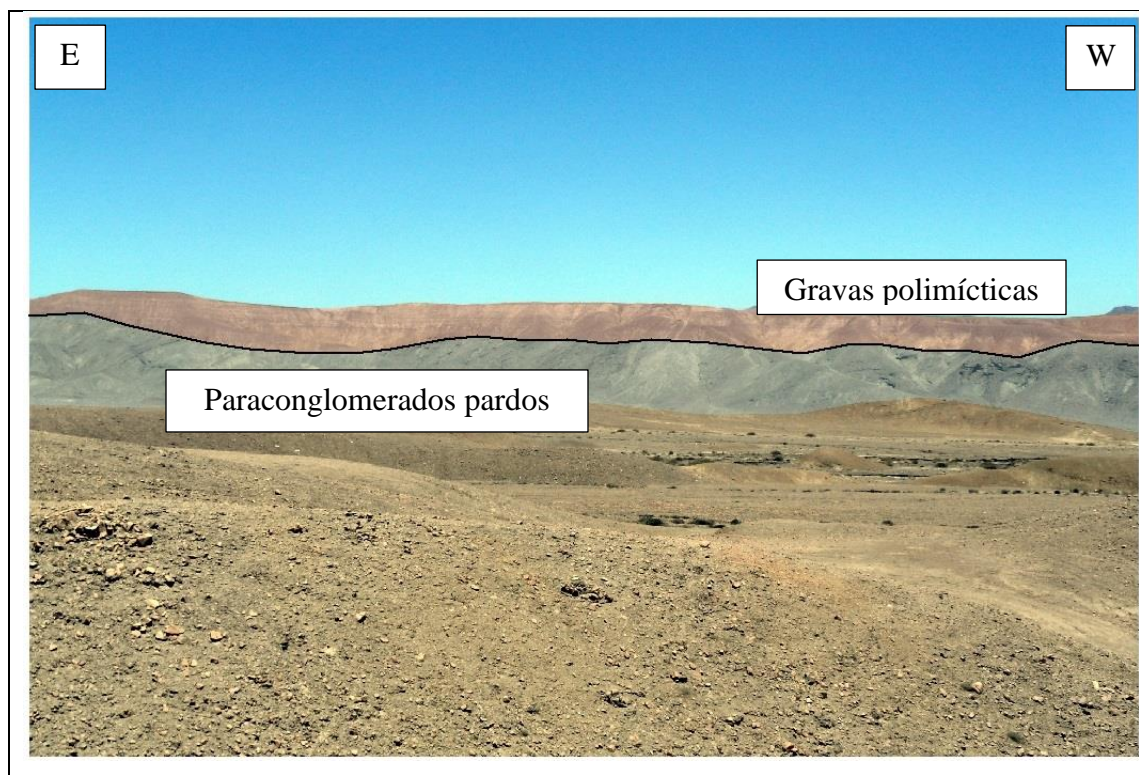


Figura 15. Contacto entre la unidad gravas polimícticas y la unidad de para-conglomerados pardos.

### 5.1.5. Unidad de paraconglomerados grisáceos

#### a) Definición y litología:

Corresponde a rocas sedimentarias clásticas correspondientes a conglomerados, de colores grises y oscuros, con clastos de composiciones andesíticas de tamaños variados (1-8cm) y clastos líticos (>1cm) Los clastos son subangulosos a redondeados, con una baja y alta esfericidad. Presentan una mala clasificación textural, con un empaquetamiento clastosoportado conformado por un 60% de clastos y 40% de matriz. Los clastos, no tienen una orientación preferencial, donde la matriz corresponde a una arena gruesa (Figura 16).



Figura 16. Muestra de sondaje de conglomerado grisáceo.

#### **b) Distribución y relaciones de contacto:**

La unidad no aflora en superficie y solo puede ser observada en testigos de sondaje a unos 80 m de profundidad. La unidad infrayace en concordancia a la unidad paraconglomerados pardos y sobreyace de manera erosiva a la unidad andesita porfídica.

#### **5.1.6. Unidad de dique microdiorítico**

##### **a) Definición y litología:**

Afloran como diques de rumbo principal EW, manteos subverticales, son de grandes longitudes (80m) y espesores variables (0.5-3m) (Figura 17). Generalmente están asociados a planos de fallas (Figura 18). En interior mina los diques generalmente presentan mineralización en las zonas de contacto con la andesita ocoíta.

Corresponde a una unidad ígnea, hipocristalina, de tamaño de grano fino (1mm), textura porfídica con una masa fundamental crecida, el desarrollo de los cristales va de subhedrales a euhedrales, presenta un índice de color leucocrático. Los cristales están compuestos por 90% de masa microcristalina, 5% de plagioclasa y 5% de magnetita.

Según Streckeisen (1976), esta unidad corresponde a una microdiorita. Presentan una leve alteración a epidota y clorita, las cuales afectan a la plagioclasa y minerales máficos (Figura 19).



Figura 17. Típico afloramiento de diques microdioríticos en quebradas al sur del sector de estudio.



Figura 18. Diques de grandes potencias y corridas que presentan planos de fallas.

## b) Distribución y relaciones de contacto

Se distribuyen principalmente en el sector sur del área de estudio. Los diques cortan a la mayoría de las unidades presentes, excepto a la unidad de gravas polimícticas.



Figura 19. Muestra de mano de unidad de dique microdiorítico.

### 5.1.7. Unidad andesita ocoíta

#### a) Definición y litología:

Se definen como andesitas ocoítas ricas en bitumen con vesículas y amígdalas con alteración de minerales como la clorita y zeolita (Figura 20). En interior mina hospeda al manto mineralizado, el cual sigue un rumbo N20°W a N05°W, con un manteo promedio de 35° hacia el este. La continuidad del manto mineralizado es fuertemente afectada por las estructuras.



Figura 20. Muestra de sondaje de andesita ocoíta.

Corresponde a una unidad ígnea extrusiva, hipocristalina, de textura porfídica con una masa fundamental afanítica, presenta un índice de color mesocrático. Los fenocristales están compuestos por: 30% de plagioclasa (1mm-3cm), 5% de zeolita (5mm-1.5cm), <5% de bitumen. <5% de clorita (5mm) en vetillas, <5% de celadonita (1mm) rellenando amígdalas, 5% de hematita y un 30-40% de masas fundamental. Presentan vetilla de calcita y amígdalas rellenas por minerales de alteración (celadonita y zeolita) y menas de cobre (Figura 21).

**b) Distribución y relaciones de contacto:**

Se distribuye de manera limitada en la quebrada Cinchado en el sector norte del área de estudio y es la unidad principal en interior mina. La unidad infrayace con la unidad andesita porfídica y también sobreyace a la unidad de andesitas porfídicas que no pertenecen al manto, con un contacto neto.



Figura 21. Muestra de mano de andesita ocoíta.

### 5.1.8. Unidad andesita ocoíta roja

#### a) Definición y litología:

Se definen como andesitas ocoítas con un color de matriz rojo y una intensidad fuerte de alteración en sus cristales (Figura 22).



Figura 22. Muestra de mano de andesita ocoíta roja.

Corresponde a una roca ígnea volcánica, de color rojizo, hipocrystalina, de tamaños de cristales desde 1-5mm, de textura porfídica y masa fundamental afanítica, con un desarrollo de cristales subhedrales a euhedrales y un índice de color leucocrática. Los fenocristales están compuestos por: 20-25% de plagioclasa (1mm-3cm), 5% de zeolita (3mm-5cm), <5% de magnetita, <5% bitumen (1-4cm), <5% hematita (3mm), 2-3% de celadonita (3mm-2cm), 1% clorita, 1% de calcita y 50-60% de masa fundamental. Presenta una alteración de intensidades moderadas a fuertes con minerales como zeolita, clorita, epidota y celadonita que afectan a la plagioclasa. De forma menor se presenta mineralización de calcopirita en la unidad (Figura 23).

**b) Distribución y relaciones de contacto:**

Se distribuye dentro del manto de manera errática, con leve mineralización. La unidad se presenta interdigitando a la unidad andesita ocoíta y tiene un contacto neto con la unidad de andesita porfídica.



Figura 23. Muestra de sondaje de andesita ocoíta roja.

### 5.1.9. Unidad andesita porfídica

#### a) Definición y litología:

En interior mina constituye la unidad que no hospeda al manto mineralizado. Destaca por su distintivo sets de diaclasas, su forma de afloramiento en bloques y la nula presencia de amígdalas, vesículas, bitumen y mineralización (Figura 24).



Figura 24. Muestra de sondaje de andesita porfídica.

Corresponde a una roca ígnea extrusiva, leococrática, hipocrystalina, de textura porfídica, con una masa fundamental afanítica. Los fenocristales corresponden a un 30% de plagioclasa (1mm-2cm), 5% de hematita (5mm), <5% de clorita (3mm), los cuales se encuentran inmersos en un 40% de masa fundamental. Según Streckeisen (1976), esta unidad se clasifica como una andesita porfídica. Presenta mucha menor alteración que la unidad andesita ocoíta y la unidad andesita ocoíta roja (Figura 25).

**b) Distribución y relaciones de contacto:**

La unidad se distribuye en los bordes superiores e inferiores de la unidad andesita ocoíta en interior mina, presenta un contacto neto con esta unidad.



Figura 25. Muestra de mano de andesita porfídica.

## **5.2. Alteración hidrotermal**

El yacimiento Mantos Cobrizos presenta alteración calco sódica en prácticamente todo el sector de estudio. En superficie se presentan clorita, epidota y calcita, y en interior de mina además se presenta zeolita, albita y celadonita con una intensidad de alteración moderada a fuerte.

### **5.2.1. Alteración Ca-Na**

Se distribuye en todo el sector de estudio con una baja intensidad en todas las unidades en superficie, excepto en la unidad de gravas polimícticas. En las unidades de interior mina esta alteración aumenta medianamente a fuertemente su intensidad. La mineralogía de la alteración puede ser bastante variable, se distinguen minerales como: clorita, celadonita, calcita, zeolitas y en menor cantidad epidota. La clorita y epidota se presenta rellenando vesículas, en vetillas y reemplazando minerales máficos y plagioclasas de las unidades ígneas, con tamaños de 1mm a 2mm (Figura 26). Zeolita de color blancos (Figura 27), se distribuyen principalmente en la sección inferior de las andesitas ocoítas (piso), se presentan como relleno de vesículas en las andesitas ocoítas, con tamaños variados desde 2mm a unidades centimetradas. La celadonita se presenta rellenando y rodeando las vesículas de las andesitas ocoítas en intensidades moderadas a fuertes.

Mientras que la calcita se manifiesta principalmente como vetillas de espesores variados (0.3cm-4cm) y suele estar presente en superficie como en todos los niveles de la mina tanto en unidades del manto como fuera de este. Finalmente, se observa albita afectando a plagioclasa en el techo de las andesitas ocoítas, asociada a pirita (Figura 28).

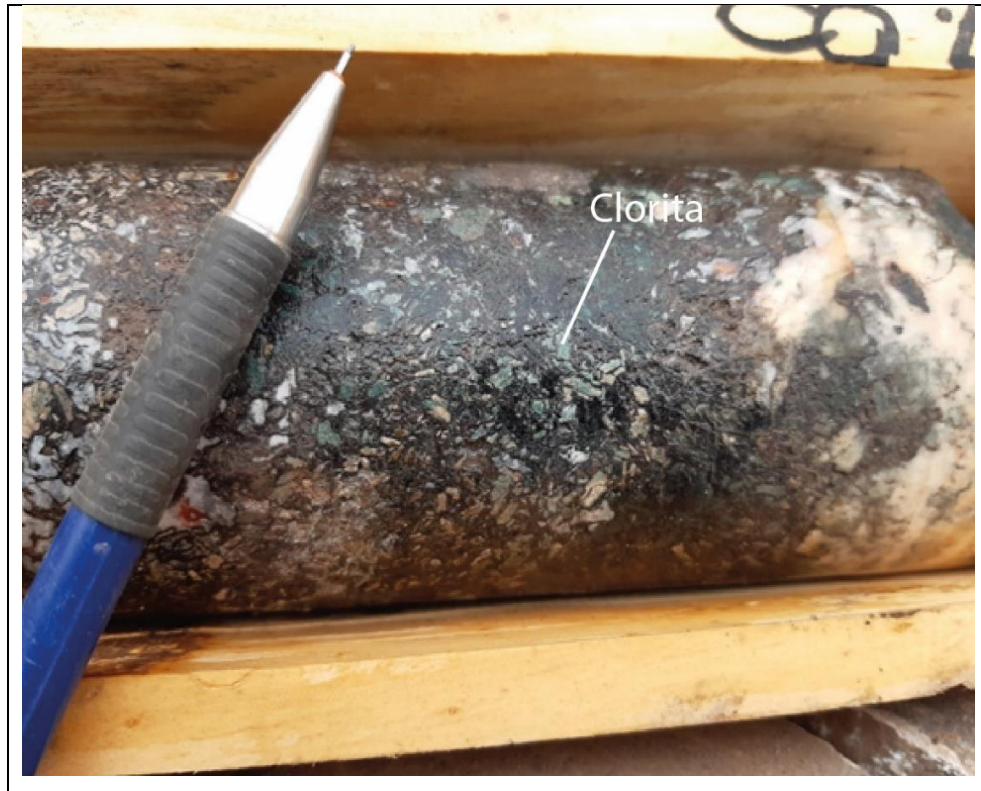


Figura 26. Alteración de clorita afectando a plagioclasas.

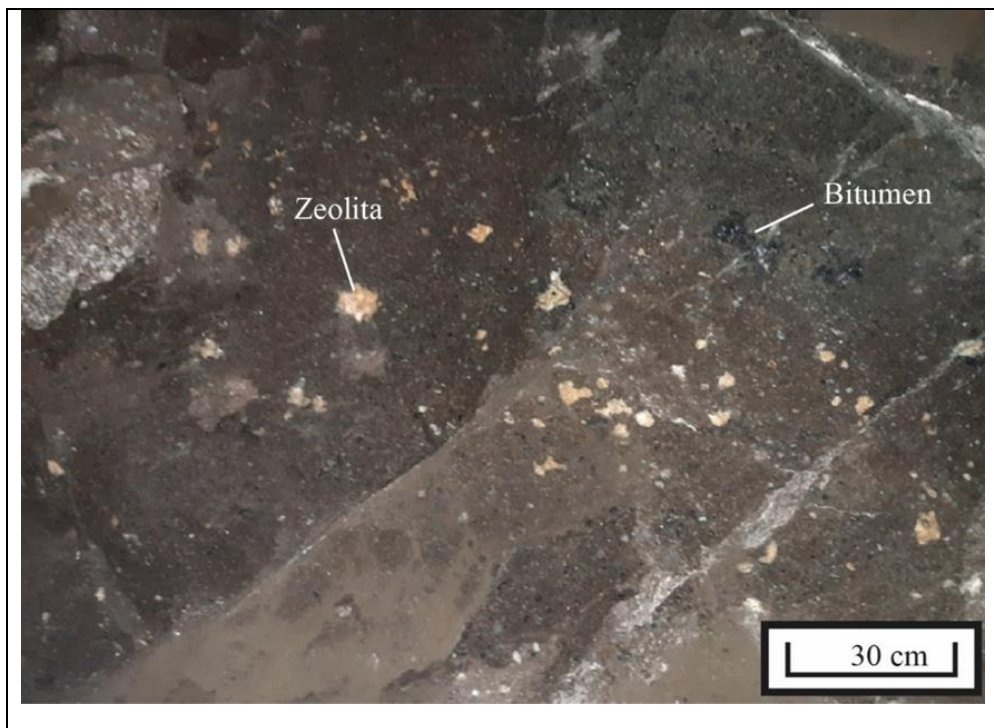


Figura 27. Zeolitas relleno vesículas en unidad andesita ocoíta en interior mina.



Figura 28. Albitización en plagioclasas asociadas a pirita (Py).

### 5.3. Mineralización

La mineralización del sector de estudio en superficie corresponde principalmente a óxidos, silicatos, cloruros y carbonatos de cobre (Figura 29), mientras que al interior mina en Mantos Cobrizos también se observan sulfuros de cobre. La mineralización en superficie consiste principalmente en crisocola, atacamita, cuprita, malaquita y azurita. Por otra parte, la mineralización en interior mina consiste principalmente en calcopirita, tetraedrita, bornita y calcosina.

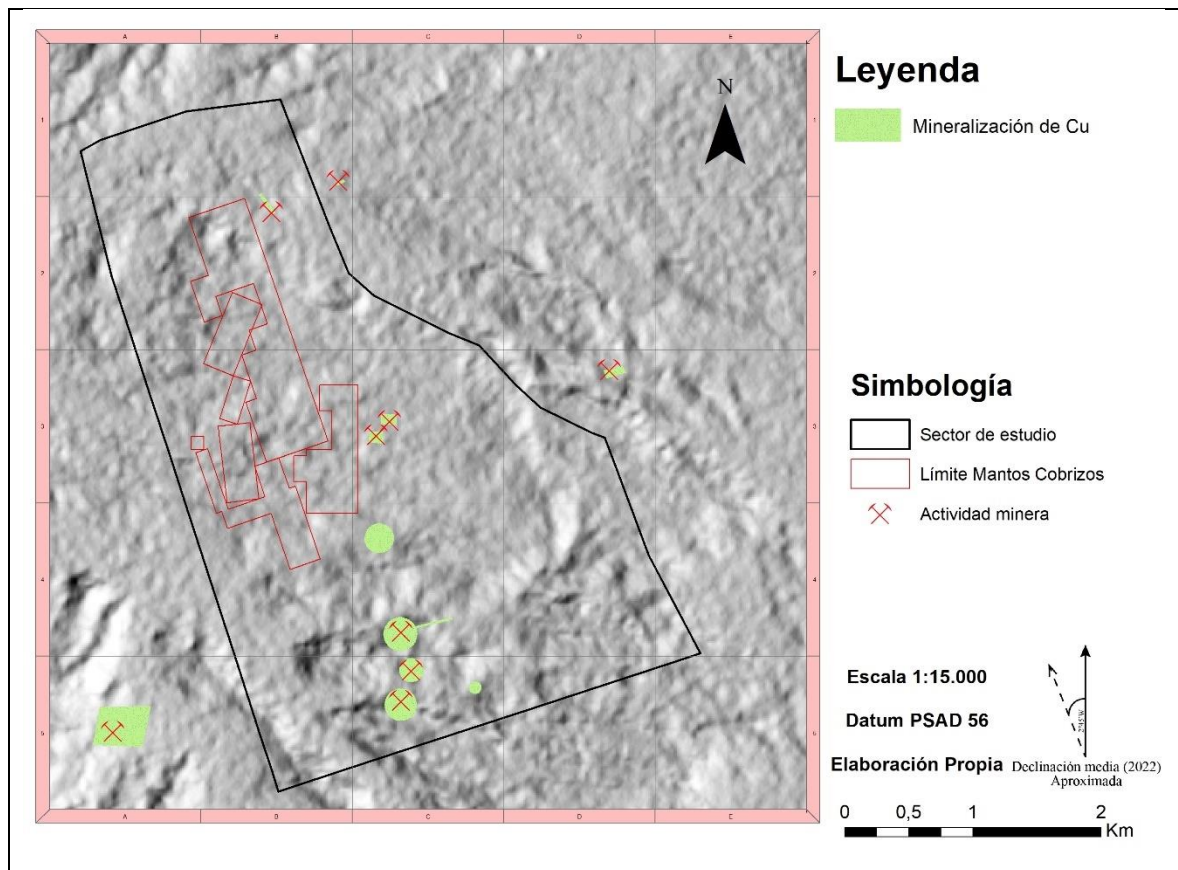


Figura 29. Distribución de mineralización de cobre en el sector de estudio.

### 5.3.1. Mineralización en superficie

La distribución de las zonas mineralizadas en superficie está preferentemente asociada a fallas y diaclasas, evidenciada fácilmente en piques y calicatas de la pequeña minería (Figura 30). El modo de ocurrencia de los minerales es de manera diseminada, en vetillas y rellenando amígdalas. La roca de caja corresponde a las unidades de paraconglomerados pardos y arcosas líticas rojizas. La mineralización consiste en crisocola, atacamita, malaquita y de forma menor cuprita, acompañado de calcita, clorita y epidota.



Figura 30. Pique minero en quebrada Cinchado.

Se determinó un punto con abundante mineralización en la unidad de paraconglomerados pardos en la muestra de código D8-M1 con una ley de CuT de 1.75% (Anexo A). La zona mineralizada está controlada por una falla EW de 78°S y de forma secundaria por una falla de dirección N15W/85°SW (Figura 31).

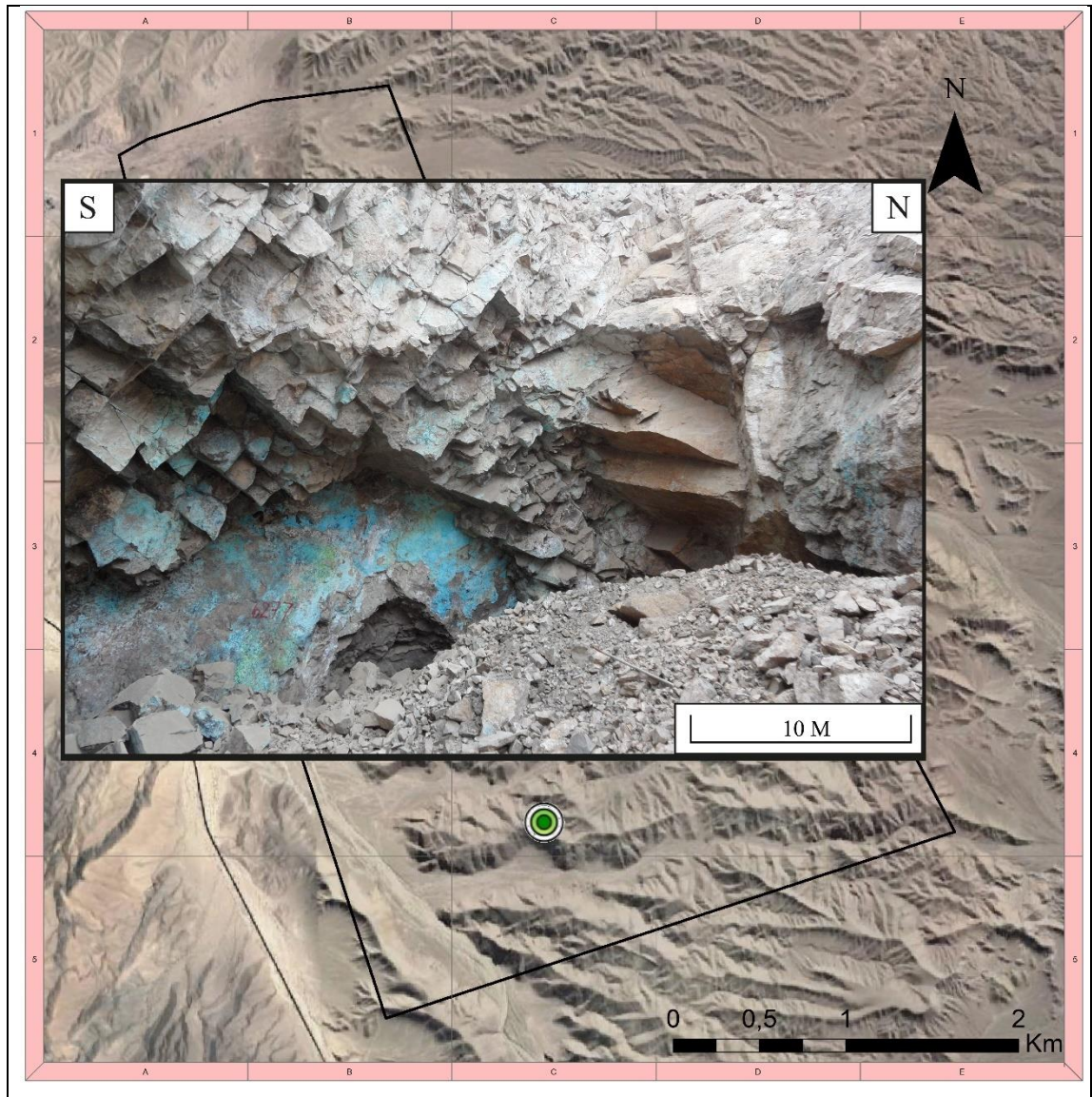


Figura 31. Principal punto de mineralización de la muestra D8-M1.

### 5.3.2. Mineralización interior mina

La mineralización es principalmente hipógena, se encuentra espacialmente asociada al bitumen y se presentan por debajo de la cota 690 m.s.n.m. Las características principales del manto mineralizado es su rumbo N20°W/N05°W (Figura 32), manteo de 35° hacia el NE (Figura 33) y el estar desplazado por numerosas fallas NNW de manteo hacia el este. Los minerales asociados a la mineralización hipógena son: calcopirita, la cual se presenta de forma diseminada y en vetillas, suele estar asociada al bitumen, bornita, tetraedrita, calcita y albita.

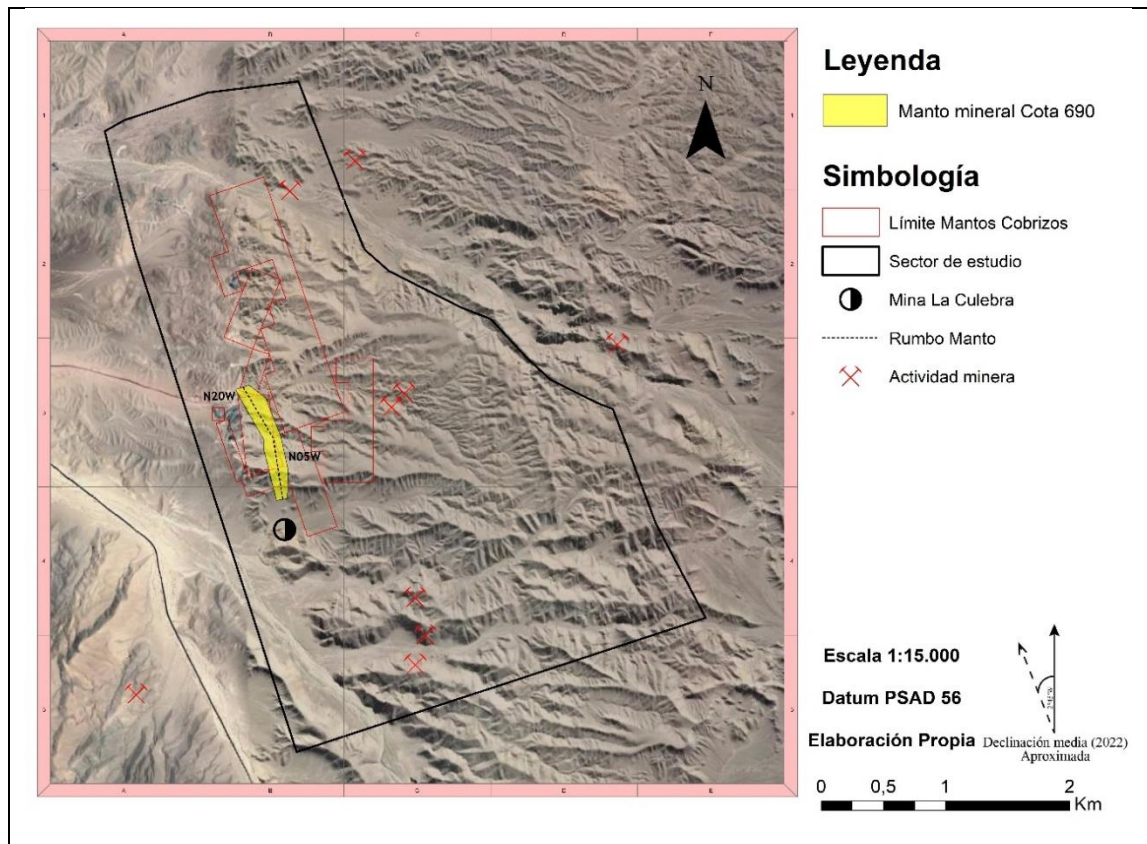


Figura 32. Ubicación y rumbo de manto mineralizado en la cota 690 m.s.n.m. en el sector de estudio.

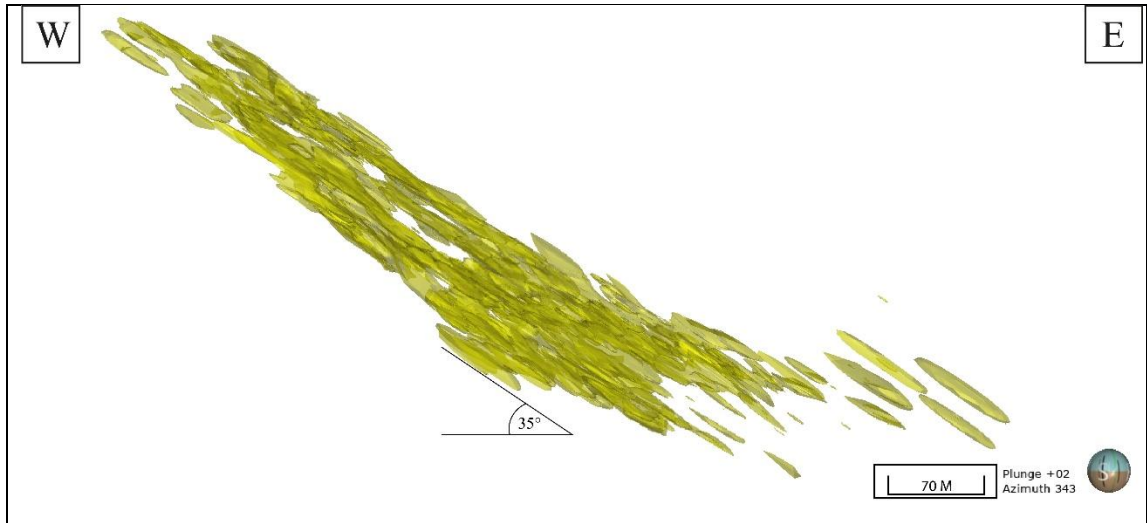


Figura 33. Disposición y manto mineralizado en Mantos Cobrizos.

La tetraedrita presenta hábitos cúbicos, de color plateado, ocurrencia en vetillas, asociada con calcopirita y bornita (Figura 34). La bornita de tonalidades violetas a bronce pardos, suele ser el mineral de mayor predominio en la mineralización hipógena, está asociada con calcopirita, calcosina y hematita, se presenta en forma de vetillas, diseminada y relleno de vesículas (Figura 35). La calcosina se presenta de color plateado, asociadas con la bornita y hematita, con una ocurrencia vetiforme diseminada, y relleno de vesículas.

