

Geología, alteración hidrotermal y mineralogía del sistema de vetas Sofia-Julia-Valencia, distrito minero Andacollo, Neuquén, Argentina

***M. Josefina Pons^{1,2}, Juan Mendiberri³, Martín Arce¹, Gerson A. Greco^{1,2}, Telma B. Musso⁴,
M. Lis Fernández^{2,5}, Natalia Hauser⁶, Pamela Aparicio González⁷**

¹ Universidad Nacional de Río Negro, Instituto de Investigación de Paleobiología y Geología, Av. J.A. Roca 1242, CP 8332, General Roca, Provincia de Río Negro, Argentina

jpons@unrn.edu.ar; marce@unrn.edu.ar; ggreco@unrn.edu.ar

² CONICET, Centro Patagónico de Estudios Metalogenéticos, Av. J.A. Roca 1242, CP 8332, General Roca, Provincia de Río Negro, Argentina

³ Subsecretaría de Energía y Minería e Hidrocarburos de la Provincia de Neuquén, La Rioja 229, Piso 13, CP 8300 Neuquén, Provincia de Neuquén, Argentina.

mendiberri.juan@gmail.com

⁴ Instituto de Investigación y Desarrollo en Ingeniería de Procesos, Biotecnología y Energías Alternativas (PROBIEN, CONICET-UNCo), Buenos Aires 1400, CP 8300 Neuquén, Pcia. de Neuquén, Argentina.

telmamusso@gmail.com

⁵ CIMAR, Departamento de Geología y Petróleo, Facultad de Ingeniería, Universidad Nacional del Comahue, Buenos Aires 1400, CP 8300, Neuquén, Provincia Neuquén, Argentina.

marialisfer@gmail.com

⁶ Laboratório de Geocronologia e Geoquímica Isotópica, Instituto de Geociências, Universidade de Brasília, Brasília, DF 70910-900, Brasil.

nataliahauer77@gmail.com

⁷ Universidad de Buenos Aires, Facultad de Ciencias Exactas y Naturales, Instituto de Geología Isotópica y Geocronología (INGEIS, CONICET-UBA), Ciudad Universitaria (C1428EHA) CABA, Argentina.

pamelaaparicio@gmail.com

* Autora de correspondencia: *jpons@unrn.edu.ar*

RESUMEN. El sistema de vetas Sofia-Julia-Valencia, ubicado en el distrito minero Andacollo, en el centrooeste de Argentina, está alojado en fallas de rumbo, de orientación ENE-OSO, resultado de la reactivación durante el Cretácico Superior-Paleógeno de fallas normales que afectan a rocas carboníferas a jurásicas del distrito. Las vetas contienen recursos totales de 22.900 oz de Au con leyes de 5,5-6,7 g/t de AuEq. El mapeo geológico y una edad U-Pb en circón de 71 ± 1 Ma, obtenida en un dique dacítico alterado y mineralizado del distrito, permitió asociar el evento mineralizador al magmatismo del Cinturón Andesítico Naunauco (Cretácico Superior-Paleógeno) y al Cinturón metalogenético del Cretácico-Paleógeno de los Andes del suroeste argentino. Los cuerpos de mena están constituidos por múltiples vetas y vetillas que, de más antigua a más joven, corresponden a las siguientes: (1) escasas vetillas tempranas de cuarzo (illita)+pirita+molibdenita+esfalerita pobre en hierro, (2) vetillas de cuarzo+epidoto+clorita+calcita (albita+apatita+rutilo+títanita±fosfatos con elementos de tierras raras livianas) asociadas con vetas y vetillas de cuarzo+biotita, epidoto (actinolita)+clorita+calcita con pirita+pirrotina±calcopirita (esfalerita rica en hierro), marcasita. Estas, a su vez, están cortadas y reabiertas por (3) vetillas y vetas polimetálicas formadas por cuarzo+sericita±carbonatos (clorita) con esfalerita rica en hierro+galena argentífera+calcopirita+pirita, oro nativo±arsenopirita (pirrotina, bornita, argentita). Vetillas de pirita (4) y de (5) carbonatos+pirita framboidal cortan todas las anteriores. Finalmente (6) múltiples generaciones de carbonatos brechizos y cementan las vetas y vetillas previas. El cuarzo de las vetas presenta texturas granulares, en peine y algunas calcitas desarrollaron textura en empalizada. Cuatro tipos de alteración hidrotermal afectaron a la roca huésped de las vetas: (1) parches de alteración potásica temprana; (2) alteración propilitica, ampliamente distribuida

con sulfuros diseminados; (3) alteración filica superpuesta a las anteriores; y (4) alteración supergénica tardía. La composición de la esfalerita y clorita en las vetillas (1 y 2), junto con su paragénesis mineral indican que estas fueron formadas por fluidos inicialmente alcalinos (*e.g.*, feldespato estable), con una fugacidad de azufre y oxígeno intermedia y condiciones de temperatura mesotermales (~400-240 °C), que evolucionaron hacia condiciones de menor fugacidad de azufre (*e.g.*, pirrotina estable) y oxígeno, temperatura <150 °C con pH ligeramente ácido (<5). Las inclusiones fluidas alojadas en cuarzo, calcita y esfalerita en las vetillas y vetas polimetálicas (3) del sector occidental muestran que estas se emplazaron a *ca.* 1.400 m de profundidad y fueron originadas por dos pulsos discretos de fluidos hidrotermales, uno temprano de mayor temperatura (390 a 260 °C) y salinidad (4-11% de NaCl eq.) y otro posterior de menor temperatura (<220 °C) y salinidad (<8% de NaCleq.). Durante este segundo evento de dilución y enfriamiento tuvo lugar el estadio principal de mineralización. La superposición de vetas/vetillas y asociaciones minerales de alteración hidrotermal de menor temperatura a las de mayor temperatura observada en el sistema de vetas SJV, posiblemente evidencian un proceso de *telescoping* producto del levantamiento y erosión de la Cordillera del Viento durante el evento compresivo del Cretácico Superior-Paleógeno.

Palabras clave: Mesothermal-epithermal, Au-Ag, Metales base, Mineralización, Cinturón Andesítico Naunauco.

ABSTRACT. Geology, hydrothermal alteration and mineralogy of the Sofia-Julia-Valencia Veins, Andacollo, Neuquén, Argentina. The Sofia-Julia-Valencia vein system, located in the Andacollo mining district in central west Argentina, is hosted by ENE-WSW oriented strike-slip faults which are the result of reactivation of normal faults affecting Carboniferous to Jurassic rocks during Upper Cretaceous-Paleogene. These veins contain a total resource of 22,900 Oz of gold with 5.5-6.7 g/t AuEq. Geologic mapping and a U-Pb age of 71 ± 1 Ma in zircon, obtained in an altered and mineralized dacitic dyke of the district, allowed to associate the mineralizing event to the Naunauco Andesitic belt magmatism (Upper Cretaceous-Paleogene) and to the Cretaceous-Paleogene Metallogenic Belt of the Andes in southwestern Argentina. The ore bodies are made up of multiple veins and veinlets that, from oldest to youngest, correspond to: (1) scarce early quartz+pyrite+molybdenite+iron poor-sphalerite veinlets, (2) quartz+epidote+calcite±albite (apatite+rutile+titanite+light rare earth elements bearing phosphates) associated with quartz+biotite, epidote (actinolite)+chlorite+calcite, with pyrite+pyrrhotite±chalcopyrite±(iron rich-sphalerite), marcasite veins. These veins are cut and reopened by (3) polymetallic veins and veinlets formed by quartz+sericite±carbonates (chlorite), with iron-gold rich sphalerite+silver rich-galena+chalcopyrite+pyrite, native gold±arsenopyrite±(pyrrhotite, bornite, argentite). Pyrite (4) and (5) carbonate+framboidal pyrite veinlets cuts all the previous ones. Multistage carbonate generation brecciate and cut previous veins and veinlets. Quartz shows granular, comb textures and some calcites developed platy textures. Four hydrothermal alteration types affected the veins host rock: (1) patches of early potassic alteration; (2) widespread propylitic alteration with disseminated sulfides; (3) later phyllic alteration overlapped to the previous ones; and (4) late supergene alteration. The sphalerite and chlorite composition in the veins (1 and 2) along with their mineral assemblages indicates they were formed by initially alkaline fluids (*e.g.*, feldspar stable) with intermediate sulfur and oxygen fugacity and mesothermal temperature conditions (~400-240 °C), that evolved to conditions of lower sulfur (*e.g.*, pyrrhotite stable) and oxygen fugacity, temperature <150 °C, with slightly acidic pH (<5). Fluid inclusions hosted in quartz, calcite and sphalerite from polymetallic veins and veinlets (3) in the western sector of ore deposit show they emplaced at ~1,400 m depths and originated by two discrete pulse of hydrothermal fluids: an early one with highest temperatures (390 to 260 °C) and salinities (4-11% NaCl eq.) and a later one of lower temperature (<220 °C) and salinity (<8% NaCleq.). During this second dilution and cooling event, took place the main mineralization stage. The overlapping of lower temperature veins/veinlets and hydrothermal alteration mineral assemblages to those of higher temperature observed in the SJV vein system, possibly evidence a telescoping process resulting from uplift and erosion of the Cordillera del Viento during the Upper Cretaceous-Paleogene compressional event.

Keywords: Mesothermal-epithermal, Au-Ag, Base metals, Mineralization, Nuanauco Andesitic belt.

1. Introducción

El sistema de vetas Sofía-Julia-Valencia (SJV) se ubica en el cerro Las Minas en el distrito minero Andacollo (Fig. 1A y B), provincia de Neuquén, en el centro oeste de Argentina. El distrito cuenta con más de 56 vetas y mantos que dan origen a

depósitos polimetálicos de Au, Ag y metales base (Cu, Pb, Zn), distribuidos en un área de 220 km². Las vetas y mantos están alojados en rocas volcánicas, plutónicas, volcanoclásticas y sedimentarias con edades comprendidas entre el Carbonífero y el Jurásico. En el cerro Las Minas existen varios sistemas de vetas de orientaciones predominantes E-O

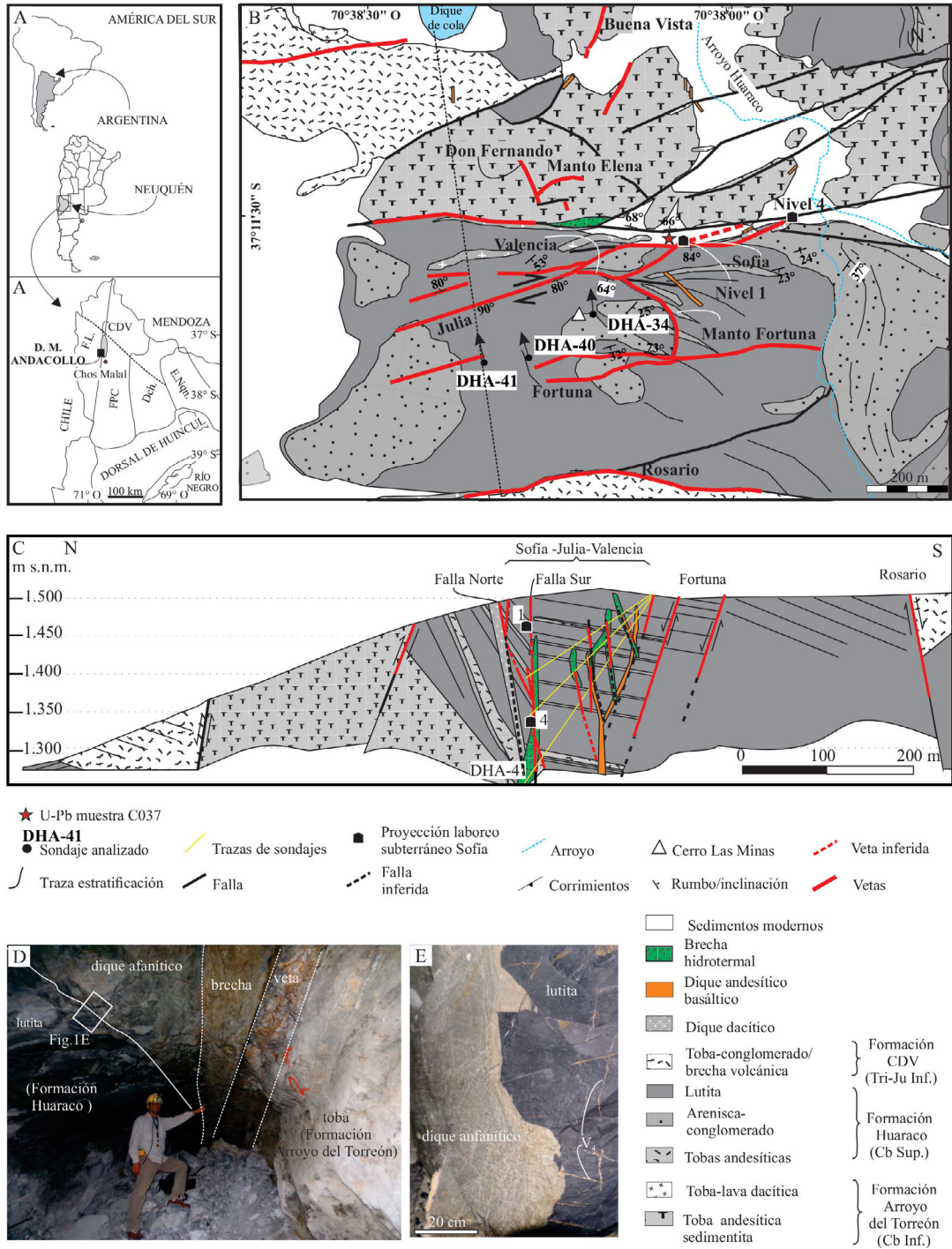


FIG. 1. **A.** Mapa de ubicación general del distrito minero Andacollo y detalle de las regiones mesoestructurales de la cuenca Neuquina con la ubicación de la Cordillera del Viento (CDV), en líneas punteadas está representado el Lineamiento Cortaderas. **B.** Mapa geológico estructural del área de estudio, modificado de Giacosa (2011), con la localización de los sondajes considerados en este trabajo. **C.** Sección geológica del área de estudio. **D.** Fotografía de la veta Sofia y su roca de caja. **E.** Detalle del contacto neto del dique andesítico basáltico con alteración porpílica y las lutitas cerca de la veta Sofia atravesadas por vetillas de pirita masiva (V₄). **CDV:** Cordillera del Viento; **Cb:** Carbonífero; **Dch:** Dorso de los Chihuidos, **D.M.:** Distrito minero; **E.Nqn.:** Engolfamiento Neuquino; **F.L.:** Fosa de Loncopué; **FPC:** Faja plegada y corrida; **Inf:** Inferior; **Ju:** Jurásico; **Sup:** Superior; **Tri:** Triásico.

(Grupo Sofía-Torreón) y NE-SO (Grupo Buena Vista-San Pedro) (Giacosa, 2011 y referencias allí citadas; Dicaro *et al.*, 2020). Sofía-Julia-Valencia es parte del sistema de vetas E-O, emplazado en fallas transcurrentes que afectan a las rocas carboníferas y jurásicas. Las vetas del sistema SJV se caracterizan por presentar espesores <2,6 m y altas razones Au/Ag (~0,8) (McIsaac *et al.*, 2017).

Antecedentes geológicos regionales (Kay *et al.*, 2006; Llambías *et al.*, 2007) y del distrito (Suárez y Echart, 2008; Giacosa, 2011) permiten relacionar parte de su magmatismo y la actividad hidrotermal asociada con el alzamiento de la Cordillera del Viento (CDV) ocurrido entre el Cretácico Superior-Paleógeno (Cobbold y Rosello, 2003; Rojas Vera *et al.*, 2015) y Mioceno (Rojas Vera *et al.*, 2015; Sánchez *et al.*, 2020). Numerosos depósitos de tipo pórfido de Cu, Cu (Au-Mo) (Los Maitenes-El Salvaje, Caicayén, Quebrada del Bronce, Campana Mahuida), *skarn* de Au (Cajón Grande y Cajón del Medio), *skarn* de Fe (Las Miseria) y polimetálico (Don Pedro, Milla Michicó, Salas Smith, entre otros) se han reconocido en el norte neuquino asociados genéticamente con el magmatismo del Cretácico Superior-Paleógeno (Domínguez *et al.*, 1984; Méndez *et al.*, 1995; Franchini, 1999; Franchini *et al.*, 2000, 2007; Zanettini, 2018), denominado por Llambías y Aragón (2011) Cinturón Andesítico Naunauco. Con base en el análisis estructural de las vetas del cerro Las Minas, Giacosa (2011) plantea la posibilidad de que existan dos eventos de mineralización: uno pre-Cretácico, representado por las vetas NE-SO (Grupo Buena Vista-San Pedro) emplazadas en rocas del Carbonífero Inferior y otro evento Cretácico-Paleógeno representado por las vetas E-O (Grupo Sofía-Torreón) emplazadas en rocas del Carbonífero Superior y del Pérmico-Triásico. Strazzere *et al.* (2017) a partir de las dataciones de las rocas de caja (Suárez *et al.*, 2008) vincularon las vetas NE-SO del Grupo Buena Vista-San Pedro al hidrotermalismo asociado al magmatismo del Carbonífero Inferior. Posteriormente, por su parte, Dicaro *et al.* (2020) proponen que el sistema de vetas NE-SO se habría emplazado posiblemente durante la orogenia Gondwánica (Devónico-Pérmico).

Entre los años 2000 y 2012 la empresa minera Andacollo Gold S.A explotó las vetas del cerro Las Minas (Fig. 1; Danieli *et al.*, 1999) y en 2016 Trident S.E. S.R.L tomó la concesión y realizó un cálculo de reservas (medidas+indicadas e inferidas) del sistema Sofía-Julia-Valencia (McIsaac *et al.*,

2017) estimadas en 22.900 oz de Au con leyes de 5,5-6,7 g/t de AuEq.

Si bien la explotación minera en el distrito Andacollo se inició a fines del siglo 19 (Danieli *et al.*, 1999) y ha continuado hasta la actualidad, no existen estudios de detalle que permitan caracterizar mineralógica, textural y geoquímicamente las vetas del sistema Sofía-Julia-Valencia, determinar la edad del o los eventos mineralizadores y entender la evolución del sistema hidrotermal que lo originó. Este trabajo presenta antecedentes geológicos, mineralógicos, geoquímicos y microtermométricos que permiten caracterizar las vetas del sistema SJV y explicar su génesis.

2. Marco Geológico

2.1. Regional

El distrito minero Andacollo (Au-Ag; Cu-Zn-Pb-Mo) se encuentra ubicado al noroeste de la localidad de Chos Malal, en la Cordillera del Viento, provincia de Neuquén (70°32'-70°43'O, 37°06'8"-38°59'S; Fig. 1A). Durante el Cretácico tardío, esfuerzos compresivos (Cobbold y Rosello, 2003; Ramos y Folguera, 2005; Zamora Valcarce *et al.*, 2009; Tunik *et al.*, 2010; Rojas Vera *et al.*, 2015; Sánchez *et al.*, 2020) produjeron el alzamiento de la Cordillera del Viento y la subsecuente erosión de más de 7.000 m de la columna estratigráfica mesozoica (Koslowski *et al.*, 1996) y la exhumación de las rocas del Carbonífero-Pérmico. En la Cordillera del Viento afloran unidades de rocas sedimentarias, volcanoclasticas y subvolcánicas de composición intermedia a ácida del Grupo Andacollo (edad carbonífera), las que fueron intruidas y metamorfizadas por plutones pérmicos (Granito-granodiorita Huingancó) y cubiertas en discordancia erosiva (discordancia San Rafaélica, Pérmico temprano) por las rocas volcánicas pérmico-triásicas de la Formación La Premia, todas ellas constituyen el Complejo Volcánico-Plutónico Huingancó (Llambías *et al.*, 2007). La discordancia Huárpica (Triásico) marca la transición entre la etapa de posorogénesis Gondwánica, durante la cual se desarrolló el Complejo Huingancó y la etapa de formación del *rift* triásico, que permitió el rápido ascenso de magmas poco evolucionados generados por fusión por descompresión de un manto metasomatizado (Zappettini *et al.*, 2018). Estos magmas originaron las rocas volcánicas ácidas a intermedias de la

Formación Cordillera del Viento y los basaltos y andesitas basálticas de la Formación Milla Michicó (Llambías *et al.*, 2007; Zappettini *et al.*, 2018). La discordancia Río Atuéllica (Jurásico temprano) las separa de la cobertura sedimentaria y volcánica del Mesozoico y el Cenozoico de la cuenca Neuquina (Rovere *et al.*, 2004 y referencias allí citadas). En el Cretácico Superior alto y el Eoceno se desarrolló en el margen Andino del norte neuquino una intensa actividad magmática calcoalcalina, con composiciones mayoritariamente intermedias, reconocidas como “Serie Andesítica” o Mollelitense por Groeber (1946, 1947) y más tarde como Cinturón Andesítico Cretácico Superior-Paleógeno Naunaucó (CAPN, Llambías y Aragón, 2011). Las facies intrusivas de este cinturón fueron denominadas por Llambías y Rapela (1989) Formación Collipilli y a las facies extrusivas que se apoyan sobre la secuencia paleozoica-mesozoica de la Cuenca Neuquina y a los cuerpos intrusivos alojados en ellas se los conoce con el nombre de Formación Cayanta (Rapela y Llambías, 1985).

