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

Universidad Nacional de La Plata
Facultad de Ciencias Naturales y Museo

Modelado geológico tridimensional y vectorización geoquímica de la Veta Marta Norte, Proyecto Pingüino, Macizo del deseado, Santa Cruz

Lapcak, Bárbara
Licenciado en Geología

Dirección: López, Luciano
Co-dirección: Jovic, Sebastián M.

Facultad de Ciencias Naturales y Museo
2019

Acceso en:
http://naturalis.fcnym.unlp.edu.ar/id/20190828001684

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

Naturalis Repositorio Institucional
FCNyM - UNLP

Trabajo Final de la Licenciatura en Geología

Facultad de Ciencias Naturales y Museo

Universidad Nacional de La Plata

Modelado geológico tridimensional y vectorización geoquímica de la Veta Marta Norte, proyecto Pingüino, Macizo del Deseado, Santa Cruz.

Bárbara Lapcak

Director: Dr. Luciano López

Co-Director: Dr. Sebastián M. Jovic

2018

Resumen

El objetivo del presente trabajo es la identificación de los controles geológicos que influyeron en la mineralización de la Veta Marta Norte, la cual se trata de una veta cuarzosa de sulfuración intermedia perteneciente al Proyecto Pingüino, área del Anticlinal El Tranquilo, localizado en la Provincia Auroargentífera del Deseado. La identificación de estos controles permitió a partir de la comprensión de la vectorización geoquímica, determinar la posible fuente de metales así como también el flujo de los fluidos hidrotermales, hasta que un cambio en las condiciones físico- químicas provocara la depositación de los metales y la formación de los clavos mineralizados.

En una primera etapa de trabajo, se realizó la recopilación de bibliografía referente a los sistemas epitermales, más precisamente a aquellos de sulfuración baja e intermedia característicos de la región estudiada, así como también todo lo referente a la geología, estructura y mineralización del área. Luego con la información litológica y geoquímica de perforaciones y trincheras brindadas por la empresa Austral Gold se realizó el modelado 3D de la Veta Marta Norte con la utilización del software Leapfrog 4.3 y se obtuvieron secciones longitudinales sobre el plano de la misma con el objetivo de observar la distribución espacial de los metales preciosos (Au y Ag), base (Cu, Pb y Zn) y otros metales (Sb, As, Hg y Tl). Con todo esto, fue posible concluir que el intrusivo (Fm. Cerro León) fue la probable fuente de metales, los cuales fueron transportados como complejos bisulfurados y clorurados por los fluidos hidrotermales hasta que se dieron las condiciones para su precipitación. Se realizó un breve análisis de la estructura del área y se llegó a la conclusión de que la presencia de fallas y fracturas fueron importantes como vías de circulación de estos fluidos y que estas fallas se entrecruzan formando segmentos extensionales llamados *dilatational jogs*, los cuales son la trampa de mayor importancia en la depositación de los metales. Por otro lado, este estudio permitió comprender que los metales preciosos se concentran en la zona de oxidación junto con As, Sb, Hg y Tl y los metales base forman sulfuros en la zona de mineralización primaria. Sin embargo, es importante destacar la presencia de los metales preciosos en la zona de mineralización primaria junto con los sulfuros de metales base.

Por último, este trabajo hace hincapié en la importancia del análisis del estudio geoquímico de los datos y de la presencia de elementos trazadores como el As, Sb, Hg y Tl que son de ayuda para la exploración de depósitos epitermales y la búsqueda de metales preciosos.

Abstract

The objective of this work is the identification of the geological controls that influenced in the mineralization of the Marta Norte Vein, which is a quartz vein of intermediate sulfidation, presented in the Pingüino project, El Tranquilo Anticline area, located in the Auroargentifera Province of the Deseado. The identification of these controls allowed, based on the understanding of the geochemical vectorization, to determine the possible source of metals as well as the flow of hydrothermal fluids, until a change in the physico-chemical conditions caused the deposition of metals and the formation of the ores.

In a first stage of work, the bibliography was compiled referring to the epithermal systems, more precisely to those of low and intermediate sulfidation, characteristic of the studied region, as well as everything related to the geology, structure and mineralization of the area. Then with the lithological and geochemical information of perforations and trenches provided by the Austral Gold Company, 3D modeling of the Marta Norte Vein was performed with the use of the Leapfrog 4.3 software and longitudinal sections were obtained with the objective to observe the spatial distribution of precious metals (Au and Ag), base (Cu, Pb and Zn) and other metals (Sb, As, Hg and Tl). With all this, it was possible to conclude that the intrusive (Cerro León Formation) was the probable source of metals, which were transported as bisulfide and chloride complexes by hydrothermal fluids until the conditions for their precipitation were given. A brief analysis of the structure of the area was carried out and it was concluded that the presence of faults and fractures were important as circulation paths of these fluids and that these faults intersected forming extensional segments called dilatational jogs, which are the most important trap in the deposition of metals. On the other hand, this study allowed us to understand that precious metals are concentrated in the oxidation zone with As, Sb, Hg and Tl and the base metals form sulphides in the zone of primary mineralization. However, it is important to note that precious metals are also concentrated in the primary mineralization zone with base metal sulphides.

Finally, this work emphasizes the importance of the analysis of the geochemical data and the presence of tracer elements such as As, Sb, Hg and Tl that are helpful for the exploration of epithermal deposits and the search for precious metals.

Índice

Resumen 2

Abstract 4

Introducción 7

Sistemas epitermales 9

Características generales 9

Transporte y depositación de metales. 13

Marco geológico 20

Geología del Macizo del Deseado 20

Depósito Pingüino 21

Veta Marta Norte 23

Metodología 28

Modelado 3D del sólido de la veta y modelado geológico de la litología y límite de oxidación .. 29

Análisis estadístico y modelado geoquímico de cada uno de los metales de interés 30

Resultados 34

Modelado Geológico 34

Modelado geoquímico 39

Análisis estadístico 39

Modelado tridimensional 43

Consideraciones finales 54

Controles en la mineralización Auroargentífera de la veta Marta Norte 54

Posible fuente y mecanismos de depositación de los metales 56

Importancia de la vectorización geoquímica en la exploración 60

Referencias 62

Introducción

El proyecto minero Pingüino, foco de estudio del presente trabajo, se encuentra localizado en el área del anticlinal El Tranquilo, ubicado en la provincia geológica Macizo del Deseado (Feruglio, 1949), en el sur de la Patagonia Argentina, provincia de Santa Cruz (Fig. 6, Jovic 2010) Este macizo abarca un área de 60.000 Km^2, extendiéndose desde el río Deseado hasta el río Chico y desde la costa Atlántica hasta Cordillera Patagónica Austral. El área de estudio se encuentra comprendida por la Hoja Geológica 4969-II Tres Cerros y la Hoja Geológica 4769-IV Monumento Natural Bosques Petrificados, del Programa Nacional de las Cartas Geológicas de la República Argentina del Servicio Geológico Minero Argentino a escala 1:250.000, realizadas por Panza (1995) y Panza *et al*., (2001).

El Macizo del Deseado se caracteriza por presentar mineralizaciones de metales preciosos que se encuentran espacial, temporal y genéticamente relacionados a un magmatismo bimodal Jurásico (Schalamuk *et al* 1999; Guido y Schalamuk, 2003). En esta provincia geológica se han hallado numerosos depósitos epitermales de baja sulfuración, lo que ha llevado a Schalamuk *et al*. (1999) a denominarla como Provincia Auroargentífera. Sin embargo, estudios detallados en los últimos años permitieron reconocer mineralizaciones que difieren de los típicos depósitos de baja sulfuración. El mejor ejemplo es Mina Martha que se caracteriza por ser un depósito rico en Ag con una relación Ag:Ag 1000:1, altos contenidos de metales base y gran cantidad de sulfuros, definido por Gonzalez Guillot *et al.,* (2004) como un depósito epitermal de sulfuración intermedia (Sillitoe y Hedenquist, 2003).

La actividad prospectiva en el Macizo del Deseado se inició a partir del descubrimiento de Au en los años 80´s en el área de Cerro Vanguardia, tratándose de un depósito epitermal de Au y Ag. Las mineralizaciones del área del Anticlinal El Tranquilo fueron descubiertas por Mincorp Exploraciones S.A, denominando al proyecto Cerro León. En el año 2004, Argentex Mining Corp. inicia la exploración en este sitio denominando al proyecto Pingüino. En esta etapa de la exploración se realizó un muestreo y análisis de la geoquímica de suelos,

muestreos de roca en superficie (*chip sampling*) y trincheras. En el año 2016 la empresa Austral Gold S.A adquiere a Argentex haciéndose con la propiedad del proyecto minero.

El Proyecto Pingüino se caracteriza por presentar dos tipos de mineralizaciones: una mineralización polimetálica con presencia de metales como Zn, Pb, In, Ag, Au y Cu y una mineralización cuarzosa rica en Ag y metales base (Pb, Cu, Zn, Jovic, 2010).

Este trabajo de licenciatura se basa en el estudio de una de las vetas de cuarzo, la Veta Marta Norte, ubicada en el área del anticlinal El Tranquilo, donde se determinó un gran potencial económico. Esta veta presenta características de los depósitos epitermales de sulfuración intermedia, como ser la firma geoquímica, la cual es Ag (Au)-Pb-Cu-Zn definida por Hedenquist *et al*.,(2000); la mena (pirita, esfalerita, galena y sulfosales de Ag), la ganga (cuarzo, rodocrosita y siderita) y las salinidades y temperaturas de los fluidos hidrotermales que le dieron origen (Jovic, 2010). Sin embargo, se encuentra genéticamente asociada al vulcanismo bimodal del Grupo Bahía Laura, por ende se la incluye dentro de las mineralizaciones típicas de baja sulfuración del Macizo del Deseado (Jovic, 2010) La estimación de recursos indicados para la Veta Marta Norte es de 566.000 toneladas con 3.099.000 Oz de Ag y 3.100 Oz de Au. Este cálculo se realizó con un cut-off de 50 g/t de Ag equivalente (Ristorcelli et al., 2013). Lo cual motivó la realización del presente trabajo que tiene como objetivo principal la identificación de controles geológicos (litológicos, estructurales y geoquímicos) y la reconstrucción de la dinámica de la circulación de los fluidos hidrotermales que le dieron origen, a partir de la vectorización del contenido de metales en la veta. Para ello, se generaron envolventes geoquímicas de elementos de interés (Au, Ag, Cu, Pb, Zn, Hg, As, Sb y Tl) y se establecieron relaciones geoquímicas entre los mismos para determinar posibles patrones de circulación de los fluidos hidrotermales. Además, se propusieron modelos geológicos 3D que permitieron la identificación de los posibles vectores dentro de la veta.

Sistemas epitermales

Características generales

Desde 1990, numerosos trabajos estudiaron la naturaleza y génesis de los depósitos epitermales de Au- Ag, entre ellos: White y Hedenquist (1995), Sillitoe (1993), Arribas (1995), Simmons (1995), Cooke y Simmons (2000), Sillitoe y Hedenquist (2003).

Los depósitos minerales precipitan a temperaturas entre 150°C y 300°C y profundidades entre 50 m y 1500 m por debajo del nivel freático, causado por cambios químicos que resultan de cambios en la presión y el gradiente de temperatura en estos ambientes. Estos controles físicos definen los ambientes epitermales, aunque la génesis mineral también depende de la composición de las soluciones hidrotermales, las cuales controlan el transporte y depositación de metales. (Henley, 1985). Las soluciones que transportan metales varían en composición y tienen diferente origen (Arribas, 1995; Simmons, 1995).

Los depósitos epitermales son depósitos de metales preciosos (Au, Ag) con ocasionales metales base (Pb, Zn, Cu) que se forman en sistemas hidrotermales de baja profundidad (< a 1 Km) y bajas temperaturas (50-300°C, Hedenquist *et al*., 2000).
Los mismos ocurren en una diversidad de formas que reflejan la influencia de los controles estructurales y litológicos. Es importante la presencia de fallas, fracturas, así como también una litología favorable, especialmente donde hay contrastes de porosidad y permeabilidad, debido a que el fluido se mueve a través de unidades específicas, como por ejemplo a lo largo de contactos entre rocas, o a través de rocas permeables o brechas. Estas características litológicas pueden deberse al tipo de roca original o como respuesta a la alteración hidrotermal y la disolución química o brechamiento hidrotermal. (Sillitoe, 1993).

Los sistemas hidrotermales pueden agruparse de acuerdo con sus características en dos tipologías: la primera son los sistemas geotermales con un pH cercano a neutro y un fluido reducido, típicamente con baja salinidad (< a 1-2% eq. NaCl) y rico en CO y H_2S (Giggenbach, 1992). La segunda tipología es el sistema volcánico-hidrotermal dominado por un fluido hipogénico ácido y oxidado. Tiene lugar cerca de conductos volcánicos y se caracteriza por

la descarga de vapor magmático en la superficie. La expresión superficial son fumarolas de alta temperatura y agua extremadamente ácida (Giggenbach, 1992).

Hedenquist *et al.* (2000) definió estos dos sistemas como de baja y alta sulfuración respectivamente. En un principio fueron caracterizados en base al estado de oxidación del sulfuro en el fluido, actualmente hacen referencia al estado de sulfuración de la asociación de sulfuros. La mineralogía reflejará la naturaleza del fluido, su origen y que tipo de sistema domina. Hedenquist *et al.* (2000) define también sistemas con características intermedias entre los de baja y alta sulfuración, denominados sistemas de sulfuración intermedia. En estos últimos, el fluido tiene una salinidad mayor que los sistemas de baja sulfuración, con un PH cercano a neutro.

En los sistemas de baja sulfuración, la asociación típica de sulfuros es pirita-pirrotina, arsenopirita y esfalerita rica en Fe; mientras que en los de alta, enargita-luzonita y covellina. La asociación en los depósitos de sulfuración intermedia es tennantita-tetraedrita, calcopirita y esfalerita pobre en Fe.

Otra manera de distinguir estos sistemas es en base al tipo de alteración hidrotermal que presentan. Los sistemas de baja sulfuración presentan venas de cuarzo-adularia-carbonatos y halos de sericita y arcillas rodeando la roca de caja, mientras que los de alta sulfuración se caracterizan por la presencia de una roca silícea lixiviada con cuarzo-alunita-pirofilita y halos de dickita. Los sistemas de sulfuración intermedia presentan abundante rodocrosita y anhidrita.

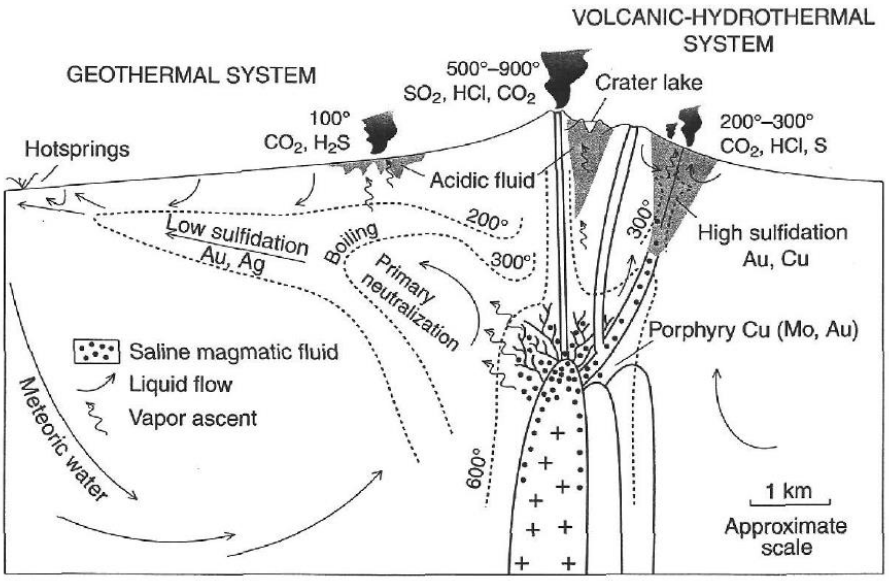

Figura 1: Ilustración esquemática del sistema geotermal y volcánico hidrotermal, definidos por Hedenquist como de baja y alta sulfuración respectivamente. (Tomado de Hedenquist y Lowenstern, 1994, integrado de muchas fuentes, incluso Sillitoe, 1975; Giggenbach, 1981; Henley y Ellis, 1983)

A continuación, se caracterizan los depósitos epitermales de sulfuración intermedia según Hedenquist *et al*. (2000), que es la tipología presente mayormente en el depósito Pingüino y en particular en la veta Marta Norte (Jovic, 2010).Sin embargo, resulta importante caracterizar también a los sistemas de baja sulfuración según Hedenquist *et al*. (2000), ya que la Veta Marta Norte se encuentra asociada genéticamente al vulcanismo bimodal jurásico, pudiendo integrarla dentro de los depósitos de baja sulfuración típicos del Macizo del Deseado (Jovic, 2010).

- ✓ *Depósitos epitermales de baja sulfuración*

Se trata de depósitos de Au y Ag, con baja cantidad de metales base (Cu, Zn, Pb) y con presencia de As, Sb, Hg, Tl en superficie. Las relaciones Ag/Au son bajas, generalmente menores a 20. Son depósitos Auroargentíferos.

Tienen afinidad con un amplio rango de rocas, desde alcalinas a calcoalcalinas, caracterizándose por arreglos bimodales de basalto-riolita.

La mena está constituida por electrum, oro y plata nativa, argentita y sulfosales de Ag asociados a pirita. Presenta menor cantidad de marcasita, esfalerita (de alto Fe), galena, titanita, calcopirita, arsenopirita, pirrotina y seleniuros, mientras que la ganga está representada por cuarzo, adularia, calcita o sericita.

La mayor ley se concentra en los "ginguro bands", los mismos se tratan de finas bandas oscuras de alta ley de Au y Ag, donde se alojan los sulfuros y sulfusales.

La forma del depósito puede variar desde venas, stockwork a diseminaciones. Presentan principalmente texturas de relleno como crustiforme, coloforme, brecha y cocarda.

En cuanto a la alteración hidrotermal, se caracterizan por poseer halos de arcilla que rodean la roca de caja. Las alteraciones hidrotermales reconocidas son: sílicea (cuarzo y/o adularia) argílica intermedia (illita, illita-esmectita, illita), propilítica (clorita, calcita, epidoto) y piritización.

Dichos depósitos involucran la circulación de aguas cloruradas (llamadas así por el anión dominante), las cuales son reducidas y con un pH cercano a neutro y contienen entre 0,1 y 1 % en peso de Cl,> de 3 % en peso de $C0_2$ y 10-100 ppm de H_2S; éste último es un ligando importante en el transporte de Au y Ag como complejos bisulfurados (Seward y Barnes, 1997). Las concentraciones de los principales constituyentes acuosos representan un equilibrio con cuarzo, albita, adularia, illita, clorita, pirita, calcita y epidoto, los cuales forman minerales secundarios durante la alteración de las rocas ígneas (Barton *et al*., 1977; Giggenbach, 1997).

La ebullición ocurre en la columna central de flujo ascendente, 1-2 km debajo de la tabla de agua, controlada por las condiciones de presión hidrostática y temperatura. En este contexto, cuarzo, adularia y calcita (en general platicalcita) se depositan en espacios vacíos y canales subverticales a partir de la ebullición y enfriamiento del líquido. (Simmons y Browne, 2000). Dependiendo de la permeabilidad de la estructura, el agua clorurada puede llegar a la superficie, descargar, depositar y formar un sinter, formado por sílice amorfa alrededor de manantiales calientes de pH neutro.

- ✓ *Depósitos epitermales de sulfuración intermedia:*

Son depósitos de Ag y Au con metales base (Cu, Pb, Zn) y con menor cantidad de Mo, As, Sb, Te, Se y Hg. Las relaciones Ag/Au son altas, pudiendo variar de 10 a 1500. Son depósitos Argentíferos. Poseen mayor cantidad de sulfuros y son más ricos en Ag y metales base que los depósitos de baja sulfuración. Se encuentra asociados a rocas volcánicas calcoalcalinas. La mena está constituida por Ag nativa, electrum, argentita, sulfosales de Ag, teluros y menor cantidad de seleniuros, acompañados de pirita, esfalerita de poco Fe, galena, titanita-tetraedrita y calcopirita. Por otro lado, la ganga presenta cuarzo, calcita, rodocrosita, anhidrita y en menor cantidad baritina y rodonita.

La morfología del depósito se trata principalmente de vetas y brechas en menor medida diseminaciones. Las texturas de cuarzo más características son crustiforme grueso y en peine, también pueden encontrarse coloforme, cocarda y brechosa. La alteración hidrotermal está poco extendida y se evidencian 3 zonas: silícea (cuarzo, illita, adularia), en forma proximal a las mineralizaciones, sericítica como vetillas y reemplazos y propilítica como vetillas.

Transporte y depositación de metales.

La formación de los depósitos epitermales es dependiente de la interacción entre factores químicos y físicos. Los factores físicos (entre ellos el tamaño de la intrusión, profundidad de emplazamiento, permeabilidad de la estructura que se genera durante la actividad hidrotermal y la posición de la tabla de agua) controlan el flujo de calor, la dirección del fluido, los gradientes de presión y temperatura y los lugares de depositación de los metales. Los factores químicos (como por ejemplo la composición del magma, historia de cristalización, flujo de agua meteórica, y composición de la roca de caja) afectan la composición del fluido, la disponibilidad de ligandos, la disponibilidad de metales y el transporte de estos. Estos factores involucran tectónica, magmatismo, características de la roca de caja e hidrología, los cuales actúan en conjunto en el sistema hidrotermal teniendo influencia en la relación entre metales, la mineralogía, y la zonación mineral, entre otros. (Simmons *et al*., 2005). Las texturas y las ocurrencias de metales preciosos sugieren que las condiciones críticas para la formación de depósitos minerales, solo se desarrollan

episódicamente y se forman cuando existe una sincronización entre el transporte y depositación de metales.

Tanto en los sistemas geotermales como en los hidrotermales-magmáticos, la relación (proporción) de fluido (magmático vs la circulación de aguas meteóricas profundas) junto con la interacción entre agua-roca son los factores principales que tienen influencia en la química de las soluciones hidrotermales (Giggenbach, 1992, 1997). No solo estos factores controlan el pH, sino que también controlan la oxidación y el estado de sulfuración de las soluciones hidrotermales. (Giggenbach, 1992, 1997; Einaudi *et al*., 2003).

