

Mineralización, control estructural y modelado 3D de clavos mineralizados en la veta Julieta, distrito Casposo (Cordillera Frontal, San Juan, Argentina)

* Diego Palma^{1,2}, Sebastián Jovic^{1,2,3}, Luciano López^{1,2}, Diego Guido^{1,2}, Gerardo Páez^{1,2},
Facundo De Martino^{1,2}, Gustavo Sotarello⁴, Pablo Rolando⁴

¹ Instituto de Recursos Minerales, Facultad de Ciencias Naturales y Museo, Universidad Nacional de La Plata, Calle 64 e/ 120 y 121, La Plata (1900), Buenos Aires, Argentina.

diego.palma@gsuite.fcnym.unlp.edu.ar, sebastianjovic@gmail.com, luchogeo@gmail.com, diegoguido@yahoo.com, gerardo.paez.unlp@gmail.com, facundodemartino@gmail.com

² Consejo Nacional de Investigaciones Científicas y Técnicas (CONICET), Godoy Cruz 2290 (C1425FQB), CABA, Argentina.

³ Departamento de Geología, Universidad de Buenos Aires, Intendente Güiraldes 2160 (C1428EHA), Pabellón 2, Buenos Aires, Argentina.

⁴ Austral Gold Ltd., 14 de Febrero 2065, oficina 1103, Antofagasta, Chile.
gustavo.sotarello@australgold.com, pablo.rolando@australgold.com

* Autor de correspondencia: diego.palma@gsuite.fcnym.unlp.edu.ar, palmadiegosebastian@gmail.com

RESUMEN. El distrito Casposo se encuentra ubicado en la cordillera Frontal, en el centro-oeste de la provincia de San Juan, Argentina. Se caracteriza por la presencia de un sistema de vetas epitermales de baja sulfuración hospedado en rocas volcánicas del Grupo Choyoi, donde se destacan los sectores Mercado-Kamila y Julieta, los cuales concentran los mayores recursos del distrito. El sector Julieta es un sistema vetiforme auroargentífero de cuarzo-calcita, con texturas bandeadas coliformes, brechosas y reemplazos tipo *lattice bladed*. En este estudio, a partir del análisis detallado de la mineralogía y textura de las vetas del sector Julieta (denominadas en este trabajo simplemente como veta Julieta), se discriminaron 9 pulsos que fueron agrupados en 4 eventos principales, 3 de ellos de naturaleza hidrotermal y 1 del tipo tectónico-hidrotermal. Los pulsos P1, P2 y P3 son estériles y de naturaleza carbonática, mientras que P4 y P5A son de composición calcedónica y con textura bandeada coliforme. Este último posee bandas color crema con adularia y bandas negras tipo *ginguro bands*, a las cuales se asocian máximos valores de 5,5 g/t Au y 52 g/t Ag. El pulso P5B también es silíceo, aunque de textura brechosa, mientras que el pulso P6 es de naturaleza silíceo-carbonática. La evolución de los pulsos migra hacia composiciones carbonáticas, representada por los pulsos P7 y P8, ambos de textura brechosa. El último evento consiste en un pulso silíceo-ferruginoso del tipo tectónico-hidrotermal (P9). La veta Julieta posee un rumbo definido NO-SE, con subestructuras menores de orientación E-O y N-S, y puede dividirse en 3 segmentos según su morfología: norte, central y sur. Tanto los mayores espesores, como las mayores inclinaciones y los altos valores de metales preciosos se asocian a inflexiones generadas entre los 3 segmentos. Respecto a la geometría de los clavos mineralizados, la veta posee un clavo principal subhorizontal, el que respondería a un control del tipo litológico, en tanto que clavos secundarios subverticales obedecerían a un control del tipo estructural. Por otro lado, diferencias en la reología de las unidades hospedantes de la mineralización estarían controlando la morfología de la veta, y conformarían, en este caso, un sigmoide en la vertical. Factores como la evolución composicional de los eventos mineralizantes, la morfología del cuerpo mineralizado y la distribución de los metales preciosos permitieron identificar en este trabajo la importancia del control litológico y estructural en la mineralización de la veta Julieta.

Palabras clave: Control estructural, Mineralización, Baja sulfuración, 3D.

ABSTRACT. Mineralization, structural control, and 3D modelling of ore shoots in Julieta vein, Casposo district (Cordillera Frontal, San Juan, Argentina). The Casposo District is located in the Cordillera Frontal, in the center-west of San Juan Province, Argentina. It is characterized by the presence of a low sulfidation epithermal system hosted in volcanic rocks of the Choiyoi Group, where the Mercado-Kamila and Julieta are the more important sectors, concentrating the largest resources of the district. Julieta consists of a quartz-calcite (Au-Ag) vein system, with colloform-banded and brecciated textures, as well as lattice-bladed replacements. In this study, a detailed analysis of the mineralogy and textures of the Julieta Vein system identifies 9 pulses grouped into 4 main events, 3 hydrothermal and 1 tectonic-hydrothermal. Pulses P1, P2 and P3 are barren and carbonated in nature. Pulses P4 and P5A are of chalcedony composition with a colloform-banded texture, where the last one shows cream-colored adularia bands and black ginguero bands, to which high Au (5,5 g/t) and Ag (52 g/t) values are associated. Pulse P5B is of silicic nature as well, although with a brecciated texture, whereas pulse P6 is siliceous carbonate. The composition of these pulses migrates to carbonates represented by P7 and P8, both of brecciated texture. Finally, the system closes with the tectonic-hydrothermal pulse P9. Julieta Vein has a dominant NW-SE strike, with minor subveins of E-W and N-S orientation, that can be divided into 3 segments: North, Central and South. The greater thicknesses, as well as the greater inclinations and high precious metals values are associated with inflections between the 3 segments. Concerning the ore shoots geometry, the structure has a main lithologically controlled subhorizontal ore shoot, while the secondary subvertical ore shoots are structurally controlled. Differences in the rheology of the host rock would control the vein morphology, forming a vertical jog. Factors such as the evolution of the mineralizing events, the vein morphology, and the precious metals distribution, allowed us to identify the importance of the lithological and structural controls in the development of mineralization in the Julieta Vein.

Keywords: Structural control, Mineralization, Low sulfidation, 3D.

1. Introducción

Los sistemas epitermales se desarrollan a partir de la interacción de fluidos, estructuras y otras variables, como el tipo de roca, la temperatura y la geoquímica del sistema, en zonas poco profundas de la corteza (menos de 1.500 m de profundidad) las que, al estar sometidas a un régimen tectónico activo, se fracturan de manera frágil, y generan la permeabilidad necesaria para la circulación de fluidos. Esto conlleva a que la forma y locación de los depósitos resultantes se encuentren íntimamente relacionados con el marco estructural local, el cual provee la vía primaria (e.g., fallas y fracturas) para el ascenso de fluidos magmáticos profundos al ambiente epitermal somero, junto con su posterior mezcla con aguas meteóricas descendentes (e.g., Sibson, 1996; Corbett y Leach, 1997¹; Ebert y Rye, 1997; Cox, 2005). Los metales preciosos son poco solubles, por lo que, al estar en solución, cualquier mínimo cambio en las condiciones fisicoquímicas produce la desestabilización de los complejos por los cuales se transportan, y ocasiona su precipitación a partir de los fluidos circundantes con el consiguiente relleno de espacios abiertos, con texturas y mineralogías específicas, sumado a la alteración hidrotermal de las rocas hospedantes (Simmons *et al.*, 2005).

En subsuperficie, la distribución tridimensional de las fallas y fracturas está controlada principalmente por el gradiente de fluidos y el campo de tensiones, pero también puede estar influenciada por las anisotropías mecánicas preexistentes y las características reológicas de las rocas hospedantes (Cox *et al.*, 2001). Las fallas actúan como canales para el tránsito de fluidos y los sectores con mayor apertura pueden aumentar el flujo de fluidos hidrotermales, promoviendo así el desarrollo de zonas con mayor concentración de mineralización, denominadas clavos mineralizados (Corbett, 2002; Páez *et al.*, 2011). Las zonas de mayor apertura suelen estar asociadas con cambios en el rumbo e inclinación de las fallas que las albergan; asimismo, la terminación de estas, junto a inflexiones y bifurcaciones, son usualmente sectores de alta permeabilidad (Cox *et al.*, 2001).

Los depósitos minerales vetiformes se caracterizan por presentar variaciones en la distribución de los elementos geoquímicos en el interior de las vetas, tanto lateral como verticalmente, lo que puede conducir a la formación de clavos mineralizados. Asimismo, factores como la morfología, el espesor y la continuidad de las vetas están controlados por la litología, la estructura o por una combinación de ambos factores.

¹ Corbett, G.J.; Leach, T.M. 1997. Southwest Pacific Rim gold-copper systems: structure, alteration, and mineralization. Short course manual: 318 p.

El distrito Casposo se encuentra ubicado en la cordillera Frontal, en el centro-oeste de la provincia de San Juan, a ~200 km al NO de la ciudad de San Juan, Argentina (Fig. 1A). El distrito se caracteriza por la presencia de un extenso sistema de vetas epitermales de baja sulfuración, con anomalías de Au-Ag (Cu-Pb-Zn-Mo), hospedado en rocas volcánicas del Grupo Choyoi afectadas por múltiples estructuras con diferentes orientaciones (Sotarello *et al.*, 2002). Regionalmente, el tren estructural que controla la mineralización de Au-Ag tiene una dirección predominante NO-SE (Fig. 1B). En él se minaron tres sectores: Mercado, Kamila y Julieta, los que concentran los mayores recursos del depósito. Julieta se encuentra a ~5 km al NO de Mercado y Kamila, y se ubica a alturas medias de 3.000 a 3.500 m s.n.m. (Fig. 1B).

