



Análisis geoquímico y caracterización mineralógica de la alteración y mineralización en secciones de los depósitos Loma de la Plata y Valle Esperanza, distrito Navidad, Chubut, Argentina

Maximiliano MERCADO^{1,3}, Florencia PERALTA⁵, M. Josefina PONS^{1,2,3}, Marta FRANCHINI^{1,3}, Agnes IMPICCINI⁴ y Ana Laura RAINOLDI^{3,5}

¹Universidad Nacional de Río Negro, Río Negro.

²Instituto de Investigación de Paleobiología y Geología – CONICET, General Roca.

³Centro Patagónico de Estudios Metalogenéticos – CONICET

⁴Dpto. de Geología y Petróleo, Facultad de Ingeniería, Universidad Nacional del Comahue, Neuquén.

⁵Dpto. de Geología, Universidad Nacional del Sur, Bahía Blanca.

Emails: m.martimiliano@gmail.com, mfperalta89@gmail.com, jpons@unrn.edu.ar, mfranchini@speedy.com.ar, aimpicc@gmail.com, ana.rainold@gmail.com

Editora: Carmen Martínez Dopico

Recibido: 11 de noviembre de 2020

Aceptado: 18 de enero de 2021

RESUMEN

Los depósitos Loma de la Plata y Valle Esperanza del distrito minero Navidad (con recursos de 5000 y 2000 t de Ag, respectivamente) contienen las principales anomalías de Ag y Cu en autobrechas de las andesitas de la Formación Cañadón Asfalto (Jurásico). El estudio de brechas, vetas y vetillas en tres secciones de estos depósitos indica dos estadios de relleno pre- y postmineralización estériles (calcita, laumontita, baritina, calcedonia) y un estadio mineralizante con tres pulsos principales: a) calcopirita-galena-esfalerita, b) tennantita-tetraedrita, bornita y c) polibasita, jalpaita, estromeyerita, mckinstryita y plata nativa. La alteración hidrotermal de las rocas volcánicas (clorita, titanita, adularia, calcita, laumontita, celadonita, calcedonia, illita-esmectita y esmectita) es débil a moderada y se restringe a las zonas de contacto con las brechas, vetas y vetillas. La mineralogía y paragénesis identificadas en ambos depósitos sugieren fluidos con pH neutro y un descenso progresivo de la fugacidad del S con la evolución del sistema hidrotermal. La precipitación de los metales pudo haber ocurrido por mezcla de fluidos y/o ebullición. Las características permiten clasificarlos como depósitos polimetálicos ricos en Ag. A diferencia de otros depósitos del distrito minero Navidad, la plata está contenida principalmente en los sulfuros de Cu y Ag y además aparece como plata nativa.

Palabras clave: Jurásico, epitermal, polimetálico, alteración, autobrecha.

ABSTRACT

Geochemical and mineralogical characterization of the Loma de la Plata and Valle Esperanza deposits, Navidad district, Argentina. Loma de la Plata and Valle Esperanza deposits (with 5000 and 2000 t Ag, respectively) host the main Ag and Cu anomalies in the andesitic autobreccias of the Cañadón Asfalto Formation. The study of the hydrothermal breccias, veins and veinlets from three sections indicates two pre and post mineralization stages (calcite, laumontite, barite, chalcedony) and one mineralizing stage with three main pulses: a) chalcopryrite-galena-sphalerite, b) tennantite-tetrahedrite, bornite and c) polybasite, jalpaita, stromeyerite, mckinstryite

and native silver. Weak to moderate hydrothermal alteration of the volcanic host rocks (chlorite, titanite, adularia, calcite, laumontite, celadonite, chalcedony, illite-smectite and smectite) occurs at the contact zones with the mineralization. In both deposits, mineral assemblages suggest that hydrothermal fluids were neutral and a progressive decrease of the sulfur fugacity during the evolution of the hydrothermal system. Metal precipitation could have been triggered by fluid mixing and/or boiling. Based on the mineralogical textural and geochemical features, both are classified as Ag-rich polymetallic deposits. Unlike other deposits of the Navidad district, silver is mainly contained in Ag-Cu sulfides and in native silver.

Keywords: Jurassic, epithermal, polymetallic, alteration, autobreccia.

INTRODUCCIÓN

El proyecto Navidad (42°2'S – 68°8'O) se ubica entre las localidades de Gastre y Gan Gan, provincia de Chubut (Fig. 1). Es un distrito minero de Ag-Pb (Zn-Cu) de clase mundial (15.4 Mt con leyes de 137 gr/t de Ag, 0.1 % de Cu y 0.79 % de Pb; Pan American Silver Corp. 2020) y cuenta con ocho depósitos del tipo epitermal de sulfuración intermedia, cuya mineralización está alojada en las rocas volcánicas y sedimentarias jurásicas de la Formación Cañadón Asfalto (Williams 2010). Los mismos se disponen a lo largo de tres fajas de rumbo NO-SE denominadas Navidad, Esperanza y Argenta (Fig. 2, Pratt 2010, Williams 2010). Loma de la Plata y Valle Esperanza son dos de los ocho depósitos que presentan un marcado control litológico de la mineralización, relaciones Ag/Pb altas y escaso brechamiento hidrotermal, por lo que fueron considerados depósitos distales a la fuente del sistema hidrotermal (Williams 2010). La mineralización de ambos depósitos está alojada en brechas y vetillas dentro de las coladas y sedimentitas de la Formación Cañadón Asfalto (Williams 2010).

El distrito minero Navidad cuenta con varios estudios generales publicados sobre la geología, estructura, mineralización y alteración. Montgomery (2003) realiza un relevamiento de muestras superficiales de los depósitos Loma Navidad, Loma Galena y Loma Baritina previo a las primeras perforaciones. Sillitoe (2007) y Márquez et al. (2016) clasifican a los depósitos del distrito minero Navidad como epitermales de sulfuración intermedia y consideran a las fallas normales que definen las fajas como sitios de ascenso de fluidos hidrotermales. Williams (2010) brinda una primera descripción geológica, estructural y mineralógica con muestras de subsuelo de los depósitos y propone una clasificación a partir de las asociaciones minerales. Bouhier et al. (2017) realizan un estudio petrogenético de las unidades volcánicas de la Formación Cañadón Asfalto que hospedan la mineralización. Bouhier (2017) y Bouhier et al. (2018) analizan la mineralización, la alteración hidrotermal y las características de los fluidos hidrotermales y brindan el primer modelo genético para el depósito Loma Galena. Todos los autores previamente citados

conducen en que la mineralización fue contemporánea con el volcanismo jurásico de la Formación Cañadón Asfalto.

En el presente trabajo se analizan en detalle la mineralogía y distribución del cemento de las brechas y relleno de vetillas, la alteración hidrotermal que afecta a las rocas volcánicas en contacto con las estructuras mineralizadas y la distribución geoquímica de los principales metales en tres secciones de los depósitos Loma de la Plata y Valle Esperanza. En base a los resultados obtenidos, se presenta la paragénesis mineral a partir de la cual se estiman las condiciones que predominaron durante la mineralización y la alteración de las rocas volcánicas.

MARCO GEOLÓGICO REGIONAL

El distrito minero Navidad se localiza en el antiguo depocentro Navidad ubicado al noroeste de la cuenca Cañadón Asfalto (Fig. 1). Esta cuenca de orientación NNO-SSE se originó durante el Jurásico Inferior (Cortiñas 1996, Figari 2005, Silva Nieto et al. 2007, Figari et al. 2015) en un ambiente continental extensional (fluvial, lacustre, con volcanismo profuso; Homoc et al. 1991, Figari 2005). Los granitoides permo-triásicos de la Formación Mamil Choique (Ravazzoli y Sesana 1977, Cerredo y López de Luchi 1998, López de Luchi y Cerredo 2008) y los granitoides triásicos del Batolito de la Patagonia Central (Rapela et al. 1991, Rapela y Pankhurst 1992, Zaffarana et al. 2014, Lagorio et al. 2015) constituyen los altos topográficos del depocentro Navidad en el que se depositaron rocas jurásicas (Fig. 1). La etapa inicial de la extensión jurásica en este depocentro está representada por depósitos fluvio-deltaicos tobáceos y calcáreos de la Formación Las Leoneras (Cúneo et al. 2013) que gradan a rocas volcánicas y volcanoclásticas andesíticas-riolíticas de la Formación Lonco Trapial (Lizuaín y Silva Nieto 1996, Zaffarana y Somoza 2012, Zaffarana et al. 2020). Las sedimentitas y volcanitas jurásicas de la Formación Cañadón Asfalto apoyan en contacto transicional sobre las unidades anteriores.

Los depósitos epitermales del distrito minero Navidad es-

tán alojados en las rocas jurásicas de la Formación Cañadón Asfalto (Williams 2010). La depositación de esta formación tuvo lugar en condiciones climáticas cálidas y relativamente húmedas (Volkheimer et al. 2008, Cúneo et al. 2013). Un nivel de evaporitas intercalado en la sucesión sedimentaria (Fig. 2) indica que alternaron períodos secos y condiciones hipersalinas. La secuencia jurásica culmina con depósitos fluvio-lacustres tobáceos de la Formación Cañadón Calcáreo apoyados en discordancia angular sobre la Formación Cañadón Asfalto (Fig. 1; Proserpio 1978, Rauhut 2006).

Durante el Cretácico se depositaron las secuencias fluviales y piroclásticas del Grupo Chubut en discordancia angular sobre las unidades anteriores (Codignotto et al. 1978, Pasaia et al. 2015), seguidas de los depósitos continentales y marinos de las Formaciones Paso del Sapo (Papu et al. 1988) y Lefipán (Medina et al. 1990) de edad cretácica tardía. Como consecuencia de la migración del volcanismo al este (Rapela y Mahlburg Kay 1988, Aragón et al. 2011) se depositaron vol-

canitas eocenas de la Formación Huitrera (Eoceno-Oligoceno; Ravazzoli y Sesana 1977, Rabassa 1978, Mazzoni 1985). El relleno juvenil de la cuenca está compuesto por sedimentitas continentales de las Formaciones La Pava (Nullo 1979) y Collón Curá (Yrigoyen 1969) del Mioceno Medio-Pleistoceno. La secuencia culmina con volcanitas del Pleistoceno de las Formaciones Morniyeu (Proserpio 1978) y Cráter (Ravazzoli y Sesana 1977), cubiertas por depósitos cuaternarios de la Formación Choiquepan (Volkheimer 1964).

GEOLOGÍA LOCAL

La geología del distrito minero Navidad fue estudiada en detalle por Pratt (2010), Williams (2010), Savignano et al. (2016), Márquez et al. (2016) y Bouhier et al. (2017). En el distrito los granitos paleozoicos y triásicos de la Formación Mamil Choique y del Batolito de la Patagonia Central sólo

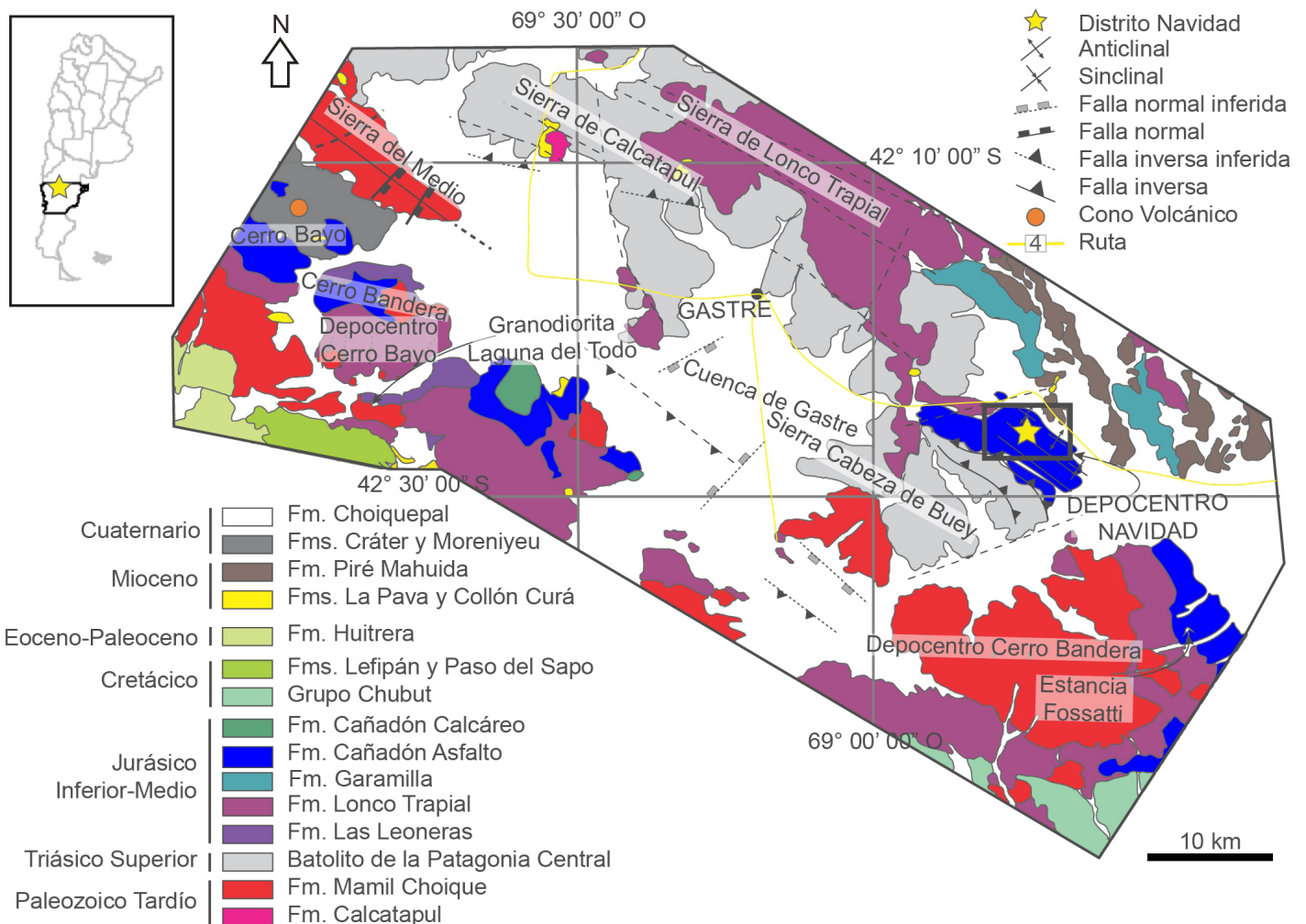
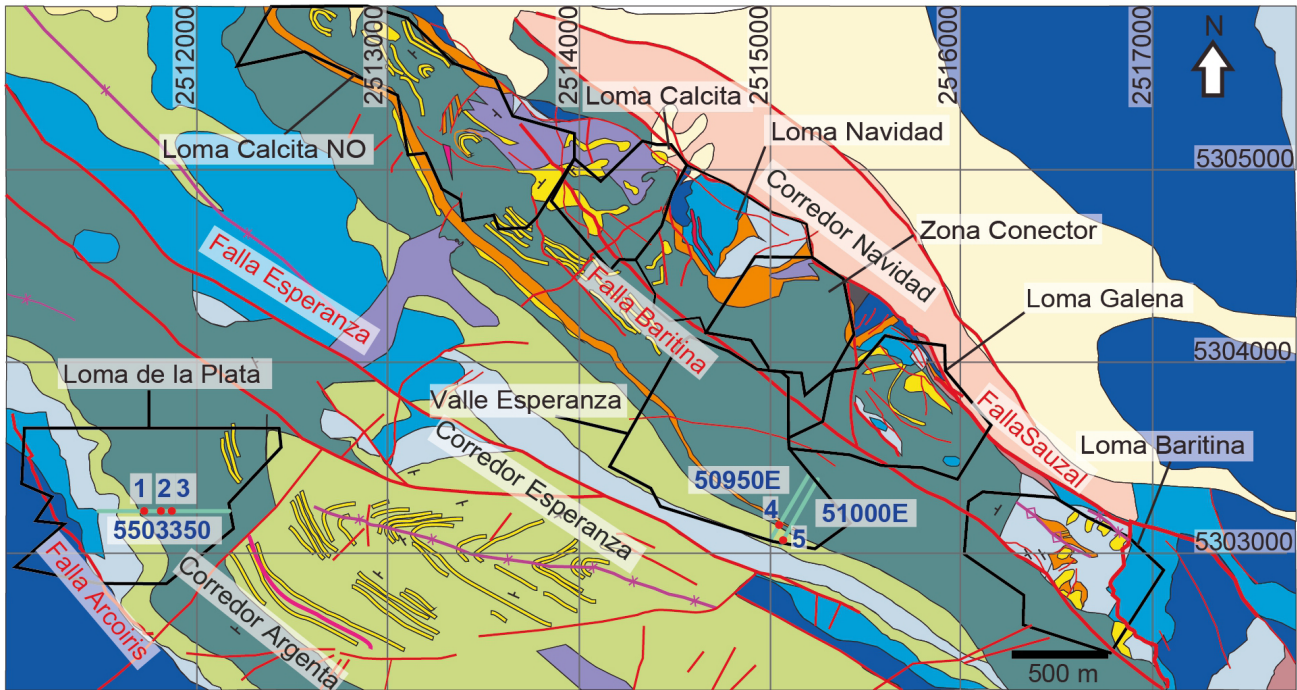


Figura 1. Mapa geológico regional del depocentro septentrional de la cuenca Cañadón Asfalto. (modificado de Ardolino et al. 2011, Bilmes et al. 2013, Zaffarana et al. 2014, Bouhier et al. 2017 y Lizuáin 2018).



Referencias

- Falla
- ↖ Rumbo y dirección de buzamiento
- ◇ Anticlinal
- ✕ Sinclinal
- Área de depósito
- Sección analizada
- Sondeo analizado

Cuaternario

- Depósitos coluviales y aluviales

Formación Cañadón Asfalto

- Caliza pisolítica y estromatolítica
- Fangolita
- Evaporita
- Toba lapilítica y pómez
- Arenisca
- Conglomerado

- Andesita (UVC)
- Dacita (UVB)
- Andesita basáltica (UVA)

Formación Lonco Trapial

- Conglomerado, arcosa
- Litoarenita, volcanoclástico

Figura 2. Mapa geológico y estructural del distrito minero Navidad con la ubicación de los 8 depósitos definidos por la empresa, las secciones y los sondeos estudiados (Modificado de Pratt, 2010 y Bouhier et al. 2017). UVA: unidad volcánica A; UVB: unidad volcánica B; UVC: unidad volcánica C.

fueron identificados en profundidad a través de sondeos. Los afloramientos más antiguos de la cuenca Cañadón Asfalto corresponden a las Formaciones Las Leoneras y Lonco Trapial, depositadas durante los estadios iniciales del *rift*.

