Naturalis
Repositorio Institucional
http://naturalis.fcnym.unlp.edu.ar

Universidad Nacional de La Plata
Facultad de Ciencias Naturales y Museo

Geología y metalogénesis del depósito epitermal de alta sulfuración El Guanaco, Desierto de Atacama, Chile

Galina, Matías
Doctor en Ciencias Naturales

Dirección: Guido, Diego Martín
Co-dirección: Jovic, Sebastián Miguel

Facultad de Ciencias Naturales y Museo
2019

Acceso en:
http://naturalis.fcnym.unlp.edu.ar/id/20200310001711

Esta obra está bajo una Licencia Creative Commons
Atribución-NoComercial-CompartirIgual 4.0 Internacional

Naturalis Repositorio Institucional
FCNyM - UNLP

TESIS DOCTORAL

“Geología y Metalogénesis del depósito epitermal de alta sulfuración El Guanaco, Desierto de Atacama, Chile”

Lic. Matías Galina



Director: Dr. Diego Martín Guido

Director: Dr. Sebastián Miguel Jovic

Facultad de Ciencias Naturales y Museo

Universidad Nacional de La Plata

Dedicado a mi Bobe y a mi Abu. Dos personas que me vieron arrancar este camino, pero que no llegamos a terminar de compartirlo juntos.

Agradecimientos

Este trabajo no hubiese sido posible sin el amor incondicional de mi familia, mis amigos y amigas, y mi compañera. Agradezco la posibilidad de estudiar en una Universidad pública, laica y gratuita, y el marco de formación que me regaló el CLIB Max Nordau. Gracias a la Cátedra de Fundamentos de Geología de la FCNyM de la UNLP por brindarme un espacio de formación docente. Gracias Tinta por tu compañía. Gracias al teatro y a la música por enseñarme que el estudio es más que solamente académico.

Agradezco la confianza de mis directores, los Dres. Diego M. Guido y Sebastián M. Jovic, así como a las siguientes instituciones: Instituto de Recursos Minerales, Facultad de Ciencias Naturales y Museo, Universidad Nacional de La Plata, Consejo Nacional de Investigaciones Científicas y Técnicas de la República Argentina, a la empresa co-financista de este estudio, Austral Gold Argentina S.A. y al Centro de Investigaciones Geológicas de La Plata,

Esta tesis se vio enriquecida por un sin fin de aportes, guías y consejos de colegas y amigos geólogos. Agradezco la sinceridad y sabiduría de:

- Dr. Gerardo N. Páez
- Dr. Luciano López
- Dr. Conrado Permuy Vidal
- Dr. Remigio Ruiz
- Lic. Miguel A. Del Blanco
- Dr. Luciano Zapata
- Lic. Claudia Di Lello

Durante el desarrollo del trabajo, pasantes y estudiantes compartieron su tiempo de aprendizaje en el avance de este estudio. Por eso mi eterno agradecimiento:

- Lucía Martegani
- Camila Ferreyra
- Victoria Penzo
- Hanna Gallina
- Sofía Manassero
- Joaquín Pérez Mayoral
- Nicolás Briff

Un especial agradecimiento a Marcela Penné, eslabón fundamental del INREMI, con su sonrisa y excelente predisposición para la resolución de cualquier consulta que un becario pudiese necesitar.

La participación de Adrián Larroca, como amigo y colega, permitió que el estudio petrográfico y calcográfico de esta tesis fuese una realidad. Su compromiso y desempeño en la confección de los cortes y pulidos fueron superiores a la que cualquier profesional pudiese aspirar.

A Francisco Javier Ríos, quien me abrió las puertas de su laboratorio, permitiéndome realizar todos los estudios de inclusiones fluidas. Además, estos análisis fueron posibles gracias al completo y desinteresado apoyo del personal del Centro de Desenvolvimiento de Tecnología Nuclear de la Universidad General de Mina Gerais, Belo Horizonte, Brasil.

A la Society of Economic Geologists, sociedad que me otorgó apoyo económico y logístico para asistir a conferencias y cursos de campo, permitiéndome financiar los viajes y estadías en laboratorios externos.

"Según vamos adquiriendo conocimiento, las cosas no se hacen más comprensibles, sino más misteriosas" Albert Schweitzer

ÍNDICE

Portada……...I

Dedicatoria……II

Agradecimientos……III

Epígrafe……...IV

Índice……V

Resumen……..IX

Abstract……XIII

CAPÍTULO 1 – INTRODUCCIÓN – MARCO TEÓRICO, OBJETIVOS Y METODOLOGÍA DE TRABAJO……1

1.1 MARCO TEÓRICO……2
1.1.1 Origen de los depósitos epitermales……2
1.1.2 Condiciones físico-químicas de formación y mineralización de los diferentes tipos de depósitos epitermales……3
1.1.3 Ambientes de formación de los depósitos epitermales……..6
1.1.4 Origen de los fluidos mineralizantes……7
1.1.5 Transporte de metales……..10
1.1.6 Aspectos comparativos entre los depósitos epitermales de alta y baja sulfuración……..11
1.2 OBJETIVOS……15
1.3 METODOLOGÍA DE TRABAJO……16
1.3.1 Primera Etapa……16
1.3.2 Segunda Etapa……16
1.3.2.1 Microscopía con luz transmitida y luz reflejada……16
1.3.2.2 Espectroscopía de emisión atómica de plasma (ICP)….17
1.3.2.3 Microtermobarometría mediante inclusiones fluidas…...18
1.3.2.4 Espectrómetros portátiles PIMA-SWIR y ASD……20
1.3.2.5 Difracción de rayos X (DRX)……22
1.3.2.6 Microscopía electrónica de barrido (MEB) y microanálisis químico por sonda de electrones (EDS)……25
1.3.2.7 Análisis de isótopos estables de oxígeno y azufre……28
1.3.2.8 Análisis de isótopos inestables de Argón……29
1.3.3 Tercera Etapa……29

CAPÍTULO 2 – MARCO GEOLÓGICO – GEOLOGÍA REGIONAL, LOCAL Y DISTRITAL……30

2.1 GEOLOGÍA GENERAL DEL NORTE DE CHILE……31
2.1.1 Geología del Paleoceno-Eoceno de la Depresión Central Chilena……31
2.2 GEOLOGÍA REGIONAL……34
2.3 CARACTERIZACIÓN ESTRUCTURAL DEL DISTRITO MINERO GUANACO……36
2.4 GEOLOGÍA DEL DISTRITO MINERO EL GUANACO……42
2.4.1 Fm Augusta Victoria (Cretácico Superior)……45

2.4.2 Fm Chile - Alemania (Paleoceno - Eoceno)……..46
2.4.2.1 Lavas Andesíticas Las Pailas…….46
2.4.2.2 Pórfido Microdiorítico Las Pailas……48
2.4.2.3 Pórfido Cachinalito……..……48
2.4.2.4 Secuencia Hidromagmática Dumbo……..49
2.4.3 Cobertura Post-Eocena……55
2.5 Distribución de las unidades en el distrito…….55
CAPÍTULO 3 – MINERALIZACIÓN – ESTRUCTURAS MINERALIZADAS Y PULSOS MINERALIZANTES……...58
3.1 ESTRUCTURAS MINERALIZADAS……..59
3.1.1 Sector Inesperada (INSP)……59
3.1.1.1 Alteración Hidrotermal……..62
3.1.1.2 Estructuras Mineralizadas……62
3.1.2 Sector Las Pailas (LP)……..62
3.1.2.1 Alteración Hidrotermal……..63
3.1.2.2 Estructuras Mineralizadas……64
3.1.3 Sector Central……65
3.1.3.1 Conjunto Dumbo – Defensa……66
3.1.3.2 Conjunto Cachinalito……71
3.2 EVENTOS MINERALIZANTES……...77
3.2.1 Evento 1 – Alteración Hidrotermal……..77
3.2.2 Evento II – Mineralización……80
3.2.2.1 Pulso 2……81
3.2.2.2 Pulso 3……82
3.2.3 Evento III – Removilización……85
3.2.4 Evento IV – Oxidación……..87
3.3 DATACIÓN DE LOS EVENTOS MINERALIZANTES……93
CAPÍTULO 4 – GEOQUÍMICA Y FLUIDOS HIDROTERMALES – LA COMPOSICIÓN Y COMPORTAMIENTO DE LOS FLUIDOS MINERALIZANTES…….……97
4.1 DISTRIBUCIÓN DEL ORO, LA PLATA Y EL COBRE EN EL *LEDGE* DUMBO…….……..98
4.1.1 Leyes de Au, Ag y Cu en el espacio…….……98
4.1.1.1 Relación de las leyes de oro respecto a su cota……....98
4.1.1.2 Relación de las leyes de plata respecto a su cota……..99
4.1.1.3 Relación de las leyes de cobre respecto a su cota…...101
4.1.2 Distribución del Au, la Ag y el Cu sobre la corrida y extensión del *ledge* Dumbo……..102
4.1.2.1 Geoquímica del Au sobre la corrida y extensión del *ledge* Dumbo……..…103
4.1.2.2 Geoquímica de la Ag sobre la corrida y extensión del *ledge* Dumbo……...104
4.1.2.3 Geoquímica del Cu sobre la corrida y extensión del *ledge* Dumbo……..104
4.1.3 Modelado tridimensional de la distribución del Au, la Ag y el Cu en el *ledge* Dumbo……...……...105
4.2 DISTRIBUCIÓN DEL ORO, LA PLATA Y EL COBRE EN EL *LEDGE* CACHINALITO……109
4.2.1 Leyes de Au, Ag y Cu en el espacio……..……109
4.2.1.1 Geoquímica del oro respecto a su cota …… 109

4.2.1.2 Geoquímica de la plata respecto a su cota ……..…110
4.2.1.3 Geoquímica del cobre respecto a su cota ……...111
4.2.2 Distribución del Au, la Ag y el Cu sobre la corrida y extensión del *ledge* Cachinalito……..……112
4.2.2.1 Geoquímica del Au sobre la corrida y extensión del *ledge* Cachinalito……..……112
4.2.2.2 Geoquímica de la Ag sobre la corrida y extensión del *ledge* Cachinalito……..113
4.2.2.3 Geoquímica del Cu sobre la corrida y extensión del *ledge* Cachinalito……...…114
4.2.3 Modelado tridimensional de la distribución del Au, la Ag y el Cu en el *ledge* Cachinalito……114
4.3 DISTRIBUCIÓN DE LAS CONCENTRACIONES DE LOS ELEMENTOS ANALIZADOS POR ESPECTROSCOPÍA DE EMISIÓN ATÓMICA DE PLASMA (ICP) EN EL *LEDGE* DUMBO……117
4.3.1 Distribución de los datos de las muestras para ICP……..117
4.3.2 Relación entre las concentraciones de Na, K, Ba, As, Cu y Sb respecto a su cota……..117
4.3.3 Correlación de Pearson entre el Na, K, B, As, Cu y Sb……118
4.3.4 Distribución espacial de los valores del Na, K, Ba, As, Cu y Sb a lo largo de la corrida y extensión del *ledge* Dumbo……..121
4.4 DISTRIBUCIÓN DE LAS CONCENTRACIONES DE LOS ELEMENTOS ANALIZADOS POR ESPECTROSCOPÍA DE EMISIÓN ATÓMICA DE PLASMA (ICP) EN EL *LEDGE* CACHINALITO……125
4.4.1 Distribución de los datos de las muestras para ICP……..125
4.4.2 Relación entre las concentraciones de Na, K, Ba, As, Cu y Sb respecto a su cota……..125
4.4.3 Correlación de Pearson entre los elementos geoquímicos característicos del *ledge* Dumbo……..126
4.4.4 Distribución espacial de los valores de As, Ba Na, K, Cu y Sb a lo largo de la corrida y extensión del *ledge* Cachinalito……128
4.5 ESTUDIO DE INCLUSIONES FLUIDAS……131
4.5.1 Distribución de las muestras para el análisis de inclusiones fluidas……131
4.5.2 Resultados de los estudios microtermométricos mediante el análisis de inclusiones fluidas……...132
4.5.2.1 Microtermobarometría en muestras del *ledge* Dumbo.133
4.5.2.2 Microtermometría en muestras del ledge Cachinalito..136
4.6 ANÁLISIS DE ISÓTOPOS ESTABLES DE OXÍGENO Y AZUFRE……138
4.6.1 Isótopos de oxígeno……138
4.6.2 Isótopos de azufre……..139

CAPÍTULO 5 – DISCUSIONES FINALES Y CONCLUSIONES……...……141

5.1 DISCUSIONES FINALES ACERCA DEL MARCO GEOLÓGICO..……...142
5.2 DISCUSIONES FINALES ACERCA DE LA MINERALIZACIÓN. ESTRUCTURASMINERALIZADAS Y PULSOS MINERALIZANTES……146
5.2.1 Mineralizaciones periféricas del Distrito Minero El Guanaco: Sector inesperada y Sector Las Pailas……146
5.2.2 Mineralizaciones principales del Distrito Minero El Guanaco: cluster de *ledge*s del Sector Central……147
5.2.3 Orígenes de los fluidos mineralizantes……148

5.2.4 Fuentes de los fluidos mineralizantes……..149
5.2.5 Eventos y pulsos mineralizantes……..151
5.3 DISCUSIONES FINALES ACERCA DE LA GEOQUÍMICA Y LOS FLUIDOS HIDROTERMALES: COMPOSICIÓN Y COMPORTAMIENTO DE LOS FLUIDOS MINERALIZANTES…….157
5.3.1 Leyes de Au, Ag y Cu en relación a su cota respectiva en el *ledge* Dumbo……..157
5.3.2 Leyes de Au, Ag y Cu en relación a su cota respectiva en el *ledge* Cachinalito……157
5.3.3 Comparación de la distribución del Au, la Ag y el Cu entre los *ledge*s Cachinalito y Dumbo……157
5.4 DISCUSIONES FINALES ACERCA DE LA DISTRIBUCIÓN DE LAS CONCENTRACIONES DE LOS ELEMENTOS ANALIZADOS POR ESPECTROSCOPIA DE EMISIÓN ATÓMICA DE PLASMA (ICP)……...158
5.4.1 Distribución de las concentraciones de los elementos químicos en el *ledge* Dumbo……...158
5.4.2 Distribución de las concentraciones de los elementos químicos en el *ledge* Cachinalito……159
5.5 DISCUSIONES FINALES ACERCA DE LAS INFERENCIAS TERMOBAROMÉTRICAS……160
5.5.1 Inferencias de temperaturas y pH por asociaciones minerales...161
5.5.2 Modelo geoquímico propuesto para El Guanaco……..162
5.6 DISCUSIONES FINALES ACERCA DEL ANÁLISIS DE ISÓTOPOS ESTABLES DE OXÍGENO Y AZUFRE……..165
5.6.1 Inferencias respecto a la fugacidad de oxígeno……165
5.6.2 Inferencias respecto al transporte de los metales……165
5.6.3 Inferencias respecto a los procesos de precipitación de la mena……166
5.7 DISCUSIONES FINALES ACERCA DEL MODELO METALOGENETICO PROPUESTO……168
5.8 CONCLUSIONES FINALES ACERCA DEL DEPÓSITO MINERAL EL GUANACO……..173

BIBLIOGRAFÍA……..……...…….176

RESUMEN

El distrito minero El Guanaco se ubica en la Depresión Central de la Segunda Región de Chile entre los 25º-25º19' S y 69º23'-69º42'W, ubicado a unos 96 km al NE del puerto de Taltal y a unos 900 km al norte de Santiago. El depósito se emplaza en alturas de 2.600m a 2.900 m sobre el nivel del mar y se dispone entre una serie de serranías bajas que emergen como cerros islas de extensas pampas y que en conjunto conforman el límite oriental de la llamada "Depresión Central" del modelo geomorfológico del Norte Grande Chileno (Chong, 1973), limitando al este con la Cordillera de Domeyco.

El área de estudio se distingue por la existencia de pequeñas cadenas de cerros controladas estructuralmente por fallamientos orientados en sentido N-S, los cerros islas son frecuentes y sobresalen respecto a los grandes rellenos aluviales o depósitos salinos. Es posible distinguir claramente dos lineamientos de sierras con sus respectivas depresiones: hacia el sector este, las sierras Las Pailas y Relincho forman un relieve orientado estrictamente en sentido N-S y por el sector oeste y paralelo al anterior, emerge el sistema de cerros Bascuñán, Caupolicán, Inesperada y Sierra Campana. La depresión entre ambas serranías constituye el Llano El Guanaco, sitio donde se sitúan las estructuras mineralizadas mas importantes de todo el distrito.

A nivel regional, en la unidad morfoestructural denominada Depresión Central, se reconocen como principales rasgos estructurales a los sistemas de fallas N-S, pero también se da la presencia de lineamientos regionales de orientación NO-SE y en menor medida NE-SO, los cuales controlan el magmatismo, emplazamiento de intrusivos y formación de depósitos de pórfidos de cobre y epitermales (Richards, 2003). A escala local se observan rocas principalmente volcánicas y piroclásticas de edades comprendidas entre el Cretácico Superior y el Eoceno (Matthews y Cornejo, 2006), coincidente con el Arco volcánico Paleógeno (Mpodozis et al. 1995), nombre que recibe a pesar de que en él se encuentran potentes secuencias de rocas volcánicas y sedimentarias del Cretácico Superior. Para el sector específico de Mina El Guanaco se ve una intersección de los lineamientos NE-SO, con el sistema de fallas Soledad (N-S) y el lineamiento NO-SE de Culampajá.

Para el Paleoceno Inferior al Eoceno Inferior, el sistema N-S se presenta como un conjunto de fallas normales, subparalelas y con inclinaciones de alto ángulo, tanto hacia el este como al oeste. Este sistema tiene una importante influencia para el vulcanismo de la Fm. Chile-Alemania y las mineralizaciones epitermales de tipo sulfuración intermedia y baja sulfuración de la región (e.g. El Soldado, Amancaya, Cachinal de la Sierra, etc.). Sin embargo, este sistema de fallamiento no parece haber ejercido un control importante en la ubicación y geometría de las mineralizaciones de alta sulfuración presentes en el Distrito Minero El Guanaco.

Las estructuras mineralizadas del área de estudio presentan una orientación general ENE-OSO. Este sistema se habría formado durante el Eoceno Inferior a Medio, durante la etapa de transición entre el régimen tectónico extensivo/transtensivo y el régimen compresivo. Este fue el sistema estructural que controló el emplazamiento de la mineralización de tipo alta sulfuración en el Distrito Minero El Guanaco. Se reconocen, asociados a este sistema, varios corredores o trends mineralizados (e.g. Salvadora, Cachinalito, Dumbo-Defensa, Guanaquito, Perseverancia, Quillota). De acuerdo a la propuesta de Guido y Jovic (2013), al momento de la formación de la mineralización, estas fallas tuvieron una cinemática de tipo dextral que generó extensión en estructuras de segundo orden con orientación E-O. De esta manera, las principales estructuras mineralizadas presentan las dos orientaciones descriptas en la geometría de sus *ledge*s

(ENE-OSO y E-O), algunas aumentado el espesor en los sectores con orientación E-O y donde ocurren cruces de estructuras con diferente orientación. Durante este período, el sistema de fallas N-S fue invertido parcialmente, dislocando la secuencia volcánica y parte de los productos de la actividad hidrotermal (*lithocaps*, *ledges*, etc.).

Posteriormente, hacia el Eoceno Medio, ocurre la consolidación del régimen tectónico compresivo de la Fase Incaica, que va a extenderse hasta finales del Oligoceno. Este nuevo régimen tectónico se caracteriza por una cinemática transpresiva que trae aparejado el cese casi total del vulcanismo y un cambio en la cinemática de los sistemas de fallas, donde el sistema de fallas N-S es reactivado con una cinemática transpresiva dextral, y las fallas ENE-OSO y E-O son reactivadas con una cinemática sinestral. Es durante este evento que tuvo gran importancia la reactivación sinestral de las estructuras de orientación NO-SE, que produjeron la dislocación y removilización de las mineralizaciones tipo alta sulfuración del distrito y la generación de un evento de removilización tectono-hidrotermal.

Por último, a partir del Oligoceno Superior, y con posterioridad a la Fase Incaica, comienza a formarse el paisaje de abanicos aluviales que caracteriza a los depósitos más jóvenes de la zona. A partir de ese momento, solo se registran reactivaciones de tipo dextral sobre algunas de las estructuras N-S (Espinoza et al., 2011), cuyos movimientos dislocan a los depósitos de las Gravas de Atacama y en parte a los depósitos aluviales mio-pliocenos, fuera de la zona de estudio. Esta reactivación no ejerce mayores efectos sobre las mineralizaciones del distrito. El sistema ENE-OSO aloja a los corredores o *trends* distritales mineralizados más importantes del distrito (Dumbo-Defensa y Cachinalito), siendo éstos los de mayor dimensión y mayores leyes auroargentíferas. Al momento de la formación de la mineralización, este sistema de fallas tuvo una cinemática dextral que generó extensión en estructuras de segundo orden, con orientación E-O.

Los *ledges* Dumbo y Defensa yacen en continuidad sobre una misma línea y se consideran una misma estructura, ya que son análogos en lo que respecta a su estructuración, ubicación, composición y orientación. Juntos forman el *trend* de mayores dimensiones de todo el depósito. La gran estructura DD (Dumbo-Defensa) es un gran corredor de 1400 m de corrida y de hasta100 m de espesor, con una orientación N 65º E y una inclinación que varía entre la vertical y los 85º hacia el norte. La composición de la gran estructura mineralizada consiste en un *ledge* de vuggy silica con mineralización de enargita, pirita arsenical, tetraedrita-tennantita y electrum, rodeada por salbandas de alteración argílica avanzada, argílica y clorítica (en ese orden desde el núcleo de la estructura hasta la roca inalterada). Cachinalito es la segunda estructura más importante del distrito y la que ha sido la principal productora de metales preciosos durante la última década de producción de la mina. Cachinalito comparte la misma paragénesis que Dumbo-Defensa, pero con menos participación de estructuras mineralizadas de gran potencia (>1m). Esta estructura no aflora, siendo casi en su totalidad ciega. Presenta un rumbo general ENE-OSO con inclinación sub-vertical, potencias promedio de 3 m y se desarrolla a profundidades de hasta 100 m bajo la superficie del terreno, con leyes promedio de 7 g/t Au eq, presentando valores que superan los 50 g/t Au eq. Posee una morfología vetiforme muy discontinua con orientación general ENE-OSO y una segmentación interna de los *ledge*s bien marcada: los diferentes tramos tienen rumbos que cambian a lo largo de la corrida, a intervalos de pocos metros. Dumbo presenta leyes promedio de Au 0,57 g/t, Ag 3,38 g/t y Cu 1.942 g/t, mientras que en Cachinalito los valores medios son Au 1,24 g/t, Ag 2,95 g/t y Cu 164 g/t. Se puede observar como

el *ledge* Cachinalito contiene leyes auríferas que casi duplican las de Dumbo mientras que sus leyes cupríferas no superan el 10% del contenido en Cu del *ledge* Dumbo.

El proceso de hidrotermalismo que afectó al Sector Central del Distrito Minero El Guanaco puso en contacto fluidos hidrotermales con la roca encajonante, en su gran mayoría rocas piroclásticas y lávicas de la Fm. Chile-Alemania. Todo el proceso hidrotermal es dividido en cuatro eventos:

I) Alteración hidrotermal. Pulso 1: el núcleo de las estructuras está compuesto exclusivamente por *vuggy silica*, sílice residual macizo, rutilo y diásporo residual con ligeras presencias de caolinita y alunita. Cada *ledge* tiene una salbanda que va desde la estructura hacia la roca de caja fresca según el siguiente arreglo: alteración argílica avanzada compuesta por caolinita, alunita, natroalunita, dickita y pirofilita; alteración argílica *stricto sensu* compuesta por caolinita y pirita de alteración (py-a) y, por último, antes de limitar con la roca fresca inalterada, alteración clorítico-fengítica compuesta por una combinación de clorita y fengita en distintas proporciones.

II) Mineralización
   a. Pulso 2: cuarzo traslúcido grueso (mayor a 100 µm) sin inclusiones sólidas, dispuesto en vetillas con texturas en peine y rellenando oquedades con texturas en cocarda, con calcedonia muy ocasional.
   b. Pulso 3: cuarzo fino de 10 µm de diámetro promedio, con textura en mosaico y una elevada cantidad de inclusiones sólidas opacas en él. Junto al cuarzo de este pulso hay presente cuarzo (SiO_2) grueso translúcido, enargita (Cu_3AsS_4) tabular con cristales que van desde los pocos milímetros hasta cristales de más de diez centímetros de largo, pirita arsenical o py-b (FeAsS) con un diámetro promedio de 50 µm, cristales de tetraedrita ($Cu_6[Cu_4(Fe,Zn)_2]Sb_4S_{13}$ - tennantita ($Cu_6[Cu_4(Fe,Zn)_2]As_4S_{13}$ poco abundantes y muy pequeños (de 10 µm promedio), baritina ($BaSO_4$) euhedral con cristales que van de la decena de micrones hasta varios centímetros y muy pocas ocurrencias de electrum libre (Au^0 y Ag^0 en solución sólida) en pátinas e inclusiones sólidas, no superando los cristales de 20 µm. Este pulso contiene concentraciones de Au equivalente no menores a 2 g/t y leyes de Cu mayores a 700 g/t.

III) Removilización. Pulso 4: caolinita y sílice masiva, acompañadas en menor medida de baritina a modo de cristales euhédricos, hematita, jarosita, óxidos de manganeso y clastos de los pulsos anteriores incorporados.

IV) Oxidación. Pulso 5: argilominerales exógenos, óxidos de Fe y Mn, jarosita, brochantita, atacamita, guanacoíta, brochantita, lavendulana y otros minerales de alteración con As y Cu.

Todo el sistema mineral del Sector Central del Distrito Minero El Guanaco se ajusta a un clásico modelo de mineralización epitermal de alta sulfuración como los definidos por Hedenquist (1987). El marco geológico, el marco estructural, las profundidades y temperaturas de emplazamiento, la paragénesis mineral, tanto de mena, como de ganga, así como el arreglo de los minerales de alteración, los parámetros físico-químicos medidos y la distribución de las leyes auroargentíferas, coinciden con lo que, según la bibliografía, tanto histórica como moderna, considera como un caso ejemplar de un yacimiento epitermal de alta sulfuración. Los valores de δ34S (‰) CDT obtenidos para las estructuras del Sector Central del Distrito Minero El Guanaco se encuentran comprendidos dentro de los obtenidos para ejemplos mundiales de yacimientos

epitermales de alta sulfuración. La fugacidad de oxígeno es característica de un ambiente oxidante con fugacidades de oxígeno próximas o inferiores al buffer hematita-magnetita. Respecto a la precipitación de los metales y a los parámetros que controlaron este proceso se observa que, para Dumbo, la presencia de unidades litológicas relativamente impermeables actúa como barrera para los fluidos mineralizantes, funcionando como roca sello y desencadenando la precipitación de la mena, concentrando las leyes en el contacto entre las unidades más permeables y las relativamente impermeables. Por su parte, Cachinalito muestra un control estructural dominante ya que toda su mineralización se ajusta y concentra en función del arreglo de esfuerzos de la estructura. Las altas leyes auroargentíferas se concentran en los segmentos con mayor apertura estructural (E-O) y en el cruce de estructuras primarias con estructuras de removilización tectono-hidrotermal.

La mineralización aurífera de cada uno de los dos *ledges* estudiados en detalle se concentra a modo de bancos horizontales. Para Dumbo, este horizonte mineralizado se ubica entre las cotas 2.525 y 2.750 m.s.n.m, mientras que para Cachinalito este horizonte lo limitan las cotas 2.525 y 2.625 m.s.n.m. Cada horizonte aurífero, argentífero y cuprífero presenta un sub-horizonte interno, ubicado aproximadamente a cotas medias entre sus límites inferior y superior, donde se concentran los mayores valores de leyes para cada metal.

El estudio mediante espectroscopía de emisión atómica de plasma (ICP) de las concentraciones de los elementos definidos como característicos del sistema epitermal (Na, K, Ba, As, Cu y Sb) muestra que el Na y el K aumentan proporcionalmente con la cota, así como las concentraciones de Cu y Sb se hacen mayores a medida que aumenta la profundidad dentro del sistema epitermal de alta sulfuración. Por su parte, el Ba presenta una correlación considerable con el Au marcando la importancia de la detección de la baritina ($BaSO_4$) en la exploración aurífera para esta clase de yacimientos. Así mismo, existe una correlación profundamente negativa entre los valores elevados de los metales preciosos y las concentraciones de Na y K, indicando que la alteración hidrotermal no aportó concentraciones significativas de Au y Ag al sistema. Gracias a la utilización de los diagramas de estabilidad para los minerales de alteración hidrotermal se concluye que la alteración argílica avanzada ha ocurrido a temperaturas entre los 275º (presencia de pirofilita) y los 340º C (ausencia de andalucita), mientras la alteración argílica tuvo lugar entre los 250º (estabilidad de la pirita) y 275º C (ausencia de pirofilita). También podemos indicar un enfriamiento de todo el sistema, a medida que este evoluciona, ya que la temperatura de precipitación de los pulsos mineralizantes posteriores al evento de alteración hidrotermal indica valores que rondan los 200º C en promedio. El pH del evento generador de la alteración argílica avanzada tuvo un valor inferior a 2. Los fluidos responsables de la alteración argílica propiamente dicha, pueden haber tenido un pH de entre 2,5 y 4. Los pulsos mineralizantes disminuyen su temperatura y salinidad debido a la dilución con aguas meteóricas, aumentando también sus valores de pH, a medida que el sistema epitermal evoluciona.

Se plantea un carácter proximal de Dumbo y uno distal de Cachinalito respecto una posible fuente de calor y metales. Los valores isotópicos de oxígeno de los fluidos medidos en baritinas de los *ledge*s Dumbo y Cachinalito arrojaron valores que indican una fuerte participación de aguas magmáticas en el sistema mineral. Sin embargo, las muestras de Dumbo presentan valores isotópicos δ18O menores a los de Cachinalito, sugiriendo una mayor participación de aguas meteóricas respecto a las aguas magmáticas en esta última estructura.

Abstract

The El Guanaco mining district is located in the Central Depression of the Second Region of Chile between 25º-25º19' S and 69º23' - 69º42' W, located about 96 km NE of the port of Taltal and about 900 km north of Santiago. The deposit is located at heights of 2,600m to 2,900 meters above sea level and is located between a series of low mountain ranges that emerge as hills islands of extensive pampas and that together make up the eastern limit of the so-called "Central Depression" of the model Geomorphological North of Chile Grande (Chong, 1973), bounded on the east by the “Cordillera de Domeyco”.

The study area is distinguished by the existence of small chains of hills structurally controlled by failures oriented in the N-S direction, the islands hills are frequent and stand out with respect to large alluvial fillings or saline deposits. It is possible to clearly distinguish two mountain ranges with their respective depressions: towards the eastern sector, the Las Pailas and Relincho mountain ranges show a relief oriented strictly in the N-S direction and in the western sector and parallel to the previous one, the Bascuñán, Caupolican, Inesperada and Campana hills system emerges. The depression between both mountainous areas constitutes the Llano El Guanaco, site where the most important mineralized structures of the district are located.

At the regional level, in the morphostructural unit called Central Depression, N-S fault systems are recognized as the main structural features, but there is also the presence of regional guidelines of NW-SE orientation and to a lesser extent NE-SW, which control the magmatism, location of intrusives and formation of deposits of porphyry copper and epithermal systems (Richards, 2003). At the local scale, mainly volcanic and pyroclastic rocks of ages between the Upper Cretaceous and the Eocene can be observed (Matthews and Cornejo, 2006), coinciding with the Paleogene Volcanic Arc (Mpodozis et al. 1995). However, the name of the arc, in it there are powerful sequences of volcanic and sedimentary rocks from the Upper Cretaceous. For the specific sector of Mina El Guanaco, there is an intersection of the NE-SW guidelines, with the Soledad fault system (N-S) and the Culampajá NW-SE guidelines.

For the Lower Paleocene to the Lower Eocene, the N-S system is presented as a set of normal faults, subparallel and with high angle inclinations, both east and west. This system has an important influence for the volcanism of the Fm. Chile-Alemania and the epithermal mineralizations of the intermediate sulphidation and low sulphidation type of the region (e.g. El Soldado, Amancaya, Cachinal de la Sierra, etc.). However, this fault system does not seem to have exercised significant control over the location and geometry of the high sulphidation mineralizations present in the El Guanaco Mining District.

The mineralized structures of the study area have a general orientation ENE-WSW. This system would have been formed during the Lower to Middle Eocene, during the transition phase between the extensive/transtensive tectonic regime and the compressive regime. This was the structural system that controlled the location of the high sulphidation type mineralization in the El Guanaco Mining District. Several corridors or mineralized trends are recognized and associated to this system (e.g. Salvadora, Cachinalito, Dumbo-Defensa, Guanaquito, Perseverancia, Quillota). According to the proposal of Guido and Jovic (2013), at the time of mineralization formation, these faults had a dextral kinematics that generated extension in second order structures with E-W orientation. In this way, the main mineralized structures present the two orientations described in the geometry of their *ledge*s (ENE-WSW and E-W), some increasing the thickness in sectors with E-W orientation and where crossings of structures with different orientation occur. During

this period, the N-S fault system was partially inverted, dislocating the volcanic sequence and part of the products of the hydrothermal activity (lithocaps, *ledge*s, etc.).

Later, towards the Middle Eocene, consolidation of the compressive tectonic regime of the Inca Phase occurs, which will extend until the end of the Oligocene. This new tectonic regime is characterized by a transpressive kinematics that brings about the almost total cessation of volcanism and a change in the kinematics of the fault systems, where the NS fault system is reactivated with a dextral transpressive kinematics, and the ENE-WSW and EW are reactivated with a sinestral kinematics. It is during this event that the sinestral reactivation of the NW-SE orientation structures occurred, which produced the dislocation and remobilization of the high sulfidation type mineralization of the district and the generation of a tectono-hydrothermal remobilization event.

Finally, starting from the Oligocene Superior, and after the Incaica Phase, the alluvial fan landscape that characterizes the youngest deposits in the area begins to form. As of that moment, only dextral reactivations are recorded on some of the NS structures (Espinoza et al., 2011), whose movements dislocate the deposits of the “Gravas de Atacama” and partly to the Mio-Pliocene alluvial deposits, outside the study area. This reactivation does not exert greater effects on the mineralization of the district. The ENE-WSW system houses the most important district mineralized corridors or trends in the district (Dumbo-Defensa and Cachinalito), which are the largest and have the highest gold and silver grades. At the time of mineralization formation, this fault system had a dextral kinematics that generated extension in second order structures, with E-W orientation.

The Dumbo and Defense *ledge*s lie in continuity on the same line and are considered the same structure, since they are analogous in their structuring, location, composition and orientation. Together they form the largest trend of the entire deposit. The large structure DD (Dumbo-Defense) is a large corridor of 1400 m long and up to 100 m thick, with an N 65º E orientation and an inclination that varies between vertical and 85º to the north. The composition of the large mineralized structure consists of a vuggy silica *ledge* with mineralization of enargite, arsenical pyrite, tetraedrite-tennantite and electrum, surrounded by bands of advanced argillic, argillic and chlorite alteration (in that order from the core of the structure to the unaltered rock). Cachinalito is the second most important structure in the district and the one that has been the main producer of precious metals during the last decade of mine production. Cachinalito shares the same paragenesis as Dumbo-Defensa, but has more breccia textures with less involvement of think *ledge*s (> 1 m in thickness). This structure does not emerge, being almost entirely underground. It presents a general orientation ENE-WSW with sub-vertical inclination, average thickness of 3 m and develops depths of up to 100 m under the surface, with average grades of 7 g/t Au eq, presenting values exceeding 50 g/t Au eq. It has a very discontinuous vetiform morphology with general orientation ENE-WSW and an internal segmentation of the *ledge*s well marked: the different sections have orientations that change along the *ledge*, at intervals of a few meters. Dumbo has average grades of Au 0.57 g/t, Ag 3.38 g / t and Cu 1,942 g/t, while in Cachinalito the average values are Au 1.24 g/t, Ag 2.95 g/t and Cu 164 g/t. It can be seen how the Cachinalito *ledge* contains auriferous grades that almost duplicate those of Dumbo while its copper values do not exceed 10% of the Cu content of the Dumbo *ledge*.

The hydrothermal process that affected the Central Sector of the El Guanaco Mining District put hydrothermal fluids in contact with the host rock, mostly pyroclastic and lava rocks from the Fm. Chile-Alemania. The entire hydrothermal process is divided into four events:

I) Hydrothermal alteration. Pulse 1: the core of the structures is composed exclusively of vuggy silica, solid residual silica, rutile and residual diaspore with slight presence of kaolinite and alunite. Each *ledge* has a band that goes from the structure to the fresh rock according to the following arrangement: advanced argillic alteration composed of kaolinite, alunite, natroalunite, dickite and pyrophyllite; argillic alteration *stricto sensu* composed of kaolinite and alteration pyrite (py-a) and, finally, before limiting with unaltered fresh rock, chloritic-fengitic alteration composed of a combination of chlorite and fengite in different proportions.

II) Mineralization
   a. Pulse 2: thick translucent quartz (greater than 100 µm) without solid inclusions, arranged in veinlets with comb textures and filling holes with textures in cocarda, with very occasional chalcedony.
   b. Pulse 3: fine quartz of 10 µm average diameter, with mosaic texture and a high amount of solid opaque inclusions in it. Next to the quartz of this pulse there is present translucent thick quartz (SiO_2), enargite (Cu_3AsS_4) tabular with crystals ranging from a few millimeters to crystals over ten centimeters long, arsenical pyrite or py-b (FeAsS) with a diameter average of 50 µm, crystals of tetraedrite (Cu_6 [Cu_4 8Fe,Zn)$_2$] Sb_4S_{13} - tennantite (Cu_6 [Cu_4 8Fe,Zn)$_2$] As_4S_{13} little abundant and very small (of 10 µm average), baritine ($BaSO_4$) euhedral with crystals that they range from ten microns to several centimeters and very few occurrences of free electrum (Au^0 and Ag^0 in solid solution) in hoods and solid inclusions, not exceeding 20 µm crystals. This pulse contains equivalent gold concentrations not less than 2 g/t and Cu grades greater than 700 g/t.

III) Remobilization. Pulse 4: kaolinite and massive silica, accompanied to a lesser extent by baritine in the form of euhedric crystals, hematite, jarosite, manganese oxides and clasts of the previous incorporated pulses.

IV) Oxidation. Pulse 5: exogenous argylominerals, Fe and Mn oxides, jarosite, brochantite, atacamite, guanacoite, brochantite, lavendulan and other alteration minerals with As and Cu.

The entire mineral system of the Central Sector of the El Guanaco Mining District conforms to a classic epithermal high sulphidation mineralization model as defined by Hedenquist (1987). The geological framework, the structural framework, the depths and temperatures of the system, the mineral paragenesis, both of ore, and of gangue, as well as the arrangement of alteration minerals, the measured physical-chemical parameters and the distribution of the gold and silver grades, coincide with what, according to the bibliography, both historical and modern, considers as an exemplary case of a high sulphidation epithermal deposit. The values of δ34S (‰) CDT obtained for the structures of the Central Sector of the El Guanaco Mining District fix among those obtained for worldwide examples of high sulphidation epithermal deposits. Oxygen fugacity is characteristic of an oxidizing environment with oxygen fugacities close to or below the hematite-magnetite buffer.Regarding the precipitation of the metals and the parameters that controlled this process, it is observed that, for Dumbo, the presence of relatively impermeable lithological units acts as a barrier for the mineralizing fluids, functioning as aquicludes and triggering the precipitation of the ore, concentrating the precious metals in the contact between the most permeable units and the relatively impermeable ones. On the other hand, Cachinalito shows a dominant structural control since all its mineralization adjusts and concentrates in function of the arrangement of efforts of the structure. The high gold/silver grades are concentrated in the segments with greater

structural openness (E-W) and in the crossing of primary structures with tectono-hydrothermal remobilization structures.

The gold mineralization of each of the edges studied in detail is concentrated in horizontal banks. For Dumbo, this mineralized horizon is located between the elevations 2,525 and 2,750 m.a.s.l, while for Cachinalito this horizon is limited to 2,525 and 2,625 m.a.s.l. Each auriferous, argentiferous and copper horizon presents an internal sub-horizon, located in a few meters between its lower and upper limits, where the highest values of the grades for each metal are concentrated.

The study by plasma atomic emission spectroscopy (ICP) of the concentrations of the elements defined as characteristic of the epithermal system (Na, K, Ba, As, Cu and Sb) shows that Na and K increase proportionally with the elevation, as the Cu and Sb concentrations become greater as the depth increases within the high sulphidation epithermal system. For its part, the Ba presents a considerable correlation with the Au marking the importance of the detection of barite ($BaSO_4$) in the gold exploration for this class of deposits. Likewise, there is a deeply negative correlation between the high values of the precious metals and the concentrations of Na and K, indicating that the hydrothermal alteration did not contribute significant concentrations of Au and Ag to the system. Thanks to the use of stability diagrams for hydrothermal alteration minerals, it is concluded that the advanced argillic alteration has occurred at temperatures between 275º (presence of pyrophyllite) and 340º C (absence of andalusite), while the argillic alteration took place between 250º (stability of pyrite) and 275º C (absence of pyrophyllite). We can also indicate a cooling of the whole system, as it evolves, since the precipitation temperature of the mineralizing pulses after the event of hydrothermal alteration indicates values that are around 200º C on average. The pH of the event generating the advanced argillic alteration had a minimum value of 2. The fluids responsible for the argillic alteration *stricto sensu*, may have had a pH between 2.5 and 4. The mineralizing pulses decrease their temperature and salinity as that the epithermal system evolves, due to the interaction with meteoric eater, and increasing its pH.

A proximal nature of Dumbo and a distal one of Cachinalito with respect to a possible source of heat and metals are considered. The isotopic oxygen values of the fluids measured in barites of the Dumbo and Cachinalito *ledge*s showed values indicating a strong participation of magmatic waters in the mineral system. However, the samples of Dumbo have isotopic values δ18O lower than those of Cachinalito, suggesting a greater participation of meteoric waters with respect to the magmatic waters in this last structure.

CAPÍTULO 1

INTRODUCCIÓN

Marco Teórico, Objetivos y Metodología de Trabajo

1.1 MARCO TEÓRICO

1.1.1 Origen de los depósitos epitermales

En la actualidad, los depósitos epitermales se cuentan entre las tipologías de depósitos minerales de mayor interés, tanto a nivel económico como científico. Dicho interés se debe principalmente al hecho que estos yacimientos son portadores principales de oro y plata, además de otros elementos, como Zn, Pb, Cu, Cd, As, Sb, Bi, Se, Te, Ga, Ge, In, Tl, Mo y Sn (Camprubí y Albinson 2006). Con respecto al oro, si bien es cierto que estos depósitos no dejan de aportar cantidades relativamente accesorias al mercado mundial, frente a lo que son los depósitos de la cuenca de Witwatersrand o en los *greenstone belts*, van cobrando relevancia a medida que se ahonda en su conocimiento y que nuevas áreas son exploradas. Igualmente, la relación genética y temporal entre los depósitos epitermales y los depósitos metalíferos en pórfidos representa un interés adicional para la exploración de ambas tipologías en regiones favorables (Arribas et al., 1995; Hedenquist et al., 1998; Sillitoe, 1999; Brathwaite et al., 2001; Müller et al., 2002; Strashimirov et al., 2002; Einaudi et al., 2003; Sillitoe & Hedenquist, 2003; Simpson et al., 2004). El entendimiento de los sistemas geotérmicos activos, que constituyen los análogos actuales de este tipo de depósitos, es una herramienta fundamental para su conocimiento (Hedenquist, 1986; Berger, 1991; White et al., 1995; Einaudi et al., 2003).

El término epitermal fue definido y acuñado por Lindgren (1922, 1933), al referirse a depósitos ricos en metales preciosos, telururos, arseniuros de metales bases y sulfuros de antimonio y mercurio que dicho autor consideraba que se formaban por fluidos acuosos derivados de emanaciones ígneas de bajas temperaturas, menores a los 200ºC.

En la mayoría de los casos, los depósitos epitermales están relacionados de forma espacial y temporal con vulcanismo subaéreo, de carácter ácido a intermedio, y a sus cuerpos subvolcánicos asociados, pudiendo el basamento ser de cualquier naturaleza. El encajonante volcánico suele ser del tipo central a proximal, muy típicamente de rocas efusivas o piroclásticas (Sillitoe & Bonham, 1984).

Los depósitos epitermales son mineralizaciones, principalmente de Au y Ag (en menor medida con metales base) que se forman en sistemas hidrotermales superficiales. En la actualidad se considera que las condiciones de formación de la mayoría de los yacimientos epitermales comprenden temperaturas entre los 150 y 300ºC (eventualmente mayores), y profundidades de hasta 2 km, con presiones de hasta varios centenares de bares (Berger & Eimon, 1983; Heald et al., 1987; Sillitoe, 1988; Reyes, 1990, 1991). La fuente de calor y de metales de estos sistemas son magmas emplazados a poca profundidad en la corteza terrestre (hasta un máximo de 6 km de profundidad). Actualmente hay una tendencia a considerar como epitermal todos los sistemas que están por encima de los sistemas de pórfidos, tendiendo a eliminar los conceptos de mesotermal de Lindgren (1933) y considerándolos como transicionales a los sistemas de pórfidos.

Cuando Lindgren (1922) definió el término “epitermal”, una de sus observaciones fue que la gran mayoría de los depósitos incluidos dentro de dicha tipología tienen como encajonante, a rocas volcánicas de edad terciaria y, por lo tanto, son de edad terciaria o posterior (Camprubí & Albinson 2006). Pero, a pesar de eso, también indicó que esa no es condición *sine qua non* para otorgar tal nombre a un depósito determinado, puesto que los depósitos epitermales no se encuentran hospedados únicamente en rocas de esa edad. Efectivamente, la mayoría de los depósitos epitermales conocidos hoy en día

están situados alrededor del margen Circum-Pacífico, asociados al termalismo tardío de los sistemas volcánicos operantes en dicho margen desde el Terciario (White et al., 1995). Algunos depósitos epitermales, en especial los de alta sulfuración, están asociados directamente a márgenes de subducción activos en diferentes épocas geológicas (Silberman et al., 1976; Sillitoe, 1977). La distribución de los depósitos epitermales coincide, no sólo con arcos volcánicos en márgenes convergentes (subducción de placa oceánica-continental u oceánica-oceánica), sino también con los *rifts* de trasarco asociados, como en la zona del Basin and Range, en los Estados Unidos de Norteamérica (White, 1982) o en la Isla Norte de Nueva Zelanda (Christie y Brathwaite, 1986; Hedenquist, 1986).

1.1.2 Condiciones físico-químicas de formación y mineralización de los diferentes tipos de depósitos epitermales

Según White y Hedenquist (1990), los principales factores que influencian las condiciones físicas del ambiente epitermal y que, en último término, determinan el carácter y la localización de la mineralización, son los siguientes:

1. la geología regional de la zona en la que se halla el depósito en cuestión, como su estructura, la estratigrafía, las intrusiones a las que se asocia la mineralización y la naturaleza de dichas rocas ígneas; estos factores controlan directamente el tipo y el grado de permeabilidad del sistema, así como la reactividad de las rocas encajonantes.

2. las características hidrogeológicas de la zona, es decir, la relación existente entre la permeabilidad, la litología y la topografía que controla el movimiento de los fluidos, y las características de los fenómenos de recarga/descarga de fluidos, así como el acenso de aguas calentadas por vapor (*steam-heated waters*).

3. las condiciones de presión y temperatura de los fluidos mineralizantes que, en lo que es el ambiente epitermal, se hallan estrechamente ligadas al punto de ebullición, determinado a su vez por la composición de los fluidos.

4. las características químicas y el contenido total de gases en los fluidos mineralizantes, factor determinante en su reactividad, en su capacidad para el transporte de metales y en la paragénesis mineral, tanto por lo que respecta a la alteración del encajonante como para la mineralización en sí.

5. el posible desarrollo de permeabilidad secundaria contemporánea al hidrotermalismo y/o cambios en el gradiente hidráulico de la zona.

Como bien resumen Camprubí & Albinson (2006), en la literatura especializada tradicional se ha distinguido entre dos tipos principales de depósitos epitermales: ácidos y alcalinos (Sillitoe, 1977). El primer tipo de depósito es el llamado de enargita-oro, alunita-caolinita, ácido-sulfato, o de alta sulfuración o AS (*high-sulfidation epithermal deposit* o *HS*). El segundo tipo recibe el nombre de depósito epitermal de adularia-sericita o de baja sufuración o BS (*low-sulfidation epitermal deposit* o *LS*). El término enargita-oro (Ashley, 1982), se definió según los dos minerales metálicos considerados como más característicos de esta tipología. La denominación de los términos ácido-sulfato y adularia-sericita fue propuesta por Hayba et al. (1985) y Heald et al. (1987) en base a la mineralogía y a los tipos de alteración de los depósitos epitermales. Posteriormente, Berger & Henley (1989) propusieron el término caolinita-alunita en lugar de ácido-sulfato para dar mayor relevancia a los minerales de alteración característicos de esta tipología. La denominación de los términos alta sulfuración y baja sulfuración

fue propuesta por Hedenquist (1987) en base al estado de oxidación-reducción (o sulfuración) del azufre en los fluidos de sistemas geotérmicos actuales, equivalentes por origen a los depósitos fósiles de uno y otro tipo. El primer tipo se originaría a partir de fluidos de carácter oxidado y ácido (azufre en estado de oxidación +6 o +4, o sea, "alta sulfuración", en forma de SO_4^{-2} o SO_2), típicos de fuentes termales ácidas próximas a volcanes; el otro tipo, en cambio, se originaría a partir de fluidos reducidos y de pH aproximadamente neutro (en los que el azufre se presenta con su estado de oxidación de -2, esto es, "baja sulfuración"), como los hallados en sistemas geotérmicos más o menos distales a la fuente de calor principal. Como es lógico, referida a depósitos epitermales, esta terminología se emplea para designar al estado de sulfuración de las asociaciones de sulfuros. Por su parte, Bonham (1986, 1988) también propuso los términos sulfuro alto y sulfuro bajo, referidos a la cantidad total de sulfuros en el depósito. Otra denominación que se ha empleado en numerosas ocasiones es la de depósitos "tipo manantial termal" (*hot-spring type*; Giles & Nelson, 1982), para designar depósitos similares a McLaughlin (California, E.U.A.), aunque no constituyen un estilo propio por tratarse de los rasgos someros o superficiales de depósitos de baja sulfuración. Recientemente, se han redefinido los tipos de depósitos epitermales, introduciéndose el término de sulfuración intermedia (Hedenquist et al., 2000; Einaudi et al., 2003; Sillitoe y Hedenquist, 2003). Los depósitos del subtipo de sulfuración intermedia son estructuralmente muy similares a los de baja sulfuración, aunque las características geoquímicas de los fluidos mineralizantes asociados y de las mineralizaciones metálicas en sulfuración intermedia suele guardar una mayor afinidad con los depósitos de alta sulfuración (Einaudi et al., 2003; Sillitoe y Hedenquist, 2003). De hecho, inicialmente, fueron considerados como un tipo de depósito de baja sulfuración (Hedenquist et al., 2000). Así, según la terminología más reciente, el término de "estado de sulfuración" se emplea en el sentido que le otorgó Barton (1970), de forma análoga al de estado de oxidación, y se ha establecido un marco de referencia para el estado de sulfuración en función de la temperatura y la fugacidad de S_2 gaseoso (Einaudi et al., 2003). Los límites entre condiciones de sulfuración muy baja, baja, intermedia, alta y muy alta, según Einaudi et al. (2003), vienen determinadas por los campos de estabilidad de diversas especies de sulfuros (Fig. 1-1). Sobra decir que, del paso del ambiente de los depósitos en pórfidos al de los epitermales, e incluso durante la formación de un solo depósito epitermal, pueden producirse transiciones entre un estado de sulfuración a otro, debido a disminución de temperatura, ebullición, a interacción agua-roca, etc. (Einaudi et al., 2003). En la actualidad se utiliza la nomenclatura de alta sulfuración (AS), sulfuración intermedia (SI) y baja sulfuración (BS) como referencia a los tipos genéricos de depósitos epitermales.

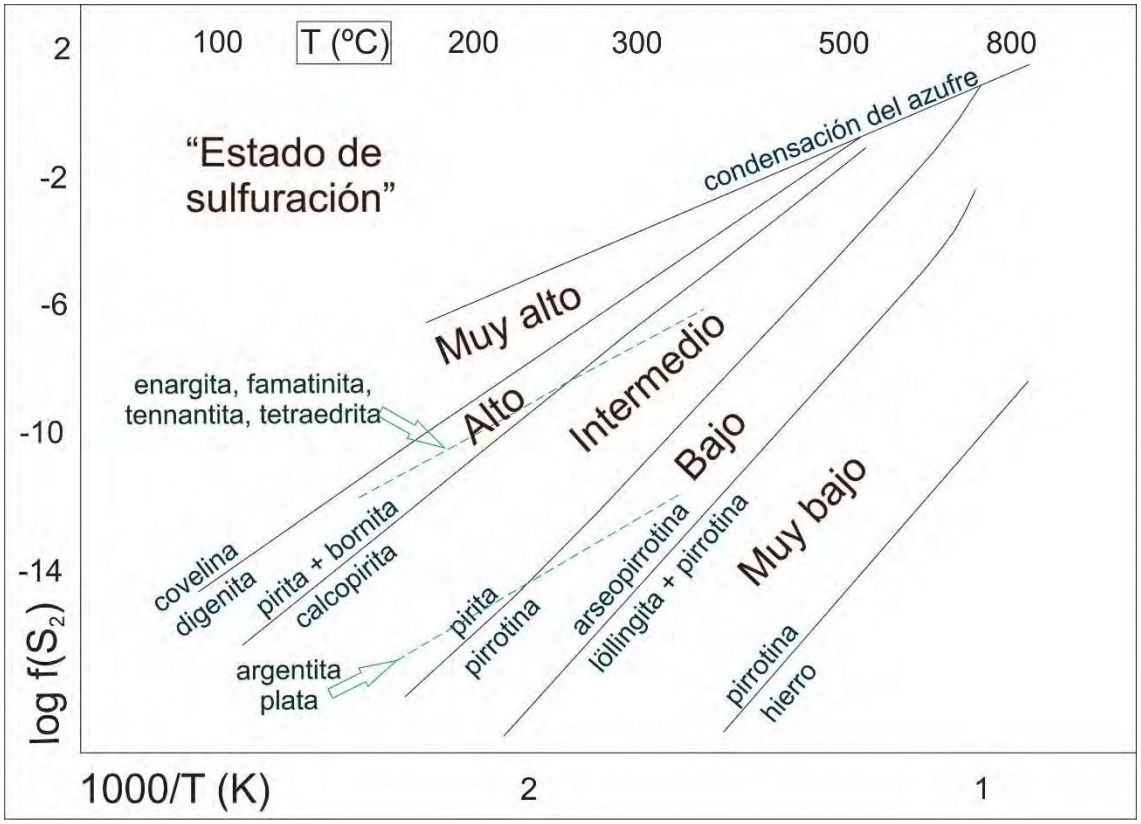


Fig. 1-1. Diagrama de correlación entre temperatura y fugacidad de azufre para los estados de sulfuración relativos de los fluidos hidrotermales en el ámbito de depósitos metalíferos en pórfidos y epitermales, definidos según los campos de estabilidad de sus paragénesis minerales. En las líneas punteadas se indican las áreas de estabilidad de los sulfuros ricos en As y de las fases minerales ricas en Ag. Modificado de Camprubí & Albinson (2006), adaptado de Einaudi et al. (2003). Las reacciones de sulfuración fueron tomadas de Barton & Skinner (1979).

Como indican Simmons et al., (2005), el término epitermal hace referencia a condiciones particulares de profundidad, temperatura de los fluidos y presión de emplazamiento, junto a la participación, en mayor o menor medida, de fluidos meteóricos. Estos controles físico-químicos definen el ambiente epitermal, aunque los procesos generadores de la mena están gobernados por la composición de las soluciones hidrotermales que intervienen en el sistema mineralizante, ya que éstas son determinantes en cuanto al transporte de los metales (Henley, 1985). Dichas soluciones varían en composición y difieren en su origen (e.g., Arribas, 1995; Simmons & Albinson, 1995) y por lo tanto varían en su concentración de metales (e.g., Albinson et al., 2001).

Lindgren (1933) señaló que, a pesar de compartir minerales de ganga, las paragénesis de los diferentes depósitos epitermales varían ampliamente, con proporciones variables de oro, plata y metales base. Lindgren reconoció y distinguió 9 categorías de diferenciación de este tipo de depósitos basándose en las concentraciones de diferentes metales. Desde finales de los años setenta, más de una docena de esquemas de clasificación han sido propuestos, todos ellos considerando la mineralogía de mena o de ganga y su significado en los diferentes parámetros físico-químicos del fluido mineralizante asociados a la alteración y mineralización hidrotermal (pH, estado de oxidación, estado de sulfuración, etc.). Sin embargo, los parámetros de mayor importancia a la hora de generar clasificaciones dentro de esta gran clase de depósitos han sido los equilibrios ácido-base y reducción-oxidación del fluido, ya que la variación de éstos distinguen los tipos ácidos de los tipos alcalinos (Sillitoe, 1977), ácido-sulfato

o alunita-caolinita de los tipos adularia-sericita (Hayba et al., 1985; Berger & Henley, 1989), y alta (AS) de los tipos de baja sulfuración (BS) (Hedenquist, 1987, White y Hedenquist, 1990, 1995, Sillitoe, 1993a, White & Poizat, 1995).

1.1.3 Ambientes de formación de los depósitos epitermales

Camprubí y Albinson (2006) consideran cuatro contextos fundamentales para los depósitos epitermales, basados en la caracterización de sistemas hidrotermales activos (Bogie & Lawless, 1987; White et al., 1995), dentro de un contexto geotectónico de subducción:

1. Sistemas hidrotermales en depresiones estructurales asociadas a vulcanismo ácido (Fig. 1-2 a). Se emplazan en zonas con relieve bajo y poco variable (0-300 m). Las rocas volcánicas asociadas son lavas ácidas con depósitos piroclásticos y sedimentarios adyacentes; por lo común, en zonas con grandes calderas. Las aguas termales tienen pH neutro, forman sínteres y cráteres de explosión hidrotermal, y la separación de fases se produce en flujo vertical. Este contexto carece de depósitos de AS, y la deposición en ambiente de BS se produce en forma de *stockwork*, vetas y brechas, dándose estos dos últimos especialmente en profundidad. Los factores de localización son fallas, fracturas, litologías permeables y márgenes de caldera. Ejemplos de este contexto se encuentran en la zona volcánica central de Taupo y en Ohakuri Dam, Nueva Zelanda.
2. Sistemas hidrotermales en estratovolcanes andesíticos (Fig. 1-2 b). Se emplazan en zonas con relieve alto y variable (500-2000 m). Las rocas volcánicas asociadas son coladas andesíticas y brechas interestratificadas, normalmente con pendientes de deposición pronunciadas en zonas con pequeñas calderas. La surgencia se produce a partir de fumarolas y solfataras, o fuentes termales ácidas en los flancos y fuentes neutras a mayor distancia, raramente con sínteres. El flujo se produce vertical y lateralmente, con una alteración asociada muy extensa debido a los gases ascendentes. En este contexto se hallan fundamentalmente depósitos metalíferos tipo pórfidos y epitermales de AS a modo de *ledges*. Los *ledges* son estructuras/fisuras silicificadas (Vikre, 1989), caracterizadas por texturas de lixiviación ácida, reemplazo y recristalización de cuarzo masivo, de morfología irregular, segmentos muy discontinuos y semi-lineales a lo largo de su corrida. Los depósitos de SI y BS se encuentran en vetas con un fuerte control estructural en litologías competentes. Ejemplos de este contexto se encuentran en Mount Ruapehu en Nueva Zelanda y Woodlark Island en Papúa-Nueva Guinea.
3. Sistemas hidrotermales asociados a vulcanismo en contexto de Cordillera (Fig. 1-2 c). Se emplazan en zonas con relieve alto y variable (500-3000 m). Las rocas volcánicas asociadas constituyen centros andesíticos y domos dacíticos sobre un basamento deformado; no suele haber calderas. La surgencia se produce en fuentes termales con sínteres en depresiones, fuentes termales ácidas en los flancos, y neutras a mayor distancia, con presencia de cráteres de explosión hidrotermal. La separación de fases se produce en flujo vertical. En este contexto se hallan depósitos metalíferos tipo pórfidos y epitermales de AS. Los sistemas de SI y BS se producen en stockwork, vetas y brechas, especialmente en profundidad. Ejemplos de este contexto se encuentran en Antamok-Acupan y Lepanto en Filipinas, así como la mayoría de epitermales de Canadá, E.U.A. y México (Berger & Henley, 1989).
4. Sistemas hidrotermales en islas con vulcanismo tipo oceánico (Fig. 1-2 d). Se emplazan en zonas con relieve moderado y poco variable (200-500 m). Las rocas

volcánicas asociadas son lavas basálticas y andesíticas; comúnmente con pequeñas calderas. Puede haber fuentes termales con sínteres en las calderas, y cráteres de explosión hidrotermal. La separación de fases se produce en flujo vertical, con escasa alteració. En este contexto se encuentran mayoritariamente depósitos de BS, aunque se han reconocido depósitos de AS asociados a depósitos metalíferos en pórfidos. La mineralización se produce en zonas subsuperficiales de alta permeabilidad, fallas, fracturas y márgenes de caldera. Ejemplos de este contexto se encuentran en la isla Lihir, Papúa-Nueva Guinea, presentándose en el continente americano en el arco volcánico de la parte sur de Centroamérica donde los depósitos se caracterizan por ser predominantemente auríferos (Albinson et al., 2001).

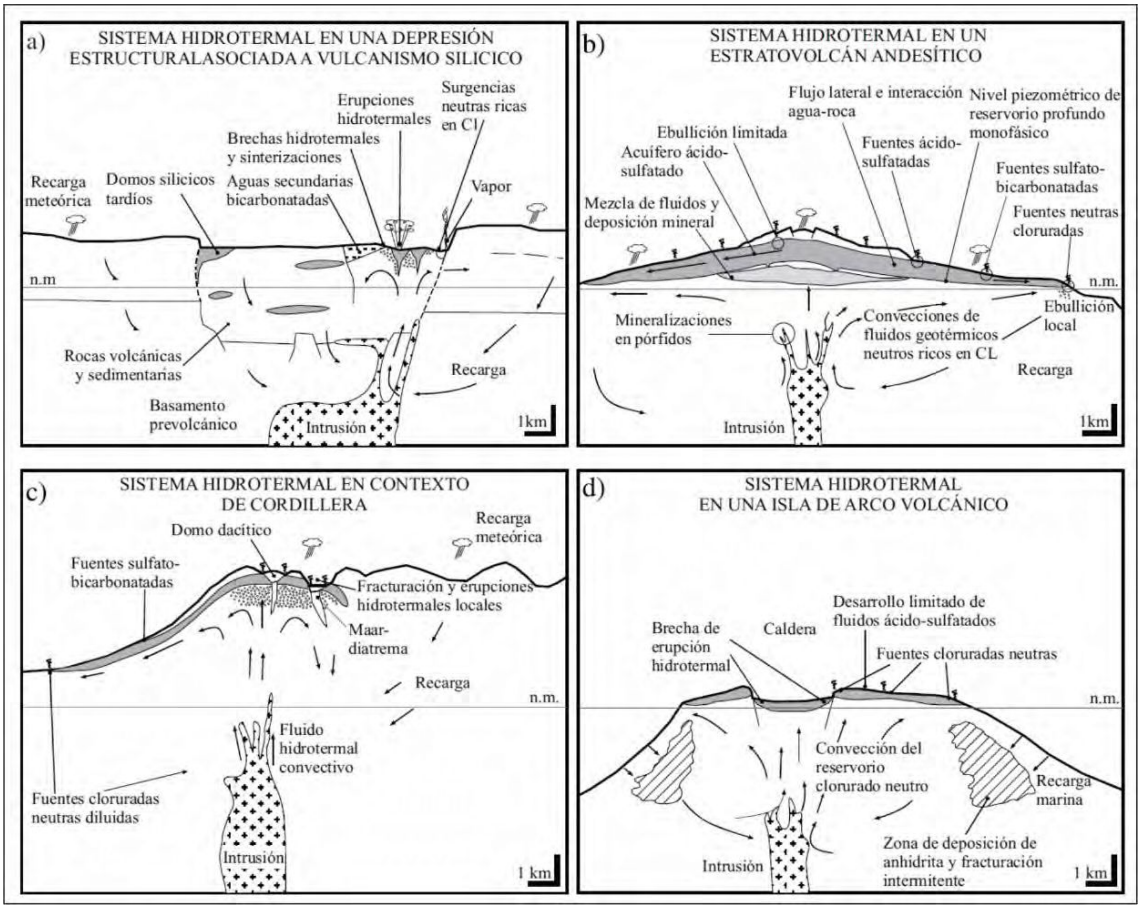


Fig. 1-2. Esquemas de los diferentes contextos geológicos en que se producen depósitos epitermales, tanto ácidos (alta sulfuración) y alcalinos (baja e intermedia sulfuración). Tomado de Camprubí & Albinson (2006), simplificado de Bogie & Lawless, (1987), y de White et al., (1995). Leyenda: n.m. = nivel del mar.

1.1.4 Origen de los fluidos mineralizantes

El vulcanismo submarino que se produce en las dorsales centro-oceánicas y el hidrotermalismo asociado son responsables de la depositación de minerales de metales bases en la corteza oceánica y de la alteración de la roca encajonante. Este proceso conlleva la hidratación de las rocas que constituyen la corteza en formación y la incorporación a ella de elementos tomados del agua marina, tales como el azufre (en forma de sulfato) o cloro (compuestos clorurados). La posterior depositación de sedimentos también incorpora a la corteza metales diversos. Durante el proceso de subducción (Hedenquist & Lowenstern, 1994) se produce la deshidratación de los

sedimentos oceánicos incorporados y de las rocas hidratadas de la placa subductada. La liberación de agua durante este proceso metamórfico es la responsable de la fusión parcial del manto suprayacente a la zona de Wadati-Benioff (Stolper & Newman, 1994). Seguidamente, los magmas producidos por dicho mecanismo empiezan a ascender a través del manto, primero, y de la corteza, después, diferenciándose e interaccionando de diversas formas con las rocas encajonantes. Por lo tanto, hay una gran variedad de posibles fuentes de los componentes (metales, agua, halógenos, volátiles, sulfatos, etc.) que luego serán fundamentales para la depositación mineral en la corteza continental (depósitos metalíferos en pórfidos, skarns, depósitos mesotermales, epitermales, etc.), incluyendo el agua marina, la corteza oceánica subducida y sus sedimentos, el manto y la propia corteza continental.

Los fluidos magmáticos derivados de cuerpos intrusivos someros relacionados con la formación de depósitos epitermales (AS, SI o BS) experimentan en profundidad una desmezcla (Hedenquist & Lowenstern, 1994; Gammons & Williams-Jones, 1997), durante la cual gran parte del agua y del H_2S migran a la fase vapor. Éste, al enfriarse, se recondensa en forma de aguas de naturaleza mixta magmática-meteórica, ricas en H_2S y, en consecuencia, con un alto potencial de disolución y removilización de cantidades significativas de oro en forma de complejos tiosulfurados (Gammons & Williams-Jones, 1997). Los fluidos resultantes originan depósitos de AS, SI o BS en la parte superior de la corteza, según la capacidad de neutralización del pH por parte de las rocas encajonantes. En el caso de los de BS y SI se asume una "neutralización primaria" durante la migración de los fluidos a través de la corteza, ya sea que dichos fluidos sean derivados de cuerpos intrusivos someros o profundos (Hedenquist & Lowenstern, 1994). Esta neutralización se traduce en las rocas encajonantes como alteraciones de varios tipos, incluyendo el tipo ácido-sulfato. Por lo tanto, resulta lógico pensar que al menos una cierta parte de los componentes químicos de dichos fluidos provienen de la lixiviación del encajonante (Camprubí & Albinson 2006).

Existe determinada variabilidad en las características específicas de los depósitos, según si su formación es "somera" (hasta unos 1000 m de profundidad) o "profunda" (hasta más de 2000 m de profundidad), puesto que los depósitos del suroeste del Pacífico se formaron generalmente a profundidades mayores que las reseñadas para los depósitos de Norteamérica (Sillitoe, 1988; Reyes, 1990, 1991), coincidiendo con las dos zonas de mayor abundancia areal de depósitos hospedados en estratovolcanes andesíticos y en contexto de Cordillera, respectivamente.

La presencia de enargita en algunos depósitos hasta ahora considerados de BS sugirió desde hace tiempo afinidades de algunos de éstos con los de AS. Buchanan, (1981) contempló la presencia de enargita en profundidad, por debajo del nivel de ebullición, en su clásico modelo de los epitermales de alcalinos/neutros. Esta característica de algunos depósitos epitermales alcalinos/neutros es uno de los elementos que llevó a la definición de los depósitos epitermales de SI dentro de los de BS por Hedenquist et al. (2000), y después como tipología independiente (Einaudi et al., 2003; Sillitoe y Hedenquist, 2003). De esta forma, puede considerarse que la presencia de enargita en depósitos epitermales alcalinos/neutros es diagnóstica de que, al menos en alguna fase de formación del depósito, éste puede caracterizarse como de SI, o mixto de SI y BS.

Dentro de los epitermales de BS y SI "someros" o encajonados en un contexto de vulcanismo de Cordillera, pueden distinguirse características geoquímicas diferenciadas entre los depósitos ricos en plata y metales base (Tabla 1-1), y los depósitos más ricos en oro. Los fluidos asociados a los primeros suelen presentar salinidades más altas y contenidos más bajos en H_2S que los segundos, en los que fue definido el término

epitermal, con salinidades asociadas más bajas y más ricos en gases (Heald et al., 1987; Hedenquist & Lowenstern, 1994).

	Epitermales alcalinos (BS y SI)		**Epitermales ácidos (AS)**		
Rocas volcánicas relacionadas	Andesitas-riodacitas (AR), riolitas-basaltos bimodales (RB), alcalinas (A)		Andesitas-riodacitas, dominadas por magmas calcoalcalinos		
	Somero	Profundo	**Somero**	Intermedio	Profundo
Profundidad de formación	0-300 m	300-800 m	<500 m	500-1000 m	>1000 m
Estilo de la mineralización	Domos; rocas piroclásticas y sedimentarias	Domos, diatremas, rocas piroclásticas y sedimentarias	Domos, surgencia central; rocas piroclásticas y sedimentarias	Domos, diatremas; rocas volcánicas	Domo-diatrema; pórfidos, rocas volcánicas y sedimentarias clásticas
Roca de caja típica	Vetas, enjambres de vetas, *stockwork*, diseminaciones	Vetas, cuerpos brechifi cados, diseminaciones	Diseminaciones, *ledges* brechas y vetillas	Vetas de sulfuros masivos, brechas	Vetas de sulfuros masivos, brechas
Textura de mena y ganga	Bandas delgadas, crustiformes, en peine, brechas	Bandas gruesas	Cuarzo oqueroso (*vuggy silica*) de disolución y reemplazamiento	Sulfuros masivos, vetas o brechas tardías	Reemplazamiento disolución y recristalziación
Alteración	Capa de alunita-caolinita, halo de arcillas	Arcillas, sericita, carbonatos; roscoelita, fluorita	Sílice oquerosa *(vuggy silica)*, cuarzo-alunita	Silícica (oquerosa), cuarzo-alunita, pirofilita-dickita-sericita	Pirofilita-sericita, cuarzo-sericita
Minerales de ganga	Calcedonia-adularia-illitacalcita	Cuarzo,carbonato sericita, adularia ± barita ± anhidrita ± hematita ± clorita	Alunita, barita, kaolinita	Anhidrita, kaolinita, dickita	Sericita, pirofilita
Sulfuros	Cinabrio, estibina; pirita/ marcasita-arsenopirita, seleniuros Au-Ag, sulfosales Se, pirrotita, Fe-esfalerita	Pirita-sulfuros/ sulfosales Au-Ag, esfalerita, galena,calcopirita, tetraedrita/ tennantita	Enargita/luzonita, covellina, pirita	Enargita/luzonita, calcopirita, tetraedrita/ tennantita, esfalerita, covellina tardía, pirita	Bornita, digenita, calcocina, covellina
Metales	Au-Ag-As-Sb-Se-Hg-Tl, relación Ag/Au baja; metales básicos <0.1-1%	Ag-Au-Pb-Zn, Ba, Mn, Se, relación Ag/Au alta; metales básicos <2-10 (20+) %	Au-Ag, Cu lixiviado (Hg superpuesto)	Cu-Au-ACu-Au-Ag-Bi-Te-Sng-Bi-Te-Sn	Cu-Au

Tabla 1-1. Cuadro acerca de las principales características de los tipos de depósitos epitermales (compilado de los trabajos de Guido 2002, Sillitoe, 1993a; Hedenquist et al., 1996; Hedenquist et al., 2000; Cooke; Simmons, 2000; Gemmell, 2002; Camprubí & Albinson (2006).

En depósitos de AS (Tabla 1-1), las asociaciones de mena son típicamente oro o electrum, pirita, enargita, tetraedrita-tennantita, esfalerita, famatinita, luzonita, bismutinita, bornita y covellina, entre otros. En ellos, las menas están asociadas al núcleo de cuarzo oqueroso (*vuggy silica*), en vetas de alta ley con pirita-enargita-oro, baritina, minerales de Bi y Te, entre otras asociaciones, en brechas, *ledges*, y diseminaciones en frentes de alteración argílica avanzada (Gray, 2001). Los depósitos de AS evidencian la presencia de fluidos ácidos tempranos, que forman un casquete (o *lithocap*) de alteración argílica avanzada (en cuyo caso se estabiliza no sólo la caolinita,

sino también la alunita) y de un núcleo de cuarzo oqueroso o masivo, que posteriormente es mineralizado por fluidos de naturaleza similar a los de SI.

1.1.5 Transporte de metales

La especie $Au(HS)^{-}_{2}$ es estable a pH aproximadamente neutro, según la reacción

$$Au^{+} + H_2S + HS^{-} \leftrightarrow Au(HS)^{-}_{2} + H^{+}$$

lo que indica que cantidades de oro geológicamente significativas, en cuanto a su capacidad de poder originar depósitos económicos, pueden ser transportadas por un fluido hidrotermal típico (Shenberger & Barnes 1989). En condiciones más ácidas, como las de los epitermales de AS o en las zonas "de raíz" de los fluidos ascendentes en epitermales de BS y SI, la especie $AuHS^{0}$ es la dominante (Benning & Seward, 1996; Giggenbach, 1997), aunque los fluidos en los de AS estén relativamente oxidados y sean de salinidad ligeramente superior (Hedenquist et al., 1998) a la normal, según la reacción

$$Au^{+} + H_2S \leftrightarrow AuHS^{0} + H^{+}$$

Sin embargo, en un rango de temperatura de 250 a 350ºC, condiciones muy comunes para la formación de depósitos epitermales, la especie portadora de oro dominante es $HAu(HS)^{0}_{2}$ en condiciones de depositación mineral en que los fluidos se encuentran en equilibrio con pirita y/o pirrotina (Hayashi & Ohmoto, 1991). En el mismo rango de temperatura, la especie $Au(HS)^{-}_{2}$ es más importante para el transporte de oro que $HAu(HS)^{0}_{2}$ a pH > 5.5. Sólo en un fluido rico en cloro, pobre en H_2S y con un pH ligeramente ácido (< 4.5) para un rango de temperatura de 250-350ºC, el oro es transportado como complejo clorurado (Hayashi & Ohmoto, 1991; Gammons & Williams-Jones, 1995), según la reacción,

$$Au_{(electrum)} + 2Cl^{-} + H^{+} + ½\ O_{2\ (gas)} \leftrightarrow AuCl^{-}_{2} + ½\ H_2O$$

en cuyo caso se espera que el oro esté asociado con un alto contenido de plata y metales base, ya que se considera que Ag, Pb, Cu y Zn son transportados predominantemente como complejos moleculares clorurados (Barnes, 1979; Ruaya & Seward, 1986; Seward, 1976 y 1984).

Para los metales base, el tipo de complejo clorurado que los transporta depende decisivamente de la relación Ca^{+2}/Na^{+} que haya en el fluido (McKibben & Williams, 1989). Reed (1992) considera seis tipos de fluidos diferentes (definidos por rangos de interacción con la roca encajonante) a partir de los cuales se puede originar depositación mineral en el ambiente epitermal mediante fenómenos de ebullición: tres de ellos formarían epitermales de BS y, otros tantos, epitermales de AS. Según este autor, el transporte de oro como complejo clorurado sólo es importante en dos de los tres fluidos que pueden originar epitermales de AS, pero no en los otros casos considerados.

A 500ºC y 1 Kbar de presión, en un modelo isobárico, la solubilidad del oro está dominada efectivamente por la especie $AuCl^{-}_{2}$ (Gammons & Williams-Jones, 1997). Durante el ascenso y el consecuente enfriamiento de estos fluidos, según su contenido de H_2S, puede que éstos se encuentren, bien dentro del campo de estabilidad de la pirita, o bien dentro del campo de la estabilidad de la magnetita. En el primero de estos casos, el complejo portador de oro que será predominante en la solución ya no es $AuCl^{-}_{2}$, sino el $Au(HS)^{-}_{2}$ (Hayashi & Ohmoto, 1991; Gammons & Williams-Jones, 1997). En el

segundo caso, la solubilidad del oro disminuye de forma constante hasta una temperatura alrededor de 300ºC, por lo que su precipitación se producirá en profundidad (Gammons & Williams-Jones, 1997).

1.1.6 Aspectos comparativos entre los depósitos epitermales de alta y baja sulfuración

Los depósitos epitermales de alta y baja sulfuración presentan características distintivas. Ya han sido expuestas las diferentes condiciones físico-químicas, los diferentes ambientes de formación, los distintos orígenes de los fluidos hidrotermales y los procesos de transporte de los metales en solución. Con el fin de dejar explicitado las diferencias principales entre los depósitos epitermales AS y BS, resumiremos sus características en base a los trabajos de Hedenquist (1987), Hayba et al. (1985), White & Hedenquist (1990), Sillitoe (1993), White et al. (1995), Heald et al. (1987), Hedenquist & Lowenstern (1994), Arribas (1995), Simmons & Albinson (1995), Hedenquist (1996) y Hedenquist et al. (2000) compilados por Camprubí et al., 2003.

Depósitos de Alta Sulfuración (AS)

- *Rocas volcánicas relacionadas:* rocas de vulcanismo subaéreo, ácidas e intermedias (esencialmente andesitas y riodacitas).
- *Controles de emplazamiento:* fallas a escala regional o intrusiones subvolcánicas.
- *Extensión de la zona de alteración periférica:* área extensa (comúnmente varios km^2) y visualmente prominente.
- *Alteración asociada:* extensa alteración propilítica en zonas adyacentes con baja relación agua/roca (Fig. 1-3).
  - Depósitos profundos: intensa alteración pirofilita–mica blanca.
  - Depósitos someros: núcleo de sílice masiva, con un estrecho margen de alunita y caolinita que hacia el exterior es de mica blanca y arcillas interestratificadas.
  - Depósitos subsuperficiales: ingente alteración argílica. Escasa clorita. En general alteración argílica avanzada a alteración argílica ± sericítica.
- *Minerales clave de alteración proximal:* alunita cristalina; en profundidad predomina la pirofilita (Fig. 1-3).
- *Geometría del cuerpo mineralizado:* Relativamente pequeño y equidimensional, dependiendo de su control de emplazamiento.
- *Características distintivas o notables:* presencia de niveles calentados por vapor (niveles superficiales), cuarzo poroso o *vuggy* (niveles intermedios), mineralización superpuesta a depósitos de pórfidos (en profundidad).
- *Estilo de la mineralización económica:* típicamente diseminada, tanto en zona de mica blanca–pirofilita como en sílice masiva y *vuggy*. La mineralización está asociada habitualmente a alteración argílica avanzada, típicamente con abundante pirita.
- *Ganga de cuarzo:* de grano fino, masivo, originado principalmente por reemplazamiento; el cuarzo es residual (*vuggy*). Hay muy poca calcedonia o completamente ausente.
- *Otros minerales de ganga:* ausencia de carbonatos y adularia. Abundantes alunita, pirofilita, baritina y caolinita ± azufre rellenando cavidades.
- *Abundancia de sulfuros:* 10-90% del volumen total, sobre todo de grano fino, pirita. Generalmente el contenido total de azufre es alto en la mineralogía de mena. El contenido en metales base puede ser alto (con Cu como catión principal).

- *Minerales metálicos de mena:* pirita, enargita-luzonita, calcopirita, calcosina, covellina, bornita, tetraedrita-tennantita, electrum. Menos abundantes la esfalerita, la galena y telururos. Raramente hay sulfosales de Ag y bismutinita. Seleniuros prácticamente ausentes.
- *Profundidad de formación:* en su mayor parte, entre 500 y 2,000 m bajo la paleosuperficie.
- *Rango de temperatura de formación:* generalmente, entre 100 y 320ºC. La mayoría se forma entre los 170 y 320ºC, aunque los hay hasta 480ºC.
- *Naturaleza de los fluidos:* en su mayor parte son de salinidad baja a intermedia (entre 1 y 24% en peso de NaCl eq.); algunos de alta salinidad de hasta casi 50% en peso de NaCl eq. Predominan los fluidos magmáticos por sobre los meteóricos. Los fluidos pueden evolucionar desde una solución temprana muy reactiva que lixivia la roca hasta un fluido más reducido responsable de la precipitación de la mineralización. Son fluidos oxidados de pH ácido debido a la presencia de H_2S y HCl magmáticos, hasta que se neutralizan por la reacción con la roca encajonante (Fig. 1-3).
- *Edad:* la mayoría de estos depósitos son terciarios o más jóvenes. Sin embargo, hay ejemplos hasta el Neoproterozoico y el Arqueano.
- *Diferencia de edad entre las rocas ígneas genéticamente asociadas y la mineralización:* entre 0,3 y 2 millones de años.
- *Distancia lateral de formación desde el foco de calor:* se generan aproximadamente sobre la vertical del foco de calor, motor del hidrotermalismo, alejándose del mismo no más de algunos cientos de metros.
- *Metales predominantes:* Cu, Au, As, en menor medida Ag y Pb.
- *Metales presentes de forma local:* Bi, Sb, Sn, Zn, Te y menos Hg.

Depósitos de Baja Sulfuración (BS)

- *Rocas volcánicas relacionadas:* rocas propias del vulcanismo subaéreo, ácidas a intermedias (andesitas, riodacitas y riolitas).
- *Controles de emplazamiento:* fallas y zonas de fractura estrechamente relacionadas a centros volcánicos.
- *Extensión de la zona de alteración periférica:* generalmente muy restringida y de visualización muy sutil.
- *Alteración asociada:* extensa alteración propilítica en zonas adyacentes con baja relación agua/roca. Gran cantidad de mica blanca en zonas con alta relación agua/roca. Alteración argílica dominante conforme disminuye la temperatura. Los gases escapados a partir de la ebullición de los fluidos pueden originar alteración argílica o muy leve argílica avanzada en la periferia. La alteración más característica es la sericítica y argílica, siendo común la presencia de clorita.
- *Minerales clave de alteración proximal:* sericita o illita ± adularia; roscoelita (mica de vanadio) en depósitos asociados a rocas alcalinas; clorita de mediana abundancia.
- *Geometría del cuerpo mineralizado:* Morfología tabular a modo de vetas de relleno con tamaños variables.
- *Características distintivas:* presencia de *sinters* y niveles subhorizontales de calcedonia en niveles superficiales; algunas vetas de sulfuración intermedia en inmediaciones.
- *Estilo de la mineralización económica:* sucede característicamente como relleno de cavidades, en vetas con contactos netos con la roca encajante. Típico relleno de filones bandeados, comúnmente con brechamiento polifásicas. Hacia la superficie se manifiestan como *stockwork* o diseminada, según la naturaleza de la permeabilidad local.

- *Ganga de cuarzo:* cuarzo y calcedonia abundantes en todo tipo de texturas primarias, de recristalización o reemplazo de carbonatos. La calcedonia es muy común y se presenta en bandas.
- *Otros minerales de ganga:* calcita y rodocrosita comunes. Abundante adularia diseminada y en vetas. Baritina y fluorita presentes de forma local, ubicándose esta primera por encima de la mena. Muy escasas alunita y pirofilita, mientras que el azufre nativo está ausente. La arcilla que caracteriza la alteración es la illita.
- *Abundancia de sulfuros:* del 1 al 20% del volumen total está ocupado por sulfuros, pero típicamente no supera el 5%, con pirita como la especie predominante. El contenido de azufre total es típicamente bajo. Hay bajos contenidos de metales base (Zn y Pb), aunque en numerosos depósitos de BS son muy abundantes los sulfuros de estos metales.
- *Minerales metálicos de mena:* Pirita, esfalerita, marcasita, galena, electrum, oro, y en menor medida sulfosales de Ag, arsenopirita, argentita, calcopirita y tetraedrita. Los teluros son relativamente abundantes, sin embargo, son muy poco comunes la enargita, los seleniuros y la bismutinita.
- *Profundidad de formación:* la mayoría de los depósitos epitermales de baja sulfuración se ubican entre la superficie y los 1000 metros de profundidad.
- *Rango de temperaturas de formación:* dichos rangos se encuentran entre los 100 y 320º C, aunque la mayoría de estos depósitos se forman entre los 150 y 250º C.
- *Naturaleza de los fluidos:* son soluciones de baja salinidad (0 a 15% en peso de NaCl eq.). Tiene un pH aproximadamente neutro pudiendo volverse alcalino debido a la ebullición; los gases resultantes de este proceso pueden ser oxidados y producir fluidos más ácidos que los originales. Predominan los fluidos meteóricos por sobre los de origen exclusivamente magmático (Fig. 1-3).
- *Edad:* Por lo general, del Terciario o más jóvenes. Sin embargo, hay ejemplos de hasta el Neoproterozoico y hasta el Paleoproterozoico, incluso del Arqueano.
- *Diferencia de edad entre las rocas ígneas genéticamente asociadas y la mineralización:* entre 1 y 10 millones de años, aunque frecuentemente esta diferencia se encuentra entre los 2 y 4 Ma.
- *Distancia lateral de formación desde el foco de calor:* desde algunas a centenas de metros hasta varios kilómetros en la lateral para el subtipo “sulfuración intermedia” (SI).
- *Origen del azufre:* profundo, probablemente producto del lixiviado del encajante en profundidad.
- *Origen del plomo:* proveniente de rocas precámbricas o fanerozoicas en las que se emplaza el vulcanismo asociado al depósito epitermal.
- *Metales predominantes:* Au, Ag y con menor importancia, Zn, Pb y Cu.
- *Metales presentes a nivel local:* Mo, Sb, As, y en menores cantidades Te, Se y Hg.

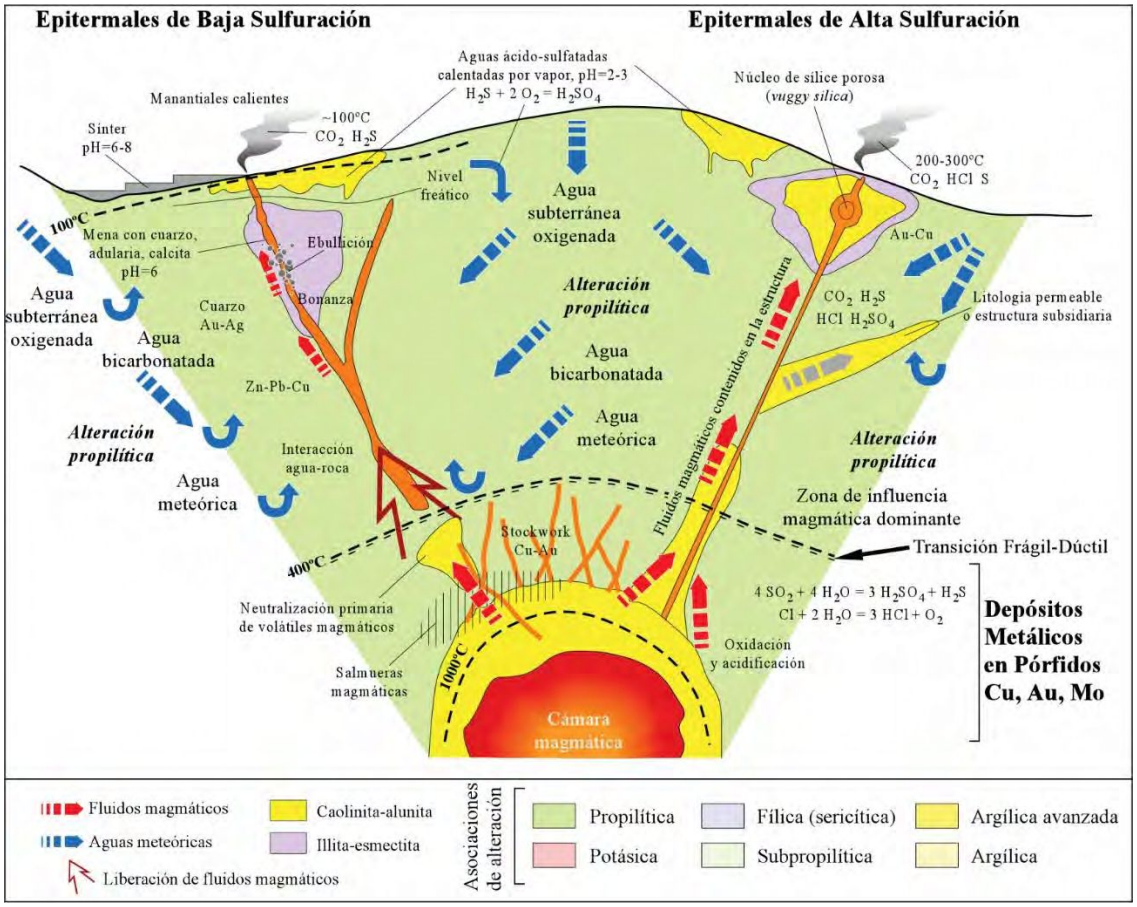


Fig. 1-3. Esquema comparativo (no a escala) de la estructura, procesos, tipos de alteración, volátiles liberados, temperaturas, pH, tipos de fluidos y reacciones involucradas en la formación de los depósitos epitermales de baja y alta sulfuración. Igualmente se muestra su relación con las rocas magmáticas como fuente de calor, fluidos y componentes químicos para estos depósitos, comprendiendo desde una cámara magmática en proceso de enfriamiento, la formación de depósitos metálicos relacionados a pórfidos (cupríferos, auríferos, o molibdeníferos), hasta el ambiente epitermal (modificado de Sillitoe, 1995; con base en los datos de Hedequist & Lowenstern, 1994; Gammons & Williams-Jones, 1997; Corbett y Leach, 1998). La posición de la transición frágil–dúctil se ha ubicado en temperaturas de ~ 400ºC, y a 5–7 km de profundidad (p.e. Fournier, 1991; Nielson et al., 1999).

1.2 OBJETIVOS

El presente trabajo de investigación se propone identificar y exponer los diferentes procesos geológicos y metalogenéticos que han afectado al sistema epitermal de alta sulfuración El Guanaco (Puig et al., 1988), ubicado en el seno de la Depresión Central de los Andes Centrales (Jordan et al., 1983), Desierto de Atacama, norte de Chile, profundizando así, el entendimiento que se posee sobre esta clase de depósitos.

La presente tesis plantea estudiar la geología del distrito a fin de dar un marco geológico adecuado para el análisis del sistema epitermal. De esta forma se diseña un estudio específico de las estructuras mineralizadas desde un punto de vista estructural, morfológico, mineralógico, textural, isotópico y geoquímico de la estructura principal del Sector Central, el *ledge* Dumbo-Defensa. Se compara esta estructura con la segunda mineralización en importancia, el *ledge* Cachinalito (actualmente la principal fuente de metales preciosos de la zona). Se propone un modelo genético para ambos tipos de estructuras y un marco metalogenético general para todo el sistema.

La investigación realizada presenta 5 ejes de análisis: la introducción: marco teórico, objetivos y metodología de trabajo (capítulo 1); el marco geológico: geología regional, local y distrital (capítulo 2); la mineralización: el análisis de las estructuras mineralizadas (capítulo 3); los fluidos hidrotermales: la naturaleza de las soluciones mineralizantes (capítulo 4) y, por último, la discusión final y conclusiones: la integración y ponderación de los resultados de cada etapa de estudio (capítulo 5).

En este primer capítulo (capítulo 1), “Introducción. Marco Teórico, Objetivos y Metodología de Trabajo” se realiza una compilación integradora de la información geológica del objeto de estudio y se expone la metodología de trabajo utilizada durante las diferentes etapas de toda la investigación.

En el capítulo 2 “Marco Geológico. Geología Regional, Local y Distrital”, se describe la geología del área de estudio. Se utilizan mapeos modernos de cartas geológicas chilenas del SERNAGEOMIN (algunos enviados a confeccionar específicamente por la empresa Guanaco Compañía Minera), hasta mapeos locales realizados por el equipo de trabajo del Instituto de Recursos Minerales de la UNLP del que forma parte el autor de la presente tesis. Se realiza un análisis estructural regional, local y de detalle.

El capítulo 3 “Mineralización. Estructuras Mineralizadas y Pulsos Mineralizantes” constituye el punto clave de la investigación. Se describen las diferentes estructuras mineralizadas y se plantean los eventos mineralizantes. Se identifican y caracterizan los pulsos portadores de ley, así como los estériles. Se muestra la distribución espacial de los diferentes halos de alteración y se caracteriza cada uno de ellos.

En el capítulo 4 “Fluidos Hidrotermales: la composición y comportamiento de los fluidos mineralizantes” se caracterizan las soluciones participantes en el sistema desde un punto de análisis mineralógico, microtermobarométrico, geoquímico e isotópico.

En el último capítulo (capítulo 5) se resume la información obtenida en el presente trabajo de investigación, se discute e integra con investigaciones previas. La generación de nuevas interpretaciones permite finalmente elaborar un modelo geológico-metalogenético evolutivo del distrito minero El Guanaco comparándolo con ejemplos mundiales de depósitos de características análogas.

