



UNIVERSIDAD DE BUENOS AIRES
Facultad de Ciencias Exactas y Naturales
Departamento de Ciencias Geológicas

Trabajo Final de Licenciatura

**Geología y estructura de los alrededores de la cabecera del río Blanco en
la Cordillera Principal de la provincia de Mendoza.**



Luciano Morel

Directores: Andrés Folguera Telychevsky y Lucas Martín Fennell

2020

Resumen

Se estudia el estilo estructural y pulsos de levantamiento de la faja plegada y corrida del Aconcagua en el sector occidental del valle del río Blanco, ubicado hacia el noroeste de la Provincia de Mendoza a partir de la observación de las estructuras y las características de los depósitos mesozoicos.

Se relevaron formaciones geológicas desde el Carbonífero hasta el Mioceno. Se identificaron evidencias de depositación sinextensional en la Formación Tordillo (kimmeridgiano), a las que se atribuye un determinante control en el estructuramiento de estilo piel gruesa de la faja plegada y corrida del Aconcagua en este sector de la Cordillera Principal. Se levantaron perfiles del Grupo Mendoza en las distintas láminas estructurales que permitieron realizar una correlación y análisis paleogeográfico de la cuenca para el Jurásico Tardío - Cretácico Temprano, a partir de la cual se identificó una profundización de las facies sedimentarias hacia el cordón limítrofe. Se reconoció, además, un hiato erosivo de aproximadamente unos 30 Ma desde el techo de la Formación Agrio, en el cual se identificó una superficie de paleokarst, hasta la depositación de la Formación Diamante, hacia el Cretácico Tardío. A partir del estudio de las evidencias sinorogénicas en la Formación Diamante, se determinó el inicio del levantamiento andino en la región para el Cretácico Tardío.

El relevamiento de estas unidades permitió efectuar algunas modificaciones a los mapas previamente realizados en la zona. Estas modificaciones fueron representadas en un mapa geológico escala 1:85.000, que se acompaña de una sección estructural balanceada, en la que se propone un estructuramiento que involucra al basamento y en la que se estimó un porcentaje de 31,84% para una transecta que se extiende desde el cordón limítrofe hasta la primer lámina estructural a lo largo del valle del río Blanco.

Índice

1. Introducción.....	1
1.1 Objetivos.....	1
1.2 Metodología.....	2
1.3 Ubicación geográfica y acceso.....	3
1.4 Antecedentes.....	5
2. Marco tectónico regional	7
3. Estratigrafía	13
3.1 Formación Alto Tupungato	15
3.2 Grupo Choiyoi	17
3.3 Grupo Lotena.....	20
3.3.1 Formación La Manga	20
3.3.2 Formación Auquilco.....	22
3.4 Grupo Mendoza	24
3.4.1 Formación Tordillo	25
3.4.2 Formación Vaca Muerta	28
3.4.3 Formación Mulichinco	30
3.4.4 Formación Agrio.....	32
3.5 Formación Diamante	35
3.6 Formación Juncal.....	39
3.7 Conglomerado Penitentes.....	41
3.8 Intrusivos neógenos.....	43
3.9 Cubierta cuaternaria	45
4. Análisis integrado del Grupo Mendoza en el valle del río Blanco.....	46
4.1. Descripción de los perfiles	47

4.2. Paleogeografía del Grupo Mendoza en el valle del río Blanco	66
5. Estructura	69
5.1. Antecedentes y características generales	70
5.2. Estructura superficial	75
5.3. Análisis de la estructura en profundidad	86
6. Geomorfología.....	90
7. Historia Geológica.....	100
8. Conclusiones	105
9. Bibliografía	107
Apéndice A.....	1

1. Introducción

La faja plegada y corrida del Aconcagua ha sido estudiada laboriosamente hacia fines del milenio pasado y, desde entonces, ha sido modestamente trabajada. Sin embargo, en los recientes años ha recibido un renovado interés a partir de múltiples trabajos que han aportado interesante información (Martos, 2017; Rosselot, 2017; Riesner et al., 2017, 2018, 2019; Pérez Frasette, 2018; Acevedo, 2018; Mackaman-Lofland, 2019) que plantean la necesidad de profundizar los conocimientos sobre la región. La estructura de este sector de la Cordillera Principal ha sido tradicionalmente entendida como un apilamiento de escamas de la cobertura sedimentaria mesozoica (Cegarra y Ramos, 1996) a pesar de que sectores hacia el norte y hacia el sur de la zona se encuentran estructurados por piel gruesa, invirtiendo estructuras que también se hallan en la faja plegada y corrida del Aconcagua. A partir de observaciones de campo y nuevas herramientas de modelado, el trabajo final de licenciatura aquí presentado propone aplicar un modelo de estructuración por piel gruesa a la faja plegada y corrida del Aconcagua a lo largo de una transecta en el valle del río Blanco. Además, se describe la geología del sector, buscando actualizar y ampliar la información de la paleogeografía de la cuenca mesozoica a partir del levantamiento de perfiles estratigráficos del Grupo Mendoza, y proponer un modelo de evolución geológica para el área de estudio.

1.1 Objetivos

Los objetivos principales de este trabajo son:

- ✓ Determinar las unidades geológicas de la zona de estudio.
- ✓ Estudiar el arreglo estructural de la faja plegada y corrida del Aconcagua en la zona de estudio.
- ✓ Confeccionar un mapa geológico de escala 1:85.000 representando las unidades identificadas y la estructura que las afecta.
- ✓ Levantar perfiles sedimentológicos del Grupo Mendoza en distintos sectores estructurales de la faja plegada y corrida del Aconcagua, acompañado por un análisis petrográfico de muestras.

- ✓ Correlacionar los perfiles levantados con otros documentados en distintos sectores de la faja plegada y corrida del Aconcagua.
- ✓ Realizar una sección balanceada y su reconstrucción palinopástica para un estudio de la estructura en profundidad.
- ✓ Describir la geomorfología de la zona de estudio.
- ✓ Proponer un modelo de evolución tectónica para el sector teniendo en cuenta los nuevos datos obtenidos.

1.2 Metodología

En pos del cumplimiento de los objetivos planteados, se realizaron diversas tareas que incluyen la recopilación de información a partir de bibliografía referenciada al área de estudio y sectores aledaños. Complementariamente, se realizaron mapeos preliminares de geofomas, contactos litológicos y estructuras regionales en imágenes satelitales obtenidas con el programa *Google Earth Pro™*. Este ejercicio permitió anticiparse a la geología que se encontraría en el campo y analizar los lugares más propicios para armar los campamentos, considerar cruces de arroyos y ríos, distancias a recorrer, entre otros aspectos que influirían en la logística y duración de la campaña. Ya en la zona de estudio, se realizaron excursiones expeditivas con el fin de familiarizarse con la geología local y poder elegir los sectores que contarían con estudio de detalle.

La campaña tuvo lugar en el mes de Abril del año 2017 y contó con una duración de 2 semanas. La misma comenzó en el puesto de la gendarmería nacional en Punta de Vacas ubicado en el kilómetro 1202 de la ruta nacional n°7 y muy cercano a la confluencia entre los ríos Tupungato, Vacas y Cuevas, que dan lugar al río Mendoza (Figura 1).

Para la realización del trabajo de campo se utilizó una brújula tipo *Brunton*, un *GPS Garmin*, una cinta métrica de 10m de longitud, piqueta para extracción de muestras y una cámara de fotos. Primero se levantaron 2 perfiles sedimentarios de unidades del Grupo Mendoza en las laderas norte y sur del río Blanco, muy cerca de su cabecera, midiéndose rumbo e inclinación de los estratos con brújula y su espesor con cinta métrica. Principalmente, se tomaron los rumbos e

inclinaciones con la brújula apoyada en el plano de mayor inclinación de los afloramientos y en ocasiones se han tomado mediciones a distancia. Se levantó un tercer perfil ubicado al oeste, hacia el cordón limítrofe, donde se recolectaron 10 muestras que se estudiaron bajo microscopio petrográfico.

Acompaña al trabajo de campo, un trabajo de gabinete que comprende la confección de un mapa geológico con el programa *QGIS (versión 2.18)* en el cual se trabajó sobre imágenes satelitales de la empresa *ESRI* y a partir de otros mapas geológicos realizados en la zona que fueron utilizados como guía; la elaboración de una sección estructural con el software *Andino 3D (versión)1.0.83.0*; perfiles estratigráficos a partir de la web *lithologs.net*, en los cuales además se utilizaron rastras establecidas por la *USGS*, con su posterior edición con el programa *Inkscape (versión 0.92.4)*.

1.3 Ubicación geográfica y acceso

La zona de estudio se ubica en el noroeste de la provincia de Mendoza, dentro del departamento de Luján de Cuyo (Figura 1). Las coordenadas aproximadas son 32°55' de latitud sur y 69°55' de longitud oeste. El área se encuentra limitada hacia el este por el río Tupungato y hacia el oeste por el límite internacional entre Argentina y Chile, mientras que hacia el norte y el sur por las divisorias de agua de la margen sur del valle del río Blanco y la margen norte del valle del arroyo Laguna Seca.

La población más cercana al área de estudio es un pequeño poblado llamado Punta de Vacas a unos 27km, donde se encuentra el puesto de gendarmería anteriormente mencionado. Para llegar al mismo, se puede ir en vehículo por la ruta nacional n°7 hasta el kilómetro 1202. Desde allí hay que tomar rumbo sur, primero cruzando el río Cuevas por un puente y luego bordeando el río Tupungato por su margen oeste. Aproximadamente a los 8km, se arriba a la confluencia con el río Blanco, donde se halla un refugio construido por la Dirección General de Irrigación del Ministerio de Obras Públicas de la Provincia de Mendoza en 1937 (Figura 2), con el fin de apoyar a las campañas de mediciones hidrológicas y meteorológicas. Lamentablemente, el resto de los refugios se encuentran a lo largo de los cursos de los ríos Tupungato y Plomo, no existiendo otros por el curso del río Blanco, por lo que se armaron campamentos durante el transcurso de la campaña. A

partir de la confluencia, se cambia el rumbo hacia el oeste, a través de la margen sur del río Blanco, el cual puede cruzarse a través de un puente de cemento. Aproximadamente a los 6 km de haber tomado este rumbo, debe vadearse a pie el arroyo Potrero Escondido para luego seguir rumbo oeste hasta arribar a la zona de estudio. Tomando en cuenta la dificultad del terreno, varias escaladas y el cruce del arroyo, el viaje demandó unos 2 o 3 días de caminata.

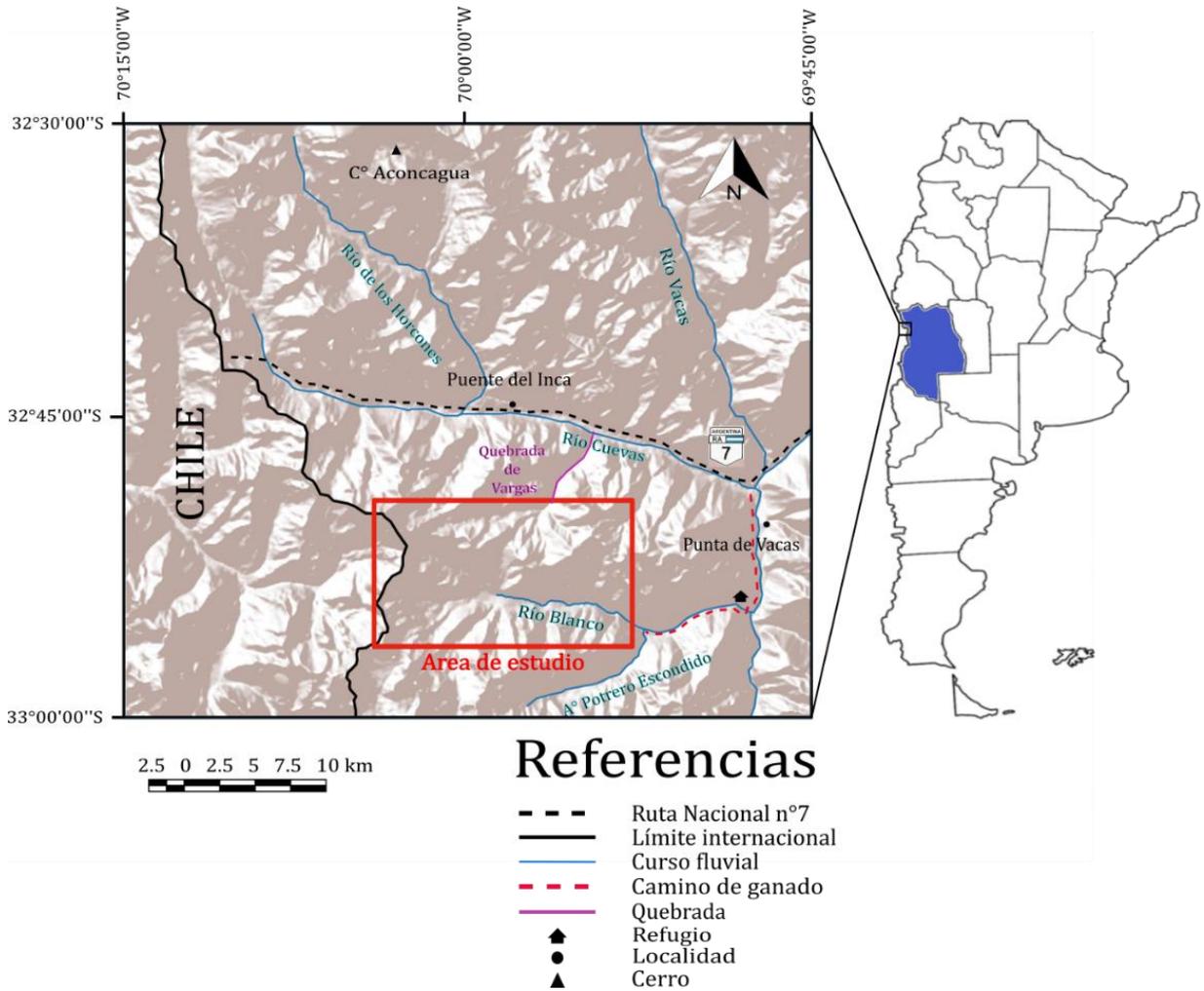


Figura 1. Mapa de ubicación de la zona de estudio en la provincia de Mendoza.

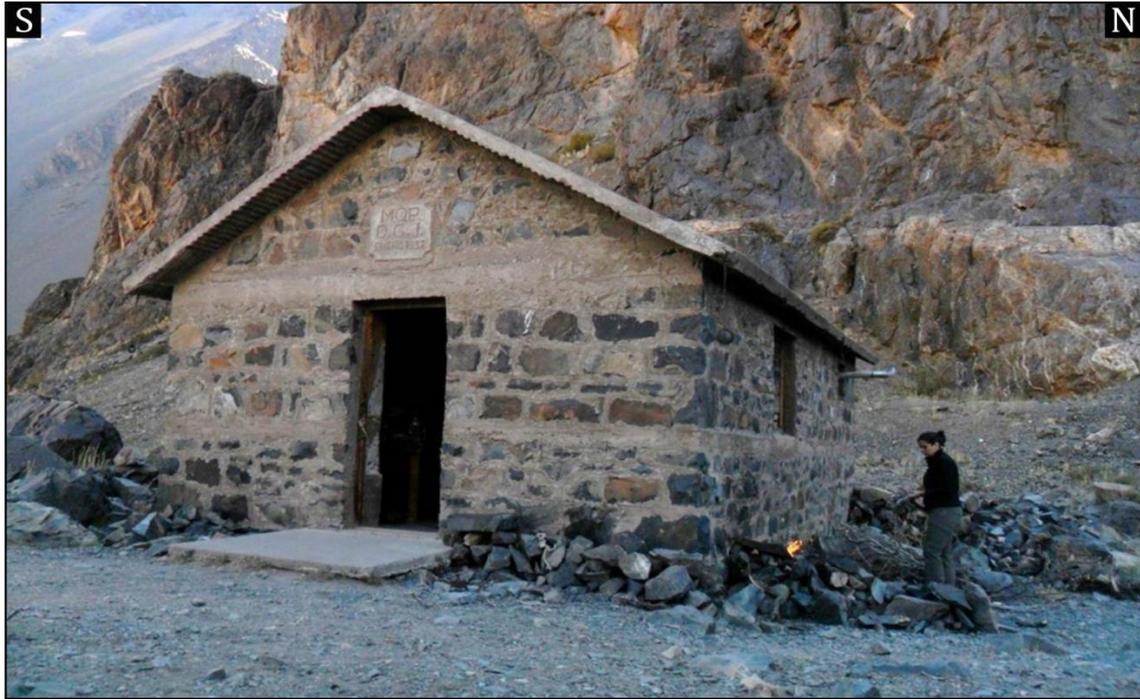


Figura 2. Frente del refugio ubicado en la confluencia entre el río Blanco y el río Tupungato. De fondo, las cuarcitas de la Formación Alto Tupungato.

1.4 Antecedentes

Las primeras observaciones geológicas en la zona se remontan al trabajo de Darwin (1846), quien dibuja varias transectas cruzando la Cordillera de los Andes y describe rasgos litológicos y estructurales de la región. Luego, Schiller (1912), realizó un perfil sobre la ladera norte del valle del río Blanco y Potrero Escondido, y aportó numerosas fotointerpretaciones y perfiles en perspectiva en Puente del Inca y Cerro Penitentes. Posteriormente, Reichert (1929) describió algunas características geológicas y geomorfológicas generales del valle del río Blanco, dentro de las cuales menciona los “*yesos oxfordianos*” y las rocas callovianas del cerro Penitentes. Se destaca el hallazgo de un amonite *Odontocera* que permitió asignar una edad tithoniana a las rocas de la cumbre del cerro Polleras, unos pocos kilómetros al sur. El trabajo realizado por González Bonorino (1950), que constituyó el primero en formato “*paper*” en la zona, contiene un perfil entre Puente del Inca y el límite internacional donde se describe las distintas litologías del basamento y cobertura sedimentaria. Además, el autor propone un modelo de evolución geológica integrado por primera vez para el área de estudio.

Estos trabajos no contaron con la publicación de mapas, siendo los primeros confeccionados para la región, los incluidos por Groeber (1951) en las Hojas Geológicas Tupungato, Aconcagua y

Marmolejo de escala 1:500.000. Además de la confección del mapa, este trabajo contó con una importante correlación estratigráfica con la Hoja Geológica Chos Malal (Groeber, 1946). La nomenclatura de la estratigrafía utilizada por Groeber sería luego adaptada por Stipanovic (1966 y 1969) y Riccardi y Gulisano (1990), y complementada por Ramos et. al (1990a).

Desde la década del 60' hasta la fecha, la Dirección de Irrigación de la Provincia de Mendoza, Agua y Energía Eléctrica y algunas empresas mineras cuyos informes se encuentran inéditos y sin acceso público, han realizado numerosos estudios.

Polanski (1972) estudió la zona con el objetivo de realizar la Hoja Geológica 24 a-b cerro Tupungato (escala 1:200.000), en el que se destaca el reconocimiento de unidades volcánicas miocenas, el mapeo de detalle de la estructura y su posterior representación en perfiles estructurales para la Cordillera Principal a estas latitudes. Posteriormente, Vicente et al. (1973), estudiaron y concluyeron que la fase sub-hercínica o intersenoniana en la Cordillera Principal es la fase orogénica principal de la evolución del sector central de los Andes Meridionales. A partir de este trabajo, Yrigoyen (1972, 1976, 1979) definió límites, litología, características morfoestructurales y evolutivas de la Cordillera Principal, en contexto con la Cordillera de la Costa.

Ramos (1985, 1988, 1990) y Ramos et al. (1996) han realizado numerosos aportes al conocimiento de la región del Aconcagua, de los cuales se destacan la confección de un mapa de notable detalle que abarca desde el río Cuevas hasta los ventisqueros del río Plomo y desde el límite internacional hasta el río Tupungato, además de una innovadora propuesta de evolución paleoambiental estrechamente vinculada a las condiciones de convergencia de placas y a la migración e instalación de arcos volcánicos con el consecuente desarrollo de cuencas de intraarco y retroarco (Ramos, 1985). Posteriormente, se ampliarían estas ideas al detallar las diversas orogénesis y fases que afectaron a la estructuración y desarrollo de la Cordillera Principal (Ramos, 1988), y diferenciando la evolución mesozoica de la Cordillera Principal en el Aconcagua de la de Malargüe y La Ramada (Ramos et al., 1996). Además, los autores realizaron un trabajo detallado de la geología y estructura de la región, además de la caracterización de la geomorfología y el análisis de la evolución tectónica estimada para la Cordillera Principal.

A inicios del milenio se realizaron numerosos trabajos finales de licenciatura en la región (Padva, 2000; Rocha, 2000; Vitarella, 2000; Suárez, 2000; Orts, 2001; Negro, 2002).

Posteriormente, Vicente (2005) enfatiza en las fases de levantamiento Pehuenche y esclarece las relaciones entre los Conglomerados Penitentes y Aglomerados Santa María. Vicente y Leanza (2009), realizan observaciones paleontológicas y estructurales en el Cerro Penitentes de gran relevancia para el modelo de estructuración de la faja plegada y corrida del Aconcagua.

Por último, la década pasada marcó un interés renovado en la zona, , partiendo de las Tesis de Licenciatura de Rosselot (2017) y Martos (2017) en el valle del río Blanco y la quebrada del Potrero Escondido respectivamente, con el objetivo de estudiar las fases de deformación a partir de estudios estructurales, sedimentológicos y de procedencia en las unidades sinorogénicas del Cretácico Tardío y Mioceno, ampliado posteriormente en las tesis de grado de Pérez Frasette (2018), Acevedo (2018) y Peluffo (2020). Otros autores como Riesner et al. (2017; 2018; 2019), que estudia la zona desde un punto de vista estructural y Mackaman-Lofland et al. (2019) desde el análisis de proveniencia realizaron excelentes aportes para el entendimiento del área de estudio.

2. Marco tectónico regional

El área de estudio se encuentra dentro de lo que fue definido por Gansser (1973) como Andes Centrales (Figura 3). Específicamente los definió como el sector de la cordillera comprendido entre el Golfo de Guayaquil a los 4° de latitud sur y el Golfo de Penas a los 46°30', también de latitud sur. Luego, Ramos (1999) subdivide los Andes Centrales, denominando al sector comprendido entre los 27°S y los 46°30'S como Andes Centrales Australes comprendiendo un sector de subducción subhorizontal entre los 27°S y los 33°30'S. Actualmente, se dispone que los Andes Centrales Australes comienzan al sur de los 33°30'S, coincidiendo con el límite septentrional del sector donde la zona de Wadati-Benioff vuelve a inclinar 30°, acompañado de la restitución de la actividad volcánica moderna (Ramos, 2009).

Latitudinalmente, el área de estudio se encuentra dentro del sector de subducción subhorizontal pampeano, muy cercano a su límite austral, evidenciado por el retorno de la actividad magmática en el volcán Tupungato que se encuentra algunos pocos kilómetros hacia el sur (Mpodozis y Ramos, 1990).



Figura 3. Esquema de la división latitudinal de los Andes Centrales desde el Golfo de Guayaquil hasta el Golfo de Penas. Nótese la ausencia de vulcanismo moderno en la sección dentro de la cual se enmarca el área de estudio. Tomado y modificado de Ramos (2009).

El área se encuentra dentro de la unidad morfoestructural conocida como Cordillera Principal (Yrigoyen, 1972). Para contextualizar brevemente, de oeste a este pueden reconocerse 6 unidades morfoestructurales. Estas son la Cordillera de la Costa, Depresión Central, Cordillera Principal, Cordillera Frontal, Precordillera y Sierras Pampeanas (Figura 4). Estas últimas dos se presentan únicamente donde la subducción es subhorizontal y la estructuración se propaga hacia el antepaís. La Cordillera Principal está compuesta por una serie de fajas plegadas y corridas que afectan a depósitos volcánico - sedimentarios de edad mesozoica y cenozoica. Tomando en cuenta sus características estructurales, se ha dividido a la Cordillera Principal en las provincias de Mendoza y San Juan en tres sectores: la faja plegada y corrida de La Ramada en la Provincia de San Juan con deformación sujeta a inversión de estructuras extensionales triásicas y jurásicas (Cristallini y Ramos, 1996); al norte de la provincia de Mendoza la faja plegada y corrida del Aconcagua de piel fina con su nivel de despegue en evaporitas jurásicas (Cegarra y Ramos, 1996); y la faja plegada y corrida de Malargüe hacia el sur de la provincia, donde la estructuración afecta al basamento al invertir estructuras generadas hacia el Triásico (Kozlowski et al., 1993).

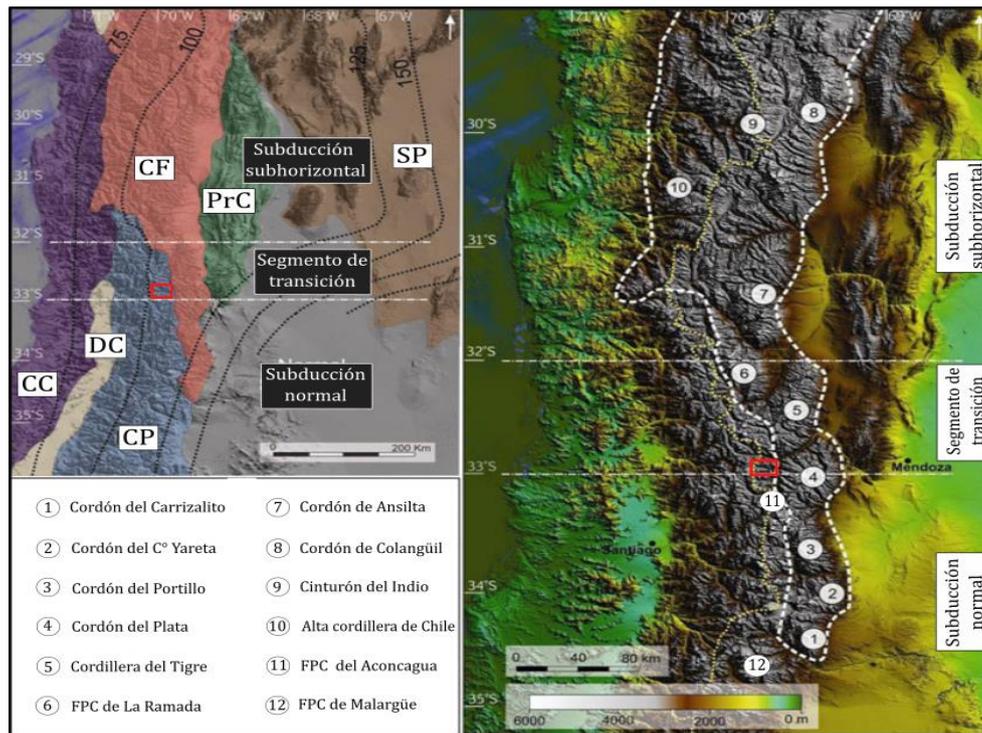


Figura 4. Ubicación de la zona de estudio (recuadro en rojo) en un contexto morfoestructural regional. CC: Cordillera de la Costa; DC: Depresión Central; CP: Cordillera Principal; CF: Cordillera Frontal; PrC: Precordillera; SP: Sierras Pampeanas. Tomado y modificado de Lossada et al. (2018).

En este contexto morfoestructural, la zona de estudio se halla dentro de la faja plegada y corrida del Aconcagua, la cual ha sido históricamente considerada como una faja plegada y corrida de piel fina, a pesar de que autores como Giambiagi (2003) y Vicente y Leanza (2009), entre otros, han señalado elementos que podrían atribuirse a una deformación de piel gruesa. Inmediatamente hacia el este de la zona de estudio comienza la Cordillera Frontal, la cual se caracteriza por ser un bloque de basamento pre – jurásico, constituido principalmente por magmatismo permo – triásico que cubre en discordancia angular a sedimentitas neopaleozoicas.

Charrier et al. (2015) realizó una revisión de los distintos ciclos orogénicos que afectaron a las unidades morfoestructurales mencionadas anteriormente, entre los 31° y 37° de latitud sur. El primer ciclo, denominado Pampeano por Aceñolaza y Tosselli (1976), ocurrió hacia el período Neoproterozoico - Cámbrico Temprano y se evidencia en la sedimentación y deformación de las Sierras Pampeanas Orientales por la acreción del terreno de Pampia al margen occidental de Gondwana durante la orogenia Brasiliana. El segundo, denominado por los mismos autores como ciclo Famatiniano, comprende procesos acrecionales y se extendió desde el Ordovícico Tardío hasta el Devónico Tardío. A inicios del ciclo, se produce la orogenia Oclóyica (Turner y Méndez, 1975;

Astini et al. 1996) al acrecionarse el terreno de Cuyania al margen occidental de Pampia, mientras que hacia el final del ciclo se produce la orogenia Chánica (Turner y Méndez, 1975), en la cual a partir de la subducción de la corteza oceánica bajo el margen occidental de Gondwana se acrecionó el terreno de Chilenia (Ramos et al., 1984). A continuación le sucede el ciclo Gondwánico (Azcu y Caminos, 1987), iniciado en el Carbonífero Temprano, en el que la migración del arco magmático hacia el antepaís deforman la Cordillera Frontal y el bloque de San Rafael a partir de variaciones en el ángulo de subducción de la losa oceánica (Ramos y Folguera, 2009), extendiéndose hasta el Pérmico Tardío. Luego, se inició el ciclo pre - andino que se desarrolló hasta el Jurásico Temprano y se caracterizó por la instalación de un régimen extensional con reactivación normal de suturas, marcando el inicio de la disgregación del continente de Gondwana. En ese contexto regional, el área de estudio constituyó un alto estructural denominado por Groeber (1951) como Alto del Tigre (Figura 5).

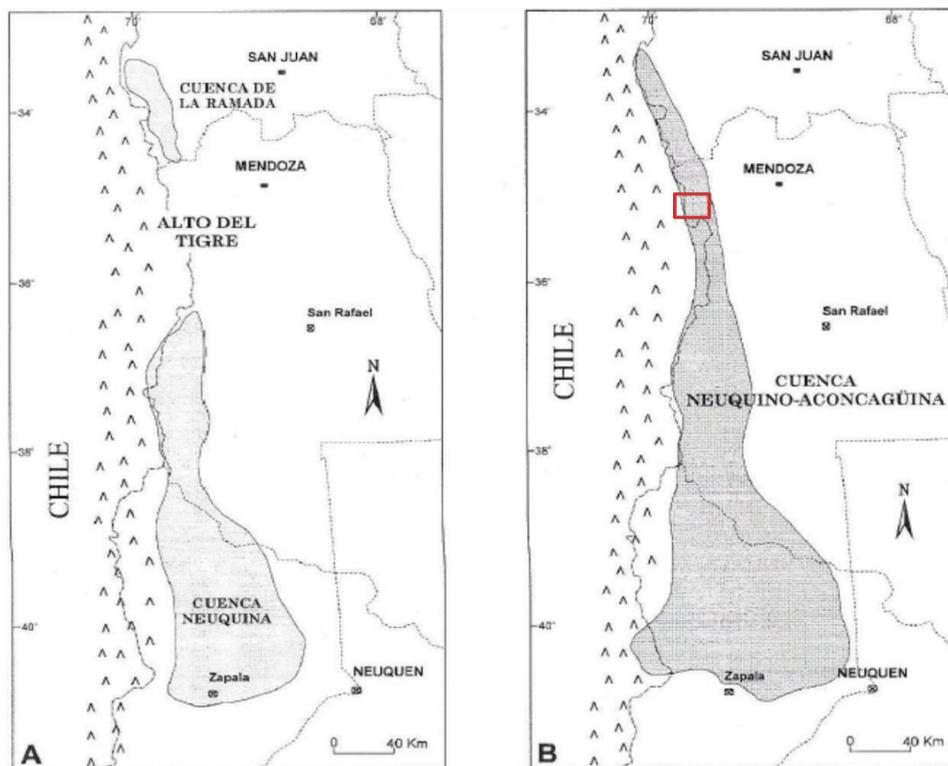


Figura 5. Evolución de los depocentros en las Provincias de San Juan, Mendoza y Neuquén. En A se esquematiza la ubicación de los mismos para el Jurásico Temprano a Medio. En B puede apreciarse la unión de ambas cuencas para el Calloviano. En recuadro rojo se representa el área de estudio. Tomado y modificado de Ramos (1996).

Por último, el ciclo final es el Andino (Charrier et al., 1973), el cual se extiende desde el Jurásico Temprano hasta la actualidad y que en sus inicios registró la ingesión del océano, que unificó el depocentro de La Ramada, al norte, con el depocentro de la Cuenca Neuquina, al sur, formando la cuenca neuquino – aconcagüina (Figura 5). El mismo se compone de diversas fases de deformación, cuya importancia relativa para la evolución de la faja plegada y corrida ha sido objeto de numerosos trabajos y discusiones en la comunidad científica (Ramos et al., 1996; Vicente, 2005; Vicente y Leanza, 2009; Hoke et al., 2015; Carrasquero et al., 2017; Riesner et al., 2017, 2018, 2019; Lossada et al., 2020, entre otros). El ciclo se inicia con un régimen de esfuerzos extensional en una corteza delgada que permitió la intercalación de sedimentación marina y continental en cuencas de intraarco y retroarco condicionada por las relaciones de convergencia entre las placas de Nazca y Sudamérica hasta el Cretácico Temprano (Ramos, 1985a y b, 1988). Luego, se inician una serie de fases de esfuerzos compresionales a partir la orogénesis Peruana o Intersenoniana (Vicente et al., 1973), la cual marca el fin de la sedimentación marina en la región en el Cretácico Tardío (Figura 6), continuándose en la fase Incaica del Eoceno Tardío a Oligoceno Temprano (Combina y Nullo, 2008), fase Pehuenche del Mioceno Temprano (Combina y Nullo, 2008), la fase Quechua del Mioceno Tardío (Combina y Nullo, 2008) en la cual se horizontaliza la losa ocasionando la migración de la estructuración y magmatismo hacia el antepaís, y en la fase diaguítica del Plioceno Tardío (Ramos et al., 2002, Combina y Nullo, 2008) (Figura 7).

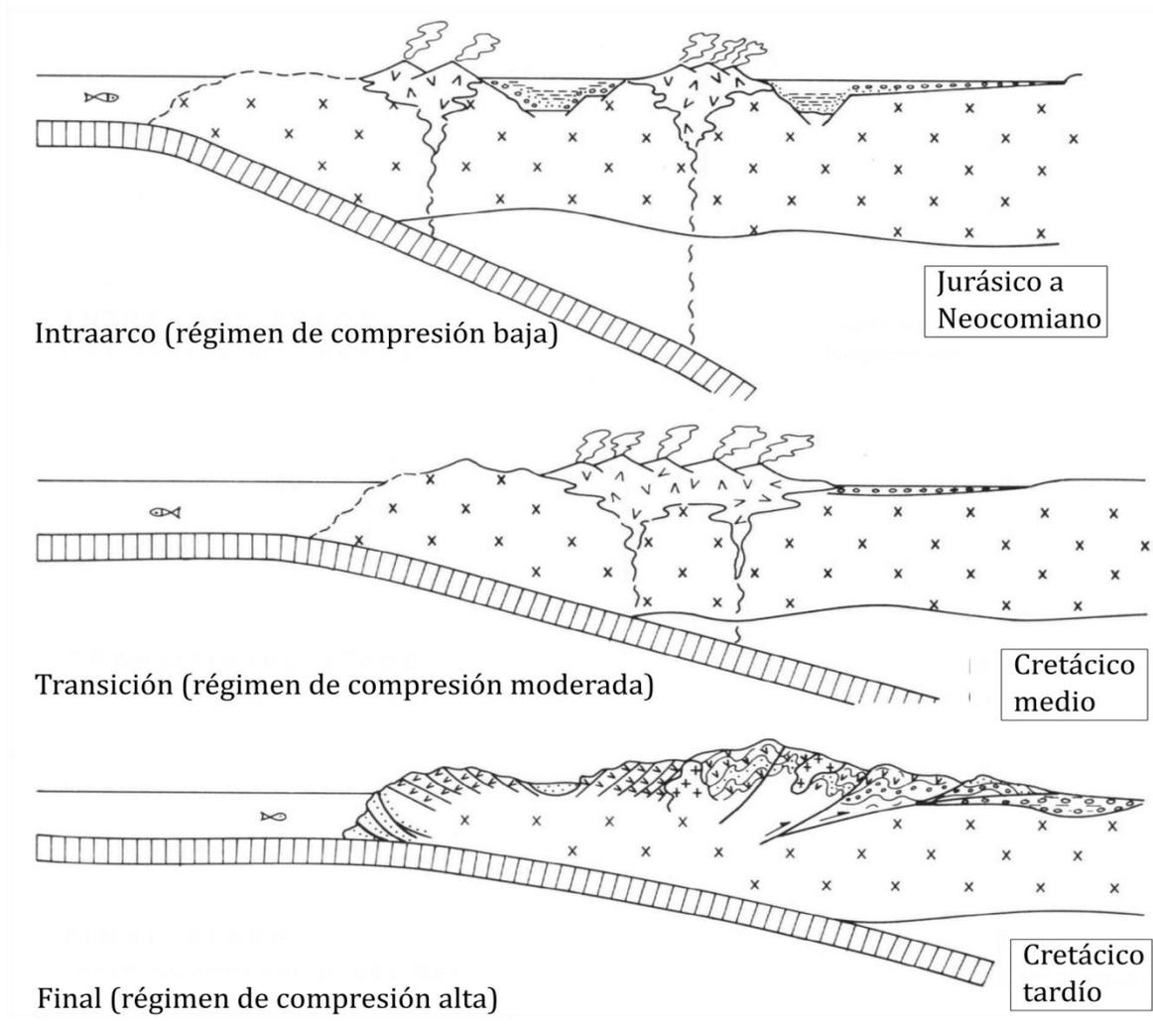


Figura 6. Evolución mesozoica del margen andino entre 30° y 33° de latitud sur. Tomado y modificado de Ramos (1988).

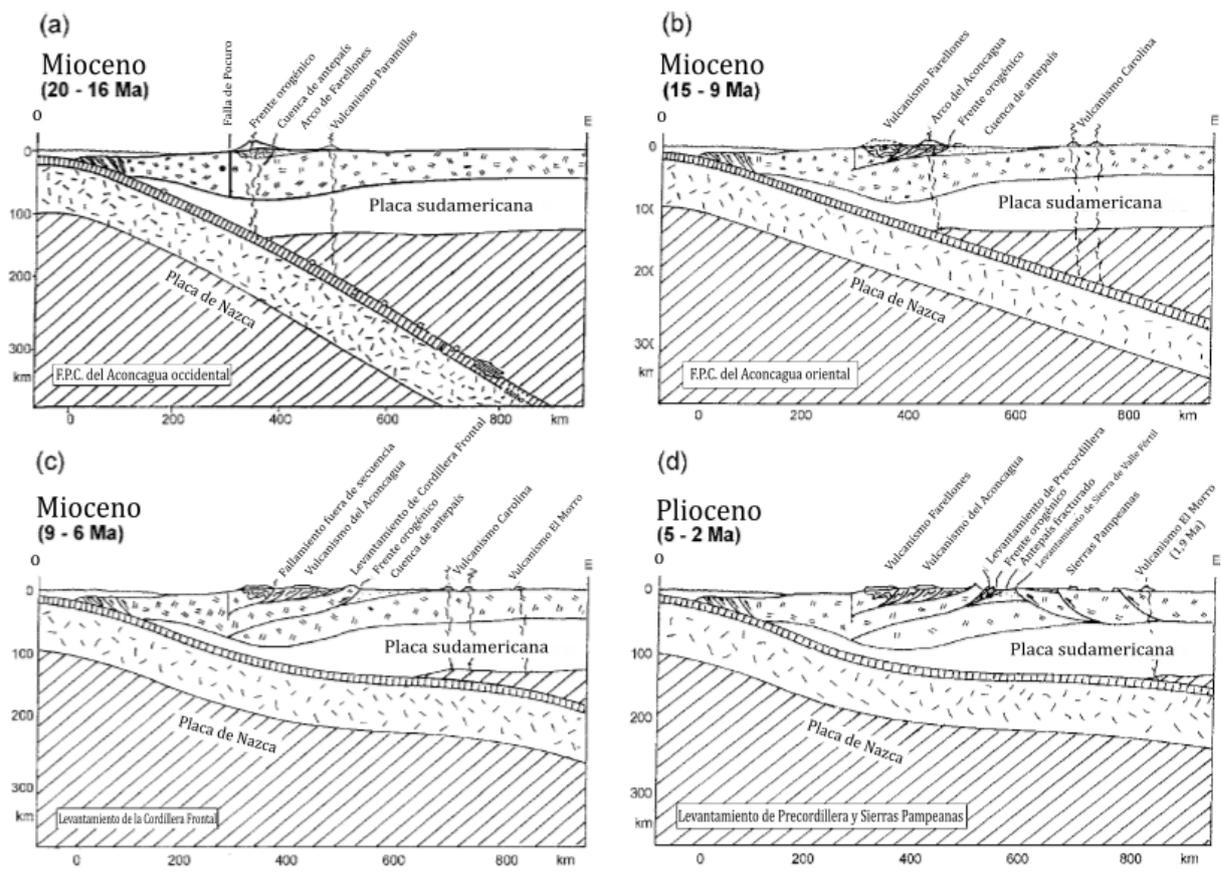


Figura 7. Evolución neógena del margen andino entre 27° y 33°30' de latitud sur. Tomado y modificado de Ramos et al. (2002).

3. Estratigrafía

La estratigrafía de la zona de estudio puede dividirse en tres ciclos tectosedimentarios, descritos por Charrier et al. (2015). El primer ciclo corresponde a la conformación del orógeno Gondwánico (ciclo Gondwánico) con su posterior colapso, el segundo ciclo corresponde a la apertura de cuenca extensional de retroarco con repetidas transgresiones marinas desde el Océano Pacífico (ciclo Andino), y el último ciclo registra el desarrollo cuenca de antepaís regulado por los cambios en la dinámica de subducción (también comprendido dentro del ciclo Andino) que se reflejan en discordancias y hiatos (Figura 8). El ciclo pre-andino (Triásico - Jurásico Temprano), presente al N y al S de la región, no ha sido reconocido hasta el momento.

A pesar de que no todas las unidades que constituyen el basamento pre - jurásico han sido mapeadas debido a que sus afloramientos no alcanzan la extensión del mapa, se procederá a describirlas en su totalidad ya que representan una parte importante de la evolución geológica y

serán tenidas en cuenta para la confección de la sección estructural y restitución palinpástica. En cuanto a las secuencias mesozoicas, éstas se apoyan discordantes sobre el basamento y consisten en sedimentitas marinas y continentales. Por último, los depósitos cretácicos tardíos y cenozoicos son principalmente resultado de la depositación de sedimentos generados por la erosión de las rocas levantadas progresivamente durante la estructuración de la Cordillera Principal. Además, puede encontrarse una cobertura cuaternaria que consiste mayoritariamente en geoformas glaciares y productos del proceso fluvial.

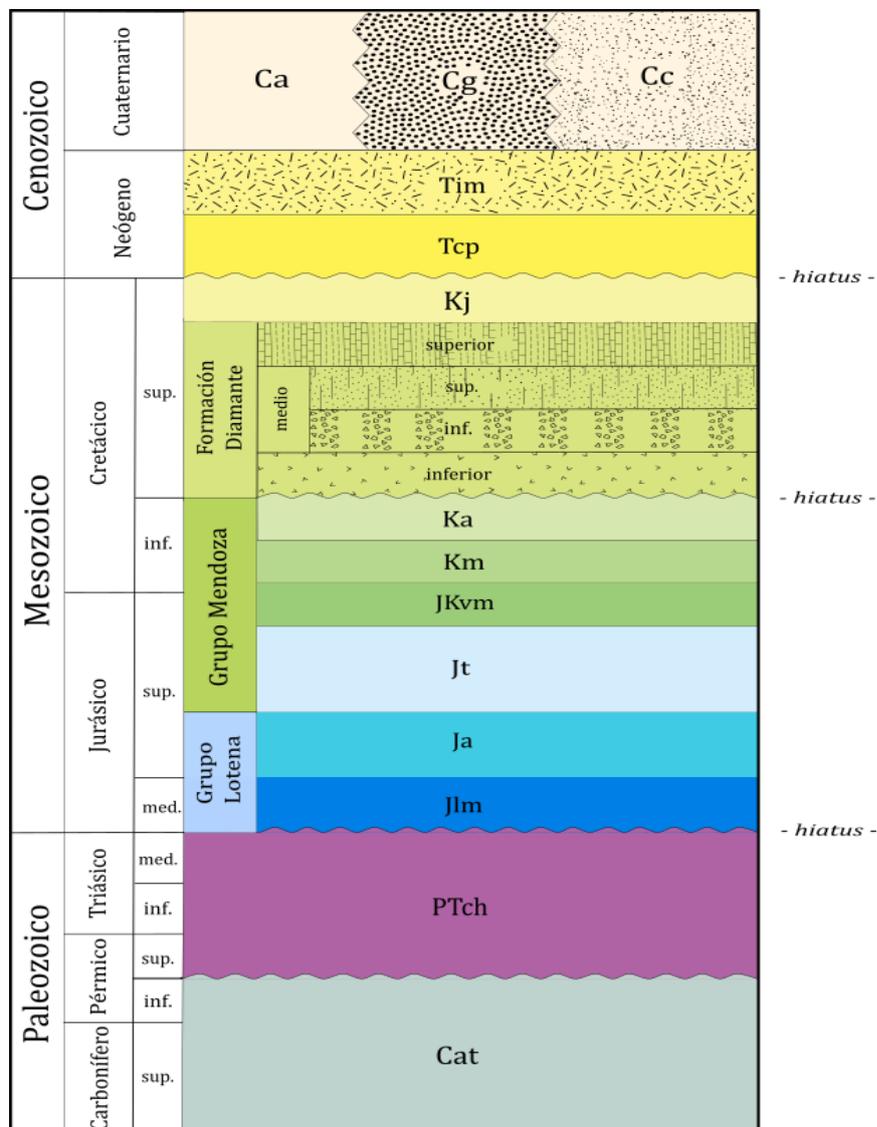


Figura 8. Cuadro estratigráfico propuesto para la zona de estudio. Referencias: Cat – Alto Tupungato; PTch – Grupo Choiyoi; Ja – Auquilco; Jt – Tordillo; JKvm – Vaca Muerta; Km – Mulichinco; Ka – Agrio; Kj – Juncal; Tcp – Conglomerado Penitentes; Tim – Intrusivos miocenos; Ca – depósitos fluviales y aluviales; Cg – depósitos glaciares y periglaciares; Cc – depósitos coluviales y de remoción en masa.

3.1 Formación Alto Tupungato

La unidad fue estudiada inicialmente por Darwin (1846), quien describió unas pizarras arcillosas de clivaje tortuoso con venas de cuarzo y brechamiento hacia el techo, y Schiller (1912), quien, al este de Puente del Inca, describió afloramientos de grauvacas y esquistos metamórficos que consideró devónicos debido a las similitudes con las litologías aflorantes en la sierra de Talacasto (Precordillera). Sin embargo, fue definida como Formación Alto Tupungato por Polanski (1958) en las cabeceras del río Tupungato.

Posteriormente, Polanski (1972) correlaciona esta formación con la Formación El Plata hacia el este y describe un engranaje lateral casi perfecto ubicado en la divisoria de aguas del Cordón del Plata. Esta correlación permite asignarle a la unidad una edad carbonífera inferior debido a la presencia de braquiópodos y bivalvos de edad carbonífera, descritos por Caminos (1965) en la Formación El Plata.

Por otro lado, la presencia de cuerpos intrusivos de los granitos Cruz de Caña al norte y al este de la zona de estudio limita la edad mínima al Pérmico Temprano, congruente con los fósiles atribuibles a la *Fauna de Eurydesma* del Pérmico Inferior de Gondwana mencionados por González (1977) en secuencias equivalentes al norte. Además, López Gamundi et al. (1987) y Azcuy (1993) concluyeron en que tanto la Formación El Plata como la Formación Alto Tupungato son de edad Carbonífero Superior al realizar una revisión de las evidencias paleontológicas. Por último, Pérez y Ramos (1996) aproximan la edad al Carbonífero Superior – Pérmico Inferior al discutir las evidencias paleontológicas y estratigráficas.

En la zona de estudio se identificó la unidad en el valle del río Tupungato y hacia el sector oriental del valle del río Blanco (Figura 9). Su relación de base no ha podido ser identificada, a diferencia de la relación de techo con el Grupo Choiyoi suprayacente, que se describe como una discordancia angular (Figura 10). Esta última discordancia tendría su génesis a partir de la fase de deformación Sanrafaélica (Ramos, 1988).

A pesar de encontrarse la base de la unidad cubierta resultando dificultosa la medición de un espesor, Polanski (1972) le ha atribuido unos 1000 metros. Por su parte, Pérez y Ramos (1996) han calculado el espesor en 3000 metros.

La litología de la Formación Tupungato consiste en grauvacas homogéneas de color gris, interpuestas con pelitas en proporciones variables, en ocasiones formando secuencias granodecrecientes. (Ramos et al., 1996). Los bancos no presentan una laminación bien definida, pero es posible encontrar algunos sectores con laminación paralela, laminación ondulítica y calcos de flujo (Orts, 2001; Ramos, 1985a). Ramos (1985a) ha interpretado a la unidad como facies turbidíticas de retroarco.

Pérez y Ramos (1996) y Rocha (2001) describen a la unidad como intensamente deformada y caracterizada por pliegues volcados y apretados en los alrededores de la confluencia entre el río Blanco y el río Tupungato. Además, en este sector le atribuyen una actitud de rumbo promedio en 160° e inclinaciones que fluctúan entre 55° y 66° hacia el oeste.



Figura 9. Afloramiento de la Formación Alto Tupungato en las cercanías de la confluencia entre el río Blanco y el río Tupungato.

Cat: Formación Alto Tupungato.

3.2 Grupo Choiyoi

La unidad fue definida inicialmente como *Choiyoilitense* por Groeber (1946), en la región de Cordillera del Viento, provincia de Neuquén. Toma el nombre de Formación Choiyoi a partir del trabajo de Rolleri y Criado Roque (1969) quienes agrupan todas las volcanitas de Cordillera Frontal y Precordillera, posteriormente derivando la denominación a Grupo Choiyoi.

Unos pocos kilómetros al sur de la zona de estudio, en el Cordón del Portillo, la unidad fue estudiada por González Díaz (1958), Polanski (1963) y más recientemente por Martínez y Giambiagi (2010).

