



FaIn·UNCo
Facultad de Ingeniería

TRABAJO FINAL DE LICENCIATURA

LICENCIATURA EN CIENCIAS GEOLÓGICAS

**Las rocas devónicas en la Precordillera Neuquina Sur,
Cuesta de Rahue**



Autor: León, Joaquín Alejandro

Directora: de la Puente, Graciela Susana

Co-Director: Danieli, Juan Carlos

Neuquén

Año 2024

Resumen

Las rocas metamórficas de la Cuesta de Rahue, expuestas en el extremo sur de la subprovincia geológica Precordillera Neuquina Sur en el centro-oeste neuquino, son parte del basamento ígneo-metamórfico del Paleozoico medio a superior de la región, y su asignación y correlación estratigráficas tienen diferentes interpretaciones. En este trabajo se caracterizan las rocas de basamento aflorantes en el área en base al estudio petrográfico y estructural de la unidad, y el análisis de antecedentes bibliográficos y cartográficos del área. El basamento metamórfico está compuesto por metasedimentitas esquistosas, en las que se destacan esquistos moteados biotíticos y micáceos, hornfels biotíticos y metareniscas, correspondientes a un protolito clástico caracterizado por la alternancia de areniscas, pelitas y lentes conglomerádicos. Las rocas metamórficas son intruidas por diques leucograníticos. Se han identificado dos eventos metamórficos asignados al Ciclo Orogénico Chánico (Devónico-Misisipiano): un primer evento correspondiente a un metamorfismo regional (M_1) que alcanza el pico metamórfico en la transición entre facies de esquistos verdes y anfibolita baja (Zona de Granate) y un segundo evento correspondiente a un metamorfismo de contacto (M_2) asociado a la intrusión regional de granitoides, responsable de elevar el grado metamórfico y formar nódulos de cordierita, principalmente, y porfiroblastos de biotita. En base a las evidencias de deformación en los porfiroblastos y retrogradación en los nódulos, se determinó que el efecto térmico de los intrusivos se disipó antes de que las condiciones de deformación y metamorfismo regional cesaran. Se interpretaron cinco fases deformacionales, de las cuales las primeras tres son de tipo dúctil (D_1 a D_3) y las dos últimas, de tipo frágil (D_4 y D_5). D_1 ha sido responsable del desarrollo de la foliación S_1 ($N30^\circ/70-75^\circ N$); D_2 , de la foliación S_2 ($N110-120^\circ/30-40^\circ N$); D_3 , de las zonas de cizalla que afectan a la foliación S_2 ; D_4 , de afectar a los diques y a las estructuras chánicas, vinculada a fallas inversas de rumbo NO-SE; y D_5 , de la generación de fallas normales de rumbo N-S buzantes al E (entre ellas, el Lineamiento Rahue), que cortan a todas las estructuras previas, asociadas al régimen extensional mesozoico que caracterizó la región en el inicio del Ciclo Orogénico Ándico. En forma póstuma, el basamento fue afectado por esfuerzos compresivos de la Orogenia Andina (Cretácico Tardío y Neógeno) provocando la inversión tectónica de las estructuras previas (generación del Corrimiento Rahue). Se interpretaron dos eventos magmáticos, el primero asociado a M_2 , y correlacionado regionalmente a intrusivos misipianos en el área de Piedra Santa; y el segundo, responsable de los diques pensilvanianos que intruyen las rocas metamórficas. Se considera la asignación de las rocas metamórficas aflorantes en el sector central de la cuesta al Complejo

Metamórfico Cuesta de Rahue (Oriolo *et al.*, 2023a). En base a su caracterización petrológica, metamorfismo, edades de sedimentación y deformación se establece su correlación con la Formación Piedra Santa, aflorante hacia el este en la Precordillera Neuquina Sur, y con la Formación Guaraco Norte de la Precordillera Neuquina Norte, desvinculándola asimismo de la Formación/Complejo Colohuincul de los Andes Nordpatagónicos.

Palabras clave: Rocas metamórficas, Paleozoico, Ciclo Orogénico Chánico, Ciclo Orogénico Gondwánico, Precordillera Neuquina Sur, Andes Nordpatagónicos.

Abstract

Metamorphic rocks from the Cuesta de Rahue are exposed in the southern end of the Precordillera Neuquina Sur geological subprovince, in center-western of the Neuquén Province. They are part of the medium to upper Paleozoic igneous-metamorphic basement in the region, whose stratigraphic assignment and correlation have different interpretations. In this work, basement rocks outcropping in the area are characterized according to petrographic and structural studies carried out in the unit, and the analysis of previous geological data from the area. The metamorphic basement is composed of metasedimentary rocks, which are mainly represented by spotted biotite schists, micaceous schists, biotite hornfels and metasandstones. The protolith corresponds to a siliciclastic sequence of sandstones, shale and conglomerate layers interstratified. The metamorphic sequence is intruded by leucogranitic dikes. Two metamorphic events have been interpreted, which are related to the Chanic Orogenic Cycle (Devonian-Mississippian): the first event corresponds to a regional metamorphism (M₁) that reaches the metamorphic peak in the transition from green schist to low-amphibolite facies (Garnet Zone); the second event corresponds to a contact metamorphism (M₂) associated to the regional intrusion of granitoids, which increases the metamorphic grade and originate nodules, mainly of cordierite, and biotite porphyroblasts. The thermal effect from the intrusions ended earlier than deformation and regional metamorphic events, according to the evidences of deformation in the porphyroblasts, and retrogression in the nodules. Five deformational phases have been interpreted: D₁ to D₃ are of the ductile type, and D₄ and D₅ are of the fragile type. D₁ has been responsible of the development of the foliation S₁ (N30°/70-75°N); D₂, of the foliation S₂ (N110-120°/30-40°N); D₃, of the shear zones that affect the foliation S₂; D₄, of affecting the dikes and Chanic structures, linked to NO-SE trending inverse faults; and D₅, of the generation of N-S trending and E-dipping normal

faults (as the Rahue Lineament), which crosscut previous structures and are related to the Mesozoic regional extension of the Andean Orogenic Cycle. Ultimately, the area has been affected by the Andean Orogeny compressive stresses (Late Cretaceous and Neogene), which caused the tectonic inversion of previous structures (the Rahue Thrust is generated). Two magmatic events have been interpreted. The first magmatic event is associated to M₂, and regionally correlated with Mississippian intrusions of the Piedra Santa area. The second magmatic event is responsible of the intrusion of Pennsylvanian dikes in the metamorphic rocks. Metamorphic rocks outcropping in the central part of the Cuesta de Rahue are considered to belong to the Cuesta de Rahue Metamorphic Complex (Oriolo *et al.*, 2023a). Based on its petrology, metamorphism, sedimentation age, and deformation, this unit is correlated with the Piedra Santa Formation, which is exposed to the east in the Precordillera Neuquina Sur, and the Guaraco Norte Formation of the Precordillera Neuquina Norte. In addition, it is not related to the Colohuincul Formation/Complex of the Andes Nordpatagónicos.

Keywords: Metamorphic rocks, Paleozoic, Chanic Orogenic Cycle, Gondwanan Orogenic Cycle, Precordillera Neuquina Sur, Andes Nordpatagónicos.

Dedicatorias

En primer lugar, agradezco a mis padres, Omar y Marcela, quienes me apoyaron incondicionalmente a lo largo de mi vida, me permitieron estudiar y formarme. No se puede resumir en pocas palabras todo lo que significaron, así que simplemente gracias por todo, por el amor y por las enseñanzas.

A mis hermanos, por ser mis primeros compañeros de la vida. Espero que puedan cumplir sus sueños, como yo estoy cumpliendo uno de ellos ahora.

Al resto de mis familiares que me acompañaron, en especial a mi abuela Ana quién a pesar de los momentos complicados de la vida, fue una verdadera madre con nosotros. Que pueda verme con título universitario es un regalo de la vida.

A mi directora Susana de la Puente, sin ella no hubiera conseguido realizar este trabajo, he aprendido mucho sus enseñanzas, correcciones y buena predisposición, como profesional, pero sobre todo de la persona que es.

A mi codirector Juan Carlos Danieli, por su acompañamiento en las salidas de campo, sus enseñanzas y abrirme las puertas de su casa, junto a su querida esposa “Any” Ana María Casé.

A mis amigos, muchas gracias por acompañarme y sus consejos, a algunos muy queridos me toca abrazarlos a la distancia. Esto lo comparto con todos ustedes.

Al AUZa (Asentamiento Universitario Zapala), por abrirme las puertas y permitirme utilizar sus instalaciones. En especial a Eduardo Canales, técnico del Laboratorio Petrocalcográfico del AUZa, por su buena predisposición, y por permitir una rápida y eficaz realización de las secciones delgadas.

A la cátedra de Petrología: Emiliano Renda, Sebastián Dicaro y Sebastián Marín Ratto, quienes me acompañaron en esta última etapa de proceso y permitirme ser ayudante de esta materia.

Al jurado: Geól. Alberto Garrido, Lic. Dania Pascua y Dr. Mariano Larrovere por dedicar su tiempo y disponerse a revisar, corregir y mejorar este trabajo. En especial, quiero agradecer a Mariano por su contribución a mejorar los resultados del trabajo.

Por último, a la Universidad Nacional del Comahue por permitirme estudiar y formarme, y al Estado Nacional y su sociedad que permiten y apoyan día a día la formación de profesionales en nuestro país. Cada uno de ellos tiene su propia lucha y, en este contexto, nunca hay que dejar de recordarlo.

Índice general

Resumen.....	i
Abstract.....	ii
Dedicatorias	iv
Índice general	v
1 Introducción.....	1
1.1 Objetivos.....	2
1.1.1 <i>Objetivo general</i>	2
1.1.2 <i>Objetivos específicos</i>	2
1.2 Metodología.....	2
1.3 Ubicación del área de estudio	3
2 Antecedentes.....	6
2.1 Formación Colohuincul.....	7
2.2 Formación Piedra Santa	12
2.3 Otras unidades devónicas y pre-devónicas de la Provincia del Neuquén	14
2.3.1 <i>Ectinita o Formación Guaraco Norte</i>	14
2.3.2 <i>Formación o Complejo Cushamen</i>	15
2.3.3 <i>Rocas plutónicas devónicas</i>	16
2.4 Unidades del Paleozoico superior.....	17
2.4.1 <i>Formación Huechulafquen</i>	19
2.4.2 <i>Formación Mamil Choique</i>	20
2.4.3 <i>Ciclo Choiyoi y el “Choiyolitiense”</i>	20
3 Marco geológico	23
3.1 Geología regional.....	23
3.2 Estratigrafía	26
3.2.1 <i>Rocas metamórficas de la Cuesta de Rahue</i>	28
3.2.2 <i>Grupo Choiyoi: Intrusivos neopaleozoicos</i>	30
3.2.3 <i>Precuyano (Gulisano, 1981; Gulisano et al., 1984)</i>	31
3.2.4 <i>Grupo Cuyo</i>	33
3.2.5 <i>Grupos Lotena y Mendoza</i>	35
3.2.6 <i>Unidades cenozoicas</i>	36

3.3	Estructura	39
3.4	Historia geológica paleozoica.....	42
3.4.1	<i>Aloctonía o autoctonía de la Patagonia.....</i>	<i>43</i>
3.4.2	<i>Límite sur de la Orogenia Chánica de los Andes.....</i>	<i>44</i>
3.4.3	<i>Ciclo Gondwánico.....</i>	<i>45</i>
3.4.4	<i>Ciclo Andino.....</i>	<i>46</i>
4	Petrología.....	47
4.1.1	<i>Esquistos moteados o nodulares micáceos.....</i>	<i>49</i>
4.1.2	<i>Hornfels moteados.....</i>	<i>51</i>
4.1.3	<i>Esquistos moteados biotíticos.....</i>	<i>52</i>
4.1.4	<i>Filitas o milonita filítica (clasto de Fm. Sierra de Chacaicó).....</i>	<i>53</i>
4.1.5	<i>Diques leucocráticos graníticos.....</i>	<i>54</i>
5	Estructura y microestructura.....	60
5.1.1	<i>Foliaciones y lineaciones.....</i>	<i>60</i>
5.1.2	<i>Otras estructuras.....</i>	<i>64</i>
6	Discusiones	67
6.1	Protolito.....	67
6.1.1	<i>Estructuras sedimentarias relícticas.....</i>	<i>67</i>
6.2	Correlación de los clastos de basamento de la suprayacente Fm. Sierra de Chacaicó con los esquistos de la Cuesta de Rahue.....	68
6.3	Reacciones y condiciones de metamorfismo (Cuesta de Rahue).....	69
6.3.1	<i>Asociaciones minerales, paragénesis y trayectoria textural.....</i>	<i>70</i>
6.3.2	<i>Reacciones metamórficas.....</i>	<i>72</i>
6.4	Naturaleza de los diques.....	74
6.4.1	<i>Mineralogía y textura.....</i>	<i>74</i>
6.4.2	<i>Relación de contacto de los diques.....</i>	<i>74</i>
6.5	Evolución geológica.....	75
6.6	Consideraciones regionales.....	80
7	Conclusiones.....	84
8	Bibliografía.....	88
Anexo.....		103
Afloramiento N°3.....		103
Afloramiento N°8.....		105

<i>Milonita o filita cuarcífera – Muestra R1</i>	106
Afloramiento N°2	112
<i>Esquisto moteado micáceo – Muestra R2</i>	112
Afloramiento N° 5	121
<i>Hornfels biotítico moteado – Muestra R5M</i>	121
<i>Dique leucocrático granítico – Muestra R5D</i>	130
Afloramiento N°6	134
Afloramiento N° 7	135
<i>Esquisto moteado biotítico – Muestra R7</i>	136

1 Introducción

En el área de la Cuesta de Rahue, también conocida como Bajada de Rahue, en la ladera occidental del Cordón de Catán Lil, Precordillera Neuquina Sur (Fig. 1.1), afloran rocas metamórficas de protolito sedimentario. La unidad fue incluida en la Formación Colohuincul (Turner, 1965a,b) definida en el área de Junín de los Andes y también descrita en el área de Aluminé (Turner, 1973; Vattuone de Ponti, 1988, 1990) como basamento de los Andes Nordpatagónicos (Groeber, 1929, 1946; Cingolani *et al.*, 2011). Otros autores, sin embargo, relacionan estos niveles con la Ectinita, Formación o Complejo Piedra Santa (Digregorio y Uliana, 1980; Leanza, 1990; Franzese, 1995) aflorante en el cordón homónimo hacia el este discriminando las rocas metamórficas precordilleranas de las cordilleranas y restringiendo la Formación Colohuincul a rocas metamórficas de medio a alto grado (Digregorio, 1972; Dalla Salda *et al.*, 1991, 1999; Franzese, 1995; Ramos *et al.*, 2011). Si bien el conocimiento sobre la Formación/Complejo Colohuincul ha sido foco de numerosos estudios a partir de sus descripciones originales (Dalla Salda *et al.*, 1999; Varela *et al.*, 2005; García-Sansegundo *et al.*, 2009; Serra Varela *et al.*, 2022, entre otros), las rocas metamórficas de la Cuesta de Rahue y del Cordón de la Piedra Santa no han sido fundamentalmente objeto de estudio detallado desde los trabajos regionales de Vattuone de Ponti (1988, 1990) y Franzese (1995), respectivamente, y escasos trabajos recientes (Heredia *et al.*, 2023; Oriolo *et al.*, 2023a). La ubicación intermedia de las rocas metamórficas de Rahue, en relación a las rocas de medio a alto grado que caracterizan el basamento de los Andes Nordpatagónicos hacia el oeste y las rocas metamórficas de bajo grado con inyección magmática de la Precordillera Neuquina Sur hacia el este, ha generado diferentes interpretaciones en cuanto a su asignación estratigráfica y correlación. Rocas de similar edad también han sido descritas hacia el norte, en la ladera occidental de la Cordillera del Viento, correspondiente a la Precordillera Neuquina Norte. En el marco de trabajos regionales, estos afloramientos saltuarios y relativamente escasos en la región, han sido a su vez asociados a diferentes paleoplacas tectónicas ensambladas a través de ciclos orogénicos paleozoicos. El estudio de las unidades más antiguas de la región resulta así de importancia al reconstruir la historia geológica en este sector de Gondwana, cuyo origen y desarrollo aún no es completamente conocido para la época.

1.1 Objetivos

1.1.1 *Objetivo general*

Describir la geología y estratigrafía de las unidades paleozoicas aflorantes en la Cuesta de Rahue, extremo sur de la Precordillera Neuquina Sur.

1.1.2 *Objetivos específicos*

- Llevar a cabo el reconocimiento estratigráfico de las unidades aflorantes en la Cuesta de Rahue (= Bajada de Rahue).
- Realizar el muestreo litológico de la unidad en estudio.
- Realizar el estudio litológico y petrográfico de las muestras seleccionadas.
- Determinar el grado de metamorfismo alcanzado por las rocas metamórficas en la Cuesta de Rahue.
- Analizar los datos geológicos obtenidos en su contexto local y regional.
- Elaborar un mapa geológico a escala adecuada de la unidad litoestratigráfica relevada en el área de estudio, en base a los datos existentes y los obtenidos en este trabajo.
- Comparar la unidad con unidades equivalentes de la región, en particular la Formación/Complejo Colohuincul de los Andes Nordpatagónicos y la Formación/Complejo Piedra Santa, del Cordón de la Piedra Santa en cercanías del arroyo Catán Lil.

1.2 Metodología

En la realización del trabajo se analizó en primer lugar la información geológica existente del área de estudio. El material bibliográfico, cartografía e imágenes satelitales analizados se encuentran disponibles en la cátedra (Geología Argentina), la Biblioteca de Geología de la Universidad, Bibliotecas Electrónicas (MINCyT) y bibliotecas y repositorios especializados (SEGEMAR, Asociación Geológica Argentina) de libre acceso. Se elaboró un mapa geológico preliminar como base de los trabajos de campo, de escala 1:10.000, a partir de imágenes satelitales (ESRI, Google Earth) y mediante el uso de programas de Sistema de Información Geográfica-SIG (ArcGIS, QGIS).

El relevamiento geológico de campo se llevó a cabo mediante la utilización de brújula y GPS, acompañado del registro fotográfico de los afloramientos a distintas escalas.

El muestreo litológico se realizó rotulando adecuadamente cada muestra. La cantidad de muestra extraída por punto de muestreo estuvo en función de la litología, granulometría, grado de alteración y consolidación, etc. Se consideró que las muestras seleccionadas para estudios petrográficos tuvieran a su vez el tamaño adecuado para ser preparadas en el laboratorio.

Las secciones delgadas para estudios petrográficos se realizaron en el Laboratorio Petrocalcográfico del Asentamiento Universitario Zapala (FaIn-UNCo). Las observaciones petrográficas se efectuaron en microscopios petrocalcográficos del Aula de Microscopía del Departamento de Geología y Petróleo (BIOTRAZA XP-607 LPT) y en el Aula de Microscopía del Asentamiento Universitario Zapala (LEICA DM750P y BIOTRAZA XP-148 PLT).

La determinación litológica se llevó a cabo en base a las clasificaciones de la IUGS (*International Union of Geological Sciences*) y sus actualizaciones, en el caso de las rocas ígneas (*Subcommission on the Systematics of Igneous Rocks*; Le Bas y Streckeisen, 1991; Le Maitre *et al.*, 2005) y metamórficas (*Subcommission on the Systematics of Metamorphic Rocks*; Schmid *et al.*, 2004).

A través del análisis petrográfico y el reconocimiento de minerales críticos y/o asociaciones minerales se determinó el grado y/o facies de metamorfismo. A través del análisis de la deformación y las fábricas metamórficas se determinaron las estructuras y microestructuras principales.

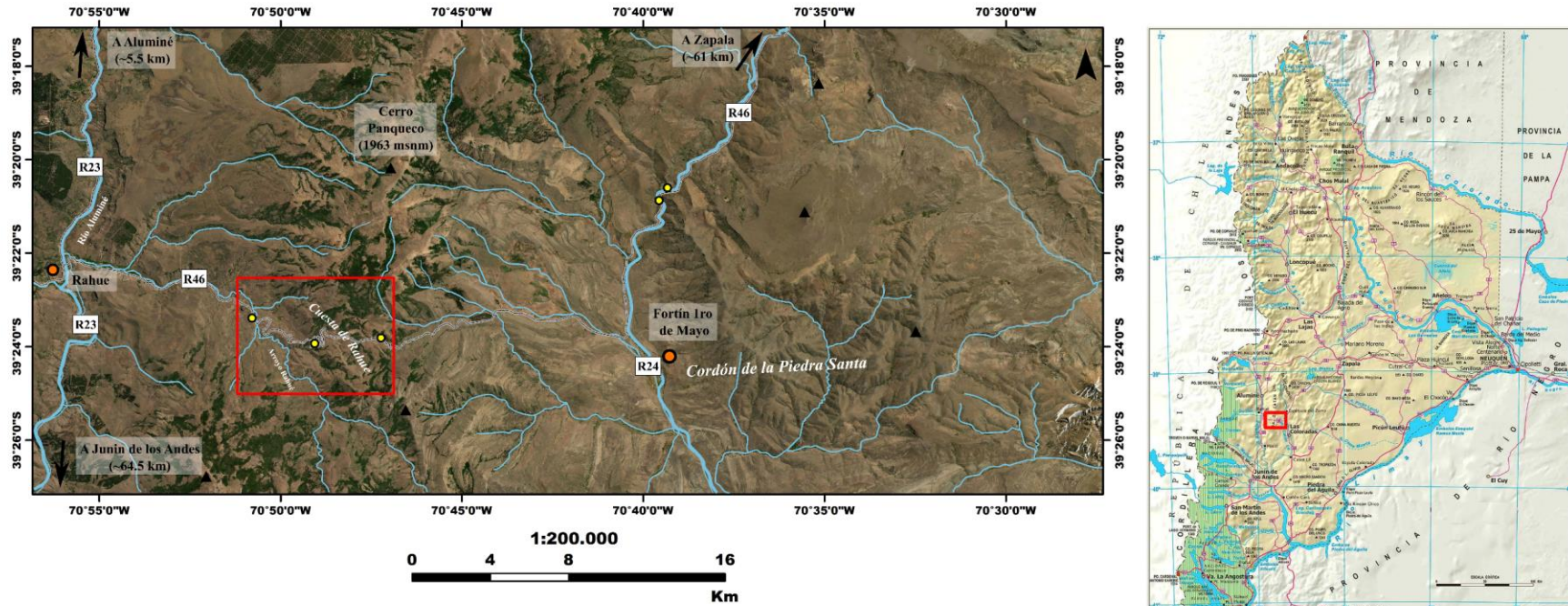
En la representación de datos geológicos se utilizaron programas de diseño (Corel Draw e Inkscape) y edición de imágenes (Adobe Photoshop). En la determinación de mediciones en microfotografías se utilizó el programa ImageJ.

El trabajo se llevó a cabo en el marco del Proyecto de Investigación financiado por la Universidad, PIN 04/I276 (SCyT, FaIn, UNCo), del cual el autor y directores son integrantes. El financiamiento total para llevar a cabo esta propuesta, incluyendo los viajes de campo y la realización de las secciones delgadas, provino en parte del proyecto de investigación y en parte de su directora.

1.3 Ubicación del área de estudio

El área de estudio, conocida como Cuesta o Bajada de Rahue, se encuentra ubicada en el flanco occidental del extremo austral del Cordón de Catán Lil, sobre la Ruta Provincial N°46 en las inmediaciones del arroyo Rahue, aproximadamente 10 km al oeste del Cordón de la Piedra Santa y a 16,5 km al este del río Aluminé (Fig. 1.1). Las localidades más cercanas son las de Rahue y Aluminé,

que se encuentran a 16 km al oeste y a 46 km al noroeste del área respectivamente. Los afloramientos de basamento estudiados en el presente trabajo se encuentran inmediatamente a la vera de la ruta.



Referencias







- | | | | | | |
|---|----------------------|---|-----------------|---|---------|
|  | Puntos de control |  | Cerros |  | Ríos |
|  | Localidades |  | Ruta provincial |  | Arroyos |
| | A. Fortín 1° de Mayo | | | | |
| | B. Rahue | | | | |

Figura 1.1: Ubicación del área de estudio, incluyendo las áreas relevadas en el Cordón de la Piedra Santa.

2 Antecedentes

Los afloramientos del área de la Cuesta de Rahue y Cordón de la Piedra Santa constituyen parte del basamento ígneo-metamórfico preandino de la Cuenca Neuquina, en contacto con sus unidades mesozoicas. Como expresa García Morabito (2010), los rasgos litológicos y estructurales de la Cordón de Catán Lil la asemejan a la Cordillera del Viento, una comarca en el norte de la Provincia del Neuquén, de mayor interés geológico debido a sus distritos mineros asociados mejor conocidos. En la zona de estudio, el desarrollo minero o hidrocarburífero, incluso científico, es escaso salvo en áreas puntuales.

Los primeros estudios geológicos en la zona consistieron en campañas de carácter más bien regional, con el objetivo de mapear las principales unidades geológicas. Kurtz y Bodenbender (1889), a través de una larga campaña en el sur de Mendoza y en Neuquén, realizaron observaciones geológicas superficiales en el sector de Aluminé. Bodenbender (1892) mencionó por primera vez la presencia de sedimentitas en la región y de afloramientos de rocas ígneas y metamórficas a lo largo del río Catán Lil. Siemiradski (1892) realizó un mapeo superficial del sector comprendido entre los lagos Aluminé y Nahuel Huapí, haciendo mención de gneises y granitos entre los ríos Aluminé y Catán Lil, correspondientes a los afloramientos en la Cordón de Catán Lil. La presencia de un basamento ígneo-metamórfico en el sur de Neuquén, incluyendo las rocas metamórficas que asoman en la Cuesta de Rahue, Cordón de la Piedra Santa y en zonas aledañas al río Aluminé y los granitoides de la comarca de Aluminé, conocidos así desde fines del siglo XIX, ha sido mencionada en los trabajos regionales de Groeber (1918, 1929, 1946), a los que continuaron las investigaciones de Feruglio (1949) y Galli (1954).

Burckhardt (1900) realizó las primeras transectas geológicas a lo largo de la cadena andina haciendo referencia al “*Chaîne de Pino Hachado*” que corresponde a la prolongación argentina de la Cordillera Principal *sensu stricto* (Ramos *et al.*, 2011), incluyendo en el sur de este segmento el área de la Cuesta de Rahue.

Históricamente, los estudios en la región se han centrado en los afloramientos paleozoicos y mesozoicos, además de otros puntos de interés, vinculados sobre todo a proyectos mineros. Es de destacar que el basamento es la roca de caja de muchas de las mineralizaciones en el ámbito del Cordón de Catán Lil, siendo el Complejo Plutónico del Chachil la unidad más interesante en cuanto

prospección (Zanettini, 2018). A unos 25 km al NO del área de estudio y a 74 km al SE de la ciudad de Zapala, se encuentra la Mina La Voluntad, un depósito de cobre tipo pórfido con evidencias de epitermalismo sobrepuesto (Zanettini, 2018). El primer informe detallado del yacimiento corresponde al de Rigal (1934). En Garrido y Dominguez (1999) se detallan los antecedentes del área hasta ese momento. El yacimiento consiste de un sistema de cuerpos intrusivos granodioríticos a tonalíticos que se alojan en rocas metamórficas del basamento (Cucchi *et al.*, 2005). JICA/MMAJ (2000), en la caracterización mineralógica de la región, desestimaron el interés del área para estudios posteriores.

En la Precordillera Neuquina Sur, el basamento metamórfico de la región es asignado a la Fm. Piedra Santa, definida en el cordón homónimo (Digregorio y Uliana, 1980; Leanza *et al.*, 1985, 1990; Franzese, 1995).

En la Precordillera Patagónica y el Macizo Nordpatagónico, regiones geológicas lindantes con la Cuenca Neuquina hacia el sur y este, las rocas metamórficas paraderivadas han sido reunidas típicamente en la Fm. Cushamen (Volkheimer, 1964) y la Fm. Calcatapul (Volkheimer, 1964; Proserpio, 1978), mientras que las ortoderivadas en la Tonalita El Platero (Volkheimer, 1964) y la Fm. Mamil Choique (Ravazzoli y Sesana, 1977). Las rocas metamórficas de Cushamen y los Granitoides Mamil Choique han sido además agrupados en el Complejo Río Chico (Dalla Salda *et al.*, 1994).

En la Cordillera Norpatagónica, Cordillera Patagónica Septentrional o Andes Nordpatagónicos (ANP) las rocas metamórficas se conocen con el nombre de Fm. Colohuincul (Turner, 1965a, b, 1973) o Complejo Colohuincul (Dalla Salda *et al.*, 1991a), y las rocas ígneas como Fm. Huechulafquen (Turner, 1965a, b, c, 1973), Tonalita San Martín de los Andes y Granodiorita Lago Lácar (Dalla Salda *et al.*, 1991a). Las principales unidades estratigráficas reconocidas en el sector sudoccidental de la Provincia del Neuquén se sintetizan en la Figura 2.1.

2.1 Formación Colohuincul

Turner (1965a, b, c, 1973, 1976) denominó como Fm. Colohuincul a un reducido grupo de afloramientos de esquistos, filitas cuarzosas y cuarcitas en la zona de San Martín de los Andes y Aluminé (Fig. 2.2. A), y, por otro lado, agrupó una serie de granitos migmatíticos y migmatitas como Fm. Huechulafquen. Turner (1965b) definió la localidad tipo de la Fm. Colohuincul en el cerro

homónimo ubicado entre los lagos Curruhue y Lolog (Fig. 2.2. B) y extendió los límites de la unidad hasta la Cuesta de Rahue (Turner, 1965a, c), en el ámbito precordillerano (Fig. 2.2. C).

En la zona de San Carlos de Bariloche, los afloramientos ahora asignados a la Fm. Colohuincul han recibido distintas denominaciones. Feruglio (1941) los denominó “esquistos cristalinos”, mientras que González Bonorino (1944) los llamó “rocas metamórficas del basamento cristalino”. Posteriormente, fueron definidos como Fm. Lago Mascardi (Greco, 1975) y Fm. Cushamen (González Díaz y Nullo, 1980), esto último sobre la base de la correlación regional realizada por Digregorio y Uliana (1980).

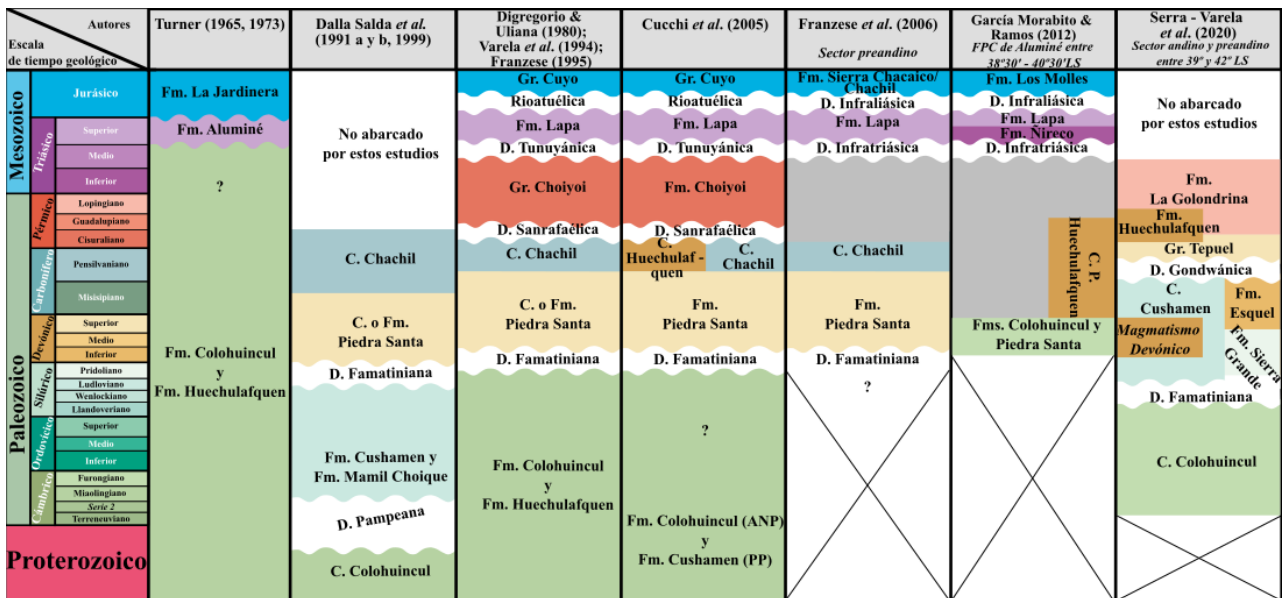


Figura 2.1: Esquema estratigráfico de las unidades paleozoicas y eomesozoicas en el sector sudoccidental de la Provincia del Neuquén, según distintos autores. ANP: Andes Nordpatagónicos; PP: Precordillera Patagónica; FPC: Faja Plegada y Corrida; Fm.: Formación; C.: Complejo; D.: Discordancia. Escala de tiempo geológico según Tabla Cronoestratigráfica Internacional v 2023/04 (Cohen *et al.*, 2013-actualizado).

Vattuone de Ponti (1987, 1988) realizó estudios petrológicos y mineralógicos de detalle del sector correspondiente a la hoja geológica Aluminé (Turner, 1976) (Fig. 2.2. A), analizó los afloramientos del basamento en las zonas de los lagos Aluminé y Quillén, e incorporó a las rocas aflorantes en la Cuesta de Rahue, dividiendo estas unidades en dos series: la Serie de Rahue-Norquincó-Rucachoroi y la Serie de Quillén. La autora estableció que el metamorfismo del área es del tipo andalucita-sillimanita, con aumento del grado de este a oeste, desde facies de esquistos verdes a granulita, y presencia de metamorfismo de contacto sobrepuesto. Dichos afloramientos han sido asignados a la

Fm. Colohuincul, aunque no ha sido clara su correlación con los afloramientos de rocas metamórficas hacia el sur, en el sector de San Martín de los Andes.

Por otro lado, Dalla Salda *et al.* (1991 a y b) utilizaron el término Complejo Colohuincul para agrupar asociaciones de rocas metamórficas, sobre todo gneises y migmatitas en base a observaciones de campo en la zona de San Martín de los Andes. Además, identificaron en los alrededores del Lago Lácar a un grupo de intrusivos foliados, denominado Tonalita San Martín de los Andes, e intrusivos macizos, correspondientes a la Granodiorita Lago Lácar. Dalla Salda *et al.* (1992) definieron al Complejo Colohuincul como la faja más occidental de dos fajas de terrenos ígneo-metamórficos en la región septentrional de la Patagonia (Fig. 2.3), que consiste probablemente en un remanente de corteza proterozoica de edad grenvilliana, mientras que la faja oriental estaría representada por la Fm. Cushamen y el Granitoide Mamil Choique. En el sector precordillerano neuquino, siguiendo a Franzese (1995) (Fig. 2.4), Dalla Salda *et al.* (1992) asignaron las rocas metamórficas de la Cuesta de Rahue a la Fm. Piedra Santa.

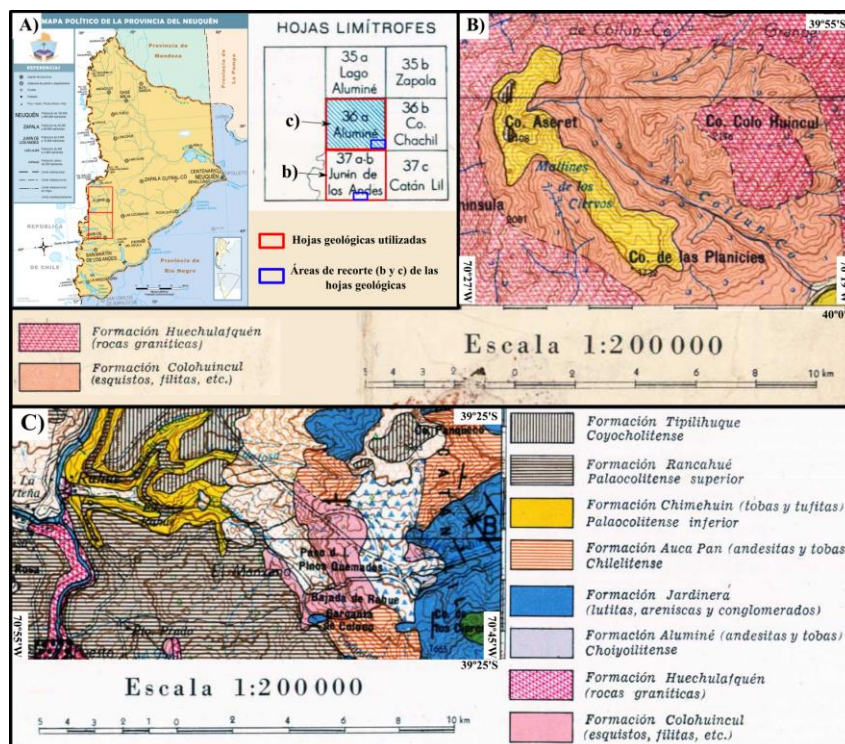


Figura 2.2: A) Ubicación de las Hojas Geológicas de Aluminé y Junín de los Andes confeccionadas por Turner (1973; 1976). B) Extracto de la Hoja Geológica 37 (a, b) con la ubicación del Co. (Cerro) Colohuincul donde Turner (1973) definió originalmente las formaciones Colohuincul y Huechulafquen. C) Extracto de la Hoja Geológica 36 a, donde se encuentra la Cuesta de Rahue, con las unidades mapeadas por Turner (1976).

Giacosa y Heredia (2001), Cucchi *et al.* (2005) y Escosteguy *et al.* (2013) siguieron la línea de Dalla Salda *et al.* (1992) en posteriores estudios, aunque asignaron las rocas aflorantes en la Cuesta de Rahue a la Fm. Colohuincul, tal como lo propuso originalmente Turner (1976). Más recientemente, en base a estudios geocronológicos modernos, Serra-Varela *et al.* (2022) establecieron restricciones a la denominación del basamento en el área de los ANP y zonas aledañas, recomendando que el término Complejo o Fm. Colohuincul sea utilizado para denominar la sucesión metasedimentaria pre-silúrica, y que el término Complejo o Fm. Cushamen se reserve para rocas metasedimentarias y metaígneas pre-gondwánicas cuyos protolitos se depositaron entre el Silúrico y el Carbonífero, a fin de mantener correlaciones regionales más consistentes y coherentes (Fig. 2.5). Las edades mencionadas en trabajos antiguos fueron dispares y esto se ve reflejado en la discusión de asignaciones previamente descritas. Como tal, se ha propuesto que sólo puede asegurarse que sean anteriores al Triásico Superior, en base al contenido paleoflorístico (Kokogian *et al.*, 1999) y la edad isotópica de ignimbritas (Rapela *et al.*, 1996) que suprayacen a las rocas metamórficas. En base a correlaciones regionales, se ha considerado a este basamento de edades proterozoicas a paleozoicas inferiores, y dataciones K-Ar (por edades de enfriamiento) y Rb-Sr (errorcronas) (SEGEMAR, 1997; Dalla Salda *et al.*, 1999). Dalla Salda *et al.* (1991 a) registraron isócronas Rb-Sr de edades de 860 ± 23 Ma para el Complejo Colohuincul. Parica (1986) obtuvo edades de 714 ± 10 por método Rb-Sr para estas rocas. En los últimos años, se ha aplicado la datación U-Pb que es más confiable para rocas metaígneas (Lucassen *et al.*, 2004; Varela *et al.*, 2005; Pankhurst *et al.*, 2006), obteniéndose edades devónicas a pérmicas que difieren notablemente de las anteriormente mencionadas. Sin embargo, tal como enunciaron Hervé *et al.* (2018), algunas de estas nuevas dataciones también están asociadas a problemas relacionados con contenidos anómalamente altos de Pb. Por su parte, Serra-Varela *et al.* (2016) obtuvieron una edad de sedimentación máxima de 506 ± 12 Ma, correspondiente al Cámbrico, en circones detríticos (U/Pb Q-ICP-MS) de los afloramientos de la región de San Martín de los Andes (Fig. 2.5), por lo que una parte de los protolitos paleozoicos de la Cordillera de Los Andes es por lo menos del Paleozoico temprano (Serra-Varela *et al.*, 2022; Oriolo *et al.*, 2023a; Heredia *et al.*, 2023).

Ramos *et al.* (2010) propusieron una edad de depositación máxima de 364 Ma, correspondiente al Devónico Tardío alto (Famenniano), en base a dataciones U-Pb SHRIMP en circones detríticos en la Cuesta de Rahue, asignando estas rocas metamórficas a la Fm. Colohuincul. Hervé *et al.* (2018) consideraron las edades de sedimentación desde el Ordovícico hasta el Carbonífero Tardío,

posiblemente de 480 Ma. En cuanto a los patrones de distribución de los circones en estas dataciones, muestran que tanto en los correspondientes a los ANP como a los de la Cuesta de Rahue, la población más importante corresponde a edades mesoproterozoicas indicando un área fuente grenvilliana principal. Recientemente, en las rocas metamórficas de la Cuesta de Rahue, Heredia *et al.* (2023) obtuvieron una edad de sedimentación máxima de $389,8 \pm 3,9$ Ma (U/Pb Q-ICP-MS) correspondiente al Devónico Medio bajo (Eifeliano) y Oriolo *et al.* (2023a) obtuvieron edades de $368,4 \pm 4,8$ Ma (K-Ar), Devónico Tardío alto (Famenniano), en esquistos biotíticos de la Cuesta de Rahue, asignadas a la edad del metamorfismo regional que afecta a estas rocas.

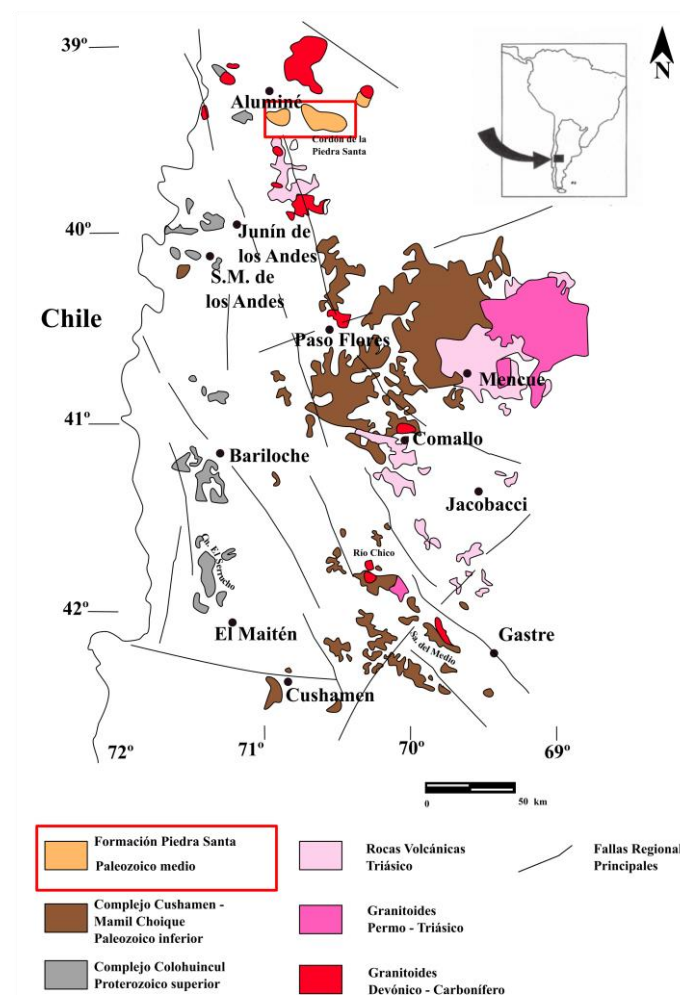


Figura 2.3: Distribución esquemática de los afloramientos de rocas de basamento en los sectores andinos (cordilleranos) y preandinos o extraandinos (precordilleranos) de las provincias de Neuquén y Río Negro. Área de estudio indicada con el recuadro rojo. Modificado de Dalla Salda *et al.* (1999), las edades indicadas corresponden a dicho trabajo, compárese con Figura 2.5.

2.2 Formación Piedra Santa

Groeber (1918, 1929) mencionó por primera vez a rocas metamórficas aflorantes en el curso del río Catán Lil, describiéndolas como “micaesquistos con pegmatitas” del zócalo antiguo. Trabajos posteriores en el Cordón de Chacaicó y Cerro Chachil agrupan a rocas metamórficas de bajo grado en el término “basamento cristalino” (García Vizcarra, 1943; Lambert, 1946, 1956).

Como se mencionó anteriormente, Digregorio (1972) correlacionó el basamento aflorante en el Cordón de la Piedra Santa con el de la Cuesta de Rahue y con los asomos del Cerro Trapial Mahuida (Fig. 2.4), y segregó a esta unidad como la más joven dentro del basamento de la comarca de Aluminé. Por similitudes litológicas, este autor correlacionó geológicamente a la Fm. Piedra Santa con la Fm. La Horqueta aflorante en el Bloque de San Rafael (Dessanti, 1956), la cual posee fósiles devónicos, aunque posteriormente Cingolani *et al.* (2008) definieron su edad de sedimentación máxima en el límite Silúrico-Devónico.

Digregorio y Uliana (1980) describieron y definieron la unidad como de bajo grado metamórfico, denominándola Ectinitas de la Piedra Santa, incluyendo el afloramiento de la Cuesta de Rahue. Posteriormente, Leanza (1985, 1990) las red denominó como Fm. Piedra Santa, estableciendo su localidad tipo en el cordón homónimo (70°37'O-39°23'S), diferenciándola además de los granitoides del Complejo Plutónico del Chachil, del norte de este cordón.

Otro análisis sobre las rocas metamórficas del Cordón de la Piedra Santa corresponde a Neher (1986), quien estudió la estructura de la región neuquina sur, asignando a estas rocas, además del bajo grado metamórfico, evidencias de metamorfismo de contacto. Franzese (1995) determinó diversos episodios tectónicos e ígneo-metamórficos. Según el autor, la Fm. Piedra Santa se caracteriza por tener un protolito de pelitas y grauvacas, y vulcanitas básicas subordinadas, con metamorfismo de naturaleza bária de baja a intermedia P/T y andalucita como mineral índice principal del pico metamórfico, con deformación dúctil. Por su parte, Franzese (1995) correlacionó la unidad con la Serie Oriental, afloramientos hacia el oeste, en el lado chileno (Fig. 2.4), cuyas edades de depositación máxima son misisipianas (Willner *et al.*, 2009). Además, segregó las rocas metamórficas del basamento más antiguo correspondiente a las fms. Colohuincul y Cushamen del Complejo Río Chico, siguiendo un criterio similar al de Dalla Salda *et al.* (1994, 1999) (Fig. 2.3).

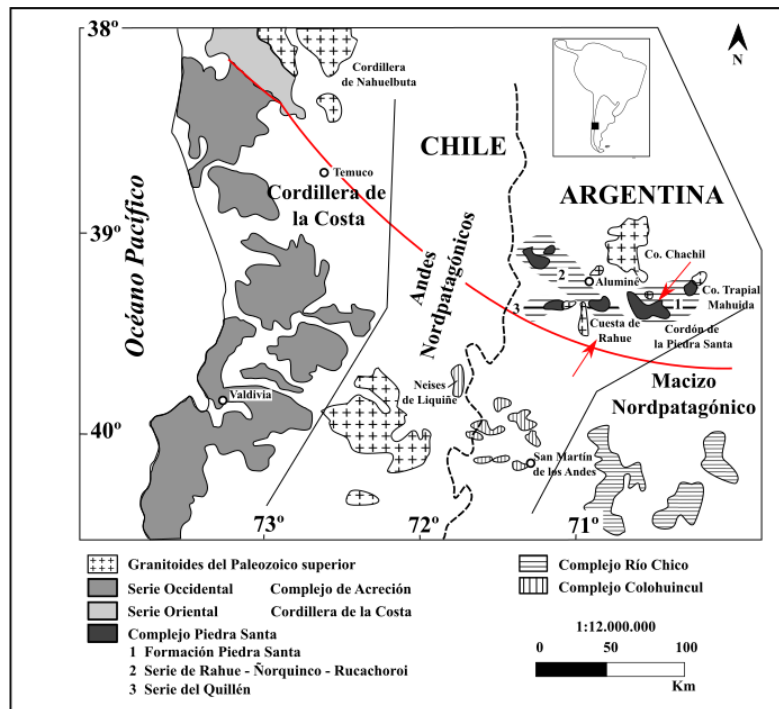


Figura 2.4: Distribución de las unidades del basamento andino y preandino entre los 38° y 40°LS (modificado de Franzese, 1995), con la línea roja representando la correlación propuesta.

Digregorio y Uliana (1980) interpretaron que la depositación de las sedimentitas correspondientes al protolito de la Fm. Piedra Santa, unidad en la que incluyeron las rocas metamórficas de la Cuesta de Rahue, fue posterior a la de la Fm. Colohuincul, de acuerdo a su menor grado metamórfico, con una edad de metamorfismo posiblemente devónica. Cabe mencionar que estas unidades en las proximidades de Aluminé son intruidas por plutones del Paleozoico superior (281 Ma, K-Ar, y 285 Ma, Rb-Sr, Varela *et al.*, 1994), por lo que serían al menos pre-pérmicas medias. Franzese (1995) realizó dataciones K-Ar en el Cordón de la Piedra Santa, que arrojaron edades entre los 372 ± 18 Ma y 311 ± 16 Ma, correspondientes a la edad del metamorfismo, y 299 Ma, para el metamorfismo de contacto producido por la intrusión del Complejo Plutónico del Chachil. Lucassen *et al.* (2004) sugirieron que aproximadamente a los 370 Ma (Famenniano), edad más antigua obtenida en la unidad, ocurrió el metamorfismo regional que afectó a estas rocas. Zappettini *et al.* (2012) correlacionaron a la Fm. Piedra Santa (incluyendo a las rocas metamórficas de Rahue) con la Fm. Guaraco Norte (ver 2.3.1) bajo un mismo contexto geológico, conformado un margen pasivo misisipiano con presencia de una población de circones detríticos magmáticos de edades devónicas. Recientemente, Romero *et al.* (2020) obtuvieron edades U/Pb de circones detríticos en la Fm. Piedra

Santa en el Cordón de la Piedra Santa, y obtuvieron picos medios del Ordovícico al Silúrico Temprano.

2.3 Otras unidades devónicas y pre-devónicas de la Provincia del Neuquén

Para correlación regional, es debido mencionar otras unidades del Devónico y pre-Devónico en la región. Una síntesis de los afloramientos más antiguos del basamento en la Provincia del Neuquén fue realizada por Cingolani *et al.* (2011). Los afloramientos en la provincia se distribuyen en forma aislada desde Varvarco hasta el lago Nahuel Huapí, tanto en el sector andino como en el extra-andino (Fig. 2.5).

2.3.1 Ectinita o Formación Guaraco Norte

En la Precordillera Neuquina Norte, Groeber (1929, 1947) mencionó y describió por primera vez filitas aflorantes en el extremo norte de la laguna Varvarco Campos, específicamente en la península. Zappettini *et al.* (1987) estudiaron las metasedimentitas del arroyo Guaraco Norte, inmediatamente al sur de la localidad de Varvarco, y describieron pizarras y esquistos, definiendo la unidad. La Fm. Guaraco Norte consiste mayormente de filitas, esquistos cuarcíferos y pizarras, en facies de metamorfismo regional de esquistos verdes (Zappettini *et al.*, 2012). Su protolito corresponde a una alternancia de pelitas y areniscas en un ambiente proximal de sedimentación nerítica, que según Giacosa *et al.* (2014) correspondería a una cuenca de antearco formada en el Terreno de Chilenia.

Digregorio y Uliana (1980) correlacionaron a la Fm. Piedra Santa con esta unidad, y propusieron una edad tentativa siluro-devónica para la Fm. Guaraco Norte. Zappettini *et al.* (2012) obtuvieron para la Fm. Guaraco Norte una edad de sedimentación máxima de 374 Ma (U-Pb SHRIMP), Devónico Superior bajo (Frasniano). Los circones detríticos estudiados por estos autores, arrojaron además edades agrupadas en dos poblaciones principales correspondientes al Ordovícico y al Devónico. Como se mencionó anteriormente, Zappettini *et al.* (2012) propusieron depositación en una cuenca de margen pasivo misisipiana para los protolitos de las formaciones Piedra Santa y Guaraco Norte. Giacosa *et al.* (2014) realizaron un estudio estratigráfico y estructural de las unidades paleozoicas de la Cordillera del Viento, y compararon esta unidad con las equivalentes devónicas de la Cordillera Frontal (las “capas Vallecitos”) (Heredia *et al.*, 2012). Giacosa *et al.* (2014) sugirieron, en cambio, que la depositación de la Fm. Guaraco Norte no se extendió mucho más del Devónico Tardío, y que

la unidad está separada por la fase Chánica (Ciclo Famatiniano) del resto de las unidades carboníferas.

Cabe mencionar que Agüero (2018), en la Cordillera del Viento, describe por primera vez rocas metamórficas de alto grado y milonitas cubiertas en discordancia angular por la Fm. Guaraco Norte, reconociendo un “basamento pre-devónico” para esa región y un ortogneis de protolito interpretado como diques de granito granatífero, previos a la Orogenia Chánica. La estratigrafía paleozoica de la Cordillera del Viento prosigue con el Grupo (Gr.) Andacollo, compuesto por las formaciones Arroyo del Torreón (Misisipiano) y Huaraco (Pensilvaniano), y el Complejo Plutónico-Volcánico Huingancó (Pérmico), que se correlaciona con el Gr. Choiyoi a nivel regional (Llambías *et al.*, 2007).

2.3.2 Formación o Complejo Cushamen

Esta unidad ha sido definida por primera vez por Volkheimer (1964) como Fm. Cushamen y luego redefinida por Dalla Salda *et al.* (1991 a) como Complejo, para incluir a las rocas metamórficas localizadas en el sector preandino, de edades precámbricas a paleozoicas (Fig. 2.3). Estos afloramientos comprenden desde los 40° a los 43°LS, siendo muy representativos aquellos ubicados en los alrededores de las localidades de Cushamen, Piedra del Águila, Gastre y Río Chico. En la actualidad, aún no hay consenso entre los autores en cuanto a su denominación (ver González y Giacosa, 2021; Serra-Varela *et al.*, 2022). La unidad está compuesta por esquistos y gneises micáceos-granatíferos, ortogneises graníticos y tonalíticos, pegamatitas graníticas y metavulcanitas (Giacosa y Heredia, 2001; López de Luchi *et al.*, 2002; Márquez *et al.*, 2002).

López de Luchi *et al.* (2010) infirieron que los protolitos sedimentarios se depositaron en un margen continental activo, en base a estudios geoquímicos de los detritos plutónicos y volcánicos hallados en esta unidad. La edad de sedimentación máxima es referida por primera vez por Hervé *et al.* (2005) en los 335 Ma (U/Pb), Misisipiano Temprano (Tournaisiano). Sin embargo, González y Giacosa (2021) interpretan que 335 Ma es la edad de apertura del sistema isotópico. De esta manera, las edades de sedimentación propuestas son de entre 422 y 385 Ma, es decir, entre el Silúrico terminal (Pridoliano) y el Devónico Medio tardío (Givetiano medio). Otros autores han propuesto extender estas edades al Silúrico medio en base a criterios metamórficos y deformacionales (440 Ma según Hervé *et al.*, 2018; 434 Ma según Serra-Varela *et al.*, 2022). El Complejo Cushamen se encuentra intruido por

cuerpos ígneos de edades variadas, desde el Devónico al Pérmico (Dalla Salda *et al.*, 1994; Pankhurst *et al.*, 2006).

Los eventos metamórficos que afectaron al Complejo Cushamen ocurrieron en dos fases entre los 380 y 340 Ma, una correspondiente al Devónico Medio a Tardío y la otra al Misisipiano. El metamorfismo podría haberse extendido hasta el Misisipiano Tardío (González y Giacosa, 2021). Serra-Varela *et al.* (2022) interpretaron que la parte más antigua de esta unidad puede ser equivalente en edad a la Fm. Sierra Grande en el Macizo Nordpatagónico, que presenta edades silúricas a devónicas en base a su contenido fósil (Müller 1965; Mancinero y Damborenea, 1984).

Serra-Varela *et al.* (2022) propusieron que el término Complejo Cushamen sea asignado a las rocas metasedimentarias y metaígneas previas a la Orogenia Gondwánica, de edades silúricas a misisipianas. Sin embargo, González y Giacosa (2021) prefirieron restringir la denominación de Fm. Cushamen estrictamente a las rocas metamórficas de la zona de la Colonia Cushamen en los márgenes del río Chico. El Gr. Tepuel quedaría excluido del resto de las asociaciones metamórficas de la Precordillera Patagónica y el sector extra-andino, correspondiente al ciclo sedimentario gondwánico en Chubut y Río Negro (González y Giacosa, 2021; Serra-Varela *et al.*, 2022). Es de interés mencionar que la formación más antigua (Fm. Valle Chico) del grupo se ubica al oeste en el sector precordillerano, sobre basamento de bajo y medio grado (González y Giacosa, 2021), y presenta edades devónicas superiores (Hervé *et al.*, 2005).