La mineralización se desarrolla en un sistema de vetas de cuarzo-calcita (adularia+illita+sericita+sulfuros), con rumbos NO-SE, N-S y E-O (Fig. 1B), potencias de hasta 10-15 m e inclinaciones de 60 a 75° al SO y/o subverticales (Palma *et al.*, 2017; Palma, 2021). La mena mineral incluye Au y Ag nativos, electrum, acantita, argentotennantita, tetraedrita y sulfosales

de plata, asociada con agregados minerales de pirita fina diseminada, esfalerita, calcopirita, galena, arsenopirita, digenita y molibdenita (Sotarello *et al.*, 2002; Palma *et al.*, 2021).

En este trabajo se describen los controles estructurales y litológicos que afectaron la distribución, morfología y orientación de los clavos mineralizados en la veta Julieta. Además, se detalla la evolución del sistema hidrotermal de esta estructura, a partir de la discriminación de pulsos y eventos mineralizantes. Entender la disposición y geometría de esta veta, su evolución, y la morfología de los clavos mineralizados, es una herramienta indispensable para la exploración de zonas con características similares no solo en el distrito Casposo, sino en todo el ámbito de la cordillera Frontal.

2. Marco geológico

2.1. Geología del distrito Casposo

El sistema epitermal del distrito Casposo se encuentra emplazado en rocas ígneas del Permo-

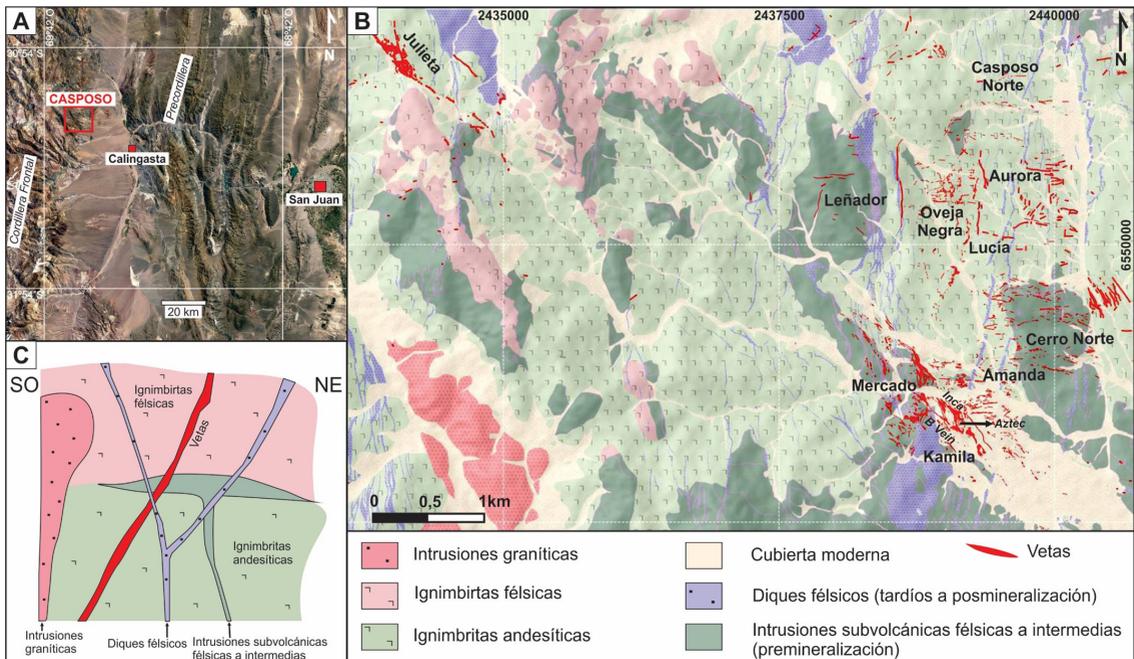


FIG. 1. A. Ubicación del distrito Casposo. B. Mapa geológico regional del distrito (tomado de Páez *et al.*, 2018²), donde los sectores se especifican en negrita y las vetas menores en cursiva. C. Perfil esquemático del Grupo Choyoi en la zona de estudio.

² Páez, G.; Permuy Vidal, C.; Jovic, S.; López, L.; Guido, D. 2018. Geología y metalogénesis del Distrito Minero Casposo, Provincia de San Juan, Argentina. Compañía Austral Gold Informe Interno (Inédito): 45 p. San Juan.

Triásico correspondientes al Grupo Choiyoi (Fig. 1B y C), que abarca casi la totalidad de los afloramientos presentes en la zona de estudio. La secuencia estratigráfica de la región comprende un basamento metasedimentario (identificado fuera del área de estudio) de ambiente marino somero, asignado al Carbonífero Superior-Pérmico Inferior, y definido por Caballé (1986) como Formación La Puerta. Sobre él se disponen en discordancia angular vulcanitas y piroclastitas mesosilícicas a ácidas del Grupo Choiyoi, de edad pérmica inferior-triásica media (Llambías, 1999). Las rocas volcánoclasticas están representadas por ignimbritas andesíticas en la parte inferior de la secuencia e ignimbritas riolíticas en la superior, las que se encuentran atravesadas por sistemas de diques félsicos y plutones graníticos-granodioríticos, asignados al evento magmático del Grupo Choiyoi (Fig. 1C; Llambías, 1999). Sobre las rocas permo-triásicas se disponen en discordancia vulcanitas y piroclastitas de composición variada del período Cretácico-Terciario (Formación Las Chinchas; Caballé, 1986) que, al igual que el caso anterior, son intruidas por plutonitas de composición diversa.

2.2. Mineralización del distrito Casposo

El distrito Casposo está conformado por un extenso sistema de vetas epitermales de baja sulfuración y caracterizado por tres orientaciones principales: NO-SE (N300-N330), N-S (N350-N0) y E-O (Fig. 1B). Estas orientaciones responderían a sucesivos eventos de compresión-extensión E-O y N-S, que reactivaron estructuras regionales de orientación NO-SE (Nelson, 2008; Miller, 2011³). Dentro de este esquema, las vetas E-O se habrían formado durante un primer evento de mineralización, posteriormente, y con una cinemática sinistral, las vetas NO-SE, y finalmente las vetas N-S (Nelson, 2008). El sistema NO-SE se encuentra alojado a lo largo de un corredor de ~8 km de longitud, y en su extremo SE está la mineralización principal correspondiente a dos sectores: Mercado y Kamila (Fig. 1B). En esta última predominan tres vetas de distinta orientación que forman una zona de transferencia: las vetas B Vein e Inca, de rumbo NO-SE e inclinación al SO, las que se encuentran unidas por un segmento N-S e inclinación al O llamado Aztec (Fig. 1B; Jovic *et al.*, 2018). Estas estructuras están rellenas por varios pulsos hidrotermales compuestos

por bandeados crustiformes-coloformes de cuarzo, calcedonia y adularia, y brechas con cemento de sulfuros (Palma *et al.*, 2018). A lo largo del rumbo las vetas son sinuosas, con habituales cambios en su orientación e inclinación, en tanto que en profundidad su espesor decrece hasta continuar como zonas de fallas. Las vetas alcanzan potencias de hasta 10-15 m y su inclinación varía desde subvertical hasta 60-75° al SO. En el extremo NO del corredor NO-SE, se aloja la veta Julieta (Fig. 1B), con geometría en planta sigmoidal y espesores de hasta 4 m en la superficie y 11 m en profundidad; está compuesta por rellenos bandeados de cuarzo y calcita, similares a las texturas de las vetas E-O registradas en las cercanías de la zona de operaciones. Las vetas E-O están representadas por los sectores Cerro Norte, Casposo Norte, Amanda y Oveja Negra, en tanto que las de rumbo N-S se encuentran en Lucía, Aurora y Leñador (Fig. 1B). En ambas direcciones las vetas tienen espesores de hasta 1,5 m y corridas de longitudes de hasta 1-2 km, caracterizadas por rellenos bandeados coloformes-crustiformes de cuarzo y calcita (Palma, 2021).

Las tres direcciones de vetas epitermales están afectadas por fallas normales de rumbo N-S, algunas ocupadas por diques posminerales, las cuales provocan dislocamientos locales de varias decenas de metros. Finalmente, reactivaciones de fallas con direcciones E-O y NO-SE generan un cizallamiento póstumo que produce desplazamientos y repeticiones menores de las vetas.

3. Metodología

Este estudio corresponde a un análisis integral de la información asociada a la veta Julieta, el que incluyó tareas de mapeo geológico, mapeo de detalle de las mineralizaciones, muestreo de superficie, interpretación de secciones transversales y longitudinales, relogueo de detalle de testigos corona con énfasis en los eventos mineralizantes y modelado 3D.

Se realizó un relevamiento a escala 1:3.000, focalizado en los aspectos texturales, estructurales y composicionales predominantes de las mineralizaciones. De este modo, las estructuras se clasificaron en: i) vetas con espesores mayores que 20 cm, ii) *stockworks* definidos como vetillas densamente interconectadas, y iii) vetillas con espesores menores que 20 cm.

³ Miller, J. 2011. Structural controls on the Casposo gold-silver mineralization, Casposo Region, Argentina. Compañía Troy Resources Ltd., Informe Interno (Inédito): 54 p. San Juan.