1.3 METODOLOGÍA DE TRABAJO

Para la realización de este trabajo, se estableció un conjunto de tareas dividido en 3 grandes etapas que se realizaron en forma correlativa. La primera etapa reúne la recopilación de antecedentes (mineros, geológicos, geoquímicos, geofísicos), confección de una cartografía base, reconocimiento, mapeo y muestreo en campo, produciendo como resultado final un sistema de información geográfica que agrupó los datos generados. La segunda etapa concentra los estudios de gabinete, las descripciones de las muestras y trabajo de laboratorio, mientras que en la tercera etapa se integran e interpretan los datos obtenidos para la elaboración de un modelo geológico – metalogenético del área de estudio.

1.3.1 Primera Etapa

La recopilación de información involucra una búsqueda inicial de publicaciones que tratan y definen los conceptos básicos de los sistemas epitermales de alta sulfuración y su contexto geológico, definiendo el marco teórico de esta tesis doctoral. Posteriormente se realizó una búsqueda específica en la literatura científica de los trabajos realizados en zonas aledañas al objeto de estudio dentro de la Depresión Central en la II Región de Chile, también en depósitos análogos de la República Argentina y ejemplos mundiales.

Las tareas de campo consistieron en ocho campañas iniciales durante el año 2103, una campaña durante 2014, y tres campañas más durante el año 2015, todas de quince días de duración cada una. Las campañas del año 2013 abarcaron un reconocimiento general del área de estudio, un mapeo de detalle a escala 1:500 y un muestreo exhaustivo de todas las estructuras mineralizadas, de los halos de alteración hidrotermal, así como de los diferentes tipos de rocas de caja presentes en la zona. También se efectuó una recopilación de la información perteneciente a la base de datos de la empresa propietaria del distrito, y se realizó un chequeo de las perforaciones para vincular los términos y criterios de la compañía minera con los de la presente investigación (el 97% de más de los 1000 pozos están en formato *cutting*). Durante la campaña de 2014 se realizaron ensayos in situ con un equipo de espectroscopía infrarroja de onda corta. Durante las tres campañas del año 2015 se realizó un relogueo de detalle de las perforaciones que cortan a las estructuras mineralizadas de interés y se realizó un mapeo geológico distrital. Se confeccionó un modelo en 3D de las unidades geológicas, los *ledges* y los clavos mineralizados, mediante la utilización del software de modelado tridimensional Leapforg ®.

1.3.2 Segunda Etapa

La segunda etapa de la investigación, consistió en el estudio integral de las estructuras mineralizadas. Los estudios de gabinete y laboratorio involucraron todas las técnicas y disciplinas explicadas a continuación.

1.3.2.1 Microscopía con luz transmitida y luz reflejada.

Se confeccionaron cortes delgados de 30 micrones y pulidos para calcografía en el taller del Instituto de Recursos Minerales de la FCNyM de la UNLP. Se realizaron cortes y

pulidos de 17 muestras del *ledge* Cachinalito y de 35 muestras del *ledge* Dumbo. Las tareas de confección de cortes estuvieron a cargo del Sr. José Luis Molina, el Sr Adrián Larroca y el becario autor de la presente tesis. También se terciarizó la confección de parte de los cortes a la Lic. Betiana Gómez. Se trabajaron las muestras seleccionadas por el becario a corte con sierra diamantada y se procedió al pulido de las mismas con abrasivos de carburo de silicio a granulometrías de 3 mm, 2mm, 1,5mm, 1 mm y 0,5 mm. Todos los cortes de roca de 30 um fueron terminados mediante la protección de los mismos por la aplicación de un "cubre objetos" de vidrio de 0,1mm. A los pulidos destinados para estudios calcográficos con luz reflejada se les aplicó un pulido igual que a los cortes para petrografía de luz transmitida siguiendo un proceso de pulido fino mediante la utilización de soluciones con diamantes en suspensión de 9 µm, 6 µm, 3 µm, 0,25 µm y finalmente con solución de alúmina para homogenizar la superficie de observación.

El análisis petro-calcográfico fue realizado en el Instituto de Recursos Minerales de la Facultad de Ciencias Naturales y Museo de la UNLP mediante la utilización de un microscopio de reflexión/transmisión Nikon optiphot-pol, equipado con objetivos Nikon de aumento x2, x5, x10, x20 y x40, con oculares de aumento x10 (Fig. 1-4 a) y una lupa binocular Olympus SZH10 para la observación macroscópica de las muestras con objetivos de x0,5, 0,75x, 1x, 1,5x y 2x con un margen de *zoom ratio* de 0,7 a 7 (Fig. 1-4 b).

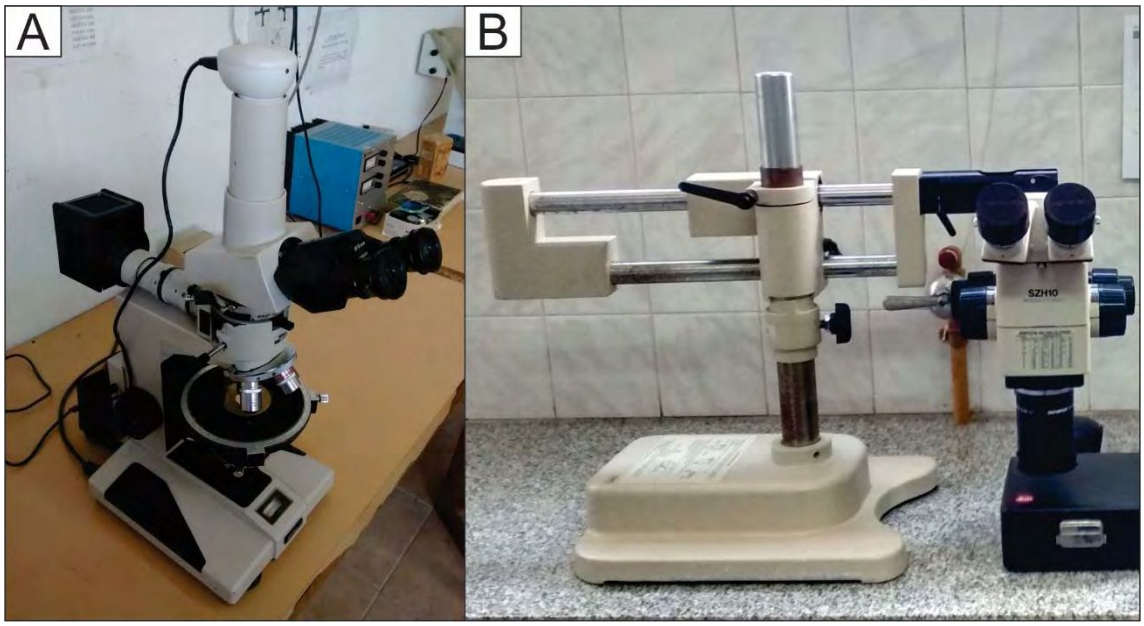


Fig. 1-4. A) Microscopio Nikon optiphot-pol equipado con analizador, polarizador, lente condensadora, láminas de yeso y cuarzo; foco de luz monocromática transmitida y reflejada para análisis calcográfico. B) Lupa binocular para el estudio macroscópico de las muestras.

1.3.2.2 Espectroscopía de emisión atómica de plasma (ICP).

La Espectrometría de Masas con Plasma Acoplado Inductivamente (ICP-MS) es una técnica de análisis inorgánico elemental e isotópico capaz de determinar y cuantificar la mayoría de los elementos de la tabla periódica en un rango dinámico lineal de 8 órdenes de magnitud (ng/l – mg/l) además de poder llevar a cabo la determinación de los

elementos en un análisis multielemental que provee la composición de la muestra analizada.

El ICP tiene como finalidad deshidratar la muestra, atomizarla, excitar los átomos presentes y por último ionizarlos; esto se logra gracias a las altas temperaturas, de 6000 a 8000 K, que alcanza el plasma. El plasma es generado pasando argón a través de la antorcha, la cual es una serie de tres tubos concéntricos usualmente de cuarzo y que se encuentra envuelta en un extremo por una bobina de radiofrecuencias. Posteriormente se suministra una corriente de RF a la bobina mediante un generador de radiofrecuencias, esto genera una corriente oscilante dentro de la bobina, que ocasiona un campo magnético de gran intensidad en la salida de la antorcha; una chispa de alto voltaje es aplicada al gas, generando iones de argón los cuales son capturados por el campo magnético y originan una reacción en cadena de ionización que termina en la transformación del gas en plasma.

El espectrómetro separa los iones monocargados de cada isótopo de acuerdo a su masa. Consiste en cuatro cilindros idénticos, montados de forma equidistante entre ellos, alrededor de una circunferencia, y sometidos a una combinación de corrientes continuas y radiofrecuencias. Cuando un voltaje particular es aplicado a las varillas, el potencial atraerá el ion analito de interés a través del cuadrupolo hasta la salida del mismo, donde emergerá y generará una señal eléctrica en el detector. Los iones con relaciones masa - carga diferentes al ion analito serán eyectados a través de los espacios del cuadrupolo. De esta forma se pueden conocer las concentraciones de diferentes elementos con un elevado grado de confianza.

Para el presente trabajo se ensayaron 77 muestras de estructuras mineralizadas correspondientes a los *ledges* Dumbo y Cachinalito en los laboratorios ALS Minearls® de Santiago de Chile. Las rutinas utilizadas fueron: ICP-MS (Espectrometría de Masas con Plasma Acoplado Inductivamente) de 36 elementos: Ag, Al, As, B, Ba, Bi, Ca, Cd, Co, Cr, Cu, Fe, Ga, Hg, K, La, Mg, Mn, Mo, Na, Ni, P, Pb, S, Sb, Sc, Sr, Th, Ti, Tl, U, V, W, Zn con disolución en ácido fluorhídrico, perclórico, nítrico y clorhídrico, y Au por ensayo a fuego, siendo la determinación mediante absorción atómica, con un límite de detección de 0,01 ppm. Los sobrelímites de Ag-Zn-Pb-Cd-As-Sn fueron procesados mediante digestión en agua regia y analizado por ICP-MS.

Con el objetivo de caracterizar geoquímicamente las unidades volcánicas de la Fm. Chile-Alemania, se realizaron un total de 26 análisis químicos de roca total en el laboratorio Acme, Canadá. Se obtuvieron resultados por elementos mayoritarios (SiO_2, Al_2O_3, Fe_2O_3, MgO, CaO, Na_2O, K_2O, TiO_2, P_2O_5, MnO, Cr_2O_3, Ni y Sc) y por elementos traza (Ba, Be, Co, Cs, Ga, Hf, Nb, Rb, Sn, Sr, Ta, Th, U, V, W, Zr, Y, La, Ce, Pr, Nd, Sm, Eu, Gd, Tb, Dy, Ho, Er, Tm, Yb y Lu).

1.3.2.3 Microtermobarometría mediante inclusiones fluidas.

Las inclusiones fluidas (IF) son vacuolas selladas, rellenas de líquido y/o gas, dentro de un mineral (Goldstein y Reynolds 1994). El fluido que queda preservado dentro de estos huecos sellados, es el mismo fluido a partir del cual precipitó el mineral hospedante de dicha inclusión. Es decir, que dentro de los minerales que alojan inclusiones fluidas, quedan preservadas las fases fluidas que dieron origen a dicho mineral.

Cuando un cristal crece en presencia de una fase fluida, parte del líquido responsable de esta precipitación queda entrampado en imperfecciones morfológicas del cristal

generadas durante su crecimiento (Bodnar 2003). Dependiendo las condiciones de determinadas inclusiones fluidas, se pueden determinar aspectos físico-químicos de dicho fluido. Entre los parámetros fisicoquímicos más destacados que se puede obtener acerca del fluido se encuentran: la salinidad expresada en porcentaje en peso equivalente de cloruro de sodio (% NaCl eq.), presencia de dióxido de carbono (CO_2), temperatura mínima de cristalización del mineral (Th), posibles cationes presentes en la fase fluida, presión a la que cristalizó el mineral y las curvas isócoras (relación temperatura/presión) del sistema.

Luego del estudio petrográfico de detalle de las muestras estudiadas de los *ledges* Dumbo y Cachinalito se seleccionaron 14 muestras, entre minerales transparentes y opacos para realizar los estudios microtermobarométricos mediante el ensayo de las IF. Las muestras se confeccionaron de forma análoga a los cortes petrográficos con la salvedad de que ambas superficies de la muestra de roca de 100 um de espesor, se encuentran pulidas, sin la cobertura de vidrio.

Todos los estudios microtermobarométricos y los ensayos de *crushing* (comprobación de presencia de gases en las inclusiones fluidas mediante el fracturamiento de esquirlas) se realizaron en el Centro de Desenvolvimiento de Tecnología Nuclear del Estado de Minas Gerais, en Belo Horizonte, bajo la dirección del Dr. Francisco Javier Ríos. Se utilizó una platina termostatizada Linkam® THMS 600 (Fig. 1-5) que permite el enfriamiento hasta -140ºC de las inclusiones mediante el uso de nitrógeno líquido y posterior calentamiento de las mismas hasta 350ºC. Los estudios fueron realizados en un microscopio de luz reflejada y luz transmitida Leica® modelo DM RXP, equipado con una cámara QICAM FAST 1394.



Fig. 1-5. Microscopio Leica® con luz infrarroja transmitida, platina Linkam para ensayo de inclusiones fluidas, su correspondiente equipo controlador de temperatura y dispensador de nitrógeno líquido.

1.3.2.4 Espectrómetros portátiles PIMA-SWIR y ASD

El empleo de espectrómetros portátiles para la identificación de los minerales de alteración hidrotermal, se volvió una herramienta muy importante para el mapeo en etapas de exploración minera y explotación en el último siglo y lo que va de éste.

Esta técnica fue utilizada a principios del siglo XX con el objetivo de identificar ciertos compuestos y minerales por parte de mineralogistas y químicos cuyas primeras publicaciones aparecen entre 1905 y 1910 por W.W Coblents del U.S Bureau of Standards. Lyon (1962) y Moenke (1962) fueron quienes publicaron espectros de minerales. Posteriormente Farmer publicó un libro en el año 1974 con los aspectos teóricos y prácticos. Recién a partir del año 1970 numerosos autores compilaron varios espectros de minerales obtenidos con el SWIR (*Short Wave Infrared*) y elaboraron bases de datos con las imágenes espectrales, como por ejemplo Hunt & Salisbury (1971), Hunt et al. (1971 a, b, c); Clark et al., 1990; Clark et al., 1993 y Grove et al., 1992 logrando un notable incremento en el conocimiento de esta técnica.

En la actualidad, y desde el año 1940, están disponibles equipos comerciales a la venta, convirtiéndose durante los últimos años en herramientas útiles para la investigación y exploración minera (Fig. 1-6).

Escasa es la información publicada sobre las aplicaciones de esta herramienta debido al carácter confidencial de muchos programas de exploración desarrollados por parte de las empresas. Thompson et al. (1999) señaló que las variaciones en los rasgos espectrales permiten hacer estimaciones de las abundancias relativas de los minerales identificados y el grado de cristalinidad en algunos filosilicatos.

Posteriormente King et al. (2004) abarcan los principios teóricos de este método en una forma más amplia; mientras que Hauff (2008) pone énfasis en las aplicaciones para estilos específicos de alteración.

Durante la realización del mapeo del área mineralizada del sector Dumbo-Defensa se tomaron muestras específicas de las diferentes alteraciones hidrotermales que afectan a los *ledges* y a la roca de caja. También se analizaron mediante espectrometría de rayos X muestras de perforaciones de los ledges Cachinalito y Dumbo. El muestreo se realizó en cada uno de los sectores de interés teniendo en cuenta la litología de la roca afectada y las proximidades con estructuras mineralizadas cercanas.

- Espectroscopía infrarroja de onda corta (PIMA-SWIR)

La identificación mineralógica mediante espectroscopía infrarroja de onda corta SWIR (*Short Wave Infra Red*), se basa en la emisión y respuesta de reflectancia diferencial, en función de la longitud de onda. Esta radiación infrarroja, una vez reflejada por las superficies de los minerales expuestos en las muestras, es devuelta con absorciones particulares en determinadas longitudes de onda, formando un gráfico o espectro, con lo cual es posible la identificación de minerales específicos o mezclas de ellos por comparación con espectros de referencia calibrados.

Desde principios de los años 80, se desarrolló en Australia la tecnología para producir en forma comercial los espectrómetros PIMA (*Portable Infrared Mineral Analizer*), los cuales desde entonces han sido fabricados por Integrated Spectronics Pty®.

Cuando una muestra de mineral, ya sea cristalina, pulverizada o en pedazos de roca es irradiada con la propia fuente infrarroja del instrumento, algunas zonas del espectro entre 1300 nm y 2500 nm son absorbidas en mayor proporción que otras. Este

fenómeno es producido por vibraciones o resonancias de los enlaces moleculares propios de cada mineral. Aunque las vibraciones de los enlaces moleculares producidas con la introducción de energía corresponden a las llamadas vibraciones fundamentales, que se encuentran en la zona del infrarrojo intermedio o termal en longitudes de onda mayores (2500 nm a 25000 nm), se producen también vibraciones armónicas de las fundamentales (múltiplos enteros de frecuencias fundamentales) que se ubican en el rango del Infrarrojo de Onda Corta, donde pueden ser analizados por el PIMA.

El espectrómetro PIMA trabaja con emisión propia de radiación infrarroja, en un rango de longitudes de onda que se define entre los 1300 nm y 2500 nm. El espectrómetro está diseñado para aplicar un haz de luz infrarroja a través de una ventana de zafiro, que evita la distorsión por deformación o rayas. Internamente, una muestra especialmente preparada por el fabricante y que contiene varios minerales puros determinados por otros métodos (entre ellos DRX) en proporciones conocidas, se aplica como proceso de calibración interna para cada sesión de lecturas, lo que permite obtener las absorciones características de cada mineral en sus longitudes de onda predeterminadas. Como metodología corriente, se aplicó la calibración a cada inicio de lecturas.

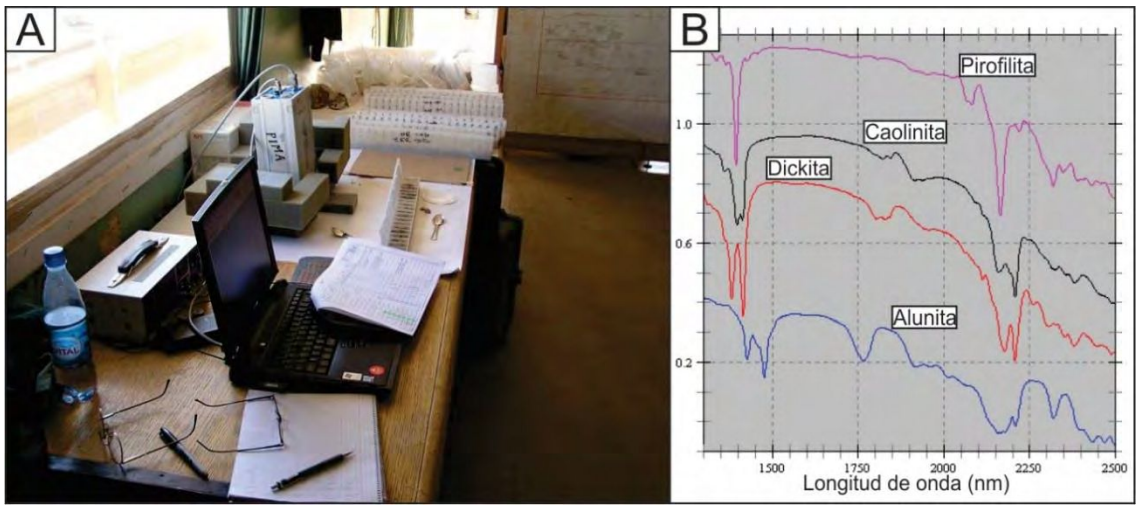


Fig. 1-6. A) Equipo de detección PIMA y muestreo en la Mina El Guanaco. B) Ejemplos de espectros típicos de minerales comunes de alteración hidrotermal mostrando sus diferentes patrones de absorción en función de la longitud de onda medida en nm.

- Espectrometría de rayos X (ASD)

Los espectrómetros ASD (*Analytical Spectral Devices*), tecnología actualmente desarrollada por Spectral International Inc® son instrumentos basados en circuitos con fibra óptica, rango espectral desde el visible hasta el infrarrojo de onda corta (350 nm hasta 2500 nm) y una alta velocidad de integración y adquisición espectral (Fig. 1-7).

La región espectral del infrarrojo cercano (NIR) se extiende desde el extremo de las longitudes más altas del visible (alrededor de 780 ηm) hasta los 3000 ηm (13 000 cm^{-1} hasta 3300 cm^{-1}). Las bandas de absorción en esta zona son sobretonos o combinaciones de las bandas vibracionales de tensión que se producen en la región de 3000 a 1700 cm^{-1}. Los enlaces implicados por lo general son C-H, N-H y O-H.

La instrumentación utilizada en la región del IR (Infrarrojo) cercano es semejante a la que se emplea para la espectroscopia de absorción ultravioleta/visible. Como fuentes

se utilizan las lámparas de tungsteno, y por lo general, las celdas son de cuarzo o sílice fundida como las que se utilizan en el intervalo de 200 a 770 µm.

La longitud de las celdas varia de 0.1 a 10 cm. Los detectores normalmente son fotoconductores de sulfuro de plomo. Algunos espectrofotómetros comerciales se han diseñado para trabajar desde 180 a 2500 µm, y de este modo se puede utilizar para obtener espectros de IR cercano.

En la mina El Guanaco, mediante el servicio de la empresa Mineral Vector Services® se realizaron mediciones de espectros con ASD TerraSpec® en esquirlas (o "*chips*") de aire reverso, muestras de superficie e interior mina tanto del rajo Dumbo como del sector mina Cachinalito. Se analizaron asociaciones de minerales de alteración que forman halos verticales como horizontales, centrándose en las estructuras mineralizadas. Se realizaron 443 mediciones espectrales en 3 secciones del rajo Dumbo y se hicieron 33 mediciones sobre las paredes de los bancos de este mismo *ledge*. Además, se hicieron mediciones sobre 28 muestras de labores subterráneas de los sectores Dumbo y Cachinalito de zonas de mena, roca caja y minerales secundarios de Cobre y Arsénico. El software utilizado para el procesamiento de los datos fue TSG *(The Spectral Geologist - Ausspec*).

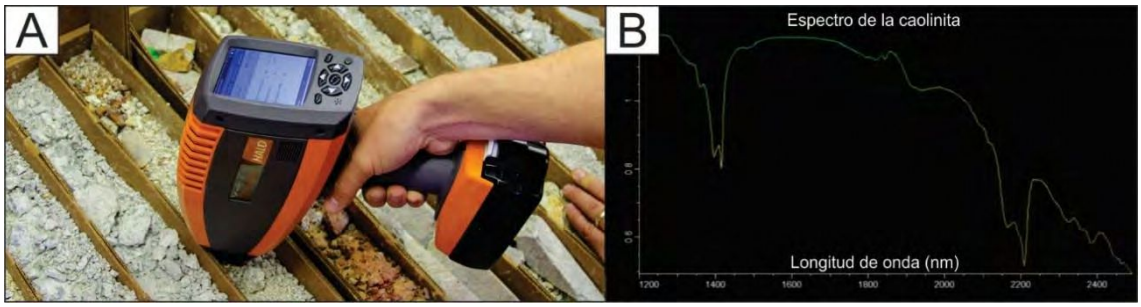


Fig. 1-7. A) toma de muestras con el espectrómetro portátil. B) ejemplo de una curva del espectro de la caolinita medido con el espectrómetro ASD (*Analytical Spectral Devices*).

1.3.2.5 Difracción de rayos X (DRX)

La cristalografía de rayos X es una técnica experimental para el estudio y análisis de materiales, basada en el fenómeno de difracción de los rayos X por sólidos en estado cristalino.

Los rayos X son difractados por los electrones que rodean los átomos por ser su longitud de onda del mismo orden de magnitud que el radio atómico. El haz de rayos X emergente tras esta interacción contiene información sobre la posición y tipo de átomos encontrados en su camino. Los cristales, gracias a su estructura periódica, dispersan elásticamente los haces de rayos X en ciertas direcciones y los amplifican por interferencia constructiva, originando un patrón de difracción. Existen varios tipos de detectores especiales para observar y medir la intensidad y posición de los rayos X difractados, y su análisis posterior por medios matemáticos permite obtener una representación a escala atómica de los átomos y moléculas del material estudiado.

Max Von Laue realizó los primeros experimentos de cristalografía de rayos X en 1912. Von Laue, William Henry Bragg y William Lawrence Bragg desarrollaron inicialmente la teoría de difracción de cristales, tarea a la que pronto se sumaron otros científicos. A lo largo del siglo XX tuvieron lugar varios avances teóricos y técnicos, como la aparición

de los superordenadores o computadoras modernas y el uso de sincrotrones para la producción de rayos X, que incrementaron la capacidad del método para determinar las propiedades estructurales de todo tipo de moléculas: sales, materiales inorgánicos complejos, proteínas y hasta componentes celulares como los ribosomas. Es posible trabajar con monocristales o con polvo microcristalino, consiguiéndose diferentes datos en ambos casos: para las aplicaciones que requieren solo una caracterización precisa de los parámetros de la red cristalina, puede ser suficiente la difracción de rayos X por polvo; para una dilucidación precisa de las posiciones atómicas es preferible trabajar con monocristales.

Los cristales están formados por una repetición periódica de moléculas en tres dimensiones. El cristal se puede representar matemáticamente como una red tridimensional, llamada «red de Bravais», en la que todas las intersecciones, o nodos, son idénticas. El paralelepípedo definido por las líneas entre distintos nodos de la red se conoce como la celda unidad; aunque para una red dada sea posible designar múltiples celdas unidad que cumplan esta definición, por convención se escoge habitualmente la de menor volumen que refleje la simetría del cristal. La celda unidad se define por la longitud de sus lados a b y c en la dirección de los tres ejes espaciales y los ángulos alpha, beta y gamma que los ejes de la red forman entre sí. Las coordenadas de cualquier punto de la red cristalina se pueden expresar como una combinación lineal de los vectores a, b y c.

La posición de un átomo en la celda unidad se expresa como coordenadas fraccionarias de a, b y c de la siguiente forma:

$R= xa + yb + zc$

con las coordenadas (x, y, z) comprendidas entre 0 y 1.

El objetivo de los experimentos de difracción por rayos X es averiguar x, y, z para cada átomo. Para lograrlo es necesario, en primer lugar, determinar la relación entre la red cristalina y la geometría del patrón de difracción y, en segundo lugar, obtener las posiciones de los átomos a partir de la intensidad de la difracción.

Los rayos X son un tipo de radiación electromagnética con longitudes de onda entre 10 y 10^{-2} nm o energías entre 0,1 y 100 keV. Para los experimentos de difracción cristalina se utilizan rayos X de energía relativamente alta, del orden de 10 keV, correspondiente a longitudes de onda del orden de 0,1 nm.

La difracción en una dirección dada se debe esencialmente a la relación entre las fases de todas las ondas reflejadas por cada celda unidad del cristal en esa dirección. Los rayos que han atravesado distintos puntos del cristal siguen caminos ópticos de diferente longitud y esta diferencia da lugar a un cambio en la amplitud de la onda resultante; cuando la diferencia de fase es de 180º, las ondas se anulan entre sí. Por el contrario, cuando las ondas están en fase, la amplitud de la onda final es la suma de las amplitudes para cada onda. Puesto que un cristal está compuesto de un gran número celdas unidad, la interferencia constructiva entre todas ellas resulta en un haz lo suficientemente intenso para poder ser medido con un detector de rayos X.

La condición para que las ondas estén en fase es que la diferencia de sus caminos ópticos sea cero o un múltiplo entero n de la longitud de onda. En un cristal, la diferencia en el camino óptico entre átomos situados en posiciones equivalentes en distintas celdas unidad es $2d \operatorname{sen} \theta$ donde d es la distancia entre los planos que unen los puntos equivalentes de la red cristalina. Es decir, para que se observe interferencia constructiva

de rayos X a un ángulo de observación 2 θ, se debe cumplir la expresión conocida como Ley de Bragg: nλ = 2d sen θ; Como en el caso de la dispersión elástica por un átomo, la difracción cristalina se puede interpretar como la reflexión especular de los rayos X por todos los planos del cristal a un ángulo theta del haz incidente y separados entre sí por la distancia d que cumple la ley de Bragg. Por este motivo, los puntos del patrón de difracción se denominan «reflexiones».

Durante la realización del mapeo del área mineralizada del sector Dumbo-Defensa se tomaron muestras específicas de las diferentes alteraciones hidrotermales que afectan a los *ledges* y a la roca de caja. El muestreo se realizó en cada uno de los sectores de interés del *open pit* teniendo en cuenta la litología de la roca afectada y las proximidades con estructuras mineralizadas cercanas. El análisis por difracción de rayos X fue realizado en el Centro de Investigaciones Geológicas, Universidad Nacional de La Plata, Consejo Nacional de Investigaciones Científicas y Técnicas de la Nación mediante la técnica de roca total y orientada mediante la utilización de un Difractómetro de RX Phillips X'pert Pro (Fig. 1-8 A).

A través de la difracción de rayos X se estudia la composición mineralógica de las muestras mediante los análisis de Roca Total y Orientada (Arcillas). La técnica de Roca Total consiste en el análisis por difracción de rayos X de una muestra representativa del total de la roca. La misma se obtiene moliendo un trozo de roca hasta la obtención de polvillo muy fino (malla 230 ASTM), que se coloca en un portamuestra de aluminio (Fig. 1-8 B) y se compacta uniformemente, obteniéndose una superficie lisa y regular para ser expuesta a los rayos X. De esta manera se identifican todos aquellos componentes minerales de una roca, que se encuentren en una proporción mayor al 3%. Los análisis de Muestra Orientada para arcillas, se realizan sobre el polvillo obtenido, pero llevándolo previamente a suspensión en agua destilada. Luego se lleva el preparado a un vibrador ultrasónico durante 5 minutos, para que el material muy fino (menor a 4 micrones) queda una suspensión. Después de un tiempo determinado y de acuerdo a la ley de Stokes, se extrae la muestra con pipeta de la sección subsuperficial de la suspensión y se lleva a un portaobjeto para su secado a temperatura de laboratorio. De esta manera los argilominerales se sedimentan lentamente sobre el mismo, adquiriendo una orientación preferencial según el plano. Esta muestra es denominada natural. Para realizar la identificación y cuantificación de las arcillas, también se realizan dos ensayos más sobre muestras denominadas “Glicolada” y “Calcinada”. La primera se obtiene exponiendo el preparado “Natural” a los vapores del etilenglicol, durante 24 horas. La calcinada se logra colocando el preparado “Natural” en estufa, a 550 grados centígrados durante dos horas.

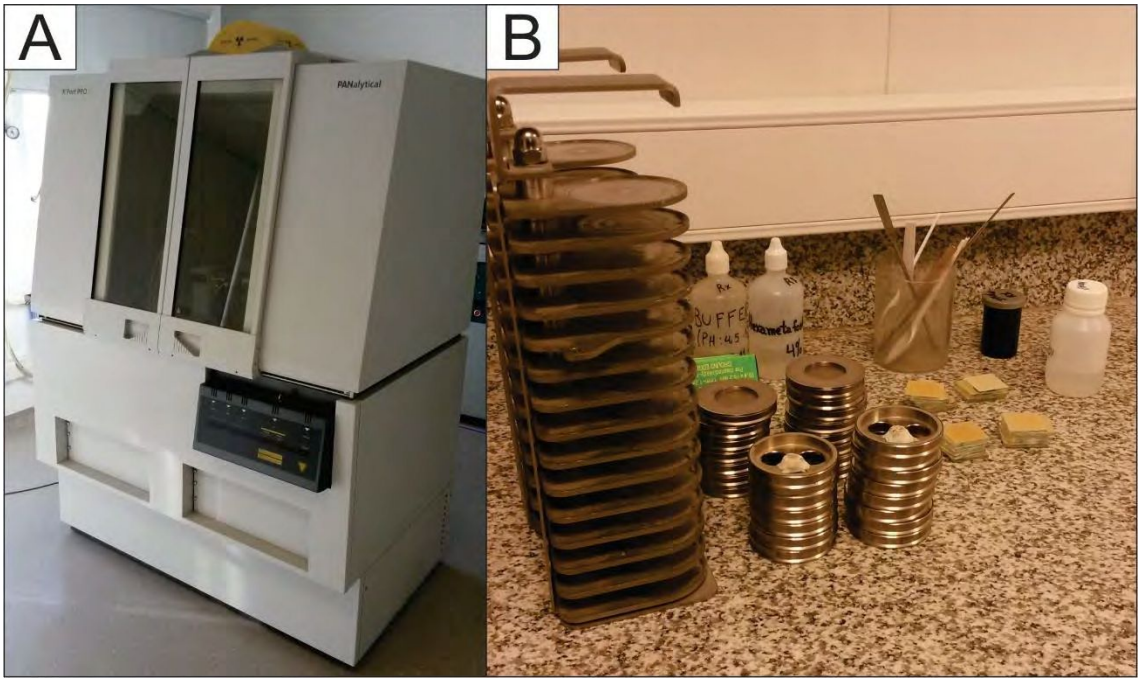


Fig. 1-8. A) Difractómetro de RX Phillips X'pert Pro del Centro de Investigaciones Geológicas de La Plata, CONICET-UNLP. B) Probetas y reactivos utilizados en los ensayos de difracción de rayos X.

1.3.2.6 Microscopía electrónica de barrido (MEB) y microanálisis químico por sonda de electrones (EDS).

Cuando un electrón con una determinada velocidad choca contra un objeto, pueden ocurrir varios sucesos, cada uno de los cuales va a generar una determinada respuesta:

1. Primera posibilidad: el electrón atraviesa limpiamente la muestra, sin interactuar con sus átomos. En muestras delgadas, ésta podría ser la opción más probable. Recordemos que el diámetro de un átomo es aproximadamente de 0,15 nm, siendo el diámetro del núcleo de 0,000015 nm, es decir 10.000 veces menor. El electrón viajero tiene mínimas posibilidades de encontrarse con otro electrón. Sin embargo, a veces ocurre. Cuando aumenta el espesor de la muestra, el número atómico de la misma y el número de electrones incidentes, aumentan las probabilidades de encuentro. Esta probabilidad se calcula mediante un parámetro denominado "*cross-section*".

2. Segunda posibilidad: el electrón pasa lo bastante cerca del núcleo como para ser atraído por su carga positiva, sufriendo una desviación de su trayectoria inicial. Si el electrón no pierde velocidad, no ocurre nada más, aunque hay que precisar que este cambio de rumbo es fundamental en la microscopía electrónica de transmisión (MET). Este tipo de desviación es conocida como dispersión elástica. Si la desviación es mayor de 90º, el electrón vuelve a salir de la muestra por donde entró y, en este caso, estaríamos hablando de electrones retrodispersados, utilizados ocasionalmente en microscopía electrónica de barrido (MEB).

3. Tercera posibilidad: el electrón sufre una desviación de su trayectoria y además una pérdida de energía, es decir, que experimente una dispersión inelástica. En este caso un cuanto de radiación es emitido para conservar el balance energético. Esta radiación emitida es conocida como *bremsstrahlung*, palabra de origen alemán que significa "radiación de frenado", y genera un espectro continuo o radiación de fondo cuya forma característica es independiente de la composición química de la muestra objetivo. El

rango de energías emitido puede variar desde cero hasta el mismo valor de la energía del electrón incidente.

4. Cuarta posibilidad: el electrón visitante interactúa con alguno de los electrones locales de los orbitales internos y acaba expulsándolo del átomo. Este electrón expulsado se denomina electrón secundario (el que lo ha expulsado es primario), y es fundamental en MEB. El electrón primario continúa su camino, pero algo desviado y debilitado por el esfuerzo. El estudio de estos electrones debilitados es la base de otra técnica de análisis cuyas siglas son EELS (*Electron Energy Loss Spectrometry*). Algunos picosegundos después de que el electrón secundario ha dejado una vacante en el átomo (lo ha ionizado), otro de los electrones locales de algún orbital más externo se lanza a ocupar el lugar del expulsado, más cerca del núcleo. Ahora bien, esta reestructuración de plantilla deja al átomo con un excedente de energía, que puede solucionar de dos formas distintas:

a) Para volver al equilibrio, el átomo expulsa un electrón de la capa externa, que es conocido como electrón Auger. Estos son utilizados en otra técnica de microanálisis cuyas siglas son AES (Auger *Electron Spectrometry*).

b) Para volver al equilibrio, el átomo emite un fotón de rayos X. Ésta, finalmente, es la base de la espectrometría por dispersión de energías de rayos X que tiene sus siglas: XEDS (*X-Ray Energy Dispersive Spectrometry).*

Debido a la radiación producida por este salto de electrones entre orbitales, la energía de los fotones emitidos está directamente relacionada con el peso atómico del elemento emisor. Porque la diferencia de energía entre orbitales aumenta según lo hace el peso atómico, debido principalmente al aumento del número de protones en el núcleo. De este modo se asocia cada valor de energía emitida con un elemento de la tabla periódica, así que midiendo los fotones expulsados por la muestra se puede averiguar:

a) por la energía de cada fotón, cual es el elemento que lo está produciendo (análisis cualitativo).

b) por el número de fotones emitido de cada energía, la cantidad relativa de cada elemento (análisis cuantitativo).

Estas señales que se generan en la muestra son la que nos dan la información morfológica o composicional del material analizado. Los MEB poseen una gran profundidad de campo, que permite enfocar a la vez gran parte de la muestra. También producen imágenes de alta resolución, de forma que las características de la muestra pueden ser examinadas con gran amplificación. Los MEB sólo requieren que las muestras sean conductoras. La muestra generalmente se recubre con una capa de carbono o una capa delgada de un metal, como el oro, para darle carácter conductor. Posteriormente, se barre la superficie con electrones acelerados que viajan a través del cañón. Un detector formado por lentes basadas en electroimanes, mide la cantidad e intensidad de los electrones que devuelve la muestra, siendo capaz de mostrar figuras en tres dimensiones mediante imagen digital.

En este trabajo de tesis se tomaron muestras de los *ledges* que presentaron la mayor cantidad y mejor representatividad de pulsos mineralizantes. Las probetas correspondientes a cada muestra fueron pulidas a calidad especular y metalizadas con una pátina de carbono para favorecer la conductividad de los electrones sobre la superficie de los minerales analizados. Cabe destacar, como se especificó, que otros metalizados que se acostumbran hacer en las muestras son de oro o cobre, pero debido

a que son elementos de interés en las mediciones de este trabajo, se optó por un metalizado de carbono para que no se alteren los resultados de lectura de Au y Cu.

El sistema de microanálisis EDS permite la realización de rápidos análisis químicos de elementos de número atómico Z mayor que 11 (Na) y concentraciones superiores a 0.5 wt %. Las principales utilidades del MEB son la alta resolución (~100 Å), la gran profundidad de foco que le da tridimensionalidad a las imágenes y la sencilla preparación de las muestras. La técnica ha sido perfeccionada con las facilidades derivadas de la digitalización y tratamiento de las imágenes.

El servicio del Centro de investigación y Desarrollo en Ciencias Aplicadas “Dr. Jorge J. Ronco” fue la institución donde ser procesaron todas las muestras del presente trabajo y cuenta con un microscopio electrónico de barrido marca Philips SEM 505 (Fig. 1-9), con capacidad analítica a través del Sistema de Microsonda EDAX DX PRIME 10 para análisis cualitativo/cuantitativo; un metalizador Balzers SCD 030, que por el método de *sputtering* permite realizar depósitos delgados de Au, Au-Pd, Cr, Ni, y Cu; un Sputter Coater Edwards S150B, que por *sputtering* permite hacer depósitos delgados de Au, y un evaporador de carbono de la misma marca que permite hacer depósitos de carbón y un vibrador ultrasónico para la dispersión de partículas y limpieza de superficies. Mediante la utilización de estas instalaciones se realizaron 28 mediciones cualitativas y semicuantitativas que arrojaron las composiciones de los diferentes minerales ensayados expresados como elementos individuales y también como óxidos los respectivos elementos. También se obtuvieron fotografías con aumentos de hasta x24000.

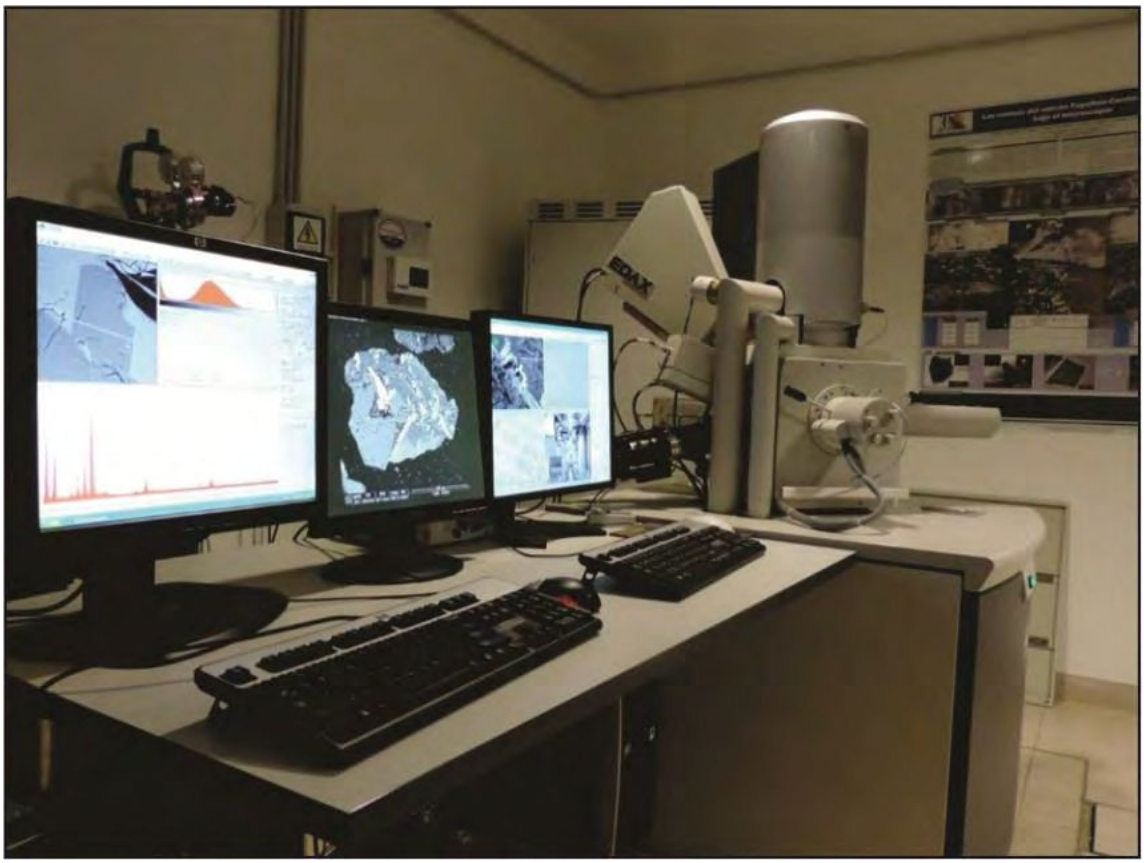


Fig. 1-9. Microscopio electrónico de barrido marca Philips SEM 505, con capacidad analítica a través del Sistema de Microsonda EDAX DX PRIME 10 para análisis cualitativo/cuantitativo

1.3.2.7 Análisis de isótopos estables de oxígeno y azufre

Los isótopos son átomos de un mismo elemento, pero con diferente número de neutrones (N) en su núcleo, lo que provoca que los isótopos de un mismo elemento químico tengan masas diferentes. Si dos átomos tienen el mismo número atómico (A) y distinto de protones (Z), se llaman isobaros, y si N es igual en ambos se llaman isótonos.

Las propiedades químicas del átomo están determinadas por los electrones de su corteza, pero es el núcleo quien determina sus propiedades físicas, como la masa.

Hay dos tipos de isótopos: los inestables (radioactivos) y los estables. De los aproximadamente 1.700 nuclidios conocidos solo 270 son estables, y de éstos, solo los isótopos estables ligeros de H, C, N, O y S son útiles como trazadores. La estabilidad de los nuclidios está controlada por el principio de simetría y la ley de Oddo-Harkins.

El uso de las relaciones isotópicas en Geología es doble: (1) proporcionar indicación del tiempo transcurrido desde que esos procesos tuvieron lugar y (2) servir como trazadores de los procesos que un material geológico puede haber sufrido. Los distintos procesos físico-químicos fraccionan los isótopos de una manera concreta, por lo que una composición isotópica dada es indicativa de un origen o un proceso determinado.

Los análisis de isótopos estables de oxígeno (O^{18}/O^{16}) y de azufre ($\delta^{34}S$) fueron realizados en el Laboratorio de Isótopos Estables de la Universidad de Salamanca, España. La extracción del oxígeno y carga de la muestra se efectuaron siguiendo los principios de Clayton & Mayeda (1963) y Friedman & Gleason (1973). Los resultados que se obtuvieron se dan en notación delta, habitualmente referidos a SMOW. El valor obtenido para el estándar NBS-28 en el laboratorio citado es δ^{18}_{smow}=+9,6‰.

La obtención del SO_2 para la determinación de las relaciones isotópicas de S^{34}/S^{32} en sulfuros y sulfatos se realizó mediante combustión en línea de vacío. La determinación de relaciones isotópicas O^{18}/O^{16} se realizó por pirólisis utilizando un analizador elemental Euro Vector EA 3000®, acoplado en línea a un espectrómetro de flujo continuo. Las determinaciones de las relaciones isotópicas se realizaron por espectrometría de masas de fuente gaseosa en modo "*Continuous Flow"* mediante el uso de un espectrómetro ISOPRIME.

La técnica empleada para el azufre es similar a la descrita por Robinson & Kusakabe (1975). Los resultados obtenidos se dan referidos a CDT. El valor obtenido para el estándar NBS-123 en el laboratorio citado es $\delta^{34}S_{CDT}$ = 17,0‰. La determinación de las relaciones isotópicas $^{34}S/^{32}S$ se llevaron a cabo por medios espectométricos sobre SO_2, para lo cual las muestras fueron molidas hasta lograr un polvo homogéneo. Se utilizan diferentes cantidades de muestra dependiendo la especie mineral a ser ensayada (5-10 mg en pirita, 10-15 mg en calcopirita/esfalerita/arsenopirita, 25-30 mg en galena/pirargirita) y se mezclan con 200 mg de Cu_2O para aportar el O_2 a los sulfuros para la producción de SO_2. Esa mezcla se introduce en una línea de vacío, donde se calcina a 1080°C durante 25 minutos con el objeto de liberar SO_2. Durante la combustión de muestras naturales se generan SO_3, H_2O y CO_2. El SO_3 se convierte en SO_2 mediante reducción en un horno de Cu metálico (750°C). El agua es atrapada por métodos criogénicos en trampa de acetona junto a CO2 sólido, mientras que CO_2 y SO_2 se separan mediante destilación fraccionada a partir de una trampa de n-pentano inmersa en nitrógeno líquido. La generación y abundancia del SO_2 puro se mide por medios manométricos, recogiéndose en una probeta para su análisis isotópico por espectrometría de masas.

Se ensayaron muestras de baritina por oxígeno y azufre, y cristales de enargita y pirita por azufre pertenecientes a los *ledges* Dumbo-Defensa y Cachinalito.

1.3.2.8 Análisis de isótopos inestables de Argón

Las determinaciones geocronológicas por el método $^{39}Ar/^{40}Ar$ fueron realizadas en el Laboratorio de Geocronología perteneciente al Servicio Nacional de Geología y Minería de Chile (SERNAGEOMIN), ubicado en la ciudad de Santiago de Chile. Los análisis fueron realizados utilizando un espectrómetro MAP 215-50 modificado, equipado con un sistema láser de CO mediante un análisis de fusión por etapas (*step-heating*) sobre cristales de adularia provenientes de la mineralización. Se dataron muestras litológicas, así como cristales de alunita para ubicar los eventos mineralizantes en la escala de tiempo geológico.

1.3.3 Tercera Etapa

Mediante todo el conocimiento e información obtenidos en las dos primeras etapas de la investigación, se procede a integrar los datos consiguiendo un modelo geológico y metalogenético del distrito, analizando los procesos de movilización y precipitación de metales, las fuentes de los fluidos y la historia geológica-metalogenética del distrito. El resultado final no solo ha permitido una mejor comprensión del ambiente estudiado, sino que aportó herramientas exploratorias a la empresa Austral Gold Argentina S.A, co-financista del presente estudio.

CAPÍTULO 2

MARCO GEOLÓGICO

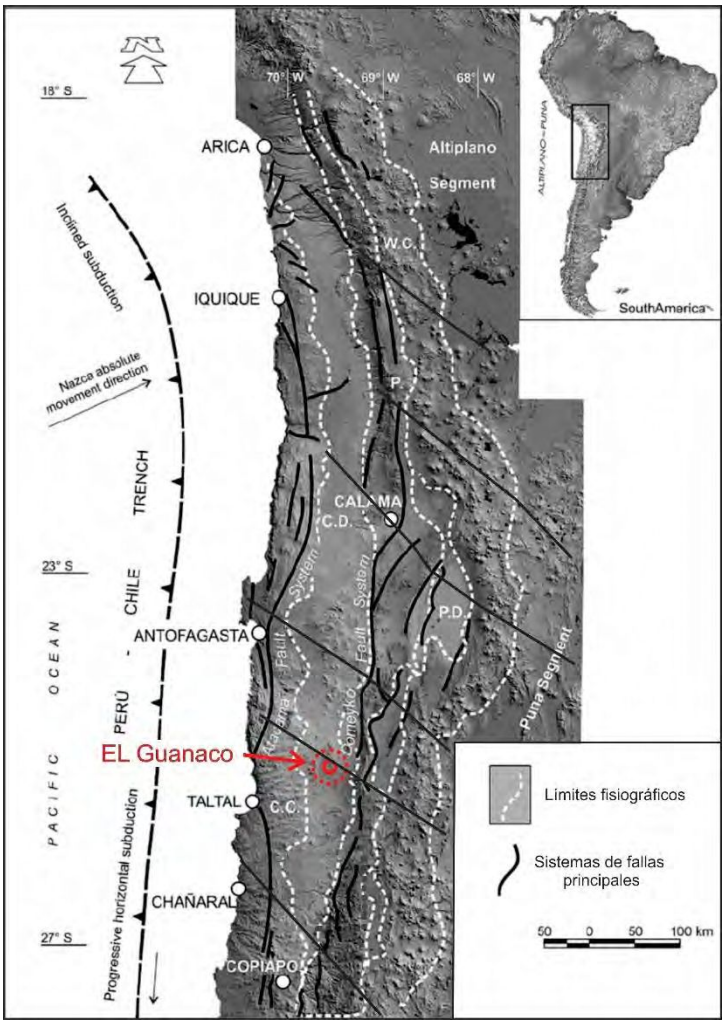
Geología Regional, Local y Distrital

2.1 GEOLOGÍA GENERAL DEL NORTE DE CHILE

La evolución del segmento de la Cordillera Andina, correspondiente al norte de Chile (Fig.2-1) la determina una sucesión de eventos tectono-magmáticos desde el Triásico Superior al Reciente, que son la respuesta a la subducción de la Placa de Nazca por debajo de la Placa Sudamericana (Fig. 2-2). En los Andes de la región de Antofagasta, el sistema arco magmático-cuenca extensional de trasarco característico del período Jurásico – Cretácico Inferior se modificó como consecuencia de la fase deformacional mesocretácica, a una configuración de arcos volcánicos intracontinentales de rumbo NNE – SSO (Coira et al., 1982).

2.1.1 Geología del Paleoceno-Eoceno de la Depresión Central Chilena

Durante el Paleoceno-Eoceno inferior en la Depresión Central del norte de Chile (Fig. 2-1) tuvo lugar un arco magmático desarrollado bajo un régimen tectónico extensional y/o transtensional (Mpodozis et al. 1995, Charrier et al. 2007). Esta configuración fue el resultado de una subducción de tipo chilena (normal) entre las placas Sudamericana y Nazca (Fig. 2-2), desarrollada con un ángulo de convergencia normal (90°) y una baja velocidad de subducción (6 cm/año).



(Fig. 2-1). Grandes zonas estructurales del norte de Chile, ubicando en rojo el depósito El Guanaco, dentro de la Depresión Central. CC = Cordillera de la Costa. CD = Depresión Central. P = Precordillera. DC = Cordillera de Domeyco. PD = Depresión Preandina. WC = Arco volcánico actual. Modificada de Riquelme et al. (2007).

El régimen extensional imperante permitió el desarrollo de un importante magmatismo calcoalcalino representado mayormente por rocas volcánicas, que se extendió por más de 3.000 km a lo largo del margen continental, con una orientación general NNE y un ancho aproximado de unos 90 a 100 km. En el norte de Chile, el arco magmático se extendía entre los 21º y 23º S y entre los 23º y 27º S (Fig. 2-1).

La actividad ígneo-tectónica cenozoica del arco magmático del norte de Chile (Fig. 2-2) corresponde al emplazamiento de plutones, domos, pequeños *stocks* e intrusivos subvolcánicos de composiciones mayormente intermedias, que fueron acompañados por un vulcanismo intenso de carácter basáltico, andesítico y dacítico-riolítico, frecuentemente relacionados con distintos tipos de aparatos volcánicos, como ser: complejos de domos, campos de lavas, estratovolcanes, maares, *tuff cones*, diatremas, *breccia pipes*, etc., que muchas veces son acompañados por extensas zonas de alteración hidrotermal (Charrier et al., 2009). A lo largo del arco volcano-plutónico (Paleoceno a Eoceno Temprano), se formaron depósitos de pórfidos de Cu-Mo (e.g. Lomas Bayas) y *breccia pipes* asociados (e.g. Sierra Gorda) con edades entre los 63 a 52 Ma. (Camus 2003, Sillitoe y Perelló 2005) y sistemas epitermales ricos en Ag de tipo sulfuración intermedia (e.g. Cachinal de la Sierra), de baja sulfuración ricos en Au-Ag (e.g. El Peñón) y en menor medida de alta sulfuración de Au-Cu (e.g. El Guanaco), con edades que van desde los 64 a 43 Ma. (Davidson y Mpodozis, 1991; Oyarzun et al., 2001). Este conjunto de depósitos minerales constituye la tercera mayor concentración de cobre en los Andes Centrales, y se distribuyen a lo largo de una franja de unos 1.500 km de largo y de 30 a 50 km de ancho, desde el sur del Perú hasta Chile central (17° a 29°30'S). En Chile, esta franja se extiende aproximadamente a lo largo de la Depresión Central. Si bien se explotan los depósitos Cerro Colorado, Spence y Lomas Bayas, y varios prospectos han sido perforados (Mocha y Sierra Gorda), la franja concentra una menor cantidad de cobre (12,7 Mt Cu; Camus 2003) que otros sectores de Chile, e históricamente ha tenido una menor relevancia económica.

En el Eoceno medio ocurre un cambio en la dinámica de la zona de subducción, que conlleva a un cambio de ángulo de convergencia de placa (que pasa a ser de 70°) y un aumento en la velocidad de convergencia, dando como resultado la horizontalización de la placa subductada (*flat-slab*) que da lugar a un importante engrosamiento cortical y el desarrollo de la fase Incaica de la Orogenia Andina. Este cambio, generó un ambiente netamente compresivo (compresión desde O-E a SO-NE) con la formación de sistemas transpresivos dextrales desarrollados sobre fallas regionales N-S (Richards, 2003). Este régimen tectónico produjo una disminución en la permeabilidad cortical, dificultando el ascenso de los magmas, lo que trajo como consecuencia el cese del vulcanismo y la consecuente acumulación de los magmas en la corteza superior, formando grandes batolitos que no llegaron a superficie. Estos intrusivos desarrollaron apófisis que se emplazaron, con un importante control estructural, dentro zonas dilatantes vinculadas a fallas N-S (Fig. 2-1). Estas apófisis, representadas por pequeños *stocks* multi-episódicos y signatura geoquímica adakítica, se emplazaron a unos 2 km profundidad, y son los cuerpos que originaron los depósitos de pórfidos Cu gigantes asociados a la zona de falla de Domeyco (Fig. 2-2), con edades de entre 44 y 31 Ma, como por ejemplo El Salvador, Escondida y Chuquicamata (Oyarzun et al., 2001).

Así bien, Mpodozis & Cornejo (2012) proponen que si bien la subducción de los Andes chilenos ha estado activa por los los últimos 550 millones de años, los grandes sistemas minerales de pórfidos (y sus correspondientes sistemas epitermales) se emplazaron esencialmente durante el Paleoceno (60-50 Ma) al sur del Perú, y desde el Eoceno Medio al Oligoceno Temprano (43-32 Ma) y entre el Mioceno Tardío y el Paleoceno (10-

6 Ma) al norte y centro de Chile. Estos autores postulan que los depósitos de pórfido emplazados, durante el Eoceno y el Oligoceno, a lo largo del sistema de fallas Domeyco, sucedieron de forma contemporánea a un episodio de desplazamiento absoluto de la placa sudamericana hacia el oeste, que coincidió con tasas muy altas de producción de corteza oceánica en el Pacífico oriental. Las lentas tasas de convergencia entre las placas sudamericana y de Farallones registradas para el Eoceno-Oligoceno sugieren, sin embargo, que durante ese tiempo existió un fuerte acoplamiento entre las placas. Esto permitió la transferencia de esfuerzos horizontales y la deformación a gran escala del margen andino, creando un escenario favorable para la generación y el emplazamiento de pórfidos cupríferos y sus correspondientes sistemas epitermales de alta sulfuración a lo largo del sistema de fallas de Domeyko.

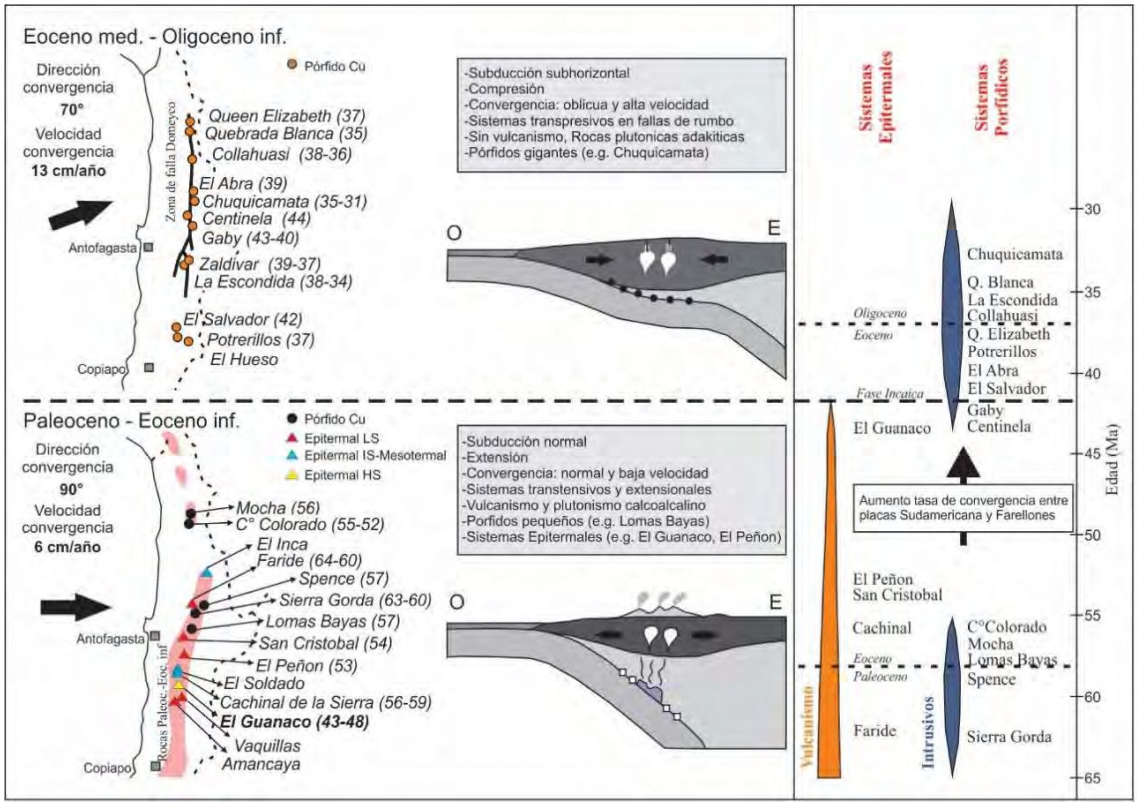


Fig. 2-2. Modelo de subducción de la Placa de Nazca por debajo de la Placa Sudamericana. Se ubican las mineralizaciones paleocenas-oligocenas del norte de Chile, y sus relaciones con el vulcanismo, el plutonismo y la tectónica regional. Figura modificada de Oyarzún et al. (2001).

2.2 GEOLOGÍA REGIONAL

La Carta Catalina (Espinoza et al., 2011) comprende en el sector NE al Distrito Minero El Guanaco (Fig. 2-3). Las rocas más antiguas presentes en el área de la Carta Catalina afloran en el dominio occidental y corresponden a rocas metasedimentarias del Devónico-Carbonífero, incluidas en la Formación Las Tórtolas. Esta secuencia es intruida por granitoides triásicos (246 y 203 Ma) y jurásicos (183 - 172 Ma). En ese mismo sector, afloran lavas máficas y areniscas del Jurásico Medio-Superior (Formación La Negra), provenientes desde un arco volcánico de islas, depositadas, en discordancia angular y de erosión, sobre el basamento metasedimentario. Estas rocas están intruidas por un batolito del Cretácico Inferior (116 - 112 Ma), el que, además, intruye a los plutones triásicos. En este dominio afloran ignimbritas del Cretácico Superior pertenecientes a la Formación Augusta Victoria (75 Ma), las que están depositadas de manera subhorizontal y en discordancia de erosión, sobre los granitoides jurásicos y cretácicos, y forman una franja continua de afloramientos que se extiende al norte de la carta (Espinoza et al., 2011).

El dominio centro-oriental corresponde, mayormente, a una amplia franja longitudinal formada por los productos de un volcanismo subaéreo explosivo y de composición intermedia a ácida, que se desarrolló entre el Paleoceno Inferior y el Eoceno Medio. En la actualidad, estos productos constituyen las serranías que caracterizan este sector de la Depresión Central, y son agrupados en la Formación Chile- Alemania (Chong, 1973). Las rocas que conforman estos depósitos yacen en discordancia de erosión sobre las rocas metasedimentarias de la Formación Las Tórtolas y en discordancia angular sobre ignimbritas plegadas de la Formación Augusta Victoria. En el último caso, la discordancia angular existente representa el evento contraccional regional 'K-T', responsable de la inversión de las cuencas volcanosedimentarias del Cretácico Superior en el norte de Chile, y que, afectó exclusivamente a la sucesión de ignimbritas cretácicas expuestas en el dominio oriental. De acuerdo a su distribución, composición y cronología, la Formación Chile-Alemania se subdivide en tres miembros: Miembro Inferior, Miembro Medio y Miembro Superior.

El Miembro Inferior (Paleoceno Inferior a Medio, 64 - 58 Ma), incluye abundantes depósitos ignimbríticos, domos y lavas, que afloran en el centro y en el extremo nororiental de la Carta Catalina. El Miembro Medio (Paleoceno Superior, 57 - 53 Ma) se dispone en leve discordancia depositacional sobre el Miembro Inferior y se distribuye a lo largo del borde oriental de la Carta, y al norte, fuera de esta, como ignimbritas, domos y escasas lavas de altos contenidos de sílice. El Miembro Superior (Eoceno Inferior - Medio, 52 - 48 Ma) se dispone en la parte centro-oriental de la Carta, entre las franjas definidas por los otros dos Miembros de esta Formación, localmente en discordancia erosiva sobre los depósitos del Miembro Inferior y Medio, y está dominado por rocas de composiciones básicas a intermedias. En el sector suroriental de la Carta se ubica el Complejo Volcánico San Venancio (50 - 46 Ma), que muestra una morfología y estructuras remanentes de un sistema volcánico aislado, el cual se desarrolló contemporáneamente con el Miembro Superior de la Formación Chile-Alemania. En la parte central se reconocen flujos lávicos menores, de composiciones basálticas y andesítico - basálticas (Basaltos de Catalina; Eoceno Superior, 40 Ma), que se disponen mediante una discordancia erosiva sobre rocas del Paleoceno Inferior de la Formación Chile - Alemania.

Extensos y potentes paquetes de gravas del Mioceno Inferior-Medio (Gravas de Atacama) se distribuyen en el dominio centro-oriental de esta Carta, y forman superficies (pediplanos) cortadas por depósitos aluviales del Mioceno- Plioceno; ambas unidades

contienen horizontes intercalados de ignimbritas provenientes de erupciones explosivas en la alta cordillera. Estos depósitos están disectados por los cauces de drenajes esporádicos del Pleistoceno- Holoceno (Espinoza et al., 2011).

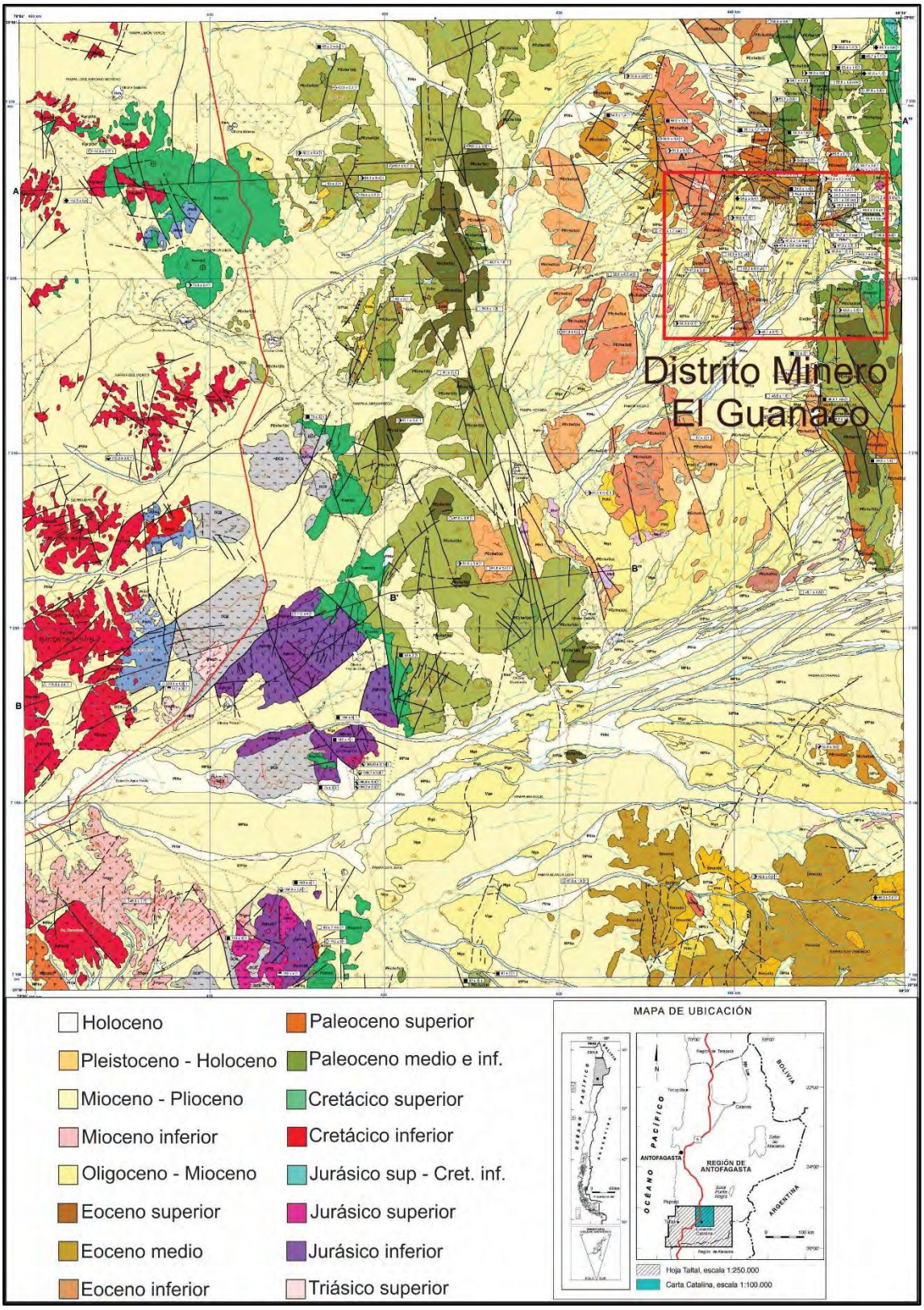


Fig. 2-3. Hoja Catalina. Región de Antofagasta. Modificado de Espinoza et al. (2011).

2.3 CARACTERIZACIÓN ESTRUCTURAL DEL DISTRITO MINERO GUANACO

El Distrito El Guanaco está ubicado en la denominada Depresión Central, desarrollada entre la Cordillera de la Costa y la Cordillera de Domeyko (Fig. 2-1). Esta unidad morfoestructural está caracterizada por una fuerte estructuración N-S y NO-SE, que es acompañada por estructuras de menor importancia con orientación NE-SO. Según Richards (2003), este sistema estructural ha controlado en gran medida el desarrollo y la ubicación del vulcanismo y los depósitos metalíferos en la zona desde el Mesozoico a la actualidad, y es el resultado de los distintos estilos de convergencia registrados sobre el margen continental Pacífico durante los últimos 60 Ma (Fig. 2-4).

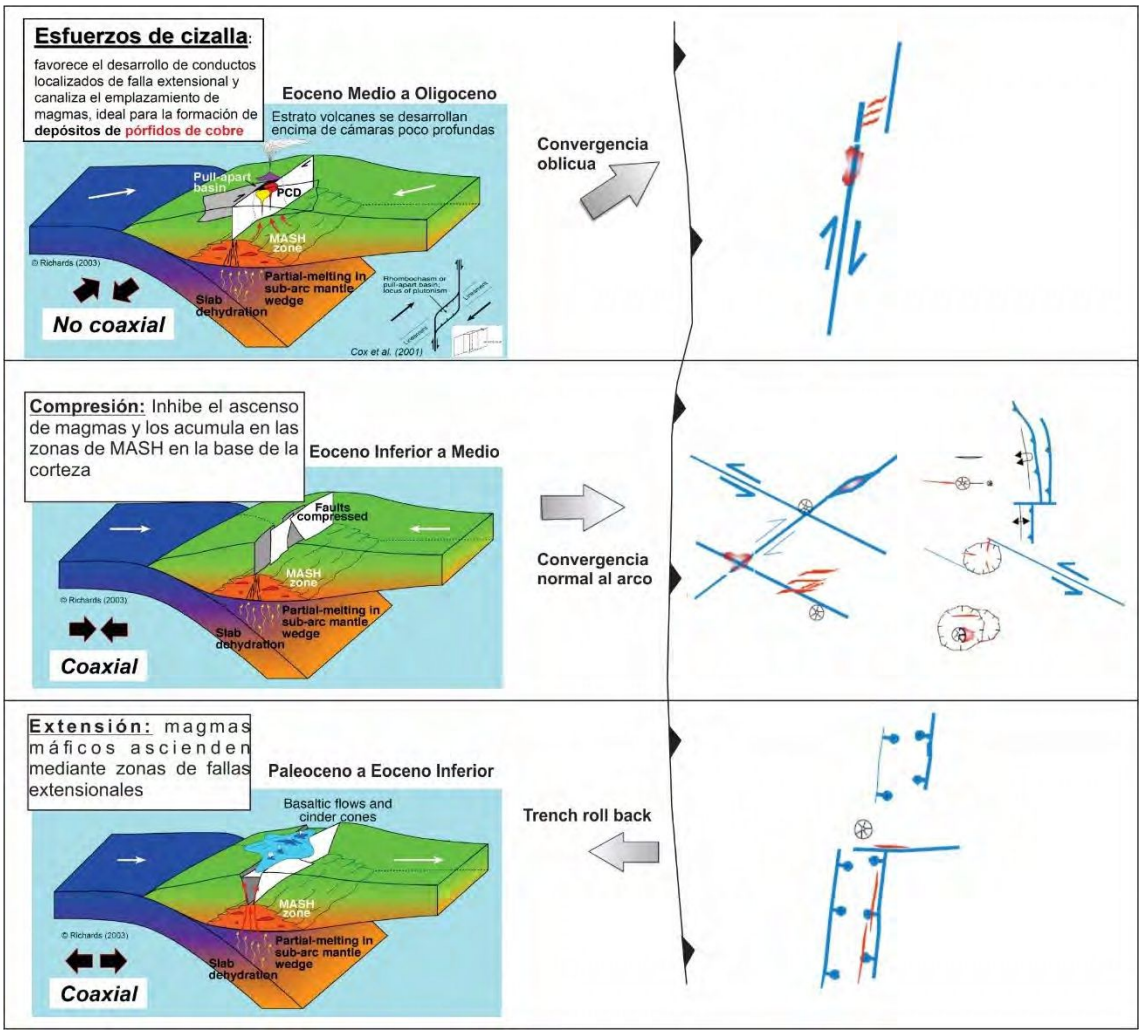


Fig. 2-4. Marco geotectónico regional para el Norte de Chile durante el periodo Paleoceno-Oligoceno y el diagrama de esfuerzos correspondiente para cada etapa tectónica. Modificado de Richards (2003).

Las estructuras que alojan pulsos mineralizantes se alojan en la roca de caja siguiendo vectores de permeabilidad favorable. En el capítulo 1 se explicó como la lixiviación ácida genera una porosidad que aloja los pulsos subsiguientes. Ésta, a su vez, se encauza en planos de debilidad generados por fallas preexistentes o contemporáneas. De esta forma se puede observar en la Fig. 2-5 como los principales *ledges* mineralizados del distrito El Guanaco coinciden en orientación y disposición con los lineamientos estructurales más importantes de la zona.

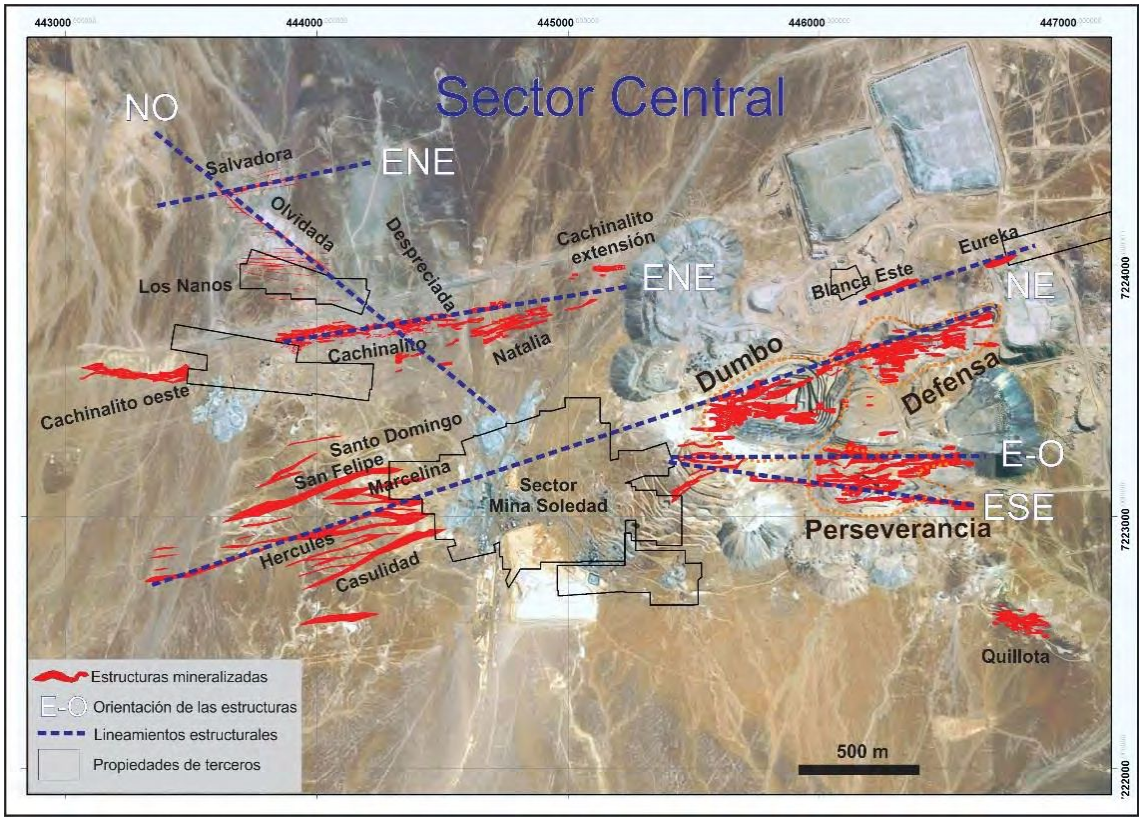


Fig. 2-5. Ubicación de las principales estructuras y mineralizaciones del sector central del distrito minero El Guanaco. Se observa como las estructuras mineralizadas se encauzan por las fallas de diferentes orientaciones.

El fallamiento N-S se presenta como un conjunto de fallas normales subparalelas (Fig. 2-3 y Fig. 2-6), con inclinaciones de alto ángulo tanto hacia el este como al oeste, que desarrollan desplazamientos máximos de entre 50 y 100 m en la vertical, dividiendo al proyecto en un sistema de *horsts* y *grabens* de orientación meridiana. En este sentido, y a nivel distrital, el sector de los Cerros Guanaquito – Estrella (adyacente a la mina El Guanaco) y la Sierra Inesperada (Figuras 2-6) constituyen zonas elevadas tectónicamente (*horst*), en relación al llano desarrollado entre ambos, que representa un sector deprimido de tipo graben. Los rechazos que se aprecian sobre estas estructuras, son el resultado de la acumulación de las sucesivas reactivaciones que estas estructuras sufrieron a lo largo de la historia geológica del Distrito (Jovic et al., 2015).

El sistema ENE-OSO corresponde a los varios corredores o *trends* distritales mineralizados con esta orientación, (descritos con detalle en el capítulo 3). De acuerdo a los trabajos de Guido y Jovic (2013), al momento de la formación de la mineralización estas fallas tuvieron una cinemática dextral que generó extensión en estructuras de segundo orden de orientación E-O. Ambas direcciones se encuentran registradas como estructuras mineralizadas tipo ledge, aumentado el espesor de los mismos en sectores de cruce de estructuras o en los tramos de orientación E-O.

Para el Cretácico Superior se generó un aumento de la compresión a nivel regional, vinculado a la fase orogénica “K-T” (Matthews & Cornejo, 2006; Charrier et al., 2009), que dio lugar a la inversión de las fallas N-S que controlaron los depocentros de las secuencias Jurásicas y Cretácicas (Fig. 2-7). Esta tectónica trajo aparejado el plegamiento de la secuencia piroclástica de la Fm. Augusta Victoria, con ejes de pliegues desarrollados con orientación N-S, y el desarrollo de fallas de segundo orden

con orientación NO-SE y cinemática sinestral (Matthews & Cornejo, 2006; Espinoza et al. 2011). Estas estructuras se encuentran bien desarrolladas en el sector de Sierra Las Pailas, donde se desarrollan los mejores afloramientos de la secuencia Cretácica dentro del Distrito Minero El Guanaco (Fig. 2-6).

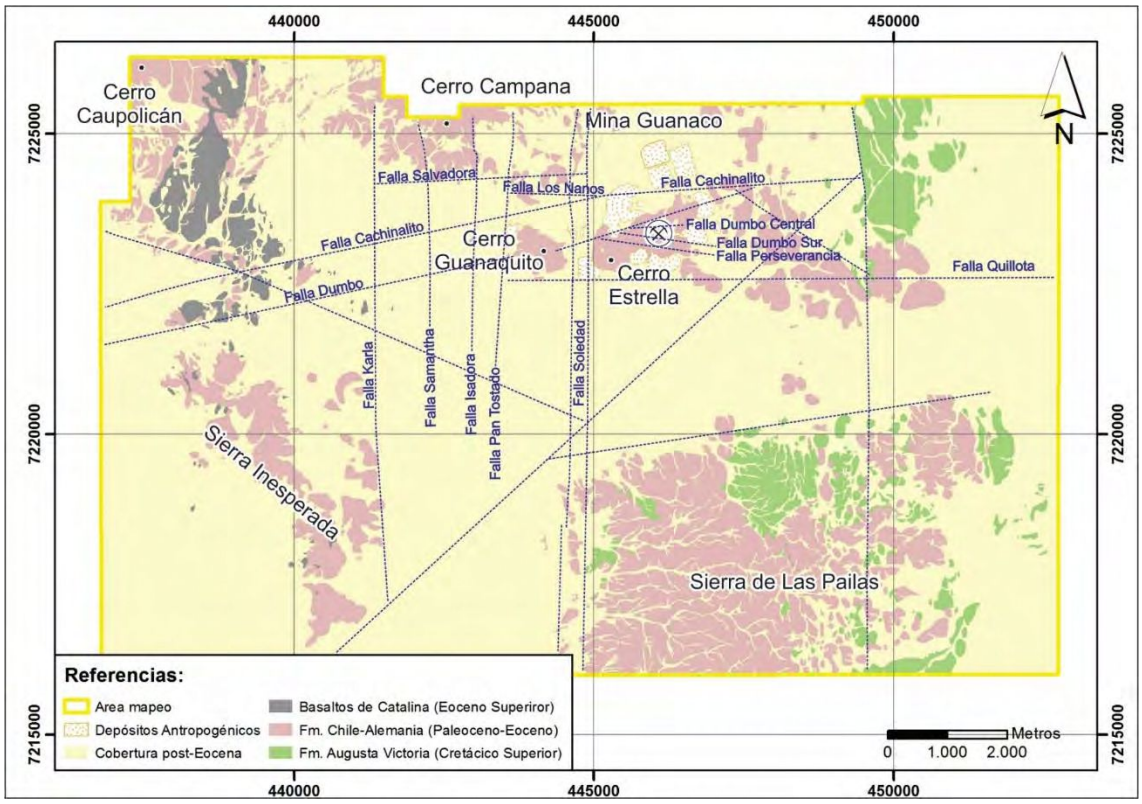


Fig. 2-6. Distribución de las tres unidades formacionales principales que componen la geología del distrito minero El Guanaco. Modificado de Permuy et al. (2015).

Durante el Paleoceno y el Eoceno Inferior, el margen Pacífico se caracterizó por una subducción de tipo normal con baja velocidad de convergencia (Charrier et al., 2009; Camus, 2003), lo que dio lugar al roll-back de la placa y el concomitante desarrollo de un ambiente tectónico extensional a transtensional en la zona del arco magmático (Fig. 2-2). Este régimen extensional controló el desarrollo y la evolución del extenso volcanismo calcoalcalino de la Fm. Chile-Alemania, que constituye el relleno de un conjunto de depocentros de orientación meridiana (Fig. 2-7).

En el área de estudio, esta tectónica produjo la reactivación como fallas normales de las estructuras de orientación N-S (Fig. 2-7), y la generación de sistemas de fallas de segundo orden con una orientación ONO-ESE (Matthews y Cornejo, 2006; Espinoza et al. 2011). En este sentido, el sistema de fallamiento con orientación N-S (ej. Falla Soledad, Falla Pan Tostado, Falla Karla, etc.; Fig. 2-6) es el de mayor expresión en la zona de estudio, que controló en gran medida la distribución y los espesores del vulcanismo y el emplazamiento de pequeños cuerpos intrusivos como el caso del Pórfido Las Pailas.

Para el Eoceno Inferior a Medio se da un cambio en la subducción con un importante aumento en la tasa de convergencia entre las placas Sudamericana y Nazca (Fase Pre-Incaica; Charrier et al., 2009) con el resultado de una disminución en la intensidad del vulcanismo (Fig. 2-2 y Fig. 2-4). En el distrito se formaron nuevas estructuras de

orientación ENE-OSO, principalmente con esfuerzos de cizalla de tipo dextral, desarrollando zonas y estructuras extensivas de segundo orden de orientación E-O (Matthews y Cornejo, 2006; Espinoza et al. 2011; Guido y Jovic, 2013). En este ambiente estructural se emplazó el sistema hidrotermal que dio origen a la mineralización de AS del distrito. También durante este período se reactivaron bajo una cinemática de tipo sinestral, las fallas de orientación ONO-ESE, formando zonas extensivas E-O.

Hacia el Eoceno Medio, ocurre la consolidación del régimen tectónico compresivo de la Fase Incaica (Fig. 2-4 y Fig. 2-7), que va a extenderse hasta finales del Oligoceno. Este nuevo régimen tectónico se caracteriza por una cinemática transpresiva que trae aparejado el cese casi total en el vulcanismo (Permuy et al., 2016) y un cambio en la cinemática de los sistemas de fallas, donde el sistema de fallas N-S es reactivado con una cinemática transpresiva dextral, y las fallas ENE-OSO y E-O son reactivadas con una cinemática sinestral (Guido y Jovic, 2013).

Desde el Eoceno Medio al Oligoceno inferior se incrementa la velocidad de convergencia de las placas (Charrier et al., 2009; Oyarzun et al., 2001), dando lugar a la horizontalización de la placa subductada (*flat slab)* y a un cambio en el ángulo de convergencia hasta alcanzar los 70° (convergencia oblicua). Este ambiente geodinámico se caracteriza por una fuerte compresión/transpresión a lo largo de las fallas N-S (Fase Incaica), lo que provoca una inhibición en el vulcanismo y solo se da el emplazamiento de cuerpos plutónicos de signatura adakítica vinculados a los grandes pórfidos de cobre (Fig. 2-4 y Fig. 2-7). Para este período (45 – 33 Ma) sucede uno de los eventos tectónicos y metalogenéticos más relevantes de los andes centrales (Mpodozis & Cornejo, 2012): la fase incaica, mediante el fallado y plegamiento de la corteza del margen continental, se genera el Oroclino Boliviano y el sistema de fallas de Domeyko a lo largo de la precordillera austral de Chile. Algunos autores (e.g., Amilibia and Skarmeta, 2003; Amilibia et al., 2008) proponen que la mayoría de las fallas y pliegues regionales comenzaron a generarse durante el Cretácico Tardío como consecuencia de la inversión de fallas normales heradadas de la extensión mesozoica del tras-arco. Sin embargo, otros autores (e.g., Tomlinson et al., 2001; Mpodozis et al., 2005) interpretan que las cuencas de trasarco andinas fueron primeramente invertidas durante el Cretácico Temprano para formar la proto-cordillera de Domeyko, mientras que un segundo evento tectónico a lo largo del sistema de fallas de Domeyko, coincidente con la fase tectónica incaica, produce un alzamiento cortical tardío (Reutter et al., 1991, 1996; Scheuber and Reutter 1992; Tomlinson et al., 1993; Maksaev & Zentilli, 1999). Así también, partes del sistema de fallas de Domeyko se reactivaron posteriormente durante el Oligoceno y el Cuaternario. (Tomlinson and Blanco, 1997a, b; Audin et al., 2003; Soto et al., 2005).

A escala local, el distrito se caracteriza por una estructuración dominada mayormente por sistemas de fallas de rumbo N-S y fallamientos de orientación ENE-OSO (Fig. 2-4 y Fig. 2-7). Estas fallas presentan una compleja historia de reactivaciones e inversiones a lo largo del Cenozoico.

El sistema N-S se presenta como un conjunto de fallas normales, subparalelas y con inclinaciones de alto ángulo, tanto hacia el este como al oeste. Este sistema tiene una importante influencia para el vulcanismo de la Fm. Chile-Alemania y las mineralizaciones epitermales de tipo SI/BS de la región (ej. El Soldado, Amancaya, Cachinal de la Sierra, etc.; Espinoza et al., 2011), pero no ha ejercido un control importante en la ubicación y geometría de las mineralizaciones presentes en el Distrito Minero Guanaco.

Asociado al sistema ENE-OSO se reconocen varios corredores o *trends* mineralizados (ej. Salvadora, Cachinalito, Dumbo-Guanaquito, Perseverancia, Quillota). De acuerdo a la propuesta de Guido y Jovic (2013), al momento de la formación de la mineralización, estas fallas tuvieron una cinemática de tipo dextral que generó extensión en estructuras de segundo orden con orientación E-O. De esta manera, las principales estructuras mineralizadas presentan orientaciones ENE-OSO y E-O, aumentado el espesor en los sectores con orientación E-O o donde ocurren cruces de estructuras con diferente orientación.

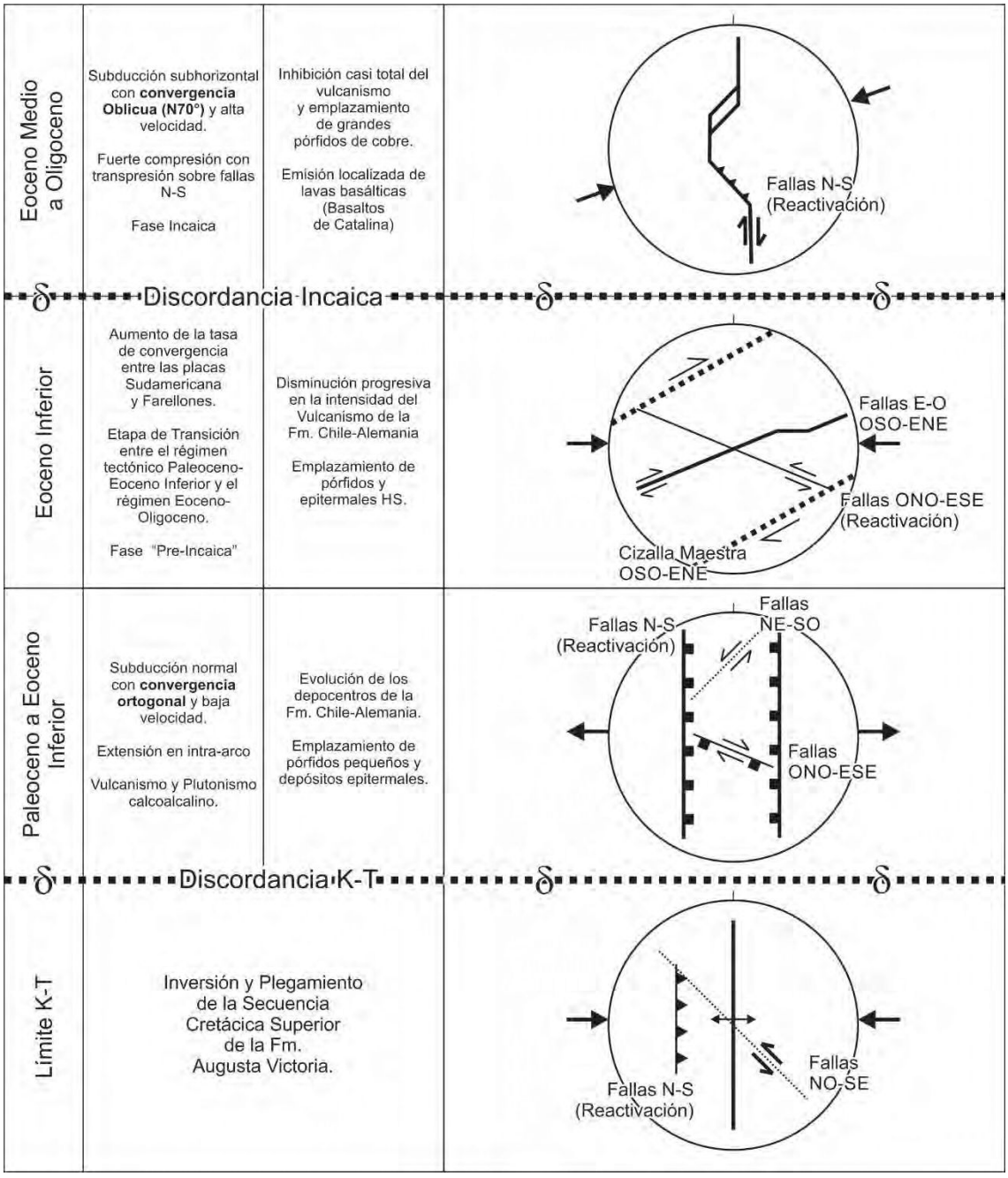


Fig. 2-7. Evolución estructural y modelos de esfuerzos para el Cretácico Superior y el Oligoceno Inferior en el Distrito El Guanaco. Tomado de Permuy et al., (2015).

A partir del Oligoceno Superior, y con posterioridad a la Fase Incaica, comienza a formarse el paisaje de abanicos aluviales que caracteriza a los depósitos más jóvenes de la zona. A partir de ese momento, solo se registran reactivaciones de tipo dextral sobre algunas de las estructuras N-S (Espinoza et al., 2011), cuyos movimientos

dislocan a los depósitos de las Gravas de Atacama y en parte a los depósitos aluviales mio - pliocenos, fuera de la zona de estudio.

En relación a la preservación de los afloramientos en la actualidad respecto a su ambiente estructural, Bissing et al., (2015) postulan que la configuración tectónica en la que se forman estos depósitos los hace propensos a la erosión, mientras que su rango de edad restringido no solo influye en su potencial de preservación, sino que el mismo también se atribuye a configuraciones tectonomagmáticas favorables en el momento de la actividad hidrotermal. Los depósitos epitermales de alta sulfuración del eoceno son característicos de las regiones más secas del desierto de Atacama, pero se formaron plausiblemente en condiciones tectonomagmáticas similares a las del Mioceno.

.

2.4 GEOLOGÍA DEL DISTRITO MINERO EL GUANACO

La geología del Distrito Minero El Guanaco se caracteriza por la presencia de tres importantes ciclos volcánicos separados por discordancias de carácter regional (Fig. 2-8 y Fig. 2-9). Los trabajos regionales de Matthews y Cornejo (2006) y Espinoza et al. (2011) subdividen este vulcanismo en tres ciclos separados por discordancias regionales: 1) un ciclo Cretácico Superior perteneciente a la Fm. Augusta Victoria (García, 1967), dominado por rocas piroclásticas ácidas y cantidades subordinadas de lavas intermedias; 2) un ciclo volcánico Paleoceno-Eoceno compuesto por efusiones lávicas mayormente intermedias, con cantidades subordinadas de materiales piroclásticos, agrupado bajo la denominación de Formación Chile-Alemania (Chong, 1973); y 3) un ciclo Eoceno Superior de escaso desarrollo, denominado Basaltos de Catalina (Espinoza et al., 2011), conformado por coladas basálticas de corto alcance. Dentro del área de estudio, estos ciclos se disponen formando tres franjas meridianas que se hacen progresivamente más jóvenes hacia el oeste (Fig. 2-6).

