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

Universidad Nacional de La Plata
Facultad de Ciencias Naturales y Museo

Caracterización mineralógica de la paragénesis mineral presente en la veta Ailín del depósito epitermal Au-Ag La Josefina, Macizo del Deseado, provincia de Santa Cruz

Dell'Arciprete, Daiana D.
Licenciado en Geología

Dirección: Moreira, Pilar
Co-dirección: Del Blanco, Miguel

Facultad de Ciencias Naturales y Museo
2019

Acceso en:
http://naturalis.fcnym.unlp.edu.ar/id/20190827001681

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

Naturalis Repositorio Institucional
FCNyM - UNLP

Caracterización mineralógica de la paragénesis mineral presente en la veta Ailín del depósito epitermal de Au-Ag La Josefina, Macizo del Deseado, provincia de Santa Cruz

Trabajo final de Licenciatura

Daiana D. Dell' Arciprete

Dirección: Dra. Pilar Moreira

Co-Dirección: Lic. Miguel Del Blanco

Facultad de Ciencias Naturales y Museo

Universidad Nacional de La Plata

2019

RESUMEN

Este trabajo presenta los resultados de los estudios realizados para identificar la paragénesis mineral de la veta Ailín alojada en una unidad del jurásico superior (Ignimbrita Piedra Labrada) que forma parte del depósito epitermal La Josefina, localizado en el sector central del Macizo del Deseado. A partir de las asociaciones minerales (mineralogía y textura) y su distribución se reconocieron tres pulsos hidrotermales y un pulso supergénico, el primero compuesto por especularita, pirita, cuarzo, clorita, sericita, carbonatos de Fe y Mg y electrum; el segundo pulso es rico en sulfuros (galena, pirita, calcopirita y esfalerita) junto con sericita, pseudomorfos de calcita reemplazados por sílice y cuarzo. Además, se reconoció un tercer pulso producto de una alteración tipo *steam heated* superpuesta conformada por fosfatos y sulfatos de aluminio (APS), caolinita de alta cristalinidad y vetillas de calcita. Por último, se reconoció un cuarto pulso correspondiente a una etapa de alteración supergénica producto del accionar de las aguas meteóricas que produjeron la alteración de minerales preexistentes junto a la removilización y posterior precipitación de oro nativo y acantita. La hematita hipogénica del primer pulso de la veta Ailín, sugiere que el sistema se habría formado a partir de fluidos hidrotermales con fugacidades de O_2 elevadas.

ABSTRACT

This paper presents the results from the studies carried out to identify the mineral paragenesis on the Ailín vein located in a upper Jurassic unit (Piedra Labrada Ignimbrite) from the La Josefina epithermal deposit, located in the central portion of the Deseado Massif. Three hydrothermal pulses and one supergene pulse were recognized based on the mineral associations (mineralogy and texture) and their distribution. The first one is composed of specular hematite, pyrite, quartz, chlorite, sericite, Fe and Mg carbonates and electrum; the second pulse is rich in sulfides (galena, pyrite, chalcopyrite and sphalerite) along with sericite, calcite pseudomorphs replaced with silica and quartz. In addition, a third pulse, composed of aluminium phosphates and sulphates (APS), crystalline kaolinite and calcite veins, was recognized due to an overlapped steam heated alteration. A fourth supergene alteration pulse was recognized as a result of meteoric waters activity that produced the alteration of pre-existing minerals together with the remobilization and subsequent native gold and acantite precipitation. The hypogene hematite from the first pulse of the Ailín vein suggests that the system could have been formed by hydrothermal fluids with high O_2 fugacities.

Índice

1. Introducción……03
   1.1 Antecedentes……05
   1.2 Objetivos…….....……06

2. Metodología ……...07

3. Geología y mineralizaciones del Macizo del Deseado……...08
   3.1 Marco geológico……...08
   3.2 Marco estructural……..……10
   3.3 Mineralizaciones jurásicas……...……11
   3.4 Marco estructural de las mineralizaciones jurásicas……...…...13
   3.5 Modelo metalogénico del Macizo del Deseado…...……...….…14

4. Deposito La Josefina……...……...16
   4.1 Marco geológico local……...16
   4.2 Características generales……..…17
   4.3 Etapas hidrotermales..……20

5. Veta Ailín……...22
   5.1 Características generales ...……22
   5.2 Paragénesis mineral……...……...27
   5.3 Geoquímica……..……..……..……..40

6. Consideraciones finales ……...……..42

7. Bibliografía ..……...……...45

1. INTRODUCCIÓN

La provincia geológica Macizo del Deseado es una región morfoestructural que abarca un área de alrededor de 60.000 km^2 en la provincia de Santa Cruz en Argentina. Esta región está limitada al norte por el Río Deseado y al sur por el Río Chico, hacia el oeste está limitada por la Dorsal de Río Mayo, en tanto que el océano Atlántico la limita por el este (De Giusto *et al.* 1980). Una de las principales características de esta región es un extenso *plateau* compuesto por rocas volcánicas del Jurásico medio a superior. Con este vulcanismo se vinculan numerosos depósitos y manifestaciones epitermales de metales preciosos y metales base (Schalamuk *et al.* 1997) que se alojan en sistemas de fracturas originadas en un ambiente tectónico distensivo (Echavarría *et al.* 2005).

En el Macizo del Deseado las vetas epitermales ricas en metales preciosos y metales base (Schalamuk *et al.* 1999, Fernández *et al.* 2008) representan las partes más profundas del sistema hidrotermal, sin embargo también se han preservado manifestaciones de los niveles más someros como depósitos de *hot spring*, brechas de erupción hidrotermal y sectores con alteraciones argílicas avanzadas (*e.g.* Marchionni *et al.* 1999; Schalamuk *et al.* 1997, 1999; Guido *et al.* 2002; Echeveste, 2005; Mykietiuk 2006; Channing *et al.* 2007; Wallier 2009; Guido y Campbell 2011, 2012, 2014; Páez 2012; Permuy Vidal *et al.* 2013, Moreira y Fernández, 2015).

En el proyecto La Josefina se conocen numerosas mineralizaciones epitermales vetiformes que llevan metales preciosos y están alojadas en vulcanitas jurásicas. Este proyecto se localiza en la porción central del Macizo del Deseado, a unos 150 km al noreste de la localidad de Gobernador Gregores (Fig. 1a). Está limitado por los meridianos 69º 15' y 69º 30'de longitud oeste y los paralelos 47º 45' y 47º 59' de latitud sur, sus coordenadas en el sistema Gauss Krugger (Campo Inchauspe faja 2) son las siguientes: N 4713000 a N 4683182 y E 2462589 a E 2484761.

El área ésta cubierta por 16 manifestaciones de descubrimiento cuyo propietario es la empresa FOMICRUZ S.E. que totalizan unas 53.000 has, e involucra los campos de las estancias La Josefina y Piedra Labrada en su totalidad.

Las principales manifestaciones epitermales se alojan en una secuencia volcánica-piroclástica del Jurásico Superior dispuesta en una serie de bloques tectónicos delimitados por fallas NNE y NO (Fig. 1b). Moreira y Fernández (2015) indican que los bloques más elevados se ubican hacia el suroeste y en ellos se encuentran las vetas portadoras de Au-Ag y metales base, principalmente en dos sectores conocidos como “Veta Norte” y “Sector Central” (Fig. 1 b). En el “Sector Noreste se han preservado manifestaciones superficiales definidas como depósitos de *hot spring* (sinter y travertino), alteración argílica avanzada y depósitos de una brecha de erupción hidrotermal (Fig. 1 b).

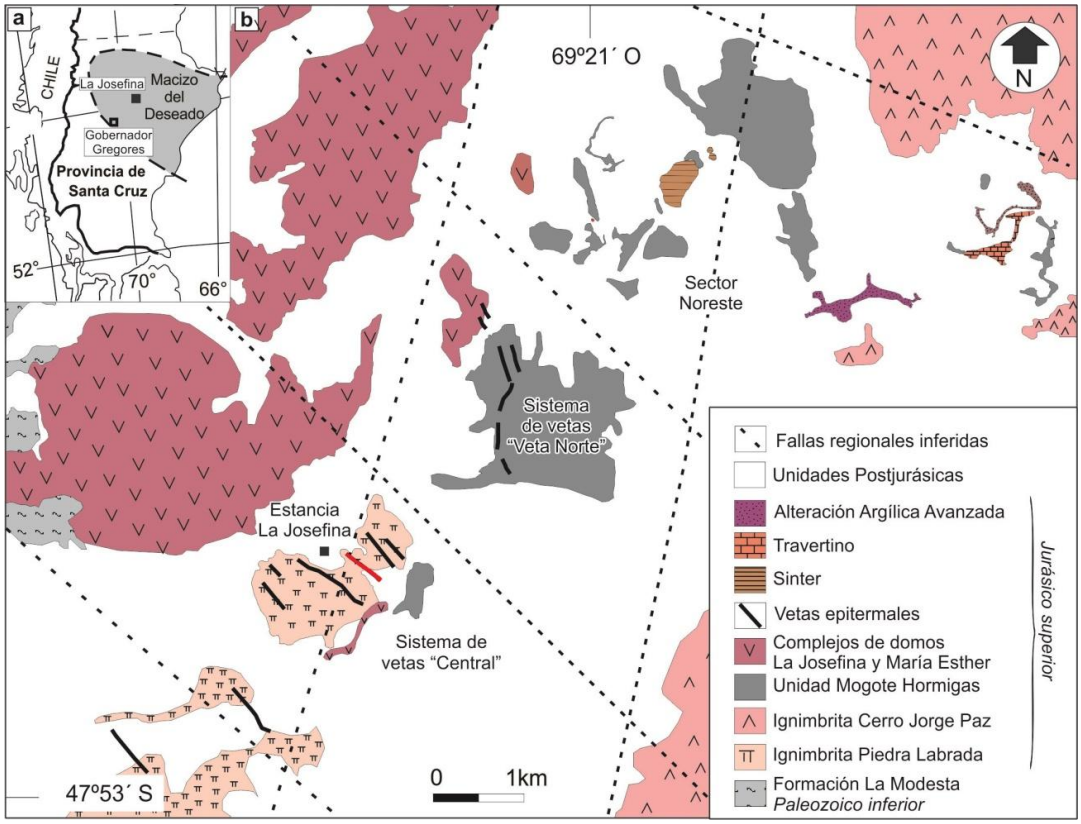

Fig.1a. Ubicación del depósito La Josefina en el Macizo del Deseado. **b.** Mapa geológico del depósito La Josefina con la ubicación de la veta Ailín identificada con color rojo. Modificado de Moreira *et al.*(2017).

En el “Sector Central” las mineralizaciones se manifiestan en 8 vetas principales asociadas a vetillas de cuarzo y sectores con fuerte silicificación penetrativa. Una colada del basalto moderno separa los afloramientos de las vetas María Belén, Las Latitas, Ailín, Adularia, Frida y Lola en el sector noreste, de las vetas Simona y Upi que se ubican en el sector suroeste. Las vetas en general están formadas por cuerpos discontinuos de tipo sigmoides conformados por densas fajas de vetillas de cuarzo que por lo general presentan una dirección principal NO.

1.1ANTECEDENTES

A fines de la década del ’80 con el descubrimiento del yacimiento de oro y plata Cerro Vanguardia (Au-Ag) a través del Plan Patagonia de la Secretaría de Minería de la Nación, se incrementaron las tareas de prospección y exploración geológico–minera en la provincia de Santa Cruz. Se realizaron diversos trabajos en el Macizo del Deseado, destinados a localizar “Prospectos” portadores de metales preciosos, aumentando el conocimiento geológico metalogenético de la región. Estas tareas fueron llevadas adelante por organismos oficiales (Secretaría de Estado de Minería, Universidades, etc.) y empresas mineras, nacionales y extranjeras.

Hacia 1993, en el marco de un Proyecto de Investigación, Desarrollo y Transferencia (BID – CONICET) desarrollado por profesionales del INREMI orientado a la localización de yacimientos epitermales en el Macizo del Deseado, se detectaron decenas de áreas de interés, entre ellas el área de las estancias La Josefina y Piedra Labrada.

En el año 1994, las investigaciones realizadas por el Instituto de Recursos Minerales (INREMI-UNLP) en el área La Josefina, pusieron en evidencia fuertes anomalías auríferas en sectores de bonanzas, con valores superiores a 90 g/t. Inmediatamente la zona pasó a constituir área de reserva de la empresa minera provincial FOMICRUZ S.E. Desde entonces y hasta la actualidad, el INREMI y FOMICRUZ S.E., encararon numerosos convenios de trabajos, con el fin de explorar esta región.

En los años 1995-1996 se realizó un programa de exploración a nivel de superficie en el área La Josefina, practicándose relevamientos geológicos a distintas escalas (1:20.000 y 1:2.500), que permitieron la identificación de estructuras mineralizadas y zonas con alteraciones hidrotermales. Además, se realizaron trincheras, zanjas de destape de estructuras y se tomaron muestras geoquímicas que fueron analizadas por Au, Ag, Cu, Pb y Zn, también se realizaron estudios geofísicos de polarización inducida.

En el período 1998-1999, la empresa FOMICRUZ S.E., dio en concesión el área a la empresa Minamérica S.A. que realizó una geoquímica de superficie (esquirleos y MMI) y un programa de perforaciones testigadas (HQ). Desde el año 2000, FOMICRUZ S.E. retomó la exploración realizando muestreos en esquirla de

roca y análisis geoquímicos. Asimismo se realizaron perfiles geofísicos de polarización inducida con un alcance de hasta 200 metros (empresa Quantex S.A.) y un programa de perforaciones hasta 25 metros de profundidad en una malla apretada en un pequeño sector cercano al casco de la estancia La Josefina.

El Instituto de Recursos Minerales (INREMI) ha desarrollado desde el año 2000 hasta el año 2006, diversas tareas de exploración en el depósito La Josefina, como parte de un convenio de Servicios a Terceros de la FCNyM-UNLP con la empresa FOMICRUZ .S.E. Se ejecutaron numerosos trabajos de exploración que dieron lugar a nuevos mapeos a escala 1:2.500. Por otra parte, se desarrollaron mapeos de reconocimiento (1:10.000 y 1:5.000) de las áreas con menor información para completar el mapa 1:20.000 existente (INREMI; 1996). En los años 2003-2004 se desarrollaron tareas de geofísica, relevamientos de laboreos (zanjas y trincheras) y perforaciones a diamantina**.** En todas las etapas de trabajo se efectuaron muestreos de todas las unidades geológicas y manifestaciones hidrotermales del área para distintos tipos de estudios de gabinete y laboratorio.

Desde el año 2007 la empresa Cerro Cazador S.A (subsidiaria argentina de la empresa Hunt Mining Corp.) continúa con la exploración del depósito y recientemente ha adquirido la planta procesadora de Mina Martha (con una capacidad de 240 toneladas por día) con el objetivo de realizar en la actualidadla explotación de la veta Ailín.

1.2 OBJETIVOS

Los estudios y muestreos de exploración minera llevados a cabo en la veta Ailín por los geólogos del INREMI fueron la base para realizar el presente trabajo, en el marco del Trabajo Final de la Licenciatura en Geología de la Facultad de Ciencias Naturales y Museo, con el fin de dar cumplimiento al respectivo plan de estudios.

El objetivo del presente proyecto es realizar una caracterización mineralógica detallada de la paragénesis mineral presente en la veta Ailín. Este estudio contribuirá a la generación del modelo metalogenético de esta mineralización vetiforme y a establecer los procesos que la originaron, lo que permitirá tener un mejor entendimiento del sistema hidrotermal del depósito La Josefina.

2. METODOLOGÍA

Con el fin de alcanzar el objetivo propuesto, en una primera etapa se realizó la recopilación y el análisis de datos bibliográficos e información previa generada de la región centro-occidental del Macizo del Deseado (principalmente se revisaron las tesis doctorales de Echeveste, 2005; Páez, 2012 y Permuy Vidal, 2014, entre otras y los trabajos allí citados). En cuanto al depósito La Josefina se consultó la tesis doctoral de Moreira (2005). Para entender los depósitos epitermales de sulfuración baja e intermedia en dicha provincia geológica se consultaron los siguientes trabajos: Jovic *et al*. (2004); Jovic *et al*. (2005); Fernández *et al*. (2008); Permuy Vidal *et al*. (2016) y sobre el depósito La Josefina se revisaron las siguientes publicaciones: Moreira y Fernández (2015); Moreira *et al*. (2007); Moreira *et al*. (2008) y Moreira *et al*. (2017).

En una segunda etapa se trabajó con muestras representativas de la veta Ailín y su roca de caja, las cuales fueron colectadas en campañas previas por personal del INREMI. Se seleccionaron 15 muestras (5 de perforaciones y 10 de superficie) con el fin de realizar estudios petro-calcográficos de detalle que junto con el análisis de los datos geoquímicos y espectrómetro tipo PIMA, permitieron reconocer la paragénesis mineral de la veta Ailín y sus relaciones espaciales.

Luego de su descripción macroscópica, se realizaron 17 pulidos de diferentes muestras tomadas a diferentes profundidades para estudiar la paragénesis mineral de la veta. También se confeccionaron 9 secciones delgadas para describir la mineralogía y textura de los minerales transparentes y las alteraciones hidrotermales asociadas a la veta. Asimismo algunos cortes delgados sirvieron para describir con más detalle la roca de caja de la veta.

Con los datos obtenidos a partir de los logeos de las perforaciones realizadas por la empresa FOMICRUZ S.E. se realizaron perfiles representativos de la veta. Asimismo, se analizaron los resultados geoquímicos obtenidos por la mencionada empresa, por Au y Ag de 7 muestras de la veta en profundidad procedentes de 7 perforaciones. También se ha analizado la geoquímica de superficie realizada por Au, Ag, Cu, Pb y Zn, en esquirleos de tipo continuo y discontinuo, así como en 2 zanjas (Z6 y Z12) y en 1 trinchera (T2).

3. GEOLOGÍA Y MINERALIZACIONES DEL MACIZO DEL DESEADO

3.1 MARCO GEOLÓGICO

Las rocas más antiguas del Macizo del Deseado (Fig.2) comienzan con un basamento, que está escasamente representado en el área de estudio. En la región oriental se identificaron pizarras, filitas, esquistos, cuarcitas, margas, gneises, migmatitas, anfibolitas y granitos deformados, agrupados por Giacosa *et al*. (2002) dentro del Complejo Río Deseado (Viera y Pezzuchi, 1976), de edad Neoproterozoico a Cámbrico (Pezzuchi, 1978; Pankhrust *et al.* 2001). Estas rocas fueron intruídas por granitoides y rocas subvolcánicas con edades de 470 a 400 Ma. (Chebli y Ferello, 1975). En el sector occidental del Macizo del Deseado se encuentra la Formación La Modesta (Di Persia, 1962; Pezzi, 1970) de edad Silúrico-Devónica (Moreira *et al*. 2005), la cual está integrada por metamorfitas de grado bajo que comprenden esquistos cloríticos-muscovíticos y meta-cuarcitas, derivados de un protolito sedimentario silicoclástico junto a escasas meta-volcanitas máficas asociadas a rocas calcosilicáticas (Moreira *et al.* 2005, Moreira *et al.* 2013).

