



FaIn·UNCo
Facultad de Ingeniería

TRABAJO FINAL DE LICENCIATURA

Caracterización litológica, de las alteraciones hidrotermales y mineralizaciones de dos sondajes de las vetas San Pedro y San Pablo, distrito minero Andacollo, provincia de Neuquén



Alumno: Varas Gustavo Martin
Legajo: ING-5230
D.N.I: 38811935
Director: Lic. Dicaro Sebastián
Co-directora: Dra. Pons María Josefina
Carrera: Licenciatura en ciencias geológicas

Neuquén, octubre 2024

RESUMEN

Este trabajo final de licenciatura brinda nuevas descripciones litológicas, mineralógicas y texturales de las rocas, y alteraciones hidrotermales y mineralizaciones de las vetas San Pedro y San Pablo, que permitieron caracterizar el sistema hidrotermal que les dio origen. Estas vetas se ubican en el distrito minero Andacollo, en el sector suroeste de la Cordillera del Viento, provincia de Neuquén.

En cercanías al área de estudio afloran diversas unidades geológicas pertenecientes al Grupo Andacollo, entre ellas la Formación Arroyo del Torreón (Carbonífero inferior), caracterizada por rocas volcánicas y sedimentarias. La Dacita Sofia intruye a esta unidad, mientras que la Formación Huaraco (Carbonífero superior) se apoya en discordancia sobre estas unidades previas. Diques andesíticos porfíricos y afaníticos intruyen a la Formación Arroyo del Torreón. Por último, las dacitas porfíricas del Grupo Naunauco (71 ± 1 a 68.46 ± 0.31 Ma) cortan a toda la secuencia estratigráfica.

Las vetas San Pedro y San Pablo se emplazan en un contexto estructural complejo, con vetas subverticales y vetillas que cortan las unidades del Grupo Andacollo. Se alojan en estructuras extensionales de orientación NE-SO e inclinaciones subverticales hacia el sureste, que han sido posteriormente reactivadas afectando a la Formación Arroyo del Torreón. En superficie estas vetas tienen dimensiones que alcanzan hasta los 300 metros de largo y un espesor promedio de cerca de 3 metros. Exhiben relaciones Ag/Au altas, de aproximadamente 100:1, y se clasifican como epitermales de intermedia a baja sulfuración. Están compuestas principalmente por cuarzo y adularia, con presencia de sulfosales de Ag de grano fino y sulfuros de Cu, Ag, Pb, Zn, plata nativa y electrum.

El análisis detallado de dos sondajes que atraviesan ambas vetas permitió identificar cuatro tipos de alteraciones, ordenadas cronológicamente de la siguiente manera: 1) cuarzo±sericita/illita±pirita±leucoxeno; 2) clorita±pirita; 3) carbonatización (carbonatos) y 4) supergénica (óxidos e hidróxidos de hierro). La primera se desarrolla próxima a los principales conductos de circulación de fluidos vinculados a las estructuras mineralizadas, mientras que la segunda y tercera se desarrollan distales y superficiales respectivamente. Se identificaron al menos 10 pulsos hidrotermales, que fueron agrupados en 4 episodios de relleno hidrotermal: Episodio 1 (E1), Episodio 2 (E2), Episodio 3 (E3) y Episodio 4 (E4), donde las concentraciones de mineralización de Au, Ag y metales base más importantes se presentan en vetas y vetillas de cuarzo correspondientes al E1. Estas vetas y vetillas portadoras de mineralización corresponden al P1: cuarzo±adularia±sericita/illita+pirita+galena+esfalerita+calcopirita+polibasita-pearceita y P2: cuarzo±sericita±pirita+galena+esfalerita+calcopirita+acantita-argentita+electrum+plata nativa.

A partir de las paragénesis de los minerales de alteración, ganga y mena se lograron determinar algunas condiciones de formación. Las características del episodio 1 sugieren que se formó a partir de fluidos con fugacidad intermedia de azufre y oxígeno. El episodio 2, por su parte, se habría originado a partir de fluidos con pH alcalino y temperaturas intermedias (200-300 °C), evolucionando hacia temperaturas más bajas (< 200 °C) y pH casi neutro (6-7), con menor fugacidad de azufre y oxígeno.

Palabras claves: vetas San Pedro y San Pablo, Formación Arroyo del Torreón, epitermal, Cordillera del Viento, distrito minero Andacollo.

ABSTRACT

This final undergraduate work provides new lithological, mineralogical and textural descriptions of the rocks, hydrothermal alterations and mineralization of the San Pedro and San Pablo veins, which allowed us to characterize the hydrothermal system that gave rise to them. These veins are located in the Andacollo mining district, in the southwestern sector of the Cordillera del Viento, Neuquén province.

Near the study area there are several geological units, among them the Arroyo del Torreón Formation (lower Carboniferous), characterized by volcanoclastic and, to a lesser extent, volcanic and sedimentary rocks. The Sofia Dacite intrudes this unit, while the Huaraco Formation (upper Carboniferous) rests in discordance over these underlying units. Porphyritic and aphanitic andesitic dikes intrude the Arroyo del Torreón Formation. Finally, porphyritic dacitic intrusives of the Naunauco Group (71 ± 1 to 68.46 ± 0.31 Ma) cut the entire stratigraphic sequence.

The San Pedro and San Pablo veins are located in a complex structural context, with veins and veinlets arranged discordantly in relation to the surrounding rock units. Their main orientation is NE-SW and subvertical inclinations towards the southeast, lodged in extensional structures that have been subsequently reactivated and are located in volcanoclastic rocks of the Arroyo del Torreón Formation. At surface, these veins are up to 300 meters long and have an average thickness of about 3 meters. They exhibit high Ag/Au ratios of approximately 100:1 and are classified as intermediate to low sulfidation epithermal veins. They are composed mainly of quartz and adularia, with the presence of fine-grained Ag sulfosalts and Cu, Ag, Pb, Zn sulfides, native silver and electrum.

Detailed analyses by combined techniques on the drill hole samples identified four types of alteration, chronologically ordered as follows: 1) quartz±sericite/illite±pyrite±leucoxene; 2) chlorite±pyrite; 3) carbonatization (carbonates) and 4) supergene (iron oxides and hydroxides). The first one develops close to the main fluid circulation conduits linked to the mineralized structures, while the second and third ones develop distal and superficial respectively. This detailed study allowed us to identify at least 10 pulses in the San Pedro and San Pablo veins, which were grouped in 4 episodes of hydrothermal filling: Episode 1 (E1), Episode 2 (E2), Episode 3 (E3) and Episode 4 (E4). Where the most important Au, Ag and base metal mineralization concentrations occur in quartz veins and veinlets corresponding to E1. These mineralization-bearing veins and veinlets correspond to P1: quartz±adularia±sericite+pyrite+galena+sphalerite+chalcopryrite+polybasite-perseite and P2: quartz±sericite±pyrite+galena+sphalerite+chalcopryrite+acanthite-argentite+electrum+native silver.

From the paragenesis of alteration, gangue and ore minerals, it was possible to determine some formation conditions. The characteristics of episode 1 suggest that it was formed from fluids with intermediate sulfur and oxygen fugacity. Episode 2, on the other hand, would have been originated from fluids with alkaline pH and intermediate temperatures (200-300 °C), evolving towards lower temperatures (< 200 °C) and almost neutral pH (6-7), with lower sulfur and oxygen fugacity.

Keywords: *San Pedro vein system, Arroyo del Torreón Formation, epithermal, Cordillera del Viento, Andacollo mining district.*

RECONOCIMIENTOS Y DEDICATORIAS

Aunque esta tesis es un trabajo de carácter personal, no hubiera sido posible sin la colaboración de muchas personas que contribuyeron de diversas maneras, tanto directa como indirectamente, a quienes quiero mencionar a continuación:

En primer lugar, deseo expresar mi agradecimiento al Lic. Sebastián Dicaro por dirigir esta tesis de grado. Agradezco su enseñanza, predisposición y por proporcionarme las herramientas necesarias para llevar a cabo este trabajo y para mi formación profesional. Gracias por su confianza, infinita paciencia, constante aliento y apoyo en todo momento, tanto en lo personal como en lo académico. Por su meticulosidad y exigencia en el trabajo, así como por su vocación, dedicación y enorme compromiso con este estudio.

Agradezco a la Dra. Pons Josefina por su co-dirección en esta tesis, por compartir sus amplios conocimientos en metalogénesis, por su gran disposición para responder mis dudas y por sus valiosos aportes que enriquecieron este trabajo.

Quiero expresar mi gratitud a la Universidad Nacional del Comahue, una institución libre y gratuita, que me ha brindado la oportunidad de cursar esta Licenciatura en Ciencias Geológicas.

A mis colegas rionegrinas Ariadna Flores y Melisa Catriquir. A Ariadna por haber compartido la campaña de campo, numerosas charlas y sus valiosas recomendaciones y consejos. Y a Melisa por su constante disposición y las numerosas ayudas brindadas en todo este tiempo.

Al Lic. Juan Carlos Danieli, Dra. María Lis Fernández y Lic. Maximiliano Mercado por sus valiosas sugerencias, correcciones y pronta evaluación.

Al CPEM por brindar el espacio físico y equipamiento necesario para el estudio de las secciones delgadas y muestras de mano. Y al CIMAR y IIPG por permitirme realizar los análisis de DRX.

A los proyectos PIU-UNRN 40-788 y PIU-UNRN-40-A-1074 que permitieron financiar la campaña de campo y a la BECA CIN 2023, por financiar los análisis DRX.

A CORMINE por compartir la información disponible, mapas, informes inéditos del distrito, análisis geoquímicos de subsuelo, informes de pozo y conceder permiso de ingreso al distrito minero Andacollo en la primera campaña por aquel 2022.

A la Dra. G. Pettinari, Dra. T. Musso, Lic. Martín Parada e Ing. Valeria por sus valiosas ayudas en la realización, metodología e interpretación de los resultados de difracción de rayos X.

Agradezco profundamente a todos los profesores de la carrera de Geología, ya que cada uno de ellos me presentó una perspectiva única e interesante, aportándome sus puntos de vista y sus experiencias. En especial expresar mi profunda gratitud al Ggo. Osvaldo Carbone quien fue el responsable de inculcarme el amor por la geología. Y a la Dra. Marta Franchini por inspirarme y contagiarme su pasión por la metalogénesis, lo cual fue crucial en la elección del tema de esta tesis.

Deseo expresar mi más sincero agradecimiento a Aconcagua Energía por brindarme la oportunidad de acceder a una pasantía, lo cual marcó el inicio de mi carrera profesional en el ámbito de los hidrocarburos. Su confianza y apoyo han sido fundamentales en esta última etapa de mi desarrollo y formación.

Y, por último, el agradecimiento más importante, a mi familia. A mi mamá por acompañarme y querer lo mejor para mí. A mi papá por asegurarse de que nunca me faltara nada y enseñarme a ir por mis objetivos con toda la dedicación. A mis hermanos Emanuel, Enzo y Abril por compartir tantos momentos y por estar cuando los necesitaba. A mi novia por su apoyo incondicional y alentarme a concretar este gran logro.

¡¡A todos, muchas gracias!!

ÍNDICE

1	INTRODUCCIÓN.....	1
1.1	Ubicación.....	2
1.2	Objetivo General:.....	4
1.3	Objetivos Específicos:	4
1.4	Trabajos de gabinete previo al trabajo de campo	4
1.5	Trabajos de campo	4
1.6	Trabajos de gabinete y laboratorio.....	5
2	ANTECEDENTES	7
2.1	Marco geológico regional: litologías, estructuras, mineralización y edades.	7
2.1.1	Formación Guaraco Norte (Devónico Superior)	8
2.1.2	Grupo Andacollo (Carbonífero).....	9
2.1.3	Complejo Plutónico-Volcánico Huingancó (Pérmico-Triásico)	10
2.1.4	Ciclo Precuyano (Triásico Tardío-Jurásico Temprano).....	11
2.1.5	Grupos Cuyo, Lotena, Mendoza, Bajada del Agrio, Neuquén y Malargüe (Jurásico–Cretácico)	12
2.1.6	Cinturón Andesítico Naunauco (Cretácico–Paleógeno).....	12
2.1.7	Formaciones Cerro Centinela, Bella Vista, Guañaco y depósitos cuaternarios glaciares, fluvio-glaciares, fluviales y detríticos (Plioceno-Pleistoceno)...	13
2.2	Características de las mineralizaciones del distrito minero Andacollo: Sistemas Andacollo, La Primavera, Los Maitenes-El Salvaje y Charrarruca.	13
2.2.1	Sistema Andacollo: Grupos de vetas y mantos, estructuras y edades	13
2.2.2	Grupo Buena Vista-San Pedro.....	13
2.2.3	Grupo Sofía-Torreón	14
2.2.4	Sistema La Primavera:	15
2.2.5	Alteración tipo pórfido Los Maitenes-El Salvaje:	15
2.2.6	Alteración tipo pórfido Charrarruca:	15
3	RESULTADOS: LITOLOGÍA	16
3.1	Rocas volcanoclásticas:	16
3.1.1	Tobas lapillíticas vítreas con textura eutaxítica	16
3.1.2	Tobas a tobas lapillíticas vítreas	19
3.1.3	Toba lapillítica lítica a vítrea.....	21
3.2	Rocas volcánicas	22
3.2.1	Rocas andesíticas porfíricas	22
3.2.2	Rocas andesíticas amigdaloides.....	22
3.2.3	Dacitas Porfíricas	24
3.3	Brechas	24
3.3.1	Brechas hidrotermales con cemento de cuarzo.....	24

3.3.2	Brechas hidrotermales con cemento de clorita y/u otros filosilicatos.....	26
3.3.3	Brechas de falla.....	26
4	RESULTADOS: ALTERACIONES HIDROTERMALES.....	28
4.1	Cuarzo±sericita/illita±pirita±leucoxeno	29
4.2	Alteración clorita±pirita	31
4.3	Carbonatización (Car)	33
4.4	Alteración supergénica (óxidos e hidróxidos de hierro)	35
5	RESULTADOS: EPISODIOS Y PULSOS HIDROTERMALES	36
5.1	Episodio 1 (E1).....	36
5.1.1	Pulso 1 (P1)	36
5.1.2	Pulso 2 (P2)	39
5.1.3	Pulso 3 (P3)	42
5.1.4	Pulso 4 (P4)	42
5.1.5	Pulso 5 (P5)	42
5.2	Episodio 2 (E2).....	44
5.2.1	Pulso 6 (P6)	45
5.3	Episodio 3 (E3).....	45
5.3.1	Pulso 7 (P7)	46
5.3.2	Pulso 8 (P8)	46
5.3.3	Pulso 9 (P9)	46
5.4	Episodio 4 (E4).....	48
5.4.1	Pulso P10 (P10).....	48
6	DISCUSIONES.....	49
6.1	Litologías.....	49
6.2	Alteraciones hidrotermales.....	49
6.3	Episodios y pulsos hidrotermales.....	50
6.4	Mecanismos de transportes y precipitación de metales:.....	52
6.5	Comparación con las vetas del grupo Sofía -Torreón con las vetas San Pedro y San Pablo del distrito minero Andacollo, Neuquén.	52
7	CONCLUSIONES.....	54
7.1	Litología	54
7.2	Alteraciones hidrotermales.....	54
7.3	Episodios y pulsos hidrotermales.....	54
7.4	Mecanismos de transporte y precipitación de metales.....	54
8	BIBLIOGRAFÍA CITADA EN EL TEXTO	55

1 INTRODUCCIÓN

El distrito minero Andacollo presenta un área de 220 km², en donde se reconocen importantes sistemas vetiformes con rumbos variados (Giacosa, 2011; Strazzere *et al.*, 2017; Dicaro *et al.*, 2022a y Pons *et al.*, 2023). En el sector de los cerros Minas y San Pedro, se reconocen mineralizaciones alojadas en vetas meso a epitermales que están emplazadas en rocas paleozoicas y mesozoicas. Giacosa (2011) distingue dos grupos de vetas: Grupo Buena Vista-San Pedro y Grupo Sofía-Torreón. Las vetas correspondientes al Grupo Buena Vista-San Pedro están alojadas en fallas normales con orientación NE-SO, presentan mayores relaciones de Ag/Au y se hospedan en las rocas volcánicas de la Formación Arroyo del Torreón (Carbonífero inferior). Estas vetas están compuestas por cuarzo y adularia con sulfosales de plata de grano fino y sulfuros de Cu, Ag, Pb, Zn, plata nativa y electrum (Pons *et al.*, 2019; Dicaro *et al.*, 2022a).

Las rocas más antiguas del área corresponden a las formaciones Arroyo del Torreón y Huaraco y la Dacita Sofía que integran al Grupo Andacollo (Carbonífero inferior-superior) (Digregorio, 1972; Zöllner y Amos, 1973; Rovere *et al.*, 2004; Llambías *et al.*, 2007 y Giacosa, 2011). La primera está integrada por tobas, coladas riolíticas y escasos niveles de areniscas cuarzosas a sedimentitas marinas pelíticas (Llambías *et al.*, 2007 y referencias allí citadas). La segunda está integrada principalmente por lutitas y limolitas verde oscuras a negras intercaladas con bancos de areniscas (Llambías *et al.*, 2007 y referencias allí citadas). Suarez *et al.* (2008) reconocen domos riolíticos-dacíticos y diques, asignados a la Dacita Sofía emplazados en las formaciones Arroyo del Torreón y Huaraco. El Grupo Andacollo está intruido por rocas plutónicas (Granito Huigancó) y posteriormente cubierto discordantemente por rocas volcánicas (Formación La Premio) del Complejo Volcánico-Plutónico Huigancó (Llambías *et al.*, 2007).

En el Pérmico inferior, la fase compresiva conocida como fase orogénica San Rafael deformó las rocas del Grupo Andacollo dando lugar a pliegues, foliaciones de plano axial y cabalgamientos de gran escala (Giacosa *et al.*, 2014; Dicaro *et al.*, 2020). A su vez, esta fase generó una superficie de erosión extensa conocida como la discordancia Sanrafaélica (Llambías *et al.*, 2007 y referencias allí citadas). Una superficie de erosión regional, discordancia Huárpica, separa las unidades del Complejo Plutónico-Volcánico Huigancó, de una secuencia triásica a jurásica denominada Formación Cordillera del Viento, la cual corresponde al Ciclo Precuyano (Llambías *et al.*, 2007; Pons *et al.*, 2022 y referencias allí citadas). Las estructuras mencionadas fueron afectadas por la orogenia Andina, replegando los pliegues, reactivando las fallas normales E-O como fallas transpresivas y produciendo nuevos corrimientos (Giacosa *et al.*, 2014; Dicaro *et al.*, 2020).

En cuanto al origen de las estructuras mineralizadas, algunos autores como Giacosa (2011) y Strazzere *et al.* (2017) atribuyen su formación a dos y/o tres eventos hidrotermales, respectivamente. Estos eventos habrían estado vinculados a distintos pulsos magmáticos acaecidos en el distrito minero. Posteriormente, Pons *et al.* (2023) identificaron que las vetas del Grupo Buena Vista-San Pedro están cortadas por diques dacíticos de 71 ± 1 a 68.46 ± 0.31 Ma y que estos, a su vez, son cortados por las vetas Sofía-Julia-Valencia, evidenciando de esta forma la existencia de al menos dos eventos hidrotermales.

Los estudios de las vetas de San Pedro y San Pablo son escasos (Dicaro *et al.*, 2022a) y hasta la actualidad no se han realizado estudios en detalle de las litologías, alteraciones hidrotermales y de la mineralogía de ganga y mena. Por ende, un estudio detallado litológico, mineralógico y textural de este sector de las vetas permitirá aportar nuevos conocimientos para entender cuáles fueron los principales pulsos mineralizantes y

esbozar las condiciones fisicoquímicas de los fluidos responsables de la mineralización y alteración hidrotermal y su variación en el espacio y tiempo.

1.1 Ubicación

El distrito minero Andacollo está ubicado en el departamento Minas, al noroeste de la localidad de Chos Malal, en el extremo sur de la Cordillera del Viento, provincia de Neuquén, en el centro oeste de Argentina. Este se ubica entre las regiones morfoestructurales de la Fosa de Loncopué y la Precordillera Neuquina Norte (Fig. 1) (Ramos *et al.*, 2011). Las coordenadas limítrofes son los paralelos $37^{\circ} 06' 8''$ - $37^{\circ} 17' S$ y los meridianos de $70^{\circ} 32'$ - $70^{\circ} 43' O$ (Fig. 2) (Danieli *et al.*, 1999).

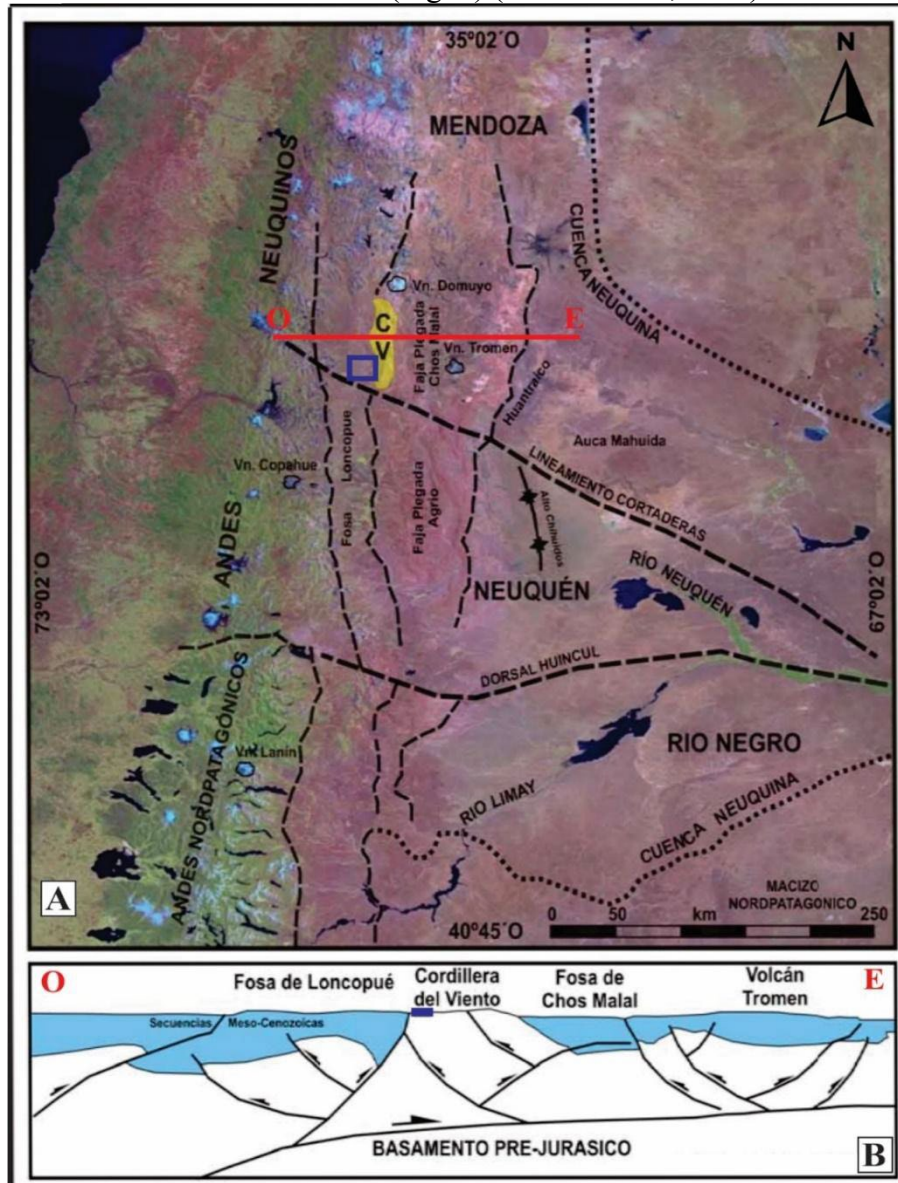
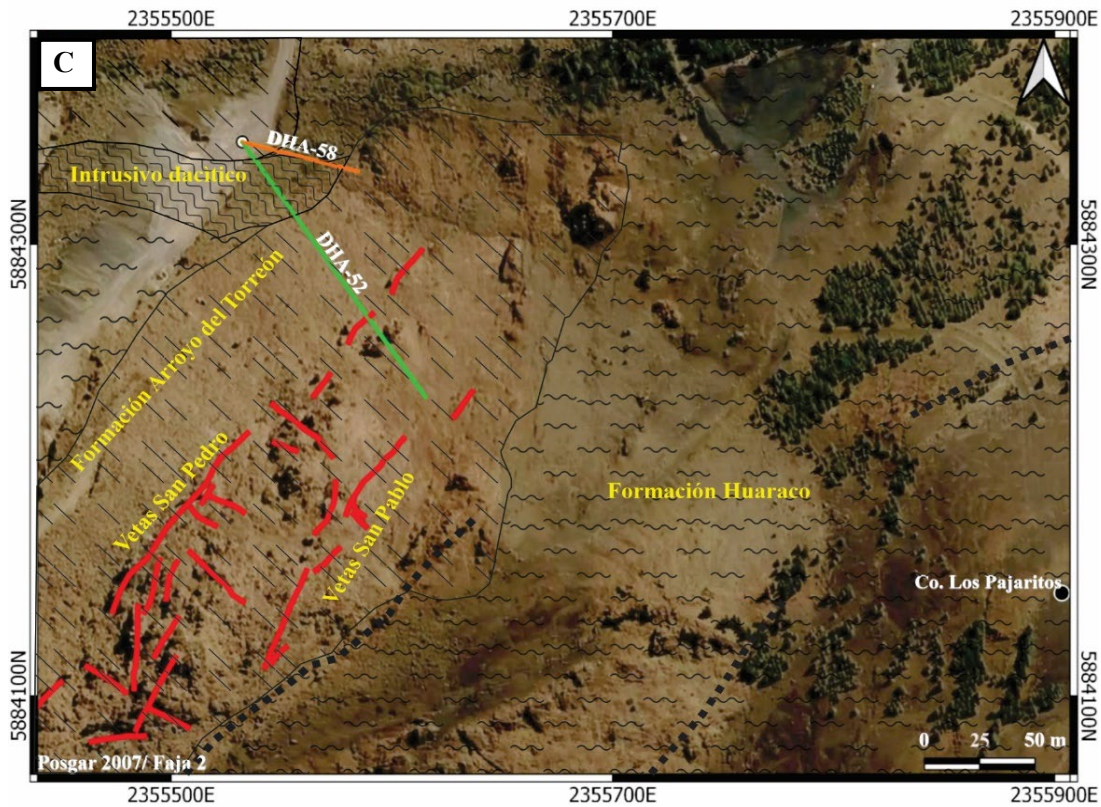
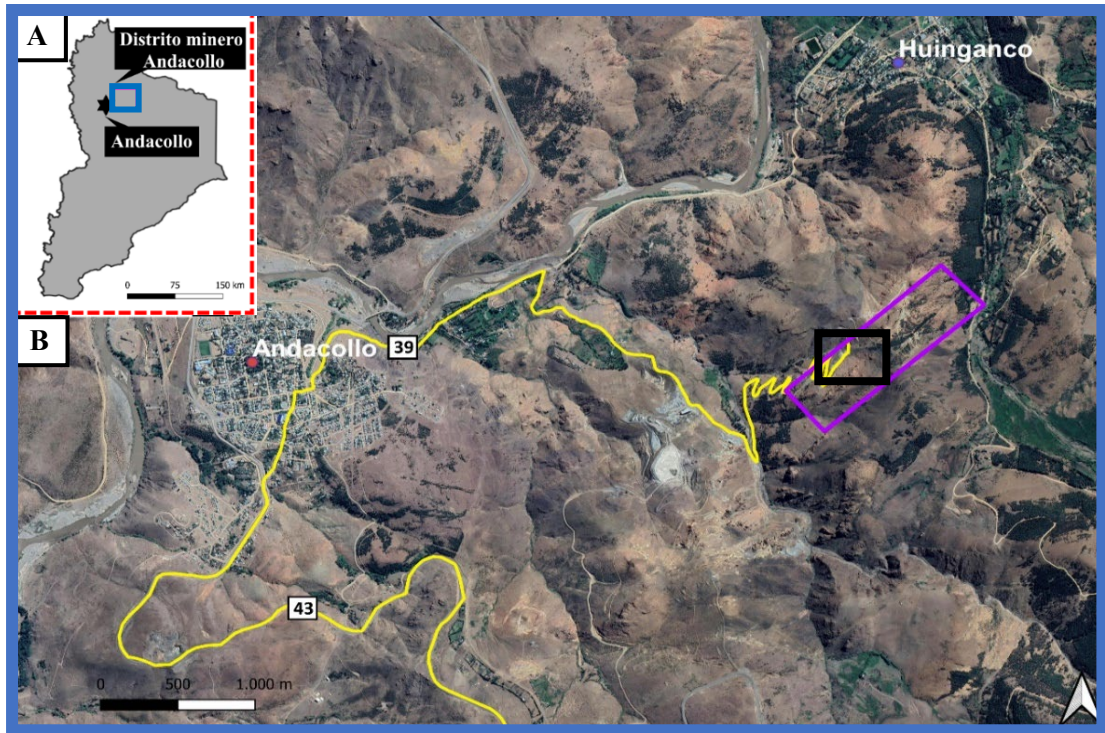


Figura 1. A) Ubicación tectónica de la Cordillera del Viento, donde se indica con un rectángulo azul el distrito minero Andacollo. B) Sección estructural general de orientación O-E que muestra la ubicación de las rocas del basamento pre-Jurásico de la Cordillera del Viento cubiertos por depósitos meso-cenozoicos cortados por las fosas de Loncopué y Chos Malal. En azul se indica la ubicación aproximada del área del distrito minero Andacollo. Modificado de Zapata *et al.* (1999), Giacosa. (2011).



Referencias:

- | | | | | | |
|--|------------------------------|--|--------|--|--------|
| | Intrusivo dacítico | | Pozo | | Fallas |
| | Formación Huaraco | | DHA-52 | | Vetas |
| | Formación Arroyo del Torreón | | DHA-58 | | |

Figura 2. A) Ubicación general del área de estudio en la Provincia de Neuquén. B) Ubicación del sistema de vetas San Pedro (Dicaro *et al.*, 2022a) en su sector sur y localidades aledañas. En violeta se muestra el sistema y en amarillo se marca la ruta de acceso. En negro se marca el área donde se ubican los dos sondajes analizados en este trabajo final de grado. C) Vista de las vetas San Pedro y San Pablo y las unidades aflorantes.

OBJETIVOS

1.2 Objetivo General:

El objetivo general de este trabajo es estudiar, reconocer y caracterizar la roca de caja, alteraciones, mineralizaciones y las anomalías geoquímicas de las vetas San Pedro y San Pablo en su extremo norte, como así también las relaciones espaciales y temporales entre ellas y los distintos eventos hidrotermales que las habrían originado.

1.3 Objetivos Específicos:

- ❖ Reconocer y caracterizar las distintas litologías que alojan a las vetas San Pedro y San Pablo en subsuelo.
- ❖ Caracterizar las variaciones espaciales y temporales de las paragénesis de alteraciones que afectaron a las litologías reconocidas.
- ❖ Definir la morfología y las texturas de las vetas y vetillas.
- ❖ Definir las mineralogías de ganga y de mena de las vetas y vetillas.
- ❖ Identificar los pulsos hidrotermales que aportaron la mineralización principal.
- ❖ Integrar los datos litológicos, de alteración, mineralización y geoquímica para desarrollar un posible modelo genético para las vetas San Pedro y San Pablo.

METODOLOGÍA

1.4 Trabajos de gabinete previo al trabajo de campo

Se recopiló y analizó la bibliografía y cartografía previa de la Cordillera del Viento y del distrito minero Andacollo. La información recopilada incluyó informes mineros de las empresas MAGSA, Trident Southern Explorations S.R.L. y CORMINE S.E.P., mapas y publicaciones científicas. A partir de los informes mineros, considerando las leyes de metales preciosos y bases disponibles, se seleccionaron dos sondajes para ser logueados en campo.