Martínez y Giambiagi (2010) dataron la sucesión volcánica mediante el método de K/Ar en sanidina y obtuvieron un valor de 266 ± 6 Ma. Además, realizaron una recopilación de otros 642 edades disponibles en la literatura (Linares y González, 1990; Mpodozis y Kay, 1990, 1992; Koukharsky, 1997; Costa et al., 1998; Cortés et al., 1999a, b; Orme y Atherton, 1999; Melchor, 2000; Koukharsky et al., 2000; Linares, 2001; Llambías et al., 2003; Schiuma y Llambías, 2008), que se ubican geográficamente en Chile, en el Batolito Elquí-Limaní de la Cordillera Frontal y, en Argentina, en la Cordillera Principal, Cordillera Frontal y Precordillera de las provincias de Mendoza y San Juan, bloque de San Rafael de Mendoza, Cordillera del Viento de Neuquén y el bloque de Chadileuvú de La Pampa. A partir de ellos, desarrollaron un histograma de frecuencia obteniendo un rango de mayor frecuencia entre 270 y 230 Ma. Las edades obtenidas en muestras cercanas al área de estudio son de 261 ± 30 Ma y 244 ± 10 Ma.

Más recientemente, Sato et al. (2015) dataron al grupo por método LA-ICPMS en U - Pb en las cercanías del paso de Agua Negra, provincia de San Juan, unos 500 kilómetros hacia el norte de la zona de estudio. Obtuvieron valores de entre $252,2 \pm 1,9$ Ma y $278,8 \pm 3,9$ Ma. A su vez, realizaron también una recopilación de edades obtenidas a partir de distintos estudios, donde los ubicados en la Cordillera Frontal de Mendoza arrojan valores entre 261 Ma y 276 Ma por metodología convencional en U - Pb.

Teniendo en cuenta las relaciones estratigráficas que permiten ubicar la edad máxima de depositación como posterior a la edad de la Formación Alto Tupungato, y la edad mínima como anterior a la de las secuencias jurásicas que lo suprayacen, puede atribuírsele a la unidad una edad Pérmico Temprano a Triásico Temprano a Medio.

En la zona de estudio, se presenta principalmente como afloramientos hacia el sector oriental del valle del río Blanco y en el sector de confluencia del arroyo Potrero Escondido con este último (Figura 11). A lo largo del valle del río Tupungato, puede visualizarse discordante sobre la Formación Alto Tupungato (Figura 10).

Martínez y Giambiagi (2010), diferenciaron a la unidad en una sección inferior formada por lavas basálticas y andesíticas, una sección media de ignimbritas riolíticas líticas, cristalinas y vítreas, y una sección superior integrada por pórfidos e intrusivos graníticos. Pérez Frasette (2018), describe muestras extraídas en la ladera sur del valle del río Blanco como rocas volcánicas de textura porfírica con fenocristales de plagioclasa y pasta de color rosa (Figura 11), clasificándolas como riolitas y ubicándolas hacia el tope del grupo. Previamente, Martos (2017) recolectó una muestra de la unidad en contacto con los Conglomerados Penitentes y la describe como una roca volcánica hipocristalina de textura porfírica, en la que se distinguen fenocristales de plagioclasa, inmersos en una pasta de textura felsítica en la cual puede observarse presencia de vidrio, cuarzo microcristalino y feldespato potásico. En base a la composición mineralógica la clasificó también como riolita del campo 3b de la clasificación de la IUGS (1989) para rocas volcánicas.



Figura 10. Vista a hacia el sur en el valle del río Tupungato. Apréciase la discordancia angular entre la Formación Alto Tupungato y el Grupo Choyoi evidenciada a partir de los planos de estratificación. *Cat* - *Fm. Alto Tupungato*; *PTch* - *G.Choyoi*.

En Cordillera Frontal, el espesor del grupo promedia los 2000 metros (Heredia et al., 2012) y aunque se acuña hacia el oeste, puede estimarse que en la zona de estudio supera ampliamente los 150 metros de potencia (Martos, 2017).



Figura 11. Afloramiento de los términos riolíticos del Grupo Choiyoi en la ladera sur del valle del río Blanco. *PTch* – *G.Choiyoi*.

La interpretación genética ha variado conforme se fueron realizando nuevos estudios. Ramos et al. (1984) interpretaron que los términos basales se generaron en un ambiente de arco en el margen sudoccidental gondwánico y que posteriormente los cuerpos magmáticos fueron diferenciándose y acidificándose. Posteriormente, Kay et al. (1989) propone una interrupción de la actividad magmática hacia el límite Pérmico – Triásico debido a la cancelación de la zona de subducción con una posterior reactivación extensional que da lugar a los términos ácidos. Más recientemente, autores como Ramos y Folguera (2009) y Martínez y Giambiagi (2010), basándose en el análisis de las características geoquímicas y de la fase orogénica San Rafael, proponen que el Grupo Choiyoi resulta de una inyección astenosférica y calentamiento sublitosférico originado a partir la verticalización de la losa luego del engrosamiento y eclogitización de la litósfera, ocasionada por un período de subducción subhorizontal. Sin embargo, Del Rey et al. (2016), a pesar de coincidir en la influencia de las variaciones de la inclinación de la losa, cuestiona la interrupción del arco al caracterizar la actividad magmática como continua desde el Neopaleozoico. En contraposición con estas propuestas, el modelo de Kleiman y Japas (2009) contempla la interrupción total de la subducción por la ruptura de la losa oceánica bajo el continente, luego de un período de subducción horizontal.

3.3 Grupo Lotena

Estas sedimentitas forman parte del denominado Ciclo Jurásico (Groeber et al., 1953) y se incluyen en la sucesión transgresiva - regresiva conocida como Loteniano - Chacayano (Dellapé et al., 1978; Digregorio y Uliana, 1980). Digregorio y Uliana (1980) han establecido que el Ciclo Loteniano - Chacayano se compone de un hem ciclo transgresivo (Loteniano) y otro regresivo (Chacayano). Al estudiarlo desde un enfoque secuencial, Legarreta y Gulisano (1989) denominan a las sedimentitas como Mesosecuencia Lotena y las caracterizan como facies clásticas marinas, continentales y evaporíticas. Finalmente, su denominación como Grupo Lotena fue propuesto por Leanza (1992) para agrupar a las formaciones definidas en el intervalo situado entre las discordancias regionales, Intracalloviana por la base e Intramálmica por su tope (Dellapé et al. 1979; Gulisano et al. 1984).

El grupo se conforma, de base a techo, por las formaciones Lotena, La Manga y Auquilco. La primera evidencia un período de sedimentación clástica tanto marina como continental. Esta unidad no aflora en el área de estudio, por lo que no será tratada individualmente. Luego, la Formación La Manga registra la progradación de una plataforma carbonática sucedida por una retirada del mar y un episodio de desecación revelado en la Formación Auquilco (Arregui et al., 2011).

3.3.1 Formación La Manga

Groeber (1918, 1953) fue quien primero mencionó a esta unidad al describirla como “calizas azules con Gryphaea” y destacar su extensa distribución areal entre las provincias de Neuquén, Mendoza y San Juan. Más tarde, Stipanovic y Mingramm (1952) refieren a unas secuencias calcáreas apoyadas por encima del caloviano como *Manguense*. Finalmente, fue Stipanovic (1966) quien la denominó formalmente como Formación La Manga al realizar una descripción de las secuencias en sus distintos afloramientos a lo largo de las provincias de Neuquén y Mendoza.

En el área de estudio aflora únicamente en el sector autóctono con un espesor aproximado de 100 metros en la ladera sur del valle del río Blanco según Acevedo (2018). La autora describe al afloramiento como una alternancia entre conglomerados rojizos a grisáceos y calizas rosadas no fosilíferas, con predominancia de la primer litología (Figura 12a). Los conglomerados tampoco contienen fósiles y sus clastos son de volcanitas ácidas, arenas y calizas de hasta 20 centímetros

(Figura 12b). Por otro lado, la autora describe que la formación se apoya discordantemente sobre unas brechas volcánicas que atribuye al ciclo pre – cuyano y que, hacia el tope, la secuencia culmina con un banco de calizas oolíticas que engranan con las evaporitas de la Formación Auquilco.

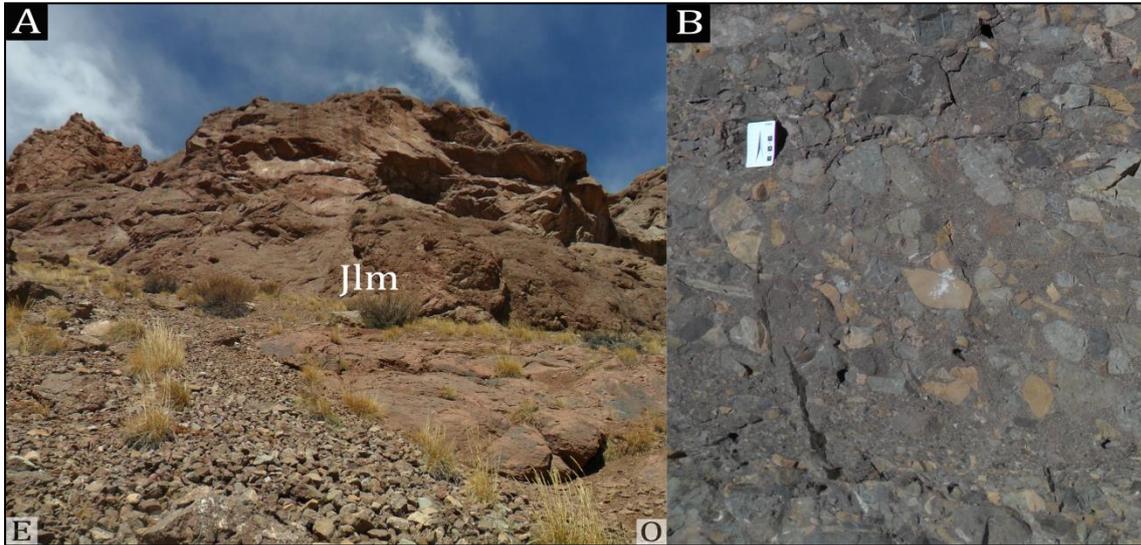


Figura 12. A – Afloramiento de la Formación La Manga en la ladera sur del valle del río Blanco (vista al sur). B – Detalle de una lente conglomerádica matriz sostén de la Formación La Manga. Apréciase la composición polimíctica de los clastos que la forman. *Jlm* – Formación La Manga.

Lo Forte (1996) describe al ambiente depositacional de la unidad como la etapa inicial del relleno de una cuenca, basándose en los depósitos silicoclásticos de origen fluvial de la base que son sucedidos por depósitos carbonáticos conforme aumentó la subsidencia. Acevedo (2018) atribuye los bancos de conglomerados a sistemas fluviales canalizados de alta energía, con erosión de bancos de calizas que indican períodos de exposiciones de la plataforma carbonática. A la vez, interpretó a estas últimas como plataformas someras debido su contenido oolítico.

En base al contenido de los géneros de amonnoideos *Rehmannia* y *Euaspidoceras*, que permiten ubicar a la secuencia hacia el Calloviano bajo a medio y hacia el Oxfordiano superior respectivamente, Lo Forte (1996) le atribuye a la unidad una edad mesocalloviana a oxfordiana.

3.3.2. Formación Auquilco

La definición de la unidad como Formación Auquilco surgió a partir de las descripciones de Groeber (1946) en el área de Chos Malal, norte de la provincia de Neuquén, modificando la denominación original de Formación Auquinco que le había otorgado Weaver (1931). Sin embargo, las primeras menciones habían sido realizadas por Schiller (1912), quien la caracterizó como un Yeso Principal en un perfil realizado en Puente del Inca, donde le atribuye una edad hacia el intervalo Oxfordiano – Kimmeridgiano.

En el área de estudio, la unidad actúa como nivel de despegue de las láminas de corrimiento que estructuran a la Cordillera Principal por lo que, exceptuando el sector autóctono donde se apoya concordante sobre la Formación La Manga (Acevedo, 2018), lleva siempre un contacto tectónico en su base. Su contacto superior no es uniforme ya que hay facies paleokársticas en el tope de estas evaporitas y en ciertos sectores se apoya paraconcordantemente la Formación Tordillo mientras que en otros, lo hacen los términos superiores del Grupo Mendoza (Figura 13a y b).

Ante la ausencia de contenido fosilífero y la naturaleza tectónica del contacto inferior en el área de estudio, es preciso estimar la edad en base a las relaciones estratigráficas apreciables en el sector autóctono, otros sectores de la Cordillera Principal y en el engolfamiento neuquino. Tomando su contacto inferior o incluso interdigitación con la Formación La Manga (Stipanovic, 1966; Acevedo, 2018), que a partir de la presencia de *Euaspidoceras sp.* se ha acotado al Oxfordiano tardío (Ramos et al. 1996), y su contacto con la Formación Tordillo de edad kimmeridgiana, se le atribuye a la unidad una edad del Oxfordiano tardío al Kimmeridgiano temprano.

La estimación de un espesor es extremadamente difícil de realizar debido al comportamiento dúctil de la formación al actuar como nivel de despegue. En numerosas ocasiones se observan engrosamientos y diapiros (Figura 13a) que permiten realizar un seguimiento de los frentes de corrimiento.

Lo Forte (1996) ha descrito a la unidad como anhidrita laminar y estratificada, anhidrita nodular a mosaico nodular y, subordinadamente, niveles clásticos rojizos y calcáreos micríticos. En la zona de estudio, siempre se reconocen facies de anhidrita blanquecina a grisácea.

El ambiente de sedimentación ha sido caracterizado por Gulisano et al. (1984) como marino hipersalino hasta supracotidal en un período de restricción del medio marino aunque sin desconexión completa del océano y con un aporte clástico casi inexistente.

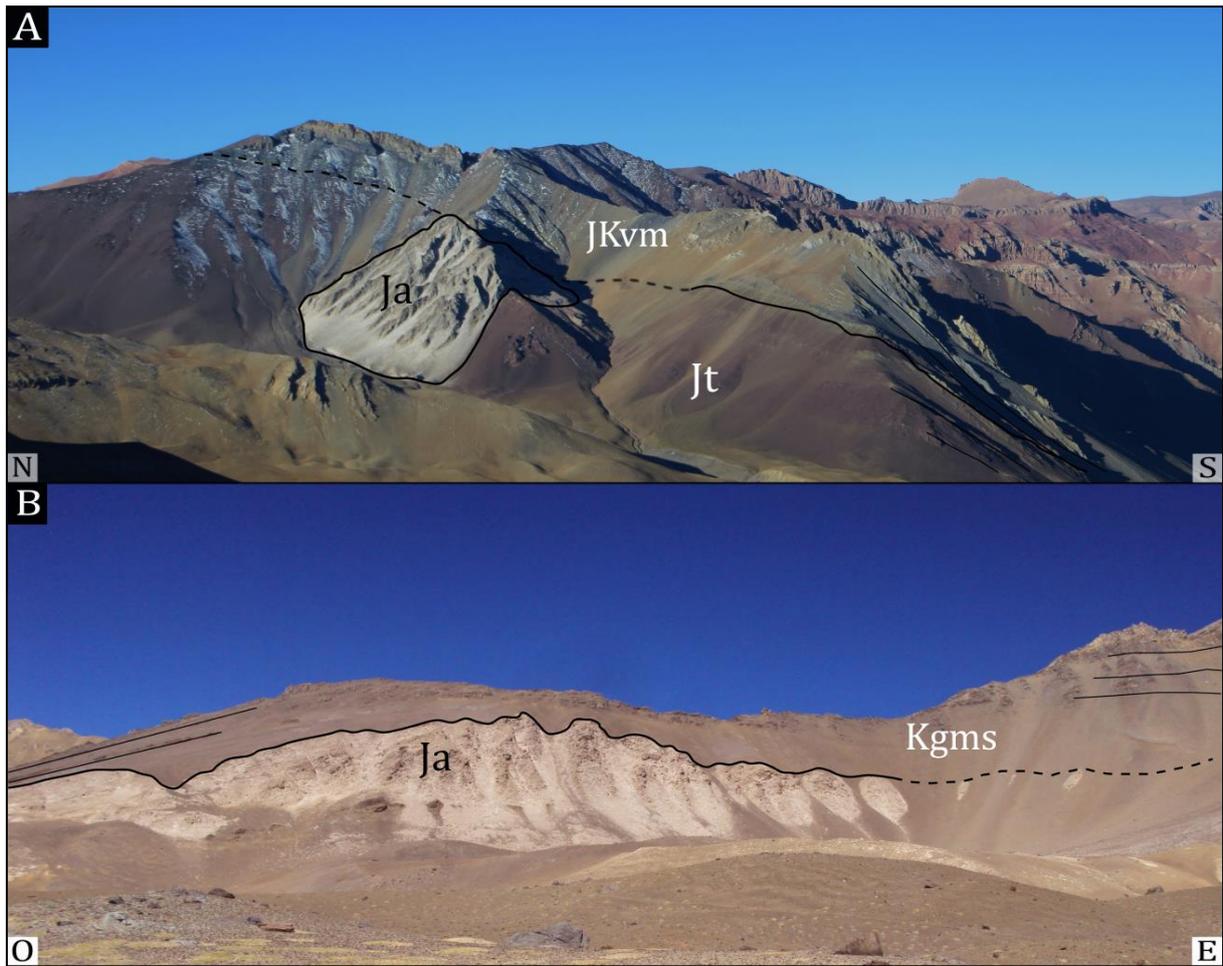


Figura 13. A - Diapiro de la Formación Auquilco en la margen norte del valle río Blanco. B - Afloramiento de yeso de la Formación Auquilco en la margen norte del valle del arroyo Laguna Seca. Por encima, se apoyan los términos superiores del Grupo Mendoza sin mediar los sedimentos continentales de la Formación Tordillo. *Ja* - Fm. Auquilco; *Jt* - Fm. Tordillo; *JKvm* - Fm. Vaca Muerta; *Kgms* - Grupo Mendoza superior.

3.4 Grupo Mendoza

El Grupo Mendoza fue definido inicialmente como *Mendociano* por Groeber (1946) al referirse a las unidades estudiadas anteriormente por Weaver (1931) en la localidad tipo del grupo, entre los ríos Neuquén y Agrio, dentro del ámbito del engolfamiento neuquino. Posteriormente, la unidad adquiere el rango de grupo a partir de los estudios de Stipanovic (1966).

En su localidad tipo, se estableció una diferenciación en las formaciones Vaca Muerta, Quintuco, Mulichinco y Agrio, aunque posteriormente, a partir de la interpretación de Stipanovic y Mingramm (1953), se ubica a los depósitos de la Formación Tordillo dentro del grupo. Debido a la ubicación del área de estudio, que representa un paleoambiente de borde de cuenca, esta discriminación se hace difícil de identificar, en particular para los depósitos marinos hacia el sector occidental del área de mapeo donde la dificultad del terreno imposibilitó el correcto reconocimiento de las unidades aflorantes. Es por eso que allí han sido agrupadas como Grupo Mendoza superior, distinguiéndose por separado a la Formación Tordillo. Hacia el sector oriental, se han podido identificar a las formaciones Tordillo, Vaca Muerta, Mulichinco y Agrio. Los afloramientos se presentan en toda la extensión del mapa y en las distintas láminas de corrimiento, siendo frecuente encontrarlos deformados como parte de los anticlinales y sinclinales originados a partir de la estructuración de la faja plegada y corrida.

Como parte de los objetivos de este trabajo, se han levantado tres perfiles del grupo, dos de ellos en la segunda lámina de corrimiento (uno en cada margen del valle del río Blanco) y el otro en la cuarta lámina de corrimiento, hacia el cordón limítrofe. Los mismos serán expuestos con detalle en el capítulo 4.

La edad del grupo ha sido muy bien acotada gracias a su contenido fosilífero, siendo que se originó en un ambiente predominantemente marino que representa el último pulso de sedimentación de estas características en la cuenca neuquino-aconcaguina. Suprayaciéndolo, la Formación Diamante evidencia el inicio de la sedimentación continental.

3.4.1 Formación Tordillo

La unidad fue definida por Groeber (1946) como *Tordillense* en su localidad tipo en el río Tordillo, sur de Mendoza, al referirse a una potente secuencia de clásticos rojos del Malm. Posteriormente, la unidad es referida como Formación Tordillo por Stipanovic (1966).

En el área de estudio la formación aflora desde el sector autóctono hasta el cordón limítrofe. Según Lo Forte (1996), en el sector autóctono se presenta como conglomerados finos a medios y areniscas gruesas rojas con estratificación entrecruzada, mientras que en la primer lámina de corrimiento, la formación se compone por conglomerados calcáreos cubiertos por un paquete de areniscas rojas calcáreas. En ambos sectores, la autora describe que los clastos son de volcanitas ácidas y carbonatos por lo que los atribuye a la erosión del Grupo Choiyoi y la Formación La Manga desde el este. En cambio, los sedimentos de la segunda y tercer lámina de corrimiento serían aportados desde el oeste ya que hacia allí aumentan los espesores, tamaños de los conglomerados, participación volcanoclástica y de mantos lávicos. Esta afirmación se encuentra respaldada por la clasificación de la proveniencia de los clastos de la Formación Tordillo en estas láminas, como de arco no disectado según el diagrama de discriminación tectónica de Dickinson et al. (1983), incluido en el trabajo de Lo Forte (1996). En la segunda lámina, puede dividirse a la formación en un miembro inferior de areniscas y conglomerados rojos (Figura 14a), y un miembro superior de areniscas verdes menos potentes (Figura 14b). Por otro lado, en la tercer lámina de corrimiento predominan depósitos conglomerádicos gruesos intercalados con volcanitas y volcaniclastitas (Figura 15a).

La unidad apoya por encima de la Formación Auquilco paraconcordantemente y su contacto superior es en algunas ocasiones discordante con la Formación Juncal y en otras, concordante con la Formación Vaca Muerta. Muestra un rumbo aproximadamente N-S a NE-SO y un gran rango de inclinaciones al oeste ya que participa de los plegamientos generados por la estructuración de la Cordillera Principal.

El espesor de la unidad es muy variable tanto entre las distintas láminas de corrimiento como en sentido latitudinal, sugiriendo que constituiría depósitos de relleno de hemigrábenes como han indicado varios autores como Sanguinetti y Cegarra (1991), quienes describen fuertes variaciones faciales con importantes acuñamientos en la zona de Las Cuevas, inmediatamente al norte de la

zona de estudio y cercano al cordón limítrofe. Allí los autores separan la unidad en 2 sectores, uno inferior groseramente laminado, compuesto por lavas y cuerpos hipabisales porfíricos y uno superior volcániclastico en facies de fanglomerados de abanicos aluviales y fluviales anastomosados principalmente, a partir de lo que correlacionan a la unidad con la Formación Río Damas, en Chile. Posteriormente, este concepto es profundizado por Cegarra (1994), Lo Forte (1996) y más recientemente, por Vicente y Leanza (2009) en la quebrada de Vargas, margen nororiental de la zona de estudio. Allí describen facies características de relleno en abanico en un hemigraben que escapó a la inversión tectónica por su posición externa dentro de la Cordillera Principal. En la cuchilla Mirador, margen norte de la cabecera del río Blanco, pueden observarse fallamientos normales en algunos afloramientos de la unidad que contribuyen a la fundamentación de esta teoría (Figura 15a y b). Estos afloramientos hacia el sector occidental del área de estudio, son aquí atribuidos a la Formación Tordillo, modificando la interpretación original de Cristallini y Ramos (1996), quienes los asignaban a la Formación Diamante. De esta manera, se justifica el contacto tectónico con el resto del Grupo Mendoza (Figura 15a) y las variaciones en la potencia de la unidad que toma valores desde los 0 hasta los 400 metros según (Martos, 2018).

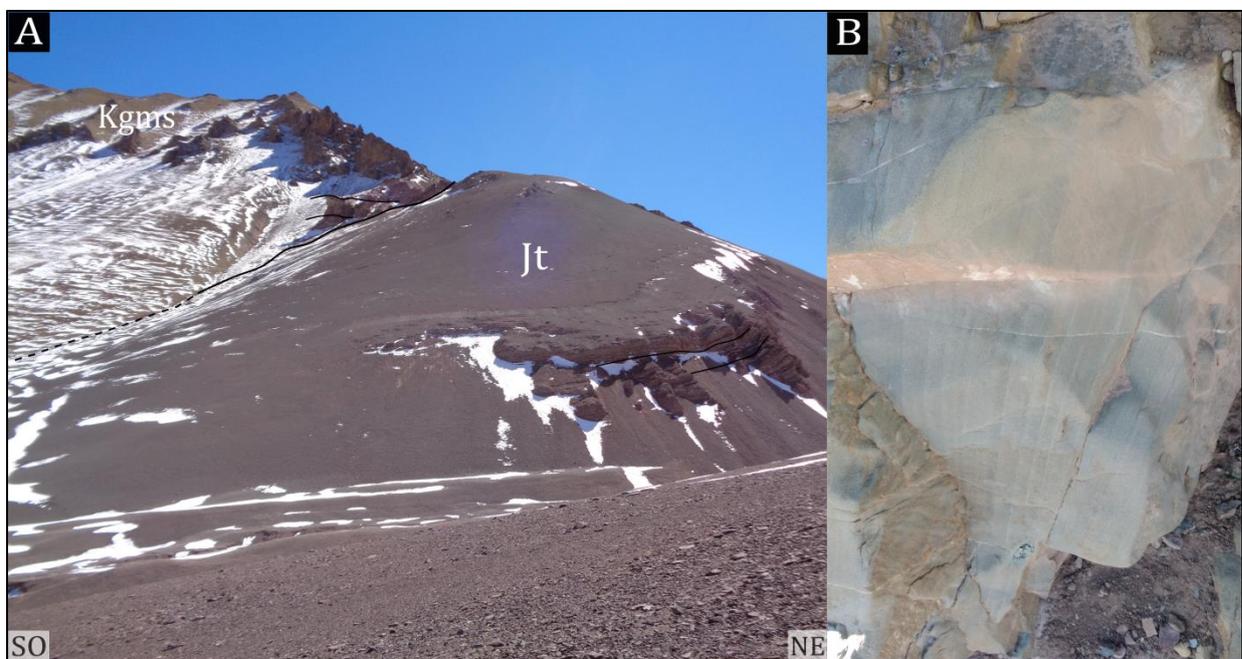


Figura 14. A - Afloramiento del miembro inferior de la Formación Tordillo en la segunda lámina de corrimiento. B - Areniscas verdes del miembro superior de la Formación Tordillo en la segunda lámina de corrimiento. *Jt* - Formación Tordillo; *Kgms* - Grupo Mendoza superior.

Considerando la relación basal paraconcordante con la Formación Auquilco y la edad mínima superior dada por su paraconcordancia con la Formación Vaca Muerta, puede atribuírsele a la unidad una edad del Oxfordiano tardío al Kimmeridgiano temprano. De todos modos, existen dataciones recientes de la unidad en el sector norte de la faja plegada y corrida de Malargüe, realizadas por Naipauer (2016) por método U-Pb en circones detríticos, que arrojan valores máximos de depositación de entre 152 y 143 Ma. Por otro lado, Mackaman – Lofland et al. (2019) obtuvieron valores máximos de $159,2 \pm 3,3$ Ma en el sector central de la faja plegada y corrida de La Ramada, y $142,2 \pm 8,6$ Ma en el sector occidental. Estos datos ubican a la Formación Tordillo entre el Oxfordiano tardío y el Berriasiano medio. Sin embargo, de acuerdo a la estratigrafía no puede ser más joven que el Tithoniano temprano por infrayacer a la Formación Vaca Muerta. Por eso, autores como Naipauer (2016) sugieren que la edad del límite Jurásico/Cretácico debería ser por lo menos 5 Ma más joven que la establecida actualmente.

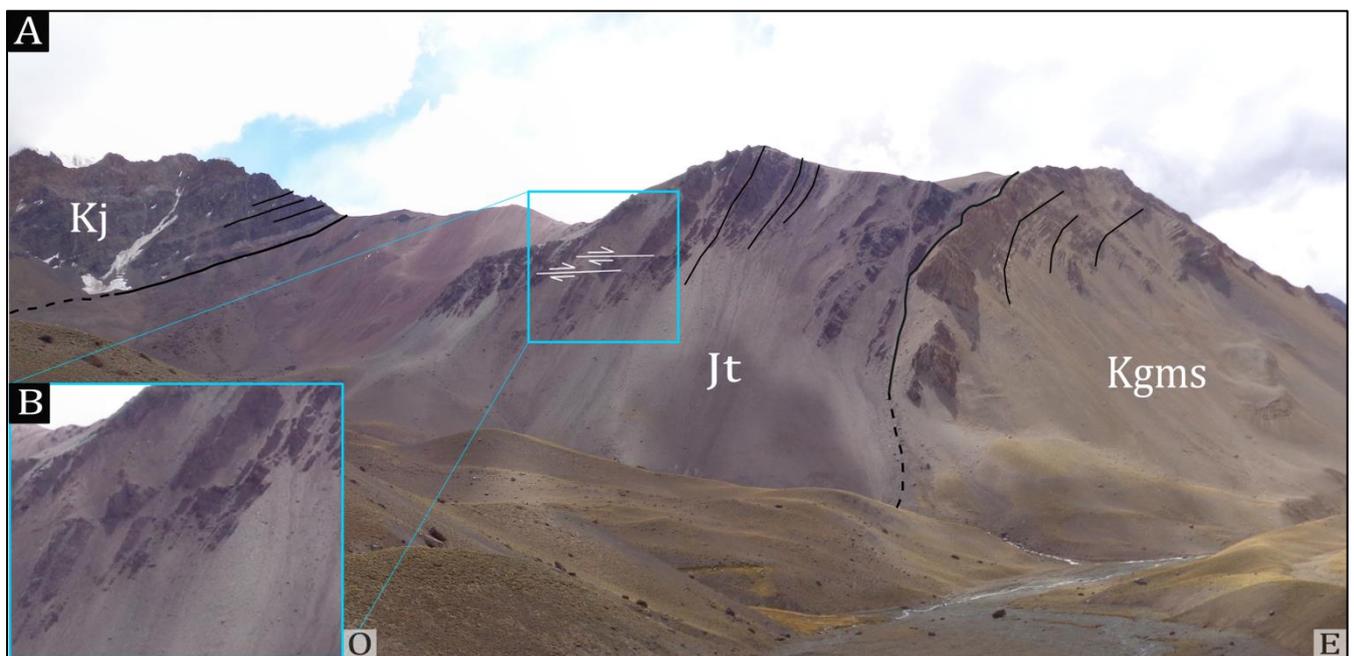


Figura 15. A - Hemigraben de los depósitos conglomerádicos gruesos intercalados por volcanitas y volcaniclastitas de la Formación Tordillo en la tercer lámina de corrimiento. B - Detalle de los fallamientos normales evidenciados en la discontinuación de la estratificación. *Jt* – Formación Tordillo; *Kgms* – Grupo Mendoza superior; *Kj* – Fm. Juncal.

Ramos (1985a) propone que para un período de baja velocidad de convergencia entre placas, la losa subductada se verticalizaría permitiendo la formación de una cuenca de intraarco y el desarrollo intermitente de un arco volcánico externo. Las bajas velocidades de convergencia son, además, congruentes con descensos relativos del nivel del mar y con la instalación de un ambiente continental. En ese contexto, se habrían desarrollado los depósitos de la unidad, como facies de retroarco arenosas distales y facies orto- y para - conglomerádicas proximales según las progresiones y retracciones del arco.

3.4.2 Formación Vaca Muerta

Las primeras menciones de la unidad fueron realizadas Darwin (1846) en el Paso Piuquenes en Mendoza. Posteriormente, la unidad fue definida por Weaver (1931), quien la denominó como *estratos tithonianos*, cuando describió al Grupo Mendoza en el engolfamiento neuquino. Su denominación como Formación Vaca Muerta fue otorgada inicialmente por Fossa Mancini et al. (1938), aunque luego Groeber (1946) la llamó *Vacamuertense*. Por último, Stipanovic (1966) adecuó la nomenclatura de Groeber al referirse a la unidad como Formación Vaca Muerta nuevamente, manteniéndose este nombre hasta el presente.

La formación representa la instalación de un medio marino, dominando la litología de pelitas negras y calizas micríticas (Leanza et al., 1977). Pérez Frassetto (2018) describe 175 metros de la formación en el sector autóctono como calizas masivas intercaladas con pelitas bituminosas y areniscas calcáreas (Figura 16a). Además, destaca un cuerpo conglomerádico silicoclástico con líticos volcánicos. Hacia el oeste, en el sector alóctono, se ha podido identificar mayor participación de las facies pelíticas (Figura 16b) y la presencia de algunos intrusivos. Estas variaciones litofaciales serán discutidas con mayor profundidad en el capítulo 4.

El ambiente de sedimentación propuesto es el de plataforma externa a cuenca profunda, ocupando los ambientes de plataforma interna media e interna la Formación Quintuco que, según indica Aguirre - Urreta y Lo Forte (1996), afloran hacia el este.

En base a zonaciones de amonites, se ha ubicado a la Formación Vaca Muerta en el Tithoniano inferior - Valanginiano inferior (Leanza y Hugo, 1977). Es importante aclarar que en la zona de estudio solo han sido documentadas zonaciones de amonites hasta el Berriasiano (Aguirre - Urreta,

2001). Aguirre - Urreta et al. (2014) realizaron dataciones por metodología SHRIMP y CA-ID-TIMS en circones de una toba de caída de 10 cm de espesor, intercalados con pelitas oscuras portadoras de amonites de edad berrasiana temprana, a unos 22 metros por encima de la asociación de nanofósiles calcáreos indicadores del límite Jurásico – Cretácico dentro la Formación Vaca Muerta, en la localidad de Las Loicas, sur de Mendoza. El resultado del estudio fue de $139,6 \pm 0,2$ Ma. Como la base de la formación se encuentra 194 metros por debajo, y está limitado por la edad máxima de sedimentación de la Formación Tordillo (144 Ma), los autores obtienen una tasa de sedimentación de 4,41 cm/ka que es congruente con el valor de 4,28cm/ka obtenido por Kietzmann et al. (2011), en el arroyo Loncoche del sur mendocino. En base a estos valores, el límite Jurásico – Cretácico en la Formación Vaca Muerta tendría un valor aproximado de 140 Ma, al igual que para la Formación Tordillo, 5 Ma más joven que el límite actual de 145 Ma.

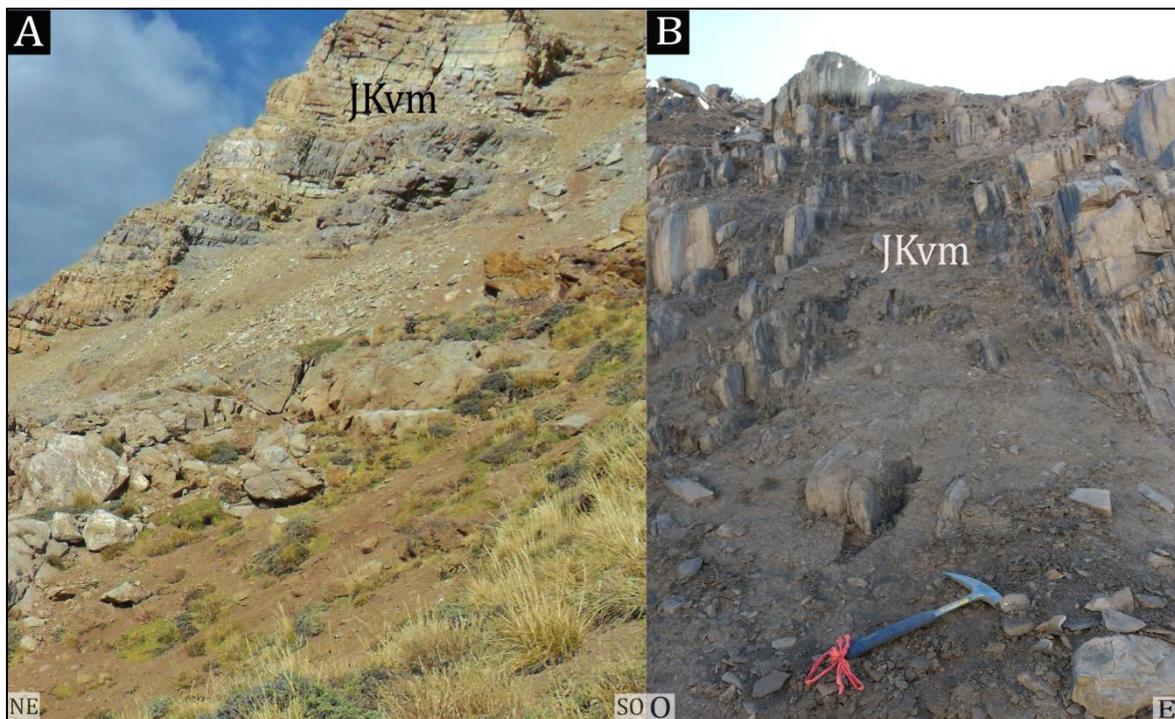


Figura 16. A - Afloramiento de la Formación Vaca Muerta en el sector autóctono. B – Afloramiento de la Formación Vaca Muerta en la segunda lámina de corrimiento. Nótese la mayor abundancia de estratos pelíticos en el sector alóctono. JKvm – Fm. Vaca Muerta.

3.4.3 Formación Mulichinco

Desde su descripción inicial como un paquete de arenas continentales y marinas por Weaver (1931), la unidad fue interpretada como el producto de un descenso del nivel del mar intercalado entre dos períodos de ambiente de sedimentación marina.

A diferencia de la previamente descrita Formación Vaca Muerta, sobre la cual se apoya paraconcordantemente, la Formación Mulichinco presenta marcadas variaciones faciales laterales. Hacia el centro de cuenca, es decir, hacia el sector occidental de la zona de estudio, se caracteriza por encontrarse como secuencias evaporíticas y carbonáticas, mientras que hacia el este lo hace como facies silicoclásticas. Así es que Pérez Frasette (2018), dentro de su perfil del Grupo Mendoza en el sector autóctono, ha atribuido 37 metros de areniscas calcáreas alternantes con calizas amarillentas a la Formación Mulichinco y describe un contacto paraconcordante con la Formación Agrio que la suprayace.

Es importante aclarar que en este trabajo se han reinterpretado algunos afloramientos previamente atribuidos a la Formación Mulichinco (Ramos et al., 1996). Hacia la primer lámina de corrimiento, se encuentran facies volcánicas y volcaniclásticas que sugieren una depositación dentro de una cuenca de intraarco y que eran interpretadas como Formación Mulichinco. Siguiendo a Rosselot (2017), estos afloramientos son ahora atribuidos a la Formación Diamante. Estas unidades son fácilmente confundibles debido a que ambas contienen sedimentos continentales rojos, pero el atribuir dichos afloramientos a la Formación Diamante ajusta de una mejor manera al desarrollo estratigráfico y estructural propuesto en este trabajo.

Mangano (1988), ha perfilado 148 metros de la unidad en la segunda lámina de corrimiento, más precisamente en la quebrada de Agua Blanca, inmediatamente al norte de la zona de estudio. En su trabajo la describe como una alternancia entre distintos tipos de rocas carbonáticas, con recurrentes evidencias de bioturbación e intensa diagénesis y rocas de origen evaporítico. Unos kilómetros más al norte, en la zona de Confluencia, Lo Forte (1992) levantó un perfil de la formación en el cual la caracteriza con un espesor de 200 metros y una litología alternante entre mudstones y wackestones litoclásticos con niveles clásticos de arenas finas a muy finas, y algunos niveles de anhidrita. Además, describe sectores con brechamiento que evidencian exposiciones subaéreas de la secuencia. Por su parte, los afloramientos en la segunda lámina de corrimiento

dentro del área de estudio no han podido ser perfilados. Sin embargo, a partir de fotografías de campo (Figura 17c), imágenes satelitales (Figura 17a) y el procesamiento de estas con herramientas de teledetección tomadas de Pérez Frasette (2018) (Figura 17b), se ha identificado un banco blanquecino, de poco espesor, que se atribuye a facies evaporíticas de la Formación Mulichinco. Esta modificación lleva consigo una importante implicancia estructural ya que así se desarrolla normalmente la secuencia mesozoica, cuando previamente este banco era mapeado por Ramos et al. (1996) como yesos de la Formación Auquilco, interpretando una superficie de falla a lo largo del afloramiento.

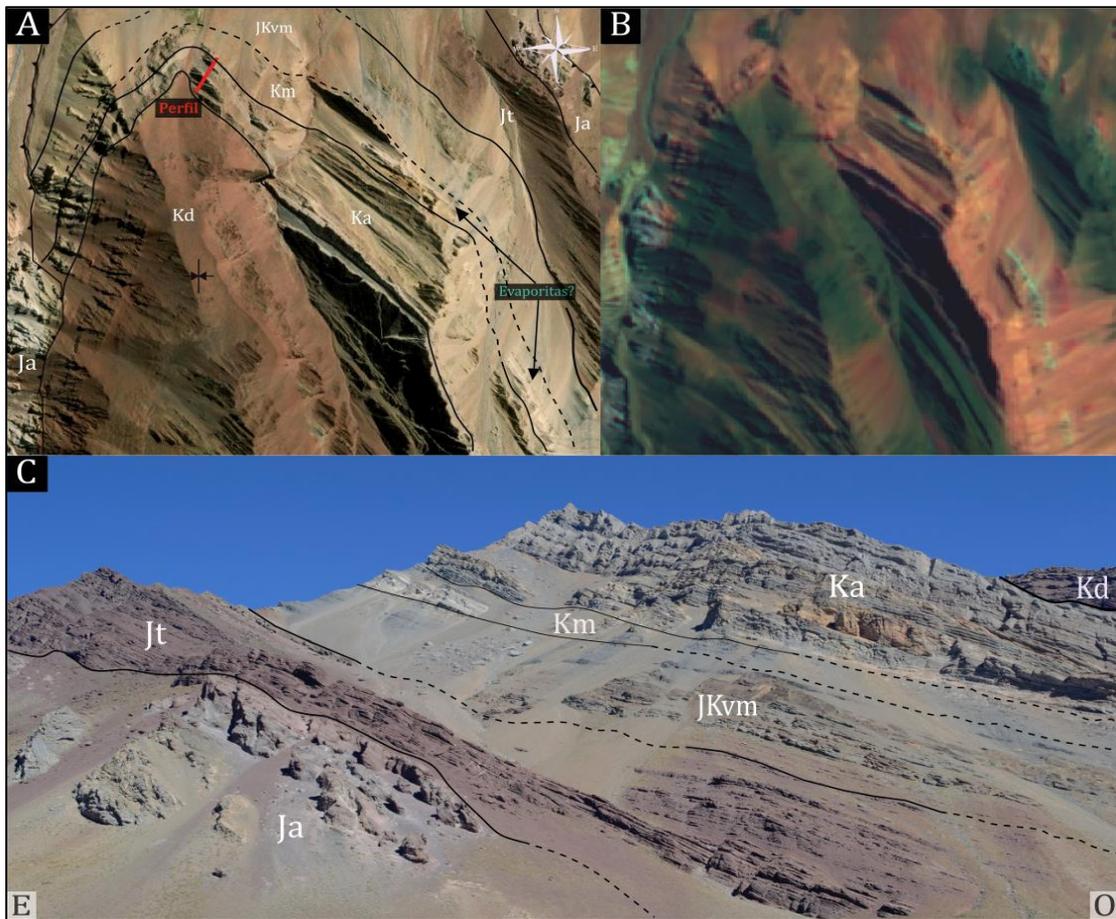


Figura 17. A- Imagen satelital de la margen sur del valle del río Blanco. Obsérvese que el banco blanco propuesto como términos evaporíticos de la unidad no fue alcanzado por el perfil, el cual fue realizado inmediatamente al oeste. B - Imagen del mismo sector que A, procesada con combinación de banda 12-4-2, tomada de Pérez Frasette (2018). Obsérvese que el banco evaporítico se destaca con un tonalidad menta. A su vez, los abundantes yesos de la Formación Auquilco se muestran también con tonalidades menta a partir de su naturaleza evaporítica. C - Afloramiento del Grupo Mendoza apoyado sobre la Formación Auquilco en la margen sur del valle del río Blanco. En el fondo, apoyado sobre este yace la Formación Diamante. Ja - Fm. Agrio; Jt - Fm. Tordillo; JKvm - Fm. Vaca Muerta; Km - Fm. Mulichinco; Ka - Fm. Agrio; Kd - Fm. Diamante.

A pesar de haberse basado en un modelo tectónico que este trabajo reformula, se destaca la interpretación paleoambiental realizada por Aguirre - Urreta y Lo Forte (1996). Las autoras proponen que los sedimentos de la Formación Mulichinco se habrían depositado en un ambiente marino somero y restringido, controlado por la expansión y retracción del arco volcánico. Los distintos niveles de brechamiento identificados en los perfiles y la fauna presente, permitieron a los autores atribuir una evolución cíclica de somerización ascendente desde ambientes marinos someros a ambientes submareales, intermareales e incluso supramareales con períodos de exposición subaérea. El influjo clástico, intrínsecamente ligado a la expansión y retracción del arco volcánico, jugó un papel determinante en la precipitación o no de sedimentos carbonáticos.

En consecuencia del poco contenido fosilífero de la unidad y de no encontrarse disponible una datación radiométrica, la edad debe ser acotada a partir de las dataciones de la Formación Vaca Muerta y Agrio con las cuales mantiene contactos transicionales. A partir de esta consideración y basándose en la bibliografía (Aguirre-Urreta y Lo Forte, 1996 y Aguirre-Urreta et al., 2001) se puede ubicar temporalmente a la Formación Mulichinco en el Valanginiano inferior - Valanginiano medio. Esta edad es coherente con la propuesta por Schwarz et al. (2011) para Neuquén y el sur de Mendoza, donde la ubica por encima de la discontinuidad intravalanginiana. Sin embargo, al referirse a los trabajos realizados en la cuenca neuquina - aconcagüina, este autor indica que siendo la relación transicional con la Formación Vaca Muerta, su acumulación en la zona podría haberse iniciado en el Berriasiano o incluso en el Tithoniano tardío.

3.4.4 Formación Agrio

Las primeras menciones a la unidad fueron realizadas por Weaver (1931) y, posteriormente, por Ramos (1985a), quien hace referencia a ella por primera vez en la faja plegada y corrida del Aconcagua.

En la zona de estudio se la encuentra tanto en el sector autóctono como repetida tectónicamente en las distintas láminas de corrimientos y, por ende, deformada y con variadas actitudes. Pérez Frassetto (2018) la ha descrito en el sector autóctono como 2 paquetes bien definidos, compuestos por grainstones y packstones de aproximadamente 30 metros de espesor, destacando un alto contenido de bioclastos fragmentados. La unidad ha sido identificada en un

perfil levantado en la ladera sur del valle del río Blanco dentro de la segunda lámina de corrimiento (Figura 17a). Se describen unos pocos metros de arenas negras masivas y laminadas, con gravas intercaladas, seguidos por 20 metros de wackestones y packstones con abundante fauna de equinodermos, bivalvos y ammonoideos que hacia el tope se disponen con un intenso brechamiento. Ha sido también perfilada hacia el cordón limítrofe (Figura 18a), observándose una litología de wackestones, packstones y areniscas calcáreas con recurrente contenido de equinodermos, foraminíferos planctónicos, bivalvos y calpionéllidos. Estos perfiles serán descritos detalladamente en el capítulo 4.

Su base limita concordantemente con las Formación Mulichinco mediante un contacto neto, mientras que el techo mantiene una relación levemente discordante con la Formación Diamante, mediando un contacto erosivo (Rosselot, 2017). En algunos sectores, estos términos superiores del Grupo Mendoza se encuentran directamente por debajo de la Formación Juncal (Figura 18b). Si bien algunos autores como Aguirre-Urreta y Lo Forte (1996) describen un engranaje entre las unidades, en el campo se ha observado una relación de discordancia angular de la Formación Juncal sobre el Grupo Mendoza.

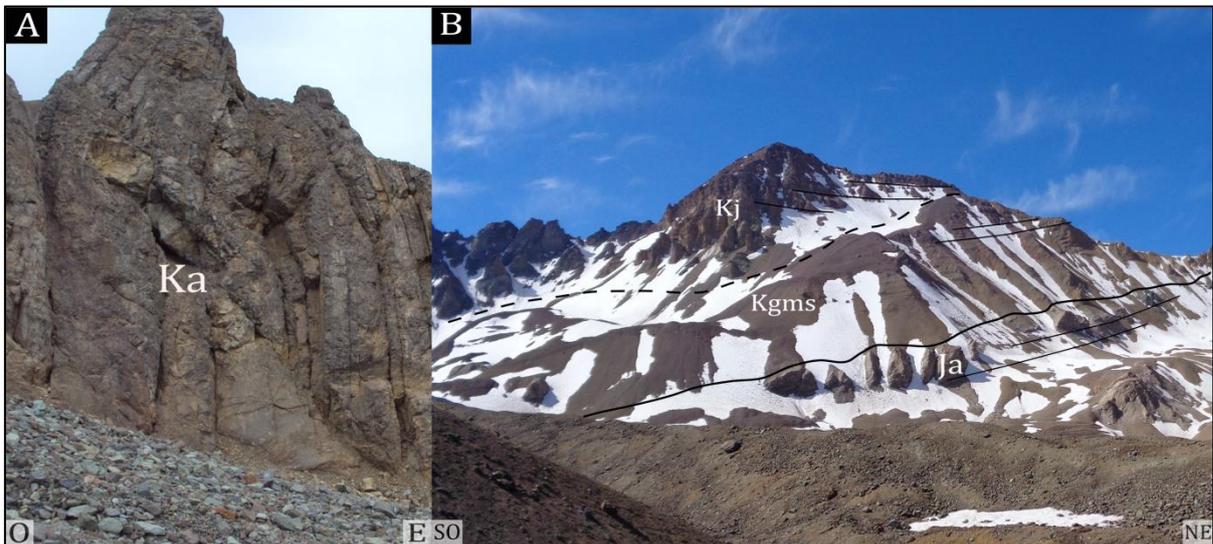


Figura 18. A - Afloramiento de calizas del Grupo Mendoza superior en la cuarta lámina de corrimiento. B - Relación de discordancia angular de la Formación Juncal sobre el tope del Grupo Mendoza. Ja - *Fm. Auquilco*; Kgms - *Grupo Mendoza superior*; Ka - *Fm. Agrio*; Kj - *Fm. Juncal*.

Spaletti et al. (2011) publicaron un muy completo trabajo sobre la Formación Agrio, recopilando datos de cronología, estratigrafía secuencial, litología, correlaciones, ambientes de

sedimentación, entre otros. Puede destacarse que la unidad fue dividida en 2 miembros marinos separados por uno continental. Estos son de base a techo los miembros Pilmatué, Avilé y Agua de la Mula. Para los términos marinos, la sedimentación es de naturaleza predominantemente silicoclástica hacia el centro de la cuenca neuquina mientras que hacia la dorsal de Huinul y Mendoza esta es carbonática. El ambiente es de rampa marina abierta de lenta subsidencia desde subambientes de offshore hasta shoreface que profundizaban hacia el sector occidental. Para la región mendocina se describe una cuenca elongada en sentido meridional con rápidos cambios de facies. Por su parte, el miembro Avilé se compone predominantemente de areniscas continentales depositadas en sistemas fluviales entrelazados arenosos y meandrosos de carga mixta, sistemas eólicos, y lacustres tanto abiertos como hipersalinos (Veiga et al., 2011).