La formación de iones complejos permite explicar el transporte de elementos en soluciones hidrotermales. Los iones complejos se forman entre metales y ligandos en solución y son los agentes de transporte de los metales. Aquellos que tienen mayor tendencia de formar iones complejos son los de transición (por ejemplo: Ni, Cu, Zn, Pt, Au, Co, Mo, Cr, W). El ion central del complejo es un catión metálico y las moléculas o aniones neutros unidos al catión se llaman ligandos. El número de uniones con el ion central se denomina número de coordinación. Los ligandos usualmente tienen elementos electronegativos (C, N, O, S, F, Cl, Br, I). Los más comunes son: NH_3, H_2O, Cl^-, OH^-, $HS^{-\cdot}$ (Pirajno, 1992)

De acuerdo con Seward (1991), las especies que poseen mayor importancia en el transporte de los metales en los sistemas hidrotermales son dos: Cl^- y HS^-. Otras especies menos comunes son OH^-,NH_3, F^-, CN^-, SCN^-, SO_2^{-4} y complejos orgánicos.

La precipitación de los componentes disueltos en un fluido hidrotermal ocurre como consecuencia de desequilibrios en los fluidos hidrotermales producto de modificaciones en la temperatura, presión y ebullición, reacciones entre las rocas de caja y soluciones, cambios químicos debido a mezcla de fluidos o una combinación de estas. Los cambios de temperatura afectan la solubilidad de sulfuros y óxidos, como así también la estabilidad de complejos iónicos. (Barton y Skinner, 1979). Estos pueden ser causados por la mezcla de soluciones calientes con aguas frías cercanas a la superficie, lo que es común y evidente en sitios donde las soluciones hidrotermales descargan en el fondo del mar. La mezcla de estos

fluidos calientes con el agua de mar resulta en la precipitación de los sulfuros, lo que da lugar a las fumarolas negras.

Sin embargo, los agentes de mayor influencia en la precipitación de los metales son la ebullición y mezcla, y la ocurrencia en zonas de alta paleopermeabilidad, deducidas a partir del equilibrio del fluido, inclusiones fluidas, evidencias mineralógicas y la observación de los depósitos (Buchanan, 1981; Brown, 1986, Seward, 1989; Saunders, 1994; Cooke y Simmons, 2000). La fase que se separa debido a la ebullición causa una pérdida de H_2, H_2S Y CO_2, disminuyendo la solubilidad de los metales preciosos y metales base, donde los complejos clorurados y sulfurados dominan, y esto causa un aumento de pH. La ebullición es el mecanismo más eficiente que remueve la mayor parte del Au y Ag en solución; y causa, además, la precipitación de adularia, platicalcita, sílice coloforme, bandeada y amorfa. (Simmons y Browne, 2000) La mezcla entre fluidos de diferentes composiciones es otro mecanismo para la precipitación de metales preciosos, evidenciada por datos de inclusiones fluidas.

Barnes (1979) y KrausKopf (1979) determinaron la mayor estabilidad de los complejos clorurados con respecto a sulfurados a altas temperaturas (por encima de 350°C) y el predominio de los sulfurados a bajas temperaturas. La estabilidad de los complejos clorurados a altas temperaturas con respecto a los sulfurados fue demostrada por estudios de la relación Ag/Au en soluciones hidrotermales por Cole y Drummond (1986). Descubrieron que los complejos $AuCl^{-2}$ dominan en temperaturas superiores a 250°C y bajo pH, lo que favorece bajas relaciones de Ag/Au en solución. Mientras que, a temperaturas inferiores a 250°C el complejo sulfurado presenta más Ag que Au, causando altas relaciones Ag/Au en solución.

La depositación de metales a partir de complejos clorurados puede deberse a un aumento de la concentración H_2S, un aumento de pH (causado por ebullición, por ejemplo) o una disminución de la concentración de cloruros y de la temperatura. Por el contrario, la depositación de complejos sulfurados puede producirse por un aumento de presión y ebullición o la oxidación que produce la disminución del contenido de sulfuros y del pH.

Tanto el estudio de las inclusiones fluidas como el análisis de los isótopos estables permiten obtener información importante para comprender el origen, naturaleza y evolución de los fluidos hidrotermales.

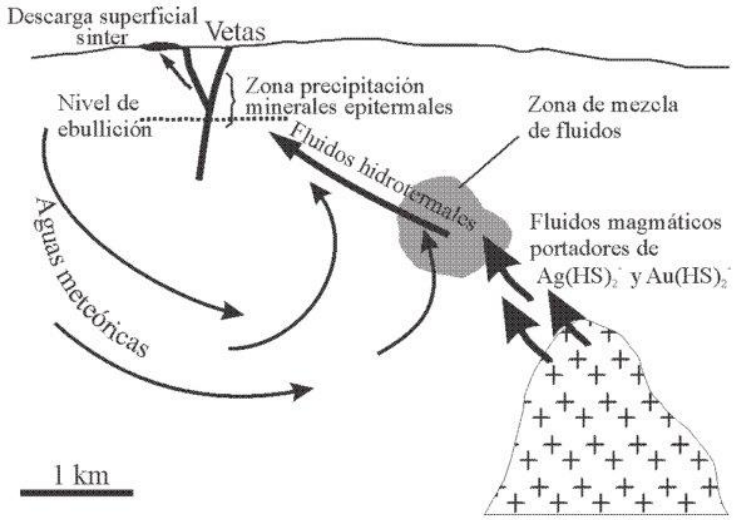

Figura 2: Modelo esquemático de la trayectoria de los fluidos hidrotermales. Mostrando aporte de fluidos magmáticos que serían la fuente de los metales, zona de mezcla con aguas meteóricas y, finalmente, su canalización hacia zonas someras, hasta un nivel donde se produciría la ebullición que se postula como causa principal que lleva a la depositación mineral (Tomado de Echevarría, 2004).

El Au se encuentra como $AuCl^{-2}$ en un sistema con temperaturas superiores a 400°C y salinidades elevadas en el orden de 3 molal de NaCl. (Gammons y Williams-Jones, 1997), mientras que si las temperaturas y las salinidades son inferiores se encuentra como Au $(HS)_2$ o como HAu $(HS)^{-2}$. El primero de ellos es estable a pH superiores a 5,4, mientras que el segundo lo es a pH más ácidos. A los 300°C, la solubilidad del Au como Au $(HS)_2$ es relativamente elevada, posibilitando la estabilidad del complejo sulfurado. Sin embargo, al descender la misma, se produce la desestabilización de dicho complejo, llevando a la depositación del Au. Uno de los principales factores que llevan a la depositación del Au, como se nombró anteriormente es la ebullición, que causa una disminución de la fugacidad de oxígeno, disminuyendo la solubilidad del Au y provocando la desestabilización del complejo bisulfurado. (Cooke y Simmons, 2000; Robb, 2005).

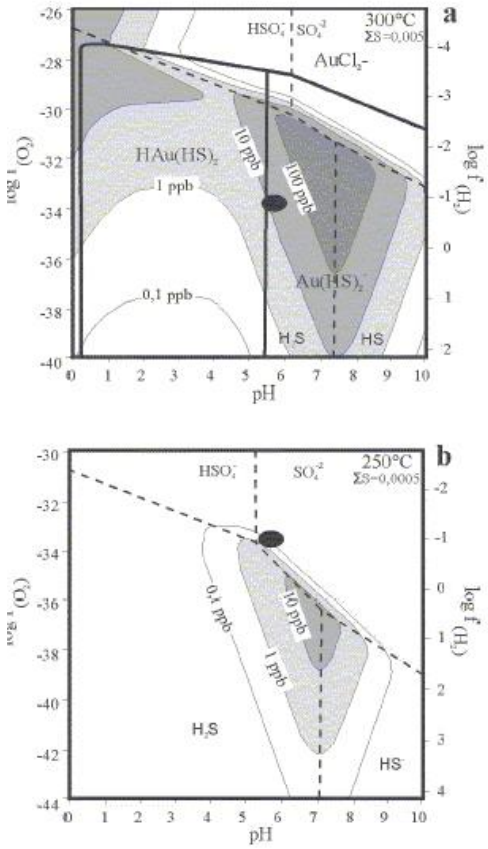

Figura 3: Diagrama de log fO_2 versus pH, a 300ºC (**a**) y 250ºC (**b**) donde se han representado las especies acuosas del S predominantes y los complejos responsables del transporte del oro más comunes; como así también las curvas de solubilidad del oro como $Au(HS)_2$ expresadas en ppb. Los campos de estabilidad de los complejos auríferos se han tomado de Cooke et al. (1996). (Tomado de Echevarría, 2004).

En cuanto a la Ag, su yacencia en forma casi exclusiva como electrum, pone de manifiesto su transporte y depositación análogo al del oro. El complejo más estable a temperaturas menores a 300°C, en soluciones con pH cercano al neutro y de salinidades bajas es el $Ag(HS)^{-2}$. La menor estabilidad del complejo $Ag(HS)^{-2,}$ con respecto al $Au(HS)^{-2}$, provoca su precipitación en los primeros estadíos de mineralización (Echeverría, 2004).

El incremento de la solubilidad de los metales con la temperatura es típico de sistemas con sulfuros de metales base (Cu, Fe, Zn, Pb), sin embargo no sucede lo mismo con metales preciosos como el Au. En sistemas con presencia de sulfuros de metales base se forman casi exclusivamente complejos clorurados, cuya estabilidad aumenta con el aumento de la

temperatura. (Barnes, 1997). La solubilidad del Au en fluidos pobres en Fe (ausencia de pirita) con una concentración constante de sulfuro (0.1 Wt% S, típico de sistemas hidrotermales) exhibe un camino particular de la temperatura. Entre 150°C y 350°C hay un aumento de la solubilidad del Au de 1 a 10 ppm, llegando a un máximo a los 200°C-250°C. Esto está relacionado con el comportamiento del complejo Au $(HS)^{-2}$ frente a la temperatura (el mismo tiene una concentración máxima a los 200°C-250°C). Por encima de los 250°C, las concentraciones de Au disuelto decrecen, llegando a un mínimo a los 400°C debido al aumento de la estabilidad del $AuCl^{-2}$. Por consiguiente, en sistemas de pórfidos, con presencia de fluidos magmáticos oxidados de moderada salinidad (Sillitoe, 2010; Richards, 2011), estos son capaces de transportar cantidades significativas de Au por encima de los 450°C como complejos clorurados. Mientras que, en sistemas epitermales con temperaturas inferiores a 350°C, el transporte de Au está fuertemente condicionado por la cantidad de óxido de hierro presente en el fluido y las rocas.

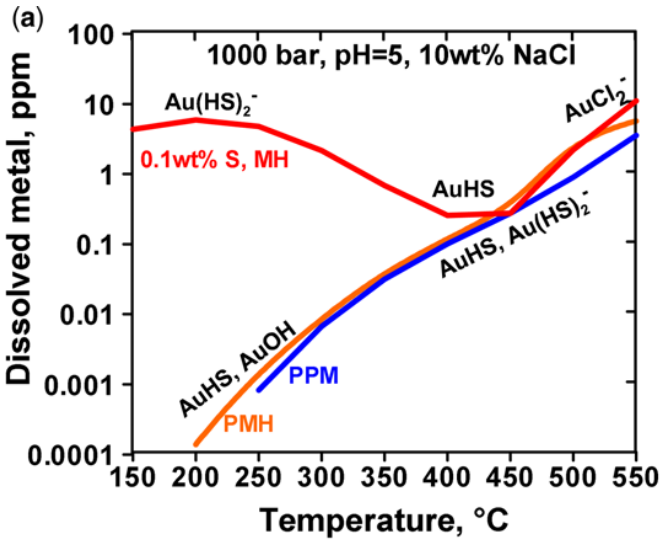

Figura 4: Solubilidad de Au vs temperatura. (Tomado de Garofalo y Ridley, 2014).

A partir de la siguiente figura, se puede comparar la concentración de Au soluble con respecto al pH. El pH de un fluido afecta directamente las concentraciones de los complejos $AuCl^{-2}$ y Au $(HS)^{-2}$ en equilibrio con los metales nativos, debido a que su formación involucra protones. La diferencia entre estos dos complejos es que el primero consume H^+ y el segundo

produce H^+. Los complejos sin carga, como, por ejemplo, AuHS y Au (HS) H_2S, no están afectados por el cambio de pH, debido a que los protones no están involucrados en su formación. La solubilidad del Au aumenta tanto con un pH ácido como básico, llegando a un mínimo en pH cercano a neutro. Con la disminución de la temperatura y el contenido salino, este mínimo se alcanza a pH más bajos. A temperaturas de 200°C, se puede observar un aumento de la concentración de Au soluble proporcional al aumento de pH, pasando de AuHS a Au $(HS)^{-2}$. Por otro lado, a mayores temperaturas (400°C) se observa una disminución de la solubilidad del complejo $AuCl^{-2}$ a medida que aumenta el pH, llegando a un mínimo de solubilidad (pH cercano a neutro) con el complejo AuHS, y por último aumenta la solubilidad del complejo $Au(HS)^{-2}$ con el aumento del pH .El efecto del pH es diferente en los metales base (Fe, Cu, Zn), ya que la solubilidad de los sulfuros disminuye drásticamente con el aumento del pH.

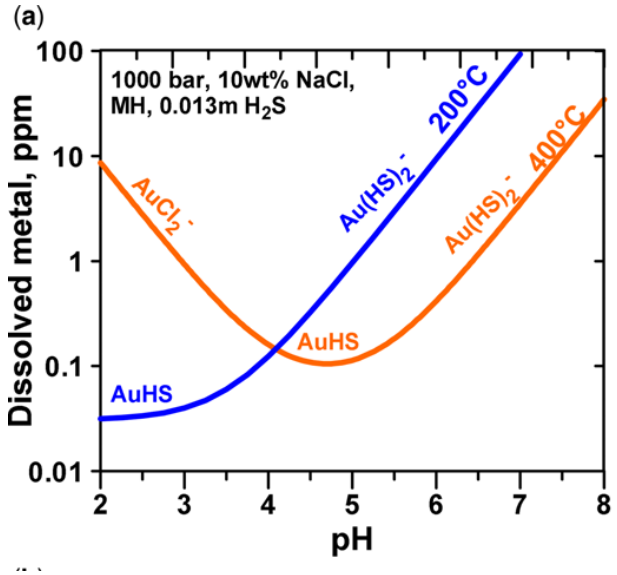

Figura 5: Solubilidad de Au vs pH (Tomado de Garofalo y Ridley, 2014).

Marco geológico

Geología del Macizo del Deseado

La estratigrafía del Macizo del Deseado está caracterizada por un basamento aflorante principalmente en el sector oriental del mismo. El cual está compuesto por filitas, metacuarcitas, filitas cuarzosas, esquistos anfibólicos, anfibolitas, gneises, migmatitas y granitoides deformados, agrupados por Giacosa et al. (2002) dentro del Complejo Río Deseado (Viera y Pezzuchi 1976) de edad NeoProterozoico a Cámbrico (Pezzuchi, 1978; Pankhurst *et a*l., 2001).

Los granitoides que intruyen a este complejo tienen una edad Ordovícico a Carbonífero inferior (Chebli y Ferello 1975; Loske *et al*., 1999 y Pankhurst *et al*., 2001).

En el sector occidental de esta provincia geológica, se reconocen pequeños afloramientos de basamento incluidos dentro de la Formación La Modesta (Di Persia, 1962; Pezzi 1970), la cual está constituida por rocas metamórficas de bajo grado (Moreira ,2005) de edad Silúrico-Devónica.

Por encima del basamento, se reconocen sedimentitas epiclásticas continentales pertenecientes al Grupo Tres Cerros y al Grupo El Tranquilo de edad Permo-Triásica depositadas en cuencas extensionales de orientación NO-SE (Andreis, 2002; Homovic y Constantini, 2001).

Durante el Jurásico inferior se intensifican los fenómenos extensionales representados, en el sector oriental del Macizo del Deseado, por la intrusión de la Formación La Leona, un complejo granítico, ácido a intermedio y de afinidad calcoalcalina (Pankhurst *et al*., 1993 a).

Simultáneamente, en la región central del Macizo, se depositó una secuencia epi-piroclástica fluvial denominada Formación Roca Blanca. (Panza y Haller, 2002; Jovic, 2010).Es ésta la litología más desarrollada en el área, compuesta por tufitas, areniscas y sabulitas ricas en componentes volcánicos y con algunos niveles ignimbríticos intercalados. Tanto el Grupo El Tranquilo como la Formación Roca Blanca se encuentran intruídos por cuerpos subvolcánicos, formando filones capas y lacolitos básicos a intermedios denominados Formación Cerro León. Esta formación es también una evidencia del régimen distensivo.

Dichas rocas están vinculadas al episodio magmático intermedio que originó la Formación Bajo Pobre y por ende se las asocia temporalmente. (Jovic, 2010).

Seguido a esto se desarrolla un extenso evento volcánico-piroclástico bimodal compuesto por la Formación Bajo Pobre (Lesta y Ferello, 1972), de composición básica a intermedia y el Grupo Bahía Laura (Pankhurst *et al*., 1998; Pankhurst *et al*., 2000) de composición ácida. La formación Bajo Pobre presenta rocas volcánicas básicas a intermedias con basaltos y dacitas subordinadas (Panza y Haller, 2002). El Grupo Bahía Laura (Feruglio, 1949; Guido, 2002 y López, 2006), integrado por las Formaciones Chon Aike y La Matilde. Se caracterizan por la presencia de riolitas, dacitas y escasas traquiandesitas (Pankhurst *et al*., 1998; Panza y Haller, 2002; Guido, 2004) y por tobas de caída y depósitos volcaniclásticos (De Barrio *et al*., 1999), respectivamente.

Hacia fines del Jurásico, se reactivó el régimen extensivo generándose cuencas, donde se depositaron secuencias epi-piroclásticas conocidas como Formación Bajo Grande, de edad Jurásico superior y Formación Baqueró, de edad Cretácica inferior (Di Persia, 1958; Archangelsky, 1967; Archangelsky y Cuneo, 1984).

El Terciario se caracteriza principalmente por la presencia de rocas sedimentarias marinas (Formación Monte León y Formación San Julián) y continentales (Formación Santa Cruz), y por un importante evento extrusivo de composición basáltica que se extendió hasta el Cuaternario. En este período se depositaron, además, los Rodados Patagónicos, los cuales se distribuyeron irregularmente en toda la provincia geológica.

Depósito Pingüino

El depósito Pingüino está localizado en el sector central del Macizo del Deseado (Fig. 6a). El área está caracterizada por la presencia de rocas y unidades geológicas con escasa representación en el Macizo del Deseado, y representa una “ventana geológica” que permite el estudio del intervalo Triásico superior - Jurásico inferior. La secuencia estratigráfica de este sector, representada en el mapa de la figura 6b, se inicia con las sedimentitas continentales, areniscas a conglomerados con intercalaciones de pelitas, del Grupo El Tranquilo, del Triásico

medio a superior (Jalfin y Herbst 1995). Por encima, se presentan las rocas volcaniclásticas de la Formación Roca Blanca, del Jurásico inferior. Esta es la litología más desarrollada en el área y está compuesta por tufitas, areniscas y sabulitas ricas en componentes volcánicos. Intruyendo a las sedimentitas y tufitas continentales, se disponen rocas básicas a intermedias del Jurásico inferior, que se presentan como filones capa y diques dioríticos correspondientes a la Formación La Leona (Jovic, 2010). Intercaladas en las tufitas se reconocieron lavas basálticas de edad Jurásica inferior definidas como Formación El Piche (Jovic, 2010). Finalmente, la secuencia es intruida por pórfidos andesíticos del Jurásico medio, con morfologías subcirculares, denominados Formación Cerro León (Panza, 1995). En los sectores norte y noreste del área afloran volcánitas del Jurásico medio a superior, basaltos y andesitas de la Formación Bajo Pobre y en el sector sudoriental pequeños asomos de ignimbritas riolíticas del Grupo Bahía Laura (Panza, 1995). Los pórfidos andesíticos de la Formación Cerro León presentan la misma composición, relaciones estratigráficas y edad que las andesitas de la Formación Bajo Pobre, pudiendo ser parte de los conductos emisores de este magmátismo, por lo que se considera que las rocas de la Formación Cerro León están vinculadas al episodio magmático intermedio que originó la Formación Bajo Pobre (Jovic, 2010).

La mineralización de Pingüino está caracterizada por la presencia de un sistema de más de 70 vetas (Fig. 6b) que combina vetas epitermales de sulfuración intermedia de edad Jurásica media con la presencia de mineralización polimetálica más antigua, de edad Jurásica inferior, caracterizada por una compleja mineralogía de sulfuros con presencia de In. El evento hidrotermal que dio origen a las vetas polimetálicas está asociado al magmatismo calcoalcalino de la Formación La Leona, mientras que el que formó la mineralización epitermal argentífera de sulfuración intermedia, está asociado al magmatismo calcoalcalino de la Formación Cerro León (Jovic, 2010). Ambos tipos de vetas se alojan en fallas y diaclasas de rumbos NO, NNO y ENE de una estructura antiforme definida como un domamiento por intrusión (Peñalva *et al*., 2008), con tendencia a encontrar el sistema de vetas polimetálicas con un rumbo ENE, las vetas epitermales de sulfuración intermedia alojadas en rumbo NO, y ambos eventos de mineralización superpuestos en las estructuras NNO.

