UNRN Universidad Nacional de Río Negro

CARACTERIZACIÓN GEOLÓGICA, ESTRUCTURAL Y DE LAS ALTERACIONES DE LAS VETAS DEL TORREÓN, ANDACOLLO, NEUQUÉN

Trabajo Final de la Licenciatura en Geología

Autora: Ariadna Flores

Directora: Dra. Pons María Josefina

Co-Director: Lic. Dicaro Sebastián

2024

ÍNDICE

RESUMEN 5

ABSTRACT 6

1 INTRODUCCIÓN 7

1.1 Área de estudio 9

1.2 Objetivo general 9

1.3 Objetivos específicos 10

1.4 Hipótesis 10

2 ANTECEDENTES 10

2.1 Marco geotectónico 10

2.2 Estratigrafía 11

2.3 Sistemas vetiformes en el centro del Distrito Minero Andacollo 14

3 MATERIALES Y MÉTODOS 15

3.1 Trabajo de gabinete previo al campo 15

3.2 Trabajo de campo 15

3.3 Trabajo de gabinete posterior al campo 16

3.3.1 Teledetección 17

3.3.2 Análisis cinemático 17

3.3.3 Difracción de rayos-X (DRX) 18

3.3.4 Espectrometría de reflectancia (VNIR y SWIR) 19

4 RESULTADOS 20

4.1 Análisis regional de lineamientos 20

4.1.1 Sombreamiento multidireccional (S.M.) 20

4.1.2 Sombreamiento con variación de azimut solar (S.V.A.) 22

4.1.3 Mapa geológico con lineamientos 24

4.2 Geología local 25

4.2.1 Formación Arroyo del Torreón 25

4.2.1.1 Miembro Cerro San Pedro 25

4.2.1.2 Miembro Sofía 27

4.2.2 Formación Huaraco 28

4.2.3 Formación Cordillera del Viento 29

4.2.4 Diques afaníticos andesíticos/basálticos 32

4.2.5 Diques feno dacíticos 32

4.3 Estructuras 33
4.4 Análisis cinemático 35
4.4.1 Análisis cinemático por fallas 35
4.4.2 Análisis cinemático por grupo de fallas 41
4.4.2.1 Grupo A (fallas E-O) 41
4.4.2.2 Grupo B (fallas ENE-OSO) 42
4.5 Vetas y vetillas 43
4.6 Alteraciones 46
4.6.1 Descripción de las alteraciones de las rocas de caja 47
4.6.1.1 Miembro Sofía (MS) 47
4.6.1.2 Formación Cordillera del Viento (FCV) 49
4.6.2 Análisis cualitativo mediante DRX 51
4.6.2.1 Alteración hidrotermal afectando al MS asociada a vetas NE-SO 51
4.6.2.2 Alteración hidrotermal en la FCV asociada a vetas E-O a ENE-OSO 52
4.6.3 Análisis cuantitativo mediante DRX 54
4.6.4 Análisis por espectrometría 56
5 DISCUSIONES E INTERPRETACIONES 59
5.1 Análisis regional de lineamientos 59
5.2 Análisis cinemático 61
5.3 Vetas y vetillas 61
5.3.1 Comparación entre grupos de vetas reconocidas 61
5.3.2 Comparación con sistemas de vetas cercanos 63
5.4 Alteraciones 64
6 CONCLUSIONES 67
6.1 Análisis regional de lineamientos 67
6.2 Análisis cinemático y grupos de vetas 67
6.3 Alteraciones 68
7 BIBLIOGRAFÍA 68
8 ANEXOS 73

AGRADECIMIENTOS

A la universidad pública por darme la posibilidad de estudiar de forma gratuita y conocer diferentes realidades.
A mi directora, la Dra. Pons Josefina por la enseñanza académica, la motivación, dedicación y la guía en este camino para poder realizar este trabajo final.
A mi co-director, el Lic. Dicaro Sebastián por el acompañamiento, enseñanzas y apoyo.
A Martin Varas por su acompañamiento durante la campaña y charlas de apoyo mutuo.
Al IIPG por brindar el espacio físico y equipamiento necesario para el estudio de las secciones delgadas, muestras de mano, entre otras. También agradezco a Martin Arce y Martin Parada, por tomarse el tiempo de explicarme nuevas técnicas y brindarme las herramientas necesarias.
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 2022, por financiar los análisis DRX y cortes delgados.
A CORMINE, por otorgar el permiso de ingreso al distrito minero Andacollo.
A mis padres, Chacho y Merejilda por ser mi inspiración, mi apoyo incondicional y mis pilares de vida. A mis hermanas Valentina, Milagros, Daniela y mi hermano Carlos, por ser mi red de contención. A mi gran familia numerosa.
A mis compañeros y amigos de la carrera, Valen, Iari, Kimi, Facu G. y Facu R., por hacer más lindo el camino, por su acompañamiento y convivencia durante los días post pandemia.
A mi compañero de vida, Rubén. Por el aguante, comprensión, amor, apoyo y confianza.
A Paloma por su incansable apoyo.
A Jimena y Gabriela, mi mejor amiga y mi segunda madre por su amor, apoyo y compañía.
Al deporte universitario y público, fuente de salud mental y física, fortaleza y disciplina. También a las personas que conocí gracias al vóley, que además de viajes deportivos, compartieron tardes, días y noches de estudio durante instancias de competencia.

RESUMEN

Este trabajo ofrece nuevas descripciones litológicas, estructurales y de alteraciones asociadas a las vetas E-O a ENE-OSO y NE-SO, aflorantes en la margen sur del arroyo del Torreón (Andacollo, Neuquén), en el suroeste de la Cordillera del Viento (-37°10´46", -70°38´36.10"). Las unidades que afloran en la región, están estructuralmente condicionadas por su cierre periclinal y presentan estructuras asociadas a tres ciclos orogénicos: Chánico, Gondwánico y Andino. En consecuencia, se observan lineamientos de diversas orientaciones que podrían ejercer un papel crucial como controles estructurales de los sistemas vetiformes.

En el área de estudio afloran tobas negras de la Formación Arroyo del Torreón correspondientes al Miembro Cerro San Pedro (Missisipiano), en contacto con su miembro superior (Miembro Sofía, Missisipiano superior), cubiertas por conglomerados polimícticos de la Formación Huaraco (Pensilvaniano superior). Sobre estas unidades, en discordancia erosiva, se apoyan facies piroclásticas de la Formación Cordillera del Viento (Jurásico Inferior). Diques afaníticos andesítico/basálticos cortan a esta última formación y también al Miembro Sofía. Diques feno dacíticos asignables al Grupo Naunauco (71±1 Ma) cortan a toda la secuencia estratigráfica.

Se identificaron dos grupos de vetas con características estructurales, morfológicas y texturales distintas. Las vetas de orientación E-O a ENE-OSO se emplazan en fallas transcurrentes sinistrales, previamente normales, y se hospedan en el Miembro Sofía y en las formaciones Huaraco y Cordillera del Viento. Por otro lado, las vetas NE-SO son de tipo extensional y se alojan exclusivamente en el Miembro Sofía.

Además, se identificaron dos poblaciones cinemáticas en fallas de orientación E-O y ENE-OSO. La población cinemática 1 se vincula con la fase Huárpica (Triásico superior-Jurásico inferior), en un régimen extensional N-S a NNO-SSE, mientras que la población cinemática 2 corresponde a la reactivación de fallas previas (normales) bajo un régimen compresional NNE-OSO a OSO-ENE. La compatibilidad geométrica y cinemática entre ambos grupos de fallas (E-O y ENE-OSO) sugiere que podrían formar parte del mismo sistema.

Mediante técnicas combinadas (estimación visual, petrográfica, difracción de rayos-X y espectrometría), se identificaron 3 alteraciones en todas las vetas: silicificación y alteración argílica-fílica (illita-sericita±cuarzo) cerca de las vetas, pasando a argílica intermedia (illita±esmectita±cuarzo) en zonas intermedias, en el caso de las vetas E-O a ENE-OSO, y alteración propilítica en zonas distales, representada por illita±clorita±cuarzo en vetas NE-SO, y por illita±clorita±calcita±cuarzo en vetas E-O. Estas alteraciones sugieren un aumento de pH (5 a 7) y una disminución de temperatura (250° a <200°C) desde zonas proximales a distales, característico de un sistema epitermal de sulfuración intermedia a baja. Los análisis de espectrometría revelaron que la mica blanca predominante es la illita, cuya madurez espectral (MSI) varía con la proximidad a las vetas. Los altos valores de MSI (>1) cerca de las zonas de falla-veta indican áreas de mayores temperaturas por donde habrían circulado los fluidos hidrotermales, que luego migraron lateralmente por las rocas de caja, donde interactuaron con ellas y se enfriaron, generando menores valores de MSI (~1). La variación en la posición de absorción del Al-OH sugiere cambios composicionales en las illitas, con una tendencia paragonítica a illita

normal potásica en las vetas NE-SO (AlOH 2199 a 2208 nm), reflejando un ambiente rico en sodio, y un aumento en los contenidos de K, Fe y Mg hacia posiciones distales.

ABSTRACT

This work presents new lithological, structural, and alteration descriptions associated with the E-W to ENE-WSW and NE-SW veins, exposed along the southern margin of the Torreon stream (Andacollo, Neuquén), in the southwestern part of Cordillera del Viento (-37°10′46", -70°38′36.10"). The units that outcrop in the region are structurally conditioned by their periclinal closure and present structures associated with three orogenic cycles: Chanic, Gondwanic, and Andean. Consequently, lineaments of various orientations can be observed, potentially playing a key role as structural controls of the vein systems.

In the study area, black tuffs from the Arroyo del Torreon Formation, corresponding to the Cerro San Pedro Member (Mississippian), crop out in contact with its upper member (Sofía Member, Upper Mississippian), overlain by polymictic conglomerates from the Huaraco Formation (Upper Pennsylvanian). Above these units, in erosional unconformity, lie pyroclastic facies of the Cordillera del Viento Formation (lower Jurassic). Aphanitic andesitic-basaltic dikes cut through this formation and Sofia Member. Porphyritic dacitic dikes, assignable to the Naunauco Group (71±1 Ma), cut across the entire stratigraphic sequence.

Two distinct groups of veins were identified, differing in their structural, morphological, and textural characteristics. The E-W to ENE-WSW veins are emplaced in sinistral strike-slip faults, previously normal, and are hosted in the Sofía Member and the Huaraco and Cordillera del Viento Formations. On the other hand, the NE-SW veins are extensional in nature and are hosted exclusively in the Sofía Member.

Additionally, two kinematics faults populations were identified in the E-W and ENE-WSW orientations. Kinematic population 1 is linked to the Huarpic phase (Upper Triassic-Lower Jurassic) in a N-S to NNW-SSW extensional regime, while kinematic population 2 corresponds to the reactivation of pre-existing (normal) faults under a NNE-SSW to WSW-ENE compressional regime. The geometric and kinematic compatibility between both groups of faults (E-W and ENE-WSW) suggests they could be part of the same system.

Using combined techniques (visual estimation, petrographic analysis, X-ray diffraction, and spectrometry), three types of alterations were identified in all the veins: silicification and argillic-phyllic alteration (illite-sericite±quartz) near the veins, transitioning to intermediate argillic alteration (illite±smectite±quartz) in intermediate zones for the E-W to ENE-WSW veins, and propylitic alteration in distal zones, represented by illite±chlorite±quartz in the NE-SW veins, and illite±chlorite±calcite±quartz in the E-W veins. These alterations suggest an increase in pH (5 to 7) and a decrease in temperature (250°C to <200°C) from proximal to distal zones, characteristic of an intermediate to low-sulfidation epithermal system. Spectrometry analyses revealed that the dominant white mica is illite, whose spectral maturity (MSI) varies with proximity to the veins. High MSI values (>1) near the fault-vein zones indicate areas of higher temperatures where hydrothermal fluids circulated, later migrating laterally through the host rocks, interacting

with them, and cooling, resulting in lower MSI values (~1). The variation in the Al-OH absorption position suggests compositional changes in the illites, with a trend from paragonitic to normal potassic illite in the NE-SW veins (AlOH 2199 to 2208 nm), reflecting a sodium-rich environment, and an increase in K, Fe, and Mg contents towards more distal areas.

1 INTRODUCCIÓN

El presente trabajo aborda la geología estructural, las características de las vetas y las alteraciones hidrotermales en un sector situado al sur de la cordillera del Viento, en el distrito minero Andacollo (DMA) (Fig. 1).

El DMA, ubicado al noroeste de Chos Malal en la provincia de Neuquén, es el distrito más importante de Au-Ag y polimetálicos de Cu-Zn-Pb-Mo de la provincia. Se encuentra en la Cordillera del Viento (CDV), un alto estructural de orientación N-S que forma un anticlinal en la zona interna de la faja plegada y corrida de Chos Malal (FPCC) (Fig. 1). La CDV expone unidades geológicas devónicas-carboníferas, incluyendo las formaciones Guaraco Norte, Arroyo del Torreón y Huaraco (Grupo Andacollo), cuya disposición está condicionada estructuralmente por su ubicación en el cierre periclinal de esta estructura (Giacosa, 2011) (Figs. 1 y 2).

En el cerro Las Minas se reconocen estructuras mineralizadas compuestas por vetas de cuarzo + pirita aurífera + Au° y polimetálicas ricas en sulfuros y sulfosales de Pb, Zn y Ag, Cu, As, Sb (Giacosa, 2011 y referencias allí citadas), que están emplazadas en rocas paleozoicas y mesozoicas. Giacosa (2011) diferencia y agrupa estas estructuras en dos grupos: grupo Buena Vista-San Pedro (GBV-SP) y grupo Sofía-Torreón (GST). Las vetas del GBV-SP, alojadas en la Formación Arroyo del Torreón, presentan texturas bandeadas a crustiformes y son de tipo epitermal de sulfuración intermedia (Pons *et al*., 2019, 2022; Dicaro *et al*., 2022) siguiendo la clasificación de Simmons *et al.* (2005). Mientras que las vetas del GST cortan tanto a las unidades del Grupo Andacollo como a la Formación Cordillera del Viento (Jurásico Inferior, Pons *et al*., 2023) y los pórfidos dacíticos del Grupo Naunauco, siendo de tipo transicional entre mesotermal y epitermal (Pons *et al.*, 2023).

Las vetas del GST están asociadas a estructuras de cizalla transtensivas dextrales desarrolladas en fallas normales previas y en mantos asociadas a estructuras de corrimiento y de tipo dúplex (Giacosa, 2011). En el sector del Cerro Minas, la roca de caja muestra alteraciones argílica y fílica y grafito en los espejos de fricción de algunas estructuras (Danieli y Casé, 1975), mientras que, en el sector de La Primavera, al sur del Cerro Minas, la Formación Cordillera del Viento presenta alteraciones hidrotermales potásica, sericítica y propilítica (Danieli *et al*, 1999).

Hasta la fecha, los trabajos de detalle publicados sobre las estructuras mineralizadas del sistema de vetas del Torreón, ubicadas en la margen sur del arroyo del Torreón, son escasos (Giacosa, 2011). Esto dificulta el establecimiento de relaciones entre dichas vetas, los sistemas GBV-SP y GST, y con las diferentes unidades litológicas aflorantes. Este trabajo caracteriza detalladamente estas vetas y sus estructuras asociadas, integrando diversas técnicas para mejorar la caracterización de las alteraciones hidrotermales y la evolución geológica local. Asimismo, se destaca la importancia de realizar un análisis

cinemático de fallas para identificar los principales ejes de deformación (X, Y, Z) y la posición de los ejes P (acortamiento) y T (extensión), lo que permite comprender el régimen de deformación, extrapolar esta información a áreas donde las vetas no están expuestas y brindar guías de exploración mineral en el sector estudiado.

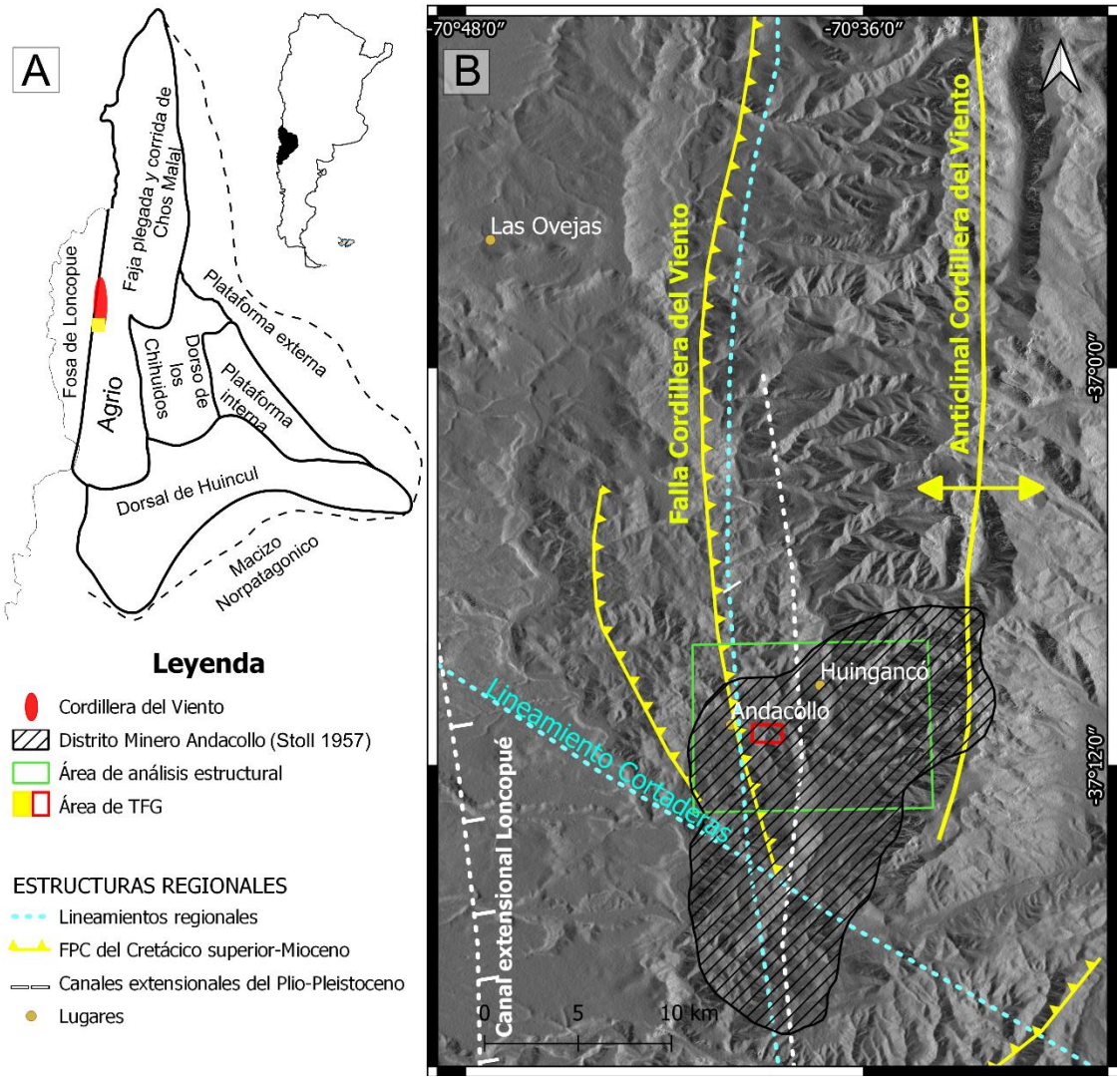


Figura 1: A) Unidades morfoestructurales (línea negra continua) de la Cuenca Neuquina (línea negra discontinua) tomadas y modificadas de Ramos (1999) y Sánchez *et al.*, (2020). B) Mapa regional con ubicación del área donde se realizó el análisis estructural de lineamientos (verde) y del sector estudio de la tesis (rojo). Se indican las principales estructuras con diferentes colores: Cinturones plegados y corridos del Cretácico superior al Mioceno en amarillo, cuencas extensionales (canales) del Plio-Pleistoceno en blanco y lineamientos regionales del Triásico superior al Jurásico inferior que condicionaron los depocentros del pre-cuyano en color celeste. Tomado y modificado de Stoll (1957) y Galetto *et al.*, (2018) sobre un modelo de elevación digital de 12,5 m de resolución espacial.

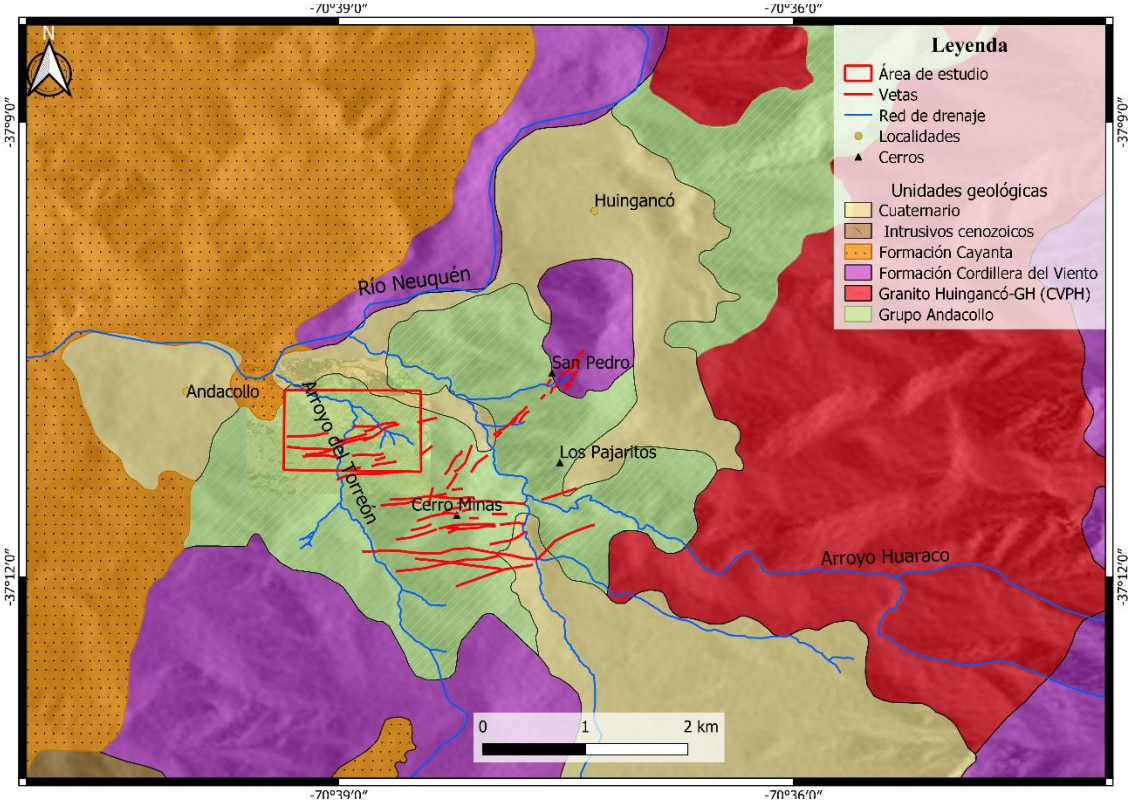


Figura 2: Mapa geológico regional con los sistemas vetiformes del centro del distrito minero Andacollo. Tomado y modificado de Llambías *et al.*, (2007), Giacosa (2011), Galetto *et al.*, (2018) y Dicaro *et al*., (2024).

1.1 Área de estudio

El área de estudio (Fig. 1) está ubicada en el noroeste de Neuquén, en el extremo sur de la Cordillera del Viento, cerca de la localidad de Andacollo. Tiene una extensión de 1,11 km^2, comprendida entre las latitudes sur 37°10´46" y 37°11´18.27", y longitudes oeste 70°38´36.10" y 70°38´35.52". Se sitúa dentro del Departamento Minas, donde se encuentra el distrito minero Andacollo (DMA), el más importante de la provincia (Danieli *et al.*, 1999). Desde el punto de vista morfoestructural, el área de estudio se localiza dentro de la faja plegada y corrida de Chos Malal, en su límite occidental (Ramos, 1999; Giacosa, 2011; Sánchez *et al.*, 2020).

Para llegar a Andacollo (Neuquén, Argentina) desde General Roca, se debe tomar la Ruta Nacional N° 22 en dirección oeste hasta llegar a Zapala. Desde allí, se continúa por la Ruta Nacional N°40 hacia el norte hasta alcanzar Chos Malal. Luego, se toma la Ruta Provincial N°43 hacia el noroeste hasta llegar a la localidad de Andacollo. Es importante tener en cuenta que para acceder a las zonas de estudio cercanas a la mina de Andacollo, es necesario solicitar un permiso a Cormine S.E.P (Corporación Minera del Neuquén, Sociedad del Estado Provincial).

1.2 Objetivo general

El objetivo general del trabajo es realizar una caracterización geológico-estructural y de las alteraciones de las vetas localizadas en la margen sur del arroyo del Torreón.

1.3 Objetivos específicos

1. Identificar y caracterizar en superficie las unidades litológicas hospedantes de las vetas.
2. Caracterizar la composición, morfología y textura de las vetas.
3. Analizar las alteraciones asociadas a las vetas.
4. Realizar un análisis geológico-estructural de las vetas y su relación con la roca de caja.
5. Determinar el régimen de deformación local durante el emplazamiento de vetas, según indicadores cinemáticos.
6. Comparar las características de las vetas analizadas con las de los demás sistemas de vetas presentes en el distrito.

1.4 Hipótesis

- El análisis de las alteraciones permitirá establecer si los fluidos hidrotermales que circularon fueron similares en ambos grupos de vetas (GST y GBV-SP).
- El análisis de las estructuras y su cinemática permitirá determinar el régimen tectónico de deformación durante el emplazamiento de ambos grupos de vetas.
- La combinación de los análisis permitirá evaluar la posibilidad de identificar más estructuras mineralizadas no expuestas.

2 ANTECEDENTES

2.1 Marco geotectónico

El DMA (70°32-70°43´O, 37°06´8”-38°59´S; Danieli *et al*., 1999; Stoll, 1957) se localiza en el extremo sur de la Cordillera del Viento (CDV), una estructura de orientación norte-sur que forma un braquianticlinal asimétrico conocido como Anticlinal Cordillera del Viento (ACV) (Bracaccini, 1964; Zollner y Amos, 1973; Giacosa *et al.*, 2014). Esta cordillera se encuentra en la zona interna de la faja plegada y corrida de Chos Malal (FPCC) y conforma su límite occidental (Fig. 1) (Giacosa, 2011; Sánchez *et al.*, 2020). Se encuentra delimitada hacia el este por la zona interna de la FPCC (Kozlowski *et al.*, 1996), al oeste por el sistema de fallas Andacollo-Loncopué (Cobbold y Rosello, 2003) y por los lineamientos regionales Barrancas y Cortaderas, al norte y sur, respectivamente (Giacosa, 2011). A finales del Cretácico, los esfuerzos compresivos provocaron el levantamiento de la Cordillera del Viento, lo que erosionó la secuencia mesozoica y expuso rocas del basamento de la Cuenca Neuquina que datan del Devónico al Triásico (Rovere *et al.*, 2004). El lineamiento Cortaderas, una estructura regional de orientación NO-SE activa entre el Paleoceno y el Mioceno temprano como una falla inversa vergente al NE, habría tenido una componente transcurrente dextral (Cobbold y Rosello, 2003) (Fig. 1). El área de estudio de esta tesis abarca el cierre del braquianticlinal (ACV) asociado a la falla Andacollo (o falla Cordillera del Viento), una estructura de rumbo norte-sur e inclinación oriental, inicialmente de tipo normal durante el Jurásico y el Cretácico Temprano, pero reactivada como falla inversa u oblicua en el Cretácico Tardío y Terciario (Cobbold y Rosello, 2003). En este sector se encuentran los principales sistemas vetiformes y mineralizaciones del DMA, como el cerro Las Minas (Fig. 2) (Stoll, 1957; Giacosa, 2011).

El sector austral del ACV, contiene unidades de rocas paleozoicas y mesozoicas que están condicionadas estructuralmente por estar ubicadas en el cierre periclinal y donde se reconocieron fallas de diversas orientaciones que podrían haber ejercido un papel crucial como controles estructurales de los sistemas vetiformes (Figs. 1 y 2) (Giacosa, 2011). Además, las rocas en este sector presentan estructuras asociadas a tres ciclos orogénicos: Chánico, Gondwánico y Andino (Giacosa, 2014). Las unidades de roca incluyen: 1) un basamento Chánico constituido por la Formación Guaraco Norte (Silúrico?-Devónico; Zappettini *et al.*, 1987), 2) rocas volcánicas, volcaniclásticas y sedimentitas marinas carboníferas que conforman el Grupo Andacollo con las formaciones Arroyo del Torreón y Huaraco (Digregorio, 1972; Llambías *et al.*, 2007; Giacosa, 2011), 3) rocas volcaniclásticas e intrusivos graníticos a granodioríticos del Pérmico-Triásico correspondientes al Complejo Volcánico-Plutónico Huingancó (CVPH, Llambías *et al*., 2007) y 4) rocas volcánicas del Triásico Tardío y Jurásico inferior, representadas por las formaciones Cordillera del Viento, Milla Michicó y La Primavera, que pertenecen al Ciclo Precuyano (Llambías *et al*., 2007; Leanza *et al*., 2005).

2.2 Estratigrafía

La unidad litoestratigráfica más antigua presente en la CDV es la Formación Guaraco Norte (Fig. 3). Los afloramientos se ubican en el flanco noroccidental de la CDV, fuera del área de estudio y en las proximidades de la localidad de Varvarco (Zappettini *et al.*, 1987; Giacosa *et al*., 2014). Está compuesta por metareniscas ricas en cuarzo y pizarras finamente laminadas, cortadas por vetas de cuarzo y diques graníticos. Dataciones U-Pb SHRIMP establecen su edad de máxima sedimentación como perteneciente al Devónico superior (Zapettini *et al*., 2014).

Cubriendo de manera discordante a la Formación Guaraco Norte, se encuentran rocas sedimentarias, volcaniclásticas y volcánicas de composición intermedia a ácida del Grupo Andacollo. Estas rocas afloran al sudoeste del ACV y están representadas por las formaciones Arroyo del Torreón y Huaraco (Fig. 3) (Digregorio, 1972; Zöllner y Amos, 1973; Rovere *et al.*, 2004; Llambías *et al.*, 2007; Giacosa, 2011 y Dicaro *et al.*, 2024).

La Formación Arroyo del Torreón (FAT) está compuesta por dos miembros de una sucesión volcánica explosiva (Miembro Cerro San Pedro), seguida de un volcanismo efusivo (Miembro Sofía; Dicaro *et al.*, 2024). El Miembro Cerro San Pedro está constituido por rocas piroclásticas de composición andesítica, con una edad máxima de depositación de 327,77 ± 1,31 Ma, mientras que el Miembro Sofía se caracteriza por cuerpos subvolcánicos porfíricos riolíticos a dacíticos, cuya edad de cristalización ha sido datada en 329,11 ± 1,31 Ma (Dicaro *et al.*, 2024). Esta evidencia permite asignar la parte basal del Grupo Andacollo al Carbonífero Medio (Dicaro *et al.*, 2024). La Formación Huaraco (FH) se apoya discordantemente sobre las unidades previas, y está formada por lutitas y areniscas marinas y niveles de conglomerados subordinados (Rovere *et al*., 2004 y referencias allí citadas). La presencia de invertebrados marinos, específicamente braquiópodos, y fósiles de plantas del género *Rhacopteris* en la parte superior de este grupo, permite asignarle una edad Carbonífera tardía (Amos, 1972; Zöllner y Amos, 1973).

En el Pérmico temprano, las rocas del Grupo Andacollo fueron afectadas por la fase orogénica San Rafael, generando la superficie erosiva conocida como la discordancia

homónima (Azcuy y Caminos, 1987; Giacosa *et al.*, 2014). Posteriormente, durante el colapso del orógeno Gondwánico en el Permo-Triásico (Llambías *et al.*, 2007; Giacosa *et al.*, 2014), ascendieron magmas que dieron lugar a rocas intrusivas y extrusivas del Complejo Volcánico-Plutónico Huingancó (CVPH, Llambías *et al.*, 2007). De esta forma, las rocas del Grupo Andacollo fueron intruidas por plutones pérmicos (Granito Huingancó, GH, Digregorio 1972) y cubiertas en discordancia por las rocas volcánicas y volcaniclásticas silícicas de la Formación La Premia (Fig. 3) (FLP, Méndez *et al.*, 1995). Ambas unidades mencionadas corresponden al CVPH. Las facies intrusivas del complejo presentan edades que varían entre 259 ± 9 y 289 ± 1 Ma (Sato *et al.*, 2008; Hervé *et al.*, 2013). Las rocas del CVPH se correlacionan regionalmente con el Grupo Choiyoi (Rolleri y Criado Roque, 1970), un magmatismo comprendido entre la fase orogénica San Rafael (Pérmico Temprano) y la fase extensional Huárpica (Triásico Medio), con afloramientos expuestos en la Cordillera Frontal y Bloque San Rafael (Llambías, 1999; Llambías *et al.*, 2007; Sato *et al.*, 2015).

Una superficie de erosión regional, conocida como discordancia Huárpica (Triásico Medio, Azcuy y Caminos, 1987), marca la transición entre la etapa post-orogénica Gondwánica y la etapa de *rift* triásico (Fig. 3). Su desarrollo favoreció la exhumación de los plutones pérmicos del CVPH y marca la transición entre los ciclos orogénicos gondwánico y andino (Llambías *et al.*, 2007). Durante este período, se desarrollaron fallas normales de orientación E-O, que permitieron el rápido ascenso del magma desde la astenósfera (Llambías *et al.*, 2007; Giacosa 2011). Regionalmente, la discordancia separa las unidades del CVPH de una secuencia triásica del Ciclo Precuyano que conforma parte inicial del relleno de la Cuenca Neuquina (Fig. 3) (Llambías *et al.*, 2007).

Cubriendo al Complejo Volcánico Plutónico Huingancó yacen las rocas asignables al Ciclo Precuyano (Gulisano, 1981; Gulisano *et al.*, 1984; Carbone *et al.*, 2011; Leanza, 2009; Zappetini *et al.*, 2018), compuesto por las formaciones Cordillera del Viento (FCV, Leanza *et al.*, 2005; Llambías *et al.*, 2007), Milla Michicó (Freytes, 1969; Digregorio, 1972) y La Primavera (Fig. 3) (De La Cruz y Suárez, 1997). Según Groeber (1946), la Formación Cordillera del Viento corresponde al Triásico Medio-Superior. Las relaciones estratigráficas indican que la unidad se apoya sobre el Granito Huingancó (Pérmico-Triasico Temprano) y está cubierta en discordancia por la Formación Milla Michicó (Triásico Superior Tardío) (Leanza *et al.*, 2005). Pons *et al.*, (2022) dataron la base de la Formación Cordillera del Viento en el área de esta tesis, obteniendo una edad del Jurásico Inferior, comprendida entre 196.69 ±1.15 Ma y 191.36 ± 0.85 Ma, mediante la técnica U-Pb en circones. Esta formación, de base a techo, incluye conglomerados que gradan a areniscas, y finalmente lavas basálticas y andesíticas con intercalaciones de ignimbritas riolíticas (Leanza *et al.*, 2005; Llambías *et al.*, 2007; Pons *et al.*, 2022). Mantos basálticos y lavas basálticas a basalto-andesíticas de la Formación Milla Michicó (Triásico Superior-Jurásico Inferior, Llambías *et al.*, 2007; Leanza *et al.*, 2005; Leanza *et al.*, 2013) cubren en discordancia a la FCV y también la cortan diques andesítico-basálticos. Pons *et al.* (2023) sugieren que los diques andesítico-basálticos podrían ser equivalentes a la Formación Milla Michicó. A partir del Jurásico inferior se disponen en discordancia sobre la Formación Milla Michicó, las secuencias volcanoclásticas y basaltos de la Formación La Primavera (Rovere *et al.*, 2004; Suárez *et al.*, 2008). Esta última formación se correlaciona con la Formación Colomichicó, compuesta por conglomerados con intercalaciones de basaltos en su parte inferior y media a dacitas y riolitas en la parte

superior (Zappettini *et al*., 2011). El Ciclo Precuyano está comprendido entre las discordancias Huárpica y Río Atuélica (Leanza *et al.*, 2005; Leanza, 2009; Llambías *et al.*, 2007; Zappetini *et al.*, 2018). La finalización de la etapa de *rifting* se corresponde con esta última discordancia (rioatuélica), que también marca el límite inferior del relleno sedimentario y volcánico de la Cuenca Neuquina (Fig. 3) (Rovere *et al.*, 2004 y ref. allí citadas).

