



Universidad Nacional de San Juan
Facultad de Ciencias Exactas, Físicas y Naturales
Departamento de Geología

***“Caracterización petrográfica y morfoestructural, con enfoque
en la alteración hidrotermal, del Intrusivo La Leona en
Precordillera Central, San Juan”***

Trabajo Final de Licenciatura en Ciencias Geológicas

Jésica Mariana Paez

Asesora: Dra. Gabriela Torres

Co-asesora: Dra. María Romina Onorato

Año 2024

AGRADECIMIENTOS

Quiero agradecer a la Facultad de Ciencias Exactas, Físicas y Naturales de la Universidad Nacional de San Juan, especialmente al Departamento de Geología y profesores, por haberme formado y proporcionado todas las herramientas necesarias para la obtención de mi tan ansiado título.

A mi mamá Patricia, por ser el pilar fundamental en mi vida, la primera en confiar en mí y no dejarme bajar los brazos nunca ¡Gracias mamá!

A Emanuel por apoyarme durante todo este proceso, por ser mi compañero de vida y brindarme su amor. Agradecer también a su familia por el acompañamiento y afecto.

A toda mi familia por su apoyo incondicional y en especial, quiero recordar a mi nono Ramón y a Julio, quienes no están físicamente, pero que siguen presentes en mí en cada paso que doy.

A mis amigos y compañeros de cada día con los que compartimos muchas horas de estudio, mates, inolvidables viajes de campos, cervezas y mucha geología. Gracias Majo, Yeca, Ulises, Maxi, Cristian y Jose.

A mi equipo de trabajo de Calidra, Andrea e Ignacio, por acompañarme y aconsejarme en la última etapa de mi trabajo final.

A mis asesoras, Gabriela Torres y Romina Onorato, por haberme guiado para la elaboración de este trabajo, y también a lo largo de mi carrera universitaria por haberme brindado su apoyo para mi desarrollo profesional.

Finalmente, quiero agradecer a Gladis Balderrama, Gustavo Pezzani y Yasmín Díaz por su tiempo, valiosos aportes y sugerencias que han enriquecido este trabajo.

ÍNDICE

RESUMEN.....	7
CAPÍTULO I: INTRODUCCIÓN	8
MOTIVO	8
OBJETIVOS	8
METODOLOGÍA DE TRABAJO	9
TAREAS DE GABINETE PREVIAS	10
TAREAS DE CAMPO	10
TAREAS DE GABINETE POST-CAMPO	11
CAPÍTULO II: MARCO GEOLÓGICO	13
GEOLOGÍA REGIONAL	13
ESTRATIGRAFÍA REGIONAL	15
ESTRUCTURA REGIONAL	18
MAGMATISMO GONDWÁNICO	21
ANTECEDENTES DEL ÁREA DE ESTUDIO	22
CAPÍTULO III: GEOLOGÍA DEL ÁREA.....	24
ESTRATIGRAFÍA LOCAL	24
ORDOVÍCICO INFERIOR - ORDOVÍCICO SUPERIOR BAJO.....	24
ORDOVÍCICO SUPERIOR - SILÚRICO INFERIOR	25
SILÚRICO	27
DEVÓNICO.....	28
PÉRMICO.....	29
NEÓGENO	29
CUATERNARIO	31
ESTRUCTURA LOCAL	31
CAPÍTULO IV: SENSORES REMOTOS APLICADOS AL INTRUSIVO LA LEONA	34
IMÁGENES LANDSAT	34
METODOLOGÍA PARA EL PROCESAMIENTO DE IMÁGENES	35
PROCESAMIENTO DE IMÁGENES	36
INTERPRETACIÓN DEL ANÁLISIS DE LAS IMÁGENES SATELITALES	36
RESULTADOS.....	42

CAPÍTULO V: QUEBRADA LA LEONA, GEOLOGÍA Y ESTRUCTURA.....	43
DESCRIPCIÓN ESTRATIGRÁFICA DE LA QUEBRADA LA LEONA.....	43
RELEVAMIENTO DE DATOS ESTRUCTURALES EN EL ÁREA DE ESTUDIO	50
INTERPRETACIÓN	54
CAPÍTULO VI: DISTRIBUCIÓN DE LA ALTERACIÓN.....	55
ZONACIÓN DE LA AUREOLA DE CONTACTO	55
CAMBIOS METASOMÁTICOS Y MINERALIZACIÓN EN EL ÁREA DE ESTUDIO	58
CAPÍTULO VII: INTERPRETACIÓN DE LA EVOLUCIÓN METAMÓRFICA -	
METASOMÁTICA.....	59
AUREOLA DE CONTACTO	59
PROCESOS METASOMÁTICOS/HIDROTERMALES	60
CAPÍTULO VIII: CONCLUSIONES.....	62
ANEXO N°1: MAPA GEOLÓGICO LOCAL	63
ANEXO N° 2: PETROGRAFÍA.....	64
DESCRIPCIÓN DE MUESTRAS DE MANO	64

ÍNDICE DE FIGURAS

<u>Figura 1:</u> Mapa de ubicación geográfica y vías de acceso al área de estudio..	9
<u>Figura 2:</u> Imagen satelital georeferenciada de la quebrada La leona con la ubicación de las muestras de mano y puntos de control.	11
<u>Figura 3:</u> Dominios geológicos de la provincia geológica de Precordillera y áreas adyacentes. Modificada de Alonso et al. (2016).	14
<u>Figura 4:</u> Esquema estratigráfico del Paleozoico inferior y medio de la provincia geológica de Precordillera Central. Tomado de Peralta (2003).	18
<u>Figura 5:</u> Sección estructural regional de Precordillera a lo largo del río San Juan. Tomada de Ramos et al., (1986).	19
<u>Figura 6:</u> Sección estructural transversal de la Precordillera Central a lo largo del río San Juan. Modificada de Cristallini y Ramos (2000).	20
<u>Figura 7:</u> Mapa geológico de la Sierra de la Invernada. Tomado de Peralta (2013).	33
<u>Figura 8:</u> Combinación RGB 742.	37
<u>Figura 9:</u> Combinación RGB 645	38
<u>Figura 10:</u> Combinación RGB 457.	39
<u>Figura 11:</u> Combinación RGB 574.	40
<u>Figura 12:</u> A) Composiciones de color con cocientes 6/7; 4/2; 5/4. B) Composiciones de color con cocientes 6/7; 5/1; 4/2.	41
<u>Figura 13:</u> A) Composiciones de color con cocientes 6/7; 4/2; 5/4 con lineamientos N-S y E-O inferidos. B) Mapa auxiliar simplificado	42
<u>Figura 14:</u> A) Vista al oeste de los afloramientos de la Formación San Juan. B) Vista al sur del contacto entre los diferentes tipos de caliza. C) Fotomicrografía de la caliza tipo grainstone. D) Fotomicrografía de la caliza tipo wackestone.	44

<u>Figura 15:</u> A) Vista del contacto erosivo entre la Fm. San Juan y Fm. Los Bretes. B) Miembro inferior y superior de la Fm. Los Bretes. C) Dique dacítico paraconcordante a las sedimentitas de la Fm. Espejos.	45
<u>Figura 16:</u> Sección de la Quebrada La Leona. Modificada de Peralta (2013).	47
<u>Figura 17:</u> 1) Imagen satelital tomada de Google Earth con vista hacia el norte de la Quebrada La Leona. 2) Fotografía aérea (drone) de la Quebrada La Leona. A) Fotomicrografía de filita con foliación fina y motas de clorita. B) Fotomicrografía de los esquistos moteados con granate. C) Venilla sinuosa de sílice con granate en el núcleo. D) Nódulos micáceos. E) Lentejones de magnetita.	49
<u>Figura 18:</u> A) Venillas sinuosas de cuarzo con granate en el núcleo. B) Fotomicrografía de las venillas.	50
<u>Figura 19:</u> Fotografía panorámica con vista al sur de una parte de la quebrada La Leona. A) Estereográfica de los planos de estratificación de las calizas. B) Estereográfica de los planos de estratificación de las lutitas. C) Estereográfica de los planos de orientación de los diques miocenos.	51
<u>Figura 20:</u> A) Pliegues sinclinales y anticlinales en las calizas de la Formación San Juan. B) Calizas con venillas rellenas de calcita. C) Calizas con fracturas tipo “Riedel” rellenas de calcita. D) Lutitas moradas de la Formación Los Espejos con venillas y fracturas tipo “Riedel” rellenas con calcitas. E) Diques dacíticos paraconcordantes a la estratificación de la Formación Los Bretes.	53
<u>Figura 21:</u> A) Vista al norte del contacto intrusivo - roca de caja. B) Cúmulos micáceos en el esquisto moteado. C) Muestra de mano con un cúmulo micáceo	56
<u>Figura 22:</u> Mapa de alteración	57
<u>Figura 23:</u> A) Cuerpo de magnetita contenido en los esquistos moteados. B) Lente de magnetita en esquistos moteados. C) Esquisto moteado con fino venilleo de sílice y granate	58
<u>Figura 24:</u> Perfil esquemático con las zonas de alteración.	60

RESUMEN

El área de trabajo está ubicada en el sector centro - oeste de la provincia de San Juan, en el departamento de Ullum, dentro de la unidad morfoestructural de Precordillera Central y es conocida como Quebrada La Leona. El análisis litoestratigráfico permitió reconocer un intrusivo de composición granodiorítica, de edad pérmico - triásico, asociada al magmatismo gondwánico. El mismo intruye unidades sedimentarias silúricas – devónicas, formadas por lutitas verdosas y moradas de las formaciones Los Bretes y Los Espejos.

Según el análisis estructural del área de trabajo, se identificaron bloques limitados por fallas de alto ángulo, de rumbo aproximado N-S, en gran parte originadas como fallas normales durante la extensión gondwánica pérmico-triásica. Posteriormente, fueron invertidas durante la compresión ándica en el Cenozoico. Otras estructuras importantes son fallas de rumbo NO-SE que actúan como zonas de enlace o transferencia entre las fallas N-S relacionadas con una dirección de extensión NNE-SSO. Muchas de estas últimas muestran reactivación ándica con componentes de rumbo sinistral. Estos sistemas de fallas podrían haber facilitado el emplazamiento del intrusivo La Leona y contribuido a la circulación de los fluidos hidrotermales con la consecuente formación de un depósito metasomático.

La aureola de contacto entre el intrusivo y las rocas sedimentarias presentan variaciones en el grado metamórfico de manera concéntrica, incrementándose a medida que nos acercamos al intrusivo. El área proximal está constituida fundamentalmente por granate + estaurolita. Esta primera etapa de metamorfismo cubre un área aproximada de 200 metros donde el tamaño de los cristales de granate y estaurolita también varían, incrementándose en cercanías del cuerpo. Mientras que, en la parte más distal, fue posible reconocer la formación de epidoto + clorita y venillas de calcita, como la etapa más temprana del proceso. La mineralización consiste principalmente en magnetita, que se manifiesta diseminada en las filitas y, en cercanías de la granodiorita, formando cuerpos lenticulares de hasta 20 cm de espesor.

Estas asociaciones de minerales hidrotermales permitieron definir un halo de alteración relacionado al intrusivo como consecuencia de procesos metamórficos/metasomáticos.

CAPÍTULO I: INTRODUCCIÓN

MOTIVO

El presente Trabajo Final de Licenciatura tiene como finalidad dar cumplimiento al último requisito del Plan de estudios de la carrera Licenciatura en Ciencias Geológicas para la obtención del título que otorga la Facultad de Ciencias Exactas, Físicas y Naturales dependiente de la Universidad Nacional de San Juan.

Para tal fin y motivada por la escasa información del área de estudio como así también de los cuerpos intrusivos en el área de Precordillera Central, es que se consideró la zona del Intrusivo La Leona.

OBJETIVOS

El objetivo general de este trabajo final de licenciatura consiste en profundizar los conocimientos geológicos del área, determinando y evaluando las características del metamorfismo de contacto presente en la zona, y así definir las asociaciones minerales metamórficos/metasomáticos producidas en la aureola de contacto producto del intrusivo La Leona.

Para la consecución de este objetivo, la etapa seguida en este estudio ha sido establecer una serie de objetivos específicos.

- Realizar un estudio geológico, morfoestructural y petrográfico integral del área de estudio y sus alrededores, focalizado en la caracterización petrográfica de las diferentes litologías presentes y en los cambios de facies producto del metamorfismo de contacto.
- Determinar las condiciones de presión-temperatura aproximadas a las cuales se formaron los minerales presentes en la aureola de contacto en función de cambios texturales y composicionales.
- Establecer los controles estructurales del área de estudio.

UBICACIÓN Y VÍAS DE ACCESO

El área de estudio se ubica en el sector centro occidental de la provincia de San Juan, en el departamento de Ullum, aproximadamente a unos 115 km al noroeste de la ciudad capital de San Juan y 18 km al norte de la localidad de Pachaco, aproximadamente a los 31°08' latitud sur y 69°02' longitud oeste.

Se accede en vehículo a través de la Ruta Nacional N° 40, que une la ciudad de San Juan con el

departamento de Jáchal, hasta la ex-estación ferroviaria de Talacasto. Se continúa unos 80 km hacia el oeste por la Ruta Provincial N° 436 hasta el empalme con Ruta Provincial N°149, por la misma se accede al departamento Calingasta. Se recorren por dicha ruta, aproximadamente 35 km hasta el ingreso al área, para luego continuar a campo traviesa en dirección oeste unos 3 km más aproximadamente (Fig. 1).

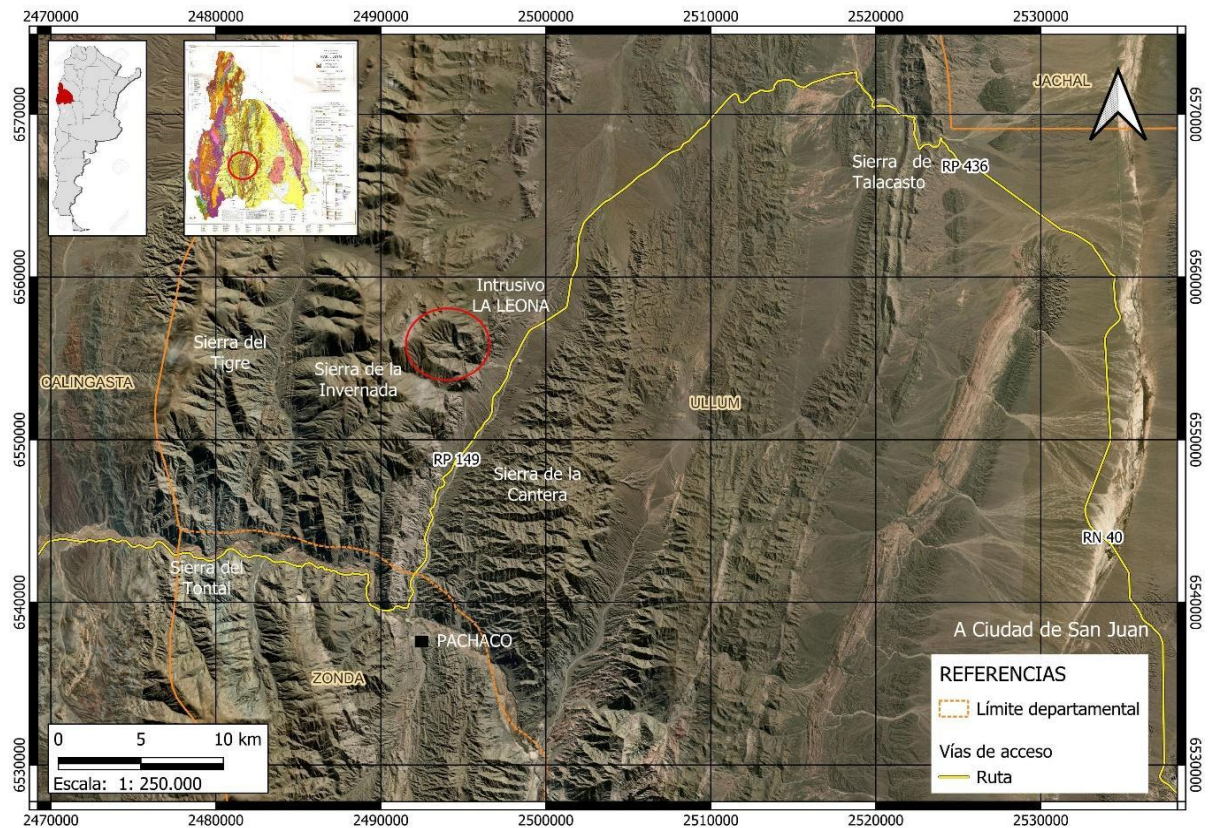


Figura 1: Mapa de ubicación geográfica y vías de acceso al área de estudio. En línea amarilla se resaltan las rutas como vías de acceso y con círculo rojo el área de interés.

METODOLOGÍA DE TRABAJO

Para alcanzar los objetivos propuestos, las tareas se dividieron en tres etapas: una etapa inicial con las tareas de gabinete previas al viaje de campo, las visitas a terreno propiamente dichas y, por último, el procesamiento de datos y síntesis.

Tareas de gabinete previas

Las tareas de gabinete consistieron en la búsqueda, recopilación y análisis de la información geológica, petrológica y estructural disponible del área de estudio, como también de los depósitos minerales cercanos. Incluyó la revisión de material de investigación de organismos públicos, trabajos inéditos, publicaciones científicas e información geológica, geofísica y estructural realizada en el área y zonas aledañas.

Después de analizar el marco geológico y tectónico regional de la zona de estudio, se realizó el análisis de imágenes satelitales y el tratamiento de datos a través del software libre QGIS 3.36. Se trabajó sobre un Modelo de Elevación Digital del Terreno (DEM) con una resolución de 30 metros, donde se confeccionó un mapa geológico base a escala de detalle (1:35.000) para la identificación preliminar de los principales rasgos litológicos y estructurales y su posterior uso en el campo. El mismo mapa base se cargó en la aplicación *Avenza Maps* con la que se complementaron las tareas en terreno.

Se ejecutaron tareas de fotointerpretación mediante el análisis de imágenes satelitales Landsat 9 con el programa QGIS 3.36 para discriminar diferentes dominios litológicos y posibles zonas de alteración.

Tareas de campo

La segunda etapa comprendió el relevamiento de campo, incluyendo tareas de reconocimiento y mapeo de las distintas unidades aflorantes. El estudio morfoestructural se llevó a cabo con una brújula geológica tipo Brunton con la que se recolectaron datos de azimuth y buzamiento tanto de las rocas sedimentarias como datos estructurales de los cuerpos intrusivos.

Se tomaron muestras superficiales de roca en distintos puntos de interés (Fig. 2). La metodología consistió en un muestreo no sistemático recolectando un total de 20 muestras tipo *rock chips* para su posterior corte y preparación de secciones delgadas, que fueron realizadas en el Laboratorio de Petrotomía de la Facultad de Ciencias Exactas, Físicas y Naturales, dependientes del Instituto de Geología “Dr. Emiliano P. Aparicio”.

Además, se identificaron las unidades litológicas afectadas por procesos de alteración y metamorfismo/metasomatismo.

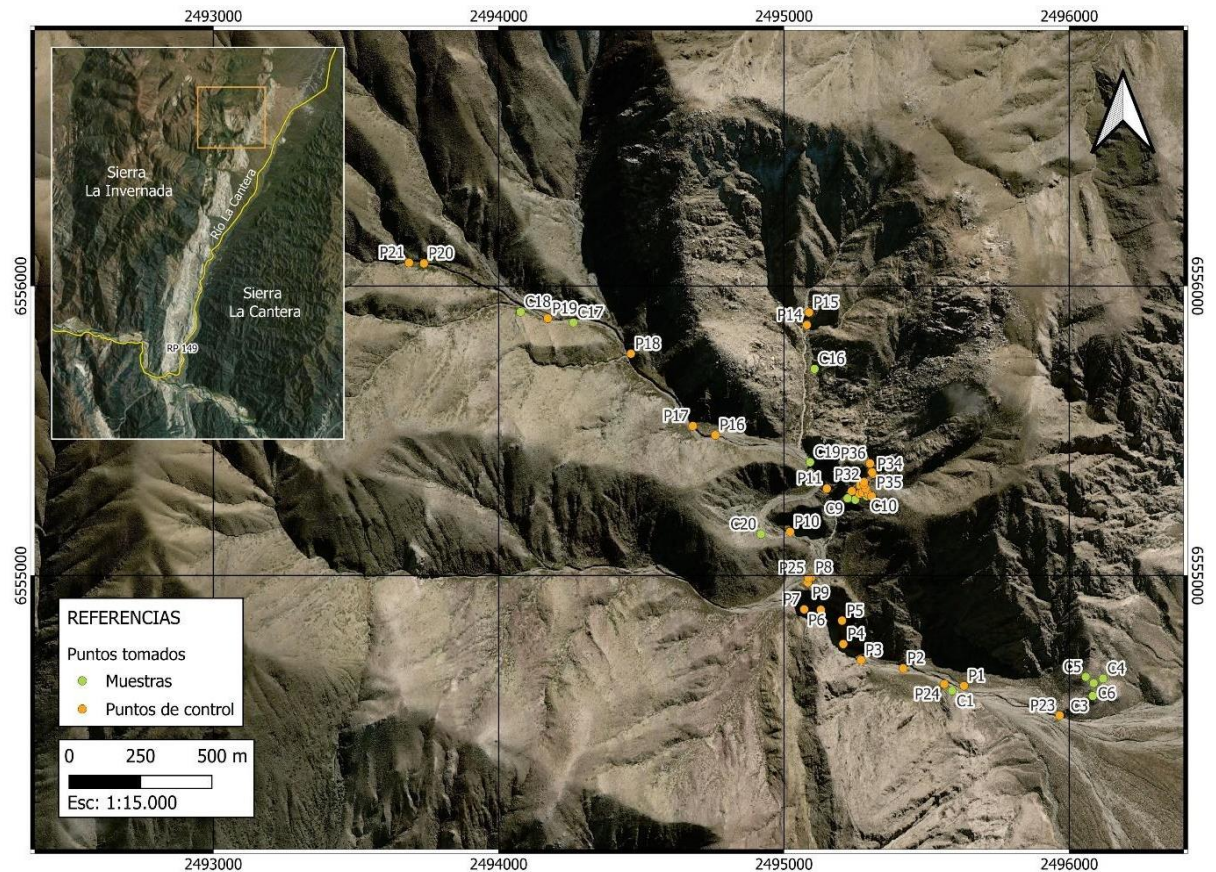


Figura 2: Imagen satelital georeferenciada de la quebrada La leona con la ubicación de las muestras de mano tomadas durante los trabajos de campo (puntos verdes) y de los puntos de control donde se obtuvieron datos relevantes (puntos naranjas).

Tareas de gabinete post-campo

Para la etapa final, los análisis macroscópicos y microscópicos se llevaron a cabo en el Laboratorio de Microscopía Dr. Llano del Departamento de Geología, en la Facultad de Ciencias Exactas, Físicas y Naturales de la Universidad Nacional de San Juan.

El estudio petrográfico macroscópico se realizó con lupa binocular (Bio-Optic) de las muestras tomadas en terreno a fin de observar y definir su composición, asociaciones minerales diagnósticas, variaciones texturales y minerales de alteración. El análisis de cortes delgados se efectuó utilizando un microscopio petrográfico de polarización, modelo Leica 750P.

En total, se estudiaron 20 muestras a partir de las cuales se pudo establecer la textura y mineralogía primaria de las rocas, así como también la distribución, intensidad y paragénesis de la alteración (en rocas afectadas por metamorfismo y/o alteración hidrotermal) y de mena

(en muestras posiblemente mineralizadas). Para su clasificación, se utilizó la clasificación modal de Le Bas y Streckeisen (1991) según el diagrama de QAPF para las rocas plutónicas y volcánicas, y la clasificación de Dunham (1962) para las rocas carbonáticas.

Para la identificación de algunos minerales en las fotomicrografías de las secciones transparentes, se utilizan las abreviaciones según Withney y Evans (2010).

Con los datos obtenidos en terreno y la información arrojada por los estudios petrográficos, se elaboró una sección esquemática con el detalle de las variaciones litológicas y zonas de alteración/metasomáticas encontradas. El mismo se realizó con el software libre QGis 3.36 y el programa de libre acceso Inkscape para la digitalización.

Por otra parte, con base en la información recolectada inicialmente, los datos obtenidos en el campo y a partir de las muestras extraídas, se confeccionó un mapa litológico-estructural del área (Anexo N° 1) con el programa QGis 3.36.

Los datos estructurales se analizaron en el software libre Stereonet para una mejor interpretación.

A modo de conclusión, se elaboró el presente Trabajo Final de Licenciatura con la compilación de información y los resultados obtenidos.

CAPÍTULO II: MARCO GEOLÓGICO

GEOLOGÍA REGIONAL

La subducción de la placa de Nazca por debajo de la placa Sudamericana, entre Chile y Argentina, está caracterizada por la alternancia de sectores de subducción normal con subducción subhorizontal (Ramos y Folguera, 2009). Estos sectores en alternancia presentan rasgos tectónicos superficiales característicos. Particularmente, la zona de subducción subhorizontal, donde la placa de Nazca subduce con un ángulo menor a 5°, es conocida como *Flat Slab Pampeano* y queda comprendida aproximadamente entre los 27° y los 33° de latitud sur. Se caracteriza por presentar la sismicidad más alta del sector y ausencia total de volcanismo (Barazangi e Isacks, 1976; Cahill e Isacks, 1992; Pardo et al., 2002).

Bajo estas condiciones, el orógeno andino alcanza un ancho notable, en el que se pueden distinguir grandes unidades morfotectónicas con características particulares, conocidas como Cordillera de la Costa (en Chile), Cordillera Principal, Cordillera Frontal, Precordillera y Sierras Pampeanas.

El área de análisis del presente trabajo final se ubica íntegramente en la provincia geológica de Precordillera. Esta unidad es reconocida desde los tiempos de Stelzner (1875) quien la denominó en primer lugar como Antecordillera, mientras que Burmeister (1876) acuñó para la misma unidad la denominación de Contracordillera. Actualmente, el término de Precordillera fue instituido por Bodenbender (1902), quien realizó sus trabajos principalmente en las provincias de San Juan y Mendoza. Sin embargo, el primer estudio regional específico, junto con un levantamiento regular de sus terrenos paleozoicos, fue realizado por Stappenbeck (1910) y Keidel (1921).

La Precordillera presenta un límite tectónico con Sierras Pampeanas Occidentales al este, mientras que una depresión estructural como el valle de Iglesia-Calingasta-Uspallata, la separa al oeste de la Cordillera Frontal (Fig. 3). Su límite norte está dado por el lineamiento de Valle Fértil, que trunca tectónicamente la plataforma precordillerana. Su límite sur está condicionado por el mayor acortamiento y levantamiento orogénico de la zona de subducción horizontal. Sin embargo, este límite sur se estableció recién en el cenozoico superior. Las características geológicas pre-cenozoicas son comunes entre la Precordillera y parte del Bloque de la Sierra Pintada o de San Rafael, en el centro-sur mendocino (Furque y Cuerda, 1979). Es por ello, que el terreno Precordillera se extiende hacia el sur, abarcando los relictos de la plataforma calcárea

cambro-ordovícica presentes en el sur de Mendoza y probablemente los de La Pampa (Astini et al., 1995).

Desde el punto de vista geológico, según Furque y Cuerda (1979), se caracteriza por la ausencia de un magmatismo manifiesto, cuya expresión está reducida a escasos afloramientos en la región occidental, que por otra parte coinciden con una faja de metamorfismo regional de bajo grado. Sobre la base de sus características estratigráficas y estructurales la provincia geológica de Precordillera ha sido subdividida en tres unidades morfoestructurales: *Precordillera Oriental* (Ortiz y Zambrano, 1981), *Precordillera Central* (Baldis y Chebli, 1969) y *Precordillera Occidental* (Baldis et al., 1982).

En la Precordillera Central y Oriental se desarrolló una plataforma carbonatada desde el Cámbrico hasta el Ordovícico medio (Bordonaro, 1980), mientras que en la Precordillera Occidental las facies carbonatadas de plataforma están ausentes. En este último dominio se presentan facies clásticas de talud ordovícicas (Spalletti et al., 1989) y depósitos de fondo oceánico con lavas almohadilladas. En el área de transición entre las facies oceánicas y las de plataforma aparecen depósitos de bloques en matriz con mezcla de edades (*melanges*), interpretados como facies de talud (Banchig et al., 1990), y se considera que representan un antiguo margen continental (Astini, 1997; Keller, 1999; Alonso et al., 2008).

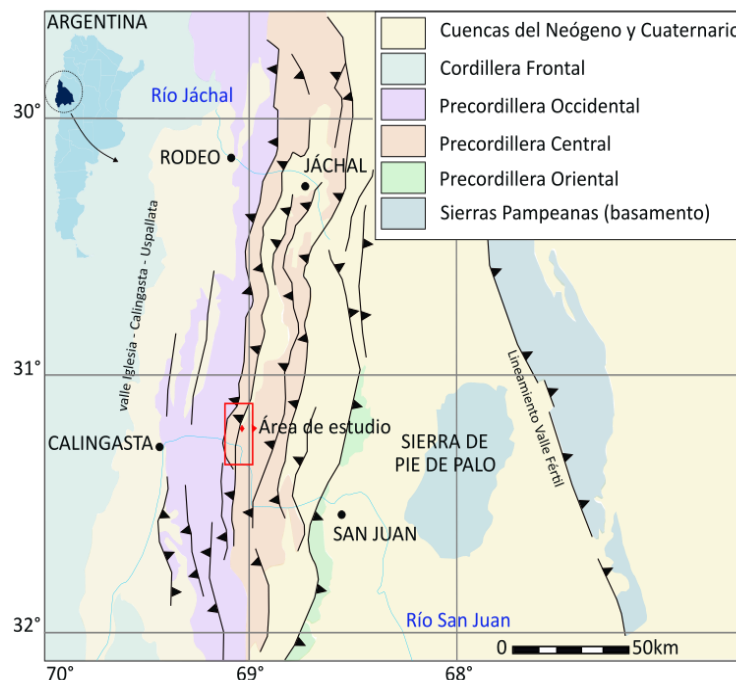


Figura 3: Dominios geológicos de la provincia geológica de Precordillera y áreas adyacentes. Modificada de Alonso et al. (2016).

ESTRATIGRAFÍA REGIONAL

La Precordillera se distingue de otras provincias geológicas por el amplio desarrollo de los depósitos paleozoicos, particularmente Paleozoico medio y superior, además del notable contenido fosilífero que ha permitido establecer zonaciones bioestratigráficas bien definidas, posibilitando su correlación con niveles similares a escala nacional como internacional (Furque y Cuerda, 1979). El basamento se conoce en forma indirecta, a través de xenolitos de rocas cristalinas y metamórficas en las rocas volcánicas miocenas. Estos xenolitos han sido datados por U/Pb en circones arrojando edades de $1.118 \pm 54\text{Ma}$ (Leveratto, 1968).

A continuación, se describen las características estratigráficas generales, siguiendo el esquema tradicional de subdivisión tripartita según Ortiz y Zambrano (1981), Baldis y Chebli (1969) y Baldis et al. (1982).

Precordillera Oriental se desarrolla íntegramente en la provincia de San Juan, (Ortiz y Zambrano, 1981), está conformada por un núcleo principal de rocas carbonáticas del Paleozoico inferior que abarca desde el Cámbrico al Ordovícico medio, y en menor medida sedimentitas clásticas del Silúrico, Devónico y Carbonífero. Toda esta zona presenta importante deformación de edad devónica inferior (Ramos et al., 1996).

Estas unidades afloran principalmente en las sierras de Villicum, Zonda y Pedernal. La secuencia de carbonatos de plataforma está representada de piso a techo por las Formaciones La Laja del Cámbrico inferior a medio (Bordonaro, 1980), Formación Zonda del Cámbrico medio (Bordonaro, 1980), Formación La Flecha del Cámbrico medio a superior (Baldis et al., 1981), Formación La Silla del ¿Cámbrico superior? - Ordovícico inferior más bajo (Keller et al., 1993) y Formación San Juan (Amos, 1954; Keller et al., 1993) del lapso Floiano - Dapingiano inferior.

En la sierra de Villicum, estas secuencias de carbonatos son sucedidas por espesas secuencias marinas graptolíticas de la Formación Gualcamayo (Furque, 1968) del Dapingiano inferior, las que representan un evento de inundación de la plataforma carbonática (Bordonaro, 1999). Se sobreponen depósitos glacimarininos y portadores de la típica fauna de Hirnantia (Peralta, 2003). Dichos depósitos, a su vez, son cubiertos por una verdadera *melange* sedimentaria correspondiente a la Formación Rinconada (Amos, 1953) cuya edad de sedimentación llegaría hasta el Devónico medio (Peralta, 2005).

Sobre el flanco occidental de las sierras de Zonda y Pedernal la sucesión paleozoica culmina con depósitos predominantemente continentales de edad carbonífera (Bercowski y Zambrano, 1990).