1.5 Trabajos de campo

Para este trabajo se llevó a cabo una campaña de logueo de 5 días. Esta campaña involucró el logueo de dos sondajes que atraviesan a las vetas San Pedro y San Pablo, (DHA-52 y el DHA-58) en su sector norte. El logueo consistió en la descripción macroscópica de testigos coronas y la confección de una planilla para cada pozo. Posteriormente se seleccionaron 80 muestras representativas de los testigos corona de las distintas litologías, alteraciones, vetillas y de la mineralización para realizar una descripción de detalle en gabinete (Fig. 3).



Figura 3. Trabajo de logueo y muestreo en testigoteca durante la campaña de campo.

1.6 Trabajos de gabinete y laboratorio

Las muestras fueron estudiadas mediante el uso de lupa binocular en el Centro Patagónico de Estudios Metalogenéticos (CPEM) de la Universidad Nacional del Comahue. El estudio consistió en realizar análisis y descripciones de las litologías siguiendo los criterios establecidos por McPhie *et al.* (1993), caracterización mesoscópica de los minerales de alteración y sus asociaciones, descripción de distintas vetillas (mineralogía, espesor, morfología y texturas), descripción de vetillas compuestas principalmente por cuarzo siguiendo los criterios establecidos por Dong *et al.* (1995) y confección de planillas de logueo correspondientes a cada sondaje, donde se volcó todo lo mencionado anteriormente.

Luego, se realizaron y analizaron 9 cortes y pulidos petrocalcográficos seleccionadas de las muestras más representativas de las litologías, vetas y alteraciones. Las secciones petrocalcográficas fueron estudiadas con el microscopio NIKON-Eclipse LV100POL del CPEM, para analizar minerales transparentes y opacos. Este cuenta con objetivos de 2.5x, 10x, 20x, 50x, 100x de marca CFI LI Plan Flúor. Las fotomicrografías se obtuvieron con un equipo de cámara a color DS-Fil adosado al tubo central del microscopio. A su vez, este se llevó a cabo mediante el software NIS-Elements asociado al equipo.

Para el análisis y estudio de la alteración hidrotermal, además de los estudios petrográficos mencionados previamente, se seleccionaron un total de 8 muestras en las

cuales se identificó la mineralogía de filosilicatos y fracción arcilla mediante el uso de difracción de rayos X. Para esto se empleó el uso del difractómetro Rigaku modelo DMAX-2D del laboratorio CIMAR y el difractómetro Rigaku, modelo SmarLab 3 situado en el Instituto de Investigación en Paleobiología y Geología (IIPG) de la Universidad Nacional de Río Negro. Las determinaciones se realizaron sobre muestra total (8 muestras) y en la fracción arcilla (2 muestras).

Las muestras para análisis de roca total fueron desagregadas, cuarteadas y molidas (2 g) en mortero de ágata McCrone pasante al tamiz 200. Por último, se colocó parte de ese pasante en un vidrio porta muestras y se llevó al difractómetro.

Las muestras para análisis de la fracción arcilla ($<2 \mu\text{m}$) fueron desagregadas a tamaños de hasta 1 cm, sumergidas en agua destilada y posteriormente agitadas mecánicamente durante 15 minutos. En una próxima etapa se le retiró el agua destilada y se las dejó sumergidas en ácido acético durante 12 horas en reposo para extraer los carbonatos presentes. Pasado el tiempo, se retiró el ácido y se sumergieron las muestras nuevamente con agua destilada, se agitó mecánicamente y se centrifugaron con la centrífuga LC-20D a 3500 por 5 minutos. Este último paso se repitió un total de 4 veces para retirar todo el ácido acético de las mismas. La separación de la fracción arcilla se realizó de acuerdo a tiempos estandarizados de centrifugado. Una vez finalizado se pipeteó a una profundidad de 1 cm del tubo de ensayos y se colocó sobre un vidrio porta muestras para ser secado al aire a temperatura ambiente por 48 horas. Posteriormente se sometieron los vidrios porta muestras a vapores de etilenglicol durante 72 horas a 60°C y por último se calcinaron en la fragua a 550°C .

Las determinaciones se realizaron sobre muestras totales y muestras de la fracción arcilla ($<2 \mu\text{m}$), las cuales fueron analizadas desde 3° a $60^{\circ} 2\Theta$, a $3^{\circ} 2\Theta / \text{min}$ y desde 2° a 40° a $2^{\circ} 2\Theta / \text{min}$ respectivamente, con radiación Cu-K y corridas a 40 kV y 20 mA. La interpretación de los difractogramas, tanto de muestra total como de fracción arcilla se realizó mediante el software X'Pert HighScore Plus.

Se confeccionaron perfiles detallados, donde se representa la distribución de las litologías, alteraciones y estructuras mineralizadas, leyes de metales, entre otras características, a lo largo de ambos sondajes.

2 ANTECEDENTES

2.1 Marco geológico regional: litologías, estructuras, mineralización y edades.

El área de estudio se encuentra en el sector austral de la Cordillera del Viento y forma parte del sector interno de la Faja Plegada y Corrida de Chos Malal (Sánchez *et al.*, 2020). Esta se caracteriza por ser un alto estructural (Braccini, 1970), de sentido norte-sur, conformado por un gran pliegue denominado anticlinal Cordillera del Viento (Giacosa *et al.*, 2014). Esta estructura se encuentra delimitada hacia el sur por el lineamiento Cortaderas, hacia el norte por el lineamiento Barrancas, al oeste por el sistema de fallas Andacollo-Loncopué (Cobbold y Rossello, 2003; Giacosa, 2011). Asimismo, se exhibe como un gran braquianticlinal asimétrico (Zöllner y Amos, 1973), cuyo núcleo y flanco occidental expone rocas pertenecientes al basamento de la cuenca Neuquina de edades devónicas a triásicas (Rovere *et al.*, 2004).

Según Giacosa (2011), durante el Cretácico Superior la falla de Cordillera del Viento habría controlado el levantamiento del anticlinal Cordillera del Viento. No obstante, otros estudios han indicado que el proceso de levantamiento y exhumación de parte del anticlinal posiblemente comenzó a fines del Cretácico e inicios del Paleógeno (Cobbold y Rosello, 2003; Kay *et al.*, 2006; Giacosa *et al.*, 2014 y Sánchez *et al.*, 2020). Braccini (1970) plantea que durante el Jurásico las rocas pérmicas y triásicas habrían experimentado un proceso incipiente de exhumación. Esta exhumación se habría acrecentado en el Jurásico Superior. Estudios termocronológicos recientes (Pons *et al.*, 2022) proponen edades del Kimmeridgiano-Tithoniano para el ascenso y exhumación del anticlinal Cordillera del Viento, sosteniendo la hipótesis propuesta por Braccini (1970).

A lo largo de la Cordillera del Viento, los principales depocentros correspondientes al *rifting* del Triásico Superior estarían limitados por estructuras en sentido O-NO y NE, estando relacionadas con geometrías extensionales (Sagripanti *et al.*, 2014). Las evidencias litológicas dispuestas en el bloque techo sugieren que la falla Cordillera del Viento habría estado activa durante la depositación de las unidades litoestratigráficas del Triásico Superior al Jurásico Inferior (Giacosa, 2011; Dicaro *et al.*, 2022b y Pons *et al.*, 2022). Durante la orogenia Andina, estas estructuras se habrían reactivado como estructuras transpresivas (Giacosa, 2011).

El inicio de la Orogenia Andina se da a fines del Cretácico Superior-Paleógeno como consecuencia de la migración del arco magmático hacia el antepaís (Rojas Vera *et al.*, 2015). Por otro lado, un segundo período de deformación del Mioceno tardío, habría resultado en un acortamiento de la corteza de 9,5 km y la erosión de rocas sedimentarias mesozoicas (Rojas Vera *et al.*, 2015, y referencias allí citadas). Estos esfuerzos compresivos produjeron el alzamiento de la Cordillera del Viento, la estructuración de la faja plegada y corrida de Chos Malal y subsecuente erosión de más de 7.000 m de rocas principalmente mesozoicas (Koslowski *et al.*, 1996; Rojas Vera *et al.*, 2015), dejando en exposición las rocas más antiguas del área (Cobbold y Rossello, 2003; Ramos y Folguera, 2005; Zamora Valcarce *et al.*, 2009; Rojas Vera *et al.*, 2015 y Sánchez *et al.*, 2020).

La estratigrafía del sector de la Cordillera del Viento, está constituida por: la Formación Guaraco Norte (Devónico Superior); el Grupo Andacollo (Carbonífero); el Complejo Plutónico-Volcánico Huingancó (Pérmico-Triásico); el Ciclo Precuyano (Triásico Tardío-Jurásico Temprano); los grupos Cuyo, Lotena, Mendoza, Bajada del Agrio, Neuquén y Malargüe (Jurásico-Cretácico); el Cinturón Andesítico Naunauco (Cretácico-Paleógeno) y las formaciones Cerro Centinela, Bella Vista y Guañaco y depósitos cuaternarios glaciares, fluvio-glaciares, fluviales y detríticos (Plioceno-Pleistoceno) (Fig. 4).

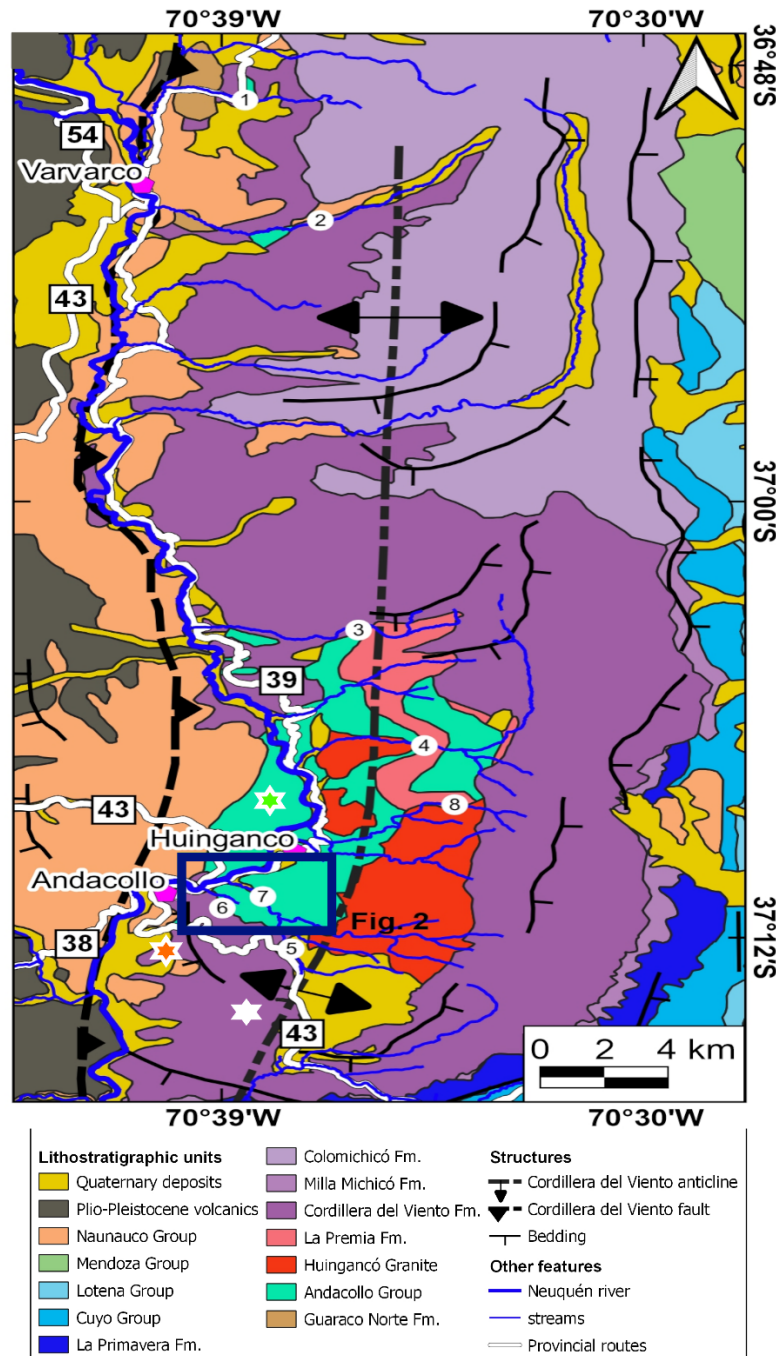


Figura 4. Mapa litoestratigráfico y estructural simplificado de la Cordillera del Viento. Con un recuadro azul se marca el distrito minero Andacollo ubicado cerca del cierre periclinal del anticlinal de la Cordillera del Viento. La estrella verde indica la alteración tipo pórfido Charrarruca, la naranja indica la alteración tipo pórfido Los Maitenes-El Salvaje y la estrella blanca indica el sistema de vetas La Primavera. Extraído y modificado de Dicaro *et al.* (2024).

2.1.1 Formación Guaraco Norte (Devónico Superior)

La Formación Guaraco Norte (Zappettini *et al.*, 1987) es la unidad litoestratigráfica más antigua de la Cordillera del Viento (Giacosa *et al.*, 2014). Esta unidad se expone en el arroyo Chacay (Zanettini, 2001), como también en el arroyo Guaraco Norte, cerca de la localidad de Varvarco (Zappettini *et al.*, 2012). La Formación Guaraco Norte se compone por pizarras, filitas, esquistos, meta-areniscas y meta-grauvacas (Zappettini *et al.*, 1987; Agüero *et al.*, 2017). Dataciones U-Pb SHRIMP en circones detríticos han arrojado edades del Devónico Superior (369 ± 5 Ma), correspondiente a la edad máxima de sedimentación (Zappettini *et al.*, 2012).

La unidad es intruida por diques graníticos, que a su vez son afectados por un metamorfismo regional de bajo grado (Agüero, 2018). Este metamorfismo regional se lo atribuye a la orogenia Chánica (Giacosa *et al.*, 2014). Trabajos más recientes explican los eventos de deformación y metamorfismo que afectaron a la unidad en el arroyo Chacay (Giacosa *et al.*, 2014; Agüero *et al.*, 2017 y Agüero, 2018).

2.1.2 Grupo Andacollo (Carbonífero)

El Grupo Andacollo (*sensu* Llambías *et al.*, 2007) representa las rocas carboníferas en el anticlinal de la Cordillera del Viento. Este grupo se compone por las formaciones Arroyo del Torreón y Huaraco y por la Dacita Sofía (Carbonífero Inferior-Carbonífero Superior) (Digregorio, 1972; Zöllner y Amos, 1973; Rovere *et al.*, 2004; Llambías *et al.*, 2007 y Giacosa, 2011).

La Formación Arroyo del Torreón (Méndez *et al.*, 1995; “Tobas Inferiores” *sensu* Stoll, 1957 y Zöllner y Amos, 1973) está integrada por tobas masivas a bandeadas y tobas lapillíticas dacíticas, riódacíticas y andesíticas intercaladas con lavas riolíticas en los niveles inferiores y areniscas cuarcíticas y pelitas hacia la parte superior de la unidad (Stoll, 1957; Zöllner y Amos, 1973; Digregorio y Uliana, 1975; Llambías *et al.*, 2007 y referencias allí citadas). Las rocas volcánicas han sido interpretadas como depósitos de caída y de flujos piroclásticos producto de erupciones explosivas con un alto contenido de sílice (Capomassi *et al.*, 2023).

Esta unidad aflora de manera discontinua en la parte occidental a sudoccidental del anticlinal de la Cordillera del Viento, desde el arroyo Chacay, cerca de Varvarco, hasta los alrededores de Andacollo (Rovere *et al.*, 2004; Zappettini *et al.*, 2012). En cercanías a la quebrada Chacay, las rocas volcánicas evidencian un metamorfismo de bajo grado que da lugar a meta-tobas (Zappettini *et al.*, 2012). El espesor de la unidad ha sido estimado para las proximidades del pueblo de Andacollo entre 1500 y 1800 m (Zöllner y Amos, 1973).

Dataciones U-Pb en circones de rocas volcánicas y volcánicas en la zona correspondientes a la Formación Arroyo del Torreón, proporcionan edades de 383 ± 6 , 327.77 ± 1.79 y 326 ± 3 Ma (Zappettini *et al.*, 2012; Hervé *et al.*, 2013; Dicaro *et al.*, 2024).

La Formación Huaraco (“Serie Sedimentaria Carbonífera” *sensu* Stoll, 1957) representa una secuencia integrada por lutitas y limolitas verde oscuras a negras marinas e intercaladas con bancos de areniscas, conglomerados y tobas (Stoll, 1957; Llambías *et al.*, 2007 y Dicaro *et al.*, 2022b). La misma se encuentra aflorando de manera intermitente desde el arroyo Guaraco Norte, en cercanías a localidad de Varvarco, hasta las áreas que rodean a la localidad de Andacollo (Rovere *et al.*, 2004; Suárez *et al.*, 2012), alcanzando espesores de hasta 700 m (Zöllner y Amos, 1955, 1973).

El límite entre las formaciones Arroyo del Torreón y Huaraco ha sido identificado en varias ubicaciones a lo largo del margen occidental del río Neuquén entre las localidades de Andacollo y Huingancó (Zöllner y Amos, 1955, 1973; Stoll, 1957 y Rovere *et al.*, 2004). La interpretación del contacto entre las unidades es controversial, algunos autores sugieren que la formación se apoya en discordancia angular sobre la unidad previa (Zöllner y Amos, 1955, 1973). Por otra parte, Dicaro *et al.* (2022b) sugieren que el contacto es paraconcordante, mientras que Capomassi *et al.* (2023) proponen un contacto tectónico.

El hallazgo de restos fósiles marinos en esta unidad sugiere una edad correspondiente al Carbonífero tardío (Zöllner y Amos, 1955, 1973; Archangelsky y Arrondo, 1966; Freytes, 1969 y Amos, 1972). Esto coincide con la edad (304 Ma) de máxima depositación definida para esta unidad obtenidas a partir de U-Pb SHRIMP en circones detríticos (Suárez *et al.*, 2012).

La Dacita Sofía (Rovere *et al.*, 2004; “Pórfidos Eocenos” *sensu* Stoll, 1957; “Cuerpos Subvolcánicos Riolíticos” *sensu* Llambías, 1986) consiste en cuerpos subvolcánicos porfíricos riolíticos (Rovere *et al.*, 2004). Pequeños afloramientos de la unidad fueron hallados y descritos sobre los arroyos Huaraco y Torreón (Giacosa, 2011; Capomassi *et al.*, 2023). Estudios más recientes sugieren que esta unidad intruye a la Formación Arroyo del Torreón (Suárez *et al.*, 2008; Strazzere *et al.*, 2017 y Capomassi *et al.*, 2023). La Dacita Sofía presenta por encima una capa de conglomerados correspondientes a la base de la Formación Huaraco (Suárez *et al.*, 2008; Strazzere *et al.*, 2017). Dicha relación entre estas unidades es respaldada mediante datos geocronológicos (Suárez *et al.*, 2008; Suárez *et al.*, 2012). No obstante, otros estudios indican una relación intrusiva entre la Dacita Sofía y la Formación Huaraco, lo que sugiere que ambas unidades podrían haberse formado sincrónicamente (Llambías, 1986; Suárez *et al.*, 2008). Por otra parte, se destaca la presencia de inclusiones de lutitas dentro de esta unidad, con características similares a las lutitas de la Formación Huaraco (Llambías, 1986). Estudios geocronológicos de K-Ar en cristales de biotita, proporcionaron una edad de 260 ± 10 Ma (Llambías, 1986) y 259 ± 18 Ma (JICA, 2001). No obstante, investigaciones más recientes emplearon técnicas U-Pb en circones de rocas volcánicas arrojando edades $329,11 \pm 1.31$, $327,9 \pm 2$ y 325 Ma (Suárez *et al.*, 2008, 2012, Dicaro *et al.*, 2024).

Basados en relaciones estratigráficas y nuevas edades geocronológicas, trabajos recientes (Dicaro *et al.*, 2024) proponen incluir a la Formación Arroyo del Torreón y a la Dacita Sofía (*sensu* Llambías *et al.*, 2007) en una sola formación. En este nuevo esquema las rocas volcanoclásticas, volcánicas y sedimentarias de la Formación Arroyo del Torreón (*sensu* Llambías *et al.*, 2007) fueron rebautizadas con el nombre Miembro San Pedro. Por otro lado, las rocas volcánicas de la Dacita Sofía fueron renombradas como Miembro Sofía. De esta manera se estableció una nueva redefinición para la Formación Arroyo del Torreón constituida por estos dos miembros.

En el Pérmico Inferior, la fase compresiva conocida como fase orogénica San Rafael deformó las rocas del Grupo Andacollo dando lugar a foliaciones de plano axial y cabalgamientos de gran magnitud como el cabalgamiento San Pedro de orientación NO-SE (Giacosa, 2011; Giacosa *et al.*, 2014 y Dicaro *et al.*, 2020). A su vez, esta fase orogénica generó una superficie de erosión extensa reconocida como la discordancia sanrafaélica (Llambías *et al.*, 2007 y referencias allí citadas). La mayor parte de estas estructuras, fueron posteriormente afectadas por la orogenia Andina, la cual replegó los pliegues gondwánicos, generó inversión de fallas normales y produjo nuevos corrimientos (Fig. 4) (Giacosa, 2011; Giacosa *et al.*, 2014 y Dicaro *et al.*, 2020).

2.1.3 Complejo Plutónico-Volcánico Huingancó (Pérmico-Triásico)

El Grupo Andacollo está intruido por rocas plutónicas y es cubierto por rocas volcanoclásticas y volcánicas del Complejo Plutónico-Volcánico Huingancó de edad pérmica (Llambías *et al.*, 2007). El complejo está integrado por rocas plutónicas representadas por el Granito Huingancó (Digregorio, 1972) y por rocas volcanoclásticas y volcánicas de la Formación La Premia (Méndez *et al.*, 1995). A su vez, este complejo ha sido relacionado con el Grupo Choiyoi (*sensu* Rolleri y Criado Roque, 1970) siguiendo los criterios estratigráficos y datos cronológicos (Llambías *et al.*, 2007). Estos últimos autores sugieren que la edad del complejo podría extenderse hasta el Triásico Temprano.

El Granito Huingancó (“Plutonitas El Portillo” *sensu* Méndez *et al.*, 1995) se compone por plutones de granodiorita y de monzogranito (Zöllner y Amos, 1955, 1973; Digregorio, 1972; y Llambías, 1986). En las cercanías de la localidad de Huingancó, el Granito Huingancó intruye al Grupo Andacollo y a las estructuras plegadas del mismo, generando un metamorfismo de contacto (Stoll, 1957; Zöllner y Amos 1973; Rovere *et al.*, 2004 y Llambías *et al.*, 2007). Trabajos recientes definen cuatro facies correspondientes a este

complejo: granodiorítica, granítica, pegmatítica y aplítica (Pernich, 2021; Capomassi *et al.*, 2023).

Dataciones radiométricas realizadas en diferentes partes de la Cordillera del Viento arrojan un rango de edad de entre 287 ± 9 y 259 ± 18 Ma (JICA, 1992; Suárez y De la Cruz, 1997) permitiendo asignarlo a una edad comprendida entre el Cisuraliense y el Lopingiense (Godoy *et al.*, 2008; Sato *et al.*, 2008; Hervé *et al.*, 2013 y Pernich, 2021).

Cubriendo al Granito Huingancó, en discordancia erosiva (discordancia rioatuélica), se encuentra la Formación La Premia (Méndez *et al.*, 1995; Tobas Superiores *sensu* Zöllner y Amos, 1955, 1973 y Stoll, 1957). Esta unidad también incluye a los “Pórfidos Cuarzóferos Superiores” definidos por Zöllner y Amos (1973) (Llambías *et al.*, 2007). Esta unidad se encuentra expuesta en la cabecera del arroyo Las Manzanas (Zöllner y Amos 1973; Giacosa *et al.*, 2014 y Zappettini *et al.*, 2018). La Formación La Premia está constituida por mantos de ignimbritas masivas fuertemente soldadas (Llambías *et al.*, 2007). Por lo general, estas rocas son atravesadas por diques de composición riolítica y pórfidos riolíticos (Méndez *et al.*, 1995; Llambías *et al.*, 2007).

Inicialmente, Zöllner y Amos. (1973) sugirieron asignar la unidad al Carbonífero superior, mientras que Llambías *et al.* (2007) propusieron asignarla al Pérmico-Triásico Inferior basándose en los criterios estratigráficos. Posteriormente dataciones en circones de ignimbritas en la base de la Formación La Premia arrojaron una edad de 282 ± 2 Ma (U-Pb SHRIMP) (Suárez *et al.*, 2008). No obstante, la misma fue reinterpretada y adjudicada a circones derivados del Granito Huingancó infrayacente (Suárez *et al.*, 2012).

El límite superior de este complejo, está marcado por una extensa superficie de erosión denominada como discordancia Huárpica (Triásico) que separa el Complejo Volcánico-Plutónico Huingancó de la Formación Cordillera del Viento (Azcu y Caminos, 1987; Llambías *et al.*, 2007).

2.1.4 Ciclo Precuyano (Triásico Tardío-Jurásico Temprano)

Cubriendo al Complejo Plutónico-Volcánico Huingancó yacen secuencias de rocas volcánicas basálticas, rocas volcanoclásticas y epiclásticas correspondientes al Ciclo Precuyano (*sensu* Gulisano, 1981; Gulisano *et al.*, 1984; Suárez y De La Cruz, 1997; Leanza *et al.*, 2005; Llambías *et al.*, 2007; Carbone *et al.*, 2011 y Zappettini *et al.*, 2018). En la región, el Ciclo Precuyano está representado por las formaciones Cordillera del Viento (Leanza *et al.*, 2005; Llambías *et al.*, 2007), Milla Michicó (Freytes, 1969; Digregorio, 1972), La Primavera (Suárez y De la Cruz, 1997) y Colomichicó (Zappettini y Dalponte, 2009).

La Formación Cordillera del Viento (“Choiyoilitense” *sensu* Groeber, 1946) está compuesta por delgados mantos de conglomerados que gradan hacia el tope con areniscas y culmina con abundantes flujos de lava, mantos andesíticos y escasos filones e intercalaciones de ignimbritas riolíticas (Leanza *et al.*, 2005; Llambías *et al.*, 2007). Para esta unidad, se estiman espesores en la región de aproximadamente 1300 m (Leanza *et al.*, 2005).

Según Groeber (1946), la Formación Cordillera del Viento corresponde al Triásico Medio-Superior. No obstante, relaciones estratigráficas sugieren que la unidad se encuentra limitada por el Granito Huingancó (Pérmico al Triásico Inferior) y cubierta en discordancia por la Formación Milla Michicó (Triásico Superior) (Leanza *et al.*, 2005). Se obtuvieron edades U-Pb SHRIMP en circones heredados de 250.9 ± 2.6 Ma y $267,5 \pm 4$ Ma (Zappettini *et al.*, 2015). Dataciones recientes mediante la técnica U-Pb en circones en rocas volcanoclásticas, identificadas previamente como parte de la Formación La Premia en los cerros Minas y San Pedro, indican edades comprendidas entre $196,69 \pm 1,15$ y $191,36 \pm 0,85$ Ma (Pons *et al.*, 2022).

La Formación Milla Michicó (Freytes 1969, en Digregorio 1972) abarca desde el Triásico Superior al Jurásico Inferior (Leanza *et al.*, 2005; Llambías *et al.*, 2007). Esta unidad se compone de 200 m de mantos basálticos y lavas basálticas a basalto-andesíticas dispuestas en discordancia sobre los mantos andesíticos meteorizados de la Formación Cordillera del Viento (Llambías *et al.*, 2007). Esta unidad aflora en el área de cerros Bayos y Bigú y en la base del arroyo Milla Michicó (Leanza *et al.*, 2005). La unidad carece de dataciones radiométricas, sin embargo, se la correlaciona con la Formación Lapa del Triásico Superior siguiendo criterios estratigráficos (Leanza *et al.*, 2005).

La Formación La Primavera ("Liásico Tobáceo" *sensu* Zöllner y Amos 1973; Suárez y De la Cruz, 1997) se dispone en discordancia sobre la Formación Milla Michicó (Llambías *et al.*, 2007). Esta unidad del Jurásico Inferior (Suárez y De la Cruz 1997), se compone de 400 m de rocas volcánicas con niveles siliciclásticos y lavas basálticas (Llambías *et al.*, 2007). La misma se apoya en discordancia sobre la Formación Milla Michicó en la región de Chacay Melehue (Leanza *et al.*, 2005). Por otro lado, la Formación Colomichicó (Zappettini y Dalponte, 2009) presenta un espesor de alrededor de 500 m dispuesto de forma subhorizontal (Zappettini *et al.*, 2011). Ambas formaciones tienen edades comprendidas entre el Pliensbachiano y el Toarciano (Suárez y De La Cruz, 1997; Suárez *et al.*, 2008 y Zappettini *et al.*, 2018).

El Ciclo Precuyano queda comprendido entre las discordancias Huárpica y Río Atuélica (Llambías *et al.*, 2007). La discordancia Huárpica (Azcu y Caminos, 1987) se explica por un ascenso generalizado de la corteza seguido por procesos de erosión y exhumación del Complejo Plutónico-Volcánico Huingancó (Llambías *et al.*, 2007). Esta discordancia separa la transición entre la etapa de posorogénesis Gondwánica del Pérmico y la etapa de formación del *rift* Triásico de orientación E-O que dio origen a las formaciones Cordillera del Viento y Milla Michicó (Llambías *et al.*, 2007; Zappettini *et al.*, 2018).

La discontinuidad de estas unidades con la cobertura sedimentaria y volcánica correspondientes al relleno de la Cuenca Neuquina está dada por la discordancia Río Atuélica (Jurásico Temprano) (Rovere *et al.*, 2004 y referencias allí citadas).

2.1.5 Grupos Cuyo, Lotena, Mendoza, Bajada del Agrio, Neuquén y Malargüe (Jurásico–Cretácico)

Suprayaciendo a las unidades previamente mencionadas, se presentan secuencias sedimentarias representadas por los grupos Cuyo, Lotena, Mendoza, Bajada del Agrio, Neuquén y Malargüe. Estos grupos contemplan un espesor de más de 7.000 m de sedimentitas continentales y marinas siliciclásticas, carbonáticas y evaporíticas acumuladas principalmente durante el Jurásico y Cretácico (Zavala y González, 2001; Arregui *et al.*, 2011) y se encuentran ampliamente distribuidos en la cuenca Neuquina, en las proximidades de la Cordillera del Viento, predominantemente en su sector oriental y sur (Zöllner y Amos, 1973; Giacosa, 2011 y Zappettini *et al.*, 2018).

2.1.6 Cinturón Andesítico Naunaucó (Cretácico–Paleógeno)

En el sector del norte neuquino, Groeber (1946, 1947) describe una intensa actividad magmática calcoalcalina predominantemente intermedia denominada "Serie Andesítica" o Mollelitense. Estudios posteriores la denominaron Cinturón Andesítico Cretácico Superior-Paleógeno Naunaucó (Llambías y Aragón, 2011). Este cinturón representa el magmatismo Cretácico-Paleógeno compuesto por rocas plutónicas, subvolcánicas y volcánicas (Zamora Valcarce, 2007; Llambías y Aragón, 2011). En las proximidades del distrito se encuentra aflorando un significativo volumen de cuerpos subvolcánicos representativos de este magmatismo (D'Annunzio *et al.*, 2023; Pons *et al.*, 2023). Los afloramientos en la región se componen tanto por los intrusivos subvolcánicos de la

Formación Collipilli (Llambías y Rapela, 1989) como por las rocas volcánicas de la Formación Cayanta (Rapela y Llambías, 1985).