La fase diastrófica Ríoatuélica (Jurásico temprano, Stipanicic, 1969) provocó un cambio en la morfología de los depocentros, que pasaron de un sistema de *rifts* a una subsidencia generalizada (Vergani *et al.*, 1995; Legarreta y Uliana, 1999), permitiendo la primera transgresión marina del Pacífico (Llambías et al., 2007). Correlacionada con esta fase, se encuentra la discordancia Rioatuélica, que marca el límite inferior del Grupo Cuyo (Fig. 3) (Groeber, 1946; Digregorio y Ulina, 1975; Leanza, 2009). Este grupo comprende el primer ciclo sedimentario marino de la Cuenca Neuquina (Arregui *et al.*, 2011) y se encuentra representado en esta área por las formaciones Los Molles y Tábanos (Rovere *et al*., 2004). Ambas formaciones afloran en el flanco este y el sector austral del braquianticlinal de la CDV (Llambías *et al.*, 2007). La Formación Los Molles (Weaver, 1931; Llambías y Leanza, 2005) está compuesta por lutitas negras anóxicas depositadas bajo un proceso de acumulación turbidítico. En forma subordinada se intercalan niveles conglomerádicos, calizas micríticas y nódulos calcáreos (Llambías *et al.*, 2005). La Formación Tábanos consta de calizas, pelitas y evaporitas del Jurásico Medio (Rovere *et al.*, 2004; Arregui *et al*., 2011). La subsidencia regional y la evolución tectónica de la Cuenca Neuquina, desde el Jurásico al Neógeno, generaron secuencias sedimentarias que involucran varios grupos/ciclos sedimentarios transgresivos y regresivos (Grupos Lotena, Mendoza, Bajada del Agrio, Neuquén y Malargüe). Según Bracaccini (1970), durante el Jurásico, las rocas pérmicas y triásicas experimentaron un proceso incipiente de exhumación, acrecentado durante el Jurásico Superior. Estudios termocronológicos recientes (Pons *et al.*, 2022) proponen edades del Kimmeridgiano-Tithoniano para el inicio de exhumación de la CDV, sosteniendo la hipótesis propuesta por Bracaccini (1970).

En el Cretácico Superior y el Paleógeno, continua la estructuración de la CDV y FPCC, con la migración del arco magmático hacia el antepaís y la formación de estructuras contraccionales de orientación N-S (Rojas Vera *et al.*, 2015). Esto expone las rocas más antiguas de la región y reactiva las fallas normales E-O del *rift* como fallas transpresivas (Llambías *et al.*, 2007; Giacosa, 2011). Además, se registra una intensa actividad magmática calcoalcalina en el margen Andino del norte neuquino, con composiciones intermedias, conocida como “Serie Andesítica” o Mollelitense por Groeber (1946, 1947) y posteriormente como Cinturón Andesítico Cretácico Superior-Paleógeno Naunauco (CAPN, Llambías y Aragón, 2011). Las facies intrusivas de este cinturón fueron denominadas Formación Collipilli por Llambías y Rapela (1989), mientras que las facies extrusivas, que se apoyan sobre la secuencia paleozoica mesozoica de la Cuenca Neuquina y los cuerpos intrusivos que la afectan, reciben la denominación de Formación Cayanta (Fig. 3) (Rapela y Llambías, 1985).

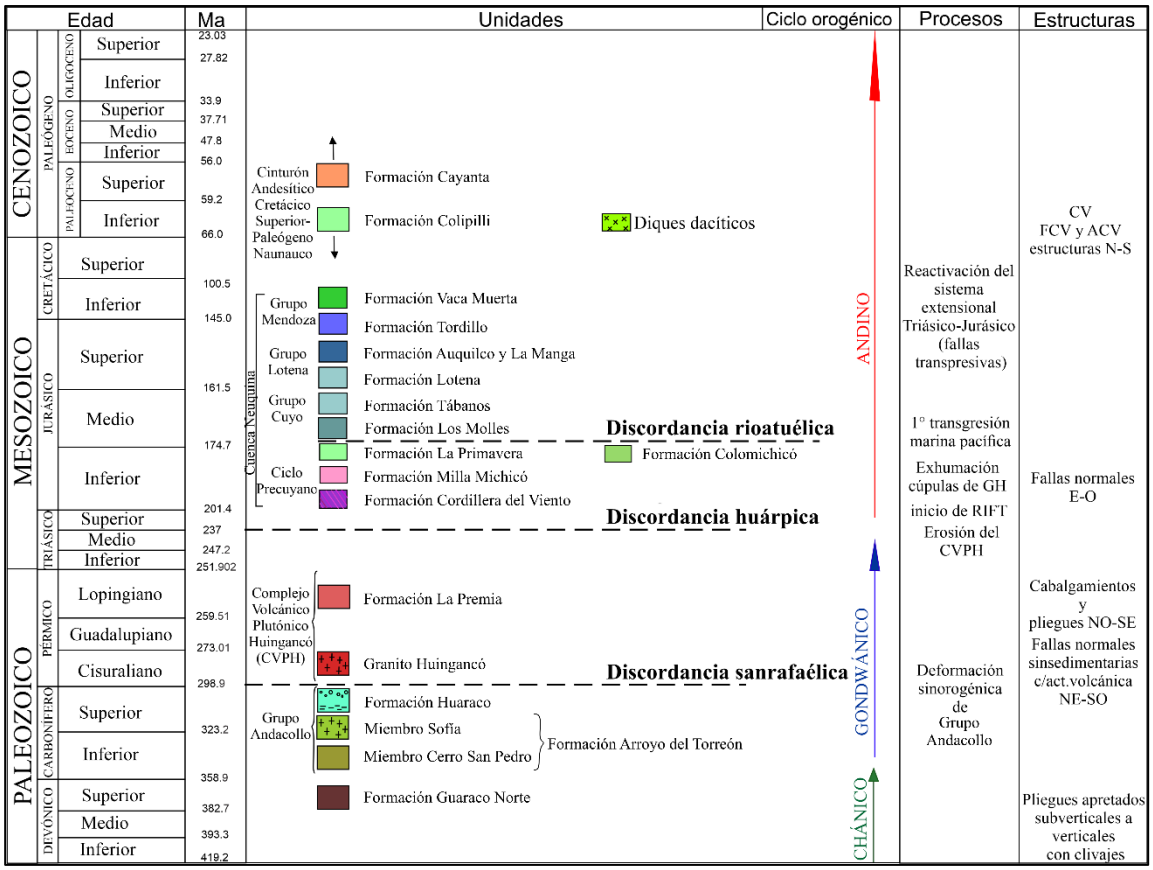


Figura 3: Cuadro resumen de estratigrafía, estructuras (FCV: Falla Cordillera del Viento, CV: cordillera del Viento y ACV: Anticlinal cordillera del Viento) y procesos relevantes del área de estudio. . Modificado de Rovere *et al.* (2004), Llambías *et al.* (2007), Giacosa (2011), Zappettini *et al.* (2011), Giacosa *et al.* (2014) y Dicaro *et al.* (2024).

2.3 Sistemas vetiformes en el centro del Distrito Minero Andacollo

En el DMA se han reconocido importantes sistemas vetiformes con rumbos variados (Danieli *et al.*, 1999). Particularmente, en el cerro Las Minas se reconocen estructuras mineralizadas que están emplazadas en rocas paleozoicas y mesozoicas. Giacosa (2011) diferencia y agrupa estas estructuras en dos grupos: grupo Buena Vista-San Pedro (GBV-SP) y grupo Sofía-Torreón (GST). De acuerdo a características estructurales y texturales, las primeras tienen una orientación NE-SO, presentan texturas de cuarzo crustiforme y bandeado grueso (Pons *et al.*, 2019; Pons *et al.*, 2022; Dicaro *et al.*, 2022), mientras que las últimas se alojan en fallas con dirección E-O y las texturas del cuarzo son granulares y en peine (*comb*) (Pons *et al.*, 2023).

Las vetas NE-SO son las más antiguas definidas de tipo epitermal de sulfuración intermedia (Pons *et al.*, 2019, 2022; Dicaro *et al.*, 2022). Están compuestas por sulfuros de Cu, Ag, Zn y Pb, sulfosales de Cu y Ag de grano fino y electrum en ganga de cuarzo y subordinadamente, carbonato, y se hospedan en las rocas de la Formación Arroyo del Torreón (Carbonífero inferior; Sistemas Buena Vista-San Pedro-Karina correspondiente al GBV-SP) (D´Annunzio *et al.*, 2017; Strazzere *et al.*, 2017 y referencias allí citadas). Mientras que las vetas E-O son más modernas, se caracterizan por ser polimetálicas, ricas en sulfuros de Pb, Zn y Fe (Ag) de grano grueso y Au nativo en ganga de cuarzo (Strazzere *et al.*, 2017 y ref. allí citadas), y son de tipo transicional entre mesotermal-epitermal (Pons

et al., 2023). Pons *et al*. (2023), indican que las vetas del GST se formaron por fluidos inicialmente alcalinos, con fS_2 y fO_2 intermedias y condiciones de temperatura mesotermal (400°-240°C), que evolucionaron hacia condiciones menores fS_2 y fO_2 y temperaturas <150° con pH ligeramente ácido (<5). Estas vetas tienen baja relación Ag/Au y cortan tanto a las unidades del Grupo Andacollo, como también a la Formación Cordillera del Viento (Jurásico Inferior, Pons *et al.*, 2023) y pórfidos dacíticos del Grupo Naunauco. Estas últimas vetas integran el sistema Sofia-Julia-Valencia (GST) (Giacosa, 2011; Strazzere *et al*., 2017; Pons *et al.*, 2023).
Las vetas del GST están alojadas en fallas normales preexistentes que fueron reactivadas como fallas de cizalla transpresivas dextrales y en mantos asociados a estructuras de corrimiento y de tipo dúplex (Suárez, 2007; Giacosa, 2011). Según este último autor, la mineralización de este grupo estaría relacionada a un régimen compresivo-transpresivo de orientación generalizada O-E. El evento mineralizador del GST estaría asociado al magmatismo del Cinturón Andesítico Naunauco (Cretácico superior-Paleógeno) y forma parte del Cinturón metalogenético del Cretácico-Paleógeno de los Andes del SO argentino (Pons *et al.*, 2023 y ref. allí citadas).

3 MATERIALES Y MÉTODOS

3.1 Trabajo de gabinete previo al campo

Se recopiló la información geológica disponible de la región, incluyendo trabajos científicos, informes inéditos de la empresa (MAGSA) y cartografía del SEGEMAR (https://repositorio.segemar.gov.ar/), como las hojas geológicas de Andacollo (3772-IV) y de Chos Malal (3769-III), para comprender la geología regional y local de la zona de estudio. Se utilizó un ortomosaico de alta resolución espacial generado a partir de imágenes de dron por la empresa Trident S.R.L, junto con imágenes satelitales SRTM (Modelos de Elevación Digital) y de alta calidad georreferenciadas (WGS84) obtenidas de la página web del Servicio Geológico de Estados Unidos (USGS; https://earthexplorer.usgs.gov/) y del *software* SASPlanet. Estos recursos fueron integrados para analizar la información del área de estudio y generar un mapa geológico utilizando el *software* QGIS 3.16, para determinar zonas de interés. Este mapa se utilizó posteriormente en el campo para estudiar, analizar, corroborar y tomar datos para el desarrollo del presente trabajo.

3.2 Trabajo de campo

El trabajo de campo se realizó en una campaña de 14 días durante la cual, se utilizó el mapa geológico en formato digital mediante una Tablet y un teléfono, así como un GPS (Sistema de Posicionamiento Global) *Garmin* eTrex 10, para acceder a las áreas de interés previamente definidas. Los días de campaña se distribuyeron entre las distintas zonas de interés para recopilar la información necesaria para el análisis geológico, estructural y de alteraciones. En cada punto de control, se recopiló información sobre las estructuras (rumbo, buzamiento, cinemática) y los tipos de litología (Anexo 1). Además, se describieron los afloramientos y se documentaron fotográficamente las estructuras observadas. Se recolectaron 84 muestras representativas de superficie utilizando piqueta, cincel y maza, abarcando unidades litológicas aflorantes, vetas y rocas de caja alteradas.

Los datos estructurales de fallas, pliegues y lineaciones se obtuvieron utilizando una brújula Brunton y cinta métrica. También se registraron indicadores cinemáticos asociados a las fallas, como fibras minerales, fracturas subsidiarias (R, R´, T y P), escalones de falla que generan irregularidades en el plano de falla y pliegues de arrastre (Fossen, 2010).

3.3 Trabajo de gabinete posterior al campo

Las labores de gabinete posteriores a la campaña, se llevaron a cabo en el Instituto de Investigación en Paleobiología y Geología (IIPG), ubicado en la localidad de General Roca. Se digitalizó y georreferenció la información obtenida del campo utilizando el sistema GPS (WGS 84) con el *software* QGIS 3.16 para confeccionar el mapa geológico de la margen sur del arroyo del Torreón. Los datos de litología se ingresaron al programa QGIS para mejorar la cartografía preliminar, al igual que los datos estructurales (ver Tabla *2:* en resultados de análisis cinemático), que, a su vez, fueron analizados geométrica y cinemáticamente en simultáneo con *Google Earth*, *Stereonet*, Excel, *Faultkin* y Corel Draw.

Las muestras de superficie fueron estudiadas con lupa de mano y lupa trinocular Nikon SMZ800. Se describieron la composición mineralógica, texturas y minerales de alteración en cada muestra. Se tomaron fotografías utilizando un equipo de cámara a color conectado a la lupa trinocular. Se empleó el *software* Micrometrics LE y se utilizaron las abreviaturas minerales conforme Kretz (1983) (ver Tabla 1).

Cinco muestras se enviaron al laboratorio Tec Terra en Bahía Blanca para realizar cortes petrográficos, que luego fueron estudiados con luz transmitida y reflejada utilizando un microscopio Nikon ECLIPSE EPOL200. Se obtuvieron fotomicrografías con un equipo de cámara a color conectado al microscopio.

Minerales	**Abreviatura**
Anfibol	Anf
Apatito	Ap
Biotita	Bt
Calcita	Cal
Caolinita	Kln
Chamosita	cha
Circón	Zrn
Clinocloro	cln
Clorita	Chl
Cuarzo	Qtz
Feldespato potásico	Kfs
Feldespatos	Fds
Goethita	Gt
Hematita	Hem
Illita	Ill
Pirita	Py
Plagioclasa	Pl
Rutilo	Rt
Sanidina	Sa
Sericita	ser
Titanita	Ttn

Tabla 1: Abreviaturas utilizadas en el presente Trabajo Final de Licenciatura basado en Kretz (1983).

3.3.1 Teledetección

Se identificaron lineamientos mediante análisis de teledetección, combinando dos técnicas para generar imágenes y mapas útiles. En QGIS se insertó un modelo de elevación digital de 30 m de resolución espacial (IGN), a partir del cual se generaron 13 *hillshades* para proporcionar un sombreado hipotético de la superficie de relieve. El azimut de la luz (iluminación) enfatiza preferiblemente los lineamientos orientados en una dirección perpendicular a la iluminación y el resultado final se utiliza para la identificación de lineamientos morfológicos (Wise *et al.*, 1985).

Se destinó 1 *hillshade* a la técnica de sombreamiento multidireccional (S.M.), en la que la iluminación se da en diferentes posiciones para obtener una imagen con una iluminación homogénea (Enriquez *et al*., 2021). Los 12 *hillshades* restantes se utilizaron para la técnica de sombreamiento con variación en azimut solar (S.V.A.), que simula un efecto de iluminación con variaciones de azimut cada 30° y una altitud de iluminación constante de 45° (Enriquez *et al*., 2021).

Los lineamientos se identificaron visualmente y se mapearon manualmente como líneas en QGIS, categorizándose según orientaciones y longitudes, calculadas con la calculadora de campos en QGIS. En la técnica de S.M. los lineamientos fueron mapeados por una operadora, mientras que en la técnica de S.V.A fueron mapeados por dos operadoras en diferentes *softwares* (QGIS y ArcGIS). Se consideraron solo los lineamientos coincidentes entre ambas operadoras para asegurar la objetividad (Giordano *et al*., 2013). Se generaron histogramas de frecuencia y tablas en Excel, diagramas de rosas en Stereonet y mapas de densidad en ARCGIS con toda la información recopilada.

3.3.2 Análisis cinemático

Se identificaron 9 fallas en el campo, correspondientes a 9 estaciones de medición. Las fallas controladas en el campo fueron trazadas con líneas sólidas, mientras que las interpretadas a partir de imágenes satelitales se muestran con líneas punteadas (Fig. 16). Las orientaciones de estas últimas fueron calculadas utilizando la calculadora de campos en QGIS. En un diagrama de rosa y un gráfico de frecuencia se identificaron las orientaciones dominantes de las fallas, determinando los diferentes grupos (Fig. 4).

Se identificaron indicadores cinemáticos sobre planos de fallas bien preservados y de buena calidad en las 9 estaciones. Esto permitió caracterizar la cinemática de la mayoría de ellas. Esta información se representó mediante esquemas interpretativos de fotografías de afloramientos y estereogramas generados en *Stereonet* (www.rickallmendinger.net/faultkin) y *FaultKin* (www.rickallmendinger.net/stereonet) (Allmendinger, 2015). Con los datos de las orientaciones de fallas y sus vectores de deslizamiento, *Faultkin* permitió determinar la posición de los ejes P (acortamiento) y T (extensión) para cada falla, así como los tres ejes principales (X, Y, Z) del elipsoide de deformación para cada estación, utilizando el método gráfico basado en la distribución estadística de *Bingham*. Finalmente, se realizó un análisis cinemático para cada grupo de fallas, integrando los datos recopilados en las diferentes estaciones de medición.

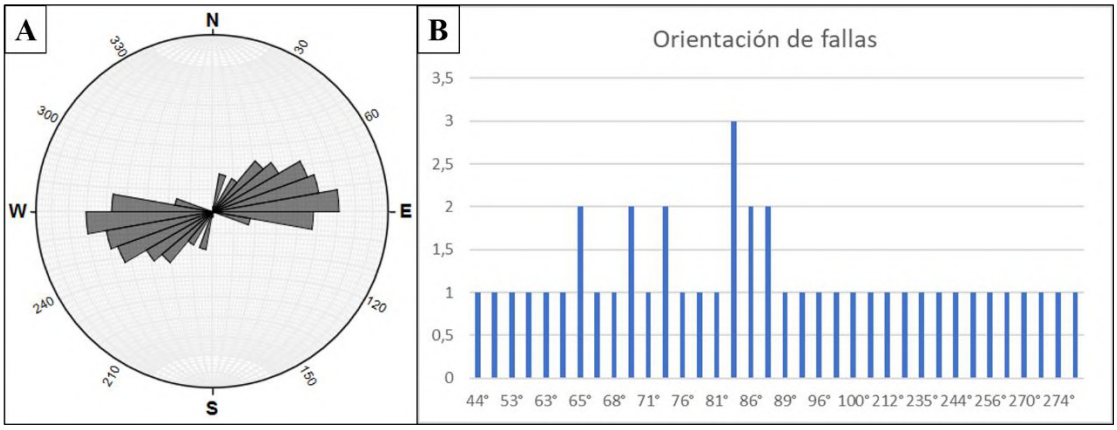


Figura 4: A) Estereograma con orientaciones de fallas, siendo dominantes las orientaciones E-O a ENE-OSO. B) Frecuencia de orientaciones de fallas.

3.3.3 Difracción de rayos-X (DRX)

Es una técnica estándar para identificar fases de materiales cristalinos (Do Campo y Collo, 2018). Para esta técnica, se seleccionaron 10 muestras representativas de las rocas cajas de las vetas. En el laboratorio del IIPG, se prepararon muestras de roca total y muestras orientadas de arcillas (tamaño de partículas <10µm), siguiendo la metodología propuesta por Do Campo y Collo (2018).

Para la preparación de muestras: 1) Roca total: las muestras se trituraron manualmente en el mortero de ágata, hasta el pasante tamiz n° 200 y luego se empaquetaron (Fig. 5A-C). 2) Fracción fina (menor a 10 µm): Las muestras se desagregaron, descarbonataron en un tubo con agua destilada para luego ser agitadas mecánicamente, y con ultrasónido, para el cual se utilizó la balanza de precisión para un centrifugado correcto (Fig. 5D-J). La fracción fina se separó mediante pipeteo tras tiempos estandarizados (Campo y Collo, 2018) y se depositó sobre un portaobjeto de vidrio, dejándolo secar por 24 horas. Este procedimiento asegura que los filosilicatos sedimentaran preferencialmente sobre sus caras basales una vez que el agua destilada se evapora (Campo y Collo, 2018).

Posteriormente los preparados se enviaron al CIMAR (UNCo, Neuquén) para su análisis en DRX. Para los extendidos orientados, se realizaron análisis DRX en las muestras secadas al aire (AD), tras tratamiento con etilenglicol (EG), y después de ser calcinadas a 400° y 550° (CAL). Se registraron difracciones entre 3º a 60º para roca total y 2º a 40º para arcillas.

Estos tratamientos permiten distinguir diferentes minerales, verificar la presencia de arcillas expansivas (EG) y evaluar cambios en la estructura cristalina (CAL). El método de DRX comprendió dos tipos de análisis: cualitativo y cuantitativo. En el análisis cualitativo se interpretaron y reconocieron minerales a partir de las reflexiones características de los picos de difracción utilizando los softwares PDXL y X'Pert HighScore (Laboratorio IIPG). El análisis cuantitativo se realizó en seis muestras utilizando los mismos softwares y aplicando el método Rietveld (Do Campo y Collo, 2018) para determinar el porcentaje de todas las fases minerales presentes en la muestra, tanto en roca total como en muestras orientadas (AD).

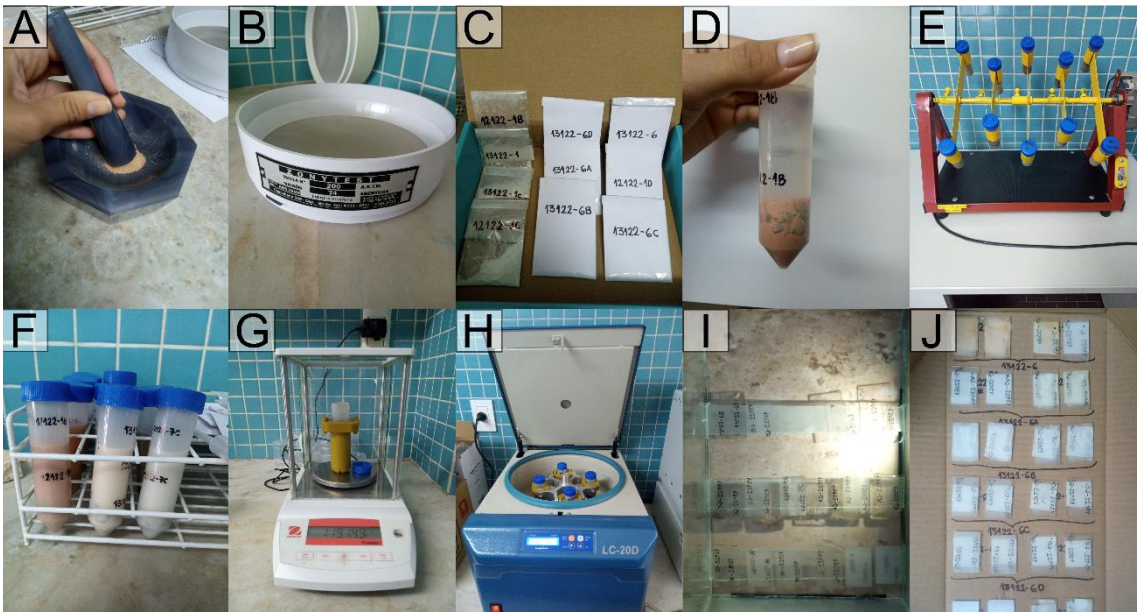


Figura 5: Instrumentos utilizados en el preparado de muestras para DRX. Preparado de muestras de roca total (A-C) y muestras orientadas (D-J). A) Molienda de roca en mortero de Ágata para aumentar la superficie específica. B) Tamiz utilizado. C) Polvo muy fino de roca empaquetado para enviar. D) Fragmentos de roca (>4 mm) en agua destilada. E) Muestras agitadas para soltar la arcilla. F) Muestras tratadas con ácido acético, posteriormente lavadas con agua destilada. G) Muestras en la balanza de precisión antes de ingresar a ultrasonido. H) Ultrasonido/centrifugada. I) Muestra recolectada de tubos preparados, montadas por tensión superficial en porta vidrios y secados al aire. J) Muestras orientadas luego de 3 hs (izquierda) y 12 hs (derecha) de secado al aire.

3.3.4 Espectrometría de reflectancia (VNIR y SWIR)

Es una técnica que utiliza la energía en las regiones del espectro electromagnético de la luz visible (VIS), infrarrojo cercano (NIR) e infrarrojo de ondas cortas (SWIR) para la identificación de especies minerales (Fig. 6). Mientras que en el SWIR las absorciones están relacionadas a los enlaces moleculares, las observadas en VNIR están asociadas a transiciones subatómicas (*GMEX*, 2008). Se utilizó el espectrómetro de campo ASD Terraspec 4 Hi RES NG del laboratorio del IIPG (Fig. 7). Esta herramienta mide la interacción entre la energía electromagnética y la materia de la superficie de la muestra a diferentes longitudes de onda, representándola mediante una curva de reflectancia espectral.

El proceso comenzó calibrando el equipo con el espectralon (blanco) y luego tomando la fuente de luz para apoyarla sobre la muestra seca (Fig. 7). Los datos se adquirieron en intervalos de 3 a 60 segundos y se registraron con el software R^3. Las curvas de reflectancia espectral se interpretaron mediante ViewSpecPro y SpecMin, basándose en que los picos representan reflexiones de energía y los valles corresponden a absorciones de longitudes de onda por parte del mineral. Como cada mineral absorbe longitudes de ondas específicas, genera una firma espectral única y característica que permite su clasificación en base a su respuesta espectral (Echeveste *et al*., 2018).

Para poder visualizar las curvas de espectros en SpecMin, se aplicaron las correcciones Hull Quotient y Splice con ViewSpecPro, que remueven distorsiones y resaltan las absorciones. La interpretación de las curvas se realizó con la base de datos de Estados Unidos (USGS) en el SpecMin. Además, el software ViewSpecPro también se utilizó para obtener profundidades de absorciones especiales y realizar cálculos como MSI (ver análisis espectral), después de horizontalizar las curvas espectrales.

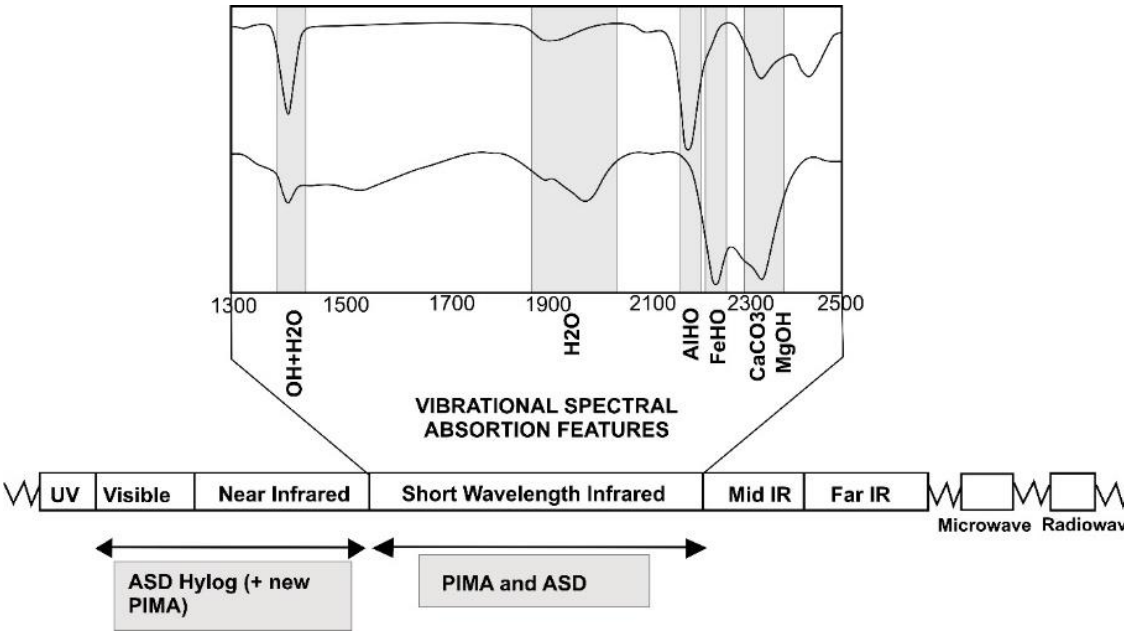


Figura 6: Espectro electromagnético con absorciones características. Tomado y modificado de Echeveste *et al.*, (2018).

Figura 7: Equipo utilizado.

4 RESULTADOS

4.1 Análisis regional de lineamientos

En este apartado se presenta un análisis de los lineamientos estructurales a gran escala, con el fin de establecer una conexión entre las estructuras de menor escala observadas en el área de estudio y el contexto tectónico regional (Fig. 1).

4.1.1 Sombreamiento multidireccional (S.M.)

Se identificaron 295 lineamientos con 4 tendencias de orientaciones (Figs. 8 y 9), predominando las orientaciones NE-SO y E-O, seguidas por las NO-SE y, finalmente, las

N-S (Figs. 8 y 9). Se identificó un lineamiento N-S de importante longitud (6 km), aunque predominan los lineamientos E-O y NE-SO, con longitudes entre 0,5 y 4 km, seguidos por los lineamientos NO-SE, con longitudes entre 1 y 3 km (Fig. 9). El mapa de densidad (Fig. 10) muestra correspondencia con los datos estadísticos, teniendo las mayores densidades en zonas de lineamientos E-O o en sus intersecciones con lineamientos NE-SO y NO-SE.

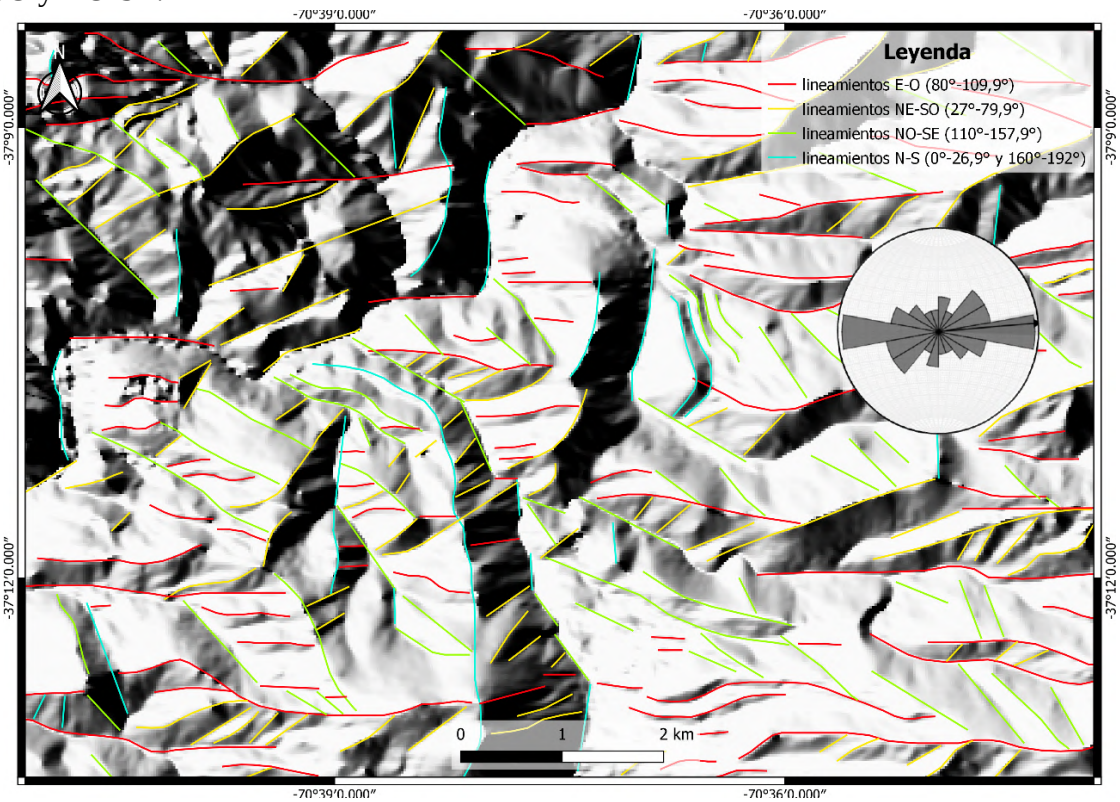
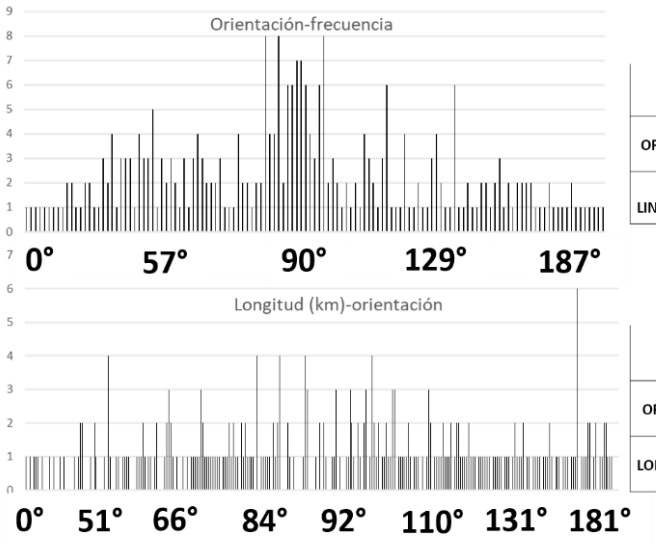


Figura 8: *Hillshade* con sombreamiento multidireccional y lineamientos identificados.



RUMBO	E-O	NE-SO	NO-SE	N-S
ORIENTACIÓN	80°-109,9°	27°-79,9°	110°-157,9°	0°-26,9° y 160°-192°
N° LINEAMIENTOS	95	97	77	26

RUMBO	E-O	NE-SO	NO-SE	N-S
ORIENTACIÓN	80°-109,9°	27°-79,9°	110°-157,9°	0°-26,9° y 160°-192°
LONGITUD (km)	0,5 a 4	1 a 4	1 a 3	1, 2 y 6

Figura 9: Histograma de frecuencia de orientaciones de lineamientos (superior) e histograma de longitud en función de orientación (inferior).