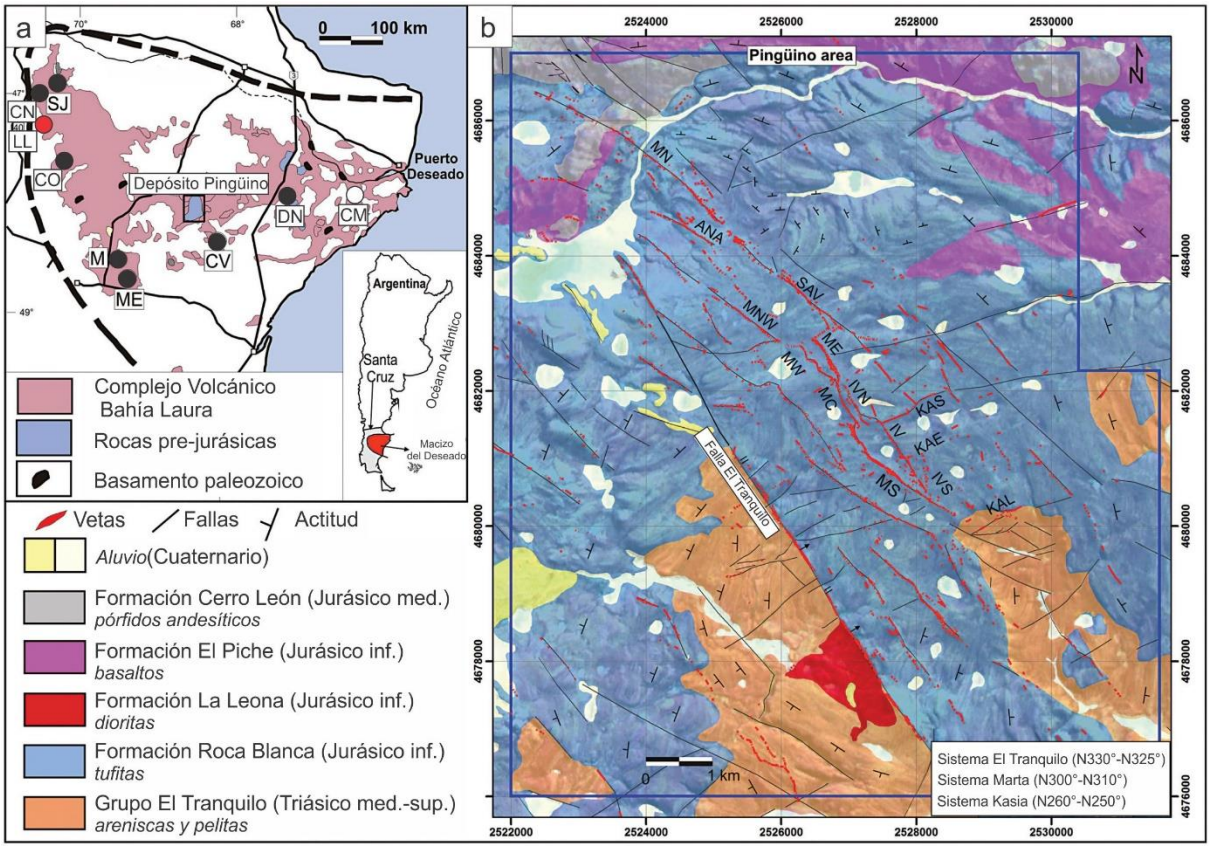

Figura 6. a) Mapa geológico simplificado del Macizo del Deseado mostrando la ubicación del depósito Pingüino y minas activas en círculos negros, no activas en círculos rojos y por iniciar producción en círculos blancos, (CV: Cerro Vanguardia, ME: Manantial Espejo, SJ: San José, CN: Cerro Negro, M: Mina Martha, CO: Cap Oeste, DN: Don Nicolás, CM: Cerro Moro, y LL: Lomada de Leiva). b) Mapa geológico y de mineralizaciones del depósito Pingüino Vetas: MN Marta Norte, ANA Ana, SAV Savary, MNW Marta Noroeste, ME Marta Este, MW Marta Oeste, MC Marta Centro, IVN Ivonne Norte, IV Ivonne, KAS Kasia, MS Marta Sur, IVS Ivonne Sur, KAL Kalia. (Tomado de Jovic, 2010).

Veta Marta Norte

El presente trabajo se focalizó en el estudio de la veta Marta Norte (Fig.7). La misma presenta una longitud de 4.5 Km, con un azimut entre N300° a N320° y una inclinación promedio de 70° al SW. Se encuentra alojada en el sistema de falla M, de orientación N 300°-310° e inclinaciones entre 60° y 80° al NE (Jovic, 2010).

Jovic (2010) indica que en profundidad la veta presenta una composición, morfología y espesores muy variables, formando una estructura principal que se abre y angosta en perfil y de la cual se desprenden ramas subparalelas y una importante zona de vetilleo y

diseminación de sulfuros en los bordes de la veta (Fig. 8). Su espesor medio es de 4,2m, con un máximo de 10,8m y un mínimo de 1m. Las alteraciones hidrotermales reconocidas son argílica, piritización, silicificación y en menor medida alteración potásica y propilitización (Jovic, 2010).

Tanto la geoquímica de suelos como la geoquímica de trincheras permitieron determinar la ausencia de valores anómalos de Au e importantes anomalías de Ag en el sector centro-sur de la veta. El Cu, Pb y Sb presentan anomalías menores ubicadas también en el sector centro-sur de veta mientras que el As y Hg se concentran en el sur (Jovic, 2010).

Esta veta presenta principalmente el tercer pulso mineralizante, que se caracteriza por estar formado por cuarzo blanco grueso cristalino con cristales de hasta 15cm de largo con textura en peine y también formando la matriz de multibrechas con el desarrollo de pequeñas cavidades y geodas. Tiene menor participación en el pulso 1 (cuarzo gris fino con pirita, esfalerita, galena y minerales de Ag y Au nativo, con hasta un 20% de sulfuros en volumen), representado como la matriz de brechas hidrotermales. El pulso2 (bandeados coloformes de cuarzo, rodocrosita, siderita, caolinita y fluorita) está escasamente representado en la veta estudiada (Jovic, 2010). El análisis geoquímico que se realizó en el presente estudio abordó exclusivamente el tercer pulso mineralizante.

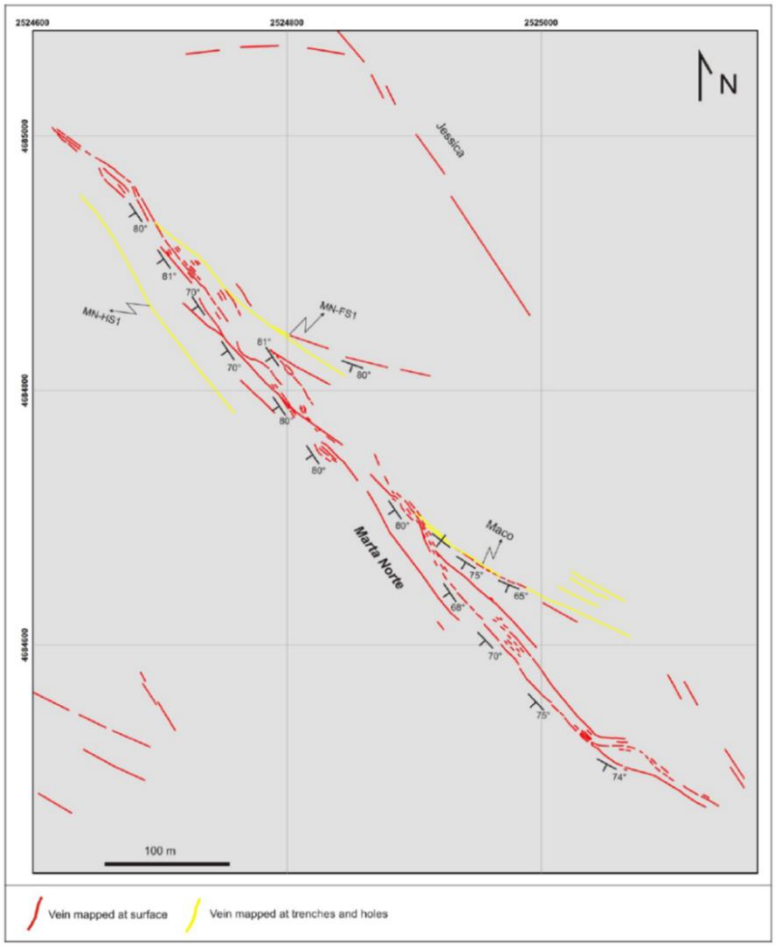

Figura 7: Mapa detallado de la veta Marta Norte. En rojo mapeo de superficie, en amarillo mapeo de trincheras. (Tomado de Jovic, 2010).

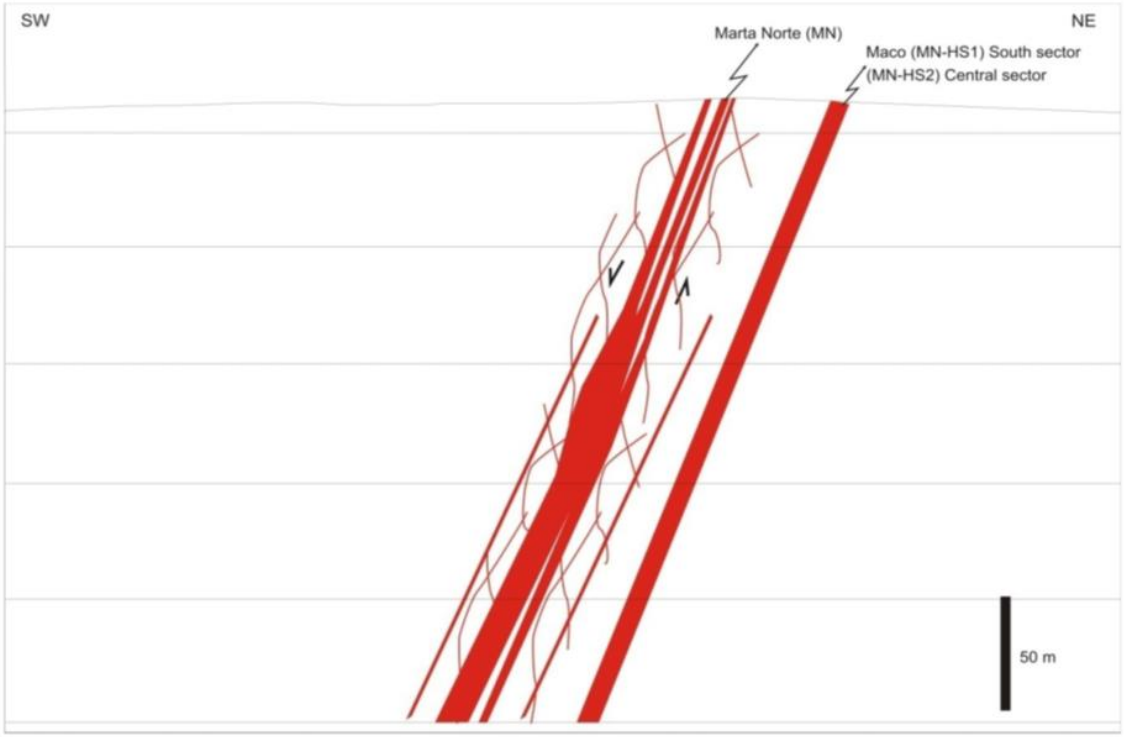

Figura 8: Sección transversal esquemática de la veta Marta Norte. (Tomado de Jovic, 2010).

Sucesivas campañas geoeléctricas permitieron identificar tres anomalías menores de resistividad ubicadas una al sur, una en la zona central y la de mayor intensidad en el sector centro-norte de la veta. Estas anomalías coinciden espacialmente con tres importantes anomalías de cargabilidad, donde las de mayores de estas se asocian a las de menor valor de resistividad. Importantes valores de Ag, Cu, As, Sb, Hg y Pb se concentran principalmente en la anomalía central y la anomalía sur (Fig. 9; Jovic 2010).

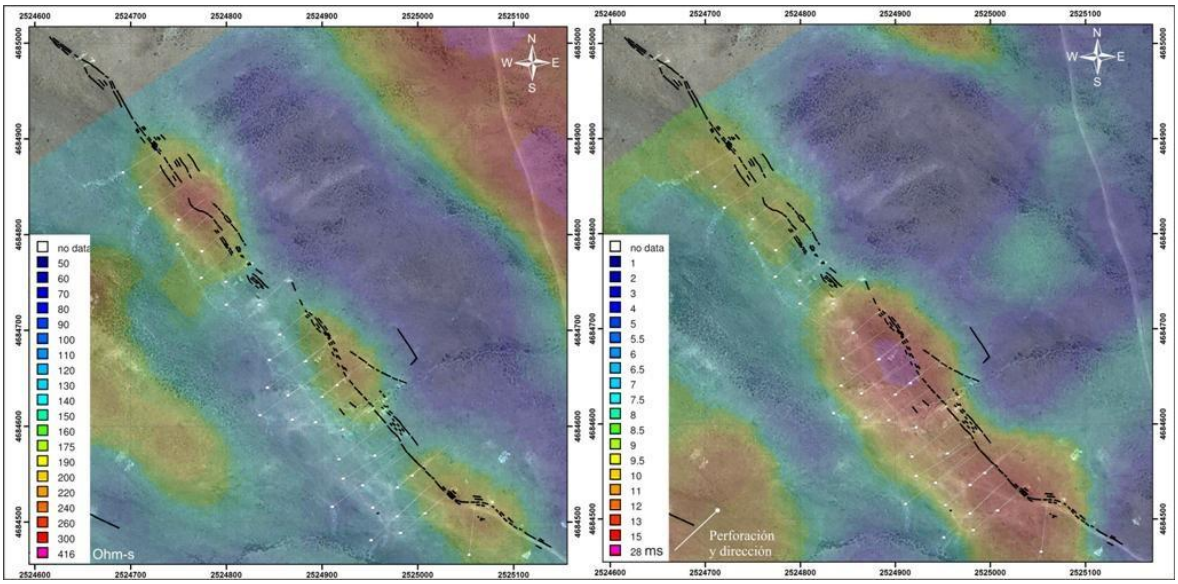

Figura 9. A) Mapa de isoresistividad y B) Mapa de isocargabilidad a nivel -75 de la Veta Marta Norte. (Tomado de Jovic, 2010).

La firma geoquímica de estas vetas Ag (Au)-Pb-Cu-Zn presenta similitudes con los depósitos epitermales de sulfuración intermedia definidos por Hedenquist *et al*., (2000), con altos valores de Ag, bajos de Au (relación Ag/Au > 100) y anomalías en metales base (Pb-Cu-Zn).La mena está representada por pirita, esfalerita, galena y sulfosales de Ag y la ganga por cuarzo, rodocrosita y siderita. La forma de la mineralización puede variar entre brechas y vetas, las texturas de cuarzo son crustiforme, en peine y coloforme. Las salinidades tienen valores bajos a intermedios (>2% eq. NaCl), y está asociada a rocas calcoalcalinas intermedias. (Jovic, 2010). A pesar de presentar estas características típicas de depósitos epitermales de sulfuración intermedia, está genéticamente asociada al magmatismo calcoalcalino de la Formación Cerro León, la cual es comparable en cuanto a su edad, composición y relaciones estratigráficas con la Formación Bajo Pobre, del Grupo Bahía Laura, atribuyéndole una edad Jurásica media (168 Ma). Por este motivo se la podría incluir dentro de las mineralizaciones típicas de baja sulfuración del Macizo del Deseado. (Jovic, 2010).

Metodología

Para la realización del modelado 3D de la veta así como también para las interpolaciones de los valores geoquímicos de los elementos y sus relaciones se utilizó el software Leapfrog Geo 3D 4.3. El mismo permite utilizar modelado explicito e implícito. El modelado implícito (Cowan *et al*. 2003) es capaz de generar modelos geológicos 3D directamente a partir de datos de perforaciones y afloramientos sin digitalización manual. Permite la construcción de (iso) superficies 3D y sólidos que son definidos por una función matemática simple (función implícita), la cual es calculada por la interpolación espacial de datos numéricos (valores) y no numéricos (litología).

Las descripciones litológicas, mineralógicas y los contenidos geoquímicos tabulados son importados dentro del paquete de software Leapfrog para generar un modelo implícito 3D inicial basado exclusivamente en datos de pozos.

Este modelo puede ser manipulado y refinado, pero fundamentalmente es generado por algoritmos informáticos a partir de una combinación de datos medidos y la interpretación del usuario. El modelado requiere la visión de un geólogo. Este enfoque es más rápido, más flexible y fundamentalmente más adecuado para hacer modelos geológicos (Cowan *et al*. 2003).

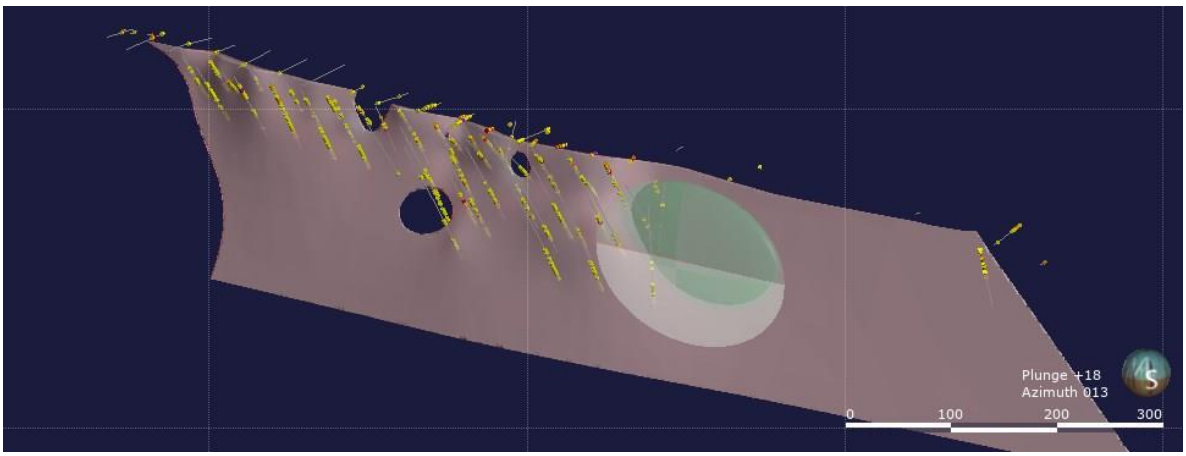

Figura 10: Modelado 3D de la Veta Marta Norte. Se observan las perforaciones y trincheras con la información química de las mismas.

En estos modelados cualquier sección cortada en cualquier posición siempre será consistente con otras secciones. Esta propiedad no tiene lugar en un modelado explícito donde las secciones son creadas independientemente y luego se encajan para tratar de crear un modelo 3D.
Los algoritmos del modelado implícito han evolucionado rápidamente y ahora pueden exceder fácilmente la complejidad y el nivel de detalle de los modelos hechos a mano.

Una de las grandes ventajas del modelado implícito es la posibilidad de generar modelos dinámicos, donde al actualizar los valores de las tablas, el modelo se actualiza automáticamente. Otra ventaja relevante es la velocidad, esto es importante para la estimación y evaluación de recursos porque permite la construcción de múltiples escenarios geológicos válidos para un determinado conjunto de datos.

Otro avance importante es que permite incluir relaciones geológicas temporales y reglas geológicas. Esto incluye las relaciones de corte entre fallas y otras estructuras, así como también el contacto entre unidades geológicas, ya sea depositacional, concordante, erosivo o intrusión. Esto es crítico para la construcción de un modelo geológicamente válido y consistente.

Modelado 3D del sólido de la veta y modelado geológico de la litología y límite de oxidación

Con la utilización dicho software se construyó el sólido de la Veta Marta Norte. Para ello se contó con la información obtenida a partir de las perforaciones y trincheras realizadas en el área de estudio; las cuales fueron brindadas por la empresa Austral Gold S.A. Estos datos se obtuvieron de 53 perforaciones de diamantina (DDH), 5 perforaciones de aire reversa (RC) y 32 trincheras muestreadas en canaleta con cortadora. La base de datos constó de tablas con datos de las coordenadas, profundidad, azimut e inclinación, litología, mineralogía, química, intervalo oxidado e intervalo con mineralización primaria de cada uno de los pozos. Estas tablas fueron cargadas en el software, y a partir de los datos de la mineralización, se seleccionaron los tramos de la veta clasificados como VM (Vein Mineralization) correspondientes a la veta Marta Norte. El software identifica los puntos de inicio y fin de la

veta, construyendo las superficies *hangingwall* y *footwall*. La veta resulta entonces como el volumen contenido entre estas dos superficies. Para el modelado fue utilizada la función *pinch out* que en caso de que una perforación no corte la veta genera un hueco a fin de honrar el dato de esa perforación (Fig. 12).

De forma complementaria se realizaron modelados geológicos de la litología y de la zona de oxidación y mineralización primaria. Para ello se cargaron en el programa, las tablas que cuentan con dicha información. Ambas tablas, presentan para cada pozo o trinchera, la litología y el intervalo correspondiente a la zona de oxidación y mineralización primaria. En el caso de la litología, fue necesario determinar las relaciones temporales entre las diferentes formaciones, así como también el tipo de contacto geológico entre las mismas (Fig.15).

Análisis estadístico y modelado geoquímico de cada uno de los metales de interés

Además de la generación del sólido de la veta y los modelos 3D de la litología y límite de oxidación, se realizó un análisis estadístico de los datos contando con los datos de las concentraciones de una serie de elementos de muestras de perforaciones.
Se utilizaron 2811 muestras para análisis geoquímicos. Las longitudes del muestreo fue variables dependiendo de la geología, pero las muestras tenían un mínimo de 0.4 m y un máximo de 1m para el interior de las vetas y hasta 2 m para la roca de caja. En las perforaciones de RC el muestreo se realizó a lo largo de todo el pozo con muestras equidistantes cada 1 m.

Los análisis de ICP-MS fueron realizados en los laboratorios de Acme Analytical. Tanto las muestras de perforaciones como las trincheras fueron analizadas por Au utilizando el ensayo a fuego con absorción atómica (AA; rutina Acme 6FA). Las muestras con contenidos de Ag por debajo de 50 ppm fueron analizadas mediante digestión por agua regia con finalización por AA, mientras que para contenidos de Ag superiores, los análisis se hicieron junto con el Au con mediciones gravimétricas. Para el resto de los elementos se utilizó la rutina 1DX, con muestras de 0.5 g que fueron lixiviadas en agua regia a 95º C y analizados por ICP-MS. Las muestras con contenidos de Zn, Pb, Ag y/o Cu mayores a los límites de detección se reanalizaron con la rutina 7AR utilizando ICP-ES.

En primer lugar se obtuvieron los datos de la media, desvío estándar y coeficiente de variación de cada uno de metales. Para esto, se cargaron las tablas con la concentración de cada uno de los metales al software y el mismo realiza los cálculos para obtener dichos valores. El programa también genera histogramas que muestran la distribución estadística de los metales.

Siempre antes de evaluar un conjunto de datos, es necesario establecer el tipo de distribución de probabilidad (para ello se obtienen los valores mencionados anteriormente, siendo los coeficientes de variación y de asimetría, los más indicativos). Valores elevados del coeficiente de variación tienden a suponer que las distribuciones podrían ser lognormales y con distorsiones debidas a valores excepcionales o *outliers* (Koch y Link, 1980).