La *Precordillera Occidental* se caracteriza por la ausencia de facies de plataforma, las que son reemplazadas por facies clásticas de talud del Ordovícico medio a superior. En el sector más oriental presenta importantes olistolitos calcáreos procedentes de la plataforma, con fósiles del Cámbrico medio al Ordovícico inferior (Bordonaro et al., 1993; Banchig y Bordonaro, 1994; Bordonaro, 1999) y olistolitos con clastos de rocas ígneas y metamórficas procedentes del basamento de la plataforma (Mendoza, 2012; entre otros). Hacia el oeste, las sedimentitas ordovícicas se intercalan con basaltos de naturaleza oceánica (Haller y Ramos, 1984; Kay et al., 1984; Boedo et al., 2013) con típicas lavas en almohadillas (Quartino et al., 1971; Furque y Cuerda, 1969), que ponen de manifiesto su génesis vinculada a efusiones submarinas.

El área de estudio se encuentra específicamente en la *Precordillera Central*. La misma está caracterizada por depósitos calcáreos (Ordovícico inferior) de plataforma (Baldis et al., 1982), con algunas excepciones, principalmente aquellas donde los corrimientos de la lámina oriental exponen rocas carbonáticas de edad cámbrica (Ramos, 1999; Furque et al., 1999). En el extremo norte de la Precordillera riojana, aflora una secuencia de rocas clásticas (areniscas rojas), evaporíticas y dolomíticas del Cámbrico inferior, las cuales han sido denominadas por Astini y Vaccari (1996) como Formaciones Cerro Totora y Los Hornos. (Fig. 4).

En *Precordillera Central* se encuentra ampliamente representada la Formación San Juan, conformada por una sucesión de rocas carbonáticas que fueron depositadas en una extensa plataforma somera y cálida durante el Ordovícico inferior y medio, desde la Zona de *Paltodus deltifer* (Tremadociano) hasta la Zona de *Lenoduspseudoplanus* (Darriwiliano) (Lehnert, 1994; Albanesi et al., 1998; Heredia y Mestre, 2011, 2013; Mestre y Heredia, 2020a, b)

Según Mestre et al. (2021) en el norte y sur de la Precordillera la producción carbonática se detuvo a partir del Floiano alto y comenzó la depositación de las pelitas y *mudstone* negros de la Formación Gualcamayo (Heredia et al., 2011; Soria, 2017) y en cambio en secciones del centro y este como el cerro Viejo de Huaco, cerro La Chilca y sierra de Villicum, el reemplazo por las facies pelíticas de la Formación Los Azules se produjo durante el Darriwiliano temprano-medio (Lehnert, 1995; Albanesi et al., 1998; Mestre, 2012, 2014; Mestre y Heredia, 2013a). Sin embargo, en otras áreas de la Precordillera el depósito de sedimentos carbonáticos continuó hasta el Darriwiliano medio, como en la Sierra de La Trampa y el cordón de Los Blanquitos representado por la Formación Las Aguaditas (Heredia et al., 2005 y 2011; Heredia, 2012; Mestre y Heredia, 2013b).

En el área de Jáchal, a las formaciones Los Azules y Las Aguaditas las suprayace, en paraconcordancia, la Formación La Chilca. En cambio, en las secciones de la Sierra de Talacasto

y hacia el sur de esta región dicha formación se encuentra en igual relación con la Formación San Juan (Mestre et al., 2021).

El Silúrico está representado por el Grupo Tucunuco (Cuerda, 1965) y por la Formación Tambolar (Heim, 1952). El Grupo Tucunuco está conformado por las formaciones La Chilca y Los Espejos, desde el área del río Jáchal hasta la Sierra de La Dehesa, donde pasa lateralmente a la Formación Tambolar de amplia distribución en el área del Río San Juan (Cuerda y Baldis, 1971; Peralta et al., 1997; 1998; 2003). Para algunos autores la Formación Tambolar es equivalente al Grupo Tucunuco (Peralta, 1990; Peralta y Carter, 1990), pero para otros se correlaciona sólo con la Formación Los Espejos (Benedetto et al., 1992; Astini y Maretto, 1996). Estas tres unidades se inician con delgados conglomerados de base con clastos de chert y oolitas ferruginosas (Peralta et al., 1986; Astini, 1992) que implicaría la presencia de hiatos erosivos dentro de la sedimentación silúrica (Astini y Maretto, 1996). En el área de Pachaco la Formación Tambolar presenta características litofaciales diferentes a las de la sección tipo, estos afloramientos fueron denominados Facies Pachaco (Peralta y León, 1993). Recientemente como Formación Los Bretes (Peralta, 2013) proponiendo una equivalencia con la Formación La Chilca para dicha unidad (Mestre et al., 2021).

En aparente concordancia sobre las unidades devónicas se desarrollan sedimentitas del Carbonífero y Pérmico (Baldis et al., 1982), representadas por depósitos continentales y marinos someros. Las rocas de edad mesozoica son escasas dentro del ámbito central de la Precordillera. Estas, corresponden principalmente a depósitos fluvio-lacustres, con niveles evaporíticos intercalados, asignados al Cretácico superior alto (Chaia, 1990; Limarino et al., 2000). Los depósitos terciarios corresponden principalmente al Neógeno (Kelly, 1962; Jordan et al., 1993, entre otros) y en menor proporción al Paleógeno (Jordan et al., 1993), estos últimos restringidos principalmente al segmento norte de esta unidad morfoestructural (Ariza, 2016).

Las manifestaciones volcánicas del Paleógeno-Neógeno están reducidas a la presencia de cuerpos subvolcánicos que se observan en los alrededores de la mina Hualilán, y dispuestos marginalmente al Cerro Negro de Iglesia. Son de colores claros, gris blanquecino, de grano muy fino con fenocristales de hornblenda, plagioclasa y cuarzo (Furque, 1979), intruyendo a las unidades Paleozoicas.

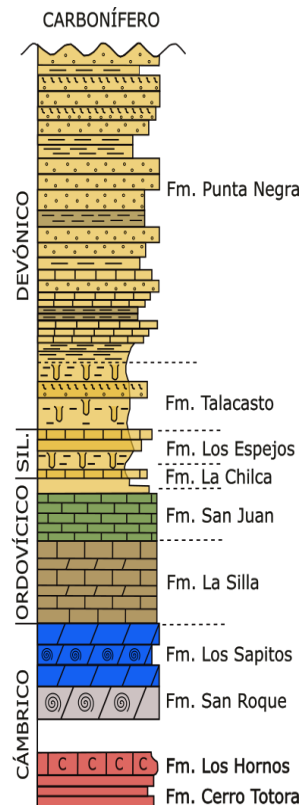


Figura 4: Esquema estratigráfico del Paleozoico inferior y medio de la provincia geológica de Precordillera Central. Se observa la posición y relación entre las principales unidades litoestratigráficas que la integran. Tomado de Peralta (2003).

ESTRUCTURA REGIONAL

Como se mencionó anteriormente, la provincia geológica de Precordillera ha sido subdividida en Occidental, Central y Oriental (Baldís et al. 1982; Baldís y Chebli, 1969; Ortiz y Zambrano, 1981). Estructuralmente, los sectores occidental y central están representados por una faja plegada y corrida epidérmica, mientras que el oriental corresponde a un bloque de basamento con una estructura con la misma vergencia que Sierras Pampeanas (Fig. 5). A raíz de este estilo estructural Precordillera Oriental es considerada por algunos autores como parte del dominio tectónico de las Sierras Pampeanas, por la presencia de fallas de alto ángulo y vergencia occidental que exponen en el piedemonte oriental de Precordillera, el basamento (Zapata y Allmendinger, 1996; Jordan et al., 1993; Siame et al., 2002). De acuerdo con Zapata y Allmendinger (1996), la interacción entre estos corrimientos con vergencias opuestas durante el Cenozoico, uno hacia el este de tipo andica y otro hacia el oeste de tipo pampeana,

favorecieron el desarrollo de una zona triangular de piel gruesa a lo largo de toda la depresión (Perucca y Vargas, 2014).

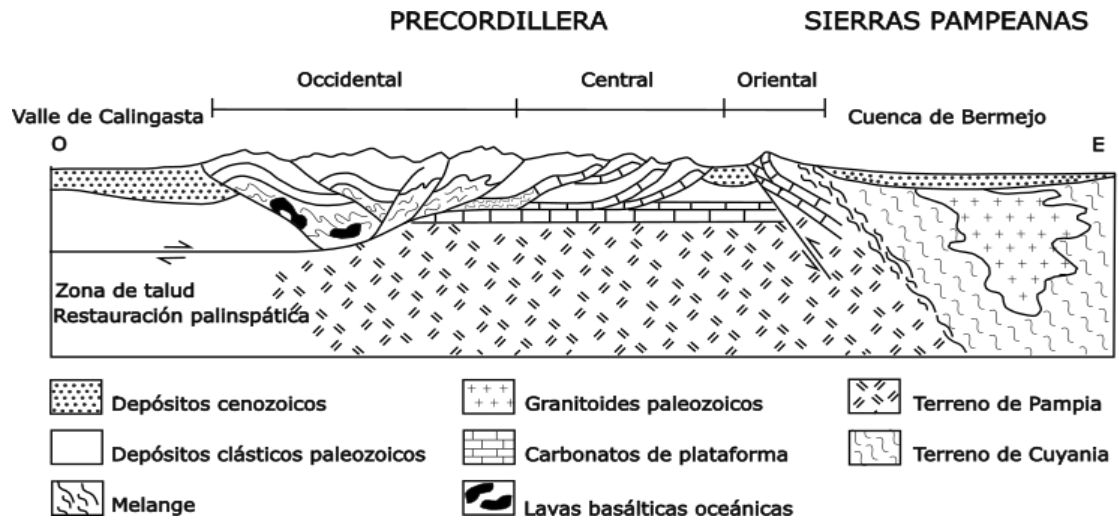


Figura 5: Sección estructural regional de Precordillera a lo largo del río San Juan. Tomada de Ramos et al., (1986).

El modelo tectónico que explica la deformación de Precordillera se conoce como “Zona triangular de piel gruesa” (Zapata y Allmendinger, 1993; 1996). En este modelo el sistema de deformación de piel gruesa controla la deformación del sistema de piel fina (en este caso la Precordillera Central), situación que se conoce como “tectónica de contrafuerte” (*buttressing tectonics*) (Beutner, 1977). En este modelo, la proximidad de los sistemas de deformación condiciona la actividad de estos. De este modo, cuando los dos sistemas de deformación se encuentran separados por un valle amplio, ambos sistemas permanecen activos, como al sur de la localidad de Niquivil. Cuando los dos sistemas se aproximan, el sistema de piel gruesa (Precordillera Oriental) repliega al sistema de piel fina (Precordillera Central).

Finalmente, cuando ambos sistemas colisionan, el sistema de piel gruesa corta y detiene la propagación hacia el antepaís de la deformación del sistema de piel fina. La deformación dentro del sistema de piel fina migra hacia el retropaís y se expresa como corrimientos fuera de secuencia (Zapata y Allmendinger, 1997).

El corrimiento más antiguo transportó las facies desorganizadas del talud continental (Formación Los Sombreros), pertenecientes a la Precordillera Occidental, sobre las facies de plataforma de la Precordillera Central (Fig. 6). Este corrimiento se emplazó durante la

deformación Chánica, dado que depósitos discordantes de edad carbonífera truncan la superficie de corrimiento. Tanto esta superficie como los depósitos carboníferos están cortados por la rampa de un nuevo corrimiento desarrollado fuera de secuencia, el cual da lugar a la duplicación de la Precordillera Central y Occidental, del mismo modo que las unidades estratigráficas se repiten en los mapas por un primer sistema de corrimientos (Alonso et al., 2016).

El levantamiento de la Precordillera Occidental también puede explicarse como resultado de fallas de empuje desprendidas a 10-15 km de profundidad. Un desplazamiento total andino de unos 45 km en la Precordillera es suficiente para explicar el levantamiento y las relaciones estructurales entre los depósitos terciarios y el basamento paleozoico en la sección del Río San Juan. La Precordillera Central puede representar la parte no metamórfica del cinturón de empuje del antepaís gondwánico, mientras que la Precordillera Occidental puede representar las partes internas de bajo grado metamórfico (Alonso et al., 2005).

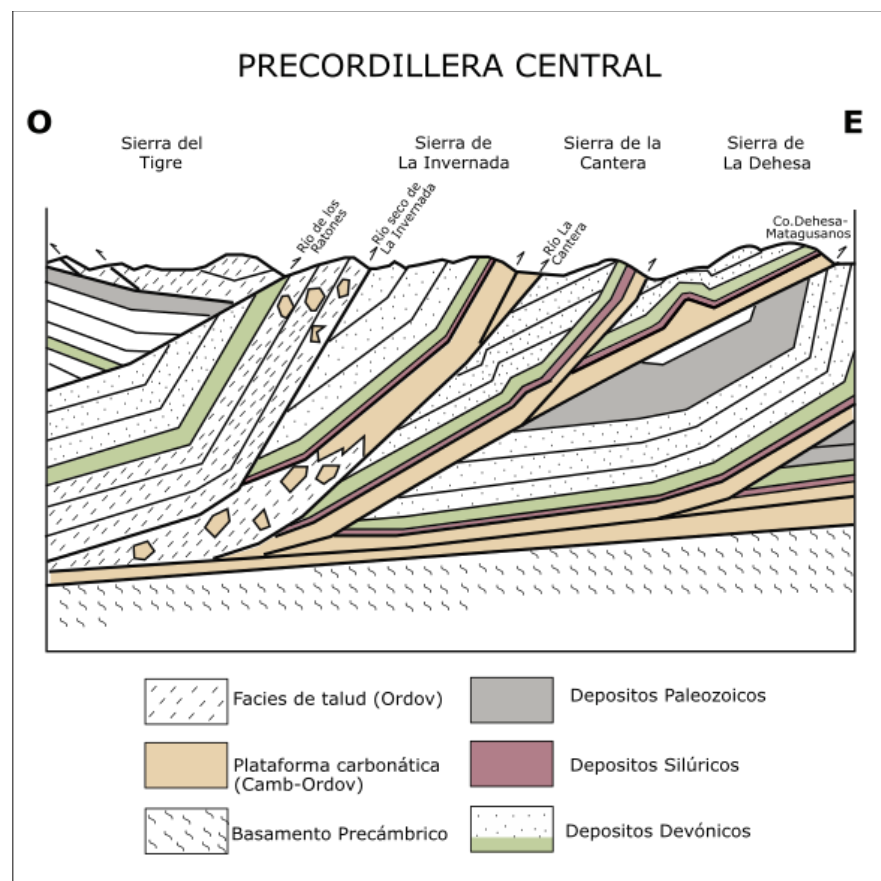


Figura 6: Sección estructural transversal de la Precordillera Central a lo largo del río San Juan. Modificada de Cristallini y Ramos (2000).

MAGMATISMO GONDWÁNICO

Durante la transición entre la amalgamación final de Pangea y el inicio de su fragmentación, en el Pérmico-Triásico, el borde sudoccidental de Gondwana fue afectado por un importante evento magmático caracterizado por el emplazamiento y extrusión de grandes volúmenes de rocas mayormente silícicas (Kay et al., 1989; Mpodozis y Kay, 1992; Llambias, 1999; Kleiman y Japas, 2009). Las rocas formadas durante este evento constituyen la denominada provincia magmática Choiyoi (Kay et al., 1989; Llambias, 1999), nombre derivado del Grupo Choiyoi, una extensa unidad volcánica de la Cordillera Frontal. Sus afloramientos cubren extensas áreas desde la Cordillera Principal del norte chileno (Breitkreuz y Zel, 1994; Munizaga et al., 2008) y la Puna de Argentina (Poma et al., 2014), atravesando gran parte de la Cordillera Frontal (Mpodozis y Kay, 1992; Llambias y Sato, 1995; Martin et al., 1999; Heredia et al., 2002; Gregori y Benedini, 2013; Hervé et al., 2014) y la provincia Sanrafaelino-Pampeana (Sruoga y Llambias, 1992; Llambias et al., 2003; Kleiman y Japas, 2009; Rocha-Campos et al., 2011) hasta el Macizo Nordpatagónico (Caminos et al., 1988; Rapela y Llambías, 1985; Pankhurst et al., 1992). Incluyen afloramientos menores en la Cordillera Principal y subsuelo de la Cuenca Neuquina (Llambias et al., 2007; Casé et al., 2008; Barrionuevo et al., 2013), Precordillera (Strazzere et al., 2006) y las Sierras Pampeanas Occidentales (Castro de Machuca et al., 2007; Martinez et al., 2012), hasta alcanzar las estribaciones occidentales del cratón del Río de La Plata (Gregori et al., 2003).

El magmatismo de la provincia Choiyoi fue emplazado con posterioridad, aunque en algunas regiones de manera parcialmente sincrónica (Kleiman y Japas, 2009), a una importante fase de deformación compresiva denominada fase San Rafael, que deformó las secuencias marino-transicionales del Carbonífero-Pérmico temprano de las cuencas de retroarco y antepaís del oeste de Argentina (Azcuy y Caminos, 1987; Ramos, 1988). La deformación debida a la fase San Rafael ha sido interpretada como la consecuencia de la somerización de la subducción de la placa Paleopacífica en el margen activo del suroeste de Gondwana (Kleiman y Japas, 2002, 2009; Martinez et al., 2006; Ramos y Folguera, 2009; Astini et al., 2009). Está caracterizada por el desarrollo de un arco magmático que cubrió una superficie superior a los 200.000 km², aunque en subsuelo alcanza cerca de los 500.000 km². Se extiende entre los 28° y 40° de latitud sur, abarcando un lapso temporal de 70 Ma aproximadamente, desde el Pérmico Medio hasta el Triásico Tardío (Martínez y Giambiagi, 2009).

Llambías (1999) separa el emplazamiento del Ciclo Magmático Choiyoi en dos dominios paleotectónicos: 1) el cinturón orogénico que corresponde al ámbito de la Cordillera Frontal,

Bloque de San Rafael y Cordillera Principal, y 2) el antepaís representado en la Precordillera, Sierras Pampeanas, Bloques de Chadilevú y Las Matras.

Llambías y Sato (1990, 1995) y Sato y Llambías (1993) diferenciaron a este ciclo magmático en una sección inferior (~ 286 a 260 Ma), de composición intermedia (granodioritas, andesitas y dacitas) con características geoquímicas de arco magmático, y una sección superior (~ 256 a 247 Ma) de composición silícica (granitos y riolitas) con características geoquímicas de ambiente postorogénico (Kay et al. 1989; Rapalini y Vilas 1991; Llambías y Sato 1995; Martínez et al. 2006; entre otros).

Rubinstein (1995) indica que esta provincia magmática tiene escasa expresión en el área de Precordillera, pero que generó extensos afloramientos hacia el oeste, en Cordillera Frontal, entre los que se encuentra el batolito de Colangüil. Esta misma autora, en el extremo sur de la Sierra de Volcán, en la Precordillera Occidental, describe rocas magmáticas y volcánicas con mineralización asociada en tres localidades: Carrizal de Arriba, Cerro Colorado y Malimán de Arriba.

Por su parte, Gallastegui et al. (2008) concluye que la edad del stock granodiorítico La Leona pone de manifiesto la existencia de magmatismo Gondwánico en la Precordillera Central.

ANTECEDENTES DEL ÁREA DE ESTUDIO

La primera información geológica del área corresponde a Furque (1973), quien le asigna al stock La Leona una edad carbonífera por correlación con los cuerpos intrusivos de Jáchal-Guandacol. Posteriormente, fue descrito por Furque y Caballé (1988) como Complejo Intrusivo La Leona, constituido por un cuerpo intrusivo principal y una red de diques comagmáticos.

Gallastegui et al. (2008) definen al cuerpo intrusivo como un stock bien circunscrito de aproximadamente 2 km² de superficie y morfología subcircular ligeramente alargada en dirección NO-SE. Está constituido en su mayor parte por una granodiorita biotítico-anfibólica de grano grueso que engloba abundantes enclaves microgranulares máficos de tendencia elipsoidal y agregados ultramáficos de tamaño inferior a 10 cm y formas más o menos angulosas, compuestos por hornblenda, epidota, titanita y minerales opacos.

De acuerdo con Gallastegui et al. (2008) el cuerpo intruye con contactos netos a la Formación Talacasto de edad silúrica en la que induce metamorfismo de contacto de alto grado que da lugar al desarrollo de corneanas con moscovita, biotita, granate, andalucita y fibrolita. El stock se encuentra asociado a una red de diques entre los que se distinguen aplitas, pórfidos dacíticos o riolíticos, y algunas apófisis del cuerpo principal.

Desde el punto de vista geoquímico este plutón está constituido por rocas con contenidos de 48-62 % de SiO₂, que definen una asociación calcoalcalina con contenidos normales en potasio y metaluminosa (Gallastegui et al., 2008). Los mismos autores realizaron análisis U-Pb en LA-ICP-MS en 19 circones de la facies granodiorítica principal permitiéndoles distinguir dos poblaciones. Una población de circones sin núcleos heredados y coronas alrededor de los núcleos que proporcionaron una edad concordia de $270.3 \pm 1.7\text{Ma}$ y otra población de circones, que corresponde a núcleos premagmáticos, obteniendo como resultado una edad concordia de $1065 \pm 11\text{Ma}$.

CAPÍTULO III: GEOLOGÍA DEL ÁREA

ESTRATIGRAFÍA LOCAL

A los fines prácticos de este Trabajo Final de Licenciatura y, de acuerdo con la bibliografía consultada y lo observado en terreno, se realiza a continuación una breve descripción de las unidades estratigráficas que componen el área de estudio.

ORDOVÍCIO INFERIOR - ORDOVÍCIO SUPERIOR BAJO

- Formación San Juan (Kobayashi, 1937)

Calizas, dolomías, lutitas negras y margas

Es una unidad carbonática expuesta en la Precordillera Central y Oriental, desde Guandacol al sur de la Provincia de La Rioja hasta el cerro La Cal en Mendoza, con un espesor promedio de 400 m. La Formación San Juan está datada en base a su contenido de conodontes con un rango que va desde el Tremadociano superior (Lehnert, 1995) hasta el Darriwiliano medio (Heredia y Mestre, 2011; Mestre, 2012; Heredia y Mestre, 2013).

La formación está compuesta principalmente por calizas compactas, margas y dolomías, de colores gris claro a oscuro, gris amarillento y algunos niveles de color anaranjado. Se encuentran bien estratificadas y, en general, están muy diaclasadas y fracturadas. Contienen nódulos de pedernal negro que llegan en algunos casos a formar lentes o líneas continuas dispuestas paralelamente a la estratificación. El espesor de los bancos es variable, y alcanzan en el área de la quebrada de El Palque de Pachaco (Fig. 7) los 3 metros de potencia. Allí tienen un rumbo aproximado norte-sur e inclinan al oeste (Astelmi et al., 2021).

La Formación San Juan es portadora de una abundante y variada fauna marina representada por conodontes, braquiópodos, graptolitos, moluscos, equinodermos, trilobites, esponjas, briozoos, ostrácodos y foraminíferos (Beresi, 1981; 1987 y 1990; Beresi et al., 1987; Sánchez et al., 1996; Albanesi et al., 1998; Carrera, 2003; Mestre et al., 2008; entre otros).

Estas calizas se vinculan a un ambiente de plataforma marina abierta. El estudio de sus biofacies determinó que la sedimentación tuvo lugar en regiones con características tropicales a subtropicales con escaso o inexistente aporte terrígeno y con elevadas temperaturas (Carrera, 1997; 2001).

- Formación Los Sombreros (Cuerda et al., 1983)

Conglomerados, areniscas y pelitas

La Formación Los Sombreros está compuesta por conglomerados, areniscas y pelitas con participación de olistolitos principalmente calcáreos, conocidos en la literatura geológica como Olistolitos Ojos de Agua.

Los conglomerados presentan estratificación grosera y se caracterizan por contener clastos, redondeados a subangulosos, de rocas metamórficas y granitoides y, en menor proporción y tamaño, de sedimentitas (areniscas, cuarcitas, cuarzo, pelitas y calizas); la matriz es arenosa y de color gris verdosa. Estos conglomerados contienen bloques de caliza gris a gris oscuro que pueden alcanzar un metro de espesor y 3 metros de largo, alineados según la estratificación. Por encima predominan las areniscas y limolitas verdes que incluyen numerosos olistolitos calcáreos de diversos tamaños que pueden llegar a medir cientos de metros de longitud.

De acuerdo con Banchig et al. (1990) estas sedimentitas corresponden a deslizamientos gravitacionales dentro de una secuencia turbidítica, acumulados en sectores proximales y medios de talud. Dentro de esta sucesión turbidítica, tanto los olistolitos calcáreos como clásticos (o la presencia de clastos de basamento) constituyen bloques resedimentados, cuyas diferencias composicionales llevaron a estos autores a interpretar, como una alternativa, la existencia de un talud con una sola área de aporte, pero con variaciones en el tiempo, del nivel del mar.

La Formación Los Sombreros abarca el lapso Tremadociano-Arenigiano, con *Dictyonema sp.* y *Callograptus sp.*, y el Llandeiliano-Caradociano, con *Nemagraptus gracilis* (sensu Bordonaro et al., 1999), es decir, Ordovícico inferior a superior bajo.

Los límites de la unidad son tectónicos. Al este está demarcada por un corrimiento que la pone en contacto con las epiclastitas devónicas de la Formación Punta Negra y al oeste por otro corrimiento que la coloca en contacto con las sedimentitas ordovícicas, también marinas, de la Formación Portezuelo del Tontal.

ORDOVÍCICO SUPERIOR - SILÚRICO INFERIOR

- Formación Los Bretes (Hirnantiano? - Wenlockiano temprano)

Conglomerados, fangolitas moradas

Sus afloramientos se reconocen desde la quebrada del Agua del Medio hasta el área del río San Juan, donde sus depósitos se observan en relación erosiva sobre la Formación San Juan. Su reconocimiento y descripción inicial, en el área de Pachaco, corresponde a Peralta y León

(1993), quienes introdujeron la denominación informal de “Facies Pachaco de la Formación Tambolar”, considerándola equivalente distal de la Formación Tambolar.

Con el nombre de Formación Los Bretes se reconoce a la sucesión con ligero arreglo estratograno creciente, limitada en la base y techo por paraconcordancias, que la separan en la base de las calizas eo-ordovícicas de la Formación San Juan, y en el techo de las pelitas basales de la Formación Los Espejos, secciones de Hualilán, Agua del Puntudo, Los Bayos, Agua del Medio, Los Bretes y La Cantera (Fig. 7), o bien de las pelitas basales de la Formación Punta Negra en el área de Pachaco. El nombre de la unidad proviene de la Quebrada Los Bretes, ubicada en el flanco oriental de la sierra de la Invernada, donde inicialmente fueron reconocidos sus afloramientos, pero el tectonismo impide la definición de su estrato-tipo.

La Formación Los Bretes está integrada por dos miembros: inferior de fangolitas verdes y superior de fangolitas moradas (Peralta y León, 1993). El miembro inferior presenta un conglomerado basal, de coloración pardo-oscuro, geometría tabular (mantiforme), fábrica clasto-soportada. Está integrado predominantemente por clastos de chert, texturalmente maduros, con tamaños que alcanzan los 9 cm. La matriz es escasa, tamaño arena mediana a gruesa, compuesta principalmente por granos de chert, en menor proporción de cuarzo y subordinadamente de limolita. Continúan las fangolitas de coloración morada, que en partes muestran típica textura moteada por concentración de materia orgánica debido a bioturbación. En este miembro se carece de registro de fósiles diagnósticos, pero considerando la edad hirnantiana asignada al conglomerado basal con clastos de chert en Talacasto (Cuerda et al., 1988), y el registro en el miembro superior suprayacente, de una fauna de braquiópodos que indica una edad wenlockiana (Benedetto y Franciosi, 1998), sugieren una edad Hirnantiano a Wenlockiano para este miembro, lo que permite su correlación con la parte inferior de la Formación La Chilca.

Según Peralta (2013) la Formación Los Bretes es un equivalente lateral de la Formación La Chilca, con posición estratigráfica infrayacente respecto a la Formación Los Espejos. Esta caracterizada esencialmente por macrofaunas (graptolitos, braquiópodos) y microfaunas (palinomorfos y conodontes) como formas diagnósticas del Silúrico medio-superior. Esto le permite señalar que la edad de la Formación Los Bretes (=Facies Pachaco de la Formación Tambolar) no puede ser más moderna que la edad wenlockiana asignada a la base de la suprayacente Formación Los Espejos en base a su contenido paleobiológico.

SILÚRICO

- Formación Los Espejos (Cuerda, 1966)

Lutitas verdes y moradas, pelitas y areniscas

Se caracteriza por su arreglo general estrato-grano creciente, la coloración verde y morada de su parte inferior, verde oliva de su parte media, y pardo a gris verdosa de los niveles limo-arenosos de su parte superior.

Desde la quebrada de Los Bretes (Fig. 7), en dirección al área del Río San Juan, se produce el gradual acuñaamiento y desaparición de la Formación Los Espejos, razón por la cual no aflora en el área de Pachaco, y solo se encuentran depósitos resedimentados en olistostromas del Devónico post-Formación Punta Negra.

Baldis y Peralta (1999) reconocen tres miembros en la Formación Los Espejos. El miembro inferior de lutitas verdes y moradas: esta unidad, desde Hualilán hasta la quebrada de La Cantera, yace en paraconcordancia sobre depósitos de la Formación La Chilca, y su equivalente Formación Los Bretes. El mismo está constituido por lutitas de coloración verdosa y morada en alternancia, entre los que intercalan niveles fangolíticos bioturbados y de concreciones pelítico-fosfáticas de 1 a 10 cm de diámetro. En la parte superior predominan capas delgadas de limolitas verdosas, que pasan en transición a los niveles psamíticos del miembro medio. En esta unidad son frecuentes trazas fósiles de la icnofacies de Cruziana, tales como *Paleophycus*, *Rusophycus*, *Planolites*, *Chondrites*, entre otros.

Miembro medio de pelitas y areniscas: está integrado por niveles de fangolitas bioturbadas, de coloración verdosa a verde-grisásea, con intercalaciones de capas de arenisca fina con acumulaciones bioclásticas, de hasta 10 cm de espesor, portadoras de braquiópodos, entre los cuales se reconocen *Clarkeia tambolarensis*, *Leptaena argentina*, *Australina jachalensis*, *Harringtonina? sp.*, *Castellaroina?*, y a las que se asocian restos de trilobites, corales, ostrácodos y tentaculitoideos.

El miembro superior de areniscas y fangolitas: está compuesto por capas de vaques verdosos a gris verdoso, bioturbados, con intercalaciones subordinadas de fangolitas. Son frecuentes las capas con estratificación cruzada en domo o “HCS” (*Hummocky Cross Stratification*), y capas gradadas (tempestitas) a las que se asocian acumulaciones bioclásticas dominadas por *Clarkeia tambolarensis*, *Leptaena argentina*, *Australina jachalensis*, *Harringtonina? sp.*, y trazas fósiles de la icnofacies de Cruziana. Este miembro es cubierto en paraconcordancia por las pelitas transgresivas de la base de la Formación Punta Negra.

Su edad ha sido establecida en el Wenlockiano medio para el miembro inferior, en base al registro de la “primera asociación de braquiópodos” descrita por Benedetto et al. (1992), alcanzado hasta el Ludlowiano inferior en el miembro superior, de acuerdo con el registro de *Monograptus uncinatus* var. *notouncinatus*, *Saetograptus argentinus* (Cuerda, 1969) y *Saetograptus (Colonograptus) roemeri* (Rickards et al., 1996).

DEVÓNICO

- Formación Punta Negra (Baldis, 1973)

Areniscas y pelitas

En el área de la sierra de La Invernada, su base se observa en relación paraconcordante con la Formación Los Espejos (Silúrico medio - superior), mientras que en el área de Pachaco sobreyace en igual relación a la Formación Los Bretes (Hirnantiano - Wenlockiano). En la parte superior está cubierta en relación erosiva (paraconcordancia) por depósitos de olistostroma de la Formación Los Sombreros.

Según Peralta (2013), la Formación Punta Negra presenta plegamiento local y está intruida por filones de dacita hipabisal del Neógeno.

Esta unidad presenta dos Miembros: Uno inferior de pelitas verdes y moradas, de distribución regional en todo el ámbito de la Precordillera Central de San Juan; y el superior, que constituye por lo general entre el 70% y 80% del espesor de la unidad, caracterizado por el gradual incremento hacia arriba de términos arenosos (vaques), con intercalaciones de pelitas que contienen restos de plantas; *Haplostigma*, *Cyclostigma* (Frenguelli 1951; 1952), entre otras.