Los miembros marinos poseen una gran fauna de invertebrados marinos a partir de los cuales estimar una edad de depositación (cefalópodos, bivalvos, gasterópodos, equinodermos, anélidos y crustáceos, entre otros). Así es que, a partir de numerosas contribuciones de diversos autores, se ha establecido un control taxonómico y bioestratigráfico de la unidad principalmente a partir de ammonoideos. Además, una capa de tufitas intercalada en el miembro Pilmatué en la Provincia de Neuquén ha sido datada por metodología SHRIMP U - Pb en circones detríticos por Schwarz et al. (2016), quienes obtuvieron un valor de $130,00 \pm 0,8$ Ma. Aguirre - Urreta et al. (2017) también dataron este miembro, aunque lo hicieron mediante metodología CA - ID TIMS U - Pb, obteniendo un valor de $130,39 \pm 0,16$ Ma. Por otro lado, el miembro Agua de la Mula ha sido datado por Aguirre - Urreta et al. (2015) también por metodología CA - ID TIMS U - Pb en circones detríticos. Este trabajo arrojó valores de $129,09 \pm 0,04$ Ma y $127,42 \pm 0,03$ Ma para base y techo respectivamente. Una datación U-Pb de una muestra más cercana a la zona de estudio y, en base a circones extraídos de una sección estratigráfica de mayor similitud a la comprendida para este trabajo, es la de Balgord y Carrapa (2016), quienes obtuvieron una edad máxima de depositación de $134 \pm 3,8$ Ma a partir de un cuerpo arenoso intercalado entre las pelitas ricas en materia orgánica aflorantes en la zona de Malargüe. Estas dataciones ubican a la unidad hacia el intervalo Hauteriviano tardío - Barremiano Medio. Sin embargo, como los taxones presentes indican una edad del Valanginiano tardío a Barremiano temprano, Aguirre - Urreta et al. (2015) proponen la modificación del límite Hauteriviano - Barremiano a aproximadamente 127 Ma, coherente con la propuesta de Vennari et al. (2014) de modificar el límite Jurásico - Cretácico a 140 Ma.

3.5 Formación Diamante

A pesar de que la unidad ya había sido caracterizada por los primeros autores que estudiaron la región del Aconcagua, esta fue definida por primera vez por Groeber (1951) como *Diamantino* e incluía a la Formación Rayoso, que hacia la provincia de Neuquén conforma el Grupo Bajada del Agrio y, al menos hacia el sur de Mendoza, a las arenas ranquilenenses que integraban parte del ciclo riográndico. La nomenclatura de esta unidad presentó varios cambios a partir de su correlación con el Grupo Neuquén en la Cuenca Neuquina. Ante la imposibilidad de establecer una correlación fosilífera, Di Gregorio y Uliana (1980) toman la propuesta de Groeber, sustituyendo la denominación a Formación Diamante.

La Formación Diamante constituye una unidad clave para el estudio de los *movimientos intersenonianos* del Coniaciano – Santoniano de Groeber (1946), actualmente redefinidos como discordancia patagónica en el Albiano – Cenomaniano (Leanza, 2009), a partir de la abundantes evidencias de sedimentación sinorogénica que aporta regionalmente. Estas han sido identificadas por numerosos autores y comprenden desde evidencias directas como estratos de crecimiento y deformación sinsedimentaria a evidencias indirectas como métodos geofísicos, métodos geocronológicos en un contexto regional (cambios en área de aporte y en patrones de edades U-Pb en circones), variaciones granulométricas, variaciones de ambientes sedimentarios y datos termocronológicos que señalan eventos de exhumación (Fennell et al, 2017).

En el área de estudio se ha podido identificar a la unidad en el sector autóctono y en las sucesivas láminas de corrimientos, siendo frecuente que componga el núcleo de las estructuras sinclinales debido a su edad tardía dentro del Mesozoico (Figura 19). Esta ha sido datada inicialmente por Balgord y Carrapa (2016) hacia el sur, en las cercanías de Malargüe, donde obtuvieron una edad máxima de sedimentación de 97 ± 2 Ma para la sección inferior del afloramiento, en base a edades U-Pb en circones detríticos. En la zona de San Rafael, unos kilómetros hacia el norte, Gómez et al. (2019) obtuvieron a partir de estudios U-Pb en circones detríticos, valores de $107,2 \pm 1,4$ Ma para la base y $92,2 \pm 2,2$ Ma para el tope de la secuencia mediante metodología LA-MC-ICPMS. Por último, Mackaman-Lofland et al. (2019), utilizando el mismo método, realizaron estudios en las bases de una transecta del sector occidental de la faja plegada y corrida de La Ramada y de una transecta del sector central donde obtuvieron valores de $90,4 \pm 2$ Ma y $107 \pm 1,9$ Ma respectivamente.

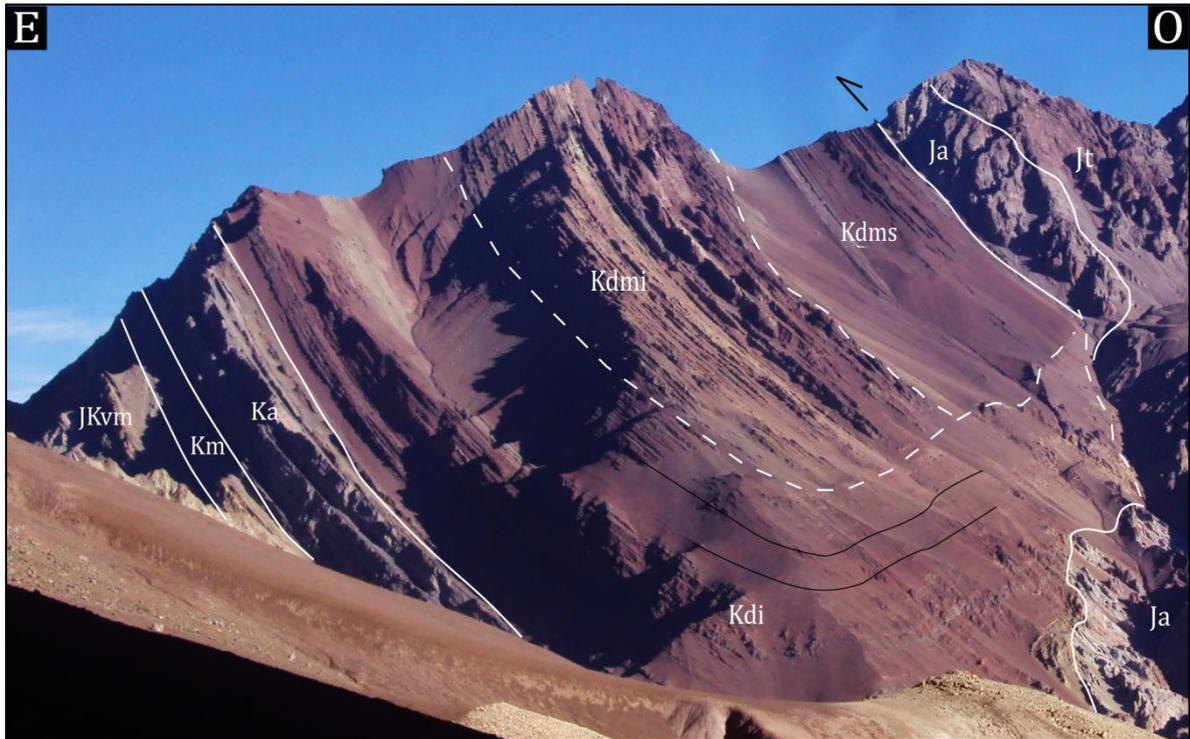


Figura 19. Estructura sinclinal con la Formación Diamante en su núcleo en la ladera sur del valle del río Blanco. Vista al sur. Por encima se apoyan las formaciones Auquilco y Tordillo mediante contacto tectónico. *Ja* – *Fm. Agrio*; *Jt* – *Fm. Tordillo*; *JKvm* – *Fm. Vaca Muerta*; *Km* – *Fm. Mulichinco*; *Ka* – *Fm. Agrio*; *Kdi* – *Fm. Diamante inferior*; *Kdmi* – *Fm. Diamante medio inferior*; *Kdms* – *Fm. Diamante medio superior*.

Estos estudios muestran, además, un cambio del área de aporte de los circones de base a techo de la formación, reduciéndose los pertenecientes al arco Cretácico Tardío al oeste y haciéndose presentes otros con edades que solo pueden corresponderse con exposiciones de rocas hacia el este de los afloramientos, principalmente del Grupo Choiyoi. De esta manera, se respalda la propuesta de Orts y Ramos (2006) que postula que para el tiempo de la depositación de la Formación Diamante se había instalado una cuenca de antepaís en la región de la faja plegada y corrida del Aconcagua. Este cambio de proveniencia de los circones sería consecuencia de la progradación del bulbo periférico y, por ende, levantamiento de la región oriental de la cuenca que permitió su erosión y consecuente aporte de clastos desde el este. Asimismo han enunciado Balgord y Carrapa (2016), quienes describen un cambio de predominio de líticos volcánicos desde el arco al oeste en la sección inferior de la formación a un predominio de líticos clásticos desde el este hacia el techo de la misma.

Como ya ha sido mencionado anteriormente, Rosselot (2017) levantó 2 perfiles en la margen sur del río Blanco (sus posiciones han sido indicadas en el mapa adjunto) sobre afloramientos que eran anteriormente atribuidos a la Formación Mulichinco. En ellos refuerza el concepto de cuenca de antepaís intermontana en la cual se depositó la Formación Diamante, al identificar un aporte mixto, intraclastos, grandes espesores de pelitas que sugieren una alta tasa de subsidencia, una relación discordante erosiva y de leve angularidad con las calizas subyacentes del Grupo Mendoza y clastos que indican un escaso transporte por lo que se habrían originado en el frente de la cuña orogénica progradante. Además, describe la composición de estos clastos como carbonáticos, volcánicos y, hacia la base de uno de sus perfiles, señala una intercalación de 30 centímetros de una roca volcánica altamente meteorizada que clasifica como andesita al estudiarla bajo microscopio petrográfico. Son necesarios más estudios para poder determinar la génesis de este cuerpo volcánico, puesto que sería poco confiable realizar una interpretación a partir de una única muestra, aunque existirían otros afloramientos de este vulcanismo. Uno de ellos se encontraría hacia Puente del Inca, donde Aguirre – Urreta y Lo Forte (1996) describen una colada lávica nodular de 6 metros de espesor dentro de la Formación Mulichinco, pero si se sigue el criterio de este trabajo, el mismo podría corresponder a la Formación Diamante.

Al analizar los resultados de las dataciones, puede concluirse que la edad máxima de depositación se torna más joven hacia el sur, denotando un diacronismo en el levantamiento de los Andes (Gómez et al., 2019). Esto surge como consecuencia de la anteriormente mencionada inclusión de los miembros correlacionables a la Formación Rayoso dentro de la Formación Diamante en el norte de la provincia de Mendoza. En resumen, puede ubicarse a la Formación Diamante en el intervalo Albiano medio a Turoniano tardío, observándose entonces un hiato de aproximadamente 30 Ma con la Formación Agrío, que pareciera ser de naturaleza erosiva. Las evidencias a favor de esta hipótesis son el régimen tectónico que sufrió la zona hacia el Cretácico Tardío, respaldado por numerosas evidencias de depositación sinorogénica que presenta la unidad regionalmente (Fennell et al., 2017), la participación de clastos carbonáticos en la unidad (Rosselot, 2017; Gómez et al., 2019), los estratos de crecimiento descritos por Orts y Ramos (2006) inmediatamente al sur, la leve angularidad descrita por Rosselot (2017) y el brechamiento en el techo de la Formación Agrío. Otro factor a tener en cuenta es la ausencia del Grupo Bajada del Agrío, que se encuentra a lo largo de toda la cuenca neuquina, pero no en este sector de la cuenca

neuquino aconcgüina, a excepción de algunos afloramientos atribuible a la Formación Huitrín hacia la zona de Confluencia (Aguirre Urreta y Lo Forte, 1996).

Unos pocos kilómetros al sur del área de estudio, Padva (2000) levantó un perfil de la formación, en el cual la seccionó en tres unidades mayores. La primera corresponde a aproximadamente 735 metros de arenas y conglomerados rojos. La segunda está compuesta por 65 metros de arenas y limolitas gris verdosas intercaladas con ortoconglomerados con clastos de volcanitas ácidas y arenas laminadas horizontalmente intercaladas con niveles pelíticos. Por último, describe 190 metros similares al primer intervalo pero destacando intercalaciones de pelitas y colores morados. Esta misma división ha podido ser reconocida en el campo y en la interpretación por fotografía satelital e, incluso, se ha podido identificar una unidad superior que consiste en una intercalación entre calizas y pelitas (Figura 20). Como no se ha muestreado ni datado a dicha unidad y, se la encuentra siempre apoyada por encima del nivel superior de la Formación Diamante de Padva (2000), se ha decido mapearla como parte de la misma.

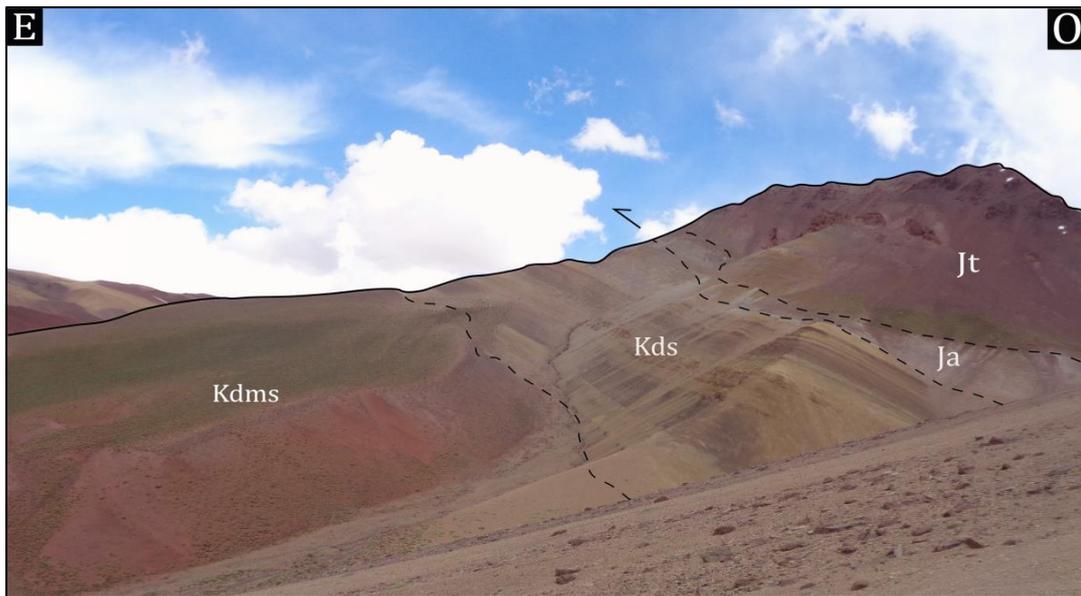


Figura 20. Afloramiento de los términos superiores de la Formación Diamante en el margen norte del valle del río Blanco. Por encima, en contacto tectónica se apoyan las formaciones jurásicas Auquilco y Tordillo. *Jt* - *Fm. Tordillo*; *Ja* - *Formación Auquilco*; *Kdms* - *Fm.*

Diamante medio superior; *Kds* - *Fm. Diamante superior*.

Padva (2000), describe un ambiente de sedimentación fluvial de moderada energía, entrecruzado distal o meandriforme para el primer intervalo, lacustre de implantación súbita para el segundo intervalo, y el regreso a la sedimentación fluvial para el tercer intervalo. Son necesarios más estudios para poder determinar un ambiente de sedimentación para el cuarto intervalo, pero

inferiendo a partir de su litología y conociendo la desconexión de la cuenca con el océano, podría tratarse de una nueva instalación de la sedimentación lacustre.

3.6 Formación Juncal

El primer autor en describir rocas volcánicas y volcanoclásticas hacia el sector limítrofe fue Darwin (1846), quien las denominó Formación Porfírica. Luego Schiller (1912), fue el primero en observar su contacto discordante con las rocas sedimentarias mesozoicas, seguido por Groeber (1951), quien utilizó la denominación *Chiletense* y les asignó una edad post-diamantiano, que equivaldría al Aptiano-Albiano, aunque luego las reubicó hacia el Eoceno. Fue Ramos et al. (1990) quien propuso la terminología de Formación Juncal, a partir de su localidad tipo en las márgenes del río Juncal en Chile, con el propósito de unificar la nomenclatura del cordón limítrofe. Este autor propone una correlación con el Complejo Pelambres al oeste en Chile y un engranaje lateral entre las formaciones Juncal, Cristo Redentor y Diamante, disponiéndose las mismas en ese mismo orden de oeste a este y disminuyendo la participación de clastos volcánicos hacia oriente (Figura 21).

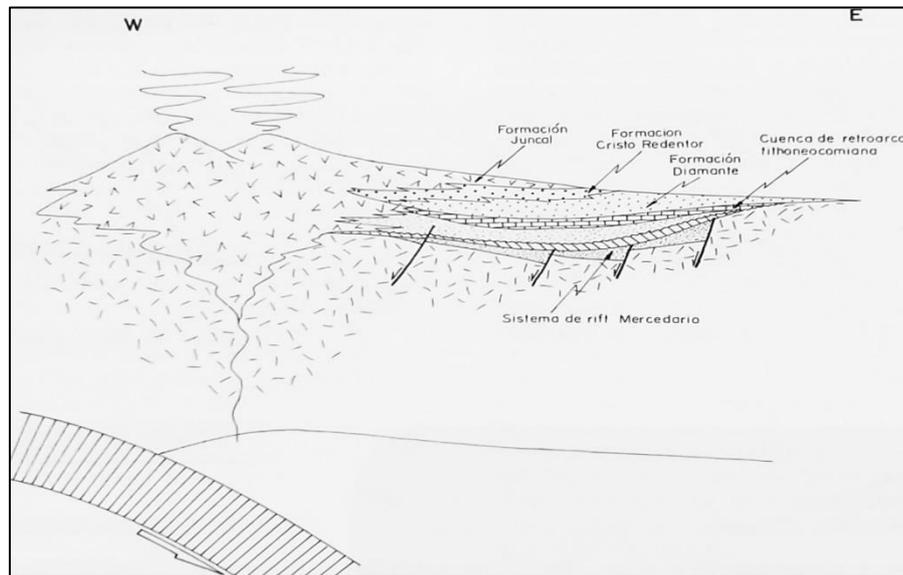


Figura 21. Esquema propuesto por Cristallini y Ramos (1996) para el Cretácico Tardío de la región de La Ramada. Para la zona de estudio, desestimar los depósitos de rift del Mercedario.

Sin embargo, esta propuesta puede ser desestimada a partir de las ahora disponibles edades radiométricas para las formaciones Juncal y Cristo Redentor obtenidos por Mackaman-Lofland et al. (2019) por U-Pb en circones de rocas ígneas y detríticas, correspondientemente. Los autores

obtuvieron un valor de $84.0 \pm 0,7$ Ma para la Formación Juncal, mientras que la Formación Cristo Redentor arrojó valores de entre $31,2 \pm 0,4$ Ma y $60,9 \pm 1,9$ Ma. De esta manera, la Formación Juncal resulta más joven que la Formación Diamante aunque también queda comprendida dentro del Cretácico Superior, más precisamente en el Santoniano. Otra datación disponible para la Formación Juncal es de $69,6 \pm 1,0$ Ma obtenida por Balgord (2016), a partir circones detríticos en la quebrada Horcones, dentro de la faja plegada y corrida del Aconcagua. Por otro lado, la Formación Cristo Redentor se ubica en el Eoceno, distando aproximadamente 50 Ma de la depositación de las formaciones Juncal y Diamante, resultando inconcebible un engranaje lateral entre las unidades.

Padva (2000) caracterizó a la formación en el valle del río Plomo como colada lávicas, tobas, brechas y conglomerados volcaniclásticos (Figura 22). Además, realizó análisis geoquímicos en muestras obtenidas de las coladas, aunque los mismos no incluyen ningún estudio de edad radimétrica de la unidad. A partir de los análisis, caracterizó a las muestras como andesitas con improntas de margen subductivo y, considerando las altas relaciones de La/Yb y La/Sm, concluyó que se implantaron en una corteza engrosada a partir de los efectos producidos por la migración del arco hacia el antepaís, con la consecuente progradación del frente de deformación y apilamiento tectónico. Una posible explicación a la migración del arco sería la alta velocidad de convergencia entre las placas Sudamericana y Nazca hacia los 110 Ma (Ramos, 1985 b).



Figura 22. Afloramiento de la Formación Juncal en las nacientes del río Blanco. *KGms* – Grupo Mendoza superior; *Kj* – Fm. Juncal.

En la zona estudiada, la formación se apoya en discordancia angular sobre los términos superiores del Grupo Mendoza (Figura 23a) o sobre la Formación Tordillo (Figura 23b).

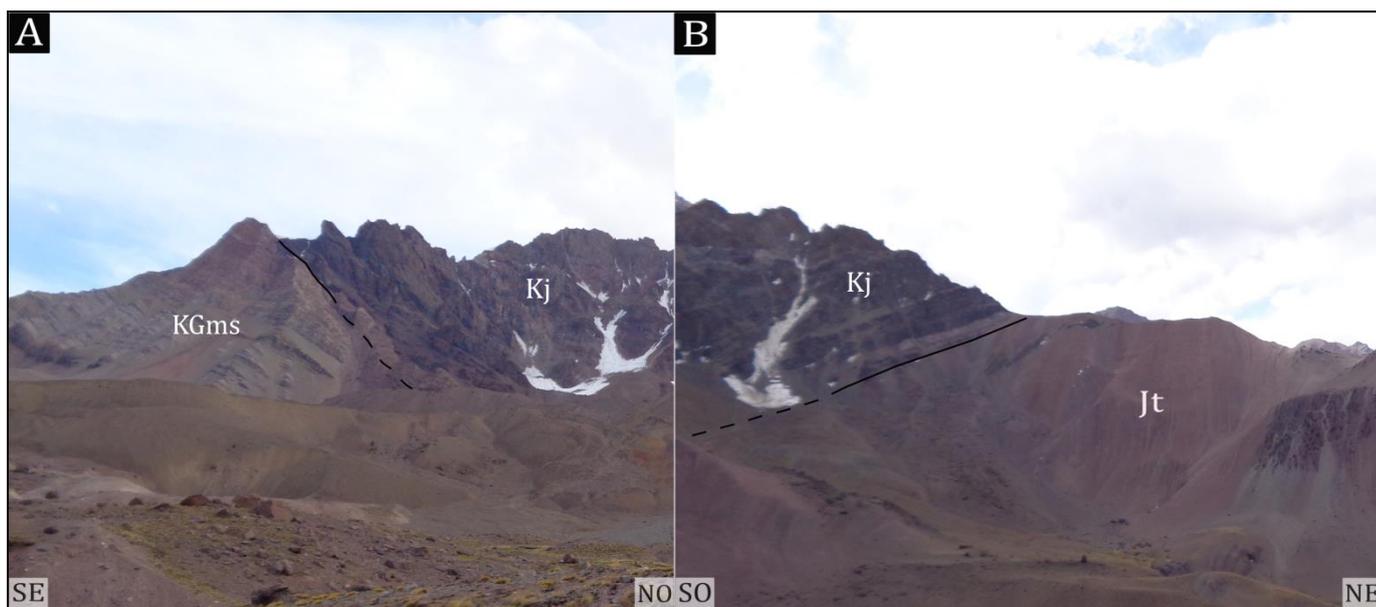


Figura 23. A - Discordancia entre las formaciones Juncal y el Grupo Mendoza superior. B - Discordancia entre la Formación Juncal y la Formación Tordillo. Ambas imágenes fueron tomadas en la cabecera del valle del río Blanco. *Jt* - *Fm. Tordillo*; *KGms* - *Grupo Mendoza superior*; *Kj* - *Fm. Juncal*.

3.7 Conglomerado Penitentes

Fue Schiller (1912) quien por primera vez describió esta unidad como conglomerados gruesos con rodados de rocas jurásicas y cretácicas, y los denominó Conglomerados Santa María, en referencia a su destacada participación en el cerro Santa María, unos pocos kilómetros al norte de la zona de estudio. También los identifica en la base del cerro Penitentes, donde se encuentran suprayacidos por una capa más antigua del Malm y del Cretáceo, según Reichert (1929). Posteriormente, Ramos et al. (1996) delimita los afloramientos de la unidad al este del corrimiento principal de la Cordillera Principal. Pérez y Ramos (1996) caracterizan los afloramientos en las nacientes del arroyo Guanaquitos, como fanglomerados con intercalaciones de tufitas que gradan a depósitos caóticos, con bloques de más de un metro cúbico de composición principalmente andesítica, y resaltan la génesis sinorogénica de estos depósitos al observar el arreglo de facies que gradan de distales a proximales.

Sin embargo, Vicente (2005) propuso un cambio de suma importancia para los afloramientos comprendidos dentro de este trabajo, es decir, los del Cerro Penitentes hacia el sector nor - oriental de la zona de estudio (Figura 24 y 25). Allí, observa que la génesis de los conglomerados es típicamente epiclástica a partir de rodados jurásicos y cretácicos a diferencia de los ya

mencionados Conglomerados Santa María de naturaleza predominantemente volcánica. En base a estas observaciones separa las unidades en Aglomerados Santa María y Conglomerado Penitentes.

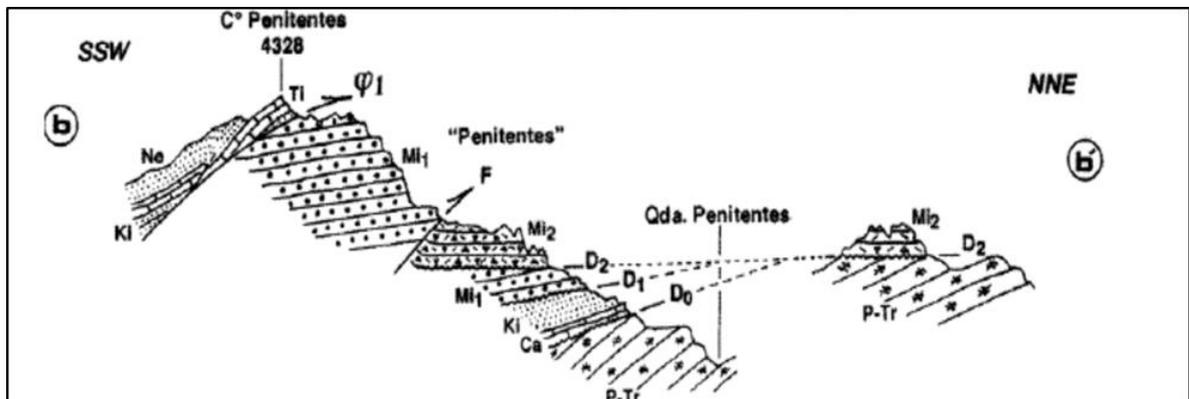


Figura 24. Esquema propuesto por Vicente (2005) para el Cerro Penitentes. Φ_1 : Corrimiento penitentes; F: cabalgamiento frontal; P-Tr: G. Choiyoi; Ca: Fm. La Manga; KI: Fm. Tordillo; TI: Fm. Quintuco; Ne: Fm. Mulichinco; MI1: Conglomerado Penitentes; MI2: Aglomerados Santa María; D0: Discordancia basal del Jurásico; D1: Discordancia de los Conglomerados Penitentes; D2: Discordancia de los Aglomerados Santa María.

Al no encontrarse disponible datación radimétrica alguna de la unidad, la edad debe inferirse a partir de las relaciones estratigráficas. Vicente (2005), ha realizado un extenso trabajo con dicho objetivo. Si bien el autor indica que hacia el sur la unidad puede correlacionarse con los Conglomerados Tunuyán de edades entre 16 Ma y 12 Ma (Giambiagi et al., 2001), en base a los cuales Giambiagi y Ramos (2002) proponen una estructuración para el Mioceno Medio, en la región del Aconcagua el Complejo Volcánico Aconcagua cubre a la secuencia sinorogénica y posee una edad de 16 Ma hacia su base. De esta manera, los Conglomerados Penitentes y los Conglomerados Tunuyán no admiten correlación, siendo los primeros depositados hacia el Mioceno temprano. Otras observaciones que respaldan esta teoría son los filones capa dacíticos datados en 15 Ma en el frente de corrimiento en la zona de Puente del Inca (Munizaga y Vicente, 1982) y las intrusiones de la Granodiorita Matienzo datada en 21,6 Ma, hacia las escamas internas occidentales (Ramos y Cingolani, 1989).

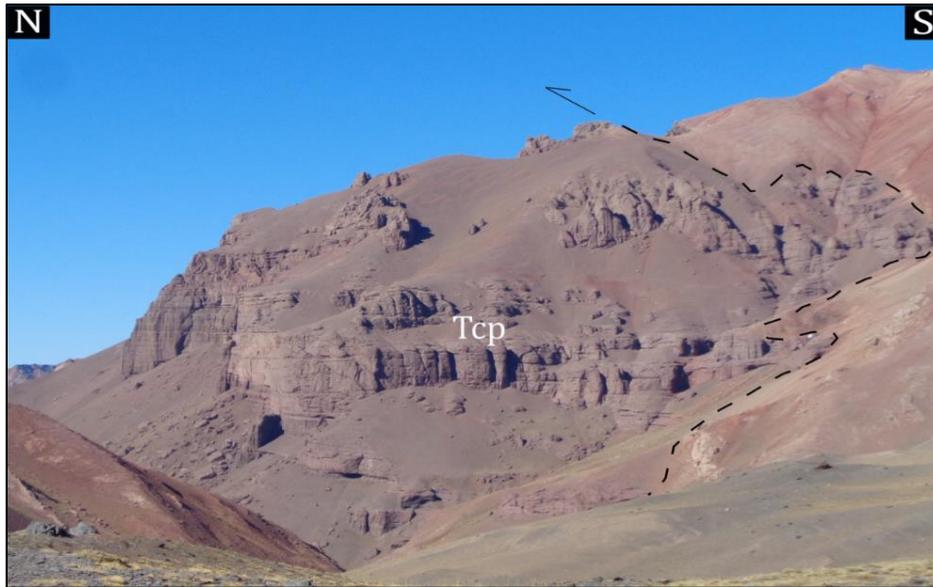


Figura 25. Afloramiento de los Conglomerados Penitentes en la base del Cerro Penitentes. Por encima, se monta la secuencia mesozoica.

Tcp – Conglomerados Penitentes.

Martos (2017), ha realizado una exhaustiva descripción de la unidad, extendiendo sus afloramientos hacia el sur hasta el arroyo Chorrillos con respecto a lo mapeado por Ramos (1996). El autor los observa discordantes sobre las volcanitas del Grupo Choiyoi y suprayacido mediante contacto tectónico por la Formación Auquilco. Litológicamente, los caracteriza como depósitos ortoconglomerados y paraconglomerados polimícticos según la clasificación de Limarino et al. (1996), con alto porcentaje de matriz en tamaño arena gruesa que alcanzan unos 300 metros de espesor, aunque este podría ser mayor al encontrarse la unidad cabalgada y truncada por el corrimiento.

3.8 Intrusivos neógenos

Hacia el sector suroccidental del área de estudio, aflora un extenso cuerpo andesítico subvolcánico de aproximadamente 600 metros de diámetro. Al emplazarse en las inmediaciones de un contacto tectónico entre la Formación Auquilco y los términos superiores del Grupo Mendoza, se halla acompañado por numerosos diapiros salinos que intruyen a la Formación Tordillo, por sobre la cual se apoya la Formación Juncal (Figura 26a).

Lamentablemente, como no se han tomado muestras para realizar un análisis petrográfico ni dataciones radimétricas, sumado a que el registro bibliográfico es sumamente escaso se torna

complejo acotar una edad. Sin embargo, Ramos (1985a), quien ha interpretado al cuerpo como un cuello volcánico exhumado propone su correlación con la Formación Farellones. Esta última ha sido datada por Munizaga y Vicente (1982) en 25 - 10 Ma, a partir de numerosos afloramientos en el sector limítrofe entre los 32° y 33°S, dentro de los cuales se cuentan algunos cuerpos intrusivos. Por otro lado, la datación más próxima geográficamente al área de estudio es la efectuada por Ramos y Cingolani (1989), unos kilómetros al norte del paso de La Cumbre al noroeste del área de estudio. Los autores describen al afloramiento como un stock granodiorítico al que denominaron Granodiorita Matienzo con una edad de $21,6 \pm 1,0$ Ma.

Existe otro afloramiento de características subvolcánicas hacia el sur del valle del río Blanco, donde intruye a las formaciones Tordillo y Vaca Muerta (Figura 26b). El cuerpo fue descrito por Pérez Frasette (2018) como un filón capa de rumbo noroeste, textura afanítica, color negro y con una extensión de 600 metros de largo y 20 a 30 metros de ancho. El autor asocia al cuerpo con la Granodiorita Matienzo, asignándole una edad miocena temprana.

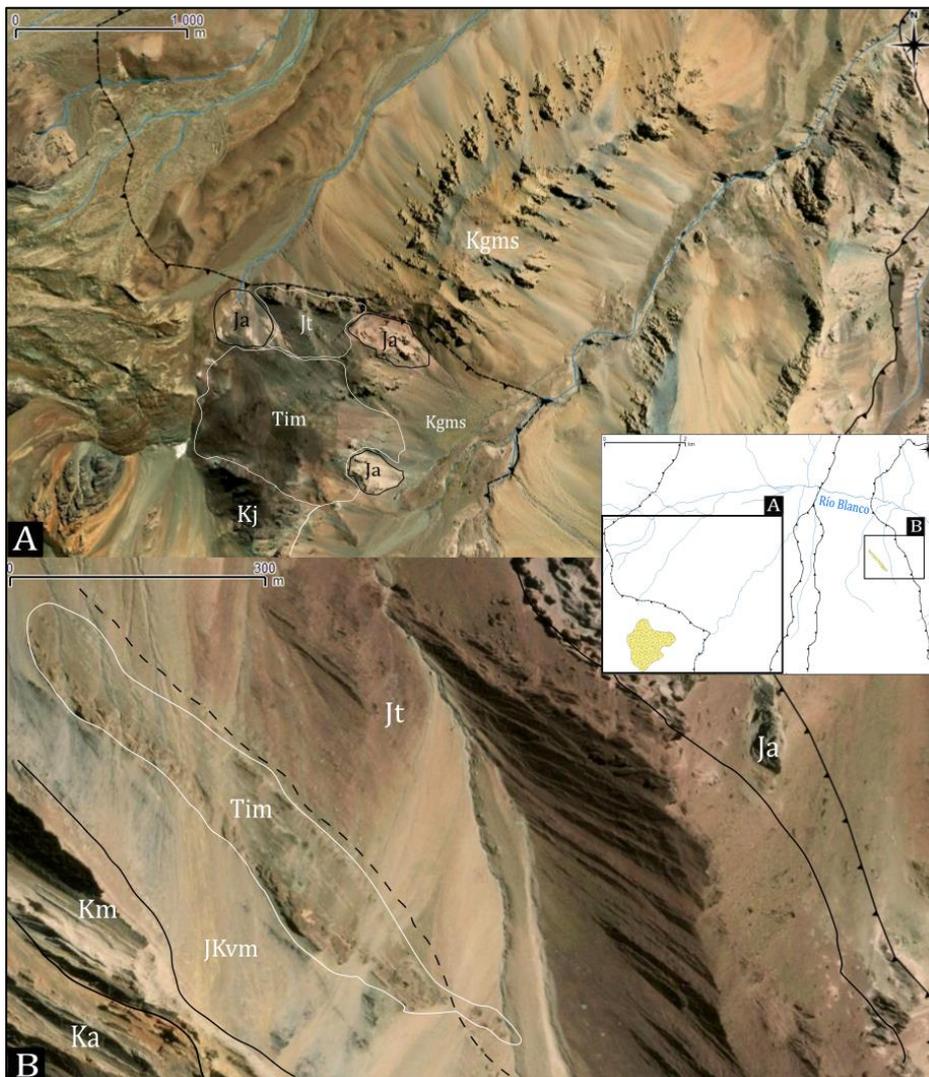


Figura 26. A- Intrusivos terciarios en la tercera lámina de corrimiento. B - Intrusivos terciarios en la primera lámina de corrimiento. Ja - Fm. Auquilco; Jt - Fm. Tordillo; Kgms - Grupo Mendoza superior; JKvm - Fm. Vaca Muerta; Km - Fm. Mulichinco; Ka - Fm. Agrio; Kj - Fm. Juncal; Tim - Intrusivos neógenos.

3.9 Cubierta cuaternaria

Los procesos glaciares, periglaciares, fluviales, de remoción en masa y kárstico son los generadores de los sedimentos cuaternarios que cubren en discordancia a las rocas descritas previamente. En función de no dificultar el entendimiento de la disposición de los depósitos pre - cuaternarios, se ha decidido separar en tres grupos a los depósitos de la cubierta cuaternaria en el mapeo: depósitos de origen fluvial y aluvial, depósitos de origen coluvial y depósitos de origen periglacial y glaciar. En el capítulo 6, se describirán las geoformas constituidas por estos depósitos.

Los sedimentos glaciares consisten en conglomerados angulosos que se acumularon como parte de morenas depositadas durante las glaciaciones cuaternarias que afectaron a la región.

Los sedimentos periglaciares también suelen consistir por un lado en partículas de grano grueso y anguloso debido a la fracturación mecánica del sustrato y por otro, partículas de tamaño menor por efectos de la ablación.

Los sedimentos fluviales presentan clastos desde tamaño grava en los fondos de los canales y albardones hasta arenas finas y pelitas en las planicies de inundación.

Por último, los sedimentos originados por los procesos de remoción en masa son de tamaño predominantemente grueso y tienen arreglos caóticos y granocrecientes.

4. Análisis integrado del Grupo Mendoza en el valle del río Blanco

Las rocas marino – continentales del Grupo Mendoza son las de mayor desarrollo dentro de la zona de estudio, y las más distintivas y características de la faja plegada y corrida del Aconcagua. Sin embargo, la precisa identificación de sus afloramientos ha variado con el correr del tiempo y, con el avance del conocimiento, en particular algunas nuevas dataciones, se ha podido reinterpretar litológica y estructuralmente la distribución de los mismos.

En este trabajo se proponen algunas modificaciones al mapeo realizado por Ramos et al. (1996). La modificación principal surge de la errónea concepción de una interdigitación lateral entre las formaciones Diamante, Cristo Redentor y Juncal (ver sección 3.6), que llevó a los autores a mapear como Formación Diamante a muchos afloramientos cercanos a cordón limítrofe. Fácilmente confundibles por ser similares sus litologías de sedimentitas continentales de color rojo, desde conglomerádicas hasta pelíticas, aquellos afloramientos corresponden según la interpretación de este trabajo a la Formación Tordillo, sumando además cierta coherencia al contacto tectónico con el resto del Grupo Mendoza por debajo y a las variaciones en el espesor de la unidad. A su vez, uno puede asumir que dicha interpretación llevó a los autores a no extender libremente los afloramientos de la Formación Diamante hacia oriente. Sin embargo, a partir de perfiles levantados por Rosselot (2017) y otras observaciones de campo, diversos afloramientos asignados previamente a la Formación Mulichinco y Agrio en el sector autóctono y primer lámina de corrimiento, son asignados en este trabajo a la Formación Diamante. Estas modificaciones son coherentes con el perfil sedimentológico realizado por Rosselot (2017) en la Formación Diamante, donde no solo identifica paleocorrientes predominantes hacia el noroeste, sino que clasifica a los clastos que integran los conglomerados como volcanitas ácidas que provendrían del Grupo Choiyoi al este, calizas que serían aportadas por la erosión del Grupo Mendoza localmente y, hacia el sector superior, intraclastos de la misma Formación Diamante que se habrían originado por la canibalización de la cuenca intermontana. De esta manera, resulta poco probable una procedencia distal desde el arco volcánico del Cretácico Tardío.

4.1. Descripción de los perfiles

Se han levantado dos perfiles en la segunda lámina de corrimiento y uno en la cuarta (Figura 27). A continuación se pasará a detallar cada uno junto con sus respectivas columnas y se realizará un breve análisis paleoambiental y litoestratigráfico, previo a su estudio en conjunto con los demás perfiles.

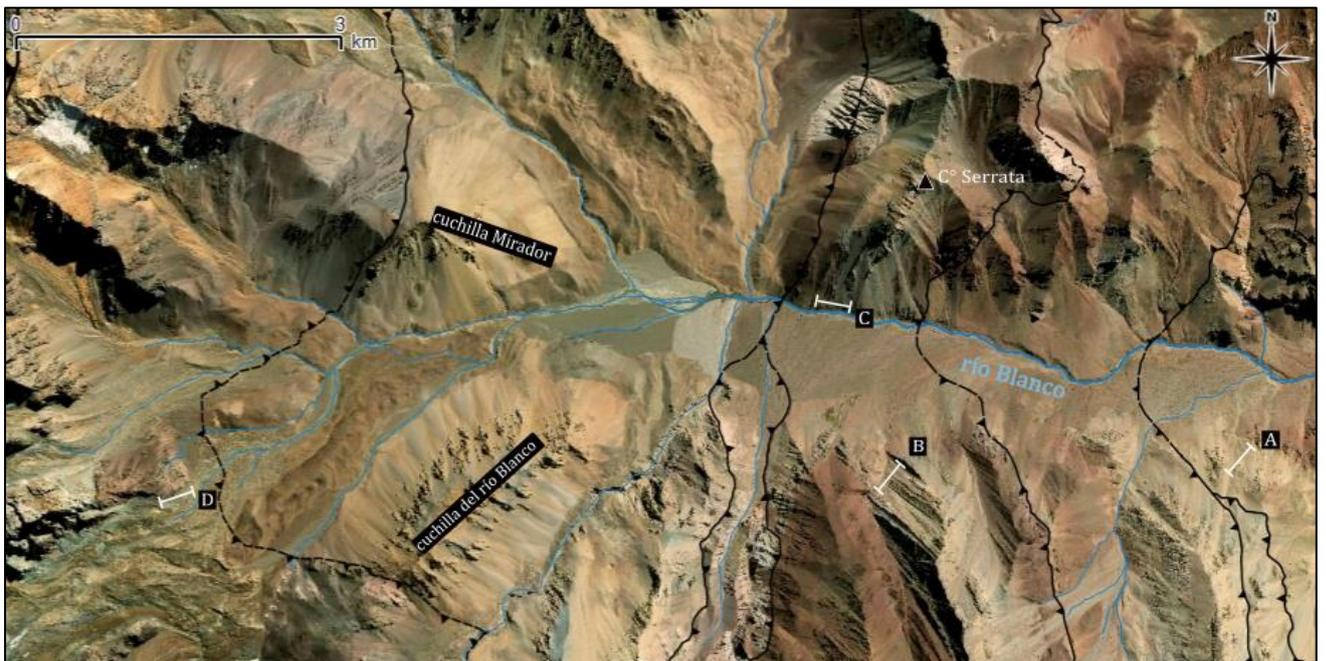


Figura 27. Ubicación de los perfiles analizados en la zona de estudio. El perfil A es de autoría de Pérez Frasette (2018), mientras que los perfiles B, C y D pertenecen a este trabajo.

Se destaca que se han extraído muestras de mano únicamente para el perfil D. A partir de ellas se han realizado diez cortes en lámina delgada que fueron estudiados bajo microscopio petrográfico, permitiendo formular una interpretación paleoambiental de mayor precisión. Los análisis se encuentran adjuntos en el Anexo A.

Perfil B - Perfil del Grupo Mendoza en el flanco sur del valle del río Blanco (32°56'11.25"S - 69°55'18.09"O)

En la figura 28 se ilustra la columna estratigráfica de aproximadamente 50 metros levantada en la margen sur del valle del río Blanco, dentro de la segunda lámina de corrimiento (Figura 27).

Cabe destacar que en el tope de la misma se reconoce un banco de brechas calcáreas que indicaría un período de exposición subaérea y karstificación, que plantea la ambigüedad de incluirlo como parte de la Formación Agrio o de la Formación Diamante suprayacente (Figura 29a y b). Si bien esta última suele iniciarse con conglomerados, según perfiles realizados por otros autores en la zona (Rosselot, 2017; Padva, 2000), los clastos de los mismos son de composición predominantemente volcániclastica y, además, no se describe la presencia de brechas. Es por eso que se ha decidido incluir a este banco dentro de la Formación Agrio.

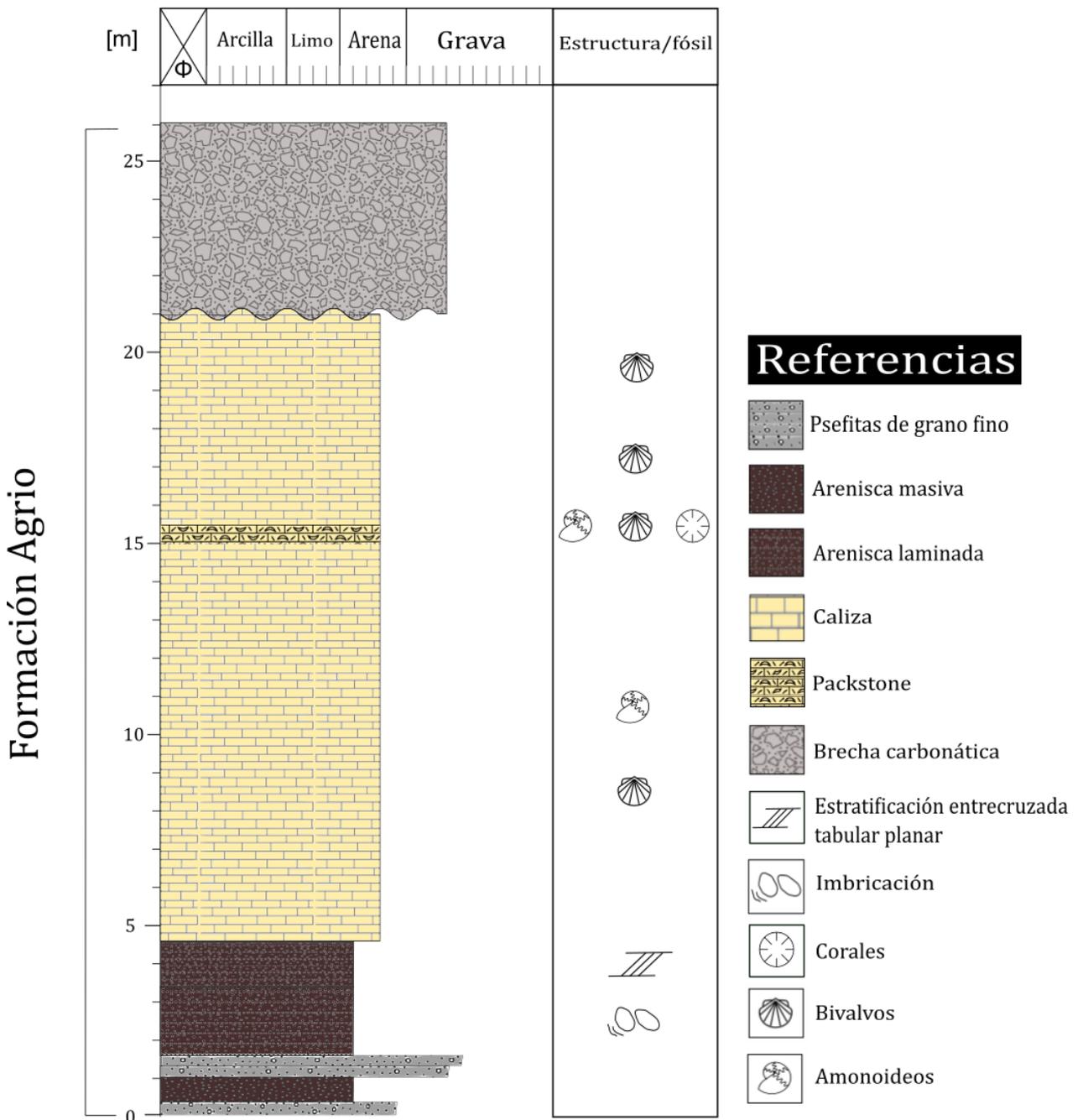


Figura 28. Columna estratigráfica para el perfil B.

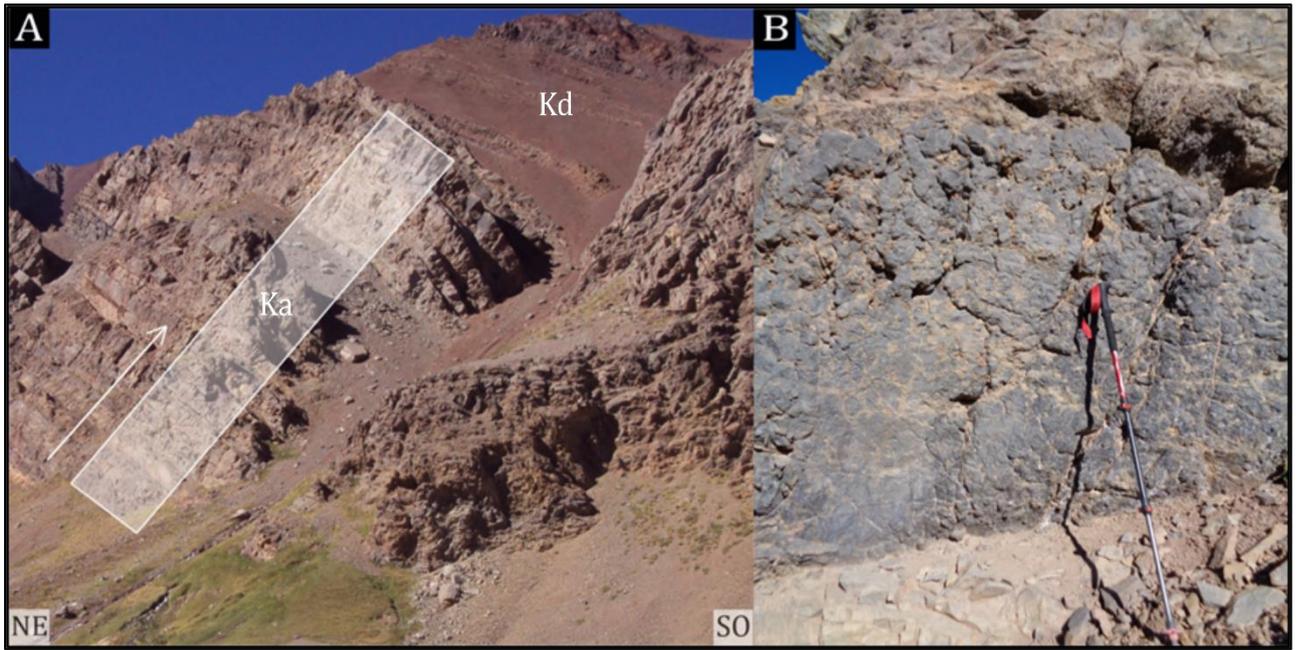


Figura 29. A- Vista general del perfil. Por encima del mismo, se apoyan las sedimentitas continentales de la Formación Diamante. B - Detalle de las brechas calcáreas. Ka - Fm. Agrio; Kd - Fm. Diamante.