Con la información disponible de sondajes se reanalizaron las secciones transversales de la veta y se elaboraron secciones longitudinales. A partir de ellas, se interpretó la morfología y los controles de la mineralización. Para el modelo se utilizó información de 30 pozos de diamantina, los cuales poseen una longitud promedio de 200 m desde la superficie. En cada pozo se estudió el tramo mineralizado, se realizó una caracterización a escala macroscópica de los distintos pulsos mineralizantes a partir de sus relaciones de corte, y se determinaron, de esta manera, texturas, morfologías, mineralogía y alteraciones.

El modelado 3D de la veta, así como las interpolaciones de los valores de los elementos y sus relaciones, se efectuó mediante el *software* Leapfrog Geo 4.3 (www.leapfrog3d.com). La compañía Minera Austral Gold S.A proveyó 2.973 análisis geoquímicos de muestras de mineralización y roca encajante, procedentes de testigos de las perforaciones y de canaletas en trincheras en superficie. El modelado 3D de la veta se realizó empleando la siguiente información: mapeo de superficie e información geológica-geoquímica tanto de trincheras (n=111) como de perforaciones de diamantina (n=88). La asignación de los tramos mineralizados relevados en las perforaciones y trincheras a cada una de las vetas fue hecha manualmente, a partir del análisis de la continuidad en profundidad de la veta reconocidas en el mapeo de superficie. De esta manera se modelaron la veta principal (veta Julieta), tres vetas menores hacia el techo (*hanging wall*) y una veta hacia el piso de la veta principal (*footwall*; Fig. 2).

Sobre el modelo 3D de la veta Julieta, se extrajeron datos de rumbo e inclinación de forma

sistemática, manteniendo un distanciamiento entre los datos de 20 m. Estos antecedentes estructurales fueron agrupados de acuerdo con los segmentos identificados en la superficie: norte, central y sur.

4. Resultados y discusión

4.1. Geología de la veta Julieta

La geología de la roca hospedante en el sector de la veta Julieta está compuesta por dos secuencias de ignimbritas cristaloclásticas andesíticas a dacíticas, aquí denominadas informalmente como Ignimbrita Inferior e Ignimbrita Superior. Ambas secuencias están separadas por una discordancia angular de entre 10 y 20°. La Ignimbrita Inferior se inclina 25 a 40° hacia el O-NO, mientras que la Ignimbrita Superior unos 5 a 20° al O. Este paquete piroclástico es intruido por una serie de cuerpos subvolcánicos pre y posmineralización que incluyen diques, filones capa y criptodomas (Fig. 1C).

La mineralización se aloja principalmente en un sistema vetiforme auroargentífero de cuarzo-calcita, con una extensión aproximada de 700 a 1.000 m de longitud, espesores de hasta 11 m y contenidos máximos de 5,5 g/t de Au y 52 g/t de Ag. La mineralización ocurre tanto por reemplazo como por relleno de espacios abiertos, donde este último es el proceso predominante. Las texturas más abundantes son bandeadas crustiforme, coloforme y masiva, además de tipo brecha y reemplazos de calcita tipo *bladed*. Las vetas también presentan piritita finamente diseminada en la matriz, escasa adularia en cristales subhedrales y bajo contenido de metales base (D'orazio, 2009).

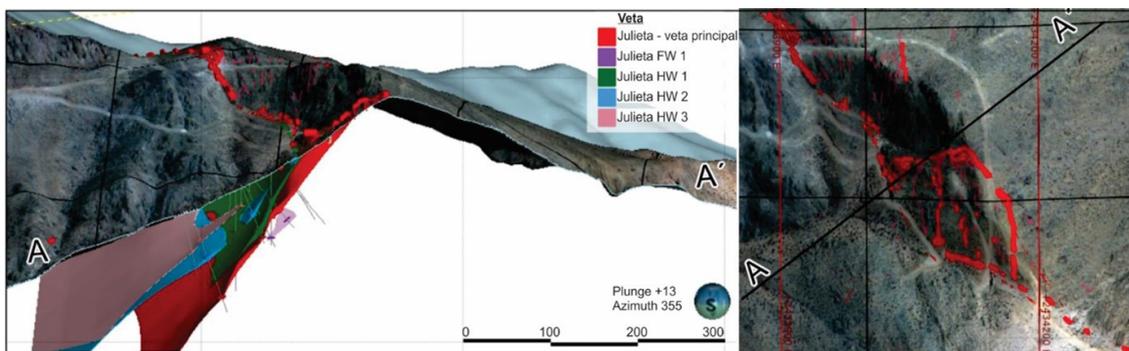


FIG. 2. **Izquierda:** sección transversal OSO-ENE del sistema de vetas Julieta. Se observan los tramos mineralizados en las perforaciones y trincheras, los que fueron empleados para la construcción del modelo tridimensional de la veta principal y las vetas del *hanging wall* (HW) y la del *footwall* (FW). **Derecha:** vista en planta y ubicación de la sección transversal.

La veta Julieta posee tres direcciones principales: NO-SE, N-S y E-O (Fig. 3A). Las vetas NO-SE son las más importantes y se encuentran acompañadas por abundantes vetillas en la roca de caja, por sectores con desarrollo de *stockworks* y por brechas hacia los bordes o periferias de las estructuras. El relleno más abundante es el carbonato, mientras que el relleno silíceo está más localizado (Figs. 3B y C). La proporción de carbonatos aumenta hacia el NO, en cambio el contenido de sílice se incrementa hacia las

orientaciones N-S del segmento central. En el rumbo N-S predominan estructuras delgadas con espesores menores que 0,5 m, compuestas mayoritariamente por cuarzo y ocasionalmente por carbonato. En el rumbo E-O, en tanto, la textura brechosa está bien definida.

A partir del mapeo de superficie se definieron 3 segmentos principales (Fig. 3A): i) norte, ii) central y iii) sur, cada uno asociado a diferentes texturas de relleno con un rango de Au entre 1,8 y 5,5 g/t y de Ag entre 10,3 y 52 g/t.

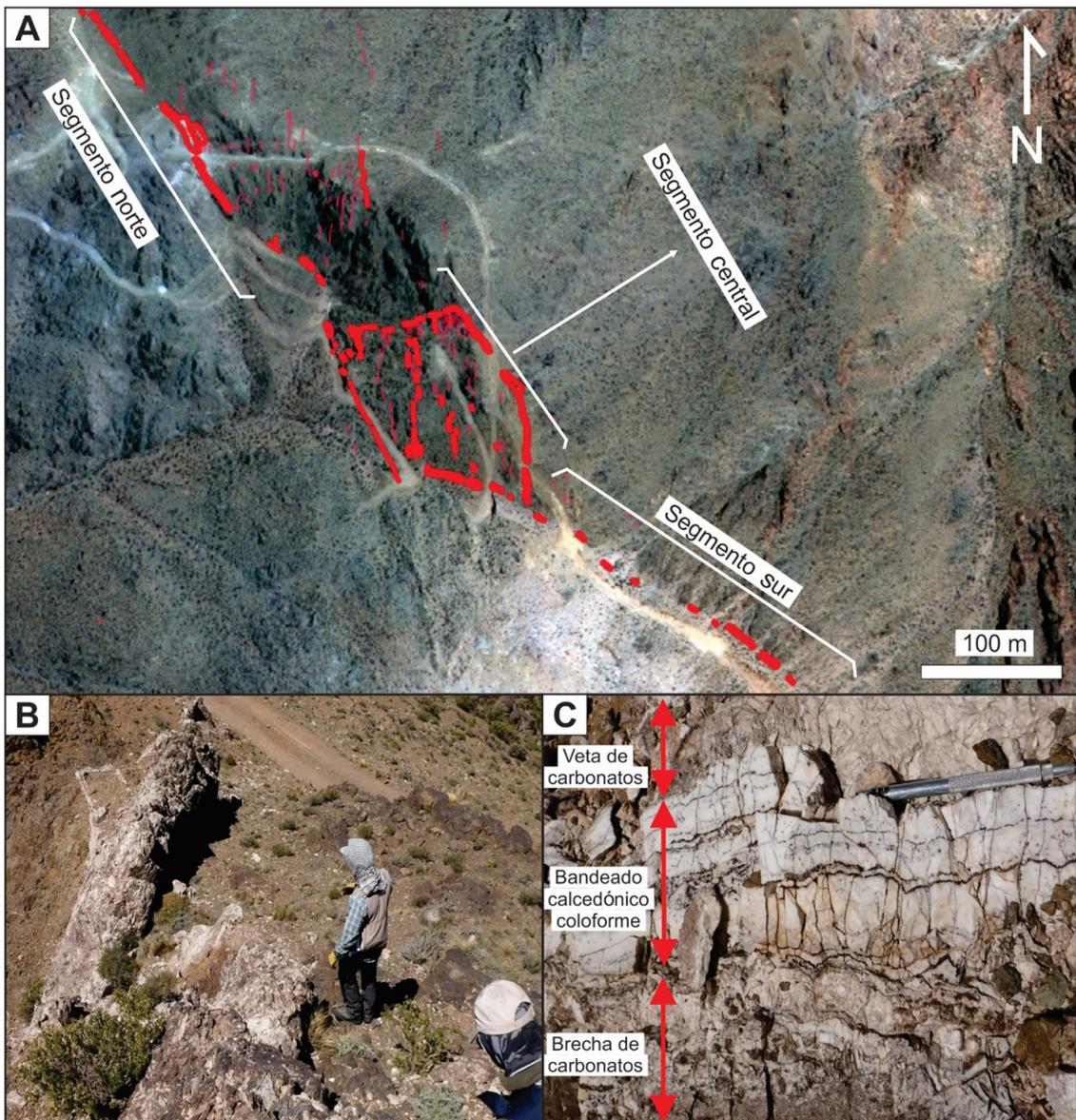


FIG. 3. A. Vista en planta de la veta Julieta, donde se diferencian los 3 segmentos principales. B. Afloramiento de la veta, vista hacia el SE. C. Detalle de las texturas presentes.