Por encima se apoya una secuencia volcano-sedimentaria que corresponde al miembro inferior de la Formación Cañadón Asfalto. En el sector occidental del depocentro, la secuencia está compuesta por facies de conglomerados y areniscas arcóscas de ambientes de abanico aluvial y deltas lacustres que hacia el NE gradan a facies de fangolitas con altos contenidos de materia orgánica, limolitas, areniscas y conglomerados de ambiente lacustre intercalados con depósitos de caída, coladas de composición intermedia a máfica discontinuas lateralmente y calizas (Fig. 2). Bouhier et al. (2017) identifican en esta sección tres unidades volcánicas (Unidad Volcánica A, Unidad Volcánica B y Unidad Volcánica C) que afloran a lo

largo de las fajas Navidad, Argentina y Esperanza (Fig. 2).

La espesa secuencia silicoclástica que yace encima de las andesitas de la Unidad Volcánica C (Fig. 3) representa un intervalo en que la cuenca se comportó como un sistema lacustre marginal (Cabaleri et al. 2010) que incluye facies con espesores irregulares y variabilidad lateral correspondientes a un período de sag (Pratt 2010). Su registro comienza con conglomerados, litoarenitas gruesas y niveles tobáceos cubiertos por espesos niveles de fangolitas calcáreas ricas en materia orgánica y calizas intercaladas con niveles subordinados de carbón, tobas y evaporitas. La secuencia finaliza con calizas pisolíticas y estromatolíticas a lo largo de la faja Navidad.

Estructura

Un sistema de fallas subparalelas con orientación NO-SE

que coinciden con las fajas mineralizadas (fallas Sauzal, Baritina, Esperanza y Arco Iris, Fig. 2) ponen en contacto tectónico a la Formación Cañadón Asfalto con la Formación Lonco Trapial y en profundidad con el basamento (Williams 2010, Marquez et al. 2016, Bouhier et al. 2017).

La Formación Cañadón Asfalto está afectada por dos juegos de fallas con rumbo predominante NO-SE y NE-SO (Fig. 2) que evidencian una tectónica extensional sin-sedimentaria y sin-diagenética (Savignano et al. 2016). La estratificación de las sedimentitas de la Formación Cañadón Asfalto se dispone de manera subhorizontal con buzamientos de bajo ángulo,

excepto en Valle Esperanza donde hay plegamientos de geometrías subcilíndrica (Fig. 2; Savignano et al. 2016). Estos pliegues (anticlinal y sinclinal Esperanza) son el resultado del acortamiento de la sucesión sedimentaria durante la inversión tectónica del antepaís en el Cretácico Tardío-Paleógeno de orientación NE-SO (Gianni et al. 2015a, Gianni et al. 2015b, Echaurren et al. 2016, Savignano et al. 2016).

Los mantos o coladas dacíticas con características de arco extruidas en la zona de Gastre evidencian el magmatismo acaecido en este sector del antepaís durante el Cretácico tardío-Paleógeno (Zaffarana et al. 2018). Su origen está

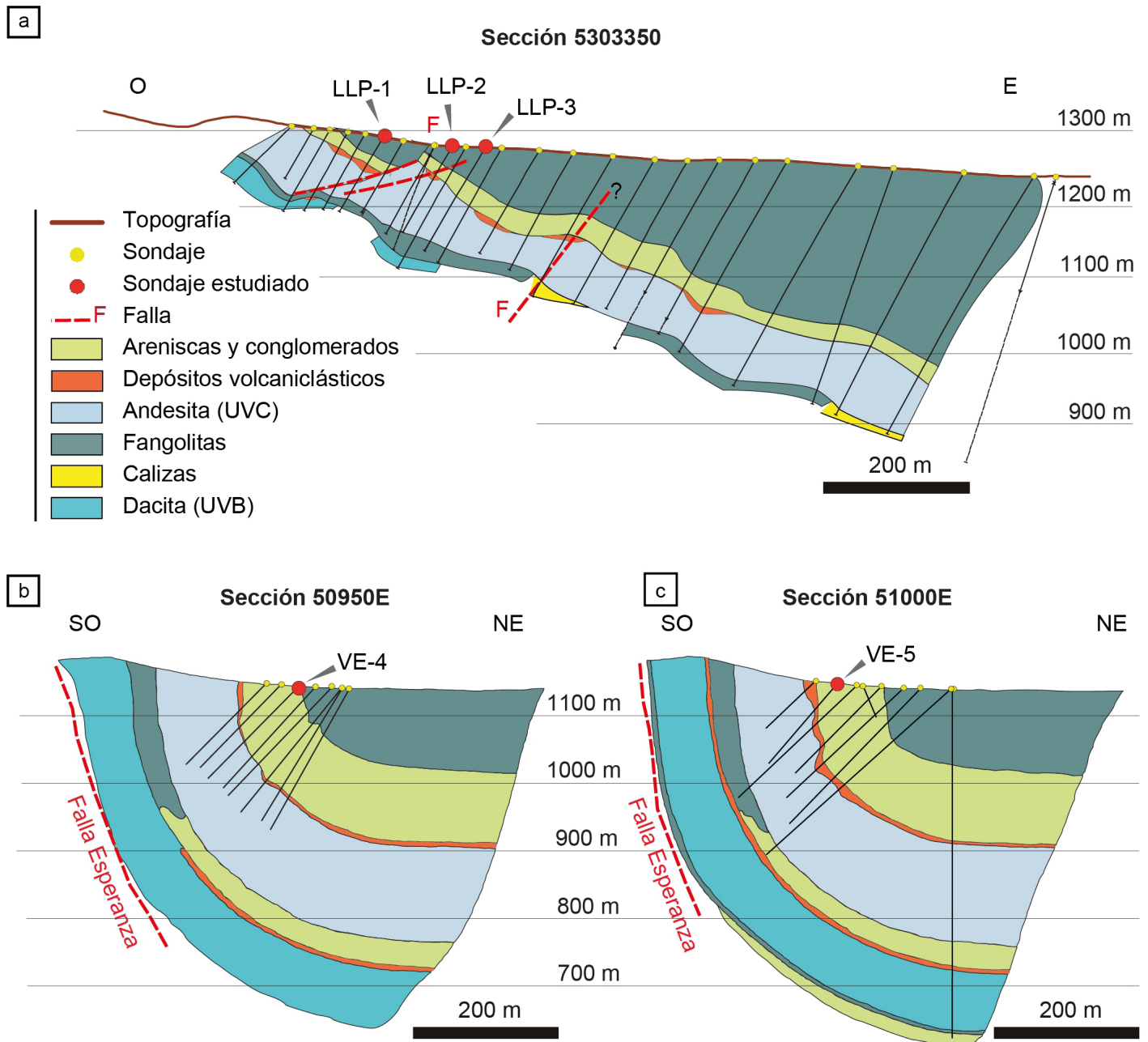


Figura 3. Secciones geológico-estructurales a) 5303350 de Loma de la Plata, b) 50950E y c) 51000E de Valle Esperanza. Se muestran los sondeos estudiados. Información obtenida de Minera Argentina y este trabajo.

vinculado a un período de subducción de bajo ángulo que habría formado una faja plegada y corrida al oeste de la zona de estudio (Savignano et al. 2016, Fernández Paz et al. 2018 y referencias ahí citadas). Un nuevo evento compresivo ocurrido durante el Mioceno Medio (16.1 - 14.8 Ma) produjo la reactivación de fallas preexistentes y formación de nuevas fallas inversas que afectan al relleno intermontano del antepaís (Bilmes et al. 2014).

METODOLOGÍA

Se analizaron las descripciones de los testigos de perforación y los datos geoquímicos proporcionados por la empresa Minera Argenta-Pan American Silver S.A de cinco sondeos realizados con diamantina (5.08 cm de diámetro). Se tomaron 25 muestras a lo largo de tres sondeos pertenecientes a la sección 5303350E del depósito Loma de la Plata y 17 muestras de dos sondeos de las secciones 50950 y 51000 de Valle Esperanza. Los análisis geoquímicos sobre testigos fueron realizados por el laboratorio Alex Stewart acreditado según la norma ISO 9001:2000 para el análisis de muestras para exploración minera. Se confeccionaron secciones litológicas-estructurales y geoquímicas de los contenidos de Ag, Pb, Cu y Zn. Se realizó el análisis de estadística descriptiva para los datos geoquímicos. Para el cálculo de los coeficientes de correlación de Pearson de los elementos Ag, Pb, Zn, Cu, As, Sb, los datos geoquímicos fueron transformados a valores de logaritmo natural para reducir la influencia de valores extremos. Los coeficientes obtenidos se dividieron en los siguientes rangos de correlación: 0 - 0.1 (nula a muy baja), 0.1 - 0.4 (baja), 0.4 - 0.6 (moderada), 0.6 - 0.9 (alta) y 0.9 - 1 (muy alta a perfecta).

Las muestras fueron analizadas con lupa binocular Nikon SMZ800 con cámara integrada. Se realizó el análisis petro-calcográfico de 40 secciones delgadas con un microscopio óptico Nikon Eclipse 2000 y Nikon Eclipse LV100POL equipados con cámara y epi-iluminador, pertenecientes al Instituto de Investigación en Paleobiología y Geología (IIPG) de la Universidad Nacional de Río Negro y al Centro Patagónico de Estudios Metalogenéticos, Departamento de Geología y Petróleo de la Universidad Nacional del Comahue. Se determinó la abundancia de los minerales secundarios mediante estimación visual y comparación con cartillas. Los estudios se complementaron con el análisis de microscopía de barrido de electrones (MEB) con un equipo Zeiss Evo MA15 de presión variable con un detector de electrones secundarios (SE), de electrones retrodispersados (BSD). La química mineral se

determinó con espectrómetro de dispersión de energía de rayos X (EDS) Oxford Instruments Nanoanalysis modelo AZtec Energy, perteneciente también al IIPG.

Para la identificación de minerales formadores de roca, se realizó el análisis de difracción de rayos X de la fracción < 10 μm de roca total de 17 muestras pertenecientes al depósito Loma de la Plata y seis de Valle Esperanza, obtenidas mediante desagregado y molienda hasta completar 2 g de pasante con tamiz 200. Para el análisis de los minerales hidrotermales, se analizó la fracción arcilla (< 2 μm) de 33 muestras de Loma de la Plata y seis de Valle Esperanza, obtenidas mediante desagregado y molienda, diluida y tratada con hexametáfosfato de sodio, agitación mecánica y ultrasonido. La extracción de la fracción arcilla se realizó de acuerdo con tiempos estandarizados de centrifugado y depositados como una delgada película sobre un portaobjeto de vidrio. La difracción de rayos X se realizó entre 2 - 40° 2 θ con radiación $\text{CuK}\alpha_{1+2}$, a 40 kV y 40 mA sobre muestras secadas al aire, saturada en etilenglicol y calcinadas. Para el análisis de roca total se utilizó un equipo Rigaku SmartLab 3kW del Instituto de Paleobiología y Geología de la Universidad Nacional de Río Negro y un difractómetro Rigaku DMAX-2D del laboratorio CIMAR de la Universidad Nacional del Comahue. Para el análisis de la fracción arcilla se utilizó un difractómetro Philips Bruker D8 Advance del Laboratorio HydrASA de la Universidad de Poitiers (Francia).

Los carbonatos de dos muestras se analizaron con catodoluminiscencia CL8200 Mk5-2 EDX acoplado a un microscopio Nikon Eclipse, del Laboratorio de Luminiscencia del Departamento de Geología de la Universidad Nacional del Sur.

RESULTADOS

Geología de las secciones analizadas

El depósito Valle Esperanza se encuentra en el flanco NE del sinclinal homónimo de orientación N50°O con vergencia al NE, entre las fallas Baritina y Esperanza, mientras que el depósito Loma de la Plata se localiza en la pared colgante de la falla Arco Iris de rumbo NNO-SSE, ubicada al SO del sinclinal (Fig. 2).

En las tres secciones analizadas (Fig. 3), los niveles más antiguos son las coladas de la Unidad Volcánica B (UVB) que están separadas de Unidad Volcánica C (UVC) por un banco de fangolitas y calizas. La UVC está cubierta por areniscas y conglomerados, escasos niveles volcanoclasticos y fangolitas. Las secciones estudiadas de Valle Esperanza interceptan de forma perpendicular a la estructura sinclinal, por lo que mues-

tran importantes variaciones en la inclinación de la secuencia litológica, desde subverticales al suroeste a subhorizontales en el sector noreste. En la sección E-O de Loma de la Plata la secuencia litológica inclina 25° al NE.

En ambos depósitos las coladas de la UVC hospedan la mineralización más importante (Fig. 4). Esta unidad volcánica presenta facies coherente con bandeado por flujo, facies vesiculada rica en amígdalas y facies de autobrecha. La fa-

cies coherente es de color castaño verdoso oscuro (Fig. 5a) y está formada por coladas masivas y con foliación por flujo dado por la orientación de fenocristales. Facies vesiculadas y con amígdalas son abundantes en los sectores próximos a los techos de las coladas (Fig. 5b). La facies de autobrecha tiene una coloración variable que va de castaño oscuro a rojo. Presenta una composición monomítica dada por clastos subangulares de andesita con bordes irregulares y diámetros

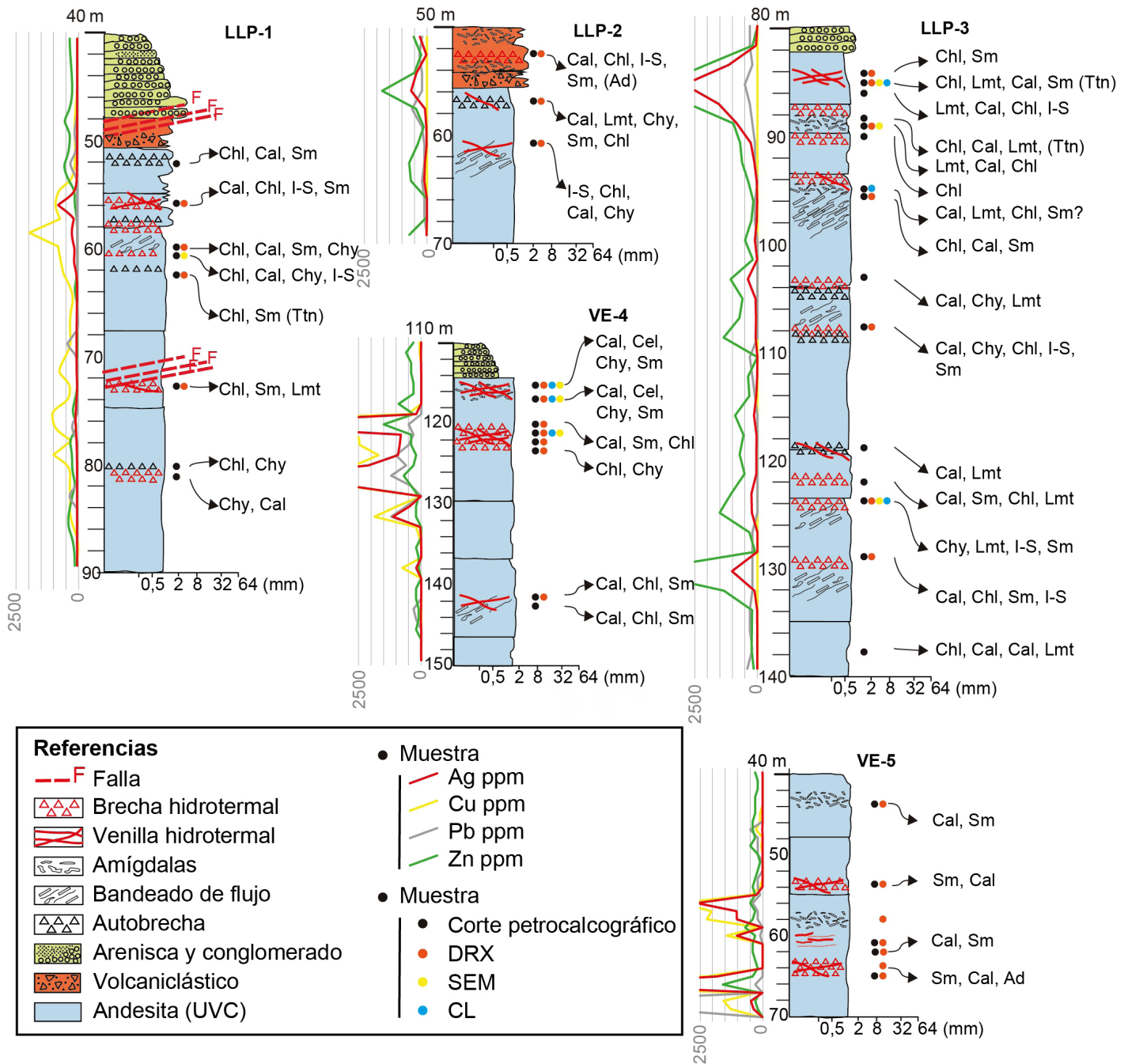


Figura 4. Perfiles litológicos de los sondeos analizados con la ubicación de las muestras analizadas mediante microscopio petrocalcográfico, microscopio de barrido de electrones (MEB), difracción de rayos X (DRX) y catodoluminiscencia (CL). Se indican los minerales secundarios identificados en orden de abundancia decreciente. Ad: adularia, Cal: calcita, Chl: clorita, Chy: calcedonia, Lmt: laumontita, I-S: interestratificado illita-esmectita, Sm: esmectita, Ttn: titanita.

