

## YACIMIENTOS ESTRATOLIGADOS DE Cu (Ag) CHILENOS

Los yacimientos estratoligados de cobre, con plata subordinada, hospedados en rocas volcánicas han sido tradicionalmente la segunda fuente de cobre producido en Chile. Sin embargo, el hallazgo a mediados de los 80 de grandes yacimientos de óxidos de hierro Cu-Au (Candelaria, Manto Verde) los ha desplazado en importancia económica a un tercer lugar. En los depósitos estratoligados las primeras explotaciones se desarrollaron cuerpos estratiformes (mantos) y, por lo mismo, tradicionalmente este tipo de depósitos se han conocido como "mantos chilenos" ("Chilean manto-type"), pero es más correcto denominarlos **estratoligados** ya que incluyen cuerpos irregulares, chimeneas de brecha y vetas subordinadas discordantes con los estratos volcánicos huéspedes.

Existen dos fajas de depósitos estratoligados de cobre en Chile:

- Faja del Jurásico de la Cordillera de la Costa de la Región de Antofagasta.
- Faja del Cretácico Inferior de la porción central de Chile entre la III Región y la Región Metropolitana.

Estos depósitos se hospedan en rocas volcánicas del Jurásico y Cretácico Inferior y, en menor medida, en rocas piroclásticas o rocas sedimentarias con aporte volcánico del Cretácico Inferior (Maksaev y Zentilli, 2002).

El volumen a nivel de yacimientos individuales es muy variable, siendo el de mayor tamaño Mantos Blancos, ubicado a 40 km al NE de Antofagasta, donde las rocas mineralizadas se extienden por 2.400 m de largo, 450 – 900 m de ancho y 100 – 200 m de potencia. Entre los años 1960 y 1995 se habían explotado 120 Mt de mineral en Mantos Blancos produciendo 1,643,715 toneladas de cobre; las reservas remanentes en 1995 alcanzaban a 43 Mt de mineral oxidado con 0.86% Cu y 62 Mt de mineral sulfurado con 1.18% Cu y 12 g/t Ag (Pizarro, 1996). El resto de los depósitos jurásicos son considerablemente más pequeños, pero las reservas y producción pueden alcanzar a varios millones de toneladas de mineral con 1 a 3.8% Cu y 8 a 25 g/t Ag. Los yacimientos más relevantes se encuentran en el Distrito de Michilla (minas Susana, Juárez, etc.) y el yacimiento de Santo Domingo. Otros ejemplos son Buena Esperanza, Mantos de la Luna y Mantos del Pacífico.

El yacimiento estratoligado de mayor tamaño hospedado por rocas volcánicas del Cretácico Inferior es El Soldado en Chile central (Boric et al., 2002), cuya producción y reservas superan 130 Mt con 1.5% Cu (las reservas remanentes en 1994 eran de 53 Mt con 1,82% Cu). El siguiente en tamaño es Lo Aguirre (actualmente agotado) que se ubica inmediatamente al oeste de Santiago, donde se han explotado 11.1 Mt con 2.14% Cu. Otro grupo de depósitos más pequeños ocurren en rocas volcánico-clásticas del Cretácico Inferior en Chile central. Ejemplos típicos son: Talcuna (Boric, 1985), Guayacán (Ruiz et al., 1971) y Cerro Negro (Elgueta et al., 1990). En Cerro Negro se han explotado 6 Mt de mineral con 1-3% Cu y 31 g/t Ag, mientras el tonelaje promedio de otros depósitos es de aproximadamente 2 Mt con 1.7% Cu y 25 g/t Ag (Camus, 1990).

En la faja de la Cordillera de la Costa de la Región de Antofagasta los depósitos se hospedan en rocas volcánicas de la Formación La Negra del Jurásico. Esta es una unidad cuyo espesor se estima al menos entre 3.800 a 5.000 m (fue originalmente definida por García 1967, como una unidad volcánica de 10.000 m de espesor) y está constituida principalmente por basaltos y andesitas, con una proporción menor de dacitas. La petroquímica indica un dominante carácter calco-alcalino, con basaltos toleíticos en la porción basal y lavas alcalinas en la parte superior. Esta potente secuencia volcánica jurásica ha sido interpretada de distintas maneras por distintos autores: como arco de islas (Palacios, 1982), arco magmático continental (Rogers, 1985), cuenca marginal ensiálica (Buchelt y Zeil, 1986). Todos los autores coinciden que corresponde a un volcanismo suprasubducción y las interpretaciones más recientes apuntan a un arco magmático desarrollado en un marco tectónico extensional y transtensional (Dallmeyer et al., 1996). Las rocas volcánicas jurásicas están afectadas por un metamorfismo / alteración regional de bajo a muy bajo grado que se caracteriza por la presencia de minerales secundarios tales como: prehnita, pumpellita, epidota, clorita, calcita, cuarzo, albita. En general estos minerales secundarios se concentran en las porciones vesiculares y brechosas de las rocas volcánicas y la textura original de las mismas está preservada (Boric et al., 1990).