La geología del distrito se resume en la columna estratigráfica integrada de la Fig. 2-8, donde se muestran de manera correlativa las unidades descritas y las relaciones de corte y superposición entre las mismas. El vulcanismo paleoceno se desarrolló bajo un régimen tectónico extensional/transtensional (Jovic et al., 2015) vinculado a la evolución de depocentros con orientación meridiana (Fig. 2-7), donde el vulcanismo se emplazó de manera sintectónica bajo un importante control de las fallas N-S (Espinoza et al., 2011), que no sólo controlan la ubicación de los aparatos volcánicos, sino que también produjeron su posterior dislocación.

Con el objetivo de caracterizar geoquímicamente las unidades volcánicas de la Fm. Chile-Alemania, se realizaron un total de 26 análisis químicos de roca total en el laboratorio Acme, Canadá. De las muestras analizadas, 18 de ellas arrojaron valores de LOI (*loss on ignition*) mayores al 3 %, indicando un grado importante de alteración, por lo que para su discriminación los datos fueron ploteados en los diagramas de elementos inmóviles de Nb/Y vs. $ZrTiO_2$ (Winchester y Floyd, 1977) e Y vs. Zr (MacLean y Barret, 1993). Las rocas de la Fm Chile-Alemania corresponden mayormente a rocas intermedias, distribuidas próximas al límite entre andesitas y dacitas, aunque también se registran algunas rocas de composiciones más básicas (basaltos), y otro grupo presenta composiciones riodacíticas (Fig. 2-10 a). La secuencia presenta una signatura subalcalina de tipo calcoalcalina, es decir una signatura típica de arco volcánico (Fig. 2-10 b).

La geología del Distrito Minero El Guanaco está compuesta casi exclusivamente por rocas volcánicas y volcaniclásticas depositadas desde el Cretácico Superior hasta el Eoceno Superior. Desde un punto de vista metalogenético, la unidad formacional más relevante para el distrito corresponde a la Fm. Chile-Alemania (Paleoceno – Eoceno), que constituye la roca de caja de más del 90% de las manifestaciones de mineralización (Fig. 2-6).

El cambio en el régimen tectónico hacia el Eoceno Medio produce una brusca disminución en la intensidad del vulcanismo. Este cambio da lugar a la generación de la discordancia que marca el techo de la secuencia volcánica Paleocena-Eocena Inferior, llevando al cierre de los depocentros de la Fm. Chile-Alemania con la instalación de un régimen tectónico compresivo caracterizado por la casi ausencia del vulcanismo, a excepción de las pequeñas coladas basálticas pertenecientes a los Basaltos de Catalina (Espinoza et al., 2011).

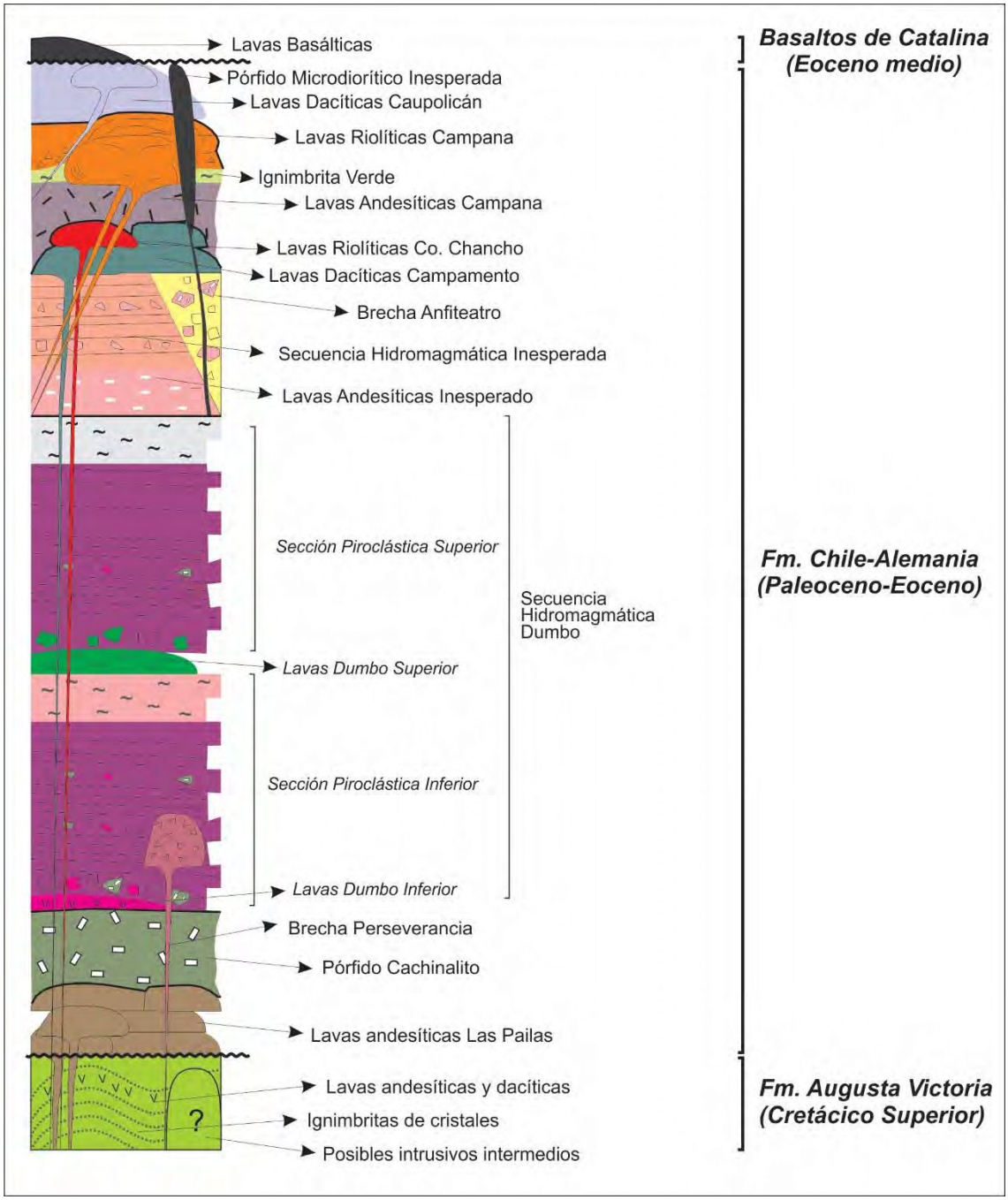


Fig. 2-8. Columna estratigráfica integrada. Se muestran las relaciones entre las diferentes unidades. Los espesores no están representados a escala. La Secuencia Hidromagmática Dumbo está exagerada respecto de las demás unidades para mostrar las variaciones internas observadas.

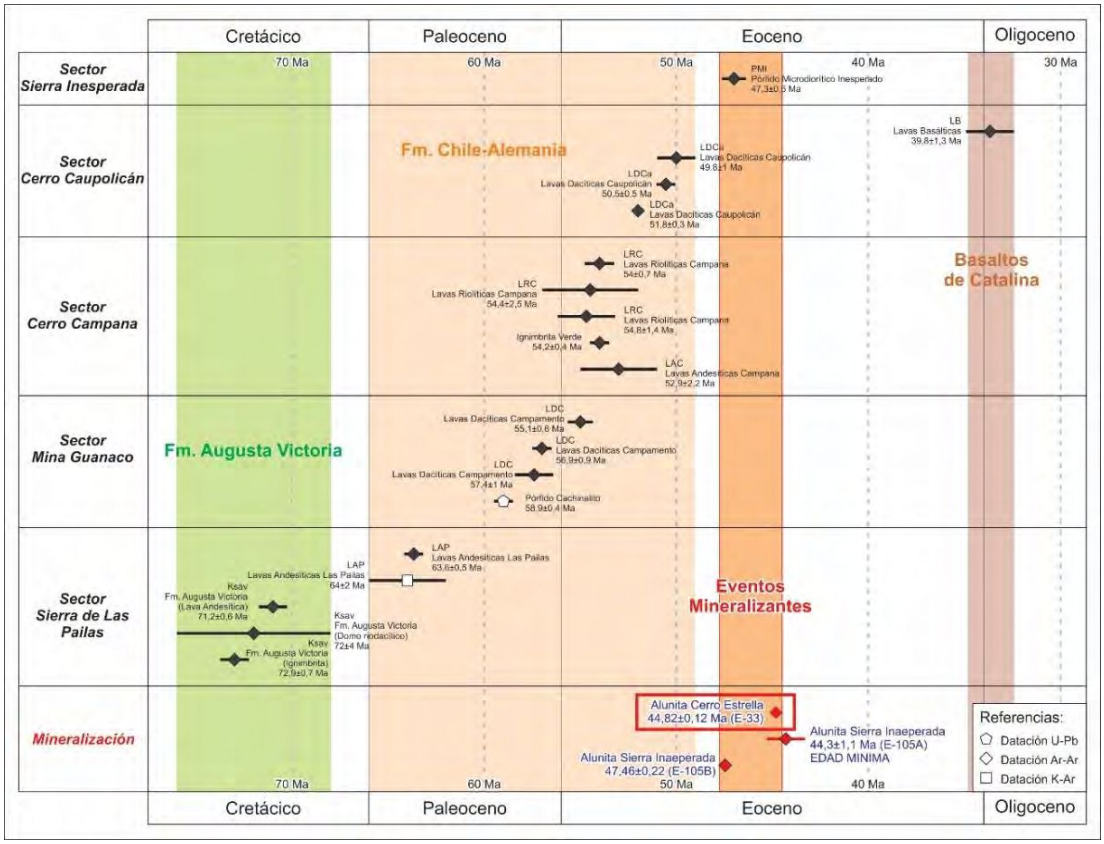


Fig. 2-9. Geocronología de las rocas y mineralizaciones del Distrito Minero El Guanaco. Los datos fueron tomados de Matthews y Cornejo (2006), y Espinoza et al., (2011), y graficados sobre la base de la escala del tiempo geológico de Cohen et al., (2013) y modificado de Permuy et al. (2015). Ksav = Fm. Augusta Victoria; LAP = Lavas Andesíticas Las Pailas; PC = Pórfido Cachinalito; LDC = Lavas Dacíticas Campamento; LAC = Lavas Andesíticas Campana; LRC = Lavas Riolíticas Campana; LDCa = Lavas Dacíticas Caupolicán; PMI = Pórfido Microdiorítico Inesperada; LB = Lavas Basálticas.

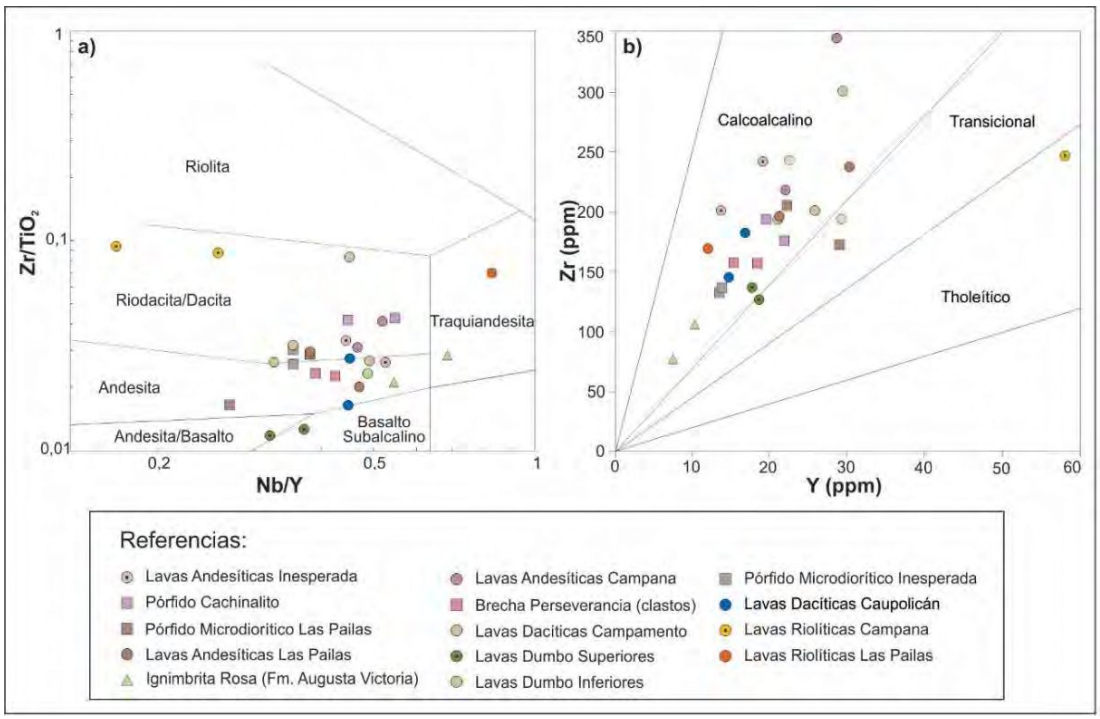


Fig. 2-10. Composición y series de la Fm. Chile – Alemania. A) Diagrama de Winchester & Floyd (1977) que muestra la composición de las diferentes unidades. b) Ploteo en el diagrama de discriminación de series subalcalinas de MacLean & Barret (1993).

2.4.1 Fm Augusta Victoria (Cretácico Superior)

La Formación Augusta Victoria (García, 1967) fue descrita como una secuencia de ignimbritas riolíticas soldadas (Espinoza et al., 2011), con intercalaciones de lavas de composición andesítica, que apoyan en discordancia sobre un conjunto de sedimentitas marinas paleozoicas y granitoides mesozoicos. Esta unidad marca el inicio de la secuencia reconocida en los alrededores de la Mina El Guanaco, donde se presenta como una franja meridiana distribuida hacia el este de la zona de mapeo (Fig. 2-6), en el sector de la Sierra de Las Pailas y hacia el este del sector de operaciones de la mina. El espesor aflorante de esta unidad se estima en unos 300 m en el sector norte de la Sierra de Las Pailas, aunque el espesor total excedería los 1.000 m en función de datos de sondaje realizados por Guanaco Compañía Minera Ltda. en este mismo sector.

Esta unidad se encuentra suavemente plegada, formando anticlinales y sinclinales amplios, con longitudes de onda de varios kilómetros, y ejes buzantes de orientación general N-S.

En el sector estudiado, la Fm. Augusta Victoria está conformada por una secuencia estratificada compuesta por un conjunto de flujos piroclásticos riolíticos con intercalaciones de lavas andesíticas y dacíticas, y cantidades muy subordinadas de rocas sedimentarias cuarzosas. (Ver Fig. 2-11 a).

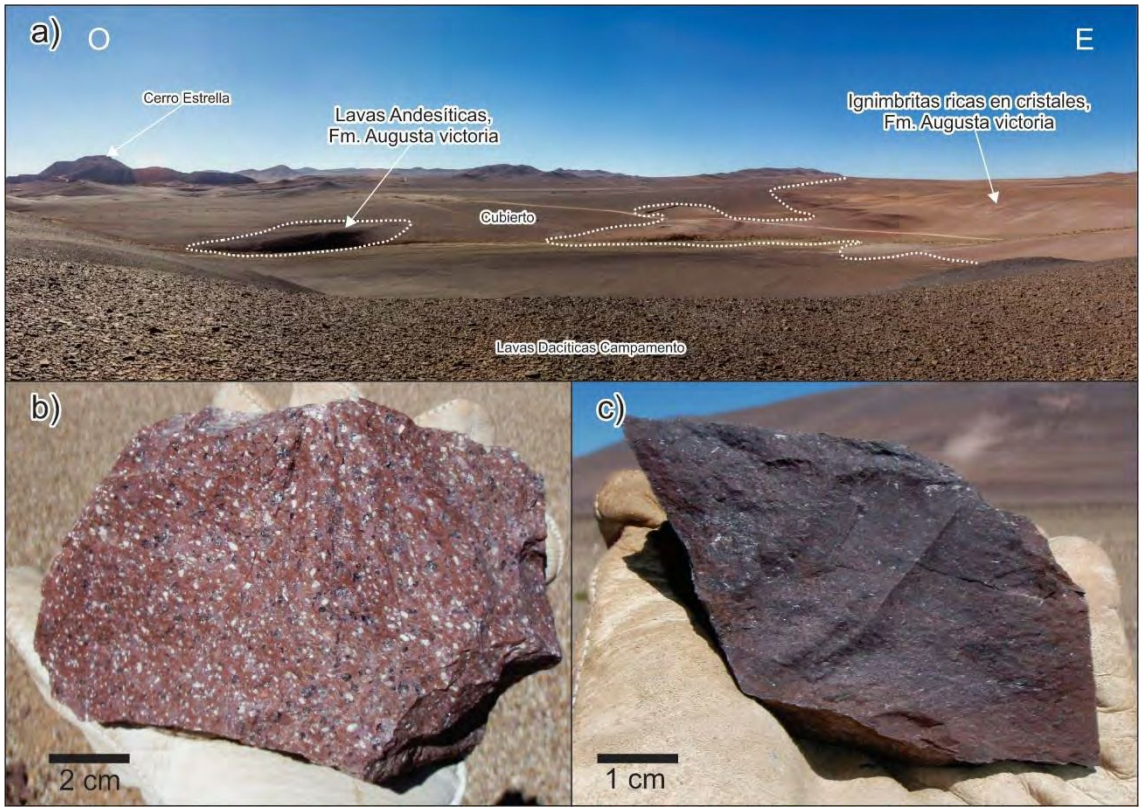


Fig. 2-11. Formación Augusta Victoria. a) Fotografía panorámica mostrando las relaciones de campo observadas hacia el este del Cerro Estrella, la secuencia inclina 20º hacia el SE. b) Muestra de mano de Ignimbrita con “ojos de cuarzo”. c) Muestra de mano de las Lavas Andesíticas levemente porfíricas.

Hay presentes tres grandes tipologías de depósitos de flujos piroclásticos:

a) Ignimbritas con “Ojos de Cuarzo” (Fig. 2-11 a y b): Se trata de las facies con mayor desarrollo de esta unidad. Se presentan como paquetes morados de ignimbritas

soldadas muy ricas en grandes cristaloclastos de cuarzo de aspecto redondeado, que son acompañados por sanidina y biotita. Los fiammes suelen estar argilizados y los líticos son escasos y de naturaleza volcánica.

b) Ignimbrita de cristales: constituidas por abundantes cristaloclastos de feldespatos argilizados, pequeños cristaloclastos de cuarzo, con fiammes discoidales de 1-2 cm de diámetro y líticos volcánicos escasos.

c) Reoignimbritas: flujos piroclásticos con un alto grado de soldamiento caracterizados por una matriz compacta de colores rojizos y cristaloclastos de feldespatos argilizados; una característica distintiva es la presencia de fiammes discoidales de varios centímetros de longitud y la casi ausencia de litoclastos. De manera intercalada entre los flujos piroclásticos se reconocieron coladas y depósitos de autobrechas de composición andesítica y en menor medida dacítica. Por último, una pequeña intercalación, de unos 15 a 20 m de potencia, compuesta por areniscas cuarzosas y cuarcitas estratificadas. Se trata de rocas maduras composicionalmente y con un muy buen grado de selección, posiblemente originadas en un ambiente fluvial desarrollado durante las etapas inter-eruptivas de la evolución de la Fm. Augusta Victoria.

Matthews y Cornejo (2006) y Espinoza et al. (2011) realizaron tres dataciones Ar-Ar en las inmediaciones de la zona de trabajo. Los resultados de estos análisis arrojaron edades de 71,2 ± 0,6 Ma para las lavas andesíticas (Fig. 2-11 c), 72,9 ± 0,7 Ma para las ignimbritas riolíticas y 72 ± 4 Ma para un domo de composición riodacítica. Estas edades permiten asignar el vulcanismo de la Fm. Augusta Victoria a la parte alta del Cretácico Superior, próxima al límite entre los pisos Maastrichtiano y Campaniano (Cohen et al., 2013).

2.4.2 Fm Chile - Alemania (Paleoceno - Eoceno)

Por encima de las unidades cretácicas de la Fm. Augusta Victoria, y mediando una importante discordancia angular de carácter regional (Espinoza et al., 2011), se desarrolla la secuencia paleocena-eocena asignada a la Fm. Chile-Alemania (Chong, 1973), unidad que constituye el principal relleno de la Depresión Central en la Región de Antofagasta. La discordancia que separa ambas unidades puede observarse en el sector noroccidental de la Sierra de Las Pailas (al sureste del Distrito Minero El Guanaco), donde potentes secuencias de andesitas del Paleoceno Inferior (Lavas Andesíticas Las Pailas - Fig. 2-12) se derraman sobre el núcleo erosionado de uno de los anticlinales de la Fm. Augusta Victoria. La Fm Chile-Alemania abarca la mayor parte del área aflorante estudiada (Fig. 2-6), constituyendo la litología predominante en la zona de operaciones de la mina y sus alrededores. Se presenta levemente basculada, con inclinaciones variables de hasta 30° hacia el suroeste. La secuencia volcánica tiene un espesor perforado del orden de 900 metros en el sector de Mina Guanaco (Pozo RC-DDH-1016) y de 700 metros en el sector de la Sierra Inesperada (Pozo RC-DDH-999). La Fm. Chile-Alemania corresponde a un complejo volcánico formado por la superposición en el tiempo y el espacio, de un conjunto de edificios volcánicos (Permuy et al., 2015).

A continuación, se describen las distintas facies volcánicas de esta unidad formacional.

2.4.2.1 Lavas Andesíticas Las Pailas

Por encima, y en discordancia angular sobre las unidades Cretácicas, se reconoce un potente paquete de lavas y brechas que conforman la gran mayoría de los afloramientos presentes en la Sierra de Las Pailas (Fig. 2-6).

Las lavas afloran formando un conjunto de potentes coladas y domos de composiciones andesíticas a dacíticas (Fig. 2-10 a), que en el campo se presentan como secuencia de múltiples coladas superpuestas, de aspecto masivo a fuertemente laminado (Fig. 2-12 a y b), y con sectores autobrechados. Son andesitas cuarzosas con textura porfírica bien desarrollada (Fig. 2-12 c y d), elevado porcentaje de fenocristales (plagioclasas + biotita + anfíbol ± piroxeno ± cuarzo), pasta afanítica a vítrea (Fig. 2-12 d y e) y con abundantes enclaves microgranulares máficos de composición diorítica.

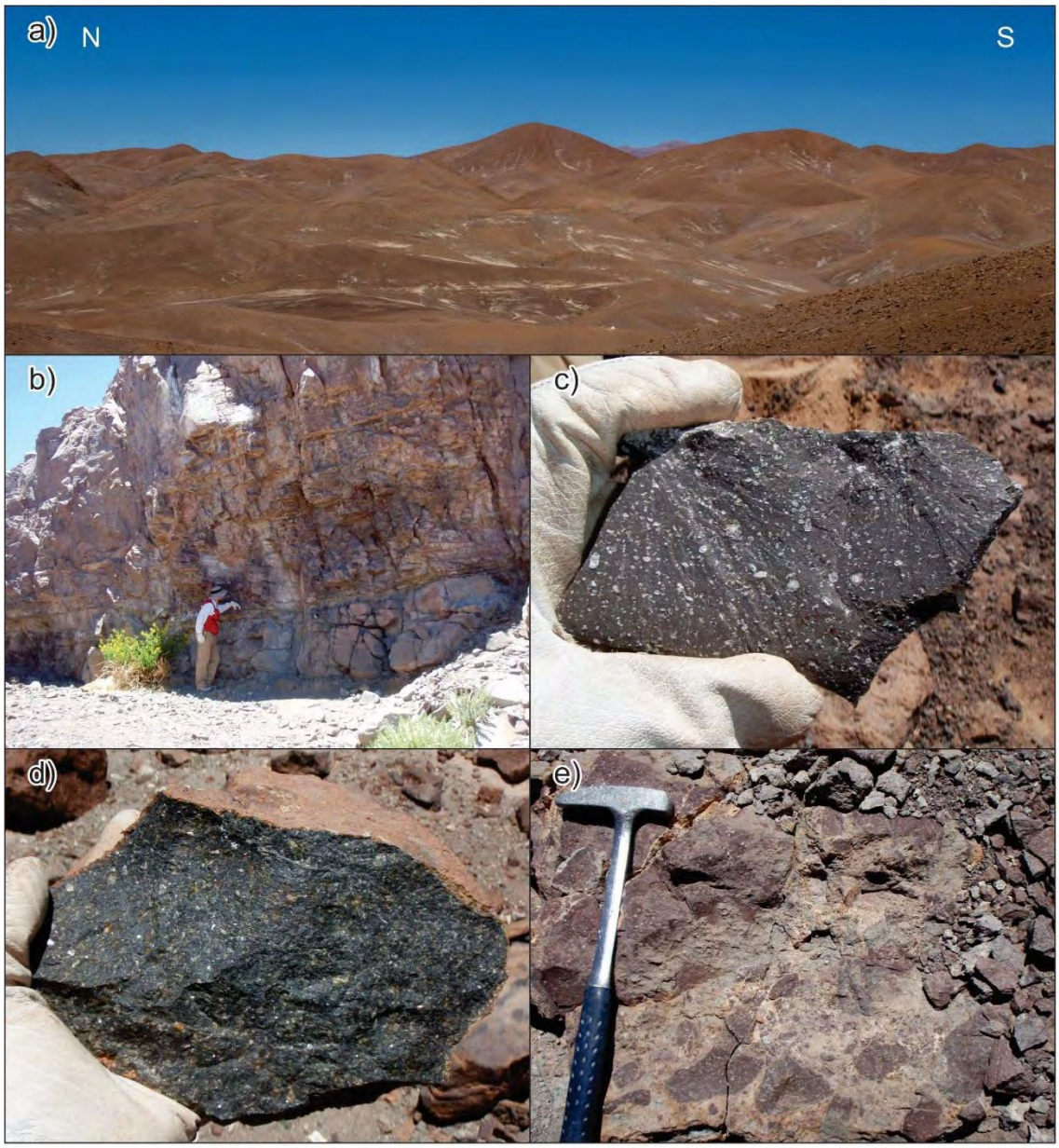


Fig. 2-12. Lavas Andesíticas, o Andesitas Las Pailas. a) Vista general hacia el este de Sierra de las Pailas. b) Afloramiento de las andesitas donde se reconocen coladas superpuestas, una inferior de aspecto masivo y una superior de aspecto laminado. c) Muestra de mano de andesita porfírica con fenocristales de plagioclasas (algunos zonados) y anfíboles en pasta afanítica. d) Muestra de mano de andesita/dacita con pasta vítrea y fenocristales de plagioclasas y anfíboles. e) Afloramiento de brechas monolíticas andesíticas, asignables a depósitos de bloques y cenizas ("*block and ash*").

Esta unidad cuenta con dos dataciones radimétricas Ar-Ar, realizadas por Matthews y Cornejo (2006) y Espinoza et al. (2011) en el sector norte de la Sierra de las Pailas. Ambas edades fueron determinadas sobre lavas dacíticas y arrojaron edades de 63,6 ± 0,5 y 64 ± 2 Ma (Paleoceno Inferior, Cohen et al., 2013).

2.4.2.2 Pórfido Microdiorítico Las Pailas

En el sector norte de la Sierra de Las Pailas se ubica un pequeño stock microdiorítico (equivalente geoquímico de una andesita Fig. 2-10 a). Se trata de un cuerpo elongado en sentido N-S, que intruye a las rocas de la Fm. Augusta Victoria (Fig. 2-13 a). Es una roca porfírica con fenocristales de plagioclasas y piroxeno, pasta afanítica en los bordes del cuerpo y pasta microgranuda hacia los sectores centrales (Fig. 2-13 b y c).



Fig. 2-13. Pórfido Microdiorítico Las Pailas. a) Vista regional hacia el sur de la serranía desde el centro de la misma muestra cómo el pórfido corta las unidades alteradas de la Fm. Augusta Victoria. b) Afloramiento típico del pórfido. c) Muestra de mano en al que se observa la textura porfírica de la roca.

Si bien no se cuenta con dataciones radimétricas de esta unidad, las composiciones cálcicas de las plagioclasas y la presencia de biotita y lamprobolita observadas en este cuerpo y en algunas de las Lavas Andesíticas Las Pailas, permiten plantear la posibilidad de que este intrusivo sea un equivalente subvolcánico del complejo de lavas.

2.4.2.3 Pórfido Cachinalito

Se trata de una unidad con pocos afloramientos y cubierta por depósitos aluviales modernos. Presenta contactos tectónicos con las unidades circundantes (Fig. 2-14 a), sin embargo, datos de sondajes e interior de mina permiten establecer que se encuentra

por debajo de los depósitos piroclásticos de la Secuencia Hidromagmática Dumbo (descrita en la página siguiente) y cubriendo a un conjunto de depósitos piroclásticos no aflorantes (posiblemente correlacionables con la Fm. Augusta Victoria).

Se trata de rocas de composición dacítica (Fig. 2-10 a) con texturas porfíricas (fenocristales de plagioclasas, biotita, anfíbol y en menor cantidad piroxeno y cuarzo) en una pasta afanítica masiva (Fig. 2-14 b) o con bandeamiento por flujo (Fig. 2-14 c) o evidencias de procesos de *mingling*, que muestran bandas de colores verdosos a morados.

Esta unidad cuenta con una datación U-Pb SHRIMP en circones realizada por la compañía (Fanning, 2012) que arrojó una edad de 58,9 ± 0,4 Ma (Paleoceno Superior, Cohen et al., 2013) en la zona de Mina Cachinalito. La edad radimétrica y la presencia de clastos de esta unidad dentro de las ignimbritas que la sobreyacen, indican a esta unidad como formada a partir de coladas o domos subaéreos.

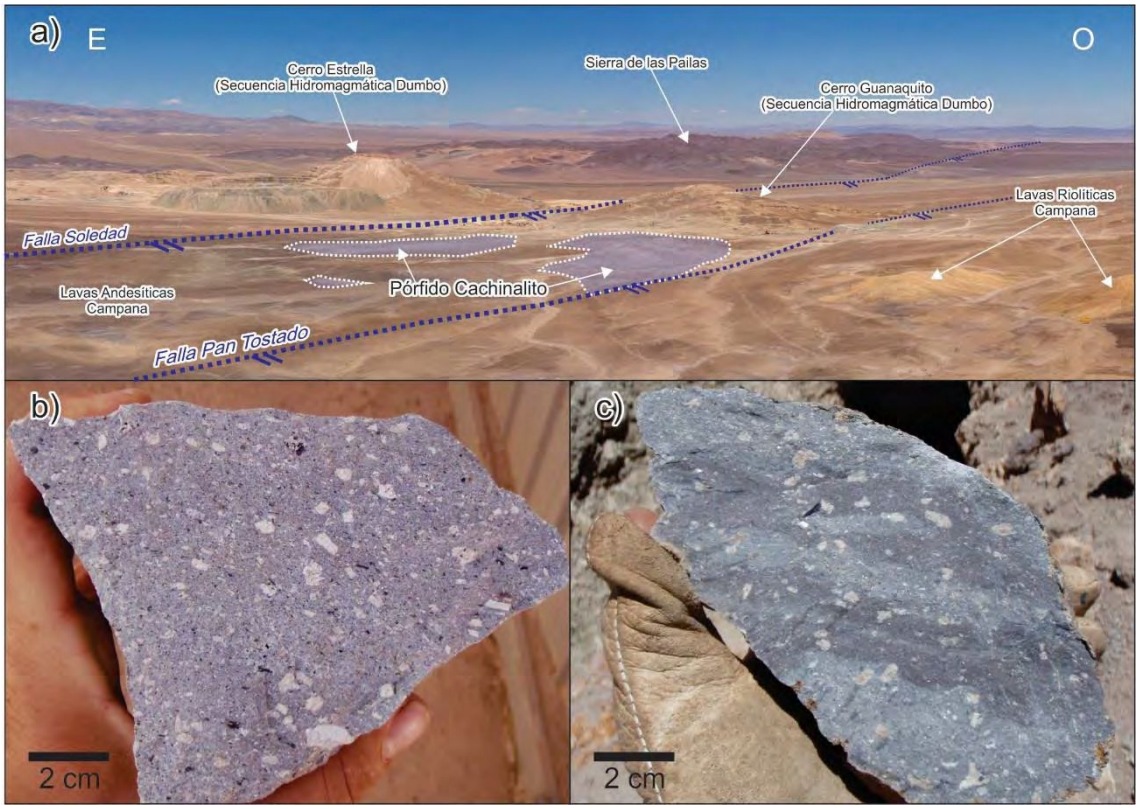


Fig. 2-14. Pórfido Cachinalito. a) Vista regional hacia el sur desde la cumbre del Cerro Campana mostrando las relaciones de campo del Pórfido Cachinalito y las unidades circundantes. b) Muestra de mano del Pórfido Cachinalito del interior de la Mina Cachinalito. c) Muestra de mano mostrando un ejemplar de pórfido con bandeamiento por flujo.

2.4.2.4 Secuencia Hidromagmática Dumbo

Las rocas aquí descriptas constituyen la principal roca de caja de las mineralizaciones en los rajos Dumbo-Defensa (mineralizaciones descritas en el capítulo 3), donde se alojan las principales estructuras de tipo alta sulfuración (AS) de la Mina El Guanaco. La naturaleza hidromagmática de toda esta secuencia se infiere a partir de los procesos observados durante el mapeo del área.

Se trata de una secuencia estratificada formada por la alternancia de rocas piroclásticas y cuerpos de lavas de composición intermedia a básica (Fig. .2.10 a), que se presentan con buzamientos variables de entre 10° y 40° tanto hacia el oeste como hacia el sudoeste. El espesor aflorante en el sector del rajo Dumbo-Cerro Estrella (Fig. 2-6 y Fig. 2-11) ronda los 200 m, lo que sumado a los 600 m de espesor reconocido en el sondaje RC-DDH-1016, le otorgan un espesor estimado en el orden de los 800 m a la secuencia completa.

a) Lavas Dumbo Inferior: En el rajo Dumbo, y en el rajo Defensa, la secuencia se inicia con una lava andesítica afírica (Fig. 2-15 y Fig. 2-10) Se trata de un cuerpo de al menos 15 metros de espesor y aspecto masivo (Fig. 2-16 a), que por sectores se encuentra fuertemente brechado en una matriz fina de coloraciones rojizas (polvo de roca).

b) Sección Piroclástica Inferior: Por encima de las lavas (Fig. 2-15), y en discordancia erosiva, comienza una secuencia piroclástica potente (50 m), de aspecto general estratificado, y que constituye la principal roca de caja de las estructuras mineralizadas presentes en los rajos Defensa, Perseverancia, Dumbo y Quillota, y corresponde también a las rocas piroclásticas identificadas en Mina Cachinalito.

Esta sección se inicia con 10 m de brechas piroclásticas líticas, con fragmentos de lavas afaníticas y del Pórfido Cachinalito (1-5 cm de diámetro) envueltos por una matriz fina piroclástica de coloración rojiza, que incluye pequeñas intercalaciones (10-30 cm) de depósitos de surges piroclásticos finos (Fig.2.16 b, c y d), en los que se observaron lapilli acrecionario, huellas de impacto y laminaciones.

Sobre las brechas líticas se reconoce una secuencia estratificada (Fig.2.16 e) dividida en dos paquetes estratodecrecientes de unos 10-15 m cada uno, donde alternan cuerpos de 1 a 5 m de ignimbritas masivas con intercalaciones de niveles de surges estratificados o laminados caracterizados por la presencia de estructuras entrecruzadas, laminación tipo capa plana y estructuras de impactos balístico (Fig.2.16 f). Esta secuencia se presenta con tonalidades moradas a verdosas. Los cuerpos de ignimbritas se caracterizan por una granulometría fina y un aspecto general “arenoso”, con fragmentos pumíceos irregulares sin evidencias de soldamiento, y por la presencia de niveles basales de brechas líticas, y/o de niveles lenticulares de concentración de pómez o fragmentos líticos.

Completan la secuencia, dos niveles masivos, de unos 15 m cada uno, formados por ignimbritas pumíceas, con desarrollo de fiammes hacia la base y fragmentos pumíceos irregulares hacia el techo (mayor grado de soldamiento hacia la base). El paquete inferior, de coloración verde, inicia con un nivel de brechas líticas con arreglo granodecreciente que pasa transicionalmente a una ignimbrita lapillítica pumícea con presencia de niveles discontinuos de concentración de líticos. El paquete superior, de coloración rosada, es masivo, sin presencia de niveles de concentración de líticos y culmina con unos 2-3 m de potencia de depósitos de surge, de grano fino y con presencia de abundantes estructuras sedimentarias, sin rasgos que evidencien retrabajo sedimentario.

c) Lavas Dumbo Superior: Cubriendo a la Sección Inferior se reconoce una segunda colada basáltica (Fig. 2-10 a), de unos 15 metros de espesor, desarrollada en el sector medio del rajo Dumbo y en los sectores superiores de los rajos Defensa y Perseverancia (Fig. 2-16). Una característica diagnóstica de esta unidad es la presencia de cantidades variables de cavidades tipo vesículas con geometrías ovoidales y

diámetros de hasta 2-3 cm (Fig. 2-17 a), que suelen estar completamente rellenas por cuarzo, alunita y en algunos casos también pirita.

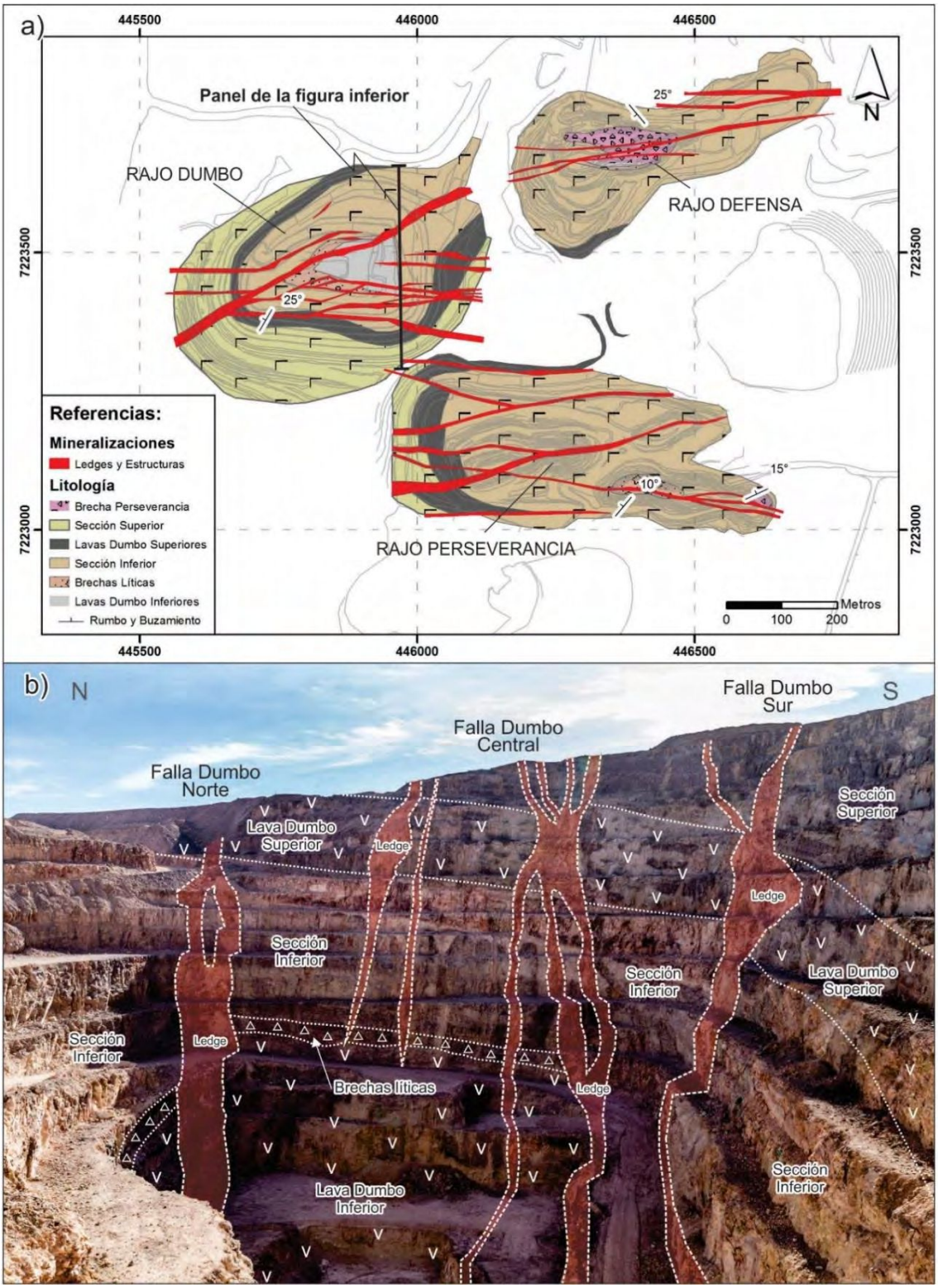


Fig. 2-15. Secuencia Hidromagmática Dumbo. a) Bosquejo geológico del sector de los Rajos Dumbo, Defensa y Perseverancia mostrando la estratigrafía reconocida. b) Pared N-S, vista de O a E, que muestra las relaciones estratigráficas de la secuencia Hidromagmática dentro del Rajo Dumbo.



Fig. 2-16. Secuencia Hidromagmática Dumbo. a) Afloramiento de las Lavas Dumbo inferiores. b) Afloramiento de brechas líticas estratificadas en la base de la Secuencia Piroclástica inferior. c) Brechas líticas de la Secuencia Piroclástica Inferior. d) Detalle de la Secuencia Piroclástica inferior mostrando fragmentos líticos del Pórfido Cachinalito. e) Secuencia Piroclástica inferior estratificada. Intercalación de cuerpos ignimbríticos y de surge. f) Detalle de una intercalación de surge entre depósitos ignimbríticos.

d) Sección Piroclástica Superior: Cubriendo o en relación de "*on-lap*" con las lavas superiores, puede reconocerse un conjunto de rocas piroclásticas, con espesores de al menos 80-100 m, que componen la parte alta del rajo Dumbo (Fig. 2-15) y la mayor parte del Cerro Estrella, hasta su cumbre.

Esta sección se inicia con un paquete de unos 5-7 metros, compuesto por brechas líticas piroclásticas con predominio de clastos de las Lavas Dumbo Superior, de hasta 20 cm de diámetro (Fig. 2-16 b), que hacia arriba pasa a una secuencia estratificada de coloración morada a verdosa, donde alternan cuerpos de 1 a 5 m de ignimbritas lapillíticas masivas o con estratificación difusa, con intercalaciones de niveles de surges

estratificados o laminados caracterizados por la presencia de abundantes estructuras sedimentarias (estratificación entrecruzada, capa plana). Las características de estas rocas son muy similares a las ya mencionadas para la Sección Inferior, las ignimbritas se caracterizan por no estar soldadas, por presentar una granulometría fina con un aspecto “arenoso”, y por desarrollar niveles lenticulares de brechas líticas o niveles lenticulares de concentración de fragmentos pumíceos (Fig. 2-17 c).

Coronando a la secuencia en la parte alta del Cerro Estrella, puede reconocerse un conjunto de unos 40-50 m, compuesto por ignimbritas pumíceas soldadas (Fig. 2-17 d), con desarrollo de abundantes fiammes discoidales de entre 1 y 3 cm de diámetro (en su mayoría reemplazados por alunita de grano grueso), rodeados por una matriz fina fuertemente argilizada. Hacia la cumbre del Cerro Estrella, este paquete culmina con depósitos de surges estratificados, fuertemente silicificados. Todo este conjunto presenta un elevado grado de alteración de tipo argílica avanzada.

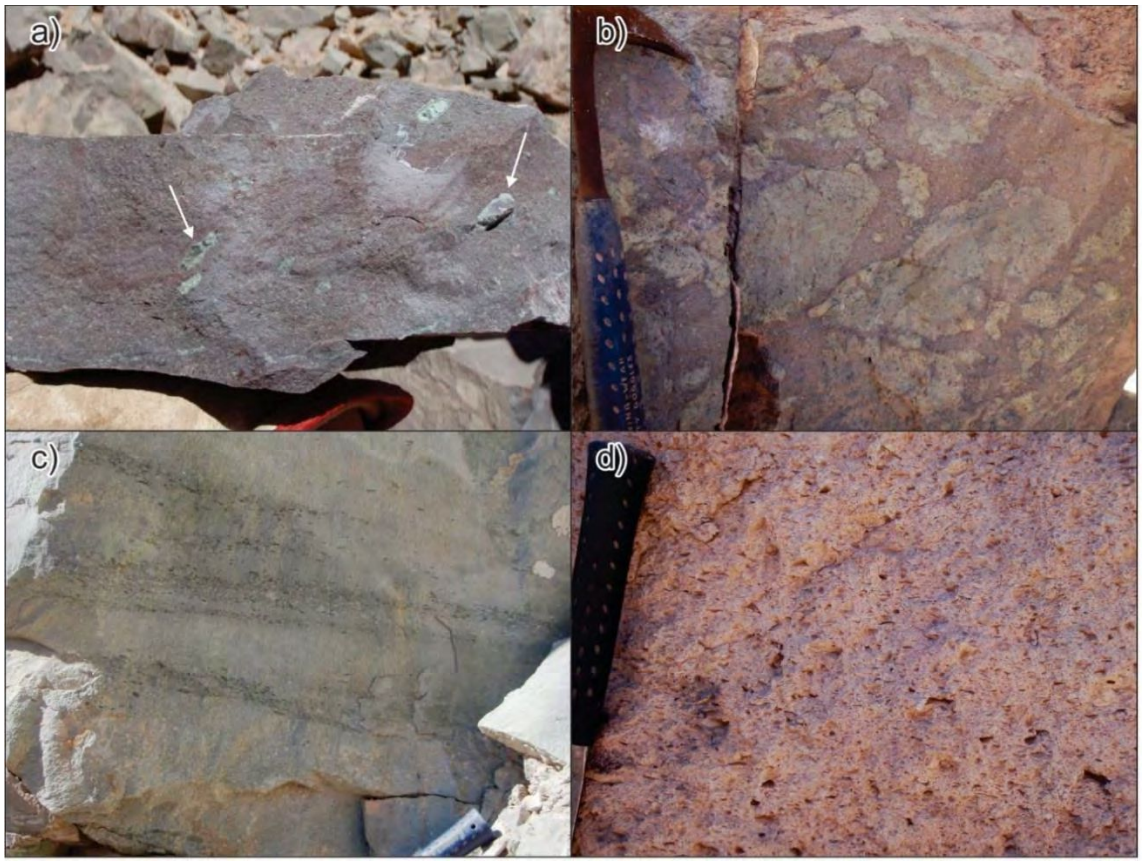


Fig. 2-17. Secuencia Hidromagmática Dumbo. a) Muestra de mano de las Lavas Dumbo Superiores mostrando su naturaleza afírica y la presencia de vesículas rellenas con cuarzo y alunita (indicadas con flechas). b) Muestra de mano perteneciente al nivel de brechas líticas gruesas desarrollado en la base de la Secuencia Piroclástica Superior. c) Depósito de Ignimbritas de la Secuencia Piroclástica Superior con niveles de concentración de fragmentos pumíceos definiendo una estratificación cruzada de tipo difusa. d) Ignimbritas pumíceas de la Secuencia Superior en la parte alta del Cerro Estrella.

Debido a que más del 98% de las perforaciones en todo el distrito han sido realizadas mediante tricono, la enorme mayoría del registro geológico que se posee está almacenado en forma de roca triturada o *cutting*. Sin embargo, se ha realizado un pequeño número de perforaciones en diamantina, la mayoría profundas, de 1000 m, y verticales. Estos pozos han sido de extrema utilidad para el estudio de la geología del

distrito, aunque no han arrojado resultados positivos en cuanto a las mineralizaciones que se proponían interceptar.

e) Sección Piroclástica del Sondaje RC-DDH-1016: Este sondaje exploratorio profundo fue realizado en la base del rajo Dumbo, y permitió comprobar la continuidad de la Secuencia Hidromagmática hasta una profundidad de aproximadamente 650 metros bajo la boca del pozo (m.b.b.p.), donde se observa el contacto entre esta unidad y las ignimbritas de la Fm. Augusta Victoria. Durante una revisión rápida del tramo perforado con diamantina (375 - 1000 m.b.b.p.), se observó una secuencia de características muy similares a la descrita en los rajos para la Sección Piroclástica Inferior, con brechas líticas ricas en clastos de la Fm. Augusta Victoria en la base de la sección, que hacia arriba pasan a un paquete estratificado, con tendencia granodecreciente, donde alternan brechas líticas, ignimbritas pumíceas y niveles de surges laminados. En la proximidad del contacto con la Fm. Augusta Victoria, se identificó además un cuerpo intrusivo de unos 70 m de potencia, correspondiente a un pórfido diorítico con textura granuda y facies de borde con textura porfírica y pasta microgranuda.

Si bien esta unidad no cuenta con dataciones radimétricas, su edad puede ser acotada en base a las edades de las unidades inferiores (Pórfido Cachinalito en Mina Cachinalito) y suprayacente (Lavas Dacíticas Campamento), por lo que de esta manera su edad puede ser limitada al Paleoceno Superior, entre los 59 y 57 Ma (Cohen et al., 2013).

f) Lavas Dacíticas Campamento: Esta unidad presenta un amplio desarrollo hacia el este y hacia el sur de la zona de operaciones de la mina (Fig. 2-3 y Fig. 2-18 a). Aflora cubriendo a la Secuencia Hidromagmática Dumbo y a la Fm. Augusta Victoria en los alrededores de la zona de la mina, y a las Andesitas Las Pailas en el sector norte de la sierra homónima.

Se trata de rocas andesíticas a dacíticas que forman lomadas suaves y redondeadas con afloramientos de aspecto lajoso (Fig.2.18 b). Presentan texturas afíricas a levemente porfíricas (plagioclasas + biotita ± anfíbol), con pequeños fenocristales a veces orientados, rodeados por una abundante pasta afanítica bandeada (Fig.2.18 c), que por sectores puede presentar un aspecto vítreo, o bien presentar texturas de desvitrificación que le dan un aspecto “moteado” a la roca. En función de la geometría y extensión de los afloramientos, esta unidad es interpretada como un complejo de domos y coladas dómicas de composición intermedia.

Sobre estas rocas, Matthews y Cornejo (2006) y Espinoza et al. (2011) han realizado tres dataciones radimétricas por el método Ar-Ar, que arrojaron valores de 57,4 Ma, 56,9 Ma y 55,1 Ma, por lo que la emisión de estas rocas queda acotada entre la parte más alta del Paleoceno Superior y la base del Eoceno Inferior (Cohen et al., 2013).



Fig. 2-18. Lavas Dacíticas Campamento (LDC). a) Vista regional desde la cumbre del Cerro Estrella que muestra la distribución de los afloramientos de estas lavas. b) Afloramiento de las LDC que muestra el aspecto lajoso característico de esta unidad. c) Muestra de mano con el bandeamiento típico de esta unidad.

2.4.3 Cobertura Post-Eocena

Por encima de las secuencias volcánicas descriptas anteriormente se desarrolla una extensa cobertura aluvial (Fig. 2-6) cuya evolución va desde el Mioceno hasta la actualidad, y puede ser subdividida en tres ciclos, de acuerdo a los trabajos de Matthews y Cornejo (2006) y Espinoza et al. (2011). Se trata de depósitos de gravas matriz sostén, mal seleccionadas y no consolidadas, compuestas por clastos polimícticos con geometrías angulosas a subredondeadas (de entre 2 y 20 cm de diámetro), y matriz arenosa. Localmente, pueden estar cementadas por sulfatos o nitratos (caliche).

El ciclo más antiguo corresponde a las llamadas Gravas de Atacama de edad miocena (Mortimer, 1973), que se presentan aterrazadas y disectadas por depósitos de abanicos aluviales del Mioceno Superior al Plioceno denominados Depósitos Aluviales Antiguos por Espinoza et al. (2011). El último ciclo, que corona toda la secuencia volcano-sedimentaria, corresponde a los depósitos aluviales actuales (Pleistoceno-Holoceno), que se presentan cubriendo o disectando a los depósitos antiguos en valles y quebradas, o bien formando pequeños abanicos aluviales.

2.5 Distribución de las unidades en el distrito

Las unidades volcaniclásticas descritas para el distrito (Fig. 2-19) se desarrollaron bajo un régimen tectónico extensional/transtensional vinculado a la evolución de depocentros con orientación meridiana, donde el vulcanismo se emplazó de manera sintectónica bajo

un importante control de las fallas N-S, que no sólo controlaron la ubicación de los aparatos volcánicos, sino que también produjeron su posterior dislocación.

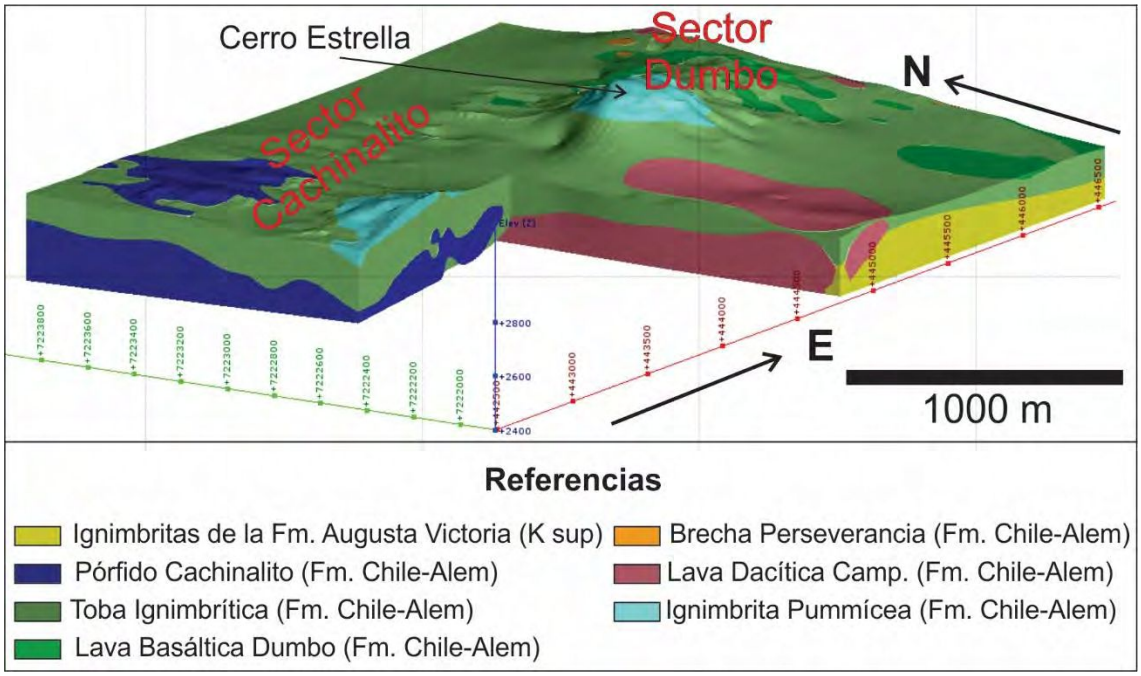


Fig. 2-19. Diagrama de bloque en el que se muestran las unidades geológicas presentes en el sector central del Distrito Minero El Guanaco. Se marcan las áreas de los *ledges* Cachinalito y Dumbo. Diagrama realizado mediante la utilización del *software* Leapfrog®.

Las tres secciones piroclásticas descritas para la Fm. Chile-Alemania presentan marcadas similitudes en cuanto a su arreglo interno: cada una de ellas se inicia con un nivel basal de ignimbritas líticas (brechas líticas) y surges intercalados, que hacia arriba evolucionan a una secuencia estratificada donde alternan ignimbritas de aspecto “arenoso” y depósitos de surges, y culminan con uno o varios paquetes de ignimbritas pumíceas de aspecto masivo con cantidades subordinadas de depósitos de surges. Las características descriptas son compatibles con depósitos generados a partir de la interacción entre un magma (presumiblemente basáltico) y un cuerpo somero de agua (probablemente el nivel freático, o bien una laguna de poca profundidad), y corresponderían a depósitos vinculados a aparatos volcánicos del tipo maar (Cas y Wright, 1987). Por último, el gran espesor de la secuencia (alrededor de 800 m), y la presencia de al menos dos intercalaciones de lavas basálticas, permiten postular la existencia de al menos tres ciclos eruptivos vinculados a la evolución del conjunto, lo que ayuda a afirmar que los procesos que formaron esta secuencia fueron de naturaleza cíclica, y que toda la unidad corresponde a la superposición en el espacio de varios aparatos volcánicos de similares características.

En la Fig. 2-20 se muestran secciones litológicas N-S que se realizaron desde el meridiano 446.600 hasta el meridiano 443.850 con un intervalo de 250 m entre cada sección, abarcando el área del Sector Central del Distrito Minero El Guanaco. Se puede ver como en el arreglo litológico, disminuye la importancia del Pórfido Cachinalito del oeste hacia el este, así como aumenta la presencia de la Lava Dacítica Campamento. La Brecha Perseverancia y el contacto entre la Secuencia Hidromagmática Dumbo (Fm. Chile-Alemania) y la Fm. Augusta Victoria, pasan de estar entre los 2.700 y 2.500 m.s.n.m (inclinando de norte a sur) en la sección 446.600, para encontrarse a profundidades inferiores a los 2.400 m.s.n.m en el extremo este del depósito (Fig. 2-20).

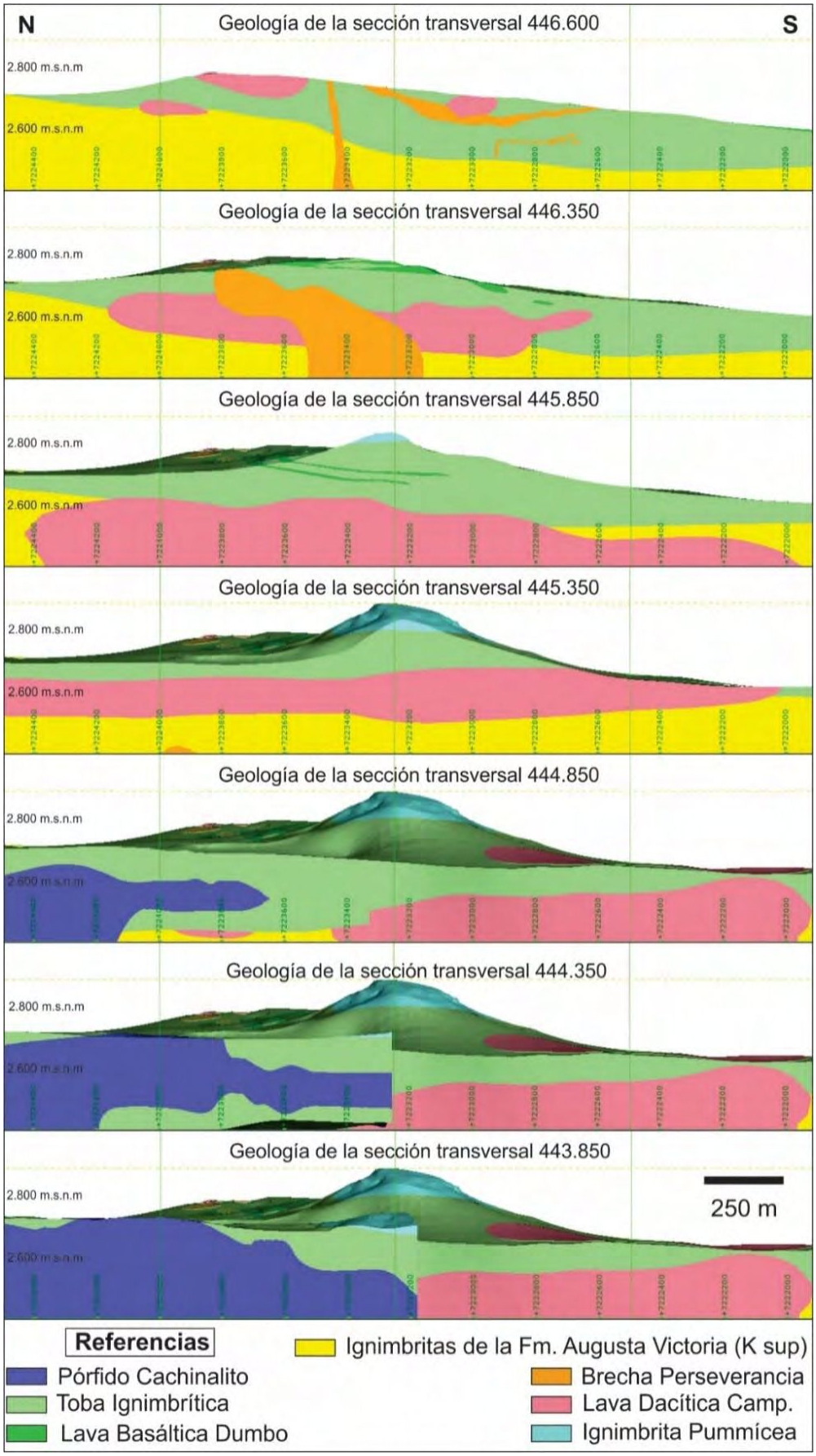


Fig. 2-20. Secciones litológicas N-S del Sector Central del Distrito Minero El Guanaco. Se observa la disposición espacial de los distintos niveles litológicos y la variación de las cotas a la que se ubican los contactos entre las distintas unidades.

CAPÍTULO 3

Mineralización

Estructuras Mineralizadas y Pulsos Mineralizantes

3.1 ESTRUCTURAS MINERALIZADAS

El Distrito Minero El Guanaco agrupa 7 grandes conjuntos de estructuras mineralizadas: conjunto Dumbo – Defensa (DD), Perseverancia (PRS), Cachinalito (CCH), Salvadora – Los Nanos (SLN), Guanaquito (GQ), Quillota (QTA), Inesperada (INSP) y Las Pailas (LP) (Fig. 3-1). El c*luster* de estructuras del sector central, compuesto por los conjuntos de *ledges* DD, PRS, CCH, GQ, QTA y SLN, difiere geológica y metalogenéticamente de los conjuntos INSP y LP, y serán en los que se enfoca está investigación, particularmente comparando el conjunto Dumbo-Defensa (DD) con el conjunto Cachinalito (CCH), las estructuras de mayor importancia económica del distrito.

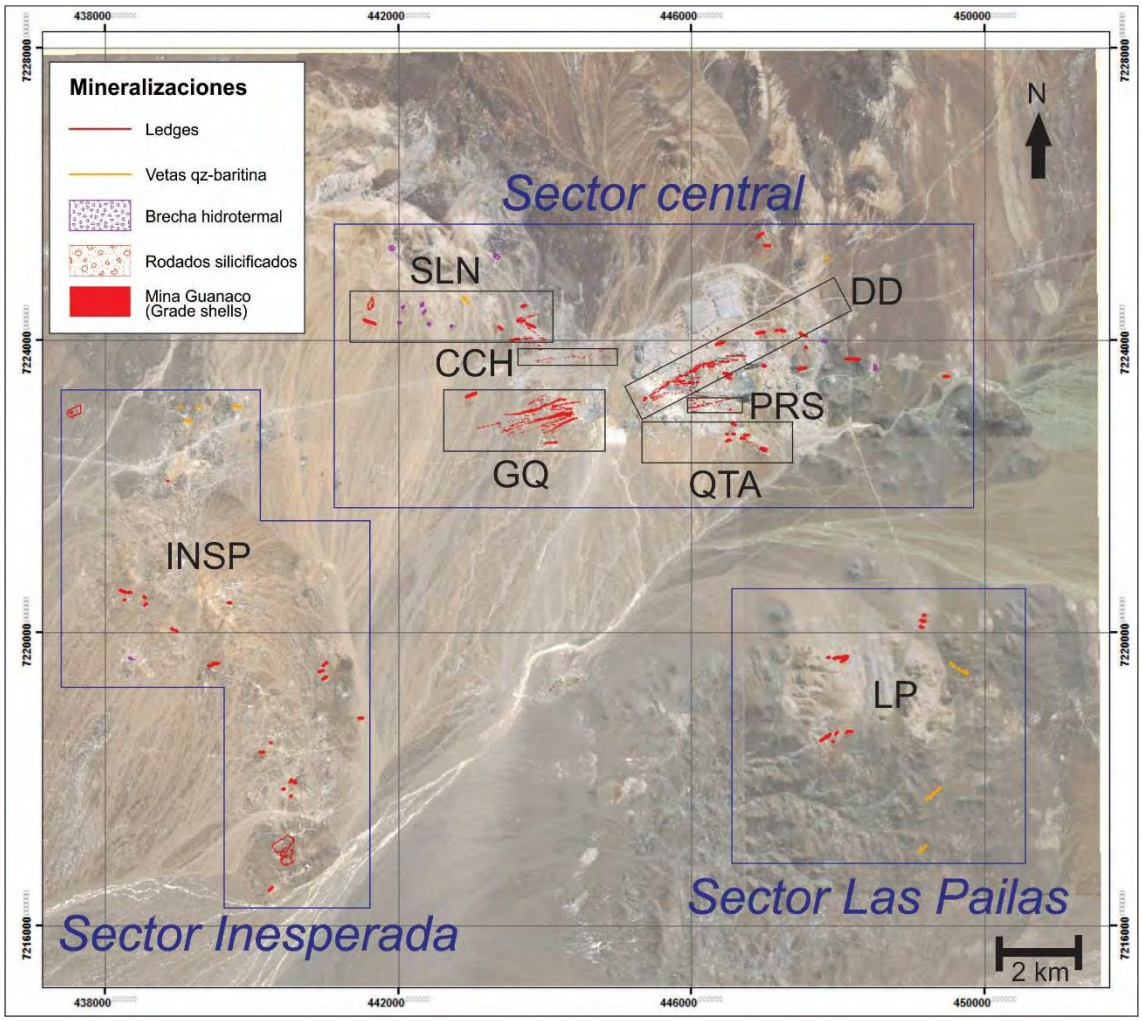


Fig. 3-1. Ubicación de los diferentes sectores con sus respectivas estructuras mineralizadas. En el sector central se ubican los conjuntos Dumbo – Defensa (DD), Perseverancia (PRS), Cachinalito (CCH), Salvadora – Los Nanos (SLN), Guanaquito (GQ) y Quillota (QTA). Los otros dos sectores de menor relevancia minera, hasta el momento, son los sectores Inesperada (INSP) y Las Pailas (LP).

3.1.1 Sector Inesperada (INSP)

El sector de Sierra Inesperada se ubica en la zona sudoeste del área de estudio (Fig. 3-1), y luego del Sector Central, esta serranía constituye el sector del distrito con mayores evidencias de mineralización, observación que es apoyada, además de las investigaciones de campo e informes mineros, por el elevado número de labores antiguas que se reconocen al norte del sector. La principal característica de esta zona es la presencia de un extenso halo de alteración argílica avanzada (cuarzo-alunita) que

afecta a toda la sierra, obliterando en muchos casos las texturas originales de las rocas de caja. Puede reconocerse, asociada a esta alteración, el desarrollo de extensos *caps* silíceos predominantes en la zona sur de la sierra con estructuras tipo *ledges* asociadas a sistemas tipo AS.

Las rocas de caja de estos sistemas corresponden mayormente a las rocas piroclásticas de la Secuencia Hidromagmática Inesperada, a las Lavas Andesíticas Inesperada y a las Lavas Riolíticas Cerro Chancho, y en menor medida, a la Brecha Anfiteatro. Todas estas litologías se encuentran agrupadas dentro de la Fm. Chile-Alemania.

El sector norte de la Sierra Inesperada se caracteriza por la presencia de dos grandes cuerpos de brechas (Fig. 3-2 A), el primero de ellos presenta un diámetro de 1,5 km y se ubica sobre la ladera norte del Cerro Inesperado. Visto en planta, el cuerpo mayor (Fig. 3-2 A y Fig. 3-2 B) se caracteriza por una geometría compleja, con un sector central sub-circular rodeado por un anillo incompleto con forma de media luna. El segundo de ellos, tiene unos 500 m de diámetro y está ubicado sobre el Cerro Media Luna, al este del Cerro Inesperado. Fig. 3-2 A.

Internamente, ambos se componen de brechas líticas masivas, con arreglo matriz sostén (Fig. 3-2 C) y clastos polimícticos de lavas andesíticas y riolíticas con diámetros que varían desde algunos milímetros a varios metros. Una característica distintiva de estos cuerpos de brechas es la presencia de clastos cuyos bordes presentan alteración hidrotermal (ver flechas en la Fig. 3-2 C). Los clastos están rodeados por cantidades variables de un matriz fina y tonalidades moradas, que por sectores se presenta silicificada y/o fuertemente oxidada.

Los contactos de los cuerpos de brechas son netos con las Lavas Andesíticas Inesperada, y a partir de ellos pueden observarse numerosos cuerpos tabulares de brechas (diques), de entre 0,5 y 2 m de potencia, que irradian desde la brecha hacia las rocas de caja (Fig. 3-2 D). Por sectores se observan pequeños cuerpos o “guías” de brechas finas con evidencias de fluidización interna que cortan al cuerpo principal de brechas.

En función de la asociación espacial y las similitudes observadas entre estos cuerpos y las rocas piroclásticas de la Secuencia Hidromagmática Inesperada (aspecto general de la matriz y composición de los litoclastos), se interpreta a ambas unidades como pertenecientes a un mismo aparato volcánico de tipo maar (Cas & Wright, 1987), donde la secuencia hidromagmática representaría las facies del anillo de tobas (*tuff ring*) y las brechas corresponderían a las facies de diatrema. De esta manera, y si bien no se cuenta con dataciones radimétricas que lo confirmen, se considera que las brechas tienen la misma edad que la Secuencia Hidromagmática Inesperada.

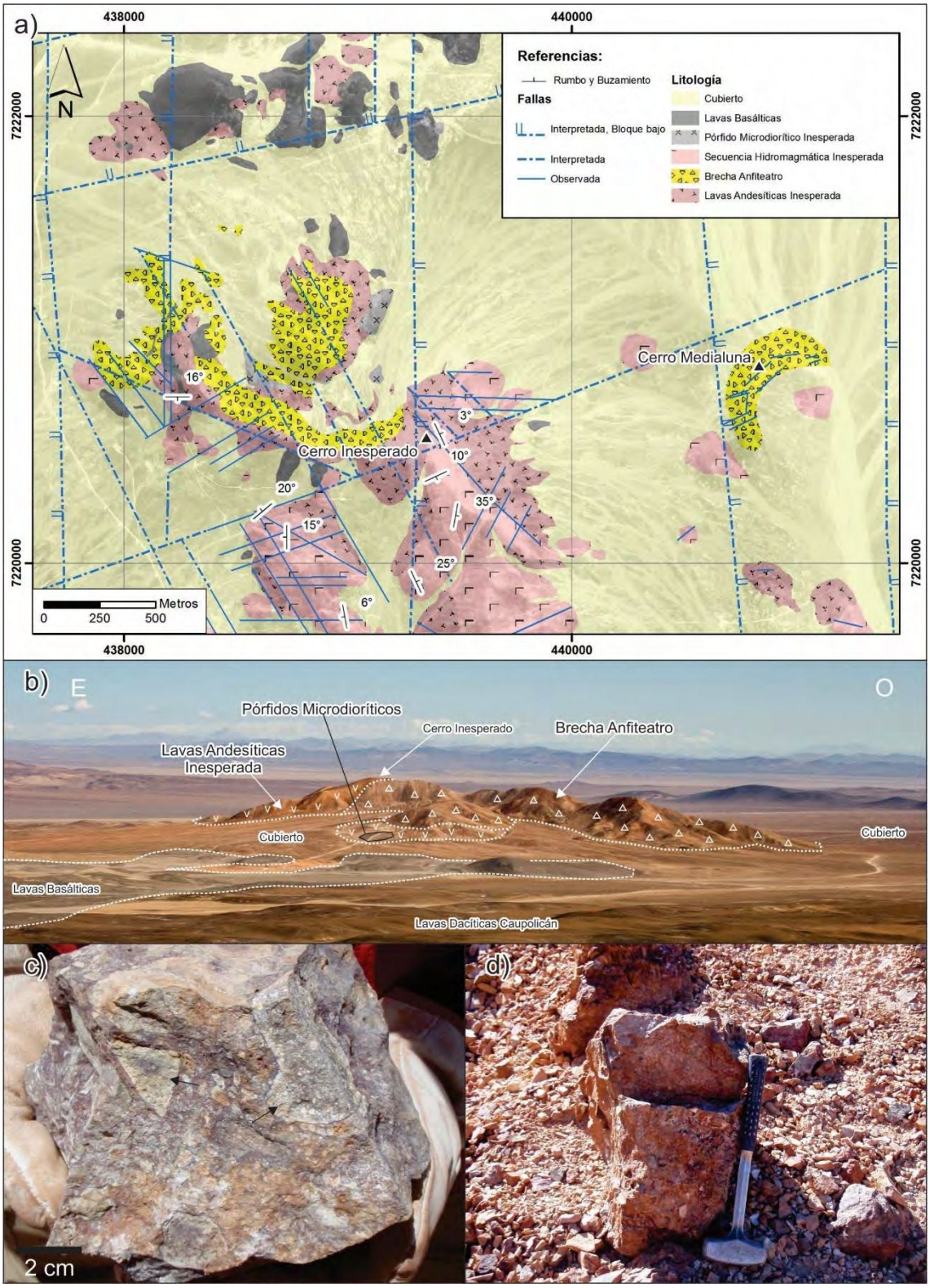


Fig. 3-2. Brecha Anfiteatro. A) Mapa Geológico del sector norte de la Sierra Inesperada mostrando la geometría y distribución de los cuerpos de brechas. B) Vista regional hacia el sur mostrando el afloramiento principal de la Brecha Anfiteatro y sus relaciones de campo. C) Muestra de mano con clastos cuyos bordes están alterados por hidrotermalismo. D) Dique de brechas cortando a las Lavas Andesíticas Inesperada.

3.1.1.1 Alteración Hidrotermal: se reconocieron dos tipos de alteración hidrotermal en la Sierra Inesperada: la alteración argílica avanzada y la silicificación penetrativa, ambos espacialmente asociados, aunque predominando en distintos sectores del cordón.

Hay presente un nivel silicificado (*silica* cap) que se encuentra dislocado por el sistema de fallas N-S en una serie de bloques tectónicos (*horst y graben*) de orientación meridiana y desplazados entre 20 y 70 m en la vertical (Fig. 3-3 A). Inmediatamente por debajo de estos niveles silicificados (Fig. 3-3 B), puede reconocerse una alteración argílica avanzada (Fig. 3-3 C) dominada por la asociación cuarzo-alunita, que localmente es acompañada por estructuras tipo *ledges* caracterizadas por la presencia de *vuggy-silica*. Este tipo de alteración es interpretado como perteneciente a un extenso nivel de *lithocap* (Sillitoe, 1995) desarrollado en los niveles someros de un sistema magmático-hidrotermal.

El sector norte de la sierra se distingue por una intensa alteración hidrotermal argílica avanzada que da lugar a una anomalía de color dominada por tonos bayos, amarillentos y anaranjados que afecta principalmente a las Lavas Andesíticas Inesperada y a la Secuencia Hidromagmática Inesperada. En líneas generales, este tipo de alteración hidrotermal oblitera por completo la textura original de las rocas, reemplazándola por una asociación de cuarzo-alunita-caolinita. Asociada a estos sectores puede reconocerse una densa red de vetillas de hasta 5 mm de espesor con rellenos de cuarzo-alunita, con pátinas y rellenos de jarosita tardía (Fig. 3-3 D). En algunos lugares puntuales, se identifican masas cristalinas de alunita tabular gruesa y radiada, de probable origen hipógeno (Fig. 3-3 E), parcialmente reemplazadas por su variedad supergénica de grano fino (Tapia, 2007).

3.1.1.2 Estructuras Mineralizadas: Las principales estructuras tipo *ledges* del área INSP se ubican en las partes central y norte de la sierra y están alojadas en afloramientos de la Secuencia Hidromagmática Inesperada y de las Lavas Andesíticas Inesperada. Se tratan de estructuras discontinuas, con rumbos E-O, NE-SO (N40-60º) y NO-SE (N100º), con longitudes máximas de hasta 200 metros y espesores de entre 1 y 2 m. Están caracterizados por texturas de tipo *vuggy* de colores grises y pardos oscuros, por sectores brechados y cementados por cuarzo-alunita y caolinita, y en algunos casos el azufre nativo rellena cavidades.

3.1.2 Sector Las Pailas (LP)

El sector norte de la Sierra de Las Pailas (Fig. 3-1) se caracteriza por la presencia de una extensa zona de alteración hidrotermal de tipo argílica avanzada, a la cual se asocian espacialmente estructuras tipo *ledge* compuestas por cuarzo residual (*vuggy silica*) y pequeños cuerpos subhorizontales a modo de *silica-cap*. Este tipo de alteración, junto con las estructuras tipo *ledges*, conforman un *lithocap* de al menos 1 km² desarrollado sobre la secuencia cretácica de la Fm. Augusta Victoria (ver capítulo 2), y potencialmente vinculada a un pórfido de esa misma edad (Permuy et al., 2015).

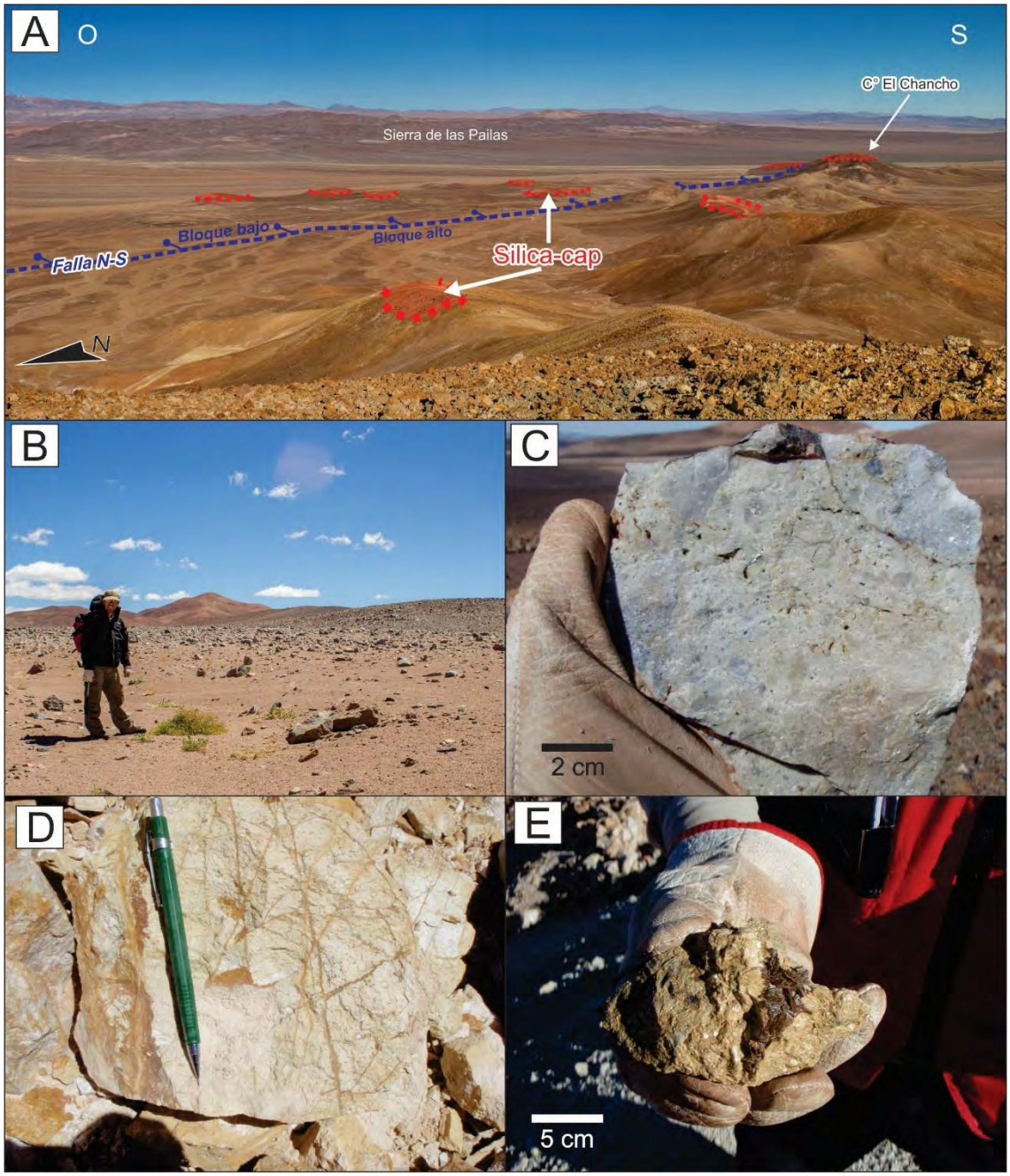


Fig. 3-3. Sector Sierra inesperada (INSP). A) Vista general del sur de la Sierra Inesperada, mostrando la relación entre una de las fallas N-S y el nivel de *silica-cap*. B) Vista general de un campo de bloques silicificados correspondiente a los afloramientos del s*ilica cap* del sur de la Sierra Inesperada. C) Muestra de mano de brecha lítica con alteración argílica avanzada. D) Red de vetillas de cuarzo-alunita con jarosita superpuesta. E) Alunita de grano grueso como relleno de vetillas en el sector norte de la Sierra Inesperada.

3.1.2.1 Alteración Hidrotermal: En el extremo norte de la Sierra Las Pailas (Fig. 3-1) se distingue una zona con una fuerte anomalía de color, producto de una alteración hidrotermal de tipo argílica avanzada (cuarzo-alunita) desarrollada exclusivamente sobre rocas lávicas y piroclásticas de la Fm. Augusta Victoria. Esta alteración se presenta en una zona principal con una geometría elongada en sentido N-S que hacia el norte es acompañada por zonas más pequeñas alineadas en el sentido E-O (Fig. 3-4 A). Dentro de estas zonas pueden reconocerse zonas fuertemente silicificadas y la presencia de brechas de caolinita vinculadas a la traza de las fallas.

Las relaciones de campo muestran que esta zona de alteración es cubierta por rocas inalteradas correspondientes a la unidad de Lavas Andesíticas Las Pailas, datadas por Mathews & Cornejo (2006) en el Paleoceno Inferior, por lo que se interpreta que esta zona de alteración puede ser de edad cretácica y corresponder a un ciclo metalogenético más antiguo al registrado en el Sector Central.

3.1.2.2 Estructuras Mineralizadas: Se reconocieron una serie de estructuras tipo *ledge* asociadas espacialmente a las zonas de alteración, con rumbos NE-SO y E-O, con longitudes de entre 200 y 250 metros y potencias que alcanzan los 3 metros (Fig. 3-4 B). En líneas generales las estructuras con rumbo E-O tienen un menor desarrollo y un mayor predominio de texturas brechosas con clastos de *vuggy*, lo que sugiere que al menos parte de estas estructuras fueron reactivadas como fallas posteriores a un evento de lixiviación ácida. Por último, la presencia de estructuras menores, tipo *splay*, con dirección N40ºE, sugieren una cinemática dextral para el conjunto. Las estructuras NE-SO (Fig. 3-4 C) están caracterizadas por texturas de tipo *vuggy silica*, con oquedades no rellenas (sin mineralización observable) (Fig. 3-4 D), y en algunos casos cortadas por vetillas de baritina. En el contacto con la roca de caja desarrollan una zona silicificada con intensidades variables. Al igual que la zona de alteración, estas estructuras están alojadas en las rocas de la Fm. Augusta Victoria.

Por último, algunas estructuras silicificadas y niveles de *silica cap* estériles, se extienden hacia el norte de la Sierra Las Pailas, en cercana asociación a las rocas de la Fm. Augusta Victoria hacia el este de la zona de operaciones de la Mina (Fig. 3-1).

Los estudios químicos de estas estructuras no arrojaron anomalías en metales preciosos ni en elementos trazadores. Los trabajos de mapeo realizados por Tapia (2007) también reconocieron estas estructuras, que además fueron muestreadas de manera sistemática, sin resultados alentadores. Estas estructuras se asocian a zonas de silicificación penetrativa y zonas con alteración cuarzo-alunita en las cuales se encuentran escasos laboreos antiguos sin mineralización evidente.

Se hallaron vetas de cuarzo-baritina asociadas a la unidad Lavas Andesíticas Las Pailas fuera de la zona de alteración argílica avanzada. Se tratan de vetas con rumbos NE-SO y NO-SE, con espesores de 30 a 40 centímetros, con rellenos bandeados de cuarzo-baritina y óxidos de Mn (Fig. 3-4 E). Estas estructuras fueron muestreadas en superficie y en los desmontes de una labor antigua sin registrar resultados geoquímicos anómalos.

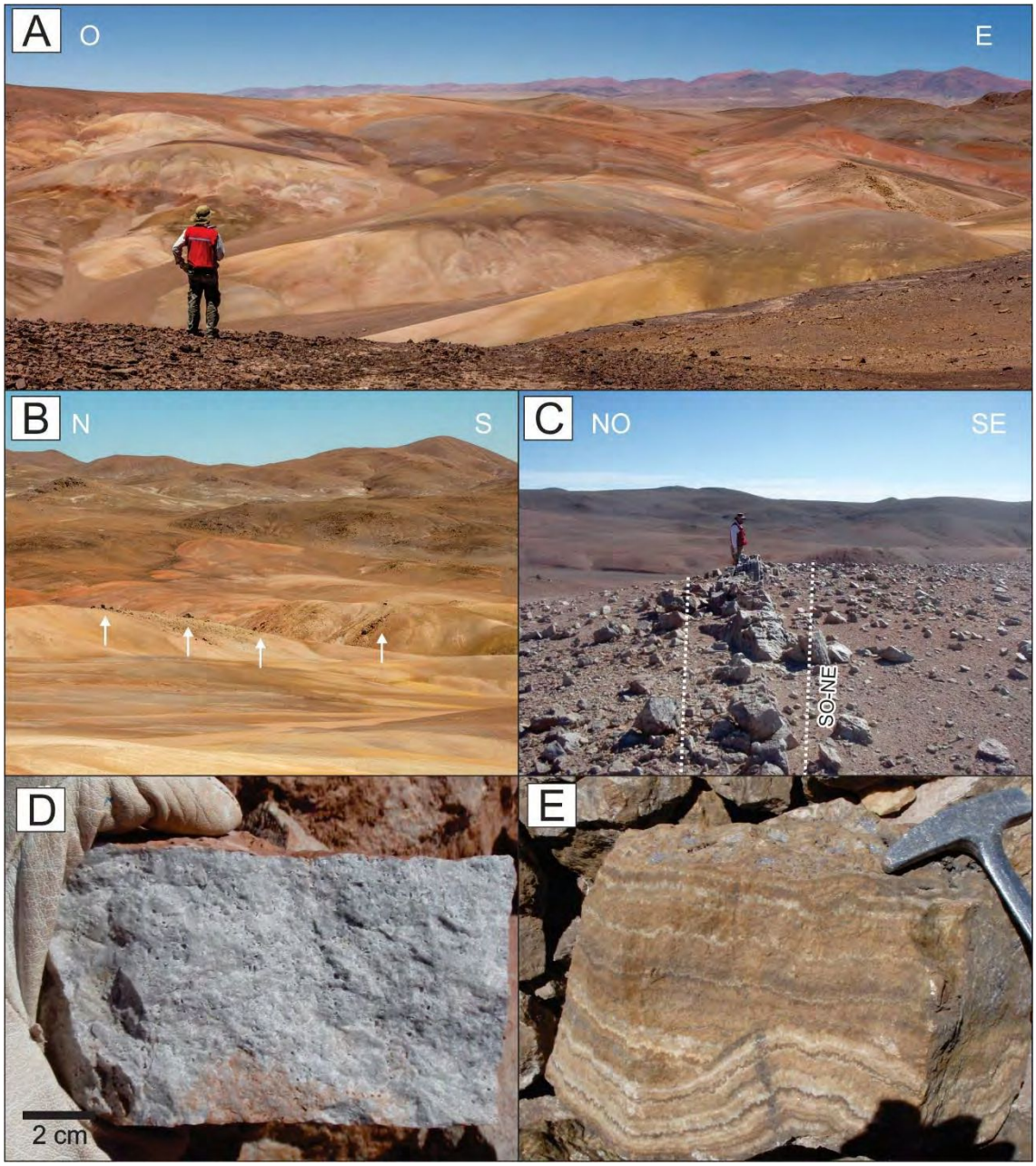


Fig. 3-4. A) Vista de la zona de alteración hidrotermal (anomalía de color) con una geometría elongada en sentido N-S que hacia el norte es acompañada por zonas más pequeñas alineadas en el sentido E-O. B) Vista general de la estructura tipo *ledge* desarrollada en la zona de alteración (flechas blancas). C) Afloramientos de la estructura tipo *ledge* NE-SO en la Fm. Augusta Victoria. D) Muestra de mano de *ledge* con textura *vuggy silica* con oquedades, sin mineralización observable. E) Muestra de mano de una veta de cuarzo-baritina con textura bandeada.

3.1.3 Sector Central

El sector central del distrito (Fig. 3-1) aglomera a las estructuras de mayor importancia minera de la zona: ellas son el gran conjunto Dumbo-Defensa y el conjunto Perseverancia, explotados en las últimas décadas mediante la técnica de *open pit*. El *ledge* Dumbo ha sido vuelto a explotar mediante minería subterránea a mediados del año 2017 y Cachinalito ha sido la principal estructura en explotación del yacimiento mediante minería subterránea desde la última apertura de la mina en 2010. El único conjunto que todavía no ha sido explotado por la minería moderna, a pesar de tener

numerosas labores antiguas, aunque sí moderadamente explorado, es el conjunto Guanaquito, que incluye a las estructuras Santo Domingo, San Felipe, Hércules, Marcelina y Casualidad (Fig. 3-5).

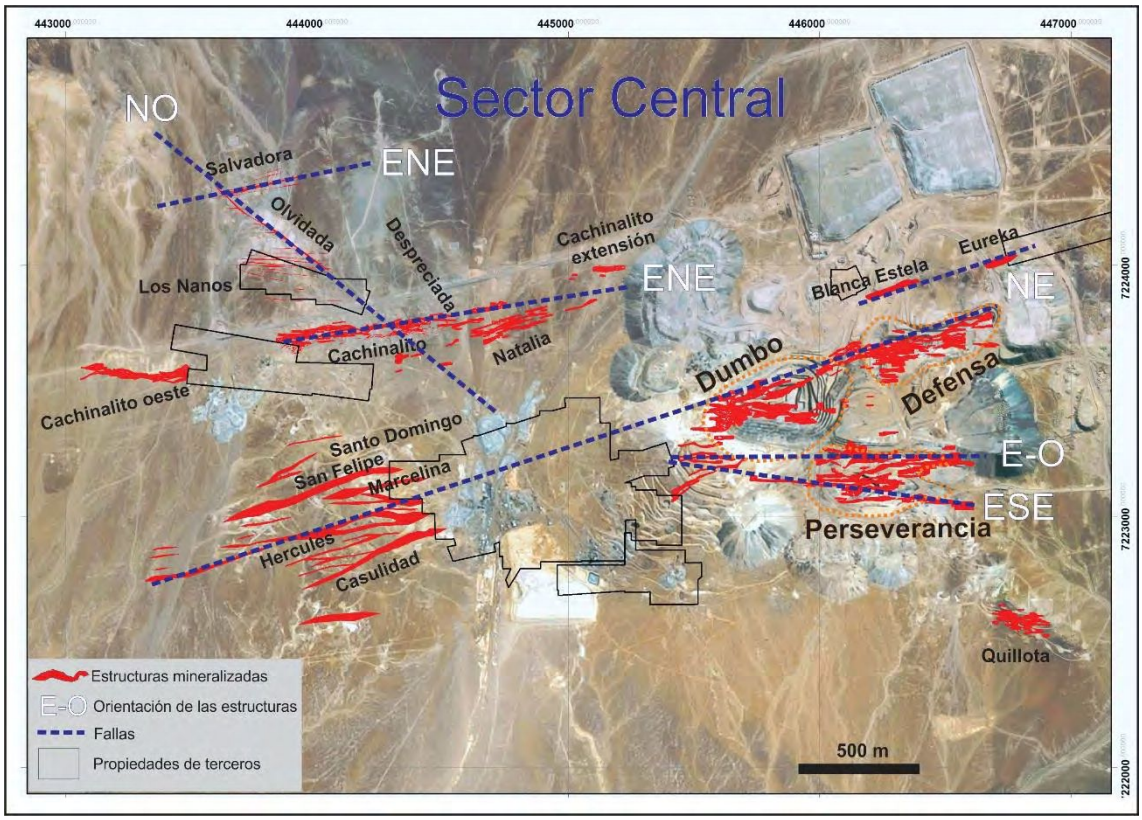


Fig. 3-5. Mineralizaciones aflorantes y ciegas del Sector Central del Distrito Minero El Guanaco. Se indican los nombres de las estructuras mineralizadas más importantes de la zona y los lineamientos estructurales de mayor magnitud.

3.1.3.1 Conjunto Dumbo – Defensa

Los *ledges* Dumbo y Defensa (Fig. 3-6) están fuertemente relacionados ya que su estructuración, ubicación, composición y orientación son muy análogas. Ambas estructuras conforman una de las más importantes yacencias de mineralización del distrito. Los *ledges* Dumbo y Defensa han sido intensamente explorados mediante perforaciones de aire reverso y han sido la principal fuente de producción aurífera de todo el Distrito Minero El Guanaco (Galina et al., 2014a). (Fig. 3-7).

La gran estructura DD (Dumbo-Defensa) consiste en un gran corredor de *ledges* de cuarzo oqueroso o *vuggy silica* de 1400 m de corrida y de hasta100 m de espesor, con una orientación N 65º E y una inclinación que varía entre la vertical y los 85º hacia el norte.

Matthews y Cornejo (2006) interpretan esta gran estructura como la falla principal de un hemigraben de edad paleocena superior, que inclina fuertemente hacia el norte y separa un bloque de lavas y tobas del Paleoceno Medio hacia el sur, de un relleno de tobas del Paleoceno Superior hacia el norte. Los autores sugieren una discordancia angular entre las secuencias del Paleoceno medio y superior. Permuy et al., 2015 en sus trabajos de campo comprobaron que todas las rocas a ambos lados de la falla pertenecen a la Secuencia Hidromagmática Dumbo, sin poder corroborar la existencia de esta superficie mencionada.