2.3.3 Rocas plutónicas devónicas

Históricamente se han asignado las rocas plutónicas al norte de la latitud de 40°S a la Fm. Huechulafquen (Turner, 1965a, b, c; Cucchi *et al.*, 2005) vinculándolas al magmatismo Choiyoi del Permo-Triásico. Muchas unidades fueron reasignadas en estudios recientes, a través de dataciones, al Cretácico (Urza et al., 2011). Otras dataciones arrojaron edades carbonífero-pérmicas (Lucassen *et al.*, 2004; Hervé *et al.*, 2018), mientras que rocas asignadas a la Fm. Huechulafquen en proximidades de San Martín de los Andes, arrojaron edades devónicas (entre los 420 a 374 Ma, U-Pb SHRIMP en circones; Varela *et al.*, 2005; Pankhurst *et al.*, 2006; Hervé *et al.*, 2016).

Las rocas plutónicas de San Martín de los Andes consisten en granodioritas, tonalitas y gabros, siendo las primeras las más comunes, e intruyen los clivajes tectónicos famatinianos del Complejo Colohuincul que aparece como *roof-pendants* y xenolitos foliados dentro de estos plutones (Serra-

Varela *et al.*, 2019). Algunas de estas rocas son afectadas por zonas de cizalla frágil-dúctil desarrolladas en un grado de metamorfismo bajo durante la Orogenia Gondwánica (Serra-Varela *et al.*, 2022). En cuanto a su génesis, han sido descritos como granitoides tipo-I de zona de subducción por Varela *et al.* (2015).

Un estudio más detallado del arco devónico desarrollado en la Patagonia ha sido elaborado por Rapela *et al.* (2021) en el cual concluyen, según criterios geocronológicos, isotópicos y geoquímicos, que el arco devónico de tipo Andino se habría instalado desde la región de San Martín de los Andes hacia el sector central del Macizo Nordpatagónico, donde intruye a la sucesión metasedimentaria devónica inferior, con rocas metasedimentarias y metabasálticas asociadas en el lado chileno.

2.4 Unidades del Paleozoico superior

Tal como se mencionó anteriormente, la diferenciación de edades de las unidades paleozoicas en la región centro-norte de la Patagonia es muy reciente y, en muchos casos, se utilizan denominaciones de unidades cuyo alcance, temporal y espacial, es distinto según los autores, por lo que es necesaria una lectura cuidadosa cuando se las considera en las correlaciones regionales.

Cabe mencionar aquí que en la región centro-norte de la Patagonia se hallaron plutones de edades post-devónicas, entre el Carbonífero y el Pérmico, ubicados al noroeste de los plutones devónicos (Pankhurst *et al.*, 2006) y que consisten en granitoides tipo-I del Misisipiano y tipo-S del Pensilvaniano, marcando una evolución de arco continental a post-colisional correspondiente al Ciclo Gondwánico en la región, mientras que los granitoides pérmicos son pos-gondwánicos.

González y Giacosa (2021) agruparon el magmatismo gondwánico de la región noroccidental de la Patagonia y el Macizo Nordpatagónico en (1) Pre-orogénico entre el Misisipiano Tardío y Pensilvaniano Temprano (329-314 Ma), (2) Tardío a pos-orogénico del Pérmico (294-253 Ma) y (3) Netamente pos-orogénico del Triásico Medio (aproximadamente 245 Ma). Además, proponen que el magmatismo neopaleozoico forma parte de la Provincia Magmática Choiyoi, mejor definida al norte del río Colorado (Sato *et al.*, 2015).

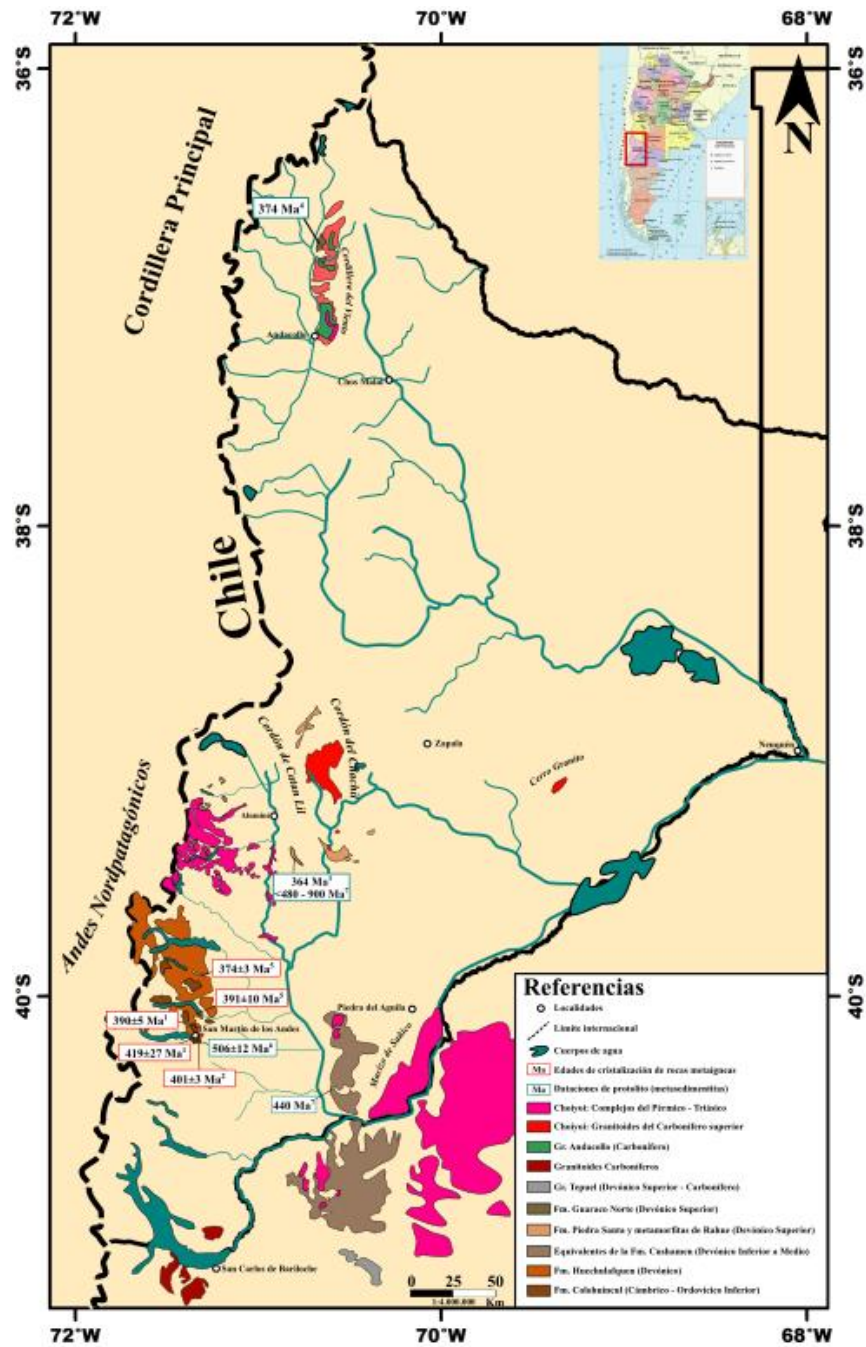


Figura 2.5: Distribución de afloramientos de las principales unidades paleozoicas en la Provincia del Neuquén. Basado en Dalla Salda *et al.* (1999), Cucchi *et al.* (2005), Cingolani *et al.* (2011), Giacosa *et al.* (2014), González & Giacosa (2021) y Serra – Varela *et al.* (2022). Datasiones: ¹ Varela *et al.* (2005), ² Pankhurst *et al.* (2006), ³ Ramos *et al.* (2010), ⁴ Zappettini *et al.* (2012), ⁵ Hervé *et al.* (2016), ⁶ Serra – Varela *et al.* (2016) y ⁷ Hervé *et al.* (2018).

A continuación, se brinda una breve síntesis de algunos de los trabajos realizados en unidades consideradas de edades neopaleozoicas a triásicas en el sector andino y pre-andino del norte de la Patagonia, a fin de precisar definiciones para una correlación correcta entre diferentes regiones.

2.4.1 Formación Huechulafquen

Los granitoides del basamento pre-Mesozoico en los ANP y el sector pre-andino correspondiente fueron asignados a la Fm. Huechulafquen (Turner, 1965a, b, c, 1973). Afloramientos asignados a esta unidad se encuentran sobre todo en la frontera con Chile (38° y 39°LS) bordeando los principales lagos de la cordillera, aunque también se hallan en sectores extra-andinos como en el Cordón de Catán Lil, Cerro Chachil y Cordón de Chacaicó, pudiéndose encontrar también en Piedra del Águila (Cucchi, 1998).

En el tramo norte de los ANP, en la zona de San Martín de los Andes y el río Collón Curá, Varela *et al.* (2005) obtuvieron edades U-Pb en circones de tonalitas y granitoides deformados entre 420 a 380 Ma, con edades K-Ar en biotitas de las mismas rocas entre 375 a 310 Ma. Estas unidades quedan definidas, por lo tanto, como devónicas en su mayor expresión, y corresponden a aquellas estudiadas por los trabajos mencionados en la sección 1.3.3.

En cambio, Serra-Varela *et al.* (2022) han propuesto que la denominación de Fm. Hechulafquen debe corresponder a los granitoides tardíos a pos-orogénicos definidos por Pankhurst *et al.* (2006) y, que más tarde, incorporaron González y Giacosa (2021). Como se verá a continuación, en las siguientes secciones, el grupo de granitoides pérmicos es correlacionable con la Fm. Mamil Choique o Gr. Choyoi a nivel regional. A fin de respetar la designación original para el basamento ígneo más antiguo, la Fm. Huechulafquen representa dichas unidades devónicas mencionadas anteriormente.

El Complejo Plutónico del Chachil ha sido correlacionado con los granitoides de la Fm. Huechulafquen (*e.g.*, Varela *et al.*, 2005; Cucchi *et al.*, 2005), sin embargo, este complejo tiene edades carboníferas a pérmicas inferiores (Franzese, 1995; Garrido *et al.*, 2008). Así, dicha correlación, debe por lo tanto abandonarse si se restringe la Fm. Huechulafquen a los granitoides devónicos de los ANP.

2.4.2 Formación Mamil Choique

La Fm. Mamil Choique ha sido asignada con anterioridad, en amplios rangos de edades, desde el Precámbrico al Paleozoico superior (Camino y Llambías, 1984). Su localidad tipo es el poblado Manuel Choique sobre el borde noreste del Cordón homónimo en la Provincia de Río Negro (Ravazzoli y Sesana, 1977). Según López de Luchi y Cerredo (2008), el emplazamiento de estos granitoides fue posterior al climax metamórfico del Complejo Cushamen, en el Neopaleozoico. Dataciones de U-Pb en circones de 281 ± 2 Ma (Pankhurst *et al.*, 2005) y 272 ± 2 Ma (Varela *et al.*, 2005) han indicado edades de cristalización en el Pérmico Temprano alto (Cisuraliano Tardío, Kunguriano). González y Giacosa (2021) han propuesto que la denominación “Fm. o Batolito Mamil Choique” sea utilizada en su sentido original, es decir, únicamente para los afloramientos de granitoides de la localidad tipo y alrededores.

Varela *et al.* (2015) concluyeron que los granitoides tipo “Mamil Choique” (correlacionables en edad, isotopía y geoquímica) conformaron, dentro de un contexto regional, un arco magmático evidenciado por el conjunto de granitoides de edades gondwánicas deformados en el noroeste patagónico, junto a las unidades ígneas del área de Yaminué, en el Macizo Nordpatagónico, y la Cordillera Frontal mendocina.

2.4.3 Ciclo Choiyoi (Pérmico-Triásico Inferior) y el “Choiyolitiense” (Triásico Medio a Superior)

Algunas de las unidades asignadas a la Fm. Hechulafquen mencionadas anteriormente (Turner, 1965a, b, c, 1973) fueron correlacionadas por Llambías (1999) con otras unidades de similar edad en el norte de Neuquén, sur de Mendoza, Bloque de San Rafael y Cordillera Frontal, junto con vulcanitas y cuerpos intrusivos cogenéticos, incluyéndolas dentro del Gr. Choiyoi (*sensu* Rolleri y Criado Roqué, 1970).

Groeber (1946) y Stipanich *et al.* (1968) establecieron el uso de Fm. (o Gr.) Choiyoi para un conjunto de vulcanitas y sedimentitas, en menor proporción, cuya edad se extiende entre el Pérmico y el Triásico. La Fm. Choiyoi está constituida por un conjunto de tobas, ignimbritas y vulcanitas intercaladas. Las vulcanitas se caracterizan por estar dispuestas como mantos de andesitas y brechas volcánicas con cemento tobáceo.

Leanza (1990) y Gulisano y Gutiérrez-Pleimling (1995), entre otros, reafirmaron la denominación de la Fm. Choiyoi para los diversos depósitos volcánicos y volcanoclásticos estratigráficamente limitados por los complejos plutónicos neopaleozoicos, en su base, y por la Fm. Lapa, en su techo, quedando definida la unidad con edades variables entre el Carbonífero y el Triásico. Según Cucchi *et al.* (2005), la Fm. Choiyoi se encuentra en los márgenes del río Aluminé, en el curso inferior del río Catán Lil, en el Cerro Chachil, en el núcleo del Cordón de Catán Lil, y en el sector del Cordón de Chacaicó, donde en el Cordón de la Piedra Santa, fue mapeada suprayaciendo a la Fm. Piedra Santa.

Por otro lado, el término “Choiyoilitense” creado por Groeber (1946) es diferente al de Gr. Choiyoi adoptado originalmente por Rolleri y Criado Roqué (1970) para los afloramientos en la Provincia de Mendoza. El Choiyoilitense incluye las unidades que suceden a la Discordancia Huárpica, asociada a esfuerzos extensivos del Triásico, en el norte de Neuquén y sur de Mendoza. Por este motivo, y sumado a criterios tectonoestratigráficos, Leanza *et al.* (2005) y Franzese *et al.* (2006) asignaron al Gr. Pre-Cuyo (Triásico Medio a Superior), la mayoría de las unidades de los cordones de Catán Lil, Chacaicó y a los mencionados previamente del Cerro Chachil. Estas secuencias consisten en sucesiones que se acumularon en depocentros de sinrift. Una discusión acerca de las denominaciones de las vulcanitas supratriásicas a infratriásicas y la confusión en el uso del término “Choiyoi” puede encontrarse en Llambías y Sato (2011).

De esta manera, la denominación de Gr. Choiyoi se reserva para el magmatismo gondwánico que tiene su máximo desarrollo entre el Pérmico Temprano y el Triásico Temprano, también llamado Ciclo Magmático Choiyoi (Llambías *et al.*, 1993), mientras que Kay *et al.* (1989) han denominado como Provincia Magmática Choiyoi al área que incluye dichos afloramientos.

El magmatismo Choiyoi comienza en el Pensilvaniano y tiene su máxima expresión en el Pérmico, entre los 285 y 258 Ma (Llambías y Sato, 2011). En la región ha sido definido por las plutonitas aflorantes en los cordones del Chachil-Chacaicó, que intruyen a la Fm. Piedra Santa, no presentan migmatitas asociadas y fueron denominadas como Complejo Plutónico del Chachil (Leanza, 1985, 1990). Leanza y Hugo (1997) designaron a las granodioritas del Cerro Granito, al sudeste de la localidad de Zapala (Fig. 2.5), dentro de este complejo. Los pórfiros tonalíticos de la Mina “La Voluntad” fueron asignados a esta unidad ígnea, para los cuales Sillitoe (1977) obtuvo edades K-Ar de 281 ± 4 Ma, y, por lo tanto, sería correspondiente al Pérmico Temprano (Cisuraliano) a Medio (Guadalupiano). Posteriormente, en estas mismas rocas, Garrido *et al.* (2008) obtuvieron edades Re-Os en molibdenita entre un lapso de 313 y $315 \pm 1,6$ Ma, correspondiente al Pensilvaniano Medio

(Moscoviano). Schiuma y Llambías (2008) obtuvieron edades U-Pb de $286,5 \pm 2,3$ Ma para una granodiorita y de $284 \pm 1,3$ Ma, Pérmico Temprano (Cisuraliano, Artinskiano) para diques comagmáticos en testigos de las perforaciones del Anticlinal Campamento, poco al norte del Cerro Granito.

Las rocas aflorantes en la región de Aluminé-Huechulafquen corresponden a la Fm. Hechulafquen originalmente propuesta (Turner, 1965a, b, c, 1973). En este último caso, debe considerarse como parte del Gr. Choiyoi a los intrusivos que tuvieron lugar en el Pérmico y el Triásico (Varela *et al.*, 1994; Latorre *et al.*, 2001; Lucassen *et al.*, 2004), extendiendo como máximo las edades al Pensilvaniano (Llambías y Sato, 2011), diferenciándolas de aquellas que fueron asignadas al Devónico y al Cretácico Tardío. El lapso de edades mencionado, es coherente con lo expresado por González y Giacosa (2021) para el magmatismo gondwánico de la región noroccidental de la Patagonia y el Macizo Nordpatagónico correlacionable con la Provincia Magmática del Choiyoi.

3 Marco geológico

3.1 Geología regional

El área de estudio se encuentra comprendida en el límite entre las provincias geológicas de los Andes Nordpatagónicos (ANP) y el Engolfamiento Neuquino (Ramos, 1999) (Fig. 3.1. A). Vattuone (1987) establece que el área de la Cuesta de Rahue corresponde a la Cordillera Neuquina (Cordillera Patagónica Septentrional o Andes Nordpatagónicos según Ramos, 1999), ubicada en su límite oriental (Fig. 3.1. A). Por otro lado, de acuerdo a las subprovincias geológicas definidas dentro de la Provincia del Neuquén, tanto el área de la Cuesta de Rahue como el Cordón de la Piedra Santa quedan delimitados dentro de la subprovincia denominada Precordillera Neuquina Sur (Ramos *et al.*, 2011) (Fig. 3.1. B y Fig. 3.2).

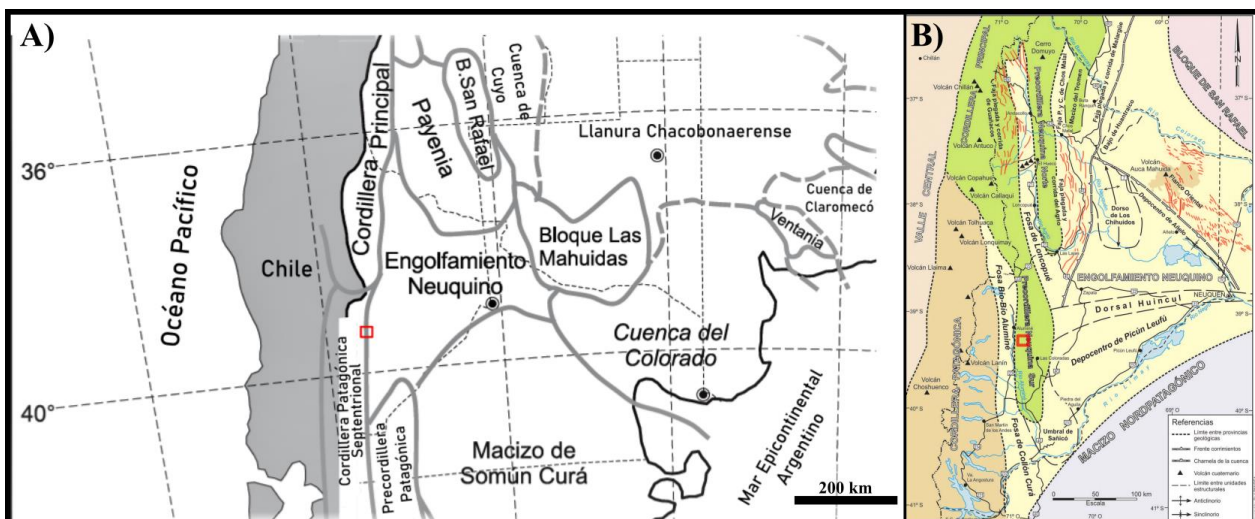


Figura 3.1: A) Provincias geológicas en el sector occidental de la República Argentina (Ramos, 1999). B) Subprovincias geológicas dentro de la Provincia del Neuquén (Ramos *et al.*, 2011). El área de estudio está indicada aproximadamente con un recuadro rojo.

De acuerdo a Ramos *et al.* (2011), la Cordillera Patagónica (donde se incluyen los Andes Nordpatagónicos) y la Precordillera Patagónica tienen características distintivas importantes. A estas latitudes, la Cordillera Patagónica se caracteriza por el afloramiento del Batolito Patagónico Andino o Cordillerano de edades mesocenoicas, acompañado por exposiciones del basamento ígneo-metamórfico paleozoico. La presencia de granitoides calcoalcalinos aflorantes a lo largo del eje andino y la ausencia de secuencias jurásico-cretácicas, la distinguen de la Cordillera Principal (Ramos *et al.*, 1982). El afloramiento más septentrional de la faja plutónica se encuentra en cercanías del Lago Aluminé (Turner, 1965), el que se propone como límite norte (39°S de latitud) de la

Cordillera Patagónica, extendiéndose ésta hasta el extremo austral de Los Andes Fueguinos (Ramos, 1999).

Los ANP quedan definidos entre los 39° y 45°S de latitud, al sur de un notorio cambio topográfico tanto en el sector andino como preandino (García Morabito, 2010; García Morabito y Ramos, 2012), y se divide en dos segmentos de acuerdo a ciertos rasgos litológicos. Un segmento al norte, entre los 39° y 43° S de latitud, caracterizado por vulcanismo calcoalcalino paleógeno, y otro segmento al sur, entre los 43° y los 45°S, caracterizado en cambio por vulcanismo cretácico inferior (Ramos, 1999). El segmento norte posee un basamento metamórfico de medio a alto grado y plutonitas paleozoicas, sobre las cuales se emplazaron vulcanitas paleógenas, depósitos continentales y algunos marinos de edades oligocenas y miocenas (Ramos, 1999).

A unos 38 km al NO de la localidad de Rahue aflora el Complejo Ígneo Metamórfico Aluminé (CIMA) (Fig. 3.2) (Urza et al., 2011). El mismo está caracterizado por afloramientos de plutonitas cretácicas entre los lagos Rucachoroi y Aluminé (Latorre et al., 2001; Lucassen et al., 2004), siendo los más cercanos al área de estudio. Al sur, hasta las latitudes del río Malleo, se distinguen plutonitas permo-triásicas y diversas rocas ígneas devónicas sobre todo en la zona de San Martín de los Andes, que alojan como *roof-pendants* rocas metamórficas de la Fm. Colohuincul del Cámbrico (Serra-Varela et al., 2016, 2019, 2022). Para una síntesis y mejor comprensión de la distinción entre las distintas fajas plutónicas que conforman la faja andina se remite a los trabajos citados.

En cuanto al contexto estructural, de acuerdo al análisis realizado por García Morabito (2010) del segmento del retroarco andino entre 39°15' y los 40°LS, el área de estudio se ubica dentro de los límites del dominio oriental de este segmento, que se caracteriza por la inversión tectónica de estructuras extensionales previas, desarrolladas en el Cretácico y el Neógeno, cuyo principal resultado fue el levantamiento del basamento paleozoico y desarrollo de espesores variables de secuencias volcanoclásticas del Ciclo Precuyano (Leanza et al., 2005). Este es el principal rasgo estructural de la Precordillera Neuquina Sur (Ramos et al., 2011), la que está conformada por los cordones de Catán Lil y Chachil-Chacaicó, entre otros sistemas de cordones que conforman el bloque precordillerano (Fig. 3.2). En este sentido, la principal diferencia entre el sector de estudio y los ANP, es la presencia en el área de estudio de unidades mesozoicas características de la Cordillera Principal y el Engolfamiento Neuquino, aunque se habría comportado como un alto estructural de manera temprana, tal como se explicará en la sección 3.3.

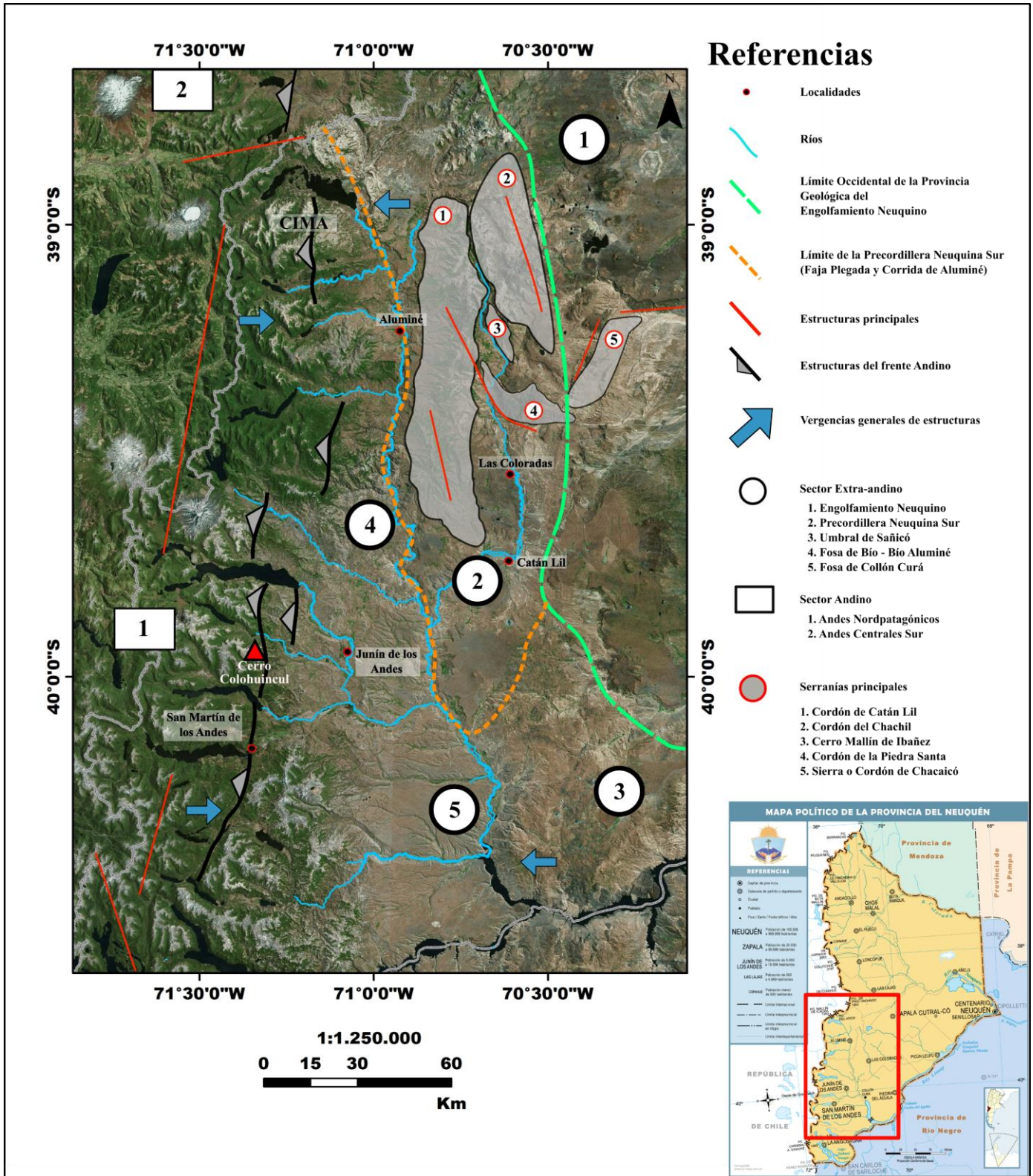


Figura 3.2: Estructuras principales del frente y retroarco andinos, entre los 39° y 41°LS, abarcando el área de estudio, según García Morabito (2010). Se indican la extensión de las distintas serranías de la región preandina y los límites de las provincias geológicas según Ramos *et al.* (2011). El sector preandino se caracteriza por afloramientos del basamento y del Precuyano, mientras que el sector andino presenta sólo afloramientos de basamento. CIMA: Complejo Ígneo Metamórfico Aluminé (Urzaa *et al.*, 2011).

El Cordón de Catán Lil junto al Cordón del Chachil tienen alturas de hasta 2800 m s.n.m., y representan la prolongación austral del Alto de Copahue-Pino Hachado, cuya primera mención corresponde a Burckhardt (1900). Se trata de un alto estructural con rumbo NO de aproximadamente 180 km a lo largo del retroarco andino. Sus características litológicas y estructurales lo hacen semejante a la Cordillera del Viento, una morfoestructura ubicada hacia el norte, en la Provincia de Neuquén.

3.2 Estratigrafía

En el área de la Cuesta de Rahue (Fig. 3.3 y Fig. 3.4), los afloramientos del basamento se caracterizan por metasedimentitas esquistosas incluidas dentro de la Fm. Colohuincul (Turner, 1965, 1976; Vattuone, 1988, 1990; Cucchi *et al.*, 2005), que en su localidad tipo y cercanías corresponden a rocas metamórficas de mayor grado con inyección generalizada de edades pre-devónicas (Cingolani *et al.*, 2011; Serra-Varela *et al.*, 2022), aunque Franzese (1995) correlacionó estos afloramientos con las rocas metamórficas de la Fm. Piedra Santa (Fig. 3.3). El alzamiento del basamento estuvo controlado por la tectónica andina, sobre todo en el Mioceno (García Morabito, 2010).

En la zona de estudio, las rocas metamórficas se encuentran intruidas por granitoides de edades carboníferas a pérmicas (Sillitoe, 1977; Varela *et al.*, 1994; Garrido *et al.*, 2008; Schiuma y Llambías, 2008; Hervé *et al.*, 2018). Sobre el basamento apoyan en discordancia vulcanitas y rocas volcano-sedimentarias de la Fm. Ñireco del Gr. Precuyo, en el área del Cordón de la Piedra Santa (Leanza *et al.*, 2005), y las formaciones Sierra de Chacaicó (Pliensbachiano), Chachil (Pliensbachiano-Toarciano temprano), Los Molles (Toarciano-Aaleniano) y Lajas (Bajociano superior-Caloviano inferior) del Gr. Cuyo, en el área de la Cuesta de Rahue (Suárez y González, 2018).

Algunas unidades del Gr. Mendoza se encuentran representadas en la región y unidades cenozoicas variadas, sobre todo vulcanitas del Gr. Naunauco (García Morabito, 2010) y Chimehuín (Cucchi *et al.*, 2005).

A continuación, se describen de manera detallada las principales unidades estratigráficas aflorantes en el área de estudio y sus alrededores.

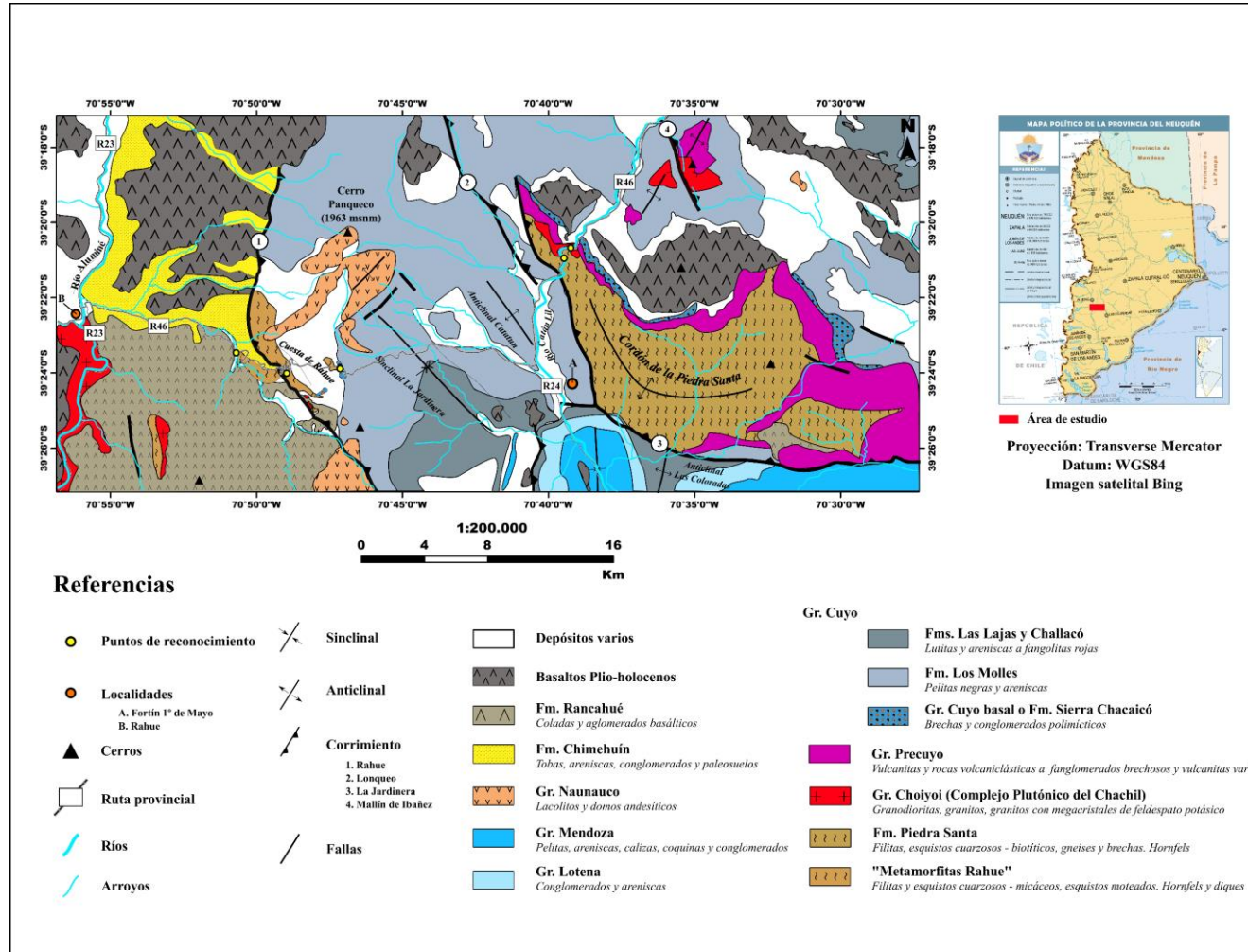


Figura 3.3: Geología de la zona del Cordón de la Piedra Santa y la Cuesta de Rahue, basada en Cucchi *et al.* (2005), García Morabito y Ramos (2012) y Suárez y González (2018).

3.2.1 Rocas metamórficas de la Cuesta de Rahue

Las rocas aflorantes en la Cuesta de Rahue corresponden a filitas y esquistos cuarzosos de grano fino de colores verdosos a grises, aunque también suelen presentar un color gris rojizo intenso producto de la oxidación. Se encuentran intruidas mayormente por aplitas, están plegadas y su rumbo y buzamiento varían de N20°O/35°S a N40°O/60°N (Cucchi *et al.*, 2005). Estas rocas metamórficas han sido descritas como metapelitas, correspondiendo a arcillas ricas en aluminio y pobres en carbonato, y metabasitas, rocas basálticas a andesíticas, en la región de Aluminé que forman parte de un complejo metamórfico de bajo gradiente P/T que generalmente es del tipo andalucita-sillimanita (Vattuone, 1988, 1990; Vattuone *et al.*, 1990). En ellas se han caracterizado dos planos de esquistosidad y se diferencian de las otras rocas metamórficas en la región por presentar clorita y muscovita, siendo sus principales asociaciones minerales: Biotita + Cuarzo + Oligoclasa, y Biotita + Cuarzo + Clorita + Muscovita, indicando un menor grado metamórfico que aquellas ubicadas en el sector andino, que alcanzan las facies de granulita con desarrollo de migmatitas (Vattuone, 1988, 1990). Franzese (1995) correlacionó las metapelitas del Cordón de la Piedra Santa y Cerro Trapial Mahuida con estos afloramientos y discriminó que conforman un sector de bajo a medio grado metamórfico en facies de esquistos verdes en el que se encuentran clorita, biotita, granate y andalucita.

La abundancia de turmalina y de inclusiones de plagioclasa en biotitas, además de la presencia de muscovita secundaria y sericita, ha sido interpretada como indicativa de fluidos hidrotermales ricos en sodio y potasio, los que habrían alterado granate original a pseudomorfos de biotita y clorita (Vattuone, 1988, 1990).

En trabajos más recientes se ha descrito, para metareniscas de la Cuesta de Rahue, una paragénesis mineral de cuarzo, plagioclasa, muscovita y biotita (Heredia *et al.*, 2023) y una fábrica planar correspondiente a un clivaje pizarreño en condiciones de bajo grado metamórfico, caracterizada por clorita, muscovita y biotita, además de evidencias de metamorfismo de contacto previo y posterior al desarrollo de la foliación regional (Heredia *et al.*, 2023; Oriolo *et al.*, 2023a). La matriz también contiene cordierita y se han descrito milonitas sobrepuestas (Oriolo *et al.*, 2023a). La edad de sedimentación máxima para las rocas metamórficas de la Cuesta de Rahue ha sido interpretada como correspondiente al Devónico Tardío alto (364 Ma) (Ramos *et al.*, 2010) y al Devónico Medio bajo ($389,8 \pm 3,9$ Ma) (Heredia *et al.*, 2023).

En cuanto a la edad de metamorfismo en la Cuesta de Rahue, algunas de sus consideraciones estuvieron basadas en las dataciones antiguas realizadas para la Fm. Colohuincul, en base a su correlación con esta unidad (Vattuone *et al.*, 1988; 1990), como se mencionó en el apartado anterior. En la Fm. Colohuincul se ha registrado recientemente una edad de sedimentación máxima de 506 ± 12 Ma (U/Pb Q-ICP-MS), Cámbrico (Miaolingiano temprano), en un afloramiento cercano a su localidad tipo, en la región de San Martín de los Andes (Serra-Varela *et al.*, 2016). Esto último es contrastante con los resultados mencionados para la edad de sedimentación máxima de las rocas metamórficas de Rahue. Recientemente, se obtuvieron además edades de $368,4 \pm 4,8$ Ma (K/Ar), Devónico Tardío alto (Famenniano), en esquistos biotíticos de esta unidad, que representarían un enfriamiento posterior al metamorfismo regional (Oriolo *et al.*, 2023a). Por otro lado, en el Cordón de la Piedra Santa, esquistos correspondientes al basamento cristalino arrojaron edades de metamorfismo entre el Devónico Tardío y el Pensilvaniano (K/Ar por Franzese, 1995). En este caso,

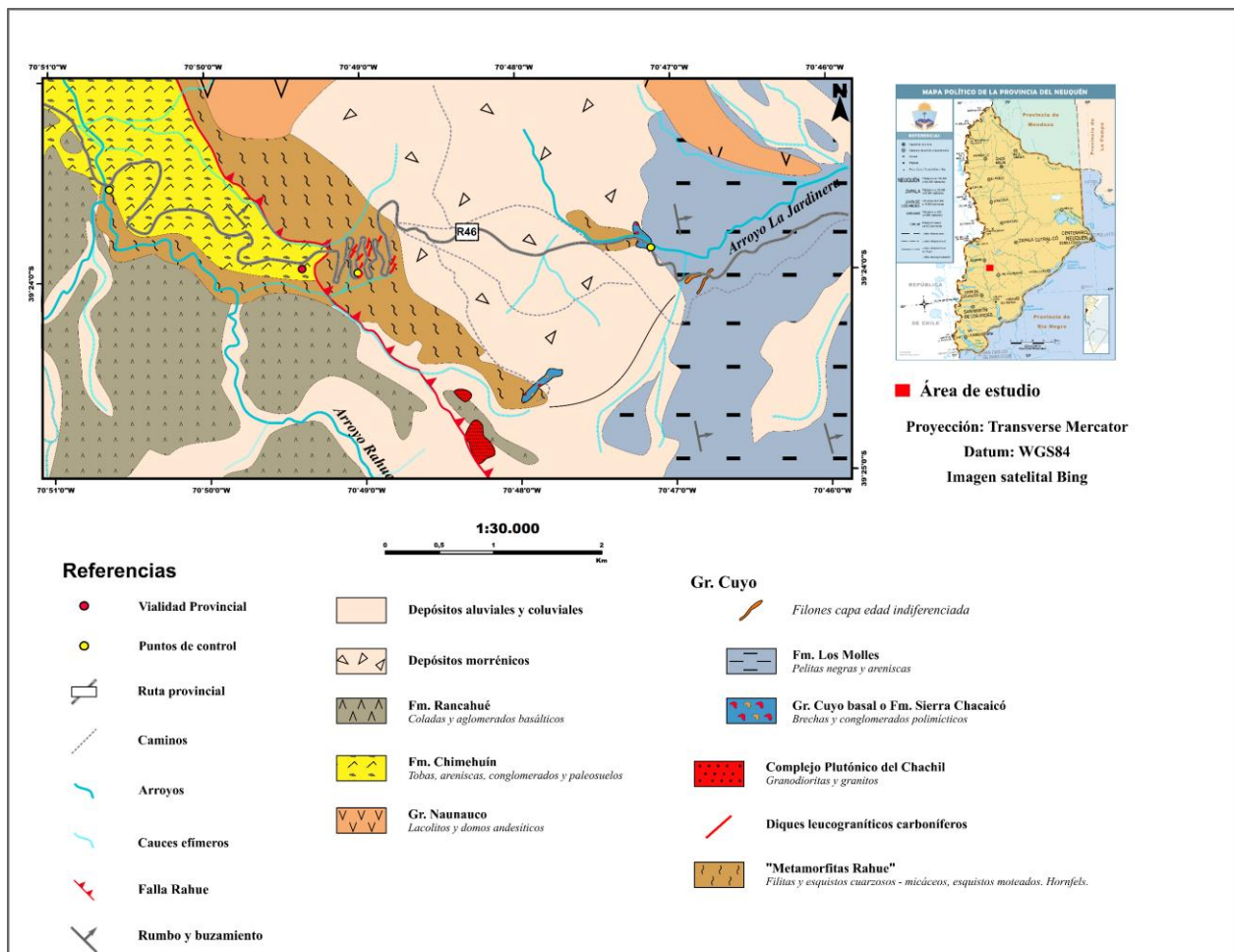


Figura 3.4: Geología del área de estudio (Cuesta de Rahue) en base a Cucchi *et al.* (2005), García Morabito y Ramos (2012), Suárez y González (2018), Heredia *et al.* (2023) y Oriolo *et al.* (2023b).

el metamorfismo corresponde, por un lado, a un evento regional datado en 372, 329 y 311 Ma, Devónico Tardío-Pensilvaniano Medio, y, por otro, de contacto, indicado en 299 Ma, Pensilvaniano Superior (Franzese, 1995). Algunos trabajos recalcan que, tanto en la Cuesta de Rahue como en el Cordón de la Piedra Santa, este metamorfismo no habría sido posible sin la presencia de intrusivos que proporcionen el correspondiente flujo térmico (Vattuone *et al.*, 1988; Franzese, 1995).

3.2.2 Grupo Choiyoi: Intrusivos neopaleozoicos

En la región que incluye a la localidad de Rahue y la cuesta homónima, Cordón de Chachil y Cordón de la Piedra Santa se encuentran afloramientos de rocas ígneas pre-mesozoicas, correspondientes a granitos, granitos con megacrístales de feldespato potásico, granodioritas, tonalitas, pórfidos tonalíticos y dioritas cuarcíferas (Leanza, 1985). Este magmatismo previamente asignado al Complejo Plutónico Chachil corresponde al Gr. o Provincia Magmática Choiyoi (Llambías y Sato, 2011).

Las granodioritas y dioritas expuestas por el río Aluminé, al oeste de la Cuesta de Rahue, presentan textura granular hipidiomórfica (Varela *et al.*, 1994). Las granodioritas constituyen los afloramientos más extendidos y son rocas leucocráticas, cuyo mineral máfico principal es la biotita, mientras que las dioritas, aflorantes en la localidad de Rahue, son mesocráticas con plagioclasa de dos tamaños de grano (Varela *et al.*, 1994). Las dioritas han sido interpretadas como parte de la cúpula de un plutón granodiorítico mayor, aunque no se descarta que se trate de un stock independiente. La presencia de biotita, plagioclasa, cuarzo, hornblenda y piroxeno en estas rocas muestra una historia de magmatismo híbrido (Varela *et al.*, 1994). Las dioritas y granodioritas muestran una signatura isotópica de Sr correspondiente a material de procedencia cortical. Las dataciones realizadas dan edades Rb/Sr pensilvanianas tardías-pérmicas tempranas de 285 ± 5 Ma (Varela *et al.*, 1994), y de 296 ± 2 y 300 ± 3 Ma en las dioritas (Lucassen *et al.* (2004). Estas rocas han sido correlacionadas con los granitoides pérmico-inferiores del Cerro Granito, cercano a la localidad de Zapala (Leanza y Hugo, 1997), cuyas edades U/Pb obtenidas en perforaciones poco al norte, arrojan entre $285 \pm 2,3$ Ma y $284 \pm 1,3$ Ma (Schiuma y Llambías, 2008).

En la Cuesta de Rahue existen intrusivos de varios tipos, siendo los más comunes diques leucograníticos. Se ha descrito un dique de granodiorita de varios metros de espesor con inclusiones ricas en biotita que intruye los esquistos, aunque sin foliación penetrativa, cuya edad de cristalización

ha sido interpretada en el Pensilvaniano Tardío, 306 ± 2 Ma (U/Pb SHRIMP Hervé *et al.*, 2018). Al sur del área de la Cuesta de Rahue ha sido mapeado un “granito biotítico gris” (Suárez, 2016; Suárez y González, 2018), descrito como un plutón granodiorítico de textura equigranular de grano grueso, con fuerte alteración secundaria de minerales primarios (Heredia *et al.*, 2023). El mismo presenta una edad de cristalización, también pensilvaniana tardía, de 300 ± 4 Ma (Oriolo *et al.*, 2023b).

En el Cordón de la Piedra Santa, los granitoides consisten en pórfidos biotíticos que intruyeron a la Fm. Piedra Santa desarrollando aureolas de metamorfismo de contacto con esquistos nodulosos y hornfels (Franzese, 1995). Los esquistos presentan zonación de muscovita, biotita, cordierita y andalucita relacionada a la intrusión de estos cuerpos (Franzese, 1995). El Cerro Chachil constituye el sector de mayor extensión de afloramientos de rocas plutónicas, cuyas dimensiones son batolíticas y constituyen rocas calcoalcalinas (Leanza, 1990).

En cuanto a los pórfidos tonalíticos de la Mina La Voluntad, corresponden a intrusiones pensilvanianas medias a superiores con dataciones Re/Os en venillas de cuarzo portadoras de molibdenita que indican un lapso entre 313 y $315 \pm 1,6$ Ma (Garrido *et al.*, 2008). Otra datación fue realizada sobre una tonalita biotítica del Complejo Plutónico de Chachil, en el sur del Cordón de Chachil y al norte del Espinazo del Zorro, arrojando una edad media $^{238}\text{U}/^{206}\text{Pb}$ de 303 ± 2 Ma (Romero *et al.*, 2020).

3.2.3 Precuyano (Gulisano, 1981; Gulisano *et al.*, 1984)

El término Precuyano o Precuyo (pre-Cuyo) incluye las secuencias ubicadas estratigráficamente entre el basamento y las sedimentitas marinas del Gr. Cuyo (Gulisano, 1981; Gulisano *et al.*, 1984). Durante esta etapa, se desarrollaron depocentros profundos y aislados en los que se acumularon espesores variables de secuencias volcano-sedimentarias, sobre todo depósitos clásticos de sinrift continentales, además de depósitos volcánicos y piroclásticos (Franzese y Spalletti, 2001).

El Precuyano no ha sido identificado en el ámbito de la Cuesta de Rahue, en su lugar el Gr. Cuyo basal o Fm. Sierra Chacaicó apoyan directamente sobre el basamento ígneo-metamórfico paleozoico. Sobre la base de correlaciones regionales y estudios tectono-estratigráficos que concluyen la existencia del depocentro Rahue en la zona, no se descarta la presencia de unidades del Ciclo Precuyano (Leanza *et al.*, 2013; Suárez y González, 2018), aunque se han hecho interpretaciones tecto-sedimentarias plausibles sobre la base de la ausencia del Ciclo Precuyano en dicho depocentro

(García Morabito, 2010; García Morabito y Ramos, 2012). Según estos estudios, el depocentro Rahue es parte del sistema de depocentros precuyanos del SO de la Provincia del Neuquén, aunque su desarrollo como cuenca de sinrift fue más tardío, siendo máximo durante el Pliensbachiano (Jurásico Temprano).

En la comarca del Cordón (o Sierra) de Chacaicó, sobre la Fm. Piedra Santa apoya una secuencia de vulcanitas ácidas y mesosilícicas asignadas anteriormente a la Fm. Choiyoi y luego a la Fm. Ñireco (Leanza *et al.*, 2005) o incorporada como sección inferior de la Fm. Lapa (Ciclo Precuyano) considerando que son parte del mismo proceso de relleno extensional volcániclastico del Ciclo Precuyano en el Triásico (Franzese *et al.*, 2006). La Fm. Ñireco consiste en vulcanitas y rocas volcániclasticas gruesas intercaladas con coladas andesíticas-dacíticas, tobas dacíticas y tobas líticas. Dataciones de vulcanitas ubicadas en la desembocadura del arroyo Rancahue con el río Aluminé, unos 15 km al sur de la localidad de Rahue, arrojaron la edad de 201 ± 10 Ma, en el límite Triásico-Jurásico (Rapela *et al.*, 1983).

La Fm. Ñireco es cubierta en discordancia por la Fm. Lapa o unidades del Gr. Cuyo (Carbone *et al.*, 2011). En el ámbito de la Precordillera Neuquina Sur, la Fm. Lapa (Groeber, 1958) fue descrita originalmente como triásica superior alta (Lambert, 1946), edad confirmada por la flora hallada en niveles ignimbríticos (Spalletti *et al.*, 1992). Sus afloramientos se encuentran en la Sierra de Chacaicó, constituyendo el faldeo oriental del Cerro Chachil. La unidad se conforma de fanglomerados brechosos, conglomerados, areniscas, tobas arenosas, basaltos olivínicos y tobas riódacíticas. También apoya en discordancia sobre el basamento metamórfico devónico-carbonífero y sobre granitoides carboníferos-pérmicos del Complejo Plutónico Chachil (Leanza *et al.*, 2005). La Fm. Lapa también ha sido descrita en subsuelo, Yacimiento 25 de Mayo-Medanito S.E., compuesta por vulcanitas datadas entre el Noriano y Toarciano por el método K/Ar en $182,41 \pm 3,65$, $206,00 \pm 4,12$ y $219,66 \pm 4,39$ Ma (Corbera y Kramer, 2001; Franzese *et al.*, 2006). Cabe destacar que se han datado circones de muestras de corona de pozos exploratorios en la zona de la Dorsal de Huincul, arrojando edades U/Pb de $199 \pm 1,5$ Ma y $203,75 \pm 0,26$ Ma (Schiuma y Llambías, 2008).

De esta manera, el Ciclo Precuyano se extiende entre el Triásico Superior y el Jurásico Inferior.

3.2.4 Grupo Cuyo

Grupo Cuyo Basal o Formación Sierra de Chacaicó (Volkheimer, 1973)

En la comarca de la Sierra de Chacaicó, la Fm. Sierra de Chacaicó constituye la entidad basal del Gr. Cuyo y corresponde al inicio de la sedimentación marina, constituida por un conjunto de sedimentitas marinas epineríticas, que yacen en discordancia angular conocida como “intraliásica” sobre la Fm. Lapa, mediante un conglomerado basal (Leanza *et al.*, 2005) y son cubiertas en concordancia por la Fm. Los Molles. La unidad se compone de areniscas, limolitas, tobas, tufitas y calizas subordinadas. El componente cinerítico presente la diferencia de la Fm. Los Molles. Según su contenido amonitifero, se la asigna al Pliensbachiano (Hillebrandt, 1981). La Fm. Sierra de Chacaicó puede ser correlacionada con las calizas de la Fm. Chachil, también identificada en la región (Cucchi *et al.*, 2005).

En estudios recientes, se ha reconocido a la Fm. Sierra de Chacaicó en la Cuesta de Rahue y en el Cordón de la Piedra Santa como compuesta por conglomerados y brechas texturalmente inmaduras, intercalados con rocas piroclásticas (Suárez, 2016; Suárez y González, 2018). En el arroyo La Jardinera, estos niveles fueron asignados inicialmente a la Fm. Los Molles e interpretados como flujos aluviales (Gulisano y Gutierrez Pleimling, 1994), y posteriormente fueron reasignadas a la Fm. Sierra Chacaicó (Paim *et al.*, 2008). Suárez y González (2018) siguieron esta última línea, distinguiéndola de la Fm. Los Molles debido a su contenido piroclástico. Dichos autores correlacionaron de manera preliminar estos afloramientos con los de la Cuesta de Rahue y el Cordón de la Piedra Santa, distinguiéndolos también del Ciclo Precuyano, aunque para esta última zona no se descarta que sean parte de este ciclo.

En la región, las brechas y conglomerados de la Fm. Sierra de Chacaicó se caracterizan por contener clastos de las rocas metamórficas de basamento correspondientes a cada zona, al igual que clastos de los granitos correspondientes al Complejo Plutónico del Chachil en el Cordón de la Piedra Santa (Suárez, 2016; Suárez y González, 2018). Las unidades en este sector presentan evidencias de metamorfismo de muy bajo grado, en facies de ceolita a prehnita-pumpellyíta, característico de metamorfismo de soterramiento con componente térmico predominante (Suárez y González, 2018). La concordancia entre el grado metamórfico y la edad de las rocas, y la ausencia de clivaje tectónico, con presencia de microestilolitas, sugieren compresión por carga como principal factor de metamorfismo (Suárez, 2016).

Las unidades del Ciclo Precuyano y del Gr. Cuyo en los depocentros de Rahue, Chachil y Cordillera del Viento habrían experimentado un metamorfismo que se desarrolló en un retroarco extensional, y la anomalía térmica sería del tipo diastaternal y regional (Suárez y González, 2018).

Formación Los Molles (Weaver, 1931)

La Fm. Los Molles está compuesta por lutitas negras y grises con proporciones subordinadas de areniscas y limolitas densas, con tonalidades pardo amarillentas y calizas y margas grises. En su parte superior son muy comunes los restos de amonites en concreciones calcáreas. En la zona de la Cordillera de Catán Lil y áreas aledañas ha sido referida como “Liásico” (Lambert, 1956), “Cuyano” (Galli, 1969) y Fm. La Jardinera (Turner, 1976). La unidad comprende sedimentitas marinas, tanto de interior de cuenca como de costa afuera, depositadas entre el Toarciano y el Bajociano medio (Cucchi *et al.*, 2005). El ambiente de depositación marino habría sido de baja energía, con intervalos extendidos representando el desarrollo de sistemas turbidíticos en un ambiente de prodelta (Gulisano *et al.*, 1984). En la región, la unidad se encuentra ubicada estratigráficamente entre las formaciones Sierra Chacaicó y Lajas (Leanza *et al.*, 2005).

La principal característica de la Fm. Los Molles es la presencia de numerosos niveles arenosos de origen turbidítico, conformados por areniscas castañas claras a ocre de grano fino y regular, en algunos casos con potentes espesores de areniscas, areniscas conglomerádicas y conglomerados finos (Gulisano y Gutierrez Plembing, 1994). Los paquetes arenosos alternan con los niveles pelíticos, tratándose de una sedimentación de alta ciclicidad y aspecto bandeado (Cucchi *et al.*, 2005). En la zona de estudio, la unidad alcanza espesores superiores a los 1000 m y su base presenta una amplia variedad de espesores en cortas distancias, que se supone se debe a la influencia de fallamiento normal (García Morabito, 2010).

La Fm. Los Molles tiene una gran extensión regional y su espesor máximo supera los 2000 m en el ámbito de la Cuenca Neuquina. En el ámbito del área de estudio, en el sector del arroyo La Jardinera, las exposiciones de secuencias jurásicas son las más completas del SO de la Cuenca Neuquina, encontrándose las secciones medias y superiores de la Fm. Los Molles (Gulisano y Gutierrez Plembing, 1994). En el arroyo Rahue apoya en discordancia sobre el Complejo Colohuincul en el NE del Cerro Pulido.

Formaciones Lajas (Weaver, 1931) y Challacó (de Ferrariis, 1947)

Las formaciones Lajas y Challacó, por lo general, se distribuyen en los principales cordones de la región coronando los afloramientos de la Fm. Los Molles de desarrollo más conspicuo (Cucchi *et al.*, 2005). La Fm. Lajas corresponde a secuencias marino marginales y deltaicas, conformadas sobre todo por areniscas intercaladas con lutitas, limolitas, areniscas conglomerádicas y conglomerados, siendo frecuentes las tufitas hacia el techo de la secuencia. Están bien representadas en la comarca de Fortín 1° de Mayo, sobre ambos márgenes del río Catán Lil, al sur del Cordón de la Piedra Santa, apoyando en discordancia erosiva sobre Fm. Los Molles y alcanzando espesores de más de 500 m (Gulisano y Gutiérrez Pleimling, 1994).