Los depósitos cupríferos principales de la faja Jurásica son: Mantos Blancos, Buena Esperanza, Susana (Distrito de Michilla), Juárez, Mantos del Pacífico, Mantos de la Luna y Santo Domingo. La mayoría de ellos están alojados en coladas de lavas y brechas volcánicas basálticas y andesíticas, pero el mayor de ellos Mantos Blancos incluye, también, lavas, tobas y brechas dacíticas y riolíticas. Además, la mayor parte de los depósitos cupríferos se localiza alrededor de cuerpos intrusivos subvolcánicos que incluyen gabros, dioritas, andesitas (ocoitas) que constituyen diques, filones-mantos y stocks. Estos cuerpos intrusivos han sido interpretados como alimentadores del volcanismo Jurásico (Palacios y Definis, 1981). En general estos intrusivos no tienen mineralización económica y en algunos de los depósitos existen intrusivos cortando cuerpos mineralizados (Buena Esperanza, Susana, Santo Domingo). Sin embargo, también existen filones-mantos dacíticos y andesíticos mineralizados en Mantos Blancos y en Santo Domingo y en un depósito (Rencoret) la mineralización se presenta en filones-mantos dacíticos y andesíticos y se extiende a areniscas y calizas del Jurásico Inferior que intruyen los filones.

Los cuerpos mineralizados en general son compuestos incluyendo cuerpos irregulares, tabulares, estratiformes (mantos), lentes y chimeneas de brechas. Son concordantes o discordantes con la estratificación existiendo morfologías simples o compuestas (estratiforme – chimenea de brecha, estratiforme – irregular, etc.)

En Mantos Blancos la mineralización se presenta en cinco cuerpos de mena lenticulares que en conjunto forman un cuerpo irregular tabular, levemente discordante con la estratificación. En las minas Buena Esperanza y Susana se presenta una chimenea de brecha central subvertical y una serie de mantos concordantes con la estratificación, localizados en los niveles más porosos/permeables de la pila volcánica (porciones amigdaloidales y brechosas de las coladas) que están dispuestos en torno al cuerpo de brecha. En Santo Domingo y Mantos de la Luna existen cuerpos irregulares y mantos tanto

concordantes, como discordantes con la estratificación. En la mayoría de los depósitos existen vetas subordinadas.

La mineralización hipógena se caracteriza por la presencia de **calcosina** y **bornita** con cantidades menores de calcopirita, covelina y digenita; aunque no se describen minerales específicos de plata, los yacimientos típicamente presentan contenidos subordinados de este metal. La ganga incluye cuarzo, **hematita**, pirita, clorita y calcita. La mineralización es **típicamente de sulfuros ricos en Cu**, sugiriendo una baja actividad de azufre en los fluidos mineralizadores.

En Mantos Blancos y Santo Domingo se ha establecido que los cuerpos de mena hipógena poseen una zonación lateral con un núcleo rico en Cu con mineralización de calcosina, bornita y/o digenita rodeado por una zona de bornita, calcopirita o calcopirita exclusivamente y un halo externo (no comercial) de calcopirita, pirita o pirita sola. Además existe una alteración hidrotermal débil a moderada caracterizada por: albita, clorita, hematita, cuarzo, sericita, calcita, epidota, esfeno, escapolita y anatasa. La alteración no destruye la textura original de las rocas y las volcanitas que hospedan la mineralización tampoco muestran macroscópicamente un aspecto particularmente diferente al de las rocas volcánicas a escala regional. La alteración es especialmente intensa en Mantos Blancos donde se ha documentado metasomatismo con aporte de Na, Fe y Mg (Chavez, 1985).

En general los depósitos estratoligados de cobre del norte de Chile presenta una zona superior de óxidos de cobre supergenos y una inferior de sulfuros hipógenos. La importancia relativa de ambas zonas es variable de un depósito a otro. Existiendo yacimientos constituidos exclusivamente por óxidos (Mantos de la Luna, Juarez) y otros solo de sulfuros hipógenos (Buena Esperanza). El límite entre la zona de óxidos supergenos y de sulfuros hipógenos es gradual y en algunas minas hay una zona mixta donde coexisten ambos tipos de minerales (Susana, Santo Domingo). La mayoría no presenta zonas de enriquecimiento de sulfuros supergenos, los que solo se han reconocido en algunos cuerpos de mena de Mantos Blancos. La escasa pirita en las menas puede ser la razón de la ausencia de una zona de cementación bien desarrollada (ver apuntes de procesos supergenos).

Los estudios paragenéticos en estos yacimientos muestran que la secuencia de depositación de sulfuros hipógenos es la siguiente:

Pirita – calcopirita – bornita → calcosina – covelina – digenita

La secuencia de depositación implica un progresivo aumento de la proporción de cobre en los sulfuros e implica un descenso de la actividad del azufre en los fluidos mineralizadores en el tiempo. Los sucesivos reemplazos de sulfuros ricos en Fe (pirita – calcopirita) por otros ricos en Cu (bornita, calcosina, covelina, digenita) produjeron la consecuente liberación de Fe y habrían permitido la formación de abundante hematita presente en ellos.