2.2. Características de las vetas, geología y estructura

2.2.1. Características de las vetas

En el cerro Las Minas afloran dos grupos de vetas, uno corresponde al Grupo Buena Vista San Pedro (GBV-SP, Giacosa, 2011) y el otro al Grupo Sofia-Torreón (GST, Giacosa, 2011). El grupo de vetas GBV-SP tiene un rumbo NE-SO y NO-SE y está preferentemente alojado en las rocas de la Formación Arroyo del Torreón. Lavas riolíticas a riodacíticas intercaladas en la secuencia volcanoclástica de la Formación Arroyo del Torreón dieron edades U-Pb SHRIMP en circones de 327,9±2 Ma (Suárez *et al.*, 2008) y 325,8±1,8 Ma (Hervé *et al.*, 2013). Las vetas Buena Vista y Don Fernando forman parte del GBV-SP y totalizan recursos de 90.000 oz de AuEq con bajas razones Au/Ag (~0,023) y leyes promedio de 5,9 y 248 g/t de Au y Ag respectivamente (McIsaac *et al.*, 2017). Los trabajos de Pons *et al.* (2019, 2022) y Dicaro *et al.* (2022) resumen las principales características del Grupo BV-SP y las definen como vetas epitermales de sulfuración intermedia con texturas de cuarzo crustiforme y bandeado grueso típico de vetas extensionales dilatacionales, la mineralización está dominada por sulfuros de Cu, Ag, Zn y sulfosales de Cu y Ag de grano fino, además de electrum.

El segundo grupo de vetas del cerro Las Minas y objeto principal de este trabajo es el Grupo Sofia Torreón (GST, Giacosa, 2011), presenta rumbos E-O a ENE-OSO y se encuentra hospedado en las rocas de unidades más jóvenes del distrito, las formaciones Huaraco (Carbonífero Superior; U-Pb SHRIMP en circones 304 Ma, Suárez *et al.*, 2008) y Cordillera del Viento (Triásico, Leanza *et al.*, 2013; Jurásico Inferior, 196,69±1,15-191,36±0,85 U-Pb AL-ICPMS en circones; Pons *et al.*, 2022) (Fig. 1B). Las vetas Sofia-Julia-Valencia son las más importantes del grupo GST y tienen un recurso total de 22.900 Oz de AuEq con razones Au/Ag altas (~0,8) y leyes promedio de 6,6 y 8 g/t de Au y Ag respectivamente (McIsaac *et al.*, 2017). Las vetas son delgadas (0,2 a 3 m de espesor) y tienen longitudes y profundidades variables entre 700 y 800 m y 150 y 130 m respectivamente. Los cuerpos de mena constan de múltiples vetas y vetillas (ver sección 4.4) ricas en sulfuros de grano grueso de Pb, Zn, y Fe (Ag), además de oro nativo y como minerales de ganga dominan los carbonatos y cuarzo. El cuarzo muestra predominantemente texturas granulares y en peine (*comb*). Asociada a la mena polimetálica hay, en las rocas de caja, halos de alteración sericitica (interna) y propilitica (externa).

2.2.2. Geología y estructura

El sistema de vetas Sofia-Julia-Valencia está constituido principalmente por vetas emplazadas en fallas transcurrentes dextrales, originadas por la reactivación de las fallas normales preexistentes, con rumbo ENE-OSO y subverticales (Fig. 1A-D; Giacosa, 2011). En el sector oriental del área de estudio, estas fallas ponen en contacto las volcanitas de la Formación Arroyo del Torreón (Carbonífero Inferior; Suárez *et al.*, 2008; Hervé *et al.*, 2013) con las sedimentitas de la Formación Huaraco (Carbonífero Superior; Suárez *et al.*, 2008) (Fig. 1C y D). Al sur del área de estudio estas fallas alojan a las vetas Fortuna y Rosario y ponen a las rocas de la Formación Huaraco en contacto con las rocas volcanoclásticas de la Formación Cordillera del Viento (Fig. 1B y C). Las rocas de esta última unidad fueron asignadas previamente a la Formación La Premio de edad pérmico-triásica (Giacosa, 2011), pero dataciones U-Pb en circones la reasignan al Jurásico Inferior (196,69±1,15-191,36±0,85; Pons *et al.*, 2022).

Julia es parte del extremo más occidental del sistema de vetas SJV, mientras que Sofia es del más

oriental, ambas tienen un rumbo ENE-OSO e inclinan 80 a 84° sur (Fig. 1B). Valencia se denomina el sector de la veta con un rumbo ONO-ESE e inclinación de 64° al sur que forma parte de una zona de transferencia entre las vetas Sofía y Julia (Fig. 1B). En el subsuelo se reconocieron vetas menores subparalelas a la veta Julia que podrían ser parte de un sistema de vetas que se ramifican hacia arriba (*upward splaying fault-system*, Rhys *et al.*, 2020; Fig. 1C).

Hacia el norte, las brechas, conglomerados volcánicos y tobas de la Formación Cordillera del Viento se apoyan en discordancia angular sobre las rocas volcanoclásticas de las Formaciones Arroyo del Torreón. Pórfidos dacíticos y diques y filones capas andesítico-basálticos cortan estas unidades (Fig. 1B). Los primeros se emplazan a lo largo de las fallas normales. En el extremo NO del área de estudio afloran rocas volcánicas de composición riolítica asignadas a la Formación Arroyo del Torreón cuyos afloramientos continúan hacia el oeste a lo largo del arroyo homónimo y están cubiertas por las rocas de las Formaciones Cordillera del Viento.

3. Metodología

La metodología utilizada en este estudio incluye:

3.1. Mapeo geológico

Se realizó el mapeo de las unidades litológicas en superficie a escala 1:10.000 y 1:1.000 en subsuperficie. Se mapearon dos galerías en la veta Sofía (nivel 1 y nivel 2) y cuatro testigos de sondajes que cortan las vetas, con énfasis en la alteración hidrotermal que afecta a la roca de caja, y a las vetas (>20 cm) y vetillas (<20 cm) que conforman el yacimiento.

3.2. Estudios petrográficos y mineralógicos

Se realizó el muestreo de la roca de caja de las vetas, en particular de las rocas afectadas por alteración hidrotermal y de las vetas y vetillas. Fueron analizadas 120 muestras en detalle con lupa binocular y, posteriormente, se confeccionaron 47 secciones delgadas-pulidas para su estudio con microscopía óptica de polarización estándar. Los estudios de microscopía óptica se realizaron en los laboratorios del Instituto de Investigación de Paleobiología y Geología de la Universidad Nacional de Río Negro (IIPG) y del CPEM-Universidad

Nacional del Comahue. Se seleccionaron 6 muestras representativas de las vetas y roca de caja para el microanálisis mineralógico, químico y textural de filosilicatos, carbonatos, fosfatos y sulfuros mediante microscopía electrónica de barrido. Para ello se utilizó un microscopio Zeiss Evo MA15 equipado con detectores de electrones secundarios (SEM) y de electrones retrodispersados (BSD). La composición química de los minerales fue obtenida a través del detector de espectroscopía de energía dispersiva de rayos X característicos (EDS), marca Oxford Instruments Nanoanalysis, modelo AZtec Energy y calibrado mediante patrones de elementos puros de Cu y Mn de la marca MAC Ltd. Para discriminar las diferentes generaciones de carbonatos se obtuvieron imágenes de catodoluminiscencia con un equipo CL8200 Mk5-2 EDX acoplado a un microscopio.

El estudio mineralógico de las rocas alteradas hidrotermalmente y de los minerales arcillosos y otros filosilicatos se efectuó mediante difracción de rayos X. Para ello se realizaron dos tipos de preparados de polvo de roca total: (1) orientado al azar para la fracción >10 µm y (2) orientado para la fracción <10 µm de arcillas y filosilicatos. Las muestras seleccionadas para analizar la fracción menor que 10 µm de arcillas y filosilicatos fueron desagregadas y se prepararon dispersiones diluidas de muestra (30g/l), tratadas con hexametáfosfato de sodio, agitación mecánica y ultrasonido. La separación de la fracción <10 µm se realizó de acuerdo con tiempos estandarizados de centrifugado y fue depositada como una delgada película sobre un portaobjeto de vidrio. Luego se secaron a temperatura ambiente (muestra seca al aire; AD), se sometieron a vapores de etilenglicol durante 72 horas a 60 °C (muestra glicolada, EG) y algunas se calcinaron a 550 °C (muestra calcinada, CA). En el caso de la roca total no orientada, el barrido se hizo entre los 3 y 65° 2θ, a una velocidad angular de 3°/minuto y un paso de 0,02, mientras que los preparados orientados fueron analizados entre los 2 y 40° 2θ. En el caso de los vidrios calcinados, el barrido se realizó hasta los 15° 2θ. El equipo que se utilizó fue un Rigaku SmartLab 3kW, ánodo CuKα, λ=1,5414 Å con filtro de níquel, perteneciente al IIPG de la Universidad Nacional de Río Negro.

3.3. Geoquímica de roca total

Se analizaron 130 muestras de rocas alteradas y mineralizadas obtenidas a lo largo de los tres

testigos de sondajes que cortan el sistema de vetas Sofía-Julia-Valencia. Para determinar los valores anómalos de metales estudiados se realizó el análisis de la estadística descriptiva con la geoquímica disponible (rango, media, mediana, moda, desviación estándar, cuartiles, coeficientes de asimetría y curtosis) de todo el sistema de vetas SJV utilizando los datos disponibles de 2.462 muestras alteradas y mineralizadas a lo largo de 52 sondajes (ver ubicación de los sondajes en MacIsaac *et al.*, 2017). Los análisis químicos fueron realizados por técnicas de ICP-MS, ICP-ES, y ensayo a fuego para el Au, en los laboratorios Alex Stewart Argentina S.A. Se consideraron valores anómalos aquellos que superan el valor medio más dos veces la desviación estándar.

3.4. Microtermometría de inclusiones fluidas

De todas las muestras estudiadas al microscopio se realizó la descripción petrográfica de las inclusiones fluidas contenidas en minerales de mena y ganga. Se seleccionaron tres muestras mineralizadas representativas, provenientes del testigo del sondaje DHA-41, para análisis microtermométricos de las inclusiones fluidas contenidas en esfalerita, carbonato y cuarzo. El análisis microtermométrico de las inclusiones fluidas se realizó con una platina de calentamiento-enfriamiento Linkam MDS 600, con un rango de operación de -180 a +600 °C, equipada con un sistema de enfriamiento por nitrógeno líquido y una resistencia para calentamiento, instalada en un microscopio petrográfico Olympus BX50 con un objetivo Leitz UTK50/0.63. La platina fue calibrada con sustancias estándares puras como inclusiones naturales de CO₂ puro de Calanda-Suiza (-56,6 °C), agua destilada (0 °C) y estándares con punto de fusión conocido del laboratorio Merck (70, 100, 135, 180, 200, 247, 306,8 y 398 °C).

Para las mediciones microtermométricas se seleccionaron las inclusiones fluidas que no presentaran evidencias de escape de fluidos, estrangulamiento o decrepitación. Luego de las primeras lecturas se estableció una temperatura de -80 °C para alcanzar el sobrecongelamiento descartando la presencia de CO₂, y una máxima de 400 °C para conseguir la homogeneización de las fases. De este modo, se procedió a la obtención de las temperaturas de homogeneización (Th), las temperaturas del eutéctico (Te) y las temperaturas de fusión final (Tm). El cálculo

de las isocoras se realizó utilizando el programa Sowatflinc_inclusión con base en las temperaturas de homogeneización, salinidad y densidad de las inclusiones fluidas primarias en cuarzo, calcita y esfalerita siguiendo la metodología de Driesner y Heinrich (2007) y Driesner (2007).

3.5. Dataciones U-Pb en circones

A través de técnicas convencionales de concentración de minerales pesados se realizó la separación del circón en los laboratorios de Late Andes. Aproximadamente 2 kg de roca fueron molidos, triturados y tamizados, con un tamiz 50 de 300 µm de apertura. Para la preconcentración de minerales pesados, entre ellos circón, se utilizó el método por separación hidráulica (plato chino). Posteriormente se realizó una separación magnética manual (con imán) y, con líquidos densos (LST heteropolitugstato de sodio). Para separar los minerales magnéticos de aquellos no magnéticos, el concentrado fue pasado por el separador magnético isodinámico Frantz, con una corriente de 1,5 A. La selección final de los cristales de circón se efectuó de manera manual, bajo lupa binocular. Los cristales seleccionados se colocaron, posteriormente, en una montura de epoxi (*mount* de circón), se pulieron y limpiaron con ácido nítrico al 3% antes del análisis en el espectrómetro.

Las dataciones de circón fueron realizadas en el Laboratorio de Geocronología e Geoquímica Isotópica del Instituto de Geociências de la Universidad de Brasilia (Brasil). El *mount* de circón fue insertado en la celda del láser Teledyne Analyte Excite 193 nm excimer acoplado a un equipo Thermo-Fischer, Element XR (SC-ICP-MS). Los análisis se realizaron siguiendo el método de *bracketing*, patrón-muestra-patrón (Albarède *et al.*, 2004). El estándar GJ1 (Jackson *et al.*, 2004; Horstwood *et al.*, 2016) fue usado como material de referencia primario para evaluar el fraccionamiento de las masas analizadas y el material de referencia secundario 91500 (Wiedenbeck *et al.*, 1995, 2004), para la validación de las correcciones hechas debido al fraccionamiento isotópico. Las condiciones específicas operacionales tanto del láser como del espectrómetro de masa están detalladas en la tabla del apéndice 1A. Para el cálculo de las edades y la realización de los diagramas de Concordia Tera-Wasserburg se utilizó ISOPLOT V4.1 (Ludwig, 2012).

4. Resultados

4.1. Caracterización mineralógica y textural de las rocas de caja del sistema de vetas SJV

Los sondajes y las labores subterráneas estudiados atraviesan y exponen las diferentes litologías que constituyen la roca de caja del sistema de vetas SJV: rocas sedimentarias y niveles tobáceos pertenecientes a la Formación Huaraco, brechas hidrotermales y diques andesíticos basálticos y dacíticos (Figs. 1B-D y 2). La litología más ampliamente distribuida es la de lutitas negras con intercalaciones de areniscas cuarzo-feldespáticas y líticas (1-30 cm de espesor; Figs. 1, 2 y 3A-C). Estas rocas están cortadas por numerosos diques afaníticos amigdaloides de color gris verdoso (Fig. 1D y F). El sondaje más occidental (DHA-41; en Fig. 2) expone niveles de tobas subordinadas en la sección media e inferior. Las brechas hidrotermales están asociadas a las fallas y vetas y, aunque están presentes en superficie (Fig. 1B), tienen su mayor expresión en los niveles inferiores de las vetas y se reconocen en los sondajes y laboreos subterráneos Sofía, nivel 1 y 4 en contacto con la falla norte (Fig. 1B-D).

4.1.1. Tobas

Los niveles volcanoclásticos, intercalados en las lutitas, están compuestos por tobas ricas en cristales (Fisher y Schmincke, 1984) (Figs. 2 y 3D), dominadas por plagioclasas (30-60%) y feldespatos potásicos (1-5%), además de cristaloclastos de cuarzo (5-10%) y pseudofiammes, 0-5%, contenidos en una matriz fina (30-60%) de similar composición. Ocasionalmente presentan fragmentos de tamaños lapilli (15%) de líticos porfíricos dentro de una matriz fina.

4.1.2. Rocas sedimentarias

Las lutitas son las facies clásicas dominantes tanto en los afloramientos como en el subsuelo, desarrollan fisilidad paralela a los planos de estratificación y por sectores presentan clivaje en lápiz (Figs. 1 y 2). Son de color negro y están compuestas por granos de cuarzo, feldespatos y minerales accesorios (circón, apatito), en una matriz arcillosa oscura. Texturalmente varían de grano sosten, con más de un 60% de la fracción clásica entre 25 y 62 μm , a matriz sosten compuesta por una fracción menor que 4 μm (>98%) (Fig. 3C). En las facies más oscuras y finas las lutitas presentan pirita diseminada.

Las rocas samíticas corresponden a areniscas líticas de grano grueso y areniscas cuarzosas de grano fino a medio (Fig. 3A-B). Las primeras se encuentran cerca del contacto con las facies conglomerádicas de la base de la Formación Huaraco y las cuarzosas están intercaladas en las lutitas. Las areniscas líticas están compuestas por cuarzo policristalino (cuarzitas de grano fino, metareniscas-feldespáticas), líticas pelíticas (reemplazados por filosilicatos), cuarzo monocristalino y esquistos micáceos (Fig. 3). Los minerales accesorios comunes son circón, apatito y monacita.

4.1.3. Diques dacíticos

Los diques dacíticos solo fueron reconocidos en un afloramiento en las inmediaciones de la boca mina Sofía nivel 1 y Sofía nivel 4, a lo largo del sistema de vetas SJV y de la falla norte que pone en contacto las rocas de la Formación Huaraco con las de la Formación Arroyo del Torreón (Fig. 1B-C). El dique presenta una textura porfírica con fenocristales de plagioclasas (25-30%), anfíbol (8-10%), cuarzo (18-20%) y biotita (1-2%) en una pasta afanítica, y tiene apatito, circón y magnetita como minerales accesorios (Fig. 3E). Es común la presencia de numerosos enclaves microgranulares máficos redondeados orientados a lo largo del contacto, además de xenolitos angulosos de la roca de caja. Los enclaves llegan a constituir hasta un 5% del volumen total de la roca. Los minerales primarios del dique están totalmente alterados y reemplazados por minerales hidrotermales (clorita, sericita, calcita) en las cercanías a las vetas. Al norte del sistema de vetas SJV se han reconocido en el subsuelo diques dacíticos similares, emplazados en fallas de orientación NO-SE que cortan y desplazan la veta Buena Vista (Trident S.E. S.R.L., 2018).

4.1.4. Diques y filones capa andesítico-basálticos

Diques subverticales de rumbo variable y filones capas de color verde grisáceo oscuro de composición andesítico-basáltica intruyen con contactos netos a las rocas de las formaciones Arroyo del Torreón, Huaraco y Cordillera del Viento. Fueron reconocidos en los afloramientos y en el subsuelo (Figs. 1B, C, E, F y 2). Sus espesores varían entre 0,5 y 2 m y comúnmente presentan vesículas en ambos bordes. Estos cuerpos subvolcánicos poseen textura afanítica en muestra de mano, sin embargo, al microscopio es inequigranular amigdaloides compuesta por

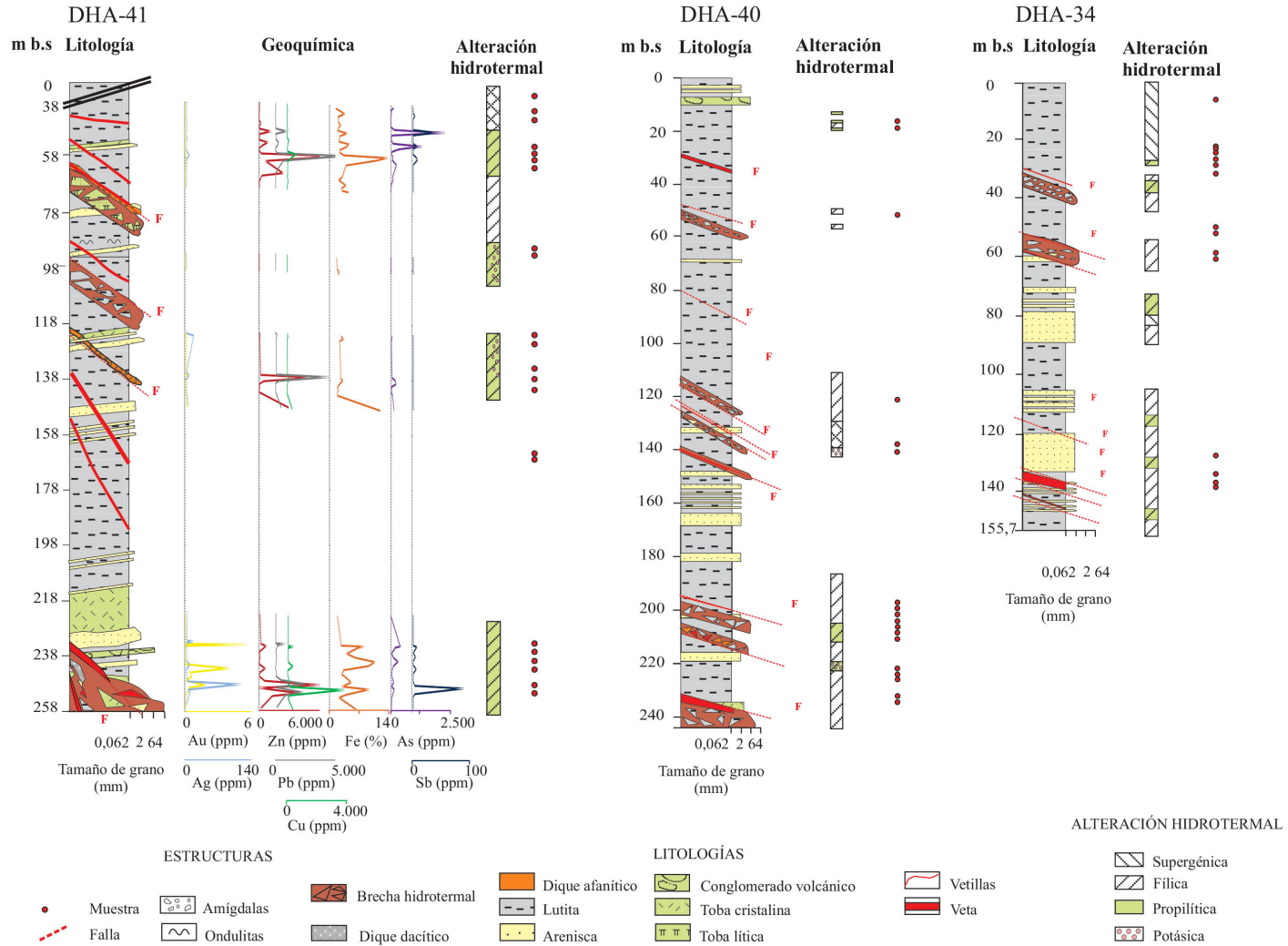


FIG. 2. Columnas litológicas de los sondajes estudiados (ubicación en la Fig. 1B), con la distribución de las alteraciones y ubicación de las muestras analizadas. A la derecha del sondeo DHA41 (ubicado en la Fig. 1C) se agregó el perfil geoquímico de los elementos de interés (Etchart *et al.*, 2008). **F**: falla; **m b.s.**: metros bajo superficie.