En la geoestadística, a diferencia de la estadística clásica, el análisis se basa en el concepto de variable regionalizada, donde se considera su ubicación espacial. El variograma es la herramienta fundamental para reconocer la continuidad o correlación espacial y el krigeado es el método para realizar la estimación

El variograma experimental se construye a partir de las leyes de cada par de muestras (Fig. 11 a). Para cada distancia (h, 2h, 3h, etc. donde normalmente h es el espaciamiento entre muestras) se resuelve la ecuación del variograma y estos resultados se vuelcan en un gráfico (g(h)-distancia h). Normalmente, aunque no siempre, el valor de g(h) se va incrementando con la distancia hasta un determinado valor, a partir del cual disminuye su crecimiento o es errático, dicho valor se conoce como “meseta” (*sill*) y la distancia a la cual se llega a la meseta es el “alcance” (*range*). El alcance indica la distancia hasta la cual los valores están espacialmente correlacionados, es decir hay continuidad espacial; más allá de ese valor se pierde continuidad y el comportamiento espacial de los datos es aleatorio. Por lo tanto, el alcance representa la distancia de influencia de las muestras. Muchas veces, el valor al que la prolongación de la pendiente corta al eje no es 0, y este caso recibe el nombre de “efecto pepita” (nugget). El efecto pepita representa la componente aleatoria de la distribución. El rango comprendido entre dicho valor y la meseta es la componente estructurada de los datos (Fernández, 2017).

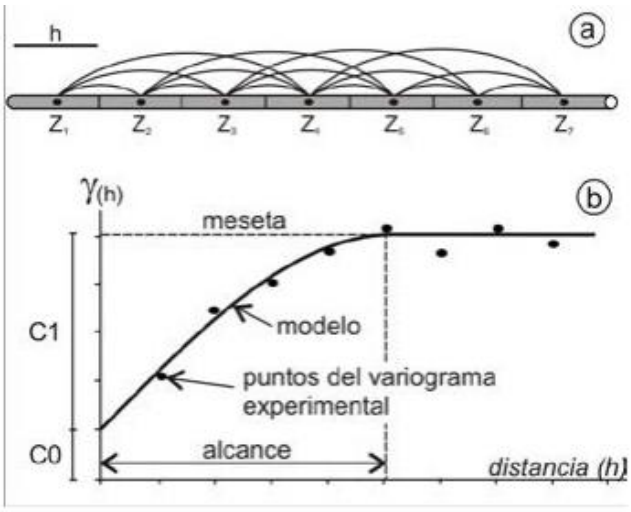

Figura 11: a) Pares de datos a utilizar con el incremento de la distancia (h) para la construcción del variograma experimental. b) Gráfico (h)-distancia con el variograma experimental (círculos llenos) curva del modelo de ajuste y parámetros del variograma. (Tomado de Fernandez, 2017).

Al variograma experimental se lo ajusta a un modelo (el cual es una función matemática que permite calcular el valor del variograma a cualquier distancia). En este trabajo se ajustó el variograma experimental al modelo de variograma esférico. Dicho ajuste dependerá de la existencia o no de meseta, del comportamiento en el origen y la intersección de la tangente al origen con la línea que representa la meseta (si la tiene) así como de la elección del efecto pepita y del alcance. Para su construcción, el. Leapfrog utilizó el algoritmo FastRBF para interpolar o completar los espacios donde no hay datos. Existen dos interpolantes de uso común en Leapfrog: el interpolador lineal y el interpolador esferoidal. Estos son similares a los modelos de variograma lineal y esférico que se utilizan para realizar kriging. Se utilizó el interpolador esferoidal, el cual se aplana cuando la distancia desde X es mayor que una distancia definida (rango). A las muestras que están dentro del rango se les asigna una importancia basada en su distancia con respecto a X, de la misma manera que en el método de interpolación lineal. A las muestras que están más allá de X que el rango se les dará aproximadamente la misma importancia, es decir, estos puntos tendrán aproximadamente la misma influencia en la estimación, sin importar qué tan lejos estén. En cambio, cuando se usa el interpolador lineal, se le da mayor importancia a los puntos de muestra más cercanos (Fernández, 2017).

El análisis geoestadístico permite establecer el rango de distancia en que los datos geoquímicos están correlacionados, que es representativa de la continuidad espacial e informa sobre la variabilidad de dicha correlación y la proporción en la que intervinieron fenómenos estructurados y aleatorios. Los fenómenos estructurados, provocados por los procesos genéticos que dieron lugar a la mineralización y los aleatorios debido a causas geológicas de una magnitud menor a la distancia de muestreo o a causas no geológicas relacionadas a errores de muestreo y/o al método analítico (Fernández, 2017).

Por último, a fin de disponer de una visual en 2D para la representación de la veta se generó un corte longitudinal de la misma a partir de una vista 3D con una visual perpendicular al rumbo y a la inclinación de la veta. De esta forma se obtiene una imagen similar a una sección longitudinal rebatida sobre un plano. Estas secciones longitudinales permitieron observar la distribución espacial de los metales y obtener la morfología de los clavos mineralizados.

Resultados

Modelado Geológico

En la figura 12 se observa el sólido de la veta Marta Norte, realizado con el software Leapfrog Geo 4.3, con las perforaciones y trincheras utilizadas para su construcción, las cuales cuentan con la información geoquímica.

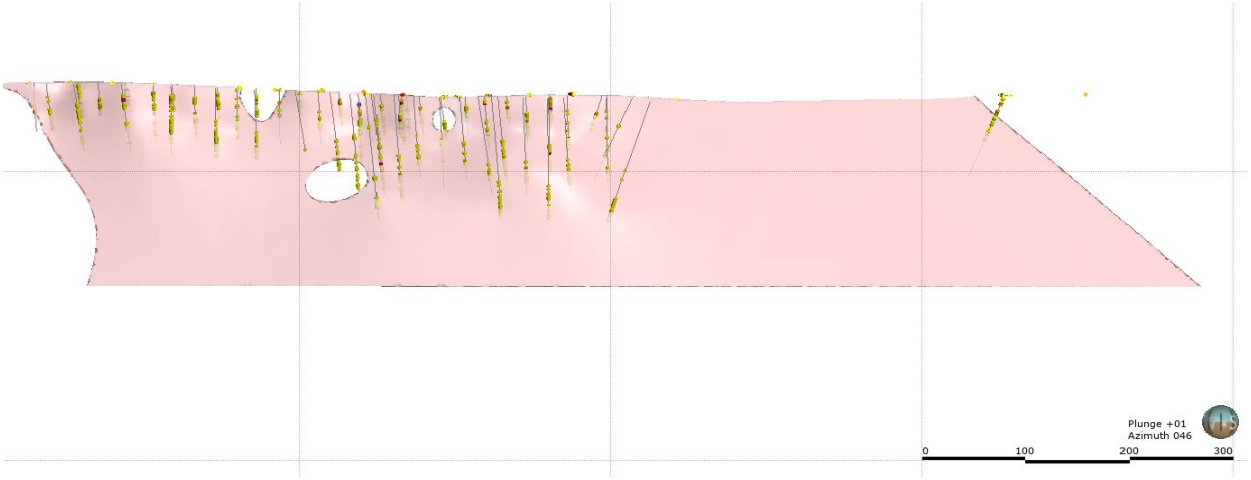

Figura 12: Sólido de la Veta Marta Norte. Se observan las perforaciones y trincheras con información química.

Se obtuvieron dos imágenes de la Veta Marta Norte en 3D, desde dos perspectivas distintas, con el objetivo de observar la geometría y disposición de la misma en el espacio. Las figuras presentan la topografía del área (Fig. 13 a y b).

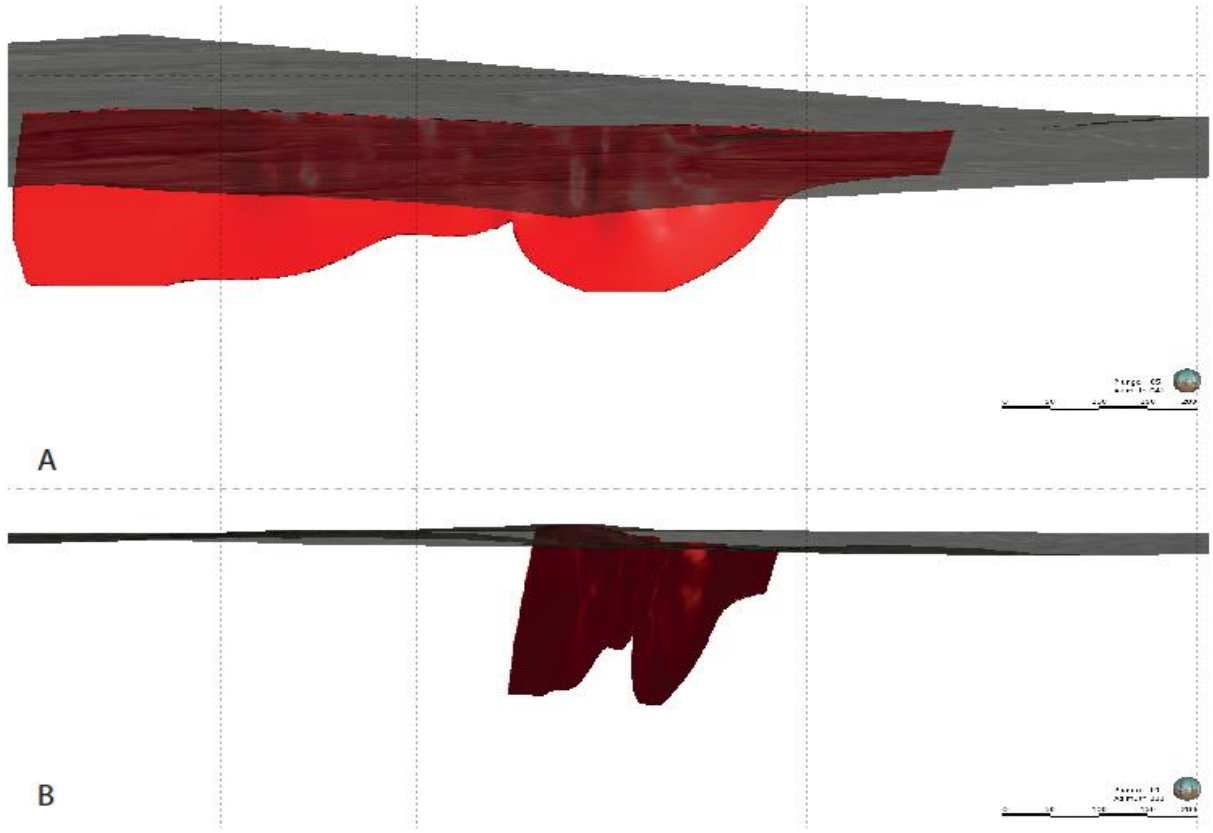

Figura 13: Modelo 3D de la Veta (color rojo). A Veta Marta Norte al NE. B Veta Marta Norte AL NW. Escala vertical=Escala horizontal.

A partir del sólido, se realizó una sección longitudinal sobre el plano de la veta (NW-SE), la cual se obtiene a partir del software con el fin de analizar el espesor de la misma. En la figura 14, se observa la presencia de dos zonas de mayor espesor (representadas por el color rojo), en el sector central y sur de la veta. También, se registran espesores elevados cerca de la superficie, en el sector norte de la misma, los cuales disminuyen en profundidad.

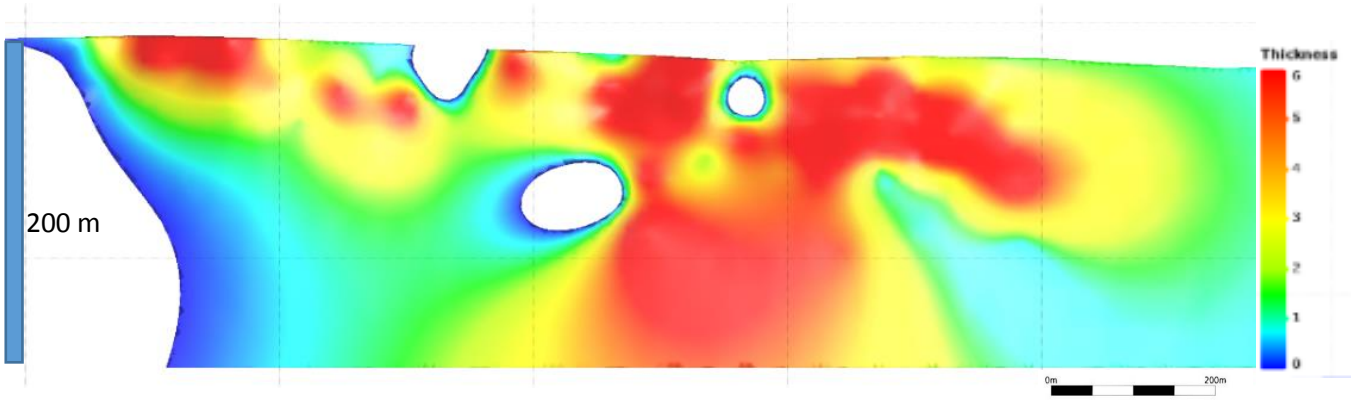

Figura 14: Sección longitudinal NW-SE de la Veta Marta Norte, donde se evidencia el espesor de la misma. Los valores de espesor varían desde 0 (color azul) hasta 6m. (color rojo). Escala vertical=Escala horizontal.

De forma complementaria se realizaron modelados geológicos de la litología y de la zona de oxidación y mineralización primaria.

En el modelado 3D de la litología (Fig.15) se pueden observar las formaciones El Tranquilo (en color verde), Roca Blanca (en color celeste), el intrusivo de la Formación Cerro León (en color amarillo) y la veta Marta Norte (en rojo). Tanto la Formación El Tranquilo como Roca Blanca presentan una geometría tabular con un rumbo aproximado NW-SE, inclinando con un ángulo relativamente bajo hacia el E. Esto mismo fue posible evidenciarlo en una sección longitudinal realizada sobre el plano de la veta (NW-SE), donde también se infirieron fallas normales que afectaron a ambas formaciones y al intrusivo, generando una estructuración en bloques (Fig.16). El intrusivo exhibe una geometría globosa y genera un domamiento en las unidades intruídas (Peñalva *et al*. 2008). En la sección longitudinal, presenta una superficie cóncava hacia abajo, por lo que podría interpretarse como un lacolito. (Llambías, 2008), sin embargo para comprobarlo sería necesario definir su base, si fuera plana, se podría interpretar como un lacolito y si fuera globosa, como un stock. Se localiza en el sector sur de la veta y su presencia fue constatada al ser cortado por 8 perforaciones (P178-08, P179-08, P180-08, P182-08, P184-08, P192-08, P193-08 Y P292-10), las cuales se observan en la figura 17.

Por su parte, la veta Marta Norte se aloja en la Formación El Tranquilo y Roca Blanca, cortando al intrusivo, con un rumbo NW-SE.

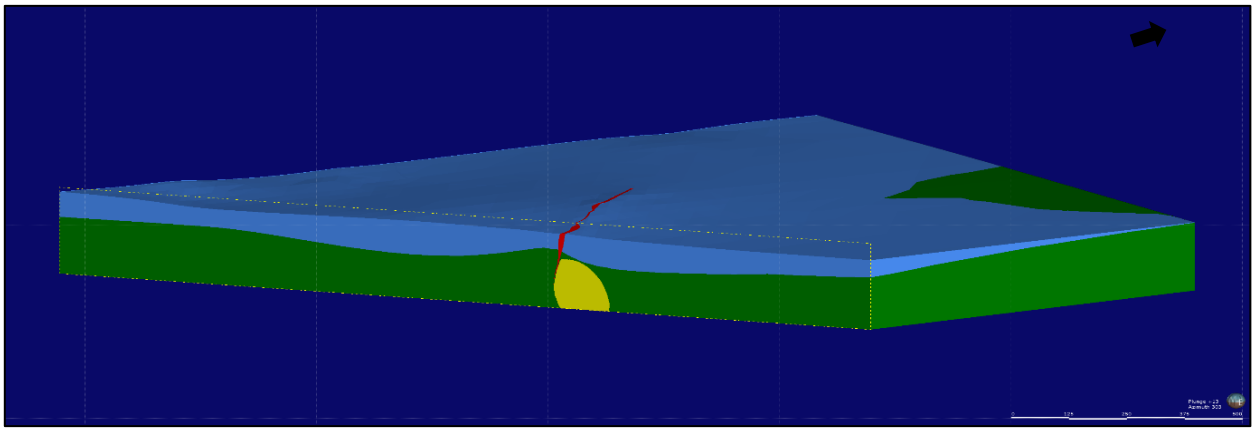

Figura 15: Modelado geológico de la litología de la veta Marta Norte. Se observa en color celeste, la Formación Roca Blanca; en verde, la Formación El Tranquilo; en amarillo el intrusivo Cerro León y en rojo la veta Marta Norte.

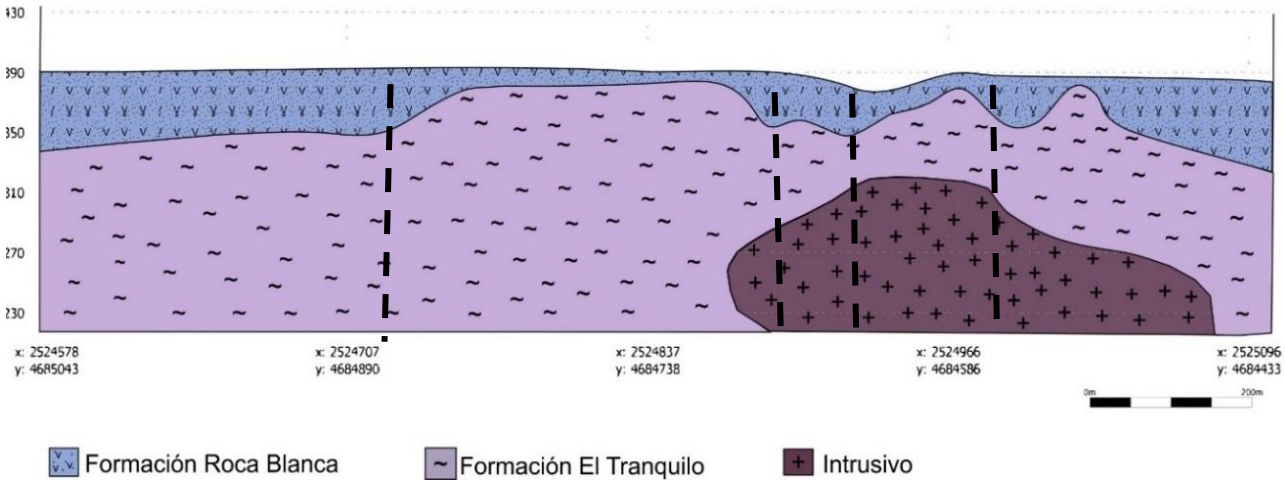

Figura 16: Sección longitudinal NW-SE de la veta Marta Norte, donde se distinguen las 3 unidades litológicas principales y en línea punteada las fallas interpretadas.

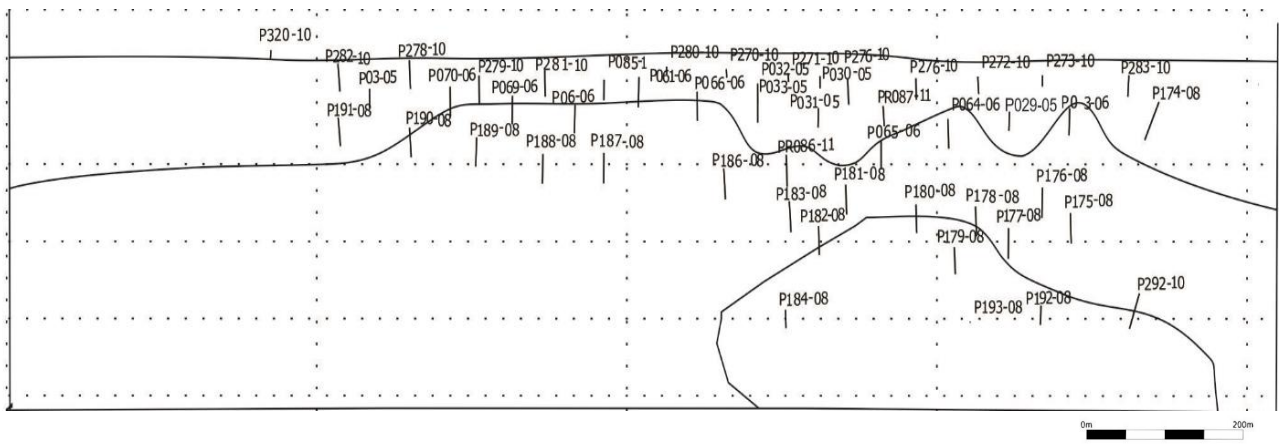

Figura 17: Sección longitudinal NW-SE donde pueden observarse las perforaciones que constatan la presencia de la Formación El Tranquilo, Roca Blanca y el intrusivo Fm. Cerro León. Escala vertical=Escala horizontal.

Así mismo se modeló la veta en 3D con el límite de oxidación (Fig.18), el cual permite separar dos zonas, una superior que corresponde a la zona de oxidación, donde los sulfuros entran en contacto con aguas meteóricas oxidantes y se descomponen formando óxidos y soluciones sulfatadas. La oxidación depende de la presencia de ácido sulfúrico, del pH, Eh y la acción de las aguas meteóricas. El desarrollo de esta zona dependerá de la porosidad y permeabilidad del terreno, siendo favorecido por la presencia de fracturas. Los minerales estables son principalmente óxidos y/o hidróxidos de Fe (producto de la alteración de sulfuros primarios como galena, calcopirita y pirita), Mn, Al, Cr, entre otros, minerales nativos de Au y Ag, cerusita y malaquita. Por debajo de este límite, se encuentra la zona de mineralización primaria, donde se concentran los minerales primarios hipogénicos, sin alteración supergénica y donde la circulación de agua está restringida, estando únicamente en los intersticios de las rocas. Este límite de oxidación es observable, también, en la sección longitudinal de la veta (Fig.19).

Entre ambas zonas existe una zona de transición, o enriquecimiento secundario, donde las soluciones sulfatadas ácidas descienden reaccionando con sulfuros primarios, precipitando como sulfuros secundarios. El transporte de las soluciones depende de la solubilidad de los compuestos, siendo los más solubles los de Zn, seguidos por los de Cu y por último Pb. En el caso de este estudio, la zona de transición no es de relevancia debido a que presenta una distribución irregular, con un delgado espesor (menos de 10 m), por lo cual la veta fue

dividida en dos zonas, la superior correspondería a la zona oxidada y la inferior a la zona de mineralización primaria.