La Fm. Challacó está conformada por conglomerados y areniscas de colores castaños interestratificados con niveles de capas rojas de fangolitas depositadas en un ambiente continental fluvial (Cucchi *et al.*, 2005). Representa la culminación del proceso de retracción del nivel de mar y continentalización iniciado por Fm. Las Lajas. Su mejor exposición se encuentra al sur del Cordón de la Piedra Santa. Esta unidad es asignada al Calloviano inferior tardío, siendo equivalente a la Fm. Tábanos (Leanza *et al.*, 2003).

3.2.5 Grupos Lotena y Mendoza

Debido a los objetivos del presente trabajo, los grupos mesozoicos restantes se resumen en esta breve sección. Síntesis generales recientes sobre estas unidades se encuentran en Arregui *et al.* (2011) para el Gr. Lotena, Spalletti *et al.* (2011), Leanza *et al.* (2011) y Schwarz *et al.* (2011) para las formaciones del Gr. Mendoza, además de Cucchi *et al.* (2005) para los afloramientos locales.

El Gr. Lotena conforma un ciclo sedimentario limitado en su base y techo por discordancias de primer orden, la basal es la discordancia intracaloviana (154 Ma) que marca el restablecimiento de la conexión marina en el Caloviano (Legarreta y Gulisano, 1989). Cabe destacar que en la región el grupo es prominentemente clástico, a diferencia de otros sectores donde es principalmente carbonático y evaporítico. Los mejores afloramientos se encuentran en la comarca de Fortín 1° de Mayo, donde tanto la Fm. Lotena como la Fm. Fortín 1° de Mayo fueron asignadas como parte del grupo (Gulisano y Gutiérrez Pleimling, 1994).

El Gr. Mendoza está ampliamente distribuido en Mendoza y el sector extra-andino de Neuquén, y está conformado por formaciones de carácter marino y continental, que en ciertos sectores de la

Cuenca Neuquina alcanzan 2500 m de espesor (Digregorio y Uliana, 1980), depositados entre el Titoniano y el Barremiano (Aguirre Urreta y Rawson, 1997). Los principales afloramientos del grupo se encuentran al sur del Cordón de la Piedra Santa, en contacto discordante basal con el Gr. Lotena (Gulisano, 1981), la faja de afloramientos se extiende tanto hacia el este como el sur, en este caso, siguiendo el curso del río Catán Lil (Cucchi *et al.*, 2005). La Fm. Agrio presenta muy pocos asomos a diferencia del resto de la cuenca.

La presencia de la Falla de La Jardinera en el borde austral del Cordón de la Piedra Santa pone en contacto al basamento correspondiente con las unidades de ambos grupos (Cucchi *et al.*, 2005; García Morabito, 2010).

3.2.6 Unidades cenozoicas

Rocas ígneas del Grupo Naunauco (Zamora Valcarce, 2007)

Por lo general, en las principales hojas geológicas que abarcan el sector andino y preandino del SO de Neuquén, representan gran parte de las fases intrusivas y extrusivas de los ciclos magmáticos paleógenos bajo denominaciones como Auca Pan (Turner, 1973) y Fm. Ventana (Gonzalez Bonorino, 1973).

A lo largo de las cordilleras de Catán Lil y del Chachil, García Morabito (2010) ha reconocido una serie de cuerpos porfíricos intrusivos de composición andesítica-riodacítica, emplazados predominantemente en las secuencias jurásicas del Gr. Cuyo y, en menor medida, en el Ciclo Precuyano y granitoides paleozoicos. Los cuerpos más importantes son lacolitos y domos intrusivos de dimensiones variables, cuyas facies extrusivas asociadas corresponden a emisiones de lavas y brechas andesíticas y riodacíticas.

En el Cerro Panqueco, inmediatamente al norte de la Cuesta de Rahue (Fig. 3.3), un cuerpo lacolítico de composición andesítica intruye las sedimentitas jurásicas y las pliega periclinamente (García Morabito, 2010). Al SE de la misma zona, también fueron identificados domos extrusivos y brechas asociadas de composición andesítica (García Morabito y Ramos, 2012). En el ámbito de la Precordillera, la intrusión de estos cuerpos tuvo un control estructural y, en el caso de los cuerpos ígneos de la Cuesta de Rahue, se encuentran aflorando inmediatamente al sur de la falla Rahue (García Morabito, 2010; García Morabito y Ramos, 2012).

Las edades de cristalización obtenidas en distintos puntos de la región preandina presentan un lapso entre $71 \pm 3\text{Ma}$ y $75 \pm \text{Ma}$ (K/Ar en Cerro Chachil, García Morabito, 2010), hasta valores de $61 \pm 2\text{Ma}$ y $62 \pm 3\text{Ma}$ (K/Ar en la confluencia de los ríos Kilka y Aluminé, unos 20 km al norte de la localidad de Aluminé, Lagorio *et al.*, 1998), quedando comprendidas entre el Cretácico Tardío y el Paleoceno.

Estos cuerpos son, tanto en edad como litológicamente, similares a aquellos asignados al Gr. Naunauco que intruyen a las sedimentitas mesozoicas en los sectores internos de la Faja Plegada y Corrida del Agrio (Zamora Valvarce, 2007; Llambías y Aragon, 2011), constituyendo aquí la extensión sur del cinturón andesítico Naunauco (García Morabito 2010; García Morabito y Ramos, 2012).

Depósitos volcano-sedimentarios neógenos

Bajo la denominación de Fm. Chimehuín se ha incluido un conjunto de sedimentitas continentales neógenas vinculadas con vulcanismo, en la región de Aluminé y Junín de los Andes (Turner, 1965; 1973; Cucchi *et al.*, 2005). En cambio, otros trabajos determinan que dichos afloramientos corresponden a distintas formaciones de diferente naturaleza (González Díaz y Riggi, 1984; González Díaz *et al.*, 1986). García Morabito (2010) ha propuesto mantener la denominación de Fm. Chimehuín en vistas de dificultades de índole estratigráfica en la división de las distintas unidades, diferenciando entre sus miembros cuando sea posible.

Los depósitos neógenos están distribuidos en fajas latitudinales a lo largo de los faldeos occidentales de la Cordillera de Catán Lil y ocupan gran parte del sector extra-andino de Junín de los Andes (García Morabito, 2010). Sus afloramientos se caracterizan por una configuración accidentada, determinada por diferentes núcleos de depocentros intermontanos, aunque hacia el sur de los $39^{\circ} 40'$ S de latitud son más continuos.

Estas secuencias se caracterizan litológicamente por la presencia de material tobáceo primario o reelaborado participando en la conformación de rocas clásticas, principalmente areniscas y conglomerados. La composición de las tobas es andesítica y en parte dacítica, también se describen tufitas de colores amarillentos a grisáceos y blanquecinos. Estas rocas conforman potentes bancos de orientación subhorizontal. También son comunes conspicuos paleosuelos (Cucchi *et al.*, 2005).

En el área de estudio, los depósitos neógenos corresponden al Depocentro Kilka (García Morabito, 2010), que se extiende desde el arroyo Rahue hacia el norte, siguiendo el curso de los ríos Aluminé, y Kilka, hasta la latitud de la localidad de Kilka. Aquí yacen conglomerados, ignimbritas y lavas intercaladas, con proporciones menores de areniscas, tufitas y paleosuelos. García Morabito (2010) diferenció a grandes rasgos dos miembros, en el inferior dominan tobas y conglomerados, que se desarrollan en depósitos de flujos de detritos y otros de canales gravosos, mientras que en el miembro superior abundan areniscas y tufitas, con menor proporción de tobas. También es frecuente la presencia de basaltos intercalados.

Las distintas dataciones arrojan un lapso entre 18 y 7,4 Ma para la unidad, siendo la mayoría de edades miocenas superiores (ver síntesis en García Morabito, 2010).

Formación Rancahué (Turner, 1973)

Bajo la denominación de Fm. Rancahué se incluye a un conjunto de coladas basálticas, camadas de brechas o aglomerados volcánicos e intercalaciones tobáceas de distribución variable y limitada en la región de Aluminé y Junín de los Andes (Cucchi *et al.*, 2005). Esta unidad se apoya en discordancia sobre distintas unidades y tiene la particularidad de presentar concordancia parcial con unidades inferiores de la Fm. Chimehuín (Turner, 1976). Los basaltos son distintos a aquellos que suprayacen a esta última unidad en la Pampa del Rahue, inmediatamente al NO de la Cuesta de Rahue, que serían de edades pliocenas y asignados al Basalto Tipilihuque (Cucchi *et al.*, 2005).

Los basaltos de la Fm. Rancahué presentan gran relación con la Fm. Chimehuín, y ambos son afectados en conjunto por diferentes fallas (García Morabito, 2010). En exposiciones en inmediaciones de Aluminé se ha registrado una edad miocena de 10 ± 1 Ma para la unidad (Linares y González, 1990).

Depósitos varios cuaternarios

En el área de estudio son comunes los depósitos glaciares cuaternarios, especialmente de till de morenas marginales agrupados como Fm. Los Helechos (Turner, 1973). Los clastos provienen mayoritariamente de rocas del basamento. Otros corresponden a depósitos de remoción en masa, sobre todo ubicados en los principales cerros de la región, y siendo particularmente comunes los

propios de deslizamientos rotacionales en las márgenes de las planicies basálticas neógenas. Los depósitos coluviales rellenan áreas deprimidas, a los que se les suman depósitos aluviales a lo largo de los principales cauces.

3.3 Estructura

Las serranías que caracterizan la Precordillera Neuquina Sur en la región tienen orientación submeridional y corresponden a los cordones de Catán Lil, Chachil, Chacaicó y Piedra Santa (Ramos *et al.*, 2011). Éstas constituyen niveles de exposición profundos de la faja plegada y corrida a estas latitudes. Por las características de fallas inversas de alto y mediano ángulo, y una mayor separación y longitud de onda de pliegues, la morfoestructura de la región es comparable a la de la Cordillera del Viento, ubicada en el norte del sector de retroarco neuquino (Booth y Coward, 1996). García Morabito y Ramos (2012) han propuesto el nombre de Faja Plegada y Corrida de Aluminé para la faja preandina en estas latitudes. Este es el segmento más austral de la Faja Plegada y Corrida del Agrío que constituye el sector con mayor deformación de la Cuenca Neuquina (Giacosa, 2020).

De acuerdo a García Morabito (2010), el sector del retroarco andino entre los 39°15' y los 40°LS, se divide en dos dominios de orientación meridional separados por el río Bío Bío y Aluminé. El dominio occidental o interno se caracteriza por fallas inversas de rumbo N-S y el dominio oriental o externo presenta desarrollo de estructuras de basamento controladas por fallas normales de rift invertidas (Fig. 3.2 y Fig. 3.5).

El dominio externo presenta una alta complejidad estructural (Fig. 3.5). La presencia de estructuras normales responde a la distribución de sistemas extensionales pre-jurásicos y se restringen a este sector, no presentándose al oeste del río Aluminé. Estas características la diferencian de otros sectores andinos y preandinos (García Morabito, 2010).

Las estructuras de basamento constituyen estructuras de primer orden responsables del levantamiento de bloques precordilleranos. Estas consisten en lineamientos y fracturas de orientación NO a NNO, y segmentan a los cordones de Catán Lil y Chachil (García Morabito, 2010). Otras fallas menores presentan rumbo NNE y se asocian a las terminaciones de los lineamientos principales mencionados anteriormente, y también existen algunas fallas de rumbo E-O. Como consecuencia de la inversión selectiva de estructuras, producto de diferentes fases contraccionales a partir del Cretácico Tardío hasta la última acaecida en el Mioceno tardío-Plioceno temprano, se conformaron cordones

montañosos que superan en altura a la Cordillera de Los Andes en estas latitudes. La Cordillera de Catán Lil, por ejemplo, es un rasgo morfotectónico de primer orden que se extiende por más de 80 km con alturas de más de 2500 m s.n.m. Su núcleo se conforma por rocas metamórficas devónicas y granitoides neopaleozoicos (Fig. 3.5), y en sus segmentos australes y septentrionales afloran secuencias precuyanas y cuyanas. Los flancos de los cordones en esta región suelen estar cubiertos por sucesiones volcano-sedimentarias neógenas (Cucchi *et al.*, 2005; García Morabito, 2010). En la región existió estructuración del tipo extensional entre el Eoceno tardío / Oligoceno temprano y el límite Oligoceno-Mioceno, conformando la Cuenca de Collón Curá al oeste (García Morabito, 2010).

En la región del Cordón de Catán Lil, se destacan algunas estructuras de primer orden de orientación NO-NNO (García Morabito, 2010; García Morabito y Ramos, 2012): la Falla Rahue al sur (Fig. 3.4 y Fig. 3.6) y la Falla Lonqueo en el sector central del cordón (Fig. 3.3 y Fig. 3.5). La Falla Lonqueo sería responsable del alzamiento del sector occidental del Cordón de la Piedra Santa (García Morabito, 2010). Entre estas fallas, se presentan el Sinclinal La Jardinera y el Anticlinal Catatún (Leanza *et al.*, 2003; Cucchi *et al.*, 2005) (Fig. 3.3). Éstos corresponden a dos pliegues de orientación NO desarrollados en las formaciones Los Molles y Lajas, cuya disposición y forma están vinculadas a estructuras de basamento desarrolladas entre estas fallas (García Morabito, 2010). La intrusión de un cuerpo andesítico cretácico superior a paleoceno generó además un pliegue de rumbo NE correspondiente al Cerro Panqueco (García Morabito, 2010).

El corrimiento Rahue tiene un rumbo NO-SE y buzamiento al NE, por lo que su vergencia o dirección de transporte es hacia el SO (García Morabito, 2010). Este corrimiento pone en contacto tectónico al basamento paleozoico con las secuencias cenozoicas directamente en la zona de estudio, la actividad de la falla se remonta al Triásico y el pulso contraccional más reciente ocurre en el límite Mioceno tardío-Plioceno temprano, por lo que las formaciones Chimehuín y Rancahué también han sido afectadas por este corrimiento y sus fallas asociadas (García Morabito, 2010; García Morabito y Ramos, 2012). El basamento paleozoico, tal como se ha dicho anteriormente, se encuentra plegado, el rumbo varía de N 20° O, con inclinación de 35° S, a N 40° O, inclinando 60° al norte (Cucchi *et al.*, 2005).

Las estructuras transversales al eje andino, compuesto por las fallas minoritarias, pero de extensión regional, de rumbo E-O, conforman la extensión occidental de la Dorsal de Huincul, una zona de deformación intraplaca de unos 60 km de ancho que se extiende por más de 270 km con orientación general E-O, desde la ciudad de Zapala hasta la ciudad de Neuquén (Mosquera y Ramos, 2006; Giacosa *et al.*, 2020). Un segmento E-O de primer orden conformado por la Falla La Jardinera-Anticlinal Picún Leufú-Anticlinal de los cerros Lotena y Granito, constituye una característica estructural muy importante en la región (Fig. 3.5). El mismo concentra una primera fase de deformación a partir del Jurásico Temprano-Medio (García Morabito, 2010; García Morabito y Ramos, 2012) afectando a diferentes formaciones mesozoicas asociadas a las estructuras anticlinales (Leanza y Hugo, 1997). Este segmento se encuentra constituido internamente por algunas estructuras de rumbo NNE, entre ellas se ha interpretado una falla inversa que se asocia al levantamiento del Cordón de Chacaicó (Giacosa *et al.*, 2020).

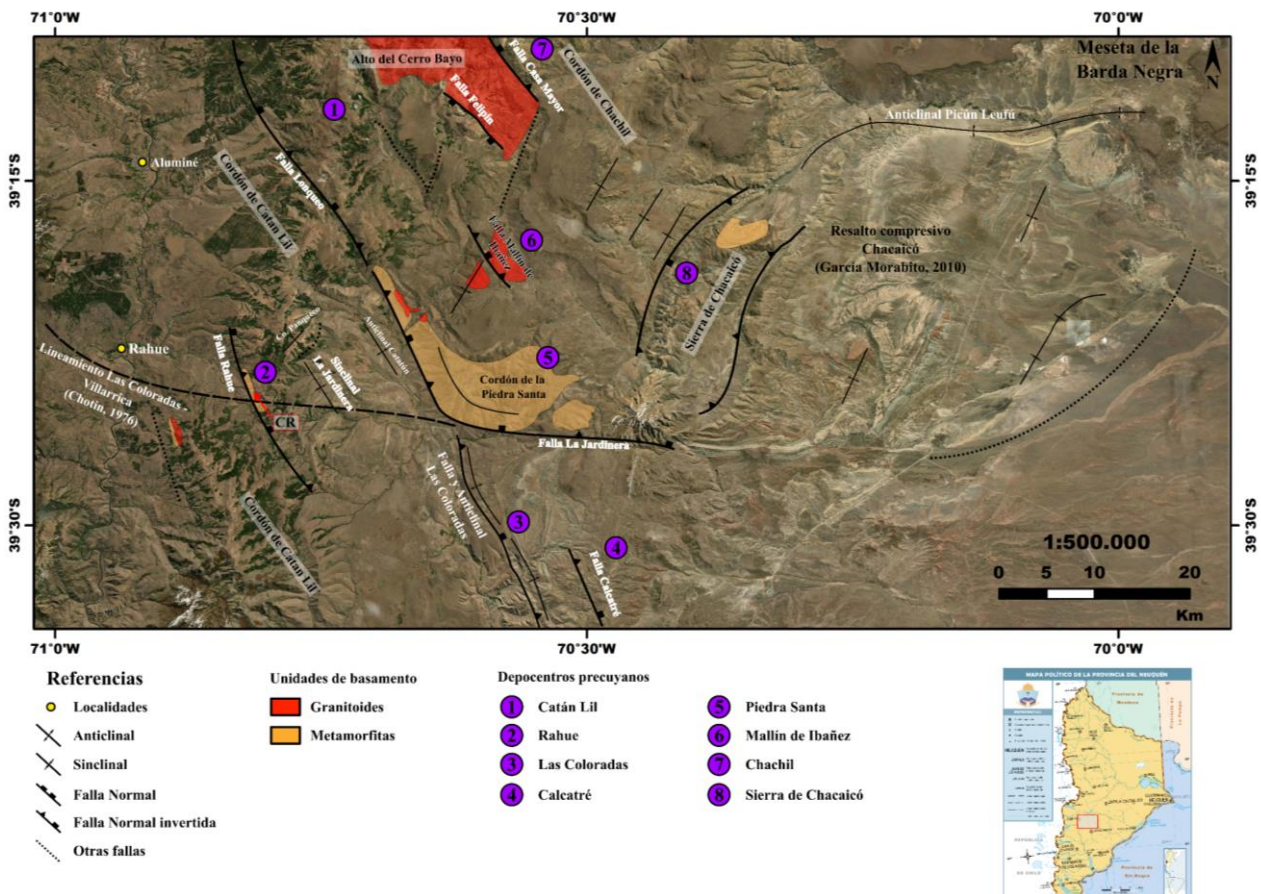


Figura 3.5: Estructuras principales de la región preandina en latitudes del área de estudio (39°15' -39°30'LS) (según García Morabito, 2010).

Siguiendo el rumbo de esta última, hacia su terminación austral, estaría enlazada con la Falla La Jardinera de rumbo E-O, enmarcada en el Lineamiento Las Coloradas-Villarrica, que presenta extensión regional siendo identificado a ambos lados de la cordillera (Chotin, 1976), y es responsable del levantamiento austral del Cordón de la Piedra Santa con vergencia hacia al sur (Franzese, 1995; García Morabito, 2010). La extensión de esta gran estructura se pierde hacia el oeste de este último cordón, donde las estructuras tienen una orientación marcadamente NO a N-S. La interacción de la faja plegada y corrida con esta estructuración transversal, construye la Precordillera Neuquina Sur, incrementando la tasa de levantamiento y compresión (García Morabito y Ramos, 2012).

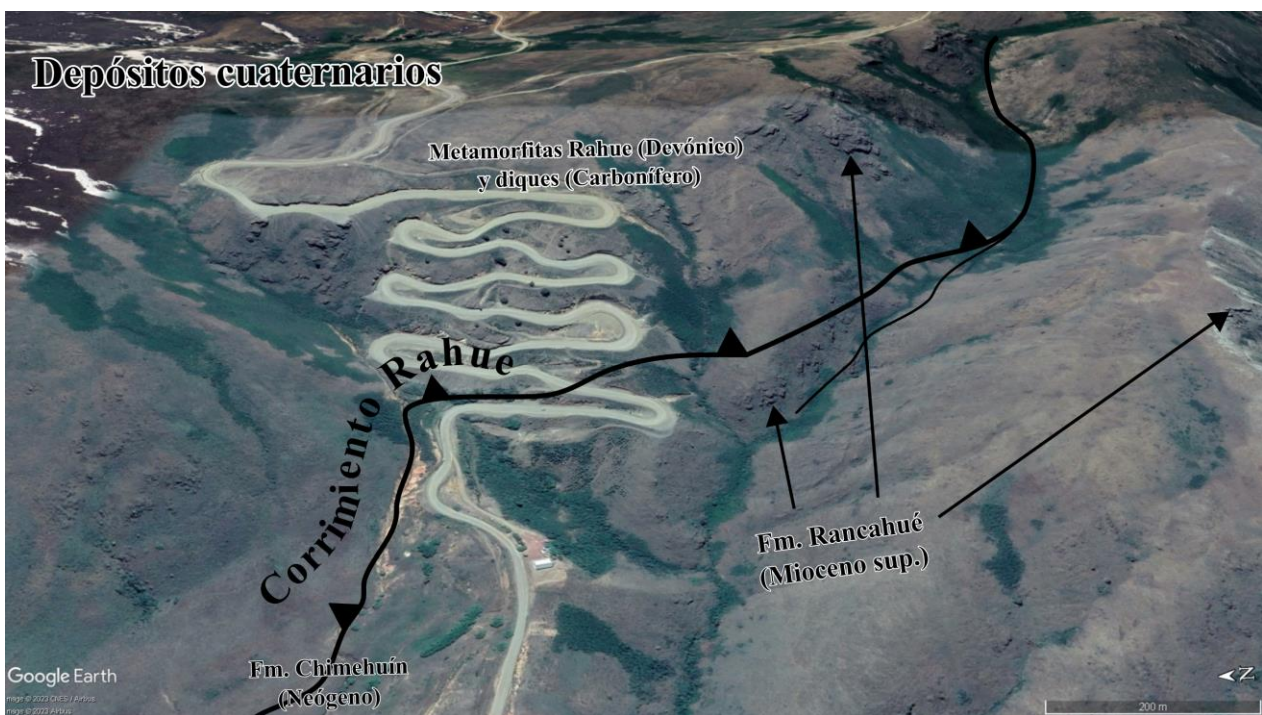


Figura 3.6: Estructuras del área de la Cuesta de Rahue (en base a García Morabito, 2010; Suárez y González, 2018; en imagen satelital de Google Earth, 2023).

3.4 Historia geológica paleozoica

La historia geológica de la Precordillera Neuquina Sur y zonas aledañas está constreñida por la compleja constitución de la Patagonia durante el Paleozoico, que involucra diversos ciclos geológicos cuya correcta delimitación fue discutida y propuesta en un gran número de trabajos, sobre todo en los últimos 15 años (*e.g.* Ramos *et al.*, 2011; Giacosa *et al.*, 2014; Heredia *et al.*, 2016, 2018;

González *et al.*, 2018, 2020; Rapela y Pankhurst, 2020; Martínez-Dopico *et al.*, 2021; Serra-Varela *et al.*, 2022; Oriolo *et al.*, 2023b). Dichos trabajos abordaron con diferentes metodologías el origen de la corteza continental de la Patagonia y su significancia en el marco geológico regional del supercontinente de Gondwana. Las discusiones actuales giran en torno a los puntos que se desarrollan a continuación.

3.4.1 Aloctonía o autoctonía de la Patagonia

Las primeras especulaciones acerca de un origen alóctono de la Patagonia fueron realizadas por Keidel (1925) y Windhausen (1931), contemporáneas a la difusión de la hipótesis de la Deriva Continental de Wegener como explicación a diversos fenómenos geológicos hasta ese momento poco clarificados por el conocimiento teórico disponible. En ese marco, es que surgieron las primeras ideas acerca de derivas y colisiones de diversas regiones en el planeta, entre ellas la Patagonia (Ramos, 1984). La importancia de la dilucidación de esta parte de la historia geológica para el área de estudio, radica en que la misma está ubicada en un sector de significancia regional para las diversas hipótesis planteadas.

Siguiendo una hipótesis colisional, se propusieron distintos modelos. Pankhurst *et al.* (2006) establecieron que solamente la región de la provincia geológica del Macizo del Deseado habría sido para-autóctona con eventos magmáticos y deformación relacionados a una etapa de subducción en el Misisipiano (Carbonífero Temprano) y una etapa de colisión durante el Pensilvaniano (Carbonífero Tardío)-Pérmico Temprano. En cambio, Ramos (2008) reafirmó que la Patagonia en su conjunto se comportó de manera alóctona durante el Paleozoico, colisionando durante el Pérmico Temprano con el margen Gondwánico, y estaría asociada también a la colisión de la Península Antártica durante el Carbonífero temprano-medio contra el margen opuesto, en el suroeste del Macizo del Deseado.

En los últimos años, diversos trabajos propusieron nuevas hipótesis que sugieren que incluso el sector norte de la Patagonia no fue un único bloque de basamento que colisionó durante el Paleozoico superior. Heredia *et al.* (2016) y Rapela y Pankhurst (2020) han sugerido la existencia del terreno de la Patagonia Oriental que habría estado anexado al margen gondwánico durante el Paleozoico inferior, formando una corteza continental continua con las Sierras Pampeanas Nororientales. En esta misma línea, Heredia *et al.* (2016) y Serra-Varela *et al.* (2016, 2019, 2022) han propuesto que entre el Ordovícico Tardío y el Silúrico Temprano/Medio (Pre-Wenlockiano)

ocurrió el proceso de colisión del resto de la Patagonia con el margen de Gondwana, como el terreno alóctono de Patagonia Occidental. La autoctonía de la Patagonia Occidental ha sido discutida por González *et al.* (2012, 2018, 2020) en base a las litologías y fósiles de arqueociátidos del Macizo Nordpatagónico oriental de fuerte correlación con las Montañas Transantárticas durante el Cámbrico Temprano.

Recientemente, Oriolo *et al.* (2023b) refuerzan una hipótesis autóctona de la Patagonia en base a una gran cantidad de estudios isotópicos. Dichos autores sugieren que los modelos colisionales no explican la falta de afloramientos de rocas pre-cámbricas de basamento y la presencia de circones detríticos de edades mesoproterozoicas a paleozoicas tempranas es explicada por el retrabajo de dichas rocas por eventos paleozoicos en su conjunto. La génesis de la corteza patagónica ocurrió entonces, según Oriolo *et al.* (2023b), en el margen de Gondwana, relacionado a orógenos acrecionales paleozoicos, con una primera etapa definida en el Devónico como un orógeno acrecionario en retroceso asociado a *slab roll-back* con extensión y transtensión en el antepaís, seguido por un orógeno acrecionario en avance, asociado a engrosamiento cortical y transpresión, con migración del magmatismo hacia el sector oriental de la Patagonia.

3.4.2 Límite sur de la Orogenia Chánica de los Andes

El sector de los Andes Centrales está caracterizado por tres ciclos orogénicos definidos (Giacosa *et al.*, 2014; Heredia *et al.*, 2016): el Ciclo Chánico (Paleozoico medio, hasta el Misisipiano), el Ciclo Gondwánico (Paleozoico superior) y el Ciclo Andino (a partir del Mesozoico). El primero de estos ciclos se caracteriza por la acreción de los terrenos Chilenia (durante el Devónico Tardío) y Cuyania (durante el Ordovícico) (Heredia *et al.*, 2016, 2018). La subducción por debajo de Gondwana estuvo activa hasta la colisión de Cuyania y, luego, al norte del lineamiento Huinul, se reestableció durante el Misisipiano (Rebolledo y Charrier, 1994). En contraste, existen exposiciones considerables de edades devónicas correspondientes a rocas plutónicas en la zona de San Martín de los Andes, y de rocas plutónicas y volcánicas en diversos sectores del Macizo Nordpatagónico, correspondientes a un arco volcánico emplazado en el sector patagónico (Loske *et al.*, 1999; Pankhurst *et al.*, 2006; Serra-Varela *et al.*, 2022), con una geoquímica típica de arco continental (Varela *et al.*, 2015).

Los protolitos sedimentarios de las rocas metamórficas de la Precordillera Neuquina Sur se depositaron en el contexto de exhumación y denudación de rocas pre-devónicas que constituyeron

los orógenos de la región (Franzese, 1995; Ramos *et al.*, 2010; Romero *et al.*, 2021). Una de las principales discusiones de este aspecto corresponde a si estas secuencias comparten historia con la Precordillera Nordpatagónica y región centro-sur del Macizo Nordpatagónico (Pankhurst *et al.*, 2006; Hervé *et al.*, 2018; González *et al.*, 2020), o con aquellas depositadas en el margen oriental de la placa de Chilenia (Giacosa *et al.*, 2014; Heredia *et al.*, 2016, 2018). Heredia *et al.* (2023) interpretaron que la Cuesta de Rahue representa el afloramiento más austral de la faja orogénica del Ciclo Chánico, y, por lo tanto, el protolito sedimentario correspondiente se depositó en el margen oriental de Chilenia durante dicho ciclo. De esta manera, está relacionado con la historia geológica de la Cordillera del Viento (Giacosa *et al.*, 2014) y, a su vez, con la evolución geodinámica de la Cordillera Frontal (Heredia *et al.*, 2002).

El área de Piedra Santa representaría el hinterland de la Orogenia Chánica mientras que la Cuesta de Rahue se habría ubicado en el hinterland externo, próximo al antepaís de la placa de Chilenia (Heredia *et al.*, 2023). El metamorfismo y la deformación que sufrieron dichas rocas ocurrieron en condiciones de bajo grado, así como aquellas en la Cordillera del Viento (Giacosa *et al.*, 2014; Agüero, 2018), con desarrollo de foliaciones regionales de rumbo N-S (Heredia *et al.*, 2023; Oriolo *et al.*, 2023a).

3.4.3 Ciclo Gondwánico

El Lineamiento Huincul no representa una sutura del Paleozoico superior como fue propuesto anteriormente (Ramos *et al.*, 1986, 2011; Ramos, 2008), sino una estructura paleozoica con una larga historia que marcó los límites del Orogeno Famatiniano temprano (Heredia *et al.*, 2016; 2018, 2023). Como se mencionó, la subducción al norte de este lineamiento es constatada a partir del Misisipiano (Rebolledo y Charrier, 1994), marcando el inicio del Ciclo Gondwánico en el margen occidental de Chilenia amalgamado a Gondwana.

La subducción gondwánica se estableció hasta el Pérmico y las rocas producto de este nuevo arco magmático están representadas en el oeste (Chile) por el Batolito de la Costa, y en el este por el Batolito de Elqui-Limarí, cuya migración hacia este último sector generó la Orogenia Sanrafaélica (García-Sansegundo *et al.*, 2014). El Complejo Plutónico del Chachil (Pensilvaniano-Pérmico Temprano) debió estar relacionado con esta migración del magmatismo a sectores del norte de la Patagonia (Franzese, 1995; Heredia *et al.*, 2023). En cambio, a la latitud de la Cordillera del Viento,

el arco magmático no migró hacia el este (Parada *et al.*, 2007; Hervé *et al.*, 2007). En esta zona se desarrolló una cuenca de retroprisma pre-orogénica altamente compartimentada por altos estructurales, asociada a otros depocentros gondwánicos, relacionada a un contexto extensional, alejada del margen de subducción, pero acompañada por vulcanismo (Heredia *et al.*, 2012; Giacosa *et al.*, 2014).

Entre el Pensilvaniano y el Pérmico Temprano también ocurriría la colisión de la Antártida Occidental con el margen gondwánico (Heredia *et al.*, 2016), la cual excede el límite marcado por el Lineamiento Huincul. Este orógeno se desarrolló en forma arqueada, con concavidad hacia el NE, de orientación N-S en el norte a NO-SE en el sector central (García-Sansegundo *et al.*, 2009), hasta ONO-ESE a E-O en el sector austral (Giacosa *et al.*, 2012).

El régimen compresivo fue seguido por un periodo de relajación tectónico junto con colapso orogénico hasta el Triásico Temprano (Llambías *et al.*, 2007), desarrollándose concomitantemente la Provincia volcánica-plutónica Choiyoi (Llambías *et al.*, 2007). El límite sur está poco definido y es discutible si las rocas plutónicas y volcánicas de edades similares del Macizo Nordpatagónico corresponden a la Provincia Magmática del Choiyoi (González y Giacosa, 2021).

3.4.4 Ciclo Andino

Las estructuras de basamento paleozoicas fueron reactivadas de manera preferencial por el Ciclo Andino. Durante el Triásico, procesos extensionales dieron lugar a importantes cuencas sedimentarias. En la región de estudio, se caracterizó por la formación de diversos depocentros de hemigrábenes aislados, siendo los principales los de Catán Lil, Chacaicó y Chachil (Vergani *et al.*, 1995), compuestos fundamentalmente por rocas volcánicas andesíticas a riolíticas correspondientes a las formaciones Ñireco y Lapa (Leanza *et al.*, 2005) del Ciclo Precuyano (Carbone *et al.*, 2011).

La etapa compresiva del Ciclo Andino desarrolló la Orogenia Andina y, en la zona, estructuró la Faja Plegada y Corrida de Aluminé durante el Cretácico Tardío y el Mioceno tardío-Plioceno (García Morabito y Ramos, 2012), caracterizada asimismo por una etapa extensional durante el Oligoceno y el Mioceno temprano (Franzese *et al.*, 2007).

4 Petrología

En el área de estudio, el basamento ígneo-metamórfico expuesto entre los 70°51'00'' – 70°46'00''LO y 39°23'00'' – 39°25'00''LS (Fig. 4.1) está compuesto por rocas metamórficas de medio y bajo grado, mayormente metasedimentitas esquistosas, intruidas por un plutón granítico y diques leucocráticos (Fig. 4.2).

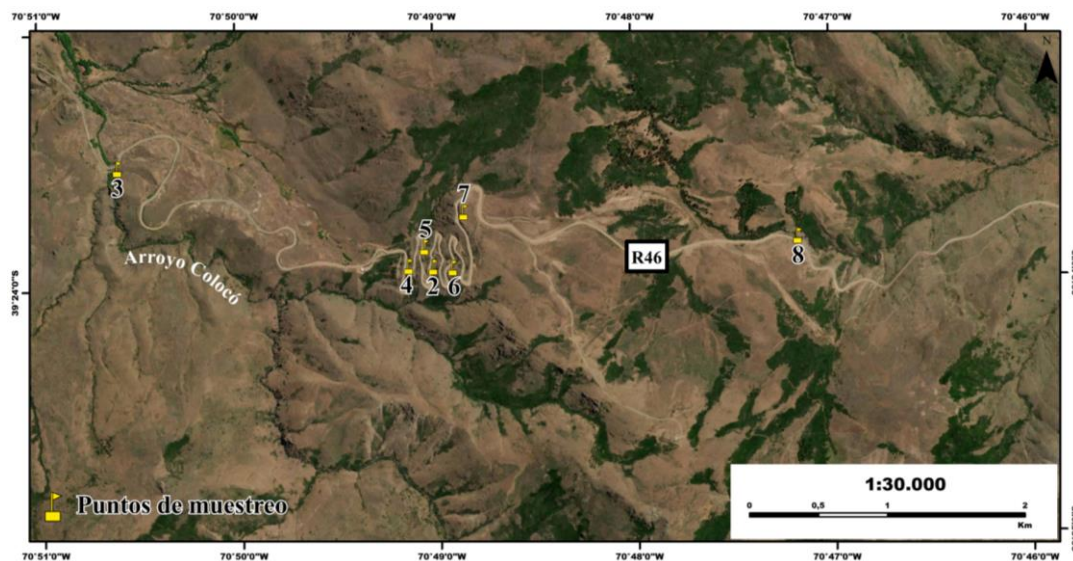


Figura 4.1: Afloramientos a lo largo de la Ruta Provincial N° 46 estudiados en el presente trabajo.

Los afloramientos de las rocas metamórficas se encuentran de manera continua a lo largo de la Cuesta de Rahue. Las rocas ígneas están circunscriptas a este sector de la cuesta (Fig. 4.2. C). Hacia el oeste, los afloramientos de rocas metamórficas son saltuarios. Las mejores exposiciones se encuentran en el arroyo Colocó (Figs. 4.1, 4.2. D-E) y al norte del arroyo Rahue, las que están cubiertas en discordancia por unidades cenozoicas, al norte por la Fm. Chimehuín y al sur por la Fm. Rancahué. La base del afloramiento no ha sido constatada. Un corrimiento en el sector occidental, de carácter regional, corta y pone en contacto el basamento con rocas más jóvenes, entre mesozoicas y cenozoicas (Figs. 4.2. A-D). En el sector oriental del área, sobre la Ruta Provincial N° 46 (Fig. 4.1), se encuentra otro afloramiento de rocas metamórficas (Fig. 4.3. A) cuya relación estratigráfica con el de la cuesta está cubierta por basaltos miocenos de la Fm. Rancahué y depósitos morrénicos y aluviales holocenos.

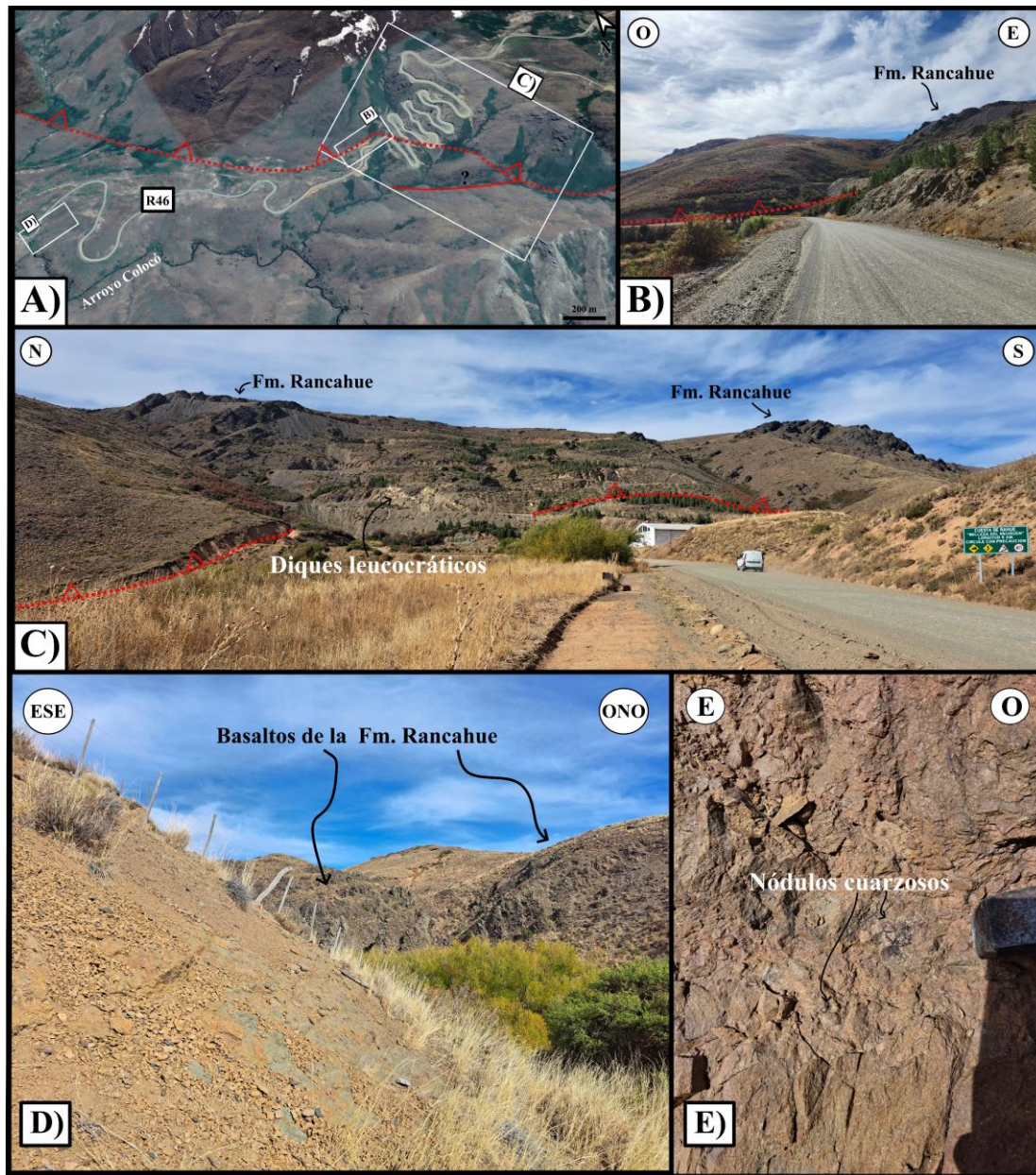


Figura 4.2: **A)** Indicación del corrimiento que afecta a la Cuesta de Rahue, en imagen satelital rebatida Google Earth (2023), estructura responsable de la exposición del bloque de basamento. **B)** Imagen desde el pie de la cuesta donde la falla genera un zurco en sentido E-O. **C)** Traza del corrimiento a lo largo de la cuesta. **D)** Afloramiento del basamento a la vera del arroyo Colocó, cubierto por basaltos de la Fm. Rancahué. **E)** Detalle del basamento donde se destaca una estructura masiva con algunos nódulos cuarzosos y una fábrica relíctica arenoconglomerádica.

En general, se reconoce una diferencia entre la variedad textural y mineralógica de los afloramientos de la Cuesta de Rahue sobre la Ruta Provincial N° 46, respecto a los afloramientos occidentales, expuestos en el arroyo Colocó (Fig. 4.1). En el sector occidental, las rocas presentan fábrica relíctica clástica, arenoconglomerádica, con nódulos cuarzosos y, en algunos casos, estructura masiva (Figs. 4.2. D-E). Las rocas aflorantes en la cuesta corresponden a esquistos y filitas de coloración grisácea. En numerosos sectores, además, presentan un bandeo composicional marcado que acompaña la

foliación metamórfica principal, con un rumbo N110 a 120° y un buzamiento uniforme de entre 40-50°N, variando a subvertical en el sector occidental al pie de la cuesta. Este sector se caracteriza, a su vez, por una gran deformación, correspondiente tanto a estructuras metamórficas como a fallas y sistemas de diaclasas.

En el sector oriental del área de estudio (Fig. 4.3), se encuentra el contacto superior de la unidad que es de tipo tectónico. En este caso, una falla normal pone en contacto discordante a las rocas metamórficas, rocas de aspecto muy similar a las aflorantes en la cuesta, con el Gr. Cuyo basal, asignado en esta región a la Fm. Sierra de Chacaicó (Fig. 4.3. B). Esta última unidad está constituida por conglomerados y brechas cuyos clastos son de variada litología, algunos correspondientes a esquistos moteados y otros a clastos laminados angulosos, de formas cúbicas. La Fm. Sierra de Chacaicó es sucedida en el área, en forma discordante, por la Fm. Los Molles (Fig. 4.3. C).

A continuación, se describen los principales litotipos de las rocas metamórficas destacando los rasgos más relevantes de cada uno. Los análisis petrológicos fueron realizados principalmente en metapelitas. Con respecto a las metapsamitas, su fábrica sedimentaria relíctica es masiva, en contraste a la laminación frecuente que caracteriza a las metapelitas. En la sección Anexos se encuentran las descripciones petrográficas completas listadas por número de afloramiento estudiado.

4.1.1 Esquistos moteados o nodulares micáceos

Los esquistos moteados o nodulares micáceos se caracterizan por su mayor porcentaje modal de muscovita y clorita, en relación a los demás litotipos. Son de coloración grisácea con sectores amarillentos y ocreos (Figs. 4.4. A-B) y están compuestos esencialmente por cuarzo, biotita, muscovita y clorita, con cantidades menores de andalucita, cordierita, granate, titanita, ilmenita y rutilo. La textura es granolepidoblástica nodular y está formada por una combinación de varios elementos principales: el bandeo composicional de la roca conformado por lentes de cuarzo elongados intercalados con sectores ricos en micas, la esquistosidad principal S_2 caracterizada por micas de tamaño de grano fino, definiendo una foliación del tipo continua, porfiroblastos de biotita, agregados de micas y clorita de grano fino, y nódulos constituidos por sericita y clorita de grano muy fino (Figs. 4.5. A-B).

El bandeo composicional tiene espesor irregular, es paralelo a la estratificación y está asociado a laminación paralela relíctica. Las bandas claras están compuestas por cuarzo, feldespatos, minerales

opacos y circones. Este bandeado no está relacionado al desarrollo de la esquistosidad. Se caracteriza por la presencia de una orientación preferencial de los cristales de cuarzo que conforman comúnmente lentes elongados con textura granoblástica interlobada y de un espesor promedio de 200 μm .

Las foliaciones metamórficas S_1 y S_2 se caracterizan por la presencia de cristales de muscovita y biotita orientados preferencialmente (Fig. 4.5. A). La foliación mejor desarrollada y que controla la

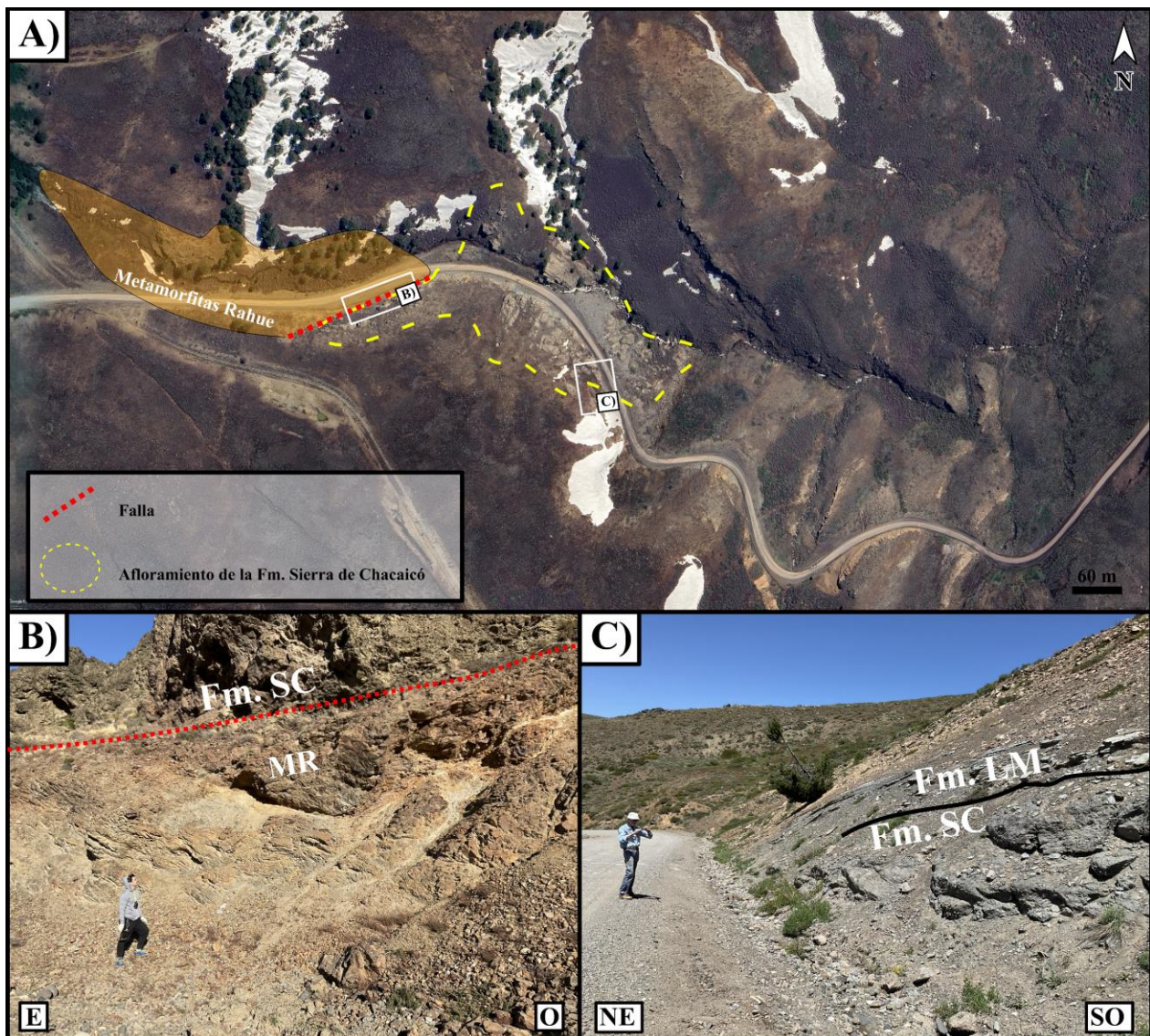


Figura 4.3: A) Contacto tectónico entre las rocas metamórficas Rahue (MR) y la Fm. Sierra de Chacaicó que, en esta zona, inmediatamente al E de la Cuesta de Rahue, representa el contacto superior erosivo y tectónico del basamento, y delimitación del afloramiento de la Fm. Sierra de Chacaicó en imagen satelital (Google Earth, 2023). B) Detalle del contacto entre el basamento (MR) y la Fm. Sierra de Chacaicó (Fm SC) en la zona. C) Detalle del contacto discordante entre la Fm. Sierra de Chacaicó y la suprayacente Fm. Los Molles (Fm. LM) en la zona.

fisilidad de la roca es S_2 . Las micas son subhedrales a euhedrales y las biotitas tienen un tamaño de 108 μm hasta 145 μm , mientras que los cristales de muscovita presentan un tamaño promedio de 202 μm . Los minerales opacos de hábito prismático rectangular presentan sus ejes mayores de aproximadamente 400 μm según alguna de las orientaciones preferentes de la roca, mayormente S_2 .

Los porfiroblastos de biotita están inmersos en la matriz lepidoblástica, alcanzan un tamaño entre 400 y 500 μm , y presentan inclusiones de cuarzo y cristales opacos que definen una foliación interna (ver sección 5). La cordierita también constituye porfiroblastos, con alteración a sericita y pinnita, y alcanzan un tamaño de 300 μm . Por otro lado, el granate tiene un tamaño de 107 μm , está fracturado y sus bordes están cloritizados (Fig. 4.6. A). Se encuentran algunos porfiroblastos de muscovita sin una orientación definida con un tamaño de 300 μm . Aparecen además agregados de formas circulares y euhedrales, compuestos por clorita y, minoritariamente, biotita y minerales opacos (Fig. 4.6. B).

Los nódulos tienen un tamaño de 1 a 2 mm y consisten en agregados de minerales de tamaño muy fino (50 μm) (Fig. 4.5. B). En escala mesoscópica tienen un color negro. La mayoría presentan un halo irregular de clorita, de un diámetro de 100 μm , y todos poseen cristales de muscovita o sericita en el sector central. En cada nódulo aparecen cristales de cuarzo y minerales opacos dispersos aleatoriamente. Los nódulos son notoriamente pobres en biotita comparados con la matriz lepidoblástica.

4.1.2 Hornfels moteados

Los hornfels moteados se diferencian de los esquistos por su escasa fisilidad y mayor desarrollo de porfiroblastos de biotita sagenítica. Poseen una coloración grisácea y rojiza con una fábrica planar levemente definida (Figs. 4.4. C-D), expresada por un bandeamiento composicional de bandas claras y oscuras de espesores inferiores a 1 cm. Las bandas claras son más ricas en cuarzo y las oscuras en micas, sobre todo biotita. Están compuestos por biotita, cuarzo, muscovita y, en menor medida, andalucita, cordierita, rutilo e ilmenita. Presentan una esquistosidad pobremente definida y se fracturan de manera cúbica.

Las micas definen una esquistosidad de grano fino a medio. La biotita presenta colores pardos a pardos rojizos, una forma subhedral y un tamaño promedio de 125 μm , mientras que la muscovita es euhedral a subhedral con un tamaño promedio de 145 μm . El rutilo de hábito acicular-radial aparece como inclusiones en la biotita.

Los porfiroblastos son de biotitas sageníticas muy similares a aquellos de la matriz esquistosa. Presentan un pleocroismo de marrón claro a marrón oscuro y rojizo (Fig. 4.6. C). El tamaño promedio de estos porfiroblastos es de 600 μm aunque superan 1 mm, en su diagonal mayor, según el clivaje. Presentan inclusiones de rutilo y otros minerales opacos, cuarzo y circones. Las inclusiones de cuarzo presentan un patrón textural que permite diferenciar tres sectores: una zona pobre en inclusiones (por lo general, en el centro, y en algunos casos ausente), zonas ricas en inclusiones y un sector externo poiquilítico e incluso esquelético. Presentan una forma anhedral y un tamaño promedio de 53 μm .

4.1.3 Esquistos moteados biotíticos

Los esquistos moteados biotíticos se diferencian de los esquistos moteados micáceos por su escaso contenido en clorita. Son grises, de grano fino a medio y están compuestos principalmente por cuarzo, biotita y muscovita (Fig. 4.4. E). Presentan una textura similar a los esquistos moteados micáceos, pero se distinguen de ellos por no contener clorita ni granate. Poseen un bandeado grosero y regular de bandas de 1 cm aproximadamente, las bandas oscuras son más ricas en micas y el tamaño de los nódulos es mayor que en las bandas claras, alcanzando de 0,1 a 1 cm.

En este caso, los cristales de cuarzo presentan una textura granoblástica poligonal a ligeramente interlobada. Aquellos cristales asociados con cristales de micas tienen un tamaño de 20 μm , mientras que los demás constituyen lentes de unos 70 a 100 μm . Las biotitas son de color pardo a pardo rojizo y confieren la esquistosidad a la roca (Fig. 4.5. C), los cristales individuales definen S_1 y tienen un tamaño de 50 μm ; algunos forman agregados biotíticos que tienen un tamaño de aproximadamente 700 μm orientados según S_2 , siendo el rasgo más conspicuo de la roca. Los porfiroblastos de biotita presentan un patrón de zonación (Fig. 4.6. D) similar al de los hornfels moteados. Los cristales de muscovita presentan un tamaño de 170 μm aproximadamente, algunos están orientados según S_2 aunque en su mayoría aparecen asociados a la biotita; sus contactos con los cristales de biotita son irregulares, presentando también inclusiones de minerales opacos y biotita.

Los nódulos están compuestos por sericita y algunos presentan un sector central muscovítico. Todos son pobres en biotita y, en ocasiones, se encuentran porfiroblastos de cordierita esqueléticos y discontinuos. En otros sectores, también se encuentran agregados granulares y porfiroblastos de andalucita (Fig. 4.6. E). Los nódulos están afectados por cizalla, se encuentran deformados según un

patrón S-C, donde bandas de cizallas afectan la foliación metamórfica S₂, y, en otros casos, se encuentran fracturados y desplazados (Figs. 4.4. D-E).

4.1.4 *Filitas o milonita filítica (clasto de Fm. Sierra de Chacaicó)*

El tramo inferior de la Fm. Sierra de Chacaicó en contacto tectónico con las rocas metamórficas de la Cuesta Rahue en el sector oriental se caracteriza por la abundancia de clastos angulosos a muy angulosos de una roca metamórfica laminada que corresponde a una filita o posiblemente milonita filítica. Esta roca metamórfica, que compone los clastos de la brecha y cuya procedencia se desconoce, es oscura, y posee fábrica planar dada por una combinación entre el bandeo composicional y la orientación preferencial de minerales escamosos correspondientes a sericita, muscovita y biotita (Figs. 4.7. A-B). Este tipo de roca no se ha encontrado como afloramiento en el sector del área de estudio. Se caracteriza por lentes alternantes de cuarzo y feldespatos, dispuestos en forma oblicua con respecto a otro elemento de fábrica planar caracterizado por bandas de cuarzo irregulares. La textura de la roca es milonítica formada por una combinación de porfiroclastos de plagioclasa y minerales opacos, cintas de cuarzo y agregados lenticulares leucocráticos constituidos por cuarzo que definen el dominio de microlitones (Figs. 4.8. A-D). Como resultado se desarrolló una foliación milonítica afectada por zonas de microcizalla constituida por fajas de sericita y grafito. Se infiere una estructura sedimentaria relíctica S₀, una foliación milonítica C y una fábrica S-C-C'.

La foliación de la roca está dada por cristales de muscovita fina o sericita asociados a cristales de biotita y muscovita de mayor tamaño, alcanzando los 200 µm. El grafito se dispone en superficies paralelas a esta fábrica, asociado también a superficies estilolíticas. A los mismos se asocian *ribbons* de cuarzo, cuya textura es granoblástica lobular con recristalización dinámica, dadas por estructuras del tipo *pinning* y *window* asociadas. Las venillas de cuarzo son oblicuas, aproximadamente a 25° respecto a la foliación milonítica (Fig. 4.8. B). La fábrica S-C-C' está definida por fajas de sericita dispuestas a 30° respecto a la foliación C (Fig. 4.8. D). Los porfiroclastos de plagioclasa presentan un tamaño de 200 µm, maclas ahusadas y una forma sigmoidal (Fig. 4.8. A). A estos se le suman cristales de ilmenita de un tamaño de 220 a 240 µm, con *strain caps* asociadas (Fig. 4.8. C).