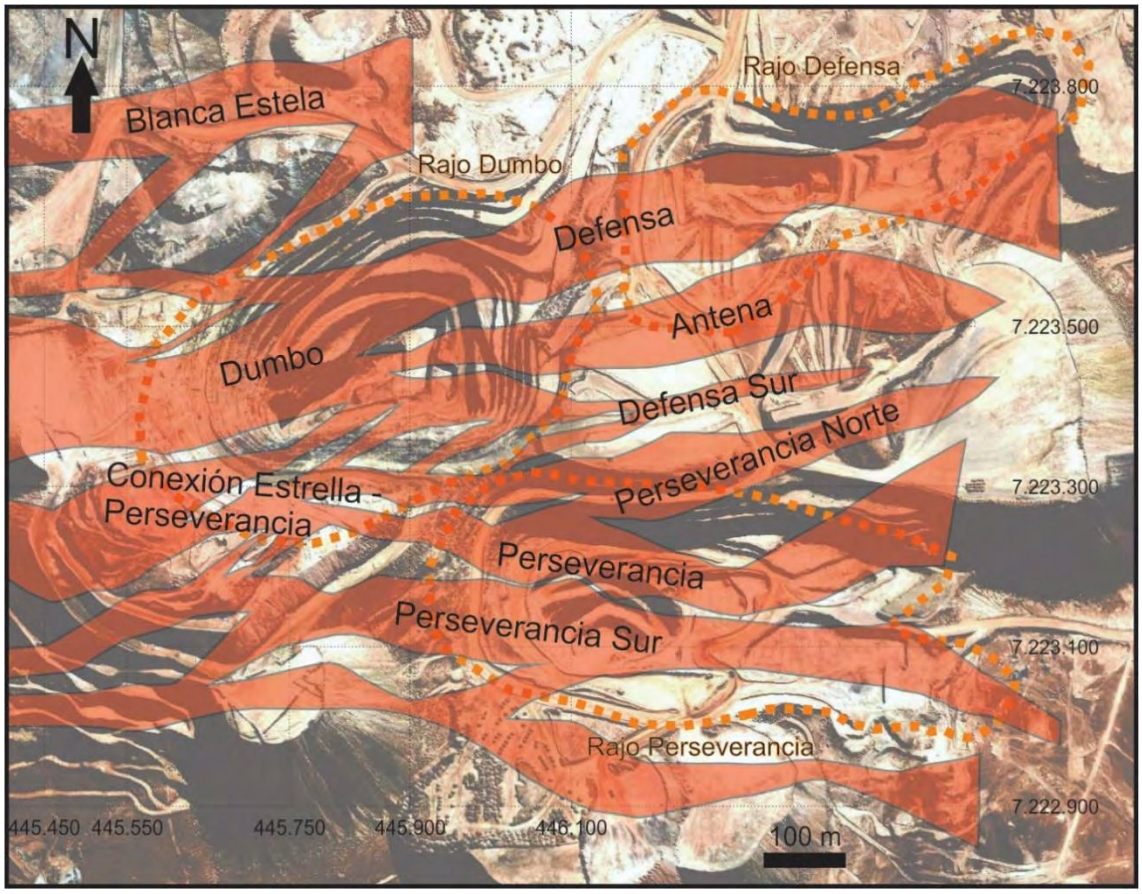


Fig. 3-6. Principales corredores mineralizados de la zona ya explotada mediante minado a cielo abierto. Se destaca el corredor principal Dumbo Defensa, donde se desarrollan los *open pits* de mayor tamaño, por sus dimensiones, extensión y continuidad.

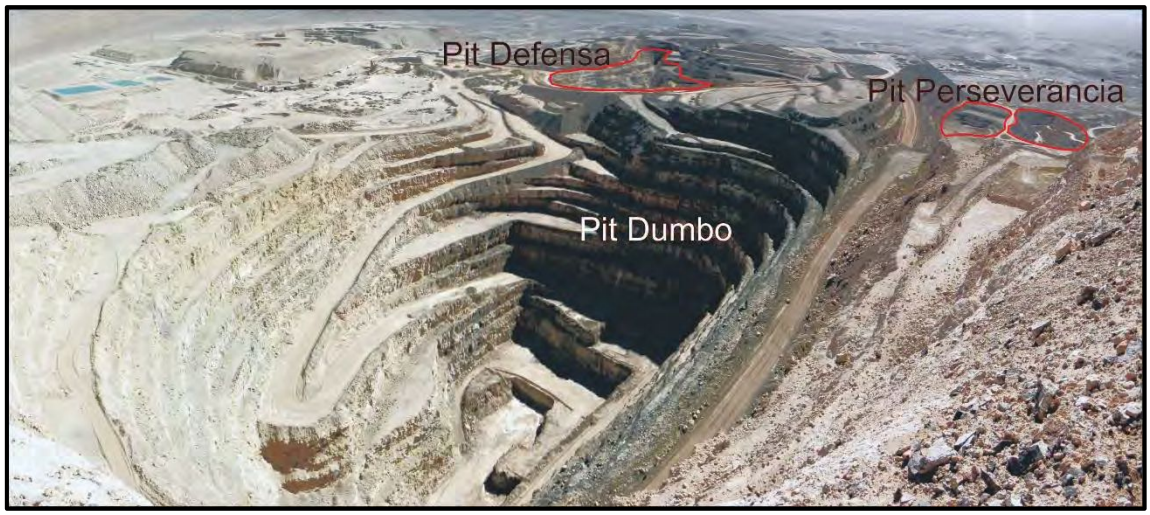


Fig. 3-7. Imagen panorámica tomada desde el Cerro Estrella hacia el NE mostrando el gran *pit* Dumbo y los *pits,* o rajos, Defensa y Perseverancia. En la esquina superior izquierda de la fotografía se pueden apreciar las pilas de lixiviación y las piletas con solución cianurada.

Los *ledges* que conforman estas estructuras son grandes cuerpos de cuarzo oqueroso rodeados por una salbanda de alteración hidrotermal que disminuye su intensidad a medida que aumenta la distancia respecto a la estructura, hasta encontrar roca de caja inalterada. Si bien los grandes corredores mineralizados de Dumbo-Defensa (Fig. 3-6) pueden modelarse como estructuras tabulares de espesor más o menos constante y

una corrida continua que inclina ligeramente hacia el norte, la estructura está compuesta por numerosos ledges que se amalgaman, unen y entrelazan para conformar el gran corredor DD (Fig. 3-8).

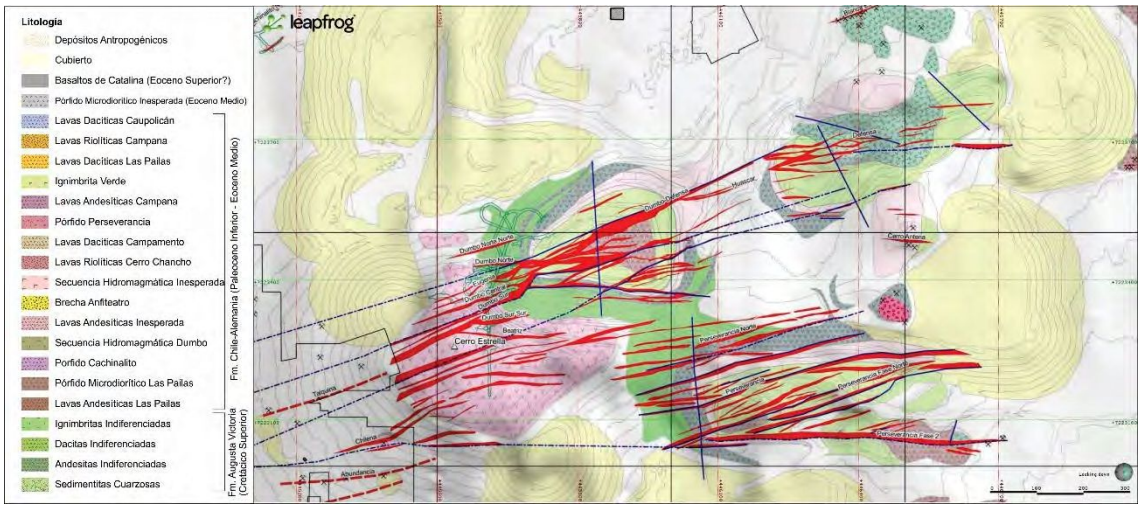


Fig. 3-8. Conjunto de *ledges* que se amalgaman, unen y entrelazan para formar el gran corredor Dumbo-Defensa.

La morfología de los *ledges* no es continua ni homogénea, a pesar de modelarlos como estructuras tabulares. En la Fig. 3-9 se observa la geometría de las estructuras de *vuggy silica*, o sílice oquerosa, que forman un intrincado juego de ramas que se aglutinan en las cercanías del Cerro Estrella (sección 445.450) mientras que se abren hacia el este, dando lugar a las estructuras Defensa, Antena y Perseverancia (Fig. 3-6).

Las estructuras mineralizadas moldean su geometría y forma a medida que atraviesan cada capa de roca de la Secuencia Hidromagmática Dumbo (Galina et al., 2013), cada una con diferentes características reológicas (Fig. 3-10 A). Las fracturas que proveen el espacio necesario para la migración del fluido hidrotermal se diversifican en varias ramas cuando atraviesan rocas poco coherentes como las tobas piroclásticas (Fig. 3-10 B), y se concentran en una gran estructura cuando atraviesan rocas competentes, como las coladas de lava (Fig. 3-10 C).

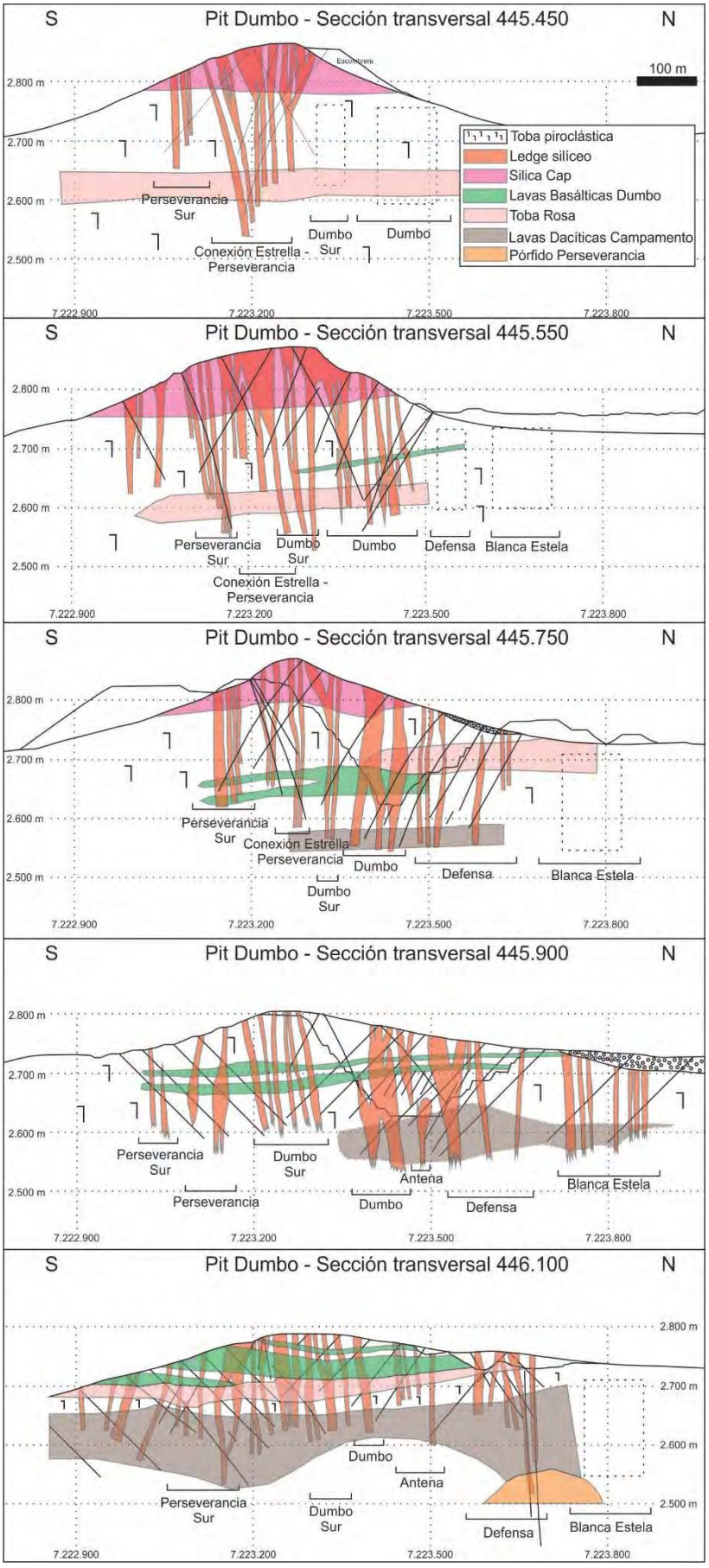


Fig. 3-9. Secciones transversales del *ledge* Dumbo que muestran las litologías de la roca de caja y las estructuras de sílice oquerosa.

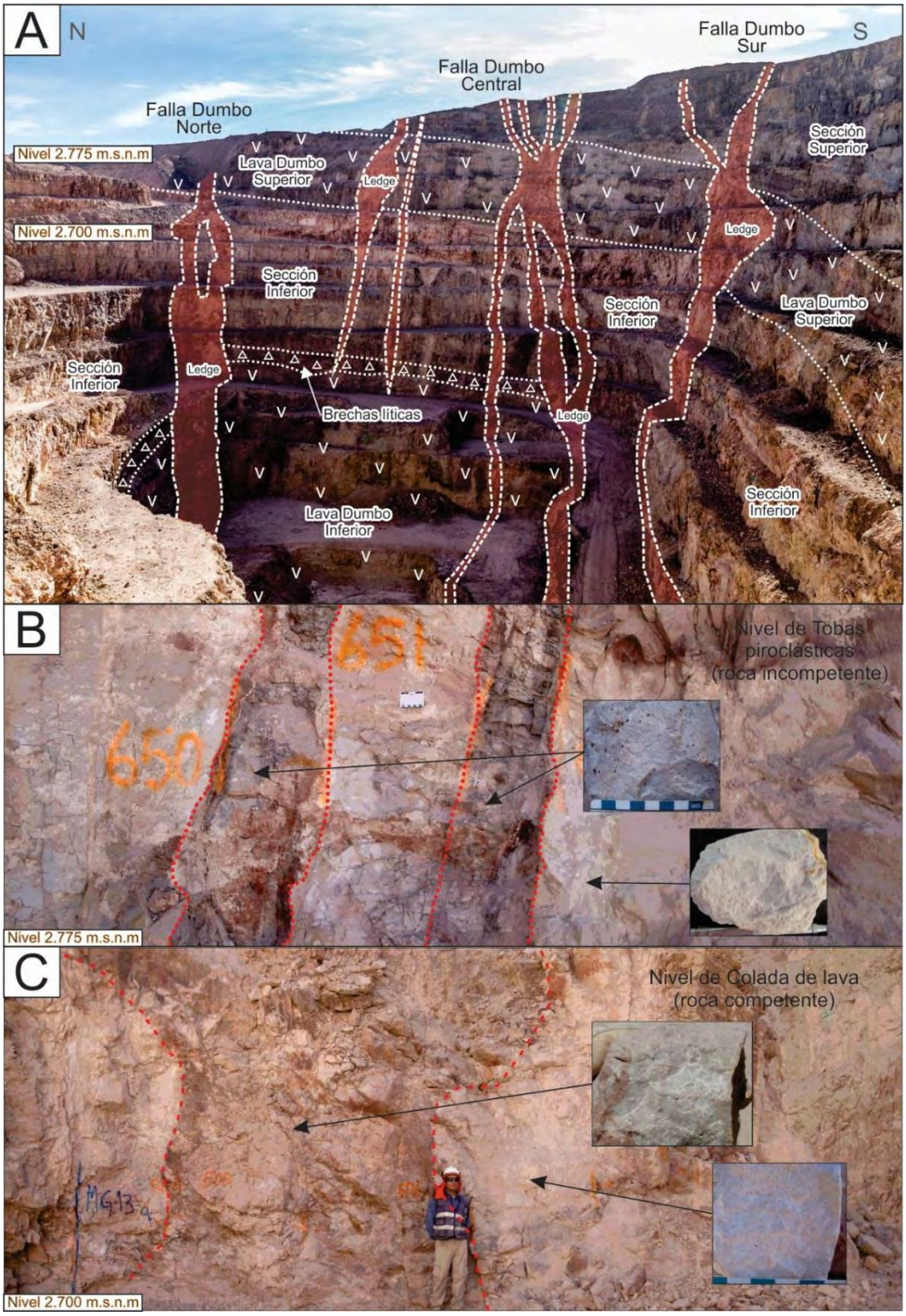


Fig. 3-10. A) Pared Este del rajo Dumbo donde se observan diferentes morfologías de las estructuras mineralizadas al atravesar litologías de diferente comportamiento reológico. B) Detalle del nivel 2.775 m.s.n.m del rajo Dumbo donde se observa como la estructura mineralizada se divide en ramas de no más de 50 cm de espesor cuando atraviesa los depósitos piroclásticos. Muestras de mano del *ledge* y de la roca de caja alterada. C) Detalle del nivel 2.700 m.s.n.m del rajo Dumbo donde se observa un *ledge* de 10 m de espesor que atraviesa las coladas lávicas. Muestras de mano del ledge y de la roca de caja alterada.

Como ya se ha detallado en el capítulo 2 y graficado y ejemplificado en los párrafos anteriores, la Secuencia Hidromagmática Dumbo cuenta con una variedad de litologías piroclásticas y lávicas (Fig. 3-11).



Fig. 3-11. Fotografías en muestra de mano de las diferentes variedades de roca que componen la Secuencia Hidromagmática Dumbo.

Debido a la variedad de tipos litológicos presentes en la zona, las alteraciones hidrotermales, incluyendo las estructuras de *vuggy silica* (roca hospedante de los pulsos mineralizantes), varían su aspecto y estructura dependiendo de la roca original que fue afectada por la actividad epitermal. Así, las rocas más porosas generan estructuras de sílice oquerosa con más del 15% de porosidad mientras que rocas compactas, como lo son las coladas lávicas, generan una estructura de sílice menos porosa y más maciza producto de lixiviación ácida (Fig. 3-12).

3.1.3.2 Conjunto Cachinalito

Cachinalito es actualmente la estructura en producción de mayor importancia del yacimiento. Se analizaron los mapeos de detalle de cada nivel en planta, diferenciando segmentos mineralizados de distintas orientaciones y generando puntos de toma de datos donde se midieron y analizaron variables como rumbo, inclinación, longitud y espesor de los ledges mediante el uso de la brújula geológica.

Esta estructura presenta un rumbo general ENE-OSO (Fig. 3-13) con inclinación sub-vertical, potencias que rondan los 3 m promedio, es no aflorante casi en su totalidad y se desarrolla a profundidades de hasta 100 m, con leyes promedio de 7 g/t Au equivalente, aunque presenta valores que superan los 50 g/t Au equivalente. Posee una morfología vetiforme muy discontinua con una segmentación interna de los *ledges* bien marcada (Fig. 3-14): los diferentes tramos del *ledge* Cachinalito tienen rumbos que cambian a lo largo de la corrida, pudiendo fluctuar a intervalos de pocos metros. Se identificaron cuatro sectores para Cachinalito: el sector Este, con segmentos principalmente ENE-OSO (N70° - N60°) hasta NE-SO (N45° - N50°); el sector Central Este caracterizado por una orientación E-O (N80° - N90°); el sector Centro Oeste representado por segmentos de orientación ENE-OSO (N70° - N60°) y ESE-ONO (N110° - N120°); y finalmente el sector Oeste representado por un segmento de rumbo E-O (Fig. 3-13). En resumen, la morfología de la estructura mineralizada Cachinalito está definida por segmentos de tres orientaciones principales: una que incluye las orientaciones E-O, otra de rumbos ENE-OSO y NE-SO, y una última dirección discordante y de menor importancia, ONO-ENE (Fig. 3-14).

La roca de caja de la estructura Cachinalito consta, en orden ascendente, de una colada lávica porfírica (Pórfido Cachinalito), una brecha piroclástica y una lapillita ignimbrítica, pertenecientes a la Secuencia Hidromagmática Dumbo descrita en el capítulo 2.

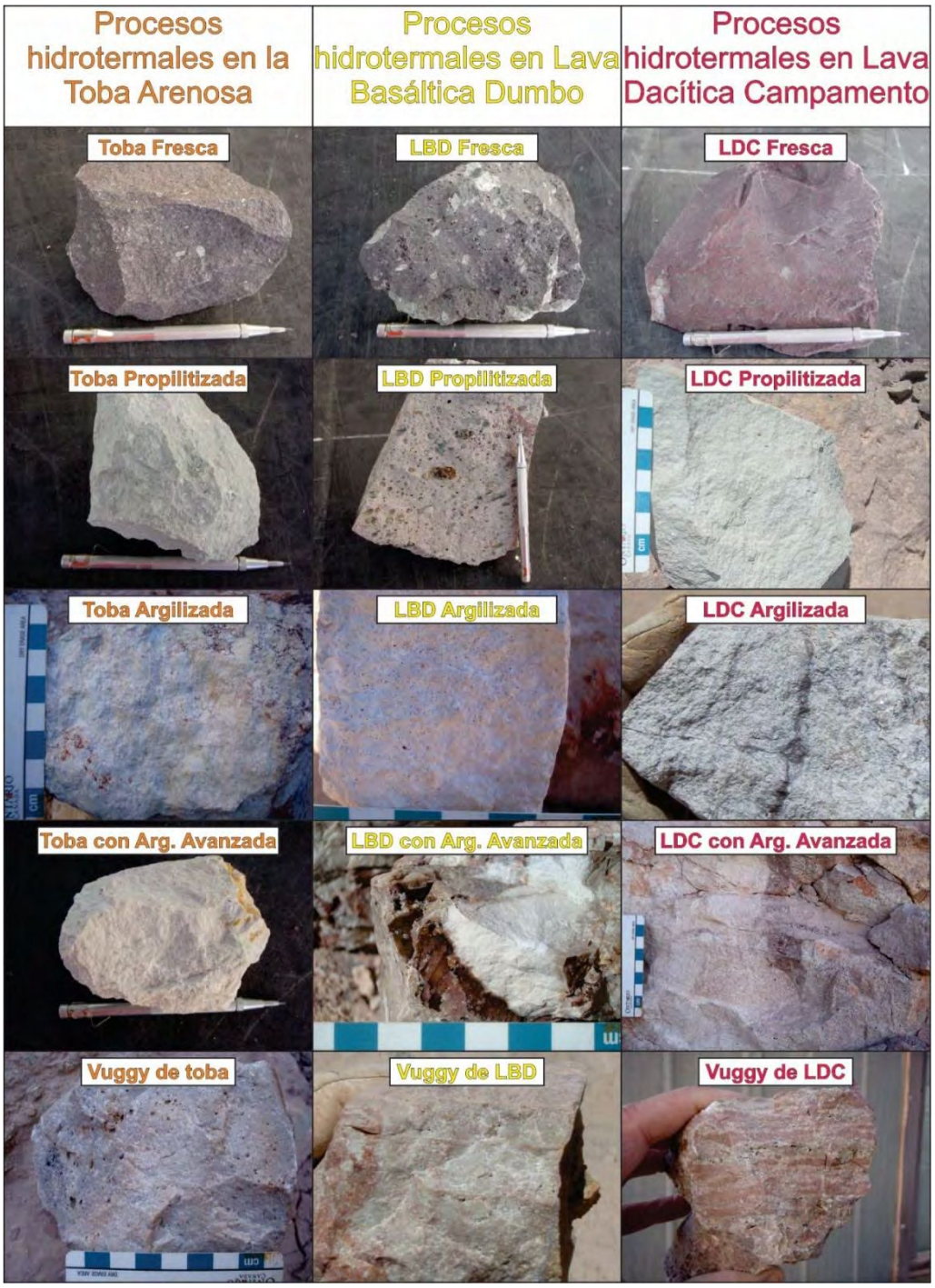


Fig. 3-12. Variedad de alteraciones hidrotermales en el *ledge* en función de la roca a la que altera. Se ejemplifican las rocas frescas correspondientes a las litologías Toba Arenosa, Lava Basáltica Dumbo (LBD) y Lava Basáltica Campamento (LBC), sin alterar y con alteración propilítica, argílica, argílica avanzada y lixiviación ácida.

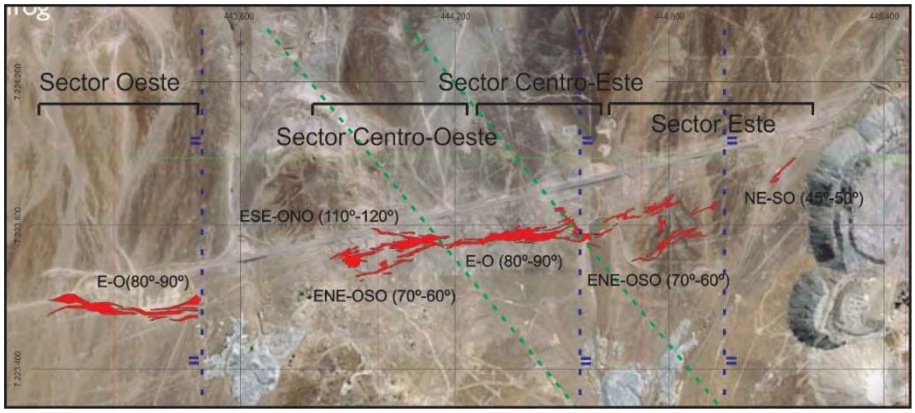
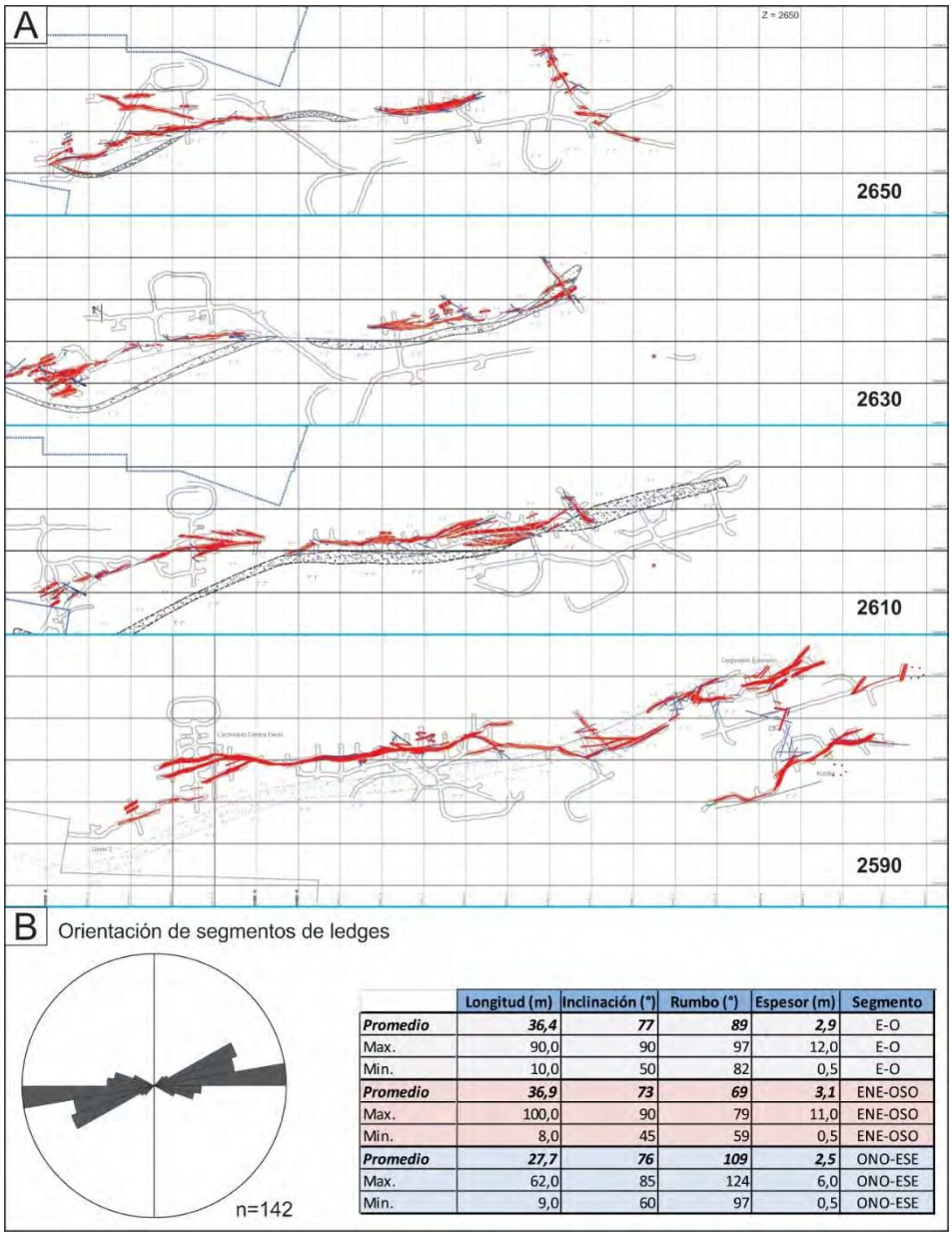


Fig. 3-13. Vista en planta de la estructura Cachinalito con la proyección en superficie de los *ledges* mapeados en las labores subterráneas. Se diferencian los 4 grandes tipos de orientación que presenta esta estructura: E-O, ENE-OSO y NE-SO, y por último ONO-ESE. Se observan en azul las fallas N-S más importantes y se marcan en verde las trazas de las fracturas post-mineral.



	Longitud (m)	Inclinación (°)	Rumbo (°)	Espesor (m)	Segmento
Promedio	***36,4***	***77***	***89***	***2,9***	E-O
Max.	90,0	90	97	12,0	E-O
Min.	10,0	50	82	0,5	E-O
Promedio	***36,9***	***73***	***69***	***3,1***	ENE-OSO
Max.	100,0	90	79	11,0	ENE-OSO
Min.	8,0	45	59	0,5	ENE-OSO
Promedio	***27,7***	***76***	***109***	***2,5***	ONO-ESE
Max.	62,0	85	124	6,0	ONO-ESE
Min.	9,0	60	97	0,5	ONO-ESE

Fig. 3-14. A) Plantas del *ledge* Cachinalito de los niveles 2.650, 2.630, 2.610 y 2.590 m.s.n.m. B) Resultados de las mediciones de las actitudes y espesores de las tres clases de segmentos observadas en la estructura Cachinalito.

Los segmentos más importantes en cuanto a dimensiones y continuidad, son los de orientación E-O (Fig. 3-15), con valores de rumbo entre N82°-N97° (orientación promedio N89°). Se caracterizan por formar estructuras continuas, con importantes espesores de hasta 12 m, con un promedio de 2,9 m, con inclinaciones que van desde los 50º a 90º, con un promedio de 77º al norte (Fig. 3-14). La longitud de estos segmentos varía entre los 10 y 90 m, con un promedio de 36 m.

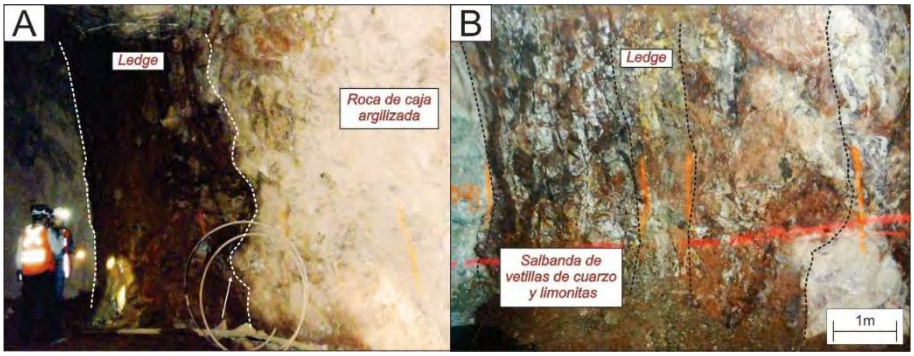


Fig. 3-15. Fotografías en interior mina de estructuras mineralizadas del sector centro-este, donde están muy bien ejemplificados los *ledges* E-O, de espesores de 2,9 m promedio y de gran continuidad a lo largo de toda la corrida de la estructura. A) *Ledge* con límites netos respecto a la roca de caja argilizada (alterada a minerales del grupo de la caolinita). B) *Ledge* de roca afectada por silicificación masiva cuyos límites con la caja argilizada están mediados por una salbanda de 2 metros, a cada lado de la estructura, compuesta por vetillas de cuarzo gris y limonitas.

Los segmentos ENE-OSO (Fig. 3-16) presentan una orientación que varía entre N59° y N79°, con un promedio en N69° (Fig. 3-14). Estos segmentos están caracterizados por formar estructuras algo más discontinuas respecto a los segmentos E-O y con bruscos cambios de espesor en el rumbo y en la vertical, llegando en algunos casos a afinar las estructuras a pocos centímetros o terminar abruptamente. Presentan espesores entre los 0,5 y 11 m (con 3,1 m de espesor promedio), longitudes de hasta 100 m, con un promedio de 37 m, e inclinan desde la vertical hasta los 45°, principalmente hacia el norte (solo algunos tramos inclinan al sur).

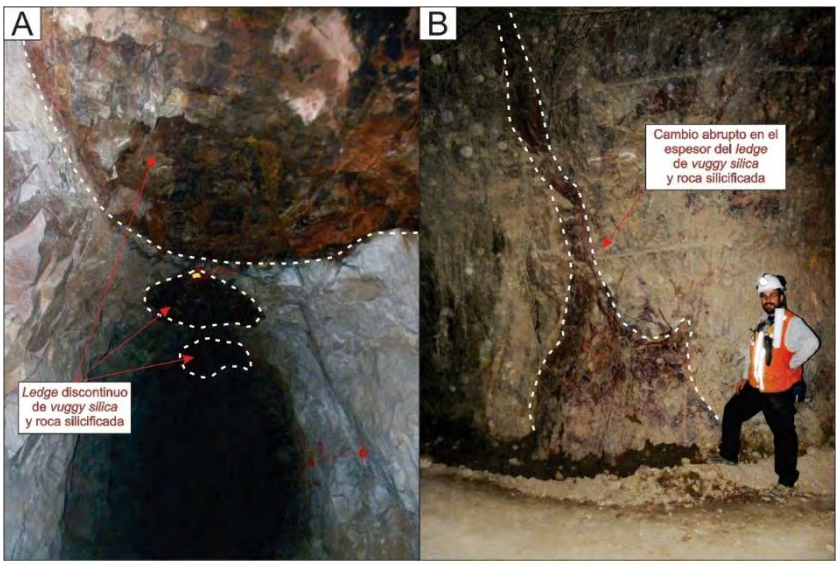


Fig. 3-16. Fotografías de interiormina de estructuras mineralizadas del sector centro-oeste, donde están muy bien ejemplificados los *ledges* ENE-OSO, de espesores de 3,1 m promedio y de poca continuidad a lo largo de la corrida de la estructura. A) Imagen del techo de la labor minera: el *ledge* con morfología en rosario hasta que desaparece por completo. El ancho de la labor es de 4 m. B) Cambio abrupto en el espesor de una estructura ENE-OSO observada en una pared vertical de las labores subterráneas.

La mineralización con orientación ONO-ESE (N109º) está muy poco representada. Se caracteriza por segmentos más cortos (de 27 m promedio) con espesores menores (entre 0,5 y 6 m), y con inclinaciones entre los 85° y 60°, tanto al norte como al sur.

La estructura Cachinalito presenta numerosos fallamientos que afectan a la mineralización. Estas fallas son, en su mayoría, subparalelas a la mineralización, tanto en los segmentos E-O, ENE-OSO como en los ONO-ESE. También se da el desarrollo de fallamientos NO-SE (lineamientos de color verde en la Fig. 3-13) que cortan la traza de los cuerpos mineralizados generando estructuras propias, especialmente cuando estas fallas interceptan o cortan ledges mineralizados. El producto resultante de la interacción del fallamiento post/sin-mineral con *ledges* pre-existentes es la generación de estructuras removilizadas compuestas por vetillas de cuarzo, abundantes limonitas, caolinita y óxidos de manganeso (Fig. 3-17); (este tema se trata en profundidad en la sección 3.2.3 del presente capítulo).

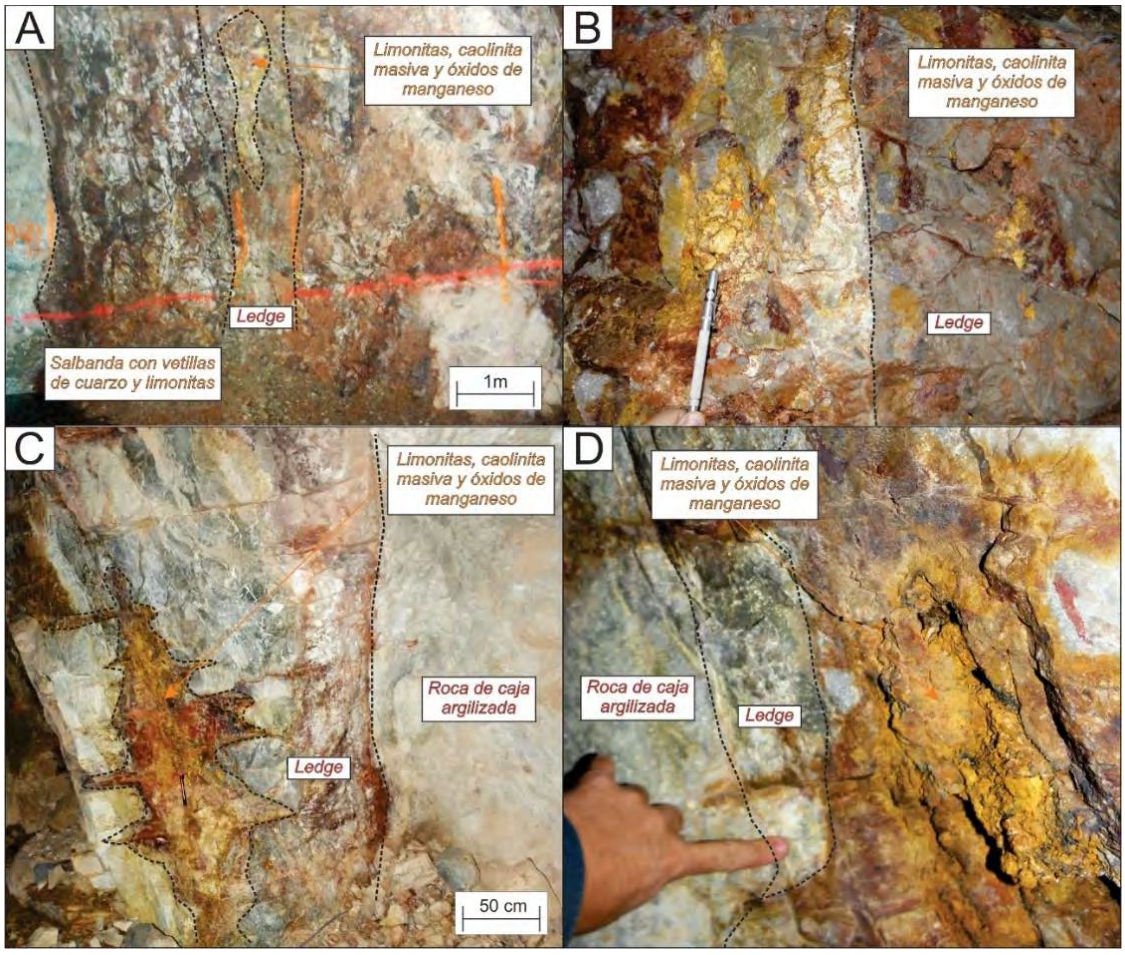


Fig. 3-17. Fotografías en el interior de la mina de estructuras mineralizadas afectadas por fallas. El resultado de la interacción de fallas con estructuras mineralizadas da como resultante una intercalación de vetillas de cuarzo con abundantes limonitas, caolinita masiva y óxidos de manganeso. A y B) Ejemplos de removilización en un segmento E-O del sector centro-oeste de Cachinalito. C y D) Ejemplos de removilización en un segmento ENE-OSO del sector centro-oeste de Cachinalito.

En la Fig. 3-18 se observan 6 secciones transversales a la estructura Cachinalito y sus *ledges* paralelos, Salvadora y Los Nanos (Fig. 3-5). Se muestra desde el meridiano 443.600 hasta el 444.850, intercalando un corte cada 150 y 250 m, como la estructura migra de norte a sur a medida que el *ledge* se extiende hacia el este. También se

observa lo restringidas que son las estructuras en comparación al *ledge* Dumbo, éste último con decenas de aglomeraciones de vetas que superan los 150 m de espesor en su conjunto, mientras que en el *ledge* Cachinalito hay hasta el momento descubiertas menos de 10 estructuras importantes. La particularidad de este *ledge* discreto en el espacio, son sus elevadas concentraciones de Au y Ag, sus bajos contenidos de Cu (ver capítulo 4) y el cruce con estructuras ONO-ESE, posteriores a la mineralización, que concentran aún más, los metales preciosos en este sistema.

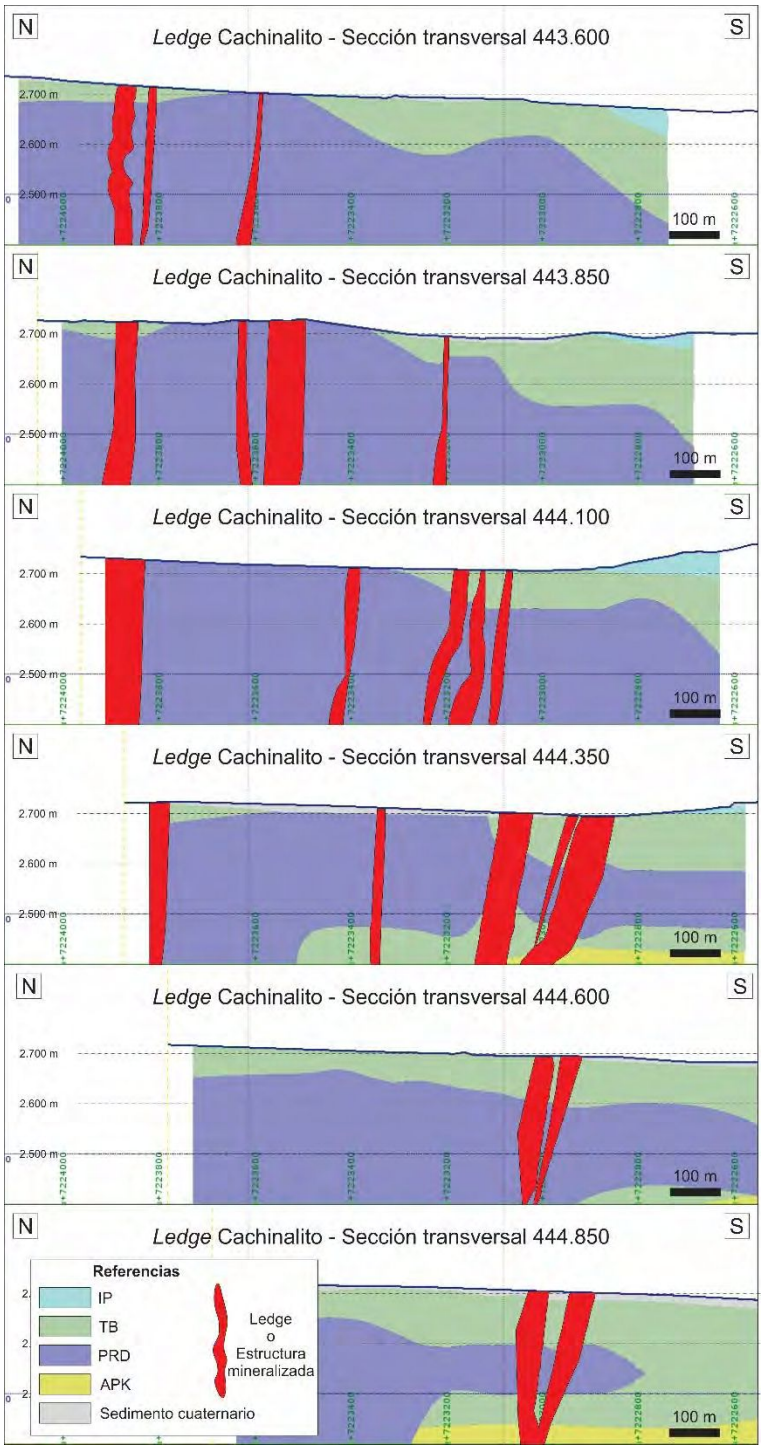


Fig. 3-18. Secciones transversales del *ledge* Cachinalito que muestran las litologías de la roca de caja y las estructuras de sílice oquerosa. IP= Ignimbrita pumícea. TB= Tobas. PRD= Pórfido riodacítico. APK= Fm. Augusta Victoria.

3.2 EVENTOS MINERALIZANTES

A partir del estudio de campo, análisis mesoscópico y petro-calcográfico detallado de la mineralización, se ha observado que la evolución de las estructuras Dumbo-Defensa y Cachinalito está representada por cuatro eventos (Galina et al., 2014b): 1) Alteración hidrotermal, 2) Mineralización, 3) Removilización y 4) Oxidación (Tabla 3-1).

EVENTOS	Evento I	Evento II		Evento III	Evento IV
MINERALES	Alt. Hidrotermal	Mineralización		Removilización	Oxidación
	Pulso 1	Pulso 2	Pulso 3	Pulso 4	Pulso 5
Qz Vuggy					
Qz fino en mosaico					
Alunita/Natroalunita					
Illitas					
Esmectitas					
Dickitas					
Cloritas					
Caolinita					
Rutilo					
Diásporo					
Pirita					
Qz grueso prístino en peine y cocarda					
Qz fino c/ inculsiones sólidas en mosaico					
Enargita/Luzonita					
Tetraedrita/Tenantita					
Baritina					
Sílice masiva					
Jarosita					
Óxidos de Mn					
Limonitas					
Secundarios de Cu					

Tabla 3-1. Diagrama paragenético de los pulsos observados en las estructuras mineralizadas Dumbo-Defensa (DD) y Cachinalito (CCH). Se expresan los eventos propuestos, los pulsos involucrados en cada evento y la paragénesis mineral que caracteriza cada pulso.

3.2.1 Evento 1 – Alteración Hidrotermal

El pulso 1 compone el primer evento hidrotermal. Su producto es una lixiviación ácida de las rocas afectadas. Se genera una masa de sílice oquerosa con textura esponjosa (Fig. 3-19 A y B), formada por cuarzo residual (*vuggy silica)* con abundante rutilo (o anatasa) y diásporo (Fig. 3-19 C y D). Este rutilo hidrotermal (Fig. 3-20) presenta colores castaños rojizos, hábito granular y colores de interferencia del 4º orden. EL diásporo muestra un hábito acicular característico con colores de interferencia del 2º al 3º orden.

Los minerales originales de la roca de caja, en su mayoría fenocristales de feldespatos alcalinos y minerales máficos, se lixivian, mientras que resistatos como el cuarzo y los circones propios de las rocas piroclásticas se preservan inalterados. Aquellos fenocristales que no se disuelven completamente, presentan una alteración argílica avanzada con una caolinitización y un reemplazo a minerales del grupo de la alunita y/o de los fosfato-sulfato alumínicos o grupo de los APS (*aluminum phosphate–sulphate*). Es frecuente hallar este grupo de minerales como relleno oquedades (Fig. 3-19 E). En la Fig. 3-19 F se observan las oquedades del *vuggy silica* rellenas por cuarzo grueso del pulso 2 generando una corona interna dentro de cada oquedad.

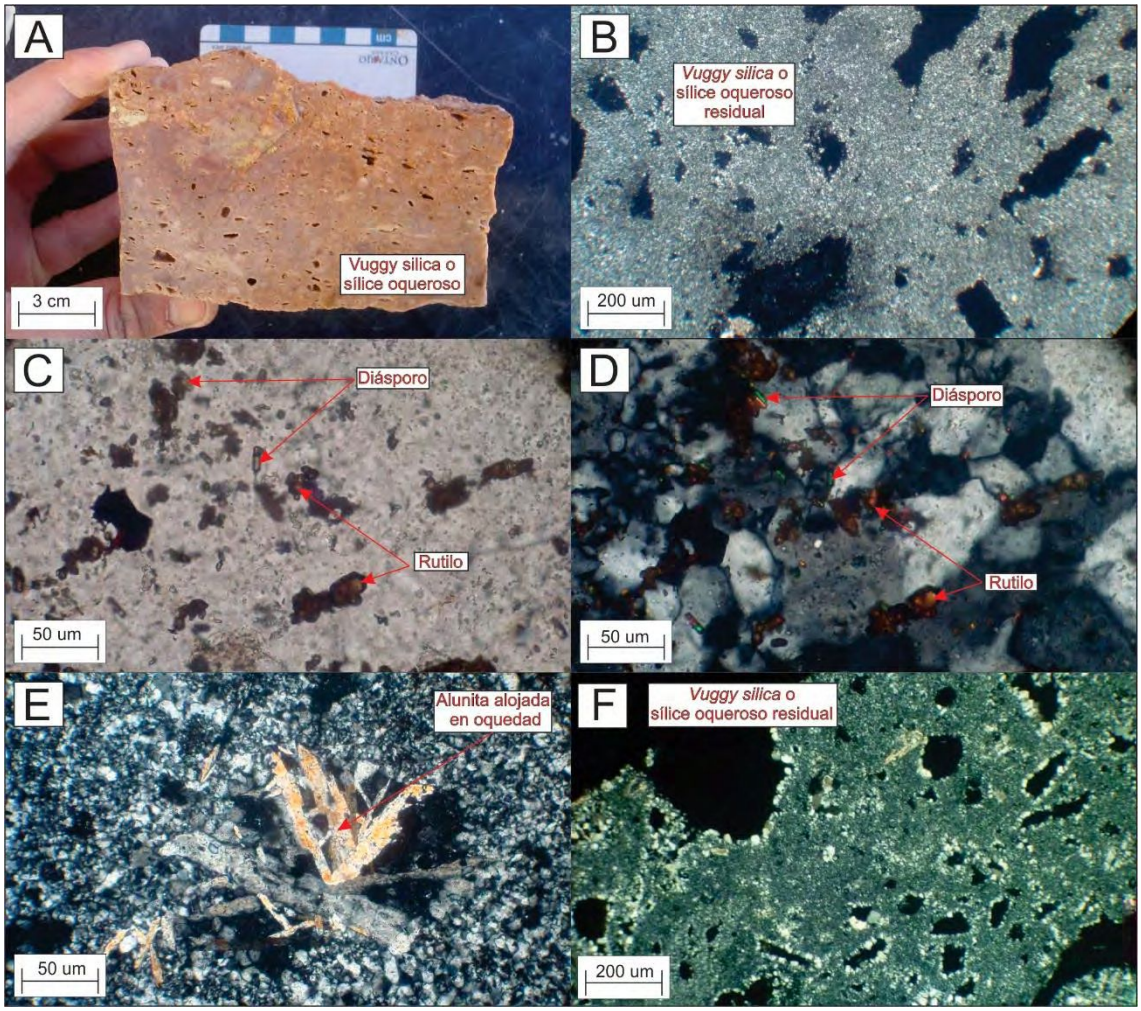


Fig. 3-19. Mineralogía y texturas características de la roca afectada por el pulso 1. A) Muestra de mano del *ledge* compuesto por *vuggy silica* o sílice oqueroso residual. B) Corte petrográfico de *vuggy silica*. Se observan las oquedades rectangulares producto de la disolución de cristales de feldespatos. C) Cristales de rutilo y diásporo en corte petrográfico de roca afectada por el pulso 1. D) Misma sección que en la fotografía C, pero con polarizadores cruzados. E) Microfotografía con polarizadores cruzados de una oquedad rellena por cristales tabulares de alunita. F) Microfotografía de *vuggy silica*. Se observan los rellenos de cuarzo grueso en las distintas oquedades.

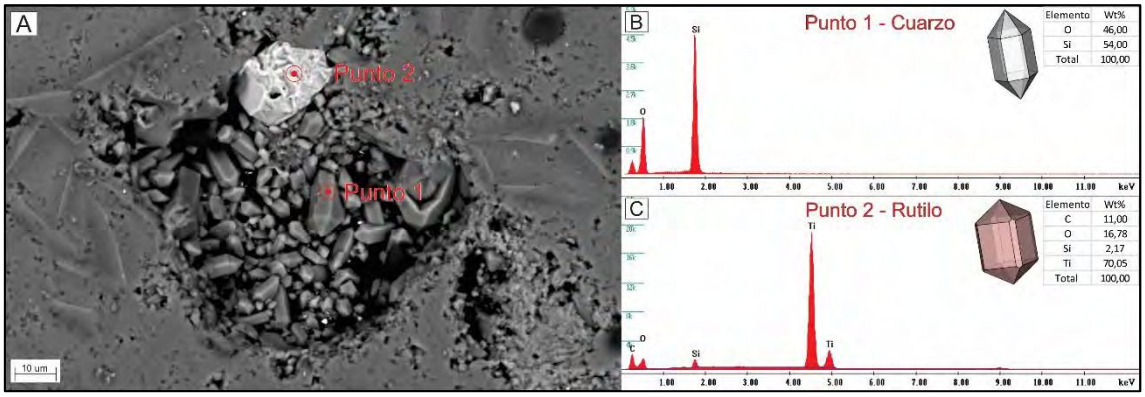
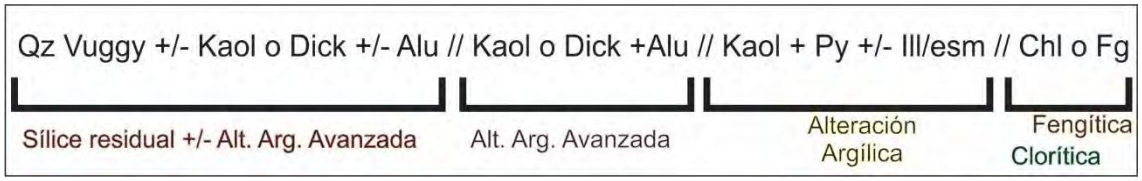


Fig. 3-20. A) Microfotografía obtenida en un microscopio electrónico de barrido (MEB), en el que se observa una oquedad del *vuggy silica* rellena por cuarzo grueso (punto 1) y un gran cristal de rutilo (punto 2). B) Curva espectral y concentraciones de elementos medidos en el punto 1 (cristal de cuarzo grueso) mediante un microanálisis químico por sonda de electrones (EDS). C) Curva espectral y concentraciones de elementos medidos en el punto 2 (cristal de rutilo) mediante un microanálisis químico por sonda de electrones (EDS).

Se ha logrado definir el perfil de alteración tipo para las estructuras Dumbo y Cachinalito. Se utilizan fotografías de las paredes del rajo Dumbo (Fig. 3-21) para ejemplificar el perfil de alteración hidrotermal ya que las labores subterráneas en el ledge Cachinalito no exponen la roca de forma tan notable.

La secuencia de alteración fue determinada mediante observaciones de campo, estudios de DRX y PIMA-SWIR. Esta secuencia, desde la estructura mineralizada hacia la roca de caja fresca, respeta en orden, el siguiente arreglo mineralógico. Todas las asociaciones se encuentran en paragénesis con cuarzo:



- **Alteración *vuggy silica* o sílice residual:** cuarzo + rutilo + diásporo
- **Alteración argílica avanzada:** caolinita +/- dickita +/- alunita+/- natroalunita
- **Alteración argílica:** caolinita + pirita +/- illita/esmectita
- **Alteración clorítica:** clorita +/- fengita
- **Alteración fengítica:** fengita +/- clorita

Conforme se aumenta la distancia respecto del eje de cada estructura de cuarzo oqueroso, se reconoce la textura original de la roca, especialmente cuando ésta es porfírica. La matriz de estas rocas suele estar silicificada y recristalizada mientras que en las facies más alejadas del *ledge*, se observan las rocas con su textura y composición original (Fig. 3-21).

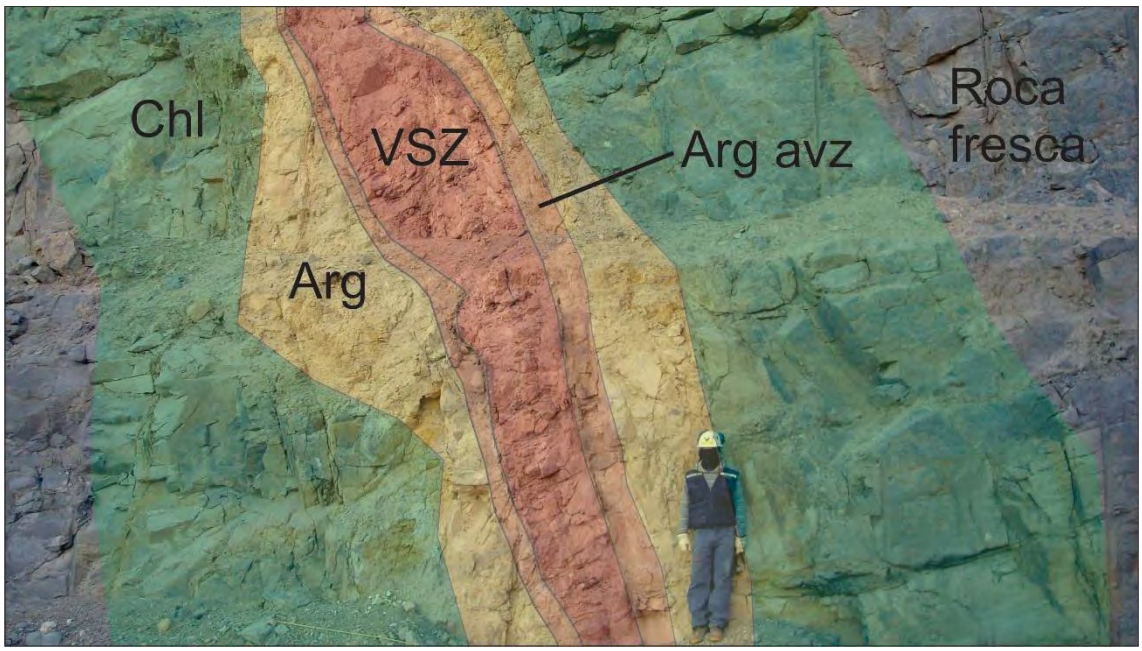


Fig. 3-21. Perfil de alteración expuesto en pared del rajo Dumbo Nv.2710 m.s.n.m. Ledge de *vuggy silica* con halos de alteración hidrotermal. VSZ = *vuggy silica*. Arg. avz = alteración argílica avanzada. Arg. = alteración argílica. Chl = alteración clorítica.

Se observa una alteración argílica intermedia definida por PIMA-SWIR y ASD (caracterizada por la asociación mineral esmectita +/- illita) pero que, a diferencia del resto de las alteraciones (argílica avanzada, argílica y clorítica), no guarda una relación

espacial con los ledges mineralizados., sino que se presenta en extensiones puntuales a lo largo del depósito.

Existe en la parte superior de Dumbo, un nivel pseudohorizontal de sílice masiva con una fuerte alteración argílica avanzada. Posee una morfología tabular y se sitúa en la sección más somera del sistema. Este cuerpo cuarzoso se desarrolla horizontalmente a lo largo y ancho de todo el Cerro Estrella y del Cerro Guanaquito, se denomina *lithocap* (Sillitoe, 1995). Su composición es de sílice masiva y ocasionalmente de sílice oquerosa. En la zona argílica avanzada intercrecida con la silicificación de la roca de caja, las cavidades formadas en la fase de lixiviación ácida, las fracturas y las oquedades están generalmente rellenas, total o parcialmente por alunita. En la Fig. 3-22 se observa claramente el *silica cap* y las zonas afectadas por distintas alteraciones marcando también en que lugares la caolinita predomina cuantitativamente sobre la alunita y viceversa.

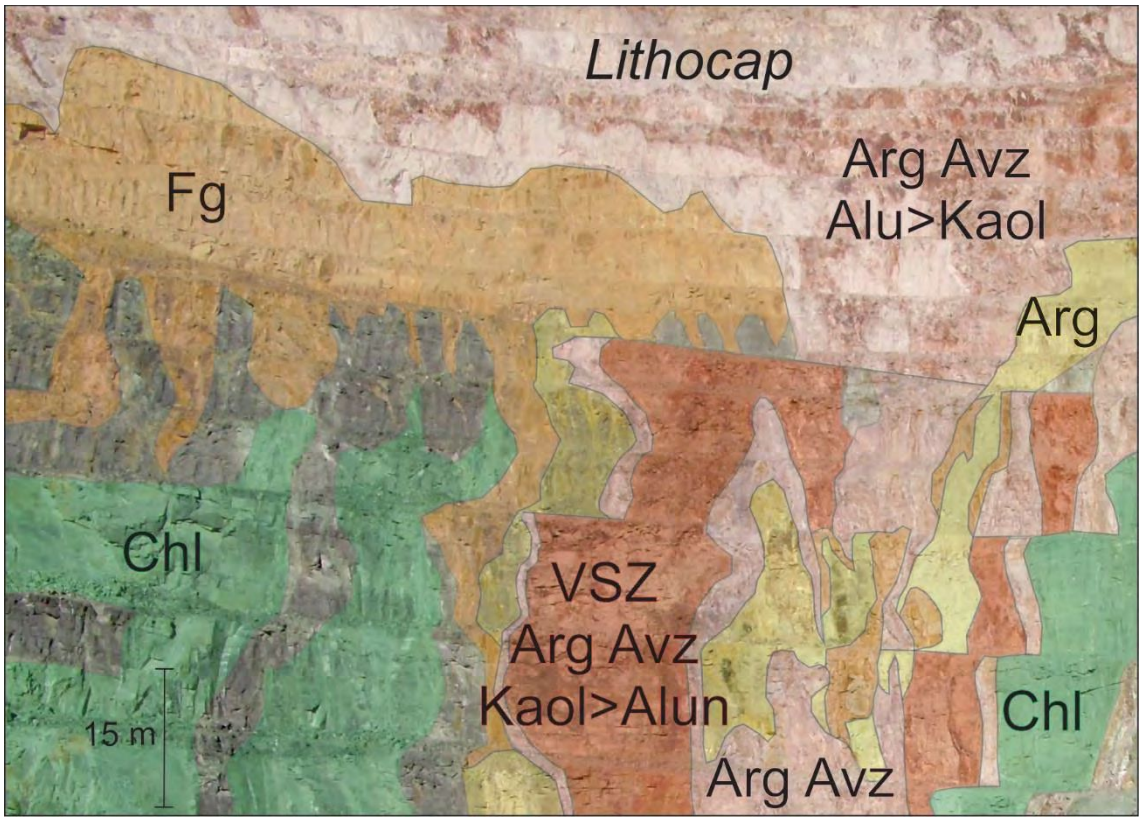


Fig. 3-22. Fotografía de la pared oeste del rajo Dumbo. Se muestra el *silica cap* de disposición pseudohorizontal. El resto del frente ejemplifica la alteración hidrotermal en los márgenes de la estructura mineralizada tipo *ledge*. Los distintos tipos de alteraciones hidrotermales: VSZ = *ledge o vuggy silica*. Arg = alteración argílica. Arg avz = alteración argílica avanzada. Chl = alteración clorítica. Fg: alteración fengítica. Kaol = caolinita. Alun = alunita.

3.2.2 Evento II – Mineralización

El evento II (Mineralización) es el evento hidrotermal mineralizante del sistema El Guanaco, y está formado por los pulsos 2 y 3. En la Fig. 3-23 se muestran las relaciones de corte que existen entre los pulsos de este evento y el resto de los pulsos definidos para el sistema.

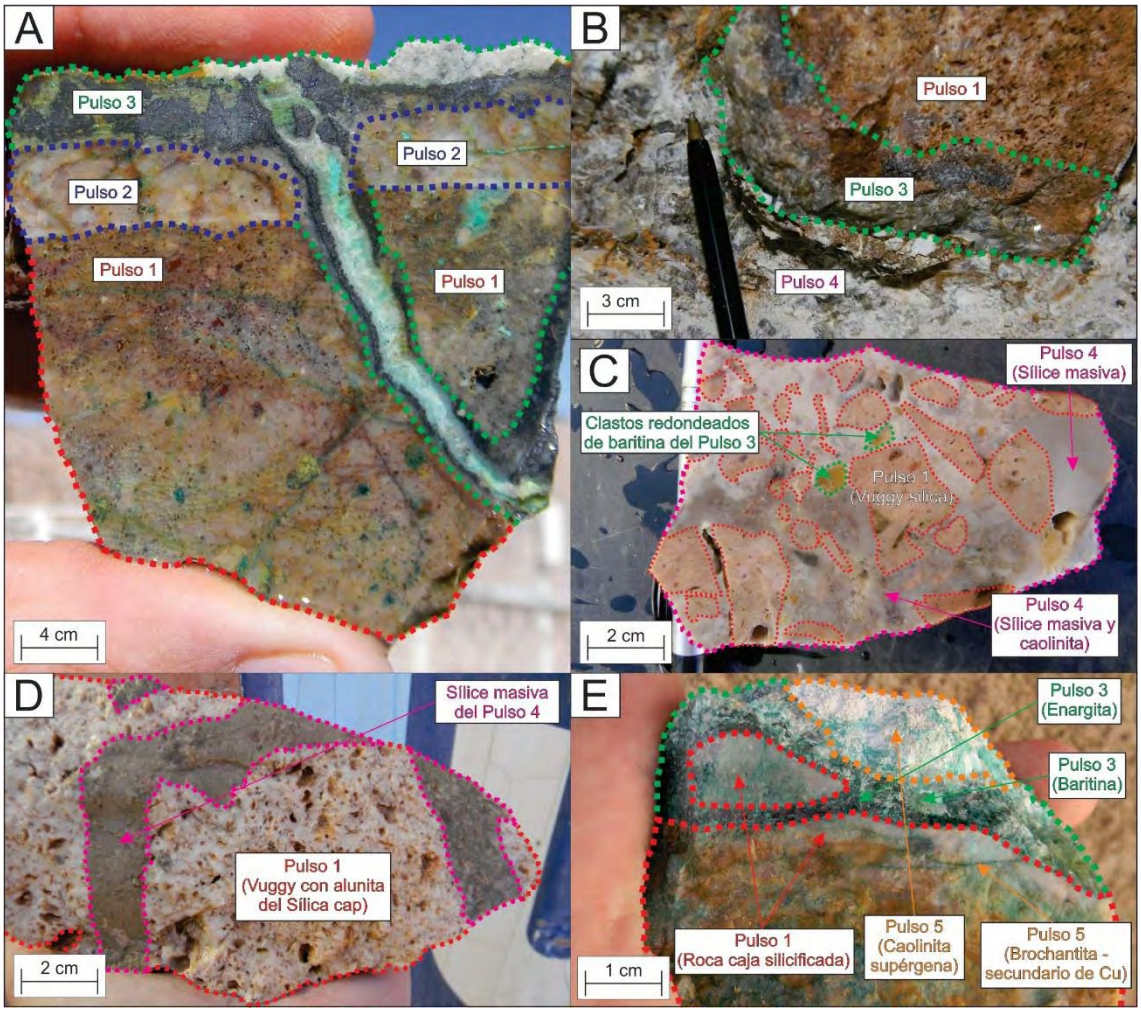


Fig. 3-23. A) Roca de caja con textura *vuggy silica* afectada por lixiviación ácida, siendo los pulsos 1 y 2 cortados por el pulso 3, compuesto de sulfuros, cuarzo y baritina. B) Clasto *vuggy silica* evidenciando su carácter previo al pulso 3, en una brecha cuya matriz es el pulso 4 del evento de removilización. C) Clastos de *vuggy silica* del pulso 1 y de baritina del pulso 3 en una brecha de matriz silícea y caolinítica del pulso 4. D) *Vuggy silica* afectado por alteración argílica avanzada del *silica cap* cortada por sílice masiva verdosa del pulso 4. E) *Vuggy silica* (pulso 1) cortada por el pulso de sulfuros (pulso 3), ambos afectados por el pulso 5 (caolinita supergénica y secundarios de cobre) del evento de oxidación.

3.2.2.1 Pulso 2

El pulso 2 no presenta valores anómalos de oro, plata o cobre. Está compuesto por cuarzo traslúcido grueso (mayor a 100 µm) sin inclusiones sólidas, dispuesto en vetillas con texturas en peine y rellena oquedades con texturas en cocarda (Fig. 3-24). Este cuarzo grueso marca el límite entre la alteración argílica avanzada y el pulso mineralizante.

El cuarzo grueso del pulso 2 es reconocible a simple vista en muestra de mano ya que su transparencia y euhedralidad son muy típicas del “cristal de roca”. En vetillas u oquedades donde el cuarzo de este pulso precipita en gran cantidad, el dióxido de silicio adquiere color blanco lechoso (Fig. 3-24 A y B). Al microscopio se puede apreciar la euhedralidad cuasi perfecta de los cristales (Fig. 3-24 C y D). Debido a que al pulso 1 le sigue el pulso 2 sin etapas intermedias, las cavidades u oquedades generadas por el primero están rellenas en los *ledges* de *vuggy silica*, total o parcialmente, por el cuarzo grueso estéril del pulso 2.

Algunas vetillas generadas y rellenas por el cuarzo grueso del pulso 2 están rellenas con baritina del pulso 3 (Fig. 3-24 E y F), marcando claramente la relación temporal que hay entre estos dos pulsos.

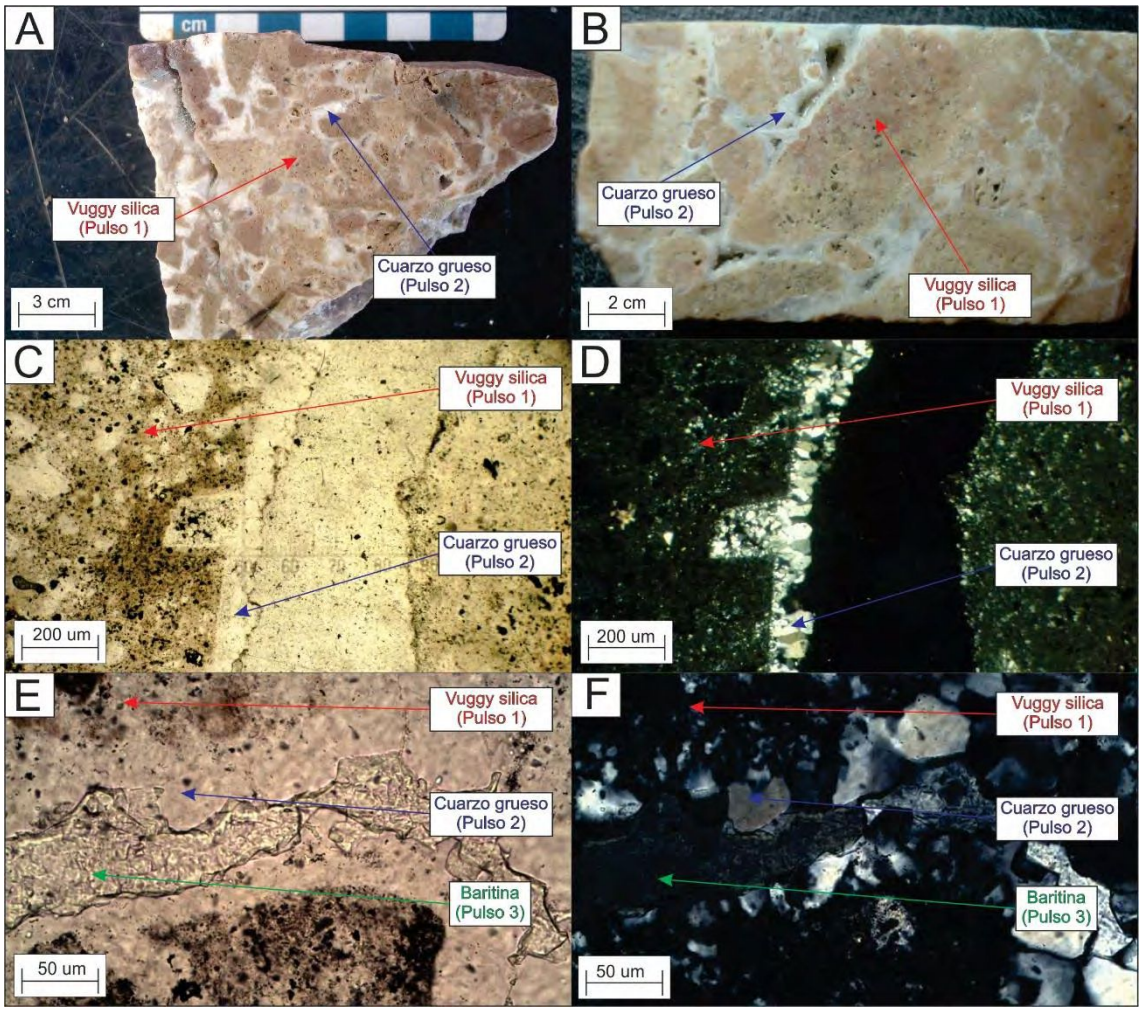


Fig. 3-24. A) Muestra de mano de *vuggy silica* (pulso 1) cortado por vetillas de cuarzo grueso del pulso 2. B) Muestra de mano de *vuggy silica* (pulso 1) cortado por vetillas de cuarzo grueso del pulso 2. C) Corte petrográfico con luz polarizada en donde se observa una vetilla de cuarzo grueso del pulso 2 que corta al *vuggy silica* y rellena una oquedad rectangular producto de la lixiviación ácida de un feldespato. D) Mismo corte que la figura D, pero con polarizador y analizador. E) Corte petrográfico con luz polarizada muestra una vetilla compuesta por cuarzo grueso del pulso 2 en sus paredes, mientras que su relleno posterior es de baritina del pulso 3. La vetilla corta al *vuggy silica*. F) Mismo corte que en la figura E, pero con polarizador y analizador.

3.2.2.2 Pulso 3

El pulso 3 está compuesto por un cuarzo fino de 10 µm de diámetro promedio y, con textura en mosaico y una elevada cantidad de inclusiones sólidas opacas en él. En estructuras con vetas, vetillas y oquedades el cuarzo puede llegar a ser grueso alcanzando los 100 µm de diámetro promedio. Junto al cuarzo de este pulso hay cristales de enargita tabulares (Cu_3AsS_4) (Fig. 3-25 A y B) con cristales de pocos milímetros hasta más de diez centímetros de largo, pirita arsenical (Fe,As) S_2 con un diámetro promedio de 50 µm (Fig. 3-25 C y D), cristales de tetraedrita ($Cu_6[Cu_48Fe,Zn)_2]Sb_4S_{13}$ - tennantita ($Cu_6[Cu_48Fe,Zn)_2]As_4S_{13}$ poco abundantes y muy pequeños (de 10 µm promedio), cristales euhedrales de baritina ($BaSO_4$) de 10 micrones

hasta varios centímetros y escaso electrum libre (Au^0 y Ag^0 en solución sólida) en pátinas e inclusiones sólidas asociadas a la enargita y a la pirita arsenical, no superando los cristales de 20 µm. Las relaciones de corte observadas indican que este pulso inicia con cuarzo-pirita, continua con una fase de cuarzo-enargita, y finaliza con una fase de cuarzo baritina. Este pulso tiene contenidos de Au equivalente no menores a 2 g/t y leyes de Cu mayores a 700 g/t.

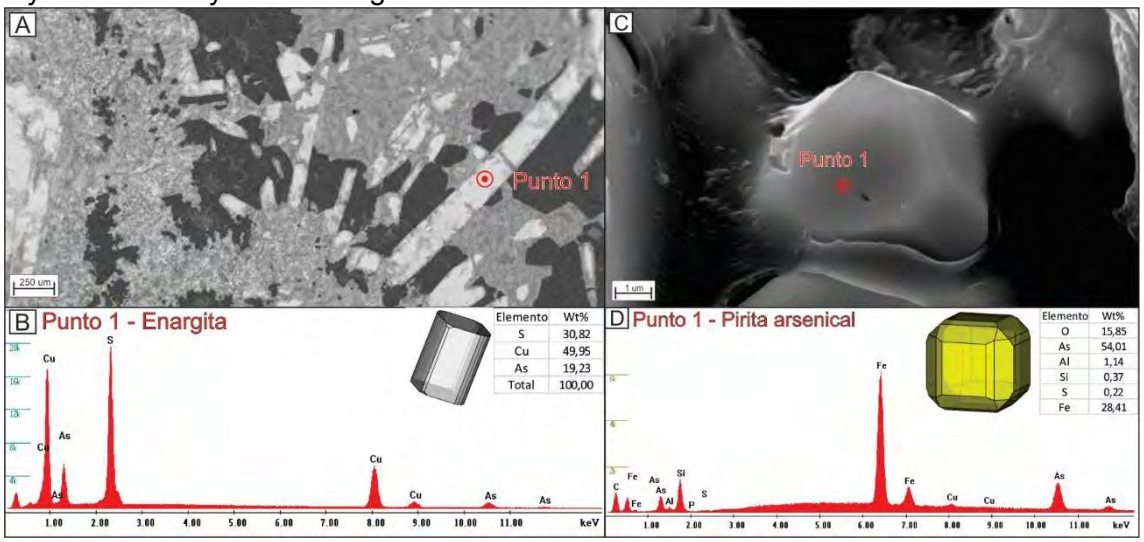


Fig. 3-25. A) Microfotografía obtenida en un microscopio electrónico de barrido (MEB), en el que se observan numerosos cristales tabulares de enargita (ej. punto 1) en una matriz de cuarzo fino. B) Curva espectral y concentraciones de elementos medidos en el punto 1 (cristal de enargita tabular) mediante un microanálisis químico por sonda de electrones (EDS). C) Microfotografía obtenida en un microscopio electrónico de barrido (MEB), en el que se observa un cristal de pirita arsenical euhedral dentro de una oquedad del *vuggy silica*. D) Curva espectral y concentraciones de elementos medidos en el punto 1 (cristal de pirita arsenical euhedral) mediante un microanálisis químico por sonda de electrones (EDS).

El pulso 3 se presenta con diferentes clases de texturas:

- Textura brechosa: los cristales de enargita y baritina cementan clastos de roca silicificada y de *vuggy silica*, éstos dos últimos productos del evento I. La marcha de estas estructuras a través de la roca genera una salbanda de alteración silícea y argílica avanzada (Fig. 3-26 A). La baritina euhedral presenta su mayor abundancia cuando el pulso 3 se presenta con esta textura brechosa (Fig. 3-26 B).



Fig. 3-26. A) Pulso 3 con textura brechosa: brecha compuesta por una matriz de enargita y clastos de *vuggy silica* (producto del pulso 1). Hay caolinita supérgena y minerales secundarios de Cu y As productos del pulso 5 (oxidación supérgena). B) Pulso 3 con textura brechosa: matriz de enargita y baritina con clastos de *vuggy silica* del pulso 1 y minerales secundarios de Cu y As productos del pulso 5 (oxidación supergénica).

- Textura diseminada: los sulfuros del pulso 3, en especial la pirita arsenical (Fe,As) S_2, pueden presentar un arreglo diseminado en la roca silicificada y/o afectada por alteración argílica avanzada. Los cristales de pirita euhedrales se distribuyen de forma homogénea en la roca, es decir que mantienen una distancia regular entre cristales sucesivos con separaciones que van desde los 50 a los 200 µm (Fig. 3-27 A). Sin embargo, es frecuente la presencia de algunos glomérulos de pirita arsenical (Fig. 3-27 B).

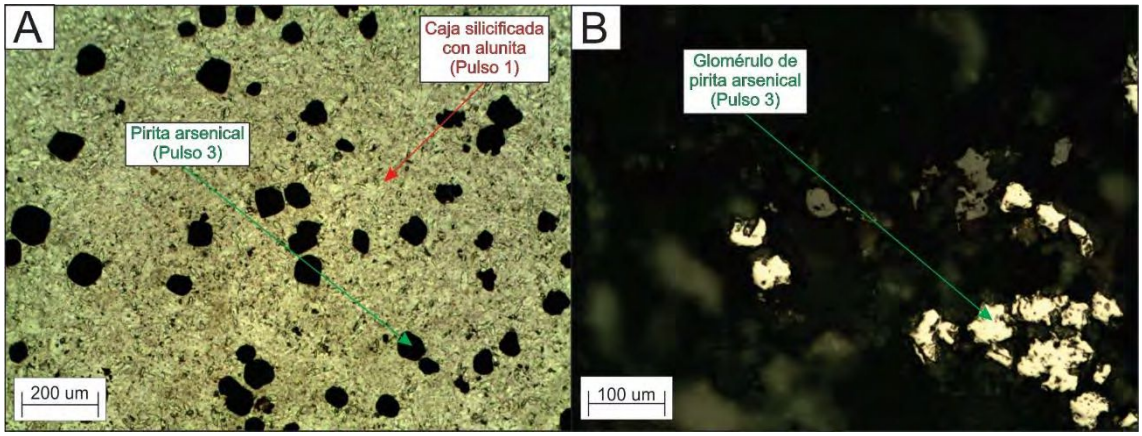


Fig. 3-27. A) Corte petrográfico en donde se observa pirita arsenical del pulso 3 con textura diseminada: cristales distribuidos de forma homogénea en una matriz de roca silicificada afectada por alteración argílica avanzada. B) Pulido calcográfico en el que se puede distinguir un glomérulo de pirita arsenical del pulso 3 en una matriz de roca silicificada.

- Textura vetiforme: es la textura en donde los sulfuros característicos de este pulso presentan sus mayores desarrollos y dimensiones (Fig. 3-28. A). Los minerales se disponen en vetas y vetillas que van desde el centímetro de espesor hasta los 30 cm, estando compuestas principalmente por cristales tabulares de enargita (Cu_3AsS_4) acompañados por cuarzo fino, pirita arsenical $(Fe,As)S_2$, baritina ($BaSO_4$) y tetraedrita ($Cu_6[Cu_4(Fe,Zn)_2]Sb_4S_{13}$ – tennantita ($Cu_6[Cu_4(Fe,Zn)_2]As_4S_{13}$. En estas estructuras es común ver electrum (Au^0 – Ag^0) libre alojado en microfracturas de no más de cinco micrómetros de espesor que atraviesan los cristales de enargita (Fig. 3-28. B).

Las vetillas de enargita reabren vetillas preexistentes de pirita. Los fragmentos de pirita se encuentran fracturados en esta clase de estructuras.

- Textura en *stockwork*: se observa esta textura de finas vetillas (que van desde los pocos milímetros de espesor hasta el centímetro como máximo) en algunos sectores del *ledge* Dumbo-Defensa, pero mucho mejor representada en el *ledge* Cachinalito. Las pequeñas estructuras de cuarzo fino y sulfuros se alojan en planos de debilidad dentro de la roca silicificada, resultando en un fino entramado de vetillas del pulso 3 en la roca de caja, afectada previamente por el pulso 1 (Fig. 3-28 C).

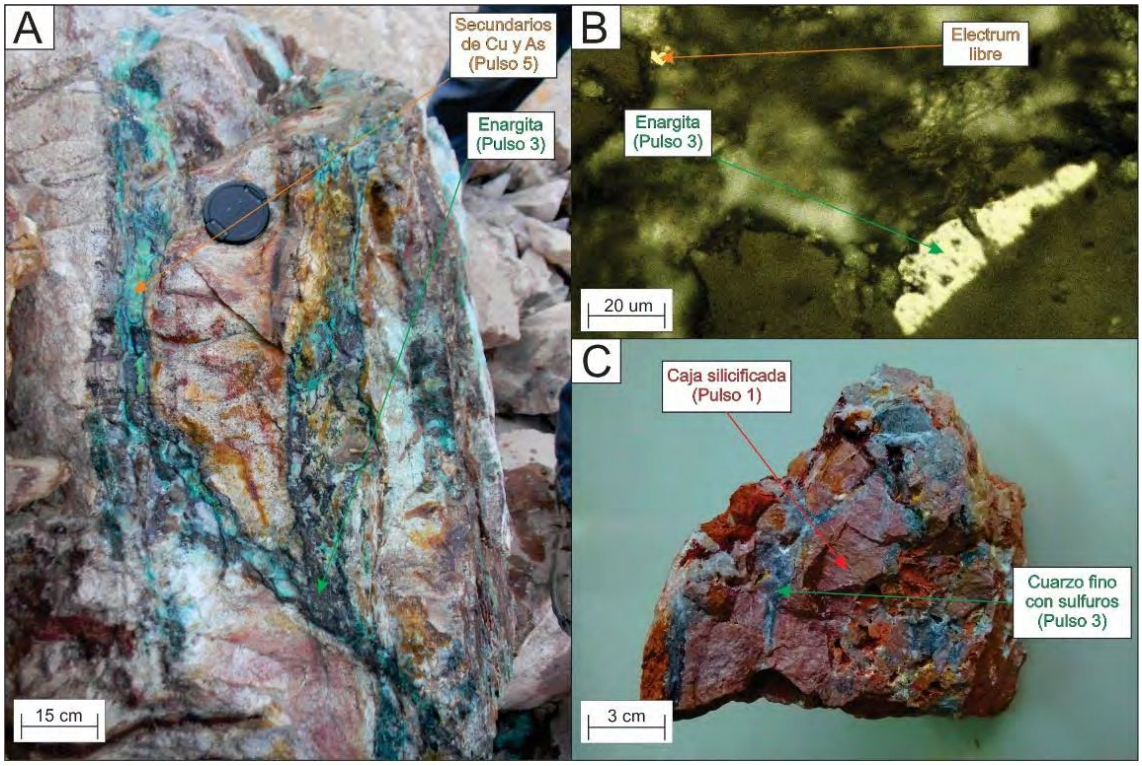


Fig. 3-28. A) Pulso 3 con textura vetiforme: la estructura de enargita corta al *vuggy silic*a a modo de veta tabular con más de 15 cm de espesor. Hay caolinita supérgena y minerales secundarios de Cu y As productos del pulso 5. B) Pulido calcográfico con electrum libre junto a enargita del pulso 3. C) Pulso 3 con textura en *stockwork*: cuarzo fino con sulfuros cortando a la roca silicificada a modo de un fino entramado de vetillas.

3.2.3 Evento III – Removilización

El evento III es llamado de removilización. Las estructuras Dumbo y Cachinalito están afectadas por este evento de manera que fallas post o sin-mineralización cortan a las estructuras destruyendo su mineralogía y texturas originales, removilizando los metales presentes en ellas. De esta forma se genera un enriquecimiento en leyes de Au y Ag en sectores que alcanzan valores de hasta 80 g/t Au equivalente. Esta clase de mena concentrada por removilización se presenta como pátinas de electrum visible a ojo desnudo (Fig. 3-29 A y B), se aloja en estructuras intensamente discontinuas e irregulares que se abren y se cierran a pocos metros de distancia. La mineralogía que caracteriza al pulso 4 (único pulso del evento III) son la caolinita y la sílice masiva a modo de cemento, acompañada de baritina a modo de cristales euhédricos precipitados en este mismo pulso y clastos de los pulsos anteriores incorporados. Esta paragénesis suele estar intercrecida con minerales del evento V o de oxidación, como pueden ser la hematita, la jarosita, los óxidos de manganeso, limonitas y alunita porcelanacea.

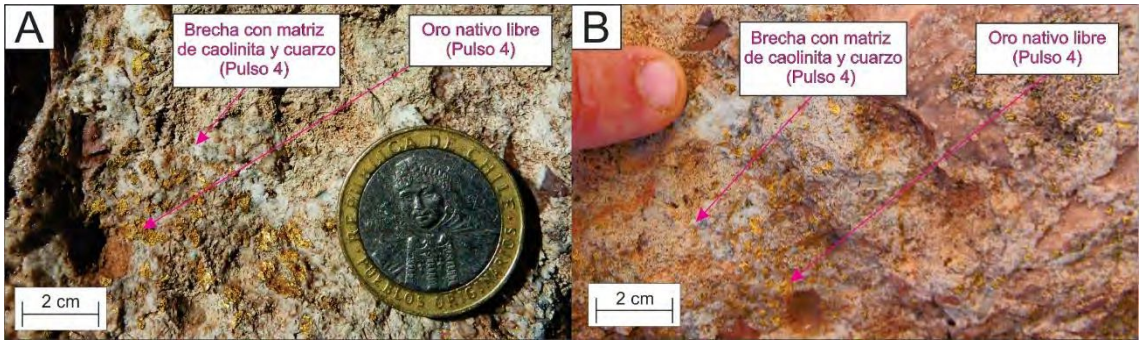


Fig. 3-29. A y B) Brecha producto de una falla post/sin-mineralización (pulso 4 del evento III - Removilización). La matriz está compuesta por caolinita, cuarzo, cristales euhédricos de baritina y sílice masiva a modo de cemento. La brecha presenta clastos de *vuggy silica* del pulso 1 y pátinas de electrum libre.

El pulso 4 se presenta generalmente brechando pulsos anteriores, siendo muy común encontrar en estas brechas post/sin-minerales clastos de *vuggy silica,* y en menor medida, clastos de sulfuros y clastos de baritina propios del pulso 3. Los clastos de *vuggy silica* poseen una morfología angulosa y a veces presentan una textura en *jigsaw*: disposición de los clastos de una misma composición en una brecha donde se puede reconstruir la posición original de los mismos ya que sufrieron una fracturación casi sin desplazamiento ni rotación de los granos (Fig. 3-30 A).

Los clastos de *vuggy silica* presentes en estas brechas no son de una única composición o producto de la lixiviación ácida de un único tipo de roca. Los hay producto del paso del pulso 1 por rocas, tanto lávicas como piroclásticas, generando clastos de vuggy de diferente coloración, porosidad y texturas relicto (Fig. 3-30 B). Las brechas que poseen esta naturaleza polimíctica poseen sus clastos pseudoredondeados en comparación a los fuertemente angulosos de las brechas oligomícticas tipo *jigsaw*.

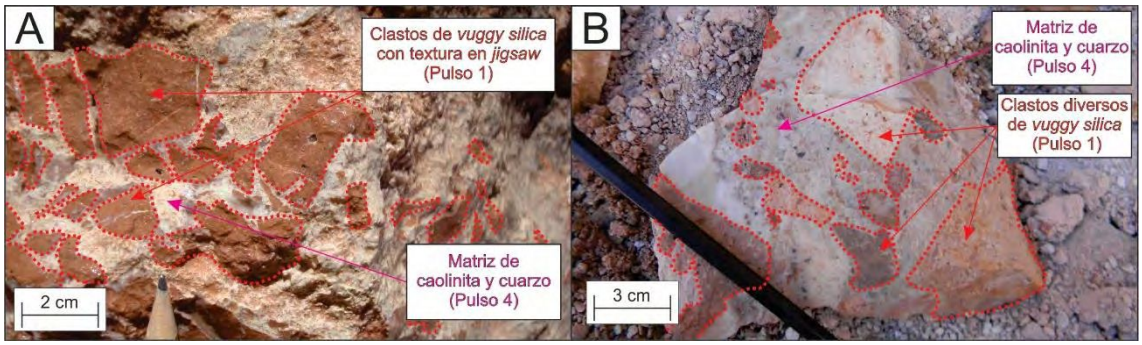


Fig. 3-30. A) Brecha removilizada del pulso 4, con matriz de caolinita, cuarzo fino y sílice masiva. Los clastos de *vuggy silica* poseen morfología angulosa y presenta textura en *jigsaw*. B) Algunas brechas de removilización presentan más de una variedad de clastos de *vuggy silica*.

La caolinita tiene un aspecto terroso y pulverulento. La baritina ($BaSO_4$) de este pulso está en estrecha paragénesis con la caolinita y presenta una morfología fuertemente euhedral. Esta asociación se presenta a modo de vetillas (Fig. 3-31 A) o como cemento de la brecha (Fig. 3-31 B).

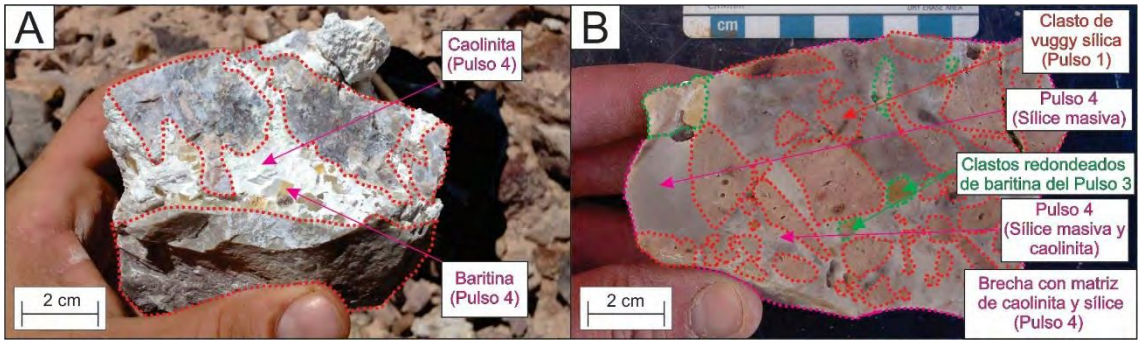


Fig. 3-31. A) Vetilla de caolinita terrosa y baritina euhedral del pulso 4 cortando a la roca silicificada producto del paso del pulso 1 a través de la masa rocosa. B) Brecha con matriz de cuarzo y caolinita con cristales euhedrales de baritina propios del pulso 4, clastos de baritina fracturados por atrición originales del pulso 3 y clastos angulosos de *vuggy silica* originales del pulso 1.

En este pulso hay presente, aunque en sectores restringidos, pequeñas vetillas de sílice bandeado de no más de 2 cm de espesor, con cuarzo grueso (cristales mayores a 50 µm de diámetro) y participación de sílice amorfa tipo ópalo y calcedonia radial (Fig. 3-32 A). La calcedonia observada presenta un hábito radiado característico de esta especie mineral (Fig. 3-32 B).