El miembro inferior de pelitas verdes moradas: alcanza hasta 50 metros de espesor, se caracteriza en la parte inferior por una alternancia de pelitas de coloración verdosa y morada, que contienen intercalaciones de niveles con concreciones lenticulares fosfáticas. En la parte superior intercalan esporádicamente con las pelitas, capas finas (< 10 cm) de vaques y pelitas de coloración verdosa con restos de plantas, fauna marina integrada por *Loxonema sp.*, *Platyostoma allardycei* y *Eodevonaria sp.*, además de formas de trilobites y briozoarios.

El miembro superior alcanza hasta 450 metros de espesor, y su base es transicional respecto al Miembro inferior, está integrado por una alternancia de vaques y pelitas de coloración verde grisácea, cuyas relaciones porcentuales varían marcadamente de base a techo, con predominio de pelitas en la parte inferior, y de las areniscas en la parte superior, lo que confiere a esta unidad arreglo regresivo, estrato-granocreciente.

En toda la sucesión es frecuente la presencia de trazas fósiles de la icnofacies de Cruziana (Peralta y Ruzyski, 1990), y de restos macerales de vegetales o bien como detritos (“*debris*”). Se observan estructuras de deformación por carga, tales como escape de agua, laminación convoluta y, en el tope de las capas, estructuras de retrabajamiento de oleaje, que indican ambiente de plataforma.

PÉRMICO

- Intrusivo La Leona

- Granodiorita*

Según Gallastegui et al. (2008), Furque (1973) y Furque y Caballé (1988), el cuerpo intrusivo La Leona consiste en un stock bien definido constituido principalmente por una granodiorita biotítica-anfibólica de grano grueso y datado mediante análisis U-Pb arrojando una edad de 270.3 ± 1.7 Ma.

Aflora en el flanco oriental de la Sierra de la Invernada, unos 18km antes de Pachaco (Fig. 7) e intruye unidades silúricas - devónicas de la Formación Los Bretes y Los Espejos.

Dado al escaso conocimiento disponible sobre este cuerpo, el objetivo de este informe es ampliar nuestra comprensión del mismo.

NEÓGENO

- Formación Albarracín (Leveratto, 1968)

- Areniscas, pelitas, niveles carbonosos, niveles de bentonitas y conglomerados*

Se trata de sedimentitas continentales terciarias, divididas en tres miembros según Sumay (1980) y, Cevallos y Milana (1992), de acuerdo con sus características litológicas: un miembro basal pelítico-arenoso, un miembro medio arenoso y un miembro superior conglomerádico arenoso.

El miembro inferior corresponde a un ambiente continental de tipo lagunar-palustre y fluvial efímero (Milana et al., 1993) de areniscas limosas rojizas, con yeso intersticial, algunos niveles con clastos angulosos del Devónico y por encima bancos pelíticos asociados a niveles de bentonitas de color blanco o verdoso. Luego durante el miembro medio, se desarrolló un ambiente eólico evidenciado por las areniscas de grano fino a grueso, con estratificación entrecruzada de gran escala. En este desierto eólico participaron principalmente dunas tipo barjanes, y en menor proporción tipo *seifs* (Cevallos y Milana, 1992).

El miembro superior está constituido por bancos areno-conglomerádicos, que internamente gradan desde conglomerados en la base a areniscas gruesas o medias, con estructuras de corte y relleno. También alternan bancos de areniscas finas, macizas o estratificadas, en parte bioturbadas, lo que indicaría la instalación nuevamente de un sistema fluvial entrelazado, efímero, con facies de relleno de canal y más finas de planicie de inundación (Milana et al. 1993). Los niveles tobáceos indican caída de cenizas coetánea con la sedimentación, producto de actividad volcánica circundante.

Estas epiclastitas ocupan depresiones alargadas en sentido general norte-sur y se disponen en discordancia angular sobre las sedimentitas marinas de la Formación Punta Negra y las continentales de la Formación La Deheza y, mediante relación de falla con las sedimentitas paleozoicas de las formaciones San Juan, Los Sombreros, Portezuelo del Tontal y Tambolar. Las mismas están cubiertas en discordancia angular por distintos niveles cuaternarios.

- Cuerpos subvolcánicos

- Andesitas y dacitas*

Furque et al. (1999), indican que se trata de diques subvolcánicos y otros cuerpos intrusivos menores. Principalmente consisten en andesitas basálticas, andesitas y pórfidos andesíticos y dacíticos. Son de colores claros, de gris a gris bien blanquecino, de grano muy fino y alcanzan los 2 m de espesor.

Se emplazan siguiendo zonas de debilidad generadas por fallas de estratificación, o levemente oblicuas a la estratificación, de dirección predominante N-S, que serían el resultado de la tectónica andina (Furque, 1983).

La edad de estas rocas fue asignada al Mioceno en base a dos dataciones radimétricas (K/Ar) de 21 ± 5 Ma y 16 ± 5 Ma, dadas a conocer por Simón (1985) para diques que se encuentran en el Distrito Minero de Huachi. Este autor, sin embargo, también obtuvo otra edad de 30 ± 5 Ma, por lo cual no se descarta que el volcanismo haya comenzado en el Paleógeno.

Peralta (2013), considera que estos cuerpos subvolcánicos, de edad miocena, intruyen numerosas veces en las secciones de Los Bayos, Agua del Puntudo y Los Bretes a la Formación Punta Negra, también a la Formación Los Espejos en la quebrada de la Cantera, y a las calizas de la Formación San Juan en los cerros de Hualilán y cerro Blanco de Pachaco.

Angelelli (1984) describe además un proceso intenso de alteración hidrotermal relacionado con la intrusión de estas dacitas.

CUATERNARIO

- Sedimentos pedemontanos e intramontanos antiguos (Anselmi et al., 2021)

Gravas gruesas y arenas

Estos depósitos pleistocenos están integrados por gravas y arenas no consolidadas cuya litología varía de acuerdo con la composición de los cordones montañosos circundantes.

Representan el relleno sedimentario de los valles longitudinales intermontanos y del piedemonte occidental de Precordillera. Corresponden a niveles de agradación antiguos ubicados a diferentes alturas relativas, constituidos por abanicos y planicies aluviales, bajadas pedemontanas y conos de detritos. Una característica de estos depósitos es que preservan, en muchos casos, sus geoformas originales.

En cuanto a sus relaciones estratigráficas, se disponen en discordancia angular sobre las rocas de las unidades previas. Si bien no se cuenta con dataciones de estos depósitos, se los podría atribuir tentativamente al Pleistoceno por su posición estratigráfica, grado de disección y presencia de abundantes pátinas ferruginosas.

- Sedimentos aluviales y coluviales (Anselmi et al., 2021)

Gravas, arenas y limos

El desarrollo de estos depósitos se reconoce en toda el área. Se trata de sedimentos asociados con abanicos aluviales, conos detríticos, bajadas y pequeños cursos fluviales, que están integrados por gravas, arenas y limos.

La composición de los sedimentos varía de acuerdo con el área fuente circundante, en general los clastos son angulosos, evidenciando un corto transporte o son redondeados cuando provienen del retrabajo de depósitos previos.

Estos sedimentos tendrían una edad que abarca desde el Pleistoceno superior hasta la actualidad.

ESTRUCTURA LOCAL

El área de estudio queda comprendida en el sector oriental de la Sierra de La Invernada. Esta última se extiende con rumbo N-S sobre el borde occidental de Precordillera Central, desde el área de Hualilán hasta el margen norte del río San Juan (Fig. 7). Limita al oeste con el valle de La Invernada, que la separa de la Sierra del Tigre, correspondiente a la Precordillera Occidental, y al este por una serie de depresiones intermontanas que la separan del resto de la Precordillera Central (Peralta, 2013).

Los depósitos aflorantes de la Sierra de La Invernada integran una sucesión eopaleozoica limitada por dos corrimientos con vergencia oriental; al este por el Corrimiento Hualilán-Pachaco, que levanta las calizas de la Formación San Juan, y al oeste por el Corrimiento La Invernada (Fig. 7), que sobrepone sedimentitas del Ordovícico superior de la Formación Sierra de la Invernada a depósitos devónicos. La sucesión se observa afectada por plegamiento de tipo armónico (Furque, 1983; Furque y Caballé, 1990; Caballé et al., 1992), que se acentúa hacia el frente del corrimiento.

Al este de la zona de estudio se reconoce el Sistema de Falla La Cantera (SFLC) (Ver Anexo N° 1) que es una de las principales estructuras activas en el ámbito de la Precordillera Central y que se extiende por 47 km a lo largo del valle que separa las sierras de La Cantera y La Invernada y que es coincidente con el curso del río La Cantera. La orientación promedio de las fallas es norte - sur y buzan al oeste entre 15° y 30° en el tramo norte, aproximadamente 40° en el tramo central y hasta 60° en el extremo sur. La estructura es fundamentalmente un cabalgamiento que deforma y desplaza todos los niveles de abanicos aluviales del Pleistoceno y Holoceno pertenecientes al piedemonte occidental de la Sierra de La Cantera y está definida por una serie de geoformas típicas de fallamiento activo de carácter compresivo, entre las que se destacan escarpes de falla a contrapendiente, escarpes flexurales, terrazas fluviales escalonadas, lagunas de falla, redes en rastrillo, cauces desplazados, obturados, colgados y con diferentes grados de incisión (Perucca et al., 2014) .

Por otra parte, a partir del análisis de anomalías gravimétricas regionales y locales, Alcacer Sanchez et al. (2023) encontraron evidencias de actividad tectónica del Pleistoceno tardío al Holoceno en la depresión Hualilán – La Cantera, coherente con el estilo estructural de faja plegada y corrida de la Precordillera Central. Dichos autores describen dos fallas cuaternarias con rumbo oeste–este. Estas fallas inversas con vergencia norte colocan rocas sedimentarias del Oligoceno-Mioceno sobre gravas aluviales del Cuaternario. Una de ellas, denominada Falla Divisadero Coba Rubia (FDCR) (Ver Anexo N° 1), actúa como una suave divisoria de aguas que separa dos cuencas alargadas de norte a sur con sentidos de flujo de agua opuestos. Uno de ellos es el río Hualilán que fluye de sur a norte y el otro corresponde al río La Cantera que fluye de norte a sur hasta el río San Juan.

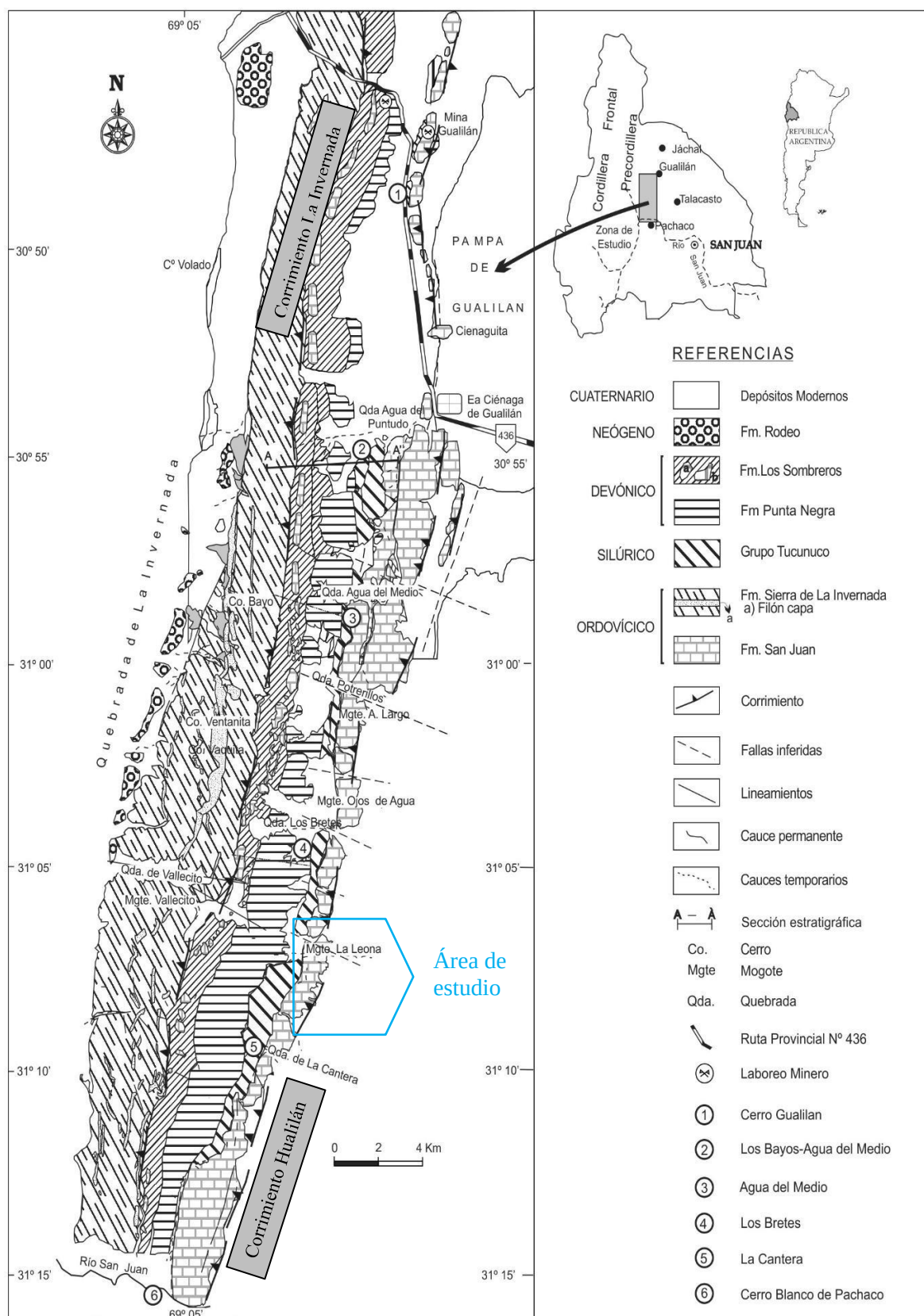


Figura 7: Mapa geológico de la Sierra de la Invernada. Tomado de Peralta (2013).

CAPÍTULO IV: SENSORES REMOTOS APLICADOS AL INTRUSIVO LA LEONA

La aplicación de técnicas de sensores remotos constituye una poderosa herramienta para discriminar litologías, alteraciones minerales y resaltar rasgos estructurales, entre otras aplicaciones.

El término Sensores Remotos se utiliza para designar al estudio que se realiza con sensores de energía electromagnética. Estos sensores remotos operan desde aeronaves y plataformas espaciales, que obtienen información de la superficie terrestre de manera permanente. La información así obtenida, es el resultado de las variaciones electromagnéticas que sufre la energía solar al incidir sobre los diversos materiales que componen la superficie terrestre (agua, suelo, rocas, etc.). Estas variaciones de radiación se registran en diferentes rangos (bandas) de longitudes de onda del espectro electromagnético, desde infrarrojas hasta visibles (0,45 al 2,35 μm) (Perez, 2007).

IMÁGENES LANDSAT

Las misiones Landsat se componen actualmente de ocho satélites operativos de observación de la Tierra que llevan sensores remotos para recopilar datos e imágenes de nuestro planeta como parte del Programa Nacional de Imágenes Terrestres (NLI) del Servicio Geológico de EE. UU. (USGS).

Landsat 9 es una asociación entre USGS y la NASA que tiene como objetivo repetir las observaciones globales para monitorear, comprender y gestionar los recursos naturales de la Tierra. Este satélite lleva dos instrumentos científicos, el *Operational Land Imager 2* (OLI-2) y el *Thermal Infrared Sensor 2* (TIRS-2). El OLI-2 captura observaciones de la superficie de la Tierra en bandas visibles, del infrarrojo cercano y del infrarrojo de onda corta, y el TIRS-2 mide la radiación infrarroja térmica, o calor, emitida desde la superficie de la Tierra.

El OLI-2 proporciona datos para nueve bandas espectrales con una distancia máxima de muestreo en tierra (GSD) de 30m para todas las bandas excepto la banda pancromática, que tiene una GSD de 15m (USGS, Landsat 9 s.f.).

- Banda 1 - Aerosoles costeros (0.43 - 0.45 μm) - 30m
- Banda 2 - Azul (0.450 - 0.51 μm) - 30m
- Banda 3 - Verde (0.53 - 0.59 μm) - 30m
- Banda 4 - Rojo (0.64 - 0.67 μm) - 30m

- Banda 5 - Infrarrojo cercano (NIR) - (0.85 - 0.88 μm) - 30m
- Banda 6 - Infrarrojo de onda corta (SWIR 1) - (1.57 - 1.65 μm) - 30m
- Banda 7 - Infrarrojo de onda corta 2 (SWIR 2) - (2.11 - 2.29 μm) - 30m
- Banda 8 - Pancromática (PAN) - (0.50 - 0.68 μm) - 15m
- Banda 9 - Cirrus (1.36 - 1.38 μm) - 30m

El sensor infrarrojo térmico 2 (TIRS-2) de Landsat 9 mide la radiación térmica emitida desde la superficie terrestre en dos bandas de infrarrojo térmico. Proporciona dos bandas espectrales con una distancia máxima de muestreo en tierra de 100m para ambas bandas.

- Banda 10 - Termal infrarrojo 1 (TIRS 1) - (10.6 - 11.19 μm) - 100m
- Banda 11 - Termal infrarrojo 2 (TIRS 2) - (11.5 - 12.51 μm) - 100m

METODOLOGÍA PARA EL PROCESAMIENTO DE IMÁGENES

La información satelital Landsat 9 con la que se trabajó en el presente estudio, fue adquirida en el sitio web USGS (<https://earthexplorer.usgs.gov/>) perteneciente al Servicio Geológico de los Estados Unidos. La fecha de adquisición de la imagen corresponde al 15 de agosto de 2023 (path: 232, row: 082).

La imagen de satélite está sometida a una serie de interferencias que hacen que la información que quiere obtenerse aparezca perturbada por una serie de errores, como, por ejemplo, fallos en los sensores, alteraciones en el movimiento del satélite y el mecanismo de captación de los sensores, interferencia de la atmósfera, etc. Es por ello, que es necesario realizar como primera acción, las correcciones de dichas imágenes.

Para poder realizar la corrección atmosférica de Landsat se utilizó el software QGis y desde la sección preprocesamiento de SCP (*Automatic Classification Plugin*), se incorporan las bandas de trabajo desde la pestaña específica de Landsat. Es necesario indicar la ruta donde se encuentran las bandas y también, la ruta donde se encuentra el archivo de metadatos de Landsat. Dentro de las funciones de procesado se debe marcar “Aplicar corrección atmosférica DOS1”. Una vez configurados los apartados, debe activarse el botón “RUN” y asignar una ruta donde guardar las réplicas de las bandas corregidas atmosféricamente y dejar que el plugin SCP genere la corrección de las imágenes.

Tras la corrección atmosférica de Landsat, se procede a realizar los juegos de bandas y generar un nuevo ráster a partir del conjunto de bandas.

Sobre la imagen de salida, se realizaron mapas en escala 1:50.000 de cada una de las composiciones para un mejor detalle.

PROCESAMIENTO DE IMÁGENES

La información espectral es recolectada por los sensores remotos en las diferentes porciones (bandas) del espectro electromagnético. Las variaciones que sufren las ondas electromagnéticas al incidir sobre los materiales de la superficie terrestre están directamente relacionadas con la naturaleza y composición de estos. Cada banda realza una o varias características de la superficie (vegetación, suelo, agua, rocas, litologías, etc.). Esto permite codificar la información destacando los aspectos deseados y asociarlos con un color o franja espectral conocida denominada RGB (rojo, verde y azul respectivamente).

Para el procesamiento se utilizó el programa libre QGIS 3.36 donde se aplicaron diferentes combinaciones y operaciones de cociente de bandas con el único fin de discriminar unidades estratigráficas, zonas de alteración, contactos, estructuras, etc.

Estas observaciones fueron acompañadas por el reconocimiento estructural y litológico del área y de los antecedentes bibliográficos.

INTERPRETACIÓN DEL ANÁLISIS DE LAS IMÁGENES SATELITALES

A partir de la imagen satelital se generaron varias composiciones de color (RGB: 742, 645, 457 y 574), sobre las que se realizó una interpretación geológica preliminar. Fue posible reconocer las principales unidades geológicas y lineamientos estructurales más importantes.

Asimismo, se generaron distintos cocientes entre bandas con el objetivo de detectar la presencia de zonas de alteración hidrotermal o metamórfica en los alrededores del intrusivo. Los cocientes utilizados fueron (6/7;4/2;5/4), (6/7; 4/2;5/4).

Teniendo en cuenta los resultados de Marchionni et al. (2009), la primera combinación color fue RGB: 742. El resultado permitió diferenciar con claridad los límites entre las diferentes unidades litoestratigráficas de la zona (Fig. 8). Las tonalidades más blanquecinas resaltan los largos cordones de rocas carbonáticas y los diques miocenos, mientras que las tonalidades pardo-amarillentas y azul-verdosas representan las rocas sedimentarias de las formaciones Los Espejos y Los Bretes respectivamente. El intrusivo La Leona también se observa de color claro a blanquecino y en la parte superior se destaca un halo o aureola en su borde de color pardo-rojizo.

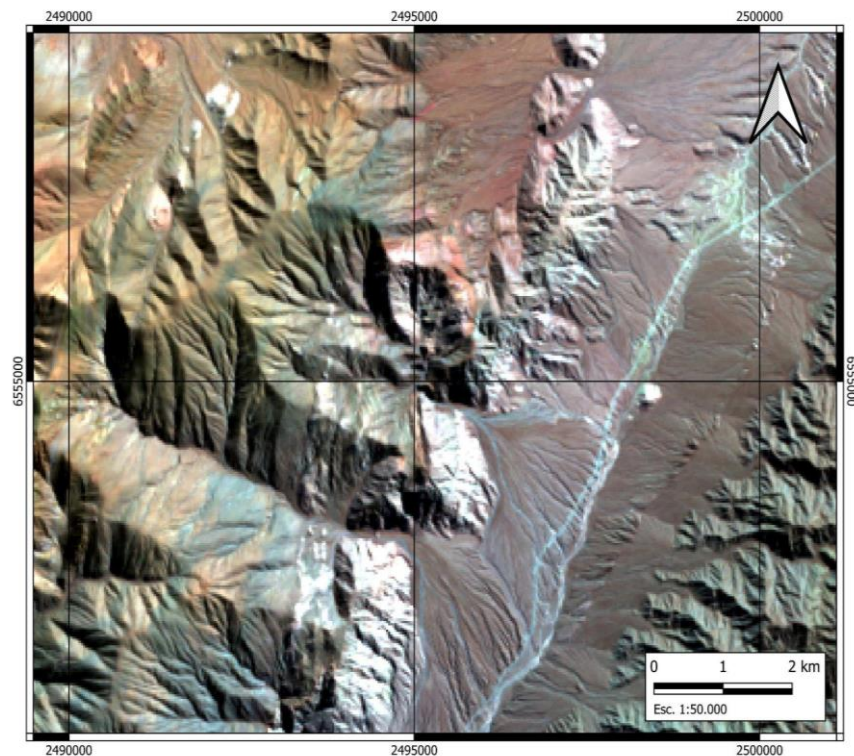


Figura 8: Combinación RGB 742, se observa con claridad un borde color rojizo en la parte superior del intrusivo.

La siguiente composición fue el RGB 645 (Fig. 9), donde se observa una marcada diferencia de tonos en el cuerpo de las calizas entre un color gris claro en la base y gris oscuro en la parte superior. Los cuerpos intrusivos se reconocen en colores claros, mientras que las lutitas se distinguen por presentar tonos pardo-rojizos y verdosos. El material detrítico se ubica al pie de las zonas morfológicamente más altas y también en el interior de las quebradas, destacándose por presentar colores morados.

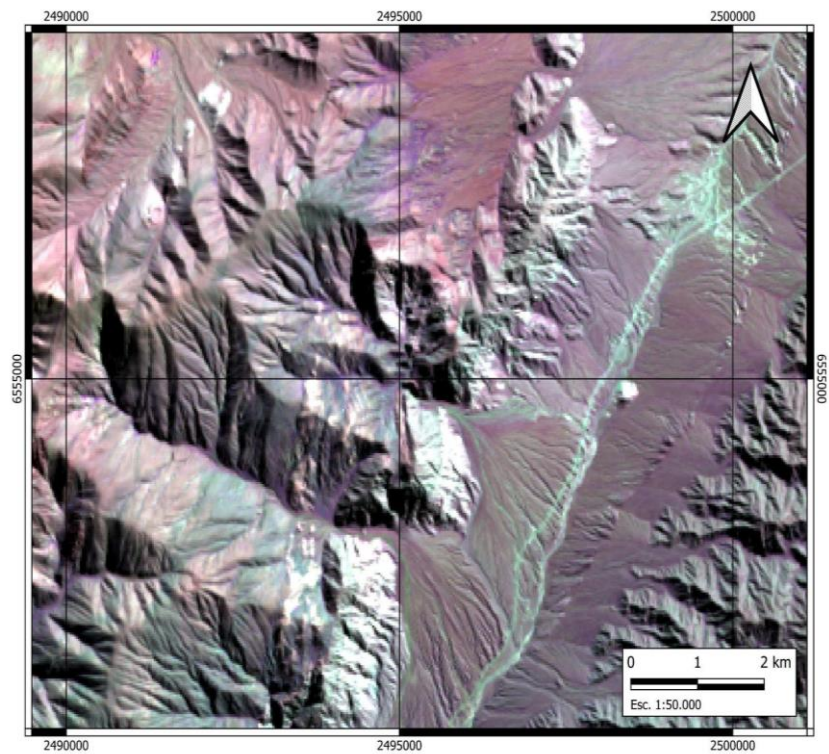


Figura 9: Combinación RGB 645, resalta una diferencia de tonalidades en las calizas, la parte superior es más oscura que la inferior.

La tercera combinación RGB es la 457 (Fig. 10), donde al igual que en la imagen anterior, se distingue una diferencia de tonalidad en los colores de las calizas, mientras que entre las lutitas de las formaciones Los Bretes y Los Espejos, es más difícil distinguir el límite entre ambas formaciones, observándose con colores que varían en la gama de los azules/morados.

El color verde en los abanicos y quebradas corresponde a material detrítico, mientras que el en el borde superior del intrusivo La Leona se observa un borde de color azul.

Las rocas ígneas correspondientes a los diques y al stock se ven en tonalidades claras.

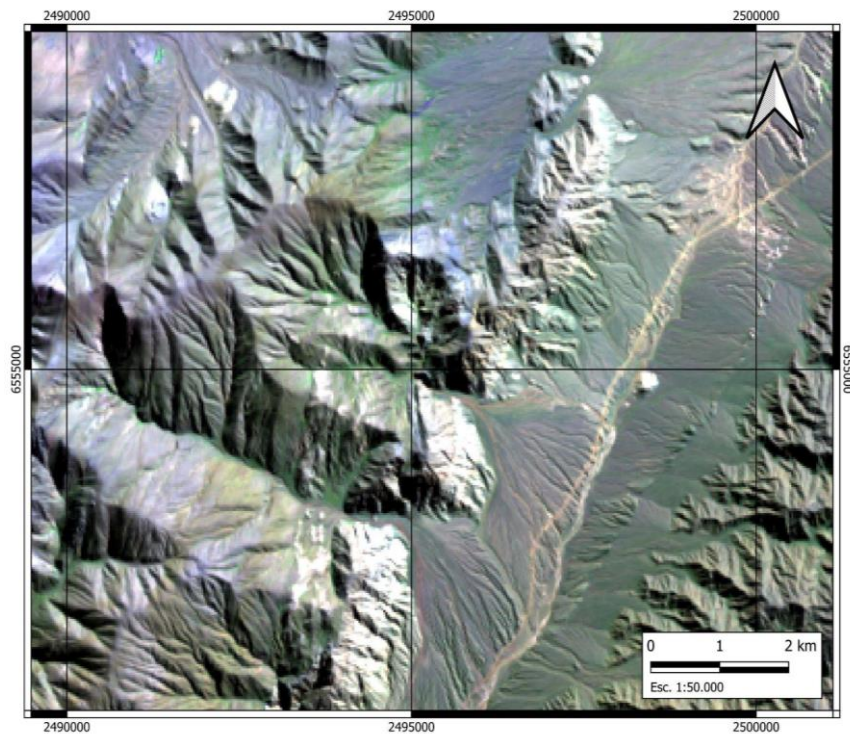


Figura 10: Combinación RGB 457, realza el borde superior del intrusivo en tonos más azules, mientras que los sedimentos en quebradas y piedemontes se ven verdes.

La última composición de bandas fue el RGB 574 (Fig. 11). Esta se caracteriza por la predominancia de colores verdes y morados. Al igual que en las imágenes anteriores, las calizas se presentan en tonos que van del gris claro a blanquecino, mientras que las lutitas de la Formación Los Bretes destacan en tonalidades moradas que se mezclan con los verdes de la Formación Los Espejos. Aunque los diques no se aprecian tan claramente como en las imágenes previas, se pueden observar en tonos más claros. Además, se nota una variación en el material detrítico, que en esta ocasión se muestra en tonalidades naranjas y rojizas. Por último, el borde superior del intrusivo resalta en color verde claro.

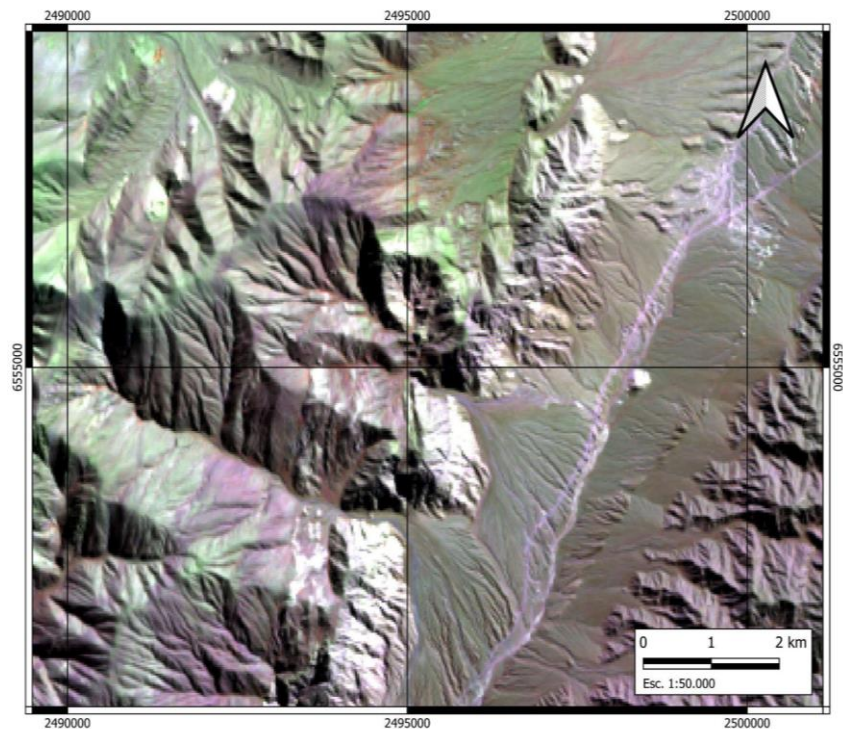


Figura 11: Combinación RGB 574, permitió diferenciar las lutitas de la Fm. Los Bretes y Los Espejos. Las primeras se observan en colores pardo rojizos, mientras que las siguientes presentan tonalidades verdosas.

Para detectar zonas de alteración se realizaron nuevas combinaciones de color a partir de las imágenes de cociente. Para este análisis se utilizaron los cocientes 5/1 y 5/4 que, Gad et al. (2005) utilizó con otros cocientes, para resaltar rocas metamórficas como serpentinitas o rocas metavolcánicas. También se tomó como referencia los cocientes 6/7 y 4/2 utilizados por Marchionni et al. (2009) para resaltar zonas de alteración con elevada respuesta espectral a los minerales de arcillas y carbonatos.

Luego de varias pruebas, se seleccionaron las imágenes que mostraron mejor capacidad de discriminación entre las zonas alteradas y no alteradas, rasgos morfológicos y estructurales (Fig. 12).