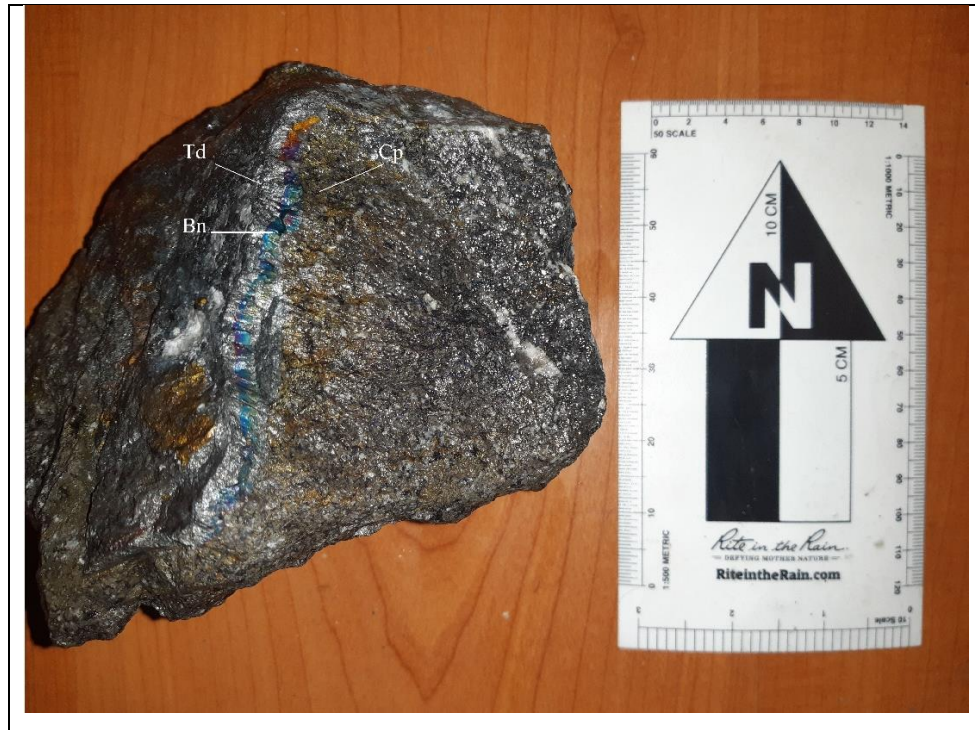


Figura 34. Mineralización de tetraedrita (Td), bornita (B) y calcopirita (Cp).



Figura 35. Mineralización de Bornita (Bn) en amígdalas.

## 5.4. Estructuras geológicas

Con el fin de definir, caracterizar y modelar las estructuras geológicas expuestas en la mina Mantos Cobrizos y sus alrededores, se realizó un análisis de rosetas y estereogramas para fallas, diques, diaclasas y vetillas.

### 5.4.1. Estructuras definidas mediante mapeo superficial

La distribución y geometría de las fallas observadas mediante los mapeos superficiales, se presenta en la figura 36, mientras que los diques, vetillas y diaclasas en la figura 37. Estos últimos ocurren a lo largo de todo Mantos Cobrizos. Las estructuras corresponden a fallas, diques, diaclasas y vetillas.

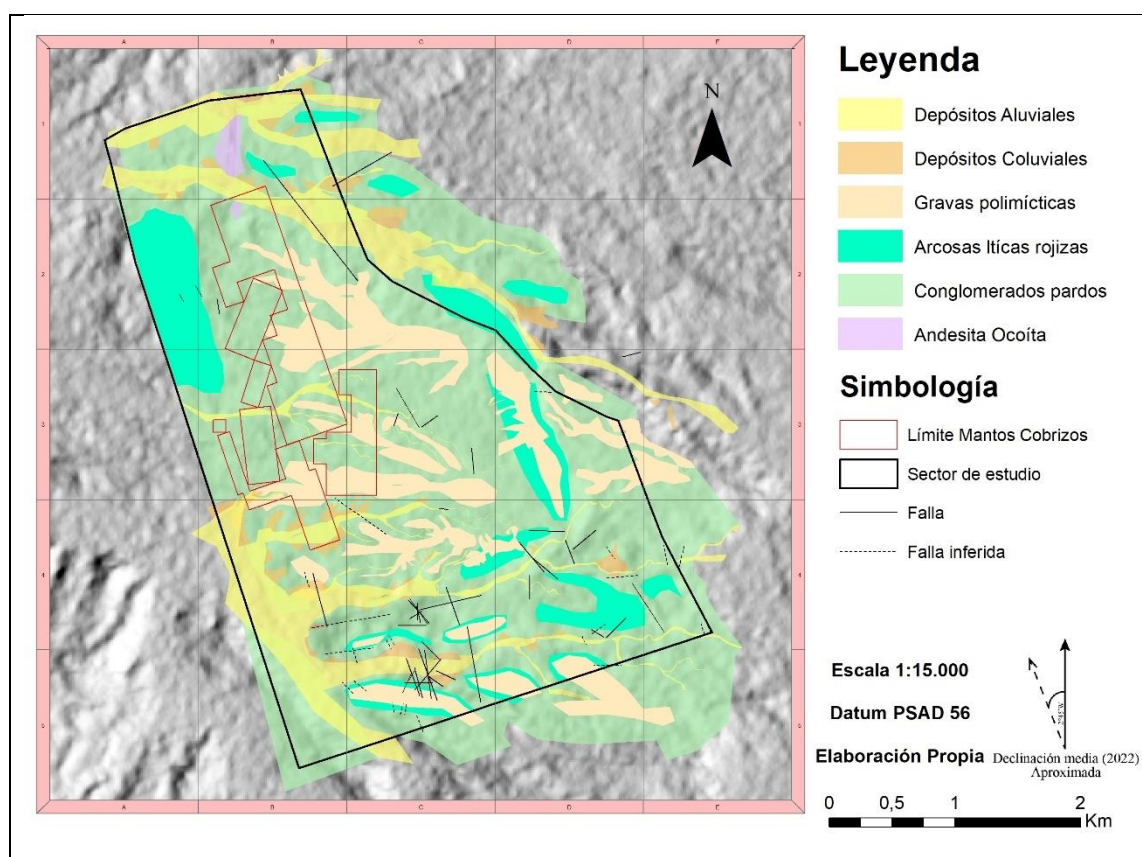


Figura 36. Distribución de fallas en el área de estudio.

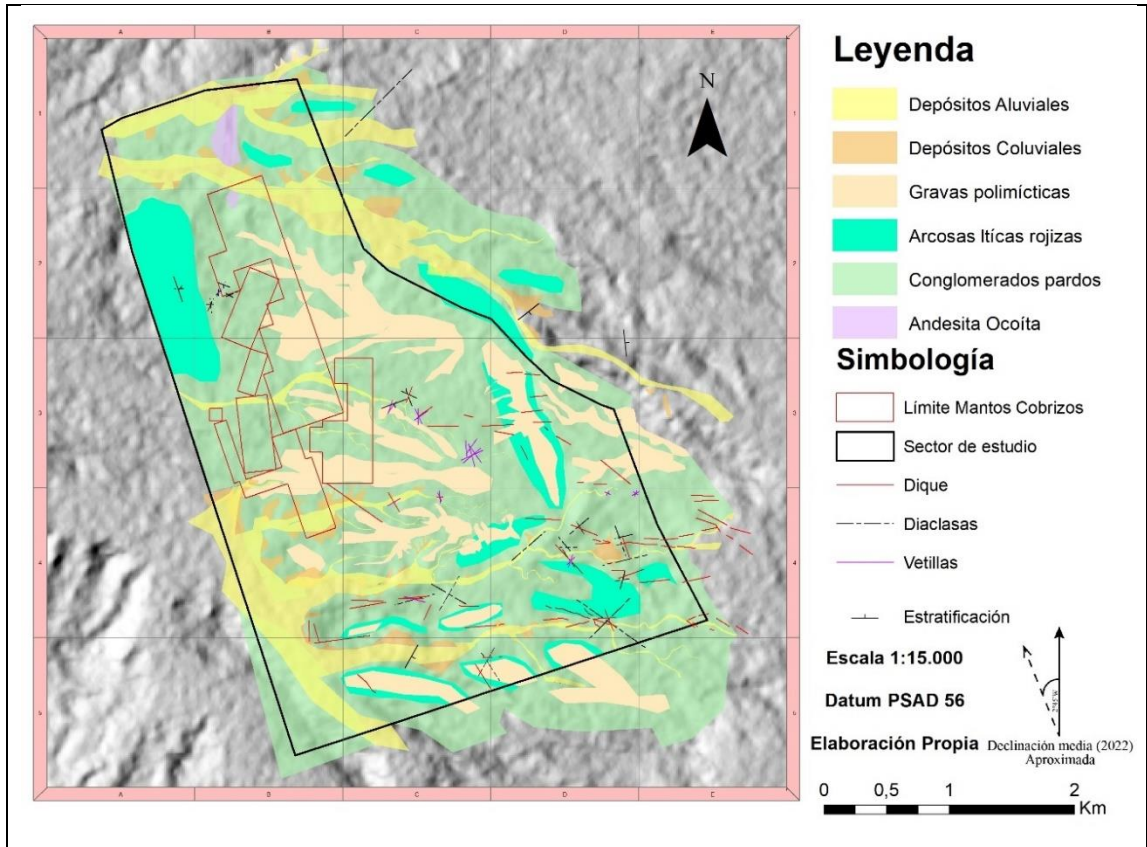


Figura 37. Distribución de diques, diaclasas, vetillas y estratificaciones en área de estudio.

#### 5.4.1.1. Fallas

Las fallas presentes en el sector de estudio son ilustradas sobre una red estereográfica en la figura 38. Estas estructuras exhiben grandes longitudes (60 m), el relleno suele ser mineralización de cobre, salbanda y calcita, donde las rocas encajantes pertenecen a las unidades de paraconglomerados pardos y arcosas líticas rojizas. Cercano a las fallas no suele presentarse algún tipo de alteración hidrotermal. Los principales planos de las fallas en superficie tienen una actitud de N25W/36°NE, N14W/66°NE, N41W/63°SW, N77E/82°NW, N50E/62°NW y N30E/76°NW (Figura 39).

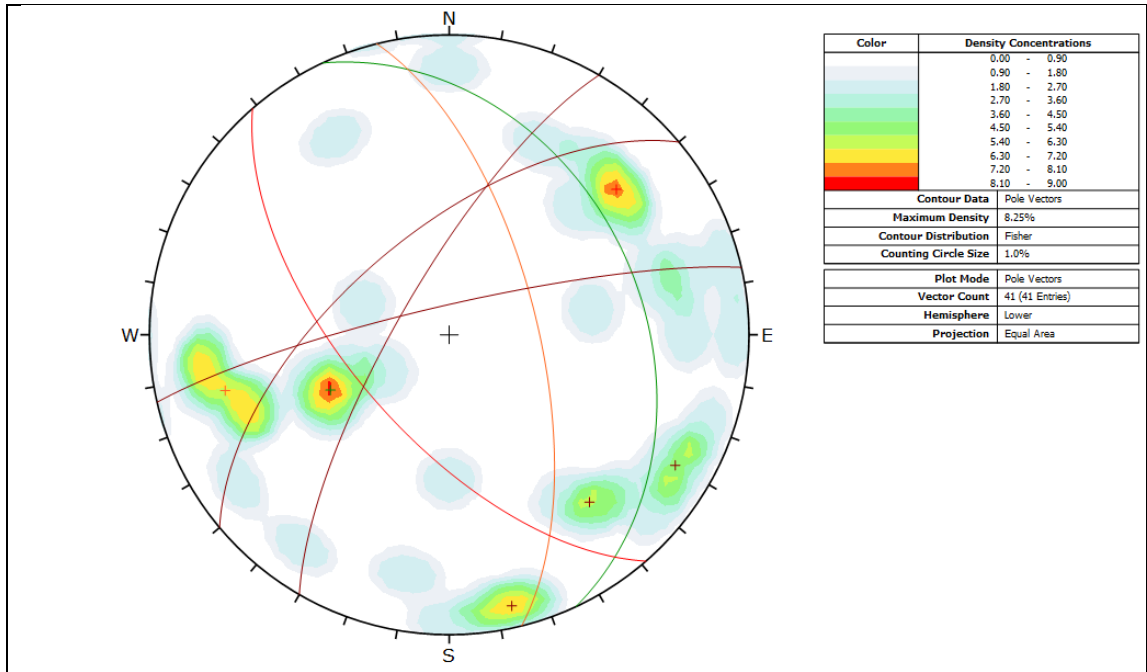


Figura 38. Principales planos de fallas registrados durante el mapeo de superficie.

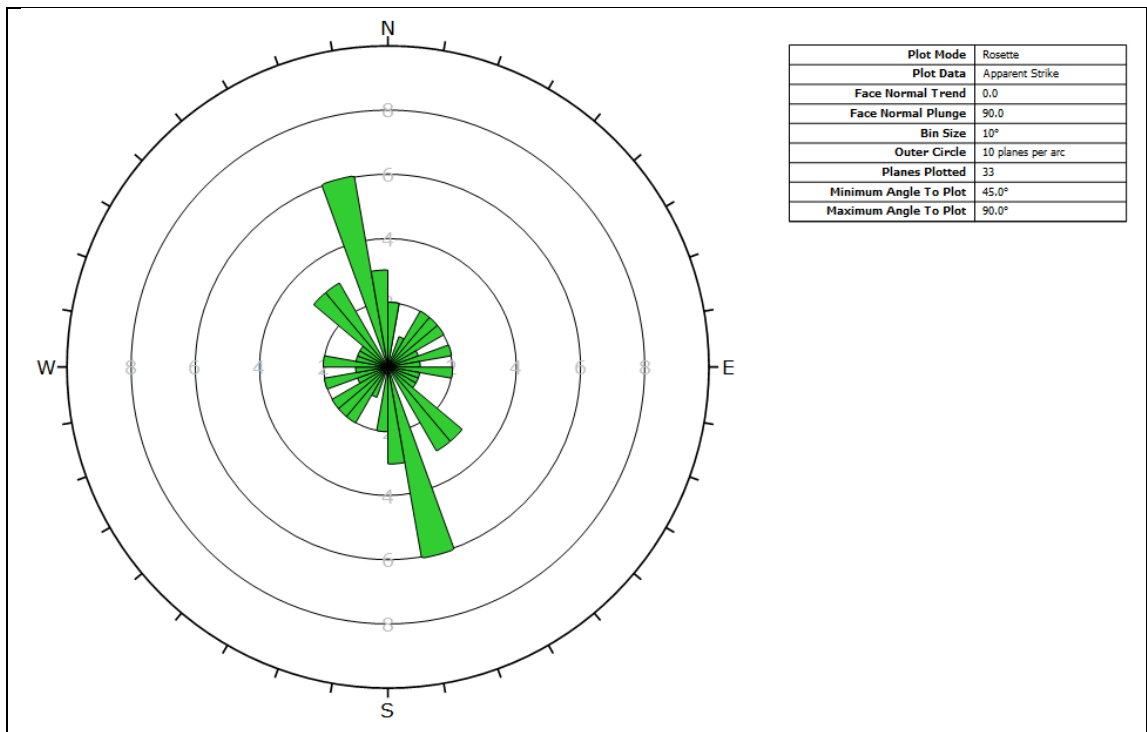


Figura 39. Diagrama de rosas de fallas registradas durante el mapeo de superficie.

### 5.4.1.2. Diques

Los diques en el sector de estudio presentan una orientación preferencial de N87E/75°SE y de manera secundaria planos de actitud N87E/86°NW, N22E/82°SE y N55W/85°NE (Figura 40) (Figura 41). Alteración leve a clorita y epidota se presenta en el contacto entre los diques y la roca de caja. La potencia de los diques varía entre 0,2 a 3 m.

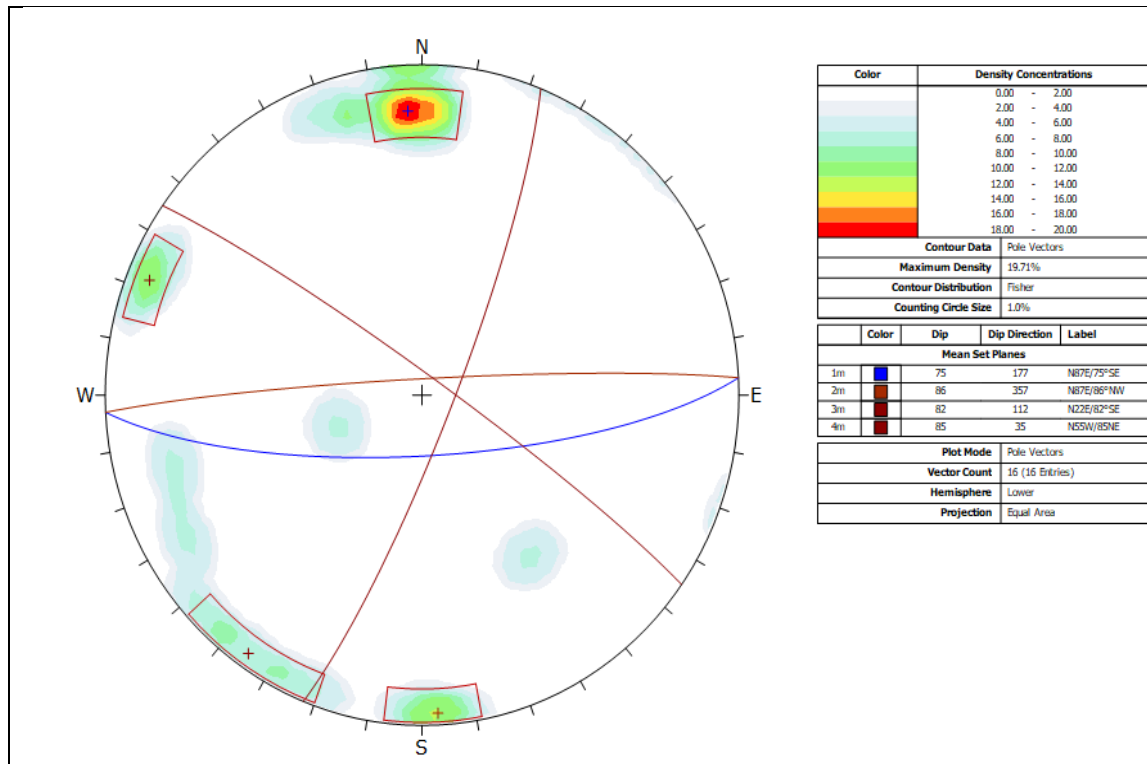


Figura 40. Principales planos de diques registradas durante el mapeo de superficie.

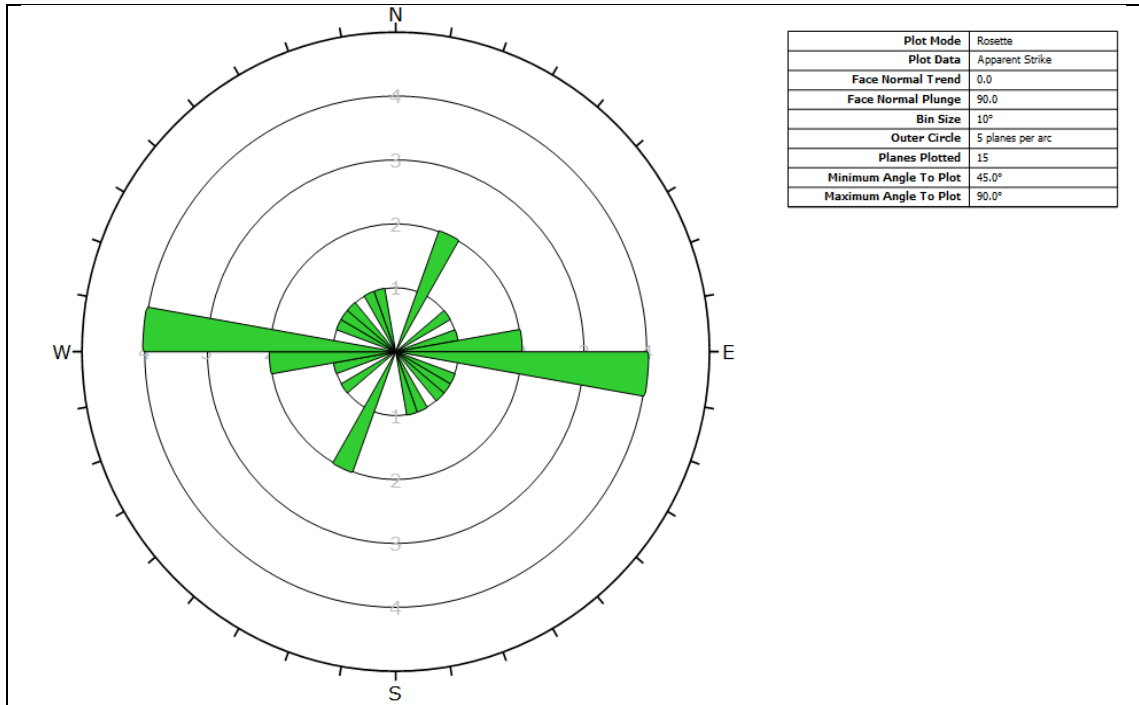


Figura 41. Diagramas de rosas de diques registradas durante el mapeo de superficie.

#### 5.4.1.3. Estratificación

En el área de estudio se presenta estratificación principalmente en la unidad de arcosas líticas rojizas con un manteo hacia el este (Figura 42). Su principal plano lo define la orientación N14E/25°SE y dos planos secundarios N70E/50°SE y N45E/75°SE (Figura 43).

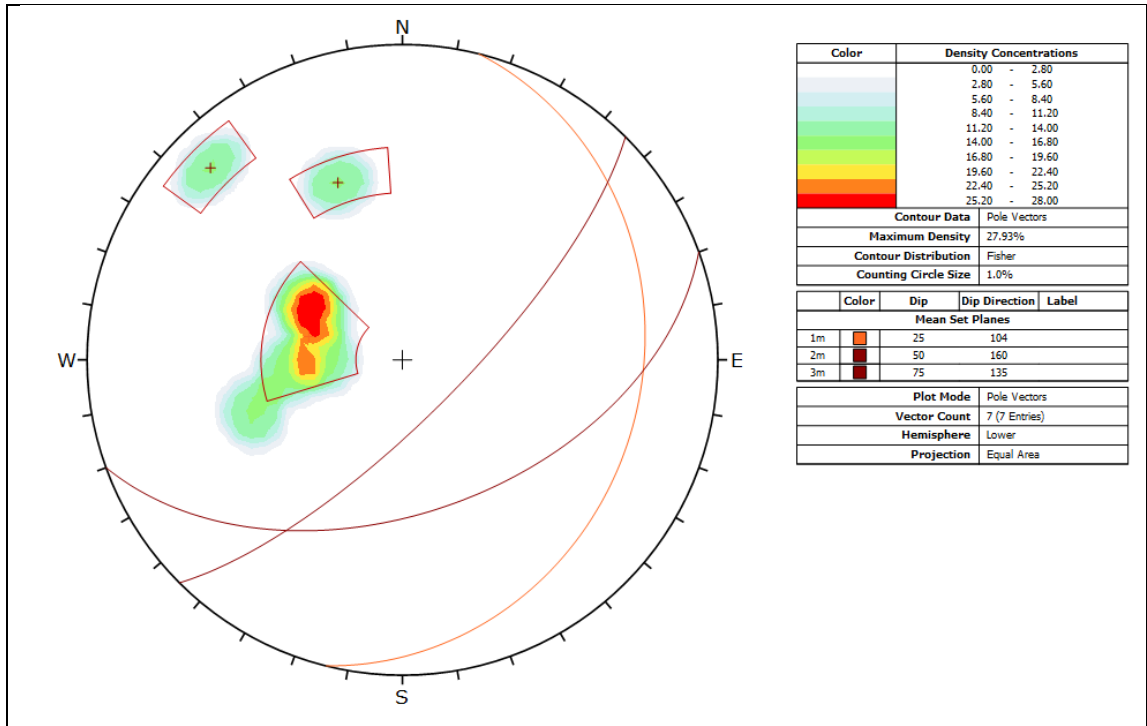


Figura 42. Planos preferenciales de estratificación registradas durante mapeo de superficie.



Figura 43. Estratificación de arcosas líticas rojizas en quebrada Cinchado.

#### 5.4.1.4. Diaclasas y vetillas

Las direcciones de las diaclasas y vetillas son similares a las fallas. Los planos preferenciales de diaclasas son N87E/76°SE y N30E/65°SE, y en menor medida N65W/79°NE, N35W/78°NE, N50E/85°SE, N08E/79°SE y N45E/85°NW (Figura 44). Ocasionalmente las diaclasas se asocian a mineralización de cobre.

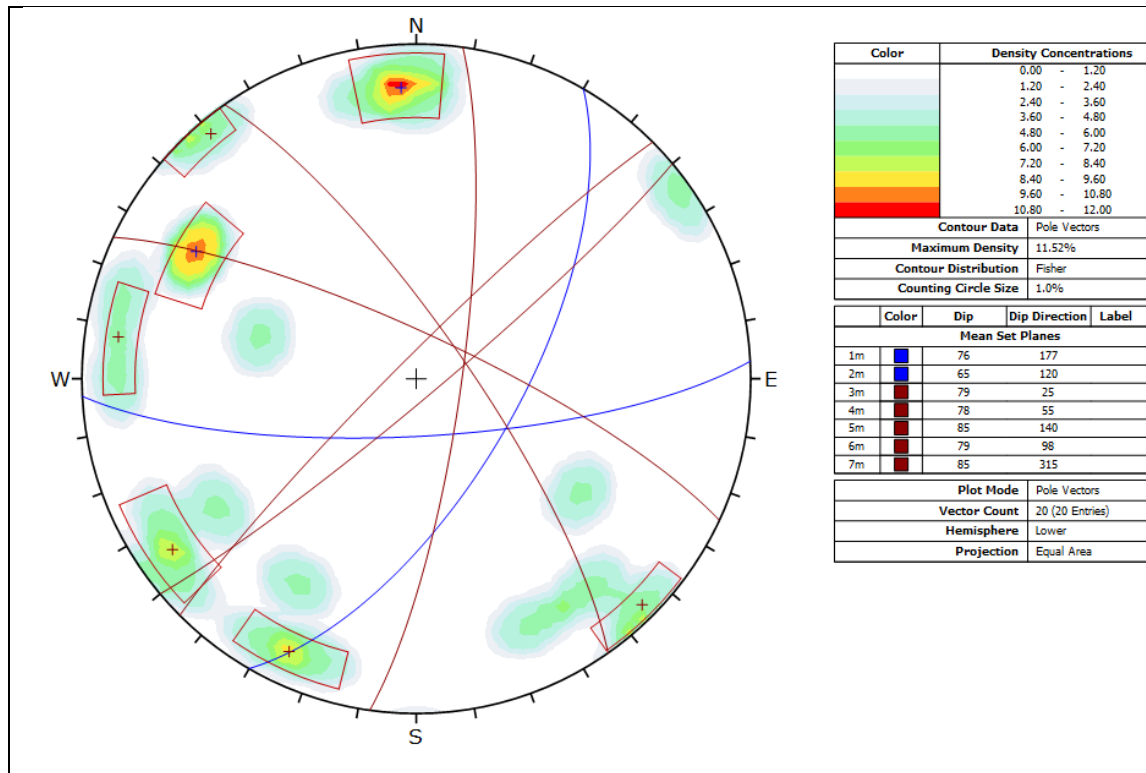


Figura 44. Planos preferenciales de diaclasas registradas durante mapeo de superficie.

Las vetillas son principalmente de calcita, de grandes longitudes y de espesores de 10 a 40 cm. Presentan las siguientes actitudes E-W/78°S, N47E/85°SE, N23E/67°SE, N23W/65°NE, N05W/45°NE y N70E/72°SE (Figura 45) (Figura 46).

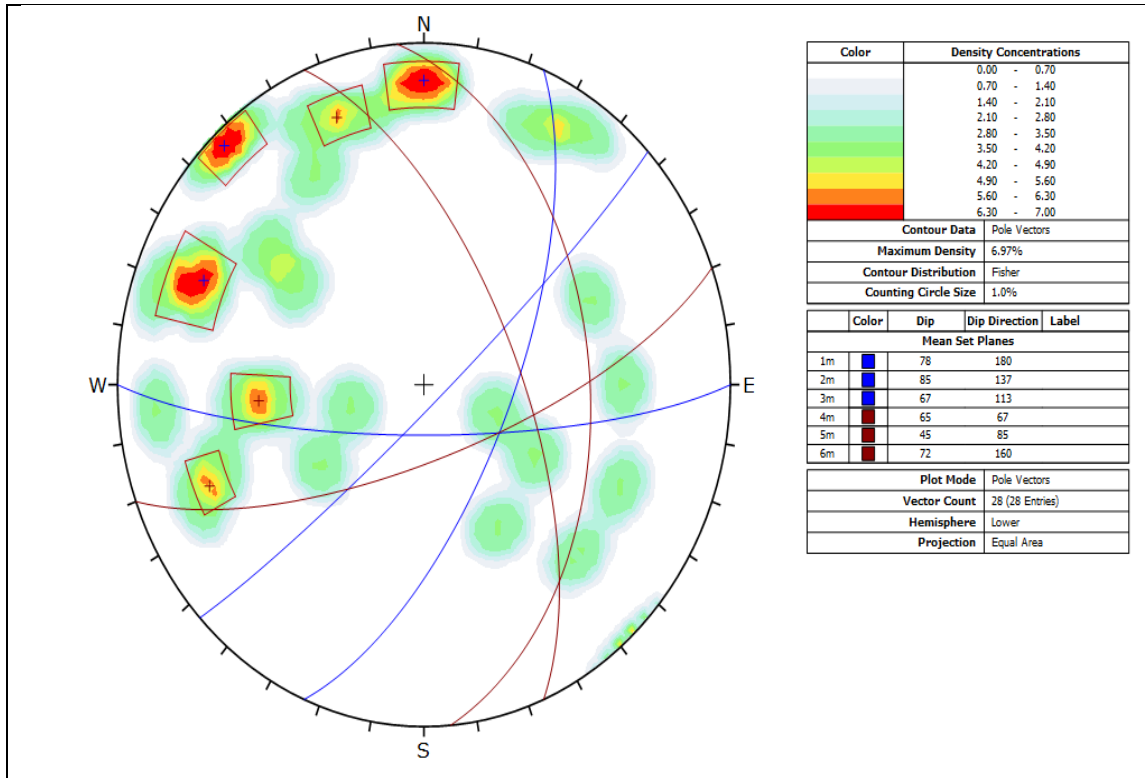


Figura 45. Planos preferenciales de vetillas registradas durante mapeo de superficie.

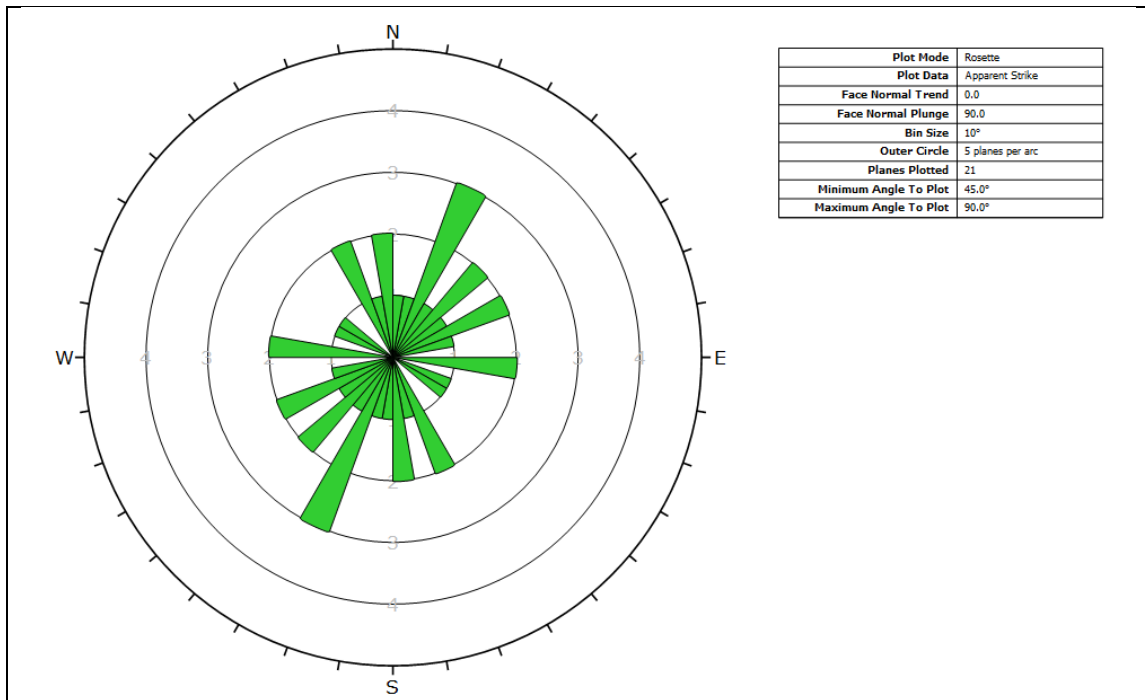


Figura 46. Diagrama de roseta de vetillas registradas durante mapeo de superficie.