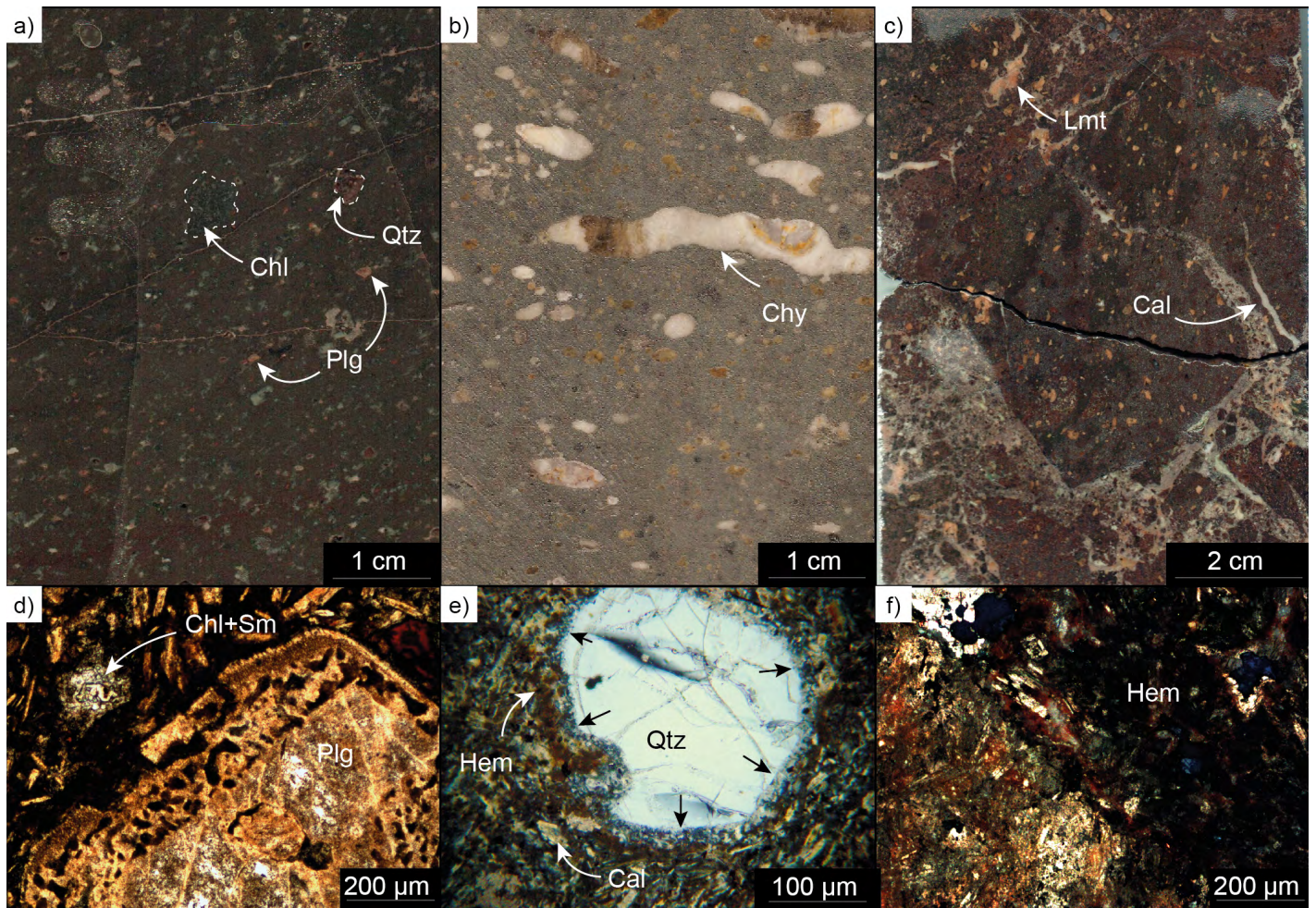


Figura 5. Fotografías: a-c) fotomicrografías sin analizar; d-f) fotomicrografías con analizador de las facies y texturas de las andesitas correspondientes a la UVC. a) Facies coherente, relativamente fresca y con escasas amígdalas; b) Facies coherente con amígdalas elongadas rellenas con minerales secundarios; c) Facies de autobrecha con fuerte oxidación termal; d) Fenocristal de plagioclasa con textura en tamiz en los bordes; e) Xenocristal de cuarzo con bordes de reacción en contacto con la pasta; f) Óxidos e hidróxidos de hierro diseminados en la pasta. Las figuras a, c-f corresponden a Loma de la Plata y b a Valle Esperanza. Cal: calcita, Chl: clorita, Chy: calcedonia, Hem: hematita, Lmt: laumontita, Plg: plagioclasa, Qtz: cuarzo, Sm: esmectita.

entre 0.5 y > 5 cm (Fig. 5c), algunos fracturados con textura tipo corteza de pan y levemente rotados. Esta facies se localiza en la base y el techo de esta unidad y localmente en los contactos entre coladas dentro de la misma.

Tanto las facies coherente como la de autobrecha presentan texturas porfírica y glomeroporfírica subordinada, formadas por fenocristales y glomérulos de fenocristales en una mesostasis microcristalina. Los fenocristales son de plagioclasas (6 - 10 % vol.), anfíbol, biotita con exsoluciones de minerales opacos, escaso piroxeno y magnetita como accesorio (1 % vol.). Es característica la presencia de xenocristales de cuarzo (hasta 2 % vol.). Los fenocristales de plagioclasa (2 - 7 mm) están zonados y presentan bordes con textura en tamiz, que indica sobreenfriamiento, (Fig. 5d, Castro Dorado 2015). Algunos cristales están fracturados y forman glomérulos englobados por una zona de crecimiento común con textura en tamiz. Los fenocristales y microfeno-cristales (~ 0.15 mm) de

silicatos ferromagnesianos son escasos (1 a 2 % en vol.). Los cristales de magnetita son euhedrales y miden hasta 1 mm de diámetro. Los xenocristales de cuarzo (~ 2 % en vol., 0.3 a 2 mm) exhiben bordes de reacción criptocristalinos y son comunes los engolfamientos (Fig. 5e). La mesostasis tiene una textura traquítica (González 2015) compuesta por microlitos de plagioclasa (65 - 90 % vol.), óxidos de Fe-Ti y trazas de minerales máficos. De acuerdo a estas características y siguiendo la clasificación modal de rocas volcánicas (Le Maitre et al. 2002), la roca corresponde a una andesita.

La facies de autobrecha de andesita contiene abundante hematita terrosa en la pasta, lo que le confiere una coloración rojiza a la roca. También está en los bordes de cristales de plagioclasa y xenocristales de cuarzo y como reemplazo pseudomórfico de los cristales de magnetita magmática diseminados en la roca (Fig. 5f).

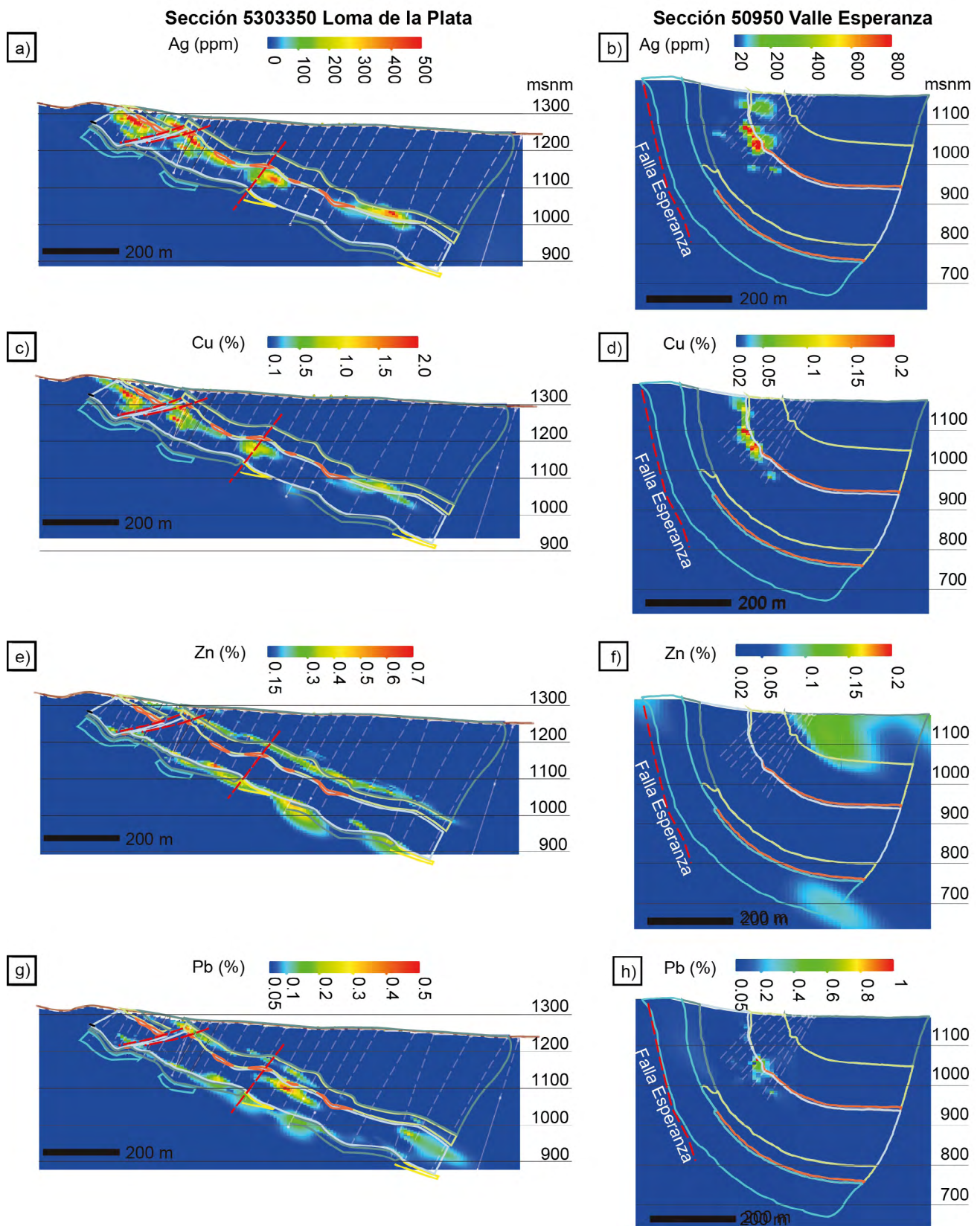


Figura 6. Secciones geoquímicas de los principales metales en Loma de la Plata y Valle Esperanza: a-b) Ag; c-d) Cu; e-f) Zn; g-h) Pb. Se indica la litología con líneas de trazo que siguen las referencias de la figura 3. Cal: calcita, Lmt: laumontita, Chy: calcedonia, sulf: sulfuros.

Geoquímica

Los datos geoquímicos aportados por la empresa permitieron realizar secciones geoquímicas de los principales metales (Ag, Cu, Pb y Zn) de ambos depósitos y su integración con el modelo geológico permitió analizar la distribución de los mismos (Fig. 6). Dada la similitud de las secciones geoquímicas de Valle Esperanza, se presenta a modo de ejemplo la sección 51000. Las concentraciones de metales responden a una morfología estrato-ligada, subparalela a los contactos entre las andesitas de la UVC y las sedimentitas, y disminuyen o se hacen más esporádicas hacia el este en Loma de la Plata y hacia el noreste en Valle Esperanza (Figs. 2; 9a-h). Las concentraciones de Ag (100 - 2912 ppm) y Cu (0.1 - 0.49 %) se distribuyen mayoritariamente en las andesitas y localmente al este de la sección en el contacto de estas con las areniscas suprayacentes (Fig. 6a-d). En Loma de la Plata, las concentraciones de Zn (0.2 - 1.36 %) se distribuyen periféricamente a las anteriores y están concentradas en los contactos entre las facies de arenisca, conglomerado y fangolitas y entre éstas y las andesitas (Fig. 6e), mientras que en Valle Esperanza los contenidos de Zn son más bajas y se localizan en las fangolitas (Fig. 6f). Las concentraciones de Pb (0.5 - 0.89 %) en Loma de la Plata tienen una distribución similar al Zn, aunque también se encuentran hacia el techo de las andesitas (Fig. 6g). En Valle Esperanza las concentraciones de Pb son ligeramente mayores y se localizan en un pequeño sector del techo de las andesitas en el medio de la sección (Fig. 6h).

Los resultados del cálculo del coeficiente de Pearson a partir de los datos geoquímicos de la sección 5303350 de

Cuadro 1. Coeficiente de correlación Pearson de la sección 5303350N de Loma de la Plata.

Muestra	LDLP78						
Nº Análisis	30	31	32	33	34	35	36
% en peso							
K	7.87	9.38	10.17	10.03	6.2	8.65	6.98
Na	1.13	0.25	0.2	0.4	1.7	0.98	1.18
Ca	<l.d.	0.91	<l.d.	<l.d.	0.91	<l.d.	<l.d.
P	<l.d.	<l.d.	<l.d.	<l.d.	0.45	<l.d.	<l.d.
Ba	1.55	0.47	<l.d.	0.76	<l.d.	1.33	1.68
Fe	0.14	0.15	<l.d.	<l.d.	<l.d.	<l.d.	<l.d.
Ti	<l.d.	0.81	0.25	<l.d.	<l.d.	<l.d.	<l.d.
Sn	<l.d.	<l.d.	<l.d.	<l.d.	<l.d.	<l.d.	0.42
Al	7.95	7.12	7.42	7.83	7.44	8.22	7.9
O	32.19	33.9	32.72	35.17	31.98	34.93	30.74
Si	23.48	21.75	22.89	23.59	21.28	23.86	23.16
Total	74.31	74.74	73.66	77.78	69.94	77.97	72.07

<l.d.: debajo del límite de detección.

Cuadro 2. Coeficiente de correlación Pearson de la sección 50950E de Valle Esperanza.

	Ag	Pb	Zn	Cu	As
Pb	0,09				
Zn	-0.09	0.26			
Cu	0.62	0.03	-0.17		
As	0.07	.045	0.34	-0.08	
Sb	0.17	-0.04	0.03	0.14	0.15

Cuadro 3. Coeficiente de correlación Pearson de la sección 51000E de Valle Esperanza.

	Ag	Pb	Zn	Cu	As
Pb	0.67				
Zn	0.18	0.16			
Cu	0.89	0.66	0,18		
As	0,64	0.32	0.33	0.57	
Sb	0.61	0.32	0.33	0.55	0.87

Cuadro 4. Análisis químico semicuantitativo de esfalerita, galena, calcopirita y bornita.

	Ag	Pb	Zn	Cu	As
Pb	0.53				
Zn	-0.02	0,12			
Cu	0.75	0.52	-0.11		
As	0	0.1	0.46	-0.04	
Sb	0.35	0.12	0.02	0.28	-0.03

Loma de la Plata (Cuadro 1) indican una correlación positiva alta de Ag con Cu y baja a nula con los demás elementos. El Pb tiene una correlación baja con el Zn y el Cu y moderada positiva con As. El Zn tiene una correlación positiva moderada As. El Sb tiene una correlación muy baja a nula con Zn y baja con los demás elementos.

En la sección 50950E de Valle Esperanza los coeficientes de correlación de Pearson (Cuadro 2) indican que la Ag tiene una correlación positiva alta con Cu, Pb, As y Sb, y baja con Zn. El Cu presenta una correlación positiva alta con Pb. El Pb presenta correlación positiva baja con los demás elementos. El Zn tiene una correlación baja con todos los elementos. El As muestra una correlación positiva alta con Sb y moderada con los demás elementos. Los coeficientes de correlación de Ag, Pb, Zn y Cu para la sección 51000E son similares (Cuadro 3), aunque los coeficientes con As y Sb difieren marcadamente, al igual que la correlación entre estos últimos. Estas diferencias indican correlaciones bajas y muy bajas a nulas, excepto entre el Zn y el As, que tienen una correlación positiva moderada.

Mineralización

En las secciones analizadas de ambos depósitos, la mine-

Cuadro 5. Análisis químico semicuantitativo de tennantita, tetraedrita y polibasita.

Mineral	Sph				Gn				Ccp				Bn
	LDL78 (n = 4)		VE47a (n = 5)		LDLP78 (n = 3)		VE47a (n = 6)		LDLP78 (n = 7)		VE45 (n = 25)		LDL78 (n = 1)
% en peso	min	max	min	max	min	max	min	max	min	max	min	max	min
S	30.59	31.94	30.58	33.56	13.00	14.18	11.22	12.39	30.21	33.36	32.83	37.17	23.56
Zn	67.26	68.84	59.73	65.33	<l.d.	<l.d.	<l.d.	<l.d.	<l.d.	2.36	<l.d.	0.62	<l.d.
Pb	<l.d.	<l.d.	<l.d.	<l.d.	91.17	95.32	78.01	86.98	<l.d.	<l.d.	<l.d.	<l.d.	<l.d.
Fe	<l.d.	0.52	<l.d.	0.59	<l.d.	<l.d.	<l.d.	1.50	24.12	29.71	27.51	30.66	10.67
Cu	<l.d.	0.65	0.47	1.83	<l.d.	1.26	<l.d.	2.42	31.78	33.88	32.20	35.88	57.09
Cd	<l.d.	0.78	<l.d.	1.37	<l.d.	<l.d.	<l.d.	<l.d.	<l.d.	<l.d.	<l.d.	<l.d.	<l.d.
Ag	<l.d.	<l.d.	<l.d.	0.91	<l.d.	<l.d.	<l.d.	<l.d.	0.74	11.13	0.66	1.76	3.72
Total	99.35	101.93	93.45	101.18	104.17	110.12	93.15	100.33	93.91	100.08	95.16	104.94	95.04
Átomos por formula unidad													
S	0.95	0.97	1.00	1.02	0.94	0.98	0.88	0.96	1.86	3.95	2.00	2.07	3.95
Zn	1.02	1.04	0.96	0.97	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.07	0.00	0.02	0.00
Pb	0.00	0.00	0.00	0.00	0.98	1.04	0.95	1.04	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Fe	0.00	0.01	0.01	0.01	0.00	0.00	0.00	0.07	0.85	1.03	0.93	1.00	1.03
Cu	0.00	0.01	0.01	0.03	0.00	0.04	0.00	0.10	0.98	4.83	0.97	1.02	4.83
Cd	0.00	0.01	0.01	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Ag	0.00	0.00	0.01	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.20	0.01	0.03	0.19

<l.d.: debajo del límite de detección.

realización está hospedada como cemento de las autobrechas, como vetas de entre 1 y 2.5 cm de espesor y en brechas en las facies coherentes de las coladas de la unidad volcánica C (Figura 7a-c). En todos los sectores mineralizados los rellenos y cementos son similares y consisten en baritina, varias generaciones de calcita y calcedonia que acompañan a los óxidos, sulfuros de Fe, de metales base (Pb-Zn, Cu) y de Ag, sulfosales de Cu-Ag y plata nativa. Además, escasas microvetillas de calcopirita de hasta 500 µm cortan la roca.

Loma de la Plata: Se identificaron magnetita hidrotermal y pirita tempranas seguidas de los minerales de mena que en orden de abundancia decreciente son: calcopirita, mckinstryita ($Ag_{5-x}Cu_{3+x}S_4$), estromeyerita (AgCuS), tetraedrita, bornita, esfalerita, jalpaita (Ag_3CuS_2), galena, plata nativa y trazas de covellina (Fig. 8). Los minerales de ganga consisten en 4 generaciones de calcita, dos generaciones de calcedonia, baritina y laumontita [$Ca(Si_4Al_2)O_{12} \cdot 4H_2O$].