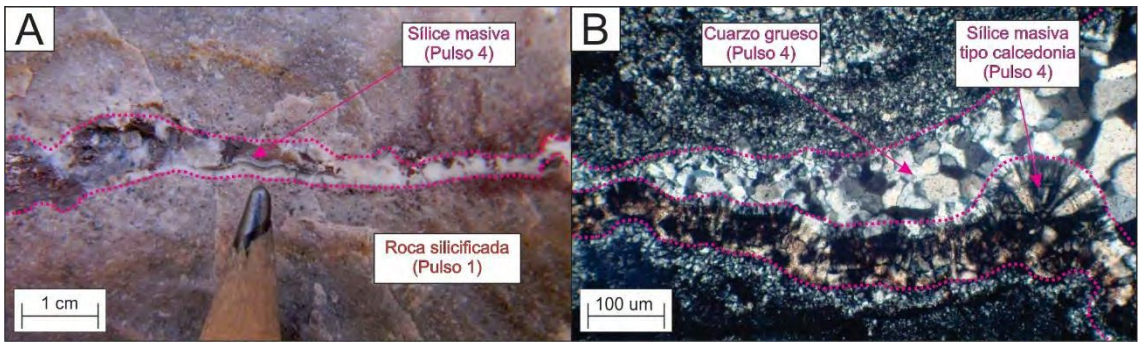


Fig. 3-32. A) Vetilla de cuarzo grueso y sílice amorfa bandeada con fase de calcedonia radial. B) Microfotografía de microscopio petrográfico con luz polarizada. Vetilla con textura bandeada de cuarzo grueso y sílice amorfa con calcedonia radial.

3.2.4 Evento IV – Oxidación

El evento IV es el último de los procesos que han afectado al sistema mineral El Guanaco e involucra al pulso 5. La paragénesis mineral que caracteriza este pulso son especies estables a condiciones meteóricas de temperatura, presión, salinidad, pH y Eh (Fig. 3-33 A y B). Se observa en este pulso, granos de electrum asociados espacialmente a la oxidación de los sulfuros del pulso 3 y a sus respectivos minerales de alteración.

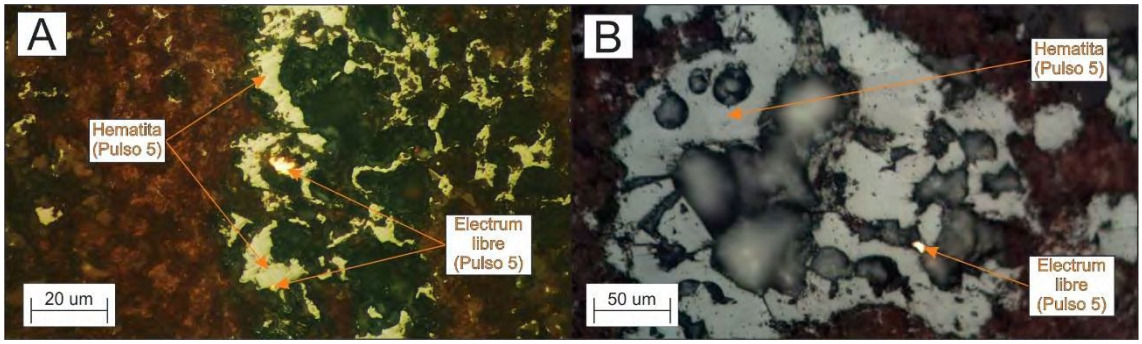


Fig. 3-33. A y B) Microfotografías en microscopio calcográfico de luz reflejada en la que se observan masas de hematita producto de la oxidación de sulfuros con granos de electrum libre.

Mediante el estudio de los logueos y el análisis de las diferentes mineralogías registradas en los mismos, se confeccionó la siguiente clave clasificatoria de zonas: 1) zona de minerales oxidados: solo se observan minerales oxidados como la hematita (Fe_2O_3), la pirolusita (MnO_2) y limonitas ($FeO(OH)\cdot nH_2O$). 2) en zonas de profundidad intermedia aparecen los primeros minerales inalterados como los son la enargita (Cu_3AsS_4), la pirita arsenical $(Fe,As)S_2$ y la tetraedrita $(Cu_6[Cu_4(Fe,Zn)_2]Sb_4S_{13}$ - tennantita $(Cu_6[Cu_4(Fe,Zn)_2]As_4S_{13}$; asignándose a esta zona, con presencia mixta de minerales oxidados y minerales primarios, como "zona mixta". 3) Por último en las zonas más profundas del sistema solo se observan los sulfuros primarios sin la presencia de ningún mineral oxidado, señalando este sector como la "zona de sulfuros" (Fig. 3-34).

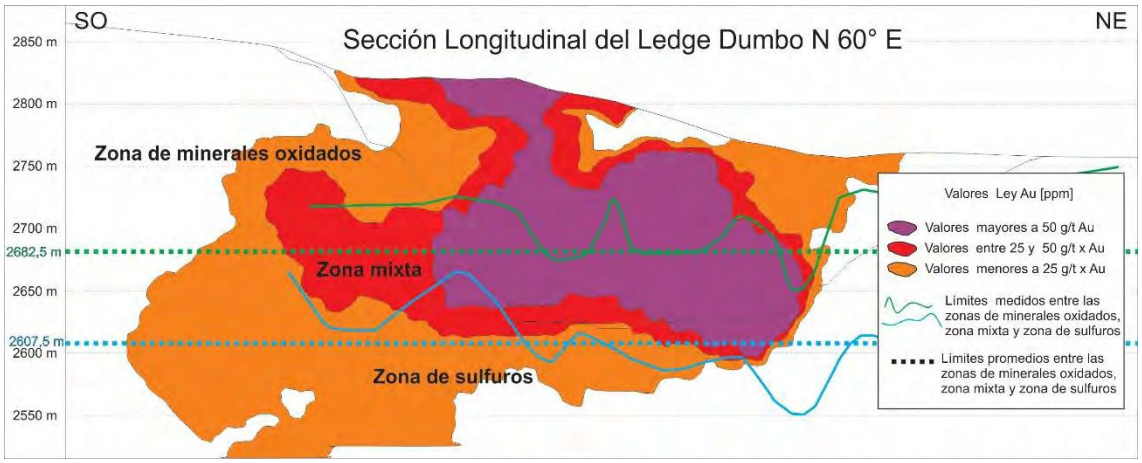


Fig. 3-34. Sección longitudinal del *ledge* Dumbo con orientación N60ºE que atraviesa el centro de la estructura. Zoneografía de leyes de Au expresadas en parte por millón calculadas a partir de perforaciones de aire reverso que cortan la sección en cuestión. Se marca el límite entre la zona de minerales oxidados y la zona mixta a los 2.682,5 m.s.n.m y el límite entre ésta última y la zona de sulfuros a los 2.607,5 m.s.n.m. Se destaca que estas dos cotas son el resultado de promediar los datos obtenidos en los logueos, expresados en la figura como las curvas de color verde y celeste.

Este estudio acerca del arreglo de los minerales oxidados y los sulfuros primarios descritos en los logueos del ledge Dumbo se sostiene mediante el estudio de 22 secciones, espaciadas cada 25 m, desde la 445.550 hasta la 446.175. Se observa que el límite entre la zona de minerales oxidados y la zona mixta se dispone entre las cotas 2.650 y 2.715 m.s.n.m con una cota promedio de 2.682,5 m.s.n.m, alterándose el trazado de esta superficie en la intersección de grandes estructuras silíceas. La

superficie que limita la zona mixta con la zona de sulfuros se encuentra entre las cotas 2.550 y 2.665 m.s.n.m con una cota promedio de 2.607,5 m.s.n.m (Fig. 3-34). Cabe mencionar que las profundidades máximas de esta última superficie se observan en pocas secciones ya que no abundan los pozos profundos en esta zona.

- Los productos de alteración producto del evento IV son los siguientes:

La enargita (Cu_3AsS_4) se altera a minerales secundarios de cobre y arsénico como la brochantita ($Cu_4(SO_4)(OH)_6$) (Fig. 3-35 A y B), la chenevixita $Cu_2Fe_2(AsO_4)_2(OH)_4$ (Fig. 3-35 C), la lavendulana ($NaCaCu_5(AsO_4)_4Cl\,5H_2O$), la lammerita $Cu_3(AsO_4)_2$, la atacamita $Cu_2Cl(OH)_3$ y la guanacoíta $Cu_2Mg_3(OH)_4(AsO_4)_2\,4H_2O$, minerales ya reconocidos en el yacimiento (Witzke et al., 2006). Un sulfuro secundario producto de la alteración supérgena de la enargita y típico de zonas de enriquecimiento secundario, común en el yacimiento, es la covellina (CuS); este mineral se presenta con texturas de reemplazo a la enargita (Fig. 3-35 D).

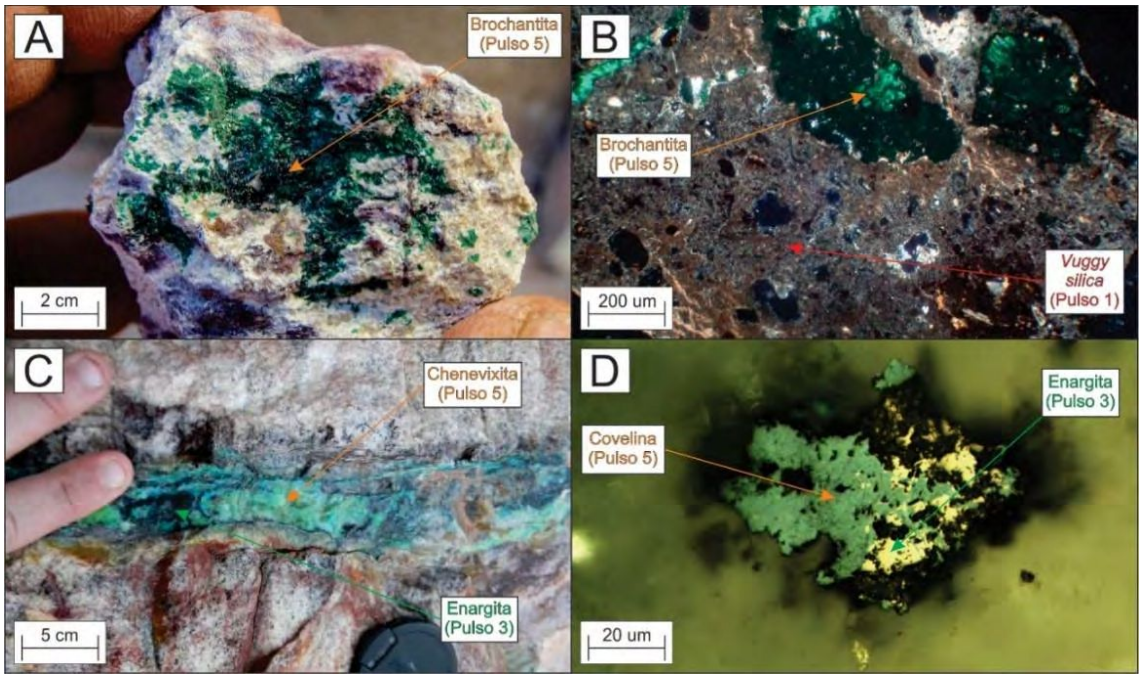


Fig. 3-35. A) *Vuggy silica* cuyas oquedades están rellenas por brochantita, un sulfato de cobre hidratado, típico producto de alteraciones meteóricas de menas de Cu en ambientes áridos o semiáridos. B) Microfotografía en microscopio petrográfico con luz transmitida y polarizadores cruzados en donde se observa la brochantita alojada en las oquedades del *vuggy silica*. C) vetilla de enargita del pulso 3 alterada a chenevixita $Cu_2Fe_2(AsO_4)_2(OH)_4$ con su color verde manzana característico y brillo graso aceitoso. D) Microfotografía en microscopio calcográfico de luz reflejada en donde se ve como la enargita (mineral de mena primario) es reemplazada por covellina (mineral producto de la alteración supérgena).

La pirita arsenical se altera a hematita (Fe_2O_3), limonitas ($FeO(OH)\cdot nH_2O$) y jarosita ($KFe^{3+}_3(SO_4)_2(OH)_6$). Los primeros, óxido e hidróxido de hierro, son muy característicos del ambiente supergénico. Sin embargo, enfocamos nuestra atención en la aparición de la jarosita en grandes cantidades visible a ojo desnudo en asociación con el *ledge* (Fig. 3-36 A y C), ya que se observa una relación espacial muy notable entre la aparición de jarosita y un aumento de las leyes de Au equivalente. Todas las muestras estudiadas que presentan jarosita visible con la lupa de mano, dentro de estructuras mineralizadas

como lo son Dumbo y Cachinalito, poseen leyes de Au equivalente que superan los 2 ppm.

Hay una clara correlación horizontal entre la presencia de jarosita en el ledge Dumbo a lo largo de la cota 2.700 m.s.n.m +/- 30 metros. Los puntos ubicados en las secciones longitudinales de Dumbo (Fig. 3-37) marcan las muestras en las que se detectó jarosita mediante microscopía óptica. Esta especie mineral tiene propiedades ópticas muy conspicuas que permiten una clara identificación, en especial si se genera un pseudomorfismo con la pirita arsenical, mineral al que reemplaza la jarosita: se pueden ver cristales de pirita arsenical del pulso 3 con una morfología euhedral de cristales dodecaédricos reemplazados completamente por jarosita tabular del pulso 5 con sus colores de interferencia anómalos del cuarto orden y colores amarillos verdosos (Fig. 3-36 B y D).

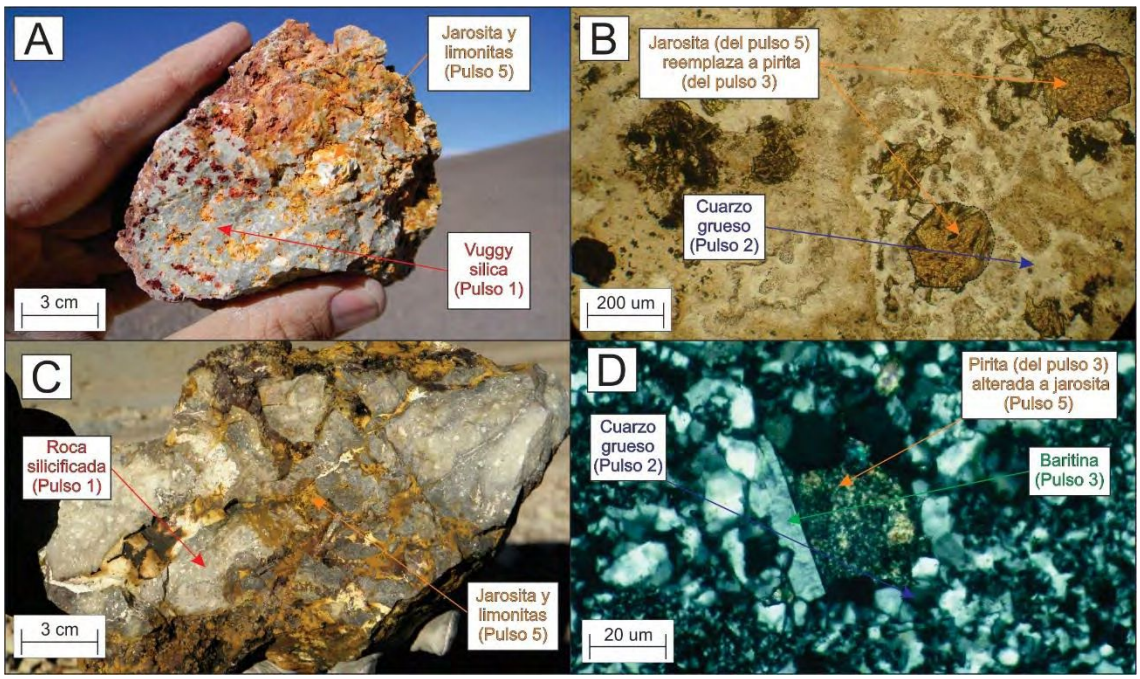


Fig. 3-36. A) *Vuggy silica* con oquedades rellenas por jarosita y limonitas; las oquedades estaban rellenas originalmente por sulfuros primarios. B) Microfotografía al microscopio petrográfico con luz polarizada en la que se observan cristales de pirita arsenical del pulso 3 (morfología euhedral de los cristales dodecaédricos) reemplazados por jarosita tabular del pulso 5. Se observa también cuarzo grueso del pulso 2. C) Roca silicificada producto del pulso 1 atravesada por vetillas y pátinas de limonitas y jarosita productos del pulso 5. Es común ver en las pátinas oro libre visible a ojo desnudo. D) Microfotografía en microscopio petrográfico con polarizadores cruzados en donde se observa una oquedad rellena, primero, por cuarzo grueso del pulso 2, luego por baritina (pulso 3) y por pirita arsenical del pulso 3 (ahora reemplaza por jarosita del pulso 5).

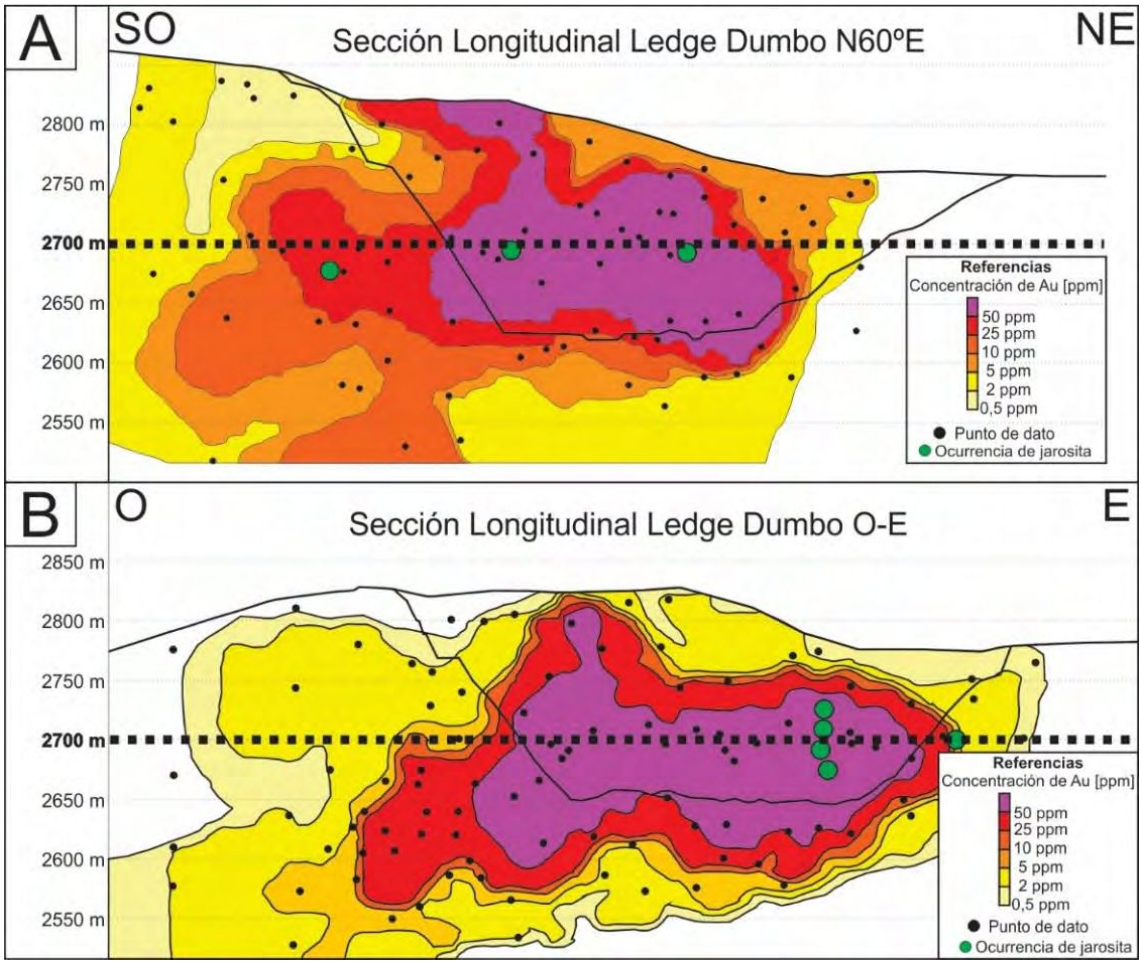


Fig. 3-37. Secciones longitudinales del *ledge* Dumbo mediante las trazas N60ºE y O-E (figura A y B respectivamente), en las que se plotean las zoneografías de las leyes de Au y las muestras en las que se detectó jarosita mediante la microscopía óptica. Se observa como todas las muestras de este mineral de alteración rondan la cota de los 2.700 m.s.n.m.

Para determinar las ocurrencias de jarosita, se utilizó, además de microscopía óptica, espectrometría de rayos X (ASD) en dos pozos del *ledge* Dumbo en su sección transversal 445.700. La jarosita aparece de forma muy restringida en cada uno de los pozos, asociada a tramos de altas leyes de oro (mayores a 3 ppm promedio, con muestras que llegan a 20 ppm Au).

En el pozo SG-322 hay jarosita entre los 130,5 y 132 m de la perforación, a los 2.675 m.s.n.m; en el pozo SG-305 hay jarosita entre los metrajes 195 y 199,5 m, a los 2.668 m.s.n.m. Cabe destacar que ambas presencias de jarosita ocurren aproximadamente a los 2.670 m.s.n.m. Asimismo, en la sección 445.900 del mismo ledge, en el pozo SG-245, también ensayado por ASD, se encontró una única ocurrencia de jarosita, a los 2.700 m.s.n.m, a solo una distancia de 30 m en la vertical respecto de las otras dos ocurrencias de la sección 445.700. Mediante el ensayo por rayos X de las paredes del rajo se detectó una ocurrencia de jarosita en la sección 445.645 a los 2725 m.s.n.m. Se puede observar, entonces, que la jarosita se restringe, aproximadamente, a la cota 2.700, salvando el caso en que se detectó una única muestra con el 3,3 % de jarosita en la cota 2.800 del ledge Dumbo (Fig. 3-38).

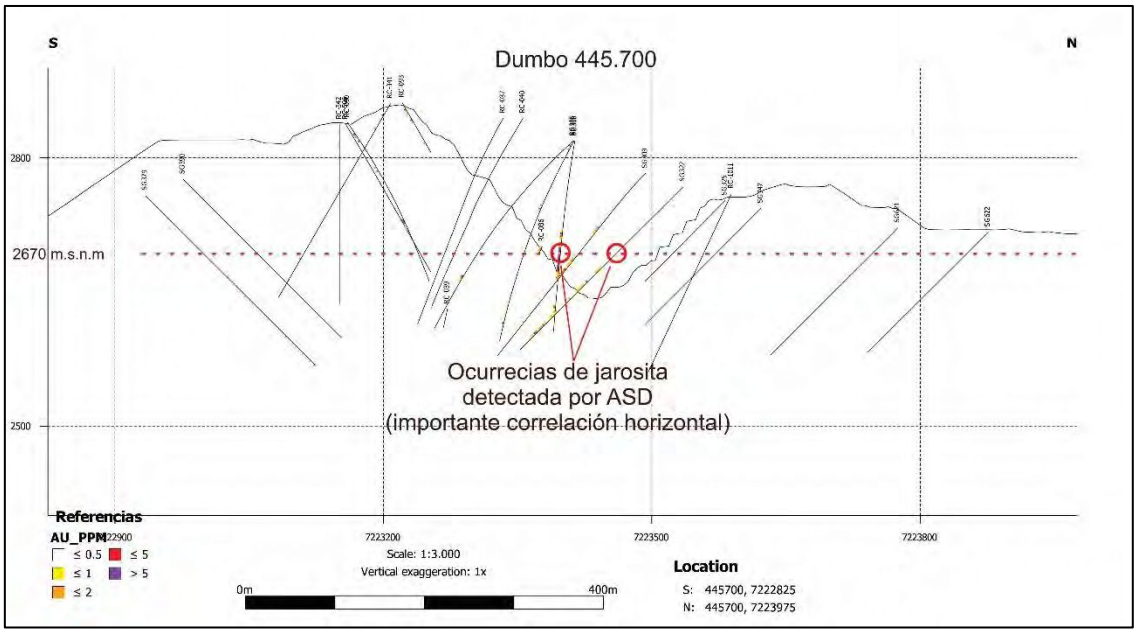


Fig. 3-38. Sección longitudinal de la labor a cielo abierto del *open pit* Dumbo. Se observan las trazas de todas las perforaciones realizadas en el sector y se marcan los dos puntos en los que se detectó, mediante espectrometría de rayos X (ASD), presencia de jarosita en dos pozos diferentes a la misma cota (2.670 m.s.n.m.

3.3 DATACIÓN DE LOS EVENTOS MINERALIZANTES

Durante los trabajos de campo se tomaron 2 muestras de alunita y 1 de alunita intercrecida con jarosita, de las tres zonas de alteración argílica avanzada más importantes del distrito (Fig. 3-39): Cerro Estrella (Muestra E-33), Sierra Inesperada, (Muestras E-105A y E-105B) y Sierra de las Pailas (Muestra E-429). Adicionalmente se tomó una muestra de las Andesitas Inesperada, proveniente del sondaje DDH-999, con el fin de datar las plagioclasas presentes como fenocristales (Muestra E-432). Estas muestras fueron enviadas al laboratorio de geocronología del SERNAGEOMIN.

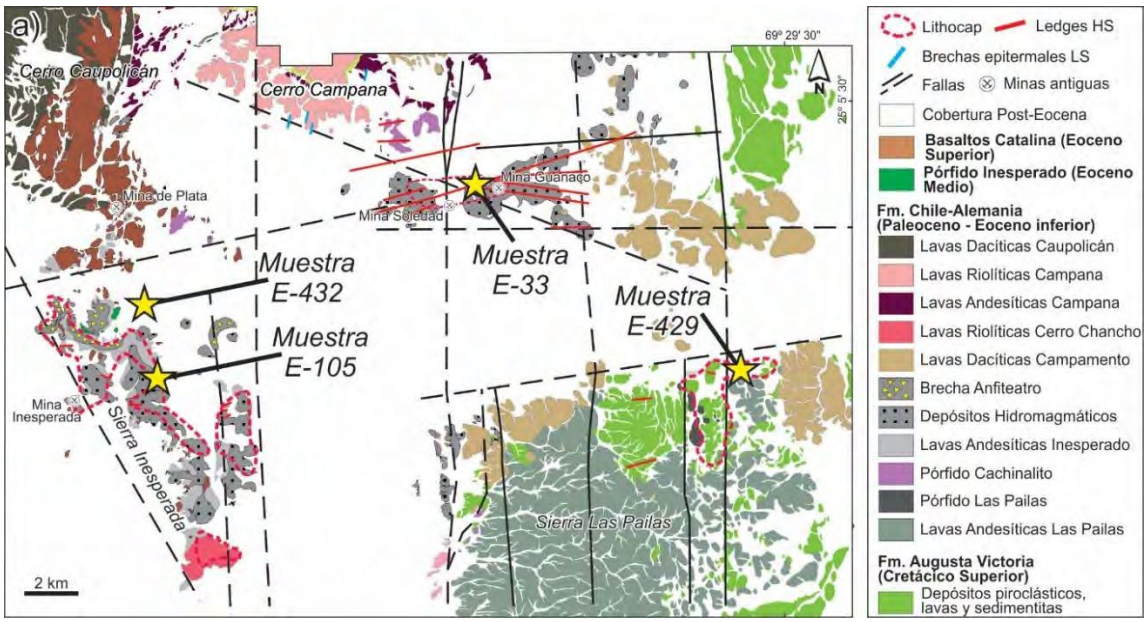


Fig. 3-39. Mapa Geológico simplificado mostrando la ubicación de las muestras tomadas para la datación radimétrica de los 3 sectores más importantes del distrito.

Los estudios de factibilidad realizados por el laboratorio indicaron que las muestras E-429 y E-432 no eran aptas para su datación por el método Ar-Ar en alunita primaria, de esta manera solo las muestras E-33 y E-105 fueron procesadas. En la Tabla 3-2 se resumen los resultados:

Muestra	**Material**	**Zona**	**Edad Plateau +/- desvío**
E-33	Alunita	Cerro Estrella	44,82 +/- 0,12 Ma
E-105A	Alunita y jarosita	Sierra Inesperada	44,3 +/- 1,1 Ma
E-105B	Alunita	Sierra Inesperada	47,46 +/- 0,22 Ma

Tabla 3-2. Resultados de las dataciones realizadas para el presente estudio.

Al comparar los resultados de las determinaciones E-105A y E-105B, se observa que la primera de ellas registra una edad menor y con un margen de error mayor que la segunda determinación. Considerando que ambas dataciones fueron realizadas sobre la misma muestra de roca, se interpreta este resultado como la consecuencia del

sobrecrecimiento de jarosita sobre la alunita (Permuy et al., 2015). De esta manera la edad E-105A es considerada una edad mínima y por lo tanto no será considerada.

Las edades de las muestras E-33 y E-105, permiten observar que el único cuerpo ígneo coetáneo con los eventos hidrotermales, es el Pórfido Microdiorítico Inesperada, análogo a la unidad correspondiente a los pórfidos del Eoceno inferior de Matthews y Cornejo 2006 (Fig. 3-40).

Utilizando los resultados recientemente obtenidos, junto con las edades de mineralización provistas en la bibliografía (Matthews y Cornejo, 2004, Matthews y Cornejo, 2006 y Espinoza et al., 2011), se ajustó el esquema paragenético de Mina Guanaco (Galina et al. 2015) para darle un marco temporal a los episodios de mineralización allí descriptos (Fig. 3-41).

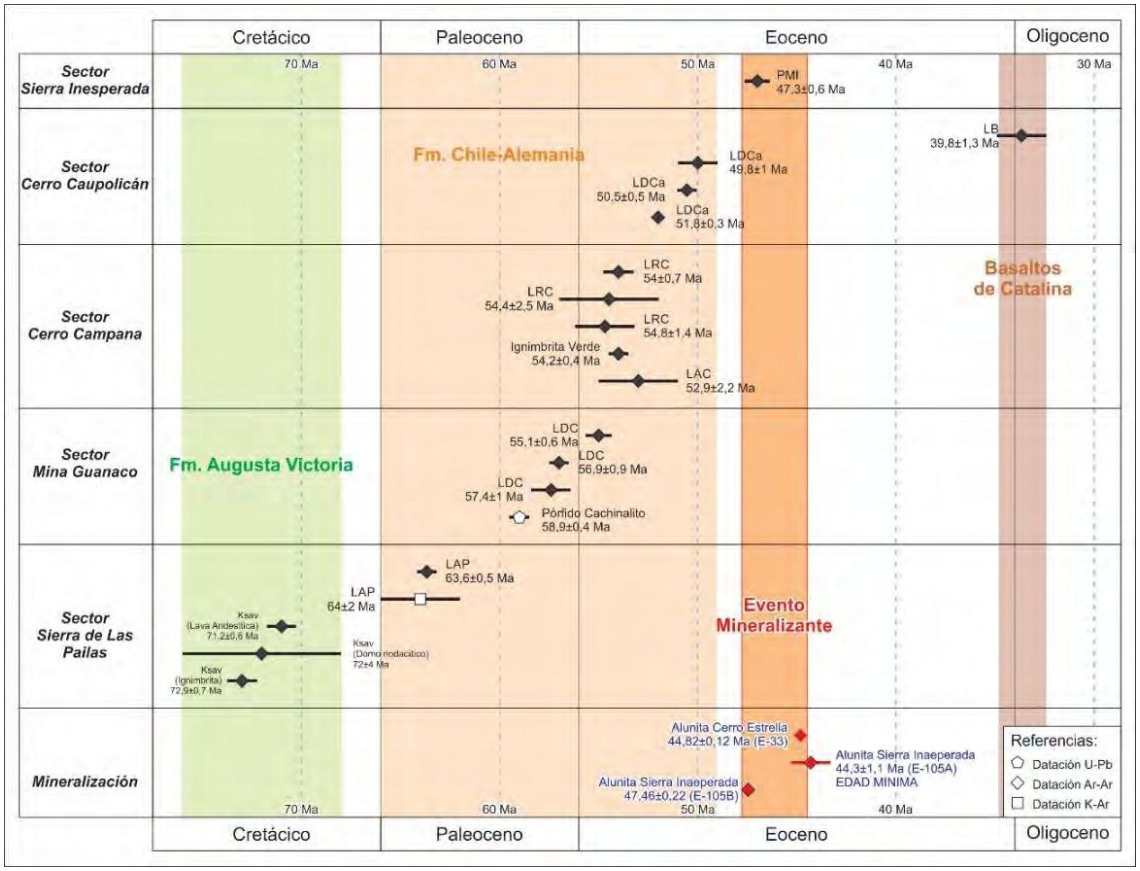


Fig. 3-40: Marco geocronológico del Distrito Minero El Guanaco, basado en el presente informe y datos provenientes de Matthews y Cornejo (2006) y Espinoza et al. (2011), y graficados en color negro sobre la base de la escala del tiempo geológico de Cohen et al. (2013). Referencias: Ksav = Fm. Augusta Victoria; LAP = Lavas Andesíticas Las Pailas; PC = Pórfido Cachinalito; LDC = Lavas Dacíticas Campamento; LAC = Lavas Andesíticas Campana; LRC = Lavas Riolíticas Campana; LDCa = Lavas Dacíticas Caupolicán; PMI= Pórfido Microdiorítico Inesperada; LB = Lavas Basálticas.

Los dos sectores datados (Cerro Estrella y Sierra Inesperada) se caracterizan por rocas de cajas compuestas por potentes secuencias piroclásticas de origen hidromagmático, a las que se les sobreimpone una intensa alteración hidrotermal. En ninguno de las dos localidades se han podido realizar dataciones de las rocas de caja de las mineralizaciones, debido a la naturaleza piroclástica de los materiales y el elevado grado de alteración.

Para el sector Mina Guanaco, la edad de la roca de caja de las mineralizaciones se puede acotar al Paleoceno Superior, entre los 59 y 57 Ma, considerando las unidades inferiores (Pórfido Cachinalito en Mina Cachinalito) y suprayacentes (Lavas Dacíticas Campamento).

En la Sierra Inesperada, en base a las similitudes litológicas observadas con el sector Mina Guanaco, se pueden correlacionar las rocas piroclásticas, asignándolas también al Paleoceno Superior. Además, en este sector se registra la presencia de un pórfido (Pórfido Microdiorítico Inesperada - PMI) post-mineral de edad Eocena media de alrededor de 47 Ma (Fig. 3-40).

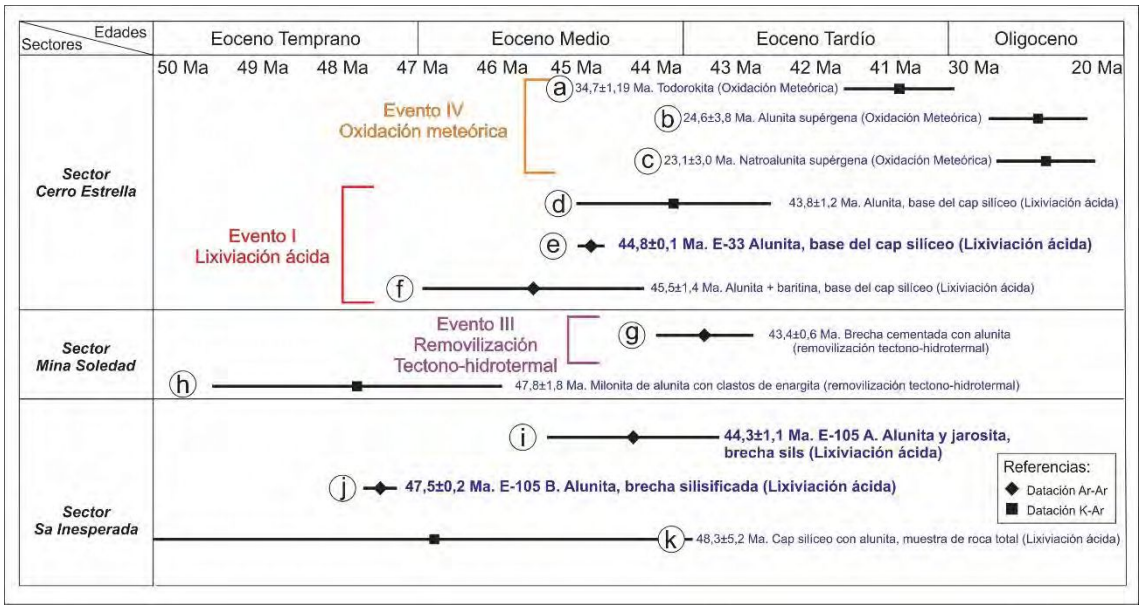


Fig. 3-41. Cuadro de detalle con las edades obtenidas y recopiladas, con los distintos eventos mineralizantes. Los datos (a), (b), (c), (g), (h) y (k) son tomados de Matthews & Cornejo,2004; el dato (d) es tomado de Matthews & Cornejo, 2006; el dato (f) es tomado de Espinoza et al., 2011; y los datos (e), (i) y (j) son tomados de Galina et al., (2016).

Las dataciones de E-33 y la Brecha cementada por alunita en el sector de la Mina Soledad, mina ubicada entre el Cerro Estrella y Guanaquito, en el centro del Sector Central, se interpretan como dos generaciones diferentes de alunita. La primera y más antigua, como producto de la alteración argílica avanzada -evento I-, de alteración hidrotermal (Galina et al., 2015), mientras que la alunita de la muestra de Mina Soledad (Evento III en la Fig. 3-41, con 43,4 +/- 0,6 Ma), se interpreta como perteneciente al evento III, de removilización tectono-hidrotermal ya que posee clastos de enargita preexistente del evento mineralizante II (Fig. 3-41). En la Tabla 3-3 se resumen las edades estimadas de los eventos que sucedieron en el sistema epitermal de El Guanaco.

EVENTOS	Evento I	Evento II		Evento III	Evento IV
MINERALES	Alt. Hidrotermal	Mineralización		Removilización	Oxidación
	Pulso 1	Pulso 2	Pulso 3	Pulso 4	Pulso 5
Qz Vuggy					
Qz fino en mosaico					
Alunita / Natroalunita					
Illitas					
Esmectitas					
Dickitas					
Cloritas					
Caolinita					
Rutilo					
Diásporo					
Pirita					
Qz grueso prístino en peine y cocarda					
Qz fino c/ inculsiones sólidas en mosaico					
Enargita/Luzonita					
Tetraedrita/Tenantita					
Baritina					
Sílice masiva					
Jarosita					
Óxidos de Mn					
Limonitas					
Secundarios de Cu					
EDAD	44,8 +/- 0,1 Ma	de 44,8 +/- 0,1 a 43,4 +/- 0,6 Ma		43,4 +/- 0,6 Ma	de 34,7 +/- 1,19 a 23,1 +/- 3 Ma

Tabla 3-3: Cuadro paragenético de la mineralogía de cada pulso y evento mineralizante, con la edad asignada en el presente estudio.

Considerando los resultados obtenidos en este trabajo junto con las dataciones realizadas por Matthews y Cornejo (2006), se interpreta a las edades obtenidas sobre alunita como correspondientes a tres eventos distintos: a) a la alteración argílica avanzada (evento I *sensu* Galina et al., 2015), b) a un evento de removilización tectono-hidrotermal tardío (evento III) y c) un evento póstumo de alteración supergénica (evento IV); concluyendo que el evento mineralizante debe estar comprendido en el intervalo de tiempo de 44,8 +/- 0,1 a 43,4 +/- 0,6 Ma.

Las edades obtenidas en las alunitas de ambos sectores evidencian que los sistemas hidrotermales responsables de las mineralizaciones de Mina Guanaco y Sierra Inesperada, funcionaron durante el Eoceno Medio, entre los 47,5 +/- 0,2 y 43,4 +/- 0,6 Ma (Fig. 3-41), aunque el sistema de Sierra Inesperada más de dos millones de años más antiguo que el presente en Mina Guanaco.

Por último, el sistema hidrotermal de la Sierra Inesperada coincide en edad con los cuerpos de pórfidos microdioríticos, apoyando la idea de una vinculación genética propuesta por Permuy et al. (2015).

CAPÍTULO 4

GEOQUÍMICA Y FLUIDOS HIDROTERMALES

La composición y comportamiento de los fluidos mineralizantes

4.1 DISTRIBUCIÓN DEL ORO, LA PLATA Y EL COBRE EN EL *LEDGE* DUMBO

Para la caracterización de la distribución geoquímica del oro (Au), la plata (Ag) y el cobre (Cu) se procesaron estadísticamente 42.092 muestras del *ledge* Dumbo, utilizando valores geoquímicos de Au, Ag y Cu obtenidos del muestreo de cutting en etapas de exploración y explotación del depósito. Los análisis de Au-Ag fueron realizados mediante la técnica gravimétrica con posterior ensayo a fuego, mientras que los análisis Ag-Cu fueron realizados mediante digestión ácida HNO_3-(HNO_3-HCl), todos en el Laboratorio químico de la mina El Guanaco.

4.1.1 Leyes de Au, Ag y Cu en el espacio

Se cotejaron los valores geoquímicos de Au, Ag y Cu de cada muestra con sus respectivas coordenadas X, Y y Z, para obtener la distribución espacial de estos metales.

4.1.1.1 Relación de las leyes de oro respecto a su cota

Al observar la distribución del oro (Au) en función de la cota respectiva de cada muestra analizada, se aprecia una distribución horizontal de las leyes anómalas de este metal. En la Fig. 4-1 se plotean todas las muestras del *ledge* Dumbo analizadas por Au [g/t] respecto a la altura sobre el nivel medio del mar a la que fue tomada cada muestra. Para la representación gráfica de los resultados se muestran valores de Au hasta 100 g/t. Solo 2 de las 42.092 muestras analizadas presentan valores superiores a 100 g/t Au, por lo que no se las representan, ya que de incluirlas en el análisis sobreestimarían los resultados de forma poco representativa.

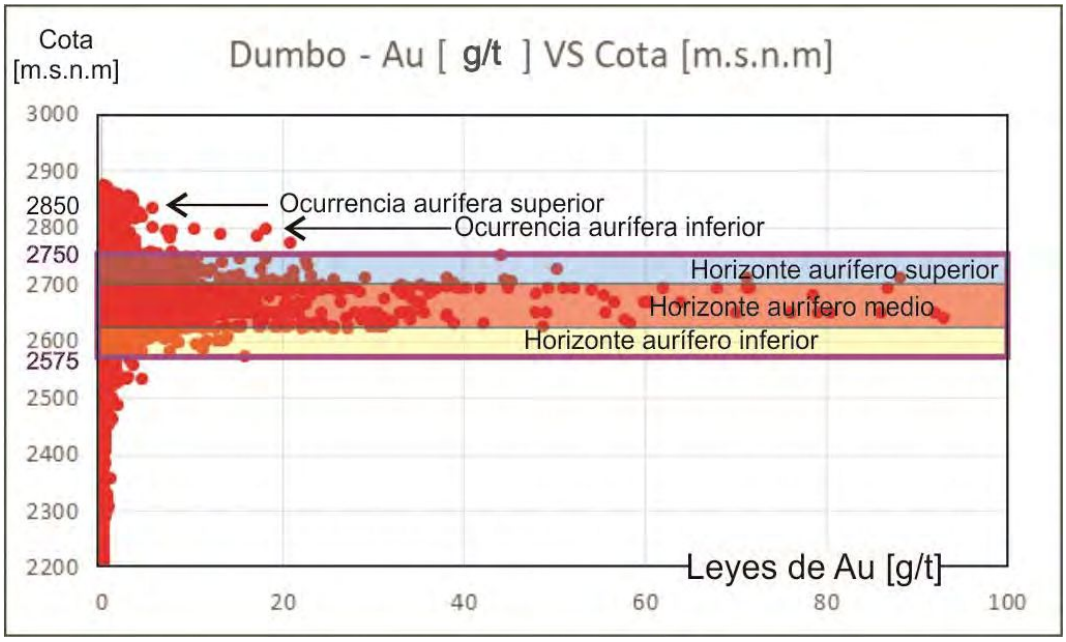


Fig. 4-1. Diagrama de detalle en el que se cotejan los valores de leyes de Au en g/t (eje de las abscisas) respecto a la cota que fue tomada cada muestra, expresada en metros sobre el nivel medio del mar (eje de las ordenadas). Se marcan las dos ocurrencias y el horizonte aurífero con sus tres subdivisiones observadas en el *ledge* Dumbo.

En la distribución de los datos mencionados se aprecian tres horizontes mineralizados con Au, definiendo a los sectores mineralizados como porciones de estructura con valores puntuales de leyes auríferas mayores a 1 g/t, en base a la ley de corte de la mina. El primer horizonte, u horizonte aurífero superior, se muestra en color azul en la Fig. 4-1 y se ubica entre los 2.700 y los 2.750 m.s.n.m y presenta leyes de hasta 88 g/t Au; el segundo horizonte, u horizonte aurífero medio, se muestra de color rojo y se ubica entre los 2.625 y 2.700 m.s.n.m y posee leyes de hasta 92,9 g/t Au; por último y más profundo de los tres horizontes, el horizonte aurífero inferior, simbolizado con el color amarillo en la Fig. 4-1 se ubica entre los 2.575 los 2.625 m.s.n.m con leyes de hasta 25,4 g/t Au. La discriminación entre los diferentes horizontes mineralizados se construye comparando los distintos números de ocurrencias (frecuencia) entre determinadas cotas y marcando los cambios abruptos en las acumulaciones de cada concentración.

Las diferentes concentraciones de oro en roca se ordenan a modo de tres intervalos con el propósito de definir categorías calificativas de la riqueza de cada estructura: leyes intermedias (de 1 a 2 g/t Au), leyes altas (de 2 a 5 g/t Au) y leyes muy altas (concentraciones mayores a 5 g/t Au). El 92,92% de los valores mayores a 1g/t Au de todo el *ledge* Dumbo se encuentran entre las cotas 2.575 y 2.750 m.s.n.m. De las 40.135 muestras analizadas geoquímicamente por Au en el *ledge* Dumbo, 1.506 son de leyes intermedias, encontrándose el 89,64% de estas muestras entre las cotas 2.575 y 2750 m.s.n.m. Unas 1.041 muestras presentaron valores de leyes altas, encontrándose el 94,52% de las mismas entre las cotas mencionadas. Por último, de todas las muestras analizadas por Au, 784 presentaron valores mayores a 5 g/t Au, encontrándose el 97,07% de las mismas en el la faja horizontal comprendida entre los 2.575 y 2.750m m.s.n.m. Así se ve como la mayoría sustancial de las concentraciones de Au mayores a 1g/t se concentran entre las cotas 2.575 y 2.750 m.s.n.m o lo que denominamos cotas límites del horizonte aurífero del *ledge* Dumbo.

Además del horizonte aurífero se observan dos ocurrencias de leyes elevadas de Au de menor importancia: la primera (ocurrencia superior en la Fig. 4-1) consta de una acumulación de muestras con valores de hasta 5 g/t Au ubicadas entre las cotas 2.800 y 2.875 m.s.n.m; la otra, ocurrencia inferior, presenta leyes de Au más elevadas alcanzando valores de hasta 22 g/t Au, pero circunscripta solamente a una línea horizontal coincidente con la cota 2.800 m.s.n.m.

Se observa que a pesar de que el horizonte aurífero medio es el más rico de los tres, tanto el horizonte aurífero inferior como superior son de alto interés económico. De esta forma se modelan los tres horizontes como uno solo, llamado “horizonte aurífero del l*edge* Dumbo” comprendido entre las cotas 2.575 y 2.700 m.s.n.m (recuadro violeta en la Fig. 4-1).

4.1.1.2 Relación de las leyes de plata respecto a su cota

Al observar la distribución de la plata (Ag) en función de la cota respectiva de cada muestra analizada, se aprecia una distribución horizontal de las leyes anómalas de este metal. En la Fig. 4-2 se plotean todas las muestras del *ledge* Dumbo analizadas por Ag [g/t] respecto a la altura sobre el nivel medio del mar a la que fue tomada cada muestra. Para la representación gráfica de los resultados se muestran valores de Ag hasta 600 g/t. Solo 2 de las 42.092 muestras analizadas presentan valores superiores a 600 g/t Ag, por lo que no se las representan, ya que de incluirlas en el análisis sobreestimarían los resultados de forma poco representativa.

En la distribución de los datos mencionados se aprecian tres horizontes mineralizados con Ag, definiendo como sectores mineralizados a porciones de estructura con concentraciones de valores puntuales de leyes de plata mayores a 80 g/t, en base a la ley de corte de la mina. El primer horizonte, u horizonte argentífero superior, se muestra en color azul en la Fig. 4-2 y se ubica entre los 2.725 y los 2.760 m.s.n.m y presenta leyes de hasta 244,3 g/t Ag; el segundo horizonte, u horizonte argentífero medio, se muestra de color rojo y se ubica entre los 2.640 y 2.725 m.s.n.m y posee leyes de hasta 594,22 g/t Au; por último y más profundo de los tres horizontes, el horizonte argentífero inferior, simbolizado con el color amarillo en la Fig. 4-2 se ubica entre los 2.525 los 2.640 m.s.n.m con leyes de hasta 191 g/t Ag.

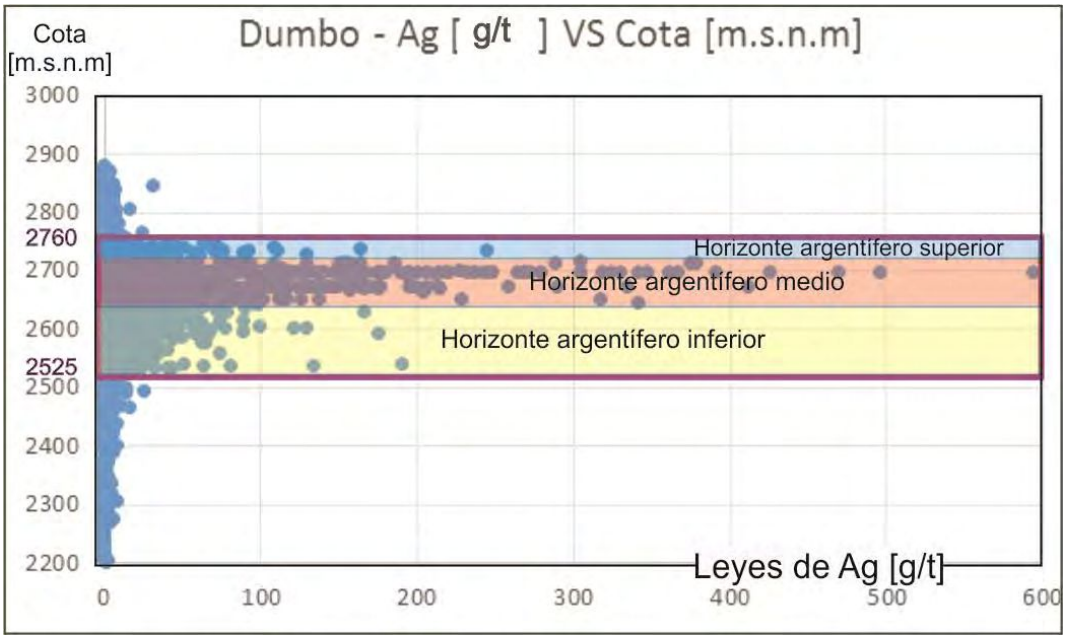


Fig. 4-2. Diagrama de detalle en el que se cotejan los valores de leyes de Ag en g/t (eje de las abscisas) respecto a la cota que fue tomada cada muestra, expresada en metros sobre el nivel medio del mar (eje de las ordenadas). Se marca el horizonte argentífero con sus tres subdivisiones observadas en el *ledge* Dumbo.

Las diferentes concentraciones de plata en roca se ordenan a modo de tres intervalos con el propósito de definir categorías calificativas de la riqueza de cada estructura: leyes intermedias (de 80 a 160 g/t Ag), leyes altas (de 160 a 400 g/t Ag) y leyes muy altas (concentraciones mayores a 400 g/t Ag). El 99,53% de los valores mayores a 80g/t Ag de todo el *ledge* Dumbo se encuentran entre las cotas 2.525 y 2.760 m.s.n.m. De las 39.143 muestras analizadas geoquímicamente por Ag en el *ledge* Dumbo, 132 son de leyes intermedias, encontrándose el 100% de estas muestras entre las cotas 2.525 y 2760 m.s.n.m. Unas 72 muestras presentaron valores de leyes altas de Ag, encontrándose el 100% de las mismas entre las cotas mencionadas. Por último, de todas las muestras analizadas por Ag, 8 presentaron valores mayores a 400 g/t Ag, encontrándose el 87,5% de las mismas en el la faja horizontal comprendida entre los 2.525 y 2.760m m.s.n.m. Así se ve (estadísticamente demostrado) como la mayoría sustancial de las concentraciones de Ag mayores a 80g/t se concentran entre las cotas 2.525 y 2.760 m.s.n.m o lo que denominamos cotas límites del “horizonte argentífero del *ledge* Dumbo”.

Además de presentarse una horizontalidad marcada en las distribuciones de las leyes argentíferas, se observa una ocurrencia de leyes elevadas de Ag muy particular dentro

del horizonte argentífero medio (Fig. 4-2): sobre la cota 2.700 m.s.n.m (+/- 10 m) se dispone el 42% de todas las leyes mayores a 80 g/t Ag de dicho horizonte.

Se observa que a pesar de que el horizonte argentífero medio es el más rico de los tres, tanto el horizonte argentífero inferior como superior son de elevado interés económico. De esta forma se modelan los tres horizontes como uno solo llamado "horizonte argentífero del *ledge* Cachinalito" limitado entre las cotas 2.525 y 2.760 m.s.n.m (recuadro violeta en la Fig. 4-2).

4.1.1.3 Relación de las leyes de cobre respecto a su cota

Al observar la distribución del cobre (Cu) en función de la cota respectiva de cada muestra analizada, se aprecia la distribución horizontal de las leyes anómalas de este metal. En la Fig. 4-3 se plotean todas las muestras del *ledge* Dumbo analizadas por Cu [g/t] respecto a la altura sobre el nivel medio del mar a la que fue tomada cada muestra. Para la representación gráfica de los resultados se muestran valores de Cu hasta 100.000 g/t.

En la distribución de los datos mencionados se aprecian tres horizontes con concentraciones anómalas de Cu, definiendo como concentraciones anómalas a aquellas leyes de Cu que superen los 400 g/t, ya que por encima de este valor la roca no se puede extraer como mena de Au y Ag debido al carácter cianicida del Cu. El primer horizonte, u horizonte cuprífero superior, se muestra en color azul en la Fig. 4-3 y se ubica entre los 2.725 y los 2.775 m.s.n.m y presenta leyes de hasta 23.200 g/t Cu; el segundo horizonte, u horizonte cuprífero medio, se muestra de color rojo y se ubica entre los 2.525 y 2.725 m.s.n.m y posee leyes de hasta 98.704 g/t Cu; por último y más profundo de los tres horizontes, el horizonte cuprífero inferior, simbolizado con el color amarillo en la Fig. 4-3 se ubica entre los 2.425 los 2.525 m.s.n.m con leyes de hasta 44.700 g/t Cu. Cabe mencionar que los valores superiores a 100.000 g/t Cu no se representan debido a que se consideran.

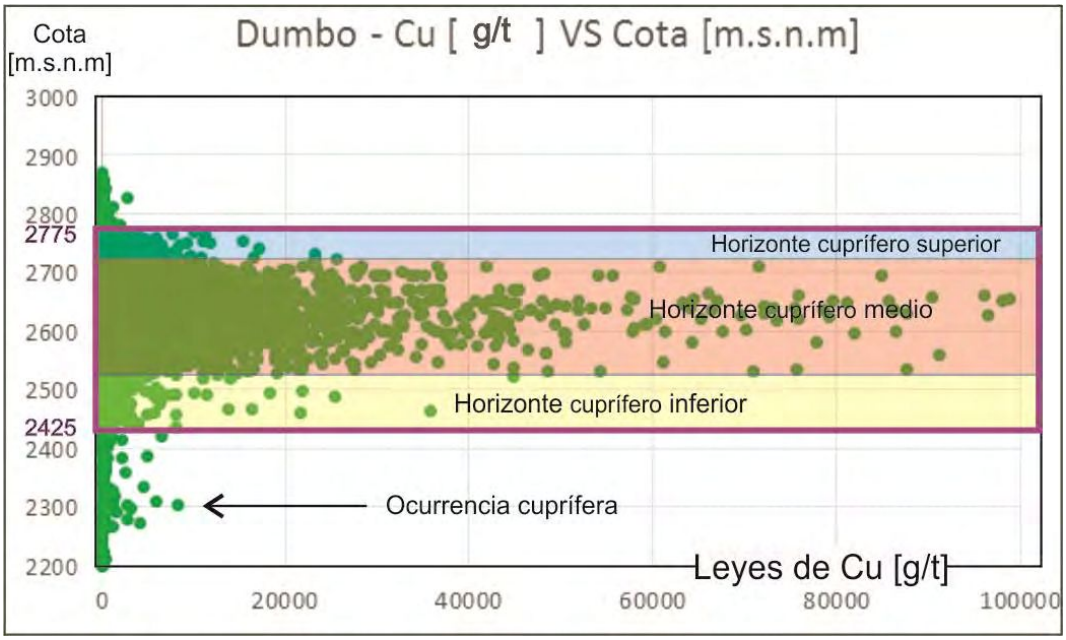


Fig. 4-3. Diagrama de detalle en el que se cotejan los valores de leyes de Cu en g/t (eje de las abscisas) respecto a la cota a la que fue tomada cada muestra, expresada en metros sobre el nivel medio del mar (eje de las ordenadas). Se marca el horizonte cuprífero con sus tres subdivisiones observadas en el *ledge* Dumbo.

Las diferentes concentraciones de cobre en roca se ordenan a modo de tres intervalos con el propósito de definir categorías calificativas de la concentración cuprífera en cada estructura: leyes intermedias (de 400 a 800 g/t Cu), leyes altas (de 800 a 1.200 g/t Cu) y leyes muy altas (concentraciones mayores a 1.200 g/t Cu). El 98,95% de los valores mayores a 400g/t Cu de todo el *ledge* Dumbo se encuentran entre las cotas 2.425 y 2.775 m.s.n.m. El valor de ley 400 g/t Cu es a partir del cual se considera la estructura como "rica en Cu". De las 19.840 muestras analizadas geoquímicamente por Cu en el *ledge* Dumbo, 1.773 son de leyes intermedias, encontrándose el 97,86% de estas muestras entre las cotas 2.425 y 2.775 m.s.n.m. Unas 832 muestras presentaron valores de leyes altas de Cu, encontrándose el 98,8% de las mismas entre las cotas mencionadas. Por último, de todas las muestras analizadas por Cu, 4.231 presentaron valores mayores a 1.200 g/t Cu, encontrándose el 99,43% de las mismas en el la faja horizontal comprendida entre los 2.425 y 2.775m m.s.n.m. Así se ve (estadísticamente demostrado) como la mayoría sustancial de las concentraciones de Cu mayores a 400 g/t se concentran entre las cotas 2.425 y 2.775 m.s.n.m o lo que denominamos cotas límites del "horizonte cuprífero del *ledge* Dumbo".

Además de presentarse una horizontalidad marcada en las distribuciones de las leyes cupríferas entre las cotas 2.425 y 2.775 m.s.n.m, se observa una ocurrencia en profundidad de leyes mayores a 400 g/t de Cu sobre la cota 2.300 m.s.n.m (+/- 10 m).

Se observa que a pesar de que el horizonte cuprífero medio es el más rico de los tres, tanto el horizonte cuprífero inferior como superior son de elevado contenido en Cu. De esta forma se modelan los tres horizontes como uno solo llamado "horizonte cuprífero del *ledge* Dumbo" limitado entre las cotas 2.425 y 2.775 m.s.n.m (recuadro violeta en la Fig. 4-3).

4.1.2 Distribución del Au, la Ag y el Cu sobre la corrida y extensión del *ledge* Dumbo

Mediante la utilización del *software* Maptek Vulcan®, un programa de *kriggeado*, estimación de reservas y modelado geológico con licencia perteneciente a Austral Gold Argentina Argentina S.A., se realizaron zoneografías de las leyes de Au, Ag y Cu a lo largo de la sección longitudinal del *ledge* Dumbo. En la Fig. 4-4 se muestra la traza en planta que se utilizó para generar las secciones longitudinales de la estructura mineralizada. Esta línea tiene una orientación N 60º E. Se generaron las zoneografías de isoconcentraciones por metro de potencia del *ledge* Dumbo de los 3 metales mencionados sobre los perfiles generados a partir de la intersección de esa traza con el plano vertical.

El término *plunge* es un adverbio del inglés que expresa el movimiento lateral hacia adelanto o abajo. En el campo de los yacimientos minerales, el término *plunge* es utilizado para señalar la vectorización de algún parámetro, como concentraciones de leyes, sobre una sección longitudinal de una estructura mineralizada. En el caso del *ledge* Dumbo se evidencia un *plunge* de Au, Ag y Cu hacia cotas profundas por debajo de los 2.600 m.s.n.m y hacia el sudoeste (Fig. 4-4).

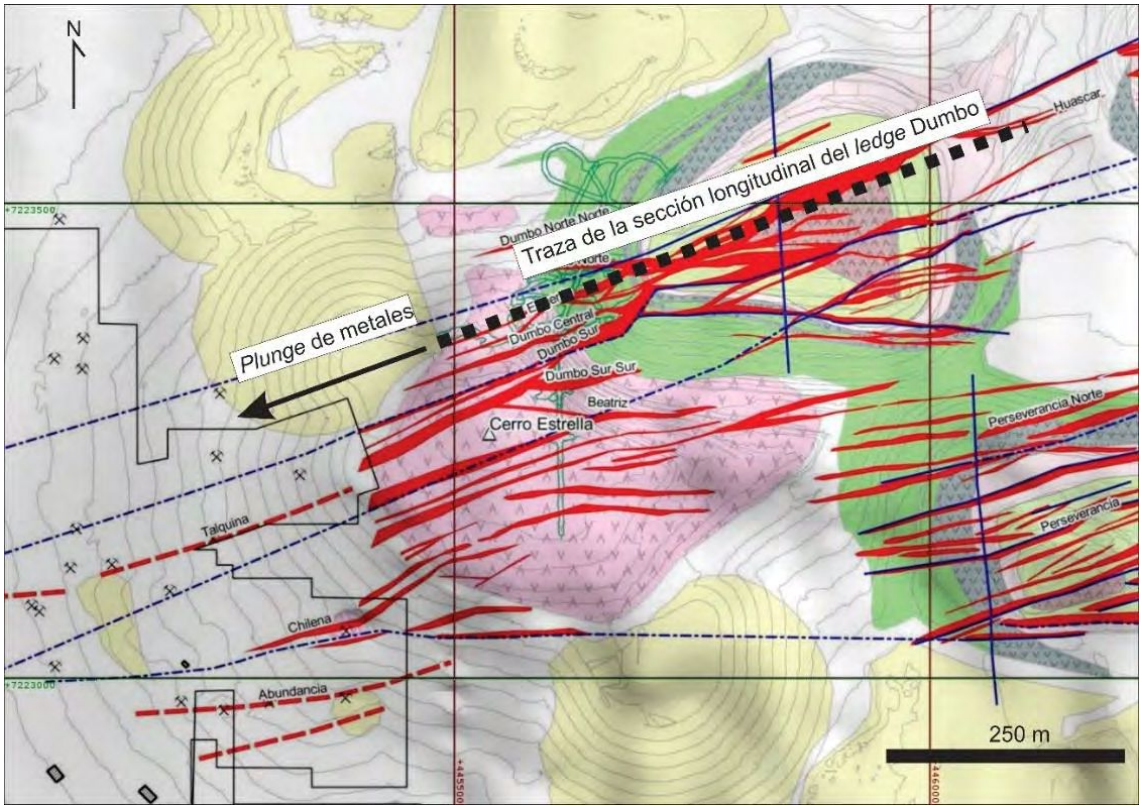


Fig. 4-4. Planta del *ledge* Dumbo. Se marca la traza N 60º E mediante la cual se confeccionaron las secciones longitudinales de esta estructura mineralizada. Se marca con una flecha la dirección y sentido del *plunge* observado en las secciones longitudinales de las isoconcentraciones de Au, Ag y Cu hacia los sectores profundos de la zona sudoeste de la estructura.

4.1.2.1 Geoquímica del Au sobre la corrida y extensión del *ledge* Dumbo

En la zoneografía de las leyes de Au por metro de potencia del *ledge* sobre la sección longitudinal de Dumbo N 60º E (Fig. 4-5) se observa una clara zonación horizontal de las concentraciones auríferas superiores a 5 ppm Au x m. Se aprecia como los valores superiores a 50 ppm Au x m se encuentran agrupados entre las cotas 2.625 y 2.700 m.s.n.m (horizonte aurífero medio). Se puede apreciar que los patrones de distribución obtenidos mediante la construcción de zoneografías de isoconcentraciones de oro por potencia del *ledge* mediante la utilización del *software* Maptek Vulcan® recrean los horizontes auríferos inferior, medio y superior obtenidos en la sección 4.1.1.1.

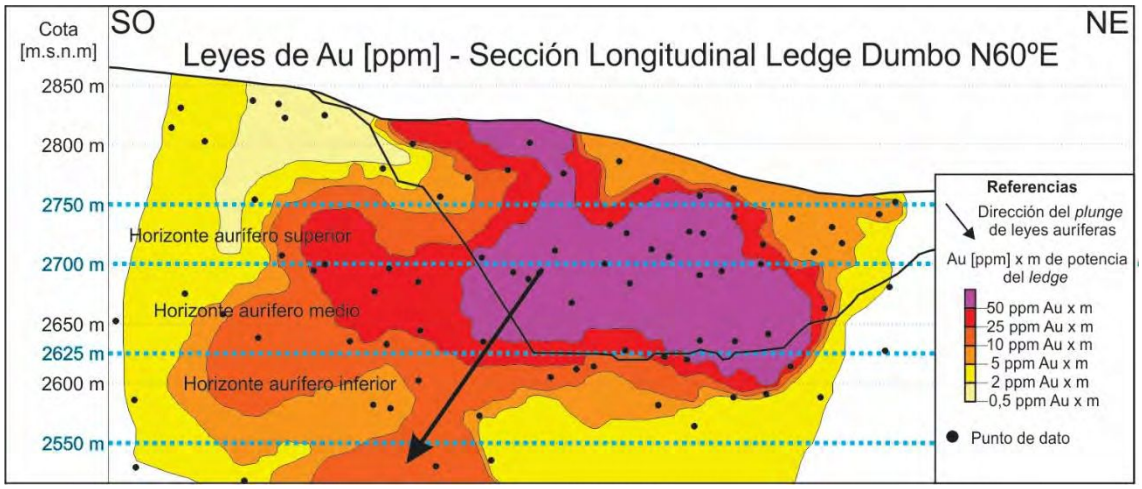


Fig. 4-5. Sección longitudinal del *ledge* Dumbo con orientación N 60º E. Zoneografía de leyes de Au por metros de potencia del *ledge*, expresadas en parte por millón (ppm) de Au x metro, calculadas a partir del

análisis químico mediante la técnica gravimétrica con posterior ensayo a fuego de *cutting* de perforaciones de aire reverso que cortan la sección en cuestión. Se marca la concentración horizontal de los valores superiores a 50 ppm Au x m comprendidos entre los 2.625 y 2.700 m.s.n.m como horizonte aurífero medio. Se indica con una flecha la dirección y sentido del *plunge* de las leyes de Au hacia mayores profundidades y hacia el SO.

4.1.2.2 Geoquímica de la Ag sobre la corrida y extensión del *ledge* Dumbo

En la zoneografía de las leyes de Ag por metro de potencia de *ledge* sobre la sección longitudinal de Dumbo N 60º E (Fig. 4-6) se observa una clara zonación horizontal de las concentraciones argentíferas superiores a 150 ppm Ag x m. Se aprecia como la mayoría de los valores superiores a 250 ppm Ag x m se encuentran agrupados entre las cotas 2.640 y 2.760 m.s.n.m (horizonte argentífero medio). Se puede apreciar que los patrones de distribución obtenidos mediante la construcción de zoneografías de isoconcentraciones de plata mediante la utilización del *software* Maptek Vulcan® recrean los horizontes argentíferos inferior, medio y superior obtenidos en obtenidos en la sección 4.1.1.2.

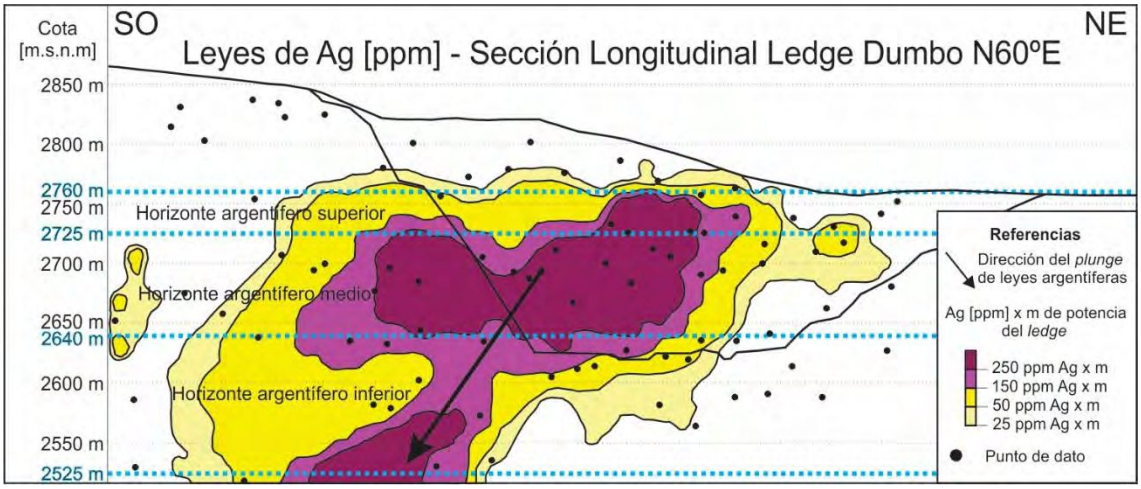


Fig. 4-6. Sección longitudinal del *ledge* Dumbo con orientación N 60º E. Zoneografía de leyes de Ag por metros de potencia del *ledge* expresadas en partes por millón (ppm) de Ag x metro, calculadas a partir del análisis químico mediante la técnica gravimétrica con posterior ensayo a fuego de *cutting* de perforaciones de aire reverso que cortan la sección en cuestión. Se marca la concentración horizontal de los valores superiores a 250 ppm Ag x m comprendidos entre los 2.640 y 2.725 m.s.n.m como horizonte argentífero medio. Se indica con una flecha la dirección y sentido del *plunge* de las leyes de Ag hacia mayores profundidades y hacia el SO.

4.1.2.3 Geoquímica del Cu sobre la corrida y extensión del *ledge* Dumbo

En la zoneografía de las leyes de Cu por metro de potencia de *ledge* sobre la sección longitudinal de Dumbo N 60º E (Fig. 4-7) se observa una clara zonación horizontal de las concentraciones cupríferas superiores a 2% Cu x m.

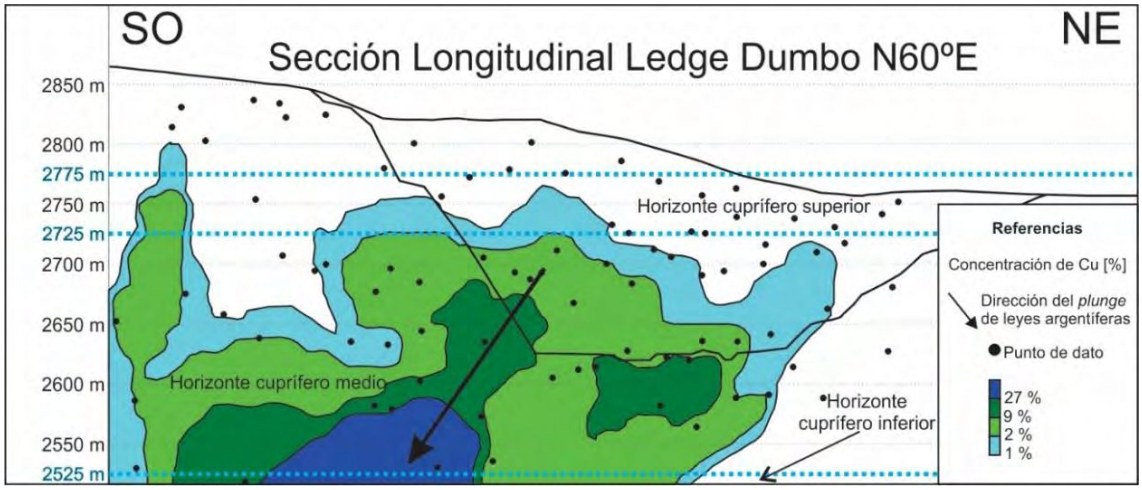


Fig. 4-7. Sección longitudinal del *ledge* Dumbo con orientación N 60º E. Zoneografía de leyes de Cu por metro de potencia del *ledge* expresadas partes por cien (%) de Cu x metro, calculadas mediante digestión ácida HNO_3-(HNO_3-HCl) en muestras de *cutting* de perforaciones de aire reverso que cortan la sección en cuestión. Se marca la concentración horizontal de valores superiores a 2% Cu x m comprendidos entre los 2.425 y 2.775 m.s.n.m como horizonte cuprífero medio. Las secciones realizadas mediante el software Maptek Vulcan® solo alcanza los 2.525 m.s.n.m. Se indica con una flecha la dirección y sentido del *plunge* de las leyes de Cu hacia mayores profundidades y hacia el SO.

Se aprecia como la mayoría de los valores superiores a 2% Cu x m se encuentran agrupados entre las cotas 2.425 y 2.775 m.s.n.m (horizonte cuprífero). Las secciones realizadas mediante el *software* Maptek Vulcan® solo alcanza los 2.525 m.s.n.m. Se puede ver que los patrones de distribución obtenidos mediante la construcción de zoneografías de isoconcentraciones de cobre por metros de potencia del *ledge* recrean los horizontes cupríferos inferior, medio y superior obtenidos en la sección 4.1.1.3.

4.1.3 Modelado tridimensional de la distribución del Au, la Ag y el Cu en el *ledge* Dumbo

Mediante la utilización del *software* de modelamiento tridimensional Leapforg ®, bajo licencia universitaria de la Facultad de Ciencias Naturales y Museo de la Universidad Nacional de La Plata, se generaron interpolaciones de datos de leyes en el espacio. Para tal fin, se contó con los valores geoquímicos de Au, Ag y Cu a lo largo de la sección longitudinal del *ledge* Dumbo obtenidos en el análisis químico para estos tres metales a partir de las perforaciones realizadas en el distrito.

En la Fig. 4-8 se observa cómo, en perspectiva de la sección longitudinal SO – NE del *ledge* Dumbo, se evidencia el *plunge* de las leyes de Au hacia las zonas profundas y al SO de la estructura mineralizada. Se observa el mismo patrón espacial respecto a las distribuciones de las leyes de plata y cobre (Fig. 4-9 y Fig. 4-10).

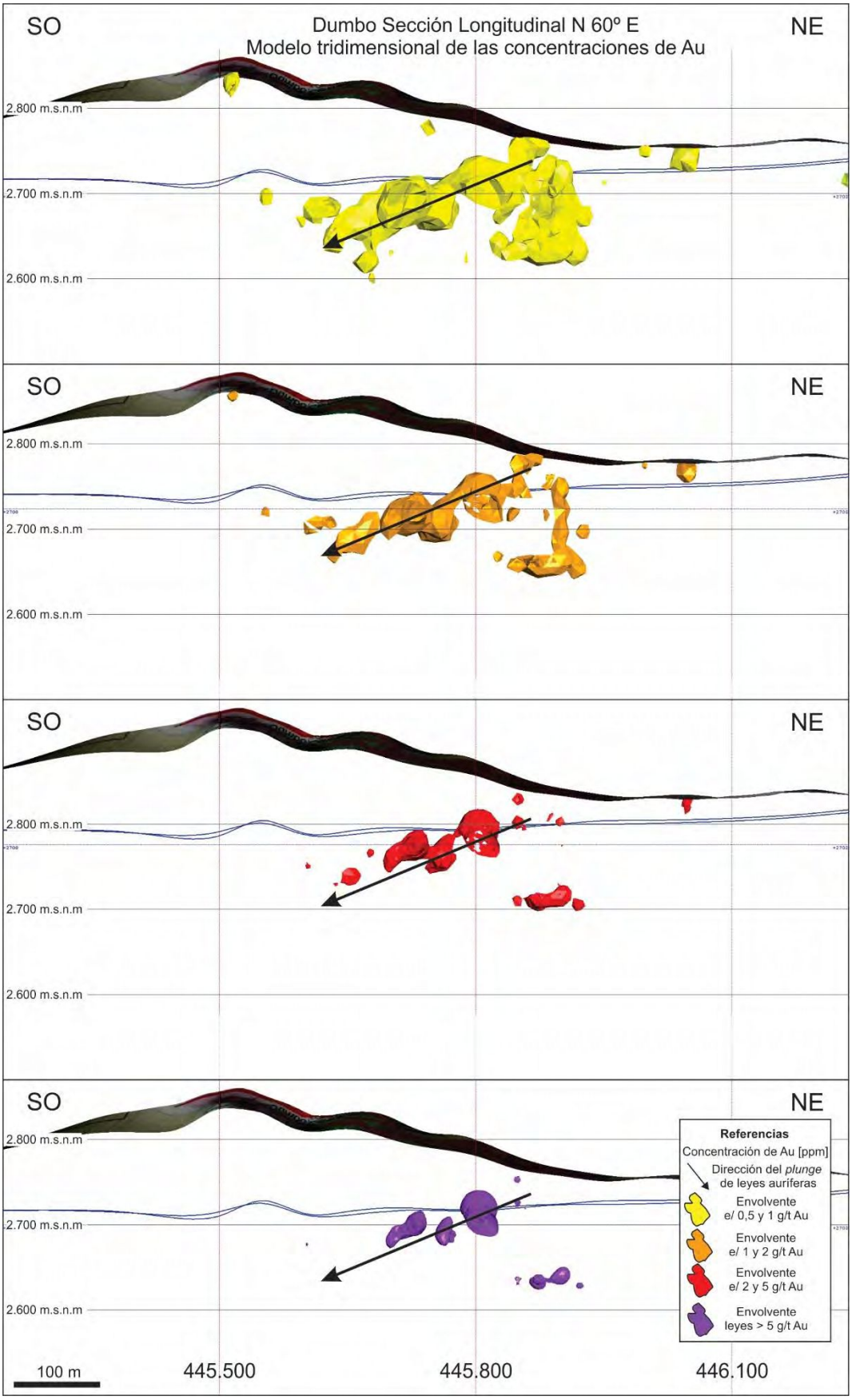


Fig. 4-8. Modelado de distribución tridimensional de los diferentes intervalos de leyes de Au del *ledge* Dumbo, construido mediante la utilización del *software* de modelamiento tridimensional Leapforg ®. Se indica con una flecha el *plunge* de las concentraciones auríferas, hacia las zonas profundas del *ledge* con sentido SO.

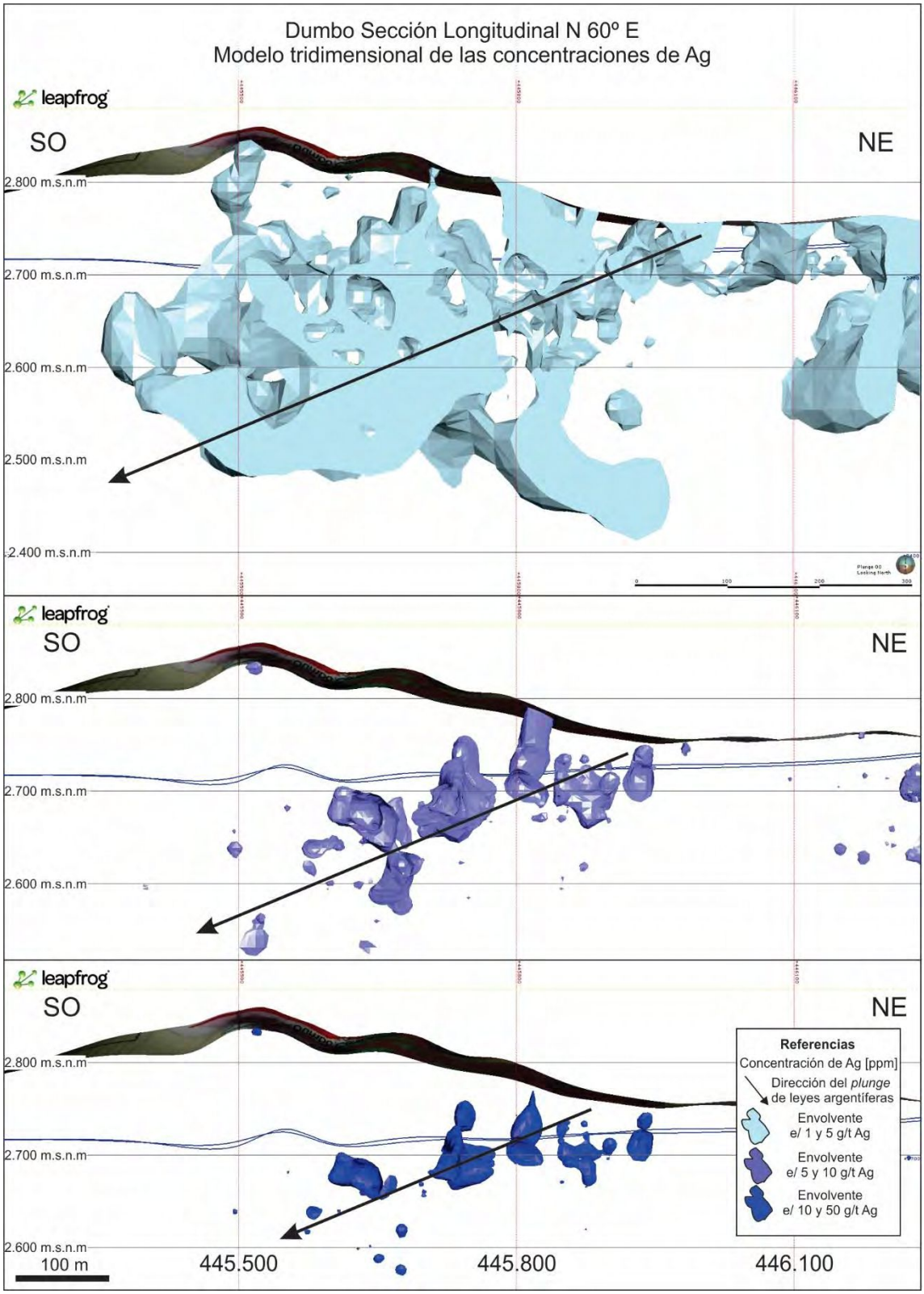


Fig. 4-9. Modelado de distribución tridimensional de los diferentes intervalos de leyes de Ag del *ledge* Dumbo, construido mediante la utilización del *software* de modelamiento tridimensional Leapforg ®. Se indica con una flecha el *plunge* de las concentraciones argentíferas, hacia las zonas profundas del *ledge* con sentido SO. Se consideran valores bajos de Ag para mostrar de manera discreta el *plunge*.

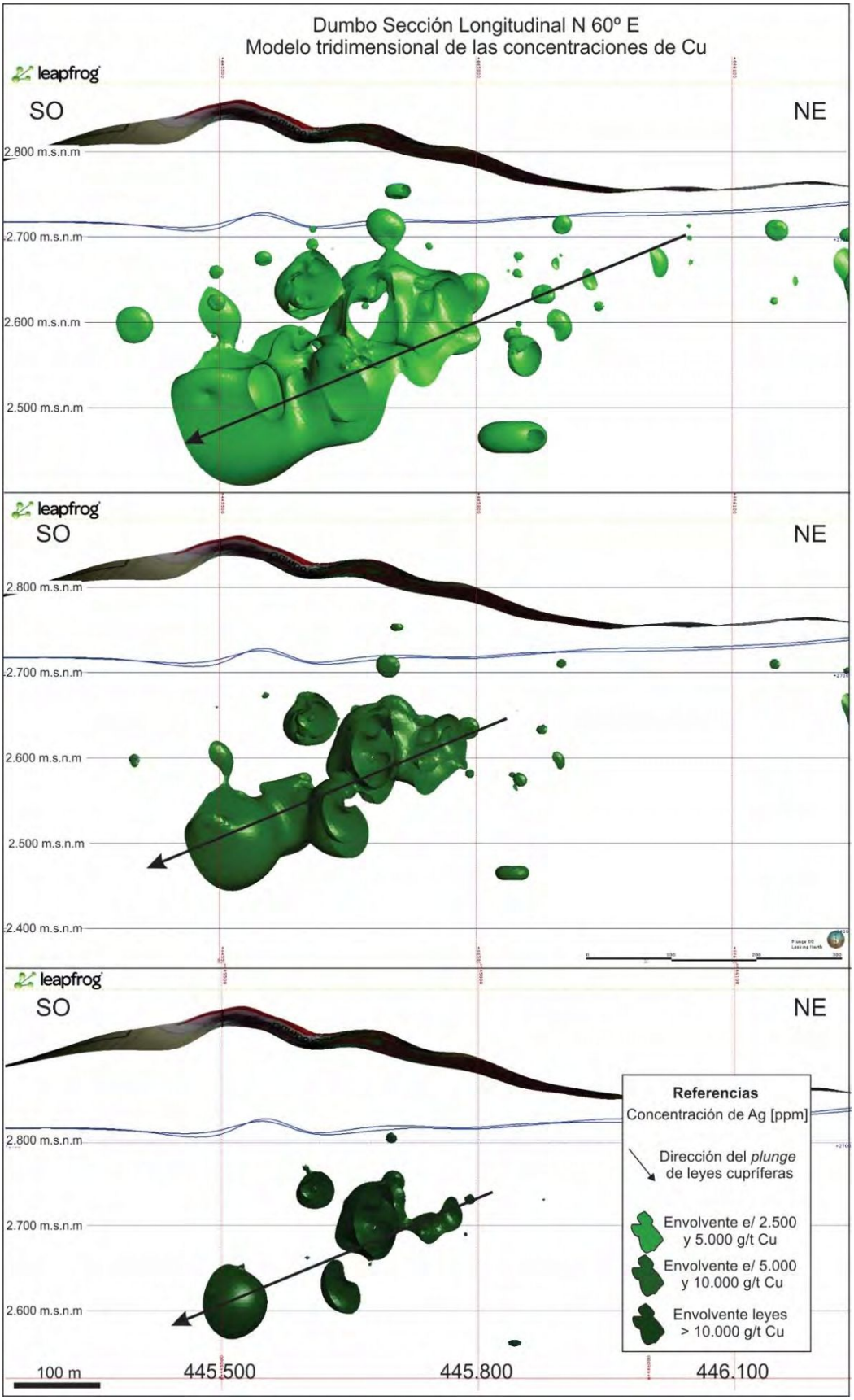


Fig. 4-10. Modelado de distribución tridimensional de los diferentes intervalos de leyes de Cu del *ledge* Dumbo, construido mediante la utilización del *software* de modelamiento tridimensional Leapforg ®. Se indica con una flecha el *plunge* de las concentraciones cupríferas, hacia las zonas profundas del *ledge* con sentido SO. Se utilizan valores elevados de Cu ya que de esta forma se observa de forma más precisa la vectorización de las leyes cupríferas.

4.2 DISTRIBUCIÓN DEL ORO, LA PLATA Y EL COBRE EN EL *LEDGE* CACHINALITO

Para la caracterización de la distribución geoquímica del oro (Au), la plata (Ag) y el cobre (Cu) se procesaron estadísticamente 75.621 muestras del ledge Cachinalito, utilizando valores geoquímicos de Au, Ag y Cu obtenidos del muestreo de cutting en etapas de exploración y explotación del depósito. Los análisis de Au-Ag fueron realizados mediante la técnica gravimétrica con posterior ensayo a fuego en el Laboratorio químico de Guanaco Compañía Minera Ltda. situado en el Desierto de Atacama, II Región, Chile, mientras que los análisis Ag-Cu fueron realizados mediante digestión ácida HNO3-(HNO3-HCl) en las mismas instalaciones.

Se cotejaron los valores geoquímicos de Au, Ag y Cu de cada muestra con su ubicación respectiva para obtener la distribución espacial en la vertical de estos elementos en el *ledge* Cachinalito. Se realizaron secciones longitudinales de la estructura para evaluar la distribución de los metales a lo largo su corrida.

4.2.1 Leyes de Au, Ag y Cu en el espacio

Se cotejaron los valores geoquímicos de Au, Ag y Cu de cada muestra con sus respectivos valores de X, Y y Z para obtener la distribución espacial en la vertical de estos metales.

4.2.1.1 Geoquímica del oro respecto a su cota

Al observar la distribución del oro (Au) en función de la cota respectiva de cada muestra analizada, se aprecia una distribución horizontal de las leyes anómalas de este metal. En la Fig. 4-11 se plotean todas las muestras del *ledge* Cachinalito analizadas por Au [g/t] respecto a la altura sobre el nivel medio del mar a la que fue tomada cada muestra. Solo 6 de las 75.621 muestras analizadas presentan valores superiores a 100 g/t Au, por lo que no se las representan, ya que de incluirlas en el análisis sobreestimarían los resultados de forma poco representativa.

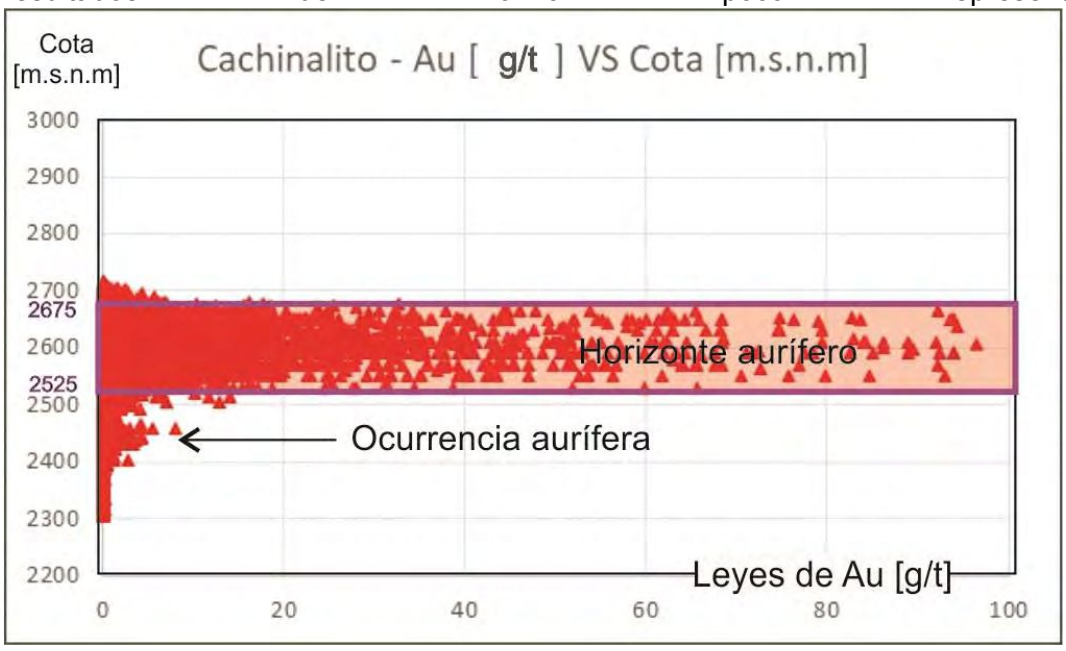


Fig. 4-11. Diagrama de detalle en el que se cotejan los valores de leyes de Au en ppm (eje de las abscisas) respecto a la cota a la que fue tomada cada muestra expresada en metros sobre el nivel medio del mar (eje de las ordenadas). Se marcan la ocurrencia y el horizonte aurífero del *ledge* Cachinalito.

En la distribución de los datos mencionados se aprecia un horizonte mineralizado con Au, definiendo como sector mineralizado a la porción de la estructura con concentraciones de valores puntuales de leyes auríferas mayores a 1 g/t. El horizonte aurífero se muestra con un recuadro violeta relleno de color rojo en la Fig. 4-11.

El 97,67% de los valores mayores a 1g/t Au de todo el ledge Cachinalito se encuentran entre las cotas 2.525 y 2.675 m.s.n.m. De las 71.133 muestras analizadas geoquímicamente por Au en el *ledge* Cachinalito, 3.878 son de leyes medias (entre 1 y 2 g/t Au), encontrándose el 96,54% de estas muestras entre las cotas 2.525 y 2675 m.s.n.m. Unas 3.405 muestras presentaron valores de leyes altas (entre 2 y 5 g/t Au), encontrándose el 97,89% de las mismas entre las cotas mencionadas. Por último, de todas las muestras analizadas por Au, 2.616 presentaron valores mayores a 5 g/t Au, encontrándose el 99,04% de las mismas en el la faja horizontal comprendida entre los 2.525 y 2.675 m.s.n.m. Así se ve como la mayoría sustancial de las concentraciones de Au mayores a 1g/t se concentran entre las cotas 2.525 y 2.675 m.s.n.m o lo que denominamos cotas límites del "horizonte aurífero del *ledge* Cachinalito".

Además del horizonte aurífero se observa una ocurrencia aurífera de leyes elevadas de Au, entre las cotas 2.420 y 2.460 m.s.n.m (Fig. 4-11). Consta de una acumulación de muestras con valores de hasta 7,9 g/t Au.

4.2.1.2 Geoquímica de la plata respecto a su cota

Al observar la distribución de la plata (Ag) en función de la cota respectiva de cada muestra analizada, se aprecia la distribución horizontal de las leyes anómalas de este metal. En la Fig. 4-12 se plotean todas las muestras del *ledge* Cachinalito analizadas por Ag [g/t] respecto a la altura sobre el nivel medio del mar a la que fue tomada cada muestra.