#### 5.4.1.5. Pliegues

Existe solo un afloramiento en el área de estudio que muestre evidencias de deformación dúctil, el cual está representado por un pliegue anticlinal con vergencia hacia el este. Tiene características de un pliegue semi tumbado, con un ángulo de interflanco cerrado de  $55^\circ$ , presenta flancos con orientación NS/ $20^\circ$ E y N45E/ $75^\circ$ SE con un plano axial medido de N30E/ $30^\circ$ SE (Figura 47).



Figura 47. Pliegue cerrado en unidad arcosa lítica rojiza en sector noroeste del sector de estudio.

## 5.4.2. Estructuras medidas en interior mina

### 5.4.2.1. Fallas

Las distintas fallas descritas en el interior de mina Mantos Cobrizos corresponden a estructuras *post*-mineralización, movilizandando las zonas mineralizadas del manto. La figura 48 detalla los principales planos de las fallas medidas al interior de la mina. El principal plano tiene una actitud de N09W/48°NE y dos planos secundarios de N31E/46°SE y N83E/48°SE (Figura 49). Estas fallas presentan relleno de calcita y salbanda. Presentan longitudes variables desde unos pocos metros (<5m) hasta más de 50 m. En las zonas de contacto de las fallas con la andesita ocoíta, suele concentrarse mayor cantidad de ley de cobre.

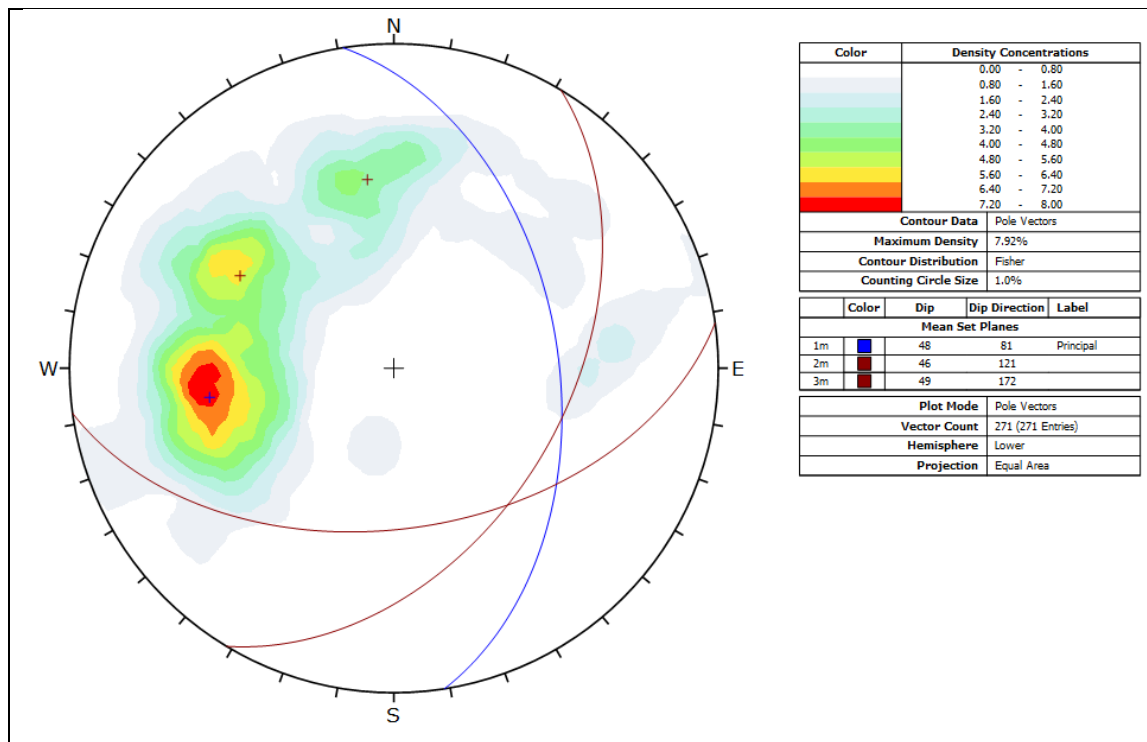


Figura 48. Principales planos preferenciales de fallas registradas en interior mina.

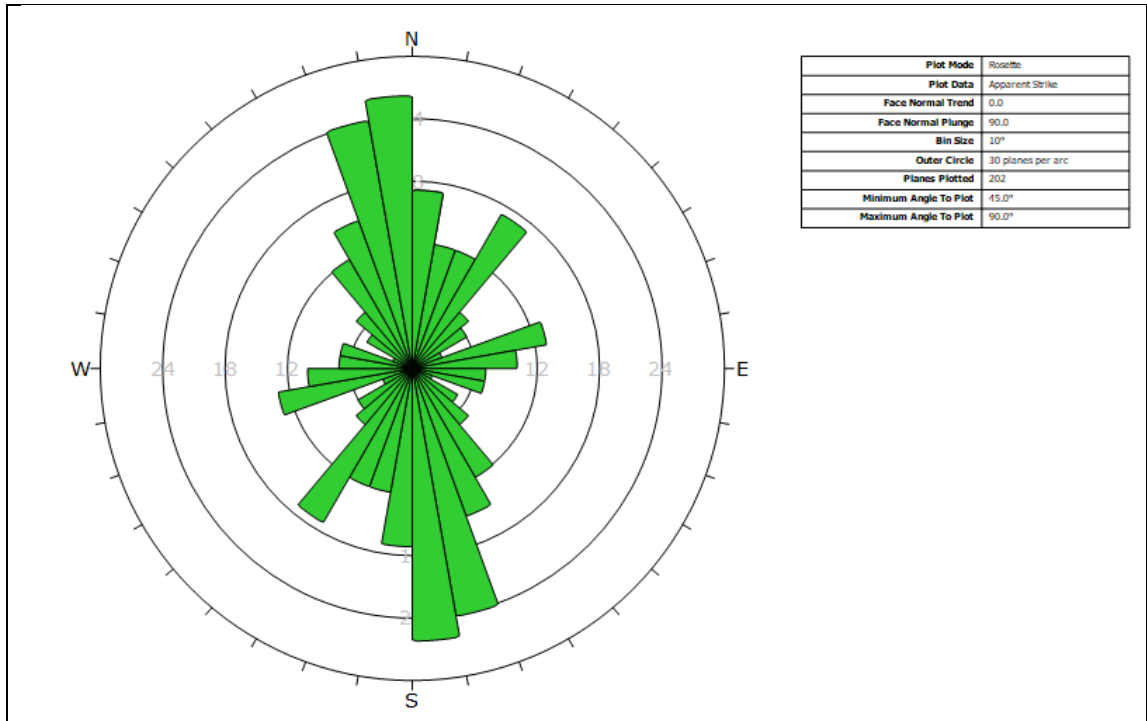


Figura 49. Diagrama de roseta de fallas registradas en interior mina.

#### 5.4.2.2. Diques

La unidad de dique microdiorítico, presenta potencias desde 0.5 a 3 m, cortan a todas las unidades litológicas de la mina y en ocasiones suele concentrar mineralización de sulfuros de cobre en los límites entre el dique y la roca de caja. Además, suele observarse en los límites con las demás unidades rellenos de calcita (Figura 50). Las figuras 51 y 52 detallan las principales tendencias de los diques en interior mina, con tres tendencias principales: N86E/80SE, N50W/65SW y N15W/71NW.



Figura 50. Unidad de microdiorita cortando unidades en interior mina.

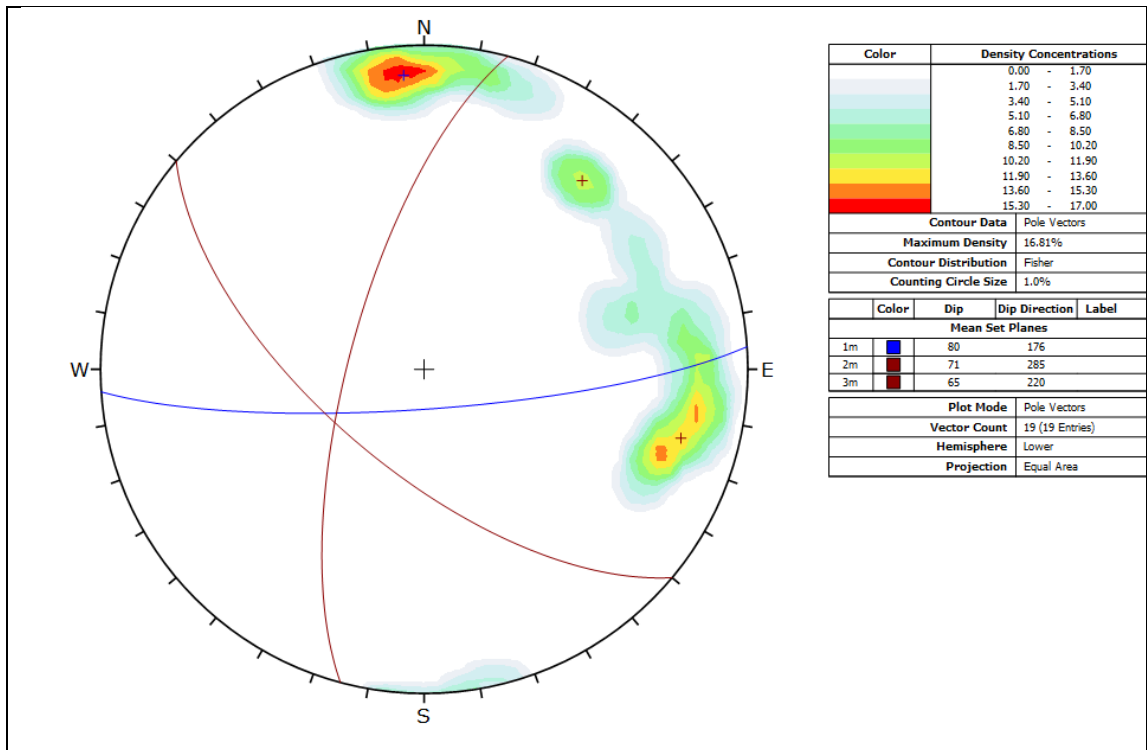


Figura 51. Planos preferenciales de diques registradas en interior mina.

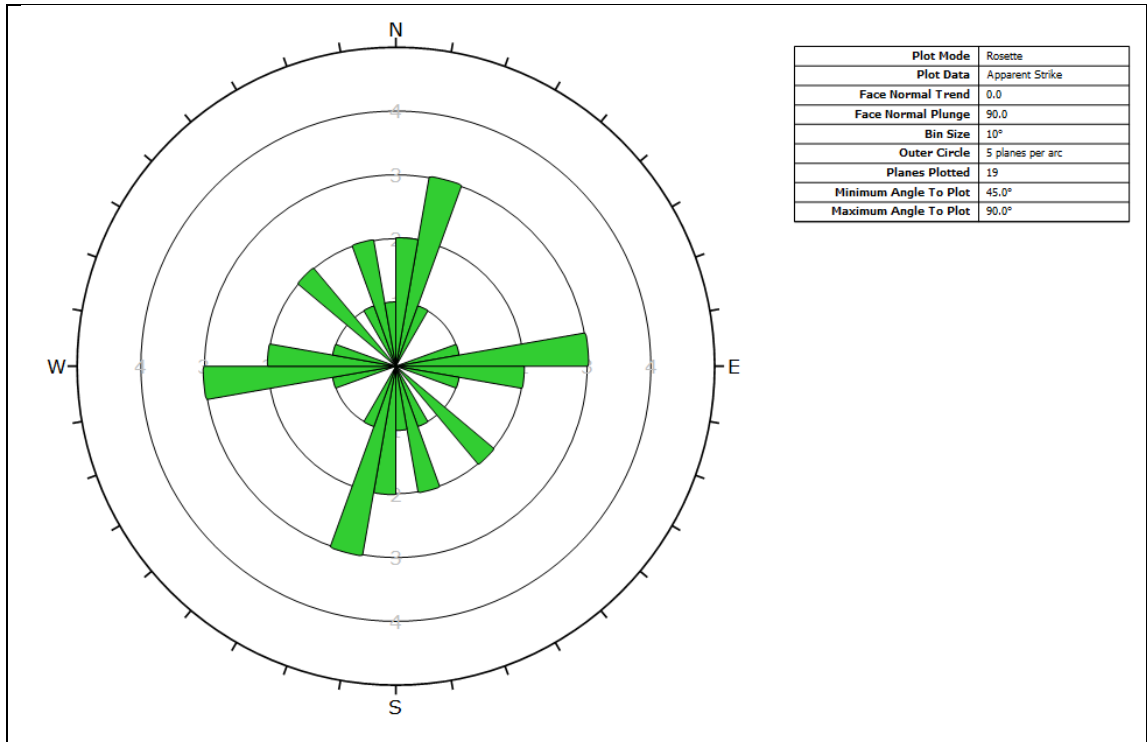


Figura 52. Diagrama de rosetas diques registradas en interior mina.

#### 5.4.2.3. Diaclasas

Las diaclasas presentes en la mina Mantos Cobrizos están asociadas a la unidad de andesita porfídica, el estudio del set de diaclasas se puede observar en el ploteo de redes estereográficas de la figura 53 y figura 54, con planos poli direccionales, pero con predominio en tres direcciones preferenciales: N10W/56°SW, N06E/51°SE y N82E/76°NW.

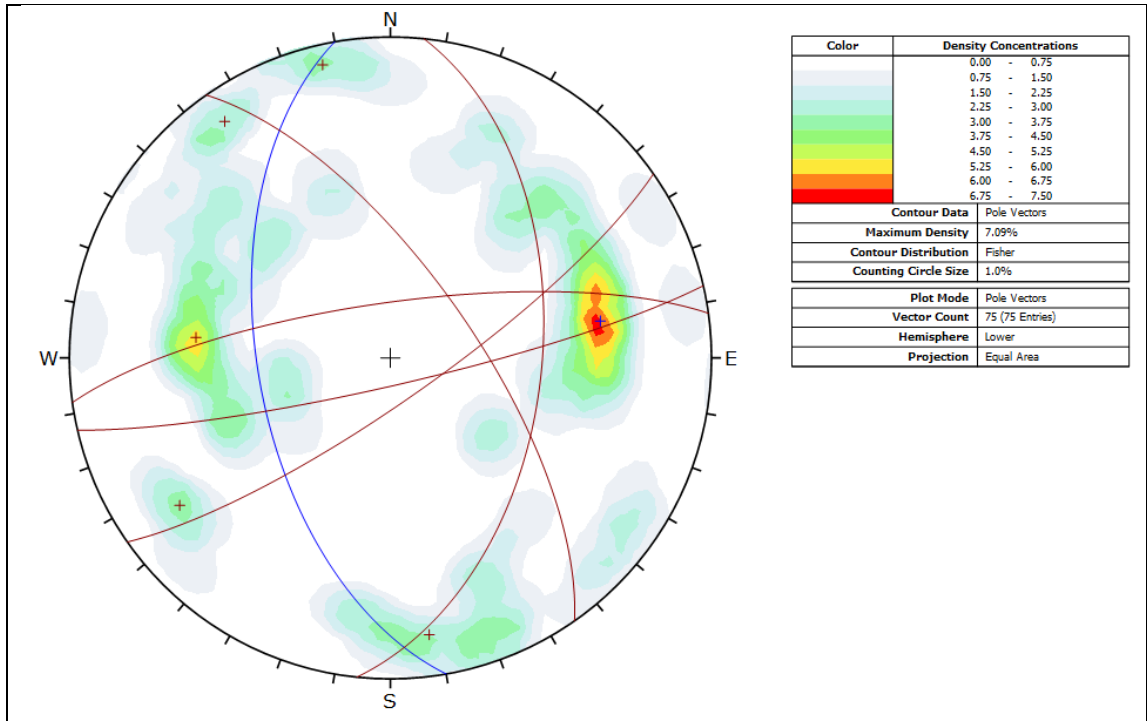


Figura 53. Planos preferenciales de diaclasas registradas en interior mina.

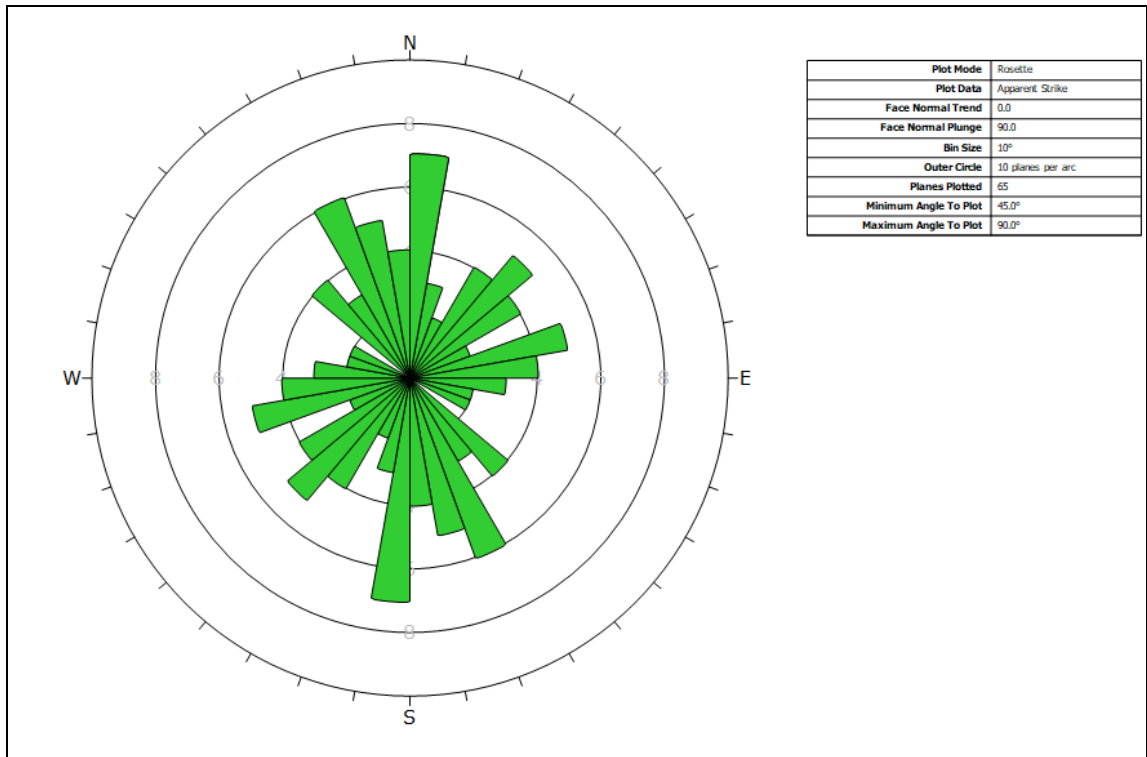


Figura 54. Diagrama de rosetas de diaclasas registradas en interior mina.

#### 5.4.2.4. Comportamiento de fallas por sectores

Un aspecto relevante del manto mineralizado es su cambio de rumbo a medida que se acerca hacia el sur, de un rumbo N20W en el norte, a un rumbo N05W hacia el sur. Un análisis de las fallas por sectores permitió comprender el comportamiento estructural de norte a sur y su relación con el cambio del rumbo del manto mineralizado, segmentando a Mantos Cobrizos en sectores (Figura 55): Sector Mantos Cobrizos norte (M.C.N) desde el perfil 300 hacia el noroeste, el sector Mantos Cobrizos centro (M.C.C) distribuido entre el perfil 0 a 300, el sector Mantos Cobrizos sur (M.C.S) entre los perfiles 0 a -200 y finalmente el sector Mantos Cobrizos sur-sur (M.C.S.S) distribuida desde el perfil -200 hacia el sureste.

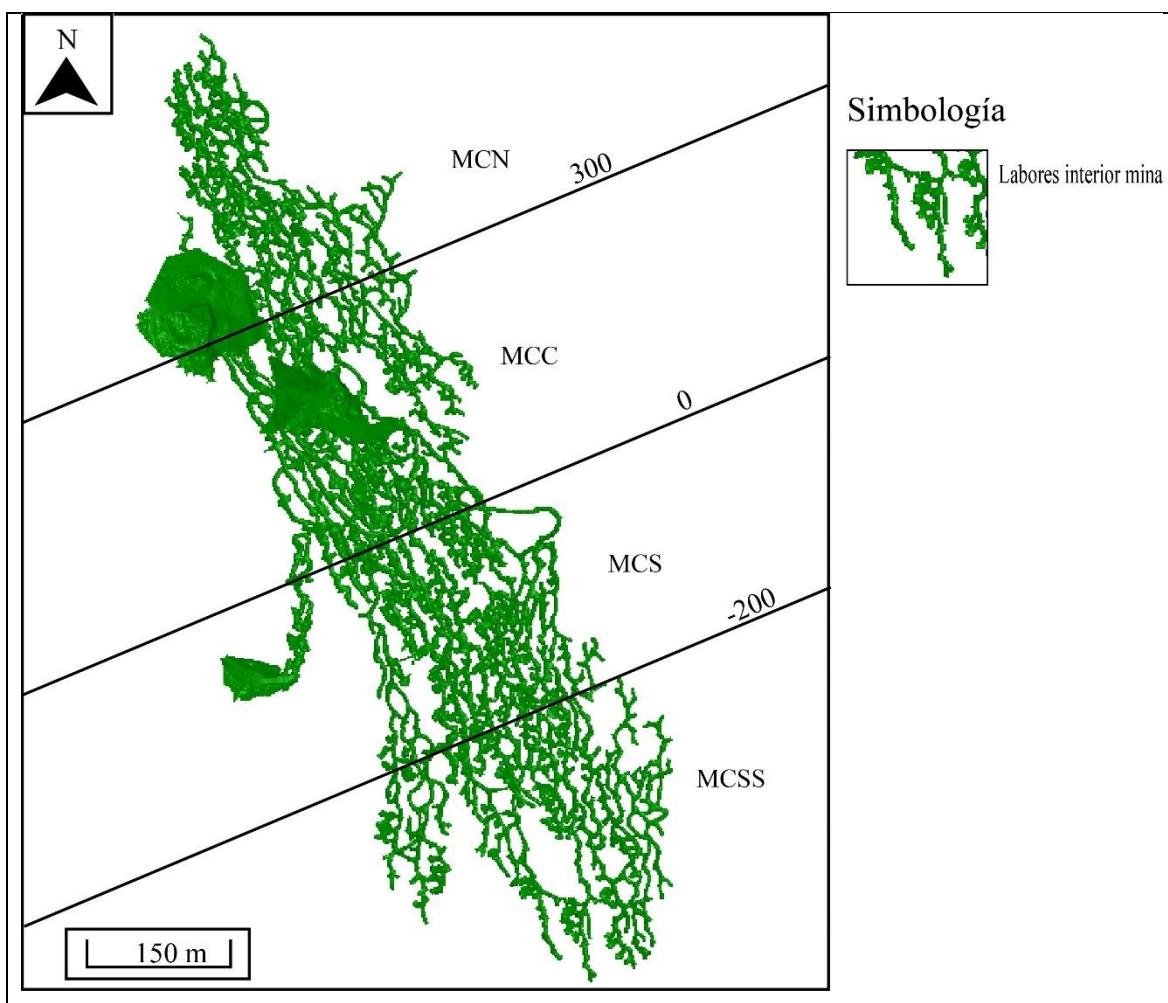


Figura 55. Ubicaciones y distribución de labores de Mina Mantos Cobrizos de los distintos niveles.

## Sector Mantos Cobrizos Norte

El sector norte de la mina Mantos Cobrizos presenta un plano preferencial de fallas con una actitud de N21W/49°NE y dos planos secundarios N80E/33°SE y N37E/38°SE (Figura 56) (Figura 57). Las características principales de este sector es la dirección del manto mineralizado, el cual presenta una actitud N20°W/35°NE y diques asociados a fallas de dirección NE.

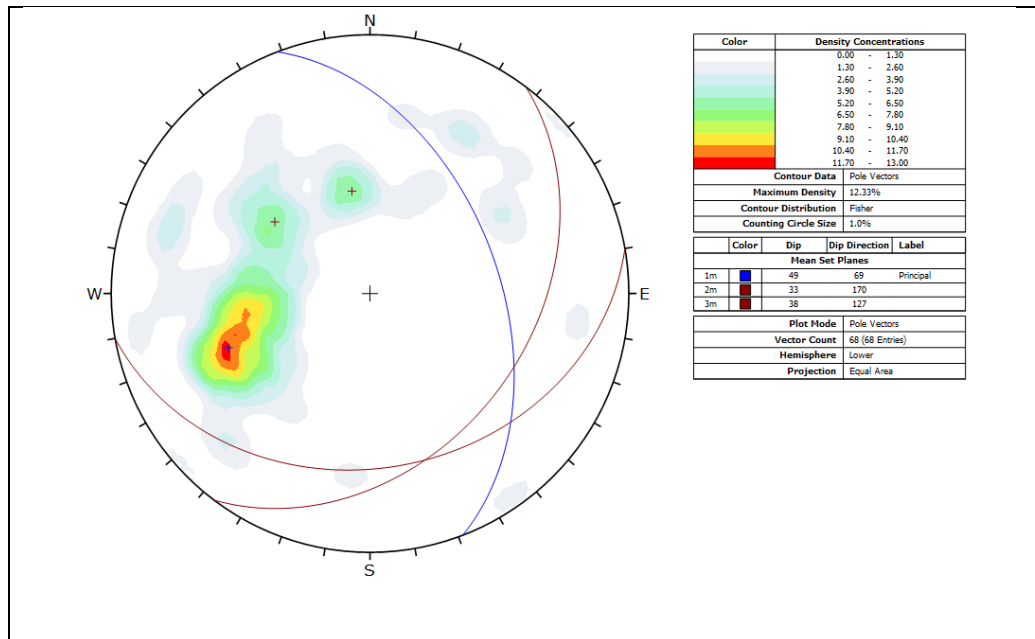


Figura 56. Planos de fallas principales en sector Mantos Cobrizos Norte.

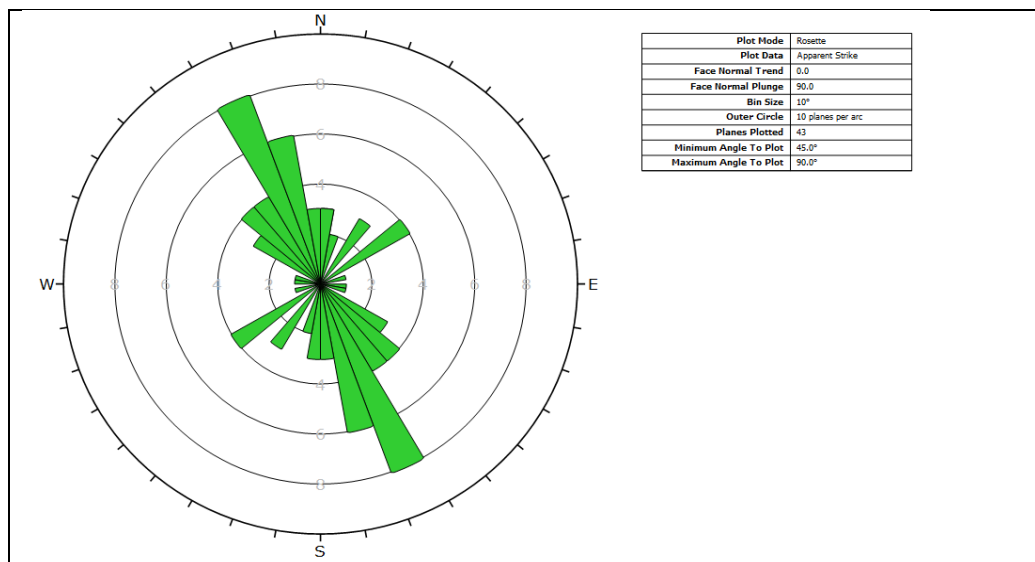


Figura 57. Diagrama de rosetas de fallas en Mantos Cobrizos Norte.

## Sector Mantos Cobrizos Central

El sector central de la mina presenta un plano preferencial de falla de actitud N89E/54°SE y planos secundarios de N18E/35°SE y N37E/51°SE (Figura 58) (Figura 59). La gran cantidad de fallas EW obedece a la presencia de numerosos cuerpos de diques que presentan desplazamiento dextral.

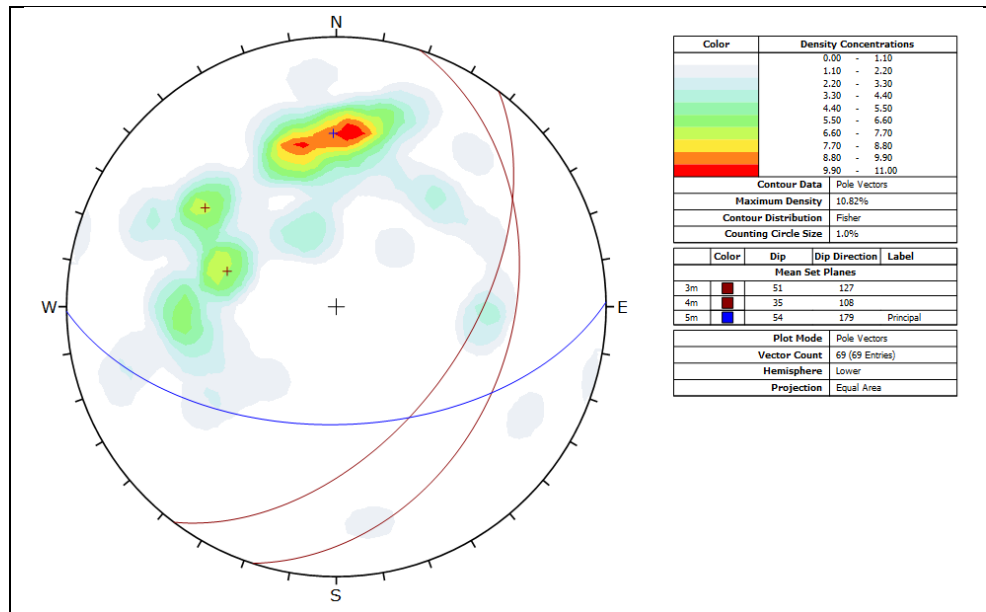


Figura 58. Planos preferenciales de fallas en sector Mantos Cobrizos Central.

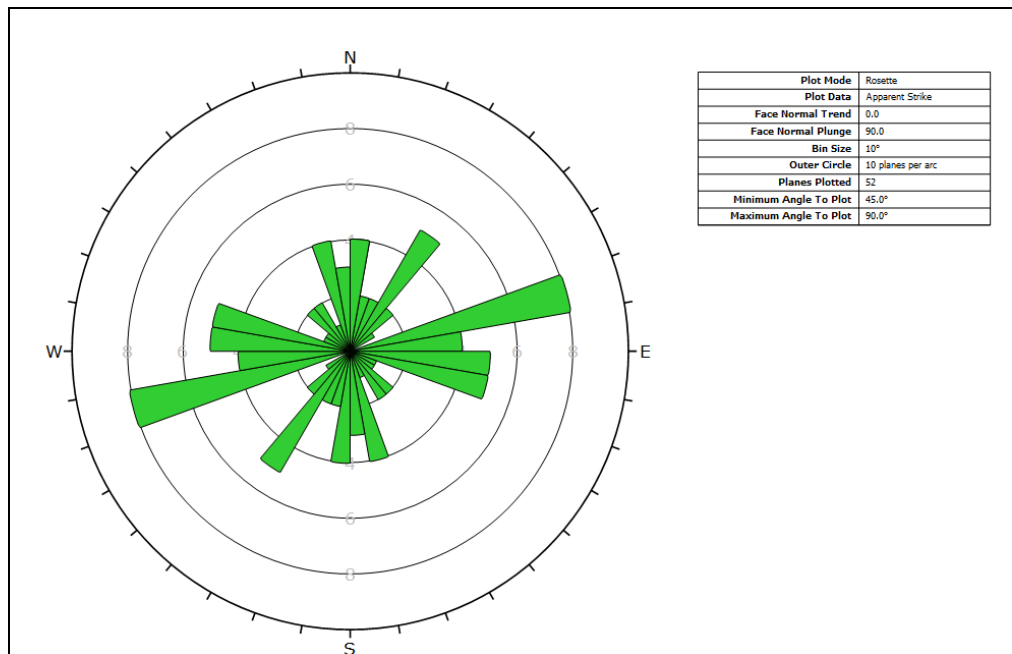


Figura 59. Diagrama de rosetas de fallas en sector Mantos Cobrizos Central.