Entre los minerales de mena más tempranos se encuentran esfalerita, galena y calcopirita en contacto neto. La esfalerita está en cristales euhedrales a anhedrales traslúcidos de tamaños variables (200 - 300 µm; Fig. 8a y b). Los análisis químicos semicuantitativos indican que la esfalerita es pobre en Fe (<0.01 mol FeS) y contiene trazas de Cu (0.65 %) y Cd (0.78 %; Cuadro 4). Galena se encuentra en granos de 200 a 600 µm (Fig. 8c). En los análisis químicos se detectaron anomalías de hasta 1.26 % de Cu (Cuadro 4). Calcopirita está

en contacto con esfalerita y galena e incluye a cristales de pirita, localmente rodea a la galena (Fig. 8a-c). La calcopirita tiene contenidos de hasta 11.13 % de Ag y 2.36 % de Zn (Cuadro 4). Calcopirita está reemplazada por sulfosales de la serie tennantita-tetraedrita y por bornita (Fig. 8c y d). De acuerdo con las proporciones de As y Sb, todos los resultados corresponden a tetraedrita (Cuadro 5) la cual contiene hasta 1.10 % de Ag. En las imágenes de electrones retrodispersados, los cristales de tetraedrita presentan sutiles contrastes químicos dispuestos de forma concéntrica (Fig. 8d). El mapa composicional obtenido por EDS muestra una zonación dada por alternancias de bandas con distintas cantidades de As y Sb (Fig. 8e y f). Los bordes de calcopirita están reemplazados parcialmente por bornita (Fig. 8g) cuyo análisis químico indica un contenido de 3.72% Ag (Cuadro 4). La calcopirita también está reemplazada de forma centrífuga por jalpaita y agregados granulares de estromeyerita y mckinstryita (Fig. 8c, g, h). Los dos últimos minerales tienen propiedades ópticas similares, lo cual dificulta su identificación. Sin embargo, en cristales de mayor tamaño es evidente el color ligeramente más claro de la mckinstryita. En imágenes de electrones retrodispersados, el contraste químico dado por variaciones en el contenido de Ag-Cu-S entre ambos minerales, permitió identificar la relación de reemplazo de la mckinstryita por estromeyerita (Fig. 8i y j). Los análisis químicos de mckinstryita indican contenidos anómalos de Zn y Fe de hasta 1.88 % y

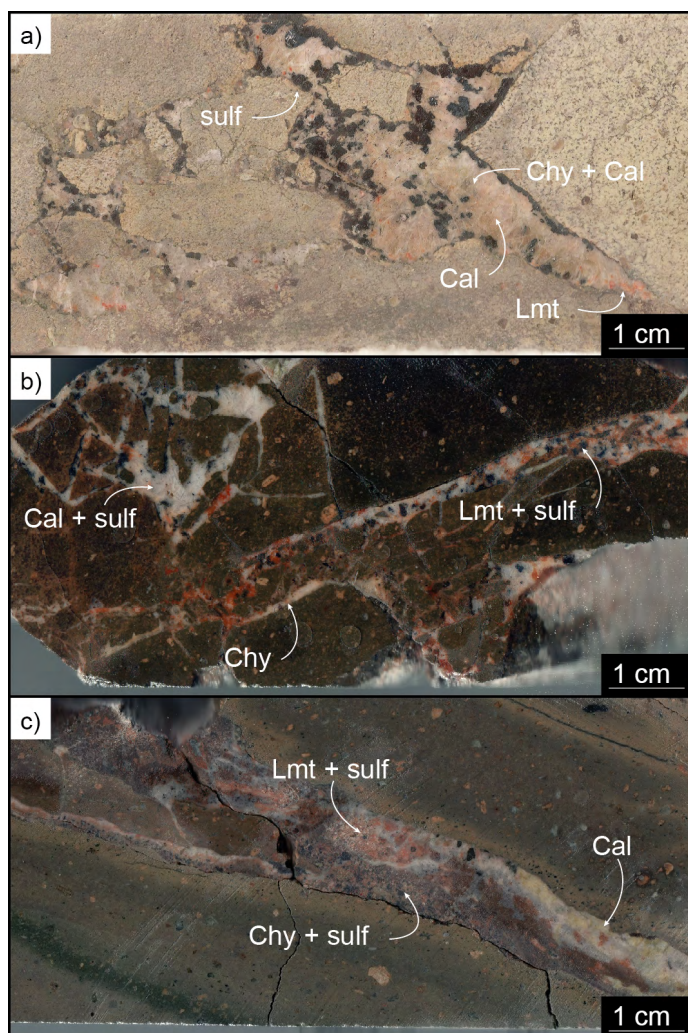


Figura 7. Fotografías de los estilos de mineralización identificados en las andesitas en las secciones estudiadas: a) Brecha rellena con calcita, laumontita, calcedonia y abundantes sulfuros; b) Brecha en rompecabezas rellena con calcita, calcedonia, laumontita y sulfuros; c) Venilla brechada con laumontita y sulfuros, calcita verdosa y calcedonia con sulfuros.

0.53 %, respectivamente (Cuadro 6). Estromeyerita tiene un contenido de 0.66 % de Fe (Cuadro 6). La plata nativa se encuentra en granos de hasta 70 μm de diámetro, frecuentemente en contacto con jalpaita o intersticiales a calcopirita y bornita previas (Fig. 8h y k) aunque también suelen estar aislados. Covellina reemplaza a estromeyerita, mckinstryita y jalpaita a través de las fracturas y bordes de los granos (Fig. 8i, k).

El mineral de ganga más temprano identificado es una calcita 1 con textura bandeada dada por la alternancia de agregados granulares de tamaño de grano de hasta 50 μm (Fig. 9a); en catodoluminiscencia presentan una alternancia de zonas no luminiscentes con bandas delgadas de baja luminiscencia roja. La calcita 1 está cortada por fracturas rellenas con baritina incolora (Fig. 9a) en cristales prismáticos de hasta 2.5 cm de largo que también cementan y rellenan las

brechas y vetillas (Fig. 9b). La laumontita es intersticial a los cristales de baritina, forma cristales prismáticos (<350 μm) y también rellena microvetillas en forma de agregados anhedral (Fig. 9b y c). La laumontita incluye a los minerales de mena y presenta un aspecto turbio al microscopio dado que hospeda numerosas inclusiones fluidas y micro inclusiones de sulfuros (Fig. 9c). En las brechas hidrotermales, la laumontita es reemplazada por una calcita 2 con tintes verdes y con hábito granular grueso (300 μm ; Fig. 9c). Esta calcita también rellena el espacio entre los minerales tempranos y al microscopio presenta un aspecto turbio por su alto contenido de inclusiones fluidas (Fig. 9d). Tiene luminiscencia intensa de color naranja (Fig. 9e) y los análisis químicos indican contenidos entre 1.29 y 1.62 % de Mn y hasta 0.54 % de Fe (Cuadro 7). Los bordes de los cristales euhedrales de calcita 2 están tapizados por una calcita 3 (Fig. 9d y g) con fuerte pleocroísmo de color castaño claro a incoloro y luminiscencia baja de color rojo (Fig. 9e) que contiene hasta 0.24 % de Mn (Cuadro 7). Calcedonia 1 se dispone en bandas fibrosas de color castaño (Fig. 9f) y en agregados muy finos (Fig. 9g) que rellenan las cavidades de las brechas hidrotermales e incluye cristales de baritina, laumontita, fragmentos de la andesita y de vetillas de calcita 1, 2 y 3 (Fig. 9g). Estas bandas son cubiertas y reemplazadas por una calcedonia 2 de color castaño claro a incolora con textura colofome (Fig. 9f) y musgosa (Fig. 9h) que también cementa las brechas hidrotermales monomícticas (fragmentos de andesita) y polimícticas (fragmentos de andesita y vetillas de baritina, calcita 1, 2 y 3 y calcedonia 1). Los cristales de los minerales previos en contacto con calcedonia 2 presentan texturas de corrosión y reemplazo en sus bordes (Fig. 9h). El cuarzo está en agregados granulares que rellenan las cavidades entre las bandas de calcedonia. En contacto con calcedonia 2 el cuarzo tiene textura flameante y hacia el centro de las cavidades grada a una textura en mosaicos de grano fino a grueso (Fig. 9i). Vetillas milimétricas rectas rellenas de una calcita 4 granular fina (Fig. 9d y e) cortan a calcedonia 1 y 2 y a calcita 2 y 3. Al microscopio tiene un aspecto límpido (Fig. 9d y f), en catodoluminiscencia presenta una alternancia de bandas luminiscentes naranjas y rojas y contiene 1.21 a 1.32 % Mn (Cuadro 7).

Valle Esperanza: El relleno de brechas y vetillas es similar a Loma de la Plata, aunque presenta pequeñas diferencias en los minerales de mena (Figs. 10 y 11). En orden de abundancia decreciente, los minerales de mena identificados son: calcopirita, tennantita > tetraedrita, mckinstryita, estromeyerita, jalpaita, plata nativa, polibasita, galena, esfalerita y covellina.

Una generación de calcopirita temprana de tamaño de

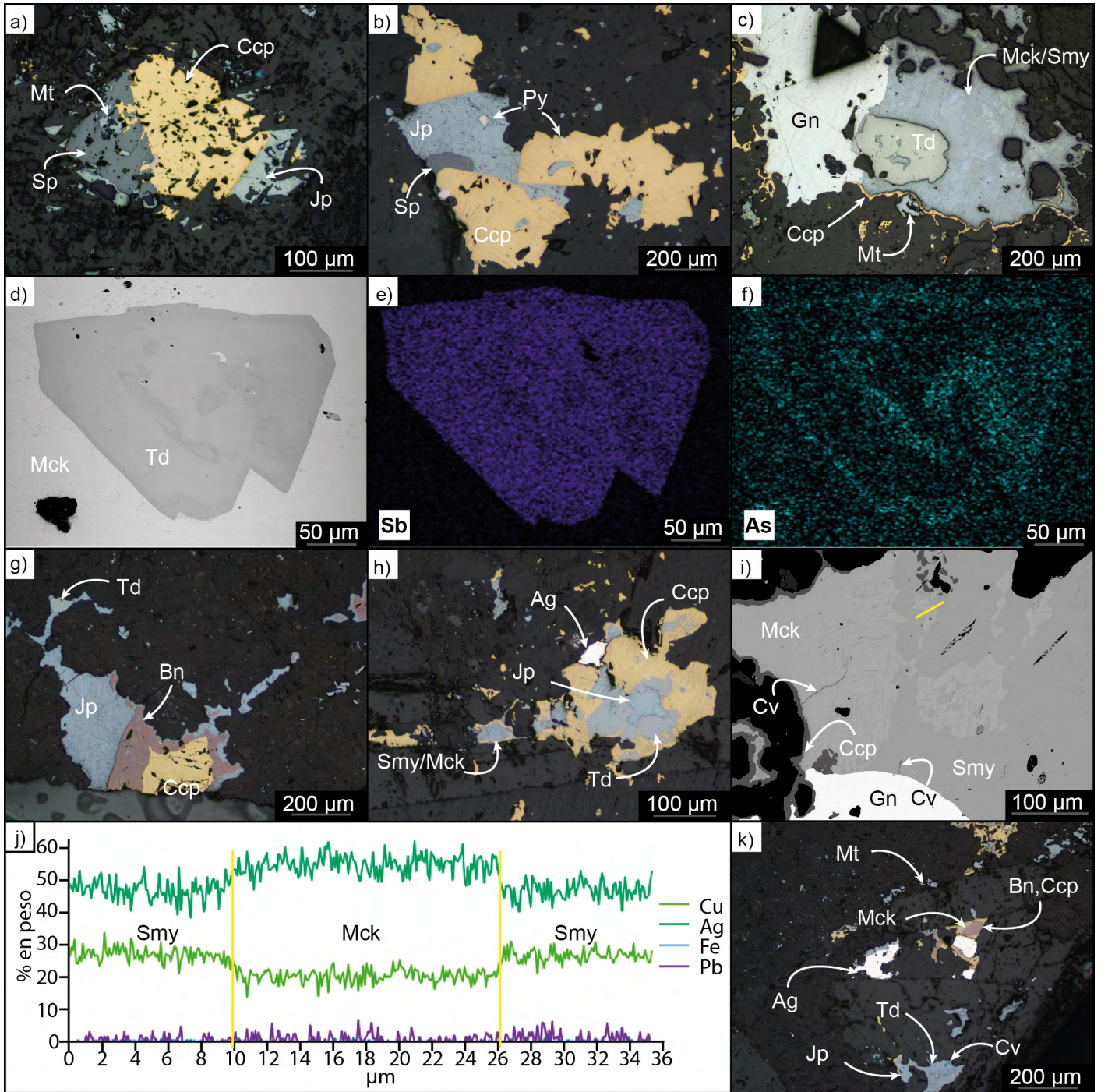


Figura 8. Minerales de mena presentes en Loma de la Plata: a) Magnetita hidrotermal incluida en esfalerita y en contacto con calcopirita; jalpaita reemplaza a calcopirita; b) Pirita cúbica incluida en calcopirita y jalpaita; esfalerita en contacto neto con calcopirita; c) Magnetita incluida en calcopirita; galena en contacto neto con calcopirita y tetraedrita; calcopirita está reemplazada de forma centrífuga por mckinstryita y estromeyerita; d) Tetraedrita euhedral y mckinstryita; e) Mapa composicional de antimonio en tennantita-tetraedrita; f) Mapa composicional de arsénico en tennantita-tetraedrita; g) Calcopirita con reemplazo centrípeto de bornita. Jalpaita rodea a bornita e incluye a tetraedrita; h) Calcopirita con reemplazo centrífugo de estromeyerita y mckinstryita; i) Microvetillas de covelina cortan a mckinstryita y estromeyerita; j) Transecta composicional mostrada en amarillo en la figura i) indicando % en peso de Cu, Ag, Fe y Pb en mckinstryita y estromeyerita; k) Magnetita; bornita reemplaza a calcopirita; tetraedrita y calcopirita reemplazadas por jalpaita y mckinstryita; plata nativa en contacto con calcopirita, bornita y jalpaita. a-c, g, h, k: Fotomicrografías con luz reflejada sin analizador; d y j: Imágenes obtenidas con microscopio de barrido de electrones. Ag: plata nativa, Bn: bornita, Ccp: calcopirita, Gn: galena, Jp: jalpaita, Mck: mckinstryita, Mt: magnetita, Py: pirita, Smy: estromeyerita, Sp: esfalerita, Td: tetraedrita.

grano fino (13 a 33 μm) está en contacto con calcita 3 y 4 en las vetillas (Fig. 10a). Los cristales de esfalerita euhedra-

les a subhedrales (< 250 μm de diámetro) están en contacto con galena y con una segunda generación de calcopirita (Fig.

Cuadro 6. Análisis químico semicuantitativo de mckinstryita, estromeyerita y jalpaita.

Mineral	Tn-Td		Pib			
	LDLP78 (n = 3)		VE47a (n = 15)		VE47 (n = 5)	
% peso	min	max	min	max	min	max
S	27.31	28.41	26.06	28.35	15.19	16.96
Sb	24.79	26.13	1.48	16.44	0.00	3.19
As	4.22	4.31	7.80	18.23	4.55	6.69
Cu	40.98	41.69	37.44	42.13	12.78	13.83
Fe	<l.d.	<l.d.	0.00	3.07	<l.d.	<l.d.
Zn	8.11	8.66	7.17	8.14	<l.d.	<l.d.
Pb	<l.d.	<l.d.	0.00	2.41	<l.d.	<l.d.
Ag	0.68	1.10	0.00	2.50	59.65	63.98
Total	106.27	110.21	95.25	103.19	96.03	102.25
Átomos por fórmula unidad						
S	13.08	13.19	12.82	13.34	10.31	10.71
Sb	3.13	3.18	0.19	2.18	0.00	0.55
As	0.84	0.87	1.69	3.75	1.28	1.91
Cu	9.73	9.90	9.47	10.06	4.35	4.66
Fe	0.00	0.00	0.00	0.82	0.00	0.00
Zn	1.87	1.96	1.73	1.94	0.00	0.00
Pb	0.00	0.00	0.00	0.18	0.00	0.00
Ag	0.10	0.15	0.00	0.36	11.84	12.46

<l.d.: debajo del límite de detección.

Cuadro 8. Análisis químico semicuantitativo de varias generaciones de calcita.

Muestra	Mineral	Luminiscencia	Nº Análisis	Ca	Mn	Fe
LDLP78	Cal 2	alta	78	38.34	1.62	0.24
	Cal 2	alta	83	40.82	1.29	0.54
	Cal 3	baja	77	38.37	<l.d.	<l.d.
	Cal 3	baja	82	45.41	0.24	<l.d.
	Cal 4	alta	79	32.14	1.32	<l.d.
	Cal 4	alta	80	32.32	1.21	<l.d.
	Cal 1	media	60	32.30	0.66	0.79
	Cal 1	alta	68	32.38	1.32	0.26
	Cal 1	alta	117	33.26	1.53	0.39
	Cal 1	alta	118	31.54	1.69	0.37
VE45	Cal 1	alta	120	32.99	2.07	0.69
	Cal 1	baja	123	31.69	0.59	1.38
	Cal 2	alta	132	31.83	0.75	1.11
	Cal 2	alta	134	31.76	0.93	1.51
	Cal 2	alta	135	33.45	0.87	1.26
	Cal 2	alta	136	32.93	0.84	1.26
	Cal 3	media	198	33.07	1.15	1.56
	Cal 4	alta	185	30.85	2.93	0.96
	Cal 5	no lum.	192	33.65	0.54	0.24
	Cal 5	no lum.	193	34.28	1.13	0.37
	Cal 6	alta	60	32.30	0.66	0.79
	Cal 6	alta	73	33.00	1.64	0.25
Cal 6	alta	74	34.29	1.52	0.26	

<l.d.: debajo del límite de detección.

Cuadro 7. Análisis químico del feldespató potásico del depósito Valle Esperanza.