2.1.7 Formaciones Cerro Centinela, Bella Vista, Guañaco y depósitos cuaternarios glaciares, fluvio-glaciares, fluviales y detríticos (Plioceno-Pleistoceno)

En la parte occidental y suroccidental de la Cordillera del Viento, se evidencia la presencia de abundantes basaltos del Plioceno-Pleistoceno. Los basaltos de mayor distribución presentes en la región corresponden a las formaciones Cerro Centinela, Bella Vista y Guañaco. Estas unidades se componen de lavas andesítico-basáltica, lavas basálticas olivínicas y en menor proporción material volcánico-clástico (Rovere *et al.*, 2004). También se han identificado depósitos cuaternarios de orígenes glaci-fluviales, glaciolacustres morénicos, de cenizas volcánicas y en menor proporción de aluviales y coluviales (Zöllner y Amos, 1973; Rovere *et al.*, 2004).

2.2 Características de las mineralizaciones del distrito minero Andacollo: Sistemas Andacollo, La Primavera, Los Maitenes-El Salvaje y Charrarruca.

2.2.1 Sistema Andacollo: Grupos de vetas y mantos, estructuras y edades

En el distrito minero Andacollo, precisamente en el cerro las Minas, se reconocen dos importantes sistemas vetiformes con rumbos variados (Giacosa, 2011; Strazzere *et al.*, 2017). Este alberga en un área de 220 km² más de 56 vetas y mantos que dan origen a depósitos polimetálicos de Au, Ag y metales base como Cu, Pb y Zn (Pons *et al.*, 2023). Estos cuerpos mineralizados se alojan principalmente en rocas volcánico-clásticas, volcánicas plutónicas y sedimentarias con edades de entre el Carbonífero y el Jurásico (Pons *et al.*, 2023). En cuanto al origen de las estructuras mineralizadas, algunos autores como Giacosa (2011) y Strazzere *et al.* (2017) atribuyen su formación a dos y/o tres eventos hidrotermales, respectivamente. Estos habrían estado vinculados a distintos pulsos magmáticos acaecidos en el distrito minero Andacollo (Giacosa, 2011). Un primer pulso magmático correspondería a la intrusión de la Dacita Sofía con una edad de mineralización acotada al Carbonífero Superior (Strazzere *et al.*, 2017). Un segundo evento de mineralización podría haber sido posterior a la intrusión del Granito Huingancó del Pérmico Inferior (Strazzere *et al.*, 2017). Un tercer pulso magmático podría estar vinculado a la Granodiorita Cerro Colo del Cretácico Superior (Suarez y Etchart, 2008).

Giacosa (2011) a partir de parámetros estructurales y morfológicos, entre otros, distingue dos grupos de vetas: (1) Grupo Buena Vista-San Pedro y (2) Grupo Sofía-Torreón.

2.2.2 Grupo Buena Vista-San Pedro

Este se compone por las vetas Buena Vista, San Pedro-San Pablo, San Pedro Norte (Karina y Alambrado, entre otras) y Don Fernando (Giacosa, 2011; Strazzere *et al.*, 2017 y Pons *et al.*, 2023). Este grupo de vetas presenta un rumbo predominante NE-SO, alojados en estructuras extensionales posteriormente reactivadas y se hospedan preferencialmente en las rocas volcánico-clásticas de la Formación Arroyo del Torreón (Giacosa, 2011).

En general, presentan dimensiones que llegan hasta los 300 m de largo y un espesor promedio de aproximadamente 3 m (Pons *et al.*, 2019; Dicaro *et al.*, 2022a). Estas, a diferencia de las vetas del Grupo Sofía-Torreón, presentan mayores relaciones de Ag/Au 100:1, se las definen como vetas epitermales de intermedia a baja sulfuración y se componen de cuarzo y adularia con sulfosales de Ag de grano fino y sulfuros de Cu, Ag, Pb, Zn, plata nativa y electrum (Einaudi *et al.*, 2003; Pons *et al.*, 2019; Dicaro *et al.*, 2022a y Pons *et al.*, 2022).

Las vetas Buena Vista y Don Fernando tienen recursos totales de 90.000 Oz de AuEq, baja relación Au/Ag (aproximadamente 0,023), leyes promedio de 5,9 y 248 g/t de Au y Ag, respectivamente (McIsaac *et al.*, 2017).

2.2.3 Grupo Sofía-Torreón

Este se compone por vetas Erika, Julia, Sofía, Valencia, Fortuna, Rosario y Torreón y los mantos Fortuna y Santa Elena (Giacosa, 2011). En general, presentan espesores de entre 0,2 a 3 m y longitudes de entre 700 a 800 m (Pons *et al.*, 2023). Las vetas están alojadas en fallas normales reactivadas como fallas transcurrentes dextrales con orientación E-O (Giacosa, 2011; Pons *et al.*, 2023). Presentan una relación mayor de Au/Ag 1:5 en comparación con el Grupo Buena Vista-San Pedro y se hospedan en rocas de las formaciones Arroyo del Torreón, Huaraco y Cordillera del Viento (Giacosa, 2011; Pons *et al.*, 2022, 2023). Estas vetas están compuestas por cuarzo y carbonatos con mayor proporción de sulfuros de Pb, Zn y Fe (Ag) de grano grueso, además, de oro nativo (Pons *et al.*, 2023). Las vetas se habrían formado en un ambiente meso a epitermal con temperaturas de entre 400° a 100° (Pons *et al.*, 2023).

Las vetas Sofía-Julia-Valencia son las más importantes, estas tienen recursos totales de 22.900 Oz de AuEq y relación de Au/Ag media (aproximadamente de 0,8), leyes de 6,6 a 8 g/t de Au y Ag (McIsaac *et al.*, 2017; Pons *et al.*, 2023).

Giacosa (2011) sugiere que la mayor parte de los depósitos vetiformes estarían vinculados al alzamiento de la Cordillera del Viento. La Formación Cayanta no evidencia la presencia de vetas y zonas de alteración sugiriendo que los pulsos de mineralización son pre-Oligoceno (Stoll, 1957; Rovere *et al.*, 2004 y Suárez, 2007).

El magmatismo Cretácico Superior-Paleógeno, representado por el Cinturón Andesítico Cretácico Superior-Paleógeno Naunauco en la Cordillera del Viento, habría estado influenciado por la presencia de la falla Cordillera del Viento (Giacosa, 2011). Este magmatismo dominó en la zona y habría sido la posible fuente térmica de las mineralizaciones, responsable del aporte de los fluidos hidrotermales que formaron los sistemas vetiformes (Giacosa, 2011).

Nuevos estudios identificaron que las vetas del Grupo Buena Vista-San Pedro están cortadas por diques dacíticos de 71 ± 1 Ma, y que a su vez, son cortados por las vetas Sofía-Julia-Valencia, evidenciando de esta forma la existencia de al menos dos eventos hidrotermales (Pons *et al.*, 2023). Según Vilas y Valencio (1978), las dataciones de K-Ar de las tobas alteradas de la Formación Arroyo del Torreón ubicadas sobre la ruta entre Andacollo y Huigancó brindan una edad promedio de 69 ± 4 Ma.

Por otro lado, gran parte de las vetas del Grupo Sofía-Torreón se alojan en estructuras normales y de cizalla previamente existentes, y en mantos asociados a estructuras de corrimiento tipo dúplex (Suárez, 2007, Giacosa, 2011). Estas fallas normales presentan una orientación E-O en cercanías a la región de la Cordillera del Viento y posteriormente reactivada durante el levantamiento de la cordillera (Giacosa, 2011). Stoll (1957) señala que las fallas normales sirvieron como canales principales para la mineralización de las formaciones Arroyo del Torreón, Huaraco y Cordillera del Viento. Giacosa (2011) sugiere que estas vetas habrían sido mineralizadas durante un régimen compresivo-transpresivo. El evento mineralizador de las vetas del Grupo Sofía-Torreón se vincula con el magmatismo del Cinturón Andesítico Naunauco (Cretácico superior-Paleógeno) y con la actividad del Cinturón metalogenético del Cretácico-Paleógeno en los Andes del suroeste argentino (Pons *et al.*, 2023 y referencias citadas).

Se ha inferido que estas fallas estarían asociadas al volcanismo de la Formación Cordillera del Viento (Llambías *et al.*, 2007; Giacosa, 2011 y Pons *et al.*, 2023). Estos depósitos serían producto de la extensión regional (Pons *et al.*, 2023) Según Giacosa

(2011) el Grupo Buena Vista-San Pedro no presentaría una definición estructural clara en comparación con la del Grupo Sofía-Torreón (Giacosa, 2011).

Por otro lado, se sugiere que las vetas San Pedro y San Pablo se habrían desarrollado durante la compresión gondwánica mientras que las vetas del Grupo Sofía Torreón estarían asociadas a la compresión Andina (Giacosa, 2011; Dicaro *et al.*, 2020).

Los mantos podrían haberse originado durante la orogénesis pérmica y reactivados en el Paleógeno, presentando mineralización (Giacosa, 2011). Las estructuras de cizalla son compatibles con un régimen compresivo-transcurrente E-O. La mayoría se emplazan en estructuras preexistentes (Giacosa, 2011). Esto explica el origen de vetas en fallas normales en relación con mantos en fallas de bajo ángulo y cinemática compresiva (Giacosa, 2011). Los estudios de las vetas de San Pedro-San Pablo son escasos (Dicaro *et al.*, 2022a) y hasta la actualidad no se han realizado estudios en detalle de las litologías, alteraciones hidrotermales y de la mineralogía de ganga y mena.

2.2.4 Sistema La Primavera:

Este sistema de vetas se compone principalmente por las vetas Luli, Reina y Coloradita (Cócola *et al.*, 2023). Se encuentran orientadas en sentido E-O, buzamientos verticales a subverticales de entre 85° a 90° y mineralizadas con abundantes sulfuros (Cócola *et al.*, 2023; D'Annunzio *et al.*, 2023). El sistema de vetas La Primavera se encuentra alojado en rocas basalto andesíticas, basálticas e ignimbritas riódacíticas a riolíticas asignadas a las secuencias bimodales del Ciclo Precuyano (Gulisano, 1981; Franzese y Spalletti, 2001; Howell *et al.*, 2005 y D'Annunzio *et al.*, 2023) (Fig. 4).

Hacia el sur y norte de cerro Colo, estas rocas son intruidas por la Granodiorita Colo del Cretácico Tardío (Suárez y Etchart, 2008). En los arroyos los Caballos y Colo aflora este cuerpo intrusivo granodiorítico que se emplaza en las formaciones La Premio y La Primavera (Suárez y Etchart, 2008).

Dataciones de K-Ar en ignimbritas intruidas y alteradas por intrusivos granodioríticos, brindan una edad de entre 73 a 67 Ma para la alteración y 71 ± 2 Ma para el intrusivo (Suárez y Echart, 2008). Las edades radiométricas permitieron sugerir que la Granodiorita Colo estaría relacionada con los procesos de alteración epitermal en las formaciones Choiyoi y La Primavera (Suárez y Echart, 2008).

2.2.5 Alteración tipo pórfido Los Maitenes-El Salvaje:

Según Soto *et al.* (1969) y Domínguez *et al.* (1984), las manifestaciones de Cu-Mo-(Au) están genéticamente asociadas a cuerpos tonalíticos-dacíticos del Cretácico-Paleógeno (Fig. 4). Estas zonas se localizan al sur de la Cordillera del Viento, cerca de la localidad de Chos Malal (Torres *et al.*, 2023). Los Maitenes-El Salvaje es un depósito tipo pórfido y se encuentran principalmente en las rocas del Complejo Plutónico-Volcánico Huingancó y un cuerpo intrusivo granodiorítico (Domínguez *et al.*, 1984; Torres *et al.*, 2023).

2.2.6 Alteración tipo pórfido Charrarruca:

En el sector norte del distrito minero Andacollo se identificó la zona de alteración tipo pórfido de Charrarruca, que afecta a secuencias de rocas paleozoicas correspondientes a las formaciones Arroyo del Torreón y Huaraco (D'Annunzio *et al.*, 2023) (Fig. 4). Por su parte, estas secuencias han sido intruidas por un cuerpo subvolcánico de edad Cretácico Superior-Paleógeno ($65 \pm 2,5$ Ma) (D'Annunzio *et al.*, 2023). Estas rocas están relacionadas a una zona de alteración que corresponden a las facies intrusivas del Grupo Naunauco (D'Annunzio *et al.*, 2023). Los datos geoquímicos, sugieren que el magmatismo estudiado exhibe características de fertilidad, destacando la presencia de un cinturón metalogenético de pórfido, el cual hasta la fecha permanece sin grandes exploraciones (Zappettini *et al.*, 2018; D'Annunzio *et al.*, 2023 y Pons *et al.*, 2023).

3 RESULTADOS: LITOLOGÍA

Se realizó el relagueo y muestreo de dos sondajes disponibles a lo largo de las vetas San Pedro y San Pablo. Estos posibilitaron la caracterización de la litología hospedante, de la mineralización y el establecimiento de relaciones de corte con otras litologías. El estudio de los testigos corona, llevó a la confección de columnas litogeoquímicas (Fig. 5 y 6). Posteriormente, se llevó a cabo un proceso de comparación entre ambas columnas, con el objetivo de establecer posibles relaciones y patrones significativos.

En este trabajo se identificaron principalmente unidades litológicas de naturaleza volcanoclástica y volcánica. Las rocas volcanoclásticas y volcánicas corresponden a tobas, tobas lapillíticas y andesitas asignadas al Miembro Cerro San Pedro de la Formación Arroyo del Torreón. Asimismo, las rocas volcanoclásticas se diferencian por su grado variado de soldamiento, granulometría y contenidos variables de cristaloclastos, vitroclastos y litoclastos. Se han reconocido además diques y filones andesíticos e intrusivos volcánicos dacíticos que atraviesan las secuencias previas. Por otro lado, se identificaron vetas y brechas hidrotermales multiepisódicas vinculadas al hidrotermalismo.

De acuerdo con las propuestas de clasificación antes mencionada en el Capítulo I, se lograron identificar tres grupos de rocas que caracterizan el subsuelo, las cuales se describen en detalle a continuación: 1) rocas volcanoclásticas, 2) rocas volcánicas y 3) brechas. Las vetas se describirán en detalle en el capítulo 5.

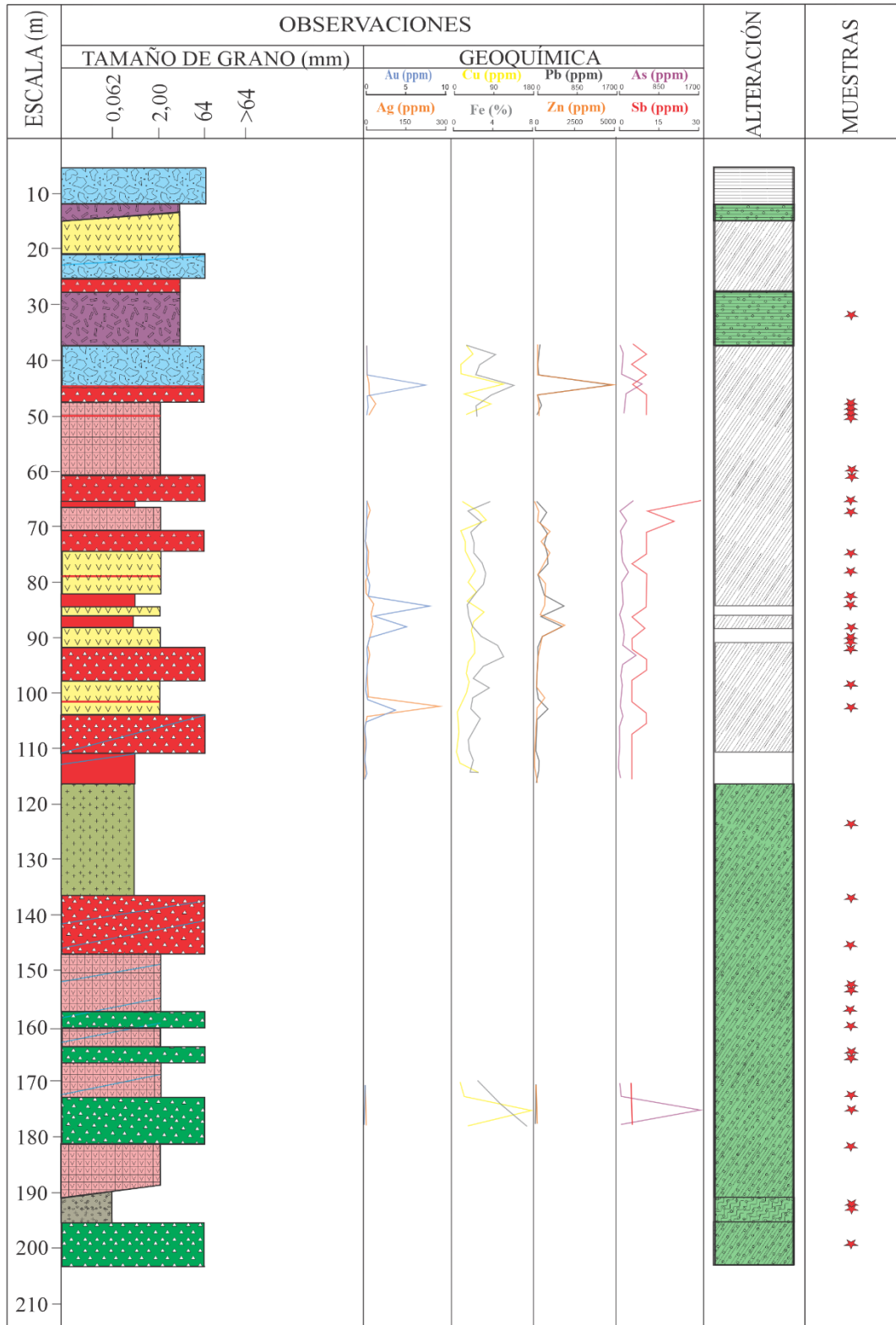
3.1 Rocas volcanoclásticas:

3.1.1 *Tobas lapillíticas vítreas*

Estas rocas volcanoclásticas corresponden a tobas lapillíticas vítreas y exhiben una coloración que va de un gris pálido, blanco amarillento y también verde oscuro a negro representada por la matriz, mientras que los componentes presentan tonos variados. Estas presentan carácter masivo a estratificado con una distribución caótica de los componentes juveniles. La fábrica primaria de la roca está dada por la orientación y disposición de los *fiammes*, otorgándole a la misma una textura eutaxítica (Fig. 7A)

La roca presenta un 40 a 50% de componentes tamaño lapilli, con un 35 a 40% de vitroclastos, 3 a 5% de cristaloclastos y 2 a 5% de litoclastos, inmersos en una matriz de tamaño ceniza (50-60%). Se caracterizan por la abundante presencia de vitroclastos cristaloclastos y litoclastos en la matriz. La roca presenta un grado de selección moderado a pobre, arreglo matriz sostén y estratificación difusa. Los litoclastos son cognatos y también accidentales, correspondiendo a: tobas, andesitas porfíricas y cuarcitas finas (Fig. 7A).

Los vitroclastos se encuentran ampliamente distribuidos en la roca y se componen por pómez y *fiammes*. Los fragmentos pumíceos exhiben un color gris a verde amarillento, con dimensiones variables de entre 1 y 17 mm, algunos relativamente elongados y con morfologías lenticulares, aunque generalmente preservan sus formas irregulares a subangulosas (Fig. 7A y B). Estos fragmentos pumíceos contienen pequeños cristales de feldespatos y cuarzo en su interior y están distribuidos homogéneamente dentro de estos (Fig. 7C).



LITOLOGÍAS

- Tobas a tobas lapilíticas vítreas
- Tobas lapilíticas vítreas
- Tobas lapilíticas líticas a vítreas
- Rocas andesíticas
- Rocas andesíticas amigdaloides
- Dacitas porfíricas
- Brecha de falla
- Brechas hidrotermales de cuarzo
- Brechas hidrotermales de clorita
- Zona de fallas
- Vetas

ALTERACIONES

- Cuarzo=sericita=illita=pirita
- Alteración clorítica
- Alteración carbonática
- Alteración supergénica

Figura 5. Columna litogeoquímica correspondiente al sondaje DHA-52.

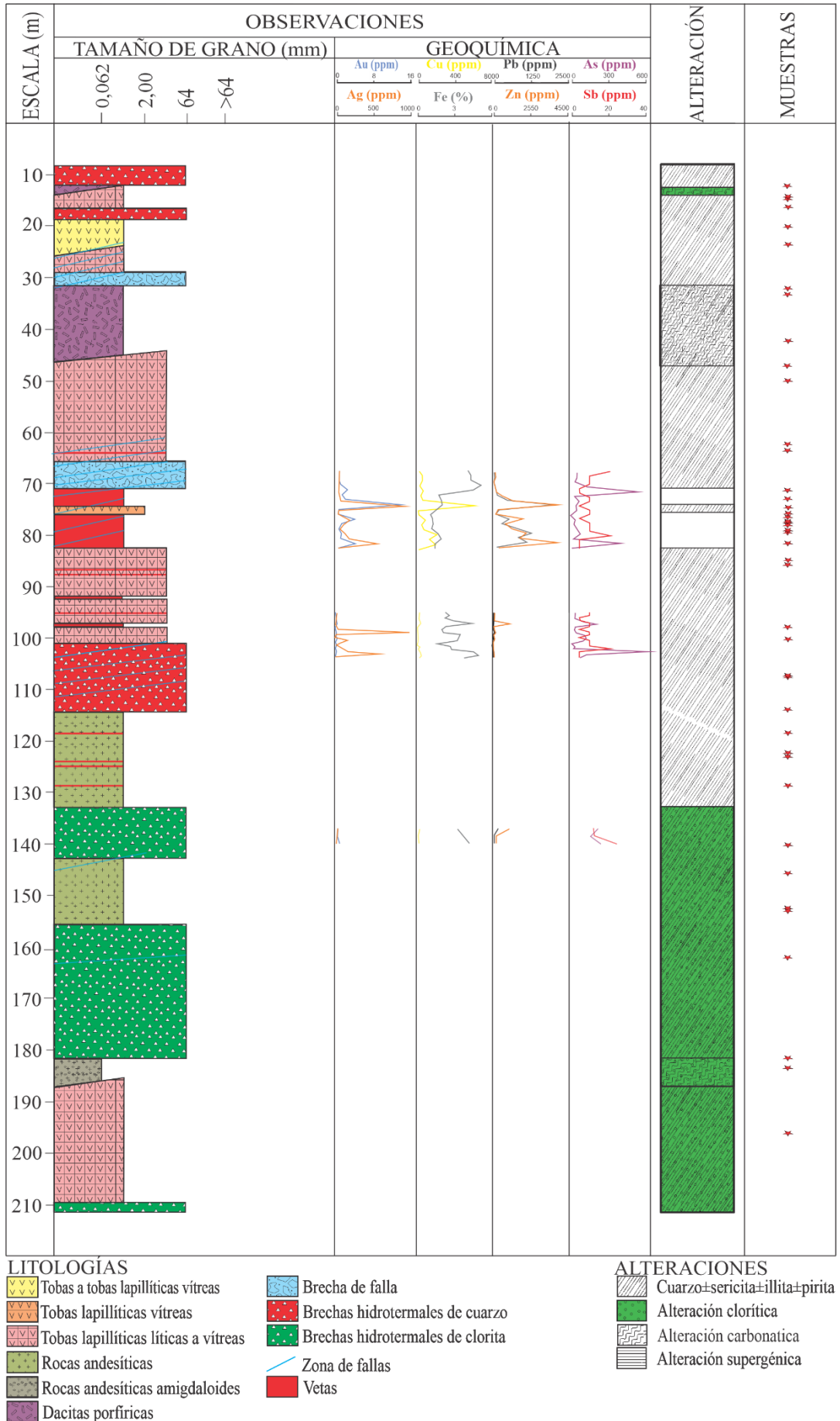


Figura 6. Columna litogeoquímica correspondiente al sondaje DHA-58.

Los *fiammes* constituyen el 5% de la roca, exhiben un color verde a verde claro, con un tamaño promedio de 7 a 10 mm de largo y 1 a 3 mm de ancho y generalmente con morfologías ahusadas (Fig. 7D).

Los cristaloclastos consisten en feldespatos y cuarzos. Los feldespatos constituyen el (2 a 3%), exhiben unas tonalidades blancas a verdosas, dimensiones de hasta 2 mm, formas euhedrales a subhedrales y en general están alterados y reemplazados. En su gran mayoría se tratan de feldespatos alcalinos. Los cristaloclastos de cuarzo constituyen el 1 a 2% de la roca, exhiben un color blanco a incoloro, con formas anhedrales y dimensiones de entre 100 μm y 2 mm y formas predominantemente anhedrales. Generalmente se encuentran microfracturados y exhiben extinción ondulosa.

Los litoclastos se diferencian principalmente por su mineralogía y coloración. Son cognatos y también accidentales, correspondiendo a tobas, andesitas porfíricas y cuarcitas finas. Los litoclastos de tobas son de color marrón claro (2 a 5%), con dimensiones de entre 5 a 30 mm, bordes netos y morfologías subredondeados (Fig. 7E). Los litoclastos de andesitas porfíricas presentan bordes netos, tamaños de entre 2 y 5 mm y morfologías subredondeadas. Por último, los litoclastos de cuarcitas finas exhiben un color gris claro a verde amarillento (2 a 3%), con tamaños variables de entre 5 a 15 mm, texturas masivas, bordes netos, morfologías subredondeadas y están compuestos netamente por cuarzo y sericita/illita.

La matriz de la roca exhibe una coloración grisácea pálida, verde oscuro a negra. La misma es de grano fino a muy fino, además se encuentra total a parcialmente recristalizada a cuarzo y sericita/illita (ver capítulo 4).

3.1.2 *Tobas a tobas lapillíticas vítreas*

Estas rocas volcanoclásticas corresponden a tobas a tobas lapillíticas vítreas y exhiben una coloración que va de negro a verde oscuro. Presentan una estructura que varía de masiva a estratificada. Es común que los componentes de mayor granulometría se encuentren formando agregados o dominios lenticulares e irregulares separados de la matriz de grano fino. Las rocas presentan una selección moderadamente pobre a pobre y arreglo matriz sostén (Fig. 8A).

Se caracterizan por la abundante presencia de fragmentos pumíceos irregulares y variables cantidades de lapilli acrecional. Además, en menor proporción, se hayan cristaloclastos de feldespato y cuarzo distribuidos homogéneamente en la matriz.

Están compuestas por un 35 a 45% de componentes tamaño lapilli, con un 25 a 35% de fragmentos pumíceos, 5 a 8% de lapillis acrecionales y un 2 a 5% de cristaloclastos. Todos estos componentes se encuentran inmersos en una matriz de tamaño ceniza (55 a 65%). Los fragmentos pumíceos exhiben un color gris a verde amarillento, con dimensiones variables de hasta 10 mm, generalmente con morfologías irregulares a subangulosas.

Los cristaloclastos constituyen el 1 y 3 % de la roca, exhiben colores blanco amarillento a verde, tamaño promedio <1 mm y formas euhedrales a subhedrales. Los cristaloclastos de cuarzo constituyen un 1 y 2% de la roca, exhiben colores blancos a grises traslúcidos, tamaños <1 mm y formas anhedrales.

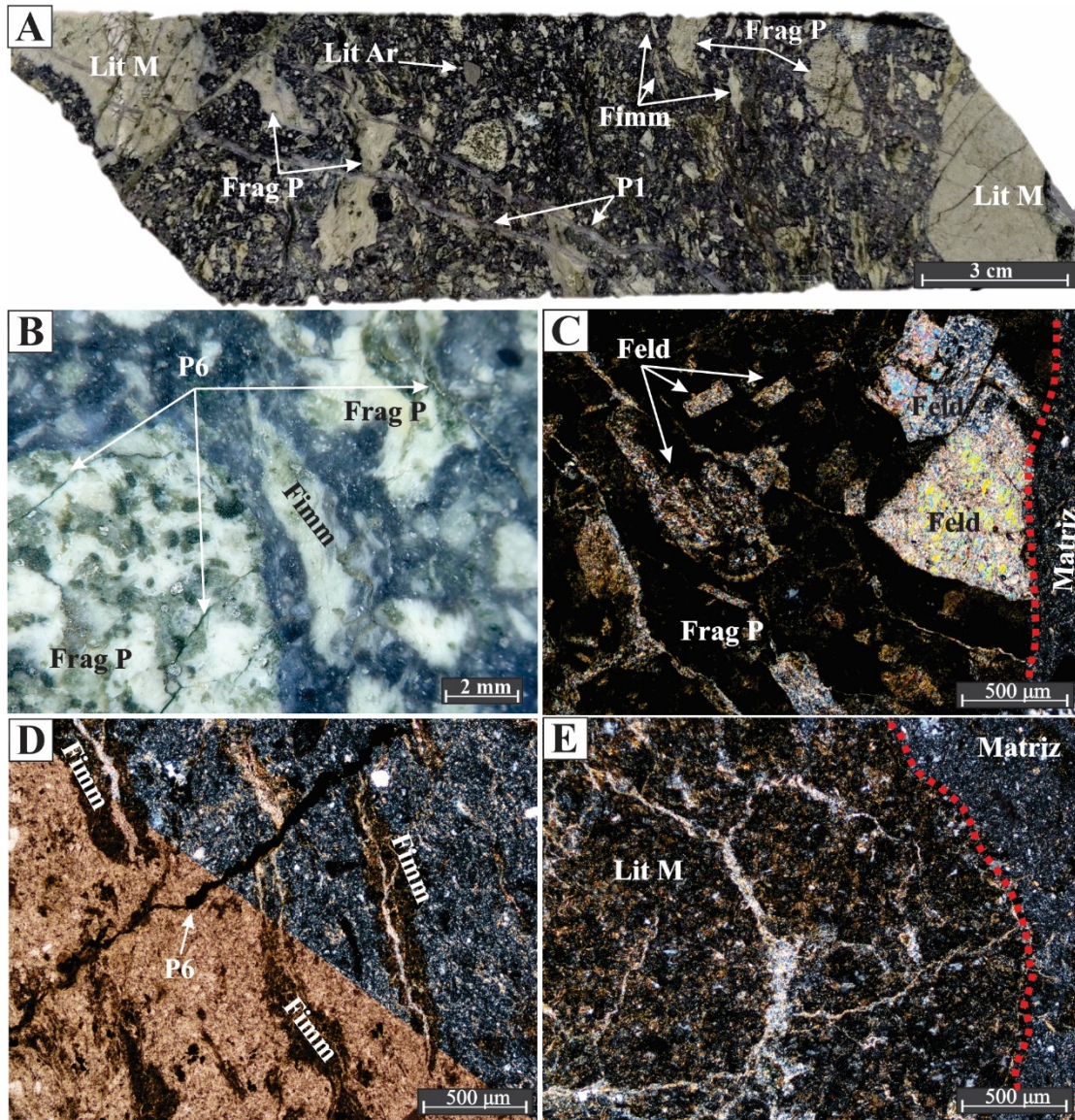


Figura 7. Fotografías y fotomicrografías de las tobas lapillíticas vítreas. A) Fotografía de un testigo corona con textura eutaxítica. Se indican fragmento pumíceos, *fiammes*, líticos masivos característicos y lítico de cuarcita. Las vetillas P1 cortan a las rocas y a sus componentes. B) Fotografía con lupa binocular de fragmentos pumíceos, *fiammes* y el pulso P6 cortando a la roca. C) Fotomicrografía con luz transmitida y a nicoles cruzados correspondiente a un fragmento pumíceo donde se observan cristales de feldespato parcial a totalmente alterados a sericita/illita. En trazo rojo se separa el fragmento pumíceo a la izquierda y la matriz de la toba a la derecha. D) Fotomicrografía con luz transmitida de la matriz de la toba lapillíticas vítreas donde se indican *fiammes* cortados por pulso P6. La parte inferior izquierda corresponde a nicoles paralelos y la superior derecha a nicoles cruzados. E) Fotomicrografía con luz transmitida y a nicoles cruzados de lítico de toba marrón claro inmerso en matriz de la toba lapillítica vítreas. En trazo rojo se separa el lítico a la izquierda y la matriz a la derecha. Abreviaturas: Fimm: *fiammes*, Feld: feldespato, Frag P: fragmento pumíceo, Lit Ar: lítico de cuarcita, Lit M: lítico masivo, P1: pulso de cuarzo blanco y gris traslúcido, P6: pulso de clorita y pirita.