Las menas hipógenas se presentan en la matriz de brechas, relleno de fracturas, relleno de vesículas de lavas y como una fina diseminación dentro de niveles de lavas, concentrándose en los sectores más porosos de las volcanitas (porosidad primaria) o en cuerpos de brechas

hidrotermales (porosidad secundaria). Las brechas son soportadas por fragmentos y en parte por matriz e incluyen fragmentos de rocas volcánicas angulosos a subredondeados, de tamaño variable desde milímetros a 2 m de diámetro, dominando los fragmentos centimétricos, con matriz andesítica fina con evidencias de fluidización, cementada por sulfuros de Cu y Fe. En Susana (Distrito Michilla) la chimenea de brecha tiene 120 a 150 m de diámetro y >350 m de extensión vertical. Soto y Dreyer (1985) sugieren un origen volcánico del cuerpo de brecha, pero sus características son más consistentes con las de brechas magmático-hidrotermales que se generan por una liberación explosiva de fluidos hidrotermales y posterior colapso gravitacional. Esto último es apoyado por las secciones del yacimiento Buena Esperanza que muestran un cuerpo de brecha ciego, que no alcanza la superficie típico de chimeneas de brecha hidrotermales, aunque, es posible que coexistan distintos tipos de brechas en los diferentes depósitos.

La asociación de minerales hipógenos de mena y ganga indica que la formación de los depósitos ocurrió a temperaturas relativamente bajas. Inclusiones fluidas en calcita y cuarzo de menas Buena Esperanza han dado temperaturas de homogenización entre 65° - 195°C y presiones del orden de 285-315 bares (profundidad de unos 1000 m en condiciones de presión litostática o 2500 m con presión hidrostática). Palacios (1990) reportó la presencia de inclusiones fluidas hipersalinas en cuarzo del intrusivo gabroico de Buena Esperanza con temperaturas de homogenización entre 440° y 500°C, sugiriendo que este cuerpo fue la fuente del calor y fluidos mineralizadores cuya temperatura decrece hacia fuera. Los isótopos de azufre de las menas indican un rango restringido de  $\delta^{34}\text{S}$  entre -0,1 y -2,1 sugiriendo una derivación magmática de este elemento.

El origen de los depósitos estratoligados de cobre chilenos ha sido tema de una larga controversia. Los primeros depósitos explotados fueron estratiformes y Ruiz et al. (1965, 1971) sugirieron un origen singenético para ellos, planteando que los sulfuros de cobre habrían cristalizado junto con las lavas encajadoras y que, en parte, podrían derivar de actividad exhalativa (fumarólica) asociada al volcanismo. Uno de sus argumentos fue que las lavas tenían un contenido anómalo de cobre (200-300 ppm Cu), pero esto no fue substanciado por estudios posteriores que mostraron valores de 66-168 ppm Cu para lavas de la Formación La Negra.

El hallazgo posterior de cuerpos de menas discordantes y otras evidencias indican claramente que los depósitos estratoligados de cobre son **epigenéticos**. Sin embargo, el origen epigenético también tiene distintas posturas, las que se pueden resumir en dos planteamientos básicos:

- a) Origen metamórfico hidrotermal (Losert, 1973; Sato, 1984; Sillitoe, 1990). Los yacimientos se habrían formado por lixiviación de cobre contenido en la secuencia volcánica, durante los procesos de metamorfismo y se habría concentrado en sitios favorables controlado por estructuras, niveles porosos y/o intrusiones subvolcánicas. De acuerdo a esta postura los fluidos mineralizadores serían aguas metamórficas generadas por procesos de deshidratación durante el metamorfismo. La alteración/metamorfismo regional de bajo grado de las volcanitas jurásicas es de facies de esquistos verdes y todas las reacciones involucradas son de hidratación (minerales secundarios hidratados como: clorita, epidota, zoicita, sericita), para producir la

deshidratación se requeriría de al menos de facies de anfibolitas, grado de metamorfismo que no se ha observado en rocas de la Formación La Negra. Esto significa que en general la secuencia ha absorbido agua y no habría liberado fluidos para transportar y concentrar cobre durante el metamorfismo regional. Sin embargo, Losert (1973, 1974) planteó la alternativa que la deshidratación de las volcanitas y movilización de fluidos haya sido producida durante el emplazamiento de batolitos jurásicos dentro de la secuencia volcánica. Estos intrusivos, también podrían haber aportado parte de los fluidos y metales involucrados en la mineralización, que en esta alternativa habría ocurrido después del metamorfismo.