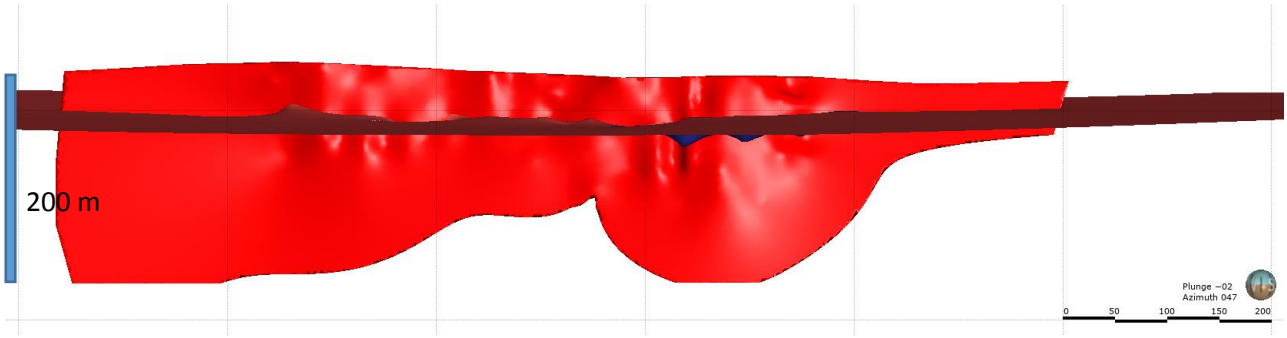

Figura 18: Modelado 3D de la Veta Marta Norte, orientado NW-SE, donde se observan superficies correspondiente con el límite de oxidación. Escala vertical=Escala horizontal

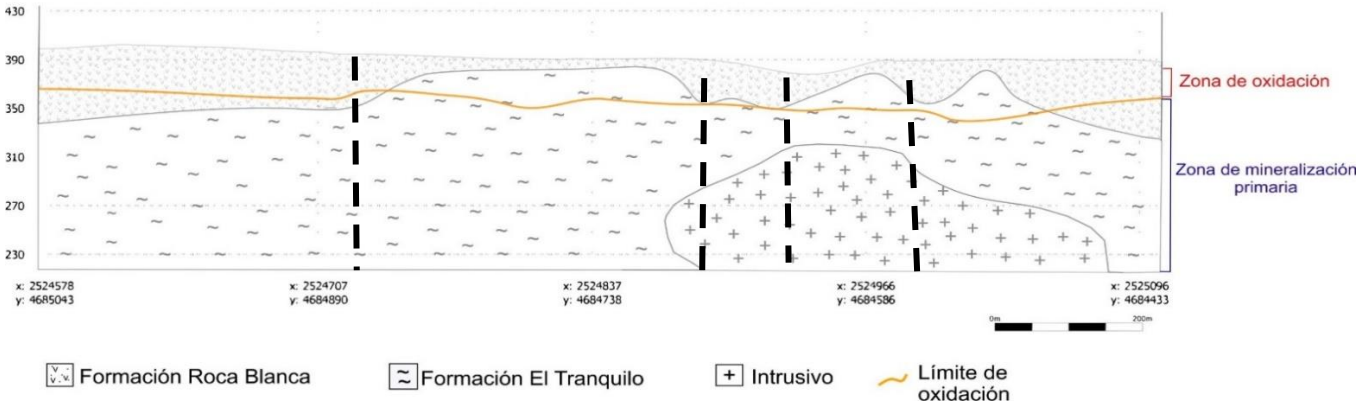

Figura 19: Sección longitudinal de la veta Marta Norte donde se reconoce la sección superior mineralización oxidada y una sección inferior primaria y en línea punteada las fallas interpretadas.

Modelado geoquímico

Análisis estadístico

Se realizó un análisis estadístico de los principales metales presentes en la veta Marta Norte. Se obtuvieron los valores de la media, desvío estándar y coeficiente de variación de los mismos y se realizaron histogramas para observar la distribución estadística gráficamente. En la tabla 1 se presentan los resultados correspondientes a la media, desvío estándar y coeficiente de variación de cada uno de los metales analizados. Mientras que, las figuras 20

y 21 muestran la distribución estadística de los metales preciosos y base, respectivamente, a partir de las cuales se puede observar la distribución lognormal de los mismos.

Metales	Media	Desvío Estándar	Coeficiente de variación
Au (ppb))	189,03	329,96	1,74
Ag (ppm)	130,69	280,98	2,14
Cu (ppm)	313,74	752,01	2,39
Pb (ppm)	4864,41	19171.93	3,94
Zn (ppm)	1928,80	4465,28	19171.93
As (ppm)	630,66	1001	1,59
Sb (ppm)	11,8	15,30	1,24
Hg (ppm)	0,69	2,23	3,22
Tl (ppm)	0,5	0	0

Tabla 1: Valores de media, desvío estándar y coeficiente de variación de los metales analizados.

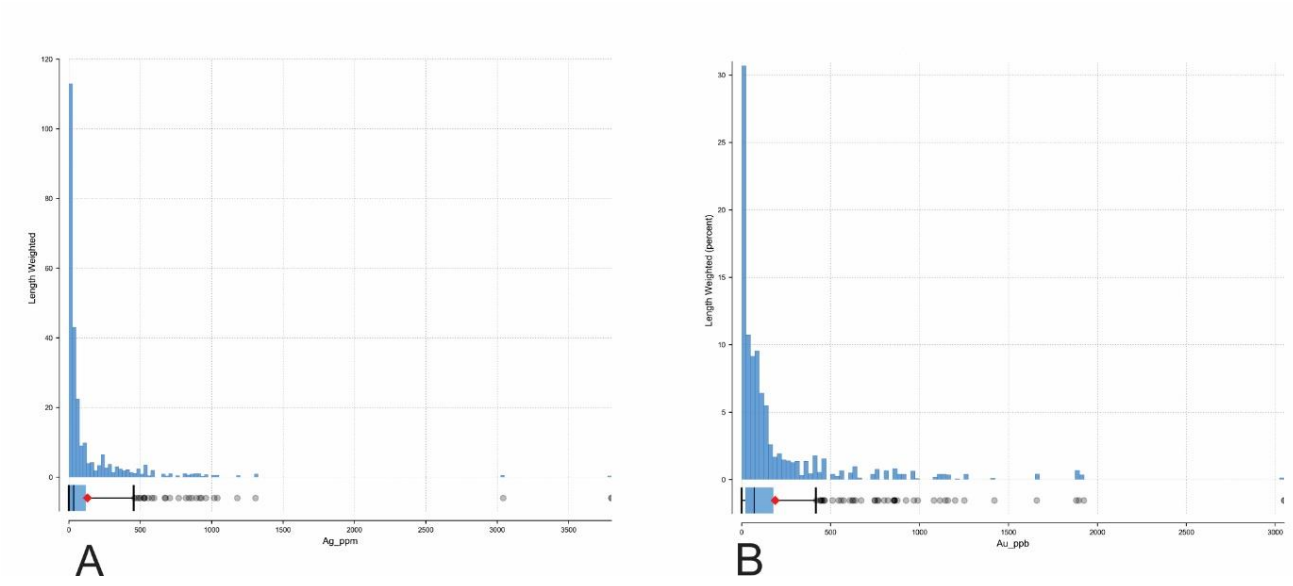

Figura 20: A) Histograma de Au B) Histograma de Ag. En el eje X se plotearon las concentraciones en ppm (Ag) y en ppb (Au) de cada uno de los metales y en el eje Y la frecuencia acumulada de dichos valores.

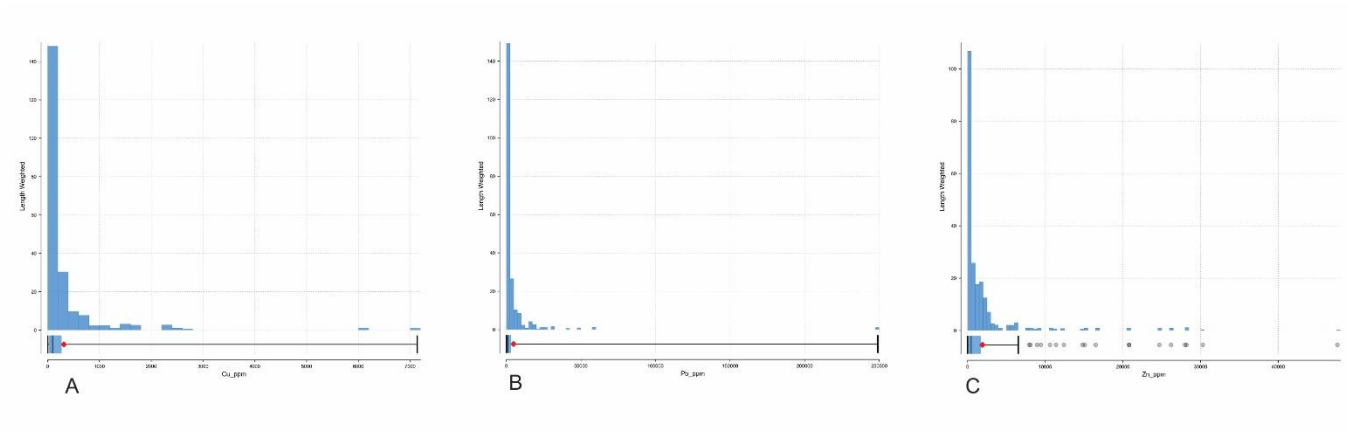

Figura 21: A) Histograma Cu. B) Histograma Pb. C) Histograma Zn. En el eje X se plotearon las concentraciones de los metales en ppm y en el eje Y las frecuencias acumuladas de dichos valores.

Se estudió la relación Ag-Au y se obtuvo el coeficiente de Pearson con un valor de 0,718. Dicho coeficiente indica la correlación lineal entre dos variables, y varía entre 0 y +1 en correlaciones positivas y 0 y -1 en correlaciones negativas (cuanto más cercano al valor absoluto de 1 sea el valor, mayor será la correlación). Teniendo en cuenta esto, y el valor del coeficiente de Pearson (cP), existe una alta correlación lineal entre Ag y el Au (Fig.21). La relación Ag/Au es de aproximadamente 700.

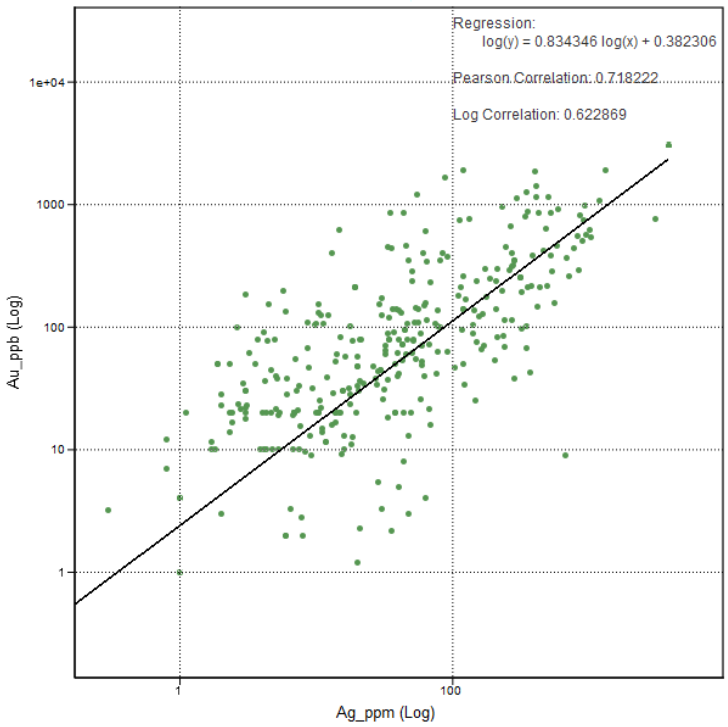

Figura 22: Relación Ag/Au

En la figura 23 se puede observar las relaciones entre Cu/Pb, Zn/Pb y Cu/Zn. A partir de las mismas se puede concluir que el mayor cP es entre el Cu/Pb (cP 0,56) mientras que la relación Zn/Pb es baja con un cP de 0,33 al igual que la relación Cu/Zn (cP 0,19).

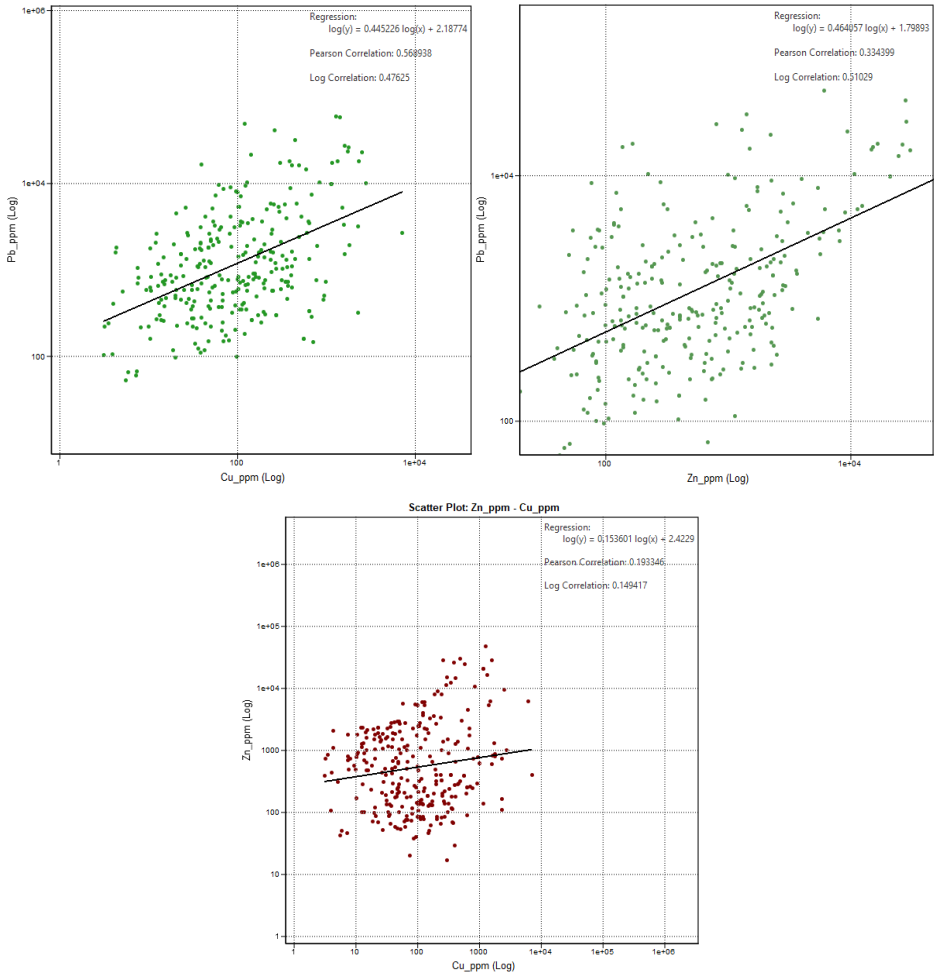

Figura 23: Arriba a la izquierda: relación Cu/Pb. En el eje X se ploteó la concentración de Cu (ppm) y en el eje Y, la del Pb (ppm). Arriba a la derecha: relación Zn/Pb. En el eje X se ploteó la concentración del Zn (ppm) y en el eje Y, la del Pb (ppm).Abajo: relación Cu/Zn. En el eje X se ploteó la concentración del Cu (ppm) y en el eje Y, la del Zn (ppm).

Modelado tridimensional

Metales preciosos (Au y Ag)

En la figura 24 se representa la interpolación geoquímica de los valores de oro, donde los rangos en ppb utilizados fueron de 10-100, 100- 500, 500-100 y valores mayores a 1000. Al analizar la distribución espacial de los valores mayores a 1000, se observa que los mismos se localizan por encima del límite de oxidación, principalmente en los sectores central y sur de la veta. Estos valores disminuyen en profundidad, llegando a valores menores a 10 ppb. Es destacable, sin embargo, el desarrollo de un clavo mineralizado por debajo del límite de oxidación. En la figura 24, se marcó con flechas la orientación de los clavos mineralizados. En esta sección longitudinal, se observan dos importantes clavos mineralizados con dirección hacia el SE, y un rake aproximado de 70°.

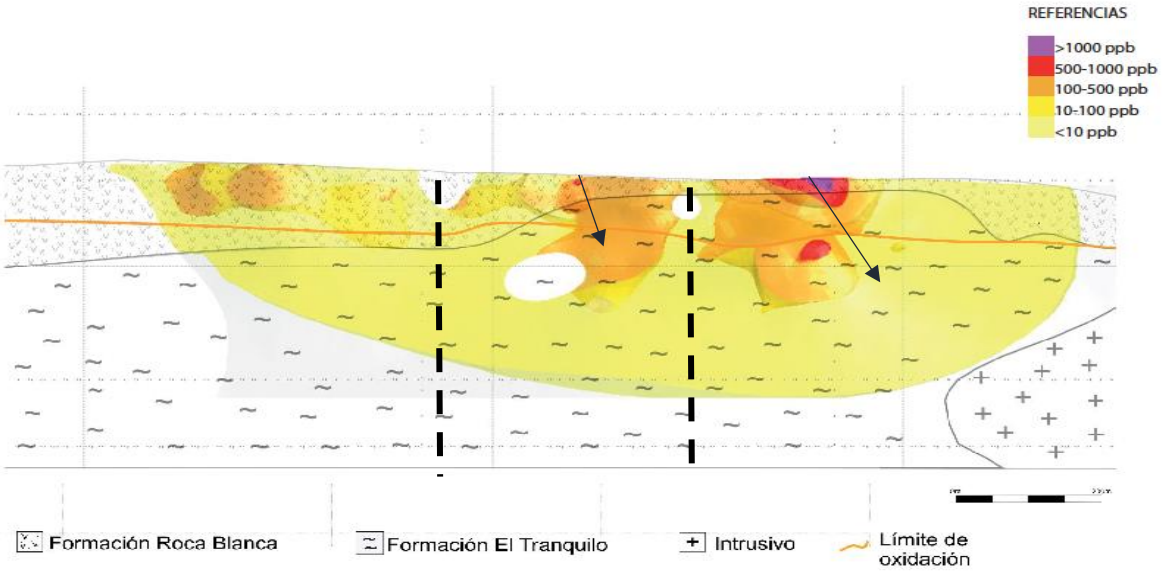

Figura 24: Sección longitudinal NW-SE de la Veta Marta Norte con la distribución geoquímica del Au, a la cual se la dividió en tres sectores de izquierda a derecha: norte, central y sur. Las flechas indican la orientación de los clavos mineralizados. Escala vertical=Escala horizontal.

En cuanto a la distribución geoquímica de la Ag, al igual que el Au, en la figura 25 se observa que las mayores concentraciones (>250 ppm) se encuentran principalmente en la zona de oxidación, en los sectores central y sur de la veta. Sin embargo, también se evidencia la presencia de concentraciones elevadas en la zona de mineralización primaria, en los sectores mencionados.

Se dividió la sección longitudinal de la veta en tres sectores norte, central y sur para una mayor comprensión. Se concluye que existen dos controles importantes en la mineralización. En primer lugar y de mayor importancia, se observa una distribución horizontal de los metales con las mayores concentraciones en los sectores central y sur de la veta y la presencia de un pequeño clavo de Ag en el sector norte. En segundo lugar, se evidencia una distribución vertical de los mismos, con la aparente continuación de los clavos en profundidad. Se destaca la presencia de 4 importantes clavos mineralizados ricos en Ag, algunos coincidentes con los clavos ricos en Au, con dirección hacia el SE y con un *rake* aproximado de 60°-70°.

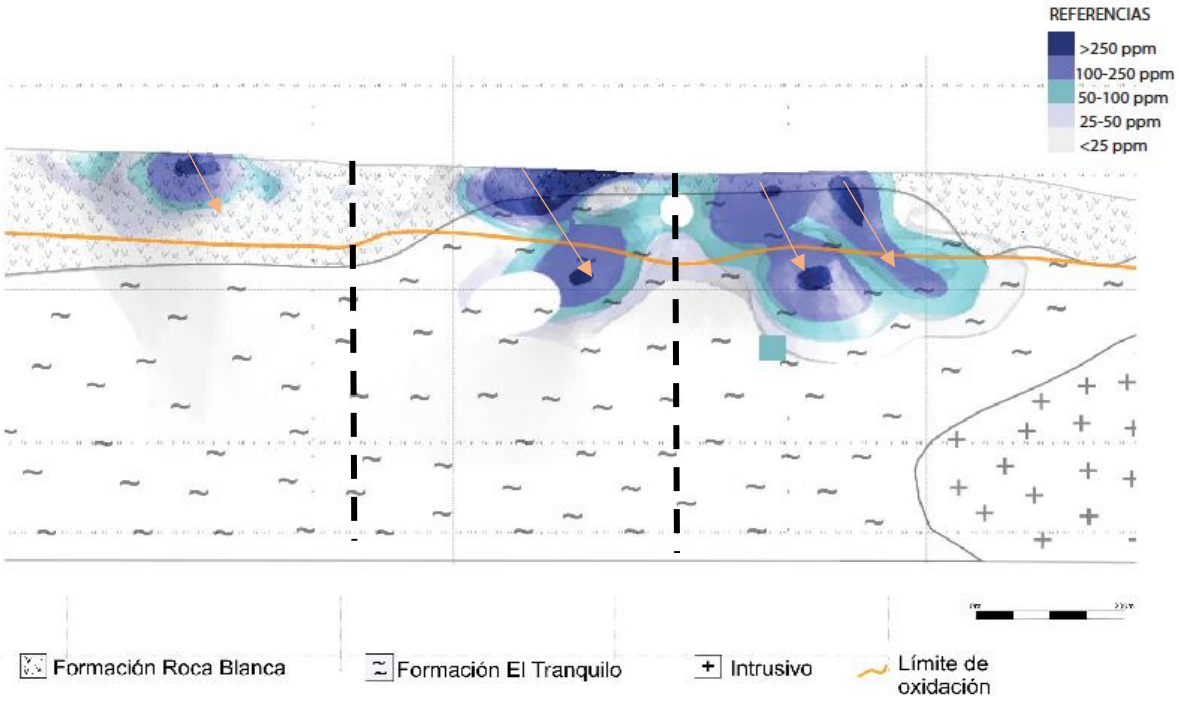

Figura 25: Sección longitudinal NW-SE de la Veta Marta Norte con la distribución geoquímica de la Ag, a la cual se la dividió en tres sectores de izquierda a derecha: norte, central y sur. Las flechas indican la orientación de los clavos mineralizados. Escala vertical=Escala horizontal.