Existen porfiroblastos de biotita que serían parte de la textura relíctica granolepidoblástica, con un tamaño de 300 µm y fracturas de extensión rellenas con cuarzo perpendiculares a C//S. Presentan

diminutas inclusiones de rutilo. Otros porfiroblastos son de clorita, fuertemente alterados, de unos 400 μm orientados según C//S. Esta foliación se constituye por cristales de sericita y biotita fina.

4.1.5 Diques leucocráticos graníticos

Los diques leucocráticos, en general blanquecinos, tienen una composición granítica, con más del 90 % de minerales félsicos de los cuales el 45% corresponde a feldespato alcalino, 40% a cuarzo y 15% a plagioclasa, en una textura general pegmatítica y granofírica con cristales anhedrales a subhedrales (Figs. 4.7. D-F). Según la clasificación modal basada en el diagrama QAPF de la IUGS (Le Bas y Streckeisen, 1991; Le Maitre *et al.*, 2005), la roca es un sienogranito.

El cuarzo presenta textura consertal y mirmequítica con la plagioclasa. En algunos casos, existe evidencia de *bulging* (Figs. 4.8. E-F). Los cristales de feldespato alcalino son subhedrales, las formas mejor desarrolladas son de hábito tabular, y junto al cuarzo caracterizan la textura gráfica de la roca (Fig. 4.8. F). Presentan pertitas alteradas preferencialmente. La biotita es de color marrón verdoso a marrón oscuro teñido por óxidos finos, subhedral a anhedral, de hábito laminar, sin orientación preferencial; en algunos casos los cristales se presentan cloritizados y sericitizados.

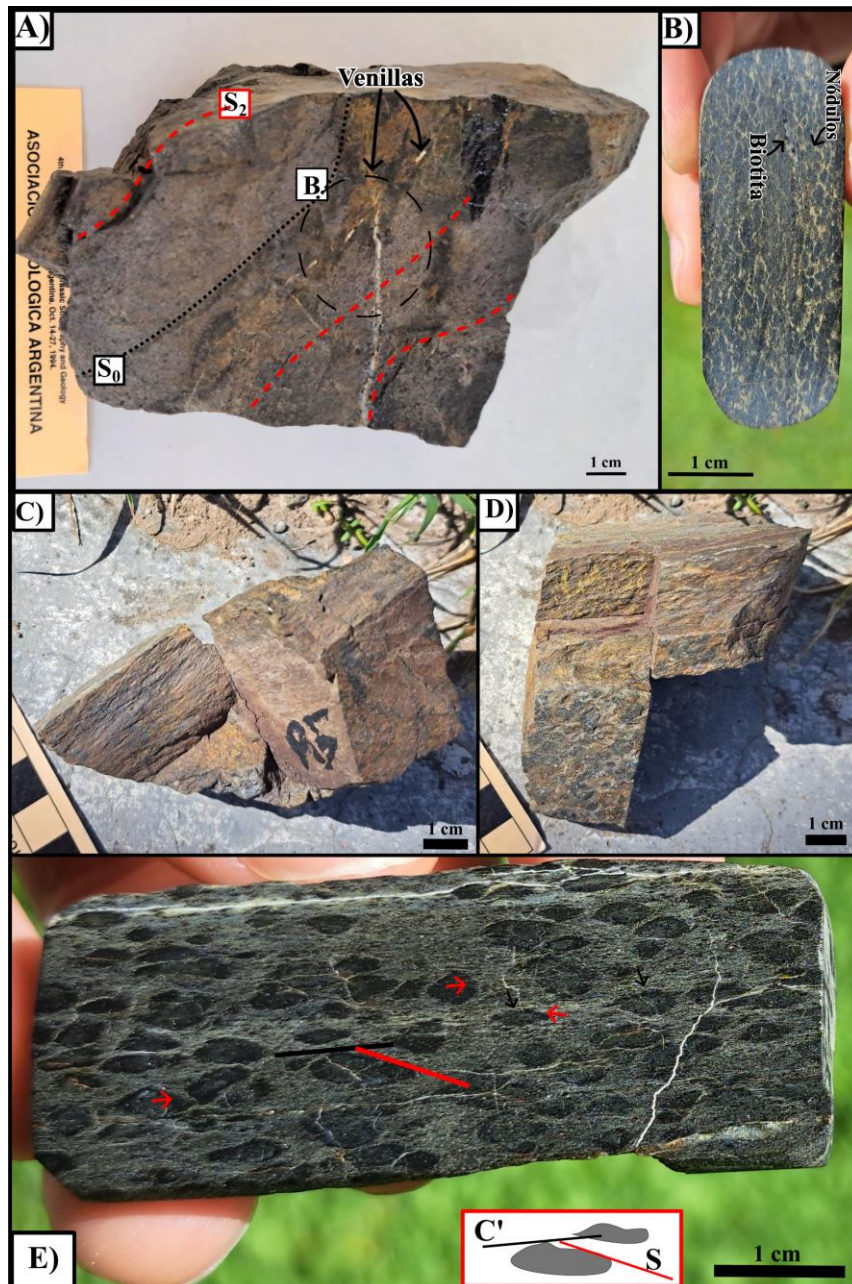


Figura 4.4: Esquistos moteados o nodulares micáceos. A) Detalle en el que se observa el cambio de coloración correspondiente a un aumento en la proporción modal de cuarzo representando el S_0 , las superficies de esquistosidad S_2 y algunas venillas, de las cuales una está orientada según S_2 . B) Nódulos y algunos porfiroblastos de biotita; nótese la orientación preferencial de los nódulos. **Hornfels moteados.** C-D) Detalles de la coloración y estructura; en D se observan los nódulos sobre un plano de la esquistosidad principal de la roca. **Esquistos moteados biotíticos.** E) Sección pulida donde se observan los nódulos y porfiroblastos de biotita; la foliación metamórfica S_2 es cortada por zonas de cizalla C, definiendo una fábrica S-C, que afectan a los nódulos en sus bordes.

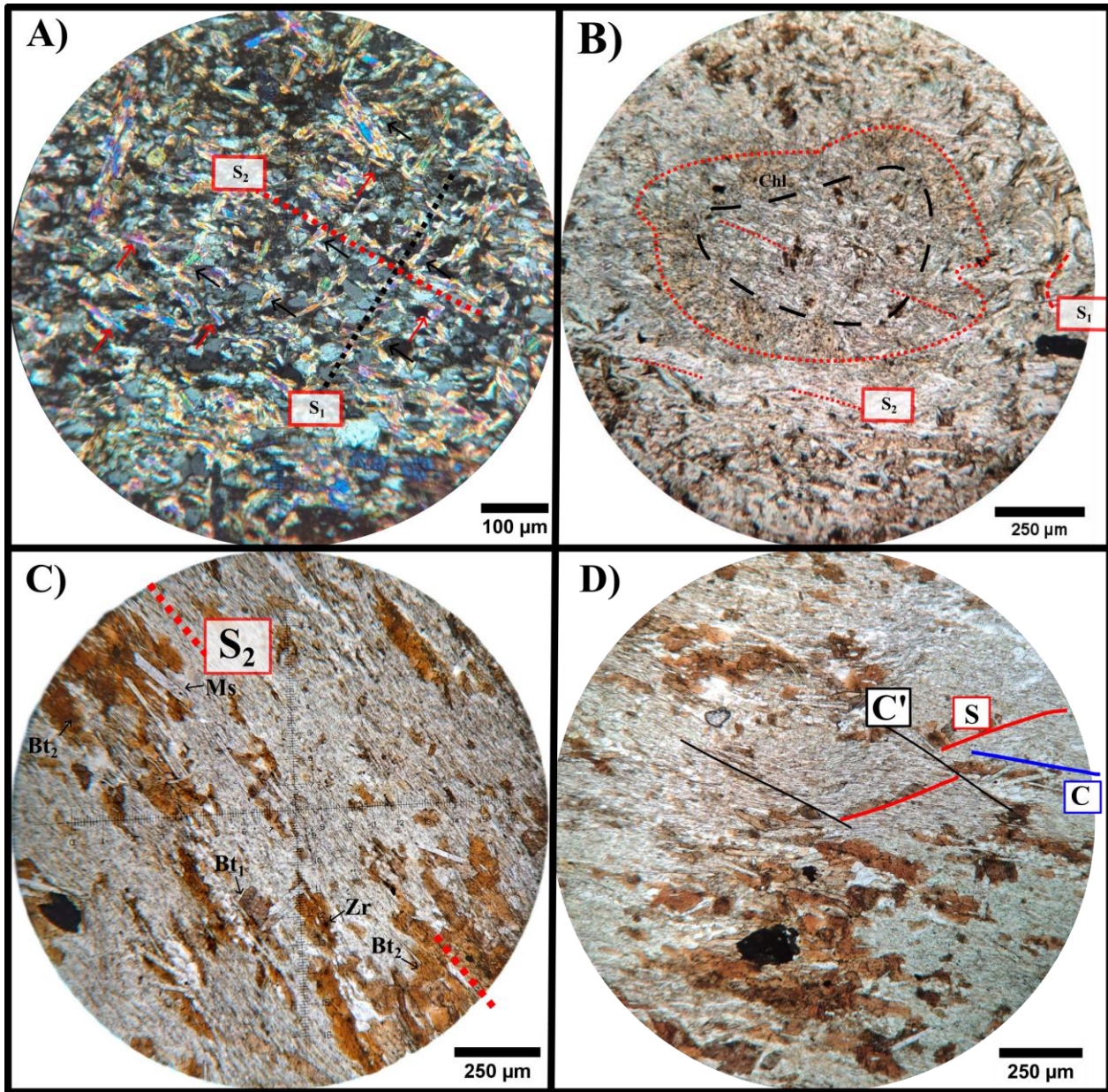


Figura 4.5: Esquistos moteados o nodulares micáceos. Fotomicrografías. **A)** Detalle de las foliaciones metamórficas analizadas; en negro se representa la dirección de S_1 y con flechas negras algunos arcos poligonales o crenulación relíctica de la misma; S_2 , en forma oblicua a la anterior, representa la fábrica planar principal de la roca. **B)** Nódulo de micas, se destaca la presencia de un sector externo rico en clorita y un núcleo rico en muscovita. Las micas siguen presentando una orientación preferencial respecto a S_2 , aunque hay una cierta superposición de la textura granoblástica nodular. Las cloritas no presentan esa misma orientación.

Esquistos moteados biotíticos. **C)** Cristales de biotita correspondientes a distintas generaciones que están relacionadas a las esquistosidades. **D)** Detalle de la fábrica S-C-C', con una foliación milonítica C afectando la foliación S_2 definida por cristales de muscovita y biotita, y otra C' afectando a ambas foliaciones.

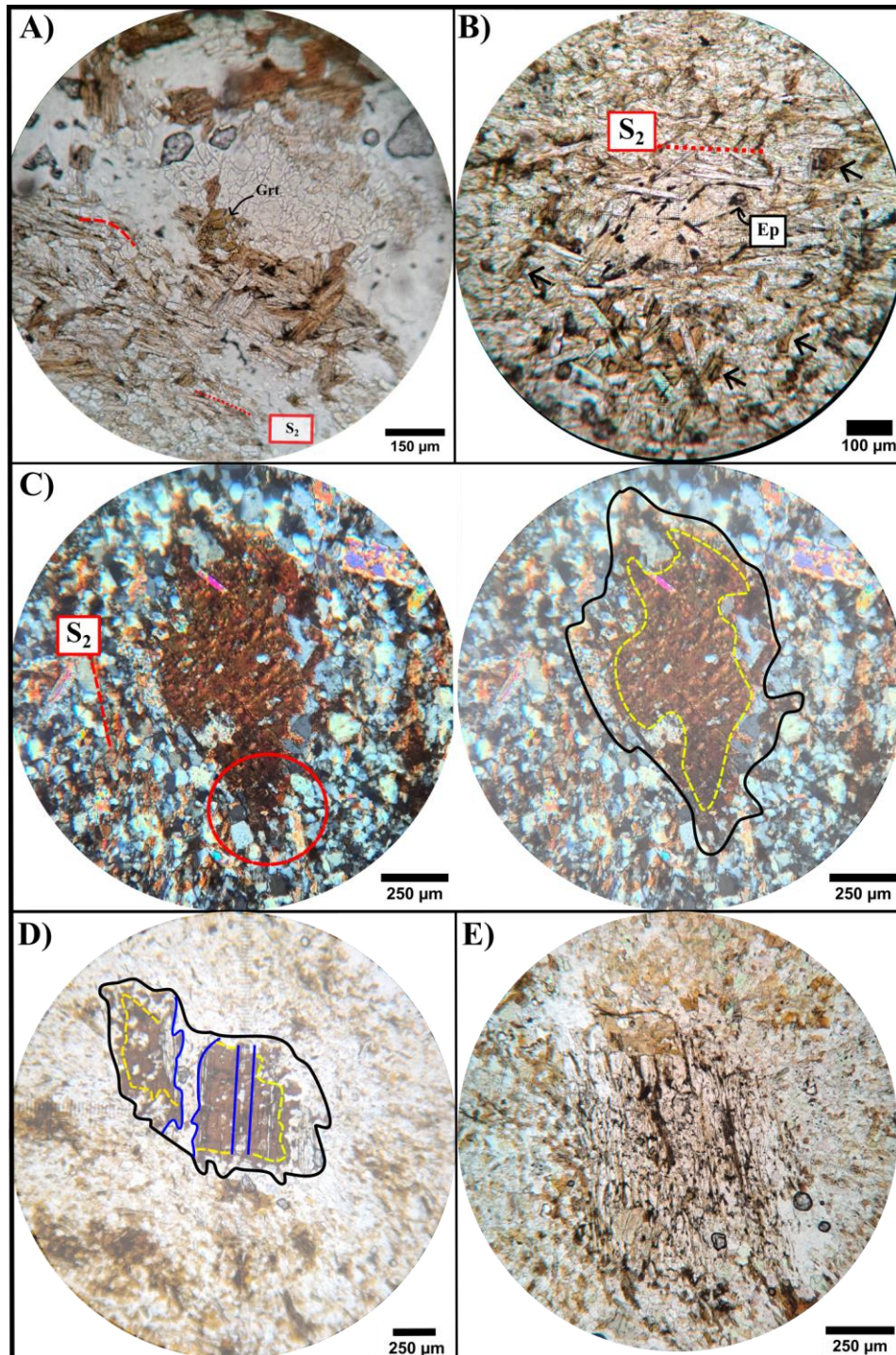


Figura 4.6: Esquistos moteados o nodulares micáceos. Fotomicrografías de una sección paralela a la fábrica planar principal S_2 . **A)** Granate, fracturado, presente entre lentes de cuarzo y agregados de micas y clorita. **B)** Agregado de cristales de clorita de color amarillento y sin un hábito bien desarrollado de los cristales a diferencia de A; se indican cristales de biotita con orientación oblicua a S_2 (flechas negras). En ambos casos se encuentran epidoto y minerales opacos asociados; estos últimos presentan formas prismáticas alargadas, circulares o cuadradas. **C)** Hornfels moteados. **D)** Esquistos moteados biotíticos. En C y D, zonación textural de porfiroblastos de biotita, dada por la abundancia de inclusiones de cuarzo; en amarillo se indica la zona rica en inclusiones; en negro se marca el límite externo del porfiroblasto, en todos los casos de carácter poiquilítico y esquelético; en azul se destacan fracturas extensionales rellenas de cuarzo. **E)** Porfiroblasto de andalucita sobreimpuesto a cristales de biotita, con alteración a sericita.

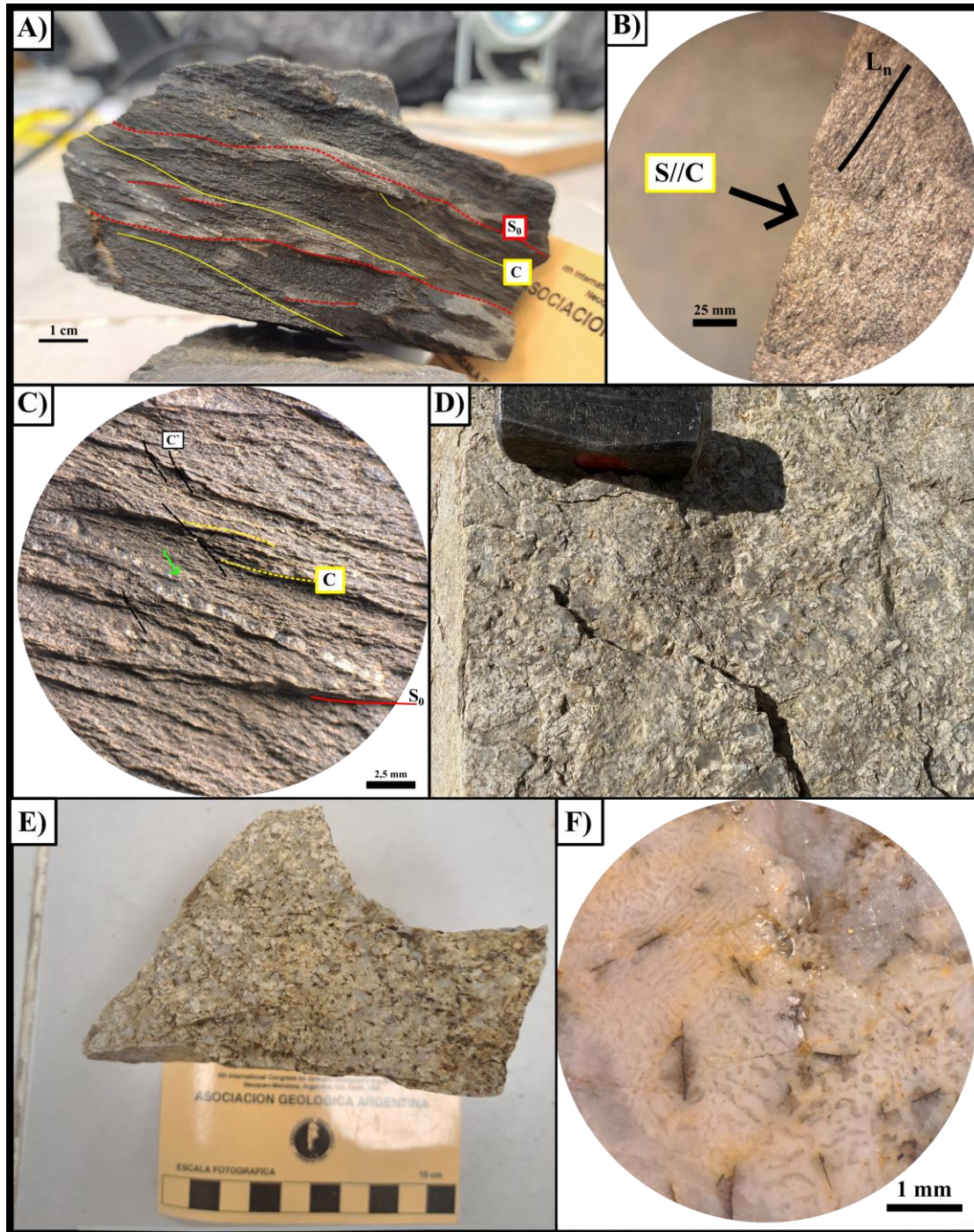


Figura 4.7: Milonita filítica. **A)** Detalle con indicación de las fábricas identificadas incluyendo la estructura sedimentaria relictica (S_0) inferida. **B)** Detalle de superficie planar de la foliación ($S//C$) con la lineación (L_n) dada por los filosilicatos orientados. **C)** Detalle de la relación entre las principales estructuras planares de la roca, se identifica un S_0 (rojo) cortado oblicuamente por C (amarillo), la que a su vez es afectada por una zona de cizalla C' (negro). También se observan venillas de cuarzo estiradas con desarrollo incipiente de *boudinage* (flecha verde). **Diques leucocráticos graníticos.** **D)** Detalle de una roca granítica, litotipo más frecuente en los diques. **E)** Roca leucogranítica de textura granosa y pegmatítica con cuarzo, feldespato alcalino, plagioclasa, biotita y cantidades menores de muscovita y algunos óxidos de hierro. **F)** Detalle donde se observa la textura granofírica o gráfica de grano grueso, el hábito laminar de la biotita y algunas fracturas.

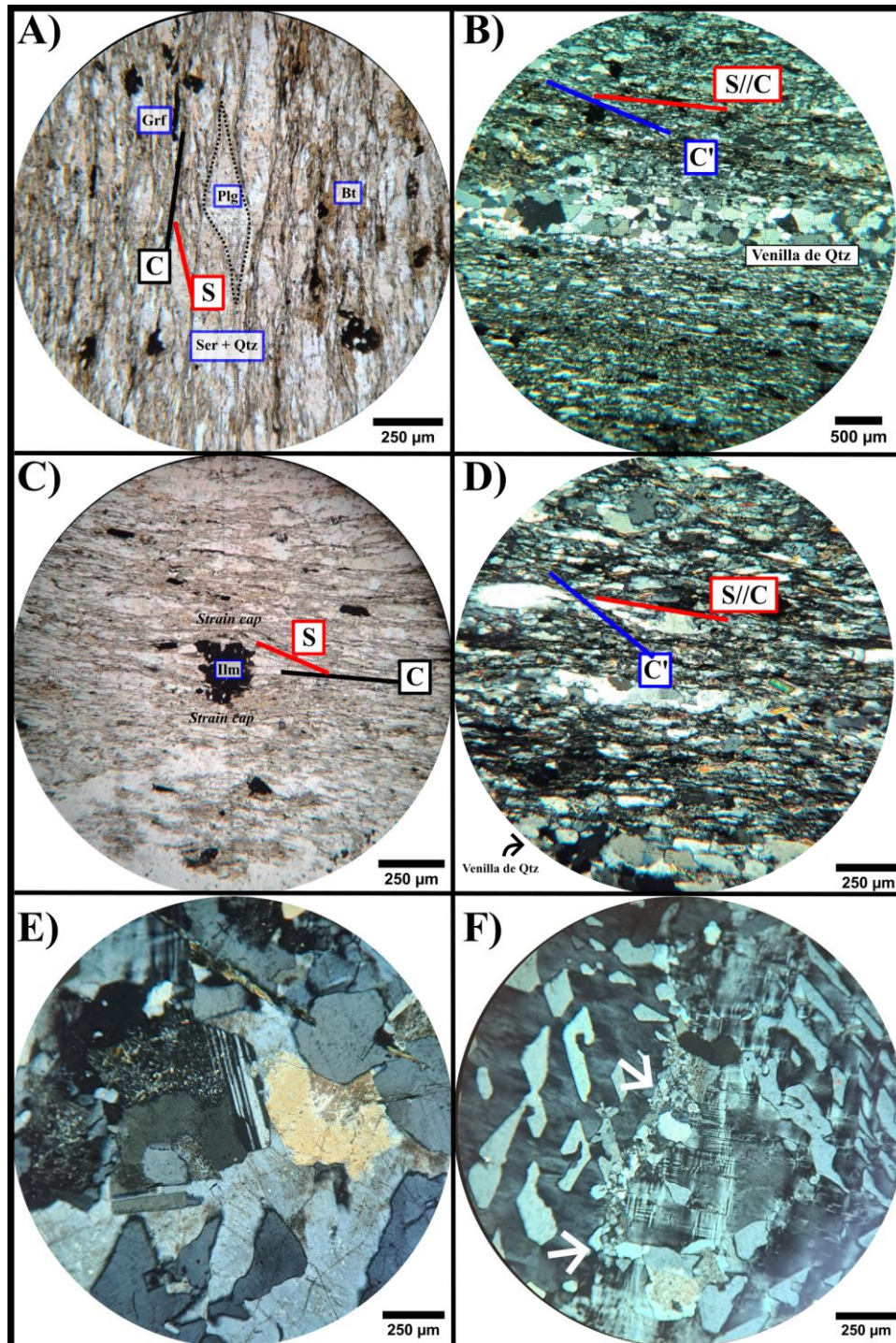


Figura 4.8: Milonita filítica. **A)** Detalle de la textura granolepidoblástica general de la roca con lentes cuarzo-feldespáticos alternando con superficies de clivaje compuestas por muscovita-sericita, biotitas y minerales opacos orientados según la fábrica S-C; se observa un porfidoclasto de plagioclasa de forma sigmoidal. **B)** Venilla de cuarzo con textura granolepidoblástica interlobada; fábrica S-C afectada por zonas de cizalla C' oblicuas. **C)** Detalle de la fábrica planar, en este caso se muestra un mineral opaco con desarrollo de *strain caps*. **D)** Foliación S//C marcada en rojo afectada por bandas de microcizalla C' (en azul). **Diques leucocráticos graníticos.** **E)** Sección donde se observa el cuarzo y feldespato alcalino con textura gráfica, y un cristal de plagioclasa intersticial fuertemente alterado, el desarrollo de las maclas polisintéticas es acuñado; incipientes indicios de *bulging* en el cuarzo. **F)** Microestructura *bulging* del cuarzo (flechas blancas) en forma de venillas en el contacto entre cristales de feldespato alcalino con textura gráfica.

5 Estructura y microestructura

Las rocas aflorantes en la Cuesta de Rahue presentan un plegamiento homoclinal buzante hacia el norte, siendo subvertical al pie de la cuesta (Fig. 5.1). La sección está afectada por foliaciones metamórficas, diaclasas y fallas del tipo normal e inversa. Los diques cortan a las estructuras metamórficas. Las estructuras frágiles afectan tanto a las estructuras metamórficas como a los diques.

5.1.1 Foliaciones y lineaciones

La fábrica planar de los esquistos moteados está dada por el bandeo composicional y dos foliaciones metamórficas, S_1 y S_2 , ambas del tipo continuas (Fig. 5.2.). Las esquistosidades en los esquistos moteados micáceos con nódulos de clorita y sericita son de grano fino, siendo más gruesas en los esquistos moteados biotíticos con nódulos muscovíticos

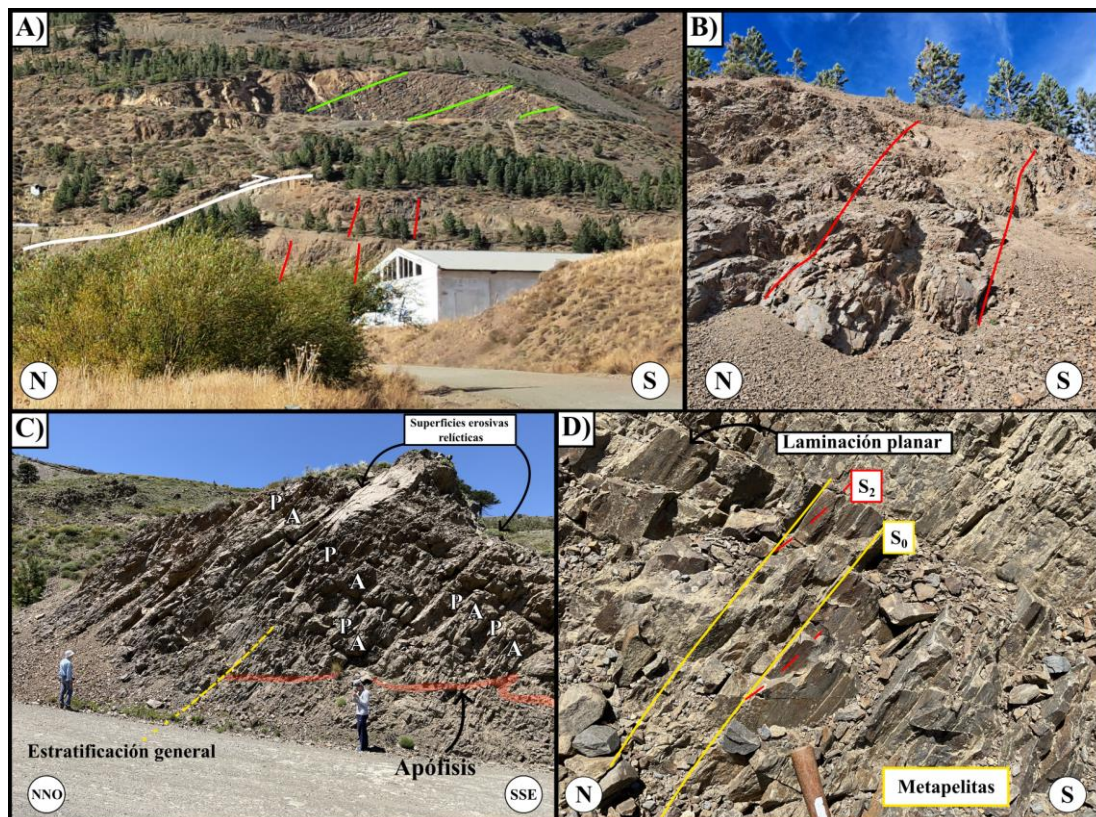


Figura 5.1: **A)** Cambio abrupto de buzamiento de los estratos de un lado y del otro del corrimiento principal, aproximadamente de 80° (rojo) a 40° (verde) hacia el norte. **B)** Detalle del perfil de afloramiento con estratos subverticales. **C)** Detalle de la sección central de la cuesta, intercalación de metapelitas (P) y metareniscas (A) con buzamiento hacia el norte de entre 40° y 50° . **D)** Detalle de las metapelitas laminadas con foliación metamórfica correspondiente a S_2 ligeramente oblicua (aproximadamente 12°) a S_0 .

Foliación S₁: está desarrollada de manera incipiente y es sólo observable a escala microscópica, caracterizándose por cristales de muscovita (fengita) y biotita que localmente controlan la forma del cuarzo. Está preservada dentro de los nódulos y por arcos poligonales (Fig. 5.2. A). En una vista paralela a la fábrica planar principal, presenta una orientación de 60-65° respecto a L₁ (lineación sobre el plano S₂), mientras que en secciones perpendiculares ambas foliaciones tienen un ángulo promedio de 75°. Teniendo en cuenta esto, el plano de foliación S₁ tiene un rumbo de N30° y 70-75° de buzamiento al norte.

Foliación S₂: es la más desarrollada y la roca presenta fisilidad según los planos asociados a esta foliación. Es subparalela a la estratificación original. En los esquistos moteados micáceos, está dada por cristales de biotita y muscovita orientados. En los esquistos moteados biotíticos, se caracteriza por agregados de biotita elongados según esa misma dirección (Fig. 5.2. A). Los agregados de clorita presentan una forma elongada a lo largo de estos planos. Esta foliación es similar a la reconocida por Heredia *et al.* (2023) y Oriolo *et al.* (2023a). El plano de foliación S₂ tiene un rumbo de N110° y 30-40° de buzamiento al norte.

Foliación C: en los esquistos moteados biotíticos se observó una fábrica S-C subparalela a S₂ (S-C-C' al microscopio). La textura milonítica está mejor definida en las filitas milonitizadas, donde las fábricas S-C y S-C-C' se superponen a las texturas metamórficas relícticas.

La cara (001) de las micas (Bt + Ms) es paralela a la Foliación S₁. En cambio, en la Foliación S₂, la cara (001) de la biotita varía de paralela a perpendicular y, en el caso de la muscovita, siempre es paralela. La dirección de estiramiento definida por S₂ forma la lineación mineral principal L₁. Se caracteriza sobre todo por los porfiroblastos de biotita, observables en las secciones paralelas a la foliación, con su cara (001) oblicua a S₂ en la mayoría de los casos. La foliación interna de los porfiroblastos es continua con respecto a S₂ y guarda una relación de geometría coherente. En algunos casos, los porfiroblastos de biotita están rotados, aunque la continuidad entre la foliación interna y externa se puede constatar.

Se observa en secciones perpendiculares a la fábrica que la foliación interna de estos porfiroblastos es continua respecto a S_2 (Figs. 5.2. C-D). En otros casos, existe una zonación textural marcada por la abundancia de inclusiones, dividiéndose en zonas ricas en inclusiones y otras zonas pobres en inclusiones. Sumado a esto, se desarrollan venillas de cuarzo producto del relleno de fracturas en los porfiroblastos y presentan un sector externo poiquilítico. El tamaño de las mismas es variable, en algunos casos de aproximadamente 20 a 30 μm , mientras que en otros no alcanza los 10 μm .

La mayoría de los cristales de cuarzo en los bordes poiquilíticos de la biotita, y aquellos que rellenan las fracturas extensionales, tienen un tamaño mayor a 30 μm . Normalmente, estas inclusiones de mayor tamaño presentan una orientación al azar, aunque las asociadas al borde poiquilítico están orientadas según S_2 (Fig. 5.2. E). La zonación textural de la biotita puede deberse al crecimiento sintectónico de la biotita en sombras de presión desarrolladas alrededor de porfiroblastos con su plano (001) en un ángulo alto respecto a S_n (Lister *et al.*, 1986; Miyake, 1993; Camilleri, 2009; Cardoso-Fernandes *et al.*, 2019). En otros casos, los minerales opacos incluidos están dispuestos en bandas preferenciales, aunque esto se debería a exsoluciones de cristales de rutilo según direcciones cristalográficas preferenciales de la biotita.

Los lentes elongados de cuarzo constituyen otra fábrica lineal, menos definida. Se caracterizan por una textura interna granoblástica interlobada (Fig. 5.2. B). La dirección de elongación es paralela a la dirección de estiramiento asociada a S_2 . Los cristales de cuarzo presentan en algunos casos extinción ondulosa, *bulging* y subgranos.

Los nódulos de micas tienen hasta 1,5 cm de diámetro, y la mayoría están orientados y achatados según la fábrica planar principal de la roca, y distribuidos de manera aleatoria, con una geometría circular, sobre los planos de la misma. Aunque, en este caso, los cristales internos de biotita y muscovita presentan una orientación preferente dada por esta misma foliación y S_1 . Como se mencionó anteriormente, la biotita es menos abundante dentro de los nódulos. Una característica textural de los cristales de biotita alrededor y dentro de los nódulos, es su fuerte desequilibrio con bordes irregulares, exsolución de minerales opacos y cuarzo, y cloritización. La orientación y achatamiento de los nódulos define una lineación con características similares a L_1 , por lo que podría incluirse en ella. El desarrollo de una zona de cizalla habría afectado a la Foliación S_2 , tal como se observa en varios puntos. Algunos de los nódulos también fueron afectados. Esto indica una fase de deformación dúctil posterior al desarrollo de la mineralogía de metamorfismo de contacto y el desarrollo de metamorfismo retrógrado.

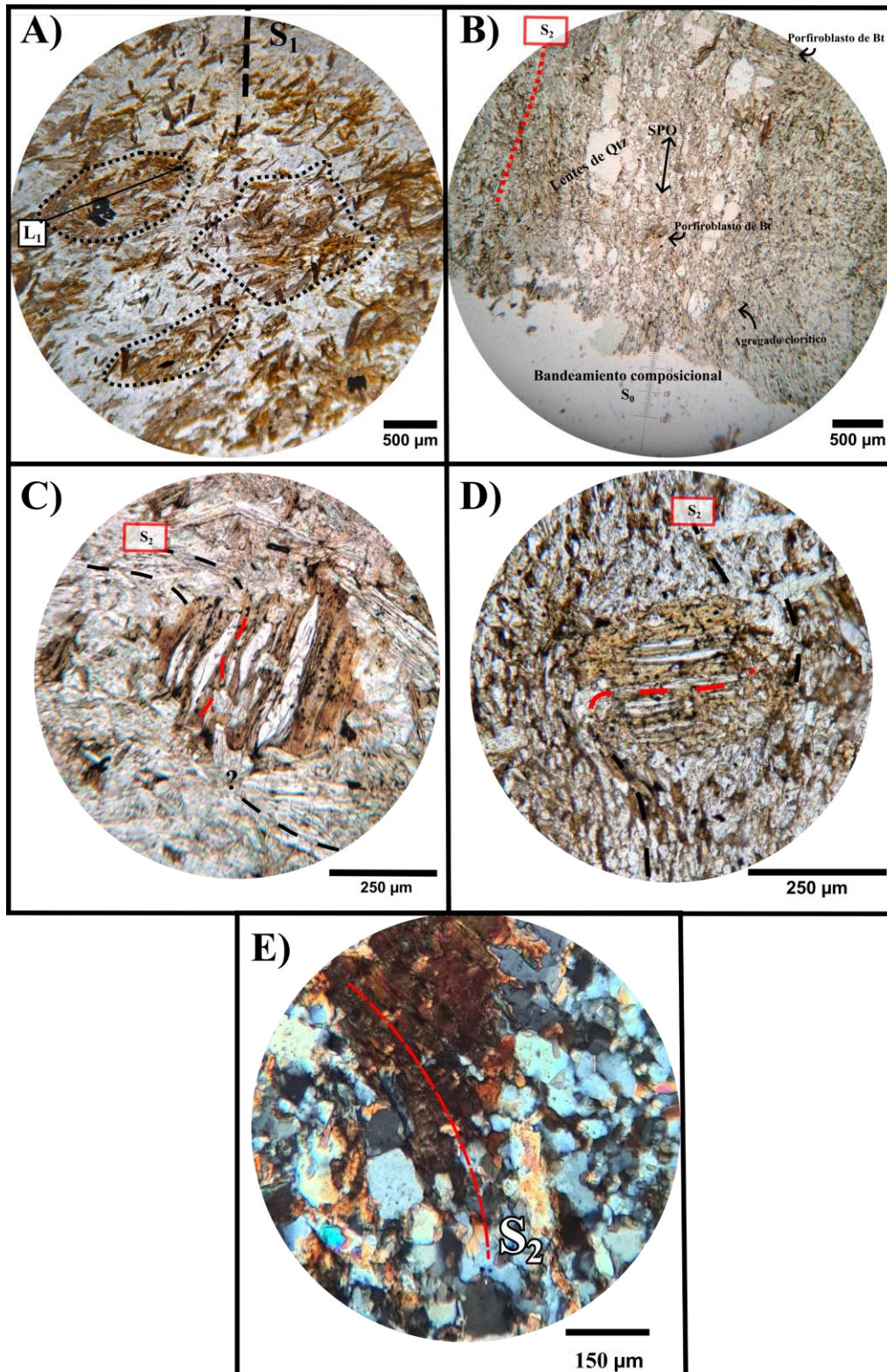


Figura 5.2: Esquisto moteado. Microestructura. A) B) Lentes de cuarzo con orientación preferente de hábito SPO que representa el bandeo composicional de la roca con deformación. C) D) Relación de foliación interna (rojo) de porfiroblastos de biotita respecto a la foliación externa S_2 (negro); pequeñas inclusiones de cristales opacos de formas cuadradas, circulares y algunas prismáticas. E) Sector apical del porfiroblasto de la Fig. 4.6. C; el borde es poiquilítico y está orientado según S_2 .

5.1.2 Otras estructuras

Fracturas y fallas

La secuencia está afectada por numerosas diaclasas perpendiculares al buzamiento de los estratos y a la foliación tectónica principal. Los dos juegos de diaclasas identificados en el Afloramiento N°7 (Fig. 4.1) presentan la característica de ser sistemáticos y controlan la erosión diferencial del basamento. Cabe destacar que, según el tipo litológico, el número de diaclasas cambia, siendo menor en las metareniscas masivas que en las metapelitas. Se identificaron, a su vez, dos grupos de fallas principales. Algunas, inversas, subparalelas respecto a la estratificación, asociadas a pliegues menores y evidentes en los diques (Fig. 5.3. A), y otras tienen un carácter más conspicuo y corresponden a fallas normales que cortan abruptamente todo el sector de la cuesta (Figs. 5.3. A- B) y presentan un rumbo NNE-SSO y buzamiento al este.

Pliegues tardíos

Un gran número de pliegues menores afectan a todo el basamento ígneo-metamórfico en esta región. Muchos de ellos corresponden a bandas *kink*, que cortan el buzamiento general de la cuesta. Son más comunes en el sector central de la cuesta, sobre todo en las adyacencias de las fallas principales. El tamaño de los pliegues es variable, con amplitudes que van desde algunos metros hasta centímetros. Presentan una geometría similar a las bandas de deformación identificadas a escala microscópica.

Microestructuras en los diques

El análisis petrográfico de los diques permitió reconocer la presencia de *bulging* del cuarzo, sobre todo en aquellos cristales que forman parte de la textura gráfica. En algunos casos, se destaca la presencia de *flame perthites* y de algunas mirmequitas. Finalmente, todas las texturas y estructuras son cortadas por microfallas y venillas de sericita (Fig. 5.3. C).

Venillas

Las venillas son de cuarzo en su mayoría, cortan la estructura metamórfica y tienen contornos angulosos (Fig. 5.3. D), provienen a modo de apófisis desde los cuerpos ígneos que intruyen la secuencia. Algunas de estas son evidentes en escala de afloramiento, presentan un espesor de algunos centímetros. Un grupo de venillas de entre 1 y 5 mm de espesor, con cristales ecuanes y que exhiben caras cristalinas, corresponden a venillas en bloque. No se formarían a grandes profundidades, aunque se presentan levemente deformadas, en algunos casos evidencian *boudinage*. Se encuentran hematita y algo de piritita asociadas a estas venillas.

Venillas de menor espesor, compuestas de sericita fibrosa y, por el otro lado, de óxidos de hierro, se disponen como *stockworks* de venillas póstumas con respecto al anterior grupo descrito. Estas venillas también aparecen cortando los diques, a diferencia de las venillas de cuarzo descritas anteriormente.

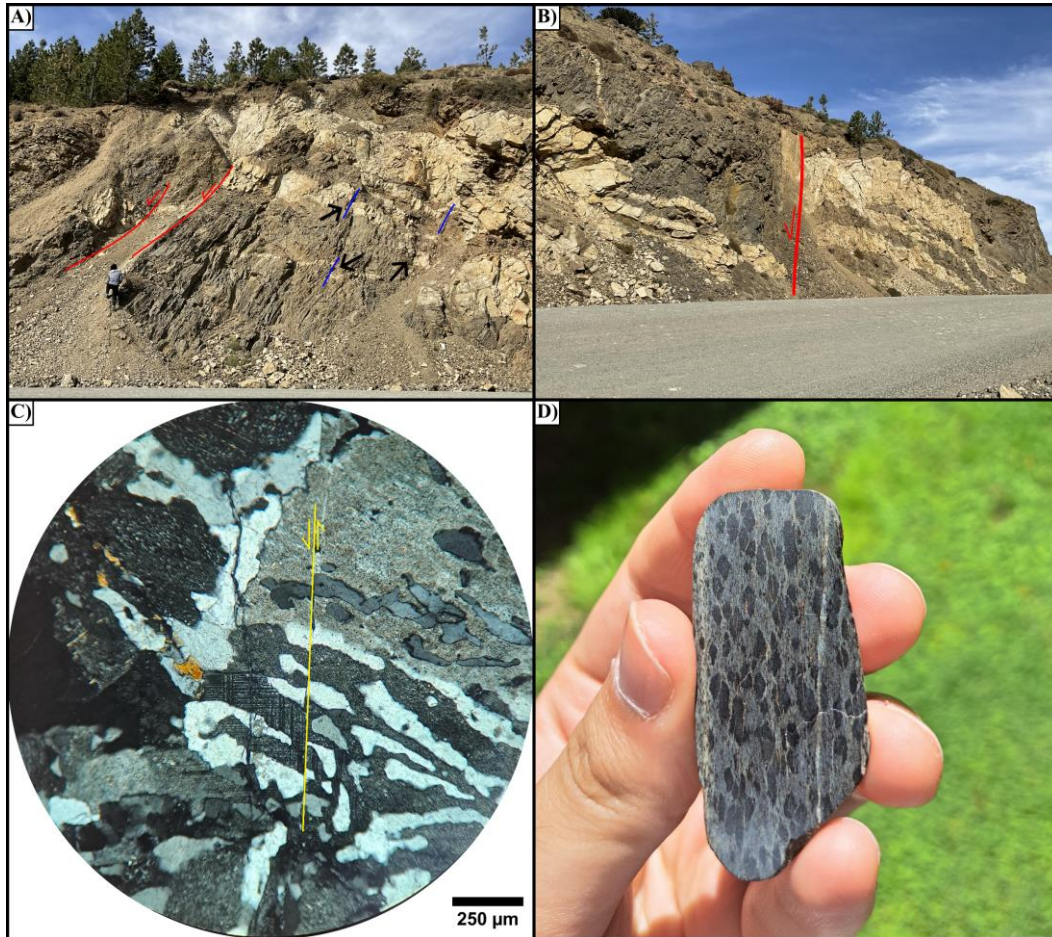


Figura 5.3: A) B) Detalle de perfil de un tramo de la Cuesta de Rahue con la mayor densidad de exposiciones de diques leucograníticos; se observan la estratificación y esquistosidad cortadas por los cuerpos intrusivos, se nota la presencia de apófisis, plegamiento y fallas afectando los mismos, dando un aspecto sumamente irregular a los bordes de estos cuerpos. Fallas normales (rojo) cortan todas las estructuras y litologías; se asocian pequeñas fallas inversas (azul) que también cortan y pliegan los diques. C) Fotomicrografía de dique leucogranítico; microfalla afectando la roca donde se observa el desplazamiento relativo entre los cristales que conforman la textura gráfica. D) Detalle de una sección pulida de un esquistó moteado biotítico; se observan venillas, una de cuarzo y otras de óxidos de hierro en forma de *stockwork* que cortan los nódulos.

6 Discusiones

6.1 Protolito

Las estructuras relícticas analizadas en las rocas metamórficas de Rahue corresponden a laminación paralela y estratificación, asociadas a alternancias en la composición modal de minerales, y planos erosivos y de debilidad, con intercalaciones de lentes de estructura masiva apoyados sobre superficies erosivas (Figs. 6.1. A-B).

Las características petrográficas tales como la asociación mineral relíctica de cuarzo, albita y circón, con óxidos de hierro y grafito asociados, este último posiblemente derivado de materia carbonosa de origen orgánico, la presencia abundante de minerales metamórficos, como clorita y biotita junto a cordierita y andalucita en una menor proporción, indican un protolito con contenidos de aluminio y sílice abundantes, así como de hierro, magnesio y, minoritariamente, carbono. Acorde a estas características se puede inferir un protolito sedimentario. Los análisis petrográficos realizados señalan la presencia de rocas más propensas para generar minerales metamórficos que otras y con variaciones en el contenido modal de cuarzo y feldespato, por lo cual se trataría de una secuencia sedimentaria compuesta por intercalaciones de pelitas y areniscas grauváquicas. La alternancia composicional original de la secuencia resulta en horizontes compuestos por una mineralogía indicativa de baja temperatura, los que son más sensibles a los efectos térmicos (Llambías, 2015). Esto produce, a su vez, el mayor desarrollo preferencial de filosilicatos y nódulos de algunos de los horizontes, en especial los esquistos moteados, intercalados con capas ricas en cuarzo de pobre desarrollo de minerales metamórficos.

6.1.1 Estructuras sedimentarias relícticas

El bandeo composicional de la roca, como se mencionó, responde a la variación mineral de las capas sedimentarias alternantes, preservándose así la laminación, en forma relíctica, que es subparalela a ligeramente oblicua a la esquistosidad principal. De manera relíctica también se preservan algunas estructuras entrecruzadas del tipo *ripple*, como laminaciones oblicuas a la esquistosidad y estratificación (Fig. 6.1. C). En algunos casos, la laminación se encuentra plegada, pero la falta de continuidad lateral de este rasgo permite inferir que se tratarían de estructuras deformacionales sin-sedimentarias (Fig. 6.1. E).

Heredia *et al.* (2023) interpretaron estos depósitos como parte de una secuencia proximal de lóbulos turbidíticos de aguas profundas, dada la alternancia entre metapelitas y metagrauvascas con lentes de conglomerados asociados. Los lentes arenosos corresponderían a cambios en el régimen de depositación a lo largo de la secuencia, relacionados en este caso a la incisión de canales típicos en estos ambientes.

6.2 Correlación de los clastos de basamento de la suprayacente Fm. Sierra de Chacaicó con los esquistos de la Cuesta de Rahue

Si bien los clastos de rocas moteadas de la Fm. Sierra de Chacaicó presentan una textura similar a las rocas aflorantes en la Cuesta de Rahue, los clastos de rocas laminadas que constituyen la brecha de la parte inferior de la Fm. Sierra de Chacaicó en contacto con la parte superior de las rocas metamórficas expuestas en el área de estudio, son distintos a los tipos de rocas descritos en el basamento de la región. Ambos tipos de roca presentan evidencia de cizalla dúctil con rasgos geométricos similares, sin embargo, en el caso del clasto laminado analizado las texturas de recristalización dinámica indican una mayor deformación. Asimismo, la ausencia de evidencias de metamorfismo de contacto y la presencia de clastos de plagioclasa, no encontrados en las rocas analizadas de la Cuesta de Rahue, no permiten correlacionar directamente estas rocas. De todas maneras, la ausencia o no de clastos de plagioclasa puede obedecer a la alternancia de rocas sedimentarias de distinta naturaleza, vinculadas a las variaciones en el ambiente sedimentario. Por otro lado, las evidencias de metamorfismo de contacto son en esencia acotadas en el espacio, por lo que estos clastos podrían haber provenido de zonas alejadas a los intrusivos que generaron el efecto térmico necesario para el desarrollo de la mineralogía característica de este tipo de facies metamórficas.

La textura metamórfica relíctica de la roca está enmascarada por milonitización, la presencia de porfiroblastos de biotita muestra que alcanzó por lo menos la Zona de la Biotita. El pobre desarrollo de minerales índice, y la alta proporción de cuarzo y feldespatos, también indican que el protolito de esta roca corresponde a una grauvasca.

6.3 Reacciones y condiciones de metamorfismo (Cuesta de Rahue)

En esta sección se detallan las principales conclusiones mineralógicas obtenidas a partir de las descripciones petrográficas de las rocas metamórficas. Las abreviaturas utilizadas corresponden a: Qtz = cuarzo, Ab = Albita, Kfs = feldespato potásico, Msc = muscovita, Phg = Fengita, Bt = biotita, Grt = granate, Crd = cordierita, And = andalucita, Op = Minerales opacos, Chl = clorita.

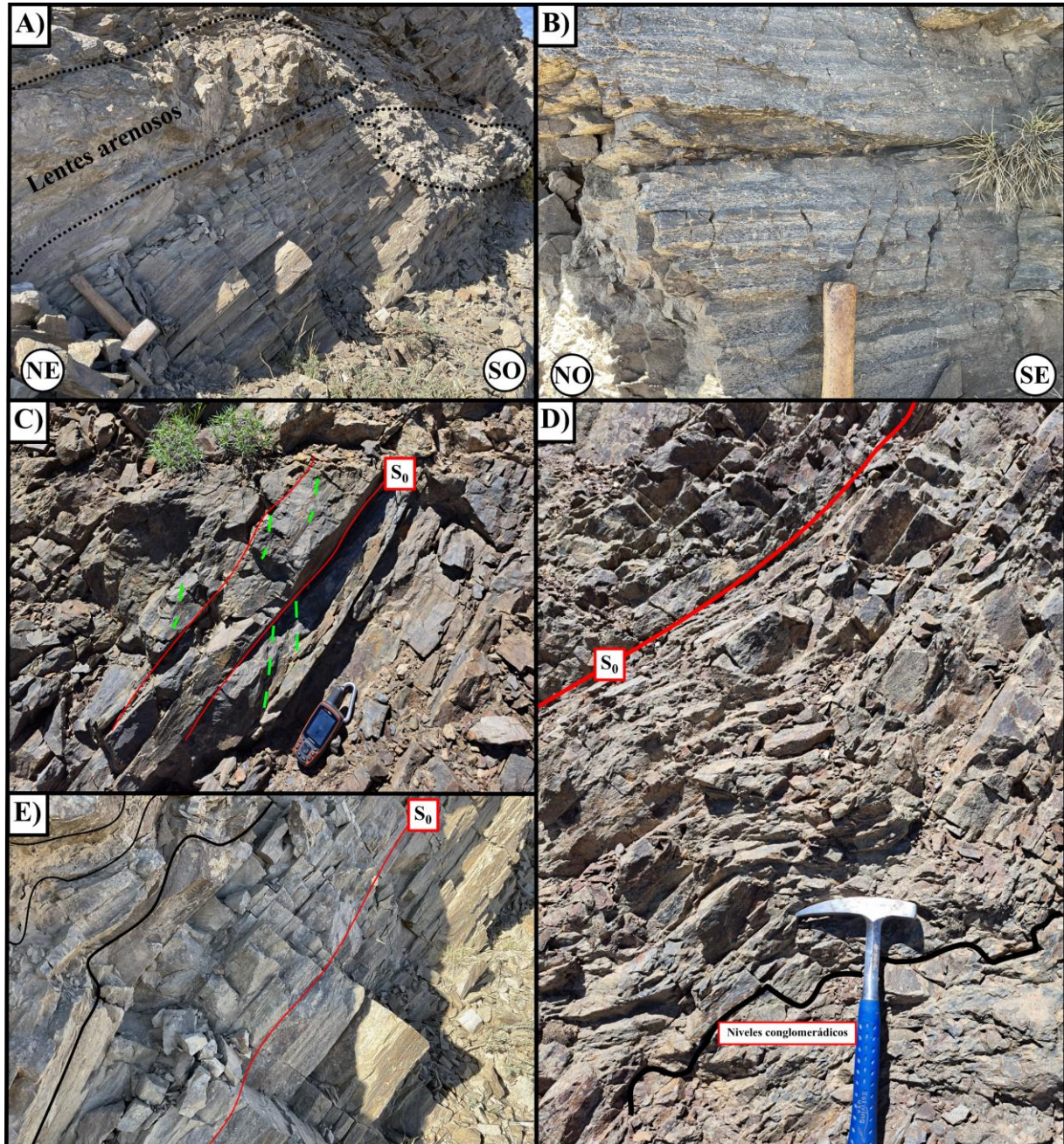


Figura 6.1: A) Lentes arenosos sobre superficies erosivas interdigitados con metasedimentitas de laminación paralela. B) Laminación paralela relíctica del protolito, reflejada actualmente en la variación de la abundancia modal de minerales y nódulos. C) Estratificación cruzada relíctica (verde) en metareniscas. D) Niveles conglomerádicos sobre los cuales apoya una superficie deformada; nótese la planaridad de S_0 por encima, posiblemente se trate de deformación sin-sedimentaria. E) Detalle de estructuras deformacionales sin-sedimentarias (tipo *slump*) en el sector mostrado en la figura A.

6.3.1 Asociaciones minerales, paragénesis y trayectoria textural

Se determinó la presencia de asociaciones minerales, exceptuando relícticas y de retrogradación:

- 1) $Msc + Ab + Qtz$; 2) $Grt + Bt_1 + Ab + Qtz$; 3) $Crd + And + Bt_2 + Op + Qtz$.

La Asociación 2 caracteriza a los esquistos moteados micáceos, su variación en los hornfels y esquistos moteados biotíticos es $Bt_1 + Ab + Qtz$. La Asociación 3 en los esquistos moteados micáceos carece de andalucita, pero, como se explicará más adelante en esta misma sección, esto puede deberse a la retrogradación de la roca. La Asociación 2 correspondería al ingreso episódico a la zona de la Biotita y Granate en un contexto de metamorfismo regional, al cual se le sobreimpone metamorfismo de contacto indicado por la Asociación 3. Del análisis mineralógico se determina tentativamente que las condiciones metamórficas durante la deformación corresponderían a facies de esquistos verdes, transicional a anfibolitas de Miyashiro (1994). El sistema corresponde a un metamorfismo de grado medio a bajo de forma general, tal como definieron recientemente Oriolo *et al.* (2023).

La textura granolepidoblástica nodular, rasgo destacado de los esquistos descriptos, es un tipo de textura complejo y se debe a episodios metamórficos múltiples que se superponen unos a otros. Las esquistosidades S_1 y S_2 presentan la Asociación mineral 1. S_2 representa la esquistosidad oblicua a S_1 , aunque presentan el mismo grado metamórfico. A estas foliaciones se asocian distintos tipos de porfiroblastos, entre ellos, Grt, Bt_2 , Msc y Crd, además de distintos tipos de nódulos.

La Foliación S_2 con respecto a la foliación interna de los porfiroblastos de Bt_2 , presenta evidencia de rotación en un contexto de cizalla, y con zonación textural dada por zonas pobres y ricas en inclusiones, presencia de bordes poiquilíticos y fracturas extensionales rellenas por cuarzo en porfiroblastos de Bt_2 . Esta última indica la contemporaneidad de una fase destructiva en el desarrollo de Bt_2 , es decir, contemporánea a la deformación (Camilleri, 2009). En este sentido, las condiciones que propiciaron la reacción formadora de Bt_2 habrían sido alcanzadas de manera, por lo menos, contemporánea al desarrollo de S_2 . Los cristales de biotita mimetizarían en parte la foliación original S_1 , aunque en otros casos presentan orientaciones decusadas. La presencia de bordes poiquilíticos representa la etapa en la cual cesa la fase de crecimiento mineral y reemplazo de la matriz lepidoblástica, los nutrientes minerales escasean en esta etapa y esto provoca el crecimiento dendrítico de la biotita. Al ser contemporáneos a la deformación, los porfiroblastos de Bt_2 pueden fracturarse y el sector externo poiquilítico puede reorientarse.