En el Paleozoico superior se depositaron en esta región sedimentitas continentales lacustres y de planicie aluvial del Grupo Tres Cerros con la Formación La Golondrina, (Archangelsky, 1967) y la Formación La Juanita (Arrondo, 1972) de edad Pérmico inferior a superior.

En el Triásico medio a superior se depositan sedimentitas continentales asignadas al Grupo El Tranquilo (Jalfin y Herbst, 1995) y en el sector central de la provincia geológica, afloran rocas volcaniclásticas de la Formación Roca Blanca de edad Triásico Superior, la cual fue determinada por Homovc y Constantini (2001). Estas rocas aparecen intercaladas con los basaltos continentales atribuidos a la Formación El Piche (Jovic, 2009).

Posteriormente se intruye en el Jurásico inferior (Pankhurst *et al*. 1993a) un complejo granodiorítico-granítico integrado por facies plutónicas e hipabisales (Formación La Leona, Arrondo, 1972). Asimismo, se presentan diques basálticos a traquiandesíticos de la Formación Cerro León (Panza, 1982), que Guido (2002) les otorgó una edad Jurásico inferior alta. Ambas unidades formacionales denotan la

presencia de un régimen tectónico extensional. Jovic (2009) interpreta que los pórfidos andesíticos corresponderían a conductos emisores vinculados al episodio magmático que originó a la Formación Bajo Pobre.

En un lapso extenso entre los 178 a 149 Ma (Panza y Haller, 2002) se desarrolla un evento volcánico-piroclástico-sedimentario, que integra la Formación Bajo Pobre (Lesta y Ferello, 1972) de composición básica a intermedia (principalmente andesitas con basaltos y dacitas asociadas) y el Grupo Bahía Laura (Lesta y Ferello, 1972) de composición ácida constituido por la Formación Chon Aike (ignimbritas riolíticas, tobas de caída, depósitos volcaniclásticos re-sedimentados, lavas intercaladas, diques y domos riolíticos) y la Formación La Matilde compuesta por rocas volcaniclásticas retrabajadas. Varios autores (Pankhurst *et al*. 1993b; Pankhurst y Rapela, 1995; Pankhurst *et al*. 1998; Bertrand *et al*. 1999; Féraud *et al*. 1999 y Riley *et al.* 2001) remarcan la coetaneidad y la vinculación genética de todas estas unidades.

En el Jurásico superior-Cretácico inferior, en pequeñas cuencas, se depositaron las sedimentitas epi-piroclásticas de la Formación Bajo Grande (Di Persia, 1958) y la Formación Baqueró (Archangelsky, 1967; Archangelsky *et al.* 1984).

Se inicia un ciclo efusivo a fines del Cretácico en el sector central del Macizo del Deseado, con basaltos olivínicos de la Formación Las Mercedes; los cuales marcan el inicio de un magmatismo basáltico que continuará durante el Cenozoico.

La Formación Sarmiento (Feruglio, 1949) está compuesta por tobas y bentonitas continentales del Oligoceno inferior, las que son cubiertas por depósitos de transgresión marina de la Formación Patagonia o Monte León (Zambrano y Urien, 1970; Bertels, 1970) y las sedimentitas continentales de la Formación Santa Cruz (Ameghino, 1898) del Mioceno inferior.

Las Formaciones Mata Grande (Panza y de Barrio, 1987; 1989) y La Avenida (Marín, 1982) cubren las formaciones antes mencionadas tanto en el norte como sur del Macizo del Deseado con mantos de gravas gruesas.

Los extensos derrames de basaltos características de la Patagonia que comprenden a las Formaciones: Basalto Alma Gaucha, Cerro del Doce, San Agustín, Chapalala, Basalto Belgrano, Meseta del Lago Buenos Aires y Basalto Tres Cerros,

fueron interpretados como basaltos de *plateau* originados como consecuencia de la colisión de una dorsal oceánica (Ramos, 1989).

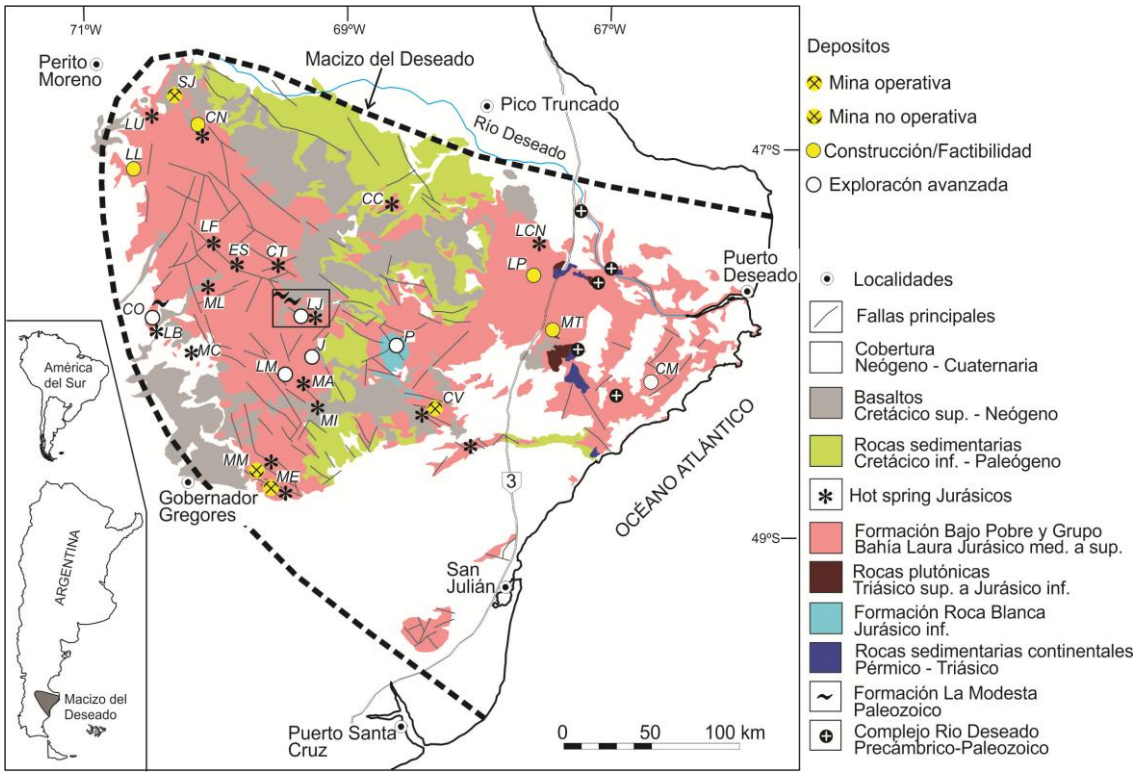

Fig.2 Mapa geológico del Macizo del Deseado. Modificado de Moreira y Fernández (2015).

3.2 MARCO ESTRUCTURAL

El Macizo del Deseado se caracteriza principalmente por una importante deformación de tipo frágil, que es el resultado de varias fases de deformación que comienzan en el Pérmico con el desarrollo de un ambiente extensional dominado por sedimentación silicoclástica (Formación La Golondrina) en grábenes asimétricos que hacia el Jurásico Inferior evolucionaron a una etapa de subsidencia dándole lugar a la depositación de la sedimentación silicoclástica (Grupo El Tranquilo) y piroclástica (Formación Roca Blanca).

Durante el Jurásico, ocurrió una rápida propagación de los sistemas de *rift* en todo el ámbito de la Patagonia (Ramos, 1996; Ramos, 2002) particularmente en el Macizo del Deseado. Este *rift* se habría originado como consecuencia del desarrollo de un límite transformante de placas (Falla de Agulhas-Malvinas y su prolongación continental) asociado a la apertura del Océano Atlántico (Homovc *et al*. 1996) y que fue acompañado por el extenso vulcanismo de la Provincia Volcánica Chon Aike (Pankhurst *et al*. 1998).

Giacosa *et al*. (2008, 2010) y Japas *et al.* (2013), caracterizaron al período Jurásico como un ambiente tectónico dominado por extensión oblicua NE-SO, dominado por fallas normales dextrales de rumbo ONO y NNE de alto ángulo y fallas normales de orientación NO.

En el Cretácico Inferior y hasta el Terciario, con posterioridad a la depositación de la Formación Bajo Grande, se instaló un sistema compresivo en la región (Ramos, 2002; Giacosa *et al*. 2008), que se caracterizó por un sistema de esfuerzos compresivos de orientación SO-NE, que produjeron la inversión de las fallas jurásicas.

A partir del Mioceno se inicia el levantamiento de la Cordillera de los Andes para las latitudes del Macizo del Deseado (Ramos, 2002), produciendo una elevación generalizada de las secuencias Jurásicas y Cretácicas con la reactivación de numerosas fallas pre-existentes como fallas inversas (Giacosa *et al.* 2008).

3.3 MINERALIZACIONES JURÁSICAS

A partir de numerosas investigaciones acerca de las características tanto geológicas, como mineralógicas, geoquímicas, estructurales y metalogénicas de los depósitos epitermales jurásicos, el Macizo del Deseado fue denominado por Schalamuk *et al*. (1999) como Provincia Auroargentífera del Deseado.

En el Macizo del Deseado, hoy en día se destacan más de 50 proyectos asociados a estos depósitos. Actualmente Cerro Vanguardia, San José y Manantial Espejo son los mayores productores de metales preciosos.

La presencia de estas importantes manifestaciones minerales llevó a diversos investigadores a hacer estudios de mayor detalle, enfocados en el entendimiento del modelo de mineralización y el marco geológico en que estos depósitos se generaron.

Se destacan los trabajos de Schalamuk *et al.* (1995; 1997, 1999, 2002 y 2005); Echavarría (1997); Guido (2002); Echeveste (2005); Moreira (2005); López (2006); Gutiérrez (2006); Mykietiuk (2006); Wallier (2009); Jovic (2009); Páez (2012); Ruiz (2012) y Permuy Vidal (2014), entre otros.

Los depósitos de metales preciosos que se encuentran en esta región han sido clasificados como depósitos epitermales. Este tipo de depósitos son sistemas

hidrotermales relacionados a magmas que se emplazaron en sectores poco profundos de la corteza (hasta 6 km de profundidad), y que están asociados a volcanismo subaéreo, se originan por la precipitación de minerales que provienen de soluciones acuosas de temperaturas generalmente inferiores a los 300°C y que circulan hasta profundidades no mayores de 1,5 km por debajo de la superficie. En estos depósitos el Au se moviliza generalmente como un complejo bisulfurado y la principal causa de precipitación es el proceso de ebullición en los fluidos hidrotermales (Hedenquist *et al.* 2000; Cooke y Simmons, 2000). Como resultado de la ebullición y el rápido enfriamiento a su vez dan como resultado la depositación minerales de ganga: cuarzo, adularia, ''*platty* calcita'' y también alteraciones de tipo argílica y argílica avanzada (Hedenquist *et al.* 2000).

En el Macizo del Deseado, la mayoría de estas manifestaciones están formadas por vetas, vetillas, stockworks y brechas de cuarzo y calcedonia con un importante control estructural de rumbo predominante NO y en menor medida NE y E-O. También se destacan depósitos epitermales de tipo "*hot springs*" como sinters (silíceos) y travertinos (carbonáticos) que representan las paleosuperficies jurásicas de estos sistemas epitermales (Guido y Campbell, 2011; Moreira y Fernández, 2015).

Estos depósitos presentan minerales de ganga como sílice (cuarzo y calcedonia) ocasionalmente con calcita, adularia, baritina, fluorita y zeolitas. Los minerales metalíferos, se encuentran representados por pirita, Au nativo, electrum, argentita, Ag nativa, sulfosales de Ag, hematita, esfalerita, galena y calcopirita (Guido y Schalamuk, 2003; Echavarría *et al*. 2005; Fernández *et al*. 2008). La alteración hidrotermal está representada por silicificación, argilización, sericitización y propilitización. La signatura geoquímica de las vetas se caracteriza por presentar anomalías en metales preciosos (Au-Ag) y ocasionales contenidos anómalos de As, Sb, Hg, Mo, Pb, Zn, Mn y Cu, en tanto que la relación Ag:Au es en promedio de 9:1 (Schalamuk *et al*. 2002; Ruiz y Guido, 2006).

Según Guido y Schalamuk (2003), Schalamuk *et al*. (2005) y Jovic (2009) los fluidos hidrotermales están caracterizados por soluciones HO-NaCl neutras a algo alcalinas con salinidades que varían entre 0,18 y 8 % NaCl eq. El rango de temperaturas de homogenización del cuarzo y la adularia va desde <100º a 320º C y los valores $\delta^{18}O$ fluidos del cuarzo entre -6,4 y +5 ‰ lo que sugiere una importante participación de aguas meteóricas en las soluciones hidrotermales, mientras que los

valores de $\delta^{34}S$ varían entre -6,4 y +5 ‰ indicando una fuente magmática para el azufre.

Presentan una edad Jurásico Superior y están relacionadas a los últimos estadios del vulcanismo jurásico, representado por rocas volcaniclásticas y magmáticas de composiciones riolíticas a andesíticas del Grupo Bahía Laura y Formación Bajo Pobre respectivamente (Guido y Schalamuk, 2003; Echavarría *et al*. 2005; Fernández *et al*. 2008).

3.4 MARCO ESTRUCTURAL DE LAS MINERALIZACIONES JURÁSICAS

Las manifestaciones epitermales que están presentes en el Macizo del Deseado tienen variadas características y diferentes arreglos estructurales. Se presentan como sistemas vetiformes, *stockworks* y brechas hidrotermales con un rumbo general predominante NO (NNO-ONO) y en menor medida N-S, NE-SO y E-O (Jovic *et al.* 2014).

La posición geográfica y distribución espacial de los depósitos epitermales y geotermales asociados, mapeos geológicos y estructurales regionales, y el análisis de imágenes satelitales, líneas sísmicas y datos aeromagnetométricos, muestran que estos distritos están asociados a lineamientos geológicos y magnéticos regionales de orientación ONO y NNO (Jovic *et al*. 2014, Fig.3).

Jovic *et al.* (2014) indican que aunque la mayoría de las estructuras mineralizadas tienen una orientación en dirección NO, se identificaron variaciones de entre 20° a 30° que controlan la ley dentro de los depósitos, en los sectores Occidental y Oriental del Macizo del Deseado (San José,Cerro Negro, CAP Oeste, COSE y La Manchuria, Martha, Manantial Espejo, Martinetas y Cerro Moro) presentan una orientación principal cercana a los 300° (290°-320°) mientras que en el sector Central, estas son cercanas a los a 320° (Pingüino; Cerro Vanguardia, La Paloma, La Josefina). Giacosa *et al*. 2010 interpretaron que esta variación es debida a la reactivación de estructuras del basamento, en el sector central, asociado a la estructuración NNO-SSE de la cuenca permo-triásica y el basamento pre-pérmico. Asimismo, estos autores indican que en el sector Central del Macizo del Deseado, observando a escala de depósito, las vetas NNO tienen morfologías continuas, de grandes espesores y texturas bandeadas. En cambio, las vetas ONO tienen espesores variables, son discontinuas y con texturas brechosas. En el caso de los sectores

Occidental y Oriental del Macizo del Deseado, las vetas extensionales presentan una orientación preferencial NO, mientras que las vetas hibridas que son de extensión y cizalla tienen orientación ONO A E-O.

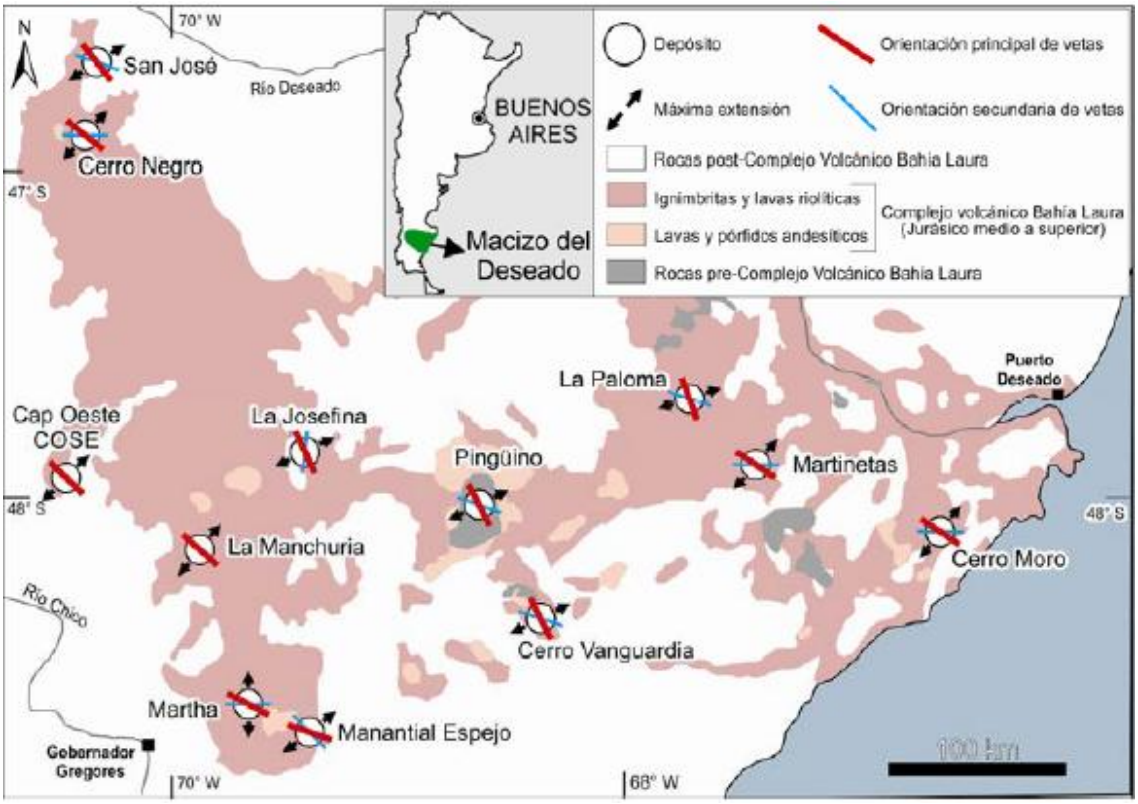

Fig.3 Mapa simplificado del Macizo del Deseado con los principales depósitos. Tomado de Jovic *et al.* 2014.