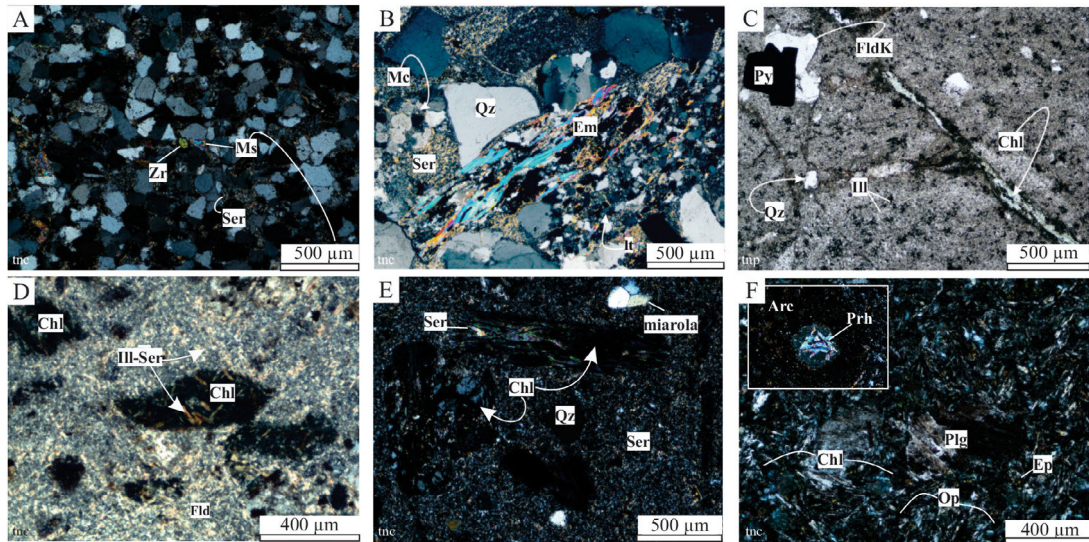


FIG. 3. Microfotografías que muestran las características texturales de las diferentes litologías reconocidas en la roca de caja del yacimiento. A-B. Arenisca. C. Lutita. D. Toba. E. Dacita. F. Dique andesítico-basáltico. Arc: arcillas; Chl: clorita; Em: esquistó micáceo; Ep: epidoto; FldK: feldespato potásico; Ill: illita; Lt: lítico; Mc: microclino; Ms: muscovita; Ser: sericita; Plg: plagioclasa; Op: minerales opacos; Prh: prehnita; Py: pirita; tnc: luz transmitida nicoles cruzados; tnp: luz transmitida nicoles paralelos; Qz: cuarzo; Zr: circón.

fenocristales de plagioclasas y minerales máficos (100 a 220 μm) en una pasta pilotáxica a intergranular donde los cristales de clinopiroxenos y minerales opacos ocupan los intersticios entre los microlitos de plagioclasa (Fig. 3F). Localmente la pasta desarrolla textura variolítica. En algunos sectores presentan amígdalas de 200 a 300 μm rellenas con prehnita (10 a 30 μm) de hábito fibroradial. Este mineral está parcial a totalmente reemplazado por minerales de alteración (actinolita, clorita, calcita).

4.1.5. Brechas hidrotermales

Las brechas hidrotermales cortan la roca de caja de las vetas, están asociadas a las fallas y son subparalelas a las vetas, tanto en los afloramientos como en el subsuelo (Fig. 1B-C). Estas rocas se observaron en los metros finales de los sondajes DHA-41 y DHA-40 (Fig. 2) donde están en contacto con la veta. Una relación similar se observó en los laboreos subterráneos (Sofía nivel 1 y Sofía nivel 4; Fig. 1D). Tienen contactos netos y cortan las rocas sedimentarias, tobas diques dacíticos y andesíticos (Fig. 1D). En los bordes, las brechas son predominantemente monomíticas de tipo *jigsaw* con fragmentos angulosos de su roca de caja (sedimentitas, tobas, diques andesíticos o dacíticos) y gradan hacia

el centro a brechas polimíticas (sondaje DHA-41), compuestas por fragmentos de veta de cuarzo blanco redondeados y de líticos indiferenciados silicificados, en una matriz de similar composición. Comúnmente el cemento está formado por cuarzo, sulfuros, carbonatos, y arcillas (Fig. 1D), mientras que en los últimos tramos de los sondajes DHA-41 y DHA-40 el cemento de las brechas está dominado por varias generaciones de carbonato tardío y estéril.

4.2. Geocronología U-Pb

Se analizaron 30 cristales de circones por el método U-Pb (Apéndice 1A) provenientes del dique dacítico (muestra C037) adyacente a la boca mina Sofía nivel 1 (Fig. 1B). Los cristales son transparentes e incoloros, prismáticos con terminaciones bipiramidales. Estas características texturales junto con las razones Th/U (0,6-2,8; Apéndice 1B) son consistentes con circones de tipo magmáticos con razones Th/U mayores a 0,5 (Wang *et al.*, 2011; Kirkland *et al.*, 2015; Hoskin y Schaltegger, 2018). En función de la concordancia entre las edades aparentes $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ y $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$, 17 datos concordantes fueron usados para construir el diagrama de concordia Tera-Wasserburg (Fig. 4A). De estos datos, 13 permitieron obtener una edad

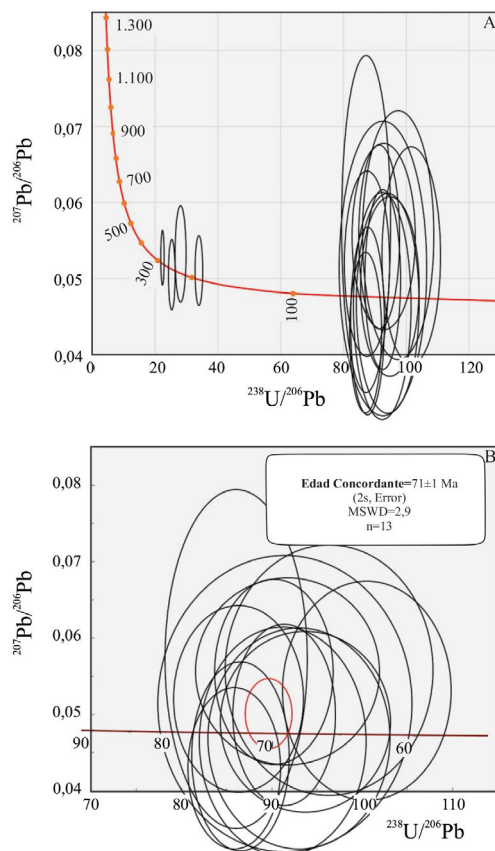


FIG. 4. A-B. Diagrama de Concordia Tera-Wasserburg para los cristales de circón magmático del dique dacítico C037 (localizado en Fig. 1B).

concordia de 71 ± 1 Ma (Fig. 4B). Los 4 datos restantes, con edades de 192, 236, 256 y 292 Ma, corresponden a circones heredados del Jurásico Inferior al Pérmico-Triásico (Fig. 4A).

4.3. Alteración hidrotermal de la roca de caja

Con base en las asociaciones mineralógicas y texturas se identificaron 4 tipos de alteración hidrotermal que afectan a la roca de caja: **1)** alteración potásica, **2)** alteración propilitica, **3)** alteración filica y **4)** alteración supergénica (Fig. 5A-H).

La alteración potásica se presenta en forma de parches y se detectó solamente en el subsuelo, en el sondaje DHA-41 (Figs. 1 y 2). Es débil y constituye entre un 5 y 8% del volumen total de la roca, está representada por biotita intersticial a los granos clásticos de las sedimentitas y a los fragmentos de las tobas, lo que le confiere el color pardo a la roca (Fig. 5A y B).

La alteración propilitica está superpuesta a la anterior (Fig. 5C), es la de más amplia distribución tanto en la superficie como en el subsuelo y afecta a todas las litologías. Forma motas y parches en las rocas y halos en torno a las vetillas (Fig. 5C y D). Se reconoce como zonas verdosas siguiendo los planos de estratificación o alrededor de las vetillas (Fig. 5C). Varía de débil (2-5%) a intensa (>30%) y está formada por clorita+cuarzo±epidoto (actinolita?)±calcita, con trazas de titanita, rutilo y fosfatos (Fig. 5D) con piritita y escasa pirrotina+calcopirrita±esfalerita diseminadas. En las areniscas y lutitas la clorita reemplaza parcial a totalmente los cristales anhedrales de biotita y se encuentra intersticial junto con epidoto cuando este está presente. El cuarzo es granular fino e intersticial. El epidoto está diseminado en cristales finos (40 a 50 μm) prismáticos. En las andesitas basálticas, las dacitas y las tobas, cloritas (epidoto) reemplazan selectivamente los minerales máficos y pseudofiammes (Fig. 3D-E); albita y calcita

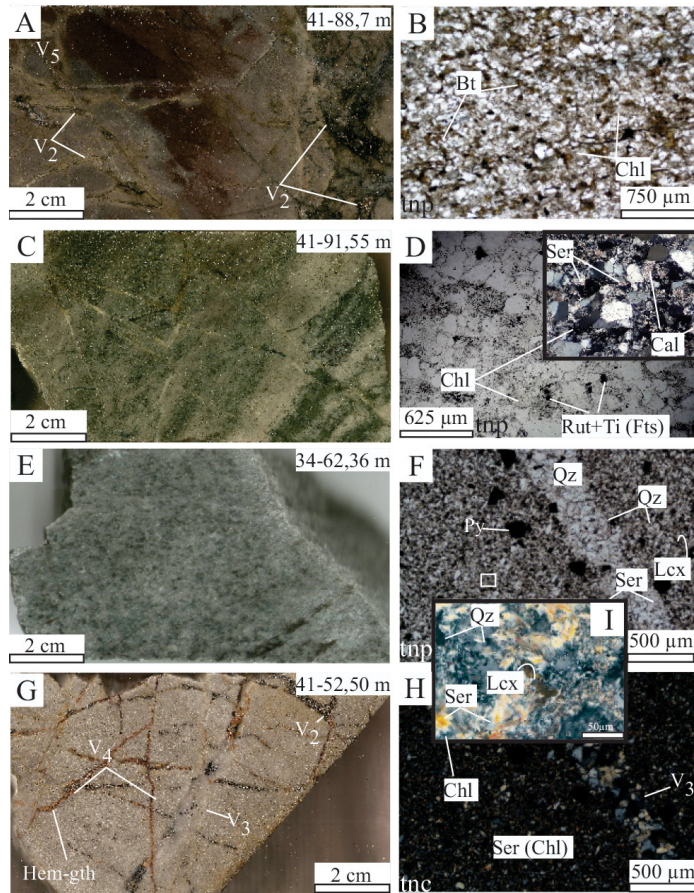


FIG. 5. A-H. Ejemplos de los diferentes tipos de alteración hidrotermal que afectan la roca de caja de las vetas. En el lado izquierdo (A, C, E, G) corresponden a fotografías de muestras pulidas obtenidas de los sondajes DHA41 y DHA34. En el lado derecho (B, D, F, H) se muestran las micrografías de la alteración que afecta las sedimentitas (areniscas de grano fino a medio y lutitas). A-B. Alteración potásica representada por biotitización de lutita y arenisca de grano fino. C-D. Alteración propilitica que afecta areniscas de grano fino. E-F. Alteración sericitica que afecta lutita. G-H. Alteración sericitica con alteración supergénica sobrepuesta que afecta lutita. **Bt**: biotita; **Cal**: calcita; **Chl**: clorita; **Fts**: fosfatos; **Hem**: hematita; **Gth**: goethita; **Lcx**: leucoxeno; **Qz**: cuarzo; **Rut**: rutilo; **Ser**: sericita; **Ti**: titanita; **tnc**: luz transmitida nicoles cruzados; **tnp**: luz transmitida nicoles paralelos; **V_{2,3,4}**: tipos vetillas definidas en la tabla 1 (ver sección 4.3 para explicación). En el vértice superior derecho de las secciones pulidas se indica la ubicación de la muestra en el sondaje respectivo (DHA-41 y DHA-34).

reemplazan los fenocristales de plagioclasa. En los diques andesítico-basálticos amigdaloides hay motas de arcillas blancas (esmectita?) como halos concéntricos a las amígdalas. Las arcillas también reemplazan los cristales de plagioclasa y la pasta (Fig. 3F). Las amígdalas están rellenas con clorita y relictos de un mineral acicular radiado (actinolita), que reemplazan localmente a la prehnita junto con calcita y/o cuarzo intersticial. Las cloritas que reemplazan selectivamente los fenocristales de los minerales máficos en las andesitas basálticas presentan al microscopio un color de interferencia anómalo

castaño, mientras que las que están diseminadas en la pasta tienen el típico color de interferencia azul de Berlín. Pirita y calcopirita con trazas de bornita en sus bordes están diseminados en los diques.

La alteración filica constituye halos de alteración de 10 a 70 cm de espesor en la roca de caja de las principales vetas. Su intensidad varía de débil (2 a 5% del volumen total de la roca) a intensa (25 a 30% del volumen total de la roca) cerca de las vetas y está compuesta por sericita+cuarzo (clorita) con pirita, leucoxeno, rutilo, trazas de apatita, pirita galena y esfalerita (calcopirita) diseminada (Fig. 5E-I).

Se distribuye también como halos en las vetillas ricas en sulfuros. Está presente en las areniscas, lutitas, tobas, diques andesítico-basálticos y diques dacíticos. Esta alteración le confiere tonalidades blanquecinas a la roca (Fig. 5G). Se ha identificado en muestras de afloramiento, testigos de sondajes y laboreos subterráneos (niveles 1 y 4). La sericita es intersticial y está aleatoriamente orientada entre los granos de las sedimentitas y en las tobas; en los diques andesítico-basálticos y en los diques dacíticos se encuentra diseminada en la pasta o matriz y reemplaza selectivamente los fenocristales de plagioclasa o cristaloclastos de la roca (Fig. 3A-E). La silicificación está representada por un cuarzo microcristalino intersticial asociado a la sericita junto con clorita subordinada. Localmente la sericita reemplaza la clorita, con presencia de rutilos y apatita asociados (Fig. 5E-I).

Trazas de esmectita se identificaron en todas las muestras de lutita y es más abundante en posiciones distales de los halos de alteración filica de las vetillas.

La alteración supergénica es débil y no supera los 45 a 50 m de profundidad en los sondajes analizados, aunque se ha identificado en niveles más profundos (90 y 119 m b.s.), vinculada a fallas que funcionaron como canales de circulación descendente de aguas meteóricas a profundidad (Fig. 2). Se caracteriza por la asociación mineral hematita+goethita±caolinita (esmectita). La hematita es pseudomórfica según pirita (Fig. 5G). La esmectita se identificó petrográficamente también en una muestra del dique andesítico-basáltico de subsuelo donde las relaciones texturales indicarían que es tardía (supergénica).

4.4. Vetas y vetillas

Los minerales de mena se encuentran contenidos en múltiples vetillas (<20 cm de espesor) y vetas (>20cm de espesor) polimetálicas hospedadas en lutitas y areniscas, o bien en la matriz de las brechas hidrotermales y se concentran en las fallas principales o están adyacentes a ellas (Figs. 1C-D y 2).

Se identificaron 5 tipos de vetillas y vetas mineralizadas (Tabla 1), cuya temporalidad relativa se definió con base en sus relaciones de corte (Fig. 6A-L) y se enumeran en orden decreciente de edad.

4.4.1. Vetas y vetillas 1

Las vetas y vetillas tempranas son las siguientes: **1a)** ricas en cuarzo con textura brechosa cortadas por vetillas 2 estériles (Fig. 6A-B) y **1b)** de cuarzo

(illita)+pirita+molibdenita±esfalerita verde. Ambos tipos de vetas y vetillas se identificaron en el testigo del sondaje más occidental (DHA-41), tienen paredes irregulares, están compuestas por cuarzo de textura granular a microgranular en mosaico, de color blanco lechoso, con abundantes inclusiones fluidas. La mineralización está representada por microcristales de esfalerita₁, pirita₁ euhedral y lamelas finas de molibdenita (Fig. 7A-B). La esfalerita₁ asociada a estas vetillas es pobre en hierro (<0,6% de Fe), de color verde claro translúcida ($S_{1,01}Zn_{0,63-0,99}Fe_{0,014-0,08}Mo_{0-0,26}$) con trazas de Cd (Apéndice 3).

4.4.2. Vetas y vetillas 2

Las vetas y vetillas 2 cortan, reabren y brechizan las vetas y vetillas 1 (Fig. 6A-B). Se identificaron dos tipos: **2a)** cuarzo granular+biotita, epidoto (actinolita) con núcleos de clorita+calcita y sulfuros y las **2b)** están compuestas por cuarzo+epidoto+clorita±albita (rutilo+apatito+titanita+fosfatos de Y y ETR). En las vetas y vetillas 2a, la calcita₁ es tardía y hospeda los sulfuros tempranos y reemplaza la clorita, epidoto y actinolita, es anhedral y poiquilotópica y tiene hasta un 0,9% en peso de Mn (Figs. 6C y 7C). Los sulfuros identificados son pirrotina, calcopirita₁₋₂, pirita₂₋₃ y marcasita, trazas de esfalerita₂ y galena₁ (Fig. 7C-I). La pirita₂ temprana está incluida dentro de la pirrotina (Figs. 6C y 7E). La galena₁ está en contacto con pirrotina y como inclusión dentro de esta (Fig. 7E). La calcopirita₁ está en contacto neto y en equilibrio con pirita₂ y pirrotina (Fig. 7D) y localmente las rodea. Los análisis químicos de esta calcopirita₁ muestran una composición dentro de los rangos normales para este mineral (Apéndice 4). Calcopirita₂ también está incluida en la esfalerita₂ como calcopirita *disease* (Fig. 7F). La marcasita forma cristales finos ortorrómbicos en agregados alargados siguiendo las superficies de clivaje de la pirrotina (Fig. 7D) o rodea los bordes de la pirrotina. Parches de marcasita están incluidos dentro de pirita₃ (Fig. 7F-G). La marcasita, hacia el contacto con la pirita₃, aumenta su tamaño de grano (Fig. 7H). Las imágenes de electrones retrodispersados muestran variaciones en la composición de las marcasitas (Fig. 7H). Los análisis químicos con EDS señalan que las zonas claras coinciden con las zonas de menores concentraciones de azufre (<2,3 a.p.f.u) y mayores de hierro (>0,68 a.p.f.u). La pirita₃ presenta en sus bordes numerosas microinclusiones sólidas de los sulfuros previos (Fig. 7I).

TABLA 1. CARACTERÍSTICAS DE LOS TIPOS DE VETAS Y VETILLAS DEFINIDAS PARA EL YACIMIENTO CONSTITUIDO POR EL SISTEMA DE VETAS SOFÍA-JULIA-VALENCIA.

Tipo	Subtipos	Vetas/vetillas				Halos			
		Ganga	Mena	Morfología	Espesor	Ganga	Mena	Morfología	Espesor
1	a	qz (ill)	py ¹ +mo±sph	Rectas	<3 mm	-	-	-	-
	b	qz	-	Irregulares	<1-60 cm	-	-	-	-
2	a	qz+bt, ep (act) +chl+cal	py ²⁻³ +po+cpy ¹⁻² (sph ² >gn ¹), mar	Rectas, zonadas	0,5 cm	chl (lcx)	py, cpy, po	Regulares simétricos	<1-2 mm
	b	qz+ep+chl+cal ±alb (Fap+rut+ti)	(pstY-ETR)	Rectas irregulares	Capilares	-	-	-	-
3	a	qz+ser+carbonatos (chl)	>30% sulfuros sph ³ +gn ² +cpy ³ +py ³ (po)	Rectas, zonadas	20-300 cm	qz, ser (chl)	py, sph, gn (cpy)	Regulares simétricos	10-70 cm
	b	qz+ser (chl)	<30% de sulfuros sph ³ +gn ² +cpy ³⁻⁴ +py ³⁻⁴ +aspy (po, bn, arg),+Au, (cc-cv)	Rectas	0,5 mm a 20 cm	-	-	-	-
4	-	-	py ⁵	Rectas	<1-5 mm	-	-	-	-
5	-	carbonatos	py ⁶ framboidal	Rectas	-	-	-	-	-

act: actinolita; **alb:** albita; **ank:** ankerita; **arg:** argentita; **Fap:** fluorapatita; **aspy:** arsenopirita; **Au:** oro nativo; **bn:** bornita; **bt:** biotita; **cal:** calcita; **chl:** chlorita; **cv:** covelina; **cpy:** calcopirita; **di:** digenita; **dol:** dolomita; **ep:** epidoto; **ETR:** elementos de tierras raras; **gn:** galena; **ill:** illita; **mar:** marcasita; **mo:** molibdenita; **po:** pirrotina; **py:** pirita; **pst:** fosfato; **qz:** cuarzo; **rut:** rutilo; **se:** sericita; **sph:** esfalerita; **Y:** Itrio.