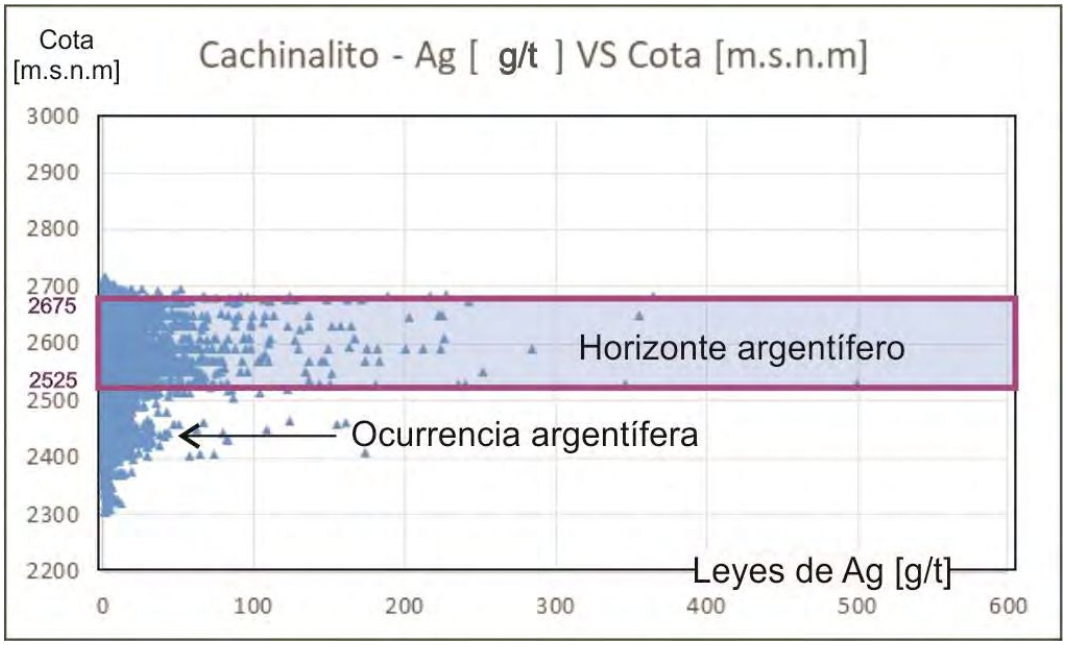


Fig. 4-12. Diagrama de detalle en el que se cotejan los valores de leyes de Ag en g/t (eje de las abscisas) respecto a la cota a la que fue tomada cada muestra expresada en metros sobre el nivel medio del mar (eje de las ordenadas). Se marca el horizonte argentífero del *ledge* Cachinalito en el recuadro violeta.

En la distribución de los datos mencionados se aprecia un horizonte mineralizado con Ag, definiendo como sector mineralizado la porción de estructura con valores puntuales

de leyes de plata mayores a 80 g/t. El horizonte argentífero se muestra en un recuadro violeta en la Fig. 4-12 y presenta valores de hasta 499,4 g/t Ag.

El 71,30% de los valores de Ag mayores a 80 g/t de todo el ledge Cachinalito se encuentran entre las cotas 2.525 y 2.675 m.s.n.m. De las 71.124 muestras analizadas geoquímicamente por Ag en el *ledge* Cachinalito, 76 son de leyes medias (entre 80 y 160 g/t Ag), encontrándose el 71,05% de estas muestras entre las cotas 2.525 y 2675 m.s.n.m. Unas 31 muestras presentaron valores de leyes altas (entre 160 y 400 g/t Ag), encontrándose el 70,97% de las mismas entre las cotas mencionadas. Por último, de todas las muestras analizadas por Ag, solo una presentó un valor mayor a 400 g/t Ag, encontrándose esta muestra (de 499,4 g/t Ag) a los 2.531,5 m.s.n.m (dentro de la faja horizontal comprendida entre los 2.525 y 2.675 m.s.n.m). Se ve como una importante mayoría de las concentraciones de Ag mayores a 80 g/t (un 71,30%) se concentran entre las cotas 2.525 y 2.675 m.s.n.m o lo que denominamos cotas límites del "horizonte argentífero del *ledge* Cachinalito".

Además del horizonte argentífero se observa una ocurrencia de leyes elevadas de Ag entre las cotas 2.400 y 2.465 m.s.n.m (Fig. 4-12). Consta de una acumulación de muestras con valores de hasta 174 g/t Ag.

4.2.1.3 Geoquímica del cobre respecto a su cota

Al observar la distribución del cobre (Cu) en función de la cota respectiva de cada muestra analizada, se aprecia la distribución horizontal de las leyes anómalas de este metal. En la Fig. 4-13 se plotean todas las muestras del *ledge* Cachinalito analizadas por Cu [g/t] respecto a la altura sobre el nivel medio del mar a la que fue tomada cada muestra.

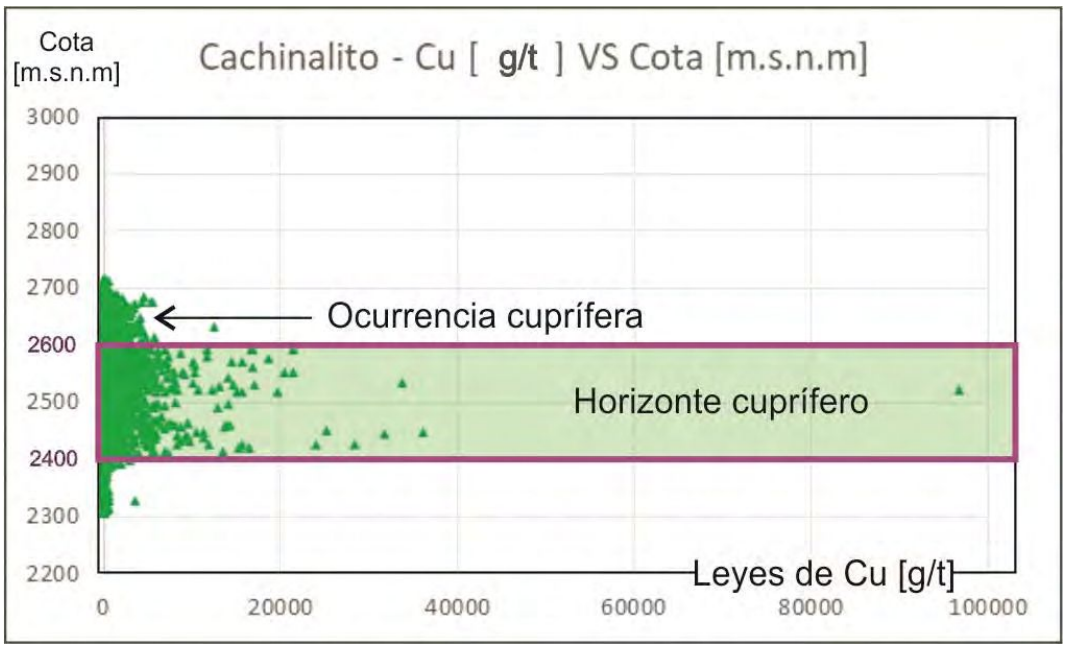


Fig. 4-13. Diagrama de detalle en el que se cotejan los valores de leyes de Cu en g/t (eje de las abscisas) respecto a la cota a la que fue tomada cada muestra expresada en metros sobre el nivel medio del mar (eje de las ordenadas). Se marca el horizonte cuprífero del *ledge* Cachinalito en el recuadro violeta.

En la distribución de los datos mencionados se aprecia un horizonte rico en Cu, definiendo como sector enriquecido en este metal, a la porción de estructura con concentraciones de leyes de cobre mayores a 400 g/t. El horizonte cuprífero se muestra en un recuadro violeta en la Fig. 4-13 y presenta valores de hasta 966.650 g/t Cu.

El 79,04% de los valores mayores a 400 g/t Cu de todo el *ledge* Cachinalito se ubican entre las cotas 2.400 y 2.600 m.s.n.m. De las 47.861 muestras analizadas geoquímicamente por Cu en el *ledge* Cachinalito, 1.818 son de leyes medias (entre 400 y 800 g/t Cu), encontrándose el 73,76% de estas muestras entre las cotas 2.400 y 2600 m.s.n.m. Unas 710 muestras presentaron valores de leyes altas (entre 800 y 1.200 g/t Cu), encontrándose el 81,41% de las mismas entre las cotas mencionadas. Por último, de todas las muestras analizadas por Cu, 2.616 presentaron valores mayores a 1.200 g/t Cu, encontrándose el 85,98% de las mismas en el la faja horizontal comprendida entre los 2.400 y 2.600 m.s.n.m. Así se ve como la mayoría de las concentraciones de Cu mayores a 400 g/t se concentran entre las cotas 2.400 y 2.600 m.s.n.m o lo que denominamos cotas límites del "horizonte cuprífero del *ledge* Cachinalito".

4.2.2 Distribución del Au, la Ag y el Cu sobre la corrida y extensión del *ledge* Cachinalito

Mediante la utilización del *software* Maptek Vulcan® se realizaron zoneografías de las leyes de Au, Ag y Cu a lo largo de la sección longitudinal del *ledge* Cachinalito. En la Fig. 4-14 se muestra la traza en planta que se utilizó para generar las secciones longitudinales correspondientes a este análisis. Esta línea tiene una orientación N 85º E y sobre los perfiles generados a partir de esa traza y el plano vertical, se generaron zoneografías de isoconcentraciones por metro de potencia del *ledge* Cachinalito de los 3 metales mencionados. En el *ledge* Cachinalito se observa un *plunge* del Au, la Ag y el Cu hacia zonas profundas del sector SE de la estructura (Fig. 4-14).

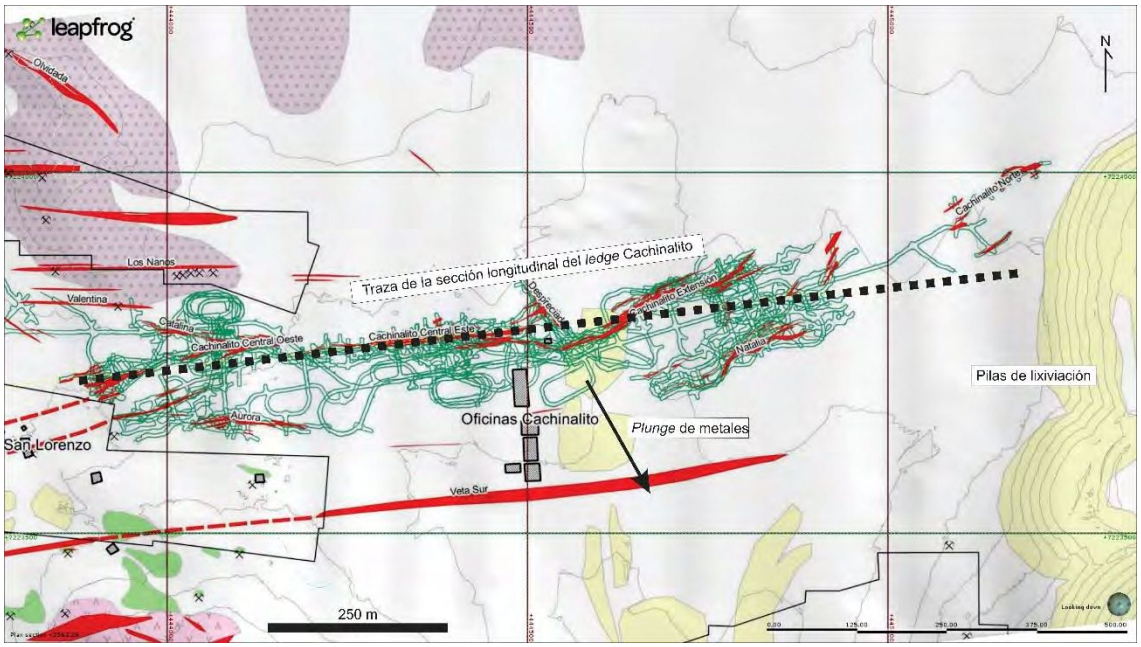


Fig. 4-14. Planta del *ledge* Cachinalito. Se marca la traza N 85º E mediante la cual se confeccionan las secciones longitudinales de esta estructura mineralizada. Se marca con una flecha la dirección y sentido del *plunge* observado en las secciones longitudinales de las isoconcentraciones de Au, Ag y Cu hacia los sectores profundos de la zona sudeste de la estructura.

4.2.2.1 Geoquímica del Au sobre la corrida y extensión del *ledge* Cachinalito

En la zoneografía de las leyes de Au sobre la sección longitudinal de Cachinalito N 85º E (Fig. 4-15) se observa una clara zonación horizontal de las concentraciones auríferas por metro de potencia de *ledge*. Se aprecia como los valores superiores a 25 ppm Au x

m se encuentran agrupados entre las cotas 2.525 y 2.675 m.s.n.m (horizonte aurífero del *ledge* Cachinalito). Se puede apreciar que los patrones de distribución obtenidos mediante la construcción de zoneografías de isoconcentraciones de oro por metro de potencia de *ledge* mediante la utilización del *software* Maptek Vulcan® recrean el horizonte aurífero obtenido en la sección 4.2.1.1.

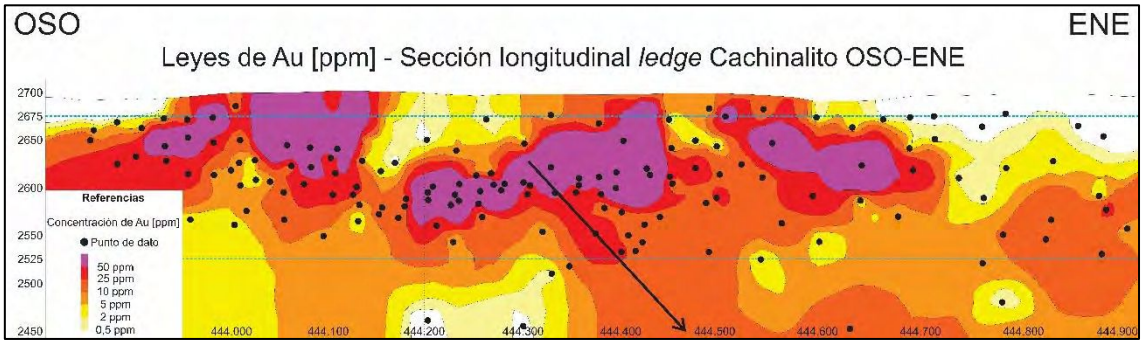


Fig. 4-15. Sección longitudinal del *ledge* Cachinalito con orientación N 85º E. Zoneografía de leyes de Au por metros de potencia del *ledge*, expresadas en parte por millón (ppm) de Au x metro, calculadas a partir del análisis químico mediante la técnica gravimétrica con posterior ensayo a fuego de *cutting* de perforaciones de aire reverso que cortan la sección en cuestión. Se marca la concentración horizontal de los valores superiores a 25 ppm Au x m comprendidos entre los 2.525 y 2.675 m.s.n.m como horizonte aurífero. Se indica con una flecha la dirección y sentido del *plunge* de las leyes de Au hacia mayores profundidades y hacia el SE (vista en planta).

4.2.2.2 Geoquímica de la Ag sobre la corrida y extensión del *ledge* Cachinalito

En la zoneografía de las leyes de Ag sobre la sección longitudinal de Cachinalito N 85º E (Fig. 4-16) se observa una clara zonación horizontal de las concentraciones argentíferas anómalas. Se aprecia como las leyes de Ag más elevadas se encuentran agrupadas entre las cotas 2.525 y 2.675 m.s.n.m (horizonte argentífero del *ledge* Cachinalito). Se puede apreciar que los patrones de distribución obtenidos mediante la construcción de zoneografías de isoconcentraciones de plata mediante la utilización del *software* Maptek Vulcan® recrean el horizonte argentífero obtenido en el tratamiento estadístico de los datos de leyes de Ag ponderados respecto a su cota definidos en la sección 4.2.1.2 de este mismo capítulo.

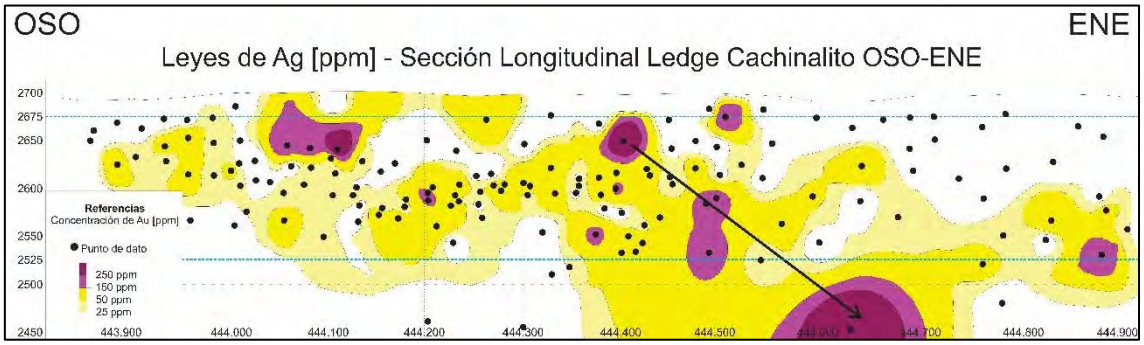


Fig. 4-16. Sección longitudinal del *ledge* Cachinalito con orientación N 85º E. Zoneografía de leyes de Ag por metros de potencia del *ledge*, expresadas en parte por millón (ppm) de Ag x metro, calculadas a partir del análisis químico mediante la técnica gravimétrica con posterior ensayo a fuego de *cutting* de perforaciones de aire reverso que cortan la sección en cuestión. Se marca la concentración horizontal de los valores superiores a 150 ppm Ag x m comprendidos entre los 2.525 y 2.675 m.s.n.m. Se indica con una flecha la dirección y sentido del *plunge* de las leyes de Ag hacia mayores profundidades y hacia el SE (vista en planta).

4.2.2.3 Geoquímica del Cu sobre la corrida y extensión del *ledge* Cachinalito

En la zoneografía de las leyes de Cu sobre la sección longitudinal de Cachinalito N 85º E (Fig. 4-17) se observa una clara zonación horizontal de las concentraciones cupríferas anómalas. Se aprecia como las leyes de Cu más elevadas se encuentran agrupadas entre las cotas 2.400 y 2.600 m.s.n.m (horizonte cuprífero del *ledge* Cachinalito). Se puede apreciar que los patrones de distribución obtenidos mediante la construcción de zoneografías de isoconcentraciones de cobre mediante la utilización del *software* Maptek Vulcan® recrean el horizonte cuprífero obtenido en el tratamiento estadístico de los datos de leyes de Cu ponderados respecto a su cota definidos en la sección 4.2.1.3 de este mismo capítulo.

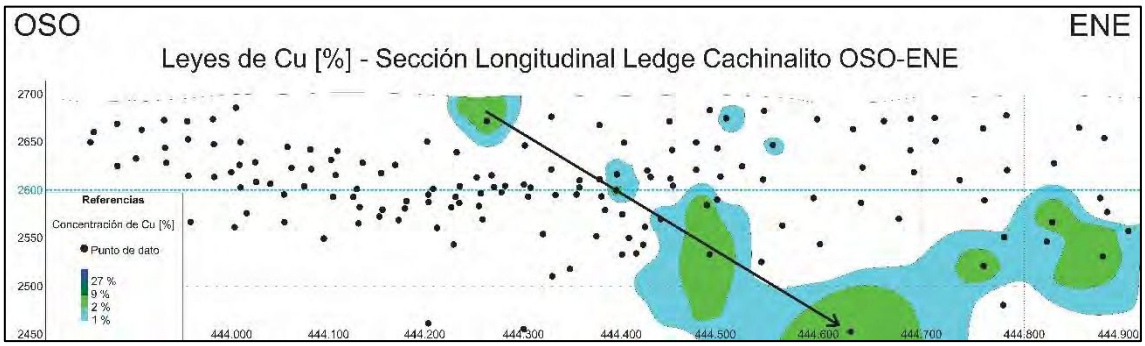


Fig. 4-17. Sección longitudinal del *ledge* Cachinalito con orientación N 85º E. Zoneografía de leyes de Cu por metro de potencia del *ledge* expresadas en parte por cien (%) de Cu x metro, calculadas mediante digestión ácida HNO_3-(HNO_3-HCl) en muestras de *cutting* de perforaciones de aire reverso que cortan la sección en cuestión. Se marca la concentración horizontal de valores superiores a 2% Cu x m comprendidos entre los entre los 2.400 y 2.600 m.s.n.m como horizonte cuprífero. Las secciones realizadas mediante el software Maptek Vulcan® solo alcanzan los 2.450 m.s.n.m. Se indica con una flecha la dirección y sentido del *plunge* de las leyes de Cu hacia mayores profundidades y hacia el SE (vista en planta).

4.2.3 Modelado tridimensional de la distribución del Au, la Ag y el Cu en el *ledge* Cachinalito

Mediante la utilización del *software* de modelamiento tridimensional Leapforg ®, bajo licencia universitaria de la Facultad de Ciencias Naturales y Museo de la Universidad Nacional de La Plata, se generaron interpolaciones de datos en el espacio. Para tal fin, se contó con los valores geoquímicos de Au, Ag y Cu a lo largo de la sección longitudinal del *ledge* Cachinalito obtenidos en el análisis químico para estos tres metales a partir de las perforaciones realizadas en el distrito.

En la Fig. 4-18 se observa cómo, en perspectiva de la sección longitudinal OSO – ENE del *ledge* Cachinalito, se evidencia un *plunge* de las leyes de Au hacia las zonas profundas y hacia el SE (en planta) de la estructura mineralizada. Se observa el mismo patrón espacial respecto a las distribuciones de las leyes de plata y cobre (Fig. 4-19 y Fig. 4-20).

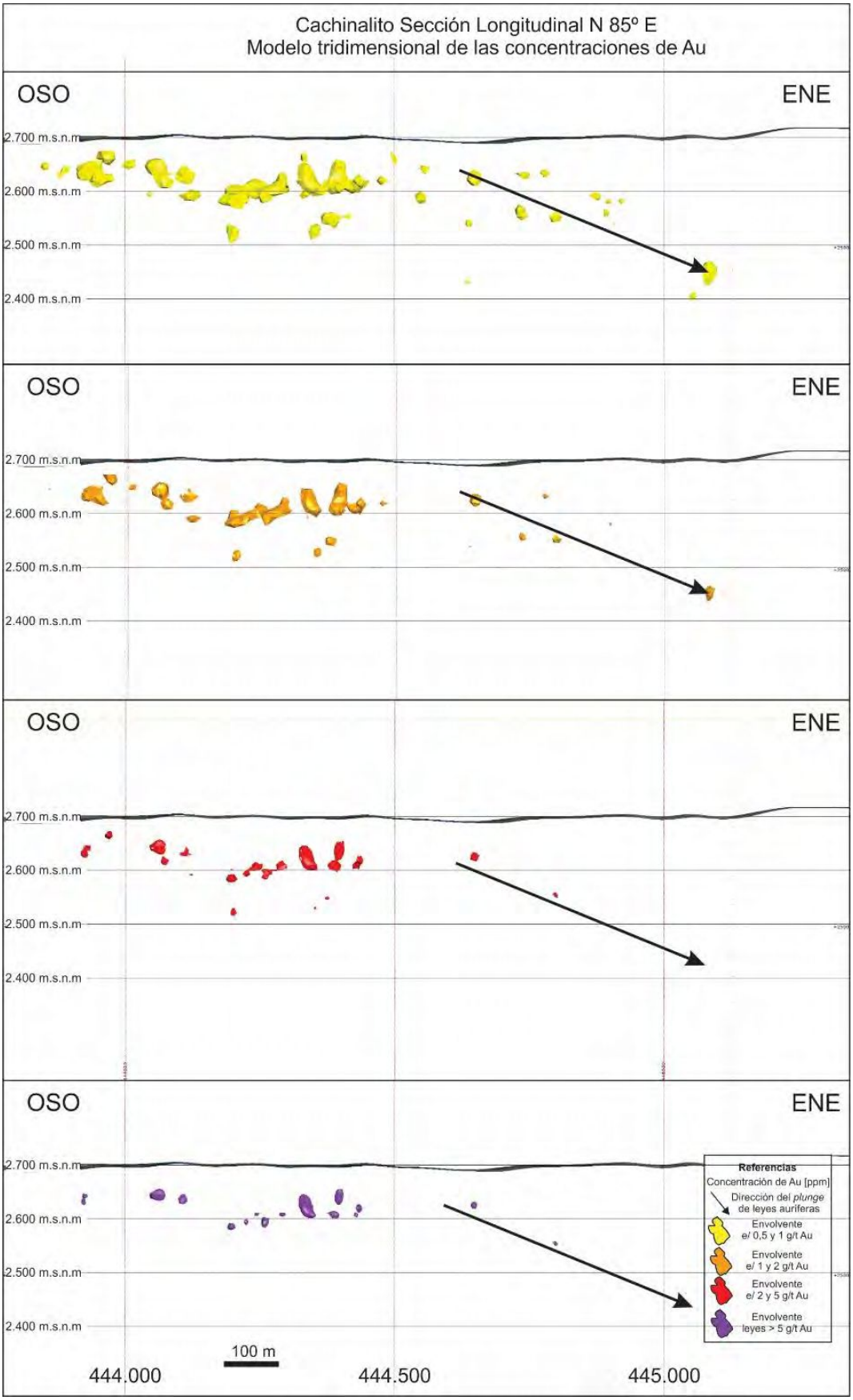


Fig. 4-18. Modelado de distribución tridimensional de los diferentes intervalos de leyes de Au del *ledge* Cachinalito, construido mediante la utilización del *software* de modelamiento tridimensional Leapforg ®. Se indica con una flecha el *plunge* de las concentraciones auríferas, hacia las zonas profundas del *ledge* con sentido SE (en vista de planta), coincidente con el área de la Mina Soledad.

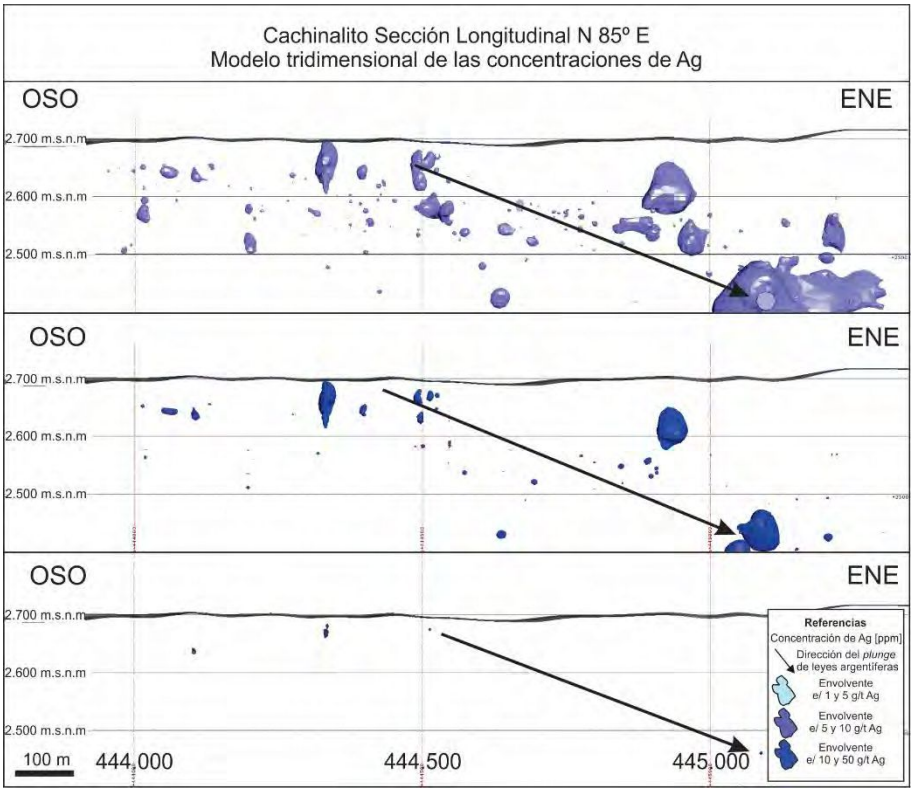


Fig. 4-19. Modelado de distribución tridimensional de los diferentes intervalos de leyes de Ag del *ledge* Cachinalito, construido mediante la utilización del *software* de modelamiento tridimensional Leapforg ®. Se indica con una flecha el *plunge* de las concentraciones argentíferas, hacia las zonas profundas del *ledge* con sentido SE (vista en planta), coincidente con el área de la Mina Soledad.

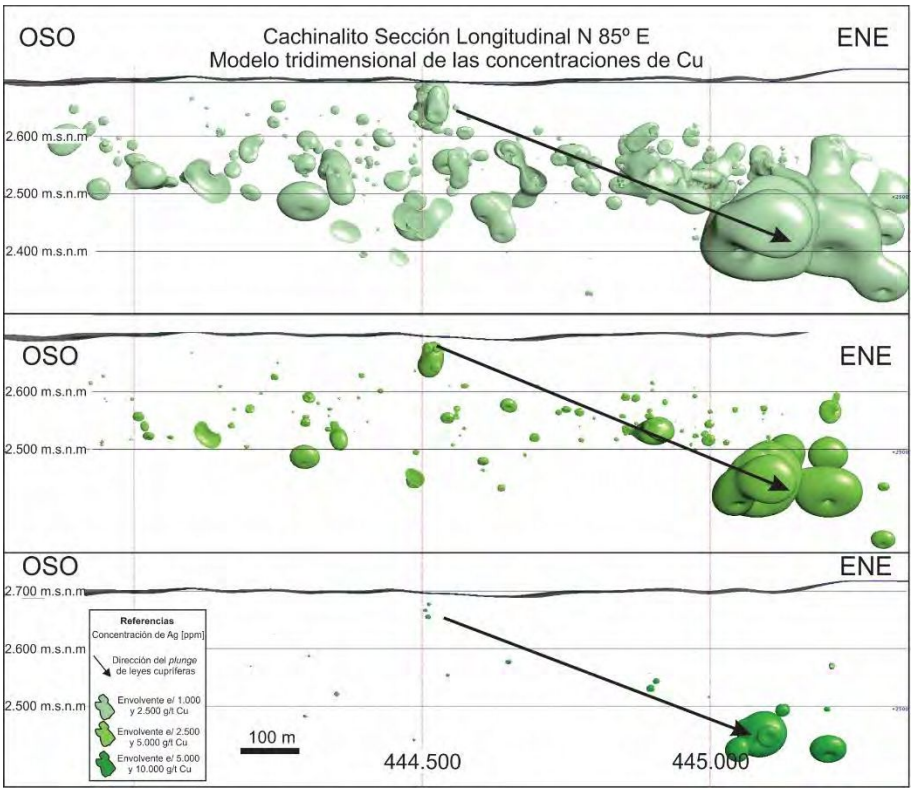


Fig. 4-20. Modelado de distribución tridimensional de los diferentes intervalos de leyes de Cu del *ledge* Cachinalito, construido mediante la utilización del *software* de modelamiento tridimensional Leapforg ®. Se indica con una flecha el *plunge* de las concentraciones cupríferas, hacia las zonas profundas del *ledge* con sentido SE (vista en planta).

4.3 DISTRIBUCIÓN DE LAS CONCENTRACIONES DE LOS ELEMENTOS ANALIZADOS POR ESPECTROSCOPÍA DE EMISIÓN ATÓMICA DE PLASMA (ICP) EN EL *LEDGE* DUMBO

4.3.1 Distribución de los datos de las muestras para ICP

Mediante la utilización de espectroscopía de emisión atómica de plasma (ICP) sobre muestras de perforaciones en el *ledge* central de Dumbo con azimut N 85º E (Fig. 4-21), se midió la concentración de 36 elementos, exclusivamente en el *vuggy* silíceo (estructura o veta). Solo 14 elementos otorgaron valores estadísticamente procesables, es decir con suficiente abundancia como para superar los límites de detección de la técnica, y se utilizaron los siguientes elementos como parámetros geoquímicos característicos de la mineralización y de la alteración hidrotermal: Au, Ag, As, Ba, Na, K, Cu y Sb.

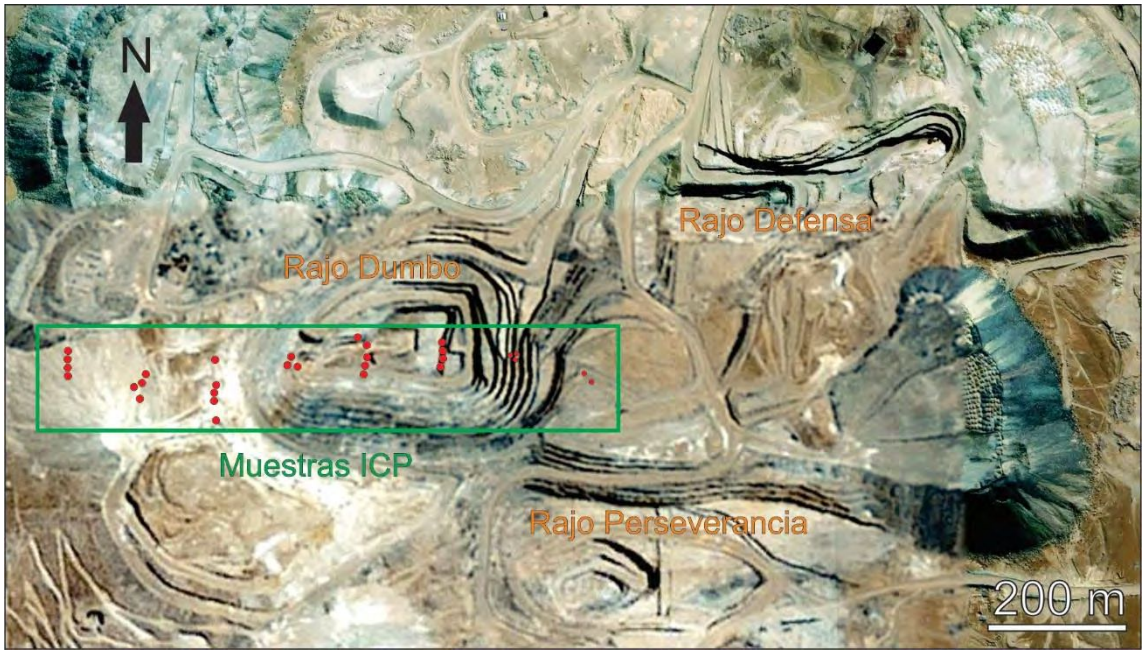


Fig. 4-21. Ubicación de las muestras ensayadas por espectroscopía de emisión atómica de plasma en el *ledge* Dumbo obtenidas del *cutting* en perforaciones de aire reverso. Se muestran los rajos de los *ledges* Defensa, Perseverancia y Dumbo.

4.3.2 Relación entre las concentraciones de Na, K, Ba, As, Cu y Sb respecto a su cota

En la Fig. 4-22 se cotejan las concentraciones de As, Ba, Na, K, Cu y Sb respecto a su cota: en la figura Fig. 4-22 A se detallan las concentraciones de As medidas en partes por millón (ppm) respecto a la cota de cada muestra, indicada en metros sobre el nivel medio del mar (m.s.n.m). Se observa que no hay concentraciones elevadas del metal por encima de los 2.750 m.s.n.m (límite superior del horizonte aurífero del *ledge* Dumbo); en la Fig. 4-22 B se detallan las concentraciones de Ba medidas en partes por millón respecto a la cota de cada muestra, observándose una correlación directa con el aumento de los valores de cota, es decir que las concentraciones de Ba dentro de las estructuras, aumentan a medida que las cotas se hacen más someras. En la Fig. 4-22 C se muestran las concentraciones de Na medidas en partes porcentuales (%) respecto a la cota de cada muestra, se observa una correlación directa con los valores de cota, de la misma forma que ocurre con el Ba. En la Fig. 4-22 D se detallan las

concentraciones de K medidas en partes porcentuales (%) respecto a la cota de cada muestra, observándose una correlación directa con los valores de cota como sucede con el Ba y el Na. En la figura Fig. 4-22 E se detallan las concentraciones de Cu medidas en partes por millón respecto a la cota de cada muestra, se observa que no hay concentraciones mayores a 2.000 ppm del metal por encima de los 2.650 m.s.n.m (cota más rica del horizonte cuprífero medio del *ledge* Dumbo – ver Fig. 4-3-); finalmente en la figura Fig. 4-22 F se detallan las concentraciones de Sb medidas en partes por millón respecto a la cota de cada muestra, observándose que no hay concentraciones superiores a 25 ppm del metal por encima de los 2.700 m.s.n.m.

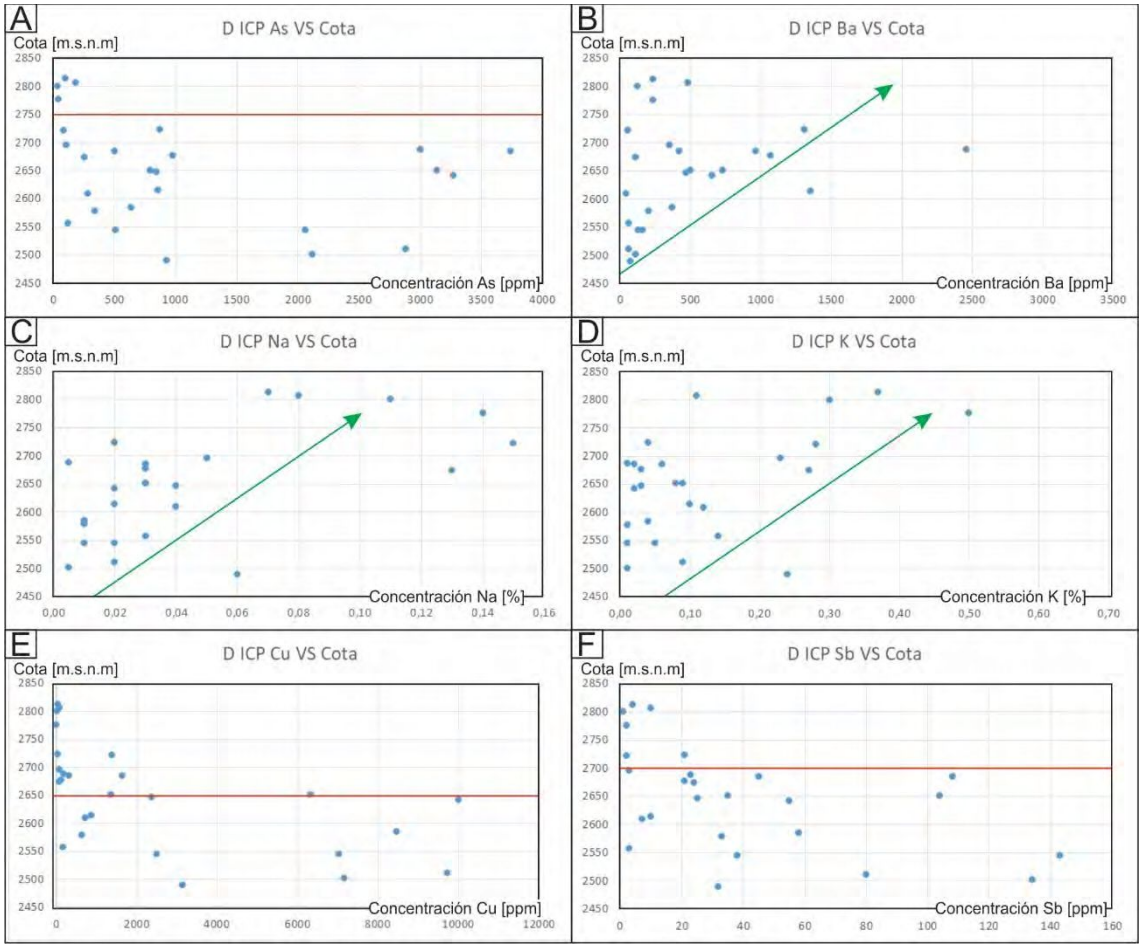


Fig. 4-22. Diagramas de las concentraciones de As, Ba, Na, K, Cu y Sb respecto a su cota en el *ledge* Dumbo.

4.3.3 Correlación de Pearson entre el Na, K, B, As, Cu y Sb

Para comprender mejor la correspondencia que guardan estos 6 elementos entre sí, se realizó una medida de relación lineal entre éstos: el coeficiente de Pearson o “r” es un valor estadístico medido entre dos variables (en este caso la concentración de un elemento respecto a otro). Este coeficiente mide el grado de relación lineal entre dos parámetros. El coeficiente de correlación presupone un valor entre −1 y +1. Si una variable tiende a aumentar mientras la otra disminuye, el coeficiente de correlación es negativo. En cambio, si las dos variables tienden a aumentar al mismo tiempo, el coeficiente de correlación es positivo.

Para las variables “x” e “y”:

$$\rho = \frac{\sum_{i=1}^{n}(x_i - \bar{x})(y_i - \bar{y})}{(n-1)\, s_x s_y}$$

Siendo:

$\bar{x}$ media de la muestra para la variable independiente

s_x desviación estándar para la variable independiente

$\bar{y}$ media de la muestra para la variable dependiente

s_y desviación estándar para la variable dependiente

n número de muestras

En el cuadro Tabla 4-1 se exponen los coeficientes de Pearson entre el As, el Ba, el Na, el K, el Cu y el Sb. Se observa como el K y el Na tienen un fuerte índice de correlación (color magenta) mostrando como su ocurrencia está íntimamente relacionada. En menor medida el As y el Cu se correlacionan con el Sb (color turquesa) y por último el As y el Cu entre sí (color amarillo). En verde se ven las correlaciones negativas que indican una proporcionalidad inversa entre los elementos en cuestión.

r	As ppm	Ba ppm	Cu ppm	K %	Na %	Sb ppm
As ppm	1,00					
Ba ppm	0,29	1,00				
Cu ppm	0,61	-0,22	1,00			
K %	-0,53	-0,37	-0,39	1,00		
Na %	-0,50	-0,36	-0,41	0,85	1,00	
Sb ppm	0,72	-0,13	0,71	-0,53	-0,49	1,00

Tabla 4-1. Coeficientes de Pearson entre el As, Ba, Na, K, Cu y Sb. Los colores amarillos, turquesa y magenta marcan las correlaciones medias, altas y muy altas respectivamente.

Además de correlacionar los 6 elementos geoquímicos característicos, se realizaron las correlaciones de Pearson entre el Au, y el resto de los 36 elementos ensayados. Las mayores correlaciones positivas que se encontraron con el oro fueron con la plata, el bario y el arsénico, en ese orden de magnitud: rAu-Ag=0,68 (Fig. 4-23 A), rAu-As=0,50 (Fig. 4-23 B), y rAu-Ba=0,59 (Fig. 4-23 C).

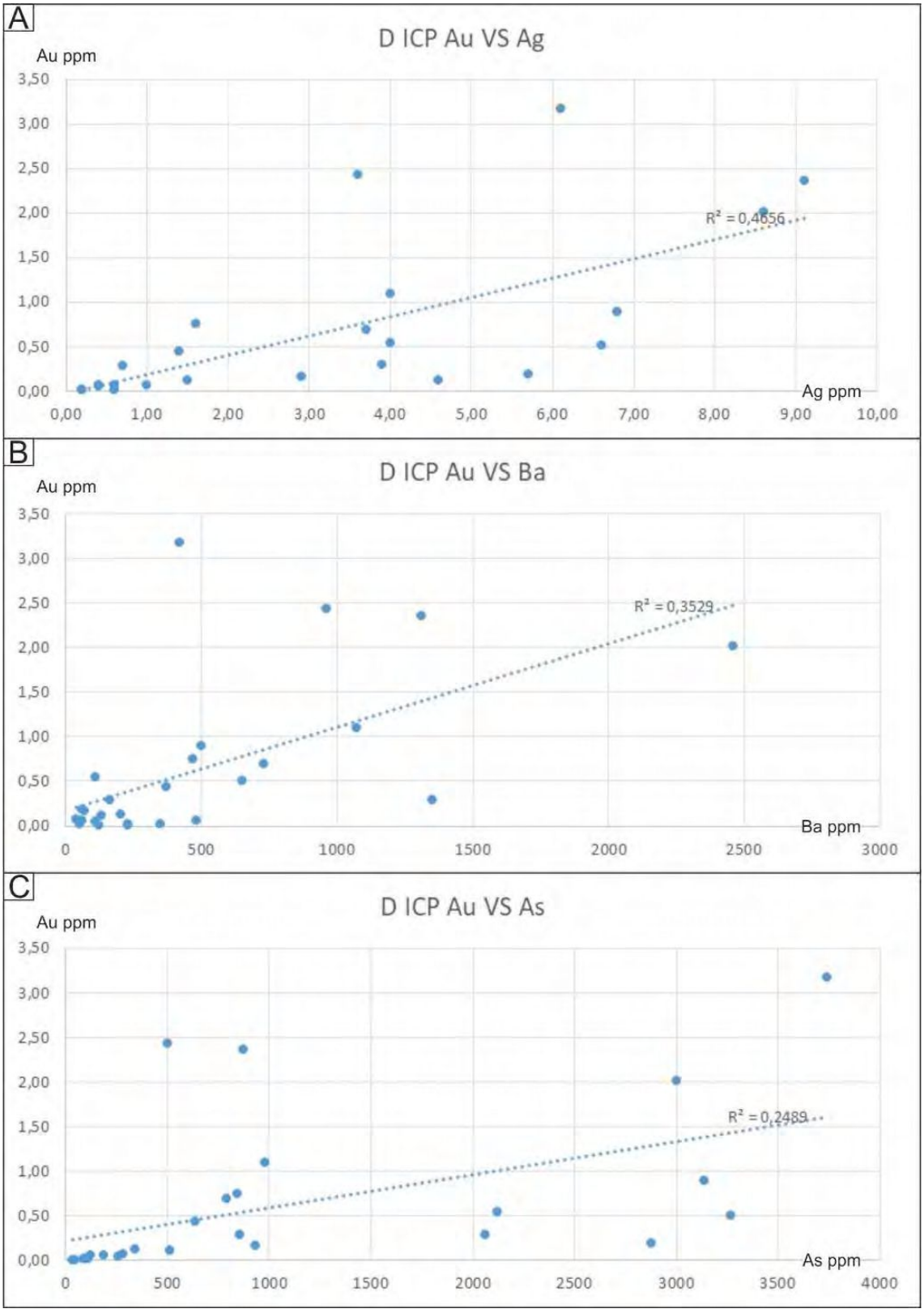


Fig. 4-23. Diagramas de correlación entre el Au y la Ag, el Au y el Ba y el Au y el As. En cada cuadro se dispone la recta de regresión definida por el cuadrado del coeficiente de Pearson (R^2).

En el siguiente cuadro (Tabla 4-2) se exponen todos los coeficientes de correlación de Pearson obtenidos entre los 11 elementos ensayados por espectroscopía de emisión

atómica de plasma (ICP) que arrojaron datos procesables, realizados sobre muestras de perforaciones de aire reverso en el *ledge* central de Dumbo N85ºE.

Pearson	Au	Ag ppm	As ppm	Ba ppm	Ca %	Cu ppm	K %	Na %	S %	Sb ppm	Zn ppm
Au	1,00										
Ag ppm	0,68	1,00									
As ppm	0,50	0,77	1,00								
Ba ppm	0,59	0,54	0,29	1,00							
Ca %	-0,08	-0,07	-0,08	-0,17	1,00						
Cu ppm	-0,11	0,34	0,61	-0,22	-0,04	1,00					
K %	-0,47	-0,61	-0,53	-0,37	0,26	-0,39	1,00				
Na %	-0,37	-0,58	-0,50	-0,36	0,31	-0,41	0,85	1,00			
S %	-0,41	-0,18	0,03	-0,58	0,15	0,36	0,16	0,16	1,00		
Sb ppm	0,29	0,49	0,72	-0,13	-0,12	0,71	-0,53	-0,49	0,22	1,00	
Zn ppm	-0,25	-0,12	-0,05	-0,32	0,50	0,19	0,13	0,32	0,62	0,09	1

Referencias
Correlación media - Valores del intervalo [0,60 a 0,70)
Correlación alta - Valores del intervalo [0,70 a 0,80)
Correlación muy alta - Valores del intervalo [0,80 a 1)
Correlación negativa - Valores menores o iguales a -0,4

Tabla 4-2. Coeficientes de correlación de Pearson (r) entre los 11 elementos marcados como indicadores geoquímicos. Las muestras pertenecen a perforaciones de aire reverso en el *ledge* central de Dumbo N85ºE. En color verde se muestran las correlaciones negativas con valores menores a -0,4; en amarillo los valores mayores o iguales a 0,6 y menores a 0,7; en turquesa los valores mayores o iguales a 0,7 y menores a 0,8; y en magenta los valores mayores o iguales a 0,8.

En la sección de discusión y conclusiones se asocian las distintas correlaciones observadas en el *ledge* Dumbo con las hipótesis acerca del origen y causas de las mismas.

4.3.4 Distribución espacial de los valores del Na, K, Ba, As, Cu y Sb a lo largo de la corrida y extensión del *ledge* Dumbo

En la Fig. 4-24 y en la Fig. 4-25 se detallan las distribuciones espaciales de las concentraciones de Na, K y Ba en la primera y de las concentraciones de As, Cu y Sb en la segunda.

Se analizaron los valores en cuestión para generar 3 intervalos característicos de cada metal: concentraciones bajas marcadas con color amarillo, concentraciones medias marcadas con color turquesa y concentraciones altas marcadas con el color magenta (Fig. 4-24 y Fig. 4-25). Para obtener los intervalos numéricos para las concentraciones baja, media y alta de cada metal se siguió la siguiente ecuación:

$$h = R/k$$

donde h es el valor de cada intervalo, R el resultado de la resta entre el valor mayor y el menor de las concentraciones del respectivo metal, y k es el número de intervalos que se pretende utilizar, en este caso k = 3 (bajo, medio y alto). De esta forma se procesaron todos los valores de los metales analizados y se conformaron los intervalos correspondientes para cada uno. Cada intervalo fue caracterizado como de concentraciones bajas, medias y altas. Los intervalos formados son de extremo inicial abierto y de extremo final cerrado, simbolizados con paréntesis y corchete respectivamente. Esto significa que el valor en el extremo abierto no pertenece al intervalo mientras que sí lo hace el del extremo cerrado.

En la Fig. 4-24 A se observa como la disposición de las concentraciones más elevadas de Ba coinciden precisamente con las zonas enriquecidas en Au (leyes mayores a 1 ppm), coincidiendo con lo observados en Fig. 4-23 B en la cual el 35% de los valores de Ba están correlacionados a las leyes de Au.

En la Fig. 4-24 B se observa como 6 de las 7 muestras de valores medios y altos de las concentraciones de K se acumulan en la zona media y somera del sistema.

En la Fig. 4-24 C de la misma forma en que se observa con el K, el Na no presenta una presencia importante en las zonas profundas del *lege* Dumbo.

En al Fig. 4-25 A se observa como las concentraciones elevadas de As acompañan la mineralización aurífera, disminuyendo sus valores a profundidades donde aumentan las leyes cupríferas.

En la Fig. 4-25 B se aprecia como las leyes altas de Cu se concentran debajo del horizonte aurífero, mostrando su abundancia en zonas profundas del sistema mineral.

En la Fig. 4-25 C se ve como las leyes medias y altas de Sb se ubican desde la parte media del horizonte aurífero hasta las zonas profundas del sistema.

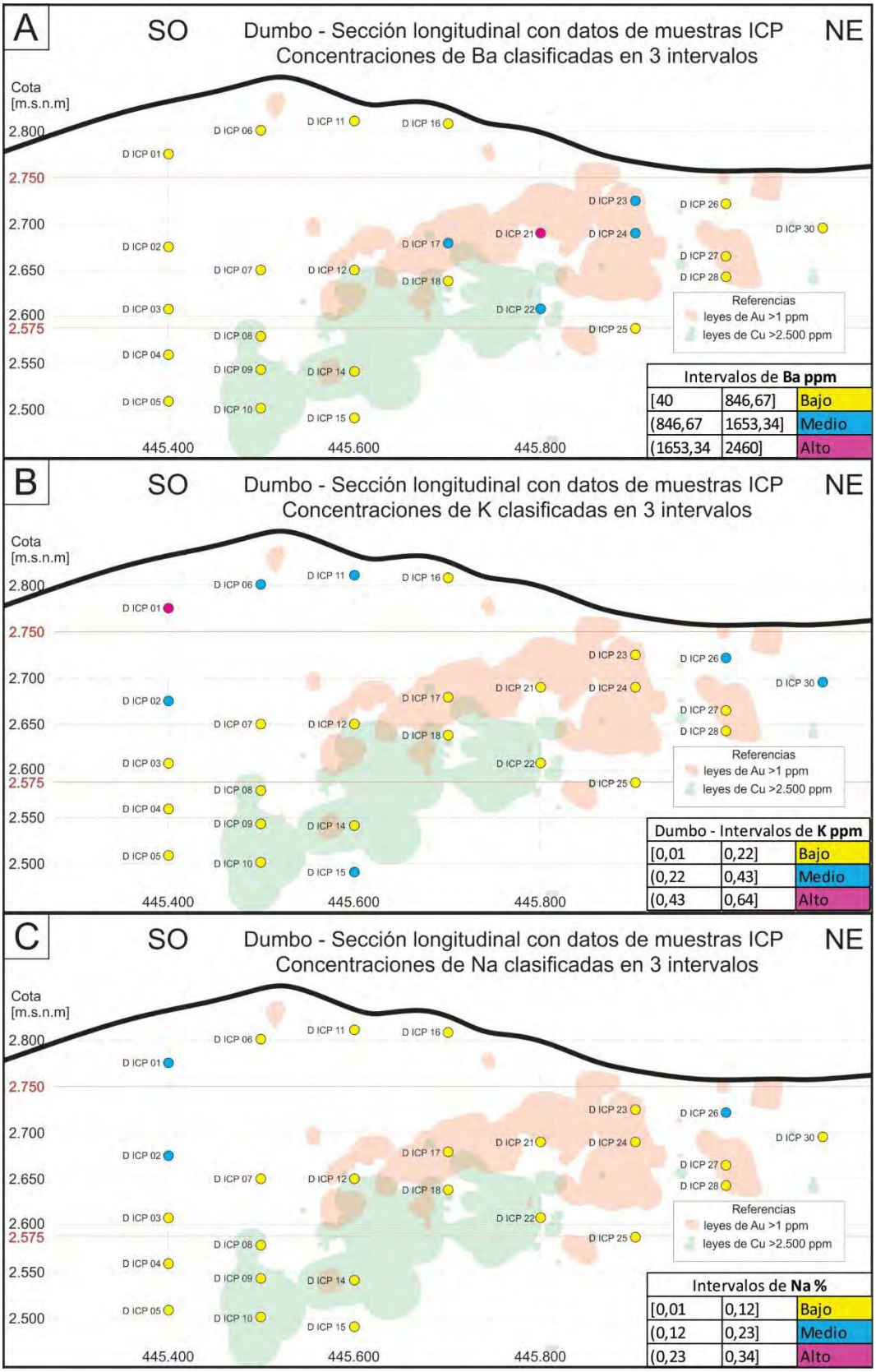


Fig. 4-24. Distribución espacial de las concentraciones de Na, K y Ba en la sección longitudinal N 85º E del *ledge* Dumbo. Se muestran las leyes anómalas de Au y Cu, así como también los valores de concentraciones bajas, medias y altas de cada metal. Se resaltan las cotas límites del horizonte aurífero (2.575 y 2.750 m.s.n.m).

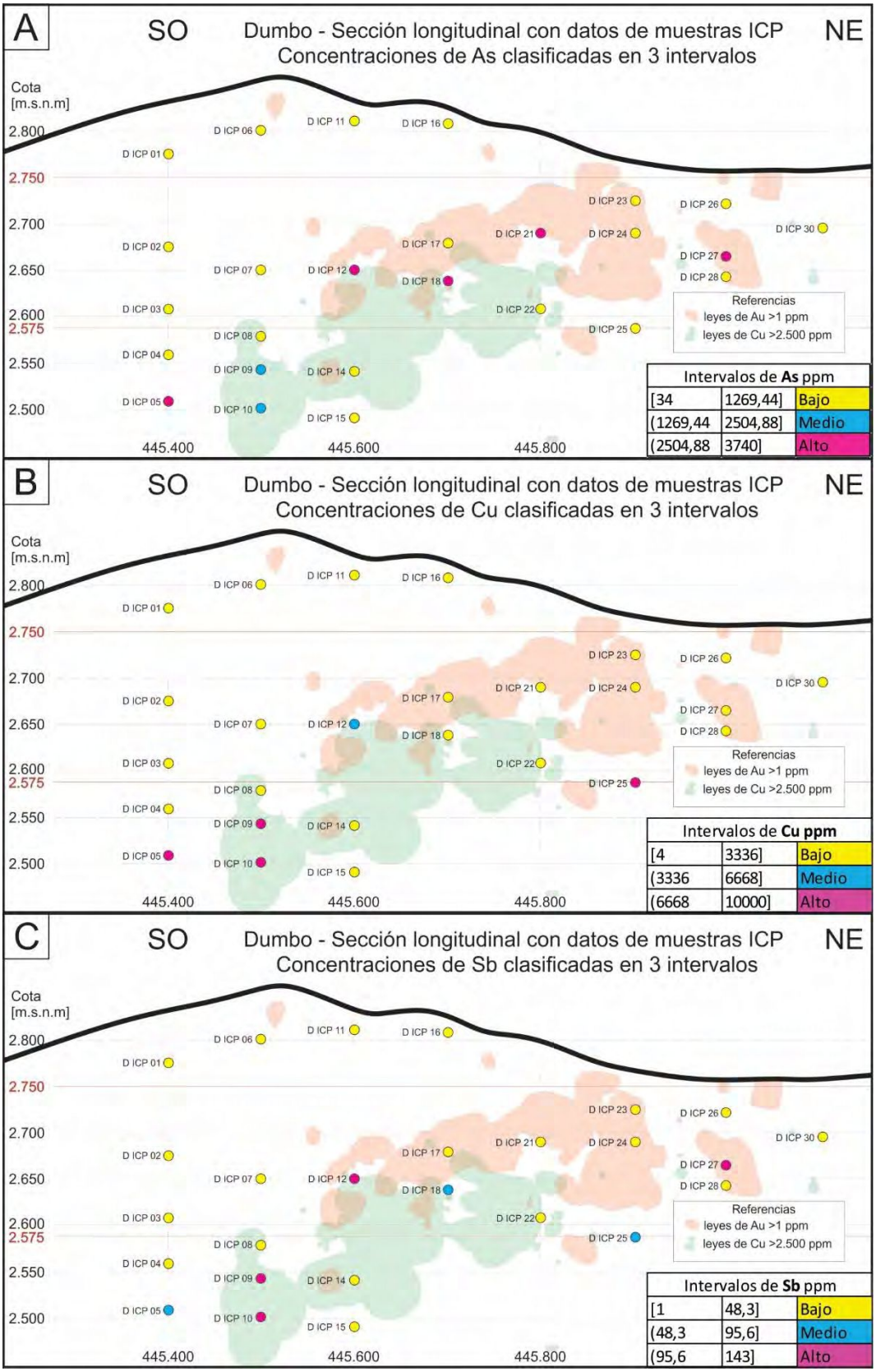


Fig. 4-25. Distribución espacial de las concentraciones de As, Cu y Sb en la sección longitudinal N 85º E del *ledge* Dumbo. Se muestran las leyes anómalas de Au y Cu, así como también los valores de concentraciones bajas, medias y altas de cada metal. Se resaltan las cotas límites del horizonte aurífero (2.575 y 2.750 m.s.n.m).

4.4 DISTRIBUCIÓN DE LAS CONCENTRACIONES DE LOS ELEMENTOS ANALIZADOS POR ESPECTROSCOPÍA DE EMISIÓN ATÓMICA DE PLASMA (ICP) EN EL *LEDGE* CACHINALITO

4.4.1 Distribución de los datos de las muestras para ICP

Mediante la utilización de espectroscopía de emisión atómica de plasma (ICP) sobre muestras de perforaciones en el *ledge* Cachinalito con azimut N 85º E (Fig. 4-26), se midió la concentración de 36 elementos, exclusivamente en el vuggy silíceo (estructura o veta). Solo 14 elementos otorgaron valores estadísticamente procesables, es decir con suficiente abundancia como para superar los límites de detección de la técnica y se utilizaron los siguientes como parámetros geoquímicos característicos de la mineralización y de la alteración hidrotermal: Au, Ag, As, Ba, Na, K, Cu y Sb.

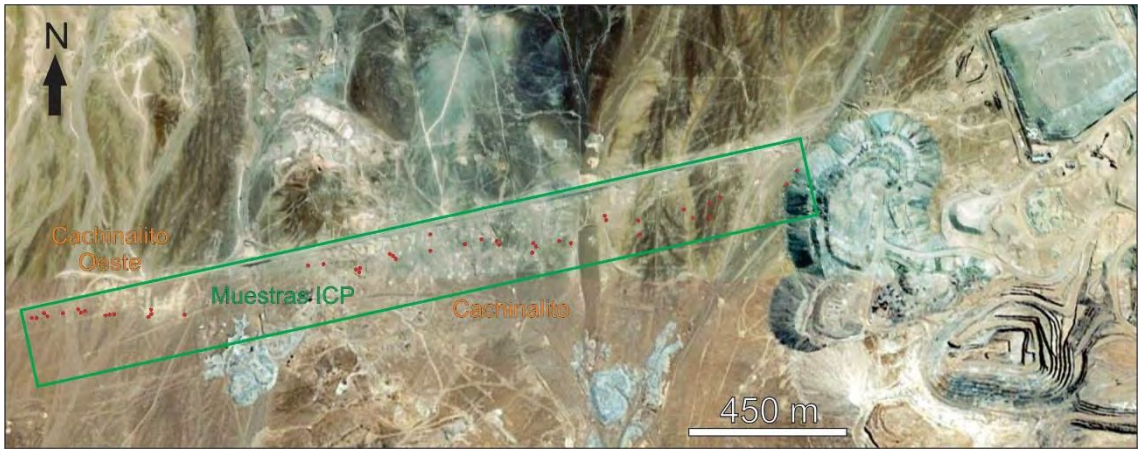


Fig. 4-26. Ubicación de las muestras (puntos colorados) ensayadas por espectroscopía de emisión atómica de plasma en el *ledge* Cachinalito obtenidas del *cutting* de perforaciones de aire reverso. Se muestran los rajos de los *ledges* Defensa, Perseverancia y Dumbo.

4.4.2 Relación entre las concentraciones de Na, K, Ba, As, Cu y Sb respecto a su cota

En la Fig. 4-27 se cotejan los contenidos de As, Ba, Na, K, Cu y Sb respecto a su cota: en la figura Fig. 4-27 A se detallan las concentraciones de As medidas en partes por millón (ppm) respecto a la cota de cada muestra medida en metros sobre el nivel medio del mar (m.s.n.m), se observa que no hay concentraciones elevadas del metal, sino que el 95,45% de las muestras tienen menos de 500 ppm de As. En la Fig. 4-27 B se detallan las concentraciones de Ba medidas en partes por millón respecto a la cota de cada muestra, observándose una correlación directa con el aumento de los valores de cota, es decir que las concentraciones de Ba aumentan a medida que las cotas se hacen más someras. Sin embargo, se observa que para las concentraciones de Ba superiores a 1000 ppm disminuye la correlación lineal con la cota y se concentra el metal en el "horizonte aurífero" definido para el *ledge* Cachinalito a inicios de este capítulo. En la Fig. 4-27 C se especifican las concentraciones de Na medidas en partes porcentuales (%) respecto a la cota de cada muestra, se observa una correlación directa con los valores de cota, de la misma forma que ocurre con el Ba (haciendo la salvedad que la correlación directa del Na con la cota se mantiene hasta las concentraciones elevadas del metal). En la Fig. 4-27 D se detallan las concentraciones de K medidas en partes porcentuales (%) respecto a la cota de cada muestra, observándose una correlación

directa con los valores de cota de la misma forma y con el mismo patrón como sucede con el Na. En la figura Fig. 4-27 E se detallan las concentraciones de Cu medidas en partes por millón respecto a la cota de cada muestra, se observa que el 95,45% de las muestras tienen menos de 1670 ppm, así mismo no hay concentraciones mayores a 750 ppm del metal por encima de los 2.550 m.s.n.m (a solo 25 m por encima del límite inferior del horizonte aurífero del *ledge* Cachinalito –Fig. 4-11-F); finalmente en la figura Fig. 4-27 F se detallan las concentraciones de Sb medidas en partes por millón respecto a la cota de cada muestra, observándose que no hay concentraciones superiores a 35 ppm del metal por encima de los 2.550 m.s.n.m.

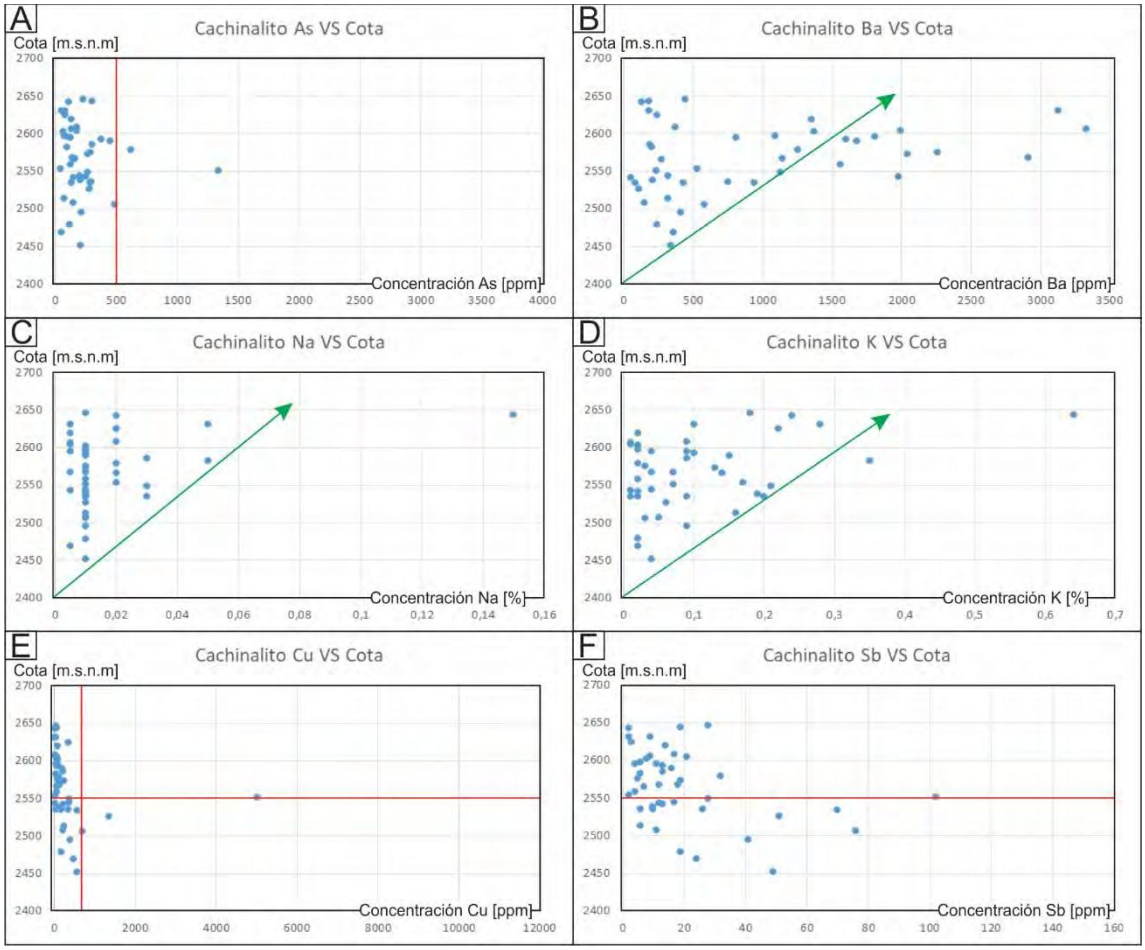


Fig. 4-27. Diagramas de las concentraciones de As, Ba, Na, K, Cu y Sb respecto a su cota en el *ledge* Cachinalito.

4.4.3 Correlación de Pearson entre los elementos geoquímicos característicos del *ledge* Cachinalito

Para comprender mejor la correspondencia que guardan estos 6 elementos (As, Ba, Na, K, Cu y Sb) entre sí, se realizó el coeficiente de Pearson o "r" entre éstos (este parámetro se definió en la sección 4.3.3).

En el cuadro Tabla 4-3 se exponen los coeficientes de Pearson entre el As, el Ba, el Na, el K, el Cu y el Sb. Se observa como el K y el Na tienen un fuerte índice de correlación (color magenta) mostrando como su ocurrencia está íntimamente relacionada, al igual que sucede entre el As y el Cu. En menor medida el As y el Cu se correlacionan con el Sb (color turquesa).

PERSON (r)	As ppm	Ba ppm	Cu ppm	K %	Na %	Sb ppm
As ppm	1					
Ba ppm	-0,07	1				
Cu ppm	0,82	-0,22	1			
K %	-0,04	-0,34	-0,08	1		
Na %	0,02	-0,30	-0,08	0,87	1	
Sb ppm	0,74	-0,23	0,76	-0,09	-0,03	1

Tabla 4-3. Coeficientes de Pearson entre el As, Ba, Na, K, Cu y Sb. Los colores turquesa y magenta marcan las correlaciones altas y muy altas respectivamente. En turquesa los valores mayores o iguales a 0,7 y menores a 0,8; y en magenta los valores mayores o iguales a 0,8.

Además de correlacionar los 6 elementos geoquímicos característicos, se realizaron las correlaciones de Pearson entre el Au, y el resto de los 14 elementos ensayados. La única correlación positiva considerable que se encontró con el oro, fue con el bario. A diferencia del *ledge* Dumbo, en el *ledge* Cachinalito el arsénico y la plata tienen índices de correlación muy bajos respecto al oro: rAu-Ba=0,60 (Fig. 4-28 A) rAu-Ag=0,15 (Fig. 4-28 B), y rAu-As=0,03 (Fig. 4-28 C).

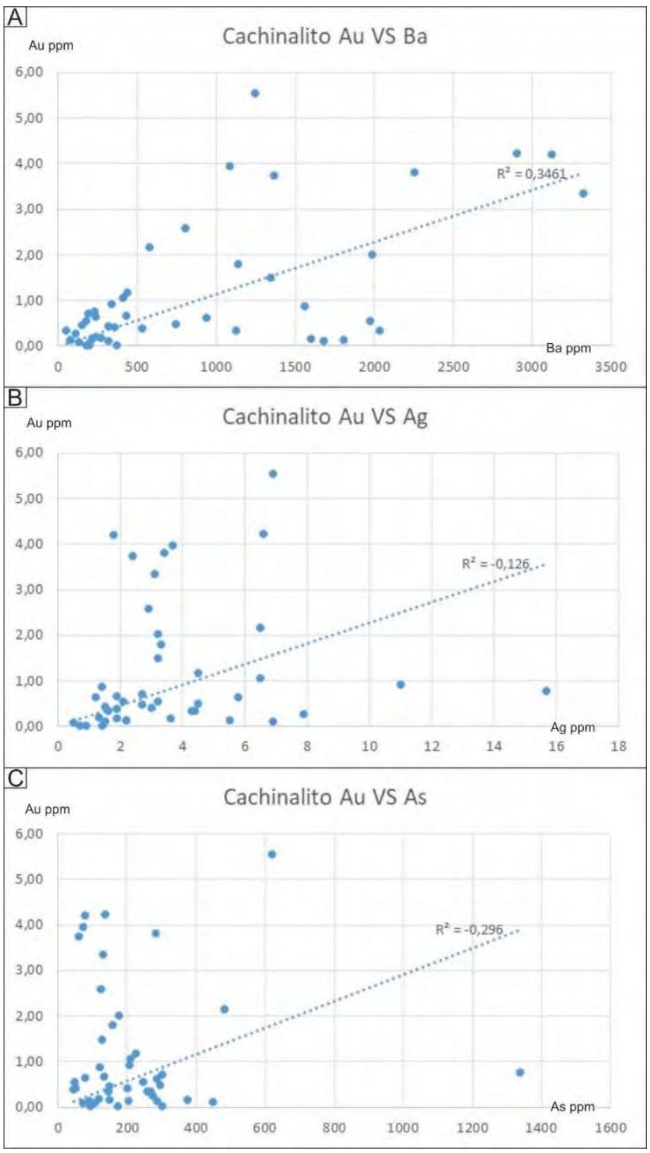


Fig. 4-28. Diagramas de correlación entre el Au y el Ba, el Au y la Ag y el Au y el As. En cada cuadro se dispone la recta de regresión definida por el cuadrado del coeficiente de Pearson (R^2).

En el siguiente cuadro (Tabla 4-4) se exponen todos los coeficientes de correlación de Pearson obtenidos entre los 11 elementos ensayados por espectroscopía de emisión atómica de plasma (ICP) que arrojaron datos procesables, realizados sobre muestras de perforaciones de aire reverso en el *ledge* Cachinalito N85ºE.

PERSON (r)	Au ppm	Ag ppm	As ppm	Ba ppm	Ca %	Cu ppm	K %	Na %	S %	Sb ppm	Zn ppm
Au ppm	1										
Ag ppm	0,15	1									
As ppm	0,03	0,76	1								
Ba ppm	0,60	0,00	-0,07	1							
Ca %	-0,23	-0,11	-0,07	-0,22	1						
Cu ppm	-0,11	0,75	0,82	-0,22	-0,03	1					
K %	-0,37	-0,21	-0,04	-0,34	0,69	-0,08	1				
Na %	-0,22	-0,18	0,02	-0,30	0,58	-0,08	0,87	1			
S %	-0,39	0,17	0,16	-0,61	0,19	0,38	0,22	0,15	1		
Sb ppm	-0,03	0,81	0,74	-0,23	-0,10	0,76	-0,09	-0,03	0,41	1	
Zn ppm	-0,18	0,40	0,43	-0,16	0,64	0,45	0,40	0,31	0,25	0,34	1

Referencias
Correlación media - Valores del intervalo [0,60 a 0,70)
Correlación alta - Valores del intervalo [0,70 a 0,80)
Correlación muy alta - Valores del intervalo [0,80 a 1)
Correlación negativa - Valores menores o iguales a -0,4

Tabla 4-4. Coeficientes de correlación de Pearson (r) entre los 14 elementos ensayados Las muestras pertenecen a perforaciones de aire reverso en el *ledge* Cachinalito N85ºE. En color verde se muestran las correlaciones negativas con valores menores a -0,4; en amarillo los valores mayores o iguales a 0,6 y menores a 0,7; en turquesa los valores mayores o iguales a 0,7 y menores a 0,8; y en magenta los valores mayores o iguales a 0,8.

4.4.4 Distribución espacial de los valores de As, Ba Na, K, Cu y Sb a lo largo de la corrida y extensión del *ledge* Cachinalito

En la Fig. 4-29 y en la Fig. 4-30 se detallan las distribuciones espaciales de las concentraciones de Na, K y Ba en la primera y de las concentraciones de As, Cu y Sb en la segunda.

Se analizaron los valores en cuestión para generar 3 intervalos característicos de cada metal: concentraciones bajas marcadas con color amarillo, concentraciones medias marcadas con color turquesa y concentraciones altas marcadas con el color magenta (Fig. 4-29 y Fig. 4-30). Para obtener los intervalos numéricos para las concentraciones baja, media y alta de cada metal se siguió la ecuación h = R/k, ya desarrollada en la sección 4.3.4.

En la Fig. 4-29 A se observa como la disposición de las concentraciones más elevadas de Ba coinciden precisamente con las zonas enriquecidas en Au (leyes mayores a 1 ppm), coincidiendo con lo observados en Fig. 4-28 B en la cual se observa un grado considerable de correlación entre el Au y el Ba. También se aprecia que hay una concentración de valores altos de Ba hacia el OSO del *ledge*, y una ausencia de anomalías de este elemento en la zona central del mismo (entre los meridianos 444.000 y 444.500).

En la Fig. 4-29 B se observa que las muestras de valores elevados de las concentraciones de K se acumulan en la zona somera del sistema, notando que la muestra de mayor concentración se ubica en el extremo OSO de la estructura. No hay presencia de este metal en las zonas profundas del *lege* Cachinalito.

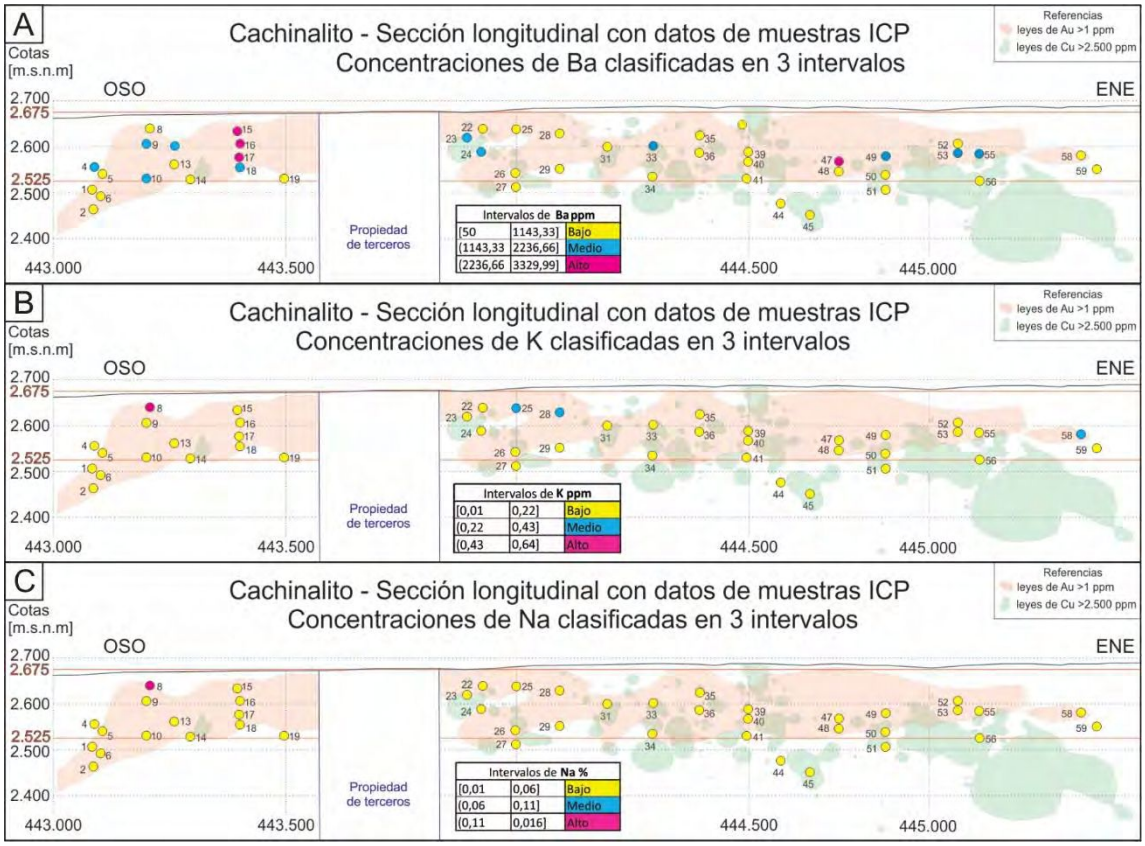


Fig. 4-29. Distribución espacial de las concentraciones de Ba, K y Na en la sección longitudinal N 85º E del *ledge* Cachinalito. Se muestran las leyes anómalas de Au y Cu, así como también los valores de concentraciones bajas, medias y altas de cada metal. Se resaltan las cotas límites del horizonte aurífero (2.525 y 2.675 m.s.n.m).

En la Fig. 4-29 C se observa que la única muestra con valor anómalo de Na se ubica en el extremo OSO somero de la estructura.

En la Fig. 4-30 A dos de las tres concentraciones más elevadas de As se ubican en el horizonte aurífero del *ledge* Cachinalito. La mayor concentración del mismo se ubica en el extremo ENE de la estructura, dentro de dicho horizonte.

En la Fig. 4-30 B las concentraciones más elevadas de Cu se ubican en la zona inferior del horizonte aurífero y a cotas profundas del sistema. Las leyes más altas de Cu se ubican en el sector ENE de la estructura, y junto a las leyes medias de esta misma zona, coinciden con el vector del *plunge* definido en la sección 4.2.2 del presente capítulo.

En la Fig. 4-30 C se observa como la disposición de las concentraciones más elevadas de Sb se ubican en las cotas profundas del sistema. A diferencia del As y del Cu, las leyes más altas de Sb no se sitúan solamente en el extremo ENE del *ledge* Cachinalito, sino que hay datos elevados de Sb tanto en la zona central de la estructura como en su extremo OSO como en el extremo ENE.

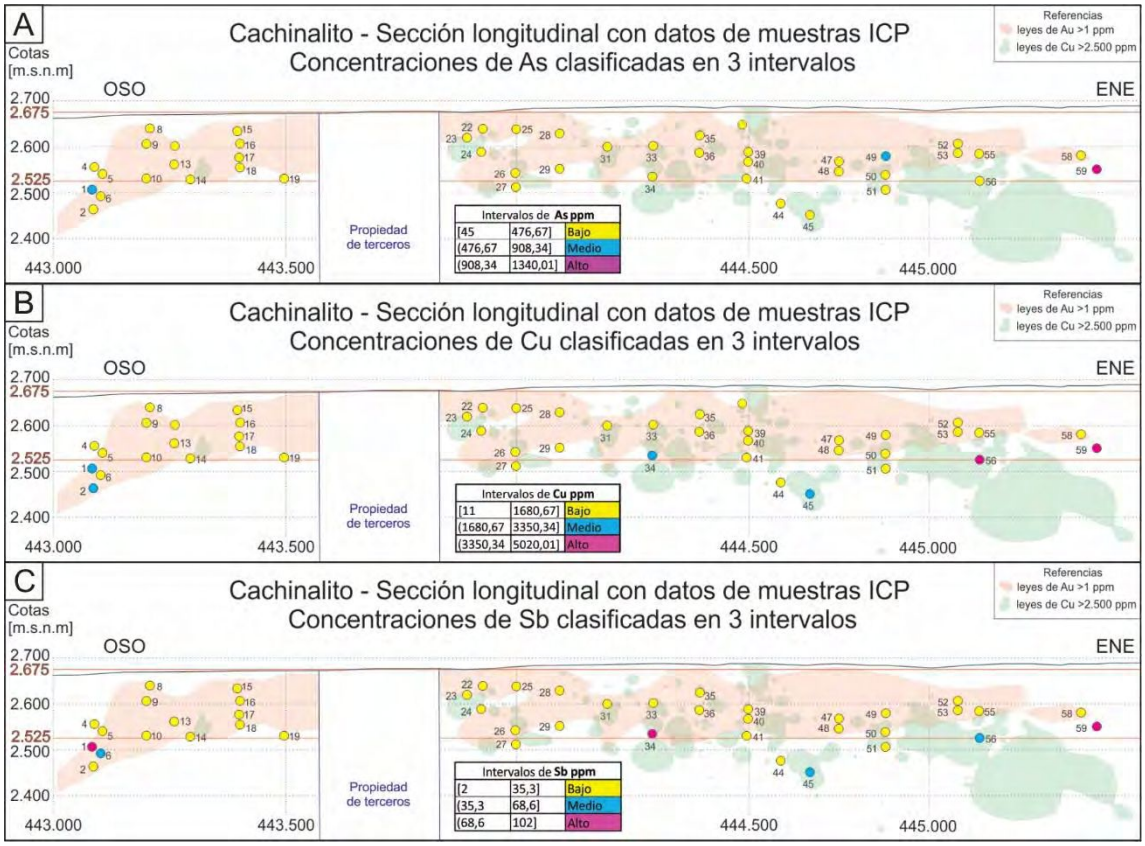


Fig. 4-30. Distribución espacial de las concentraciones de As, Cu y Sb en la sección longitudinal N 85º E del *ledge* Cachinalito. Se muestran las leyes anómalas de Au y Cu, así como también los valores de concentraciones bajas, medias y altas de cada metal. Se resaltan las cotas límites del horizonte aurífero (2.525 y 2.675 m.s.n.m).

4.5 ESTUDIO DE INCLUSIONES FLUIDAS

Las inclusiones fluidas son una herramienta muy significativa en el estudio de los depósitos epitermales, dado que permiten conocer la temperatura y composición química de los fluidos hidrotermales y posibilitan la obtención de datos de presión y profundidad a las cuales se han formado los mismos. Los conceptos básicos sobre inclusiones fluidas han sido obtenidos de Roedder (1979); Roedder (1984); Bodnar et al. (1985), Shepherd et al. (1985), (Goldstein & Reynolds 1994) y (Bodnar 2003). En el caso de las mineralizaciones del Distrito minero El Guanaco, las inclusiones fluidas primarias representan la posibilidad de obtener una muestra representativa de las soluciones hidrotermales que les han dado origen.

4.5.1 Distribución de las muestras para el análisis de inclusiones fluidas

Se confeccionaron cortes delgados de 100 micrones de espesor con ambas superficies pulidas a calidad especular, 20 provenientes de muestras de roca del *ledge* Cachinalito y 21 del *ledge* Dumbo. De estas 41 muestras, solamente 3 muestras del *ledge* Dumbo y 1 muestra del *ledge* Cachinalito (Fig. 4-31 y Fig. 4-32) presentaron inclusiones fluidas aptas para ensayos microtermobarométrico. De los ensayos realizados en estas 4 muestras, se obtuvieron 13 resultados exitosos: 10 pertenecientes a inclusiones fluidas del *ledge* Dumbo y 3 mediciones en inclusiones fluidas del *ledge* Cachinalito.

La cantidad de muestras aptas para el ensayo microtermobarométrico mediante el estudio de inclusiones fluidas es acotado debido a que en yacimientos epitermales de alta sulfuración esta técnica es compleja de por sí, debido a la naturaleza y tamaño de los cristales involucrados en este tipo de mineralización y a la escasez FIAs primarias (Lecumberri-Sánchez et al. 2013). Las especificaciones metodológicas y técnicas del equipo utilizado han sido descritas en la sección 1.3.2.4 del capítulo 1 de la presente tesis.

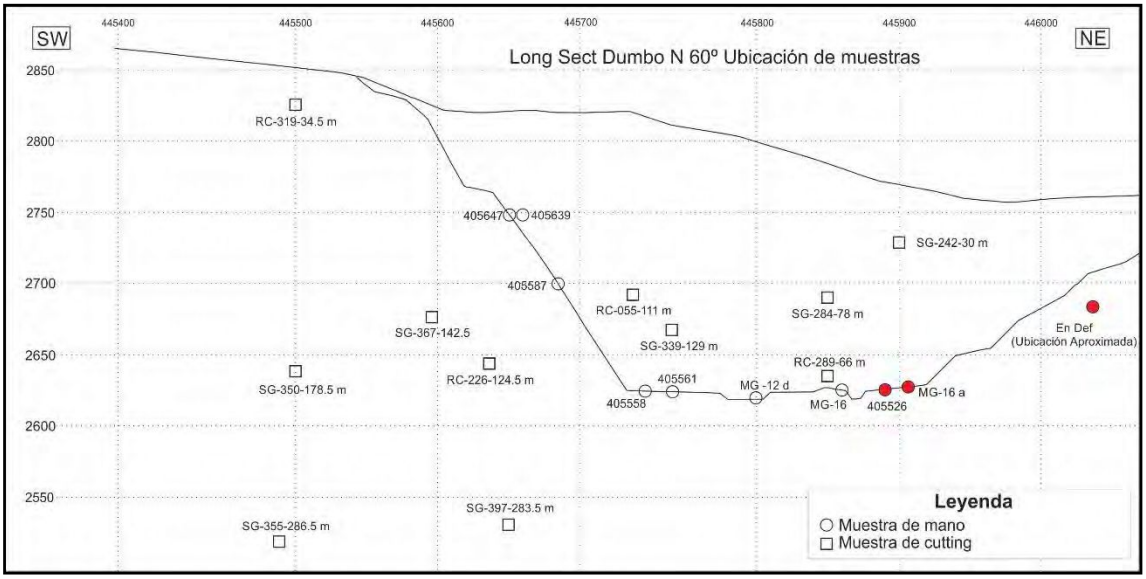


Fig. 4-31. Sección longitudinal de Dumbo, con la ubicación de las muestras confeccionadas. En rojo, las muestras que se pudieron ensayar por microtermobarometría.

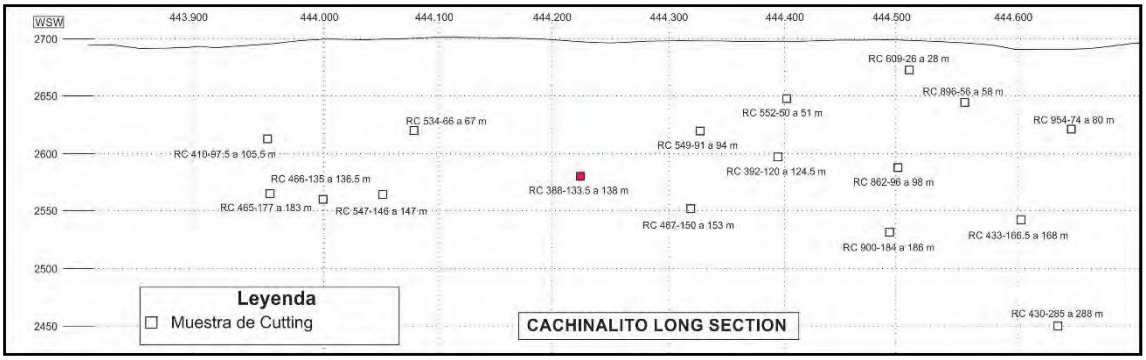


Fig. 4-32. Sección longitudinal de Cachinalito, con la ubicación de las muestras confeccionadas. En rojo, la muestra que se pudo ensayar por microtermobarometría.

Se obtuvieron valores de salinidad, presencia de dióxido de carbono, temperaturas de cristalización y presiones de confinamiento para 10 inclusiones fluidas pertenecientes a tres muestras del *ledge* Dumbo. De la muestra perteneciente al *ledge* Cachinalito solo se pudo obtener la temperatura mínima de cristalización en tres inclusiones fluidas, debido a que las vacuolas en este sistema son de un tamaño tan pequeño que restringen la aplicabilidad de la técnica: la inclusión fluida de mayor tamaño hallada en el *ledge* Cachinalito fue de 8 micrones de largo por 4 micrones de ancho.

Mediante el fracturamiento de esquirlas se realizaron ensayos de *crushing* en todos los minerales ensayados por inclusiones fluidas. Se comprobó, mediante la técnica de crushing con exiol, que no hay presencia de fluidos orgánicos en los minerales estudiados por lo que se hicieron todas las interpretaciones modelando el sistema como H_2O-NaCl.

4.5.2 Resultados de los estudios microtermométricos mediante el análisis de inclusiones fluidas

Habiendo definido los pulsos responsables de las mineralizaciones de Dumbo y de Cachinalito (desarrollados en la sección 3.2 de la presente tesis, ver Tabla 3-1), se obtuvieron parámetros físico-químicos del *ledge* Dumbo para las siguientes fases minerales: para el cuarzo del pulso 2, para el cuarzo del pulso 3 y para la baritina del pulso 3 (todos pertenecientes al evento II o evento mineralizante); mientras que para el *ledge* Cachinalito solo se lograron ensayar inclusiones fluidas del cuarzo del pulso 2.

El tratamiento para todas las inclusiones fluidas fue el mismo: se enfriaron las muestras hasta -100º C llevándolas lentamente a 20º C observando las temperaturas a las que contrae la burbuja (aparición del primer cristal de hielo), la temperatura a la que aparece la primera gota de líquido (punto eutéctico), y la temperatura a la que funde el último cristal de hielo. Luego del enfriamiento se procedió al calentamiento de la inclusión para observar a que temperatura homogeniza la burbuja, obteniendo así la temperatura de homogenización (Th) que indica la temperatura mínima a la que cristalizó el mineral hospedante. Los valores de salinidad y las presiones de confinamiento estimadas se obtuvieron mediante el procesamiento de los datos a través del *software* FLINCOR 1-2-1® con la secuencia de procesamiento H_2O-NaCl-[KCl].

Las distintas inclusiones fluidas fueron estudiadas agrupándolas en “arreglos de inclusiones fluidas (AIFs)” (o FIAs por sus siglas en inglés: *fluid inclusion assemblage)*.

Son grupos de inclusiones fluidas que fueron generadas al mismo tiempo mediante procesos de entrampamiento similares (Goldstein & Reynolds 1994).

4.5.2.1 Microtermobarometría en muestras del *ledge* Dumbo

Los ensayos microtermobarométricos realizados en cristales de cuarzo de la muestra "D– MG 16" (perteneciente al *ledge* Dumbo) corresponden al pulso 2 del evento mineralizante (Fig. 4-33 y ver Tabla 3-1 de la sección 3.2 de la presente tesis). El AIF de inclusiones primarias ensayado para este pulso se caracteriza por diámetros promedio de 25 x 15 µm, composición bifásica de líquido y gas, con burbujas de 10 x 10 µm de diámetro promedio, que ocupan un 20% en volumen de la inclusión y temperaturas de su punto eutéctico de -43ºC promedio.

Los experimentos realizados en estas inclusiones fluidas arrojaron resultados de temperaturas de homogenización en 4 inclusiones fluidas y resultados de salinidades en 3 inclusiones fluidas (Tabla 4-5 y Tabla 4-6). La temperatura de homogenización promedio es de 232ºC mientras que la salinidad estimada promedio es de 11,18% NaCl.

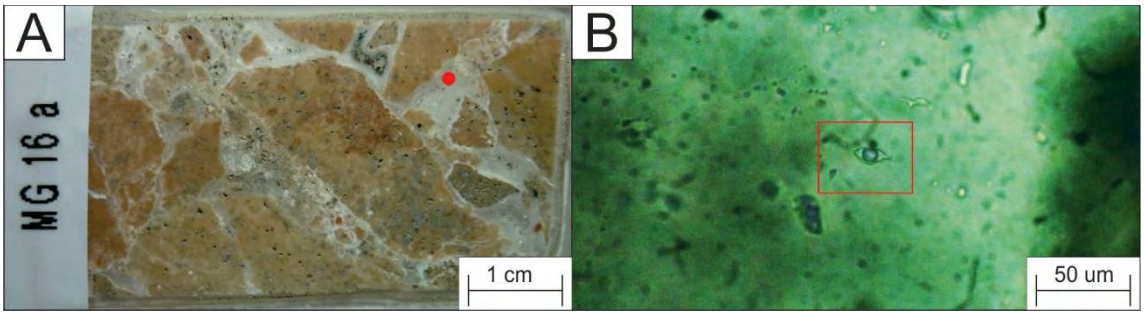


Fig. 4-33. Fotografías de la muestra D – MG 16 a perteneciente al *ledge* Dumbo. A) Fotografía del corte bipulido en la cual se marca en un punto colorado la ubicación de una inclusión fluida ensayada en el cuarzo grueso del pulso 2. B) Microfotografía de una inclusión fluida bifásica con burbuja de gas, ensayada por microtermobarometría.

Muestra de roca	D-MG 16 a	D-MG 16 a	D-MG 16 a	D-MG 16 a
Fase mineral y pulso	Qz del P2	Qz del P2	Qz del P2	Qz del P2
Número de IF	1	2	3	4
Th [T°C]	218	255	224	232
Temp. Promedio [T°C]	232			

Tabla 4-5. Resultados microtermométricos obtenidos en 4 inclusiones fluidas de la muestra D – MG 16 a del *ledge* Dumbo.