La asociación mineral de los agregados, de cristales de clorita y minoritariamente biotita, euhedrales a subhedrales, con minerales opacos asociados, y su forma externa ecuante, con cristales dispuestos aleatoriamente en su interior en algunos casos con otras micas en los bordes paralelas a S_2 , presente solamente en los esquistos moteados micáceos, está en concordancia con una posible textura de

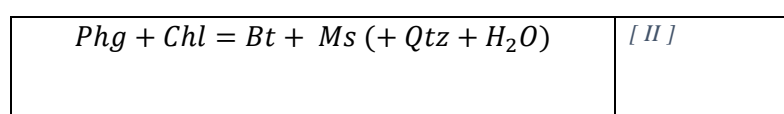
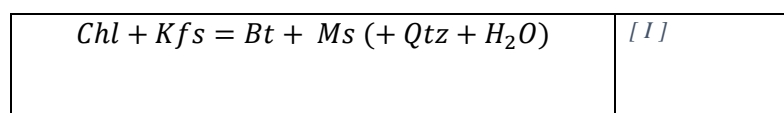
pseudomorfización de porfiroblastos previos, que se habrían formado en la Asociación 2. Cabe destacar, sin embargo, que no se han encontrado relictos de estos minerales. Una posibilidad es que sean producto de la retrogradación y posterior reemplazo del granate. El Grt presenta cloritización y hacia sus lados el desarrollo de agregados de Bt₂, Chl y Op, por lo que puede ser un mineral relíctico de este tipo de alteración. Asimismo, puede haberse dado por la retrogradación de la biotita, teniendo en cuenta que la presencia de minerales opacos de tamaño muy fino y clorita puede ser producto de retrogradación de estos minerales.

En los agregados de micas de tamaño muy fino que constituyen los nódulos visibles en escala mesoscópica, la abundancia modal de biotita cae abruptamente respecto a la matriz granolepidoblástica. En los esquistos micáceos presentan un halo clorítico, en cambio en los esquistos biotíticos presentan solamente sericita y muscovita. En algunos casos, los cristales de muscovita están orientados respecto a S₂.

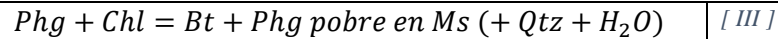
Los nódulos son un rasgo textural típico de rocas afectadas por metamorfismo de contacto y, particularmente, de las zonas externas de las aureolas de contacto en pelitas. El origen de los nódulos ha sido estudiado en diferentes puntos del mundo (*e.g.* Pattison y Tracy, 1991), relacionado a cristales de cordierita y andalucita que se superponen a una foliación pre-existente. Este tipo de minerales se ha encontrado de manera relíctica en los esquistos moteados. En los hornfels, los cristales de andalucita definen un agregado granoblástico.

6.3.2 Reacciones metamórficas

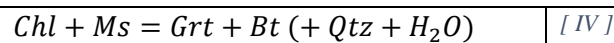
Las reacciones responsables de la aparición de biotita en metapelitas, afectadas por metamorfismo regional de bajo grado, involucran clorita y una fase rica en K (Guidotti, 1984; Frey, 1987; Bucher y Frey, 1994):



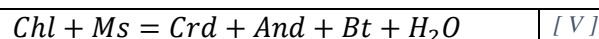
Una variación de la reacción [II] es la propuesta por Yardley (1989) para rocas con poco feldespato potásico:



La roca originalmente pudo haber desarrollado la reacción [II] o [III]. La formación de Grt fue alcanzada en este mismo evento metamórfico y habría estado dada por la siguiente reacción:



La mineralogía y textura interna de los nódulos indica un desequilibrio marcado. La falta de Bt_2 dentro de los mismos puede ser debida a que en estos sitios, en particular, hubo una preferencia de nucleación de cristales de andalucita y cordierita, luego pseudomorfizados. La presencia de andalucita y cordierita fue constatada en otros sitios, como cristal relíctico en algunos nódulos o parte de la matriz. En todos los casos, presentan evidencias de alteración retrógrada. La formación de los nódulos habría sido simultánea a la formación de Bt_2 , o como mínimo posterior, en base a la forma externa de los nódulos, circular a elongada oblonga según S_2 . La formación de andalucita y cordierita, y su asociación con Bt_2 , obedecería a la siguiente reacción (Yardley, 1989; Pattison y Tracy, 1991):



La trayectoria textural de la roca indicaría que en un momento posterior a la formación de nódulos y porfiroblastos de Bt_2 , existió retrogradación asociada a cloritización y abundante sericitización de los minerales. Este último proceso debió estar asociado a la introducción de fluidos en las rocas, tal como evidencia la presencia de venillas de Qtz póstumas. La abundancia relativa de Msc en ciertas rocas en específico es muy alta. Cabe destacar que los cristales de Msc, por un lado, mimetizan la estructura de la Bt_1 y, en otros casos, desarrollan una fábrica más bien decusada. La Msc además presenta inclusiones de óxidos de hierro, muy similares a las de los cristales de Bt asociados. Mayoritariamente, los cristales de Msc se asocian a sericita. Estas características se dan en todas las rocas analizadas, aunque son más acusadas en los esquistos moteados micáceos. La retrogradación de

la roca propició al desarrollo de cristales de muscovita en un contexto de recristalización estática que dio lugar a una fábrica decusada de estos minerales.

6.4 Naturaleza de los diques

6.4.1 Mineralogía y textura

Los diques son en su totalidad leucocráticos de composiciones graníticas. La clasificación modal obtenida por análisis petrográfico indica que se tratan de sienogranitos con biotita, a diferencia del intrusivo granodiorítico descrito en el área (Hervé, 2018). La textura gráfica de la roca muestra un estado póstumo de sobresaturación en agua, cuya fase acuosa separada del sólido contiene sílice, álcalis y alúmina en solución (Llambías, 2015). La textura pegmatítica de varios de los diques indica que se tratan de diferenciados ricos en volátiles. La formación de pequeñas apófisis y venillas indica que en algunos puntos la presión de vapor fue más alta, fracturando la roca de caja y rellenándola con el material silíceo. La intrusión de estos diques pudo haber sido parte del proceso de emplazamiento del plutón granodiorítico pensilvaniano ubicado al sur del área de estudio (Heredia *et al.*, 2023) y corresponder así al diferenciado final del cuerpo magmático. No obstante, no se debe descartar la posibilidad de que el plutón y los diques de la cuesta no tengan relación genética. La mineralogía es netamente ígnea sin estructuras metamórficas salvo la presencia de *bulging* y algunas mirmequitas, que pueden ser adjudicadas a la deformación que afectó a los diques. Esto último indicaría recristalización a baja temperatura, asociada a milonitización.

6.4.2 Relación de contacto de los diques

Los diques se habrían emplazado de tal manera que la roca de caja se comportó de manera frágil, así lo indican sus contactos rectilíneos e intersecciones angulares, asociados a fracturas en la roca de caja alrededor de los diques (Fig. 6.2). Los bloques dentro de los diques presentan, además, un contorno anguloso (Fig. 6.2. D).

La intrusión de los diques estuvo relacionada a la fracturación mecánica de bloques de roca de caja, incorporados como xenolitos de escala métrica dando al emplazamiento un aspecto en bloques (Figs. 6.2. A-B). El emplazamiento estuvo relacionado a fracturas paralelas al contorno del dique, que fueron aprovechadas por algunas apófisis de espesor centimétrico. Estas fracturas habrían controlado la forma de los xenolitos, por lo que no tienen una forma relacionada a la esquistosidad de la roca de

caja, aunque internamente las rocas sí presentan su textura. De todas maneras, el mecanismo de emplazamiento principal está más relacionado al fracturamiento continuo de la roca de caja durante su propagación por medio de fracturas paralelas a su contacto (Fig. 6.2. C). Las protuberancias y surcos en el contacto de uno de los diques con la roca de caja son, en este caso, de carácter local indicando un movimiento paralelo a la esquistosidad para este cuerpo (Fig. 6.2. E).

6.5 Evolución geológica

A continuación, se desarrolla la interpretación de la historia metamórfica-deformacional de la Cuesta de Rahue, con especial foco en el sector central y superior (oriental) del afloramiento. En la Figura 6.3 se resumen los distintos eventos metamórficos, deformacionales y magmáticos interpretados en base a la información obtenida.

1. Protolito

En un estadio inicial, se depositó la secuencia sedimentaria que conformó el protolito de las rocas metamórficas compuesta por una intercalación de areniscas grauváquicas y pelitas con niveles conglomerádicos. Heredia *et al.* (2023) interpretaron que estos sedimentos fueron depositados en el margen oriental de la placa de Chilenia durante el Ciclo Chánico. Las estructuras sedimentarias relicticas consisten principalmente de laminación horizontal, aunque en algunos puntos se destacan estructuras deformacionales sin-sedimentarias, y conformarían las facies tipo lóbulo de un ambiente turbidítico. Su edad de sedimentación máxima es del Devónico Tardío (364 Ma, Ramos *et al.*, 2010) a Medio ($389,8 \pm 3,9$ Ma, Heredia *et al.*, 2023).

2. Primera fase de deformación

Posteriormente, la secuencia fue afectada por una deformación D_1 incipiente en condiciones de metamorfismo de bajo grado, observada en las rocas como arcos poligonales de biotita que reemplazaron a cristales de muscovita previos. Habría representado un plegamiento de rumbo NNO-SSE, aunque por su carácter local esta interpretación no es del todo representativa.

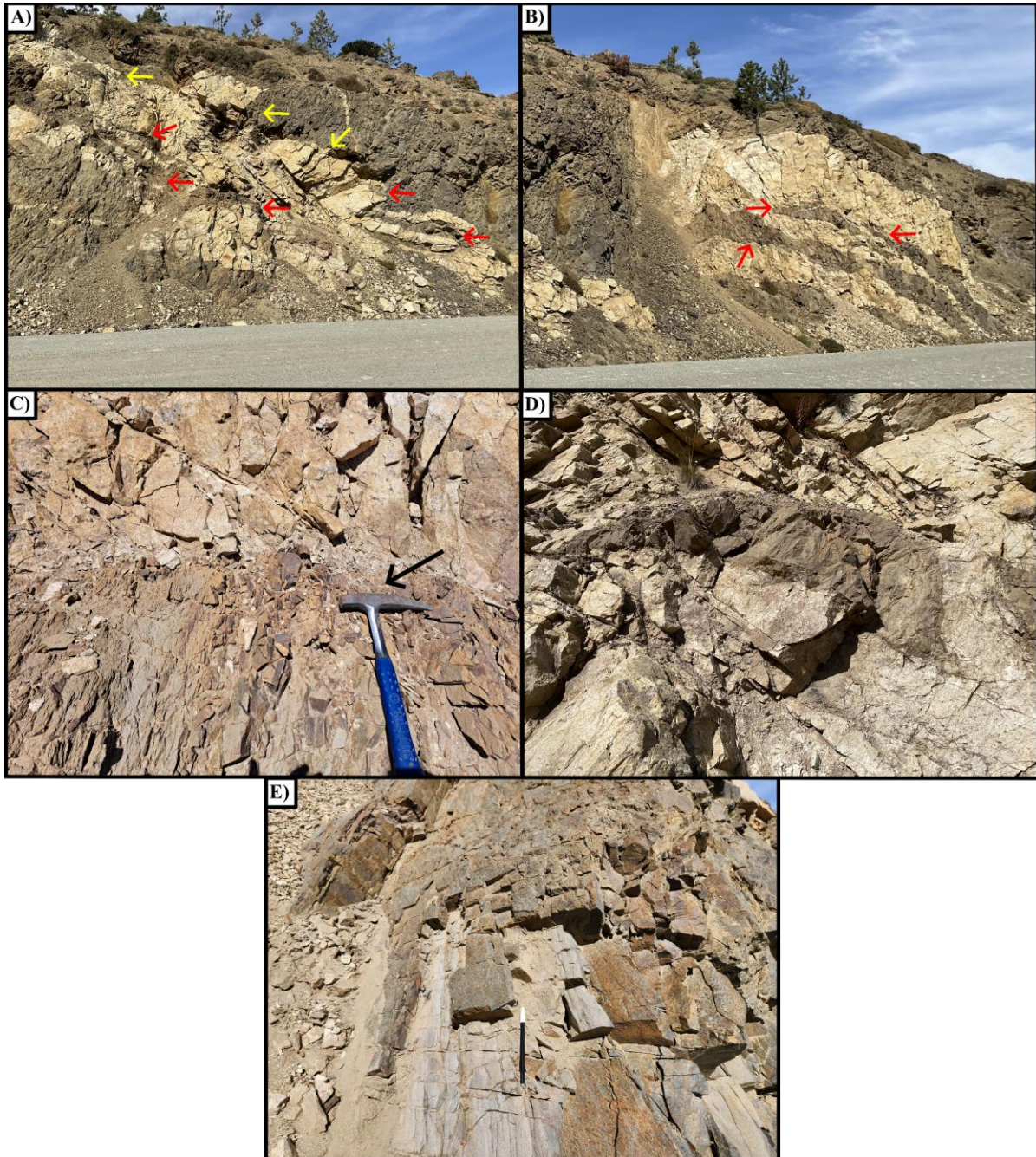


Figura 6.2: A) B) Detalle del perfil de la cuesta donde se observan la estratificación y esquistosidad cortadas por los cuerpos intrusivos y cómo las apófisis son afectadas por plegamiento y fallas, dando un aspecto sumamente irregular a los bordes de estos cuerpos; nótese la disposición de los diques en forma perpendicular a oblicua respecto a la esquistosidad (flechas rojas) y, en menor proporción, indican un flujo paralelo a la misma (flechas amarillas). C) Vista perpendicular al contacto entre dique y roca de caja, se denota un alto grado de fracturación mecánica de la roca de caja y cambio en la disposición de las diaclasas. Se indica con flecha negra el contacto fracturado entre dique y roca de caja. D) Xenolitos angulosos de la roca de caja en los diques. E) Vista paralela al contacto roca de caja y dique, donde se evidencia nuevamente alto grado de fracturación de la roca de caja; además, sobre el dique se observan lineaciones que indicarían el flujo magmático.

3. Segunda fase de deformación y aumento del grado metamórfico

El desarrollo de una segunda fase de deformación, D_2 , generó la foliación penetrativa S_2 observada desde escala de afloramiento hasta escala microscópica. Este evento fue penetrativo y estuvo acompañado por el aumento del grado metamórfico, provocando el ingreso en la Zona de la Biotita. En esta etapa, el metamorfismo termal inducido por intrusivos félsicos dio lugar a la formación de nódulos de cordierita y, localmente, a porfiroblastos de andalucita, contribuyendo al aumento del grado metamórfico. El ingreso de fluidos al sistema generó un primer reemplazo mineral de los porfiroblastos por clorita y sericita. El desarrollo de porfiroblastos de biotita cesó en forma previa a que culmine el proceso de deformación. Las venillas de cuarzo se inyectaron dentro de los esquistos con los nódulos ya desarrollados.

Los intrusivos se emplazaron en forma contemporánea al metamorfismo regional en diferentes etapas, como así lo demuestran las edades obtenidas en diferentes trabajos (ver sección siguiente).

4. Tercera fase de deformación y caída del grado metamórfico

La deformación continuó en la roca luego de haber alcanzado el pico metamórfico, en este caso, acompañada por el desarrollo de bandas de cizalla. Este evento puede considerarse como la continuación de la segunda fase deformacional o corresponder a una tercera fase, no existiendo una clara diferencia en las relaciones geométricas entre ambos. Sin embargo, los minerales del metamorfismo regional y de contacto actuaron como porfiroclastos en esta etapa, lo que permite diferenciarla provisoriamente de las anteriores. Los nódulos generados por el metamorfismo de contacto fueron deformados por esta fase. Los porfiroblastos de biotita presentan rotación respecto a S_2 . Las venillas de cuarzo asociadas al evento anterior son deformadas.

El Ciclo Chánico debió de haber culminado entre la tercera y cuarta etapa aquí descritas, en forma previa a la intrusión de los diques, correspondientes al Ciclo Gondwánico (Heredia *et al.*, 2023).

5. Intrusión de diques

Diques leucocráticos cortan la estructura metamórfica completa de la Cuesta de Rahue. A ellos se asocia una serie de fracturas paralelas al emplazamiento de los mismos. Algunos bloques de roca de

caja fueron incorporados por los intrusivos. El emplazamiento de los diques habría ocurrido en un ambiente frágil-dúctil, donde dominó la fracturación mecánica, aunque en algunos casos es conforme a la esquistosidad, sobre todo en el caso de algunas apófisis asociadas. *Stockworks* de venillas se intruyeron, posiblemente, durante y después de la intrusión de los diques, debido a que las mismas cortan también a los diques. Uno de los diques, de naturaleza granodiorítica, presenta una edad de cristalización de 306 ± 2 Ma (Hervé *et al.*, 2018). Estos diques están asociados temporalmente al granitoide granodiorítico ubicado al sur del área de estudio (Oriolo *et al.*, 2023b).

6. Cuarta fase de deformación

La estructura completa es afectada por fallas inversas y cizallamiento, esto último generó la reactivación de las superficies previas al emplazamiento de los diques. La generación de pliegues flexurales a escala de afloramiento afectan a los diques y esquistos.

7. Quinta fase de deformación

La Cuesta de Rahue es afectada por fallas normales en gran parte de su sección. Estas conforman un sistema de fallamiento vinculado al régimen extensional que caracterizó al Mesozoico constituyendo un hemigraben (Heredia *et al.*, 2023). El corrimiento principal, visible a escala regional en imágenes satelitales (Fig. 4.1), tuvo su origen en este sistema de fallas que en las fases compresivas posteriores fue reactivado e invertido cinemáticamente.

Posteriormente, la región fue afectada por las etapas compresivas (Cretácico Tardío y Mioceno tardío-Plioceno según García Morabito y Ramos, 2012) y extensivas (Oligoceno y Mioceno temprano según Franzese *et al.*, 2011) del Ciclo Andino, reactivando y/o invirtiendo el sistema mesozoico y algunas estructuras de basamento, para conformar la actual Faja Plegada y Corrida de Aluminé.

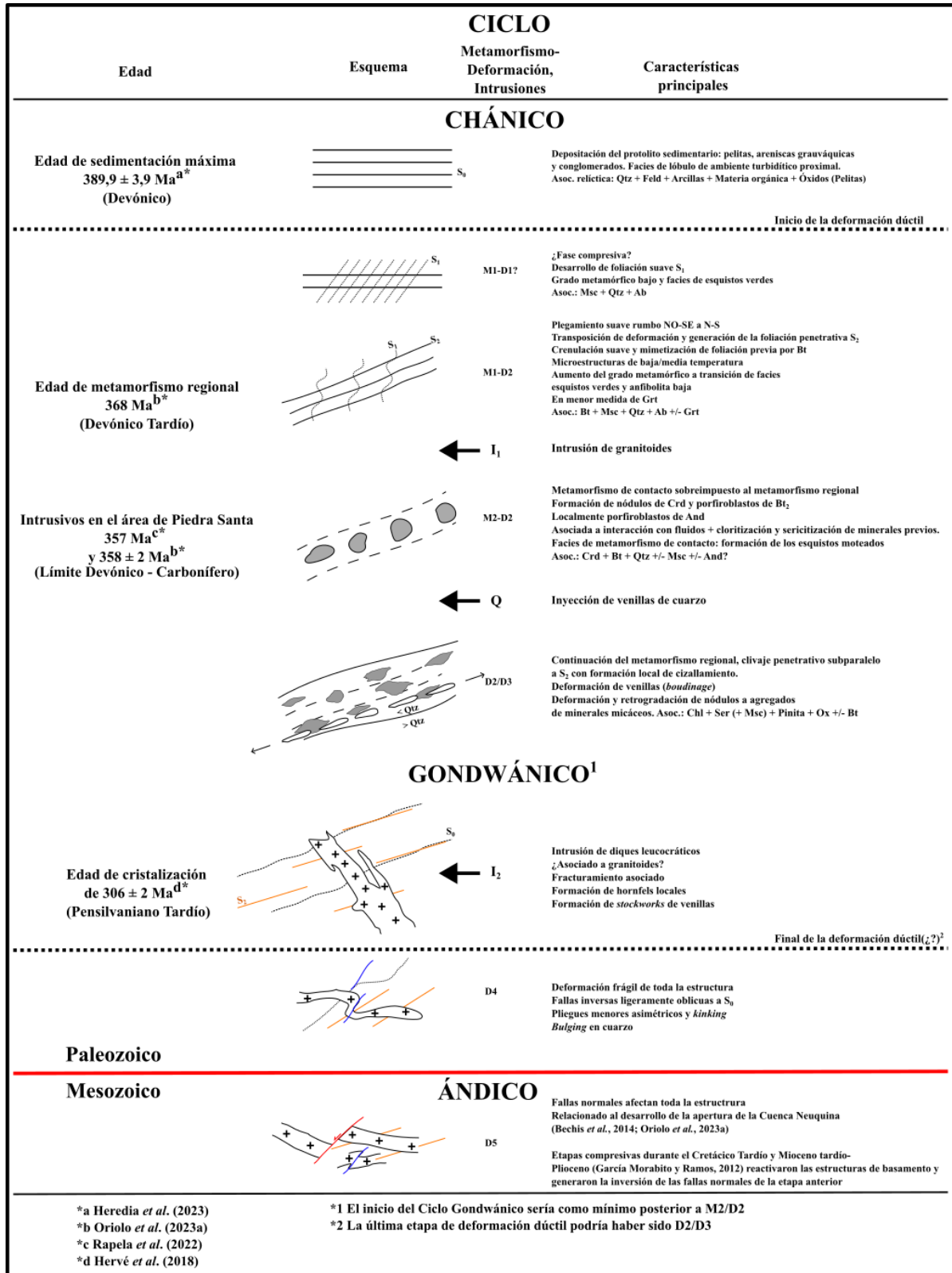


Figura 6.3: Síntesis de la evolución propuesta para el metamorfismo, magmatismo y deformación de las unidades del área de estudio.

6.6 Consideraciones regionales

El basamento ígneo-metamórfico en la región está representado por rocas metamórficas de diferentes grados cuyo protolito es sedimentario y se encuentra intruido por diferentes tipos de rocas ígneas. Este basamento está representado por la Fm. Colohuincul cuyas edades de sedimentación máxima corresponden al Cámbrico (506 ± 2 Ma, Serra-Varela *et al.*, 2016), en los Andes Nordpagónicos; la Fm. Piedra Santa con edades U/Pb en circones detríticos hasta el Ordovícico-Silúrico Temprano (470-440 Ma, Romero *et al.*, 2020), en el área de Piedra Santa; y la Fm. Guaraco Norte cuya sedimentación no se extendió mucho más del Devónico Tardío (Giacosa *et al.*, 2014) y cubre discordantemente rocas metamórficas de alto grado y milonitas que conforman un “basamento pre-devónico” (Agüero, 2018), en la Cordillera del Viento, en la Precordillera Neuquina Norte. Las unidades de basamento agrupadas en la Fm. (o Complejo) Cushamen (Serra-Varela *et al.*, 2022), aflorantes en los alrededores de las localidades de Cushamen, Piedra del Águila, Gastre y Río Chico, cuyo protolito es de edades silúricas a misisipianas, son previas a la Orogenia Gondwánica, y caracterizan el basamento de la Precordillera Patagónica Sur y el sector occidental del Macizo Nordpatagónico.

Las edades de sedimentación máxima devónicas medias a tardías del protolito de las rocas metamórficas de la Cuesta de Rahue (364 Ma, Ramos *et al.*, 2010; $389,8 \pm 3,9$ Ma, Heredia *et al.*, 2023) difieren así en gran medida respecto a las mencionadas para el protolito de la Fm. Colohuincul, unidad a la que han sido vinculadas. Por otro lado, las edades de metamorfismo de las “metamorfitas Rahue” obtenidas en esquistos biotíticos corresponden al Devónico Tardío (Fameniano; $368 \pm 4,8$ Ma, Oriolo *et al.*, 2023a). Estas últimas también distan de aquellas obtenidas entre el Ordovícico y Devónico-Carbonífero para la Fm. Colohuincul en la zona de San Martín de los Andes (Serra-Varela *et al.*, 2022). Cabe destacar, que la Fm. Colohuincul aflora a modo de *roof-pendants* incluida dentro de granitoides devónicos (Serra-Varela *et al.*, 2019), los cuales no se encuentran en la Cuesta de Rahue ni áreas aledañas. Algunos de estos granitoides presentan incluso edades más antiguas que la edad de sedimentación máxima de la Cuesta de Rahue (Hervé *et al.*, 2018). Así, la correlación de las rocas metamórficas de Rahue con la Fm. Colohuincul no tiene sustento y esta denominación debería abandonarse para este basamento en el área. Las discusiones al respecto, tal como exponen Heredia *et al.* (2023), deben tratar de dilucidar si los eventos metamórficos neopaleozoicos de la Fm. Colohuincul pueden ser correlacionables con los que afectan a las rocas metamórficas de Rahue.

Por otro lado, las edades de metamorfismo de las rocas metamórficas de Rahue son comparables a las de la Fm. Piedra Santa dadas entre los 372 ± 18 Ma y los 311 ± 16 Ma (Franzese, 1995; Lucassen *et al.*, 2004). Los intrusivos del Complejo Plutónico del Chachil alojado dentro de esta unidad al sur de la Sierra de Chachil y al norte del Espinazo del Zorro, presentan edades pensilvanianas (303 ± 2 Ma, Romero *et al.*, 2020) similares a las de los diques que intruyen las rocas metamórficas de la Cuesta de Rahue (Hervé *et al.*, 2018). Otros granitoides intruyen el área de Piedra Santa con edades misisipianas de 357 Ma (Rapela *et al.*, 2022) y 358 ± 2 Ma (Oriolo *et al.*, 2023b), la que también se caracteriza por metamorfismo de contacto (Franzese, 1995). En esta zona se encuentran esquistos moteados y porfiroblastos de andalucita y cordierita, similares a los de la Cuesta de Rahue, aunque en estas últimas la retrogradación habría sido más intensa. La deformación en el área de Piedra Santa habría ocurrido como mínimo en tres fases distintas, con desarrollo de múltiples foliaciones hasta S_4 , junto a pliegues del tipo *kink* y finalmente otros de gran escala (Franzese, 1995). En este aspecto, las rocas metamórficas de la Cuesta de Rahue estudiadas aquí no presentan más de dos foliaciones, todas las estructuras son afectadas en última instancia por deformación frágil-dúctil, correspondiendo a la segunda o tercera fase deformacional de la roca.

El “basamento pre-devónico” en la Cordillera del Viento presenta dos episodios metamórficos diferentes bajo condiciones de facies de anfibolita, desarrollando dos foliaciones, S_1 y S_2 , relacionados a una orogenia previa al Ciclo Chánico (Agüero *et al.*, 2018). El protolito sedimentario de la Fm. Guaraco Norte, que sucede en el área al “basamento pre-devónico”, consiste en la alternancia de pelitas y areniscas con una edad de sedimentación máxima en el Devónico Tardío (374 Ma, Zappettini *et al.*, 2012), que se habrían depositado en una cuenca de antearco formada sobre el terreno de Chilenia (Giacosa *et al.*, 2014). Esta unidad está compuesta por filitas, esquistos cuarcíferos y pizarras en facies de metamorfismo regional de esquistos verdes (Zappettini *et al.*, 2012). La foliación metamórfica S_2 del “basamento pre-devónico” puede ser correlacionable con S_1 de la Fm. Guaraco Norte (Agüero, 2018) y corresponde a un clivaje penetrativo de rumbo general NO-SE e inclinación variable al NE. La deformación que afectó a la Fm. Guaraco Norte ocurrió durante el Devónico Tardío y Misisipiano Tardío (Serpucoviano) (Davis *et al.*, 1999; Heredia *et al.*, 2016, 2023). Por último, también se destaca la presencia de metamorfismo de contacto (Agüero, 2018) producto de las intrusiones mesozoicas del Granito Radales y la Granodiorita Varvarco (Kay *et al.*, 2006; J.I.C.A/M.M.A.J., 2000; Assis, 2019).

En la región, la Dorsal de Huincul constituiría el límite sur del terreno Chilenia-Cuyania (Serravarela *et al.*, 2022; Heredia *et al.*, 2023). El área de la Cuesta de Rahue, habría estado vinculada al margen oriental de la placa de Chilenia constituyendo su afloramiento más austral (Heredia *et al.* 2023). En ese sentido, el protolito sedimentario se habría depositado en dicho margen durante el Ciclo Chánico. Teniendo en cuenta esto, es posible realizar correlaciones entre las rocas metamórficas de la Cuesta de Rahue con la Fm. Guaraco Norte (o incluso parte del “basamento pre-devónico”) y la Fm. Piedra Santa, en base a las edades de sedimentación, metamorfismo y deformación, y sus características petrológicas. Cabe destacar, que el grado metamórfico obtenido en este trabajo difiere del encontrado por Heredia *et al.* (2023) y es similar al obtenido por Oriolo *et al.* (2023a). Sin embargo, según lo interpretado en este trabajo, el aumento del grado metamórfico se debería al efecto de la sobreimposición del metamorfismo de contacto sobre el metamorfismo regional.

Las estructuras del “basamento pre-devónico” son pre-chánicas (Agüero, 2018), por lo que el metamorfismo que afectó a la Cuesta de Rahue debió haber sido posterior al de éste, aunque la deformación que generó S_2 en dicho sector de la Cordillera del Viento, puede extrapolarse a la Fm. Guaraco Norte y regionalmente al sector sur de la Precordillera cuyana. Los diques de la Cuesta de Rahue intruyeron en un contexto de magmatismo regional durante el Pensilvaniano, por esto mismo, fueron correlacionados con el Batolito de la Costa (Chile) al NO (Franzese, 1995), mientras que Oriolo *et al.* (2023a) los relacionan al Cinturón Paleozoico Igneo-Metamórfico de Patagonia Central al SE, asociando a los diques con el granitoide ubicado al sur del área de estudio, de unos 300 ± 4 Ma (Oriolo *et al.*, 2023b). En la región, es de destacar, que es muy común la sobreimposición de magmatismo de diferentes edades. Las rocas de la Fm. Piedra Santa son intruidas por granitoides del Misisipiano Inferior (357 Ma, Rapela *et al.*, 2022 y 358 ± 2 Ma, Oriolo *et al.*, 2023b; Heredia *et al.*, 2023). En este trabajo se propone que debe haber un cierto lapso de tiempo entre el metamorfismo de contacto sobreimpuesto al metamorfismo regional y la intrusión de los diques pensilvanianos en el área de estudio. Las edades de metamorfismo K-Ar obtenidas por Oriolo *et al.* (2023a) indican que el metamorfismo ocurrió durante el Devónico Tardío. Si el efecto termal de los intrusivos tuvo influencia sobre el desarrollo final de la mineralogía, se puede inferir que el metamorfismo regional pudo haberse extendido al Misisipiano. De esta manera, el desarrollo del metamorfismo regional de alta temperatura/baja presión ocurriría dentro de los límites del Ciclo Chánico. La continuidad de la deformación regional, como es evidenciada por la rotación, cizallamiento y retrogradación de

porfiroblastos, indica que durante el Misisipiano se mantuvieron las características de deformación dúctil.

En cuanto a los afloramientos occidentales de las rocas metamórficas de Rahue, dataciones y estudios de K-Ar recientes indican que su depósito tuvo lugar antes del Triásico Tardío con edades de metamorfismo entre 232-199 Ma (Oriolo *et al.*, 2023a). Oriolo *et al.* (2023a) interpretaron que su deformación y metamorfismo pueden ser correlacionados con un cinturón ubicado mucho más al sureste de la zona de estudio, con un sentido NNO-SSE a NO-SE, asociado a fábricas metamórficas ONO-ESE a NO-SE, evidenciando un control estructural de los Gondwánides para esta etapa. Esto permite inferir que al menos un tiempo después de la intrusión de los diques, por lo menos a partir del Triásico, el área de estudio comparte características deformacionales y de metamorfismo con el resto de la Patagonia, ya que antes de ese periodo las fases deformacionales y eventos metamórficos eran contrastantes (Heredia *et al.*, 2023). Las estructuras frágiles de cinemática normal que afectan el área de estudio corresponden a un régimen extensional mesozoico pre-orogénico con respecto al Ciclo Andino (Heredia *et al.*, 2023), correlacionable con la etapa de apertura de la Cuenca Neuquina (Oriolo *et al.*, 2023a).

En base a lo mencionado previamente, las unidades que constituyen el sector central de la Cuesta de Rahue, pueden tener en parte una historia en común con la Fm. Piedra Santa, siendo los intrusivos carboníferos los responsables del metamorfismo de contacto (o al menos uno de los eventos de metamorfismo de contacto). Se propone seguir la línea de Oriolo *et al.* (2023a) para los afloramientos occidentales de las rocas metamórficas de Rahue, es decir, separarlos como una unidad diferente en base a sus características y datos radiométricos.

7 Conclusiones

Se sintetizan a continuación las principales conclusiones obtenidas:

1. El basamento paleozoico aflorante en la Cuesta de Rahue está conformado por esquistos moteados biotíticos y micáceos, hornfels biotíticos y metareniscas intruidos por diques leucograníticos. Toda la estructura presenta evidencias de deformación dúctil y frágil. El afloramiento está limitado hacia el oeste, en el pie de la cuesta, por un corrimiento regional. Hacia el este, se encuentra en contacto tectónico con la Fm. Sierra de Chacaicó (Jurásico Inferior). La secuencia es cubierta por diversas unidades volcánicas, principalmente la Fm. Rancahué (Mioceno), y depósitos recientes.
2. El protolito corresponde a una secuencia clástica constituida por la alternancia de areniscas grauváquicas y pelitas con niveles conglomerádicos interestratificados. En relación a su paleoambiente de depositación se concuerda con la interpretación propuesta en relación a un depósito de facies de lóbulo distal de turbiditas, intercaladas con lóbulos arenosos y niveles conglomerádicos que evidencian periodos de mayor energía (Heredia *et al.*, 2023). No obstante, esta interpretación debe ser confirmada en base a trabajos de mayor detalle.
3. La estratificación original en el sector central de la cuesta presenta un rumbo de N110 a 120°, con un buzamiento uniforme de entre 40-50°N. En el pie de la cuesta, y sobre todo al oeste del corrimiento principal, la estratificación es subvertical, con un buzamiento de aproximadamente 80°. Los afloramientos orientales tienen un rumbo N150° y un buzamiento de 50°S. Las diferencias en las orientaciones y buzamientos de la estratificación evidencian la deformación de la secuencia.
4. El basamento fue afectado por dos episodios metamórficos, M₁ y M₂, ambos desarrollados durante el Ciclo Chánico (Devónico Tardío – Misisipiano; Rapela *et al.*, 2022; Oriolo *et al.*, 2023a). M₁ se desarrolló en condiciones de facies de esquistos verdes transicional a anfibolitas; se trata, en general, de un metamorfismo regional de grado medio a bajo. M₂ tuvo lugar por la sobreimposición de metamorfismo de contacto al metamorfismo regional imperante, elevando el grado metamórfico en el bloque paleozoico de la Cuesta de Rahue.
5. El metamorfismo regional M₁ habría tenido lugar alrededor de los 368 Ma (Oriolo *et al.*, 2023a). El pico metamórfico alcanzó la Zona de Granate, en base a las interpretaciones de pseudomorfo y relictos locales de granate.

6. El metamorfismo de contacto M_2 estuvo asociado a la intrusión regional de granitoides en el límite Devónico-Carbonífero (357 Ma, Rapela *et al.*, 2022; 358 ± 2 Ma, Oriolo *et al.*, 2023a) y está representado por nódulos de cordierita y, localmente, andalucita. A esta etapa también corresponde el desarrollo de porfiroblastos de biotita, los que presentan un patrón textural caracterizado por zonas ricas y pobres en inclusiones, un sector externo poiquilítico deformado y venillas de cuarzo.
7. El patrón textural de los porfiroblastos de biotita es de carácter sintectónico. Esto permite determinar que ambos episodios metamórficos (M_1 y M_2) han sido afectados de manera continua por la deformación chánica. El efecto térmico de los intrusivos se dispó antes de que las condiciones de deformación y metamorfismo regional cesaran, lo que se infiere a partir de la retrogradación evidenciada en los nódulos y fases de deformación en los porfiroblastos de biotita.
8. El metamorfismo de contacto M_2 habría estado influenciado por la acción de fluidos, los que se asocian a la cloritización y sericitización de minerales previos. Esto permite explicar la mimetización de la muscovita sobre la biotita y la pseudomorfización intensa de los porfiroblastos.
9. El metamorfismo regional M_1 fue contemporáneo al desarrollo de la esquistosidad principal, vinculada a la trasposición de dos fases de deformación, D_1 y D_2/D_3 . Como resultado, se desarrollaron dos foliaciones oblicuas entre sí, S_1 y S_2 . La foliación S_1 ($N30^\circ/70-75^\circ N$) está representada por una mineralogía indicativa de bajo grado metamórfico, compuesta esencialmente por muscovita. La foliación S_2 constituye la esquistosidad principal de la roca y la principal característica de la deformación chánica imperante; está asociada a un grado metamórfico de medio a bajo, compuesta esencialmente por biotita. S_0 ($N110-120^\circ/40-50^\circ N$) y S_2 ($N110-120^\circ/30-40^\circ N$) son subparalelas a oblicuas en los sectores donde S_0 cambia su buzamiento (aumentando este último hasta unos 12°).
10. La orientación de los esfuerzos chánicos no varió durante la etapa de deformación, los nódulos y porfiroblastos desarrollados fueron deformados de manera continua y subparalela a S_2 , formando también bandas de cizalla. La deformación también afectó a venillas de cuarzo, provocando el *boudinage* de las mismas.
11. Diques leucograníticos de texturas pegmatítica y granofírica, y ausencia de mineralogía metamórfica, cortan la estructura chánica.

12. Los diques, pensilvaniano-tardíos (306 ± 2 Ma, Hervé *et al.*, 2018), han sido parte del proceso de emplazamiento póstumo de un cuerpo ígneo central en función de su composición leucogranítica, formación de pegmatitas, presencia de textura gráfica y de numerosas apófisis, indicando que la presión de vapor fue alta durante su emplazamiento, típico de los diferenciados magmáticos tardíos. Posiblemente correspondan al cuerpo intrusivo granítico ubicado al sur del área de estudio (Heredia *et al.*, 2023).
13. El emplazamiento de los diques, notoriamente oblicuo a la esquistosidad chánica, estaría asociado principalmente a un mecanismo frágil, evidenciado por los xenolitos de contornos angulosos y fracturas paralelas al contacto de cada dique con la roca de caja. Este emplazamiento marca el cambio de las condiciones de esfuerzos regionales y locales, asociados en este caso al Ciclo Gondwánico. La deformación a partir de esta etapa es netamente frágil. Estudios específicos permitirán determinar y caracterizar los diferentes diques y sus posibles variaciones, así como su relación con los intrusivos gondwánicos de la región.
14. Los *stockworks*, en algunos casos de cuarzo y en otros de sericita, y en ocasiones con halos de alteración, se desarrollaron en forma posterior al emplazamiento de los diques.
15. La estructura chánica y los diques han sido afectados por la fase de deformación frágil gondwánica D₄, asociada a fallas inversas menores ligeramente oblicuas a S₀, de rumbo NO-SE. En esta etapa se generaron pliegues menores y *kinking* de escala mesoscópica.
16. Fallas normales de rumbo N-S buzantes al E cortan al resto de estructuras, conformando la fase de deformación D₅. Esta deformación está asociada al régimen extensional mesozoico que caracterizó a la región en el inicio del Ciclo Ándico. El Lineamiento Rahue, de carácter regional, tuvo su origen en esta etapa (García Morabito y Ramos, 2012).
17. Los clastos laminados de basamento de la brecha suprayacente (Fm. Sierra de Chacaicó) a las rocas metamórficas en el sector oriental de la Cuesta de Rahue, correspondientes también a un protolito grauváquico, están milonitizados y no presentan evidencias de metamorfismo de contacto. Se caracterizan por una foliación metamórfica S_n que se encuentra deformada por cizalla. No es posible correlacionar preliminarmente este tipo de clastos con las rocas metamórficas aflorantes en la cuesta.
18. Todo el basamento ha sido afectado por los esfuerzos compresivos de la Orogenia Andina con el desarrollo de inversión tectónica de las estructuras extensionales previas, teniendo lugar el Corrimiento principal Rahue (inversión tectónica del Lineamiento Rahue), y la

reactivación incipiente de algunas estructuras gondwánicas. Esto ocurrió en, al menos, dos etapas principales: el Cretácico Tardío y el Mioceno tardío-Plioceno conformando la Faja Plegada y Corrida de Aluminé (García Morabito y Ramos, 2012).

19. Se adopta la asignación de las rocas metamórficas aflorantes en el sector central de la cuesta al Complejo Metamórfico Cuesta de Rahue propuesta por Oriolo *et al.* (2023a). Se establece la disimilitud de características petrológicas de esta unidad con la Formación o Complejo Colohuincul desvinculándolas. A nivel regional, se correlaciona al Complejo Metamórfico Cuesta de Rahue con la Fm. Guaraco Norte y parte del “basamento pre-devónico” de la Cordillera del Viento, en la Precordillera Neuquina Norte, y la Fm. Piedra Santa del cordón homónimo ubicado hacia el este de la Cuesta de Rahue, en la Precordillera Neuquina Sur, en base a sus características petrológicas, grado metamórfico, edades de sedimentación y deformación. Las rocas metamórficas de la Fm. Piedra Santa están intruidas por granitoides misisipianos. Se infiere a este magmatismo como el responsable del metamorfismo de contacto M_2 en la región.
20. Estudios específicos en los afloramientos del Cerro Pulido, ubicado al suroeste del área de estudio, permitirán determinar si corresponden a una extensión del Complejo Metamórfico Cuesta de Rahue en esa dirección o si se relacionan, en cambio, a los afloramientos metamórficos occidentales expuestos por el Arroyo Colocó como parte de una unidad independiente (Oriolo *et al.*, 2023a).

8 Bibliografía

- Aguirre Urreta, M.B. & Rawson, P.F., 1997. The ammonite sequence in the Agrio Formation (Lower Cretaceous), Neuquén Basin, Argentina. *Geological Magazine* 134: 449-458.
- Agüero, A.E., 2018. Evolución tectono-metamórfica del basamento del extremo noroeste de la Cordillera del Viento, Neuquén. Trabajo Final de Licenciatura en Ciencias Geológicas (inédito). Facultad de Ingeniería. Universidad Nacional del Comahue. 40 pp.
- Arregui, C., Carbone, O. & Sattler, F., 2011. El Grupo Lotena (Jurásico Medio-Tardío). En: Leanza, H.A., Arregui, C., Carbone, O., Danieli, J. & Valles, J., (Eds.), *Geología y Recursos Naturales de la Provincia del Neuquén*. 18° Congreso Geológico Argentino. Relatorio: 91-98. Neuquén.
- Assis, O.S., Zaffarana, C., Orts, D., Puigdomenech, C., Ruiz González, V., Gallastegui, G., Hauser, N., Kiseeva, E.S., Molina, J.F. & Pernich, S., 2022. Emplacement conditions and exhumation of the Varvarco Tonalite and associated plutons from the Cordillera del Viento, Southern Central Andes. *Geological Magazine* 159 (5): 645-672.
- Bechis, F., Cristallini, E., Giambiagi, L., Yagupsky, D.L., Guzmán, C.G. & García, V.H., 2014. Transtensional tectonics induced by oblique reactivation of previous lithospheric anisotropies during the Late Triassic to Early Jurassic rifting in the Neuquén basin: insights from analog models. *Journal of Geodynamics* 79: 1–17.
- Bodenbender, G., 1892. Sobre el terreno jurásico y cretáceo en los Andes argentinos entre el Río Diamante y el Río Limay. *Boletín de la Academia de Ciencias* 13: 5-44. Córdoba
- Booth, J. & Coward, M. 1996. Basement faulting and inversión of the NW Neuquén Basin, Argentina. En: 3° International Symposium on Andean Geodynamics, Extended Abstracts: 295-298. St. Malo.
- Bucher, K. & Frey, M., 1994. *Petrogenesis of Metamorphic Rocks*. Springer-Verlag. Berlin.
- Burckhardt, C., 1900. Profils transversaux de la Cordillère argentino-chilienne. *Stratigraphie et Tectonique*. Museo de La Plata. Sección Geología y Minería 2, Anales: 136 pp.
- Camilleri, P.A., 2009. Growth, behavior, and textural sector zoning of biotite porphyroblasts during regional metamorphism and the implications for interpretation of inclusion trails: Insights from the Pequop Mountains and Wood Hills, Nevada, USA. *Geosphere* 5 (3): 215-251.
- Camino, R. & Llambías, E.J., 1984. El basamento cristalino. En: Ramos, V.A., (Ed.), *Geología y Recursos Naturales de la Provincia de Río Negro*. *Geología y Recursos Naturales de la Provincia de Río Negro*. 9° Congreso Geológico Argentino. Relatorio: 37-69. San Carlos de Bariloche.
- Carbone, O., Franzese, J., Limeres, M., Delpino, D. & Martínez, R., 2011. El Ciclo Precuyano (Triásico Tardío-Jurásico Temprano) en la Cuenca Neuquina. En: Leanza, H.A., Arregui, C., Carbone, O., Danieli, J. & Valles, J. (Eds.), *Geología y Recursos Naturales de la Provincia del Neuquén*. 18° Congreso Geológico Argentino. Relatorio: 63-76. Neuquén.

- Cardoso-Fernandes, J., Ribeiro, M., Lima, A., Roda-Robles, E., Teodoro, A.C. & Lima, J., 2019. Biotite porphyroblast microstructures in the Almendra (Vila Nova de Foz Côa). 9° Congresso Jovens Investigadores em Geociências, Actas: 35 -38. Estremoz.
- Chotin, P., 1976. Essai d'interprétation du Bassin Andin chiléno-argentin mésozoïque en tant que bassin marginal. Société Géologique du Nord. Annales 96(3): 177-184. Lille.
- Cingolani, C.A., Tickyj, J. & Chemale Jr., F., 2008. Procedencia sedimentaria de la Formación La Horqueta, Bloque de San Rafael, Mendoza, Argentina. VI South American Symposium on Isotope Geology, Actas, p. 4. San Carlos de Bariloche.
- Cingolani, C.A., Zanettini, J.C. & Leanza, H.A., 2011. El basamento ígneo-metamórfico. En: Leanza, H.A., Arregui, C., Carbone, O., Danieli, J. & Valles, J. (Eds.), Geología y Recursos Naturales de la Provincia del Neuquén. 18° Congreso Geológico Argentino. Relatorio: 34-47. Neuquén.
- Cohen, K.M., Finney, S.C., Gibbard, P.L. & Fan, J.-X., 2013-actualizado 2023. The ICS International Chronostratigraphic Chart. Episodes 36: 199-204.
- Corbera, R. & Kramer, P., 2001. Aplicación de sísmica 3D en un reservorio no convencional de rocas ignimbríticas. Cuenca Neuquina, Argentina. EXITEP: Exposición Internacional de Tecnología Petrolera. D.F. México.
- Cucchi, R., 1998. Hoja Geológica 4169-I, Piedra del Águila, Provincias del Neuquén y Río Negro, Programa Nacional de Cartas Geológicas de la República Argentina. 1:250000. Instituto de Geología y Recursos Minerales. Servicio Geológico Minero Argentino. Boletín 242: 74 pp. Buenos Aires.
- Cucchi, R., Leanza, R.H., Repol, D., Escosteguy, L., González, R. & Danieli, J.C., 2005. Hoja Geológica 3972-IV, Junin de los Andes, Provincia del Neuquén. 1:250000. Instituto de Geología y Recursos Minerales. Servicio Geológico Minero Argentino. Boletín 357: 102 pp. Buenos Aires.
- Dalla Salda, L., Cingolani, C. & Varela, R., 1991a. El Basamento Pre-Andino ígneo Metamórfico de San Martín de los Andes, Neuquén. Revista de la Asociación Geológica Argentina 46 (3-4): 223-234.
- Dalla Salda, L., Cingolani, C. & Varela, R., 1991b. El basamento cristalino de la región nordpatagónica de los lagos Gutierrez, Mascardi y Guillermo. Provincia de Río Negro. Revista de la Asociación Geológica Argentina 46 (3-4): 264-276.
- Dalla Salda, L., Dalziel, I.W.D., Cingolani, C.A. & Varela, R., 1992. Did the Taconic Appalachians Continue into Southern South America? *Geology* 20 (12): 1056-1062.
- Dalla Salda, L.H., Varela, R., Cingolani, C. & Aragón, E., 1994. The Río Chico Paleozoic crystalline complex and the evolution of Northern Patagonia: *Journal of South American Earth Sciences* 7 (3-4): 377-386.
- Dalla Salda, L., Varela, R. & Cingolani, C., 1999. El basamento pre-Gondwánico del centro-oeste del Macizo Nordpatagónico. En: Caminos, R., (Ed.), Geología Argentina. Instituto de

- Geología y Recursos Minerales. Servicio Geológico Minero Argentino. Anales 29: 107-112. Buenos Aires.
- Davis, J.S., Roeske, S.M., McClelland, W.C. & Snee, L.W., 1999. Closing the ocean between the Precordillera terrane and Chilenia: Early Devonian ophiolite emplacement and deformation in the southwest Precordillera. En: Ramos V.A. & Keppie J.D. (Eds.), *Laurentia-Gondwana Connections before Pangea*. Geological Society of America, Special Paper 336: 115-138
- De Ferrariís, C.I.C., 1947. Edad del arco o dorsal antigua de Neuquén oriental de acuerdo con la estratigrafía de la zona inmediata. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 2 (3): 256-283.
- Dessanti, R.N., 1956. Descripción Geológica de la Hoja 27 c, Cerro Diamante, Provincia de Mendoza. Carta Geológico-Económica de la República Argentina. 1:200.000. Dirección Nacional de Geología y Minería. Boletín 85: 86 pp. Buenos Aires.
- Digregorio, J.H., 1972. Neuquén. En: Leanza, A.F., (Ed.), *Primer Simposio de Geología Regional Argentina*. Academia Nacional de Ciencias: 439-506. Córdoba.
- Digregorio, J.H. & Uliana, M.A., 1980. Cuenca Neuquina. En: Turner, J.C.M., (Ed.), *Geología Regional Argentina. Segundo Simposio de Geología Regional Argentina*. Academia Nacional de Ciencias 2: 985-1032. Córdoba.
- Escosteguy, L., Geuna, S., Franchi, M., González Díaz, E. Dal Molín, C., Cegarra, M., Wilson, C., Etchevarría, M. & González, R., 2013. Hoja Geológica 4172-II, San Martín de los Andes, Provincias del Neuquén y de Río Negro. 1:250000. Instituto de Geología y Recursos Minerales, Servicio Geológico Minero Argentino. Boletín 409: 92 pp. Buenos Aires.
- Feruglio, E., 1941. Nota preliminar sobre la Hoja Geológica "San Carlos de Bariloche" (Patagonia). *Boletín de Informaciones Petroleras* 200: 27-64. Buenos Aires.
- Feruglio, E., 1949. Descripción geológica de la Patagonia. Ministerio de Industria y Comercio. Yacimientos Petrolíferos Fiscales. 3 tomos, T1: 1-323; T2: 1-349; T3: 1-331. Buenos Aires
- Franzese, J.R., 1995. El Complejo Piedra Santa (Neuquén, Argentina): Parte de un Cinturón Metamórfico Neopaleozoico del Gondwana Suroccidental. *Revista Geológica de Chile* 22(2): 193-202.
- Franzese, J.R. & Spalletti, L.A., 2001. Late Triassic-early Jurassic continental extension in southwestern Gondwana: tectonic segmentation and pre-break-up rifting. *Journal of South American Earth Sciences* 14: 257-270.
- Franzese, J.R., Veiga, G.D., Schwarz, E. & Gómez-Pérez, I., 2006. Tectono-stratigraphic evolution of a Mesozoic Graben Border System: the Chachil depocentre, southern Neuquén Basin, Argentina. *Journal of the Geological Society of London* 163: 207-221.
- Franzese, J.R., D'Elia, L., Bilmes, A., Muravchik, M. & Hernández, M., 2011. Superposición de cuencas extensionales y contraccionales oligo-miocenas en el retroarco andino norpatagónico: la Cuenca de Aluminé, Neuquén, Argentina. *Andean Geology* 38 (2): 319-334.

- Frey, M., 1987. Very low-grade metamorphism of clastic sedimentary rocks. En: Frey, M., (Ed.), Low Temperature Metamorphism. 9-226. Glasgow.
- Galli, C.A., 1954. Acerca de una nueva interpretación de las Formaciones Rético-liásicas de la Patagonia septentrional. Revista de la Asociación Geológica Argentina 8 (4): 220-235.
- Galli, C.A., 1969. Descripción Geológica de la Hoja 35a, Lago Aluminé, Provincia del Neuquén. Servicio Nacional Minero Geológico. Boletín 111: 67 pp. Buenos Aires.
- García Vizcarra, P., 1943. La serie Jurásica de la parte septentrional de la Sierra de Chacai-Co en el Neuquén Central y sus relaciones con los terrenos que la recubren. Estudio estratigráfico y tectónico. Tesis del Museo de La Plata, 5: 60 pp.
- García Morabito, E., 2010. Tectónica y Estructura del Retroarco Andino entre los 38°15' y los 40°S. Tesis Doctoral (inédito). Facultad de Ciencias Exactas y Naturales. Universidad de Buenos Aires. 284 pp.
- García Morabito, E. & Ramos, V.A., 2012. Andean Evolution of the Aluminé Fold and Thrust Belt, Northern Patagonian Andes (38°30'-40°30'S). Journal of South American Earth Science 38: 13-30.
- García-Sansegundo, J., Farias, P., Gallastegui, G., Giacosa, R. & Heredia, N., 2009. Structure of the North-Patagonian Gondwanic basement in the Bariloche area. International Journal of Earth Sciences 98: 1599-1608.
- García-Sansegundo, J., Farias, P., Heredia, N., Gallastegui, G., Charrier, R., Rubio-Ordóñez, A. & Cuesta, A., 2014. Structure of the Andean Palaeozoic basement in the Chilean coast at 31° 30'S: Geodynamic evolution of a subduction margin. Journal of Iberian Geology 40(2): 293-308.
- Garrido, M. & Dominguez, E., 1999. El yacimiento de pórfiro cuprífero La Voluntad, Neuquén. En: Zappettini, E.O., (Ed.), Recursos Minerales de la República Argentina. Instituto de Geología y Recursos Minerales. Servicio Geológico Minero Argentino. Anales 35: 809-818. Buenos Aires.
- Garrido, M., Barra, F., Domínguez, E., Ruíz, J. & Valencia, V.A., 2008. Late Carboniferous porphyry copper mineralization at La Voluntad, Neuquén, Argentina: Constrains from Re-Os molybdenite dating. Mineralium Deposita 43: 591-597.
- Giacosa, R.E., 2020. Discontinuidades estructurales en las sedimentitas de la Cuenca Neuquina: fracturas, venas, vetas y bandas de deformación en la faja plegada del Agrio, dorsal de Huincul y dorso de los Chihuidos, Provincia del Neuquén. Instituto de Geología y Recursos Minerales, Servicio Geológico Minero Argentino. Serie Contribuciones Técnicas-Geología N°7: 64 pp. Buenos Aires.
- Giacosa, R.E. & Heredia, N., 2001. Hoja Geológica 4172-IV, San Carlos de Bariloche, Provincias de Río Negro y Neuquén. 1:250000. Instituto de Geología y Recursos Minerales. Servicio Geológico Minero Argentino. Boletín 279: 77 pp. Buenos Aires.