3.5 MODELO METALOGÉNICO DEL MACIZO DEL DESEADO

La mayoría de las manifestaciones de Au-Ag corresponden a depósitos de tipo epitermal de baja sulfuración (Guido y Schalamuk, 2003; Echavarría *et al.* 2005; Fernández *et al.* 2008), no obstante, durante los últimos años también se han identificado depósitos epitermales de sulfuración intermedia y polimetálicos (por ejemplo González Guillot *et al.* 2004; Jovic, 2009).

Guido *et al.* (2012) propusieron una serie de modelos para los depósitos epitermales del Macizo del Deseado definiendo un ''Modelo Vetiforme'' donde se agrupan las mineralizaciones compuestas por vetas epitermales de baja a intermedia sulfuración emplazadas a una profundidad mayor a 300 metros, distal o asociadas al vulcanismo de tipo andesítico como, por ejemplo, el yacimiento Cerro Vanguardia. Y un ''Modelo Geotermal'' para los depósitos formados cerca de la paleosuperficie

jurásica (<300 metros), tanto distales como cercanos a los centros eruptivos andesíticos, donde se agrupan las mineralizaciones auríferas tanto vetas como domos riolíticos, brechas tectono/hidrotermales y materiales volcánicos retrabajados mineralizados como por ejemplo el depósito Eureka West y el sistema Marianas-San Marcos. Las mineralizaciones distales, en ambos modelos, muestran una tendencia a formar depósitos de baja sulfuración, y las proximales a formar depósitos de sulfuración intermedia.

4. DEPÓSITO LA JOSEFINA

4.1 MARCO GEOLÓGICO LOCAL

En la figura 1b se resume la geología del depósito La Josefina.

El basamento metamórfico está representado por la Formación La Modesta, de edad Paleozoico temprano,que está integrada por rocas metamórficas de grado bajo que comprenden esquistos cloríticos-muscovíticos y metacuarcitas, derivados de un protolito sedimentario silicoclástico junto a escasas meta-volcanitas máficas asociadas a rocas calcosilicáticas (Moreira *et al.* 2005, Moreira *et al.* 2013).

La Formación La Modesta aflora al oeste de la región y se presenta en dos pequeños afloramientos separados entre sí por una colada de basalto de edad Pliocena. Esta unidad conforma lomadas suaves que sobrepasan una decena de metros por arriba del nivel de los basaltos pliocenos, y además, están en gran parte cubiertas por regolito de la misma roca (Moreira *et al.* 2005).

Las rocas volcánicas y piroclásticas del Jurásico Superior que conforman las formaciones Chon Aike y Bajo Pobre, interpretadas como unidades co-genéticas por Moreira (2005) se disponen sobre el basamento metamórfico de la Formación La Modesta.

Estas rocas se presentan fracturadas por sistemas de fallas regionales de rumbo principal NNE y NO, en parte evidenciados por lineamientos magnéticos de escala regional (Peñalva *et al.* 2005). Estos sistemas de fallas fueron originados y/o reactivados durante el Jurásico, bajo una tectónica extensiva, dando lugar a una suave deformación de tipo frágil que genero un sistema de fallas directas, que confirman una compleja estructura de bloques tectónicos (Moreira *et al.* 2008).

La Formación Bajo Pobre está integrada por subfacies lávicas y subvolcánicas de composición andesítica a dacítica. Los afloramientos correspondientes a estas unidades se ubican en la porción occidental del área La Josefina(fuera del mapa de la Fig. 1b), son pequeños y saltuarios y forman lomadas suaves en sectores deprimidos del paisaje (Moreira *et al.* 2005).

Moreira y Fernández (2015) han determinado diferentes subfacies piroclásticas dacíticas y riolíticas y subfacies lávicas fenoriolíticas que integran la Formación Chon Aike, que son la ignimbrita Piedra Labrada, la ignimbrita Cerro Jorge Paz, la unidad Mogote Hormigas y los complejos de domos La Josefina y María Esther.

La ignimbrita Piedra Labrada aflora hacia el suroeste del área de La Josefina y está compuesta por ignimbritas soldadas ricas en cristales con niveles de oleadas piroclásticas (*surge*) intercalados. Los asomos de la ignimbrita Cerro Jorge Paz se disponen en el sector oriental del área y están compuestos por ignimbritas ricas en líticos y pómez, niveles de *surge*, conglomerados y brechas de talud. Luego se dispone la unidad Mogote Hormigas que se encuentra conformada por ignimbritas ricas en pómez y líticos, brechas piroclásticas y tobas lapillíticas, hacia el tope de esta unidad se identificaron niveles estratificados a laminares de rocas sedimentarias y rocas volcaniclásticas retrabajadas. Hacia el oeste, contemporáneos a algo posteriores a esas unidades volcaniclásticas se emplazan los complejos de domos La Josefina y María Esther, controlados por una zona de falla pre-Jurásica de rumbo NO, relacionada con un *horst* de la Formación La Modesta (Moreira *et al.* 2010). Están conformados por facies efusivas andesíticas a riolíticas y facies subvolcánicas basandesíticas a dacíticas, con algunos depósitos de bloques y cenizas y de subfacies retrabajadas asociadas.

Las unidades cenozoicas cubren las rocas previamente mencionadas, siendo representadas por el Basalto Cerro del Doce de edad eocena que conforma las mesetas más altas y por coladas de importante distribución areal, correspondientes al Basalto La Angelita, de edad Plioceno superior-Pleistoceno inferior. Finalmente culminan la secuencia estratigráfica depósitos cuaternarios.

4.2 CARACTERÍSTICAS GENERALES

Según Moreira y Fernández (2015) el depósito La Josefina en su conjunto se formó en un ambiente de tipo *hot spring* con claras evidencias de su posición proximal a la paleosuperficie y al paleonivel freático del Jurásico Tardío. Los productos que se originaron se distribuyeron a lo largo de una faja curva de 8km de largo y de 500 a1200 m de ancho con rumbo N-S conformado por rocas volcánicas alteradas. Estas manifestaciones epitermales están expuestas en los bloques tectónicos delimitados por fallas NO y NNE (Fig. 4).

En el sector noreste se encontraron manifestaciones de *hot spring* y hacia el sur sistemas de vetas donde se encuentran los sectores “Veta Norte” y “Central”, que son los más importantes y altamente explorados debido a sus tamaños y contenidos metálicos.

Las manifestaciones de tipo *hot spring* se encuentran vinculadas a la unidad Mogote Hormigas, compuesta por rocas volcaniclásticas y epiclásticas. Incluye cuatro facies: 1) sinter y rocas con silicificación superficial, 2) travertinos, 3) brechas de erupción hidrotermal y 4) bancos de calcedonia asociado a alteración argílica avanzada de tipo *steam heated*. Todas estas rocas tienen contenidos anómalos de As, Sb, Hg y Tl, coherentes con las anomalías geoquímicas de estos elementos en las manifestaciones de este tipo.

Las manifestaciones de sinter tienen aproximadamente 5 m de espesor en un área de 100 x 200 m, donde Moreira *et al.* (2008) identificaron distintos subambientes. En cuanto a los travertinos se distribuyen como tres mantos en un área de 100 m^2 y están superpuestos o intercalados con capas epiclásticas de la unidad Mogote Hormigas.

Las brechas de erupción hidrotermal son ricas en metales preciosos y se encontraron como pequeños afloramientos de 4 a10 m^2, la geometría de estos cuerpos abarca desde vetillas hasta los cuerpos irregulares con una extensión vertical de hasta 100 m y un diámetro aproximado de 20 m.

Los bancos de calcedonia tienen espesores de 2 a 3 m y están compuestos por un agregado de sílice y/ó cuarzo oqueroso como reemplazo de tobas permeables o rocas volcaniclasticas de la unidad Mogote Hormigas y la ignimbrita de Cerro Jorge Paz. La parte inferior de los bancos de calcedonia está dominada por una asociación de caolinita ± dickita ± cristobalita con muchos cristales de pirita euhédricos en la base que continúan en transición hacia una arcilla interestratificada de illita / esmectita + esmectita ± cuarzo ± caolinita.

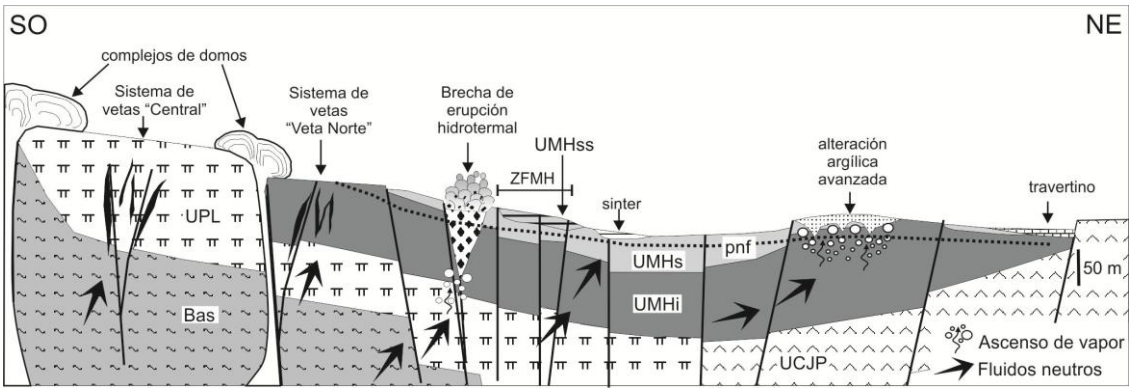

Fig.4 Brecha de erupción hidrotermal en el depósito epitermal. Perfil esquemático del depósito La Josefina que incluye la brecha de erupción hidrotermal y las manifestaciones asociadas. Bas: basamento; UPL: unidad Piedra Labrada; UCJP: unidad Cerro Jorge Paz; UMHi: ignimbritas de la unidad Mogote Hormigas; UMHs: rocas sedimentarias de la unidad Mogote Hormigas; UMHss: rocas sedimentarias silicificadas de la unidad Mogote Hormigas; ZFMH: zona de falla Mogote Hormigas, pnf: paleonivel freático. Tomado de Moreira*et al.* (2017).

Los sistemas de vetas (de los sectores Veta Norte y Central) son portadores de Au-Ag y metales base que representan las porciones más profundas del sistema epitermal (Fig. 4). Fueron controlados regionalmente por una zona de falla con desplazamiento sinestral producida por un esfuerzo de compresión de 340 ° N-S y el esfuerzo de extensión de 70 ° a 80 ° (Moreira *et al.* 2008). Estas direcciones coinciden con dos lineamientos aeromagnéticos regionales NNE registrados en el área de La Josefina (Peñalva *et al.* 2005, Fig. 2) y una de las principales direcciones de cizallamiento propuestas por Reimer *et al.* (1996) para el régimen de extensión del Macizo del Deseado que opera durante los tiempos del Jurásico Superior.

Las fallas de rumbo NO con una cinemática dextral fueron las que dieron origen a clavos mineralizados relacionados a zonas de dilatación interpretándose que la tectónica extensional en el Jurásico tardío dio lugar a una deformación frágil (Moreira *et al.* 2008).

La edad de la mineralización en el depósito La Josefina fue estimada en 156,0 ± 2,0 Ma (errorcrona Rb-Sr en illita, Fernández *et al.* 1999). Moreira *et al.* (2009) sugieren un solapamiento temporal entre el volcanismo (152,7 ± 2,3 Ma, SHRIMP U-Pb en circones) y la mineralización.

Particularmente el sector "Veta Norte" consta de una estructura sigmoidea de dirección NNO-SSE, la cual fue dividida por Moreira y Fernández (2015) en 6 vetas

denominadas Flaca, Amanda, Cecilia, Cruzada, Norte y Sur compuestas de varias vetillas de cuarzo. Todas estas vetas están alojadas en ignimbritas y tobas ricas en pómez de la unidad Mogote Hormigas, excepto la veta Flaca, que se encuentra dentro de los complejos de La Josefina y María Esther.

El sector "Central" está conformado por ocho estructuras vetiformes principales denominadas María Belén, Las Latitas, Ailín, Adularia, Frida, Lola, Simona y Upi que se encuentran en los alrededores del casco de la estancia La Josefina. Todas estas vetas están alojadas en la ignimbrita Piedra Labrada.

Las vetas están conformadas por cuerpos discontinuos que tienen principalmente rumbo NO, son subverticales y un espesor que varía desde pocos cm hasta 3,5 metros (Moreira *et al.* 2017). Están compuestas de cuarzo, calcedonia y ópalo, junto a menores cantidades de adularia y baritina (Schalamuk *et al.* 1998, Moreira *et al.* 2002a). Los minerales de mena están representados por electrum, freibergita, pirita, galena, esfalerita, calcopirita y especularita junto a escasa arsenopirita, marcasita, tetraedrita y bornita (Moreira, 2005; Moreira y Fernández, 2015).

Moreira y Fernández (2015) concluyeron que las características de este depósito son consistentes con la clasificación cuarzo ± calcita ± adularia ± illita definida por Simmons *et al.* (2005) y con el tipo de baja sulfuración de acuerdo a Hedenquist *et al.* (2000) y Sillitoe y Hedenquist (2003) aunque con ciertas características del tipo de sulfuración intermedia, situación que comparte con varios depósitos del Macizo del Deseado (*e.g.* Schalamuk *et al.* 1997; Wallier, 2009; Permuy Vidal *et al.* 2016).

4.3 ETAPAS HIDROTERMALES

Moreira y Fernández (2015) definieron para el depósito La Josefina, 4 etapas hidrotermales y una asociación supergénica.

La primera (S1) que contiene significativas cantidades de Au. Está compuesta por cuarzo, electrum, sulfuros y abundante hematita de tipo especularita. Las principales texturas de cuarzo son masivas, en peine y escasas cucardas. Los sulfuros principales que describieron son la pirita y galena con esfalerita y calcopirita en menor proporción. La hematita especular y la pirita forman un bandeado costriforme.

En la segunda etapa (S2) se compone por metales preciosos en forma de electrum y freibergita también hay presencia de cuarzo con adularia rómbica en menor cantidad y escasa calcedonia y ópalo. Las principales texturas de cuarzo son masivas y conformando bandas costriformes también hay texturas de reemplazo de sílice sobre la *platty* calcita. Los minerales que contienen metales preciosos van acompañados de pirita, galena, esfalerita y calcopirita con menores cantidades de arsenopirita, marcasita, tetraedrita y bornita.

Estas dos primeras etapas son ricas en Au y Ag, se han formado a expensas de fluidos hidrotermales con temperaturas entre 225 y 290°C y salinidades de ~1% a 15% en peso eq. ClNa y cuyas inclusiones fluidas en cuarzo registran evidencias de ebullición.

En la tercera etapa (S3) presenta un contenido significativo de metales base. También se caracteriza por la presencia de altos contenidos de sulfuros junto con cuarzo de grano grueso en forma de venas y venillas. Las principales texturas de cuarzo son masivas con algunas texturas de peine, con contenidos de sulfuros representados por pirita y galena, y menores cantidades de calcopirita y esfalerita (con contenidos de FeS que oscilan entre 3,2 y 5,2 mol%, Moreira *et al.* 2004). En esta tercera etapa rica en metales base (> 1%), los fluidos hidrotermales tienen temperaturas de ~200°C.

La última etapa hidrotermal denominada S4, no tiene un contenido significativo de metales base y preciosos. Está compuesto por vetas de cuarzo, macizas y en peine asociadas a brechas de baritina de grano grueso. Esta última etapa es estéril y se ha formado a temperaturas menores a 100°C.

Luego se continúa, una asociación supergénica dominada por óxidos de Fe, jarosita, yeso, caolinita, calcosina, covelita, cerusita, anglesita, malaquita y azurita que fue identificada entre los 20 y 65 metros de profundidad por Moreira *et al.* (2002).

5. VETA AILÍN

5.1 CARACTERÍSTICAS GENERALES

La veta Ailín es una de las mineralizaciones de metales preciosos más importantes del sector “Central” en el depósito epitermal La Josefina (Fig.1b y 5). La roca de caja de la veta es la ignimbrita Piedra Labrada.

Moreira (2005) indica que la veta Ailín está conformada por una serie de cuerpos discontinuos que se extienden a lo largo de unos 300 metros con rumbo NO (Fig.5 y 6). Al norte, comienza con dos cuerpos subaflorantes de orientación N 330°, de unos 15 metros de largo y de 0,5 metros de espesor máximo. Continúa en una faja de vetillas (Fig.7) que forman una estructura de entre 15 y 50 centímetros de espesor. Finalmente, al sur está el cuerpo principal, que sigue el mismo rumbo que los anteriores, tiene un ancho medio de 1 metro, inclina al este y su piso está asociado a una zona de falla. Hacia el sur, su espesor disminuye hasta que se pierde en un conjunto de finas vetillas de cuarzo alojadas en una roca con tinciones limoníticas.

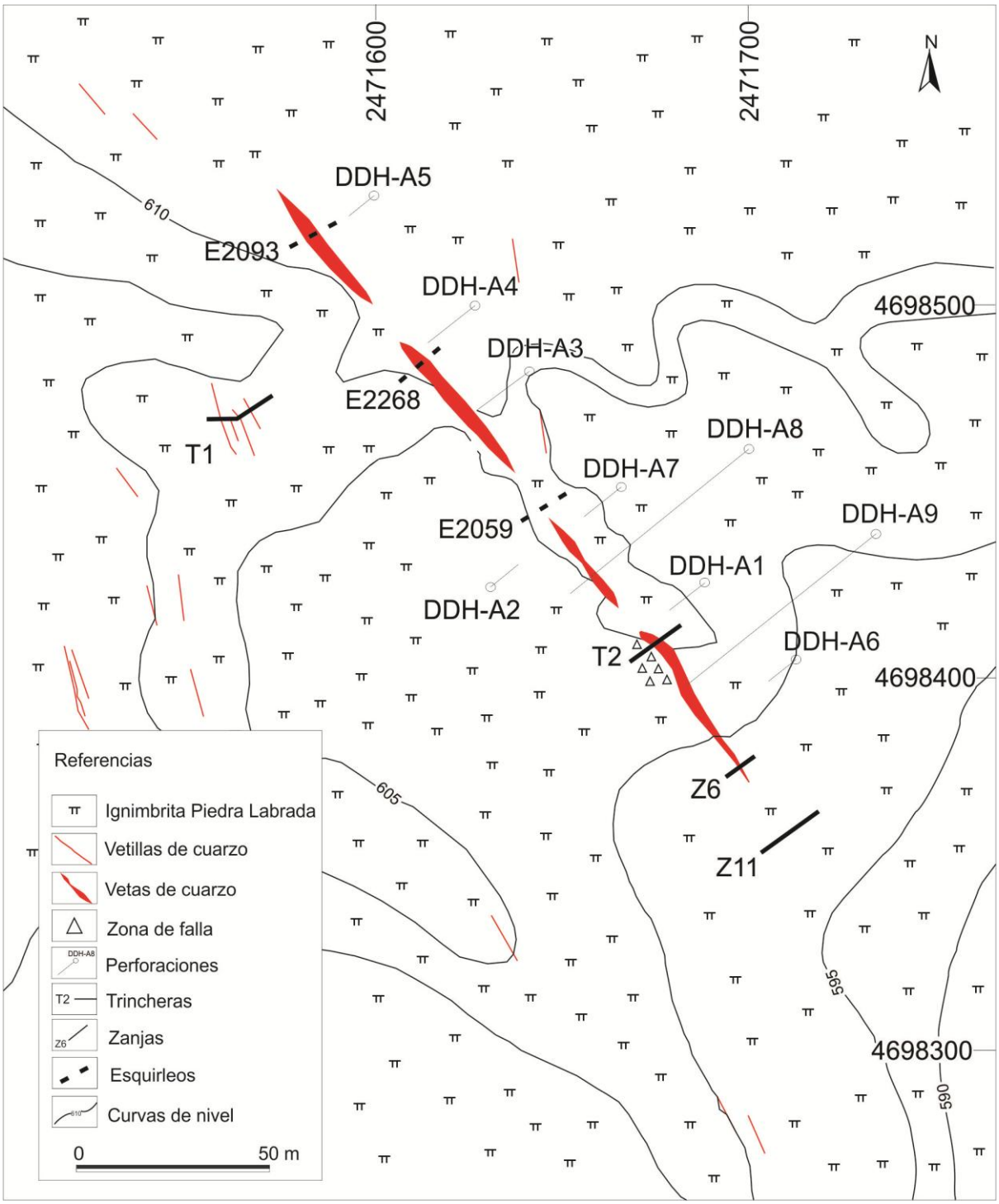

Fig.5. Mapa de detalle de la veta Ailín.