Se identificaron al menos dos dominios con distinta granulometría, ambos contienen lapillis acrecionales y presentan un contacto irregular entre sí (Fig. 8B). Un primer dominio de granulometría tamaño ceniza fina (D1) con abundantes fragmentos pumíceos y cristaloclastos, y en menor proporción litoclastos. Por otro lado, el segundo dominio es de granulometría tamaño ceniza fina a ceniza muy fina (D2), con menor proporción de fragmentos pumíceos y cristaloclastos.

Los lapillis acrecionales exhiben un color negro a gris claro. Estos presentan formas generalmente redondeadas a subredondeadas y tamaños de entre 2 y 4 mm. Asimismo se identificó en ellos núcleos de color gris claro con tamaño de grano levemente mayores, mientras que en los bordes es de tamaño ceniza y color negro y de tipo *rim* (Schumacher y Schmincke, 1991) (Fig. 8C).

Estos componentes se encuentran inmersos en una matriz que exhibe una coloración negra a verde oscura de grano ceniza fina a ceniza muy fina. Esta matriz se encuentra totalmente a parcialmente recristalizada a cuarzo, sericita/illita y carbonatos (ver capítulo 4).

3.1.3 *Toba lapillítica lítica a vítrea*

Estas rocas volcániclasticas corresponden a tobas lapillíticas líticas a vítreas y exhiben una coloración que va de un gris claro a amarillento, verde oscuro a negro representada por la matriz, mientras que los componentes en general presentan colores más claros. Presentan una estructura de carácter masivo con una distribución caótica de sus componentes, grado de selección pobre y arreglo matriz sostén (Fig. 8D).

Se caracteriza por la abundante presencia de litoclastos y fragmentos pumíceos de morfologías subangulosas a subredondeadas y tamaños variables. Además, en menor proporción se hallan cristaloclastos distribuidos homogéneamente en una matriz de tamaño ceniza.

Se estimó un 30 a 45% de componentes tamaño lapilli, un 12 a 24% de fragmentos líticos, 10 a 18% de vitroclastos y un 3 a 5% de cristaloclastos, inmersos en una matriz tamaño ceniza (55 a 70%).

Los litoclastos se diferencian principalmente por su mineralogía y coloración. Estos son cognatos y también accidentales, correspondiendo a: tobas y cuarcitas finas (Fig. 8D y E). Los litoclastos de tobas (6 a 10%) exhiben un color gris y negro. Los de color gris tienen tamaños que varían entre 2 y 15 mm, con bordes netos y subredondeados. Estos presentan texturas fragmentales compuestas por cristales de feldespatos y cuarzo. Es común en este tipo de líticos identificar pequeños cristales de no más de 1 mm de color verde intenso. Los de color negro constituyen del 5 al 8%, y presentan texturas masivas, tamaños de entre 1 y 12 mm, bordes netos y morfologías subangulosas a subredondeadas. Por otro lado, los litoclastos de cuarcitas finas (5 a 14%), exhiben un color gris claro a verde amarillento, con tamaños de entre 5 y 20 mm, texturas masivas, bordes netos y morfologías subangulosas a subredondeadas. Están compuestos por cristales anhedrales de cuarzo y sericita/illita.

Los fragmentos pumíceos (8 a 16%) exhiben un color gris verdoso a oscuro, con dimensiones de hasta 20 mm y bordes difusos. Generalmente son irregulares, morfologías ovaladas, tamaños mayores a 500 μm y están alterados y reemplazados parcial a totalmente por minerales de alteración (ver capítulo 4) (Fig. 8F). La textura porfirica está dada por los cristales de feldespatos euhedrales a subhedrales y cristales de cuarzo traslúcidos.

Los cristaloclastos se componen de feldespatos y cuarzo de hasta 2 mm. Los feldespatos constituyen el 1 a 3%, exhiben tonalidades blancas amarillentas a verde, presentan formas euhedrales a subhedrales y están reemplazados por minerales de alteración (ver capítulo 4). Los cristaloclastos de cuarzo constituyen el 1 a 2%, exhiben un color blanco a traslúcido, formas predominantemente anhedrales, y están microfracturados (Fig. 8E).

La matriz de la roca se encuentra totalmente a parcialmente recristalizada a cuarzo, sericita/illita y exhibe una coloración grisácea pálida, verde oscuro a negro. Los demás componentes fueron difíciles de identificar debido a su pequeño tamaño ceniza fina.

3.2 Rocas volcánicas

3.2.1 *Rocas andesíticas porfíricas*

Estas rocas volcánicas corresponden a andesitas masivas porfíricas y exhiben una coloración verde grisácea oscura. Los contactos de la roca con las rocas volcanoclásticas previamente descritas son netos. Los fenocristales constituyen un 30% de la roca, entre ellos se identificaron fenocristales de feldspatos (20 a 24%) y minerales máficos (1 a 5%), inmersos en una pasta afanítica (75 a 80%) (Fig. 9A).

Se identificaron abundantes fenocristales de feldespato de color blanco amarillentos a verde, generalmente están alterados y reemplazados por minerales de alteración (ver capítulo 4). En general presentan formas subhedrales a euhedrales, hábitos tabulares y tamaños <2 mm (Fig. 9B). Los máficos son negros a verde oscuro, presentan morfologías subredondeadas, tamaños <1 mm y bordes difusos (Fig. 9B). Posiblemente estos máficos se traten de biotitas/anfiboles que están alterados y reemplazados por minerales de alteración (ver capítulo 4).

3.2.2 *Rocas andesíticas amigdaloides*

Estas rocas volcánicas corresponden a rocas andesíticas y exhiben un color verde-grisáceo oscuro (Fig. 9C). Los contactos con las rocas volcanoclásticas y brechas hidrotermales son netos. Presentan una estructura de carácter masivo y se compone de microlitos de feldspatos y máficos inmersos en una pasta afanítica. Las amígdalas constituyen un 10%, cristales máficos 3%, cristales de feldspatos 1% y cristales de cuarzo <1% distribuidos en una pasta afanítica 85%. A diferencia de las andesitas previamente descritas, estas se caracterizan por su menor tamaño de grano y la presencia de amígdalas.

Se identificaron abundantes amígdalas generalmente en los contactos con las rocas volcanoclásticas. Estas son subcirculares de entre 1 y 4 mm de diámetro. El color varía dependiendo del mineral que las rellenas por minerales hidrotermales (ver capítulo 4), siendo generalmente de color blanco y traslúcido (Fig. 9D). Los máficos (anfiboles?/piroxenos?) de color verde oscuro a negro, presentan morfologías subredondeadas y tamaños de hasta <1 mm. Los cristales de feldespato son de color blanco amarillentos, generalmente están totalmente alterados y reemplazados y tamaños <1 mm. Los cristales de cuarzo son de color gris traslúcido, tamaños <1 mm y formas anhedrales.

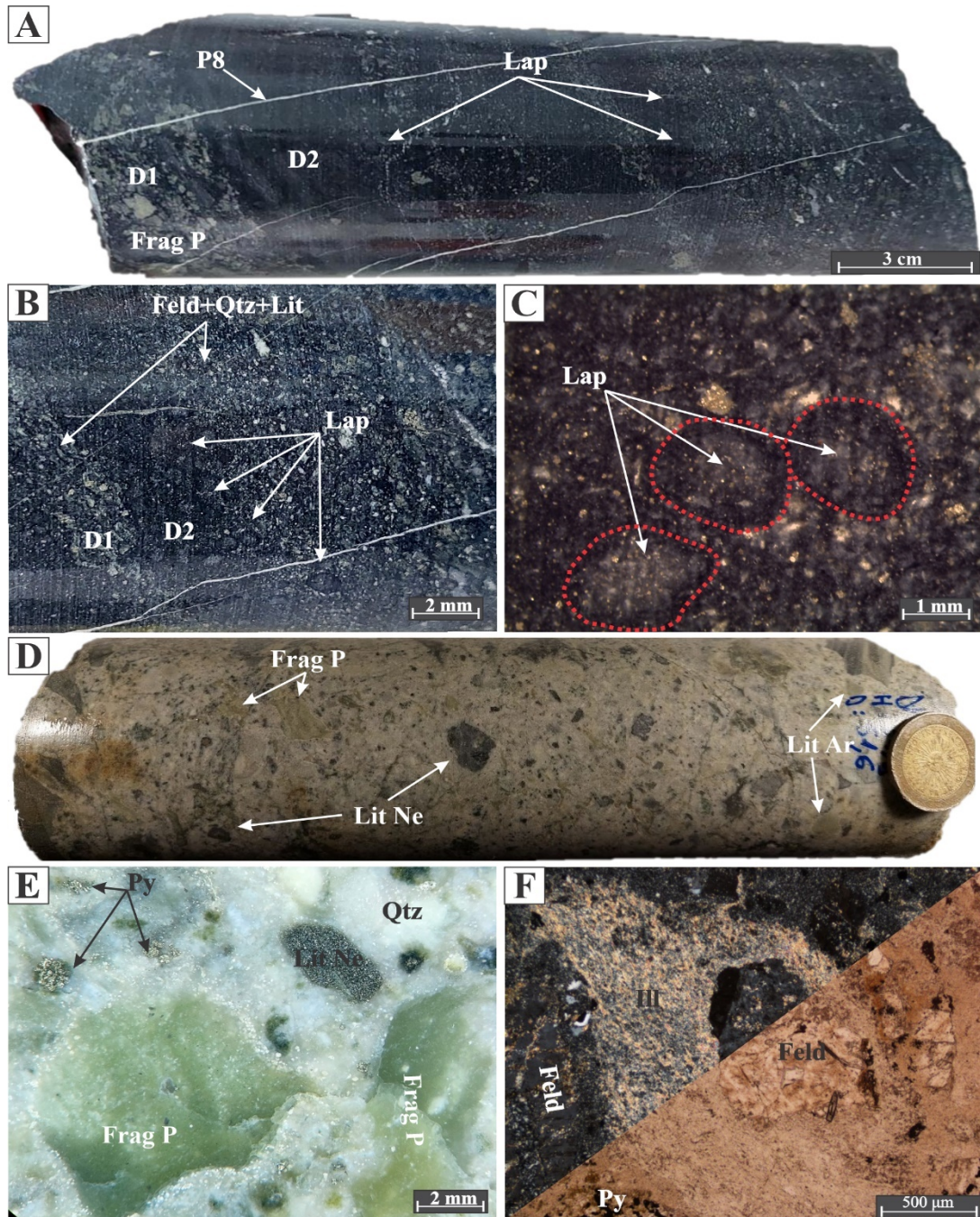


Figura 8. Fotografías y fotomicrografías de muestras representativas correspondientes a las tobas a tobas lapillíticas vítreas (A a C) y tobas lapillíticas líticas a vítreas (D a F). A) Fotografía de un testigo representativo donde se indican lapillis acrecionales, fragmentos pumíceos, cortada por pulso P8. Además, se indican los dominios D1 y D2. B) Fotografía con lupa binocular de la matriz con abundantes lapillis acrecionales y cristaloclastos de feldespatos, cuarzos y líticos. C) Lapillis acrecionales tipo *rim*. En trazo rojo se marcan 3 lapillis acrecionales. D) Fotografía de un testigo representativo de las tobas lapillíticas líticas a vítreas. Se indican algunos fragmentos pumíceos, líticos de tobas y líticos de cuarcitas. E) Fotografía con lupa binocular de la matriz con fragmentos pumíceos reemplazados por sericita/illita, líticos negros, cristaloclastos de cuarzo y pirita diseminada. F) Fotomicrografía a luz transmitida de un fragmento pumíceo totalmente reemplazado por sericita/illita que incluye un cristaloclasto de feldespato y pirita diseminada en la matriz. La parte superior izquierda corresponde a nicoles cruzados y la inferior derecha corresponde a nicoles paralelos. Abreviaturas: D1: dominio de granulometría tamaño ceniza fina, D2: dominio de granulometría tamaño ceniza fina a muy fina, Feld: feldespato, Frag P: fragmento pumíceo, Ill: sericita/illita, Lap: lapilli acrecional, Lit: líticos, Lit Ar: lítico de cuarcita, Lit Ne: lítico negro, Py: pirita, P8: pulso de carbonatos amarillento y blanco, Qtz: cuarzo.

3.2.3 *Dacitas Porfíricas*

Estas rocas volcánicas corresponden a dacíticas porfíricas, exhiben un color verde grisáceo a grisáceo pálido y localmente negro. Los contactos con las rocas volcanoclásticas y brechas hidrotermales son netos. Presentan una textura porfírica de grano medio a grueso compuesta por fenocristales de feldespatos, cuarzo, máficos, minerales accesorios como cristales de magnetita y escasos líticos inmersos en una pasta afanítica (Fig. 9E).

Se estimó un 25 a 35% de fenocristales, donde gran parte de estos corresponden a feldespatos (10 a 16%) y cuarzo (5 a 10%) y en menor medida a minerales máficos (4 a 8%) inmersos en la pasta que ocupa el 65 a 75% de la roca.

Los fenocristales de feldespato presentan zonación son de color blanco amarillento a verde amarillento, tamaño de entre 1 y 9 mm y hábito tabular. Localmente desarrollan textura glomeroporfírica. Los fenocristales de cuarzo son de color gris traslúcido a blancos, con un tamaño de entre 1 y 7 mm y formas anhedrales. Los minerales máficos correspondientes a anfíboles/biotitas y son de color negro a verde oscuro, con un tamaño <3 mm y hábitos prismáticos a laminar (Fig. 9F). Hay magnetita como mineral accesorio de grano muy fino <1 mm parcialmente hematitizada (Fig. 9G). Por último, se identificaron escasos fragmentos líticos de entre 2 y 4 mm, de color naranja, textura granosa y formas subredondeadas.

La roca contiene escasos enclaves de color verde grisáceo, de aproximadamente 100 mm de diámetro, redondeados y con bordes definidos. Estos enclaves andesíticos exhiben una textura porfírica, formada por cristales de feldespato y minerales máficos. Además, en menor proporción, se identificaron fragmentos líticos de color naranja y textura granosa.

3.3 Brechas

Estas rocas fueron clasificadas según la composición de su cemento en:

3.3.1 *Brechas hidrotermales con cemento de cuarzo*

Estas brechas están compuestas por clastos, matriz y cemento. Generalmente son monomíticas pero en los contactos con las rocas volcanoclásticas suelen ser polimíticas. La distribución de los clastos vistas a lo largo del sondaje se encuentra entre caóticas/brechosa y tipo *jigsaw*, siendo estas brechas cemento sostén a clasto sostén (Fig. 10A). Los clastos y matriz constituyen el 55 a 75 % de la roca, mientras que el cemento corresponde del 25 a 45 %.

Los clastos de rocas volcanoclásticas corresponden a tobas, tobas lapillíticas vítreas, tobas lapillíticas líticas a vítreas y en menor medida corresponden a cuarzo hidrotermal. Estos predominan en cercanías a los contactos con las unidades volcanoclásticas y constituyen el 48 a 60 % de la roca. Los componentes presentan colores de entre gris oscuro verdoso a un grisáceo pálido amarillento con morfologías predominantemente angulares a subredondeadas y exhiben tamaños variables de entre 2 y 55 mm.

La matriz es de la misma composición que los clastos y presentan colores de entre gris oscuro verdoso a un grisáceo pálido amarillento. Esta constituye el 7 a 15 % de las brechas y sus fragmentos presentan morfologías subredondeadas a subangulares, con tamaños de entre 0,5 y 2 mm.

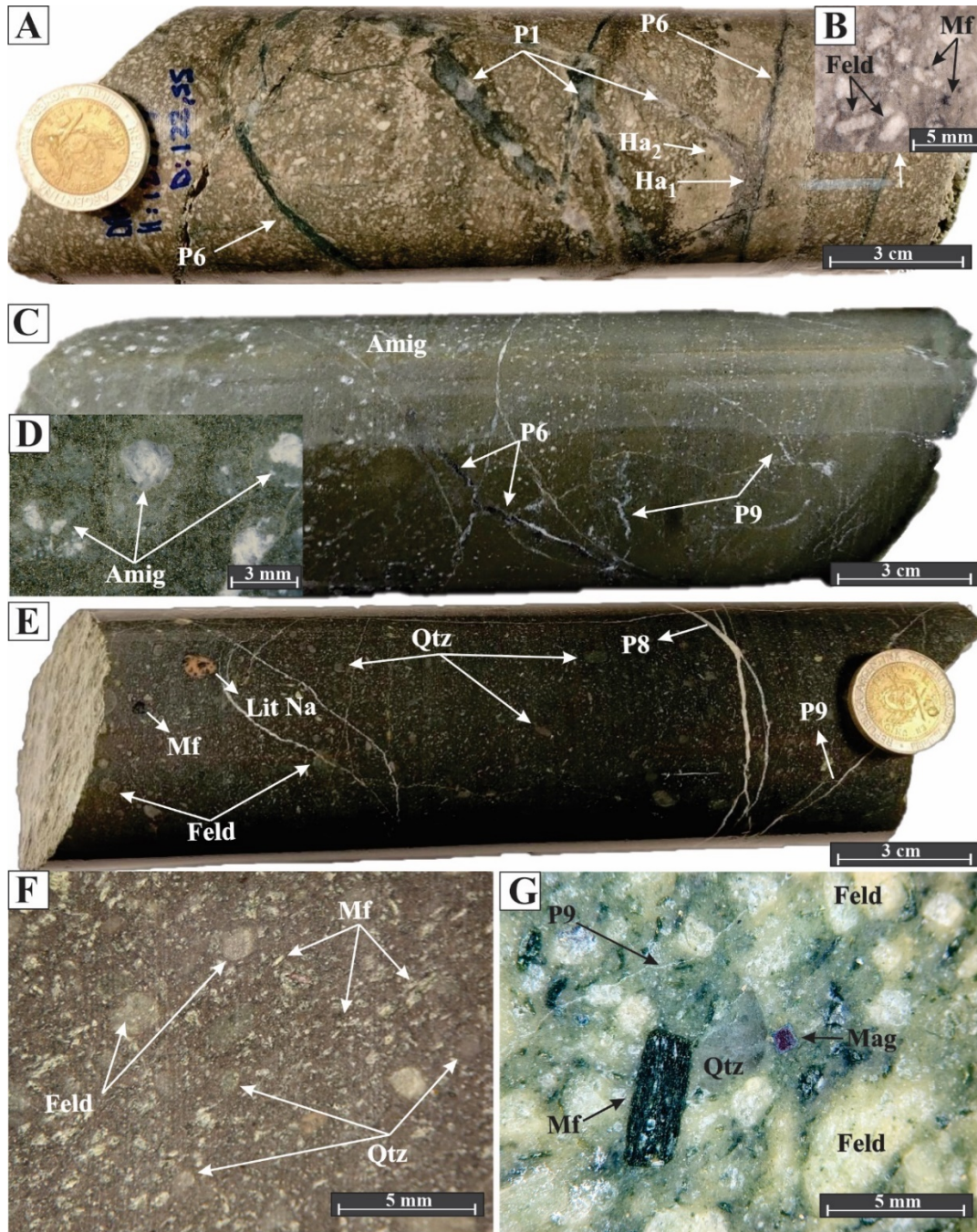


Figura 9. Fotografías de muestras representativas correspondientes a rocas andesíticas masivas porfíricas (A y B), rocas andesíticas amigdaloides (C y D) y rocas dacitas porfíricas (E, F y G). A) Fotografía de un testigo representativo de las rocas andesíticas porfíricas. Se indican cristales de feldespatos y pulsos P1 y P6 cortando a la roca. Además, se señalan 2 halos de alteración correspondientes al pulso P1 (Ha_1) y pulso P2 (Ha_2). B) Fotografía con lupa binocular de fenocristales de feldespato y máficos inmersos en la pasta afánítica. C) Fotografía de un testigo representativo de las rocas andesíticas amigdaloides. Se indican abundante amígdalas y múltiples pulsos P9 cortando a la roca. D) Fotografía con lupa binocular de amígdalas rellenas de carbonatos blancos y carbonatos traslúcidos distribuidas en la pasta. E) Fotografía de un testigo representativo de las dacitas porfíricas. Se indica cristales de cuarzo, máficos y feldespatos. Esta roca es cortada por los pulsos P8 y P9. F) Fotografía con lupa binocular de la pasta donde se indican cristales de feldespatos, cuarzo y máficos. G) Fotografía con lupa binocular de la dacita, donde se indican fenocristales de feldespatos, cuarzo, máficos, magnetita cortados por pulso P9. Abreviaturas: Amig: amígdalas, Feld: feldespato, Mag: magnetita, Mf: máficos, P1: pulso de cuarzo blanco y gris traslúcido, P6: pulso de clorita y pirita, P8: pulso de carbonatos amarillento y blanco, P9: pulso de carbonatos traslúcidos, Qtz: cuarzo.

Los fragmentos y la matriz están inmersos en un cemento compuesto principalmente por cuarzo blanco lechoso y gris traslúcido. Este cemento, de grano grueso a medio con escasa mineralización diseminada, corresponde específicamente al pulso P1 (ver sección 5.1.1).

3.3.2 *Brechas hidrotermales con cemento de clorita y/u otros filosilicatos.*

Estas brechas generalmente son polimícticas, pobre a moderadamente seleccionadas y en ellas se reconocieron clastos, matriz y cemento. La roca tiene una coloración variable que va de un gris oscuro verdoso a un grisáceo pálido amarillento representada por la matriz y los clastos, mientras que el cemento en general es de color verde oscuro a negro (Fig. 10B). La distribución de los clastos es *jigsaw* y en menor proporción caóticas/brechosa. En general se observaron brechas cemento sostén a clasto-matriz sostén, con un arreglo matriz sostén en la sección superior de los sondajes.

Los clastos y matriz constituyen el 80 a 85 % de la muestra mientras que el cemento corresponde al 15 a 20%. Los clastos de la brecha constituyen el 70 a 75% de la roca, estos corresponden a clastos de rocas volcánicas, fragmentos de veta y vetillas de cuarzo. Estos clastos presentan morfologías angulosas a subredondeadas y son de tamaños variados de entre 2 y 25 mm. En general los fragmentos de rocas volcánicas presentan un color grisáceo a verde claro. Asimismo, los fragmentos de vetas y vetillas de cuarzo, son de color blanco y gris traslúcido, con tamaños de entre 5 y 14 mm, con morfologías angulosas y alargadas generalmente orientados en sentido de las fallas presentes. La matriz constituye el 10 a 15% de la muestra, está conformada por los mismos componentes que conforman a la roca de caja y fragmentos de vetas de cuarzo. Estos presentan morfologías subredondeadas a subangulares y tamaños de entre 0,5 y 2 mm.

Los fragmentos de la brecha y la matriz se encuentran inmersos predominantemente en un cemento es de color verde claro, verde oscuro a negro (15 a 20%). Este se compone por clorita y/u otros filosilicatos de tamaño ceniza muy fina. Además, presenta en general, cristales de pirita de tamaños de hasta 1 mm y formas euédrales a subédrales diseminados.

3.3.3 *Brechas de falla*

Las brechas de falla son monomícticas, matriz sostén y se componen de clasto y matriz. Estas se caracterizan por presentar colores generalmente grises a marrón claro, fragmentos de diversos tamaños inmersos en una matriz compuesta por jaboncillo de falla (Fig. 10C).

Los clastos provenientes de la roca de caja, exhiben morfologías angulares y alcanzan tamaños de hasta 8 cm. La matriz es tamaño ceniza muy fina y se encuentra totalmente obliterada por la alteración. Esta se compone netamente por minerales arcillosos con tonalidades que oscilan entre el verdoso y el grisáceo.

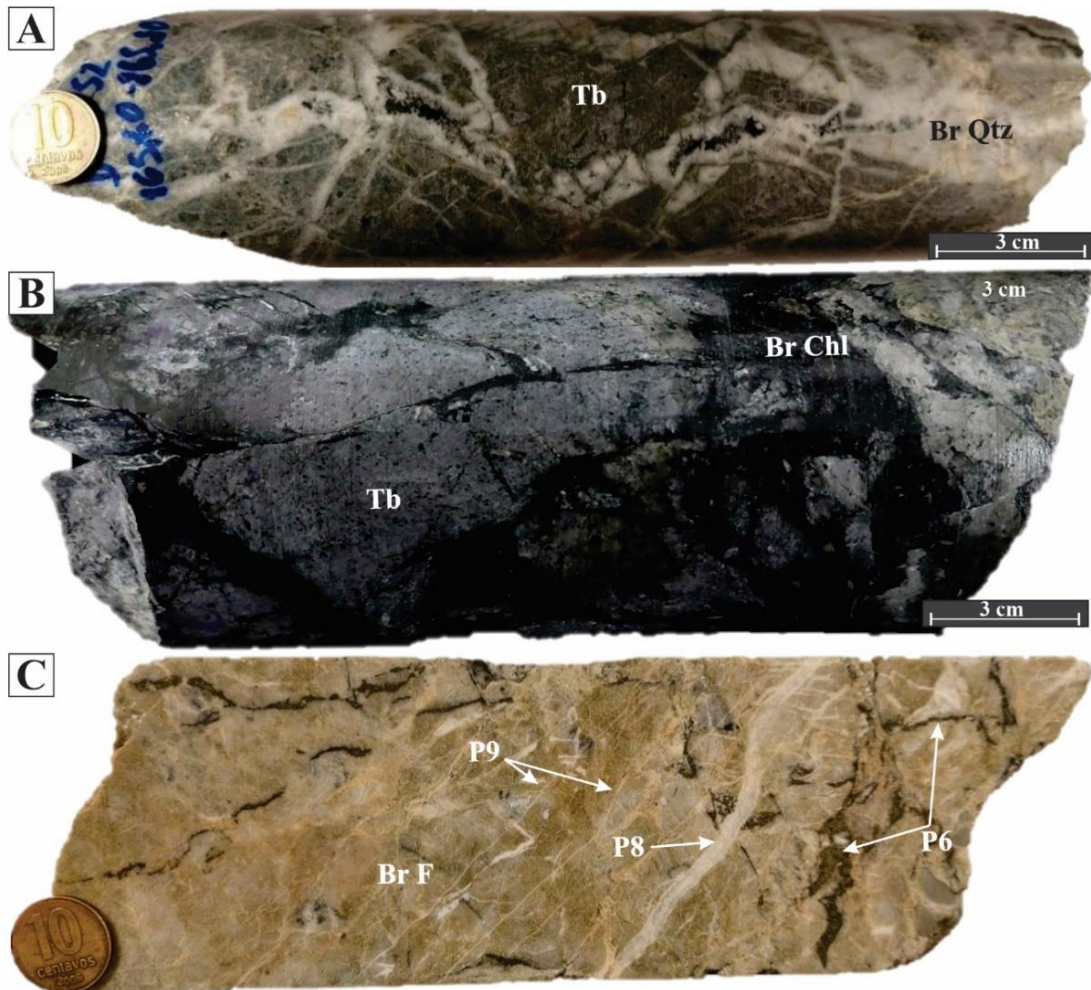
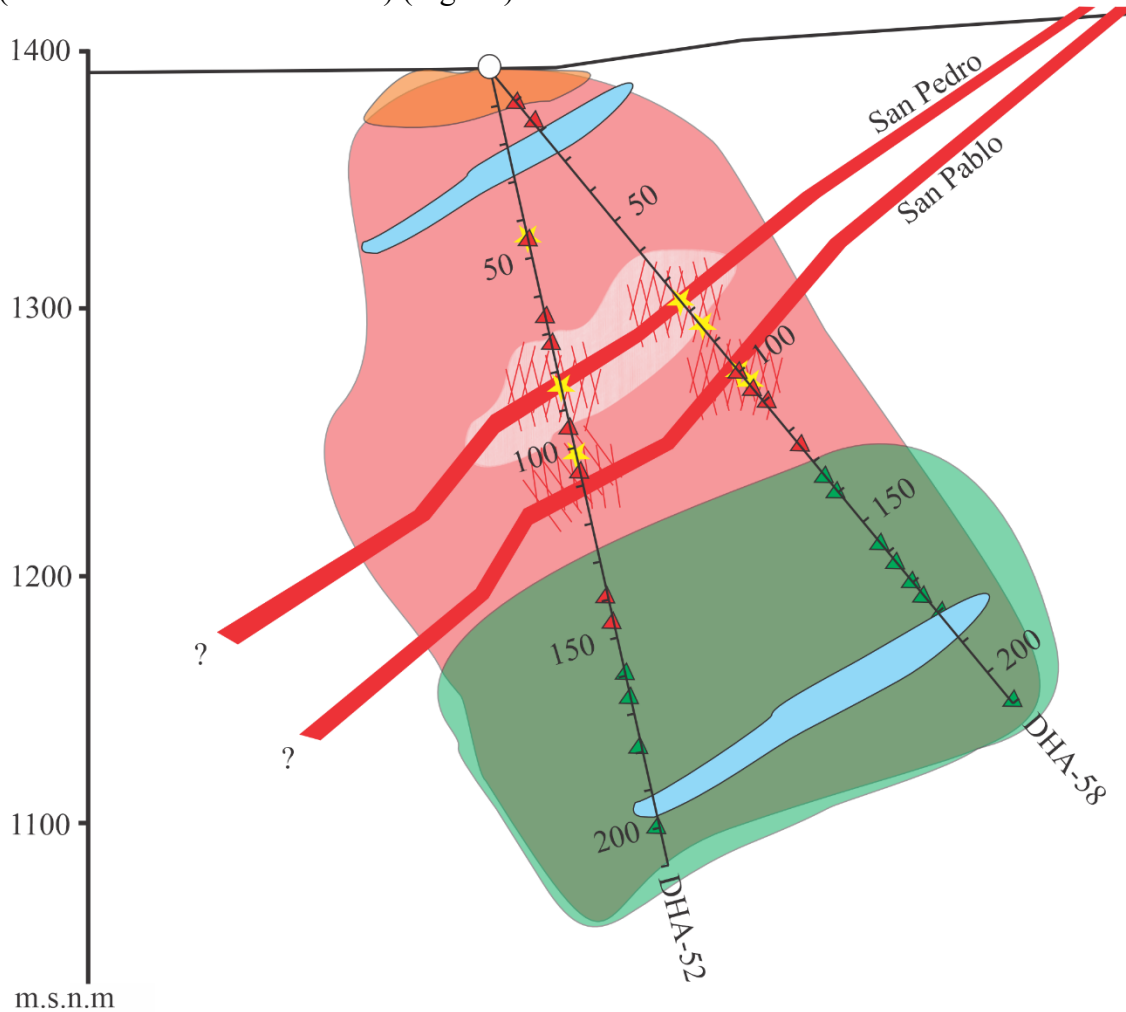


Figura 10. Fotografía de tres muestras representativas de brechas. A) Fotografía de testigo de brecha hidrotermal con cemento de cuarzo con fragmentos de toba. B) Fotografía de testigo de brecha de clorita con fragmentos de toba. C) Brecha de falla cortada por pulsos P6, P8 y P9. Abreviaturas: Br Chl: brecha de clorita, Br F: brecha de falla, Br Qtz: brecha de cuarzo, P6: pulso de clorita y pirita, P8: pulso de carbonatos amarillento y blanco, P9: pulso de carbonatos traslúcidos, Tb: toba.

4 RESULTADOS: ALTERACIONES HIDROTERMALES

Del análisis de las muestras representativas extraídas de los dos sondajes (Fig. 5 y 6), se diferenciaron las asociaciones de minerales de alteración que afectan las rocas hospedantes de la mineralización en las vetas San Pedro y San Pablo. Las rocas presentan una alteración hidrotermal débil (<25% de los minerales primarios reemplazados por minerales secundarios), moderada (25-50%), fuerte (50-75%) e intensa (75-100%).