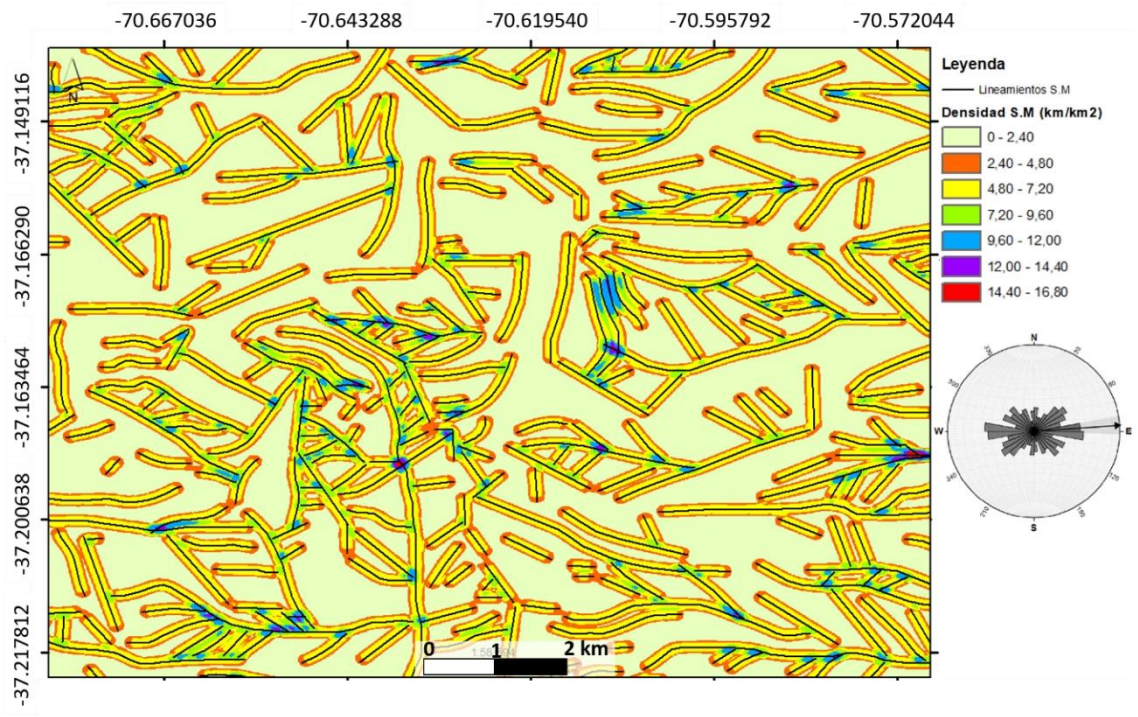
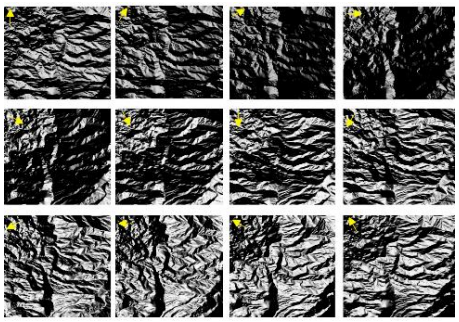


Figura 10: Mapa de densidad de lineamientos identificados a partir de S.M. Dominan los lineamientos E-O como se presenta en la roseta de la derecha.

4.1.2 Sombreamiento con variación de azimut solar (S.V.A.)

Se determinaron 408 lineamientos con 4 tendencias (Figs. 11 y 12), identificados en diferentes azimuts solares (cada 30°). El análisis se centró en 214 lineamientos de 0° a 150° de azimut solar para evitar la repetición de lineamientos del otro cuadrante (180° a 330°). Las orientaciones dominantes son E-O, NE-SO, NO-SE y N-S (Figs. 12 y 13). Los lineamientos E-O tienen longitudes entre 1 y 5 km, seguidos por los N-S y NE-SO, que varían entre 1 y 4 km (Fig. 12). La mayor densidad de lineamientos se encuentra en las orientaciones E-O y NE-SO (Fig. 14).



Dirección de iluminación	0°	30°	60°	90°	120°	150°	180°	210°	240°	270°	300°	330°
N° de lineamientos	74	27	38	38	27	10	84	13	14	39	26	18

Azimut solar	0°-180°	45°-240°	90°-270°	135°-315°
Rumbo de lineamiento destacado	E-O	NO-SE	N-S	NE-SO
Número de lineamientos	158	92	77	81

Figura 11: 12 *hillshades* generados con S.V.A. y tablas con los lineamientos identificados en diferentes azimuts solares.

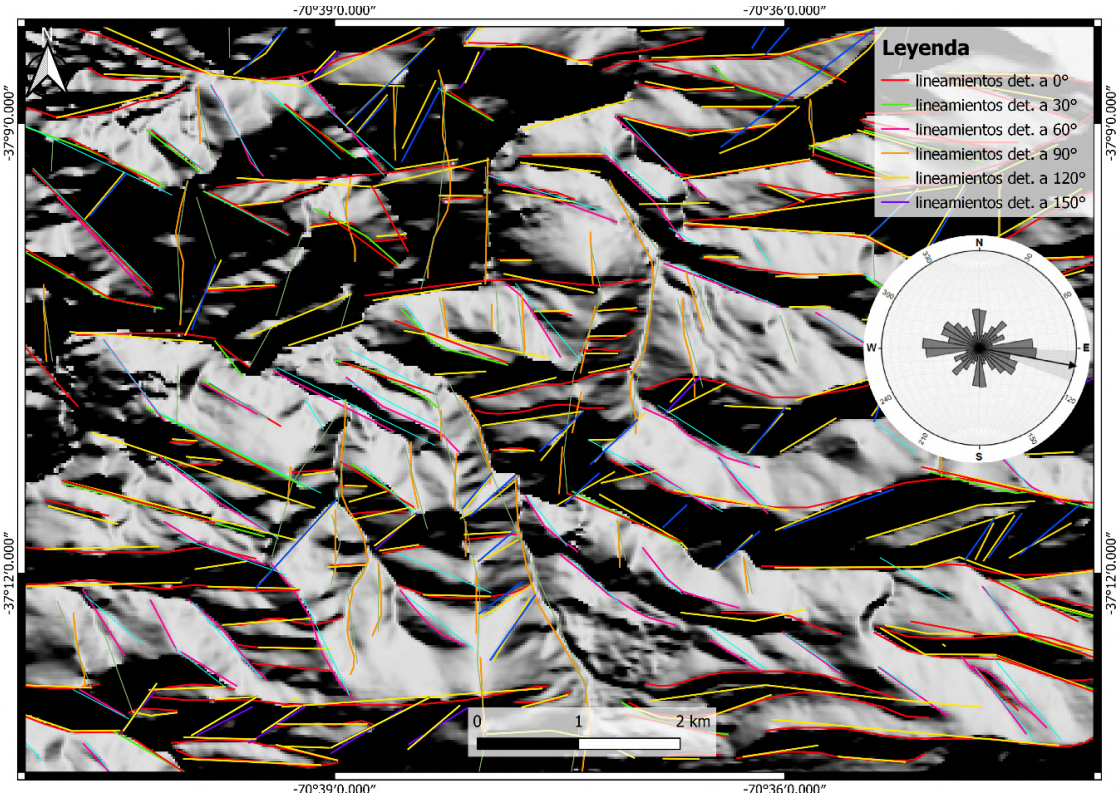
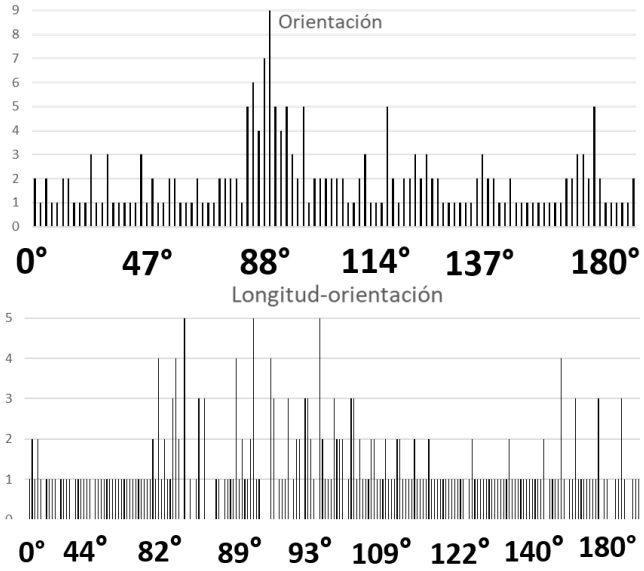


Figura 12: Lineamientos identificados de 0° a 150° de azimut solar, 214 en total.



RUMBO	E-O	NE-SO	NO-SE	N-S
ORIENTACIÓN	80°-109,9°	27°-79,9°	110°-157,9°	0°-26,9° y 160°-192°
N° LINEAMIENTOS	79	36	59	40

RUMBO	E-O	NE-SO	NO-SE	N-S
ORIENTACIÓN	80°-109,9°	27°-79,9°	110°-157,9°	0°-26,9° y 160°-192°
LONGITUD (km)	0,4 a 5	0,4 a 4	0,4 a 2	0,4 a 4

Figura 13: Arriba histograma de frecuencia de orientaciones de lineamientos. Abajo se incluye un histograma basado en la longitud de lineamiento en función de sus orientaciones.

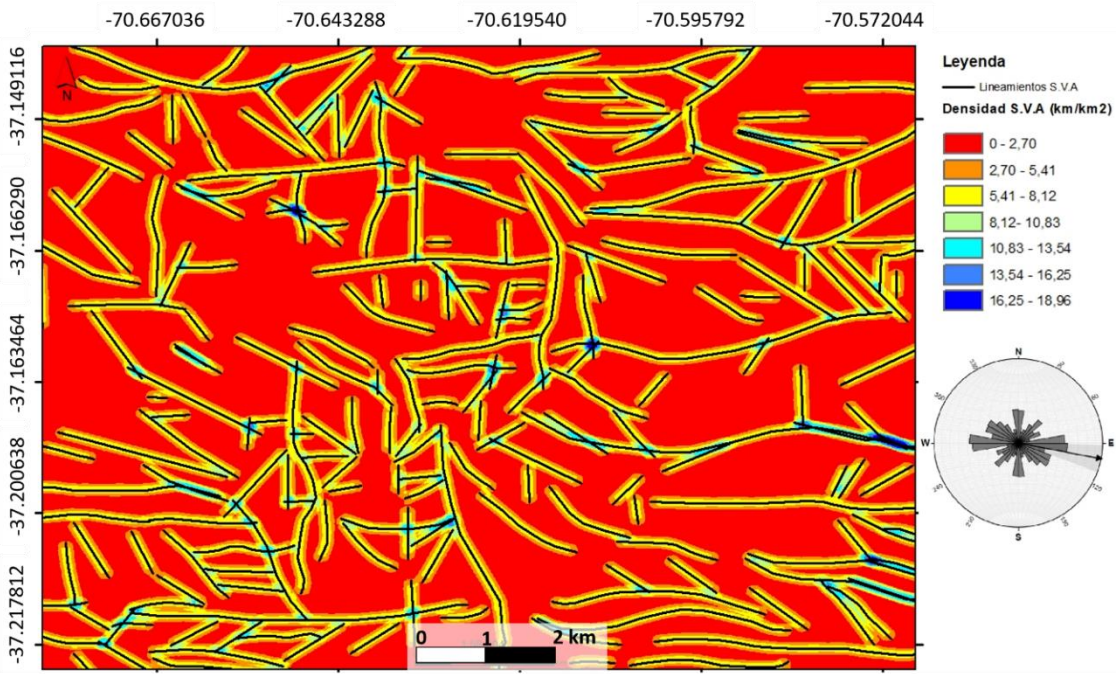


Figura 14: Mapa de densidad de lineamientos identificados a partir del sombreamiento con variación de azimut solar. Dominan los lineamientos E-O como se presenta en la roseta de la derecha.

4.1.3 Mapa geológico con lineamientos

Con el objetivo de evaluar si las orientaciones de los lineamientos están relacionadas con la geología del área y determinar si corresponden a una edad o período específico, se superpusieron dichos lineamientos a las unidades geológicas a escala regional del distrito. A partir de esta superposición, basada en la geología modificada de Llambías *et al*. (2007) y Galetto *et al.* (2018), se observó que las cuatro tendencias de lineamientos afectan de manera uniforme a todas las unidades geológicas, sin una mayor frecuencia asociada a una litología específica (Fig. 15). Sin embargo, los lineamientos E-O presentan mayores densidades en las formaciones pre-cretácicas.

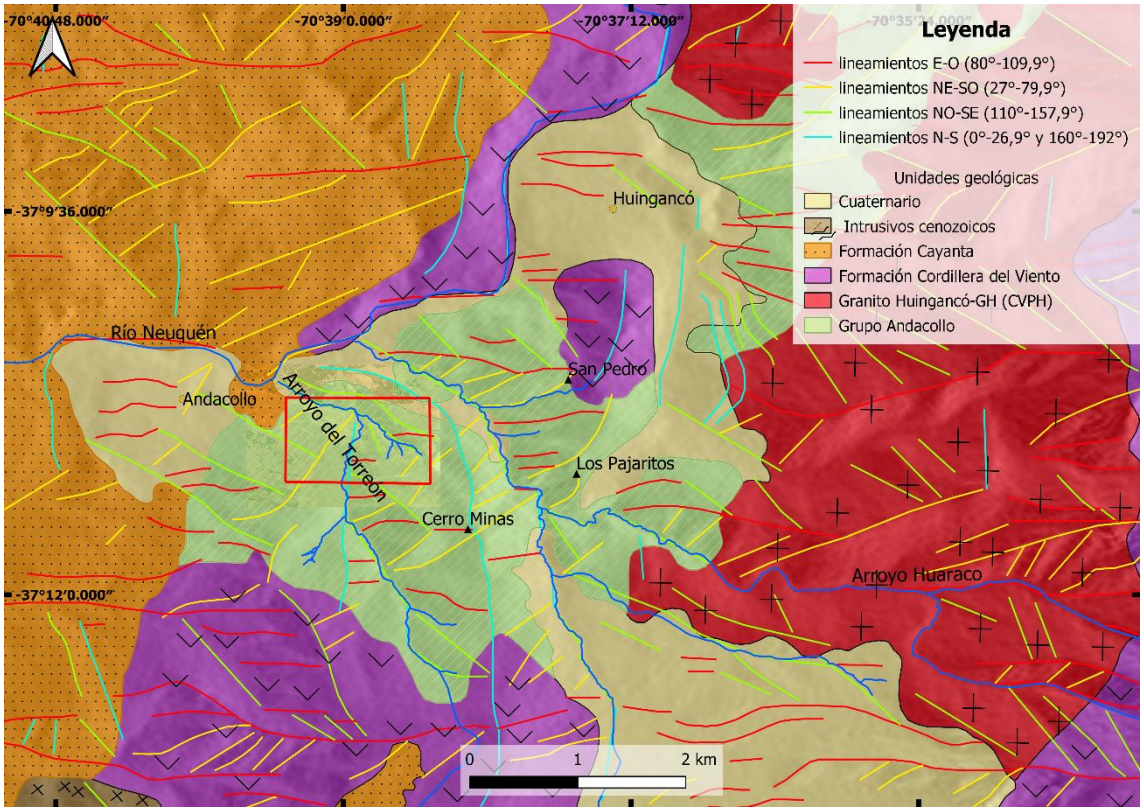


Figura 15: Mapa geológico regional con los lineamientos superpuestos. Tomado y modificado de Llambías *et al.*, (2007), Galetto *et al.*, (2018) y Dicaro *et al.*, (2024).

4.2 Geología local

En el área de estudio afloran las formaciones Arroyo del Torreón (incluyendo sus miembros Cerro San Pedro y Sofía) y Huaraco, la Formación Cordillera del Viento, además de diques andesítico-basálticos y diques dacíticos (Fig. 16).

4.2.1 Formación Arroyo del Torreón

Esta formación aflora en una faja de orientación NO-SE y está compuesta en su base por el Miembro Cerro San Pedro y cubierto por las lavas del Miembro Sofía.

4.2.1.1 Miembro Cerro San Pedro

Este aflora aisladamente en el margen noreste del arroyo del Torreón, en una faja de 48 m de longitud con orientación E-O (Fig. 16). Está cubierta por lavas de composición dacítica. Esta formación está representada por niveles estratificados de tobas negras muy finas, cristalinas y ricas en cristaloclastos de plagioclasas y vitroclastos inmersos en una matriz vítrea de color negro (Fig. 17).

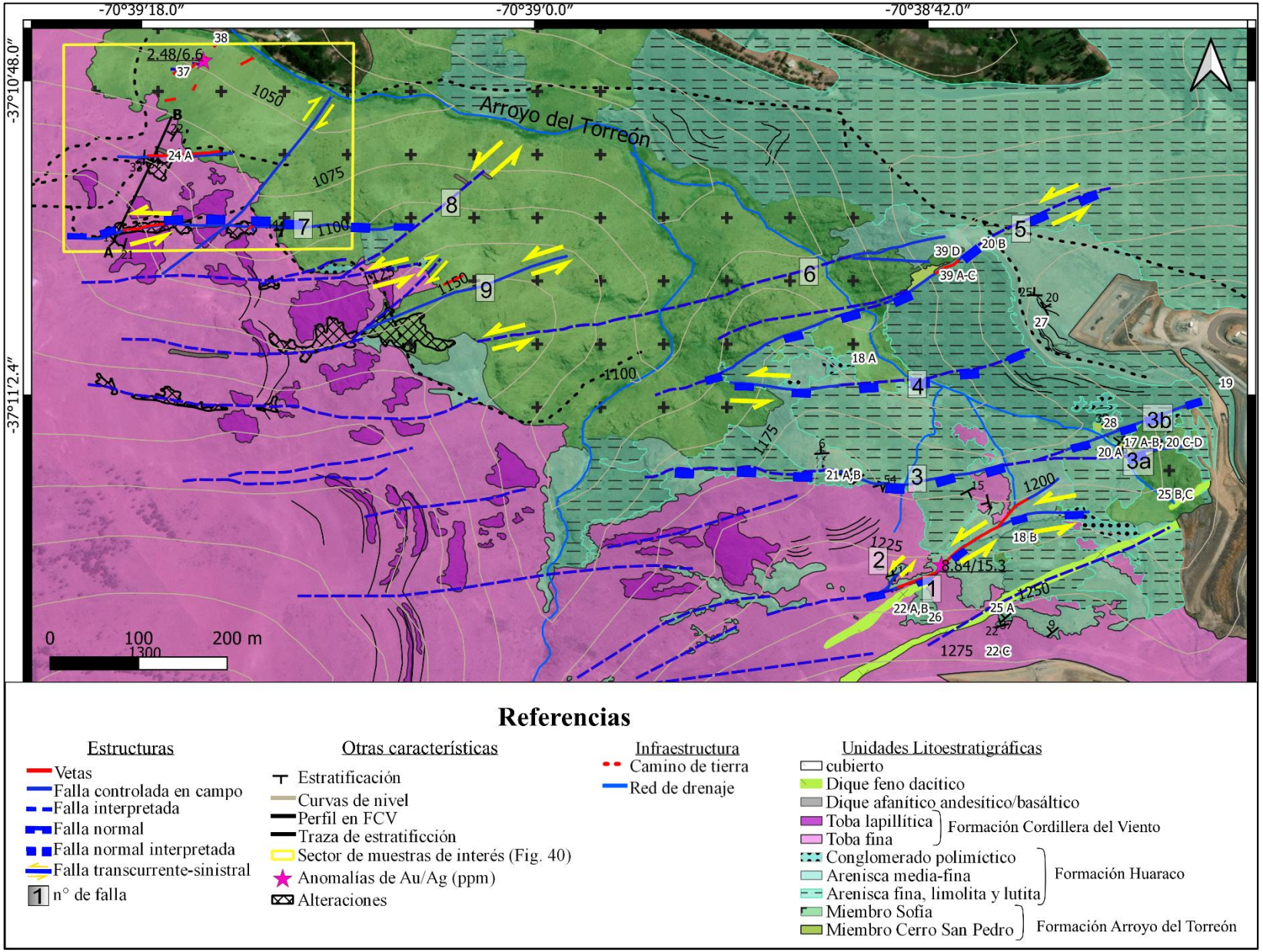


Figura 16: Mapa geológico-estructural del área de estudio superpuesto a la imagen satelital. Se indica la ubicación de las figuras en el mapa.

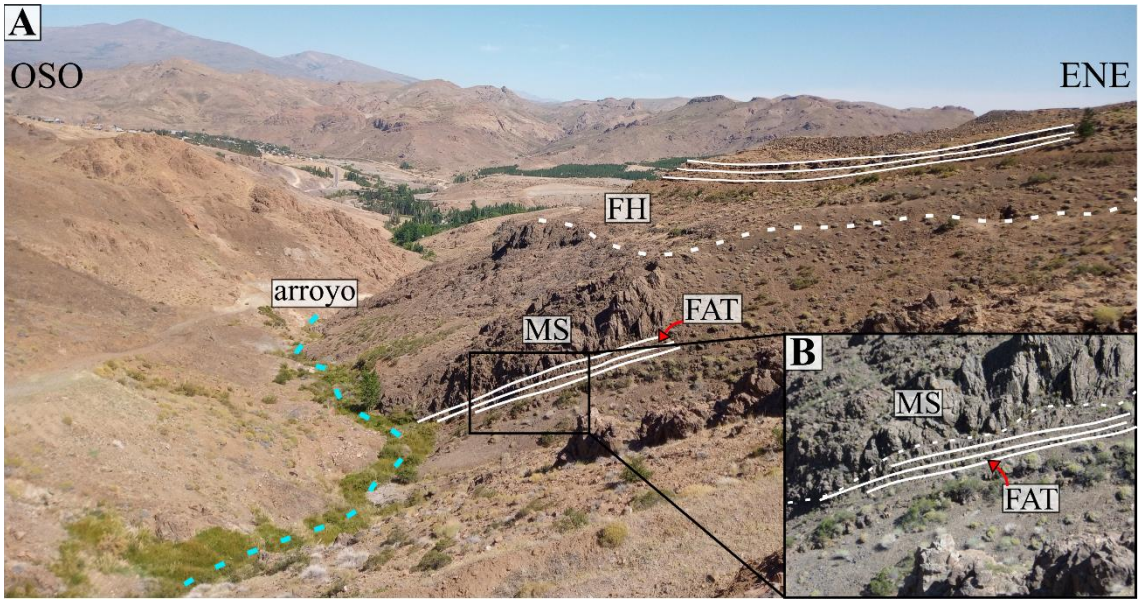


Figura 17: A) Estratificación (líneas blancas sólidas) en tobas de la Formación Arroyo del Torreón (FAT) y también en la Formación Huaraco (FH). Los límites entre formaciones están representados por líneas blancas punteadas. B) Detalle del contacto entre los miembros de la FAT, apoyándose el Miembro Sofía (MS) sobre el Miembro Cerro San Pedro (FAT).

4.2.1.2 Miembro Sofía

El Miembro Sofía en afloramiento exhibe un color castaño muy claro, aspecto masivo y textura rugosa en imágenes satelitales. Aflora en una faja con dirección NO-SE y en porciones aisladas en el SE del área de estudio (Fig. 16). Se encuentra en contacto tectónico y erosivo con facies gruesas de la Formación Huaraco, unidad que la sobreyace y contiene fragmentos del pórfido, y está cubierta por la Formación Cordillera del Viento (Fig. 18). Se caracteriza por rocas cohesivas porfíricas a glomeroporfíricas de tonalidades verde grisáceo claro, compuestas por fenocristales de plagioclasa (25-40%), biotita (1-4%) y anfíboles (1-2%), en una pasta afanítica verdosa (60-75%) compuesta por cuarzo microcristalino, con texturas de desvitrificación. Contiene minerales accesorios como titanita, apatito, rutilo y circón (1-2%), junto con *boxworks* de sulfuros y óxidos de Fe.

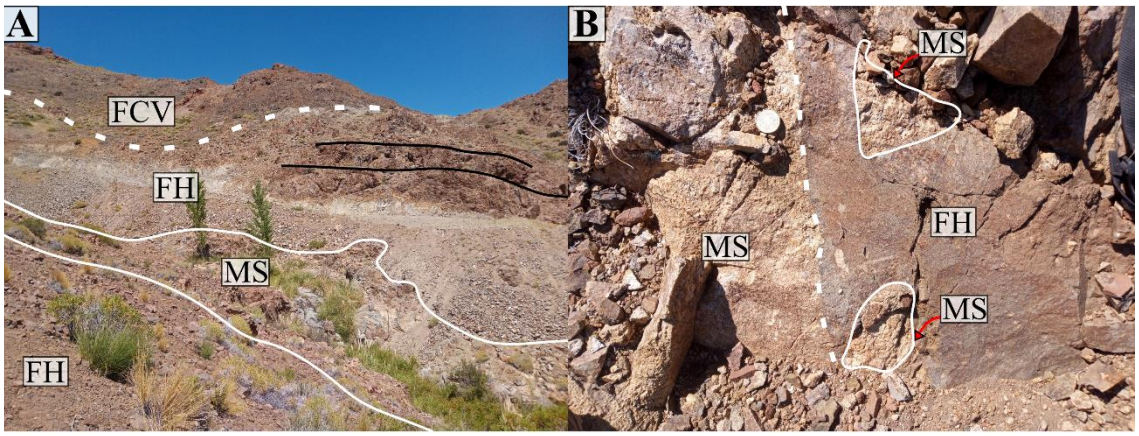


Figura 18: A) Pórfido (MS) en cercanías al arroyo del Torreón superpuesto por facies gruesas de la Formación Huaraco. Sobreyace a todas las unidades mencionadas, la Formación Cordillera del Viento (FCV). B) Pórfido dacítico (MS) en contacto con conglomerado polimíctico de la FH.

4.2.2 Formación Huaraco

La Formación Huaraco se apoya en contacto discordante-erosivo sobre el Miembro Sofía y mediante contactos tectónicos con otras unidades por fallas en el sector ENE (Figs. 16 y 19). Está compuesta por intercalaciones de facies conglomerádicas que gradan hacia arriba a areniscas medias a gruesas y areniscas finas, lutitas y limolitas, con tonalidades castañas identificables en el terreno y en imágenes satelitales.

La base de la Formación Huaraco incluye conglomerados polimícticos de mala selección, con clastos de pómez, líticos, rocas ígneas volcánicas y subvolcánicas (incluyendo fragmentos de Miembro Sofía) y otros clastos indiferenciados (Figs. 18 y 20). Estos conglomerados varían de matriz sostén a clasto sostén y gradan hacia arriba con intercalaciones de areniscas polimícticas líticas gruesas a medias y, areniscas cuarzosas finas, estas últimas intercaladas con limolitas y lutitas. Los niveles psamíticos contienen entre un 75-85% de fracción clástica gruesa (mayor a 0,5 mm), un 14-20% de matriz (con tamaño de grano menor a 0,4 mm), 1-3% de cemento y 1% de minerales accesorios. Las facies más finas (tamaño de grano menor a 0,25 mm), dominadas por lutitas y areniscas polimícticas-cuarzosas finas, tienen una mayor distribución areal en el margen nororiental de la zona de estudio.

Las facies medias a finas presentan estratificación tabular planar a entrecruzada-tangencial (Fig. 21) y estructuras tractivas como ondulitas asimétricas en el techo de los estratos, con direcciones de paleocorrientes aproximadas en sentido ONO (Fig. 20).

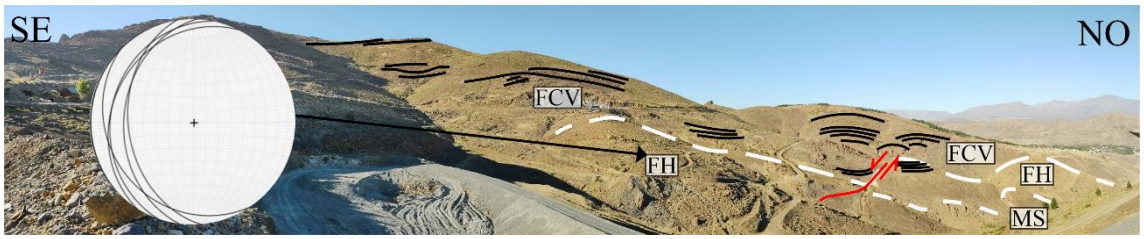


Figura 19: Relaciones entre el Miembro Sofía y las formaciones Huaraco y Cordillera del Viento. En estereograma se plotean los planos de estratificación de la FH. Línea blanca de trazos: contacto erosivo entre unidades, líneas negras lisas: marcan los planos de estratificación, la línea y las flechas rojas: marca la falla 3 (ver Fig. 16) y cinemática normal.

Figura 20: A) Ondulitas asimétricas en facies fina de FH. B) Ondulitas asimétricas en plano de estratificación. En estereograma se representan los planos que contienen a las ondulitas como planos y la dirección de corriente con flechas negras. C) Conglomerado polimíctico que grada de clasto-sostén a matriz sostén, de base a techo, respectivamente. D) Conglomerado polimíctico con fragmentos de pómez.

Figura 21: A) Estratificación tangencial en FH. B) Vetilla de cuarzo *comb* entre los planos de estratificación.

4.2.3 Formación Cordillera del Viento

Esta unidad aflora en el sector sur y centro-este y sobreyace en discordancia al Miembro Sofía y a la Formación Huaraco (Figs. 16 y 22A-B). Está compuesta en la base por intercalaciones de tobas vítreas masivas y tobas lapillíticas cristalinas (Figs. 22C). En la sección media predominan tobas vítreas con texturas fragmentarias y eutaxíticas,

gradando a bancos gruesos de tobas lapillíticas y conglomerados ricos en fragmentos redondeados de tobas incluidos en una matriz de toba lapillítica cristalina (Fig. 23). La parte superior contiene secuencias de tobas lapillíticas cristalinas-líticas con cristaloclastos de plagioclasas en una matriz vítrea y desarrollan estratificación tabular planar. Los líticos identificados son volcánicos y sedimentarios (Fig. 23), algunos de los cuales están cortados por venillas de cuarzo (ver Fig. 45B-C). Todas las facies identificadas son de color morado, sin embargo, cerca de las fallas presentan halos de coloración gris a gris verdoso, visibles en imágenes satelitales (Fig. 23).

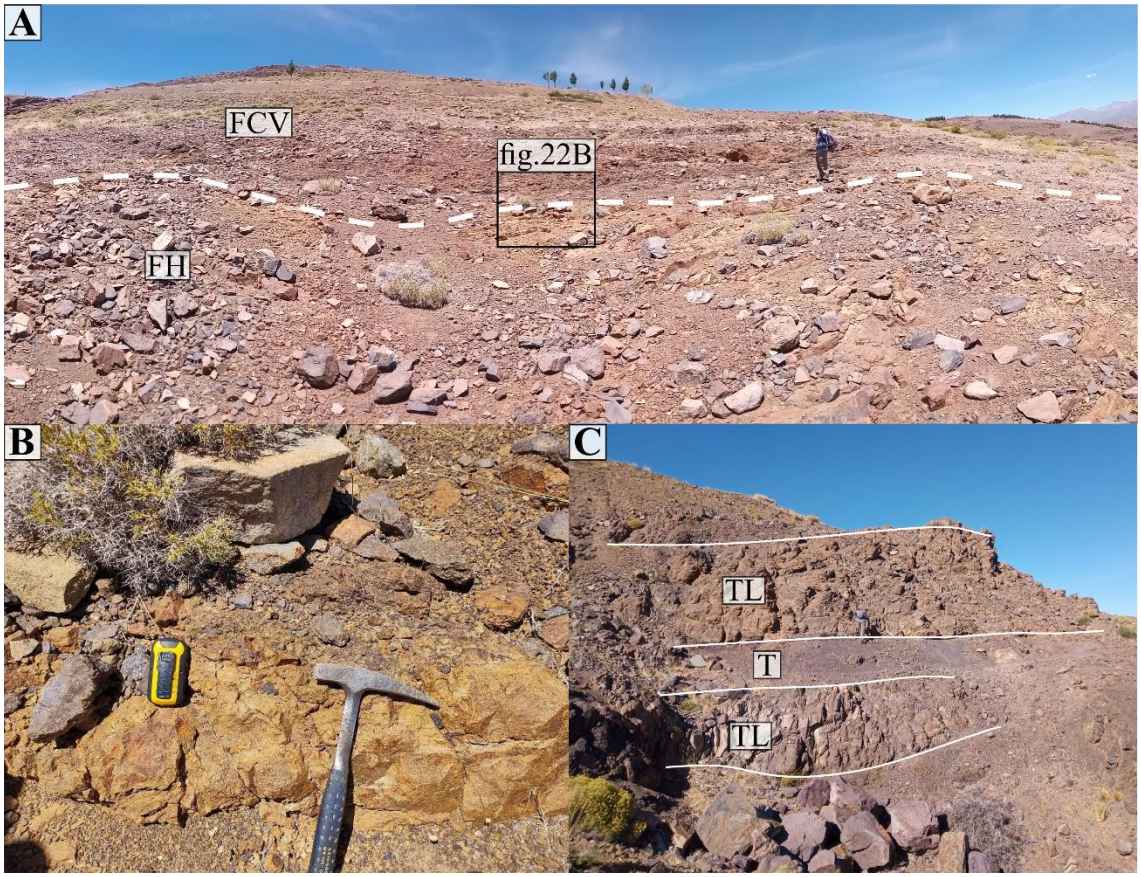


Figura 22: A) Discordancia erosiva entre FH y FCV. B) Detalle de clastos de la FH en FCV. C) Bancos de tobas lapillíticas cristalinas-líticas (TL) estratificados intercalados con tobas finas masivas (T).

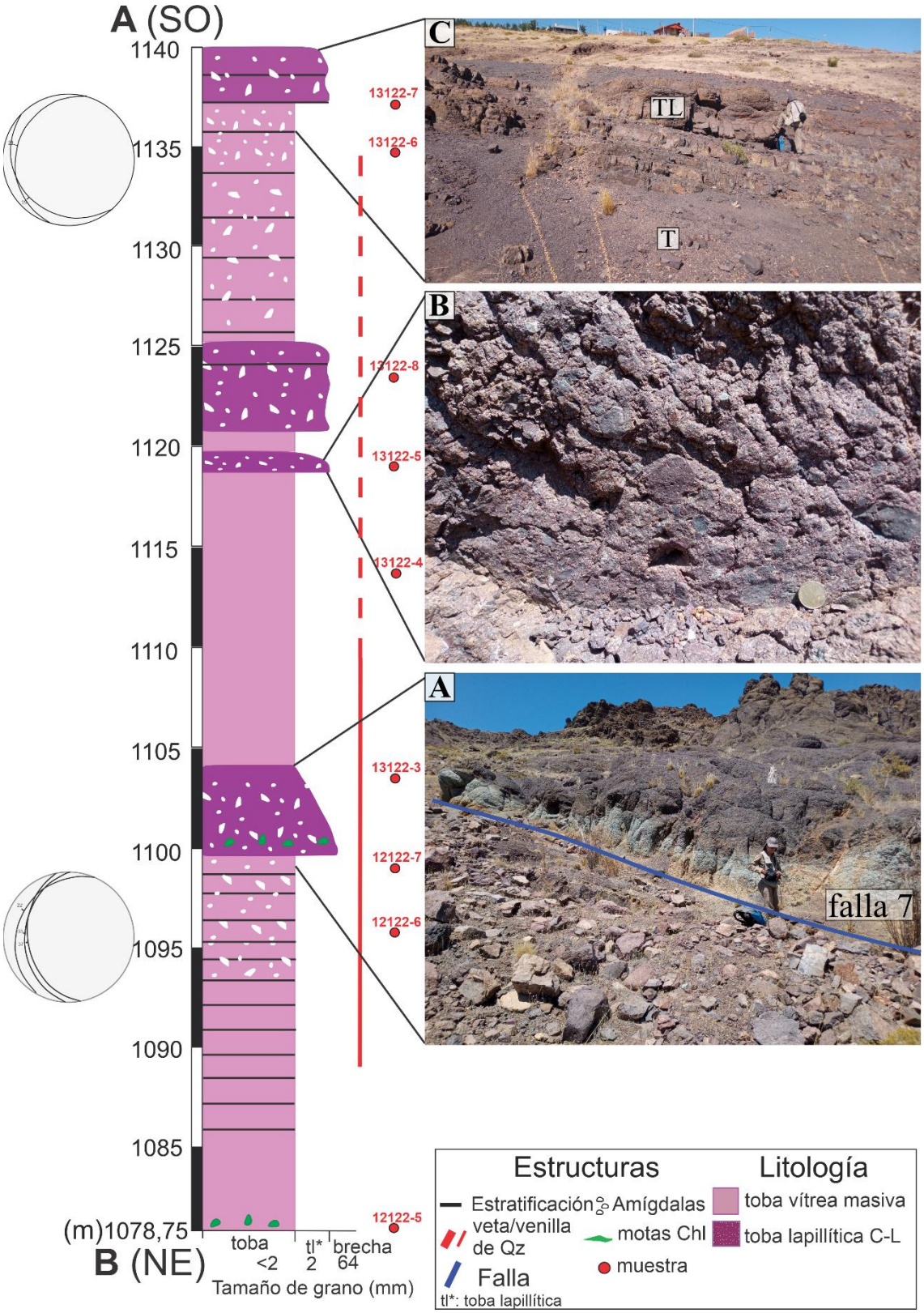


Figura 23: Perfil esquemático A-B del cambio de facies en la Formación Cordillera del Viento. Derecha: imágenes de detalle de afloramiento y ubicación de muestras. Izquierda: estereogramas con estratificación y dique representados en planos. A) Cambio de coloración en FCV debido a alteración asociada a falla de orientación E-O. B) Toba lapillítica lítica. C) Cambio vertical de facies desde toba masiva a toba lapillítica estratificada.