- b) Origen hidrotermal asociado a intrusivos subvolcánicos (Espinoza, 1982, Espinoza et al., 1996; Chavez, 1985; Palacios, 1986). En esta postura los yacimientos estratoligados de cobre y la alteración hidrotermal estarían directamente relacionados al emplazamiento de pequeños cuerpos intrusivos subvolcánicos (cuellos volcánicos, filones-mantos, diques), que representarían los conductos del volcanismo Jurásico. El cobre y otros elementos habrían derivado del mismo magma que generó los intrusivos, pero estos en general no presentan mineralización económica. Espinoza (1996) plantea que realmente los intrusivos son más nuevos que las rocas volcánicas ya que los datos radiométricos indican un rango de 186-175 Ma para las volcanitas y de 149-147 Ma para los intrusivos de zonas mineralizadas, por otra parte Chavez (1985) planteó que la mineralización de cobre pudo haberse depositado primero por actividad exhalativa y haber sido removilizado y concentrado por los intrusivos hipabisales. Una combinación de ambas posibilidades también se ha considerado factible (Palacios y Definis, 1981; Camus, 1986; Oyarzún, 1985).

Recientemente Vivallo y Henríquez (1998) plantearon, en base a una comparación química e isotópica, que los depósitos estratoligados de cobre en rocas volcánicas jurásicas tendrían un origen hidrotermal común con vetas mesotermales de cobre del Jurásico Medio a Superior emplazadas en batolitos Jurásicos de la Cordillera de la Costa de Antofagasta (Minita-Despreciada, Toldo-Velarde, Naguayán-El Desesperado, Julia, Montecristo). Estas vetas cupríferas se caracterizan por estar formadas por actinolita, magnetita, calcopirita, pirita, bornita, arsenopirita, turmalina, cuarzo, feldespato potásico y clorita y representarían los conductos hidrotermales más profundos de los sistemas que habrían mineralizado las lavas suprayacentes.

El segundo grupo de depósitos estratoligados de cobre se presenta en rocas volcánicas del Cretácico Inferior que afloran entre la III Región y la Región Metropolitana. La mayor parte de ellos se presentan en rocas volcánicas: lavas o brechas de andesita, basalto, riolita, dacita, traquita. Las rocas mineralizadas constituyen cuerpos irregulares o estratiformes principalmente en la porción superior de coladas, rellenando vesículas o pequeñas fracturas, matriz de brechas piroclásticas o niveles brechosos de coladas, pero también como diseminación fina a media en la masa fundamental de rocas volcánicas. Los depósitos mayores son irregulares y corresponden a El Soldado y Lo Aguirre en la zona central de Chile.

**El Soldado** es un yacimiento en explotación (Compañía Minera Disputada de Las Condes; subsidiaria de Exxon) localizado a 100 km al norte de Santiago donde las reservas más producción suman 100 Mt con una ley media aproximada de 1,6% Cu (las reservas en 1994

eran de 53 Mt con 1,82% Cu). La mineralización está diseminada y en venillas o microvenillas dentro de andesitas, traquitas y tobas constituyendo numerosos cuerpos irregulares separados dentro de un área de 1800 m de largo en sentido N-S y 700 m de ancho; los cuerpos de mena individuales son de 100-450 m de largo, 30-150 m de ancho y 80-250 m de alto. Existe control estructural de los cuerpos de mena y ellos se orientan paralelos a los sistemas de fallas N-S y NE. Los sulfuros hipógenos corresponden a calcopirita (60% del total de sulfuros), bornita (25%), pirita (10%), calcosina (5%); la ganga es de calcita, hematita, clorita, epidota, albita, feldespato potásico. Existe una zonación de sulfuros hipógenos con núcleos de bornita – calcosina – hematita rodeados por zonas de calcopirita, calcopirita – pirita y halos con pirita externos a los cuerpos de mena. La alteración hidrotermal asociada a la mena incluye carbonatación, cloritización, silicificación, albitización.

Estudios de inclusiones fluidas revelan que son altamente salinas de 2 o 3 fases (líquido-vapor y líquido-vapor-sólidos) con un promedio de 34% NaCl eq., sin evidencias de ebullición y las temperaturas de homogenización son:

Mineral	Rango tºh	tº máxima por corrección de presión hidrostática de 680 bar
Calcita temprana	98°-230°C	295°C
Cuarzo	105°-257°C	320°C
Calcita estéril tardía	82°-104°C	175°C

Para el origen del yacimiento El Soldado también se han planteado distintas hipótesis:

- a) Origen epigenético relacionado a magmatismo ácido subvolcánico, esto es consistente con:
  - Alta salinidad de fluidos.
  - Con isotopos de azufre que sugieren origen magmático de este elemento.
  - Con ausencia de evidencias de ebullición en inclusiones fluidas.

El cobre puede ser de derivación magmática o provenir de las rocas volcánicas y sedimentitas subyacentes.

- b) Origen exhalativo o variaciones sobre el tema: actualmente no hay evidencias concretas para suponer este origen para El Soldado.
- c) Origen Metamórfico: esto fue planteado por (Sato, 1984) en una revisión de los depósitos estratoligados de cobre chilenos. Las rocas volcánicas neocomianas de la Formación Lo Prado que hospedan a El Soldado presentan facies de prehnita-pumpellita con laumontita; sin embargo un estudio de Holgrem (1987) mostró que las cloritas regionales corresponden a diabantitas tempranas y las cloritas de las menas son picnocloritas tardías, lo cual implicaría que hay una alteración hidrotermal relacionada a las menas que difiere de la alteración/metamorfismo regional de las volcanitas.