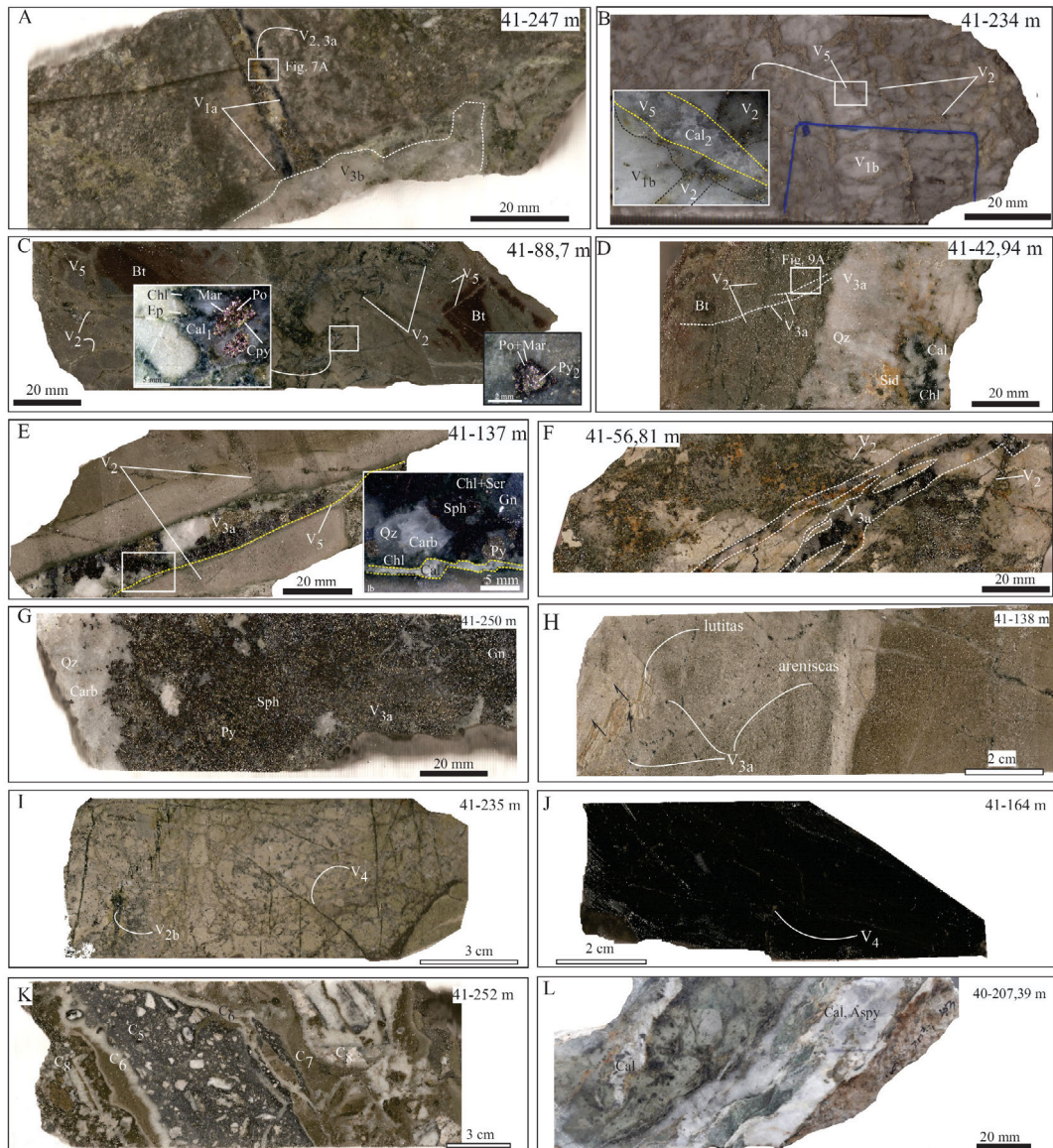


FIG. 6. Muestras representativas de las rocas de caja y de brecha hidrotermal afectadas por diferentes tipos de alteración y atravesadas por distintos tipos de vetas y vetillas. **A.** Toba alterada cortada por vetillas 1 y vetillas 1 cortadas por vetillas 2, 3a y 3b. **B.** Veta de cuarzo 1b, cortado por vetillas 2 (marcada en líneas segmentadas blancas) y por vetillas 5 (marcada en líneas segmentadas amarillas). La línea azul marca la zona de la sección delgada. **C.** Lutita con relictos de alteración potásica con alteración propilítica sobrepuesta y cortada por vetillas 2 y 5. **D.** Arenisca con alteración potásica y alteración propilítica sobrepuesta cortada por vetillas 2 y 3a. **E.** Vetillas 2 cortadas por vetillas 3a con halos de alteración asociadas y cortadas por vetilla 5 (marcada con líneas amarillas) en lutita. **F.** Brecha hidrotermal con fragmentos de toba cortada por vetillas 2 y 3a (marcada por líneas blancas), con alteración propilítica, sericitica y supergénica sobrepuesta. **G.** Veta 3a rica en sulfuros. **H.** Arenisca con intercalaciones finas de lutitas, cortada por vetillas 3 que siguen las microfallas normales y normales invertidas (las flechas negras indican la dirección del movimiento). **I.** Brecha con fragmentos de toba cementada por cuarzo y cortada por vetillas 2b y 4. **J.** Lutita cortada por vetillas 4. **K.** Brecha hidrotermal cementada por múltiples generaciones de carbonatos. **L.** Brecha hidrotermal con fragmentos de toba cortada y cementada por vetillas de cuarzo y calcita platy. **Aspy:** arsenopirita; **Bt:** biotita; **Cal_{1,2}:** calcita; **Carb:** carbonato; **Chl:** clorita; **Cpy:** calcopirita; **Ep:** epidoto; **Gn:** galena; **Mar:** marcasita; **Po:** pirrotina; **Py:** pirita; **Ser:** sericita; **Sid:** siderita; **Sph:** esfalerita. El número arriba a la derecha indica profundidad de la muestra en el sondaje DHA-41 y DHA-40, respectivamente. **V_{1b}, 2a, 2b, 3a, 4, 5:** tipos de vetillas definidas en la tabla 1; **C_{5, 6, 7, 8}:** carbonato 5, 6, 7, 8 (ver sección 4.3 para explicación).

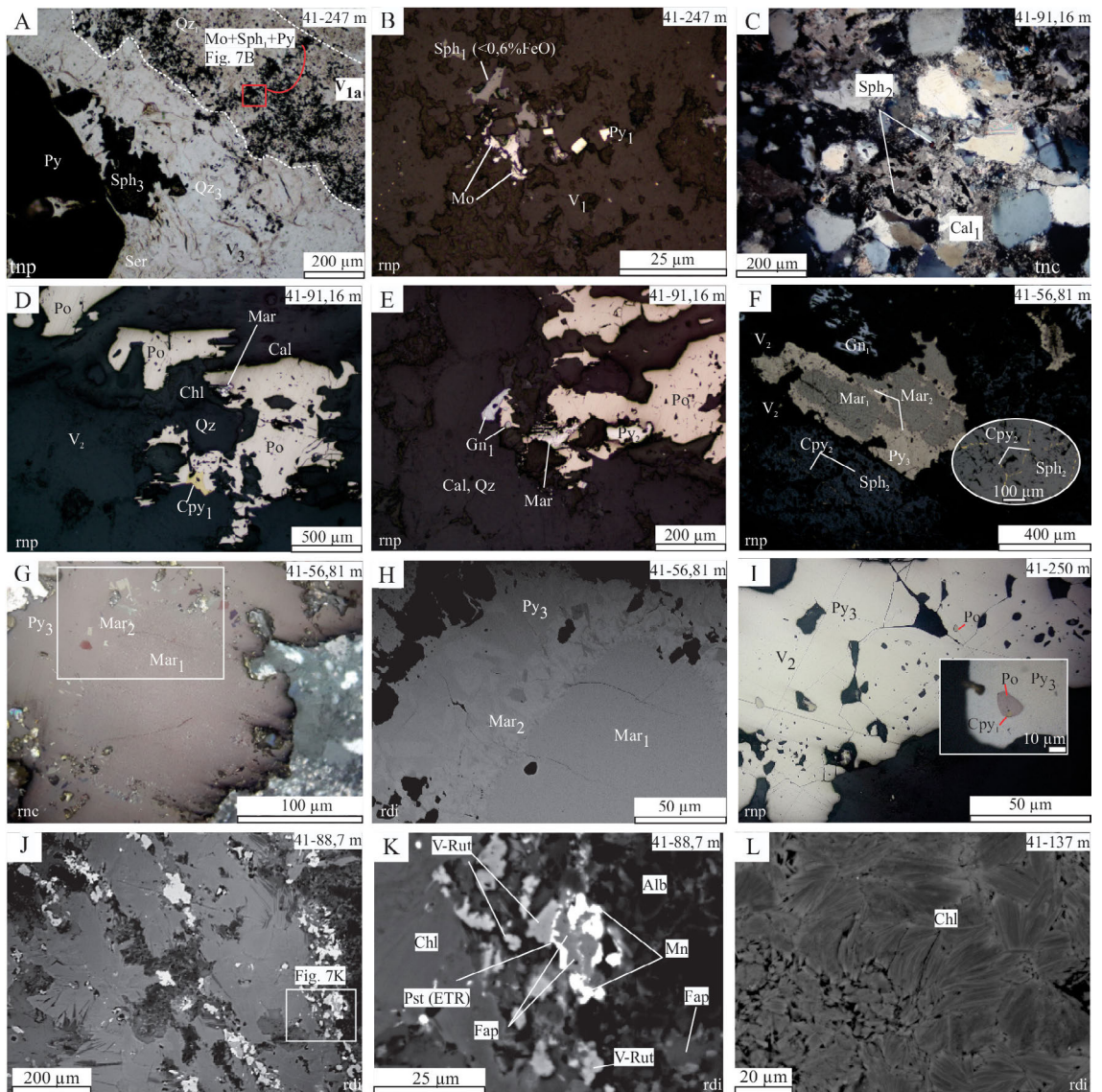


FIG. 7. Microfotografías de cortes delgados representativas de los minerales de ganga y de mena de las vetillas 1 y 2. **A.** Vetilla 1a cortada por vetillas 3a. **B.** Detalle de la molibdenita, esfalerita y pirita de la vetilla 1a. **C.** Vetilla 2a que muestra la esfalerita incluida en la calcita. **D-F.** Minerales de mena de las vetillas 2a en contacto con clorita, calcita y cuarzo. **G.** Relación textural entre la marcasita₂ y micromarcasita₁, ambas incluidas en la pirita₃. **H.** Imagen de electrones retrodispersados que muestra diferencias en la composición de la marcasita₁, más oscura y la marcasita₂, más clara. **I.** Detalle de la pirita₃ rica en inclusiones de pirofina y calcopirita. **J-L.** Imágenes de electrones retrodispersados de las vetillas capilares 2b. **J.** Se representan las diferentes fases minerales (clorita, albita, fluorapatita, monacita, fosfatos de tierras raras y rutilo rico en vanadio-V-Rut-) presentes en las vetillas 2b. **K.** Detalle que muestra la relación textural entre los fosfatos, fosfatos, el rutilo, la clorita y la albita. **L.** Detalle de la clorita con su hábito radial característico y los dos tonos de grises que indican diferencias composicionales. **Alb:** albita; **Chl:** clorita; **Fap:** fluorapatita; **Mar:** marcasita; **Mo:** molibdenita; **Pst:** fosfatos de tierras raras; **rdi:** imagen de SEM tomada con detector de electrones retrodispersados; **rnp:** luz reflejada nicoles paralelos; **rnc:** luz reflejada nicoles cruzados; **tnc:** luz transmitida nicoles paralelos; **V-Rut:** rutilo con trazas de vanadio. Ver texto para explicación y otras abreviaturas definidas en la figura 6. El número que se muestra en el vértice superior derecho de cada fotografía indica la ubicación de la muestra en el sondaje DHA-41.

Las vetillas 2b presentan formas irregulares capilares y están asociadas espacialmente a las 2a, están compuesta por cuarzo, albíta, epidoto, clorita, apatita, fosfatos de Y más elementos de tierras raras livianas (ETRL), rutilo, titanita (Fig. 7J-L) y pirita en sus bordes. La albíta junto con los fosfatos de ETRL fueron identificados solamente a través de análisis de EDS, dado que al microscopio óptico se ven como un agregado muy fino de minerales grises semitransparentes de relieve alto, con abundantes reflejos internos y anisótropos. Apatito, rutilo y titanita están en contacto y equilibrio y forman los agregados de minerales euhedrales a anhedrales de mayor tamaño. Rodeando a estos últimos y a cristales de pirita, hay fosfatos ricos en tierras raras livianas como Ce-monacita ($Ce_{0,42-0,45}La_{0,19}Pr_{0-0,06}Nd_{0,22-0,24}$) PO_4 asociados a otros fosfatos complejos con proporciones variables de Al, Si, Fe, S y tierras raras, y un fosfato rico en Y (saryarkita?, Apéndice 5, Fig. 7J-K). Los análisis químicos de las apatitas muestran valores altos de flúor (4,09-5,83%) y bajos a nulos de cloro (<0,13%; Apéndice 5) por lo que se podría clasificar como flúor-apatito. Algunos cristales de apatito en sus bordes externos mostraron anomalías en tierras raras, mientras que el rutilo presenta contenidos variables de Al (1,15-1,46%), Si (1,19-1,56%), Mg (0,81%) y V (0,24%) (Fig. 7K-L).

La clorita de las vetillas 2a y 2b gradúa desde una clorita castaña temprana a una clorita verde oscura. Las imágenes de electrones retrodispersados también mostraron variaciones composicionales dentro de un mismo cristal de clorita, los colores más claros dominan en los bordes de los cristales que coinciden con mayores contenidos de hierro (Fig. 7L). Su fórmula mineral fue calculada con base en 14 oxígenos donde se asumió todo el hierro como Fe^{+2} (Foster, 1962) $Mg_{1,2-2,88}Fe^{2+}_{0,19-2,78}Al^{VI}_{0-1,8}Al^{IV}_{0,88-1,79}Si_{1,23-3,12}O_{10}(OH)_8$ (Fig. 8A-E, Apéndice 6). La mayoría de los análisis químicos de las cloritas verde oscuro a diferentes profundidades del sondeo caen en el campo típico de cloritas de Velde (1985). Las relaciones $Fe^{+2}/Fe^{+2}+Mg^{+2}$ versus Si por fórmula unidad muestran un cambio composicional desde clinocloro a chamosita hacia los niveles más superficiales (Apéndice 6, Figs. 2 y 8D, Bayliss, 1975; Bailey, 1984; McLeod y Stanton, 1984). Donde las vetillas 2 están cortadas por las vetillas 3, la clorita está parcial a totalmente reemplazada por sericita y calcita. Seis análisis químicos se desvían

del campo típico de las cloritas por sus mayores contenidos de K y Ca, seguramente debido al reemplazo parcial incipiente por sericita y calcita (Fig. 8A, Apéndice 6).

4.4.3. *Vetas y vetillas 3*

Las vetas y vetillas 3 son las más importantes económicamente. Estas cortan y brechizan a las anteriores y están compuestas por cuarzo+sericita+carbonatos (clorita; Fig. 6D-H). Dentro de este tipo se diferenciaron dos subtipos 3a) y 3b) con base en la proporción de sulfuros y carbonatos.

Las vetas y vetillas 3a son ricas en sulfuros (30 a 60% en vol.), están compuestas por esfalerita parda+galena+calcopirita+pirita (pirrotina), asociadas a cuarzo, carbonatos y sericita como minerales de ganga dominantes con halos de alteración filica (20 a 70 cm de espesor, Tabla 1). Estas vetas son las que presentan mayor continuidad en superficie y subsuelo, son de paredes rectas, espesores variables de 0,2 a 3 m, longitudes de 700 a 800 m y profundidades variables entre 50 y 130 m. En los sectores donde predominan delgadas intercalaciones de lutitas y areniscas (entre los tramos 130 a 140 m b.s., DHA-41 y 40) se aprecian a mesoescala cómo estas vetas se alojan en las fallas normales (Fig. 6H). El cuarzo presenta texturas de cuarzo primario con cristales euhedrales a subhedrales de grano grueso (0,5-2 cm de diámetro) localmente zonados (Fig. 6E). Comúnmente desarrolla texturas en peine y en algunos sectores desarrolla textura de bloques elongados perpendicular a las fracturas de extensión (*Elongate blocky texture*, Fisher y Blantley, 1992) (Fig. 9A). Donde las vetas o vetillas 3 cortan las vetillas 2, el cuarzo incluye fantasmas de cristales de epidoto, anfíbol y clorita previos (Fig. 9B-C).

En estas vetas y vetillas se identificaron al menos 3 tipos de carbonatos (Fig. 9D-H); un carbonato₂ que es euhedral romboédrico zonado y de color castaño que incluye finos cristales de pirita euhedral y trazas de esfalerita (Fig. 9G-H). Este carbonato 2 presenta muy baja luminiscencia y tienen una zonación dada por la alternancia de zonas no luminiscentes de siderita y ankerita y zonas luminiscentes de calcita₂ (Fig. 9F). Las imágenes de electrones retrodispersados y mapas composicionales mostraron texturas de reemplazo complejas donde la siderita y ankerita reemplazan la calcita₂ previa (Fig. 9E, F y H). Los carbonatos tempranos están incluidos dentro de dolomita (carbonato 3) poiquilótópica a intersticial

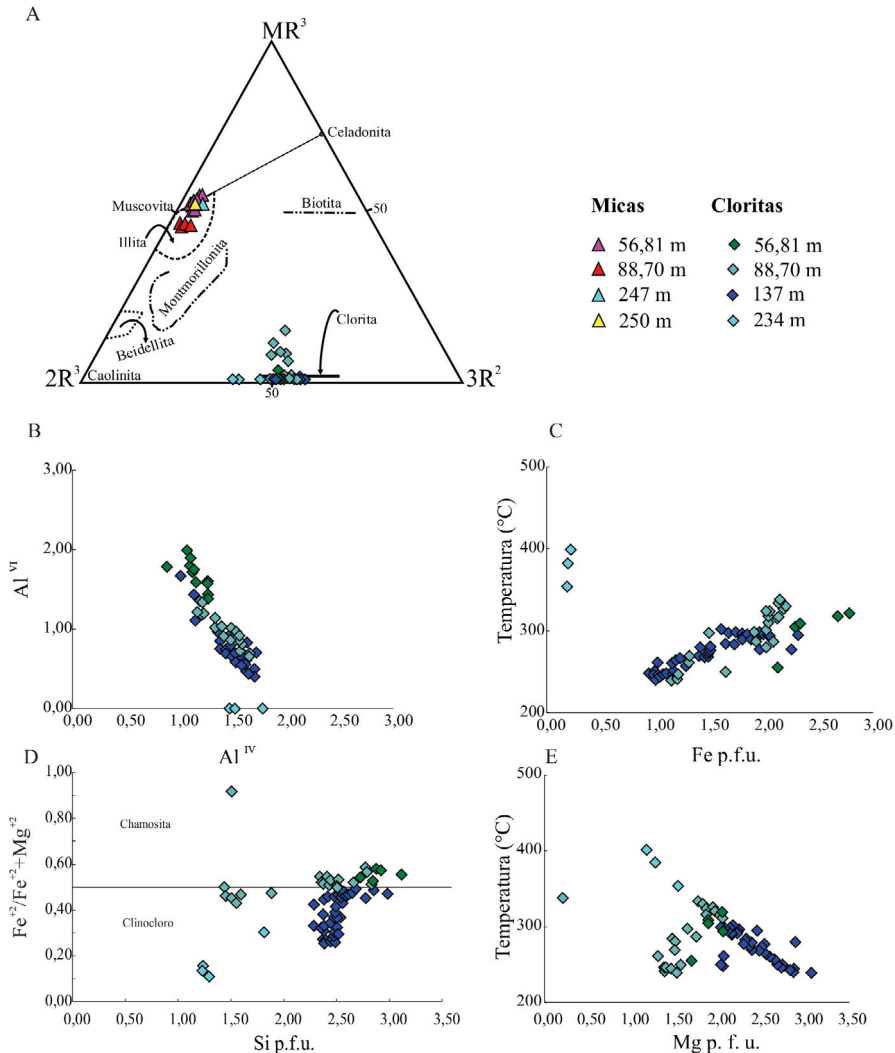


FIG. 8. A-E. Composición química de los filosilicatos. **A.** Diagrama de clasificación de los filosilicatos en las vetillas 2 y 3 donde $MR^3=Na+K+2Ca$; $2R^3=(Al+Fe^{3+}+MR^3)/2$, y $3R^2=(Mg+Mn+Fe^{2+})/3$ (Velde, 1985). **B.** Variación del aluminio tetraédrico versus aluminio octaédrico en las cloritas. **C.** Variación del contenido de Fe por fórmula unidad versus la temperatura en las cloritas. **D.** Clasificación de las cloritas (Bayliss, 1975; Bailey, 1984; McLeod y Stanton, 1984). **E.** Variación de los contenidos de Mg en las cloritas en función de la temperatura. Los números al lado de los símbolos de micas y clorita (e.g., 56,81 m) indican los metros bajo superficie a los que se ubican las muestras analizadas.

y zonada, con bandas alternantes de luminiscencia más intensa y más apagada, ricas en Mg-Ca-Mn y Fe-Ca respectivamente (Fig. 9F, I). La sericita se encuentra como salbandas de la vetas y vetillas 3 dispuesta en hábito laminar perpendicular a las paredes de las vetillas (Fig. 9D). Localmente la sericita reemplaza clorita incluida en los cristales de cuarzo e invade y reemplaza el cuarzo formando parches masivos de sericita junto con calcita (Fig. 9C).