El análisis de detalle de los sondajes estudiados permitió identificar 4 tipos de alteraciones ordenadas cronológicamente: 1) cuarzo±sericita/illita±pirita±leucoxeno (qtz±ill±py±lcx); 2) clorita±pirita (chl±py); 3) carbonatización (Car) y 4) supergénica (óxidos e hidróxidos de hierro) (Fig. 11).



REFERENCIAS











	Alteración qtz±ill±py±lcx		Vetas
	Ebullición		Vetillas
	Alteración chl±py		Brechas con cemento de cuarzo
	Carbonatización		Brechas con cemento de clorita
	Alteración supergénica		Mineralización

Figura 11. Modelo de sección esquemática de las vetas siendo interceptada por los sondajes.

Las alteraciones qtz±ill±py±lcx y chl±py son dominantes en las rocas volcánicas y rocas andesíticas porfíricas correspondientes a la Formación Arroyo del Torreón. Además, la alteración clorita±pirita está presente también en las rocas andesíticas

amigdaloides y en las dacitas porfíricas. Mientras que, en menor medida, la carbonatación se desarrolla fundamentalmente sobre las rocas andesíticas amigdaloides y dacitas porfíricas. Finalmente, la alteración supergénica está limitada en los primeros tramos de los sondajes a profundidades no mayores a los 15 m afectando a las litologías presentes.

4.1 Cuarzo±sericita/illita±pirita±leucoxeno

La alteración $qtz\pm ill\pm py\pm lcx$ predomina en los sondajes en forma intensa a fuerte y con distribución penetrativa. La intensidad de la alteración aumenta desde las zonas distales hacia la zona próxima a las vetas y vetillas, donde los minerales reemplazan de forma penetrativa la roca y en muchos casos obliteran la textura primaria. Esta le confiere a la roca un color blanco amarillento a gris (Fig. 12A). Se encuentra presente en las rocas volcánicas y a las andesitas porfíricas (Fig. 5 y 6).

La alteración está presente como halos de las vetas y vetillas. En general, el ancho del halo es variable y se extiende desde el contacto con la veta hasta un máximo de aproximadamente 25 m de distancia. Este halo se caracteriza por el reemplazo parcial de la mayoría de los minerales que componen la matriz y pasta. La alteración grada a fuerte a partir de los 10 a 15 m del contacto con la veta.

Los cristaloclastos de feldespatos y fragmentos pumíceos inmersos en una matriz de las rocas volcánicas exhiben un reemplazo parcial a total por cuarzo y sericita/illita. Las tobas lapillíticas vítreas tienen sus *fiammes* totalmente reemplazados por sericita/illita±cuarzo.

El cuarzo es el principal componente de esta alteración. Reemplaza tanto a la matriz como a la pasta y total a parcialmente los cristaloclastos o fenocristales de las rocas (Fig. 12B). Esta alteración se identificó en muestra en mano por su alta dureza y al microscopio por la presencia de un mosaico fino de cuarzo que reemplaza la matriz/pasta y *fiammes*. Es de destacar que esta alteración está siempre en contacto con numerosas vetillas P3 que cortan a la matriz (Fig. 12C). Las relaciones texturales indicarían que el cuarzo es contemporáneo con la sericita/illita.

En microscopio los agregados de sericita/illita se encuentran aleatoriamente distribuidos donde alteran y reemplazan principalmente a los fragmentos pumíceos (Fig. 12D). Además, sustituyen parcialmente a los cristaloclastos de feldespatos que se encuentran diseminados en la matriz (Fig. 12E). En general, los cristales de cuarzo presentan tamaños $<50\ \mu m$, distribuidos homogéneamente, mientras que en general los cristales de sericita/illita presentan formas alargadas y con tamaños $<10\ \mu m$. La sericita/illita en muestra en mano se identificó diseminada en las rocas con colores verdes a blancos verdosos. Se encuentra en los intersticios de los granos de cuarzo y en menor proporción se encuentra aleatoriamente diseminada en la matriz (Fig. 12E).

Asociado a la sericita/illita hay leucoxenos distribuidos en la muestra. En muestra de mano los leucoxenos se identificaron como cristales euhedrales a subhedrales aislados de color blanco, prismáticos y con tamaños $<1\ mm$. Por otro lado, al microscopio se observaron pequeños agregados de estos minerales con formas de ramilletes finos asociados a la alteración (Fig. 12F y G).

Pequeños cristales de pirita se encuentran diseminados en la matriz de las rocas volcánicas. La pirita se encuentra como pequeños y aislados cristales, con hábito cúbico y de tamaños $<1\ mm$. Aunque en ocasiones se encuentra masiva formando parches en la roca.

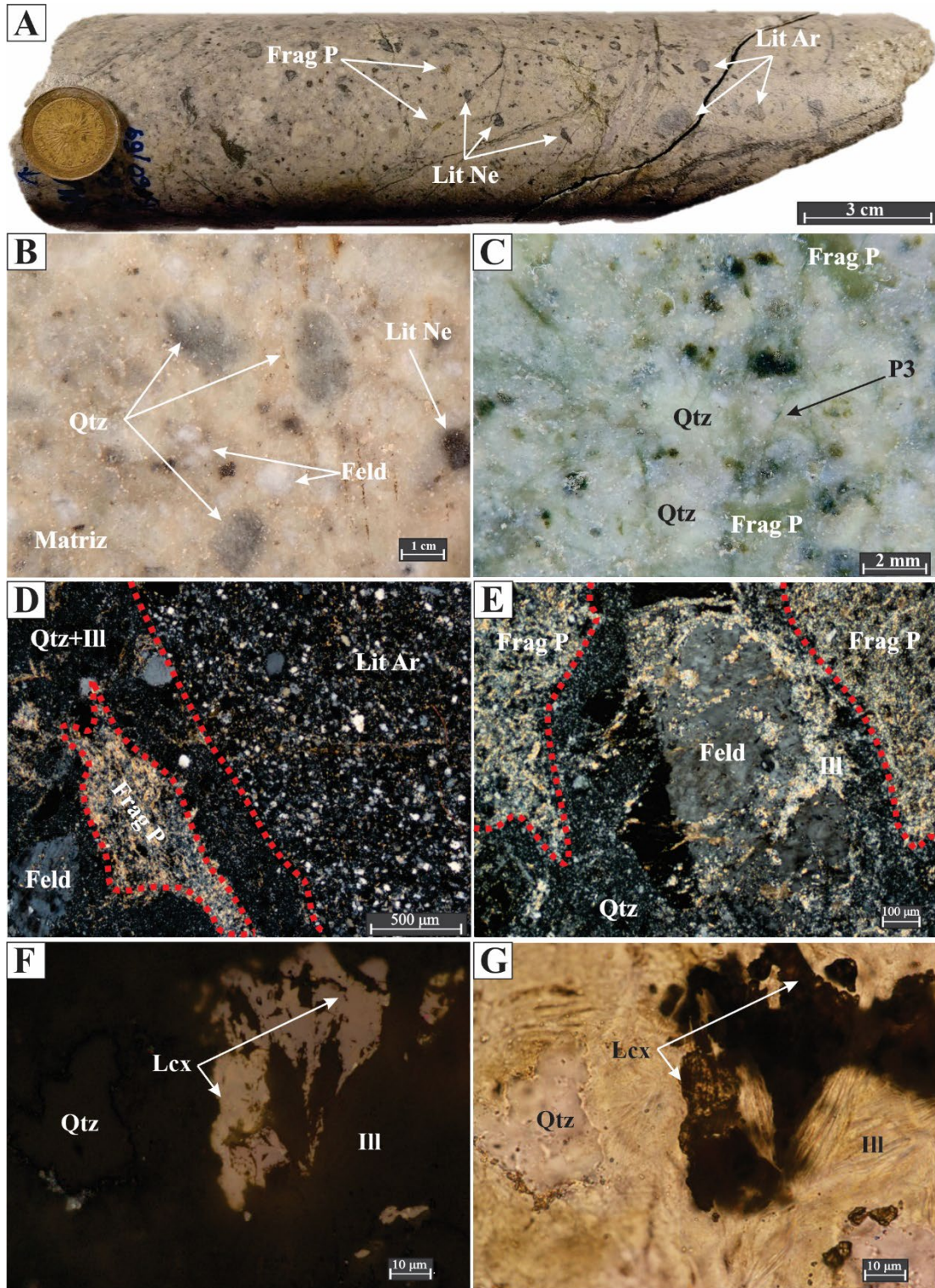


Figura 12. Fotografías y micrografías de la alteración $qtz \pm ill \pm py \pm lcx$. A) Fotografía de un testigo representativo de la alteración donde se indican algunos fragmentos pumíceos alterados, líticos negros masivos y líticos de cuarcitas. B) Fotografía con lupa binocular indicando cristaloclastos de cuarzo, cristaloclastos de feldespatos, líticos negros masivos y pirita diseminada. Nótese la decoloración casi total de la roca a causa de la alteración. C) Fotografía con lupa binocular indicando fragmentos pumíceos reemplazados por sericita/illita y cuarzo. Además, se muestran vetillas del pulso de P3. D) Fotomicrografía con luz transmitida a nicols cruzados de un lítico de cuarcitas y fragmentos pumíceo totalmente reemplazado por sericita/illita. Además, se observa un cristaloclastos de feldespatos en una matriz reemplazada por cuarzo y sericita/illita. En trazo rojo se indica a la derecha un lítico y a la izquierda se rodea un fragmento pumíceo reemplazado por sericita/illita. E) Fotomicrografía con luz transmitida a nicols cruzados de cristaloclastos de feldespatos parcialmente reemplazado por

sericita/illita. Además, se indican dos fragmentos pumíceos reemplazados por sericita/illita en una matriz reemplazada por cuarzo. F) y G) Fotomicrografías de leucóxeno asociado a la sericita/illita. La fotomicrografía izquierda corresponde a luz reflejada y la fotomicrografía derecha corresponde a luz transmitida a nicóles paralelos. Abreviaturas: Feld: feldespato, Frag P: fragmento pumíceo, Ill: sericita/illita, Lcx: leucóxeno, Lit Ar: lítico de cuarcita, Lit Ne: lítico negro, Py: piritita, P3: pulso de cuarzo traslúcido tipo *stringer*, Qtz: cuarzo.

Los análisis de difracción de rayos X corroboraron la presencia de cuarzo y sericita/illita en las rocas analizadas (Fig. 13). El cuarzo se determina a partir de las reflexiones características en 4,25 Å, 3,35 Å, 2,41 Å, 2,28 Å y 1,81 Å y la sericita/illita a partir de las reflexiones características de 10,07 Å, 5,00 Å, 4,43 Å, 4,33 Å, 3,65 Å, 3,06 Å y 2,38 Å.

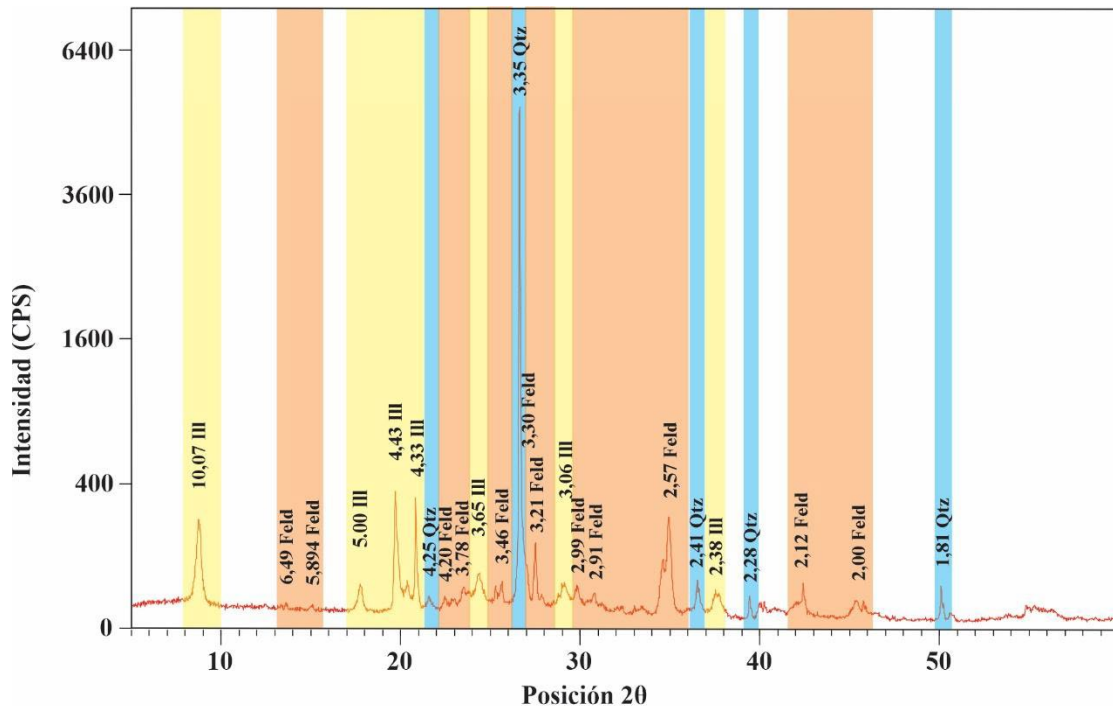


Figura 13. Patrones de difracción de rayos X de roca total de un testigo con alteración $qtz \pm ill \pm py \pm lcx$. En este se indican los principales componentes de la roca y minerales de alteración correspondientes. Abreviaturas: Chl: clorita, Ill: sericita/illita, Feld: feldespato, Qtz: cuarzo. En amarillo se indica la sericita/illita, en salmón el feldespato y en celeste el cuarzo.

4.2 Alteración clorita±pirita

La alteración $chl \pm py$ predomina en los sondajes en forma variable cuya intensidad va de fuerte a débil y con distribución penetrativa y selectiva. La presencia de esta alteración otorga una tonalidad predominantemente verdosa a la matriz y la pasta de las rocas volcánicas y volcánicas (Fig. 5 y 6), respectivamente, cuya intensidad varía en función de la proximidad a las vetillas o brechas con cemento de clorita.

Esta alteración se encuentra en forma de motas y parches diseminados en la matriz y pasta de las rocas volcánicas correspondientes a tobas lapillíticas vítreas, tobas lapillíticas líticas a vítreas y rocas volcánicas correspondientes a andesitas porfíricas, andesitas amigdaloides y dacitas porfíricas. Estas motas y parches constituyen entre el 2 y 25% de la roca, exhiben un color verde oscuro a negro, tamaños de entre 1 y 4 mm, bordes irregulares y morfologías subredondeadas (Fig. 14A). En las rocas volcánicas se evidencia el reemplazo parcial de fragmentos pumíceos y litoclastos de tobas. Por otro lado, en las rocas volcánicas los cristales máficos (biotita/anfibol?) se encuentran reemplazados totalmente por clorita (Fig. 14B). La piritita se encuentra diseminada en

forma de cristales individuales euhedrales, tamaños <1 mm, o como zonas de pirita masiva (Fig. 14C).

Por otro lado, se observó la superposición de la alteración chl±py a la alteración qtz±ill±py±lcx (Fig. 14D y E).

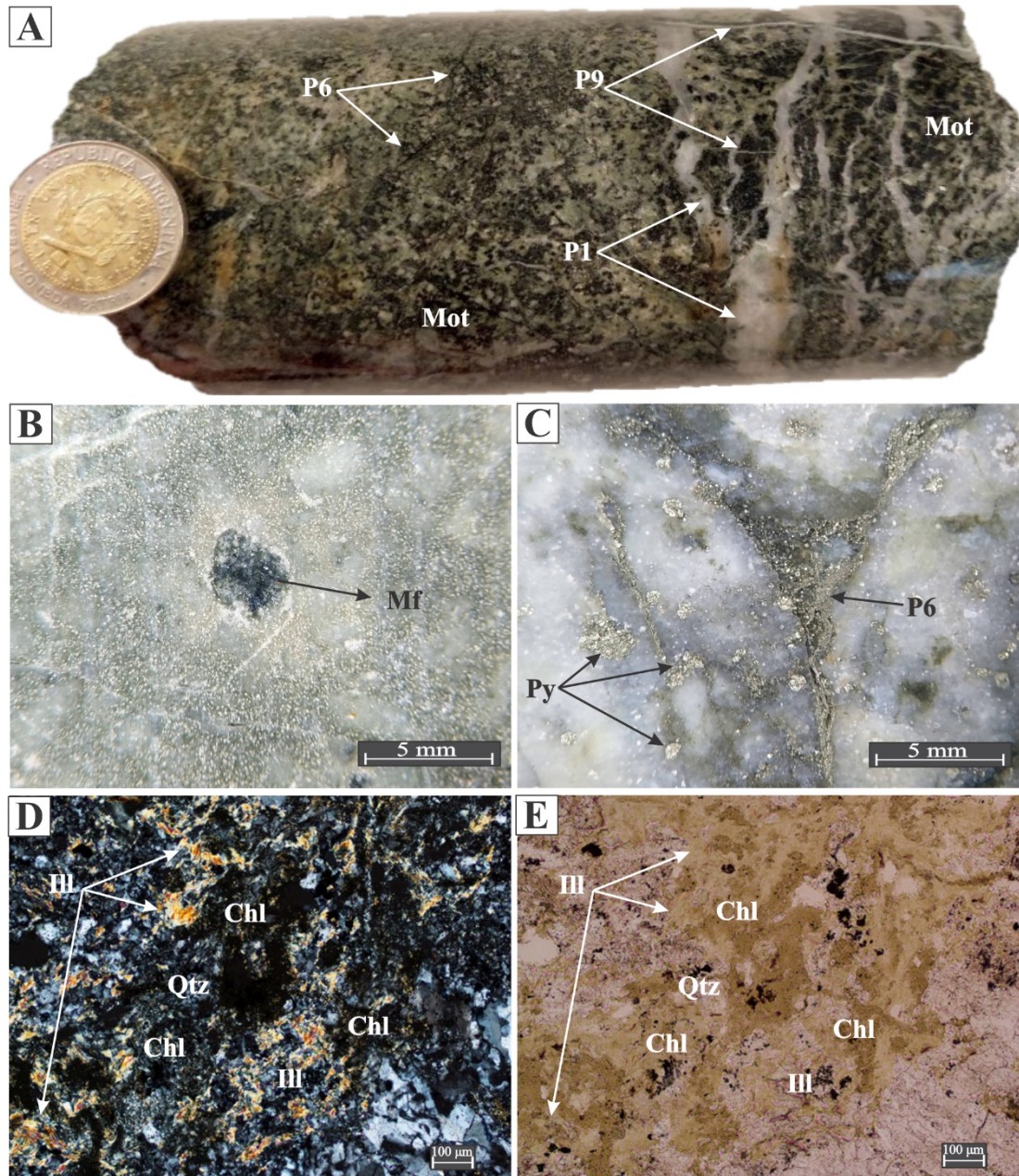


Figura 14. Fotografías y fotomicrografías de la alteración chl±py. A) Fotografía de un testigo representativo de la alteración. B) Fotografía de cristal máfico reemplazado por clorita. C) Fotografía con lupa binocular de cristales de pirita masiva. D y E) Fotomicrografías con luz transmitida donde se observa la superposición de esta con la alteración previa. La fotomicrografía izquierda corresponde a nicols cruzados y la fotomicrografía derecha corresponde a nicols paralelos. Abreviaturas: Chl: clorita, Ill: sericita/illita, Mf: máfico, P1: pulso de cuarzo blanco a gris traslúcido, P6: pulso de clorita y pirita, P9: pulso de carbonatos traslúcidos, Py: pirita, Qtz: cuarzo.

Los análisis de difracción de rayos X corroboraron la presencia de clorita y pirita en las rocas analizadas (Fig. 15A y B). La clorita se identificó a partir de las reflexiones características en 14.16 Å y 7.08 Å. Por último, la pirita se identificó a partir de las reflexiones características en 2,70 Å y 1,63 Å.

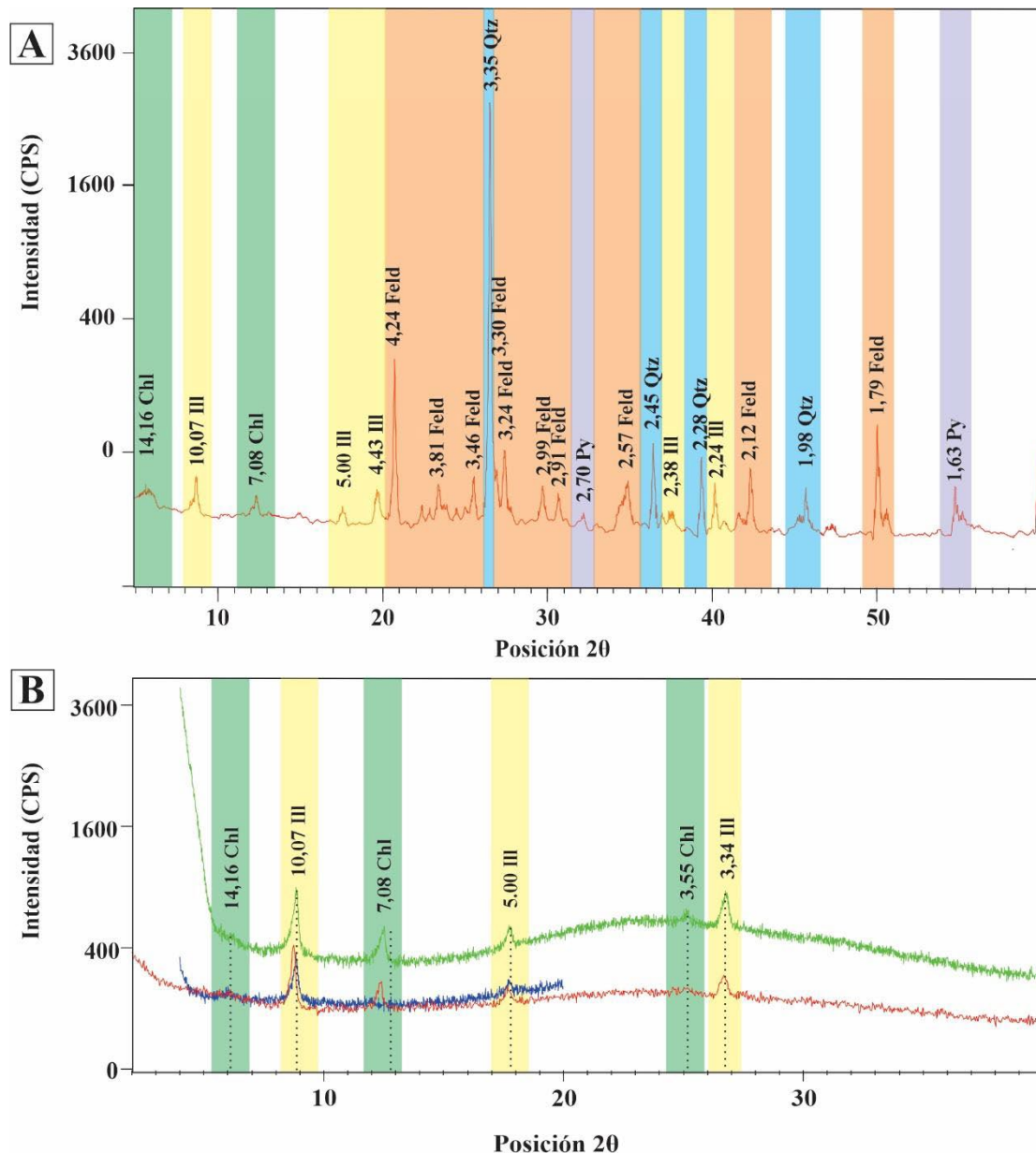


Figura 15. A) Patrones de difracción de rayos X de roca total de un testigo con alteración chl+py. En este se indican los principales componentes de la roca y minerales de alteración correspondientes. B) Patrón de difracción de rayos X de la fracción arcilla, muestra glicolada (curva roja), seca al aire (curva verde) y calcinada (curva azul) donde se indican las reflexiones características de los filosilicatos y silicatos. Abreviaturas: Chl: clorita, Feld: feldespato, Ill: sericita/illita, Py: pirita, Qtz: cuarzo. En verde se indica la clorita, en amarillo la sericita/illita, en salmón el feldespato, en celeste el cuarzo y lila la pirita.

4.3 Carbonatización (Car)

La carbonatización forma un halo de tonalidad blanquecina amarillenta a grisácea de ancho variable de entre 0,2 y 1 m asociado a vetillas de carbonatos (Fig. 16A). Estas se identificaron en ambos sondajes en rocas volcánicas, subvolcánicas y sólo localmente a tobas lapillíticas líticas a vítreas (Fig. 5 y 6). En las dacitas porfíricas y andesitas amigdaloides está alteración es débil. No obstante, su intensidad en cercanías a las vetillas es fuerte y cambia gradualmente a moderada en los primeros 10 cm de distancia (Figs. 16A y B).

La carbonatización es penetrativa y selectiva con los feldespatos y cristales máficos de las andesitas amigdaloides y dacitas porfíricas. Además, reemplaza los minerales que

rellenan las amígdalas de las andesitas amigdaloides (Fig. 16C). También está como reemplazo total a parcial de los componentes de menor tamaño que componen la pasta de las andesitas amigdaloides, dacitas porfíricas y localmente en la matriz de las de las rocas volcanoclásticas. Esta reacciona al ácido clorhídrico y generalmente presenta un color blanco. En sección delgada, en la matriz de las rocas volcanoclásticas, los carbonatos tienen aspecto turbio cuando se superponen a los demás minerales primarios y de alteración hidrotermal (Fig. 16D y E).

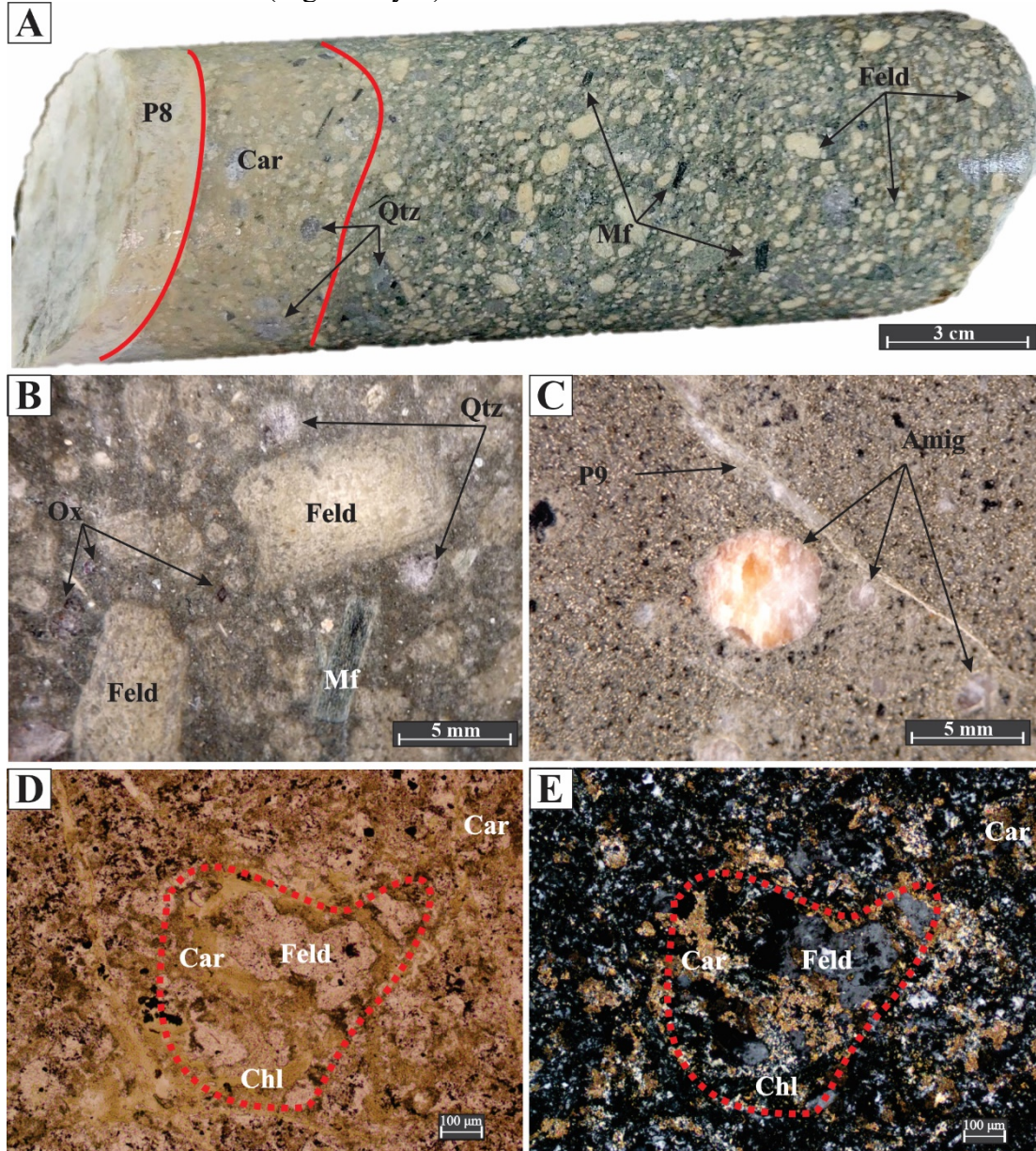


Figura 16. Fotografías de las dacitas porfíricas con carbonatización (A a C). A) Fotografía de testigo de la carbonatización fuerte a moderada. B) Fotografía con lupa binocular de fenocristales de feldespatos reemplazados por carbonatos blanco amarillentos, cuarzos, máficos y algunos óxidos e hidróxidos (Ox) en una pasta parcialmente reemplazada por carbonatos. C) Fotografía con lupa binocular de vetillas de carbonatos blanco y traslúcidos (P8 y P9). Además, se observan amígdalas rellenas de carbonatos blancos y traslúcidos. D) y E) Fotomicrografía con luz transmitida a nicols paralelos de cristal de feldespato parcialmente reemplazado por carbonatos en la matriz de las rocas volcanoclásticas parcialmente reemplazada por clorita y carbonatos. La fotomicrografía izquierda corresponde a nicols paralelos y la fotomicrografía de la derecha corresponde a nicols cruzados. Abreviaturas: Car: carbonato, Chl: clorita, Feld: feldespato, Mf: máficos, P8: Pulso de carbonato amarillento y blanco, P9: pulso de carbonatos traslúcidos, Qtz: cuarzo.

4.4 Alteración supergénica (óxidos e hidróxidos de hierro)

La zona de alteración supergénica no supera los 15 m desde la superficie en los sondajes analizados (Fig. 5). Está compuesta por stockwork de óxidos e hidróxidos de hierro compuestos por vetillas de entre 0,5 y 2 mm, que le confieren una coloración rojiza a anaranjada a las rocas volcanoclásticas y volcánicas. También está en forma de reemplazo parcial de algunos cristales de pirita tapizados por hematita exógena. Estos exhiben un tamaño <1 mm.

5 RESULTADOS: EPISODIOS Y PULSOS HIDROTERMALES

El estudio de detalle de los 2 sondajes que atraviesan las vetas San Pedro y San Pablo (DHA-52 y DHA-58) (Fig. 5 y 6), permitió determinar la secuencia paragenética en base a la observación de la mineralogía de las vetas y vetillas, relaciones de corte y características morfológicas, texturales, composicionales de los minerales de mena y de ganga. La mineralización se encuentra en forma de vetas y vetillas polimetálicas o como cemento de brechas hidrotermales (ver sección 3.3.1) que afectan a las rocas volcánicas y volcánicas. Este trabajo de detalle permitió distinguir en ambas vetas (San Pedro y San Pablo) al menos 10 pulsos que se agruparon en 4 episodios de relleno hidrotermal: episodio 1 (E1), episodio 2 (E2), episodio 3 (E3) y episodio 4 (E4) (Fig. 17). A continuación, se detallan las principales características texturales y mineralógicas de cada pulso observadas en muestra de mano y microscopio óptico.

5.1 Episodio 1 (E1)

El primer episodio aloja los mayores contenidos de mena de Ag, Au, Pb, Zn y Cu (Fig. 17). Este episodio está representado por los pulsos P1 a P5. Constituyen entre 70-80% del relleno y cortan a las rocas volcánicas y a las rocas andesíticas porfíricas.