Estudios recientes (Zentilli et al., 1994; Zentilli et al., 1997; Wilson y Zentilli, 1999) han mostrado que en El Soldado existe **bitumen** asociado con la mineralización de cobre. El bitumen es un remanente sólido del petróleo y aparece en todos los cuerpos de mena,

siendo parte integral del yacimiento cuprífero. El bitumen se presenta relleno de poros, amigdalas y/o venillas en lavas, tobas y diques; se presenta solo o con calcita, pirita, calcopirita, bornita y esfalerita. Hay pirita framboidal de posible origen biogénico. Las relaciones de contacto indican que los sulfuros son posteriores al bitumen.

Boric (1997) planteó la génesis de El Soldado como un proceso complejo que incluye varias etapas sobreimpuestas.

- Volcanismo del Cretácico Inferior que originó la Formación Lo Prado, incluyendo domos riodacíticos extrusivos, con posible generación de pirita y arsenopirita asociadas al volcanismo.
- Volcanismo del Aptiano – Albiano depositando la Formación Veta Negra sobreyacente, con generación y migración de petróleo a partir de secuencias sedimentarias marinas jurásicas y cretácicas subyacentes (60°-120°C) quedando entrampado en niveles porosos de la Formación Lo Prado.
- Depositación de pirita framboidal y carbonatos durante la diagénesis, degradación del petróleo originando el bitumen.
- Depositación de sulfuros de cobre a partir de fluidos hidrotermales de mayor temperatura (150°-300°C) reemplazando pirita y bitumen pre-existentes, proceso que fue controlado por estructuras N-S y posiblemente relacionado con un evento tectónico y al emplazamiento de intrusivos en la región.

La edad de la mineralización de El Soldado sería Albiano (edades  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  de  $110 \pm 2$ ,  $103 \pm 2$ ,  $101 \pm 1$  Ma). Esta edad coincide con las edades radiométricas de los intrusivos existentes en la región (118-97 Ma) y con la asignada al metamorfismo regional (prehnita-pumpellita; 105-101 Ma).

El yacimiento **Lo Aguirre** se ubica en las cercanías del túnel Lo Prado al oriente de Santiago y fue explotado por la Compañía Minera Pudahuel, pero actualmente está agotado.

El cuerpo mineralizado era irregular de 600 m de largo, 200 m de ancho y 150 m de alto (11,1 Mt con 2,14% Cu; ley de corte 0,8% Cu), encajado en rocas volcánicas andesíticas de la Formación Veta Negra (Aptiano–Albiano) con disposición NS/40°E. La mineralización hipógena correspondía a una disseminación de calcosina y bornita con halos hacia fuera de bornita – calcopirita, calcopirita – pirita y pirita. Los minerales de ganga incluyen calcita, epidota y cuarzo. La alteración asociada corresponde a hematización, argilización, cloritización y epidotización.

La mineralización cuprífera de la mina Lo Aguirre y los cuerpos menores localizados inmediatamente al norte San Antonio y Carretón parecen ser periféricos a un intrusivo diorítico y emplazados en niveles favorables (permeables?) de la secuencia volcánica que los contiene.

Otro grupo de depósitos estratoligados de cobre chilenos corresponde a cuerpos estratiformes localizados en un horizonte estratigráfico particular. Estos son tabulares y se

interconectan entre sí por zonas débilmente mineralizadas. En muchos casos el nivel mineralizado es el contacto entre rocas volcánicas y sedimentarias de la secuencia cretácica de la zona central de Chile (Formaciones Quebrada Marquesa y Las Chilcas). Los ejemplos típicos se encuentran en el Distrito Talcuna (Boric, 1985); Punta del Cobre (Camus, 1980), Guayacán (Ruiz et al., 1971), Cerro Negro (Elgueta et al., 1990).

Se trata de depósitos relativamente pequeños en promedio de 2 Mt con 1,7% Cu y 25 g/t Ag. En Cerro Negro 6 Mt con 13% Cu y 31 g/t Ag (con cantidades menores de Pb y Zn) y en Punta del Cobre (varias minas) 14,5 Mt con 1,31% Cu. Estos depósitos se habrían formado en las secuencias cretácicas de las cuencas Talcuna – Corral Quemado y Cerro Negro – Catemu de facies litoral a sublitoral lacustre (transicional) con componentes volcánicos (Camus, 1990).

En **Talcuna**, al interior de La Serena, la mineralización se presenta en un nivel toba de lapilli entre una lava andesítica inferior y areniscas – limolitas sobreyacentes, estando también mineralizada la porción superior de las lavas amigdaloidales. El nivel de lapilli es de 2 a 12 m de potencia y la mineralización se extiende por 5 km a lo largo del mismo horizonte estratigráfico (manto “guate sapo”), pero solo partes de él tienen leyes económicas. Existen fallas verticales de rumbo NW-SE, las que también están mineralizadas (vetas) con leyes económicas. Los sulfuros hipógenos son: bornita, calcopirita, calcosina, esfalerita y galena, los que cementan la toba de lapilli y los fragmentos líticos están separados por la matriz de sulfuros. La ganga es calcita, clorita, hematita. No existe una alteración obvia de las rocas de caja, pero las rocas encajadoras están alteradas regionalmente a calcita, clorita, analcima, hematita, con epidota y prehnita en los niveles estratigráficos inferiores.