1,20 m - Limolitas oscuras a areniscas de color negro grisáceo con intercalaciones psefíticas (Figura 28). En superficie, se encuentran alteradas a colores pardos, tonalidades amarillentas y en ocasiones rojizas. En la base, presenta un nivel de psefitas matriz sostenido con guijarros oscuros, de origen sedimentario, bien redondeados de aproximadamente 5mm, esféricos y elongados. Hacia el sector central, la roca es predominantemente masiva con ocasional ocurrencia de clastos oscuros de aproximadamente 2mm. Hacia el techo presenta clastos de hasta 2 cm, bien redondeados y esféricos, de color negro, bien seleccionados y dispuestos caóticamente. La composición de la fracción gruesa es cuarzosa, volcánica y sedimentaria.

3,40 m - Areniscas finas calcáreas (Figura 28). Los primeros 10 cm contienen granos originados a partir del retrabajo del banco subyacente, embebidos en una matriz carbonática (Figura 30a). Es posible identificar abundantes patinas de óxido de hierro y varios niveles gravosos con imbricación de clastos (Figura 30b). Los últimos 50 cm presentan una laminación más fina que el resto del banco.

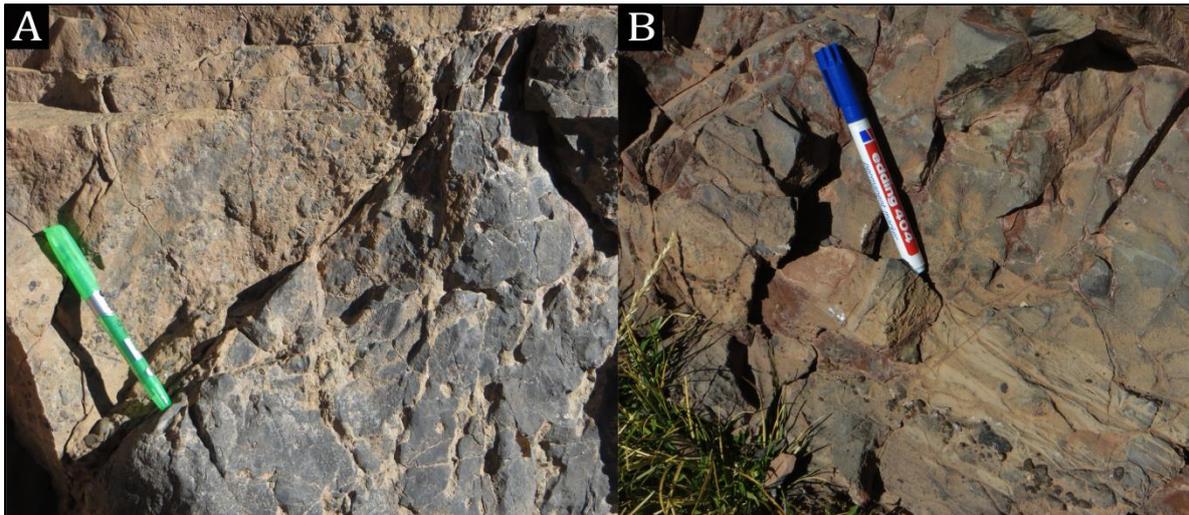


Figura 30. A - Superficie erosiva entre el banco 1 y 2. Nótese el material gravoso a partir de erosión del banco 1. B - Imbricación de clastos y patinas de óxidos de hierro.

16 m - Banco de coquinas (Figura 28). Se inicia con mudstones débilmente laminados que gradan de colores negros en la base a colores grises con alteraciones rojas hacia el techo. Se continúa con wackestones hacia el final del banco, con la excepción del sector central donde se observan niveles de 10 cm de espesor con una notable abundancia de bivalvos de hasta 4 cm de longitud con empaquetamiento denso (Figura 31a). Estos se disponen de manera caótica, articulados y desarticulados, fragmentados y enteros. Otros fósiles encontrados en la unidad son fragmentos de coral de hasta 2cm de diámetro (Figura 31b) y amonoideos de hasta 1 cm de espesor (Figura 31c).



Figura 31. A - Restos esqueléticos de bivalvos. B - Fragmento de coral. C - Molde interno de amonoideo.

Indet. – Brechas carbonáticas. El espesor de este banco es indeterminado ya que no fue posible acceder a su techo. Estas brechas se caracterizan por ser mantiformes hacia la base, mientras que hacia el techo se reconoce un progresivo aumento de la textura masiva (Figura 32).



Figura 32. Brechas calcáreas de espesor indeterminado. Nótese el aumento de la textura masiva conforme se aproxima hacia el tope del banco.

- *Interpretación paleoambiental*

Los bancos de granulometría fina masiva y laminada se interpretan como depositados en un sustrato ambiente de *offshore* proximal, en el cual la baja energía del medio posibilita la decantación de partículas de tamaño fino y muy fino, y donde existe una gran participación de sedimentos silicoclásticos (Spalletti et al., 2011). Los distintos niveles de pefitas se interpretan como producto de eventos de tormenta (Lazo et al., 2005; Spaletti et al., 2011) que pueden ocurrir como eventos excepcionales sin cambios batimétricos o bien podrían obedecer a descenso del nivel del mar.

Los bancos carbonáticos con poco contenido bioclástico y una débil laminación horizontal parecieran sugerir un ambiente marino de baja energía posiblemente intermareal (Spaletti et al, 2011). Hacia el tope, donde comienzan a hacerse abundantes los bioclastos principalmente bentónicos se infiere buenas condiciones de circulación, oxigenación y salinidad normal. Integradamente, representan un ambiente de rampa carbonática media (Lazo et al., 2005).

Por último, las brechas calcáreas indican una caída relativa del nivel de base que expuso a esta plataforma carbonática, permitiendo su disolución y brechamiento a partir de la acción de agua corriente y meteórica, constituyendo un antiguo sistema kárstico o paleokarst. Si bien no se realizó un estudio detallado sobre las facies diagenéticas, pueden realizarse ciertas inferencias a partir de la morfología de la base y del techo. A partir de los modelos de Esteban y Klappa (1983) y Loucks (1999), puede interpretarse que la textura mantiforme del sector inferior de las brechas corresponden a canales subterráneos dispuestos horizontalmente, mientras que las brechas de textura masiva que se encuentran hacia el tope del banco se interpretan como producto del colapso del techo o de las paredes originadas a partir de la mezcla de aguas de distintas composiciones que habrían favorecido el colapso gravitacional.

Perfil C - Perfil del Grupo Mendoza en la margen norte del valle del río Blanco (32°55'36.83"S - 69°55'29.89"O)

La figura 33 muestra la columna estratigráfica confeccionada para el perfil C, dentro de la segunda lámina de corrimiento (Figura 27). El perfil es de un espesor de 79 metros y fue levantado en la ladera sur del cerro Serrata (Figura 34). En este perfil puede apreciarse el pasaje desde la Formación Tordillo, que aflora como areniscas rojas y verdes, a la Formación Vaca Muerta que lo hace como una intercalación de pelitas y calizas (Figura 34). Es importante aclarar que el primer banco de la Formación Tordillo resultó inaccesible para proceder con su perfilaje, por lo que solo fueron observados los últimos metros del afloramiento, y la estimación del espesor fue realizada a distancia.

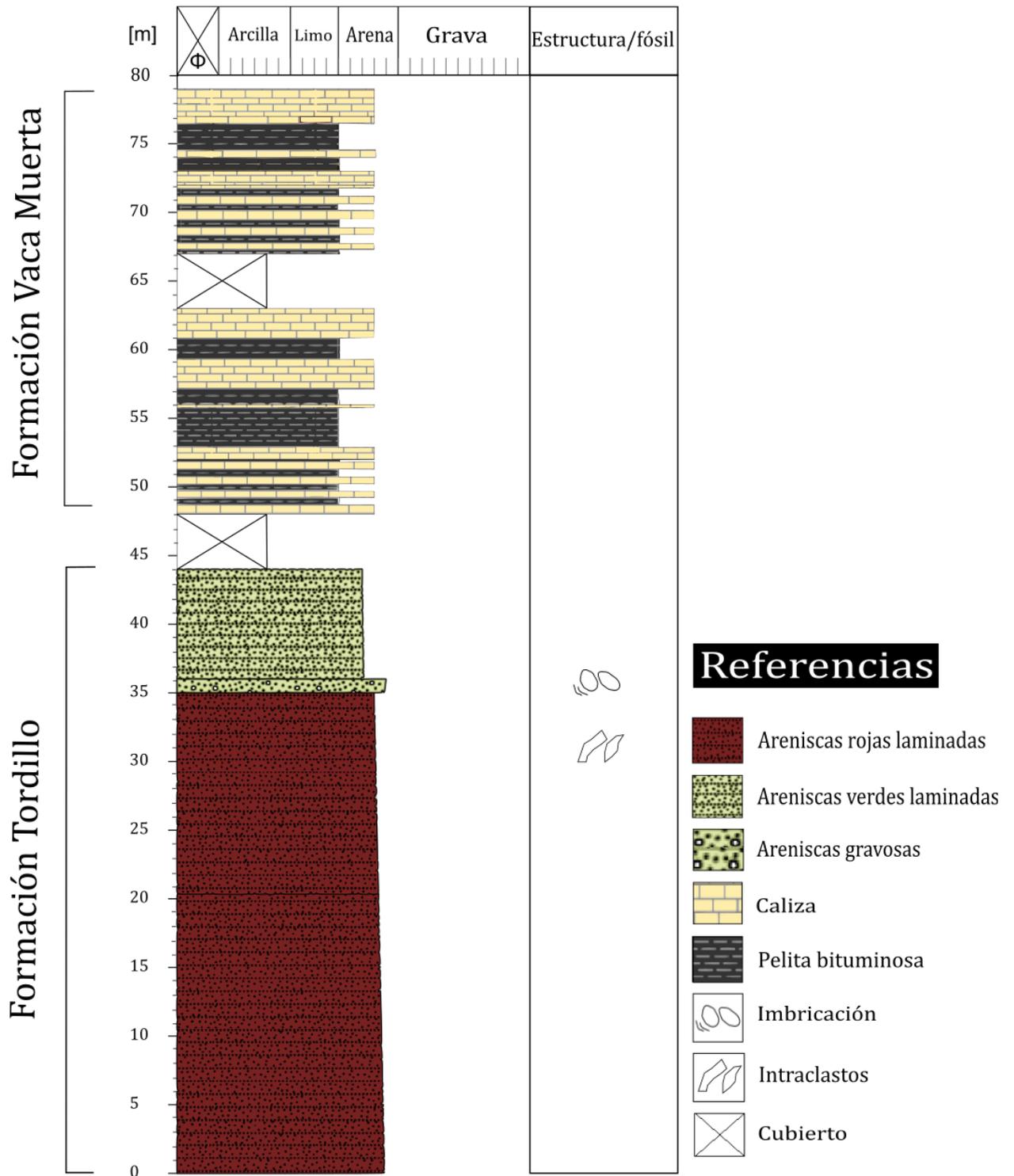


Figura 33. Columna estratigráfica para el perfil C.

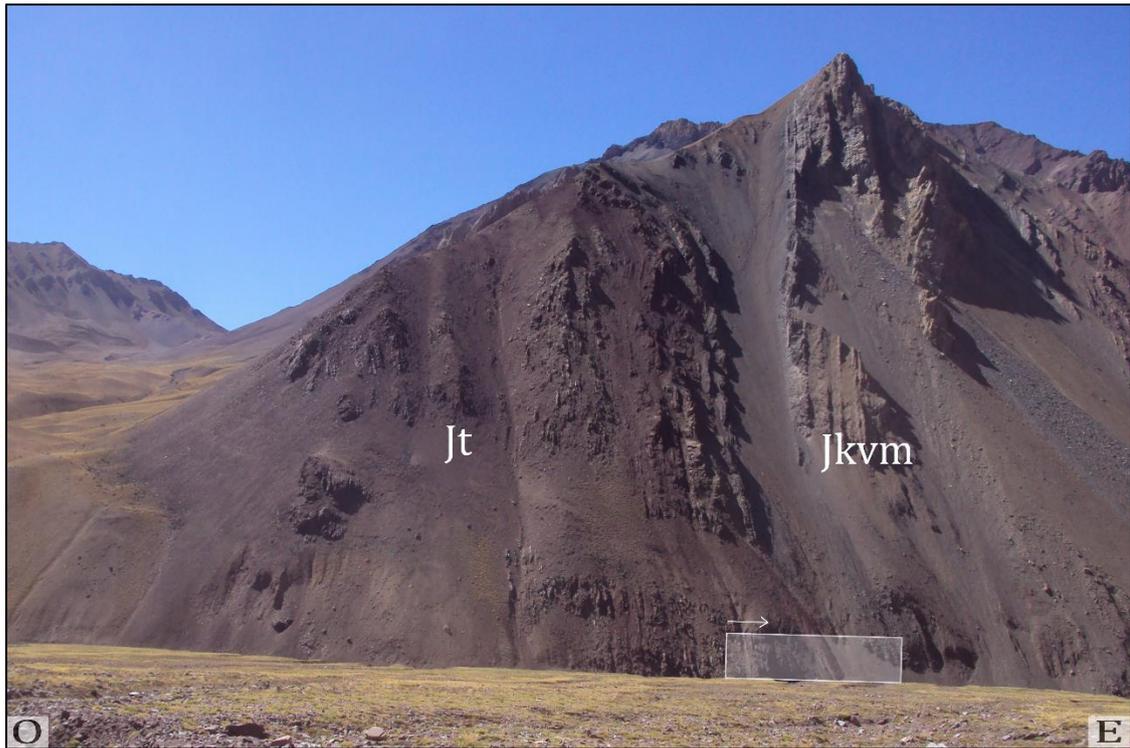


Figura 34. Vista general del perfil C. En recuadro blanco se indica la extensión del perfil y la flecha muestra el sentido del perfilaje. *Jt* – *Fm. Tordillo*; *Jkvm* – *Fm. Vaca Muerta*

35 m – Bancos lenticulares de areniscas medias a gruesas de color rojo a tonalidades borravino (Figura 34) con laminación paralela dispuestas en estratificaciones decimétricas. Se resalta la presencia de intraclastos pelíticos en los estratos de areniscas gruesas.

9 m – Bancos lenticulares de areniscas medias a finas, laminadas y de color verde grisáceo (Figura 33 y 35a). Hacia la base del banco, se hallan granos de tamaño arena gruesa a grava, redondeados a sub-angulosos, polimícticos (clastos volcánicos y líticos sedimentarios principalmente), de colores blancos, rojos y grises. El tamaño de este material varía entre 0,1cm ya 0,7cm y, destacándose, un clasto de origen sedimentario, redondeado y subsférico de color rojo que alcanza los 8 cm de longitud en su eje mayor (Figura 35b).

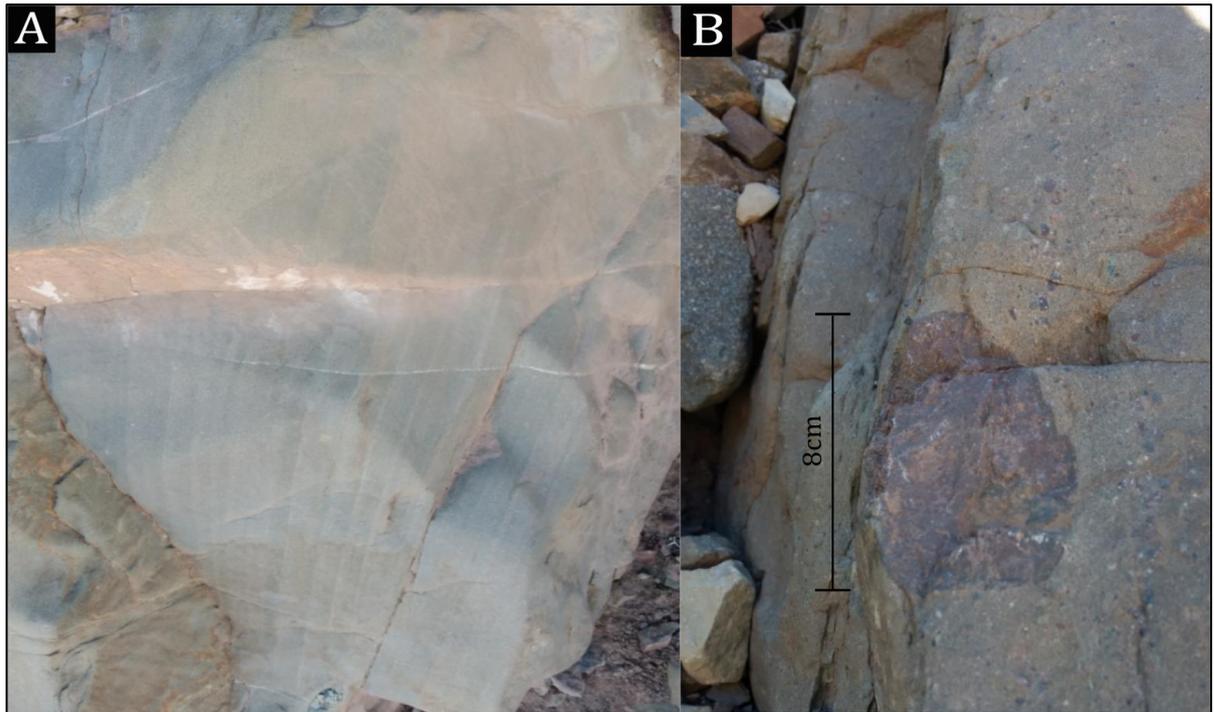


Figura 35. A- Arenisca verde de la Formación Tordillo. Apréciase la laminación horizontal. B - Material gravoso y clasto rojo de origen composición sedimentaria del segmento basal del banco.

4 m – Cubierta de detritos (Figura 33).

8 m – Intercalación de pelitas finamente laminadas bituminosas y calizas (Figura 33). Se distingue una predominancia de la litología carbonática hacia la base y de la litología pelítica hacia el techo (Figura 36).

6,90 m – Mudstones masivos color gris oscuro a negro con finas intercalaciones pelíticas de 2 cm de espesor aproximadamente (Figura 33). En superficie se encuentran alterados a tonalidades pardas y amarillentos.

4 m – Cubierta de detritos (Figura 33).

5,30 m – Intercalación de mudstones grises oscuros y pelitas friables con un espesor promedio de entre 0,5 m y 1 m (Figura 33). Las pelitas se encuentran dispuestas en láminas de 3 cm de espesor. Se observa un intenso plegamiento hacia la zona alta de la ladera.



Figura 36. Intercalación entre bancos de carbonatos y pelitas bituminosas de la Formación Vaca Muerta.

1,30m – Bancos tabulares y macizos de mudstones hacia el techo y hacia la base, separados por bancos pelíticos con laminación horizontal (Figura 33).

3,90m – Banco de pelitas negras bituminosas y friables con laminación horizontal que hacia su sector medio intercala con mudstones masivos (Figura 33).

1,60m – Mudstones dispuestos en bancos tabulares y macizos de color gris oscuro a negro (Figura 33).

- Interpretación paleoambiental

Considerando la geometría lenticular de los bancos que conforman los primeros 45 metros del perfil y, basándose en los modelos de facies de Miall (1977), se interpreta que las areniscas rojas y verdes de la Formación Tordillo fueron depositadas en un ambiente de sedimentación fluvial entrelazado. Estos sedimentos fueron probablemente depositados a partir de corrientes mantiformes originadas durante las crecidas brindando la geometría lenticular de los bancos y al predominio de la fracción arenosa, además de la depositación y erosión de la fracción pelítica que se conserva en ocasiones como intraclasto (Gulisano, 1988; Lo Forte, 1996).

En cuanto a la Formación Vaca Muerta, la morfología tabular de sus bancos, la ausencia de estructuras de tracción y la ritmicidad carbonato - pelita permite sugerir un ambiente de sedimentación marino de baja energía, por debajo del nivel de base de olas de tormenta, dominado por procesos de suspensión y decantación (Kietzmann et al., 2008; Kietzmann y Vennari, 2013). Si bien no se ha encontrado evidencia fosilífera, a partir de la coloración oscura de ambas litologías, el aspecto y olor bituminoso, y su ritmicidad, se sugiere un ambiente de pobre oxigenación (Scasso et al., 2002; Kietzmann et al., 2008) en la cual la precipitación de los carbonatos viene dada por la profundidad de la línea de compensación en la cual las fluctuaciones en la oxigenación cumplen un papel fundamental (Fischer y Arthur, 1977).

Perfil D - Perfil del Grupo Mendoza en las nacientes del río Blanco (32°56'24.88"S - 69°58'45.70"O)

En la figura 37 se expone la columna estratigráfica elaborada para representar los afloramientos la Formación Agrio cercanos al cordón limítrofe (Figura 38). Se ha separado a la formación en 4 bancos de los que se han obtenido 10 muestras, a partir de las cuales se realizaron cortes delgados que han sido estudiados por microscopía óptica, permitiendo un análisis paleoambiental de mayor precisión. Para mayor detalle sobre los cortes delgados, véase apéndice A.

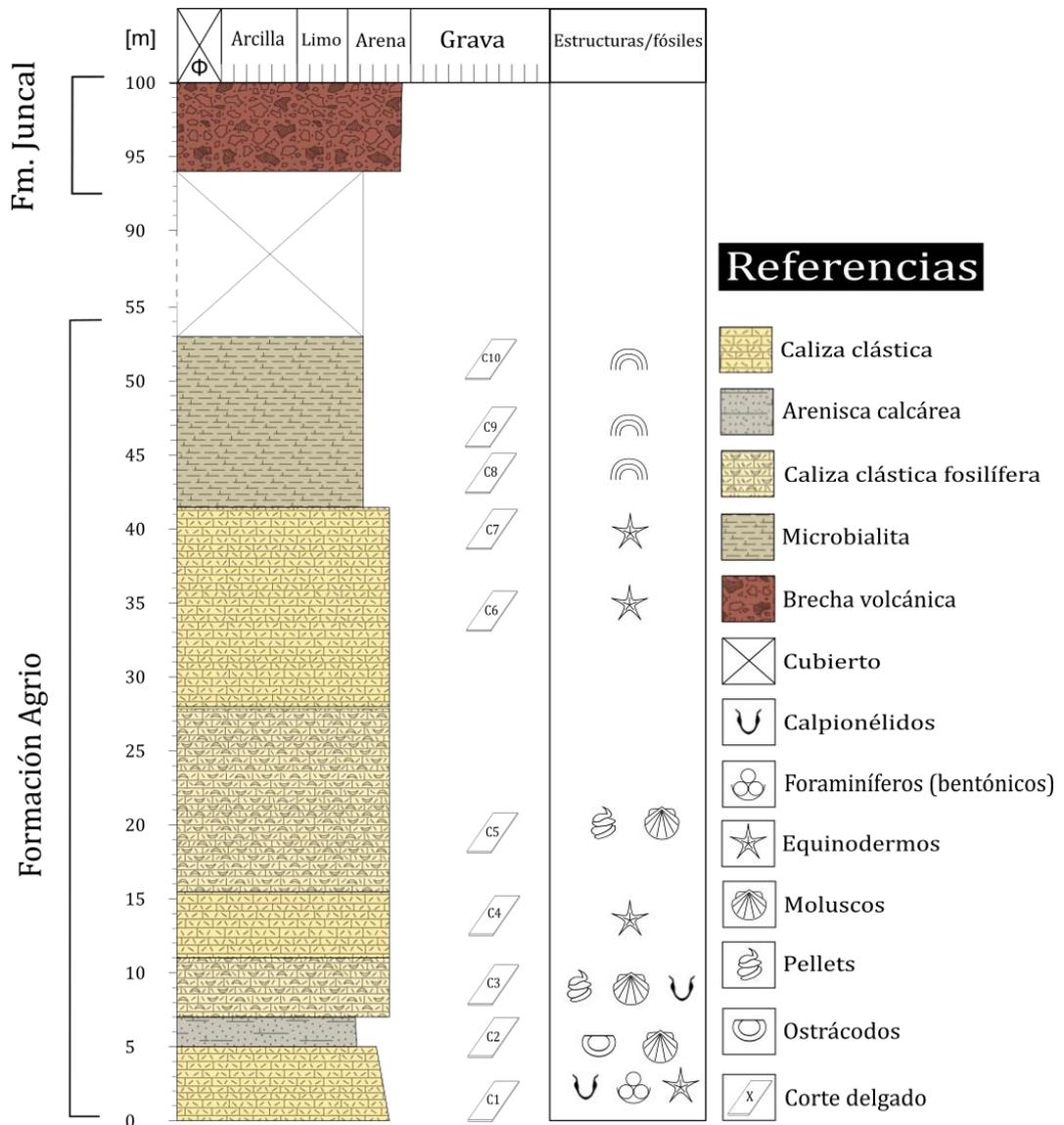


Figura 36. Columna estratigráfica para el perfil D.



Figura 38. Vista general del perfil. En recuadro blanco se señala la extensión del perfil. Por encima se apoya la Formación Juncal que ha sido perfilada por Peluffo (2020). *Ka* – *Fm. Agrio* – *Kj* – *Fm. Juncal*.

7 m – Banco negros y masivos de wackestones/areniscas calcáreas, que se dividen en estratos entre decimétricos y 1 m de espesor (Figura 39a), muy diaclasados (Figura 39b) y con alta densidad de venillas rellenas de carbonato (Figura 39c). En corte delgado se identifican también fracturas rellenas por carbonatos y otras evidencias diagenéticas como estilolitas y una intensa micritización de los componentes. La alteración en superficie toma un color castaño claro. El diaclasamiento evoluciona disminuyendo de base a techo. Hacia la base, la roca es un wackestone (muestra C1) con una participación casi exclusiva de terrígenos, bien seleccionados, de redondez y esfericidad baja, dentro de los cuales predominan los minerales opacos, seguidos de carbonatos y, muy subordinadamente, cuarzo. Un bajo porcentaje de bioclastos completa los componentes de la muestra, consistiendo en especímenes de pequeño tamaño que incluyen, foraminíferos bentónicos piritizados (Figura 39d), calpionélidos (Figura 39e) y equinodermos (Figura 39f). Hacia el techo (muestra C2), la litología es de arenisca calcárea de grano muy fino, con predominancia de clastos carbonáticos, seguido de opacos y registrando un ligero aumento de la fracción de cuarzo. Los

bioclastos continúan siendo escasos, consistiendo principalmente en valvas piritizadas (Figura 39g), presumiblemente de bivalvos, aunque algunas pueden identificarse como ostreoideos.

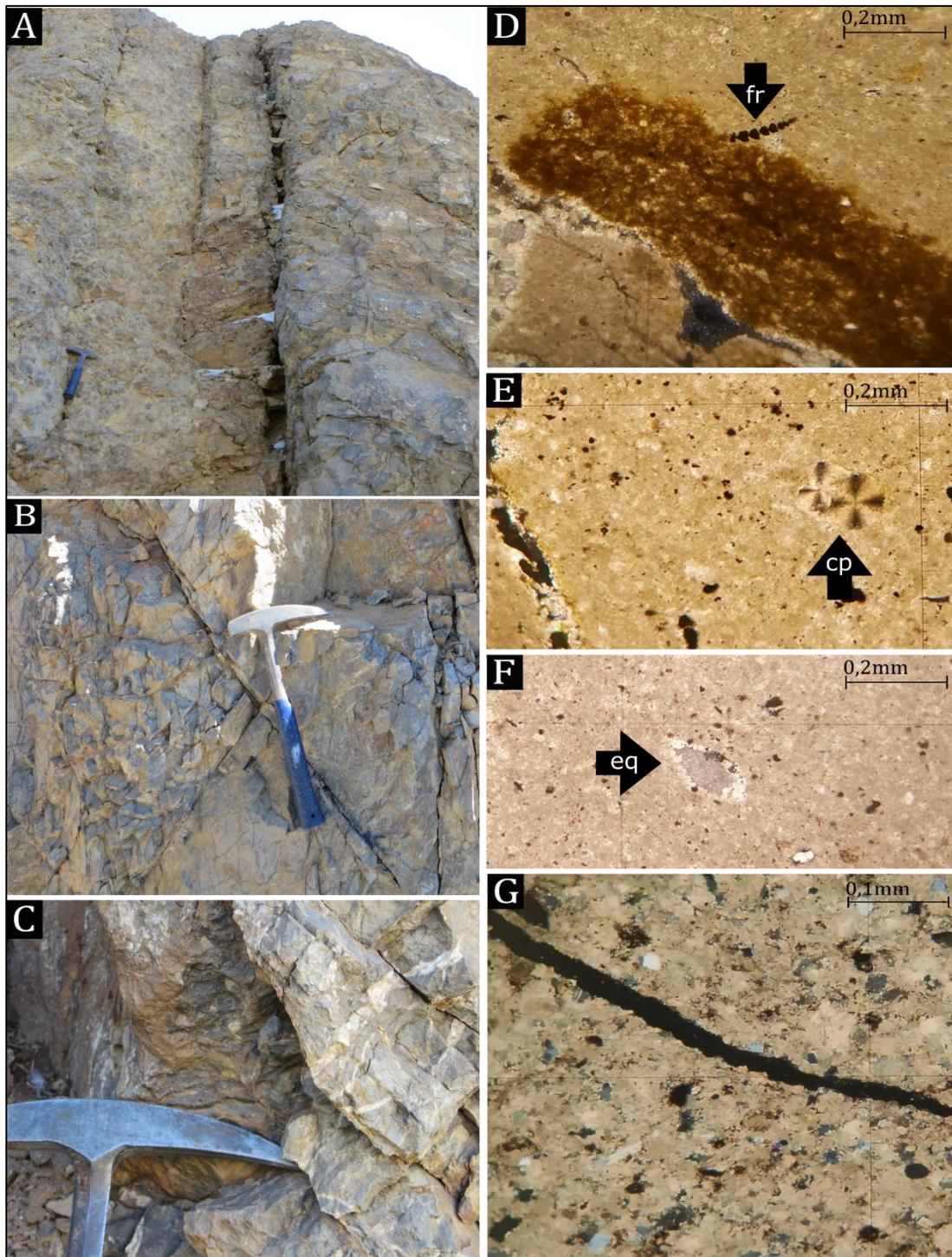


Figura 39. A - Disposición en bancos tabulares. B - Diaclasamiento. C - Fracturas rellenas por venas de calcita. D - Foraminífero bentónico piritizado. E - Extinción en cruz de malta en calpionellidos. F - Corte trasversal de brazo de equinodermo. G - Valva piritizada.

fr - foraminífero; *cp* - calpionélido; *eq* - equinodermo.

8,5 m – Packstone/Wackestone, masivo hacia el techo y color de alteración a castaño claro. Presentan diaclasas rellenas de calcita. En corte delgado se observan estilolitas y micritización. Puede estimarse un 5% de material terrígeno, principalmente tamaño limo a arena fina. En la base, se hallan valvas desarticuladas, identificables a ojo desnudo (Figura 40a), que luego se ausentan hacia el techo. Esta observación se respalda además con las observaciones microscópicas, a través de las cuales se ha clasificado a la muestra de la base (muestra C3) como packstone con un predominante contenido de bioclastos, principalmente valvas y calpionélidos (Figura 40b), carbonatos y en el que los terrígenos se componen por clastos de cuarzo y opacos en orden de abundancia, bien seleccionados y de baja redondez y esfericidad. Además, se observa que la matriz está compuesta en gran parte por pellets fecales (Figura 40b). Por su parte, la muestra extraída del techo (muestra C4), wackestone, contiene un bajo porcentaje de fracción bioclástica compuesta únicamente por equinodermos. El resto del material particulado consiste predominantemente en cuarzo y, subordinadamente, opacos y carbonatos, que se observan con las mismas características morfológicas que en la base. El contacto con el banco 1 es de carácter neto. Puede dividirse al banco en estratos decimétricos a métricos.

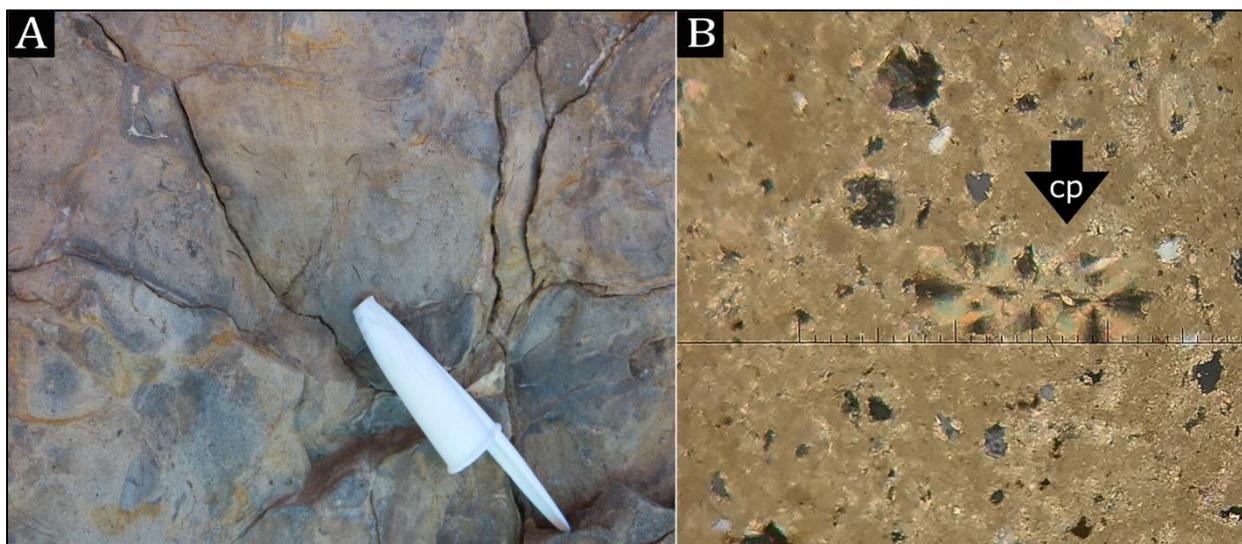


Figura 40. A – Vista macroscópica de valvas desarticuladas. B – Calpionélidos con extinción en cruz de malta. Obsérvese la abundante fracción de pellets fecales en la matriz. *cp* – calpionélidos.

25 m – Wackestone. Se observa un marcado aumento en el diaclasamiento hacia el techo, acompañado por una mayor intensidad de las alteraciones. Pueden identificarse estratos de 10 cm a 1 m de espesor. De manera similar, se observa una mayor fracción de bioclastos en la base (muestra C5), principalmente valvas de moluscos (Figura 41a) que disminuyen hacia el techo del banco donde se observan únicamente algunos equinodermos (Figura 41b) (muestra C6). En cuanto a los terrígenos, estos se observan con baja redondez y esfericidad, y se observa un gran incremento de la fracción de cuarzo hacia el techo, mientras que los minerales opacos mantienen su abundancia de base a techo. Por otro lado, se observa una importante disminución de la fracción carbonática hacia el techo (en la base serían originados a partir del reemplazo de sulfuros, Figura 41c y d).

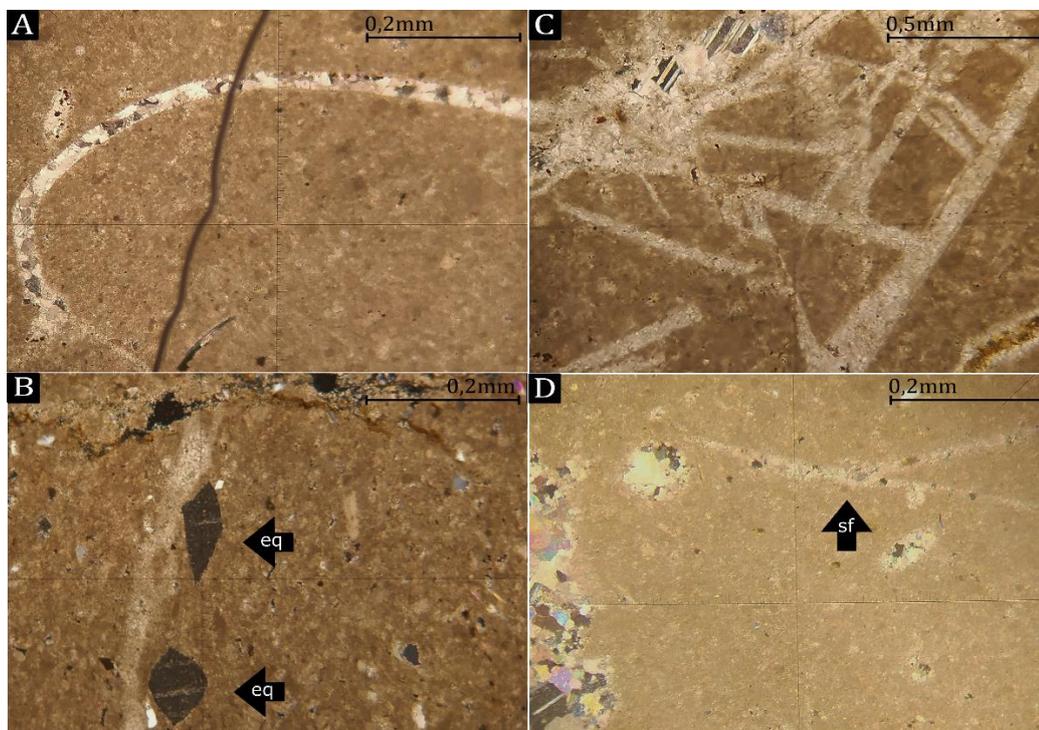


Figura 41. Obsérvese la abundante fracción de pellets fecales en la matriz en cada una de las imágenes. A – Corte longitudinal de valva. B – Corte transversal de brazo de equinodermo. C y D – Cristales de sulfuros recrystalizados a carbonatos. *eq* – equinodermos; *sf* – sulfuros.

12,5m – Hallándose en contacto transicional con el banco subyacente, se encuentran wackestones groseramente laminados en la base y, hacia el techo, se halla una intensa deformación de esta laminación, acompañada por estructuras lenticulares rellenas de carbonato. A lo largo de toda su extensión, el banco se muestra intensamente diaclasado (Figura 42a, b y c). La base se clasifica como wackestone (muestra C7) con poco material de tamaño limo medio a grueso, marcadamente menor a los banco subyacentes. Se alcanzan a distinguir escasos fragmentos de

brazos de equinodermos (Figura 42d). El corte lleva fracturas rellenas por calcita que son cortadas oblicuamente por estilolitas (Figura 42e y f), con una dirección claramente preferencial. El techo se clasifica como mudstones con laminación algal o microbialitas (muestras C8, C9 y C10) e incluso con posibles indicadores de deformación sinsedimentaria (Figura 42a y b). En corte delgado e incluso a ojo desnudo es posible identificar esta laminación (Figura 42a, b y c). Bajo el microscopio, se pueden apreciar intervalos regulares entre las estilolitas, con una dirección claramente preferencial. Predominan los minerales opacos, seguidos por el cuarzo, exceptuando la muestra de la base donde son igual de abundantes y, muy subordinadamente, carbonatos. Se los observa, en general, bien seleccionados y con baja redondez y esfericidad.

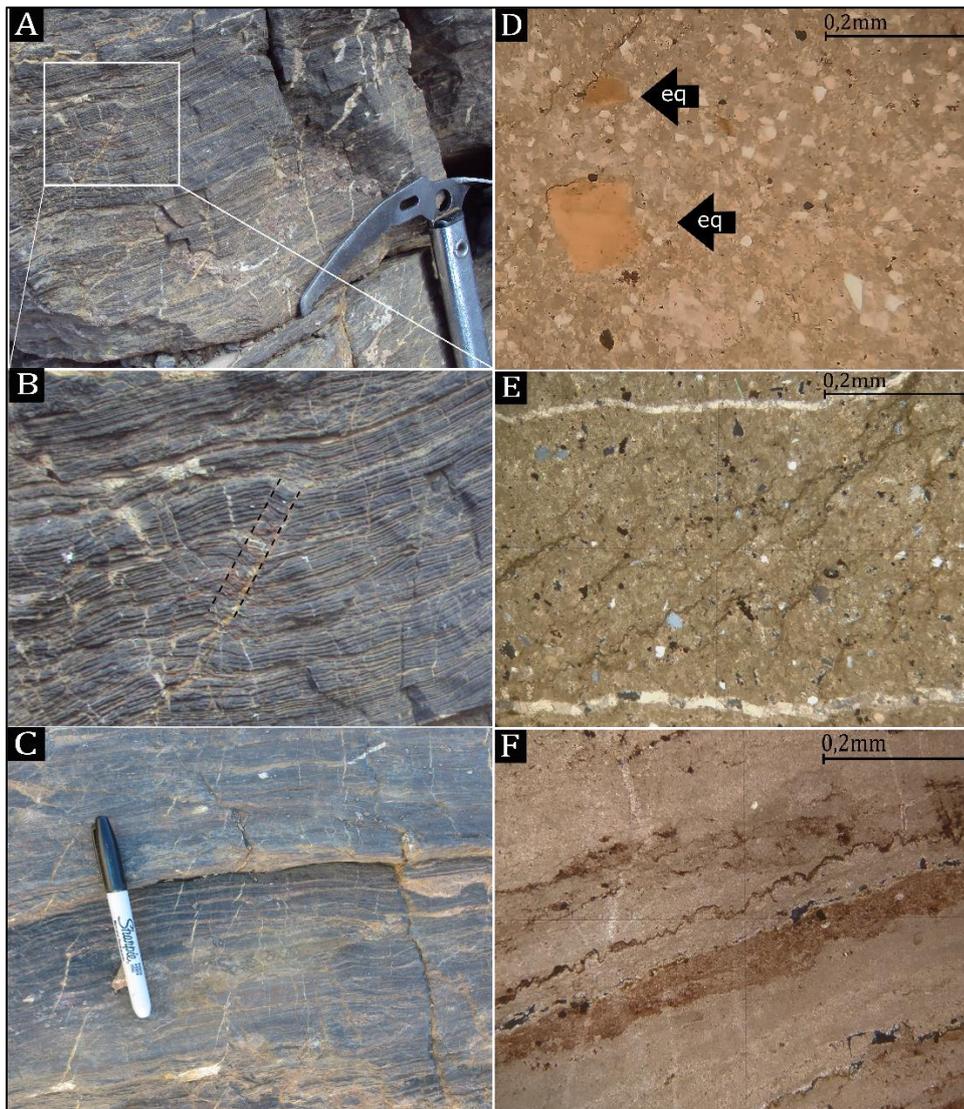


Figura 42. A y B - *Kinks* de los micropliegues por deformación sinsedimentaria? C- Laminación algal del techo de la Formación Agrio. Obsérvese la frecuencia y orientación de las venas rellenas de carbonato de calcio. D - Corte transversal de brazo de equinodermo. E - Fracturas rellenas de calcita y estilolitas asociadas. F - Estilolitas y laminación paralela. *eq* - *equinodermos*.

- Interpretación paleoambiental

La predominancia de la fracción micrítica como matriz suele ser un indicativo de aguas de baja energía (Flugel, 2010; Mangano y Buatois, 1994), posiblemente profundas donde el proceso que domina la sedimentación es la decantación. Si bien puede haber excepciones, como por ejemplo la acción de organismos incrustantes o excavadores, no se han encontrado evidencias de trazas fósiles a escala de afloramiento o en corte delgado. Este razonamiento aplica para casi la totalidad del perfil, ya que la mayoría de las muestras extraídas se componen en su mayor porción por una matriz micrítica. Dicha característica se encuentra además acompañada por el color oscuro del afloramiento que indicaría poca circulación y oxigenación del agua, propio de ambientes profundos. De todos modos, hay algunas evidencias que permiten reforzar dicha hipótesis, como también hay algunas variaciones que permiten inferir algunos cambios en el ambiente de sedimentación. Las variaciones en la participación de los componentes terrígenos se interpretan como fluctuaciones en el influjo eólico posiblemente de cenizas volcánicas aportadas por el arco volcánico activo. Esta interpretación se basa esencialmente en la buena selección, baja redondez y baja esfericidad de la fracción terrígena a lo largo de todo el perfil. Un medio de baja energía como el eólico posee una baja competencia de transporte y no erosiona significativamente a los clastos, generando un depósito bien seleccionado, de clastos angulosos y de poco esféricos.

El primer banco, además de estas características, lleva en su base fauna características de aguas profundas o pelágicas como calpionélidos, equinodermos y foraminíferos bentónicos (Brusca, 2002; Camacho, 2007; Flugel, 2010). Estos últimos serían de aguas profundas de ser silíceos; sin embargo, al encontrarse piritizados no es posible determinar la mineralogía primaria de sus paredes. Su presencia sugiere un ambiente de aguas frías a templadas de salinidad normal en ambientes marginales y marinos de plataforma (Caramés, 2011). Por otro lado, los equinodermos habitan casi exclusivamente aguas marinas y solo algunos de sus órdenes sobreviven a aguas salobres (Brusca, 2002; Camacho, 2007). Hacia el techo, a pesar de que aumenta considerablemente el influjo de terrígenos, la fracción micrítica continúa siendo dominante. La fauna de este sector no ha podido ser distinguida a nivel de órdenes, dificultando la discriminación de ambientes de sedimentación, pero la presencia tanto de bivalvos, cuyas valvas se encuentran ocasionalmente piritizadas, como de ostreoideos, sumado a las evidencias previamente

discutidas, indicarían un ambiente de aguas calmas, por debajo del nivel de base de olas de tormenta (Lazo et al., 2009; Flugel, 2010).

El segundo banco y el tercer banco se inician en su base con una gran concentración de valvas desarticuladas y pellets fecales que en su conjunto sugieren una menor profundidad con respecto al banco 1. La presencia de pellets en abundancia suelen ser comunes de zonas subtidales e intertidales bajas de baja energía y tasa de sedimentación (Flugel, 2010). Si bien la presencia de calpionélidos indicaría un ambiente pelágico (Flugel, 2010), la presencia de bioclastos fragmentados y desarticulados permiten inferir un ambiente de depositación algo menos profundo en el cual los grandes eventos de tormentas retrabajan el fondo oceánico (Aigner, 1982; Mángano y Buatois, 1994; Lazo et al., 2005). Hacia el techo, no se encuentran evidencias de pellets fecales ni valvas fragmentadas, aunque si se hallan equinodermos y una gran participación de matriz micrítica y poca diversidad de la fauna sugiriendo una profundización del ambiente de sedimentación.

Por último, hacia su base el cuarto banco es similar a los anteriores aunque con una escasa participación de equinodermos en la fracción bioclástica. Aunque a escala del afloramiento pudo apreciarse una laminación grosera, no fue así al observar la muestra de la base bajo microscopio. Esto si cambia hacia el techo, donde se observan muestras con laminación marcada que se deben a la actividad bacteriana (Figura 42a, b y c). La deformación en la laminación de estos últimos metros del afloramiento permite plantear actividad sísmica en simultaneidad con la litificación. Si bien no existe una amplia bibliografía sobre este tipo de depósitos en ambientes marinos de aguas abiertas, ya que suelen ser comunes en ambientes donde se depositan granulometrías contrastantes que facilitan la deformación, Martín-Chivelet et al. (2011) estudiaron detalladamente unos carbonatos con deformación sin-sedimentaria de la Formación Vaca Muerta en la región de Malargüe, sur de la provincia de Mendoza. Los autores describen *boudines*, estructuras *pinch and swell*, fallamientos normales, microbrechas, pliegues, superficies axiales y otras estructuras que evidencian la deformación sinsedimentaria. A partir de que en este caso particular se planteen únicamente algunas superficies axiales y pliegues, es difícil asegurar si la laminación irregular es propia de la morfología de los estromatolitos o si fueron producto de actividad sísmica o gravitacional. Otros ejemplos de este tipo de laminación en la Formación Agrio se halla en perfiles levantados por Aguirre Urreta y Lo Forte (1996) en el ámbito de lo que los autores llaman como sector alóctono

central (tercer lámina de corrimiento). En el perfil de Confluencia, unos pocos kilómetros al norte de la zona de estudio, describen una laminación sumamente irregular, fina a muy fina, ligeramente crenulada hasta intraplegada en un ambiente intermareal. Por su parte, en el perfil de las nacientes del río de los Teatinos en la Provincia de San Juan, describen unos pocos metros de calizas con laminación algal como facies marginales.

Siguiendo a Spaletti et al. (2011), los carbonatos de la Formación Agrio se depositaron en una rampa carbonática sin quiebres marcados que pudieran ofrecer el escenario para el origen de flujos gravitacionales o desmoronamientos, aunque los autores también reconocen que pueden encontrarse algunos gradientes gravitacionales locales o de corto tiempo dentro de la unidad. Por otro lado, la proximidad al arco volcánico estimada a partir de múltiples estudios paleogeográficos del Grupo Mendoza (Aguirre Urreta y Lo Forte, 1996; Spaletti et al., 2011) y por la gran cantidad de líticos descritos en las muestras, sienta la posibilidad de un origen sísmico de la laminación crenulada descrita en el último banco del perfil. Sin embargo, si bien son necesarios estudios de mayor profundidad para poner a prueba esta hipótesis, las evidencias indicarían que dicha laminación son, en efecto, originadas como producto de la actividad bacteriana.