Mineral	Mck		Smy		Jlp			
	LDLP78 (n = 9)		VE47a (n = 12)		LDLP78 (n = 4)		VE47a (n = 33)	
% en peso	min	max	min	max	min	max	min	max
S	13.86	14.76	14.20	15.85	15.64	17.14	12.21	15.75
Cu	21.63	24.20	20.85	24.84	31.51	34.00	12.34	19.07
Fe	0.00	0.53	0.00	0.38	0.00	0.66	0.00	2.77
Ag	60.85	64.88	58.82	64.62	54.62	61.40	64.61	73.79
Zn	0.00	1.88	0.00	0.00	<l.d.	<l.d.	<l.d.	<l.d.
Total	96.98	103.87	98.63	101.33	102.43	112.54	95.14	103.72
Átomos por fórmula unidad								
S	3.78	3.94	3.88	4.15	0.96	0.98	1.79	2.06
Cu	2.93	3.26	2.83	3.28	0.98	0.99	0.92	1.32
Fe	0.00	0.08	0.04	0.06	0.00	0.02	0.00	0.22
Ag	4.92	5.10	4.57	5.16	1.01	1.04	2.68	3.21
Zn	0.00	0.24	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00

<l.d.: debajo del límite de detección.

10b, c y d). La esfalerita presenta un contenido de 0.01 mol de FeS y hasta 1.37 % Cd (Cuadro 4). Los análisis químicos de galena indican contenidos de Fe y Cu de hasta 1.50 % y 2.42 %, respectivamente (Cuadro 4). Los análisis químicos de calcopirita 2 indican un contenido de hasta 1.76 % Ag (Cuadro 4). Las sulfosales de la serie tennantita-tetraedrita reemplazan e incluyen a calcopirita 2, galena y esfalerita (Fig. 10b-e). Las imágenes de electrones retrodispersados junto a la composición química permitieron identificar cristales de tennantita cortados y rodeados por vetillas de composición variable entre tennantita rica en Sb y tetraedrita rica en As (Fig. 10f - h). Además, se detectaron anomalías de Ag con contenidos de 0.6 a 1 % en la tennantita y de 1 a 2.5 % en la tetraedrita (Cuadro 5). Las sulfosales de la serie tennantita-tetraedrita están reemplazadas en forma centrífuga por un mineral de color gris pálido con tintes verdosos y muy blando (Fig. 10i) cuyos análisis químicos corresponden a polibasita (Cuadro 5). Jalpaita, mckinstryita y estromeyerita reemplazan a las sulfosales de plata y cobre y también a calcopirita (Fig. 10c, e, i-k). La jalpaita presenta contenidos de hasta 2.7 % Fe (Cuadro 6). Mckinstryita y estromeyerita granulares reemplazan a calcopirita 2 de forma centrífuga (Fig. 10l). Covellina reemplaza por sus bordes a jalpaita (Fig. 10j) y a mckinstryita/estromeyerita (Fig. 10k). Plata nativa está en contacto con jalpaita, mckinstryita/estromeyerita, en granos de hasta 300 µm (Fig. 10k).

Los minerales de ganga en Valle Esperanza son calcita, calcedonia, baritina y cuarzo. Se identificaron seis generaciones de calcita: calcita 1 y calcitas 2 pre-mineralización, 3 y 4 sin-mineralización y calcitas 5 y 6 post-mineralización (Fig.

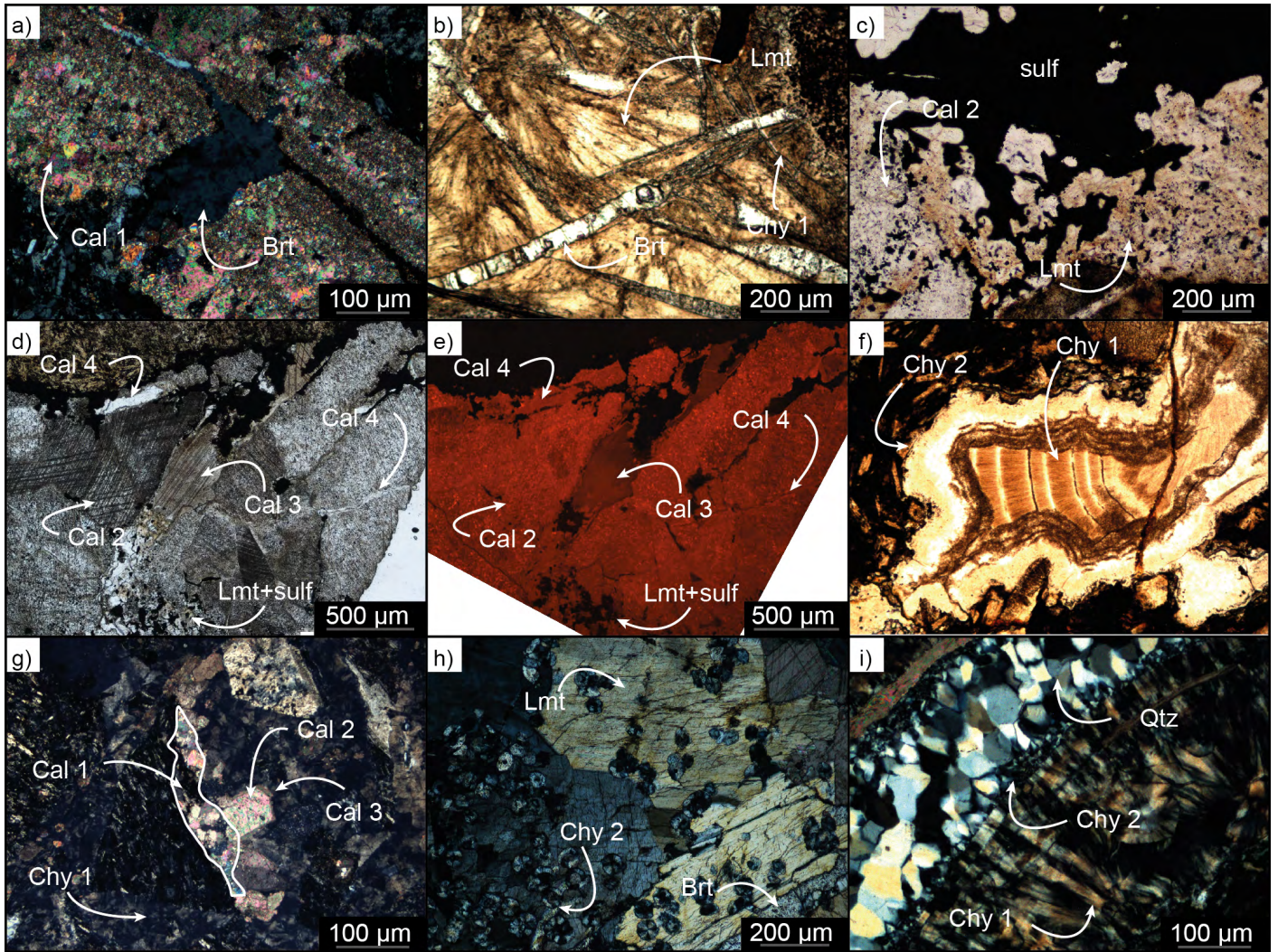


Figura 9. Minerales de ganga presentes en Loma de la Plata: a) Calcita 1 fina cortada por baritina; b) Laumontita intersticial a los cristales de baritina; c) Laumontita asociada a sulfuros y parcialmente reemplazada por calcita 2; d) Relación de corte de calcitas 2, 3 y 4, laumontita en contacto con sulfuros; e) Imagen de catodoluminiscencia de la figura d, que muestra la relación textural de calcitas 2, 3 y 4; f) Calcedonia 1 fibroradiada reemplazada por calcedonia 2 coliforme; g) Calcedonia 1 fina incluye fragmentos de la andesita y previas de vetillas de calcita 1, 2 y 3; h) Laumontita y baritina reemplazadas y corroídas por calcedonia 2 con textura musgosa; i) Bandas de calcedonia 1 con textura fibro-radiada cubiertas por calcedonia 2 con textura flameante y cuarzo con textura en mosaico. a) y g-i) Fotomicrográficas de luz transmitida con analizador; b-d) y f) sin analizador. Brt: baritina, Cal: calcita, Chy: calcedonia, Lmt: laumontita, Qtz: cuarzo, Sulf: sulfuros y sulfosales.

11a-h). Calcita 1 constituye el primer relleno de la vena, donde forma una banda discontinua en las paredes de la vena en contacto con la andesita y presenta textura *crack-seal* (Fig. 11a). Esta calcita muestra zonación oscilatoria de luminiscencia naranja con intensidad moderada y bandas más delgadas de luminiscencia oscura (Fig. 11b). Los análisis químicos indican contenidos entre 0.59 % y 2.07 % de Mn y entre 0.26 % y 1.38 % de Fe (Cuadro 7). La calcita 2 forma parches en la salbanda de las vetillas brechadas y vetillas crustiformes mineralizadas, también se presenta como clastos dentro de las mismas (Fig. 11b). Esta calcita es anhedral fina con luminiscencia alta de color naranja (Fig. 11b). Los análisis químicos de calcita 2 indican contenidos de Mn entre 0.75 y 0.93 % y entre 1.1 y 1.51 % de Fe (Cuadro 7). Calcedonia 1 en agrega-

dos microfibras radiados de color castaño claro a incoloro forma parte del cemento de las brechas hidrotermales (Fig. 11c) y forma brechas con fragmentos de calcitas previas (1-2; Fig. 11b). Calcita 3 rellena las vetillas y está en contacto con calcedonia 1 y calcita 4 (Fig. 11a, b). Esta calcita 3 incluye calcopirita diseminada (Fig. 10a) y desarrolla un bandeo alternante de zonas castaña oscuras no luminiscentes y zonas delgadas incoloras más luminiscentes (Fig. 11b). Las bandas oscuras presentan cantidades de Fe y Mn de 1.15 % y 1.56 %. Cristales prismáticos largos de baritina rellenan las cavidades y en algunos casos incluyen a los agregados de calcedonia 1 (Fig. 11d). Calcita 4 rellena vetillas y espacios intersticiales a los cristales de baritina (Fig. 11d) y forma brechas con fragmentos de cementos previos. En muestra de mano

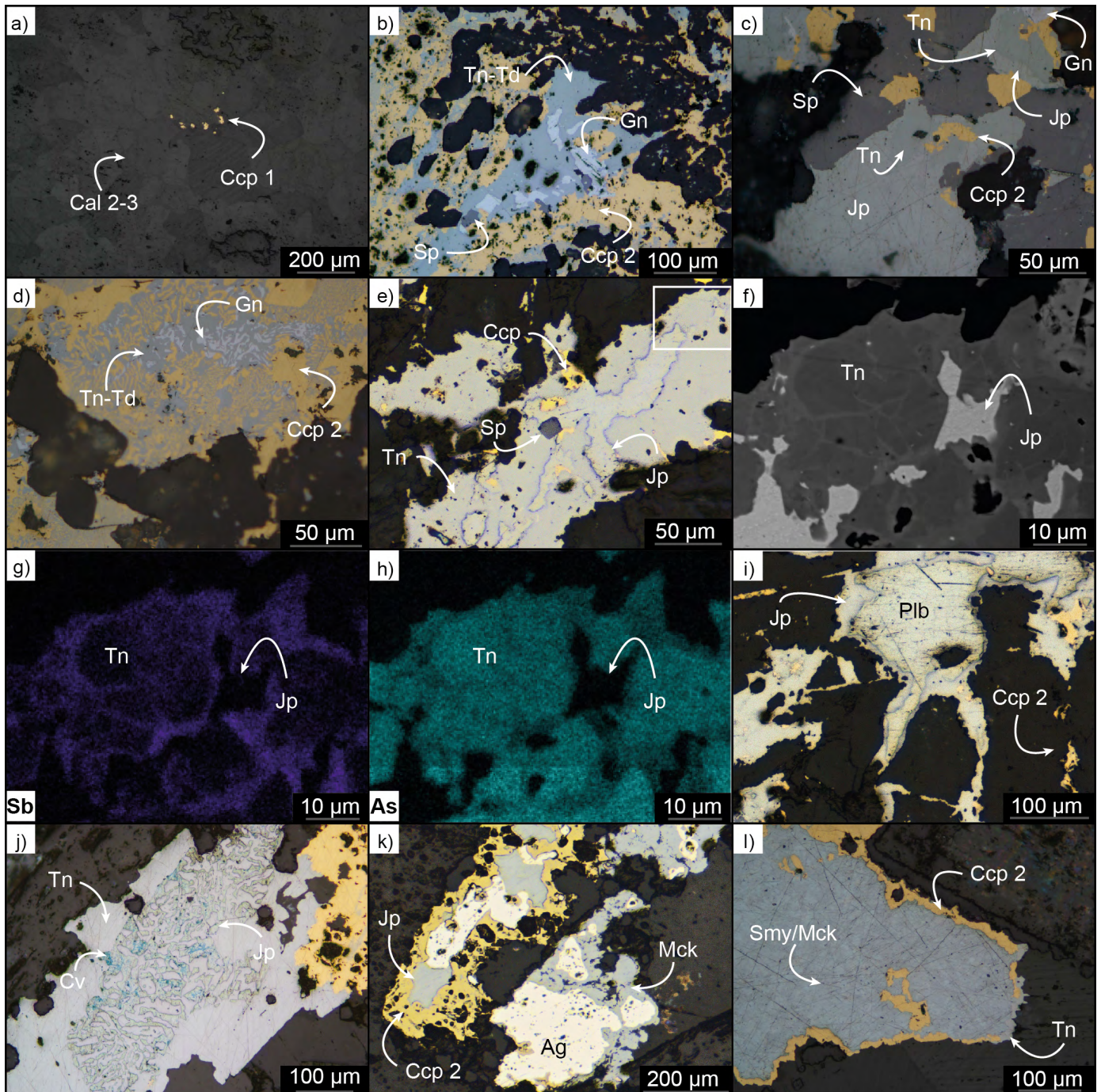


Figura 10. Minerales de mena presentes en Valle Esperanza: a) Calcopirita 1 en contacto con calcita 1; b) Esfalerita y galena en contacto con calcopirita 2; tennantita-tetraedrita reemplazan a calcopirita 2 y galena; c) Calcopirita 2 en contacto con galena y esfalerita; calcopirita reemplazada por tennantita y jalpaita; d) Tennantita-tetraedrita reemplazan a galena y calcopirita 2; e) Esfalerita euhedral en contacto con calcopirita; calcopirita reemplazada por tennantita y ésta por jalpaita y polibasita; f) Imagen obtenida por microscopio de barrido de electrones de tennantita y jalpaita en cuadro señalado en la figura e. g) Mapa composicional de antimonio en tennantita; h) Mapa composicional de arsénico en tennantita; i) Calcopirita 2 anhedral reemplazada por polibasita y ésta última rodeada por jalpaita; j) Jalpaita reemplaza a tennantita; microvetillas y parches de covelina corta y reemplazan a jalpaita; k) Calcopirita 2 con reemplazo de jalpaita; plata nativa en contacto con jalpaita y mckinstryita; l) Calcopirita 2 y tennantita con reemplazo centrífugo de estromeyerita y mckinstryita. a-e) y i-l) Fotomicrografías de luz reflejada sin analizador. Ag: plata nativa, Cal: calcita, Ccp: calcopirita, Cv: covelina, Gn: galena, Jp: jalpaita, Mck: mckinstryita, Plb: polibasita, Smy: estromeyerita, Sp: esfalerita, Td: tetraedrita, Tn: tennantita.

es de color verde, mientras que al microscopio tiene hábito poiquilítico y fibrorradiado (120 a 800 µm) y presenta abundantes inclusiones sólidas y fluidas que le confieren aspecto turbio (Fig. 11d). La calcita 4 muestra luminiscencia color na-

ranja e intensidad fuerte y contenidos de Mn y Fe de 2.93 % y 0.96 %, respectivamente (Fig. 11b; Cuadro 7). Calcedonia 2 corta y cementa brechas con fragmentos de calcitas previas (1-4), a calcedonia 1 y a baritina. Localmente incluye sulfuros

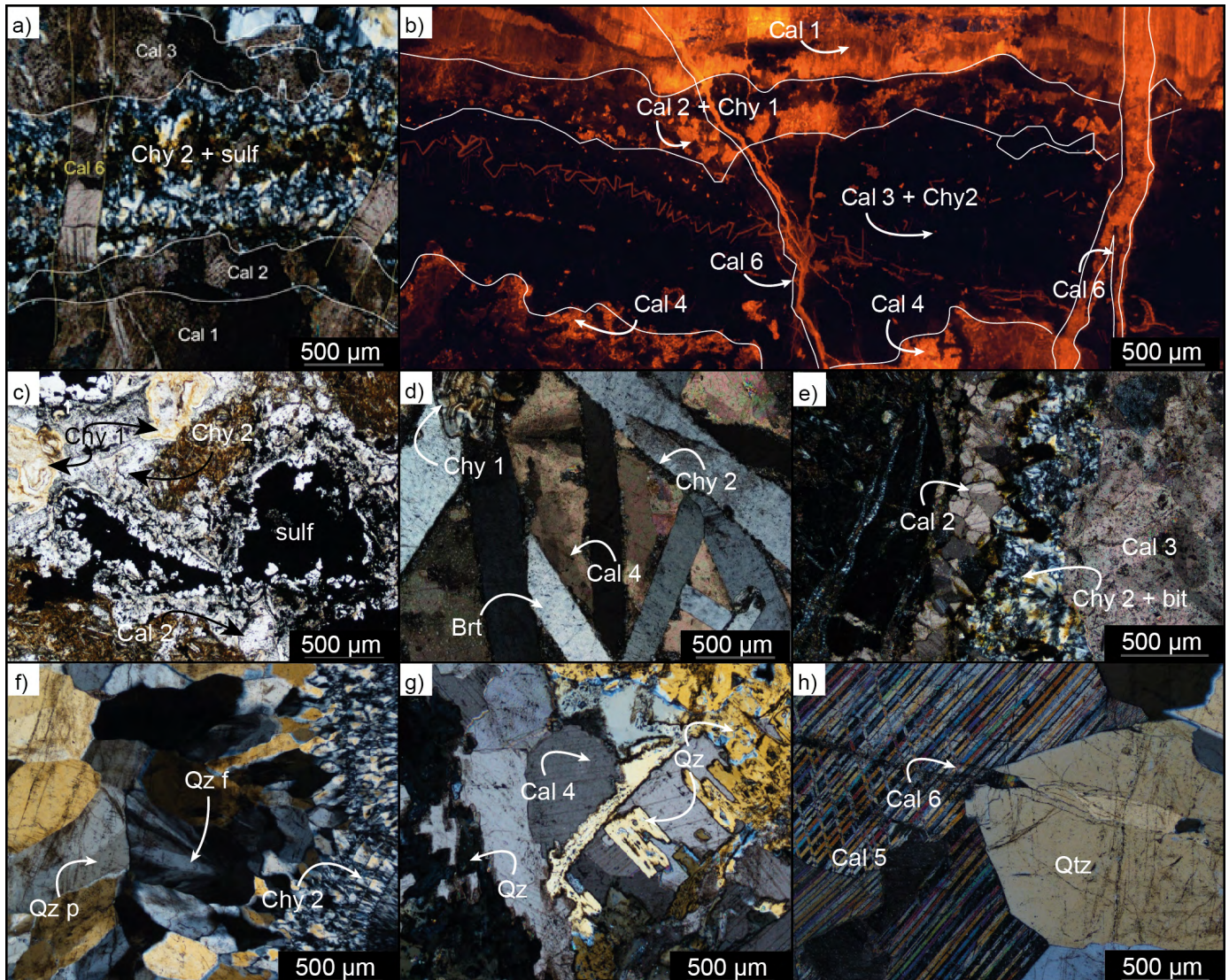


Figura 11. Minerales de ganga presentes en vetillas y brechas de Valle Esperanza: a) Venilla crustiforme con calcita 1-3, brechada y cementada por calcedonia 2 con inclusiones de sulfuros, cortadas por calcita 6; b) Imagen de catodoluminiscencia que muestra relación textural de calcitas 1, 2, 3, 4 y 6; c) Calcita 2 euahedral, calcedonia 1 coloforme y sulfuros brechados e incorporados por calcedonia 2; d) Baritina tabular incorpora agregados de calcedonia 1; calcita 4 rellena intersticios; calcedonia 2 corroe bordes de baritina y calcita 4; e) Calcita 2 y calcita 3 brechadas por calcedonia 2 con inclusiones de bitumen; f) Calcedonia 2 fibrosa en bandas coloformes, bandas de cuarzo flameante y cuarzo plumoso; g) Baritina con reemplazo total de cuarzo; calcita 4 rellena intersticios; h) Calcita 5 rellena oquedades de cuarzo; microvetillas de calcita 6 cortan a cuarzo y calcita 5. Cal: calcita, Chy: calcedonia, Qtz f: cuarzo con textura flameante, Qtz p: cuarzo con textura plumosa, Sulf: sulfuros y sulfosales, bit: bitumen.