Fig.6 Trinchera (T2) realizada en la porción sur de la veta Ailín.

Fig.7 Vetilla compuesta por cuarzo en peine (Qz) en las cercanías de la veta Ailín.

En cuanto a su extensión vertical, estimada a partir de las perforaciones realizadas por la empresa FOMICRUZ S.E., la veta Ailín se desarrolla irregularmente como mínimo hasta aproximadamente los 65,5 metros de profundidad (Fig. 8 y 9).En ocasiones como vetillas de entre 10 y 40 cm de espesor (por ejemplo DDH-A6) y en ocasiones como una estructura brechosa de hasta 1,5 metros (DDH-A9).

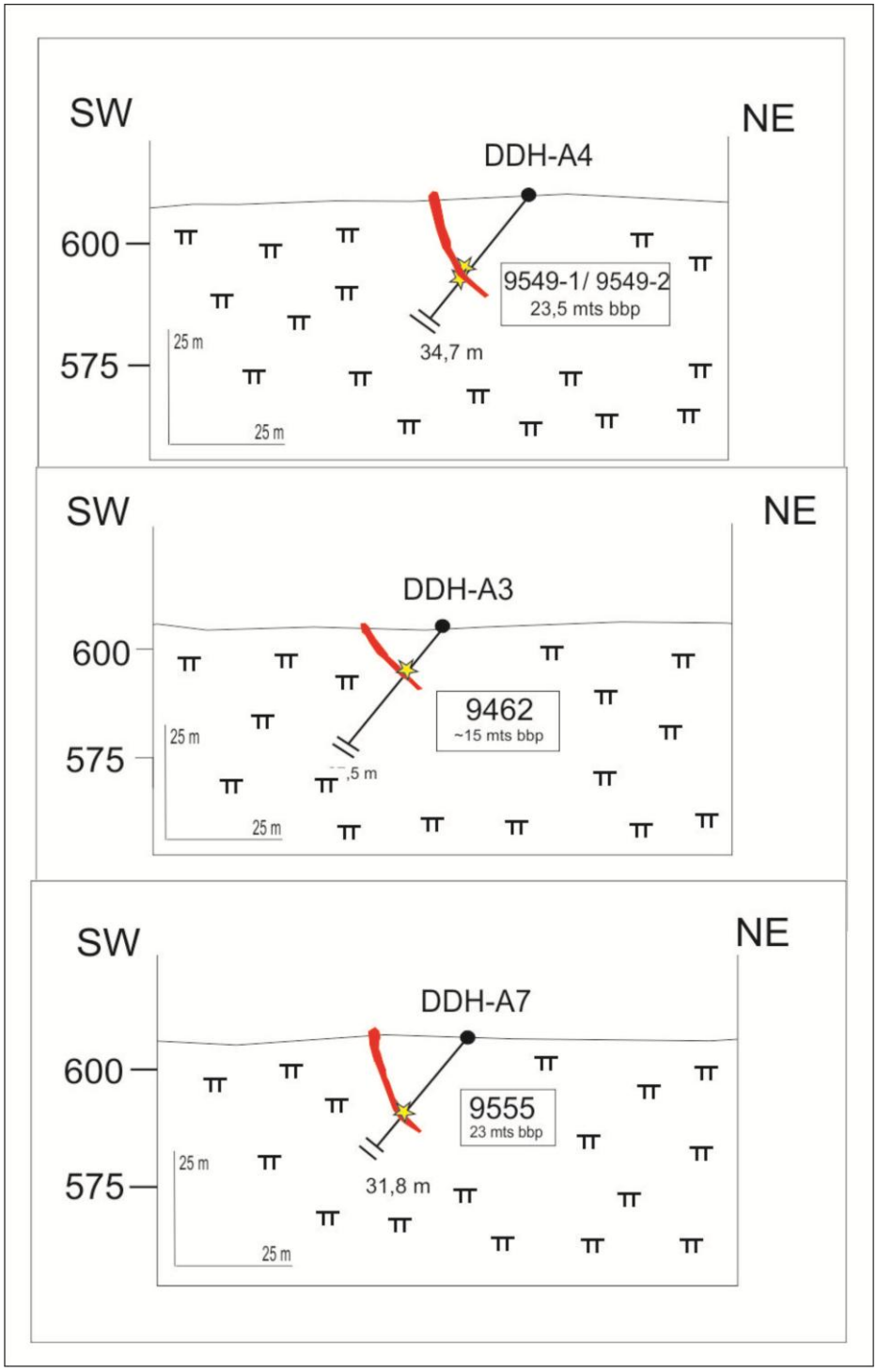

Fig.8 Perfiles esquemáticos de la veta Ailín (perforaciones DDH-A4, DDH-A3 y DDH-A7) con la ubicación de las muestras estudiadas (estrella amarilla) y la profundidad bajo la boca del pozo (bbp).

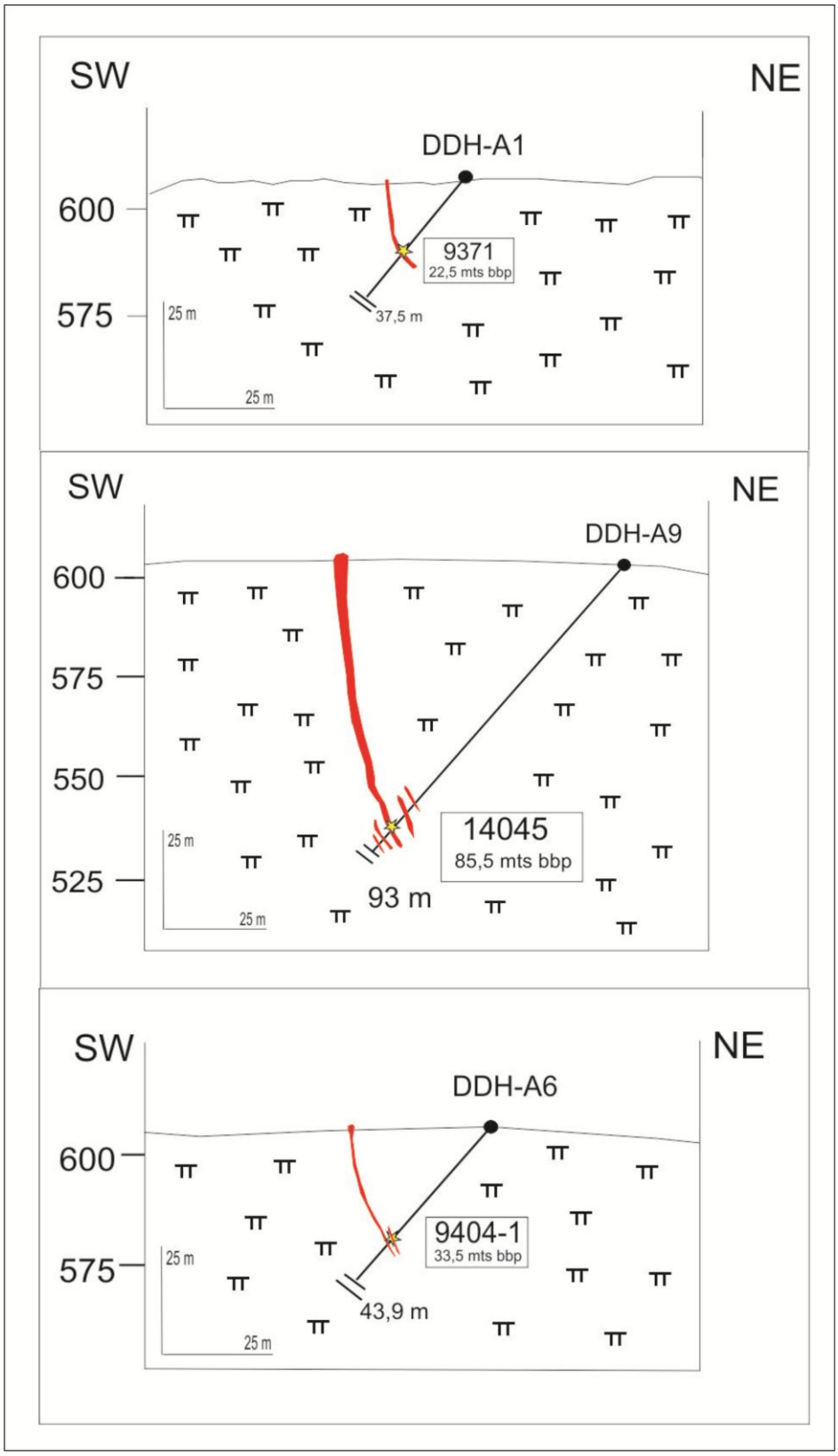

Fig.9 Perfiles esquemáticos de la veta Ailín (perforaciones DDH-A6, DDH-A7 y DDH-A9) con la ubicación de las muestras estudiadas (estrella amarilla) y la profundidad bajo la boca del pozo (bbp).

5.2 PARAGÉNESIS MINERAL

En base a las diferentes texturas, mineralogía y la relación entre ambas, en este trabajo se identificaron tres pulsos hidrotermales y uno supergénico de mineralización que se representan en el diagrama paragenético de la figura 10.

El primer pulso de mineralización hidrotermal (P1) está compuesto por sulfuros y abundantes cantidades de hematita especular (Fig. 11, 12 A y B, 13 A) junto con electrum (Fig. 14), acompañados por cuarzo fino y grueso, clorita y sericita (Fig. 15A y B), y en menores cantidades carbonatos de Fe y Mg (Fig. 16 C), generalmente asociados con la clorita. Se manifiestan principalmente como un bandeado crustiforme-coloforme, en ocasiones difuso, que a veces engloba fragmentos de la roca de caja, formando también una textura brechosa (Fig.12). Los sulfuros presentes son principalmente pirita con calcopirita subordinada. Se observa un intercrecimiento de pirita-especularita asociadas a electrum conformando parte del bandeado crustiforme-coloforme, donde la pirita es el primer mineral en precipitar (Fig.13 B y C). También se observan intercrecimientos de especularita sobre pirita (Fig.13 B). La pirita se presenta como cristales mayormente ehuedrales de hasta 3 cm y la especularita como escamas de 100 micrones de largo. Al microscopio se interpreta que la clorita corresponde a una variedad rica en Fe que se presenta en forma dispersa asociada al cuarzo grueso (Fig. 16 D, 17 A y B) o formando bandas crustiformes (Fig.17 C), los cristales de hábito fibroso-radiado tienen un tamaño promedio de 50 micrones. La sericita se presenta en cristales de hábito escamoso con un tamaño de 20 micrones de longitud. Como parte del bandeado crustiforme-coloforme, en parte intercrecido con carbonatos y algo más tardío, se presenta el cuarzo de grano fino principalmente con textura en mosaico (Fig. 16 A y B).En ocasiones los carbonatos presentan una textura de tipo “esferulítica” cuando se asocian a bandas de cuarzo fino. Por último, precipita el cuarzo de grano grueso, como relleno tardío de cavidades, con textura masiva y en peine con cristales de hasta 2 cm de largo (Fig.12, 13 D y 18). Este cuarzo tiene texturas de recristalización de tipo plumosa que se desarrollan principalmente en los bordes de los cristales (Fig. 16 D).

El segundo pulso (P2) aporta una alta cantidad de metales base ya que se caracteriza por la presencia de altos contenidos de sulfuros junto con cuarzo, sericita y pseudomorfos de calcita tabular reemplazados por sílice. Los sulfuros están principalmente representados por pirita y galena (Fig. 19 A), junto a menores cantidades de calcopirita y esfalerita. El cuarzo es de color blanquecino y de grano fino

y al microscopio tiene generalmente textura en mosaico, se presenta junto a escamas de sericita de hasta 30 micrones (Fig. 20 B y C). La calcita tabular reemplazada totalmente por sílice (Fig. 20 A), se presenta en agregados de hasta 750 micrones. Se observaron vetillas ricas de pirita y cuarzo de este pulso cortando al P1 (Fig. 19 B).

El tercer pulso (P3) está compuesto por minerales del grupo de los APS (fosfatos y sulfatos de aluminio) junto con caolinita y vetillas de calcita tardía. Los APS (Aluminium-Phosphate-Sulphate) es un término que se utiliza para un conjunto de fosfatos y sulfatos (también arseniatos) de aluminio, con sodio, calcio, potasio, hierro (entre otros) que suelen contener plomo y zinc. Algunos son minerales raros y no sencillos de identificar únicamente por microscopía óptica. En este estudio se identificaron abundantes individuos de forma formas cúbicas (pseudocúbica), en general zonados, pero también en menor medida se reconocieron otros de hábito prismáticos. Son incoloros, verdes y anaranjados y en general poseen altos colores de interferencia. Se observaron en muestras de superficie, principalmente en los alrededores de la T2 como reemplazo de cristales ehuedrales de pirita del P1 y/o como relleno de vetillas que cortan los pulsos previos (Fig. 21 A y B).La caolinita es de alta cristalinidad (determinada por PIMA, Fig. 15 A y B) y se presenta como relleno de cavidades (Fig. 16 C). La calcita se presenta como relleno de un sistema de vetillas tardías que cortan las demás estructuras en las rocas (Fig. 21 C y D).

La última etapa es la supergénica (P4) que tiene un importante desarrollo hasta al menos los de 22 metros de profundidad. Está representada por una asociación dominada por limonitas (Fig. 22 A y B, 23 A y B), jarosita, covelina, acantita, idaíta (Fig. 23 C), cerusita, anglesita y minerales oxidados de cobre (Fig. 22 C). Esta asociación lleva además oro nativo (Fig. 24) y acantita. Las limonitas se encuentran alterando a la pirita primaria muchas veces preservando el hábito cúbico como reemplazo de tipo boxwork, conformando una textura de reemplazo en atolón, también se presentan con hábito botroidal (Fig. 23 A). La covelina y la idaíta se encuentran principalmente reemplazando a la galena (Fig. 25 A, B y C) o a la calcopirita del P2 (Fig. 25 D). La acantita y el oro están diseminados junto con las limonitas o como rellenos de fisuras tardías.

Fig.10 Diagrama paragenético de la veta Ailín, P: pulso.

Fig. 11 Detalle del P1 donde se puede observar el bandeado difuso crustiforme-coloforme de pirita (Py)-especularita (Esp) y el relleno posterior de cuarzo grueso (Qz).

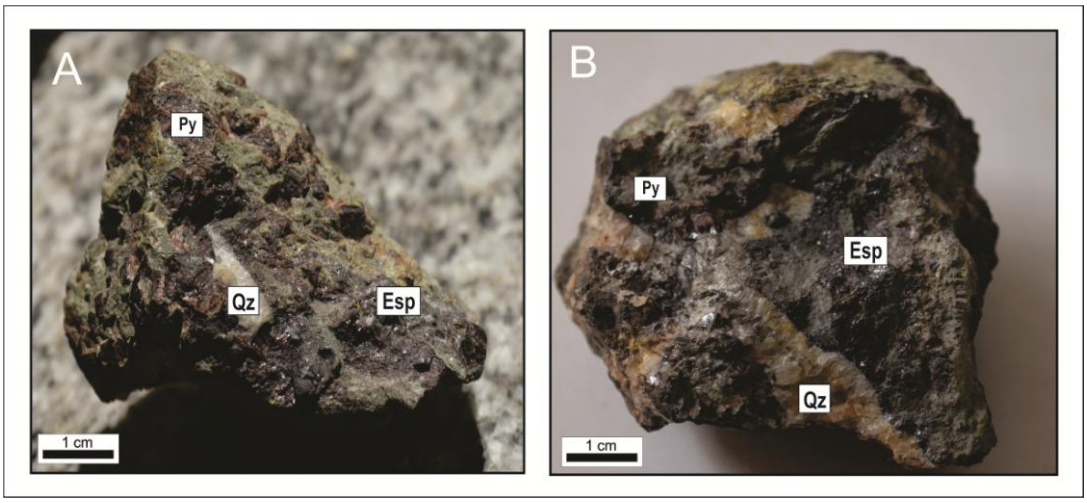

Fig.12 A y **B:** Pirita (Py) junto con especularita (Esp) con relleno de cuarzo grueso con textura en peine (Qz) del P1 junto a agregados pulverulentos anaranjados que al microscopio se identificaron como minerales del grupo de los APS del P3.