Muestra de roca	D-MG 16 a	D-MG 16 a	D-MG 16 a	D-MG 16 a
Fase mineral y pulso	Qz del P2	Qz del P2	Qz del P2	Qz del P2
Número de IF	1	2	3	4
Salinidad [% NaCl]	11,34	11,22	sin dato	10,98
Salin. Promedio [% NaCl]	11,18			

Tabla 4-6. Resultados de salinidades obtenidos en 3 inclusiones fluidas de la muestra D – MG 16 a del *ledge* Dumbo.

Los ensayos microtermobarométricos realizados en cristales de cuarzo de la muestra "EnDef" (en paragénesis con sulfuros del *ledge* Dumbo-Defensa) corresponden al pulso 3 del evento mineralizante (Fig. 4-34 y ver Tabla 3-1 de la sección 3.2 de la presente

tesis). En estos experimentos se obtuvieron resultados de temperaturas y salinidades sobre 4 inclusiones fluidas (Tabla 4-7 y Tabla 4-8). El AIF ensayado para este pulso está compuesto por inclusiones fluidas primarias, con diámetros promedio de 8 x 5 µm, composición bifásica de líquida y gas, con burbujas de 3 x 3 µm de diámetro promedio que ocupan un 20% en volumen de la inclusión.

La temperatura de homogenización promedio medida en estas inclusiones fluidas es de 207ºC y la salinidad obtenida promedio es de 9,26% NaCl.

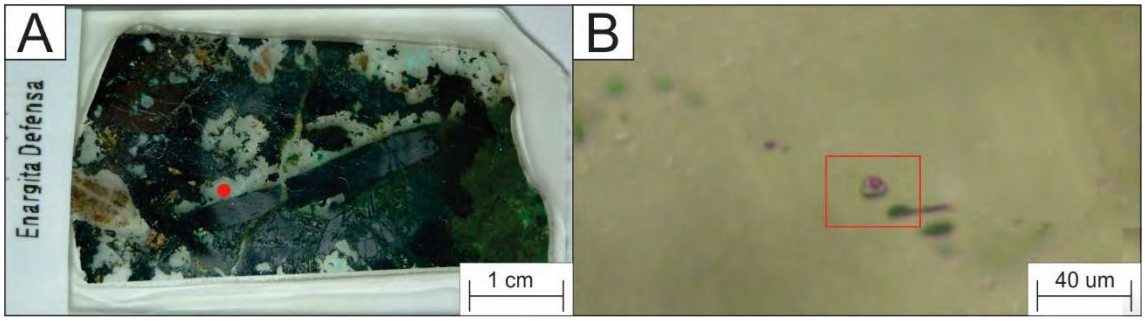


Fig. 4-34. Fotografías de la muestra EnDef perteneciente al *ledge* Dumbo. A) Fotografía del corte bipulido en la cual se marca en un punto colorado la ubicación de una inclusión fluida ensayada en el cuarzo grueso del pulso 3. B) Microfotografía de una inclusión fluida bifásica con burbuja de gas, ensayada por microtermobarometría.

Muestra de roca	En Def	En Def	En Def	En Def
Fase mineral y pulso	Qz del P3	Qz del P3	Qz del P3	Qz del P3
Número de IF	1	2	3	4
Th [T°C]	212	210	203	201
Temp. Promedio [T°C]	207			

Tabla 4-7. Resultados microtermométricos obtenidos en 4 inclusiones fluidas de la muestra En Def del *ledge* Dumbo-Defensa.

Muestra de roca	En Def	En Def	En Def	En Def
Fase mineral y pulso	Qz del P3	Qz del P3	Qz del P3	Qz del P3
Número de IF	1	2	3	4
Salinidad [% NaCl]	9,32	9,19	9,19	9,32
Salin. Promedio [% NaCl]	9,26			

Fig. Tabla 4-8. Resultados de salinidades obtenidos en 4 inclusiones fluidas de la muestra En Def del *ledge* Dumbo-Defensa.

Los ensayos microtermobarométricos realizados en cristales de baritina de la muestra "D-405526" corresponden a la fase de cuarzo-baritina con la que finaliza el pulso 3 del evento mineralizante (Fig. 4-35 y ver Tabla 3-1 de la sección 3.2 de la presente tesis). El AIF ensayado para este pulso está compuesto por inclusiones fluidas primarias, con diámetros promedio de 35 x 15 µm, composición bifásica de líquido y gas, con burbujas de 15 x 15 µm de diámetro promedio que ocupan desde un 15 a un 50% en volumen de la inclusión. La baritina es la fase mineral que más arreglos de inclusiones fluidas contiene. Entre ellos se hayan AIFs de inclusiones secundarias y afectadas por *necking down*. Por lo tanto, discriminar y aislar un AIF de inclusiones fluidas primarias fue de gran importancia metodológica para la realización de este muestreo.

La temperatura de homogenización promedio de estas inclusiones fluidas primarias es de 153ºC mientras que la salinidad estimada promedio es de 7,89% NaCl (Tabla 4-9 y Tabla 4-10).

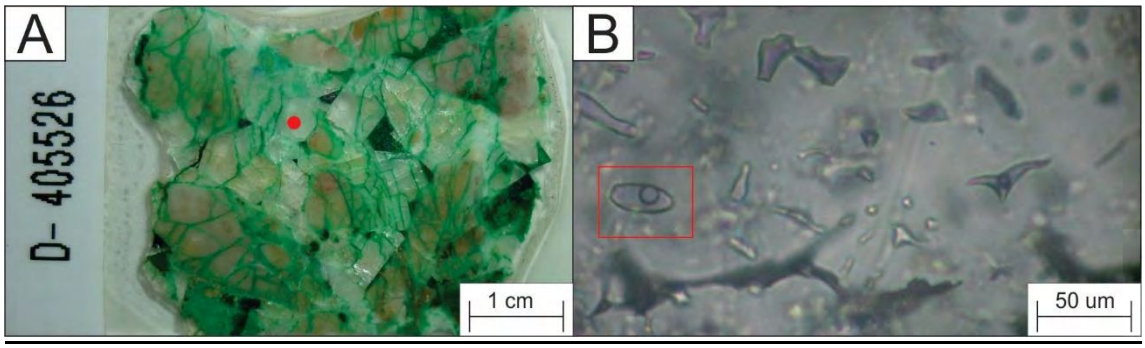


Fig. 4-35. Fotografías de la muestra D – 405526 perteneciente al *ledge* Dumbo. A) Fotografía del corte bipulido en la cual se marca con un punto colorado la ubicación de una inclusión fluida ensayada en la baritina del pulso 3. B) Microfotografía de una inclusión fluida bifásica con burbuja de gas, ensayada por microtermobarometría.

Muestra de roca	D-405526	D-405526
Fase mineral y pulso	Bar del P3	Bar del P3
Número de IF	3	4
Th [T°C]	129	177
Temp. Promedio [T°C]	153	

Tabla 4-9. Resultados microtermométricos obtenidos en 2 inclusiones fluidas de la muestra D - 405526 del *ledge* Dumbo.

Muestra de roca	D-405526	D-405526
Fase mineral y pulso	Bar del P3	Bar del P3
Número de IF	3	4
Salinidad [% NaCl]	8,24	7,54
Salin. Promedio [% NaCl]	7,89	

Tabla 4-10. Resultados de salinidades obtenidos en 4 inclusiones fluidas de la muestra D-4055226 del *ledge* Dumbo.

En la Tabla 4-11 se exponen los resultados de temperatura de homogenización y salinidad ya expuestos en esta sección. Se muestran los valores de presión de fluido estimados para su respectiva temperatura de cristalización

Muestra	Número de Inclusión	Temperatura de homogenización (Th)	Salinidad [% NaCl]	Presión a Th [bar]
D-MG 16 a	1	218	11,34	13,00
D-MG 16 a	3	224	-	-
D-MG 16 a	4	232	10,98	17,00
D-MG 16 a	2	255	11,22	27,00
D-Mg a Promedio		232	11,18	19,00
En Def	2	210	9,19	11,00
En Def	1	212	9,32	11,00
En Def	3	203	9,19	9,00
En Def	4	201	9,32	9,00
En Def Promedio		206	9,25	10,00
D-405526	4	177	7,54	7,00
D-405526	3	129	8,24	2,00
D-405526 Promedio		153,00	7,89	4,50

Tabla 4-11. Resultados de temperatura de homogenización y salinidad ya expuestos en esta sección, y presión de las inclusiones fluidas ensayadas para las muestras del *ledge* Dumbo.

4.5.2.2 Microtermometría en muestras del *ledge* Cachinalito

En la estructura Cachinalito, se ensayaron 3 inclusiones fluidas en cuarzo grueso correspondientes al pulso 3 (Fig. 4-36 y ver Tabla 3-1 de la sección 3.2 de la presente tesis). No se obtuvieron estimaciones de salinidades debido al tamaño de las inclusiones que hacen imposible distinguir la fusión de la primera gota de líquido durante el ensayo: las vacuolas de la fase mineral en cuestión poseen dimensiones promedio de 6 x 3,5 µm, con burbujas de 2 x 2 µm que ocupan un 20% en volumen de la inclusión.

Se obtuvieron las temperaturas de homogenización de las inclusiones fluidas ensayadas, obteniendo una temperatura promedio de 213ºC (Tabla 4-12).

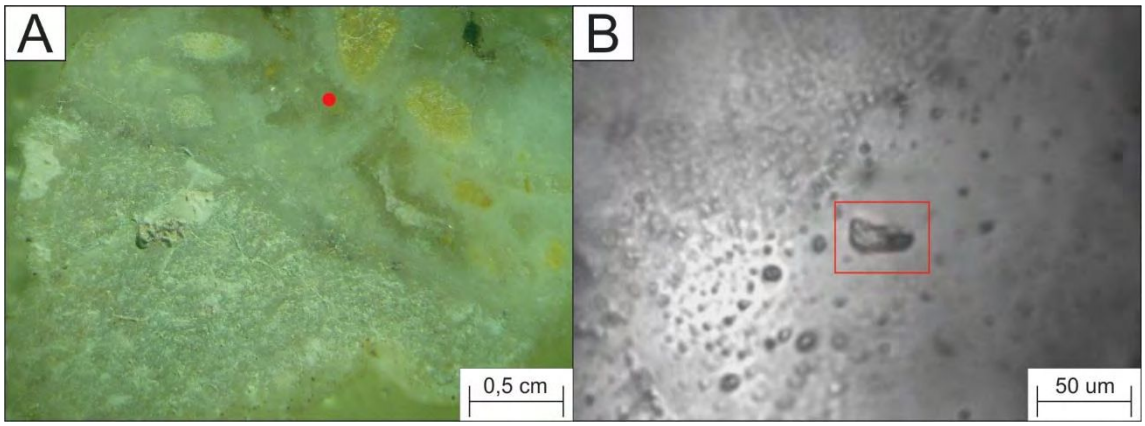


Fig. 4-36. Fotografías de la muestra C – RC388 perteneciente al *ledge* Cachinalito. A) Fotografía del corte bipulido en la cual se marca en un punto colorado la ubicación de una inclusión fluida ensayada en el cuarzo del pulso 3. B) Microfotografía de una inclusión fluida bifásica con burbuja de gas, ensayada por microtermometría.

Muestra de roca	C-RC388	C-RC388	C-RC388
Fase mineral y pulso	Qz del P3	Qz del P3	Qz del P3
Número de IF	1	2	3
Th [T°C]	204	252	182
Temp. Promedio [T°C]	213		

Tabla 4-12. Resultados microtermométricos obtenidos en 3 inclusiones fluidas de la muestra C – RC388 del *ledge* Cachinalito.

En resumen, los resultados obtenidos de los estudios termobarométricos realizados sobre inclusiones fluidas de los ledges Dumbo y Cachinalito, evidencian que: el cuarzo grueso del pulso 2 tiene una temperatura de cristalización mínima de 232º C, una salinidad promedio de 11,18 NaCl% eq. y una presión de 19 bares al momento de su formación. La fase inicial (cuarzo fino) del pulso 3 tiene una temperatura de cristalización mínima de 207º C, una salinidad promedio de 9,26 NaCl% eq. y una presión de 10 bares al momento de su formación. La fase tardía (baritina) del pulso 3 tiene una temperatura de cristalización mínima de 153º C, una salinidad promedio de 7,89 NaCl% eq. y una presión de 4,5 bares al momento de su formación.

4.6 ANÁLISIS DE ISÓTOPOS ESTABLES DE OXÍGENO Y AZUFRE

Los análisis de isótopos estables de oxígeno ($^{18}O/^{16}O$) y de azufre ($^{34}S/^{32}S$) efectuados en este trabajo de investigación han sido realizados en el Laboratorio de Isótopos Estables de la Universidad de Salamanca, España.

Para las muestras de sulfatos y sulfuros se realizaron trabajos previos de gabinete separando bajo lupa binocular los granos de cada especie mineral, de manera que las muestras finales posean la menor proporción de impurezas posibles.

4.6.1 Isótopos de oxígeno

La determinación de relaciones de isótopos estables de oxígeno ($^{18}O/^{16}O$) se ha llevado a cabo sobre dos muestras de baritina del *ledge* Cachinalito y sobre 4 muestras de baritina del *ledge* Dumbo. En la Tabla 4-14 se exponen los resultados obtenidos del laboratorio (d Bar) y los valores inferidos para el fluido (d H2O), mediante su procesamiento según la ecuación de Zheng (1993) y parámetros de Kusakabe & Robinson (1977).

Mineral	Ledge	n° de muestra	T(°C)	T(°K)	Pulso	d Bar	d H2O
Baritina	Dumbo	MG - 12	206	479	3	11,37	5,04
Baritina	Dumbo	D - 405526	206	479	3	11,54	5,21
Baritina	Dumbo	D-RC015-115	206	479	3	13,38	7,05
Baritina	Dumbo	MG - 16	153	426	4	12,70	2,90
Baritina	Cachinalito	C - 405891	153	426	4	13,30	3,50
Baritina	Cachinalito	C - 405884	153	426	4	12,32	2,52

Tabla 4-14. Resultados de las relaciones isotópicas $^{18}O/^{16}O$ en muestras de baritina de las mineralizaciones Dumbo y Cachinalito. Se exponen los resultados de las mediciones en laboratorio sobre los cristales de baritina (d Bar) y los valores inferidos para el fluido según la ecuación de Zheng (1993) y parámetros de Kusakabe & Robinson (1977).

Los valores isotópicos de oxígeno de los fluidos medidos en baritinas de los *ledges* Dumbo y Cachinalito han sido graficado en un diagrama $\delta^{18}O$ versus δD. Debido a que no se cuenta con los valores de δD, los valores de $\delta^{18}O$ obtenidos para cada muestra se plotean a modo de líneas verticales. En la Fig. 4-37 se observa como las muestras correspondientes al pulso 4 se distancian de la zona de aguas magmática en contraposición a lo que sucede con las muestras pertenecientes al pulso 3 del evento mineralizante.

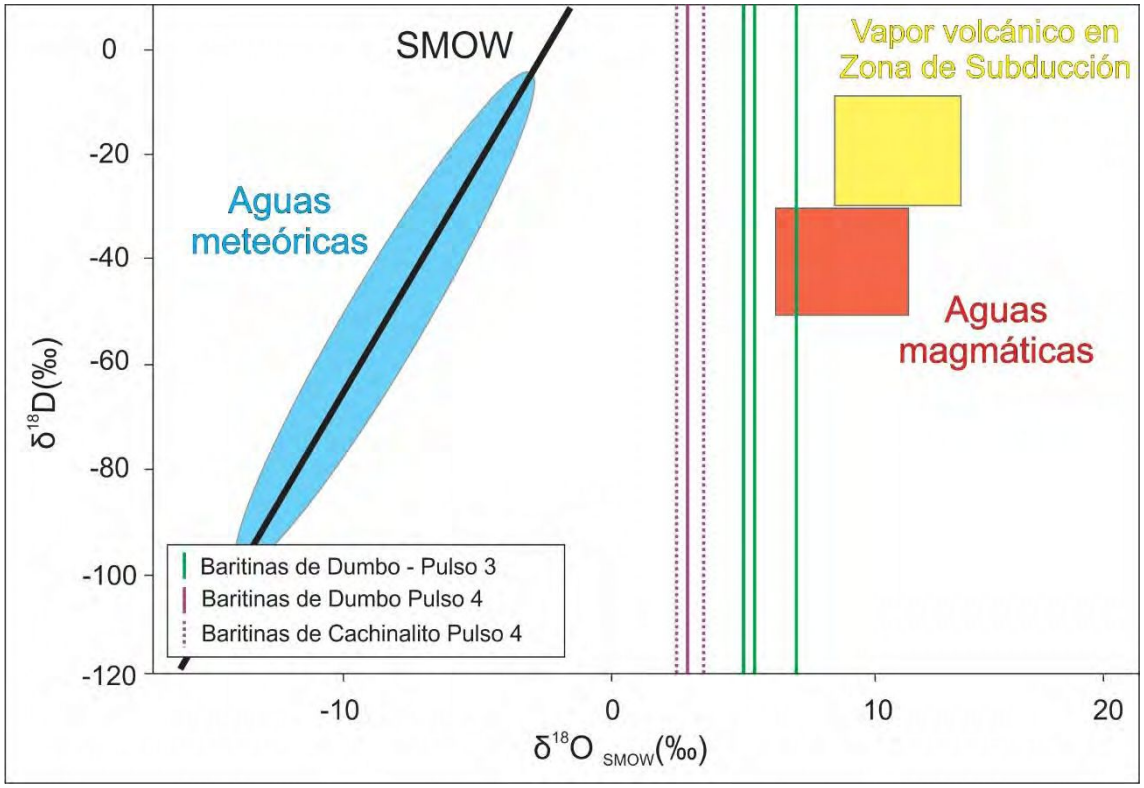


Fig. 4-37. Gráfico de δD_{SMOW} vs $\delta^{18}O_{SMOW}$. Se muestran los valores obtenidos de $\delta^{18}O_{SMOW}$ y procesados mediante las ecuaciones y parámetros de Zheng (1993) y Kusakabe & Robinson (1977). En el grafico se indican los campos correspondientes a las aguas meteóricas (Sheppard, 1986), las aguas magmáticas (Sheppard, 1986; Taylor, 1992) y los fluidos vinculados a zonas de subducción (Giggenbach, 1992).

4.6.2 Isótopos de azufre

En la Tabla 4-15 se exponen los resultados de los valores isotópicos de $\delta^{34}S$ (‰) CDT de pirita, enargita y baritina procedentes del *ledge* Dumbo-Defensa y del *ledge* Cachinalito correspondientes a los pulsos 3 y 4. En la Fig. 4-38 se comparan los valores de $\delta^{34}S$ (‰) CDT obtenidos en el presente estudio con ejemplos de depósitos epitermales de alta sulfuración de relevancia internacional.

Análisis	Muestra	Ledge	Mineral	$\delta^{34}S_{CDT}$ [‰CDT]	Pulso
SS-7407	C-405884	Cachinalito	Baritina	26,0	4
SS-7406	C-405891	Cachinalito	Baritina	27,3	4
SS-7405	MG-16	Dumbo	Baritina	28,0	4
SS-7403	D-405526	Dumbo	Baritina	27,6	3
SS-7408	D-RC015-115	Dumbo	Baritina	29,7	3
SS-7402	MG-12 d	Dumbo	Baritina	24,4	3
SS-7395	D-RC894-82	Dumbo	Enargita	-3,9	3
SS-7398	D-RC894-90	Dumbo	Enargita	-3,4	3
SS-7399	D-SG367	Dumbo	Enargita	-0,1	3
SS-7401	Enargita Defensa	Dumbo-Defensa	Enargita	-2,8	3
SS-7397	MG-12 d	Dumbo	Enargita	-2,2	3
SS-7396	D-RC894-82	Dumbo	Pirita	-8,3	3
SS-7400	D-RC894-90	Dumbo	Pirita	-6,4	3

Tabla 4-15. Resultados de las relaciones isotópicas $^{34}S/^{32}S$ en muestras de baritina, pirita, y enargita de las mineralizaciones Dumbo-Defensa y Cachinalito.

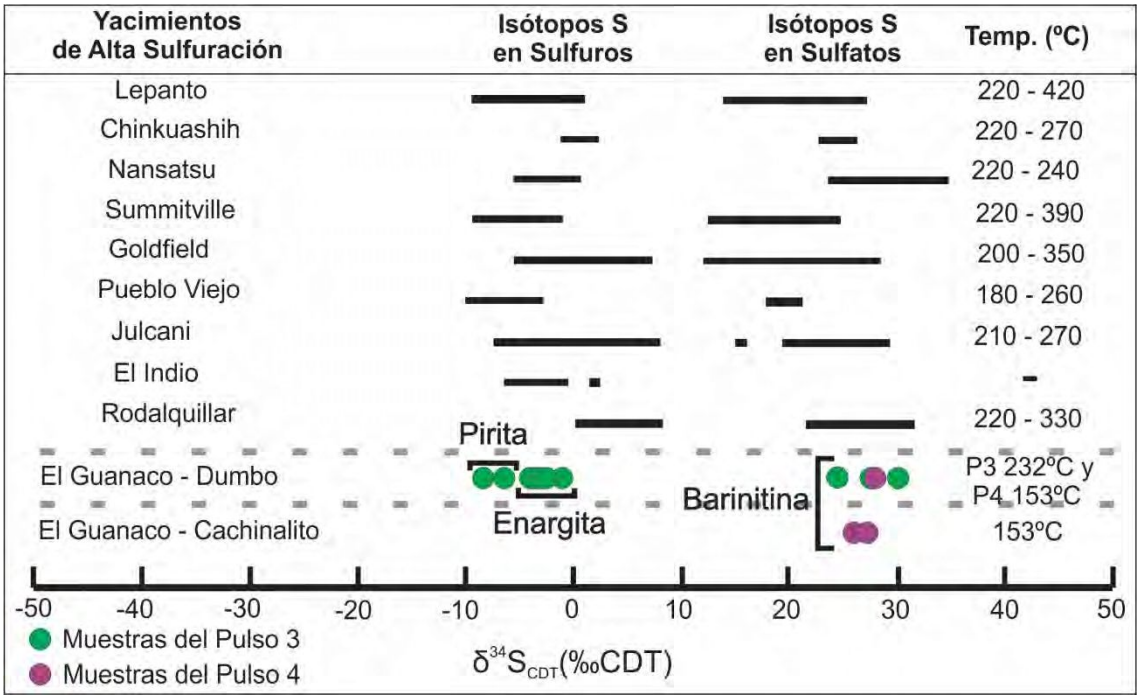


Fig. 4-38. Isótopos de azufre. Diagrama comparativo de valores isotópicos de referencia para δ18S (‰) CDT para fluidos de diferente procedencia, incluyendo los valores obtenidos de pirita y enargita procedentes del *ledge* Dumbo y los obtenidos a partir de cristales de baritina de los *ledge* Dumbo y Cachinalito. Se muestran valores obtenidos para ejemplos de depósitos epitermales de alta sulfuración de relevancia internacional (modificado de Arribas, 1995). Se detallan las fuentes de los valores isotópicos de δ18S (‰) para los distintos depósitos mencionados en la figura: Lepanto (Hedenquist & García 1990); Chinkuashih (Folinsbee et al. 1972); Nansatsu (Hedenquist et al. 1994); Summitville (Rye et al. 1990); Goldfield (Jensen et al. 1971; Vikre 1989); Pueblo Viejo, (Vennemann et al. 1993); Julcani (Deen 1990); El Indio (Jannas et al. 1990); Rodalquilar, (Arribas et al. 1995b).

CAPÍTULO 5

DISCUSIONES FINALES Y CONCLUSIONES

5.1 DISCUSIONES FINALES ACERCA DEL MARCO GEOLÓGICO

El Distrito Minero El Guanaco se caracteriza por una estructuración dominada mayormente por sistemas de fallas de rumbo N-S, y fallamientos de orientación ENE-OSO (Fig. 5-1). Estas fallas presentan una compleja historia de reactivaciones e inversiones a lo largo del Cenozoico.

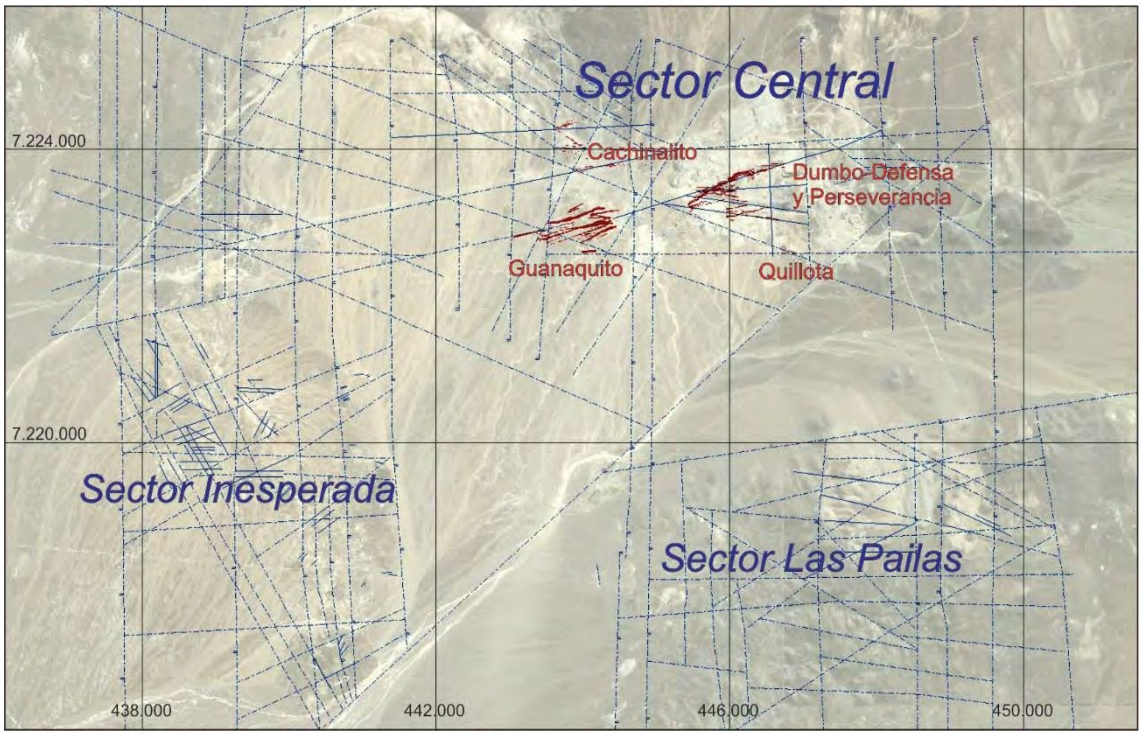


Fig. 5-1. Lineamientos y fallas distritales. Se marcan, además las mineralizaciones principales del Sector Central del Distrito Minero El Guanaco.

Para el Paleoceno Inferior a Eoceno Inferior, el sistema N-S se presenta como un conjunto de fallas normales, subparalelas y con inclinaciones de alto ángulo, tanto hacia el este como al oeste. Este sistema tiene una importante influencia para el vulcanismo de la Fm. Chile-Alemania y las mineralizaciones epitermales de tipo sulfuración intermedia (IS) y baja sulfuración (LS) de la región (e.g. El Soldado, Amancaya, Cachinal de la Sierra, etc.). Sin embargo, este sistema de fallamiento no parece haber ejercido un control importante en la ubicación y geometría de las mineralizaciones de alta sulfuración (HS) presentes en el Distrito Minero El Guanaco.

El sistema de orientación ENE-OSO se habría formado durante el Eoceno Inferior a Medio (Richards, 2003), durante la etapa de transición entre el régimen tectónico extensivo/transtensivo y el régimen compresivo (Fig. 5-2). Este fue el sistema estructural que controló el emplazamiento de la mineralización de tipo alta sulfuración (AS) en el distrito. Se reconocen, asociados a este sistema, varios corredores o trends mineralizados (e.g. Salvadora, Cachinalito, Dumbo-Guanaquito, Perseverancia, Quillota). De acuerdo a la propuesta de Guido y Jovic (2013), al momento de la formación de la mineralización (Evento II), estas fallas tuvieron una cinemática de tipo dextral que generó extensión en estructuras de segundo orden con orientación E-O. De esta manera, las principales estructuras mineralizadas presentan las dos orientaciones descriptas en la geometría de sus *ledges* (ENE-OSO y E-O), algunas aumentan el espesor en los sectores con orientación E-O o donde ocurren cruces de estructuras con

diferente orientación. Durante este período, el sistema de fallas N-S fue invertido parcialmente, dislocando la secuencia volcánica y parte de los productos de la actividad hidrotermal (*lithocaps*, *ledges*, etc.).

Posteriormente, hacia el Eoceno Medio, ocurre la consolidación del régimen tectónico compresivo de la Fase Incaica (Fig. 5-2), que va a extenderse hasta finales del Oligoceno. Este nuevo régimen tectónico se caracteriza por una cinemática transpresiva que trae aparejado el cese casi total del vulcanismo y un cambio en la cinemática de los sistemas de fallas, donde el sistema de fallas N-S es reactivado con una cinemática transpresiva dextral, y las fallas ENE-OSO y E-O son reactivadas con una cinemática sinestral. Es durante este evento que tuvo gran importancia la reactivación sinestral de las estructuras de orientación NO-SE, que produjeron la dislocación y removilización de las mineralizaciones tipo HS del Distrito y la generación del Evento III o de removilización tectono-hidrotermal (e.g. Veta Despreciada, Veta Olvidada, etc.).

Por último, a partir del Oligoceno Superior, y con posterioridad a la Fase Incaica (Fig. 5-2), comienza a formarse el paisaje de abanicos aluviales que caracteriza a los depósitos más jóvenes de la zona. A partir de ese momento, solo se registran reactivaciones de tipo dextral sobre algunas de las estructuras N-S (Espinoza et al., 2011), cuyos movimientos dislocan a los depósitos de las Gravas de Atacama y en parte a los depósitos aluviales mio-pliocenos, fuera de la zona de estudio. Esta reactivación no parece ejercer mayores efectos sobre las mineralizaciones del Distrito.

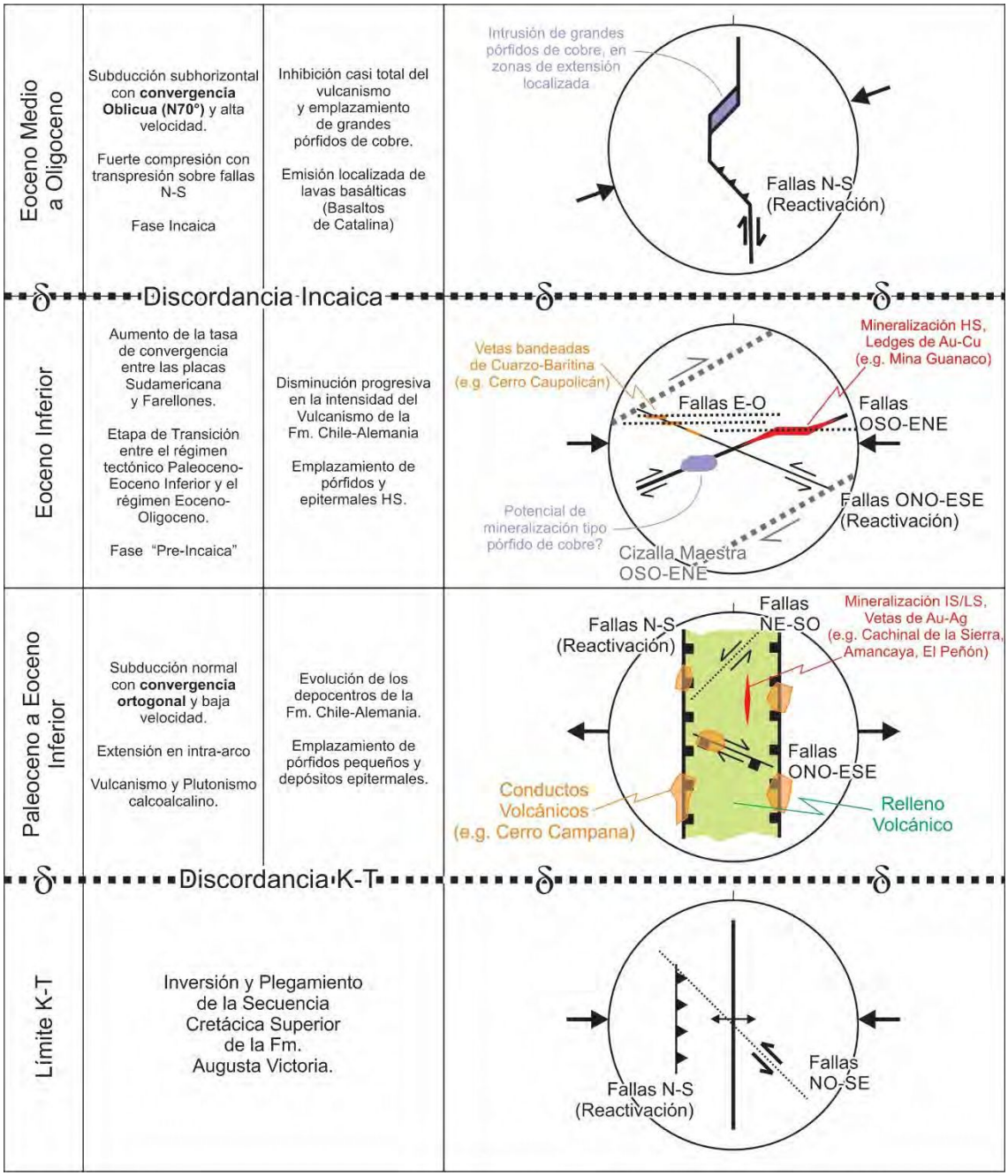


Fig. 5-2. Marco geotectónico regional para el Norte de Chile durante el Paleoceno y Oligoceno con su correspondiente diagrama de esfuerzos. Se muestran las direcciones preferenciales de apertura utilizadas por la mineralización con la generación de estructuras de relleno y de reemplazo. Modificado de Permuy et al., (2015).

El sistema ENE-OSO aloja a los corredores o *trends* distritales mineralizados más importantes del distrito (Dumbo-Defensa y Cachinalito), siendo éstos los de mayor dimensión y mayores leyes auroargentíferas. Al momento de la formación de la mineralización, este sistema de fallas tuvo una cinemática dextral que generó extensión en estructuras de segundo orden, con orientación E-O. En los cuerpos mineralizados con un control de la mineralización estrictamente estructural, como lo es Cachinalito, ambas direcciones alojan estructuras mineralizadas tipo *ledge*, aumentando su espesor, y tonelajes, en sectores de cruce de estructuras y en los tramos de orientación E-O (Fig. 5-2).

Las mineralizaciones con orientación ONO-ESE están muy poco representadas, pero se las ha descrito y definido en su interrelación con el *ledge* Cachinalito. Esta orientación (N109°) se caracteriza por segmentos cortos (de 27 m promedio) con espesores pequeños (entre 0,5 y 6 m), y con inclinaciones entre los 85° y 60° al norte. La estructura Cachinalito está afectada por fallamientos post-mineralización. Estas fallas son, en su mayoría, subparalelas a la mineralización, tanto en los segmentos E-O, ENE-OSO como en los ONO-ESE, enseñando una reactivación de las fallas contemporáneas a los eventos mineralizantes. También se da el desarrollo de fallamientos NO-SE que son claramente posteriores a la orientación de los cuerpos mineralizados y generan removilización y estructuras propias, especialmente cuando estas fallas interceptan o cortan *ledges* previamente mineralizados.

5.2 DISCUSIONES FINALES ACERCA DE LA MINERALIZACIÓN. ESTRUCTURAS MINERALIZADAS Y PULSOS MINERALIZANTES

5.2.1 Mineralizaciones periféricas del Distrito Minero El Guanaco: Sector inesperada y Sector Las Pailas

Los Sectores Inesperada y Las Pailas, si bien no han sido objeto de explotación moderna, siempre han llamado el interés de los mineros de la zona. Estos sectores, situados al sudeste y sudoeste del Distrito Minero El Guanaco (Fig. 5-3) presentan pequeñas estructuras tipo *ledge*, vetas de cuarzo-baritina, contadas yacencias de brechas hidrotermales y halos de alteración argílica que sugieren la posibilidad de la existencia de depósitos epitermales potenciales en profundidad. En el Sector Las Pailas no se han encontrado mineralizaciones, aunque sí zonas de alteración. La Sierra Inesperada ha sido explotada de forma artesanal durante el siglo XX.

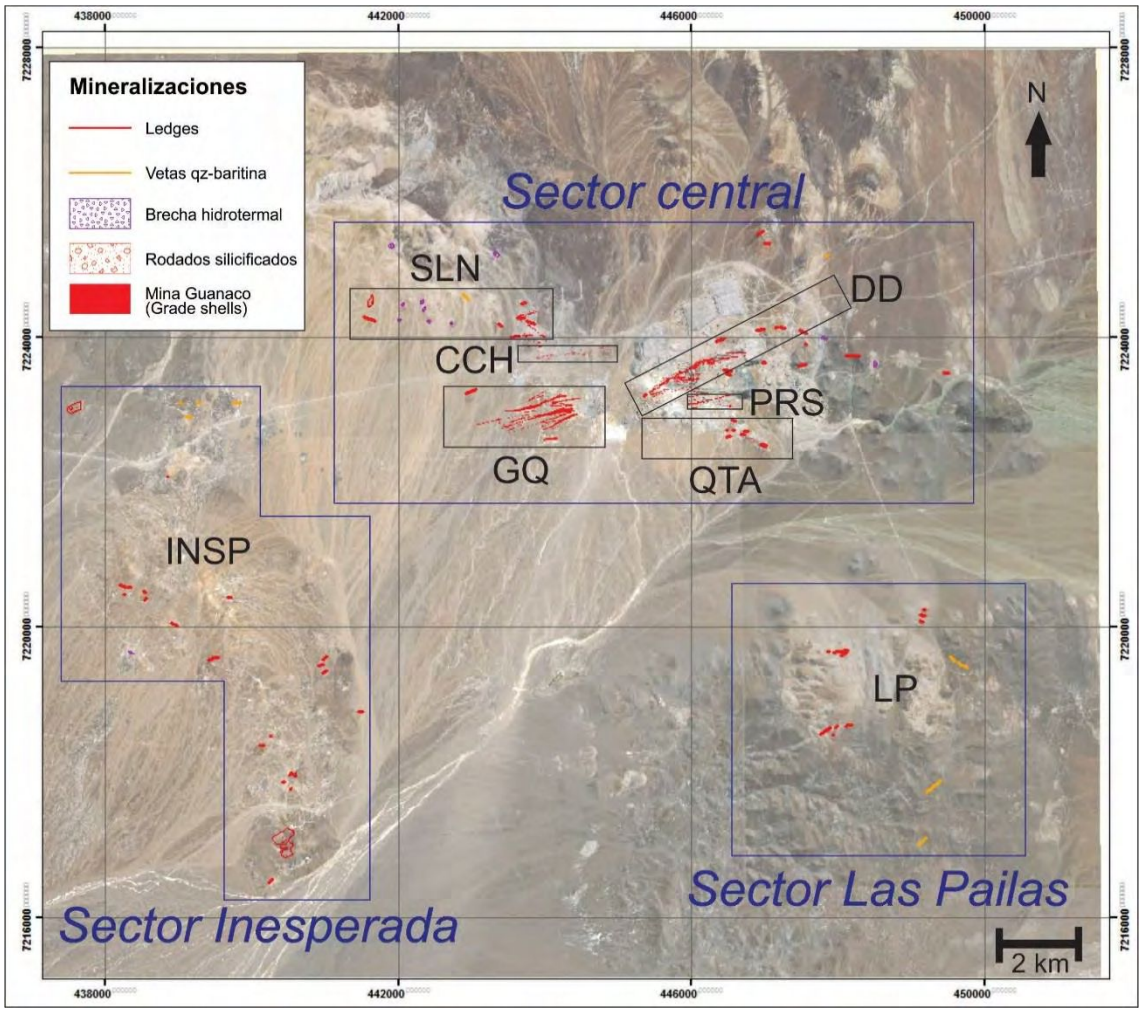


Fig. 5-3 Ubicación de los diferentes sectores con sus respectivas estructuras mineralizadas. En el sector central se ubican los conjuntos Dumbo – Defensa (DD), Perseverancia (PRS), Cachinalito (CCH), Salvadora – Los Nanos (SLN), Guanaquito (GQ) y Quillota (QTA). Los otros dos sectores son Inesperada (INSP) y Las Pailas (LP).

El sector norte de la Sierra Inesperada se caracteriza por la presencia de dos grandes cuerpos de brechas (descritos en los capítulos segundo y tercero de la presente tesis). El primero de ellos presenta un diámetro de 1,5 km y se ubica sobre la ladera norte del Cerro Inesperado. Visto en planta, el cuerpo mayor se caracteriza por una geometría

compleja, con un sector central sub-circular rodeado por un anillo incompleto con forma de media luna. El segundo de ellos, tiene unos 500 m de diámetro y está ubicado sobre el Cerro Media Luna, al este del Cerro Inesperado.

En función de la asociación espacial y las similitudes observadas entre estos cuerpos y las rocas piroclásticas de la Secuencia Hidromagmática Inesperada, se interpreta a ambas unidades como pertenecientes a un mismo aparato volcánico de tipo maar (Cas y Wright, 1987), donde la secuencia hidromagmática representaría las facies del anillo de tobas (*tuff ring*) y las brechas corresponderían a las facies de diatrema. De esta manera, y si bien no se cuenta con dataciones radimétricas que lo confirmen, se considera que las brechas tienen la misma edad que la Secuencia Hidromagmática Inesperada.

A pesar de que ambos sectores, Sierra Inesperada y Sector Las Pailas, presentan evidencias de actividad hidrotermal, ya descritas y desarrolladas, el primero muestra un potencial minero sustancialmente mayor al segundo, siendo un posible blanco futuro de prospección y exploración por depósitos auroargentíferos.

5.2.2 Mineralizaciones principales del Distrito Minero El Guanaco: *cluster* de *ledges* del Sector Central.

El c*luster* de estructuras del sector central (Fig. 5-3), compuesto por los conjuntos de *ledges* Dumbo-Defensa, Perseverancia, Cachinalito, Guanaquito, Quillota y Salvadora-Los Nanos, difiere geológica y metalogenéticamente de los conjuntos Inesperada y Las Pailas; estas características fueron especificadas con especial detalle en el tercer capítulo del presente trabajo.

Los *ledges* Dumbo y Defensa forman la estructura más importante del distrito. Estos dos *ledges* están espacialmente relacionados. Su estructuración, ubicación, composición y orientación son análogas. Ambas estructuras forman el *trend* de mayores dimensiones de todo el depósito. La gran estructura DD (Dumbo-Defensa) es un gran corredor de 1.400 m de corrida y de hasta 100 m de espesor, con una orientación N 65º E y una inclinación que varía entre la vertical y los 85º hacia el norte. La composición de la gran estructura mineralizada consiste en un *ledge* de *vuggy silica* con mineralización de enargita, pirita arsenical, tetraedrita-tennantita y electrum, rodeada por salbandas de alteración argílica avanzada, argílica y clorítica (en ese orden desde el núcleo de la estructura hasta la roca inalterada).

El proceso de hidrotermalismo que afectó al Sector Central del Distrito Minero El Guanaco puso en contacto fluidos hidrotermales con la roca encajonante, en su gran mayoría rocas piroclásticas y lávicas de la Fm. Chile-Alemania. Todo el proceso hidrotermal es dividido en cuatro eventos: I) Alteración hidrotermal, II) Mineralización, III) Removilización y IV) Oxidación (Tabla 5-1).

EVENTOS	Evento I	Evento II		Evento III	Evento IV
MINERALES	Alt. Hidrotermal	Mineralización		Removilización	Oxidación
	Pulso 1	Pulso 2	Pulso 3	Pulso 4	Pulso 5
Qz Vuggy					
Qz fino en mosaico					
Alunita/Natroalunita					
Illitas					
Esmectitas					
Dickitas					
Cloritas					
Caolinita					
Rutilo					
Diásporo					
Pirita					
Qz grueso prístino en peine y cocarda					
Qz fino c/ inculsiones sólidas en mosaico					
Enargita/Luzonita					
Tetraedrita/Tenantita					
Baritina					
Sílice masiva					
Jarosita					
Óxidos de Mn					
Limonitas					
Secundarios de Cu					
LEYES	< 0,5 g/ Au	< 0,5 g/ Au	de 2 a > 200 g/t	de 0 a > 200 g/t	de 0 a > 200 g/t
	< 200 g/ Cu	< 200 g/t Cu	> 400 g/t Cu	de 0 a > 4.000 g/t	de 0 a > 4.000 g/t

Tabla 5-1. Diagrama paragenético de los 4 eventos involucrados en la génesis del depósito mineral El Guanaco. Se especifican las especies minerales que componen cada pulso, y las leyes aproximadas de Au y Cu de cada uno.

5.2.3 Orígenes de los fluidos mineralizantes

Hay un acuerdo general, respecto a los sistemas epitermales de alta sulfuración, en el que la sílice residual (*vuggy silica*) y la alteración argílica avanzada son el resultado de la interacción de las rocas encajonantes con fluidos ácidos resultantes de la condensación del vapor en agua meteórica o con soluciones producto del fraccionamiento de SO_2 a partir de la reacción $4SO_2 + 4H_2O$ -- $3H_2SO_4$ +- H_2S (e.g., Hemley & Jones, 1964; Stoffregen,1987; Rye, 1993). Según Hedenquist & Lowenstern (1994) y Gammons & Williams-Jones (1997), los fluidos magmáticos derivados de cuerpos intrusivos someros, próximos al depósito, experimentan una desmezcla en profundidad durante la cual gran parte del agua y del H_2S migran a la fase vapor. Esta solución, al enfriarse, se recondensa en forma de aguas de naturaleza mixta (magmática-meteórica), ricas en H_2S, con un alto potencial de disolución removilizando cantidades significativas de oro en forma de complejos tiosulfurados. En estos sistemas el vapor contiene abundante SO_2(g) y HCl(g) que durante el ascenso puede condensarse en aguas subterráneas o contraerse parcialmente a líquido si aumenta la presión del sistema. En ambos casos, el fluido ácido se enfría y el HCl (aq) se disocia, liberando protones (H^+) y aumentando la acidez del fluido. Así también, la desproporción de SO_2 (g) entre 400 y 350 ° C, libera ácido sulfúrico y menor cantidad sulfuro de hidrógeno (Rye et al. 1992; Rye 1993). La circulación y ascenso de estos fluidos con un pH menor a 2 y ricos en volátiles atraviesa la secuencia volcánica-piroclástica reaccionando con la roca encajonante de forma pervasiva, aunque concentrando su caudal por los planos de mayor permeabilidad. El paso del fluido hidrotermal, a través de la roca de caja, lixivia la misma disolviendo las fases minerales exceptuando a resistatos como el cuarzo y los circones propios de las rocas piroclásticas.

En el presente estudio, se observa que los minerales de mena rellenan vacuolas propias de la *vuggy silica*, posteriores a la génesis de esta sílice residual, concluyendo que los fluidos responsables de la alteración argílica avanzada (y de la generación de la *vuggy silica*) no son los responsables directos del transporte de los metales preciosos, sino anteriores a los fluidos mineralizantes (e.g., White & Hedenquist, 1990; Arribas, 1995; Hedenquist et al., 1998). Es decir, el proceso mineralizante es el resultado del transporte de metales por líquidos magmáticos-hidrotermales en interacción con aguas meteóricas y la precipitación de los mismos mediante una pérdida del equilibrio físico-químico del sistema.

Diferentes estudios en depósitos de oro recientemente estudiados, como sucede en el yacimiento Pascua en Chile, muestran una contemporaneidad entre la mineralización aurífera y la alteración argílica avanzada (Chouinard et al., 2005), sugiriendo que para algunos yacimientos epitermales de alta sulfuración (cf. Voudouris 2010) no aplica este modelo de "mineralización hidrotermal de dos etapas". Estos resultados y una combinación de estudios sobre inclusiones fluidas (Heinrich et al., 1999; Landtwing et al., 2010) y evidencia experimental (Zezin et al., 2011; Migdisov & Williams-Jones, 2013; Hurtig & Williams-Jones, 2014) muestran que el oro y la plata pueden ser considerablemente más solubles en vapores acuosos de lo que poco tiempo atrás se sospechaba (King et al. 2014).

Estos procesos se compilan en un modelo de estos depósitos en el que la alteración hidrotermal y la mineralización económica, son ambos, producto de los mismos vapores magmático-hidrotermales, o al menos no son producto de fluidos completamente ajenos uno del otro (cf. Williams-Jones & Heinrich, 2005; Mavrogenes et al., 2010; Berger & Henley, 2011; Scher et al., 2013).

5.2.4 Fuentes de los fluidos mineralizantes

Los trabajos geofísicos de polarización inducida dipolo-dipolo (Quantec, 2000) realizados en el área de estudio pertenecientes a la empresa Austral Gold Argentina S.A. (Fig. 5-4 A; Fig. 5-4 B; Fig. 5-4 C), muestran dos anomalías positivas de minerales de alta cargabilidad en el distrito. Esta respuesta geo-eléctrica corresponde a una fuerte presencia de sulfuros y minerales susceptibles a la alteración de su cargabilidad por estímulos geoeléctricos inducidos. Una de estas anomalías coincide con el cordón de la Sierra Inesperada. La segunda, más restringida en cuanto a sus dimensiones en planta, se ubica en el Sector Central del Distrito Minero El Guanaco (Fig. 5-4). Esto sugiere que habría dos fuentes independientes de metales para los sistemas de Inesperada y de El Guanaco, como lo indican las diferentes edades de las alunitas obtenidas para cada área. Las anomalías geofísicas ubicadas en el Sector Central, se pueden interpretar como zonas de concentración de sulfuros, posiblemente vinculados con un cuerpo ígneo fuente de los metales del sistema epitermal de alta sulfuración El Guanaco.

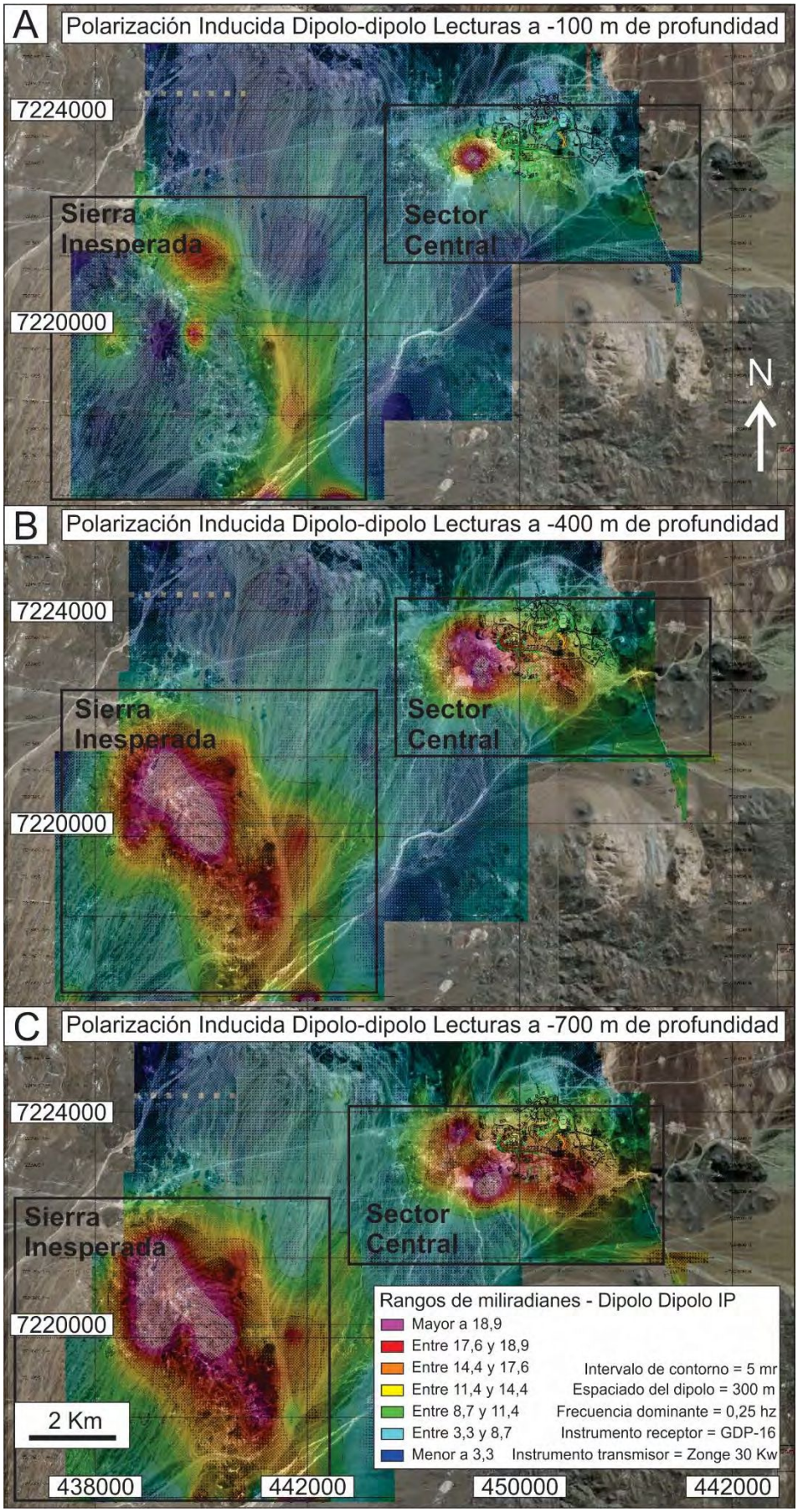


FIG. 5-4. Proyecciones en planta de los resultados obtenidos mediante el análisis de polarización inducida dipolo-dipolo a nivel distrital, a 100, 400 y 700 metros por debajo de la superficie.

5.2.5 Eventos y pulsos mineralizantes

La circulación y ascenso de fluidos con un pH menores a 2 y ricos en volátiles atraviesa la secuencia volcánica-piroclástica aprovechando fallas preexistentes, reaccionando con la roca encajonante de forma penetrativa, aunque concentrando su caudal por los planos de mayor permeabilidad. El paso del fluido hidrotermal, a través de la roca de caja, lixivia la misma disolviendo las fases minerales exceptuando a resistatos como el cuarzo y los circones propios de las rocas piroclásticas. Como resultado, se genera una roca de textura esponjosa, formada por cuarzo residual (*vuggy silica*) con abundante rutilo y diásporo y se genera todo el halo de alteración conocido como "arreglo de alteración hidrotermal".

Evento I – Alteración hidrotermal

Los fluidos hidrotermales del evento I, no solo lixivian la roca encajonante, sino que también la alteran intensamente. Los minerales de las estructuras mineralizadas que no se disuelven completamente producto de la lixiviación ácida, presentan una alteración argílica avanzada con una caolinitización y un reemplazo a minerales del grupo de la alunita y/o de los fosfato-sulfato alumínicos o grupo de los APS *aluminum phosphate–sulphate*. Este primer pulso genera la trampa que aloja los pulsos subsiguientes, entre ellos, a los que traen la mena. Los *ledges*, resultados directos de este evento, presentan minerales típicos de alteración ácida como lo son el rutilo o anatasa y menores cantidades de diásporo. El rutilo resulta de la interacción de los fluidos hidrotermales ácidos con minerales ricos en Ti de la roca (Williams y Cesbron 1977; Beane and Titley 1981; Force 1991). A partir de estas estructuras principales por donde circula la mayoría de los fluidos hidrotermales, se genera el "arreglo de alteración hidrotermal" hacia las rocas de caja.

La alteración hidrotermal observada en El Guanaco sigue el esquema clásico de los yacimientos epitermales de alta sulfuración, sin la presencia de la alteración argílica intermedia. Esto muestra un aumento gradual del pH por la neutralización progresiva del fluido al reaccionar con la roca de caja.

La intensidad de la alteración es variable. En algunas muestras los minerales originales de la roca han sido completamente reemplazados por minerales de alteración, destruyendo por completo las texturas originales de la roca de caja. Las rocas más alteradas consisten en un mosaico fino intercrecido de cuarzo anhedral, argilominerales (caolinita, dickita), sulfatos (alunita y natroalunita) y pirita.

En las facies con argilización avanzada las cavidades formadas en la fase de lixiviación ácida, las fracturas y las oquedades están generalmente rellenas, total o parcialmente por alunita. Se compararon las diferentes yacencias de alunita potásica en relación a las de alunita sódica mediante estudios de rayos X, PIMA y ASD. No se obtuvo una distribución espacial definida y específica para cada tipo de alunita, sino que ambos tipos se hallaron en zonas profundas y en zonas someras, asociadas espacialmente a roca mineralizada, así como también a roca sin mena. El autor Uribe Campos (2006) propone un origen supérgeno de la alunita sódica mientras que Caballero et al., (2016) proponen que la alunita sódica es producto del evento II o de "Mineralización" y predomina sobre la alunita potásica en las zonas de alta ley. Respecto a la relación entre estas especies minerales y la caolinita, se observa que el *lithocap* presenta una preponderancia de la alunita potásica por sobre la caolinita, mientras que, en la roca de caja afectada por la alteración argílica en las secciones medias y profundas del mismo, la caolinita aumenta su importancia respecto a la alunita.

La alteración hidrotermal tiene su mayor expresión a lo largo de los conductos de ascenso de los fluidos en sentido vertical, así como a lo largo de las discontinuidades litológicas que ponen en contacto rocas de diferentes competencias y permeabilidades efectivas. La alteración hidrotermal disminuye su intensidad a medida que la roca se hace más distal respecto a las zonas mineralizadas.

El *lithocap*

El nivel pseudohorizontal de sílice masiva con alteración argílica avanzada que se observa en el Cerro Estrella, coronando el *open pit* del *ledge* Dumbo, tiene una morfología tabular, *ledges* de *vuggy silica* a modo de raíces y se sitúa en la parte más somera del sistema. Este cuerpo, es interpretado como un *lithocap* (Arribas, 1995), y es el resultado de la interacción de las aguas meteóricas frías con fluidos ascendentes calientes más ácidos (Corbett y Leach 1998) responsables del Evento I de alteración hidrotermal. Las texturas de cementación y relleno de espacios abiertos observados en estas estructuras se interpretan como un resultado directo del descenso de las soluciones hidrotermales, una vez enfriadas y desacidificadas.

Los *lithocaps* son mantos horizontales a subhorizontales de cuarzo residual y material lítico afectado muy intensamente por alteración argílica avanzada de origen hipógeno, que se forman sobre intrusiones de profundidades someras (Sillitoe 1995). El emplazamiento de estos cuerpos y el de sus raíces más profundas están controladas por el arreglo estructural y fracturas de la roca hospedante. Los *lithocaps* están espacialmente (Sillitoe, 1983, Sillitoe 1999), temporalmente (Arribas et al., 1995) y genéticamente relacionados a cuerpos intrusivos subyacentes (Hedenquist et al., 1998), aunque pueden estar relacionados a una mineralización de tipo pórfido (Sillitoe, 1999; Sillitoe 2010). Este tipo de cuerpos poseen una relevancia que radica, para nuestro tema de estudio, en ser la fuente del calor, fluidos y metales de los depósitos epitermales de alta sulfuración relacionados espacial y genéticamente con esta clase de intrusiones. Los *lithocaps* pueden tener grandes extensiones en área, pudiendo superar los 20 km^2 (Sillitoe, 1995), y debido a que son resistentes a la erosión por el alto porcentaje de material cuarzoso que poseen, son típicamente de relieve positivo en el paisaje, situación que facilita su reconocimiento. A pesar de la relativa facilidad de identificación de los *lithocaps*, su gran tamaño dificulta identificar la posición precisa del o los intrusivos causales subyacentes.

Un completo entendimiento de las condiciones de formación de la alteración argílica avanzada observada en el Cerro Estrella proviene de estudios experimentales como, por ejemplo, los que analizan la estabilidad del diásporo y de la andalucita en condiciones de altas temperaturas (Hemley et al., 1980; Sverjensky et al., 1991), así como también la estabilidad de la alunita (Hemley et al., 1969; Stoffregen et al., 2000) y los campos de estabilidad de otros minerales de la paragénesis mineral en los sistemas epitermales de alta sulfuración.

El trabajo de Hedenquist y Taran, 2013 revela que estos cuerpos de cuarzo residual (rocas con textura de *vuggy silica*, cuyo aspecto y porosidad está en función de la textura original de la roca alterada) pueden y suelen estar desplazados en la vertical respecto a la fuente magmática que les da origen. Este desplazamiento puede alcanzar varios kilómetros en dirección lateral en vez de que las estructuras mineralizadas y los cuerpos tipo *litocap* se emplacen directamente por encima de los cuerpos magmáticos causantes del sistema. Este fenómeno es completamente aplicable a la interpretación del modelo

metalogenético (sección 5.7 del presente capítulo) que se provee en este estudio respecto la relación espacial que existe en Dumbo, Guanaquito y una potencial fuente de los metales inferida debajo del Sector Central del Distrito minero El Guanaco (pórfido potencial).

La génesis de un *lithocap* está controlada por dos factores principales: hidrología de los fluidos y temperatura del sistema. Debido a los gradientes hidráulico-térmicos presentes en el ambiente hidrotermal (de profundidades someras), las soluciones mineralizantes fluyen a través de las unidades litológicas permeables, de forma vertical y lateral, desde el foco térmico del núcleo de la pluma de vapor hacia las zonas distales de ésta. Este escenario permite la aparición de estructuras mineralizadas y zonas de alteración alejadas hasta varios cientos de metros de la línea vertical del cuerpo intrusivo. En el caso en que se produce el flujo lateral de las soluciones, el lixiviado más intenso y la alteración argílica avanzada más pervasiva se desarrollan a temperaturas entre los 200º y 250º C, desplazados hasta algunos kilómetros lateralmente respecto del cuerpo ígneo o fuente de calor y fluidos. Esta distribución espacial del *lithocap* y la formación de "*shoulders* u hombros" de alteración argílica avanzada debe ser considerados para la exploración minera en los yacimientos epitermales de alta sulfuración: las leyes más elevadas de Au y Ag y las mayores concentraciones de minerales de mena suelen estar espacialmente relacionadas con estas estructuras desarrolladas en las proximidades laterales del cuerpo ígneo causante del sistema.

Evento II - Mineralización

El evento II o de Mineralización es el evento hidrotermal mineralizante del sistema El Guanaco. Este evento consta de los pulsos 2 y 3. El pulso 2 no presenta valores anómalos de oro, plata o cobre, pero se incluye dentro de este evento ya que se interpreta como una etapa temprana debido a su fuerte correlación espacial con el pulso 3. Está compuesto por cuarzo traslúcido grueso (mayor a 100 µm) sin inclusiones sólidas, dispuesto en vetillas con texturas en peine y rellenando oquedades con texturas en cocarda, con calcedonia muy ocasional. El pulso 3 está compuesto por un cuarzo fino de 10 µm de tamaño promedio, con textura en mosaico y una elevada cantidad de inclusiones sólidas opacas en él. Junto al cuarzo de este pulso hay presente cuarzo grueso translúcido, enargita (Cu_3AsS_4) tabular con cristales que van desde los pocos milímetros hasta cristales de más de diez centímetros de largo, pirita arsenical o py-b $(Fe,As)S_2$ con un diámetro promedio de 50 µm, cristales de tetraedrita $(Cu_6[Cu_4(Fe,Zn)_2]Sb_4S_{13}$ - tennantita $(Cu_6[Cu_4(Fe,Zn)_2]As_4S_{13}$ poco abundantes y muy pequeños (de 10 µm promedio), baritina ($BaSO_4$) euhedral con cristales que van de la decena de micrones hasta varios centímetros y muy pocas ocurrencias de electrum libre (Au^0 y Ag^0 en solución sólida) en pátinas e inclusiones sólidas, no superando los individuos de 20 µm. Este pulso contiene concentraciones de Au equivalente no menores a 2 g/t y leyes de Cu mayores a 700 g/t.

El cuarzo grueso del pulso 2, precipitado a partir de fluidos de salinidad moderada (11,18 %Na eq), con pH cercano a la neutralidad (Fournier, 1992), generalmente presente a modo de vetillas cortando la roca de caja afectada por la alteración argílica avanzada, marca una posterioridad marcada con la misma. Este pulso carece de Au y Ag y es previo a la paragénesis de mena, pudiendo indicar un carácter transicional entre este cuarzo grueso y los sulfuros y sulfosales del pulso 3.

Dentro la mineralización hipógena, ni el oro ni el electrum se han observados con frecuencia en estado libre. Se infiere que los metales preciosos se alojan hospedados en sulfuros y liberados mediante su oxidación. Los cristales de pirita arsenical y de enargita podrían alojar a los metales preciosos, sin embargo, los resultados de ICP arrojan correlatividades bajas entre el Au, la Ag y los metales formadores de estos sulfuros (Cu, As y S). Se supone que la plata se ubica como solución sólida en el electrum o encapsulada dentro de los sulfuros, ya que no se ha observado este metal precioso en estado nativo.

Algunos autores (eg. King et al., 2014) proponen que la mineralización auroargentífera en esta clase de depósitos puede suceder en dos etapas: 1) una etapa temprana de pirita (py-a), diseminada durante la alteración argílica avanzada y la alteración argílica; 2) una etapa tardía caracterizada por múltiples generaciones de lentes, vetillas y brechas con pirita (en nuestro caso pirita arsenical o py-b) subhedral y euhedral, rica en Au-Ag-Cu, con texturas en drusas y masiva, con vetillas de baritina y enargita. La presencia de oro temprano se adjudicaría a la py-a, producto directo de la alteración hidrotermal argílica avanzada caracterizada por la paragénesis de cuarzo y especies minerales del grupo de los APS (*aluminum phosphate-sulphate minerals*) o minerales del grupo fosfato-sulfato alumínicos como la alunita y la natroalunita. La segunda etapa de mineralización de oro es la caracterizada por vetas, vetillas, rellenos, brechas, lentes y cuerpos masivos de grano grueso de pirita arsenical (py-b). Este pulso corta la roca afectada por alteración argílica y argílica avanzada.

Evento III – Removilización tectono-hidrotermal

El evento III es llamado de removilización. Los *ledges* Dumbo y Cachinalito están afectados por este evento de manera que fallas post/sin-mineralización cortan a las estructuras destruyendo su mineralogía y texturas originales, removilizando los metales. De esta forma se genera un enriquecimiento local en leyes de Au y Ag pudiendo superar valores de hasta 80 g/t Au equivalente con elevadas relaciones Ag/Au en comparación al resto de las estructuras estudiadas en el distrito. Esta clase de mena concentrada por removilización se presenta como pátinas de electrum visible a ojo desnudo, se aloja en estructuras intensamente discontinuas e irregulares que se abren y cierra mediante intervalos de pocos metros de distancia.

Las brechas tectono-hidrotermales del pulso 4 poseen clastos de de *vuggy silica* que no son de una única composición o producto de la lixiviación ácida de un único tipo de roca; los hay producto del paso del pulso 1 por rocas tanto lávicas como piroclásticas generando clastos de vuggy de diferente coloración, porosidad y texturas relicto. Las brechas que poseen esta naturaleza polimíctica indican que el pulso 4 tiene una gran representatividad areal en el sistema ya que afecta a diversas litologías que fueron afectadas, previamente, por el evento I de alteración hidrotermal.

Se concluye, mediante la observación de las relaciones de corte del pulso 4 con el resto de los eventos, en que las estructuras (fallas noroeste) relacionadas al pulso 4 son posteriores a los eventos mineralizantes, concentrándose en ellas oro y pata removilizadas originales del evento mineralizantes alojado mayoritariamente en estructuras E-O y ENE-OSO (*ledge* Cachinalito).

Evento IV - Oxidación

El evento IV o de “Oxidación”, se genera una vez finalizada la actividad hidrotermal. Las aguas meteóricas percolan la superficie terrestre alterando tanto la roca de caja como las estructuras mineralizadas (Simmons et al., 2005). En la Secuencia Hidromagmática Dumbo (roca de caja de naturaleza piroclástica con intercalaciones de lavas basálticas) se observa una argilización y una oxidación general, características del ambiente exógeno. Estos procesos meteóricos son producto directo de la reacción del agua con la roca, transformando a los feldespatos, ino y filosilicatos en arcillas, así como generando óxidos de Fe y Mn a partir de los minerales con dicha composición catiónica.

Mediante el estudio de la disposición de los sulfuros primarios y de los minerales oxidados en los logueos del ledge Dumbo se observa que el límite entre la zona de minerales oxidados y la zona mixta se dispone entre las cotas 2.650 y 2.715 m.s.n.m con una cota promedio de 2.682,5 m.s.n.m, alterándose el trazado de esta superficie en la intersección de grandes estructuras silíceas. La superficie que limita la zona mixta con la zona de sulfuros se encuentra entre las cotas 2.550 y 2.665 m.s.n.m con una cota promedio de 2.607,5 m.s.n.m (Fig. 5-5). Cabe mencionar que las profundidades máximas de esta última superficie se observan en pocas secciones ya que no abundan los pozos profundos en esta zona.

Habiendo reconocido la zonación de los minerales oxidados, de los sulfuros primarios y la zona donde coexisten ambas clases de minerales, inferimos entonces, que la zona de minerales oxidados corresponde a la zona de oxidación del sistema, la zona mixta a la zona de transición mientras que la zona de sulfuros inalterados es la zona de mineralización primaria del depósito.

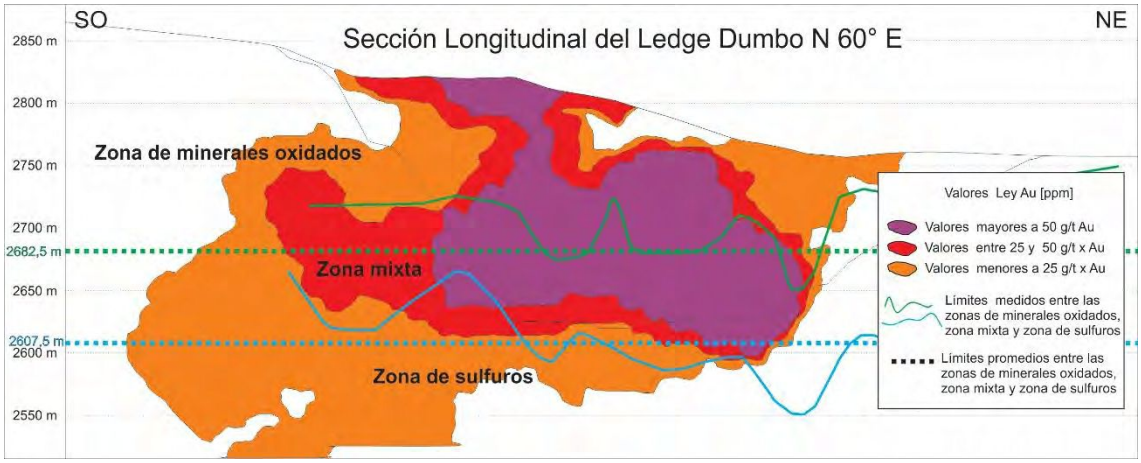


Fig. 5-5. Sección longitudinal del *ledge* Dumbo con orientación N60ºE. Zoneografía de leyes de Au expresadas en parte por millón calculadas a partir de perforaciones de aire reverso que cortan la sección en cuestión. Se marca el límite entre la zona de minerales oxidados y la zona mixta a los 2.682,5 m.s.n.m y el límite entre ésta última y la zona de sulfuros a los 2.607,5 m.s.n.m. Se destaca que estas dos cotas son el resultado de promediar los datos obtenidos en los logueos, expresados en la figura como las curvas de color verde y celeste.

Dentro de los minerales producto del Evento IV o de Oxidación, se destaca la jarosita (Fig. 3-36). La presencia de este mineral en el *ledge* Dumbo se restringe a lo largo de la cota 2.700 m.s.n.m +/- 30 metros y se correlaciona fuertemente con picos de leyes

auríferas. Se interpreta que la presencia de este mineral coincide con el límite entre la zona de oxidación y la zona de transición.

En lo que respecta a la alteración meteórica de las estructuras mineralizadas, la relevancia de este proceso radica en el aumento de manera considerable de las leyes de metales preciosos en los sectores oxidados de los *ledges* mineralizados. Los aumentos de leyes observados en rocas mineralizadas afectadas por la oxidación de minerales de mena, como podrían ser la pirita arsenical y la enargita, responderían a la liberación del Au y la Ag durante la desintegración química de esta fase mineral primaria. Este proceso no solo aumenta en forma relativa las leyes de oro equivalente de la roca, sino que lo liberan de las estructuras minerales que lo portan permitiendo observar granos de oro o electrum libre en la roca. A su vez, la extracción metalúrgica de la mena se ve facilitada y reducida en costos cuando la mena se encuentra oxidad por lo antes expuesto.

Distribución de la mineralización de oro-plata

En el *ledge* Dumbo, las leyes de oro y plata alcanzan sus mayores valores y concentraciones justo debajo del contacto entre las tobas de la Secuencia Hidromagmática Dumbo y las coladas de lava intercaladas, es decir entre capas litológicas de diferente permeabilidad. La trampa se genera gracias a la existencia de niveles litológicos de baja permeabilidad suprayacentes a niveles más permeables. Estas leyes decrecen con la profundidad para aumentar una vez más en el núcleo de los canales alimentadores o *feeders* de *vuggy silica* mineralizados por el pulso 3. No casualmente, estas leyes se correlacionan de forma directa con la abundancia de py-b en la roca, brechas piritizadas y la presencia de vetillas de enargita-baritina. Se infiere que los niveles de leyes auroargentíferas elevadas de los niveles someros responden a una zona de enriquecimiento supérgeno, ya que las leyes de metales preciosos en las zonas profundas, donde abundan los sulfuros primarios y no se observan minerales oxidados, son notoriamente menores.

Los estudios de concentraciones por elemento muestran una fuerte correlación espacial entre el Au y la Ag, y del As con el Cu, y una correlación espacial similar o incluso menor del Cu y el As con el Sb. La distribución del Au, la Ag y el Cu está verticalmente zonada, con las mayores concentraciones de estos elementos en las cotas más someras de la zona hipógena. Los altos valores de Au coinciden con altos valores de Cu, As y Sb, reflejando la existencia del metal precioso en las vetas de enargita-baritina. Estas correlaciones, sin embargo, presentan coeficientes r de Pearson del orden de 0,6-0,7 y 0,8, sin alcanzar valores de 0,9 o superiores, esperables para elementos cuya ocurrencia está sujeta a las especies minerales particulares. Este fenómeno puede indicar que las vetas de enargita-baritina contribuyen solo en pequeñas proporciones en cuanto a las leyes auríferas, y que estas estructuras cumplieron la función de reapertura de las estructuras con py-b generando una coexistencia espacial entre las leyes elevadas de Au y la presencia de picos en las concentraciones de metales como el Cu, el As y el Sb. Ahondaremos sobre esto en la sección 5.3 del presente capítulo.

5.3 DISCUSIONES FINALES ACERCA DE LA GEOQUÍMICA Y LOS FLUIDOS HIDROTERMALES: COMPOSICIÓN Y COMPORTAMIENTO DE LOS FLUIDOS MINERALIZANTES

5.3.1 Leyes de Au, Ag y Cu en relación a su cota respectiva en el *ledge* Dumbo

El estudio de la distribución de las leyes de Au, Ag y Cu en el *ledge* Dumbo arrojó un resultado contundente respecto al arreglo de las concentraciones de estos metales. Hay un control estrictamente horizontal de la distribución de dichos elementos con un importante *plunge* hacia el SO (sector ubicado entre el *ledge* Dumbo y el *ledge* Guanaquito). El horizonte aurífero está comprendido entre los 2.575 y los 2.750 m.s.n.m; el horizonte argentífero está contenido entre los 2.525 y los 2.760 m.s.n.m; y el horizonte cuprífero está contenido entre los 2.425 y los 2.775 m.s.n.m. Cada horizonte no es homogéneo, sino que en sus sectores centrales se acumulan las mayores concentraciones de cada metal. Como se observa a partir de los 3 horizontes definidos para el *ledge* Dumbo, la concentración de metales preciosos se concentra entre los 2.525 y los 2.760 m.s.n.m.

5.3.2 Leyes de Au, Ag y Cu en relación a su cota respectiva en el *ledge* Cachinalito

En el *ledge* Cachinalito las leyes de Au, Ag y Cu tienen una concentración horizontal, de forma similar a como sucede en el *ledge* Dumbo. El horizonte aurífero está comprendido entre los 2.525 y los 2.675 m.s.n.m; el horizonte argentífero está contenido entre los 2.525 y los 2.675 m.s.n.m; y el horizonte cuprífero está contenido entre los 2.400 y los 2.600 m.s.n.m. Cada horizonte no es homogéneo, sino que en sus sectores centrales se acumulan las mayores concentraciones de cada metal. Se puede observar como los espesores de los horizontes mineralizados son similares en las dos estructuras, sin embargo, en el *ledge* Cachinalito los picos de leyes de Au, Ag y Cu se concentran ligeramente, a mayor profundidad que en el *ledge* Dumbo. Las leyes de estos tres metales muestran un *plunge* hacia el SE de la estructura y hacia cotas profundas. Hay zonación de los metales y los coeficientes indican correlación del Au con Ba y del Cu con As, Sb y Ag.

5.3.3 Comparación de la distribución del Au, la Ag y el Cu entre los *ledges* Cachinalito y Dumbo

Luego de un análisis acerca de la distribución espacial del Au, la Ag y el Cu en los dos *ledges* principales del distrito, se caracterizó a ambas estructuras desde este aspecto. Dumbo presenta las siguientes leyes promedio Au 0,57 g/t, Ag 3,38 g/t y Cu 1.942 g/t, mientras que en Cachinalito los valores medios son Au 1,24 g/t, Ag 2,95 g/t y Cu 164 g/t. Se puede observar como el *ledge* Cachinalito contiene leyes auríferas que casi duplican las de Dumbo mientras que sus leyes cupríferas no son ni un décimo del contenido en Cu del *ledge* Dumbo.

5.4 DISCUSIONES FINALES ACERCA DE LA DISTRIBUCIÓN DE LAS CONCENTRACIONES DE LOS ELEMENTOS ANALIZADOS POR ESPECTROSCOPIA DE EMISIÓN ATÓMICA DE PLASMA (ICP)

5.4.1 Distribución de las concentraciones de los elementos químicos en el *ledge* Dumbo

Los seis elementos seleccionados para caracterizar las estructuras estudiadas dentro del Distrito Minero El Guanaco son el Na, K, Ba, As, Cu y Sb. Esta elección se basó en la heterogeneidad en el comportamiento geoquímico de estos elementos, sumado a su relativa abundancia dentro del sistema y la eficacia de su detección mediante la técnica de laboratorio utilizada.

Se pudo observar que el Na, K y Ba aumentan su concentración a medida que disminuye la profundidad, existiendo una correlación altamente significativa entre el Na y el K (r=0,85). La alunita ($KAl_3(SO_4)_2(OH)_6$) y la natroalunita ($NaAl_3(SO_4)_2(OH)_6$) forman la principal solución sólida de la paragénesis característica del Evento I o de Alteración Hidrotermal. Este proceso afecta a la roca de caja a modo de salbanda envolvente de los *ledges* en profundidad, pero con geometría extendida y a modo de capa horizontal en zonas someras del sistema hasta formar el *lithocap*. Entendiendo que estas dos especies minerales son las principales portadoras de K y Na, es completamente lógico que la concentración de estos elementos aumente en aquellas zonas del sistema en donde la alteración argílica avanzada tiene mayor importancia. Asimismo, desde el punto de vista exploratorio, la detección de valores elevados de Na y K, extendido amplia y horizontalmente por la roca, pueden indicar que se trata de una zona somera del sistema mineral, probablemente muy afectada por argilización avanzada y con bajas concentraciones de metales preciosos.

Por su parte, el As, Cu y Sb presentan un comportamiento antagónico respecto al Na, K y Ba, es decir que su concentración es importante a cotas profundas del sistema. El As presenta una correlación considerable con el Cu (r=0,61) y con el Sb (r=0,72), sugiriendo que estos 3 elementos están espacialmente relacionados. Basta recordar las fórmulas químicas de la enargita, Cu_3AsS_4, la de la solución solidad tetraedrita-tennantita $Cu_6[Cu_4(Fe,Zn)_2]As_4S_{13}$- $Cu_6[Cu_4(Fe,Zn)_2]Sb_4S_{13}$ y de la pirita arsenical $(Fe,As)S_2$ para notar que la presencia de estos minerales puede explicar la alta presencia del As, Cu y Sb dentro de las celdas minerales ya sea como elementos estructurales o como impurezas.

Luego de obtener los coeficientes de Pearson entre todos los elementos analizados por espectroscopía de emisión atómica de plasma, se comprobó que soportan y coinciden con lo observado en muestras de mano y bajo análisis microscópico: la correlación muy elevada, ya mencionada, entre el K y el Na; la correlación elevada entre el As y el S y entre el Cu y el Sb, y buena correlación entre el As y el Cu y del S con el Zn, no hacen otra cosa que evidenciar la coexistencia de los diferentes elementos en las fórmulas químicas de los minerales de mena. Respecto a los metales preciosos, Au, Ag y electrum (su solución sólida) muestran una correlación de la Ag con el As y del Au con la Ag. Esta evidencia geoquímica no solo sugiere que el Au, la Ag y el electrum se presentan juntos, sino que los hacen junto a minerales con grandes cantidades de As en su composición (pirita arsenical, enargita y la solución sólida tetraedrita-tennantita).

De todos los elementos mencionados cabe destacar al Ba que, a pesar de formar parte esencial de un mineral de ganga, la baritina ($BaSO_4$), presenta un r=0,59 con el Au y una relación espacial coincidente con la distribución de las altas leyes de Au en las estructuras mineralizadas. Sumado a esto mencionamos también que las muestras

analizadas por microscopía que mostraron minerales de mena con altas leyes de Au también, muy frecuentemente, presentan baritina como mineral accesorio de la paragénesis.

5.4.2 Distribución de las concentraciones de los elementos químicos en el *ledge* Cachinalito

El *ledge* Cachinalito presenta similitudes y diferencias respecto al *ledge* Dumbo, en relación al comportamiento y distribución de los elementos químicos dentro de su estructura.

Se analizó la distribución de las concentraciones de los seis elementos característicos (Na, K, Ba, As, Cu y Sb) dentro del *ledge* Cachinalito respecto a su cota. En cuanto al Ba, Na, K y Sb, el comportamiento es muy similar al del *ledge* Dumbo, ya que el Na, K y Ba aumentan su concentración a medida que disminuye la profundidad, mientras que el antimonio aumenta sus concentraciones por debajo de la cota 2.550 m.s.n.m. Sin embargo, al observar los valores de las leyes de As y Cu en esta estructura se aprecia una disminución abrupta de los valores respecto al *ledge* Dumbo. El 95,45% de las muestras ensayadas por As presentan menos de 500 ppm del metal, mientras que en Dumbo las leyes de As llegan a superar los 3.500 ppm, observándose que no hay concentraciones superiores a 35 ppm del metal por encima de los 2.550 m.s.n.m. De igual forma, el Cu en Dumbo llega hasta los 10.000 ppm, mientras que en el *ledge* Cachinalito, el 95,45% de las muestras tienen menos de 1670 ppm, así mismo no hay concentraciones mayores a 750 ppm del metal por encima de los 2.550 m.s.n.m.

Respecto a los coeficientes de Pearson, o de correlación, entre los distintos elementos estudiados, se observó una muy alta correlación entre el K y el Na, explicada por la hipótesis desarrollada al comienzo de la sección 5.4 del presente capítulo. De la misma forma que se observó en el *ledge* Dumbo, se encontraron buenas correlaciones entre la Ag y el As, el As y el S, el Cu y el Sb, el As con el Cu y del S con el Zn, además de observar la buena correlación entre el Au y la Ag, mostrando una vez más su relación espacial dentro del sistema. Estas correlaciones mencionadas son coherentes con la paragénesis de mena descrita durante el presente estudio y no arroja incongruencias a la hipótesis propuesta.

Las correlaciones negativas encontradas, tanto en Dumbo como en Cachinalito, reproducen lo anteriormente expuesto. Los metales como el Au, la Ag, el As, el Ba y el Sb presentan correlaciones negativas con el Na y el K, indicando que las zonas de argilización avanzada sensu strictu no coexisten espacialmente con minerales de mena.

5.5 DISCUSIONES FINALES ACERCA DE LAS INFERENCIAS TERMOBAROMÉTRICAS

Los resultados de los estudios termobarométricos, mediante el análisis de inclusiones fluidas, realizados sobre minerales transparentes de los *ledge* Dumbo y Cachinalito fueron expuestos en la sección 4.5 del presente estudio. En la Fig. 5-7 se resumen los resultados obtenidos durante estos procedimientos en un diagrama Th (temperatura de homogenización en el eje de las ordenadas) y salinidad %NaCl eq (salinidad en porcentaje de cloruro de sodio equivalente en el eje de las abscisas).

Debido a que para las muestras del *ledge* Dumbo se pudo obtener la Th y salinidad %NaCl eq para cada muestra, se ubican en la Fig. 5-7 los valores obtenidos a modo de puntos. Se puede ver cómo evoluciona el fluido mineralizante, desde la primera fase mineral del pulso 2 (cuarzo grueso), pasando por la primera fase mineral del pulso 3 (cuarzo de 50 µm promedio) y concluyendo las mediciones en la última fase mineral del pulso 3, la baritina. Se aprecia como la solución disminuye tanto su temperatura de homogenización (temperatura a la cual cristalizan los minerales precipitados de esta solución) así como también disminuye el contenido salino de dichos fluidos hidrotermales. De esta forma se puede suponer una evolución del líquido mineralizante que se va mezclando con aguas meteóricas y diluyendo su salinidad para reaccionar con la roca de caja a medida que asciende por el sistema tendiendo a la neutralización (tal como lo demuestra la paragénesis del arreglo de las alteraciones hidrotermales), aumentando su pH (de origen menor a 2), desalinizándose y disminuyendo su temperatura a medida que precipitan los sucesivos pulsos minerales ya descritos (Tabla 5-2).

Valores promedios de mediciones termobarométricas	**Muestra D-Mg a**	**Muestra En Def**	**Muestra C-RC388**	**Muestra D-405526**
Ledge	Dumbo	Dumbo-Defensa	Cachinalito	Dumbo
Mineral ensayado y pulso al que pertenece	Cuarzo del pulso 2	Cuarzo del pulso 3	Cuarzo del pulso 3	Baritina del pulso 3
Temperatura de homogenización (Th)	232	206	213	153
Salinidad [% NaCl]	11,18	9,25	sin datos	7,89
Presión a Th [bar]	19	10	sin datos	4,5
P inferida a 300ºC [bar]	1003	1541	sin datos	941
P inferida a 400ºC [bar]	1898	3168	sin datos	2852

Tabla 5-2. Cuadro resumen de los resultados promedios obtenidos de los estudios termobarométricos mediante el análisis de inclusiones fluidas.

Debido a que las muestras analizadas en cristales de cuarzo del pulso 3 del *ledge* Cachinalito no arrojaron valores de salinidad, los resultados de Th de esta estructura se muestran a modo de líneas constantes que corresponden a las tres temperaturas de homogenización obtenidas. Se puede ver como dichas temperaturas se ubican en los

mismos rangos que las obtenidas para el *ledge* Dumbo, siendo la Th promedio de Cachinalito 213ºC, variando solo en 7ºC de la Th promedio de las muestras de la misma fase mineral para Dumbo (Tabla 5-3).

5.5.1 Inferencias de temperaturas y pH por asociaciones minerales

Las diferentes asociaciones minerales del arreglo de alteración hidrotermal pueden ser valiosas fuentes de información acerca las condiciones físico-químicas del sistema. Por ejemplo, a estados de saturación del cuarzo (como sucede en este depósito), la dickita es estable a más altas temperaturas que la caolinita (Hemley et al., 1969; Stoffregen & Alpers, 1987; Stoffregen & Cygan, 1990). De forma similar, la natroalunita es estable a más altas temperaturas que la alunita suponiendo una relación constante K/Na (Stoffregen & Cygan, 1990). Finalmente, la illita es estable a pH más elevados que la caolinita, y que la dickita.

En el sistema investigado la alteración argílica avanzada está caracterizada por cuarzo + caolinita + alunita + natroalunita +dickita mientras que la alteración argílica está compuesta por cuarzo + caolinita + pirita, y la alteración clorítico-fengítica por proporciones variables de clorita y fengita. Al obtener todas las asociaciones minerales de cada tipo de alteración hidrotermal, se pueden utilizar los diagramas de estabilidad para cada especie y su asociación en equilibrio para inferir condiciones posibles de temperatura y pH para cada tipo de asociación. El diagrama utilizado (Fig. 5-6) está construido en base a estudios de Holland & Powell (1998), Stoffregen et al. (2000), Helgeson (1978), Robie & Hemingway (1995), y Johnson et al. (1992).

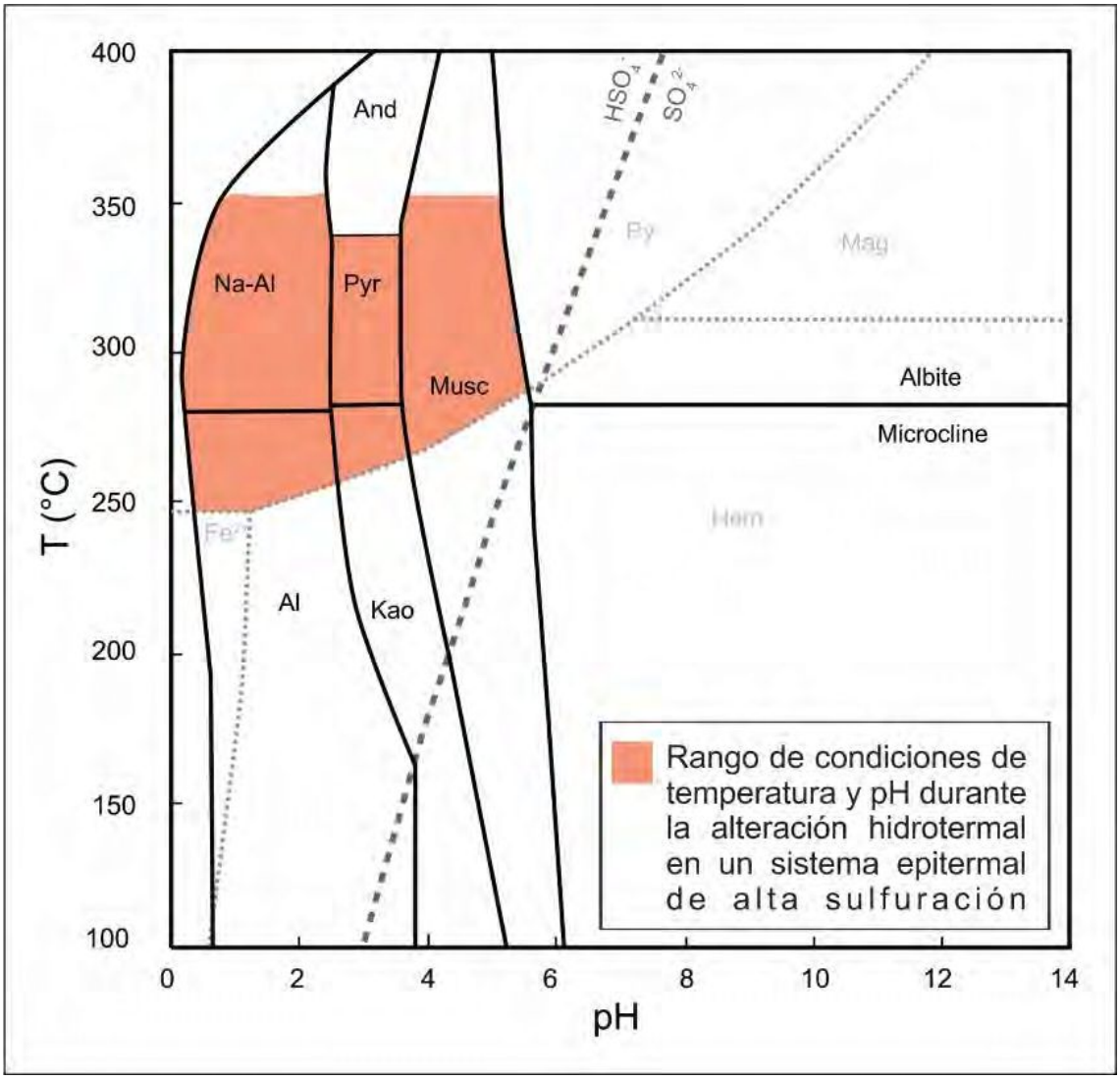


Fig. 5-6. Cuadro de temperatura versus pH. Se muestran los campos de estabilidad para la serie natroalunita-alunita, pirita, andalucita, alunita, caolinita y muscovita. Modificado de King et al., (2014).

La concentración de S total es asumida como 0,01 m, consistente con lo inferido para otros sistemas epitermales de alta sulfuración (e.g., Muntean et al., 1990). Debido a que en condiciones de pH inferiores a 2 el aluminio se comporta de manera móvil, la actividad del Al es asumida como 0,1 (Knight, 1977; Fulignati et al., 1999). A pH más elevado, el Al se asume como inmóvil y su actividad se encuentra equilibrada por el *buffer* generado por los aluminosilicatos presentes en el sistema (Stoffregen, 1987; Salvi et al., 1998). La relación Na/K es tomada como con valor igual a 10, asumiendo un estado de equilibrio entre la alunita y la natroalunita. Se asume que los potenciales de la actividad del Si y del Fe son balanceados por el sistema *buffer* provisto por la pirita y el cuarzo, que son extremadamente abundantes en el depósito (King et al., 2014).

5.5.2 Modelo geoquímico propuesto para El Guanaco

Los valores de temperatura para la construcción un posible modelo geoquímico del evento de alteración hidrotermal son inferidos en base a las mediciones de las temperaturas de homogenización ya expuestas, obtenidas en minerales de los pulsos 2, 3 y 4. Las condiciones de cristalización en equilibrio de los minerales involucrados en las diferentes paragénesis de alteración aportan condiciones fisicoquímicas al modelo

propuesto: debido a que la caolinita y el cuarzo reaccionan para formar pirofilita por encima de los 200º C (Simmons et al., 2005), esta temperatura se convierte en el límite superior del sistema, para todas las facies de alteración en el que se observen la caolinita y el cuarzo en equilibrio (alteración argílica avanzada y alteración argílica).