Se encuentra también como microvetillas irregulares que cortan los cristales de cuarzo euhedral y está en contacto con galena intersticial (Fig. 9D-E). Su fórmula química corresponde a la fórmula típica de las muscovitas (Fig. 8A, Apéndice 7, Velde, 1985).

Los sulfuros identificados en las vetas y vetillas 3a son esfalerita₃ parda, galena₂, pirita₄ y calcopirita₃ (trazas de pirrotina; Fig. 10A). Los sulfuros están intersticiales al cuarzo y sericita o incluidos en los

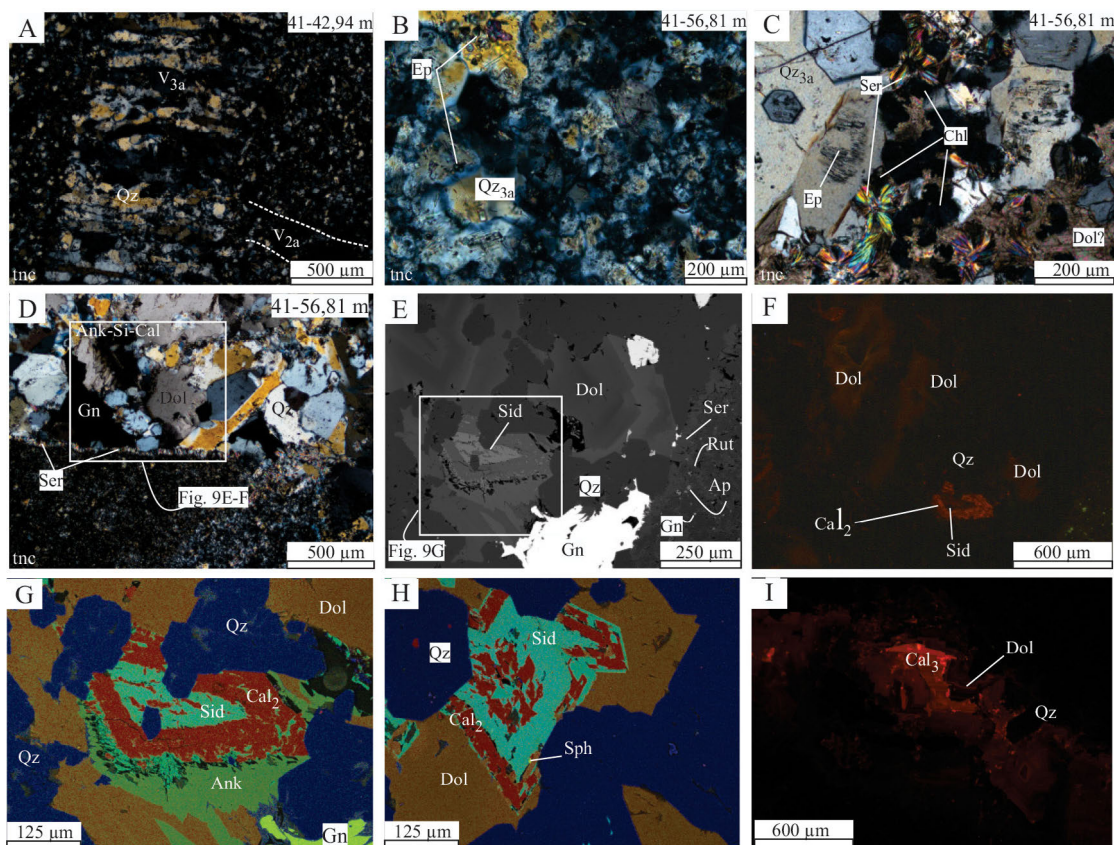


FIG. 9. Microfotografías representativas de los minerales de ganga de las vetillas 2 y 3. **A.** Ejemplo de vetilla 3 con textura típica de relleno de diaclasa de extensión, que se desprende de una vetilla más gruesa de cuarzo (Fig. 7D). **B.** Cuarzo en mosaico de vetilla 3a que incluye epidoto y clorita de vetilla 2a preexistente. **C.** Sericita reemplazando clorita previa en contacto con cuarzo euhedral de vetilla 3a. **D.** Vetilla 3a con salbanda de sericita y rellena con cuarzo, carbonatos y sulfuros. **E.** Imagen de SEM (tomada con detector de electrones retrodispersados) del sector indicado en el recuadro de la figura anterior, resaltan los diferentes tipos de carbonatos. **F.** Imagen de catodoluminiscencia que muestra la diferente respuesta de las distintas fases de carbonatos. **G-H.** Mapas composicionales que resaltan los diferentes tipos de carbonatos identificados en las imágenes anteriores, en rojo marca la distribución del Ca, en celeste del hierro, en verde del Pb y Zn, en amarillo del Mg y en azul del silicio. Por lo tanto, en naranja se observa la dolomita, en rojo la calcita, en verde con tonos celeste la siderita y ankerita, y en verde neto la galena y esfalerita. **I.** Imagen de catodoluminiscencia que muestra una tercera generación de calcita cortando la dolomita. Ver texto para explicación. **Ank:** ankerita; **Ap:** apatita; **Cal:** calcita; **Chl:** clorita; **Dol:** dolomita; **Ep:** epidoto; **Gn:** galena; **Qz:** cuarzo; **Rut:** rutilo; **Ser:** sericita; **Sid:** siderita; **Sph:** esfalerita.

carbonatos (2, 3 Figs. 6E-H y 10A). La esfalerita, desarrolla grandes cristales euhedrales zonados con núcleos traslúcidos de color pardo verdoso a bordes de color pardo rojizo e incluye calcopirita, *disease*. Su composición química determinada por EDS muestra altos contenidos de hierro, variables entre 1,6 y 11,46% ($S_{1.01}Zn_{0.672-0.963}Fe_{0.03-0.327}$; Apéndice 3), coherente con su coloración oscura. Los análisis de ablación láser en galena₂ (Figs. 6H y 10A) indican contenidos significativos de Ag (455-

1.519 ppm), Sb (338-939 ppm) y Te (36,4-1.060 ppm; Apéndice 8). En esta galena₂ el Sb y Ag mostraron una correlación perfecta, posiblemente se deba a la presencia de nano inclusiones de sulfosales de Ag.

Las vetas y vetillas 3b reabren y cortan las vetillas 2 e incorporan los sulfuros previos (Figs. 6A y 10C) tienen menor proporción de sulfuros (<30%) que las vetillas 3a y están dominadas por cuarzo como mineral de ganga. El cuarzo desarrolla textura plumosa y zonada (Fig. 10B) y localmente en las

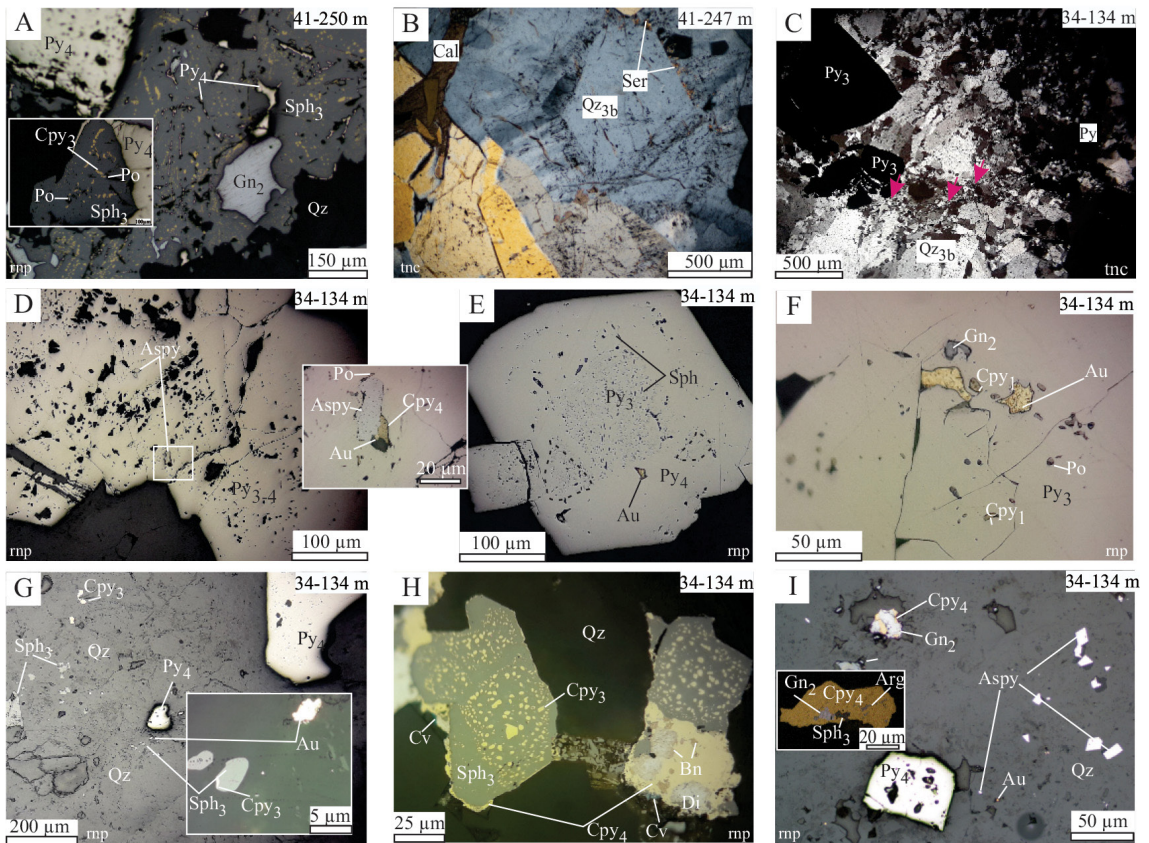


FIG. 10. A-I. Microfotografías de cortes delgados, representativas de los minerales de mena y de ganga de las vetillas 3. A. Cristal de esfalerita₃ parda con inclusiones de calcopirita *deseas* y trazas de pirrotina, en contacto con galena. Pirita₄ esqueletal dispuesta a lo largo de las superficies de clivaje y bordea a esfalerita₃ de veta 3a. B. Cuarzo zonado de vetillas 3b, incluye por sus zonas de crecimiento sericita y presenta textura plumosa. C. Textura de reducción de granos de cuarzo de vetillas 3b indicadas con las flechas rojas. D-F. Cristales de pirita₃ rica en inclusiones de pirrotina y calcopirita. Cristales de arsenopirita, calcopirita y oro nativo en pirita_{3,4}. G-I. Pirita₄, esfalerita₃, calcopirita₃, oro nativo y arsenopirita intersticial al cuarzo subhedral de las vetillas 3b. Ver texto para explicación. Arg: argentita; Asp: arsenopirita; Au: oro nativo; Bn: bornita; Cv: covelina; Cpy: calcopirita; Di: digenita; Gn: galena; Mar: marcasita; Po: pirrotina; Py: pirita; Qz: cuarzo; rnp: luz reflejada nicoles paralelos; Ser: sericita; Sph: esfalerita; tnc: luz transmitida nicoles cruzados. El número que se muestra en el vértice superior derecho de cada fotografía indica la ubicación de la muestra en los sondajes DHA41 y DHA-34, respectivamente.

zonas paralelas a sectores de cizalla hay texturas de reducción de granos de cuarzo y de recrystalización asistida (Fig. 10C) por fluidos acuosos (*bulging*, Vernon 2004). El cuarzo euhedral no deformado de estas vetas 3b incluye esfalerita, galena calcopirita (bornita, pirrotina, argentita?), pirita, arsenopirita y oro nativo (calcosina y covelina, Figs. 10D-I). Estas vetillas incluyen fragmentos de pirita₃ (Fig. 10C) de las vetillas previas y están compuestas por galena₂, pirita₄, esfalerita₃ con calcopirita₃ *desease*, esta última presenta trazas de zinc (Apéndice 4). Una nueva generación de calcopirita₄ anhedral

rodea a la esfalerita₃ tardía (Fig. 10H). La pirita₄ es límpida libre de inclusiones, bordea y corta la pirita₃ (Fig. 10E). La calcopirita₄ está reemplazada parcialmente por trazas de bornita a través de sus bordes y superficies de clivaje y localmente incluye trazas de argentita (Fig. 10H-I). Trazas de digenita y covelina reemplazan los bordes de la bornita (Fig. 10H). La esfalerita₃, galena₂, calcopirita₄, arsenopirita y oro nativo, se encuentran formando trenes rectos o alineadas a lo largo de fracturas en la pirita₃ o incluidas en la pirita₄ y también intersticiales o incluidas en el cuarzo (Fig. 10G-I).

4.4.4. Vetillas 4 y 5

Las vetillas 4 son ricas en pirita (Fig. 1F y 6I-J) y las vetillas 5 están compuestas por calcita turbia y trazas de pirita (Fig. 6B y E). Estas vetillas 4 y 5 cortan, abren y brechizan las vetas y vetillas anteriores, son finas (<1-3 cm de espesor), están ampliamente distribuidas, aunque se hacen más abundantes en las zonas cercanas a la veta principal. La pirita es el único mineral opaco presente en ambas vetillas y se encuentra como pirita anhedral masiva (pirita₅) en las vetillas 4 (Fig. 6I-J), mientras que en las vetillas 5 es framboidal y está en cantidades trazas (pirita₆) y se asocia a calcita₃ (Fig. 6E). Esta calcita₃ presenta luminiscencia moderada homogénea (Fig. 9I). Las brechas hidrotermales están en la zona de contacto con la veta principal y se caracterizan por estar cementadas por más de 4 estadios de precipitación de carbonatos (Fig. 6K-L).

En los sondajes analizados se identificaron tres zonas con anomalías altas de Au-As, metales base (Zn, Pb, Cu) y Fe que coinciden con la presencia de vetas y vetillas 2 y 3a, b (Fig. 2). Las más superficiales, tienen anomalías de Au de hasta 5 ppm. La mayor anomalía de Au (36 ppm) se detectó en el sondaje DHA-34, a 134-136 m b.s. y se correlaciona con las máximas concentraciones de Ag, Pb, Zn y Cu donde se hallan las vetas 3a, b de mayor espesor cerca del contacto con la falla sur (Fig. 2). Las brechas hidrotermales cementadas por cuarzo y sulfuros en general presentan anomalías menores de Au y Ag que las vetas, un ejemplo de ello se da en el sondaje DHA-40 donde la veta (226 y 235 m b.s.) tiene concentraciones de 5,27 y 7,1 ppm de Au y Ag, respectivamente, mientras que en la brecha hidrotermal (207 y 216 m b.s.) tiene contenidos de 1,45 y 2,5 ppm de Au y Ag, respectivamente, seguramente esto se debe a la presencia de fragmentos angulosos estériles de la roca de caja que diluyen la ley. Las brechas hidrotermales cementadas por los carbonatos tardíos son estériles.

4.5. Geotermometría

4.5.1. Composición química de la clorita

El uso de la composición química de la clorita como geotermómetro se fundamenta en el número de vacancias octaédricas, Al^{IV} y Fe, entre otros aspectos (Cathelineau y Nieva, 1985; Cathelineau, 1988; Kranidiotis y MacLean, 1987; Jowett, 1991; Xie *et al.*, 1997). Dado que la mayor parte de las cloritas

analizadas presentan contenidos de Fe mayores que 0,74 por fórmula unidad se utilizó la fórmula de Kranidiotis y MacLean, 1987, mientras que la fórmula de Cathelineau, 1988 se aplicó para las que presentan contenidos de Fe por fórmula unidad menores que 0,6 (Apéndice 6). Se observa una tendencia a la correlación inversa entre Al^{IV} y Al^{VI} (Fig. 8B) y, por lo tanto, posibilita su uso como geotermómetro (Vallence *et al.*, 2009). De estos cálculos se desprende que el rango de temperaturas de las vetillas 2a varía de acuerdo con su composición y también con la profundidad de emplazamiento (Fig. 8C). Las cloritas muestran un aumento en el contenido de hierro hacia niveles más superficiales y sus composiciones caen en el campo de la chamosita o cercano al límite entre el campo de clinocloro chamosita. Las cloritas tipo clinocloro localizadas a mayores profundidades (~234 m b.s.) indican temperaturas variables entre 400 y 353 °C, y las cloritas de tipo clinocloro más ricas en hierro y chamositas mostraron temperaturas variables entre 239 a 337 °C a menores profundidades (<137 m b.s., Fig. 8C).

4.5.2. Inclusiones fluidas

Se realizó un análisis petrográfico y microtermométrico de inclusiones fluidas hospedadas en cuarzo, calcita y esfalerita de tres muestras representativas de las vetas y vetillas 3a, localizadas a 137 m b.s., en la sección occidental del sistema de vetas SJV (Figs. 1C y 2). La caracterización petrográfica de las inclusiones fluidas se realizó siguiendo los criterios de Goldstein y Reynolds (1994). Los tipos de inclusiones se clasificaron con base en el número de fases presentes: en monofásicas (I), bifásicas (II) y trifásicas o multisólidas (III). Las inclusiones fluidas bifásicas se subclasificaron según la relación entre las fases presentes combinado con su carácter genético en las siguientes: primario (sin subíndice), pseudosecundario (con subíndice 1) o secundario (con subíndice 2) siguiendo los criterios de Roedder (1984), y adicionalmente de acuerdo con el orden creciente de las razones de fases líquido: vapor (L:V) como: IIa (5-4: 5-6); IIb (7-8:2-3); IIc (9:1), IId (9,5-9,7: 0,5-0,3) (Apéndice 9, Fig. 11).

4.5.2.1 Petrografía de inclusiones fluidas (IF)

Cuarzo. El cuarzo que hospeda las inclusiones medidas es euhedral a subhedral y generalmente límpido e incluye zonas de un cuarzo más turbio. Algunos de los cristales están incluidos dentro de

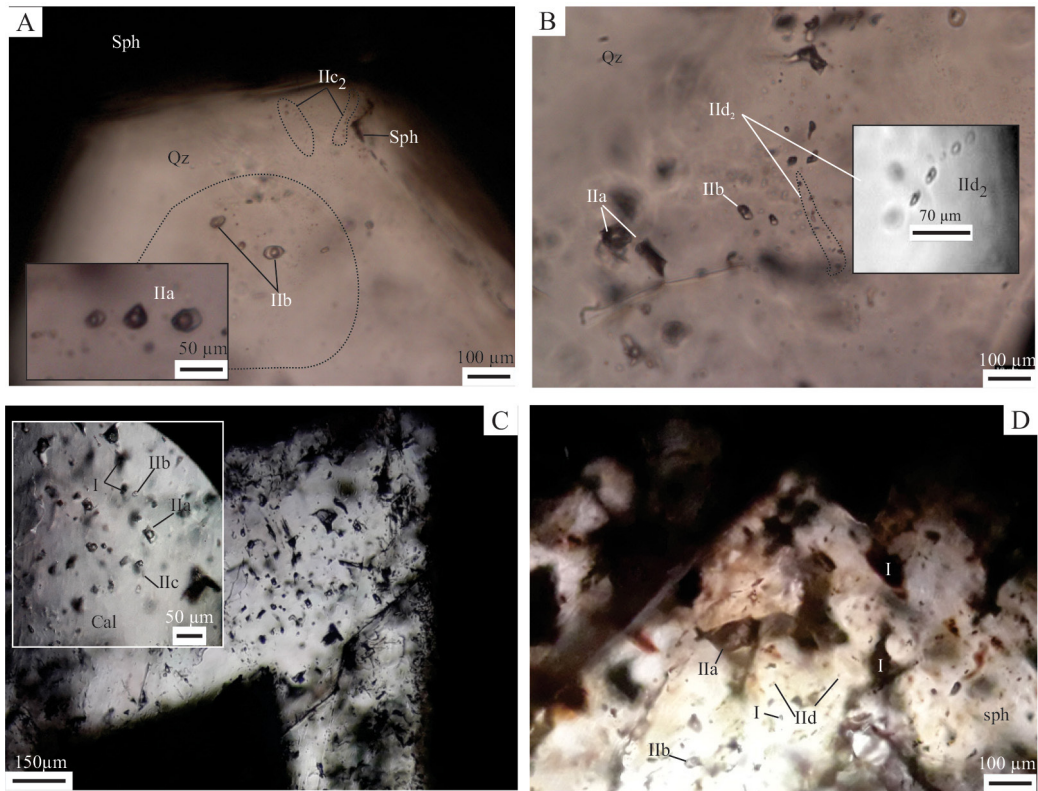


FIG. 11. Micrografías representativas de algunas de las inclusiones fluidas observadas en las vetillas 3a. A-B. Inclusiones fluidas en cuarzo euhedral. C. Inclusiones fluidas en calcita. D. Inclusiones fluidas en esfalerita. Cal: calcita; Qz: cuarzo; Sph: esfalerita. Ver texto para explicación.

crisales de esfalerita₃. Los tipos de IF observadas fueron IF primarias regulares de tamaños variables entre 5 y 50 μm , agrupadas en los núcleos de los cristales de cuarzo, o en forma de nubes aisladas, o alineadas paralelas a la zona de crecimiento de los cristales (Fig. 11A-B). Dentro de este grupo se observaron IF de tipo monofásicas de vapor (I), bifásicas con diferentes relaciones de fases (IIa, IIb, IIc, IId) y escasas IF trifásicas o multisólidas (III). Los cristales observados en las IF trifásicas corresponden a halita y en el caso de las multisólidas hospedan cristales redondeados indiferenciados anisótropos. Similares formas, tamaños y asociaciones se observaron en las inclusiones pseudosecundarias y secundarias, aunque dominan las inclusiones secundarias con tamaños menores que 5 μm .