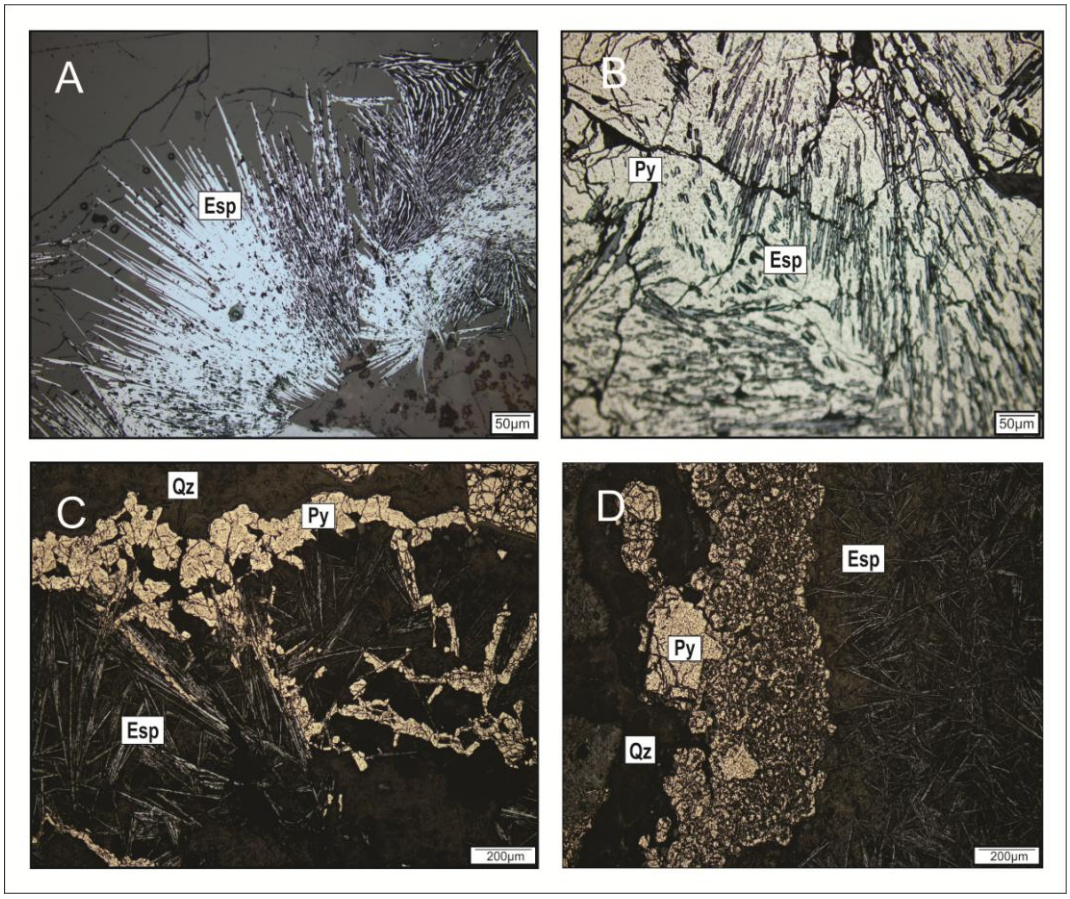

Fig.13 Fotografías al microscopio calcográfico del P1, con nicoles paralelos. **A:** Banda con escamas de Especularita (Esp) junto a minerales transparentes (cuarzo fino). **B:** Intercrecimiento de especularita (Esp) sobre la pirita (Py). **C:** Bandeado de especularita (Esp), pirita (Py) y cuarzo fino (Qz). **D:** Bandeado generado por pirita (Py), especularita (Esp) y cuarzo fino (Qz).

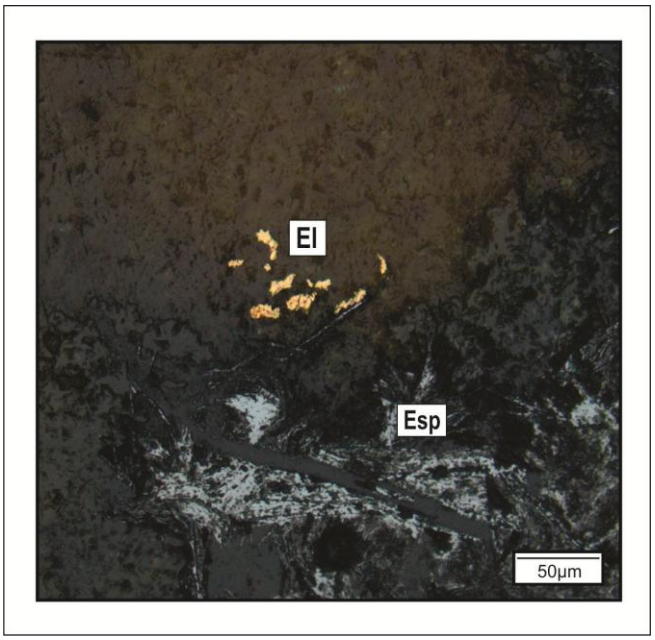

Fig.14 Fotografía al microscopio calcográfico con nicoles paralelos de electrum (El) junto con especularita (Esp) del P1.

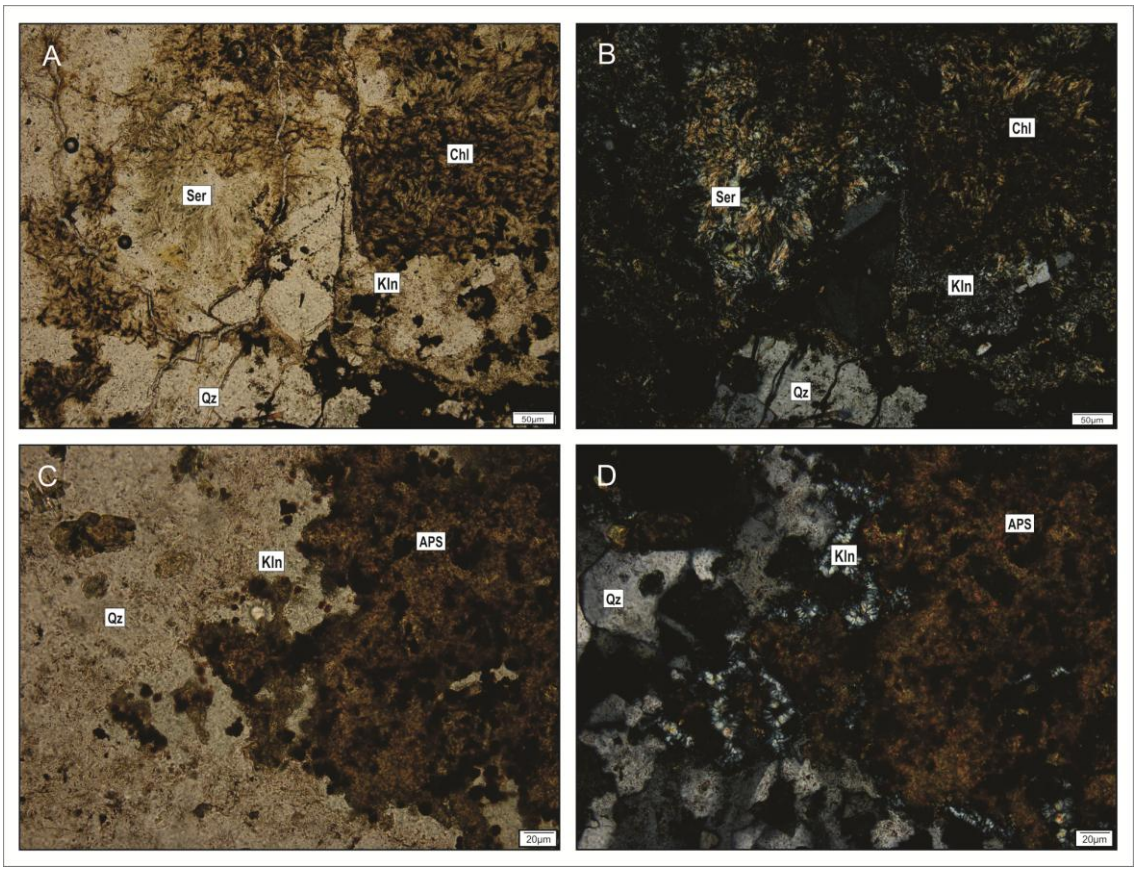

Fig.15 Fotografías al microscopio petrográfico bajo nicoles paralelos (A y C) y bajo nicoles cruzados (B y D) del P1. **A** y **B:** Cuarzo fino (Qz), cloritas (Chl) y sericita (Ser) del P1 con cavidades rellenas por caolinita de alta cristalinidad (Kln) del P3. **C** y **D:** Cuarzo (Qz) del P1 junto con caolinita de alta cristalinidad (Kao) y minerales del grupo APS del P3 que reemplazan pirita del P1.

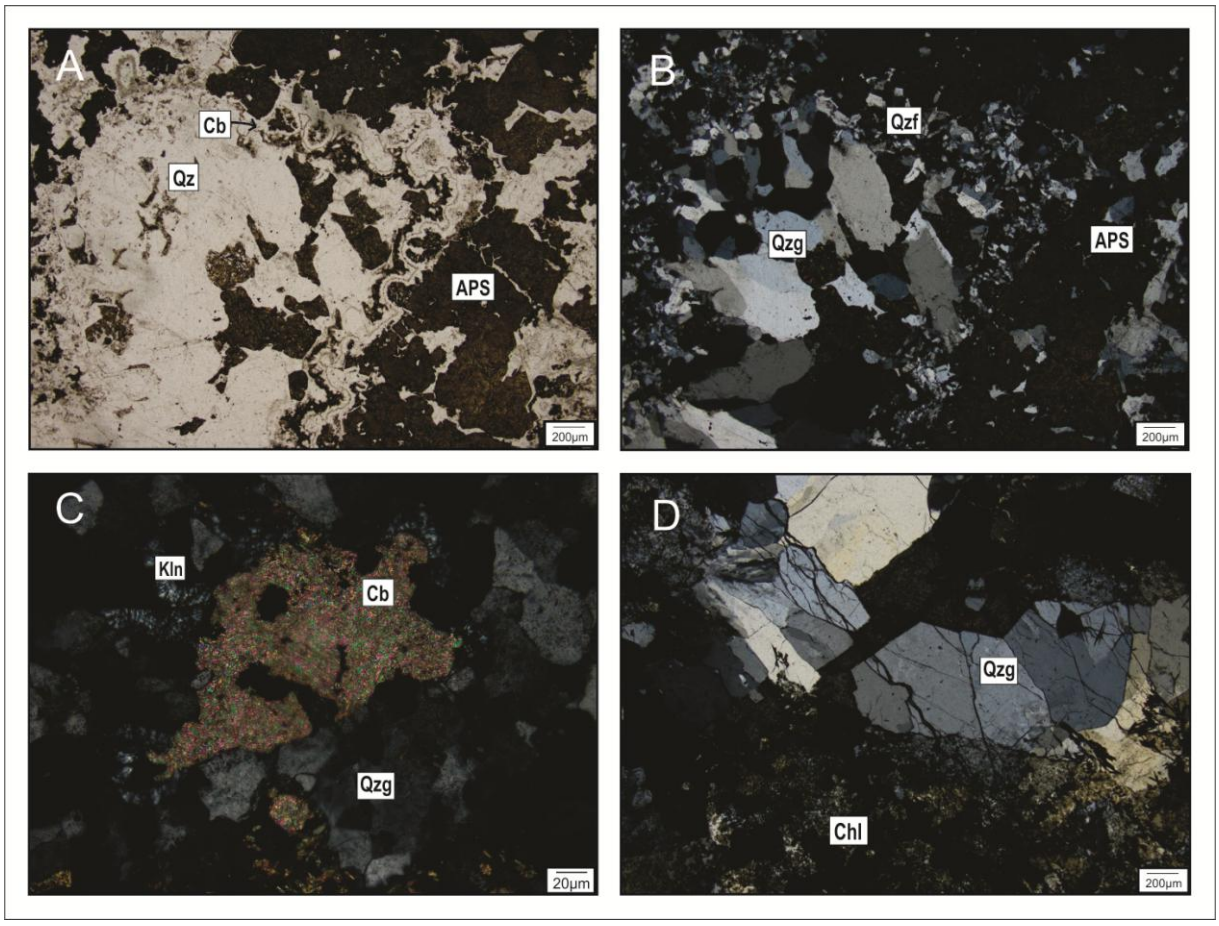

Fig.16 Fotografías al microscopio petrográfico bajo nicoles paralelos (A) y bajo nicoles cruzados (B, C y D). **A y B:** Bandeado de cuarzo de grano fino (Qzf) junto a carbonatos (Cb) de Fe-Mn conformando una textura crustiforme-coloforme junto con relleno de cuarzo grueso (Qzg) del P1. Además se observan minerales del grupo APS del P3 que reemplazan pirita del P1. **C:** Carbonatos de Fe y Mg (Cb) rodeados por cuarzo grueso (Qzg) del P1 junto con caolinita de alta cristalinidad (Kln) del P3. **D:** Cuarzo grueso (Qzg) con texturas de recristalización asociado a la clorita (Chl) del P1.

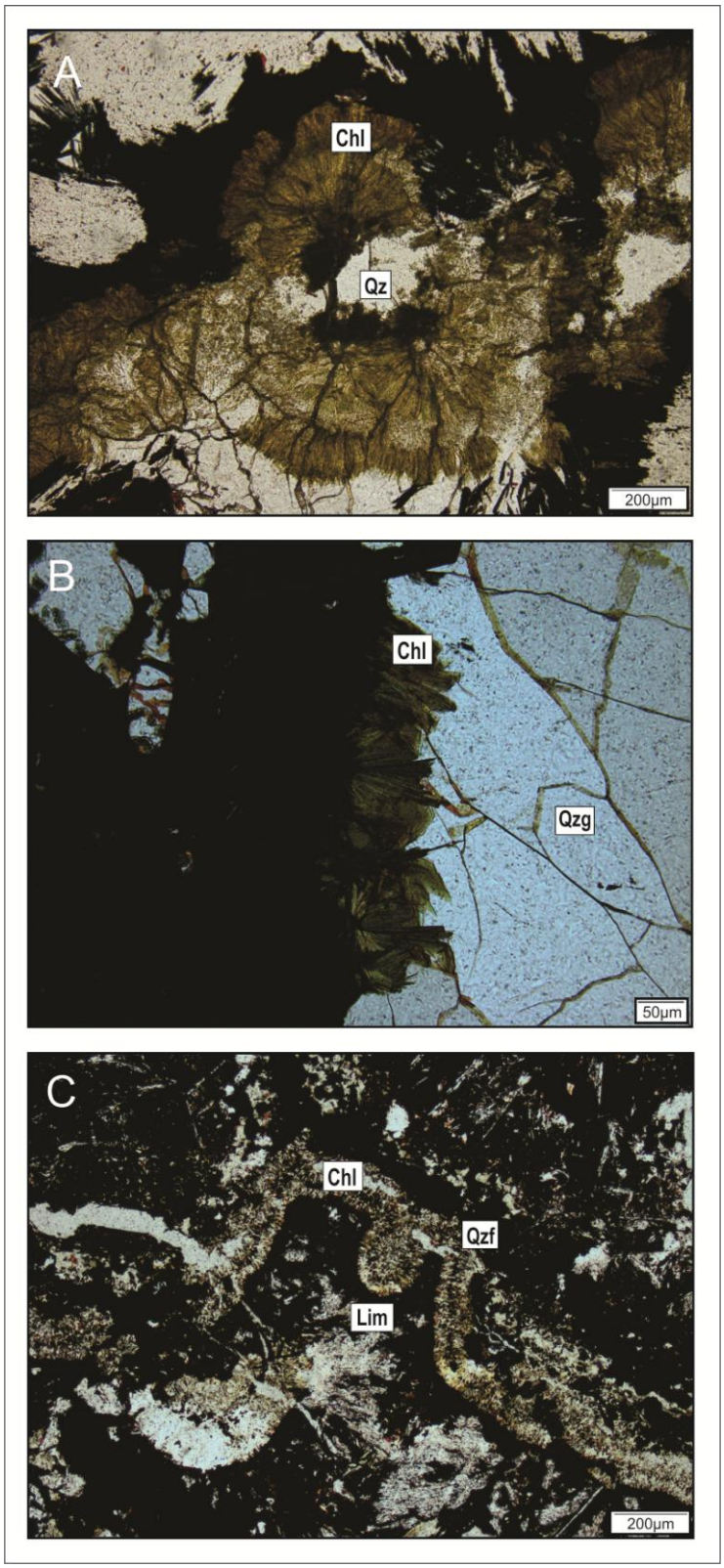

Fig.17 Fotografías al microscopio petrográfico bajo nicoles paralelos. **A:** Cloritas (Chl) de hábito fibroso radiado junto a cuarzo (Qz) y escamas de especularita (negro) del P1. **B:** Banda de cloritas asociadas a minerales opacos junto con cuarzo grueso (Qzg) del P1. **C:** Bandeado custriforme conformado por cloritas (Chl) y cuarzo fino (Qzf) del P1. Además, se observan limonitas (Lim) por oxidación de la pirita.

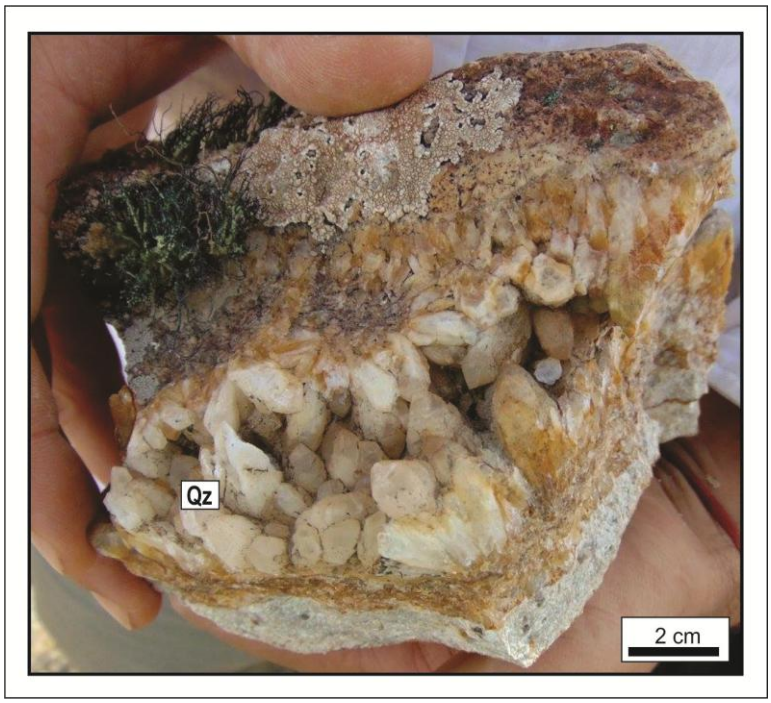

Fig.18 Cuarzo grueso con textura en peine (Qz) del P1.