4.2.4 Diques afaníticos andesíticos/basálticos

Se reconocieron diques subverticales de rumbo E-O y NO-SE (RBZ 25°/90° y 26°/75°) en el sector noroccidental del área de estudio (Fig. 16). Son de color verde-grisáceo oscuro, de composición andesítico-basáltica e intruyen con contactos netos a todas las unidades anteriormente descriptas (Fig. 24). Presentan vesículas en ambos bordes y tienen espesores aparentes que oscilan entre 3 a 5 m. Poseen una textura afanítica en muestra de mano y microporfírica y pilotáxica con una pasta afanítica y amigdaloide, bajo lupa binocular. Están compuestos por fenocristales de plagioclasas y anfíbol en una pasta muy fina negro-verdosa con amígdalas parcial a totalmente rellenas de calcita y cuarzo.

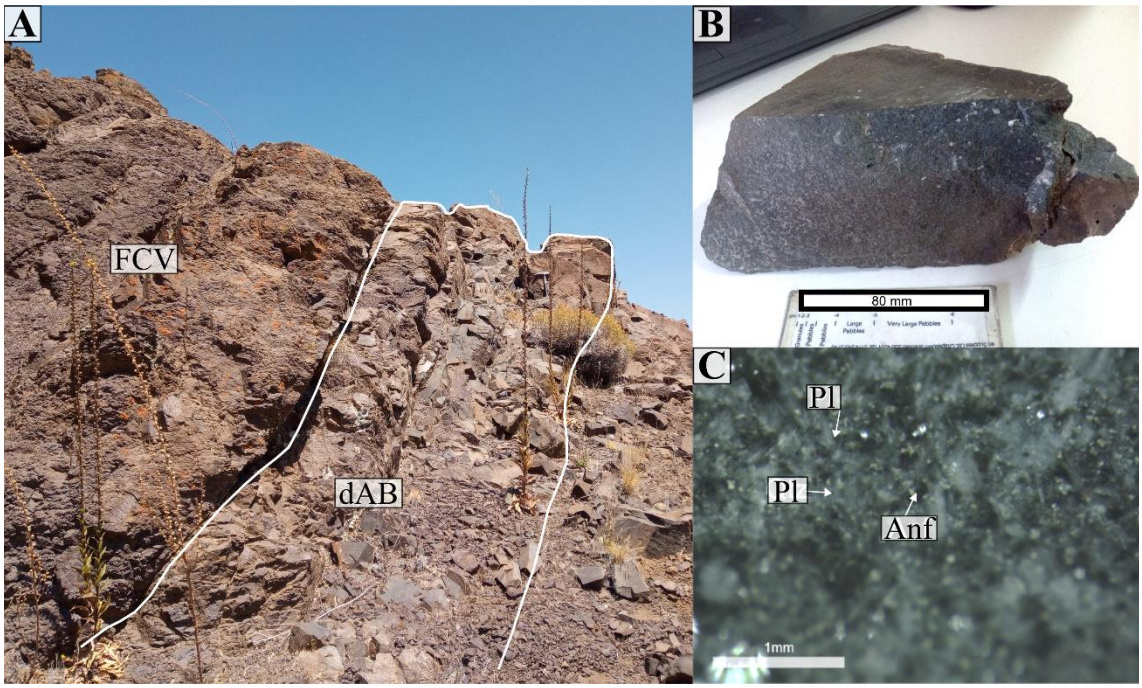


Figura 24: A) Relación de corte entre el dique afanítico andesítico/basáltico (dAB) y la FCV. B) Muestra de dAB. C) Fotografía de detalle de muestra de dAB (antesíta-basalto).

4.2.5 Diques feno dacíticos

Los diques son subverticales a verticales (RBZ 235°/89°) y se identificaron en el sector suroriental del área de estudio, emplazados en las fallas con orientación ENE-OSO, las cuales cortan a las unidades del Grupo Andacollo y la Formación Cordillera del Viento (Fig. 16). Los diques, con espesores de hasta 5,40 m, presentan una textura porfírica con fenocristales de plagioclasas (22%), cuarzo (13%) y biotita (5%) en una pasta afanítica (Fig. 25). Los minerales primarios están fuertemente alterados por minerales hidrotermales (clorita, sericita, calcita) en cercanías a las fallas-vetas.

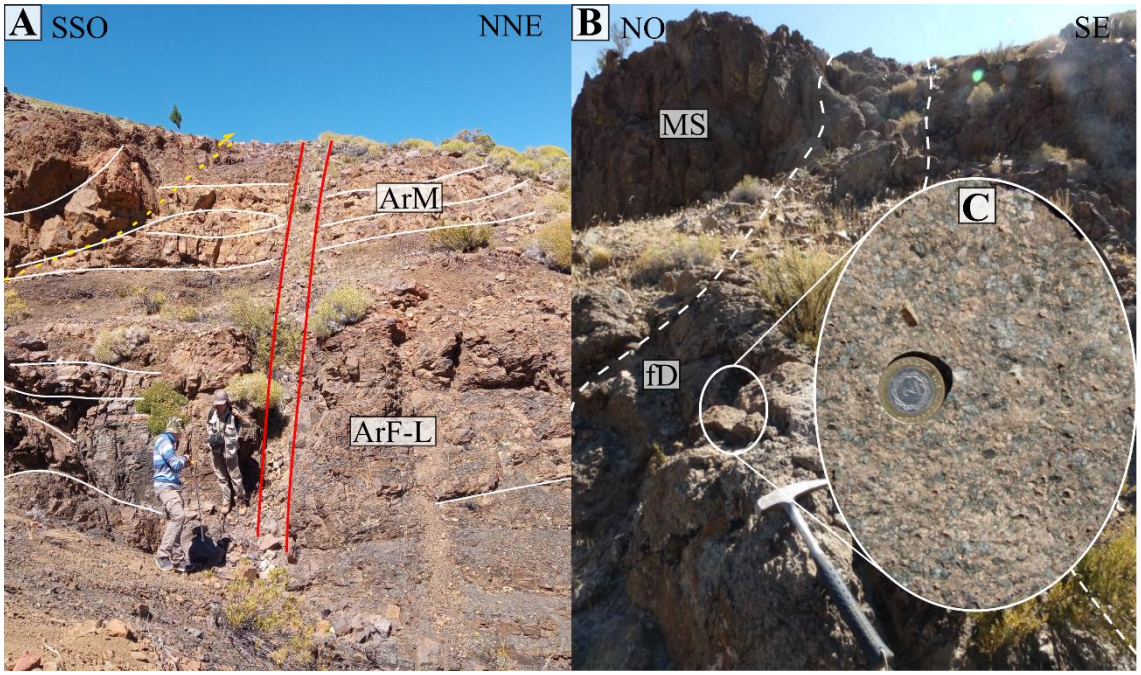


Figura 25: A) Dique feno dacítico con rumbo N235°/89°, alojado en la facies más fina de la Formación Huaraco. En el sector inferior de la fotografía dominan lutitas negras (ArF-L) que intercalan a areniscas finas-medias (ArM) hacia arriba, con estratificación tabular. Hacia la izquierda superior se observaron estos mismos bancos, pero montados sobre la secuencia anterior (corrimiento interpretado en amarillo). B) Dique de fenodacita cortando al Miembro Sofía. C) Detalle textural del dique feno dacitico (fD).

4.3 Estructuras

Se identificaron dos tipos de estructuras: fallas y pliegues. Dentro de los pliegues, a escala local, se reconocieron dos tipos: pliegues suaves que afectan solamente al Grupo Andacollo, reconocidos en el sector SO del área de estudio (Fig. 16) y pliegues de arrastre vinculados a fallas, que afectan a la Formación Huaraco. Los pliegues que afectan al Grupo Andacollo se caracterizan por formas suaves sinclinales (Fig. 26) y anticlinales (Fig. 27) y se desarrollan bien en la Formación Huaraco. Además, se identificó una lineación *pencil* en las facies de tobas finas-vítreas del Miembro Cerro San Pedro de la Formación Arroyo del Torreón (Fig. 28).

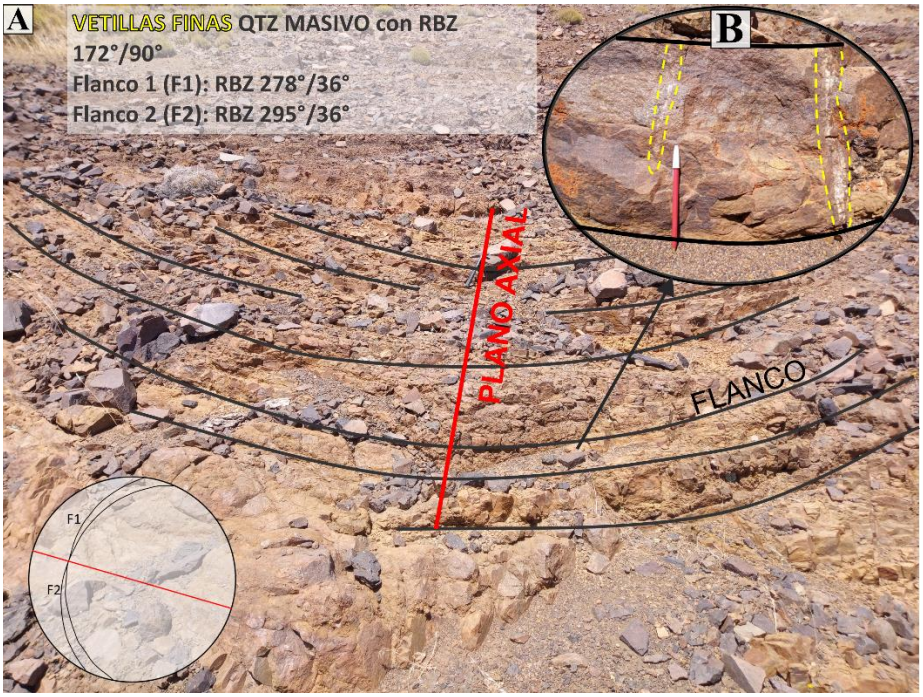


Figura 26: A) Pliegue local suave afectando a la facies de areniscas finas intercaladas con lutitas (FH). B) Vetillas de cuarzo masivas que son perpendiculares a los planos de estratificación (flancos). En estereograma se representan los flancos como planos negros al igual que el plano axial (plano rojo). También se muestra la elipse de deformación general del pliegue orientada según el estereograma (Z: acortamiento y X: elongación).

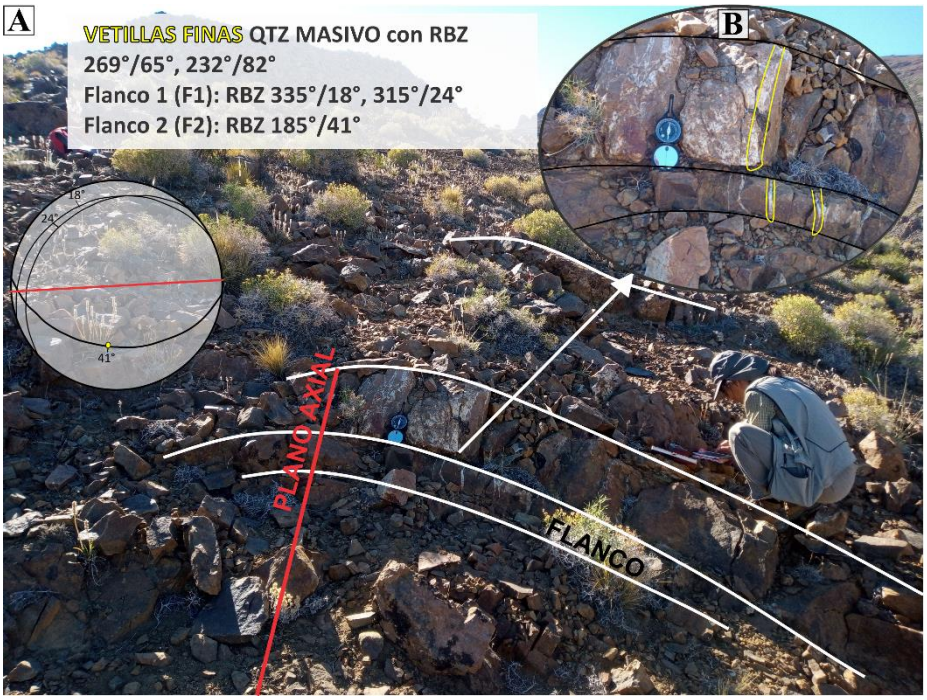


Figura 27: A) Pliegue local antiforme en facies fina de la FH. B) Detalle de vetillas de cuarzo masivo en zonas dilatacionales en la charnela de los mesopliegues. En estereograma se representan los flancos como planos negros al igual que el plano axial (plano rojo). También se muestra la elipse de deformación general del pliegue orientada según el estereograma (Z: acortamiento y X: elongación).

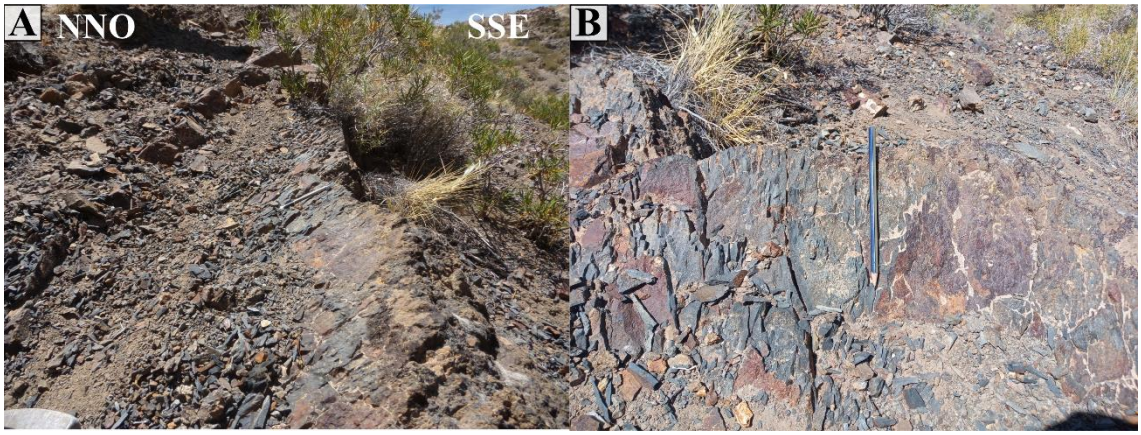


Figura 28: A y B) Lineación pencil en tobas finas negras de la Formación Arroyo del Torreón (FAT).

4.4 Análisis cinemático

El análisis estructural es una herramienta fundamental para la exploración de vetas epitermales a mesotermales, ya que las zonas de fallas actúan como zonas permeables para los fluidos mineralizantes (Rhys *et al*., 2020). Las vetas y clavos mineralizados se localizan en zonas dilatacionales (Rhys *et al*., 2020), por lo que es esencial realizar un análisis geométrico y cinemático detallado para identificar las principales direcciones de los ejes de deformación (X, Y, Z) y determinar la posición de los ejes P (acortamiento) y T (extensión), y extrapolar esta información a áreas donde las vetas no están expuestas.
Se reconocieron dos grupos de fallas con orientación E-O y ENE-OSO, que afectan a todas las unidades geológicas descritas. En las cercanías de estas fallas hay zonas de brechas tectónicas monomícticas y polimícticas, contienendo fragmentos de vetas y fragmentos de vetas y de rocas de caja, respectivamente.
Se analizaron datos de rumbo, inclinación e indicadores cinemáticos de fallas primarias (>250 m de longitud) y secundarias (< 250 m de longitud) en 9 estaciones, clasificándolas en grupos estructurales ENE-OSO y E-O. Las secundarias se localizan en las zonas de daño y en las terminaciones de las fallas primarias (Fig. 16).

4.4.1 Análisis cinemático por fallas

Se identificaron nueve fallas cuyos planos preservan indicadores de sentido y dirección de movimiento, tales como como fibras minerales, escalones generados por fracturas subsidiarias y pliegues de arrastre. Estos indicadores fueron complementados con imágenes satelitales y observaciones de afloramientos para interpretar la dirección y el sentido de movimiento. Se distinguieron tres juegos de estrías-fibras: vertical, horizontal y oblicuo (Fig. 29). Las estrías verticales tienen una cinemática normal de alto ángulo, mientras que las oblicuas y horizontales una cinemática transcurrente sinistral (Fig. 30). Las fallas de rumbo ENE-OSO preservan los tres juegos de estrías, mientras que las E-O solo preservan estrías verticales y subhorizontales. En las superficies que se preservan los 3 grupos de estrías-fibras se pudo identificar que las horizontales y oblicuas cortan a las verticales. Se reconocieron dos grupos estructurales: grupo A (fallas E-O) y grupo B (fallas ENE-OSO), detallados en la Tabla 2: junto con imágenes interpretativas de campo (Figs. 31 a 34), los cuales serán tratados en la siguiente sección.

Además, se aplicó el esquema del sistema de *Riedel*, que describe las orientaciones de fracturas en una zona de cizalla, así como la distribución de esfuerzos y la deformación en el área afectada por la cizalla. Este sistema es clave para entender cómo se desarrollan fracturas secundarias en relación con la falla principal.

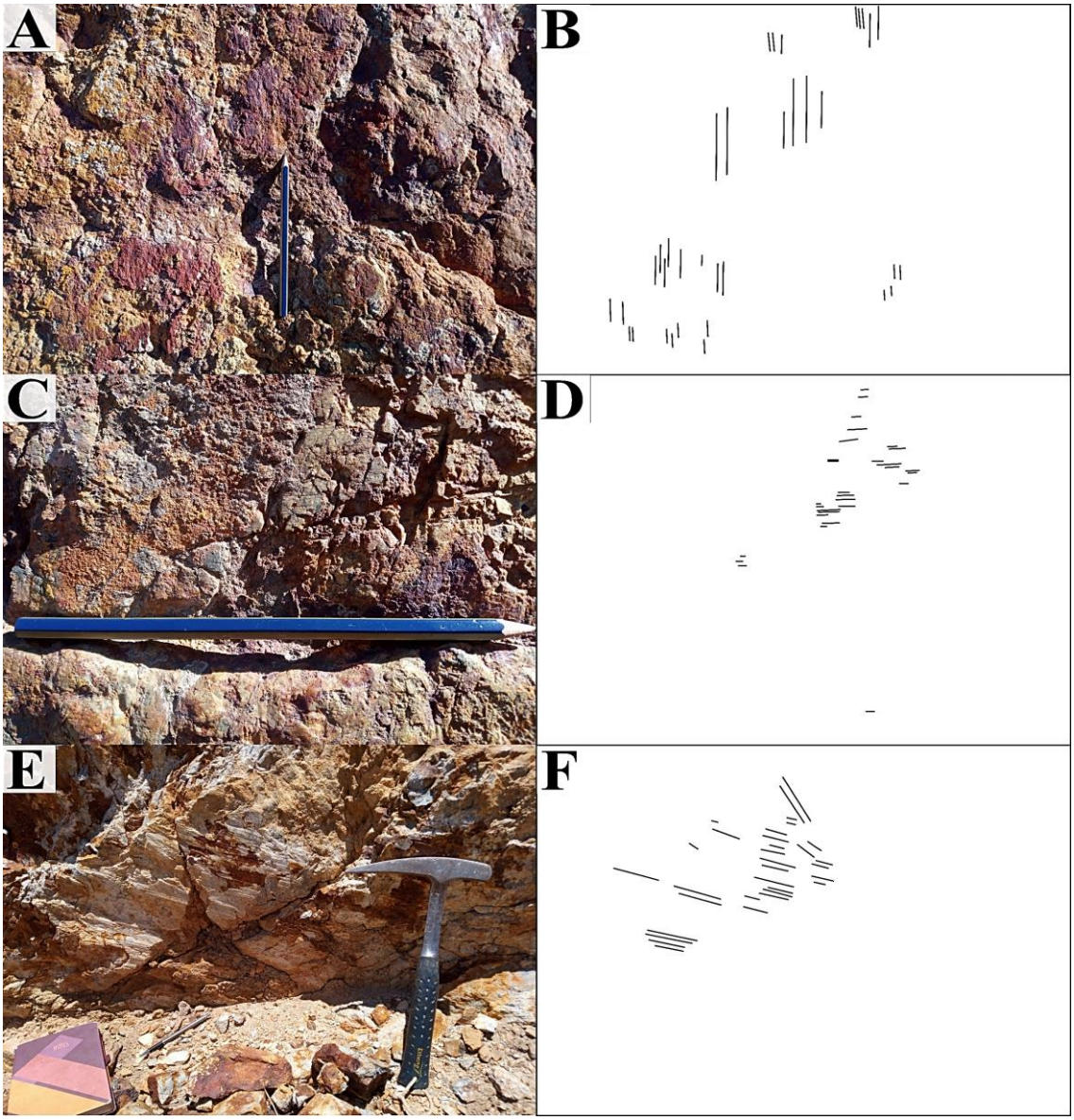


Figura 29: Estrías-fibras preservadas en plano de falla. A) Estrías-fibras verticales en falla 1 (ver fallas en Figs. 16 y 30). B) Esquema de estrías-fibras verticales de foto A. C) Estrías-fibras horizontales en falla 1. D) Esquema de estrías-fibras horizontales de foto C. E) Fibras oblicuas sinistrales de falla 2. F) Esquema de fibras oblicuas de foto E.

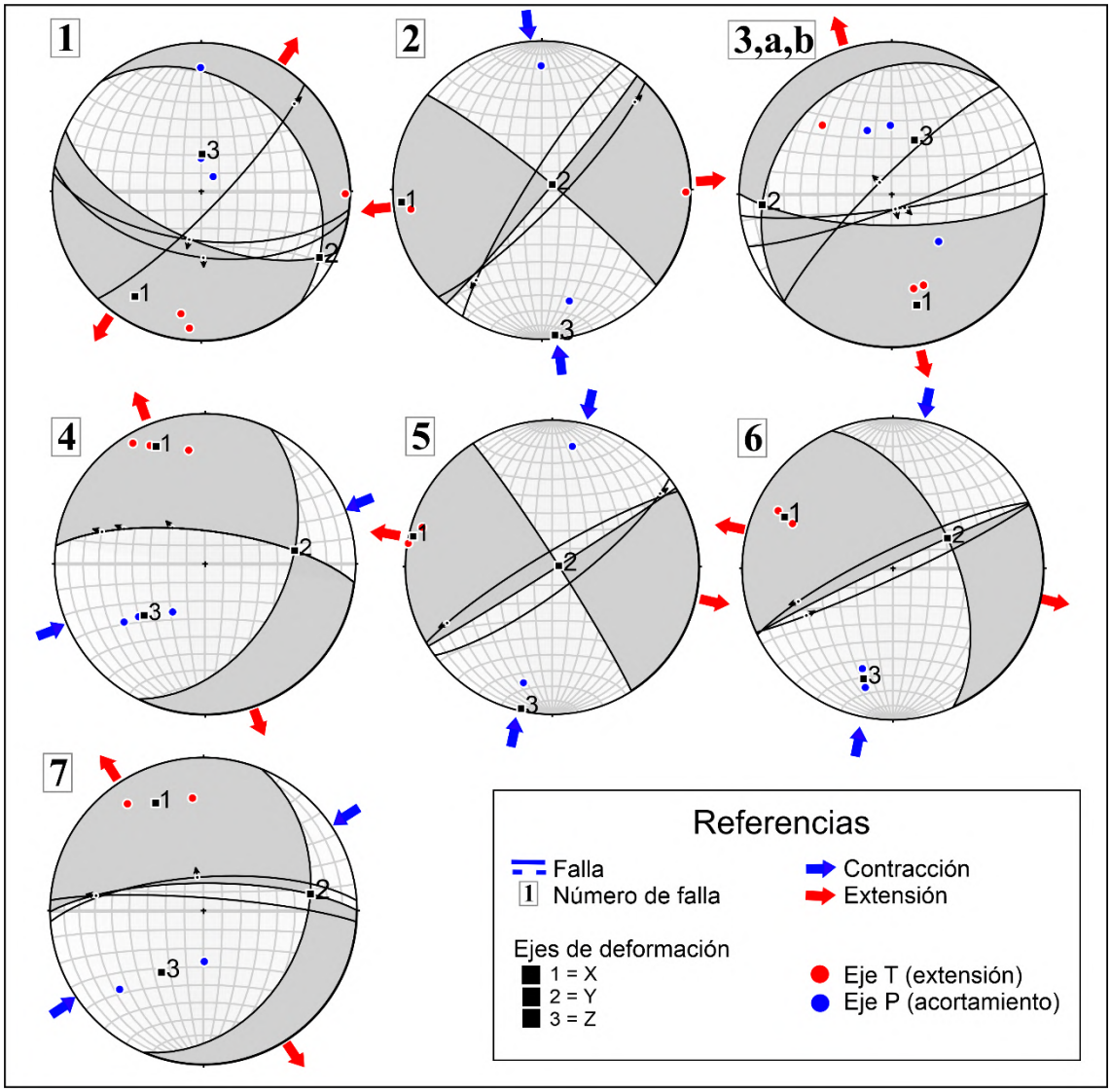


Figura 30: Estereogramas de cada estación de medición de fallas (tabla 2). Los estereogramas muestran los planos de fallas, las estrías y las flechas que indican el movimiento del bloque colgante. Además, se representan los ejes P (acortamiento) y T (extensión) y los principales ejes de deformación (X, Y, Z), junto con las zonas de contracción (blancas) y de extensión (grises). Es importante destacar la presencia de dos poblaciones cinemáticas: fallas normales en las estaciones 1, 3, 7, y fallas transcurrentes sinistrales en las estaciones 2, 4, 5, 6, 7.

Estación y coordenadas	Datos estructurales	Grupo	Rumbo del buzamiento (RBZ)	Inclinación	*Trend* y *Plunge de lineación*	Longitud (m)	Ancho de rajo (m)	Cinemática
1 37°11´10.93" 70°38´42.65"	Falla	B	65	90		402	0,90-0,93	normal
	Falla		44	80	47/15		-	normal-sinistral
	Falla		100	54	178/53, 194/54		1	normal
	Falla		97	63	103/12		-	sinistral
2 37°11´10.90" 70°38´43.73"	Falla	B	212	82	216/26	44,6	-	sinistral
3 37°11´5.99" 70°38´45.44"	Falla	A	82	82	135/80	462		normal
3a 37°11´5.58" 70°38´32.59"	Falla	A	272	88		168		normal
	Falla		70	82	165/82			normal
3b 37°11´3.57" 70°38´31.79"	Falla	B	256	79		198,5		
	Falla		225	81	315/81			normal
	Falla		210	90				
	vetilla		16	80				sinistral
4 37°11´2.22" 70!38´45.62"	Falla	A	277	72	318/64	346		normal
	Falla		277	72	293/41			sinistral
	Falla		277	72	287/29			sinistral
5 37°10´57.76" 70°38´42.79"	Falla	B	197	77		596,43		
	Falla		239	82	242/20			sinistral
	Falla		56	83				normal
	Falla		53	77	56/12			sinistral
6 37°10´59.35" 70°38´57.80"	Falla	B	75	85		550,7	0,80-1,30	
	Falla		70	84				
	Falla		244	80	251/34			sinistral
	Falla		65	85	241/35			sinistral
7 37°10´54.63" 70°39´3.20	Falla	A	68	74		389,42	0,95	
	Falla		266	72	10/72			normal
	Falla		321	78				
	Falla		274	83	274/30			sinistral
	Falla		87	88	268/24			sinistral
8 37°10´58.13" 70°39´4.63"	Dique desplazado	B	296	75		3m de espesor		sinistral
9 37°10´58.13" 70°39´4.63"	Falla	B	253	80	343/80			normal

Tabla 2: Datos estructurales.

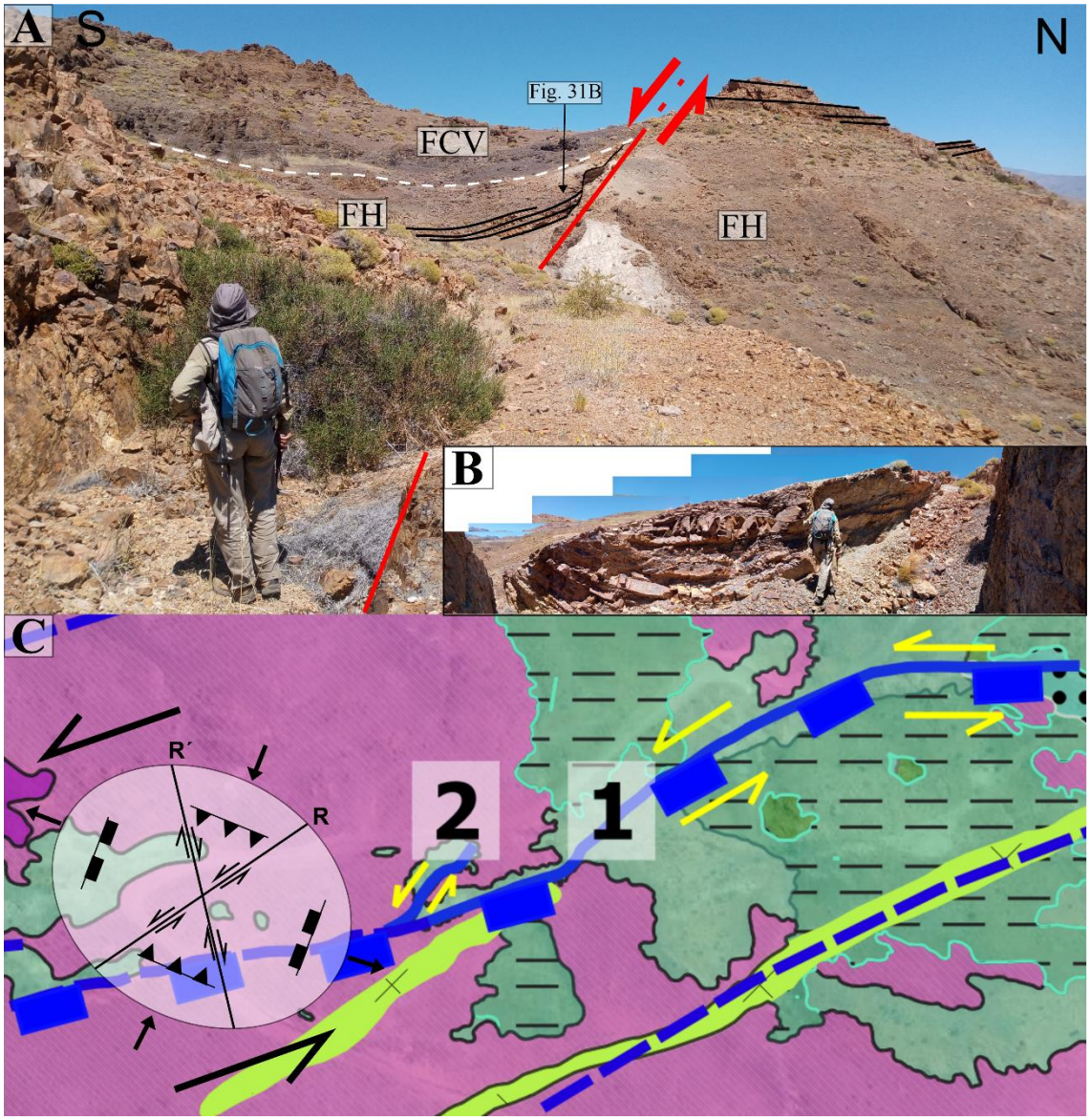


Figura 31: A) Falla 3 con cinemática normal. Se observa un pliegue de arrastre asociado a la falla en la FH, mientras que el bloque piso mantiene una estratificación planar. B) Detalle de pliegue de arrastre en zona de falla. C) Falla 1 como falla primaria sinistral que preserva dos tipos de cinemática y falla 2 tipo R (sistema de Riedel). El esquema a la izquierda muestra la elipse de Riedel, que representa las orientaciones de las fracturas en una zona de cizalla, así como la distribución de esfuerzos y la deformación en el área afectada por la cizalla.

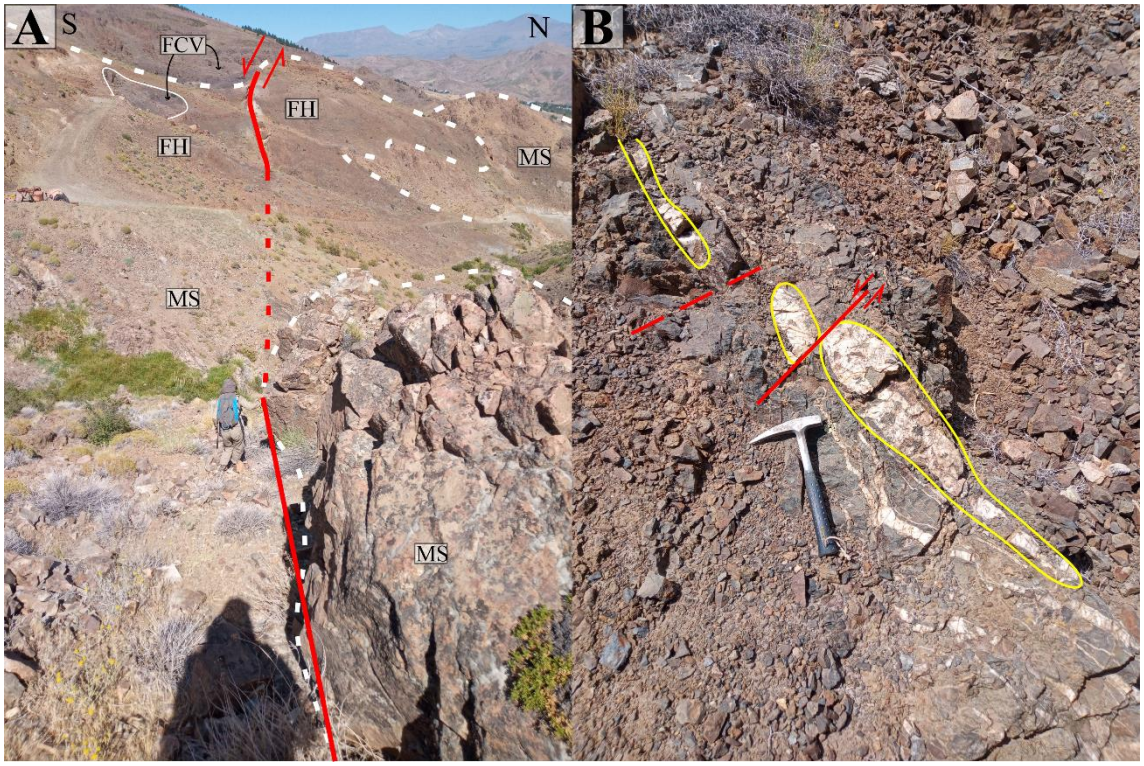


Figura 32: A) Falla 3A (línea roja) con cinemática normal. Las líneas blancas punteadas representan contactos entre unidades. B) Vetillas de cuarzo masivo (líneas amarillas) desplazadas sinistralmente en falla 3b.