## Sector Mantos Cobrizos Sur

El sector sur de la mina presenta un plano preferencial de fallas de actitud  $N07W/54^{\circ}NE$  y un plano secundario  $N21E/49^{\circ}SE$  (Figura 60) (Figura 61). El rumbo del manto a partir de este sector presenta una dirección NS, con diques-fallas de grandes dimensiones y de orientaciones NE y NS.

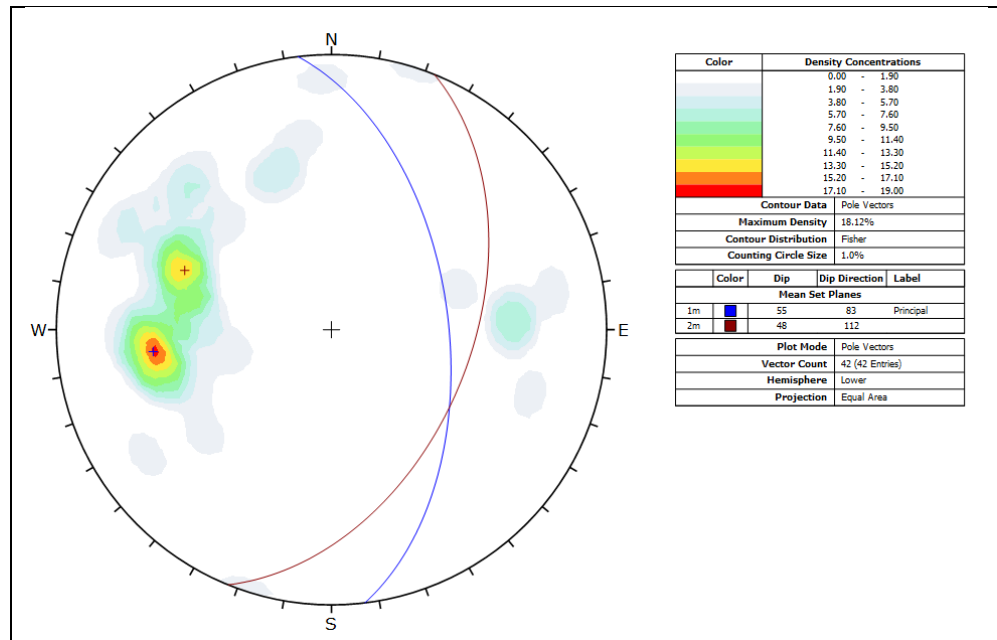


Figura 60. Planos preferenciales de fallas en sector Mantos Cobrizos Sur.

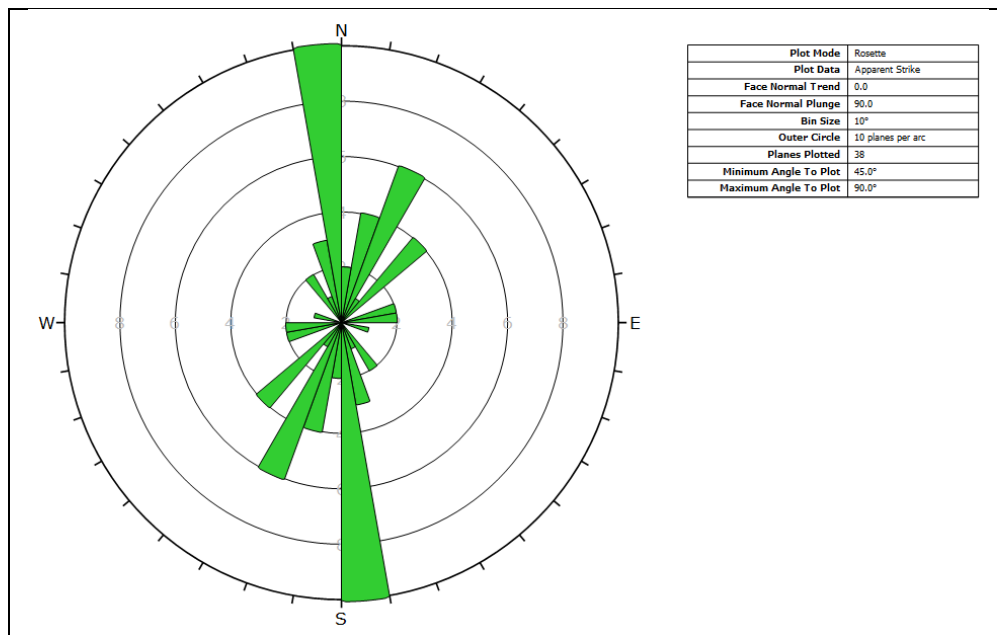


Figura 61. Diagrama de rosetas de fallas en sector Mantos Cobrizos Sur.

## Sector Mantos Cobrizos Sur-Sur

El sector sur-sur de la mina presenta un plano preferencial de fallas de actitud  $N01W/49^{\circ}NE$  y dos planos secundarios  $N29E/55^{\circ}SE$  y  $N21W/84^{\circ}NE$  (Figura 62) (Figura 63). Al igual que el sector anterior, el rumbo del manto mineralizado NS es similar a la orientación del plano principal de falla de actitud  $N01W$ , evidenciando que las principales estructuras tienen la misma dirección que el manto mineralizado. Se han observado fallas sinistralas NE y Fallas NNW de manteos mayores a  $80^{\circ}$  y de grandes corridas ( $>60m$ ).

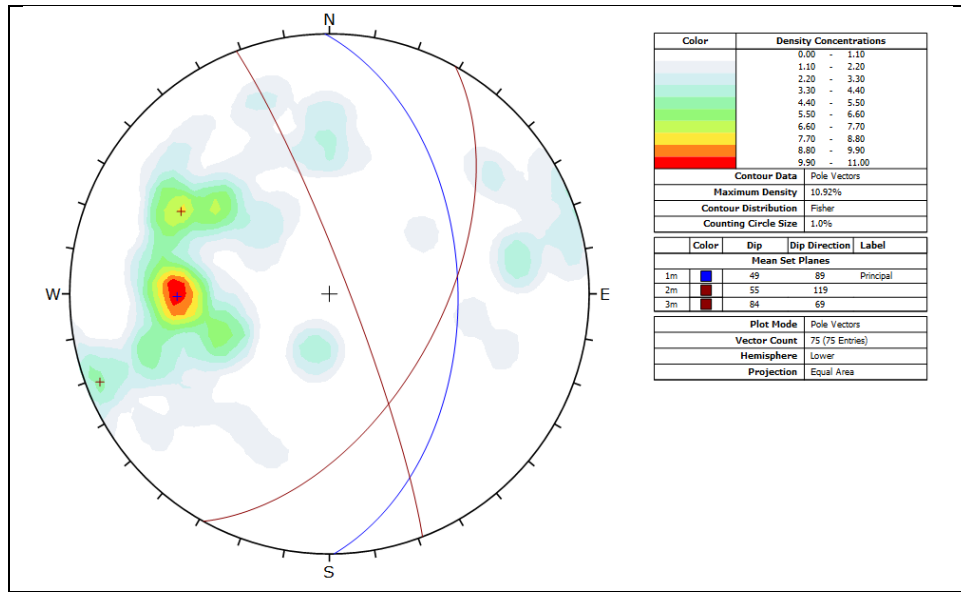


Figura 62. Planos preferenciales de fallas en Mantos Cobrizos sur-sur.

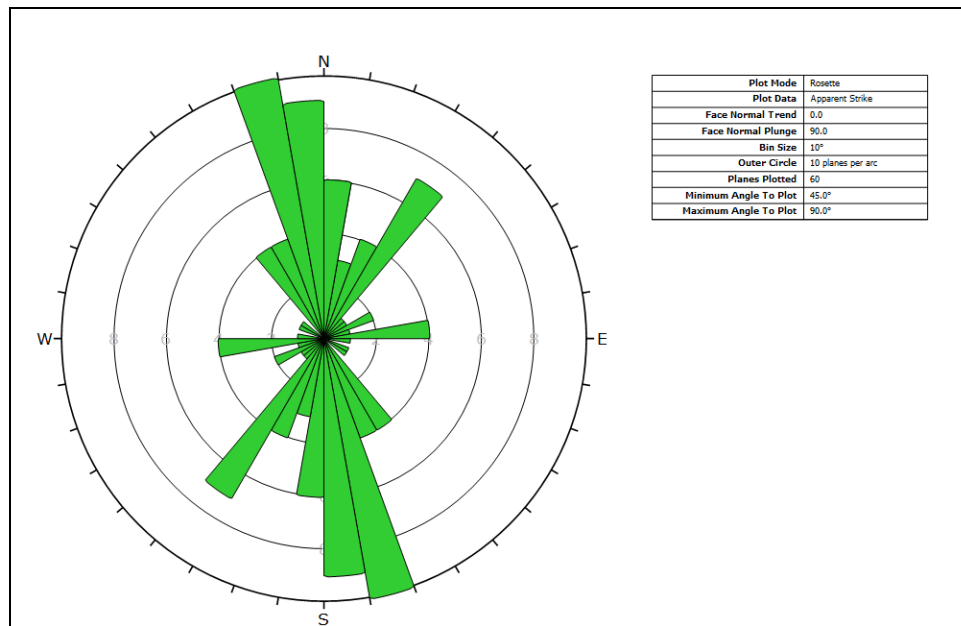


Figura 63. Diagrama de rosetas de fallas en Mantos Cobrizos sur-sur.

### 5.4.3. Cinemática y temporalidad

A través del mapeo de superficie se detectaron diversas relaciones de corte entre estructuras, en su mayoría relacionadas a diques-fallas al sur del sector de estudio. En la figura 64 y figura 65, se observan dos diques microdioríticos que afloran en el sector sur del área de estudio.

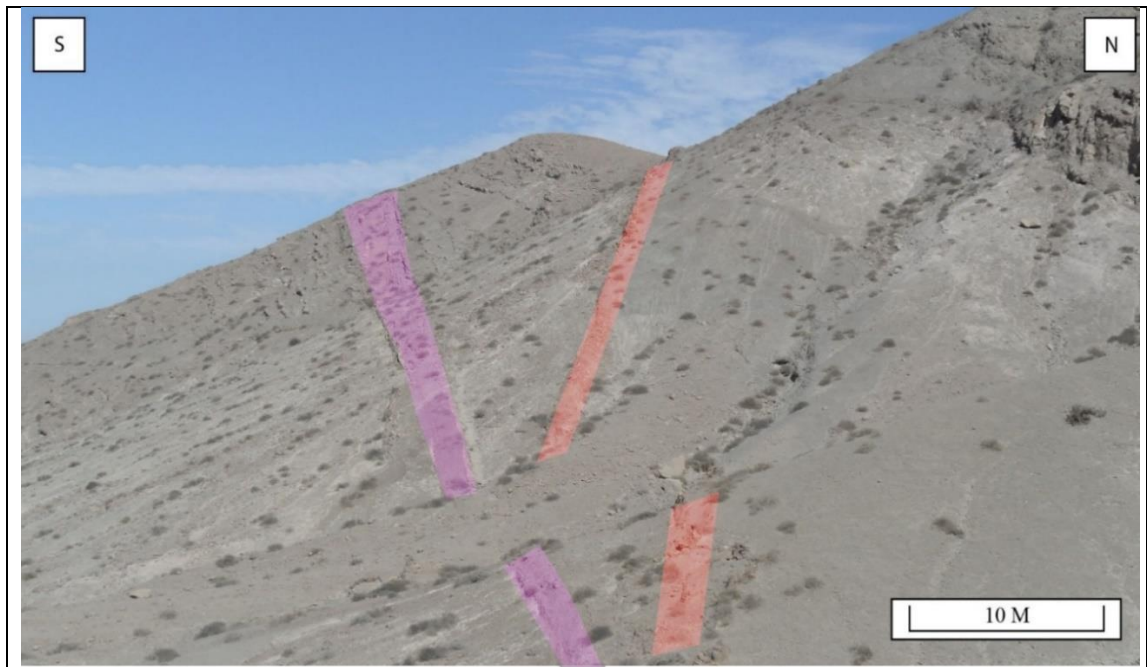


Figura 64. Diques microdioríticos aflorando en sector sur del área de estudio

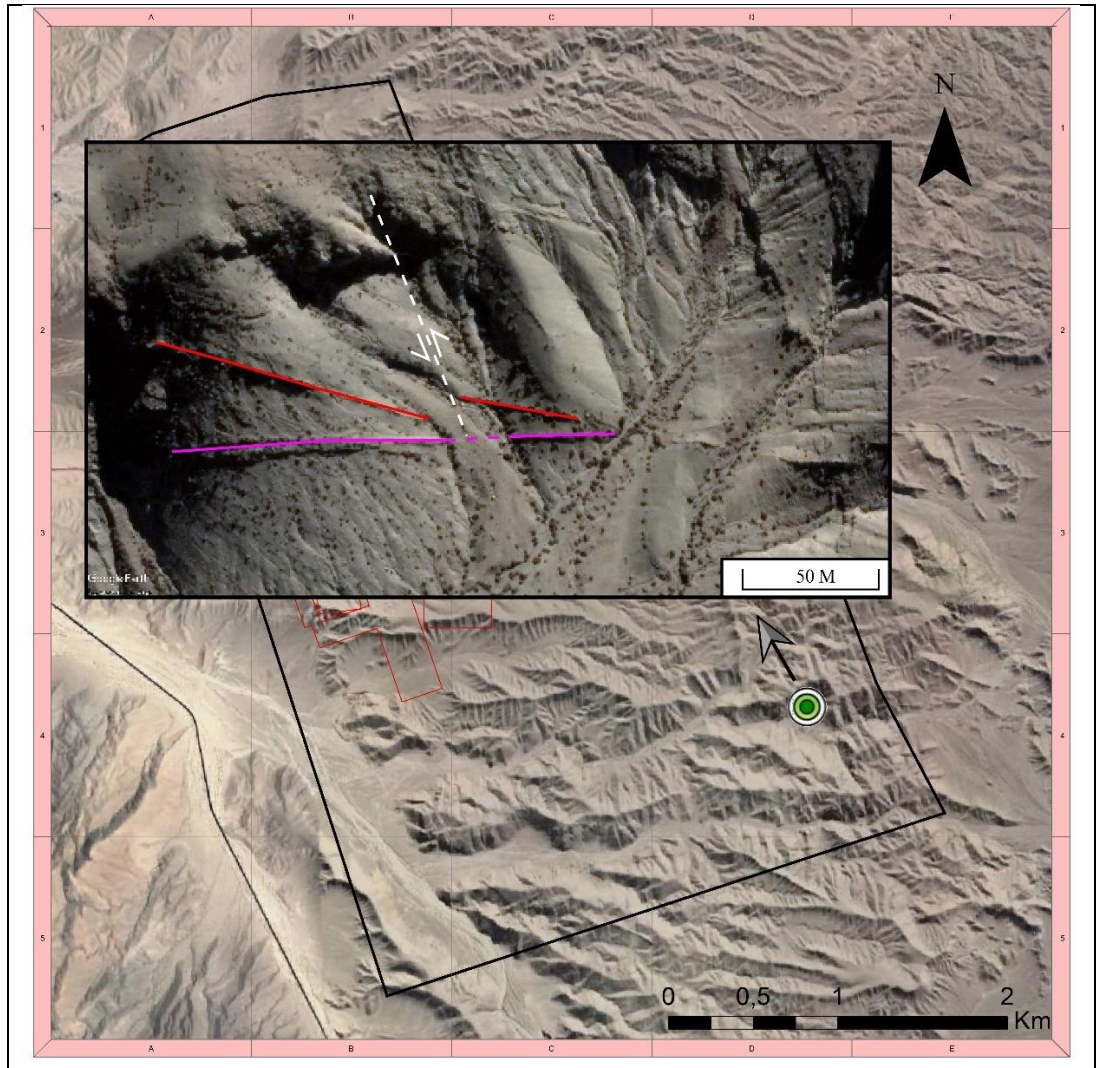


Figura 65. Relación cinemática y temporal entre dos diques y falla proyectada en vista de planta. Fuente: Google Earth.

El dique representado por color magenta tiene una composición microdiorítica, mientras que el dique representado por color rojo corresponde a un dique microdiorítico con mayor índice de color y con matriz de color gris. La estructura más antigua corresponde al dique rojo NW, seguido de la falla de actitud  $N20W/75^{\circ}NE$  que desplaza al dique representado en rojo de manera sinistral siendo el dique de color magenta de tendencia EW el que atraviesa a las demás estructuras.

En el sector sureste del área de estudio en la figura 66 ambos diques son cortados por una falla de rumbo N12E de cinemática sinistral, donde los diques en esta ocasión serian anteriores a la falla NNE.



Figura 66. Falla NNE sinistral cortando dos diques en sector sureste del área de estudio. Fuente: Google Earth.

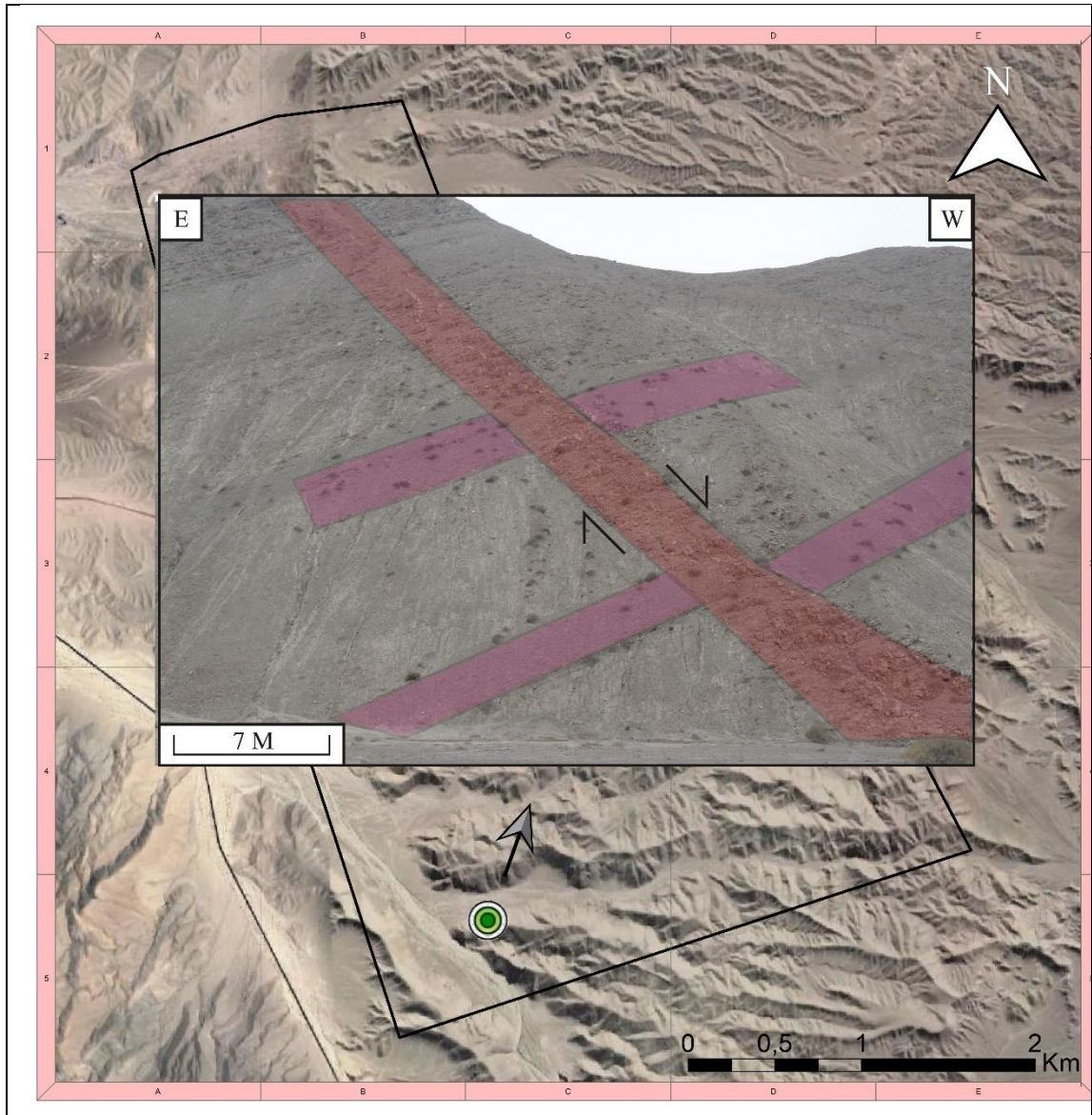


Figura 67. Relación de temporalidad entre diques en sector sur del área de estudio.

En el sector sur del área de estudio se observa una relación de corte entre dos diques de composiciones levemente distintas. El dique-falla de microdiorita (representado de color rojo), con una actitud  $N20W/40^{\circ}NE$  presenta un movimiento del tipo normal, afectando al dique de tonalidad grisácea de composición microdiorítica (representado de color rosa), con una actitud  $N45E/86^{\circ}SE$  (Figura 67).

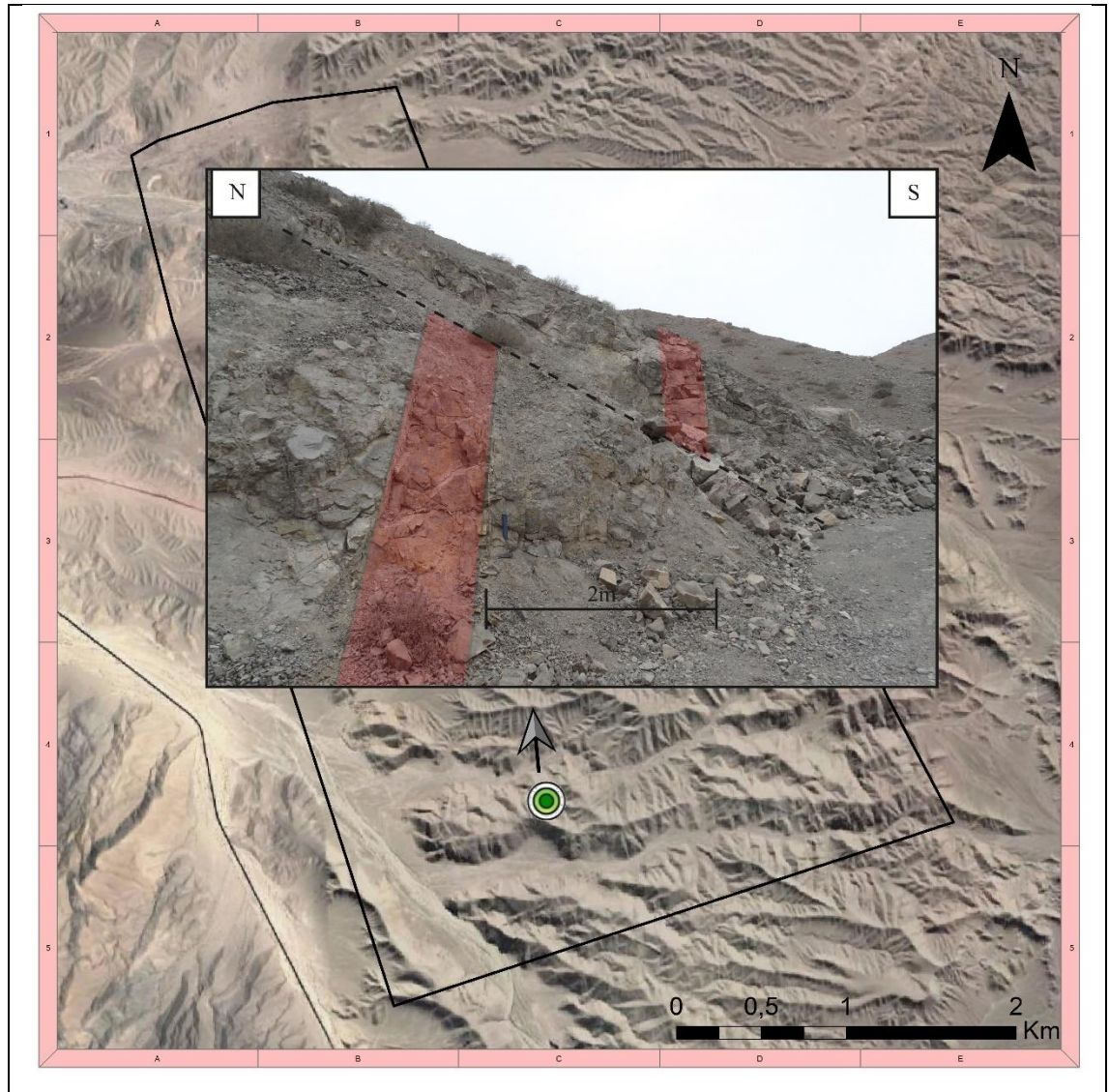


Figura 68. Dique es desplazado por falla NS/68°W en sector sur del área de estudio.

En el sector sur del área de estudio un dique con actitud EW/88°N de 1m de potencia es desplazado por una falla de actitud NS/68°W. En la caja izquierda se presenta una leve mineralización de crisocola y vetilleo de calcita (Figura 68).

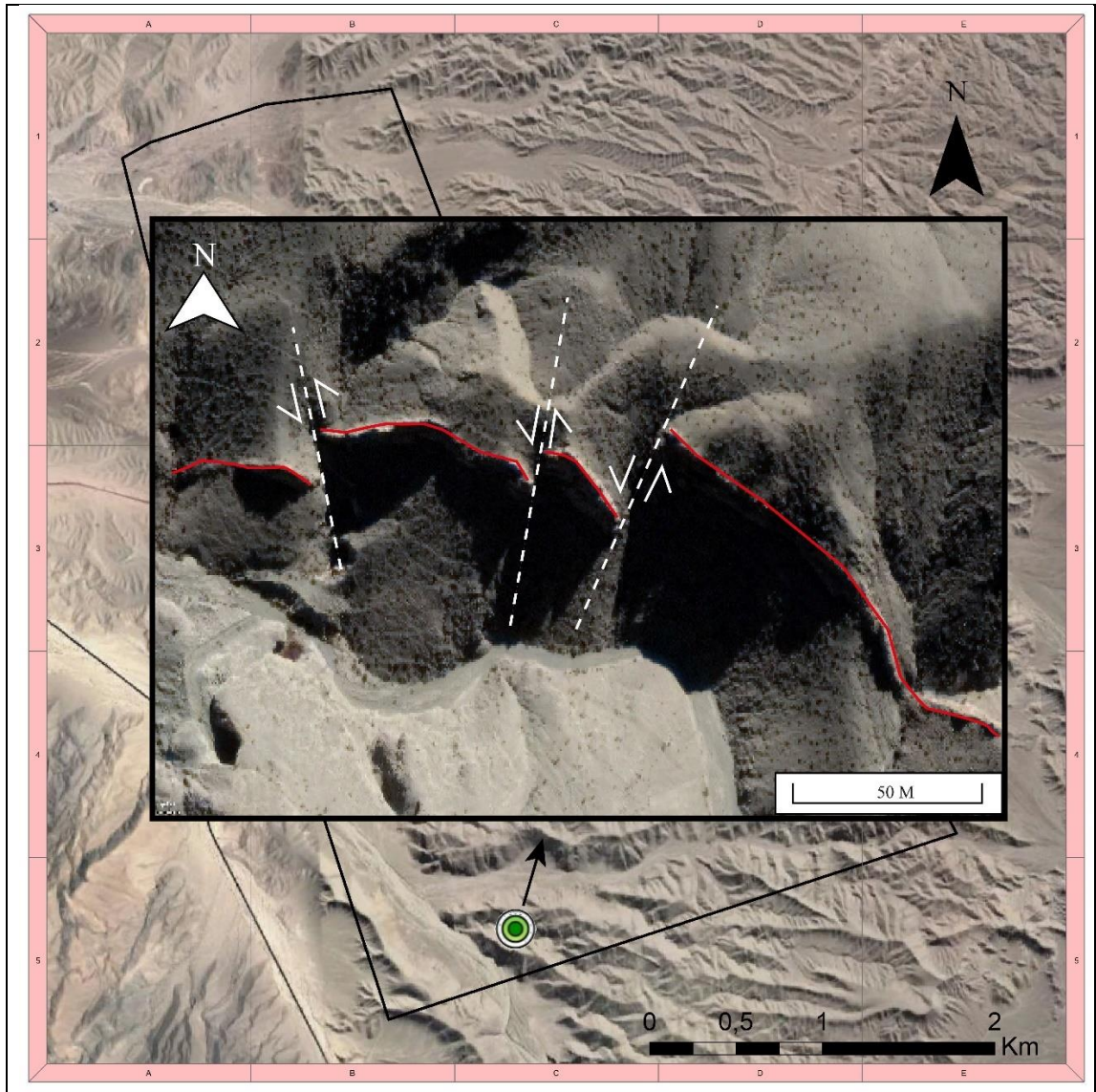


Figura 69. Fallas sinistralas desplazando dique. Fuente: Google Earth.

Según fotointerpretación en el extremo sur del área de estudio, tres fallas sinistralas de rumbos N10W, N10E y N25E desplazan a un mismo dique de orientación NW de manera sinistral (Figura 69).

Mediante fotointerpretación el dique (representado de color magenta), de orientación EW corta al dique de color (representado por un color rojo), de tendencia NW al sur del sector de estudio (Figura 70).



Figura 70. Interacción entre dos diques en imagen satelital. Fuente: Google Earth.

En interior mina, fallas inversas de rumbo N20W a N01W y un manto promedio de 54° cortan y generan bloques de manto mineralizado (Figura 71) (Figura 72). Estas estructuras abundan en el sector sur y sur-sur del yacimiento Mantos Cobrizos dificultando la proyección del manto.

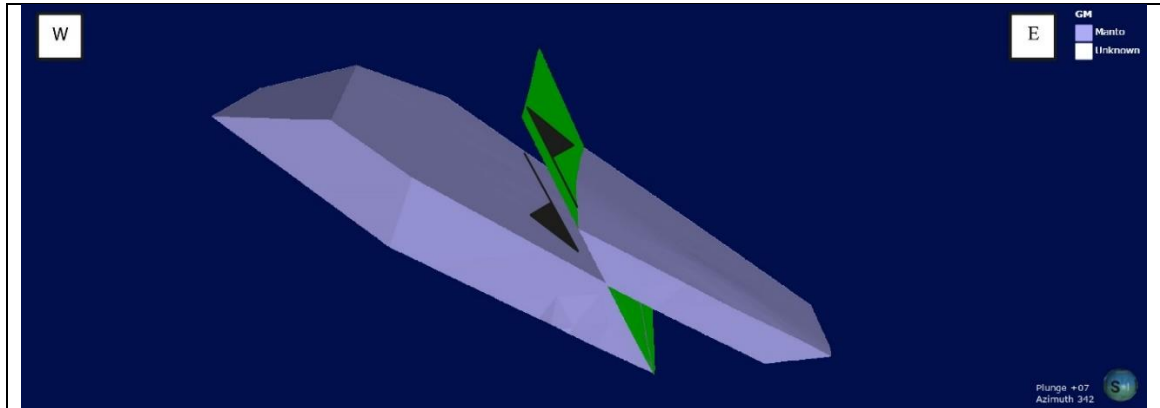


Figura 71. Falla inversa NNW desplazando al manto mineralizado (elaboración propia).