4.2. Paleogeografía del Grupo Mendoza en el valle del río Blanco

La Formación Agrio constituye un nivel de referencia ideal para la realización de una correlación integrada a todos los sectores estructurales de la zona, por lo que fue perfilada en los tres sectores donde se estudió al Grupo Mendoza (Figura 43). Recapitulando brevemente, en el sector autóctono, Pérez Frasette (2018) describe principalmente grainstones y packstones con gran abundancia de fósiles generalmente fragmentados. En la segunda lámina de corrimiento, se observa un afloramiento constituido esencialmente por wackestones con un banco de packstones fosilíferos intercalado, en el cual los fósiles son discernibles a ojo desnudo (bivalvos, corales y amonoideos, Figura 31a, b y c). Por último, en el perfil de la cuarta lámina de corrimiento ya no se aprecian fósiles a simple vista, más que algunos niveles con valvas fragmentadas de pequeño tamaño, y las facies carbonáticas son principalmente wackestones, mudstones y arenas finas calcáreas

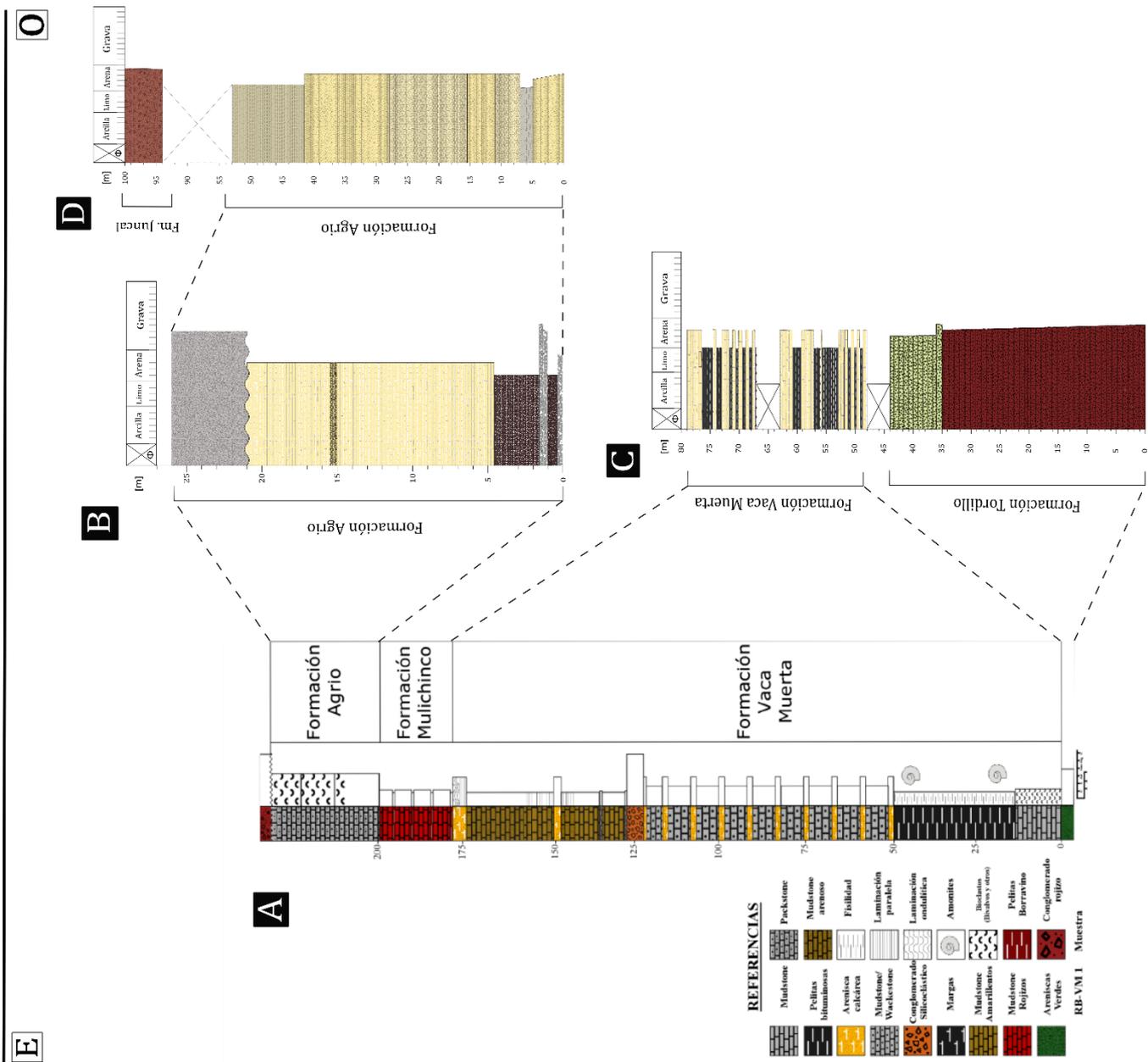


Figura 43. Propuesta de correlación para los perfiles descriptos en este trabajo y el perfil A, tomado de Pérez Frasette (2018).

A partir de esta información puede inferirse una profundización de las facies carbonáticas y, por ende, de la cuenca hacia el oeste. Esta conclusión es coherente con la interpretación regional propuesta para el Grupo Mendoza de Lo Forte (1996), Aguirre-Urreta y Lo Forte (1996) (Figura 44), Spaletti et al. (2011) (Figura 45) y más recientemente por Acevedo (2018) y Pérez Frasette (2018).

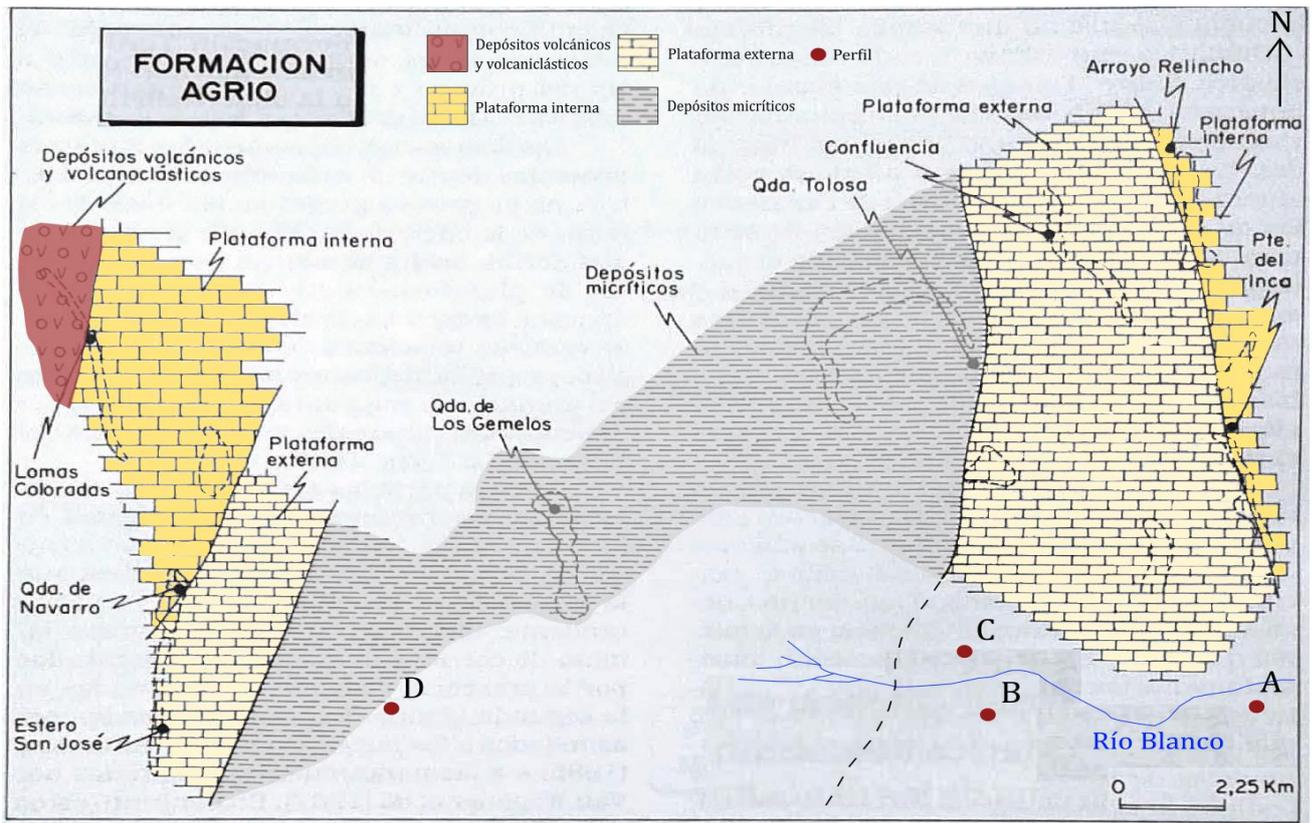


Figura 44. Ubicación de los perfiles estudiados en este trabajo, dentro de la propuesta paleogeográfica de Aguirre - Urreta y Lo Forte (1996) para la Formación Agrio. Apréciase la profundización de las facies carbonáticas hacia el centro de cuenca, que en el caso de la zona de estudio, se ubica hacia el oeste.

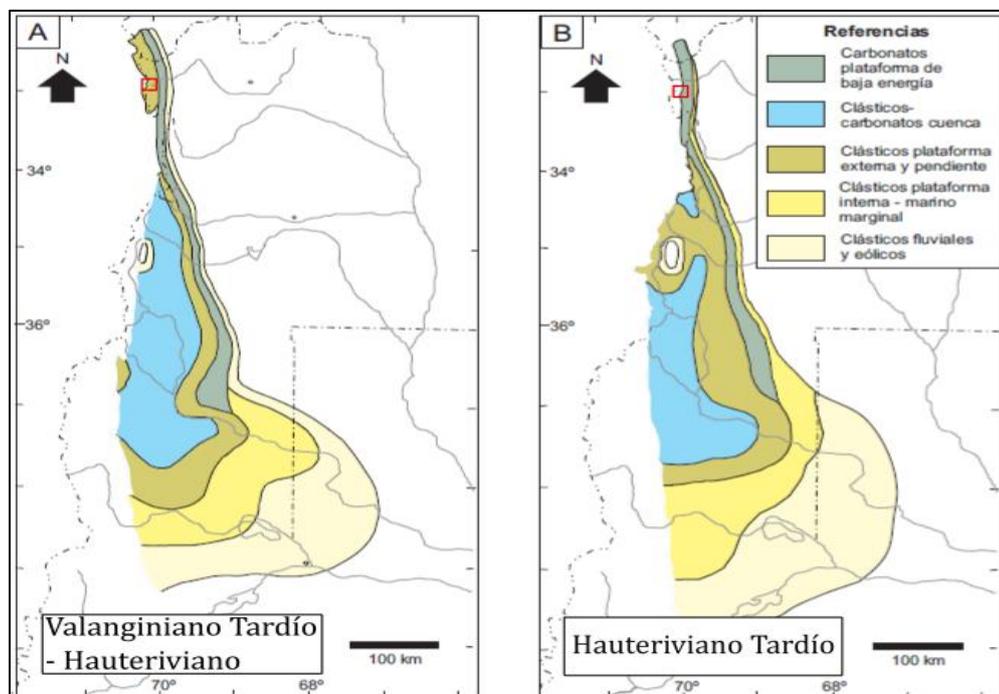


Figura 45. Arreglo de las facies carbonáticas, eólicas y fluviales para el Valanginiano tardío (A) y el Hauteriviano tardío (B). En recuadro rojo se georreferencia la zona de estudio. Tomado y modificado de Spaletti et al. (2011).

Por otro lado, la Formación Vaca Muerta también brinda información acerca de la paleogeografía de la cuenca. Siguiendo a Pérez Frasette (2018), esta representa un período transgresivo luego de la depositación en ambiente continental de la Formación Tordillo. En el perfil levantado dentro de la segunda lámina de corrimiento la transición es brusca, apoyándose los depósitos pelágicos inmediatamente por encima de los continentales. Asimismo se verifica a partir de la extensa recopilación de perfiles de Aguirre – Urreta y Lo Forte (1996), quienes reconocen a la Formación Vaca Muerta inmediatamente por encima de la Formación Tordillo en la quebrada de Agua Blanca y Confluencia, al norte del río Cuevas. En cambio, hacia el sector autóctono el cambio es paulatino. Pérez Frasette (2018), realizó un perfil de la Formación Vaca Muerta en el cual describe la transición de la Formación Tordillo a las características facies de pelitas negras de la Formación Vaca Muerta (Leanza et al., 1977, 2003; Spaletti et al., 2000; Scasso et al., 2002, 2005 Kietzmann et al., 2008; Kietzmann y Palma, 2009), intermediando la depositación de mudstones masivos, color gris y diaclasados, en los que menciona restos de invertebrados marinos. Luego, ya hacia el tope de la unidad describe areniscas calcáreas masivas amarillentas y packstone que intercalan con wackestone. Esta transición mas paulatina y las facies descritas hacia el sector autóctono permiten inferir una profundización de la cuenca hacia el oeste.

5. Estructura

En este capítulo se discutirán las características estructurales observadas en la zona de estudio. Para hacerlo, se comenzará realizando un breve repaso bibliográfico, destacando trabajos que han sido referentes para entender la evolución de la interpretación estructural de la región. A partir de ellos y con la ayuda de fotointerpretaciones, se describirá la estructura superficial en los alrededores del valle del río Blanco y se presentará una sección estructural balanceada y su reconstrucción palinástica.

5.1. Antecedentes y características generales

Las primeras observaciones estructurales sobre la región fueron realizadas por Darwin (1846), quien describió a la Cordillera en la región de Chile central como un '*conjunto de cordones montañosos anticlinales y monoclinales de rumbos N-S y NO-SE*'. Luego, Schiller (1912) realizó numerosas observaciones en la zona de Puente del Inca y del río Blanco, donde describió en la zona de la cuenca jurásica-cretácica fuertes plegamientos de grandes dimensiones invertidos hacia el este. Además, confeccionó una sección donde esquematiza estas observaciones (Figura 46).



Figura 46. Perfil esquemático levantado en la margen sur por el geólogo Walter Schiller en 1912.

Posteriormente, Vicente et al. (1973) realizó algunas fotointerpretaciones y una sección estructural que reflejan los efectos de la fase orogénica intersenoniana en la estructura local (Figura 47a). En esta sección se señala por primera vez la discordancia entre el Grupo Mendoza y la Formación Juncal. Estos conceptos son luego reforzados por Yrigoyen (1979), quien confeccionó una sección estructural en una transecta a lo largo del río Mendoza, unos pocos kilómetros al norte de la zona de estudio.

Poco más tarde, siendo el primer trabajo en la zona en utilizar las herramientas de balanceo de pliegues introducidas por Suppe (1983), Ramos (1985b) y Cegarra y Ramos (1996), realizaron una serie de secciones estructurales en sentido latitudinal en la faja plegada y corrida del Aconcagua, hallándose una de ellas en el valle del río Blanco (Figura 47b). Estas secciones representan la primera interpretación estructural en profundidad como un sistema de dúplex asentado sobre un basamento que inclina ligeramente hacia el oeste, en parte por un levantamiento

solidario a la estructuración de la Cordillera Frontal. Inmediatamente al norte del río Cuevas, Cegarra y Ramos (1996) confeccionaron perfiles estructurales (Figura 48a y b) junto con una reconstrucción palinopástica que incluye la novedosa interpretación de los hemigrábenes jurásicos en los cuales se depositó la Formación Tordillo (Figura 48c). La participación de deformación de piel gruesa en el estructuramiento de la faja plegada y corrida del Aconcagua a partir de la inversión de las estructuras del Jurásico Inferior ha sido tímidamente tratada, posteriormente, por una serie de tesis dirigidas en la zona del río Plomo (Padva, 2000; Rocha, 2000 y Orts, 2001), aunque no ha sido debidamente representada en la interpretación en profundidad.

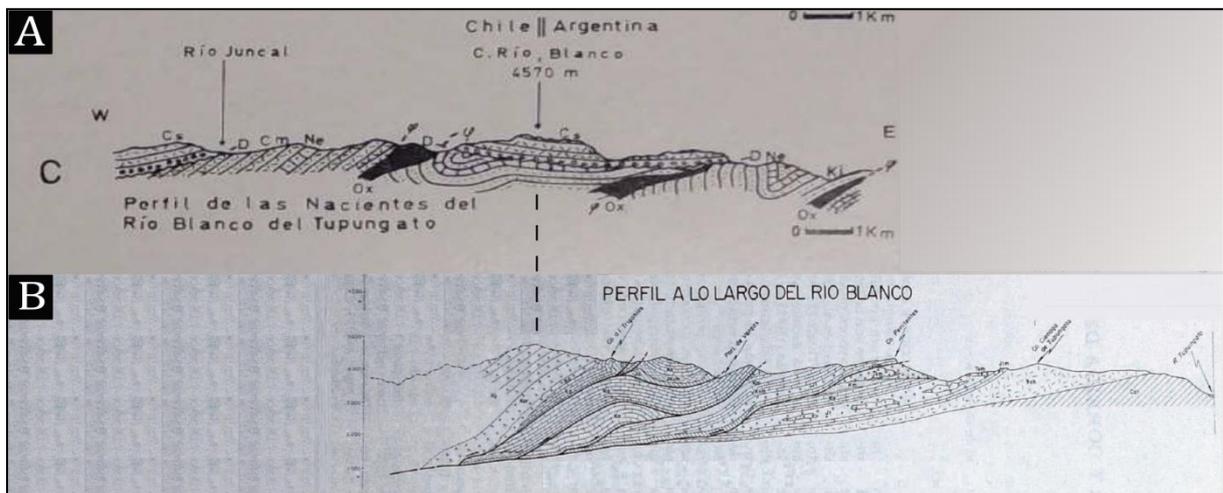


Figura 47. A - Perfil esquemático de Vicente et al. (1973) en las nacientes del río Blanco. B - Perfil estructural balanceado propuesto Cegarra y Ramos (1996). Apréciense la estructura basada en apilamiento de fajas epidérmicas.

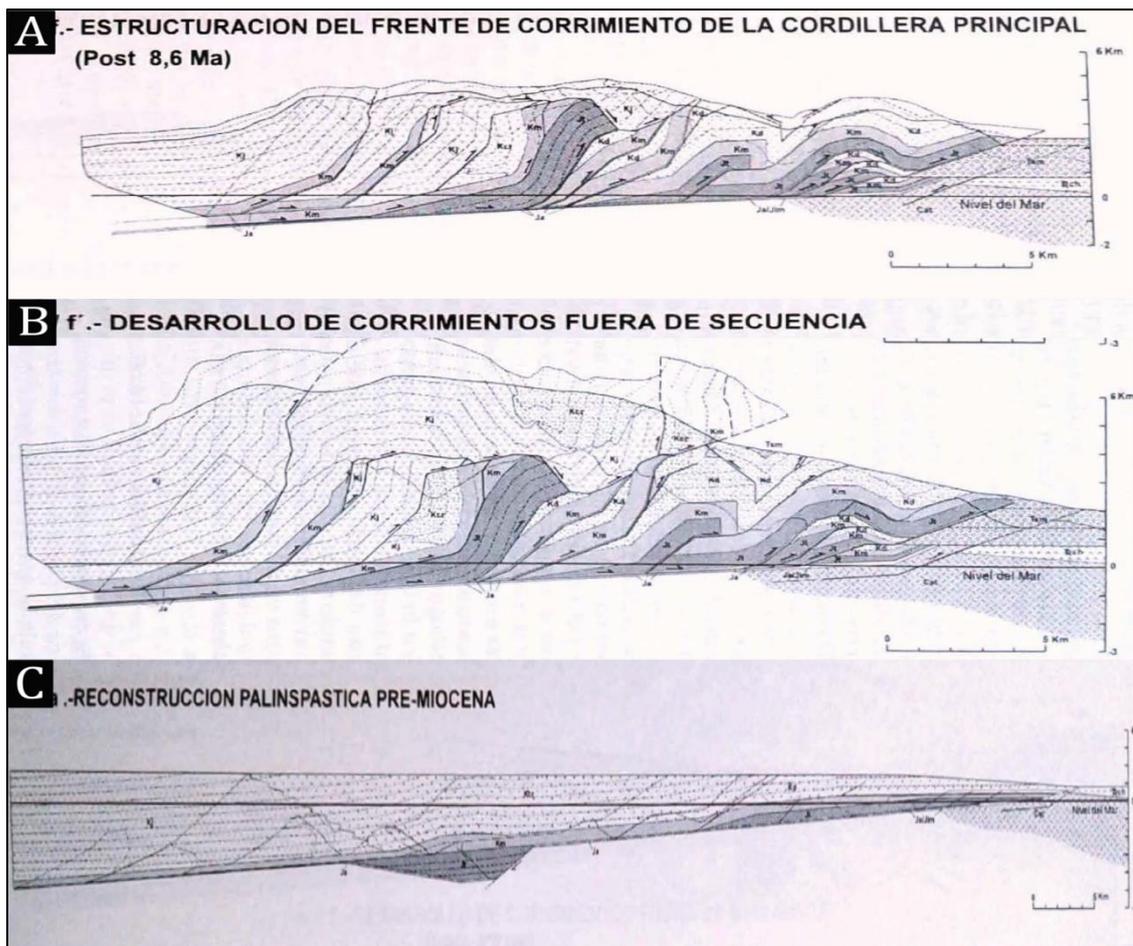


Figura 48. Perfiles estructurales propuestos por Cegarra y Ramos (1996) al norte del río Cuevas para: A – Estructuración del frente de corrimiento de la Cordillera Principal antes de los corrimientos fuera de secuencia y B – Desarrollo de los corrimientos fuera de secuencia luego de la estructuración del frente de corrimientos. C – Reconstrucción palinépastica mostrando hemigrábenes jurásicos.

Posteriormente, Vicente (2005) determina que la fase orogénica Pehuenche del Mioceno temprano, responsable de la formación de los Conglomerados Penitentes, es la fase de mayor importancia para el levantamiento de la Cordillera Principal, desafiando así la concepción general que atribuye esa característica a la fase Quechua del Mioceno Tardío (Ramos et al., 1996). Más tarde, Vicente y Leanza (2009) realizan una revisión de la geología de la zona del Cerro Penitentes, donde proponen continuar con la lógica regional de la tectónica salina para la estructuración de la primer escama, desestimando la propuesta de Cegarra y Ramos (1996) quienes interpretaban que dicho sector se estructuraba a partir del calloviano (Formación La Manga). Además, para explicar esta interpretación realizan una serie de perfiles desde la Quebrada de Vargas hasta el Cerro Visera, pasando por el Cerro Penitentes (Figura 24, sección 3.7; Figura 47) e incluyen, ocasionalmente, relictos de la tectónica extensiva del kimmeridgiano conservada en este sector al

ubicarse en una posición externa de la faja plegada y corrida que les permitió escapar a los esfuerzos compresivos (Figura 49).

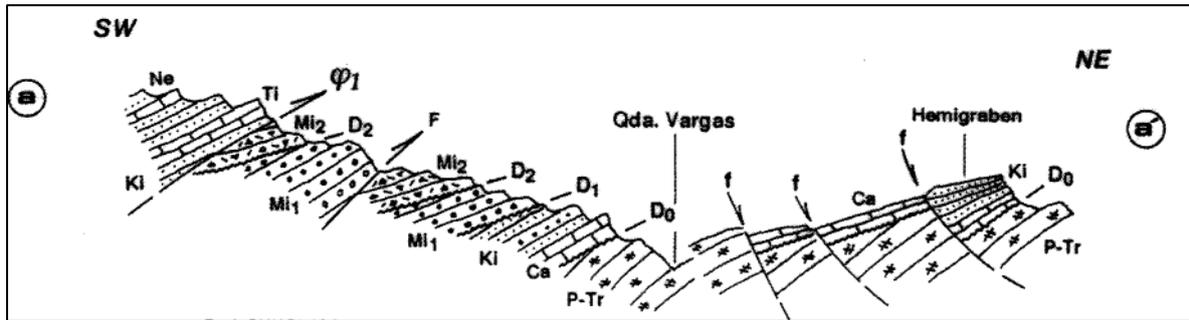


Figura 49. Perfil SO – NE en la Quebrada de Vargas. Nótese hacia el sector nororiental el hemigraben rellenado por la Formación Tordillo (Ki). Las "f" hacen referencia a fallamientos normales, mientras que F y $\Phi 1$ (corrimiento penitentes) son fallas inversas. P-Tr: G. Choiyoi; Ca: Fm. La Manga; Ki: Fm. Tordillo; Ti: Fm. Quintuco; Ne: Fm. Mulichinco; Mi1: Conglomerado Penitentes; Mi2: Aglomerados Santa María; D0: Discordancia basal del Jurásico; D1: Discordancia de los Conglomerados Penitentes; D2: Discordancia de los Aglomerados Santa María. Tomado de Vicente y Leanza (2009).

Diversos estudios en la región de Santiago de Chile reinterpretaron la distintiva falla San Ramón, al este de la ciudad, desde una dinámica de fallamiento extensivo a un fallamiento inverso (Armijo et al., 2010). Basándose en esta propuesta, algunos autores plantean un modelo de estructuramiento de la Cordillera de los Andes a partir de una falla de basamento sintética con vergencia al oeste que se nuclearía por debajo de la Cordillera Frontal, brindando un sostén a la Cordillera Principal, dentro de la cual la faja plegada y corrida del Aconcagua sería una retrocuña superficial (Figura 50a). A partir de esta interpretación, los autores estiman nuevas edades para el inicio de la estructuración en la Cordillera Frontal hacia 25 Ma, aproximadamente, desafiando el modelo de estructuración progresiva de vergencia oriental hacia el Mioceno Tardío (Ramos et al., 1996, 2002, 2004; Giambiagi et al., 2003b, 2012, 2015; Giambiagi y Ramos, 2002; Farías et al., 2010) (Figura 50b). Este último, asume un despegue sub-horizontal a suavemente inclinado al oeste, ubicado a diferentes profundidades en la corteza superior o en la transición entre la corteza superior e inferior. Este despegue ha sido identificado dentro de una transición frágil-dúctil relativamente superficial (Tassara, 2005; Farías et al., 2010) y concentra casi todo el acortamiento cortical entre el antearco y el antepaís. La propagación de la deformación hacia el antepaís genera pliegues y fallamientos vergentes hacia el este, afectando a la Cordillera Principal previo a la Cordillera Frontal. Además, el modelo propone una subducción del cratón sudamericano rígido y

frío bajo el sector andino debilitado mecánicamente y térmicamente (Allmendinger y Gubbels, 1996).

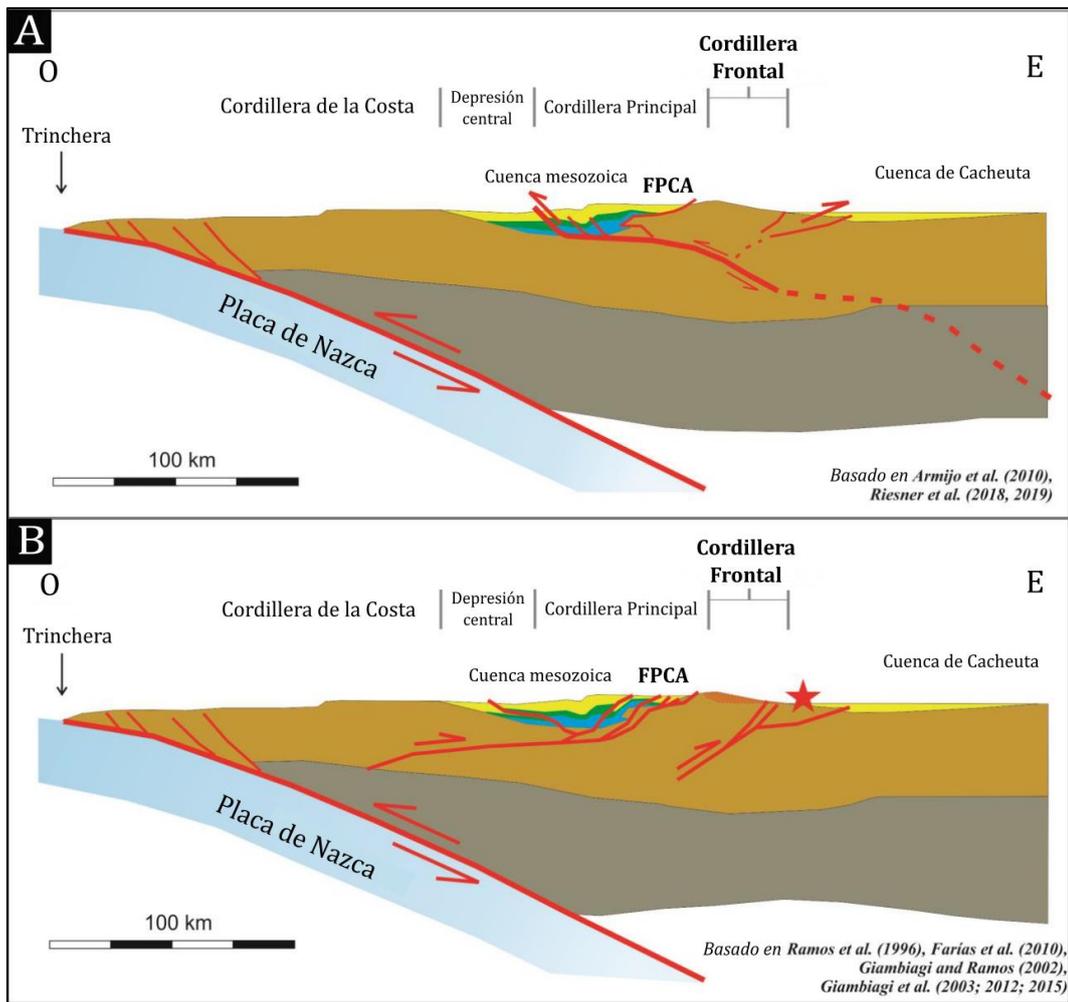


Figura 50. A- Modelo estructural sintético con la falla San Ramón como expresión más occidental de la vergencia al oeste. B - Modelo estructural antitético con la falla San Ramón como un retrocorrimento. Tomado y modificado de Lossada et al. (2020). FPCA – faja plegada y corrida del Aconcagua.

Diversos autores llevaron a cabo estudios termocronológicos en apatitos que estudian los períodos y tasas de exhumación en la Cordillera Frontal. Hoke et al. (2015) obtuvieron valores a partir de los cuales proponen exhumación desde hace al menos 50 Ma (pudiendo incluso comenzar hace 150 Ma) hasta hace aproximadamente 30 - 20 Ma cuando esta se aceleraría, para luego hacia los 10 Ma acelerarse nuevamente a partir la subducción de la dorsal de Juan Fernández. Posteriormente, Riesner et al. (2017, 2018, 2019) refinan el estudio de termocronología obteniendo valores de exhumación anteriores a 13 ± 0.7 Ma y posteriores a 22.3 ± 0.2 Ma. Además,

proponen una exhumación continua al menos hasta los 4 - 6 Ma, restándole cierta importancia a la subducción de la dorsal de Juan Fernández como impulsora de la estructuración. Más recientemente, Lossada et al. (2020) establecen el pulso mayor de levantamiento se dio hacia aproximadamente los 16 Ma en base a nuevos estudios de termocronología en apatitos que realizaron a partir de muestras tomadas en la cuenca de Cuyo, aunque plantean su hipótesis dentro de un modelo de estructuración progresiva, vergente hacia el este. Los autores respaldan estos resultados con datos de proveniencia de circones detríticos y con la coincidencia del pulso rápido de estructuramiento con la migración del arco calcoalcalino a los 17 - 16 Ma (Carrasquero et al., 2017) desde la Formación Farellones (23 - 17 Ma) al oeste, hacia Complejo Volcánico Aconcagua (15 - 8.8 Ma) al este.

Por último, las tesis finales de licenciatura de Martos (2017), Acevedo (2018) y Pérez Frasette (2018) presentan secciones estructurales que se encuentran proyectadas sobre la ladera sur del valle del río Blanco, mientras que la de Rosselot (2017) lo hace sobre la ladera norte, todas ellas ligeramente al este de la sección confeccionada en este trabajo. De esta manera, la sección aquí presentada, sumada a las anteriores, permiten hacer una extensa reconstrucción a lo largo y ancho del valle.

5.2. Estructura superficial

Para describir la estructura superficial, prestando especial atención al sector ubicado al norte del río Blanco que fue elegido para realizar una sección estructural, se irán detallando las diferentes características en un recorrido ascendente por el valle y tomando como referencia tres fallamientos principales que, según su orden de ocurrencia de este a oeste, se denominan: falla Quebrada Blanca, falla La Yesera y falla Las Leñas (Cegarra y Ramos, 1996. Figura 51). No se discutirá sobre el Corrimiento Penitentes que se ubica en primer lugar dentro del recorrido, ya que no se han realizado observaciones directas durante la campaña.



Figura 51. Distribución geográfica superficial de los principales fallamientos de la zona de estudio, ubicación de figuras y sitios de referencia. Imagen satelital obtenida a partir del servicio satelital ESRI.

En el sector norte del valle del río Blanco se desarrolla, manteniendo relaciones normales, la cobertura sedimentaria mesozoica casi en su totalidad, ya que se ausenta únicamente el Grupo Lotena. Esta se apoya por sobre el Corrimiento Penitentes, que hacia el sur la corta y repite, mientras que hacia el norte la monta sobre los conglomerados sinorogénicos miocenos. La secuencia se encuentra basculada al oeste unos 30° y mantiene un rumbo aproximadamente norte-sur. Llegando al tope de la Formación Diamante se apoya, mediando un contacto tectónico correspondiente a la falla Quebrada Blanca, la Formación Tordillo (Figura 52). Este fallamiento es evidente no únicamente debido a la relación *older over younger* del contacto mencionado, sino que puede apreciarse un notable cambio en la inclinación en la siguiente lámina, que aumenta aproximadamente a 45° . Además, la fluencia plástica de la Formación Auquilco, que es la unidad sobre la que desliza el fallamiento, provoca que esta manifieste diapirismo en sectores donde alcanza importantes espesores, mientras que en otros sectores se encuentra ausente.



Figura 52. Fallamiento Quebrada Blanca en la ladera septentrional del valle del río Blanco. Nótese que la Formación Auquilco no se presenta a lo largo de la totalidad de la falla si no que lo hace en un sector particular y con un espesor irregular. *Referencias: Ja - Fm. Auquilco; Jt - Fm. Tordillo; JKvm - Formación Vaca Muerta; Ka - Fm. Agrio; Kd - Fm. Diamante.*

Es posible encontrar estas relaciones tanto hacia el norte, cruzando el arroyo laguna Seca (Figura 53a), como hacia el sur, sobre la margen austral del valle del río Blanco, con la particularidad de que allí se halla a la Formación Auquilco con espesores uniformes a lo largo del plano de falla (Figura 53b). En ese mismo sector, el paquete sedimentario que se apoya sobre la falla constituye un amplio flanco oriental de un sinclinal cuyo núcleo se encuentra conformado por la Formación Diamante. Esta estructura puede ser apreciada con detalle en la Figura 19 (sección 3.5).

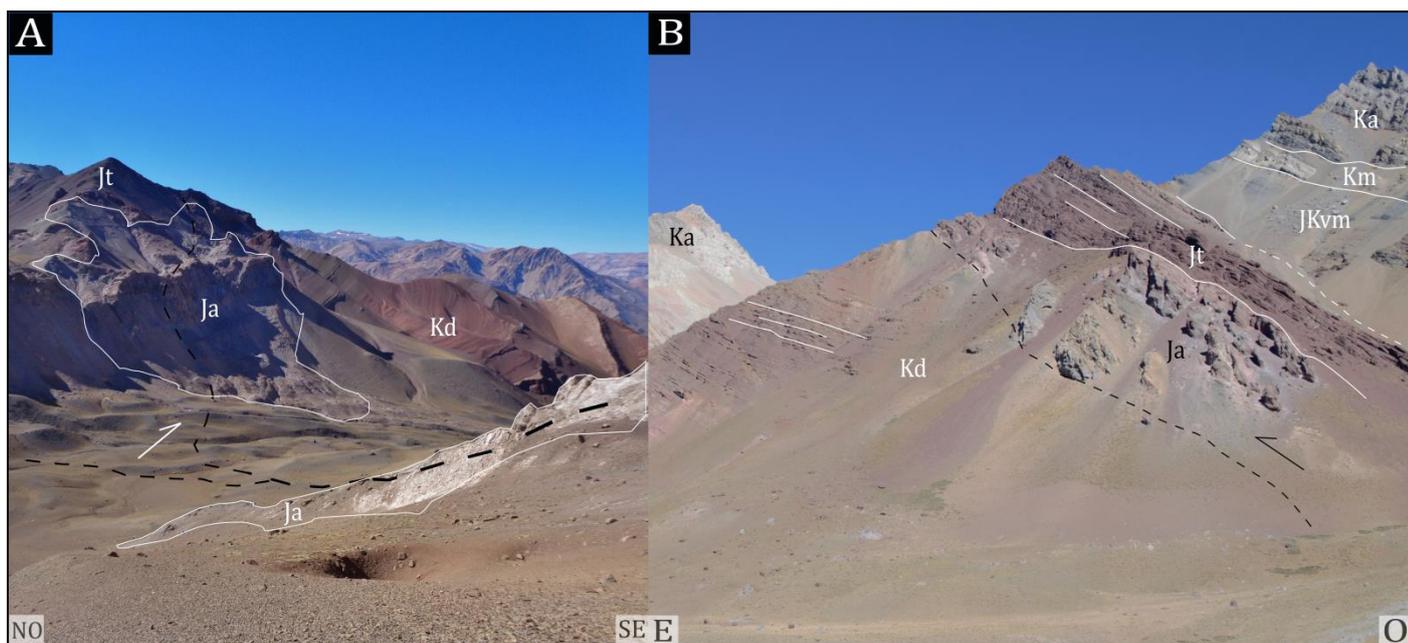


Figura 53. A- Falla Quebrada Blanca en el valle del arroyo Laguna Seca. Hacia el sector occidental de la imagen se bifurca la falla La Yesera. B - Falla Quebrada Blanca en la ladera sur del valle del río Blanco. Referencias: Ja - Fm. Auquilco; Jt - Fm. Tordillo; JKvm - Formación Vaca Muerta; Km - Fm. Mulichinco; Ka - Fm. Agrio; Kd - Fm. Diamante.

Esta característica no se encuentra únicamente circunscrita a los afloramientos ubicados al sur del valle del río Blanco, ya que también se desarrolla un plegamiento sinclinal en la ladera septentrional. Las principales diferencias yacen en que en este último caso, el núcleo de la estructura está conformado por el Grupo Mendoza y se encuentra volcado hacia el sureste (Figura 54a, b y c). Esta estructura pudo ser particularmente apreciada en la confección del perfil estratigráfico en la orilla norte del río Blanco donde en sentido al oeste se encontró primero a la Formación Vaca Muerta con inclinaciones de 75° aproximadamente, pasando luego a una inclinación de 90° y por último a inclinaciones de 70° E y 65° E junto con la Formación Tordillo.

La génesis de estas estructuras que hacia el sector oriental son cortadas por la ya mencionada falla Quebrada Blanca, se explica a partir de la inversión de hemigrábenes jurásicos en los que se depositó la Formación Tordillo. Esta falla corresponde al segundo fallamiento en el recorrido aguas arriba por el valle del río Blanco, el fallamiento La Yesera. Como bien indica su nombre, es también fácilmente distinguible por los grandes espesores de yeso que se extruyen en forma de diapiros a lo largo del plano de falla (Figura 13a, sección 3.3.2).

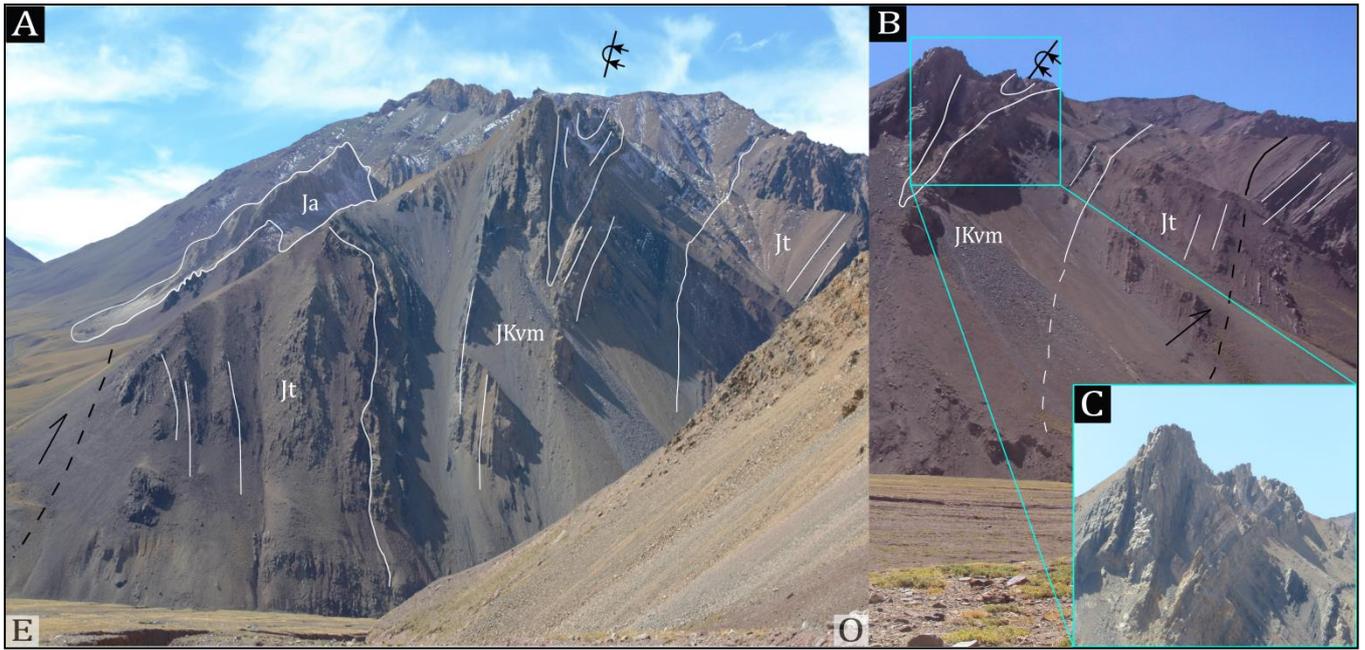


Figura 54. A - Estructuramiento sinclinal en la ladera norte el valle del río Blanco. El flanco occidental de la estructura se comparte con un anticlinal originado por la inversión de la falla La Yesera y que ha sido erosionado. La gran inclinación del flanco occidental, incluso con capas volcadas, son indicadores de un fallamiento de alto ángulo que se interpreta como la inversión de un hemigraben; B - Sector del flanco oriental del sinclinal; C - Detalle del núcleo del sinclinal constituido por el Grupo Mendoza. Referencias: Ja - Fm. Auquilco; Jt - Fm. Tordillo; JKvm - Formación Vaca Muerta.

Es importante destacar que hacia la margen sur del río Blanco, donde el fallamiento inclina unos 50° , se apoya por encima la Formación Tordillo que, a su vez, suprayace a través de un contacto tectónico a los términos superiores del Grupo Mendoza. Siguiendo el criterio adoptado por Peluffo (2020), es posible resolver esta configuración estructural interpretando un retrocorrimiento que también se torna evidente debido a la extrusión de material plástico de la Formación Auquilco por el plano de falla (Figura 55). El autor atribuye a este fallamiento una inclinación de 40° al este y rumbo noreste - suroeste.

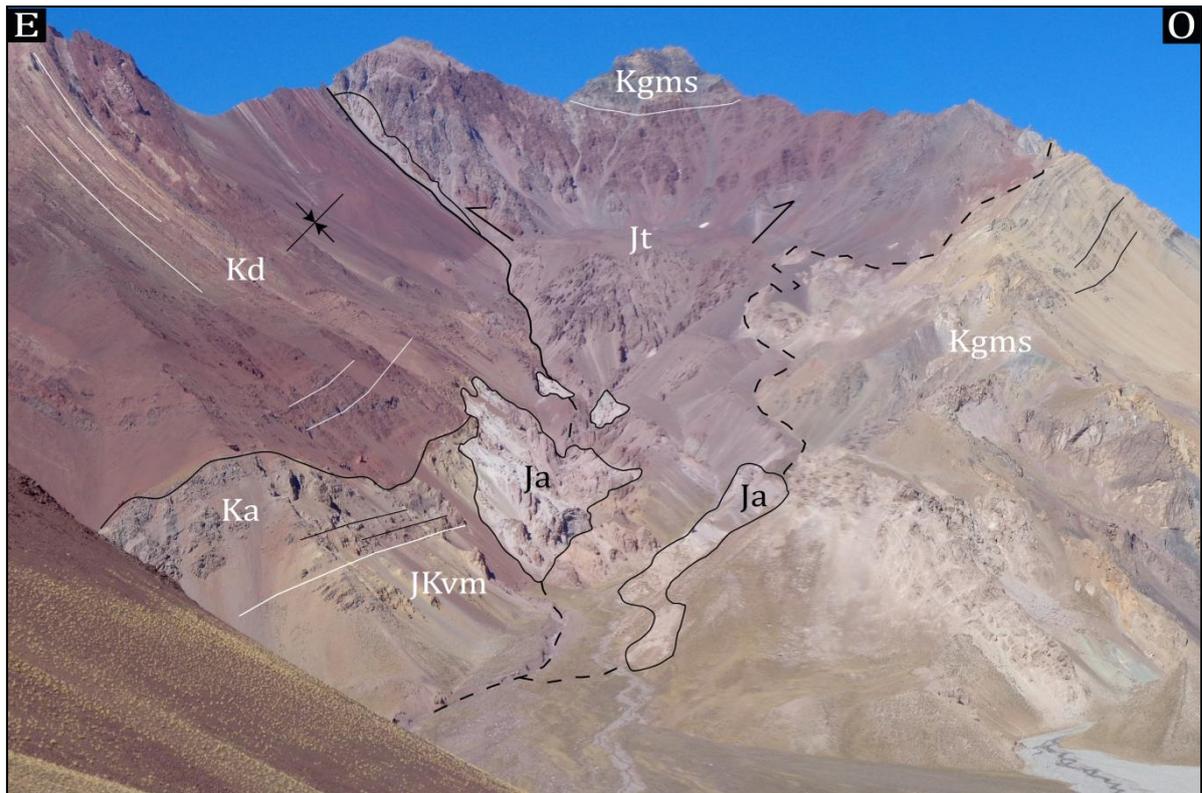


Figura 55. Configuración estructural de la ladera sur del valle del río Blanco en la región afectada por el plano de falla del fallamiento La Yesera. Referencias: Ja - Fm. Auquilco; Jt - Fm. Tordillo; JKvm - Formación Vaca Muerta; Ka - Fm. Agrio; Kgms - Grupo Mendoza superior; Kd - Fm. Diamante.

En las inmediaciones del portezuelo de Vargas las fallas la Yesera y quebrada Blanca se conectan provocando un intenso diapirismo de los yesos oxfordianos de la Formación Auquilco (Figura 56a). Más hacia el norte, cruzando el valle del arroyo Laguna Seca, los fallamientos retoman su desarrollo diferenciado y aunque no ha sido posible discernir la actitud de la Formación Tordillo entre ambas fallas, si puede apreciarse al Grupo Mendoza superior plegado, constituyendo el núcleo de un sinclinal volcado hacia el este (Figura 56a y b). A partir de esta observación se interpreta que el desarrollo estructural en esta región es idéntico al del margen norte del valle del río Blanco.

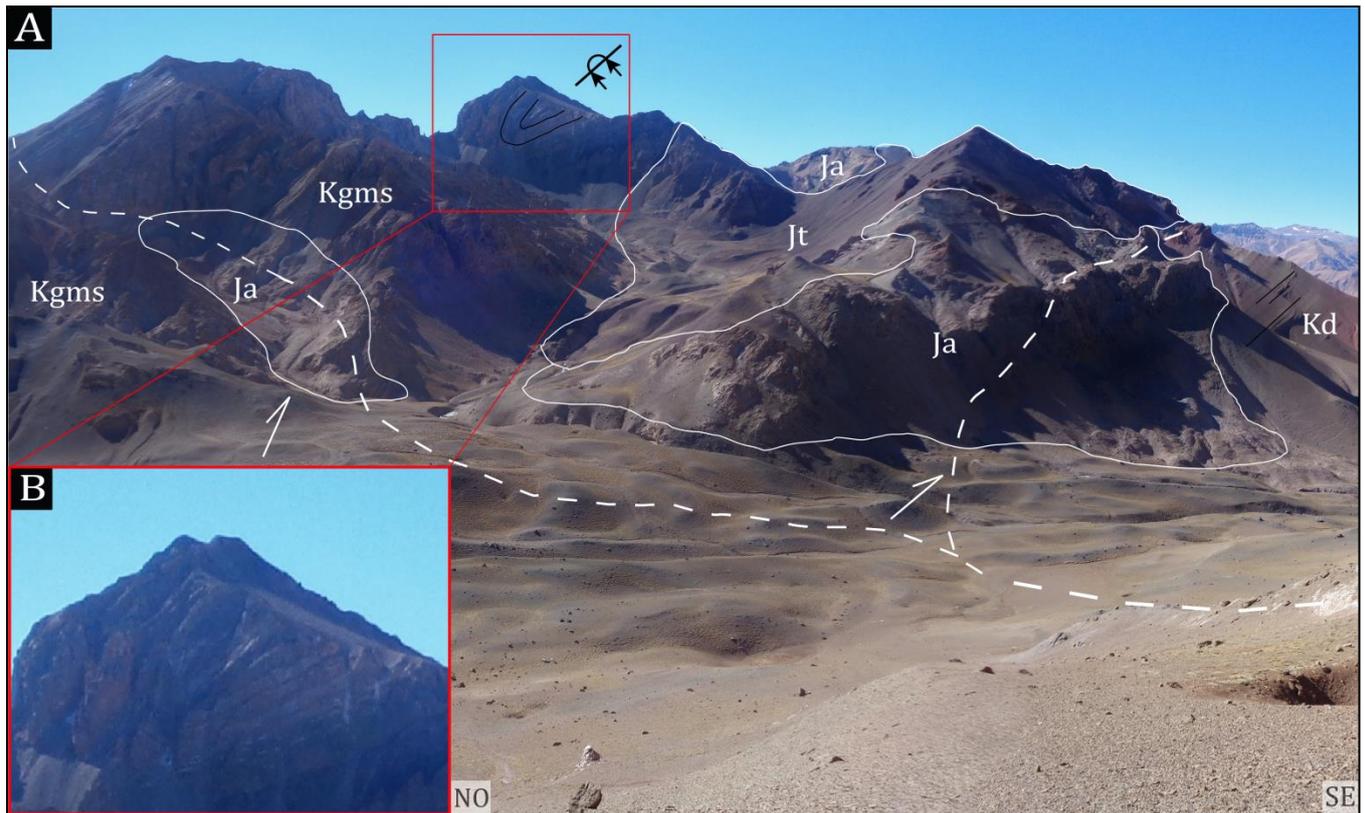


Figura 56. A- Disposición estructural de las fallas Quebrada Blanca y La Yesera a la latitud del valle del arroyo Laguna Seca. B. Detalle de las capas plegadas del Grupo Mendoza superior que conforma el núcleo del sinclinal. Cabe destacar que en esta ocasión no pudo diferenciarse entre los estratos superiores que conforman el Grupo Mendoza debido a que no fueron estudiados directamente como si lo fueron en el valle del río Blanco. Referencias: Ja - Fm. Auquilco; Jt - Fm. Tordillo; Kgms - Grupo Mendoza superior; Kd - Fm. Diamante.

Por último, en el sector más occidental del mapa se manifiesta en superficie la falla Las Leñas, que si bien siempre actúa como un fallamiento inverso, en algunos sectores lo hace invirtiendo antiguos planos de fallas normales de hemigrábenes y, en otros, sobre superficies sin estructuramiento previo. Allí donde invierte hemigrábenes lleva ángulos elevados y monta a la Formación Tordillo por sobre el Grupo Mendoza superior. En algunos de estos casos es posible apreciar fallamientos normales dentro de la misma Formación Tordillo que evidencian su depositación sinextensional (Figura 15a y b, sección 3.4.1). Por su parte, donde el fallamiento no afecta a estructuramientos previos, el ángulo de falla se reduce drásticamente y genera plegamientos circunscriptos al Grupo Mendoza superior.