En **Cerro Negro** la mineralización alcanza a 2-3 m de potencia en la porción superior de la “Brecha Diablo”, que es un nivel de 40 m de potencia de toba de lapilli andesítica con clastos de 1,5 cm en promedio, al cual sobreyacen niveles de limolitas calcáreas y areniscas finas con restos carbonosos de vegetales; localmente hay mineralización en torno a un sill andesítico y en la porción basal de las Brecha Diablo. Los sulfuros están diseminados en la matriz de la brecha e incluyen calcopirita, pirita, bornita, calcosina, magnetita, hematita, galena y esfalerita. La alteración no difiere de la que presenta la Formación Las Chilcas fuera del depósito e incluye clorita, calcita, prehnita y pumpellita; localmente hay silicificación.

Elgueta et al. (1990) interpretan la Brecha Diablo como una toba gruesa que fue localmente retrabajada por procesos fluviales y que se depositó en un lago donde subsecuentemente se depositaron sedimentos calcáreos finos.

Zentilli et al. (1997) mencionan la existencia de bitumen en Talcuna y en varios depósitos estratoligados de la zona central de Chile, sugiriendo que la materia orgánica puede haber estado involucrada en la génesis de muchos depósitos estratoligados andinos. Los niveles estratigráficos permeables con un sello impermeable sobreyacente, como las sedimentitas finas presentes sobre los niveles mineralizados de Talcuna y Cerro Negro constituyen trampas estratigráficas para petróleo o gas; en este tipo de trampas los fluidos pueden desarrollar sobrepresión permitiendo la mantención de la permeabilidad como en

reservorios de hidrocarburos. Los fluidos hidrotermales habrían penetrado estas zonas con posterioridad, precipitando cobre por el efecto reductor de la materia orgánica existente en dichos niveles estratigráficos.

Un hecho que cabe destacar, es que en Chile existen abundantes depósitos de Cu en rocas del Jurásico, pero no existen pórfidos cupríferos de esa edad. Por otra parte, existe un solo pórfido cuprífero del Cretácico Inferior en explotación (Andacollo) y algunos prospectos no desarrollados. Aparentemente el desarrollo de mineralización porfírica fue inhibida debido al marco tectónico extensional a transtensional del margen continental activo de América del Sur durante el Jurásico – Cretácico Inferior, con un sistema de subducción afín a un tipo Mariana en la nomenclatura de Uyeda y Nishiwaki (1980). Los pórfidos cupríferos chilenos más relevantes se formaron durante el Cenozoico, cuando imperaba un sistema de subducción compresivo tipo Chileno.

Los depósitos estratoligados de cobre chilenos no parecen tener símiles en otras partes del mundo. Los depósitos que parecen tener ciertas características comunes son los que Cox and Singer (1986) denominaron cobre basáltico presentes en el Distrito Cuprífero del Lago Michigan, Keweenaw Peninsula, Michigan (EEUU). Estos corresponden a un grupo diverso de depósitos de cobre nativo diseminado y sulfuros de cobre en las partes superiores de secuencias de basaltos subaéreos.

Los depósitos de Michigan incluyen Cu nativo, Ag nativa en flujos de lava y capas sedimentarias clásticas gruesas. La calcosina y otros minerales del grupo  $Cu_2S$  y localmente bornita y calcopirita se concentran en lutitas y carbonatos suprayacentes; la pirita fina es común, pero no abundante con los sulfuros de cobre. La mineralización se presenta en las brechas del techo de coladas y relleno de amígdalas en basaltos; los niveles mineralizados son rojizos debido a la presencia de hematita fina (tal como ocurre en los depósitos chilenos). Los minerales de ganga son calcita, clorita, epidota, pumpellita, prehnita, microclina, cuarzo y laumontita.

El marco tectónico de los depósitos de Michigan es de rift intracontinental o rift de margen continental. Steiber y Davidson (1959) indicaron que el metamorfismo regional de bajo grado pudo haber movilizó el cobre en algunos distritos y este metal nativo es uno de varios minerales formados por alteración de los flujos de lava basáltica. Sus evidencias indican que el cobre se depositó a partir de soluciones a temperaturas de  $>133^{\circ}\text{--}360^{\circ}\text{C}$  (th no corregidas por presión de inclusiones fluidas) que fluyeron por las capas inclinadas de basalto. Según estos autores muchos de los componentes químicos del relleno de las amígdalas provienen de las rocas mismas y ellos se inclinan a pensar que el cobre también. Específicamente el Cu pudo haber sido liberado de basaltos alterados a pumpellita y redepositado en niveles estructuralmente favorables en la porción superior de los flujos. La hipótesis alternativa es que el cobre deriva de un magma en profundidad, pero ello requeriría de un enorme cuerpo intrusivo, puesto que los basaltos con bajo grado metamórfico ocupan toda el área del lago Michigan y los cuerpos mineralizados son pequeños y repartidos en dicha gran área.