- Giacosa, R.E., Allard, J., Foix, N. & 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.
- González, P.D., Tortello, M.F., Damborenea, S.E., Naipauer, M., Sato, A.M. & Varela, E., 2012. Archaeocyaths from South America: review and a new record. *Geological Journal* 48 (2-3): 114-125.
- González, P.D., Sato, A.M., Naipauer, M., Varela, R., Basei, M., Sato, K., Llambías, E., Chemale, F. & Castro Dorado, A., 2018. Patagonia-Antarctica Early Paleozoic conjugate margins: Cambrian synsedimentary silicic magmatism, U-Pb dating of K-bentonites, and related volcanogenic rocks. *Gondwana Research* 63: 186-225.
- González, P.D., Naipauer, M., Sato, A.M., Varela, R., Basei, M., Cábana, M.C., Vlach, S., Arce, M. & Parada, M., 2020. Early Paleozoic structural and metamorphic evolution of the Transpatagonian Orogen related to Gondwana assembly. *International Journal of Earth Sciences* 110: 81-111.
- González, P.D. & Giacosa, R.E., 2021. Rocas metamórficas e ígneas del Paleozoico (Chubut). En: Giacosa, R.E., (Ed.), *Geología y Recursos Naturales de la Provincia del Chubut*. XXI Congreso Geológico Argentino. Relatorio (B.1.): 47-104. Puerto Madryn.
- González Bonorino, F., 1944. Descripción geológica y petrográfica de la Hoja Geológica 41 b, Río Foyel (Río Negro). Dirección General de Minas, Geología e Hidrología. Boletín 56: 138 pp. Buenos Aires.
- González Bonorino, F., 1973. Geología del área entre San Carlos de Bariloche y Llao-Llao. Fundación Bariloche, Publicación 16: 53 pp. San Carlos de Bariloche.
- González Díaz, E.F. & Nullo, F., 1980. Cordillera Neuquina. En: Turner, J.C.M., (Ed.), Segundo Simposio de Geología Regional Argentina. Academia Nacional de Ciencias, 2: 1099-1147. Córdoba.
- González Díaz, E.F. & Riggi, J.C., 1984. La Formación Chimehuin: su correspondencia con las formaciones Collón Curá y Río Negro, en el sur del Neuquén. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 41 (1-2): 81-105.
- González Díaz, E.F., Riggi, J.C. & Fauqué, L., 1986. Formación Caleufu (*nov.nom*): reinterpretación de las formaciones Río Negro y Alicurá en el área de Collón Curá, sur del Neuquén. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 41 (1-2): 81-105.
- Greco, R., 1975. Descripción geológica de la Hoja 40a, Monte Tronador, Provincia de Río Negro (inédito). Servicio Geológico Nacional. Buenos Aires.
- Groeber, P., 1918. Edad y Extensión de las Estructuras de la Cordillera entre San Juan y Nahuel Huapi. *Physis*, 4: 208-240.
- Groeber, P., 1929. Líneas Fundamentales de la Geología del Neuquén, sur de Mendoza y Regiones Adyacentes. Dirección General de Minería, Geología e Hidrología. Publicaciones 58: 126 pp. Buenos Aires

- Groeber, P., 1946. Observaciones Geológicas a lo largo del Meridiano 70. Hoja Chos Malal. Revista de la Asociación Geológica Argentina 1 (3): 177-208.
- Groeber, P., 1947. Observaciones geológicas a lo largo del meridiano 70°. 3. Hojas Domuyo, Mari Mahuida, Huaraco y parte de Epulauken. 4. Hojas Bardas Blancas y Los Molles. Revista de la Asociación Geológica Argentina 2 (4): 327-433.
- Groeber, P., 1958. Acerca de la edad del Sañicolitense. Revista de la Asociación Geológica Argentina 11 (4): 281-292.
- Guidotti, C.V., 1984. Micas in metamorphic rocks. En: Bailey, S.W. (Ed.), Micas Reviews in Mineralogy 13. Mineralogical Society of America: 357-467.
- Gulisano, C.A., 1981. El ciclo cuyano en el norte de Neuquén y sur de Mendoza. Geología y Recursos Naturales de la Provincia de San Luis. 8º Congreso Geológico Argentino, Actas 3: 579-592. San Luis.
- Gulisano, C.A., Gutiérrez Pleimling, A.R. & Digregorio, R.E. 1984. Esquema estratigráfico de la secuencia jurásica del oeste de la Provincia de Neuquén. 9º Congreso Geológico Argentino, Actas 1: 236-259. San Carlos de Bariloche.
- Gulisano, C.A. & Gutiérrez Pleimling, A.R., 1995. Field guide: The Jurassic of the Neuquén Basin. a) Neuquén Province. Asociación Geológica Argentina, Serie E (2): 103 pp.
- Heredia, N., Farias, P., García-Sansegundo, J. & Giambiagi, L., 2012. The basement of the Andean Frontal Cordillera in the Cordón del Plata, Mendoza, Argentina: Geodynamic Evolution. *Andean Geology* 39 (2): 242-257.
- Heredia, N., Pedreira, D., Giacosa, R., Serra-Varela, S., Foix, N., Allard, J., González, P. & Martín-González, F., 2023. The poly-orogenic Paleozoic rocks of Cuesta del Rahue area (Precordillera Neuquina, Argentina) and their significance in marking the southern end of the Chanic orogenic belt. *Journal of South American Earth Sciences* 124: 22 pp.
- Hervé, F., Haller, M., Duhart, P. & Fanning, C.M., 2005. SHRIMP U-Pb ages of detrital zircons from Cushamen and Esquel formations, North Patagonian Massif, Argentina: Geological implications. 16º Congreso Geológico Argentino, Actas: 309-314. La Plata.
- Hervé, F., Pankhurst, R.J., Fanning, C.M., Calderón, M. & Yaxley, G.M., 2007. The South Patagonian batholith: 150 my of granite magmatism on a plate margin. *Lithos* 97: 373-394.
- Hervé, F., Calderon, M., Fanning, C.M., Pankhurst, R.J., Fuentes, F., Rapela, C.W., Correa, J., Quezada, P. & Marambio, C., 2016. Devonian magmatism in the accretionary complex of southern Chile: *Journal of the Geological Society* 173: 587-602.
- Hervé, F., Calderón, M., Fanning, C.M., Pankhurst, R.J., Rapela, C. W. & Quezada, P., 2018. The country rocks of Devonian magmatism in the North Patagonian Massif and Chaitenia: *Andean Geology* 45: 301-317.
- Hillebrandt, A. von, 1981. Faunas de amonites del Liásico inferior y medio (Hettangiano hasta Pliensbachiano) de América del Sur (excluyendo Argentina). En: Volkheimer, W. &

- Musacchio, E. (Eds.), Cuencas Sedimentarias del Jurásico y Cretácico America del Sur 2: 499-538. Buenos Aires.
- J.I.C.A/M.M.A.J., 2000. Report on regional survey for mineral resources in the southern Andes of the Argentine Republic. Phase 1. Japan International Cooperation Agency, Tokio y Gobierno de la Provincia del Neuquén (inédito). 413 pp.
- Kay, S.M., Ramos, V.A., Mpodozis, C. & Sruosa, P., 1989. Late Paleozoic to Jurassic silicic magmatism at the Gondwana margin: Analogy to Middle Proterozoic in North America? *Geology* 17: 324-328.
- Kay, S.M., Burns, W.M. & Copeland, P., 2006. Upper Cretaceous to Holocene magmatism and evidence for transient Miocene shallowing of the Andean subduction zone under the northern Neuquén Basin. *Geological Society of America Bulletin* 2407(02): 19–60.
- Keidel, J., 1925. Sobre la Estructura Tectónica de las Capas Petrolíferas en el Oriente del Territorio del Neuquén. *Publicación* 8: 75 pp.
- Kokogian, D.A., Spalletti, L., Morel, E., Artabe, A., Martínez, R.N., Alcober, O.A., Milana, J.P., Zavattieri, A.M. & Papú, O.H., 1999. Los depósitos continentales triásicos. En: Caminos, R., (Ed.), *Geología Argentina*. Instituto de Geología y Recursos Minerales. Servicio Geológico Minero Argentino. *Anales* 29: 377-398. Buenos Aires.
- Kurtz, F. & Bodenbender, G., 1889. Expedición al Neuquén. Instituto Geográfico Argentino. *Boletín* 5, Cuaderno 10: 311-329. Buenos Aires.
- Lagorio, S., Montenegro, G., Massaferró, & Vattuone de Ponti, M.E., 1998. Edad y geoquímica de las ignimbritas de Aluminé, Provincia del Neuquén. 10º Congreso Latinoamericano de Geología Económica, *Actas* 2: 231-325. Buenos Aires
- Lambert, L.R., 1946. Contribución al conocimiento de la Sierra de Chacay-Có (Neuquén). *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 3 (4): 231-252.
- Lambert, L.R., 1956. Descripción geológica de la hoja 35 b, Zapala, Territorio Nacional del Neuquén. Dirección Nacional de Geología y Minería, *Boletín* 83: 93 pp. Buenos Aires.
- Latorre, C.O., Vattuone, M.E., Linares, E. & Leal, P., 2001. K-Ar ages of Rocks from Lago Aluminé, Rucachoroi and Quillén, North Patagonian Andes, Neuquén, República Argentina. 3 SSAGI South American Symposium on Isotopic Geology, *Actas* 1: 277-580. Pucón.
- Le Bas, M.J. & Streckeisen, A., 1991. The IUGS systematics of igneous rocks. *Journal of the Geological Society of London* 148: 825-833.
- Le Maitre, R.W., Streckeisen, A., Zanettin, B., Le Bas, M.J., Bonin, B. & Bateman, P., 2005 (Eds.). *Igneous Rocks: A Classification and Glossary of Terms*. Cambridge University Press, 2º edición. 266 pp.
- Leanza, H.A., 1985. Descripción Geológica de la Hoja 36b, Cerro Chachil, Provincia del Neuquén. Servicio Geológico Nacional. 144 pp. Buenos Aires.

- Leanza, H.A., 1990. Estratigrafía del Paleozoico y Mesozoico Anterior a los Movimientos Intermálmicos en la Comarca del Cerro Chachil, Provincia del Neuquén. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 45 (3-4): 272-299.
- Leanza, H.A. & Hugo, C.A., 1997. Hoja Geológica 3969-III, Picún Leufú, Provincia del Neuquén y Río Negro. 1:250000. Instituto de Geología y Recursos Naturales. Servicio Geológico Minero Argentino. *Boletín* 275: 128 pp. Buenos Aires.
- Leanza, H.A., Repol, D., Escosteguy, L. & Salvarredy Aranguren, M., 2003. Estratigrafía del Mesozoico en la Comarca de Fortín 1° de Mayo, Cuenca Neuquina Sudoccidental, Argentina. Instituto de Geología y Recursos Minerales. Servicio Geológico Minero Argentino. Serie Contribuciones Técnicas-Geología N° 1: 21 pp. Buenos Aires.
- Leanza, H.A., Llambías, E.J. & 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. 6° Congreso de Exploración y Desarrollo de Hidrocarburos, Actas 53, edición en CD-ROM: 13 pp. Mar del Plata.
- Leanza, H.A., Sattler, F., Martínez, R.S. & Carbone, O., 2011. La Formación Vaca Muerta y equivalentes (Jurásico Tardío-Cretácico Temprano) en la Cuenca Neuquina. En: Leanza, H.A., Arregui, C., Carbone, O., Danieli, J. & Valles, J. (Eds.), *Geología y Recursos Naturales de la Provincia del Neuquén*. 18° Congreso Geológico Argentino, Neuquén. Relatorio: 113-130. Neuquén.
- Leanza, H.A., Mazzini, A., Corfu, F., Llambías, E., Svensen, H., Planke, S. & Galland, O. 2013. The Chachil Limestone (Pliensbachian earliest Toarcian) Neuquén Basin, Argentina: U-Pb age calibration and its significance on the Early Jurassic evolution of southwestern Gondwana. *Journal of South American Earth Sciences* 42: 171-185.
- Legarreta, L. & Gulisano, C., 1989. Análisis estratigráfico secuencial de la Cuenca Neuquina (Triásico Superior-Terciario Inferior), Argentina. En: Chebli, G.A. & Spalletti, L.A., (Eds.), *Cuencas Sedimentarias Argentinas*. Serie Correlación Geológica 6: 221-243.
- Lister, G.S., Boland, J.N. & Zwart, H.J., 1986. Step-wise growth of biotite porphyroblasts in pelitic schists of the western Lys-Caillaouas massif (Pyrenees). *Journal of Structural Geology* 26: 385-399.
- Llambías, E.J., 1999. Las rocas ígneas gondwánicas: el Magmatismo Gondwánico durante el Paleozoico superior-Triásico. En: Caminos, R., (Ed.), *Geología Argentina*. Instituto de Geología y Recursos Minerales. Servicio Geológico Minero Argentino. *Anales* 29: 339-376. Buenos Aires.
- Llambías, E.J., Kleiman, L.E. & Salvarredi, J.A., 1993. El magmatismo Gondwánico. En Ramos, V.A., (Ed.), *Geología y Recursos Naturales de Mendoza*. 12° Congreso Geológico Argentino y 2° Congreso de Exploración de Hidrocarburos. Relatorio 1 (6): 53-64. Mendoza.
- Llambías, E.J., Leanza, H.A. & 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 de la Asociación Geológica Argentina* 62 (1): 217-235.
- Llambías, E.J. & Aragon, E., 2011. Volcanismo Paleógeno. En: Leanza, H.A., Arregui, C., Carbone, O., Danieli, J. & Valles, J. (Eds.), *Geología y Recursos Naturales de la Provincia del Neuquén*. 18° Congreso Geológico Argentino. Relatorio: 265-274. Neuquén.
- Llambías, E.J. & Sato, A.M., 2011. Ciclo Gondwánico: la Provincia Magmática Choiyoi en Neuquén. En: Leanza, H.A., Arregui, C., Carbone, O., Danieli, J. & Valles, J. (Eds.), *Geología y Recursos Naturales de la Provincia del Neuquén*. 18° Congreso Geológico Argentino. Relatorio: 53-62. Neuquén.
- López de Luchi, M., Ostera, H., Cagnoni, M., Cerredo, M. & Linares, E., 2002. Geodynamic setting for the western border of the North Patagonian Massif: Cushamen Formation at Río Chico, Río Negro. *Geología y Recursos Naturales de la Provincia de Santa Cruz*. 15° Congreso Geológico Argentino, Actas 1: 210-216. El Calafate.
- López de Luchi, M. & Cerredo, M.E., 2008. Geochemistry of the Mamil Choique Granitoids at Río Chico, Río Negro, Argentina: Pre-Permian crustal melting process in the North Patagonian Massif. *Journal of South American Earth Sciences* 25 (4): 526-546.
- López de Luchi, L., Cerredo, M.G. & Martínez Dopico, M.E., 2010. Lithology and age of the Cushamen Formation. Devonian magmatism in the western North Patagonian Massif, Argentina. *Bolletino di Geofisica Teorica ed Applicata* 51: 71-74.
- Loske, W., Márquez, M., Giacosa, R., Pezzuchi, H. & Fernández, M.I., 1999. U/Pb geochronology of pre-Permian Basement Rocks in the Macizo del Deseado, Santa Cruz province, Argentine Patagonia. 14° Congreso Geológico Argentino, Actas 1: 102-103. Salta.
- Lucassen, F., Trumbull, R., Franz, G., Creixell, C., Vásquez, P., Romer, R. & Figueroa, O., 2004. Distinguishing crustal recycling and juvenile additions at active continental margins: the Paleozoic to recent compositional evolution of the Chilean Pacific margin (36-41° S). *Journal of South American Earth Sciences* 17: 103-119.
- Manceñido, M. & Damborenea, S., 1984. Megafauna de invertebrados paleozoicos y mesozoicos. En: Ramos, V.A., (Ed.), *Geología y Recursos Naturales de la Provincia de Río Negro*. 9° Congreso Geológico Argentino: 413-465. San Carlos de Bariloche.
- Márquez, M., Giacosa, R., Nillni, A., Paredes, J., Fernández, M., Parisi, C., Sciutto, J., Garrido, C. & Alfonso, J., 2002. Aspectos litológicos y estructurales del bloque tectónico Cushamen, Provincia del Chubut. *Geología y Recursos Naturales de la Provincia de Santa Cruz*. 15° Congreso Geológico Argentino, Actas 1: 201-206. El Calafate.
- Martínez, Dopico, C.I., Antonio, P.Y.J., Rapalini, A.E., López de Luchi, M.G. & Grillo Vidal, C., 2021. Reconciling Patagonia with Gondwana in early Paleozoic? Paleomagnetism of the Valcheta granites, NE North Patagonian Massif. *Journal of South American Earth Sciences* 106, Article 102970: 17 pp.

- Miyake, A., 1993. Rotation of biotite porphyroblasts in pelitic schist from the Nukata area, central Japan. *Journal of Structural Geology* 15 (11): 1303-1313.
- Miyashiro, A., 1991. *Metamorphic petrology*. Oxford University Press. 416 pp. Nueva York.
- Mosquera, A. & Ramos, V.A., 2006. Intraplate deformation in the Neuquen Basin. En: Kay, S. M. & Ramos, V. A. (Eds.), *Evolution of an Andean margin: A tectonic and magmatic view from the Andes to the Neuquén Basin (35°-39° S latitude)*. Geological Society of America, Special Paper 407: 97-124.
- Müller, H., 1965. Zur Alterfrage der eisenerzlagerstätte Sierra Grande/Río Negro in Nordpatagonien Aufgrund neuer Fossilfunde. *Geologisches Rundschau* 54: 715-732.
- Neher, K.E., 1986. The structural geology of Southwestern Neuquén Basin, Argentina. Tesis (inédito), University of South Carolina. Department of Geological Sciences. 84 pp.
- Oriolo, S., González, P.D., Alegre, P., Wemmer, K., Varela, R. & Basei, M.A.S., 2023a. The Cuesta de Rahue Basement Inlier (Southern Neuquén Precordillera, Argentina): a Devonian to Triassic polyphase orogenic record in northern Patagonia. *Journal of the Geological Science* 180.
- Oriolo, S., González, P.D., Renda, E.M., Basei, M.A.S., Otamendi, J., Cordenons, P., Marcos, P., Yoya, M.B., Ballivián Justiniano, C.A. & Suárez, R., 2023b. Linking accretionary orogens with continental crustal growth and stabilization: Lessons from Patagonia. *Gondwana Research* 121: 368-382.
- Paim, P.S.G., Silveira, A.S., Lavina, E.L.C., Faccini, U.F., Leanza, H.A., Teixeira de Olivera, J.M.M. & D'Avila, R.S.F., 2008. High resolution stratigraphy and gravity flow deposits in the Los Molles Formation (Cuyo Group-Jurassic) at La Jardinera region, Neuquén basin. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 63 (3): 728-753.
- Pankhurst, R., Rapela, C., Fanning, C. & Márquez, M., 2006. Gondwanide continental collision and the origin of Patagonia. *Earth-Science Reviews* 76: 235-257.
- Passchier, C.W. & Trouw, R.A.J., 2005. 2nd Revised and enlarged Edition. Springer/Verlag Berlin. 1-366.
- Pattison, D.R.M. & Tracy, R.J., 1991. Phase equilibria and thermobarometry of metapelites. En: Kerrick, D.M. (Ed.), *Contact Metamorphism*. *Reviews in Mineralogy and Geochemistry* 26 (1): 105-206.
- Parada, M.A., López-Escobar, L., Oliveros, V., Fuentes, F., Morata, D., Calderón, M., Aguirre, L., Féraud, G., Espinoza, F., Moreno, H., Figueroa, O., Muñoz, J., Troncoso, R. & Stern, C.R., 2007. Andean Magmatism. En: Moreno, T. & Gibbons, W. (Eds.), *The Geology of Chile*. The Geological Society, Special Publication 4: 115-146.
- Parica, C.A., 1986. Resultados geocronológicos preliminares de las Formaciones Colohuincul y Huechulafquen, Provincia de Neuquén. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 41 (1-2): 201-205.

- Proserpio, C.A., 1978. Descripción geológica de la Hoja 42d, Gastre, Provincia de Río Negro. Carta Geológico-Económica de la República Argentina. Servicio Geológico Nacional. Boletín 159: 75 pp. Buenos Aires.
- Ramos, V.A., 1999. Las Provincias Geológicas del Territorio Argentino. En: Caminos, R., (Ed.), Geología Argentina. Instituto de Geología y Recursos Minerales. Servicio Geológico Minero Argentino. Anales 29 (3): 41-96. Buenos Aires.
- Ramos, V.A., Niemeyer, H., Skarmeta, J. & Muñoz, J., 1982. Magmatic Evolution of the Austral Patagonian Andes. En: Cordani, H. & Linares, E. (Eds.), Symposium on Magmatic Evolution of the Andes. Earth Science Reviews 18: 411-443.
- Ramos, V.A. 2008. Patagonia: A Paleozoic continent adrift?. Journal Ramos, V.A. 2008. Patagonia: A Paleozoic continent adrift? Journal of South American Earth Sciences 26(3): 235-251.
- Ramos, V.A., García Morabito, E., Hervé, F. & Fanning, M., 2010. Greenville-age sources in Cuesta de Rahue, northern Patagonia: Constrains from U/Pb SHRIMP ages from detrital zircons. International Geological Congress on the Southern Hemisphere (GEOSUR 2010). Bollettino de Geofisica 51 (Supplement): 42-44. Mar del Plata.
- Ramos, V. A., Folguera, A. & García Morabito, E., 2011. Las Provincias Geológicas del Neuquén. En: Leanza, H.A., Arregui, C., Carbone, O., Danieli, J. & Valles, J. (Eds.), Geología y Recursos Naturales de la Provincia del Neuquén. 18° Congreso Geológico Argentino. Relatorio: 317-326. Neuquén.
- Rapela, C.W., Spalletti, L. & Merodio, J., 1983. Evolución magmática y geotectónica de la “Serie Andesítica” andina (Paleoceno-Eoceno) en la Cordillera Norpatagónica. Revista de la Asociación Geológica Argentina 38: 469-484.
- Rapela, C.W., Pankhurst, R.J., Llambías, E.J., Labudía, C. & Artabe, A., 1996. Gondwana magmatism of Patagonia: inner cordillera calc-alkaline batholites and bimodal volcanic provinces. International Symposium on Andean Geodynamics (3): 791-794.
- Rapela, C.W. & Pankhurst, R.J., 2020. The continental crust of Northeastern Patagonia. Ameghiniana 57 (5): 480-498.
- Rapela, C.W., Hervé, F., Pankhurst, R.J., Calderón, M., Fanning, C.M., Quezada, P., Poblete, F., Palape, C. & Reyes, T., 2021. The Devonian accretionary orogen of the North Patagonian cordillera. Gondwana Research 96: 21 pp.
- Rapela, C.W., Hervé, F., Pankhurst, R.J., Calderón, M., Quezada, P., 2022. The Chaitenia Accretionary Orogen of Northwest Patagonia: New U-Pb SHRIMP Ages of the Foreland Domain. 21° Congreso Geológico Argentino, Actas: 1511-1512. Puerto Madryn.
- Ravazzoli, I. & Sesana, F., 1977. Descripción geológica de la Hoja 41c, Río Chico, Provincia de Río Negro. Servicio Geológico Nacional. Boletín 148: 77 pp. Buenos Aires.
- Rebolledo, S. & Charrier, R., 1994. Evolución del basamento metamórfico del área Punta Claditas, región de Coquimbo, Chile (31-32°S). Revista Geológica de Chile 21 (1): 55-69.

- Rigal, R., 1934. La mina La Voluntad de cobre y molibdeno en el Catan Lil, Neuquén. Dirección de Minas y Geología. 30 pp. Buenos Aires.
- Rolleri, E. & Criado Roqué, P., 1970. Geología de la Provincia de Mendoza. 4º Jornadas Geológicas Argentinas, Actas 2: 60 pp. Mendoza.
- Romero, R., Barra, F., Leisena, M., Salazar, E., González-Jiménez, J.M. & Reich, M., 2020. Sedimentary provenance of the Late Paleozoic metamorphic basement, south-central Chile: implications for the evolution of the western margin of Gondwana. *International Geological Review* 62 (5): 1–16.
- Sato, A.M., Llambías, E., Basei, M. & Castro, C., 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.
- Schiuma, M. & Llambías, E.J., 2008. New ages on Lower Jurassic volcanism in the dorsal de Huincul, Neuquén. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 63 (4): 644-652.
- Schmid, R., Fettes, D., Harte, B., Davis, E., Desmons, J., Meyer-Marsilius, J. & Siivola, J., 2004. A systematic nomenclature for metamorphic rocks: 1. How to name a metamorphic rock. IUGS Subcommission on the Systematics of Metamorphic Rocks. 19 pp.
- Schwarz, E., Spalletti, L.A. & Veiga, G., 2011. La Formación Mulichinco (Cretácico Temprano) en la Cuenca Neuquina. En: Leanza, H.A., Arregui, C., Carbone, O., Danieli, J. & Valles, J. (Eds.), *Geología y Recursos Naturales de la Provincia del Neuquén*. 18º Congreso Geológico Argentino. Relatorio: 131-144. Neuquén.
- Serra-Varela, S., Giacosa, R., González, P., Heredia, N., Martín-González, F. & Pedreira, D., 2016. Geología y Geocronología del Basamento Paleozoico de los Andes Nordpatagónicos en el Área de San Martín de los Andes. En: González, J.M., Carro Flores, B.M., Sarmiento, A.M. & Camacho Cerro, M.A. (Eds.), 9º Congreso Geológico de España, *Geo-Temas* 16 (2): 431 - 434. Huelva.
- Serra-Varela, S., González, P.D., Giacosa, R.E., Heredia, N., Pedreira, D., Martín-González, F. & Sato, A.M., 2019. Evolution of the Palaeozoic basement of the Northpatagonian Andes in the San Martín de los Andes area (Neuquén, Argentina): Petrology, age and correlations. *Andean Geology* 46: 102-130.
- Serra-Varela, S., Heredia, N., Giacosa, R., García-Sansegundo, J. & Farías, P., 2022. Review of the polyorogenic Palaeozoic basement of the Argentinean North Patagonian Andes: age, correlations, tectonostratigraphic interpretation and geodynamic evolution. *International Geology Review* 64: 72-95.
- Servicio Geológico Minero Argentino, 1997. Mapa geológico de la República Argentina, escala 1:2.500.000. Instituto de Geología y Recursos Minerales. Servicio Geológico Minero Argentino. Buenos Aires.
- Siemiradski, J. de, 1892. Apuntes sobre la Región Sub Andina del Alto Limay y sus Afluentes. *Revista del Museo de La Plata* 11: 143-197.

- Sillitoe, R., 1977. Permo-Carboniferous-Upper Cretaceous and Miocene Porphyry Copper type Mineralization in the Argentinian Andes. *Economic Geology* 72: 99-109.
- Spalletti, L.A., Arrondo, O.G., Morel, E.M. & Ganuza, D.G., 1992. Evidencias sobre la edad triásica de la Formación Lapa en la región de Chacaicó, Provincia del Neuquén. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 46 (3-4): 167-172.
- Spalletti, L.A., Arregui, C.A. & Veiga, G., 2011. La Formación Tordillo y sus equivalentes (Jurásico Tardío) en la Cuenca Neuquina. En: Leanza, H.A., Arregui, C., Carbone, O., Danieli, J. & Valles, J. (Eds.), *Geología y Recursos Naturales de la Provincia del Neuquén*. 18° Congreso Geológico Argentino. Relatorio: 99-112. Neuquén.
- Suárez, R.J. & González, P.D., 2015. Microestructuras y metamorfismo de Soterramiento en la Formación Sierra de Chacaicó, Sinrift de la Cuenca Neuquina. XVI Reunión de Tectónica, Actas 148-149. General Roca.
- Suárez, R.J., 2016. Metamorfismo de soterramiento en la cuenca Neuquina e Implicancias en la maduración térmica de hidrocarburos. Trabajo Final de Licenciatura (inédito). Universidad Nacional de Río Negro. 76 pp.
- Suárez, R.J. & González, P.D., 2018. Caracterización geológica del metamorfismo diastaternal mesozoico en la Cuenca Neuquina y su relación con la anomalía térmica en el sinrift. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 75 (3): 457-472.
- Stipanovic, P.N., Rodrigo, F., Bauliés, O.L. & Martínez, C.G., 1968. Las formaciones presenonianas del denominado Macizo Nordpatagónico y regiones adyacentes. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 23 (2): 367-388.
- Stipanovic, P.N. & Linares, E., 1969. Edades radimétricas determinadas para la República Argentina y su significado geológico. *Academia Nacional de Ciencias. Boletín* 47 (1): 51-96. Córdoba.
- Turner, J.C.M., 1965a. *Estratigrafía de Aluminé y Adyacencias, Provincia del Neuquén*. Instituto Nacional de Geología y Minería. 71 pp. Buenos Aires
- Turner, J.C.M., 1965b. *Estratigrafía de la comarca de Junín de los Andes*. Academia Nacional de Ciencias. *Boletín* 44: 5-51. Córdoba.
- Turner, J.C.M., 1965c. *Estratigrafía de Aluminé y adyacencias, Provincia del Neuquén*. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 20 (2): 153-184.
- Turner, J.C.M., 1973. Descripción Geológica de la Hoja 37 a-b, Junín de los Andes, Provincia del Neuquén. Servicio Nacional Minero Geológico, *Boletín* 138: 86 pp. Buenos Aires.
- Turner, J.C.M., 1976. Descripción Geológica de la Hoja 36a, Aluminé, Provincia del Neuquén. Servicio Geológico Nacional. *Boletín* 145 : 80 pp. Buenos Aires.
- Urza, I.A., Grecco, L.E., Delpino, S.H., Arrese, M.L. & Rapela, C.W., 2011. Petrología y Estructura del Complejo Ígneo-Metamórfico Aluminé, Provincia de Neuquén, Argentina. *Andean Geology* 38 (1): 98-118.

- Varela, R., Texeira, W., Cingolani C. & Dalla Salda, L., 1994. Edad Rubidio-Estroncio de Granitoides de Aluminé-Rahue, Cordillera Nordpatagónica. Neuquén, Argentina. 7° Congreso Geológico Chileno, Actas 2: 1254-1258. Concepción.
- Varela, R., Basei, M.A.S., Cingolani, C.A., Siga Jr., O. & Passareli, C.R., 2005. El Basamento Cristalino de los Andes Norpatagónicos en Argentina: Geocronología e Interpretación Tectónica. *Revista Geológica de Chile* 32 (2): 167-187.
- Varela, R., Gregori, D. A., González, P.D. & Basei, M.A., 2015. Caracterización geoquímica del magmatismo de arco devónico y carbonífero-pérmico en el noroeste de Patagonia, Argentina. *Revista de la Asociación Geológica* 72: 419-432.
- Vattuone de Ponti, M.E., 1987. Estudio petrológico y mineralógico del basamento metamórfico de la Provincia del Neuquén correspondiente a la Hoja Geológica Aluminé de la Secretaria de Minería de la Nación. Tesis Doctoral (inédito). Facultad de Ciencias Exactas y Naturales. Universidad de Buenos Aires. 272 pp.
- Vattuone de Ponti, M.E., 1988. Metamorfismo de Baja Presión en la Cordillera Neuquina. 5° Congreso Geológico Chileno, Actas 2: 31-45. Santiago.
- Vattuone de Ponti, M.E., 1990. Paragénesis Mineral del Metamorfismo del Área de Aluminé, Cordillera Neuquina. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 45 (1-2): 107-119.
- Vergani, G.D., Tankard, J., Belotti, J. & Welsink, J., 1995. Tectonic Evolution and Paleogeography of the Neuquén Basin, Argentina. En: Tankard, A.J., Suárez, R. & Welsink, H.J. (Eds.), *Petroleum Basins of South America*. American Association of Petroleum Geologists. Memoir 62: 383-402.
- Volkheimer, W., 1964. Estratigrafía de la zona extraandina del departamento de Cushamen, Provincia del Chubut. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 19: 85-107.
- Volkheimer, W., 1973. Palinología estratigráfica del Jurásico de la sierra de Chacai Co y adyacencias (Cuenca Neuquina, Argentina). Estratigrafía de las Formaciones Sierra Chacai-Co (Pliensbachiano), Los Molles (Toarciano), Cura Niyeu (Bajociano) y Las Lajas (Caloviano inferior). *Ameghiniana* 10 (2): 105-109.
- Weaver, C., 1931. Paleontology of the Jurassic and Cretaceous of West Central Argentina. *Memoir University of Washington* 1: 469 pp. Seattle.
- Willner, A. P., Massonne, H. J., Gerdes, A., Hervé, F., Sudo, M. & Thomson, S. N., 2009. The constrasting evolution of collisional and coastal accretionary systems between the latitudes 30 and 35° S: evidence for the existence of a Chilenia microplate. 12° Congreso Geológico Chileno, Actas: 4 pp. Santiago.
- Windhausen A., 1931. Geología Argentina, segunda parte. Geología Histórica y Regional del Territorio Argentino. Editorial J. Peuser, II: 646 pp. Buenos Aires.
- Yardley, B.W.D., 1989. *An Introduction To Metamorphic Petrology*. Longman Science and Technology: 60-90.

- Zamora Valcarce, G., 2007. Estructura y cinemática de la Faja Plegada del Agrio. Tesis Doctoral (inédito). Facultad de Ciencias Exactas y Naturales. Universidad Nacional de Buenos Aires. 304 pp.
- Zanettini, J.C.M., 2018. Recursos minerales metalíferos y metalogénesis de la Provincia del Neuquén. República Argentina. Instituto de Geología y Recursos Minerales. Servicio Geológico Minero Argentino. Anales 55: 252 pp. Buenos Aires.
- Zappettini, E.O., Méndez, V. & Zanettini, J.C.M., 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., Chernicoff, C.J., Santos, J.O.S., Dalponte, M., Belousova, E. & McNaughton, N., 2012. Retrowedge-related Carboniferous units and coeval magmatism in the northwestern Neuquén province, Argentina. International Journal of Earth Sciences 101: 2083-2104.

Anexo

A continuación, se detalla la descripción geológica por afloramiento estudiado y la descripción e interpretación petrográfica de las muestras de estudio seleccionadas.

Afloramiento N°3

Los afloramientos occidentales de las rocas metamórficas son de un carácter saltuario, las mejores exposiciones se encuentran en el arroyo Colocó (Fig. 1. A). Están cubiertas en discordancia por unidades cenozoicas, al norte por la Fm. Chimehuín, y al sur por la Fm. Rancahué (Figs. 1. A-B), de tal manera que no se observa en la zona cuál es la falla responsable de la exhumación de este sector, pudiendo estar al oeste, posiblemente relacionado a las estructuras de primer orden de la faja plegada y corrida.

La roca presenta variación composicional entre metavulcanicas y metasedimentitas. Es de coloración grisácea a amarillenta con un tamaño de grano medio. Está constituida mineralógicamente por biotita, muscovita, cuarzo y feldespato. Su mineral índice correspondiente es la biotita.

Presenta una fábrica planar S_n , con lineaciones L_n otorgadas por los filosilicatos orientados según ésta foliación (Figs. 1. D-E). Nódulos cuarzosos de poco más de un 1 cm de diámetro se presentan en estas rocas, en algunos casos dispuestos sobre S_n (Figs. 1. C y E).

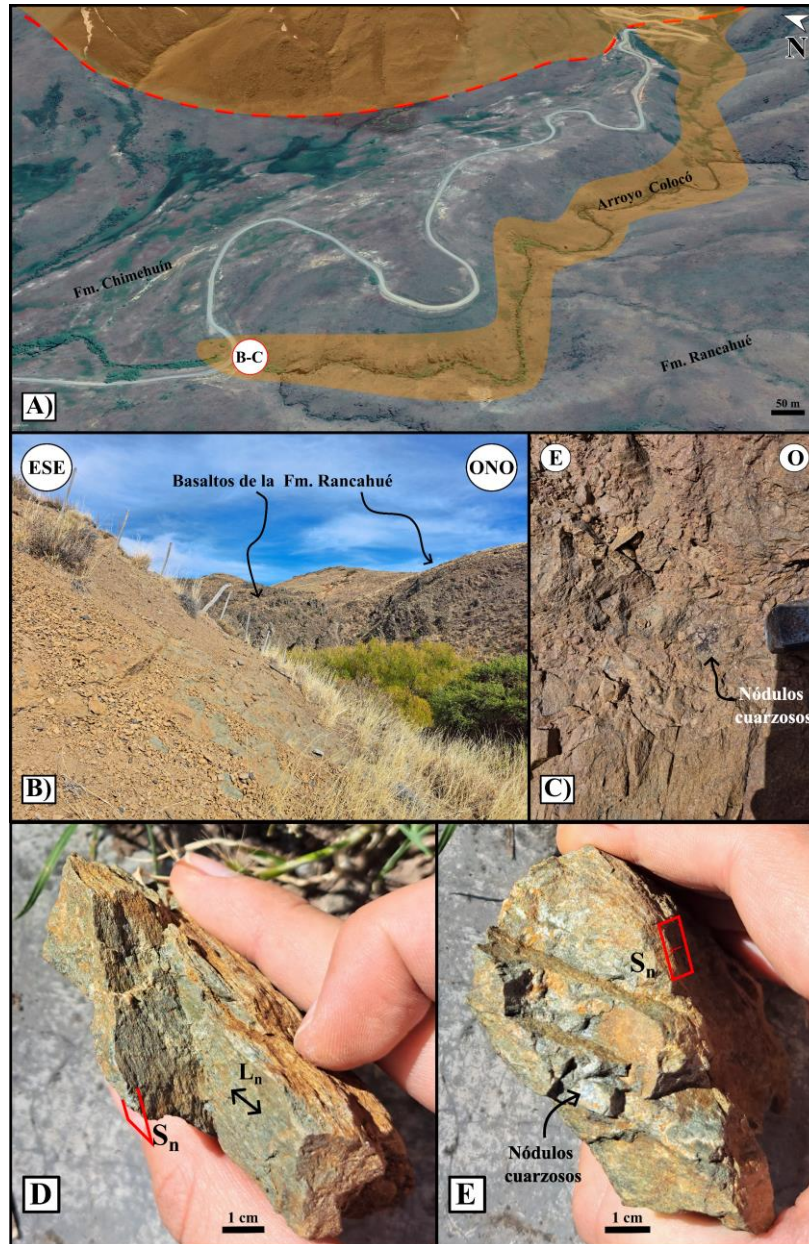


Figura 1: Afloramiento de estudio N°3 (ver Figura 4.1). **A)** Delimitación de afloramientos del basamento (marrón) en la Cuesta de Rahue e indicación del corrimiento que lo expone (línea discontinua roja) en imagen satelital (Google Earth, 2023). **B)** Afloramiento de basamento a la vera del arroyo Colocó, cubierto por basaltos de la Fm. Rancahué. **C)** Detalle del basamento donde se destaca una estructura masiva con algunos nódulos cuarzosos y una fábrica clástica relictica arenoconglomerádica. **D)** Características de uno de los tipos litológicos del afloramiento del arroyo Colocó; en **E)** nódulos cuarzosos del basamento en una fábrica planar y lineal.

Afloramiento N°8

Los niveles del Afloramiento N°8, ubicado a los 39°23'50,59"LS 70°47'18,81"LO (Figs. 4.1 y 2), corresponden a la Fm. Sierra de Chacaicó, en contacto con la parte superior de las rocas metamórficas de basamento (Figs. 2. A-C). Este afloramiento está compuesto por brechas y rocas piroclásticas intercaladas entre pelitas marinas. Las brechas contienen clastos de variada litología, algunos corresponden a esquistos moteados y otros a clastos laminados angulosos, de formas cúbicas (Figs. 2. D-E). Hacia el este, cerca del contacto de esta unidad con la suprayacente Fm. Los Molles,

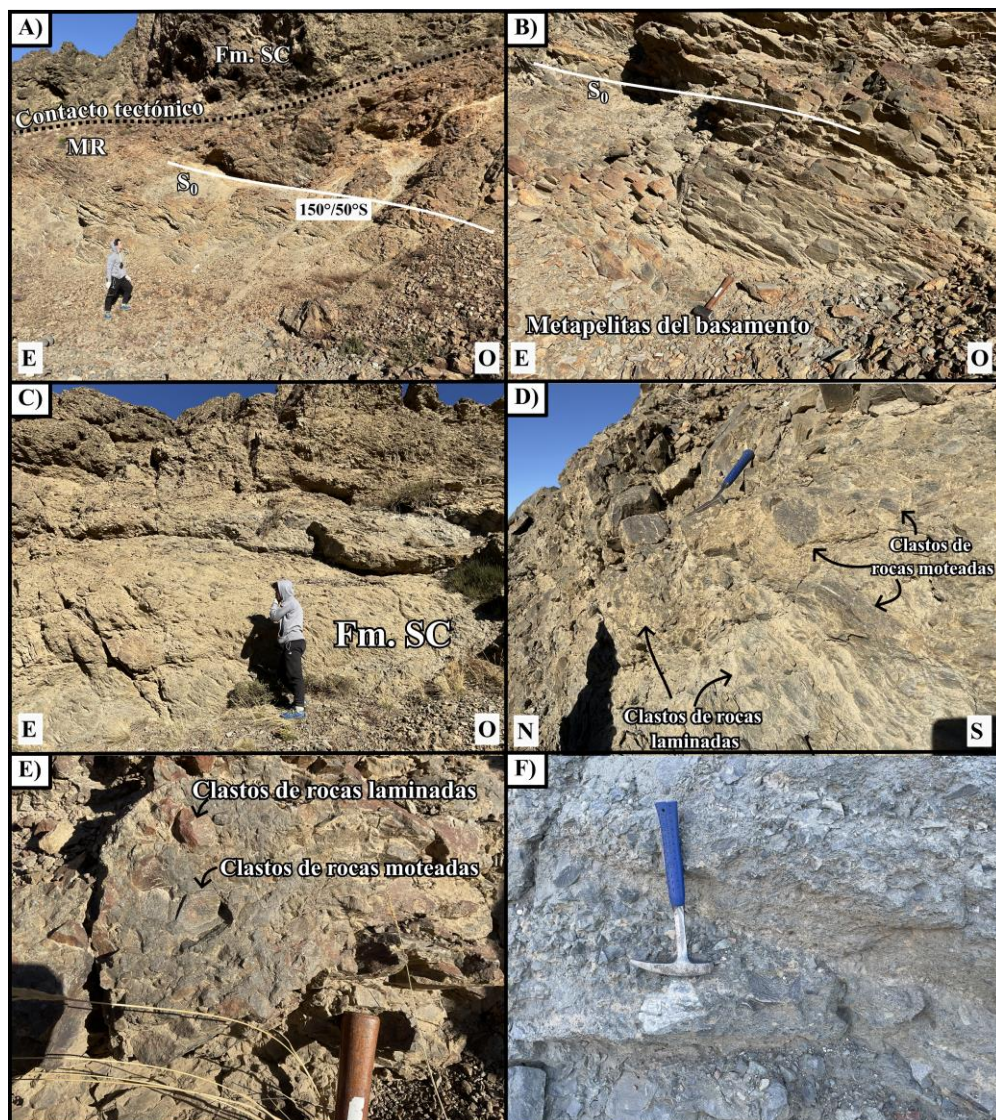


Figura 2: Afloramiento de estudio N° 8 (ver Figura 4.1). **A)** Detalle del contacto tectónico en la parte superior de las rocas metamórficas de basamento y las sedimentitas y piroclásticas de la Fm. Sierra de Chacaicó (Fm SC) en una vista hacia al sur; se indica rumbo y buzamiento de las metasedimentitas (MR). **B)** Rocas metamórficas con indicación del plano de estratificación. **C)** Detalle de las brechas de la Fm. Sierra de Chacaicó. **D) E)** Detalle de los clastos componentes de las brechas en la parte inferior de la unidad, de composiciones similares a las de las rocas metamórficas aflorantes en la zona. **F)** Detalle de los clastos componentes de las brechas en la parte superior de la unidad, de composiciones líticas más variadas.

aumenta la variedad litológica de los mismos (Fig. 2. F). De las muestras seleccionadas para su descripción se realizó el estudio petrográfico de un clasto laminado.

Milonita o filita cuarcífera – Muestra R1

Roca metamórfica oscura que posee una fábrica planar compuesta por minerales escamosos y lentes alternantes de cuarzo y feldespato, oblicua con respecto a otro elemento de fábrica planar caracterizado por bandas de cuarzo irregulares (Fig. 3). El plano de fractura de la muestra corresponde a un plano paralelo a esta última fábrica descrita (Figs. 3. A-C). A lo largo de este plano, se evidencia una lineación otorgada por porfiroblastos de biotita, minerales opacos y minerales escamosos variados, que representarían la lineación de intersección entre ambos planos

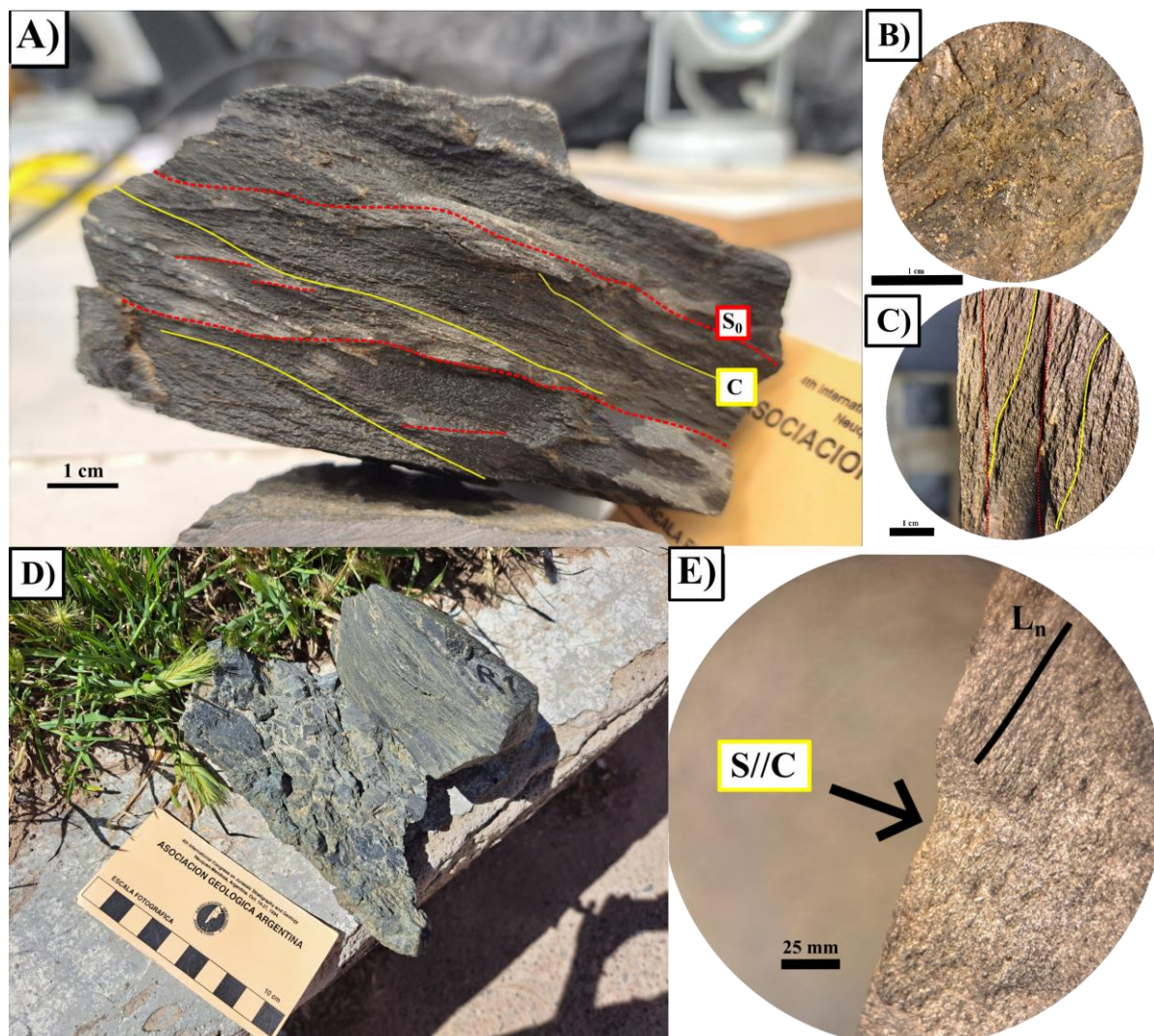


Figura 3: Milonita o filita cuarcífera - R1. **A)** Detalle con indicación de las fábricas identificadas incluyendo la estructura sedimentaria relíctica (S_0) inferida. **B)** Porfiroblastos de biotita y nódulos de cuarzo observados sobre plano de foliación (S_n). **C)** Detalle de las foliaciones (C/S) y plano de estratificación interpretados (S_0). **D)** **R1**: clasto filítico que corresponde a la muestra analizada en (A); a su izquierda, brecha con fragmentos de rocas laminadas y cemento silíceo. **E)** Detalle de superficie planar de la foliación (S/C) con la lineación (L_n) dada por los filossilicatos orientados.

(Figs. 3. B y E). El análisis petrográfico fue realizado con una orientación perpendicular a la fábrica planar y la lineación. Además, se observa la presencia de pirita y óxidos de hierro, como hematita. La roca corresponde a una milonita o filita cuarcífera.

Esta roca posee una fábrica planar dada por una combinación entre el bandeo composicional y la orientación preferencial de minerales escamosos (sericita, muscovita y biotita) (Fig. 5. A). Esta última se trataría de una foliación espaciada anastomosada (Passchier y Trouw, 2005). La textura de la roca es milonítica formada por una combinación de porfiroclastos de plagioclasa y minerales opacos, cintas de cuarzo y agregados lenticulares leucocráticos constituidos por cuarzo (Figs. 5. A y D). Como resultado se desarrolló una foliación milonítica afectada por zonas de microcizalla constituida por fajas de sericita y grafito (Figs. 4, 5. B y 6. C). Se discriminan dos estructuras planares: S_0 , dado por el bandeamiento composicional, y S_n dada por una foliación anastomosada.

El bandeamiento composicional está caracterizado por dos sectores, uno compuesto por cuarzo, feldespato y cantidades menores de algunos minerales opacos y circones (dominio de microlitones), y otro sector compuesto mayoritariamente por micas y grafito (dominio de micas) (Fig. 5. A). El dominio de clivaje está constituido mayoritariamente por micas blancas (sericita y minoritariamente muscovita), grafito, biotita y algunos minerales opacos finos, que constituyen una esquistosidad de grano fino. La sericita se encuentra en tamaños variados entre 20 y 60 μm , en promedio 46 μm . Las biotitas presentes en el dominio de clivaje son subhedralas a anhedralas con tamaños de hasta 210 μm . La muscovita presenta tamaños de hasta unos 200 μm . Los minerales opacos son en su mayoría prismáticos rectangulares orientados paralelamente a S_2 con tamaños de entre 70 a 150 μm , promedio de 125 μm . Los circones se encuentran entre los dominios de clivaje y presentan una forma euhedral y un tamaño de menos de 50 μm . Los cristales de turmalina tienen hábito prismático y un tamaño promedio de 125 μm . En dirección paralela a la fábrica planar principal existen superficies con depositación de minerales opacos que están constituidas mayormente por grafito, asociado también a superficies estilolíticas. Los ribbons de cuarzo se disponen paralelamente al S_n , presentan cristales con formas lobulares con recristalización dinámica, en ciertos sectores se evidencian estructuras tipo *pinning* y *window* que indican proceso de migración de bordes de grano. Las zonas de microcizalla se componen de fajas de sericita con un tamaño similar al mencionado anteriormente, tienen un ángulo de 30° aproximadamente respecto a la foliación S_n (Fig. 6. C).

El dominio de microlitones se caracteriza por agregados lenticulares de cuarzo con textura granoblástica interlobada y espesores promedios de 100 μm , localmente de 30 a 210 μm (Fig. 6.A).

Los cristales de cuarzo presentan estructuras de migración de borde de grano (GBM) y extinción ondulosa. Las venillas de cuarzo son oblicuas respecto a la foliación milonítica, cortándola aproximadamente a 25° (Fig. 5.B). Las venillas presentan un leve boudinage mejor expresado en escala mesoscópica (Fig. 4).

Se encuentran porfiroclastos de plagioclasa con maclas ahusadas de un tamaño de 200 μm (Fig. 5. A). Otro tipo de porfiroclastos presentes en la roca son un grupo de minerales opacos, pudiéndose tratar de ilmenita, por su forma prismática (Fig. 6.A). Presentan un tamaño promedio de 220 a 240 μm , desarrollo de *strain caps* y no tienen inclusiones salvo algunas de cuarzo.

Distinguiéndose de la textura milonítica, en la textura relíctica granolepidoblástica se encuentran algunos porfiroblastos de biotita de unos 300 μm de tamaño en promedio (Fig. 5.C), que por lo general se encuentran dentro de las lentes de cuarzo y feldespato descritos anteriormente. Los mismos presentan fracturas de extensión rellenas con cuarzo perpendiculares a S_n , y orientación de minerales opacos paralelos a los bordes del mineral. Los minerales opacos incluidos pueden ser de rutilo. En menor proporción, se encuentran porfiroblasto de clorita de unos 400 μm orientados según S_1 , con parches de micas reemplazándolos (Fig. 5.D).

Se identifican tres asociaciones minerales: 1) Cuarzo + Albita + Grafito + Clorita + Ilmenita + Turmalina +/- Circón, 2) Cuarzo + Muscovita, 3) Cuarzo + Biotita + Muscovita y 4) Clorita + Sericita + Epidoto. La primera caracteriza la asociación mineral relíctica del protolito, mientras que la tercera representa la mineralogía principal asociada al pico metamórfico. La presencia de clorita, sericita y epidoto tiene características de reemplazo textural, tanto en los dominios de clivaje como en los porfiroblastos de biotita presentes, por lo que se trata de una asociación de metamorfismo retrógrado.

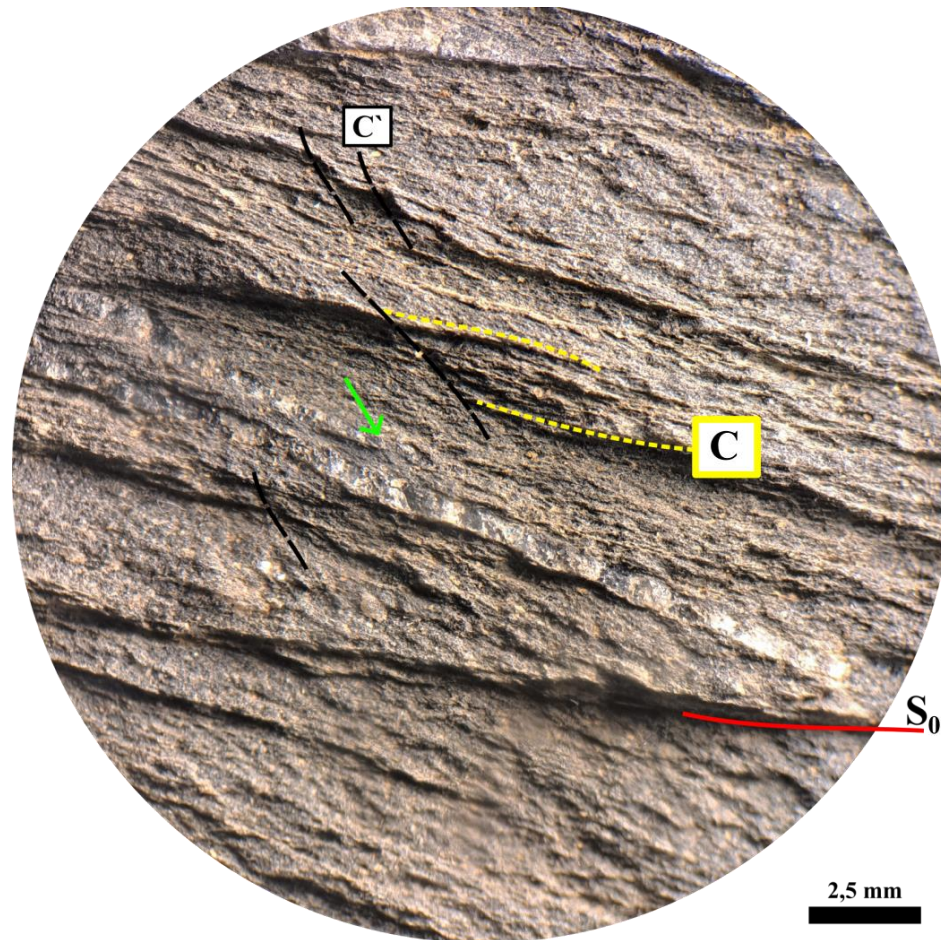


Figura 4: Milonita o filita cuarcífera - R1. Imagen bajo microscopio estereoscópico. Detalle de la relación entre las principales estructuras planares de la roca, se identifica un S_0 (rojo) cortado oblicuamente por C (amarillo), la que a su vez es afectada por una zona de cizalla C' (negro). También se observan venillas de cuarzo estiradas con desarrollo incipiente de *boudinage* (flecha verde).