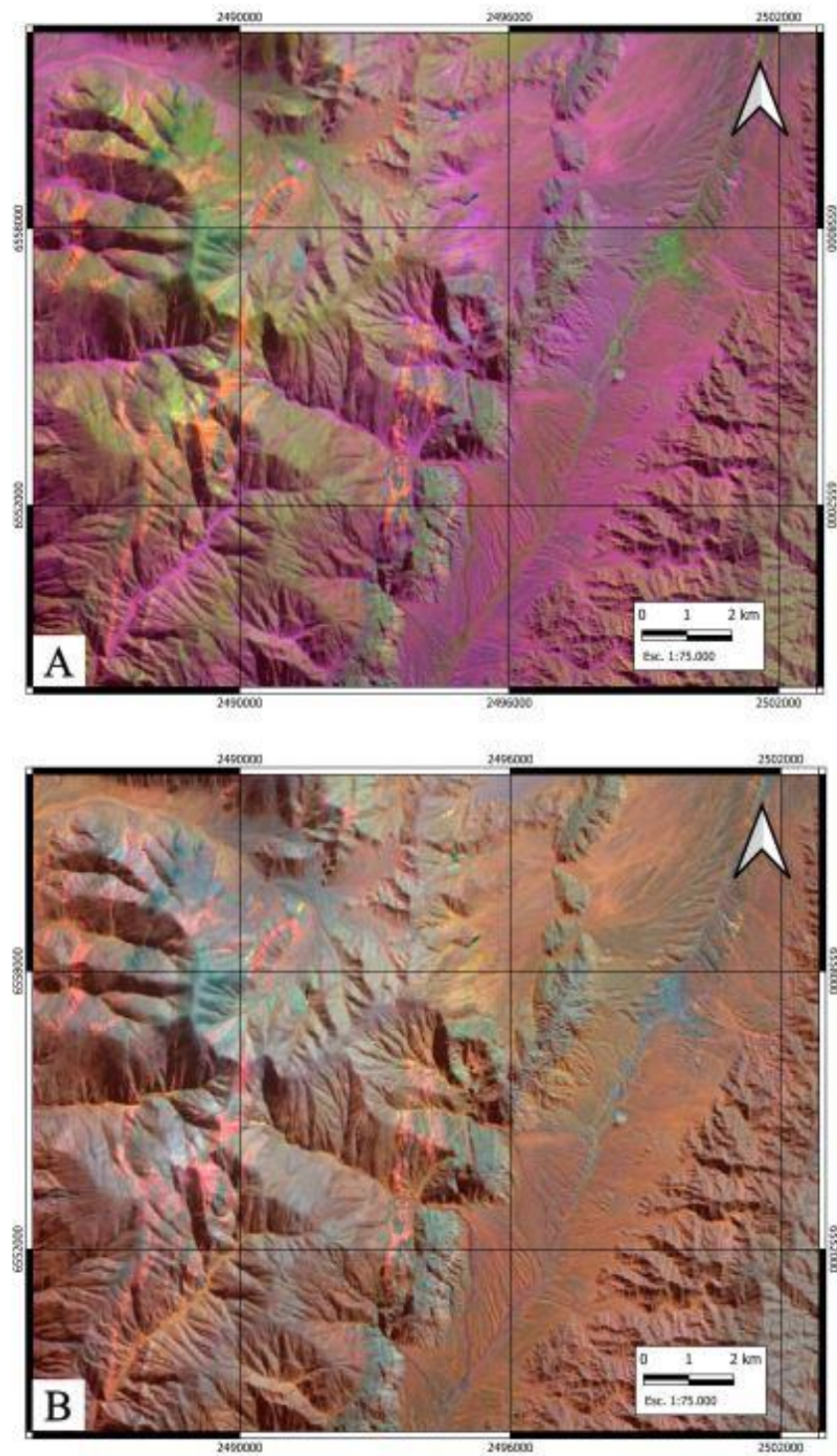


Figura 12: A) Composiciones de color con cocientes 6/7; 4/2; 5/4. B) Composiciones de color con cocientes 6/7; 5/1; 4/2.

RESULTADOS

A partir de la integración de los datos y la interpretación de las diferentes imágenes se pudo realizar el mapeo y la caracterización estructural del área de interés. Finalmente, la información se complementa con las observaciones de campo para la confección del mapa geológico - estructural (Anexo N°1).

La combinación RGB 742 es la que mejor resalta a los distintos tipos de rocas, inclusive las rocas que han sufrido metamorfismo, marcándose de colores más rojizos o anaranjados (Fig. 8).

Sobre las composiciones color entre cocientes, los mejores resultados fueron las combinaciones 6/7; 4/2; 5/4 y 6/7; 5/1; 4/2. Inicialmente sirvieron para detectar rasgos estructurales en dirección N-S y E-O (Fig. 13 A). Luego se reconocieron zonas con la misma coloración y características geomorfológicas similares (Fig. 13 B), y que, además, en ocasiones coincidían con los lineamientos marcados.

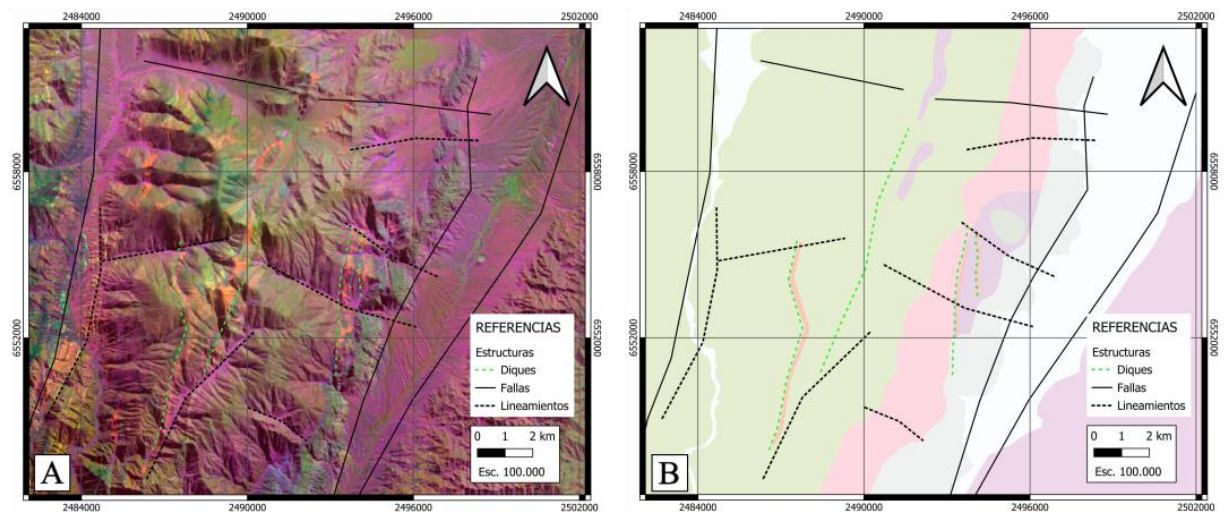


Figura 13: A) Composiciones de color con cocientes 6/7; 4/2; 5/4 con los lineamientos N-S y E-O inferidos. B) Mapa auxiliar simplificado confeccionado a partir de polígonos de áreas que presentaban similar coloración.

CAPÍTULO V: QUEBRADA LA LEONA, GEOLOGÍA Y ESTRUCTURA

DESCRIPCIÓN ESTRATIGRÁFICA DE LA QUEBRADA LA LEONA

La descripción estratigráfica del área de estudio comprende unidades cuyo rango temporal abarca desde el Paleozoico inferior hasta el Cuaternario, iniciando con las calizas de la Formación San Juan y continuando con lutitas, areniscas y pelitas de edad Silúrico - Devónico. Estas unidades son intruídas por rocas más modernas de edad pérmica y miocena, que serán foco de estudio en el presente trabajo, como así también las unidades de edad neógena y cuaternaria, de origen principalmente continental que ocupan regiones tectónicamente más deprimidas.

La unidad más antigua está representada por la Formación San Juan. Como se describió en secciones anteriores, son rocas carbonáticas eopaleozoicas de coloración grisácea, con estratificación media a gruesa, dispuestas en fajas elongadas en dirección norte-sur con buzamiento al oeste.

Las observaciones en terreno permitieron diferenciar dos paquetes dentro de la unidad (Fig.14 A y B). El primero, consiste en rocas de color gris claro, con tamaño de grano fino (Fig. 14 C) y textura rugosa, que se dispone en bancos bien estratificados que alcanzan los 3 metros de potencia en algunos sectores. El paquete suprayacente es de color más oscuro, de grano moderado a grueso (Fig. 14 D) y con bancos que varían entre 1 a 2 metros de potencia. Éstos se encuentran intercalados con bancos de dolomita y niveles de chert, además de finas venillas rellenas de calcita. Microscópicamente, fueron definidas según la clasificación de Dunham (1962), como grainstone (Ver Anexo N° 2 - C1 y C3) y wackestone (Ver Anexo N° 2 – C2 y C4), respectivamente.

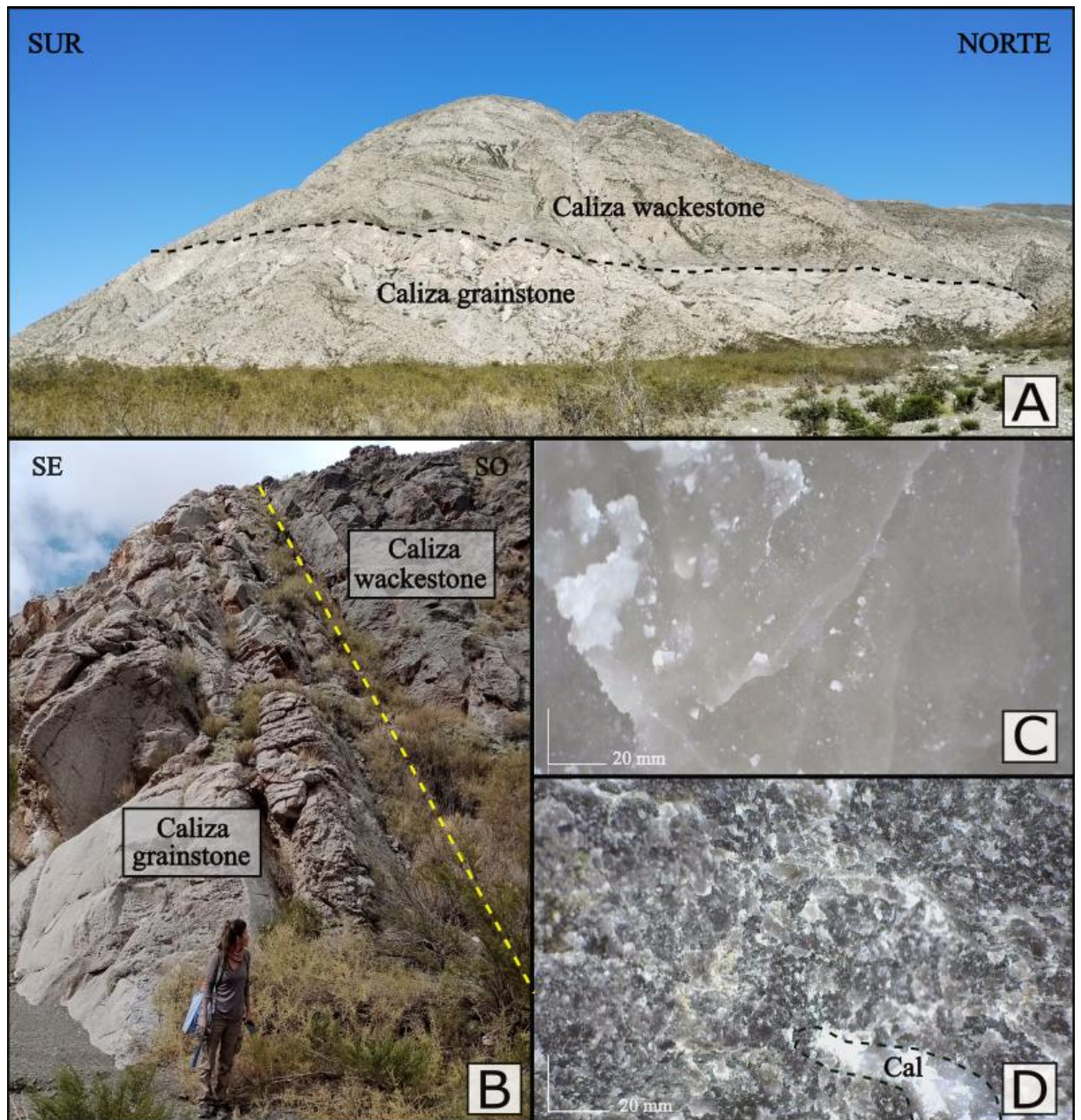


Figura 14: A) Vista al oeste de los afloramientos de la Formación San Juan, donde se observa un marcado cambio de color en la unidad. B) Vista al sur del contacto (180°;60 O) entre los diferentes tipos de caliza. C) Fotomicrografía de la caliza tipo grainstone de grano fino. D) Fotomicrografía de la caliza tipo wackestone, de grano más grueso y parches de calcita (Cal).

El contacto con la siguiente unidad consiste en una superficie erosiva que pone en contacto las calizas de Formación San Juan con las fangolitas de la Formación Los Bretes (Fig.15 A). Dichas fangolitas se dividen en dos miembros, un miembro inferior de coloración verdosa y tamaño de

grano medio a grueso que pasa transicionalmente a un miembro superior formado por fangolitas de coloración morada (Fig. 15 B), que en partes muestran típica textura moteada posiblemente por concentración de materia orgánica debido a bioturbación. Este miembro limita hacia el techo con la base de la Formación Los Espejos mediante una paraconcordancia.

La Formación Los Espejos presenta importantes espesores y está compuesta por lutitas, pelitas y areniscas de coloración verde y morada en su sección basal y pardo a gris verdosa en la parte superior.

Tanto la Formación Los Bretes, Los Espejos como así también la Formación Punta Negra, se ven afectadas por una serie de diques dacíticos (Fig. 16), que se disponen en sentido N-S de manera concordante a las pelitas, aprovechando los planos de estratificación (Fig. 15 C).

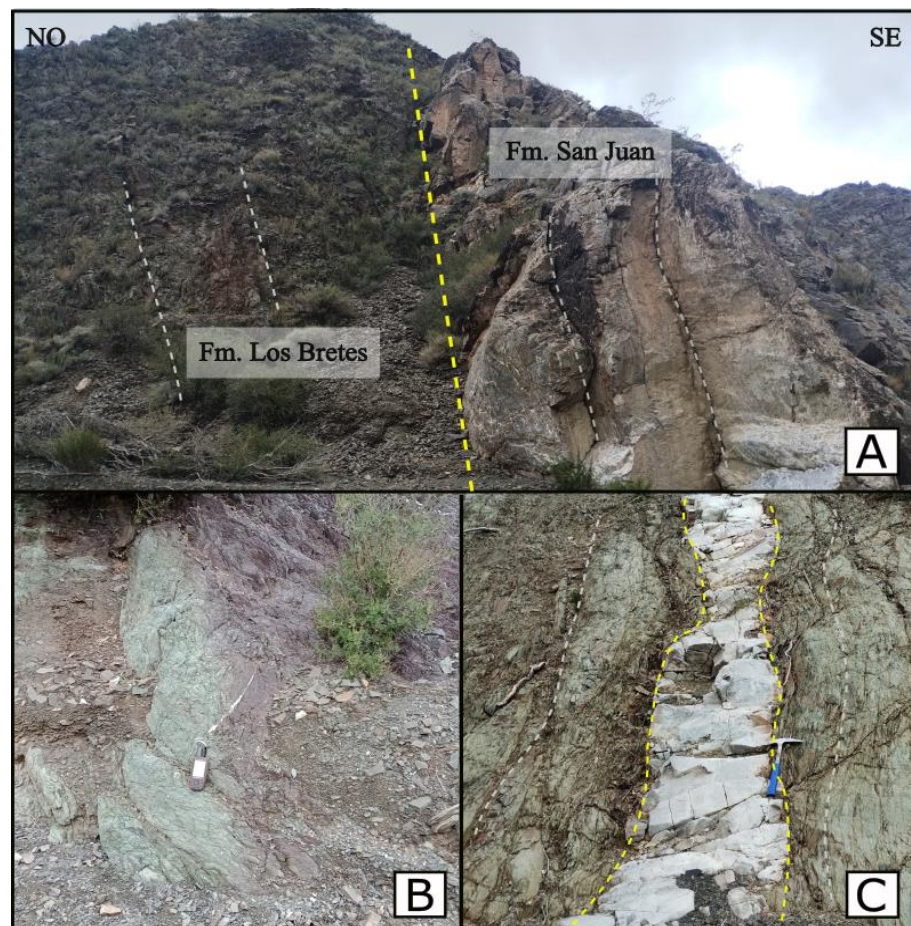


Figura 15: A) Vista del contacto erosivo (50°;88 SE) entre la Fm. San Juan y Fm. Los Bretes. Se resalta con línea punteada gris los planos de estratificación de ambas unidades. B) Miembro inferior (fangolitas verdes) y superior (fangolitas moradas) de la Fm. Los Bretes. C) Dique dacítico paraconcordante a las sedimentitas de la Fm. Espejos con bordes irregulares sin conservar un espesor constante y deformando a las lutitas que lo contienen.

Estos diques consisten en cuerpos de color gris claro blanquecino a verdoso, de espesores variables, que en ocasiones alcanzan los 2 metros. Tienen textura porfírica formada por fenocristales de plagioclasas y minerales máficos, con escaso cuarzo, inmersos en una pasta afanítica silicificada, que contiene abundantes minerales de sección cúbica diseminados, posiblemente pirita (Ver Anexo 2, C17 y C18). El contacto con la roca de caja es neto y no se reconoce alteración en los bordes.

Adicionalmente, se ha identificado en el área un cuerpo ígneo de mayor tamaño. Se trata de un stock, con bordes bien definidos y de forma elongada con un eje mayor de aproximadamente 1500 metros de longitud y un eje menor que alcanza los 1000 metros.

Este cuerpo corresponde al Intrusivo La Leona el cual se hospeda en las sedimentitas silúrico-devónicas de las Formaciones Los Bretes y Los Espejos (Fig. 16). Composicionalmente, corresponde a una granodiorita, de color gris claro a oscuro, variando la tonalidad en función de la presencia de minerales máficos.

Presenta textura granular fina formada por cuarzo, plagioclasa, feldespato alcalino y minerales máficos. El cuarzo se observa incoloro con textura sacaroide. Por su parte, tanto las plagioclasas como los feldespatos alcalinos se reconocen con hábito tabular.

Los máficos corresponden a biotita, en forma de folias y con hábito laminar. Además, presenta magnetismo suave y xenolitos de color oscuro, formados por minerales máficos (posiblemente biotita) y magnetita. Estos tienen formas elipsoidales a irregulares y alcanzan varios centímetros de espesor, donde el contacto entre ellos es criboso.

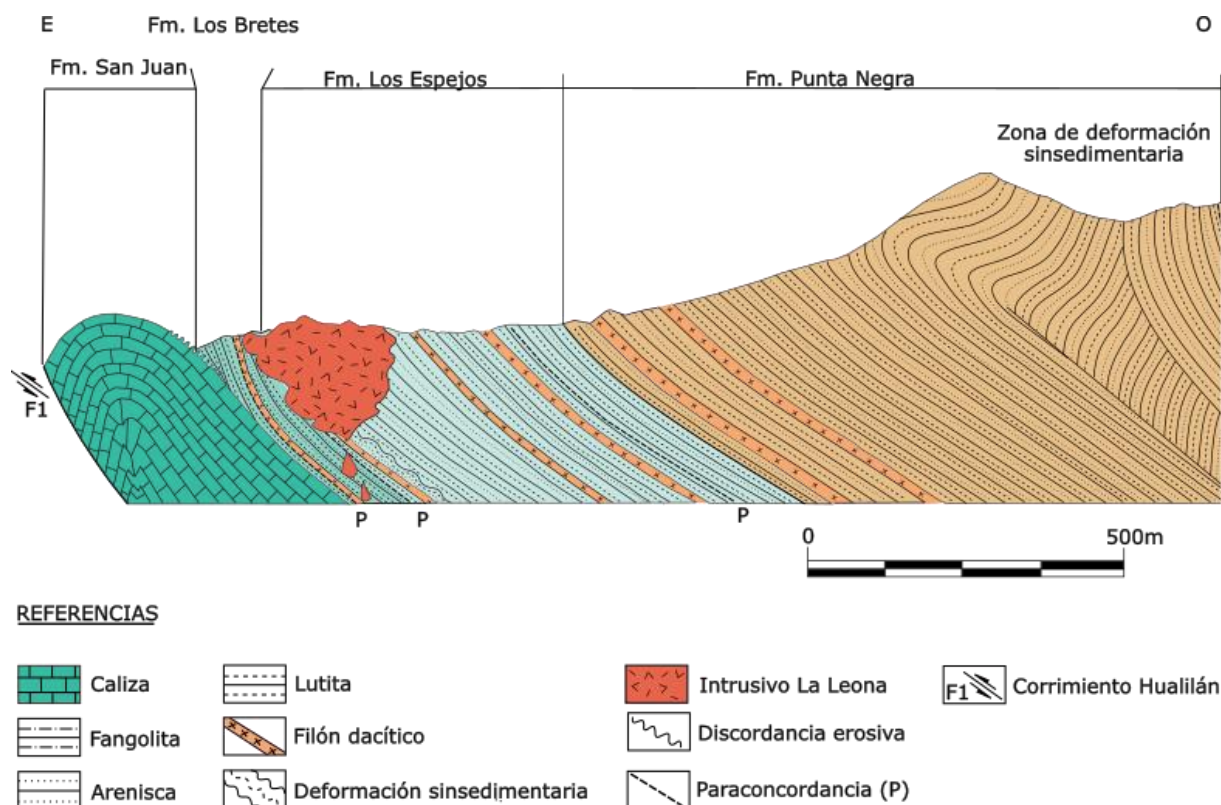


Figura 16: Sección de la Quebrada La Leona. Modificada de Peralta (2013).

En cercanías del intrusivo, se advierte un halo de alteración que se concentra fundamentalmente en el sector este, en inmediaciones de los bancos de calizas (Fig. 17 - 1).

En el área más distal, se observan metasedimentos pelíticos, de color gris verdoso, con estructura esquistosa de grano muy fino, caracterizada por un brillo satinado y superficies onduladas. A simple vista no se pudo reconocer su composición, pero con lupa binocular se identificaron cristales muy finos de muscovita y pequeñas motas de clorita (Fig. 17 A).

De manera transicional, pasan a esquistos moteados de color gris claro a plateado brillante y estructura esquistosa bien desarrollada. Están formados por minerales fuertemente orientados en una dirección preferencial, principalmente cloritas y sericitas (Fig. 17 B). A nivel microscópico, se reconocen en primer lugar motas de estauroлита, de aproximadamente 0,5 mm, con bordes bien definidos, inmersos en una matriz lepidoblástica formada por clorita, sericita y cloritoides. A su vez se identificó una asociación de minerales secundarios caracterizada por cristales de granate de menor dimensión, redondeados, zonados y que suelen ser abundantes en la matriz y en venillas junto con clorita $\pm$ cuarzo (Ver Anexo 2, C8).

En los siguientes metros próximos al intrusivo, los esquistos muestran un intenso venilleo de sílice y minerales metamórficos (Fig. 17 C) y se reconocen, además, nódulos micáceos (Fig. 17 D). Estos nódulos están compuestos por agregados de biotita, clorita, magnetita y pirita (Ver Anexo 2, C12). Tienen formas lobuladas con bordes bien definidos y dimensiones variadas, desde algunos centímetros hasta alcanzar grandes dimensiones.

En los últimos metros cercanos al contacto se observaron lentejones de magnetita. Se disponen de manera aleatoria y sin orientación preferencial. Son de color gris oscuro, opacos y de dimensiones variadas, entre 5 y 30 centímetros (Fig. 17 E).

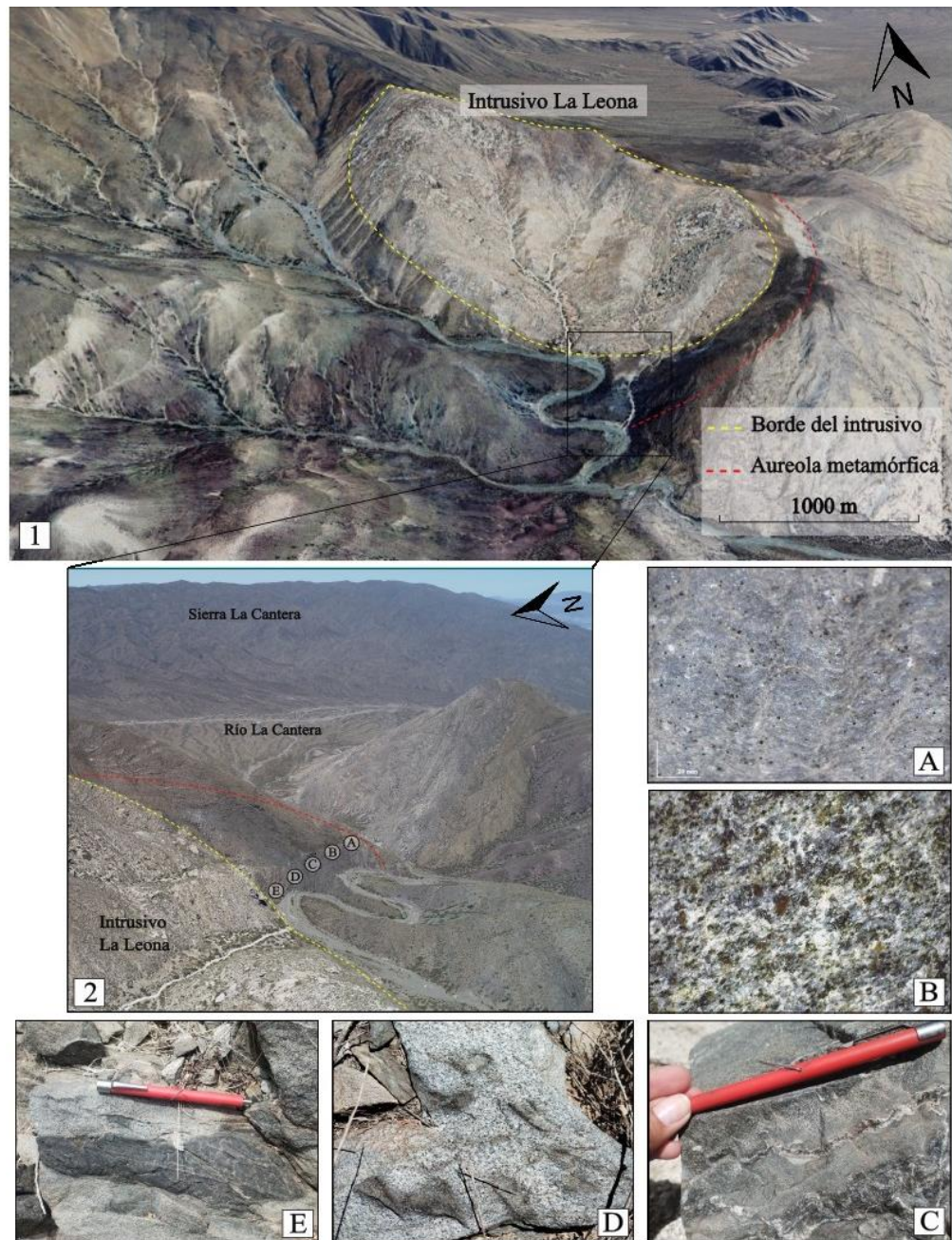


Figura 17: 1) Imagen satelital tomada de Google Earth con vista hacia el Norte de la Quebrada La Leona. Se distingue de color claro el intrusivo con una morfología elipsoidal que resalta sobre rocas de coloración verde y morada. En línea punteada roja se marca el área con metamorfismo de contacto. 2) Fotografía aérea (drone) de la Quebrada La Leona. Las variaciones litológicas observadas desde la parte más distal hacia el interior fueron las siguientes: A) Fotomicrografía de filita con foliación fina y motas de clorita. B) Fotomicrografía de los esquistos moteados con una leve orientación de los minerales y motas de granate. C) Venilla sinuosa de sílice con granate en el núcleo. D) Nódulos micáceos. E) Lentejones de magnetita.

Como se mencionó anteriormente, los esquistos se ven afectados por finas venillas de cuarzo (Fig. 18 A) que muestran a simple vista una asociación paragénética de granate, clorita $\pm$ cuarzo (Fig. 18 B). En sección delgada, el cuarzo se observa con textura granular con folias de sericita y clorita en la salbanda y cristales de granate, euhedrales a subhedrales asociados a la clorita (Ver Anexo N° 2 – C8, C9 y C11).

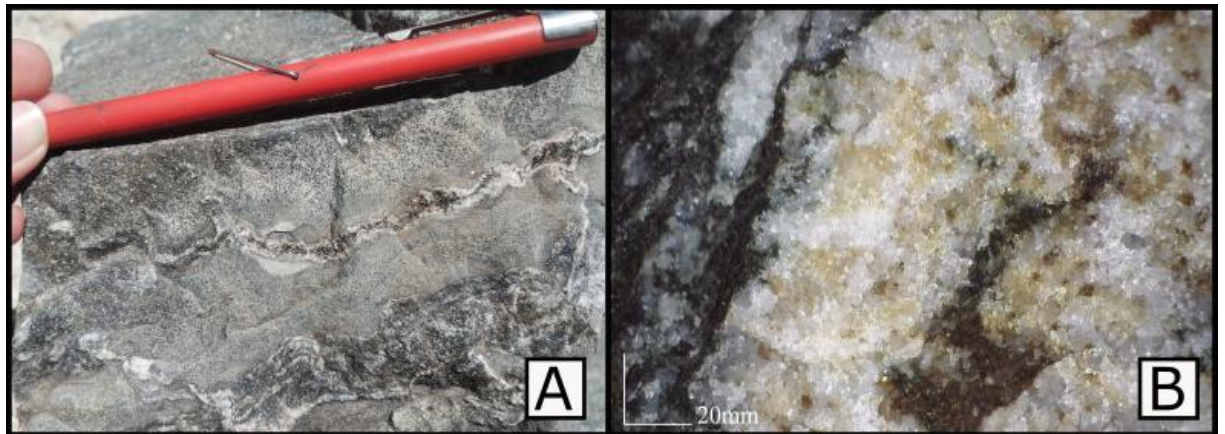


Figura 18: A) Venillas sinuosas de cuarzo con granate en el núcleo. B) Fotomicrografía de las venillas, donde se reconoce granate de color pardo dentro de una masa blanca de sílice cristalina y en los bordes, clorita.

RELEVAMIENTO DE DATOS ESTRUCTURALES EN EL ÁREA DE ESTUDIO

El mapeo de lineamientos morfoestructurales en imágenes satelitales (Fig. 13 A) puede conducir al reconocimiento de fallas en el terreno, ya que representan elementos importantes para interpretar el contexto tectónico de un área determinada.

Las estructuras regionales de rumbo N–S incluyen, de oeste a este, la Falla San Juan, situada en el flanco oriental de la Sierra de La Invernada. Esta falla con vergencia hacia el este coloca las calizas del Ordovícico sobre depósitos del Neógeno. Al este de esta falla se encuentra el Sistema de Fallas La Cantera, que también proporciona evidencias superficiales de actividad tectónica cuaternaria y se extiende a lo largo del piedemonte occidental de la Sierra de La Cantera.

Hacia el norte del Intrusivo La Leona, las estructuras geológicas corresponden a dos fallas transpresivas en sentido O-E, con buzamiento hacia el sur, conocidas como Divisadero Coba Rubia y que son ortogonales a las escamas N-S del valle Hualilán – La Cantera.

Se tomaron datos de rumbo y buzamiento a lo largo de la quebrada La Leona. Estos datos, combinados con las observaciones de campo, revelan una estructura homoclinal constante para las distintas unidades litológicas, con cambios mínimos en el ángulo de buzamiento y orientadas principalmente en sentido norte-sur (Fig. 19).

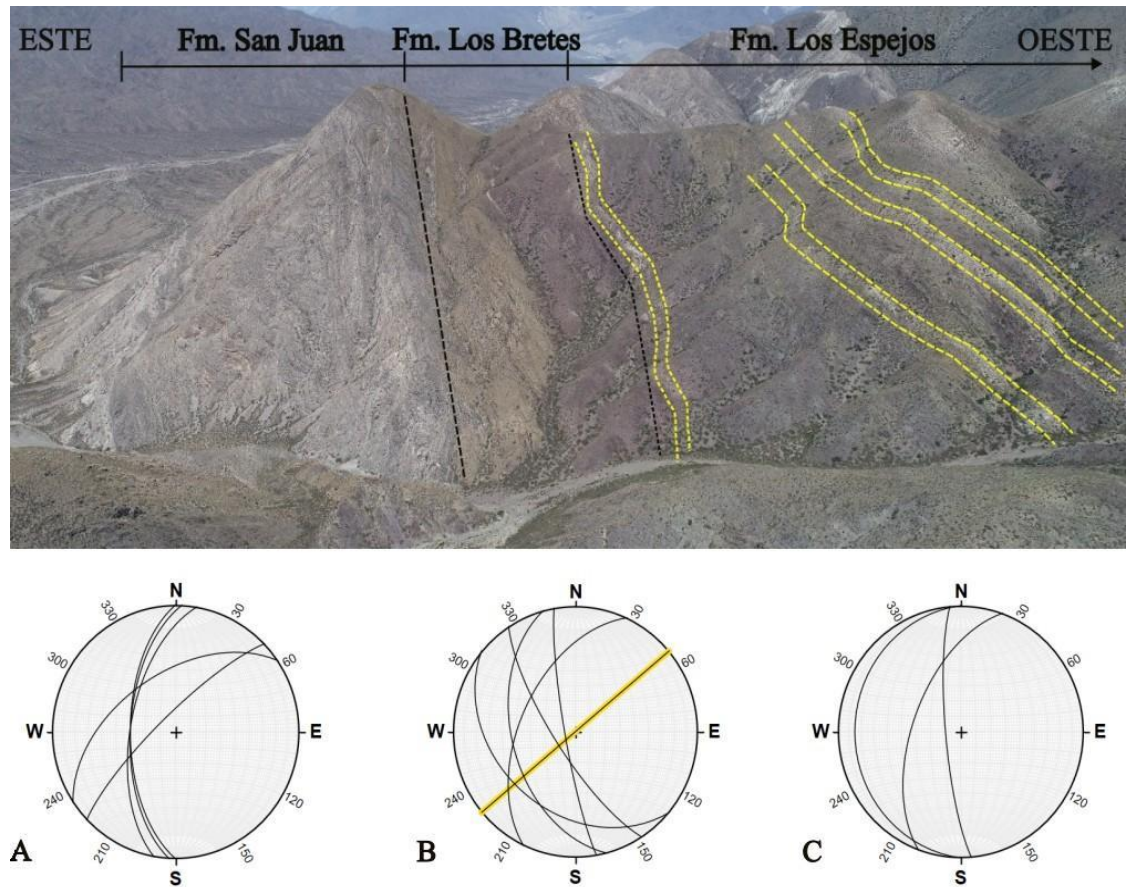


Figura 19: Fotografía panorámica con vista al sur de una parte de la quebrada La Leona mostrando la secuencia estratigráfica de la sección relevada y el análisis de los datos tomados en campo: A) Estereográfica de los planos de estratificación de las calizas. B) Estereográfica de los planos de estratificación de las lutitas. Se resalta en color amarillo el contacto entre Fm. San Juan y Fm. Los Bretes. C) Estereográfica de los planos orientación de los diques miocenos.