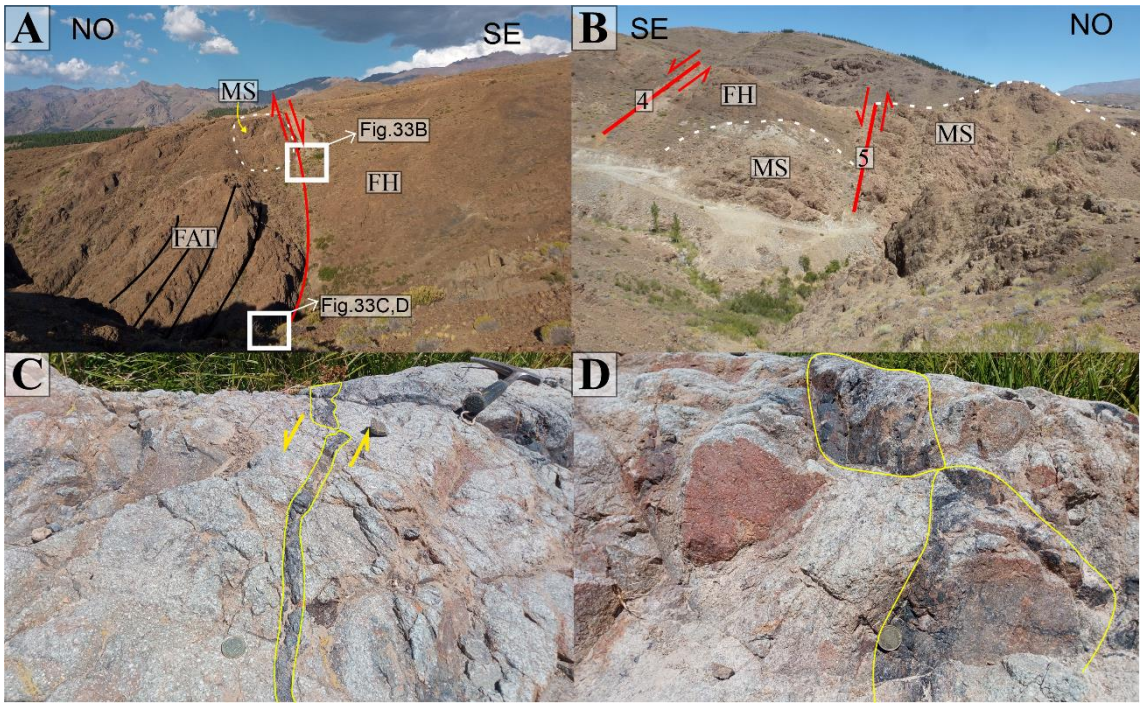


Figura 33: A) Se observa la Formación Arroyo del Torreón (FAT) plegada y asociada al plano de falla 5, vista suroeste. B) Vista noreste: Fallas de alto ángulo (5) y menor ángulo (4) de inclinación, donde la DS del bloque techo, baja sobre el plano de falla respecto del contacto con el bloque piso. C) y D) En la margen del arroyo del Torreón se identificaron vetillas de calcedonia cortadas y desplazadas con cinemática sinistral.

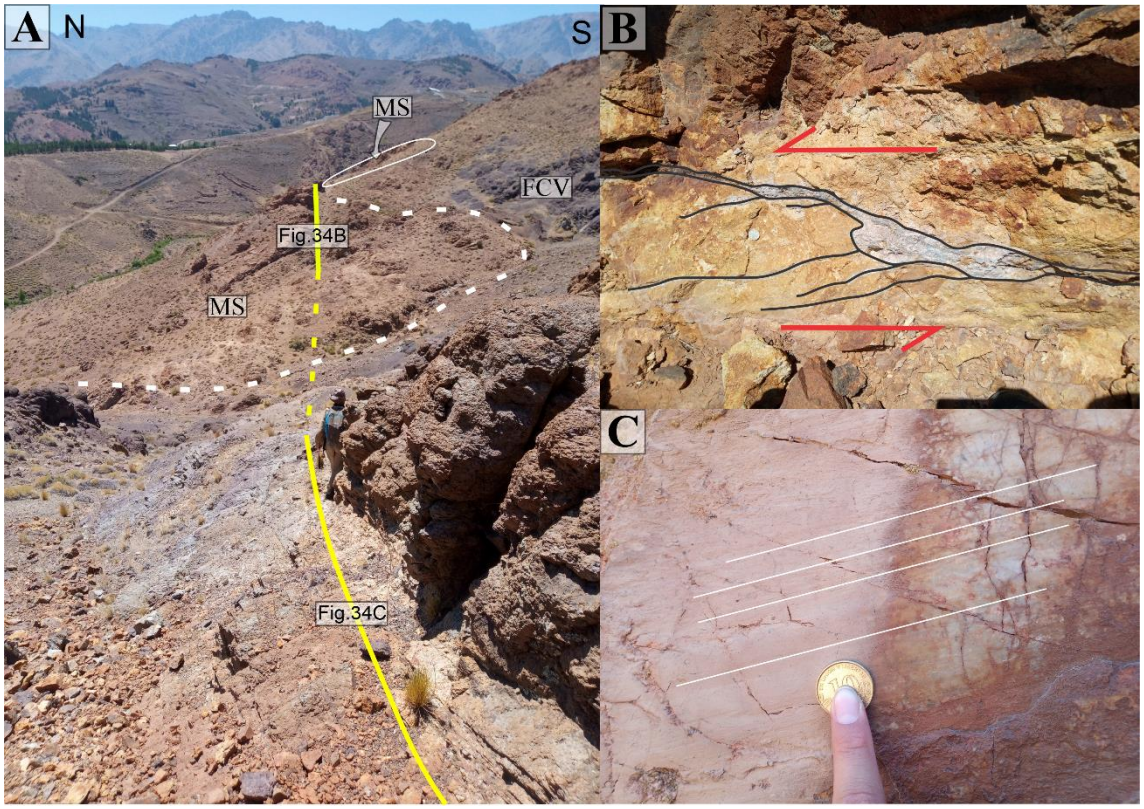


Figura 34: Falla 7 de alto ángulo de inclinación, con A) vetillas de cuarzo mineralizadas con pirita que desarrollaron colas de caballo con cinemática sinistral y B) Estrías y fibras de cuarzo oblicuas con cinemática sinistral.

4.4.2 Análisis cinemático por grupo de fallas

4.4.2.1 Grupo A (fallas E-O)

El grupo A, caracterizado por fallas principales y secundarias con dirección dominante E-O, afecta a todas las unidades geológicas del área de estudio. Estas fallas, con longitudes de 168 a 462 m y ángulos de inclinación de 72° a 88°, muestran una disposición subparalela y una geometría en dominó. Análisis de imágenes satelitales y de mapeo geológico-estructural indican desplazamientos con cinemática sinistral. Las estaciones de muestreo (3, 3a, 4 y 7) están ubicadas sobre las trazas de las fallas primarias y sus zonas de daño y terminaciones.

El análisis estructural con el *software* FaultKin reveló dos poblaciones cinemáticas diferentes para este grupo estructural: una asociada a estrías verticales a subverticales (cinemática normal) y otra a estrías oblicuas a horizontales (cinemática transcurrente). La población cinemática 1, de carácter extensional, se identifica en las fallas 3, 3a, 4 y 7 (Fig. 35A, izquierda), donde la contracción (Z) se ubica en la dirección vertical y la extensión (X) en el plano horizontal con orientación N-S. La población cinemática 2, de transcurrencia sinistral, se reconoce en las fallas 4 y 7, con contracción OSO-ENE y extensión ONO-ESE (Fig. 35A, derecha), siendo la más representativa del grupo.

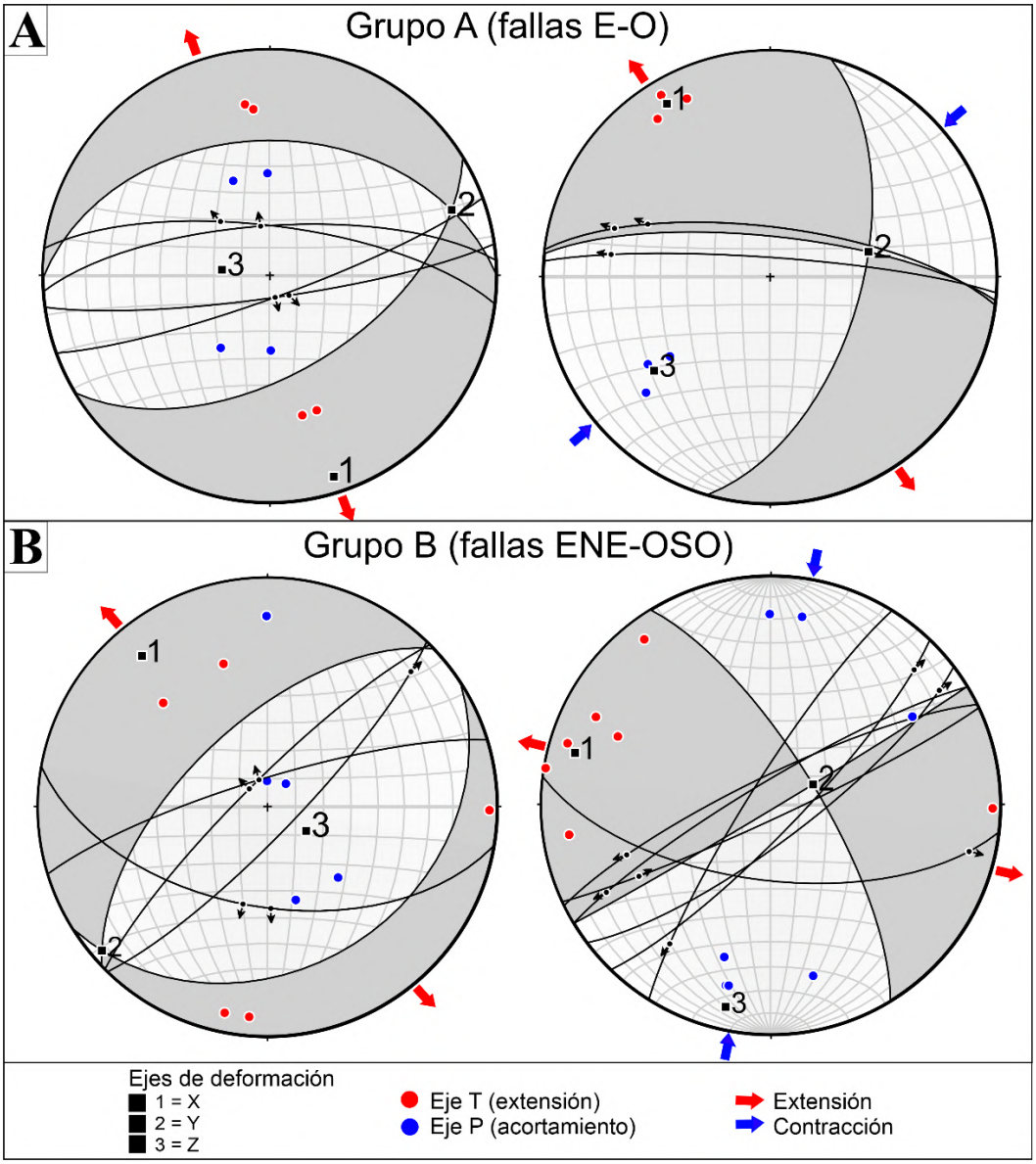


Figura 35: Análisis cinemático de los grupos de fallas. A) Grupo A (fallas E-O), con población cinemática normal a la izquierda y población cinemática transcurrente sinistral a la derecha. B) Grupo B (fallas ENE-OSO), con población cinemática normal a la izquierda y población cinemática transcurrente sinistral a la derecha.

4.4.2.2 Grupo B (fallas ENE-OSO)

El grupo B está compuesto por fallas primarias y secundarias con rumbo ENE-OSO, que afectan a todas las unidades geológicas del área de estudio. Estas fallas tienen buzamientos entre 54° y 85°, y longitudes de 44,6 a 596,43 m. Las estaciones de muestreo (1,2,3b,5,6,8,9) están ubicadas sobre las trazas de las fallas o en sus terminaciones y zonas de daño.

En el análisis estructural con el *software* Faultkin se identificaron dos poblaciones cinemáticas para este grupo. La población 1, de carácter extensional-normal, presenta el mayor acortamiento (Z) en dirección vertical y extensión (X) en la dirección NO-SE (Fig. 35B, izquierda). La población 2 muestra una transcurrencia sinistral, con contracción NNE-SSO y extensión ONO-ESE (Fig. 35B, derecha), reconocida en las estaciones mencionadas.

4.5 Vetas y vetillas

En el sector noroeste del mapa (Fig. 16), se identificó un grupo de vetas de afloramientos discontinuos de orientación NE-SO (N39° a N64°, Fig. 36) e inclinación de 64° a 82°, alojadas en el Miembro Sofía. Estas vetas tienen morfología tabular, espesores de 5 a 40 cm y presentan texturas de cuarzo bandeadas, crustiformes y masivas (Figs. 36C-D y 37). Están cortadas por diques subverticales andesítico/basálticos, los cuales también cortan a la Formación Cordillera del Viento, siendo a su vez seccionadas por fallas de rumbo sinistrales ONO-ESE (Fig. 38).

A partir del estudio mesoscópico de detalle de las vetas se identificaron al menos tres (3) pulsos hidrotermales (Fig. 37). Un pulso temprano con textura de cuarzo bandeada, con alternancia de bandas gruesas de cuarzo blanco y bandas finas de cuarzo gris (Pulso 1, Fig. 37). Este pulso está cortado por una brecha hidrotermal compuesta por fragmentos del cuarzo masivo del pulso previo (Pulso 2, Fig. 37) y posteriormente, un pulso tardío con venillas de cuarzo traslúcido brillante que corta a ambos pulsos previos (Pulso 3, Fig. 37). Un muestro en canaletas de superficie realizado perpendicular a estas vetas mostraron valores anómalos de Au de hasta 2,48 ppm y de Ag de 6,6 ppm (Minera Andacollo Gold S.A. (Magsa) (Fig. 16).

Las vetas E-O a ENE-OSO, solo muestran vetillas de escasos centímetros de espesor, remanentes de la explotación. Sin embargo, las labores tienen espesores de 95 cm. Estas vetillas presentan cuarzo masivo a tipo *comb* (Fig. 36B) y espesores menores a 10 cm, con una inclinación de 52° a 84°. Se alojan en estructuras que afectan tanto al Miembro Sofía como a las formaciones Huaraco (FH) y Cordillera del Viento (FCV). Las vetas con espesores más importantes están alojadas en las fallas de alto ángulo (>80°) con orientación E-O a ENE-OSO (Fig. 39A-C). También se observaron vetillas finas de cuarzo blanco estéril que se emplazan en mesocorrimientos paralelos a los planos de estratificación de las areniscas y lutitas de la Formación Huaraco, con desarrollo de fibras horizontales. Vetillas similares se alojan en las diaclasas asociadas a los planos axiales de los pliegues de la FH (Figs. 26 y 27). Las fallas que alojan las vetas principales, descriptas en la sección anterior, presentan tres juegos de estrías (verticales, oblicuas y horizontales). Los análisis geoquímicos en muestras en canaletas realizado por Minera Andacollo Gold S.A. (Magsa), en las vetas E-O revelaron las mayores anomalías de metales preciosos, con máximos de 8,84 ppm de Au y 15,3 ppm de Ag en las vetas más australes. Estas anomalías se localizan en zonas de cambios de rumbo de las fallas ENE-OSO o en estructuras NE-SO que coinciden con zonas dilatacionales (Fig. 16).

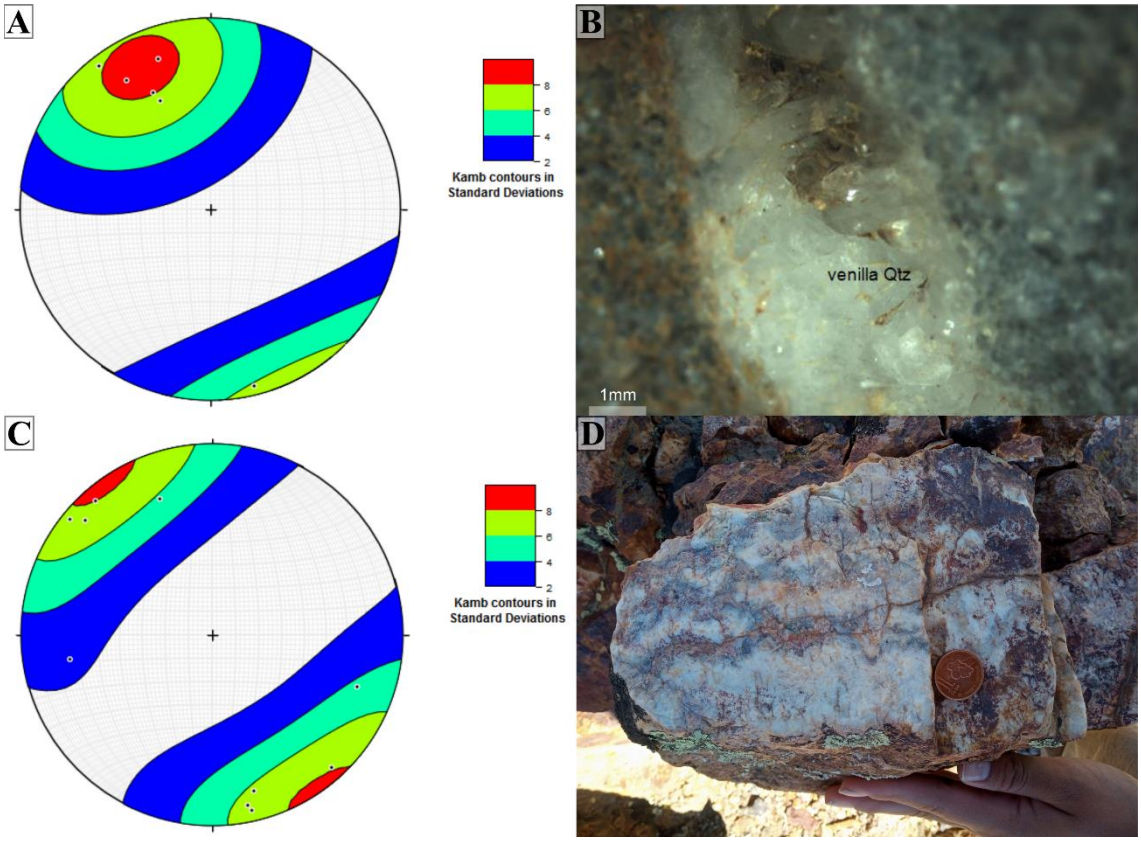


Figura 36: Vetas estudiadas. A) Estereogramas representando los polos de las Vetas E-O a ENE-OSO. B) Venilla de cuarzo *comb* a granular E-O en FH. C) Vetas NE-SO representada en polos. E) Veta NE-SO de cuarzo bandeada.

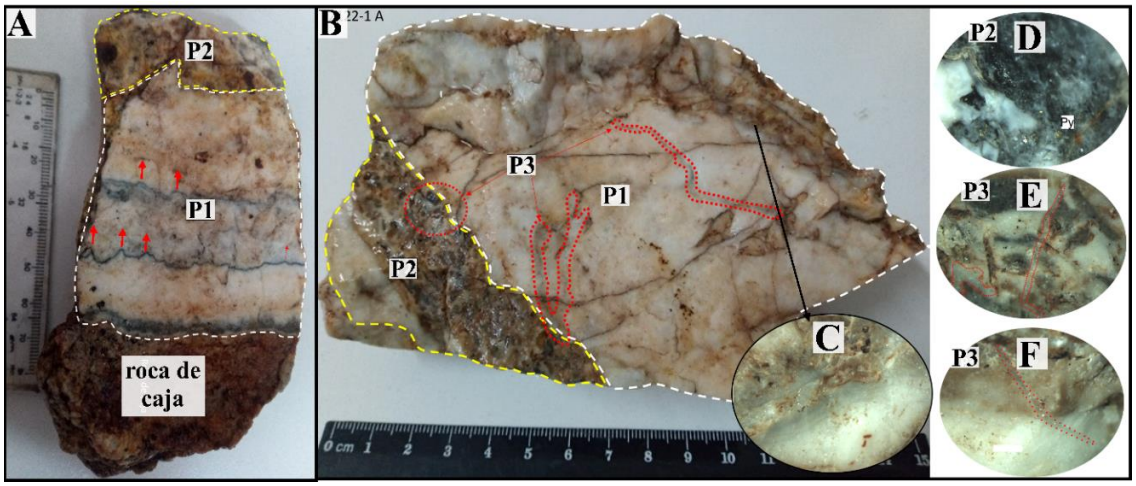


Figura 37: A-B) Mapeo de muestra de veta bandeada gruesa a crustiforme en contacto con roca de caja (DS), con 3 pulsos y reaperturas del sistema. Pulso 1 (línea punteada blanca): Textura de cuarzo bandeado a masivo con cuarzo blanco y gris. Pulso 2 (línea punteada amarilla): Fragmentos del pulso 1, cortados por una brecha hidrotermal que tiene fragmentos del cuarzo previo. Pulso 3 (línea punteada roja): Venillas de cuarzo traslúcido brillante que cortan ambos pulsos (1 y 2). C-F: Detalles de pulsos en imágenes ubicadas en el sector derecho.

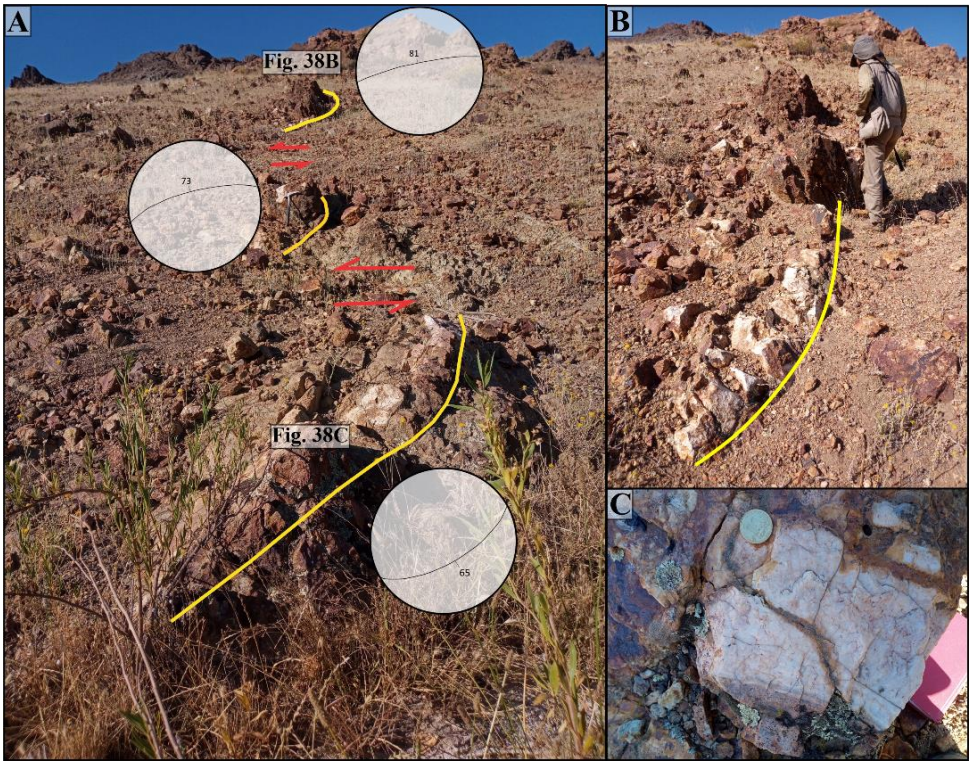


Figura 38: Veta bandeada-masiva NE-SO desplazada sinistralmente. Los rumbos de vetas se representan como planos en los estereogramas. B) Veta de cuarzo masivo-bandeado. C) Veta masiva.

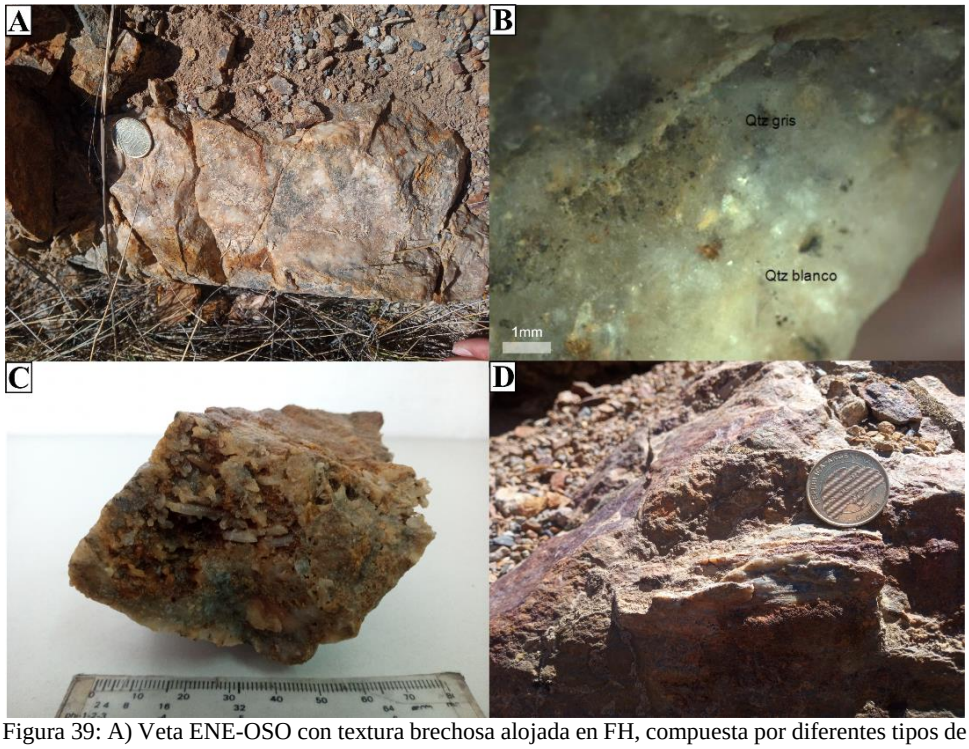


Figura 39: A) Veta ENE-OSO con textura brechosa alojada en FH, compuesta por diferentes tipos de cuarzo. B) Detalle de muestra de veta ENE-OSO, con fragmentos de veta de cuarzo blanco cementada por cuarzo gris traslúcido que hacia los espacios abiertos forma C) drusas. D) Fibras de cuarzo horizontales en fallas ENE-OSO que afectan a la Formación Huaraco. B) Esquema de fibras horizontales de cuarzo.

4.6 Alteraciones

Para estudiar las alteraciones, se seleccionaron muestras específicas de las rocas de caja asociadas a las vetas NE-SO y E-O, tal como se indica en las figuras 40 y 41.

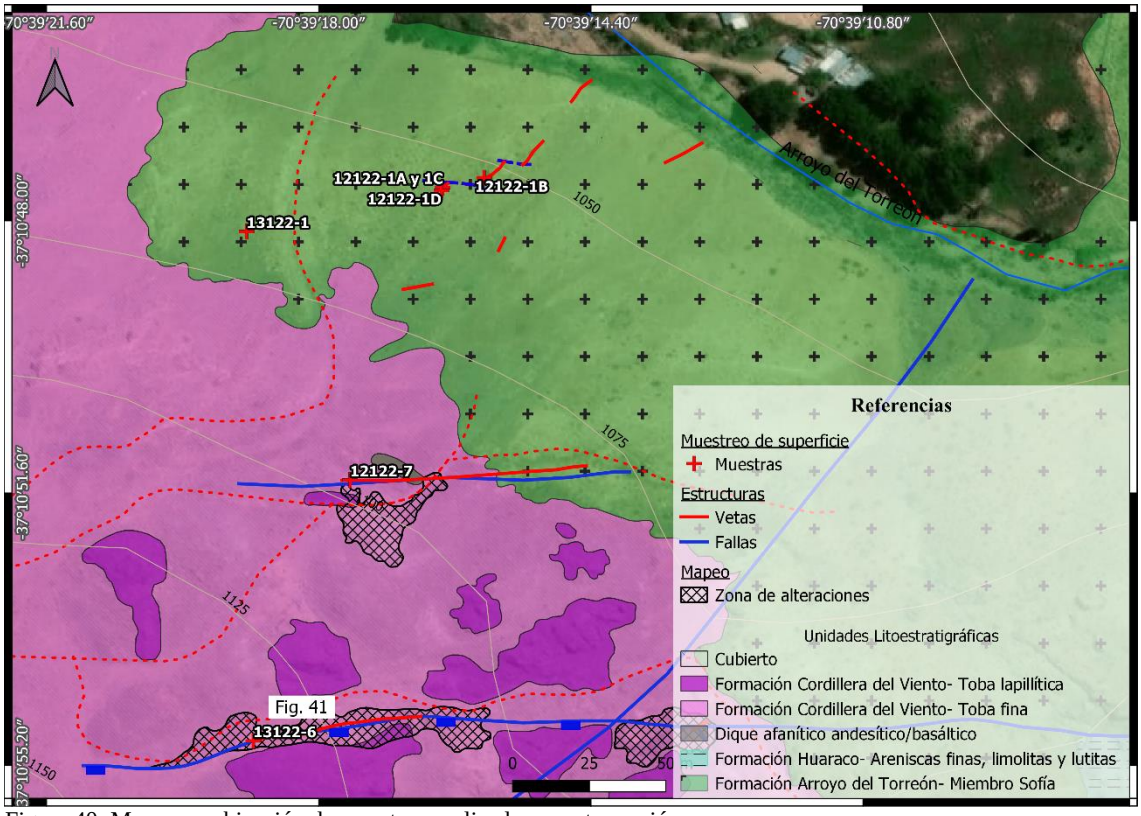


Figura 40: Mapa con ubicación de muestras analizadas en esta sección.

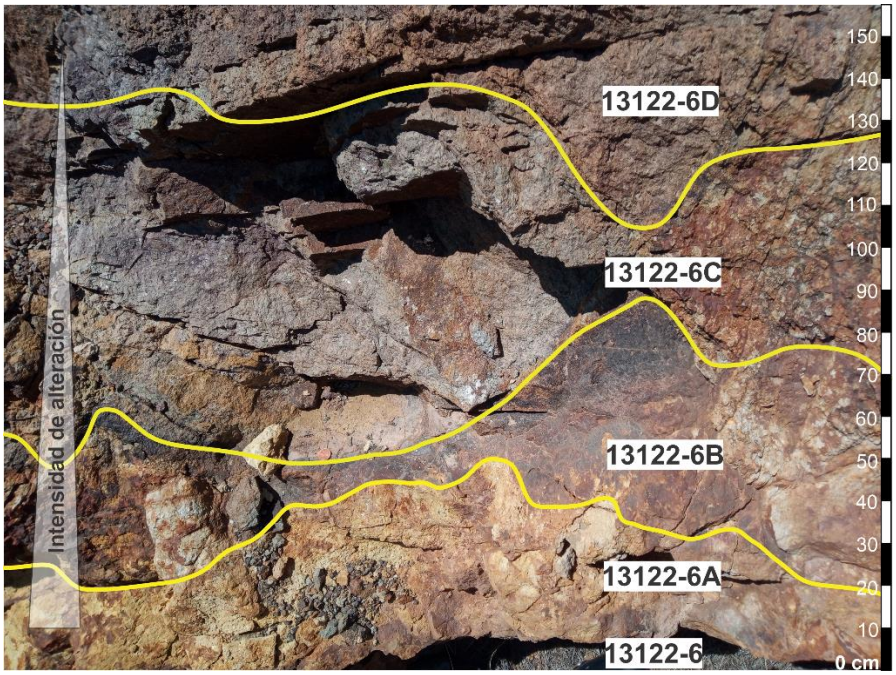


Figura 41: Alteración adyacente a la zona de falla-veta E-O en la Formación Cordillera del Viento. La muestra 13122-6 se encuentra a < 5 cm de veta, la 13122-6A se encuentra en la pared de veta, la 13122-6B a los 28 cm, la 13122-6C se ubica a los 67 cm de la veta y la muestra 13122-6D se encuentra en la roca fresca de la FCV.

4.6.1 Descripción de las alteraciones de las rocas de caja

4.6.1.1 Miembro Sofía (MS)

La dacita en contacto con la veta (muestra 12122-1B) contiene fenocristales de feldespatos (25-40%) y cuarzo (15%) en una pasta felsítica (60-75%, Fig. 42), con alteración intensa y selectiva de los feldespatos a minerales arcillosos (30-50% vol. total de roca) y silicificación moderada a intensa (50-70% del volumen total de roca). Bajo el microscopio, la alteración de arcilla blanca verdosa de los feldespatos y biotita corresponde a illita-sericita±rutilo (Fig. 42). La silicificación está dada por cuarzo granular en mosaico que oblitera la textura original de la pasta, además de múltiples microvetillas tempranas de calcedonia y tardías de cuarzo±pirita. La pirita está parcial a totalmente alterada a hematita±goethita.

La intensidad de la alteración illita-sericita+cuarzo disminuye (<25% del volumen total de roca) al alejarse de la veta (muestra 12122-1D, Fig. 43), donde los feldespatos están parcialmente alterados a micas blancas y las biotitas están alteradas a cloritas±rutilo (Fig. 43). Las esferulitas están selectivamente alteradas a clorita+illita (Fig. 43) y hay vetillas de pirita parcialmente alteradas a hematita±goethita.

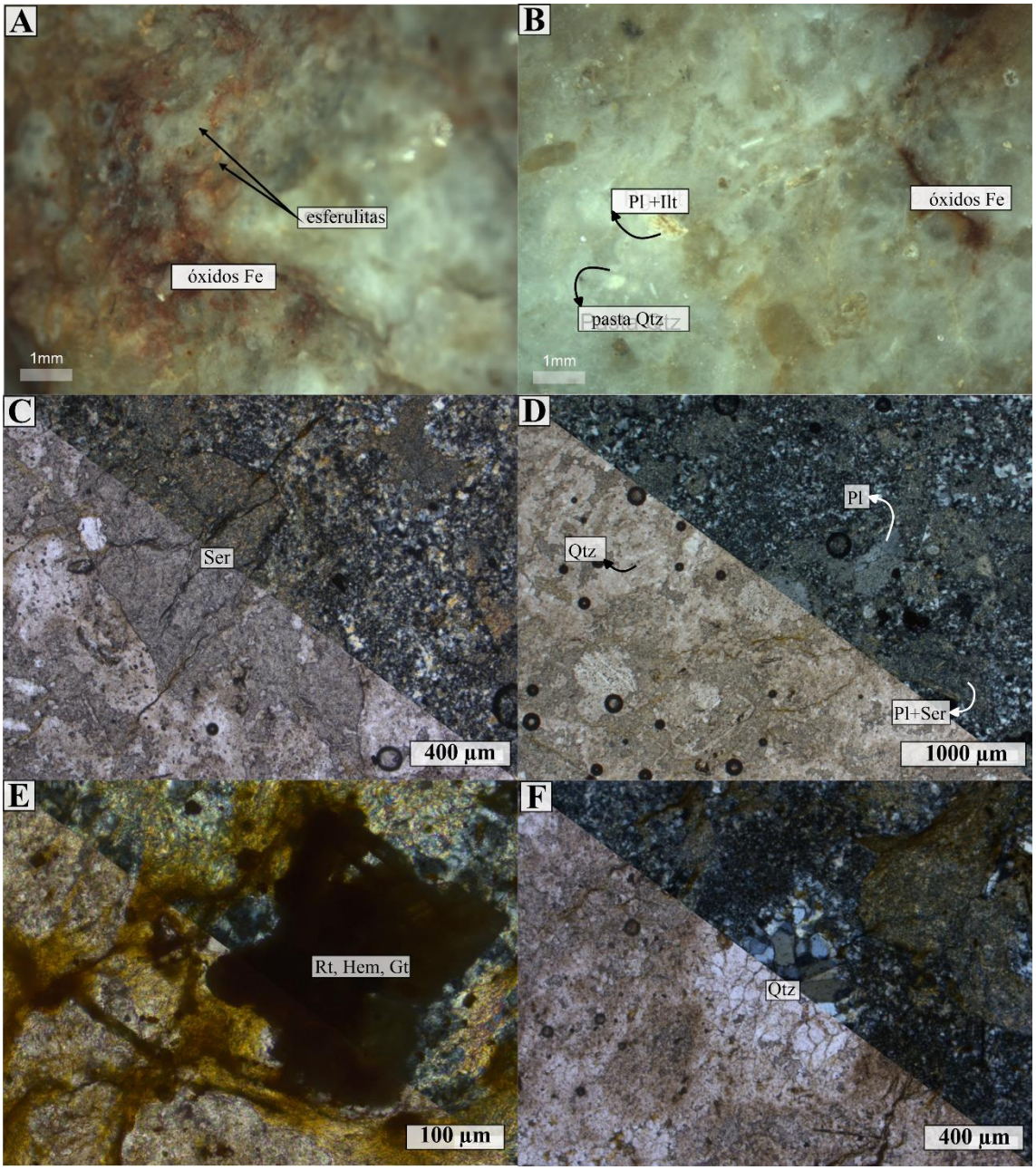


Figura 42: Fotografías (A,B) y fotomicrografías (C-F) de muestras del Miembro Sofía cercanas a la veta, con nicoles paralelos (PP) en la parte inferior izquierda y cruzados (XP) en la parte superior contraria. A) Pasta con textura de desvitrificación (esferulítas) rodeada de pátinas de óxidos de hierro (Hem terrosa). B) Fenocristal de plagioclasa (Pl) alterado a arcilla (Ilt)) inmerso en pasta afanítica rica en esferulitas. C) Sericita (Ser) reemplazando los cristales de feldespatos (Pl). D) Plagioclasas parcialmente alteradas a illita-sericita. E) Cristal de rutilo con pátinas y venillas de hematita-goethita y pirita. F) Agregado de cuarzo tardío rellenando un hueco en pasta microcristalina.