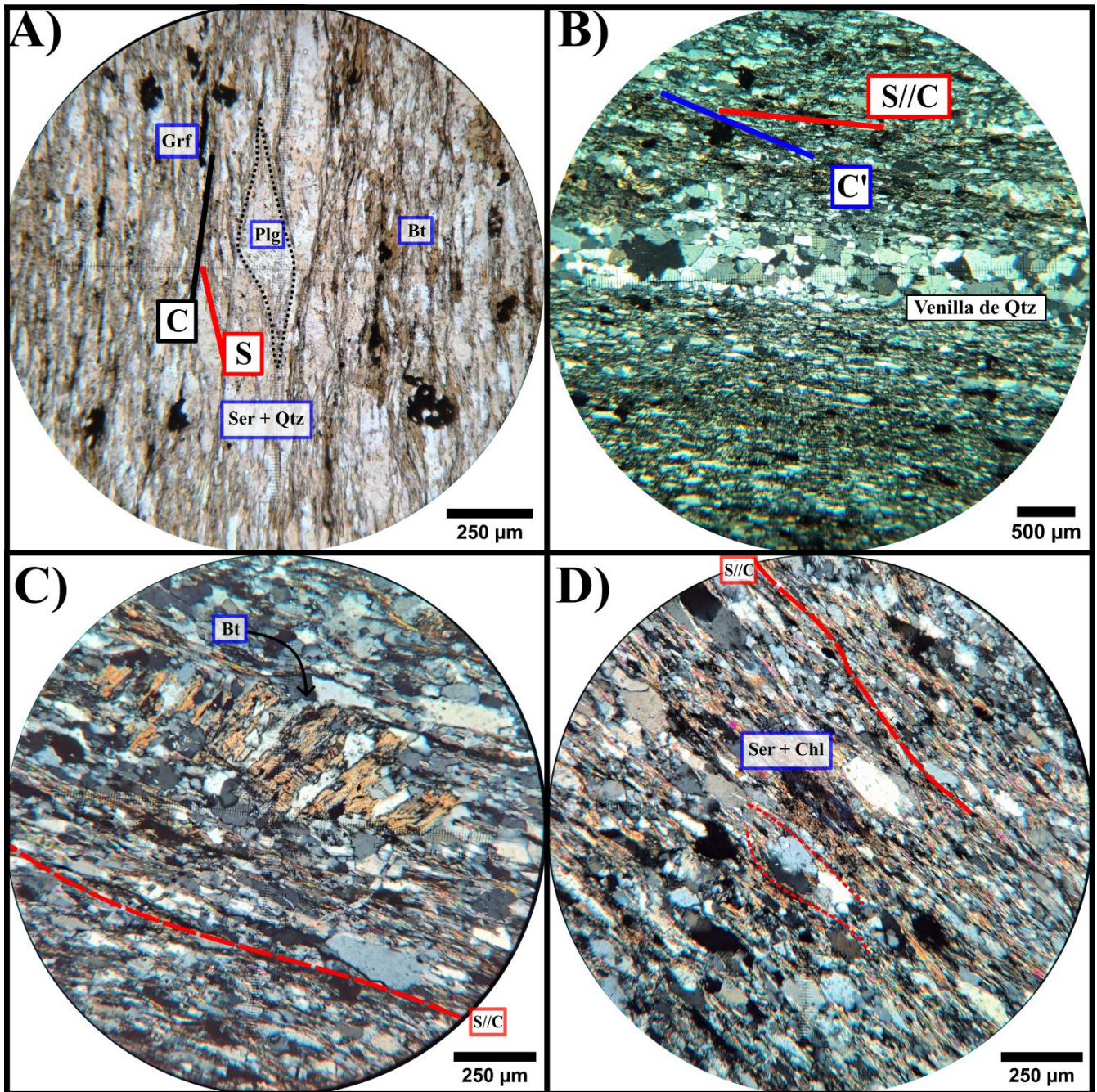


Figura 5: Milonita o filita cuarcífera - R1. Fotomicrografías. A) Detalle de la textura granolepidoblástica general de la roca con lentes cuarzo-feldespáticos alternando con superficies de clivaje compuestas por muscovita-sericita, biotitas y minerales opacos orientados según la fábrica S-C; se observa un porfidoclasto de plagioclasa de forma sigmooidal. B) Venilla de cuarzo con textura granolepidoblástica interlobada; fábrica S-C afectada por zonas de cizalla C' oblicuas. C) Porfiroblastos de biotita; no se aprecia desarrollo de *strain caps*, o deflexión de micas alrededor del mismo; se observa la orientación preferencial de minerales opacos en su interior, algunas orientadas según el clivaje de la biotita, en cambio otras orientadas según la dirección de S//C. Se observa cuarzo en forma de venillas, relleno de fracturas rectas, en algunos casos con *bulging*. D) Detalle de un sector similar a C), la foliación es anastomosada, y rodea lentes cuarcíferos y porfidoclastos.

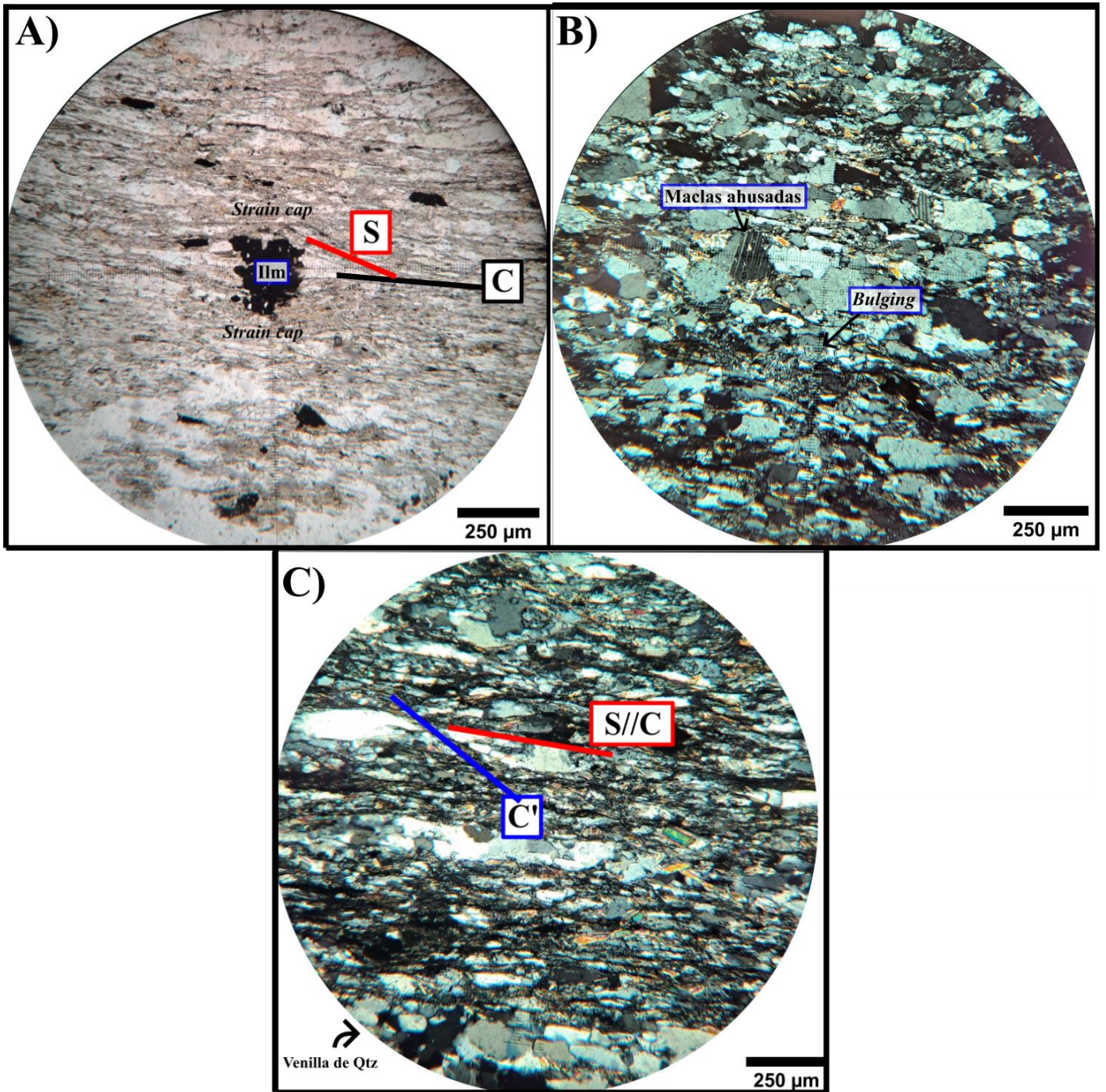


Figura 6: Milonita o filita cuarcífera - R1. Fotomicrografías. A) Detalle de la fábrica planar, en este caso se muestra un mineral opaco con desarrollo de *strain caps*. B) Maclas ahusadas de la plagioclasa y *bulging* + bordes interlobados del cuarzo. C) Foliación S//C marcada en rojo afectada por bandas de microcizalla C' (en azul).

Afloramiento N°2

El Afloramiento N° 2, ubicado en 39°23'52,27"LS 70°49'1,21"LO (Figs. 4.1 y 7) corresponde a una secuencia metasedimentaria constituida principalmente por esquistos y filitas, cuarcitas y algunos metaconglomerados. La estratificación es uniforme pero buzante unos 40-50° hacia el norte (ver R6), definiendo un plegamiento homoclinal. La secuencia está atravesada por numerosas diaclasas perpendiculares al buzamiento de los estratos y a la foliación tectónica (Fig. 7). Los análisis petrográficos se realizaron en las metapelitas (R2).

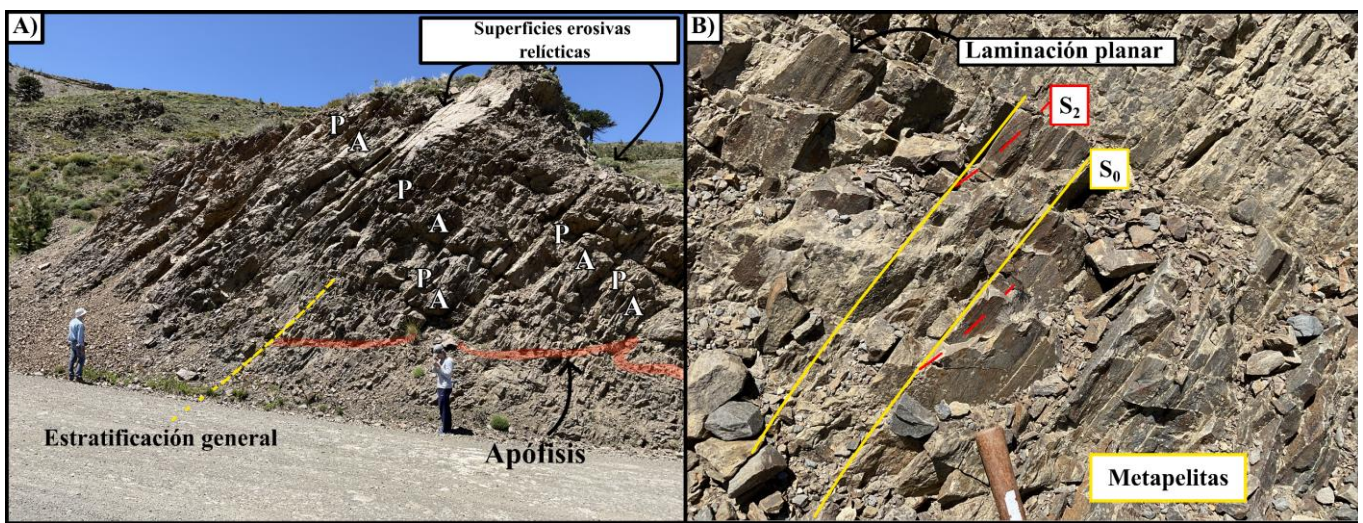


Figura 7: Afloramiento de estudio N° 2 (ver Figura 4.1). **A)** Detalle de la secuencia de metapelitas (P) y metareniscas (A) con superficies erosivas asociadas e indicación de la estratificación general buzante al N; vista hacia el ENE. **B)** Detalle de las metapelitas laminadas con foliación metamórfica correspondiente a S₂ ligeramente oblicua (aproximadamente 12°) a S₀.

Esquisto moteado micáceo – Muestra R2

La roca es un esquisto moteado micáceo de color gris con sectores de alteración amarillentos y ocre. Presenta una fábrica planar expresada por un bandeo composicional de bandas oscuras y amarillentas/blancas, junto a una esquistosidad de grano fino a medio (0,1-1 mm), con porfiroblastos y nódulos orientados según una fábrica lineal visible sobre estos planos (Figs. 8. A-B). Se observan también algunas venillas de cuarzo, de las cuales una presenta una orientación similar a esta lineación (Fig. 8. B). Los minerales reconocibles a esta escala que definen la esquistosidad consisten de biotitas y muscovitas en su mayor medida. Los nódulos son de color negro y consisten de agregados minerales micro a criptocristalinos, los mismos definen el rasgo textural más penetrativo de la roca y aparecen alargados según la dirección de la esquistosidad en secciones perpendiculares a la misma, mientras que en secciones paralelas presentan una forma circular (Fig. 8. C). Los nódulos

junto a los porfiroblastos de biotita conforman una lineación mineral de la roca. El análisis petrográfico fue realizado en forma perpendicular a la esquistosidad de tal manera que se representan dichos rasgos de la fábrica lineal mencionados.

La fábrica planar de esta roca está dada por el bandeamiento composicional de bandas blancas y oscuras de espesor fino, y dos tipos de orientación preferencial de minerales escamosos (Figs. 8. C-D). Estas últimas se tratan de foliaciones continuas del tipo esquistosa (Passchier y Trouw, 2005). Acompaña y se superpone la textura granoblástica nodular y la presencia de porfiroblastos de biotita. La textura de la roca es lepidogranoblástica nodular. Se discriminan tres estructuras planares: S_0 , dada por el bandeamiento composicional relíctico, S_1 , dada por una foliación continua oblicua al bandeado y S_2 , dada por la misma foliación continua subparalela al bandeado (Fig. 9).

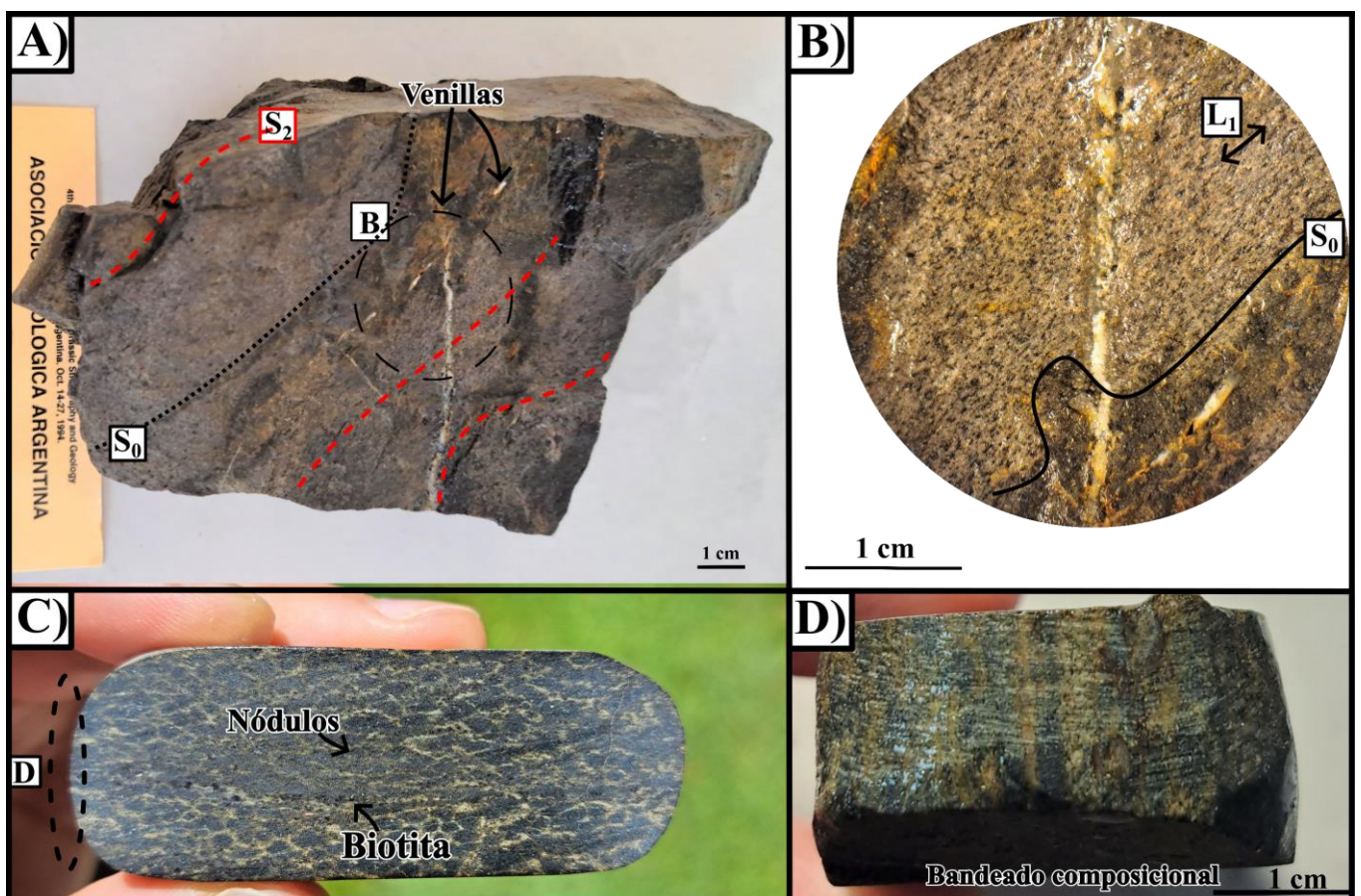


Figura 8: Esquisto moteado micáceo - R2. **A)** Detalle en el que se observa el cambio de coloración correspondiente a un aumento en la proporción modal de cuarzo representando el S_0 , las superficies de esquistosidad S_2 y algunas venillas, de las cuales una está orientada según S_2 . **B)** Alineamiento de porfiroblastos y nódulos en la superficie observada. **C)** Nódulos y algunos porfiroblastos de biotita, nótese la orientación preferencial de los nódulos. **D)** Bandeamiento composicional de la roca, representado por capas cuarzosas y arcillosas.

El bandeo composicional está caracterizado por la disposición de agrupamientos de lentes de cuarzo elongados intercalando con sectores ricos en micas (Fig. 9. B). No alcanzaría a desarrollar dominios de clivaje o microlitones, la esquistosidad es del tipo continua como se mencionó anteriormente. Los lentes cuarzosos presentan algunos minerales opacos, circones y feldespatos. Los sectores más ricos en micas están constituidos por biotita, muscovita, clorita, minerales opacos varios como ilmenita, junto a otros como titanita (leucoxeno), circones, turmalina y cordierita. Las muscovitas (fengita) y biotitas en conjunto caracterizan ambas estructuras planares continuas, aunque no todas comparten esa orientación preferencial. S_1 es marcadamente oblicua respecto a S_2 , con un ángulo promedio de 75° medido sobre este plano (perpendicular a la fábrica planar definida por S_2) (Figs. 9. A y C). Presentan una forma subhedral a euhedral y un tamaño de $108 \mu\text{m}$ para las biotitas y $202 \mu\text{m}$ para las muscovitas, medido según sus ejes mayores. Otros minerales opacos de forma prismática rectangular presentan sus ejes mayores de aproximadamente $400 \mu\text{m}$ según alguna de las orientaciones preferentes de la roca. Por su hábito se infiere que son cristales de ilmenita. Otro tipo de óxido identificado es la titanita, aunque se encuentra como granos de 10 mm de diámetro de leucoxeno con clorita asociada. En numerosos cristales de biotita, clorita y muscovita, se encuentran granos pequeños de unos pocos mm, de forma redondeada o cuadrada, normalmente se encuentran orientados respecto al clivaje de estos minerales, o en sus bordes. Los sectores donde la esquistosidad está mejor definida por cristales de muscovita de unos 50 a $100 \mu\text{m}$, en estos sectores hay una notoria baja proporción de minerales opacos, a diferencia del resto de la roca donde son muy comunes.

Los sectores ricos en cuarzo se caracterizan por lentes de cuarzo como se mencionó anteriormente, estos presentan una textura granoblástica interlobada y espesores de unos $200 \mu\text{m}$. Los cristales de cuarzo presentan en algunos casos extinción ondulosa, *bulging* y subgranos.

Distinguiéndose de la matriz, se encuentran porfiroblastos de micas, cordierita y granate. Los porfiroblastos de biotita (Fig. 12) alcanzan un tamaño entre 400 y $500 \mu\text{m}$, incluso $600 \mu\text{m}$, tienen pleocroismo intenso, de color marrón claro a marrón oscuro, y en algunos casos incluso rojizo, y presentan numerosas inclusiones de minerales opacos de $10 \mu\text{m}$. Presentan deflexiones alrededor de la foliación S_2 . Perpendicular a la foliación S_2 , se desarrollaron inclusiones en forma de venilla de cuarzo. En otros casos, las inclusiones de cuarzo presentan leve deformación en conjunto con el cristal de biotita y continuidad con respecto a la foliación externa (Fig. 13). Algunos porfiroblastos de cordierita presentan signos de alteración retrógrada a sericita, en particular alcanzan un tamaño de unos $300 \mu\text{m}$. Localmente, un cristal de granate de un tamaño de $107 \mu\text{m}$, se encuentra fracturado,

ubicado entre un lente de cuarzo y un agregado de micas (Fig. 10. A). Comúnmente, aparecen cristales de clorita formando agregados de minerales con formas euhedrales y algunas ciertamente circulares, presentan un tamaño de 100 a 150 μm , y sus cristales internos en promedio de 30 μm , en muchos casos presentan en sus bordes otras micas formando colas (Fig. 11). También es frecuente su asociación con minerales opacos de tamaño muy fino, de formas redondeadas a cuadradas, aunque a esta escala de observación es difícil de distinguir su forma. Se encuentran algunos porfiroblastos de muscovita sin orientación definida con un tamaño de 300 μm , en algunos casos presentan inclusiones de minerales opacos.

Los nódulos confieren la textura granoblástica nodular a la roca, tienen un tamaño de 1 a 2 mm y consisten de agregados de minerales de tamaño muy fino (50 μm). Estos se caracterizan por presentar un halo de unos 100 μm rico en clorita y un sector central con un contenido más rico en muscovita. En todo el nódulo aparecen minerales opacos y cuarzo dispersos aleatoriamente. Hay una baja proporción de biotitas, las biotitas no presentan signos de deflexión, pero sí de desequilibrio alrededor de los nódulos. En forma muy rara se encuentran porfiroblastos de cordierita en nódulos. Los nódulos presentan en muchos casos una forma elongada según S_2 , e incluyen micas con orientación preferencial (Fig. 10).

Se distinguen varias asociaciones minerales: 1) Cuarzo + Albita + Circón + Titanita 2) Cuarzo + Albita + Muscovita₁ 3) Cuarzo + Albita + Biotita + Granate 4) Cuarzo + Albita + Opacos + Biotita + Cordierita 5) Clorita₂ + Sericita₂. La primera de estas asociaciones corresponde a la asociación mineral relíctica del protolito, mientras que la última es producto del metamorfismo retrógrado.

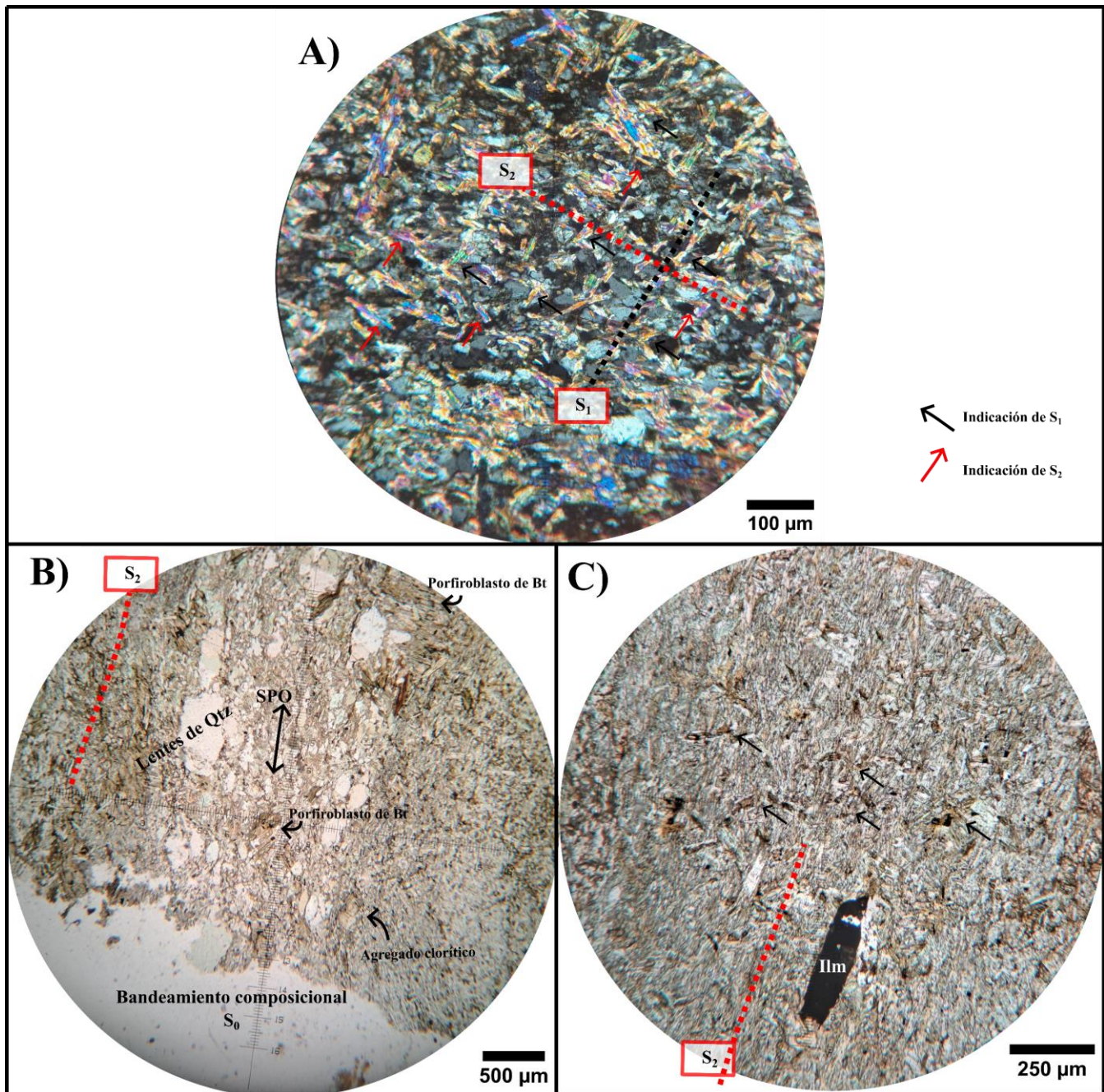


Figura 9: Esquisto moteado micáceo - R2. Fotomicrografías. A) Detalle de las foliaciones metamórficas analizadas; en negro se representa la dirección de S_1 y con flechas negras algunos arcos poligonales o crenulación relíctica de la misma; S_2 , en forma oblicua a la anterior, representa la fábrica planar principal de la roca. **B)** Lentes de cuarzo con orientación preferente de hábito SPO que representa el bandeado composicional de la roca con deformación. **C)** Arcos poligonales correspondientes a S_1 , con el plano principal S_2 representado, aunque en este caso parcialmente obliterado por la presencia de la textura granoblástica. Nótese la orientación de la ilmenita.

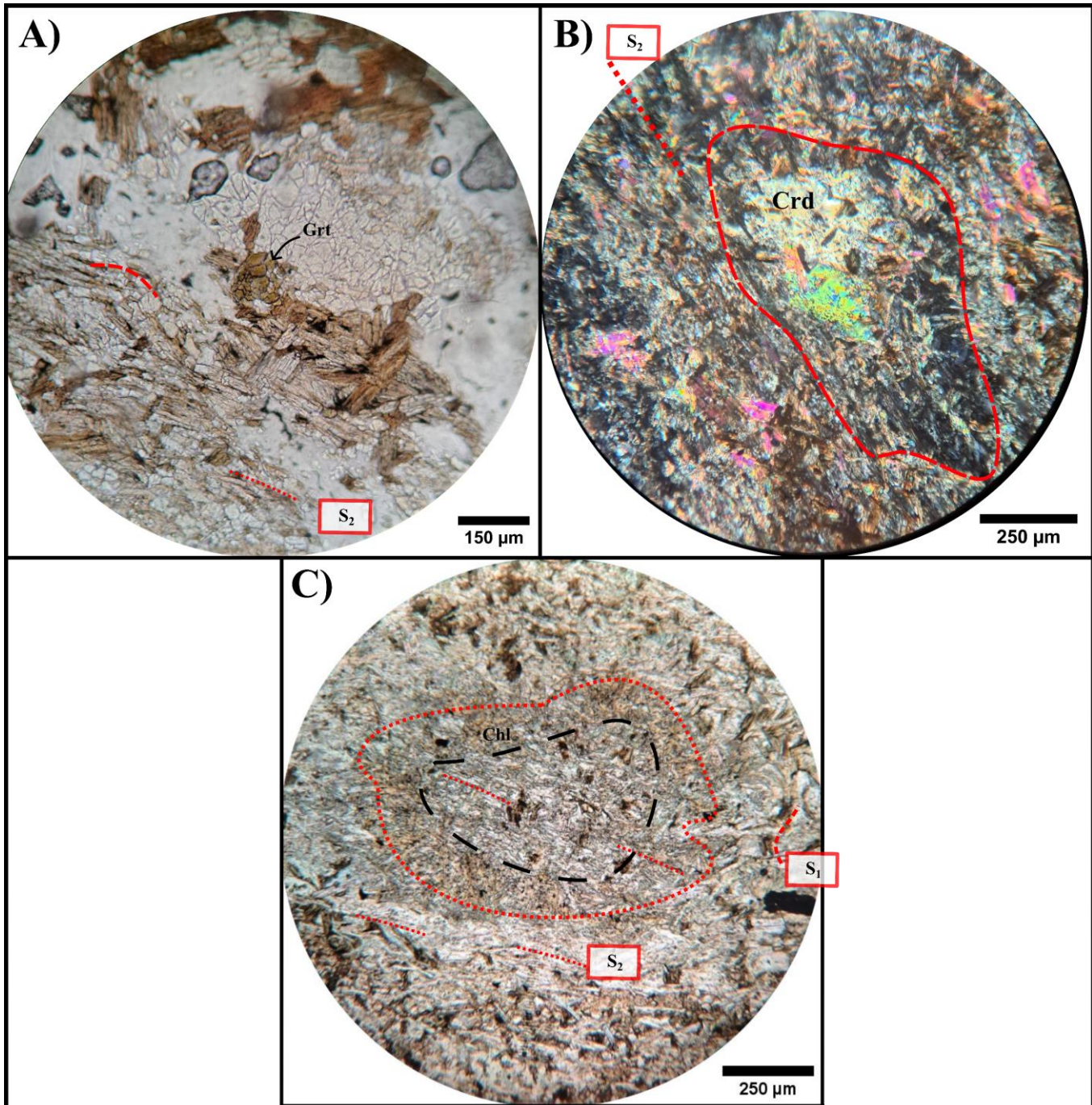


Figura 10: Esquisto moteado micáceo - R2. Fotomicrografías. A) Granate fracturado, presente entre lentes de cuarzo y agregados de micas y clorita. B) Porfiroblasto de cordierita alterado en un nódulo de micas. C) Nódulo de micas, se destaca la presencia de un sector externo rico en clorita y un núcleo rico en muscovitas. Las micas siguen presentando una orientación preferencial respecto a S_2 , aunque hay una cierta sobreimposición de la textura granoblástica nodular. Las cloritas no presentan esa misma orientación.

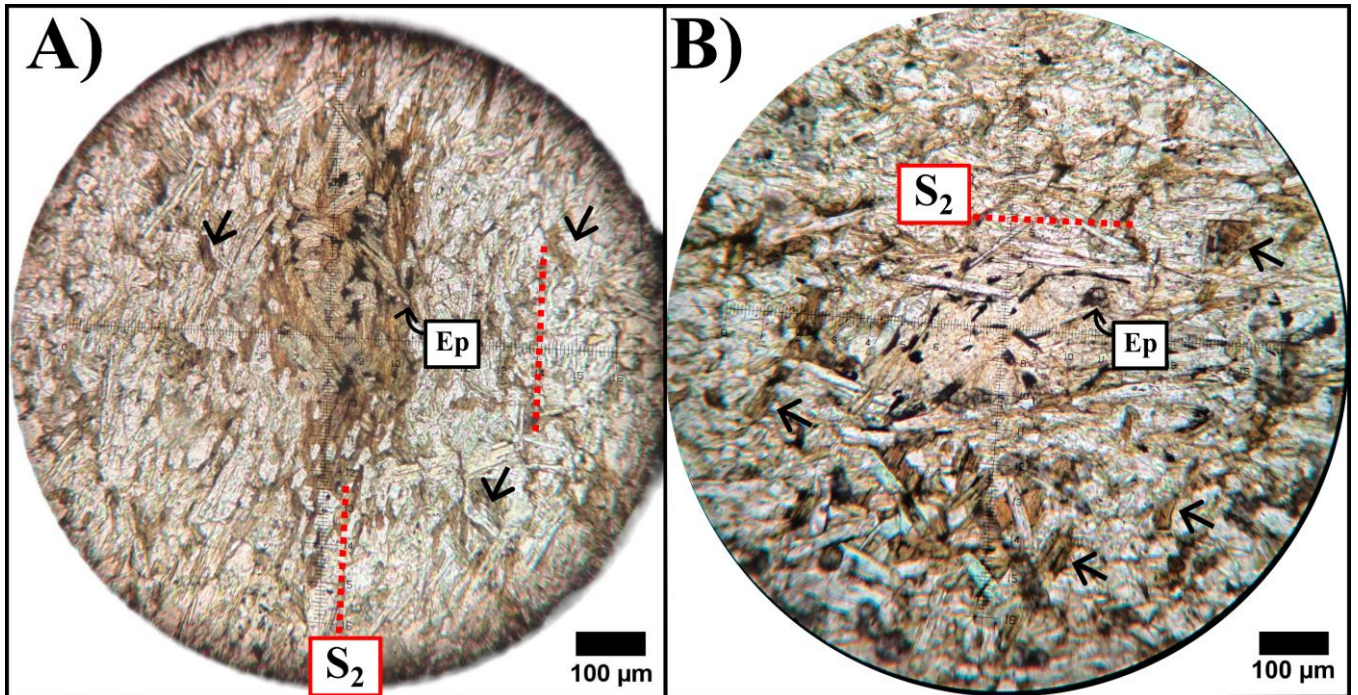


Figura 11: Esquisto moteado micáceo - R2. Fotomicrografías. A) Agregado de cristales de clorita y biotita, nótese la forma elongada, con un centro más engrosado, mientras que las zonas laterales son achatadas; los cristales individuales también son de mayor tamaño en el centro. Se observa una forma esquelética en los bordes con mayor presencia de cuarzo. B) Agregado de cristales de clorita de color amarillento y sin un hábito bien desarrollado de los cristales como en el caso de la izquierda. Se indican (flechas negras) cristales de biotita con orientación oblicua a S_2 . En ambos casos, se encuentran epidoto y minerales opacos asociados; estos últimos algunos presentan formas prismáticas alargadas, circulares o cuadradas.

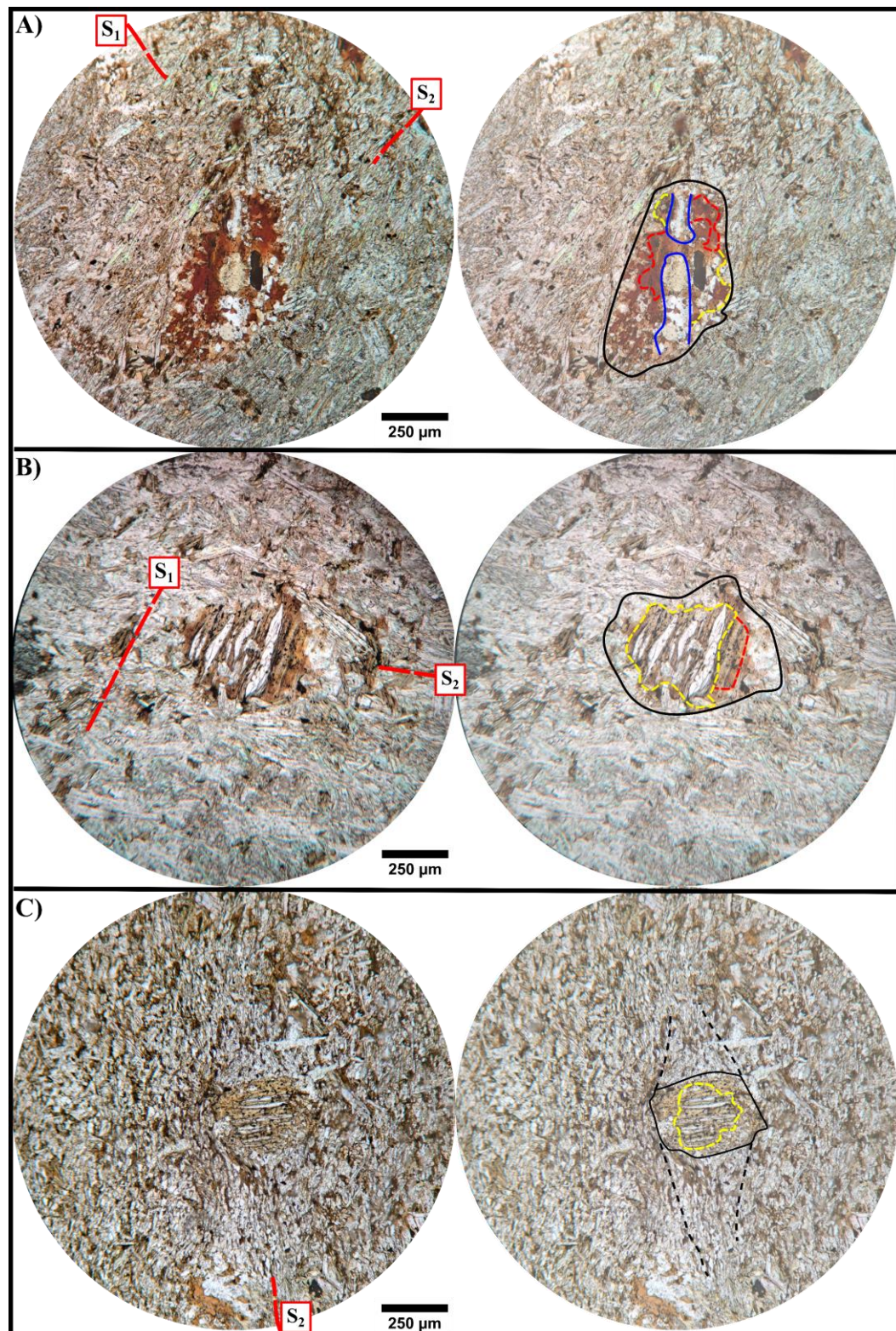


Figura 12: Esquisto moteado micáceo - R2. Fotomicrografías. A), B) y C) Zonación textural de porfiroblastos de biotita, dada por la abundancia de inclusiones de cuarzo; en rojo indica una zona pobre en inclusiones; en amarillo se indica la zona rica en inclusiones; en negro se marca el límite externo del porfiroblasto, de carácter poiquilítico y esquelético; en azul se destacan fracturas extensionales rellenas de cuarzo. En B) y C) se destacan inclusiones del cuarzo deformadas y estiradas en orientaciones oblicuas a ortogonales respecto a S_2 , no obstante, tienen continuidad con la foliación externa. Ver Figura 13 para mayor detalle de la relación entre foliación y porfiroblastos.

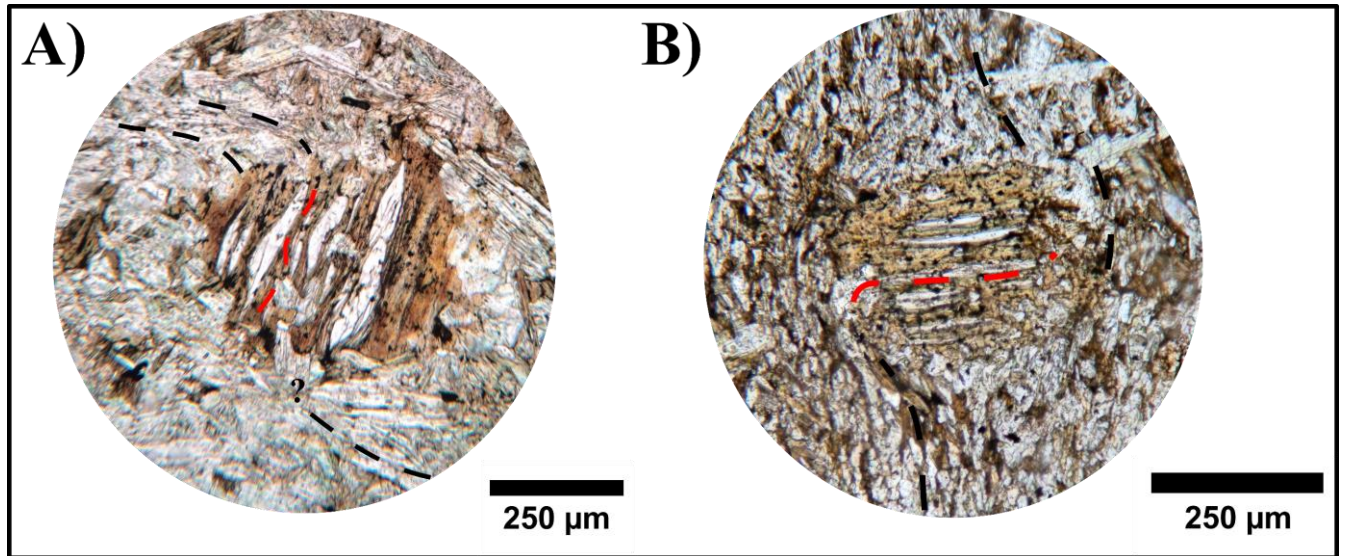


Figura 13: Esquisto moteado micáceo - R2. Fotomicrografías. A) y B) Relación de foliación interna (rojo) de porfiroblastos de biotita respecto a la foliación externa S_2 (negro); pequeñas inclusiones de cristales opacos de secciones cuadradas, circulares y algunas prismáticas. Corresponden a las figuras 12) B y C, respectivamente.

Afloramiento N° 5

El Afloramiento N° 5, ubicado en 39°23'53''S 70°49'03''LO (Figs. 4.1 y 14), corresponde a una secuencia metasedimentaria, constituida por esquistos y filitas, cuarcitas y algunos metaconglomerados, intruidos por una serie de diques leucocráticos (Figs. 14. A-B). Las metasedimentitas en su mayoría corresponden a hornfels y esquistos moteados micáceos (Fig. 14. C), con una esquistosidad subparalela a la estratificación y lineaciones minerales dadas por los porfiroblastos y nódulos asociados. Los nódulos son abundantes y, en el plano de esquistosidad, tienen un aspecto circular; en cambio, en los planos perpendiculares a la fábrica, se encuentran orientados y elongados según la dirección de esquistosidad.

Los diques presentan un rumbo general N110° y buzamiento de 55°N, y espesores variados que llegan a superar los 2 m (Fig. 14. B). Están constituidos desde granitos pegmatíticos y aplíticos, hasta composiciones más granodioríticas y, en todos los casos, su índice de color es bajo (Fig. 14. D). Sus contactos son irregulares y curvos en algunos sectores, aunque los xenolitos de roca de caja presentan contornos angulosos (Fig. 14. E). Los diques cortan la estratificación y esquistosidad de la roca de caja. A su vez, son atravesados por diaclasas de distinta orientación y, en algunos sectores, están plegados. En forma póstuma, las fallas cortan tanto a las rocas metamórficas como a los diques. Se realizó el estudio petrográfico de uno de los diques graníticos y de una de las metasedimentitas.

Hornfels biotítico moteado – Muestra R5M

La roca es un hornfels biotítico moteado. Esta posee una coloración grisácea y rojiza, con una fábrica planar levemente definida, expresada por un bandeamiento composicional de bandas claras y oscuras de espesores inferiores a 1 cm; las bandas claras son más ricas en cuarzo y las oscuras en micas, sobre todo biotita (Fig. 15. B). La principal característica es la presencia de nódulos de entre 0,5 y 1,5 cm de diámetro, orientados según la fábrica planar principal de la roca y distribuidos de manera aleatoria sobre los planos de la misma (Figs. 15. C-D). Los nódulos consisten en agregados de minerales microcristalinos. Los porfiroblastos de biotita definen una lineación en los planos de clivaje (Figs. 15. C-D). Los análisis petrográficos se realizaron, en este caso, paralelamente al plano de la fábrica.

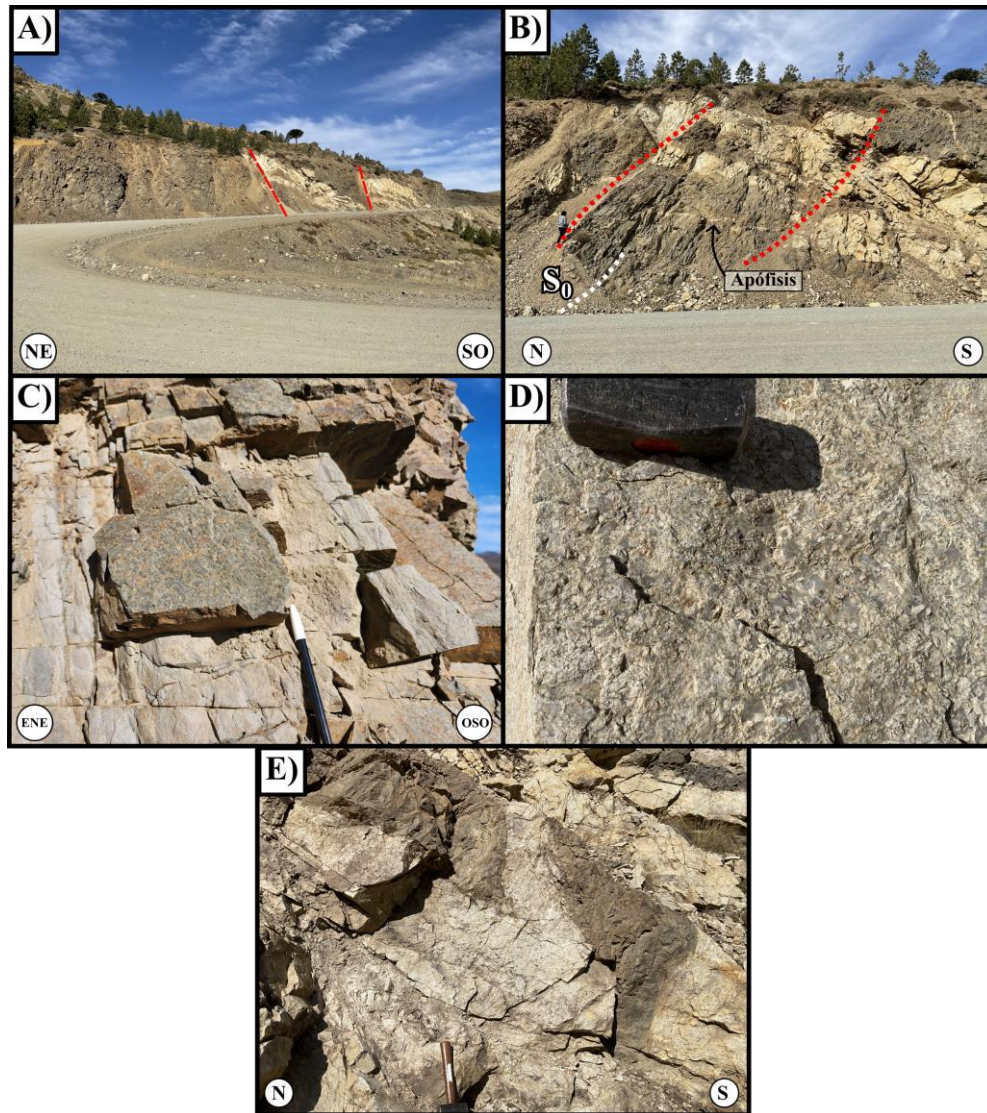


Figura 14: Afloramiento de estudio N° 5 (ver Figura 4.1). **A)** Tramo del perfil de la Cuesta de Rahue con la mayor densidad de exposiciones de diques leucograníticos; noté las fallas que cortan la secuencia por completo. **B)** Detalle del perfil, donde se observa la estratificación y esquistosidad cortadas por los cuerpos intrusivos, se nota la presencia de apófisis, plegamiento y fallas afectando a los mismos, dando un aspecto sumamente irregular a los bordes de estos cuerpos. **C)** Esquistos moteados adyacentes al dique. **D)** Detalle de una roca granítica, litotipo más frecuente en los diques. **E)** Xenolitos angulosos de la roca de caja en los diques.

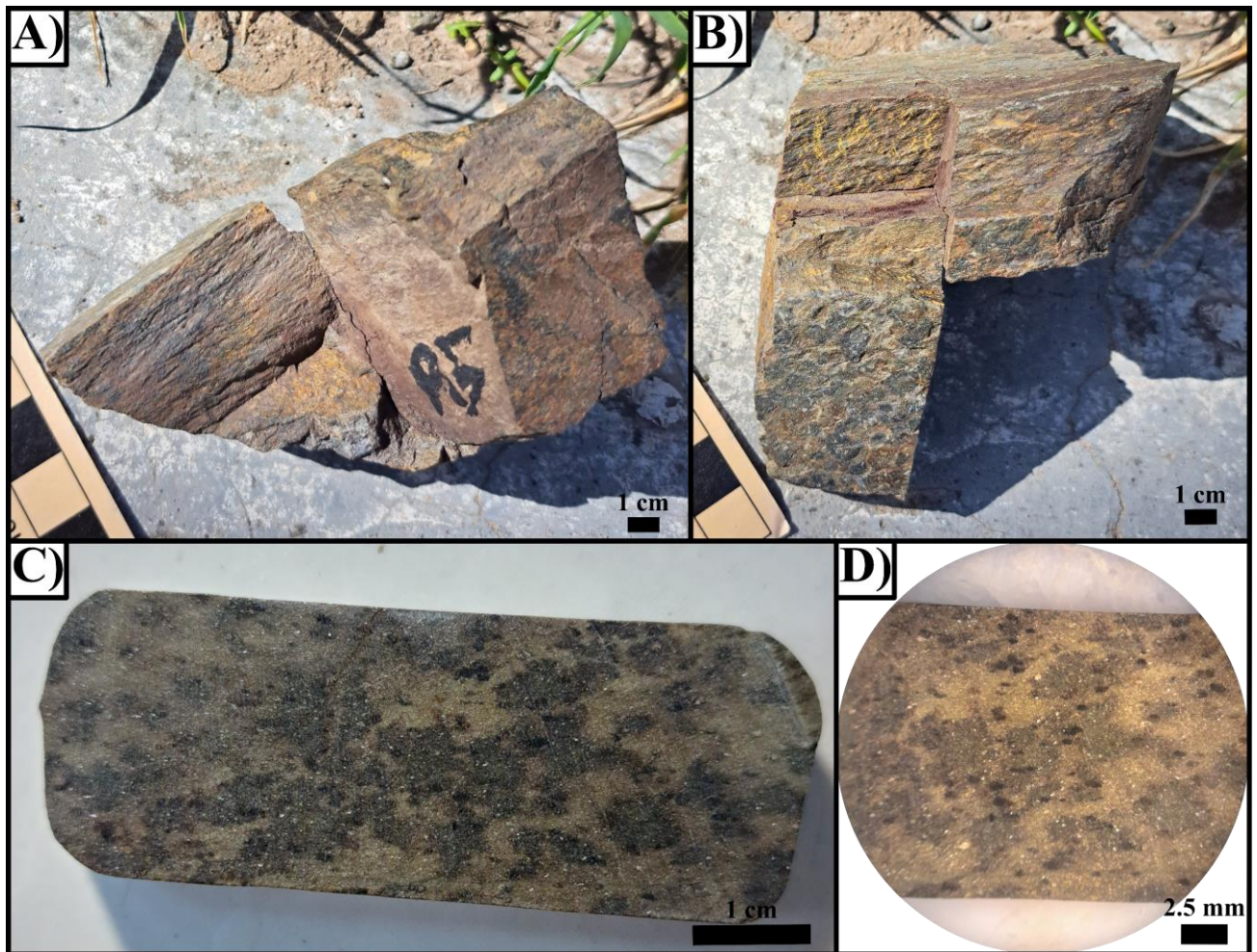


Figura 15: Hornfels biotítico moteado - R5M. A) B) Muestra de mano, detalles de la coloración y estructura; en D se observan los nódulos sobre un plano de la esquistosidad principal de la roca. C) Nódulos de color gris junto a porfiroblastos de biotita (negros). D) Detalle donde se observa la orientación de algunos de los nódulos y los porfiroblastos de biotita.

La fábrica planar de esta roca está dada principalmente por la orientación preferencial de minerales escamosos. Se trata de foliaciones continuas del tipo esquistosa (Passchier y Trouw, 2005). Acompaña y se superpone la textura granoblástica nodular y la presencia de porfiroblastos de biotita (Figs. 15. C-D y 19. A-B). La textura de la roca es lepidogranoblástica nodular. Además, se reconoce en algunos sectores bandeo composicional dado por bandas claras ricas en cuarzo y oscuras ricas en micas. Se discriminan tres estructuras planares: S_0 , dada por el bandeamiento composicional relictico, S_1 , dada por la foliación continua oblicua al bandeo y S_2 , dado por la misma foliación continua subparalela al bandeo.

El bandeo composicional está caracterizado por la disposición de agrupamientos de lentes de cuarzo elongados y deformados, diferenciados de sectores más ricos en micas (Fig. 15. A). Los mismos presentan algunos minerales opacos y circones. Los sectores ricos en micas se constituyen principalmente por biotita, muscovita, minerales opacos, cuarzo y cordierita. Las micas describen una esquistosidad de grano fino a medio (Figs. 15. A-B). La biotita presenta colores pardos a pardos rojizos, una forma subhedral y un tamaño promedio de 125 μm , mientras que la muscovita presenta una forma euhedral a subhedral y un tamaño promedio de 145 μm (Figs. 16. D-E). Como inclusiones en la biotita hay minerales de rutilo aciculares radiales.

Si bien existe segregaciones particulares de cuarzo, es un mineral con abundancia modal elevada a lo largo de toda la sección. En los sectores ricos en cuarzo presenta un mayor tamaño ($> 120 \mu\text{m}$) que en el resto de la roca y son más límpidos, con bordes poligonales. En otros sectores, presentan un tamaño variable entre 80 a 100 μm , bordes interlobados, extinción ondulosa y frecuentemente inclusiones de minerales opacos, su forma está controlada por las micas adyacentes.

Los porfiroblastos de la roca son de biotitas sageníticas muy similares a aquellos de la matriz esquistosa (Figs. 16. C y F, 17 y 18). Presentan un pleocroismo de marrón claro a marrón oscuro y rojizo. El tamaño promedio de estos porfiroblastos es de 600 μm aunque superan 1 mm, en su diagonal mayor, según el clivaje. Presentan inclusiones de rutilo y otros minerales opacos, cuarzo y circones. Las inclusiones de cuarzo presentan un patrón textural que permite diferenciar tres sectores: una zona pobre en inclusiones (por lo general, en el centro, y en algunos casos ausente), zonas ricas en inclusiones y un sector externo poiquilítico, e incluso esquelético. Presentan una forma anhedral y un tamaño promedio de 53 μm . Los cristales de rutilo son de hábito acicular y radial, tienen un tamaño de 12 a 20 μm , en algunos casos se concentran en bandas preferenciales dentro de la biotita. Los circones son esféricos y tienen un tamaño de 10 μm (Fig. 16. C). El clivaje de los porfiroblastos de biotita es subparalelo a S_1 .

Los nódulos caracterizan la textura granoblástica nodular y tienen un tamaño entre 1 a 5 mm. Consisten de un agregado de minerales de tamaño muy fino ($<10 \mu\text{m}$) (Fig. 16. B). Están constituidos mayoritariamente por sericita, cuarzo, algunas muscovitas y cordierita con pinnitización, acompañadas por cristales muy finos de minerales opacos. La abundancia modal de biotitas es muy baja en proporción al resto de la roca. Las micas incluidas en los nódulos presentan una o dos orientaciones preferenciales.

Se distinguen varias asociaciones minerales: 1) Cuarzo + Albita + Circón 2) Cuarzo + Albita + Biotita₁ 3) Cuarzo + Albita + Biotita₂ + Cordierita + Andalucita 4) Clorita + Sericita. La primera de estas asociaciones corresponde a la asociación mineral relíctica del protolito, mientras que la última es producto del metamorfismo retrógrado.