Calcita. La calcita presenta IF primarias regulares (rectangulares a triangulares) de tamaños variables entre 5-70 μm la mayoría son bifásicas ricas en vapor (IIa, IIb) y monofásicas (I), también, en menor

medida bifásicas ricas en líquido (IIc y IId) (Fig. 11C). Se observaron múltiples trenes de IF pseudosecundarias regulares de tamaños menores que 5 μm , bifásicas (II d₁), trifásicas con cristal birrefringente (III) y monofásicas (I).

Esfalerita. Se identificaron cuatro tipos de inclusiones fluidas primarias alojadas en el núcleo traslúcido castaño verdoso de un cristal de esfalerita: IF tipo IIa, IIb, IId y I. Las más abundantes son las inclusiones monofásicas y las bifásicas tipo IIa, ambas presentan formas triangulares y rectangulares y tamaños variables entre 40 y 70 μm (Fig. 11D). Las inclusiones IIb y IId tienen formas regulares y tamaños variables entre 20-30 μm y 2-5 μm respectivamente.

4.5.2.2. Microtermometría inclusiones fluidas

Cuarzo. Las inclusiones fluidas primarias y pseudosecundarias en el cuarzo mostraron un rango amplio de temperaturas de homogeneización desde 180 a 390 $^{\circ}\text{C}$ (Fig. 12A y B, Apéndice 9).

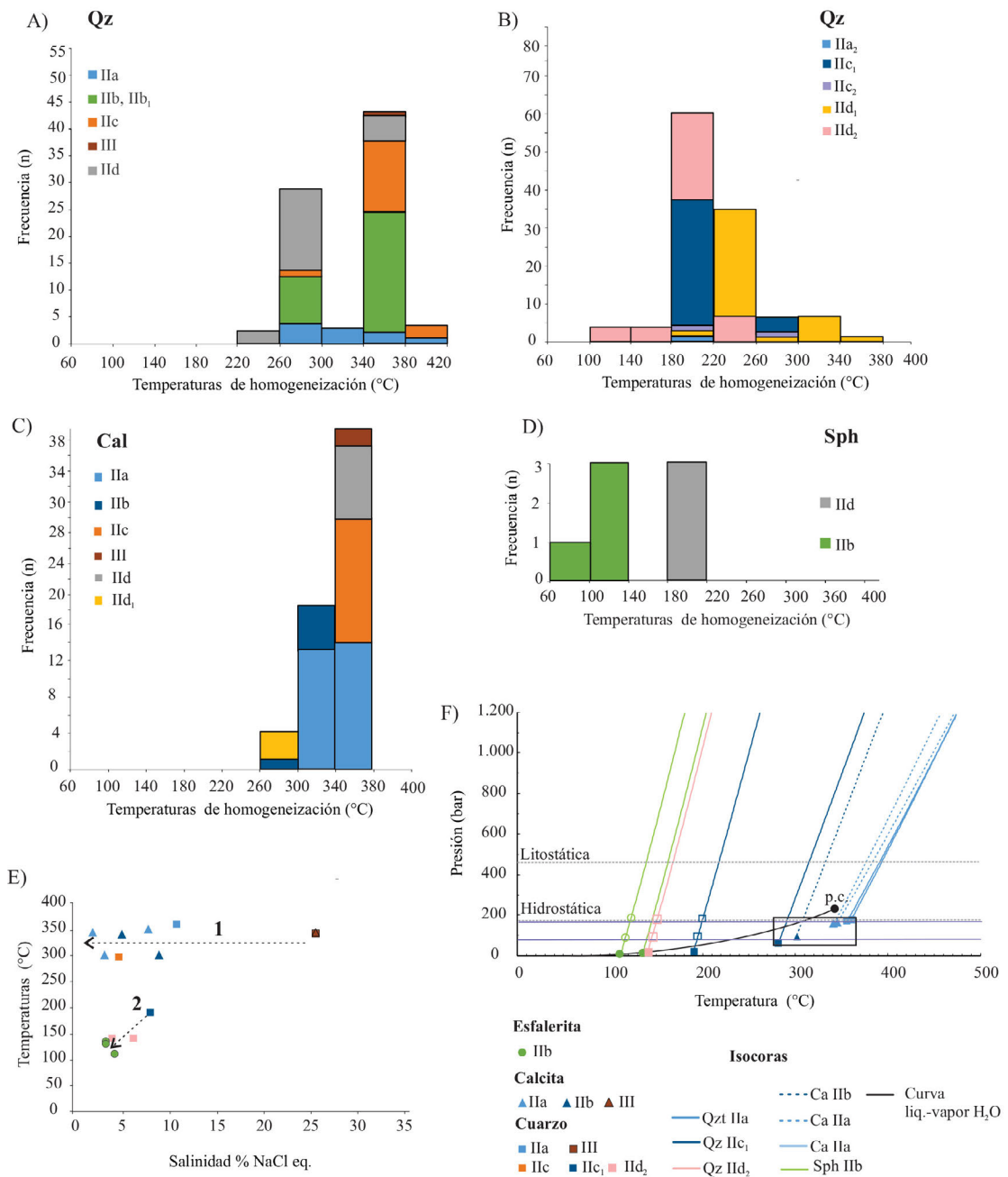


FIG. 12. Diagrama de frecuencias de temperaturas de homogeneización de inclusiones fluidas. Inclusiones fluidas primarias (A), pseudosecundarias y secundarias (B) en cuarzo. C. Inclusiones fluidas en calcita. D. Inclusiones fluidas en esfalerita de las vetillas 3a. E. Diagrama de salinidad versus temperatura, 1 y 2 marcan las dos tendencias evolutivas de los fluidos identificadas (ver texto para explicación). F. Diagrama de presión temperatura donde se vuelcan las isocoras (calculadas con el programa *sowatflinc_inclusión*; Driesner y Heinrich, 2007; Driesner, 2007) para las inclusiones fluidas acuosas bifásicas en cuarzo, calcita y esfalerita (ver texto para explicación). El recuadro negro muestra las presiones estimadas calculadas para las inclusiones fluidas primarias en cuarzo y calcita asumiendo que fueron entrapadas en condiciones hidrostáticas durante la ebullición (Hass, 1971). p.c. punto crítico de la curva líquido-vapor para agua pura (Shepherd *et al.*, 1985).

La mayoría de las IF bifásicas primarias y pseudosecundarias ricas en vapor tipo IIa y una IF trifásica (III) homogeneizaron entre 270 y 390 °C. Las IF tipo IIb, IIc y IID homogeneizaron entre 230 y 384 °C con dos modas bien definidas entre 260 y 300 °C (n=27) y entre 340 y 380 °C (n=43). Las inclusiones fluidas pseudosecundarias y secundarias de tipo IIa₂, IIc₁, IIc₂, IID₁ y IID₂ homogeneizaron en un amplio rango de temperaturas entre 140 y 349 °C, pero presentaron una moda bien definida entre 180 y 220 °C (n=61).

De todas las inclusiones medidas se pudieron analizar los cambios de fases en algunas de las IF de tipo IIa, IIb, IIc, y IID₂. Las temperaturas eutécticas obtenidas para las IF tipo IIc, IID₂ y IIa varían entre -35,5, -34 y -26,6 °C (Apéndice 9) y señalan la presencia de sales disueltas como FeCl₂, MgCl₂, NaCl con participación de KCl (Borisenko, 1977; Crawford, 1981); las temperaturas de fusión final varían entre -7,5 y -2,2 °C e indican salinidades variables entre 4 y 11% de NaCl eq. (Bodnar, 1993, 2003a, b). Finalmente, las inclusiones fluidas acuosas secundarias (IID₂) dieron temperaturas de fusión final variables entre -2,5 y -4 °C y algunas presentaron temperaturas eutécticas (-4 °C; Apéndice 9), lo que indica salinidades variables entre 4 y 6,4% de NaCl eq., dominadas por Na₂HCO₃-Na₂CO₃ en el fluido acuoso (Borisenko, 1977).

Calcita. Las temperaturas de homogeneización de las IF en calcita dieron una moda entre 340-380 °C donde las IF ricas en vapor (IIa, IIb, III) están entre 298 y 358 °C (Fig. 12C; Apéndice 9). Similares temperaturas mostraron las IF acuosas IIc y IID. Dos inclusiones fluidas con cristal hijo homogeneizaron a líquido a 344 °C. Las inclusiones fluidas pseudosecundarias IID₁ presentaron temperaturas ligeramente más bajas (270 °C; Fig. 12C, Apéndice 9). Durante la recuperación luego del enfriamiento las inclusiones fluidas tipo IIa mostraron temperaturas de fusión inicial variables entre -30 y -8,5 °C (Apéndice 9) que indican la presencia de H₂O NaCl-Na₂CO₃ junto con posiblemente otras sales de FeCl₂, MgCl₂ y KCl (Shepherd *et al.*, 1985) y temperaturas de fusión final entre -7,5 y -2 °C que corresponden a salinidades de 11 y 3,39% de NaCl eq.

Esfalerita. Las IF tipo IIb arrojaron temperaturas de homogeneización entre 100 y 140 °C y salinidades variables entre 3,6 y 4,5% de NaCl Eq. (Fig. 12D; Apéndice 9). Las temperaturas eutécticas (-10 y -14 °C) indican la presencia de KCl disuelto. Una de

las temperaturas de fusión final estuvo por encima de 0 °C, lo que indicaría la presencia de clatratos (Apéndice 9). Las inclusiones acuosas ricas en líquido IID, homogeneizaron a 165-200 °C. Por el pequeño tamaño de estas inclusiones no fue posible ver los cambios de fases durante el enfriamiento.

5. Discusión

5.1. Control litológico y estructural y edad de las vetas

Las vetas Sofía, Julia y Valencia están hospedadas principalmente en las lutitas con intercalaciones de areniscas y tobas asignadas a la Formación Huaraco (Stoll, 1957; Giacosa, 2011; Strazzere *et al.*, 2017) y localmente también en los diques andesítico-basálticos y dacíticos que cortan las rocas de la formación anterior y también las de la Formación Cordillera del Viento. De acuerdo con estas relaciones de corte los diques andesítico-basálticos en el área del cerro Las Minas, podrían ser equivalentes a la Formación Milla Michicó (Triásico tardío-Jurásico temprano; Llambías *et al.*, 2007). Similares relaciones de corte han sido descritas por Suárez y González (2018) y Zappettini *et al.* (2018) en el extremo sur y norte de la Cordillera del Viento respectivamente. En consecuencia, estos diques andesíticos que cortan las rocas de la Formación Cordillera del Viento podrían ser asignados al Triásico tardío-Jurásico temprano.

Las características composicionales y la edad U-Pb de 71±1 Ma (Fig. 4) obtenida en cristales de circon del dique dacítico que corta la secuencia sedimentaria en el cerro Las Minas permite correlacionarlo con las rocas del Cinturón Andesítico del Cretácico Superior-Paleógeno Naunauco, definido por Llambías y Aragón (2011) para el sector noroccidental de la provincia de Neuquén. Las edades más antiguas obtenidas en circones de este dique corresponderían a cristales heredados de las rocas pérmico-triásicas y jurásicas provenientes del Complejo Volcánico Plutónico Huigancó y de la Formación Cordillera del Viento (Apéndice 1b). La edad obtenida para el pórfido dacítico es consistente con las relaciones de campo observadas, dado que corta las rocas jurásicas de la Formación Cordillera del Viento. Stoll (1957) y Zöllner y Amos (1973) señalaron a partir de correlaciones regionales una edad cretácico-eocena para este tipo de diques dacíticos. En las proximidades de las vetas, los diques dacíticos, están

hidrotermalmente alterados y cortados por vetillas de cuarzo mineralizadas tipo 2 y 3a. Por otro lado, Danieli *et al.* (1999) mencionan que estos diques dacíticos hospedan oro diseminado, con contenidos de hasta 1g/t.

De acuerdo con Giacosa (2011), las vetas del sistema SJV se habrían emplazado bajo un régimen tectónico compresivo, de orientación aproximada E-O, asociado a inversión transpresiva de fallas normales preexistentes, cabalgamientos y fallas inversas. Este evento tectónico compresivo estaría relacionado con el alzamiento de la Cordillera del Viento durante el Cretácico tardío (Giacosa, 2011) y sería sincrónico con la inyección de los magmas dacíticos. Estas estructuras reactivadas actuaron como zonas permeables para la circulación de fluidos hidrotermales. Por lo tanto, según las relaciones de corte y la edad de la roca dacítica se infiere que las vetas del sistema de vetas SJV son parte del cinturón Metalogenético Cretácico-Paleógeno definido por Zappettini, *et al.* (2021) para los Andes del suroeste argentino. Por otro lado, las relaciones de corte de los diques dacíticos con el grupo de vetas BV-SP indicaría que estas vetas serían de edad precretácica superior.

5.2. Alteración hidrotermal

Los parches o relictos de una alteración potásica (biotítica) temprana observados en las rocas cortadas por el sondaje occidental (DHA-41) son evidencias de la circulación de fluidos hidrotermales en condiciones de pH neutro o ligeramente alcalino (*eg.*, feldespato estable) y temperaturas variables entre 350 y 400 °C (Corbett y Leach, 1998; Hedenquist *et al.*, 2000). Se descarta que se trate de un *hornfels* biotítico porque la biotita se ha observado también como vetillas tempranas (2a). Por lo tanto, esta alteración podría ser parte del halo de alteración potásica temprana relacionada con el emplazamiento de las vetas del sistema Sofía-Julia-Valencia.

La superposición de una alteración propilítica, compuesta por epidoto (actinolita), calcita, clorita y cuarzo, a la alteración previa indicaría un enfriamiento del sistema y/o cambios en la composición de los fluidos circulantes. El epidoto está en fases cristalinas bien desarrolladas, esta característica y la presencia de anfíbol indica que se trataría de una alteración propilítica formada a temperaturas >280 °C (Corbett y Leach, 1998). Si bien la clorita y la calcita están asociadas al epidoto, son tardías y se encuentran

reemplazando este mineral posiblemente como respuesta a una disminución de la temperatura del fluido y de pH neutro a débilmente alcalino (6-7; Hedenquist *et al.*, 2000; Simpson *et al.*, 2001).

La alteración a cuarzo y sericita se superpone a las anteriores y constituye halos en torno a las vetas y vetillas 3 mineralizadas, compatible con la circulación de fluidos en un rango de pH menor (5 a 6; Corbett y Leach, 1998). La sericita reemplaza la clorita previa. La distribución de la alteración sericítica, por lo tanto, marca los principales canales de circulación de fluidos que dieron origen a las vetas y vetillas. La liberación de Ti y Fe durante el reemplazo de biotita por clorita y esta última por sericita generó pequeñas cantidades de rutilo y leucóxenos (Thompson y Thompson, 1996) comúnmente asociadas al cuarzo granular.

Un último evento de alteración incipiente, localizado y restringido a las zonas superficiales o a zonas de fallas en profundidad, es la alteración supérgena que afectó la mena y los minerales de ganga y alteración hipógena. Está caracterizada por la presencia de hematita, goethita y caolinita. Los fluidos meteóricos oxidantes percolaron a través de las fracturas hasta zonas más profundas (119 m b.s., sondaje DHA-34) y ocasionaron la oxidación de la pirita y consecuentemente, la alteración incipiente de los minerales de la roca de caja y de alteración previos a caolinita. Este mineral es estable a temperaturas menores a 200 °C (Corbett y Leach, 1998) y bajos pH (Reyes, 1990).

La superposición de eventos hidrotermales con temperaturas decrecientes observados en el sistema de vetas SJV indica una evolución multiepisódica para este yacimiento. La superposición de eventos de menor temperatura sobre otros de mayor temperatura es, además, compatible con un proceso de *telescoping* probablemente vinculado con el evento compresivo del Cretácico Superior-Paleógeno que originó la reactivación de las fallas en las cuales se emplazan las vetas del yacimiento y el alzamiento y erosión de la Cordillera del Viento (Giacosa, 2011).

5.3. Mineralización

La descripción detallada de las vetas y vetillas y sus relaciones de corte permiten establecer la evolución del proceso de alteración hidrotermal-mineralización que dio origen al sistema de vetas SVJ. En él se pudieron discriminar al menos tres

estadios de mineralización (Fig. 13) y la generación de una brecha hidrotermal tardía estéril.

El estadio 1 más temprano está constituido por las vetillas de cuarzo granular±sericita, 1a y b, que incorpora Mo y Zn al sistema, las características químicas de la esfalerita con baja razón Fe/Zn (<0,01), asociada a la molibdenita y pirita₁, indicaría que el fluido en esta etapa presentaba condiciones de fO_2 y de estado de sulfuración intermedias (Einaudi *et al.*, 2003; Keith *et al.*, 2014).

La superposición de las vetillas 2a y 2b a las anteriores como asociación de minerales de ganga biotita, epidoto, cuarzo, clorita y calcita, marcan la presencia de un segundo evento mineralizador, que aporta Cu-Zn-Pb al yacimiento. Las asociaciones de minerales de ganga señalan temperaturas de formación iniciales en un rango variable entre 350 y 400 °C (Corbett y Leach, 1998). Estas temperaturas son consistentes con las obtenidas a través del geotermómetro de clorita. Sin embargo, los minerales

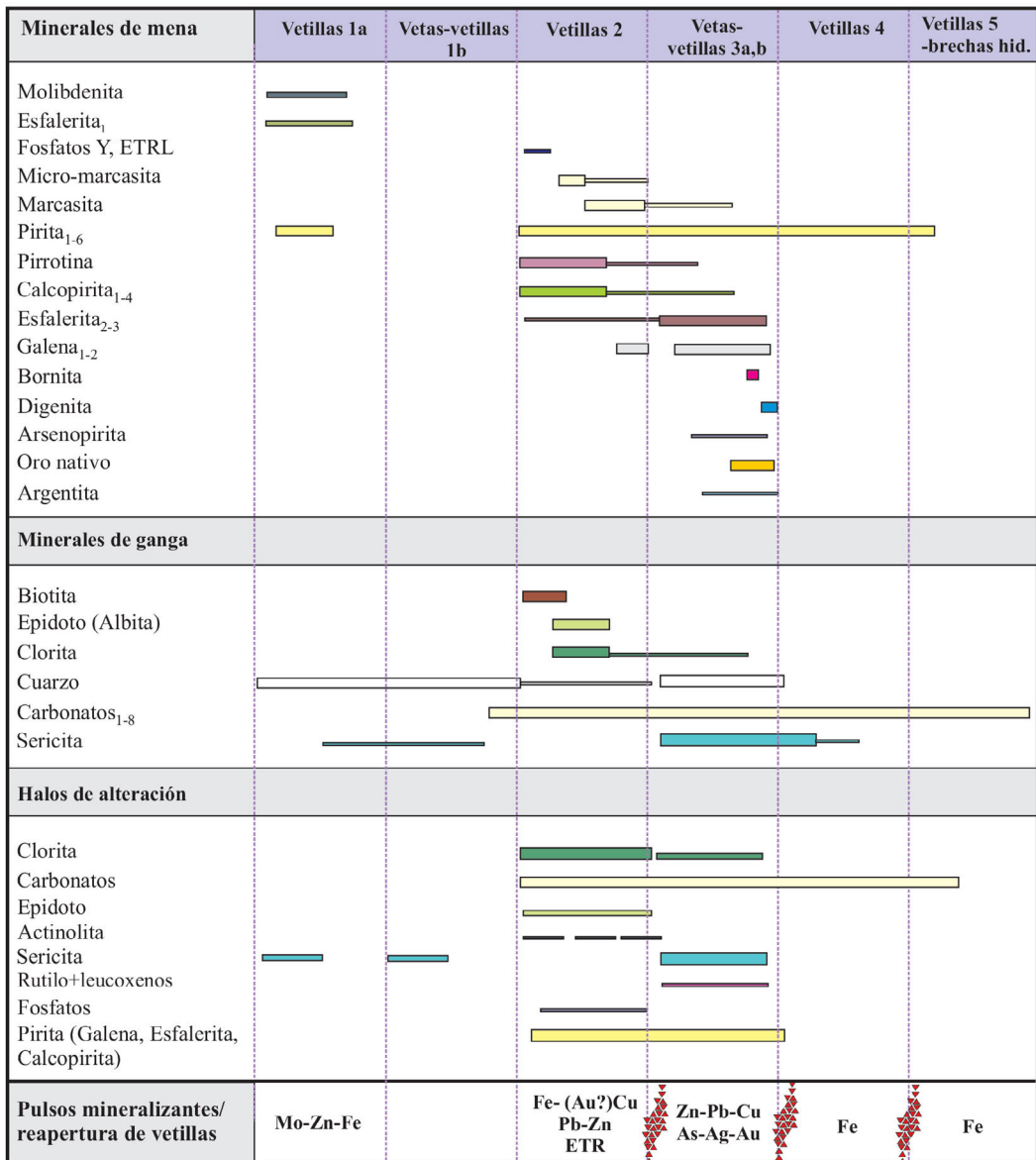


FIG. 13. Diagrama paragenético de los minerales que forman las vetas y vetillas y halos de alteración descritos en el texto. **hid:** hidrotermales.

de mena, pirrotina+pirita₂+calcopirita₁+marcasita (esfalerita₂>galena₁) se disponen de manera intersticial a los cristales de clorita tipo clinocloro rica en hierro y chamositas o incluida en la calcita₁ que rellena estas vetillas por lo que seguramente los minerales de mena precipitaron a temperaturas <337 °C (Apéndice 6). La presencia de pirrotina-pirita junto con esfalerita con una razón Fe/Zn (0,25) más alta que la del estadio 1 indicarían una disminución en la fO_2 y de fS_2 del fluido (Einaudi et al., 2003; Keith et al., 2014) con respecto a las vetas y vetillas tempranas. La asociación de minerales de ganga de las vetillas 2b (epidoto, cuarzo, clorita, calcita, albita, rutilo y fosfatos con ETRL) señalan, además, la participación de fluidos alcalinos con capacidad de transportar tierras raras livianas como complejos clorurados, fluorurados y/o carbonatados para formar fosfatos de Ca, Y y ETRL (Krenn et al., 2012). La relación textural e íntima asociación espacial que hay entre el apatito, monacita y otros fosfatos con tierras raras livianas en estas vetillas indica que la precipitación de fluorapatito posiblemente disminuyó la actividad de flúor en el fluido y posibilitó la incorporación gradual de ETRL en los fosfatos (Migdisov y Williams-Jones, 2014; Louvel et al., 2015). La presencia de la asociación pirita-pirrotina en las vetillas 2a es compatible con temperaturas en el rango 250-280 °C (Kissin, 1974; Furukawa y Barnes, 1996). Es probable que la generación de marcasita en las mismas vetillas señale un proceso aún más tardío en la generación de la mena, dado que es un mineral estable a temperaturas menores que 150 °C y pH <5 (Murowchick y Barnes, 1986; Schoonen y Barnes, 1991; Rakovan et al., 1995). El reemplazo de pirrotina por marcasita resulta en un decrecimiento de volumen del 28,7% (Qian et al., 2011) y explica la textura porosa visible de la marcasita (Fig. 7F). Las texturas de disolución y reprecipitación observadas entre la micromarcasita y marcasita y finalmente la pirita tardía intersticial señalan fluctuaciones en el pH y en las concentración de S y disminución de temperatura del fluido durante su formación (Qian et al., 2011; Rottier et al., 2016).