4.2. Eventos de relleno de la veta Julieta

La veta Julieta presenta un relleno multiepisódico, constituido por cuatro eventos que agrupan una serie de pulsos de relleno/reemplazo producto de la circulación de fluidos hidrotermales (Fig. 4).

A continuación, se describe detalladamente y en orden cronológico la secuencia paragenética de los diferentes pulsos asociados a los cuatro eventos identificados en la veta Julieta (Fig. 4).

4.2.1. Evento 1 carbonático (E1):

Pulso 1 (P1): corresponde a carbonatos de textura bandeada coloforme gruesa. Las bandas alternan

carbonato de color rosado, posiblemente rodocrosita o manganocalcita y calcita (Fig. 5A). Los cristales se presentan bien desarrollados, aunque en ocasiones son masivos.

Pulso 2 (P2): es una brecha con matriz carbonática fina de coloración grisácea, con un arreglo de tipo mosaico (Fig. 5A). Posee clastos subangulosos del pulso previo (P1) y de la roca de caja.

Pulso 3 (P3): similar al pulso P2, presenta una textura brechosa con una matriz fina de tonalidad rosada, de composición carbonática, con arreglo en mosaico y clastos redondeados de los pulsos P1 y P2 (Fig. 5B).

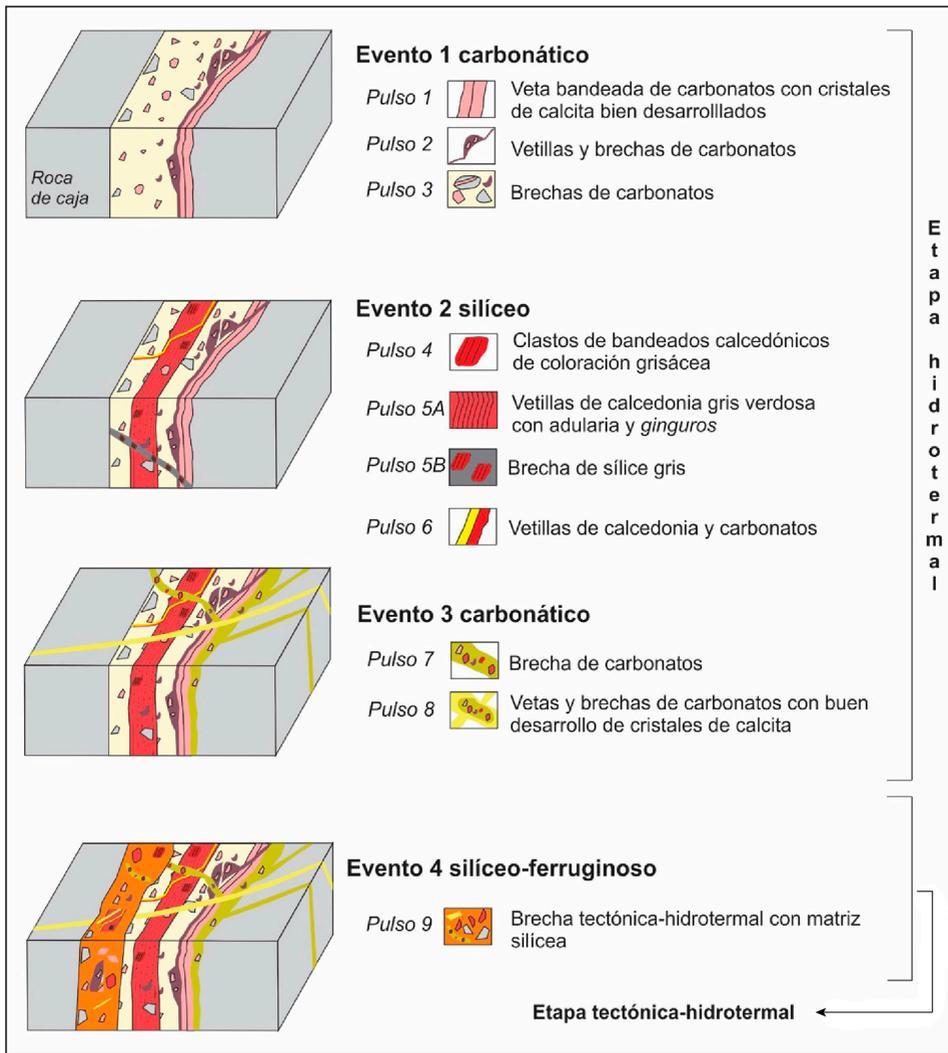


FIG. 4. Bosquejo esquemático que muestra la evolución temporal de los pulsos hidrotermales en la estructura de la veta Julieta.

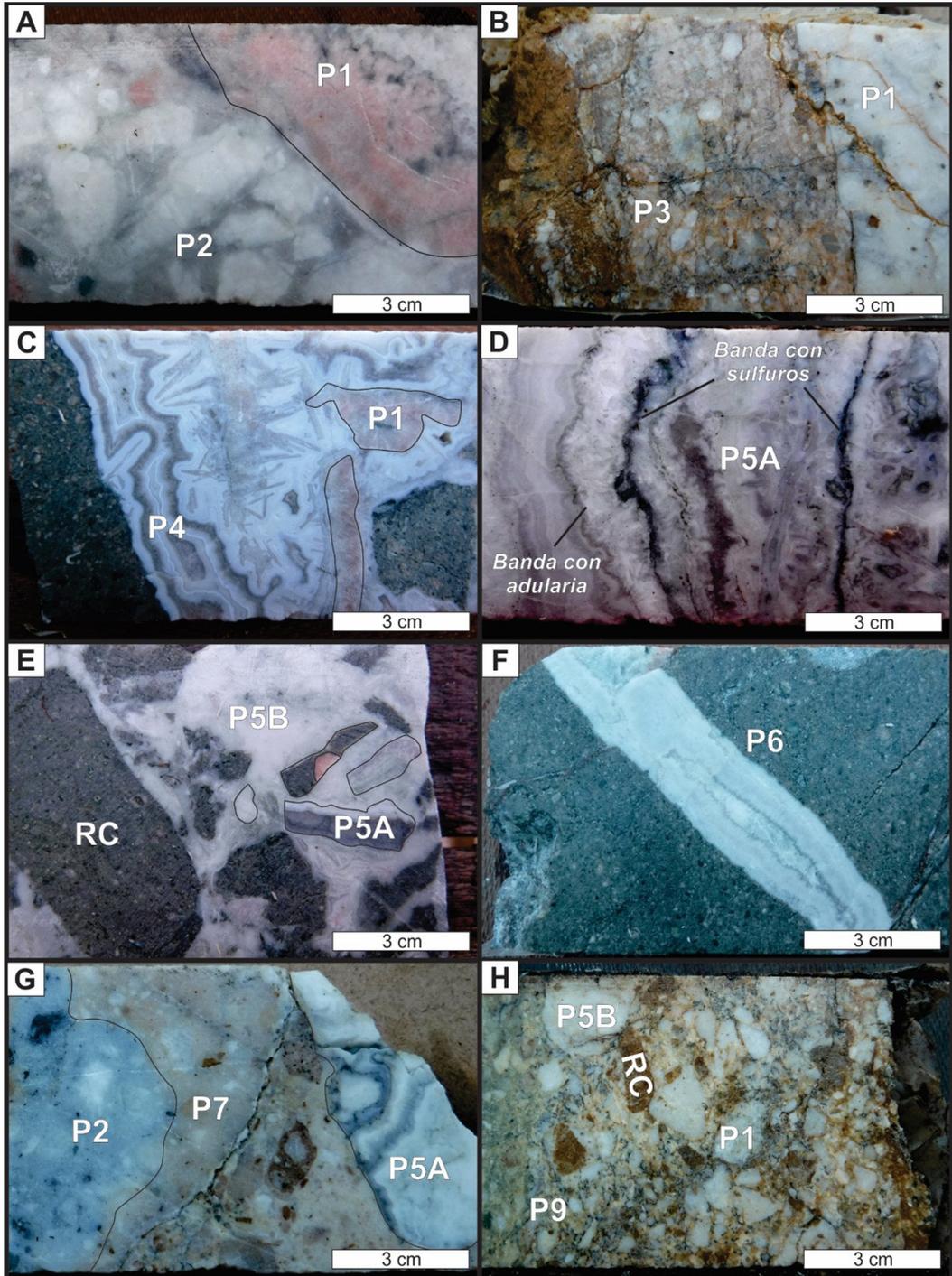


FIG. 5. Fotografías de testigos de sondajes de la veta Julieta que muestran las relaciones de corte entre los pulsos mencionados en el texto. **A.** Pulso 1 (P1) de bandeado carbonático cortado por la brecha carbonática del pulso 2 (P2). **B.** Pulso 3 (P3) de matriz carbonática rosada con clastos del pulso 1 (P1). **C.** Pulso 4 (P4) de bandeado coliforme calcedónico fino con clastos de carbonatos del pulso 1 (P1). **D.** Pulso 5A (P5A) de sílice bandeada coliforme con pequeños cristales de adularia (banda color crema) y bandas negras ricas en sulfuros. **E.** Pulso 5B (P5B) de sílice gris con textura brechosa con clastos del pulso P5A y de roca de caja (RC). **F.** Pulso 6 (P6) de bandeado coliforme calcedónico, con carbonato en su parte central. **G.** Pulso 7 (P7) de matriz carbonática con clastos del pulso 5A (P5A) y el pulso 2 (P2). **H.** Pulso 9 (P9) con clastos de roca de caja (RC) y pulsos previos.