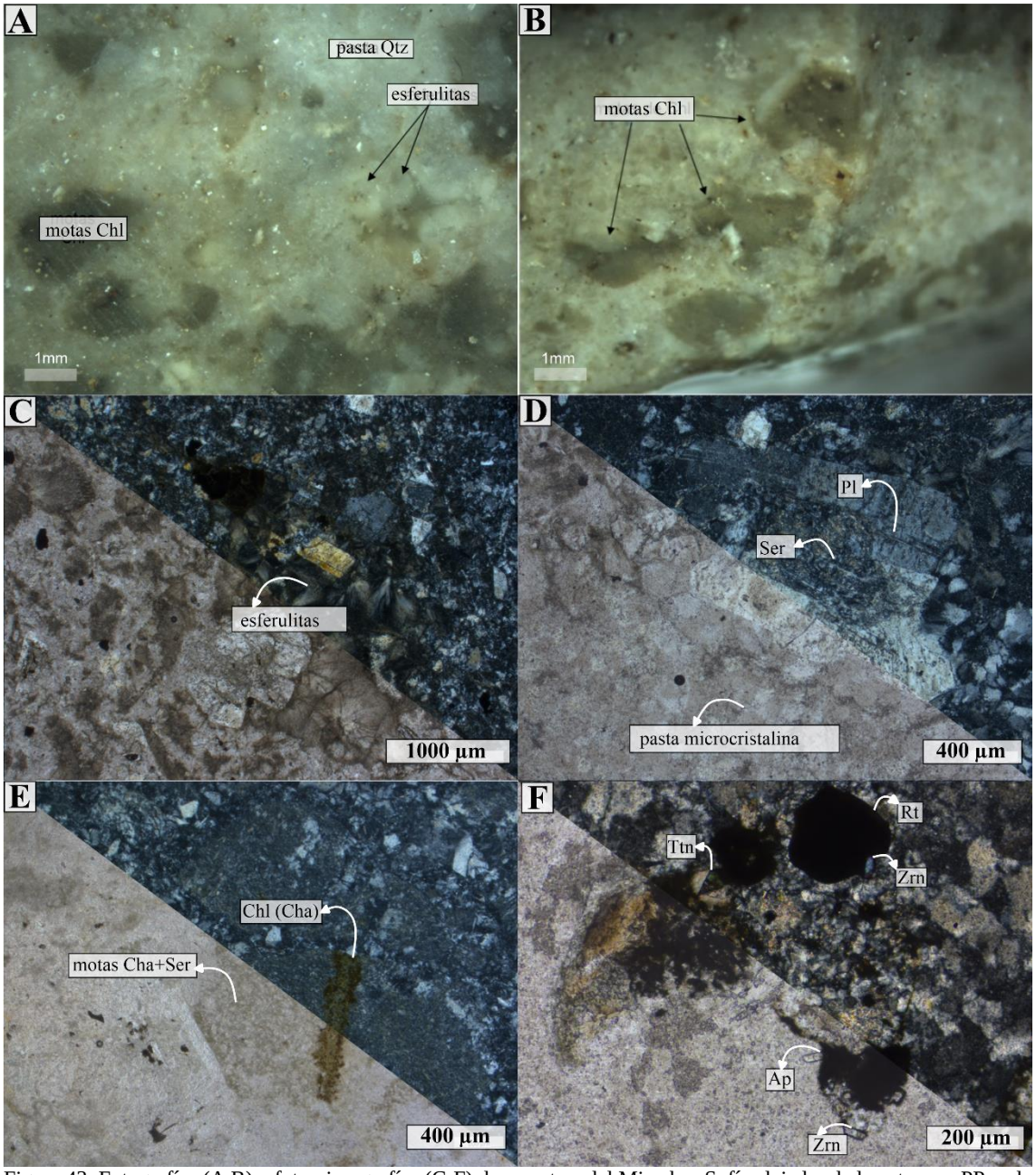


Figura 43: Fotografías (A,B) y fotomicrografías (C-F) de muestras del Miembro Sofía alejadas de la veta, con PP en la parte inferior izquierda y XP en la parte superior contraria. A-B) Motas de clorita distribuidas aleatoriamente en pasta afanítica de cuarzo. C) Esferulitas. D) Plagioclasa con núcleo alterado a sericita inmersa en pasta microcristalina. E) Motas compuestas por clorita (chamosita) y sericita-illita. F) Minerales accesorios: rutilo (Rt), titanita (Ttn), circones con colores de interferencia anómalos (Zn) y apatito prismático con alto relieve (Ap).

4.6.1.2 Formación Cordillera del Viento (FCV)

La Formación Cordillera del Viento en contacto con las vetas E-O (muestra 13122-6a, Fig. 44) presenta vetillas de cuarzo granular y una intensa alteración blanca verdosa, dada por el reemplazo de los componentes vítreos y cristaloclastos de feldespatos por micas blancas (35-50%). Hay hematita+goethita pseudomórfica de cubos y piritohedros de piritas previas, también, hay caolinita que reemplaza a litoclastos (Fig. 44). Al alejarse de la veta (muestra 13122-6C, Fig. 45), la alteración de micas blancas es moderada (25-35%) a débil (<25%) en posiciones distales. Se identificaron motas de clorita en minerales

máficos y rellenando las vesículas de los pómez, asociadas a cuarzo, y parches de calcita (Fig. 45). La roca presenta diaclasas tapizadas por hematita exógena (Fig. 45).

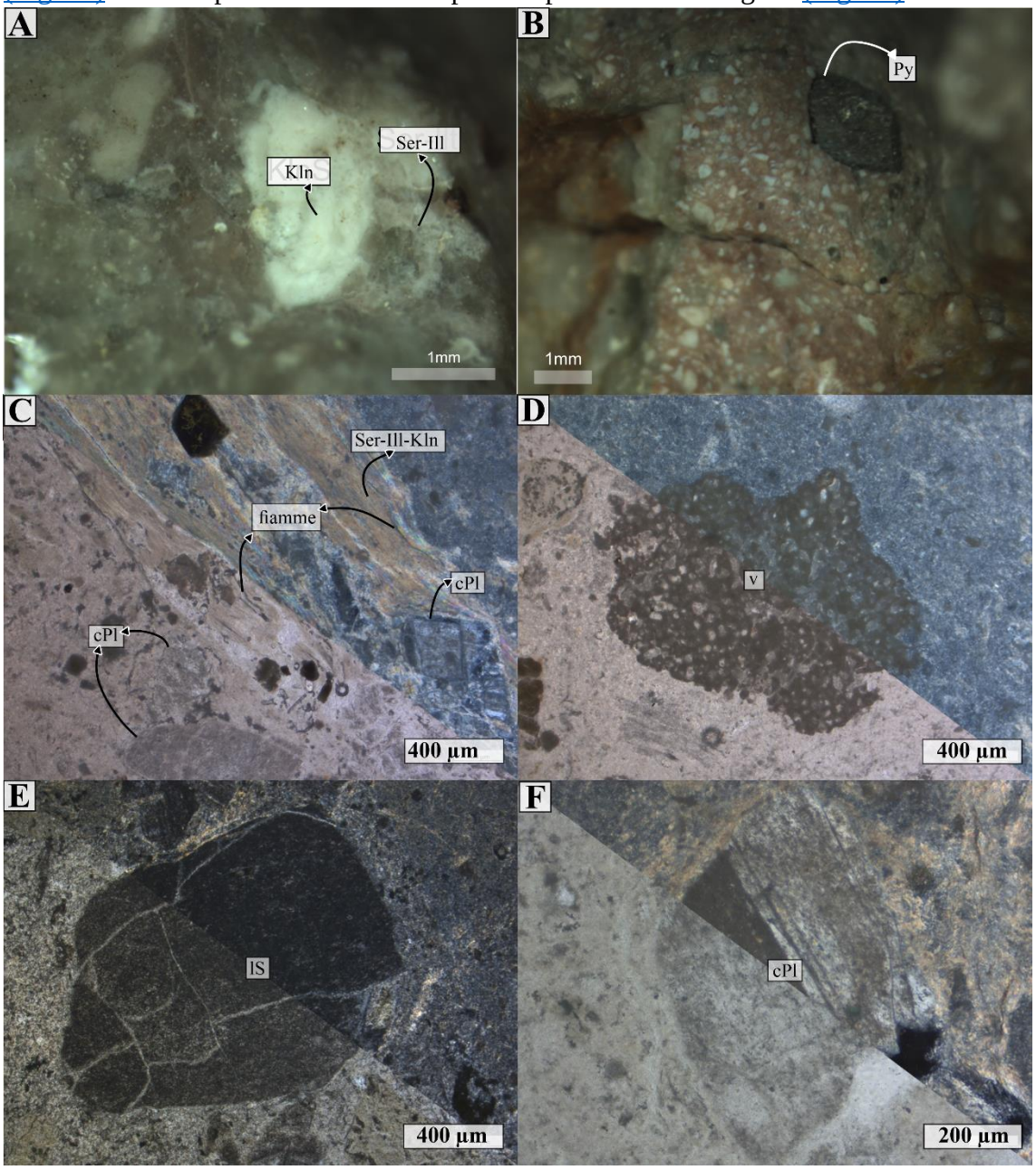


Figura 44: Fotografías y fotomicrografías en PP en la parte inferior izquierda y XP en la parte superior contraria, de la muestra 13122-6 A correspondiente a la Formación Cordillera del Viento. A) Alteración de litoclastos por caolinita (Kln) y de pasta por sericita-illita (Ser-Ill). B) Cristal de pirita oxidado. C) Agregado de sericita, illita y caolinita en pasta, con cristaloclastos de plagioclasa (cPl) y fiammes. D) Pómez vesiculada (v). E) Litoclasto sedimentario (lS) cortado por venillas de cuarzo. F) Cristaloclasto de plagioclasa.

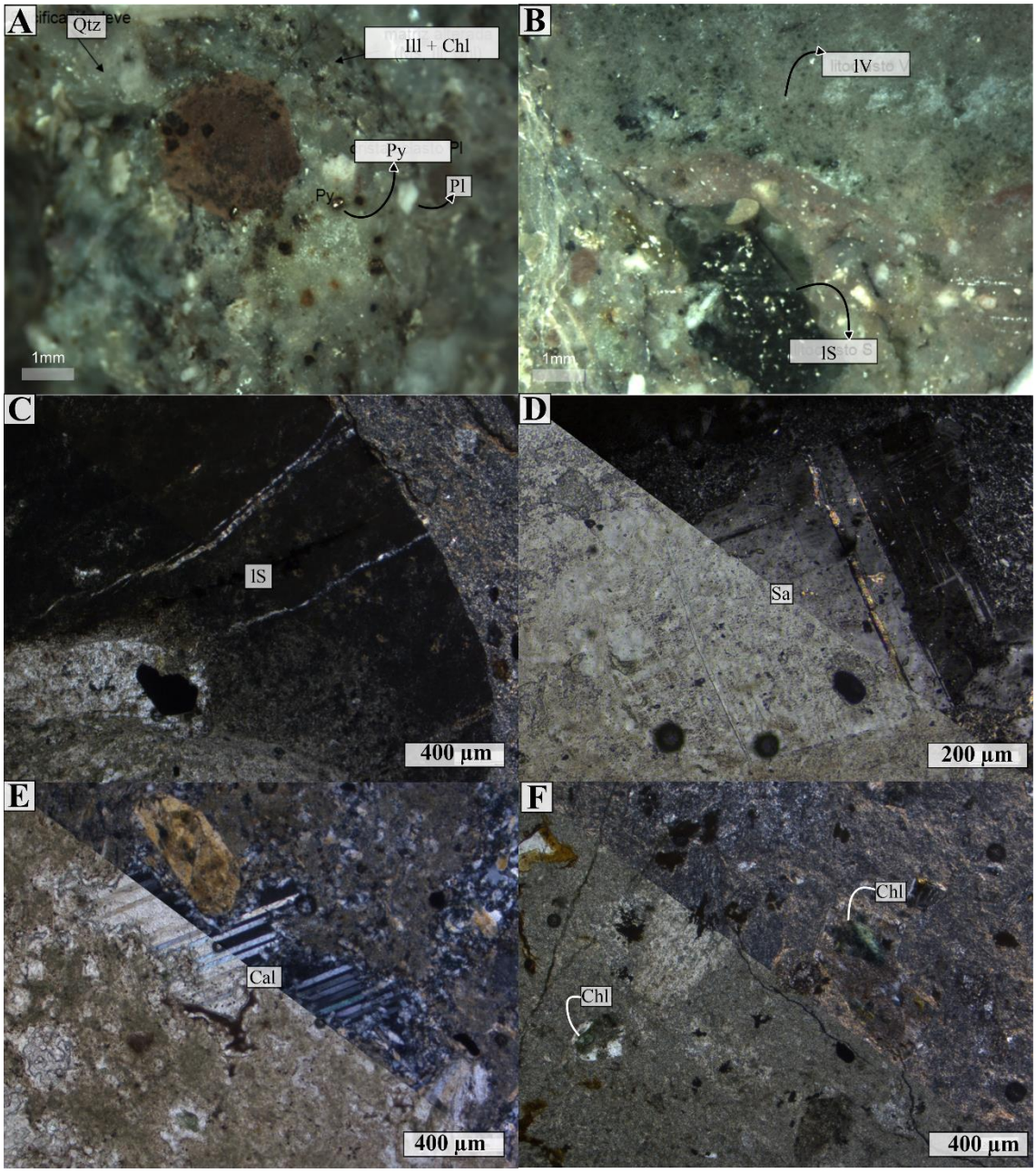


Figura 45: Fotografías y fotomicrografía en PP en la parte inferior izquierda y XP en la parte superior contraria, de la muestra 13122-6C correspondiente a la Formación Cordillera del Viento. A) Pómez rojo alterado por hematita, cristales de pirita y cristaloclastos de plagioclasa inmersos en matriz alterada por illita y clorita. B) Se observa litoclasto sedimentario (lutita?) cortado por vetillas de cuarzo que no continúan en la matriz y en contacto con otro litoclasto volcánico (LV). C) Litoclasto sedimentario (LS) cortado por vetillas de cuarzo. D) Cristaloclasto de feldespato (sanidina, Sa). E) Parche de calcita. F) Clorita asociada a opacos.

4.6.2 Análisis cualitativo mediante DRX

4.6.2.1 Alteración hidrotermal afectando al MS asociada a vetas NE-SO

Las muestras analizadas (12122-1B, 12122-1C, 12122-1D y 13122-1, Fig. 46) confirmaron la presencia de los minerales de alteración descriptos mesoscópicamente y por análisis petrográficos. En contacto con las vetas NE-SO, la dacita mostró illita-sericita+cuarzo (Fig. 46 A-B), mientras que en zonas más distales se identificó illita-sericita±cuarzo±clorita (chamosita) (Fig. 46 C-F). En áreas aún más alejadas (>400 cm), la roca contiene illita y cuarzo, sin rastros de clorita (Fig. 46 G-H).

La illita se identificó a partir de las reflexiones en los preparados de roca total y orientadas, por sus reflexiones características en 10Å y 5Å, el cuarzo en los picos en 4,26Å y 3,34Å y la plagioclasa por las reflexiones en 3,19Å, 3,77Å y 3,67Å (Moore y Reynolds, 1997). Las reflexiones en 14,23Å, 7,08Å y 3,53Å (Moore y Reynolds, 1997) corresponden a clorita, particularmente al tipo chamosita, según la relación de intensidades del 7.08Å que tiene mayor intensidad que el de 14,23Å (Fig. 46) (Moore y Reynolds, 1997).

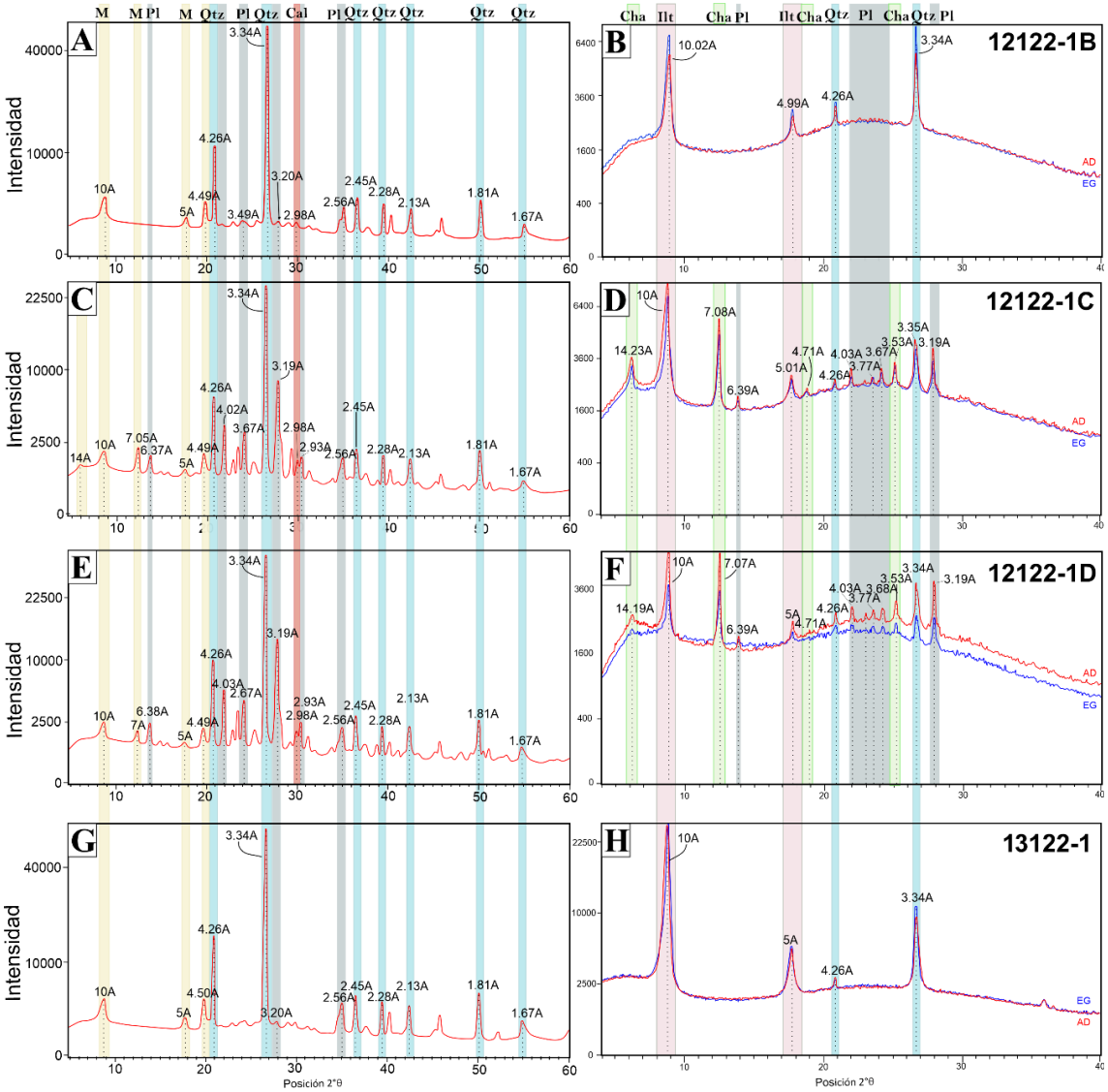


Figura 46: Figura integrada de muestras con sus respectivos difractogramas totales (izquierda) y orientados AD y EG (derecha) de las muestras A y B) 12122-1B; C y D) 12122-1C; E y F) 12122-1D; G y H) 13122-1.

4.6.2.2 Alteración hidrotermal en la FCV asociada a vetas E-O a ENE-OSO

Se seleccionaron 6 muestras de tobas y tobas lapillíticas a diferentes distancias de las vetas: 13122-6, 13122-6 A, 13122-6B, 13122-6C, 13122-6D (Fig. 41) y 12122-7C (Fig. 47). La coloración de la toba varía desde un tono rojizo a celeste rojiza cerca de la veta (0-37cm), pasando a gris verdoso (30-70 cm) y a morado verdoso a un metro de distancia (Figs. 41 y 48). Mediante la interpretación de reflexiones se identificaron: mica blanca (illita-sericita) por sus picos característicos en 10Å y 5Å (illita) y las reflexiones de 3,32Å,

4,48Å, 4,29Å y 3,95Å (sericita). La caolinita (supergénica) se identificó por sus reflexiones en 7,16Å y 3,58Å, confirmada porque sus reflexiones comienzan a disminuir en intensidad luego del calcinado hasta 400°C, como la reflexión de 3,58 Å y desaparece al superar los 550°C (Figs. 47 y 48). Las reflexiones en 14,21Å, 7,08Å y 3,54Å corresponden a clorita, particularmente al tipo clinocloro, según las intensidades similares entre las dos reflexiones principales y la falta de desplazamiento de la reflexión de 14,28Å luego de saturarla con etilenglicol. El cuarzo se identificó por sus reflexiones en 4.26Å y 3.34Å, la plagioclasa por las reflexiones en 3.19Å, 3.77Å y 3.67Å y la goethita en el 4,18Å (Figs. 47 y 48).

En todas las muestras se identificaron cuarzo, feldespato y micas blancas (illita-sericita), con mayor intensidad de las reflexiones del cuarzo en la muestra rojiza más silicificada, que también contiene hematita+goethita. En las tres muestras más cercanas a la veta (13122-6, 13122-6A, 13122-6B) se identificó caolinita, mientras que la clorita se detectó en las más alejadas (Fig. 48). La illita mostró reflexiones más pronunciadas en las muestras en contacto con la veta (Fig. 48).

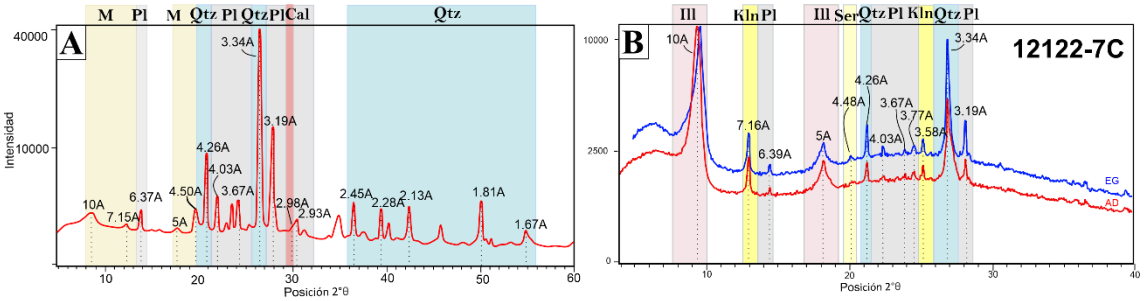


Figura 47: Figura integrada de muestra 12122-7c con sus respectivos difractogramas totales (izquierda) y orientados AD y EG (derecha). Esta muestra se ubica a los 30 cm aproximadamente de la veta.

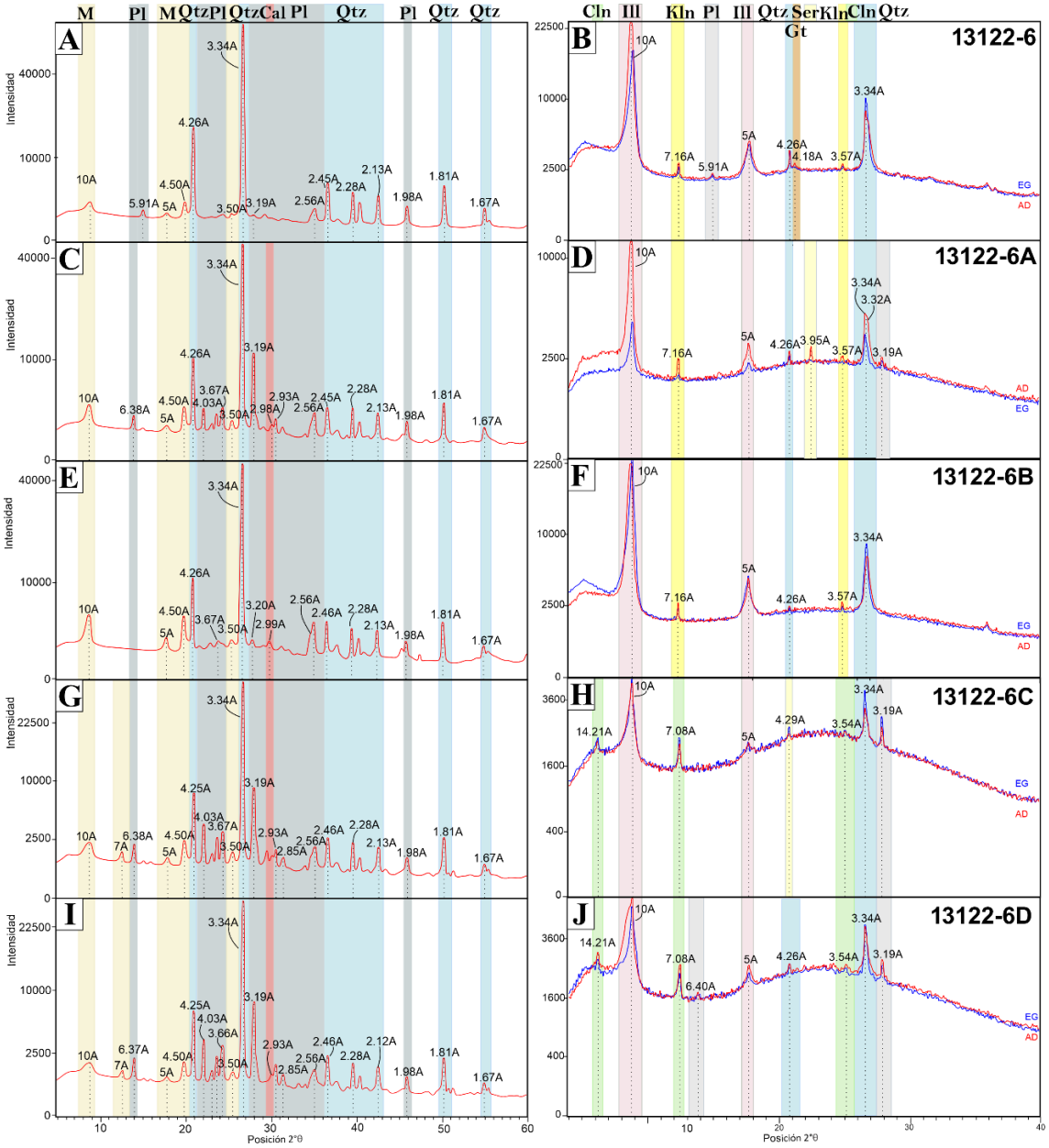


Figura 48: Figura integrada de muestras de alteración local de figura 46, con sus respectivos difractogramas totales (izquierda) y orientados AD y EG (derecha).

4.6.3 Análisis cuantitativo mediante DRX

Los resultados obtenidos se resumen en las tabla 3 y tabla 4 y se grafican en la figura 49, presentando los porcentajes basados en difractogramas totales y orientados de la fracción menor a 10 micrones. La cuantificación de cuarzo y feldespatos incluyen cuarzo y feldespatos primarios de la roca de caja y cuarzo secundario (hidrotermal). El porcentaje de carbonatos no fue cuantificado en los preparados orientados debido a su eliminación durante la preparación de las muestras, con el fin de prevenir la floculación de las arcillas. Además, el porcentaje de carbonatos tampoco fue calculado en los preparados totales debido a su débil a nula reacción con HCl (CO_3 < 1%).

En la zona de contacto con las vetas NE-SO, la roca muestra una composición de illita-sericita (44,4%), cuarzo total (29,4%) y plagioclasas (26%), con un decrecimiento de cuarzo (6%) e illita (33%) y un ligero aumento de plagioclasa (27%) junto a un marcado

aumento en la proporción de chamosita (34%) hacia posiciones distales de la veta (Fig 49, tabla 3). En zonas intermedias, predomina la sericita-illita (89,1%) con chamosita (9,34%), cuarzo (0,19%) y escasas plagioclasas (1,41%). En la fracción menor a 10 micrones el aumento de plagioclasa con la distancia a la veta es mucho más pronunciada variando de 22% a 40% del volumen total de la fracción fina (<10µm).

En la zona proximal a las vetas E-O, se encontró illita-sericita (11,12%), cuarzo total (8,4%) y trazas de caolinita (1,9%) (muestra 13122-6, Fig. 49, tabla 3). Estos valores aumentaron en la muestra 13122-6a, con un 97,22% de illita-sericita, cuarzo total (1,3%) y trazas de caolinita (1,36%) (Fig. 49, tabla 3). A partir de 67 cm de distancia de la veta, prevalece la asociación de illita-sericita (74,44%)±clinocloro (9,8%)±cuarzo (12,5%) y calcita (1<%) (muestra 13122-6C, Fig. 49, tabla 3).

Muestra	Qtz	Pl	Ill-Ser	Cha	Kln	Cln
12122-1B	29,4	26	44,4			
12122-1C	0,19	1,41	89,1	9,34		
12122-1D	6	26,7	33,5			
13122-6	8,4	78,6	11,12		1,9	
13122-6A	1,3	0,14	97,22		1,36	
13122-6B	12,5	3,6	74,44			9,8

Tabla 3: Resultados de análisis cuantitativos mediante el método de Rietveld (Do Campo y Collo, 2018) aplicado en difractogramas totales. Las cantidades están expresadas en porcentajes de volumen total. Cha: chamosita, Cln: clinocloro, Ill: illita, Pl: plagioclasa, Qtz: cuarzo, Ser: sericita y Kln: caolinita supergénica.

MUESTRA	Qtz	Pl	Ilt-Ser	Cha	Kln	Clin
12122-1B	19,7	22	58			
12122-1C	20,6	27	31,8	20,8		
12122-1D	23,3	40	23,6	13		
13122-6	23,8	19	19,5		38	
13122-6A	19,29	8,13	23,8		48,8	
13122-6C	16,7	11,1	65,9			6,4

Tabla 4: Resultados de análisis cuantitativos mediante el método de Rietveld (Do Campo y Collo, 2018) aplicado en difractogramas orientados AD. Las cantidades están expresadas en porcentajes de volumen total. Cha: chamosita, Cln: clinocloro, Ill: illita, Pl: plagioclasa, Qtz: cuarzo, Ser: sericita y Kln: caolinita supergénica.

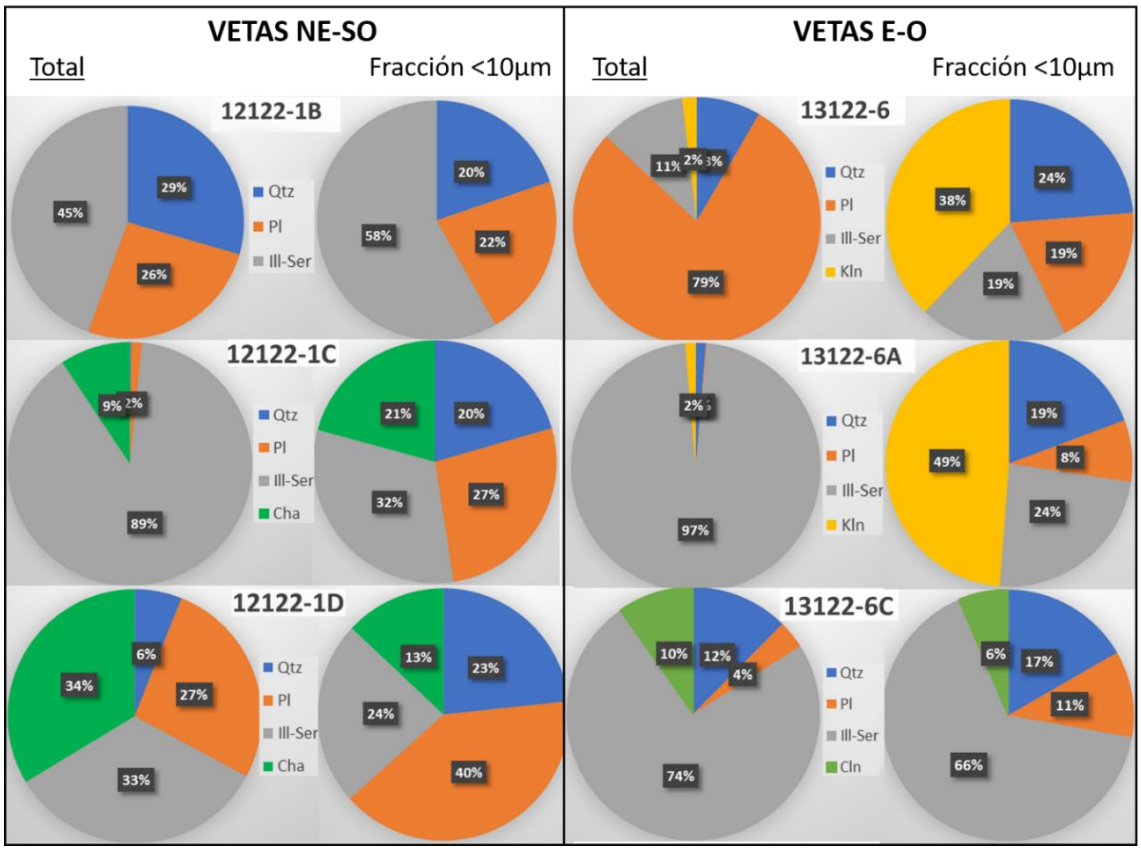


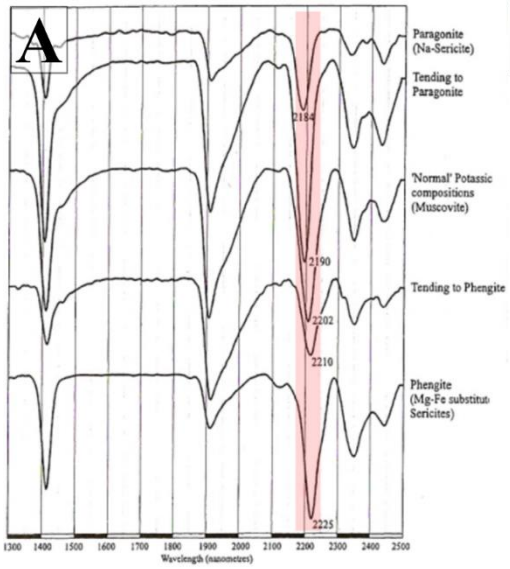
Figura 49: Gráficos de cuantificación de roca total y de la fracción < 10µm de muestras proximales (12122-1B, 13122-6, 13122-6A) y distales (12122-1C, 12122-1D y 13122-6C) a las vetas.

4.6.4 Análisis por espectrometría

Basado en el estudio petrográfico y análisis DRX, durante el análisis espectral NIR-SWIR, se determinó que la absorción de Al-OH se asocia con las micas blancas (illita-sericita-muscovita) (Fig. 50, tabla 5) y las absorciones del Fe-OH y Mg-OH están relacionadas a las absorciones de las cloritas. Cerca de las vetas NE-SO, el espectro en SWIR muestra la presencia de illita, con absorciones en longitudes de onda: 2200 nm (posición variable según composición), 1900 nm (absorción profunda), 1400 nm, 2347 nm y 2440 nm (tabla 5) y en NIR indica hematita (Fe_2O_3), con su absorción diagnóstica del hierro férrico (Fe^{+3}) entre los 860 y 890 nm (870nm, Figs. 50 y 51). La posición de absorción del Al-OH se encuentra a los 2199,1 nm y se corresponde con una composición tendiente a paragonita (Na) (Figs. 50 y 51, tabla 5). En zonas más distales de las vetas NE-SO, el espectro corresponde nuevamente a illita y también a la clorita (Figs. 50 y 51, tabla 5). Las absorciones en el SWIR (720, 1113, 2248 y 2347nm) indican una clorita de composición intermedia Mg-Fe. La posición de absorción del Al-OH, característica de la illita, varía desde 2199 en zonas proximales a 2208 nm en zonas distales, lo cual indica una composición de illita con tendencia paragonítica a illita normal potásica, respectivamente (Figs. 50 y 51, tabla 5).