Un tercer evento de mineralización está representado por las vetas 3a y 3b que introducen Au-Ag, As, adicional a Pb, Zn y Cu, al sistema. Estas vetas y vetillas cortan las anteriores y el cuarzo euhedral, los carbonatos (Ca-Mg-Fe-Mn) y la sericita reemplazan minerales de ganga previos (epidoto-cuarzo, clorita y calcita) e indican que

fluidos más ácidos (pH 4,5-5) (Hedenquist et al., 2000) aprovecharon los mismos canales de las vetas y vetillas tempranas. Las texturas y variaciones composicionales observadas en los carbonatos de las vetillas de la etapa 3a son compatibles con un aumento en la actividad del Mg, Fe, y Mn durante la precipitación de los sulfuros de metales base en las vetas y vetillas 3a y son semejantes a la secuencia de precipitación de carbonatos de depósitos de oro y metales base asociados a carbonatos (Leach y Corbett, 2008). La presencia de arsenopirita asociada a oro, calcopirita_{3,4}, galena₂ y esfalerita₃ rica en hierro en las vetas 3b es típica de condiciones de baja sulfuración y temperaturas de formación de ~250 °C (Einaudi et al., 2003). Sin embargo, trazas de bornita que reemplazan la calcopirita₃ podrían señalar un aumento de fugacidad de S en la etapa final del pulso hidrotermal (Einaudi et al., 2003). Un estadio incipiente de alteración supergénica estaría marcado por la digenita y covelina que reemplazan la bornita previa (Sillitoe, 2005).

El estadio 4 está representado por las vetillas 4, con una mineralogía más sencilla e inicialmente dominado por vetillas de pirita como único mineral de relleno. Las vetillas 5 formadas por carbonatos estériles con trazas de pirita framboidal que brechizan las vetas y vetillas previas y cortan la roca de caja en posiciones distales respecto a las vetas principales, señalan que durante este estadio el fluido tenía altas concentraciones de CO₂ y bajas temperaturas <225 °C de acuerdo con la textura de la pirita (Wilkin y Barnes 1997). La liberación de CO₂ en fase vapor durante la fracturación de la roca y el consecuente aumento de pH favorecieron la precipitación de calcita en enrejado que cementa las brechas hidrotermales (Fig. 6L; Corbett y Leach, 1998).

Finalmente, los múltiples eventos posteriores de precipitación de carbonatos cementando las brechas posmineralización, probablemente sea el resultado del colapso del sistema hidrotermal y el descenso de las aguas marginales estériles hacia el interior del sistema hidrotermal (Simmons et al., 2000).

5.4.1. Características de los fluidos hidrotermales y profundidad de emplazamiento durante el evento de mineralización principal

El amplio rango de temperaturas de homogeneización de las inclusiones fluidas obtenido en el cuarzo de las vetillas 3a, localizadas a 137 m b.s. en el extremo occidental de la veta Julia, evidencia

diferentes estadios de precipitación de cuarzo. Un evento temprano está representado por las inclusiones primarias contenidas en el cuarzo (IIa, IIb, IIc, IID, III), con temperaturas variables entre 390 y 260 °C (Fig. 12A) y salinidades entre 3,7 y 11,1% de NaCl eq., dominado por fluidos clorurados ricos en Mg, Fe, Na, K y Ca; un segundo evento, por las inclusiones fluidas pseudosecundarias (IIc₁, IID₁) con una moda de temperatura entre 180 y 260 °C (Fig. 12B) y menores salinidades (8% de NaCl eq., Apéndice 9). El rango de temperaturas más alto para estas inclusiones es concordante con las obtenidas para las inclusiones fluidas primarias contenidas en la calcita (270-351 °C; Fig. 12C) en contacto con cuarzo. Las inclusiones fluidas secundarias en cuarzo (IID₂) presentaron menores temperaturas (<250 °C) y en parte son coincidentes con las temperaturas de homogeneización de las inclusiones fluidas en esfalerita (~100 y 200 °C; Fig. 12D) con predominio de fluidos clorurados con K y Na (Apéndice 9). Estas dos poblaciones de inclusiones fluidas también se discriminan en el diagrama de salinidad versus temperatura (Fig. 12E) que marca dos grupos de inclusiones fluidas con diferentes tendencias: (1) la primera dada por las inclusiones primarias contenidas en cuarzo y calcita que forman un tren horizontal con alta temperaturas y salinidades variables y (2) la segunda definida por las inclusiones pseudosecundarias del cuarzo (IIc₁) y primarias de la esfalerita (IIb) que indican una tendencia de disminución de salinidad con el descenso de la temperatura, las inclusiones secundarias del cuarzo (IID₂) coinciden con esta segunda tendencia. La primera tendencia podría indicar una mezcla isotérmica de fluidos con salinidades contrastantes y la segunda marcaría un enfriamiento por mezcla con fluidos de menor temperatura y salinidad (Shepherd *et al.*, 1985).

La abundancia de inclusiones fluidas primarias de los tipos I y II con diferentes relaciones líquido vapor en calcita y cuarzo, asociadas con microinclusiones sólidas de sulfuros, son evidencias que al menos localmente la ebullición pudo ser un mecanismo de precipitación temprana de sulfuros (Hedenquist, 2000). La presión mínima de entrapamiento del fluido hidrotermal en los minerales de las vetas y vetillas 3a determinada con base en las isocoras calculadas a partir de las temperaturas de homogeneización y la salinidad de las inclusiones fluidas primarias en cuarzo y calcita (Driesner y Heinrich, 2007; Driesner, 2007) varían entre 64 y 172 bares (Fig. 12F). Estas

presiones indican una profundidad de emplazamiento de las vetas del orden de 1,4 km bajo el nivel freático (en condiciones hidrostáticas), la cual es compatible con aquellas estimadas para vetas mesotermales o las raíces de los sistemas epitermales de baja sulfuración y, además, es coherente con las texturas tipo *comb* dominantes en el cuarzo de las vetas y la ausencia en ellas de texturas y de minerales indicativos de condiciones más superficiales (*e.g.*, calcedonia, texturas bandeadas, colloformes, crustiformes entre otras; Hedenquist *et al.*, 2000). En consecuencia, la corrección de la temperatura por presión, en el resto de las inclusiones fluidas, sería menor que 20 °C (Fig. 12F).

Las evidencias texturales de las vetas indican que hubo un fracturamiento hidráulico que originó la reapertura de vetillas y la formación de brechas hidrotermales, rasgo compatible con la presencia de ebullición durante la evolución del sistema hidrotermal, como también lo sugieren las características de las inclusiones fluidas primarias contenidas en el cuarzo y calcita de las vetas y vetillas 3a. Este proceso podría haber favorecido la mezcla de fluidos con diferente salinidad (Shepherd *et al.*, 1985), marcada por la tendencia 1 en la figura 12E. Estos fluidos con salinidades contrastantes podrían corresponder, por ejemplo, a aguas hidrotermales ascendentes que transportaron los metales y aguas bicarbonatadas profundas (Leach y Corbett, 2008). La participación de aguas bicarbonatadas estaría evidenciada por la presencia de carbonatos ricos en Fe, Mg y Mn asociados a los sulfuros de metales base (Leach y Corbett, 2008) en las vetas y vetillas 3a. El posterior enfriamiento del sistema y la dilución por mezcla con aguas meteóricas descendentes estarían marcados por la tendencia 2 en la figura 12E (Shepherd *et al.*, 1985).

5.4.2. Mecanismos de transporte y precipitación de metales de Au y Ag

De acuerdo con las características de las asociaciones de minerales de alteración hidrotermal que constituyen los halos de las vetas, la paragénesis de los minerales de mena y ganga presentes en vetas y vetillas y de la información obtenida del estudio microtermométrico de las inclusiones fluidas (Figs. 12 y 13), el sistema de vetas SVJ se habría formado posiblemente en un ambiente transicional entre mesotermal y epitermal, a temperaturas variables entre 400 y 100 °C en condiciones de fugacidades

de azufre decrecientes (Hedenquist *et al.*, 2000; Einaudi *et al.*, 2003).

En estas condiciones el Au puede ser transportado en solución como complejos bisulfurados ($\text{Au}(\text{HS})_2$) (Seward, 1984) o como complejos clorurados (AuCl_2) junto con Ag y metales base a pH neutros (CuCl ; PbCl ; ZnCl ; AgCl ; Corbett y Leach, 1998). En las vetas polimetálicas ricas en Ag, el Au junto con los otros metales base pudieron haber precipitado como consecuencia de la ebullición y/o la mezcla de fluidos (*e.g.*, bicarbonatados profundos e hidrotermales ascendentes) (Leach y Corbett, 2008) y posterior disminución de la salinidad y temperaturas $<300\text{ }^\circ\text{C}$ a pH ~ 4 (estabilidad de la sericita; Corbett y Leach, 1998) con participación de aguas meteóricas superficiales (Leach y Corbett, 2008). En las vetas y vetillas 3b la precipitación de arsenopirita junto con oro nativo libre y menores proporciones de sulfuros de metales base son consistentes con la disminución de la temperatura ($<200\text{ }^\circ\text{C}$) como mecanismo de precipitación (Einaudi *et al.*, 2003; Leach y Corbett, 2008).

La correlación espacial entre las anomalías de metales base y As, con la de Ag y Au (Fig. 2) es coherente con la distribución de las vetillas 3a y b (ricas en sulfuros de metales base, Au y Ag), en las cuales los análisis químicos en la galena muestran contenidos de Ag superiores a 1.519 ppm, 939 de Sb ppm y 1.060 ppm de Te (este trabajo) y, adicionalmente, contenidos de Ag (1.000 ppm) y Au (4.210-5.110 ppm) en calcopiritas, y Cd (2.000 a 7.000 ppm) en las esfaleritas (D'Annunzio *et al.*, 2017). Estas características señalan que tanto la Ag como el Au fueron incorporados en cantidades trazas en los sulfuros de metales base en las vetillas 3a, mientras que en las vetillas 3b el Au precipitó como Au libre. Estas características son coherentes con las observaciones de Danieli *et al.* (1999) que indican que un 60% del Au en el yacimiento está asociado a sulfuros, mientras que un 40% se encuentra como Au libre.

6. Conclusiones

El mapeo geológico de detalle en la superficie y el subsuelo del sistema de vetas SJV permitió establecer relaciones de corte entre las distintas unidades litológicas presentes en el área de estudio y entre estas con las vetas. Las rocas carboníferas están intruidas por diques andesítico-basálticos de posible

edad del Triásico Superior-Jurásico Inferior. Los diques dacíticos cortan todas las litologías anteriores y están alterados hidrotermalmente y mineralizados en las proximidades de las vetas.

La datación U-Pb de un dique dacítico ($71\pm 1\text{ Ma}$) permitió acotar la edad del evento mineralizador que dio origen al sistema de vetas SJV al pos-Cretácico Superior y correlacionar este evento con el cinturón metalogénico del Cretácico Superior-Paleógeno descrito para el sector Andino del SO de Argentina. Las vetas del grupo BV-SP están cortadas por el dique dacítico y, por lo tanto, su edad sería precretácica superior. Las características mineralógicas, texturales y de alteración indican que el sistema de vetas Sofia-Julia-Valencia fue multiepisódico representado por la superposición de numerosas vetas y vetillas y presencia de brechas hidrotermales tardías. Las vetillas más tempranas indican que se formaron a partir de fluidos en condiciones de fugacidad de azufre y oxígeno intermedias (vetas 1) que incorporaron trazas de Mo y Zn al yacimiento. Otro pulso hidrotermal está representado por las vetillas 2 formadas a partir de fluidos de pH alcalinos (*e.g.*, plagioclasa estable) y altas temperaturas ($400\text{-}240\text{ }^\circ\text{C}$) que evolucionaron a condiciones de menor temperatura ($<150\text{ }^\circ\text{C}$), pH (5-6), fugacidad de azufre y oxígeno.

Las vetas y vetillas económicamente más importantes son las 3a y 3b. Las 3a son ricas en sulfuros, se emplazaron a una profundidad estimada de aproximadamente 1.400 m y son el resultado de al menos dos pulsos hidrotermales. Uno temprano que precipitó cuarzo y calcita y los sulfuros que los acompañan, a temperaturas variables entre 390 y $260\text{ }^\circ\text{C}$, con salinidades entre 4-11% de NaCl eq. y otro más tardío de menor temperatura ($<220\text{ }^\circ\text{C}$), salinidad ($<8\%$ de NaCl eq.) y pH (4,5 y 5), y de más baja fugacidad de oxígeno y azufre (*e.g.*, pirrotina estable), que incorporó altas concentraciones de Ag, Au, Zn, Pb y Cu. Bajo estas condiciones (*e.g.*, temperatura $<200\text{ }^\circ\text{C}$, baja fugacidad de azufre) el oro fue probablemente transportado como complejo bisulfurado y su precipitación como oro libre determinada por un proceso de dilución, descenso de temperatura y fugacidad de azufre.

Las asociaciones de minerales de alteración hidrotermal que constituyen los halos de las vetas, la paragénesis de los minerales de mena y ganga presentes en vetas y vetillas y la información obtenida del estudio microtermométrico de las inclusiones fluidas permiten inferir que el sistema de vetas SVJ se habría

formado posiblemente en un ambiente transicional entre mesotermal y epitermal, a temperaturas variables entre 400 y 100 °C en condiciones de fugacidad de azufre, pH y temperatura decrecientes.

La superposición de vetas y vetillas y asociaciones de minerales de alteración hidrotermal de menor temperatura a las de mayor temperatura observada en el sistema de vetas SJV, posiblemente evidencian un proceso de *telescoping* producto del levantamiento y erosión de la Cordillera del Viento originado por el evento compresivo del Cretácico Superior-Paleógeno y contemporáneo con la evolución del sistema hidrotermal que dio origen al yacimiento.

Agradecimientos

Los autores expresamos nuestro agradecimiento a las empresas Cormine y Trindet S.R.L por facilitar el acceso al área de estudio y a la información de subsuelo y brindar su apoyo logístico durante el trabajo de campo. Se agradece a los revisores Dr. W. Vivallo y F. Henríquez por sus excelentes correcciones que ayudaron a mejorar el manuscrito. También queremos hacer llegar nuestro especial agradecimiento a la Lic. M. Tamborindeguy por su apoyo en el inicio del proyecto. Se agradece a los Dres. M. Franchini y R. Giacosa por su colaboración en el trabajo de campo, a los Dres. L. Maydagán y D. Lentz por la obtención de los análisis de AL-ICPM, a la Dra. A.L. Rainoldi por las imágenes de catodoluminiscencia y al Departamento de Geología de la UNS que brindó el acceso al laboratorio de inclusiones fluidas. Esta investigación fue parcialmente financiada por la Universidad Nacional de Río Negro, proyectos PI-40A-788, PI-40A-697; la Universidad Nacional del Comahue, proyecto PI-04I250; CONICET, proyecto PIP-105-2017-2019 y Late Andes-CONICET. Se agradece el apoyo de la Coordinación Brasileña para el Perfeccionamiento del Personal de Educación Superior (CAPES), bajo el Código de Finanzas 001. Su trabajo ha sido apoyado por las subvenciones CNPq Bolsa de Productividad No. 309878/2019-5.

Referencias

- Albarède, F.; Telouk, P.; Blichert-Toft, J.; Boyet, M.; Agranier, A.; Nelson, B. 2004. Precise and accurate isotopic measurements using Multiple-Collector ICPMS. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 68 (12): 2725-2744.
- Bailey, S.W. 1984. Crystal chemistry of the true micas. *Reviews in Mineralogy and Geochemistry* 13 (1): 13-60.
- Bayliss, P. 1975. Nomenclature of the trioctahedral chlorites. *Canadian Mineralogy* 13: 178-180.
- Bodnar, R.J. 1993. Revised equation and table for determining the freezing point depression of H₂O-NaCl solution. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 57 (3): 683-684.
- Bodnar, R.J. 2003a. Introduction to fluid inclusions. *In* Fluid Inclusions: Analysis and interpretation (Samson, I.; Anderson, A.; Marshall, D.; editors). Mineralogical Association of Canada, Short Course 32: 1-8.
- Bodnar, R.J. 2003b. Reequilibration of fluid inclusions. *In* Fluid Inclusions: Analysis and interpretation (Samson, I.; Anderson, A.; Marshall, D.; editors). Mineralogical Association of Canada, Short Course 32: 213-230.
- Borisenko, A.S. 1977. Study of the salt composition of solutions in gas-liquid inclusions in minerals by the cryometric method. *Soviet Geology and Geophysics* 18 (8): 11-19.
- Cathelineau, M. 1988. Cation site occupancy in chlorites and illites as a function of temperature. *Clay Minerals* 23 (4): 471-485.
- Cathelineau, M.; Nieva, D. 1985. A chlorite solid solution geothermometer the Los Azufres (Mexico) geothermal system. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 91: 235-244.
- Cobbold, P.; Rossello, E. 2003. Aptian to recent compressional deformation, foothills of the Neuquén Basin. *Marine and Petroleum Geology* 20 (5): 429-443.
- Corbett, G.; Leach, T. 1998. Controls of hydrothermal alteration and mineralization. *Society of Economic Geologist, Special Publication* 6: 69-82.
- Crawford, M.L. 1981. Phase equilibria in aqueous fluid inclusions. *Mineralogical Association of Canada. Short Course Series Handbook* 6: 75-100.
- D'Annunzio, M.C.; Strazzere, L.; Pavón Pivetta, C. 2017. Características geológicas y mineralógicas del sistema de Vetas E-O del distrito minero Andacollo. *In* Congreso Geológico Argentino, No. 20, Actas sesión técnica 9: Geología de recursos minerales, rocas de aplicación y argilominerales: 28-30. San Miguel de Tucumán.
- Danieli, J.C.; Casé, A.M.; Deza, M.A. 1999. El distrito minero de Andacollo Neuquén. *In* Recursos Minerales de la República Argentina (Zappettini, E.O.; editor). Instituto de Geología y Recursos Minerales, Servicio Geológico y Minero Argentino, Anales 35: 1349-1364. Buenos Aires.
- Dicaro, S.; Giacosa, R.; Greco, G.; Pons, M.J.; González, S. 2020. Nuevas evidencias sobre la evolución tectónica del sistema de vetas de Ag-Au San Pedro, Distrito Minero Andacollo, Neuquén. *In* Congreso Argentino de Geología Económica, No. 12, Actas: 10-17. Buenos Aires.