4.2.2. Evento 2 silíceo (E2):

Pulso 4 (P4): posee textura bandeada del tipo coloforme fino, con bandas calcedónicas de coloraciones grises y blancas (Fig. 5C). En ocasiones presenta clastos del pulso P1.

Pulso 5A (P5A): presenta un bandeo coloforme calcedónico fino de tonalidad gris verdosa, con alternancia de bandas de cuarzo, sílice amorfa con pequeños cristales de adularia (de hábito rómbico y tabular) y bandas negras de sulfuros tipo *ginguro bands* (e.g., Izawa et al., 1990), acompañadas por arcillas verdes (Fig. 5D). En ocasiones, presenta texturas en enrejado del tipo *lattice bladed*. Las altas leyes de Au y Ag se asocian mayormente a este pulso.

Pulso 5B (P5B): posee textura brechosa con una matriz de sílice amorfa de tonalidad gris. Se considera una transición del pulso P5A, ya que este último varía gradualmente desde una textura bandeada a una brechosa, pero el pulso P5B se diferencia porque contiene clastos del pulso P5A y de roca de caja (Fig. 5E).

Pulso 6 (P6): es un pulso silíceo-carbonático, con textura bandeada coloforme calcedónica fina en sus márgenes y carbonáticas en su zona central (Fig. 5F). No se observan relaciones de corte entre ambos dominios texturales (silíceo y carbonático), por lo que se los considera simultáneos.

4.2.3. Evento 3 carbonático (E3):

Pulso 7 (P7): posee una textura brechosa con una matriz carbonática de coloración gris fina, con arreglo en mosaico. Presenta abundantes clastos de los pulsos P1, P2, P5A y P5B y de la roca de caja (Fig. 5G).

Pulso 8 (P8): corresponde a carbonatos de color amarillento a castaño, de textura brechosa y con desarrollo de grandes cristales de calcita de grano grueso. Posee abundantes clastos de los pulsos P1, P2 y P5. Corta el pulso P7.

4.2.4. Evento 4 silíceo-ferruginoso (E4):

Pulso 9 (P9): compuesto por cuerpos masivos de brecha cohesiva de falla. La roca se caracteriza por ser matriz-soportada constituida por una sílice ferruginosa con abundante polvo de roca. Posee clastos de los pulsos previos y roca de caja, de variados tamaños y bordes angulosos (Fig. 5H). Por lo general, estos cuerpos brechosos se encuentran cercanos a zonas de intrusión de diques o hacia los bordes de las vetas.

5. Morfología y geoquímica de la veta Julieta

5.1. Análisis morfológico-estructural

En el análisis del comportamiento de los metales preciosos es importante considerar la geometría de las estructuras mineralizadas, en particular cambios en el espesor, en el rumbo y en la inclinación, ya que cualquier variación en estos parámetros puede corresponderse con cambios fisicoquímicos del fluido, lo cual incide en la precipitación de los metales de interés.

Tal como se especificó en la sección Geología de la veta Julieta, esta se dividió en 3 segmentos (Fig. 3A):

- El segmento norte, de rumbo NO-SE e inclinación al SO, conformado por vetas de 2 m de espesor promedio, con textura bandeada coloforme y valores de hasta 5,5 g/t de Au y 52 g/t de Ag.
- El segmento central, el cual presenta subestructuras N-S (inclinación al O) y E-O (inclinación al S), con predominio de texturas brechosas. Los valores geoquímicos alcanzan máximos de 1,8 g/t de Au y 10,35 g/t de Ag. Las secciones transversales, obtenidas a partir de pozos, muestran que la veta presenta un cambio de inclinación en profundidad, lo que genera una inflexión en la vertical junto con el desarrollo de varias ramas subparalelas.
- El segmento sur, de rumbo NO, de textura bandeada coloforme y valores de hasta 2 g/t de Au y 12 g/t de Ag.

En la figura 6A se presenta el modelado del cuerpo 3D de la veta Julieta. Al graficar los datos estructurales de la veta en un diagrama de polos (Fig. 6B), se observa que los tres segmentos exhiben una marcada orientación NO-SE (rumbo promedio N315°), independientemente de alguna pequeña variación que pueda mostrar el segmento central (desde E-O a N-S).

El espesor de la veta Julieta no es constante, presenta variaciones de entre 2 y 11,7 m (Fig. 6C). Los mayores espesores se encuentran en las inflexiones generadas entre el segmento norte y las subestructuras E-O del segmento central, y entre el segmento sur con las subestructuras N-S del segmento central. Por otro lado, las mayores inclinaciones se encuentran asociadas a las zonas de mayores espesores (Fig. 6D), donde presentan variaciones de entre 40 y 90°.

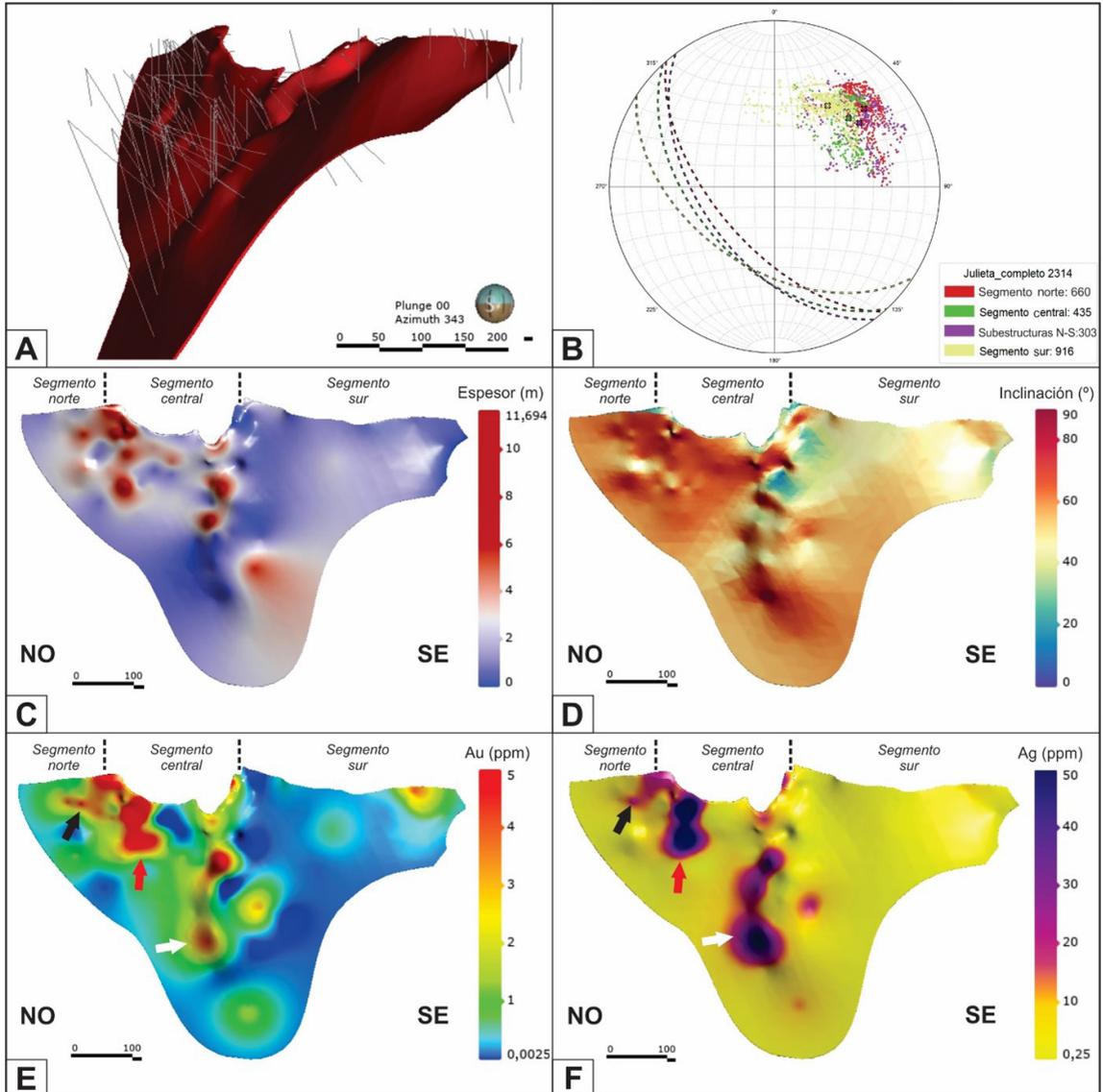


FIG. 6. A. Sólido geológico de la veta Julieta. B. Diagrama de polos con datos estructurales. C. Sección de isovalores de espesor. D. Sección de isovalores de inclinación. E. Sección de isovalores del contenido de Au (ppm). F. Sección de isovalores del contenido de Ag (ppm). Tanto las secciones como el diagrama de polos fueron realizados con el *software* Leapfrog Geo.