## Referencias

- Boric, R., 1985. Geología y yacimientos del distrito Talcuna, IV Región de Coquimbo. *Revista Geológica de Chile*, 25-26, p. 57-75.
- Boric, R., 1997. Nuevos antecedentes sobre el modelo Geológico del Yacimiento de Cobre El Soldado, Chile Central. *Actas VIII Congreso Geológico Chileno*, V. II, p.862-866.
- Boric, R., Holmgren, C., Wilson, N.S.F. and Zentilli, M., 2001. The Geology of El Soldado Manto Type Cu (Ag) Deposit, Central Chile. In - Porter, T.M. (Editor), 2002 - *Hydrothermal Iron Oxide Copper-Gold & Related Deposits: A Global Perspective*, volume 2; PGC Publishing, Adelaide, Australia, pp. 163-184.
- Boric, R., Diaz, F. y Maksaev, V., 1990. Geología y yacimientos metalíferos de la Región de Antofagasta. *Boletín N° 40*, Servicio Nacional de Geología y Minería.
- Buchelt, M. y Zeil, W. 1986. Petrographische und geochemische Untersuchungen an Jurassischen Vulkaniten der Porphyrit Formation in der Küstenkordillere nord-Chile. *Berliner Geowissenschaft*, Vol. 66, p. 191-204.
- Camus, F., 1980. Posible modelo genético para los yacimientos de cobre del distrito minero Punta del Cobre: *Revista Geológica de Chile*, V. 11, p. 51-76.
- Camus, F., 1986. Los yacimientos estratoligados de Cu, Pb-Zn y Ag de Chile. In: Frutos, J. et al. (editores) *Geología y recursos minerales de Chile*, Editorial de la Universidad de Concepción, p. 574-635.
- Camus, F., 1990. Geological characteristics of Stratabound Deposits Associated with Lacustrine Sediments, Central Chile. In: Fontboté. L.; Amstutz, G.C.; cardozo, M.; Cedillo, E. and Frutos, J. (Editores) *Stratabound Ore Deposits in the Andes. Special Publication N° 8 of the Society for Geology Applied to Mineral Deposits*, Springer-Verlag, p. 449-462.
- Chavez, W., 1985. Geological setting and the nature and distribution of disseminated copper mineralization of the Mantos Blancos district, Antofagasta Province, Chile, Tesis de Doctorado, California University, Berkeley, USA, 142 p.
- Cox, D.P. and Singer, D.A., 1986. *Mineral Deposit Models*. U.S. Geological Survey Bulletin 1693, 379 p.
- Dallmeyer, R.D., Brown, M., Grocott, J., Taylor, G.K. and Treolar, P.J., 1996. Mesozoic Magmatic and Tectonic Events within the Andean Plate Boundary Zone, 26°-27°30'S, North Chile: Constraints from 40Ar/39Ar Mineral Ages. *The Journal of Geology*, V. 104, University of Chicago, pp. 19-40.
- Elgueta, S.; Hodgkin, A.; Rodriguez, E. and Schneider, A., 1990. The Cerro Negro Mine, Chile, Mineralization in a Volcanoclástico Environment. . In: Fontboté. L.; Amstutz, G.C.; cardozo, M.; Cedillo, E. and Frutos, J. (Editores) *Stratabound Ore Deposits in the Andes. Special Publication N° 8 of the Society for Geology Applied to Mineral Deposits*, Springer-Verlag, p. 463-472.
- Espinoza, S., 1982. Definición del tipo diseminado infravolcánico de sulfuros de cobre. *Actas III Congreso Geológico Chileno*, V. 3, Concepción, pp. E201-E219.
- Espinoza, S., Véliz, H., Esquivel, J., Arias, J., y Moraga, A., 1996. The Cupriferous Province of the Coastal Range, Northern Chile. In: Camus, F., Sillitoe, R.H., and Petersen, R., eds. *Andean Copper Deposits: New Discoveries*,