- Dicaro, S.; Pons, M.J.; Arce, M. 2022. Caracterización textural y mineralógica preliminar de las vetas San Pedro y San Pablo, distrito Minero Andacollo Neuquén. *In* Congreso Geológico Argentino, No. 21, Simposio 16, Exploración y Desarrollo Minero de la Patagonia: 1573-1574. Puerto Madryn.
- Domínguez, E.G.; Aliotta Garrido, M.; Danieli, J.C.; Ronconi, N.; Casé, A.M.; Palacios, M. 1984. Los Maitenes. El Salvaje. Un sistema hidrotermal de tipo porfírico. *In* Congreso Geológico Argentino, No. 9, Actas 7: 443-458. Argentina.
- Driesner, T. 2007. The system $H_2O-NaCl$. Part II: Correlations for molar volume, enthalpy, and isobaric heat capacity from 0 to 1000 °C, 1 to 5000 bar, and 0 to 1 X_{NaCl} . *Geochimica et Cosmochimica Acta* 71: 4902-4919.
- Driesner, T.; Heinrich, C.A. 2007. The system $H_2O-NaCl$. Part I: Correlation formulae for phase relations in temperature-pressure-composition space from 0 to 1000°C, 0 to 5000 bar, and 0 to 1 X_{NaCl} . *Geochimica et Cosmochimica Acta* 71: 4880-4901.
- Einaudi, M.T.; Hedenquist, J.W.; Inan, E.E. 2003. Sulfidation state of fluids in active and extinct hydrothermal systems: transitions from porphyry to epithermal environments. *Society of Economic Geologists, Special Publication* 10: 285-314.
- Etchart, H.; Godoy, P. Weldt M., 2008. Exploración Geológica del sistema Sofia (Veta Julia). Informe Minera Andacollo Gold S.A p. 32. Anexos 2 planos, 9 tablas.
- Fisher, R.V.; Schmincke, H.U. 1984. *Pyroclastic rocks*. Springer-Verlag: 472 p. Berlin.
- Fisher, D.; Brantley, S.L. 1992. Models of quartz overgrowth and vein formation: deformation and episodic fluid flow in an ancient subduction zone. *Journal of Geophysical Research* 97: 20043-20061.
- Foster, M.D. 1962. Interpretation of the composition and a classification of the chlorites. *United States Geological Survey, Professional Papers* 414-A: 1-33.
- Franchini, M. 1999. Potencial aurífero de los skarns ubicados entre los arroyos Cajón Grande y Cajón del Medio, Neuquén. *In* Recursos Minerales de la República Argentina (Zappettini, E.O.; editor). Instituto de Geología y Recursos Minerales, Servicio Geológico Minero Argentino, Anales 35: 1295-1297. Buenos Aires.
- Franchini, M.B.; Meinert, L.D.; Montenegro, T.F. 2000. Skarns Related to Porphyry-Style Mineralization at Caicayén Hill, Neuquén, Argentina: Composition and Evolution of Hydrothermal Fluids. *Economic Geology* 95: 1197-1213
- Franchini, M.B.; Impiccini, A.; Meinert, L.; Grathoff, G.; Schalamuk, I.A. 2007. *Clay Mineralogy and Zonation in the Campana Mahuida Porphyry Cu Deposit, Neuquén, Argentina: Implications for Porphyry Cu Exploration*. *Economic Geology* 102: 27-54.
- Furukawa, Y.; Barnes, H.L. 1996. Reactions forming smythite. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 60 (19): 3581-3591.
- Giacosa, R. 2011. Geología estructural de los sistemas vetiformes del cerro Las Minas. Distrito Minero Andacollo, Cordillera del Viento, Provincia del Neuquén. Instituto de Geología y Recursos Minerales, Servicio Geológico y Minero Argentino, *Contribuciones Técnicas* 33: 23 p. Buenos Aires.
- Goldstein, R.H.; Reynolds, T.J. 1994. *Systematics of fluid inclusions in diagenetic minerals*. Society of Sedimentary Geology. *Short Course Handbook* 31: 199 p. Tulsa.
- Groeber, P. 1946. Observaciones geológicas a lo largo del Meridiano 70. Hoja Chos Malal. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 1 (3): 177-208.
- Groeber, P. 1947. Domuyo, Mari Mahuida, Huarhuar Co y parte de Epu Lauken. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 2 (4): 347-433.
- Hass, J.L. 1971. The effect of salinity on the maximum thermal gradient of a hydrothermal system at hydrostatic pressure. *Economic Geology* 66 (6): 940-946.
- Hedenquist, J.W.; Arribas, A.R.; González-Urien, E. 2000. Exploration for epithermal gold deposits. *Society of Economic Geologists, Reviews in Economic Geology* 13: 245-277.
- Hervé, F.; Calderón, M.; Fanning, C.M.; Pankhurst, R.J.; Godoy, E. 2013. Provenance variations in the Late Paleozoic accretionary complex of central Chile as indicated by detrital zircons. *Gondwana Reserach* 23 (3): 1122-1135.
- Horstwood, M.S.A.; Košler, J.; Gehrels, G.; Jackson, S.E.; McLean, N.M.; Paton, C.; Pearson, N.J.; Sircombe, K.; Sylvester, P.; Vermeesch, P.; Bowring, J.F.; Condon, D.J.; Schoene, B. 2016. Community-Derived Standards for LA-ICP-MS U-(Th)-Pb Geochronology-Uncertainty Propagation, Age Interpretation and Data Reporting. *Geostandards and Geoanalytical Research* 40: 311-332.
- Hoskin, P.W.O.; Schaltegger, U. 2018. The composition of zircon and igneous and metamorphic petrogenesis. *Reviews in Mineralogy and Geochemistry* 53 (1): 27-62. doi: <https://doi.org/10.1515/9781501509322-005>
- Jackson, S.E.; Pearson, N.J.; Griffin, W.L.; Belousova, E.A. 2004. The application of laser ablation inductively

- coupled plasma mass spectrometry to in situ U-Pb zircon geochronology. *Chemical Geology* 211: 47-69.
- Jowett, E.C. 1991. Fitting iron and magnesium into the hydrothermal chlorite geothermometer. *In Geological Association of Canada, Mineralogical Association of Canada and Society of Economic Geologists Joint Annual Meeting, Program with Abstracts* 16, A62. Toronto.
- Kay, S.; Burns, M.; Copeland, P.; Mancilla, O. 2006. Upper Cretaceous to Holocene magmatism and evidence for transient Miocene shallowing of the Andean subduction zone under the northern Neuquén Basin. *In Evolution of an Andean margin: A tectonic and magmatic view from the Andes to the Neuquén Basin (35°-39°S lat)* (Kay, S.; Ramos, V.; editores). Geological Society of America. Special Paper 407: 19-60. Boulder.
- Keith, M.; Haase, K.; Schwarz-Schampera, U.; Klemb, R.; Petersen, S.; Bach, W. 2014. Effects of temperature, sulfur and oxygen fugacity on the composition of sphalerite from submarine hydrothermal vents. *Geological Society of America* 42 (8): 699-702.
- Kirkland, C.L.; Smithies, R.H.; Taylor, R.J.M.; Evans, N.; McDonald, B. 2015. Zircon Th/U ratios in magmatic environs. *Lithos* 212-215: 397-414. doi: <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2014.11.021>
- Kissin, S.A. 1974. Phase relations in a portion of Fe-S system. University of Toronto, Ph.D. thesis (Unpublished): 160 p.
- Koslowski, E.; Cruz, C.; Sylwan, C. 1996. Geología estructural de la zona de Chos Malal, Cuenca Neuquina. *In Congreso Geológico Argentino, No. 13, y No. 3 Exploración Hidrocarburos, Actas* 1: 15-26. Buenos Aires.
- Kranidiotis, P.; MacLean, W.H. 1987. Systematics of chlorite alteration at the Phelps Dodge massive sulfide deposit, Matagami, Quebec. *Economic Geology* 82 (7): 1898-1911.
- Krenn, E.; Harlov, D.E.; Finger, F.; Wunder, B. 2012. LREE redistribution among fluorapatite, monazite, and allanite at high pressures and temperatures. *American Mineralogist* 97 (11-12): 1881-1890.
- Leach, T.; Corbett, G. 2008. Fluid mixing as a mechanism for bonanza grade epithermal gold formation. Terry Leach Symposium, Australian Institute of Geoscientist, Bulletin 48: 82-92. Sidney.
- Leanza, H.A.; Mazzini, A.; Corfu, F.; Llambías, E.J.; Svensen, H.; Planke, S.; Galland, O. 2013. The Chachil Limestone (Pliensbachian-earliest Toarcian) Neuquén Basin, Argentina: U-Pb age calibration and its significance on the Early Jurassic evolution of southwestern Gondwana. *Journal of South American Earth Sciences* 42: 171-185.
- Llambías, E.; Rapela, C.W. 1989. Las volcanitas de Collipilli, Neuquén y sus relaciones con otras unidades Paleógenas de la Cordillera. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 44 (1-4): 224-236.
- Llambías, E.; Aragón, E. 2011. Volcanismo Paleógeno. *In Congreso Geológico Argentino, No. 18, Geología y Recursos Naturales de la provincia del Neuquén* (Leanza, H.A.; Arregui, C.; Carbone, O.; Danieli, J.C.; editores). Actas: 265-274. Neuquén.
- Llambías, E.; Leanza, H.; Carbone, O. 2007. Evolución tectono-magmática durante el Pérmico al Jurásico temprano en la Cordillera del Viento (37°05' S-37°15' S): nuevas evidencias geológicas y geoquímicas del inicio de la cuenca Neuquina. *Revista Asociación Geológica Argentina* 62 (2): 217-235.
- Louvel, M.; Bordage, A.; Testemale, D.; Zhou, L.; Mavrogenes, J. 2015. Hydrothermal controls on the genesis of REE deposits: insights from an in situ XAS study of Yb solubility and speciation in high temperature fluids (T b 400 °C). *Chemical Geology* 417: 228-237.
- Ludwig, K.R. 2012. Isoplot 3.75. A Geochronological Toolkit for Microsoft Excel. Berkeley Geochronology Center, Special Publication 4: 75 p.
- McIsaac, G.; Luethe, R.; Narváez, P.; Brantt, J.; Grigg, N. 2017. Summary Report On The Cerro Minas Sector-Andacollo Gold Project. Neuquén Province, Argentina. Trident Southern Explorations S.R.L. p.A.: 76 p.
- McLeod, R.L.; Stanton, R.L. 1984. Phyllosilicates and associated minerals in some Paleozoic stratiform sulfide deposits of southeastern Australia. *Economic Geology* 79 (1): 1-22.
- Méndez, V.; Zanettini, J.C.; Zappettini, E.O. 1995. Geología y Metalogénesis del Orógeno Andino Central. República Argentina. *Anales del Servicio Geológico Minero Argentino* 23: 133 p.
- Migdisov, A.A.; Williams-Jones, A. 2014. Hydrothermal transport and deposition of the rare earth elements by fluorine-bearing aqueous liquids. *Mineralium Deposita* 49 (8): 987-997.
- Murowchick, J.B.; Barnes, H.L. 1986. Marcasite precipitation from hydrothermal solutions. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 50 (12): 2615-2629.
- Pons, A.; D'Annunzio, C.; Strazzere, L.; Cocola, M.A. 2019. Características metalogénicas de la veta Buena Vista, distrito minero Andacollo, Neuquén, Argentina. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 76 (3): 254-262.
- Pons, M.J.; Giacosa, R.E.; Greco, G.A.; González, S.N.; Dicaro, S.; Conedera, M.; Nimis, P.; Bordonese, S. 2022.

- Silver Gold and base metal vein systems at southern part of Cordillera del Viento, Neuquén, Argentina. *In* Congreso Geológico Argentino, No. 21, Simposio Exploración y Desarrollo Minero de la Patagonia, No. 16, Actas: 1599-1600. Puerto Madryn, Chubut.
- Qian, G.; Xia, F.; Brugger, J.; Skinner, W.; Bei, J.; Chen, G.; Pring, A. 2011. Replacement of pyrrhotite by pyrite and marcasite under hydrothermal conditions up to 220 °C: An experimental study of reaction textures and mechanisms. *American Mineralogist* 96: 1878-1893.
- Rakovan, J.; Schoonen, M.A.A.; Reeder, R.J.; Tyrna, P.; Nelson, D.O. 1995. Epitaxial Overgrowths of marcasite on pyrite from the Tunnel and Reservoir Project, Chicago, Illinois, USA: Implications for marcasite growth. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 59 (2): 343-346.
- Ramos, V.A.; Folguera, A. 2005. Tectonic evolution of the Andes of Neuquén: constraints derived from the magmatic arc and foreland deformation. *In* The Neuquén Basin: a Case Study in Sequence Stratigraphy and Basin Dynamics (Spalletti, L.; Veiga, G.; Schwarz, E.; Howell, J.; editors) Geological Society of London, Special Publication 252: 15-35, London
- Rapela, C.W.; Llambías E.J. 1985. La secuencia andesítica terciaria de Andacollo, Neuquén, Argentina. *In* Congreso Geológico Chileno, No. 4, Actas 4: 458-488. Antofagasta.
- Reyes, A.G. 1990. Petrology of Philippines geothermal systems and the application of alteration mineralogy to their assessment. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 43 (1-4): 279-309.
- Rhys, D.A.; Lewis, P.D.; Rowland, J.V. 2020. Structural controls on Ore Localization in Epithermal Gold-Silver Deposits: A Mineral Systems Approach. *Society of Economic Geologists, Reviews in Economic Geology* 21: 83-145.
- Roedder, E. 1984. Fluid inclusions. *Mineralogical Society of America, Reviews in Mineralogy* 12: 644 p.
- Rojas Vera, E.A.; Mescua, J.; Folguera, A.; Becker, T.P.; Sagripanti, L.; Fenell, L.; Orts, D.; Ramos, V.A. 2015. Evolution of the Chos Malal and Agrio fold and thrust belts, Andes of Neuquén: insights from structural analysis and apatite fission track dating. *Journal of South American Earth Sciences* 64 (2): 418-433.
- Rottier, B.; Kouzmanov, M.; Wälle, R.; Bendezú, R.; Fomboté, L. 2016. Sulfide Replacement Processes Revealed by Textural and LA-ICP-MS trace Element Analyses: Example from the Early Mineralization Stages at Cerro Pasco, Perú. *Economic Geology* 111 (6): 1347-1367.
- Rovere, E.I.; Caselli, A.; Tourn, S.; Leanza, H.A.; Hugo, C.A.; Folguera, A.; Ecosteguy, L.; Geuna, S.; González, R.; Colombino, J.; Danieli, J.C. 2004. Hoja Geológica 3772-IV, Andacollo, Provincia del Neuquén. Instituto de Geología y Recursos Minerales. Servicio Geológico Minero Argentino, Boletín 298: 104 p. Buenos Aires.
- Sánchez, N.; Turienzo, M.; Countand, I.; Lebinson, F.; Araujo, V.; Dimieri, L. 2020. Structural and thermochronological Constraints on the Exhumation of the Chos Malal Fold and Thrust Belt (~37°S). *In* Opening and Closure of the Neuquén Basin in the Southern Andes (Kietzmann, D.; Foguera, A.; editors). Springer Earth Systems Sciences: 323-340. Switzerland.
- Schoonen, M.A.A.; Barnes, H.L. 1991. Reactions forming pyrite and marcasite from solution: II. Via FeS precursors below 100 °C. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 55 (6): 1505-1514.
- Seward, T.M. 1984. The transport and deposition of gold in hydrothermal systems. *In* Gold: The geology, geochemistry and genesis of gold deposits (Foster, R.P.; editor). A.A. Balkema: 165-181. Rotterdam.
- Shepherd, T.J.; Rankin, A.H.; Alderton, D.H.M. 1985. A practical guide to fluid inclusion studies. Blackie and Son: 237 p. New York.
- Sillitoe, R.H. 2005. Supergene Oxidized and Enriched Porphyry Copper and Related Deposits. *Economic Geology v. 100th Anniversary: 723-768.*
- Simpson, M.P.; Mauk, J.L.; Simmons, S.F. 2001. Hydrothermal Alteration and Hydrologic Evolution of the Golden Cross Epithermal Au-Ag Deposit, New Zealand. *Economic Geology* 96: 773-796.
- Simmons, S.F.; White C.N.; John D.A. 2005. Geological Characteristics of Epithermal Precious and Base Metal Deposits. *Economic Geology v. 100th Anniversary: 485-522.*
- Stoll, W. 1957. Geología y depósitos minerales de Andacollo, Provincia de Neuquén. Dirección Nacional de Minería, Anales 6: 35 p. Buenos Aires.
- Strazzere, L.; D'anunzio, M.; Gregori, D. 2017. Eventos de mineralización epitermal del Distrito Minero Andacollo, Neuquén, Argentina. *In* Congreso Geológico Argentino, No. 20, Actas, ST9: 144-148. San Miguel de Tucumán.
- Suárez, M.; Echart, H. 2008. Magmatismo y alteración hidrotermal del Cretácico tardío en Andacollo, Provincia del Neuquén: Edades K-Ar. *In* Congreso Geológico Argentino, No. 17, Actas: 908-909. San Salvador de Jujuy.
- Suárez, M.; De la Cruz, R.; Fanning, M.; Etchart, H. 2008. Carboniferous, Permian and Toarcian magmatism in Cordillera del Viento, Neuquén, Argentina: first U-Pb

- shrimp dates and tectonic implications. *In* Congreso Geológico Argentino, No. 17, Actas: 906-907. San Salvador de Jujuy.
- Suárez, R.J.; González, P.D. 2018. Caracterización geológica del metamorfismo diastaternal mesozoico en la Cuenca Neuquina y su relación con la anomalía térmica en el Sin Rift. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 75 (3): 457-472.
- Thompson, J.F.H.; Thompson, A.J.B. 1996. Atlas of Alteration: A Field and Petrographic Guide to Hydrothermal Alteration Minerals. Geological Association of Canada, Mineral Deposits Division: 119 p.
- Trident S.E. S.R.L., 2018. Mapa geológico Buena Vista nivel 1: 1190 m, nivel 2: 1220 m y nivel 4: 1290 m 3p.
- Tunik, M.; Folguera, A.; Naipauer, M.; Pimentel, M.; Ramos, V.A. 2010. Early uplift and orogenic deformation in the Neuquén Basin: Constraints on the Andean uplift from U-Pb and Hf isotopic data of detrital zircons. *Tectonophysics* 489 (1-4): 258-273.
- Vallence, J.; Fontboté, L.; Chiaradia, M.; Markowski, A.; Schmidt, S.; Vennemann, Y. 2009. Magmatic-dominated fluid evolution in Jurassic Nambija gold skarn deposits (southeastern Ecuador). *Mineralium Deposita* 44 (4): 389-413.
- Velde, B. 1985. Clay Minerals: A Physico-Chemical Explanation of their Occurrence. Elsevier. *Developments in Sedimentology* 40: 427 p. Amsterdam.
- Vernon, R.H. 2004. A Practical Guide to Rock Microstructure. Department of Earth and Planetary Sciences, Macquarie University. Cambridge University Press: 578 p. Cambridge.
- Wang, X.; Griffin, W.L.; Chen, J.; Huang, P.; Li, X. 2011. U and Th contents and Th/U ratios of zircon in felsic and mafic magmatic rocks: improved zircon-melt distribution coefficients. *Acta Geologica Sinica (English Edition)* 85 (1): 68-70.
- Wiedenbeck, M.; Allé, P.; Corfu, F.; Griffin, W.L.; Meier, M.; Oberli, F.; von Quadt, A.; Roddick, J.C.; Spiegel, W. 1995. Three natural zircon standards for U-Th-Pb, Lu-Hf, trace element and REE analyses. *Geostandards Newsletter* 19: 1-23.
- Wiedenbeck, M.; Hanchar, J.M.; Peck, W.H.; Sylvester, P.; Valley, J.W.; Whitehouse, M.J.; Kronz, A.; Morishita, Y.; Nasdala, L.; Fiebiger, J.; Franchi, I.; Girard, J.P.; Greenwood, R.C.; Hinton, R.; Kita, N.; Mason, P.R.D.; Norman, M.; Ogasawara, M.; Piccoli, R.; Rhede, D.; Satoh, H.; Schulz-Dobrick, B.; Skar, O.; Spicuzza, M.J.; Terada, K.; Tindle, A.; Togashi, S.; Vennemann, T.; Xie, Q.; Zheng, Y.F. 2004. Further characterisation of the 91500 zircon crystal. *Geostandards and Geoanalytical Research* 28: 9-39.
- Wilkin, R.T.; Barnes, H.L. 1997. Formation processes of framboidal pyrite. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 61 (2): 323-339.
- Xie, X.; Byerly, G.R.; Ferrell, R.E. 1997. Ilb trioctahedral chlorite from the Barberton greenstone belt: crystal structure and rock composition constraints with implications to geothermometry. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 126 (3): 275-291.
- Zamora Valcarce, G.; Zapata, T.; Ramos, V.A.; Rodríguez, F.; Bernardo, L.M. 2009. Evolución tectónica del frente Andino en Neuquén. *Revista Asociación Geológica Argentina* 65: 192-203.
- Zanettini, J.C. 2018. Recursos Minerales Metalíferos y Metalogénesis de la Provincia del Neuquén. Instituto de Geología y Recursos Minerales, Servicio Geológico Minero Argentino, Anales 55: 252 p. Buenos Aires.
- Zappettini, E.O.; Lagorio, S.L.; Dalponte, M.; Santos, J.O.; Belousova, E. 2018. Evidencias de magmatismo precuyano (Pliensbachiano-Toraciano) en el norte de la Cordillera del Viento, Provincia de Neuquén: geoquímica, caracterización isotópica e implicancias tectónicas. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 75 (4): 533-558.
- Zappettini, E.O.; Cozzi, G.; Dalponte, M.; Godeas, M.; Korzeniewski, L.I.; Peroni, J.; Segal, S.; Castro Godoy, S. 2021. Análisis Geológico y Metalogenético del Sector Norte de la Cordillera del Viento, provincia del Neuquén. Instituto de Geología y Recursos Minerales, Servicio Geológico Minero Argentino, Serie Contribuciones Técnicas, Recursos Minerales 44: 57 p. Buenos Aires.
- Zöllner, W.; Amos, A.J. 1973. Descripción Geológica de la Hoja 32 b, Chos Malal. Provincia del Neuquén. Escala 1:200.000. Servicio Geológico Nacional, Carta Geológica-Económica de la República Argentina, Boletín 143: 97 p. Buenos Aires.