Las rocas de caja alteradas de las vetas E-O también presentan el espectro típico de la illita (tabla 5, con la posición de absorción del Al-OH variable entre 2202,6 y 2207,9 nm de zonas proximales a distales (Figs. 50 y 52, tabla 5). Esta posición indica una illita de tipo normal potásica con aumento en sus contenidos de Fe y Mg hacia zonas más distales.

En estas zonas, también se registraron las absorciones típicas de la clorita (758,2; 926,2; 1130,7; 2246; 2348nm) (tabla 5). Debido a que esta muestra tiene trazas de calcita y sus absorciones se solapan con las de Mg-OH, para determinar su composición solo se tomó la absorción del Fe-OH dando una clorita rica en Mg de tipo clinocloro (*GMEX*, 2008).
La madurez espectral de la illita (MSI; Doublier *et al*., 2010; Wangl *et al*., 2021), que indica la pérdida de agua molecular con el aumento de temperatura (Cudahy *et al.*, 2008; Doublier *et al.*, 2010), se obtiene de la relación de profundidades entre la absorción del Al-OH de 2200 nm, dividida por la profundidad de absorción del H_2O en la posición 1900 nm (Doublier *et al*., 2010). Los valores de madurez espectral de la illita cerca de las vetas NE-SO en el Miembro Sofía (MS) dieron valores mayores a 1 (MSI = 1,31), al igual que los valores obtenidos en las zonas proximales de las vetas E-O en la Formación Cordillera del Viento (MSI = 1.26) (FCV) (Figs. 51 y 52, tabla 5). Mientras que, en zonas distales de las vetas NE-SO (DS) y vetas E-O (FCV), los valores de MSI disminuyeron a 1,26 y 1,07 respectivamente (Figs. 51 y 52, tabla 5). En las vetas E-O en posiciones intermedias se detectó un valor de 0,86 que señala la presencia de esmectita asociada a illita y clorita (GMEX, 2008), la primera no detectada previamente por análisis de difracción de rayos X.



B

Longitud de onda (nm) del rasgo AlOH		Composición illita (o muscovita)
Desde	Hasta	
2180	2190	Paragonita (Na)
2191	2200	Tendiente a Paragonita
2201	2210	"Normal" potásica
2211	2220	Tendiente a Fengita
2221	2225	Fengita (Fe-Mg)

Figura 50: Variación composicional de illita según posición de absorción del Al-OH. Tomado y modificado de *GMEX* (2008).

Número de muestra	Minerales identificados	Posición de absorción	Absorción de	Profundidad de absorción	MSI	Composición según posición de Al-OH
12122-1B (cerca de veta, DS)	Illita	2199,1	AlOH	0,5038	1,31	Tendiente a paragonita
		1408,4	H2O	0,4468		
		1908,7	H2O	0,3328		
	Hematita	871	Fe+3	-	-	-
12122-1D (lejos de veta, DS)	Illita	2208	AlOH	0,3893	1,26	Normal potásica
		1411,9	H2O	0,3406		
		1908,7	H2O	0,3085		
	Clorita	2248	FeOH	-		
		2347	MgOH			
		740,3	FeOH			
		910	FeOH			
		1105	FeOH			
13122-6a (cerca de la veta, FCV)	Illita	2202,6	AlOH	0,4313	1,26	Normal potásica
		1410,1	H2O	0,3597		
		1905,2	H2O	0,3414		
13122-6c (lejos de la veta, FCV)	Illita	2204,4	AlOH	0,32	1,07	Normal potásica
		1411,9	H2O	0,3077		
		1907	H2O	0,2999		
	Clorita	2246	FeoOH	-		
		2348	MgOH			
		758,2	FeOH			
		926,2	FeOH			
		1130,7	FeOH			
12122-7c (lejos de la veta, FCV)	Illita	2207,9	AlOH	0,4255	0,869	Normal potásica
		1411,9	H2O	0,4049		
		1907	H2O	0,4895		

Tabla 5: Resultados del análisis espectral.

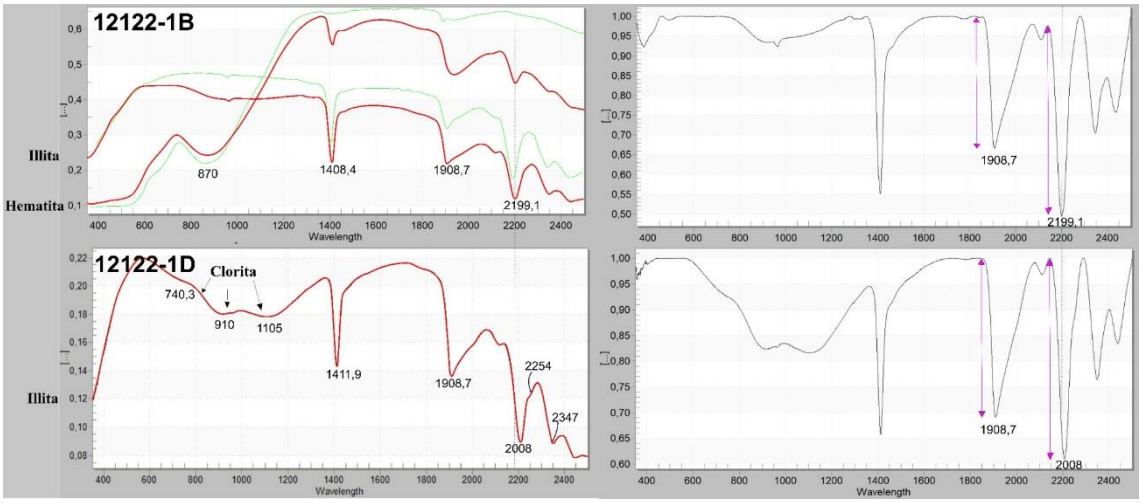


Figura 51: Curvas de reflectancia espectral de muestras de la Dacita Sofía en zonas proximales (A, B, 12122-1B) y distales (C, D, 12122-1D) a la veta. A la izquierda se observan los patrones obtenidos en rojo, con sus absorciones características y, en verde los patrones de reflectancia de la base de datos. A la derecha se observan los patrones obtenidos con la corrección de *Hull* para obtener profundidades y calcular la madurez espectral de la illita (MSI).

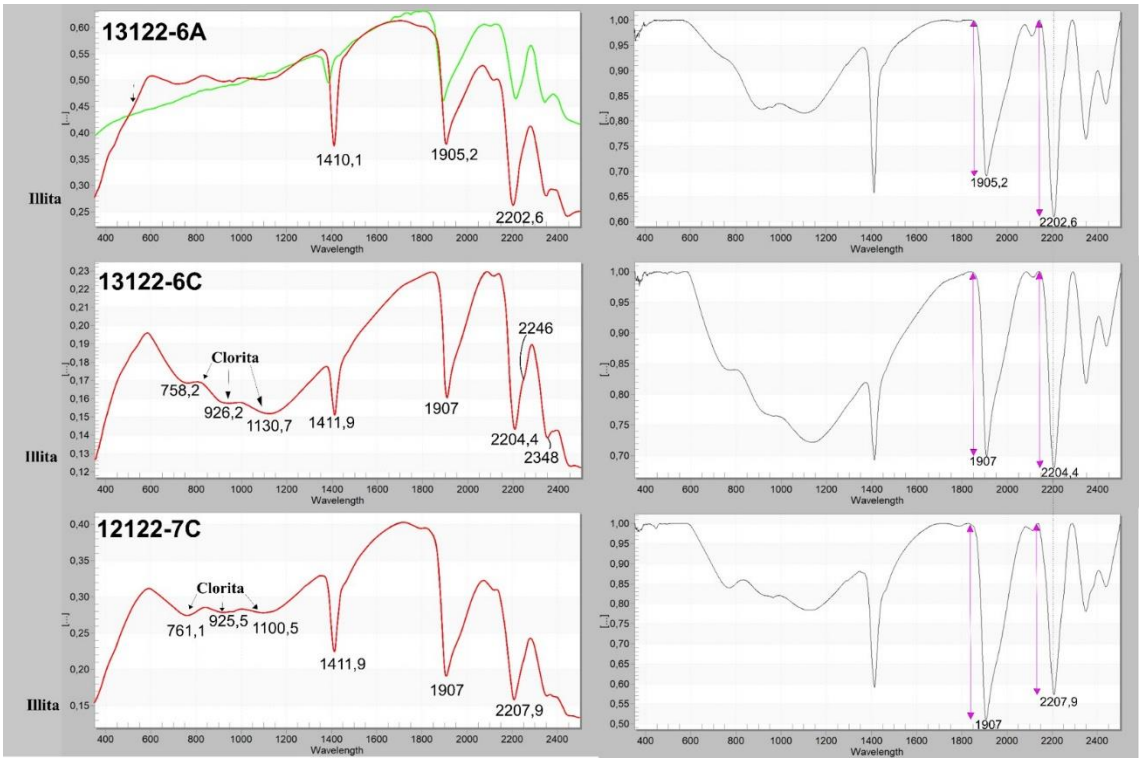


Figura 52: Curvas de reflectancia espectral de muestras de la Formación Cordillera del Viento en zonas proximales (A,B, 13122-6A) y distales (C-F, 13122-6C y 12122-7C) a la veta. A la izquierda se observan los patrones obtenidos en rojo, con sus absorciones características y, en verde los patrones de reflectancia de la base de datos. A la derecha se observan los patrones obtenidos con la corrección de *Hull* para obtener profundidades y calcular la madurez espectral de la illita (MSI).

5 DISCUSIONES E INTERPRETACIONES

5.1 Análisis regional de lineamientos

Mediante el procesamiento de imágenes, se identificaron cuatro tendencias de orientación de lineamientos (E-O, NE-SO, NO-SE, N-S) con longitudes que varían entre 0,4 km a 6 km (ver Figs. 8-14) sin una distribución preferencial de estos lineamientos con respecto a las litologías (Fig. 15). Sin embargo, trabajos previos (Giacosa, 2011; Giacosa *et al.*, 2014), han identificado estructuras relacionadas con el basamento carbonífero influenciadas por una compresión NE-SO, que generó estructuras extensionales NE-SO y estructuras compresionales NO-SE (cabalgamientos y pliegues), asociadas a la fase orogénica San Rafael del ciclo Gondwánico (Fig. 53). Algunos de los lineamientos NE-SO y NO-SE identificados en este estudio podrían coincidir con estas estructuras, que también afectan a unidades modernas debido a la reactivación andina.

La última etapa del ciclo Gondwánico (Pérmico temprano) está bien representada en el área de estudio y la discordancia Huárpica, que delimita su terminación, marca la transición entre el colapso orogénico Gondwánico y el *rifting* del Triásico Tardío (Azcuy y Caminos, 1987; Llambías *et al.*, 2007). Este *rifting* afectó el margen proto-Pacífico de Gondwana hasta el Jurásico Temprano (Charrier *et al.*, 2007), seguido por una subsidencia térmica que permitió el desarrollo de la Cuenca Neuquina hasta el inicio de la orogénesis andina (Fig. 53) (Sagripanti *et al.*, 2014). Durante la etapa de *rift* de la Cuenca Neuquina (Giacosa, 2014), se generaron depocentros ortogonales y oblicuos al margen andino, rellenados con depósitos volcánicos y piroclásticos (Franzese y Spalletti,

2001). Este magmatismo en el área de estudio está representado por la Formación Cordillera del Viento (=Choiyoilitense sensu Groeber, 1946; Franzese y Spalletti, 2001; Llambías *et al.*, 2007) con una edad del Jurásico Inferior (Pons *et al.*, 2022). Los lineamientos E-O podrían estar asociados con este régimen extensional relacionado al inicio del desarrollo de la Cuenca Neuquina (Fig. 53).

Vergani *et al.* (1995) indican que desde la etapa de *rift* del Triásico Tardío hasta la sedimentación del Grupo Cuyo en el Jurásico Temprano, los depocentros occidentales de la Cuenca Neuquina estaban controlados por el sistema de fallas normales N-S, (sistema extensional Tres Chorros), donde la falla Cordillera del Viento (FCV=falla Andacollo) era una de sus principales estructuras (Fig. 53). En el norte de la cordillera del Viento, las fallas extensionales tienen una tendencia N-S, mientras que, en la zona austral, cerca del lineamiento Cortaderas, existe una zona de transferencia del sistema extensional de fallas N-S que genera fallas normales con orientación E-O a ENE-OSO (Giacosa *et al.*, 2014). Durante la orogenia Andina, las fallas N-S se reactivaron, por ejemplo una de las principales estructuras invertidas es la falla Cordillera del Viento (FCV), que limita por el oeste el anticlinal Cordillera del Viento (Fig. 1) (Giacosa *et al.*, 2014). Otros estudios como el de Sagripanti *et al.* (2014) afirman y evidencian que las estructuras contraccionales N-S no respetan la arquitectura del *rift* triásico, cortando los depocentros y exhumando geometrías *synrift*. Dado que las fallas normales E-O controlaron los depocentros en el sector de estudio, el análisis realizado sugiere que los lineamientos E-O podrían estar asociados a dichas estructuras, lo que explicaría su predominio en el área de estudio, a diferencia del sector norte de la CDV, donde dominan los lineamientos N-S (Figs. 9,13 y 15) (Galetto *et al.*, 2018).

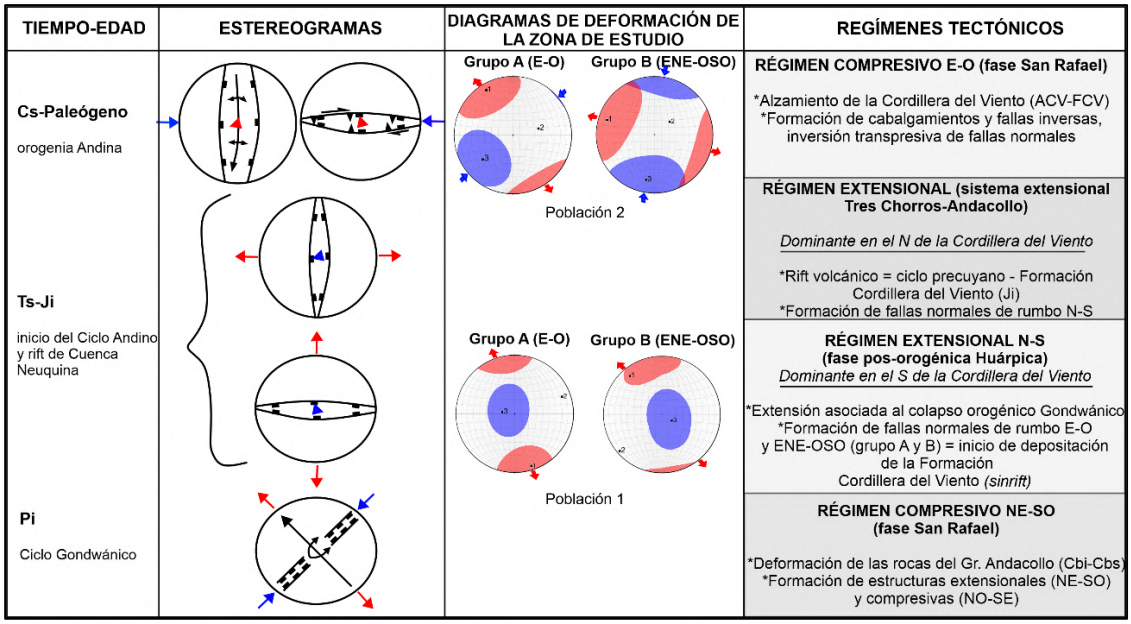


Figura 53: Eventos tectónicos mayores en la región de la Cordillera del Viento y sus posibles regímenes tectónicos. Estereogramas generales con formación de estructuras principales y sus direcciones de contracción (azul) y extensión (rojo). Diagramas de deformación de la zona de estudio, los izquierdos corresponden al grupo A (fallas E-O) y los derechos al grupo B (fallas ENE-OSO) Pi: Pérmico inferior. Ts: Triasico superior. Ji: Jurásico inferior. Cs: Cretácico superior. Tomado y modificado de Giacosa (2011).

5.2 Análisis cinemático

Se identificaron dos grupos de fallas: A) E-O y B) ENE-OSO. Del análisis cinemático de estos grupos, realizado mediante el *software FaultKin*, se obtuvieron dos poblaciones cinemáticas distintas para el área de estudio. La población 1 arrojó una contracción vertical y extensión horizontal en la dirección N-S a NO-SE para las fallas ENE-OSO, mientras que la población 2 exhibió un carácter transcurrente, con contracción en la dirección NE-SO a NNE-SSO y extensión NO-SE a ONO-ESE (Fig. 53). Ambas poblaciones están bien representadas en la mayoría de las fallas analizadas. Es destacable como los cambios de rumbo entre los dos grupos de las fallas identificados modifican la distribución de la deformación (ver Fig. 53).

Las direcciones de contracción y extensión de la población 1 coinciden con los desplazamientos normales observados en las fallas secundarias y primarias de ambos grupos, donde se identificaron estrías y fibras verticales (Figs. 31-34). La población 2 concuerda con movimientos transcurrentes-sinistrales observados en afloramientos e imágenes satelitales, así como con estrías-fibras oblicuas a subhorizontales. La interpretación sugiere que las direcciones de contracción y extensión son compatibles geométrica y cinemáticamente con los desplazamientos aparentes observados (Fig. 16).

De acuerdo a las relaciones de corte descriptas en los resultados, la población cinemática 1 es previa a la población cinemática 2, coincidiendo con la interpretación de Giacosa (2011) y Giacosa *et al.* (2014), quienes sugieren que las fallas E-O con cinemática normal (población 1) se reactivaron de forma transcurrente sinistral (población 2). Las fallas de rumbo ENE-OSO de la población cinemática 2 se interpretan como fallas tipo R del sistema de Riedel, que son sintéticas y comparten la misma cinemática que las fallas E-O. Por lo tanto, ambos grupos de fallas, E-O y ENE-OSO, serían parte del mismo sistema dada la compatibilidad geométrica y cinemática de ambos.

Vinculando estas fallas con la tectónica regional, se sugiere que las fallas E-O y ENE-OSO con cinemática normal (población 1) se formaron durante la extensión de la fase Huárpica (Giacosa, 2011), asociada al colapso orogénico gondwánico (Llambías *et al.*, 2007). Este sistema de fallas normales habría sido coetáneo con el volcanismo de la Formación Cordillera del Viento (Giacosa, 2011; Pons *et al.*, 2023). Las fallas E-O, asociadas al sistema de vetas Sofía-Torreón, fueron reactivadas durante el Cretácico superior-Paleógeno, consistente con un régimen compresivo-transpresivo de tipo sinistral (ver figura 9D de Giacosa *et al* 2014) y de orientación generalizada NE-SO a NNE-SSO, como la dirección obtenida en la población 2. Por otro lado, los diques feno dacíticos se emplazan preferencialmente en las fallas ENE-OSO y cortan toda la secuencia estratigráfica en el Cerro Minas. Según las dataciones de Pons *et al.* (2023), estos diques, de edad Cretácica superior (71±1 Ma), serían concomitantes con la reactivación transcurrente identificada en la población 2.

5.3 Vetas y vetillas

5.3.1 Comparación entre grupos de vetas reconocidas

Si bien en el sector suroeste del arroyo del Torreón no se encontraron relaciones de corte específicas entre los dos grupos de vetas (E-O a ENE-OSO y NE-SO), se encontraron relaciones de corte entre estas vetas y las rocas aflorantes (tabla 6). Las vetas NE-SO están alojadas en el Miembro Sofía y son cortadas por diques andesítico-basálticos. Estas

vetas con morfología tabular y texturas bandeadas gruesas de cuarzo crustiforme paralelas a las paredes de las vetas, permiten interpretarlas como vetas de tipo extensional. Estas estructuras extensionales podrían ser compatibles con el régimen transcurrente sinistral asociado a una contracción NE-SO a NNE-SSO, como el interpretado en el análisis cinemático (Fig. 53). El hecho que los diques andesíticos/basálticos que cortan a las vetas y a la Formación Cordillera del Viento de edad Jurásico Inferior (Fig. 54, Pons *et al.*, 2023), sugiere que estos diques son de una edad syn a post-jurásica temprana. Pons *et al.* (2023) asigna estos diques como equivalentes a la Formación Milla Michicó, lo que implicaría que las vetas (NE-SO) podrían ser pre-jurásico temprano. El hecho de que las vetas bandeadas (NE-SO) sean posiblemente pre jurásicas ampliaría el panorama de exploración en zonas potencialmente cubiertas por la Formación Cordillera del Viento. Otra evidencia que apoya esta hipótesis son las venillas de cuarzo limitadas a los litoclastos de las tobas lapillíticas cristalinas de la Formación Cordillera del Viento (Fig. 45B-C).

Las vetas E-O se alojan en las fallas con orientación similar, las cuales cortan rocas carboníferas y jurásicas. La presencia de fibras mineras subhorizontales de cuarzo en algunas de estas fallas (Fig. 39D) evidencia que las vetas se emplazaron durante un régimen transcurrente-sinistral, vinculado a la reactivación de fallas normales del *rift* Jurásico inferior (Pons *et al.*, 2022) durante el Cretácico Superior-Paleógeno (Giacosa, 2011).

De acuerdo con el sistema de Riedel, las fallas-vetas E-O serían principales, mientras que las fallas ENE-OSO actuarían como fallas tipo R (Fig. 54). Aunque no se han encontrado vetas dilatacionales en formaciones más jóvenes (Jurásicas), al considerar el sistema de fallas transcurrentes sinistrales según el modelo de Riedel, la orientación NE-SO de las vetas bandeadas coincidiría con las zonas compresivas (σ1) y sus direcciones de apertura con las zonas de dilatación (σ3) del sistema transcurrente sinistral del GST (Fig. 54). Según la geoquímica superficial de Magsa S.A., los posibles clavos mineralizados con anomalías de Au estarían asociados a cambios de rumbo de fallas o estructuras, consistentes con zonas dilatacionales dentro de este sistema de fallas (Fig. 54B).

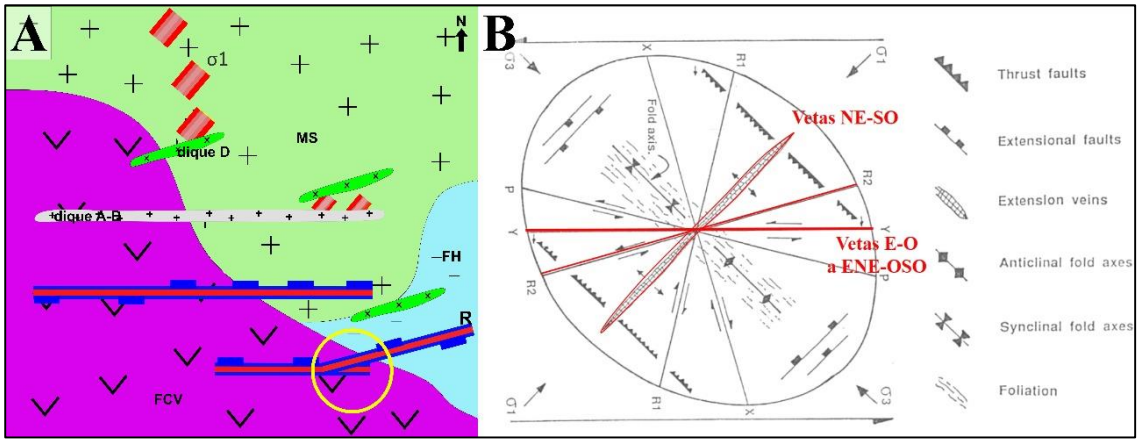


Figura 54: A) Esquema geológico de las relaciones de corte entre unidades y vetas, interpretado según el sistema de Riedel. Además, se indica la zona de máxima anomalía de Au con un círculo amarillo. B) Sistema de fallas-vetas basado en el modelo de Riedel, donde se observan las vetas bandeadas en el MS cortadas por diques andesítico-basálticos (A-B) y diques dacíticos, así como las fallas-vetas E-O que afectan a todas las unidades, con las fallas-vetas ENE-OSO clasificadas como tipo R. MS: Miembro Sofía. FH: Formación Huaraco. FCV: Formación Cordillera del Viento. Dique A-B (andesítico-basáltico). Dique D: dique dacítico. Falla R2: pequeño ángulo de cizalla principal. Falla P: movimiento sintético. Falla R1: Conjugada antitética y a altos ángulos de la falla principal (E-O).

Características	Sistema NE-SO	Sistema E-O a ENE-OSO
Rumbo dominante	NE-SO	E-O y ENE-OSO
Estructuras asociadas	fracturas extensionales NE-SO	fallas E-O a ENE-OSO transcurrentes con cinemática sinistral
Roca caja	Cohesiva, porfírica con textura desvitrificada (Miembro Sofia, Carbonífero superior)	Cohesiva y porfírica (Miembro Sofía, Carbonífero superior) y facies piroclásticas de tobas líticas a cristalinas (Formación Cordillera del Viento, Jurásico inferior)
Espesor	5 a 40 cm	<3cm (1-2cm aprox.). Ancho de labor (posible ubicación de veta) de 1m
Morfología	Vetas de cuarzo gruesas y desplazadas por fallas menores de rumbo (sinistrales?).	Vetas y vetillas de cuarzo angostas que en sectores forman colas de caballo
Texturas Qz	bandeada gruesa (tipo crustiforme) y masiva.	granulares, masiva y en peine (*comb*)
Alteración de la roca caja	Fílica y silicificación, Supergénica	Fílica y silicificación. Supergénica
Proximal a veta	Qtz+Ill. Argílica moderada-fuerte y silicificación penetrativa intensa	Ill+Qtz+Ser. Fílica-Argílica penetrativa-selectiva, silicificación intensa-penetrativa. Supergénica pervasiva-intensa (Gth, Hem, Kln)
Distal a veta	Ill+Chl. Fílica local y en motas, moderada. Silicificación moderada y penetrativa.	Ser+Ill+Qtz,Chl, Cal. Filica moderada a debil en motas y silicificación debil en toda la roca

Tabla 6: Cuadro comparativo de las vetas y vetillas identificadas.

5.3.2 Comparación con sistemas de vetas cercanos

Las vetas analizadas en el área de estudio comparten características estructurales, morfológicas y texturales de otros sistemas de vetas del distrito (GBV-SP y GST) (Fig. 55, Pons *et al.*, 2023). Las vetas NE-SO son similares en características estructurales, morfológicas y texturales a las vetas del Grupo Buena Vista- San Pedro. Mientras que las vetas E-O a ENE-OSO tienen similitudes estructurales con el Grupo Sofia-Torreón (GST) (Fig. 55B, Pons *et al.*, 2022) dado que se emplazan en fallas transcurrentes-sinistrales de orientación similar. Esto sugiere, en concordancia con Giacosa (2011), que la mineralización se produjo en un régimen compresivo sinistral, posterior al fallamiento normal.

A pesar de los avances en el análisis estructural, aún persisten incógnitas a resolver, ya que el emplazamiento de ambos grupos de vetas parece ser compatible dentro de un sistema transcurrente sinistral. Sin embargo, es llamativa la ausencia de vetas bandeadas en la Formación Cordillera del Viento y plantea interrogantes sobre los controles geológicos específicos de esta área. Por lo tanto, para establecer un programa de exploración, es imperioso confirmar la edad de las vetas NE-SO a través de dataciones de los minerales de alteración y/o ganga.

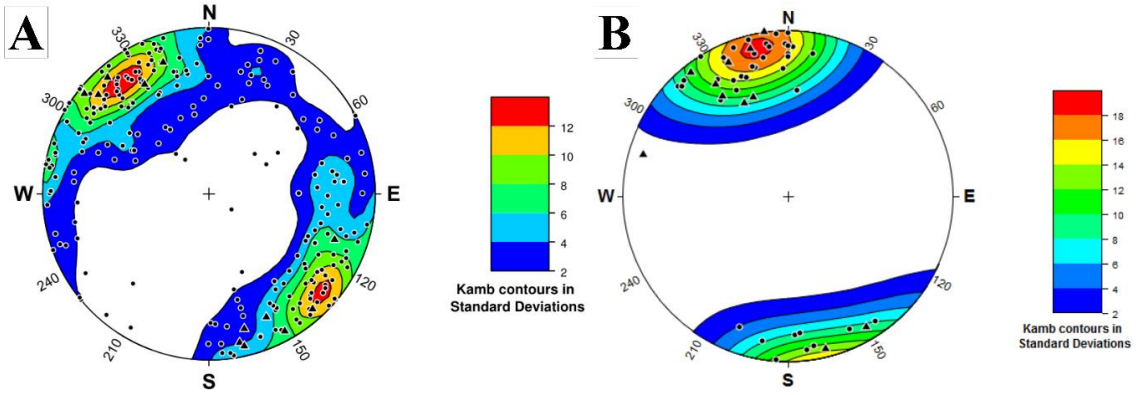


Figura 55: Estereogramas con las vetas del GSP (A) y del GST (B) representadas en polos. Además, se superponen los datos de las vetas del SO del arroyo del Torreón como polos triangulares. A) Vetas del GSP (círculos) junto con las vetas NE-SO del SO de AT (triángulos) hospedadas en la DS. B) Vetas del GST (círculos) junto con las vetas E-O del SO de AT (triángulos). Tomado y modificado del póster de Pons *et al*., (2022).

5.4 Alteraciones

La distribución de alteraciones hidrotermales refleja el comportamiento de los fluidos que circularon durante la evolución del depósito. Las asociaciones de minerales de alteración identificadas en adyacencias de las vetas mineralizadas permiten inferir las características de estos fluidos, condicionados por factores como temperatura, pH, composición de la roca caja y permeabilidad, entre otros (Corbett y Leach, 1998).

En ambos sistemas de vetas NE-SO y E-O, mediante los análisis de difracción de rayos X y espectroscopía, se identificó una silicificación y alteración argílica-fílica penetrativa e intensa cerca de las vetas, que gradan a alteración argílica intermedia en zonas intermedias y una alteración propilítica selectiva en zonas distales. La silicificación está representada por cuarzo±calcedonia en forma de vetas y vetillas, que obliteran por completo a la textura original de las rocas del Miembro Sofía (Fig. 56).

La asociación mineral proximal a las vetas de ambos sistemas, representada por micas blancas (illita-sericita)±cuarzo, corresponde a una alteración de tipo argílica-fílica (Corbert y Leach, 1998). Esta mineralogía indica que los fluidos circularon en un rango de pH entre 4 y 6, con temperaturas menores a 200°-250°C (Corbert y Leach, 1998). En zonas intermedias de las vetas E-O, la mineralogía de illita±esmectita±cuarzo, permite marcar una alteración argílica intermedia que sigue indicando bajas temperaturas (hasta 200°C-250°C) y pH de fluidos moderadamente bajos (4-6, Corbert y Leach, 1998). En zonas distales, la mineralogía de las vetas NE-SO (illita+clorita±cuarzo) y de las vetas E-O (illita±clorita±calcita±cuarzo), corresponden a una alteración propilítica que refleja condiciones neutras a alcalinas (pH 5-7) y temperaturas inferiores a 280°C (Corbert y Leach, 1998). Estas condiciones permitieron la formación de clorita y calcita, que indican la neutralización de los fluidos como consecuencia de la interacción con la roca de caja. Además, se ha logrado diferenciar dos tipos de clorita en las zonas distales de las vetas, una clorita intermedia a férrica (chamosita) en la dacita y una clorita magnesiana (clinocloro) en la Formación Cordillera del Viento. También se identificó una intensa alteración supergénica en las zonas superficiales, cercanas a las vetas y zonas de falla, representada por pátinas y venillas muy finas de hematita±goethita±caolinita.

Los análisis de espectroscopía permitieron determinar que la mica blanca predominante es la illita, cuya madurez espectral varía con la proximidad a las vetas, indicando valores

mayores a 1 hasta valores próximos a 1 en zonas distales. Los valores de MSI menores a 1 en zonas intermedias de las vetas E-O señalan la presencia de trazas de esmectita. Según Chang *et al.* (2011), los valores de madurez espectral de illita (MSI) también se pueden usar para indicar temperaturas de formación de illita y, por lo tanto, paleotemperaturas de los fluidos hidrotermales (Wangl *et al*., 2021; Liu *et al.*, 2023). Esto permite afirmar que los altos valores de MSI (>1) cercanos a las zonas de falla-veta, tanto en las estructuras NE-SO alojadas en el Miembro Sofía como las E-O alojadas en la Formación Cordillera del Viento, son consistentes con áreas de mayores temperaturas por donde habrían circulado los fluidos hidrotermales, que luego migraron lateralmente por las rocas de caja, donde interactuaron con ellas y se enfriaron, generando menores valores de MSI (~1).

La variación en la posición de absorción del Al-OH indican cambios composicionales en las illitas. En las vetas NE-SO (AlOH 2199 a 2208 nm), la composición de illita varía de tendencia paragonítica (Figs. 51 y 52) a illita normal potásica, reflejando un ambiente rico en sodio (Pirajno, 2009), lo cual es consistente con la alteración intensa y selectiva de las plagioclasas alteradas a este mineral en la dacita (Fig. 42). El aumento en la posición de absorción del Al-OH señala un aumento en los contenidos de K, y Fe y Mg hacia posiciones distales.

En las vetas E-O la absorción del AlOH varía entre 2202,6 a 2207,9 nm desde zonas proximales a zonas distales, tratándose de una illita “normal potásica”, que muestra un incremento en los contenidos de Fe y Mg. Las cloritas de las posiciones distales dieron composiciones diferentes en ambos sistemas, con una clorita de composición intermedia Mg-Fe en la dacita y una composición rica en magnesio tipo clinocloro en la Formación Cordillera del Viento, similar a la clasificación obtenida por análisis de DRX.

Estas variaciones composicionales podrían estar vinculadas a la interacción fluido-roca, principalmente debido a la disolución de los feldespatos y minerales máficos presentes en las rocas de caja. Este proceso, facilitado por la acción de iones H^+, OH^-, da lugar a la formación de minerales de alteración ricos en OH^- (Pirajno, 2009). Además, en este proceso se ponen en solución cationes Na^+, K^+ (feldespatos), Mg^{+2}, Ti^{+4}, $Fe^{+2/+3}$ de los minerales félsicos y máficos (biotita, anfibol) (Pirajno, 2009). A medida que el fluido interactúa con la roca de caja, cambian las condiciones físico-químicas, dando lugar a esta zonación composicional con predominio de illita rica en Na y K más cerca del conducto de alimentación de fluidos hidrotermales a illitas más ricas en Fe, Mg al alejarse junto con clorita (con cantidades variables de Fe-Mg), titanita y rutilo (Fig. 44).

La integración de múltiples técnicas de identificación mineralógica, ha mejorado la caracterización de las alteraciones hidrotermales. Por ejemplo, con el análisis por espectrometría se pudieron distinguir diferentes tipos de illita tanto composicionalmente como por su índice de madurez espectral. Mientras que, los análisis de DRX permitieron identificar minerales que no presentan absorciones características en VNIR-SWIR (ej. Cuarzo, feldespatos entre otros). Es destacable que los análisis de DRX no identificaron la esmectita, mientras que por espectroscopía IR se detectó claramente en las posiciones intermedias del sistema E-O. Es posible que en estas posiciones haya cantidades trazas de esmectita no detectables por análisis de DRX. Otro ejemplo es la caolinita, reconocida en el análisis de DRX, pero no mediante espectroscopía, lo cual probablemente se deba a heterogeneidades de la muestra analizada.

El chequeo exhaustivo de las estimaciones de alteraciones por distintos métodos ha permitido mejorar los cambios observados en la mineralogía de alteración en los sectores

proximales y distales de las vetas. La tabla 7 muestra una comparación de los resultados obtenidos mediante la estimación petrográfica visual con los valores obtenidos mediante la cuantificación por difracción de rayos X utilizando el método de *Rietveld*. En esta comparación, se validan los resultados obtenidos por ambos métodos en la mayoría de las muestras analizadas, a excepción de las muestras distales a las vetas NE-SO (12122-1D) y E-O (13122-6C), donde se tiene una sobrestimación de porcentajes en la cuantificación por DRX de la clorita (Cha) y de la alteración argílica (Ill-Ser), respectivamente.