5.1.1 Pulso 1 (P1)

El pulso 1 constituye el relleno más abundante de las vetas San Pedro y San Pablo. Consiste en cuarzo con bandeados crustiformes con tendencia coloforme (Fig. 18A y B).

En general, el pulso presenta paredes levemente rectas a levemente sinuosas, contactos netos y espesores de entre 10 mm y 1 m. Dentro de este pulso se subdividen dos variedades de cuarzo: cuarzo blanco y cuarzo traslúcido. El cuarzo blanco presenta un mejor desarrollo cristalino, de grano grueso a muy grueso, con cristales de tamaños variables de entre 300 a >500 μm , bien definidos y con formas euédrales a subeuédrales. En gran parte, los cristales de cuarzo euédrales presentan texturas zonadas (Fig. 18C). Localmente y superpuesta a la textura anterior se identificaron texturas de recristalización plumosa y flameante con extinción ondulosa en contacto con el pulso 2. Las texturas plumosa y flameante se presentan coronando los cristales euédrales de gran tamaño que a su vez dan lugar a texturas zonadas (Fig. 18D y E). Entre los 1250 a 1304 metros sobre el nivel del mar (msnm), el cuarzo blanco desarrolla texturas de reemplazo tipo *parallel-bladed* y *ghost-bladed* (Fig. 18F y G). Estos cristales de cuarzo blanco hospedan abundantes inclusiones fluidas bifásicas ricas en gas y líquido (Fig. 18H).

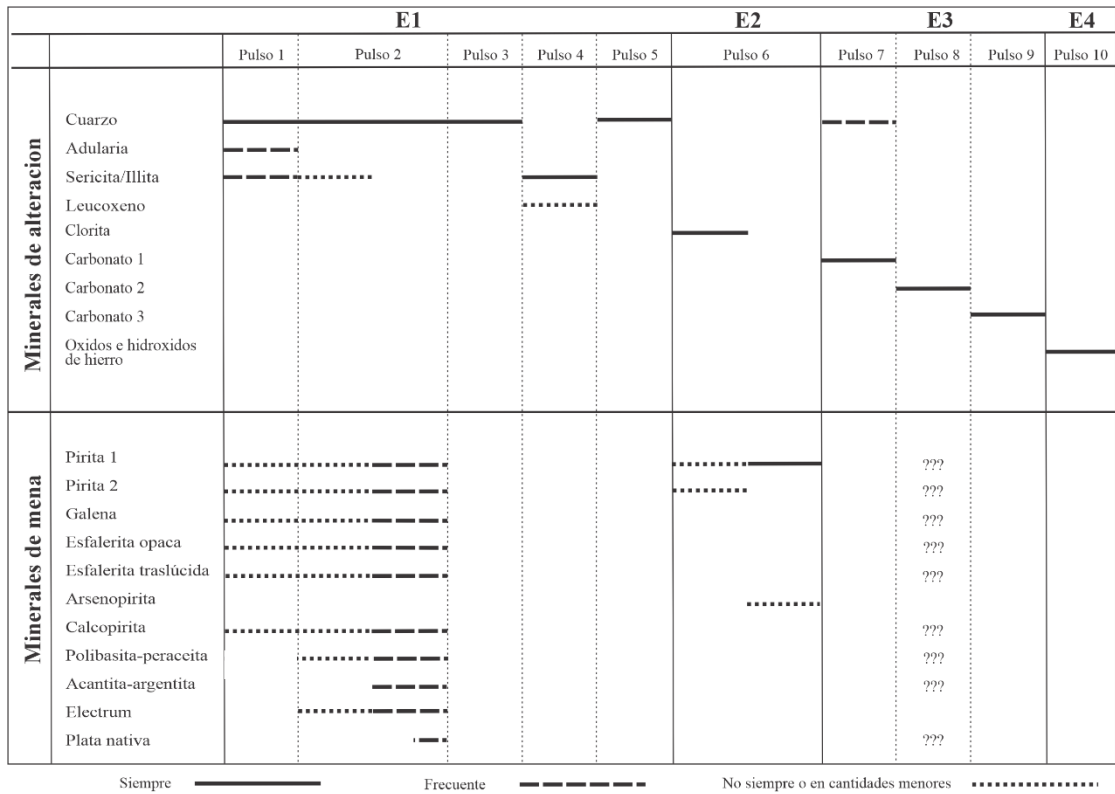


Figura 17: Diagrama paragenético propuesto para los minerales de ganga y de mena formados durante la evolución del sistema hidrotermal que dio origen a las vetas San Pedro y San Pablo. Los signos de interrogación indican que no se tiene suficiente información y/o evidencia para confirmar con seguridad la ocurrencia y/o secuencia temporal de los minerales de mena.

El cuarzo traslúcido es de grano fino a muy fino, con tamaños que varían entre 25 y 100 μm y desarrollo de textura de recristalización en mosaico.

Cristales de adularia con formas rómbicas a subrómbicas se reconocieron en las paredes de las vetas y vetillas o dentro del bandeado multiepisódico como cristales aislados (<1 a 2%) con tamaños variables entre 50 y 100 μm . La adularia está parcialmente alterada a sericita/illita y reemplazada por carbonatos (Fig. 18I).

El contenido de sulfuros es bajo (<8%) y está representado por pirita y cantidades subordinadas de esfalerita opaca, esfalerita traslúcida, calcopirita y galena diseminada de tamaños variables de entre 5 y 50 μm que cortan cristales de cuarzo o están intersticiales.

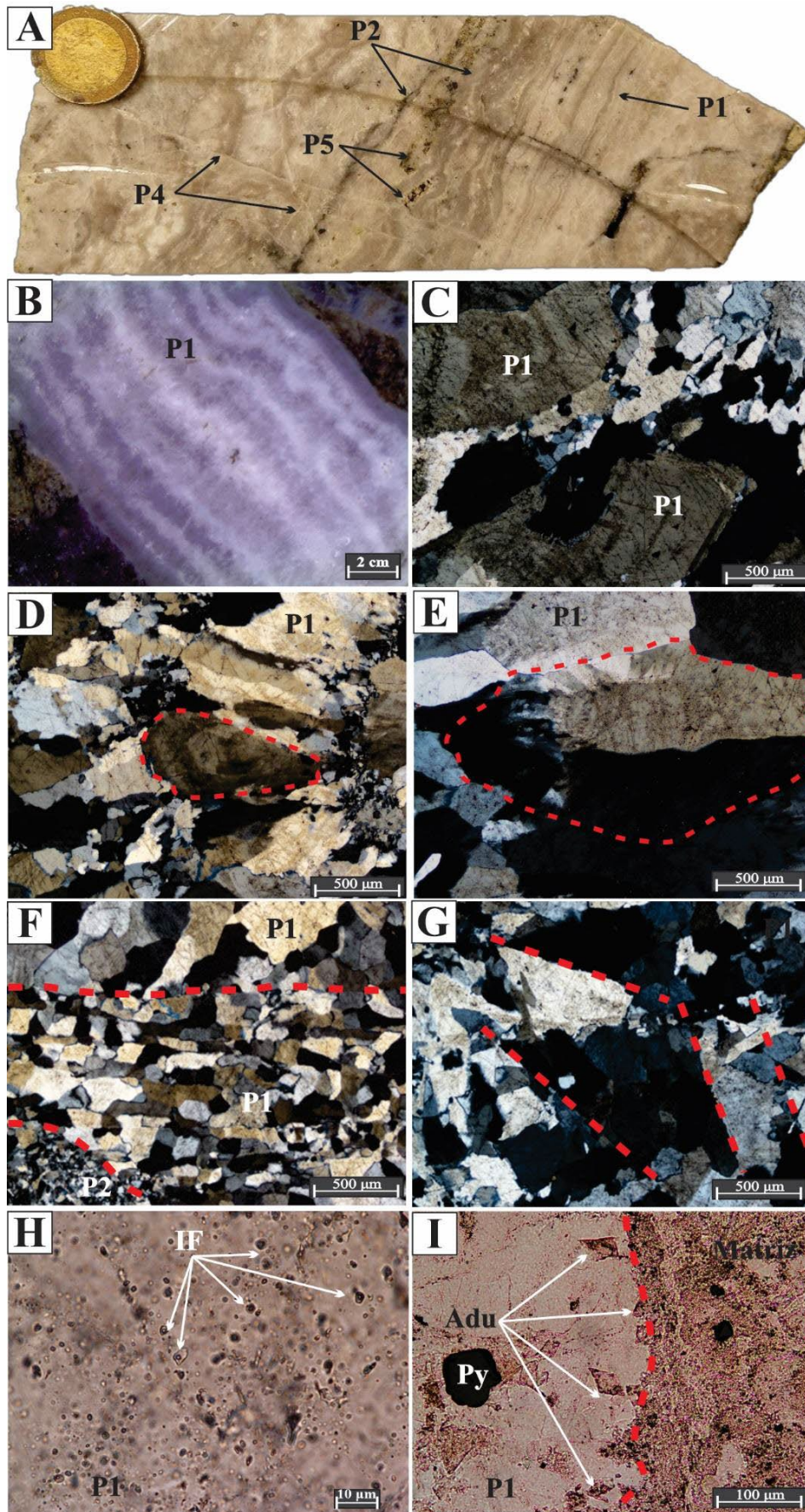


Figura 18. Fotografías y fotomicrografías del pulso P1. A) Fotografía de un testigo representativo de las vetas de San Pedro y San Pablo. En este se indican el bandeo multiépisódico con textura crustiforme

compuesto por los pulsos P1, P2, P4 y P5. B) Fotografía con lupa binocular del bandeado multiepisódico con textura crustiforme del pulso P1. C) Fotomicrografía con luz transmitida a nicoles cruzados de cristales de cuarzo con textura zonal. D) Fotomicrografía con luz transmitida a nicoles cruzados de textura plumosa. En rojo se rodeando al cristal de cuarzo euhedral zonado. E) Fotomicrografía con nicoles cruzados de textura flameante. En rojo se rodea a cristal de cuarzo euhedral zonado. F) Fotomicrografía con luz transmitida a nicoles cruzados de textura *parallel-bladed*. Líneas de trazo rojo delimitan a esta textura. G) Fotomicrografía con luz transmitida a nicoles cruzados de textura *ghost-bladed*. En trazo rojo se indican fantasmas de carbonatos tabulares reemplazados por cuarzo. H) Fotomicrografía con luz transmitida a nicoles paralelos de inclusiones fluidas en cristales de cuarzo con textura zonal. I) Fotomicrografía con luz transmitida a nicoles paralelos de cristales de adularia en el borde del pulso P1. Abreviaturas: IF: inclusión fluida, P1: pulso de cuarzo blanco y gris traslúcido, P2: pulso de cuarzo gris a gris oscuro, P4: pulso de sericita, P5: pulso de cuarzo blanco lechoso.

5.1.2 Pulso 2 (P2)

Este pulso constituye el segundo relleno más abundante de las vetas San Pedro y San Pablo. Consiste en vetillas de cuarzo microcristalino gris a gris oscuro, que forman bandeados crustiformes y además cortan y brechan al pulso anterior (Fig. 19A). Localmente este pulso forma brechas monomíticas cemento-sostén con clastos de P1 (Fig. 19B). Se componen de bandas de entre 1 y 30 mm de espesor, con paredes rectas a levemente sinuosas y con abundantes minerales mena diseminados. Las bandas de cuarzo son paralelas, con textura en mosaico, de granulometría de tamaño de entre 25 y 50 μm (Fig. 19C). El contenido de sulfuros es alto (<10%) y está representado por abundantes cantidades de pirita y en menor proporción esfalerita, calcopirita, galena, sulfosales de plata, electrum y plata nativa alojados entre los intersticios de los microcristales de cuarzo (Fig. 19D). El pulso P2 finaliza con una reapertura del cuarzo microcristalino gris. En general, este pulso es el principal pulso portadores de la mineralización de Ag, Au, Cu, Pb y Zn. Presenta tenores que alcanzan hasta 906 ppm de plata, 13.55 ppm de oro, 620 ppm de cobre, 2040 ppm de plomo y 4150 ppm de zinc a profundidades desde los 1250 a 1304 msnm.

Se diferenciaron dos generaciones de pirita, identificadas principalmente por su tamaño y textura (Fig. 20A). La pirita temprana corresponde a cristales euhedrales a subhedrales, hábito cúbico y de tamaños <1 mm. En su interior la pirita presenta oquedades generalmente rellenas de esfalerita opaca, calcopirita, galena, sulfosales de plata y electrum (Fig. 20B). Las inclusiones de electrum incluyen tamaños variables de entre 1,5 y 5 μm . Localmente se observó en estos cristales de pirita una zonación pasando de una pirita con inclusiones a una pirita limpia (Fig. 20C). La pirita tardía forma agregados de cristales euhedrales a subhedrales y con tamaños de entre 2 y 25 μm . En ocasiones se encuentra rodeando a minerales de mena como la esfalerita, polibasita-pearceita, calcopirita y galena (Fig. 20D).

Se reconocieron tres generaciones de esfalerita en este pulso: esfalerita opaca, esfalerita traslúcida y esfalerita verdosa. La esfalerita opaca es de grano fino a muy fino con formas anhedrales y presenta abundantes inclusiones de calcopirita (*chalcopyrite disease*). Presenta una zonación del centro hacia afuera que va de esfalerita opaca a esfalerita traslúcida (Fig. 20E). La segunda generación consiste en esfalerita traslúcida de grano fino a muy fino y con forma anhedral.

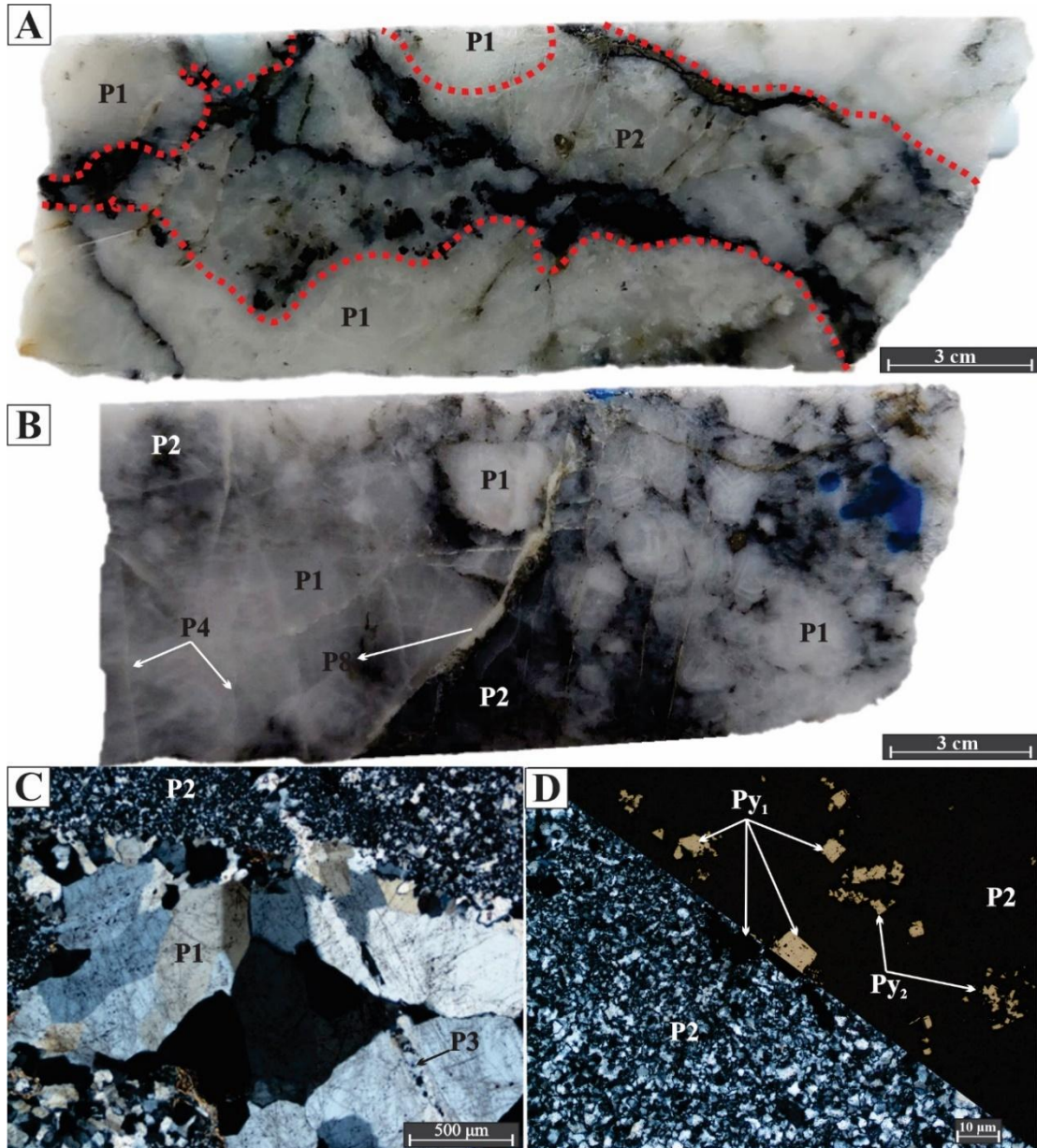


Figura 19. Fotografías y fotomicrografías del pulso P2. A) Pulso P2 brechando al pulso P1. B) Veta donde se observa el pulso P2 con fragmentos de cuarzo blanco y gris translúcido. Además, se indican vetillas del pulso P4 cortando a los pulsos de cuarzo y un pulso P8. C) Fotomicrografía con luz transmitida a nicules cruzados del pulso P3 cortando a un fragmento de cuarzo de grano grueso correspondiente al pulso P1 translúcido inmerso en el pulso P2. D) Fotomicrografía de pulso P2 de grano fino con abundantes cristales de pirita Py_1 y Py_2 . La parte inferior izquierda corresponde a luz transmitida con nicules cruzados, la parte superior derecha corresponde a luz reflejada a nicules paralelos. Abreviaturas: P1: pulso de cuarzo blanco y gris translúcido, P2: pulso de cuarzo gris a gris oscuro, P3: pulso de cuarzo translúcido tipo *stringer*, P4: pulso de sericita, P8: pulso de carbonato amarillento y blanco, Py_1 : pirita de primera generación, Py_2 : pirita de segunda generación.

La esfalerita verdosa se encuentra en menor proporción que las demás esfaleritas. Esta se encuentra a los 1230 msnm como parches de tamaños generalmente grande $<500 \mu\text{m}$, con bordes anhedral e irregulares sin relaciones con las demás esfaleritas anteriormente descriptas. En su interior presentan cristales de pirita de segundo orden e inclusiones de calcopirita (*chalcopyrite disease*) (Fig. 20F).

La calcopirita se encuentra diseminada en los cristales de esfalerita (*chalcopyrite disease*) y como cristales anhedral de tamaños de entre 5 y $100 \mu\text{m}$ (Fig. 20G). Esta se encuentra en contacto con pirita, galena y esfalerita opaca (Fig. 20H).

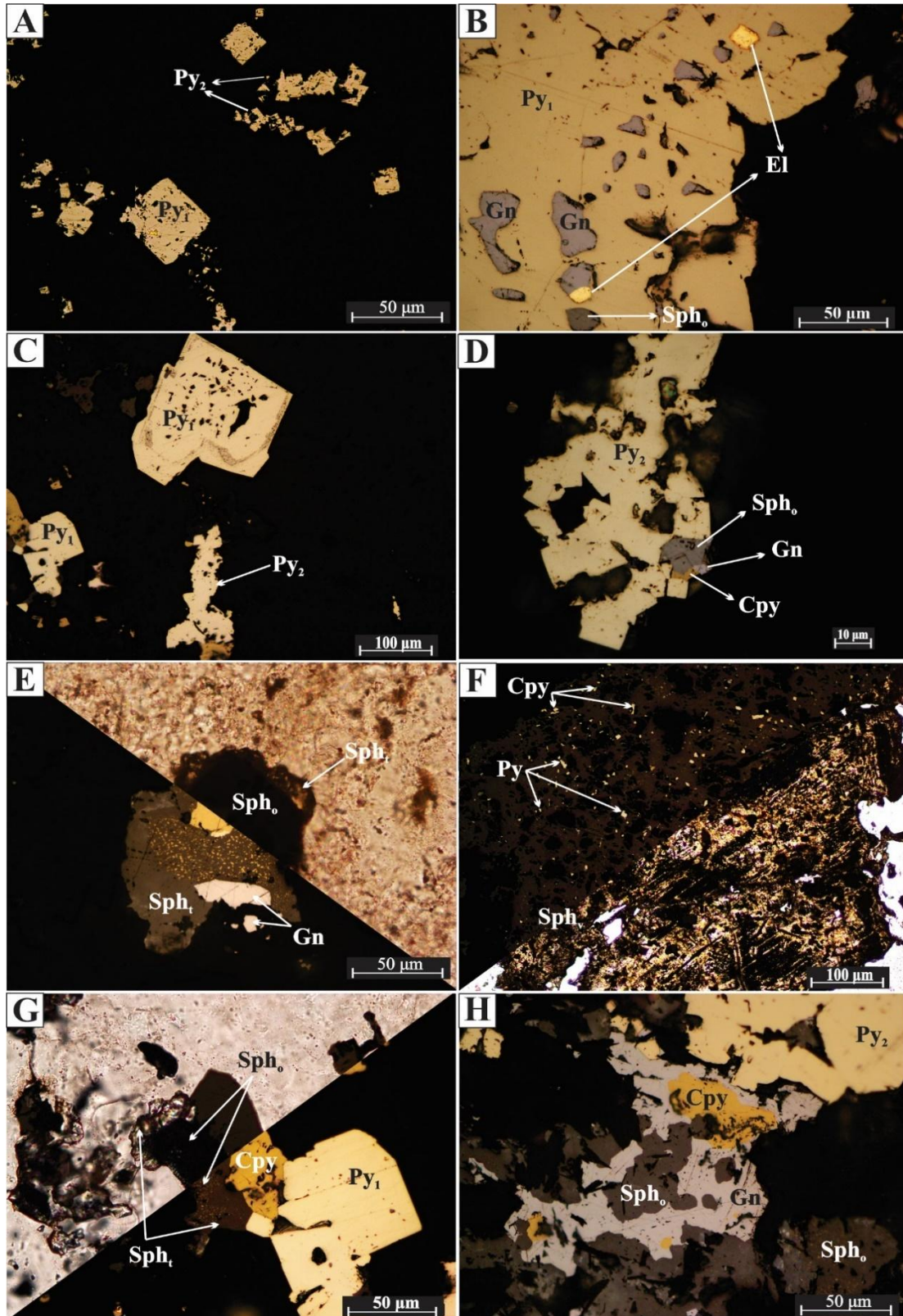


Figura 20. Fotomicrografías de los minerales mena presentes en el pulso P2. A) Fotomicrografía con luz reflejada con 2 generaciones de pirita: Py_1 con cristales de entre <1 mm y Py_2 con cristales de tamaño entre 2 y 25 μm . Ambas presentan cristales cúbicos y dodecaédricos fracturados y con numerosos huecos de disolución. B) Fotomicrografía con luz reflejada de cristal de pirita con inclusiones de electrum de hasta 10 μm , galena y esfalerita opaca. C) Fotomicrografía con luz reflejada de pirita. D) Fotomicrografía con luz reflejada de galena, esfalerita opaca y calcopirita en contacto y en huecos de pirita. E) Fotomicrografía de esfalerita opaca con *chalcopyrite disease* en el centro y bordes de esfalerita traslúcida. La parte inferior izquierda corresponde a luz reflejada y la parte superior derecha corresponde

a luz transmitida con nicoles paralelos. F) Fotomicrografía de esfalerita verdosa con inclusiones de pirita y calcopirita. La parte superior izquierda corresponde a luz reflejada y la parte inferior derecha corresponde a luz transmitida con nicoles paralelos G) Fotomicrografía de esfalerita opaca en contacto con esfalerita traslúcida, calcopirita y pirita. La parte superior izquierda corresponde a luz transmitida con nicoles paralelos, la parte inferior derecha corresponde a luz reflejada. H) Fotomicrografía con luz reflejada de galena con inclusiones de esfalerita y calcopirita. Abreviaturas: Cpy: calcopirita, El: electrum, Gn: galena, P2: pulso de cuarzo gris a gris oscuro, Py: pirita, Py₁: pirita de primera generación, Py₂: pirita de segunda generación, Sph: esfalerita, Sph_o: esfalerita opaca, Sph_t: esfalerita traslúcida, Sph_v: verdosa.

La galena desarrolla cristales con tamaños de entre 10 y 100 μm (Fig. 21A). Esta constituye cristales y localmente vetillas que cortan a la pirita temprana (Fig. 21B). Se encuentra en contacto generalmente con pirita, esfalerita, calcopirita, acantita-argentita, polibasita-pearceita y electrum.

La acantita-argentita se encuentra en menor proporción que los minerales previos. Esta se caracteriza por ser gris levemente oscuro y por sus pátinas de oxidación de aspecto turbio, diferenciándose de la polibasita-pearceita por presentar una coloración gris verdosa. Esta se encuentra comúnmente en contacto con galena, calcopirita, esfalerita, pirita y electrum. Presenta formas anhedrales y tamaños variables de entre 10 y 50 μm (Fig. 21C y D).

La polibasita-pearceita se caracteriza por su coloración gris verdosa oscura y se encuentra en contacto comúnmente con pirita, calcopirita, esfalerita traslúcida y opaca. Presenta formas anhedrales y tamaños variables de entre 10 y 40 μm (Fig. 21E). Localmente se identificó un mineral blanco a blanco amarillento con alta reflectancia que podría corresponder a plata nativa con forma anhedral de entre 15 y 30 μm en contacto con calcopirita y acantita-argentita (Fig. 21F).

5.1.3 Pulso 3 (P3)

El pulso 3 consiste en stockwork de vetillas de cuarzo traslúcido estéril tipo *stringer* que cortan la roca de caja y los pulsos previos. Estas presentan paredes rectas y de espesores de hasta 300 μm (Fig. 22A y B). Las vetillas se componen de cristales de cuarzo anhedral, de tamaños de entre 10 y 100 μm .

5.1.4 Pulso 4 (P4)

Este pulso consiste en vetillas de sericita que cortan a los pulsos P1 a P3. Estas vetillas tienen espesores de entre 500 μm y 1 mm con paredes levemente sinuosas a sinuosas. Se componen de cristales sericita de tamaños variables siendo de grano muy fino y de media a grueso, con hábito laminar dispuestos en agregados de forma radiales. Por otro lado, también se identificaron vetillas de sericita de aspecto turbio con espesores de entre 100 y 300 μm con la misma relación de corte que estas últimas (Fig. 22C y D).

5.1.5 Pulso 5 (P5)

Este pulso está compuesto por cuarzo masivo blanco estéril, con una textura drusa visible macroscópicamente, que rellena las escasas oquedades presentes en las vetas de cuarzo y en las superficies de las diaclasas correspondientes a P1 y P2 (Fig. 22E y F).

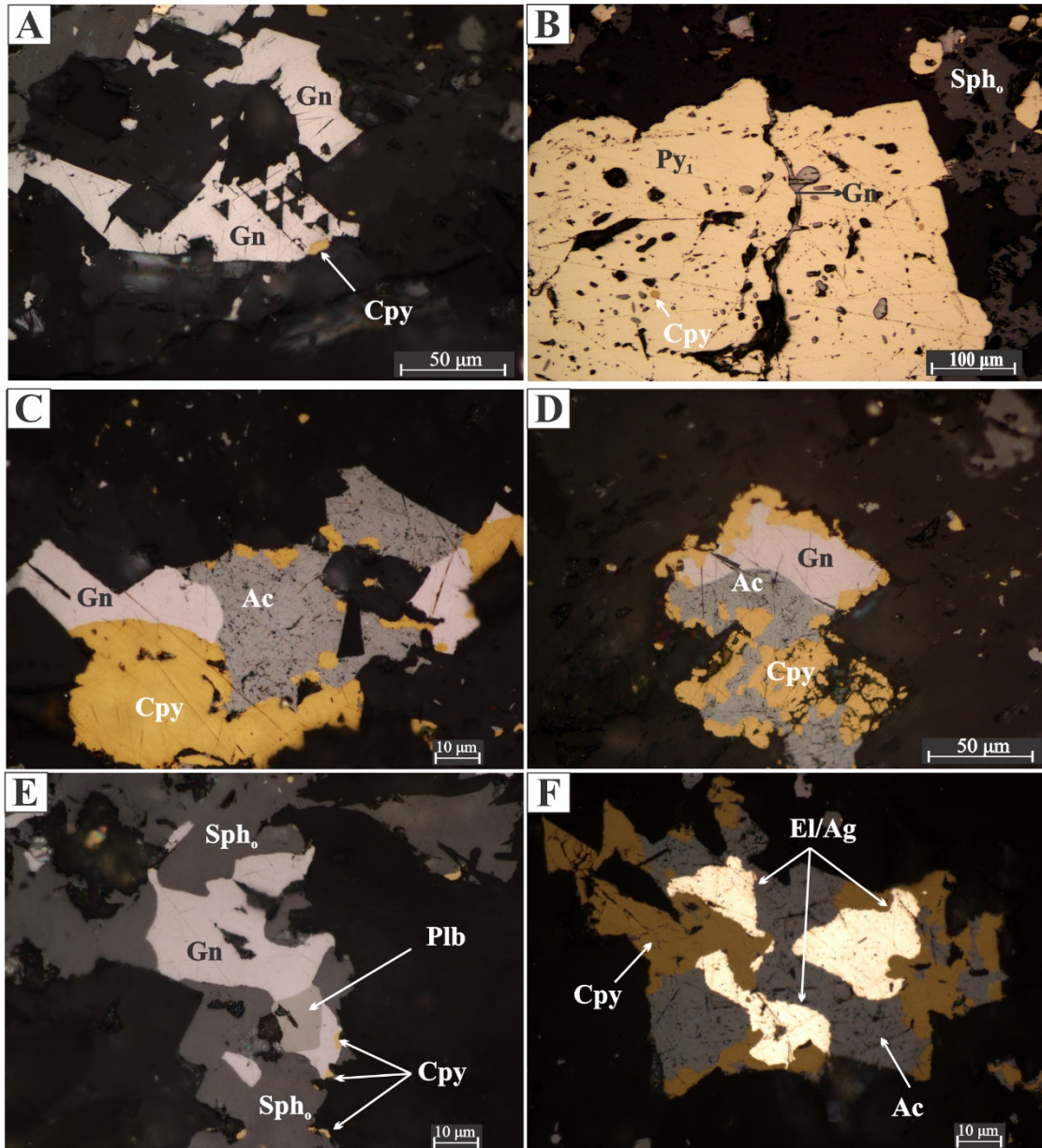


Figura 21. Fotomicrografías con luz reflejada de los minerales mena presentes en el pulso P2. A) Galena con huecos triangulares característicos. B) Pirita con inclusiones de calcopirita y microvetillas de galena que cortan a la pirita. C) Acantita-argentita en contacto con calcopirita y galena. D) Calcopirita rodeando a acantita-argentita y galena. E) Galena en contacto con esfalerita polibasita-pearceita y calcopirita. F) Calcopirita en contacto con acantita-argentita y plata nativa de hasta 25 μm . Abreviaturas: Ac: acantita-argentita, Cpy: calcopirita, El/Ag: plata nativa, Gn: galena, Plb: polibasita-pearceita, Py₁: pirita de primera generación, Sph_o: esfalerita opaca.