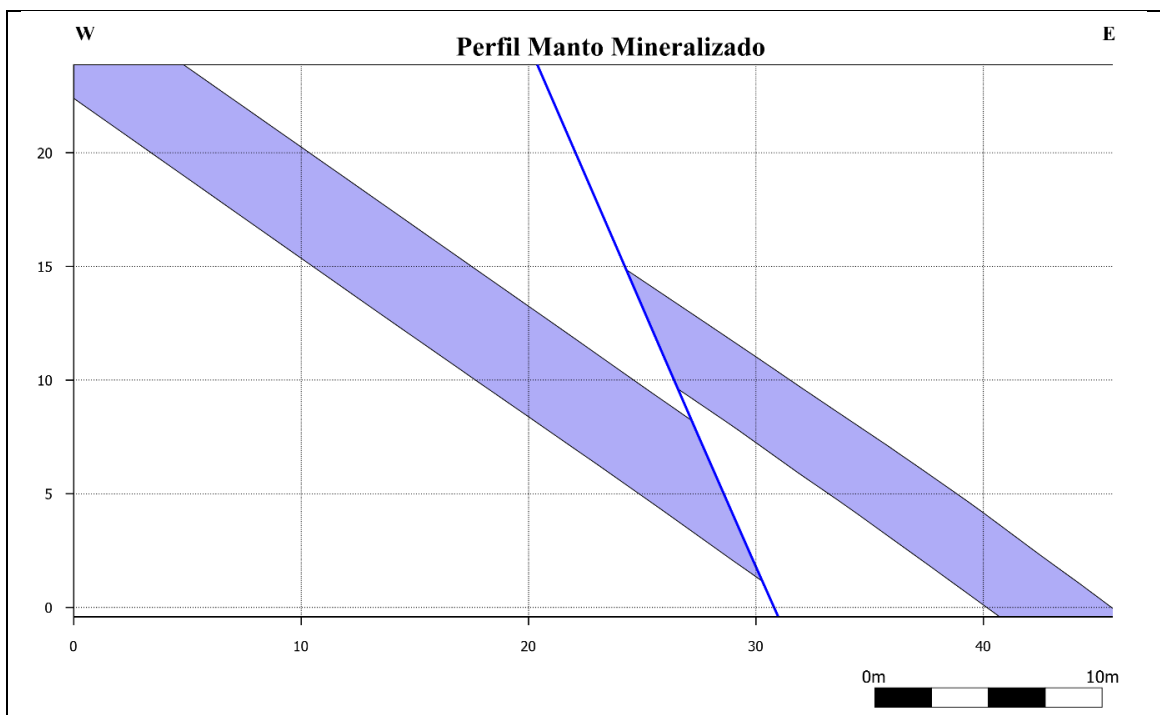


Figura 72. Perfil de manto mineralizado desplazado por falla inversa (elaboración propia).

De manera similar, estructuras de rumbo EW y manto promedio de  $50^\circ$ , desplazan de manera dextral al manto, donde las primeras en muchas ocasiones están relacionados a diques microdioríticos (Figura 73).

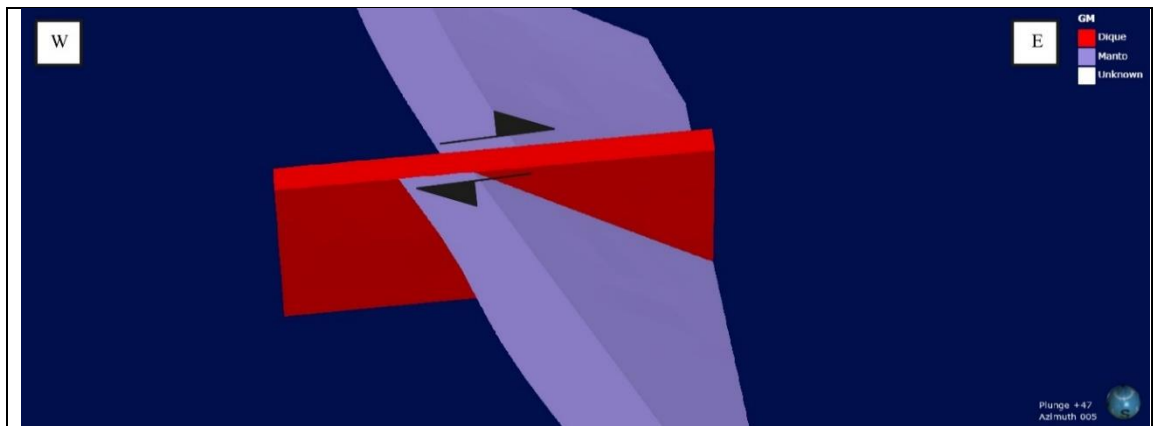


Figura 73. Dique-falla dextral cortando al manto mineralizado (elaboración propia).

Las fallas denominadas mayores NNW en Mantos Cobrizos presentan una cinemática de carácter inverso, generando bloques de mayores dimensiones, los cuales dominan en las cotas inferiores ( $<580$  m.s.n.m) (Figura 74).

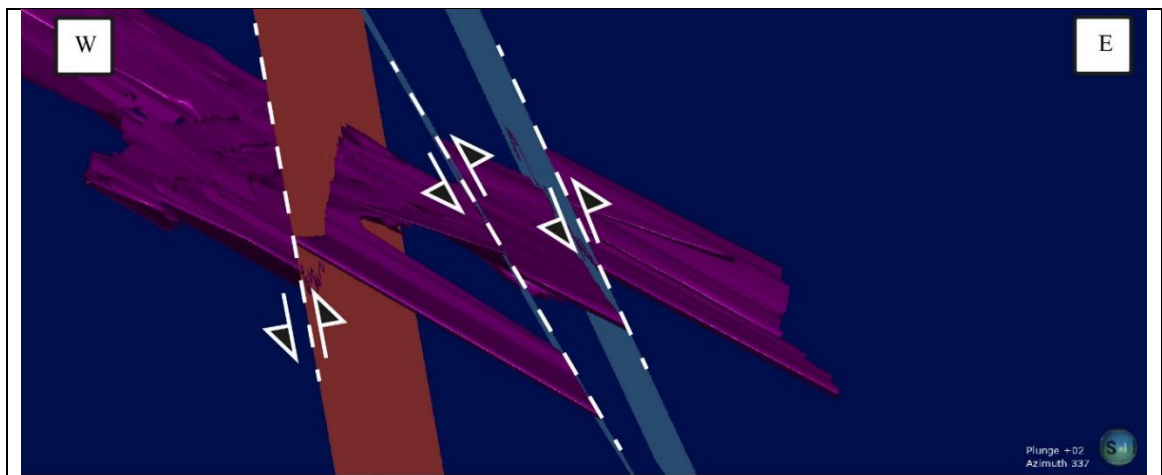


Figura 74. Fallas inversas NNW mayores desplazando al manto mineralizado (elaboración propia).

Las relaciones de corte relativo de estructuras observadas en los mapeos de interior mina, indican que las estructuras EW cortan y desplazan a las demás estructuras existentes, con excepción de las fallas NNE sinistralas. Por otra parte, las estructuras mayores NNW, NS y NNE suelen cortar y desplazar a las estructuras NW y NE (Figura 75). Finalmente, no existe una temporalidad clara entre las estructuras NW y NE, existiendo estructuras NW que cortan estructuras NE y viceversa (Figura 76).

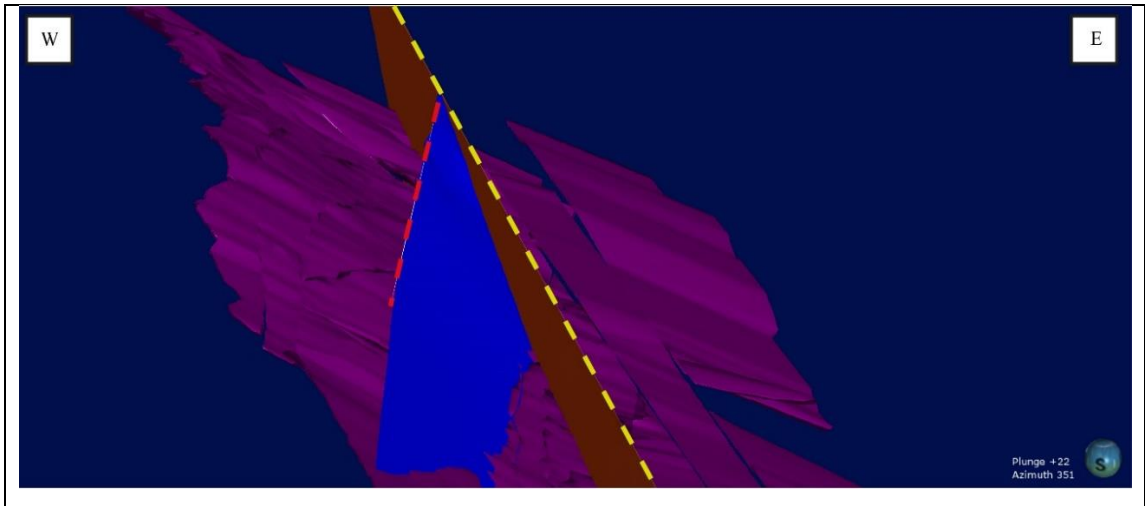


Figura 75. Falla NS cortando a Falla NE en manto mineralizado (elaboración propia).

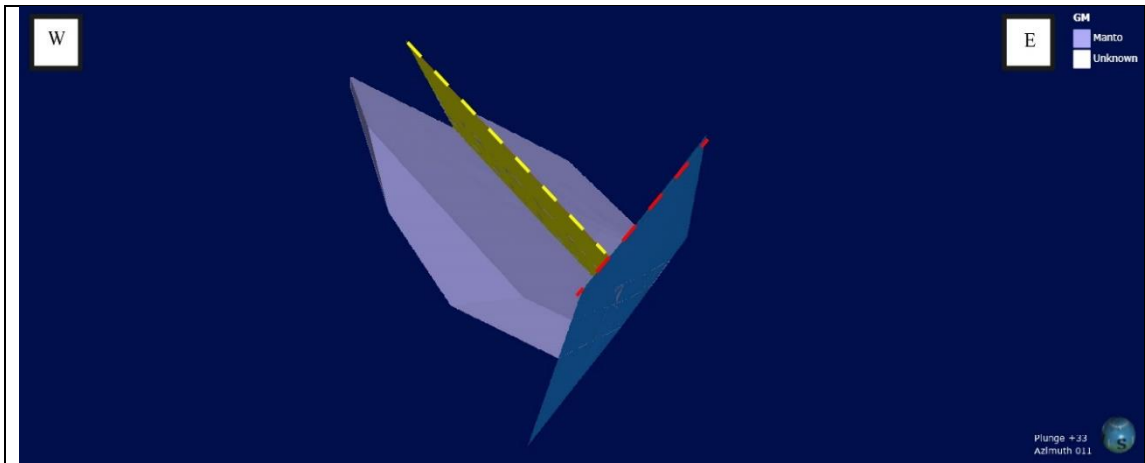


Figura 76. Falla NE cortando a Falla NW en manto mineralizado (elaboración propia).

### 5.5. Modelo estructural en Mantos Cobrizos

A partir de la información geométrica obtenida de fallas mayores y diques-fallas, tanto mediante mapeos de interior mina como de sondajes, sumado a la base de datos preexistente, se generó un modelo estructural 3D en el software Leapfrog Geo, ilustrando los principales comportamientos de las estructuras mayores y su interacción con un sólido del manto mineralizado con ley de corte 0.8% (CuT).

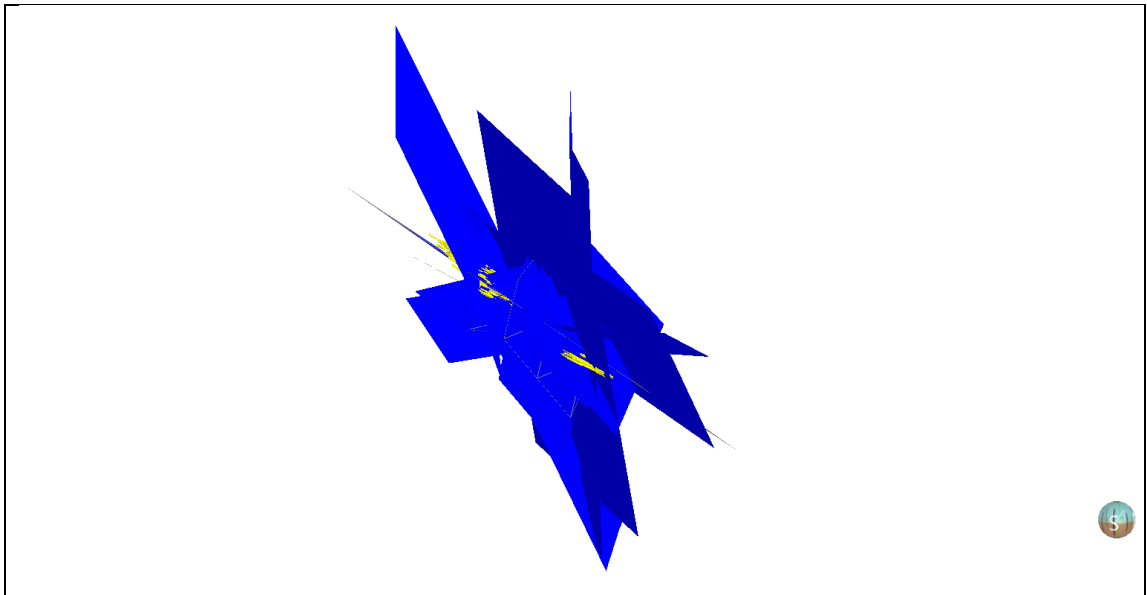


Figura 77. Base de datos de estructuras mayores en Mantos Cobrizos sin depuración y ninguna relación de temporalidad entre las estructuras.

La depuración de información de la base de datos de las estructuras mayores (Figura 77) y la instauración de una jerarquía/temporalidad de las estructuras mayores (Figura 78) permite una visualización más limpia y un mejor entendimiento de la interacción de las estructuras mayores con el manto mineralizado.

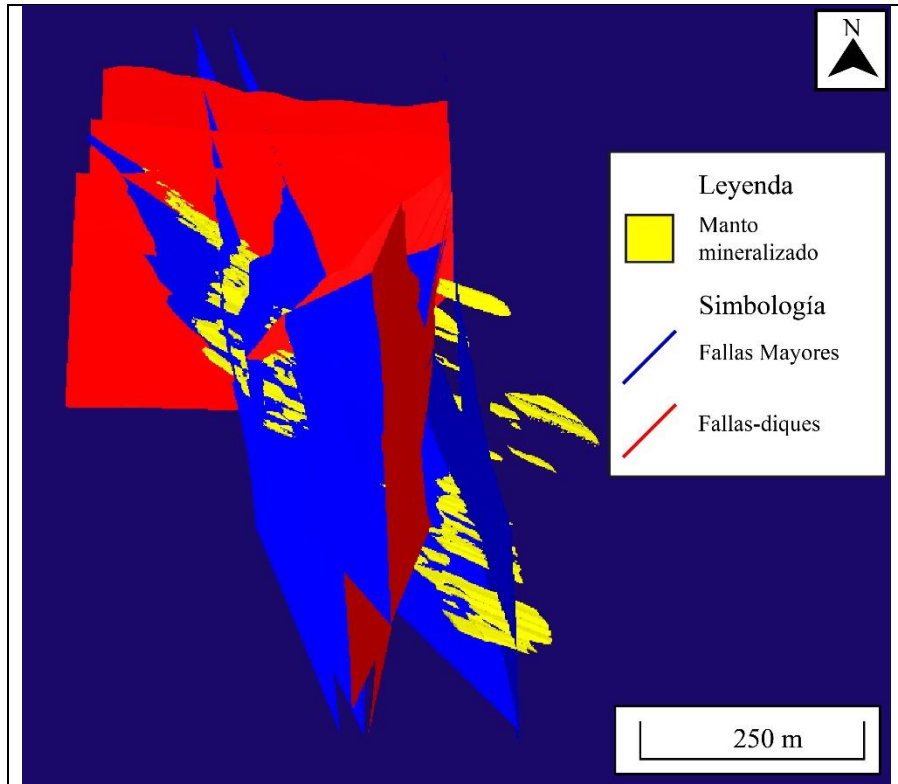


Figura 78. Modelo estructural en perspectiva 3-D en Mantos Cobrizos (elaboración propia).

Mediante secciones en planta como de perfil es posible analizar la interacción entre las estructuras y el manto mineralizado. La vista en planta evidencia la influencia de las estructuras mayores en el rumbo del manto mineralizado, en la cota 700 m (Figura 79), 600 m (Figura 80) y 540 m (Figura 81).

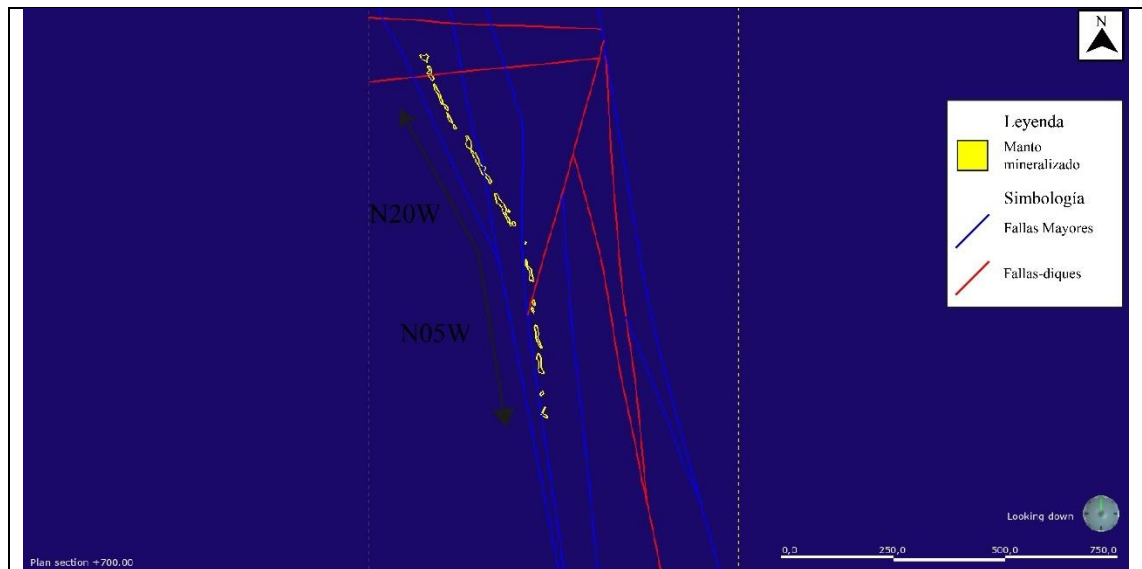


Figura 79. Planta 700 de modelo estructural en Mantos Cobrizos.

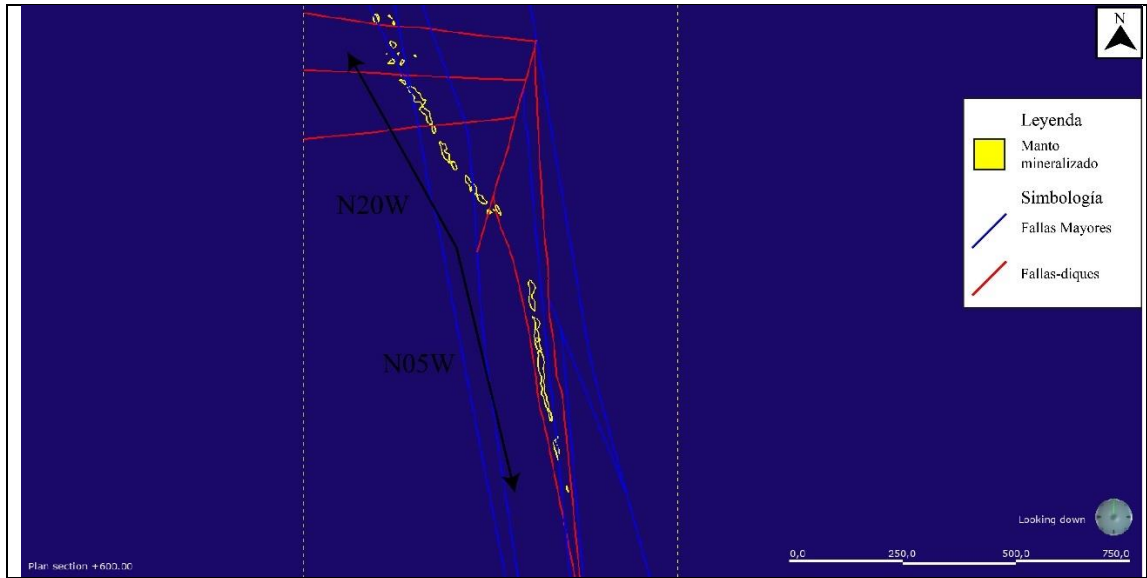


Figura 80. Planta 600 de modelo estructural en Mantos Cobrizos.

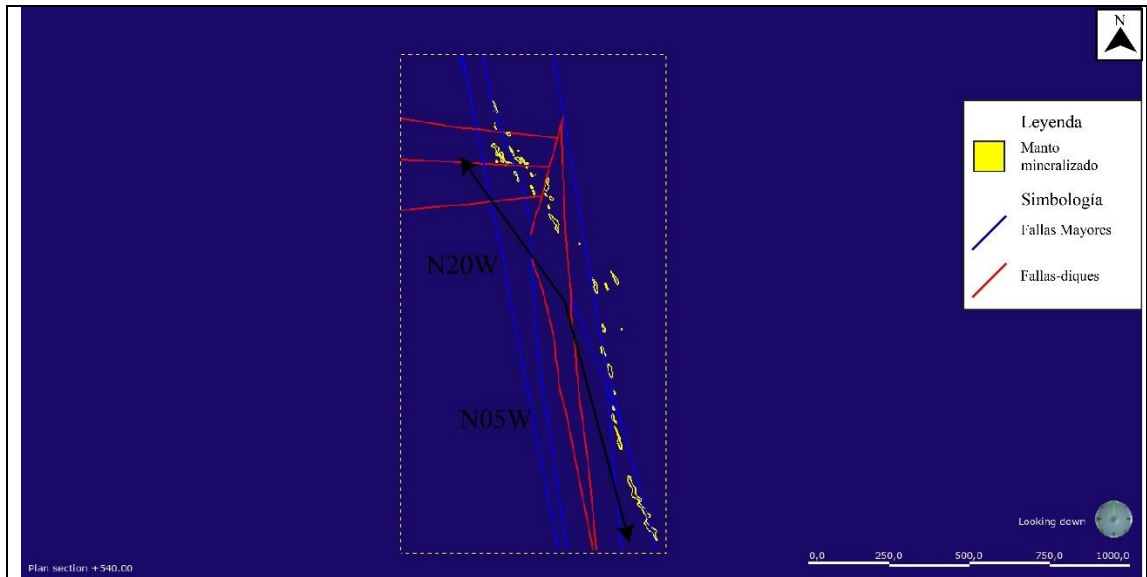


Figura 81. Planta 540 de modelo estructural en Mantos Cobrizos.

Las imágenes de plantas de las Figuras 79-80-81 evidencian la correlación entre las fallas NNW y el cambio de rumbo del manto mineralizado en el sector sur de la mina, donde el rumbo del manto NS es similar al rumbo de las estructuras mayores.

Por otro lado, mediante perfiles, es posible observar los desplazamientos del tipo inverso que ejercen las fallas mayores en el manto mineralizado en el sector norte (Figura 82) y sur (Figura 83).

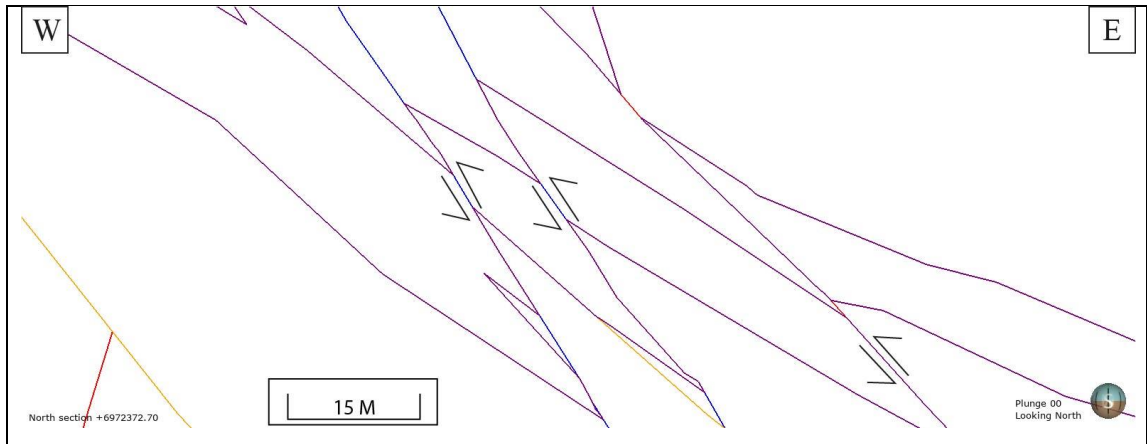


Figura 82. Perfil de modelo estructural en el sector norte de Mantos Cobrizos.

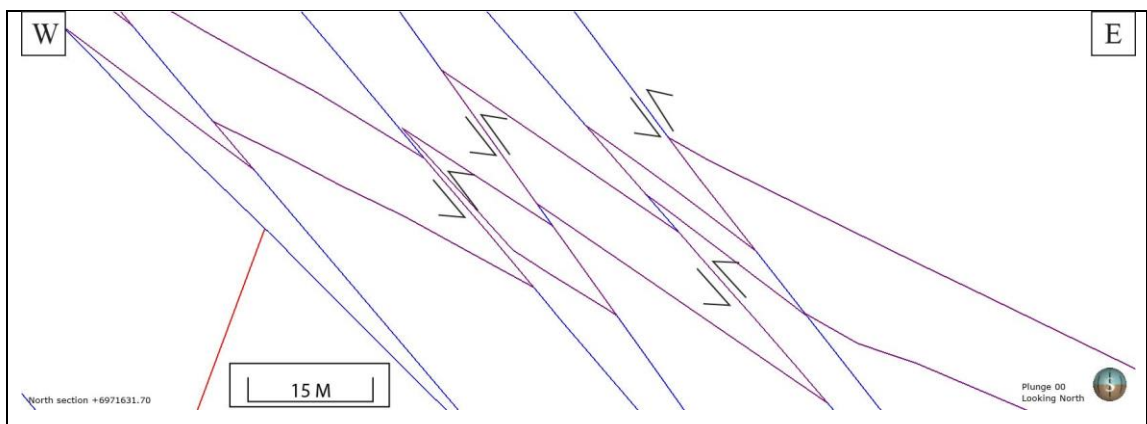


Figura 83. Perfil de modelo estructural en el sector sur de Mantos Cobrizos.

## **Capítulo 6: Discusión**

### **6.1. Litología**

Según datos obtenidos en terreno, es posible correlacionar las unidades descritas en el área de estudio con formaciones definidas por otros autores. La unidad de gravas polimícticas según sus características granulométricas, de composición y distribución se correlacionan con las Gravas de Atacama, las cuales están asociadas a redes hidrográficas antiguas y a una fase de alzamiento del Altiplano durante el Mioceno medio (Arévalo, 2005a). Mientras que las unidades de paraconglomerados pardos, paraconglomerados grises y arcosas líticas rojizas corresponderían a la Formación Cerrillos, debido a su distribución, sus características litológicas y relaciones de contacto. Se ha interpretado que esta formación está ligada a ambientes de llanuras de inundación y a flujos de detritos de alta energía (Arévalo, 2005a).

Por otro lado, las andesitas ocoítas corresponderían al cinturón de lavas descritas por Cisternas *et al.* (1999), las cuales forman parte de la sección superior de la Formación Pabellón. Esta correlación se debe principalmente por el tamaño de las plagioclasas y a la presencia de bitumen en las rocas. Las características texturales de las andesitas ocoítas que contienen amígdalas y vesículas confirman el origen extrusivo de estas rocas, lo cual ya ha sido sugerido por Cisternas *et al.* (1999), contrastando lo señalado por Arévalo (2005a), quien señalaba que estas rocas corresponderían a filones manto. La unidad de andesita porfídica, podría ser parte de lo definido por Arévalo (2005a), ya que las características texturales y la nula presencia de bitumen permiten inferir un origen distinto a la unidad de andesitas ocoítas. Así según lo expuesto en la figura 84, se ilustran la totalidad de unidades descritas en este trabajo.

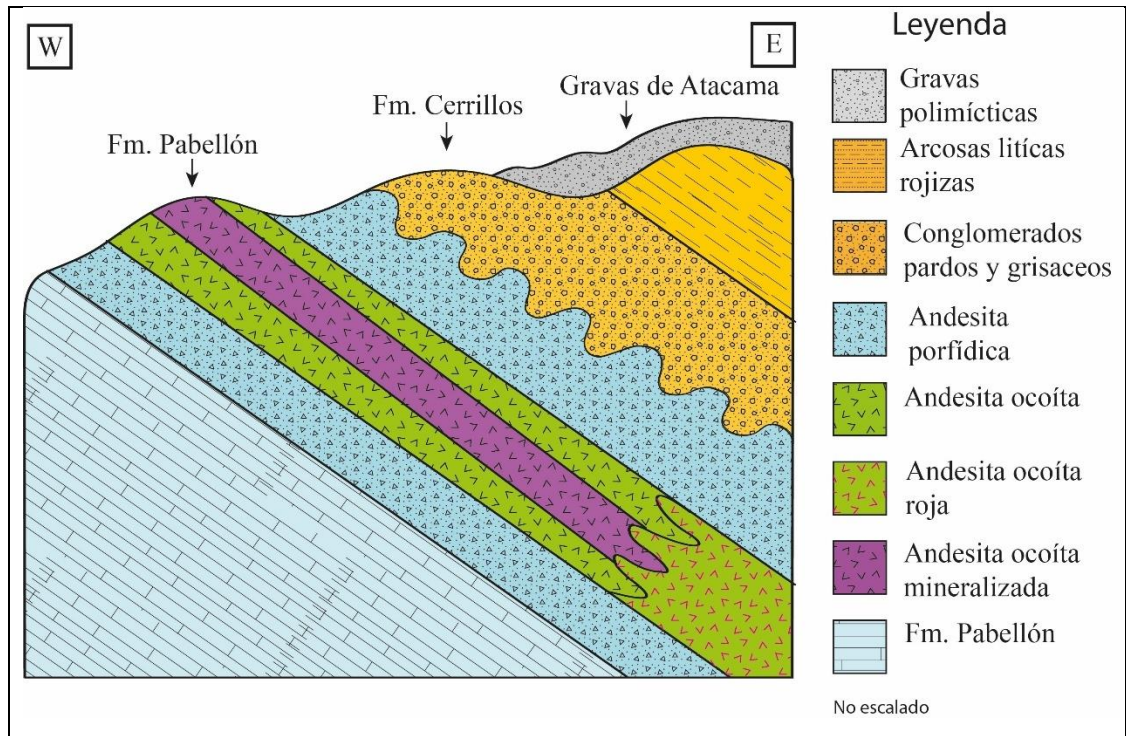


Figura 84. Perfil esquemático de unidades pertenecientes al área de estudio (elaboración propia).