- Mineralization, Styles and Metallogeny. Society of Economic Geologists, Special Publication Number 5, pp. 19-32.
- Losert, J., 1973. Genesis of copper mineralization and associated alterations in the Jurassic volcanic rocks of Buena Esperanza mining area. Publicación N°40, Depto. de Geología, Univ. de Chile, Santiago, 104 p.
- Holgrem, C., 1987. Antecedentes para un modelo genético del yacimiento El Soldado, V Región de Valparaiso, Chile. *Revista Geológica de Chile*, 30, p. 3-18.
- Losert, J., 1974. Alteration and associated copper mineralization in the Jurassic volcanic rocks of Buena Esperanza mining area (Antofagasta Province, Northern Chile). In Klohn E. (Editor), *Coloquio sobre fenómenos de alteración y metamorfismo en rocas volcánicas e intrusivas*, pp. 51-85.
- Maksaev, V. and Zentilli, M., 2002. Chilean strata-bound Cu- (Ag) deposits: An Overview. In - Porter, T.M. (Editor), 2002 - *Hydrothermal Iron Oxide Copper-Gold & Related Deposits: A Global Perspective*, volume 2; PGC Publishing, Adelaide, Australia, pp. 185-205.
- Oyarzún, J., 1985. La metallogenie andine: cadre géologique, pétrologique et géochimique et essai d'interprétation. Doctoral Thesis, Université de Paris-Sud, Centre D'Orsay, France, 864 p.
- Oyarzún, J., 1985b. Magmatismo y metalogénesis andina en Chile. In: Frutos, J., Oyarzun, R. and Pincheira, M. (Editors), *Geología y Recursos Minerales de Chile*. Editorial de la Univ. de Concepción, pp. 441-468.
- Palacios, C., 1982. Volcanismo Jurásico en el sector Sur de los Andes Centrales (22°-26°S), Chile. *Quinto Congreso Geológico Latinoamericano*, Bahía Blanca, Argentina, V. 2, p. 83-96.
- Palacios, C., 1986. Subvolcanic Cooper deposits in the Coastal Range of Northern Chile. *Zentralblatt für Geologie und Paläontologie*, Teil I, 1985, H.9/10, Stuttgart, Juni 1986, pp. 1605-1615.
- Palacios, C. and Definis, A., 1981. Petrología del yacimiento Buena Esperanza, II Región, Norte de Chile. *Actas Primer Coloquio sobre Volcanismo y Metalogénesis*, Depto. Geociencias, Univ. del Norte, Antofagasta, pp. 48-67.
- Palacios, C. and Definis A., 1981b. Geología del yacimiento estratiforme Susana, distrito Michilla, Antofagasta. *Actas Primer Coloquio sobre volcanismo y metalogénesis*, Depto. Geociencias, Univ. del Norte, Antofagasta, pp. 82-91.
- Rogers, G., 1985. A geochemical traverse across the North Chilean Andes. Ph.D. Thesis, Dept. of Earth Sciences, The Open University, Milton Keynes, U.K., 333 p.
- Ruiz, C., Aguirre, L., Corvalán, J., Klohn, C., Klohn, E., y Levi, B., 1965. *Geología y yacimientos metalíferos de Chile*. Instituto de Investigaciones Geológicas, Santiago. 302 p.
- Ruiz, C., Aguilar, A., Egert, E., Espinoza, W., Pebles, F., Quezada, R. and Serrano, M., 1971. Strata-bound copper sulphide deposits of Chile. In *Proceedings IMA-IAGOD, 7th General Meeting, Tokyo-Kyoto, Japan, 1970*. Soc. Min. Geol. Japan, Special Issue 3, pp. 252-260.
- Sato, T., 1984. Manto type copper deposits in Chile: a review. *Bulletin of the Geological Survey of Japan*. V. 35, p. 565-582.
- Sillitoe, R.H., 1990. Copper Deposits and Andean Evolution. In: Ericksen, G.E., Cañas, M.T., and Reinemund, J.A., editors, *Geology of the Andes and its relation to*

- hydrocarbon and mineral resources, Circum-Pacific Council for Energy and Mineral Resources, Earth Science Series, V. 11, pp. 285-311.
- Soto, H. y Dreyer, H., 1985. Geología de "Mina Susana". Un yacimiento novedoso en Carolina de Michilla. Actas IV Congreso Geológico Chileno, Antofagasta, V. II, p. 3-354 – 3-382.
- Steiber, R.E. and Davidson E.S., 1959. Amygdule mineral zoning in the Portagr Lake Lava Series, Michigan Copper District. Economic Geology, V. 54, p. 1250-1277.
- Uyeda, S. and Nishiwaki, C., 1980. Stress field, metallogenesis and mode of subduction. In: Strangway, D., (Editor), The continental Crust and Its Mineral Resources, Geological Association of Canada, Special Paper 20, pp. 323-339.
- Vivallo, W. Y Henríquez, F., 1998. Génesis común de los depósitos estratoligados y vetiformes de cobre del Jurásico Medio a Superior en la Cordillera de la Costa, Región de Antofagasta, Chile. Revista Geológica de Chile, V. 25, N° 2, pp. 199-228.
- Wilson, N.S.F. and Zentilli, M. (1999) The Role of organic matter in the genesis of the El Soldado volcanic-hosted manto-type Cu deposit, Chile. Economic Geology, 94, 1115-1136.
- Zentilli, M.; Boric, R.; Munizaga, F.; Graves, 1994. Petroleum involvement in the genesis of some stratabound copper deposits of Chile. Actas VII Congreso Geológico Chileno, V. II, p. 1542-1546, Concepción.
- Zentilli, M.; Munizaga, F.; Graves, M.; Boric, R.; Wilson, N.; Mukhopadhyay, P.; and Snowdon, L., 1997. Hydrocarbon Involvement in the Genesis of Ore Deposits: an Example in Cretaceous Stratabound (Manto-Type) Copper Deposits of Chile. International Geology Review (ISSN 0020-6814), 39, 1-21.