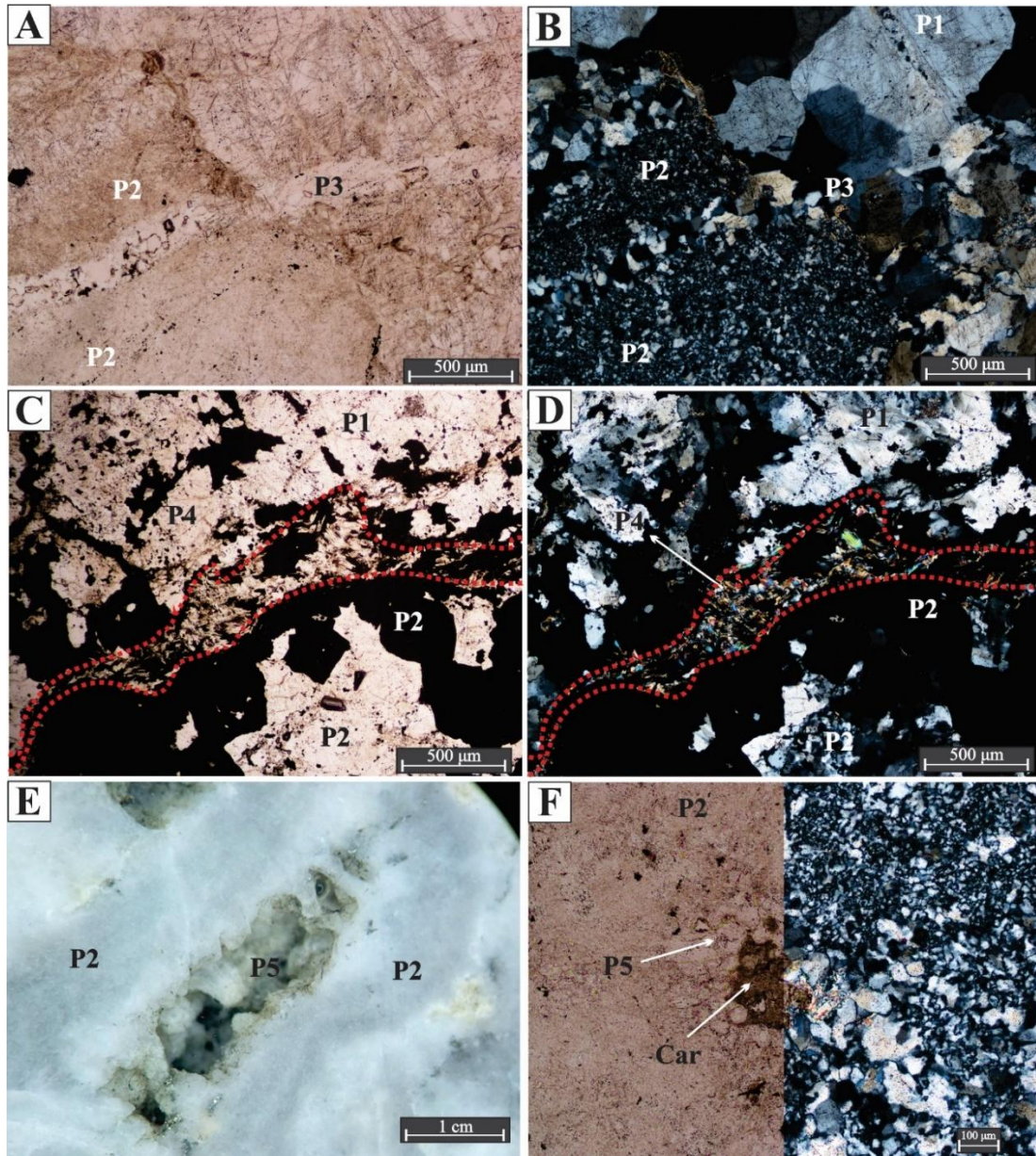


Figura 22. Fotografías y fotomicrografías del pulso P3, pulso P4 y pulso P5. A) y B) Fotomicrografía con luz transmitida del pulso P3 cortando al pulso P2 y P1. La fotomicrografía izquierda corresponde a nicols paralelos y fotomicrografía derecha corresponde a nicols cruzados. C) y D) Fotomicrografía con luz transmitida de vetilla de sericita cortando al pulso P2. La fotomicrografía izquierda corresponde a nicols paralelos y la fotomicrografía derecha corresponde a nicols cruzados. En rojo se delimita el pulso P4. E) Fotografía con lupa binocular de pulso P2 reabierto por pulso P5. F) Fotomicrografía con luz transmitida de pulso P2 de grano fino reabierto por pulso P5 con textura en drusa. Además, este se encuentra relleno por carbonato turbio. La parte izquierda corresponde a nicols paralelos y la parte derecha corresponde a nicols cruzados. Abreviaturas: Car: carbonato, Cpy: calcopirita, P2: pulso de cuarzo gris a gris oscuro, P3: pulso de cuarzo traslúcido tipo *stringer*, P4: pulso de sericita, P5: pulso de cuarzo blanco lechoso.

5.2 Episodio 2 (E2)

El segundo episodio consiste en un pulso y constituye entre el 15 y 20% del volumen del relleno hidrotermal. Este pulso tiene una gran distribución a lo largo de los sondajes, aunque suele abundar más en niveles intermedios a profundos (1295 a 1187 msnm). Está representado por un pulso de clorita y piritita (P6) (Fig. 17). Este pulso en general, rellena vetillas delgadas, aunque localmente conforman el cemento de brechas cemento-sostén y

clasto-sostén (ver sección 3.3.2) y cortan a las rocas volcanoclásticas, rocas andesíticas porfíricas y andesitas amigdaloides.

5.2.1 Pulso 6 (P6)

El pulso P6 está caracterizado por la presencia de cantidades variables de clorita y pirita en vetillas que cortan a los pulsos previos y a la roca de caja (Fig. 23A y B). Tiene una gran distribución a lo largo de los sondajes, predominando en niveles intermedios a profundos, aunque de manera irregular (Fig. 5, 6 y 11). Presenta paredes sinuosas a levemente sinuosas y espesores variables que en promedio son de entre 1 y 3 mm. La clorita es general presenta un color negro a verde oscuro de grano muy fino. La pirita se encuentra de grano fino a muy fino y consiste en agregados de pirita masiva. Localmente en niveles profundos, la pirita se encuentra asociada a abundantes agregados de arsenopirita. La arsenopirita presenta hábitos generalmente prismáticos a rómbicos con tamaños de entre 0,5 y 2 mm (Fig. 23C).

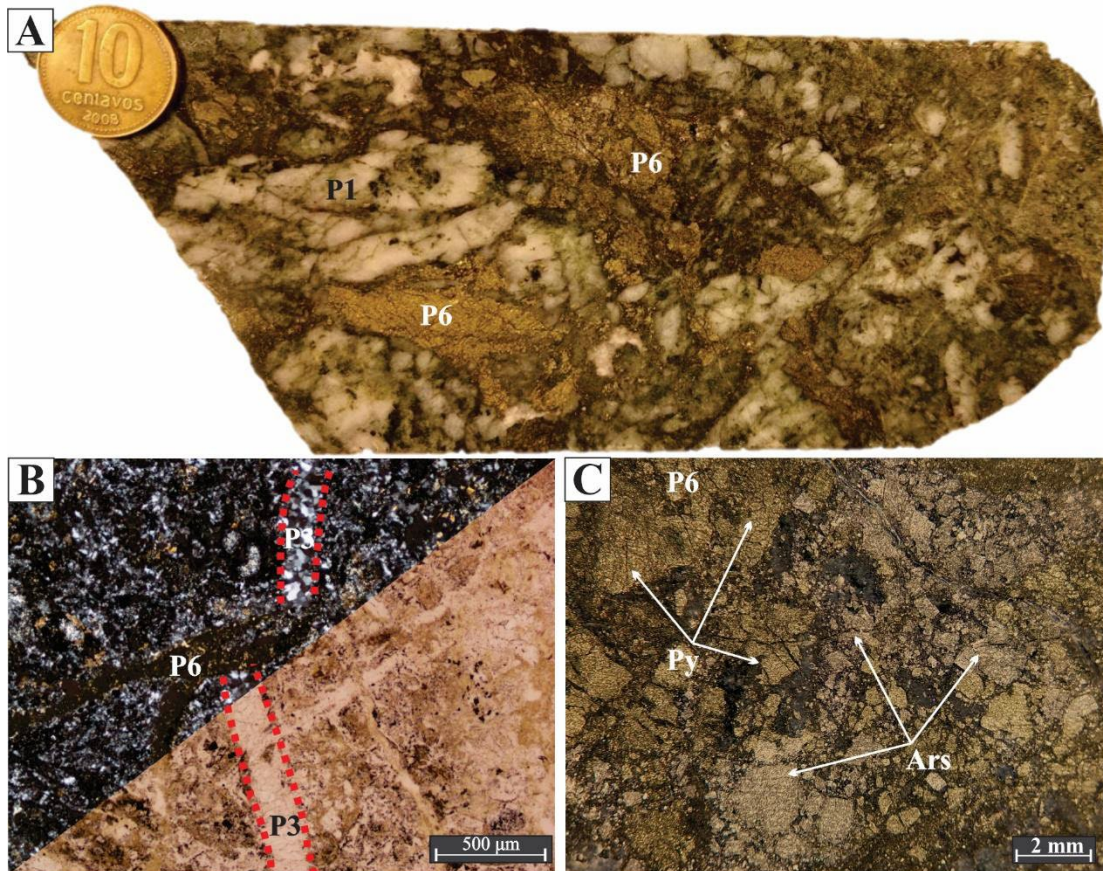


Figura 23. Fotografías y fotomicrografías del pulso P6. A) Fotografía de testigo corona donde se observa el pulso de P6 brechando al pulso P1. B) Fotomicrografía a luz transmitida del pulso P6 cortando a pulso P3. La parte superior izquierda corresponde a nicoles cruzados y la parte inferior derecha corresponde a nicoles paralelos. C) Fotografía con lupa binocular de pulso P6 asociada a la arsenopirita. Abreviaturas: Ars: arsenopirita, P1: pulso de cuarzo blanco y gris traslúcido, P3: pulso de cuarzo traslúcido tipo *stringer*, P6: pulso de clorita y pirita.

5.3 Episodio 3 (E3)

El tercer episodio consiste en 3 pulsos que en conjunto ocupan <10% en volumen: carbonatos con cuarzo (P7), carbonato de color amarillento y blanco a rosado mineralizado (P8) y carbonato traslúcido (P9). Este episodio tiene desarrollo a lo largo del sondaje, sin embargo, el pulso P7 se encuentra afectando localmente a rocas volcánicas. Este episodio corta a todas las secuencias litológicas descriptas. Representa

un escaso volumen que corta los pulsos previos e invadiendo la roca de caja. De estos episodios, el de mayor representación es el pulso P8, que contiene entre 3 y 5% de minerales mena (Fig. 17).

5.3.1 Pulso 7 (P7)

Este pulso tiene un desarrollo restringido a lo largo de las andesitas porfíricas (<2%) donde la relación con los pulsos anteriores es poco clara. Se observó en muy pocas muestras como relleno de vetillas de entre 1 y 7 mm de ancho. Las vetas y vetillas cortan y reabren al pulso de clorita y pirita (P6) e invaden la roca de caja (Fig. 24A). Consiste en un pulso de carbonato blanco y cuarzo blanco a traslúcido (Fig. 24B). Este se compone de cristales de carbonatos masivos a granulares de grano fino. Por otra parte, el cuarzo es granular con cristales bien desarrollados y formas euhedrales y hábitos prismáticos.

5.3.2 Pulso 8 (P8)

Este pulso se compone de carbonatos de color amarillento y blanco a rosado (Fig. 24C). El carbonato amarillento corresponde a ankerita. Este se presenta localmente como cristales euhedrales romboédricos de grano fino de entre 1 y 3 mm. Está en contacto con las paredes de la roca de caja y en ocasiones se lo observó como clastos inmersos en el pulso de carbonato blanco. En sección delgada se observó que este pulso ópticamente presenta un aspecto turbio.

El carbonato blanco a rosado domina en casi todos los sondajes y corresponde a calcita. Además, suelen encontrarse en cotas de entre 1100 y 1150 msnm, donde adquieren una tonalidad rosada con la profundidad. Este pulso consiste en vetas y vetillas de espesores de entre 2 y 20 mm, paredes levemente sinuosas a rectas, que cortan y reabren a gran parte de los rellenos hidrotermales previos. Dentro de este pulso se reconocen fragmentos de cristales de cuarzo de tamaño <2 mm. Este pulso es portador de trazas de pirita, esfalerita, galena, calcopirita, acantita-argentita, polibasita-pearceita, electrum y plata nativa diseminadas (Fig. 24D y E). Las trazas también se observaron ocasionalmente en el centro de las vetillas rellenas de huecos entre los cristales de carbonatos con tamaños variados de entre 2,5 y 25 μm (Fig. 24E). Cabe destacar que la relación de contacto entre estos minerales de mena es idéntica a los minerales identificados y mencionados en el pulso P2. Por otra parte, y de manera localizada, el carbonato blanco se presenta como drusas rellenas de las oquedades del pulso P1.

5.3.3 Pulso 9 (P9)

Este pulso consiste en vetillas de carbonatos traslúcidos estériles. Estas cortan pulsos previos, presentan paredes levemente rectas y espesores <1 mm. Estas vetillas de carbonatos representan el pulso de mayor distribución y constituye el relleno tardío correspondiente al último evento hidrotermal del sistema. Las andesitas amigdaloides también están rellenas de carbonatos traslúcidos (Fig. 24F). En sección delgada se observó que este pulso presenta un aspecto limpio constituido por cristales anhedrales (Fig. 24G).

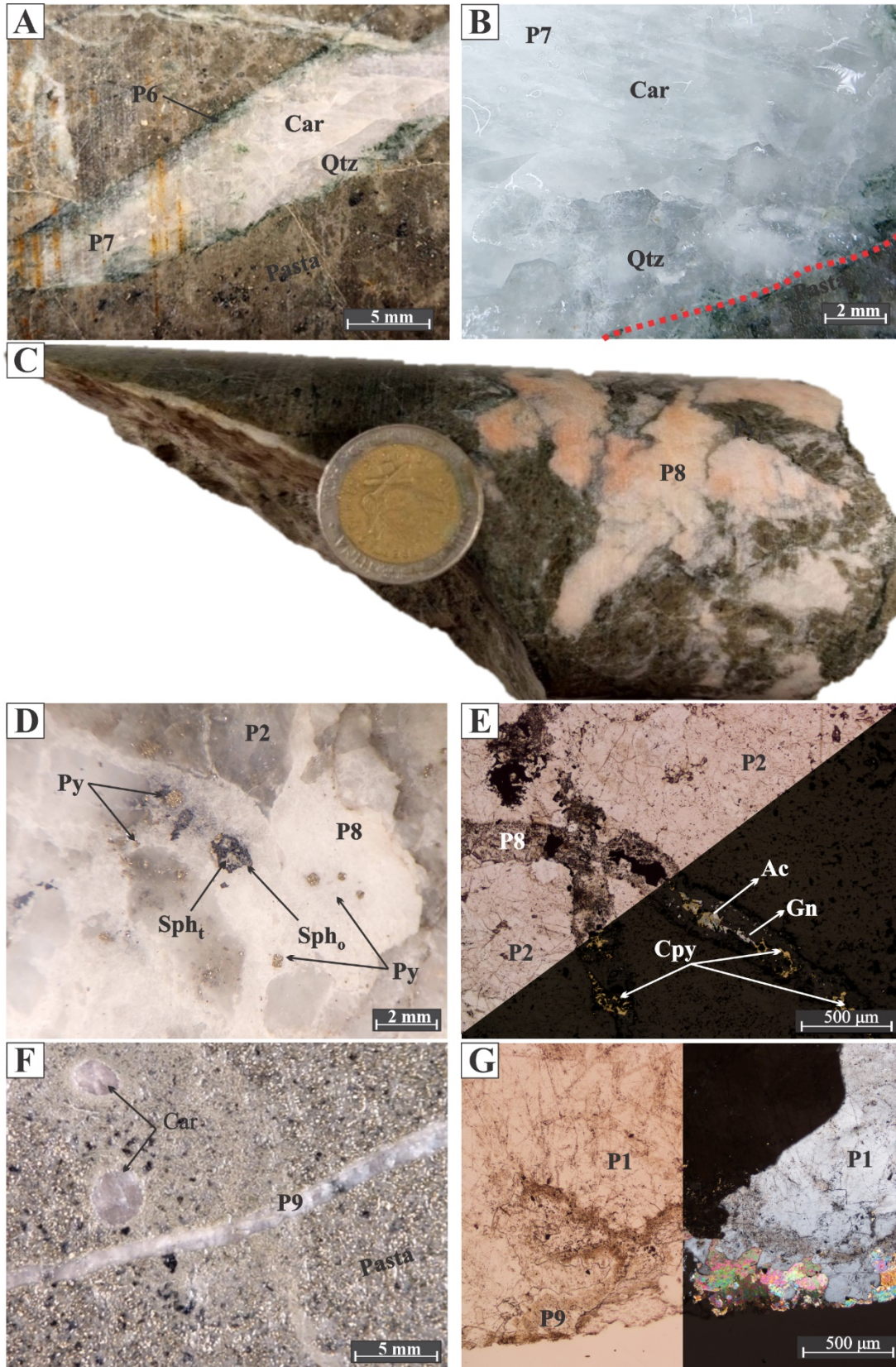


Figura 24. Fotografías y fotomicrografías de los pulsos P7, P8 y P9. A) Fotografía de testigo de una andesítica porfírica, cortada por pulso P6 y reabierta por vetilla del pulso P7. B) Fotografía con lupa binocular del pulso P7. C) Fotografía de testigo corona cortado por pulso P8. D) Fotografía con lupa binocular de pulso P8 con trazas de esfalerita opaca, esfalerita traslúcida y piritita. E) Fotomicrografía de pulso P9 con trazas de acantita-argentita, calcopirita y galena. La parte superior izquierda corresponde a luz transmitida con nicols paralelos y la parte inferior derecha corresponde a luz reflejada con nicols

cruzados. F) Fotografía con lupa binocular de una roca andesítica amigdaloides cortada por pulso P9. Además, se observan amígdalas rellenas de carbonatos traslúcidos. G) Fotomicrografía con luz transmitida de pulso P9 cortando al pulso P1. La parte izquierda corresponde a nicoles paralelos y la parte derecha corresponde a nicoles cruzados. Abreviaturas: Ac: acantita-argentita, Car: carbonatos, Cpy: calcopirita, Gn: galena, Py: pirita, P1: pulso de cuarzo blanco y gris traslúcido, P6: pulso de clorita y pirita, P7: pulso de carbonatos con cuarzo, P8: pulso de carbonatos amarillento y blanco, P9: pulso de carbonatos traslúcidos, Qtz: cuarzo, Sph_o: esfalerita opaca, Sph_t: esfalerita traslúcida.

5.4 Episodio 4 (E4)

El cuarto episodio volumétricamente es el menos importante. Tiene un desarrollo netamente superficial, no superando los 15 m desde la superficie en los sondajes analizados.

5.4.1 Pulso P10 (P10)

Este pulso consiste en un stockwork de vetillas óxidos e hidróxidos de hierro de coloración rojiza a anaranjada. Estas vetillas presentan espesores de entre 0,5 y 2 mm tapizan las diaclasas y los cuarzos drusiformes.

6 DISCUSIONES

En esta sección, se integran los resultados del trabajo de grado con los antecedentes del área de estudio, delineando el contexto local donde se encuentran las vetas San Pedro y San Pablo. Con base en los datos presentados en los capítulos 3, 4 y 5, se proponen una asignación litoestratigráfica de las unidades, las condiciones fisicoquímicas de los fluidos que afectaron a las unidades, potenciales mecanismos de transporte y precipitación de los metales. Por último, se realiza una breve comparación de las características principales del Grupo Sofía-Torreón con las vetas San Pedro y San Pablo.

6.1 Litologías

El análisis detallado de las secciones estudiadas permitió establecer relaciones de corte entre las distintas unidades litológicas presentes y entre estas con las vetas (Fig. 5, 6 y 11). Se identificaron rocas de carácter piroclástico compuestas principalmente por fragmentos pumíceos, líticos, cristalinos y en menor medida fragmentos vítreos que corresponderían al Miembro Cerro San Pedro de la Formación Arroyo del Torreón (Méndez *et al.*, 1995; Rovere *et al.*, 2004; Zappettini *et al.*, 2012 y Dicaro *et al.*, 2024). Las andesitas porfíricas son interpretadas como una fase subvolcánica posiblemente correspondientes a esta misma unidad litoestratigráfica. Hasta el momento no existen dataciones precisas de este cuerpo lo que dificulta su posicionamiento estratigráfico, tampoco se observa una relación de corte clara con las demás litologías vistas en las secciones analizadas. Se observó que estas rocas están en contacto neto con los depósitos volcanoclásticos, ubicándose en la parte inferior de la secuencia estratigráfica. Además, algunas de las tobas lapillíticas vítreas presentan fragmentos líticos con características similares a estas andesitas. En base a estas evidencias se posicionaron a las andesitas porfíricas estratigráficamente dentro del Miembro Cerro San Pedro de la Formación Arroyo del Torreón.

Las andesitas amigdaloides presentan un color verde grisáceo oscuro distintivo, se encuentran cortando a las rocas volcanoclásticas de la Formación Arroyo del Torreón e incluso a las brechas hidrotermales presentes. Basado en las relaciones de corte litológicas, alteración y relación de corte entre vetillas, se establece que estas andesitas amigdaloides, corresponderían a un evento magmático posterior a las litologías que conforman la Formación Arroyo del Torreón. Rocas de iguales características fueron identificadas por diversos autores y asignadas a la Formación Milla Michicó (Triásico Tardío-Jurásico Temprano) (Llambías *et al.*, 2007; Suárez, 2007; Mendiberri, 2018 y Pons *et al.*, 2023).

Las dacitas porfíricas presentan líticos de color naranja de textura granosa que podrían corresponder al Granito Huingancó. La presencia de estos fragmentos de granito, permite inferir que, aunque las rocas plutónicas del Complejo Volcánico-Plutónico Huingancó no afloran, podrían estar presentes en el subsuelo en zonas aledañas (Dicaro *et al.*, 2020). Rocas de iguales características que las dacitas porfíricas fueron descritas y denominadas como pertenecientes al Grupo Naunauco (Llambías y Aragón, 2011).

En las zonas más profundas de la sección de estudio se evidencia zonas de fallas con desarrollo de brechas tectónicas polimícticas no consolidadas con fragmentos de rocas volcanoclásticas, vetas y brechas hidrotermales. Estas brechas tectónicas son el resultado de reactivaciones de fallas debido a los eventos compresivos del área.

6.2 Alteraciones hidrotermales

Las características mineralógicas, texturales y de la alteración indicarían que el sistema de vetas San Pedro habría sido multiepisódico, representado por la superposición de numerosas vetas, vetillas y brechas hidrotermales (Fig. 11). Los factores principales que

condicionan la formación de los minerales de mena y las alteraciones asociadas son la fS_2-fO_2 , temperatura, pH y composición del fluido (Corbett y Leach, 1998). Por lo tanto, las descripciones de los minerales hidrotermales y su cronología permitieron esbozar las características de los fluidos del sistema de vetas San Pedro. A partir del análisis de las muestras extraídas del subsuelo, se han descrito 4 eventos de alteración (Fig. 11).

La alteración temprana de $qtz\pm ill\pm py\pm lcx$ en las proximidades de la veta (E1) es intensa, con predominancia de cuarzo con respecto a la sericita/illita. Hacia las zonas más distales, la alteración disminuye progresivamente, manteniéndose la presencia de cuarzo, pero con un aumento en la cantidad de sericita/illita. Esta alteración es estable en condiciones de pH de entre 5 a 6 y temperaturas de entre 200-350 °C (Corbett y Leach, 1998).

La alteración $chl\pm py$ afecta principalmente a las facies de tobas y tobas lapillíticas descritas pertenecientes a la Formación Arroyo del Torreón, también a los diques andesítico amigdaloides y en menor proporción a las dacitas porfíricas en posiciones distales a las vetas hidrotermales (Fig. 5 y 6). Esta se superpone a la alteración previa e indicaría un enfriamiento del sistema y cambios en la composición de los fluidos circulantes (Corbett y Leach, 1998). La presencia de clorita se debe a la interacción y neutralización de los fluidos hidrotermales por la interacción con la roca de caja (Hedenquist *et al.*, 2000; Simpson *et al.*, 2001). Esta alteración sería estable en un rango de temperaturas de entre 200-300 °C (Corbett y Leach, 1998; Hedenquist *et al.*, 2000).

Un tercer evento, se compone por carbonatos y afecta principalmente a las dacitas porfíricas, andesitas amigdaloides y sólo localmente a tobas lapillíticas líticas a vítreas (Fig. 5 y 6). Esta se identificó por el reemplazo parcial a total de los componentes de las rocas, incluyendo los minerales que rellenan las amígdalas de las andesitas amigdaloides. Además, reemplaza total o parcialmente los componentes de menor tamaño que forman la pasta de las rocas volcánicas previamente mencionadas. Posiblemente, los carbonatos se habrían formado por fluidos descendentes ricos en CO_2 . Si las aguas ricas en CO_2 están próximas a la saturación de calcita, un ligero calentamiento durante su descenso provocaría la precipitación de calcita debido a su solubilidad retrógrada (Simmons y Christenson, 1994; Simpson *et al.*, 2001). Sin embargo, se requerirían más estudios para confirmar este proceso de formación con certeza.

Por último, y sólo restringido a las zonas superficiales (<15 metros bajo boca de pozo) está representado un evento de alteración supergénica (Fig. 5 y 6). Esta se identificó por la presencia de vetillas óxidos e hidróxidos que rellenan las fracturas como resultado de la oxidación de los sulfuros primarios.

6.3 Episodios y pulsos hidrotermales

Las características texturales y mineralógicas del sistema de vetas San Pedro permiten distinguir al menos 10 pulsos simplificados en cuatro episodios de relleno hidrotermal.

El E1, representado por los pulsos P1 a P5, corresponde a la mayor parte de este relleno. Además, este es el más importante económicamente y se aloja principalmente en las vetas y vetillas de cuarzo. La textura del cuarzo de las vetas y vetillas son predominantemente primarias tipo crustiforme y zonadas con escasa representación de texturas de recristalización de tipo mosaico, plumosa y flameante. El relleno bandeado con textura crustiforme y tendencia coloforme indicaría variaciones en las condiciones de estabilidad de los fluidos (Dong *et al.*, 1995). La asociación de texturas bandeadas y zonadas es característica de la generación de vetas a profundidades <150 m (Hedenquist *et al.*, 2000). Según Dong *et al.* (1995) y Simmons *et al.* (2005) la génesis de estas texturas sería producto de un rápido ascenso de fluidos hacia zonas más someras. Se evidencian texturas zonales dentro de los cristales de cuarzo de gran tamaño. Estas texturas se forman

bajo condiciones de cristalización estables cercanas a las condiciones litostáticas (Moncada *et al.*, 2012), con un fluido ligeramente saturado en sílice, lo que es consistente con el crecimiento de cristales sin grandes fluctuaciones en la composición química del fluido (Dong *et al.*, 1995). Las bandas más turbias indicarían condiciones de sobresaturación y precipitación rápida de cuarzo (Dong *et al.*, 1995) y coinciden con zonas ricas en inclusiones bifásicas, mientras que las bandas más claras indican un cuarzo de menor velocidad de crecimiento con escasas inclusiones fluidas. La presencia de texturas *parallel-bladed* y *ghost-bladed* sumado a los cristales de adularia rómbica en las paredes de las vetas del P1 indicarían que la ebullición daría origen a la precipitación temprana de cantidades menores de metales (Dong *et al.*, 1995, Hedenquist *et al.*, 2000) (Fig. 11). Estas texturas se observaron en ambos sondajes a una cota de entre los 1300 y 1250 msnm. No obstante, la calcopirita, esfalerita, galena, acantita-argentita, polibasita-pearceita, electrum y plata nativa se encuentran por debajo de estos niveles y asociados al pulso P2. Por otro lado, la presencia de brechas formadas por clastos subangulares de roca de caja alterada y/o fragmentos de vetas previas sugiere descensos abruptos en la presión de fluidos, los cuales se atribuyen a eventos sísmicos o erupciones de tipo hidrotermal (Hedenquist y Henley 1985).

P2 está asociado principalmente a cuarzo microcristalino gris a gris oscuro que a su vez constituye el cemento de las brechas. El vínculo entre los minerales de mena y el cuarzo en mosaico permite inferir que los metales de interés económico precipitaron coetáneamente con un gel precursor a partir de un fluido con altas concentraciones de sílice (Dong *et al.*, 1995). Dado que los minerales de mena se observan incluidos en el cemento de brechas, se propone que la precipitación de los metales estaría principalmente controlada por cambios bruscos en las condiciones fisicoquímicas de los fluidos mineralizantes producto de caídas locales de presión y temperatura como consecuencia de la fracturación.

La transición entre cristales de esfaleritas opacas temprana a traslúcida tardía podría indicar variaciones en la concentración de hierro mayor en las opacas y menor en las traslúcidas. La disminución del contenido de Fe en las esfaleritas tardías evidencia una transición a condiciones de mayor fugacidad de oxígeno (fO_2) y de azufre (fS_2) como fue descrito por Conedera (2019) para la veta Karina al norte de este sistema. La presencia de sulfosales de Ag y plata nativa señalaría un descenso de la temperatura y de la fS_2 de los fluidos mineralizantes (Einaudi *et al.*, 2003). La asociación de piritita±esfalerita±sulfosales de plata±galena±calcopirita son típicos de condiciones hidrotermales de baja a intermedia sulfuración (Einaudi *et al.*, 2003; Wang *et al.*, 2019). Por otro lado, la relación elevada de Ag/Au y las paragénesis de mena identificadas son consistentes con un ambiente epitermal de intermedia sulfuración (Einaudi *et al.*, 2003 y Simmons *et al.*, 2005).

El segundo episodio, representado por P6, constituye una baja proporción del relleno hidrotermal compuesto netamente por clorita±pirita-arsenopirita. Tiene una gran distribución a lo largo de los sondajes, sin embargo, la presencia de arsenopirita asociada a la piritita se limita a sectores profundos. Por otro lado, Conedera (2019) observó una relación similar en San Pedro Norte, donde la arsenopirita y la piritita se encontraron a profundidades menores sugiriendo cambios en las concentraciones de arsénico en los fluidos hidrotermales en función de la profundidad. La presencia de arsenopirita en estos sectores profundos también indica condiciones de baja sulfuración, de acuerdo con las características descritas por Sillitoe y Hedenquist (2003).

El tercer episodio, volumétricamente menos importante, está representado por los pulsos P7, P8 y P9 compuesto por carbonatos indicando que este episodio el fluido tenía altas concentraciones de CO₂ disuelto. Estos pulsos podrían atribuirse al colapso del

sistema hidrotermal y la penetración de fluidos carbonatados. P8 es el único pulso de este episodio que incluye trazas de pirita, galena, esfalerita con calcopirita, sulfosales de plata y plata nativa, sugiriendo que corresponden a clastos de pulsos previos. El carbonato localmente rosado del pulso P8 posiblemente se deba a un enriquecimiento en manganeso durante el colapso de un sistema hidrotermal (Hedenquist *et al.*, 2000).

En resumen, las características de las texturas descriptas y paragénesis definidas en el episodio E1 indican que este se habría formado a partir de fluidos en condiciones generales de fugacidad de azufre y oxígeno intermedias a bajas con temperaturas intermedias 200-350 °C (Dong *et al.*, 1995; Corbett y Leach, 1998). Por otro lado, el episodio E2 se habría formado a partir de fluidos de temperaturas intermedias a bajas (200-250 °C) y pH débilmente ácidos (5-6) que evolucionaron a condiciones de temperatura menores (<200 °C) y pH relativamente neutros (6-7) y fugacidad de azufre y oxígeno bajas (Reyes, 1990; Corbett y Leach, 1998 y Hedenquist *et al.*, 2000).