Las calizas de la Formación San Juan presentan buena estratificación, con estratos de espesor constante y con ángulos de buzamiento que varían entre los 50° y 60° hacia el oeste en los primeros metros, mientras que, hacia el techo muestran un incremento en el grado de plegamiento (Fig. 20 A). Estas calizas presentan finas venillas de calcita (Fig. 20 B) y fracturas

tipo Riedel (Fig. 20 C), dispuestas en distintas direcciones, como respuesta al plegamiento y fallamiento de la unidad. Aparecen de forma “escalonada” o “*en-echelon*”, es decir, ocurren de manera repetida y paralela.

Se identificó también una zona de falla en las calizas, asociada a una estructura con orientación E-O, que corta los planos de estratificación. Esto ha dado lugar a un área de alteración donde se identifican zonas de intensa silicificación, en las que las calizas han sido completamente recristalizadas, adquiriendo tonalidades más blanquecinas (Ver Anexo N° 2 – C5 y C6).

Las lutitas de las formaciones Los Bretes y Los Espejos, también se ven afectadas por este tipo de fracturas rellenas por calcita (Fig. 20 D).

Dentro de la Formación Los Bretes, en cercanías del cuerpo granodiorítico, se observan venillas de cuarzo acompañado por algunos minerales metamórficos, dispuestas paralelamente a los planos de esquistosidad.

En cuanto a los diques dacíticos, estos cuerpos intrusivos se disponen predominantemente en dirección N-S de manera paraconcordante con la estratificación (Fig. 20 E), ubicándose principalmente sobre las lutitas silúricas y devónicas. El contacto de estos cuerpos con las sedimentitas hospedantes es neto, sin evidencias de metamorfismo de contacto visible, observándose una leve deformación en los bordes.

Con los datos estructurales tomados durante las visitas a terreno y los obtenidos durante la recopilación de antecedentes, se elaboró un mapa (Esc. 1:35.000) que muestra las características geológicas y estructurales del área (Ver Anexo N° 1).

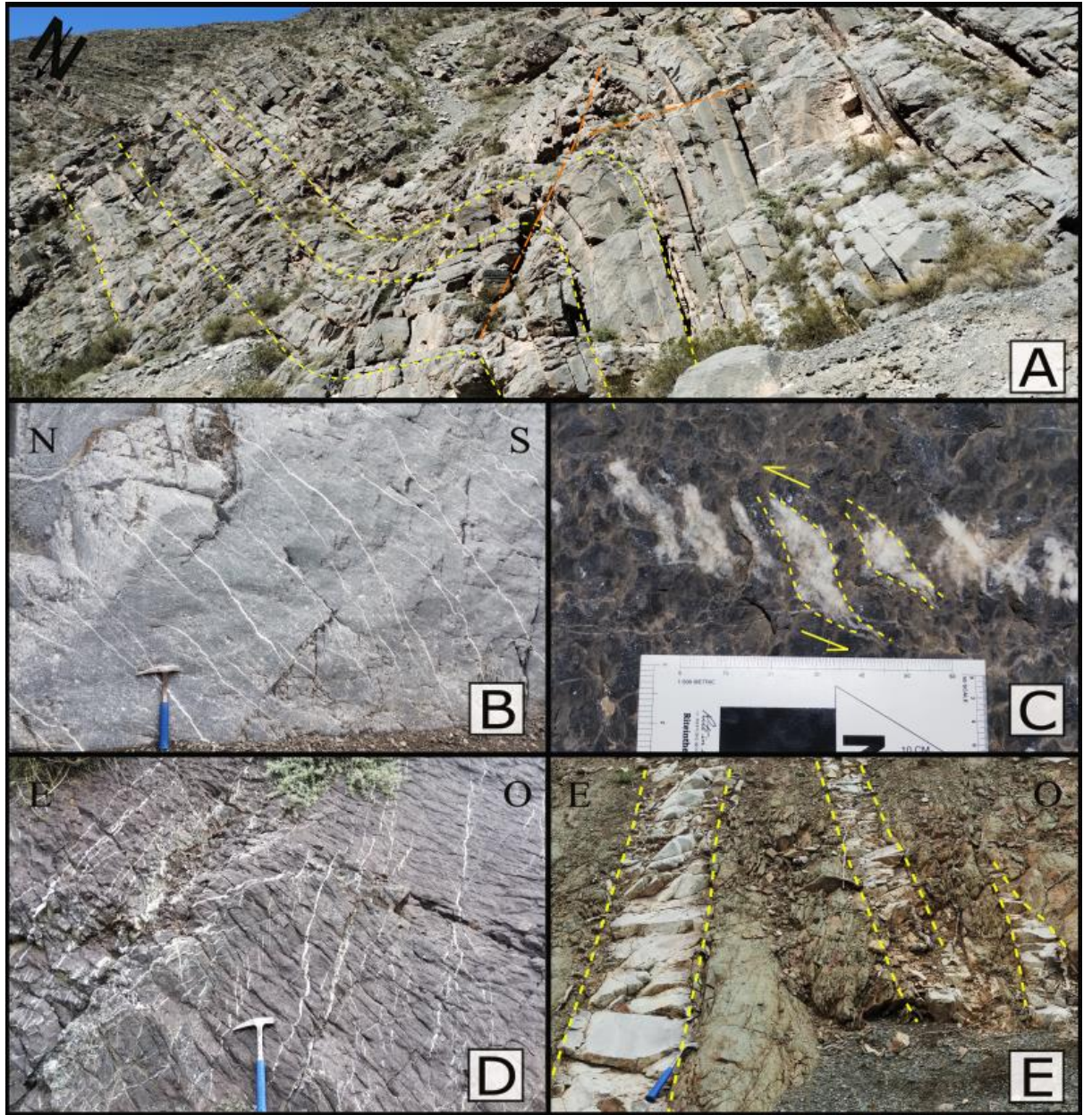


Figura 20: A) Pliegues sinclinales y anticlinales en las calizas de la Formación San Juan con fallas radiales al núcleo de los pliegues. B) Calizas con venillas paralelas relleno de calcita. C) Calizas con fracturas tipo “Riedel” rellenas de calcita. D) Lutitas moradas de la Formación Los Espejos con venillas y fracturas tipo “Riedel” rellenas con calcitas. E) Diques dacíticos paraconcordantes a la estratificación de las lutitas verdes de la Formación Los Bretes.

INTERPRETACIÓN

Al analizar el contexto regional del margen suroeste de Gondwana durante el Pérmico, se considera que el magmatismo Choiyoi experimentó cambios geodinámicos significativos. Las secuencias asociadas al arco, que se desarrollan de manera sintectónicas con la transpresión (Choiyoi inferior), fueron seguidas por suites postorogénicas transicionales a intraplaca coincidiendo con un periodo de transtensión (Choiyoi superior) (Kleiman y Japas, 2009).

En el área de trabajo, los rasgos estructurales permiten identificar bloques limitados por fallas de alto ángulo, de rumbo aproximado N-S y buzamiento al oeste, en gran parte originadas como fallas normales durante la extensión gondwánica del Pérmico - Triásico e invertidas durante la compresión ándica en el Cenozoico (Heredia et al., 2002).

Otras estructuras importantes son fallas de rumbo NO-SE que actúan como zonas de enlace o transferencia entre las fallas N-S (Heredia et al., 2002) relacionadas con una dirección de extensión NNE - SSO (Giambiagi y Martínez, 2008). Muchas de estas últimas muestran reactivación ándica con componentes de rumbo sinestrales (Karkanis y Rossello, 2004; Cortés et al., 2006). Se considera que este sistema de fallas podría haber facilitado el emplazamiento del intrusivo La Leona y contribuido a la circulación de los fluidos hidrotermales con la consecuente formación de un depósito metasomático.

CAPÍTULO VI: DISTRIBUCIÓN DE LA ALTERACIÓN

A partir de las observaciones realizadas en campo, se pudo constatar que la intrusión del cuerpo granodiorítico ocasionó variaciones en la composición de la roca encajante, dando lugar a la formación de una aureola de contacto como consecuencia de procesos metamórficos y metasomáticos, que generan transformaciones mineralógicas, texturales y químicas, derivadas del efecto térmico/hidrotermal del intrusivo.

ZONACIÓN DE LA AUREOLA DE CONTACTO

El proceso de metamorfismo de contacto es generado por la intrusión de una roca ígnea, clasificada como una granodiorita de grano medio que no exhibe alteración y que se pone en contacto con las lutitas de Formación Los Bretes pero que, además, se ubica en cercanía de las rocas carbonáticas de la Formación San Juan.

La aureola de contacto tiene un radio de incidencia de 200 metros y se distingue por presentar variaciones en el grado metamórfico/metasomático de manera concéntrica, incrementándose a medida que nos acercamos al intrusivo.

Los cambios mineralógicos y texturales que dan origen a la aureola de contacto térmica se dan fundamentalmente sobre las sedimentitas. Esto se debe, a que si bien, sus características están influenciadas por diversos factores (presión, temperatura, tiempo, composición del intrusivo, entre otros), es crucial considerar también las propiedades reológicas de la roca encajante y la composición del protolito. En este caso, las pelitas ofrecen una mayor sensibilidad al aumento térmico debido a la presencia de abundantes argilominerales, agua y alta porosidad, que activan, favorecen o asisten en los procesos de recristalización metamórfica.

El límite entre la granodiorita y la roca encajante muestra características de comportamiento frágil evidenciadas por la presencia de grietas irregulares a través de las cuales el magma granodiorítico se inyecta, en ocasiones, formando pequeños diques o cuerpos de formas no definidas (Fig. 21 A).

Las relaciones de campo entre las rocas sedimentarias, el intrusivo y las asociaciones de alteración-mineralización, permitieron identificar:

- En el límite externo de la aureola metamórfica, las rocas pelíticas de la Formación Los Bretes y Los Espejos, pasan a rocas metamórficas de grado muy bajo caracterizadas por filitas con textura de clivaje planar bien desarrollada y brillo satinado.

- Esta zona de filitas verdosas pasa transicionalmente a un área dominada por esquistos, indicando un incremento en el grado de metamorfismo, dado además por la presencia de motas no orientadas de estaurólita, con un incremento progresivo del tamaño del grano en dirección a la zona de contacto con la granodiorita.
- Estos esquistos moteados contienen además numerosos cúmulos formados por micas y magnetita. Son de tamaños y formas variables y, en ocasiones se observan orientados (Fig. 21 B y C).
- Esta área de esquistos moteados se ve afectada por procesos de alteración hidrotermal incipiente dada por la presencia de venillas de sílice acompañadas por granate y clorita.
- En la zona proximal al intrusivo, los esquistos se caracterizan por la presencia de pequeños cuerpos lenticulares con mineralización de hierro, específicamente magnetita.

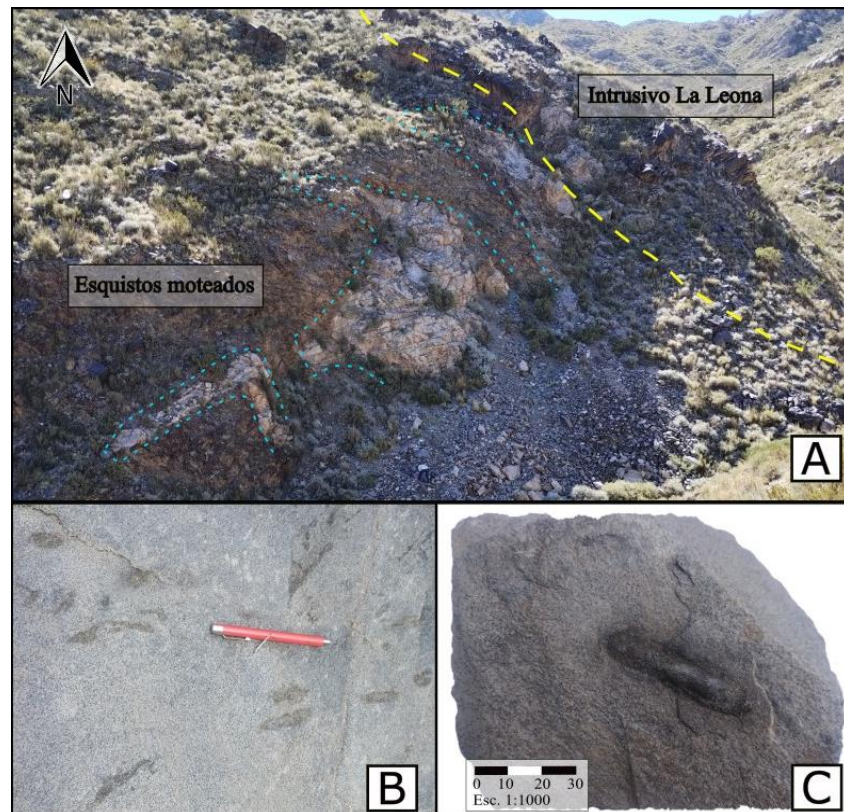


Figura 21: A) Vista al norte del contacto intrusivo - roca de caja. En línea amarilla se marca el límite de la granodiorita y en color azul se resaltan una serie de diques que intruyen la roca de caja. B) Cúmulos micáceos en el esquisto moteado. C) Muestra de mano con un cúmulo micáceo, de forma elongada, con bordes bien definidos. Presenta biotita en sus bordes y un núcleo de magnetita.

A partir de la textura de las rocas presentes y minerales metamórficos característicos, es que se define un grado metamórfico medio con temperaturas que varían entre 525° a 650°C y presiones relativamente bajas (>5 kbar).

La aparición de nuevos minerales en la roca pelítica metamorfizada como consecuencia del incremento en el grado metamórfico, permitieron definir una serie de facies que caracterizan el área proximal y distal del cuerpo intrusivo (Fig. 22):

- En la parte distal, las rocas lutíticas originales se han convertido en pizarras o filitas. Las pizarras dan paso a las filitas y los esquistos, con biotita, clorita, muscovita, cuarzo y albita.
- Mientras que, en el área próxima al intrusivo, aparecen esquistos con motas de estauroлита, normalmente junto con biotita, clorita, moscovita, cuarzo y albita.
- Es importante destacar que, en el interior de la quebrada La Leona, no se observa alteración en las calizas. Se desconoce si en la parte superior del afloramiento, existe el contacto entre el intrusivo y estas rocas.

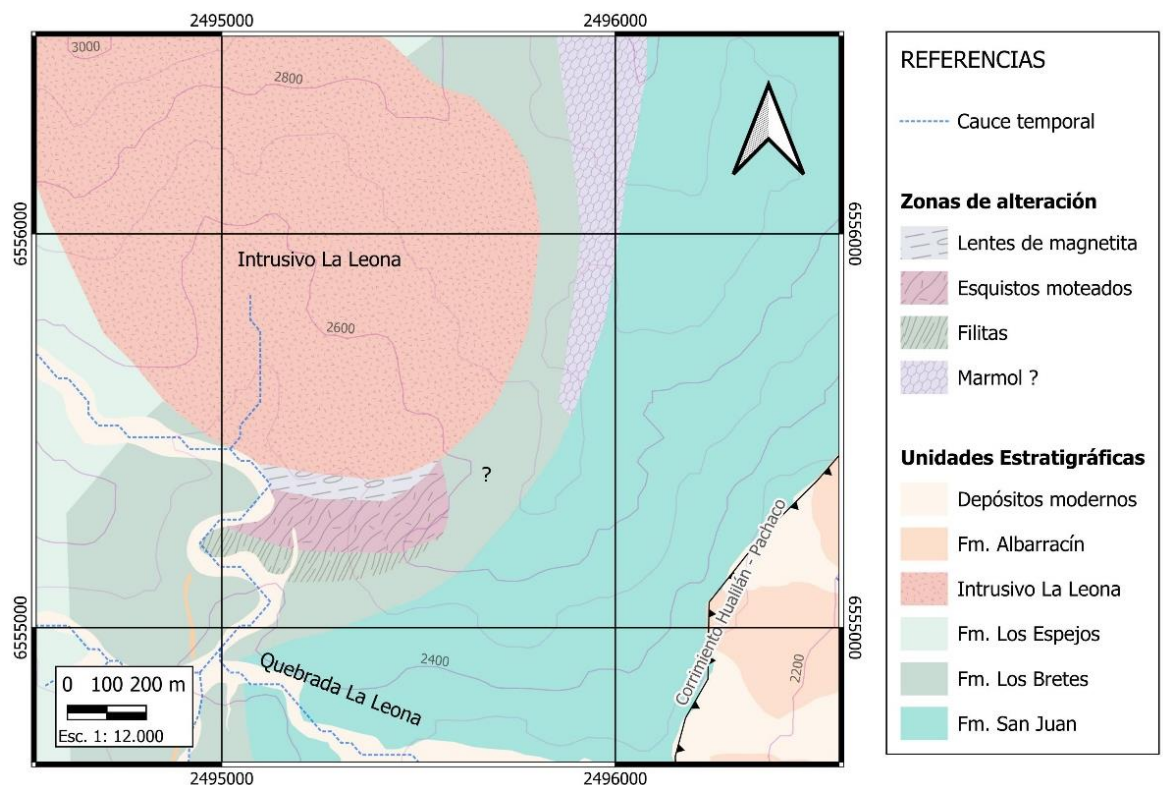


Figura 22: Mapa de alteración

CAMBIOS METASOMÁTICOS Y MINERALIZACIÓN EN EL ÁREA DE ESTUDIO

Como se mencionó anteriormente, en los últimos metros de la quebrada, en la periferia de la granodiorita se identificaron lentejones de magnetita de aspecto opaco, de diferentes tamaños y morfologías (Fig. 23 A y B) contenidos en los esquistos moteados. En esta zona se observa un incremento de las motas de estauroлита (Fig. 23 C) y presencia de venillas de sílice con granate y clorita. La estrecha relación espacial que existe entre el intrusivo y las acumulaciones de hierro, permiten inferir la existencia de un depósito de contacto de acotadas dimensiones.

Roso De Luna (1955) y Arribas (1962) consideran muy poco probable que un magma pobre en hierro, como el granítico, pueda originar acumulaciones ferríferas. Sin embargo, según Ruiz Garcia (1976) una de las características de los depósitos de hierro es que se forman a altas presiones y temperatura, por reacción de fluidos de naturaleza magmática con rocas calcáreas o margosas en la envolvente metamórfica. Esto produce una desilicificación de la roca granítica que, al asimilar hierro y otros materiales de la aureola metamórfica, al mismo tiempo que aporta sílice para la formación de nuevos minerales, se torna más pobre en sílice, sienítica o aún más básica, monzonítica, cuarzo - diorítica o incluso diorítica (Ruiz Garcia, 1976).

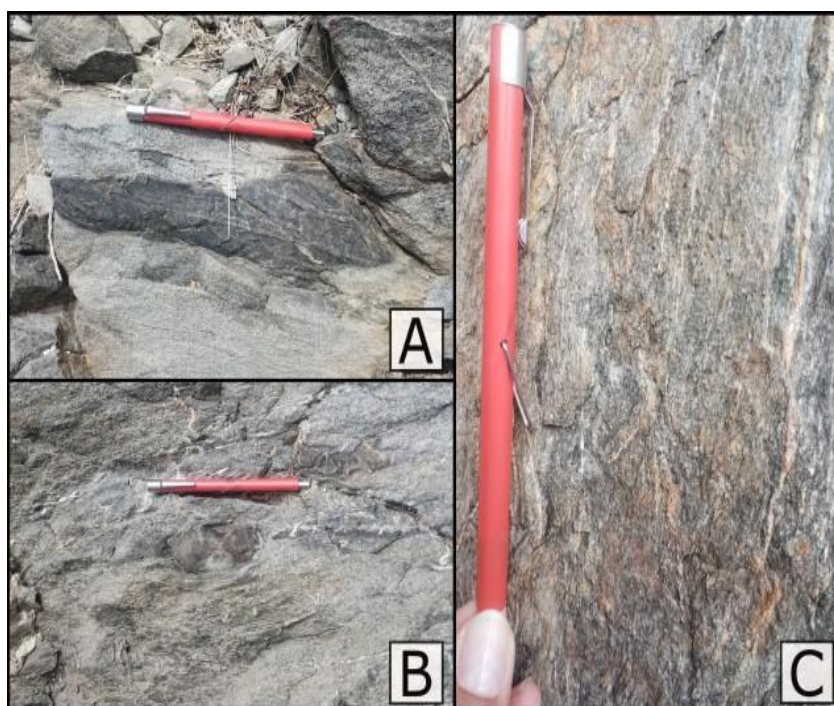


Figura 23: A) Cuerpo de magnetita, de 20 cm de largo y forma irregular, contenido en los esquistos moteados. B) Lente de magnetita de 5 cm en esquistos moteados y que además presenta venillas sinuosas de sílice. C) Esquisto moteado con fino venilleo de sílice y granate pardo-rojizo diseminado.

CAPÍTULO VII: INTERPRETACIÓN DE LA EVOLUCIÓN METAMÓRFICA - METASOMÁTICA

A lo largo de este trabajo se hizo hincapié en reconocer la sobreimposición de procesos metamórficos y metasomáticos hidrotermales, a través de los cambios composicionales observados en la zona de contacto entre el intrusivo y la roca hospedante.

En función de los rasgos identificados tanto en campo como en gabinete y considerando las características descriptas y analizadas en los capítulos anteriores, se define una zona de metamorfismo de contacto con procesos metasomáticos sobreimpuestos y mineralización de hierro.

AUREOLA DE CONTACTO

Como consecuencia de la intrusión de la granodiorita y la difusión de calor en la roca de caja por efecto de la elevada temperatura, es que se genera una aureola de contacto.

La mayor intensidad del metamorfismo térmico se observa con los esquistos moteados. Esta área se corresponde a la parte más proximal al cuerpo (Fig. 24), cubriendo un área de 150 m y caracterizada por el desarrollo de granate y estaurolita milimétrica cuyo tamaño de los cristales varían, incrementándose en cercanías del intrusivo (Ver Anexo N°2 – C13 y C14).

De manera inmediata al contacto con el intrusivo, estos esquistos muestran mineralización de hierro. Se reconocen cúmulos micáceos de diferentes morfologías y dimensiones, formados principalmente por biotita, muscovita y magnetita, además, se distinguen cuerpos de forma lenticular compuestos únicamente de magnetita.

En la parte más distal y por efecto del descenso de la temperatura en esta área, las rocas pelíticas pasan a filitas (Fig. 24).

En cuanto a las calizas, en el interior de la quebrada, no se observa alteración alguna, sin embargo, no se descarta la presencia de mármoles hacia el borde oriental. Los trabajos de fotointerpretación en este lugar permitieron observar que la distancia existente entre la granodiorita y las rocas carbonáticas es menor en la parte superior del contacto, que, dentro de la quebrada, por lo que existe la posibilidad de que las calizas también se vean afectadas por procesos metamórficos.

PROCESOS METASOMÁTICOS/HIDROTERMALES

El evento final consta de un importante proceso de alteración hidrotermal, donde la aureola de contacto se ve afectada por una intensa silicificación generada por los fluidos hidrotermales, que dan lugar a infinitas fracturas rellenas por sílice blanco y granate (Ver Anexo N° 2 – C8). Estas venillas se disponen paralelos a los planos de esquistosidad ya que aprovechan dichas zonas de debilidad para su emplazamiento. Presentan anchos variados y en los bordes muestra concentración de clorita.

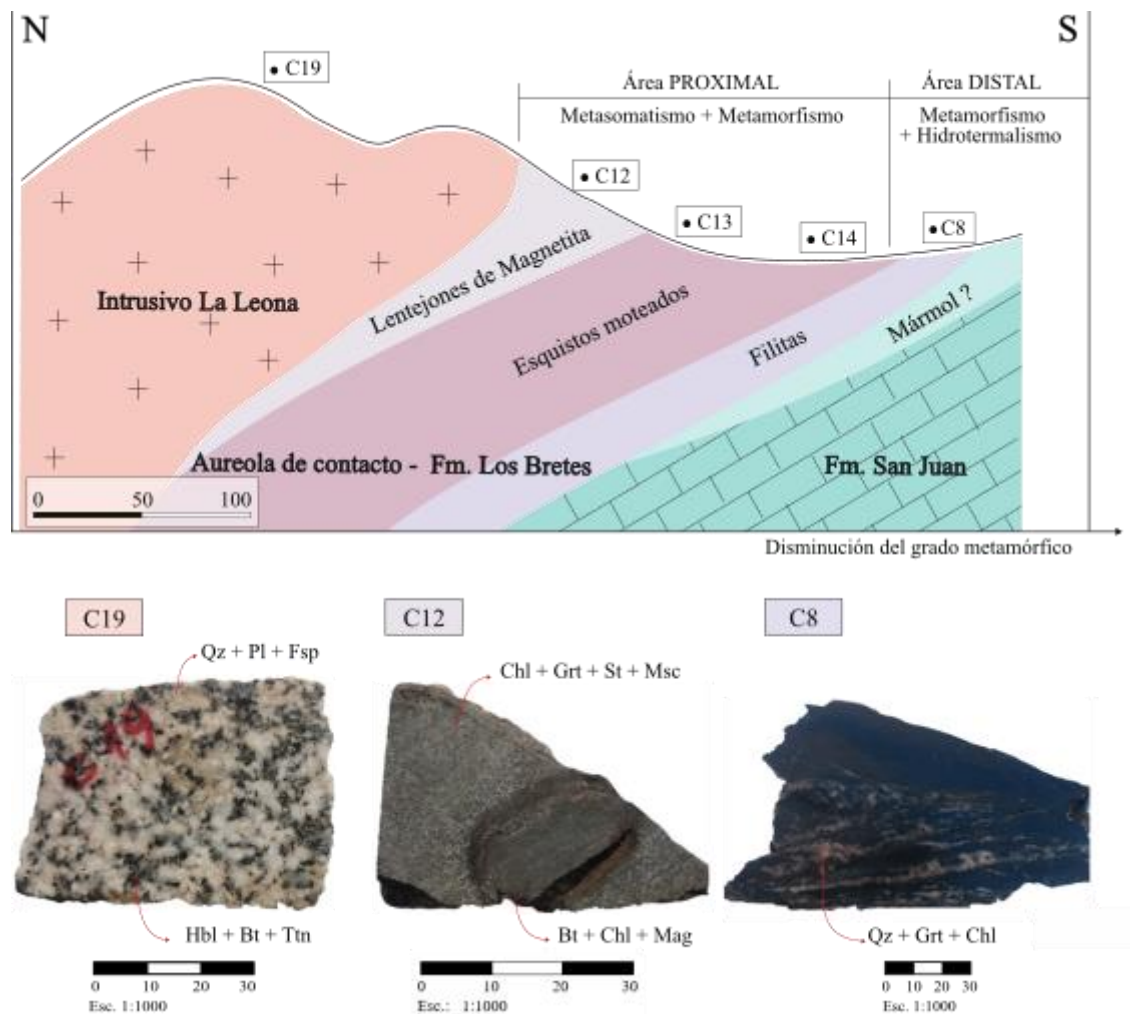


Figura 24: Perfil esquemático con las zonas de alteración.

La distribución de las alteraciones - mineralizaciones se muestra en el mapa de la Figura 22 y en la sección transversal de la Figura 24. La asociación mineral del proceso se resume en la Tabla N°1.

Mineral	Asociación mineral proximal	Asociación mineral distal
<i>Granate</i>	_____	_____
<i>Estaurolita</i>	_____	_____
<i>Clorita</i>	_____	_____
<i>Epidota</i>	_____	_____
<i>Cuarzo</i>	_____	_____
<i>Magnetita</i>	_____	_____
<i>Hematita</i>	_____	_____
<i>Silicificación</i>	_____	_____

Tabla 1: Paragénesis y asociaciones minerales definidas en el área de la quebrada La Leona.

CAPÍTULO VIII: CONCLUSIONES

A partir de los estudios realizados en el área de estudio propuesta se concluye que:

- En función de los rasgos identificados tanto en campo como en gabinete y considerando las características descriptas y analizadas en los capítulos anteriores, se puede inferir la existencia de procesos metasomáticos/hidrotermales entre el intrusivo La Leona y las rocas sedimentarias.
- El intrusivo granodiorítico dio origen a una aureola de contacto, a partir de procesos metamórficos y metasomáticos hidrotermales, que generaron cambios composicionales en la roca de caja.
- La roca de caja comprende a las lutitas de la Formación Los Bretes, que pasan a filitas en la zona más distal y a esquistos moteados en el área más próxima al intrusivo.
- Los esquistos moteados presentan cúmulos micáceos que pueden considerarse como relictos de la roca de caja que reaccionan de manera diferencial al metamorfismo.
- La mineralización observada consiste en cuerpos de magnetita que afloran en forma de lentejones en las rocas siliciclásticas de la Formación Los Bretes.
- Los procesos de mineralización habrían estado condicionados por los rasgos morfoestructurales identificados. Se infiere que las estructuras de fallamiento habrían facilitado el emplazamiento del stock granodiorítico, y además se le suman las características litológicas favorables.
- Los contactos entre las rocas ígneas y las sedimentarias, los planos de estratificación y las superficies de diaclasas, sirvieron como importantes conductos para la circulación de fluidos hidrotermales, evidenciados por las venillas rellenas de sílice y granate.
- A lo largo de todo el recorrido, no se encontraron otros cuerpos mineralizados de magnetita, solamente en la zona de contacto entre las unidades antes mencionadas.

ANEXO N°1: MAPA GEOLÓGICO LOCAL

ANEXO N° 2: PETROGRAFÍA

DESCRIPCIÓN DE MUESTRAS DE MANO

▪ Muestra C1

Muestra de mano: Macroscópicamente se trata de una roca carbonática de color gris claro, con tamaño de grano medio y textura rugosa. Presenta finas venillas con relleno de calcita.

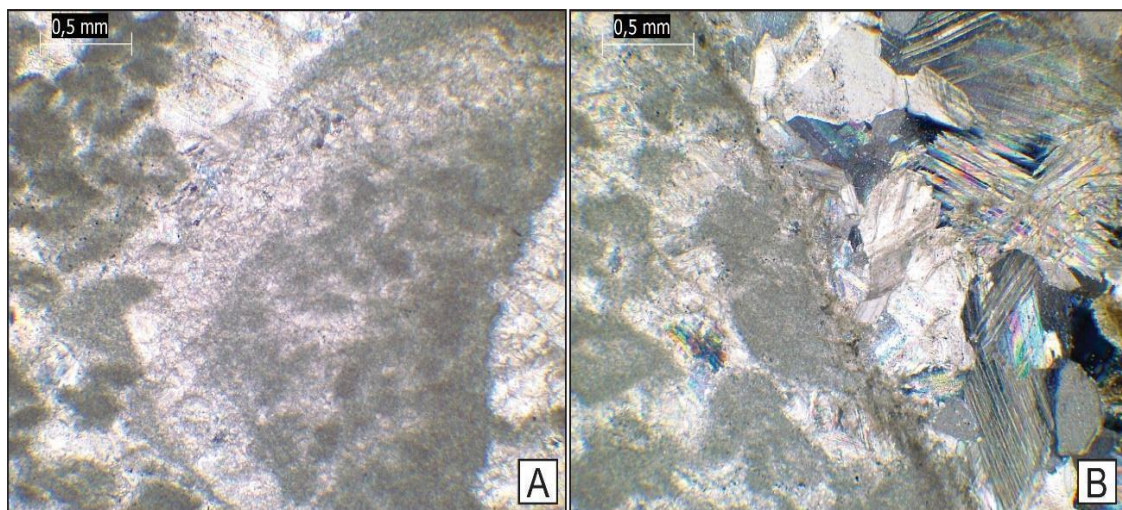


Fotografía N° 1: Caliza clara tipo grainstone según la clasificación de Dunham (1962)

Descripción microscópica: La muestra consiste en una roca sedimentaria carbonática compuesta por un 85% de componentes ortoquímicos y 15% de componentes aloquímicos. Los primeros, corresponden mayoritariamente a micrita, donde se reconocen formas elipsoidales con orientación preferencial según el eje de mayor longitud. Se observa además esparita circundante y cristales de carbonatos secundarios posiblemente producto de la recrystalización de la esparita.