Se obtuvo la sección longitudinal de la relación Ag/Au. Se pueden observar las mayores concentraciones tanto por encima como por debajo del límite de oxidación con 3 zonas de valores altos de esta relación, las cuales coinciden aproximadamente con los mayores valores de Ag y por su orientación y morfología se interpreta que tienen una tendencia hacia el intrusivo de la Formación Cerro León. (Fig.26)

Estudios termoquímicos sugieren que la relación Ag/Au debería disminuir a medida que aumenta la concentración de cloruros y la temperatura. Esto es consistente con los resultados analíticos obtenidos a partir de estudios de oro nativo y electrum, así como también con estudios de inclusiones fluidas. (Shikazono y Shimizu, 1987). Esto coincide con la relación Ag/Au obtenida en este trabajo (700), debido a que la misma es alta, y característica de depósitos de bajas temperaturas.

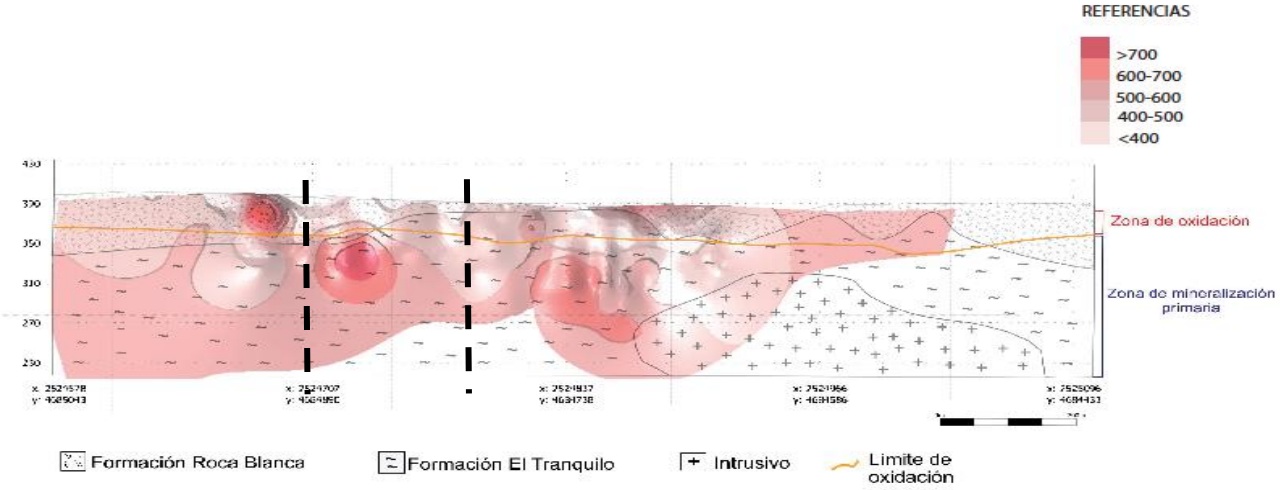

Figura 26: Sección longitudinal de la Veta Marta Norte con la distribución geoquímica de la relación Au/Ag, se la dividió en tres sectores de izquierda a derecha: norte, central y sur.

Metales base (Cu, Pb y Zn)

En complemento a lo anterior, se realizaron las interpolaciones geoquímicas de los metales base para poder comparar su distribución con respecto a la de los metales preciosos.

A partir de la figura 27, se destaca que las mayores concentraciones de cobre (>500 ppm), se concentran tanto en la zona de oxidación como en la zona de mineralización primaria. Las mayores concentraciones se localizan principalmente entre los 340 y 370 m de profundidad en 3 clavos mineralizados con forma globosa, pero con una tendencia marcada hacia el SE y un *rake* aproximado de 45°.

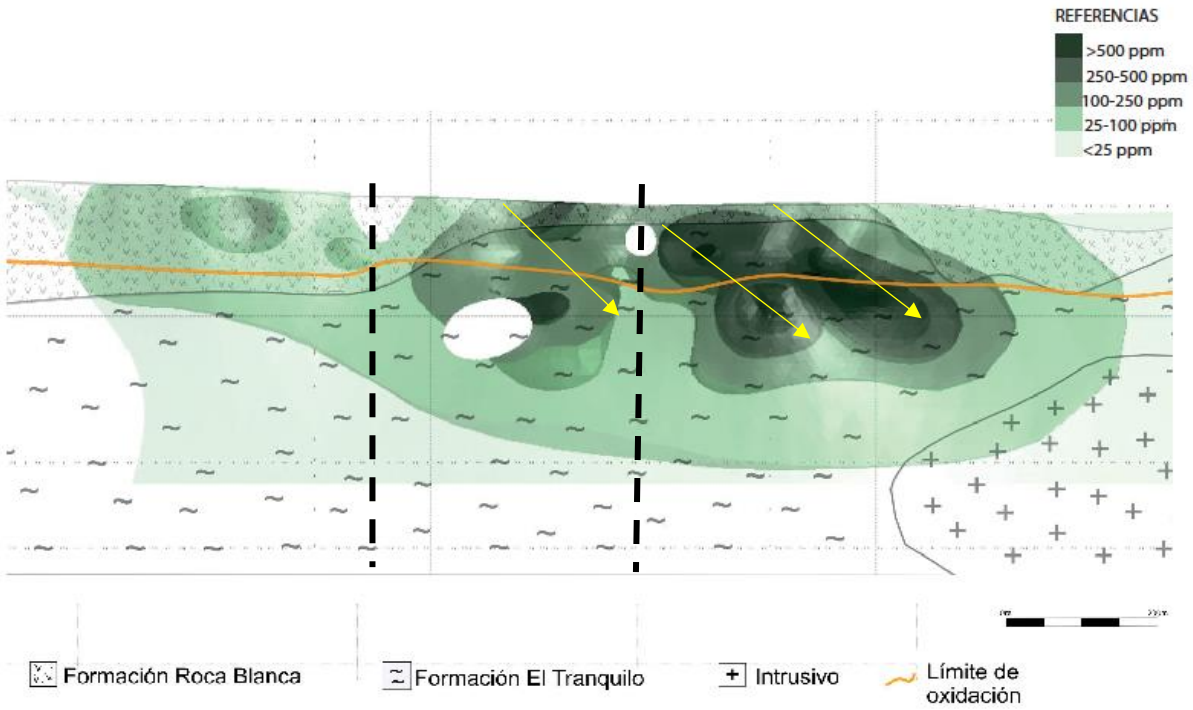

Figura 27: Sección longitudinal NW-SE de la Veta Marta Norte con la distribución geoquímica del Cu, se la dividió en tres sectores de izquierda a derecha: norte, central y sur. Las flechas indican la orientación de los clavos mineralizados. Escala vertical=Escala horizontal.

Los mayores valores del plomo (>5000 ppm) se localizan principalmente en la zona de mineralización primaria, en los sectores central y sur de la veta, entre las cotas de 340 y 390 m de profundidad, con la presencia de valores elevados cerca de la superficie (Fig.28). Se observan, al igual que en la sección longitudinal del Cu, dos clavos mineralizados globosos, con una difusa tendencia hacia el SE y un *rake* aproximado de 50°.

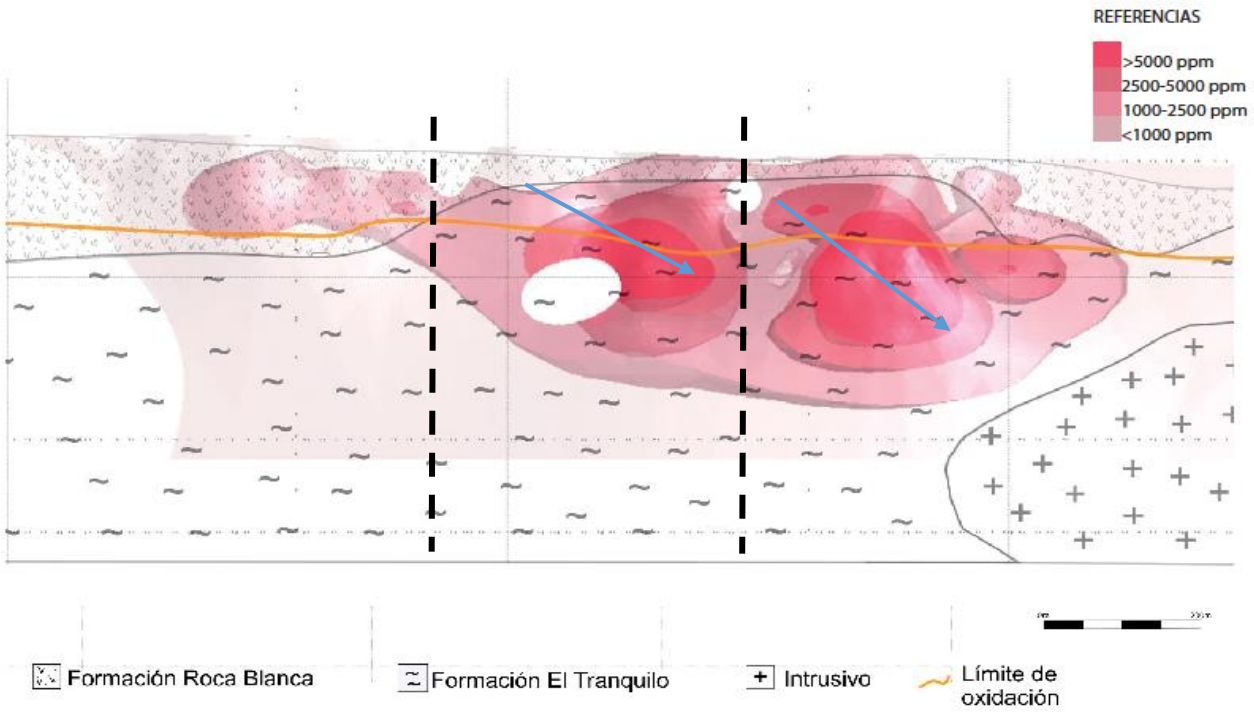

Figura 28: Sección longitudinal NW-SE de la Veta Marta Norte con la distribución geoquímica del Pb, se la dividió en tres sectores de izquierda a derecha: norte, central y sur. Las flechas indican la orientación de los clavos mineralizados. Escala vertical=Escala horizontal.

Por su parte, el zinc se caracteriza por un aumento de su concentración en profundidad, con sus mayores valores (>500 ppm) en el sector sur de la veta. A diferencia del Cu y el Pb, tiene una distribución más continua y con dos clavos mineralizados de forma concéntrica en dicho sector (Fig.29), entre los 300 y 350m (a mayor profundidad que los anteriores).

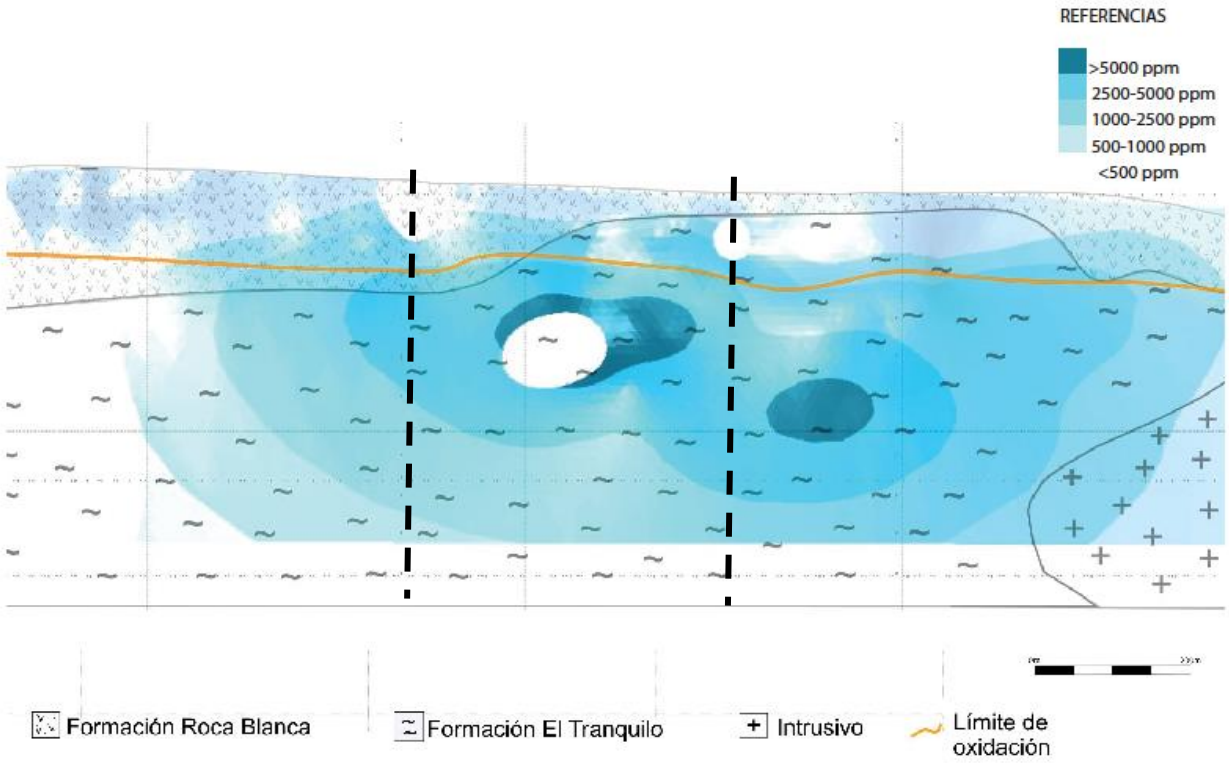

Figura 29: Sección longitudinal NW-SE de la Veta Marta Norte con la distribución geoquímica del Zn, se la dividió en tres sectores de izquierda a derecha: norte, central y sur. Escala vertical=Escala horizontal.

En conclusión, los metales base tienen un comportamiento distinto al de los metales preciosos, aumentando sus concentraciones por debajo del límite de oxidación, concentrándose principalmente en la zona de mineralización primaria, con una difusa tendencia subhorizontal.

Otros metales (Sb, As, Hg y Tl)

Estos metales fueron seleccionados, debido a que se trata de elementos con alta movilidad típicos de sistemas epitermales, que sus concentraciones suelen ubicarse en zonas distales, tanto en la vertical como en la horizontal. Además, Jovic (2010) comprobó la existencia de importantes anomalías de dichos metales en superficie tanto en la geoquímica de suelos como de trincheras.

Los valores de las concentraciones de antimonio van desde <5 ppm hasta >25 ppm, registrándose estos últimos por debajo del límite de oxidación, en la zona de mineralización primaria. Se observa una distribución predominantemente horizontal, con la presencia de dos anomalías concéntricas, una por debajo del límite de oxidación y otra por encima del mismo que forman una concentración principal. Además puede observarse en el sector norte una zona anómala, aunque con menores valores, dentro de la zona de oxidación.
Sin embargo, a pesar de esto, sería posible establecer una tendencia de las anomalías hacia el SE (Fig.30).

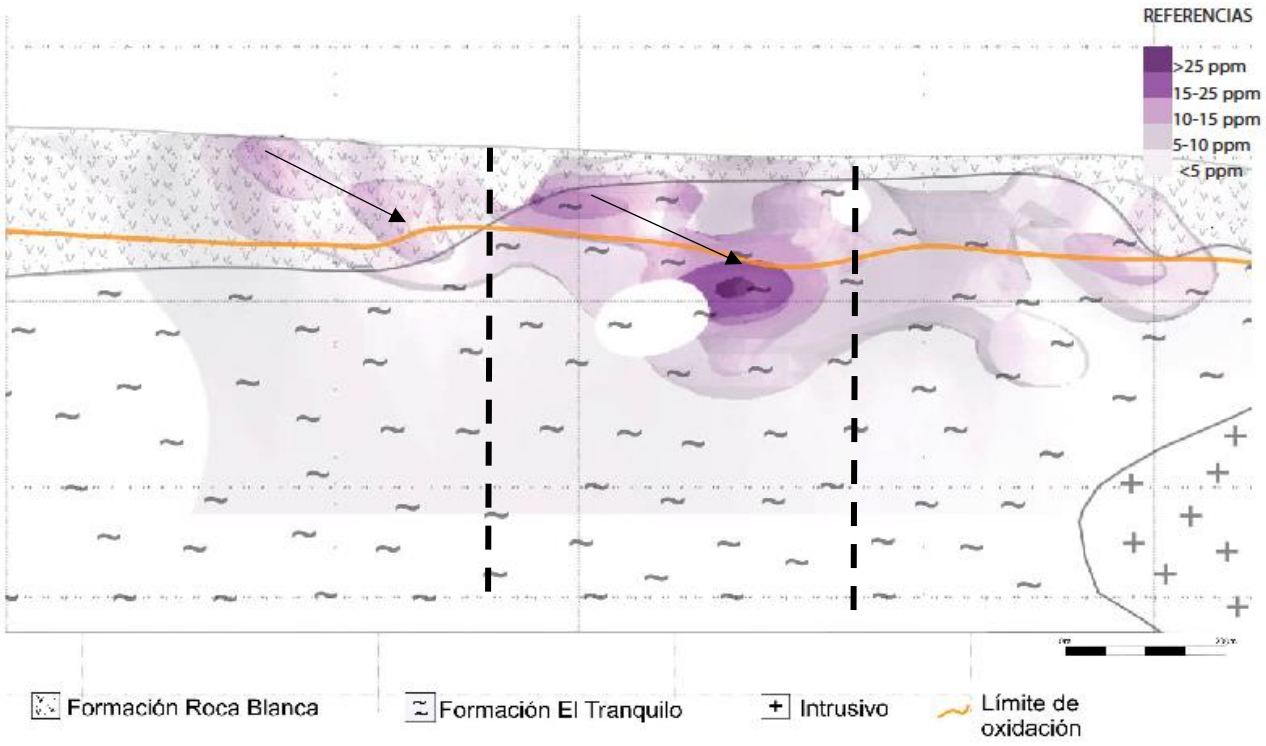

Figura 30: Sección longitudinal NW-SE de la Veta Marta Norte con la distribución geoquímica del Sb, se la dividió en tres sectores de izquierda a derecha: norte, central y sur. Las flechas indican la orientación de las mayores concentraciones del metal. Escala vertical=Escala horizontal.

Por su parte, el arsénico, presenta sus mayores valores (>1000 ppm) dentro de la zona de oxidación, en el sector central de la veta. Se observan dos anomalías importantes, las cuales tienen una distribución horizontal. Es importante destacar que una de las anomalías se concentra en la superficie (Fig.31).

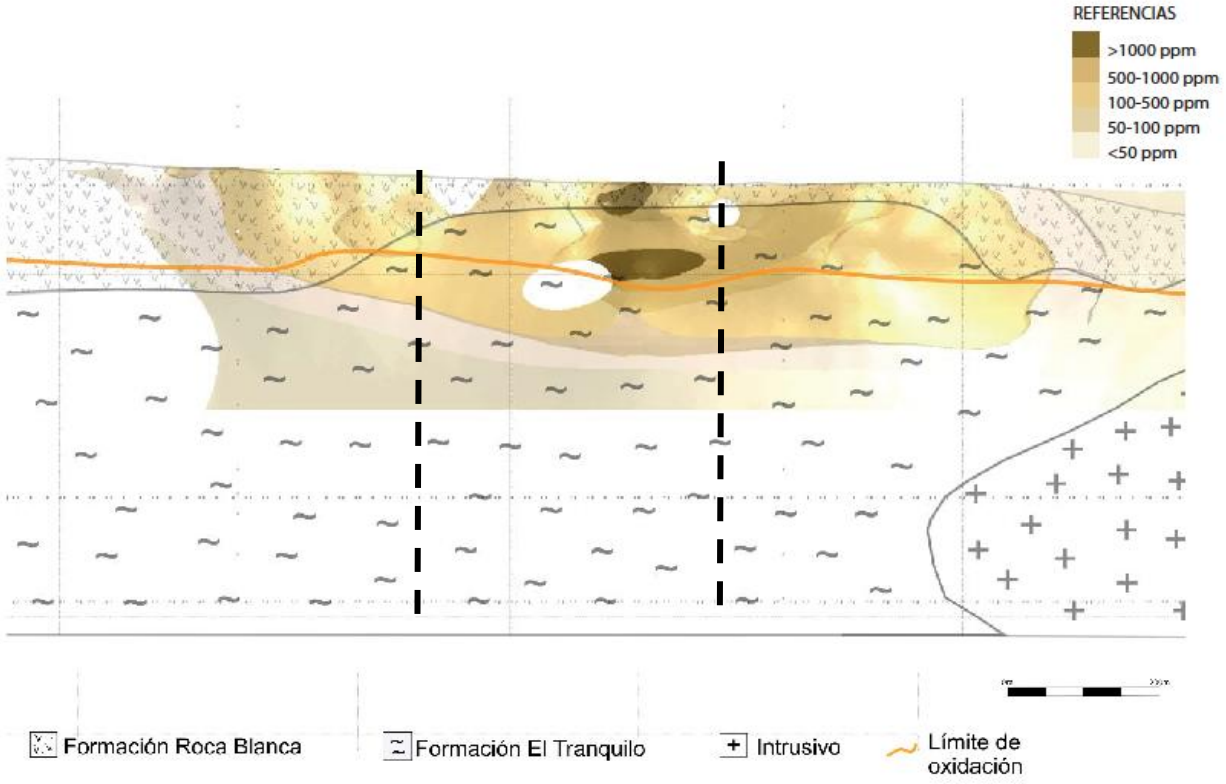

Figura 31: Sección longitudinal NW-SE de la Veta Marta Norte con la distribución geoquímica del As, se la dividió en tres sectores de izquierda a derecha: norte, central y sur. Escala vertical=Escala horizontal.

Por último, en las figuras 32 y 33 se observa que tanto el mercurio como el talio tienen una distribución similar, concentrándose en la zona de oxidación con valores mayores a 0,7 ppm. Los mismos disminuyen en profundidad y hacia el sector norte y sur de la veta. La distribución geoquímica de estos elementos es horizontal, a diferencia del antimonio, y al igual que el arsénico no presentan una tendencia clara hacia el intrusivo.