## 6.2. Evolución tectónica en Mantos Cobrizos

Durante el Jurásico hasta el Cretácico inferior un ambiente tectónico extensional generó una cuenca marina de orientación NNW en el trasarco en la zona de Copiapó (Martínez *et al.*, 2013). En el Cretácico inferior distintas formaciones *syn-rift* pertenecientes al grupo Chañarillo fueron depositándose con manteo hacia el este, posiblemente por los movimientos de fallas normales lístricas (Figura 85). Si bien estas estructuras no han sido reconocidas específicamente en Mantos Cobrizos, si se han observado en Candelaria (del Real *et al.*, 2018) y en Lo Aguirre (Saric *et al.*, 2003).

El propio ambiente extensional permitió la generación de volcanismo asociado a las andesitas ocoítas (Mpodozis y Ramos, 1990), las cuales sobreyacen a la Formación Pabellón. Este tipo de volcanismo obedece a una corteza cortical delgada en la cual se generó subsidencia (Dallmeyer *et al.*, 1996).

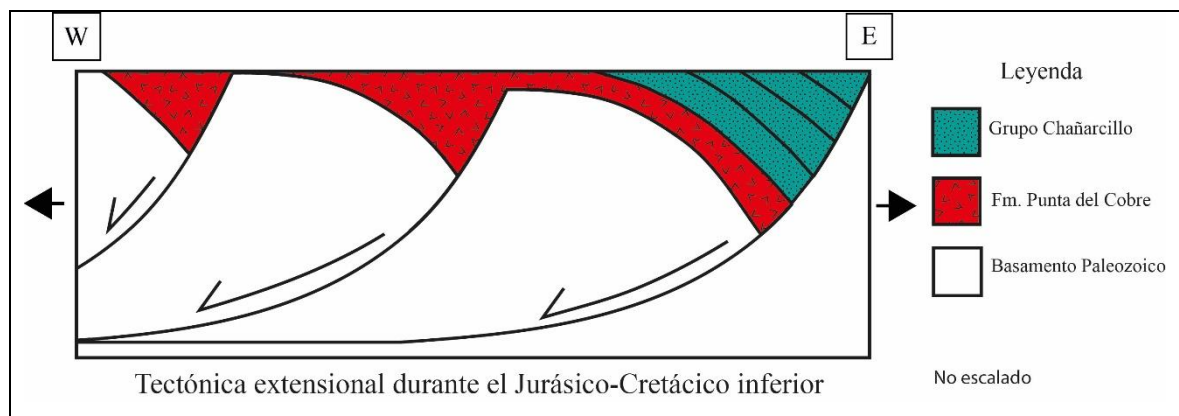


Figura 85. Extensión de la cuenca Chañarillo durante el Jurásico-Cretácico Inferior en Atacama. Modificado de Martínez *et al.*, 2013.

Dada las características de las estructuras mayores NNW y NW en Mantos Cobrizos, las cuales controlan el rumbo del manto mineralizado (Figura 79), es muy probable que estas fallas hallan permitido el ascenso de los fluidos mineralizadores. En este sentido, en cercanías al sector de estudio se ha documentado la presencia de fallas *syn-mineralización* con rumbo NNW y NW, tanto en el distrito Punta del Cobre como en Manto Verde, las cuales estarían genéticamente ligadas al SFA, y que además presentan una componente de rumbo sinistral de carácter transtensional (Camus, 1980; Rieger *et al.*, 2010; Arévalo *et al.*, 2006). Otros depósitos tipo manto del Cretácico inferior en Chile, tales como El Soldado y Lo Aguirre, también están controlados por estructuras mayores NNW y NW de

rumbo sinistral las cuales han sido interpretadas como actividad del SFA (Boric *et al.*, 2002; Saric *et al.*, 2003).

Considerando los antecedentes mencionados, es posible inferir que durante el Cretácico superior, las fallas mayores NNW y NS presentes en Mantos Cobrizos, también se asociarían genéticamente al SFA, las cuales habrían permitido la circulación de fluidos mineralizadores (Figura 86).

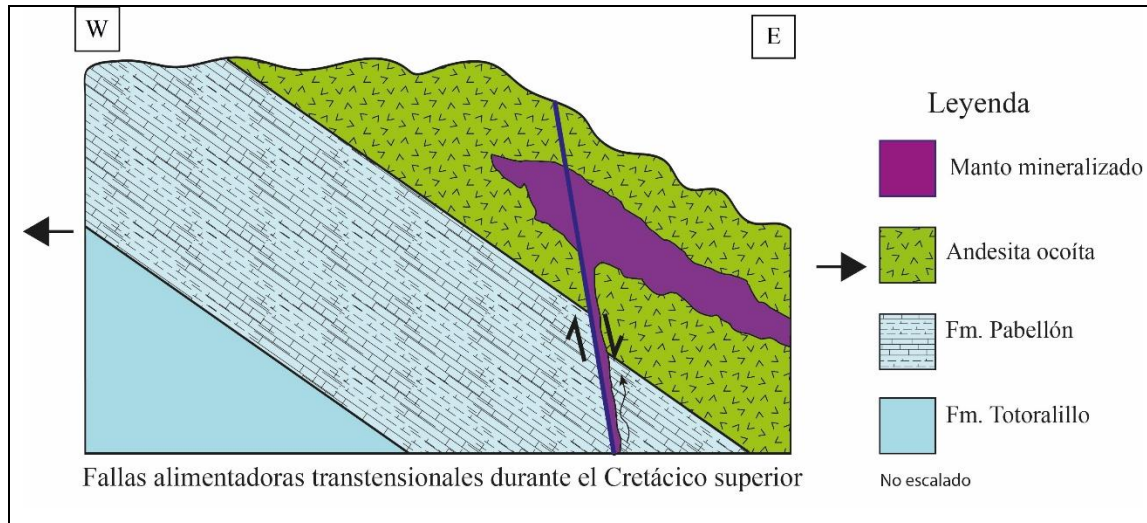


Figura 86. Fallas NNW permiten el ascenso de fluidos mineralizadores en Mantos Cobrizos (elaboración propia).

Posteriormente, durante el Cretácico superior, ocurrió un cambio en la configuración tectónica de la cuenca Chañarcillo y los Andes centrales, desde una tectónica transtensional/extensional a una transpresiva. Esto debido a un ajuste en el margen continental de Sudamérica, que evolucionó desde una subducción tipo Mariana a una del tipo Chilena (Maksaev y Zentilli, 2002). Este cambio en la configuración tectónica, gatilló una inversión de las estructuras preexistentes (Martínez *et al.*, 2013). La edad aproximada de la inversión tectónica no está bien definida; por un lado, tanto Maksaev y Zentilli (2002) como Amilibia (2009) señalan que la Formación Cerrillos es sincrónica con la inversión tectónica con una edad aproximada de 110 Ma. Por otra parte, del Real *et al.*, (2019) señalan que el emplazamiento del plutón San Gregorio en Candelaria es *syn*-tectónico a la inversión tectónica, otorgándole una edad de hasta 115 Ma. Asimismo, en El Soldado se plantea que la inversión de la cuenca cretácica ocurrió hace 98 Ma (Boric *et al.*, 2002). Finalmente, Martínez *et al.* (2013) plantean que la inversión ocurrió como

un episodio de deformación corto entre los 65-62 Ma simultáneo a la depositación de la Formación Hornitos.

La predominante cinemática inversa observada en las estructuras NW, NNW y NE en Mantos Cobrizos, posiblemente estén relacionadas a esta inversión tectónica. Si se considera que las fallas NNW y NS son estructuras alimentadoras que controlaron el rumbo del manto mineralizado en el Cretácico superior y hoy en día son estas mismas estructuras las cuales desplazan de manera inversa el manto mineralizado, es posible señalar que las fallas sufrieron una inversión tectónica. Estructuras relacionadas a inversión tectónica se presentan en Candelaria y en Lo Aguirre (del Real *et al.*, 2018; Saric *et al.*, 2003) mientras que Boric *et al.* (2002) mencionaron que posterior a la formación del yacimiento El Soldado, la región sufrió una rápido enfriamiento y exhumación debido a una inversión de la cuenca Cretácica. Fallas NE han sido interpretadas como estructuras secundarias en el SFA y que controlaron la depositación de sedimentos en la cuenca Chañarquillo (Martínez *et al.*, 2013).

La cinemática inversa presente en Mantos Cobrizos estaría asociada a este ambiente transpresivo, reactivando fallas normales del Cretácico superior, originando así un nuevo set de fallas inversas NNW y un posible alzamiento tectónico de las unidades (Figura 87).

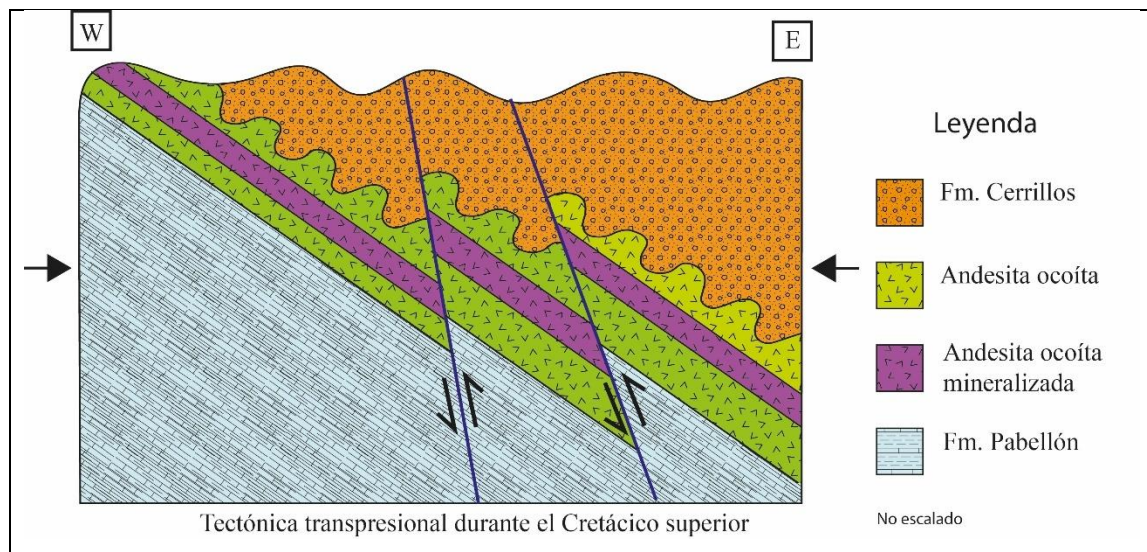


Figura 87. Tectónica transpresiva generaría fallas inversas que dislocan unidades que hospedan el manto (elaboración propia).

### **6.2.1. Geología estructural en Mantos Cobrizos**

A partir de los datos estructurales capturados en terreno es posible definir que el área estudio está dominada por una deformación frágil, reflejada en cuatro tendencias estructurales principales: NW-NNW, NE, EW y NS.

En primer lugar, las estructuras NW-NNW son las dominantes en el sector, con movimientos principalmente inversos y sinistral y ángulos de manto de alrededor de 54°. Estas fallas, además de dominar el rumbo de la mineralización y de desplazar la mineralización en Mantos Cobrizos, en superficie controlan gran parte de la mineralización en la Formación Cerrillos.

Por otra parte, las estructuras NE, de menor distribución, presentan cinemáticas inversas, sinistral y en pocos casos dextrales con manteos de 55°.

Adicionalmente, las estructuras EW, presentan un manto promedio de 60°, se encuentran asociados a diques que desplazan a las unidades litológicas hospedantes del depósito y suelen estar asociadas a mineralización en sus contactos.

Finalmente, las estructuras mayores NS presentan un gran manto (>80°) y definen grandes bloques estructurales en el manto mineralizado.

La temporalidad relativa observada entre las estructuras en Mantos Cobrizos, permite inferir que las fallas NW-NE serían las más tempranas, seguidas por las fallas NNW-NNE y luego las fallas NS. Finalmente, las estructuras EW serían las más tardías. Estos resultados son consistentes con lo planteado por Camus y Castelli (2019), quienes señalan que las temporalidades de las estructuras en depósitos ligados al Jurásico-Cretácico inferior, son similares a los sugeridos, es decir las estructuras NW y NE son más antiguas que las fallas NS, NNW y NNE (Tabla 2).

Tabla 2. Resumen de información estructural en Mantos Cobrizos.

Fallas	Cinemática		
NW	Inversa-sinistral		
NE	Inversa-sinistral-dextral		
EW	Dextral		
Temporalidad	Antiguo $\longrightarrow$ Nuevo		
	NW-NE	NNW-NNE	NS-EW

De esta manera, los resultados estructurales obtenidos y modelados en el presente trabajo para mina Mantos Cobrizos, sumado a los datos recopilados, permiten correlacionar estas estructuras con un modelo Riedel (Figura 88).

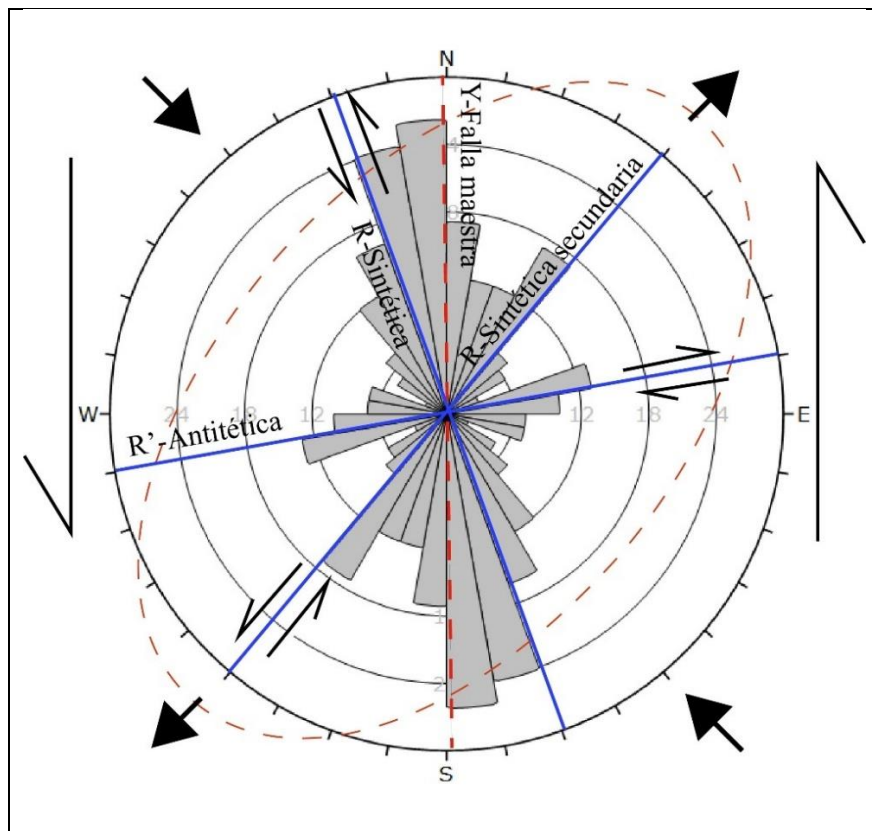


Figura 88. Modelo Riedel en Mantos Cobrizos (elaboración propia).

Así, las estructuras NS corresponderían a las fallas maestras del modelo de Riedel, mientras que las estructuras NW y NE serían fallas sintéticas (R) primarias y secundarias respectivamente, donde finalmente las estructuras EW dextrales corresponderían a las antitéticas (R').

Este modelo estructural permite generar plantas interpretadas ilustrando tanto los aspectos claves de la geología estructural de Mantos Cobrizos, como sus principales cinemáticas, temporalidades, tendencias, jerarquías e interacciones con la mineralización (Figura 89 y 90).

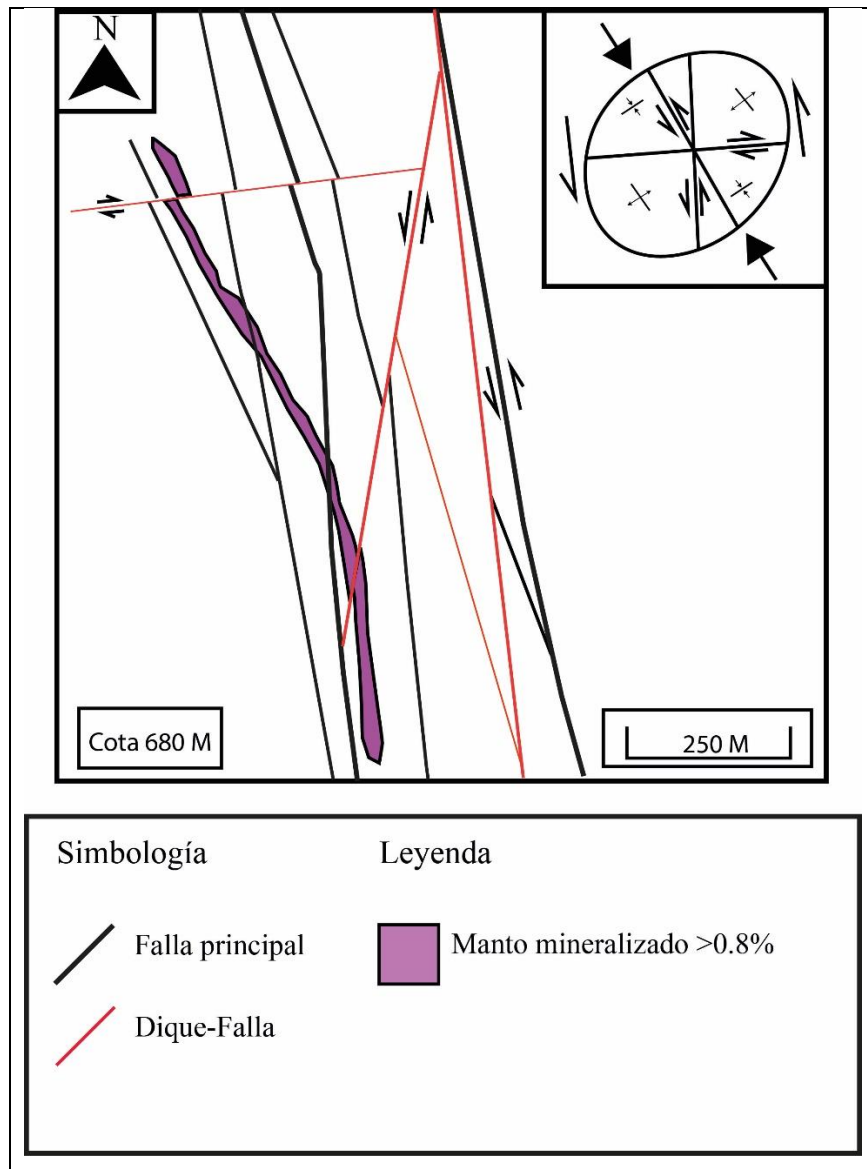


Figura 89. Modelo estructural interpretado en cota 680 m (elaboración propia).

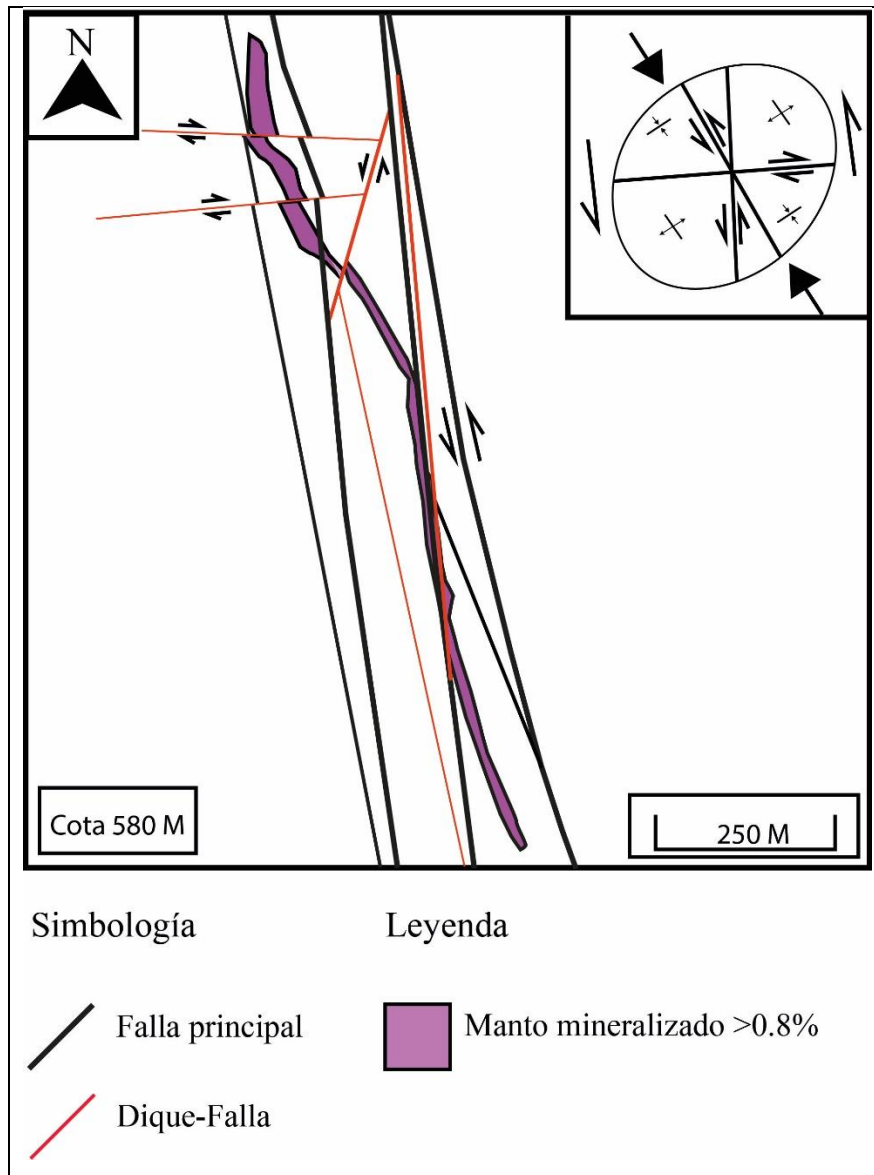


Figura 90. Modelo estructural interpretado en cota 580 m (elaboración propia).

Si bien tanto el origen como el comportamiento cinemático de las fallas en Mantos Cobrizos, puede ser bien explicado, el cambio en el rumbo que experimenta el manto mineralizado, hacia el sector sur del depósito, es altamente controversial. Para explicar esto, se plantean dos hipótesis: rotación de bloques y “crecimiento” de fallas por vinculación.

- La primera hipótesis implicaría rotaciones horarias de bloques entre 35-45°, las cuales serían producidas por la combinación de fallas de rumbo NW sinistral y fallas de rumbo NS sinistral en la Cordillera de la Costa durante el fin del Cretácico Inferior (Grocott y Taylor, 2002). Esto podría explicar la inflexión del rumbo del manto de norte a sur (Figura 91).

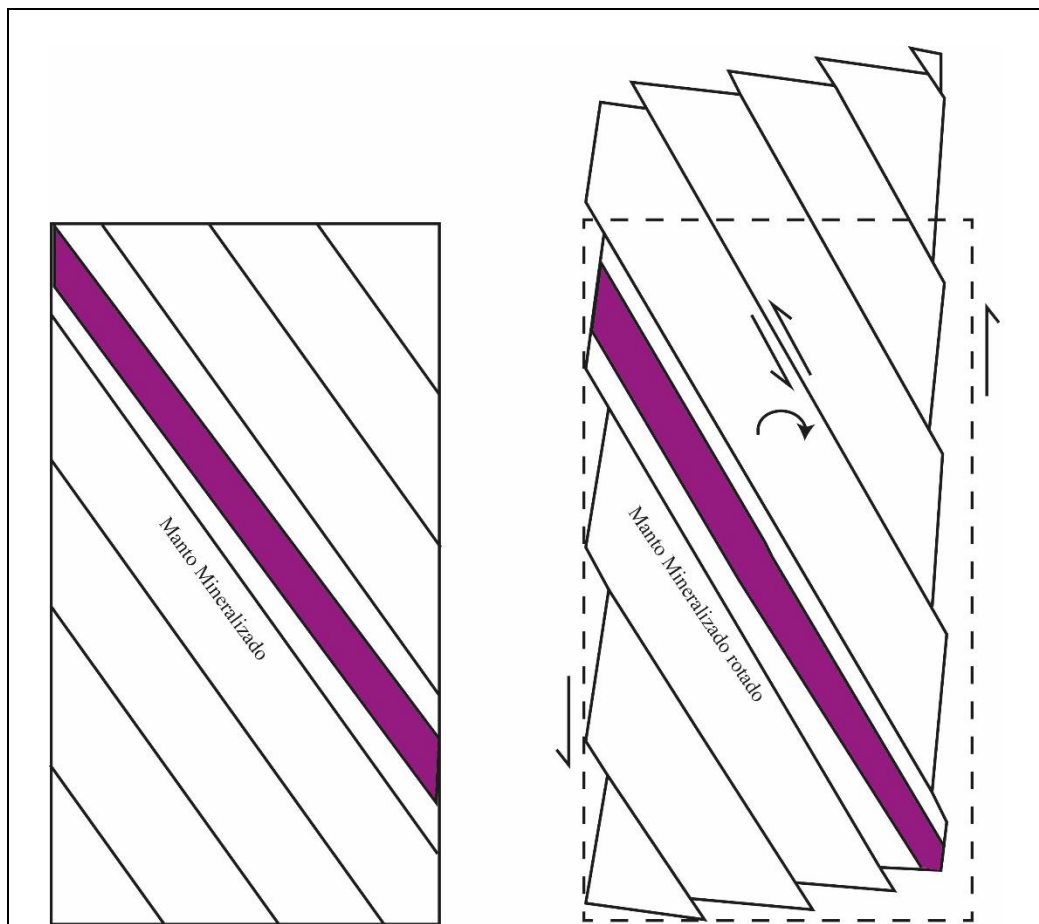


Figura 91. Gráfico de relación entre parámetros de desplazamiento y rotación de bloque durante una transpresión sinistral. Modificado de Garfunkel (1989) en Grocott y Taylor, 2002.

- La segunda hipótesis opera cuando existe una gran cantidad de fallas en un mismo sector, y los campos de esfuerzos comienzan a interactuar. Conforme pasa el tiempo, fallas aisladas (Figura 92a) comienzan a “crecer”, una vez que las puntas de las fallas se han cruzado entre ellas, se genera una falla conectora entre las fallas principales (Figura 92b). Eventualmente cuando las fallas se conectan físicamente se forma una vinculación “dura” (Figura 92c), generando una falla de rumbo curvo (Fossen, 2010). Este proceso podría explicar los cambios de rumbo de las fallas de norte a sur en el depósito, donde fallas NW y NS pueden haber generado la inflexión en el rumbo del manto mineralizado.

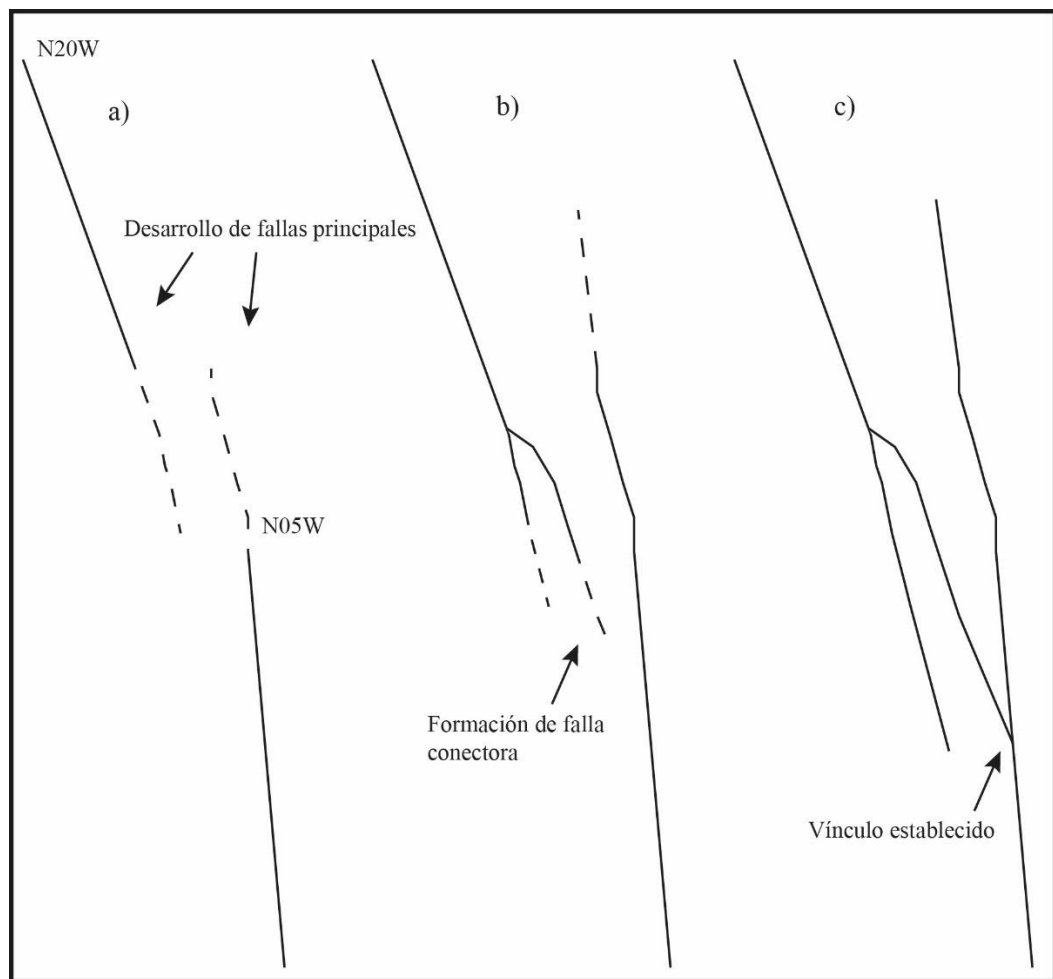


Figura 92. Posible desarrollo de sistema de fallas curvas en Mantos Cobrizos. a) dos fallas aisladas comienzan a desarrollarse, b) generación de falla conectora entre fallas principales, c) vínculo establecido y formación de curvatura en la falla (elaboración propia).

### 6.3. Génesis del depósito Mantos Cobrizos

Un aspecto relevante y característico de Mantos Cobrizos es la presencia de bitumen en el manto mineralizado. Depósitos tipo manto albergados en hidrocarburos sólidos son comunes en el norte y centro de Chile, tales son los casos de El Soldado, Uchina, Talcuna y en pequeños depósitos de la región de Atacama (Boric *et al.*, 2002; Wilson y Zentilli, 2006; Cisternas *et al.*, 2006). La génesis del bitumen probablemente está relacionada a la depositación de secuencias ricas en material orgánico durante las etapas tempranas de la evolución de la cuenca Chañarillo (Cisternas *et al.*, 2006). Posteriormente las condiciones extensionales permitieron el ascenso de fluidos hidrotermales que removieron el hidrocarburo y lo depositaron en capas superiores, por medio de porosidad primaria y secundaria de las andesitas ocoítas (Figura 93).