Los componentes aloquímicos corresponden a bioclastos (<10%) (Fotomicrografía N° 1 - A), agregados orgánicos de origen fecal o pellets (>5%) y como elementos terrígenos, escaso cuarzo de grano muy fino.

Contiene venillas muy finas de calcita (Fotomicrografía N° 1 - B), de morfología sinuosa; algunas contienen minerales opacos euhedrales y de grano muy fino, posiblemente, sulfuros. Según la clasificación de Duhnam, la roca corresponde a un **GRAINSTONE**.



Fotomicrografía N° 1: A). Fragmento de las valvas de un braquiópodo, rellenas de esparita -NX(4x)-. B) Margen de una vetilla. En el borde izquierdo puede reconocerse micrita y un parche de esparita recristalizada y en el borde derecho, el relleno de calcita correspondiente a la vetilla -NX(4x)-.

▪ **Muestra C2**

Muestra de mano: Roca carbonática de color gris oscuro y tamaño de grano fino a moderado. Presenta finas venillas rellenas de calcita.

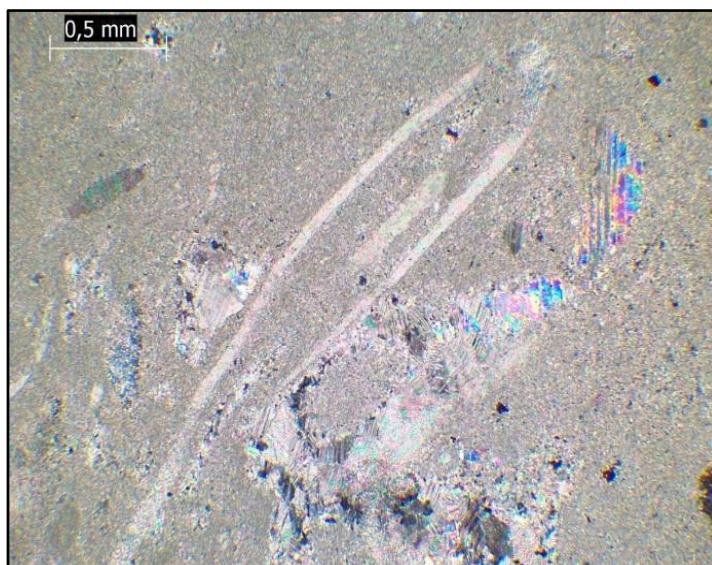


Fotografía N° 2: Caliza oscura tipo wackestone según la clasificación de Dunham (1962).

Descripción microscópica: Con microscopio petrográfico se observó una roca sedimentaria formada por 90% de calcita y 10% de dolomita. Presenta como componentes ortoquímicos una mayor proporción de micrita (70%) que de esparita cementada (30%). En cuanto a los componentes aloquímicos, corresponden a posibles bioclastos y el cemento está constituido por un mosaico microesparítico.

Los bioclastos podrían corresponder a conchillas de bivalvos y/o braquiópodos (Fotomicrografía N° 2), algunos se observan enteros y otros muy fragmentados. Asociados a la matriz, se observan pequeños cristales de color pardo rojizo, característico de los óxidos.

Según la clasificación de Duhnam, la roca corresponde a un **WACKESTONE**.

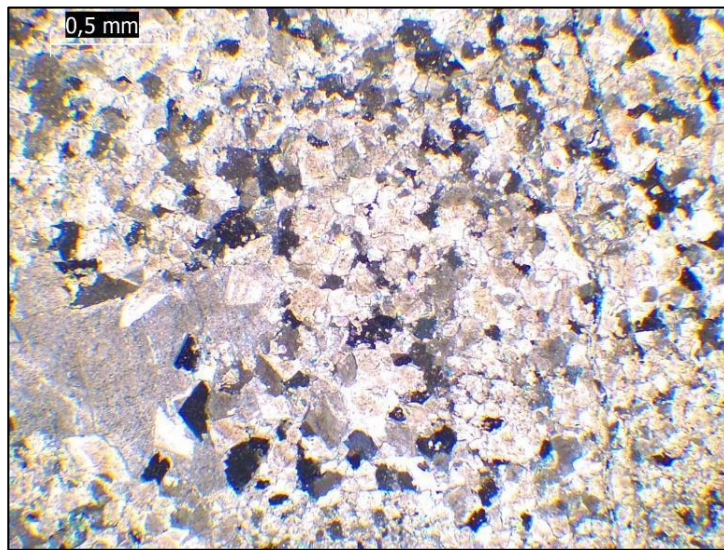


Fotomicrografía N° 2: Restos de una delgada conchilla posiblemente de un bivalvo, esparita recristalizada en parches y micrita -NX(4x)-.

- **Muestra C3**

Descripción microscópica: La sección delgada muestra una roca sedimentaria carbonática con una textura cristalina, grano soportado, formada en un 70% por calcita y 30% de dolomita. Los componentes ortoquímicos corresponden casi en su totalidad (97%) a calcita recrystalizada y un 3% de elementos terrígenos correspondiente a granos muy finos de cuarzo. La muestra tiene finas venillas sinuosas rellenas de calcita (Fotomicrografía N° 3).

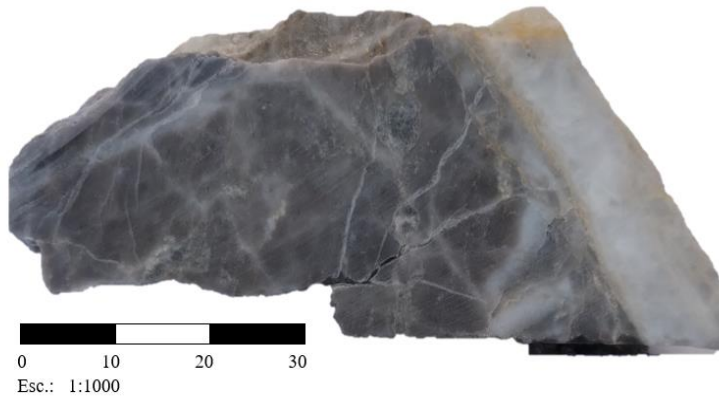
Según la clasificación de Duhnam, se trata de una **CALIZA RECRISTALIZADA**.



Fotomicrografía N° 3: Textura cristalina con calcita y cristales romboédricos de dolomita. En el margen derecho se observa una venilla de calcita -NX(4x)-.

▪ **Muestra C4**

Muestra de mano: Muestra de mano de color gris claro formada por material carbonático con una fuerte silicificación y un intenso venilleo de calcita. Algunas venillas son finas y sinuosas, mientras que otras son más rectas y alcanzan el centímetro de espesor.



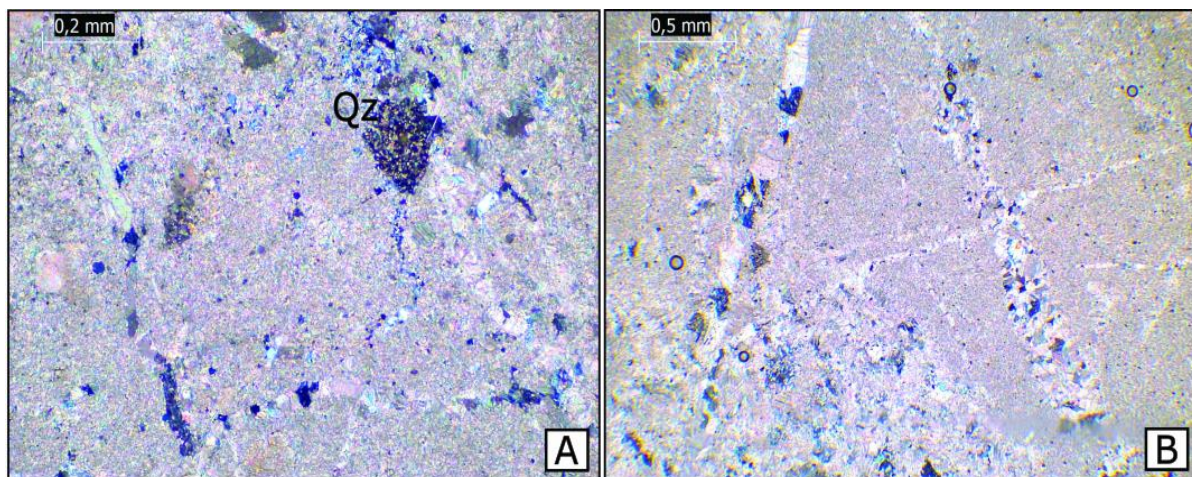
Fotografía N° 3: Caliza tipo grainstone según la clasificación de Dunham (1962).

Descripción microscópica: Con microscopio petrográfico se observó una roca compuesta por un 95% de caliza y 5% de dolomita. Texturalmente está formada por una matriz micrítica (60%) y cemento esparítico (40%). La calcita forma parte de la matriz y del cemento, también en venillas. La dolomita se encuentra en el cemento como cristales romboédricos.

Los componentes aloquímicos son abundantes en un 5% y comprenden bioclastos muy fracturados, en ocasiones, relleno por esparita recrystalizada. Además, presenta un 3% de elementos terrígenos como cristales subredondeados de cuarzo (Fotomicrografía N° 4 - A).

La roca muestra numerosas venillas de calcita, de diferente espesor y morfología. Las primeras, son rectas y de mayor espesor y, son cortadas por venillas más finas, densas y de morfología sinuosa (Fotomicrografía N° 4 - B).

Según la clasificación de Dunham, la muestra se clasifica como un **WACKESTONE**



Fotomicrografía N° 4: A) Textura matriz-sostén con pequeños cristales de cuarzo subredondeados y parches de calcita en una matriz microesparítica -NX(10x)-. B) Venillas de calcita. Las de mayor espesor son cortadas por las venillas más finas -NX(4x)-.

▪ Muestra C5

Muestra de mano: Roca de color gris oscuro con un denso venilleo de calcita que le otorga a la roca un aspecto brechoso. Los fragmentos son angulosos a subangulosos y se encuentran fuertemente silicificados siendo difícil su reconocimiento. Al parecer, se trata de clastos de caliza y chert. La calcita se ve en las venillas y rellenando espacios.

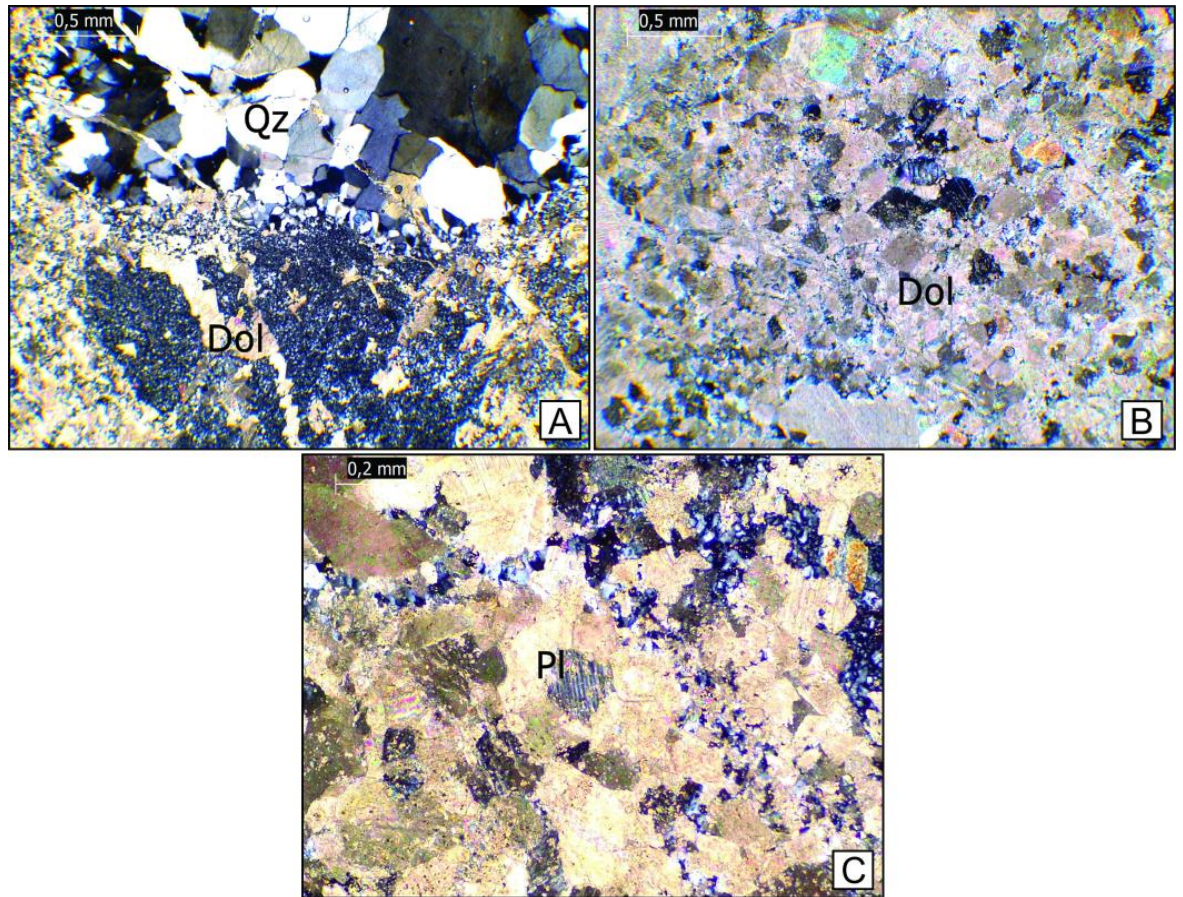


Fotografía N° 4: Brecha tectónica bimíctica

Descripción microscópica: La sección delgada muestra una roca formada por un 60% de calcita y 40% de dolomita. Los componentes ortoquímicos tienen una mayor proporción de esparita (80%) que de micrita (20%). La calcita forma parte tanto de la matriz micrítica como del cemento esparítico, mientras que la dolomita, se observa en formas romboidales casi perfectas (Fotomicrografía N°5 - A) formando parte del cemento esparítico. La textura es clasto – sostén y la matriz está totalmente silicificada (Fotomicrografía N°5 - B).

Se reconocen también componentes terrígenos (abundantes en un 15%) consistentes en partículas de plagioclasa con fuerte alteración a calcita en los bordes (Fotomicrografía N°5 - C) en cantidades menores al 3% y el resto corresponde a granos de chert (Fotomicrografía N°5 - A), de formas subredondeadas y con tamaño que superan los 2cm. Estos, a su vez, son cortados por venillas de calcita.

La roca se clasifica como una **BRECHA SILICIFICADA** formada por clastos de chert y de caliza que, según la clasificación de Dunham, consiste en un **GRAINSTONE**.



Fotomicrografía N°5: A) En el margen superior se observa parte de un grano de chert, en una matriz oscura totalmente silicificada. Resaltan en la parte media los cristales de dolomita en forma de rombo. B) Textura clasto-sostén C) Plagioclasa con macla polisintética y fuerte alteración en los bordes.

▪ **Muestra C6**

Muestra de mano: Roca de color gris claro con textura brechosa, formada por fragmentos completamente silicificados y unidos por una matriz carbonática. Los fragmentos son subangulosos a subredondeados. Se observan pequeños fragmentos redondeados de chert.



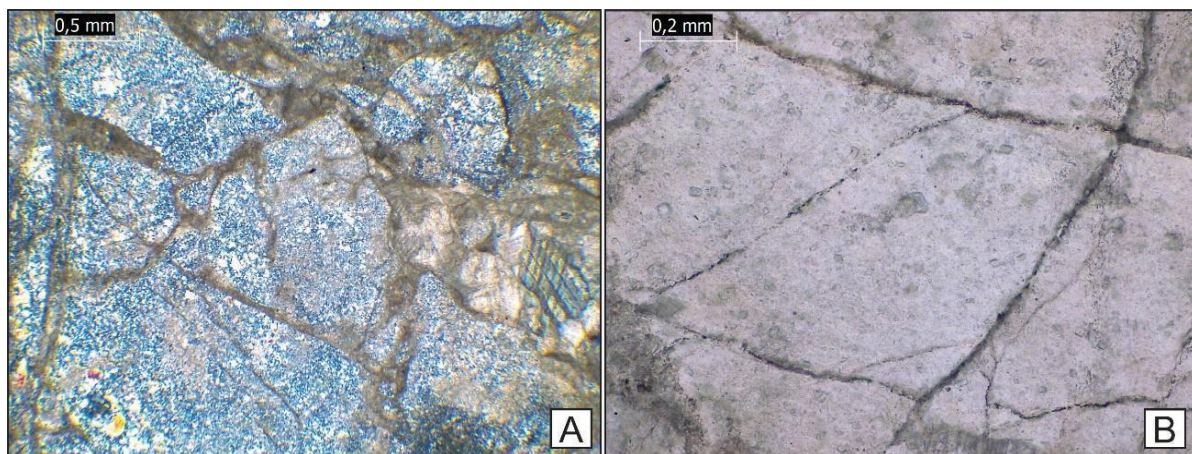
Fotografía N° 5: Brecha tectónica bimíctica

Descripción microscópica

Con microscopio petrográfico se reconoce una roca con textura brechosa, matriz-sostén, formada por clastos totalmente silicificados. La matriz está constituida por calcita y dolomita que se distribuyen en forma de parches.

Presenta de forma aislada, cristales de cuarzo recrystalizado (Fotomicrografía N°6 – A), posibles óxidos de color pardo rojizo distribuidos en la matriz y minerales opacos(?) concentrados en las venillas (Fotomicrografía N°6 - B)

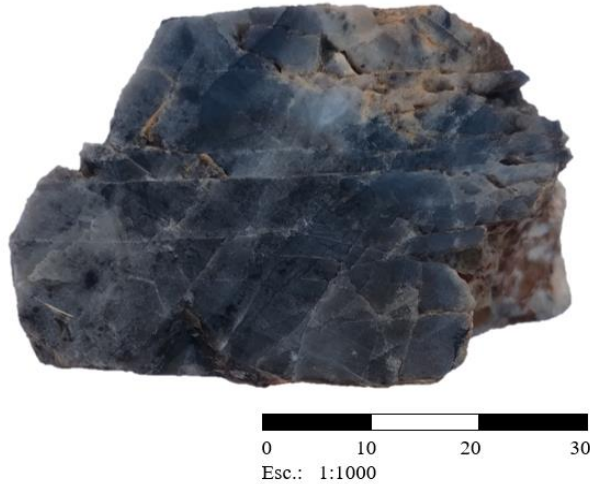
La roca es clasificada como una **BRECHA CARBONÁTICA SILICIFICADA**



Fotomicrografía N°6: A) Textura brechoide -NX(4x)-. B) Concentración de minerales opacos en las venillas -N//(10x)-.

▪ **Muestra C7**

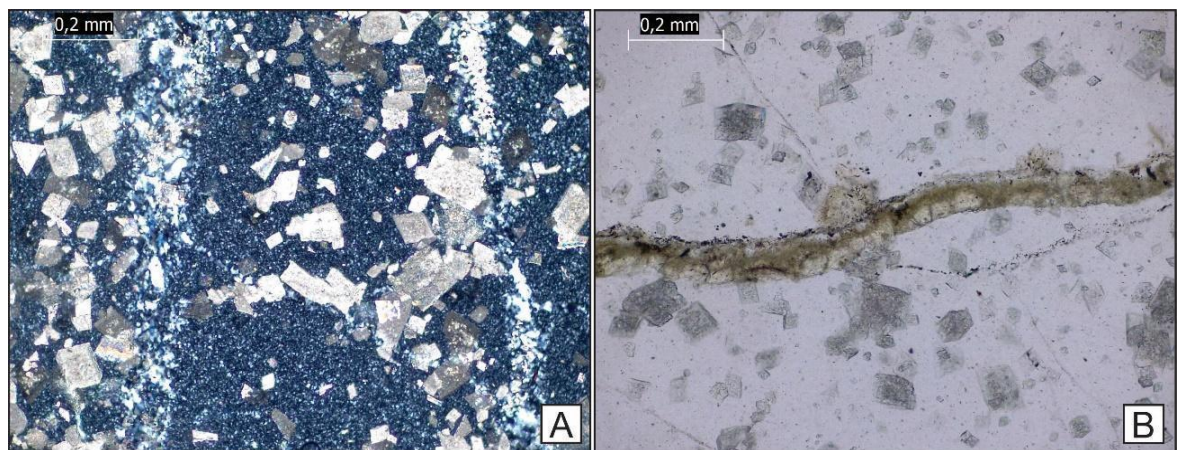
Muestra de mano: Roca de color gris oscuro, totalmente silicificada. Se reconocen finas venillas de sílice que atraviesan toda la roca y pequeños fragmentos de dimensiones menores a 1 cm.



Fotografía N° 6: Brecha tectónica bimíctica

Descripción microscópica: Roca con una fuerte silicificación y dolomitización. Se observa una pasta oscura formada por cuarzo microcristalino y formas romboidales de dolomita. Presenta venillas de cuarzo y de calcita. Estas últimas muestran concentración de minerales opacos en los bordes.

Debido al intenso grado de alteración que presenta la misma, no puede ser clasificada.

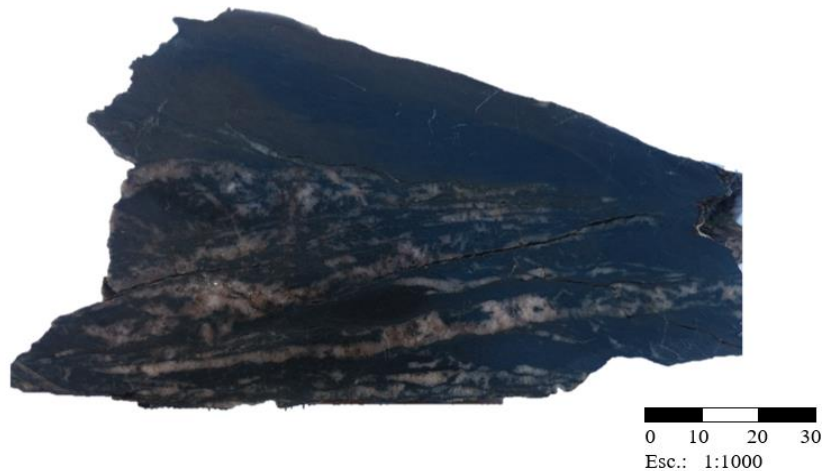


Fotomicrografía N°7: A) Cristales romboidales de dolomita en una pasta de sílice. Se muestran también, en forma vertical, dos venillas de cuarzo –NX(10x)-. B) Venilla de calcita y minerales opacos –N/(10x)-.

▪ **Muestra C8**

Muestra de mano: Roca de color gris oscuro, grano muy fino con estructura esquistosa, compuesta por folias de clorita y sericita.

Presenta venillas de cuarzo, que van desde los 0,5 mm de espesor hasta los 5 cm. En terreno, estas venillas se observan con textura de drusas y dientes de perro. La salbanda de las venillas muestra coloración verdosa, posiblemente por la presencia de clorita. Esta última también aparece en venillas, rectas y de menor espesor.



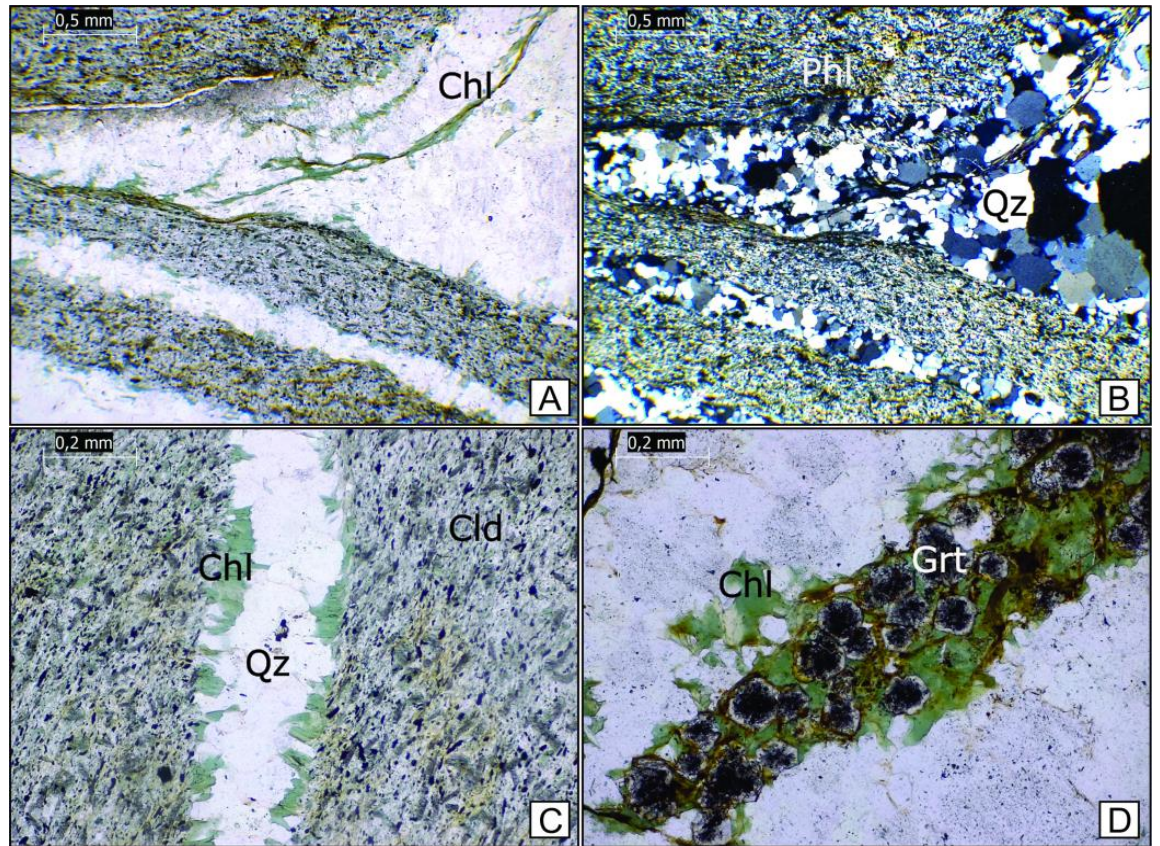
Fotografía N° 7: Esquisto con numerosas venillas de cuarzo

Descripción microscópica: Con microscopio petrográfico, se observa que la muestra está formada sericita, clorita y cloritoides isorientadas con textura lepidoblástica. Los cloritoides presentan forma de folias, con relieve moderado a alto, de color gris y maclados (Fotomicrografía N°8 - A - B). Posibles micas con colores de interferencia más altos.

Se reconocen abundantes minerales opacos distribuidos en toda la muestra, algunos se ubican en la misma dirección de flujo y otros, en forma aleatoria.

Presenta numerosas venillas de cuarzo granoblástico con clorita en la salbanda (Fotomicrografía N°8 - C). La clorita también aparece en forma de venillas y asociadas a ellas, numerosos cristales de granates, euhedrales a subhedrales y que no superan los 0,2mm (Fotomicrografía N°8 - D).

A partir de la estructura y textura de la roca, se considera que la misma ha sufrido metamorfismo, por lo que la muestra se clasifica como un **ESQUISTO**.



Fotomicrografía N°8: A) Textura lepidoblástica de las folias de clorita, sericita, cloritoides y flogopitas -N/(4x)-. B) Textura granoblástica del cuarzo relleno de venillas -NX(4x)-. C) Venilla de cuarzo con clorita en los bordes -NX(10x)-. D) Venilla de clorita con abundantes cristales de granate -N/(10x)-.

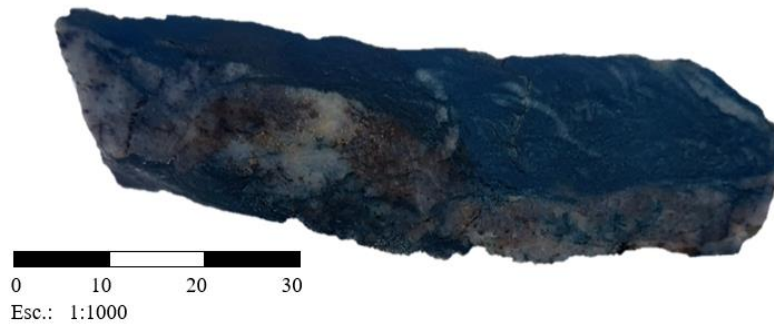
▪ **Muestra C9**

Muestra de mano: Macroscópicamente, se observa una roca de grano muy fino, compuesta por clorita y sericita, de color gris oscuro y estructura esquistosa.

Presenta una venilla de cuarzo de poco más de 1 cm de espesor, con un halo verdoso en los bordes, posiblemente de clorita.

La roca presenta magnetismo moderado en algunos sectores.

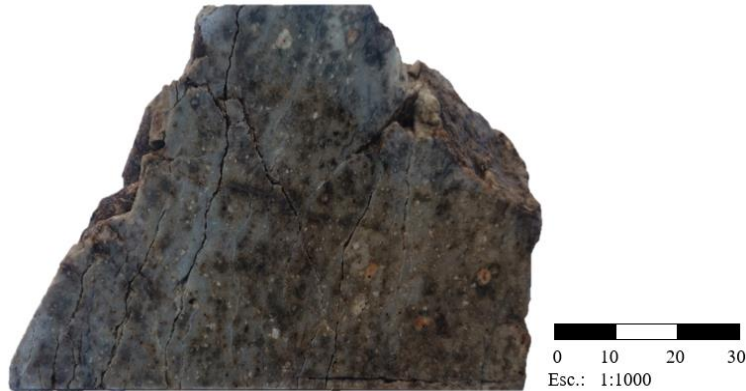
De acuerdo con la estructura de la muestra, se clasifica como un **ESQUISTO**.



Fotografía N° 8: Esquisto con venillas de cuarzo

▪ **Muestra C10**

Muestra de mano: Se trata de una roca de color castaño amarillento, con textura porfídica. Presenta fenocristales de plagioclasas argilitizados, cuarzo y minerales máficos. Algunas plagioclasas muestran formas de tablillas. La matriz es afanítica y presenta, además, pirita disseminada.



Fotografía N° 10: Dacita

Descripción microscópica: Microscópicamente se reconoce una roca de textura porfídica formada por fenocristales de plagioclasa, cuarzo y escasos minerales máficos inmersos en una pasta granular.

Las plagioclasas constituyen cerca del 70% de la muestra, se observan como cristales tabulares, zonados y con maclas polisintéticas. Las mismas están alteradas a sericita, minerales arcillosos y muestran escasos parches de pistacita.

Los máficos forman cerca del 5% y se trata principalmente de biotitas, de menor tamaño en comparación al cuarzo y los feldespatos.

El 25% restante corresponde a cristales de cuarzo y de tamaños variados que se distribuyen en la matriz. Como minerales accesorios, se observa epidoto y clorita.

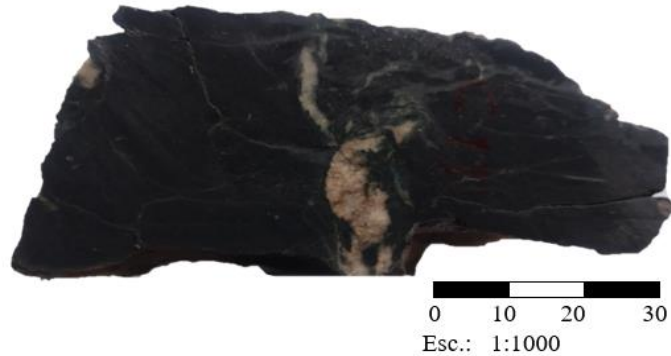
En cuanto a la pasta, consiste en un mosaico grueso, cuarzo – feldespático, con alteración de las plagioclasas a minerales arcillosos y en menor proporción, a sericita.

La muestra presenta un venilleo muy fino y de morfología sinuosa, con relleno de biotita que en algunos sectores se observa desnaturalizado pasando a moscovita/sericita. Además, tiene minerales opacos, de color pardo – rojizo y geometría cúbica que corresponden a magnetita.

De acuerdo con su composición, la muestra se clasifica como una **DACITA**.