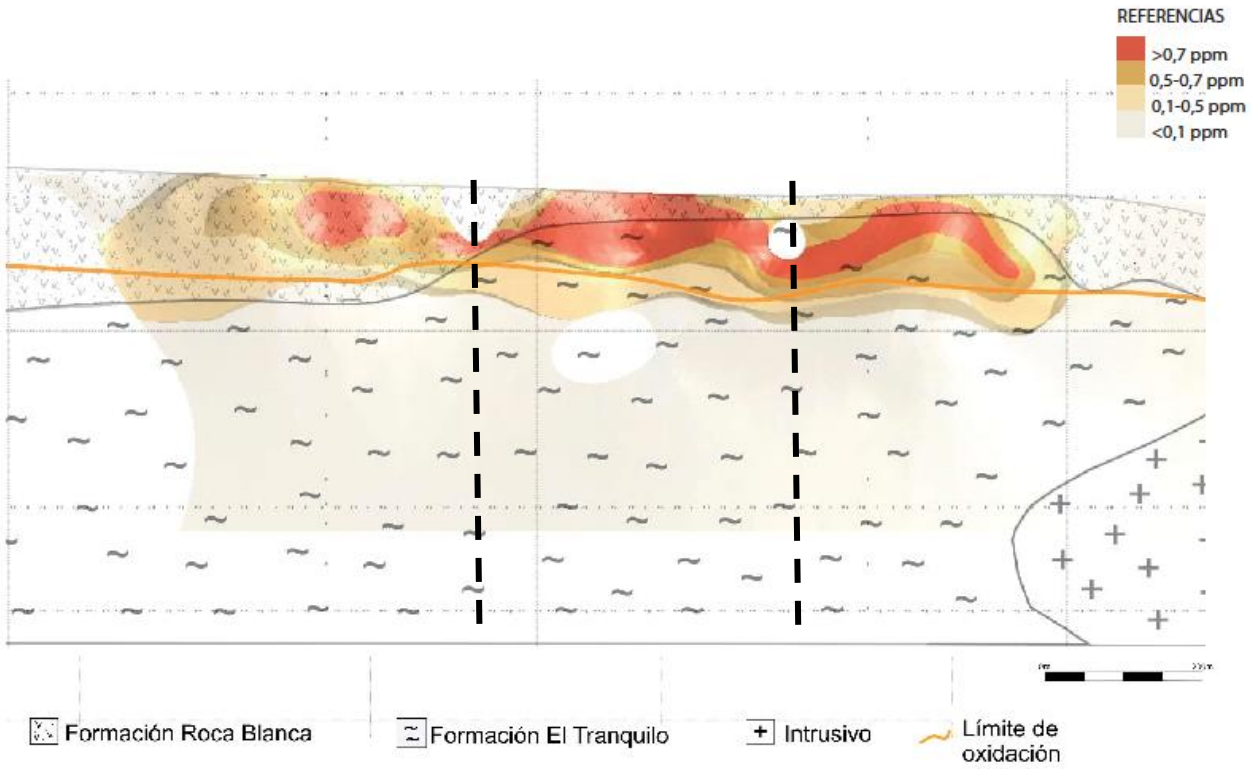

Figura 32: Sección longitudinal NW-SE de la Veta Marta Norte con la distribución geoquímica del Hg, se la dividió en tres sectores de izquierda a derecha: norte, central y sur. Escala vertical=Escala horizontal.

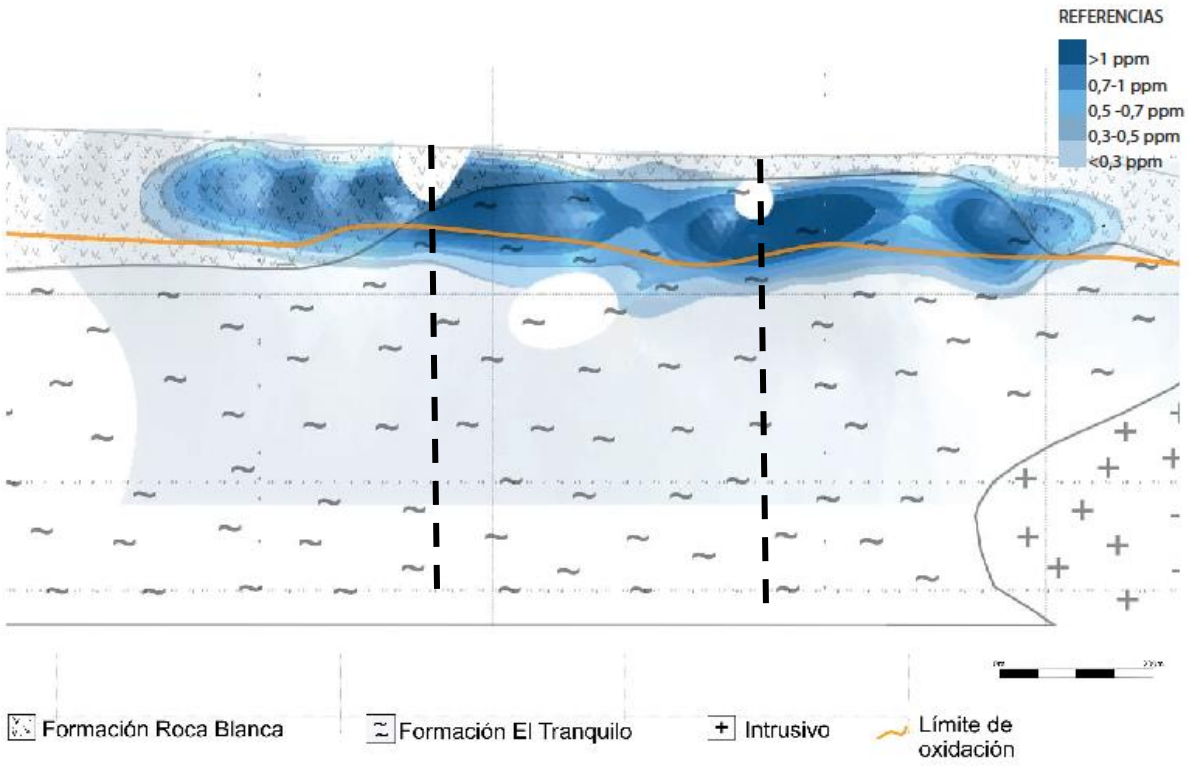

Figura 33: Sección longitudinal NW-SE de la Veta Marta Norte con la distribución geoquímica del Tl, se la dividió en tres sectores de izquierda a derecha: norte, central y sur. Escala vertical=Escala horizontal.

Consideraciones finales

Controles en la mineralización Auroargentífera de la veta Marta Norte

Sobre la base del estudio de la distribución de las concentraciones de los elementos, así como también la realización del modelo 3D de la veta, fue posible corroborar las conclusiones obtenidas por Jovic (2010) que indican la existencia de al menos 2 controles sobre la mineralización de la misma.

La mineralización está controlada principalmente por la estuctura, debido a que se encuentra rellenando fallas y fracturas pertenecientes al sistema M, de rumbo 300-310° e inclinaciones de 60-70° al NE. Estas fallas se entrecruzan formando segmentos extensionales llamados *dilatational jogs* (jogs dilatantes), los cuales son la trampa de mayor importancia en la depositación de los metales a partir de fluidos hidrotermales y la generación de clavos mineralizados debido a los cambios de presión que sufre el fluido en los mismos (Jovic,2010).

La veta Marta Norte, como se dijo anteriormente al estar fuertemente controlada por la estructura, aprovecha las fallas y fracturas de su misma orientación, con rumbo NW-SE. Es importante que estas fallas presenten un comportamiento dinámico al momento del flujo y precipitación del fluido hidrotermal, con una componente extensiva (NE-SW), que permite la generación de espacio y una componente de rumbo sinestral para la generación de los *jogs* presentes en la veta. Esta componente de rumbo sinestral y extensión se habría generado como respuesta a cambios en el régimen, con posterioridad al Neocomiano y anterior al Aptiano, pasando de extensivo a compresivo (SW-NE) y provocando la inversión de dichas fallas. (Jovic, 2010)

Vinculando lo dicho anteriormente con lo realizado en el trabajo es posible destacar estos dos tipos de esfuerzos, los cuales son evidenciados en las secciones longitudinales y se los infiere gracias a la morfología de los clavos mineralizados. En primer orden, debido a la distribución geoquímica horizontal de los metales preciosos, base y otros, se determina la presencia de un régimen extensivo perpendicular al plano de la veta. Y en segundo orden,

por la tendencia hacia el SE de los mismos, con una distribución geoquímica vertical, se verifica la presencia de una componente sinestral producto de una compresión.

A partir del análisis de la bibliografía, y teniendo en cuenta el régimen extensivo que afectó al área durante el Jurásico, se infirieron fallas normales que habrían afectado tanto a las Formaciones El Tranquilo y Roca Blanca como al intrusivo de la Formación Cerro León. Se llegó a este modelo teniendo en cuenta la información litológica de las perforaciones y trincheras y el modelo 3D obtenido en el presente trabajo. Estas fallas, posteriores al magmatismo, podrían ser interpretadas como vías de movilización de los fluidos hidrotermales, de sectores más profundos hasta llegar a lugares adecuados para la depositación de los metales y generación de clavos mineralizados.

De menor importancia, con respecto al control litológico se corrobora lo propuesto por Jovic (2010), que la veta se encuentra alojada en areniscas-areniscas conglomerádicas con intercalaciones de pelitas de la Formación El Tranquilo y en rocas volcaniclásticas de la Formación Roca Blanca. Además se presenta cortando al intrusivo de la Formación Cerro León

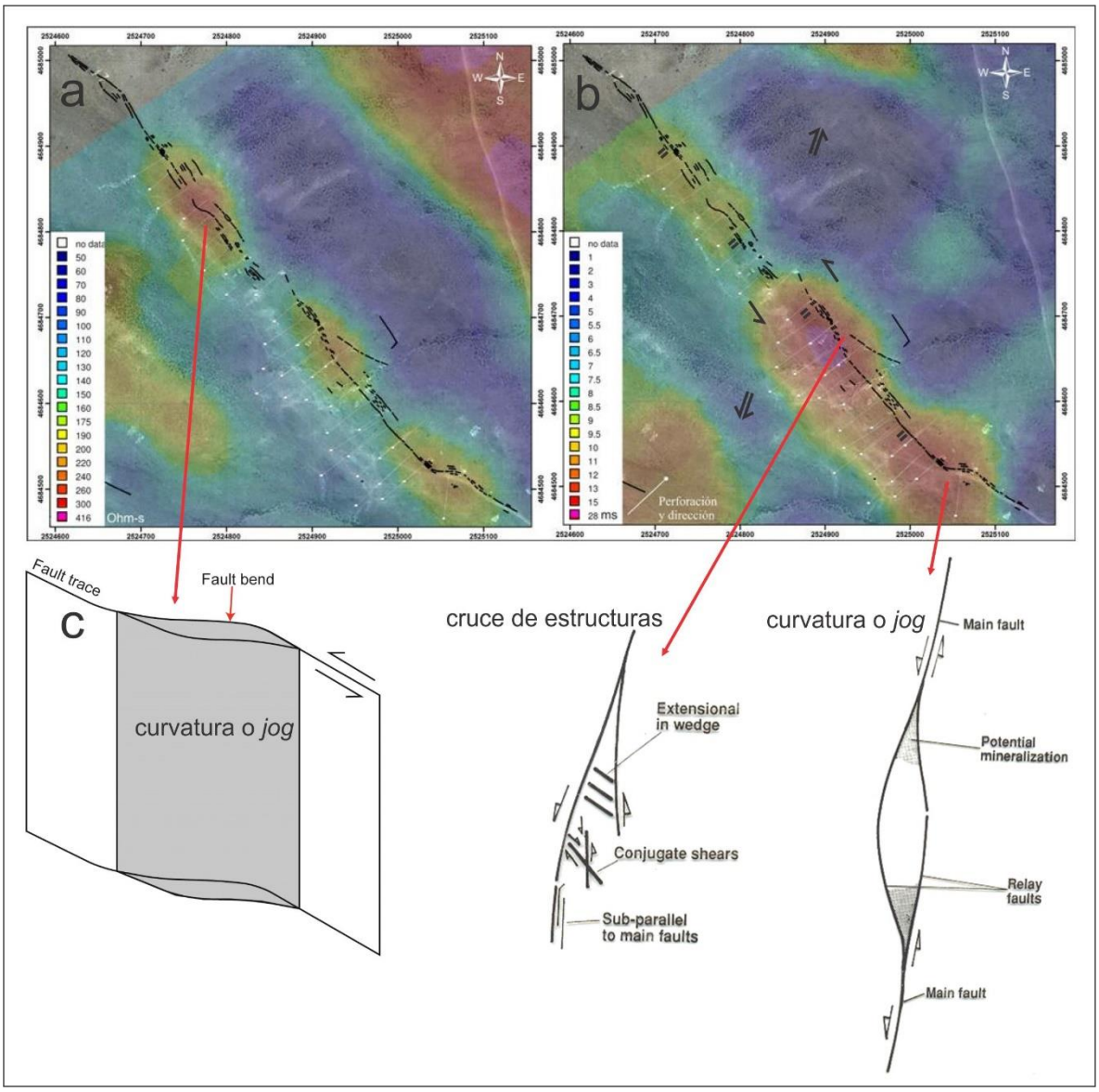

Figura 34: a) Mapa de isoresistividad (Tomado de Jovic, 2010). b) Mapa de isocargabilidad (Tomado de Jovic, 2010). En ambas imágenes se señalan los jogs dilatacionales. c) Caracterización de los jogs dilatacionales

Posible fuente y mecanismos de depositación de los metales

Con motivo de comprender la posible fuente y mecanismos de depositación de los metales, se realizaron secciones longitudinales sobre el plano NW-SE de la veta, a partir de las cuales fue posible observar la distribución espacial de los metales y obtener la morfología de los clavos mineralizados. Los resultados obtenidos fueron los siguientes: en el caso de los metales preciosos (Au y Ag) se observa que los clavos, tienen una tendencia hacia el SE, con

un *rake* aproximado de 60°-70°, aunque puede observarse una importante distribución horizontal dentro de la zona de oxidación que evidencia que han sido afectados por procesos supergénicos.

Respecto al cobre y al plomo, se identifican clavos mineralizados con morfología globosa con un *rake* aproximado de 45°-50° hacia el SE. Cabe mencionar que el Zn se concentra a mayores profundidades que el Cu y el Pb, con clavos mineralizados de morfología concéntrica y distribución más continua. Estos se encuentran principalmente en la zona de mineralización primaria a mayor profundidad que las concentraciones de metales preciosos.

Con respecto al resto de los metales analizados, el Sb es el único que presenta una distribución geoquímica similar a los metales preciosos y base debido a que dicha distribución, si bien es principalmente horizontal, tiene una tendencia de los clavos mineralizados hacia el SE de la veta. El mismo se concentra principalmente en la zona de mineralización primaria, aunque se evidencia un clavo dentro de la zona de oxidación. Los elementos As, Hg y Tl, presentan una distribución horizontal, concentrándose en la zona de oxidación y pudiendo llegar a niveles superficiales.

Con la observación de estas secciones y los resultados obtenidos, se pudo establecer una zonación vertical de los metales. En primer lugar, es posible destacar dos zonas principales dentro de la misma: una zona de oxidación y una zona de mineralización primaria. La zona de mineralización primaria se caracteriza por la presencia de Cu, Pb y Zn como sulfuros, acompañados por metales preciosos (Au y Ag) y Sb en los primeros 15 metros dentro de esta zona y predominando en los niveles más profundos. Mientras que, la zona de oxidación se caracteriza por la concentración de Au, Ag, Sb, As, Hg y Tl, acompañados por óxidos. Según Jovic (2010) en el análisis de afloramiento de dicha veta, se observa el desarrollo de crestones formados por brecha de sílice ferruginosa y brecha de óxidos de Mn que presentan clastos de cuarzo gris con cavidades rellenas de óxidos, limonitas y pirita, clastos vetillas y brechas de cuarzo blanco texturas en peine y cocarda. Además del análisis de suelos que confirman la presencia de anomalías importantes de Ag, Au, Sb, y también Cu, Pb, Hg y As en superficie. La presencia de Pb en superficie a diferencia del Zn y Cu, puede deberse al comportamiento

de dicho metal frente a la meteorización, su solubilidad, movilidad y características del suelo. El Pb es elemento poco móvil y poco soluble, y tiende a ser retenido fuertemente por el suelo, a diferencia del Zn. El Cu presenta un comportamiento intermedio, pudiendo encontrarlo tanto en niveles superficiales como en nivele más profundos.

Como conclusión, los metales base tienden a formar sulfuros en la zona de mineralización primaria representando su distribución original en la veta, producto de su precipitación como minerales a partir de las soluciones hidrotermales. Es posible explicar esta distribución vertical debido a que estos metales base suelen ser transportados como complejos clorurados en los fluidos hidrotermales como se ha comentado anteriormente, y a medida que el fluido asciende por fallas y fracturas, se enfría, provocando la depositación de estos metales como sulfuros primarios a mayores profundidades. El Au y la Ag, que son transportados como complejos sulfurados (los cuales se caracterizan por tener elevada solubilidad) en los fluidos hidrotermales de las características del depósito estudiado en dicho trabajo, son depositados en niveles más superficiales. Esto podría explicar el porqué de las mayores concentraciones de los metales base en la zona de mineralización primaria y los metales preciosos en la zona de oxidación.

Los patrones de zonación vertical en los depósitos epitermales de sulfuración intermedia muestran una tendencia en la cual, desde la superficie hacia profundidad, se depositan Hg, S, Sb, Au, Ag y metales básicos (Cu, Pb, Zn, Silberman y Berger, 1985).

White (1981) propone que el transporte y depositación de metales depende de sus propiedades geoquímicas. Metales volátiles (como Hg y S) tienden a depositarse en o cerca de la superficie en áreas de alteración argílica avanzada, mientras que los metales no volátiles lo hacen en áreas alteradas por el ascenso de aguas cloruradas y de pH neutro. La movilidad relativa puede forzar a elementos como Hg, As, Sb y Tl a moverse hacia arriba y afuera creando halos cerca de la superficie. El estudio de estos elementos trazas es por eso importante para localizar depósitos de metales preciosos. El Zn, Pb y Cu se encuentra asociado a sulfuros en las partes más profundas del sistema.

Es destacable que mayoritariamente los clavos mineralizados muestran una dirección con una tendencia hacia el intrusivo de la Fm. Cerro León (Jovic, 2010). Esto vectores podrían estar indicando la fuente de los metales y el camino recorrido por los fluidos hidrotermales portadores de los complejos formados por dichos metales. Los fluidos hidrotermales que dieron origen a las vetas de cuarzo, entre ellas la veta Marta Norte, se caracterizan por la presencia de metales como Ag, Au, Pb, Cu y Zn. Se depositaron a temperaturas entre 307ºC y 179ºC con una media de 257ºC y bajas a medias salinidades (0,54 y 6,52 eq. wt% NaCl) (Jovic, 2010). Los isótopos de O y C indican que los fluidos se formaron por una mezcla de aguas meteóricas y aguas magmáticas a alta temperatura y los isótopos de S indican un origen magmático para el S de los fluidos hidrotermales (Jovic, 2010). Estos fluidos podrían haber migrado desde el intrusivo que sería la fuente de metales más probable, aprovechando estructuras como fallas y al ascender y mezclarse con aguas meteóricas produjeron la depositación de los metales. Lo que podría explicarse por la solubilidad de los complejos que forman los distintos metales para su transporte. Dicho depósito de sulfuración intermedia, como se ha mencionado anteriormente, se caracteriza por la circulación de aguas cloruradas, con un pH cercano a neutro y con la presencia de Cl^-, CO_2 y H_2S en solución. Este último es el principal ligando en el transporte de Au y Ag, formando los complejos Au $(HS)_2$ y Ag $(HS)^{-2}$, respectivamente (Echeverría, 2004). Los complejos, migran a través de las fracturas y en su ascenso se mezclan con aguas meteóricas hasta llegar al nivel de ebullición, donde se produce la exsolución de la fase volátil, principalmente por descenso de temperatura/descompresión y se libera H_2S, lo cual genera la desestabilización del complejo sulfurado y produce la precipitación de los metales (Buchanan, 1981, Fig. 35).

Los metales base son transportados como complejos clorurados (Crerar y Barnes, 1976; Barnes, 1979). La depositación de los mismos está controlada por el descenso de la temperatura, salinidad, pH y aumento de la concentración H_2S. (Barnes, 1979). Sin embargo, en el caso del Cu, numerosos autores (Barnes, 1979) postularon que podría ser transportado preferentemente como complejo bisulfurado a bajas temperaturas.

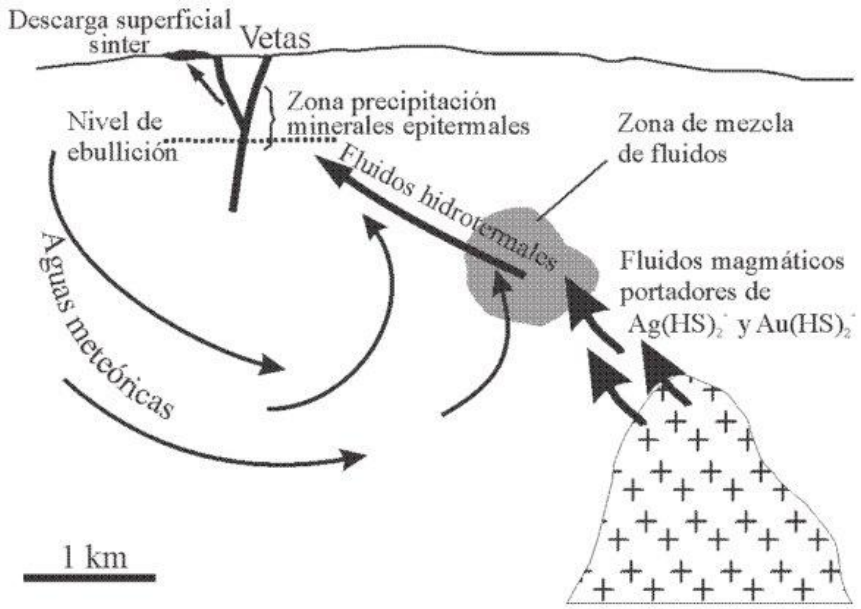

Figura 35: Modelo esquemático de la trayectoria de los fluidos hidrotermales. Mostrando aporte de fluidos magmáticos que serían la fuente de los metales, zona de mezcla con aguas meteóricas y, finalmente, su canalización hacia zonas someras, hasta un nivel donde se produciría la ebullición que se postula como causa principal que lleva a la depositación mineral. (Tomado de Echevarría, 2004).