5.2. Análisis espacial de los clavos mineralizados

La distribución espacial del Au y Ag en la veta son similares (Fig. 6E y F). Se pueden reconocer dos clavos principales con alta ley de Au (>4 ppm), uno en el segmento norte que va desde la superficie hasta ~50 m de profundidad (Fig. 6E, flecha negra) y otro coincidente con el cambio de rumbo entre el segmento norte y el central, que es subvertical y se extiende desde

la superficie hasta ~100 m de profundidad (Fig. 6E, flecha roja). Además, se identifican clavos menores a mayor profundidad en el segmento central (Fig. 6E, flecha blanca) y en superficie hacia el extremo SE de la veta. Los mayores tenores de Ag (>40 ppm) en general acompañan y se distribuyen de forma similar a los clavos de alta ley de Au (Fig. 6F).

En el interior de la veta Julieta, se clasificaron los datos estructurales que se corresponden con

valores mayores que 2 ppm de Au. A partir de estos, se observan dos orientaciones preferenciales para el desarrollo de los clavos mineralizados: i) N315°/62°SO y ii) N 345°/54°SO (Fig. 7).

6. Interpretación

6.1. Evolución del fluido hidrotermal

Desde el trabajo pionero de Adams (1920), es ampliamente conocido que el cuarzo representa el mineral de ganga principal de los depósitos epitermales y que las texturas que desarrolla brindan información sobre sus condiciones de formación. De esta manera, la evolución de un sistema epitermal puede estudiarse a través de los cambios en las texturas del cuarzo para los sucesivos episodios de relleno dentro de las estructuras vetiformes (e.g., Buchanan, 1981; Morrison et al., 1990; Dong et al., 1995; Corbett y Leach, 1997¹). Para que pueda ocurrir una sucesión de episodios hidrotermales, se precisa disponibilidad de espacio y buena permeabilidad, factores que se dan con la ocurrencia de múltiples eventos tectónicos dentro de la estructura (Micklethwaite et al., 2010).

En la mayoría de los casos, la ebullición es el proceso más eficiente para la remoción y precipitación de los metales a partir de complejos clorurados y

sulfurados presentes en los fluidos hidrotermales (e.g., Hedenquist et al., 2000). Los complejos clorurados tienen la capacidad de transportar metales base y plata, por lo que cuando se produce la ebullición, en niveles profundos del sistema (>500 m), el CO₂ se separa como fase volátil, esto genera un aumento del pH que torna el complejo inestable y precipitan de este modo las fases minerales ricas en estos metales (Drummond y Ohmoto, 1985; Morrison et al., 1989). En cambio, los complejos sulfurados tienen la capacidad de transportar oro (Seward, 1973), el cual precipita en posiciones más someras dentro del sistema (<150 m) por una pérdida de H₂S como consecuencia de la ebullición (Hedenquist y Henley, 1985a; Browne, 1986). El proceso de ebullición puede reflejarse a través de las texturas y mineralogías tanto de la roca de caja como de la veta, además de las inclusiones fluidas. Evidencias directas de este proceso corresponden a los blancos de alteración del tipo *steam heated* (Buchanan, 1981), la presencia de calcita de hábito hojoso (Simmons y Christenson, 1994) con sus respectivos pseudomorfo debido al reemplazo por cuarzo o adularia (Dong y Morrison, 1995), y la coexistencia entre inclusiones fluidas ricas en líquido y ricas en vapor (Moncada et al., 2012). Las evidencias indirectas quedan representadas por las brechas hidrotermales,

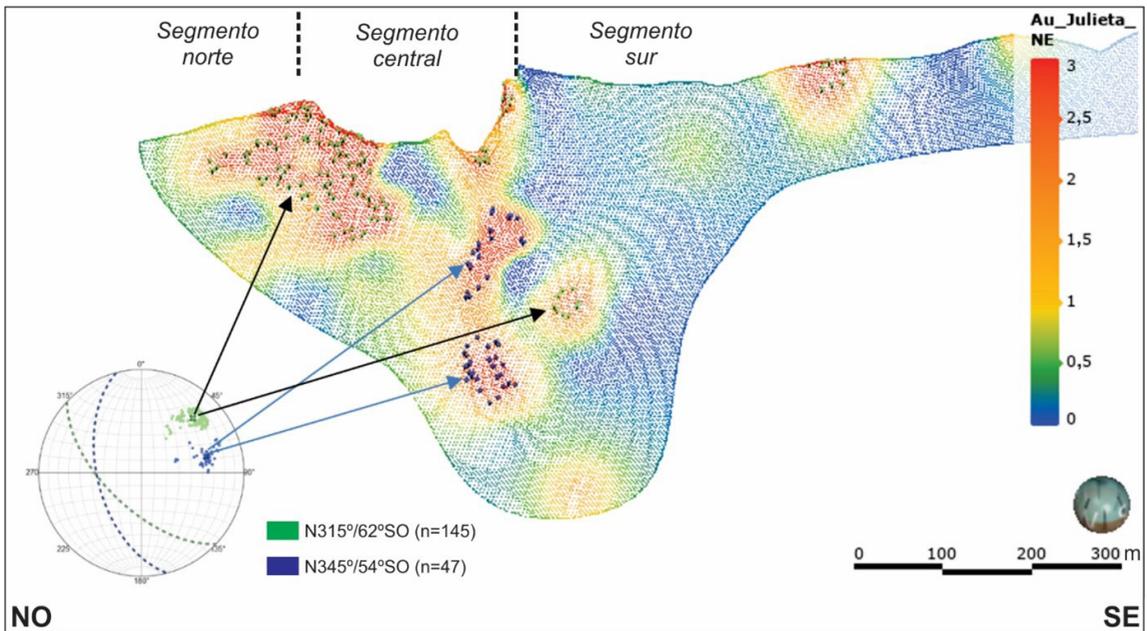


FIG. 7. Distribución y orientación de los tramos mineralizados con valores mayores que 2 ppm de Au. Sección realizada con el software Leapfrog Geo.

que indican fracturamiento hidráulico por liberación brusca de presión (Hedenquist y Henley, 1985b), y la presencia de truscotita, un silicato de Ca-Al hidratado que comúnmente se asocia a zonas de bonanza de Au-Ag (Izawa y Yamashita, 1995).

Con la ebullición, también se genera una expansión adiabática que produce un enfriamiento del fluido, esto disminuye la solubilidad de los minerales silíceos y genera una supersaturación de cuarzo y la formación de coloides de sílice, lo que hace que estos se depositen con características de texturas bandeadas coloformes de calcedonia (Hedenquist *et al.*, 2000).

En la veta Julieta, la discriminación de pulsos y episodios mineralizantes permite visualizar la evolución de los fluidos a través del tiempo (Fig. 4). De este modo, se distinguen dos etapas principales: una hidrotermal asociada a la mineralización principal (E1 a E3) y otra con un componente tectónico-hidrotermal (E4). El evento E1 es el más extendido, de composición carbonática y estéril, durante su ocurrencia se configuran las estructuras que posibilitarán la posterior circulación de los fluidos hidrotermales. Los eventos E2 y E3, silíceo y carbonático respectivamente, son los responsables de la mineralización (eventos hidrotermales mineralizantes), mientras que el evento E4 corresponde a la oxidación supergénica de los minerales hipógenos formados durante los eventos anteriores.

El sistema hidrotermal inicia con un primer evento (E1) de naturaleza carbonática, constituido por tres pulsos de calcita y manganocalcita con texturas bandeadas coloformes y brechosas, sin mineralización metalífera asociada. Al evolucionar el sistema, y a medida que el fluido se enfría, la solubilidad de los carbonatos aumenta y la de la sílice disminuye; esto disuelve la calcita del pulso P1 al mismo tiempo que es reemplazada por las fases minerales silíceas del evento E2, que exhiben texturas de reemplazo y típicos bandeados coloformes producidos por supersaturación de cuarzo durante la ebullición. Además, la pérdida de CO₂ genera un aumento en el pH, lo que produce una desestabilización de los complejos clorurados que transportan el aluminio, y precipitan de esta manera adularia como aluminosilicato dominante en la ganga (*e.g.*, Simmons y Browne, 2000), como se observa en el pulso P5A de la veta Julieta.

El segundo evento (E2) está formado por cuatro pulsos silíceos, que son los que aportan los mayores

tenores de metales preciosos al sistema. Se inicia con el pulso P4 que se caracteriza por estar constituido por calcedonia con bandeados finos coloformes, que evoluciona hacia el pulso P5A también bandeado, pero con pequeños cristales de adularia (de hábito rómbico y tabular), junto a texturas de reemplazo en enrejado (*lattice bladed*) y bandas oscuras de sulfuros tipo *ginguro bands*. A estas últimas se asocian los mayores valores de Au y Ag del sistema. El pulso P5A varía transicionalmente a las texturas brechosas típicas del pulso P5B. Este proceso de brechamiento se genera durante la ebullición y por la separación de la fase volátil se produce fracturamiento hidráulico por liberación brusca de presión (Hedenquist y Henley, 1985b; Jébrak, 1997). El evento E2 culmina con el pulso P6, de naturaleza cuarzo-carbonática. El último evento asociado a la etapa hidrotermal del sistema es E3, en donde el fluido nuevamente es de composición carbonática y conforma dos pulsos de textura brechosa (P7 y P8). Este evento representa el colapso del sistema vinculado al descenso de aguas bicarbonatadas durante la disminución de la actividad hidrotermal (Simmons y Christenson, 1994; Simmons y Browne, 2000; Simmons *et al.*, 2005).

Por último, en el evento E4, actúan en simultáneo un componente hidráulico y otro tectónico. Esto genera una brecha cohesiva (pulso P9) con cemento silíceo y abundantes clastos que parecen haber sufrido escasa o nula rotación, por lo que se lo considera un evento con un fuerte componente tectónico, posterior a los demás eventos hidrotermales. El contenido metalífero en esta brecha se asocia exclusivamente a la presencia de clastos mineralizados de los pulsos previos.