diseminados y bitumen (Fig. 11a, c, e) y está en los bordes de las microvetillas de sulfuros. En las brechas cementadas con baritina, esta calcedonia presenta textura musgosa y corroe los bordes cristalinos de baritina y de calcita 4 (Fig. 11d), mientras que en vetillas tiene textura fibrosa fina dispuesta en bandas coloformes (Fig. 11f). Los bordes de las bandas de calcedonia 2 gradan a cuarzo con textura flameante que a su vez, gradan a plumosa, y este último a cuarzo en mosaicos (Fig. 11f; Demoustier et al. 1997). En sectores, el cuarzo reemplaza de forma parcial a total a baritina (Fig. 11g). Calcita 5 está en cristales gruesos euahedrales (900 – 1500 μm) y es intersticial respecto al cuarzo (Fig. 11h). No presenta luminiscencia y tiene contenidos de Mn entre 0.54 % y 1.13

% y bajos de Fe (< 0.37 %, Cuadro 7). La calcita 6 rellena microvetillas que cortan a los minerales previos y reabren las vetillas previas (Fig. 11a, b, h). Presenta luminiscencia color naranja con intensidad muy alta (Fig. 11b). Sus análisis químicos muestran contenidos de Mn entre 0.66 y 1.64 % y de Fe entre 0.25 y 0.79 % (Cuadro 7).

Alteración Hidrotermal

En la figura 4 se muestran los perfiles litológicos con la ubicación de las muestras estudiadas y la distribución de los minerales secundarios formados durante la alteración hidrotermal de las andesitas de la UVC. Los minerales hidrotermales reemplazan de forma parcial a total a los minerales mag-

máficos que forman los fenocristales y la mesostasis de las andesitas, algunos de los cuales también rellenan cavidades (Figs. 12a-i y 13a-d).

Loma de la Plata: En la sección 5303350, el grado de alteración varía de incipiente a moderada y las coladas y fragmentos de andesita en las brechas preservan su estructura y texturas primarias (Fig. 5a-f). Los minerales hidrotermales identificados en la roca de caja son los siguientes: calcita, laumontita, clorita, calcedonia, interestratificado illita-esmectita, esmectita, trazas titanita y feldespato potásico y sulfuros de Cu y Ag. Los tres primeros son los más abundantes, sin embargo, sus cantidades relativas varían en las diferentes muestras analizadas (Fig. 4).

De acuerdo con las relaciones texturales, el mineral secundario más temprano identificado es feldespato potásico (Fig. 12a), el cual reemplaza los bordes con textura en tamiz de los fenocristales de plagioclasa y de las tablillas de plagioclasa de la pasta. Dada la irregularidad de los sectores que presentan esta textura, no se pudo cuantificar la composición de este mineral, aunque se detectó un contenido significativo de Ba (Cuadro 8). Clorita y titanita reemplazan de forma parcial a total a los minerales máficos y están diseminados en la mesostasis. La clorita, además, reemplaza los bordes de los fenocristales de plagioclasa y rellena amígdalas y cavidades de las autobrechas (Fig. 12b y c). La laumontita reemplaza de forma parcial a completa a los fenocristales de plagioclasa y a la mesostasis (Fig. 12d) y rellena amígdalas y cavidades de la facies de autobrecha. En los sectores adyacentes a las brechas hidrotermales, la laumontita reemplaza de forma penetrativa a la mesostasis e incluye a titanita, a los sulfuros de Cu-Ag diseminados (Fig. 12e) y a los fenocristales de plagioclasa. Los sulfuros de Ag y Cu son escasos y se encuentran diseminados en la mesostasis en sectores próximos (< 500 μm) a las vetillas y brechas hidrotermales (Fig. 12e), aunque la calcopirita presenta una distribución más amplia. La calcedonia rellena amígdalas (Fig. 12f) y reemplaza a laumontita (Fig. 12e). La calcita forma parches que reemplazan la mesostasis, a los fenocristales de plagioclasa, rellena los núcleos de las amígdalas y reemplaza parcialmente los minerales hidrotermales previos (Fig. 12g). Los minerales arcillosos reemplazan selectivamente a la clorita (Fig. 12b y 7c) y a la mesostasis en forma de parches.

En los análisis de difracción de rayos X, la clorita se identificó en cantidades variables en todas las muestras analizadas con sus reflexiones típicas en 14.1 Å d(001), que luego de glicolar la muestra continúa con el mismo espaciado (Fig. 13a). En el sondeo más oriental, la laumontita es abundante y se la identificó en la mayoría de las muestras estudiadas. Su

presencia se confirmó en los difractogramas a partir de sus marcadas reflexiones (Fig. 13b). El interestratificado illita-esmectita fue identificado a partir de las reflexiones basales d(001) de base amplia entre 10 y 11 Å que, tras la saturación con etilenglicol, se desdoblaron en dos reflexiones: una fuerte entre 9 y 10 Å y una de menor intensidad y base amplia alrededor de 11 Å (Fig. 13c). El interestratificado illita-esmectita es más abundante en los sondeos occidentales próximos a la falla (Fig. 3a y 4). La esmectita se identificó por sus reflexiones basales d(001) en el rango entre 14 y 15 Å, que tras la saturación en etilenglicol se trasladaron a 17 Å (Fig. 13c). Este mineral también es abundante en las zonas adyacentes a la falla del sector occidental de la sección.

Valle Esperanza: En las muestras analizadas de las secciones 50950 y 51000 de este depósito, el grado de alteración hidrotermal en la andesita es moderado a fuerte y, en orden decreciente de abundancia, los minerales secundarios identificados consisten en calcita, calcedonia, esmectita, clorita, minerales del grupo de la celadonita, adularia y calcopirita. De acuerdo con las relaciones texturales, adularia y clorita son los minerales más tempranos identificados. Adularia reemplaza a los fenocristales de plagioclasa y la clorita está diseminada en la mesostasis y reemplaza en forma parcial a los fenocristales de plagioclasa, rellena microvetillas y también amígdalas. Los minerales del grupo de la celadonita se identificaron por su color verde intenso y su color de interferencia. Este mineral rellena las amígdalas de las volcanitas, reemplaza microlitos de la mesostasis y fenocristales de plagioclasa. Esmectita reemplaza la pasta y los fenocristales de plagioclasa. Las diferencias composicionales y relaciones texturales son más evidentes en las amígdalas, donde la celadonita tapiza los contactos con la caja, rellena las amígdalas y es reemplazada parcialmente hacia el centro por esmectita formando un agregado castaño verdoso de bajo color de interferencia que hacia el núcleo pasa a esmectita incolora a verde pálido (Fig. 12h). Calcedonia fina rellena los espacios abiertos, es intersticial con respecto a los filosilicatos anteriores a quienes atraviesa en forma de microvetillas y reemplaza la mesostasis de las volcanitas. Calcita es el mineral de mayor distribución y abundancia llegando a conformar hasta el 57 % del volumen total de la roca. Reemplaza la mesostasis, fenocristales, rellena amígdalas y microvetillas que cortan a los minerales secundarios previos (Fig. 12g, i). Hay cuarzo tardío con textura en mosaico de grano grueso en el centro de las amígdalas rellenas con calcedonia (Fig. 12i).

En los análisis de difracción de rayos X, adularia fue identificada por sus reflexiones fuertes en 3.31 Å y en 3.21 Å y media en 4.21 Å (Fig. 13d). La clorita se identificó por sus típicas reflexiones en varias muestras analizadas. Celadonita sólo se

identificó en el sondeo VE4 (Fig. 4) a través de la reflexión típica $d(001)$ de 10 Å similar a la de la illita y por sus propiedades ópticas (Fig. 12h). La esmectita se determinó en la mayoría de las muestras de los sondeos estudiados. Su presencia fue confirmada por las reflexiones basales (001) entre 15.38 y 15.60 Å en muestras secas al aire que luego de glicolar cambiaron a 17.00 y 17.49 Å. Luego de la calcinación a 550 °C, la estructura colapsa a 10 Å. De acuerdo a la posición de la reflexión $d(060)$ en los difractogramas de las muestras de polvo total, la esmectita es dioctaédrica, con reflexiones que varían entre 1.496 y 1.500 Å (Cuadro 9; Brindley y Brown 1980). La

calcopirita se encuentra diseminada en la roca de caja en granos anhedral con un tamaño promedio de 35 µm que reemplazan a los minerales máficos y a la mesostasis.

DISCUSIÓN

Loma de la Plata y Valle Esperanza son dos de los ocho depósitos del distrito minero Navidad ubicados en las fajas Argentina y Esperanza. La mineralización está hospedada en las volcanitas y sedimentitas jurásicas de la Formación Cañadón Asfalto, depositada en la cuenca homónima formada en

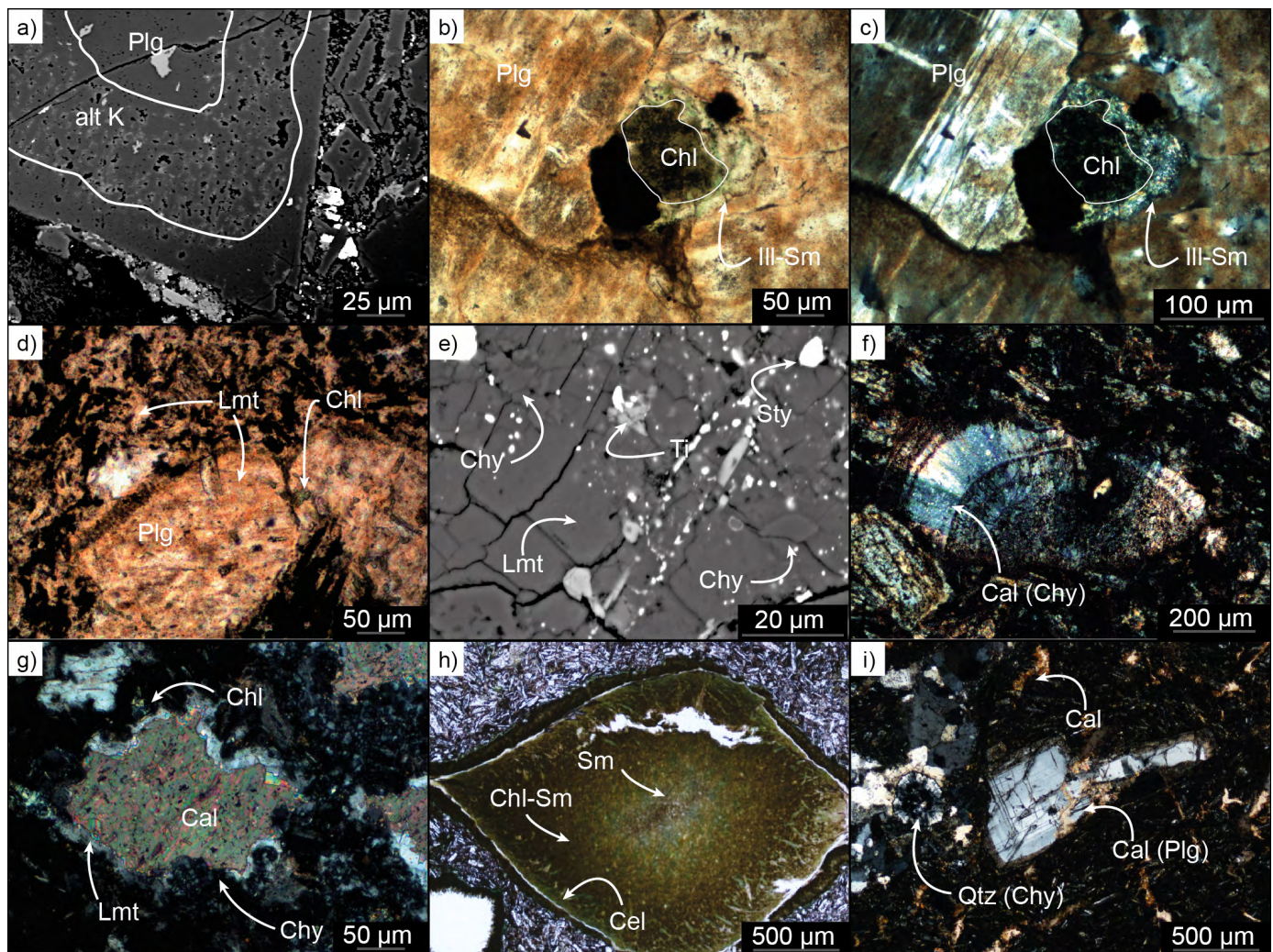


Figura 12. Fotomicrografías de los minerales secundarios y sus relaciones texturales: a) Imagen obtenida con microscopio de barrido de electrones de un fenocristal de plagioclasa parcialmente reemplazado por feldespatos potásico; b-c) Núcleo de fenocristal de plagioclasa reemplazado por clorita, la cual presenta reemplazo parcial por interestratificado illita/esmectita (sin analizador y con analizador, respectivamente); d) Fenocristales y microcristales de plagioclasa parcial a totalmente reemplazados por laumontita; e) Imagen obtenida por microscopio de barrido de electrones que muestra la pasta reemplazada por laumontita, con inclusiones de titanita y estromeyerita. Laumontita está débilmente reemplazada por calcedonia; f) Amígdala rellena de calcedonia bandeadas parcialmente reemplazada por calcita, también presente en parches en la pasta; g) Laumontita con reemplazo centrifugo de calcita, ambas con bordes corroídos por calcedonia esferulítica; h) Amígdala con relleno que muestra zonación compleja de filosilicatos y minerales del grupo de la celadonita; i) Calcita rellena microvetillas y amígdalas, reemplaza a la pasta y, de forma selectiva, a fenocristales de plagioclasa. Cuarzo con textura en mosaico rellena amígdalas junto con calcedonia fina. b y d: Fotomicrografías de luz transmitida sin analizador; c y f-i: con analizador. Cal: calcita, Cel: celadonita, Chl: clorita, Chl-Sm: clorita-esmectita, Chy: calcedonia, Ill-Sm: illita-esmectita, Lmt: laumontita, Plg: plagioclasa, Qtz: cuarzo, Sm: esmectita, Sty: estromeyerita, Ti: titanita.

un contexto extensional durante el Mesozoico (von Gosen y Loske 2004).

La falla de componente normal identificada en la porción occidental de la sección de Loma de la Plata (Fig. 3) y las vetillas de calcita 1 con textura crack-seal en Valle Esperanza, que indica su precipitación concomitante con un episodio de extensión tectónica, seguramente estén relacionadas a la deformación extensional jurásica de la cuenca. La deformación

Cuadro 9. Espaciado de las reflexiones d(060) de esmectitas. Figura 1.

Mineral/Muestra	d(060) Å
VE-109	1.496
VE-110	1.496
VE-113b	1.496
VE-114	1.500
VE-45	1.496
VE-47	1.496

del antepaís en el Cretácico tardío-Paleógeno (Savignano et al. 2016 y referencias allí citadas) se hace evidente en el basculamiento de la secuencia volcánica-sedimentaria, de la falla normal observada en Loma de La Plata y en el plegamiento de la secuencia junto a la mineralización en Valle Esperanza. Por lo tanto, la mineralización ocurrió previa a la deformación cretácica y posterior al fallamiento normal que generó las principales fallas Arco Iris y Esperanza (Fig. 2), en concordancia con las conclusiones arribadas por otros autores (Sillitoe 2007, Williams 2010, Márquez et al. 2016 y Bouhier 2017).

Distribución y condiciones de formación de los minerales hidrotermales

Alteración de las andesitas: En las secciones estudiadas de los depósitos Loma de la Plata y Valle Esperanza, la alteración hidrotermal se observó en las rocas volcánicas en contacto con las brechas hidrotermales y en las autobrechas. Un mayor grado de alteración (moderada a fuerte) en las rocas de caja de las secciones estudiadas de Valle Esperanza respecto a la de Loma de la Plata podría obedecer a una mayor relación fluido/roca.