También podemos indicar un calentamiento de todo el sistema (Fig. 5-7), a medida que este evoluciona, ya que la temperatura de precipitación de los pulsos mineralizantes posteriores al evento de alteración hidrotermal arrojaron (mediante el estudio de sus inclusiones fluidas) valores que van desde los 232º C hasta los 153º C.

En la Fig. 5-7 se puede observar la fluctuación de las condiciones físico-químicas de los fluidos mineralizantes a medida que éstos reaccionan con la roca de caja y el sistema mineral de El Guanaco evoluciona.

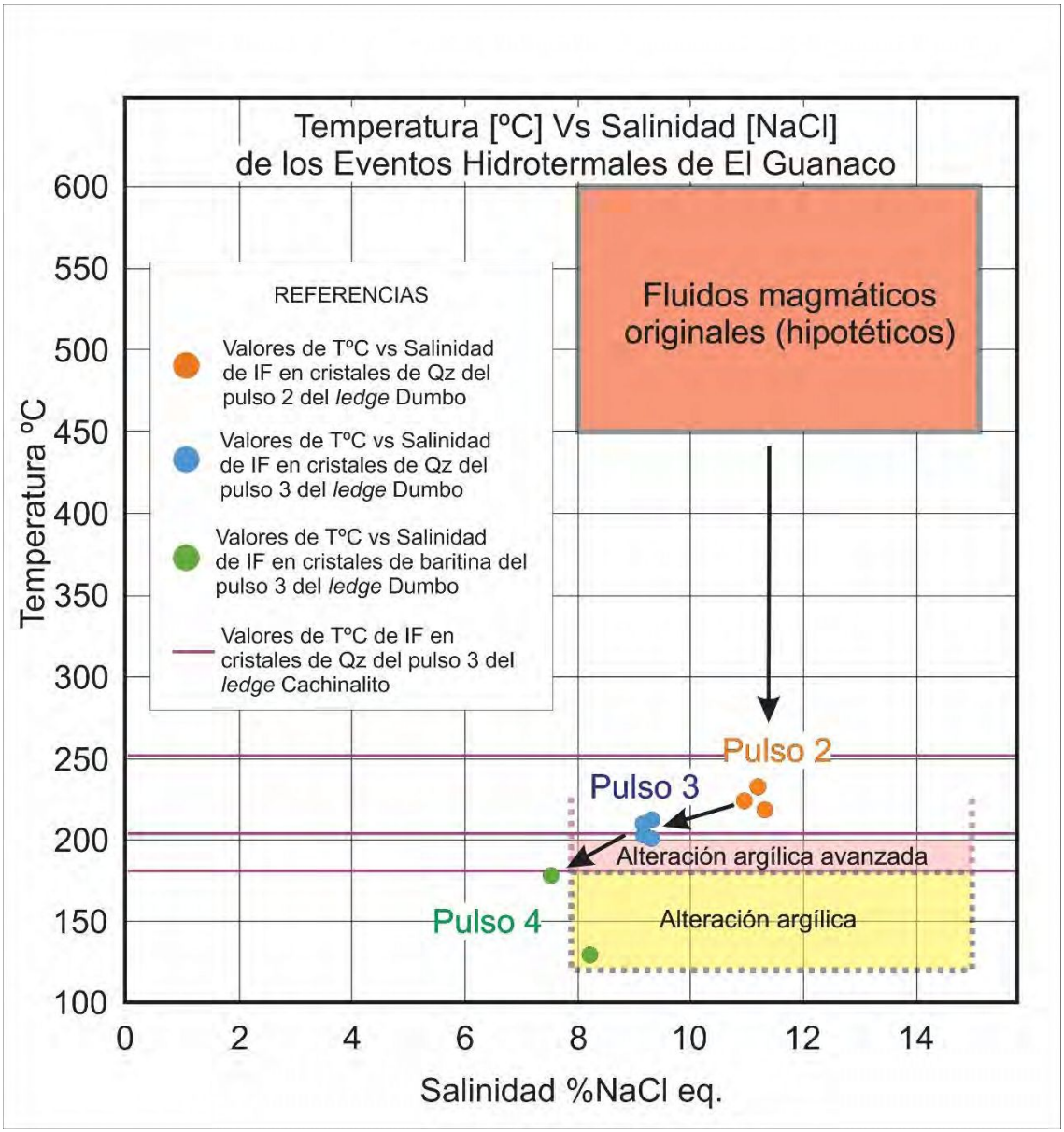


Fig. 5-7. Diagrama Th y salinidad NaCl% eq de muestras provenientes de los ledges Dumbo y Cachinalito. Se puede ver cómo evoluciona el fluido mineralizante, pasando por el pulso 2, el cuarzo del pulso 3 y la baritina tardía del pulso 3. Los valores de temperatura y salinidad de los fluidos magmáticos originales son tomados de Pudack et al., (2009) mientras que los datos para los campos de alteración son tomados de Simmons et al., (2205).

Las relaciones de estabilidad observadas en la alteración argílica avanzada e ilustradas en la (Fig. 5-6), permiten realizar determinadas inferencias respecto a la acidez del sistema: específicamente la asociación de natroalunita con caolinita/dickita y la asociación alunita con caolinita, indican un pH aproximado de 2,5. En principio el pH podría haber sido significativamente menor, escenario en el cual la alunita y la caolinita no estuviesen en equilibrio (Hemley & Jones, 1964; Knight, 1977). Este contexto propone la conclusión de que el pH del evento generador de la alteración argílica avanzada tuvo un valor inicial menor a 2 (generación de *vuggy silica*), para disminuir su acidez mediante reacción y alteración de la roca de caja. Los fluidos responsables de la alteración argílica, pueden haber tenido un pH ácido y temperaturas inferiores a 180º C, basados en la presencia de caolinita (Simmons et al., 2005).

5.6 DISCUSIONES FINALES ACERCA DEL ANÁLISIS DE ISÓTOPOS ESTABLES DE OXÍGENO Y AZUFRE

Los valores isotópicos de oxígeno de los fluidos medidos en baritinas de los *ledges* Dumbo y Cachinalito arrojaron valores, que al compararlos con los modelos estandarizados de Sheppard (1986) y Giggenbach (1992) en el respectivo diagrama $\delta^{18}O$ versus δD, se observa que las muestras del pulso 3 están contenidas dentro del área de aguas magmáticas o próximas a ella. Utilizando los modelos diseñados por Taylor, (1992), se observa que los valores obtenidos para Dumbo tienden al campo de aguas magmáticas mientras que las muestras de Cachinalito, con valores promedios de $\delta^{18}O$ menores indican una participación más importante de aguas meteóricas.

Se compararon los valores isotópicos de $\delta^{34}S$ (‰) CDT del Distrito Minero el Guanaco con ejemplos mundiales de yacimientos minerales de alta sulfuración, respecto tanto a las concentraciones isotópicas de $\delta^{34}S$ (‰) CDT en sulfuros como en sulfatos. Los resultados obtenidos de $\delta^{34}S$ (‰) CDT en sulfuros, no difieren significativamente respecto a los parámetros medios del resto de los depósitos con los cuales se comparó, presentando valores que van desde la cercanía con el 0 hasta -10. Respecto a los valores isotópicos de $\delta^{34}S$ (‰) CDT de baritina se mantienen dentro de los parámetros observados para otros yacimientos de clase mundial. Sin embargo, las baritinas del Cachinalito mostraron valores isotópicos de S ligeramente más bajos que los de Dumbo.

5.6.1 Inferencias respecto a la fugacidad de oxígeno

Los procesos generadores de mena en los depósitos epitermales de alta sulfuración están caracterizados por un ambiente oxidante, con fugacidades de oxígeno próximas o inferiores al *buffer* hematita-magnetita. Por ejemplo, valores de $\Delta\log fO_2$ (HM) estimados para otros depósitos de alta sulfuración tienen rangos entre 4,2 a -1,32 (Thiersch et al., 1997), de 2.4 a 0.07 (Muntean et al., 1990) y menores a 2.5 (Voudouris, 2010). Si la fuente de azufre fuese de dominio magmático, caso así considerado para la mayoría de los depósitos epitermales de alta sulfuración (e.g., Muntean et al., 1990; Rye et al., 1992; Rye, 1993; Arribas, 1995; Hedenquist et al., 1998; Bethke et al., 2005; Deyell, 2005; Fifarek & Rye, 2005; Taylor, 2007) y en particular para El Guanaco (por todo lo observado hasta el momento), el valor de $S\delta^{34}S$ del fluido mineralizante debería de haber sido aproximadamente 0.

5.6.2 Inferencias respecto al transporte de los metales

Acorde a muchos investigadores, en los sistemas hidrotermales de alta sulfuración existe lo que se llama una "*hyper-acidic ground preparatory"* (preparación de base híper-ácida) o etapa de alteración hidrotermal de alta sulfuración de pre-mena Esta fase precede a la mineralización aurífera y resulta en la alteración argílica avanzada (Stoffregen, 1987; Hedenquist et al., 1994b, Hedenquist et al., 1998, Hedenquist et al., 2000; Arribas, 1995). También hay un consenso entre estos investigadores que la extrema acidez requerida para producir la alteración argílica avanzada que caracteriza esta etapa de *ground preparatory* solo puede ser explicada por la interacción de las rocas de caja con un vapor ácido condensado (Hedenquist et al., 1994a, Hedenquist et al., 2000). En El Guanaco, las pruebas de la interacción de la roca de caja con fluidos híper-ácidos se encuentra en cada estructura, con la presencia de cada núcleo de *vuggy silica* o sílice oqueroso descritos y documentados a lo largo de todo este estudio.

Asimismo, un pH similar a inferior a 2 estimado para esta etapa, requiere una fase líquida condensada de vapor o gas, ya que la presencia exclusiva de líquidos meteóricos, aguas subterráneas, agua de mar o incluso líquidos magmáticos generaría un pH más elevado (Stoffregen & Alpers, 1987; Meyer & Hemley, 1967; Hemley et al., 1969; Stoffregen, 1987; White, 1957).

En El Guanaco la pirita arsenical (posiblemente auroargentífera), así como la enargita, precipitaron de forma posterior a los fluidos iniciales responsables de la lixiviación ácida de la roca y de la alteración hidrotermal. Sin embargo, harían falta estudios específicos sobre las generaciones de pirita del Evento I o de alteración hidrotermal para evaluar sus contenidos específicos en metales preciosos y su relevancia en la riqueza auroargentífera del yacimiento.

En estudios científicos de los últimos 20 años (Audétat et al., 1998, Audétat et al., 2008; Ulrich et al., 1999; Williams-Jones & Heinrich, 2005; Seo et al., 2009) hay evidencia de que los metales pueden ser transportados en altas concentraciones por medio de vapores magmáticos. Esta información se ha basado en análisis de las composiciones de inclusiones fluidas ricas en fase vapor, en las que se han observado leyes anómalas de algunos metales, incluyendo concentraciones a escala de ppm de Au y Ag.

Además de los datos obtenidos a partir del análisis de inclusiones fluidas también hay un avance en la obtención de evidencias en experimentos que indican que el Au y la Ag pueden ser transportados en concentraciones apreciables en vapor de agua (Migdisov et al., 1999; Archibald et al., 2001, Archibald et al., 2002; Migdisov & Williams-Jones, 2013; Hurtig & Williams-Jones, 2014). Así mismo, existe evidencia directa de que los gases condensados en ambientes análogos a aquellos epitermales de alta sulfuración, pueden transportar concentraciones significativas de metales, como por ejemplo el estudio del volcán, actualmente activo, Kawah Ijen situado al este de Java, Indonesia (King et al., 2014). En este sistema, la alteración argílica avanzada (y la lixiviación ácida con generación de *vuggy silica*) está acompañada por la cristalización de pirita enriquecida en Cu, Ag y Au (Scher et al., 2013), lo que sugiere y alienta un potencial estudio económico de las piritas pertenecientes al pulso 1 del evento de alteración hidrotermal dentro del sistema mineral El Guanaco para dimensionar su aporte a las leyes auroargentíferas del el yacimiento; aun así, si los sulfuros del pulso 3 son la mena principal del depósito.

5.6.3 Inferencias respecto a los procesos de precipitación de la mena

Debido a lo desarrollado previamente a lo largo del presente estudio, se propone que el fluido responsable de la mineralización de El Guanaco fue una combinación entre la reacción de fluidos condensados del vapor magmático con la roca de caja y una posterior interacción de la roca con fluidos hidrotermales en estado acuoso. Asimismo, se considera que estos fluidos encontraron una barrera físico-química, como pueden ser un cuerpo de agua pseudo-tabular, o una capa de roca impermeable. Acorde a esta interpretación, durante la etapa de condensación de gases, los metales de mena (Me) fueron transportados en forma de vapores hidratados como $MeCl\text{-}H_2O$ o $MeHS\text{-}H_2O$ (Migdisov et al., 1999; Williams-Jones & Heinrich, 2005; Zezin et al., 2011a; Migdisov & Williams-Jones, 2013; Hurtig & Williams-Jones, 2014), mientras que después de la condensación del vapor al líquido, habrían sido transportados como especies acuosas cargadas o neutras como $MeCl^{-}_2$ o $MeHS^0$ (Crerar & Barnes, 1976; Gammons & Barnes,

1989; Zotov et al., 1990; Gammons & Williams-Jones, 1997; Mountain & Seward, 2003; Stefánsson & Seward, 2004; Williams-Jones et al., 2009).

Si la saturación del metal precioso ocurre, la depositación de la mena es controlada por reacciones químicas como:

$Au(HS)^0 + ½\ H_2O_{(l)} = Au_{(s)} + H_2S + ¼\ O_2$

$AuCl^-_2 + ½\ H_2O_{(l)} = Au_{(s)} + 2Cl^- + H+ + ¼\ O_{2(g)}$

Sin embargo, debido a que el oro nativo solo ha sido observado en fracturas, pequeñas fallas que atraviesan a los *ledges* mineralizados y por sobre todo en las estructuras generadas por el evento III o de "Removilización", la mayor parte del oro (y la plata) que enriquecen al depósito El Guanaco podría alojarse como nanopartículas en los sulfuros de mena como la pirita arsenical y la enargita. Por esta razón se interpreta un fluido mineralizante no saturado en metales preciosos. Sin embargo, esta afirmación es potencial, ya que los metales preciosos podrían estar solo en uno de las fases minerales mencionadas o simplemente libre en muy pequeño tamaño. Respecto al Au, en el caso de la pirita arsenical, puede estar como Au+ (en soluciones subsaturadas) ocupando sitios vacantes o adsorbido formando una fase rica en Au o bien como microinclusiones de Au^0 (en soluciones saturadas). Como no está probado como se encuentra el Au no puede descartarse que las soluciones estuvieran saturadas en dicho elemento.

La depositación del oro, la plata y otros metales de comportamiento geoquímico similar es interpretado como el resultado de su adsorción en las fases de los sulfuros de mena durante la cristalización de éstos. La depositación pudo haber comenzado en la etapa de argilización avanzada con la precipitación de la pirita presente en el Evento I, y haber continuado en mucho mayor medida e importancia durante la precipitación de los sulfuros del pulso 3 en el Evento II o de "Mineralización". El proceso de adsorción de metales preciosos en sulfuros como la pirita a modo de "oro invisible", ya ha sido propuesto y estudiado en otros depósitos epitermales (e.g., Simon et al., 1999; Wilder & Seward, 2002; Pals et al., 2003).

En los depósitos HS, si los fluidos ácidos transportan el Au como complejos clorurados, la dilución, el enfriamiento brusco, la ebullición y/o el aumento del pH repentino pueden ocasionar la depositación del Au (posiblemente por mezcla con agua meteórica). Si el Au es transportado como complejo AuHS(aq) por fluidos ácidos y pocos salinos, reducidos, la mezcla con aguas induce la oxidación, o la ebullición puede provocar la precipitación del Au, pero el enfriamiento, la dilución y los cambios del pH no son mecanismos efectivos para precipitar Au (Cooke & Simmons, 2000).

5.7 DISCUSIONES FINALES ACERCA DEL MODELO METALOGENETICO PROPUESTO

En función de las observaciones realizadas durante los trabajos de campo y de laboratorio se elaboró un modelo metalogenético conceptual que abarca los distintos estilos de mineralizaciones observados durante el estudio, así como también su posible vinculación con el vulcanismo de la zona.

En este sentido, la principal mineralización del distrito corresponde al sector de la Mina Guanaco, donde se reconoce un extenso sistema epitermal de alta sulfuración (Fig. 5-8), rico en Au-Cu y con evidencias de haberse formado en posiciones relativamente someras dentro del sistema hidrotermal. Esta tipología de mineralización puede ser vinculada a un evento tectónico del Eoceno Medio (aproximadamente 44 Ma), que generó fallas extensivas de rumbo ENE-OSO y E-O, permitiendo el ascenso de fluidos hidrotermales. En profundidad se compone de vetas de enargita-pirita y cuarzo. En posiciones someras, está caracterizada por estructuras tipo *ledges* con texturas de tipo *vuggy silica* con sulfuros, que en superficie presentan minerales secundarios de cobre en las cavidades, brechas hidrotermales tardías con rellenos de cuarzo-baritina y brechas de falla. La alteración hidrotermal típica del depósito corresponde a una asociación de tipo argílica avanzada, que conforma un halo de escasos metros alrededor de las estructuras, y que alcanza un gran desarrollo hacia la paleosuperficie del sistema epitermal (Cerro Estrella).

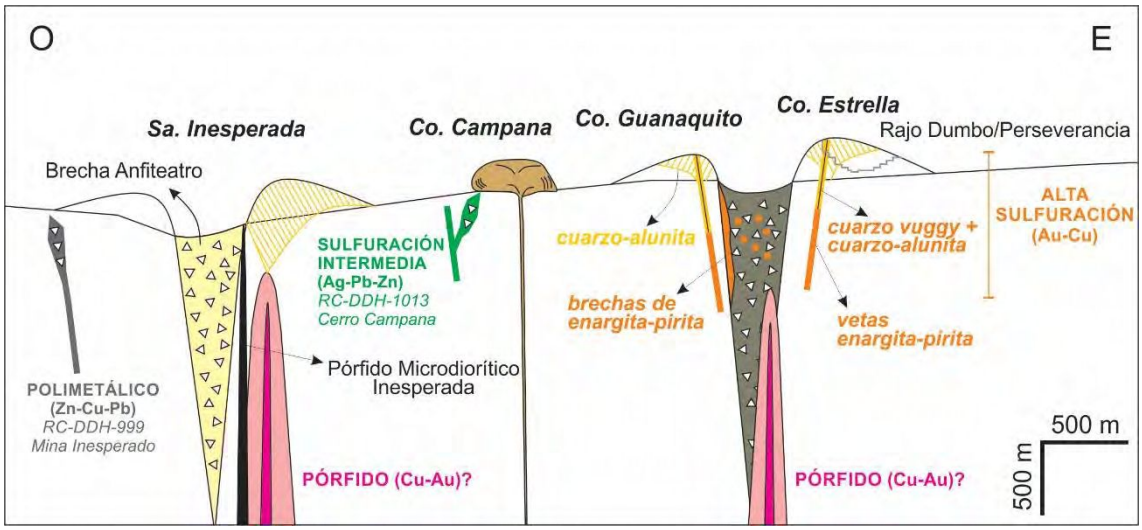


Fig. 5-8 – Modelo metalogenético conceptual mostrando los distintos estilos de mineralización observados e interpretados para el Distrito minero El Guanaco. Se muestran también los distintos aparatos volcánicos pre a sin-mineralización descritos para la zona.

La mineralización de El Guanaco está alojada en la Secuencia Hidromagmática Dumbo, acotada entre los 59 Ma (Pórfido Cachinalito) y los 55 Ma (Lava Dacítica Campamento). Esta unidad corresponde a una potente secuencia piroclástica (>500 m) vinculada a la evolución de uno o más aparatos volcánicos superpuestos de tipo maar (anillo de tobas + diatrema) originados durante sucesivas erupciones hidromagmáticas (Fig. 5-8). Las observaciones de campo, como ser contenido y el tamaño de los líticos, sugieren que la posición del conducto o diatrema podría estar entre los cerros Estrella y Guanaquito, donde se presentan anomalías geofísicas que indican la presencia de sulfuros en profundidad.

En el Sector de la Sierra Inesperada se identificó un segundo aparato volcánico de tipo maar (Fig. 5-8), constituido por un anillo de tobas (Secuencia Hidromagmática

Inesperada) y zonas de conducto compuestas por brechas de diatrema (Brecha Anfiteatro y Medialuna). Si bien no se conoce la edad de este aparato, preliminarmente se estima que tendría una edad similar a la de Secuencia Hidromagmática Dumbo en el sector de Mina Guanaco. En este sector, las evidencias de mineralización de tipo alta sulfuración corresponden a algunas estructuras discontinuas del tipo *ledges*, discontinuas y sin una evidente mineralización de Au-Cu. Sin embargo, hacia el este y hacia el sur de la Brecha Anfiteatro se reconoce una extensa zona de alteración (>1 km^2) de tipo argílica avanzada que potencialmente podría estar vinculada a las partes más someras de una mineralización de tipo pórfido de cobre de edad desconocida hasta al momento (Fig. 5-8). Apoyan esta hipótesis, la presencia de una anomalía geofísica de cargabilidad de unos 500 a 1000 m de ancho (Quantec, 2000), desarrollada en el llano hacia el este de la Brecha Anfiteatro. Adicionalmente, el sondaje RC-DDH-999, realizado en el sector norte de la Sierra y ubicado hacia los bordes de la anomalía geofísica, registra una intensa alteración de tipo cuarzo-sericita con vetillas tipo "D" compuestas por cuarzo y pirita. Este sondaje también cortó una serie de vetas polimetálicas con sulfuros de Pb-Zn. La mineralización de tipo polimetálica se encuentra muy bien representada en el sector de la Mina Inesperada (Zn-Cu-Pb $\pm$Au-Ag), donde forma vetillas y brechas hidrotermales con rellenos de cuarzo y sulfuros (arsenopirita, calcopirita, sulfuros y secundarios de cobre). De acuerdo a los trabajos de Sillitoe (2010), este estilo de mineralización podría estar representando estructuras satélites al pórfido de cobre propuesto para la zona (Fig. 5-8).

Otro estilo de mineralización descrito para la zona corresponde a vetas epitermales de tipo IS interceptadas por la perforación RC-DDH-1013 a una profundidad de 400 m, entre la Sierra Inesperada y el Cerro Estrella. Se trata de vetas con rellenos bandeados de cuarzo con pirita y esfalerita de colores claros, que son acompañados por sulfuros y sulfosales de Ag. Esta tipología de mineralización argentífera se podría correlacionar con las mineralizaciones de la zona de Cerro Campana (Fig. 5-8), donde se identificaron pequeños cuerpos de brechas hidrotermales con rellenos de cuarzo con pirita, posiblemente vinculadas a los domos riolíticos de la zona. Además, esta tipología se relacionaría de manera indirecta con la mineralización observada en el sector denominado "Mina de Plata", hacia el norte de la Sa. Inesperada, donde se observó un conjunto de vetillas argentíferas con abundante baritina, asociadas a una zona de falla, y que representarían una removilización tectónica de la mineralización argentífera primaria.

En el sector de la Sierra de Las Pailas se reconoció una gran zona de alteración argílica avanzada desarrollada sobre las rocas volcánicas de la Fm. Augusta Victoria. A esta zona se asocian un conjunto de estructuras tipo ledge, pero sin claras evidencias de mineralización metalífera asociada. Si bien las mineralizaciones de tipo alta-sulfuración no arrojaron resultados alentadores, está alteración podría estar vinculada a la existencia de un intrusivo somero de posible edad cretácica, ya que las Lavas Andesíticas Las Pailas, de edad Eoceno Inferior, se presentan inalteradas cubriendo a la zona de alteración.

Finalmente, las numerosas manifestaciones de vetas y vetillas de cuarzo-baritina con texturas bandeadas crustiforme–coloformes, halladas en los sectores aledaños al Cerro Caupolicán, en la Sierra de Las Pailas y en menor medida en el sector sur del Cerro Campana, corresponderían a una mineralización de tipo epitermal de baja sulfuración a sulfuración intermedia. Estas manifestaciones representan una tipología de mineralización diferente a la registrada en Mina Guanaco y Sierra Inesperada, pero la falta de anomalías en metales le restan importancia desde el punto de vista económico.

Este estudio propone que el depósito de Au, Ag y Cu concentrado en el Sector Central del depósito El Guanaco se originó a partir de fluidos provenientes de un magma relativamente oxidado emplazado a niveles supra-corticales, que progresivamente evolucionó del estado vapor a su fase condensada, transportando metales. La precipitación y concentración de los mismos ha tenido diferentes controles: en las estructuras tipo *ledges* Dumbo-Defensa el control ha sido dominado por los contrastes litológicos (Fig. 5-9) y las diferencias de permeabilidad efectiva de las diferentes unidades litológicas que conforman la Secuencia Hidromagmática Dumbo.

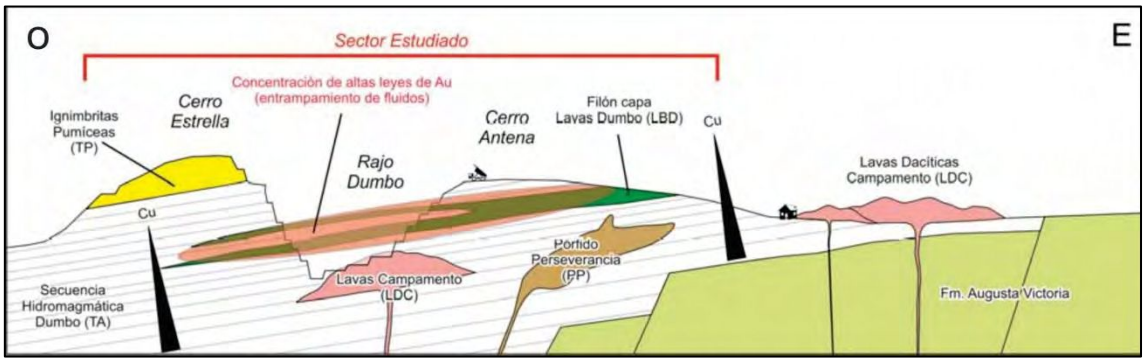


Fig. 5-9. Modelo metalogenético conceptual mostrando la concentración horizontal de las leyes auroargentíferas, y la diversidad de cuerpos subvolcánicos presentes en el Sector Central del Distrito Minero El Guanaco.

En las estructuras tipo Cachinalito, se infiere un control estructural dominante. Los esfuerzos y componentes cinemáticos del sistema moldean la mineralización según las direcciones de las fallas y diaclasas presentes para cada tramo de los *ledges*. Este tipo de mineralizaciones se interpretan como distales a la fuente de fluidos, energía térmica y metales.

A pesar de que en el Distrito Minero El Guanaco se observan distintos controles de entrampamiento de la mineralización, los estudios realizados permiten suponer una uniformidad en la geoquímica de los fluidos y en los mecanismos de transporte de los diferentes metales analizados (Fig. 5-10). Los metales preciosos fueron transportados como especies hidratadas que ascendieron a través de planos de debilidad generados por el intenso fallamiento del sistema estructural presente en el yacimiento.

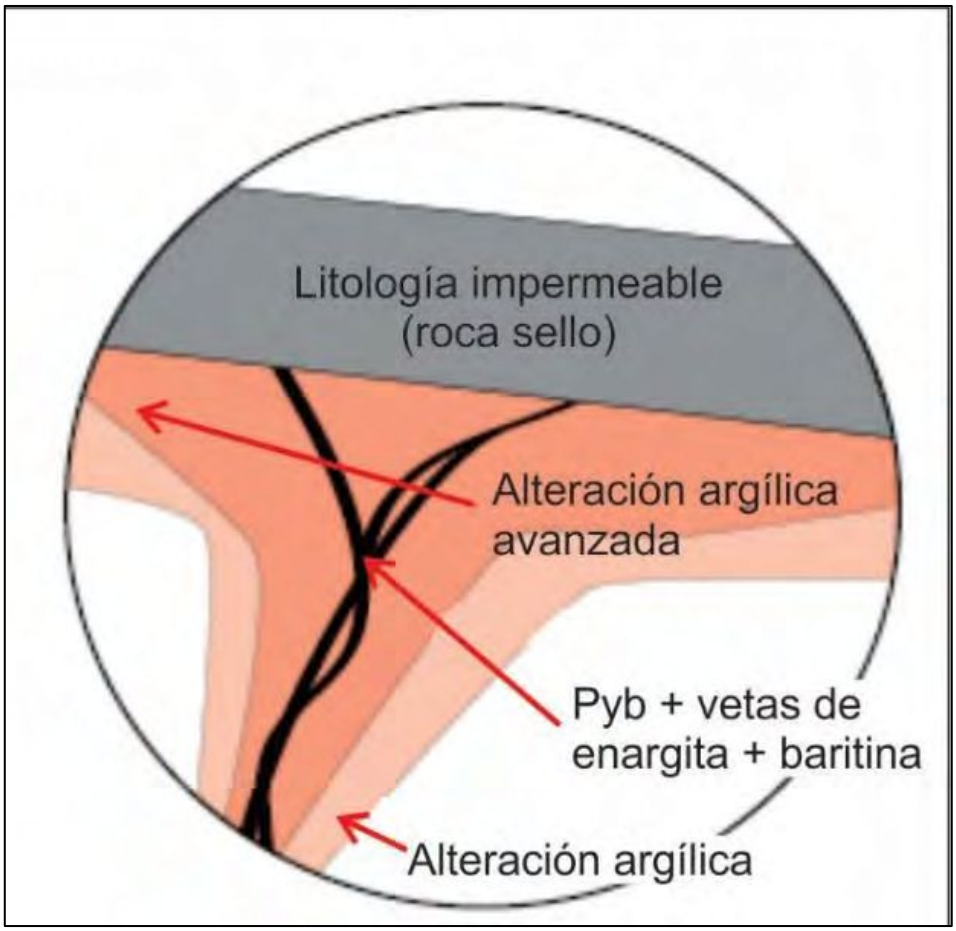


Fig. 5-10. Esquema de la interacción de los fluidos que atraviesan las unidades permeables del sistema cuando interceptan un estrato relativamente impermeable.

En la Fig. 5-10 Distribución de rocas alteradas por vapor condensado altamente ácido, y la mineralización de oro (cobre y plata) alojada en las vetillas de pirita arsenical del pulso 3 (py-b), enargita y baritina.

Se concluye que la alteración argílica avanzada, los *ledges* de cuarzo residual o *vuggy silica*, y su disposición general respecto al cuerpo ígneo. Se supone el ascenso de vapor condensado, a lo largo de una estructura con alta permeabilidad efectiva y su neutralización progresiva, acompañada de una disminución de la temperatura y un aumento de su pH.

La mineralización y su disposición en el espacio responde a la interacción de los fluidos magmáticos, en coexistencia con fluidos meteóricos, interceptando un horizonte litológico permeable (rocas piroclásticas), subyacente a un nivel con menor permeabilidad efectiva (capas lávicas). Se observa como resultado un diseño del depósito con sus estructuras mineralizadas de de cuarzo residual, un halo de alteración y un *lithocap* suprayacente a todo el sustrato. Así, el cuerpo principal de alteración argílica avanzada cerca de la superficie conforma el hombro o *shouder* del cuerpo causante de la mineralización, pudiendo ser este un depósito tipo pórfido potencial.

Se concluye entonces que los parámetros mienralófgicos, estructurales, geológicos y geoquímicos del depósito mineral El Guanaco se ajustan a un modelo epitermal ácido o de alta sulfuración somero según los trabajos de Guido (2002), Sillitoe, (1993a); Hedenquist et al., (1996); Hedenquist et al., (2000); Cooke & Simmons (2000); Simmons, (2000); Gemmell, (2002); Camprubí & Albinson (2006) (Tabla 5-3).

	Epitermales alcalinos (BS y SI)		**Epitermales ácidos (AS)**		
Rocas volcánicas relacionadas	Andesitas-riodacitas (AR), riolitas-basaltos bimodales (RB), alcalinas (A)		Andesitas-riodacitas, dominadas por magmas calcoalcalinos		
	Somero	Profundo	**Somero**	Intermedio	Profundo
Profundidad de formación	0-300 m	300-800 m	<500 m	500-1000 m	>1000 m
Roca de caja típica	Domos; rocas piroclásticas y sedimentarias	Domos, diatremas, rocas piroclásticas y sedimentarias	Domos, surgencia central; rocas piroclásticas y sedimentarias	Domos, diatremas; rocas volcánicas	Domo-diatrema; pórfidos, rocas volcánicas y sedimentarias clásticas
Roca de caja típica	Vetas, enjambres de vetas, *stockwork*, diseminaciones	Vetas, cuerpos brechifi cados, diseminaciones	Diseminaciones, *ledges* brechas y vetillas	Vetas de sulfuros masivos, brechas	Vetas de sulfuros masivos, brechas
Textura de mena	Bandas delgadas, crustiformes, en peine, brechas	Bandas gruesas	Cuarzo oqueroso (*vuggy silica*) de disolución y reemplazamiento	Sulfuros masivos, vetas o brechas tardías	Reemplazamiento disolución y recristalziación
Alteración	Capa de alunita-kaolinita, halo de arcillas	Arcillas, sericita, carbonatos; roscoelita, fluorita	Silícica oquerosa *(vuggy silica)*, cuarzo-alunita	Silícica (oquerosa), cuarzo-alunita, pirofilita-dickita-sericita	Pirofilita-sericita, cuarzo-sericita
Minerales de ganga	Calcedonia-adularia-illitacalcita	Cuarzo,carbonato sericita, adularia ± barita ± anhidrita ± hematites ± clorita	Alunita, barita, kaolinita	Anhidrita, kaolinita, dickita	Sericita, pirofilita
Sulfuros	Cinabrio, estibina; pirita/ marcasita-arsenopirita, seleniuros Au-Ag, sulfosales Se, pirrotita, esfalerita-Fe	Pirita-sulfuros/ sulfosales Au-Ag, esfalerita, galena,calcopirita, tetraedrita/ tennantita	Enargita/luzonita, covellita, pirita	Enargita/luzonita, calcopirita, tetraedrita/ tennantita, esfalerita, covellita tardía, pirita	Bornita, digenita, calcocita, covellita
Metales	Au-Ag-As-Sb-Se-Hg-Tl, relación Ag/Au baja; metales básicos <0.1-1%	Ag-Au-Pb-Zn, Ba, Mn, Se, relación Ag/Au alta; metales básicos <2-10 (20+) %	Au-Ag, Cu lixiviado (Hg superpuesto)	Cu-Au-ACu-Au-Ag-Bi-Te-Sng-Bi-Te-Sn	Cu-Au

Tabla 5-3. Cuadro acerca de las principales características de los tipos de depósitos epitermales. Compilado de los trabajos de Guido (2002), Sillitoe, (1993[a]); Hedenquist et al., (1996); Hedenquist et al., (2000); Cooke & Simmons (2000); Simmons, (2000); Gemmell, (2002); Camprubí & Albinson (2006). Resaltado en color anaranjado el subtipo de depósito al que pertenece El Guanaco.

5.8 CONCLUSIONES FINALES ACERCA DEL DEPÓSITO MINERAL EL GUANACO

- La evolución tectónica del norte de Chile durante el Eoceno inferior, con el correspondiente cambio en el ángulo de subducción de la placa de Nazca, generó el arreglo de esfuerzos que resultó en la aparición de estructuras extensionales mayores ENE-OSO y E-O, posibilitando la generación del sistema El Guanaco.
- La sucesión de los eventos del I al IV hacen del sistema El Guanaco un yacimiento auroargentífero económicamente rentable desde fines del silgo XIX. El evento I o *ground preparation* generó el *vuggy silica* (trampa) y el perfil de alteración. Los pulsos del evento II aprovecharon esta permeabilidad secundaria para mineralizar. El evento III generó clavos enriquecidos en estructuras removilizadas mientras que el evento IV liberó los metales de los sulfuros mediante oxidación supergénica.
- La pirita arsenical (py-b) del pulso 3 es la fase mineral más factible en portar el Au y la Ag. Siempre que la jarosita se encuentra alterando a la py-b, las leyes de Au se elevan por encima de los 2 g/t. Sin embargo, hacen falta estudios de detalle de todos los minerales de mena para determinar con exactitud en que fases minerales se alojan el Au y la Ag. Además, mediante estudios futuros, se podría dimensionar que rol juega la pirita del pulso 1 (py-a) en su aporte a las leyes auroargentíferas de todo el yacimiento. El presente estudio infiere un bajo potencial auroargentífero para esta fase mineral.
- La mineralización aurífera de cada uno de los dos *ledges* estudiados se concentra en un nivel horizontal. Para Dumbo, este horizonte mineralizado se ubica entre las cotas 2.525 y 2.750 m.s.n.m, mientras que para Cachinalito este horizonte los limitan las cotas 2.525 y 2.675 m.s.n.m.
- El Cu, para cada estructura, aumenta sus valores a cotas más profundas que la mineralización auroargentífera. La detección de elevadas concentraciones de este metal dispuestas a lo largo de un horizonte cuprífero indica que la mineralización de metales preciosos se dispone de forma suprayacente al mismo.
- El *ledge* Cachinalito contiene leyes auríferas que casi duplican las de Dumbo. El contenido en Cu de esta última estructura es más de 10 veces mayor que en Cachinalito.
- El estudio mediante espectroscopía de emisión atómica de plasma (ICP) de las concentraciones de Na, K, Ba, As, Cu y Sb concluyó en que:
    - el Na y el K aumentan proporcionalmente con la cota.
    - el Cu y el Sb se hacen mayores a medida que aumenta la profundidad.
    - el Ba presenta una correlación considerable con el Au marcando la importancia de la detección de la baritina en la exploración aurífera para este yacimiento.
    - existe una correlación negativa entre las leyes elevadas de los metales preciosos y las concentraciones de Na y K, indicando que la alteración hidrotermal no aportó concentraciones significativas de Au y Ag al sistema.
- El sistema mineral del Sector Central se ajusta a un modelo de mineralización epitermal de alta sulfuración. El marco geológico, el marco estructural, temperaturas de emplazamiento, la paragénesis mineral, tanto de mena, como de ganga, así como el arreglo de los minerales de alteración, los parámetros físico-químicos medidos y la distribución de las leyes auroargentíferas, coinciden

con lo que, según la bibliografía, tanto histórica como moderna, considera como un caso de un yacimiento epitermal de alta sulfuración:

- Al compararse los valores de δ34S (‰) CDT medidos en sulfuros y sulfatos del Distrito Minero El Guanaco con ejemplos mundiales de yacimientos epitermales de alta sulfuración, se observa que estos resultados son semejantes y análogos.
- Los valores de las relaciones de isótopos estables de oxígeno ($^{18}O/^{16}O$) sobre muestras de baritina de los *ledges* Dumbo y Cachinalito y los respectivos valores calculados para el fluido (d H2O), indican una fuerte participación de aguas magmáticas con interacción de aguas meteóricas, acentuándose la participación de estas últimas en la baritina tardía del pulso 3.
- El arreglo de alteración hidrotermal descrita para el *ledge* Dumbo se ajusta a la definida para un depósito epitermal de alta sulfuración, marcando la salvedad de que no se ha observado una alteración argílica intermedia. El arreglo definido para Dumbo muestra un núcleo compuesto exclusivamente por *vuggy silica*, sílice residual macizo, rutilo, diásporo y presencias menores de caolinita y alunita; alteración argílica avanzada compuesta por caolinita, alunita, natroalunita, y dickita (en proporciones menores); alteración argílica compuesta por caolinita y pirita (py-a) y alteración clorítico-fengítica. La alteración intermedia observada, a diferencia del arreglo recién descrito, no guarda ninguna relación espacial con los *ledges* mineralizados, sino que su yacencia responde a otro control: la alteración argílica intermedia no está genéticamente relacionada a la mineralización estudiada.

- La precipitación de los metales en Dumbo, muestra que unidades litológicas relativamente impermeables actuaron como barrera para los fluidos mineralizantes y desencadenó la precipitación de la mena, concentrando las leyes en el contacto entre las unidades más permeables y las impermeables. Por su parte, Cachinalito muestra un control estructural dominante ya que toda su mineralización se ajusta y concentra en función del arreglo de esfuerzos de la estructura. Las altas leyes auroargentíferas se concentran en los segmentos con mayor apertura estructural (E-O) o en el cruce de estructuras primarias con estructuras de removilización tectono-hidrotermal.
- Sobre la base de los diagramas de estabilidad para los minerales de alteración hidrotermal se concluye que la alteración argílica avanzada ha ocurrido a temperaturas aproximadas entre 200 ºC (Simmons et al., 2005) y 300º C (Camprubí & Albinson, 2006), mientras la alteración argílica tuvo lugar a temperaturas menores que los 180ºC. También podemos indicar un enfriamiento de todo el sistema, a medida que este evoluciona, ya que la temperatura de precipitación de los pulsos mineralizantes posteriores al evento de alteración hidrotermal arrojaron valores que van desde los 232º C a 153ºC.
- Se concluye que el pH del evento generador de la alteración argílica avanzada tuvo un valor inferior a 2, pH necesario para la producción de *vuggy silica*. Los fluidos responsables de la alteración argílica, pueden haber tenido un pH de entre 2,5 y 4, basados en la presencia de la asociación cuarzo-caolinita; mientras que la alteración argílica intermedia, no relacionada directamente con el sistema hidrotermal analizado, sugiere un pH de entre 4 y 6, inferido por la ocurrencia de illita y la ausencia de feldespato potásico y albita. El fluido ya muestra neutralización en la generación de la alteración clorítico-fengítica.

- Se concluye que los pulsos mineralizantes disminuyen su temperatura y salinidad, reduciendo su reactividad con la roca circundante. Este fenómeno sucede a medida que el sistema epitermal evoluciona.
- Las características mineralógicas, texturales, el tipo de trampa y distribución de las leyes de Dumbo y Cachinalito indican una naturaleza proximal y distal respectivamente. El *ledge* Dumbo, muestra enriquecimientos auroargentíferos en los contactos entre las unidades piroclásticas (permeables) y las lavas suprayacentes (impermeables), mientras que la distribución de las leyes de los metales preciosos del *ledge* Cachinalito dispone sus leyes con un domino mayoritariamente estructural, favoreciendo las estructuras E-O por sobre las demás, y enriqueciéndose anómalamente en las estructuras removilizadas tectono-hidrotermales de orientación NO-SE.
- El modelo geológico-metalogenético propuesto ubica a la estructura Guanaquito como una estructura análoga a Dumbo, conformando el otro hombro o *shoulder* de una posible fuente de calor y metales del sistema. Así mismo, se plantea la posibilidad de la búsqueda de estructuras que contengan los pulsos del evento mineralizante.

BIBLIOGRAFÍA

Albinson, T., Norman, D.I., Cole, D., Chomiak, B. (2001). Controls on formation of low-sulfidation epithermal deposits in Mexico: Constraints from fluid inclusion and stable isotope data: Society of Economic Geologists Special Publication, v. 8, p. 1–32.

Amilibia, A., & Skarmeta, J. (2003). La inversión tectónica en la Cordillera de Domeyko en el norte de Chile y su relación con la intrusión de sistemas porfíricos de Cu-Mo [ext.abs.]: X Congreso Geológico Chileno, Concepción, Extended Abstracts, v. 2, p. 1−7.

Amilibia, A., Sabat, F., McClay, K.R., Muñoz, J.A., Chong, G. (2008). The role of inherited tectono-sedimentary architecture in the development of the central Andean mountain belt: Insights from the Cordillera de Domeyko: Journal of Structural Geology, v. 30, p. 1520−1539.

Archibald, S., Migdisov, A. A., Williams-Jones, A.E. (2001). The stability of Au-chloride complexes in water vapor at elevated temperatures and pressures: Geochimica et Cosmochimica Acta, v. 65, p. 4413–4423.

Archibald, S.M., Migdisov, A.A., Williams-Jones, A.E. (2002). An experimental study of the stability of copper chloride complexes in water vapor at elevated temperatures and pressures: Geochimica et Cosmochimica Acta, v. 66, p. 1611–1619.

Arribas, A., Jr. (1995). Characteristics of high-sulfidation epithet-ma1 deposits, and their relation to magmatic fluid: Mineralogical Association of Canada Short Course Handbook, v. 23, p. 419-454.

Arribas, A., Jr., Hedenquist, J.W., Itaya, T., Okada, T., Concepción, R.A., Garcia J.S., Jr. (1995). Contemporaneous formation of adjacent porphyry and epithermal Cu-Au deposits over 300 ka in northern Luzon, Philippines: Geology, v. 23, p. 337−340.

Arribas, A., JR., Cunningham, C.G., Rytuba, J.J., Rye, R.O., Kelly, W.C., McKee, E.H., Podwysocky, M.H. & Tosdal, R.M. (1995b). Geology, geochronology, fluid inclusions, and isotope geochemistry of the Rodalquilar Aualunite deposit, Spain. Econ. Geol. v. 90.

Ashley, R.P. (1982). Occurrence model for enargite-gold deposits: U.S. Geological Survey Open-File Report, v. 82-795, 144-147.

Audétat, A., Günther, D., Heinrich, C.A. (1998). Formation of a magmatic- hydrothermal ore deposit: Insights with LA-ICP-MS analysis of fluid inclusions: Science, v. 279, p. 2091–2094.

Audétat, A., Pettke, T., Heinrich, C.A., Bodnar, R.J. (2008). Special Paper: The composition of magmatic-hydrothermal fluids in barren and mineralized intrusions: Economic Geology, v. 103, p. 877–908.

Audin, L., Hérail, G., Riquelme, R., Darrozes, J, Martinod, J., and Font, E. (2003). Geomorphological markers of faulting and neotectonic activity along he western Andean margin, northern Chile: Journal of Quaternary Science, v. 18, p. 681–694.

Barnes, H.L. (1979). Solubilities of ore minerals, en Barnes, H.L. (ed.), Geochemistry of hydrothermal ore deposits, 2a edición: New York, New York, E.U.A., John Wiley & Sons Interscience, p. 404-460.

Barton, P.B. Jr. (1970). Sulfide petrology: Mineralogical Society of America, Special Paper, v. 3, p. 187-198.

Barton, P.B. Jr., & Skinner, B.J. (1979). Sulfide mineral stabilities, en Barnes, H.L. (ed.), Geochemistry of hydrothermal ore deposits, 2a edición: New York, New York, E.U.A., John Wiley & Sons Interscience, p. 278-403.

Beane R, & Titley S. (1981). Porphyry copper deposits. Part II. Economic Geology, v. 75. p. 214–269.

Benning, L.G., & Seward, T.M. (1996). Hydrosulphide complexing of Au(I) in hydrothermal solutions from 150-400ºC and 500-1500 bar: Geochimica et Cosmochimica Acta, v. 60, p. 1849-1871.

Berger, B.R. (1991). A historical perspective on the nature and genesis of epithermal gold-silver deposits: Economic Geology Monograph, v. 8, p. 249-263.

Berger, B.R., & Eimon, P.L. (1983). Conceptual models of epithermal precious metal deposits, en Shanks, W.C. (ed.), Cameron volume on unconventional mineral deposits: New York, New York, E.U.A., Society of Mining Engineers, p. 191-205.

Berger, B.R., & Henley, R.W. (1989). Advances in the understanding of epithermal gold-silver deposits, with special reference to the western United States: Economic Geology Monograph, v. 6, p. 405-423.

Berger, B.R., & Henley, R.W. (2011). Magmatic-vapor expansion and the formation of high-sulfidation gold deposits: Structural controls on hydrothermal alteration and ore mineralization: Ore Geology Reviews, v. 39, p. 75–90.

Bethke, P.M., Rye, R.O., Stoffregen, R.E., Vikre, P.G. (2005). Evolution of the magmatic-hydrothermal acid-sulfate system at Summitville, Colorado: Integration of geological, stable-isotope, and fluid-inclusion evidence: Chemical Geology, v. 215, p. 281–315.

Bissig, T., Clark, A. H., Rainbow, A., Montgomery, A. (2015). Physiographic and tectonic settings of high-sulfidation epithermal gold-silver deposits of the Andes and their controls on mineralizing processes. Ore Geology Reviews, v. 65, p. 327–364.

Bodnar R.J. (2003). Introduction to fluid inclusions. In I. Samson A. Anderson, & D. Marshall, eds. Fluid Inclusions: Analysis and Interpretation. Mineral Assoc. Canada, Short Course 32, p. 1-8.

Bodnar, R., Reynolds, T., Kuehn, C. (1985). Fluid inclusions systematics in epithermal systems. Reviews in Economic Geology, v 2, p. 73-97.

Bogie, I., & Lawless, J.V. (1987). Controls on the hydrology of large volcanically hosted geothermal systems: implications for exploration for epithermal mineral deposits, en Proceedings Pacifi c Rim Congress 87: Parkville, Victoria, Australia, Australasian Institution of Mining and Metallurgy, p. 57-60.

Bonham, H.F. Jr. (1986). Models for volcanic-hosted epithermal precious metal deposits: a review, en Volcanism, hydrothermal systems and related mineralization: Hamilton, New Zealand, Proceedings International Volcanological Congress, Symposium 5, University of Auckland Centre for Continue Education, v. 13-17.

Bonham, H.F. Jr. (1988). Models for volcanic-hosted precious metal deposits: a review, en Schafer, R.W., Cooper, J.J., Vikre, P.G. (eds.), Bulk mineable precious metal deposits of the Western United States: Reno, Nevada, E.U.A., Geological Society of Nevada, p. 259-271.

Boric, R. Díaz, & F. Maksaev, V. (1990). Geología y yacimientos metalíferos de la Región de Antofagasta: Servicio Nacional de Geología y Minería, Boletín, v. 40, p. 1-246.

Brathwaite, R.L., Simpson, M.P., Faure, K., Skinner, D.N.B. (2001). Telescoped porphyry Cu-Mo-Au mineralisation, advanced argillic alteration and quartz-sulphide-gold-anhydrite veins in the Thames District, New Zealand: Mineralium Deposita, v. 36, p. 623-640.

Buchanan, L.J. (1981). Precious metal deposits associated with volcanic environments in the Southwest: Arizona Geological Society Digest, v. 14, . 237-262.

Caballero, A., Valedz, M., Bocanegra, L. (2016). Informe Interno Guanaco Compañía Minera. Vectorización Mina Guanaco. Mineral Verctor Services. 24 pp. Santiago.

Camprubí, A., & Albinson, T. (2006). Depósitos epitermales en México: actualización de su conocimiento y reclasificación empíricaBoletín de la Sociedad Geológica Mexicana, LVIII.

Camprubí, A., & Tawn A. (2006). Depósitos epitermales en México- Actualización de su conocimiento y reclasificación empírica. Boletin de la Sociedad Geologica Mexicana, v. 58(1), p. 27-81.

Camprubí, A., González-Partida, E., Levresse, G., Tritlla, J., Carrillo-Chávez, A. (2003). Depósitos epitermales de alta y baja sulfuración: una tabla comparativa. Bol. Soc. Geol. Mex., v. 15, p. 10-18.

Camus, F. (2003). Geología de los sistemas porfíricos en los Andes de Chile. CODELCO-SERNAGEOMIN-Sociedad Geológica de Chile, 267 pp., Santiago.

Cas, R. A., & Wright, J. V. (1987). Volcanic successions, modern and ancient: A geological approach to processes, products, and successions. Allen & Unwin.

Charrier, R.; Pinto, L., Rodríguez, M.P. (2007). Tectonostratigraphic evolution of the Andean Orogen in Chile. En Moreno, T. y Gibbons, W. (eds.) The Geology of Chile, The Geological Society. p. 21-114, Londres.

Charrier, R., Farías, M., Maksaev, V. (2009). Evolución tectónica, paleogeográfica y metalogénica durante el Cenozoico en los Andes de Chile norte y central e implicaciones para las regiones adyacentes de Bolivia y Argentina. Revista de la Asociación Geológica Argentina, v. 65(1), p. 5-35.

Chong, G. (1973). Reconocimiento Geológico del área Catalina-Sierra de Varas y estratigrafía del Jurásico del Profeta, provincia de Antofagasta. Memoria de Título, Universidad de Chile, Departamento de Geología: pp1-284.

Chouinard, A., Paquette, J., Williams-Jones, A.E. (2005). Crystallographic controls on trace-element incorporation in auriferous pyrite from the Pascua epithermal high-sulphidation deposit, Chile-Argentina: The Canadian Mineralogist, v. 43, p. 951–963.

Christie, A.B., & Brathwaite, R.L. (1986). Epithermal gold-silver and porphyry copper deposits of the Hauraki Goldfi eld-A review, en Henley, R.W., Hedenquist, J.W., Roberts, P.J. (eds.), Guide to the active epithermal (geothermal) systems and precious metal deposits of New Zealand; Monograph series on mineral deposits: Berlin, Alemania, Gebruder Bornträger, p. 129-145.

Clark, R.N., King, T., Klefwa, M., Swayze, G.A., Vergo, N. (1990). Espectroscopía de reflectancia de alta resolución para minerales: Journal of Geophysical Research, v. 95, no. B-8, p. 12,653-12,680.

Clark, R.N., Swayze, G.A., Gallagher, A. J., King, T. V. V., Calvin, W.M. (1993). The U. S. Geological Survey, Digital Spectral Library: Version 1: 0.2 to 3.0 micrones, U. S. Geological Survey Open File Report, p. 93-592, 1340 pp.

Clayton, R.N. & Mayeda, T.K. (1963) The Use of Bromine Pentafluoride in the Extraction of Oxygen from Oxides and Silicates for Isotopic Analysis. Geochimica et Cosmochimica Acta, v. 27, p. 43-52.

Cohen, K.M., Finney, S.C., Gibbard, P.L., Fan, J.X. (2013). The ICS International Chronostratigraphic Chart. Episodes 36, p.199-204.

Coira, B.; Davidson, J.; Mpodozis, C.; Ramos, V. (1982). Tectonic and magmatic evolution of the Andes of Northern Argentina and Chile. Earth Sciences Reviaw, v. 18, p. 303-332.

Cooke, D., & Simmons, S. (2000). Characteristics and genesis of Epithermal Gold Deposits. SEG Reviews, v. 13, p. 221-244.

Corbett, G.J., & Leach, T.M. (1998). Southwest Pacific Rim Gold-Copper Systems: Structure, Alteration, and Mineralization. Society of Economic Geologist, Special Publication Number 6, 237 pp.

Crerar, D.A., & Barnes, H.L. (1976). Ore solution chemistry; V, Solubilities of chalcopyrite and chalcocite assemblages in hydrothermal solution at 200° to 350°C: Economic Geology, v. 71, p. 772–794.

Davidson, J.; & Mpodozis, C. (1991). Regional geologic setting of epithermal gold deposits, Chile. Economic Geology, v. 86(6),p. 1174-1186.

Deen, J.A. (1990). Hydrothermal Ore Deposition Related to High-level Igneous Activity: A Stableisotopic Study of the Julcani Mining District, Peru. Ph.D. thesis, Univ. Colorado, Boulder, Colorado.

Deyell, C.L. (2005). Alunite in the Pascua-Lama high-sulfidation deposit: Constraints on alteration and ore deposition using stable isotope geochemistry: Economic Geology, v. 100, p. 131–148.

Einaudi, M.T., Hedenquist, J.W., Inan, E.E. (2003). Sulfidation state of fl uids in active and extinct hydrothermal systems: transitions from porphyry to epithermal environments: Society of Economic Geologists, Special Publication, v. 10, p. 285-313.

Espinoza, F.; Matthews, S.; Cornejo, P.; Venegas, C. (2011). Carta Catalina, Región de Antofagasta. Servicio Nacional de Geología y Minería, Carta Geológica de Chile, Serie Geología Básica 129: 63 p., 1 mapa escala 1:100.000. Santiago.

Fanning, M. (2012). SHRIMP U-Pb results for zircon from sample 383620. Reporte interno. 9pp.

Farmer, V.C. (1974). The infrared spectra of minerals: Mineralogical Society of London, Darking, Surrey, Adlard and Son Ltd., Monograph, v. 4, 539 pp.

Fifarek, R. H., & Rye, R. O. (2005). Stable-isotope geochemistry of the Pierina high-sulfidation Au–Ag deposit, Peru: influence of hydrodynamics on SO_4^{2-}–H_2S sulfur isotopic exchange in magmatic-steam and steam-heated environments. Chemical Geology, v. 215, issues 1–4, p 253-279.

Folinsbee, R.E., Kirkland, K., Nekolaichuk, A. & Smejkal, V. (1972). Chinkuashih-a gold-pyrite-enargite-barite hydrothermal deposit in Taiwan. Geol. Soc. Am. Memoir, v.135, p. 323-335.

Force E. R. (1991). Geology of titanium-mineral deposits. GSA, Special Paper, v. 259, 112 pp.

Fournier, R.O. (1991). The transition from hydrostatic to greater than hydrostatic fluid pressure in presently active continental hydrothermal systems in crystalline rock: Geophysical Research Letters, v. 18, p. 955-958.

Fournier, R.O. (1992). The influences of depth of burial and the brittle-plastic transition on the evolution of magmatic fluids. Geol. Surv. Japan Report, v. 279, p. 57-59.

Friedman, I., & Gleason, J. D. (1973). A new silicate intercomparison standard for O18 analysis. Earth and Planetary Sci. Letters, v. 18 (1), p. 124.

Fulignati, P., Gioncada, A., Sbrana, A. (1999). Rare-earth element (REE) behaviour in the alteration facies of the active magmatic-hydrothermal system of Vulcano (Aeolian Islands Italy): Journal of Volcanology and Geothermal Research, v. 88, p. 325–342.

García, F. (1967). Geología del Norte Grande de Chile. En: Symposium sobre el Geosinclinal Andino, Sociedad Geológica de Chile, v. 3, 138 pp.

Galina, M., Guido, D.M., Jovic. S.M. (2013). Geometría y controles de las mineralizaciones en los sectores Dumbo y Dumbo – Defensa, Mina El Guanaco, Chile. Informe Geológico: Mina Guanaco, Antofagasta, Chile. Reporte Interno. Compañía Minera El Guanaco. 5 pp.

Galina, M., Guido, D.M., Jovic. S.M. (2014a). Historia del yacimiento aurífero El Guanaco, norte de Chile. XIX Congreso Geológico Argentino, Córdoba.

Galina, M., Guido, D.M., Jovic. S.M. (2014b). Caracterización petrográfica, mineralógica y geoquímica del ledge Dumbo, Mina El Guanaco, Desierto de Atacama, Chile. Informe Geológico: Mina Guanaco, Antofagasta, Chile. Reporte Interno. Compañía Minera El Guanaco. 22 pp.

Galina, M., Jovic, S.M., Guido, D.M. (2015). Estructura Cachinalito, Mina El Guanaco, Antofagasta, Chile: caracterización de eventos hidrotermales y controles de la mineralización aurífera. XIII Congreso Geológico Chileno, Coquimbo. 4 pp.

Galina, M., Páez, G. N., Permuy V. C., Guido, D.M., Jovic, S. M. (2016). Informe: dataciones Ar-Ar en el Distrito Mienro El Guanaco. Reporte Interno. Compañía Minera El Guanaco. 6 pp.

Gammons, C.H., & Barnes, H.L. (1989). The solubility of Ag_2S in near-neutral aqueous sulfide solutions at 25 to 300°C: Geochimica et Cosmochimica Acta, v. 53, p. 279-290.

Gammons, C.H., & Williams-Jones, A.E. (1995). Hydrothermal geochemistry of electrum: thermodynamic constraints: Economic Geology, v. 90, p. 420-432.

Gammons, C.H., & Williams-Jones, A.E. (1997), Chemical mobility of gold in the porphyry-epithermal environment: Economic Geology, v. 92, p. 45-59.

Gemmel, B. (2002). Low and High sulfidation epitermal deposits: Characteristics, genesis and exploration implications. Short Course Notes, XV Congreso Geológico Argentino, Calafate.

García, F. (1967). Geología del Norte Grande de Chile. In Symposium sobre el Geosinclinal Andino, Sociedad Geológica de Chile, v. 3, 138 pp.

Giles, D.L., & Nelson, C.E. (1982). Epithermal lode gold deposits of the circum-Pacific: Transactions 3rd Circum Pacific Energy and Mineral Resources Conference, Honolulu, Hawaii, E.U.A., p. 273-278.

Giggenbach, W.F. (1992). Isotopic shifts in waters from geothermal and volcanic systems along convergent plate boundaries and their origin. Earth Planet. Sci. Lett., v. 113, p. 495–510.

Giggenbach, W.F. (1997). The origin and evolution of fl uids in magmatichydrothermal systems, en Barnes, H.L. (ed.), Geochemistry of hydrothermal ore deposits, 3a ed.: New York, New York, E.U.A., John Wiley and Sons, p. 737-796.

Goldstein, R.H., & Reynolds, T.J. (1994): Systematics of fluid inclusions in diagenetic minerals: Society for Sedimentary Geology Short Course, v. 31, 199 pp.

Gray, M.D. (2001). Exploration criteria for high sulfi dation gold deposits in Mexico, en Corona-Esquivel, R., Gómez-Godoy, J. (eds.), Acta de Sesiones de la XXIV Convención Nacional de la AIMMGM, Acapulco, Guerrero: México, D.F., Asociación de Ingenieros de Minas, Metalurgistas y Geólogos de México, p. 68-71.

Grove, C.I., Hook, S., Paylor, E.D. (1992). Laboratory Reflectance Spectra of 160 Minerals, 0.4 to 2.5 micrometers. JPL Publication 92-2, Pilot Land Data System. Jet Propulsion Laboratory, Pasadena, California.

Guido D.M. (2002). Geología y Metalogénesis del Sector Oriental del Macizo del Deseado, provincia de Santa Cruz. Tesis Doctoral MLP. Facultad de Ciencias Naturales y Museo.UNLP

Guido, D.M., & Jovic, S.M. (2013). Informe Geológico: Mina Guanaco, Antofagasta, Chile. Reporte Interno. Compañía Minera El Guanaco. 29pp.

Hauff, P.L. (2008). An overview of VIS-NIR-SWIR field spectroscopy as applied to metals exploration. Spectral International Incorporated, technical document to accompany spectral libraries and identification software, 71 pp.

Hayashi, K., & Ohmoto, H. (1991). Solubility of gold in NaCl- and H2S-bearing aqueous solutions at 250-350ºC: Geochimica et Cosmochimica Acta, v. 55, p. 2111-2126.

Hayba, D.O., Bethke, P.M., Heald, P., Foley, N.K. (1985). Geologic, mineralogic and geochemical characteristics of volcanic-hosted epithermal precious-metal deposits: Reviews in Economic Geology, v. 2, p. 129-167.

Heald, P., Foley, N.K., Hayba, D.O. (1987). Comparative anatomy of volcanic- hosted epithermal deposits: acid-sulfate and adularia-sericite types: Economic Geology, v. 82, p. 1-26.

Hedenquist, J.W. (1986). Geothermal systems in the Taupo volcanic zone: their characteristics and relation to volcanism and mineralisation, en Smith, I.E.M. (ed.), Late Cenozoic volcanism in New Zealand: Royal Society of New Zealand Bulletin, v. 23, p. 134-168.

Hedenquist, J.W. (1987). Mineralization associated with volcanic-related hydrothermal systems in the Circum-Pacific Basin, en Transactions 4th Circum Pacific Energy and Mineral Resources Conference, Singapore, p. 1-26.

Hedenquist, J.W. & Garcia J.S., Jr. (1990). Sulfur isotope systematics in the Lepanto mining district, northern Luzon, Philippines. Mining Geol, v.40, p. 67.

Hedenquist, J.W., & Lowenstern, J.B. (1994). The role of magmas in the formation of hydrothermal ore deposits: Nature, v. 370, p. 519-527.

Hedenquist, J. W., & Taran Y. A. (2013). Modeling the Formation of Advanced Argillic Lithocaps: Volcanic Vapor Condensation Above Porphyry Intrusions. Economic Geology, v. 108 (7), p. 1523-1540.

Hedenquist, J.W., Matsuhisa, Y., Izawa, E., White, N.C., Giggenbach, W.F., Aoki, M., (1994). Geology, geochemistry, and origin of high sulfidation Cu-Au mineralization in the Nansatsu district, Japan: Economic Geology, v. 89, p. 1-30.

Hedenquist, J., Izawa, A, Arribas Jr. A., White, N. (1996). Epithermal gold deposits: Styles, characteristics and exploration. The Society of Resource Geology, Japan, Special Publication, 1 pp.

Hedenquist, J. W., Arribas, A., Reynolds, T. J. (1998). Evolution of an intrusion centered hydrothermal system: Far Southeast-Lepanto porphyry and epithermal Cu-Au deposits, Philippines: Economic Geology, v. 93, p. 373-404.

Hedenquist, J.W., Arribas, A. Jr., Urien-Gonzalez, E. (2000). Exploration for epithermal gold deposits: Reviews in Economic Geology, v. 13, p. 245-277.

Heinrich, C.A., Günther, D., Audétat, A., Ulrich, T., Frischknecht, R. (1999). Metal fractionation between magmatic brine and vapor, determined by microanalysis of fluid inclusions: Geology, v. 27, p. 755–758.

Helgeson, H.C. (1978). Summary and critique of the thermodynamic properties of rock-forming minerals: American Journal of Science, v. 278, p. 1–229.

Hemley, J.J., & Jones, W.R. (1964). Chemical aspects of hydrothermal alteration with emphasis on hydrogen metasomatism: Economic Geology, v. 59, p. 538–569.

Hemley, J.J., Hostetler, P.B., Gude, A.J., Mountjoy, W.T. (1969). Some stability relations of alunite: Economic Geology, v. 64, p. 599–612.

Hemley, J.J., Montoya, J.W., Marinenko, J.W., Luce, R.W. (1980). Equilibria in the system Al2O3-SiO2-H2O and some general implications for alteration-mineralization processes: Economic Geology, v. 75, p. 210−228.

Henley, R.W. (1985). The geothermal framework of epithermal deposits: Reviews in Economic Geology, v. 2, p. 1–24.

Holland, H. D. (1965). Some applications of thermochemical data to problems of ore deposits: II. Mineral assemblages and the composition of ore-forming fluids: Economic Geology, v. 60, p. 1101–1166

Holland, T.J.B., & Powell, R. (1998). An internally consistent thermodynamic data set for phases of petrological interest: Journal of Metamorphic Geology, v. 16, p. 309–343.

Hunt, G.R., & Salisbury, J.W. (1971). Visible and near-infrared spectra of minerals and rocks: II. Carbonates: Modern Geology, v. 2, p. 283–300.

Hunt, G.R., Salisbury, J.W., Lenhoff, C.J. (1971a). Visible and near infrared spectra of minerals and rocks. III. Oxides and hydroxides, Modern Geology v.2, p. 195-205.

Hunt, G.R., Salisbury, J.W., Lenhoff, C.J. (1971b). Visible and near infrared spectra of minerals and rocks. IV. Sulphides and sulphates, Modern Geology v.3, p. 1-14.

Hunt, G.R., Salisbury, J.W., Lenhoff, C.J. (1971c). Visible and near infrared spectra of minerals and rocks. VI. Additional silicates, Modern Geology v.4, p. 85-106.

Hurtig, N., & Williams-Jones, A.E. (2014). An experimental study of the transport of gold through hydration of AuCl in aqueous vapour and vapour like fluids: Geochimica et Cosmochimica Acta, v. 127, p. 305–325.

Jannas, R.R., Beane, R.E., Ahler, B.A., Brosnahan, D.R. (1990): Gold and copper mineralization at the El Indio Deposit, Chile. J. Geochem. Explor, v 36, p. 233-266.

Jensen, M.L., Ashley, R.P., Albers, J.P. (1971). Primary and secondary sulfates at Goldfield, Nevada. Econ. Geol, v. 66, p. 618-626.

Johnson, J.W., Oelkers, E.H., Helgeson, H.C. (1992). SUPCRT92: A software package for calculating the standard molal thermodynamic properties of minerals, gases, aqueous species, and reactions from 1 to 5000 bar and 0 to 1000°C: Computers & Geosciences, v. 18, p. 899–947.

Jordan, T.E.; lsacks B.L.; Allmendinger, R.W.; Brewer, J.A.; Ramos, V.A.; Ando, C.J. (1983). Andean Tectonics related to geometry of subducted Nazca plate. Geological Society of America. Bulletin, v. 94, No. 1, p. 341-36.

Jovic S. M; Guido D. M; Galina M; Mendiz C., Heit J. F. (2015). Marco tectónico y estructural del depósito epitermal de alta sulfuración El Guanaco, Antofagasta, Chile. XIV Congreso Geológico Chileno, actas, p. 73-76.

King, P.L., Ramsey, M.S., Swayze, G.A. (2004). Infrared spectroscopy in geochemistry, exploration geochemistry and remote sensing. Mineralogical Association of Canada, Short Course Series, v. 33, 284 pp.

King, J.; Williams-Jones. A. E; Hinsberg, V; Williams-Jones G. (2014). High-Sulfidation Epithermal Pyrite-Hosted Au (Ag-Cu) Ore Formation by Condensed Magmatic Vapors on Sangihe Island, Indonesia. Economic Geology, v. 109 (6), p. 1705-1733.

Knight, J.E. (1977). A thermochemical study of alunite, enargite, luzonite, and tennantite deposits: Economic Geology, v. 72, p. 1321–1336.

Kusakabe, M & Robinson, B.W. (1977). Oxygen and sulfur isotope equilibria in the BaSO4-HSO4- system from 110 to 350 °C and applications; Geochim. Cosmochim, v. 41, p. 1033-104.

Landtwing, M.R., Furrer, C.F., Redmond, P.B., Pettke, T., Guillong, M., Heinrich, C.A. (2010). The Bingham Canyon porphyry Cu-Mo-Au deposit: III. Zoned copper-gold ore deposition Rye, R.O., 1993, The evolution of magmatic fluids in the epithermal environment: The stable isotope perspective: Economic Geology, v. 88, p. 733–752.

Lecumberri-Sanchez, Claiborne Newton III, M; Westman, E. C; Kamilli R. J; Canby V.M., Bodnar R. J. (2013). Temporal and spatial distribution of alteration, mineralization and fluid inclusions in the transitional high-sulfidation epithermal-porphyry copper system at Red Mountain, Arizona. Journal of Geochemical Exploration, v. 125, p. 80-93.

Lindgren, W. (1922). A suggestion for the terminology of certain mineral deposits: Economic Geology, v. 17, p. 202-294.

Lindgren, W. (1933). Mineral deposits, 4th edition: New York and London, McGraw-Hill Book Company, 930 p.

Llaumett Pino, Carlos. (1979). Evaluación Geológica del Distrito Minero El Guanaco II Región-Chile. Empresa Nacional de Minería. Chile. Report, 49 pp.

Lyon, R.J.P. (1962). Los minerales y el Infrarrojo-Una bibliografía crítica: Stanford, California, Stanford Research Institute, 76pp.

MacLean, W.H., & Barrett, T.J. (1993). Lithogeochemical techniques using immobile elements. Journal of Geochemical Exploration, v. 48, p. 109-133.

Maksaev, V., & Zentilli, M. (1999). Fission track thermochronology of the Domeyko Cordillera, northern Chile: Implications for Andean tectonics and porphyry copper metallogenesis: Exploration and Mining Geology, v. 8, p. 65−89.

Matthews, S., & Cornejo, P. (2004). Middle to Late Eocene high-sulphidation Cu-Au vein mineralization at Guanaco Mine and Cerro Inesperado, II Region, Chile. In International Association of Volcanology and Chemistry of the Earth's Interior (IAVCEI), General Assembly. Pucón.

Matthews S., & Cornejo P. (2006). Geología del área de Guanaco - Inesperada, II Región. Informe interno. Guanaco Compañía Minera Ltda. 21 pp.

Mavrogenes, J., Henley, R.W., Reyes, A.G., Berger, B. (2010). Sulfosalt melts: Evidence of high-temperature vapor transport of metals in the formation of high-sulfidation lode gold deposits: Economic Geology, v. 105, p. 257–262.

McKibben, M.A., & Williams, A.E. (1989). Metal speciation and solubility in saline hydrothermal fluids: an empirical approach based on geothermal brine data: Economic Geology, v. 84, p. 1996-2007.

Migdisov, A.A., & Williams-Jones, A.E. (2013). A predictive model for transport of silver chloride by aqueous vapor in ore-forming magmatic-hydrothermal systems: Geochimica et Cosmochimica Actamica, v. 104, p. 123–135.

Migdisov, A.A., Williams-Jones, A.E., Suleimenov, O.M. (1999). Solubility of chlorargyrite (AgCl) in water vapor at elevated temperatures and pressures: Geochimica et Cosmochimica Acta, v. 63, p. 3817–3827.

Meyer, C., & Hemley, J. (1967). Wall rock alteration, in Barnes, H.L., ed., Geochemistry of hydrothermal ore deposits: New York, Holt, Rinehart, and Winston, p. 166–234.

Moenke, H. (1962). Spektralanalyse von mineralien und gesteinen; eine anleitung zure missions und absorptions spektroskopie: Leipzig, Akademie Verlagsges.

Mortimer, C. (1973). The Cenozoic history of the southern Atacama Desert, Chile. Journal of the Geological Society of London, v. 129, p. 505-526.

Mountain, B.W., & Seward, T.M. (2003). Hydrosulfide/sulfide complexes of copper (I): Experimental confirmation of the stoichiometry and stability of Cu (HS) 2– to elevated temperatures: Geochimica et Cosmochimica Acta, v. 67, p. 3005–3014.

Mpodozis, C. & Cornejo, P. (2012). Cenozoic tectonics and porphyry copper systems of the Chilean Andes. In: Hedenquist, J. W., Harris, M. & Camus, F. (eds) Geology and Genesis of Major Copper Deposits and Districts of the World: A Tribute to

Richard H. Sillitoe. Society of Economic Geologists, Lancaster, USA, Special Publication, v. 16, p. 329-360.

Mpodozis, C., Cornejo, P., Kay, S.M., Tittler, A. (1995). La Franja de Maricunga: síntesis de la evolución del Frente Volcánico Oligoceno-Mioceno de la zona sur de los Andes Centrales. Revista Geológica de Chile, v. 21(2), p. 273-313.

Mpodozis, C., Arriagada, C., Basso, M., Roperch, P., Cobbold, P., and Reich, M. (2005). Late Mesozoic to Paleogene stratigraphy of the Salar de Atacama basin, Antofagasta, northern Chile: Implications for the tectonic evolution of the central Andes: Tectonophysics, v. 399, p. 125–154.

Müller, D., Kaminski, K., Uhlig, S., Graupner, T., Herzig, P.M., Hunt, S. (2002). The transition from porphyry- to epithermal-style gold mineralization at Ladolam, Lihir Island, Papua New Guinea: areconnaissance study: Mineralium Deposita, v. 37, p. 61-74.

Muntean, J.L., Kesler, S.E., Russell, N. (1990). Evolution of the Monte Negro acid sulfate Au-Ag deposit, Pueblo Viejo, Dominican Republic: Important factors in grade development: Economic Geology, v. 85, p. 1738–1758.

Nielson, D.L., Moore, J.N., Heizler, M.T. (1999). Lower limits of hydrothermal circulation in the Tiwi geothermal fluid, Luzon, in 24th Workshop on Geothermal Reservoir Engineering, Proceedings: Standford, California, Stanford University, 7 pp.

Oyarzun, R.; Márquez, A.; Lillo, J.; López, I.; Rivera, S. (2001). Giant versus small porphyry copper deposits of Cenozoic age in northern Chile: adakitic versus normal calc-alkaline magmatism. Mineralium Deposita, v. 36(8), p. 794-798.

Pals, D.W., Spry, P.G., Chryssoulis, S.L. (2003). Invisible gold and tellurium in arsenic-rich pyrite from the Emperor gold deposit, Fiji: Implications for gold distribution and deposition: Economic Geology, v. 98, p. 479–493.

Permuy V. C., Paéz G.N., Jovic, S.M., Guido D.M. (2015). Informe Geológico: Mina Guanaco, Antofagasta, Chile. Reporte Interno. Compañía Minera El Guanaco. 57pp.

Permuy V. C., Páez G.N., Guido D., Jovic S.M., Galina M. (2016). Geología y mineralizaciones asociadas en el Distrito Minero El Guanaco. XIV Congreso Geológico Chileno, actas 73-76 pp.

Pudack, C., Halter, W.E., Heinrich, C.A., Pettke, T. (2009) Evolution of Magmatic Vapor to Gold-Rich Epithermal Liquid: The Porphyry to Epithermal Transition at Nevados de Famatina, Northwest Argentina. Economic Geology, v. 104 (4), p. 449–477.

Puig, A., Díaz, S., Cuitiño, L. (1988). Sistemas hidrotermales asociados a calderas en el arco volcánico paleógeno de la Región de Antofagasta, Chile. Distritos Cachinal de La Sierra y El Soldado. Revista Geológica de Chile 15 (1): 57-82.

Quantec, (2000). Harmonic Phase IP Survey, Guanco Project, Region II, Chile. Reporte interno.

Recio, C., & Subías I. (2007). Geoquímica de isótopos estables aplicada al estudio de yacimientos minerales. Publicación interna de la Universidad Industrial de Santander.

Reed, M.H. (1992), Origin of diverse hydrothermal fluids by reaction of magmatic volatiles with wall rock, en Hedenquist, J.W. (ed.), Extended abstracts, Japan-U.S.

symposium on magmatic contributions to hydrothermal systems: Geological Survey of Japan Reports, v. 279, p. 135-140.

Reutter, K.-J., Scheuber, E., and Helmcke, D. (1991). Structural evidence of orogen-parallel strike slip displacements in the Precordillera of northern Chile: Geologische Rundschau, v. 80, p. 135−153.

Reutter, K.-J., Scheuber, E., and Chong, G. (1996). The Precordilleran fault system of Chuquicamata, northern Chile: Evidence for reversals along arcparallel strike-slip faults: Tectonophysics, v. 259, p. 213–228.

Reyes, A.G. (1990). Petrology of Philippine geothermal systems and the application of alteration mineralogy to their assessment: Journal of Volcanology and Geothermal Research, v. 43, p. 279-309.

Reyes, A.G. (1991). Mineralogy, distribution and origin of acid alteration in Philippine geothermal systems: Geological Survey of Japan Reports, v. 277, p. 59-65.

Richards, J. (2003). Tectono-Magmatic Precursors for Porphyry Cu-(Mo-Au) Deposit Formation. Economic Geology, v. 98, p. 1515-1533.

Riquelme, R., Hérail, G., Martinod, J., Charrier, R., Darrozes, J. (2007). Late Cenozoic geomorphologic signal of Andean forearc deformation and tilting associated with the uplift and climate changes of the southern Atacama Desert (26 S – 28 S). Geomorphology, v. 86, p. 283-306.

Robie, R.A., & Hemingway, B.S. (1995). Thermodynamic properties of minerals and related substances at 298.15 K and 1 Bar (105 Pascals) pressure and at higher temperatures: U.S. Geological Survey Bulletin, v. 2131, p. 461.

Robinson, B. W., & Kusakabe M. (1975) Quantitative preparation of sulfur dioxide, for S^{34}/S^{32} analyses, from sulfides by combustion with cuprous oxide. Anal. Chem, v. 47, p. 1179-1181.

Roedder, E. (1962) Ancient fluids in crystals. Scientific American, v. 207, No. 4, p. 38-47.

Roedder, E. (1979). Fluid inclusions as samples of ore fluids. En: Barnes H.L. (ed) Geochemistry of Hydrothermal Ore Deposits, 2nd edition. Jhon Wiley and sons, New York: p. 684-731.

Roedder, E. (1984). Fluid inclusions. Reviews in mineralogy. Mineralogical Society of America, v. 12, 645 pp.

Ruaya, J.R., & Seward, T.M. (1986) The stability of chlorozinc (II) complexes in hydrothermal solutions up to 350ºC: Geochimica et Cosmochimica Acta, v. 50, p. 651-661.

Rye, R.O. (1993). The evolution of magmatic fluids in the epithermal environment: The stable isotope perspective: Economic Geology, v. 88, p. 733–752.

Rye, R.O., Stoffregen, R., Bethke, P.M. (1990). Stable isotope systematics and magmatic and hydrothermal processes in the Summitville, CO gold deposit. U.S. Geol. Surv. Open-file Report, pp. 90-626.

Rye, R.O., Bethke, P.M., Wasserman, M.D. (1992). The stable isotope geochemistry of acid sulfate alteration: Economic Geology, v. 87, p. 225–262.

Salvi, S., Pokrovski, G.S., Schott, J. (1998). Experimental investigation of aluminum-silica aqueous complexing at 300°C: Chemical Geology, v. 151, p. 51–67.

Scher, S., Williams-Jones, A.E., Williams-Jones, G. (2013). Fumarolic activity, acid-sulfate alteration, and high sulfidation epithermal precious metal mineralization in the crater of Kawah Ijen volcano, Java, Indonesia: Economic Geology, v. 108, p. 1099-1118.

Scheuber, E., & Reutter, K.-J. (1992). Magmatic arc tectonics in the central Andes between 21° and 25° S: Tectonophysics, v. 205, p. 127−140.

Seo, J.H., Guillong, M., Heinrich, C.A. (2009). The role of sulfur in the formation of magmatic–hydrothermal copper–gold deposits: Earth and Planetary Science Letters, v. 282, p. 323–328.

Seward, T.M. (1976). The stability of chloride complexes of silver in hydrothermal solutions up to 350ºC: Geochimica et Cosmochimica Acta, v. 40, p. 1329-1341.

Seward, T.M. (1984). The transport and deposition of gold in hydrothermal systems, en Foster, R.P. (ed.), Gold'82: Rotterdam. Holanda, A.A. Balkema, 753 pp.

Shenberger, D.M., & Barnes, H.L. (1989). Solubility of gold in aqueous sulfi de solutions from 150 to 350ºC: Geochimica et Cosmochimica Acta, v. 53, p. 269-278.

Shepherd, T., Rankin, A., Alderton, D. (1985). A practical guide to fluid inclusions studies. Blakie Ed. Glasgow, 237 pp.

Sheppard, S. (1986). Stable isotope in high temperature geological processes, Valley, J., Taylor, H., O'Neil, J. ed., Capítulo 6. Reviews in mineralogy, v. 16, p. 165-184.

Silberman, M.L., Stewart, J.H., McKee, E.H. (1976). Igneous activity, tectonics and hydrothermal precious-metal mineralization in the Great Basin during Cenozoic time: AIME Transactions, v. 260, p. 253-263.

Sillitoe, R.H. (1977). Metallic mineralization affiliated to subaerial volcanism: a review, en Volcanic processes in ore genesis: Institution of Mining and Metallurgy-Geological Society of London, p. 99-116.

Sillitoe, R.H. (1983). Enargite-bearing massive sulfide deposits high in porphyry copper systems: Economic Geology, v. 78, p. 348−352.

Sillitoe, R.H. (1988). Environments, styles and origins of gold deposits in western Pacific island arcs, en Bicentennial Gold 88: Geological Society of Australia, Abstracts, v. 22, p. 127-138.

Sillitoe, R.H. (1993). Giant and bonanza gold deposits in the epithermal environment: Assessment of potential factors: Economic Geology Special Publication v. 2, p. 125-156.

Sillitoe, R.H., (1993a). Epithermal Models: Genetic types, geometrical controls and shallow features. En: Kirkham, Sinclair, Thorpe and Duke (editors), Mineral Deposits Modelling: Geological Association of Canada, Special Pape, v. 40, p. 403-417.

Sillitoe, R.H. (1995). Exploration of porphyry copper lithocaps: Parkville, Victoria, Australasian Institute of Mining and Metallurgy v. 9/95, p. 527−532.

Sillitoe, R.H. (1999). Styles of high sulfidation gold, silver and copper mineralisation in porphyry and epithermal environments, en PACRIM '99, Bali, Indonesia, p. 29-44.

Sillitoe, R.H. (2010). Porphyry copper systems: Economic Geology, v. 105, p. 3−41.

Sillitoe, R.H., & Bonham, H.F. (1984). Volcanic landforms and ore deposits: Economic Geology, v. 79, p. 1286-1298.

Sillitoe, R.H., & Hedenquist, J.W. (2003). Linkages between Volcanotectonic Settings, Ore-Fluid Compositions, and Epithermal Precious Metal Deposits: Society of Economic Geologists, Special Publication Series, v. 10, p. 314-343.

Sillitoe, R. H.; & Perelló, J. (2005). Andean copper province: tectono magmatic settings, deposit types, metallogeny, exploration, and discovery. Ed: Hedenquist, JW; Thompson, JFH; Goldfarb, R. Economic Geology One Hundredth Anniversary: p. 845-890.

Simmons, S.F. (1995). Magmatic contributions to low-sulfi dation epithermal deposits, en Thompson, J.F.H. (ed.), Magmas, fl uids and ore deposits: Mineralogical Association of Canada Short Course Series, v. 23, p. 455-477.

Simmons, S.F., & Albinson, T. (1995). Mexican Ag-Au and Ag-Pb-Zn epithermal deposits: Hydrothermal products of a magmatic (?) heritage: PACRIM 1995 Congress, Auckland, New Zealand, Proceedings, p. 539–544.

Simmons, S.F., White, N.C., John, D.A. (2005). Geological characteristics of epithermal pre-cious and base metal deposits. Economic Geology 100th Anniversary, p. 185–522.

Simpson, M.P., Mauk, J.L., Kendrick, R.G. (2004). Telescoped porphyry style and epithermal veins and alteration at the central Maratoto valley prospect, Hauraki Goldfi eld, New Zealand: New Zealand Journal of Geology & Geophysics, v. 47, p. 39-57.

Simon, G., Huang, H., Penner-Hahn, J.E., Kesler, S.E., Kao, L.S. (1999). Oxidation state of gold and arsenic in gold-bearing arsenian pyrite: American Mineralogist, v. 84, p. 1071–1079.

Soto, R., Martinod, J., Riquelme, R., Hèrail, G., and Audin, L. (2005). Using gemorphological markers to discriminate Neogene tectonic activity in the Precordillera of North Chilean forearc (24–25° S): Tectonophysics, v. 411, p. 41–55.

Stefánsson, A., & Seward, T.M. (2004). Gold(I) complexing in aqueous sulphide solutions to 500°C at 500 bar: Geochimica et Cosmochimica Acta, v. 68, p. 4121–4143.

Stoffregen, R.E. (1987). Genesis of acid-sulfate alteration and Au-Cu-Ag mineralization at Summitville, Colorado: Economic Geology, v. 82, p. 1575–1591.

Stoffregen, R.E., & Alpers, C.N. (1987) Woodhouseite and svanbergite in hydrothermal ore deposits: Products of apatite destruction during advanced argillic alteration: The Canadian Mineralogist, v. 25, p. 201–211.

Stoffregen, R.E., & Cygan, G.L. (1990). An experimental study of Na-K exchange between alunite and aqueous sulfate solutions: The American Mineralogist, v. 75, p. 209–220.

Stoffregen R.E., Alpers C.N., Jambor J.L. (2000). Alunite-jarosite crystallography, thermodynamics, and geochronology: Sulfate minerals—crystallography, geochemistry and environmental significance: Reviews in Mineralogy, v. 40, p. 453−479.

Stolper, E., & Newman, S. (1994). The role of water in the petrogenesis of Mariana trough magmas: Earth and Planetary Science Letters, v. 121, p. 293-325.

Strashimirov, S., Petrunov, R., Kanazirski, M. (2002). Porphyry-copper mineralisation in the central Srednogorie zone, Bulgaria: Mineralium Deposita, v. 37, p. 587-598.

Sverjensky, D.A., Hemley, J.J., D'Angelo, W.M. (1991). Thermodynamic assessment of hydrothermal alkali feldspar-mica-aluminosilicate equilibria: Geochimica et Cosmochima Acta, v. 55, p. 989−1004.

Tapia, M. (2007). Informe Interno Guanaco Compañía Minera. Primera etapa exploración geológica Sector Inesperado, Distrito Minero Guanaco, II Región De Antofagasta, Chile. 52pp.

Taylor B. (1992). Degassing of H2O from rhyolite magma during eruption and shallow intrusion, and the isotopic composition of magmatic water in hydrothermal systems. Japan Geological Survey Report, v. 279, p. 190-194.

Taylor, B.E. (2007). Epithermal gold deposits, in Goodfellow, W.D. ed., Mineral deposits of Canada: A synthesis of major deposit-types, district metallogeny, the evolution of geological provinces, and exploration methods: Geological Association of Canada, Mineral Deposits Division, St. John's, p. 113–139.

Thiersch, P.C., Williams-Jones, A.E., Clark, J.R. (1997). Epithermal mineralization and ore controls of the Shasta Au-Ag deposit, Toodoggone District, British Columbia, Canada: Mineralium Deposita, v. 32, p. 44–57.

Thompson, A.J.B., Hauff, P.L. Robitaille, A.J. (1999). Alteration mapping in exploration: Application of short-wave infrared (SWIR) spectroscopy. SEG Newsletter, v. 39, p. 16-25.

Tomlinson, A.J., and Blanco, N. (1997a). Structural evolution and displacement history of the West fault system, Precordillera, Chile: Pt. 1. Synmineral history [ext. abs.]: VIII Congreso Geológico Chileno, Antofagasta, Extended Abstracts, v. 3, p. 1873−1878.

Tomlinson, A.J., and Blanco, N. (1997a). Structural evolution and displacement history of the West fault system, Precordillera, Chile: Pt. 2. Postmineral history [ext. abs.]: VIII Congreso Geológico Chileno, Antofagasta, Extended Abstracts, v. 3, p. 1878−1882.

Tomlinson, A.J., Mpodozis C., Cornejo, P., and Ramírez, C.F. (1993). Structural geology of the Sierra Castillo-Agua Amarga fault system, Precordillera of Chile, El Salvador-Potrerillos: II International.

Tomlinson, A.J., Blanco, N., Maksaev, V., Dilles, J.H., Grunder, A.L., and Ladino, M. (2001). Geología de la Precordillera Andina de Quebrada Blanca- Chuquicamata, Regiones I y II (20º30'−22º30' S): Servicio Nacional de Geología y Minería, Santiago, Informe Registrado IR-01-20, 444 p

Ulrich, T., Gunther, D., Heinrich, C.A. (1999). Gold concentrations of magmatic brines and the metal budget of porphyry copper deposits: Nature, v. 399, p. 676–679.

Uribe Campos, P. (2006). Informe Interno Guanaco Compañía Minera. Estudio orientativo de Alteración Hidrotermal mediante Epsectroscopía Infrarroja PIMA. Robolistic Ltda. 39 pp.

Vennemann, T.W., Muntean, J.L., Kesler, S.E., O'Neil, J.R., Valley, J.W. & Russell, N. (1993). Stable isotope evidence for magmatic fluids in the Pueblo Viejo epithermal acid sulfate Au-Ag deposit, Dominican Republic. Econ. Geol, v. 88, p.55-71.

Vikre, P.G., (1989)., Ledge formation at the Sandstorm and Kendall gold mines, Goldfield, Nevada: Economic Geology, v. 84, p. 2115-2138.

Voudouris, P.C. (2010). Conditions of formation of the Mavrokoryfi highsulfidation epithermal Cu-Ag-Au-Te mineralization (Petrota Graben, NE Greece): Mineralogy and Petrology, v. 101, p. 97–113.

White, D. E. (1957) Thermal waters of volcanic origin: Geological Society of America Bulletin, v. 68, p. 1637–1657.

White, D.E. (1982). Vein and dissemination gold-silver deposits of the Great Basin through space and time, en Tooker, E.W. (ed.), Geologic characteristics of sediment- and vocanic-hosted disseminated gold deposits—Search for an occurrence model: U.S. Geological Survey Bulletin, v. 1646, p. 5-14.

White, N.C., & Hedenquist, J.W. (1990). Epithermal environments and styles of mineralization: Variations and their causes, and guidelines for exploration: Journal of Geochemical Exploration, v. 36, p. 445–474.

White, N.C., & Hedenquist, J.W. (1995). Epithermal gold deposits: Styles, characteristics and exploration: Society of Economic Geologists Newsletter v. 23, p. 1–13.

White, N.C., & Poizat, V. (1995). Epithermal deposits: Diverse styles, diverse origins?: Exploring the Rim, PACRIM 1995 Congress, Auckland, New Zealand, Proceedings, p. 623–628.

White, N.C., Leake, M.J., McCaughey, S.N., Parris, B.W. (1995). Epithermal gold deposits of the southwest Pacific: Journal of Geochemical Exploration, v. 54, p. 87-136.

Wilder, A.M., & Seward, T.M. (2002) The adsorption of gold(I) hydrosulfide complexes by iron sufide surfaces: Geochimica et Cosmochimica Acta, v. 66, p. 383–402.

Williams S., & Cesbron F. (1977). Rutile and apatites: useful prospecting guides for porphyry copper deposits. Mineral Mag, v. 41, p. 288–292.

Williams-Jones, A.E., & Heinrich, C.A. (2005). Vapor transport of metals and the formation of magmatic-hydrothermal ore deposits: Economic Geology, v. 100, p. 1287–1312.

Williams-Jones, A.E., Bowell, R.J., Migdisov, A.A. (2009). Gold in solution: Elements, v. 5, p. 281–287.

Winchester, J., & Floyd, P. (1977). Geochemical discrimination of different magma series and their differentiation products using immobile elements. Chemical geology, v. 20, p. 325–343.

Witzke, T., Kolitsch, U., Krause, W., Wiechowski, A., Medenbach, O., Kampf, A.R., Steele, I.M., Favreau, G. (2006). Guanacoite, Cu2Mg2(Mg0.5Cu0.5) (OH)4(H2O)4(AsO4)2, a new arsenate mineral species from the El Guanaco Mine, near Taltal, Chile: Description and crystal structure. European Journal of Mineralogy, v. 18, p. 813-821.

Zheng, Y. F. (1993) Calculation of oxygen isotope fractionation in anhydrous silicate minerals; Geochim. Cosmochim, v.57, p. 1079-1091.

Zezin, D., Migdisov, A.A., Williams-Jones, A.E. (2011). PVTx properties of H2O-H2S fluid mixtures at elevated temperature and pressure based on new experimental data: Geochimica et Cosmochimica Acta, v. 75, p. 5483–5495.

Zezin, D., Migdisov, A.A., Williams-Jones, A.E., (2011b). The solubility of gold in H2O-H2S vapour at elevated temperature and pressure: Geochimica et Cosmochimica Acta, v. 75, p. 5140–5153.

Zotov, N., Petrov, K., Dimitrova-Pankova, M. (1990). Infrared spectra of Cu (II)-Co (II) mixed hydroxide nitrates: Journal of Physics and Chemistry of Solids, v. 51, p. 1199–1205.