6.2. Controles sobre la mineralización

Las estructuras mineralizadas habitualmente presentan una distribución heterogénea de los contenidos metálicos, donde las zonas con mayores tenores se denominan clavos mineralizados (Nelson, 2006). Estos clavos constituyen las zonas de mayor apertura estructural, por lo que suelen coincidir con los sectores de mayor espesor dentro de la veta, que coinciden también con curvaturas o inflexiones locales (Corbett, 2007⁴). En los sistemas de vetas controlados por tensión, la orientación de los clavos mineralizados se encuentra controlada por la dirección de deslizamiento de los bloques que

⁴ Corbett, G.J. 2007. Controls to low sulphidation epithermal Au-Ag: Charla presentada en una reunión del Grupo de Discusión de Exploración Mineral de Sidney (SMEDG), powerpoint y texto en el sitio web del SMEDG. <http://www.smedg.org.au>.

limitan la estructura, la que a su vez está controlada por la orientación del campo de tensión principal (e.g., Poulsen y Robert, 1989). De este modo, un detallado análisis estructural de las mineralizaciones junto con una interpretación cinemática precisa permite predecir la ubicación y la geometría de los clavos mineralizados (e.g., De Martino et al., 2022).

La veta Julieta está controlada por una fuerte estructuración NO y presenta una morfología curvilínea en donde se reconoce una zona de apertura/transferencia en el segmento central (Fig. 3A). En esta zona las vetas son sigmoidales, de composición mayormente silíceas, y con leyes de Au que llegan, en superficie, a los 5 g/t en el rumbo N-S y 14 g/t en el rumbo E-O.

A partir del análisis de la sección longitudinal de la estructura vetiforme de la veta Julieta (Fig. 8A), se aprecia un clavo de primer orden con altos valores de Au que inclina 20° hacia el SE (flecha gris), emplazado cercano al contacto litológico entre las dos ignimbritas que constituyen la roca de caja (Fig. 8A). Esta geometría podría reflejar el nivel de precipitación del Au por ebullición, asociado a un control del tipo litológico (Corbett, 2002). Por otro lado, se pueden apreciar otros dos clavos mineralizados de menor orden: uno en el segmento norte y otro en el central, ambos con ~60° de inclinación al SE (flechas verdes, Fig. 8A). Estos clavos secundarios podrían responder a un control estructural, por lo que se interpretan como producto de inflexiones (sigmoides) y cambios de orientación dentro de la estructura.

Respecto a las secciones transversales (Fig. 8B y C), se observa que en profundidad la veta presenta un cambio de inclinación lo que genera una inflexión y el desarrollo de varias ramas subparalelas que forman una curvatura en la vertical (Fig. 8B y C). El cambio de inclinación y morfología de la falla/veta con la consiguiente formación del sigmoide vertical, corresponde al contacto entre los dos niveles de ignimbritas. Se sugiere que las ignimbritas tendrían diferentes comportamientos reológicos, donde el nivel inferior podría ser más competente respecto al superior (Fig. 8B y C).

7. Consideraciones finales

La veta Julieta presenta un relleno multiepisódico, constituido por 9 pulsos que se agrupan en 4 eventos: 3 de ellos de naturaleza hidrotermal (E1, E2 y E3) y 1 del tipo tectónico-hidrotermal (E4). La presencia

de texturas de reemplazo de carbonato por sílice de tipo láminas en enrejado, así como las texturas bandeadas coloformes con *ginguros* y brechosas, sugieren condiciones de ebullición. Por la presencia de mineralización asociada, se considera la ebullición como el mecanismo desencadenante de la depositación de los metales. Además, se establece el evento E2 como el principal responsable de la mineralización metalífera dentro de la evolución del sistema hidrotermal. Estas características, sumadas a una mineralogía con bajo contenido de sulfuros en una ganga de cuarzo, adularia y calcita hacen que la veta Julieta se clasifique en este trabajo como un sistema epitermal de baja sulfuración.

La veta Julieta se encuentra controlada por un sistema de fallas de rumbo principalmente NO, y fallas secundarias asociadas (N-S y E-O), lo que permite que la misma se pueda dividir en 3 segmentos: norte, central y sur. Variaciones en el rumbo e inclinación de las fallas, así como cambios reológicos en las rocas hospedantes son factores que generan un cambio brusco en la morfología y densidad de las fallas, lo que permite la formación de vetas y sistemas de vetillas junto con la consecuente mineralización metalífera. De este modo, en la veta Julieta se reconocen clavos mineralizados de distintos tipos: uno principal asociado a un control del tipo litológico, y otros secundarios asociados a un control del tipo estructural.

Factores como la evolución de los eventos mineralizantes de relleno, la morfología de los cuerpos mineralizados en planta y subsuperficie, y la distribución espacial de los metales preciosos (Au, Ag) reafirman la importancia del control estructural y litológico en el desarrollo de la mineralización en la veta Julieta. El análisis combinado de estos atributos contribuye a detectar las orientaciones con mayor permeabilidad asociadas con el desarrollo de potenciales clavos mineralizados y generar así una optimización en la exploración de este tipo de depósitos.

Agradecimientos

Se desea agradecer a la empresa Austral Gold Ltd. por permitir la publicación de este trabajo, así como al equipo de geólogos y técnicos de dicha empresa. También se agradece especialmente a los evaluadores Dra. V. Simón y Dr. D. Bertin por las beneficiosas y acertadas sugerencias y correcciones realizadas, las cuales han mejorado sustancialmente el trabajo.

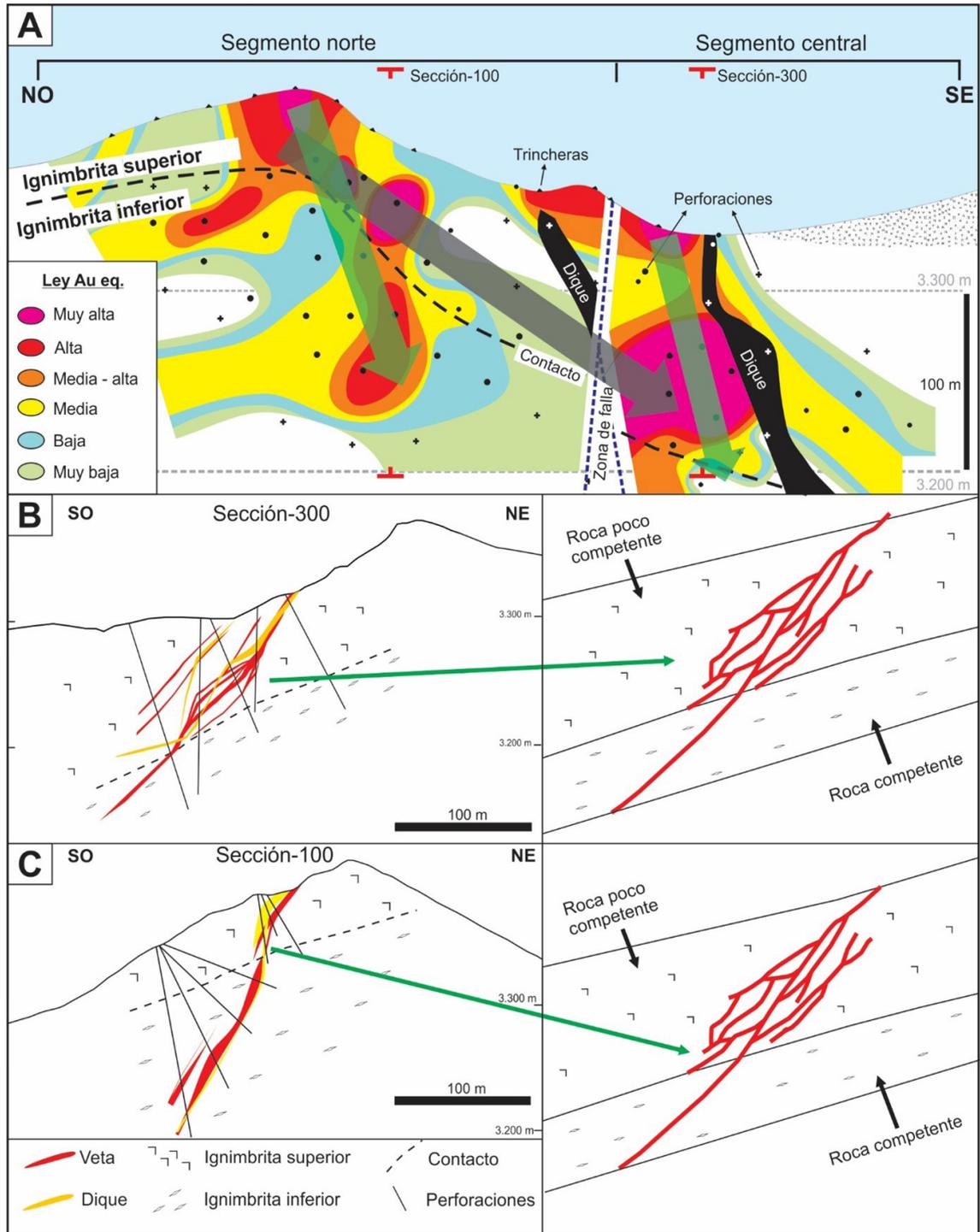


FIG. 8. A. Sección longitudinal donde se aprecia la distribución del Au dentro de los principales clavos mineralizados. B. Sección transversal -300, donde se observa una inflexión en la vertical. C. Sección transversal -100 (Modificado de Jovic *et al.*, 2018). A la derecha de B y C se esquematiza un zoom del área de inflexión. Referencias de B en C. Ver A para ubicación de las secciones -300 y -100.