La facies de autobrecha representa la parte más permeable de la UVC, la cual pudo haber favorecido la circulación de fluidos hidrotermales que, al reaccionar con las rocas, generaron la alteración hidrotermal y ejercieron así un control litológico importante en su distribución. La coloración rojiza de la facies de autobrecha está dada por hematita terrosa, que también fue identificada en fragmentos de andesita en las brechas hidrotermales por lo que su origen se atribuye a la

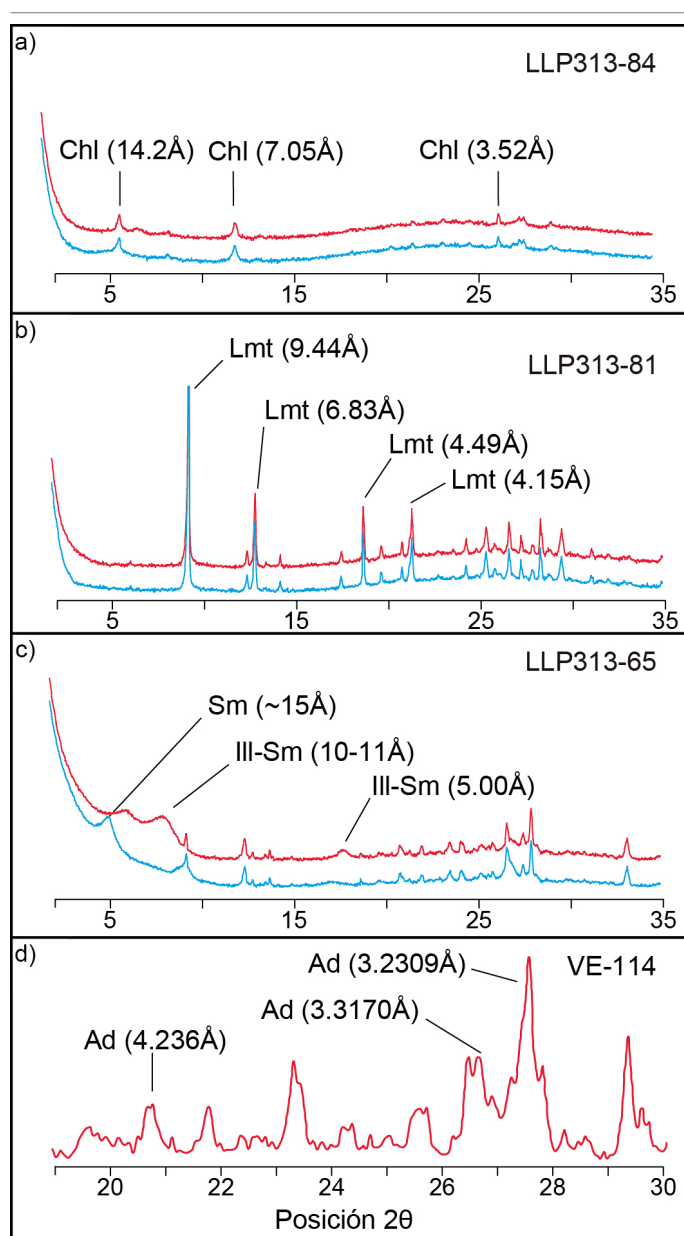


Figura 13. Difractogramas de rayos X con los picos característicos de los minerales secundarios identificados. En rojo se muestran los análisis realizados en muestras secadas al aire y en azul las saturadas en etilenglicol. a) Chl: Clorita; b) Lmt: Laumontita; c) Ill-Sm: Interstratificado illita-esmectita y Sm: esmectita; d) Ad: Adularia.

oxidación de las coladas previa a la circulación de los fluidos hidrotermales. Este proceso de oxidación termal es común en coladas depositadas en ambientes subaéreos debido a la retención del calor (McPhie et al. 1993). La alteración hidrotermal más temprana está dada por la amplia distribución espacial de clorita que, junto a trazas de titanita y adularia, indican condiciones de pH neutro (Reyes 1990, Hedenquist et al. 2000). En el ambiente epitermal, el reemplazo local de los feldespatos magmáticos por adularia puede ocurrir a temperaturas variables entre 350 y 150 °C y en condiciones de pH ligeramente alcalino (Hedenquist et al. 2000).

la facies de autobrecha de los techos y bases de los flujos lávicos (Fig. 8). Estos debieron ser niveles permeables para la circulación de los fluidos hidrotermales. En la facies lávica coherente ubicada por debajo de los niveles de autobrecha, la mineralización está restringida a vetas y brechas hidrotermales de escasos centímetros de espesor (Fig. 7). Las concentraciones de Zn y Pb coinciden parcialmente con zonas de contacto litológico (areniscas-fangolitas-UVC; Fig. 6), por lo cual estos también pudieron actuar como canales para la circulación de fluidos. La ausencia de metales en las fangolitas suprayacentes sugiere que actuaron como barreras impermeables. La secuencia paragenética de los minerales identificados en las brechas hidrotermales y vetillas de ambos depósitos se resume en la figura 14.

Los minerales tempranos que rellenan las brechas hidrotermales (calcedonia 1 y calcitas 1 y 2 en Valle Esperanza, calcita 1 en Loma de la Plata y baritina en ambos depósitos) permiten inferir algunas de las condiciones iniciales del sistema, desarrolladas a continuación. La textura coloforme en calcedonia identificada en ambos depósitos indica un gel de sílice precursor (Dong et al. 1995) y un fluido sobresaturado con respecto a sílice (Fournier 1985). Dicha concentración puede ser alcanzada mediante un enfriamiento significativo por expansión adiabática de un fluido en ebullición y además por la pérdida de agua a la fase vapor (Fournier 1985).

Las posibles fuentes de Ca y S para formar los carbonatos y baritina pudieron ser los niveles evaporíticos (celestina, yeso-anhidrita) y los carbonatos localizados por encima de las volcanitas, tal como se interpretó para el depósito Loma Galena (Bouhier et al. 2018). Probablemente, la disolución de estos y su infiltración hacia niveles más profundos junto al aumento de la temperatura de los fluidos descendentes por la interacción con fluidos hidrotermales calientes, provocaron la precipitación de la baritina y carbonatos tempranos. Debido a que el Ba es un elemento altamente insoluble, la coexistencia del mismo con sulfato en solución produce la precipitación inmediata de baritina (Hanor 2000). Por lo tanto en ambos depósitos, la baritina pudo haber precipitado debido a: 1) un aumento de la temperatura de fluidos reductores descendentes portadores H_2S y Ba junto a un aumento de la fugacidad de oxígeno (interacción con la facies de autobrecha y hematita terrosa) y/o 2) la mezcla de fluidos descendentes reductores ligeramente ácidos que transportaban H_2S con fluidos hidrotermales ascendentes con mayor fO_2 portadores de Ba (Cooke et al. 2000).

Las relaciones texturales de los minerales que rellenan vetillas y cementan las brechas indican que la mineralización en ambos depósitos es posterior a la formación de baritina.

En Loma de la Plata la mineralización es simultánea o ligeramente posterior a laumontita y previa a calcita 2 turbia, rica en inclusiones fluidas, y a calcedonia, mientras que en Valle Esperanza la mineralización ocurrió luego de la depositación de calcita 4 y previa a calcedonia 2 (Fig. 14). La presencia de laumontita también ha sido registrada en sistemas epitermales fósiles de baja sulfuración, como en Axi (China; Zhai et al. 2009) asociada a vetas auríferas de cuarzo, carbonatos y adularia, y en las vetas Scotia y Scimitar del área Waitekauri (Nueva Zelanda; Simpson y Mauk 2011) donde por lo general se encuentra como mineral post-mineralización. También ha sido descrita en sistemas geotermales activos como en Waiotapu (Nueva Zelanda; Hedenquist and Browne 1989), Filipinas (Reyes 1990), Ohaaki-Broadlands (Nueva Zelanda; Simons y Brown 2000), Katayama (Japón; Browne 1978) y en algunos campos geotermales de Reikiavik (Islandia; Kristmannsdóttir y Tómasson 1978).

Las diferentes generaciones de calcitas en Loma de la Plata y en Valle Esperanza que anteceden y posdatan a la mineralización muestran concentraciones significativas de Mn (0.3-2.9 %) y Fe (0.3-1.56 %), lo cual indica el predominio de condiciones reductoras con fluctuaciones químicas en el fluido durante su precipitación, que se manifiestan en sus diferentes luminiscencias. Además, en Loma de la Plata, la relación temporal de laumontita entre calcita 1 y 2 indica fluctuaciones en la fugacidad del CO_2 del fluido.

Una fase tardía de brechamiento post-mineralización con cemento de calcedonia en bandas coloformes y con textura musgosa (Chy1 en Loma de la Plata y Chy 2 en Valle Esperanza; Fig. 14) indicaría un nuevo evento de sobresaturación de sílice en el fluido hidrotermal, posiblemente por ebullición. Pratt (2010) describe calcita laminar ("*platy calcite*") en las vetas que cortan a las andesitas coherentes por debajo de los niveles mineralizados en Loma de la Plata. Las texturas plumosa, flameante y en mosaico del cuarzo tardío en ambos depósitos, indican su origen de la recristalización de la calcedonia (Dong et al. 1995). En muestras de las secciones de Valle Esperanza se identificó bitumen incluido en esta generación de calcedonia tardía que podría indicar una madurez temprana de la materia orgánica de las fangolitas de la Formación Cañadón Asfalto debido al gradiente geotérmico anómalo durante la extensión jurásica y el inicio de la actividad hidrotermal.

El hecho de que las máximas anomalías de Ag y Cu se encuentran en un manto continuo que coincide principalmente con la UVC y contactos con las areniscas suprayacentes en ambos depósitos (Fig. 6), y que ambos elementos presentan una correlación positiva alta, es coherente con la mineralogía.

El Pb, localizado en sectores aislados próximos a contactos litológicos, y la correlación moderada con Cu en ambos depósitos y baja con la Ag en Loma de la Plata, sugieren que la presencia de galena coincide parcialmente con la de sulfuros de Cu y Ag, pero no necesariamente precipitaron juntos. La distribución del Zn periférica a las mayores concentraciones de Ag y Cu y la baja correlación con la Ag, Cu y Pb, indican que su precipitación no ocurrió de forma conjunta. En Loma de la Plata, las mayores anomalías de Zn son periféricas a las de Cu y Ag y coinciden con los contactos litológicos, los cuales pudieron ser canales de circulación secundarios (Fig. 6). Esta distribución puede deberse a la mayor solubilidad del Zn en forma de complejo clorurado respecto a los demás metales base y a la Ag (Corbett y Leach 1998 y referencias ahí citadas), lo que le permitiría migrar una mayor distancia hacia las sedimentitas a partir de las fallas normales, definidas como los principales conductos de alimentación de fluidos por Sillitoe (2007). En Valle Esperanza, las correlaciones moderadas y altas entre el As y Sb en la sección 50950E, y de estos con otros metales, indican que la introducción y precipitación de estos elementos como sulfosales se vio favorecida respecto a las otras secciones estudiadas.

Las estabildades minerales pueden permitir inferir las condiciones de fugacidad del azufre (Einaudi et al. 2003). En Loma de la Plata, la presencia de pirita y magnetita hidrotermal sugiere condiciones iniciales de la fugacidad del azufre intermedias para los fluidos tempranos (estadio pre-mineralización) y teniendo en cuenta la formación de adularia, se infieren temperaturas entre 250-300 °C. La laumontita asociada a los minerales de mena en Loma de La Plata indicaría un ligero descenso de la temperatura (< 220 °C) respecto al estadio I pre-mineralización. Durante el estadio II mineralizante se identificaron cuatro episodios: a) el episodio I está solo representado en Valle Esperanza por la precipitación de calcopirita 1 asociada a las calcitas 3 y 4, b) el episodio 2 en ambos depósitos está representado por la formación de calcopirita (2), galena, esfalerita y tetraedrita en Loma de la Plata, c) el episodio 3 introdujo As y Sb en el sistema, evidenciado por el reemplazo de las calcopiritas por tennantita-tetraedrita y polibasita, además de bornita y d) el episodio IV definido por el reemplazo de estos minerales previos por sulfuros de Ag y Cu (jalpaita, estromeyerita y mckinstryita) y plata nativa en ambos depósitos. Los minerales del sistema Cu-Ag-S son estables en diferentes rangos de temperaturas (Skinner et al. 1966) y baja a muy baja fugacidad del azufre (Einaudi et al. 2003). Jalpaita es estable a temperaturas < 117 °C y mckinstryita es estable en dos rangos térmicos, uno por encima de 139 °C y otro por debajo de 94.4 °C. En las

muestras estudiadas, la ausencia de cristales maclados de mckinstryita y su asociación con estromeyerita y plata nativa, indican que se formó a temperaturas < 94.4 °C. Por lo tanto, la secuencia paragenética de los minerales de mena indica una progresiva disminución de la fugacidad del S y de la temperatura de los fluidos hidrotermales. La posición tardía de la covellina indica que es producto de un incipiente grado de alteración supergénica.

Las características mineralógicas y texturales analizadas coinciden con las características propuestas por Williams (2010) para el tipo de mineralización distal en el distrito minero Navidad, pero difiere en la paragénesis. Además, según la clasificación de Albinson et al. (2001), el contenido de metales preciosos y metales base en ambos depósitos permite clasificados como polimetálicos ricos en plata (Ag-Zn-Pb).

Comparación con otros depósitos del distrito

En las rocas volcánicas analizadas de Loma de La Plata y Valle Esperanza no se identificó caolinita, mineral abundante en las volcanitas alteradas del depósito Loma Galena y producto de la mezcla de aguas ricas en CO₂ calentadas por vapor con los fluidos hidrotermales e interacción con la roca (Bouhier et al. 2018). La presencia de varias generaciones de calcita en ambos depósitos distales, de laumontita en Loma de La Plata, y la ausencia de caolinita, sugieren que el pH de los fluidos fue neutro a alcalino durante la actividad hidrotermal.

Los minerales que cementan las brechas hidrotermales y que rellenan las autobrechas, vetas y vetillas en ambos depósitos son similares (calcita, baritina, calcedonia), excepto por la presencia de laumontita en Loma de la Plata. Estos rellenos coinciden parcialmente con los identificados en Loma Galena, donde además de calcita y baritina hay siderita y estroncianita (Bouhier et al. 2018). En Loma Galena se determinaron fluidos salinos con temperaturas (Th) entre 208 y 165 °C en los primeros estadios del relleno de vetas y brechas (Bouhier et al. 2018), rangos compatibles con los estimados en este estudio a partir de la estabilidad de los minerales hidrotermales de ambos depósitos.

Bouhier et al. (2018), apoyados en evidencias isotópicas, químicas y texturales determinan para Loma Galena que la mezcla de fluidos fue el principal mecanismo por el cual precipitaron los sulfuros. En Valle Esperanza y en Loma de La Plata hay posibles evidencias mineralógicas y texturales de ebullición y de mezcla de fluidos que pudieron favorecer la precipitación de los sulfuros y de plata nativa.

En el depósito Loma Galena (57 Mt Ag, con leyes de 124 g/t; Williams, 2010) la plata está incorporada en la mayoría de los sulfuros y sulfosales de metales base como solución

sólida o nanopartículas (Bouhier et al. 2018). En las secciones estudiadas de Loma de la Plata y Valle Esperanza, si bien la calcopirita y las sulfosales contienen Ag, la principal mena de Ag está contenida en los sulfuros de Cu-Ag (jalpaita, estromeyerita y mckinstryita) y plata nativa.

CONCLUSIONES

Este trabajo brinda el análisis mineralógico, textural y geoquímico de la mineralización y de la alteración hidrotermal en muestras procedentes de tres secciones de los depósitos Loma de la Plata y Valle Esperanza del distrito minero Navidad. La autobrecha del techo de la Unidad Volcánica C de la Formación Cañadón Asfalto fue un nivel permeable para la circulación de los fluidos hidrotermales y la precipitación de Ag y Cu ± Pb, mientras que el Zn precipitó en zonas externas a los elementos anteriores, por lo que puede ser utilizado como trazador para las zonas mineralizadas.

En ambos depósitos el relleno de las brechas y vetas se produjo en dos estadios estériles pre- y post-mineralización y un estadio mineralizante, este último caracterizado por tres pulsos en los que se formaron: a) sulfuros de Cu, Zn y Pb con Ag, b) sulfosales de Cu-Fe y c) sulfosales de Ag, sulfuros de Ag-Cu y Ag nativa. La secuencia paragenética de la mena señala un progresivo descenso de la fugacidad del azufre y de la temperatura la cual fue acotada en un rango térmico comprendido entre los 350 y 95 °C.

Los minerales secundarios en las rocas volcánicas y los minerales que rellenan las brechas, vetas y vetillas brechadas se formaron a partir de fluidos hidrotermales con pH neutro a alcalino durante la actividad del sistema hidrotermal. En Valle Esperanza la fugacidad del CO₂ permaneció estable según las seis generaciones de calcita identificadas, mientras que en Loma de la Plata la presencia de calcita y laumontita sugiere fluctuaciones de la presión parcial del CO₂ en el fluido hidrotermal.

A diferencia del depósito Loma Galena, donde la Ag es refractaria y está contenida en los sulfuros de metales base, estos depósitos, con leyes de Ag aún mayores, contienen sulfuros de Ag-Cu y plata nativa.

AGRADECIMIENTOS

Este trabajo es una síntesis de dos trabajos finales de licenciatura realizados en la Universidad Nacional de Río Negro y en la Universidad Nacional del Comahue, los cuales forman parte de proyectos de investigación financiados por

la Agencia Nacional de Promoción Científica y Tecnológica (Proyectos PICT 2013-2916 y PICT-2017-4577), CONICET (Proyecto PIP 2017-2019), la Secretaría de Investigación de la Facultad de Ingeniería de la Universidad Nacional del Comahue (Subsidio n°: 041209), la Universidad Nacional de Río Negro (UNRN 2016 40-A-584) y por el Programa de Cooperación Científico-Tecnológica MINCYT Argentina y ECOS-Sud de Francia. Se agradece especialmente a la Dra. Verónica Bouhier por su colaboración con el muestreo y el preparado de muestras. La obtención de muestras y datos de subsuelo han sido posibles gracias a la compañía minera Pan American Silver.