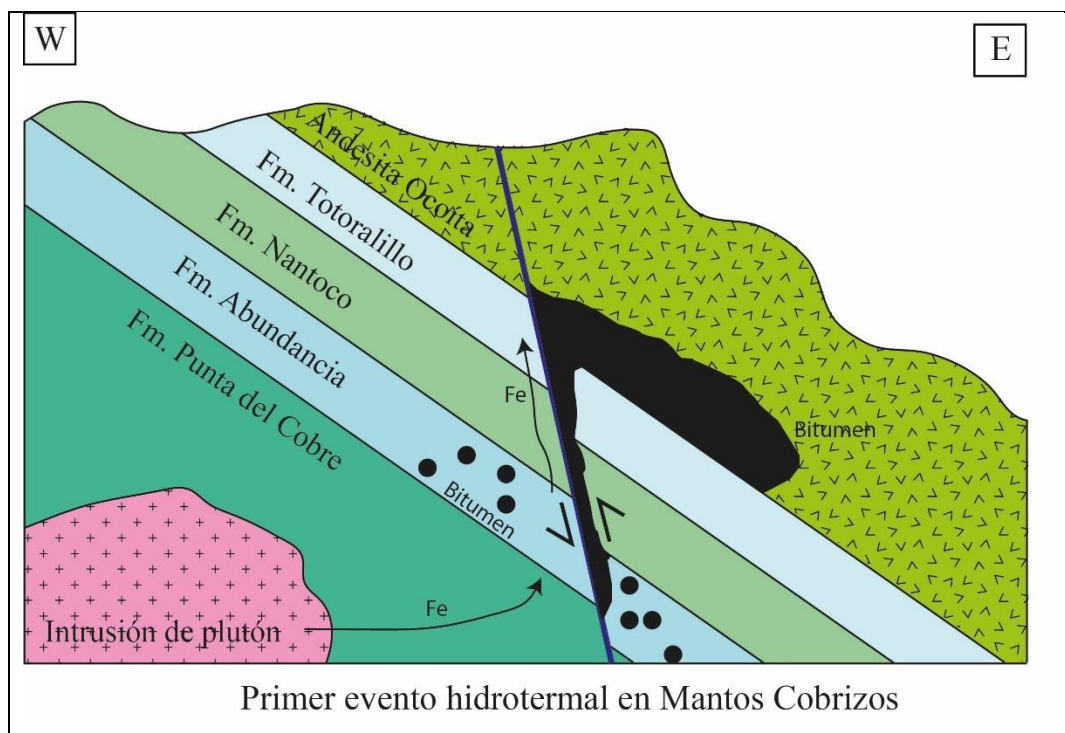


Figura 93. Esquema que representan el primer evento hidrotermal rico en Fe que transporta hidrocarburos desde las capas inferiores para formar bitumen en la capa de andesitas ocoítas (elaboración propia).

Según Cisternas *et al.* (2006), un primer evento hidrotermal correspondería a fluidos ricos en Fe, los cuales transportarían los hidrocarburos hasta las lavas ocoítas, donde posteriormente se precipitaría en conjunto con la pirita.

La presencia del bitumen fue esencial en la precipitación de minerales de sulfuros y en el reemplazo de pirita preexistente por sulfuros de cobre, además de ser responsable de la

desestabilización de los complejos de cloro que transportan el cobre (Wilson y Zentilli, 1999). La alteración calco sódica presente en toda el área de estudio, indicaría una baja temperatura de los fluidos mineralizadores (200°C). Análisis químicos de azufre en piritas de Mantos Cobrizos y en depósitos cercanos indican que fue formado en condiciones de bajas temperaturas con una probable contribución sedimentaria (Herazo *et al.*, 2021).

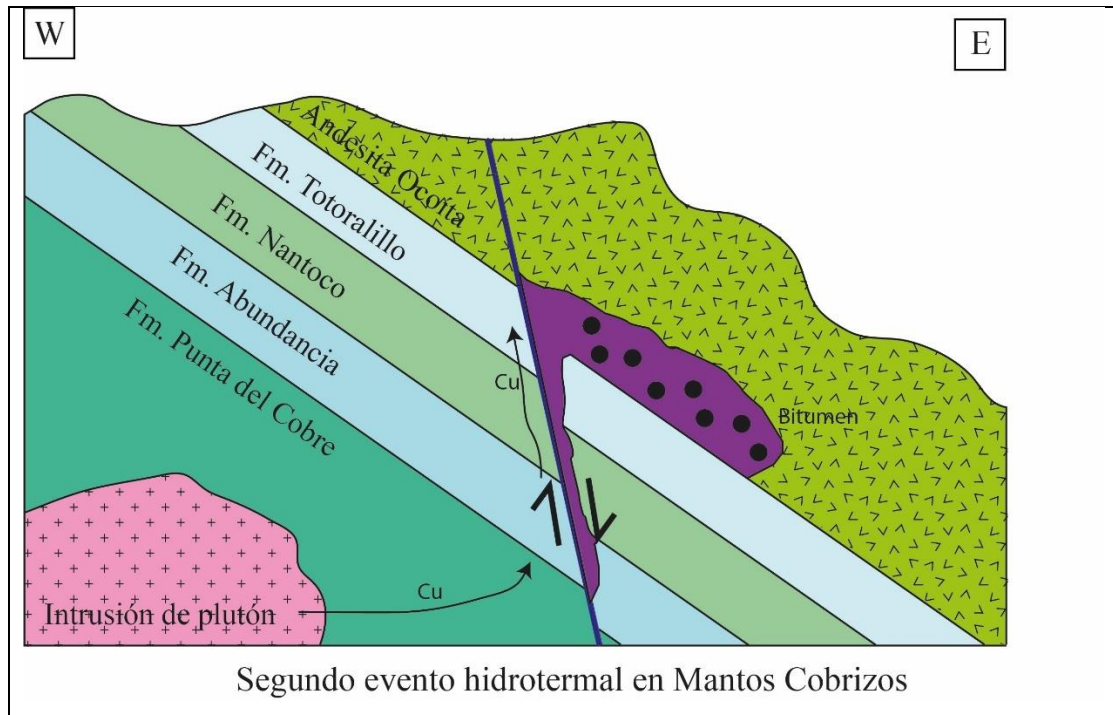


Figura 94. Esquema que representa el segundo evento hidrotermal rico en Cu, ascendiendo y precipitando en capas de andesitas ocofita con bitumen (elaboración propia).

Los principales eventos mineralizadores en depósitos tipo manto en Chile pertenecientes a la franja del Cretácico Inferior presentan edades de  $103 \pm 2$  Ma en El Soldado (Boric *et al.*, 2002) en Lo Aguirre de  $110 \pm 4$  Ma (Saric *et al.*, 2003) mientras que depósitos cercanos a Mantos Cobrizos como Candelaria y Manto Verde tienen una edad aproximada de 118-112 Ma y 105 Ma respectivamente (del Real *et al.*, 2018; Verdugo *et al.*, 2022). Es muy probable que la mineralización en Mantos Cobrizos sea temporalmente similar a las edades de mineralización anteriormente nombradas entre 115-100 Ma.

El segundo evento hidrotermal corresponde a fluidos ricos en Cu que probablemente fue contemporáneo al emplazamiento de plutones en el aptiense-albiense (121-100 Ma) donde posiblemente ambas etapas de fluidos hidrotermales hayan utilizado los mismos patrones estructurales, permitiendo la depositación de Cu por reacciones reductoras con la materia orgánica y/o reemplazando la pirita previamente formada (Figura 94). La participación de aguas meteóricas es muy posible debido a la evidencia de isotopos de oxígeno en Mantos Cobrizos (Cisternas *et al.*, 2006).

#### 6.4. Implicancias económicas en la producción y exploración minera

El impacto económico de los resultados de la presente memoria en las operaciones mineras en Mantos Cobrizos consiste en aplicar la información estructural obtenida en las tareas de mapeo interior mina, considerando la caracterización estructural como guía para la interpretación geológica del manto mineralizado. Mientras que el modelo estructural 3-D servirá como base para generar un modelamiento geológico de las zonas mineralizadas de corto y largo plazo mediante el software Leapfrog Geo. Esto con el fin de realizar proyecciones espaciales del manto, visualización de la interacción de estructuras con el manto y la realización de futuras campañas de sondajes según proyección de estructuras mayores ya reconocidas (Figura 95). Lo mencionado anteriormente, tiene el objetivo de otorgar mayor porcentaje de predictibilidad a las proyecciones del manto mineral tanto en la etapa de mapeo como de modelamiento, teniendo una influencia positiva en la dilución mineral y extracción del manto mineralizado.

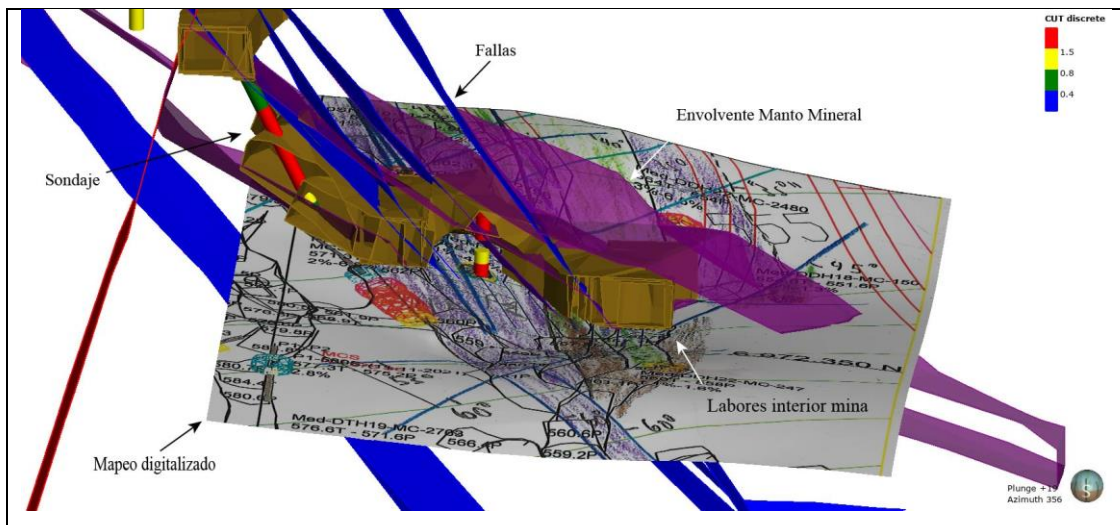


Figura 95. Interacción del modelo estructural con el modelamiento de corto plazo (elaboración propia).

Por otra parte, el entendimiento de la geología estructural de la zona de estudio permite extrapolar un patrón que puede ser replicado a mayor escala. De esta manera las estructuras NNW-NS que controlan el rumbo del manto mineralizado son las de mayor importancia económica y pueden ser utilizadas como guías de exploración mineral en el distrito.

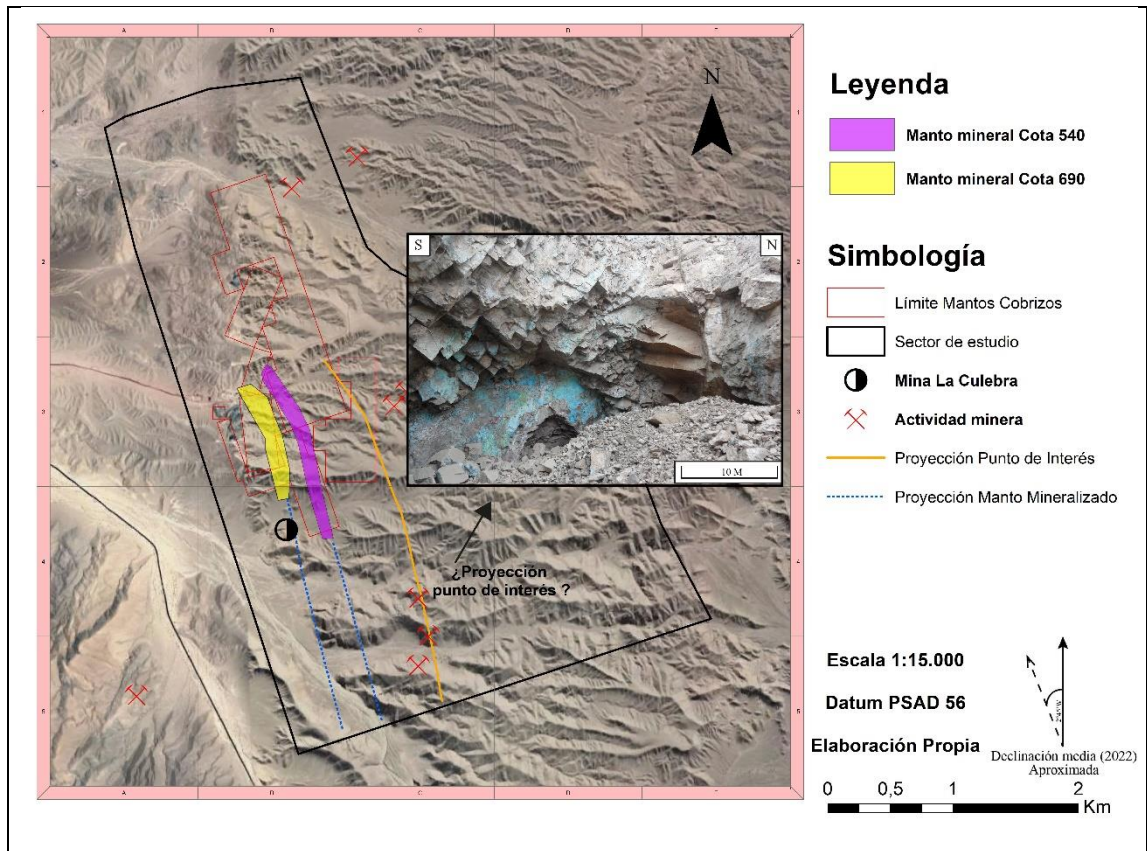


Figura 96. Principal *target* mineral en el sector de estudio y proyección manto mineralizado a nivel distrital. Fuente: Google Earth.

Finalmente, se propone como principal *target* de exploración, la proyección del punto de interés de la figura 96. Esto debido a su abundante mineralización superficial (Figura 30), evidenciada por la presencia de trazas de sulfuros de cobre de la muestra D8-M1, con leyes de 1.75% CuT (Anexo A). La posible geometría del cuerpo en profundidad se interpreta como un cuerpo tabular tipo manto, apoyado principalmente por la cercanía y proyección del cuerpo mineralizado de Mantos Cobrizos y a la presencia de la misma litología que cubre a las andesitas ocoíta como es la Formación Cerrillos. La unidad de andesita ocoíta posiblemente este ubicada a unos 250 m de profundidad en el principal punto de interés propuesto.

## **Capítulo 7: Conclusiones**

El yacimiento Mantos Cobrizos pertenece al grupo de depósitos estratoligados del Cretácico inferior relacionados a cuencas abortadas en el trasarco chileno. La litología presente en el distrito corresponde a las Gravas de Atacama y unidades de la Formación Cerrillos, mientras que, al interior de la mina, la roca de caja la componen andesitas ocoítas de la Formación Pabellón. La alteración calco-sódica afecta en distintas intensidades a las unidades del área de estudio con excepción de las Gravas polimícticas, mientras que la mineralización está condicionada por la presencia de bitumen, el cual actúa como trampa geoquímica para la precipitación de sulfuros de cobre tales como calcopirita, bornita, tetraedrita y calcosina los cuales ocurren de manera diseminada, en vetillas y rellenando amígdalas.

Mantos Cobrizos presenta tres *sets* de estructuras; N10W, N30E y EW. Las estructuras N10W actuaron como fallas alimentadoras de las soluciones mineralizadoras durante el Cretácico superior, definiendo el rumbo del manto mineralizado. Las estructuras N30E, de mucha menor distribución, se presentan como fallas y diques desplazando de manera inversa, sinistral y dextral al manto mineralizado. Las estructuras EW en su mayoría asociadas a diques microdioríticos desplazan de manera dextral el manto mineralizado, siendo temporalmente más jóvenes que el resto de las estructuras. Las demás estructuras tanto diaclasas como vetillas, se presentan de manera poli direccional. Una inversión tectónica durante el Cretácico superior afectó a las estructuras en Mantos Cobrizos, generando una cinemática dominante de tipo inversa, afectando en distintos grados la continuidad del manto mineralizado.

El modelamiento estructural permite visualizar de mejor manera el control estructural sobre el manto mineralizado con un evidente cambio en su rumbo hacia el sur de Mantos Cobrizos, posiblemente debido a procesos de rotación de bloques y/o crecimiento de fallas por vinculación. Finalmente se determina que las estructuras NNW-NS a nivel distrital, controlan gran parte de la mineralización de cobre, mientras que a través del mapeo de superficie se logra identificar un *target* de exploración en Formación Cerrillos, con abundante mineralización de cobre.

## Recomendaciones

- Realizar estudios petrológicos mediante la confección y análisis de cortes transparente en diques NE, EW y en la unidad de andesitas ocoítas, con el fin de determinar con mayor precisión las unidades litológicas del sector.
- Ejecutar dataciones radiométricas para la obtención de edades de mineralización, con el fin de establecer la cronología absoluta de los eventos involucrados.
- Caracterizar y analizar información de las zonas más profundas (<500 m.s.n.m), para aumentar el conocimiento estructural de Mantos Cobrizos.
- Involucrar la información estructural de los sondajes para su interpretación en el modelamiento estructural mediante el software Leapfrog Geo.
- Considerar la presencia de estructuras de bajo ángulo (<20°) observadas en el techo de las labores, que por su dificultad en la toma de su actitud no han sido consideradas en este trabajo.
- Actualizar el modelo estructural 3-D según la nueva información capturada en interior mina y sondajes con el fin de añadir o extraer estructuras mayores según su influencia en Mantos Cobrizos.
- Considerar la planificación de sondajes de 300 metros de largo en el *target* mineral, el cual se encuentra en una propiedad minera de la compañía minera Carmen Bajo para poder determinar la profundidad de la mineralización en el sector.
- Evaluar la generación de calicatas de exploración en propiedades mineras al sur de mantos cobrizos situadas en la proyección del manto mineralizado.

## Referencias

- Alderton, D.H.M., Selby, D., Kucha, H., Blundell, D.J. 2016. A Multistage origin for Kupferschiefer mineralization. *Ore geology reviews*, 79: 535-543.
- Amilibia, A. 2009. Compressional deformation along the Chañarcillo basin west margin: North Chilean Late Jurassic-Early Cretaceous back-arc basin. *Trabajos de Geología, Universidad de Oviedo*, 29: 78-93.
- Arévalo, C. 1999. The coastal Cordillera- Precordillera boundary in the Copiapó area, northern Chile, and the Structural setting of the Candelaria Cu-Au Ore Deposit. Doctoral Thesis (Unpublished). Kingston University, 244p.
- Arévalo, C. 2005a. Carta Copiapó, Región de Atacama. Servicio Nacional de Geología y Minería. Carta Geológica de Chile, Serie Geológica Básica, 91, escala 1:100.000.
- Arévalo, C. 2005b. Carta los Loros, Región de Atacama. Servicio Nacional de Geología y Minería. Carta Geológica de Chile, Serie Geológica Básica, 92, escala 1:100.000.
- Arevalo, C., Grocott, J., Martin, W., Pringle, M., Taylor, G. 2006. Structural Setting of the Candelaria Fe Oxide Cu-Au Deposit, Chilean Andes (27°30'S). *Economic Geology* Vol 101(4): 819-841pp.
- Bartmann, M. 1980. Explications to the Preliminary Geostructural Map of Sierra Ladrillos to Quebrada Melendez. Report Cominor S.A. inédito.
- Boric, R., Holmgren, C., Wilson, N.S.F., Zentilli, M. 2002. The Geology of the El Soldado Manto Type Cu (Ag) Deposit, Central Chile; in Porter, T.M. (Ed.). *Hydrothermal Iron Oxide Copper-Gold and Related Deposits: A Global Perspective*. Vol 2: 185-205pp.
- Camus, F. 1980. Posible modelo genético para los yacimientos de cobre del distrito minero Punta del Cobre. *Revista geológica de Chile*. N°11, 51-76pp.
- Camus, F., Castelli, J. 2019. Historia, exploración y geología de los yacimientos metalíferos de Chile. Santiago, Chile: Origo Ediciones y Comunicaciones.
- Canto, K. 2019. Caracterización Mineralógica y de Alteración, Yacimientos Mantos Cobrizos y María Luisa, Copiapó, Región de Atacama, Chile. Tesina para optar al Título de Geólogo. Universidad Católica del Norte, Departamento de Ciencias Geológicas: 77pp., Antofagasta.
- Charrier, R., Pinto, L., Rodríguez, M.P. 2007. Tectonostratigraphic evolution of the Andean Orogen in Chile. In: Moreno, T., Gibbons, W. (Eds.), *The Geology of Chile*. *The Geological Society of London*. 21-114.

Cisternas, M.E., Diaz, L. 1990. Geologic evolution of the Atacama basin during the lower Cretaceous. In: Fontboté, L., Amstutz, C., Cardozo, M., Cedillo, E., Frutos, J. Stratabound ore deposits in the Andes. Springer, Berlin Heidelberg New York, 496-504.

Cisternas, M.E., Frutos, J. 1996. Importancia metalogénica del volcanismo extensional del Cretácico Inferior en la Región de Copiapó, Chile. In: XXXIX Congresso Brasileiro de Geología, Vol 7. Anais, Salvador, pp 303-306.

Cisternas, M.E., Frutos, J., Spiro, B., Galindo, E. 1999. Lavas con bitumen en el Cretácico Inferior de Copiapó: petroquímica e importancia metalogénica. *Rev. Geol. Chile*. Vol 26(2): 205-226.

Cisternas, M.E., Hermosilla, J. 2006. The role of bitumen in strata-bound copper deposit formation in the Copiapó area, Northern Chile. *Mineral. Deposita*. Vol 41: 339-355.

Cornejo, P., Mpodozis, C., Tomlinson, A. 1998. Mapa Geológico de la Hoja Salar de Maricunga, Región de Atacama. Servicio Nacional de Geología y Minería, Mapas Geológicos No 7, escala 1:100.000. Santiago.

Dallmeyer, R.D., Brown, M., Grocott, J., Taylor, G.K., Treolar, P.J. 1996. Mesozoic Magmatic and Tectonic Events Within the Andean Plate Boundary Zone, 26°-27°30'S, North Chile: Constraints from <sup>40</sup>Ar/<sup>39</sup>Ar Mineral Ages. *The journal of Geology*. Vol 104 (1): 19-40.

del Real, I., Thompson, J., Carriedo, J. 2018. Lithological and structural control on the genesis of the Candelaria-Punta del Cobre Iron Oxide Copper Gold district, Northern Chile. *Ore Genesis Reviews*. Vol 102: 106-153.

Fossen, H. 2010. Structural Geology. Cambridge: Cambridge University Press.

Haggan, T., Parnell, J., Cisternas, M.E. 2003. Fluid history of andesite-hosted CuS-bitumen mineralization, Copiapó district, North Central Chile. *Journal of Geochemical Exploration* 79-79: 631-633.

Herazo, A., Reich, M., Barra, F., Morata, D., del Real, I. 2021. Trace Element Geochemistry of Pyrite from Bitumen-Bearing Stratabound Cu-(Ag) Deposits, Northern Chile. *ACS Earth and Space Chemistry*. Vol 5(3): 566-579.

Hervé, F., Fanning, C.M., Calderón, M., Mpodozis, C. 2014. Early Permian to late Triassic batholiths of the Chilean Frontal Cordillera (28°-31°S): SHRIMP U-Pb zircon ages and Lu-Hf and O isotopes systematics. *Lithos*. Vol 184-187: 436-446.

Kirkham, R.V. 1995. Volcanic Redbed Cooper. *Geology of Canadian Mineral Deposit Types*, O.R. Eckstrand, W.D. Sinclair, R.I. Thorpe.

Kleiman, L.E., Japas, M. 2009. The Choiyoi volcanic province at 34°S-36°S (San Rafael, Mendoza, Argentina): Implications for the late Palaeozoic evolution of the south-western margin of Gondwana. *Tectonophysics*. Vol 473: 283-299.

- Kojima, S., Astudillo, J., Rojo, J., Tristán-Aguilera, D., Hayashi, K. 2003. Ore mineralogy, fluid inclusion, and stable isotopic characteristics of stratiform copper deposits in the coastal Cordillera of northern Chile. *Mineral. Deposita*. Vol 38: 208-216.
- Kojima, S., Tristán-Aguilera, D., Hayashi, K. 2009. Genetic Aspects of the Manto-type Copper Deposits Based on Geochemical Studies of North Chilean Deposits. *Resource Geology*. Vol 59 (1): 87-98.
- Maghfouri, S., Movahednia, M., Reza, M., Moayyed, M. 2016. Geology, mineralization and sulfur isotopes geochemistry of the Mari Cu (Ag) Manto-type deposit, northern Zanjan, Iran. *Ore Geology Reviews*. Vol 81(1): 10-22.
- Maksaev, V., Zentilli, M. 2002. Chilean Strata-bound Cu-(Ag) Deposits: An Overview; in Porter, T.M. (Ed.), *Hidrothermal Iron Oxide Copper-Gold and Related Deposits: A Global Perspective*. Vol 2: 185-205pp.
- Maksaev, V., Munizaga, F., Valencia, V., Barra, F. 2009. La-ICP-MS Zircon U-Pb geochronology to constrain the age of post-Neocomian continental deposits of the Cerrillos Formation, Atacama Region, northern Chile: tectonic and metallogenic implications. *Andean Geology*. Vol 36 (2): 264-287.
- Martínez, A. 2005. Secuencias volcánicas permo-triásicas de los cordones del Portillo y del Plata, Cordillera Frontal, Mendoza: su interpretación tectónica. Unpublished PhD Thesis, Universidad de Buenos Aires, Buenos Aires, 275.
- Martínez, F., Arriagada, C., Peña, M., del Real, I., Deckart, K. 2013. The structure of the Chañarcillo Basin: An example of tectonic inversión in the Atacama región, northern Chile. *Journal of South American Earth Sciences*. Vol 42: 1-16.
- Montimer, C. 1973. The cenozoic history of the southern Atacama Desert, Chile. *Geological Society of London, Journal*. Vol 129.
- Oliveros, V., Vásquez, P., Creixell, C., Lucassen, F., Ducea, M.N., Ciocca, I., González, J., Espinoza, M., Salazar, E. 2020. Lithospheric evolution of the Pre- and Early Andean convergent margin, Chile. *Gondwana Research*. Vol 80: 202-227.
- Pettijohn, F. 1976. Rocas sedimentarias (3a. ed.). Eudeba.
- Pollard, P.J. 2006. An intrusión-related origin for Cu-Au mineralization in iron oxide-cooper-gold (IOCG) provinces. *Miner Deposita*. Vol 41: 179-187.
- Ramos, V.A., Folguera, A. 2009. Andean flat-slab subduction throught time. *Geological Society of London, Special publication 327*: 31-54.
- Rieger, A., Marschik, R., Díaz, M., Hölzl, S., Chiaradia, M., Akker, B., Spangenberg, J. 2010. The hypogene Iron Oxide Cooper-Gold Mineralization in the Mantoverde District. *Economic Geology*. (105) 1271-1299 pp.

- Rossel, P., Oliveros, V., Ducea, M., Charrier, R., Scaillet, S., Retamal, L., Figueroa, O. 2013. The Early Andean subduction system as an analog to island arcs: Evidence from across-arc geochemical variations in northern Chile. *Lithos*. Vol 179: 211-230.
- Ruiz, C., Aguirre, L., Corvalan, J., Klohn, C., Klohn, E., Levi, B. 1965. Geología y yacimientos metalíferos de Chile. Instituto de investigaciones Geológicas, Santiago, 305p.
- Ruiz, C., Aguilar, A., Egert, E., Espinoza, W., Puebles, F., Quezada, R., Serrano, M. 1971. Strata-bound cooper sulphide deposits of Chile. *Soc. Geol. Jpn. Spec. Issue*. Vol 3: 252-260.
- Scheuber, E., Andriessen, P. 1990. The Kinematic and geodynamic significance of the Atacama fault zone, northern Chile. *Journal of Structural Geology*, Vol 12 (2): 243-257.
- Scheuber, E., Gonzalez, G. 1999. Tectonics of the Jurassic-Early Cretaceous magmatic arc of the north Chilean Coastal Cordillera (22°-26°S): A story of crustal deformation along a convergent plate boundary. *Tectonics*. Vol 18 (5): 895-910.
- Seegerstrom, K., Parker, R.L. 1959. Cuadrángulo Cerrillos. Provincia de Atacama. *Instituto de Investigaciones Geológicas, Carta Geológica de Chile*. Vol 1 (2): 33 p., 1 mapa escala 1: 50.000.
- Seegerstrom, K., Thomas, H., Tilling, R. 1963. Cuadrángulo Pintadas. Provincia de Atacama. *Instituto de investigaciones Geológicas, Carta Geológica de Chile*, No 12, 53 p., 1 mapa escala 1:50.000.
- Seymour, N.M. 2020. Magmatism, Deformation, and Mineralization along the Intra-Arc Atacama Fault System, Northern Chile. For the Degree of Doctor of Philosophy, Colorado State University: 205 pp. Colorado.
- Seymour, N.M., Singleton, J.S., Gomila, R., Mavor, S.P., Heuser, G., Arancibia, G., Williams, S., Stockli, D.F. 2021. Magnitude, timing, and rate of slip along the Atacama fault system, northern Chile: implications for Early Cretaceous slip partitioning and plate convergence. *Journal of the Geological Society*. Vol 178 (3): jgs2020-142.
- Shen, P., Pan, H., Li, Z., Sun, J., Shen, Y., Li, C., Feng, H., Cao, C. 2020. A Manto-type Cu deposit in the Central Asian Orogenic Belt: The Hongguleleng example (Xinjiang, China). *Ore Geology Reviews*. Vol 124: 103656.
- Sillitoe, R. 2003. Iron oxide-cooper-gold deposits: an Andean view. *Mineralium Deposita*. Vol 38: 787-812.
- Streckeisen, A. 1976. To each plutonic rock its proper name. *Earth-Science Reviews*. Vol 12, Issue: 1-33pp.
- Suarez, M., Bell, C.M. 1992. Triassic rift-related sedimentary basins in northern Chile (24°-29°S). *Journal of South American Earth Sciences*. Vol 6: 109-121.

- Sun, J., Shen, P., Pan, H., Li, C., Ma, G., Li, W. 2021. Geochemistry and genesis of the Hongguleleng Manto-type Cu deposit, West Junggar, Xinjiang, China. *Journal of Asian Earth Sciences: X*. Vol 5: 100057.
- Tornos, F., Velasco, F., Barra, F., Morata, D. 2010. The Tropezón Cu-Mo-(Au) deposit, Northern Chile: the missing link between IOCG and porphyry copper systems? *Miner Deposita*. Vol 45: 313-321.
- Uyeda, S. 1987. Chilean v/s Mariana type subduction zones with remarks on arc volcanism and collision tectonics. *Circum Pacific Orogenic Belts and Evolution of the Pacific Ocean Basin*. Morgan, W. y Francheteau, J. (Ed). *Geodynamics Series*. Vol 18: 1-7.
- Verdugo, M., Ciobanu, C., Courtney-Davies, L., Cook, N., Slattery, A., Ehrig, K., Tornos, F., Hanchar, J. 2022. U-Pb Geochronology and mineralogy of hematite from Manto Verde and Carmen de Cobre, Northern Chile: Constraints on Andean IOCG mineralization. *Economic Geology*. Vol 117 (4): 943-960.
- Wilson, N.S.F., Zentilli, M. 1999. The Role of Organic Matter in the Genesis of the El Soldado Volcanic-Hosted Manto-Type Cu Deposit, Chile. *Economic Geology*. Vol 94 (7): 1115-1136.
- Wilson, N.S.F., Zentilli, M. 2006. Association of pyrobitumen with copper mineralization from the Uchumi and Talcuna districts, central Chile. *Int J Coal Geol* 65(1-2): 158-169.