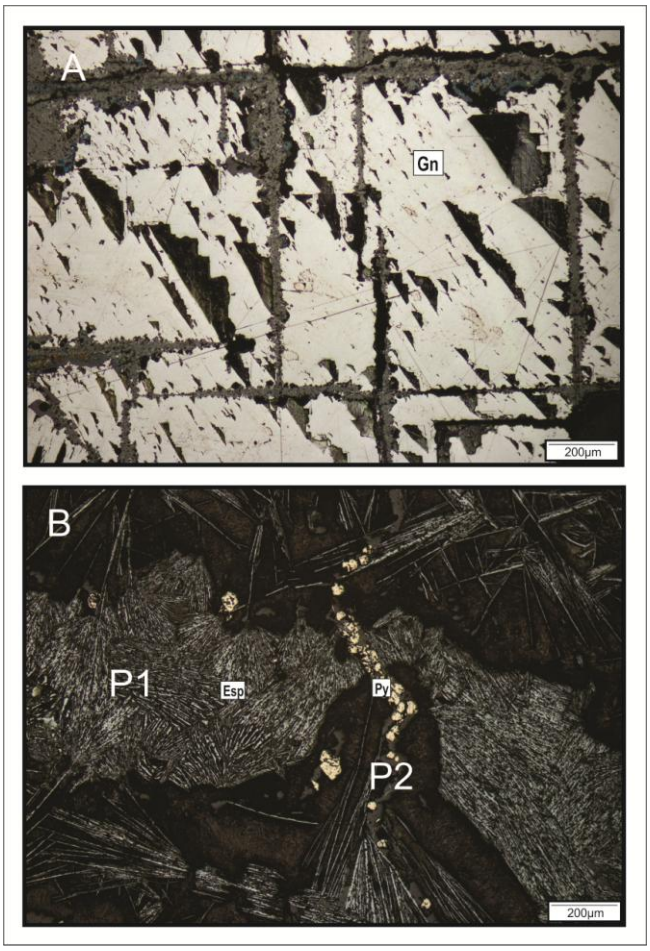

Fig.19 Fotografías al microscopio calcográfico con nicoles paralelos. **A:** Galena (Gn) del P2. **B:** Vetilla de pirita (Py) y minerales transparentes del P2 cortando a la especularita del P1.

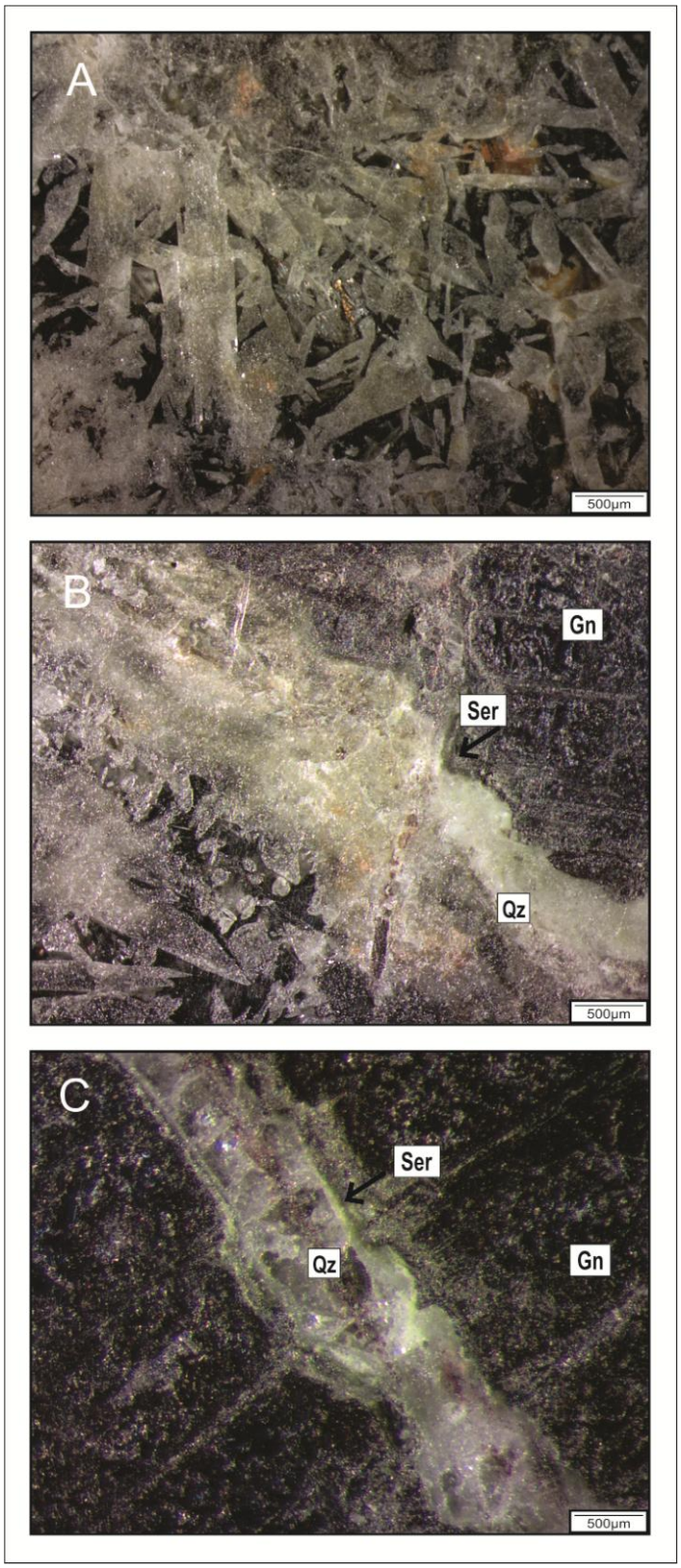

Fig.20 Fotografías bajo la lupa binocular. **A:** *Platty* calcita reemplazada pseudomórficamente por sílice. **B** y **C:** Bandeado de galena (Gn), sericita (Ser) y cuarzo de grano fino (Qz)

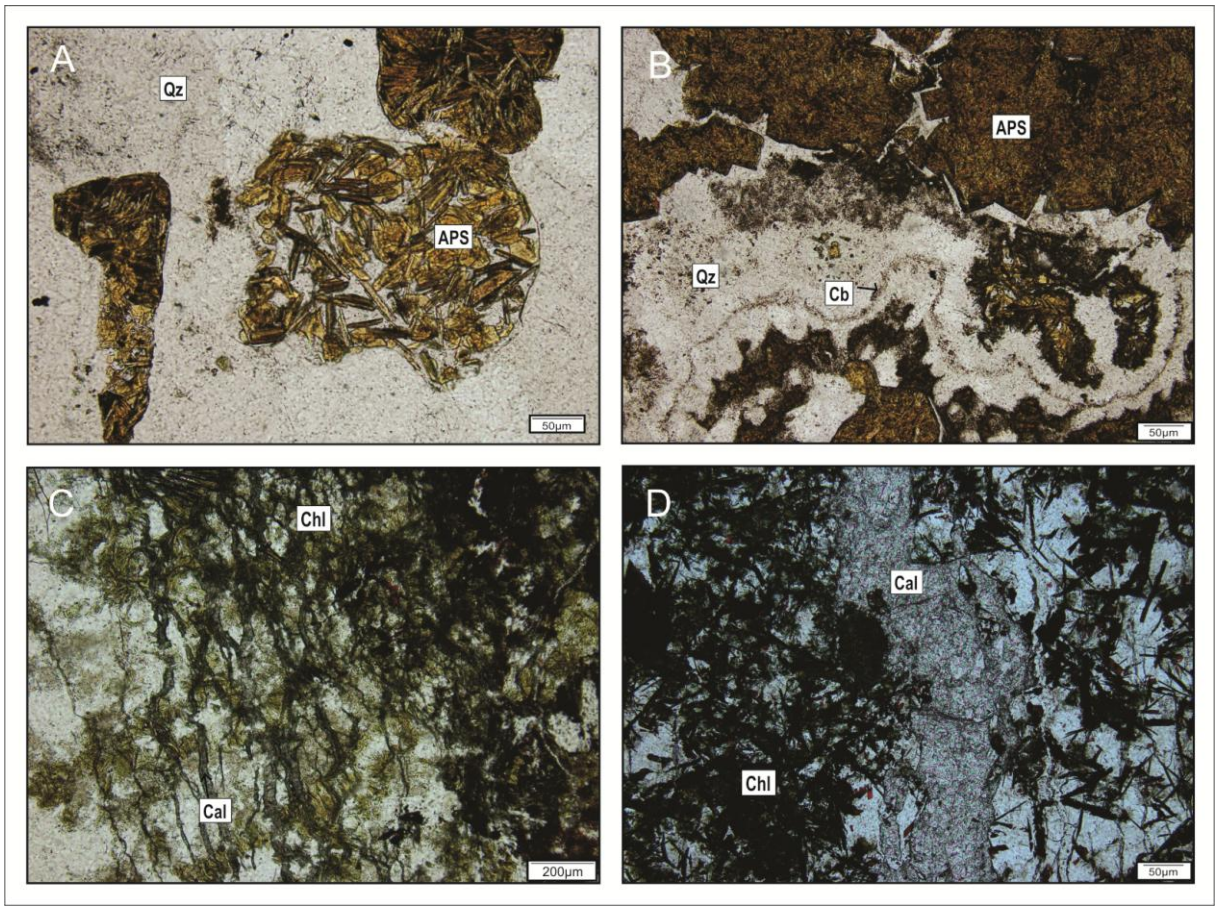

Fig.21 Fotografías al microscopio petrográfico del P3 bajo nicoles paralelos (A, B y C) y bajo nicoles cruzados (D). **A:** minerales del grupo de los APS reemplazando cristales euhedrales de pirita junto a cuarzo (Qz) del P1. **B:**minerales del grupo de los APS reemplazando a cristales cúbicos de pirita (Py) junto a cuarzo fino (Qz) y carbonatos (Cb) formando un bandeado de tipo costriforme-coloforme. **C:** Vetillas de calcita (Cal) cortando a cloritas (Chl) con hábito radiado del P1. **D:** Vetilla tardía de calcita (Cal) que corta al P1 rico en cloritas (Chl) y hematita (escamas de minerales opacos).

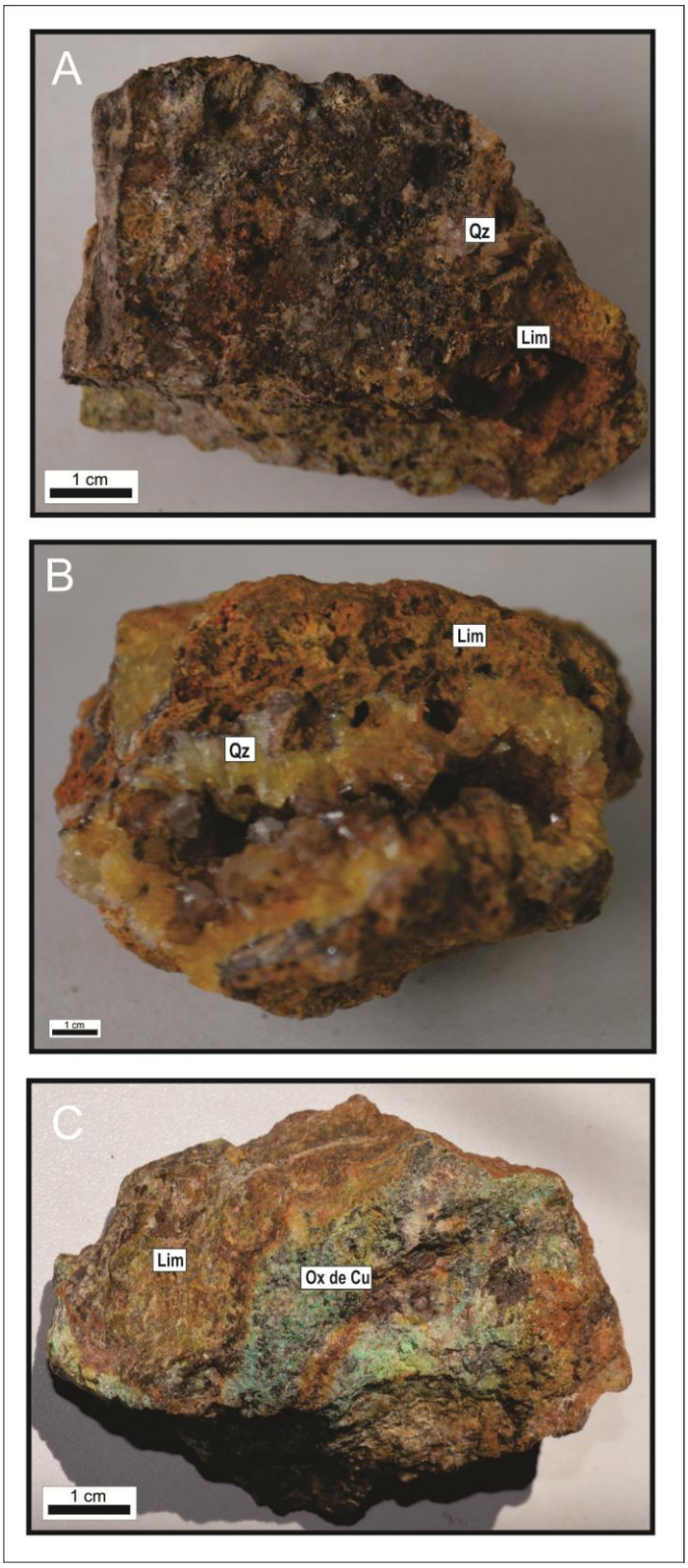

Fig.22 Etapa supergénica (P4). **A y B:** Box works limoníticos (Lim) que reemplazan sulfuros del P1 junto con cuarzo grueso (Qz) con textura en peine del mismo pulso. **B y C:** Limonitas y (Lim) y oxidados de cobre (Ox de Cu) reemplazando sulfuros de pulsos previos.

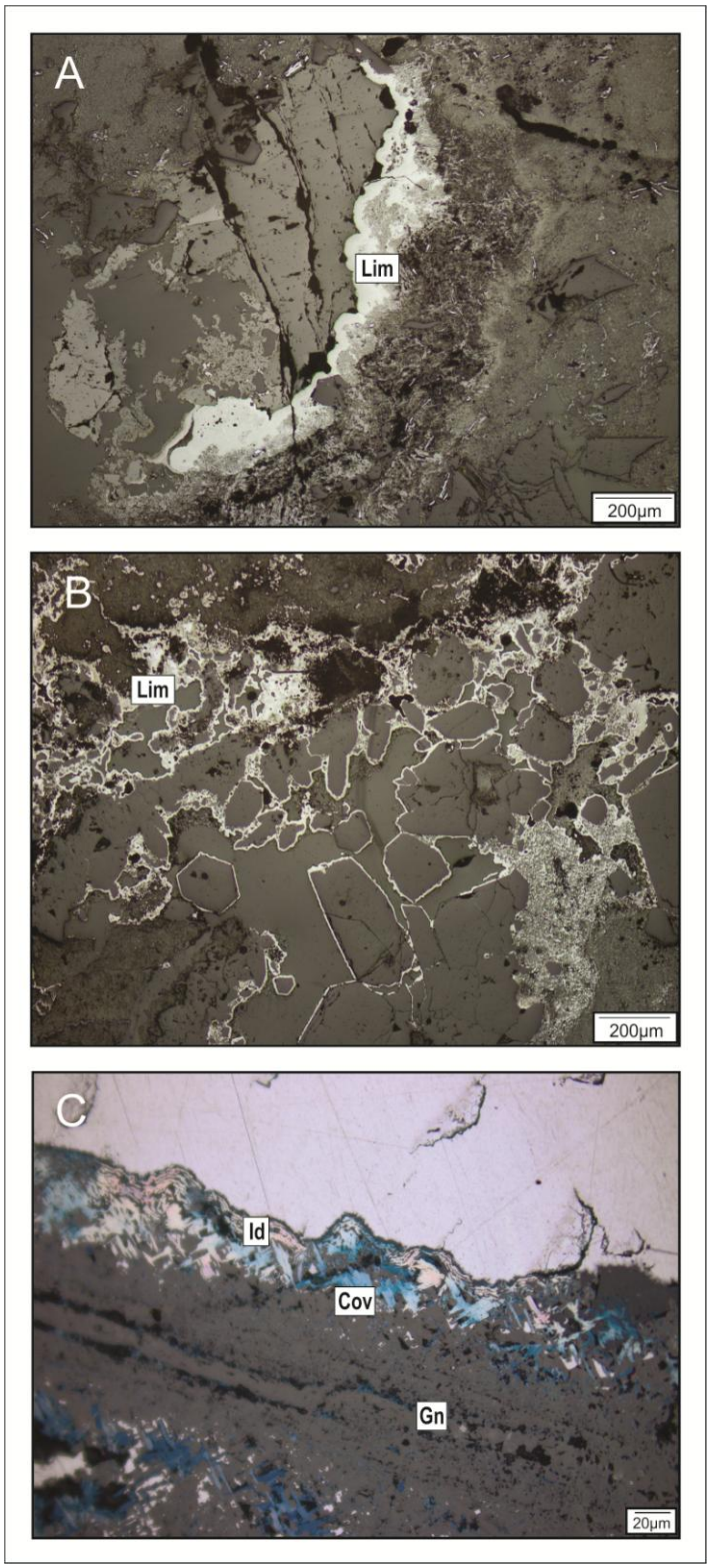

Fig.23 Fotografías al microscopio calcográfico del P4 con nicoles paralelos (etapa de alteración supergénica). **A**: Limonitas (Lim) con hábito botroidal. **B:** Limonitas (Lim), en parte bordeando a cristales de cuarzo grueso ehuedral del P1. **C:** Escamas de idaíta (Id) junto a la covelina reemplazando en halo a un cristal de galena del P2.

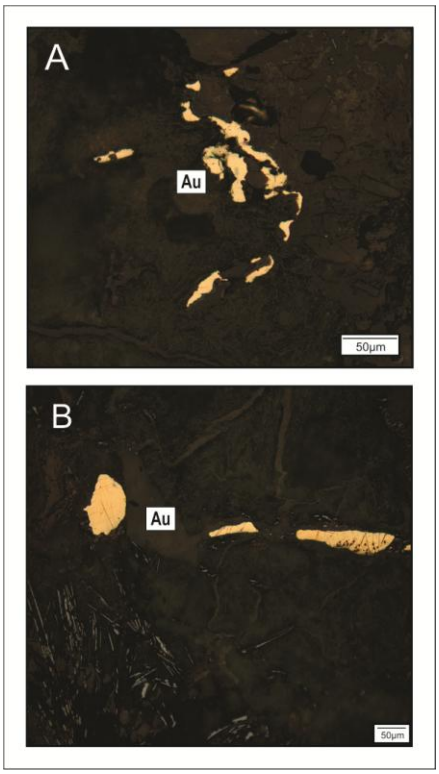

Fig.24 Fotografías al microscopio calcográfico del P4 (etapa de alteración supergénica) con nicoles paralelos. **A** y **B:** Oro nativo (Au) removilizado.