▪ **Muestra C11**

Muestra de mano: La muestra de mano consiste en una roca de color gris oscuro, compuesta por clorita y sericita, con estructura esquistosa y grano muy fino. Presenta venillas de cuarzo de morfologías sinuosas y espesores variables con una coloración verdosa en los bordes, posiblemente por clorita. Se detecta presencia de magnetismo en toda la roca.



Fotografía N° 11: Esquisto

Descripción microscópica

En sección delgada se observan cristales de sericita y clorita isorientadas con una textura lepidoblástica. Además, folias de color gris, relieve alto y con maclas polisintéticas correspondientes a cloritoides y, por último, abundantes minerales opacos.

Presenta venilleo de sílice con textura granoblástica suturada y cloritas alteradas. Estas venillas muestran concentración de minerales opacos en los bordes, algunos de color pardo – rojizo, posiblemente magnetita.

A partir de la estructura y textura de la roca, se define como una roca metamórfica y se clasifica como un **ESQUISTO**.

▪ Muestra C12

Muestra de mano: Macroscópicamente, la roca es de color gris con estructura esquistosa. A simple vista se puede reconocer abundante contenido de micas y minerales máficos. Presenta también, grandes cúmulos formados por biotitas, cloritas y magnetita. Estos cúmulos tienen formas elipsoidales con tamaños muy variados, del orden de los centímetros.

La muestra tiene, además, venillas sinuosas de sílice con halo de cloritas.



Fotografía N° 12: Esquisto micáceo moteado y cúmulo de micas + magnetita

Descripción microscópica: Microscópicamente, la roca tiene una textura moteada formada por abundante estaurolita euhedral a subhedral con textura poikilítica (Fotomicrografía N°12 - A). La matriz está formada mayoritariamente por clorita – sericita con textura lepidoblástica y cuarzo granoblástico.

Contiene además granates secundarios de menor tamaño, generalmente anhedrales, y que también se observan formando parte de los cúmulos y en las venillas. El tamaño de los granates y estaurolitas es de 0,2 mm aprox.

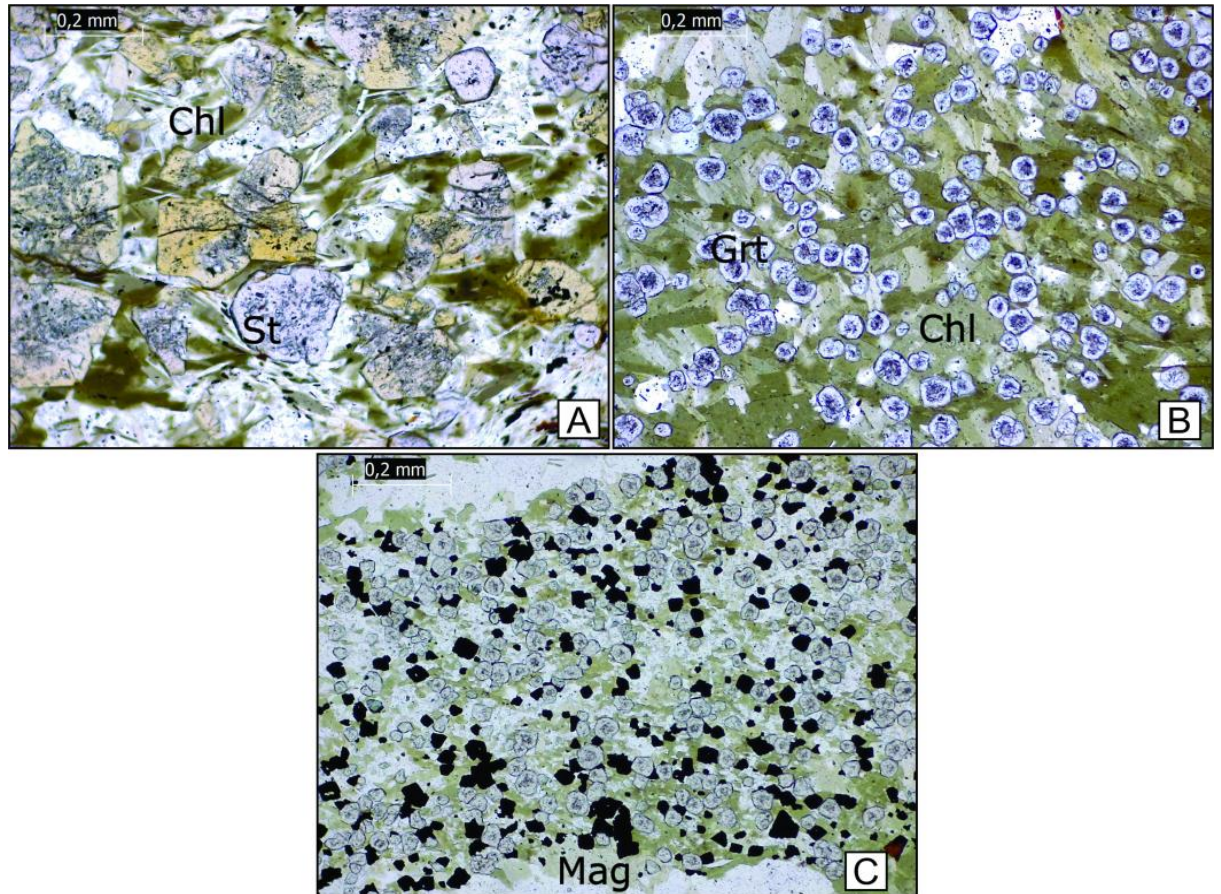
Las venillas de sílice muestran textura granular con sílice y granate, además de un halo de clorita.

Existe presencia de minerales opacos en toda la muestra formando inclusiones dentro de los cristales de granates y estaurolitas como así también dispersos en la matriz. Algunos muestran coloración pardo-rojiza, posiblemente se trate de óxidos.

Los cúmulos de micas + magnetita muestran zonación desde el borde hacia el interior siguiendo la siguiente secuencia: en primer lugar, presenta una venilla de clorita - biotita con abundantes

granates que no superan el 0,1mm de diámetro (Fotomicrografía N°12 - B), hacia el interior también presenta granates, pero de menor tamaño y se le suman minerales opacos de geometría cúbica (Fotomicrografía N°12 - C), posiblemente sulfuros y magnetita.

La roca se clasifica como un **ESQUISTO MICÁCEO MOTEADO**



Fotomicrografía N°12: A) Textura moteada con cristales de estaurolitas de color amarillento y granates secundarios de morfología más redondeada y menor tamaño. La matriz presenta coloración verdosa debido a la clorita -N/(4x)-. B) Venilla de clorita con granates, menores a 0,1mm -N/(4x)-. C) Abundantes minerales opacos, algunos con formas cúbicas.

▪ **Muestra C13**

Descripción microscópica: Con microscopio petrográfico, se observa una roca con textura moteada caracterizada por cristales de estaurolita euhedral a subhedral con textura poikilitica y granates secundarios, generalmente anhedrales. Estos minerales se ven de menor tamaño y en menor cantidad que en la muestra anterior. La matriz consiste en clorita y sericita con textura lepidoblástica y, cuarzo granoblástico.

La muestra tiene abundantes minerales opacos distribuidos en forma aleatoria, posiblemente óxidos.

Presenta venillas de sílice con textura granular y halo de clorita.

La roca se clasifica como un **ESQUISTO MICÁCEO MOTEADO**

▪ **Muestra C14**

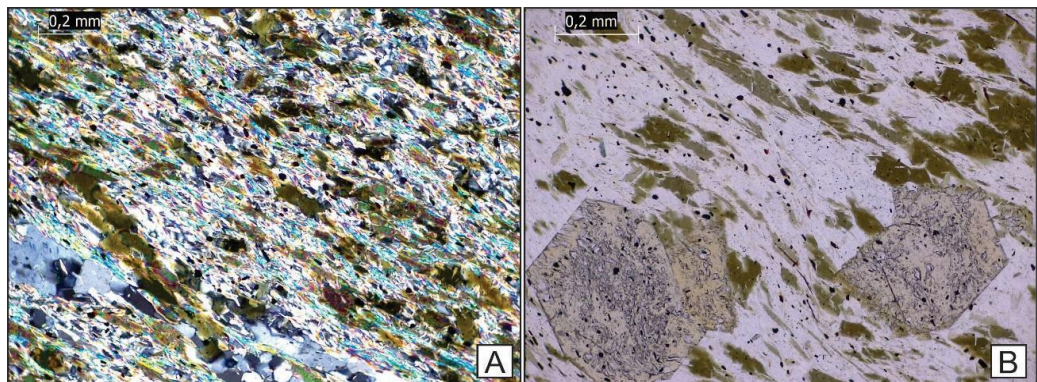
Descripción microscópica: En sección delgada, se reconoce una roca con textura moteada.

La matriz está formada por clorita y sericita con textura lepidoblástica, isorientadas y con cuarzo granoblástico (Fotomicrografía N°14-A).

Las motas corresponden a cristales de estaurolita euhedral a subhedral, con tamaños de 0,5mm aproximadamente y textura poikilitica (Fotomicrografía N°14 - B).

Se observan también minerales opacos distribuidos en toda la muestra, tanto en la matriz como en los porfiroblastos. Posiblemente, magnetita.

La roca se clasifica como un **ESQUISTO MICÁCEO MOTEADO**



Fotomicrografía N°14: A) Matriz micácea, formada por clorita y sericita orientadas en una dirección preferencial-NX(10x)-. B) Cristales euhedrales de estaurolita. Se observan también minerales opacos -N/(10x)-.

▪ **Muestra C15**

Muestra de mano: Muestra de color gris claro con textura granular fina formada por cuarzo, plagioclasa, feldespato alcalino y minerales máficos.

El cuarzo se observa incoloro y con una textura sacaroide. Por su parte, tanto las plagioclasas como los feldespatos alcalinos se reconocen con un hábito tabular.

Los máficos también se ven en forma de tablillas, pero con hábito laminar, posiblemente biotita. Además, tiene pequeños granos de magnetita diseminada que le dan a la roca un magnetismo suave.

La muestra presenta xenolitos de color oscuro, formados por minerales máficos (posiblemente biotita) y magnetita. Estos tienen formas elipsoidales a irregulares y alcanzan varios centímetros de espesor, donde el contacto entre ellos es criboso.



Fotografía N° 13: Granodiorita

Descripción microscópica: Con microscopio petrográfico, se reconoce una roca con textura granular formada por cuarzo, plagioclasa, feldespato alcalino y máficos.

El cuarzo se presenta en un 40% del total, con cristales anhedrales y de tamaño variable. En menor proporción (35%), se observan plagioclasas con cristales tabulares zonados y maclados, con alteración moderada a minerales arcillosos, sericita y minerales máficos (Fotomicrografía N°15). También se observa alteración a cloritas, parches de calcita y escasos epidotos.

Los feldespatos corresponden al 15% del total y son individuos tabulares, maclados y con intercrecimiento peritítico.

Los máficos (7%) consisten en biotitas, algunas alteradas a clorita y con segregación de opacos.

Existen, además, agregados elipsoidales con cristales de menor tamaño formados a partir de las concentraciones de clorita, moscovita y cloritoides. Como mineral accesorio se observa circón. La roca se clasifica como una **GRANODIORITA**



Fotomicrografía N°15: Cristal de plagioclasa zonado y maclado, con una fuerte alteración en el interior a minerales arcillosos, sericita y la presencia de opacos -NX(4x)-.

▪ Muestra C16

Muestra de mano: Macroscópicamente, se distingue una roca de color gris claro y textura granular fina con granos menores a los 3 mm. Estos granos corresponden a cuarzo, plagioclasa, feldespato alcalino y minerales máficos.

El cuarzo se ve incoloro y con textura sacaroides.

Las plagioclasas se observan en coloraciones claras y con forma de tablillas, mientras que los feldespatos alcalinos tienen tonalidades más rosadas y/o amarillentas.

Los máficos tienen tamaños que no superan los 2mm y corresponden a biotitas con una alteración fuerte a clorita. Asociados a éstos, se reconocen granos de magnetita.

La muestra tiene xenolitos con cloritas, moscovita y biotita, estas formas no superan el centímetro de diámetro. Son formas elipsoidales, sin bordes definidos, ni magnetismo.



Fotografía N° 14: Granodiorita

Descripción microscópica: Microscópicamente, se reconoce una roca con textura granular formada por cuarzo (40%), plagioclasas (30%), feldespatos alcalinos (20%) y máficos (10%).

El cuarzo se presenta en cristales anhedrales de tamaños muy variables.

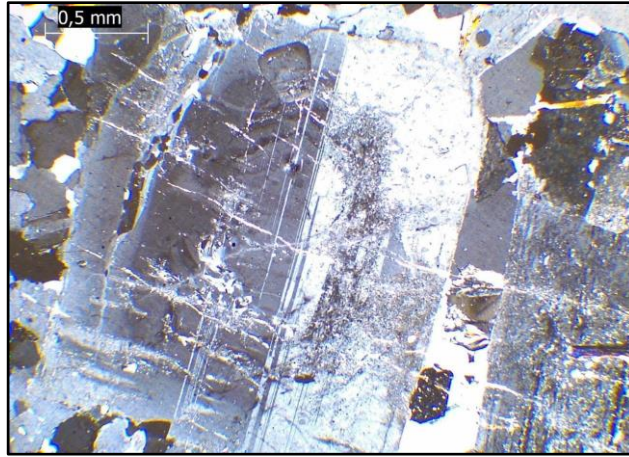
Las plagioclasas son cristales euhedrales (tabulares) con maclas polisintéticas y también zonadas. Muestran alteración moderada a minerales arcillosos, sericita y cloritas.

Los feldespatos, también en individuos tabulares, maclados. Se ven algunos cristales con intercrecimiento peritítico, alterando a plagioclasas (Fotomicrografía N°16).

Los máficos corresponden a biotitas, algunas están levemente cloritizadas y otras desnaturalizadas. También, nidos de biotita secundaria. Asociados a los minerales máficos, se observan minerales opacos.

Se reconoce en la muestra, acumulaciones de clorita, moscovita, cloritoides y máficos.

La roca se clasifica como una **GRANODIORITA**



Fotomicrografía N°16: Intercrecimiento de plagioclasa en un feldespato potásico o intercrecimiento peritico -NX(4x)-.

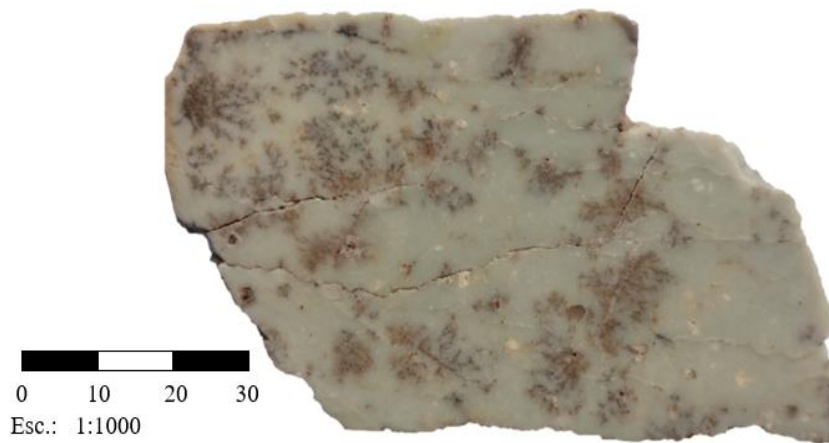
▪ **Muestra C17**

Muestra de mano: Muestra de mano de color gris claro a verdoso con textura porfídica compuesta por fenocristales de plagioclasas, cuarzo y máficos en una matriz afanítica.

Las plagioclasas se observan como fenocristales euhedrales a subhedrales, alterados a minerales arcillosos.

El cuarzo anhedral aparece en menor proporción y en cuanto a los máficos, consisten en tablillas distribuidas de forma escasa en la matriz.

La roca se encuentra afectada por una fuerte silicificación y abundantes dendritas de manganeso.



Fotografía N° 15: Dique

Descripción microscópica: La sección delgada muestra textura porfídica con fenocristales de plagioclasa, cuarzo y máficos en una pasta microgranosa.

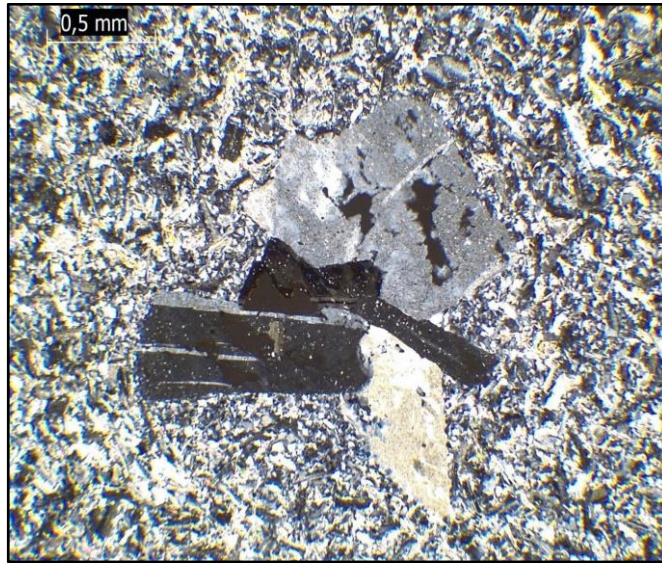
Las plagioclasas están presentes en un 85% del total, siendo parte de la pasta y también como fenocristales formando glomérulos (Fotomicrografía N°17). Tienen formas tabulares, están maclados y con una fuerte alteración a minerales arcillosos.

El cuarzo se observa en un 12%, en cristales con formas redondeadas.

Los máficos (<3%) son reconocidos por su sección hexagonal y fuertes colores de interferencia. Consisten en anfíboles que se reconocen alterados a minerales arcillosos.

En cuanto a la pasta, consiste en un mosaico fino cuarzo – feldespático con alteración a sericita. Se reconoce además una venilla sinuosa de biotita-clorita con un halo de sericita.

La clasificación modal según el diagrama QAPF de Le Bas y Streckeisen (1991) indica que la muestra se clasifica como dacita **DACITA**.



Fotomicrografía N°17: Textura glomeroporfírica de plagioclasas, con disposición aleatoria en una pasta microgranular -NX(4x)-.

▪ **Muestra C18**

Muestra de mano: Macroscópicamente, la roca presenta color gris verdoso y textura aparentemente porfírica. Es difícil reconocer su textura original debido a que está totalmente silicificada.

A simple vista, solo se reconocen tablillas de plagioclasas en una pasta afanítica. Las mismas están, parcial y/o totalmente silicificadas y la alteración va desde el centro hacia los bordes.



Fotografía N° 16: Dique

Descripción microscópica: Roca con textura porfídica formada por fenocristales de plagioclasa y minerales máficos en una pasta afanítica.

Las plagioclasas con morfologías tabulares están macladas y con una fuerte alteración en los bordes a sericita y minerales arcillosos.

Los minerales máficos son escasos, pero pueden reconocerse anfíboles, por su sección hexagonal y algunas láminas de biotita. Los anfíboles también concentran la alteración en los bordes.

Debido al grado de silicificación que presenta la roca, no fue posible clasificarla.

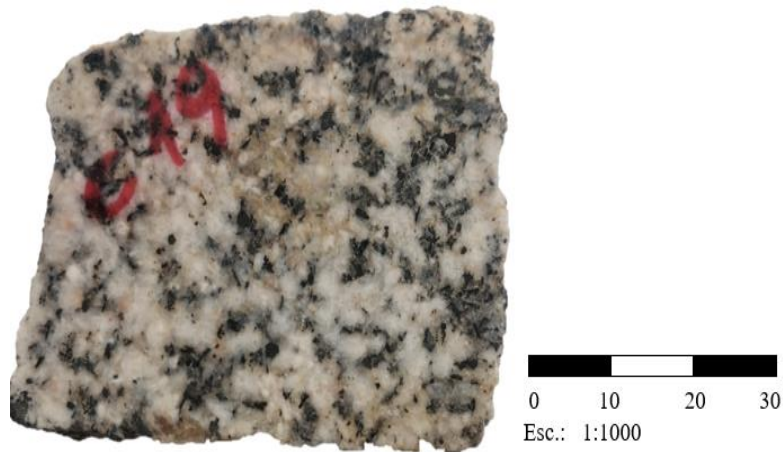
▪ **Muestra C19**

Muestra de mano: Muestra de mano de color gris claro y textura granular media a fina, con tamaños de granos que oscilan entre los 2 y 4mm y formada por cuarzo, plagioclasa, feldespato alcalino y máficos.

Las plagioclasas se observan de color claro a blanquecino y tienen forma de tablillas. Algunas muestran tonalidades más oscuras en los bordes, posiblemente debido a la alteración a minerales arcillosos y sericita.

Se reconocieron también feldespatos alcalinos en tonalidades rosadas y cuarzo, incoloro.

Los minerales máficos consisten en tablillas de hábito laminar correspondientes a biotitas cloritizadas y anfíboles que muestran secciones basales hexagonales. Además, se asocian fenocristales de magnetita.



Fotografía N° 17: Granodiorita

Descripción microscópica: En sección delgada, la roca muestra una textura granular, formada por cuarzo, plagioclasas, feldespato alcalino y minerales máficos.

Las plagioclasas se manifiestan en un 65% de la muestra, con maclas polisintéticas y zonación. Presentan una alteración moderada a fuerte a minerales arcillosos y sericita.

Los feldespatos potásicos (15%) son euhedrales a subhedrales y se ven menos alterados que las plagioclasas. Se reconocen cristales con intercrecimiento peritítico.

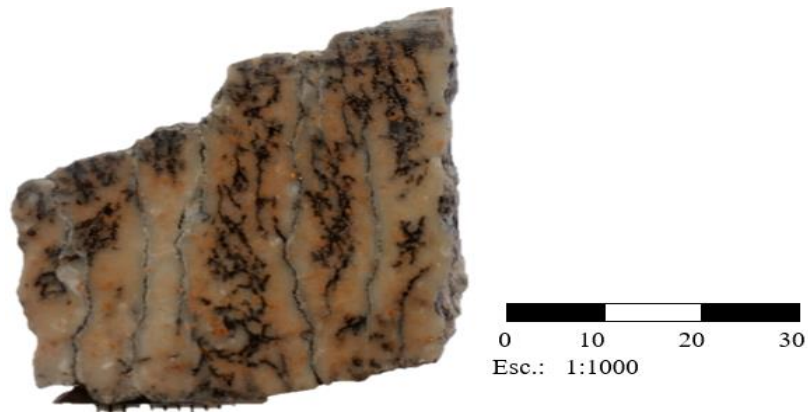
El cuarzo primario se presenta en cristales de menor tamaño (20%), mientras que el cuarzo secundario se halla rellenando espacios.

Los máficos se presentan en un 10% y consisten en anfíboles (hornblendas verdes) que pueden reconocerse en sección basal por su clivaje y forma hexagonal, y además biotitas cloritizadas. Ambos con segregación de opacos que, en algunos casos, reemplazan totalmente a los máficos. Los minerales opacos tienen forma cúbica y posiblemente se trate de magnetita. Como mineral accesorio, se observa titanita. La roca se clasifica como una **GRANODIORITA**.

▪ **Muestra C20**

Muestra de mano: Roca de color gris claro a pardo, con textura porfídica definida por fenocristales de plagioclasas y minerales máficos, inmersos en una pasta afanítica.

Las plagioclasas se observan euhedrales, en pequeñas tablillas, y en poca cantidad, mientras que los máficos se observan completamente oxidados y además, muestra abundantes dendritas de manganeso.



Fotografía N° 17: Dique

Descripción microscópica: Microscópicamente, la muestra presenta textura porfídica compuesta por fenocristales de plagioclasa, cuarzo y minerales máficos en una pasta microgranuda.

Los fenocristales de plagioclasa corresponden a cristales tabulares bien desarrollados, zonados y con macla polisintética. Los mismos están alterados, algunos parcial y otros totalmente a sericita.

Los feldespatos alcalinos en cambio presentan bordes irregulares y alteración a minerales arcillosos.

Los máficos (posiblemente biotita y anfíboles) están completamente alterados por lo que es difícil reconocerlos. Se observan completamente reemplazados a sericita y a minerales opacos, donde estos últimos se concentran mayoritariamente en los bordes.

Diseminados en la pasta, se encuentran numerosos minerales opacos euhedrales y de geometría cúbica, posiblemente pirita. Como mineral accesorio, se observa apatito.

En cuanto a la pasta, está completamente reemplazada por sericita, feldespatos alcalinos y sílice secundario.

Debido al grado de silicificación que presenta la roca, no fue posible clasificarla.

BIBLIOGRAFÍA

Albanesi, G., Hünicken, M. y Barnes, C., 1998. Bioestratigrafía de conodontes de las secuencias ordovícicas del cerro Potrerillo, Precordillera Central de San Juan, R. Argentina. Academia Nacional de Ciencias, Córdoba, Tomo XII: 1 - 72.

Alcacer Sanchez, J., Rothis, L., Haro Sanchez, F., Colavitto, B., Vargas, H. N., Vargas, M. y Perucca, L. P., 2023. Tectonic framework of surface and blind structures from neotectonic and geophysical (gravimetry) analyses, Central Andes of Argentina.

Alonso, J., Gallastegui, J., García-Sansegundo, J., Farias, P., Rodríguez Fernández, L.R. y Ramos, V., 2008. Extensional tectonics and gravitational collapse in an Ordovician passive margin: The Western Argentine Precordillera. *Gondwana Research*, 13, 204 - 215.

Alonso, J., Banchig, A., Voldman, G., Albanesi, G., Cardo R., Fernández, Luis & Martín Merino, G., Ortega, G., Suárez Rodríguez, A., Festa, A., Rodríguez-Fernández, L. y Ramos, V., 2016. Relación estructural entre la Precordillera Central y Occidental en la sección del Río San Juan. *Acta geológica lilloana*. Vol. 28 (Suplemento): III Jornadas de Geología de Precordillera. 25 - 31.

Amos, A., 1953. Geología de la Rinconada, Sierra Chica de Zonda, San Juan. Tesis doctoral. Universidad de Buenos Aires. Facultad de Ciencias Exactas y Naturales.

Amos, A., 1954. Estructura de las Formaciones Paleozoicas de la Rinconada, pie oriental de la sierra Chica de Zonda, San Juan. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 9 (1): 3 - 32.

Angelelli, V., 1984. Yacimientos metalíferos de la República Argentina. Volúmen II. Comisión de Investigaciones Científicas de la Provincia de Buenos Aires, Facultad de Ciencias Naturales y Museo de La Plata, UNLP, 704 p., La Plata.

Anselmi, G., Cegarra, M. I., Gaido, M. F., Yamin, M., Pereyra, F. X. y Herrmann, C. J., 2021. Hoja Geológica 3169-27 Barreal, Provincia de San Juan. Boletín 444. 104 p. Buenos Aires, Servicio Geológico Minero Argentino. Instituto de Geología y Recursos Minerales

Ariza, J. P., 2016. Estudios geológicos y geofísicos en la faja ofiolítica de la Precordillera Occidental entre Calingasta y Barreal, San Juan. Evolución geotectónica. Tesis doctoral. PhD Thesis. Universidad Nacional de San Juan.

- Arribas, A., 1962.** Mineralogía y metalogenia de los yacimientos españoles de Uranio: las pizarras uraníferas de la provincia de Salamanca. Estudios Geológicos. Vol. XVIII. Madrid, pp. 155 – 172.
- Astini, R. A., 1992.** Tectofacies ordovícicas y evolución de la cuenca eopaleozoica de la Precordillera Argentina. Estudios Geológicos, 48: 315 - 327.
- Astini, R. A., 1997.** Las unidades calcáreas del Ordovícico Medio y Superior de la Precordillera Argentina como indicadores de una etapa extensional. II Jornadas de Geología de Precordillera. Actas; 8 - 14. San Juan, Argentina.
- Astini, R. A. y Maretto, H. M., 1996.** Análisis estratigráfico del Silúrico de la Precordillera Central de San Juan y consideraciones sobre la evolución de la cuenca. XIII Congreso Geológico Argentino y III Congreso de Exploración de Hidrocarburos, Actas I: 351 - 368. Buenos Aires.
- Astini, R. y Vaccari, E., 1996.** Sucesión evaporítica del Cámbrico inferior de la Precordillera: significado geológico. Revista de la Asociación Geológica Argentina 51(2): 97 - 106.
- Astini, R., Benedetto, J. L., y Vaccari, N. E., 1995.** The early Paleozoic evolution of the Argentine Precordillera as a Laurentian rifted, drifted, and collided terrane: A geodynamic model. Geological Society of America Bulletin, 107(3), 253 - 273.
- Astini, R. A., Martina, F., Ezpaleta, M., Dávila, F. M. y Cawood, P. A., 2009.** Chronology from rifting to foreland basin in the Paganzo Basin (Argentina), and reappraisal on the ‘Eo- and Neohercynian’ tectonics along western Gondwana. XII Congreso Geológico Chileno, 1 - 4. Santiago, Chile.
- Azcuy, C. L. y Caminos, R., 1987.** El Sistema Carbonífero en la República Argentina: Diastrofismo. Academia Nacional de Ciencias, Córdoba, 239 - 251. Ed. Archangelsky, S.
- Baldis, B. A., 1973.** Variaciones de facies en la Formación Punta Negra (Devónico) de la Precordillera sanjuanina. Revista de la Asociación Geológica Argentina, 28(2), 147-155.
- Baldis, B. A. y Chebli, G. A., 1969.** Estructura profunda del área central de la Precordillera sanjuanina. Actas 4º Jornadas Geológicas Argentinas, 1: 47-65.

Baldis, B. A. y Peralta, S. H., 1999. Silúrico y Devónico de la Precordillera de Cuyo y Bloque de San Rafael. Geología Argentina (Caminos, R.; editor). Servicio Geológico Minero Argentino SEGEMAR, 215-238, Buenos Aires.

Baldis, B. A., Bordonaro, O. L. y Beresi, M. S., 1981. Estromatolitos, trombolitos y formas afines en el límite Cámbrico - Ordovícico del oeste argentino. II Congreso Latinoamericano de Paleontología. Brasil, 1:19 – 31.

Baldis, B. A., Beresi, M. S., Bordonaro O. y Vaca, A., 1982. Síntesis evolutiva de la Precordillera Argentina. Actas del 5º Congreso Latinoamericano de Geología, 2: 329-341.

Banchig, L. y Bordonaro, O., 1994. Reinterpretación de la Formación Los Sombreros: secuencia olistostrómica de talud, Precordillera Argentina. Actas 5º Reunión Argentina de Sedimentología: 283- 288. Tucumán.

Banchig, A. L., Keller, M. y Milana, J. P., 1990. Brechas calcáreas de la Formación Los Sombreros, Quebrada Ojos de Agua, Sierra del Tontal, San Juan. XI Congreso Geológico Argentino, San Juan. Actas (Vol. 2, pp. 149-52).

Barazangi, M. y Isacks, B. L., 1976. Spatial distribution of earthquakes and subduction of the Nazca plate beneath South America. Geology, 4 (11), 686-692.

Barrionuevo, M., Arnosio, M. y Llambías, E. J., 2013. Nuevos datos geocronológicos en subsuelo y afloramientos del Grupo Choiyoi en el oeste de La Pampa: implicancias estratigráficas. Revista de la Asociación Geológica Argentina, 70(1), 31-39.

Benedetto, J. L. y Franciosi, M., 1998. Braquiópodos silúricos de las Formaciones Tambolar y Rinconada, en la Precordillera de San Juan, Argentina. Ameghiniana 35(2): 115-132.

Benedetto, J. L., Racheboeuf, P. R., Herrera, Z. A., Brussa, E. D. y Toro, B. A., 1992. Braquiópodos y bioestratigrafía de la Formación Los Espejos, silúrico - devónico de la Precordillera (NO de Argentina). Geobios 25: 599-637.

Bercowski, F. y Zambrano, J., 1990. Carbonífero y Pérmico de San Juan. 11º Congreso Geológico Argentino (San Juan), Actas :78-92.

Beresi, M. S., 1981. Fauna y ambiente en los sedimentos carbonáticos arenigianos de Talacasto. San Juan. Actas 8º Congreso Geológico Argentino (San Luis), II: 349-417. Buenos Aires.

Beresi, M. S., 1987. Ensayo paleoecológico sobre la diversidad faunística en la plataforma calcárea ordovícica de la Precordillera de San Juan, Argentina. 4º Congreso Latinoamericano de Paleontología. Santa Cruz de la Sierra, Bolivia. 1: 27-34.

Beresi, M. S., 1990. El Ordovícico de la Precordillera de San Juan. Geología y Recursos Naturales de la provincia de San Juan. XI Congreso Geológico Argentino (San Juan) Relatorio: 32-46.

Beresi, M. S., Bordonaro, O., Toro, E. y Heredia, S., 1987. Paleoecología y paleoambientes de la Formación San Juan (Ordovícico inferior) de la quebrada de Las Lajas, Sierra Chica de Zonda, Precordillera de San Juan, Argentina. 4º Congreso Latinoamericano de Paleontología. Santa Cruz de la Sierra, Bolivia. 1: 17-25.