**Anexos**

**A. Informe de ensayo en muestra D8-M1**



Soc. de Laboratorios Geológicos Atacama Ltda.  
 Calle N° 11, Sñios 78-80, Barrio Industrial Paipote, Copiapó  
 Fonos: (52) 525540 - 525547, Fax: (52) 525549  
 E-mail: informaciones@geolaquim.cl

Versión 05 22.11.2014 R-SGGEO-83

**INFORME DE ENSAYO**

**CO- 69176**

<b>CLIENTE</b>	<b>CIA MINERA CARMEN BAJO</b>		
<b>ATENCION</b>	<b>MARIO VALDES</b>		
<b>DIRECCION</b>	<b>CALLE RAMON FREIRE PASAJE HOCHSCHILD 113-A</b>		
<b>ORDEN</b>	<b>Nº3765</b>	<b>TIPO DE MUESTRA</b>	<b>ROCA</b>
<b>FECHA RECEPCION</b>	<b>14-02-2022</b>	<b>Nº DE MUESTRAS</b>	<b>1,0</b>
<b>FECHA ENTREGA</b>	<b>16-02-2022</b>	<b>PROYECTO</b>	<b>MANTOS COBRIZOS PILA (MINA)</b>

IDENTIFICACION DE LA MUESTRA	METODO ELEMENTO UNIDAD L.DE D.	GEO-111	GEO-123	GEO-100			
		Cu %	CuLix %	Ag ppm			
1 BLANCO		<0.01	<0.01	<0.2			
2 D8 M1		1,75	0,37	0,5			
3 D8 M1	Chq	1,74	0,36	0,4			
4 STD		0,98	0,67	1,0			

NOTA : GEO-111 Determinación de Cu por E.A.A / Digestión HCl-HNO3- HClO4  
 NOTA : GEO-123 Determinación de Cu por E.A.A. en H2SO4 en frío al 5% v/v por 16 hrs.  
 NOTA : GEO-100 Determinación de Cu, Ag, Mo, Pb, Zn, As, Sb, Co por E.A.A / Digestión HCl-HNO3-HClO4-HF  
**MARIO VALENCIA AHUMADA**  
**QUIMICO**  
**GERENTE TECNICO**



Nota: Estandar(s) utilizado(s); OREAS 603B, OREAS 522, OXI-ALTO  
 Los resultados obtenidos son validos solo para muestras ensayadas, las que fueron proporcionadas por el cliente.  
 Este informe no podrá ser reproducido parcialmente sin la aprobación escrita del laboratorio.



### C. Información estructuras geológicas

Compilación de fallas interior mina								
Falla	Z	Azimet	Dip	Dir	Sector	Cinemática	Longitud (m)	Temporalidad
1	549	306	50	NE	560N MCSS		30	
2	551,8	344	45	E	560N MCSS		25	
3	549,4	350	80	W	560N MCSS		50	
4	549	340	70	NE	560N MCSS		30	
5	547,5	331	85	SW	560N MCSS		60	
6	547,5	346	30	NE	540E MCSS	Inversa	30	
7	548	341	35	NE	540E MCSS	Inversa	20	
8	551	330	50	NE	540E MCSS	Inversa	25	
9	550,5	356	46	E	540E MCSS	Inversa	15	
10	551	66	50	SE	540E MCSS		27	
11	550,5	340	80	NE	540E MCSS	Inversa	35	
12	550	36	70	SE	540E MCSS	normal	25	
13a	547,8	285	15	N	540E MCSS	Inversa	40	
13b	549,2	285	20	N	540E MCSS		30	
14	546,5	336	88	NE	540E MCSS	Inversa	35	
15	546,5	335	35	NE	540E MCSS	Inversa	25	
16	547	39	65	SE	540E MCSS		20	
17	543,5	34	46	SE	540E MCSS		35	
18	543,5	39	45	SE	540E MCSS		35	
19	543,8	354	50	E	540E MCSS		30	
20	543	9	46	W	540E MCSS		30	
21	543,5	357	48	E	540E MCSS		25	
22	548,6	336	42	NE	540E MCSS		50	
23	586,5	88	35	S	580 MCSS	Inversa	22	
24	586,5	359	25	E	580 MCSS	Inversa	23	
25	586,5	60	40	SE	580 MCSS	Inversa	10	
27	584,9	275	50	S	580 MCSS	Inversa	30	
28	586,5	356	30	E	580 MCSS		18	
29	584,9	15	30	E	580 MCSS		5	
30	631	68	65	SE	640 MCSS		30	
31	631	27	60	SE	640 MCSS		35	
32	633	32	40	SE	640 MCSS	Dextral	50	
33	579,7	354	48	E	580 MCS		40	
34a	578,6	346	54	E	580 MCS		50	
34b	576	346	54	E	580 MCS		50	
35	576,6	4	55	E	580 MCS		35	
36	574,5	43	56	SE	580 MCS		30	
37	574,3	24	75	SE	580 MCS		30	
38	572	26	58	SE	580 MCS		15	
39	573,1	344	52	E	580 MCS		40	
40	556,4	45	30	SE	550 MCSS		15	
41	549	38	50	SE	550 MCSS		20	
42	543,6	8	45	E	550 MCSS		35	
43	592	273	55	S	590S MCC		15	
44	591,5	90	55	S	590S MCC		25	
45	591,2	79	49	S	590S MCC		18	
46	591,2	6	45	W	590S MCC		23	
47	591,2	281	60	S	590S MCC		12	
48	591,6	79	58	S	590S MCC		25	
49a	591,9	88	40	S	590S MCC		22	
49b	591,9	88	48	S	590S MCC		22	
50	592	71	47	S	590S MCC	dextral	30	

51	593	30	70	NW	590S MCC	sinistral	30	
52a	593	71	55	SE	590S MCC		45	
52b	592,6	71	60	SE	590S MCC		45	
53	592,5	282	50	S	590S MCC		30	
54	592,5	288	42	S	590S MCC		45	
55	592,8	358	50	E	590S MCC		25	
56	593	335	52	SW	590S MCC		40	
57	592,6	304	45	SW	590S MCC		28	
58	587,8	340	59	E	590N MCN			
59	587,9	54	47	SE	590N MCN			
60	587,8	38	50	SE	590N MCN			
61	587,8	8	70	W	590N MCN			
62	587,9	350	30	E	590N MCN			
63	589,2	20	35	E	590N MCN			
65	702,1	89	58	S	700 MCSS	dextral	35	
66	701,4	327	68	SW	700 MCSS	sinistral	25	
67	701	210	50	SW	700 MCSS		35	
68	701,2	87	45	S	700 MCSS		22	
69	700,7	279	45	S	700 MCSS		32	
70	697,3	88	80	S	700 MCS		10	
71	692,1	356	60	E	690 MCS		18	
72	690,3	18	65	W	690 MCS	Dextral	30	Corta estructuras
73	689,4	355	57	E	690 MCS		60	
74	691,8	29	60	SE	690 MCSS		30	
75	691,8	60	30	SE	690 MCSS		45	
76	691,8	48	49	SE	690 MCSS		25	
77	691,4	321	65	SW	690 MCSS		35	
78	691,4	13	50	SE	690 MCSS	Inversa	15	
79	691,4	321	59	NE	690 MCSS	Inversa	25	
80	691	10	55	E	690 MCSS	Inversa	45	
81	691	359	45	E	690 MCSS	Inversa	30	
82	691,6	83	45	S	690 MCSS	Inversa	25	
83	689,4	291	55	NE	690 MCSS		45	Corta estructuras
84	689,5	89	58	S	690 MCSS	Dextral	55	Corta estructuras
86	691,1	18	60	NW	690 MCSS			
87	692,1	367	60	E	690 MCSS		18	
88	679,9	315	55	SW	680 MCSS		25	Corta estructuras
89	679,6	2	55	E	680 MCSS		20	
90	678,4	79	45	S	680 MCSS		10	
91	675,6	19	50	E	680 MCSS		35	
92	564,1	341	58	E	565SS MCSS		15	
93	564,4	0	35	E	565SS MCSS		15	
94	563,1	44	40	SE	565SS MCSS		20	Corta estructuras
96	561,1	1	53	E	565SS MCSS		15	
97	573,8	359	67	E	560N MCN		35	
98	573,8	56	30	SE	560N MCN		40	
99	573,8	75	30	S	560N MCN		35	
100	573,5	350	80	E	560N MCN		40	

101	573,8	281	59	S	560N MCN		35	
102	573,5	338	55	E	560N MCN		30	
104	573,5	318	90	NE	560N MCN		40	
105	573,6	325	35	NE	560N MCN		15	
106	562,5	25	55	SE	570-550S MCSS		35	
107	560	24	58	SE	570-550S MCSS	sinistral	40	
108	570,1	339	65	NE	575SS MCSS		35	
109	570,1	359	50	E	575SS MCSS		20	
110	570,1	30	60	SE	575SS MCSS		15	Corta estructuras
111	572,3	50	70	SE	575SS MCSS		15	
112	570,1	0	45	E	575SS MCSS		15	
113	605,7	349	60	W	612SS MCSS		30	
114	605,7	349	60	E	612SS MCSS		30	
115	609,7	73	70	S	612SS MCSS		25	
116	607,8	340	60	E	612SS MCSS	dextral	40	Corta estructuras
117	607,8	350	65	W	612SS MCSS		22	
118	609,7	8	60	E	612SS MCSS		15	
119	589,6	288	58	SW	580 N MCC		10	
120	582	25	70	SE	580 N MCC		15	
121	578,8	62	25	SE	580 N MCC		12	
122	588,6	356	50	SW	580 N MCC		20	
123	588,6	42	55	SE	580 N MCC		10	
124	587,1	81	70	NW	580 N MCC		15	
125	581,5	2	40	SE	580 N MCC		30	
126	580,3	313	45	SW	580 N MCC		25	
127	587,1	342	45	NE	580 N MCC		20	
128	586,6	289	65	SW	580 N MCC		15	
129	586,6	315	25	SW	580 N MCC		23	
130	590,5	276	58	SW	580 N MCC		10	
131	591,7	35	50	SE	580 N MCC		15	
132	578,8	291	70	SW	580 N MCC		13	
133	585,8	15	35	SE	MCC		20	
134	585,8	41	52	SE	MCC		20	
135	585,9	52	45	SE	MCC		15	
136	586,1	21	63	SE	MCC		12	
137	585,5	19	35	SE	MCC		15	
138	585,5	19	35	SE	MCC		20	
139	591,5	38	50	SE	MCC		18	
140	592,6	30	50	SE	MCC		15	
141	591,5	90	55	S	MCC		40	
142	591,4	71	49	SE	MCC		40	
143	591,5	280	60	SW	MCC		25	
144	591,5	8	45	NW	MCC		20	
145	591,7	312	65	SW	MCC		20	
146	592,4	71	47	SE	MCC		20	
147	618,5	85	35	SE	MCC		15	
148	615,7	30	40	SE	MCC		20	
149	614,7	323	53	NE	MCC		15	
150	630,5	85	55	SE	MCC		20	

151	635,3	76	21	SE	MCC		15	
152	636,4	3	53	SE	MCC		20	
153	636,4	17	45	SE	MCC		18	
154	637,1	346	65	NE	MCC		15	
155	641	30	60	SE	MCC		35	
156	664,6	341	75	NE	MCC		25	
157	658,4	312	30	NE	MCC		15	
158	661,4	45	30	SE	MCC		17	
159	673,4	15	90	NW	MCC		20	
160	615,4	71	25	SE	MCC		18	
161	549,3	342	88	NE	MCSS 545SS	Sinistral	>100	Corta estructuras
162	548	340	80	NE	MCSS 545SS	Sinistral	>100	Corta estructuras
163	556,8	334	35	NE	MCSS 545SS		35	
164	548	327	35	SW	MCSS 545SS		30	
165	548	351	63	SW	MCSS 545SS		30	
166	548,6	349	87	SW	MCSS 545SS		30	
167	550	282	20	NE	MCSS 545SS	sinistral	>50	Corta estructuras
168	548	340	75	SW	MCSS 545SS		25	
169	548	322	75	NE	MCSS 545SS		15	corta estructuras
170	544	357	35	NE	MCC-MCN 550		22	
171	544	40	35	SE	MCC-MCN 550		20	corta estructuras
172	549,9	84	32	SE	MCC-MCN 550		35	corta estructuras
174	543	7	38	SE	MCC-MCN 550		20	
175	544,5	349	45	NE	MCC-MCN		40	
176	548	319	65	SW	MCC-MCN		15	
177	548	321	48	NE	MCC-MCN		20	
178	548	50	55	SE	MCC-MCN		20	Corta estructuras
179	548,1	38	43	SE	MCC-MCN		18	
180	550,4	335	55	NE	MCC-MCN		50	
181	550,2	35	35	SE	MCC-MCN		12	
182	550,5	344	35	NW	MCC-MCN		15	
183	551,5	290	30	SW	MCC-MCN		30	
184	550,5	346	45	NE	MCC-MCN		15	
185	550,5	336	45	NE	MCC-MCN		13	
186	551,5	18	70	SE	MCC-MCN		30	
187	552,8	80	35	SE	MCC-MCN		30	
188	552,7	334	50	SW	MCC-MCN		10	
189	553,3	332	45	NE	MCC-MCN		20	
190	552,4	330	55	NE	MCC-MCN		10	
191	552,6	318	67	NE	MCC-MCN		15	Corta estructuras
192	563,3	2	55	SE	MCC-MCN 565N		32	
193	563,3	341	56	NE	MCC-MCN 565 N		35	
194	561,5	311	70	NE	MCC-MCN 565 N		50	
195	561,5	334	45	NE	MCC-MCN 565 N		50	Corta estructuras
196	561,5	30	52	SE	MCC-MCN 565 N		35	
197	561,5	19	40	SE	MCC-MCN 565 N		30	Corta estructuras
198	562,1	346	30	NE	MCC-MCN 565 N		40	
199	562,1	351	45	NE	MCC-MCN 565 N		50	Corta estructuras
200	562,1	335	60	NE	MCC-MCN 564 N		50	

201	563,3	276	60	NE	MCC-MCN 565 N		40	
202	560,9	58	65	SE	MCC 565 N		35	
203	560,7	55	85	NW	MCC 565 N		20	
204	553,3	325	45	NE	MCC 565 N		20	Corta estructuras
205	552,7	325	50	SW	MCC 565 N		15	
206	553,1	349	30	NE	MCC 565 N		25	
207	552,4	324	55	NE	MCC 565 N		30	
208	555,9	12	25	SE	MCC 565 N		15	
209	555,9	22	25	SE	MCC 565 N		15	
210	555,9	340	45	NE	MCC 565 N		25	
211	557,6	345	50	NE	MCC 565 N		15	
212	557,6	2	40	SE	MCC 565 N		18	
213	554,5	36	40	SE	MCC 565 N		15	
214	554,5	30	70	SE	MCC 565 N		13	
215	560,1	300	40	SW	MCC 565 N		20	
216	560,1	0	45	E	MCC 565 N		10	
217	558,7	350	40	NE	MCC 565 N		30	
218	559,9	300	60	SW	MCC 565 N		35	Corta estructuras
219	561,4	320	35	NE	MCC-MCN 565 N		20	
220	561,2	304	45	NE	MCC-MCN 565 N		12	
221	560,9	301	62	SW	MCC-MCN 565 N		15	
222	560,7	75	45	SE	MCC-MCN 565 N		10	
223	551,5	79	35	SE	MCC-MCN 565 N		15	
224	551,5	15	70	SE	MCC-MCN 565 N		20	
225	566,7	356	70	NE	MCC 565 S		50	
226	563,6	340	40	NE	MCC 565 S		20	
227	563,5	49	35	SE	MCC 565 S		30	
228	563,5	69	60	SE	MCC 565 S		20	
229	561,3	272	35	NE	MCC 565 S		30	Corta estructuras
231	629,3	341	35	E	625S MCC		50	Corta estructuras
232	629,8	20	35	E	625S MCC		50	
233	623,8	353	45	E	625S MCC		20	
234	623,8	1	50	E	625S MCC		20	
235	624,3	326	-	NE	625S MCC		10	
236	629,3	75	47	S	620N MCC		15	
237	629,6	276	50	S	620N MCC		20	
238	629,1	322	42	NE	620N MCC		18	
239	629,6	344	50	E	620N MCC		20	
240	629,8	320	46	SW	620N MCC		18	
241	631,8	84	75	S	620N MCC		20	
242	614	350	71	W	MCS CX MCC		20	
243	614	342	40	W	MCS CX MCC		22	
244	611,9	338	45	NE	MCS CX MCC		28	
245	609,4	347	30	E	MCS CX MCC		25	
246	591,1	49	65	SE	MCS 580 SN		18	
247	591,2	17	45	SE	MCS 580 SN		30	
248	591,2	5	40	E	MCS 580 SN		20	
249	591,2	24	50	SE	MCS 580 SN		20	
250	601,2	70	50	SE	MCS 580 SN		10	

251	591,4	17	45	SE	MCS 580 SN		40	
252	597,5	27	50	SE	MCS 580 SN		20	
253	601	351	58	NE	MCS 580 SN		30	
254	599	357	50	E	MCS 580 SN		25	
255	593,1	359	55	W	MCS 580 SN		40	
256	590	326	70	NE	MCS 580 SN		50	Corta estructuras
257	580,7	359	65	E	MCS 580 SN		30	Corta estructuras
258	581,8	30	70	E	MCS 580 SN		20	
259	580,5	20	55	E	MCS 580 SN		25	
260	580,5	1	55	E	MCS 580 SN		30	
261	579,8	320	50	NE	MCS 580 SN		20	
262	556	36	50	SE	MCSS 555 SS			
263	556,3	350	27	NE	MCSS 555 SS			
264	610,4	3	59	SE	MCC 625			
265	610,4	337	52	NE	MCC 625			
266	593,6	358	55	SW	MCS 600-590		40	
267	601,2	351	58	NE	MCS 600-590		50	
268	606,3	45	45	SE	MCS 600-590		30	Corta estructuras
269	601,2	70	50	SE	MCS 600-590		10	
270	602,6	288	90	NE	MCS 600-590		18	
271	619,1	81	60	SE	MCS 600-590		20	
272	591,7	42	65	SE	MCS 600-590		40	
273	599,7	27	50	SE	MCS 600-590		40	
274	599,7	18	45	SE	MCS 600-590		50	
275	597	5	40	SE	MCS 600-590		60	Corta estructuras
277	621,2	31	25	SE	MCSS 640 S	Dextral	30	
278	570,1	338	55	NE	MCSS 575 SS	inversa	50	
279	551,7	295	40	NE	MCSS 550 S	inversa	40	
280	551,7	330	30	NE	MCSS 550 S	inversa	35	
Información compilada por Fernando Villarroel y Benjamín Moreno								

Compilación dique interior mina						
Codigo	Rumbo	Manteo	Dirección	Roca de caja	Potencia(m)	Sector
DK1	N18E	65	NW	Andesita ocoíta	1,5	MCS 690
DK2	N14W	63	SW	Andesita ocoíta	2	MCSS 612S
DK3	N25E	65	NW	Andesita ocoíta	2	MCS 700
DK4	N85E	75	SE	Andesita	2	MCS 700
DK5	N12E	78	NW	Andesita ocoíta	1,5	MCC 590 S
DK6	N88E	80	SE	Andesita ocoíta	1	MCC 565 N
DK7	N87W	85	SW	Andesita ocoíta	1,5	MCC 565 N
DK8	N30W	65	SW	Andesita ocoíta	2	MCN 550 N
DK9	N50W	65	SW	Andesita ocoíta	2	MCN 550 N
DK10	N50W	65	SW	Andesita ocoíta	1,5	MCC 565 S
DK11	N05E	78	NW	Andesita ocoíta	1,5	MCC 565 S
DK12	N79E	90	NW	Andesita ocoíta	1	MCSS 580 SS
DK13	N82W	82	SW	Andesita ocoíta	1	MCSS 550 S
DK14	N85E	80	SE	Andesita ocoíta	1	MCSS 565 S
DK15	N71W	80	SW	Andesita	1,5	MSCC 680 S
DK16	NS	70	W	Andesita	2	MCS 580SN
DK18	N15W	50	SW	Andesita	4	MCS 609
DK19	N15E	70	NW	Andesita ocoíta	1,5	MCS 610 N
DK20	N9W	75	SW	Andesita ocoíta	2	MCS 580SN

Compilación diaclasas interior mina					
Codigo	Rumbo	manteo	Dirección	Sector	Roca de caja
D1	N15W	50	SW	MCSS 575S	Andesita
D2	N65E	60	NW	MCSS 575S	Andesita
D3	N15W	45	NE	MCSS 575S	Andesita
D4	N10W	25	NE	MCSS 575S	Conglomerado
D5	N30W	72	NE	MCSS 575S	Conglomerado
D6	N80E	80	NW	MCSS 575S	Conglomerado
D7	N30E	75	SE	MCSS 575S	Andesita
D8	N35W	70	NE	MCSS 575S	Andesita
D9	N35E	85	NW	MCSS 575S	Andesita
D10	N50W	55	SW	MCSS 575S	Andesita
D11	N15W	58	SW	MCSS 575S	Andesita
D12	N80W	68	NE	MCSS 575S	Andesita
D13	N-S	50	E	MCSS 575S	Andesita
D14	N-S	60	W	MCSS 575S	Andesita
D15	N20W	45	NE	MCSS 575S	Andesita
D16	N23W	62	SW	MCSS 575S	Andesita
D17	N85E	75	NW	MCSS 575S	Andesita
D18	N13W	59	SW	MCSS 575S	Andesita
D19	N-S	45	E	MCSS 575S	Andesita
D20	N25E	40	SE	MCSS 575S	Andesita
D21	N80E	80	SE	MCSS 575S	Andesita
D22	N40W	60	SW	MCSS 700S	Andesita
D23	N30E	60	SE	MCSS 700S	Andesita
D24	N10E	55	SE	MCSS 700S	Andesita
D25	N65E	75	NW	MCSS 700S	Andesita
D26	N15E	45	NW	MCSS 700S	Andesita
D27	N25W	55	SW	MCSS 700S	Andesita
D28	N30W	60	SW	MCSS 690S	Andesita
D29	N55E	78	SE	MCSS 690S	Andesita
D30	N05E	53	SE	MCSS 690S	Andesita
D31	N48E	60	SE	MCS 580S	Andesita
D32	N40E	35	NW	MCS 580S	Andesita
D33	N45W	79	NE	MCS 580S	Andesita
D34	N05E	85	SE	MCS 580S	Andesita
D35	N70E	50	SE	MCS 580S	Andesita
D36	N70E	65	NW	MCS 580S	Andesita
D37	N45W	42	SW	MCS 580S	Andesita
D38	N35W	30	NE	MCS 580S	Andesita
D39	N70E	85	NW	MCS 580S	Andesita
D40	N40W	65	NE	MCS 580S	Andesita
D41	N22E	54	SE	MCS 580S	Andesita
D42	N45W	65	SW	MCS 580S	Andesita
D43	N10W	82	SW	MCS 580S	Andesita
D44	N05E	53	NW	MCS 580S	Andesita
D45	N45E	75	SE	MCS 580S	Andesita
D46	N65W	70	SW	MCS 580S	Andesita
D47	N50E	55	NW	MCS 580S	Andesita
D48	N20E	50	SE	MCS 580S	Andesita

D49	E-W	75	S	MCS 580S	Andesita
D50	N10E	58	NW	MCS 580S	Andesita
D51	N70E	40	SE	MCS 580S	Andesita
D52	NS	55	E	MCS 580S	Andesita
D53	N80E	85	SE	MCS 580S	Andesita
D54	N30W	75	NE	MCS 580S	Andesita
D55	N03W	55	SW	MCS 580S	Microdiorita
D56	N70E	80	NW	MCS 580S	Microdiorita
D57	N05E	40	NW	MCS 580S	Microdiorita
D58	N28W	45	NE	MCS 580S	Andesita
D59	N75W	52	SW	MCS 580S	Andesita
D60	N48E	77	NW	MCS 580S	Andesita
D61	N05W	50	SW	MCS 580S	Andesita
D62	EW	80	N	MCS 580S	Andesita
D63	N45E	42	SE	MCS 580S	Andesita
D64	N05W	62	SW	MCSS 560 N	Andesita
D65	N70E	85	SE	MCSS 560 N	Andesita
D66	N40E	60	SE	MCSS 560N	Andesita
D67	N10W	58	SW	MCSS 560N	Andesita
D68	N50E	85	NW	MCSS 560N	Andesita
D69	N10W	30	NE	MCSS 560N	Andesita
D70	N30W	82	SW	MCSS 560N	Andesita
D71	N55E	80	SE	MCSS 560N	Andesita
D72	N35E	30	NW	MCSS 560N	Andesita
D73	N85W	70	NE	MCC 680 N	Andesita
D74	N25W	50	SW	MCC 680 N	Andesita
D75	N80E	45	SE	MCC 680 N	Andesita

Fallas de mapeo en superficie						
Punto de control	Rumbo	Manteo	Dirección	Min	Roca de caja	Observación
D1-P2	N38°W	64	SW	Ox Cu	Areniscas rojas-conglomerados	
D1-P5	N30°E	80	NW	Ox Cu	Andesita	
D2-P10	N15°W	60	SW		Areniscas rojas	Relleno de salbanda
D2-P12	N45°E	65	NW		Andesita	Relleno de calcita
D2-P14	N10°W	75	NE	Ox Cu	Conglomerados	Epidota y clorita en mineralización
D3-P3	N10°W	40	SW		Andesita	Epidota y clorita en mineralización
D3-P8	N30°W	35	NE		Areniscas rojas	
D3-P9	N30°W	20	NE		Conglomerados	Proyectada
D4-P1	N75°E	80	NW	Ox Cu	Conglomerados	Pique minero
D5-P7	N80°W	70	NE		Conglomerados	
D6-P1	N30°W	40	NE	Ox Cu	Areniscas rojas	Epidota y clorita en mineralización
D6-P3	N55°E	56	NW		Conglomerados	Falla inversa
D6-P5	N05°W	70°	NE		Conglomerados	
D6-P7	N20°E	80°	NW	Ox Cu	Areniscas rojas	Pique minero
D7-P2	N20°W	40°	NE		Conglomerados	Epidota y clorita en mineralización
D7-P3	N35°W	60°	SW		Conglomerados	
D7-P4	N50°W	65°	SW		Conglomerados	Relleno de salbanda y pique minero
D7-P5	N50°E	65	NW		Conglomerados	
D7-P7	N20°W	58	NE		Conglomerados	
D7-P8	N75°E	85°	NW	Ox Cu	Conglomerados	Relleno de salbanda
D8-P1	N42°W	65	SW		Conglomerados	Corta estructuras
D8-P1	N35°W	75	NE	Ox Cu	Conglomerados	
D8-P2	NS	68	W	Ox Cu	Conglomerados	Relleno de calcita
D8-P1	NS	85	W	Ox Cu y sulfuros de Cu	Conglomerados	Alta ley
D8-P1	N15°W	85	SW	Ox Cu	Conglomerados	Controla mineralización
D8-P1	N60°E	65	SE	Ox cu	Conglomerados	Leve mineralización
D8-P7	EW	78	S	Ox Cu y sulfuros de Cu	Andesitas y conglomerados	Alta ley- análisis ISP D8-M1
D9-P1	N08°W	70	NE	Ox Cu	Areniscas rojas	Corta estructuras
D9-P1	N40°E	80	NW	Ox Cu	Areniscas rojas	
D9-P1	N20°W	60	NE	Ox Cu	Areniscas rojas	
D9-P2	N30°E	72	NW		Areniscas rojas	
D9-P2	N20°W	65	NE	Ox Cu	Areniscas rojas	
D9-P2	N20°W	30°	NE	Ox Cu	Areniscas rojas	
D9-P3	N15°W	70	SW		Areniscas rojas-conglomerados	
D9-P3	E-W	85	N		Conglomerados	
D9-P4	N25°E	80	NW	Ox Cu	Conglomerados	
D9-P4	E-W	40	N	Ox Cu	Conglomerados	
D9-P5	N45°W	50	SW		Conglomerados	
D9-P6	N65°W	60	SW	Ox Cu	Conglomerados	
D9-P7	N20°E	25	SE		Conglomerados	
D9-P8	N55°W	75	NE		Conglomerados	Relleno de salbanda

Diques mapeo de superficie				
Punto de control	Rumbo	Manteo	Dirección	Potencia(m)
D2-P3	N70E	80	SE	0.5
D2-P4	EW	70	S	1
D2-P5	N20W	23	NE	0.3
D2-P6	N68W	85	NE	1 m
D2-P11	N15W	70	NE	0.5
D2-P11	N80E	75	SE	0.5
D5-P1	N55W	85	NE	0.5
D5-P6	N30W	75	NE	3
D6-P2	N20E	85	SE	4
D6-P3	N55E	50	NW	2
D6-P4	EW	80	S	2
D7-P1	N43W	85	NE	3
D7-P6	EW	75	S	1
D8-P2	EW	85	N	0.3
D8-P3	N85E	87	NW	0.4
D8-P8	N25E	80	SE	0.2
D9-P9	EW	85	S	2.5

Diaclasas Mapeo de superficie			
Punto de control	Rumbo	Manteo	Dirección
D1-P4	N45°E	85	NW
D2-P1	N15°E	80	SE
D2-P1	N80°E	75	SE
D2-P14	N33°W	60	NE
D2-P14	N30°E	65	SE
D3-P1	N65°E	70	NW
D3-P1	N60°W	80	NE
D3-P2	N-S	78	E
D3-P2	N50°E	85	SE
D3-P8	E-W	82	S
D3-P8	N35°E	50	NW
D3-P10	N70°W	78	NE
D3-P10	N15°E	40	SE
D7-P1	N35°W	85	SW
D7-P2	E-W	72	S
D7-P2	N40°W	81	NE
D7-P5	N30°W	76	NE
D7-P5	N50°E	70	NW
D7-P7	N30°E	65	SE
D7-P7	N60°W	60	NE

Estratificación Mapeo de superficie				
Punto de control	Rumbo	Manteo	Dirección	Roca
D1-P1	N30°E	25	SE	Areniscas rojas
D3-P5	N30°E	30	SE	Areniscas rojas
D3-P5	N-S	20	E	Areniscas rojas
D3-P5	N45°E	75	SE	Areniscas rojas
D3-P8	N20°W	42	NE	Areniscas rojas
D4-P1	N05°W	30	NE	Areniscas rojas
D6-P7	N70°E	50	SE	Areniscas rojas

Vetillas de Mapeo de superficie				
Punto de control	Rumbo	Manteo	Dirección	Espesor (cm)
D2-P7	N20°W	60	NE	5
D2-P7	N76°E	70	SE	5
D3-P2	N25°E	60	NW	10
D3-P6	N25°E	70	SE	3
D3-P6	E-W	75	S	2
D3-P6	N05°W	50	NE	4
D4-P3	N20°E	20	NW	5
D4-P3	N55°W	80	SW	3
D4-P3	N60°E	40	NW	40
D4-P4	N65°W	72	SW	4
D4-P4	N30°E	35	NW	5
D5-p6	N60°E	60	SE	4
D5-P7	N25°W	70	NE	5
D5-P7	N05°W	76	NE	9
D5-P7	E-W	80	S	12
D6-P3	N25°W	50	SW	3
D6-P3	N-S	55	W	15
D6-P3	N45°E	60	NW	10
D6-P5	N35°E	42	SE	4
D6-P5	N05°W	40	NE	2
D6-P6	N15°W	20	NE	3
D6-P6	N35°W	34	NE	5
D6-P6	N50°E	85	SE	8
D6-P6	N65°E	75	SE	5
D6-P7	N38°E	55	SE	5
D6-P7	N20°E	65	SE	30
D7-P1	N45°E	85	SE	3
D7-P1	N18°E	80	SE	15