Referencias

- Adams, S.F. 1920. A microscopic study of vein quartz. *Economic Geology* 15 (8): 623-664.
- Browne, K.L. 1986. Gold deposition from geothermal discharges in New Zealand. *Economic Geology* 81: 979-983.
- Buchanan, L. 1981. Precious metal deposits associated with volcanic environments in the southwest. *In Relations of tectonics to ore deposits in the southern cordillera* (Dickinson, W.; Payne, W.; editors). Arizona Geological Society 14: 237-262.
- Caballé, M.F. 1986. Estudio geológico del sector oriental de la Cordillera Frontal, entre los ríos Manrique y Calingasta (Provincia de San Juan). Tesis doctoral (Inédito), Universidad Nacional de La Plata: 205 p.
- Corbett, G.J. 2002. Epithermal Gold for Explorationist. *Australian Institute of Geoscientist Journal-Applied Geoscientific Practice and Research in Australia* 67: 1-8.
- Cox, S.F. 2005. Coupling between deformation, fluid pressures and fluid flow in ore producing hydrothermal systems at depth in the crust. *Economic Geology, 100th Anniversary Volume*: 1-35.
- Cox, S.F.; Knackstedt, M.A.; Braun, J. 2001. Principles of structural control on permeability and fluid flow in hydrothermal systems. *In Structural Controls on Ore Genesis* (Richards, J.P.; Tosdal, R.M.; editors). *Reviews in Economic Geology* 14: 1-24.
- D’Orazio, G.O. 2009. Geología y mineralización del sector Julieta-proyecto Casposo, departamento Calingasta, Provincia de San Juan. Universidad Nacional de San Juan, Departamento de Geología. Trabajo final de licenciatura (Inédito): 158 p.
- De Martino, F.J.; Jovic, S.M.; López, L.; Echeveste, H.J. 2022. Influence of structures and lithologies in the morphology and localization of Au-Ag mineralization at Martinetas deposit, Don Nicolás mine, Deseado Massif, Argentina. *Journal of South American Earth Sciences* 115: doi: <https://doi.org/10.1016/j.jsames.2022.103764>
- Dong, G.; Morrison, G. 1995. Adularia in epithermal veins, Queensland: morphology, structural stage and origin. *Mineral Deposita* 30: 11-19.
- Dong, G.; Morrison, G.W.; Jaireth, S. 1995. Quartz textures in epithermal veins, Queensland- Clasiffication, origin and implications. *Economic Geology* 90 (6): 1841-1856.
- Drummond, S.E.; Ohmoto, H. 1985. Chemical evolution and mineral deposition in boiling hydrothermal systems. *Economic Geology* 80: 126-147.
- Ebert, S.W.; Rye, R.O. 1997. Secondary precious metal enrichment by steam-heated fluids in the Crofoot-Lewis hot spring gold-silver deposit and relation to paleoclimate. *Economic Geology* 92: 578-600.
- Hedenquist, J.W.; Henley, R.W. 1985a. The importance of CO on freezing point measurements of fluid inclusions: evidence from active geothermal systems and implications for epithermal ore deposition. *Economic Geology* 80: 1379-1406.
- Hedenquist, J.W.; Henley, R.W. 1985b. Hydrothermal eruptions in the Waiotapu geothermal system, New Zealand: Their origin, associated breccias, and relation to precious metal mineralization. *Economic Geology* 80: 1640-1668.
- Hedenquist, J.W.; Arribas, A.; González-Urien, E. 2000. Exploration for epithermal gold deposits. *In Gold in 2000* (Hagemann, S.G.; Browne, P.E.; editors). *Reviews in Economic Geology* 13: 245-277.
- Izawa, E.; Yamashita, M. 1995. Truscottite from the Hishikari mine, Kagoshima prefecture. *Resource Geology* 45 (252): p. 251.
- Izawa, E.; Urashima, Y.; Ibaraki, K.; Suzuki, R.; Yokoyama, T.; Kawasaki, K.; Koga, A.; Taguchi, S. 1990. The Hishikari deposit; high grade epithermal veins in Quaternary volcanics of southern Kyushu, Japan. *Journal of Geochemical Exploration* 36: 1-56.
- Jébrak, M. 1997. Hydrothermal breccias in vein-type ore deposits: A review of mechanisms, morphology and size distribution. *Ore Geology Reviews* 12: 111-134.
- Jovic, S.; Palma, D.; Permuy Vidal, C.; López, L.; Guido, D.; Mongan, M.; Sotarello, G. 2018. Influence of structural and lithological controls in ore-shoots formation and morphology from Julieta vein, Casposo district, Cordillera Frontal, San Juan, Argentina. *In Quadrennial Symposium of the International Association of the Genesis of Ore Deposits (IAGOD)*, No. 15, Proceedings A9: 27-28. Salta.
- Llambías, E. 1999. El magmatismo gondwánico durante el Paleozoico superior-Tríasico. *In Geología Argentina* (Camino, R.; editor). Subsecretaría de Minería de la Nación. *Anales* 29 (14): 349-376. Buenos Aires.
- Micklethwaite, S.; Sheldon, H.A.; Baker, T. 2010. Active fault and shear processes and their implications for mineral deposit formation and Discovery. *Journal of Structural Geology* 32: 151-165.
- Moncada, D.; Mutchler, S.; Nieto, A.; Reynolds, T.J.; Rimstidt, J.D.; Bodnar, R.J. 2012. Mineral textures and fluid inclusion petrography of the epithermal Ag-Au deposits at Guanajuato, Mexico: Application to exploration. *Journal of Geochemical Exploration* 114: 20-35.

- Morrison, G.W.; Dong, G.; Jaireth, S. 1989. Textural Zoning in Epithermal Quartz Veins in Queensland Field Guide. James Cook University of North Queensland: p. 25 (AMIRA project P247). Townsville.
- Morrison, G.; Dong, G.; Jaireth, S. 1990. Textural zoning in epithermal quartz veins. Ed. Klondike Exploration Service: 33 p.
- Nelson, E.P. 2006. Drill-hole design for dilational ore shoot targets in fault-fill veins. *Economic Geology* 101 (5): 1079-1085.
- Nelson, E.P. 2008. Structural Geological Analysis of Casposo District, San Juan, Argentina. Compañía Troy Resources Ltd. Informe Interno (Inédito): 96 p. San Juan.
- Páez, G.N.; Ruiz, R.; Guido, D.M.; Jovic, S.M.; Schalamuk, I.B. 2011. Structurally controlled fluid flow: High-grade silver ore-shoots at Martha epithermal mine, Deseado Massif, Argentina. *Journal of Structural Geology* 33: 985-999. doi: <https://doi.org/10.1016/j.jsg.2011.02.007>
- Palma, D.S. 2021. Caracterización de las fases minerales y los fluidos hidrotermales presentes en el Distrito Casposo, Cordillera Frontal, San Juan, Argentina. Tesis doctoral (Inédito), Universidad Nacional de La Plata: 253 p.
- Palma, D.; Jovic, S.; Guido, D.M.; Ruiz, R.; Páez, G.; Permuy Vidal, C.; Sotarello, G.; López, L. 2017. Evolución de eventos mineralizantes en la veta Julieta, Distrito Casposo, Cordillera Frontal, San Juan, Argentina. *In Congreso Geológico Argentino*, No. 20, Actas: ST9-92-98. Tucumán.
- Palma, D.; Jovic, S.; Guido, D.; Permuy Vidal, C.; Ruiz, R.; De Martino, F. 2018. Evolution of the mineralizing events in the Inca vein, Casposo District, Cordillera Frontal, San Juan, Argentina. *In Quadrennial Symposium of the International Association of the Genesis of Ore Deposits (IAGOD)*, No. 15, Proceedings: 35-35. Salta.
- Palma, D.S.; Ruiz, R.; Jovic, S.M.; Guido, D.M.; De Martino, F.J. 2021. Molibdenita dendrítica del depósito epitermal (Ag-Au) Casposo, Cordillera Frontal, San Juan, Argentina: detección a partir de espectrometría Raman. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 78 (1): 121-126.
- Poulsen, K.H.; Robert, F. 1989. Shear zones and gold: practical examples from the southern Canadian Shield. *In Mineralization and Shear Zones* (Burnsall, J.T.; editor). Geological Association of Canada 6: 239-266.
- Seward, T.M. 1973. Thio complexes of gold and the transport of gold in hydrothermal ore solutions. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 37: 379-399.
- Sibson, R.H. 1996. Structural permeability of fluid-driven fault-fracture meshes. *Journal of Structural Geology* 18 (8): 1031-1042.
- Simmons, S.F.; Christenson, B.W. 1994. Origins of calcite in a boiling geothermal system. *American Journal of Science* 294: 361-400.
- Simmons, S.F.; 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: 971-999.
- Simmons, S.F.; White, N.C.; John, D.A. 2005. Geological characteristics of epithermal precious and base metal deposits. *Economic Geology* 100 th Anniversary Volume: 485-522.
- Sotarello, G.; Belvideri, I.; Machuca, E.; Castro de Machuca, B. 2002. Sistema epitermal de baja sulfuración en el área Casposo-Villa Corral, Calingasta, San Juan, Argentina. *In Argentina Mining Conference*: 16 p. Mendoza.