REFERENCIAS

- Albinson, T., Norman, D.I., Cole, D. y Chomiak, B.A. 2001. Controls on Formation of Low-Sulfidation Epithermal Deposits in Mexico: Constraints from Fluid Inclusion and Stable Isotope Data. En: Albinson, T. y Nelson, C.E. (eds), *New Mines and Discoveries in Mexico and Central America*. Society of Economic Geologists, Special Publication 8, 1-32, Littleton.
- Aragón, E., D'Eramo, F., Castro, A., Pinotti, L., Brunelli, D., Rabbia, O., Rivalenti, G., Varela, R., Spakman, W., Demartis, M., Cavarozzi, C., Aguilera, Y., Mazzucchelli, M. y Ribot, A. 2011. Tectono-magmatic response to major convergence changes in the North Patagonian sub-prasubduction system, the Paleogene subduction-transcurrent plate margin transition. *Tectonophysics* 509 (3-4): 218-237.
- Lizuaín, A., Silva Nieto, D.G., Marquéz, M.J., Parisi, C. y Ardolino, A.A. 2018. Gastre. Hoja Geológica 4369-I. Carta Geológica de la República Argentina. Servicio Geológico Minero Argentino. Instituto de Geología y Recursos Minerales. Buenos Aires.
- Ardolino, A., Lizuaín, A., Salani, F. y Pezzuchi, H. 2011. Mapa geológico preliminar de la Hoja Geológica 4369-II Gan Gan, provincia de Chubut, escala 1:250.000. Servicio Geológico Minero Argentino.
- Bilmes, A., D'Elia, L., Franzese, J. R., Veiga, G. D. y Hernández, M. 2013. Miocene block uplift and basin formation in the Patagonian foreland: The Gastre Basin, Argentina. *Tectonophysics* 601: 98-111.
- Bilmes, A., D'Elia, L., Veiga, G. D. y Franzese, J. R. 2014. Relleno intermontano en el antepaís fragmentado patagónico: Evolución neógena de la Cuenca de Gastre. *Revista de La Asociación Geológica Argentina* 71 (3): 311-330.
- Bouhier, V.E. 2017. Metalogénesis del depósito polimetálico Loma Galena, Proyecto Navidad (42°2'S 68°8'O), Chubut. Tesis Doctoral, Universidad Nacional del Sur (inérita), 299 p., Bahía Blanca.
- Bouhier, V.E., Franchini, M.B., Caffè, P.J., Maydagán, L., Rapela, C.W. y Paolini, M. 2017. Petrogenesis of volcanic rocks that host the world-class Ag-Pb Navidad District, North Patagonian Massif: Comparison with the Jurassic Chon Aike Volcanic Province of Patagonia, Argentina. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 338: 101-120.

- Bouhier, V.E., Franchini, M.B., Tornos, F., Rainoldi, A.L., Patrier, P. y Beaufort, D. 2018. Genesis of the Loma Galena Deposit, Navidad District, Patagonia Argentina. 15° Cuadrennial International Association on the Genesis of Ore Deposits Symposium: 52-53, Buenos Aires.
- Brindley, G.W. y Brown, G. 1980. Crystal structures of clay minerals and their X-ray identification. Mineralogical Society of Great Britain and Ireland 5, 495 p., Twickenham.
- Browne, P.R.L. 1978. Hydrothermal Alteration in Active Geothermal Fields. Annual Review of Earth and Planetary Sciences 6 (1): 229-248.
- Cabaleri, N., Volkheimer, W., Armella, C., Gallego, O., Silva Nieto, D., Páez, M., Cagnoni, M., Ramos, A., Panarello, H. y Koukharsky, M. 2010. Estratigrafía, análisis de facies y paleoambientes de la formación Cañadón Asfalto en el depocentro Jurásico Cerro cóndor, provincia del Chubut. Revista de La Asociación Geológica Argentina 66 (3): 349-367.
- Castro Dorado, A. 2015. Petrografía de rocas ígneas y metamórficas. Paraninfo, 260 p., Madrid.
- Cerrodo, M.E. y López de Luchi, M.G. 1998. Mamil Choique granitoids, southwestern North Patagonian Massif, Argentina: Magmatism and metamorphism associated with a polyphasic evolution. Journal of South American Earth Sciences 11 (5): 499-515.
- Codignotto, J., Nullo, F., Panza, J. y Proserpio, C.A. 1978. Estratigrafía del Grupo Chubut entre Paso de Indios y Las Plumas, provincia del Chubut, Argentina. 7° Congreso Geológico Argentino: 471-480, Neuquén.
- Cooke, D.R., Bull, S.W., Large, R.R. y McGoldrick, P.J. 2000. The importance of oxidized brines for the formation of Australian Proterozoic stratiform sediment-hosted Pb-Zn (sedex) deposits. Economic Geology 95 (1): 1-18.
- Corbett, G. y Leach, T. 1998. Controls on hydrothermal alteration and mineralization. Society of Economic Geologists (6): 69-82.
- Cortiñas, J.S. 1996. La cuenca Somún Curá – Cañadón Asfalto: sus límites, ciclos evolutivos del relleno sedimentario y posibilidades exploratorias. 13° Congreso Geológico Argentino, Actas 1: 147-163, Buenos Aires.
- Cúneo, R., Ramezani, J., Scasso, R.A., Pol, D., Escapa, I., Zavattieri, A. M. y Bowring, S. A. 2013. High-precision U-Pb geochronology and a new chronostratigraphy for the Cañadón Asfalto Basin, Chubut, central Patagonia: Implications for terrestrial faunal and floral evolution in Jurassic. Gondwana Research 24 (3-4): 1267-1275.
- Demoustier, A., Castroviejo, R. y Charlet, J.M. 1997. Clasificación textural del cuarzo epitermal (Au-Ag) de relleno filoniano del área volcánica de cabo de gata, Almería. Boletín Geológico y Minero 109 (5-6): 29-48.
- Dong, G., Morrison, G.W. y Jaireth, S. 1995. Quartz textures in epithermal veins, Queensland--classification, origin and implication. Economic Geology 90 (1920): 1841-1856.
- Echaurren, A., Folguera, A., Gianni, G.M., Orts, D.L., Tassara, A., Encinas, A., Giménez, M. y Valencia, V. 2016. Tectonic evolution of the North Patagonian Andes (41°–44° S) through recognition of syntectonic strata. Tectonophysics 677-678: 99-114.
- 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. Society of Economic Geologists 10: 285-314.
- Fernández Paz, L., Litvak, V.D., Echaurren, A., Iannelli, S.B., Encinas, A., Folguera, A. y Valencia, V. 2018. Late Eocene volcanism in North Patagonia (42°30'–43°S): Arc resumption after a stage of within-plate magmatism. Journal of Geodynamics 113: 13-31.
- Figari, E.G. 2005. Evolución tectónica de la cuenca de Cañadón Asfalto (zona del Valle Medio del Río Chubut). Tesis Doctoral, Universidad Nacional de Buenos Aires (inérita), 198p., Buenos Aires.
- Figari, E.G., Scasso, R.A., Cúneo, R. y Escapa, I. 2015. Estratigrafía y evolución geológica de la cuenca de Cañadón Asfalto, Provincia del Chubut, Argentina. Latin American Journal of Sedimentology and Basin Analysis 22 (2): 135-169.
- Fournier, R. 1985. Carbonate transport and deposition in epithermal environment. Reviews in Economic Geology 2: 63-71.
- Gianni, G.M., Navarrete, C.G. y Folguera, A. 2015a. Synorogenic foreland rifts and transtensional basins: A review of Andean imprints on the evolution of the San Jorge Gulf, Salta Group and Taubaté Basins. Journal of South American Earth Sciences 64: 288-306.
- Gianni, G.M., Navarrete, C., Orts, D.L., Tobal, J., Folguera, A. y Giménez, M. 2015b. Patagonian broken foreland and related synorogenic rifting: The origin of the Chubut Group Basin. Tectonophysics 649: 81-99.
- González, P.D. 2015. Texturas de los cuerpos ígneos. En: Liambias, E. (ed.), Geología de los cuerpos ígneos. Instituto Superior de Correlación Geológica, 167-195, La Plata.
- Hanor, J.S. 2000. Barite-Celestine Geochemistry and Environments of Formation. Reviews in Mineralogy and Geochemistry 40 (1): 193-275.
- Hedenquist, J.W., Arribas R.A., Gonzalez-Urien, E. y Arribas, A.R. 2000. Exploration for epithermal gold deposits. Reviews in Economic Geology 13 (1): 245-277.
- Hedenquist, J.W. y Browne, P.R.L. 1989. The evolution of the Waiotapu geothermal system, New Zealand, based on the chemical and isotopic composition of its fluids, minerals and rocks. Geochimica et Cosmochimica Acta 53 (9): 2235-2257.
- Homocv, J., Figari, E.G. y Courtade, S.F. 1991. Geología de la Cuenca de Cañadón Asfalto, Provincia del Chubut. Informe Yacimientos Petrolíferos Fiscales (inérito), 27 p. Buenos Aires.
- Kristmannsdóttir H. y Tómasson J. 1978. Zeolites zones in geothermal areas in Iceland. En: Sand L.B. y Mumpton F.A. (eds.), Natural zeolites; occurrence, properties, use. Pergamon Press, 277–284, New York.
- Lagorio, S., Busteros, A., Silva Nieto, D. y Giacosa, R. 2015. Nuevas edades U-Pb SHRIMP en granitoides del Batolito de la Patagonia Central, Gastre, Provincia del Chubut (República Argentina). 14° Congreso Geológico Chileno: 874-877, La Serena.

- Le Maitre, R., Streckeisen, A., Zanettin, B., Le Bas, M.J., Bonin, B. y Bateman, P. 2002. *Igneous Rocks: A Classification and Glossary of Terms (Recommendations of the IUGS Subcommission on the Systematics of Igneous Rocks)*. Le Maitre, R.W. (ed.), Cambridge University Press, 239 p., Cambridge.
- Lizuaín, A. y Silva Nieto, D. 1996. Estratigrafía mesozoica del río Chubut medio (Sierra de Taquetrén). Provincia de Chubut. 13° Congreso Geológico Argentino y 3o Congreso de Exploración de Hidrocarburos, Actas 1: 479-493, Buenos Aires.
- López de Luchi, M.G. y Cerredo, M. 2008. Geochemistry of the Mamil Choique granitoids at Río Chico, Río Negro, Argentina: Late Paleozoic crustal melting in the North Patagonian Massif. *Journal of South American Earth Sciences* 25 (4): 526-546.
- Márquez, M., Zubia, M., Giacosa, R., Trevisiol, S.A. y Fernández, M. 2016. Características geológicas y metalogenéticas del depósito Navidad (Ag-Pb-Zn-Cu), Macizo Somún Cura, Chubut, Argentina. Instituto de Geología y Recursos Minerales. Servicio Geológico Minero Argentino. Boletín 40, 50p., Buenos Aires.
- Mazzoni, M. 1985. La Formación Sarmiento y el vulcanismo paleógeno. *Revista de La Asociación Geológica Argentina* 40 (1-2): 60-68.
- McPhie, J. Doyle, M. y Allen, R. 1993. *Volcanic textures: a guide to the interpretation of textures in volcanic rocks*. University of Tasmania, 198 p., Tasmania.
- Medina, F.A. Camacho, H.H. y Malagnino, E.C. 1990. Bioestratigrafía del Cretácico superior - Paleoceno Marino de la Formación Lefipán, Barranca de los Perros, Río Chubut, Chubut. 5° Congreso Argentino de Paleontología y Bioestratigrafía: 137-142, San Miguel de Tucumán.
- Montgomery, A. 2003. Preliminary petrology of the high-grade Ag-Cu-Pb Navidad Project, Northern Patagonia, Argentina. Tesis doctoral, Queen University (Inédita), 158 p., Kingston.
- Nullo, F. 1979. Descripción geológica de la hoja 39c, Paso Flores. Carta Geológico-Económica de la República Argentina. Escala 1:200.000. Provincia de Río Negro. Servicio Geológico Nacional, Boletín 167, 78 p., Buenos Aires.
- Pan American Silver Corp. 2020. <https://www.panamericansilver.com>
- Papu, O.H. Volkheimer, W. y Sepúlveda, E.G. 1988. Masulas de Salvinia-acea del Cretácico tardío de Nordpatagonia y sur de Mendoza, Argentina: su importancia bioestratigráfica y paleoambiental. 5° Congreso Geológico Chileno: 67-81, Santiago de Chile.
- Passalia, M.G. Llorens, M. y Páez, M. 2015. First megafloristic record for the Chubut Group at Somuncurá-Cañadón Asfalto Basin: An angiosperm dominated flora from the Upper Cretaceous Puesto Manuel Arce Formation, Patagonia Argentina. *Cretaceous Research* 56: 200-225.
- Pratt, W. 2010. Mapping Program, Navidad Silver Project, Chubut, Argentina. Reporte Privado para Pan American Silver, 35 p.
- Proserpio, C.A. 1978. Descripción geológica de la Hoja 42d, Gastre, Provincia del Chubut: Carta geológica-económica de la República Argentina, escala 1: 200.000. Boletín 159, Servicio Geológico Nacional, 76p, Buenos Aires.
- Rabassa, M. 1978. Estratigrafía de la región Pilcaniyeu - Comallo, provincia de Río Negro. 7° Congreso Geológico Argentino, Actas: 713-746, Buenos Aires.
- Rapela, C.W. Dias, C.F. Francese, J.R. Alonso, G. y Benevenuto, A.R. 1991. El batolito de la Patagonia central: evidencias de un magmatismo triásico-jurásico asociado a fallas transcurrentes. *Revista Geológica de Chile* 18 (2): 121-138.
- Rapela, C.W. y Mahlburg Kay, S. 1988. Late Paleozoic to Recent magmatic evolution of northern Patagonia. *Episodes* 11 3: 175-182.
- Rapela, C.W. y Pankhurst, R.J. 1992. The granites of northern Patagonia and the Gastre Fault System in relation to the break-up of Gondwana. *Geological Society, Special Publications* 68 (1): 209-220, London.
- Rauhut, O.W.M. 2006. A brachiosaurid sauropod from the Late Jurassic Cañadón Calcáreo Formation of Chubut, Argentina. *Fossil Record* 9 (2): 226-237.
- Ravazzoli, I.A. y Sesana, F.L. 1977. Descripción Geológica de la Hoja 41 c, Río Chico. Provincia de Río Negro. Escala 1:200.000. Carta Geológico-Económica de la República Argentina. Servicio Geológico Nacional Boletín 148, 82 p. Buenos Aires.
- Reyes, A.G. 1990. Petrology of Philippine geothermal systems and the application of alteration mineralogy to their assessment. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 43 (1-4): 279-309.
- Savignano, E., Mazzoli, S., Arce, M., Franchini, M.B., Gautheron, C., Paoletti, M. y Zattin, M. 2016. (Un)Coupled thrust belt-foreland deformation in the northern Patagonian Andes: New insights from the Esquel-Gastre sector (41°30'-43°S). *Tectonics* 35 (11): 2636-2656.
- Sillitoe, R.H. 2007. Geological model and exploration potential of the Navidad Silver-Lead Deposit, Chubut Province, Argentina. Reporte para Aquiline Resources (inédito), 17p.
- Silva Nieto, S., Cabaleri, N., Armella, C., Volkheimer, W. y Gallego, O.F. 2007. Hipótesis sobre la evolución tecto-sedimentaria de los depocentros de la cuenca de Cañadón Asfalto (Jurásico-Cretácico), provincia del Chubut. *Ameghiniana* 44 (4): 67.
- Simmons, S.F. y Browne, P.R.L. 2000. Hydrothermal minerals and precious metals in the Broadlands-Ohaaki geothermal system: Implications for understanding low-sulfidation epithermal environments. *Economic Geology* 95 (5): 971-999.
- Simmons, S.F. y Christenson, B.W. 1994. Origins of calcite in a boiling geothermal system. *American Journal of Science* 294 (3): 361-400.
- Simpson, M.P. y Mauk, J.L. 2011. Hydrothermal alteration and veins at the epithermal Au-Ag deposits and prospects of the Waitakauri area, Hauraki goldfield, New Zealand. *Economic Geology* 106 (6): 945-973.
- Skinner, B. Jambor, J. y Ross, M. 1966. Mckinstryite, a new copper-silver sulfide. *Economic Geology* 61: 1383-1389.
- Utada, M. 2001. Zeolites in Hydrothermally Altered Rocks. *Reviews in Mineralogy and Geochemistry* 45 (1): 305-322.
- Volkheimer, W. 1964. Estratigrafía de la zona extraandina del Departa-

- mento de Cushamen (Chubut). *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 19 (2): 85-107.
- Volkheimer, W., Quattrocchio, M., Cabaleri, N. y García, V. 2008. Palynology and paleoenvironment of the Jurassic lacustrine Cañadón Asfalto Formation at Cañadón Lahuincó locality, Chubut Province, Central Patagonia, Argentina. *Revista Española de Micropaleontología* 40 (1): 77-96.
- von Gosen, W. y Loske, W. 2004. Tectonic history of the Calcatapul Formation, Chubut province, Argentina, and the "Gastre fault system." *Journal of South American Earth Sciences* 18 (1): 73-88.
- Williams, D.K. 2010. Geology and mineralization of the Navidad Ag-Pb-Cu-Zn District, Chubut Province, Argentina. *Society of Economic Geologists Special Publication* 15: 203-227.
- Yrigoyen, M. T. 1969. Problemas estratigráficos del Terciario de Argentina. *Ameghiniana* 6 (4): 315-329.
- Zaffarana, C.B., Lagorio, S.L., Gallastegui, G., Wörner, G., Orts, D.L., Gregori, D., Poma, S., Busteros, A., Giacosa, R., Silva Nieto, D., Ruiz González, V., Boltshauser, B., Puigdomenech, C. y Haller, M. 2020. Petrogenetic study of the Lonco Trapial volcanism and its comparison with the Early-Middle Jurassic magmatic units from northern Patagonia. *Journal of South American Earth Sciences* 101: 1-34.
- Zaffarana, C.B., Lagorio, S., Orts, D.L., Busteros, A., Silva Nieto, D., Giacosa, R., Ruiz González, V., Boltshauser B., Puigdomenech Negre, C., Somoza, R. y Haller, M. 2018. First geochemical and geochronological characterization of Late Cretaceous mesosilicic magmatism in Gastre, Northern Patagonia, and its tectonic relation to other coeval volcanic rocks in the region. *Geological Magazine* 156 (7): 1285- 1294.
- Zaffarana, C.B., Somoza, R. y López de Luchi, M.G. 2014. The Late Triassic Central Patagonian Batholith: Magma hybridization, $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ ages and thermobarometry. *Journal of South American Earth Sciences* 55: 94-122.
- Zaffarana, C.B. y Somoza, R. 2012. Palaeomagnetism and $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ dating from Lower Jurassic rocks in Gastre, central Patagonia: further data to explore tectonomagmatic events associated with the break-up of Gondwana. *Journal of the Geological Society* 169 (4): 371-379.
- Zhai, W., Sun, X., Sun, W., Su, L., He, X. y Wu, Y. 2009. Geology, geochemistry, and genesis of Axi: A Paleozoic low-sulfidation type epithermal gold deposit in Xinjiang, China. *Ore Geology Reviews* 36 (4): 265-281.