Hacia el sector norte de la zona de estudio, la configuración estructural encontrada es el de plegamiento sin estructuración previa. Puede resaltarse una leve diferencia en la inclinación del

Grupo Mendoza superior de unos 20°O en el Cerro Amarillo (Figura 57a) a unos 12°O en el Cerro de las Trigonias (Figura 58a), más al norte (Figura 51). Sin embargo, el arreglo es similar ya que la falla Las Leñas levanta estos estratos, basculándolos hacia el oeste y genera un leve anticlinal que hacia el este describe un flanco más bien planchado que evoluciona en un amplio sinclinal que es cortado luego por el fallamiento La Yesera, generando la estructuración previamente estudiada. Es posible encontrar localmente inclinaciones inusualmente altas e intensas deformaciones que, siguiendo el criterio de Cegarra y Ramos (1996), son atribuibles al diapirismo de las evaporitas de la Formación Auquilco. Hacia el sector occidental, se apoyan en discordancia las rocas volcánicas y volcanoclásticas de la Formación Juncal (Figura 57a y Figura 58a).

Si se observa el mapa de la Figura 51, las figuras 57 y 58 se encuentran desplazadas hacia el oeste en relación a las figuras 56 y 54, respectivamente. A partir de ellas, resulta interesante analizar y resaltar como varían los espesores de la Formación Tordillo en sentido longitudinal. Mientras que hacia el este la Formación Tordillo se encuentra aflorando y con grandes espesores, hacia el oeste la misma se encuentra ausente o con espesores casi imperceptibles. Ahora bien, si se recuerda la interpretación de Lo Forte (1996) discutida en la sección 3.4.1., la Formación aumenta su espesor hacia el oeste. Sin embargo, aquí se encuentra la situación contraria. Basándose en este fenómeno, en el elevado ángulo de falla del corrimiento La Yesera y en las evidencias de depositación sinextensional de la Formación Tordillo, se interpreta que su depositación ocurrió dentro de hemigrábenes que luego serían invertidos.

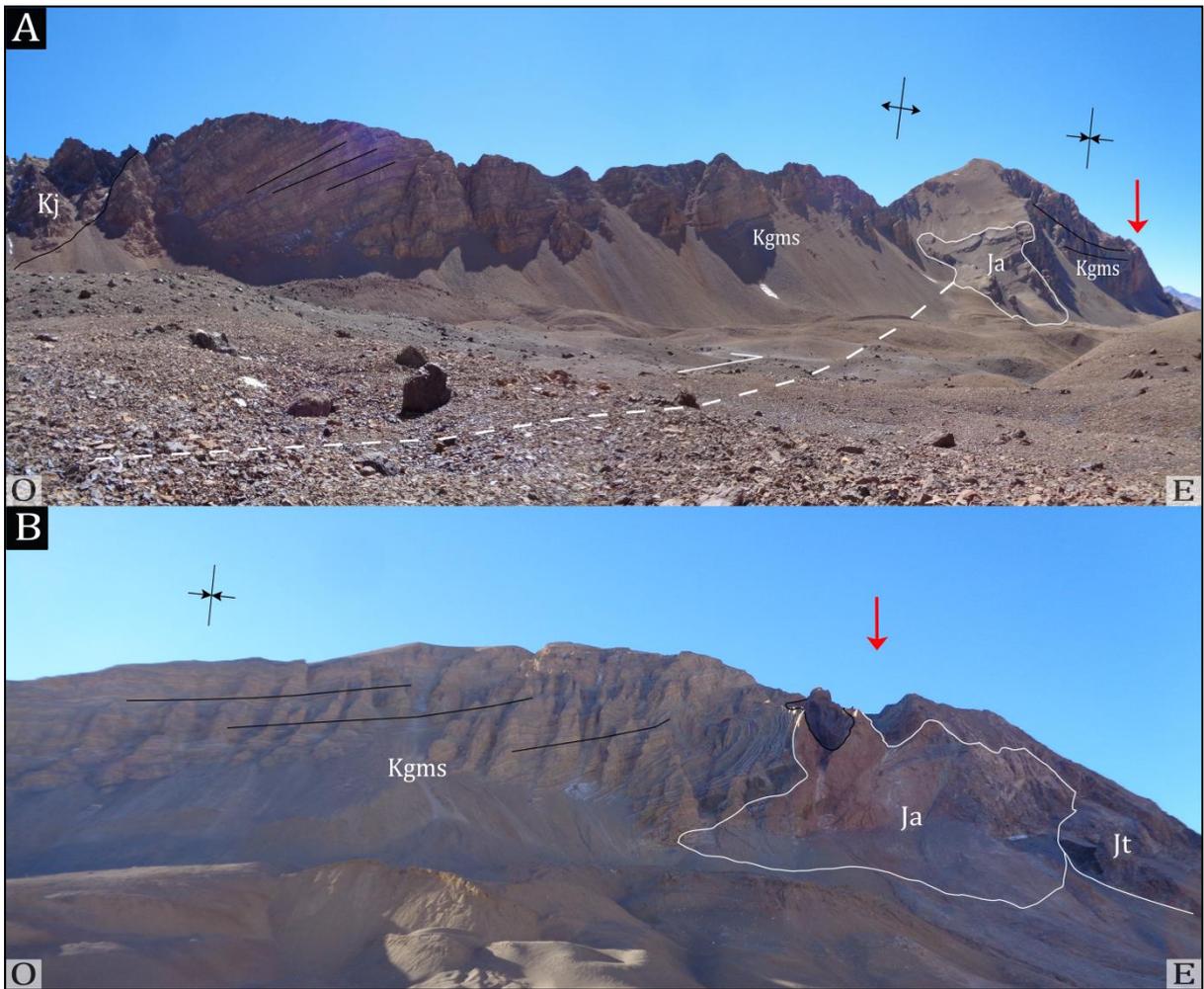


Figura 57. Las flechas rojas indican puntos de coincidencias geográficas entre las imágenes. A – falla Las Leñas en el Cerro Amarillo. B – Capas del Grupo Mendoza superior formando el flanco oriental del sinclinal generado por el fallamiento La Yesera. Hacia el sector derecho de la imagen puede apreciarse una intensa deformación de las capas en respuesta al diapirismo del yeso oxfordiano e incluso algunos rastros de la Formación Tordillo levantada por la falla La Yesera hacia el este. *Referencias: Ja – Fm. Auquilco; Jt – Fm. Tordillo; Kgms – Grupo Mendoza superior; Kj – Fm. Juncal.*

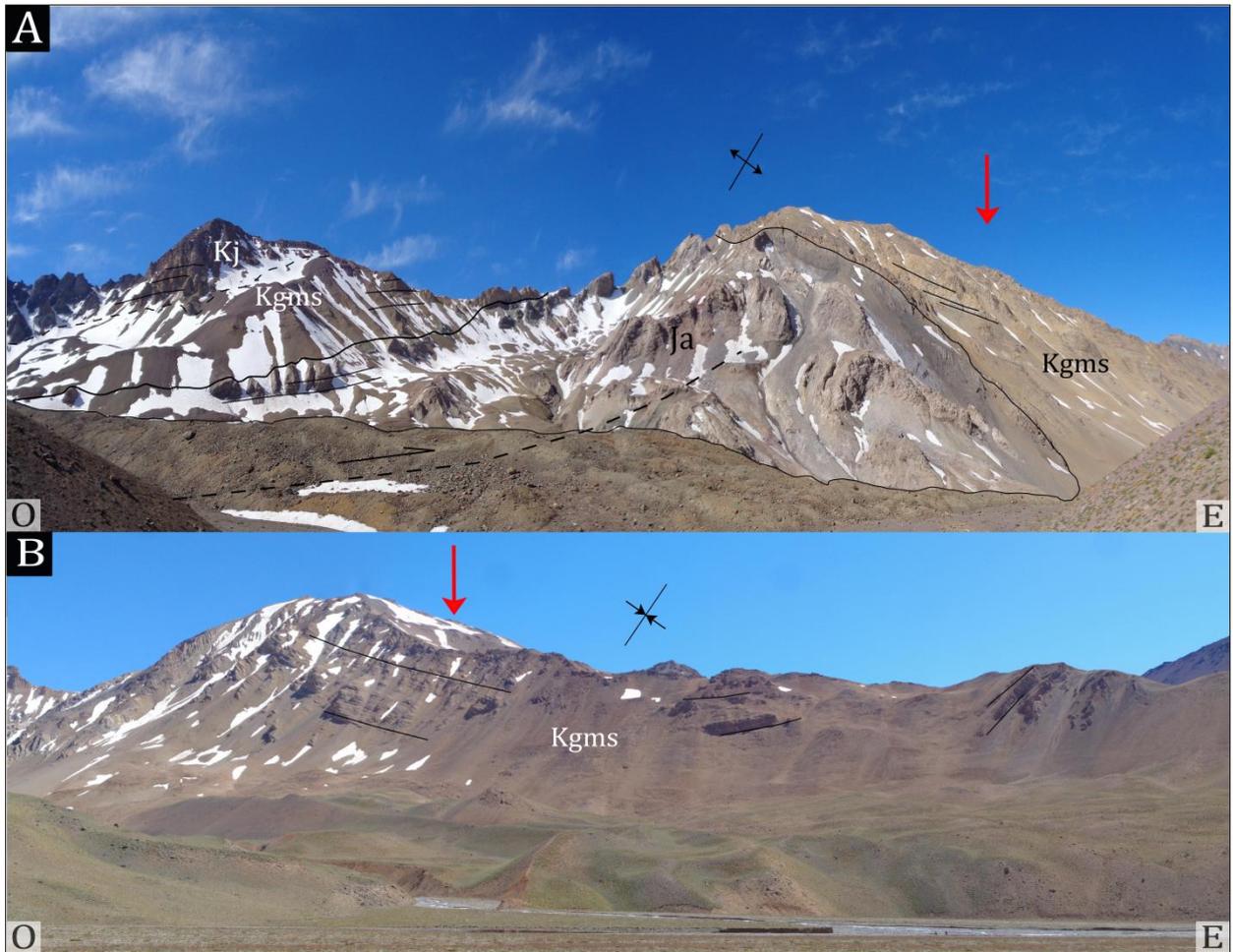


Figura 58. La flecha roja indica el sector de superposición de las imágenes. Nótese en ambas imágenes la ausencia completa de la Formación Tordillo entre las capas de la Formación Auquilco y El Grupo Mendoza superior. A- Sector occidental de la disposición estructural ocasionada por el fallamiento Las Leñas en el Cerro de Las Trigonias. Nótese el espesor e inclinaciones irregulares de la Formación Auquilco que afecta a su vez a la actitud del Grupo Mendoza. B - Sector oriental donde se aprecia un sinclinal compuesto exclusivamente por el Grupo Mendoza de leves inclinaciones y gran extensión. Hacia el este las capas vuelven a inclinar unos 45° aproximadamente como consecuencia del fallamiento La Yesera. Referencias: Ja - Fm. Auquilco; Kgms - Grupo Mendoza superior; Kj - Fm. Juncal.

Por su parte, hacia el sector austral se continúa el trazo de la falla en la cuchilla Mirador (Figura 59a), donde actúa invirtiendo un hemigraben jurásico y en la cuchilla del río Blanco (Figura 59b) con ángulos de 58°0 y 56°0, respectivamente, y montando a las areniscas continentales de la Formación Tordillo por sobre el Grupo Mendoza superior marino. Una característica interesante para destacar es que en la cuchilla Mirador no hay rastro alguno de la Formación Auquilco, aunque si los hay en la cuchilla del río Blanco donde pueden apreciarse numerosos “bochones” junto con la Formación Tordillo y un intrusivo de posible edad neógena. Allí, si bien el ángulo de falla se

correspondería con una falla normal invertida, el espesor de la Formación Tordillo es normal, por lo que no es posible asegurar que se trate de un hemigraben invertido, aunque si podría consistir en uno de menor desarrollo.

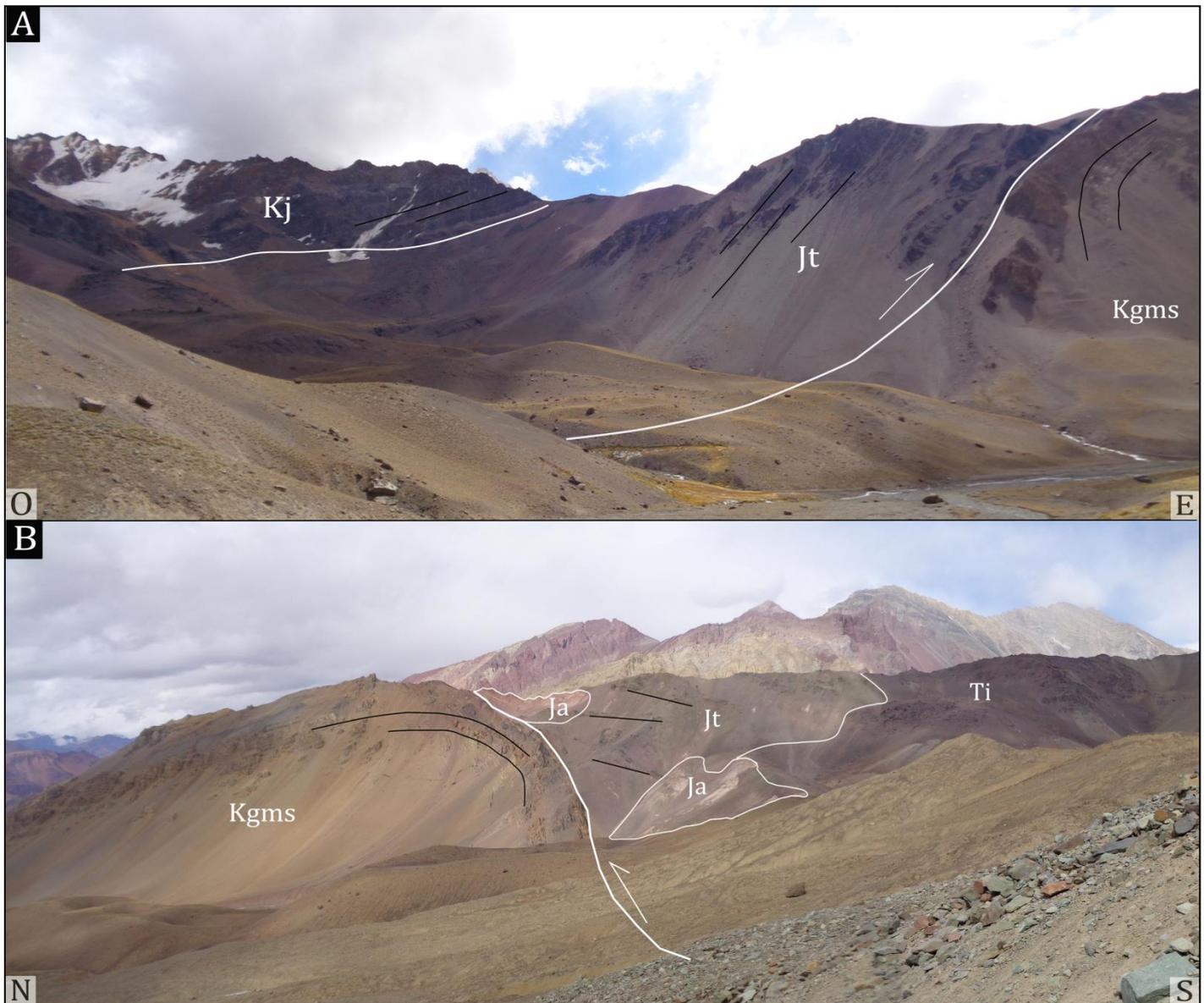


Figura 59. A - Falla Las Leñas en la cuchilla Mirador. Vista al norte. B - Falla Las Leñas en la cuchilla del río Blanco. Referencias: Ja - Fm. Auquilco; Jt - Fm. Tordillo; Kgms - Grupo Mendoza superior; Kj - Fm. Juncal; Ti - Intrusivos terciarios.

5.3. Análisis de la estructura en profundidad

Con el objetivo de estudiar y modelar la estructura de las rocas en profundidad se ha confeccionado una sección estructural balanceada a partir del software *Andino 3D* (Figura 60). Ante la ausencia de información de subsuelo en el área de estudio, esta herramienta permitió reconstruir la disposición estratal sin deformar y a los fallamientos sin su rechazo.

De esta manera, realizando múltiples simulaciones y aplicando una metodología de ensayo y error, se procedió a modificar el modelo hasta discernir las variables que ajusten de mejor manera a las observaciones de campo. Estas últimas fueron detalladas en el capítulo anterior y, además, se suman algunas mediciones tomadas durante la confección del perfil stratigráfico del Grupo Mendoza en la ladera norte del valle del río Blanco.

La selección de los puntos A y A', desde donde comienza y hacia donde finaliza la sección, fue realizada de tal manera que se atravesase en sentido perpendicular o, más bien, en sentido de transporte tectónico a las estructuras en la ladera norte del valle del río Blanco, las cuales tienen una orientación SO - NE. La longitud se determinó en pos de incluir a los 3 fallamientos principales para de esa manera reflejar un acortamiento mínimo lo más preciso posible para este sector de la faja plegada y corrida. Si bien el fallamiento Penitentes no alcanza a manifestarse superficialmente dentro de la longitud de la sección, al ser una estructura que inclina hacia el oeste, se encuentra representado en profundidad. En este último, a diferencia de las fallas Las Leñas, La Yesera y Quebrada Blanca, no se encuentran evidencias de que el corrimiento deslice sobre el yeso de la Formación Auquilco, por lo que se toma como referencia a la interpretación de Vicente y Leanza (2009) quienes ubican a la Formación Tordillo como base de la escama. Para el resto de los fallamientos, ha sido necesario elegir un modelo de comportamiento estructural a utilizar en la simulación. Apoyándose en las observaciones de la estructura superficial, se ha decidido modelar a la falla Quebrada Blanca y a Las Leñas como flexión de falla, mientras que la falla La Yesera se modela como propagación de falla con *Trishear*, al tratarse de la inversión de un hemigraben jurásico de alto ángulo donde un modelo de flexión de falla no sería posible, a no ser que se aplique una intensa cizalla flexural. Además, el modelo de *Trishear* permite justificar la intensa deformación observada en el bloque yacente y la casi nula en el colgante. Esta cuestión se modeló dibujando a la falla La Yesera como una falla lítrica que, aplicando el método de Epard y Groshong (1993), disponible para su cálculo automático en el mismo *Andino 3D*, despegaría a unos 2000

metros bajo el nivel del mar. El método opera tomando un nivel de referencia en profundidad, hacia el que se calcula el área deformada debajo de distintos bancos. Luego, graficando área deformada vs. profundidad al nivel de referencia, se obtiene una recta que si se extrapola hacia el eje de profundidad, arroja un valor de nivel de despegue.

Es importante aclarar que en la confección de la sección estructural balanceada se ha interpretado un pequeño espesor de la Formación Tordillo hacia la cuarta lámina de corrimientos, en el Cerro de las Trigonias (Figura 56a, pueden apreciarse algunas coloraciones rojizas a medio faldeo, por encima de la Formación Auquilco) que no se encuentra representado en el mapa geológico. Al resultar la zona de difícil acceso, siendo el posible afloramiento de un espesor muy pequeño y, además, encontrarse cubierto por derrubios, no ha sido posible verificar que se tratara de la Formación Tordillo. Sin embargo, es ingenuo interpretar que la sedimentación durante el Kimmeridgiano estuvo circunscripta únicamente a los hemigrábenes, más considerando la alta subsidencia para el período, por lo que se ha decidido representar este pequeño banco en la sección estructural.

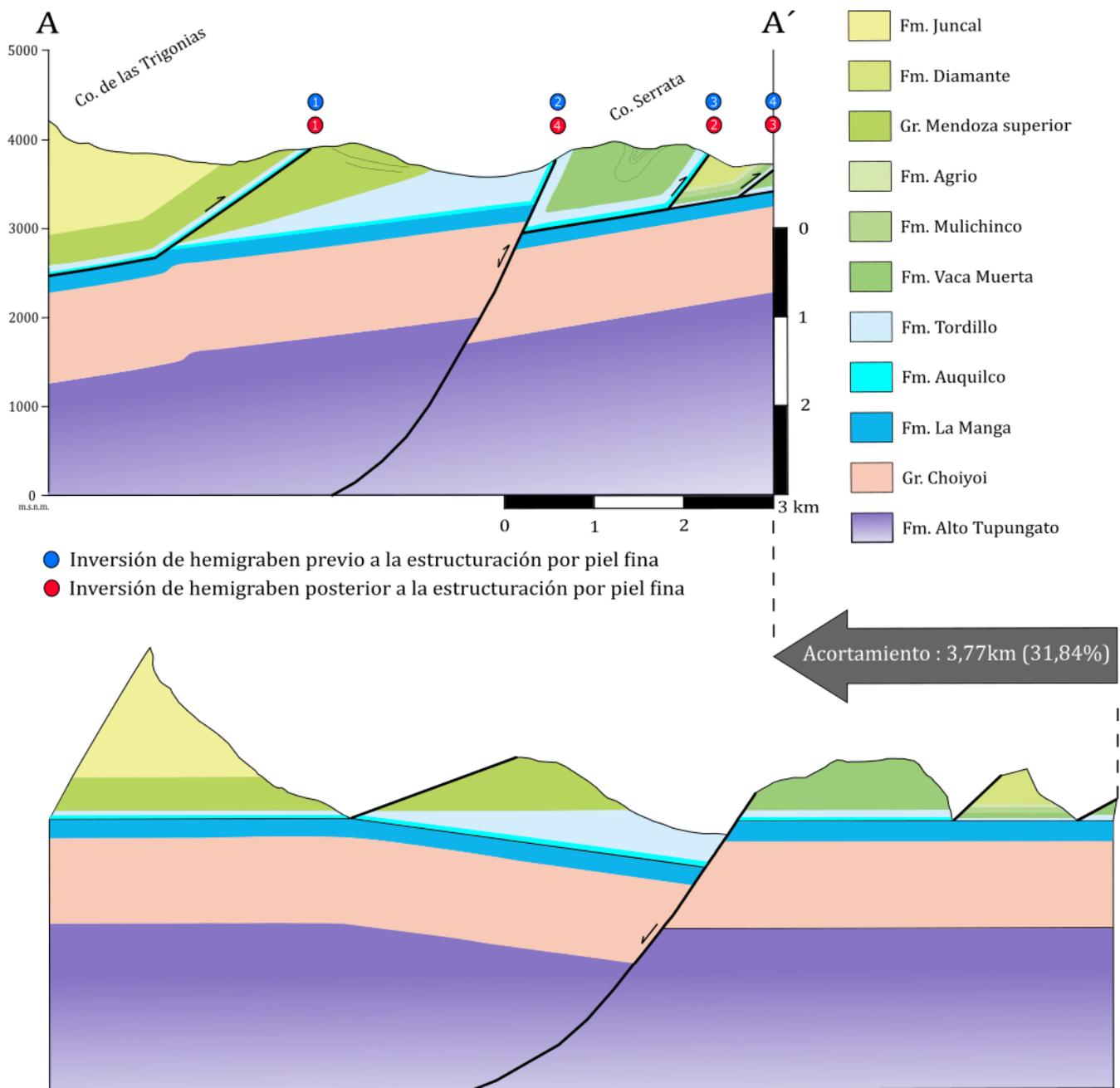


Figura 60. Sección estructural balanceada y reconstrucción balanceada. Las escalas vertical y horizontal son iguales. El espesor de la Formación Auquilco se encuentra exagerado en pos de su distinción.

Teniendo en cuenta una longitud inicial de 11,8 km y una longitud final de 8,07 km, se observa un acortamiento de 3,73 km, el cual representa un 31,84% (Figura 58). La reconstrucción ha sido realizada mediante el método de cizalla flexural que busca conservar longitud de líneas y área de los bancos. En la tabla 1 se presentan los acortamientos mínimos calculados por otros autores a partir de reconstrucciones palinpásticas cercanas a la presentada.

Autor	Ubicación	Acortamiento
Ramos (1988)	río Cuevas (sur)	65 – 68%
Cegarra y Ramos (1996)	río Cuevas (norte)	66,84%
Padva (2000)	río Plomo (sur)	66,70%
Orts (2001)	río Plomo (sur)	63%
Martos (2017)	arroyo Potrero Escondido (norte)	50%
Rosselot (2017)	río Blanco (norte)	60,06%
Peluffo (2020)	río Blanco (sur)	38,60%

Tabla 1. Tabla comparativa de los distintos valores de acortamiento obtenidos en numerosos estudios de la región.

Es posible apreciar que la mayoría de los trabajos obtuvieron acortamientos considerablemente mayores a los de este trabajo, con la excepción de Peluffo (2020). Sin embargo, esta cuestión tiene una simple explicación en que, tanto el modelo de Peluffo (2020) como el aquí presentado, modelan a la falla La Yesera como una falla lítrica invertida. Es por eso que acumula menos acortamiento horizontal que si se la modelara como flexión de falla, modelo utilizado por los demás trabajos. Por su parte, Ramos (1988), Cegarra y Ramos (1996), Padva (2000) y Orts (2001), si bien realizaron sus transectas en sectores diferentes, pudiendo esto significar diferencias en los resultados, obtuvieron valores cercanos al doble de lo obtenido en este trabajo. Esto sin duda se debe a que se apoyaron en el modelo de flexión de falla, que necesita del apilamiento de múltiples láminas para justificar las inclinaciones más altas y, por ende, elevó considerablemente el cálculo del acortamiento. Otro buen ejemplo de como el modelado estructural puede conducir a realizar estimaciones de acortamiento muy diferentes, se presenta a partir de la tesis de Rocha (2000), parte de la camada de tesis en la zona del río Plomo. Este autor a diferencia de Padva (2000) y Orts (2001), quienes realizaron sus secciones estructurales en la margen sur del río Plomo, confeccionó su sección en la margen norte modelando únicamente dos escamas apiladas y aplicando *Trishear* para el modelado de una falla de propagación mientras que los otros autores interpretaron un repetitivo apilamiento de dúplex. Si bien no aportó un porcentaje de acortamiento, el autor reconoce que el acortamiento obtenido es muy inferior a los publicados para la región.

6. Geomorfología

A continuación se realizará una descripción geomorfológica de la comarca en estudio, acompañada por un mapa donde se han identificado las geoformas mayores (Figura 61).

Como se discutió previamente, el tectonismo ha sido un proceso particularmente importante para el modelado del paisaje en la región. Es el proceso endógeno generador de un relieve de muy altas elevaciones (5.000 m.s.n.m. hacia el cordón límite) que a su vez es condicionante del clima y, por ende, de los procesos exógenos que actúan sobre las rocas estructuradas. Estos son los procesos glaciares, periglaciares, fluviales, de remoción en masa y kársticos. Cada uno de ellos actúa sobre el paisaje en distintos sectores y con distintas intensidades. Por ejemplo, en la actualidad puede decirse que los procesos de remoción en masa y fluvial son dominantes y eso se refleja en la abundancia de geoformas de dicho origen. Por otro lado, la mera presencia de geoformas kársticas, no implica que se haya formado un paisaje kárstico ya que su desarrollo es pobre, contrariamente a los procesos glaciares y periglaciares que si bien no poseen hoy un gran desarrollo, en el pasado fueron los grandes modeladores del relieve. De esta manera, puede establecerse que el paisaje de la región es de tipo compuesto.

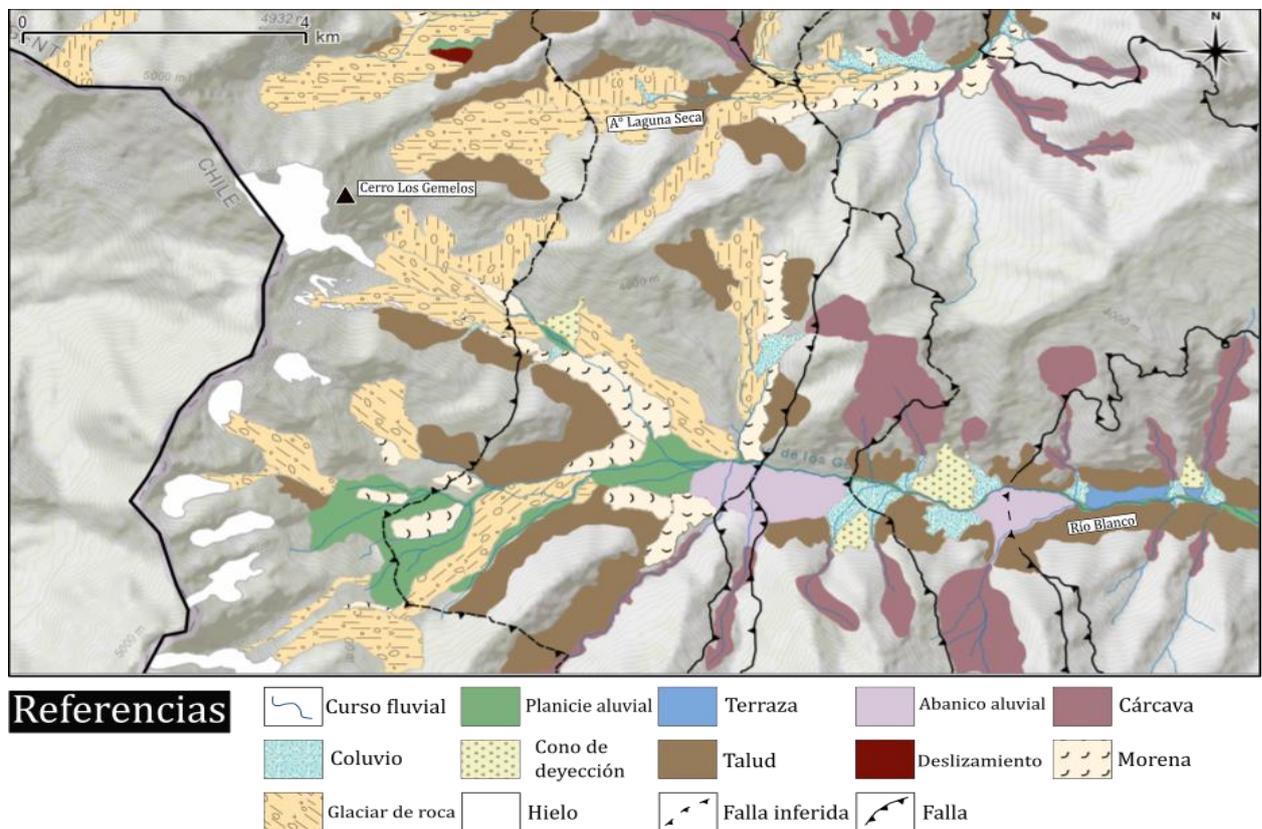


Figura 61. Mapa geomorfológico de la comarca.

A simple vista, lo primero que se aprecia cuando se visita la comarca es que sus valles, ahora labrados por el río Blanco al sur y el arroyo Laguna Seca al norte, fueron antiguamente amplios valles glaciares. Por eso, por más que hoy en día la morfología en forma de “U” haya sido paulatinamente modificada por procesos fluviales y de remoción en masa, las altas inclinaciones de las laderas y los relictos de hielo en las cabeceras nos señalan su pasado glaciar (Figura 62a y b). Siguiendo a Pereyra (1996), estos glaciares desarrollaron su mayor extensión hacia el Pleistoceno, cuando fluctuaciones climáticas del planeta permitían, en consecuencia de ciclos astronómicos, avances y retrocesos de las masas de hielo. Hacia el cordón limítrofe pueden encontrarse varios circos glaciares, de los cuales algunos aún albergan hielos como en el cerro Los Gemelos (Figura 62a y b), otros se hallan vacíos formando *cols*, *arêtes* y *horns* al coalescer dos o tres de ellos. Inmediatamente al sur de la zona de estudio se encuentra la mayor acumulación de hielo de la región, los ventisqueros del Plomo, que dan origen a un glaciar que labra un importante valle en dirección sur primero, para luego dar lugar al río homónimo al girar hacia el este.



Figura 62. A - Vista general hacia el oeste del valle del río Blanco. Nótese las empinadas laderas labradas por antiguos glaciares y los relictos de los mismos en las cabeceras del valle. B - Glaciar emplazado en circo del cerro Los Gemelos hacia las cabeceras del valle.

De igual notoriedad son las geoformas de depositación glaciaria que, a lo largo y ancho de los distintos valles principales y valles colgados, pueden encontrarse como morenas laterales y frontales (Figura 63). Como el proceso glaciario se encuentra disminuido en la actualidad y no se han realizado estudios de detalle en los depósitos morénicos, es difícil identificar su génesis específica, es decir, si son de fondo, laterales, centrales, terminales o de ablación. Sin embargo, puede inferirse que los depósitos que se encuentran sobre las laderas opuestas de los amplios valles y los depósitos que alcanzan las extensiones más orientales de la zona en estudio corresponden a morenas que se generaron durante un período de gran intensidad del proceso glaciario, ya que su formación implica necesariamente una masa glaciaria de un gran volumen.



Figura 63. Los distintos depósitos morénicos se encuentran señalados por líneas punteadas. Hacia el sector izquierdo de la imagen se observa que las laderas de la cuchilla Mirador se encuentran moldeadas por morenas laterales formadas por los antiguos glaciares que fluían desde el cerro Los Gemelos. Hacia el centro se observan crestas morénicas de un episodio glacial de menor envergadura.

Dentro de las geoformas originadas por los procesos periglaciares se destacan principalmente los glaciares de rocas (Figura 64a), hallándose los activos en las zonas de mayor altitud e inactivos hacia el sector oriental, donde la altitud es menor. Cabe resaltar que si bien los glaciares de roca de

mayor superficie son los que ocupan el centro de los valles principales, los afluentes a estos son generalmente de origen criogénico, es decir, desde las laderas de los valles y no desde los circos. Otra característica particular que se ha podido apreciar al confeccionar el mapa geomorfológico es que las geoformas periglaciares alcanzan sectores más orientales en el valle del arroyo Laguna Seca que en el valle del río Blanco. Como puede observarse en la Figura 65, esto probablemente se deba a que el primero se encuentra considerablemente más elevado que el segundo y por eso se dan condiciones más propicias para generación de geoformas periglaciares. Esta diferencia en altitud de aproximadamente 500 metros posiblemente sea consecuencia de una mayor erosión ocasionada por el proceso glaciario en el río Blanco que en el arroyo Laguna Seca, al haber albergado el primero glaciares de mayor tamaño. Esta cuestión no solo se deduce a partir de la simple comparación del tamaño de los valles, si no que si se compara la cantidad de circos que desembocan en cada uno, se encuentra que el valle del río Blanco posee múltiples zonas de aporte a diferencia del valle del arroyo Laguna Seca (ver Figura 51, sección 5.2).

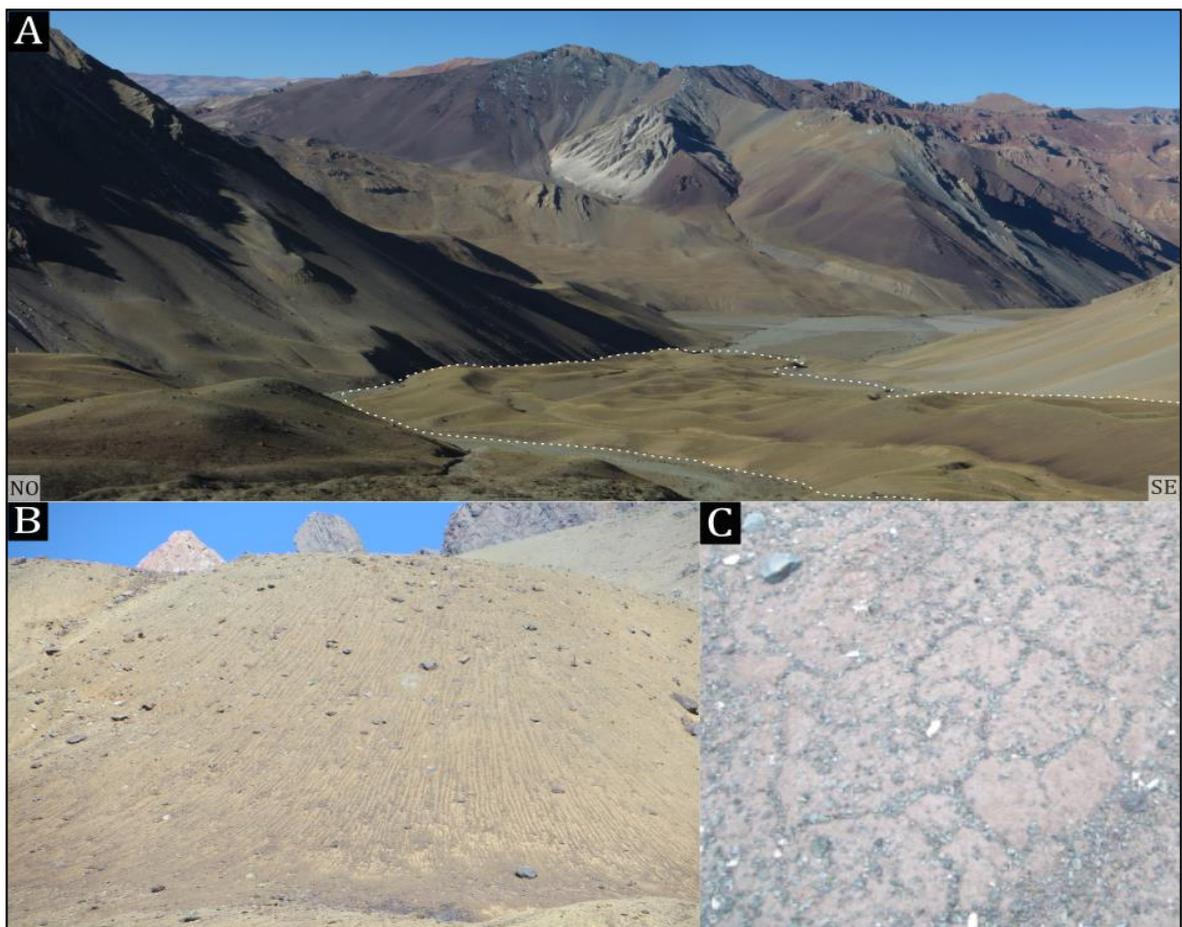


Figura 64 A- Glaciares de roca descendiendo hacia el valle del río Blanco. B - Listas de piedra en la cabecera del valle del río Blanco. C - Suelos poligonales en la quebrada de Los Vientos (tomada de Peluffo, 2020).

Por otro lado, se han identificado también geoformas menores de origen periglaciario. Estas son algunas listas de piedras (Figura 64b) y suelos poligonales (Figura 64c) halladas en las cercanías de los circos glaciarios, hacia el sector del cordón limítrofe. A diferencia de los glaciares de roca inactivos, puede afirmarse que estas geoformas son actuales, pues al ser fenómenos superficiales, hubiesen sido erosionadas con el correr del tiempo. Es por ello que también se las encuentra hacia el sector occidental del mapa, donde las mayores altitudes permiten condiciones climáticas que propician los ciclos de congelamiento y descongelamiento necesarios para su formación (Summerfield, 1991).

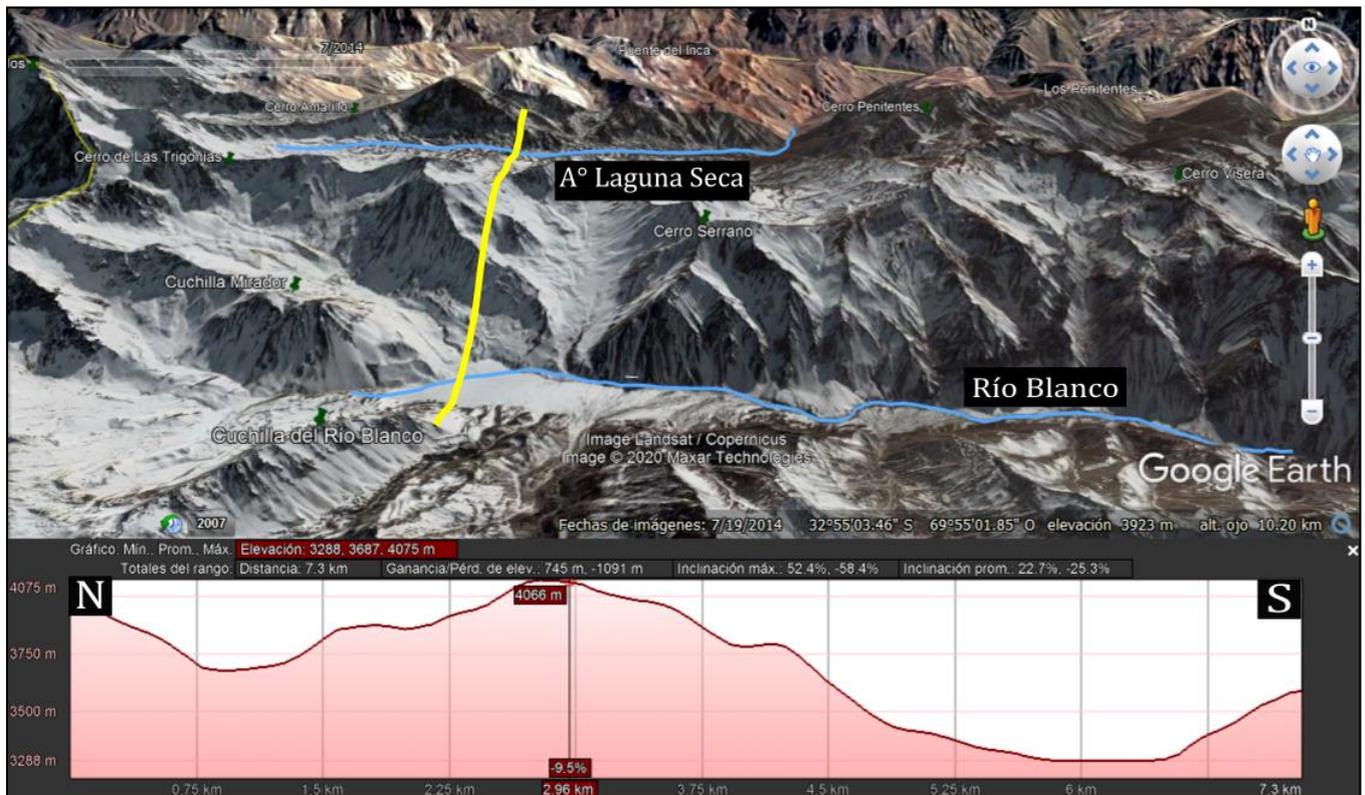


Figura 65. Fotografía y perfil de elevación extraído de Google Earth para la transecta norte – sur de color amarillo, cruzando los valles del río Blanco y de arroyo Laguna Seca. Nótese la diferencia en altitud entre ambos valles.

Hoy llamamos a estos valles por los nombres de los ríos que los labran, denotando la importancia del proceso fluvial en la actualidad. Desde las cabeceras de los valles, donde bisectan las geoformas glaciarias y periglaciares mencionadas previamente y desde los laterales, donde generan desde angostas hasta amplias cárcavas, depositan coluvios y generan abanicos aluviales y pequeños cursos de agua corriente que fluyen hacia las depresiones principales para formar el río

Blanco al sur y el arroyo Laguna Seca al norte. El primero, al transitar por un valle considerablemente más amplio, muestra un hábito entrelazado en los primeros kilómetros de su curso (Figura 66a y c) para luego encajonarse al atravesar las rocas basamentales de litología más difícil de erosionar hacia el este, aunque también es posible encontrar sectores donde el valle es lo suficientemente amplio para que el río genere niveles de terrazas aluviales. Por su parte, el arroyo Laguna Seca fluye generalmente como un curso recto. Esta característica probablemente se deba a que como se mencionó anteriormente, el valle se encuentra ocupado por glaciares de roca y morenas que condicionan el curso del cauce (Figura 66b) sumado a que los hielos del cerro Los Gemelos drenan al sureste hacia el valle del río Blanco, en lugar de hacia el este, constituyendo entonces el arroyo Laguna Seca un curso fluvial de menor caudal.

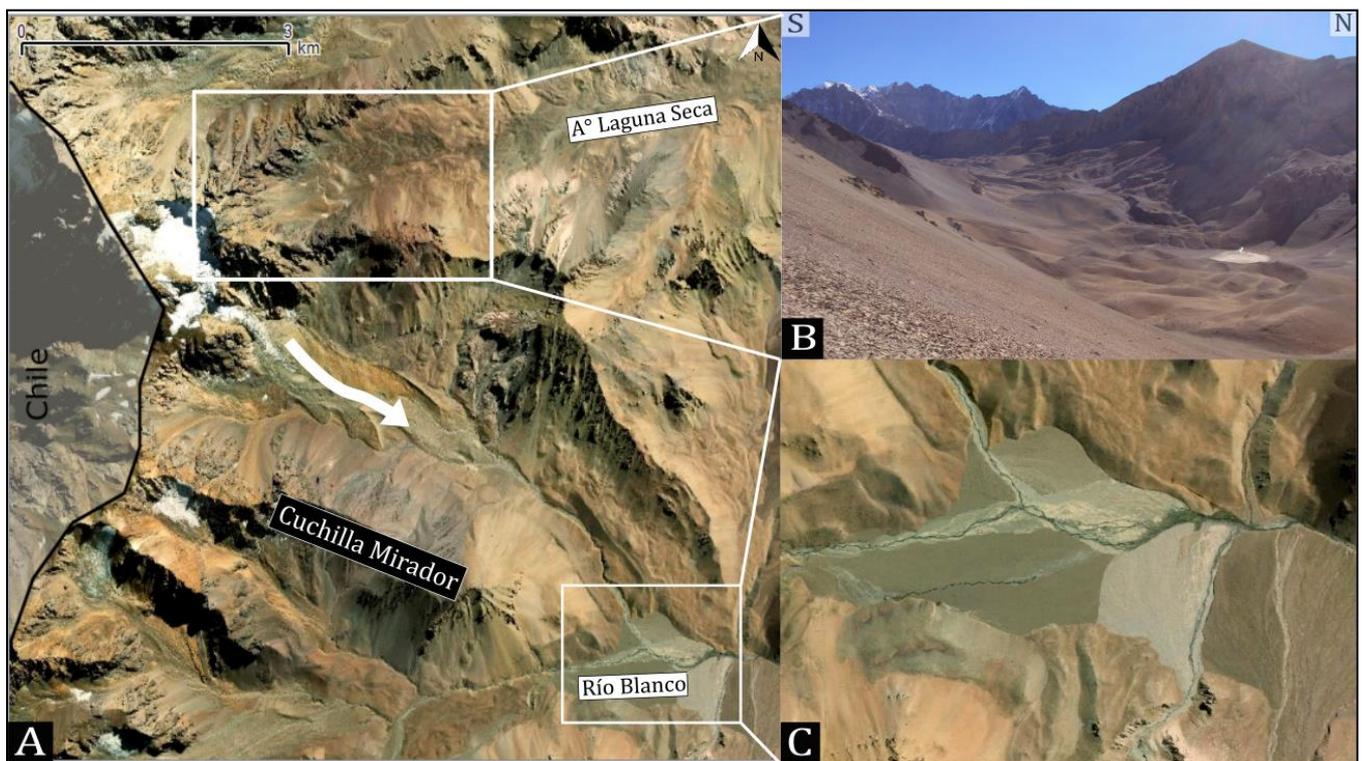


Figura 66. A- Imagen satelital extraída del servicio satelital ESRI. Puede apreciarse los hielos del Cerro Los Gemelos que desembocan al sureste, hacia el valle del río Blanco. La flecha blanca indica el sentido del flujo de hielo y agua por fusión de los mismos. B – Cabecera del valle del arroyo Laguna Seca. Apréciase los numerosos glaciares de roca y morenas por los cuales transita el arroyo. Hacia el fondo, puede distinguirse que los hielos se ubican a la espalda de la cabecera. C – Detalle del hábito entrelazado del río Blanco en los primeros kilómetros de su amplio valle. Hacia el sector inferior izquierdo de la imagen pueden apreciarse amplios abanicos aluviales.

El principal resultado de los procesos de remoción en masa es el moldeado de las laderas de los valles principales y valles subsidiarios. Estos aparecen en forma de cono de derrubios o talud, y se observan distribuidos en la totalidad de la extensión del mapa. Una observación interesante es la marcada diferencia entre los taludes septentrionales y australes de los valles principales. Como es posible distinguir en la Figura 61, estos valles se desarrollan en sentido latitudinal y, al encontrarse el área de estudio en el hemisferio sur, las laderas que miran hacia el norte reciben mayor insolación a lo largo del año, ya que el sol transita el cielo terrestre de este a oeste con un leve ángulo respecto al círculo ecuatorial. Por esa razón, las laderas que miran al sur generan un cono de sombra al amanecer y al atardecer cuando el sol se encuentra bajo en el cielo. Esto influye directamente en las geoformas observadas en cada ladera. Los taludes de las laderas australes inclinan considerablemente menos que los septentrionales y son de mayor tamaño (apreciable en el perfil de elevación de la Figura 65). Los grandes abanicos aluviales del valle del río Blanco se generan en la ladera sur (Figura 66c). Los glaciares de roca criogénicos suelen desprenderse desde laderas que miran al sur, quizás por su mayor inclinación o incluso por ser poseer temperaturas más bajas. En varias de las distintas imágenes incluidas en el capítulo puede apreciarse la insolación diferencial entre laderas, e incluso en la Figura 67a y b, se visualiza como luego de una intensa nevada acontecida durante la campaña, las laderas que miran al sur mantuvieron la nieve mientras que las que miran al norte se descubrieron rápidamente.



Figura 67. A- Vista hacia la cuchilla Mirador al oeste el mismo día de la nevada. B – Misma vista al día siguiente. Las laderas que miran al norte se descubrieron de nieve al recibir una prolongada insolación durante el día.

Por último, el proceso kárstico se encuentra presente aunque muy subordinadamente. El desarrollo del mismo se debe fundamentalmente a la solubilidad de los yesos del oxfordiano superior de la Formación Auquilco y, por ende, se encuentra circunscripto a los sectores donde estos afloran. Las geoformas que han podido ser identificadas son principalmente dolinas (Figura 68a) y, mencionada por Martos (2017) inmediatamente al sur de la zona de estudio, simas que indican un desarrollo un poco más avanzado del paisaje kárstico (Figura 68b). Se han identificado también precipitaciones de yeso en muchos cursos efímeros desde las laderas de los valles hacia los ríos principales. Particularmente, se pudo apreciar en gran abundancia este fenómeno en las

cercanías de la falla La Yesera, donde se generan grandes extrusiones de yeso, que luego al ser lavadas por lluvias generan escorrentías cargadas de yeso disuelto que al bajar por la ladera se impregna en la vegetación (Figura 68c).



Figura 66. A – Dolina en la quebrada de Los Vientos, sector suroeste del área de estudio. Tomada de Peluffo (2020). B – Sima en el valle del Potrero Escondido. Tomada de Martos (2017). C –Precipitaciones de yeso en la ladera sur del valle del río Blanco en las cercanías del fallamiento La Yesera.