En conclusión, se plantea un modelo geológico en el cual el intrusivo de la Formación Cerro León (Jurásico medio) habría dado origen a los fluidos hidrotermales que luego generarían el depósito epitermal estudiado. Estos fluidos cargados de complejos de metales circularían por fallas normales o fracturas hasta que un cambio en las condiciones físicoquímicas ya sea por circulación de aguas meteóricas, cambios de temperatura, pH, fugacidad de oxígeno, fugacidad de sulfuro entre otras, produciría la desestabilización de los complejos y la posterior depositación y concentración de los metales.

Importancia de la vectorización geoquímica en la exploración

La geoquímica es una herramienta importante para cuantificar la alteración hidrotermal e identificar vectores geoquímicos y está basada en la presencia o ausencia de anomalías, las cuales son de ayuda para la exploración de depósitos minerales. Es importante entonces poder contar con datos geoquímicos de elementos mayoritarios y trazas.

La actividad hidrotermal permite la dispersión de minerales traza en áreas considerables y crea una zonación alrededor del cuerpo mineral y, mediante el análisis geoquímico de estos minerales es fácil realizar una posible vectorización de los mismos.
El estudio geoquímico en sistemas hidrotermales es de ayuda en la determinación de las variaciones lito-geoquímicas y provee un mejor entendimiento de los patrones geoquímicos alrededor de los depósitos. Es por eso de importancia la evaluación de los elementos trazadores. El enriquecimiento de estos elementos proximales a la veta es de utilidad para determinar vectores y ayudar a mejorar la exploración durante la etapa de perforación.

Para este trabajo fue muy valioso contar con los datos geoquímicos de cada una de las perforaciones realizadas sobre la veta, debido a que gracias a esta información junto con la litología fue posible generar un modelo geológico 3D. Este modelo nos permitió evaluar la distribución geoquímica de los elementos de interés y poder establecer una vinculación con el intrusivo de la Formación Cerro León, siendo la fuente de los elementos que generaron la mineralización. Por otro lado, también relacionar los esfuerzos a los cuales fue sometida la zona de estudio (Anticlinal El Tranquilo) con lo observado en las secciones longitudinales de los metales.

Referencias

ANDREIS, R.R., 2002. Cuenca La Golondrina (depósitos del rift pérmico y eventos magmáticos triásicos). En: Haller, M. J. (Ed). Geología y Recursos Naturales de Santa Cruz. Relatorio del XV Congreso Geológico Argentino: 71-82.

ARCHANGELSKY, S., 1967. Estudio de la Formación Baqueró, Cretácico inferior de Santa Cruz, Argentina. Revista del Museo de La Plata (nueva serie). Paleontología, 5: 63-171. La Plata.

ARCHANGELSKY, S. y CUNEO, R., 1984. Zonación del Pérmico continental argentino sobre la base de sus plantas fósiles. Memorias del 3° Congreso Latinoamericano de Paleontología: 143-153.

ARRIBAS, A. JR., 1995. Characteristics of high-sulfidation epithermal deposits, and their relation to magmatic fluid, in Thompson, J.F.H. (ed.), Magmas, Fluids and Ore Deposits: Mineralogical Association of Canada, Short Course Series, 23, 419-454.

BARNES, H.L., 1979. Solubilities of ore minerals. In: H.L. Barnes (Editor), Geochemistry of Hydrothermal Ore Deposits. John Wiley and Sons, New York, N.Y., pp. 404-460.

BARNES, S.-J., MAKOVICKY, E., MAKOVICKY, M., ROSE-HANSEN, J., AND KARUPMOLLER, S., 1997. Partition coefficients for Ni, Cu, Pd, Pt, Rh, and Ir between monosulphide solid solution and sulphide liquid and the formation of compositionally zoned Ni-Cu sulphide bodies by fractional crystallization of sulphide liquid: Canadian Journal of Earth Sciences, v. 34, p. 366–374.

BARTON, P.B, BETHKE, P.M. Y ROEDDER, E., 1977. Environment of ore deposition in the Creede mining district, San Juan Mountains, Colorado: Part III. Progress toward interpretation of the chemistry of ore-forming fluids for the OH vein. Economic Geology, 72 1-24.

BARTON, J. M., FRIPP, R.E.P Y RYAN, B., 1977. Rb-Sr ages and geological setting ancient dikes in the Sand River area, Limpopo Mobile Belt, South Africa. Nature 267: 487-490.

BARTON, P.B. Y SKINNER, B.J., 1979. Sulfide Mineral Stabilities. En: Geochemistry of Hydrothermal Ore Deposits, Segunda Edición, Hubert L. Barnes (ed.), Wiley Interscience Publication, 278-403.

BUCHANAN, L. J., 1981. Precious metal deposits associated with volcanic environments in the Southwest: Arizona Geological Society Digest, v. 14, p. 237- 262.

BROWN, K.L., 1986. Gold deposition from geothermal discharges in New Zealand: ECONOMIC GEOLOGY, v. 81, p. 979–983.

CANDELA,-P.Y PICCOLI, P.M., 2005. Economic Geology. 100th Anniversary Volume pp. 25–37.

CHEBLI, G. y FERELLO, R., 1975. Un nuevo afloramiento metamórfico en la Patagonia Extra-andina. Revista Asociación Geológica Argentina. Tomo XXIX (4), p. 479-481.

COLE Y DRUMMOND, 1986. The effect of transport and boiling on Ag/Au ratios in hydrothermal solutions: a preliminary assessment and possible implications for the formation of epithermal precious-metal ore deposits. *In* Journal of Geochemical Exploration25(1-2):45-79.

COOKE, D.R, MCPHAIL, D.C. Y BLOOM, M.S., 1996. Epithermal gold mineralization, Acupan, Baguio District, Philippines: geology, mineralization, alteration, and the thermochemical environment of ore deposition: Economic Geology, 91, 243-272.

COOKE, D.R. Y SIMMONS, S.F., 2000.Characteristics and genesis of epithermal gold deposits: Reviews in Economic Geology, v. 13, p. 221–244.

CORBETT G. J. y LEACH T. M., 1997. Gold copper systems: structure, alteration and mineralization. Short course manual.

COWAN E.J., BEATSON R. K., ROSS H. J., 2003 Practical Implicit Geological Modelling. Fifth International Mining Geology Conference Proceedings. AusIMM Publication Series 8:89–99.

CRERAR, D. A. Y BARNES, H. L., 1976. Ore solution chemistry; V, Solubilities of chalcopyrite and chalcocite assemblages in hydrothermal solution at 200 degrees to 350 degrees C . Economic Geology 71 (4): 772-794.

De BARRIO, R., PANZA, J. L., y NULLO, F., 1999. Jurásico y Cretácico del Macizo del Deseado, Provincia de Santa Cruz. En: R. Caminos (editor), Geología Argentina, anales 29 (17): 511-527.Instituto de Geología y Recursos Minerales.

DI PERSIA, C., 1958. Informe previo al Levantamiento Geológico en escala 1:100.000 de la zona Norte del Territorio de Santa Cruz, al sur del río Deseado. Quinta Campaña. Yacimientos Petrolíferos Fiscales, Buenos Aires. Informe inédito.

DI PERSIA, C., 1962. Acerca del descubrimiento del Precámbrico en la Patagonia Extraandina (Prov. de Santa Cruz). I Jornadas Geológicas Argentinas, Actas II: 65-68. Buenos Aires, Argentina.

ECHEVERRÍA, L. E, 2004. Los fluidos hidrotermales formadores de la mineralización epitermal el Dorado-Monserrat, Macizo del Deseado. Department of Geology and Geological Engineering Colorado School of Mines, Golden, Colorado, USA.

EINAUDI, M. T., HEDENQUIST, J. W. E INAN, E. E., 2003. Sulfidation State of Fluids in Active and Extinct Hydrothermal Systems: Transitions from Porphyry to Epithermal Environments. Special Publication N°10: Volcanic, Geothermal, and Ore-Forming Fluids. Society of Economic Geologists, pp 285-313

FERUGLIO, E., 1949. Descripción geológica de la Patagonia. 3 Tomos, Dirección Nacional de Yacimientos Petrolíferos Fiscales, Buenos Aires.

FERNÁNDEZ, R., 2017.Análisis geoestadístico y numérico de datos geoquímicos de sondeos de exploración minera, casos de depósitos epitermales. Universidad Nacional de La Plata, Facultad de Ciencias naturales y museo. INREMI, CONICET.

GAMMONS, C. H. Y WILLIAMS-JONES, A. E., 1997. Chemical Mobility of Gold in the Porphyry-Epithermal Environment. Department of Earth and Planetary Sciences. McGill University. Economic Geology (1997) 92 (1): 45-59.

GAROFALO, P. S. & RIDLEY, J. R. (EDS) 2014. Gold-Transporting Hydrothermal Fluids in the Earth's Crust. Geological Society, London, Special Publications, 402.

GIACOSA, R., MARQUEZ, M. y PANZA, J., 2002. Basamento Paleozoico inferior del Macizo del Deseado. En: Geología y Recursos Naturales de la provincia de Santa Cruz. Relatorio del XV. Congreso Geológico Argentino, El Calafate, I-2: 33-44.

GIGGENBACH, W.F., 1981. Geothermal mineral equilibria. Geochimica et Cosmochimica Acta, 45., pp. 393- 410.

GIGGENBACH, W., 1992. Isotopic shifts in waters from geothermal and volcanic systems along convergent plate boundaries and their origin. Earth and Planetary Science Letters, Vol. 113: 495-510.

GIGGENBACH, W.F., 1997. The Origin and Evolution of Fluids in Magmatic-Hydrothermal Systems. En: Geochemistry of Hydrothermal Ore Deposits, Tercera Edición, Hubert L. Barnes (ed.), John Wiley and Sons Inc. Publication, 737-796.

GONZALEZ GUILLOT, M., DE BARRIO, R., GANEM, F., 2004. Mina Martha, un Yacimiento Epitermal Argentifero en el Macizo del Deseado, Provincia de Santa Cruz. VII Congreso de Mineralogía y Metalogenia, Actas: 119-204. Río Cuarto.

GUIDO, D., 2002. Geología y Metalogénesis del sector oriental del macizo del Deseado, Provincia de Santa Cruz. Tesis Doctoral Facultad de Ciencias Naturales y Museo. Universidad Nacional de La Plata. Inédito.

GUIDO, D., SCHALAMUK, I., 2003. Genesis and exploration potential of epithermal deposits from the Deseado Massif, Argentinean Patagonia. In: Eliopoulos et al. (editors). Mineral Exploration and Sustainable Development. Balkema-Rotterdam, Vol I, 493-496.

GUIDO, D., 2004. Subdivisión litofacial e interpretación del volcanismo jurásico (Grupo Bahía Laura) en el este del Macizo del Deseado, provincia de Santa Cruz. Revista de la Asociación Geológica Argentina, 59(4): 727-742.

HEDENQUIST, J.W., LOWENSTERN, J.B., 1994. The role of magmas in the formation of hydrothermal ore deposits: Nature, 370, 519-527.

HEDENQUIST, J., ARRIBAS, A. y GONZALEZ-URIEN, E., 2000. Exploration for epithermal gold deposits, Reviews in Economic Geology, V 13: 245-278.

HENLEY, R. Y ELLIS, A. J., 1983. Geothermal Systems Ancient and Modern: A Geochemical Review. Article in Earth Science Reviews, 19 1-50.

HENLEY, R.W., 1985. The geothermal framework of epithermal system. In: BERGER, B.R.Y BETHKE, P.M. (eds) Geology and Geochemistry of Epithermal System. Reviews in Economic Geology,2.1-24.

HENLEY, R.W., BROWN, K.L., 1985. A practical guide to the thermodynamics of geothermal fluids and hydrothermal ore deposits. In: Berger, B.R., Bethke, P.M. Eds., Geology and Ž . Geochem.

HOMOVIC, J., y CONSTANTINI, L., 2001. Hydrocarbon exploration potential within interplate shearrelated depocenters: Deseado and San Julián basins, southern Argentina. American Association of Petroleum Geologist, Bulletin, 85 (10): 1795-1816.

JALFIN, G. Y HERBST, R. 1995. La Flora triásica del Grupo El Tranquilo, provincia de Santa Cruz (Patagonia). Estratigrafía. Ameghiniana. 32(3), 211–229.

JOVIC, S.M., 2010. Geología y metalogénesis de las mineralizaciones polimetálicas del área El Tranquilo (cerro león), sector central del Macizo del Deseado, provincia de Santa Cruz.Tesis doctoral la Facultad de Ciencas Naturales y Museo. Univerdidad Nacional de La Plata. Inédito.

KOCH, G.S. Y R.E. LINK, 1980. Statistical analysis of Geological Data. Dos volúmenes en un tomo. Dover Publicaton, Inc. New York. Vol I 375 págs., Vol II 438 págs.

KRAUSKOPF, K., 1979. Introduction to Geochemistry, 2nd Ed. McGraw Hill Internat. Book. Company. 617 pp.

LESTA, P. y FERELLO, R. 1972. Región Extraandina del Chubut y Norte de Santa Cruz. En: Geología Regional Argentina. Academia Nacional de Ciencias, Tomo II, p. 602-687. Córdoba.

LLAMBÍAS. E. 2008. Geología de los cuerpos ígneos. Asociación Geológica Argentina, Serie B, Didáctica y Complementaria 29 e INSUGEO, Serie Correlación Geológica 15, 222 p., Buenos Aires.

LOPEZ, R. G., 2006. Estudio Geológico-Metalogenético del area oriental al curso medio del Río Pinturas, sector noroeste del Macizo del Deseado, provincia de Santa Cruz, Argentina. Tesis Doctoral Facultad de Ciencias Naturales y Museo. Universidad Nacional de La Plata. Inédito.

LOSKE, W., MARQUEZ, M., GIACOSA, R., PEZZUCHI, H. y FERNANDEZ, M. 1999. U/Pb geochronology of pre-Permian basement rocks in the Macizo del Deseado, Santa Cruz province, Argentine Patagonia. XIV Congreso Geológico Argentino, Resúmenes, p 102. Salta. Argentina.

MOREIRA, P., 2005. Geología y Metalogénesis del Distrito La Josefina, Macizo del Deseado, Provincia de Santa Cruz. Tesis Doctoral Facultad de Ciencias Naturales y Museo. Universidad Nacional de La Plata. Inédito.

PANKHURST, R., RAPELA C. y MARQUEZ, M., 1993a. Geocronología y petrogénesis de los granitoides jurásicos del noreste del Macizo del Deseado. XII Congreso Geológico Argentino, Actas 4: 134-141.

PANKHURST, R., LEAT, P., SRUOGA, P., RAPELA, C., MARQUEZ, M., STOREY, B y RILEY, T., 1998. The Chon Aike province of Patagonia and related rocks in West Antartica: a silicic large igneous province. Journal of Volcanology and Geothermal Research, 81: 113-136.

PANKHURST, R., RILEY, T., FANNING, C. y KELLEY, S., 2000. Episodic Silicic Volcanism in Patagonia and the Antartic Peninsula: Chronology of magmatism associated with the Break-up of Gondwana. Journal of Petrology, Volume 41, Nº5: 605-625.

PANKHURST, R., RAPELA, C., LOSKE, W. y FANNING, C., 2001. Chronological study of the pre-Jurassic basement rocks of Southern Patagonia. III South American Symposium on IsotopeGeology. Pucón, Chile. Session 6, Actas en CD-ROM.

PANZA, J., MÁRQUEZ, M. Y GODEAS, M., 1995. Hoja Geológica 4966 - I y II Bahía Laura, provincia de Santa Cruz. Dirección Nacional del Servicio Geológico. 83 pp., Buenos Aires.

PANZA V, LÁINEZ V, PREGO I, MARODER H Y MALDONADO S ,2001. Efecto del secado sobre parámetros germinativos en Euterpe edulis Mart. (Effects of desiccations on Euterpe edulis germinative parameters) p. in actas XII Congresso Brasileiro de Sementes. Curitiba, Brasil

PANZA, J.L. Y HALLER, M.J., 2002. El volcanismo jurásico. En: Haller, M.J. (Ed). Geología y recursos Naturales de Santa Cruz. Relatorio del XV Congreso Geológico Argentino: 89-102.

PEÑALVA, G., JOVIC, S., CHERNICOFF, C., GUIDO Y D., SCHALAMUK, I., 2008. Cuerpos intrusivos asociados a las mineralizaciones polimetálicas del depósito Cerro León, área del anticlinal El Tranquilo, Santa Cruz: Evidencias Geofísicas. Revista de la Asociación Geológica Argentina. 63(1): 14-23.

PEZZI, E. E., 1970. Informe geológico preliminar zona Los Pirineos-Cañadón Largo. Yacimientos Petrolíferos Fiscales, 49p. (Inédito).

PEZZUCHI, H.D. 1978. Estudio geológico de la zona de Ea Dos Hermanos, Ea 25 de Marzo y adyacencias, Dpto. Deseado, Provincia de Santa Cruz. Tesis doctoral (inédito), Facultad de Ciencias Naturales y Museo, Universidad Nacional de La Plata. 99 p. Argentina.

PIRAJNO, F., 1992 Hydrothermal Mineral Deposits Principles and Fundamental Concepts for the Exploration Geologist. Includes bibliographical references and index. ISBN-13:978-3-642-75673-3.

RENDERS, P. J. Y SEWARD, T. M., 1989. The stability of hidrosulphido and sulphido complexes of Au (I) and Ag (I) at 25°C. Geochim Cosmochim Acta 53: 245-253.

RICHARDS, J. M., 2011. Magmatic to hydrothermal metal fluxes in convergent and collided margins. Ore Geology Reviews 40 (1): 1-26.

RISTORCELLI, S., RONNING, P., TUCKER, R., GUIDO, D., 2013. Technical Report on the Pingüino Project Santa Cruz Province, Argentina (143 pp.).

ROBB, L., 2005. Introduction to Ore-forming Processes. Blackwell Publishing, Malden, 373 pp.

SAUNDERS, J.A., 1994. Silica and gold textures in bonanza ores of the Sleeper deposit, Humboldt County, Nevada: Evidence for colloids and implications for epithermal ore-forming processes: Economic Geology, v. 89, p. 628–638.

SAUNDERS, J. A., 1996. Retardation of boiling and the genesis of shallow bonanza epithermal gold deposits: evidence from the Sleeper deposit, Nevada: Geological Society of America, Abstracts with Programs, Denver Col., A-94.

SCHALAMUK, I., de BARRIO, R., ZUBIA, M., GENINI, A. y ECHEVESTE, H., 1999, Provincia Auroargentífera del Deseado, Santa Cruz. En: Recursos Minerales de la República Argentina (Ed. E. Zappettini), Instituto de Geología y Recursos Minerales SEGEMAR, Anales 35: 1177-1188.

SEWARD, T. M., 1991. The hydrothermal geochemistry of gold. in: foster, r. p. (ed.): gold metallogeny and exploration, blackie and son ltd.: 37-62. Londres

SEWARD, T.M. Y BARNES, H.L., 1997. Metal Transport by Hydrothermal Ore Fluids. En: Geochemistry of Hydrothermal Ore Deposits, Tercera Edición, Hubert L. Barnes (ed.), John Wiley and Sons Inc. Publication, 435-486.

SILBERMAN, M. L. Y BERGER, B. R., 1985. Relationship of trace-element patterns to alteration and morphology in epithermal precious-metal deposits, in Berger, B. R. and Bethke, P. M., eds., Geology and geochemistry of epithermal systems: Society of Economic Geologists Reviews in Economic Geology, v. 2, p. 203-.232.

SILLITOE, R.H., 1975. Lead-silver, manganese, and native sulfur mineralization within a stratovolcano, El Queva, northwest Argentina: Economic Geology, v. 70, p. 1190–1201.

SILLITOE, R.H., 1993. Epithermal models: genetic types, geometrical controls and shallow features, in Kirkham, R.V., Sinclair, W.D., Thorpe, R.I., Duke, J.M. (eds.), Mineral Deposit Modeling: Toronto, Geological Association of Canada, Special Paper, 40, 403- 417.

SILLITOE, R.H., 1995. The influence of magmatic–hydrothermal models on exploration strategies for volcano-plutonic arcs, in Thompson, J.F.H. (ed.), Magmas, Fluids and Ore Deposits: Ontario, Mineralogical Association of Canada, Short Course Series, 23, 511- 525.

SILLITOE, R., y HEDENQUIST, J., 2003. Linkages between volcanotectonic settings, ore-fluid compositions, and epithermal precious metal deposits. Volcanic, Geothermal, and Ore-Forming Fluids, Simmons y Graham (editors). SEG Special Publication 10: 343 pg.

SILLITOE, R., 2010. Porphyry Copper Systems.Economic Geology.105 (1).3-41.

SIMMONS, S.F., 1995. Magmatic contributions to low-sulfidation epithermal deposits, in Thompson, J.F.H. (ed.), Magmas, Fluids and Ore Deposits: Ontario, Mineralogical Association of Canada, Short Course Series, 23, 455-477.

SIMMONS, S.F., WHITE, N.C. Y JOHN, DA, 2005. Geological characteristics of epithermal precious and base metal deposits. set 100th anniversary volume, pp 485 – 522.

SIMMONS, S.F. Y BROWNE P.R.L., 2000. Hydrothermal Minerals and Precious Metals in theBroadlands-Ohaaki Geothermal System: Implications for Understanding Low-SulfidationEpithermal Environments. Economic Geology 95(5):971-999.

VIERA, R. Y PEZZUCHI, H., 1976. Presencia de sedimentitas pérmicas en contacto con rocas del “Complejo metamórfico” de la Patagonia Extraandina, Ea Dos Hermanos, provincia de Santa Cruz. Revista Asociación Geológica Argentina. Tomo XXXI (4), p. 281-283.

WHITE, D.E., 1981. Active geothermal systems and hydrothermal ore deposits: Economic Geology, 75th Anniversary Volume, p. 392-423.

WHITE, N. y HEDENQUIST, J., 1995. Epithermal gold deposits: styles, characteristics and Exploration. Society of Economic Geologists Newsletter, 23, 1: 9-13.