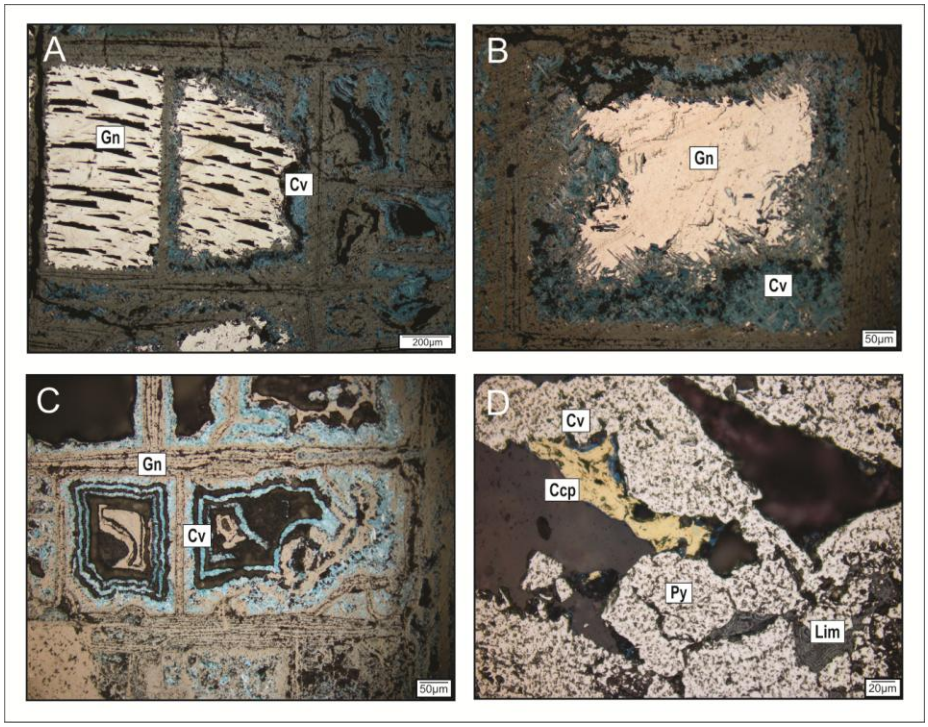

Fig.25 Fotografías al microscopio calcográfico del P4 (etapa de alteración supergénica) con nicoles paralelos. **A:** Covelina (Cv) reemplazando en halo a cristal de galena (Gn) del P2. **B:** Covelina (Cv) reemplazando en halo a galena (Gn) del P2. **C:** Reemplazo total de galena (Gn) del P2 por covelina (Cv). **D:** Calcopirita (Ccp) parcialmente reemplazada por covelina (Cv) y pirita (Py) por limonitas.

Moreira y Fernández (2015) indican que en la veta Ailín, las inclusiones fluidas presentan un rango de temperaturas de homogeneización de 225 a 290 °C con un promedio de 258,6 °C y una salinididad entre 0,9 a 15 % ClNaequiv. con un promedio de 8 % ClNaequiv.

5.3 GEOQUÍMICA

En la tabla 1 y en la tabla 2 se presentan los valores geoquímicos por metales preciosos y base obtenidos en la veta Ailín. Moreira *et al.* (2007) en líneas generales indica que la signatura geoquímica de la veta Ailín revela los máximos valores de Au y Ag del depósito La Josefina, con 77,6 ppm de Au y 163,13 ppm de Ag en muestras de superficie y 353 ppm de Au y 200 ppm de Ag en las muestras tomadas en profundidad.

Moreira y Fernández (2015) indican en general relaciones de Au/Ag 1:1 para esta veta y contenidos de metales base de ~0,5%.

En las labores realizadas en superficie (trinchera, esquirleos continuos y discontinuos y zanjas), se identificaron valores mínimos de 0,03 ppm de Au y como máximos de 77.66 ppm de Au en cuanto a los valores mínimos de Ag se identificó que son de 0,05 ppm y como máximos de 163,13 ppm. Las relaciones Au/Ag en las muestras de superficie varían ~1/2,5 a ~1/20. Con respecto a los metales base, se determinaron valores máximos de hasta 9670 ppm de Pb, 1005 ppm de Zn y 1615 ppm de Cu.

A partir de los resultados geoquímicos de las muestras de perforaciones se obtuvieron valores mínimos de 0,21 ppm de Au (muestra 9461) y valores máximos de 353 ppm de Au (muestra 9555). En cuanto a los valores de Ag se obtuvieron valores mínimos de 0,55 ppm Ag (muestra 9427) y máximos de 215 ppm de Ag (muestra 9549). Las relaciones Au/Ag en la veta en profundidad son muy variables y van de 1/0,5 a 1/400. Con respecto a los metales base, se determinaron valores máximos de hasta 18900 ppm de Pb, 12600 ppm de Zn y 1615 ppm de Cu.

		Long. mts	Au ppm	Ag ppm	Au/Ag	Cu ppm	Pb ppm	Zn ppm
Zanja 6		0,80	<0,03	<0,05	-	56	2270	94
		0,70	0,32	1,25	~1/4	868	7280	893
		0,40	0,68	13,25	~1/20	1615	9670	905
		0,60	0,12	1,75	~1/20	300	6400	738
		1,20	<0,03	0,75	-	78	9060	1005
		1,20	<0,03	<05	-	25	6060	968
Zanja 11		0,80	<0,03	0,75	-	95	1530	95
		0,90	<0,03	1,00	-	45	1980	605
Esquirleo continuo	2268	1,2	12,30	163,13	~1/15	417	1667	348
Esquirleo discontinuo	2093	8	0,24	15,5	~1/2,5	46,25	2000	291,5
	2059	6,8	1	27,5	~1/10	282,5	2000	500
Trinchera 2		1	77,60	25,25	~1/3	258	2000	386
		1	1,88	8,25	~1/4	500	2000	500

Tabla 1 Resultados geoquímicos obtenidos para la veta Ailín.

Numero de perforacion	Muestra	Long. mts	Au ppm	Ag ppm	Au/Ag	Cu ppm	Pb ppm	Zn ppm
DDH-A1	9371	1,2	1,39	13,3	~1/10	na	na	na
DDH-A2	9427	1	0,28	0,55	~1/2	na	na	na
DDH-A3	9461	1	0,21	4,72	~1/25	na	na	na
DDH-A3	9462	1	1,01	65,9	~1/65	na	na	na
DDH-A4	9548	1	0,52	197	~1/400	na	1070	9730
DDH-A4	9549	1	1,81	215	~1/120	na	2800	9530
DDH-A5	9519	1	0,55	14,5	~1/30	na	55,8	12600
DDH-A5	9520	1	0,38	24	~1/60	na	237	11400
DDH-A6	9404	0,8	88,8	86,5	~1/1	2130	2500	657
DDH-A7	9491	1	67,1	74,2	~1/1	4310	18900	4710
DDH-A7	9555	1	353	200	~1/0,5	10700	11400	6400
DDH-A7	9556	1	72,8	29,1	~1/0,5	2670	1500	4190

Tabla 2 Resultados geoquímicos obtenidos a partir de testigos de perforaciones para la veta Ailín.

6. CONSIDERACIONES FINALES

La distribución de los minerales hidrotermales refleja tres pulsos hidrotermales (P1, P2 y P3) y una etapa supergénica (P4) en la veta Ailín y con ello se puede interpretar cuál ha sido el comportamiento de los distintos fluidos que tuvieron lugar durante la evolución de la veta.

El P1 coincide con los S1 definido por Moreira y Fernández (2015) para el sistema de vetas del depósito La Josefina. Estos autores indican que el S1 se ha formado a expensas de fluidos hidrotermales con temperaturas entre 225 y 290°C (con un promedio de 258,6 °C) y salinidades de ~1% a 15% en peso eq. ClNa (con un promedio de 8 % ClNa equiv.). La pirita y la hematita especular de este pulso son algunos de los minerales más abundantes y están asociados a la presencia de electrum. Son varias las interpretaciones que se pueden hacer sobre su origen (Corbett y Leach, 1995) a partir de: 1) un fluido clorurado neutro en ebullición, donde la hay pérdida de gases a medida que la temperatura disminuye, produciendo un aumento de la fugacidad de O_2 y del pH y permitiendo que las soluciones entren en el campo de estabilidad de la hematita hipogénica y así pueda precipitar este mineral (Fig.26); 2) por la mezcla de este fluido clorurado neutro con aguas ácidas calentadas por vapor (*steam-heated acidic waters?)* cuya presencia está evidenciada en esta veta en el P3 y 3) por la mezcla con fluidos meteóricos oxigenados, que podría haber provocado un aumento en la fugacidad de O_2 y así la precipitación de la especularita.

Moreira (2005) interpretó que el complejo que lleva al oro en solución es el complejo bisulfurado Au $(HS)_2$, porque es el más eficiente como transporte del oro en soluciones hidrotermales bajo condiciones relativamente reductoras y de baja salinidad (Seward, 1984). También de esta manera se presenta un equilibrio con las condiciones de precipitación de pirita que es estable a pH superiores a 5,4.

Según Henley (1990 y 1993) la ebullición de los fluidos es considerada una de las causas más importantes para la precipitación del oro en ambientes epitermales, ya que produce una disminución en la solubilidad de este elemento debido al aumento del pH y de la fugacidad de O_2, por lo que el Au se torna inestable en el complejo y precipita. Concomitante a este proceso se produce el paso de pirita a hematita mencionado anteriormente. De este modo, la presencia de estos dos minerales (en

ocasiones conformando bandas de precipitación intercaladas) podría explicar las altas concentraciones de oro determinadas para el P1.

Posteriormente al P1, tuvo lugar un fluido rico en metales base, que conforma la formación del P2. El P2 coincide con el S3 definido por Moreira y Fernández (2015) que se formó a partir de fluidos hidrotermales con temperaturas de ~200°C. Corbett y Leach (1997) indican que uno de los principales mecanismos de precipitación de metales base como complejos clorurados tiene lugar cuando se produce una disminución en la temperatura, salinidad y/ó pH de dichos fluidos. Se interpreta que la disminución de la temperatura de estos fluidos clorurados neutros (de 260°C en el P1 a 200°C en este pulso), podría ser la causa de precipitación de los sulfuros de metales base del P2 (principalmente galena) acompañado de sericita. Aunque la presencia de "*platty*" calcita pseudomórficamente reemplazada por sílice en el P2, que se produce como consecuencia de la ebullición del fluido, que produce una pérdida de CO_2, y así una caída en su fugacidad dando como consecuencia la disminución en la solubilidad de los carbonatos (Ellis, 1963), podrían indicar también procesos de ebullición asociados a este pulso.

El P3 cuenta con la presencia de minerales del grupo de APS, que de acuerdo con Stoffregen y Alpers (1987) se forman por acción hidrotermal (el fósforo puede provenir de destrucción de apatita) durante la alteración argílica-avanzada vinculadas a depósitos epitermales HS (zonas con alunita primaria); en alteraciones producidas por aguas ácidas calentadas por vapor (*steam heated acidic waters*) y también como productos supergénicos. Moreira y Fernández (2015) indican la presencia de productos de aguas ácidas calentadas por vapor en el depósito La Josefina por lo que se interpreta que el P3 desarrollado en la veta Ailín se originó a partir de las mismas, principalmente por su asociación con caolinita de alta cristalinidad y por la presencia de las vetillas tardías de calcita que se interpreta tienen este mismo origen.

Finalmente, se identificó un último estadio supergénico (P4) con un desarrollo importante hasta al menos alrededor de los 22 metros. Este pulso producto de acción de aguas meteóricas que ha causado la oxidación de los sulfuros y la especularita, y produciendo la removilización del electrum del P1 que precipita como oro nativo y acantita, encontrándose éstos como rellenos de fisuras o diseminados junto a las limonitas.

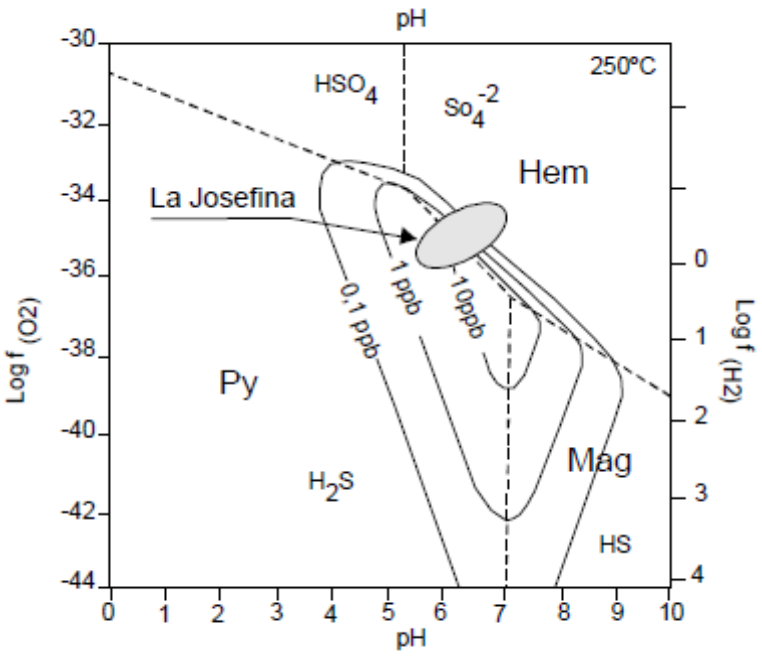

Fig.26 Diagrama de log fO_2 versus pH, a 250 °C y con una actividad de azufre (ΣS) de 0.0005 molal, donde se representa las especies acuosas de S predominantes y los complejos responsables del transporte del oro más comunes, como así también las curvas de solubilidad del oro como $Au(HS)_2$ expresadas en ppb. Tomado de Moreira (2005).

La presencia de hematita hipogénica como relleno de la veta Ailín sugiere que el sistema se habría formado a partir de fluidos hidrotermales con fugacidades de O_2 elevadas.

Altas leyes de oro relacionadas a la presencia de hematita hipogénica han sido descriptas por White *et al.* (1995) en varios depósitos epitermales de baja sulfuración del cinturón Circumpacífico. Asimismo, en el Macizo del Deseado, han sido descriptas vetas epitermales ricas en Ag con hematita hipogénica en el proyecto Virginia (Luna *et al*. 2016).

7. BIBLIOGRAFÍA

Ameghino, F., 1898. Sinopsis geológico - paleontológica. Segundo Censo de la República Argentina. Tomo 1: 111-225.

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

Archangelsky, S., Baldoni, A., Gamerro, J. y Seller, J., 1984. Palinología Estratigráfica del Cretácico de Argentina austral. III: Distribución de las especies y conclusiones. Revista Asociación Paleontológica Argentina, 21 (1): 15-33. Buenos Aires.

Arrondo, O., 1972. Estudio geológico y paleontológico de la zona de la Estancia La Juanita y alrededores, provincia de Santa Cruz, Argentina. Revista del Museo de La Plata (N.S.) Paleontología 7 (43): 1-194. La Plata.

Bertels, A., 1970. Sobre el “Piso Patagoniano” y la representación de la época del Oligoceno en Patagonia austral (República Argentina). Revista de la Asociación Geológica Argentina, 25 (4): 495-501.

Bertrand, H., Feraud, G., Haller, M., Luais, B., Martinez, M., Alric, V y Fornari, M., 1999. The Mesozoic silicic large igneous province of Patagonia: chronology and origin evidenced by Ar- Ar and Sr-Nd isotopes. 2° Simposio Sudamericano de Geología Isotópica, Actas: 167-169, Córdoba.

Channing, A., Zamuner, A.B. y Zúñiga, A. 2007. A new Middle-Late Jurassic flora and hot spring chert deposit from the Deseado Massif, Santa Cruz province, Argentina. Geological Magazine 144: 401-411.

Chebli, G y Ferrello, R., 1975. Un nuevo afloramiento metamórfico en la Patagonia Extraandina. RevistaAsociaciónGeológica Argentina. Tomo XXIX (4), p. 479-481.

Cooke, D. y Simmons, S., 2000.Characteristics and génesis of Epithermal Gold Deposits. SEG Reviews, vol. 13: 221-244.

Corbett, G. y Leach, T., 1995. Southwest Pacific Rim gold/copper systems: structure, alteration and mineralization. Exploration workshop presented for the Society of Exploration Geochemists at Townsville: 143 pp.

Corbett, G. y Leach, T., 1997. Southwest pacific gold-copper systems: structure, alteration and mineralization. In: Corbett & Leach (Ed.), Short Course Manueal (2005 pp.).

De Giusto, J.M., Di Persia, C., Pezzi, E., 1980. Nesocratón del Deseado. En: Geología Regional Argentina, II, p. 1389-1430. Academia Nacional de Ciencias, Córdoba.

Di Persia, C., 1958. Informe previo al levantamiento geológico en escala 1:100000 de la zona norte de la provincia de Santa Cruz, al Sur del río Deseado. 5ta Campaña. Yacimientos Petrolíferos Fiscales (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.

Echavarría, L.E. 1997. Estudio geológico-minero del área El Dorado-Monserrat, Departamento Magallanes, Provincia de Santa Cruz. Tesis Doctoral, Facultad de Ciencias Naturales y Museo, Universidad Nacional de La Plata, (inédita), 249 p., La Plata.

Echavarría, L.E., Schalamuk, I.B. y Etcheverry, R. O. 2005. Geologic and tectonic setting of Deseado Massif epithermal deposits, Argentina, based on El Dorado-Monserrat. Journal of South American Earth Sciences 19: 415-432.

Echeveste, H.J. 2005. Metalogénesis del distrito argento-aurífero Manantial Espejo, Macizo del Deseado. Provincia de Santa Cruz. Tesis Doctoral, Facultad de Ciencias Naturales y Museo, Universidad Nacional de La Plata, (inédita), 251 p., La Plata.

Ellis, A. J., 1963. Solubility of calcite in sodium chloride solutions at high temperatures. American Journal of Science, 261:259-267.

Feraud, G., Alric, V., Fornari, M., Bertrand, H. y Haller, M. 1999.Ar/ Ar dating of the Jurassic volcanic province of Patagonia: migrating magmatism related to Gondwana break-up and subduction. Earth and Planetary Science Letters, 172: 83-96, Amsterdam.

Fernández, R., Echeveste, H., Tassinari, C. y Schalamuk, I. 1999. Rb-Sr age of the La Josefina ephitermal mineralization and its relation with host volcanic rocks Macizo del Deseado, Santa Cruz Province. Argentina. 2º Simposio Sudamericano de Geología Isotópica, Actas: 462-465, Villa Carlos Paz.

Fernández, R., Blesa, A., Moreira, P., Echeveste, H., Mykietiuk, K., Andrada de Palomera, P., Tessone, M., 2008. Los depósitos de oro y plata vinculados al magmatismo jurásico de la Patagonia: revisión y perspectivas para la exploración. Rev. Asoc. Geol. Argent. 63, 665–681.

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

Giacosa, R. E., Márquez, M. M., Panza, J. L., 2002. Basamento Paleozoico inferior del Macizo del Deseado. In: Haller, M.J. (Ed). Geología y Recursos Naturales de Santa Cruz. Relatorio 15° Congreso Geológico Argentino, 33-44.