Resumiendo, en la zona de estudio se puede reconocer un paisaje compuesto, con predominio de los procesos fluviales y de remoción en masa hacia el este, y de los procesos periglaciarios hacia el oeste. Subordinadamente, se hallan relictos del proceso glaciario hacia el oeste, que en el pasado era el proceso predominante, y una leve participación del proceso kárstico.

El relieve de la región es montañoso de muy elevadas alturas, que se incrementan hacia el oeste donde se halla el cordón limítrofe y divisoria de aguas, y de laderas de grandes inclinaciones, especialmente las orientadas hacia el sur. Las rocas modeladas por los procesos geomorfológicos

son sustratos rocosos resistentes del basamento volcánico y metamórfico hacia el este, un sector central de gran extensión con sustratos menos resistentes de la secuencia mesozoica sedimentaria, y un sector occidental con secuencias volcánicas y volcanoclásticas resistentes, que constituyen las mayores elevaciones de la región.

El clima de la región es árido y de altura, resultando en una escasísima presencia de vegetación, que se encuentra circunscripta a las zonas bajas de las laderas, en particular, a algunos conos aluviales y abanicos.

El régimen hidrológico tiene un diseño subdendrítico hacia occidente donde diversos cursos de escorrentía de lluvias y deshielo de las cumbres englazadas corren hacia el este hasta formar los cursos fluviales principales de la zona, el arroyo Laguna Seca y el río Blanco. Hacia el este, estos cursos se encauzan y labran sus valles encajonándose. Desde las laderas de los valles, que se desarrollan en un sentido oeste - este, se forman numerosos afluentes que generan que hacia este sector, la red de drenaje adquiera un diseño subparalelo de textura media. Localmente, se encuentran algunos diseños distributarios en los abanicos aluviales que se forman a partir de los mayores afluentes que fluyen hacia los valles principales.

Como evolución del paisaje se propone que inicialmente el ascenso tectónico de la región generó las elevaciones necesarias para el desarrollo de una cuenca intermontana y desarrollo del proceso fluvial hacia el Cretácico Tardío, en ese entonces con flujo predominante hacia el oeste. Posteriormente hacia el Mioceno, se producen nuevos ascensos regionales que rejuvenecieron el paisaje desarrollándose principalmente procesos fluviales, ya con vergencia al este, y de remoción en masa. Con la continuación de la estructuración a lo largo del Mioceno y alcanzando el Pleistoceno, coincidieron las condiciones de elevaciones y temperaturas globales propicias para el desarrollo del proceso glaciario. En dicho momento, se labraron los amplios valles glaciarios en forma de "U", y se modelaron las crestas de los cordones montañosos. Hacia el Holoceno, con la retirada de los glaciares, se produjo la depositación de las geoformas glaciares de retroceso, se desarrolla el proceso periglaciario hacia los sectores más elevados de la cuenca, y se comenzó a modificar el relieve a partir de los procesos de remoción en masa, fluvial, y en menor medida, kárstico.

7. Historia Geológica

A partir de la información recolectada en la campaña, y apoyándose en la consulta de una extensa recopilación bibliográfica, se presenta a continuación una síntesis de la evolución tectono - sedimentaria de la zona de estudio comprendida en este trabajo.

La historia se inicia hacia el intervalo Carbonífero - Pérmico Temprano, en un contexto en el que la zona de estudio constituía un ambiente de retroarco invadido por el océano, donde se depositaban sedimentos en facies de turbiditas (Ramos, 1985a) que hoy se agrupan bajo el nombre de Formación Alto Tupungato. Este arco magmático se encontraba hacia el oeste, donde hoy se halla la Cordillera de la Costa (del Rey et al., 2016), aunque también se encuentran algunas evidencias de aquel magmatismo en cuerpos que intruyen a la unidad, unos pocos kilómetros al norte del área de estudio (Pérez y Ramos, 1996).

La Formación Alto Tupungato resultó intensamente deformada durante la fase orogénica Sanrafaélica de edad pérmica temprana, que se evidencia como discordancia regional que la limita con el Grupo Choiyoi (Pérmico Temprano - Triásico Temprano a Medio), que la suprayace. Las rocas de este grupo consisten en rocas volcánicas producto de un magmatismo bimodal que se emplazaron como un LIP (*Large Igneous Province*) en un contexto en el que se generó un subplacado basáltico en la base de la corteza (Ramos y Folguera, 2009; Martínez y Giambiagi, 2010) a partir de la verticalización de la losa luego de un período de subducción subhorizontal. Del Rey et al. (2016) (Figura 67), concuerdan con dicha propuesta, pero además agregan que no existió interrupción alguna del arco magmático. Por otro lado, Kleiman y Japas (2009), proponen un período de interrupción de la subducción a partir de la ruptura de la losa luego de un evento de subducción horizontal.

Pérmico medio - Triásico

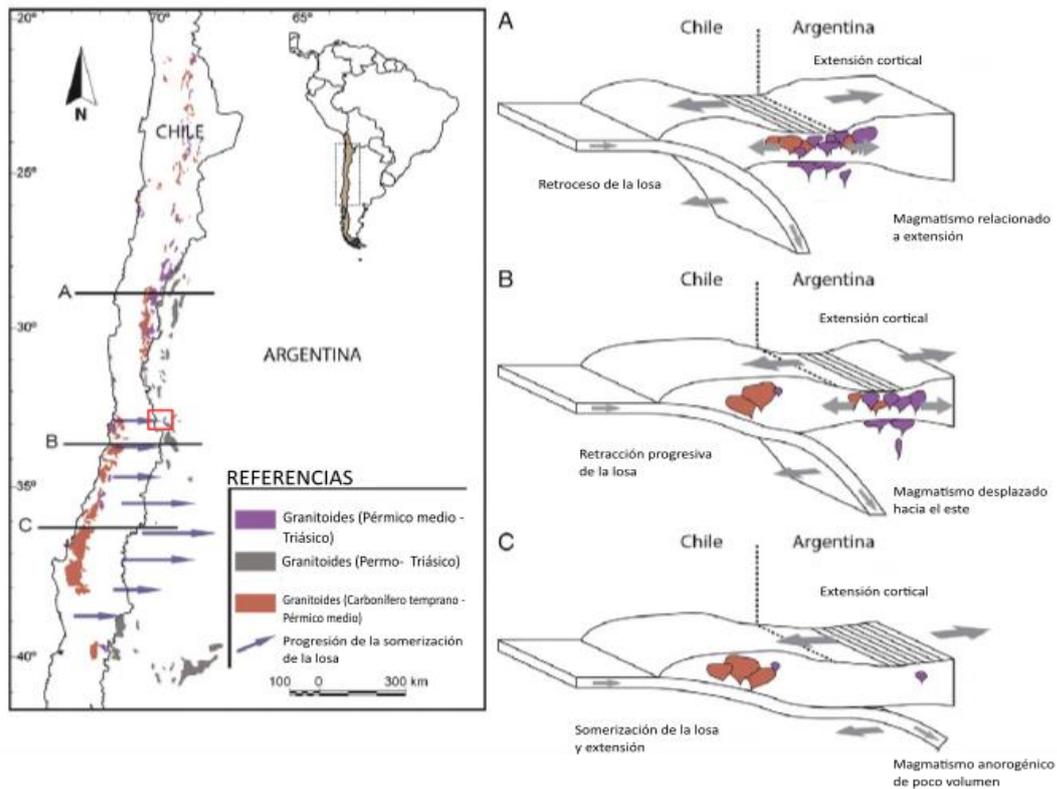


Figura 65. Se presentan 3 esquemas de la dinámica del margen a distintas latitudes, ilustrando los subplacados magmáticos generados en la corteza a partir de las variaciones en la inclinación de la losa. En recuadro rojo se indica la zona correspondiente a este trabajo. Tomado y modificado de Del Rey et al. (2016).

Hacia fines del Triásico e inicios del Jurásico, la zona de estudio constituyó un alto topográfico denominado Alto del Tigre, que separó a la cuenca de La Ramada de la cuenca neuquina, las cuales se encontraban bajo un régimen extensional activo (Lo Forte, 1996). Hacia el Calloviano, la subsidencia permitió que estas cuencas se unan e ingrese el océano. Este fenómeno se refleja en las rocas del Grupo Lotena, que se identifican como las calizas transgresivas de la Formación La Manga, sucedidas hacia el Oxfordiano tardío por una retirada del océano que produjo el desarrollo de un ambiente marino restringido en el que se depositaron las evaporitas de la Formación Auquilco (Gulisano et al., 1984).

El desarrollo de arcos volcánicos externos y su retracción, controlado por los ángulos de subducción de la losa oceánica serán los que condicionen los ambientes de depositación de la zona (Ramos, 1985a) durante el desarrollo de la cuenca jurásico - cretácica.

Hacia el Kimmeridgiano, inicia la sedimentación del Grupo Mendoza con las pelitas, arenas y conglomerados continentales de la Formación Tordillo, depositadas dentro de una cuenca ubicada por detrás del arco volcánico externo que resultaba afectada por un régimen extensional. Este régimen ha podido ser determinado a partir de observaciones realizadas durante la campaña, como las fallas normales de pequeña escala halladas dentro del afloramiento en la cuchilla Mirador y el comportamiento de la falla La Yesera que pareciera condicionar cambios de espesor en la unidad, la cual habría sido depositada en hemigrábenes que se fueron profundizando hacia el oeste hasta coalescer lateralmente con las secuencias volcánicas y volcanoclásticas de la Formación Río Damas, depositada en la cuenca de intraarco (Sanguinetti y Cegarra, 1991). Las observaciones de estos autores, que describen acuñamientos y fuertes variaciones faciales, sumadas a las de Vicente y Leanza (2009), que señalan hemigrábenes con relleno característico en abanico, refuerzan la hipótesis de un régimen tectónico extensivo.

Para el período Tithoniano - Valanginiano temprano, el arco volcánico se retrajo e ingresó el océano, permitiendo la instalación de una plataforma carbonática y la depositación de la Formación Vaca Muerta como una alternancia entre calizas y pelitas.

Hacia el Valanginiano se depositó la Formación Mulichinco como areniscas calcáreas alternantes con calizas amarillentas hacia el sector oriental de la cuenca, y facies evaporíticas hacia el sector occidental, evidenciando la somerización del ambiente de sedimentación.

Culminando el Grupo Mendoza, hacia el intervalo Valanginiano tardío - Barremiano temprano, se instala un ambiente plataforma carbonática abierta, oxigenada, en el cual se depositaron las calizas fosilíferas de la Formación Agrio (Figura 68). Hacia el tope de la unidad se observa una discordancia regional, evidenciada por brechas calcáreas que marcan la retirada definitiva del mar de la zona de estudio.

Por encima, mediando un hiato de aproximadamente 30Ma, se apoyan los conglomerados, arenas y pelitas continentales de la Formación Diamante que se depositaron hacia el Albiano medio a Turoniano tardío, en un ambiente fluvial y lacustre dentro de una cuenca de antepaís que registró la migración del bulbo periférico hacia el este (Orts y Ramos, 2006). Este hiato pareciera haber erosionado los depósitos de alcance regional del Grupo Bajada del Agrio, de los que quedan unos escasos relictos en la zona de Confluencia (Aguirre Urreta y Lo Forte, 1996) (Figura 68). Además,

las numerosas evidencias de depositación sinorogénica que presenta la unidad regionalmente (Fennell et al., 2017), la participación de clastos carbonáticos en la unidad (Rosselot, 2017; Gómez et al., 2019), los estratos de crecimiento descritos por Orts y Ramos (2006) inmediatamente al sur, la leve angularidad descrita por Rosselot (2017) y el brechamiento de la Formación Agrio permiten inclinarse por la hipótesis de un hiato de naturaleza erosiva (Figura 68). Por otro lado, la ausencia de esta unidad hacia la región occidental de la zona de estudio, donde el fallamiento La Yesera y, en ocasiones, el fallamiento Las Leñas actúan como hemigrábenes invertidos, sería un indicador de que durante la depositación de la Formación Diamante habría ocurrido ya algún porcentaje de inversión en esos planos de falla. Queda pendiente interpretar el origen de las coladas lávicas que se intercalan con los sedimentos continentales de la unidad y del banco que intercala pelitas y calizas hacia el sector cuspidal de la unidad, para lo que será necesario estudiar con mayor detalle esos afloramientos.

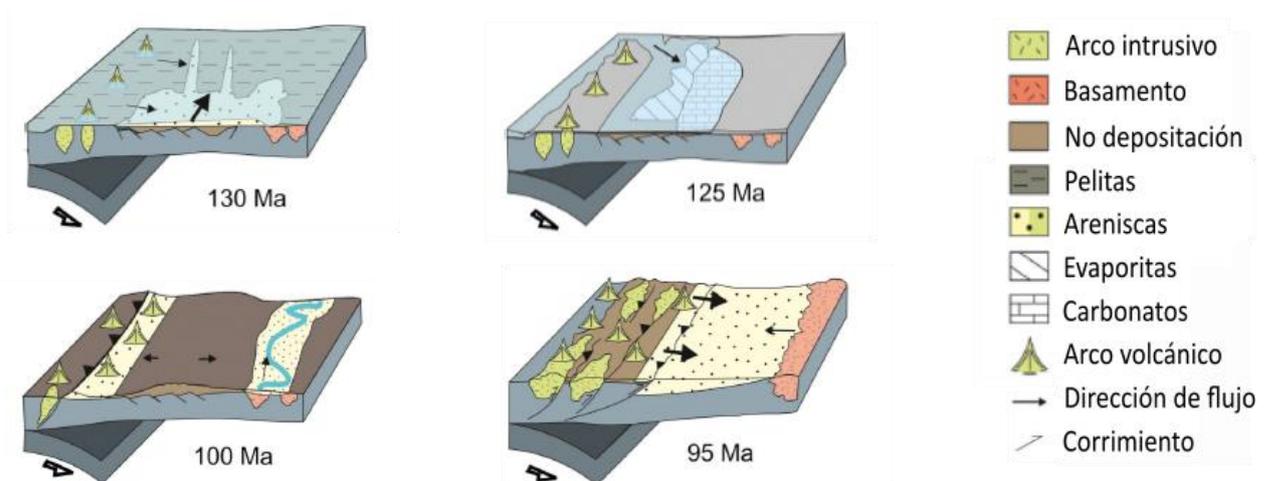


Figura 66. Evolución paleogeográfica de la región para el Cretácico. A los 130 Ma se deposita en la cuenca de retroarco las facies marinas de la Formación Agrio. Seguido luego por la supuesta depositación del Grupo Bajada del Agrio a los 125 Ma, aunque sería erosionado por durante el Cretácico Superior que registra el paso del forebulge y la estructuración de la Cordillera Principal en la Formación Diamante.

Tomado y modificado de Balgord y Carrapa (2016).

Hacia el Santoniano, se depositan las secuencias volcánicas y volcanoclásticas de la Formación Juncal que, siguiendo el criterio de Padva (2000), habrían sido emplazadas en una corteza engrosada producto de la estructuración cretácica. Sin embargo, para poner a prueba esta hipótesis son necesarios más estudios, ya que el análisis geoquímico fue realizado sobre una unidad de la cual no hay dataciones disponibles.

En el Mioceno temprano se deposita la secuencia sinorogénica de los Conglomerados Penitentes que dan lugar a la teoría de que el principal pulso de estructuración andina en la región es el originado por la fase Pehuenche (Vicente, 2005). En la zona de estudio, esto se manifiesta en el corrimiento Penitentes que monta la secuencia mesozoica por sobre los conglomerados que a la vez se encuentran conformados por clastos productos de la erosión. Es lógico interpretar que el resto de los fallamientos principales de la zona como la falla Quebrada Blanca y la conexión de los distintos hemigrábenes a lo largo de una misma línea de falla ocurrieron durante este período. De todos modos, no se desestima la actividad de la fase Quechua del Mioceno Tardío, aunque si se la subordina a la fase Pehuenche. Simultáneamente, se emplazaron varios cuerpos ígneos andesíticos, dacíticos y traquíticos que pueden asociarse a la estructuración y migración del arco hacia fines del Mioceno, el cual a partir de la horizontalización del ángulo de subducción, se desplazó hacia las Sierras Pampeanas. En la actualidad, la horizontalización es completa por lo que el arco volcánico no se desarrolla a estas latitudes. Permanece sin resolver aún el tiempo de levantamiento de la Cordillera Frontal, a partir del cual la zona se levanta solidariamente con un ángulo de entre 7 a 10 grados al oeste. Recapitulando lo discutido en la sección 5.1, las principales propuestas son, por un lado, dos modelos de estructuración vergente al este en los que la estructuración de la Cordillera Principal precede a la de la Cordillera Frontal, uno hacia el Mioceno Tardío (Ramos et al., 2002) y otro hacia el Mioceno medio (Lossada et al., 2020) y, por otro lado, un modelo de estructuración con vergencia al oeste. Este último se originaría a partir de un fallamiento profundo sintético que habría levantado la Cordillera Frontal hacia el Mioceno temprano, estructurándose la faja plegada y corrida del Aconcagua como un retrocorrimiento superficial (Riesner et al., 2017, 2018, 2019). Si bien son necesarios más estudios para resolver esta incógnita, este trabajo descarta esta última hipótesis, a partir de la identificación de un período de estructuración de la Cordillera Principal hacia el Cretácico Tardío.

Por último, hacia el Plioceno – Pleistoceno, el clima global del planeta generó ciclos de glaciaciones, desarrollándose grandes procesos glaciares que resultaron los grandes modeladores del relieve. Luego, hacia el Holoceno, la retirada de los glaciares dio lugar a que predominen los procesos fluviales, periglaciares y de remoción en masa.

8. Conclusiones

A partir de las observaciones realizadas durante la campaña y del estudio de los antecedentes bibliográficos, se han reinterpretado la estratigrafía y estructura de la zona y, por ende, también su evolución geológica. Los aportes brindados por este trabajo pueden resumirse en los siguientes puntos:

- Se reordenaron numerosos afloramientos de sedimentitas de las formaciones Tordillo, Mulichinco y Diamante, de acuerdo a una nueva interpretación basada en análisis litoestratigráficos y nuevas dataciones disponibles.
- Se desestima la correlación entre las formaciones Juncal, Cristo Redentor y Diamante, ya que a partir de nuevas dataciones, se observa que los valores resultan muy distantes como para considerar su coetaneidad. Por otro lado, no se identificó a la Formación Cristo Redentor en la zona de estudio.
- Se levantaron 3 perfiles del Grupo Mendoza en las nacientes del río Blanco que aportan nuevas columnas estratigráficas para su correlación regional. Uno de ellos, de mayor detalle, permitió identificar facies específicas del grupo cercanas al cordón limítrofe que, correlacionándose con otros perfiles cercanos, podría integrarse a una interpretación paleoambiental de nivel regional. A escala de la zona de estudio, se verificó a partir del análisis de las facies perfiladas de las formaciones Vaca Muerta y Agrio que la cuenca neuquino – aconcagüina hacia el Jurásico – Cretácico se desarrolló como una rampa carbonática con una profundización de sus facies hacia el oeste, así como lo ilustran los modelos regionales.
- Se propone la estructuración de la faja plegada y corrida del Aconcagua como un sistema híbrido de piel gruesa y piel fina, a diferencia del tradicional modelo de una estructuración exclusivamente por piel fina que llevó a calcular elevados porcentajes de acortamiento.
- La reinterpretación del modelo estructural, considerando el carácter sinextensional de la Formación Tordillo, permitió desarrollar una sección estructural balanceada innovadora a lo largo del valle del río Blanco. A partir de ella, se estimó un porcentaje de acortamiento en 31,84% y se evalúa que su valor reducido en comparación con los aportados por otros estudios en la zona, responde a la incorporación de la deformación de piel gruesa, en parte cretácica, contemplada en el modelo aquí propuesto. El sector más oriental de la sección, coincide

geográficamente con la construida por Rosselot (2017) y realiza modificaciones estructurales y estratigráficas a la misma.

- La ausencia de la Formación Diamante en los bloques colgantes de los hemigrábenes y el brechamiento observado hacia el techo de la Formación Agrio, junto con otras evidencias publicadas en trabajos antecedentes como los clastos de calizas y volcanitas en la Formación Diamante, permitieron verificar la naturaleza erosiva del hiato entre esta y el tope del Grupo Mendoza. En este período se habría erosionado el Grupo Bajada del Agrio a partir de un estructuramiento hacia Cretácico Tardío, que registró el tránsito del bulbo periférico hacia el este.
- A partir de esta conclusión, se desestima el modelo de vergencia occidental de la deformación en la Cordillera Principal, ya que este implica una deformación simultánea con la Cordillera Frontal, de la cual no hay indicios de estructuración para fines del Cretácico.
- El análisis de la geomorfología de la comarca permitió reconocer que los procesos dominantes en la actualidad son los fluviales y de remoción en masa. A su vez, pudo determinarse que hacia el Pleistoceno el proceso dominante fue el glaciario y que su desarrollo irregular a lo largo y ancho de la zona de estudio, condicionó el desarrollo de los procesos que vemos hoy en día, como por ejemplo, la mayor intensidad del proceso periglaciario en el valle del arroyo Laguna Seca, donde el proceso glaciario fue más débil. Se detectó además un débil desarrollo de ambiente kárstico.

9. Bibliografía

- Aceñolaza, F. G., Toselli, A. J. 1976. Consideraciones estratigráficas y tectónicas sobre el Paleozoico inferior del Noroeste Argentino. 2º Congreso Latinoamericano de Geología, Actas 2:755-764, Caracas.
- Acevedo, E. B. 2018. Estratigrafía del Jurásico en el valle del río Blanco, Cordillera Principal de Mendoza. Trabajo Final de Licenciatura, Universidad de Buenos Aires (inédito), 82 p., Buenos Aires.
- Aguirre-Urreta, M. B. 2001. Marine Upper Jurassic-Lower Cretaceous stratigraphy and biostratigraphy of the Aconcagua-Neuquén Basin, Argentina and Chile. *Journal of Iberian Geology*, 27:71-90.
- Aguirre-Urreta, M. B. y Lo Forte, G. L. 1996. Los depósitos tithoneocomianos. En Ramos, V.A. (ed.) *Geología de la Región del Aconcagua*, Dirección Nacional del Servicio Geológico, Subsecretaría de Minería de la Nación, Anales 24 (14):180-229, Buenos Aires.
- Aguirre-Urreta, M. B., Vennari, V., Lescano, M., Naipauer, M., Concheyro, A., Ramos, V. 2014. Bioestratigrafía y geocronología de alta resolución de la Formación Vaca Muerta, Cuenca Neuquina. IX Congreso de Exploración y Desarrollo de Hidrocarburos. p.245 -268, Mendoza.
- Aguirre-Urreta, M. & Lescano, M., Schmitz, M., Tunik, M., Concheyro, A., Rawson, P., Ramos, V. 2015. Filling the gap: New precise Early Cretaceous radioisotopic ages from the Andes. *Geological Magazine*, 152: 557-564.
- Aguirre-Urreta, M., Schmitz, M., Lescano, M., Tunik, M., Rawson, P., Concheyro, A., Buhler, M., Ramos, V. 2017. A high precision U-Pb radioisotopic age for the Agrio Formation, Neuquén Basin, Argentina: Implications for the chronology of the Hauterivian Stage. *Cretaceous Research*, 75: 193-204.
- Aigner, T. 1982. Calcareous Tempestites: Storm dominated stratification in Upper Muschelkalk Limestones (Middle Trias, SW-Germany). In: Einsele, G., Seilacher, A. (eds) *Cyclic and Event Stratification*. Springer, Berlin, 180-198.
- Allmendinger, R.W., Gubbels, T. 1996. Pure and simple shear plateau uplift, 635 Altiplano-Puna, Argentina and Bolivia. *Tectonophysics*, 259:1-13.
- Armijo, R., Rauld, R., Thiele, R., Vargas, G., Campos, J., Lacassin, R., Kausel, E. 2010. The West Andean Thrust, the San Ramón Fault, and the seismic hazard for Santiago, Chile. *Tectonics* 29, TC2007.

- Arregui, C., Carbone, O., Sattler, F. 2011. El Grupo Lotena (Jurásico medio tardío) en la Cuenca Neuquina. Relatorio del XVIII Congreso Geológico Argentino: Geología y Recursos Naturales de la Provincia del Neuquén, p.91-98.
- Astini, R., Ramos, V. A., Benedetto, J. L., Vaccari, N. E. & Cañas, F. L. 1996. La Precordillera: unterreno exótico a Gondwana. In: XIII Congreso Geológico Argentino y III Congreso Exploración de Hidrocarburos, Buenos Aires, 5, 293–324.
- Azcuy, C.L., 1993. Las secuencias sedimentarias neopaleozoicas. Relatorio del XII Congreso Geológico Argentino Geología y Recursos Naturales de Mendoza, 1: 41-52.
- Azcuy, C. y Caminos, R. 1987. Diastrofismo. En S. Archangelsky (ed.) El Sistema Carbonífero en la República Argentina. Academia Nacional de Ciencias, 239-251, Córdoba.
- Balgord, E.A. 2016. Triassic to Neogene Evolution of the Andean Retroarc: Neuquén Basin, Argentina. Department of Geosciences, The University of Arizona. Ph.D. Thesis, 177p., Arizona.
- Balgord, E.A. y Carrapa, B. 2016. Basin evolution of Upper Cretaceous-Lower Cenozoic strata in the Malargüe fold-and-thrust belt: northern Neuquén Basin, Argentina. Basin Research 28: 183-206.
- Brusca, R.C.; G.J. Brusca. 2003. Invertebrates. 2ª ed. Sinauer Associates, Massachussets, 936 pp. 9: 45-47.
- Camacho, H. 2007. Los invertebrados fósiles. 1ª ed. Fundación de Historia Natural Félix de Azara: Universidad Maimónides, 2007. 800 p.
- Caminos, R., 1965. Geología de la vertiente oriental del cordón del Plata Cordillera frontal de Mendoza. República Argentina. Revista de la Asociación Geológica Argentina, 20(3): 351- 392.
- Caramés, A. 2011. Foraminíferos de la Formación Agrio (Cretácico Inferior), Cuenca Neuquina, República Argentina," Ameghiniana 48(1), 78-102.
- Carrasquero, S. I., Rubinstein, N. A., Gómez, A. L., Chiaradia, M., Fontignie, D., Valencia, V. A. 2018. New insights into petrogenesis of Miocene magmatism associated with porphyry copper deposits of the Andean Pampean flat slab, Argentina. Geoscience Frontiers, 9(5):1565-1576.
- Cegarra, M.I. 1994. La faja plegada y corrida de la cordillera principal entre Puente del Inca y Las Cuevas, Alta Cordillera de Mendoza, Argentina. Tesis doctoral, Facultad de Ciencias Exactas y Naturales. Universidad de Buenos Aires (inédito). 290 p. Buenos Aires.
- Cegarra, M.I. y Ramos, V.A. 1996. La faja plegada y corrida del Aconcagua. V.A. En Ramos, V.A. (ed.), Geología de la región del Aconcagua, provincias de San Juan y Mendoza. Dirección

Nacional del Servicio Geológico, Subsecretaría de Minería de la Nación, Anales 24 (14): 387-422, Buenos Aires.

- Charrier, R. 1973. Interruptions of spreading and the compressive tectonic phases of Meridional Andes: *Earth and Planetary Science Letters*, v. 20, p. 242-249
- Charrier, R., Ramos, V. A., Tapia, F., y Sagripanti, L. 2014. Tectonostratigraphic evolution of the Andean Orogen between 31 and 37° S (Chile and Western Argentina). *Geological Society, London, Special Publications* 399 (1): 13-61.
- Nullo, F., Combina, A. 2011. Ciclos tectónicos, volcánicos y sedimentarios del Cenozoico del sur de Mendoza-Argentina (35°-37°S y 69°30'W). *Andean Geology*. 38. 198-218.
- Cortés, J. M., González Bonorino, G., Koukharsky, M., Brodtkorb, M. y Pereyra, F. 1999a. Memoria y mapa geológico a escala 1:100.000 de la Hoja Geológica 3369-03 "Yalguaráz", provincia de Mendoza. Subsecretaría de Minería de la Nación, Dirección Nacional del Servicio Geológico, Buenos Aires, Boletín 280, Reporte técnico, 120 pp.
- Cortés, J. M., González Bonorino, G., Koukharsky, M., Brodtkorb, M. y Pereyra, F. 1999b. Memoria y mapa geológico a escala 1:100.000 de la Hoja Geológica 3369-09 "Uspallata", provincia de Mendoza. Subsecretaría de Minería de la Nación, Dirección Nacional del Servicio Geológico, Buenos Aires, Boletín 281, 164 pp.
- Costa C. H., Gardini, C. E. y Schmidt, C. J. 1998: Dataciones $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ y rasgos estructurales de la Formación Cerro Varela (Triásico), provincia de San Luis. Nota Breve. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 53 (2): 282-285.
- Cristallini, E. O. y Ramos, V.A. 1996. La faja plegada y corrida de La Ramada. En Ramos, V.A. (ed.), *Geología de la región del Aconcagua, provincias de San Juan y Mendoza*. Dirección Nacional del Servicio Geológico, Subsecretaría de Minería de la Nación, Anales 24 (14): 349-386, Buenos Aires.
- Darwin, C. 1846. *Geological observations on South America: Being the third part of the geology of the voyage of the Beagle, under the command of Capt. Fitzroy, RN during the years 1832 to 1836* (3). Smith, Elder and Company, 279p. London.
- Dellapé, D.A., Pando, G.A., Uliana, M.A. & Musacchio, E.A. 1978. Foraminíferos y ostrácodos del Jurásico en las inmediaciones del arroyo Picún Leufú y la ruta 40 (provincia del Neuquén, Argentina) con algunas consideraciones sobre la estratigrafía de la Formación Lotena. 7° Congreso Geológico Argentino, Actas 2: 489-507. Buenos Aires.

- Dellapé, D, Mombrú, A.C., Pando, G.A., Riccardi, A.C., Uliana, M.A., Westermann, G. 1979. Edad y correlación de la Fm. Tábanos en Chacay Melehue y otras localidades de Neuquén y Mendoza. Consideraciones sobre la distribución y significado de las sedimentitas Lotenianas. Obra Centenario. Mus. La Plata, Paleontología, 5: 81-105. La Plata.
- Del Rey, A., Deckart, K., Arriagada, C., y Martínez, F. 2016. Resolving the paradigm of the late Paleozoic–Triassic Chilean magmatism: Isotopic approach. *Gondwana Research*, 37: 172-181.
- Digregorio, J.H. & Uliana, M.A. 1980. Cuenca Neuquina. En: Turner, J.C.M. (Ed.): 2º Simpósio de Geología Regional Argentina, Academia Nacional de Ciencias 2: 985-1032. Córdoba.
- Dickinson, W. R., Beard, L. S., Brakenridge, G. R., Erjavec, J. L., Ferguson, R. C., Inman, K. F. y Ryberg, P. T., 1983. Provenance of North American Phanerozoic sandstones in relation to tectonic setting. *Geological Society of America Bulletin*, 94(2), 222-235.
- Epard, J-L, Groshong, Jr, R. 1993. Excess area and depth to detachment. *The American Association of Petroleum Geologists Bulletin* 77: 1291-1302.
- Esteban, M. y Klappa, C.F. 1983. Subaerial exposure environment. En: Scholle, P.A., Bebout, D.G. y Moore, C.H. (eds.) *Carbonate Depositional Environments*, American Association of Petroleum Geologists, Memoir 33: 1-54, Tulsa.
- Farías, M., Comte, D., Charrier, R., Martinod, J., David, C., Tassara, A., Tapia, F., Fock, A. 2010. Crustal-scale structural architecture in central Chile based on seismicity and surface geology: Implications for Andean mountain building. *Tectonics*, 29(3): 22 p.
- Fennell, L.M., Naipauer, M., Folguera, A. 2017. El movimiento intersenoniano de Pablo Groeber en el norte de Neuquén y sur de Mendoza: bases de la primera orogenia andina. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 74 (1): 59 – 73.
- Fischer, A., Arthur, M. 1977. Secular variations in the pelagic realm. En H. Coof y P. Enos (eds.) *Deep – Water Carbonate Environments*. Society Economic Paleontologists Mineralogists, Special Publications 25: 19-50, Tulsa.
- Flugel, E. 2010. *Microfacies of Carbonate Rocks: Analysis, Interpretation and Application*. Springer Science & Business Media, 2010. 984p.
- Folguera, A., Heredia, N., Collo, G., Contreras-Reyes, E., Maksymowicz, A., Álvarez, O., Gianni, G., Navarrete, C., Echaurren, A., Orts, D., Rapallini, A., Oliveros, V., Martínez, F., Turienzo, M., Giambiagi, L. 2018. *The evolution of the Chilean-Argentinean Andes*. Springer Earth System Sciences, 564 p.

- Fossa Mancini, E., Feruglio, E y J.C. Yusen de Campana, J. C. 1938. Una reunión de geólogos de YPF y el problema de la terminología estratigráfica. Boletín de Informaciones Petroleras 15 (171): 1-67, Buenos Aires
- Gansser, A. 1973. Facts and theories on the Andes. Journal of the Geological Society, 129: 93-131.
- Giambiagi, L. 2000. Estudio de la evolución tectónica de la Cordillera principal de Mendoza, en el sector comprendido entre los 33°30' y los 33°45' S. Tesis doctoral, Facultad de Ciencias Exactas y Naturales, Universidad de Buenos Aires. 255 p. Buenos Aires.
- Giambiagi, L. 2003. Deformación cenozoica de la faja plegada y corrida del Aconcagua y Cordillera Frontal: entre los 33°30' y 33°45'S. Revista de la Asociación Geológica Argentina, 58: 85-96.
- Giambiagi, L., Ramos, V. 2002. Structural evolution of the Andes between 33°30' and 33°45' S, above the transition zone between the flat and normal subduction segment, Argentina and Chile. Journal of South American Earth Sciences, 15: 99-114.
- Giambiagi, L., Tunik, M., Ghiglione, M. 2001. Cenozoic tectonic evolution of the Alto Tunuyán foreland basin above the transition zone between the flat and normal subduction segment (33°30'–34°S), western Argentina. Journal of South American Earth Sciences, 14: 707-724.
- Giambiagi, L., Álvarez, P., Godoy, E., Ramos, V. 2003. The control of pre-existing extensional structures on the evolution of the southern sector of the Aconcagua fold and thrust belt, southern Andes. Tectonophysics, 369: 1-19.
- Giambiagi, L., Álvarez, P., Bechis, F., Tunik, M. 2005. Influencia de las estructuras de rift triásico-jurásicas sobre el estilo de deformación en las fajas plegadas y corridas de Aconcagua y Malargüe, Mendoza. Revista de la Asociación Geológica Argentina, 60: 662-671.
- Giambiagi, L, Mescua, J., Bechis, F., Tassara, A. & Hoke, G. 2012. Thrust belts of the Southern Central Andes: Along-strike variations in shortening, topography, crustal geometry, and denudation. Geological Society of America Bulletin, 124 (7-8), 1339-1351.
- Gómez, R., Lothari, L., Tunik, M. y Casadio, S. 2019. Onset of foreland basin deposition in the Neuquén Basin (34°-35°S): New data from sedimentary petrology and U–Pb dating of detrital zircons from the Upper Cretaceous non-marine deposits. Journal of South American Earth Sciences 95: 102257, 13p.

- González, C.R., 1977. Oriocrassatella y Stutchburia (Bivalvia) en la ingresión marina del Pérmico inferior de la quebrada de Agua Negra, Departamento Iglesia, provincia de San Juan. (Argentina). *Ameghiniana*, 13(2): 127-140.
- Gonzalez Bonorino, F. 1950. Geologic cross-section of the cordillera de los Andes at about Parallel 33° S.L. (Argentina y Chile). *Geological Society America, Bulletin* 61: 17-86.
- González Díaz, E.F. 1958. Estructuras del basamento y del neopaleozoico en los contrafuertes nordorientales del Cordón del Portillo, provincia de Mendoza. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 12 (2): 98-133.
- Groeber, P. 1918. Estratigrafía del Dogger en la República Argentina. Dirección General de Minas, Geología, Hidrogeología, Boletín 8:5-81. Buenos Aires.
- Groeber, P. 1946. Observaciones geológicas a lo largo del meridiano 70°. 1, Hoja Chos Malal. Sociedad Geológica Argentina, *Revista* 1(3): 117-208. Reimpreso en Asociación Geológica Argentina (1980), Serie C Reimpresiones 1: 1-174.
- Groeber, P. 1951. La Alta Cordillera entre las latitudes 34° y 29° 30'. Instituto de Investigaciones de las Ciencias Naturales. Museo Argentino de las Ciencias Naturales Bernardino Rivadavia, *Revista (Ciencias Geológicas)*, 1 (5): 1-352. Buenos Aires.
- Groeber, P., Stipanovic, P.N., Mingramm, A.G. 1953. Jurásico. En: Geografía de la Argentina. Sociedad Argentina de Estudios Geográficos GAEA 2: 143-347, Buenos Aires
- Gulisano, C.A., Gutiérrez Pleimling, A.R. & Digregorio, R.E. 1984. Esquema estratigráfico de la secuencia jurásica al oeste de la provincia del Neuquén. 9° Congreso Geológico Argentino, *Actas* 1: 236-259. Buenos Aires.
- Gulisano, C.A. , 1988. Análisis estratigráfico y sedimentológico de la Formación Tordillo en el oeste de la provincia de Neuquén , Cuenca Neuquina. Argentina. Universidad de Buenos Aires. Tesis Doctoral (inédita). 235 pp., Buenos Aires.
- Gulisano, C.A y Gutiérrez Pleimling, A., 1995. Field guide: The jurassic of the Neuquén Basin. A) Neuquén province. *Asociación Geológica Argentina, serie E*, 2: 1-111. Buenos Aires.
- Heredia, N., Farías, P. & García-Sansegundo, J., Giambiagi, L. 2012. The Basement of the Andean Frontal Cordillera in the Cordón del Plata (Mendoza, Argentina): Geodynamic Evolution. *Andean geology*, 39: 242-257.
- Hoke, G., Graber, N., Mescua, J., Giambiagi, L., Fitzgerald, P., Metcalf, J. 2015. Near pure surface uplift of the Argentine Frontal Cordillera: insights from (U-Th)/He thermochronometry and

- geomorphic analysis. In Sepúlveda et al. (eds) *Geodynamic Processes in the Andes of Central Chile and Argentina*, Geological Society of London Special Publication 339, 17 p. London.
- IUGS, 1989. *A Classification of Igneous Rocks and Glossary of Terms. Recommendations of the International Union of Geological Sciences Subcommission on the Systematics of Igneous Rocks*. En Le Maitre, R. W. (ed.) Blackwell Scientific Publications, 193 p., Oxford
 - Kay, S. M., Ramos, V., 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.
 - Kietzmann, D., Palma, R., Bressan, G. 2008. Facies y microfacies de la rampa tithoniana-berriasiana de la cuenca neuquina (Formación Vaca Muerta) en la sección del arroyo Loncoche, Malargüe, provincia de Mendoza. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*. 63. 696-713.
 - Kietzmann, D., Vennari, V. 2013. Sedimentología y estratigrafía de la Formación Vaca Muerta (Tithoniano-Berriasiano) en el área del cerro Domuyo, norte de Neuquén, Argentina. *Andean Geology* 40 (1): 41-65.
 - Kietzmann, D.A.; Palma, R.M. 2009. Tafofacies y biofacies de la Formación Vaca Muerta en el sector surmendocino de la Cuenca Neuquina: implicancias paleoecológicas, sedimentológicas y estratigráficas. *Ameghiniana* 46: 321-343.
 - Kietzmann, D.A., Martín-Chivelet, J., Palma, R., López-Gómez, J., Lescano, M., Concheyro, A. 2011. Cyclostratigraphy of a Tithonian carbonate ramp succession (Vaca Muerta Formation), Loncoche Creek, Neuquén Basin, Mendoza Province, Argentina, *American Association Petroleum Geologists, Bulletin*, 95: 1459-1474.
 - Kleiman, L., Japas, M. 2009. The Choiyoi volcanic province at 34°S-36°S (San Rafael, Mendoza, Argentina): Implications for the Late Palaeozoic evolution of the southwestern margin of Gondwana. *Tectonophysics*, 473:283-299.
 - Koukharsky, M. 1997. Informe petrológico. Hoja 3369-09, Uspallata. Provincia de Mendoza: Servicio Geológico Minero Argentino, Reporte técnico, Buenos Aires.
 - Koukharsky, M., Munizaga, F. y Brodtkorb, A. 2000. Edades K/Ar del complejo ígneo mineralizado del cerro Yalguaráz, provincia de Mendoza, Argentina. 9º Congreso Geológico Chileno, 2, 742-744.

- Kozlowski, E., Manceda, R. y Ramos, V. 1993. Estructura. En: Ramos, V. A. (ed.): Geología y Recursos Naturales de Mendoza, 12º Congreso Geológico Argentino y 2º Congreso de Exploración de Hidrocarburos, Relatorio:235-256, Mendoza.
- Lazo, D.G., Cichowolski, M., Rodríguez, D.L., Aguirre Urreta, M.B. 2005. Lithofacies, palaeoecology and palaeoenvironments of the Agrio Formation, Lower Cretaceous of the Neuquén Basin, Argentina. En: Veiga, G.D., Spalletti, L.A., Howell, J.A., Schwarz, E. (Eds.): The Neuquén Basin: a Case Study in Sequence Stratigraphy and Basin Dynamics. Geological Society Special Publication 252: 295-315. Londres.
- Lazo, D.G., Concheyro, A., Ottone, E.G., Guler, M.V., Aguirre Urreta, M.B. 2009. Bioestratigrafía integrada de la Formación Agrio en su localidad tipo, Cretácico Temprano de la Cuenca Neuquina .Revista de la Asociación Geológica Argentina 65: 322-341.
- Leanza, H. A. 1992. Estratigrafía del Paleozoico y Mesozoico anterior a los Movimientos Intermálmicos en la comarca del Cerro Chachil, provincia del Neuquén, Argentina. Revista de la Asociación Geológica Argentina, 45 (3-4): 272-299.
- Leanza, H. A. 2009. Las principales discordancias del Mesozoico de la Cuenca Neuquina según observaciones de superficie. Revista Museo Argentino de Ciencias Naturales, 11 (2): 145-184.
- Leanza, H. A., y Hugo, C. A. 1977. Sucesión de ammonites y edad de la Formación Vaca Muerta y sincrónicas entre los paralelos 35° y 40° l.s., Cuenca Neuquina-Mendocina. Revista de la Asociación Geológica Argentina, 32 (4): 248-264.
- Leanza, H.A., Marchese, H.G. y Riggi, J.C. 1977. Estratigrafía del Grupo Mendoza con especial referencia a la Formación Vaca Muerta entre los Paralelos 35° y 40° l.s., Cuenca Neuquina-Mendocina. Revista de la Asociación Geológica Argentina, 32 (3): 190-208.
- Leanza, H.A. 1992. Estratigrafía del Paleozoico y Mesozoico anterior a los Movimientos Intermálmicos en la comarca del Cerro Chachil, provincia del Neuquén, Argentina. Revista de la Asociación Geológica Argentina 45(3-4): 272-299.
- Legarreta, L. y Gulisano, C.A. 1989. Análisis estratigráfico secuencial de la Cuenca Neuquina (Triásico superior-Terciario inferior). En Chebli, G. y Spalletti, L. (eds.) Cuencas sedimentarias argentinas. Facultad de Ciencias Naturales, Universidad Nacional de Tucumán, Serie Correlación Geológica, 6: 221-243, San Miguel de Tucumán.

- Limarino, C., Caselli, A., Net, L., Gagliardo, M. 1996. A propose of psefite classification relationed to sand and sandstones composition. En: Scasso, R.A. y Limarino, C.O., *Petrología de Rocas Clásticas*, Asociación Argentina de Sedimentología, Publicación Especial, 1: 52-54.
- Linares, E. 2001. Catálogo de edades radimétricas de la República Argentina, 1988-2000. Publicaciones especiales de la Asociación Geológica Argentina. Serie "F" Publicaciones en CD N° 1, Buenos Aires.
- Linares, E. y González, R. R. 1990. Catálogo de edades radimétricas de la República Argentina, 1957-1987. Publicaciones especiales de la Asociación Geológica Argentina. Serie "B" (Didáctica y complementaria), Buenos Aires, 19, 630 pp.
- 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: *J. S. Am. Earth Sci.*, 16 (4): 243-257.
- Lo Forte, G.L. 1992. Evolución paleogeográfica del Mesozoico marino en la región del Aconcagua. Universidad de Buenos Aires, Tesis Doctoral (inérita), 348pp. Buenos Aires.
- Lo Forte, G.L. 1996. Los depósitos jurásicos de la Alta Cordillera de Mendoza. En Ramos, V.A. (ed.), *Geología de la región del Aconcagua, provincias de San Juan y Mendoza*. Dirección Nacional del Servicio Geológico, Subsecretaría de Minería de la Nación, *Anales* 24: 179-230, Buenos Aires.
- López Gamundi, O. R., Azcuy, C. L., Cuerda, A., Valencio, D. A., & Vilas, J.F., 1987. Cuencas río Blanco y Calingasta-Uspallata. En Archangelsky, S. (Ed.) *El Sistema Carbonífero en la República Argentina* Academia Nacional de Ciencias de Córdoba, Vol. 4: 101-132, Córdoba.
- Lossada, A., Hoke, G., Giambiagi, L., Fitzgerald, P., Mescua, J. 2020. Detrital Thermochronology Reveals Major Middle Miocene Exhumation of the Eastern Flank of the Andes That Predates the Pampean Flat Slab (33°–33.5°S); *American Geophysical Union; Tectonics*; 39; 4; 4-2020; 1-19.
- Loucks, R.G. 1999. Paleocave Carbonatic Reservoir: Origins, burial-depth modifications, spatial complexity and reservoir implications. *American Association Petroleum Geologist Bulletin* 83: 1795-1834.
- Mackaman-Lofland, C., Horton, B.K., Fuentes, F., Constenius, K.N. y Stockli, D.F. 2019. Mesozoic to Cenozoic retroarc basin evolution during changes in tectonic regime, southern Central Andes (31-33°S): Insights from zircon U-Pb geochronology. *Journal of South American Earth Sciences* 89: 299-318.

- Mangano, M.G., 1988. Estudio paleoecológico y paleoambiental de la secuencia carbonática mesozoica aflorante en la quebrada de Agua Blanca, Alta Cordillera de Mendoza. Universidad de Buenos Aires, Trabajo Final de Licenciatura (inédito), 87p. Buenos Aires.
- Mangano, M., Buatois, L. 1994. Trace fossils and ichnofabrics from Cretaceous carbonate deposits, Las Cuevas, High Andes, Mendoza. *Ameghiniana*, 31: 55 - 66.
- Martin-Chivelet, J., Palma, R., López-Gómez, J., Kietzmann, D. 2010. Earthquake-induced soft-sediment deformation structures in Upper Jurassic open-marine microbialites (Neuquén Basin, Argentina). *El Sevier, Sedimentary Geology* 235:210–221.
- Martínez, A., Giambiagi, L. 2010. Evolución petrológica y geoquímica del magmatismo bimodal Permo-Triásico del Grupo Choiyoi en el cordón del Portillo, Mendoza, Argentina. *Trabajos de Geología, Universidad de Oviedo*, 30: 432-451.
- Martos, F. E. 2017. Geología y estructura de la quebrada del Potrero Escondido, sur de la faja plegada y corrida del Aconcagua. Trabajo Final de Licenciatura, Universidad de Buenos Aires (Inédito), 90 p. Buenos Aires.
- Melchor, R. N. 2000. Stratigraphic and biostratigraphic consequences of a new $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ date for the base of the Cochicó Group (Permian), Eastern Permian Basin, San Rafael, Mendoza, Argentina: *Revista de la Asociación Paleontológica Argentina*, 37: 271-282.
- Miall, A.D. 1977. A review of the braided river depositional environment. *Earth Science Reviews* 13: 162, Amsterdam.
- Mpodozis, C. y Kay, S. M. 1990. Provincias magmáticas ácidas de los Andes Chilenos (28°S-31°S) y evolución tectónica de Gondwana: *Revista Geológica de Chile*, 17: 153-180.
- Mpodozis, C. y Ramos, V. 1990. The Andes of Chile and Argentina. En: Ericksen, G.E., Cañas Pinochet, M.T. y Reinemund J.A. (Eds.), *Geology of the Andes and its relation to hydrocarbon and mineral resources. Circum-Pacific Council for Energy and Mineral Resources. Earth Science Series*, 11:59 - 90. Houston.
- Munizaga, F. y Vicente, J. C. 1982. Acerca de la zonación plutónica y del volcanismo miocénico en los Andes de Aconcagua (Lat. 32-33°S): datos radiométricos K-Ar. *Revista Geológica de Chile*, 16: 3 - 21.
- Naipauer, M. 2016. Edades U-Pb en circones detríticos de la Formación Tordillo en la Cuenca Neuquina, centro-oeste de Argentina, implicancias en la edad absoluta del límite J-K. *Anales de la Academia Nacional de Ciencias Exactas, Físicas y Naturales*, 68: 73-84.

- Negro, C. V. 2002. Geología del Cordón Chorrillos, Alto Tupungato, Mendoza. Trabajo final de licenciatura, Universidad de Buenos Aires (inédito), 94 p., Buenos Aires.
- Orme, H. y Atherton, M. 1999. New U - Pb ages and Sr - Nd data from the Frontal Cordillera composite batholith, Mendoza: implications for magma source and evolution. Fourth International Symposium on Andean Geodynamics, Goettingen, Germany, 555-558.
- Orts, S. 2001. Geología del sector comprendido entre los ríos Plomo y Vacas, Provincia de Mendoza. Trabajo Final de Licenciatura, Universidad de Buenos Aires (Inédito), 95p. Buenos Aires.
- Orts, S. y Ramos, V. A. 2006. Evidence of middle to late Cretaceous compressive deformation in the high Andes of Mendoza, Argentina. Backbone of the Americas Patagonia to Alaska. Geological Society of America, Abstracts with Programs 5: 65, Mendoza.
- Padva, D. 2000. Geología del valle superior del río del Plomo, Provincia de Mendoza. Trabajo final de Licenciatura, Universidad de Buenos Aires (Inédito), 86p. Buenos Aires.
- Peluffo, N. A. 2020. Geología de las nacientes del río Blanco, noroeste de Mendoza. Trabajo final de licenciatura, Universidad de Buenos Aires (inédito), 96p., Buenos Aires.
- Pérez Frasette, M. J. 2018. Estratigrafía y estructura del sector medio del valle del río Blanco Cordillera Principal de Mendoza. Trabajo final de licenciatura, Universidad de Buenos Aires (inédito), 78 p., Buenos Aires.
- Pérez, D. J. y Ramos, V. A. 1996. El basamento prejurásico. En Ramos, V. A., Aguirre-Urreta, M. B., Alvarez, P. P., Cegarra, M. I., Cristallini, E. O., Kay, S. M., Lo Forte, G. L., Pereyra, F. X. y Pérez, D. J. 1996. Geología de la región del Aconcagua, provincias de San Juan y Mendoza. Dirección Nacional del Servicio Geológico, Anales 24: 27-58, Buenos Aires.
- Pereyra, F. X. 1996. Geomorfología. En Ramos, V.A. (ed.), Geología de la región del Aconcagua, provincias de San Juan y Mendoza. Dirección Nacional del Servicio Geológico, Subsecretaría de Minería de la Nación, Anales 24: 179-230, Buenos Aires.
- Polanski, J. 1963. Estratigrafía, neotectónica y geomorfología del Pleistoceno pedemontano entre los ríos Diamante y Mendoza. Revista de la Asociación Geológica Argentina, 17(3-4): 127-349. Buenos Aires.
- Polanski, J. 1972. Descripción geológica de la hoja 24a-b, Cerro Tupungato. Ministerio de industria y minería, Subsecretaría de Minería, Dirección Nacional de Geología y Minería, 108p. Buenos Aires.