Beutner, E. C., 1977. Causes and consequences of curvature in the Sevier orogenic belt, Utah and Montana. Rocky Mountain thrust belt geology and resources. Wyoming Geological Association. pp. 353-366.

Bodenbender, G., 1902. Contribución al conocimiento de la Precordillera de San Juan de Mendoza y de las Centrales de la República Argentina: Academia Nacional de Ciencias de Córdoba. Boletín, 17, 201-261.

Boedo, F., Vujovich, G., Kay, S., Ariza, J. y Pérez, S., 2013. The E-MORB like geochemical features of the Early Paleozoic mafic-ultramafic belt of the Cuyania terrane, western Argentina. Journal of South American Earth Sciences 48: 73-84.

Bordonaro, O. L., 1980. El Cámbrico en la quebrada de Zonda, Provincia de San Juan. Revista de la Asociación Geológica Argentina 35 (1): 26-40.

Bordonaro, O., 1999. Cámbrico y Ordovícico de la Precordillera y Bloque de San Rafael. Geología Argentina. Anales 29 (8): 189-204. Buenos Aires.

Bordonaro, O., Beresi, M. y Keller, M., 1993. Reinterpretación estratigráfica del Cámbrico del área de San Isidro, Precordillera de Mendoza. 12º Congreso Geológico Argentino, Actas 2: 12-19.

Bordonaro, O., Banchig, A. y Arroqui Langer, A., 1999. Síntesis estratigráfica de los depósitos del margen continental occidental paleozoico inferior de la Precordillera de Cuyo. XIV Congreso Geológico Argentino, Salta, Argentina. Actas 1, 393 – 396.

- Breitkreuz, C. y Zeil, W., 1994.** The Late Carboniferous to Triassic volcanic belt in northern Chile. *Tectonics of Southern Central Andes*: Berlin, Springer-Verlag, 277-292.
- Burmeister, G., 1876.** Description physique de la république Argentine. Vol.2. Paris. Burmeister. Description physique de la république Argentine 1876.
- Caballé, M., Furque, G., Cuerda, A. y Alfaro, M., 1992.** Nuevos hallazgos de graptolitos en la Formación Sierra de la Invernada (Ordovícico), Precordillera de San Juan, Argentina. *Buenos Aires*, 29: 9-26.
- Cahill, T. y Isacks, B. L., 1992.** Seismicity and shape of the subducted Nazca plate. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 97(B12), 17503-17529.
- Caminos, R., Llambías, E. J., Rapela, C. W. y Parica, C. A., 1988.** Late Paleozoic- Early Triassic magmatic activity of Argentina and the significance of new Rb-Sr ages from northern Patagonia: *Journal of South American Earth Sciences*, 1(2), 137-145.
- Carrera, M. G., 1997.** Evolución y recambio de las faunas de poríferos y briozoos en el Ordovícico de la Precordillera argentina. *Ameghiniana*, 34(3), 295-308.
- Carrera, M. G., 2001.** Análisis de la distribución y composición de las biofacies de la Formación San Juan (Ordovícico temprano), Precordillera Argentina. *Ameghiniana*, 38(2), 169-184.
- Carrera, M. G., 2003.** Sponges and Bryozoans. *Ordovician Fossils of Argentina*. Universidad Nacional de Córdoba, Secretaría de Ciencia y Tecnología, 155-186.
- Casé, A. M., López-Escobar, L., Danieli, J. C. y Schalamuk, A., 2008.** Butalón igneous rocks, Neuquén, Argentina: Age, stratigraphic relationships and geochemical features: *Journal of South American Earth Sciences*, 26, 188-203.
- Castro de Machuca, B. E., Conte-Grand, A., Meissi, E., Pontoriero, S., Sumay, C. y Morata, D., 2007.** El magmatismo Neopaleozoico en la sierra de la Huerta, Sierras Pampeanas Occidentales, provincia de San Juan: los pórfidos Marayes Viejo y el Arriero: *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 62, 447-449.
- Cevallos, M. y Milana, J. P., 1992.** Sedimentología de un desierto eólico Terciario (San Juan, Argentina). 4° Reunión Argentina de Sedimentología, La Plata, Acta 3: 121- 128.

Chaia, T., 1990. Registro del senoniano lacustre de la provincia de San Juan. 1° Congreso Uruguayo de Geología, Resúmenes ampliados: 33-36. Montevideo.

Cortés, J. M., Casa, A., Pasini, M. M., Yamin, M. G. y Terrizzano, C. M., 2006. Fajas oblicuas de deformación geotectónica en Precordillera y Cordillera Frontal (31°30'-33°30'LS): Controles paleotectónicos: Revista de la Asociación Geológica Argentina, 61, 639-646.

Cristallini, E. O. y Ramos, V. A., 2000. Thick-skinned and thin-skinned thrusting in the La Ramada fold and thrust belt: crustal evolution of the High Andes of San Juan, Argentina (32 SL). Tectonophysics, 317(3-4), 205-235.

Cuerda, A. J., 1965. Nota sobre la estratigrafía de la Sierra de Perico en la Provincia de San Juan. Revista de la Asociación Geológica Argentina, 19(4): 207-210.

Cuerda, A., 1966. Formación La Chilca, Silúrico Inferior, San Juan. Comisión de Investigaciones Científicas de Buenos Aires, Notas 4 (1): 3-12.

Cuerda, A. J., 1969. Sobre las graptofaunas del Silúrico de San Juan. Ameghiniana 5: 223-235.

Cuerda, A. J. y Baldis, B. A., 1971. Silúrico-Devónico de la Argentina. Ameghiniana, 8: 128-164.

Cuerda, A., Cingolani, C. A. y Varela, R., 1983. Las graptofaunas de la Formación Los Sombreros, Ordovícico inferior, de la vertiente oriental de la Sierra del Tontal, Precordillera de San Juan. Ameghiniana, 20(3-4), 239-260.

Cuerda, A. J., Rickards, R. B. y Cingolani, C., 1988. A new Ordovician-Silurian boundary section in San Juan Province, Argentine, and its definitive graptolite fauna. Journal of the Geological Society 145: 749-757.

Dunham, R. J., 1962. Classification of carbonate rocks according to depositional textures.

Frenguelli, J., 1951. Floras devónicas de la Precordillera de San Juan (nota preliminar). Revista Asociación Geológica Argentina, 6: 83-94.

Frenguelli, J., 1952. "Haplostigma furquei" n.sp., del Devónico de la Precordillera de San Juan. Revista Asociación Geológica Argentina, 7: 5-10.

Furque, G., 1963. Descripción geológica de la Hoja 17b, Guandacol. Servicio Nacional Geológico Minero.

Furque G., 1973. Descripción Geológica de la Hoja 20 c Ullún, Provincia de San Juan. Carta Geológico-Económica de la República Argentina Escala 1: 200.000. Servicio Nacional Minero Geológico, 143 p. (inédito), Buenos Aires.

Furque, G., 1979. Descripción geológica de la Hoja 18c, Jáchal (provincia de San Juan). Boletín-Servicio Geológico Minero Argentino, (164).

Furque, G., 1983. Descripción geológica de la Hoja 19c, Ciénaga de Gualilán. Servicio Geológico Nacional.

Furque, G. y Cuerda, A. J., 1979. Precordillera de La Rioja, San Juan y Mendoza. En Geología Regional Argentina/Academia Nacional de Ciencias - Córdoba, (Vol. 1).

Furque, G. y Caballé, M. F., 1988. Descripción geológica de la Sierra de La Invernada. Provincia de San Juan. Informe Inédito. Dirección Nacional de Geología y Minería. 76 p.

Furque, G. y Caballé, M. F., 1990. Depósitos marinos del Paleozoico medio en la Precordillera Central de San Juan, Argentina. XI Congreso Geológico Argentino. Actas, 2: 81-84. San Juan.

Furque, G., González, P. y Caballé, M., 1999. Hoja del mapa Geológico 3169—II (San José de Jáchal), escala 1:250 000 Boletín N°259, SEGEMAR-Buenos Aires, 1 – 52.

Gad, S. y Kusky, T., 2006. Lithological mapping in the Eastern Desert of Egypt, the Barramiya area, using Landsat thematic mapper (TM). Journal of African Earth Sciences, 44(2), 196-202.

Gallastegui, G., Cuesta, A., Ordóñez, A. R., Gerdes, A., Heredia, N. y Gallastegui, J. 2008. El stock granodiorítico La Leona: magmatismo Gondwánico en la Precordillera Central de los Andes Argentinos. XVII Congreso Geológico Argentino, 1, 209-210.

Giambiagi, L. y Martínez, A. N., 2008. Permo-Triassic oblique extension in the Potrerillos-Uspallata area, western Argentina: Journal of South American Earth Sciences, 26: 252-260.

Gregori, D.A., Grecco, L.E. y Llambías, E.J., 2003. El intrusivo López Lecube: evidencias de magmatismo alcalino Gondwánico en el sector sudoeste de la provincia de Buenos Aires, Argentina: Revista de la Asociación Geológica Argentina, 58(2), 167-175.

Gregori, D.A. y Benedini, L., 2013. The Cordon del Portillo Permian magmatism, Mendoza, Argentina, plutonic and volcanic sequences at the western margin of Gondwana: *Journal of South American Earth Sciences*, 42, 61-73.

Haller, M. y Ramos, V., 1984. Las ofiolitas famatinianas (Eopaleozoico) de las provincias de San Juan y Mendoza. 9º Congreso Geológico Argentino. Actas 2: 66-83.

Heim, A., 1952. Estudios tectónicos en la Precordillera de San Juan. Los ríos San Juan, Jáchal y Huaco. *Revista de la Asociación Geologica Argentina*, 7(1): 11-70.

Heredia, S., 2012. Bioestratigrafía de conodontes del Darriwiliano medio (Ordovícico) de la Formación Las Aguaditas, Precordillera Central. *Revista Mexicana de Geología*, 29 (1): 76-86.

Heredia, S. y Mestre, A., 2011. Middle Darriwilian Conodont Biostratigraphy in the Argentine Precordillera. In: J.C. Gutiérrez Marco, I. Rábano y D. García Bellido (Eds.), *Ordovician of the World*. Cuadernos del Museo Geominero, 14: 229-234.

Heredia, S. y Mestre, A., 2013. Advances in the middle Darriwilian conodont biostratigraphy of the Argentine Precordillera. In: *Conodonts from the Andes* (eds. Albanesi G. and Ortega, G.). Proceedings of the 3rd International Conodont Symposium and Regional Field Meeting of the IGCP project 591. *Publicación Especial de la Asociación Paleontológica Argentina*, 13: 45-47.

Heredia, S., Beresi, M. y Peralta, S., 2005. Darriwilian conodont biostratigraphy of the Las Chacritas Formation, Central Precordillera, San Juan Province, Argentina. *Geologica Acta*, 3: 85-94.

Heredia, S., Beresi, M. y Mestre, A., 2011. La estratigrafía del Ordovícico Medio del río Las Chacritas, Precordillera Central de San Juan. *Serie Correlación Geológica*, 27(1): 18-26.

Heredia, N., Rodríguez Fernández, L. R., Gallastegui, G., Busquets, P. y Colombo, F., 2002. Geological setting of the Argentine Frontal Cordillera in the flat-slab segment (30°00'-31°30'S latitude): *Journal of South American Earth Sciences*, 15, 79-99.

Hervé, F., Fanning, C.M., Calderón, M. y Mpodozis, C., 2014. Early Permian to Late Triassic batholiths of the Chilean Frontal Cordillera (28°-31°S): SHRIMP U-Pb zircon ages and Lu-Hf and O isotope systematic: *Lithos*, 184-187, 436-446.

Jordan, T. E., Allmendinger, R. W., Damanti, J. F. y Drake, R. E., 1993 b. Chronology of motion in a complete thrust belt: the Precordillera, 30-31 S, Andes Mountains. *The Journal of Geology*, 101(2), 135-156.

Karkanis, C. y Rossello, E. A., 2004. Geología y controles estructurales de las áreas de alteración del Portezuelo de Las Burras (Cordillera Frontal, San Juan): *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 59(1), 3-13.

Kay, S., Ramos, V. y Kay, R., 1984. Elementos mayoritarios y trazas de las vulcanitas ordovícicas de la Precordillera occidental; basaltos de rift oceánico temprano(?) próximo al margen continental. 9º Congreso Geológico Argentino, Actas 2: 48-65.

Kay, S. M., Ramos, V. A., Mpodozis, C. y Sruoga, P., 1989. Late Paleozoic to Jurassic silicic magmatism at the Gondwana margin: analogy to the Middle Proterozoic in North America: *Geology*, 17, 324-328.

Keidel, J., 1921. Observaciones geológicas en la precordillera de San Juan y Mendoza: la estratigrafía y la tectónica de los sedimentos paleozoicos en la parte norte, entre el Río Jáchal y el Río San Juan. Talleres Gráficos del Ministerio de Agricultura de la Nación.

Keller, M., 1999. Argentine Precordillera: sedimentary and plate tectonic history of a Laurentian crustal fragment in South America. *The Geological Society of America Special Paper* 341: 1–131.

Keller, M., Eberlein, S. y Lehnert, O., 1993. Sedimentology of Middle Ordovician carbonates in the Argentina Precordillera; evidence of relative sea-level change. *Geologie Rundschau* 82: 362-377.

Keller, M., Cañas, F., Lehnert, O. y Vaccari, N. E., 1994. The Upper Cambrian and Lower Ordovician of the Precordillera (western Argentina): some stratigraphic reconsiderations. *Newsletters on Stratigraphy*, 115-132.

Kelly, J. G., 1962. Geología de las sierras de Moquina y perspectivas petrolíferas, Dto. de Jáchal, Provincia de San Juan. YPF, Gerencia Exploración (inédito), Buenos Aires.

Kleiman, L. E. y Japas, M. S., 2002. The lower Choiyoi volcanic sequence at 34°-35°30'S, San Rafael, Mendoza, Argentina: evidence of active plate convergence (resumen), en *Pacific Margin of Gondwana, Gondwana XI, IGCP Symposium 436: Christchurch, New Zealand*.

Kleiman, L. E. y Japas, M. S., 2009. La provincia volcánica de Choiyoi en 34°S - 36°S (San Rafael, Mendoza, Argentina): implicaciones para la evolución del Paleozoico tardío del margen suroeste de Gondwana. *Tectonofísica*, 473 (3-4), 283-299

Kleiman, L. E. y Japas, M. S., 2002. The lower Choiyoi volcanic sequence at 34°-35°30'S, San Rafael, Mendoza, Argentina: evidence of active plate convergence (resumen), en *Pacific Margin of Gondwana, Gondwana XI, IGCP Symposium 436: Christchurch, New Zealand*.

Kobayashi, T., 1937. The Cambro-Ordovician shelly faunas of South America. *Journal of Faculty of Science, Imperial University of Tokyo*, II (5): 369-522, Tokyo.

Le Bas, M. J. y Streckeisen, A. L., 1991. The IUGS systematics of igneous rocks. *Journal of the Geological Society*, 148(5), 825-833.

Lehnert, O., 1995. Ordovizische Conodonten aus der Präkordillere Westargentiniens: Ihre Bedeutung für Stratigraphie und Paläogeografie. *Erlangen geologische Abhandlungen* 125: 1-193.

Leveratto, M. A., 1968. Geología de la zona al oeste de Ullum - Zonda, borde Oriental de la precordillera de San Juan, eruptividad subvolcanica y estructura. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, Vol. 23, p. 129-157.

Limarino, C., Net, L., Gutierrez, P., Barreda, V., Caselli, A. y Ballent, S., 2000. Definición litoestratigráfica de la Formación Ciénaga de Huaco (Cretácico superior), Precordillera Central, San Juan, Argentina. *RAGA*, 55 (1-2): 83-99.

Llambías, E. J., 1999. Las rocas ígneas gondwánicas. 1. El magmatismo gondwánico durante el Paleozoico Superior- Triásico. En: Caminos, R. (Ed.), *Geología Argentina*. Instituto de Geología y Recursos Minerales, *Anales* 29(14), pp. 349-363. Buenos Aires.

Llambías, E. J. y Sato, A. M., 1990. El batolito de Colangüil (29-31 S) Cordillera Frontal de Argentina: estructura y marco tectónico. *Revista Geológica de Chile* 17: 99-108.

Llambías, E. J. y Sato, A. M., 1995. El batolito de Colangüil: transición entre orogénesis y anorogénesis: *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 50(1-4), 111- 131.

Llambías, E. J., Quenardelle, S. y Montenegro, T., 2003. The Choiyoi Group from central Argentina: a subalkaline transitional to alkaline association in the craton adjacent to the active margin of the Gondwana continent: *Journal of South American Earth Sciences*, 16, 243-257.

Llambías, E. J., Leanza, H. A. y Carbone, O., 2007. Evolución tectonomagmática 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(2), 217-235.

Marchionni, D. y Tessone, M., 2009. Cartografía geológica y reconocimiento de áreas de alteración hidrotermal con imágenes LANDSAT-TM en el área de La Manchuria, Macizo del Deseado, Patagonia Argentina. *Anais XIV Simpósio Brasileiro de Sensoriamento Remoto*, 3269-3276.

Martínez, A. y Giambiagi, L., 2009. Las secciones del ciclo magmático gondwánico del Grupo Choiyoi entre los 33° 35 y 32° 50 LS y sus variaciones geoquímicas. Santiago, 22, S9-048.

Martín, M. W., Clavero, J. C. y Mpodozis, C. M., 1999. Late Paleozoic to Early Jurassic tectonic development of the high Andean Principal Cordillera, El Indio Region, Chile (29°-30°S): Journal of South American Earth Sciences, 12, 33-49.

Martínez, A., Rodríguez Blanco, L. y Ramos, V. A., 2006. Permo-Triassic magmatism of the Choiyoi Group in the Cordillera Frontal of Mendoza, Argentina: geological variations associated with changes in Paleo-Benioff zone (resumen), en Backbone of the Americas, Mendoza: Mendoza, Argentina, Asociación Geológica Argentina–Geological Society of America Symposium, Abstract with Programs,77.

Martínez, N. A., Tobares, M. L., Giaccardi, A., Aguilera, D., Roquet, M. B. y Giambiagi, L., 2012. Depósitos piroclásticos gondwánicos en el sur de la sierra de Varela, provincia de San Luis: su petrografía y geoquímica. Aportes al Magmatismo y Metalogénesis Asociada I: San Miguel de Tucumán, Argentina, Serie de Correlación Geológica, 28(1), 23-32.

Meinert, L. D., 1992. Skarns and skarn deposits. Geoscience Canada.

Mendoza, N., 2012. Petrografía y procedencia de los clastos de basamento de las psefitas del talud Ordovícico de Precordillera. Tesis de Doctorado (Inédito) Universidad Nacional de San Juan.

Mestre, A., 2012. Bioestratigrafía de conodontes del techo de la Formación San Juan y el miembro inferior de la Formación Los Azules, Cerro La Chilca, Precordillera Central. *Ameghiniana*, 49(2): 185-197.

Mestre, A., 2014. Bioestratigrafía de conodontes del Darriwiliense medio (Ordovícico) en el borde oriental de la Sierra de Villicum (Precordillera Oriental, Argentina). *Boletín Geológico y Minero*, 125(1): 65-76.

Mestre, A. y Heredia, S., 2013 a. La Zona de Yangtgeplacognathus crassus (conodonta), Darriwiliano de la Precordillera. *Ameghiniana* 50(4): 407-417.

Mestre, A. y Heredia, S., 2013 b. Biostratigraphic significance of Darriwilian conodonts from Sierra de La Trampa (Central Precordillera, San Juan, Argentina) *Geosciences Journal*, 17(1): 3-53.

Mestre, A. y Heredia, S., 2020 a. The conodont *Paroistodus horridus* (Barnes and Poplawski) as new biostratigraphical tool for the middle Darriwilian (Ordovician). *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*. 549.

Mestre, A. y Heredia, S., 2020 b. Lower-middle Darriwilian index conodonts from the Precordillera: New taxonomical approaches. *Palaeobiodiversity and Palaeoenvironment*, 100: 737-756.

Mestre, A., Nestell, G., Heredia, S. y Gonzalez, M., 2008. Primeros foraminíferos de la Formación San Juan (Darriwiliano), Precordillera Central. XVII Congreso Geológico Argentino (San Salvador de Jujuy), Actas 3: 1028-1029.

Mestre, A., Gómez, M. J., Heredia, S. y Moreno, F., 2021. Estratigrafía del Paleozoico Inferior de la Sierra de Las Crucecitas, Precordillera Central, San Juan. *Serie correlación geológica*, 37(1), 5-18.

Milana, J. P., Cevallos, M., Zavattieri, A. M., Pramparo, M. y Papu, H. O., 1993. Las secuencias Terciarias de Pachaco: Sedimentología edad, correlaciones y significado paleogeográfico. Actas 12° Congreso Geológico Argentino, Mendoza, 1: 226-234.

Mpodzis, C. y Kay, S. M., 1992. Late Paleozoic to Triassic evolution of the Gondwana margin: evidence from Chilean Frontal Cordillera batholiths (28° S to 31° S). *Geological Society of America Bulletin* 104: 999-1014.

- Munizaga, F., Maksaev, V., Fanning, C. M., Giglio, G., Yaxley, G. y Tassinari, C.G., 2008.** Late Paleozoic- Early Triassic magmatism on the western margin of Gondwana: Collahuasi area, Northern Chile: *Gondwana Research*, 13, 407-427.
- Ortiz, A. y Zambrano, J. J., 1981.** La provincia geológica Precordillera Oriental. *Actas 8º Congreso Geológico Argentino*, 3: 59-74.
- Pankhurst, R. J., Rapela, C. W., Caminos, R., Llambías, E.J. y Párica, C., 1992.** A revised age for the granites of the central Somuncura batholith, North Patagonian Massif: *Journal of South American Earth Sciences*, 5, 321-325.
- Pardo, M., Monfret, T., Vera, E., Eisenberg, A., Gaffet, S., Lorca, E. y Perez, A., 2002.** Flat-slab subduction zone in central Chile–Argentina: seismotectonic and body-wave tomography from local data. In 5th international symposium on Andean geodynamics, ISAG, Toulouse, Francia, Ext. Abs: 469-472.
- Peralta, S.H., 1990.** Silúrico de la Precordillera de San Juan-Argentina. XI Congreso Geológico Argentino. Relatorio de Geología y Recursos Naturales de la Provincia de San Juan: 48-64.
- Peralta, S.H., 2003.** An introduction to the geology of the Precordillera, western Argentina. En: Peralta, S., Albanesi, G. y Ortega, G. (Eds.) *Ordovician and Silurian of the Precordillera, San Juan Province, Argentina. Field Trip Guide INSUGEO, Miscelánea 10*: 7-22.
- Peralta, S. H., 2005.** Formación Los Sombreros: un evento diastrófico extensional del Devónico (inferior?- medio?) en la Precordillera Argentina. *Actas del 16º Congreso Geológico Argentino*, (4): 322-326. La Plata.
- Peralta, S. H., 2013.** Devónico de la sierra de La Invernada, Precordillera de San Juan, Argentina: revisión estratigráfica e implicancias paleogeográficas. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 70(2), 202-215.
- Peralta, S. H. y Carter, C. H., 1990.** Facies de plataforma e Icnofacies de la Formación Tambolar (Silúrico) en su localidad tipo, Precordillera Central sanjuanina, Argentina. III Reunión Argentina de Sedimentología, *Actas*: 339-344. San Juan.

Peralta, S. H. y León, L. I., 1993. Estratigrafía, sedimentología y correlación de los depósitos silúricos de Pachaco, Precordillera Central sanjuanina. XII Congreso Geológico Argentino, Actas 1: 142-147, Mendoza.

Peralta, S. H., Uliarte, E. R. y Lanzilotta, I., 1986. Estudio de los depósitos sedimentarios ferruginosos del Silúrico de la Precordillera de San Juan. Primeras Jornadas sobre Geología de la Precordillera. Asociación Geológica Argentina, Serie A, Monografías y Reuniones, Actas 2: 301-306.

Peralta, S. H., Pothe de Baldi, E. D. y Aceñolaza, F. G., 1997. Elementos de correlación estratigráfica del Silúrico de la Precordillera Central de San Juan, Argentina. 2° Jornadas Sobre Geología de Precordillera, Actas: 48-53. San Juan.

Peralta, S. H., Pothe de Baldi, E. D. y León, L. I., 1998. El Silúrico en la sección del río San Juan. Precordillera de Cuyo, Argentina: significado estratigráfico y paleoambiental. X Congreso Latinoamericano de Geología y VI Congreso de Geología Económica, Actas 1: 163-168, Buenos Aires.

Peralta, S. H., Pothe de Baldi, E. D., León, L. I. y Pereira, M. E., 2003. Silurian of the San Juan Precordillera, western Argentina: stratigraphic framework. In Ortega, G. y Aceñolaza, G.F (eds.) Proceedings of the 7th International Graptolite Conference & Field Meeting of the International Subcommittee on Silurian Stratigraphy. Serie Correlación Geológica, 18: 151-156. Tucumán.

Peralta, S. H. y Ruzicki de Berenstein, L. J., 1990. Icnofacies asociadas a facies turbidíticas de la Formación Punta Negra (Devónico mediosuperior?), en el perfil de los Caracoles, Precordillera Central sanjuanina, Argentina. Actas 3° Reunión Argentina de Sedimentología: 334-338, San Juan.

Pérez, D. J., 2007. Introducción a los sensores remotos - Aplicaciones en Geología. Laboratorio de Tectónica Andina, Ciudad Universitaria, Pabellón, 2, C1428EGA.

Perucca, L. y Vargas, N., 2014. Neotectónica de la provincia de San Juan, centro-oeste de Argentina. Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana, 66 (2), 291-304.

Perucca, L., Onorato, M., Millán, J., Bustos, A. y Vargas, H. N., 2014. Variación del estilo de deformación a lo largo del Sistema de falla La Cantera, Precordillera Central, San Juan, Argentina. *Revista de la Sociedad Geológica de España*, 27(2), 69-79.

Perucca, L., Rothlis, M., Bezerra, F., Vargas, N. y Lima, J., 2015. Late quaternary evolution of the La Cantera Fault System (central Precordillera, Argentina): a morphotectonic and paleoseismic analysis. *Tectonophysics* 661, 200–209.

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

Quartino, B., Zardini, R. y Amos, A., 1971. Estudio y exploración geológica de la región BarrealCalingasta, provincia de San Juan, República Argentina. *Asociación Geológica Argentina. Monog. N°1*, 184.

Ramos, V.A., 1988. The tectonics of the Central Andes: 30° to 33°S latitude, en Clark, S.P., et al., (eds.), *Processes in continental lithospheric deformation: Geological Society of America Special Paper*, 218, 31-54.

Ramos, V.A., 1999. Las Provincias Geológicas del Territorio Argentino. *Geología Argentina. Anales* 29 (3): 41-96. Buenos Aires.

Ramos, V. A. y Folguera, A., 2009. Andean flat-slab subduction through time. *Ancient Orogens and Modern Analogues: London, The Geological Society, Special Publications*, 327, 31- 54.

Ramos, V.A., Jordan, T.E., Allmendinger, R.W., Mpodozis, C., Kay, S.M., Cortés, J.M. y Palma, M., 1986. Terrenos paleozoicos de los Andes centrales argentino-chilenos. *Tectónica*, 5 (6), 855-880.

Ramos, V.A., Cegarra, M. y Cristallini, E., 1996. Cenozoic tectonics of the High Andes of west-central Argentina, (30° 36°S latitude). *Tectonophysics* 259: 185-200.

Rapalini, A. E. y Vilas, J. F., 1991. Tectonic rotations in the late Paleozoic continental margin of southern South América determined and dated by paleomagnetism. *Geophysical Journal International*, 107: 333-351.

- Rapela, C.W. y Llambías, E.J., 1985.** Evolución magmática y relaciones regionales de los complejos eruptivos de La Esperanza, provincia de Río Negro. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 40, 4-25.
- Rickards, R. B., Brussa, E. D., Toro, B. A. y Ortega, G., 1996.** Ordovician and Silurian graptolite assemblages from Cerro del Fuerte, San Juan Province, Argentina. *Geological Journal* 31: 101-122.
- Rocha-Campos, A. C., Basei, M. A., Nutman, A. P., Kleiman, L. E., Varela, R., Llambías, E., Canile, F. M. y Da Rosa, O. D. C., 2011.** 30 million years of Permian volcanism recorded in the Choiyoi igneous province (W Argentina) and their source for younger ash fall deposits in the Paraná Basin: SHRIMP U-Pb zircon geochronology evidence: *Gondwana Research*, 19, 509-523.
- Roso de Luna, I., 1995.** Explicación de la hoja N° 853, Burguillos del Cerro (Badajoz). IGME, Madrid, 108.
- Rubinstein, N., 1995.** Petrología y metalogenia del magmatismo Paleozoico superior-Triásico del sector centro y sur de la sierra de Volcán, provincia de San Juan, Argentina. Tesis Doctoral. Universidad de Buenos Aires. Facultad de Ciencias Exactas y Naturales.
- Ruíz García, C., 1976.** Génesis de los depósitos de hierro del suroeste de la provincia de Badajoz: Mina Monchi. *Boletín geológico y minero*, 87(1), 15-31.
- Sánchez, T., Carrera, M. y Benedetto, J.L., 1996.** Variaciones faunísticas en el techo de la Formación San Juan (Ordovícico Temprano, Precordillera Argentina): Significado Paleoambiental. *Ameghiniana* 33(2): 185-200.
- Sato, A. M. y Llambías, E. J., 1993.** El Grupo Choiyoi, provincia de San Juan: equivalente efusivo del Batolito de Colangüil. 12° Congreso Geológico Argentino y 2° Congreso de Exploración de Hidrocarburos, Actas 4: 156-165. Mendoza.
- Siame, L. L., Bellier, O., Sébrier, M., Bourlès, D. L., Leturmy, P., Perez, M. y Araujo, M., 2002.** Seismic hazard reappraisal from combined structural geology, geomorphology and cosmic ray exposure dating analyses: the Eastern Precordillera thrust system (NW-Argentina): *Geophysical Journal International*, 150, 241-260.

Simón, W., 1985. Algunos aportes a la geología del Distrito Minero Huachi, San Juan. 1° Jornadas sobre Geología de Precordillera. Actas: 370-375. San Juan.

Soria, T., 2017. La Zona de *Oepikodus intermedius* (Ordovícico Inferior) en la Quebrada Los Sapitos, Precordillera Central, San Juan. En: Benedetto J.L, S., Heredia, G., Aceñolaza y J., Carlorosi (eds.), Estratigrafía y Paleontología del Paleozoico Inferior de Argentina, XX Congreso Geológico Argentino: 32-37. Tucumán.

Spalletti, L. A., Cingolani, C. A., Varela, R. y Cuerda, A. J., 1989. Sediment gravity flow deposits of an Ordovician deep sea fan system (western Precordillera, Argentina). *Sedimentary Geology* 61: 287–301.

Sruoga, P. y Llambías, E.J., 1992. Permo-Triassic leucorhyolitic ignimbrites at Sierra de Lihue Calel, La Pampa Province, Argentina: *Journal of South American Earth Sciences*, 5(2), 141-152.

Stappenbeck, R., 1910. La precordillera de San Juan y Mendoza: República Argentina Sec. Geol. Mineral. Min. Anales, 4(3), 187.

Stelzner, A., 1875. Comunicaciones sobre la geología y mineralogía de la República Argentina. Actas Academia Nacional de Ciencias de Córdoba, 1, 1-12.

Strazzere, L., Gregori, D.A. y Dristas, J.A., 2006. Genetic evolution of Permo- Triassic volcanoclastic sequences at Uspallata, Mendoza Precordillera, Argentina: *Gondwana Research*, 9, 485-499.

Sumay, C., 1980. Geología de las sedimentitas asignadas al Mesozoico de la Quebrada de El Palque de Pachaco, provincia de San Juan. Tesis de Licenciatura, Facultad de Ciencias Exactas Físicas y Naturales, Universidad Nacional de San Juan, Inédito.

USGS, Landsat 9 s.f. Servicio Geológico de los Estados Unidos. <https://www.usgs.gov/landsat-missions/landsat-9>

Whitney, D. L. y Evans, B. W., 2010. Abbreviations for names of rock-forming minerals. *American mineralogist*, 95(1), 185-187.

Zapata, T. y Allmendinger, R., 1993. Central and Eastern Precordillera in the Jáchal area: The interaction of two systems of opposing vergence. Actas 12° Congreso Geológico Argentino, 3: 149-159.

Zapata, T. y Allmendinger, R., 1996. The thrust front zone of the Precordillera thrust belt, Argentina: a thick-skinned triangle zone. Association of Petroleum Geologists, Bulletin, 80 (3): 359-381.

Zapata, T. R. y Allmendinger, R. W., 1997. Evolución de la deformación del frente de corrimiento de la Precordillera, provincia de San Juan. Revista de la Asociación Geológica Argentina, 52(2), 115-131.