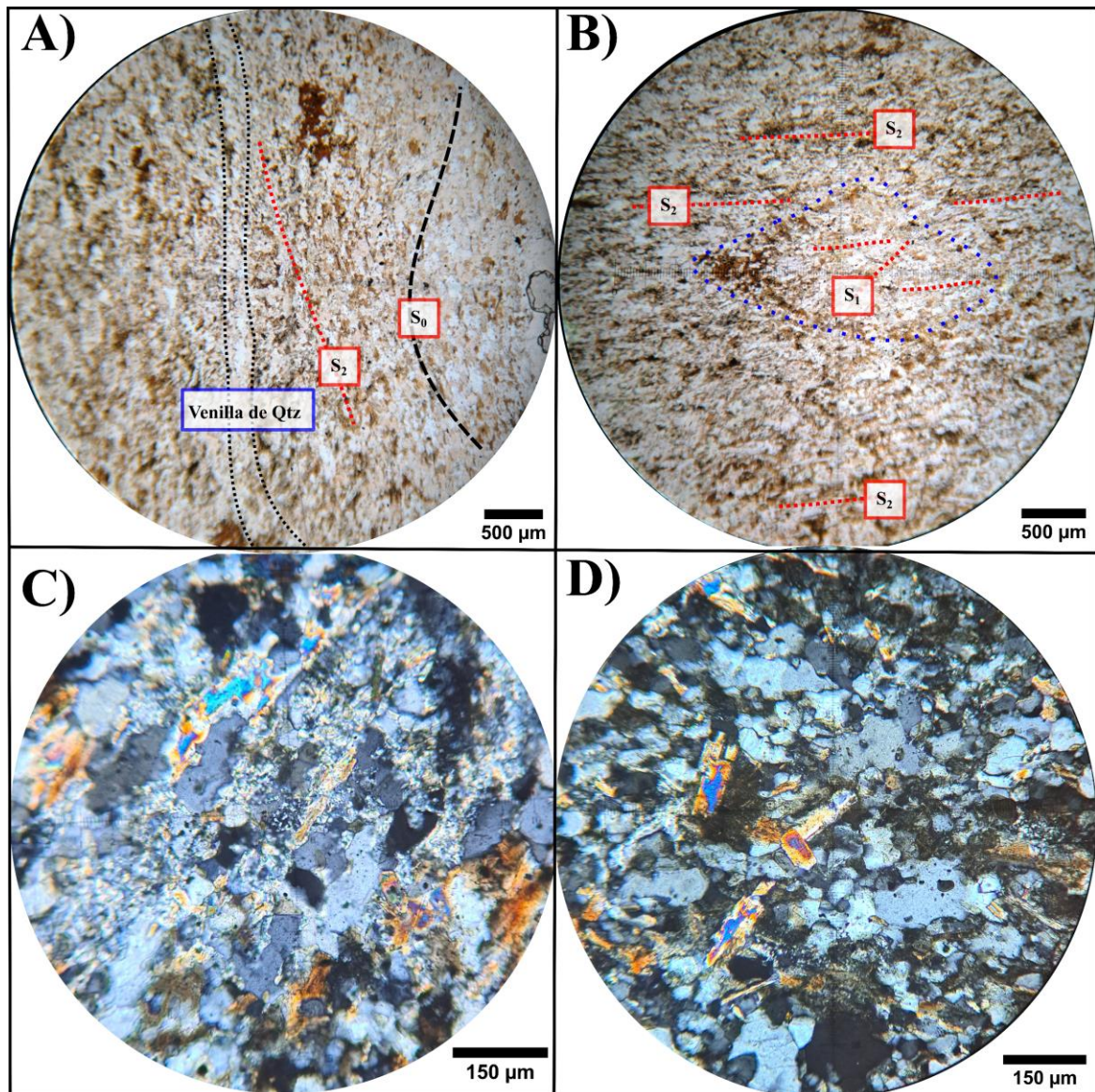


Figura 16: Hornfels biotítico moteado - R5M. Fotomicrografías. A) Sección donde se observa el bandeo composicional S_0 , la foliación metamórfica S_2 , un porfiroblasto de biotita y una venilla de cuarzo. **B)** Principales características texturales de la roca; en traza azul se marca un nódulo que incluye micas, con una notoria caída de la abundancia modal de biotita en su interior, los pocos cristales de biotita se orientan según dos foliaciones S_1 y S_2 . **C)** Cristales de muscovita de forma anhedral, junto a un agregado granular de andalucita alterada junto a cuarzo, sericita y minerales opacos. **D)** Detalle de la textura granoblástica de la roca, con evidencias de recristalización dinámica como *bulging* y *subgrain rotation*.

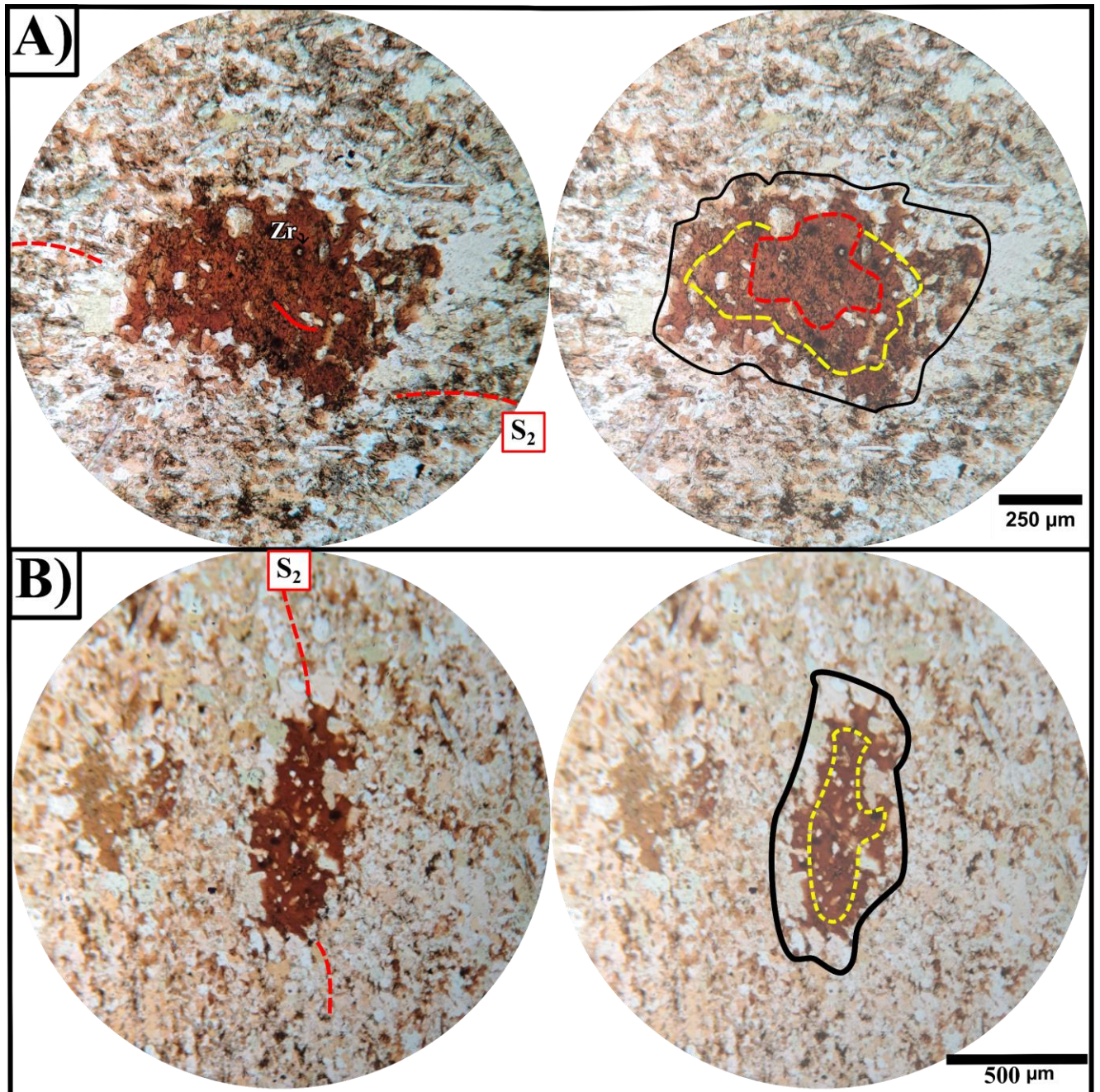


Figura 17: Hornfels biotítico moteado - R5M. Fotomicrografías. A) B) Zonación textural de porfiroblastos de biotita, dada por la abundancia de inclusiones de cuarzo; en rojo se indica la zona pobre en inclusiones; en amarillo se indica la zona rica en inclusiones; en negro se marca el límite externo del porfiroblasto, en todos los casos de carácter poiquilítico y esquelético. En el caso de B), no se encuentra la zona pobre en inclusiones.

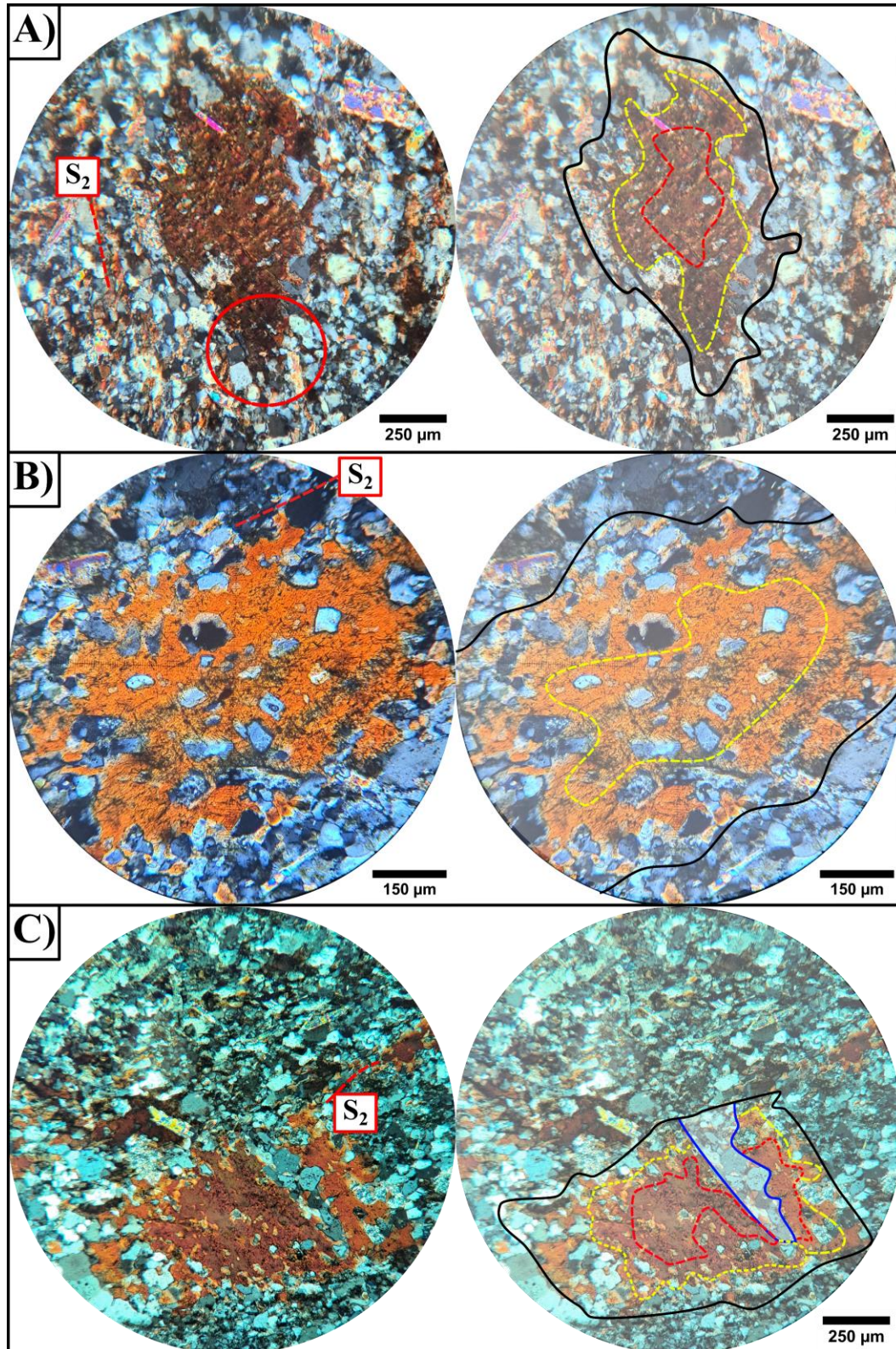


Figura 18: Hornfels biotítico moteado - R5M. Fotomicrografías. A), B) y C) Zonación textural de porfiroblastos de biotita, dada por la abundancia de inclusiones de cuarzo; en rojo se indica la zona pobre en inclusiones; en amarillo se indica la zona rica en inclusiones; en negro se marca el límite externo del porfiroblasto, en todos los casos de carácter poiquilítico y esquelético; en azul se destacan fracturas extensionales rellenas de cuarzo.

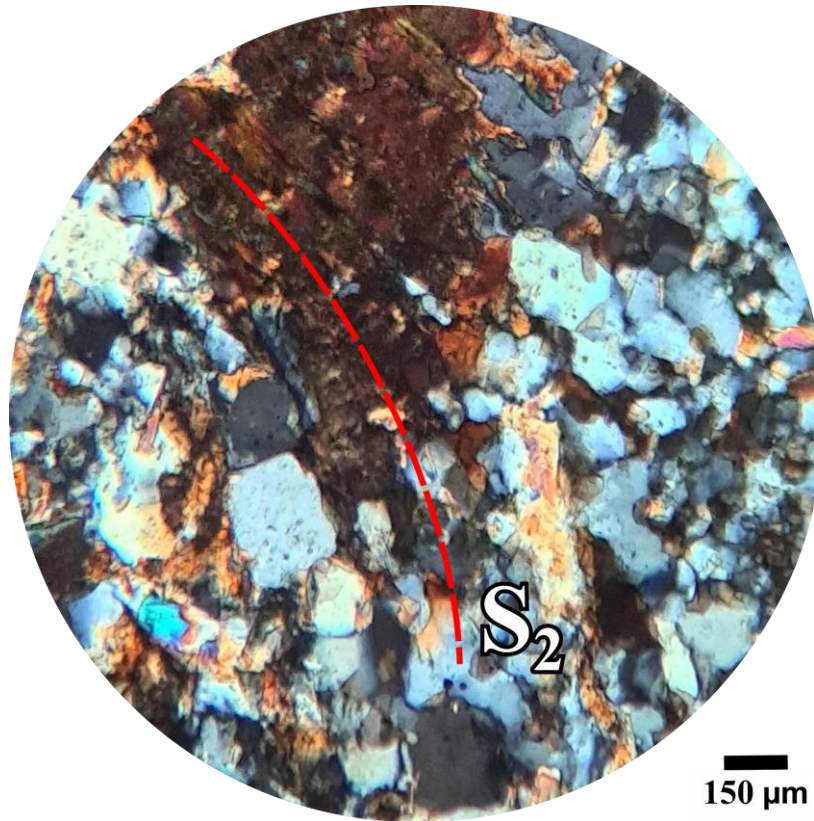


Figura 19: Hornfels biotítico moteado - R5M. Fotomicrografía. Sector apical del porfiroblasto de la Fig. 18. A); el borde es poiquilítico y está orientado según S_2 .

Dique leucocrático granítico – Muestra R5D

La roca presenta un color general blanquecino, y la textura general de la roca es pegmatítica y granofírica con cristales anhedrales a subhedrales (Figs. 20. A-B). La roca es holocristalina y está compuesta por feldespato alcalino, cuarzo, albita, biotita, muscovita, turmalina y algunos óxidos. En el caso de los minerales esenciales, los minerales mayoritarios (cuarzo y feldespatos) constituyen el 90% de la roca con proporciones variables de biotita (5 al 10%). De este total, el 45% está constituido por feldespato alcalino, el 40% por cuarzo y el 15% por plagioclasa. Según la clasificación modal basada en el diagrama QAPF de la IUGS, la roca es de composición granítica.

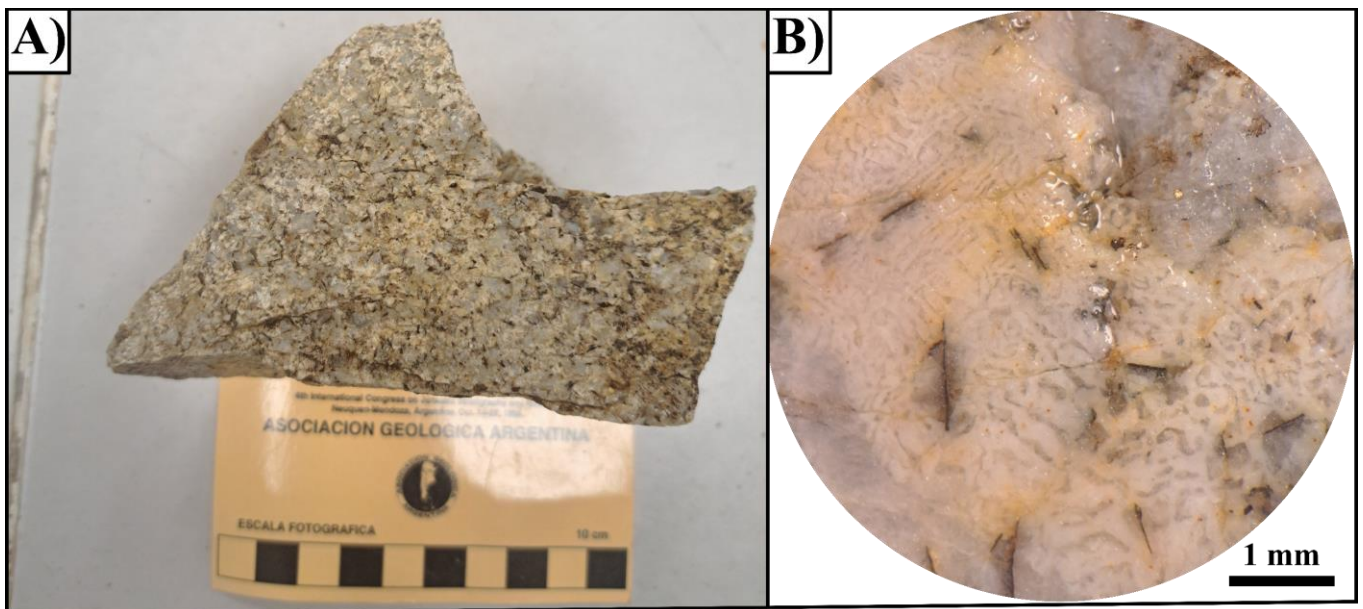


Figura 20: Dique leucocrático granítico-R5D. A) Roca leucogranítica de textura granosa y pegmatítica con cuarzo, feldespato alcalino, plagioclasa, biotita y cantidades menores de muscovita y algunos óxidos. **B)** Detalle donde se observa la textura granofírica o gráfica de grano grueso, el hábito laminar de la biotita y algunas fracturas.

Los cristales de feldespato alcalino son subhedrales a anhedrales, aquellos mejor desarrollados tienen un hábito tabular y presentan macla del microclino, en algunos casos, existen cristales con bandas macladas en contraste a otros sectores sin presencia de la macla. En otros casos presentan perfitas, estas últimas en su mayoría tienen forma de venillas, aunque también se encuentran *flame perthites*, siendo las mismas alteradas preferencialmente (Fig. 21. B).

Los cristales de plagioclasa son anhedrales, presentan maclas polisintéticas de crecimiento y algunas de deformación (acuñadas). Localmente hay cristales con zonación. Están fuertemente alterados, en

contraste al feldespato alcalino que se alteró preferencialmente en las pertitas, posiblemente de composición albítica. Aquellos cristales zonados están alterados en su núcleo. En todo caso, el producto principal de alteración es sericita.

El cuarzo presenta forma anhedral, con aspecto cuneiforme incluido mayoritariamente en el feldespato alcalino. En algunos sectores, es posible observar textura consertal con la plagioclasa (Fig. 21. A). También localmente se encuentra textura mirmequítica constituida por plagioclasa y cuarzo invadiendo cristales de feldespato alcalino (Fig. 22. A). La biotita es subhedral a euhedral, de hábito laminar, sin orientación preferencial, presenta un color marrón verdoso a marrón oscuro, teñido por óxidos finos y, en algunos casos, están cloritizadas y sericitizadas.

Además de las características mineralógicas consignadas, existe presencia de microfallas y venillas rellenas de sericita (Fig. 22. B). Cabe destacar que, en algunos sectores de la muestra, el cuarzo presenta *bulging*, sobre todo alrededor de los cristales de cuarzo que describen la textura gráfica. No hay presencia de mineralogía metamórfica.

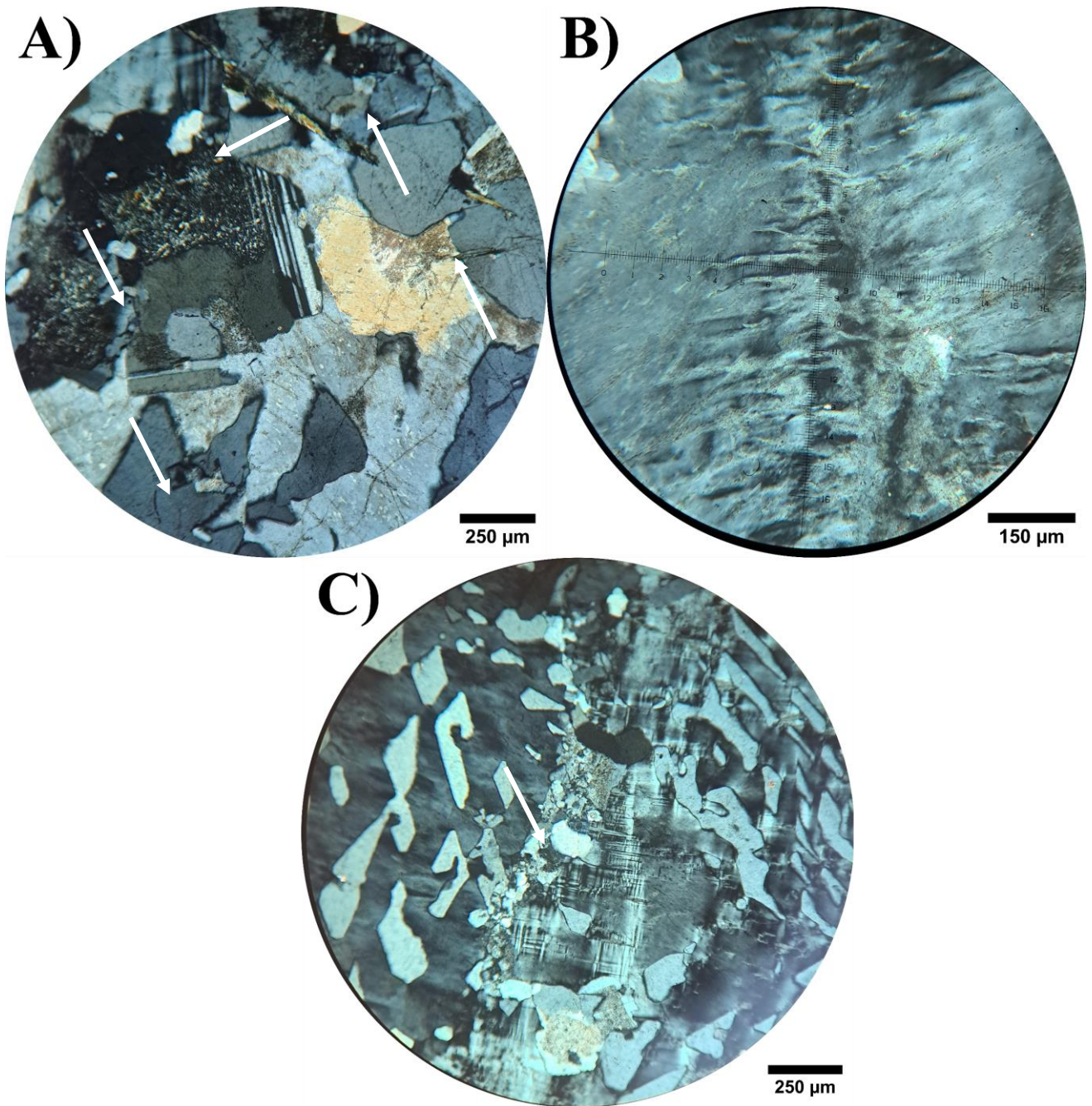


Figura 21: Dique leucocrático granítico-R5D. Fotomicrografías. **A)** Sección donde se observa el cuarzo y feldespato alcalino con textura gráfica, y un cristal de plagioclasa intersticial fuertemente alterado, el desarrollo de las maclas polisintéticas es acuñaado; incipientes indicios de *bulging* en el cuarzo. **B)** *Flame perthites* del feldespato alcalino. **C)** Microestructura *Bulging* del cuarzo (flechas blancas) en forma de venillas en el contacto entre cristales de feldespato alcalino con textura gráfica.

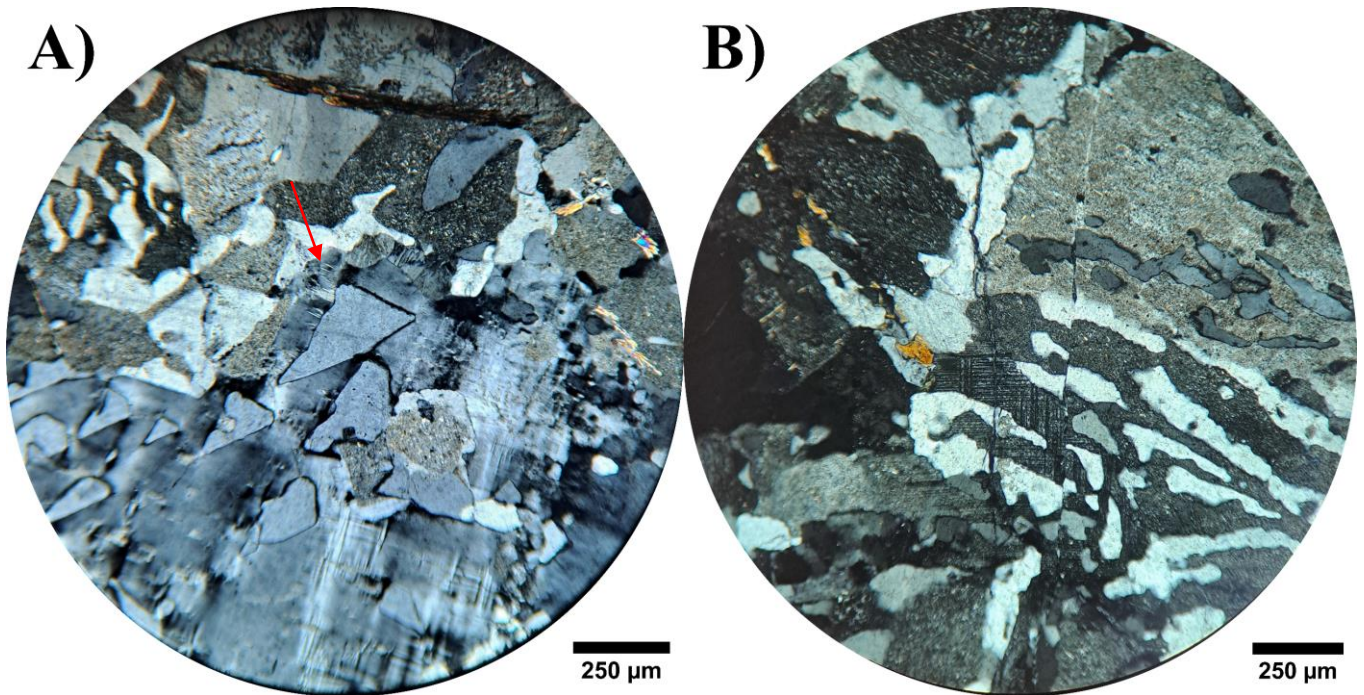


Figura 22: Dique leucocrático granítico-R5D. Fotomicrografías. A) Textura gráfica entre el cuarzo y feldespato alcalino, con textura mirmequítica (ver flecha roja) en los cristales centrales, donde el cuarzo y la plagioclasa invaden al feldespato alcalino. **B)** Fotomicrografía de dique leucogranítico; microfalla afectando la roca donde se observa el desplazamiento relativo entre los cristales que conforman la textura gráfica.

Afloramiento N°6

El Afloramiento N° 6, ubicado en 39°23'56''LS y 70°48'54''LO (Figs. 4.1 y 23), corresponde a una secuencia metasedimentaria, constituida por esquistos y filitas, cuarcitas y algunos metaconglomerados. La estratificación del afloramiento es uniforme y buzante hacia el norte entre 40-50° (Fig. 23.), llegando incluso a 70°, definiendo un plegamiento homoclinal. Está atravesada por numerosas diaclasas, un juego definido de rumbo N81/82° y buzamiento 45° S (Ver R7), y otro definido de rumbo N55° y buzamiento 60° S.

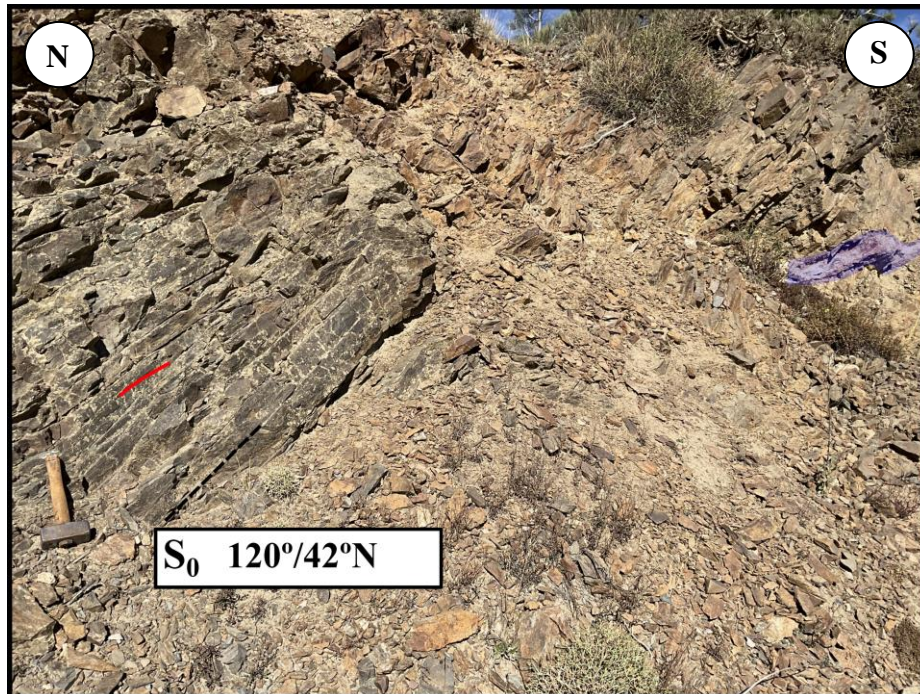


Figura 23: Afloramiento de estudio N°6 (ver Figura 4.1). **R6.** Estratificación buzante hacia el norte (negro), foliación S₂ (rojo) ligeramente oblicua. Al sur, apofisis plegados de los diques de la zona.

Afloramiento N° 7

El Afloramiento N° 7, ubicado en 39°23'50''LS y 70°48'52''LO (Figs. 4.1 y 24), corresponde a una secuencia metasedimentaria, constituida por esquistos y filitas, cuarcitas y algunos metaconglomerados. Se encuentran algunos lentes arenosos, asociados a superficies erosivas sobre metapelitas y metagrauvascas. Estos cuerpos arenosos tienen una estructura masiva, a diferencia del resto de la secuencia que presenta una estructura laminada (Figs. 24. B-C). La estratificación del afloramiento es uniforme y buzante hacia el norte entre 40-50°, llegando incluso a 70°, definiendo un plegamiento homoclinal. Está atravesada por numerosas diaclasas, un juego definido de rumbo N81/82° y buzamiento 45° S (Fig. 24. A), y otro definido de rumbo N55° y buzamiento 60° S. Los análisis petrográficos se realizaron en las rocas laminadas (R7), en estas se observa un bandeo

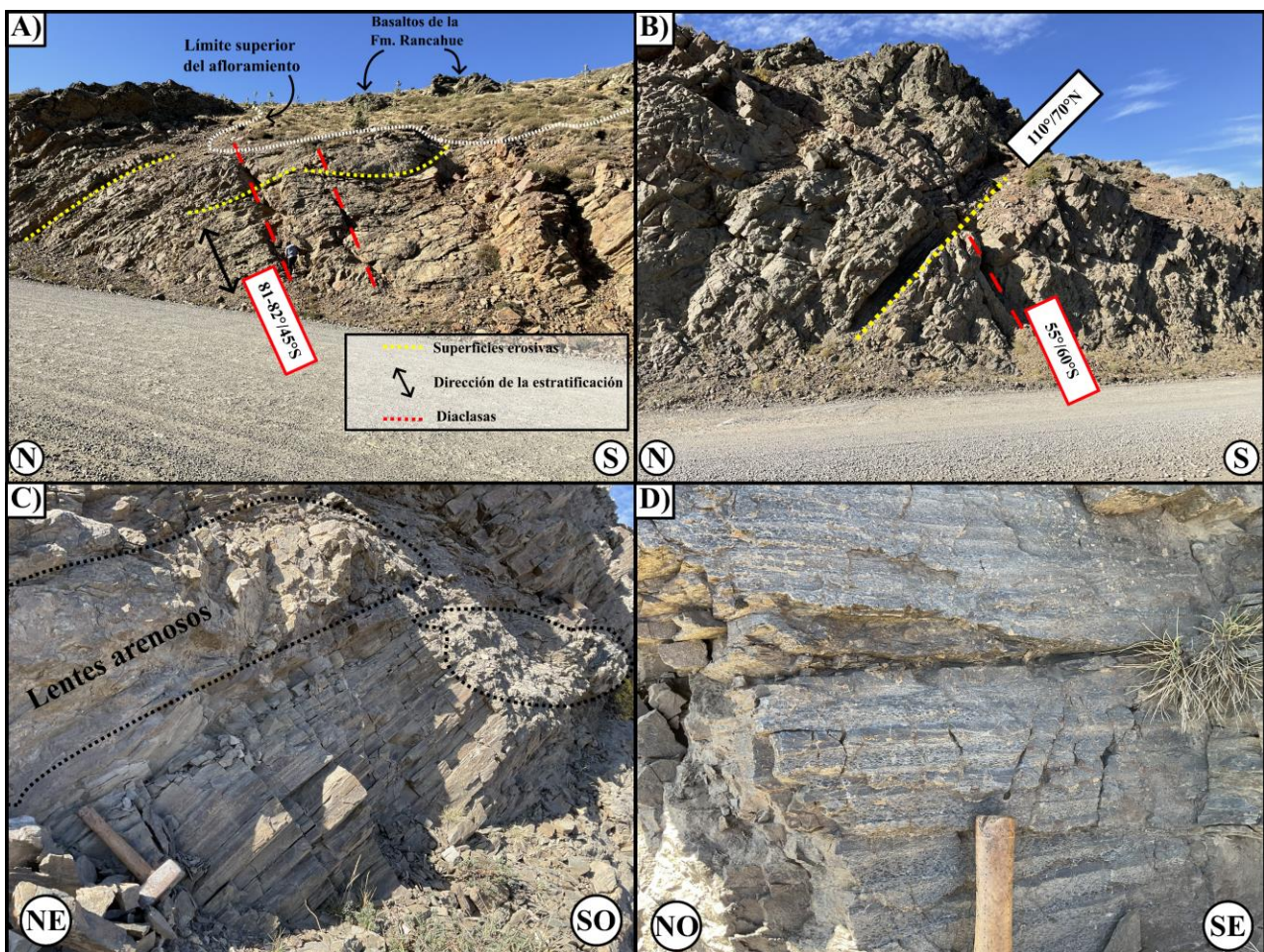


Figura 24. Afloramiento de estudio N°7 (ver Figura 4.1). **A) B)** Tramo del perfil de afloramiento caracterizado por diaclasas con inclinación constante que atraviesan la estratificación de la roca; se destacan diferentes superficies erosivas; en la parte superior, se encuentran basaltos de la Fm. Rancahue (Mioceno). **C)** Lentes arenosos con superficies erosivas interdigitados con metasedimentitas de laminación paralela. **D)** Laminación paralela relíctica del protolito, reflejada actualmente en la variación de la abundancia modal de minerales y nódulos.

composicional, el cual refleja la variación rítmica del depósito original.

Esquisto moteado biotítico – Muestra R7

Este esquisto moteado biotítico posee una fábrica planar expresada por un bandeamiento composicional de bandas claras y oscuras de espesores que no alcanzan 1 cm, las bandas claras son más ricas en cuarzo y las oscuras en micas, sobre todo biotita (Figs. 25. A-B). La principal característica es la presencia de nódulos de entre 0,1 y 1 cm de diámetro, orientados según la fábrica planar principal de la roca, y distribuidos de manera aleatoria sobre los planos de la misma (Figs. 25. B-D). Se observa cizalla afectando levemente los bordes de los nódulos (Fig. 25. C). En las bandas oscuras de la roca, los nódulos tienen un mayor tamaño y son de abundancia variable (Fig. 25. B). Los porfiroblastos de biotita definen una lineación en los planos de clivaje. Los análisis petrográficos fueron realizados en dos direcciones, una perpendicular y otra paralela a la fábrica planar de la roca.

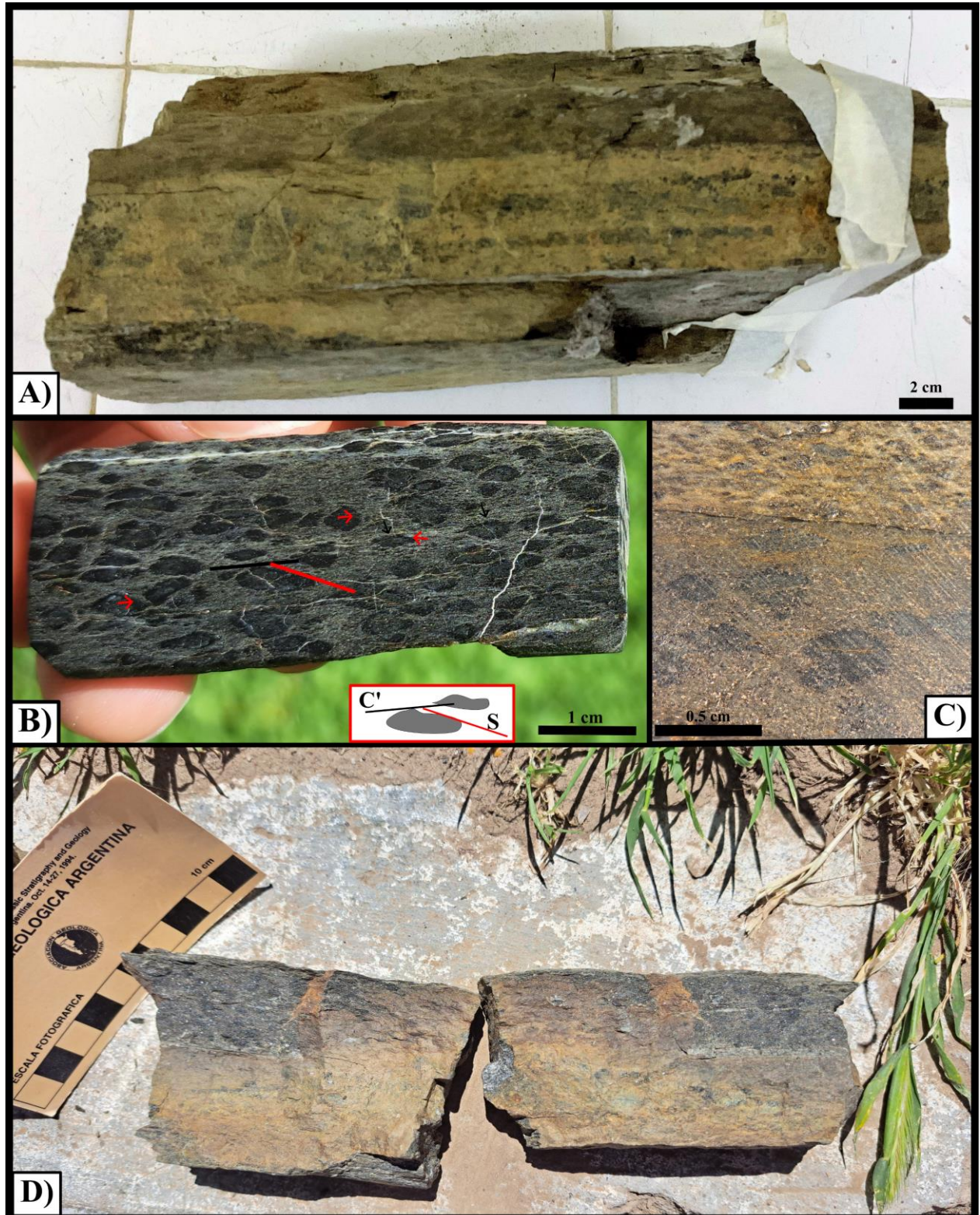


Figura 25: Esquisto moteado biotítico - R7. A) Muestra con laminación paralela reléctica marcada por la variación de color, que se debe al cambio en la proporción modal de minerales. **B)** Sección pulida donde se observan los nódulos y porfiroblastos de biotita; la foliación metamórfica S₂ es cortada por zonas de cizalla C, definiendo una fábrica S-C, que afectan a los nódulos en sus bordes. **C)** Cambio en el tamaño de los nódulos, con evidencia de desacople que produjo algunas fracturas. **D)** Detalle de la presencia de nódulos orientados según la superficie de esquistosidad subparalela a la estratificación original.

En la sección perpendicular a la fábrica, la roca exhibe una combinación entre el bandeo composicional y la orientación preferencial en al menos dos planos diferentes de minerales escamosos, en ambos casos correspondientes a una foliación continua (Passchier y Trouw, 2005). Además, la roca presenta una conspicua estructura nodular. Por lo tanto, la textura general de la roca es granolepidoblástica nodular. Se discriminan un bandeo composicional relíctico, S_0 , junto a dos foliaciones continuas S_1 y S_2 (Fig. 26.), la última es subparalela a S_0 .

Se distinguen algunos rasgos del bandeamiento composicional como la presencia de lentes de cuarzo dispersos en la muestra, pero no son tan claros como en el caso de R2. El sector rico en micas que caracteriza principalmente la vista de esta sección, se compone de biotitas, muscovita, cordierita, sericita, minerales opacos varios y, como se mencionó, el cuarzo es minoritario. Las biotitas se presentan tanto como cristales individuales como en agregados, siendo el principal componente de la esquistosidad (Fig. 26.). En el primer caso, presentan una orientación preferente según S_1 definida por cristales de biotita de formas subhedrales a euhedrales, con un color más oscuro y rojizo, y de un tamaño de 50 μm aproximadamente (Fig. 26. C). Los cristales que forman agregados tienen un color marrón con un fuerte tono parduzco, en algunos casos muy oscuros. Estos agregados están orientados y alargados según S_2 y los cristales individuales presentan un tamaño de 140 μm , mientras que los agregados presentan un diámetro en promedio de 700 μm , o hasta centimétrico excepcionalmente (Fig. 26. B). En esta dirección, los cristales de biotita asociados a los agregados se caracterizan por presentar una sección basal preferentemente.

Los cristales de muscovita están orientados según la foliación S_2 y presentan un tamaño de 170 μm aproximadamente, excepcionalmente alcanzan los 300 μm . En pocos casos, algunos cristales de muscovita se orientan según S_1 . En las biotitas se presentan inclusiones de circones que generan halos, estos son opacos y tienen un tamaño de aproximadamente 5 μm .

Los sectores ricos en cuarzo se caracterizan por lentes de cuarzo tal como se mencionó. En este caso, presentan una textura granoblástica poligonal a ligeramente interlobada. El cuarzo presente entre las micas tiene un tamaño de 20 μm y una forma controlada por la anisotropía de las micas, en cambio, el presente en los lentes presenta un tamaño de unos 70 a 100 μm .

En algunos casos, los cristales de biotita tienen un tamaño suficiente para justificar su distinción como porfiroblastos, distintos en algunos rasgos de los que definen agregados según la foliación S_2 . Presentan inclusiones de rutilo y otros minerales opacos, cuarzo y circones. Las inclusiones de

cuarzo presentan un patrón textural que permiten diferenciar tres sectores: una zona pobre en inclusiones (por lo general, en el centro, y en algunos casos ausente), zonas ricas en inclusiones, y un sector externo poiquilítico, e incluso esquelético. Los nódulos caracterizan la textura granoblástica nodular de la roca, tienen un tamaño de hasta unos milímetros y consisten de un agregado de cristales de sericita con un tamaño muy fino ($< 10 \mu\text{m}$) y bordes irregulares; numerosos minerales opacos están dispersos en todo el nódulo. La mayoría de los nódulos presenta una variación composicional zonal, siendo más ricos en sericita en sus bordes y en muscovita en su interior. Todos son pobres en biotita y algunos presentan cristales incoloros de cordierita alterados. Estos últimos definen en algunos casos porfiroblastos esqueléticos y, en otros, tienen una disposición más discontinua (Fig. 26. A). La forma de los nódulos es elongada respecto a S_2 y, principalmente, los cristales de muscovita incluidos están orientados según esa fábrica.

En la sección paralela a la fábrica, la principal característica textural de la roca es la presencia de agregados orientados de cristales de biotita y nódulos, siguiendo la orientación preferencial definida como L_1 en la anterior sección (Fig. 26. D). Esta corresponde a lineaciones de objetos minerales definidos sobre el plano S_2 .

Los cristales de biotita orientados según S_1 son euhedrales y subhedrales, presentan un tamaño de $150 \mu\text{m}$. Los agregados de biotita presentan un diámetro de más de 1 cm , con cristales individuales de un tamaño de $300 \mu\text{m}$ que tienen un color marrón claro a oscuro, ricos en inclusiones de minerales opacos (Fig. 26. D). Como se dijo anteriormente, los agregados están orientados según S_2 . Los porfiroblastos de biotita presentan un color marrón rojizo, un tamaño mayor a $700 \mu\text{m}$, y son ricos en inclusiones de minerales opacos, cuarzo, circón y algunos incluyen también cristales euhedrales de apatito (Figs. 27. A-B). Las inclusiones de cuarzo presentan un patrón textural que permiten diferenciar tres sectores: una zona pobre en inclusiones (por lo general, en el centro, y en algunos casos ausente), zonas ricas en inclusiones y un sector externo poiquilítico, e incluso esquelético. Presentan una forma anhedral y un tamaño promedio de $53 \mu\text{m}$ (Fig. 27). Hay escasa muscovita que tiene un tamaño similar a las biotitas. El cuarzo presenta una textura granoblástica poligonal a interlobada, con un tamaño fino ($< 0,01 \text{ mm}$), su forma es anhedral y está controlada por la fábrica de la biotita. Se encuentran algunos porfiroblastos de andalucita de forma prismática (Fig. 27. C), los mismos se encuentran fuertemente alterados a sericita, con algunos cristales opacos y de clorita asociados.

De manera aislada, se reconoció una banda de cizalla afectando la foliación tectónica S_2 (Fig. 28), desarrollando una fábrica S-C, con un ángulo de menos de 25° entre ambas estructuras. La continuidad de la cizalla no es evidente en el resto de la sección, siendo más conspicua la foliación S_2 .

Se distinguen varias asociaciones minerales: 1) Cuarzo + Albita + Circón 2) Cuarzo + Albita + Biotita₁ 3) Cuarzo + Biotita₂ + Cordierita +/- Andalucita 4) Sericita + Clorita. La primera de estas asociaciones corresponde a la asociación mineral relíctica del protolito, mientras que la última es producto del metamorfismo retrógrado.

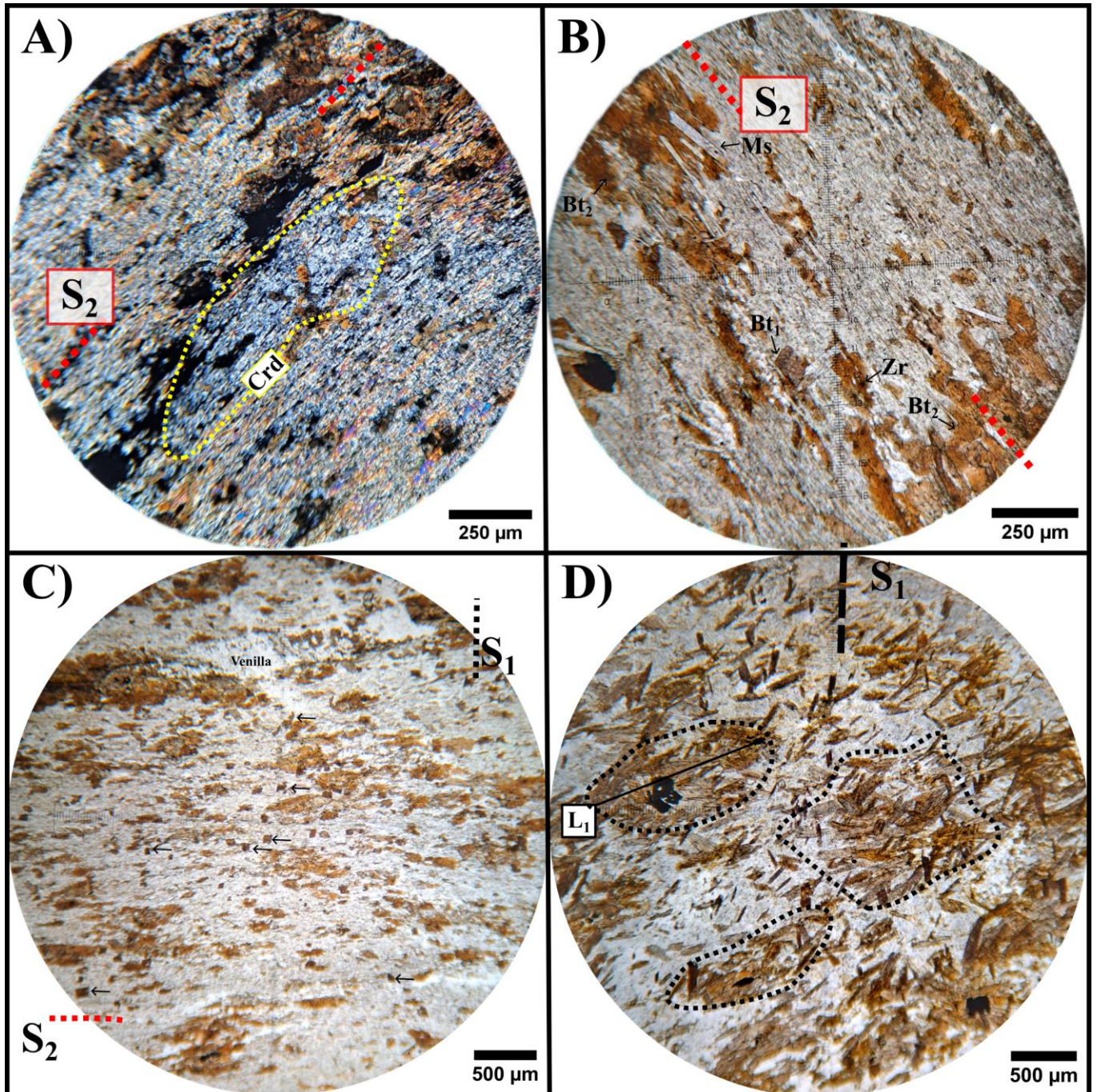


Figura 26: Esquisto moteado biotítico - R7. Fotomicrografías. A) Poiquiloblasto alterado de cordierita identificado por su diferente color de interferencia. B) Cristales de biotita correspondientes a distintas generaciones que están relacionadas a las esquistosidades. C) Esquistosidad S_2 marcada; se indican (flechas negras) los cristales de biotita que corresponden a S_1 . D) Sección paralela a S_2 , con la lineación L_1 formada por agregados de biotita, oblicua respecto a S_1 . Los agregados L_1 contienen cristales de S_1 .

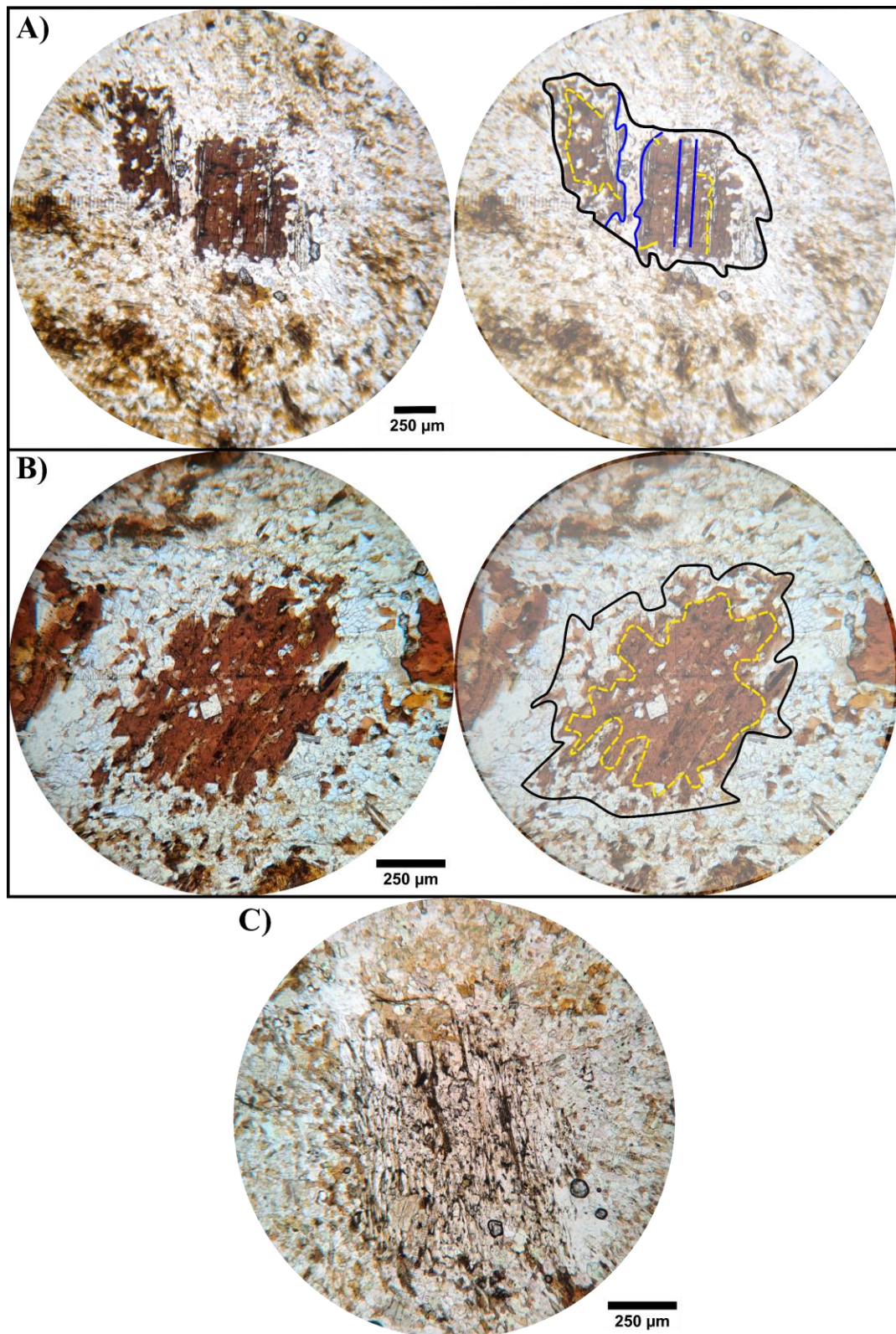


Figura 27: Esquisto moteado biotítico - R7. Fotomicrografías de la sección paralela a la fábrica planar principal. A) B) Zonación textural de porfiroblastos de biotita, dada por la abundancia de inclusiones de cuarzo; en amarillo se indica la zona rica en inclusiones; en negro se marca el límite externo del porfiroblasto, de carácter poiquilítico y esquelético; en azul se destacan fracturas extensionales rellenas de cuarzo. C) Porfiroblasto de andalucita sobreimpuesto a cristales de biotita, con alteración a sericita.

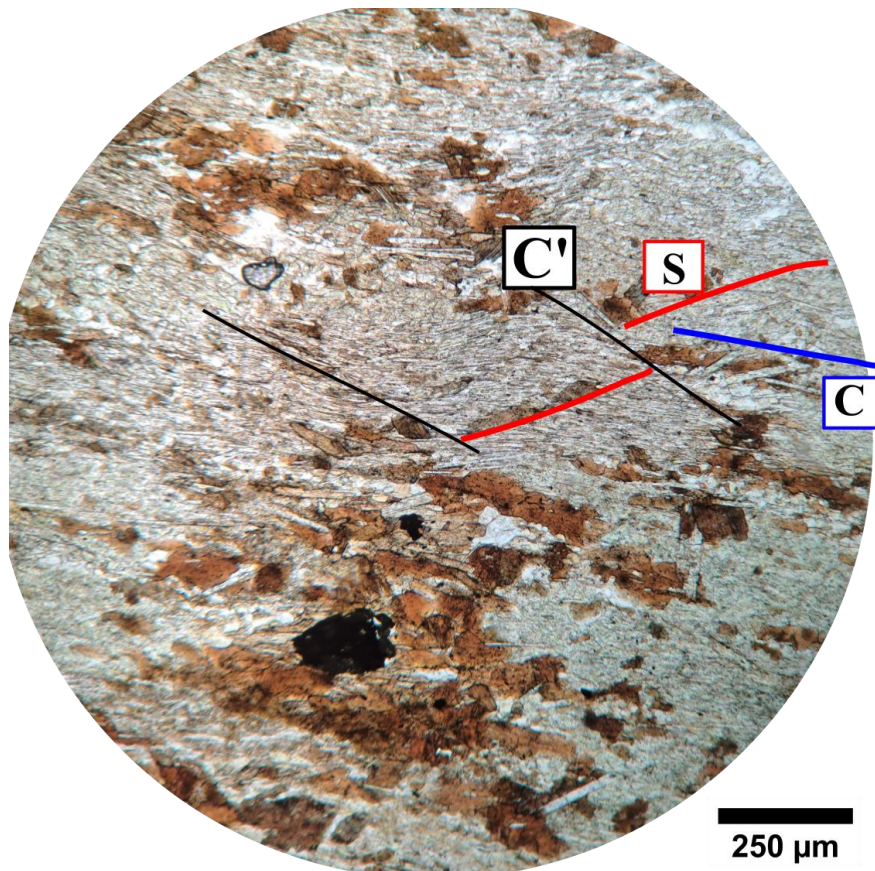


Figura 28: Esquisto moteado biotítico - R7. Fotomicrografía. Detalle de la fábrica S-C-C', con una foliación milonítica C afectando la foliación S₂ definida por cristales de muscovita y biotita, y otra C' afectando a ambas foliaciones..