Giacosa, R., Zubia, M., Martínez, H., Fuentes, J., Sánchez, M., 2008. Evolución estructural meso-cenozoica del sector oriental de la Comarca del Deseado, (68º 00' y 69º 30'O, 47º00'S y 48º30'S Santa Cruz, Argentina). Actas del XVII Congreso Geológico Argentino, Jujuy, Tomo 2: 837-838

Giacosa, R., Zubia, M., Sánchez, M. y Allard, J. 2010. Meso-Cenozoic tectonics of the southern Patagonian foreland: structural evolution and implications for Au–Ag veins in the eastern Deseado region. Journal. Of South American Earth Sciences 30, 134–150.}

González Guillot, M., De Barrio, R., Ganem, F., 2004.Mina Martha, un Yacimiento Epitermal Argentífero 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, (inédita), 226 p., La Plata.

Guido D., de Barrio R. y Schalamuk I., 2002. La Marciana Jurassic Sinter-Implications for exploration for epithermal precious-metal deposits in the Deseado Massif, southern Patagonia, Argentina. Transactions Institution of Mining and Metallurgy (Section B: Applied Earth Science) 111: B106-B113, Londres.

Guido, D. y Schalamuk, I., 2003. Génesis and exploration potential of epithermal deposits from the Deseado Massif, Argentinean Patagonia. En: Eliopoulos et al. (editores). Mineral Exploration and Sustainable Development. Balkema-Rotterdam, Vol I, 493-496.

Guido, D. y Campbell, K. 2011. Jurassic hot spring deposits of the Deseado Massif (Patagonia, Argentina): Characteristics and controls on regional distribution. Journal of Volcanology and Geothermal Research 203: 35-47.

Guido, D.M. y Campbell, K.A. 2012. Diverse subaerial and sublacustrine hot spring set tings of the Cerro Negro epithermal system (Jurassic, Deseado Massif), Patagonia, Argentina. Journal of Volcanology and Geothermal Research 229-230: 1-12.

Guido, D.M. y Campbell K.A., 2014.A large and complete Jurassic geothermal field at Claudia, Deseado Massif, Santa Cruz, Argentina. Journal of Volcanology and Geothermal Research 275: 61-70.

Guido, D. M., Jovic S.M., Páez, G. N., Ruiz, R., Permuy Vidal, C., 2012. Avances en el conocimiento de la geología y mineralizaciones del Macizo del Deseado. Argentina Mining 2012: Oportunidades de Negocios en Exploración, Geología y Minería, Salta, Argentina, 45 p. Disponible en:

www.argentinamining.com/wpcontent/uploads/ampresentaciones/dia2/1640guido.pdf.

Gutiérrez, R., 2006. Geology of the Huevos Verdes silver-gold vein system, San José District, Deseado Massif, Patagonia, Argentina. Tesis de Maestría del Colorado Schoolof Mines, Golden, Colorado. 166 p Inédito.

Hedenquist, J.W., Arribas, A. R. y Gonzalezurien, E., 2000. Exploration for Epithermal Gold Deposits. Review in Economic Geology 13: 245-277.

Henley, R., 1990. Ore transport and deposition in epithermal environments: University of Western Australia, Geology Department Publication 23: 51-69.

Henley, R., 1993. Epithermal gold deposits in volcanic terranes. In: Gold Metallogeny and Exploration, Ch. 5, pp.133-164, Eds R. P. Foster.

Homovc, J., Constantini, L., Ferreira, R., Pellon de Miranda, A., 1996. Evolution of the Deseado Massif in Argentina, and its relationship with the San Julián Offshore Area in the South Atlantic Ocean. Informe YPF SA Argentina - Petrobras International Brazil.

Homovc, J. y Constantini, L., 2001. Hydrocarbon exploration potential with in intraplate shear-related depocentres: Deseado and San Julian basins, southern Argentina. American Association of Petroleum Geologists, 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.

Japas, M.S., Sruoga, P., Kleiman, L.E., Gayone, M.R. y Maloberti, A. 2013. Cinemática de la extensión jurásica vinculada a la Provincia Silícea Chon Aike, Santa Cruz, Argentina. Revista del a Asociación Geológica Argentina 70 (1): 16 – 30.

Jovic, S., Guido, D., Tiberi, P. y Schalamuk, I. 2004. Cerro León, una variación del modelo epitermal de baja sulfuración del Macizo del Deseado. VII Congreso de Mineralogía y Metalogenia (Minmet). Río Cuarto, Octubre de 2004. Actas: 225-230.

Jovic, S., Guido, D., Schalamuk, I., Melgarejo, J., Proenza, J. 2005. Mineralogía de veta Ivonne, deposito Cerro León: ¿Paragénesis de alta temperatura en la Provincia Auroargentifera del Deseado? XVI Congreso Geológico Argentino, La Plata, Septiembre 2005. Actas tomo II, pag. 257:262.

Jovic, S.M., 2009. 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 Facultad de Ciencias Naturales y Museo. Universidad Nacional de La Plata. Inédito.

Jovic, S., Guido, D., Sanchez, M., Páez, G., Ruiz, R., Permuy Vidal, C. y López, L. 2014. Controles estructurales multi-escala en los sistemas epitermales del Macizo del Deseado. XIX Congreso Geológico Argentino, Córdoba, Junio 2014.

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.

López, R.G., 2006. Estudio Geológico-Metalogenético del área 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.

Luna, G., Maydagán, L. y de Azevedo, N. 2016. Mineralogía y texturas de las vetas argentíferas Julia Norte y Magi, Proyecto Virginia, Macizo del Deseado, Santa Cruz, Argentina. Acta Geológica Lilloana 28 (1): 191-196.

Marchionni, D.S., De Barrio, R.E., Tessone, M.O., Del Blanco, M.A. y Echeveste, H.J. 1999. Hallazgo de estructuras estromatolíticas jurásicas en el Macizo del Deseado, provincial de Santa Cruz. Revista de la Asociación Geológica Argentina 54: 173-176.

Marín, G., 1982. Descripción geológica de la Hoja 55c “Gobernador Gregores”, provincia de Santa Cruz. Informe preliminar. Servicio Geológico Nacional, 17 p. (Inédito).

Moreira, P., Fernández, R., Mondelo, R., Etcheverry, R., 2002. Características Mineralógicas del Sector “Veta Norte”, Distrito La Josefina, Provincia de Santa Cruz. In: Brodtkorb, M., Koukharsky, M., Leal, P. (Eds.), Mineralogía y Metalogenia 2002-1, pp. 271–277.

MOREIRA, P.; Fernández, R.; Schalamuk, I. A. y Etcheverry, R., 2002a. Depósitos carbonáticos de hotspring relacionados a manifestaciones epitermales (Au-Ag), Distrito La Josefina. Macizo del Deseado. Provincia de Santa Cruz. Actas del VI Congreso Geológico Argentino. Calafate. Santa Cruz. Tomo II. pág. 324-329

Moreira, P., Fernández, R., Ríos, F.J., y Schalamuk, I.A., 2004. Caracterización de la esfalerita de las manifestaciones epitermales del área La Josefina, Macizo del Deseado, provincia de Santa Cruz. In: Brodtkorb, M., Koukharsky, M., Quenardelle, S., Montenegro, T., Leal, P. (Eds.), Mineralogía y Metalogenia 2004-1, pp. 89–94.

Moreira, P., 2005. Geología y Metalogénesis del Distrito La Josefina, Macizo del Deseado, provincia de Santa Cruz. Tesis Doctoral Universidad Nacional de La Plata (inédita), 360p. La Plata.

Moreira, P., González, P. Fernández, R., Echeveste, H., Schalamuk I. y Etcheverry, R. 2005. El basamento de bajo grado de las Estancias La Modesta y La Josefina, Macizo del Deseado, Provincia de Santa Cruz. Revista de la Asociación Geológica Argentina 60: 49-63.

Moreira, P., Fernández, R., Echeveste, H. y Schalamuk, I.B.A. 2005. Las manifestaciones epitermales en el área del cerro Contreras, Macizo del Deseado, provincia de Santa Cruz. 16º Congreso Geológico Argentino, Actas 2: 249-256, La Plata.

Moreira, P., Fernández, R. y Schalamuk, I., 2007. Ephithermal vein system of the Josefina prospect, Deseado Massif, Patagonia Argentina. Proceedings of the ninth biennieal metting of the society for geology applied to mineral deposits, Dublin, Ireland, 20th-23rd August.

Moreira, P., Fernández, R., Cabana, C., Schalamuk, I. B., 2008. Análisis estructural de las mineralizaciones Jurásicas del proyecto epitermal La Josefina (Au-Ag),

Macizo del Deseado, Santa Cruz. Revista de la Asociación Geológica Argentina 63 (2): 244 – 253.

Moreira, P., Echeveste, H., Fernández, R., Harmann, L., Santos, J.O., Schalamuk, I., 2009. Depositional age of Jurassic epithermal gold–silver ore in the Deseado Massif, Argentine Patagonia: based on Manantial Espejo and La Josefina Prospects. N. Jb. Geol. Paleont. 253, 25–40.

Moreira, P., Fernández, R., Etcheverry, R. y Schalamuk, I. 2010. Complejos de domos jurásicos (~150 Ma) La Josefina y María Esther, sector central del Macizo del Deseado, Patagonia Argentina. Revista de la Asociación Geológica Argentina 66: 335-348.

Moreira, P., Fernández, R., Hervé, F., Fanning, M. y Schalamuk, I. 2013. Detrital zircons U–Pb SHRIMP ages and provenance of La Modesta Formation, Patagonia Argentina. Journal of South America Earth Science 47: 32-46.

Moreira P. y Fernández R. 2015. La Josefina Au- Ag deposit (Patagonia, Argentina): A Jurassic epithermal deposit formed in a hot spring environment. Ore Geology Reviews 67: 297- 313.

Moreira,P., Permuy Vidal, C. y Fernández, R. 2017. Brecha de erupción hidrotermal en el depósito epitermal de Au-Ag La Josefina, Macizo del Deseado. Revista de la Asociación Geológica Argentina 74 (3): 383 – 393.

Mykietiuk, K. 2006. Volcanismo y alteración hidrotermal en el prospecto de metales preciosos del área de la estancia La Esperanza, Macizo del Deseado, Santa Cruz. Tesis Doctoral Universidad Nacional de La Plata (inédita), 243 p., La Plata.

Páez, G.N. 2012. Génesis del yacimiento de metales preciosos Mina Martha, sector sudoccidental del Macizo del Deseado, provincia de Santa Cruz. Tesis Doctoral Universidad Nacional de La Plata (inédita), 241 p., La Plata.

Pankhurst, R., Rapela C. y Márquez, M., 1993a. Geocronología y petrogénesis de los granitoides jurasicos del noreste del Macizo del Deseado. XII Congreso Geológico Argentino, Actas 4: 134-141. Mendoza.

Pankhurst, R., Sruoga, P. y Rapela, C., 1993b. Estudio Geocronologico Rb-Sr de los complejos Chon Aike y El Quemado a los 47°30' L.S. XII Congreso Geológico Argentino y II Congreso de Exploración de Hidrocarburos. Actas IV: 171-178.

Pankhurst, R.J. y Rapela, C.R., 1995. Production of Jurassic rhyolite by anatexis of the lower crust of Patagonia. Earth and Planetary Science Letters, 134: 23-36.

Pankhurst, R.J., Leat, P.T., Sruoga, P., Rapela, C.W., Marquez, M., Storey, B. C. y Riley, T. R., 1998.The Chon Aike province of Patagonia and related rocks in West Antarctica; a silicic large igneous province. Journal of Volcanology and Geothermal Research, 81: 113-136.

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 Isotope Geology. Pucón, Chile. Session 6, Actas en CD-ROM.

Panza, J. L., 1982. Descripción geológica de las Hojas 53d “Gobernador Moyano” y 54e “Cerro Vanguardia”, provincia de Santa Cruz. Servicio Geológico Nacional, Secretaria de Minería. Buenos Aires. (Inédito).

Panza, J. y de Barrio, R., 1987. Informe preliminar del levantamiento geológico de las Hojas 55f “Cordón Alto” y 55g “Puerto San Julián”, provincia de Santa Cruz. Servicio Geológico Nacional, 122 p. (inédito).

Panza, J. y de Barrio, R., 1989.Descripción geológica de las Hojas 56f “Cordón Alto” y 56g “Puerto San Julián”, provincia de Santa Cruz. Servicio Geológico Nacional, 155 p. (inédito).

Panza, J. 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.A., Moreira, P. y Chernicoff, C.J. 2005. Área La Josefina, Macizo del Deseado, de Santa Cruz: nuevas evidencias geofísicas y geoquímicas. 16° Congreso Geológico Argentino, Actas 2: 807-814, La Plata.

Permuy Vidal, C., Zalazar, M., Guido, D.M. y Brown, G. 2013. The Mariana-San Marcos vein system: shallow features of epithermal Au-Ag deposits, Cerro Negro District, Deseado Massif, Argentina. Mineral deposit research for a high-tech world. 12° SGA Biennial Meeting, Actas: 1303-1306, Sweden.

Permuy Vidal, C. 2014. Caracterización detallada de la mineralización en la veta Eureka, y su comparación con otras mineralizaciones del Distrito Cerro Negro, Macizo del Deseado, Santa Cruz, Argentina. Tesis Doctoral facultad de Ciencias Naturales y Museo. Universidad Nacional de La Plata.

Permuy Vidal, C., Guido, D.M., Jovic, S. M., Bodnar, R.J., Moncada, D., Melgarejo, J.C. y Hames, W. 2016. The Marianas-San Marcos vein system: characteristics of a shallow low sulfidation epithermal Au-Ag deposit in the Cerro Negro district, Deseado Massif, Patagonia, Argentina. Mineralium Deposita. DOI 10.1007/s00126-015-0633-9.

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.

Ramos, V.A., 1989. Foothills structure in Northern Magallanes Basin, Argentina, American Association Petroleum Geologists, Bulletin 73(7): 887-903, Tulsa.

Ramos, V., 1996. Evolución tectónica de la Plataforma Continental. En: Ramos y Turic (editores). Geología y Recursos Naturales de la Plataforma Continental Argentina. Asociación Geológica Argentina e Instituto del Petróleo: 385-404.

Ramos, V., 2002. Evolución Tectónica. En: M. Haller (ed): Geología y Recursos Naturales de Santa Cruz. Relatorio del XV Congreso Geológico Argentino. El Calafate, I-23: 235-387.

Reimer, W., Miller, H., Mehl, H., 1996. Mesozoic and Cenozoic palaeo-stress field of the South Patagonian Massif deduced from structural and remote sensing data.

In: Storey, B.C., King, E.C., y Livermore, R.A. (Eds.),Weddell Sea Tectonics and Gondwana Break-up. Special Publication of the Geological Society of London 108, pp. 73–85.

Riley, T.R., Leat, P.T., Pankhurst, R.J. y Harris, C. 2001. Origins of large volume rhyolitic volcanism in the Antarctic Peninsula y Patagonia by crustal melting. JournalofPetrology 42: 1043-1065.

Ruiz, R. y Guido, D.M., 2006. Metal Geochemistry from Epithermal Deposits of the Deseado Massif, Patagonia, Argentina. First International SEG Student Chapter Conference-SEG 2006, Biennial Conference "Wealth Creation in the Minerals Industry", Abstracts: pp 354-355, Colorado, USA.

Ruiz, R., 2012. Geología y mineralizaciones del sector sudoccidental del Macizo del Deseado, provincia de Santa Cruz, Argentina. Universidad Nacional de La Plata. Tesis Doctoral Inédita. 314 p.

Schalamuk, I., Ríos, F., Fuzikawa, K. & Pimenta, M. 1995. Fluid inclusións studies in epitermal auriferous-quartz deposits of Macizo del Deseado, Santa Cruz, Argentina. Abstract XIII ECROFI. Boletín de la Sociedad Española de Mineralogía 18: 220-221.

Schalamuk, I., Zubia M., Genini A. y Fernández, R. 1997. Jurassic epithermal Au-Ag deposits of Patagonia, Argentina. Ore Geology Reviews 12 (3): 173-186.

Schalamuk, I., Del Blanco, M., de Barrio, R., Etcheverry, R. y Marchionni, D. 1998. Características mineralógicas de la paragénesis epitermal del Prospecto La Josefina, Macizo del Deseado, Provincia de Santa Cruz. 4° Reunión de Mineralogía y Metalogenia, Actas: 259-266, Bahía Blanca.

Schalamuk, I., de Barrio, R., Zubia, M., Genini, A. y Echeveste, H. 1999. Provincia Auroargentífera del Deseado, Santa Cruz. En Zappettini E. (ed.) Recursos Minerales de la República Argentina. Instituto de Geología y Recursos Minerales SEGEMAR, Anales 35: 1177-1188, Buenos Aires.

Schalamuk, I.B., de Barrio, R., Zubia, M., Genini A., Valvano, J., 2002. Mineralizaciones auro-argentíferas del Macizo del Deseado y su encuadre

metalogénico. En: Haller MJ (ed.) Geología y recursos naturales de Santa Cruz. Relatorio 15° Congreso Geológico Argentino: 679–713.

Schalamuk, I.B., Rios, F.J., de Barrio, R.E., Moreira, P., Fuzikawa, K., Echeveste, H., Cunningham, C., Vieira Alves, J., 2005. Mineralized fluids related to Au-Ag ores in selected districts of epitermal province Macizo del Deseado, Southern Patagonia, Argentina. XVI CongresoGeológicoArgentino, Actas 2: 355- 360. La Plata, Argentina.

Seward, T., 1984. The transport and deposition of gold in hydrothermal systems. En: Foster (editor), Gold '82: The geology, geochemistry and genesis of gold deposits. Geological Society of Zimbawe, Special Publication Nº1, Rotterdam, Balkema: 165-181.

Sillitoe, R.H. y Hedenquist, J.W. 2003.Linkages between volcano tectonic settings, ore-fluid compositions and epithermal precious metal deposits. Society of Economic Geology, Special Publication 10: 315-343.

Simmons, S.F., White, N.C. y John, D.A. 2005. Geological characteristics of epithermal precious and base metal deposits. En: Hedenquist, J.W., et al. (eds.) Economic Geology One Hundredth Anniversary Volume 1905- 2005: 485-522, Littleton (Colorado).

Stoffregen, R.E y Alpers, C.N., (1987) Woodhouseite and svanbergite in hydrothermal ore deposits: products of apatite destruction during advanced argillic alteration. Can Mineral 25: 201±211

Viera, R., 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.

Wallier, S., 2009.The geology and evolution of the Manantial Espejo epithermal silver (+gold) deposit, Deseado Massif, Argentina. Tesis Doctoral de la University of British Columbia, Vancouver. 303p. Inédito. Disponible en: http://circle.ubc.ca/handle/2429/17439.

White, N.C., Leake, M.J., McCaughey, S.N., Parris, B.W., 1995. Epithermal gold deposits of the southwest Pacific. J. Geochem. Explor. 54, 87–136.

Zambrano, J. y Urien, C., 1970. Geological outline of the basins in Southern Argentina and their continuation of The Atlantic shore. Journal of Geophysical Research, 75(8): 1363-1396.