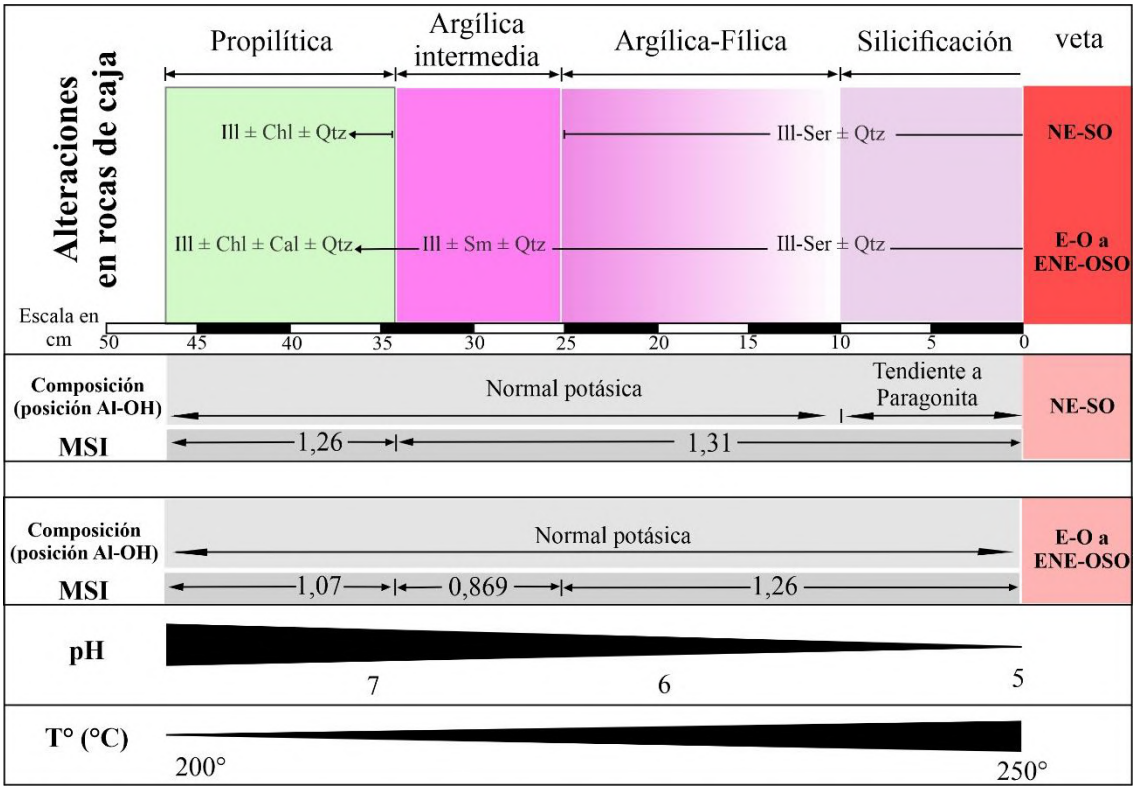


Figura 56: Esquema de las alteraciones en las rocas de caja de las vetas.

Muestra	Estimación visual			Cuantificación mediante DRX		
				mineral	TOTAL	<10µm
12122-1B	argílica	intensa y selectiva	30-50	Pl	26	22
	silicificación	moderada a intensa	50-70	Qtz	29,4	19,7
				Ill-Ser	44,4	58
12122-1D	argílica	mod. A débil	<25	Pl	26,7	40
				Qtz	6	23,2
	propilítica	débil y selectiva	<25	Ill-Ser	33,4	23,6
				Cha	33,5	13
13122-6A				Qtz	1,3	19,29
				Pl	0,14	8,13
	argílica	mod-int. Y selectiva	35-50	Ill-Ser	97,22	23,8
	supergénica Hem+Gt+Py	débil	<25	Kln	1,36	48,8
13122-6C				Qtz	12,5	16,7
				Pl	3,6	11,1
	argílica	mod. A débil	25-35	Ill-Ser	74,44	65,9
	propilítica	débil	<25	Cln	9,8	6,4

Tabla 7: Comparación de estimaciones porcentuales (%) de minerales de alteración obtenidas mediante dos tipos de análisis (estimación petrográfica visual y cuantificación mediante DRX). El color verde representa concordancias mientras que el color rojizo sobrestimaciones.

6 CONCLUSIONES

6.1 Análisis regional de lineamientos

Se identificaron lineamientos posiblemente vinculados a diferentes eventos tectónicos regionales del sector sur de la CDV:

- Lineamientos NO-SE y NE-SO**:** Asociados a estructuras heredadas del basamento carbonífero, vinculadas al ciclo Gondwánico (Pérmico inferior).
- Lineamientos E-O: Relacionados con el inicio del desarrollo de la Cuenca Neuquina durante el período extensional de la Formación Cordillera del Viento (Jurásico Inferior).
- Lineamientos N-S *(en el N de la CDV):* Originados por estructuras contraccionales del ciclo Andino, posiblemente reactivadas durante diversas fases compresivas de este ciclo actual.

La reactivación de estas estructuras heredadas y la formación de nuevas estructuras (lineamientos N-S), han resultado en un patrón estructural complejo que afecta a todas las unidades geológicas del sector estudiado.

6.2 Análisis cinemático y grupos de vetas

- Se identificaron 2 grupos de fallas: A (E-O) y B (ENE-OSO) con sus respectivas poblaciones cinemáticas, siendo similares entre sí.
- La población cinemática 1 de carácter normal, está relacionada con la fase Huárpica (Triásico superior-Jurásico inferior), en un régimen extensional N-S a NNO-SSE (Fig. 53; Giacosa, 2011). La población cinemática 2, transcurrente sinistral, representa una reactivación de fallas previas (E-O a ENE-OSO) bajo un régimen compresional NNE-SSO a OSO-ENE y extensión ONO-ESE.
- Ambos grupos de fallas, E-O (A) y ENE-OSO (B), serían parte del mismo sistema dada la compatibilidad geométrica y cinemática de ambos.
- Las vetas E-O a ENE-OSO son similares al GST y están emplazadas en fallas de similar orientación. Se consideran sintectónicas con la reactivación de las fallas transcurrentes-sinistrales E-O a ENE-OSO, así como con los diques dacíticos, cuya edad permite datar la reactivación en el Cretácico Superior-Paleógeno, coincidiendo con el alzamiento de la Cordillera del Viento.
- Las vetas NE-SO, comparables al sistema GBV-SP, se hospedan en el Miembro Sofía. Su textura bandeada de cuarzo crustiforme sugiere que son de tipo dilatacional. Este sistema de vetas podría estar relacionado con la compresión Gondwánica de orientación NE-SO, según lo propuesto por Giacosa (2011). Alternativamente, considerando la transcurrencia sinistral del grupo de vetas E-O a ENE-OSO, las vetas NE-SO podrían estar asociadas a zonas dilatacionales dentro de este sistema, siguiendo el modelo de Riedel (Fig. 54).
- Aún se requieren más evidencias para determinar si las vetas corresponden a distintos sistemas superpuestos o si forman parte de un mismo sistema. Establecer

la edad de las vetas NE-SO será crucial para diseñar un programa de exploración adecuado.

- Evidencias de reactivaciones en el sistema de fallas (E-O a ENE-OSO) sugieren una influencia del ciclo Andino actual y sus fases compresivas, destacando la importancia de comprender la evolución geológica para optimizar la exploración de recursos minerales y el desarrollo de modelos geológicos locales.

6.3 Alteraciones

- Las rocas de caja de los dos sistemas de vetas NE-SO y E-O a ENE-OSO (Miembro Sofía y Formación Cordillera del Viento) presentan una mineralogía de alteración similar (Fig. 56).
- Se identificó una silicificación y alteración argílica-fílica intensa (illita-sericita±cuarzo) cerca de las vetas, que al alejarse se transforma en una alteración argílica intermedia en zonas intermedias (illita±esmectita±cuarzo) en el caso de las vetas E-O a ENE-OSO, que grada a una alteración propilítica en zonas distales representada por illita±clorita±cuarzo en vetas NE-SO y por illita±clorita±calcita±cuarzo en vetas E-O. Estas alteraciones indican un ligero aumento del pH de 5 a 7 y una disminución de temperaturas (250 a <200°C) desde zonas proximales a distales, característico de un sistema epitermal de sulfuración intermedia a baja.
- La illita-sericita es el mineral dominante, cuya madurez espectral (MSI) varía desde altos valores (>1) y altas temperaturas cerca de las zonas de falla-veta, disminuyendo en zonas más distales a ellas. Las variaciones composicionales responderían a la interacción fluido-roca desde zonas proximales a distales.
- El uso combinado de técnicas de identificación mineralógica, como la microscopía, espectroscopía y la difracción de rayos X, permitió arribar a una mejor caracterización de las alteraciones hidrotermales.
- Cada técnica ofrece información complementaria, validando observaciones, mejorando la comprensión de variaciones composicionales y destacando limitaciones de cada método.

7 BIBLIOGRAFÍA

Amos, A. J. 1972. Las cuencas carbónicas y pérmicas de Argentina. Simposio Internacional, Sistema Carbónico-Pérmico América do Sul. Anales de la Academia Brasilera de Ciencias, 44 (Supl.): 27-36, Río de Janeiro.

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, Academia Nacional de Ciencias: 239-251, Córdoba.

Bracaccini, O. 1964. Geología estructural de la zona cordillerana de Mendoza y Neuquén, República Argentina. Informe 14, Contrato 1103, Dirección General de Fabricaciones Militares, 220 p. Buenos Aires.

Bracaccini, 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): 275-284.

Carbone, O., Franzese, J., Limeres, BM., Delpino, D. y Martínez, R. 2011. El Ciclo Precuyano (Triásico Tardío – Jurásico Temprano) en la Cuenca Neuquina. 18º Congreso Geológico Argentino, Relatorio: 63-73, Neuquén.

Chang, Z., Hedenquist, J. W., White, N. C., Cooke, D. R., Roach, M., Deyell, C. L., Garcia, J., Gemmell, J. B., McKnight, S. y Cuison, A. L. 2011. Exploration tools for linked porphyry and epithermal deposits: Example

from the Mankayan intrusion-centered Cu-Au district, Luzon, Philippines. *Economic Geology*, 106(8): 1365-1398.

Charrier, R., Pinto, L. y Rodríguez, M. P. 2007. Tectonostratigraphic evolution of the Andean Orogen in Chile. En: Moreno, T. y Gibbons, W. (eds.), The Geology of Chile. *Geological Society Special Publication*: 21-114, London.

Cobbold, P. y Rossello, E. 2003. Aptian to recent compressional deformation, foothills of the Neuquén Basin. Marine and Petroleoum Geology 20 (5): 429-443.

Corbett, G. y Leach, T. 1998. Controls of hydrothermal alteration and mineralization. *Society of Economics Geologist, Special Publication* 6: 69-82.

Cudahy, T., Jones, M., Thomas, M., Laucamp, C., Caccetta, M., Hewson, R., Rodger, A. y Verrall, M. 2008. Next generation mineral mapping: Queensland airborne HyMap and satellite ASTER surveys 2006–2008. CSIRO: 93 p., Australia.

D´Annunzio, M. C., Strazzere, L. y Pavon Pivetta, C. 2017. Características geológicas y mineralógicas del sistema de vetas E-O del distrito minero Andacollo. 20° Congreso Geológico Argentino, Geología de los recursos minerales, rocas de aplicación y argilominerales. Sesión técnica 9: 28-30, San Miguel de Tucumán.

Danieli, J. C., Casé, A. M. y Deza, M. A. 1999. El distrito minero de Andacollo, Neuquén. En: Zappettini E. (ed.) Recursos Minerales de la República Argentina, Instituto Geología y Recursos Minerales, SEGEMAR, anales 35(2): 1349-1368, Buenos Aires.

De la Cruz, R. y Suarez, M. 1997. El Jurásico de la Cuenca de Neuquén en Lonquimay, Chile: Formación Nacientes del Biobío (38-39 S). *Andean Geology*, 24 (1): 3-24.

Digregorio, J. H. y Uliana, M. A. 1975. Plano Geológico de la Provincia de Neuquén, escala 1: 500.000. 2° Congreso Iberoamericano de Geología Económica, Actas 4: 69-93, Buenos Aires.

Dicaro, S., Pons, M. J. y Arce, M. 2022. Caracterización textural y mineralógica preliminar de las vetas San Pedro y San Pablo, Distrito Minero Andacollo, Neuquén. 21° Congreso Geológico Argentino, Simposio 16: 1573-1574, Puerto Madryn, Chubut.

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*, 105-158.

Digregorio, J. H. 1972. Neuquén. En Leanza, A.F. (ed.), Geología regional argentina. Academia Nacional de Ciencias: 439-506, Córdoba.

Digregorio, J. H. y Uliana, M. A. 1980. Cuenca Neuquina. En J.C.M. Turner (ed.) Geología Regional Argentina. Academia Nacional de Ciencias, 2: 985-1032, Córdoba.

Do Campo, M. y Collo, G. 2018. Curso de Mineralogía y Geología de arcillas. Informe, Universidad Nacional de Córdoba (*inédito*), 85 p., Córdoba.

Doublier, M.P., Roache, A. y Potel, S. 2010. Application of SWIR spectroscopy in very low-grade metamorphic environments: A comparison with XRD methods. *Geological Survey of Western Australia* 3: 61 p., Australia.

Echeveste, H. J., González, P. D., López, L. y Páez, G. N. 2018. Manual de levantamiento geológico: una introducción a la geología de campo. En: Edulp (ed.), Libros de Cátedra 1-322, Buenos Aires.

Enriquez, Y. P., Abanto, W. L., Laura, Y. M., Flores, D. L. y Muñoz, J. A. N. 2021. Uso de software libre y de código abierto para la identificación de lineamientos estructurales y realce de estructuras geológicas. *Revista del Instituto de investigación de la Facultad de minas, metalurgia y ciencias geográficas*, 24(48): 253-264.

Fossen, H. 2010. Structural geology. Cambridge university press: 1-481, Estados Unidos.

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(3): 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. Informe Yacimientos Petrolíferos Fiscales, YPF (*inédito*), Buenos Aires.

Galetto, A., García, V. y Caselli, A. 2018. Structural controls of the Domuyo geothermal field, Southern Andes (36 38′ S), Argentina. *Journal of Structural Geology*, 114: 76-94.

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, SEGEMAR, Contribuciones Técnicas N°33: 23p., Buenos Aires.

Giacosa, R., Allard, J. O., 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.

Giordano, G., Pinton, A., Cianfarra, P., Baez, W., Chiodi, A., Viramonte, J., Norini, G. y Groppelli, G. 2013. Structural control on geothermal circulation in the Cerro Tuzgle–Tocomar geothermal volcanic area (Puna plateau, Argentina). *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 249: 77-94.

GMEX Spectral Analysis Guides for Mineral Exploration. 2008. Spectral Interpretation Field Manual.

Groeber, P. 1946. Observaciones geológicas a lo largo del meridiano 70°. Hoja Chos Malal. *Revista de la Sociedad Asociación Geológica Argentina*, 1(3): 177-208, Buenos Aires.

Groeber, P. 1947. Domuyo, Mari Mahuida, Huarhuar Co y parte de Epu Lauken. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 1 (3):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.

IGN 2023. https://www.ign.gob.ar/

Koslowski, E., Cruz, C. y Sylwan, C. 1996. Geología estructural de la zona de Chos Malal, Cuenca Neuquina. Buenos Aires: 13° Congreso Geológico Argentino, Actas 1: 15-26, Buenos Aires.

Kretz, R. 1983. Symbols for rock-forming minerals. *American mineralogist*, 68(1-2): 277-279.

Leanza, H. A. 2009. Las principales discordancias del Mesozoico de la Cuenca Neuquina según observaciones de superficie. *Revista del Museo Argentino de Ciencias Naturales*, 11(2): 145-184.

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 Chacaicó durante los inicios de la Cuenca Neuquina. 5° Congreso de Exploración y Desarrollo de Hidrocarburos, Trabajos Técnicos, Versión CD ROM, 13 p., Mar del Plata.

Leanza, H. A., Mazzini, A., Corfu, F., Llambías, E. J., Svensen, H., Planke, S. y Galland, O. 2013. The Chachil Limestone (Pliensbachiane earliest Toarcian) Neuquén Basin, Argentina: U e Pb age calibration and its significance on the Early Jurassic evolution of southwestern Gondwana. *Journal of South American Earth Sciences*, 42: 171-185.

Legarreta, L y Uliana M.A. 1999. El Jurásico y Cretácico de la Cordillera Principal y la Cuenca Neuquina. 1. Facies Sedimentarias. En R. Caminos (ed.), Geología Argentina, SEGEMAR. Instituto de Geología y Recursos Minerales, Anales 29 (16): 399-432, Buenos Aires.

Liu, L. H., Chen, J., Zhou, T. F., Zhang, L. y White, N., C. 2023. Application of short-wave infrared spectroscopy to exploration of an intermediate-sulfidation epithermal deposit–A case study of Yueyang silver polymetallic deposit, Zijinshan mining field, Fujian Province, China. *Ore Geology Reviews*: 105735.

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., Leanza, H. A. 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 Leanza, H. A. 2005. Depósitos laháricos en la Formación Los Molles en Chacay Melehue, Neuquén: evidencia de volcanismo jurásico en la cuenca Neuquina. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 60 (3): 552-558.

Llambías, E. y Aragón, E. 2011. Volcanismo Paleógeno. En: Leanza, H.A., Arregui, C., Carbone, O., y Danieli, J. C. (eds.) 18° Congreso Geológico Argentino, Relatorio: 265-274, Neuquén.

Llambías, E. y Rapela, C. W. 1989. Las volcanitas de Collipilli, Neuquén y sus relaciones con otras unidades Paleógenas de la Cordillera. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 44 (1-4): 224-236.

Llambías, E.J. 1999. Las rocas ígneas gondwánicas El magmatismo Gondwánico durante el Paleozoico Superior - Triásico. En R. Caminos (ed.) Geología Argentina, SEGEMAR. Instituto de Geología y Recursos Minerales, Anales 29 (14): 349-376, Buenos Aires.

Moore, J., D. y Reynolds, R., C. 1997. X-Ray Diffraction and the Identification and Analysis of Clay Minerals. *Geological Magazine*, 135 (6): 819-842.

Pirajno, F. 2009. Hydrothermal processes and mineral systems. En: Springer (ed.), Geological Survey of Western Australia: 1-1273, Australia.

Poma, S., Zappettini, O. E., Quenardelle, S., João, O., Santos, O. S., Koukharsky, M., Elena Belousova, E. y Neil Mcnaughton, N. 2014. Geochemistry, U-Pb SHRIMP zircon dating and Hf isotopes of the Gondwanan magmatism in NW Argentina: petrogenesis and geodynamic implications. *Andean Geology*, 41 (2): 267-292.

Pons, A., D´Annunzio, M. 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. J., Giacosa, R. E., Greco, G. A., González, S. N., Dicaro, S., Conedera, M., Nimis, P. y Bordese, S. 2022. Silver Gold and base metal veins systems at southern part of Cordillera del Viento, Neuquén, Argentina. 21° Congreso Geológico Argentino, Actas: 1599-1600, Puerto Madryn, Chubut.

Pons, M. J., Mendiberri, J., Arce, M., Greco, G. A., Musso, T. B., Fernández, M. L., Hauser, N. y González Aparicio, P. 2023. Geología, alteración hidrotermal y mineralogía del sistema de vetas Sofía-Julia-Valencia, distrito minero Andacollo, Neuquén, Argentina. *Andean Geology*, 50 (1): 93-126.

Ramos, V. A. 1999. Las provincias geológicas del territorio argentino. Geología Argentina, Anales 29(3): 41-96, Buenos Aires.

Rapela, C. W. y Llambías, E. J. 1985. La secuencia andesítica terciaria de Andacollo, Neuquén, Argentina. 4° Congreso Geológico Chileno, Actas 4: 458-488, Antofagasta.

Rhys, D. A., Lewis, P. D. y Rowland, J., V. 2020. Structural controls on ore localization in epithermal gold-silver deposits: a mineral systems approach. *Society of Economic Geologists, Reviews in Economic Geology*, 21: 83-145.

Rojas Vera, E. A., Mescua, J., Folguera, A., Becker, T. P., Sagripanti, L., Fennel, 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*, 30: 1-16.

Rolleri, E. O. y Criado Roque, P. 1970. Geología de la provincia de Mendoza. 4° Jornadas Geológicas Argentinas, Actas 2: 1-60, Buenos Aires.

Rovere, E., Caselli, A., Tourn, S., Leanza, H., Hugo, C., Folguera, A., Escosteguy, L., Geuna, S., González, R., Colombino, J. E. y Danieli, J. C. 2004. Hoja Geológica 2772-IV, Andacollo, provincia del Neuquén. Buenos Aires: Instituto de Geología y Recursos Minerales. Servicio Geológico Minero Argentino, SEGEMAR, Boletín 298: 104 p., Buenos Aires.

Sagripanti, 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). En: Kietzmann, D. y Foguera, A. (eds.), Opening and Closure of the Neuquén Basin in the Southern Andes. Springer Earth Systems Sciencies: 323-340, Switzerland.

Sato, A. M., Llambías, E. J., Basei, M. A., S. y Castro C., E. 2015. Three stages in the Late Paleozoic to Triassic magmatism of southwestern Gondwana, and the relationships with the volcanogenic events in coeval basins. *Journal of South American Earth Sciences*, 63: 48-69.

Sato, A. M., Llambías, E. J., Basei, M. y Leanza, H. A. 2008. The permian Choiyoi Cycle in Cordillera del Viento (Principal Cordillera, Argentina): Over 25 Ma of magmatic activity. 6°VI South American Symposium on Isotope Geology, San Carlos de Bariloche.

SEGEMAR 2024. https://repositorio.segemar.gov.ar/

Simmons, S. F., White, C. N. y John, D. A. 2005. Geological Characteristics of Epithermal Precious and Base Metal Deposits. *Economic Geology* v. 100th Anniversary: 485-522.

Stipanicic, P., N. y Bonetti, M., R. 1969. Consideraciones sobre la cronología de los terrenos triásicos argentinos. Gondwana Stratigraphy, International Union of Geological Sciences. 1° Gondwana Symposium: 1081-1119, UNESCO.

Stoll, W. 1957. Geología y depósitos minerales de Andacollo, Provincia de Neuquén. Dirección Nacional de Minería, Anales 6: 35 p., Buenos Aires.

Strazzere, L., D´Annunzio, M. y Gregori, D. 2017. Eventos de mineralización epitermal del Distrito Minero Andacollo, Neuquén, Argentina. 20° Congreso Geológico Argentino, Actas, ST9: 144-148, San Miguel de Tucumán.

Suárez, M. 2007. Geología del área Andacollo –parte sur-, Cordillera del Viento, Neuquén, Argentina. Informe (*inédito*), MAGSA, 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. 7° Congreso Geológico Chileno, Actas 1: 266-270, Concepción.

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: 906-907, Salvador de Jujuy.

Suárez, M., Fanning, C. 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: 664-665, Santiago, Chile.

Trident S.E. S.R.L. 2018. Mapa geológico Buena Vista nivel 1: 1190 m, nivel 2: 1220 m y nivel 4: 1290 m, 3p.

USGS 2024. https://earthexplorer.usgs.gov/

Vergani, G.D., Tankard, A., Belotti, H.J. y Welsink, H. J. 1995. Tectonic evolution and Paleogeography of the Neuquén basin, Argentina. En: Tankard, A.J., Suárez, R. y Welsink, H. J. (eds.), Petroleum basins of South America. *American Association of Petroleoum Geologists* 62: 383-402, Tulsa.

Wang, L., Percival, J. B., Hedenquist, J. W., Hattori, K. y Qin, K. 2021. Alteration mineralogy of the Zhengguang epithermal Au-Zn deposit, northeast China: Interpretation of shortwave infrared analyses during mineral exploration and assessment. *Economic Geology*, 116(2): 389-406.

Weaver, Ch. 1931. Paleontology of the Jurassic and Cretaceous of west central Argentina. Memoir University of Washington 1: 1-469, Seattle.

Wise, D.U., Funiciello, R., Parotto, M. y Salvini, E. 1985. Topographic lineament Swarms: clues to their origin from domain analysis of ltaly. *Geological Society of America Bulletin*, 96: 952–967.

Zappettini, E.O., Cozzi, G., Dalponte, M., Godeas, M., Korzeniewski, L.I., Peroni, J., Segal, S. y Castro Godoy, S. 2021. Análisis Geológico y Metalogenético del Sector Norte de la Cordillera del Viento, provincia del Neuquén. Instituto de Geología y Recursos Minerales, SEGEMAR, Serie Contribuciones Técnicas, Recursos Minerales 44: 57 p, Buenos Aires.

Zappettini, E. O., Méndez, V. y Zanettini, J. 1987. Metasedimentitas mesopaleozoicas en el noroeste de la Provincia del Neuquén. *Revista de la Asociación Geológica Argentina,* 42 (1-2): 206-207.

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, Neuquén, Argentina. 18° Congreso Geológico Argentino, Actas: 711-712, Neuquén.

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.

Zollner, W. y Amos, A. 1973. Descripción geológica de la hoja 32b, Chos Malal, provincia de Neuquén. Escala 1: 200.000. Servicio Geológico Nacional, Carta Geológico-Económica de la República Argentina, Boletín 143: 97 p., Buenos Aires.

8 ANEXOS

Anexo 1: Puntos GPS.

Punto GPS	Latitud	Longitud	Altura (m)	Muestra
24	-37,1838	-70,6405	1.248,37	
25	-37,1870	-70,6434	1.264,56	
26	-37,1872	-70,6441	1.260,19	
27	-37,1868	-70,6441	1.250,40	
28	-37,1868	-70,6440	1.248,99	
29	-37,1867	-70,6440	1.248,96	
30	-37,1867	-70,6440	1.243,91	
31	-37,1868	-70,6453	1.254,18	6122-1
32	-37,1868	-70,6451	1.250,72	
33	-37,1868	-70,6453	1.249,93	6122-2A, 6122-2B
34	-37,1867	-70,6452	1.246,63	
35	-37,1868	-70,6449	1.243,26	
36	-37,1868	-70,6449	1.243,96	
37	-37,1868	-70,6449	1.247,34	
38	-37,1866	-70,6452	1.235,12	6122-3
39	-37,1864	-70,6452	1.226,69	
40	-37,1863	-70,6455	1.228,45	
41	-37,1860	-70,6460	1.227,88	6122-4A, 6122-4B, 6122-4C
42	-37,1861	-70,6461	1.227,72	6122-5
43	-37,1850	-70,6461	1.203,64	6122-6A, 6122-6B
44	-37,1849	-70,6462	1.203,49	6122-7
45	-37,1849	-70,6461	1.202,86	
46	-37,1850	-70,6460	1.210,52	
47	-37,1847	-70,6464	1.204,99	6122-8
48	-37,1838	-70,6467	1.162,96	
49	-37,1834	-70,6470	1.148,95	
50	-37,1834	-70,6471	1.151,26	
51	-37,1833	-70,6471	1.151,06	
53	-37,1840	-70,6467	1.161,09	6122-9 (A-D)
55	-37,1788	-70,6678	1.098,81	
56	-37,1832	-70,6415	1.234,55	
57	-37,1834	-70,6435	1.201,47	
58	-37,1834	-70,6435	1.207,27	
99	-37,1842	-70,6427	1.189,00	
59	-37,1833	-70,6435	1.204,60	
60	-37,1832	-70,6435	1.203,14	
61	-37,1831	-70,6436	1.204,87	
62	-37,1831	-70,6436	1.203,97	
63	-37,1831	-70,6436	1.205,28	
64	-37,1831	-70,6435	1.204,17	
65	-37,1831	-70,6435	1.206,05	
66	-37,1831	-70,6435	1.206,40	
67	-37,1831	-70,6435	1.207,06	
68	-37,1829	-70,6434	1.208,35	
69	-37,1829	-70,6435	1.206,81	
70	-37,1827	-70,6463	1.196,80	
71	-37,1827	-70,6437	1.195,95	
72	-37,1827	-70,6436	1.196,06	
73	-37,1824	-70,6439	1.188,97	
74	-37,1821	-70,6442	1.178,28	7122-1 (A-E)
75	-37,1821	-70,6444	1.164,51	
76	-37,1820	-70,6450	1.161,40	
77	-37,1823	70,6452	1.144,73	
78	-37,1824	-70,6452	1.145,76	7122-2
79	-37,1823	-70,6450	1.145,30	
80	-37,1823	-70,6451	1.142,22	
81	37,1821	-70,6453	1.134,96	
83	-37,1820	-70,6452	1.140,96	7122-3
84	-37,1820	-70,6452	1.143,27	
85	-37,1830	-70,6417	1.224,00	
86	-37,1832	-70,6418	1.238,00	10122-1
87	-37,1851	-70,6417	1.214,00	
88	-37,1851	-70,6416	1.216,00	
89	-37,1851	-70,6417	1.211,00	
90	-37,1852	-70,6418	1.206,00	
91	-37,1852	-70,6419	1.204,00	
92	-37,1851	-70,6416	1.214,00	
93	-37,1847	-70,6420	1.196,00	
94	-37,1847	-70,6421	1.189,00	10122-2
95	-37,1846	-70,6420	1.193,00	10122-3
96	-37,1843	-70,6420	1.198,00	
97	-37,1843	-70,6421	1.199,00	
98	-37,1842	-70,6427	1.189,00	
141	-37,1851	-70,6448	1.186,00	

100	-37,1842	-70,6428	1.183,00	
101	-37,1842	-70,6428	1.183,00	
102	-37,1842	-70,6426	1.190,00	10122-4
103	-37,1843	-70,6427	1.172,00	10122-5
104	-37,1844	-70,6427	1.180,00	
105	-37,1844	-70,6427	1.177,00	
106	-37,1846	-70,6427	1.171,00	10122-6
107	-37,1846	-70,6427	1.171,00	
108	-37,1846	-70,6426	1.172,00	
109	-37,1846	-70,6425	1.173,00	
110	-37,1846	-70,6425	1.183,00	
111	-37,1847	-70,6426	1.176,00	
112	-37,1847	-70,6427	1.178,00	
113	-37,1847	-70,6427	1.177,00	
114	-37,1847	-70,6427	1.178,00	
115	-37,1847	-70,6427	1.177,00	
116	-37,1847	-70,6427	1.177,00	
117	-37,1847	-70,6427	1.177,00	
118	-37,1847	-70,6427	1.178,00	
119	-37,1847	-70,6427	1.178,00	
120	-37,1845	-70,6415	1.214,00	
121	-37,1854	-70,6432	1.207,00	
122	-37,1854	-70,6432	1.206,00	
123	-37,1854	-70,6434	1.211,00	
124	-37,1856	-70,6437	1.200,00	
125	-37,1859	-70,6442	1.202,00	11122-1
126	-37,1859	-70,6436	1.208,00	
127	-37,1861	-70,6442	1.213,00	
128	-37,1861	-70,6442	1.214,00	
129	-37,1860	-70,6442	1.213,00	
130	-37,1860	-70,6442	1.209,00	
131	-37,1859	-70,6442	1.207,00	
132	-37,1854	-70,6442	1.194,00	
133	-37,1854	-70,6443	1.194,00	
134	-37,1852	-70,6444	1.196,00	
135	-37,1850	-70,6447	1.186,00	
136	-37,1851	-70,6447	1.187,00	
137	-37,1851	-70,6447	1.188,00	
138	-37,1851	-70,6447	1.193,00	
139	-37,1851	-70,6447	1.187,00	
140	-37,1850	-70,6447	1.185,00	
180	-37,1798	-70,6538	1.039,00	
181	-37,1797	-70,6538	1.036,00	
182	-37,1797	-70,6536	1.035,00	

142	-37,1850	-70,6448	1.185,00	
143	-37,1852	-70,6455	1.195,00	
144	-37,1852	-70,6455	1.194,00	
145	-37,1852	-70,6456	1.195,00	
146	-37,1851	-70,6460	1.194,00	
147	-37,1851	-70,6459	1.196,00	
148	-37,1856	-70,6444	1.203,00	
149	-39,1854	-70,6433	1.202,00	
150	-37,1856	-70,6428	1.211,00	
151	-37,1798	-70,6547	1.028,00	
152	-37,1798	-70,6543	1.046,00	
153	-37,1795	-70,6540	1.031,00	
154	-37,1795	-70,6540	1.032,00	
155	-37,1795	-70,6540	1.031,00	
156	-37,1795	-70,6541	1.021,00	
157	-37,1797	-70,6542	1.038,00	
158	-37,1798	-70,6542	1.045,00	
159	-37,1798	-70,6543	1.046,00	
160	-37,1799	-70,6544	1.047,00	
161	-37,1798	-70,6544	1.047,00	
162	-37,1798	-70,6544	1.044,00	12122-1B
163	-37,1799	-70,6545	1.048,00	12122-1A y 12122-1C
164	-37,1799	-70,6545	1.051,00	12122-1d
165	-37,1799	-70,6546	1.051,00	
166	-37,1800	-70,6546	1.054,00	12122-2
167	-37,1802	-70,6546	1.058,00	12122-3
168	-37,1805	-70,6546	1.065,00	12122-4 y 12122-5
169	-37,1807	-70,6546	1.078,00	
170	-37,1807	-70,6546	1.076,00	12122-6
171	-37,1810	-70,6547	1.086,00	
172	-37,1810	-70,6548	1.086,00	
173	-37,1810	-70,6550	1.085,00	
174	-37,1810	-70,6549	1.080,00	12122-7ª,7B,7C
175	-37,1810	-70,6541	1.077,00	
176	-37,1790	-70,6552	968,00	
177	-37,1800	-70,6553	1.046,00	13122-1
178	-37,1801	-70,6543	1.054,00	
179	-37,1799	-70,6539	1041,00	
221	-37,1838	-70,6464	1.122,00	
222	-37,1840	-70,6450	1.166,00	
223	-37,1839	-70,6464	1.161,00	

183	-37,1797	-70,6536	1.034,00	13122-2
184	-37,1810	-70,6550	1.094,00	13122-3
185	-37,1809	-70,6541	1.078,00	
186	-37,1813	-70,6551	1.108,00	13122-4
187	-37,1815	-70,6550	1.118,00	13122-5
188	-37,1816	-70,6551	1.127,00	
189	-37,1819	-70,6552	1.129,00	13122-6
190	-37,1820	-70,6558	1.144,00	
191	-37,1821	-70,6553	1.134,00	
192	-37,1821	-70,6553	1.138,00	
193	-37,1820	-70,6554	1.134,00	
194	-37,1820	-70,6554	1.134,00	
195	-37,1819	-70,6553	1.132,00	13122-7
196	-37,1819	-70,6553	1.130,00	
197	-37,1819	-70,6552	1.119,00	
198	-37,1819	-70,6551	1.116,00	
199	-37,1819	-70,6547	1.106,00	13122--8
200	-37,1818	-70,6546	1.091,00	
201	-37,1812	-70,6546	1.091,00	
202	-37,1818	-70,6544	1.085,00	
203	-37,1819	-70,6539	1.073,00	
204	-37,1819	-70,6539	1.086,00	
205	-37,1819	-70,6533	1.086,00	
206	-37,1819	-70,6533	1.086,00	13122-9
207	-37,1820	-70,6531	1.095,00	
208	-37,1821	-70,6530	1.088,00	
209	-37,1820	-70,6531	1.090,00	
210	-37,1820	-70,6530	1.091,00	
211	-37,1821	-70,6529	1.094,00	
212	-37,1820	-70,6521	1.087,00	
213	-37,1819	-70,6519	1.094,00	
214	-37,1819	-70,6519	1.094,00	
215	-37,1821	-70,6520	1.098,00	
216	-37,1822	-70,6520	1.101,00	
217	-37,1820	-70,6517	1.102,00	
218	-37,1818	-706516	1.117,00	
219	-37,1811	-70,6516	1.078,00	
220	-37,1804	-70,6515	1.043,00	
224	-37,1836	-70,6465	1.161,00	
225	-37,1839	-70,6464	1.155,00	
226	-37,1839	-70,6463	1.154,00	
227	-37,1837	-70,6459	1.140,00	14122-21
228	-37,1834	-70,6457	1.119,00	
229	-37,1824	-70,6448	1.142,00	14122-3
230	-37,1823	-70,6448	1.148	
231	-37,1823	-70,6446	1.160	

X

Flores, A.