- Ramos, V. A. 1985a. El Mesozoico de la Alta Cordillera de Mendoza: facies y desarrollo entratigráfico. Argentina. 3° Congreso Geológico Chileno, Actas 1(1): 492-513. Antofagasta.
- Ramos, V. A., 1985b. El Mesozoico de la Alta Cordillera de Mendoza: reconstrucción tectónica de sus facies. Argentina. 4° Congreso Geológico Chileno, 1(2): 104-118, Antofagasta.
- Ramos, V.A., 1988. The tectonics of the Central Andes: 30° to 33° S latitude. En Clark, S. y Burchfiel, D. (ed.), Processes in Continental Lithospheric Deformation, Geological Society of América, Special Paper 218: 31-54, Boulder.
- Ramos, V.A., 1999. Plate tectonic setting of the Andean Cordillera. En Episodes, Special Volume: Geology of South America, p. 183 – 190.
- Ramos, V.A., 2009. Anatomy and global context of the Andes: Main geologic feature and the Andean orogenic cycle. Geological Society of America Memoirs, 204:31-65.
- Ramos, V.A., 2010. The tectonic regime along the Andes: Present-day and Mesozoic regimes. Geological Journal, 45(1):2-25.
- Ramos, V. A., Yrigoyen, M.R., 1987. Geología de la región del Aconcagua, provincia de Mendoza. Simposio Internacional sobre vulcanismo andino. 10º Congreso Geológico Argentino, Actas 4: 267-271, San miguel de Tucumán.
- Ramos, V. A., Cingolani, C., 1989. La granodiorita Matienzo, intrusivo mioceno de la Alta cordillera de Mendoza. Asociación Geológica Argentina, Revista, 43(3):404- 408.
- Ramos, V. A., Jordan, T. E., Allmendinger, R. W., Kay, S. M., Cortés, J. M., y Palma, M. A. 1984. Chilenia: un terreno alóctono en la evolución paleozoica de los Andes Centrales. 9º Congreso Geológico Argentino, Actas 1: 84-106.
- Ramos, V.A., Rivano, M.B., Aguirre-Urreta., Godoy, E., y Lo Forte, G.L., 1990. El Mesozoico del cordón del Límite entre Portezuelo Navarro y Monos de Agua (Chile - Argentina). 11º Congreso Geológico Argentino, Actas 2: 43-46. San Juan.
- Ramos V.A., Aguirre-Urreta, M.B. 1991. La discordancia primordial del Valle Hermoso. Alta Cordillera de San Juan, Argentina. Reinterpretación tectónica. 6º Congreso Geológico Chileno, 1: 887-891. Santiago.
- Ramos, V.A., Jordan, T.E., Allmendinger, R.W., Kay, S.M., Cortés, J.M. y Palma, M. 1984. Chilenia: un terreno alóctono en la evolución paleozoica de los Andes centrales. 9º Congreso Geológico Argentino. Actas 2: 84-106, San Carlos de Bariloche.

- Ramos, V.A., Munizaga, F. y Kay, S.M., 1991. El magmatismo cenozoico a los 33° de latitud: geocronología y relaciones tectónicas. 6° Congreso Geológico Chileno, Actas 1: 892-896, Viña del Mar.
- Ramos, V.A., Aguirre-Urreta, M.B., Alvarez, P.P., Cegarra, M.I., Cristallini, E.O., Kay, S.M., Lo Forte, G.L., Pereyra, F.X. y Pérez, D.J., 1996. Geología de la región del Aconcagua, provincias de San Juan y Mendoza. Dirección Nacional del Servicio Geológico, 510 p., Buenos Aires.
- Ramos, V.A., Zapata T., Cristallini, E. & Introcaso, A. 2004. The Andean thrust system: Latitudinal variations in structural styles and orogenic shortening. In: McClay, K.R. (ed) Thrust tectonics and hydrocarbon systems. American Association of Petroleum Geology, Memoir, 82: 30-50.
- Ramos, V.A., Pérez, D.J., 1999. Estructura de las nacientes del río Morado de las Toscas. 14° Congreso Geológico Argentino, Actas 1: 39. Salta.
- Ramos, V.A., Folguera, A. 2009. Andean flat-slab subduction through time. Geological Society of London, Special Publications, 327 (1): 31-54.
- Reichert, F. 1929. La exploración de la Alta Cordillera de Mendoza. Biblioteca del Oficial 138-139(1): 1-401. Buenos Aires.
- Riccardi, A. C., Gulisano, C. A. 1990. Unidades limitadas por discontinuidades. Su aplicación al Jurásico andino. Revista de la Asociación Geológica Argentina, 45 (3-4): 346-364, Buenos Aires.
- Riesner, M., Lacassin, R., Simoes, M., Armijo, R., Rauld, R., Vargas, G. 2017. Kinematics of the active West Andean fold-and-thrust belt (central Chile): Structure and long-term shortening rate. Tectonics 36: 287-303.
- Riesner, M., Lacassin, R., Simoes, M., Carrizo, D. y Armijo, R. 2018. Revisiting the cristal structure and kinematics of the Central Andes at 33.5°S: implications for the mechanics of Andean mountain building. Tectonics 37: 1347-1375.
- Riesner, M., Simoes, M., Carrizo, D., Lacassin, R. 2019. Early exhumation of the Frontal Cordillera (Southern Central Andes) and implications for Andean mountain-building at ~33.5°S. Scientific Reports, 9:7972.
- Rocha, E. 2000. Geología del sector medio del río del Plomo, Mendoza. Trabajo Final de Licenciatura, Universidad de Buenos Aires (Inédito), 85 p. Buenos Aires.
- Roller, E.O., Criado Roque, P., 1969. Geología de la provincia de Mendoza. 4° Jornadas de Ciencias Geológicas Argentinas, Actas 2: 1-60, Buenos Aires.

- Rosselot, E. A. 2017. Geología entre los ríos Mendoza y Blanco, Cordillera Principal, Mendoza. Trabajo Final de Licenciatura, Universidad de Buenos Aires (Inédito), 76 p. Buenos Aires.
- Sato, A. M., Llambías, E. J., Basei, M.A.S., Castro, C.E. 2015. Three stages in the Late Paleozoic to Triassic magmatism of southwestern Gondwana, and the relationships with the volcanogenic events in coeval basins. *Journal of South American Earth Sciences*, 63: 48-69
- Scasso, R.A; Alonso, S.M.; Lanés, S.; Villar, H.J.; Lippai, H. 2002. Petrología y geoquímica de una ritmita margá - caliza del Hemisferio Austral: El Miembro Los Catutos (Formación Vaca Muerta), Tithoniano medio de la Cuenca Neuquina. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 57: 143-159.
- Scasso, R.A; Alonso, S.M.; Lanés, S.; Villar, H.J.; Lippai, H. 2005. Geochemistry and petrology of a Middle Tithonian limestone-marl rhythmite in the Neuquén Basin, Argentina: depositional and burial history. In *The Neuquén Basin, Argentina: A Case Study in Sequence Stratigraphy and Basin Dynamics* (Veiga, G.D.; Spalletti, L.A.; Howell, J.A.; Schwarz, E.; editors). The Geological Society, Special Publications 252: 207-229. London.
- Schwarz, E., Spalletti, L.A., Veiga, G.D. 2011. La Formación Mulichinco (Cretácico Temprano) en la cuenca neuquina. *Relatorio del XVIII Congreso Geológico Argentino: Geología y Recursos Naturales de la provincia del Neuquén, Asociación Geológica Argentina*, 12:131-144.
- Schwarz, E., Spalletti, L., Veiga, G., Fanning, C. 2016. First U–Pb SHRIMP age for the Pilmatué Member (Agridio Formation) of the Neuquén Basin, Argentina: Implications for the Hauterivian lower boundary. *Cretaceous Research*, 58: 223-233.
- Schiller, W. 1912. La Alta Cordillera de San Juan y Mendoza y parte de la provincia de San Juan. Ministerio de Agricultura y Minería. *Anales* 7 (5): 1-68. Buenos Aires.
- Schiuma, M. y Llambías E. J. 2008. New ages and chemical analysis on lower jurassic volcanism close to the Dorsal de Huinca, Neuquén: *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 63 (4): 644-652.
- Spalletti, L.A., Franzese, J.R., Matheos, S.D. y Schwarz, E. 2000. Sequence stratigraphy of a tidally dominated carbonate siliciclastic ramp; the Tithonian-Early Berriasian of the Southern Neuquén Basin, Argentina. *Journal of the Geological Society* 157: 433-446, London.
- Spalletti, L., Veiga, G., Schwarz, E. 2011. La Formación Agridio (Cretácico Temprano) en la Cuenca Neuquina. *Relatorio del XVIII Congreso Geológico Argentino: Geología y Recursos Naturales de la Provincia del Neuquén*: 145-160

- Stipanovic, P. N. 1966. El Jurásico de la Vega de la Veranada (Neuquén), el Oxfordense y el diastrofismo divesiano (Agassiz-Yaila) en Argentina. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 20 (4): 403-478.
- Stipanovic, P. N. 1969. El avance en los conocimientos del Jurásico argentino a partir del esquema de Groeber. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 24 (4): 367-388.
- Stipanovic, P.N. y Mingramm, C., 1952. Informe preliminar sobre la estratigrafía, cronología y distribución facial de los sedimentos del Dogger-Malm en el sector neuquino-mendocino de la cubeta mesozoica argentino-chilena. *Yacimientos Petrolíferos Fiscales, Gerencia de Exploración* (inédito), p. 1- 134. Buenos Aires.
- Suarez, F. 2000. Geología entre los arroyos Potrero Escondido y Chorrillos, Cordillera Principal, Provincia de Mendoza. Trabajo final de licenciatura, Universidad de Buenos Aires (inédito), 88 p., Buenos Aires.
- Summerfield, M. A. 1991. *Global geomorphology: An introduction to the study of landforms*. Harlow, Essex, England: Longman Scientific & Technical.
- Suppe, J., 1983. Geometry and Kinematics of fault-bend folding. *American Journal of Science* 283: 684-721, New Haven.
- Szczepanik, Patrycja & Sawlowicz, Ziggy. (2005). Pyritization of microfossils: Crinoid remains from the Middle Jurassic of Ogródzieniec (Kraków-Częstochowa Upland, Poland). *Studia Geologica Polonica*. 124: 37-52.
- Tassara, A. 2005. Interaction between the Nazca and South American plates and formation of the Altiplano–Puna plateau: Review of a flexural analysis along the Andean margin (15°–34°S). *Tectonophysics*, 399: 39-57
- Turner, J.C.M. y Méndez, V. 1975. Geología del sector oriental de los Departamentos de Santa Victoria e Iruya, Provincia de Salta, República Argentina. *Boletín de la Academia Nacional de Ciencias* 51 (1- 2): 11-24, Córdoba.
- Veiga, G., Spalletti, L., Schwarz, E. 2011. El Miembro Avilé de la Formación Agrio (Cretácico Temprano). *Relatorio del XVIII Congreso Geológico Argentino: Geología y Recursos Naturales de la provincia del Neuquén*. P. 161 -173. Neuquén.
- Vennari, V. V., Lescano M., Naipauer, M., Aguirre - Urreta, B., Concheyro, A., Schaltegger, U., Armstrong, R., Pimentel, M. & Ramos V. A. 2014. New constraints on the Jurassic–Cretaceous boundary in the High Andes using high-precision U-Pb data. *Gondwana Research*, 26: 374–85.

- Vicente, J. C., 1972. Aperçu sur l'organisation et l'évolution des Andes argentinochilennnes centrales au paralléle de Aconcagua. 14° International Geological Congress. Section 3: 42436, Ottawa.
- Vicente, J. C. 2005. La fase primordial de estructuración de la faja plegada y corrida del Aconcagua: importancia de la fase pehuenche del Mioceno inferior. Revista de la Asociación Geológica Argentina, 60 (4): 672-684.
- Vicente, J. C., Leanza, H. A. 2009. El frente de corrimiento andino al nivel de los cerros Penitentes y Visera (alta cordillera de Mendoza): aspectos cronológicos y cartográficos. Revista de la Asociación Geológica Argentina, 65 (1): 97-110.
- Vitarella, L. G. 2000. Geología del Valle Superior del arroyo Chorrillos, Provincia de Mendoza. Trabajo final de licenciatura, Universidad de Buenos Aires (inédito), 85 p., Buenos Aires.
- Weaver, C. 1931. Paleontology of the Jurassic and Cretaceous of West Central Argentine. Memorie 1, 595p. Seattle.
- Yrigoyen, M. R. 1972. Cordillera Principal. En Leanza, A.F. (ed.), Geología Regional Argentina, Academia Nacional Ciencias, 345-364. Córdoba.
- Yrigoyen, M. 1976. Observaciones geológicas alrededor del Aconcagua. En 1° Congreso Geológico Chileno: 168-190.
- Yrigoyen, M.R. 1979. Cordillera Principal. En: Turner, J.C.M. (ed.), 2° Simposio Geología Regional Argentina, Academia Nacional de Ciencias, Actas 1: 651- 694, Córdoba.

Apéndice A

Muestras en Grupo Mendoza superior – perfil D

Muestra C1 - Wackestone

Roca con un 65% de matriz micrítica y un 35% de partículas que se encuentran representadas en un 95% por terrígenos y un 5% de bioclastos.

Los terrígenos se componen principalmente por minerales opacos (45%) desde anhedrales y angulosos a redondeados y esféricos. Predominantemente, los tamaños de estas partículas son de 0,01mm, en menor medida 0,04mm y muy subordinadamente algunos de 0,10mm. Menos de un 5% de ellos muestran en sus bordes evidencias de alteraciones a óxidos. Suelen, también, mostrarse disueltos y con recristalizaciones a carbonato de 0,01mm de espesor. La otra fracción predominante es de distintos minerales, probablemente plagioclasas, alteradas a carbonatos (45%) que se disponen en tamaño promedio de 0,14mm dentro de un rango que va desde los 0,06mm hasta los 0,30mm. Los de tamaño mayor suelen presentarse como agregados policristalinos. El cuarzo (5%) se encuentra subordinado desde tamaños de 0,06mm hasta 0,20mm, siendo el promedio de 0,10mm. Los cristales son subhedrales y de baja redondez y esfericidad. Sus bordes se encuentran también micritizados y con recristalizaciones del orden de los 0,02mm.

Los bioclastos (5%) que han podido observarse son equinodermos de hasta 1,1mm de longitud (Figura A1a), foraminíferos bentónicos piritizados de 0,06mm (Figura A1b) y algunos calpionélidos de hasta 0,1mm de diámetro (Figura A1c).

Múltiples fracturas rellenas con carbonato policristalino han sido identificadas, con espesores desde 0,06mm hasta 2,2mm y rellenas por cristales subhedrales desde 0,02mm hasta 0,20mm (Figura A1d). El promedio es de espesores de 0,16mm y cristales 0,06mm. En los bordes, los tamaños de los cristales disminuyen. Se encontraron, además, estilolitas de orientación perpendicular a estas fracturas y con colores negros oxidados a colores marrones anaranjados. Su largo abarca toda la muestra.

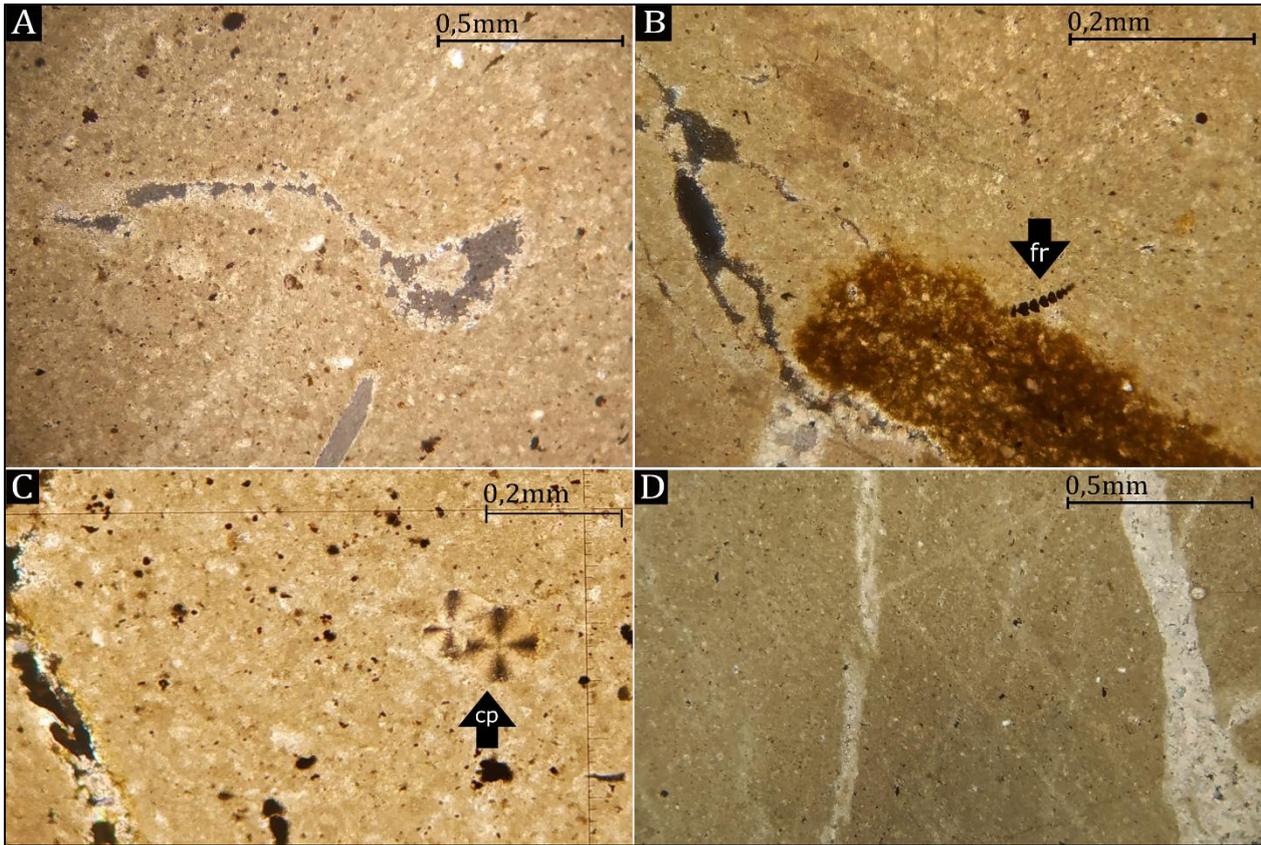


Figura A1. A – Fragmento de equinodermo que ha sufrido una intensa disolución. B – Foraminífero bentónico piritizado. Obsérvese la intensa micritización de las muestras. C – Extinción en cruz de malta en calcionélidos. D – Set de fracturas rellenas de calcita. *cp* – *calcionélido*; *fr* – *foraminífero*.

Muestra C2 – Arenisca fina calcárea

Roca compuesta por un 50% de material ligante de naturaleza micrítica y cemento en bloque granular de calcita (Figura A2a), y un 50% de partículas. Estas últimas se componen en 95% por terrígenos y un 5% por bioclastos.

Los terrígenos son predominantemente cristales probablemente de plagioclasas, alterados a carbonatos (50%) con tamaños de 0,40mm, con sus bordes micritizados en el orden 0,02mm. También se hallan en gran cantidad cristales de 0,1mm y menor longitud. Los minerales opacos (30%) son los siguientes en orden de abundancia. Llevan tamaños desde los 0,03mm hasta 0,30mm y se los encuentra, en ocasiones, con recristalizaciones. Puede inferirse que su forma previa a esta diagénesis era subhedral. Se observan con frecuencia evidencias de oxidación. El cuarzo (15%) se dispone bimodalmente, siendo los tamaños más frecuente 0,10mm y 0,05mm. Excepcionalmente se hallan agregados policristalinos de hasta 0,30mm. Su redondez y esfericidad es generalmente muy baja.

Los bioclastos (5%) se encuentran generalmente como valvas de bivalvos de hasta 1,4mm de longitud y unos pocos mm de espesor, totalmente piritizadas (Figura A2b). Además es posible diferenciar a algunos escasos fragmentos de ostreoides.

La muestra lleva una marcada diferencia textural entre un sector donde se encuentra más diagenetizada y otra donde se torna más clara. Pueden observarse escasas y débiles estilolitas sin una dirección dominante aparente.

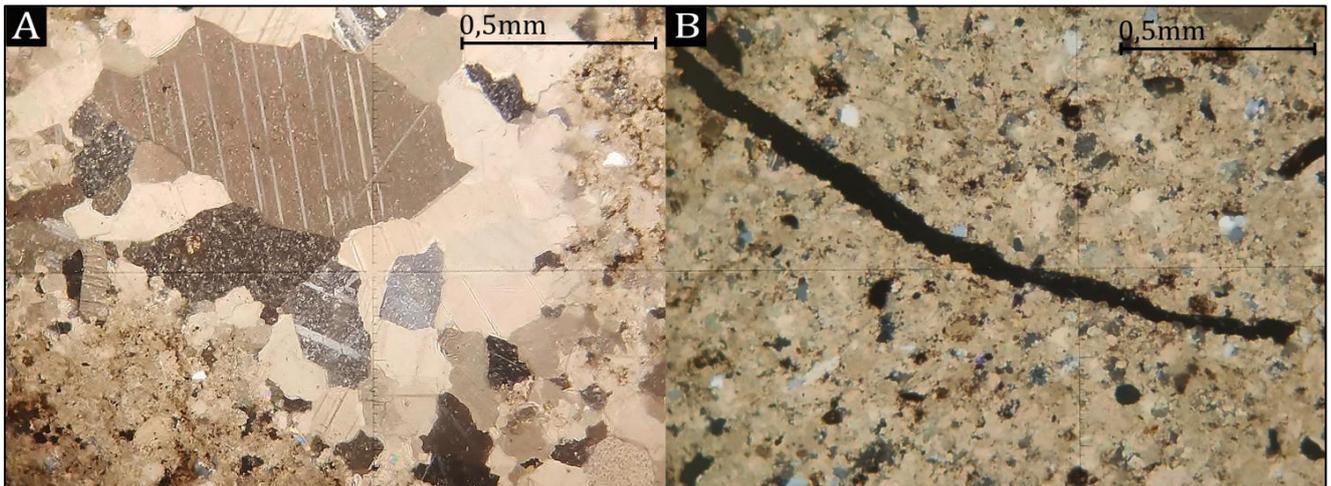


Figura A2. A- Cemento en bloque y granular de calcita. Nótese la disminución del tamaño de los cristales hacia los bordes. B- Corte longitudinal de una valva que sufrió piritización.

Muestra C3 – Packstone

Roca de textura grano – soportada compuesta en un 85% de partículas y con el espacio intergranular ocupado por un 15% de material ligante micrítico. Las partículas se encuentran representadas en un 60% por bioclastos y 40% por terrígenos.

La fracción bioclástica está compuesta por partículas esqueléticas y por abundantes pellets fecales (Figura A3a y b), esféricos, de muy pequeño tamaño. Las partículas esqueléticas se componen principalmente de valvas de moluscos recristalizadas de hasta 1,20mm de longitud y 0,15mm de ancho. Sus bordes se hallan micritizados y los cristales que la componen alcanzan los 0,10mm aproximadamente (Figura A3a). Además, se hallan algunos pocos calpionélidos de 0,10mm de diámetro con extinción en cruz de malta debido a la recristalización del caparazón (Figura A3b).

El material terrígeno se encuentra como plagioclasa en un 40%, cuarzo en un 30% y minerales opacos también en un 30%.

La plagioclasa se encuentra recristalizadas a carbonatos como agregados policristalinos y como cristales individuales. Los primeros alcanzan el orden de los 0,20mm con cristales de 0,04mm aproximadamente. Los segundos, de aproximadamente 0,08mm, se hallan con sus bordes micritizados y recristalizados. Considerando su tamaño y ocurrencia, se considera que corresponden a alteraciones y recristalizaciones de minerales como plagioclasas. Los cristales de cuarzo se muestran como cristales individuales, subhedrales, de entre 0,06mm y 0,10mm. Sus bordes se encuentran con evidencias de disoluciones y micritizaciones de hasta 0,02mm de espesor. Su selección es muy buena, y muy baja su redondez y esfericidad. Los minerales opacos se disponen como cristales anhedrales de entre 0,06mm y 1mm de longitud. Llevan poca evidencia de oxidación y sus bordes apenas micritizados.

La muestra lleva pocas y débiles estilolitas, sin ninguna dirección particular de preferencia. Por otro lado, no se han observado evidencias de fracturamiento.

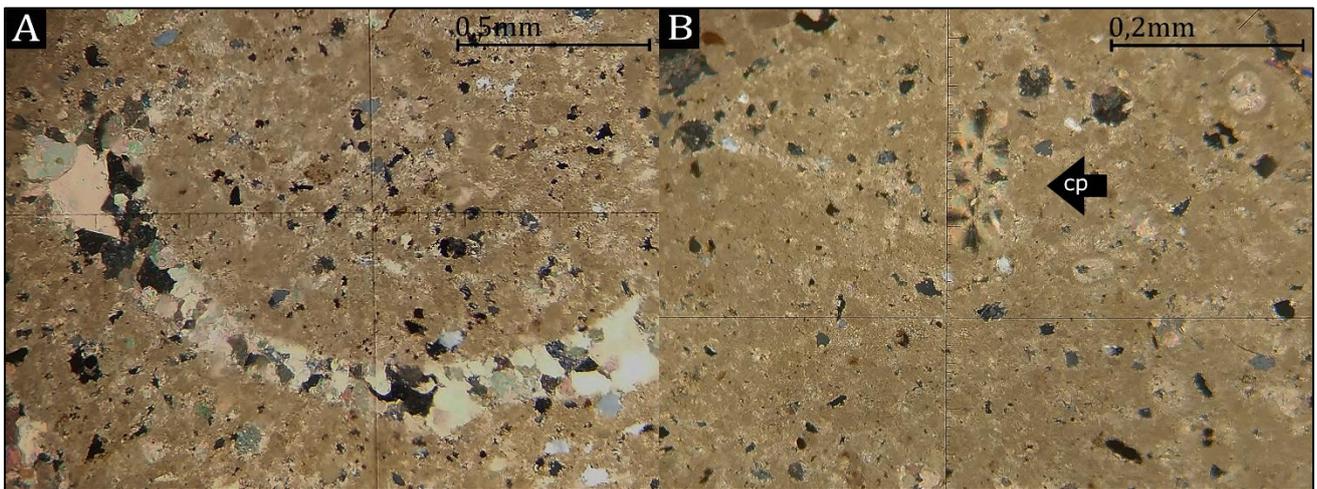


Figura A3. A - Valva de molusco. B - Partículas con extinción en cruz de malta, posiblemente de calcipionélidos. Obsérvense en ambas imágenes la matriz compuesta por pellets. *cp* - *calcipionélido*.

Muestra C4 - Wackestone

Roca compuesta por un 65% de matriz micrítica y un 35% por partículas, las cuales se encuentran representadas en un 95% por terrígenos y 5% por partículas bioclásticas. Los terrígenos se componen en un 50% por cuarzo, 30% por minerales opacos y un 20% por plagioclasas.

El cuarzo se halla modalmente como cristales individuales, subhedrales de aproximadamente 0,08mm de longitud en su eje mayor. Su selección es buena y tanto su redondez como esfericidad son bajas. Los minerales opacos son de tamaños no mayores a 0,10mm, anhedrales a subhedrales, alterados a óxidos.

La plagioclasa se muestra recristalizada a carbonatos como agregados policristalinos de hasta 0,2mm con cristales subhedrales de aproximadamente 0,04mm y bordes micritizados.

Los bioclastos se componen principalmente de fracciones de brazos de equinodermos de hasta 1,40mm de longitud u 0,04mm de ancho (Figura A4a)

Las fracturas en este corte son remarcables, pues pueden ser apreciadas a ojo desnudo cubriendo toda su extensión. Llevan espesores de 0,15mm hasta 0,8mm y se encuentran rellenas de cristales carbonáticos subhedrales de 0,02mm hasta 0,15mm. Hacia los bordes, los cristales se reducen en tamaño (Figura A4b). Se hallan estilolitas de corta longitud y espesor.

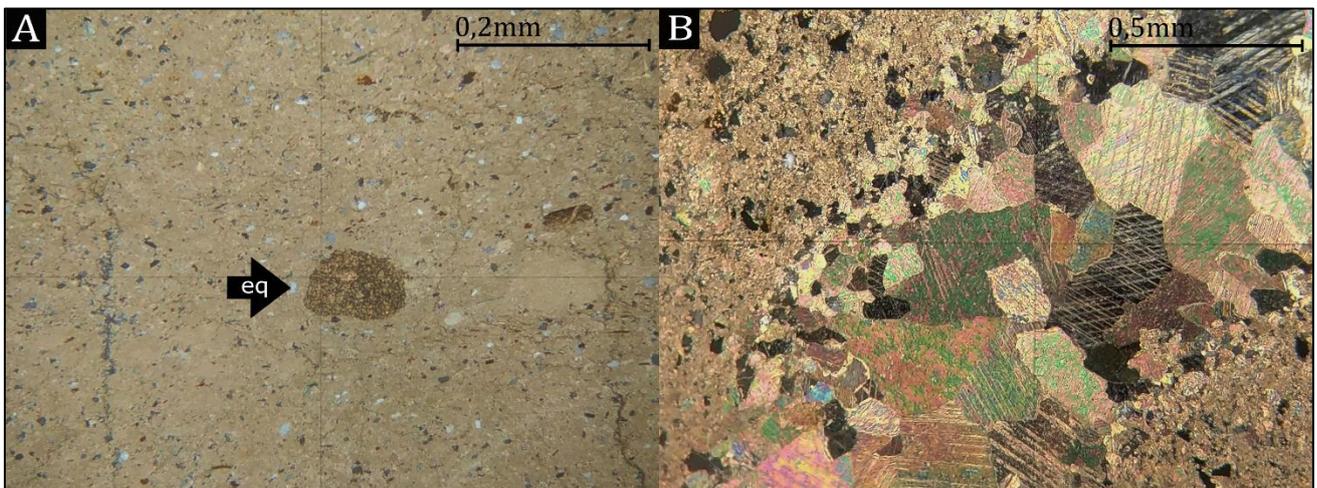


Figura A4. A - Corte transversal de brazo de equinodermo. B - Fractura rellena de carbonatos. Nótese la disminución del tamaño hacia los bordes.
eq - equinodermo.

Muestra C5 - Wackestone

Roca compuesta por un 55% de material ligante microesparítico y un 45% de partículas que se conforman de un 60% de terrígenos y un 40% de bioclastos.

Los terrígenos se constituyen por plagioclasas recristalizadas a carbonato (45%) se encuentran como cristales individuales con un tamaño promedio de 0,1mm. Algunos se hallan como partículas elongadas de hasta 1mm de longitud y espesores de 0,1mm, y serían sulfuros recristalizados a carbonatos (Figura A5a). El cuarzo (20%) se muestra como cristales individuales, subhedrales, bien seleccionado de tamaño medio de 0,04mm, baja redondez y baja esfericidad. Los minerales opacos (5%) se hallan en tamaños menores a 0,02mm y generalmente están alterados a óxidos de Fe.

Los bioclastos se encuentran como valvas de bivalvos de bordes recristalizados, 0,06mm de espesor, 1mm de longitud (Figura A5b) y pellets fecales de pequeño tamaño.

Se observan fracturas de hasta 2mm de espesor rellenas por carbonatos de hasta 0,30mm. Asociadas, se encuentran alguna estilolitas con alteraciones a óxidos de Fe, y en ocasiones, con recristalizaciones en sus bordes. También se observan sectores con cemento carbonático granular de hasta 0,15mm con cristales subhedrales de 0,04mm aproximadamente

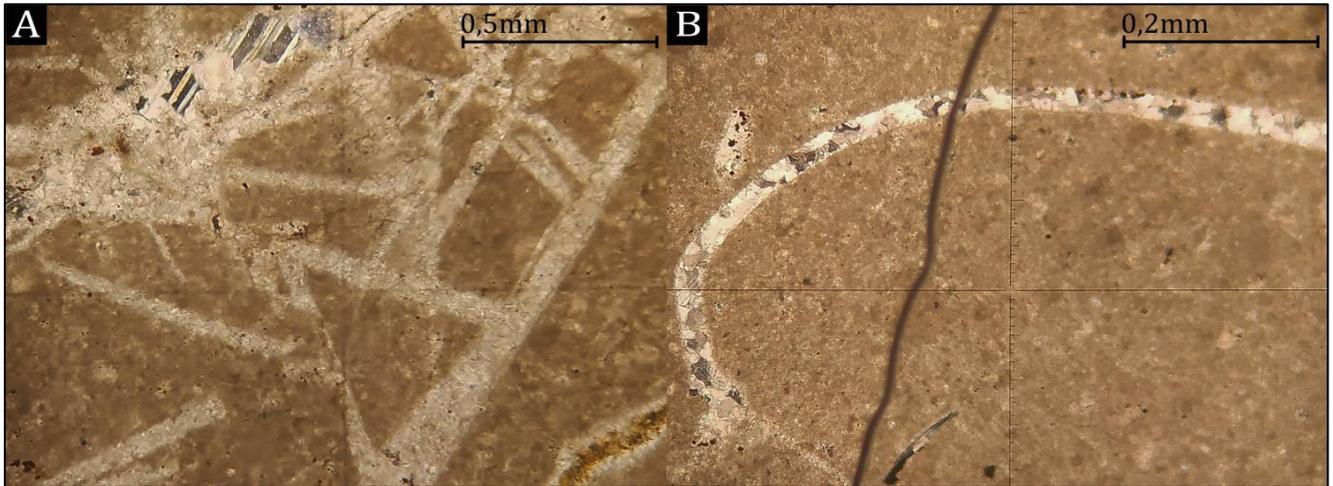


Figura A5. A - Carbonatos elongados que serían recristalizados a partir de sulfuros. B - Corte longitudinal de valva.

Muestra 6 - Wackestone

Roca compuesta por un 65% de material ligante microesparítico y un 35% de partículas. El material particulado es un 90% constituido por partículas terrígenas y un 10% por bioclastos.

Los terrígenos se observan en un 80% como cuarzo, un 10% como opacos y otro 10% como plagioclasa. El cuarzo se encuentra como cristales individuales subhedrales de entre 0,04mm y 0,08mm. Poseen una buena selección, baja redondez y baja esfericidad. La plagioclasa se encuentra recristalizada a carbonatos, con longitudes de hasta 0,08mm en su eje mayor cuando son individuales. Los minerales opacos, se presentan con tamaño modal de 0,015mm y en algunas ocasiones alcanzan los 0,06mm. Son cristales anhedrales a subhedrales en el orden de 0,01mm.

Los bioclastos se muestran como brazos de equinodermos, algunos en sección longitudinal de hasta 1,2mm y otros en sección transversal de 0,08mm (Figura A6a).

Se observa fracturamiento de hasta 0,4mm de espesor con cierta dirección dominante relleno por carbonatos euhedrales de hasta 0,1mm de es longitud. En las mismas direcciones, y en ocasiones cortando al fracturamiento, se aprecian estilolitas con alteraciones a óxidos de Fe. Se hallan también pequeñas lineaciones del mismo espesor que las estilolitas, aunque rellenas por carbonatos (Figura A6b). Además, se observan sectores con cemento carbonático granular, con cristales de hasta 0,4mm.

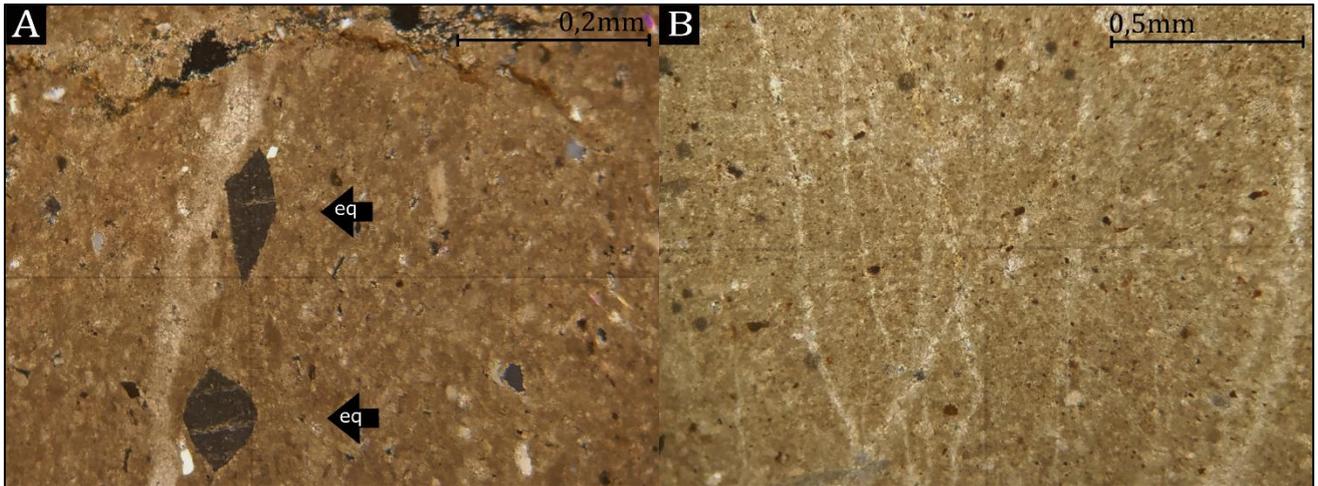


Figura A6. A - Corte trasversal de brazos de equinodermos. B - Lineaciones de estilo estilolítico, rellenas por carbonatos. *eq* - equinodermo.

Muestra C7 - Wackestone

Roca compuesta en un 65% por material ligante micrítico en sectores y esparítico en otros y un 35% de material partículas. Las partículas se componen en su totalidad por terrígenos correspondientes a un 40% por cuarzo, 40% de minerales opacos, 19% de plagioclasa y 1% de bioclastos.

Los cristales de cuarzo son subhedrales, de un orden menor a 0,01mm y de tamaño modal aproximado de 0,08mm. Se hallan con baja redondez, baja esfericidad y buena selección. Los minerales opacos se muestran como cristales anhedrales con tamaños multimodales e 0,01mm, 0,02mm y 0,04mm. En unas pocas ocasiones pueden apreciarse alteraciones a óxidos de Fe. La plagioclasa se ve como cristales individuales, en tamaños de 0,06mm. Los bioclastos consisten en algunos escasos fragmentos de brazos de equinodermos de 0,1mm (Figura A7a).

Las fracturas en esta muestra se presentan con 2 direcciones preferenciales. Su espesor es desde 0,02mm, en las cuales no pueden identificarse los cristales individuales, hasta los 0,3mm compuestas por cristales de carbonatos subhedrales de 0,07mm en promedio. Se acompañan de estilolitas con alteraciones a óxidos de Fe que se expanden por diversas direcciones, a veces cortando a las fracturas (Figura A7b). Por sectores puede observarse cemento carbonático granular y en bloque de 0,16mm de longitud aproximadamente.

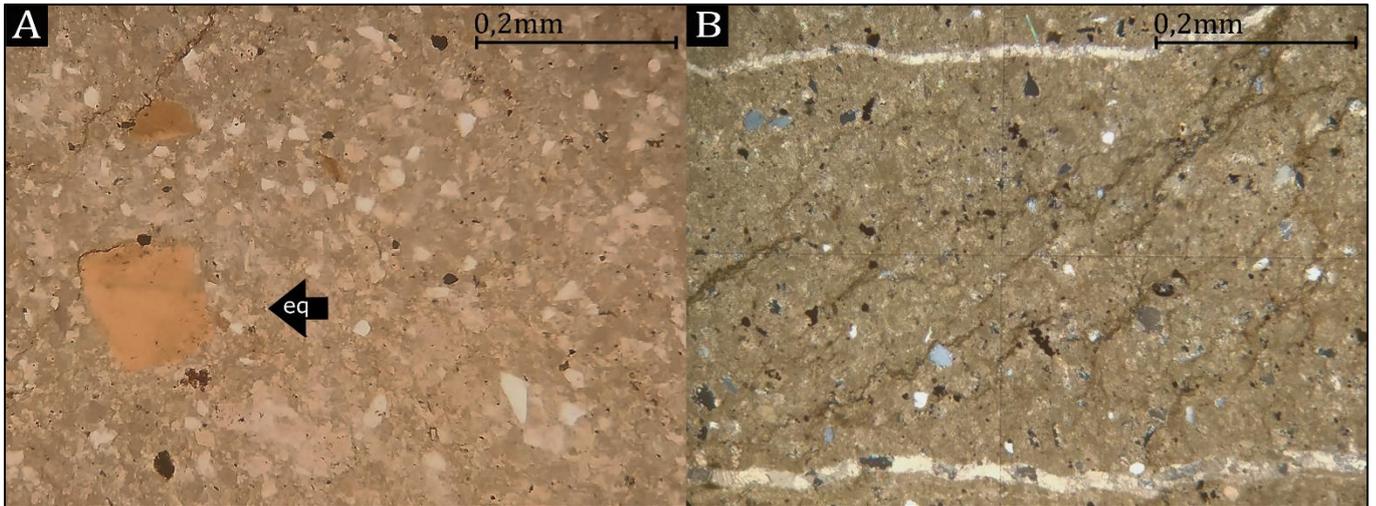


Figura A7. A – Corte trasversal de brazos de equinodermo. B – Asociación de fracturas rellenas por carbonatos y estilolitas oblicuas. *eq* – equinodermo.

Muestra C8/C9/C10 – Microbialita

	% material ligante microesparítico	% partículas	% Opacos	% cuarzo	Espaciamiento entre estilolitas (mm)
C8	85	15	65	35	0,15
C9	90	10	50	50	1
C10	95	5	80	20	0,2 - 0,3

Las muestras llevan una laminación dada por la actividad bacteriana. Pueden observarse múltiples estilolitas que cruzan todos los cortes con una dirección claramente preferencial y paralelas entre sí.

En la muestra C8, los minerales opacos se observan en cristales anhedrales que llevan tamaños bimodales de 0,01mm y 0,06mm. Hay pocas evidencias de alteraciones a óxidos de Fe. El cuarzo se observa como cristales subhedrales de baja redondez y baja esfericidad, en tamaño modal de 0,04mm y algunos más pequeños de 0,02mm Se hallan algunos agregados policristalinos junto con minerales opacos. Se hallan sectores con cemento carbonático en cristales de 0,06mm aproximadamente (Figura A8a).

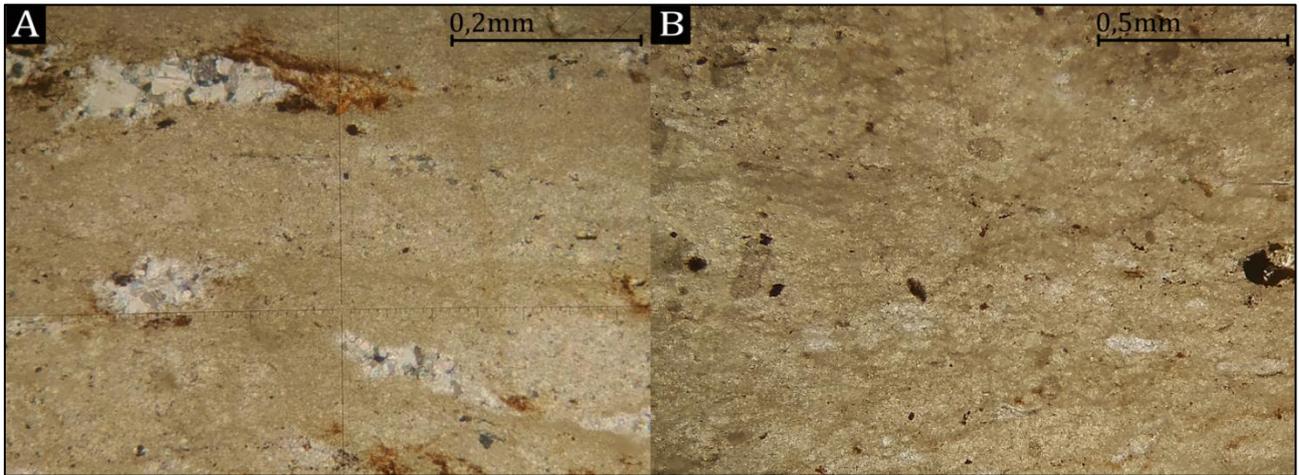


Figura A8. A – Lentas rellenas de carbonatos con alteraciones a óxidos. B – Vista general de la muestra.

En la muestra C9, los minerales opacos se muestran como cristales anhedrales a subhedrales, mayoritariamente con alteraciones a óxidos de Fe, y en tamaños bimodales de 0,01mm y 0,08mm. El cuarzo se observa como cristales individuales, en tamaño modal de 0,04mm y con baja redondez y esfericidad. Se identifican sectores con precipitación de cemento carbonático granular como agregados policristalinos de 0,1mm compuesto por cristales de 0,02mm. Excepcionalmente se halla un cristal de 0,3mm con cristales de 0,08mm. Se encuentran fracturas de 0,4mm de espesor, rellenas por carbonatos subhedrales a euhedrales de 0,08mm de longitud aproximadamente. Hacia los bordes los cristales se muestran más pequeños (Figura A9b).

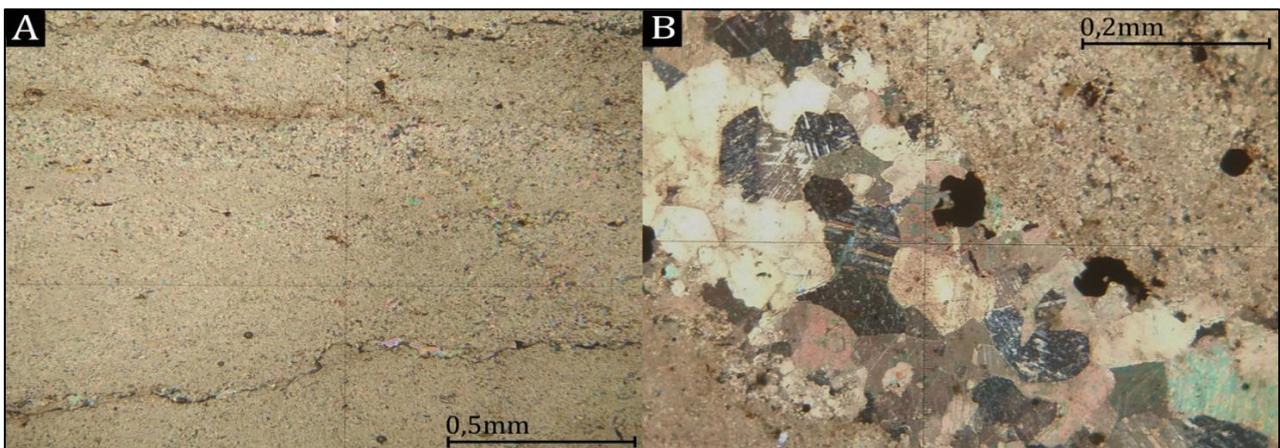


Figura A9. A – Estilolitas. B – Fractura rellena por carbonatos.

En la muestra C10, los minerales opacos se hallan como cristales individuales anhedrales, de tamaño modal 0,01mm aproximadamente (algunos excepcionalmente de 0,06mm) y frecuentemente con alteraciones a óxidos de Fe. El cuarzo se observa como cristales individuales subhedrales con bordes micritizados de 0,06mm en promedio. Se observan sectores con precipitación de cemento carbonático granular con cristales de aproximadamente 0,06mm.

Se hallan unas pocas fracturas de 0,1mm de espesor, rellenas por carbonatos en cristales subhedrales a euhedrales de 0,04mm de longitud aproximadamente (Figura A10a y b).

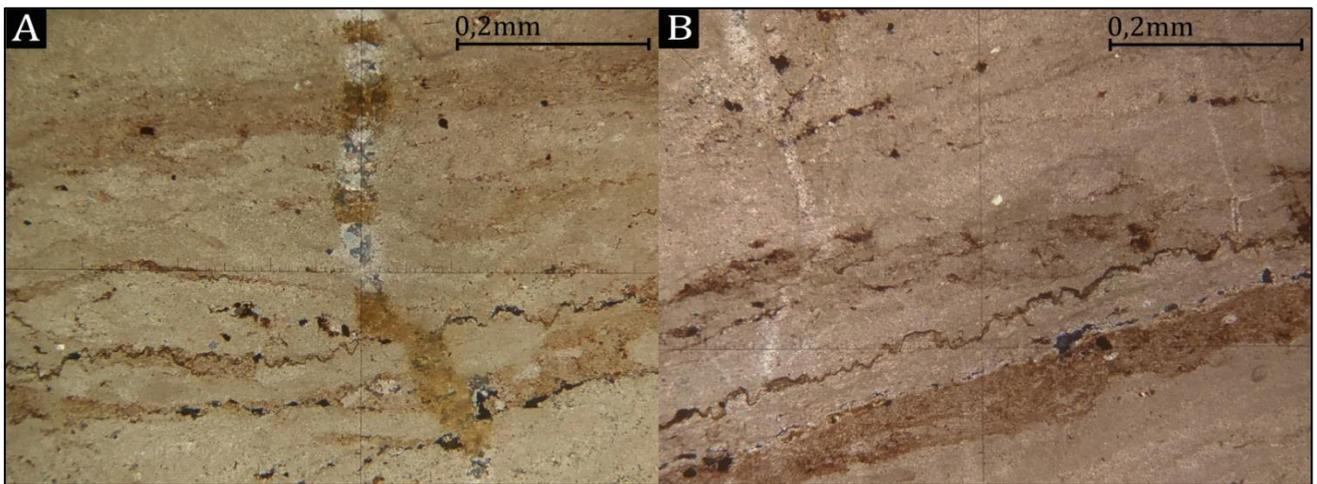


Figura A10. A y B - Estilolitas y laminación general de la muestra. Obsérvese la regularidad de los intervalos en los que se presentan y los ocasionales cortes con fracturas rellenas por carbonatos.