Para estas vetas se considera que la mineralización es de origen netamente hipogénico dado que las únicas evidencias de alteración supergénica en las muestras estudiadas se restringen a los primeros metros de las perforaciones. Las zonas de brecha cementadas por cuarzo microcristalino gris a gris oscuro (P2) que cortan a las vetas de cuarzo previo son las que presentan las máximas anomalías geoquímicas del Au y Ag. El hecho que la mayor anomalía de Au y Ag se encuentren asociados a la presencia abundante de Py sugiere que el oro y la plata se encuentren como electrum en inclusiones en la Py similar a lo que ocurre en depósitos de tipo Carlin y oro orogénico (Fleet y Mumin, 1997; Shao *et al.*, 2018). La asociación de minerales de ganga de estas vetas y vetillas indican al menos temperaturas iniciales de formación <350 °C (Corbett y Leach, 1998).

La distribución de la pirita en los cuerpos andesíticos amigdaloides más intensa en contacto con la caja y casi nula en el centro del cuerpo andesítico indicaría que la piritización es posterior al emplazamiento de estos cuerpos subvolcánicos, estando posiblemente atribuidos a los pulsos P6. Por otro lado, fluidos posteriores aprovecharon las amígdalas y la porosidad de la roca para circular y precipitar carbonatos (P8 y P9).

6.4 Mecanismos de transportes y precipitación de metales:

Las características de los minerales de alteración y mineralogía de las vetas y estructuras mineralizadas indican que estas se han formado en un ambiente epitermal. Sin embargo, diversos autores sugieren temperaturas variables entre 200-350 °C y un ambiente mesotermal a epitermal (Domínguez y Garrido, 1982; Domínguez y Gómez, 1988), con condiciones de fugacidades de azufre inicialmente intermedias que evolucionaron a bajas.

Bajo condiciones de temperatura <250 °C, pH ligeramente alcalino y baja a intermedia fugacidad de azufre, el oro y la plata fueron probablemente transportados como complejos bisulfurados mientras que el cobre, zinc y plomo se habrían movilizado principalmente como complejos clorurados (Barnes, 1979). La precipitación de estos metales como electrum, sulfuros y sulfosales pudo haber estado asociada al brechamiento post-ebullición del sistema durante el pulso P2, lo que habría generado dilución y descenso de temperatura y de fugacidad de azufre (Corbett y Leach, 1998).

6.5 Comparación con las vetas del Grupo Sofía -Torreón con las vetas San Pedro y San Pablo del distrito minero Andacollo, Neuquén.

Las vetas del Grupo Sofía-Torreón, a diferencia de las vetas San Pedro y San Pablo, están emplazadas en fallas normales preexistentes que fueron reactivadas y mineralizadas durante una etapa de compresión-transpresiva con orientación predominante este-oeste (Giacosa, 2011). Por otro lado, las vetas San Pedro y San Pablo están alojadas en

estructuras extensionales que también habrían sido reactivadas posteriormente (Giacosa, 2011).

En cuanto a la composición, las vetas del Grupo Sofía-Torreón presentan una menor proporción de plata respecto a oro y se hospedan en las sedimentitas de la Formación Huaraco (Carbonífero superior) y las rocas volcánicas y volcanoclásticas de la Formación Cordillera del Viento (Triásico Tardío-Jurásico Temprano) (Pons *et al.*, 2023). En contraste, las vetas San Pedro y San Pablo muestran una alta proporción de plata respecto a oro y están contenidas en rocas volcanoclásticas del Miembro Cerro San Pedro de la Formación Arroyo del Torreón (Carbonífero Temprano).

Las vetas del Grupo Sofía-Torreón exhiben cuatro tipos de alteraciones mineralógicas: potásica temprana, propilitica, filica y supergénica. Estas vetas contienen mineralización de oro, plata y metales base, con minerales asociados como cuarzo, molibdenita, esfalerita, pirita, epidoto, biotita, clorita, calcita, arsenopirita, galena y calcopirita. Por su parte, las vetas San Pedro y San Pablo presentan alteraciones mineralógicas que incluyen $qtz \pm ill \pm py \pm lcx$, alteración $chl \pm py$, carbonatización y alteración supergénica. y se encuentran mineralizadas con plata, oro y metales base con minerales asociados como cuarzo, pirita, sericita/illita, clorita, esfalerita, sulfosales de plata, calcopirita, arsenopirita, galena, plata nativa y electrum.

Las condiciones de formación de las vetas del Grupo Sofía-Torreón evolucionaron de un régimen mesotermal a uno epitermal, con fluidos de alta temperatura ($\sim 400-240$ °C), pH alcalino, fugacidad intermedia de azufre y oxígeno en las etapas iniciales, seguido de fluidos de menor temperatura (< 150 °C), pH < 5 y menor fugacidad de azufre y oxígeno en fases posteriores (Pons *et al.*, 2023). Este cambio en temperatura y pH sugiere un sistema epitermal de sulfuración intermedia a baja, con el transporte de metales en forma de complejos clorurados y bisulfurados. En contraste, las vetas San Pedro y San Pablo muestran condiciones genéticas de un ambiente epitermal, con fluidos de temperatura media a baja (< 350 °C), pH de 5 a 7 y transporte de metales como complejos bisulfurados. Las variaciones de temperatura y pH en estas vetas también indican un sistema epitermal de sulfuración intermedia a baja, con un transporte de metales similar al visto en el Grupo Sofía-Torreón.

7 CONCLUSIONES

7.1 Litología

- El análisis detallado de las secciones en estudio permitió atribuir las rocas de carácter volcánico a la Formación Arroyo del Torreón. Las andesitas amigdaloides corresponderían a la Formación Milla Michicó y las dacitas porfíricas al Grupo Naunauco.
- Dado que el contacto de las rocas volcánicas de la Formación Arroyo del Torreón con las andesitas porfíricas no son del todo claras, se recomienda buscar los contactos de estas litologías en otros pozos ubicados en los alrededores del sistema.

7.2 Alteraciones hidrotermales

- El sistema de vetas San Pedro se caracterizaron cuatro eventos de alteración. El primero corresponde a la asociación $qtz \pm ill \pm py \pm lcx$ indicando circulación de fluidos a temperaturas entre 200-350 °C y pH de 5 a 6.
- Los eventos de alteración posteriores muestran una evolución en las condiciones de los fluidos hacia temperaturas más bajas y pH neutro a alcalino indicando un enfriamiento progresivo del sistema y cambios en la composición de los fluidos hidrotermales circulantes.
- Las asociaciones de minerales de alteración y la paragénesis de los minerales sugieren que las vetas San Pedro y San Pablo se formaron en un ambiente epitermal de intermedia abaja sulfuración con temperaturas de entre 100-350 °C bajo condiciones fugacidad de azufre, pH y temperatura decreciente.

7.3 Episodios y pulsos hidrotermales

- Los episodios de relleno hidrotermal constan de 4 episodios principales con 10 pulsos, donde los dos primeros pulsos contienen la mayor parte de la mineralización económicamente importante en texturas crustiformes y en mosaico.
- Las texturas y la paragénesis sugieren que la precipitación mineral fue controlada por cambios abruptos en la temperatura, presión y composición química. La mineralización está compuesta principalmente por calcopirita, esfalerita, galena, acantita-argentita, polibasita-pearceita, electrum y plata nativa, asociadas a cuarzo microcristalino gris a gris oscuro.
- Se recomienda un estudio detallado de las inclusiones fluidas bifásicas en las texturas zonadas del cuarzo P1 para determinar con precisión los parámetros fisicoquímicos que controlaron la deposición mineral.

7.4 Mecanismos de transporte y precipitación de metales

- La fugacidad de azufre en el sistema evolucionó de intermedia a baja, lo que influyó en la formación de los minerales de mena. A temperaturas inferiores a 250 °C y baja a intermedia fugacidad de azufre, el oro y la plata probablemente fueron transportados como complejos bisulfurados. Por otro lado, el zinc, el cobre y el plomo se habrían transportado como complejos clorurados. La precipitación de los metales se habría estado controlada por la ebullición post-brechamiento del sistema. Este proceso habría llevado al subsecuente enfriamiento, dilución y reducción en la fugacidad del azufre, lo que resultó en la desestabilización de los complejos clorurados y bisulfurados responsables del transporte de los metales.

8 BIBLIOGRAFÍA CITADA EN EL TEXTO

- Agüero, A. E. 2018. Caracterización geológico-metamórfica del basamento del extremo noroeste de la Cordillera del Viento, Neuquén. Trabajo Final de Licenciatura en Ciencias Geológicas (inédito), Fain, UNCo: 40 pp.
- Agüero, A.E., González, P.D. y De la Puente, G.S. 2017. Caracterización Geológico-metamórfica del basamento del extremo noroeste de la Cordillera del Viento, Neuquén. 20° Congreso Geológico Argentino, San Miguel de Tucumán. Actas: 7-9.
- Amos, A.J. 1972. Las cuencas carbónicas y pérmicas de Argentina. Simposio Internacional Sistema Carbonífero-Pérmico América do Sul, Río de Janeiro. Academia Brasileira de Ciencias, Anales 44 (Supl.), 27-36.
- Archangelsky, S. y Arrondo, O.G. 1966. Elementos florísticos del Pérmico argentino. II. *Rhacopteris chubutiana* n. sp. de la Formación Nueva Lubecka, provincia de Chubut, con notas sobre las especies argentinas del género *Rhacopteris*. Revista del Museo de la Plata (nueva serie), Sección Paleontología 5: 1-16. La Plata.
- Arregui, C., Carbone, O. y Leanza, H.A. 2011. Contexto tectosedimentario. En: Geología y Recursos Naturales de la Provincia del Neuquén. 18° Congreso Geológico Argentino, Relatorio: 29-36, Neuquén.
- Azcuy, C.L. y Caminos, R. 1987. Diastrofismo. En: S. Archangelsky (ed.). El Sistema Carbonífero en la República Argentina, 239-251. Academia Nacional de Ciencias, Córdoba.
- Barnes, H.L. 1979. Geochemistry of hydrothermal ore deposits: New York, Holt, Rinehart y Winston, 236–333.
- Braccini, I.O. 1970. Rasgos tectónicos de las acumulaciones mesozoicas en las provincias de Mendoza y Neuquén, República Argentina. Revista de la Asociación Geológica Argentina, 25 (2): 275-282.
- Capomassi, J.I., D'Annunzio, M.C., y Strazzere, L. 2023. Petrografía, geoquímica y relaciones estratigráficas de las unidades paleozoicas y mesozoicas del cerro Las Minas, Distrito Minero Andacollo, Neuquén, Argentina. Revista de la Asociación Geológica Argentina, 80 (3): 418-435.
- Carbone, O., Franzese, J., Limeres, B.M., Delpino, D. y Martínez, R. 2011. El Ciclo Precuyano (Triásico Tardío – Jurásico Temprano) en la Cuenca Neuquina. 18° Congreso Geológico Argentino, Relatorio: 63-73, Neuquén.
- Cobbold, P. y Rossello, E. 2003. Aptian to recent compressional deformation, foothills of the Neuquén Basin. *Marine and Petroleum Geology* 20 (5): 429-443.
- Cócola, M.A., D'Annunzio, C., García, P.M., Tamborindeguy, M. y Strazzere, L. 2023. Paragénesis mineral de la veta Coloradita, sistema La Primavera, distrito minero Andacollo, provincia de Neuquén. Actas del 14: 85–86. Bahía Blanca.
- Conedera, M. 2019. Caratterizzazione mineralogica e tessiturale delle vene epitermali a Au-Ag (Zn, Pb, Cu) Di San Pedro, distretto di Andacollo, Argentina. Tesi di laurea magistrale in geologia e geologia tecnica. Università degli studi di Padova. pp.
- Corbett, G. y Leach, T. 1998. Controls of hydrothermal alteration and mineralization. *Society of Economic Geologists, Special Publication* 6: 69-82.
- D'Annunzio, M.C., Cócola, M.A., Tamborindeguy, M. y Strazzere, L. 2023. Estilos de mineralización diseminada asociados a la veta Luli, sistema La Primavera, distrito minero Andacollo, provincia de Neuquén. 14° Congreso de Mineralogía, Petrología Ígnea y Metamórfica, y Metalogénesis, Actas 14: 88–89. Bahía Blanca.
- Danieli, J.C., Case, A.M. y Deza, M.A. 1999. El distrito minero de Andacollo, Neuquén. En: E. O. Zappettini (Ed.): Recursos Minerales de la República Argentina. Instituto de Geología y Recursos Minerales. SEGEMAR, Anales 35: 1349-1364, Buenos Aires.

- Dicaro, S., Giacosa, R., Greco, G., Pons, M.J. y González, S. 2020. Nuevas evidencias sobre la evolución tectónica del sistema de vetas de Ag-Au San Pedro, Distrito Minero Andacollo, Neuquén. En Congreso Argentino de Geología Económica, No. 12, Actas: 10-17. Buenos Aires.
- Dicaro, S., Pons, M.J. y Arce, M. 2022a. Caracterización textural y mineralógica preliminar de las vetas San Pedro y San Pablo, distrito Minero Andacollo Neuquén. En Congreso Geológico Argentino, No. 21, Simposio 16, Exploración y Desarrollo Minero de la Patagonia: 1573-1574. Puerto Madryn.
- Dicaro, S., Pons, M.J., González, S.N. y Greco, G.A. 2022b. Estratigrafía de los cerros San Pedro y Los Pajaritos, distrito minero Andacollo, Neuquén. En Congreso Geológico Argentino, No. 21, Sesión Técnica 1, Estratigrafía: 39-40. Puerto Madryn.
- Dicaro, S., Pons, M.J., González, S.N. y Greco, G.A. 2024. Pre-Choiyoi volcanism at Cordillera del Viento, southwestern margin of Gondwana (~37° S): Geological characterisation, geochronology and regional implications. *Journal of South American Earth Sciences* 148: 1-23.
- Digregorio, J.H. 1972. Neuquén. En Leanza, A.F. (Ed.): *Geología regional argentina*, 439-506. Academia Nacional de Ciencias. Córdoba.
- Digregorio, J.H. y Uliana, M.A. 1975. Plano Geológico de la provincia del Neuquén, escala 1:500.000. 2° Congreso Iberoamericano de Geología Económica, Actas 4: 69-93, Buenos Aires.
- Domínguez, E.A., Aliotta, G., Garrido, M., Danieli, J.C., Ronconi, N., Case, A.M. y Palacion, M. 1984. "Los Maitenes-El Salvaje". Un sistema Hidrotermal de Tipo pórfido. 9° Congreso Geológico Argentino. Actas VII: 443-458. Bariloche, Rio Negro.
- Domínguez, E.A. y Garrido, M. 1982. La variación vertical de la mineralización Plumbo-Zincífera subvolcánica en La Primavera, Andacollo, provincia de Neuquén, Argentina. 5° Congreso Latinoamericano de Geología, Actas II: 679-697. Argentina.
- Domínguez, E.A. y Gómez, M. 1988. El régimen hidrotermal de la veta de cuarzo aurífero Erika, Andacollo, Provincia del Neuquén. *Revista Asociación Geológica Argentina*, 43 (1): 24-42.
- Dong, G., Morrison, G. y Jaireth, S. 1995. Quartz Texture in epithermal veins, Queensland: classification, origin, and implication, 90, 1841-1856 pp.
- Einaudi, M.T., Hedenquist, J.W. y Inan, E.E. 2003. Sulfidation state of fluids in active and extinct hydrothermal systems: transitions from porphyry to epithermal environments. *Society of economic geologist and geochemical Society, Special publication 10*(S.F. Simmons,ed.).
- Fleet, M.E. y Mumin, A.H. 1997. Gold-bearing arsenian pyrite and marcasite and arsenopyrite from Carlin Trend gold deposits and laboratory synthesis. *Am. Mineral.* 82 (1-2), 182-193.
- Franzese, J.R. y Spalletti, L.A. 2001. Late Triassic-early Jurassic continental extension in southwestern Gondwana: tectonic segmentation and pre-break-up rifting. *Journal of South American Earth Sciences* 14: 257-270.
- Freytes, E. 1969. Estratigrafía y relaciones de contacto de los afloramientos del Grupo Choiyoi (Serie Porfirítica) en el sur de Mendoza, norte de Neuquén y sudoeste de La Pampa. *Yacimientos Petrolíferos Fiscales (inédito)*, 79 pp.
- 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.

- Giacosa, R., Allard, R.J., Foix, N y Heredia, N. 2014. Stratigraphy, structure and geodynamic evolution of the Paleozoic rocks in the Cordillera del Viento (37° S latitude, Andes of Neuquén, Argentina). *Journal of Iberian Geology* 40 (2), 331-348.
- Godoy, E., Hervé, F. y Fanning, M. 2008. Edades UPb SHRIMP en granitoides del macizo Nordpatagonico: implicancias geotectónicas. XVII Congreso Geológico Argentino. Actas 3, 1288-1289.
- Groeber, P. 1946. Observaciones geológicas a lo largo del meridiano 70°. 1. Hoja Chos Malal. *Revista de la Sociedad Geológica Argentina*, 1: 177-208.
- Groeber, P. 1947. Observaciones geológicas a lo largo del meridiano 70°. 3. Hojas Domuyo, Mari Mahuida, Huarhuarco y parte de Epulauken 4. Hojas Bardas Blancas y Los Molles. *Revista de la Sociedad Geológica Argentina* 2: 347-433.
- Gulisano, C.A. 1981. El ciclo Cuyano en el norte de Neuquén y sur de Mendoza. 8° Congreso Geológico Argentino, Actas 3: 579-592, Buenos Aires.
- Gulisano, C.A., Gutiérrez Pleimling, A. y Digregorio, R.E. 1984. Esquema estratigráfico de la secuencia jurásica del oeste de la provincia del Neuquén. 9° Congreso Geológico Argentino, Actas 1: 236-259. Buenos Aires.
- Hedenquist, J., Arribas, A.R. y Gonzales-Urien, E. 2000. Exploration for epithermal gold deposits: Reviews in *Economic Geology* 13: 245–277.
- Hedenquist, J. y Henley, R. 1985. The importance of CO₂ on freezing point measurements of fluids inclusions: Evidence from active geothermal systems and implications for epithermal ore deposition. *Economic Geology* 80: 1379-1406.
- Hervé, F., Calderón, M., Fanning, M., Pankhurst, R. y Godoy, E. 2013. Provenance variations in the Late Paleozoic accretionary complex of central Chile as indicated by detrital zircons. *Gondwana Research* 23.1122–1135.
- Howell, J.A., Schwarz, E., Spalletti, L.A. y Veiga, G.D. 2005. The Neuquén Basin: an overview. En: Veiga, G.D., Spalletti, L.A., Howell, J. A. y Schwarz, E. (eds), *The Neuquén Basin, Argentina: A Case Study in Sequence Stratigraphy and Basin Dynamics*. Geological Society, Special Publications 252: 1-14, Londres.
- JICA. 1992. Interim report on the northern Neuquén geothermal development project. Japan International Cooperation Agency, Tokio y Ente Provincial de Energía de la Provincia del Neuquén (informe inédito).
- JICA. 2001. Report on Regional Survey for Mineral Resources in the Southern Andes Area. Argentine Republic. Final Report. March 2001. Informe MPN-JR-01-077 (inédito), 378 pp.
- Kay, S.M., Burns, W.M. y Copeland, P. 2006. Upper Cretaceous to Holocene magmatism and evidence for transient Miocene shallowing of the Andean subduction zone under the northern Neuquén Basin. *Geological Society of America*, 2407 (2), 19–60.
- Koslowski, E., Cruz, C. y Sylwan, C. 1996. Geología estructural de la zona de Chos Malal, Cuenca Neuquina. En Congreso Geológico Argentino, No. 13, y No. 3 Exploración Hidrocarburos, Actas 1: 15-26. Buenos Aires.
- Leanza, H.A., Llambías, E.J. y Carbone, O. 2005. Unidades estratigráficas limitadas por discordancias en los depocentros de la cordillera del Viento y la sierra de Chacaico durante los inicios de la Cuenca Neuquina. 5° Congreso de Exploración y Desarrollo de Hidrocarburos, Trabajos Técnicos, Versión CD ROM.
- Llambías, E.J. 1986. Intrusivos pérmicos del sur de la cordillera del Viento, provincia del Neuquén. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 41(1-2): 22-32.
- Llambías, E.J. y Aragón, E. 2011. Volcanismo Paleógeno. En 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.J., Leanza, H. y 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.
- Llambías, E.J. y Rapela, C.W. 1989. Las vulcanitas de Collipilli, Neuquén, y su relación con otras unidades paleógenas de la Cordillera. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 44 (1-4): 224-236.
- McIsaac, G., Luethe, R., Narváez, P., Brantt, J. y 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.
- McPhie, J., Doyle, M. y Allen, R. 1993. *Volcanic Textures: A Guide to the Interpretation of Textures in Volcanic Rocks*. Centre for Ore Deposit and Exploration Studies, University of Tasmania, Australia.
- Méndez, V., Zanettini J.C.M. y Zappettini, E.O. 1995. Geología y metalogénesis del Orogéno Andino Central, República Argentina. Dirección Nacional de Servicio Geológico, *Anales* 23: 1-190.
- Mendiberri, J. 2018. Geología, alteraciones hidrotermales y mineralogía de las vetas de Au-Ag, (Zn, Pb, Cu) del sistema Sofia-Julia-Valencia, distrito minero Andacollo, Neuquén. Tesis de grado, Universidad nacional del Comahue, 121p., Neuquén.
- Pernich, S. 2021. Fábrica magnética y petrológica del Complejo Volcánico Huingancó, Pérmico de la Cordillera del Viento, Andes Neuquinos. Tesis de grado, Universidad Nacional de Río Negro (Inédita), 65 p., Río Negro.
- Pons, A., D'Annunzio, C., Strazzere, L. y Cócola, M.A. 2019. Características metalogenéticas de la veta Buena Vista, distrito minero Andacollo, Neuquén, Argentina. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 76 (3): 254-262.
- Pons, M., Giacosa, R. E., Greco, G., González, S. N., Dicaro, S., Conedera, M., Nimis, P. y Bordese, S. 2022. Silver Gold and base metal vein systems at southern part of Cordillera del Viento, Neuquén, Argentina. 21° Congreso Geológico Argentino, Actas: 1599-1600, Puerto Madryn.
- Pons, M., Mendiberri, J., Arce, M., Greco, G., Musso, T., Fernández, M., Hauser, N. y Aparicio González, P. 2023. Geología, alteración hidrotermal y mineralogía de las Vetas Sofia- Julia-Valencia, Andacollo, Neuquén, Argentina. *Andean Geology* 50 (1): 93-126.
- Ramos, V.A. y Folguera, A. 2005. Los Andes Australes: una evolución tectónica excepcional entre el sur de Mendoza y el norte de Neuquén. 6° Congreso Exploración y Desarrollo de Hidrocarburos. Actas en CD ROM. Mar del Plata.
- Ramos, V.A., Folguera, A. y García, M.E. 2011. Las provincias geológicas del Neuquén. Geología y recursos naturales de la provincia de Neuquén. En XVIII Congreso Geológico Argentino, Relatorio, 317 – 326 p, Neuquén.
- Rapela, C.W. y Llambías E.J. 1985. La secuencia andesítica terciaria de Andacollo, Neuquén, Argentina. En Congreso Geológico Chileno, No. 4, Actas 4: 458-488. Antofagasta.
- Reyes, A.G. 1990. Petrology of Philippine geothermal systems and the application of alteration mineralogy to their assessment. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 43: 279-309.
- Rojas Vera, E.A., Mescua, J., Folguera, A., Becker, T.P., Sagripanti, L., Fenell, L., Orts, D. y 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.

- Rolleri, E. y Criado Roque, P. 1970. Geología de la provincia de Mendoza. 4° Jornadas Geológicas Argentinas, Actas 2: 1-60.
- Rovere, E.I., Caselli, A., Tourn, S., Leanza, H.A., Hugo, C.A., Folguera, A., Ecosteguy, L., Geuna, S., González, R., Colombino, J. y 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.
- Sagripani, L., Folguera, T.A., Gimenez, M.E., Rojas Vera, E.A., Fabiano, J.J., Molnar, N., Fennell, L.M. y Ramos, V.A. 2014. Geometry of Middle to Late Triassic extensional deformation pattern in the Cordillera del Viento (Southern Central Andes): A combined field and geophysical study. *Journal of Iberian Geology* 40 (2): 349-366.
- Sánchez, N., Turienzo, M., Countand, I., Lebinson, F., Araujo, V. y 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.
- Sato, A.M., Llambías, E.J., Basei, M.A.S. y Leanza, H.A. 2008. The Permian Choiyoi Cycle in Cordillera del Viento (Principal Cordillera, Argentina): Over 25 Ma of magmatic activity. VI South American Symposium on Isotope Geology.
- Schumacher, R., Schmincker, H.U. 1991. Internal structure and occurrence of accretionary lapilli - a case study at Laacher See Volcano. *Bulletin of Volcanology*. Vol 53, p. 612-634.
- Shao, Y.J., Wang, W.S., Liu, Q. y Zhang, Y. 2018. Trace Element Analysis of Pyrite from the Zhengchong Gold Deposit, Northeast Hunan Province, China: Implications for the Ore-Forming Process. *Minerals* 2018, 8, 262.
- Sillitoe, R.H. y Hedenquist, J.W. 2003, Linkages between Volcanotectonic Settings, Ore-Fluid Compositions, and Epithermal Precious Metal Deposits: Society of Economic Geologists, Special Publication Series, 10, 314-343.
- Simmons, S.F. y Christenson, B.W. 1994. Origins of calcite in a boiling geothermal system. *American Journal of Science* 294: 361-400.
- Simmons, S.F., White, N. C., John, D. A., 2005. Geological characteristics of epithermal precious and base metal deposits, Society of Economic Geologists, *Economic Geology* 100th Anniversary Volume, p. 485-522.
- Simpson, M.P., Simmons, S.F. y Mauk, J.L. 2001. Alteración hidrotermal y evolución hidrológica del depósito epitermal Au-Ag de Golden Cross, Nueva Zelanda. *Economic Geology*. 96: 773-796.
- Soto, A., Velo, R. y Zanettini, J.C., 1969. Informe Final. Zona "Los Maitenes-El Salvaje". Área de Reserva Provincia del Neuquén. Dirección General de Fabricaciones Militares. Plan Cordillerano Centro, Servicio Geológico Minero Argentino. Buenos Aires.
- Stoll, W.C. 1957. Geología y depósitos minerales de Andacollo, Provincia de Neuquén. Dirección Nacional de Minería. *Anales* 6: 38 pp.
- Strazzere, L., D'Annunzio, M.C. y Gregori, D.A. 2017. Eventos de mineralización epitermal del distrito minero Andacollo, Neuquén, Argentina. 20° Congreso Geológico Argentino, Actas: 144-148, San Miguel de Tucumán.
- Suárez, M. 2007. Geología del área Andacollo –parte sur-, Cordillera del Viento, Neuquén, Argentina. MAGSA, inédito 50 p, Andacollo.
- Suárez, M. y De la Cruz, R. 1997. Vulcanismo pliniano del Lías durante los inicios de la cuenca de Neuquén, Cordillera del Viento, Neuquén, Argentina. VII Congreso Geológico Chileno, Concepción, Actas 1, 266-270.

- Suárez, M., De la Cruz, R., Fanning, M. y Etchart, H. 2008. Carboniferous, Permian and Toarcian magmatism in Cordillera del Viento, Neuquén, Argentina: First U–Pb Shrimp dates and tectonic implications. 17° Congreso Geológico Argentino, Actas, S. S. de Jujuy, 906-907.
- Suárez, M. y Etchart, H. 2008. Magmatismo y alteración hidrotermal del Cretácico tardío en Andacollo, provincia del Neuquén: Edades K-Ar. Actas 17° Congreso Geológico Argentino, San Salvador de Jujuy, pp. 908-909.
- Suárez, M., Fanning, M., Etchart, H. y De la Cruz, R. 2012. New Carboniferous to Toarcian U-Pb SHRIMP ages from Cordillera del Viento, Neuquén, Argentina. 13° Congreso Geológico Chileno. Antofagasta, Actas, pp. 664-665.
- Torres, M.G., Rubinstein, N.A. y Gómez, A.L.R. 2023. Caracterización de la alteración hidrotermal de la zona Los Maitenes-El Salvaje, distrito minero Andacollo, provincia de Neuquén. Congreso de Mineralogía, Petrología Ígnea y Metamórfica, y Metalogénesis. 14° Congreso de Mineralogía, Petrología Ígnea y Metamórfica, y Metalogénesis, Actas del 14: 163–166. Bahía Blanca.
- Vilas, J.F. y Valencio, D.A. 1978. Paleomagnetism and K-Ar dating of the carboniferous Andacollo series (Argentina) and the age of its hydrothermal overprinting. *Earth and Planetary Science Letters* 40: 101-106.
- Wang, L., Qin, K.Z., Song, G.X. y Li, G.M. 2019. A review of intermediate sulfidation epithermal deposits and subclassification. *Ore Geology Reviews* 107(19): 434-456.
- Zamora Valcarce, G., Zapata, T., Ramos, V.A., Rodríguez, F. y Bernardo, L.M. 2009. Evolución tectónica del frente Andino en Neuquén. *Revista Asociación Geológica Argentina* 65 (1): 192-203.
- Zanettini, J.C.M. 2001. Hoja Geológica 3772-II Las Ovejas, provincia del Neuquén. Instituto de Geología y Recursos Minerales, Servicio Geológico Minero Argentino. Boletín 263: 61 pp.
- Zapata, T., Brissón, I. y Dzelalija, F. 1999. La estructura de la faja plegada y corrida andina en relación con el control del basamento de la Cuenca Neuquina. *Boletín de Informaciones Petroleras, Tercera época*, 16 (60), 112-121.
- Zappettini, E.O., Chernicoff, C., Santos, S., Dalponte, M., Belousova, E. y McNaughton, N. 2012. Retrowedge-related Carboniferous units and coeval magmatism in the northwestern Neuquén province, Argentina. *Int J Earth Sci (Geol Rundsch)* 101: 2083–2104.
- Zappettini, E.O. y Dalponte, M. 2009. Hallazgo de Hierro Bandeado en el Basamento del sector noroccidental de la Cordillera del Viento, Provincia del Neuquén: Aspectos estratigráficos y metalogenéticos. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*. 64 (3): 550-554.
- Zappettini, E.O., Dalponte, M., Lagorio, S.L., Segal, S.J., Cozzi, G., Santos, J.O. y Belousova, E. 2015. Mineralizaciones de hierro y manganeso bandeados (BIFM) vinculados al magmatismo Precuyano en la provincia del Neuquén. Instituto de Geología y Recursos Minerales, Servicio Geológico Minero Argentino. *Contribuciones Técnicas, Recursos Minerales N° 38*: 67pp.
- Zappettini, E.O., Dalponte, M., Leanza, H.A., Lagorio, S. y Santos J.O.S. 2011. Edad y correlación de la Formación Colomichicó, sector septentrional de la Cordillera del Viento. En: Leanza H.A., Arregui C., Carbone O., Danieli J.M. y Vallés J.M. (Eds.), Instituto de Geología y Recursos Minerales, Servicio Geológico y Minero Argentino: 1374-1375.
- Zappettini, E.O., Lagorio, S.L., Dalponte, M., Santos, J.O. y 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., Méndez, V. y Zanettini, J.C.M. 1987. Metasedimentitas mesopaleozoicas en el noroeste de la Provincia del Neuquén. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 42: 206-207.
- Zavala, C. y González, R. 2001. Estratigrafía del Grupo Cuyo (Jurásico Inferior-Medio) en la Sierra de la Vaca Muerta, Cuenca Neuquina. *Boletín de Informaciones Petroleras*, 65:40-54.
- Zöllner, W. y Amos, A.J. 1955. Acerca del Paleozoico Superior y Triásico del cerro La Premia, Neuquén. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 10: 127-135.
- Zöllner, W. y Amos, A.J. 1973. Descripción Geológica de la Hoja 32 b, Chos Malal. Provincia del Neuquén. Escala 1:200.000. Servicio Geológico Nacional, Carta Geológico-Económica de la República Argentina, Boletín 143: 97 p. Buenos Aires.